



Ege Üniversitesi Yayınları
Edebiyat Fakültesi Yayın No: 232

FİZİKİ COĞRAFYA ARAŞTIRMALARI I

Editörler

İhsan ÇİÇEK - Ertuğ ÖNER - Rifat İLHAN



Prof. Dr. Erdoğan AKKAN Anısına

İzmir, 2025

Ege Üniversitesi Yayınları
Edebiyat Fakültesi Yayın No: 232

Prof. Dr. Erdoğan AKKAN Anısına

FİZİKİ COĞRAFYA ARAŞTIRMALARI I

EDİTÖRLER

İhsan ÇİÇEK - Ertuğ ÖNER - Rifat İLHAN

İzmir – 2025

Prof. Dr. Erdoğan AKKAN Anısına

FİZİKİ COĞRAFYA ARAŞTIRMALARI

I

Editörler

İhsan ÇİÇEK - Ertuğ ÖNER - Rifat İLHAN

Baskı Düzenleme

Rifat İLHAN

E-ISBN: 978-605-338-474-8

Ege Üniversitesi Üst Yayın Komisyonu'nun 14.04.2025 tarih ve 02/18 sayılı kararı ile
yayınlanmıştır.

© Bu kitabın tüm yayın hakları Ege Üniversitesi'ne aittir. Kitabın tamamı ya da hiçbir bölümü yazarının önceden yazılı izni olmadan elektronik, optik, mekanik ya da diğer yollarla kaydedilemez, basılamaz, çoğaltılamaz. Ancak kaynak olarak gösterilebilir.

Eserin bilim, dil ve her türlü sorumluluğu yazarına/editörüne aittir.

T.C. Kültür ve Turizm Bakanlığı Sertifika No: 52149

Ege Üniversitesi Yayınları

Ege Üniversitesi Basım ve Yayınevi

Bornova -İzmir

Tel: 0 232 342 12 52

E-posta: basimveyayinevisbm@mail.ege.edu.tr

Yayın Link

<https://basimveyayinevi.ege.edu.tr>

Yayın Tarihi: Haziran, 2025



Bu eser, Creative Commons Atıf 4.0 Uluslararası lisansı (CC BY-NC-ND) ile lisanslanmıştır. Bu lisansla eser alıntı yapmak koşuluyla paylaşılabilir. Ancak kopyalanamaz, dağıtılamaz, değiştirilemez ve ticari amaçla kullanılamaz.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution 4.0 International license (CC BY-NC-ND). Under this license, the text can be shared with the condition of citation. However, it cannot be copied, distributed, modified or used for commercial purposes.

*Aramızdan ayrılışının onbeşinci yılında,
Erdoğan AKKAN Hocamıza en içten sevgi, saygı ve minnetlerimizle
Işıklar içinde uyu...*

İçindekiler

Sunuş

İhsan ÇİÇEK, Ertuğ ÖNER, Rifat İLHANIX

Prof. Dr. Erdoğan AKKAN (Biyografi).....XI

ERDOĞAN AKKAN HOCAMIZ ALBÜMÜNDENXVII

ANILARLA ERDOĞAN AKKAN HOCAMIZ.....LV

Hocam Erdoğan Akkan

İhsan ÇİÇEKLVII

Ben Hayatta En Çok Babamı Sevdim

Oya AKKAN.....LXV

Ağabeyim Erdoğan Akkan

İlhan KAYANLXXI

Kıymetli Erdoğan Akkan Hocam

Ertuğ ÖNERLXXVII

Prof. Dr. Erdoğan Akkan Anısına

Levent UNCU LXXXVII

FİZİKİ COĞRAFYA ARAŞTIRMALARILXXXIX

Türkiye Paleocoğrafyasının Miyosen Sonrası Evrimi

İlhan KAYAN1-18

Yüksek Çözünürlüğe Sahip Gridli İklim Veri Seti ile Türkiye'nin Havzalarında SPEI Tabanlı Meteorolojik, Tarımsal ve Hidrolojik Kuraklıkların Zamansal Değişim ve Eğilimleri (1980-2022)

Nami YURTSEVEN, M. Kirami ÖLGEN.....19-88

Türkiye'nin Kuraklık Problemi

İhsan ÇİÇEK89-120

Van Gölü Havzası Volkanları

Ali Fuat DOĞU, Ebru AKKÖPRÜ, Şerife GÖKAYDIN121-144

Yeni Nesil Uzaktan Algılama Platformu: GEE (Google Earth Engine) ve Fiziki Coğrafya Çalışmalarında Kullanımı

Sabri KARADOĞAN, M. Tahir KAVAK, Nesretullah SATAR145-172

Esence Dağları'ndaki Sirklerin Morfolojik ve Morfometrik Özellikleri

Mutlu SEVEN, Saadettin TONBUL173-190

Tavşanlı Höyük Çevresinde Paleocoğrafya Araştırmaları (Tavşanlı-Kütahya)

Ebubekir KARAKOCA, Levent UNCU191-200

Anakaya Akarsularının Yatak (Kanal) Morfolojisine Örnek: Kasaba Deresi (Siirt)

Belgin SOL.....201-210

Küresel Yağış-Sıcaklık Eğilimleri ve Aralarındaki İlişkiler

Erkan YILMAZ211-240

Türkiye’de 1991-2020 Döneminde Hava Sıcaklıklarında Gözlenen Değişim ve Eğilimler

Zerrin DEMİRÖRS, Necla TÜRKÖĞLU, İhsan ÇİÇEK241-310

6 Şubat 2023 Kahramanmaraş Depremlerinin Bölgesel Etkileri ve CBS Teknikleriyle Jeomorfolojik Analizi

Sabri KARADOĞAN, Hurşit YETMEN, Catherine KUZUCUOĞLU.....311-350

Kuzey Anadolu Dağları ile İç Anadolu Platosu Geçiş Zonunda Kızılırmak Drenaj Sisteminin Kuruluşu: Salur Boğazı ve Çevresi

Uğur DOĞAN, Erkan YILMAZ351-374

Kastamonu İli Kıyı Kuşağındaki Bazı Coğrafi Özelliklerin Dağılımı

Celalettin DURAN375-382

Fosil Polen Kayıtları Doğrultusunda Orta Karadeniz Bölümü’nde Bulunan Bazı Göllerin Paleovejetasyonun İncelenmesi

Hüsna KAZI, Murat KARABULUT383-404

Türkiye’nin Metamorfik Masiflerinin Topografik Özelliklerinin İncelenmesi

Emre ÖZŞAHİN, Öznur AKDEMİR, Şeyma KAYALI.....405-428

Cayster (Kaystros) Havzası’nın Jeomorfolojisinin Kadim Yerleşimlere Etkileri (İzmir)

Serdar VARDAR.....429-440

Konya Kapalı Havzası’nda Sulak Alanların Geçmişten Günümüze Değişimi

Murat ATAOL.....441-456

Sedimentolojik Veriler Kullanarak Köprüçay Vadisi Aşağı Kesiminin Paleocoğrafyası ve Aspendos Antik Kenti’nin (Serik-Antalya) Jeoarkeolojisi

Rifat İLHAN, Ertuğ ÖNER, Aylin KARADAŞ, Serdar VARDAR.....457-488

Yüksek Dağlık Alanlarda Kaya Düşme Çalışmalarında Farklı Çözünürlükte Sayısal Yüzey Modeli (SYM) Verilerinin Kullanımı

Mustafa UTLU, Mesut ŞİMŞEK489-502

Coğrafya Eğitiminde STEAM ve Örnek Uygulamalar

Nesretullah SATAR, Sabri KARADOĞAN503-526

Klimatoloji Bilimi ve Güncel Gelişmeler

Serkan SABANCI527-538

Kentsel Isı Adası ve Kentsel Isı Adasının Belirlenmesinde Kullanılan Yöntemler

Seda KOCA, Serpil MENTEŞE539-562

İklim Araştırmalarında Derin Öğrenme Uygulamaları

Olgu AYDIN, Hatice KILAR563-582

Anamur Ovasında Delgi Sondaj Yöntemli Paleocoğrafya Araştırmaları ve Anemurium

Antik Kentinin Jeoarkeolojisi (Anamur-Mersin)

Rifat İLHAN, Aylin KARADAŞ, Serdar VARDAR, Ertuğ ÖNER, Mehmet TEKOC AK.... 583-616

Edremit Ovası'nın (Balıkesir) Holosen Stratigrafisi ve Paleocoğrafyası

Sefa AK, Levent UNCU.....617-630

Ödemiş Ovası'ndaki Alüvyonla Örtülü Neolitik Yerleşimlerin İzlerinin ve Dokusunun

Delgi Sondaj Yöntemi ve Element Analizleri ile Belirlenmesi (Ödemiş-İzmir)

Serdar VARDAR.....631-658

YAZAR BİLGİLERİ659-662

Sunuş

Prof. Dr. Erdoğan AKKAN;

Dürüstlüğü, Çağdaşlığı ve Babacanlığı ile Örnek Bir Hocamız.

İhsan Çiçek, Ertuğ Öner & Rifat İlhan

Prof. Dr. Erdoğan AKKAN Hocamızla ilgili bir anı kitabı oluşturma düşüncesi, Prof. Dr. Ertuğ Öner tarafından oluşturulup birlikte hazırlama teklifi yaptığında, buruk bir mutluluk yaşadım. Erdoğan Hocamızın öğrencileri olarak O'na olan minnet ve şükran borçlarımızı, diğer öğrencilerinin de adına ödeyebilmek için bu yola birlikte başladık. Kadim dostum Ertuğ Öner daha önce Prof. Dr. İlhan Kayan, Prof. Dr. Asaf Koçman, Prof. Dr. Ayhan Sür ve Prof. Dr. Özdoğan Sür ile Prof. Dr. Manfred Osman Korfmann adına armağan ve anı kitapları hazırlamıştı. Bu fırsatı bana da verdiği için dostum Ertuğ Öner'e de teşekkürlerimi bu sununun ilk satırlarında belirtmek isterim.

Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi, Coğrafya Bölümüne öğrenci olarak geldiğimizde, üç Doğan Hocanın olduğunu gördük. Yaklaşık aynı yaşlarda ve sıkı bir arkadaşlık bağı ile birbirine bağlı olan Hocalarımız Prof. Dr. Aydoğan Köksal, Prof. Dr. Özdoğan Sür ve Prof. Dr. Erdoğan Akkan bilimsel bakış açımızın gelişmesinde önemli katkılar yaptılar. Fakültede Coğrafyanın üç Doğan'ı olarak aldandırılan Hocalarımızın odasında sıklıkla Dilbilim Bölümünün Duayen Hocası Prof. Dr. Doğan Aksan'ı da görür ve bu dört Doğan Hocamızın arkadaşlıklarına gıpta ile bakardık. Ne yazık ki Aydoğan Hocamızın da vefatı ile Dört Doğan dönemi de kapanmış oldu. Bu gerçekten bir dönemin kapanması olarak adlandırılabilir. Çünkü bu Hocalarımız, Bölümün kurucu Hocalarından ders almış ikinci kuşak Hocalarımız olarak, Türk Coğrafya akademisinin gelişimi ve şekillenmesinde önemli rol oynamışlardır.

Erdoğan Hocamızın çok karakteristik özellikleri vardı. Derste çok ciddi ve sert, ders dışında ise babacan ve yol gösteren bir büyüğümüzüzdü. Öğrenciler olarak, ilk yıllarımızda, daha çok dersteki Hoca'yı tanıdığımız için Erdoğan Hocamızdan çekinirdik. Bununla birlikte, arkadaşları ve bizler gibi daha sonra asistanları olanlar, onun bilge ve yol gösterici yüzünü görür ve hoca ile birlikte olmaktan çok zevk alırdı. Öğrenciliğimiz döneminde sınıflarda kara tahta ve renkli tebeşir kullanıldığı için, Özdoğan ve Erdoğan Hocalarımız derslerde önlük giyerdi. Odalarında ise sürekli takım elbise ve kravatlı hallerini görürdük. Hocalarımız yalnızca arazi gezilerimizde spor kıyafet giyerlerdi. Önlük Hocalarımızın elbiselerini tebeşir tozundan koruyan bir kalkandı. Beyaz önlüğü ile Erdoğan hoca özellikle beraber girdiğimiz “Jeomorfoloji Tatbikatı” derslerinde çok güzel kesitler çizer ve konunun incelik ve yorumlarını çok duru bir Türkçe ile pedagojik olarak anlatırdı. Kesitlerde tabakaları jeolojik dönemlerine ait renklerle çizerdi. O nedenle derse içinde renkli tebeşirlerin bulunduğu bir kutu ile girerdi. Türkçenin düzgün kullanılması Hocanın üzerinde titizlikle durduğu bir diğer konuydu. Fiziki Coğrafya Anabilim Dalı öğrencileri, üçüncü sınıfta aldıkları “Seminer” dersi ile dördüncü sınıfta hazırladıkları “Lisans Tezi” konularını, arkadaşları ve Hocalarımız karşısında sözlü olarak sunarlardı. Erdoğan Hocamız, bu sunumlarda hem bilimsel kritikler, hem de öğrencilerin Türkçe kullanım yanlışlarını düzeltmek için eleştiriler yapardı. Ben de üçüncü sınıftaki seminer dersinde Sırrı Erinç ve Turgut Bilgin Hocaların İstanbul Üniversitesi, Coğrafya Enstitüsü Dergisi'nin 7. sayısında yayınlanan “Türkiye’de Drenaj Tipleri” isimli makaleyi seminer olarak aktardım. Bu makalede Türkiye’deki farklı drenaj tiplerinin görüldüğü alanlar ve bu tiplerin görülmesinde etkili olan süreçler anlatılmaktaydı. Bu makale sunumunda “Kâhta yakınlarındaki kafesli drenajı” ifade ederken, Kâhta adının ilk (a) harfini aksansız sert (a) ile söylemiştim. Semineri oldukça başarılı anlatsam da seminer sonunda Erdoğan Hocamız, sözcüklerdeki aksanların kullanımı ve önemi hakkında bana ve tüm öğrenci arkadaşlarıma, yeni bir seminer vermişti.

Erdoğan Hocamız, dostları ve öğrencileri tarafından hep büyük bir saygı ile anılmış ve anılmaya devam edecektir. Lisans eğitimi sırasında öğrenciler tarafından zor ve çekinilen bir Hoca olarak değerlendirilen Erdoğan Hocamızın öğrettikleri, çalışma hayatında öğrencilerin her zaman işine yaramış ve mesleklerinde yükselmelerine neden olmuştur. Eski öğrencileri, Hocamıza yaptıkları ziyaretlerde, bu konuyu dile getirir ve Hocalarına şükran duygularını ifade ederlerdi. O nedenle öğrencileri olarak bizler Erdoğan Hocamıza her zaman saygı, sevgi ve minnet duymaktayız.

Bizlere mesleki gelişimimizde yaptığı katkılar ve yaşamımızdaki yol göstericiliği nedeniyle şükranlarımızın bir ifadesi olarak, bu eseri sunmak istedik. O'nun öğrencileri olmaktan her zaman büyük gurur duyduk. Erdoğan Hocamızın üzerimizdeki emekleri çok fazladır. Ne yapsak da hakkını ödeyemeyiz. İyi ki öğrencileriniz ve asistanlarınız olduk. Hakkınızı helal ediniz. Işıklar içinde uyuyunuz...

Araştırmalarının sonuçlarını, Prof. Dr. Erdoğan Akkan Hocamıza en içten duygularla bu eserde birer bölüm halinde sunan tüm meslektaşlarımıza ayrıca teşekkür ediyoruz.

Bu eserin basımında desteklerini gördüğümüz, Ege Üniversitesi Rektörümüz Sayın Prof. Dr. Necdet BUDAK ve Rektör Yardımcılarımız Sayın Prof. Dr. Mehmet ERSAN, Sayın Prof. Dr. İlkin ŞENGÜN'e en içten teşekkürlerimizi sunuyoruz. Ayrıca Ege Üniversitesi Yayınevi ve Yayın Kurulu Üyelerimize, yine yayında emeği geçen Üniversitemiz Basımevi çalışanlarına teşekkür ederiz.

(Editörler Adına; Prof. Dr. İhsan ÇİÇEK)

Bornova - İZMİR

2025



Prof. Dr. Erdoğan AKKAN

(04.10.1931 – 26.02.2010)

(Biyografi)

Aslen Erzincan'lı olan Erdoğan Akkan, 04 Ekim 1931 tarihinde Sivas'ın Zara ilçesinde doğmuştur. Babasının subay olması nedeniyle ilkokulu yurdun çeşitli yerlerinde okumuş ve Erzincan İnönü İlkokulu'ndan mezun olmuştur. Orta öğrenimini Çorum Ortaokulu ve Yozgat Lisesi'nde tamamlamıştır. 1953-1954 öğretim yılında girdiği Ankara Üniversitesi, Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Fiziki Coğrafya ve Jeoloji Kürsüsü'nü 1957 Haziran döneminde bitirmiştir. Bu süreçte, Fen Fakültesi Jeoloji Bölümü'ne devam ederek ayrıca "Jeoloji Sertifikası" almıştır. Fiziki Coğrafya ve Jeoloji Kürsüsünde açılan sınavı kazanarak 28 Ağustos 1957 tarihinde bu kürsüye asistan olarak atanmıştır. "*Erzincan Ovası ve Çevresi'nin Jeomorfolojisi*" konulu teziyle 1961 yılında doktorasını tamamlamıştır. "*Bafra Burnu-Delice Kavşağı Arası Kızılırmak Nehrinin Jeomorfolojisi*" başlıklı çalışması ile 31 Ekim 1967 tarihinde doçentlik sınavında başarılı bulunmuştur. Doçent kadrosuna atanması ise 29.01.1968 tarihinde gerçekleşmiştir. Erdoğan Akkan, 24.02.1976 tarihinde de "*Sinop Yarımadası'nın Jeomorfolojisi*" eseri ile Üniversite Profesörlüğü'ne yükseltilmiştir.

Prof. Dr. Erdoğan AKKAN, Nisan 1966-Mart 1967 tarihleri arasında İngiltere'de, 1974 yılı sonunda da 3 ay Fransa'da bulunmuştur. Ağustos 1967 yılında İsveç'te Tarfala Buzul Araştırma İstasyonunda düzenlenen Uluslararası Buzul Araştırmalarına katılmıştır. 1978 yılında Riyad'da toplanan I. İslam Ülkeleri Coğrafya Kongresi'ne bir bildiriyle katılmıştır. 1981'de Lodz Üniversitesi'nin davetlisi olarak konferanslar vermek üzere Polonya'ya gitmiştir.

1970 yılında Fakülte Profesörler Kurulunca, Elazığ'da açılması düşünülen Fırat Üniversitesi'nin kuruluş çalışmaları için görevlendirilmiştir. Fırat Üniversitesi Edebiyat Fakültesi'nin öğretime başladığı 1975 tarihinden 2547 Sayılı Yüksek Öğretim Kanunu'nun yürürlüğe girdiği 1981 yılına

kadar bu Fakültenin Coğrafya Bölümü'nün Kurucu Başkanlığını yapmıştır. 1996 yılında Ankara Üniversitesi, Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi, Coğrafya Bölümü Başkanlığına atanmıştır. Fakülte Kurulu, Profesör üyeliği ve bir dönem de Fırat Üniversitesi Senatörlüğünde bulunmuştur. 2004 yılı sonrasında Coğrafya Alan Uzmanı olarak görev aldığı "TÜBA Türkçe Bilim Terimler Sözlüğü" vefatından sonra 2011 yılında basılmıştır.

Prof. Dr. Erdoğan Akkan, lisans öğretiminde "Sular Coğrafyası" daha sonraki adıyla "Karasal Hidrografya", "Fluvyal Jeomorfoloji", "Genel Jeoloji", "Kıyı Morfolojisi", "Kurak ve Yarıkurak Bölgeler Morfolojisi", "Jeomorfoloji Tatbikatı I ve II", Uygulamalı Jeomorfoloji", "Oseanografya" derslerini vermiştir. Bunun yanında 1983-1984 Öğretim yılında Sosyal Bilimler Enstitüsünün kurulması ile birlikte "Doğal Çevre Sorunları (İklim ve Çevre)", "Doğal Çevre Sorunları (Jeomorfoloji, Bitki Örtüsü, Su ve Çevre)", "Türkiye'nin Denizleri ve Kıyıları (Denizler)", "Türkiye'nin Denizleri ve Kıyıları (Kıyıları)", "Türkiye'nin Hidrografyası" gibi lisansüstü derslerinin de sorumlu öğretim üyesi olmuştur. Alanıyla ilgili çeşitli konularda kitap ve makaleler yayınlayan Prof. Dr. Erdoğan Akkan, 1998 yılında emekli oldu.

Prof. Dr. Erdoğan Akkan, 2 Kasım 1959 tarihinde kendisi gibi coğrafyacı olan Yüksel Hanımla evlenmiştir. Can ve Oya adlarında bir erkek ve bir kız çocuk babasıdır. 1996'dan itibaren de bir kız torun dedesi oldu.

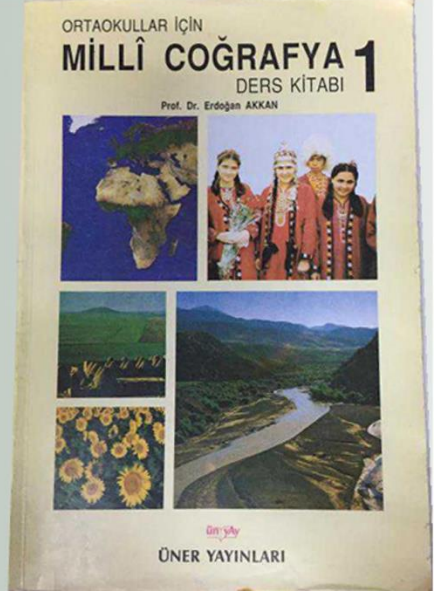
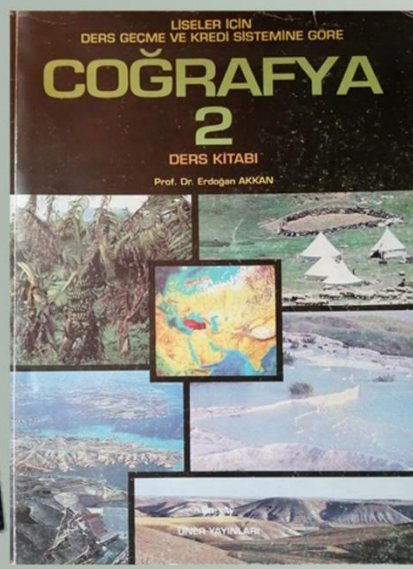
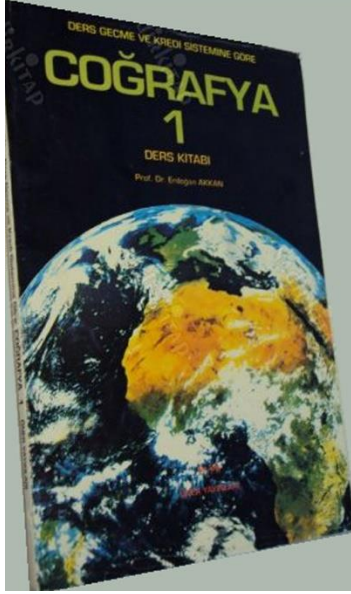
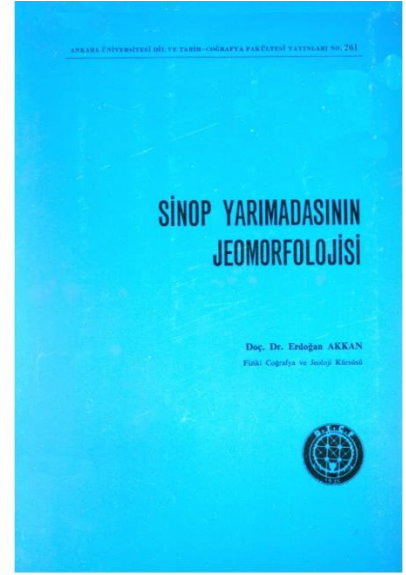
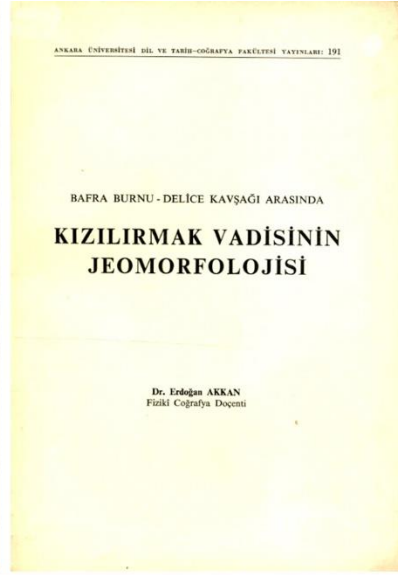
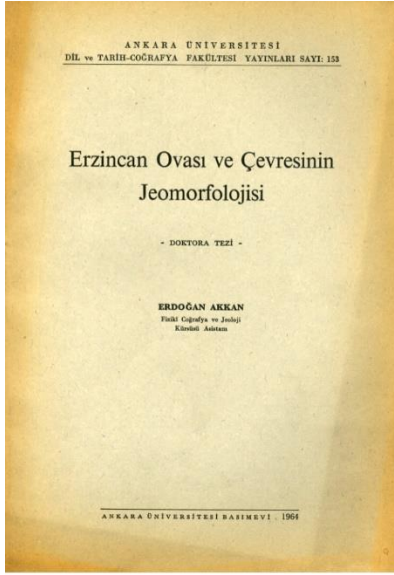
Prof. Dr. Erdoğan Akkan, 26 Şubat 2010'da Ankara'da Gazi Üniversitesi, Tıp Fakültesi Nefroloji servisinde tedavileri sürdüğü sırada vefat etmiş, 27 Şubat 2010 tarihinde yapılan törenlerin ardından defnedilmiştir.

Yayınları

1961. Erzincan Ovasında Son Tektonik Hareketler ve Bunların Morfolojideki Tesirleri. *Türk Coğrafya Dergisi*, Yıl: XVII, Sayı:21, 123-139. İstanbul.
1962. Kızılırmak'ın Aşağı Kesiminde Kayıkla Nakliyat. *Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi Dergisi*, Cilt: XX, Sayı: 3-4, 263-274. Ankara.
1963. Erzincan Ovasının iklim özellikleri. *Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi Dergisi*, Cilt: XXI, Sayı: 3-4, 79-101. Ankara.
1964. *Erzincan Ovası ve Çevresinin Jeomorfolojisi*. Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi Yayınları, Sayı: 153, Ankara.
1963. Beydili Havzasında jeomorfoloji gözlemleri. (Ö. Sür ile birlikte), *Türk Coğrafya Dergisi*, 22-23, 99-112. İstanbul.
1966. Şahinkaya Yarmavadisi. *Coğrafya Araştırmaları Dergisi*, Sayı: 1, 271-296. Ankara.
1969. Tarfala Buzul Araştırma İstasyonu (İsveç). *Coğrafya Araştırmaları Dergisi*, Sayı: 2, 103-139. Ankara.
1970. *Bafra Burnu-Delice Kavşağı Arasında Kızılırmak Vadisinin Jeomorfolojisi*. Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi Yayınları, Sayı: 191. Ankara.

1971. Bingöl'ün Yer Değiştirmesinde Rol Oynayan Jeomorfolojik Etkenler. *Jeomorfoloji Dergisi*, Sayı: 3, 38-43. Ankara.
1971. Hakkâri Bölgesinin Fiziki Coğrafya Şartları. *Ankara Üniversitesi Haftası*, 79-87. Ankara.
1972. Cumhuriyet'in 50. Yıldönümünde Coğrafya. *Coğrafya Araştırmaları Dergisi*, Sayı: 5-6, 1-5. Ankara.
1972. Elazığ ve Keban Barajı Çevrelerinde Fiziki Coğrafya Araştırmaları. *Coğrafya Araştırmaları Dergisi*, Sayı: 5-6, 175-214. Ankara.
1974. Türkiye'de Akarsulardan Yararlanma. *Cumhuriyet'in 50. Yıldönümü Anma Kitabı*, 521-523. Ankara.
1974. Doğu Karadeniz Bölgesinin Coğrafi Özellikleri. *Ankara Üniversitesi Haftası*, 45-53. Ankara.
1974. Erozyon-Nedenleri, Korunma Yolları. *Ankara Üniversitesi Haftası*, 55-63. Ankara.
1975. *Sinop Yarımadasının Jeomorfolojisi*. Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi Yayınları, No: 261. Ankara.
1981. Okyanusların Mineral Varlıkları. *A.Ü. Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*, Sayı: 10, 91-100. Ankara.
1984. The Natural Energy Sources of Turkey. *Proceedings of the First Islamic Geographical Conference*, Volume: VII. P:55-70.
1986. Jeomorfoloji Açısından Kıyı Sorunları. *10. Türkiye Jeomorfolojisi Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri* (17-21 Mart 1986), 17-18. Ankara.
1986. Türkiye'nin Akarsuları ve Göller. *Anadolu Üniv. Açık Öğretim Fak. Eğitim Önlisans Programı, Sosyal Bilgiler Kitabı* 3, Ünite 23, 11-29. Ankara.
1988. Karadeniz: Oluşumu, Hidrografik Özellikleri. *Birinci Tarih Boyunca Karadeniz Kongresi Bildiriler Kitabı* (13-17 Ekim 1986), 1-7. Samsun.
1990. Bilinmeyen Bir Doğal Anıt: Otlukbeli Gölü. (M. Tuncel ile birlikte), *Atatürk Kültür, Dil ve Tarih Yüksek Kurumu, Coğrafya Araştırmaları Dergisi*, Cilt: I, Sayı: 2, 99-112. Ankara.
1990. Fırat Havzası Barajları ve Çevreye etkileri. *Fırat Havzası Coğrafya Sempozyumu Bildiriler Kitabı* (14-15 Nisan 1986), s. 1. Elazığ.
1991. Uzungöl (Trabzon). (A.F. Doğu, İ. Çiçek, G. Gürgen, H. Yiğitbaşıoğlu, M. Somuncu ile birlikte). *Atatürk Kültür, Dil ve Tarih Yüksek Kurumu ve Ege Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi Coğrafya Meslek Haftası Bildiri Özetleri* (20-24 Kasım 1991), 3-4. Ankara.
1991. Esence (Keşiş) Dağlarında Buzul Şekilleri. (M. Tuncel ile birlikte). *Atatürk Kültür, Dil ve Tarih Yüksek Kurumu ve Ege Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi Coğrafya Meslek Haftası Bildiri Özetleri* (20-24 Kasım 1991), 2- 3. Ankara.
1991. Erzincan İl Sınırları İçindeki Göller. *Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi I. Sempozyumu Bildiri Özetleri* (29 Nisan-1 Mayıs 1991), 3, Ankara.
1992. *Milli Coğrafya* 1. (Ortaokullar İçin Ders Kitabı), Üner Yayınları, Ankara.

1992. *Milli Coğrafya 2. (Ortaokullar İçin Ders Kitabı)*, Üner Yayınları, Ankara.
1993. Esence (Keşiş) Dağlarında Buzul Şekilleri. (M. Tuncel ile birlikte), *Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*, Sayı: 2, 225-239. Ankara.
1993. Gaga Gölü (Ordu). (G. Gürgen ile birlikte), *Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*, Sayı: 2, 241-249. Ankara.
1993. Uzungöl. (Doğu, Çiçek, Gürgen, Yiğitbaşıoğlu, Somuncu ile birlikte). *A.Ü. Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*, Sayı: 2, 251-262. Ankara.
1994. *Coğrafya 1. (Ders Kitabı)*, Üner Yayınları, Ankara.
1995. *Ders Geçme ve Kredi Sistemine Göre Coğrafya 1.* Üner Yayınları, Ankara.
1995. *Ders Geçme ve Kredi Sistemine Göre Coğrafya 2.* Üner Yayınları, Ankara.
1996. Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesinin Kuruluşunun 60. Yıldönümünde Coğrafya Bölümü. *Türkiye'de Sosyal Bilimlerin Gelişmesi ve Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi Sempozyumu Bildiriler*, s. 295-313. Ankara.
1997. Kayseri Çevresinde Volkanik Tüfler Üzerinde Görülen İzler Hakkında. *A.Ü. Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi, III. Coğrafya Sempozyumu Bildiri Özetleri (15-19 Nisan 1996)*, s. 1, Ankara.
1997. Kayseri Çevresinde Volkanik Tüfler Üzerinde Görülen İzler Hakkında. *A.Ü. Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*, Sayı: 6, 17-19. Ankara.
1999. Irak (Fiziki ve Beşeri Coğrafya). *TDV İslam Ansiklopedisi*, Cilt: 19, s. 83-85. İstanbul.
1999. Coğrafya Ailesinin Büyük Kaybı. *A.Ü. Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*, Sayı: 7, 3-6. Ankara.
1999. Pluvyal Dönem ve Tıfın Olayı. *Hız. Nuh'tan Günümüze Cizre Sempozyumu Kitabı*, 31-35. İstanbul.
2002. Kemaliye. (M. Tuncel ile), *TDV İslam Ansiklopedisi*, Cilt: 25, s. 236-237. Ankara.
2002. Kırgızistan (Fiziki ve Beşeri Coğrafya). *TDV İslam Ansiklopedisi*, Cilt: 25, s. 441-442, Ankara.
- 2004-. Geographical Observations on Bozcaada. *II. National Symposium on the Aegean Island*, s.26-30. İstanbul.
2001. Polonya (Fiziki ve Beşeri Coğrafya). *TDV İslam Ansiklopedisi*. Cilt: 34, 307-309. İstanbul.



Kaynaklar:

- Yiğit, A. – Tunçel, H. (2017). “100. Yılında Türkiye’de Coğrafyacılar, Türkiye Coğrafyacı Biyografileri (1915-2015). Türk Coğrafya Kurumu Yayınları, Sayı: 8, 175-177, Bilecik.
- Türk Coğrafya Kurumu / 27.02.2010, PROF. DR. ERDOĞAN AKKAN’I KAYBETTİK.
<https://www.tck.org.tr/tr/haberler/igu-news/prof-dr-erdogan-akkani-kaybettik>

ERDOĞAN AKKAN HOCAMIZ ALBÜMÜNDEN



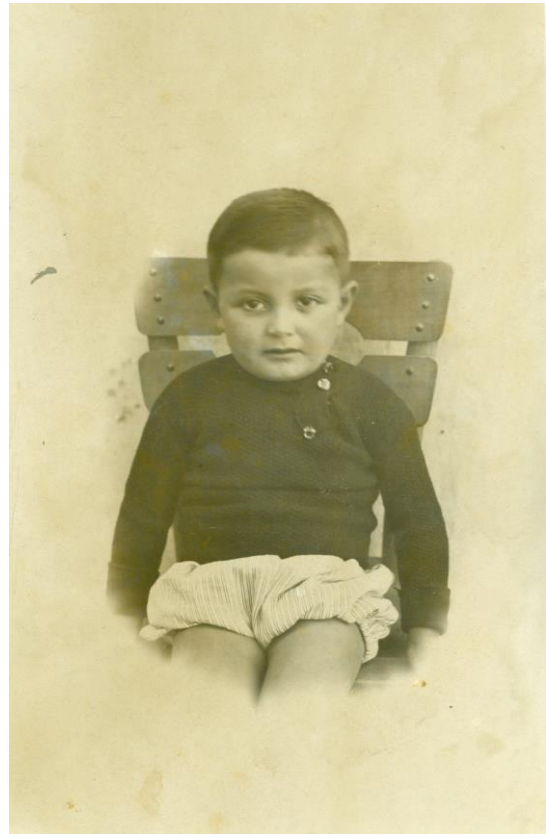
Erdoğan Akkan, annesi, babası ve kardeşi ile.



Erdoğan Akkan, annesi ile.



Erdoğan Akkan, annesi ve kardeşleri ile.



Erdoğan Akkan, çocukluk yılları.



Gelibolu'dan babasına gönderdiği ilkokul fotoğrafı, 23 Nisan 1938.



Yozgat Lisesi yılları. 14 Aralık 1948 Pazar günü yapılan merasimden sonra okul bahçesinde.



Yozgat Lisesi yılları. Okul bahçesinde, 14 Aralık 1948.



Yozgat Lisesi, 29 Ocak 1949.



Cebir dersinde, 18 Kasım 1948 Perşembe.



Kardeşleri ile birlikte, 12 Şubat 1955.



Fakülte yılları.

DOĞUM KAĞIDI SURETİ

Ailesinin soyadı	Atkan
Adı	Erolan
Babasının adı	Salih
Annesinin adı	Nimet
Doğum tarihi	1931
Doğum yeri	Eyincean
Dini	İslâm
Mezhebi	Hanefi
İşi	
Bekâr mı, evli mi?	Bekâr
Boy	
Göz	
Renk	
Vücutta sakatlığı veya noksanlığı	

NÜFUS KÜTÜĞÜNE YAZILI OLDUĞU YFR

İli	Eyincean
İlcesi	
Bucağı	
Mahalle veya köyü	Görali
Sokağı	
Hane numarası	7
Cilt numarası	5
Sahife numarası	26
Ne suretle verildiği	Zayıfından.



Ash. S. C. 24 8 / 1953



Bu nüfus cüzdanında adı ve samı yazılı olan Türkiye Cumhuriyeti vatandaşları olarak nüfus kütüğünde kayıtlıdır. Bu cüzdan 17/8/1953 tarihinde nüfus idaresinden verilmiştir.

Fakülteye kayıt sırasında verdiği kendi el yazısı ile doldurulmuş nüfus cüzdan sureti.



Fransızca sınavının sonuçları açıklanmış, 11 Haziran 1954.

T. C.
ANKARA ÜNİVERSİTESİ
Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi

2

Tamamlayıcı yabancı dil öğreniminin her kurs sonunda yapılacak imtihanına mahsus not kâğıdı

No.: 4455

Adı ve soyadı : Erdogan Mihan

Esas bölüm : Coğrafya

Tamamlayıcı yabancı dil : Fransızca

Kaçıncı sönestr imtihanı olduğu : 1.

İmtihan sonucu : 8

GEÇTİ

10/VI/1954

K. Prof. Doç.

25.VI.1954

ANKARA ÜNİVERSİTESİ
DİL VE TARİH-COĞRAFYA FAKÜLTESİ

1 - Bu kâğıda yabancı dil 4 sönestr devam edip her sönestr sonunda imtihanla başarı gösteren öğrenci, (Yabancı dil) aldıkları imtihanla sabit olanlar, her sönestr sonunda yabancı dilden imtihanı girme kaydına istisna edilebilir.

2 - Fakültede öğrenime devam mecburidir. Devam karnelerindeki imzaları tamam lo-
myanlara imtihanı girme hakkı verilemez.

Fransızca sınavının sonucu.



Atatürk Orman Çiftliği yolunda Prof. Dr. Özdoğan Sür ile, Aralık 1955.



Dr. Ahmet Akdoğan'ın odasında, 26 Şubat 1956.



Coğrafya Bölümü kütüphanesinde, Şubat 1955.

Fiziki Coğrafya
Sertifika sınavı not kağıdı



No.: *4455*

Adı ve soyadı: *İsmail Akkan*

Esas bölümü: *Coğrafya*

İmtihana girdiği tarih: *28. VI. 1955*

İmtihana kaçınıcı girişi: *III*

İmtihan sonucu :

Rakamla (*10*)

Yazı ile (*On*)

28 / VI / 1955

Prof.

Prof.

Doç.

Doç.

P. Belin

n. 5

8. VI. 1955
Amir

Fiziki Coğrafya kürsüsünden aldığı sertifika sınav notu.

T. C.
Ankara Üniversitesi
Dil ve Tarih - Coğrafya Fakültesi

9

Beşeri ve İktisadi Coğrafya
Sertifika sınavı not kâğıdı



No. : 4455

Adı ve soyadı : *Edoğan Akkan*

Esas bölümü : *Coğrafya*

İmtihana girdiği tarih :

İmtihana kaçınıcı girişi : *I* :

İmtihan sonucu :

Rakamla (*8*)

Yazı ile (*sekiz*)

26 / 6 / 1956

Prof.

Prof.

Doç.

Doç.

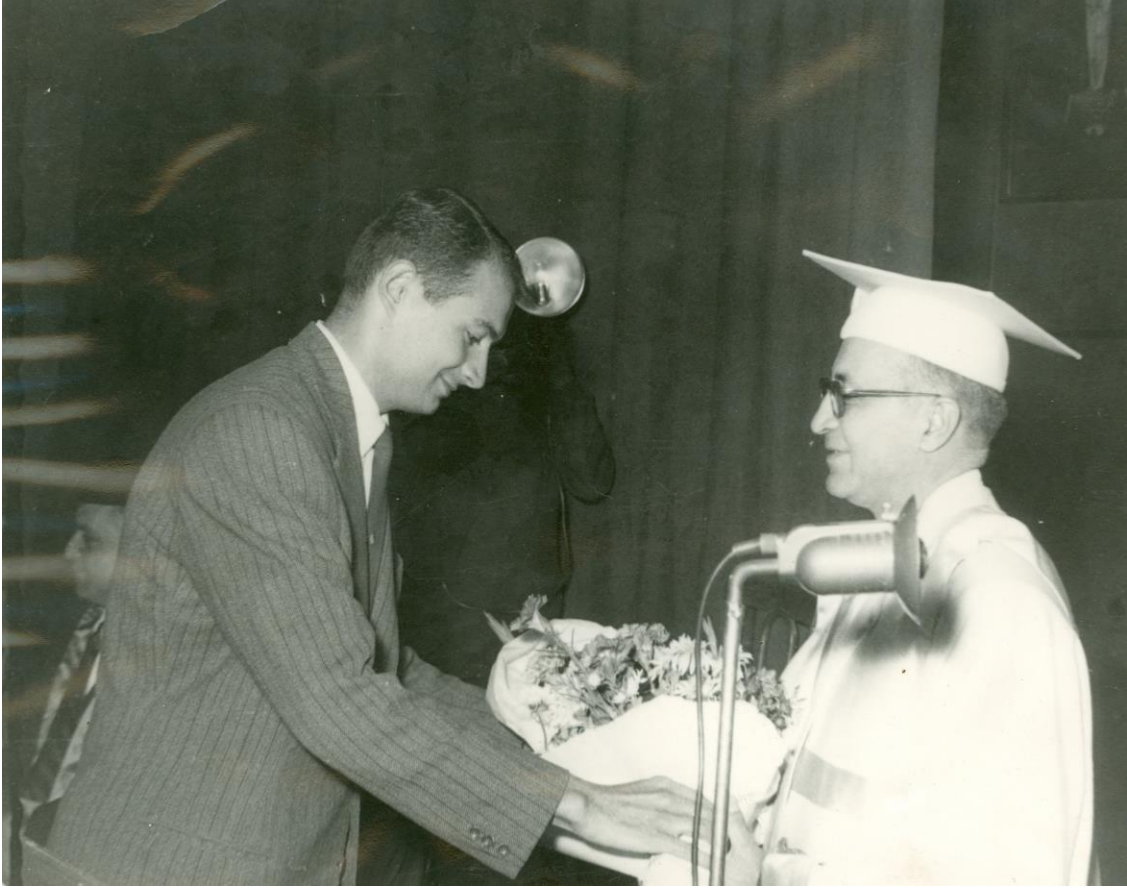
[Signature]

m - 5

9 - VI - 1956
[Signature]

Y. S. Cane

Beşeri ve İktisadi Coğrafya kürsüsünden aldığı sertifika sınav notu.



Ankara Üniversitesi açılış töreninde, 4. Sınıf öğrencisi olarak, Rektör Prof. Dr. İzzet Birand'a çiçek verirken, 2 Kasım 1956.



Annesi, babası, halası ve kardeşleri ile, Şubat 1956.



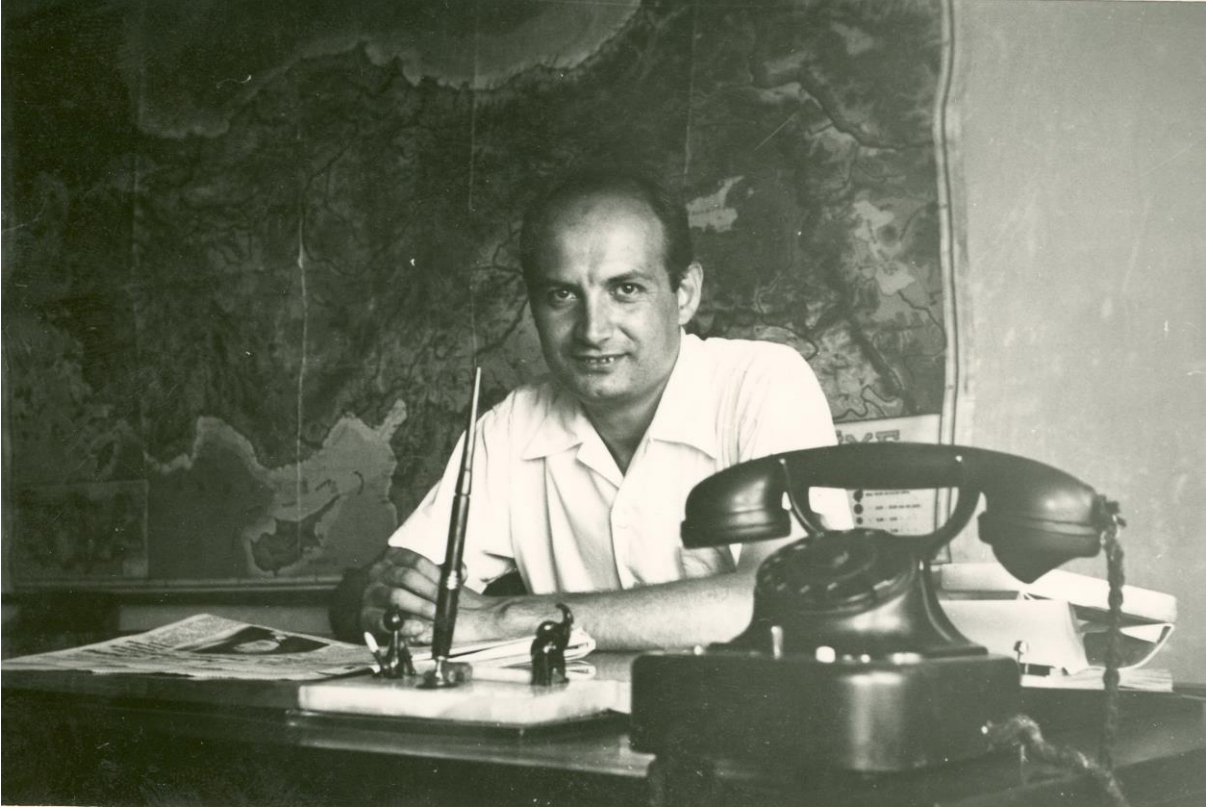
Asistanlık yılları.



Özdoğan Sür ile fakülte bahçesinde, 5 Ekim 1960.



Ömür boyu sürececek beraberliğin başlangıcı.



Doçentlik yılları.



Beşeri ve Ekonomik Coğrafya kürsüsü mezuniyet töreni, 5 Mart 1965.



Rektör Prof. Dr. Türkan Akyol ve DTCF'deki arkadaşları ile birlikte.



Fakülteedeki odasında.



Prof. Dr. Ayhan Sür ve Dr. İlhan Kayan ile birlikte.



21 Mart 1998 Bölüm Başkanlığı sırasında 1968 mezunlarının 305 nolu dershanedeki toplantısında.



Kurtboğazı Barajında, Bölüm Gezisi, 29 Nisan 1984.



23 Mayıs 1987 Ürgüp.



23 Mayıs 1987 Ürgüp'te Prof. Dr. Oğuz Erol'la birlikte.



1995 yılı Batı Karadeniz gezisi.



Beşeri ve İktisadi Coğrafya öğretim üyelerinin düzenlediği bir gezide Prof. Dr. Mecdi Emiroğlu ve Prof. Dr. Yalçın Karabulut'la.



Mayıs 1997 Kirmir Çayı vadisi.



Haziran 1991 Doğu Karadeniz Gezisi'nde Tokat'ta gezisine katılan bir öğrencinin köyünde.



Haziran 1991 Doğu Karadeniz Gezisi'nde Hattuşa ve Ayancık'ta.



Haziran 1991 Doğu Karadeniz Gezisi'nde Giresun Kalesi ve Sinop'ta.



Haziran 1991 Karadeniz gezisi sırasında Uzungöl’de



Bölüm toplantıları.



Haziran 1979. Ankara Çubuk II.



29 Nisan 1991 Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi tarafından düzenlenen I. Sempozyumda.



1994 yılında Prof. Dr. Aydoğan Köksal'ın emeklilik yemeğinde.



Temmuz 1998 emekliliğin ilk günü.



Kasım 2001. 25 yılı aşkın danışmanlık yaptığı ÖSYM'deki hocalar ve çalışanlar ile.



Eşi ve dostları ile resim sergisi açılışında.



Efes'te.



1987 Nisan Tokat.



Bodrum'da.



Temmuz 2006 Doğankent'te yazlıkta.



St. Petersburg'ta.



Mısır gezisinde.



8 Mayıs 2004 Prof. Dr. Muzaffer Arıkan ve Prof. Dr. Doğan Aksan ile.



Prof. Dr. Ünal Aytür ile Abant'ta.



Oğlu Can'ın mezuniyet töreni.



15 Temmuz 2007 Prof. Dr. Özdoğan Sür ve Prof. Dr. Doğan Aksan ile.



Evinde dinlenirken.



Her zaman birlikte ve yan yana.



Emeklilik günlerinde.

ANILARLA ERDOĞAN AKKAN HOCAMIZ

Hocam Erdoğan Akkan

Prof. Dr. İhsan ÇİÇEK

Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih - Coğrafya Fakültesi Coğrafya Bölümü Fiziki Coğrafya Anabilim Dalı

Bu satırlarda sadece Erdoğan Hocam ile olan öğrencilik ve asistanlık yıllarımdan değil, Erdoğan Hocamın bana aktardığı ve aktarılanlardan oluşan anılarımdan bahsedeceğim. Erdoğan Hocam ile öğrencilik yılları ile başlayan ve sonrasında devam eden uzun bir dönem geçirdim. Bu dönemde hem hocamın anılarını dinleme, hem de ortak anılar oluşturma fırsatı buldum. Bana göre eski hocaların pek çoğunun bilim insanı ve hocalık vasıfları yanında bilge kişilik vasıfları da vardı. Onlar hayat ile ilgili çok önemli aktarımlarda bulunurlardı. Benim için Erdoğan hocamın kaybı ile bilge hocalar dönemi de kapanmış oldu.

Erdoğan Hocam ile ilk karşılaşmamız 1979-1980 Akademik Yılında oldu. O yıllar Türkiye’de öğrenci olaylarının yoğun olduğu bir dönemdi. 5 Kasım 1979 Pazartesi günü Fakültenin eğitime başlama günüyüdü. Sabah heyecanla fakülteye gittiğimde, kapıda polisler açılışa yaşanan öğrenci olayı nedeniyle eğitime 3 gün ara verildiğini söylediler ve Fakülte kapısından yurda geri döndüm. Fakülte yeniden başladığında Fiziki Coğrafya ve Jeoloji kürsüsünde o dönem doçent kadrosunda olan İlhan Kayan danışmanlığımıza atanmıştı. Dersler o dönemde yıllık okutuluyordu. 1. yılda Prof. Dr. Reşat İzbirak’tan “Jeomorfoloji”, Prof. Dr. Erdoğan Akkan’dan “Sular Coğrafyası”, Prof. Dr. Ayhan Sür’den “Taşlar Bilgisi”, Prof. Dr. Cevat Rüştü Gürsoy’dan “Matematik Coğrafya” ve “Kartografya”, kürsü dışı seçmeli ders olarak ise, o dönem doçent olan Hamdi Kara’dan “Genel Ekonomik Coğrafya” derslerini aldık. Erdoğan hocamın FC 105 kodlu “Sular Coğrafyası” dersi fakültenin büyük amfilerinden biri olan 305 nolu amfideydi. İlk dersine girdiğimizde hocamın çok güzel ders anlattığına şahit oldum. Aynı zamanda hocamın ders düzenine de çok dikkat ettiğini gördüm. İlk derste, hocamın ders anlattığı sırada yanındaki arkadaşı ile konuşan bir arkadaşımıza dersi dikkatli dinlemesi ve sadece derse yönelmesi hakkında yaptığı dozu yüksek ikaz, tüm öğrencilerde pedagojik yönü ağır basan sert bir hoca ile karşı karşıya olduğumuz hissini uyandırdı. Erdoğan Hocamız sınıfa girdikten sonra bir öğrencinin sınıfa girmesi pek mümkün değildi. Dersleri ile ilgili bu tavırları nedeniyle pek çok öğrenci hocamızdan çekinirdi. Hocam sınıftan çıkıp Coğrafya Bölümü’nün dar koridorundan odasına gidene kadar pek çok öğrenci koridorun adeta duvarlarına yapıştırdı. Fiziki Coğrafya ve Jeoloji kürsüsündeki hocaların sigara içenlere karşı tutumları herkes tarafından iyi bilinirdi. O dönem fiziki coğrafya hocalarının hepsi öğrencilerin sigara içmelerine karşı çıkarlar, koridor ve sınıfta sigara içen öğrencilere içmemeleri için nasihatle bulunurlardı. Bunun yanında Erdoğan Hocam araştırma görevlilerinin giyim kuşamına dikkat etmeleri için çaba gösterirdi. Kot pantolon giydiğimiz zaman bunun bir araştırma görevlisine yakışmadığını ve bizi öğrenciden ayıracak kıyafetle fakülteye gelmemiz yönünde uyarırdı. Erdoğan Hocamın bizden yaş olarak biraz küçük olan oğlu Can ve kızı Oya’nın da kot pantolon giymesi, hocamda kot pantolona karşı bir müsamaha gelişmesine neden oldu. Hatta hocam dersinin olmadığı bir gün fakülteye kot pantolon ile geldi. Biz hocamıza şaşkın gözlerle bakınca hocamızın “bu da çok rahat oluyormuş, gençlere de yakışıyor çocuklar” dediğini duyduk. O günden sonra kot pantolon ve spor ayakkabılar biz araştırma görevlileri için sorun olmaktan çıktı. Hocamın kızı Oya ve oğlu Can’ın büyümesi ile hocam öğrencilere ve araştırma görevlilerine karşı daha toleranslı davranmaya başladı ve öğrencilerin çekindiği hoca yerine öğrencilerle daha çok konuşan, daha sevecen ve babacan bir hoca ile birlikte olmaya başladık.

Lisans eğitimi sırasında hocamdan 2. yılda “Genel Jeoloji”, 3. yılda “Kurak ve Yarıkurak Bölge Jeomorfolojisi”, “Kıyı Jeomorfolojisi” ve 4. yılda “Oseanografya” derslerini aldım. Hocam çok güzel ders anlatırdı. Genelde dersi hızlı gibi anlatır görünürse de, bir cümleyi muhakkak farklı şekilde yeniden kurar, bu nedenle derste not tutması kolay olur ve öğrenci dersi çok güzel anlardı. Son yıl aldığımız Oseanografya dersinde arkalı önlü 6 sayfa not tuttuğumu ve hızlı yazmak nedeniyle kolumda oluşan ağrıyı hala hatırlıyorum.

Araştırma görevlisi olduğum ilk yıllarda hocam ile olan ilişkimiz oldukça formeldi. Hocamın dersinden önce hazırlık yapmak ve dersin düzenli işlenmesini sağlamak temel görevimdi. Araştırma görevlisi olduğum yıllarda Erdoğan Hocam, İlhan Kayan hocanın Ege Üniversitesi’ne profesör kadrosu ile atanmasından sonra “Jeomorfoloji Tatbikatı” derslerine de girmeye başladı ve ben de sınıfta öğrenci etkinliklerine yardımcı olmak üzere onunla birlikte derse girmeye başladım. Bu dersler sırasında genç bir akademisyen olarak duayen bir hocanın nasıl ders anlattığını, derste konuya göre hangi öğrenme yöntemlerini uyguladığını izleme olanağı buldum. Ders yılı sonunda da hocam bir konuyu bana anlattırır ve dersten sonra dersi daha iyi işlemem için önerilerde bulunurdu. Bu dönem akademik hayatımın önemli dönüm noktalarından biridir. Derse birlikte girmeye başladıktan sonra hocamla daha çok vakit geçirme fırsatı buldum. Böylece hocamdan akademik hayatındaki anılarını dinlemenin yanı sıra hayata dair önemli tavsiyeler almaya başladım.

Erdoğan Hocam öğrenciliği sırasında hem başarılı bir öğrenci olmuş, hem de öğrenci derneği ile sosyal ve kültürel faaliyetlerde bulunmuştur. Bu dernek faaliyetlerinde öğrenciler ülkenin sorunlarına çözümler bulma tartışmaları yanında, edebiyat üzerine de çeşitli toplantı ve söyleşilerde bulunuyorlardı. Bu faaliyetlerden biri olan 2 Mart 1957’de Zonguldak’ta Edebiyat Matinesinde Özdemir Asaf ve Bedri Rahmi Eyüboğlu ile yaptığı söyleşiyi ve bu 2 şairin Türk şiirine katkılarını bir coğrafyacı gibi değil bir edebiyat eleştirmeni gibi anlatmıştı (Foto 1). Hocamın edebiyatla bu kadar yakın ilişkide olması, konuşmalarında ve makalelerinde çok akıcı ve doğru bir Türkçe kullanmasını sağlamıştı. Bu titizliği bizden de bekliyordu ve makalelerimizi ilk önce Türkçe sonra da bilimsel açıdan kritik ediyordu. Hocamın Türk Dili konusundaki hassasiyeti onda hatayı çok çabuk görme yeteneğini geliştirmişti. Kalın bir doktora tezine şöyle bir bakar ve açtığı ilk sayfada mutlaka bir yazım veya bilimsel hata bulurdu. Hocamın Türkçe konusunda gösterdiği özen, emekli olduktan sonra Coğrafya Alan Uzmanı olarak görev aldığı TÜBA Türkçe Bilim Terimleri Sözlüğü’nün coğrafya ile ilgili maddelerin yazımında da devam etmişti.

Ankara’da jeoloji eğitimi, 1933 yılında Yüksek Ziraat Enstitüsü’ne bağlı Tabii Bilimler Fakültesi altında faaliyete başlamış, daha sonra 1943 yılında Fen Fakültesi, Tabiiye Bölümü bünyesinde oluşturulan Jeoloji Kürsüsünde 1965 yılına kadar devam etmiştir. Erdoğan Hocam da Tabiiye Bölümü, Jeoloji Kürsüsü hocalarından Ord. Prof. Dr. Şevket Ahmet Birand ve Prof. Dr. Nafiz İlgüz’ün derslerine katılarak jeoloji sertifikası almıştır. Bu nedenle hocam arazi çalışmalarımızda hem jeomorfoloji hem de jeoloji konusunda ayrıntılı bilgi verirdi. Hocam profesörlük başvuru yayını olan “Sinop Yarımadasının Jeomorfolojisi” kitabının arazi çalışmaları sırasında yaşadığı bir olayı anlatmıştı. Hocamın bu çalışmaları sırasında ona hem Sinop’taki dostları, hem de bazı kurumlardaki görevliler eşlik etmiş. Bu grupla birlikte Sinop kıyılarında yaptığı çalışmalar sırasında kıyıda gözlem yaparken aniden tek büyük dalga meydana gelmiş, çevresindekiler korkuya kapılarak bu dalganın ne anlama geldiğini Erdoğan Hocama sormuşlar. Hocam bu dalganın deprem sonrası oluşan bir dalga olduğu yönünde açıklama yapsa da çevresindekileri pek inandıramamış. O yıllarda herkesin pür dikkat dinlediği

akşam ajansında, Sinop yakınlarında bir deprem olduğu haberi duyulunca, hocamın çevrenin jeolojik ve jeomorfolojik gelişimi ile ilgili yaptığı açıklamalar insanlar tarafından çok daha dikkatle dinlerin hale gelmiş.

Erdoğan Hocam ile bazen üniversitelerin durumu hakkında da konuşur anılarını dinlerdim. Hocam mezun olduğu yıl Fiziki Coğrafya ve Jeoloji Kürsüsünde 28 Ağustos 1957 tarihinde asistan olarak çalışmaya başlamıştır. O dönemde 13.06.1946 tarih ve 4936 Sayılı “Üniversiteler Kanunu”na göre Üniversiteler Milli Eğitim Bakanlığı’na bağlıymış. Bu nedenle hocalara Milli Eğitim Bakanlığı kimlik belgesi verilirmiş. Erdoğan Hocama “öğretici asistan” kadrosu ile Fiziki Coğrafya ve Jeoloji Kürsüsünde göreve başlayınca kimlik belgesi verilmiş. Hocam daha sonra bu kimliği bana vermişti (Foto 2). Hocam ile odasında yaptığımız görüşmelerde 4936 sayılı Kanun, 4936 sayılı Kanunun bazı maddelerinde değişiklikler yapan 115 sayılı Kanun, 1750 ve 2547 sayılı kanunlardaki üniversite özerkliği, kurumsal örgütlenme ve akademik yapılanma ile ilgili değerlendirmelerde bulunurdu. 1946 tarihli olan ve özerkliğe oldukça değer veren 4936 sayılı Kanunun aksayan yanlarını da anlatırdı. Fakültenin bütçe işleri, seçimler, özel kanun ve tüzüklerle fakülteye verilmiş olan veya Fakülte Yönetim Kurulunca gönderilen işler, Profesörler Kurulunda görüşülüp karara bağlanırmış. Profesörler Kuruluna bu kanuna göre sadece iki doçent girermiş. O dönemde doçentlik sınavında başarılı olanların kadroya atanması için profesörler kurulunda onaylanması gerekiyormuş. Fakat Profesörler Kurulunda çoğunluk sağlanamayınca, doçentlik sınavında başarılı olan öğretim üyelerinin kadroya atanması aylarca gecikiyormuş. Hocam doçent arkadaşlarının bir an önce kadroya atanması için Profesörler Kurulunun toplanıp karar almasında arkadaşları ile gösterdikleri yoğun çabayı anlatırdı. 1960 yılında 4936 sayılı Kanunun bazı maddelerinde değişiklik yapan 115 sayılı Kanunla profesörlerin sayısının yarısı kadar doçentin bu kurula girme imkânı sağlanmış. Böylece daha demokratik bir Profesörler Kurulu oluşturulmuş.

Hocamın “Bafra Burnu-Delice Kavşağı Arasında Kızıllırmak Vadisinin Jeomorfolojisi” başlıklı habilitasyon çalışmasının savunulmasında da toplanma sorunu yaşanmış. Doçentlik jürisi Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi’nde 23 Ekim 1967 yılında toplanmış ancak, jüri üyesi Prof. Cemal Arif Alagöz’ün yurtdışında olması nedeniyle savunma gerçekleşmemiş ve yedek üye olan Prof. Dr. Hamit İnandık’ın katılımıyla, Prof. Dr. Ahmet Ardel, Prof. Dr. Reşat İzbirak, Prof. Dr. İsmail Yalçınlar, Prof. Dr. Oğuz Erol’dan oluşan bir jüri önünde 31 Ekim 1967 tarihinde İstanbul Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi’nde savunulmuş ve çalışma başarılı bir doçentlik tezi olarak kabul edilmiş. Ancak Doçent kadrosuna atanması ve haklarını kazanması 29.01.1968 tarihinde gerçekleşmiştir. Yani Erdoğan Hocam da, doçent unvanı alınması ve kadroya atanması sırasında bazı sorunlarla karşılaşmış. Bu konudaki keyfilikten hocam her zaman şikayet etmiştir. O nedenle jüri üyesi olduğu doktora, doçentlik ve profesörlük ile ilgili görevlendirmelerin bütün aşamalarında raporunu dikkatle ve hızla hazırlar adayın hak kaybı yaşamaması için yoğun çaba gösterirdi. Erdoğan Hocam 24.02.1976 tarihinde “Sinop Yarımadasının Jeomorfolojisi” başlıklı çalışması ile “Profesör” unvanını almıştır.

1955 yılında asistan olan Ayhan Onur (Sür) ve 1957 yılında birlikte aynı yıl asistan olduğu Özdoğan Sür ile olan yakın arkadaşlıkları bir ömür boyu sürmüştür (Foto 3). Günlük veya uzun süreli öğrenci gezilerinde hep beraber olmuşlardır (Foto 4). Üç hocamın düzenlediği her geziye öğrenciliğim ve asistanlığım sırasında sürekli katıldım. Bu gezilerin hazırlığına her üç hocam da çok titizlenirdi. Kullanılacak topografya ve jeoloji haritaları, jeolog çekici ve pusulası, asit bir gün önceden hazırlanır ve hocalara rapor edilirdi. Bu arazi gezilerinde yapılan gerek jeolojik ve jeomorfolojik yorumlar, gerekse öğrenci ile hoca arasında kurulan diyalogun

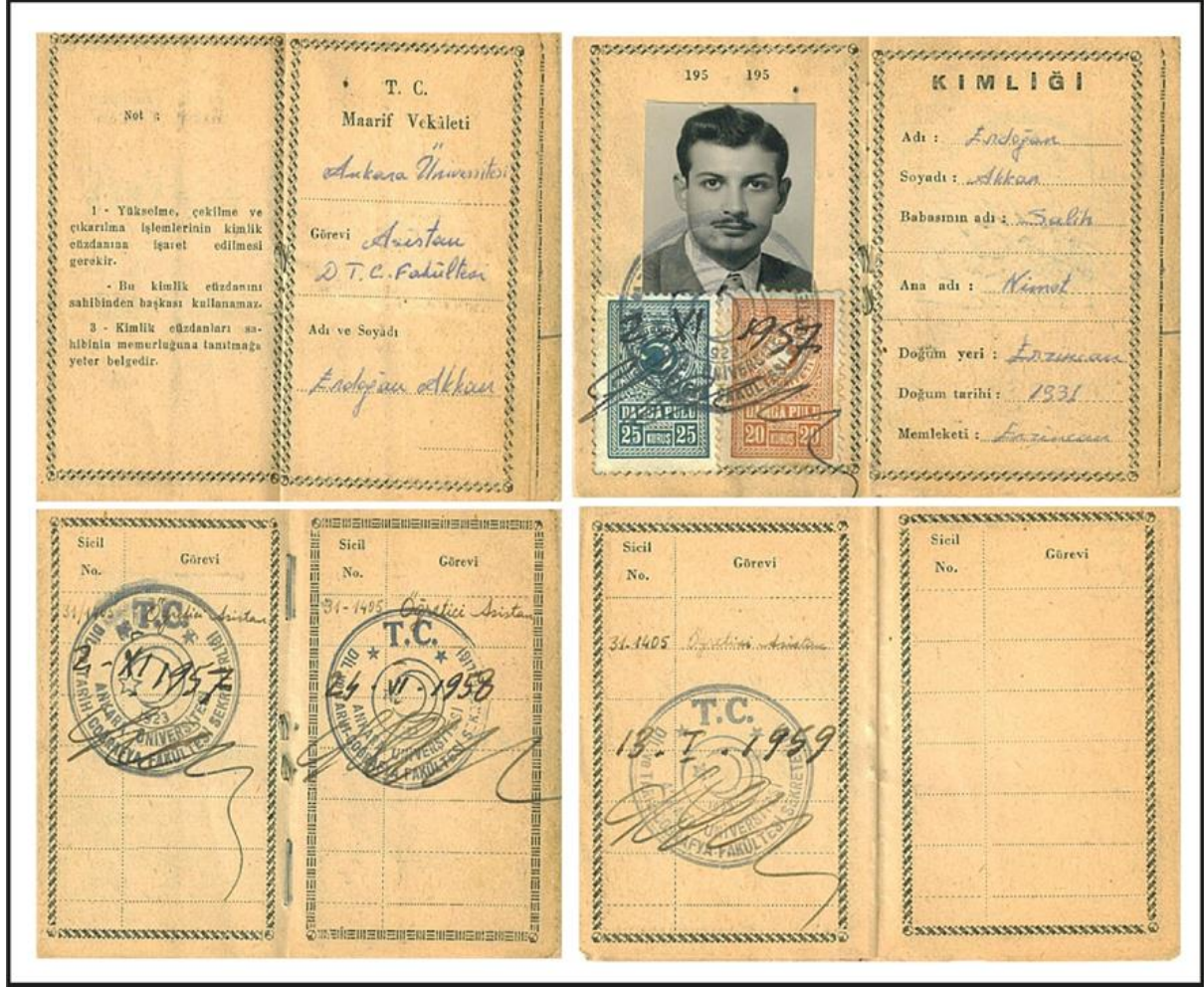
düzeyinin ayarlanması ile ilgili gözlemler akademik gelişmemde bana çok şey kazandırdı (Foto 5-6).

Hocamın hayatında düzenli olarak yaptığı rutinler bulunmaktaydı. Bunlardan biri, henüz teğmen iken 30 Ağustos 1959 tarihinde şehit olan pilot kardeşi Dinçer Akkan'ın kabrine her 15 Mayıs Hava Şehitleri Günü'nde yaptığı ziyaret, bir diğeri ise her hafta cuma akşamları Cumhurbaşkanlığı Senfoni Orkestrası'nın düzenlediği konserleri izlemektir. Bunda büyük bir olasılıkla Erdoğan Hocamın öğrencilik yıllarında Fakültenin Farabi Salonu'nda düzenlenen Cumhurbaşkanlığı Senfoni Orkestrası konserlerinin büyük payı olmalıdır. Hocamın yaptığı rutinler arasında her çarşamba fakülteden ve çeşitli kurumlardan arkadaşları ile Strazburg Caddesi'ndeki Fayton Mantı'da yapılan yemekli toplantılar yer alırdı. Genellikle ev yapımı mantı ve yaprak sarmasının yendiği bu toplantılara hocam son zamanlarda beni de götürüyordu. O toplantılarda sadece yemek yenmiyor fakültenin geçmişi, ülkenin durumu ile ilgili ufuk açıcı muhabbetler yapılıyordu. Çarşamba günkü geleneksel Fayton Mantı toplantılarından çok şeyler öğrendim, bu toplantılar benim için ikinci bir üniversiteydi.

Hocamın gençlik yıllarından beri hep böbrek ve ilerleyen yıllarda işitme sorunları oldu. Emekli olduktan sonra da bu problemlerden özellikle böbrek ile ilgili sağlık sorunu kronikleşerek devam etti. Seferihisar'da yazlığında iken yükselen ateşinin sebebi bir türlü bulunamadı ve yaz sonunda Gazi Üniversitesi, Tıp Fakültesi'nde tedavi süreci başladı. Hocam uzun süre nefroloji servisinde yattı, fakat bir türlü sağlığına kavuşamadı ve 26 Şubat 2010'da o üzücü haberi aldık. Hocamdan aldığım maddi ve manevi mirasları hala benim için çok önemli. Hocamın kullandığı makam masası ve panjurlu dolabını büyük bir gururla kullanmaya devam ediyorum. Ders anlatması, bilim insanlığı, yol göstericiliği, toplumsal olaylara duyarlılığı ve dostluğa verdiği önem her zaman ulaşmaya çalıştığım manevi mirasıdır. Hocamı her zaman saygı ile anıyorum, ruhu şad olsun.



Erdoğan Hoca öğrenci iken öğrenci derneği ile Zonguldak'ta edebiyat matinesinde (Soldaki fotoğrafa Özdemir Asaf, sağdaki fotoğrafta Bedri Rahmi Eyüboğlu ile birlikte).



Erdoğan Hocamın asistanken aldığı kimlik kartı.



Erdoğan Hoca üç hocamın da doktora danışmanı olan Prof. Dr. Reşat İzbirak'la 2 Temmuz 1962'de Fakültenin giriş merdivenlerinde



Haziran 1986'da Doğu Anadolu gezisinde öğle yemeği molası.



Doğu Karadeniz arazi gezisinde Solaklı Deresi Kiremitli Köprü (6 Haziran 1991).



Güvem bazalt sütunları (29 Nisan 1984).

“Ben Hayatta En Çok Babamı Sevdim...”

Oya AKKAN (Kızı)

Seferihisar-İzmir

Elinizdeki kitap için benden yazı istendiğinde, babamın aramızdan ayrılışının birinci yılı nedeniyle düzenlenen anma toplantısında yaptığım konuşma aklıma geldi. O konuşma metnini referans alarak, aradan geçen bunca zamana ve duygusal anlamda halen çok zor olmasına rağmen dilim döndüğünce, sizlere babamı anlatmaya çalışacağım.

Kitapta ayrıntılı bir şekilde yer alacağını düşündüğüm için mesleki geçmişine fazla değinmeyeceğim. Kısaca özetlersem; 1931 Sivas doğumlu olan babam, büyükbabamın asker olması nedeniyle öğrenim hayatının büyük bir bölümünü yurdun çeşitli yerlerinde geçirmiş. 1953 – 1954 öğretim yılında girdiği Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih – Coğrafya Fakültesi Coğrafya Bölümü’nü 1957 Haziran döneminde bitirmiş, aynı dönemde üniversitenin Fen Fakültesi Jeoloji Bölümü’ne de devam ederek “Jeolog Sertifikası” almış. Mezun olduğu yıl asistan, 1967’de doçent, 1975 yılında da profesör olmuş.

İlkokula başladığımda babamdan bir süre ayrı kaldığımı hatırlıyorum. Kendisi İngilizcesini geliştirmek, mesleki inceleme ve araştırmalarda bulunmak üzere Nisan 1966 – Mart 1967 tarihleri arasında İngiltere’de yaşadı. Yeri geldiğinde, o günlere ilişkin anılarını, gözlemlerini bizimle paylaşırdı. Televizyonu ilk kez orada gördüğünü, çok ilgisini çektiğini anlatmıştı. İngilizlerin son derece dakik olduğundan, kent temizliğini çok önemsediklerinden söz ederdi. 1974 yılında hem Fransızcasını geliştirmek hem de araştırma yapmak için bu kez altı ay kadar Paris’te bulundu. 1978’de ise yolu bu kez Suudi Arabistan’ın Riyad kentine düştü. İlk kez düzenlenen I. İslam Ülkeleri Coğrafya Kongresi’nde bir konferans vererek ülkemizi temsil etti. 1981 yılında Lodz Üniversitesi’nin davetlisi olarak konferanslar vermek ve araştırmalarda bulunmak üzere Polonya’ya giden babam, başta İngiltere olmak üzere yurtdışında kurduğu dostlukları ölene dek sürdürdü.

Coğrafya Terimleri Sözlüğü, çeşitli ansiklopediler için açıklamalar, bilimsel kitap, makale ve bildiriler, orta öğretim için coğrafya ders kitapları halinde yayımlanmış pek çok eseri bulunan babamın kişiliği ve karakterinin oluşumunda, eğitim sürecinin yanı sıra yaşadığı iki kırılma noktasının çok önemli payı olduğunu düşünüyorum: Bunlardan ilki, 1939’da sekiz yaşında ilkokul öğrencisi iken meydana gelen Büyük Erzincan Depremi, ikincisi ise yirmi yıl sonra 30 Ağustos’taki askeri tören sırasında meydana gelen uçak kazasında pilot olan kardeşinin şehit düşmesidir.

Her zaman, babamı çok gezen biri olarak hatırlarım. 1959 Kasım’ında evlendiği meslektaşı olan annemle, zaman zaman kardeşimle beni de yanına alarak gerek mesleği gerekse kişisel merakı nedeniyle Türkiye’nin her yerini karış karış gezmiş; bilimsel çalışmaların dışında gezi amacıyla yurtdışında da Tunus, Mısır, Çin, İsviçre, Malta, Rusya, İspanya, İtalya, Yunanistan gibi pek çok ülkeyi dolaşmıştır.

Babam işinde çok disiplinli, ciddi ve ilkeli, haksızlıklara tahammülü olmayan, tatlı – sert, evinde ise güler yüzlü, şakacı, konuksever, ailesine son derece düşkün, hayatını dolu dolu yaşayan, her andan sonsuz zevk alan bir insandı.

Matematiğe karşı çocukluğundan gelen bir merakı vardı. Ne denli zor olursa olsun problemleri uğraşıp çözerdi. Bu bağlamda, matematiksel bilmeceleri çözenin yanı sıra çevresinde bulunan çocuklara da yaşlarına uygun olarak sorular sormak ve onlarla şakalaşmaktan ayrı bir zevk alırdı. Deyim yerindeyse, çocuklarla çocuk olurdu.

Klasik Türk Müziği eserlerinin güftelerini iyi bilir, dinlerken mırıldanarak eşlik ederdi. Klasik Batı Müziğine ayrı bir düşkünlüğü vardı. Evimizde müzik sesi eksik olmazdı. Cumhurbaşkanlığı Senfoni Orkestrası'nın konserlerini asla kaçırmazdı. Turandot Operası'nı, Borodin'in poloveç danslarını çok severdi. Onun müzik evreninde Beethoven ve Çaykovski'nin ayrı bir yeri vardı. Ankara'daki sanat olaylarını yakından takip eder, hemen hemen tüm tiyatro, bale, opera temsillerini izler, sergilere katılır ve sinemaya gitmekten zevk alırdı.

Ailemizde Cumhuriyet gazetesi okumak babalardan çocuklara bir vasiyet gibiydi. Babam da her sabah güne sevgili gazetesi Cumhuriyet'i okuyarak başlardı. Şahsen de tanıdığı Ahmet Taner Kışlalı ve Uğur Mumcu'nun yazılarına öncelik verirdi. Kitap okumak onun için bambaşka bir zevkti. Gerek arkadaşlarının yazdığı bilimsel kitapları gerekse yerli – yabancı yazarların yapıtlarını büyük bir keyifle okurdu. Dil Derneği üyesi olarak anadilini çok önemser, özenle kullanırdı.

Kitaplara olan sevgisinden söz etmişken, beni derinden etkileyen bir anımı aktarmak isterim. Üniversiteyi bitirdiğim yıl, babam bir gün beni yanına çağırdı; elindeki kağıdı uzatıp şöyle dedi. “Oya bu şiir benim sana vasiyetimdir.” Baktım, Ataol Behramoğlu'nun KIZIMA MEKTUPLAR adlı kitabında yer alan Sevginin Önünde adlı şiiri:

“Bütün insanları dostun bil, kardeşin bil kızım.
Sevincin ürünüdür insan, nefretin değil kızım.
Zulmün önünde dimdik tut onurunu,
Sevginin önünde eğil kızım.”

Babam yalnızca müzikten, kitaplardan, tiyatrodan, sinemadan değil tamirat işlerinden de zevk alırdı. Elinden her türlü tamirat işi gelir, çevresinde bozulan ve/veya onarım gerektiren işleri çocuksu bir heyecan, merak ve istekle yapardı. Anlayacağınız evimize usta sokmamak konusunda iddialıydı.

İyi bir tavla oyuncusu olan Beşiktaşlı babamın sosyal ilişkileri güçlüydü. Örneğin hayatında çok önemsedığı, yaklaşık otuz yıldır kesintisiz süren bir ritüel vardı. Fakülteden bir grup profesör arkadaşıyla her hafta salı günü öğlen yemeğinde buluşurdu. Arkadaş canlısı, insancıl, müşfik, duygusal ve güler yüzlü olması, hem yemeyi – içmeyi hem yedirmeyi – içirmeyi, muhabbeti, dans etmeyi sevmesi nedeniyle çevresi ve evimiz her zaman dostlarıyla, arkadaşlarıyla dopdoluydu. Yalnız kendisinin değil kardeşimin ve benim arkadaşlarımızı da ağırlayıp misafir etmekten çok hoşlanırdı.

Halen sürdürdüğümüz, yılda bir kez gerçekleştirdiğimiz AKKANLAR BULUŞMASI'nda ailemizin bir araya gelip o hafta sonunu birlikte geçirmesinden her zaman çok büyük keyif alırdı. Bu toplantıların aile bağlarını güçlendirdiğine, kuşakları birbirine yaklaştırdığına inanırdı.

1996 yılında babam için yepyeni bir dönem başladı. Erkek kardeşimin kızı dünyaya gelmiş, böylece dede olmuştu. Bu onun için heyecan verici bir deneyimdi. Torunu ile oynamaktan, büyümesini izlemekten ve faaliyetlerini takip etmekten her zaman keyif aldı ve onunla daima gururlandı.

Babam tam bir doğaseverdi. Dolayısıyla ağaçlar içinde, Ege denizinin maviliğine nazır İzmir Seferihisar Doğanbey'deki yazlığımızda ya da Ankara Çayyolu'ndaki hafta sonu evimizde bulunmaktan, bahçe ile uğraşmaktan, komşularımızla bir arada olup zaman geçirmekten ayrı bir mutluluk duyardı.

Anneme, bana ve kardeşime, tek torununa, kardeşlerine, kısacası tüm ailesine çok düşkün bir eş, baba, dede, amca ve ağabeydi. Onunla birlikte geçirilen her dakika keyifli, mutluluk verici ve çok değerliydi.

Yıllar önce bir babalar gününde e-postama gelen bir yazıda, babasız olmak savaşın ortasında komutansız kalmaya benzetiliyor, “Kaç yaşında olursanız olun babanız yaşıyorsa hâlâ çocuksunuzdur, çocuklar babaları öldüğünde büyürler” deniyordu. Keşke hiç büyümsek ve hep çocuk kalabilseydik.

Tıpkı Can Yücel’in dediği gibi, ben hayatta en çok babamı sevdim.

Hepimiz seni çok ama çok arıyor ve özlüyoruz. Her zaman kalbimizdesin. Işıklar içinde yat sevgili babacığım...



Annem, Babam ve ben. Ankara Üniversitesi Mezunları Derneği yemeğindeyiz.



Annem, Babam ve dostlarımızla Ürgüp-Göreme'deyiz...



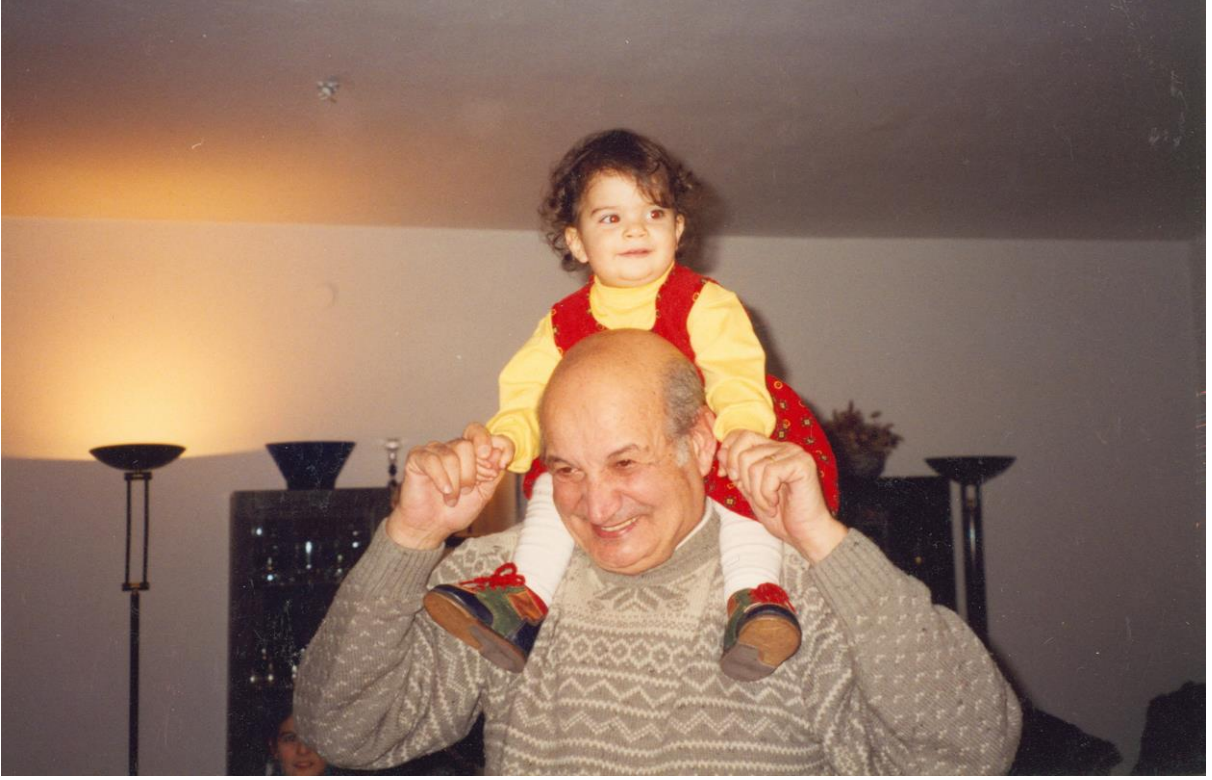
Annem, Babam ve dostlarımızla Hirfanlı Barajı'ndayız.



Ailece Çin Halk Cumhuriyeti, Çongçing kentinde Büyük Halk (Meclis, Konferans) Salonu önündeki meydandayız.



Aile dostlarımızla İzmir Gümüldür'deyiz.



Erdoğan Dede, çok sevdiği Torunuyla.



“Ben Hayatta En Çok Babamı Sevdim”. Işıklar içinde uyu Sevgili Babacığım...

Ağabeyim Erdoğan Akkan

Prof. Dr. İlhan KAYAN

Ege Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümü Fiziki Coğrafya Anabilim Dalı

1964 yılında Dil ve Tarih Coğrafya Fakültesi Coğrafya Bölümü'ne öğrenci olarak adımımı attığımda Bölüm'ün akademik kadrosu hakkında hiçbir bilğim yoktu. O zamanki adıyla Bölüm'ün üç kürsüsünden “Fiziki Coğrafya ve Jeoloji Kürsüsü”ne geçmek istiyordum. Ancak bu durum 2. yılın sonunda gerçekleşiyordu. Bu nedenle Fiziki Coğrafya hocalarına ve derslerine ilgim daha fazlaydı. Kürsüde, aynı zamanda başkan olan bir profesör (Reşat İzbirak), bir doçent (Oğuz Erol) ve yine o zamanki kadro tanımı ile üç doktor asistan (Ayhan Onur, Özdoğan Sür, Erdoğan Akkan) bulunuyordu. Asistanlar derse giremedikleri için Kürsünün tüm derslerini sadece Reşat İzbirak ve Oğuz Erol veriyordu.

O yıllarda üniversite öğrenimine talep hızla artıyordu. Mevcut üniversitelerin yetersizliği, yenilerinin kurulmasının kolay olmaması nedeniyle talep karşılanamıyor, sorunu çözmek için çareler aranıyordu. Bunlardan en kolaycı olanı bölümlerin öğrenci kontenjanını artırmaktı. Bu kapsamda sosyal bilim alanlarındaki kontenjanların artırılması abartılı bir şekilde uygulamaya geçiriliyordu. Örneğin bizim Coğrafya Bölümünün 50 altında olan kontenjanı birden 250'ye çıkarılmıştı. Bu durumda hoca ve asistanların öğrencileri tanımaları, onlarla özel olarak ilgilenmeleri mümkün değildi. En büyükleri 100-150 kişilik olan salonlardaki derslerde bile, devam zorunluluğu olduğu ve bunun sıkı şekilde takibine alındığı için büyük sıkışıklık oluyor, yerlerde oturuluyordu. Reşat İzbirak bu ortamda dahi çok güzel ders anlatımı ve disiplini ile sınıfı çok iyi yönetirdi. O kalabalık içinde ilgisiz bir öğrenci fark ettiğinde acımasızca teşhir ederek uyarırdı. Bu nedenle dersleri sessizlik içinde geçerdi.

Yine o yıllarda sınav sistemi de çok farklıydı. Doğru bir uygulama olarak sınav sayısı azdı. Vize sınavları yoktu. 1. yıl sonundaki sınavlar küçük bir yoklama niteliğindeydi. Buna karşılık 2. yıl sonunda ağır bir sınav yapılırdı. Bu sınav yazılı ve sözlü olmak üzere iki aşamadan oluşurdu. Kürsü derslerinden birinin yazılı veya sözlüsünde başarılı olamayan öğrenci, tüm derslerden kalmış olur ve yıl kaybederdi. Bu durum, coğrafya konularının birbiri ile ilişkisi ve bütünlüğü bakımından çok yerinde bir uygulamaydı. Kuşkusuz, çok sayıdaki öğrencinin, üstelik açıklama gerektiren sorulara yazdıkları uzun cevaplarının kısa sürede okunup değerlendirilmesi ve sonuçların sözlü sınava yetiştirilmesi, aynı şekilde sözlü sınavların da iki hocayla gerçekleştirilmesi mümkün değildi. Bu nedenle, kağıtların okunmasında ve sözlü sınavlarda asistanların yardımı zorunlu idi. Fiziki coğrafyanın 4 ana dersinden Jeomorfoloji ve Bitki Coğrafyası'nın sınavlarını İzbirak, Klimatoloji ve Sular Coğrafyası'nı Erol yapardı. Bununla birlikte, Bitki Coğrafyası ile Sular Coğrafyası sözlü sınavlarını genellikle asistanlara bırakırlardı.

Asistanlarımızı, koridorlardaki karşılaşp selâmlaşmalar dışında, yakından yüzyüze ilk defa 2. yıl sonundaki sözlü sınavlarda gördüm (!). Yine o yıllardaki uygulamaya göre, asistanlar birer yıllığına yurt dışına “görgü, bilgi ve deneyimlerini artırmak” amacıyla gönderilirdi. Bunun dışında yurt dışına gitmek normal şartlarda mümkün değildi. Ayhan Onur ve Özdoğan Sür'den sonra o yıl (1966) Erdoğan Akkan yurt dışındaydı. Ben sözlü sınava girdiğimde Özdoğan Sür de salonda değildi. Sular Coğrafyası sınavımı Ayhan Onur yaptı. Burada bir özel durum oldu. Yazılı sınavda sona bıraktığım Sular Coğrafyası cevaplarını yetiştirememiş, bildiğimi belli edecek birer cümle ile kağıdımı vermiştim. Geçemem diye düşünürken en düşük notla sözlüye

girebildim (Yazılıda verilen süreyle ilgili bir karışıklık ve yanlış anlama oldu. Sular Coğrafyası dışındaki derslerden tam not almamın, bu ders için bana sözlüde telâfi yolunu açtığını sanıyorum).

Sınavlardaki başarımlarım, Bölüme girişteki isteksizliğimi giderdi ve coğrafyayı akademik olarak benimsememi, hocalara, özellikle asistanlara yakınlaşmamı sağladı. 1967 de Erdoğan Akkan İngiltere’den döndü. Ama o beni tanımıyordu. Erdoğan Akkan öğrencilere mesafeli duruşu ile çekinilen bir hocaydı. Bu özelliği, onun da hocası olan büyükleri ile ilişkilerinde de dikkati çekerek. Hatta bu durum gerçek olmayan bir söylentiye neden olmuştu. Ayrıntısını bilmediğim bir nedenle, İzbirak hocaya öğrencilerin yanında bir konuda tepki göstermesi, Erdoğan Akkan’ın İzbirak hocanın damadı olduğu söylentisinin yayılmasına neden olmuştu. Öyle ya, sert ve otoriter İzbirak hocaya kim karşı gelebilirdi? Olsa olsa onun damadı böyle bir şeye cesaret edebilirdi (!). Ancak şunu belirtmeliyim ki, Bölümde hocalar arasındaki ilişkiler ölçülü saygı ve sevgi temelinde son derece iyiydi. Birlikte olduğumuz uzun yıllar içinde hiçbir kırıncı davranış veya tartışmanın olduğunu hatırlamıyorum. Evet, İzbirak hocanın hoşgörüsüz bir otoritesi vardı ama bunu babacan bir yöntemle probleme dönüştürmeden yapardı. Ayhan-Özdoğan-Erdoğan üçlüsünün (Bunlara Ülkeler Coğrafyası Asistanı Aydoğan Köksal’ı, Türk Dili ve Edebiyatı Bölümü’ndeki arkadaşları Doğan Aksan’ı da eklemeliyim) özenilen bir arkadaşlıkları, kardeş gibi bir ilişkileri vardı. Adlarındaki uyum, aralarındaki dostluğun simgesi gibiydi (Sonra ben de onlara İlhan olarak eklendim)

Bölümdeki öğrenciliğimin son iki yılında “asistanların asistanı “ gibiydim. Öğrenci sayısındaki çokluğa rağmen bitirme tezi uygulamasından vazgeçilmemişti. Çalışmalarımızı göstermek, takıldığımız konularda soru sorup bilgi almak için hocaların kapısında kuyruk oluşturur, birkaç dakikalık görüşmeleri en iyi değerlendirmenin heyecanını yaşırdık. Tez çalışmamızı sınıfta sözlü olarak sunar ve “seminer” adı altında bir değerlendirme alırdık. Bu aşamada da hocalarımın dikkatini çekmem, önümün açılmasında etkili oldu.

1968 yılında mezun olduğumda Kürsünün üç asistanı doçentlik aşamasına gelmişler, hatta Ayhan hanım (1966 da Özdoğan Sür ile evlendiği için yeni soyadı Sür) doçent olma sürecini başlatmıştı. Bölüme uzun zamandır yeni asistan alınmamıştı. Özdoğan Sür, beni yurt dışına göndermenin yollarını arıyordu. Ancak, çok zor erişilen böyle bir imkân o yıl kaldırıldı. Bunun üzerine, açılan asistanlık sınavına girdim ve beklediği gibi, kazandım. Kürsüde beş hocanın tek asistanı olmak kolay değildi. Hatta, İzbirak hocayı tanıyan birisinin babama “oğluna yazık olmuş” diyerek onu tedirgin ettiğini unutmam. Ama doğrusu herhangi bir eziyet veya haksızlık hiç görmedim. Kürsüde hep korunup kollandım. Erdoğan bey yine en mesafeli olduğum hocaydı. İlişkilerimiz çok iyi ama formal düzeydeydi. Bu arada belirtmem gereken bir husus da genç hocaların kendilerine aramızda “ağabey”, “abla” diye hitap etmemi istemeleriydi.

Öğrenci gezilerinde Erdoğan Akkan’ın mesafeli duruşu kaybolur; yerini, öğrencileri şaşırtacak derecede neşeli, espirili, sempatik bir arkadaş, bir ağabey alırdı. Bizim Kürsü üyeleri olarak yaptığımız özel gezilerde ise yine Erdoğan hocanın bu ikinci, sempatik ve yakın yüzü öne çıkardı. Böyle gezilere katılan eşi Yüksel hanımın ilişkilerimizin samimi atmosferine büyük katkısı olurdu.

Zamanın akışı içinde eski asistanlar önce doçent (1967-1970), sonra profesör (1975-1977) oldular. Ben de hiçbir zorlukla karşılaşmadan 1973’te doktoramı, 1979’da da doçentliğimi aldım. Doçentlikte bütün aşamalar geçildikten sonra adaydan bir de deneme dersi vermesi istenirdi. Bu dersin katı kuralları vardı. Örneğin süre ayarlaması çok önemliydi ve birkaç dakikalık uzatma veya kısa kesme şekil bakımından olumsuz değerlendirmeye neden

olurdu. Erdoğan bey jürimde değildi ama izleyici olarak benim dersime girdi. Onunla anlaştık. Süremin dolmasına beş dakika kala bana bir işaret verecekti. Zamanında işareti verdi ama benim karst konusundaki dersim bitecek gibi değildi. Onun kürsüden izlediğim heyecanlı çaresizliğini unutamam. Ben dersi konu bitmeden, ama uygun bir şekilde “gelecek derste devam edeceğiz” diye bağlamam jürinin çok hoşuna gitmiş, Erdoğan beyi de güldürmüştü.

Erdoğan ağabeyim çok zeki, dikkatli ve titiz bir kişiydi. Örneğin incelenmesi gereken bir tez, dosya veya evrakta, üzerinde durulması gereken bir yeri veya bir hatayı ilk bakışta yakalar ve bizi şaşırtırdı.

1973 de doktoramı tamamladığımda 5 yıldır süren tek asistanlığımın artık sona ermesi, yeni bir asistanın alınması gerekiyordu. Bu aşamada değişen yönetmeliklerle doktoralı asistanların ders vermesi mümkün olmuş, ben de ders yüküne katılmışım. Bu ortamda, daha önce başka kurumlarda çalışan sınıf arkadaşım Cemalettin Şahin yeni asistanımız olarak Kürsüye alındı.

1979’daki doçentlik dönemimde Erdoğan hoca ile birçok uzak görev seyahatlerimiz (bilirkişilik, üniversite sınavlarında denetim gibi) oldu. Gerek bunlarda, gerekse özel gezilerimizde daha yakınlaştık. Bölüm hocalarının hepsiyle yakın ilişkilerimiz, 1987’de benim Ege Üniversitesine geçişimden sonra da devam etti. Ankara’ya her gidişimde genellikle evlerinde ziyaret eder, onları görmeden edemezdim. 1998’de Erdoğan hoca emekli oldu. Yaz aylarında Seferihisar’daki yazlığında ziyaretlerimi sürdürürdüm. Son görüşmemiz, sağlık sorunları yaşadığı, ama sebebinin henüz teşhis edilmediği bir zamana rastladı. 27 Şubat 2010’da O’nu Ankara’da ebediyete uğurladıktan sonra da ailesiyle ilişkilerimizi ve sevgi bağımızı özenle sürdürmekteyiz. Ankara Coğrafya’daki akademik ailemin büyüklerinden hiçbiri hayatta değiller. Onları çok özleyor, birlikte geçirdiğimiz güzel günlerin anılarıyla gönlümde yaşıyorum.

İlhan Kayan, 2024



1975. Erdoğan Akkan (Solda) DTCF Coğrafya Bölümünde, Ayhan ve Özdoğan Sür'lerin odasında: Ayrılmaz üçlü (!).



1980. Arin gölü (Van) kıyısında, eşi Yüksel hanımın arabanın arka koltuğunda, mutfak sepetinde (!) hazırladıklarıyla öğle molası.



1987. Erdoğan hoca ve eşi Yüksel hanım, solda Oğuz Erol ve eşi Handan hanım, bizi misafir eden Karlıyayla (Reşadiye) köyünden dostlarla.



1987. Muş çevresinde kısa bir atıştırma molası. Oğuz hoca ve her ikisinin eşleriyle.

Kıymetli Erdoğan Akkan Hocam

Prof. Dr. Ertuğ ÖNER

Ege Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümü Fiziki Coğrafya Anabilim Dalı

1979 yılı yazında Üniversite sınav sonuçları geldiğinde, 18 tercihim arasında, tek sosyal bilimler olan bölümü kazandığımı görünce çok şaşırdım. Çünkü Savaştepe Öğretmen Okulunda (sonradan Öğretmen Lisesi oldu) fen bölümünde okumuştum. Hukuk ve Siyasal fakülteleri dışında hiç sosyal bilimlerde tercih yapmayı düşünmemiştim. Ancak kazandığım Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi olmasına rağmen, kürsüm “Fiziki Coğrafya ve Jeoloji” idi. İçinde fizik, coğrafya ve jeoloji vardı. Burayı yazmamıştım, ama sonradan hatırladım, sıralama yaparken son anda aynı Fakültenin Ülkeler Coğrafyası kürsüsünde okuyan ağabeyim bunu sıralamamın sonlarına 13. Sıraya eklemişti. Burası *Jeomorfolog Belgesi* veriyor diye yazmıştı. Kendisi bu kürsünün birçok dersini almasına rağmen bu belgeyi diğer kürsüde olduğu için alamamış olmasının biraz burukluğunu yaşadığından, yazmıştı bu kürsüyü. Benim de ilk 12 tercihimin 10’u tıp, diş hekimliği, uçak mühendisliği vb. gibi tümü birbirine çok yakın fen puanla alanlar, sonraki 2’si siyasal ve hukuk fakülteleri, kalan 6’sı da ilimiz olan Balıkesir Mimarlık ve Mühendislik Akademisinin mühendislikleri ile Eğitim Enstitüsünün fen bölümleriydi. Sınavdan yüksek puan almama rağmen birbirine çok yakın 1 ve 12. Sıraların altında kaldığımdan, 1. Sıra olmazsa zaten otomatik 13. Sıradan başlayan Balıkesir Akademisinin mühendislik bölümlerini kazanacağımı düşünürken, ağabeyimin bu sıraya sıkıştırdığı bölümü kazanmıştım.

Bu hayal kırıklığıyla başladığım üniversite yaşamımda başta Ayhan ve Özdoğan Sür hocalarımın sıcakkanlılığı karşısında kürsüme giderek alıştım. Oğuz Erol Hocamın ilgiyle izlediğimiz Klimatoloji dersleri, Ayhan Hocamın Taşlar Bilgisi dersi, Reşat Hocamızın Jeomorfoloji dersleri, sosyal bilimler olan bu kürsüde istediğim fen bilimlerine yakın bilgilerin verilmesi, giderek beni Fakülteme ısındırdı. Erdoğan Hocamızdan da ilk yıl Sular Coğrafyası dersini almıştık. Erdoğan Hocamız, oldukça sert görünüşlüydü. O yıl, ne derslerimizde ne de bölüm koridorumuzda gördüğümde yüzünün güldüğünü hiç hatırlamıyorum. Kuşkusuz bunda 1979-1980 Öğretim yılında siyasi olaylar nedeniyle Fakültemizin oldukça hararetli olmasının payı da vardı. Fakülte, çıkan olaylar nedeniyle sık sık tatil edilirdi. Sabah ders var diye gelip ders yapamadan döndüğümüz günler çok oldu, birinci sınıfta. Ancak Erdoğan Hocam, derslerini oldukça ciddi işlerdi. Tam saatinde dersine başlar ve yine ders sonuna kadar konularını çok ciddi işlerdi. Konuyla ilgili şekilleri çizirken bile konu anlatımına devam ederdi. Çizimi ve yazısı güzeldi. O yıllarda tahtaya tebeşirle yazılır, çizilirdi. Erdoğan Hocam tebeşiri çok iyi kullanırdı, hem yazım ve çizimde, hem de fırlatmada ustaydı. Bir gün, Erdoğan Hocamızın büyük amfideki dersinde, yanımda oturan arkadaşım, elleri sıranın altında saatiyle uğraşıyordu, çok titizdi, durmadan ellerini yıkar-kurular, mendille silerdi. O anda da sıranın gözünde saatini siliyordu. Dersle ilgilenmiyor bir görüntüdeydi. Bunda gözlerinin rahatsızlığının da payı vardı. Tahtayı çok iyi göremezdi sanıyorum, gözlüğü varken, yakışıklılığını bozuyor diye Fakültede takmazdı, o yüzden de dersleri pek ilgiyle izleyemezdi. O an arkadaşım dışında hepimiz ilgi ve biraz da korkuyla Erdoğan Hocamızın konuyu anlatırken tahtaya çizdiği şekillere bakıp not alıyorduk. Birden Hoca hışımla döndü ve elindeki tebeşiri bizim sıraya öyle hızlı fırlattı ki, tebeşir bir kurşun gibi tam da arkadaşımın önünde sıraya vurdu ve o hızla da sıçradı. Hepimiz ne olduğumuzu anlayamadık, herkes bizim sıraya bakarken arkadaşım da, Erdoğan Hocadan hak ettiği azarı işitiyordu. İstese tebeşiri arkadaşımın başına da tutturabilirdi, iyi nişancıydı. Ama o an anladım ki, Erdoğan Hocamızın

o sert ifadeli duruşunun arkasında insancıl bir kalbi vardı, ne kadar kızsız da arkadaşımızın canını acıtmak istememişti. Tabi o günden sonra arkadaşım da diğer öğrenciler gibi, Erdoğan Hocamızın bütün derslerini, not tutmasa da gözünü Hocadan ayırmadan izledi.

Ancak o yaz sonunda gerçekleşen 1980 darbesi, bütün ülke gibi biz üniversite öğrencilerini de oldukça etkiledi. Önce bozdukları Ülke huzurunu, tekrar düzelttik diye yaptıkları bu darbenin, “*Bizim Çocuklar Başardı*” diyenler için yapıldığı, aradan geçen 44 yılda, çok daha iyi anlaşıldı...

Darbenin ardından, yanındaki sıra arkadaşından bile çekindiği, güvenmediği, bir üniversite yaşamı başladı. Neyse ki kürsümüzde oluşan grubumuz bir süre sonra bu tedirginliği atmamızı sağladı. İkinci sınıfa geçmiştik. Prof. Dr. Erdoğan Akkan hocamız o öğretim yılında da Genel Jeoloji derslerimize girdi. Yine ciddiyetle ve dolu dolu derslerini işledi. İlk yıl Sular Coğrafyası dersinden Haziran döneminde on üzerinden 6 ile geçmiştik. İkinci sınıfta Genel Jeoloji dersinden 7 aldım. Sonradan anladım ki o yıllarda Erdoğan Hocamızın 6 - 7 gibi notları, sınavlarda verdiği en yüksek notlarmış ve birçok sınıf arkadaşım Ekim dönemlerine bütünlemeye kalmış.

Üçüncü sınıftan itibaren Erdoğan Hocamızdaki o sert ifadenin biraz azaldığını fark ettim. Hatta Seminer danışmanım olan Prof. Dr. Özdoğan Sür Hocamın odasına birkaç kez seminer konumuyla ilgili konuşmak için girdiğimde Erdoğan Hocamız da oluyordu. İlk kez Erdoğan Hocamızı, o odada sohbetleri sırasında gülerken görmüştüm. Kuşkusuz bu çok normal bir şeydi, ama derslerinde iki yıl boyunca sert ifadeli gördüğümüzden olsa gerek hem garipsedim, hem de sevinmişim. Çünkü O da, diğer hocalarımız gibi, güler yüzlüydü, sadece bunu derslerinde ve koridorlarda karşılaştığımızda görmemiştik.

Erdoğan Hocamı bu şekilde tanıyınca, derslerinde biraz daha rahatlamıştım. O yıl yani 3. Sınıfta “Kıyı Morfolojisi” ile “Kurak ve Yarıkurak Bölgeler Morfolojisi” derslerini almıştık Erdoğan Hocamızdan. Derslerin konuları da ilginç olunca daha bir ilgiyle izler oldum derslerini, tuttuğum notlar, birçok kaynak kitabın derlemesi ve özeti gibiydi, aynı zamanda Hocamızın anlatımından onları dinlemek çok daha ilginçti. Konular, sanki o şekilleri yerinde görmüşçesine aklımıza işleniyordu. O zamanlar teksir kağıtlarına karalama notlar tutar, eve gittiğimde temize, asıl defterime daha düzgün, tükenmez ya da dolma kalemle yazar, çizimleri renkli kalemlerle yeniden çizerdim. Bunu da yapınca artık sınavlara neredeyse hazır oluyordum. Bu yılki derslerimiz, dört yılın en fazla yüküne ulaşmış, alttan dersim ve içlerinde servis dersleri olmamasına rağmen 14’ü bulmuştu. Üçüncü sınıfta bölümümüze ve kürsümüze biraz daha alışmıştım belki de ondan derslerimin yarısı sınavlardaki tam nottu ki çoğu kürsü dersimdi. Ama yine Erdoğan Hocamın dersleri en düşük notlarımdı. Kıyı Morfolojisinden 8, Kurak ve Yarı Kurak Bölgeler Morfolojisinden 7 almıştım. Fakat buna üzülmemiştim, çünkü yine bu notlar bu derslerin en yüksek notlarıydı.

Son sınıfa geçerken, artık Fiziki Coğrafya ve Jeoloji Kürsümüzün Hocaları ile daha bir tanışık olmuştuk. Çünkü hepimiz o yıl seminer hazırlamış ve sunmuştuk. Belki konu olarak çok ağır değildi ama hazırlıklar sunumlarımızı etkiliyordu. Ben, Prof. Dr. Oğuz Erol Hocamızın “Kirmir Çayı Boyunda Çeltik Tarlalarının Yeri İle Vadi Morfolojisi Arasındaki Münasebet” makalesini seminer olarak sundum. Oğuz Hocamın makalesinde kullandığı harita ve şekilleri birer karton boyutunda büyültüp elle çizerek renklendirdim. Sunum sırasında bunları tahtaya asarak anlatımı onlar üzerinde yaptım. Bu oldukça ilgi çekti. Özdoğan Hocam ve Oğuz Hocam zaten hazırlığımı biliyorlardı. Diğer hocalarım bu şekildeki sunumdan çok etkilendiler, özellikle de Erdoğan Hocamın memnuniyet ifadesi beni oldukça sevindirmişti. Bu sunumdan

sonra, diğer hocalarım gibi Erdoğan Hocamla da daha samimi olduğumuzu hissettim. Son sınıfta da Hocam, “Oseanografya” derslerimize girdi. Artık “Kürsü” adı kalkmış, *Fiziki Coğrafya Anabilim Dalı* olmuştuk. Notlarımız da 10 değil, 100 üzerinden değerlendirilir olmuştu. Bütün diğer Anabilim Dalı derslerimden tam not almıştım. Oseanografya dersinden de 89 notla geçtim. Yine bu benim için tam not anlamındaydı, çünkü Erdoğan Hocamın o tarihe kadar verdiği en yüksek notu almıştım. Tabi her şey not değildi. Erdoğan Hocamızla yıl içinde arazi gezilerine katıldığımızda, sanki bazı konuları bütün grup içinde bir iki arkadaşımınla birlikte bizim için özel anlatıyor hissini vermişti.

Lisans öğrenimimizi 1983 Haziran’ında tamamladım. Kürsümüzden sadece 3 arkadaş, Haziran dönemi mezunu olduk. Diğer iki arkadaşımın Eğitim Fakültesinden aldığımız Formasyon derslerinden bütünlemeleri olduğu için, o dönemde Coğrafya Öğretmenliği başvurusunu bizim Anabilim Dalımızdan sadece ben yaptım ve atamam *Burdur Gölhisar Lisesi Coğrafya Öğretmeni* olarak gerçekleşti. O yıllarda bizim kürsümüzün mezunları en kötü olasılıkla “Coğrafya Öğretmeni” oluyorduk. Yani şimdiki gibi, mezun olup formasyon dersleri alıp KPSS sınavına girip yüksek not alıp öğretmen aday adayı olup sonra mülakata girip KPSS’den yüksek not almasına rağmen mülakatta elenmek gibi bir sistem yoktu. Hatta o zamanlar, yani Eski Türkiye’de bütün fakülte mezunları isterlerse eğer, hemen öğretmen oluyorlardı. Yine o zamanlar, Jeomorfolog belgesi olan bizim Anabilim Dalı mezunları, MTA Enstitüsü, Meteoroloji Genel Müdürlüğü, DSİ Genel Müdürlüğü, Karayolları Genel Müdürlüğü, Türkiye Petrolleri gibi Devlet Kurumları bünyesinde “Jeomorfolog” unvanı ile iş bulabiliyordu. Ben, son sınıfa geçerken Ankara’daki Karayolları Genel Müdürlüğü Sondaj dairesinde bir ay staj yapmıştım. Orada çalışan Jeomorfolog ağabeyimiz ki Erdoğan Hocam’la isim benzerliği vardı, adı Erdoğan Akan’dı, “Diplomanı al, seni hemen kadroya geçirelim” diye iş garantisi vermişti. Bütün bunlara rağmen, ne atandığım öğretmenliğe başladım, ne de Karayollarını tercih ettim. Mezun olurken duyum almıştık, o yıl değişen adıyla Fiziki Coğrafya Anabilim Dalımız, yeni Kurulan Ankara Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü üzerinden ilk kez yüksek lisans eğitimi başlatacaktı. O nedenle Eylül’deki sınavları beklemeye başladım. Öğretmenlik görevine belirtilen sürede başlamadığım için müstevi sayıldım, Karayollarına da başvurmadım. Aslında doğrusu yüksek lisans yapınca ne olacağımızı da bilmiyordum. Bir hevesle Eylül ayında açılan sınavlara girip Fiziki Coğrafya Anabilim Dalında yüksek lisansa başladım.

Lisans öğretiminde isteksiz başladığım Fiziki Coğrafya Anabilim Dalı’ndan yine kopamamıştım. Diğer Hocalarımızdan olduğu gibi, Erdoğan Hocamdan da lisansüstü dersleri aldım. “Doğal Çevre Sorunları”, “Türkiye’nin Denizleri ve Kıyıları”, “Türkiye’nin Hidrografyası” Erdoğan Hocamızın bize verdiği lisansüstü dersleriydi. Yine ciddiyetle lisansüstü derslerini işlerdi. Sayıca az olduğumuzdan bazen kendi odasında derslerimizi yapardı. O dönemde Erdoğan Hocamla daha da yakınlaştık. Gerçekten de lisans dönemimizin ilk yıllarındaki çok ciddi duruşuyla çekindiğimiz Hocamızı yakından tanıyınca, hiç de öyle sert biri olmadığını, güler yüzlü, candan davranan sempatik bir kişiliği olduğunu o zamanlar daha iyi anladım.

Yüksek lisansa başladığımız ilk yılın yaz döneminde Samsun Ondokuzmayıs Üniversitesi Eğitim Fakültesinde açılan Araştırma Görevlisi sınavlarına girdim ve Sosyal Bilimler Eğitimi Bölümü Coğrafya Anabilim Dalı kadrosunda göreve başladım. Tez aşamasında olduğum için sık sık Ankara’ya gidip geldim. Danışmanım Özdoğan Hocama uğradığımda, çoğunlukla Erdoğan Hocamı da, onun odasında sohbet ederlerken denk geliyordum. Her ikisi de fakülte

öğrencilik dönemlerinden beri candan arkadaşlardı. Hatta askerlik görevlerini de birlikte Van’da yapmışlardı. Özdoğan Hocam, askerlik dönemi anılarını anlattığında konunun içinde hep Erdoğan Hocam da olurdu. Bir gün yine bu anılarını anlatıyordu, Erdoğan Hocam da onun yanındaydı. Van Gölünün sodalı oluşundan bahsederken askerlik döneminde Erdoğan Hocamla birlikte göle girip yüzdüklerini anlattı. Göl suyunun sodalı oluşu nedeniyle her ikisinin de saçlarının sararıp renginin açıldığını söyledi ve elini başına, saçına doğru götürmeye çalıştı. Fakat başına her dokunuşunda eline saç gelmedikçe, elini biraz daha kaydırarak saç bulmaya çalıştı. Erdoğan Hocam da gülererek Özdoğan Hocamı dinliyor ve izliyordu. Tabi her ikisinin askerlikteki saçları artık yoktu. Özdoğan Hocam, her zamanki cinliği ile “tabi Ertuğcuğum o zamanlar ikimizin de saçları vardı diye” olayı espriye bağladı. Üçümüz de buna çok gülmüştük.

Yüksek Lisansı 1985’te tez savunmamı yapıp bitirince, o zamanki yönetmeliğin 35. Maddesi ile hemen yine Bölümümde Doktora Eğitimine başladım. Yine Bölümümde ve Hocalarımdan kopmamıştım. Artık doktora eğitimim boyunca Fiziki Coğrafya Anabilim Dalı Asistanıydım. Öyle denk geldi ki, lisans öğrenciliğimizde Kürsü Asistanımız olan Ali Fuat Doğu Hocamızdan sonra Anabilim Dalımızın ilk Araştırma Görevlisi olmuştum. Artık Anabilim Dalı Hocalarımızla daha yakındım. Ali Fuat Hocamızın bir kısım görevlerini ben üstlenmiştim. Hocalarımız derse girmeden önce sınıfları havalandırmak, ders malzemelerini taşımaya yardımcı olmak, sınav notlarını çizelgelere aktarmak gibi küçük görevler yapıyordum. Derse girerken Erdoğan Hocam’ın çok fazla isteği olmazdı, ders notunun olduğu küçük boy defter büyüklüğündeki klasörünü ve tebeşir kutusunu alır tam ders saatinde sınıfa giderdi. Ayhan Hocamın dersi öncesi sınıfın bütün pencerelerini açar iyice havalanmasını sağlardık. Onun dışında Oğuz Hocamın Hava Fotoğrafları dersinde stereoskoplarla öğrencilerine uygulamalar yaptırdığı zamanlarda ona yardımcı olmak için dersine girerdim. Yıl içindeki lisans öğrencileri ile yapılan günlük arazi uygulaması gezilerine de katılır, hazırlıklarına yardımcı olurum.

1986 yılının 6-15 Temmuz günlerinde, yalnızca Hocalarımız ve ailelerinin de katıldığı büyük bir gezi düzenlendi. Güzergâh oldukça uzundu. Ankara’dan başlayıp Erzincan, Erzurum, Kars, oradan Artvin, Hopa’ya kadar iç kısımdan gidip Sarp’tan kıyı boyunca ilerleyip Rize, Trabzon, Giresun, Ordu, Samsun’ dan Ankara’ya dönüş yaptık. Oldukça uzun ve yorucu bir geziydi, ancak bir o kadar da verimli oldu. Neredeyse birkaçı hariç bütün Bölüm Hocalarımız, aileleri ile birlikte geldiler. Bir tek ben bekâr asistandım. Ancak Ali Özçağlar Hoca, eşiyle birlikte gelecekken, son anda bir nedenden ötürü geziye eşi olmadan geldi. O da benim gibi tek olduğu için kaldığımız resmi kurum ve üniversite misafirhanelerinde çift kişilik odaysa eğer Ali Hoca ile birlikte aynı odada kaldık. Bazı misafirhanelerde oda kapılarına rezerve olarak Hocaların adı ve “Eşi” diye yazılar asılmıştı. Bizim odamızın kapısında da “Ali Özçağlar ve Eşi” diye yazılar asılı olması gezi boyunca gençlerin oluşturduğu grubumuz içinde espri konusu olmuştu. Ali Fuat Doğu ve Eşi; Yılmaz Özden ve Eşi, Ali Özçağlar ve ben otobüsün en arkadaki koltuğunda gezimizi sürdürdük. Yozgat’tan geçerken Erdoğan Hocamız bizlere buradaki lise yıllarına ait yatılı okul anılarını anlatmıştı, onu ilgiyle dinlemiştik. İlk durağımız ve geceleme yerimiz Erzincan’dı. Burası da Erdoğan Hocamızın hem memleketi, hem de doktora çalışma alanıydı. Hocamız bize Erzincan Ovası ve Çevresi hakkında çok güzel bilgiler anlattı. Özellikle 1939 yılında meydana gelen büyük yıkıcı deprem hakkında verdiği bilgiler hepimizi üzmüş ve oldukça duygulandırmıştı. Eski şehir neredeyse bütünüyle yıkılmış. Eski Erzincan yeniden inşa edilen yeni şehrin güneyinde bulunuyormuş. Ülkemizin en yıkıcı depremlerinden birine sahne olmuş. 27 Aralık 1939 tarihinde, gece saat 1.57’de meydana gelen bu deprem, Richter ölçeğine göre 7.9 büyüklüğünde, Mercalli şiddet ölçeğine göre depremin şiddeti, ölçeğin en yüksek

değeri olan XII (Afetsel) olarak saptanmış. Depremde 117 bin civarında bina bütünüyle yıkılmış, resmi rakamlara göre 33 bin kişi yaşamını yitirmiş, 100 binden fazla kişi ise yaralanmış.

Bunun yanında Erdoğan Hocamız bize Erzincan'ın güzelliklerini de hem gösterdi hem anlattı. Erzincan'ın 30 km kadar güneydoğusundaki Gürlevik Şelalesini gezdirdi, yaz ayları nedeniyle suyu az olmasına karşılık, şelalenin çok güzel bir manzarası vardı. Biraz kaynağına doğru yürüdük. Oradaki gözelerin suyu çok soğuktu. Bir hocamız ellediği suyun soğukluğunu fark edip kimse elini bir dakika içinde tutamaz dedi. Ben de elimi suya sokmuştum, o kadar süre tutabilirim gibi geldi. O hocamıza, ben üç dakika tutabilirim dedim, “Hayır Ertuğ tutamazsın” diye inatlaştı hocamız. Ben de “tutabilirsem bütün ekibe dondurma ısmarlar mısınız hocam” diye sordum, O da kabul etti. Tutamazsam ben ısmarlarım diye iddiaya giriştik. Suyun içinde elimi beş dakikadan fazla tutmama rağmen, iddiaya girdiğim hocamız sesini çıkarmıyordu. Olayı izleyen Erdoğan Hocam da “Yeter artık Ertuğ, sen kazandın” diyerek olayı sonlandırdı. Olayın ertesi günü, Erzurum Üniversitesi misafirhanesine geldiğimizde, iddiamızı duyan Özdoğan Hocam, kaybeden hocamızın mızıkçılık yaptığını görünce, her zamanki cömertliğiyle bütün ekibe dondurmayı Gezi Başkanı olarak kendisi ısmarladı. Esprili bir anı olarak da zaman zaman bu olayı hatırlattı, iddiayı kaybeden hocamıza. Özdoğan Hocamız bu gezimizi daha sonra çok güzel bir anlatımla “Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisinin 1993 yılı 7. sayında bir makale olarak yayınladı.

Erdoğan Hocam bu güzel gezimiz boyunca yine her uğradığımız yerde, bizlere çok güzel bilgiler verdi. Diğer Hocalarımız da aynı şekilde Ankara'dan Kars'a, Ani Harabelerine, Çıldır Gölüne, Artvin'e, Hopa'ya, Sarp'a, Rize ve ilçelerine oradan Trabzon'a, Sümela Manastırına, Sera Heyelan Gölüne, Giresun, Ordu'dan sonra Samsun'a kadar o yerler hakkında bizlere çok güzel anlatımlarıyla bilgiler verdiler. Yalnız bir hocamız hiç bu konulara girmede. Tek konuşması “Özdoğan, ne zaman yemek yiyeceğiz” oluyordu. Seyahatimiz sırasında Yılmaz Abi bizleri uyarak, bakın bakın hoca bir şeyler anlatıyor dedi heyecanla. Hepimiz pür dikkat kesilip hemen bir sıra önümüzdeki koltuklarda oturan, yemek sorusu dışında pek konuşmayan hocamızı izledik ve neler anlattığını duymaya çalıştık. Hakikaten parmağıyla camı gösterip yanındaki diğer hocamıza bir şeyler söylüyor, o hocamız da başını sallayıp onaylıyordu ki bizim ilgimiz daha da arttı. Tam o anda diğer hocamız rulo yaptığı elindeki gazete ile cama hızlıca vurdu. Bizim en arka koltuktaki altılıdan öyle bir kahkaha koptu ki, otobüsdeki diğer bütün hocalarımız dönüp bize garip bir şekilde baktı. Özdoğan Hocamız ve yan sıra koltuktaki Erdoğan Hocamız geriye seslenip, “Ne oluyor gençler, o komik fıkrayı bize de anlatın da, biz de gülelim” dediler. Tabi ki gülmemiz bir anda kesildi ve hiçbirimizden bir ses çıkmadı. Nasıl diyebilirdik ki, camdaki gazete ile ezilen sineğe güldüğümüzü...

Doktoramın ders aşaması bittiğinde 6 ay Ankara'da Gazi Üniversitesi'nde Devlet Lisan Okulu'na devam ettim. Dil öğretimi veriliyordu. Doçentlik yabancı dil sınavına hazırlanan üniversitelerdeki öğretim elemanları ve bunların yanında çeşitli resmi kurumlar ile banka çalışanları katılmıştı bu dil eğitimine. Yabancı dil tazminatı başlamıştı o yıllarda. O nedenle ilgi fazlaydı. Bizim Almanca sınıfında yaklaşık 20 kişi kadardık. İçlerinde yaşça en genci bendim. Bazılarının emekliliği gelmiş, hatta torunu olanlar bile vardı. Ancak o okulda öğrendiğim en ilginç şey, öğrenci hangi yaşta olursa olsun, yine öğrenciydi. Ülkenin çeşitli illerinden, ailelerinden, çocuklarından ayrılıp yabancı dil öğrenmek için gelen bunca orta yaş ve üstü kişi, “falanca hoca bugün derse gelemeyecek, ders yok” dendiği zaman öyle bir sevinç çığlığı atılıyordu ki, hatta bazıları sıraların üstüne çıkıp göbek atıyorlardı. Bu bana bir ders oldu,

üniversitedeki öğrencilerime, hiç kızmamaya ant içtim. Yaşlıları böyle yaparsa, genç öğrenciler neler yapmazdı ki. O anlarda Erdoğan Hocam aklıma gelirdi nedense, onun hiçbir dersini yapmadığı bir günü hatırlamazdım. Hiç mi hasta olmazdı, hiç mi işi çıkmazdı,,

Devlet lisan okulu sona erince, 1987 yılı başlarında, Doktora tezimi bitmemiş olmasına rağmen, Samsun Ondokuz Mayıs Üniversitesi'nce ihtiyaç var bahanesiyle geri çağırıldım. Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesindeki bölümümden, lisans öğrenimine başladığım 1979 yılından beri ilk kez artık dönebilme olanağı olamadan ayrılıyordum. Ancak yine de tezimi bahane edip sık sık Samsun'dan Ankara'ya gelip gittim. Çoğunlukla da, tez danışmanım Özdoğan Hocam ile Ayhan Hocam'a uğradığımda mutlaka Erdoğan Hocamı da görmüş oluyordum. Çünkü Hocalarım gerçekten ayrılmaz bir üçlü gibiydiler...

Erdoğan Hocamla, 1988 yazı Temmuz ayında İzmir Çeşme'de karşılaştık, Seferihisar'da yazlıkları vardı, yaz tatilini orada geçiriyorlardı. O gün de Çeşme'ye arkadaşlarıyla ailece gezmeye gelmişlerdi. Tabi bu karşılaşma bizler için de çok güzel bir anı oldu. Yanımda eşim Ayşe vardı, hep birlikte tanıştık. İki gün önce yani 16 Temmuz 1988'de memleketimiz Savaştepe'de düğünümüz olmuş balayına Çeşme'ye gelmiştik. Erdoğan Hocamın Çeşme kordonunda karşılaştığımız ilk andaki o anlamlı gülüşü, bugün bile gözlerimin önünde...

Doktora tez savunmam 1990 yılında bittiğinde, artık Ankara'ya Fakülteme ve Bölümüme çok sık gidemez oldum. Sana ihtiyaç var diye beni geri çağıran Bölümümdeki Yardımcı Doçent kadrosu, doktoram bittikten sonra birden başka bir bölüme aktarıldı. O olaydan hemen sonra İzmir Ege Üniversitesi Coğrafya Bölümü'ne Profesör olarak atanan Lisans Danışmanım olan İlhan Hocamın “Ertuğ, buraya gel birlikte çalışalım” teklifini hiç düşünmeden kabul ettim.

Bölümde haritalarla çokça uğraştığım için, İlhan Hocam Harita Genel Komutanlığı'ndan harita temini görevlisi kişi olan “Harita Mutemedi” olmamı istedi. Bu görev benim yeniden Ankara'ya gidip gelmeme vesile oldu. Yine Ankara'ya Harita Genel Komutanlığı'na harita alımı için her gidişimde Bölümüme de uğruyor, Ayhan, Özdoğan ve Erdoğan Hocalarımı görüp hasret gideriyordum. Belki de İlhan Hocamın biraz da bunu düşünerek Harita Mutemedi olmamı istediğini anlamıştım.

Erdoğan Hocamla son karşılaşmamız 1996 yılında Doçentlik sözlü sınavımda oldu. O yıllarda, eser incelemesinden sonra yayın ve etkinlik dosyası kabul edilenler, beş kişilik aynı jüri tarafından sözlüye çağrılıyordu. Ben de yayınlardan geçip Ankara'ya sözlüye çağırıldım. Erdoğan Hocam jüri üyelerimden. Sözlüye birkaç aday girmiştik. Erdoğan Hocam hem yaşça diğerlerinden büyük hem de daha kıdemli olduğu için Jüri Başkanı oldu. Erdoğan Hocamın mülakatımda kurduğu dengeyi hiç unutamam.

2002 Temmuzunda Profesör kadrosuna atandım. Birkaç ay sonra rahatsızlığım ortaya çıktı. 2008 yıllarına kadar tedavilerim sürdü, hastalığım birkaç kez yeniden nüksetti. Tedavi süreçlerimin arasında kısa bir süre göreve başlasam da, 2008'e kadar bu hastalıkla uğraşmak zorunda kaldım. Son Kök Hücre tedavimde hastanede yattığım sırada, Erdoğan Hocamın da rahatsızlandığını duyunca, kendisini telefonla arayıp geçmiş olsun dileklerimi ilettim. Birbirimizi hastalık konusunda teselli ettik. Erdoğan Hocamın “Biz artık yaşlandık Ertuğ, siz gençler sağlıklı olun uzun ömürler olsun sizlere” sözü beni oldukça duygulandırmıştı.

2010 yılı Şubat ayında vefat haberini duyunca çok üzüldüm. Rahatsızlığım nedeniyle başta İlhan Hocam olmak üzere, arkadaşlarım ve ailem hastalık, ölüm gibi üzücü olayları bana hemen duyurmazlardı. Erdoğan Hocamın hastalığı ve vefatı da biraz öyle oldu.

Erdoğan Hocam, Ayhan Hocam, Özdoğan Hocam ve Oğuz Hocam, biz öğrencileri için hep örnek insanlar, örnek akademisyenler olarak her zaman dürüstlüğü, iyi insanlığı, sevecen olmayı, öğretiler. Her koşulda öğrencilerine sevgiyle yaklaştılar. Bilimin yalnızca bir hırs olmadığını, sevgiyle yoğrulduğu zaman ancak insanlığa yararlı olacağını gösterdiler.

Işıklar İçinde Uyu Sevgili Erdoğan Akkan Hocam...



Erdoğan Hocamızla bir öğrenci gezisi anımız; Güvem köyü yakınlarında bazalt sütunları.



Erdoğan Hocamızla aynı geziden bir başka konum; Kurtboğazı Barajı çevresi.



1986 yılı, Dekanımız ve Bütün Bölüm öğretim üyelerimiz bir arada.



1987 yılı, Dekanımız ve yine eski dekanlarımızdan eşi ve Fakülte sekreterimizle birlikte Bölümümüz.



1987 yılı, Dekanımız ve Bölüm öğretim üyelerimiz, Bölüm Başkanımız Özdoğan Sür Hocamızın odasında.



Bölüm Öğretim Üyeleri, Taşlar ve Mineraller Koleksiyonu odasında.

Prof. Dr. Erdoğan Akkan Anısına

Doç. Dr. Levent UNCU

Bilecik Şeyh Edebali Üniversitesi İnsan ve Toplum Bilimleri Fakültesi Coğrafya Bölümü Fiziki Coğrafya Anabilim Dalı

1988 yılında üniversiteye giriş sınavı sonuçları açıklandığında ailemin aksine ben çok sevinmiş ve mutlu olmuştum. Çünkü, başarılı bir Fen şubesi öğrencisi olmam nedeniyle ailem benim mühendis olacağımı hayal ederken ben onlardan habersiz bir şekilde tercihlerim arasına yazmış olduğum Ankara Üniversitesi, Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi, Coğrafya Bölümü'nü kazanmıştım. Onlar açısından düş kırıklığı yaratan bu sonuç benim için çocukluğumdan itibaren en büyük hayalim olan “coğrafyacı” olma isteğimi gerçekleştirme imkanı bulmak demekti.

Ankara Üniversitesi'ne kayıt yaptırdıktan sonra büyük bir hevesle bölümde okutulacak dersleri beklemeye başlamıştım. Dersler başladığında, özellikle iki hoca ilk derslerinde ders anlatış tarzları ve konularına olan hakimiyetleri ile hemen dikkatimi çekmişti. Bu iki hoca, “Taşlar Bilgisi” dersimize giren Prof. Dr. Ayhan Sür ile “Flüvyal Jeomorfoloji ve Uygulamalı Jeomorfoloji” derslerimize giren Prof. Dr. Erdoğan Akkan idi. Her ikisi de Fiziki Coğrafya Anabilim Dalı öğretim üyesi olan hocaların etkisiyle önceleri beşeri coğrafya ve ülkeler coğrafyasına olan ilgim dersler ilerledikçe fiziki coğrafya konularına doğru kaymaya başladı. Bu hocalardan ve daha sonraki yıllarda Prof. Dr. Özdoğan Sür'den aldığım diğer dersler de bu değişimin giderek artan bir şekilde devam etmesine ve fiziki coğrafyanın tüm konularına ancak özellikle jeomorfoloji alanına sempati duymama neden oldu.

Ayhan Hoca ile ilk yılımdan itibaren yakın bir diyalog kurmuş olmama rağmen Erdoğan Hoca sert görünümünden dolayı benim ve diğer arkadaşlarımdan en çok çekindiği hatta odasına adım atmaya korktuğu bir hoca profili çizmekteydi. Hatta, 3. yılımızda Erdoğan Hoca'dan almış olduğumuz “Karasal Hidroğrafya” dersinin iki vizesi ve final sınavından 100 alarak geçtiğimde hissettiğim mutluluk ve Hocanın bizzat beni odasına çağırarak “ben de sınava girsem ancak böyle bir kağıt verebilirdim” diyerek beni tebrik etmesi öğrencilik yıllarıma dair hocayla diyalog kurabildiğim ilk hatıram diyebilirim.

1993 yılında yüksek lisans yaparken Sosyal Bilimler Enstitüsü kadrosunda Fiziki Coğrafya Anabilim Dalı'nda açılan araştırma görevliliği sınavını kazanarak Coğrafya Bölümü'nde göreve başladım. Erdoğan Hoca'nın yüksek lisans tez danışmanlığıma atanmasından sonra ise Üniversitedeki ilk yılımdan beri çok saygı duyduğum ancak bir o kadar da çekindiğim hocayı daha yakından tanıma fırsatı buldum. Erdoğan Hoca'nın danışmanlığında hazırladığım “Terme Çayı ile Kocamandere Çayı Havzalarında Fiziki Coğrafya Araştırmaları ve Doğal Çevre Sorunları” başlıklı yüksek lisans tezimi 1995 yılında tamamladım. Bu tezi hazırlarken yaşadığımız diyaloglar bana Hoca'nın gerçekte dışarıdan görüldüğü kadar sert ve çekinilecek biri olmadığını ancak işinde saygı, ciddiyet ve disipline çok önem verdiğini öğretti.

1996 yılında, Prof. Dr. Özdoğan Sür'ün yaş haddinden emekli olmasından sonra Erdoğan Hoca Coğrafya Bölümü başkanı oldu. Aynı yıl benim doktora tez danışmanlığıma atandı. Bunu takip eden süreçte, anabilim dalında yaşanan bazı olaylar ve doktora tezimin konusunun belirlenmesinde yaşamış olduğumuz karşılıklı kırgınlıklar sonucunda, 1998 yılında ben kendi isteğimle bölümden ayrılarak Ege Üniversitesi'ne geçiş yaptım. Bu olayın hemen sonrasındaki dönemde ise Erdoğan Hoca yaş haddinden emekliye ayrıldı ve 2010 yılındaki vefatına kadar kendisiyle sadece bir kez görüşme imkanım oldu.

Erdoğan Hoca'nın tüm coğrafya camiası tarafından takdir edilen bilimsel yayınları ve akademik hassasiyeti, kendi akademik hayatımın en başından günümüze kadar süregelen süreçteki şekillenmesinde çok önemli katkılar sağlamıştır. Üniversite hayatımın en başından itibaren kendisinden aldığım dersler, coğrafi olayların bilimsel ve eleştirel bir bakış açısıyla değerlendirilerek detaylı bir şekilde irdelenmesinin önemini anlamamın yolunu açmıştır. Bunun dışında, Erdoğan Hoca'nın beni en çok etkileyen özelliklerinin başında, derslerine verdiği önem ve dersini anlatırken kullandığı anlaşılır ve duru Türkçesi idi. Kendisinin bu özelliği yazdığı bilimsel eserlerde de hemen dikkati çekmektedir.

Bugün hak eden etmeyen herkes için kullanılan “Hoca” kelimesini layıkıyla taşıyan Erdoğan Hoca’dan ders almış olmanın ve onunla birlikte çalışmanın gerçekten kendim adına büyük bir ayrıcalık olduğunu düşünüyorum. Eminim onu yakından tanıyanlar ve ondan ders alan diğer öğrencileri de bu konuda benimle hemfikir olacaktır.

Rahmetli Prof. Dr. Erdoğan Akkan Hoca’ya kişisel olarak bana katmış olduğu her şey için sevgi, saygı ve minnet duyuyorum ve hayatta olduğum sürece de duymaya devam edeceğim.

Işıklar içinde uyusun....

Doç. Dr. Levent Uncu

Bilecik, 01.11.2024



5-12 Haziran 1995 tarihinde Coğrafya Bölümü tarafından düzenlenen Batı ve Orta Karadeniz arazi gezisine katılan öğretim üyeleri ile lisans öğrencileri; Prof. Dr. Ayhan Sür (1), Prof. Dr. Erdoğan Akkan (2) ve eşi Yüksel Akkan (3), Araş. Gör. Uğur Doğan (4), Araş. Gör. Levent Uncu (5) ile Prof. Dr. Özdoğan Sür (6). Fotoğraf, 09.06.1995 tarihinde Yrd. Doç. Dr. İhsan Çiçek tarafından çekilmiştir (Küre, Kastamonu).

FİZİKİ COĞRAFYA ARAŞTIRMALARI - I

Türkiye Paleocoğrafyasının Miyosen Sonrası Evrimi

Post-Miocene Evolution of the Paleogeography of Türkiye

İlhan KAYAN¹

Özet

Türkiye bugünkü fiziki coğrafya özelliklerini **Miyosen** ortalarından itibaren kazanmaya başlamış olmakla birlikte, Miyosen paleocoğrafyası bugünkünden çok farklıydı. Orta Miyosen’de yükseltisi fazla olmayan bölgede, subtropikal muson ikliminin bol yağışlı-nemli ortamında geniş alanlar sığ göl suları ile kaplıydı. Bunların çevresindeki az arızalı alanlarda bol akışlı akarsuların geniş alüvyal vadi tabanlarında ve oluşturdıkları deltalarda gür bir bitki örtüsü bulunuyordu. Miyosen sonlarında (Messinien) etkili Neotektonik hareketlerle yeniden şekillenen bölgede Akdeniz’in büyük ölçüde kuruması iklimin kuraklaşmasına, bunun sonucunda Anadolu’daki göllerin de kurumasına neden olmuştur. Böylece, göl havzalarını dolduran kumlu-killi-karbonatlı sedimanların yüzeyi, bu defa sellerle taşınan taşlı-topraklı karasal örtülerle kaplanmıştır. Kuraklıktan etkilenen bitki örtüsü de giderek ağaçlı bozkır ve kurak bozkıra dönüşmüş, daha önce Arabistan üzerinden Anadolu’ya göç eden büyük memeliler ve diğer zengin fauna da yaşama ortamını kaybetmiştir. **Pliyosen**’de yine Neotektonik hareketlerle Akdeniz bugünkü şeklini alırken, iklim de “daha nemli-yarı kurak” (Akdeniz iklimi) niteliğini kazanmıştır. Bunun yanında Pliyosen’de sıcaklığın giderek azalması ve Anadolu’nun bütünüyle yükselmesi de nemliliğin artması üzerinde etkili olmuştur. Sonuç olarak, yükselen dağlardan gelen derelerin Pliyosen yüzey üzerinde akışlarına devam edebilmeleriyle yeni bir akarsu ağı kurulmuştur. Böylece eski havzalar dışa (denizlere) bağlanarak bu defa aşınma-boşalma alanlarına dönüşmüştür. **Kuvaterner** iklim salınımları ile karakterlenen bir dönemdir. Nemli dönemlerde derine aşınmanın hızlanması, daha az yağışlı dönemlerde alüvyon taşınmasının yavaşlaması ile seki sistemleri gelişmiştir. Bununla birlikte, gevşek alüvyal birikintilerin aşınma-taşınma dengesindeki değişmelere uyumlu olarak sürekli şekil değiştirmesi sekilere bakılarak iklim dönemleri ayrılmasını engellemektedir. Son olarak **Holosen**’deki deniz seviyesi yükselmesi kıyı ovaları ve deltaların şekillenmesi üzerinde etkili olmuştur. Bu aşama, yeryüzünde insan varlığının coğrafi bir unsur olarak etkinleşmesiyle sürmüştür. Neolitik’de yerleşik yaşama düzenine geçen insanlar, bir yandan çevrelerindeki doğal özelliklerden yararlanırken, bir yandan onları değiştiren, yerine göre tüketen etkiler yapmışlardır. Artan nüfus ve teknolojiye hızlı gelişmelerle son yüzyıllarda bu etkileşimin boyutları çok büyümüş ve bu dönem “Antroposen” adıyla yeni bir çağ olarak ayrılmıştır.

Anahtar kelimeler: Türkiye paleocoğrafyası, Miyosen paleocoğrafyası, Pliyosen paleocoğrafyası, Kuvaterner paleocoğrafyası, Troya, Afrodiasias

Abstract

Although Türkiye started to acquire its current physical geographical features since the mid-**Miocene**, its Miocene paleogeography is very different from today's.

In the Middle Miocene, large areas were found covered with shallow lake waters in the low altitude region, in the rainy and humid environment of the subtropical monsoon climate. It is known that the wide alluvial valley floors of the rivers with abundant flow in the low undulated areas around them and the deltas they form are covered with lush vegetation. In the region, which was reshaped by effective Neotectonic movements in the late Miocene (**Messinian**), the major drying out of the Mediterranean Sea caused the climate to become arid and, as a result, the lakes in Anatolia to dry out. Thus, the surface of the sandy-clayey-carbonate sediments that fill the lake basins is now covered with stony-soil terrestrial deposits carried by floods.

The vegetation affected by the drought gradually turned into wooded steppe and eventually into arid steppe, and large mammals and other rich fauna that had previously migrated to Anatolia from Arabia lost their

¹ Prof. Dr., Ege Üniversitesi Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, İzmir/Türkiye. e-mail: ilhankayan11@gmail.com

habitat. While the Mediterranean took its current shape with Neotectonic movements in the **Pliocene**, the climate also gained a "more humid-semi-arid" character (Mediterranean climate). In addition, the gradual decrease in temperature in the Pliocene and the rise of Anatolia as a whole had an impact on the increase in humidity. As a result, a new river network was established, with streams coming from the rising mountains continuing their flow over the Pliocene surface. Thus, the old basins opened up to the outside (the seas) and this time turned into erosion-discharge areas. **Quaternary** is a period characterized by climate oscillations. River terraces developed as deep erosion accelerated during humid periods and alluvial transport slowed down during periods with less rainfall. However, the continuous change of loose alluvial deposits in accordance with the changes in the erosion-transportation balance prevents the separation of climate periods by looking at the terraces. Finally, sea level rise in the **Holocene** had an impact on the shaping of coastal plains and deltas. This stage continued with the activation of human existence as a geographical element on earth. People who adopted a settled lifestyle in the Neolithic period, while on the one hand, they took advantage of the natural features around them, on the other hand, they made changes to them and in some cases they have had depleting effects. With the increasing population and rapid developments in technology, the dimensions of this interaction have grown greatly in recent centuries and this period has been separated as a new era called "Anthropocene".

Keywords: Paleogeography of Türkiye, Paleogeography of Miocene, Paleogeography of Pliocene, Paleogeography of Quaternary, Troia, Aphrodisias

Giriş

Türkiye fiziki coğrafyasının Miyosen sonrası evrimi ile ilgili mevcut çalışma ve yayınların hep Neotektonik kavramı kapsamında, tektonik gelişmelere dayandırılan bir yaklaşım ve içerikle yapıldığı görülmektedir (Erinç, 1973; Şengör, 1980; Erol, 1983; Rögl ve Steininger, 1984; Steininger ve Rögl, 1984; Görür vd. 1995). Kuşkusuz, yeryüzünün şekillenmesinde ana çizgileri oluşturan en önemli süreç tektonik hareketlerdir ve bu yönüyle tektonik hareketler en önemli paleocoğrafya unsuru olarak göz önüne alınmalıdır. Ancak coğrafi özellikler bundan ibaret değildir. Coğrafyanın konusu tüm çeşitliliği ile güncel yeryüzü özelliklerinin ve bunları günümüzde şekillendiren süreçlerin araştırılıp tanınması ve insan etkinlikleri için değerlendirilmesidir. İnsan, coğrafyanın temel unsurudur. Coğrafyanın diğer fiziki yer bilimi alanlarından (veya güncel söyleyişle doğa bilimlerinden) farkı, yeryüzünün güncel fiziki özelliklerini ve insan varlığını bütünüyle ve birbiri üzerindeki etkileriyle değerlendirmesidir. Depremler (belki bir bakıma volkanizma) hariç, tektonik olaylar, örneğin kıtaların kayması veya yeryüzünün yükselme-alçalma hareketleri, günlük yaşamımızda fark edilemeyecek kadar yavaş işleyen süreçlerdir. Buna karşılık güncel iklim özellikleri insan hayatını çok daha büyük ölçüde ve doğrudan etkilemekte ve ilgilendirmektedir. Güncel yeryüzü şekillenmesinde de iklimin etkisi tektonik olaylara göre çok daha doğrudan ve görülebilir boyuttadır. Yağmur sularının yeryüzündeki aşındırma-taşıma-birikirme süreçleri, kurak bölgelerde rüzgârın etkinliğiyle oluşan şekillenme, gücü rüzgârlara bağlı dalgaların kıyılarda yaptığı şekillendirme, buzulların yeryüzünü işleyişi hep gözlenebilir jeomorfolojik-coğrafi olaylardır. Doğal afet olarak nitelenen tektonik kökenli depremlerin insan hayatı üzerindeki etkileri çok şiddetli, fakat iklim kökenli afetlerin (kasırgalar, seller, heyelanlar, küresel kuraklık, deniz seviyesi yükselmeleri gibi) yanında çok daha yerel veya sınırlıdır. İklim elemanlarındaki değişimler, iklim sistemi içinde küresel boyutta olup bölgesel değişimler de bu sisteme bağlıdır. Bu nedenle, bugün olduğu gibi küresel sıcaklıktaki küçük bir değişme, tüm insanlığı ve insan etkinliklerini (özellikle tarım ve su kaynakları bakımından) doğrudan, büyük ölçüde ve genellikle olumsuz etkilemektedir. İklim özelliklerindeki değişimlerle ilgili sorunlar tarih çağları boyunca insanlığı hep derinden etkilemiş, örneğin kurak dönemlerde kıtlıklar, göçler ve savaşlar olmuştur. Yeryüzünün diğer bir coğrafi unsuru olan biyolojik örtü ise yine büyük ölçüde bölgesel iklim özelliklerinin kontrolündedir.

Sonuç olarak, tektonik olaylardaki gelişmeleri, kara ve denizlerin dağılışındaki değişimleri incelemek, coğrafya içinde bugünü hazırlayan önemli bir bilgidir, ancak coğrafyanın bütünsel yaklaşımı için yeterli değildir. Paleocoğrafya ise bugünkü fiziki coğrafya özelliklerinin oluşum ve

gelişmesinin, coğrafya yöntemleri ile incelendiği bir alandır. Bu nedenle burada da tüm fiziksel unsurların birlikte ve birbiriyle etkileşimleri değerlendirilerek incelenmesi gerekir. Bir benzetme yapılmak istenirse, tektonik olayların bir sahne hazırladığı, iklim olaylarının ve buna bağlı olarak şekillenen biyolojik örtünün sahnenin dekorunu düzenlediği, son olarak da insanın bu sahnede yaşam oyununu oynadığı söylenebilir. **Sahnenin hazırlığı paleocoğrafyanın, insanın bu sahnede bugün oynadığı oyun da coğrafyanın konusudur.**

Günümüzde gelişen, uzmanlaşan tüm bilim alanları gerçekte coğrafya ile ilişkilendirilebilir. Bilim alanlarının çok çeşitlenmesi coğrafyanın gerçek anlam ve tanımının anlaşılamaz duruma gelmesine, bu nedenle de konusu coğrafya olan birçok bilim alanının farklı isimlerle tanınmasına (çevre, doğal ortam, peyzaj gibi) neden olmuştur. Bu durumda, bugün coğrafyada yapılması gereken, farklı bilim alanlarından sağlanan bilgilerin coğrafya yöntemleriyle ilişkilendirilerek kullanılması olmalıdır. Ancak bu sayede yeryüzü sahnesinde iyi bir oyun icra edilmesine ve gelecek için doğru planlamalar yapıp uygun adımlar atılmasına katkıda bulunulabilir.

Bu yazı özgün bir araştırma ürünü değildir. Literatür bilgileri yanında çeşitli alanlarda yıllar boyu yaptığım gözlem ve değerlendirmelerin bir sentez-özetidir. Bu nedenle ayrıntılı literatür bilgilerine, bunlarla ilgili tartışmalara girilmemiştir. Değinilen birkaç yayın, bu konudaki başlıca bilgileri özetlemektedir. Daha ayrıntılı araştırma yazılarının, bunlardan ve internet üzerinden sağlanması mümkündür. Yazının sonuna, anlatılanlara tipik yerel örnekler olarak seçilen Google Earth görüntüleri üzerinde açıklamalar eklenmiştir.

Türkiye'nin Miyosen paleocoğrafyası

Türkiye'nin, bir jeoloji haritasına (örneğin 1/500 000 ölçekli MTA jeoloji haritası. Şekil 1) bakıldığında, sarı renkle temsil edilen **Neojen** dönemine (Günümüzden 23,3-2,6 milyon yıl önceleri; Çizelge 1; Cohen vd. 2013), bunun da daha çok üst birimlerine (**Miyosen**) ait formasyonların geniş alanlar kapladığı görülür. Bunların çoğu, volkanik birimler yanında, havzaları kaplayan sığ göl ortamlarında birikmiş sediman birimleridir. Bunlar genellikle karbonatlı-killi-kumlu, havza kenarlarında daha kaba elemanlı sedimanlardan oluşur. Buna göre Türkiye Miyosen'de (daha özel olarak Orta ve Üst Miyosen) bugünkünden farklı bir görünümde olup, büyük bölümü sığ göl suları ile kaplı, deniz seviyesine yakın, az arızalı bir morfolojiye sahiptir. Göllerin su kaynağı subtropikal muson karakterli, bol yağışlı, nemli bir iklimdir. Akarsuların geniş vadi tabanı ve delta düzlükleri zengin bir vejetasyon ve hayvan topluluğunun yaşayıp gelişmesine imkân vermiştir. Bugün bazı yerlerde yoğun olarak bulunan memeli faunaya ait fosiller ve zengin linyit yatakları bu paleocoğrafyanın biyocoğrafik kanıtlarıdır.

Miyosen göl havzalarının oluşumu daha erken jeolojik çağlardaki (Eosen, Oligosen) tektonik gelişmeler (Tethys okyanusunun çekilme evreleri) ve Anadolu'nun karalaşma süreçleri ile başlamış olmakla birlikte, daha çok Miyosen ortalarından itibaren etkili olan Neotektonik hareketlerle (Miyosen ortalarından günümüze kadar süren tektonik hareketler dönemi) gerçekleşmiştir. Bu hareketlerin Anadolu üzerindeki etkisi, kuzeye ilerleyen Arabistan plakasının Anadolu'ya dayanması ile başlamıştır. Böylece Neotektonik dönemde Anadolu'nun güneydoğudan sıkıştırılmasıyla, **Doğu Anadolu** yükselmiş, çoğu eski yapısal çizgilere uyan parçalanmalarla dağlar arasında yeni havzalar oluşmuştur. Doğudaki sıkışmanın daha geniş alanlı bir etkisi de Anadolu'nun Kuzey Anadolu Fayı güneyinde batıya doğru kayması olayıdır. Bu kayma kuzeybatı Anadolu'da güneybatıya yönelmektedir. Öte yandan Afrika plakasının Neotethys kalıntısı Akdeniz tabanını Anadolu altına itmesiyle **Batı Anadolu** kuzeyden ve güneyden sıkışmış, yükselen yer kabuğu yüzeyde gerilerek ana çizgileriyle batı-doğu doğrultusunda fay zonları ile parçalanmış, horst-graben kuşakları şekillenmiştir. Bu süreçte **İç Anadolu**'nun daha stabil bir ara bölge durumunda bulunduğu, daha düzenli olarak bütünüyle yükseldiği anlaşılmaktadır (Şengör, 1980).

Neotektonik dönemin bu hareketliliği bölgesel **iklim** özellikleri üzerinde önemli etkiler yapmıştır. Güneydoğu Anadolu'daki kapanma öncesinde Hint Okyanusu ile Akdeniz (Neotethys) arasında var olan deniz bağlantısı, bu hareketlerle önce sığlaşan bir su-bataklık ortamına, sonra da bütünüyle karasal ortama dönüşmüştür (Rögl ve Steininger, 1984; Steininger ve Rögl, 1984). Subtropikal kuşakta bulunan bölgedeki bu değişme, Anadolu paleocoğrafyasında çok önemli etkiler yapmıştır. Sıcak okyanus suyu bağlantısının açık olduğu Erken-Orta Miyosen'de Anadolu iklimi musonal nitelikli bol yağış alan bir özellikte bulunmuştur. Geniş göl alanlarını kaplayan suların kaynağı bu etkili musonal yağışlardır. Buna bağlı olarak, göllerin çevresindeki az arızalı alanlarda bol akışlı akarsuların geniş alüvyal vadi tabanları ve oluşturdıkları deltaların gür bir bitki örtüsü ile kaplı olduğu bilinmektedir. Bugünkü linyit yatakları bu örtünün fosil kalıntılarıdır. Miyosen ortalarından itibaren sığlaşan deniz ortamının yer yer kara köprüsü niteliğinde geçişe imkân vermesiyle de büyük memeli hayvanlardan oluşan faunanın (fil, gergedan, zürafa, at türleri, etoburlar ve *Hipparion* sp. gibi) kurak Afrika ve Arabistan topraklarından kuzeyde, nemli ve zengin bir bitki örtüsü ile kaplı Anadolu'ya göçleri mümkün olmuştur.

Geç Miyosen paleocoğrafyasının günümüzden çok farklı olan bu özellikleri Miyosen sonlarında (**Messinien**) hızlanan ve etkinleşen **tektonik** olaylarla değişmeye başlamış ve Anadolu farklı süreçlerle işlenen bir coğrafi görünüm kazanmıştır. Güneydoğu Anadolu'daki sıcak Hint Okyanusu bağlantısının kapanması; bununla birlikte, batıda Cebelitarık bağlantısındaki daralma ve kapanma Akdeniz'i kapalı bir havza durumuna getirmiştir. Bu dönemde Akdeniz'in Karadeniz ile bağlantısı bulunmadığı için kuzeyin bol sulu akarsularıyla beslenmesi de mümkün olmamıştır.

Bölgesel tektonik olaylarla meydana gelen bu değişmeler bölge **iklimi** üzerinde de önemli etkiler yapmıştır. Daha önce subtropikal sıcak kuşakta sıcak Hint Okyanusuna bağlı geniş bir su ortamı durumunda bulunan Arabistan yarımadası kuzeyinin karalaşarak sıcak-kurak bir kara alanına dönüşmesi bölgesel bir kuraklaşmaya neden olmuştur. Bu tektonik ve iklimik nedenlerle Akdeniz'in suları çekilmiş, sadece en derin çukurlarda kalan yoğun tuzlu sularda evaporitik birikimler (özellikle tuz) meydana gelmiştir. Bu dönem "*Messinien krizi, Messinien tuzlanması*" gibi terimlerle tanımlanır (Rögl ve Steininger, 1984; Steininger ve Rögl, 1984).

Bölgesel kuraklaşmanın **Türkiye** üzerindeki etkisi ise, önceki bol musonal yağışların kesilmesiyle, geniş alanlar kaplayan göl ortamlarının daralarak zamanla ortadan kalkması şeklinde olmuştur. Kuraklaşmaya bağlı olarak bitki örtüsü de değişmiş, nemli ormanlar ağaçlı bozkır ve giderek kurak bozkıra dönüşmüştür. Bu durum büyük memeli fauna üzerinde de olumsuz etkiler yapmıştır. Zamanla daralan sulak alanlarda toplanan büyük memeli hayvanlar, giderek bu alanların da kurumasıyla varlıklarını sürdürememiş ve buralarda toplu halde yok olmuşlardır. Bu sürecin Pliyosen çağının erken evrelerinde de devam ettiği anlaşılmaktadır. Bugün Anadolu'nun birçok yerinde bunlara ait fosil yatakları bulunmaktadır (Örneğin: Muğla, Bursa, Ankara, Nevşehir, Erzurum...)

Kurak iklim jeomorfolojik süreçler bakımından da yeni bir dönemin başlamasına neden olmuştur. Bu dönemin en belirgin tanıttıcı özelliklerinden biri, önceki Orta-Üst Miyosen göl çökelleri yüzeyinin yükseklerden sellerle taşınan taşlı-topraklı kolüvyal örtülerle kaplanmasıdır. Bunlar kuraklığın göstergesi olan kırmızımsı renkleriyle dikkati çekerler. Kuşkusuz, süreci değerlendirmek için renk tek başına yeterli değildir; ancak dağ eteklerinden başlayarak yüzeyi kaplayan örtünün kırmızı rengi, hemen her bölgede belirgin bir özellik olarak görülür (**Şekiller: 2-10**). Kurak-yarı kurak iklim bölgelerinde yüksek rölyef eteklerinin tipik şekillerinden biri de pedimentlerdir. Dağ eteklerinde, anakaya üzerinde bir aşınım şekli olan pedimentler, özellikle Toros Dağlarının iç bölgelere bakan eteklerinde yaygın olarak görülür. Ancak, bunların yüzeyi genellikle sonraki daha az kurak dönemlerde (Pliyosen ve Pleistosen) yine sel tipi akışlarla getirilen kolüvyal örtülerle kaplanmış, piedmont (veya glasi) şekillerine dönüşmüştür.

O. Erol (1983), ağırlıklı olarak Türkiye jeomorfolojisinde genç tektonik (Neotektonik) hareketlerin etkisini değerlendirdiği yazısında, kendi geliştirdiği aşınım sistemlerini Neotektonik hareketlerle ilişkilendirmiştir. Buna göre, D I olarak nitelediği aşınım yüzeyi (yontukdüz), Alt-Orta Miyosen’de az aktif bir kara parçasında (Anadolu), nemli-sıcak iklim şartları altında şekillenmiştir. Dağ eteklerinde gelişen D II pediment yüzeyleri ise tektonik bakımdan aktif Üst Miyosen’deki subtropikal kurak şartları yansıtmaktadır. Bugünkü bilgilerimize göre güncellenmesi gereken hususlar bulunsa da, bu gelişim modeli Türkiye’nin paleocoğrafya evrimi bakımından temel niteliktedir.

Türkiye’nin Pliyosen paleocoğrafyası

5,3 milyon yıl önceye tarihlenen Miyosen’in sonu ile 2,6 milyon yıl önceye tarihlenen Kuvaterner başlangıcı arasındaki 2,7 milyon yıllık dönem stratigrafik kronolojide **Pliyosen** olarak ayrılır (**Çizelge 1**; Cohen vd. 2013). Ancak, Pliyosen’i belli tarihlerle sınırlamak paleocoğrafik süreçler bakımından uygun değildir. Messinien-Pliyosen ve Pliyosen-Pleistosen geçişleri tektonik gelişmeler ve bunun jeomorfoloji, iklim, biyocoğrafya gibi coğrafi özelliklerin şekillenmesi üzerindeki etkileri zamanın akışı içinde farklı hızlarda, fakat birbirine sebep sonuç ilişkileri ile bağlı olarak süren, devamlılık gösteren süreçlerdir.

Neotektonik hareketlilik **Messinien sonrasında, Pliyosen’de** de devam etmiştir. Karadeniz-Akdeniz bağlantısının açılması, Cebelitarık üzerinden Atlas Okyanusu ile olan su bağlantısının gelişmesi yine bölgesel tektonik hareketlerle ilgilidir. Karadeniz bağlantısının açılması, **Akdeniz’in** kuzeyden de bol sulu akarsuların toplandığı Karadeniz’in suları ile beslenmesini sağlamış, Akdeniz bugünkü şeklini almaya başlamıştır (Rögl ve Steininger, 1984; Steininger ve Rögl, 1984).

Bu süreçte Anadolu için önemli olan **tektonik** etki, güney karalarının kuzeye ilerlemesi ile oluşan sıkışmanın ve buna bağlı olarak Anadolu’daki genel yükselmenin devam etmesidir. Bunun sonucunda Miyosen havzaları da yükselmekle birlikte, çevrelerindeki yüksek rölyefe göre yine havza niteliğini korumuştur. Öte yandan, bazı havzalar içinde yeni çöküntülerle daha dar alanlı yeni havzalar da oluşmuştur. Ancak paleocoğrafya bakımından daha önemlisi, Messinien şiddetli kuraklık döneminden sonra Akdeniz’in genişlemesidir. Bu değişim Anadolu iklimi üzerinde kuraklık şiddetini azaltan bir etki yapmış, yarı-kurak **Akdeniz** iklim tipinin hâkim olmasını sağlamıştır. Bunun yanında, Pliyosen genel olarak küresel bir soğuma dönemidir. Bu da subtropikal sıcaklığın kuraklık üzerindeki etkisini azaltan bir etkendir. Öte yandan, devam eden Neotektonik yükselmenin jeomorfoloji ve dolaylı olarak iklim üzerinde farklı etkilerinin olması; artan yükselmenin sıcaklığı azaltıcı etkisi yanında, karasallığı, orajların ve şiddetli yağışların frekansını artırması gibi etkilerinin olması doğaldır.

Geniş ve arızalı Anadolu karası üzerinde bölgesel farklılıklar bulunmakla birlikte, Pliyosen’den itibaren hâkim iklim tipi sıcak-kurak yazların ve serin-soğuk-yağışlı kışların etkili olduğu **Akdeniz iklimidir**. Bundan sonraki çeşitli nedenlere bağlı iklim değişimleri, sadece sıcaklık ve yağış gibi iklim elemanlarının etkinlik dereceleri üzerinde farklılıklar meydana getirmiştir. Örneğin karasal havzalarda erken Pliyosen ikliminin, Messinien kuraklığının devamı olarak başlangıçta “daha kurak-yarı kurak” olduğu, giderek “daha nemli-yarı kurak” karakter kazandığı, buna uygun olarak yüzeysel su akışının çizgisel akarsu akışına dönüştüğü ve yüzeyde akarsu ağının kurulmaya başladığı söylenebilir.

Stratigrafik kronolojideki Messinien-Pliyosen geçişi paleocoğrafya ve jeomorfolojik süreçler bakımından belirgin değildir. Erken Pliyosen’de iklim yarı kurak nitelik kazansa da kurak iklim uygun süreçler devam etmiş olmalıdır. Yarı kurak Akdeniz ikliminin kış sağanakları, iç bölgelerin ilkbahar ve yaz orajları, havzaları çevreleyen yüksek rölyef ve dik yamaçlardan güçlü sel akışları ile bol taşlı-topraklı materyali sürükleyerek havzalara taşımaya, bunları dağ eteklerinden başlayarak eski

göl sediman katmanlarının yüzeyine yaymaya devam etmiştir. Kolüvyal nitelikli bu yüzey örtüsü içinde yer yer değişik boyutlarda sığ su birikintilerine (göl) ait bol kireçli-kumlu sedimanlar, yer yer kalış benzeri hızlı kuruma oluşumları bulunmaktadır. Bunlar, nemlilik bir miktar artsa da kurak Messinien koşularının, Pliyosen’de de devam ettiğini göstermektedir. Öte yandan bu süreçte, özellikle iç bölgelerdeki dik yamaçlarda bitki örtüsünün çok fakir (kurak bozkır) olması, sellerin yüzeyi aşındırması (süpürülme) üzerindeki etkisini artırmış olmalıdır.

Türkiye jeomorfolojisinin Pliyosen’deki gelişimiyle ilgili olarak, jeomorfolojik süreçlerle ilgili bilgiler ışığında, özellikle şekillenmedeki süreklilik göz önüne alınarak şöyle bir açıklama yapılabilir:

Pliyosen süresince tektonik yükselme ve iklimdeki nemlenme devam ettiğine göre, yüzeysel aşınma-taşınma-birikme süreçleri giderek çizgisel akışa dönüşmüş olmalıdır. Böylece, dağ dereleri havza yüzeyine ulaştığında akışlarını daha ilerilere kadar devam ettirebilmiş, birikinti konileri üzerindeki süreksiz-değişken sel yatakları (yarıntılar) giderek kalıcı yataklara dönüşmüştür. Periyodik (mevsimlik) akış gösteren derelerin birleşerek yüzeyde bir ağ oluşturmalarıyla da akımları çoğalan ana akarsular kalıcı akarsu vadilerine dönüşmüşlerdir. Bu gelişme, akarsuların derine gömülmesiyle sürempoze bir akarsu ağı kurulmasına, havzaların dışa açılmasına ve giderek denize bağlanmasına neden olmuştur. Böylece eski havza tabanı yüzeyi akarsularla parçalanarak yerine göre geniş veya dar alanlı plato ve plato kıranları (sırtları) oluşmuştur (Şekil 2-10).

Bu kuramsal değerlendirmede göz önünde bulundurulması gereken önemli bir husus, akarsu ağının kuruluşu ve bugünkü vadi şekillenmesi için gereken **zamandır**. Yine kuramsal olarak genellikle, günümüz morfolojisinin Kuvaterner’de akarsularla şekillendiği veya başka bir ifadeyle, akarsu şekillendirmesinin Kuvaterner’de gerçekleştiği kabul edilir. Ancak, Kuvaterner’in 2,6 milyon yıllık süresinin bunun için yeterli olup olamayacağı, eğer akarsu şekillendirmesi sadece Kuvaterner’de oldu ise, bundan önceki daha uzun, yaklaşık 3 milyon yıllık Pliyosen’de neler olduğu üzerinde durulmamaktadır. Bu nedenle, Pliyosen’in, Miyosen sonu kurak dönemi ile daha nemli-yarı kurak Kuvaterner arasında bir geçiş dönemi olduğunu, akarsu ağının bu dönemde kurulmuş olması gerektiğini düşünüyoruz.

Öte yandan, platoların dağ eteklerinde kurak dönemin pediment yüzeyleri birçok yerde kalıntı olarak şekillerini korumuşlardır. Bununla birlikte, yeni havza kenarlarında yarı kurak iklimle uygun piedmont (veya glasi) şekilleri gelişmiş olup, bunlar günümüzde dahi gelişebilmektedir. Kuşkusuz, geniş plato yüzeylerinin kenarlarında da dağ yamaçlarından sellerle gelen kolüvyal materyal yeni birikinti koni ve yelpazeleri oluşturmuş ve oluşturmaktadır. Bunlar bazı yerlerde eski pediment yüzeylerini kaplamakta, bazı yerlerde yeni şekiller olarak gelişmektedir. Bu tür çeşitli şekiller özellikle Toros Dağlarının iç bölgelere bakan yamaçlarının eteklerinde yaygın olarak görülmektedir.

Erol’a (1983) göre Pliyosen’de devam eden tektonik hareketlerle derinleşen havzaların kenarlarında etek düzlükleri (piedmont, glasi) şeklinde D III ve D IV sistemleri gelişmiştir. Buna göre D I ve D II bugünkü dağlık alanlara, D III ve D IV havzalara ait şekil (düzlük) sistemleridir. Bunlardan D IV “En Alt Pleistosen” olarak tarihlendirilmektedir. D III ve D IV genç karasal dolgu alanlarında gelişen yüzeyler oldukları için, geçişlerinde belirgin morfolojik basamakların bulunması ve bu sistemlerin her yerde ayırt edilmesi mümkün değildir. Erol, dört düzlük sistemi kuramını genç tektonik hareketlerin daha düzenli sürdüğü, -doğu ve batı Anadolu arasında farklı bir tektonik konumda bulunan- İç Anadolu’daki çalışmalarının sonuçlarına göre oluşturduğu için bu ayrımı yapabilmıştır. Buna karşılık Batı Anadolu’da, örneğin graben çukurluklarında Plio-Pleistosen depolarda (Örneğin Gediz vadisinin Bozdağ veya Tmolos depoları) şiddetli tektonik hareketleri yansıtan deformasyonlar bulunmaktadır. Ancak bunları, oluşumlarında dönemler ayırmaya imkân verecek şekilde sistematik olarak genelleştirmek için izlenebilir stratigrafik veya jeomorfolojik

veriler bulunmamaktadır. Yerel bazı ayırmalar yapılabilse bile, bunlar gevşek karasal dolguların karışıklığı içinde devamlılık göstermemektedir.

Türkiye'nin Kuvaterner paleocoğrafyası

Kuvaterner (Jeokronolojinin son 2,6 milyon yıllık dördüncü jeolojik çağı; **Çizelge 1.**; Cohen vd. 2013), yeryüzünün bugünkü coğrafya özelliklerinin şekillendiği; bunda, değişken iklim şartları altında iklimatik süreçlerin daha etkin olduğu bir dönemdir. Kuvaterner'in çağ olarak ayrılmasının bir nedeni de yine coğrafi bakımdan büyük önemi olan akıllı insanın (*homo sapiens*) bu dönemde evrilmesidir. Bu nedenle Kuvaterner fiziksel ve sosyal birçok bilim alanının bilgi ve verileriyle gelişen interdisipliner nitelikte bir bilimsel araştırma alanı olarak gelişme göstermektedir (Kazancı ve Gürbüz, 2012).

Neotektonik hareketlerle Anadolu'nun **yükselmesi** Kuvaterner'de de devam etmiştir. Ancak, süresinin kısalığı nedeniyle bu dönemde tektonik hareketlerin yeryüzü şekillenmesindeki **payı** görece olarak küçüktür. Pliyosen'deki genel yükselmenin devam etmesiyle **rölyef enerjisinin** artması, bu dönemde etkinleşen akarsu aşındırması-derine gömülme süreçlerini güçlendirmiştir.

Jeolojik çağlar arasındaki geçişler genellikle tektonik etkinliklerdeki canlanmalarla ve yeni kaya formasyonlarının oluşumu ile ilişkilendirilir. Ancak Anadolu ortamında, Miyosen (Messinien) - Pliyosen geçişinde olduğu gibi, Pliyosen - Kuvaterner geçişinde de tektonik bakımdan belirgin sınırlandırıcı olaylar yerine, yeryüzünü işleyen süreçler bakımından daha çok iklimatik değişimlere bağlı kesintisiz, yavaş bir değişim olduğu anlaşılmaktadır. Bu nedenle, çoğu yerde iki dönem birbirinin devamı olarak değerlendirilir ve bu dönemleri temsil eden karasal örtü veya dolgular **“Plio-Pleistosen”** veya **“Plio-Kuvaterner”** olarak ifade edilir (Kayan, 1998).

Pliyosen'de süren iklimdeki soğuma, Kuvaterner'in uzun ilk döneminde (Pleistosen) de devam etmiş, ancak sıcaklık değişimleri salınımlı bir gidiş göstermiştir. Önceleri 41 bin yılda olan salınımlar, son 800 bin yılda 100 bin yıllık periyotlara dönüşmüştür. Bunun sonucunda yeryüzü şekillenmesi soğuk buzul dönemleri ve sıcak buzul arası dönemlerin değişen fiziksel etkileriyle sürmüştür. Türkiye, bulunduğu enlem ve iklim kuşağı bakımından hiçbir zaman örtü **buzulları** ile kaplanmamış, sadece soğuk dönemlerde yüksek dağlarında dağ-vadi buzullarında gelişmeler, ilerlemeler olmuştur. Buna karşılık, soğuk ve sıcak dönemlerin nem ve yağış özellikleri fluvial süreçler üzerinde farklı etkiler yapmıştır. Ancak, bunları somut jeomorfolojik kanıtlarla göstermek mümkün değildir. Bunun nedeni, yüksek alanlarda aşınmanın sürekliliği, pekişip taşlaşmamış fluvial birikinti alanlarında ise yerçekillerinin değişen şartlara göre kolayca şekil değiştirerek yenilenmesidir. Değişen süreçlerle oluşan fluvial şekillerden ancak son aşamada (Geç Pleistosen-Holosen) oluşanlarını bozulmamış olarak bulabilmek mümkündür.

Türkiye'nin Kuvaterner'deki şekillenmesinde etkin faktör **akarsu** işleyişidir. Neotektonik yükselmeye uygun olarak güçlenen rölyef enerjisi ve yağış artışı ile akarsuların derine aşındırması hızlanmış, Pliyosen'den beri kurulmakta olan akarsu ağı bütünüyle **sürempoze** bir derinleşme ile şekillenmiştir. Böylece, Miyosen'de göl çökelleri ile dolan havzalar, Pliyosen'den itibaren fakat daha etkili olarak Kuvaterner'de akarsularla boşaltılmaya başlamıştır. Pliyosen örtü üzerinde nemlenen iklime ve yüzey eğimine uygun olarak kurulan akarsu ağının derinleşmesi sırasında, temeldeki eski yüzeyin arızalılığı vadi şekillenmesinde yerel olarak önemli etkiler yapmıştır. Temel kayalar üzerinde aşınmanın yavaşlaması ile boğazlar meydana gelirken, geride alüvyon birikmesi ile genişleyen vadi tabanı düzlükleri (fluvial taşkın ovaları) oluşmuştur. Bunlar yakın zamana kadar önemli tarım alanları olarak değer taşımış, ancak son yüzyılda pek çoğu, boğazların önlerine barajlar yapılması nedeniyle baraj gölleri ile kaplanmıştır.

Kuvaterner'de akarsu ağı gelişmesinin bir sonucu olarak drenaj sistemi denizlere **açılmıştır**. Böylece dağlarda hızlı akışlı dağ derelerinin aşındırması ile fluvial taşınma başlamış, havzaların fazla

pekişmemiş tortul depolarından daha kolay aşındırılan materyalin de katılmasıyla akarsuların alüvyal yükü artmıştır. Bunlar vadilerin çeşitli nedenlerle genişleyen bölümlerinde birikerek alüvyal vadi tabanı düzlüklerini (taşkın ovalarını) ve son olarak kıyılarda delta ovalarını meydana getirmiştir.

Öte yandan, geniş Anadolu karasının bölgeleri arasında, bugün olduğu gibi geçmişte de şekillendirici süreçlerde farklılıklar olması doğaldır. Örneğin İç Anadolu havzalarında Plio-Pleistosen tektonik deformasyonlar, genel yükselme dışında çok belirgin değildir. Orta kesimlerde Tuzgölü ve Konya havzaları dış drenaja açılmamış ve içe akışlı akarsuların derine gömülmesi sınırlı kalmıştır. Bölgenin kuzeybatı kesiminde ise yatay duruşu fazla bozulmadan yükselen Miyosen formasyonları ve yüzeyindeki karasal örtü üzerinde, Sakarya ırmağı ve kollarının derine ve geriye aşındırması ile parçalanmış geniş bir plato yüzeyi oluşmuştur (Şekil 9). Bunun diğer bir örneği, doğuda Uzunyayla platosundaki şekillenmedir (Şekil 10).

Derinleşen vadi gelişiminin en önemli, en çok dikkati çeken özelliklerinden biri de **akarsu sekileridir**. Bunların oluşumu birçok etkenle ilişkili olabilir. İlk düşünülen, tektonik yükselmedeki duraklamaların akarsu yükünün taşınmasında yavaşlamalara neden olması ve taşınması zorlaşan alüvyonların akışın yavaşladığı vadi bölümlerinde birikmesidir. Yeniden hızlanan yükselme sonucu bunların yarılmasıyla sekilerin oluşması mümkündür. Ancak bu çok özel ve daha çok kuramsal bir durum olup, genellenmesi uygun değildir. Akarsu sekilerinin oluşumunda diğer bir önemli faktör iklim değişimleridir. Pleistosen'deki iklim salınımları, sekilerin bu salınımlarla ilişkilendirilerek açıklanmasını desteklemektedir. Buna göre Pleistosen'in sıcak dönemleri daha kurak olacağından akarsuların taşıma gücü azalacak, taşınamayan yük uygun yerlerde birikecektir. Soğuk dönemlerde iklimin daha nemli olmasıyla su gücü artacak ve biriken dolguların yarılmasıyla sekiler oluşacaktır. O. Erol, Anadolu akarsu sekilerini böyle bir yaklaşımla açıklamaya ve sınıflandırmaya çalışmıştır (1983). Ancak, Pleistosen soğuk ve sıcak dönemlerinin akarsu debileri üzerindeki etkileri oldukça karmaşıktır. Örneğin soğuk dönemlerin zaman zaman nemli değil, kurak geçtiğine dair bilgiler vardır. Öte yandan, yukarıda belirtildiği gibi, vadi derinleşmesi sırasında açılan dar ve derin boğazlar gerisinde de aşınma-birikme dengesindeki değişimlere bağlı seki sistemleri meydana gelebilmektedir. Türkiye akarsu sekilerinin en iyi örnekleri böyle yerlerde bulunmaktadır. Sonuç olarak, akarsu sekilerinin oluşumunda çok çeşitli nedenler bulunduğu için, genellemelerden çok yerel özelliklerin dikkate alınması daha doğrudur.

Akarsu işleyişinde önemli bir etken de deniz seviyesi değişimleridir (Kayan, 2012). “**Kaide seviyesi**” olarak da ifade edilen deniz seviyesi ve bunun göstergesi olan kıyı çizgisi akarsular için bir hedef, taşınan alüvyonların ulaştırıldığı son düzeydir. Deniz seviyesindeki değişimler hem dikey doğrultuda rölyef enerjisini değiştirmesi, hem de yatayda kıyı çizgisinin yerini değiştirmesi ile akarsuların kıyı yakınındaki işleyişi üzerinde etkili olur (Şekil 6). Ancak, bu etkinin çok içerilere kadar sokulup, akarsu ağının bütünü üzerinde etkili olması söz konusu değildir. Deniz seviyesi iklim değişimlerine bağlı olarak küresel boyutta devamlı değişim halinde olup stabil değildir. Yükselip alçalmaların süreleri ise iklim salınımlarına uygun olarak onbinlerce yıllık periyotlar içinde olmaktadır. Bu durumda, değişen deniz seviyesine göre, alçak veya yüksek bir aşamada akarsuların talveg eğimlerinin kıyıda çok içerilere kadar etkilenip düzenlenmesi mümkün değildir. Bu etki örneğin deltalarda ancak gerideki yüksek rölyef eteklerine kadar olabilir. Yüksek ve dik kıyılarda ise yatayda kıyı çizgisinin değişme mesafesi eğime bağlı olarak dikkati çekecek boyutta olmamaktadır.

Holosen, Kuvaterner'in yaklaşık son 12 bin yılını kapsayan kısa bir dönemdir. Neotektonik hareketler bu dönemde de önceki düzen ve etkinliği ile devam etmiş olsa bile, sürenin kısalığı nedeniyle meydana gelen etkinin fark edilmesi, dar alanlı yerel örnekler dışında mümkün değildir. Sadece depremler bu hareketlerin devam ettiğini gösteren olaylar olarak dikkati çeker.

Bu kısa dönemin en önemli özelliklerinden biri, Pleistosen'in son buzul çağından günümüzün sıcak dönemine geçiş niteliğinde olmasıdır. Pleistosen'dekilerden daha küçük boyutta olan salınımlarla meydana gelen ısınma, Türkiye'de (bütünüyle orta enlemlerde) fluvial süreçleri bölgesel farklılıklarla etkilemiştir. Değişmelerin en belirgin ve küresel boyutta olanı ise **deniz seviyesi** değişmeleridir. Son buzul çağında -130 metrelere kadar çekilen deniz seviyesi, Holosen başlarında - 50 metrelere, 6000 yıl öncelerde bugünkü seviyesine erişmiştir. Sonraki dönemde birkaç metrelik küçük değişmeler olmakla birlikte, bunlar bu dönemdeki küçük iklim değişimleri ve daha çok tektonik hareketlerdeki bölgesel farklılıklarla açıklanmaktadır (Kayan, 2012).

Holosen'in en önemli özelliği, kuşkusuz, **insan etkinliğinin** şekil değiştirmesi, yerleşik hayata geçilmesi; insanın tarıma, alet yapımına başlamasıdır (**Neolitik**) (Kayan, 2018). 6-5 bin yıl öncelerden itibaren maden kullanmaya başlayan insan, devamında ticaretin, savaş ve göçlerin yaygınlaştığı dönemler yaşamıştır. Giderek ve yakın zamanlarda hızlanan teknolojik gelişme bir yandan refahı artırırken, diğer yandan yeni sorunlar yaratmış, bunların boyutunun her geçen gün daha da büyümesiyle günümüzün sorunlarla dolu dünyasına gelinmiştir. Son yüzyılların insan aklı ve eliyle değişen dünyası, jeokronolojinin önceki zamanlarından çok farklı bir dönem olarak "Antroposen" adıyla ayrılmakta, çeşitli özellikleriyle ayrıntılı araştırmalara konu olmaktadır.

Sonuç

Anonim bilgilerin çokça kullanıldığı bu yazıda, coğrafyacı gözüyle yapılan değerlendirmelerin sonuçları **Çizelge 2** üzerinde özetlenmiştir. Buna göre Türkiye jeokronolojisinde stratigrafik, paleontolojik dönemler gibi paleocoğrafik dönemler de ayırmak mümkündür. Bunlar nemli iklim-göl havzaları-zengin vejetasyon ve fauna ile temsil edilen **Miyosen** dönemi; etkin tektonizma, kuraklaşan iklim ve fakirleşen biyocoğrafya ile **Messinien-Erken Pliyosen** dönemi; Pliyosen yüzeyi üzerinde tekrar nemlenen iklimle kurulan akarsu ağı ve bunun **Geç Pliyosen-Pleistosen** süresince derinleşmesi ve fluvial şekillenme dönemidir. Bu dönemlerin jeomorfolojik kanıtları ise değişimler geçirmelerine rağmen günümüzde dağ eteklerinde yerel olarak tanınabilen kurak iklimin temsilcisi pediment'ler, yarı kurak iklimin dağ eteği düzlükleri (piedmont veya glasi) ve akarsuların derine aşındırması ile şekillenen platolar ve çeşitli vadi şekilleridir.

Belirtilmesi gereken önemli bir sonuç da paleocoğrafya dönemlerinin, diğer jeokronolojik dönemlerden farklı olarak, belirlenmiş tarihlerle ayrılamayacağıdır. Paleocoğrafya dönemlerinin, yeryüzünü işleyip şekillendiren tüm faktörlerin birbirleri üzerindeki etkilerinin farklı sürelerine uygun olarak, tedrici geçişlerle sürdüğünü göz önünde bulundurmak gerekir.

Kaynaklar

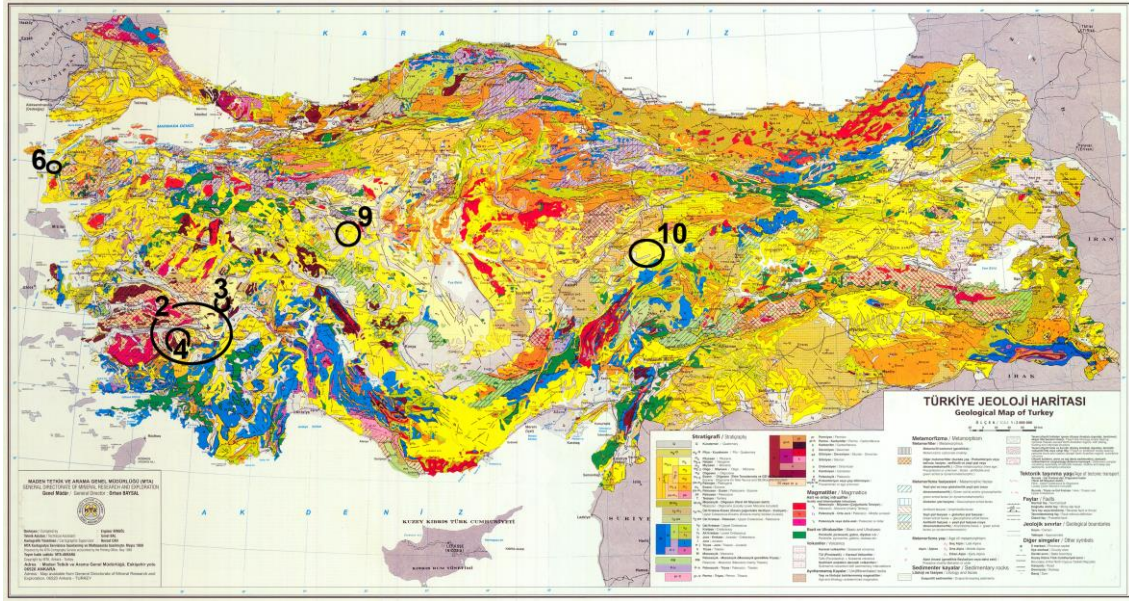
- Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L. and Fan, J.-X. 2013. The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes* 36 (3), 199-204.
- Erinç, S. 1973. Türkiye'nin şekillenmesinde neotektoniğinin rolü ve jeomorfoloji-jeodinamik ilişkileri. *Jeomorfoloji Dergisi* 5, 11-26.
- Erol, O. 1983. Türkiye'nin genç tektonik ve jeomorfolojik gelişimi (Neotectonic and geomorphological evolution of Turkey). *Jeomorfoloji Dergisi*, 11, 1-22.
- Görür N., Sakıncı, M. A., Barka, A., Akkök, R., Ersoy, Ş. 1995. Miocene to Pliocene palaeogeographic evolution of Turkey and its surroundings. *Journal of Human Evolution*. 28 (4), 309-324. Science Direct. Elsevier.
- Kayan, İ. 1998. Yeni yaklaşımlarla Türkiye'nin Plio-Kuaterner paleocoğrafyası. "21. Yüzyıla doğru Türkiye" Sempozyumu Bildiriler Kitabı. A.Ü. Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi. 15-19 Nisan 1996. Ankara. *A.Ü. Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi* 6, 189-197.
- Kayan, İ. 2012. Kuvaterner'de deniz seviyesi değişimleri. Kuvaterner Bilimi. (Ed. N. Kazancı ve A. Gürbüz. 570 s). Ankara Üniversitesi Yay. No: 350. s. 59-78. Ankara.
- Kayan, İ. 2018. Jeoarkeoloji ve paleocoğrafya araştırmalarının arkeolojideki yeri. Arkeolojide Temel Yöntemler (Ed. S. Ünlüsoy, C. Çakırlar, Ç. Çilingiroğlu). s. 17-67. Ege Yayınları. İstanbul 2018.
- Kayan, İ., Öner, E., Doğan, M., İlhan, R. 2019. Afrodias sulak alanında paleocoğrafya araştırmaları ve jeoarkeolojik değerlendirmeler. *Ege Coğrafya Dergisi*, 28 (1), 69-95.
- Kayan, İ. 2023. Troya ve çevresinde paleocoğrafya araştırmaları ve jeoarkeolojik değerlendirmeler (Paleogeographical research and geoarchaeological interpretations on the Troia and its environs). Arkeoloji-Paleocoğrafya-Jeoarkeoloji Araştırmaları II (Prof. Dr. Manfred Osman Korfmann Anısına). Ed. R.Aslan ve E.Öner. Ege Üniversitesi Elektronik Kitap Yayınları. Edebiyat Fakültesi Yayın No: 225, 11-60. İzmir <https://basimveyayinevi.ege.edu.tr/files/basimveyayinevi/icerik/manfredkorffmanaarmaganekitap.pdf>
- Kazancı, N. ve Gürbüz, A. (Ed.). 2012. *Kuvaterner Bilimi*. Ankara Üniversitesi Yayınları No: 350
- Ocañoğlu, F., Açıkalın, S., Örsayın, E., Dirik, R. K. 2014. Tectonosedimentary evolution of the Karacasu and Bozdoğan basins in the Central Menderes Massif, W Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences* 23, 361-385.
- Rögl, F. Steininger, F. F. 1984. Neogene Paratethys, Mediterranean and Indo-Pacific Seaways. Implications for the paleobiogeography of marine and terrestrial biotas. Fossils and Climate. Ed. by P. Brenchley. John Wiley & Sons Ltd.
- Steininger, F. F., Rögl, F. 1984. Paleogeography and palinspastic reconstruction of the Neogene of the Mediterranean and Paratethys. The Geological Evolution of the Mediterranean. Ed. by J.E.Dixon and A.H.F.Robertson. Blackwell Scientific Publications.
- Şengör, A. C. M. 1980. Türkiye'nin neotektoniğinin esasları. Principles of the neotectonism of Turkey. Türkiye Jeoloji Kurumu Yay. 40 s.

Eonothem / Eon	Erathem / Era	System / Period	Series / Epoch	Stage / Age	GSSP	numerical age (Ma)
Cenozoic	Quaternary	Holocene				present
				Upper		0.0117
				Middle		0.126
				Calabrian		0.781
				Gelasian		1.806
		Pleistocene		Piacenzian		2.588
				Zanclean		3.600
				Messinian		5.333
				Tortonian		7.246
				Serravallian		11.62
	Neogene	Miocene		Langhian		13.82
				Burdigalian		15.97
				Aquitania		20.44
				Chattian		23.03
		Oligocene		Rupelian		28.1
						33.9

Çizelge 1. Uluslararası stratigrafik jeokronolojiye göre Neojen ve Kuvaterner'in üst ve alt sınıflandırması ve dönemlerin süreleri (Cohen vd. 2013). Sistematik basamaklarda kullanılan kavramlardaki çeşitliliğin anlamlı ve yaygın kullanılan Türkçe karşılıkları bulunmamaktadır. Yazıda dönem geniş anlamda, çağ daha belirleyici olarak kullanılmıştır.

Holosen (Son 12 bin yıl): Akarsu aşındırma ve biriktirmesi		Fluvial şekiller
1	Daha nemli-yarı kurak Akdeniz iklimi. İklim salınımları. Vadilerin fluvial işleniş ve derinleşmesi, akarsu sekileri.	FLUVIAL ŞEKİLLER (Akarsu ağı)
2	Tektonik yükselme. Güncel drenaj sisteminin kuruluşu ve gelişmesi	PIEDMONT
3	Yarı kurak-subtropikal iklim (Akdeniz). Genellikle ağaçlı-bozkır vejetasyonu.	
4	KURAK iklim, göllerin kuruması, yerel sulak alanlar, karasal (sel tipi) sedimantasyon, kurak orman, giderek bozkır.	PEDİMENT
5	Etkin tektonizma-vulkanizma	DAĞ - HAVZA Havza tabanları günümüz PLATOLARI (O. Erol : D I ve D II aşım yüzeyleri)
10	Subtropikal musonal iklim Yaygın nemli orman	
15	Göl havzalarının oluşumu ve sedimantasyon	
20	Etkin tektonizma-vulkanizma	
	Erken (Alt) Miyosen	

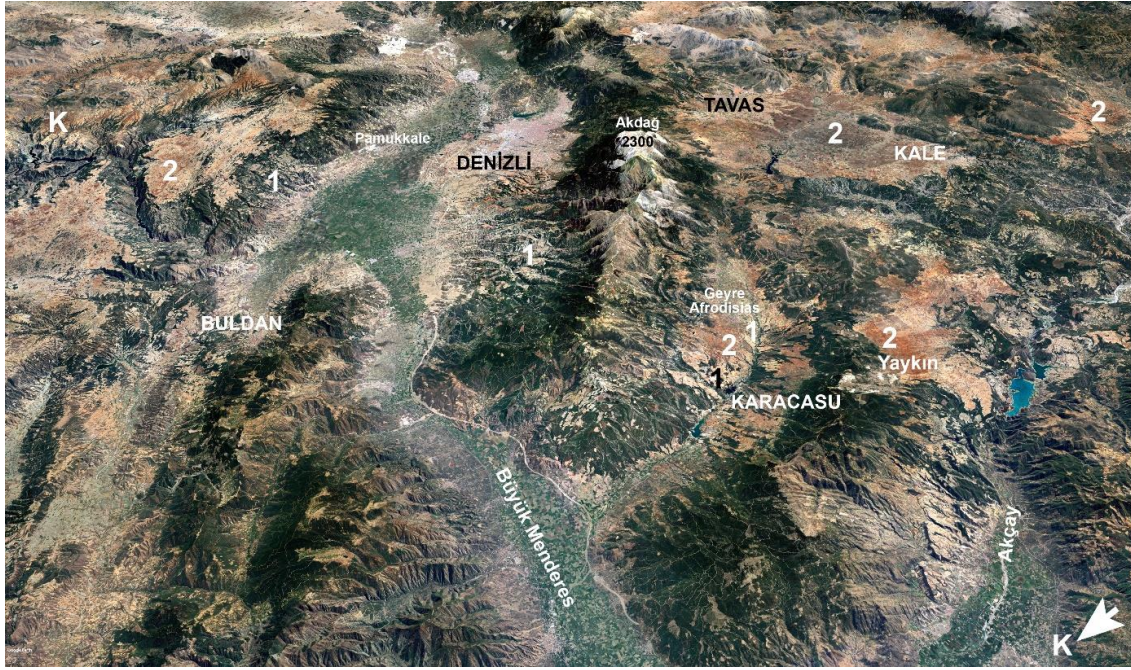
Çizelge 2. Geç Miyosen paleocoğrafyasının başlıca dönemleri. Süre farklılıklarını vurgulamak amacıyla zaman cetveli ölçekli düzenlenmiştir. Neotektonik hareketlerin aktif dönemleri Türkiye paleocoğrafyasında önemli değişimler meydana getirmiştir. Bunlardan Orta Miyosen'deki göl havzalarını oluşturmuş, Geç Miyosen'deki (Messinien) Akdeniz'deki çekilme ve kuraklaşmaya neden olmuştur. Pediment ve Piedmont kavramları iklim-morfoloji ilişkisini vurgulamak için "model rölyef tipi" olarak kullanılmıştır.



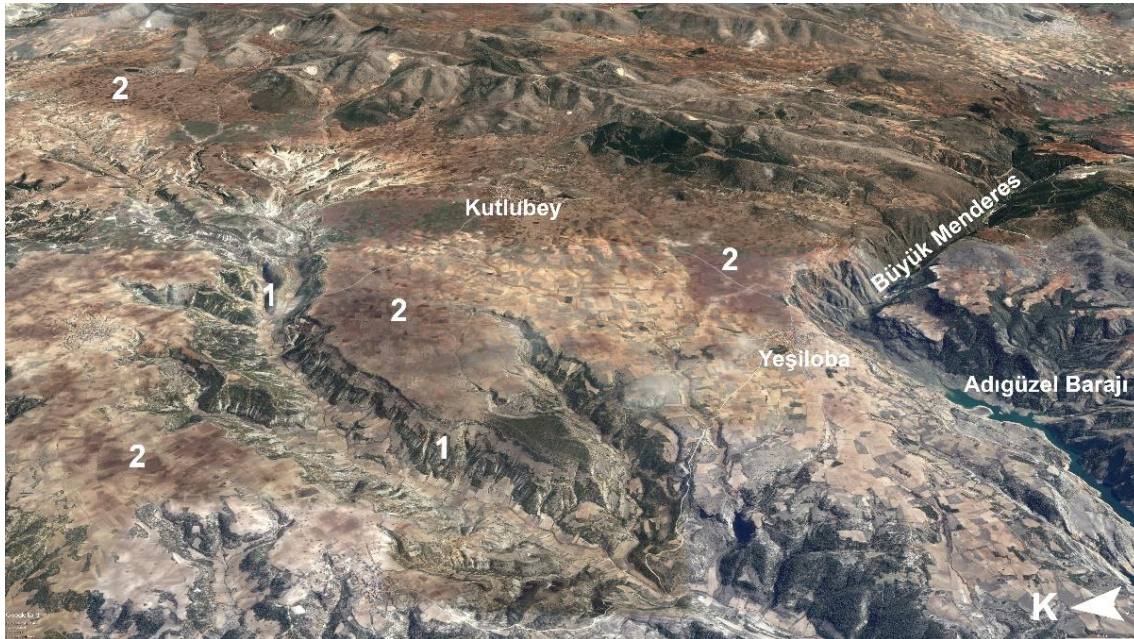
Şekil 1. Türkiye Jeoloji Haritası (MTA 1989). Orijinal baskısı 1/2.000.000 olan bu haritada, stratigrafik kronolojide sarı ile gösterilen Miyosen formasyonlarının Türkiye’de geniş alanlar kapladığı görülmektedir. Bunların büyük bölümü Neotektonik hareketlerle oluşmuş, göl sedimanlarının biriktiği havzalardır. Bu hareketlere volkanizma da eşlik ettiğinden Miyosen alanlarının diğer büyük bölümü de volkaniktir. Doğu Anadolu Neotektonik hareketlerle sıkışarak yükselmiş, havzalar dağ sıraları arasında şekillenmiştir. Tektonik bakımdan bir geçiş bölgesi olan İç Anadolu’da havzalar daha geniş alanlıdır ve yerel rölyef enerjisi az olduğundan akarsularla yarıлма derin değildir. Bugün dahi dış drenaja bağlanamamış havzalar (Tuzgölü ve Konya) bulunmaktadır. Batı Anadolu kuzey-güney yönlü gerilme ile çok parçalanmış, horst-graben sistemleri ile şekillenmiştir. Genel anlamda Anadolu platosundan grabenlere geçişte Anadolu platosunun kenarında akarsu gömülmesi çok etkili olmuş ve özellikle Uşak-Denizli arasında kanyon vadiler meydana gelmiştir. Şekil bakımından bölgesel farklılıklar bulunmakla birlikte, Türkiye’nin Miyosen’den günümüze gelinceye kadar geçirdiği paleocoğrafya dönemleri şöyle özetlenebilir: 1) Nemli Orta-Üst Miyosen’de göllerle kaplı dönem. 2) Miyosen sonu (Messinien) - erken Pliyosen çok kurak dönem ve havzaların kırmızımsı sel depoları ile kaplanması. 3) Pliyosen’de giderek nemlenen yarı kurak ortamda ve Kuvaterner’de yüzeyde kurulan drenaj sisteminin derine gömülmesi ve akarsu şekillendirmesi ile günümüz morfolojisinin oluşumu.

Yerel farklılıklar olmakla birlikte, bu gelişmeyi temsil eden jeomorfolojik özellikler Türkiye’nin her bölgesinde görülebilmektedir. Bunlardan örnek olarak seçilen alanlar daha önce arazi çalışmaları yaptığımız yerler olup, aşağıda Google Earth görüntüleri üzerinden değerlendirilmiştir. Haritada işaretlenen yerler ve rakamlar aşağıdaki şekil numaralarını belirtmektedir.

Google Earth görüntülerinde rölyefin iyi algılanabilmesi için bakış yönü yüksek rölyefe doğru ve hafifçe oblik olarak düzenlenmiştir. Bu nedenle ölçek belirtilememiştir.

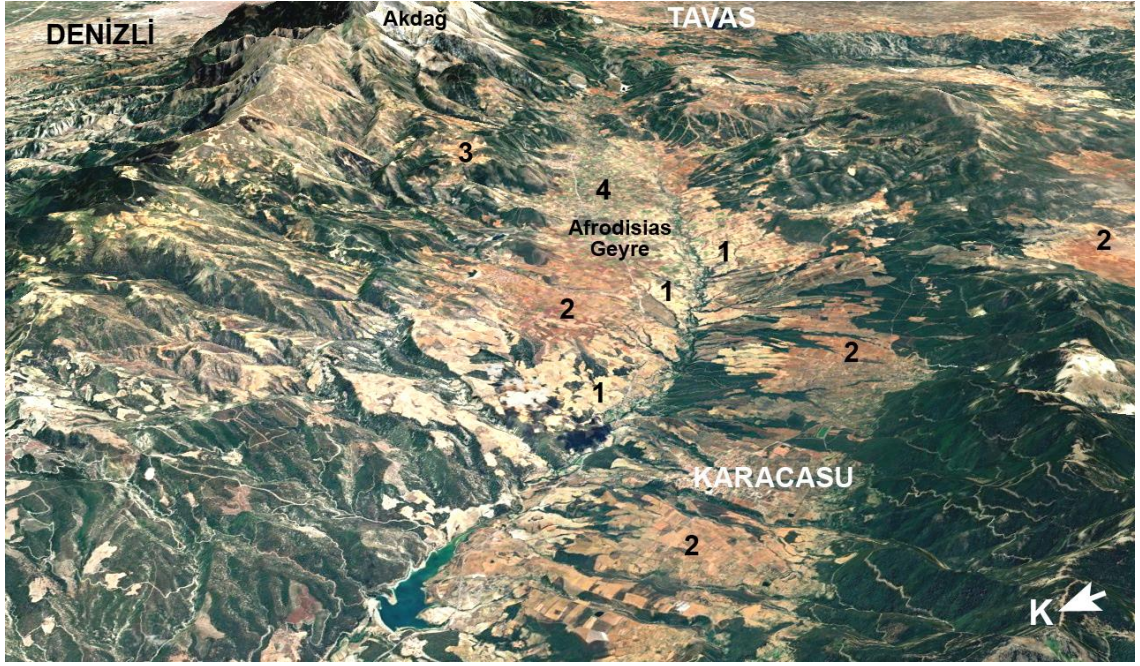


Şekil 2. Denizli çevresinin Neotektonik hareketlerle yükselerek çok parçalanmış morfolojisine kuzeybatıdan bakış (Google Earth). Arızalı dağlık alanları oluşturan temel yapılar arasında açılan Neojen (Miyosen) havzalarında nemli iklim şartlarında biriken göl sedimanları (1) ve Miyosen sonu-Pliyosen’de kurak-yarı kurak iklim şartlarında bunların üzerini kaplayan kırmızımsı renkte sel depolarından oluşan örtü (2). Sol üstteki K harfi Şekil 3 de yakından gösterilen Pliyosen platosunun Kutlubey kesiminin yerini belirtmektedir.



Şekil 3. Denizli kuzeyinde, Pliyosen platosunun Kutlubey-Yeşiloba bölümünün yakından görünümü (Google Earth). Fazla deforme olmadan yükselmiş ve derince yarılmış Üst Miyosen göl sedimanları (1) ve üzerini kaplayan kırmızımsı karasal örtü (2).

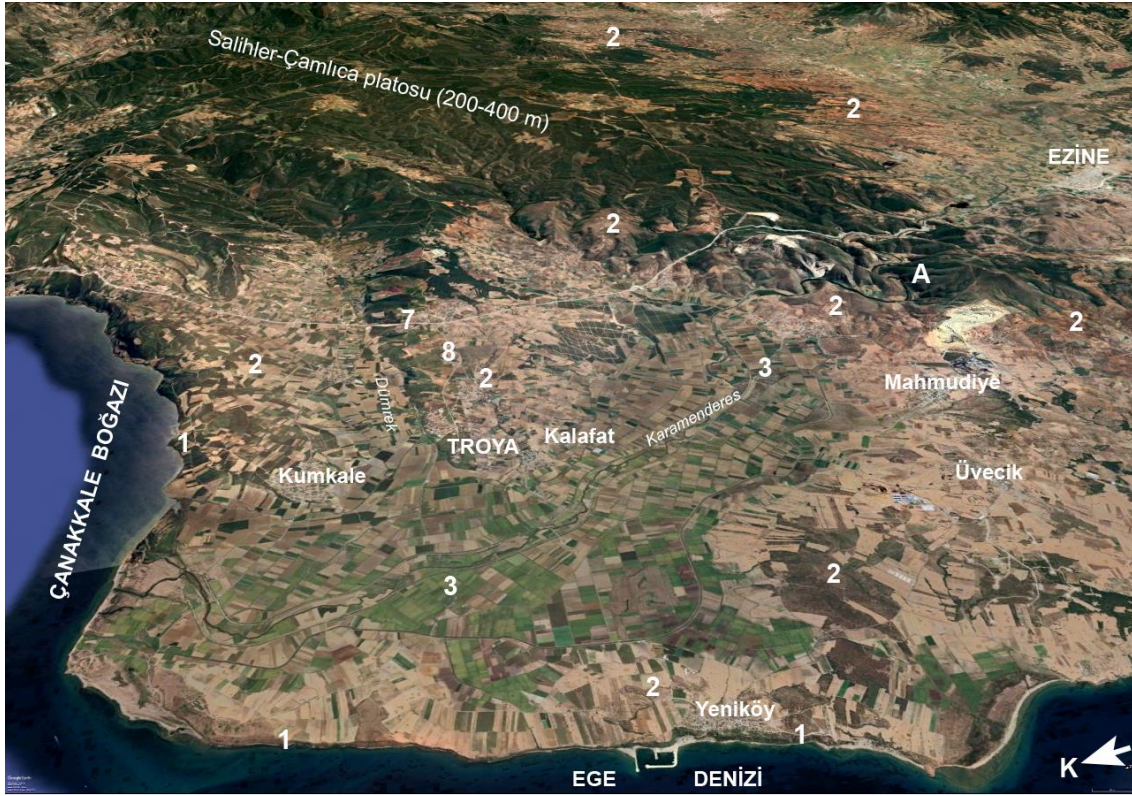
Plato yüzeyini kaplayan örtü, Miyosen sonu-Pliyosen kurak iklim şartlarında yüksek rölyeften sel tipi akışlarla getirilip yüzeye yayılmıştır. Yüksek rölyef eteklerine doğru kırmızımsı örtünün daha geniş alanlı olmasının nedeni, hızla yükselen yüzeyde, Geç Pliyosen-Pleistosen’de daha nemli nitelik kazanan iklim şartlarında dağlardan gelen derelerin örtünün aşınmasına fırsat vermeden yüzeyde derine gömülmesidir.



Şekil 4. Denizli doğusunda, Büyük Menderes vadisine (graben) açılan Karacasu ‘dağ arası’ havzasına Google Earth görüntüsünden obik bakış. Orta Miyosen’de havzaya sokulan göl ortamında kumlu-killi-karbonatlı sedimanlar birikmiş (1), Miyosen sonlarında kuraklaşan iklim şartları altında açık renkli göl tortularının üzeri dağlardan sellerle getirilen kırmızımsı renkte, taşlı topraklı karasal örtü (2) ile kaplanmıştır (Ocakoğlu vd. 2014; Kayan vd. 2019)



Şekil 5. Karacasu güneyindeki (Şekil 4) dağ eteği plato sırtlarını kaplayan kırmızımsı sel depoları. Orta - Üst Miyosen göl sedimanlarının üstünü kaplayan bu örtü Miyosen sonu - Pliyosen başlarında kurak iklim selleri ile oluşmuştur (Kayan vd. 2019).



Şekil 6. Biga yarımadasının KB köşesinde, Çanakkale Boğazı'nın Ege Denizi'ne açıldığı kesimin Google Earth görüntüsüne batıdan oblik bakış. Karamenderes delta-taşkın ovası ve çevresindeki alçak (50-100 m) Pliyosen plato sırtları, Miyosen'de sığ deniz-acısu ortamlarında biriken kumlu-killi-karbonatlı tortul formasyonunun yükselmesi ile oluşmuştur (1). Miyosen sonunda (Messinien), tektonik ve iklimatik nedenlerle suların çekilmesinden sonra, yüzey sel tipi karasal örtüyle kaplanmıştır (2). Sonrasında devam eden tektonik yükselmeye Miyosen-Pliyosen tortul formasyon alanı parçalanarak yükselmiş; yükselen bloklar plato bölümlerini oluştururken, bunlar arasındaki çukurlaşma alanları, akarsuların (Karamenderes ırmağı ve kolları) yerleştiği fluvial şekillenme alanları olmuştur (3). (7 ve 8 Şekil 7 ve 8'in yerlerini göstermektedir)

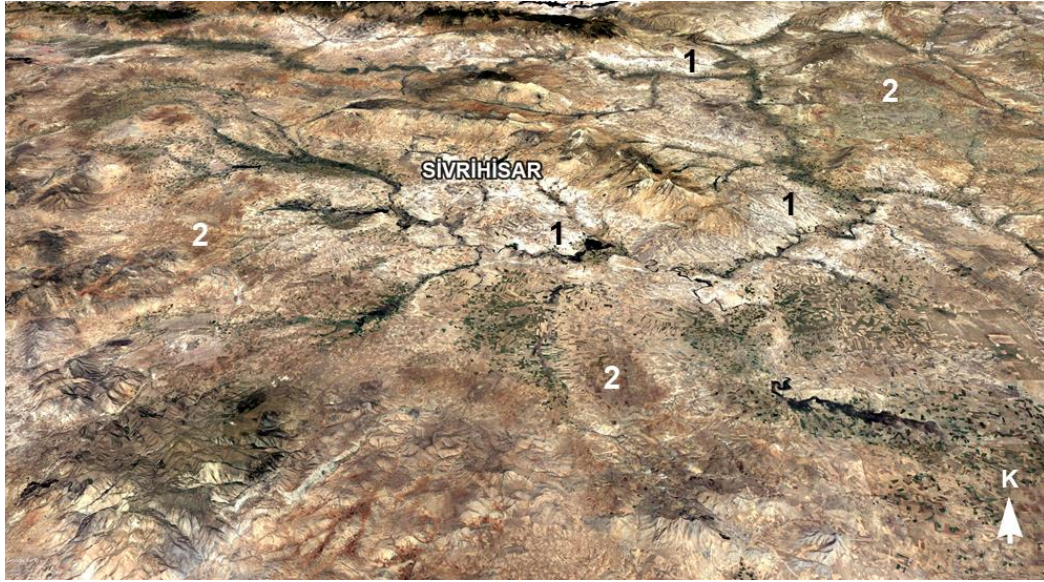
Karamenderes ırmağı güneydeki Bayramiç-Ezine havzasının sularını toplar ve Ezine yakınlarında kuzeye dönerek Araplar yarma vadisinden (A) geçip Troya alçak plato sırtları arasındaki aşağı vadi kesimine ulaşır. Araplar boğazı, Pliyosen platosu üzerinde tipik bir sürempoze boğazdır. Karamenderes vadisinin bu aşağı bölümü Pleistosen'deki deniz seviyesi değişimlerinden etkilenmiştir. Son buzul çağında 130 m kadar alçalan deniz seviyesine göre oluşan alüvyal vadi tabanı, Holosen transgresyonu ile günümüzden 7-6 bin yıl öncelerde bir ırmak ağzı körfezi (ria) durumuna gelmiştir. Sonraki dönemde ise bu sığ körfez Karamenderes'in alüvyonları ile dolmuş, kuzeye doğru ilerleyen delta Çanakkale Boğazı kıyısına kadar ilerlemiştir. Bu son aşamadaki jeomorfolojik değişimler Tunç Çağı Troya yerleşmesini de etkilemiştir. Yerleşme tarihi günümüzden 5500-5000 yıl öncelere inen Troya'da dokuz yerleşme evresi tanımlanmıştır. Bunlardan ilk üçünde Troya bir kıyı yerleşmesidir. Homeros tarafından destanlaştırılan Troya VI döneminde, delta kıyısının Troya sırtı batı ucuna ulaştığı belirlenmiştir. Yaklaşık son 3000 yılda ise Dümrek çayının da katkısıyla delta ilerlemesi sürmüş ve bugünkü görünümünü kazanmıştır (Kayan, 2023)



Şekil 7. Troya plato sırtından kuzeyindeki Dümrek vadisine faylı yamaçtan inişte Üst Miyosen (1) ve Miyosen sonu-Pliyosen başlarının (2) tipik stratigrafik kesiti. Üst Miyosen açık renkli, kumlu-killi-karbonatlı sedimanlardan oluşmaktadır. Alt Pliyosen ise kuraklaşmayı temsil eden kırmızımsı renkte, taşlı-topraklı sel birikintileri niteliğindedir. Her iki birimde de çok değişken katmanlar, ortamın tektonik hareketliliği ile ilgilidir. Pliyosen örtüdeki karbonatlı katmanlar (a) kurak ortamda zaman zaman oluşan sığ su birikintilerini ve bunların kurumasını yansıtmaktadır.



Şekil 8. Troya plato sırtı yüzeyinin orta kesimlerinde, erken Pliyosen’de sel çamurlarının yayılmasıyla oluşmuş karasal örtü.



Şekil 9. Anadolu'nun Geç Miyosen ve sonrası paleocoğrafya evrimine İç Anadolu örneği (Google Earth). Sivrihisar çevresinde geniş bir Pliyosen platosu Sakarya ırmağı kollarının derine aşındırması ile şekillenmektedir. Burada da Üst Miyosen göl sedimanlarının (1) üzerini kaplayan kırmızımsı karasal (sel) örtü (2) yaygın olarak görülmektedir. Derinleşen vadi yarıntılarının yamaçlarında ve geriye aşınma ile örtüsü sıyrılan yerlerde alttaki açık renkli göl sedimanları (genellikle killi-kumlu, yer yer evaporitik) açığa çıkmaktadır (1). Bu alanlar hem arızalı olmaları, hem de litolojik karakterleri bakımından tarıma uygun değildir. Bu nedenle; sadece, bir bakıma fosil toprak niteliğindeki Pliyosen örtü üzerinde tarım yapılabilmektedir.



Şekil 10. Üst Miyosen gölsel sedimantasyon (1), Miyosen sonu-erken Pliyosen karasal örtü (2), geç Pliyosen-Kuvaterner akarsu gömülmesi paleocoğrafya modeline İç Anadolu doğusundan bir örnek olarak, Kayseri doğusunda Uzunyayla platosu (Google Earth). Zamanlı ırmağının yukarı kolları ile şekillenen bu alanda yüksek rakıma (1750 metreler) rağmen akarsu gömülmesinin fazla derin olmamasının nedeni, denizden uzak dağlar arasındaki (Tahtalı ve Tecer dağları) havza yüzeyinde, yerel olarak eğimin ve dolayısıyla rölyef enerjisinin az olması ve geriye aşınmanın bu alana yeterince erişmemiş bulunmasıdır. Burada da Miyosen sonu sedimanların genellikle evaporitik nitelikte olması nedeniyle sadece yüzeyde Pliyosen örtünün aşınmadığı yerlerde tarım yapılabilmektedir.

Yüksek Çözünürlüğe Sahip Gridli İklim Veri Seti ile Türkiye'nin Havzalarında SPEI Tabanlı Meteorolojik, Tarımsal ve Hidrolojik Kuraklıkların Zamansal Değişim ve Eğilimleri (1980-2022)

Temporal Changes and Trends of SPEI-based Meteorological, Agricultural and Hydrological Droughts in Basins of Türkiye using High Resolution Gridded Climate Dataset (1980-2022)

Nami YURTSEVEN¹, M. Kirami ÖLGEN²

Özet

Bu çalışmada, 1980-2022 döneminde Türkiye'nin coğrafi bölgelerini temsilen seçilen 8 havzada (Ergene, Gediz, Antalya, Batı Karadeniz, Konya Kapalı, Fırat-Dicle, Doğu Karadeniz ve Aras havzaları) yüksek çözünürlüğe sahip grid tabanlı iklim veri setleri kullanılarak SPEI tabanlı meteorolojik, tarımsal ve hidrolojik kuraklıkların mevsimlik ve yıllık zamansal değişim ve eğilimleri analiz edilmiştir. Ayrıca kuraklık koşullarındaki değişimler 1980-2001 ve 2002-2020 dönemleri arasında yüzdelik frekans histogramlarıyla incelenmiştir. Bulgular (i) meteorolojik kuraklığın (SPEI-3) yaz ve sonbahar mevsimlerinde Aras, Fırat-Dicle, Konya Kapalı ve Batı Karadeniz havzalarında (ii) tarımsal kuraklığın (SPEI-6) sonbahar ve kış mevsimlerinde Gediz, Antalya, Batı Karadeniz, Konya Kapalı, Fırat-Dicle ve Aras havzalarında (iii) hidrolojik kuraklığın (SPEI-12) ise tüm mevsimlerde ve yıllık olarak Fırat-Dicle, Konya Kapalı, Batı Karadeniz, Aras ve Antalya havzalarında sıklığı ve şiddetinin arttığını ortaya koymaktadır. Diğer taraftan havzaların tamamında sonbahar mevsiminde meteorolojik, tarımsal ve hidrolojik kuraklıkta gözlenen artış eğilimleri havzalarda kurak sezonun sonbahara doğru kaydığına işaret etmektedir. Çalışma, antropojenik iklim değişikliği karşısında söz konusu havzaların daha kurak koşullara doğru ilerlediğini vurgulamakta ve bu durumun tarım, su yönetimi ve ekosistemler üzerinde ciddi etkiler yaratacağına dikkat çekmektedir.

Anahtar Kelimeler: Kuraklık, SPEI, havzalarda kuraklık eğilimleri, hidrolojik kuraklık, yüksek çözünürlüklü gridli iklim verisi

Abstract

In this study, seasonal and annual temporal changes and trends of SPEI-based meteorological, agricultural and hydrological droughts were analysed using high-resolution grid-based climate datasets in 8 basins (Ergene, Gediz, Antalya, Western Black Sea, Konya Closed, Euphrates-Tigris, Eastern Black Sea and Aras basins) selected to represent different geographical regions of Türkiye during 1980-2022. In addition, changes in drought conditions were analysed with percentage frequency histograms between the periods 1980-2001 and 2002-2020. The results showed that the frequency and severity of drought increased in Aras, Euphrates-Tigris, Konya Closed and Western Black Sea basins in summer and autumn seasons in terms of meteorological drought; in Gediz, Antalya, Western Black Sea, Konya Closed, Euphrates-Tigris and Aras basins in autumn and winter seasons in terms of agricultural drought; and in all seasons and annually in Euphrates-Tigris, Konya Closed, Western Black Sea, Aras and Antalya basins in terms of hydrological drought. Euphrates-Tigris Basin is among the highest risk basins in terms of all drought types. In addition, it is found that the drought season extends towards autumn. The study emphasises that the basins in Türkiye are shifting towards more arid conditions in the face of anthropogenic climate change and this will have serious impacts on agriculture, water management and ecosystems.

Key words: Drought, SPEI, trends drought in basins, hydrological drought, high resolution gridded climate data

¹Araş. Gör., İzmir Bakırçay Üniversitesi İnsan ve Toplum Bilimleri Fakültesi, Coğrafya Bölümü, İzmir/Türkiye. e-mail: nami.yurtseven@bakircay.edu.tr

² Prof. Dr., Ege Üniversitesi Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, İzmir/ Türkiye. e-mail: kirami.olgen@ege.edu.tr

1. GİRİŞ

20. yüzyılın ikinci yarısından itibaren antropojenik iklim değişikliği etkisiyle küresel hidrolojik döngünün ve atmosferin tüm bileşenlerinde belirgin değişimler yaşanmıştır (IPCC, 2013; Seneviratne, vd. 2021; Tercini vd. 2021; IPCC, 2023). Bu değişimler küresel, bölgesel ve yerel ölçekte sıcak/soğuk hava dalgaları, gök gürültülü fırtına, kuraklık gibi ekstrem hava ve iklim olaylarının sıklığı, şiddeti ve süresinde bir dizi değişimlere neden olmuştur (Seneviratne vd. 2012; 2021; Ummenhofer & Meehl, 2017; IPCC, 2023). Uluslararası Afet Veri Tabanı (EM-DAT) kayıtlarında 1970-2019 yılları arasında meteorolojik/klimatik ve hidrolojik olaylarla ilişkilendirilen afetlerin sayısında ve bu afetlerin sebep olduğu ekonomik kayıplarda gözlenen artışlar bu değişimlerin somut göstergesidir (Douris & Kim, 2021; IFRC, 2020).

EM-DAT kayıtlarında 1970-2019 yılları arasında meteorolojik/klimatik ve hidrolojik kökenli afetler arasında en fazla bildirilen afetler sırasıyla sel/taşkınlar, fırtınalar, kuraklıklar, heyelanlar, orman yangınları ve ekstrem sıcaklıklar olmuştur (Douris & Kim, 2021). Bu afetler arasında kuraklık diğerlerinden farklı olarak sessizce gelişen, herhangi bir uyarı olmadan ortaya çıkabilen ve meydana geldiğinde geniş alanları uzun süre boyunca etkisi altına alan doğal bir tehlikedir (Mishra & Singh, 2010; Douris & Kim, 2021). Bunun yanı sıra dünya kara yüzeylerinin yarısından fazlası kuraklık olaylarına karşı duyarlıdır ve bu alanlar çoğunlukla dünyanın en geniş tarım sahalarına karşılık gelmektedir (USDA, 1994; Mishra & Singh, 2010). Bu nedenle bir bölgede uzun süreli ve şiddetli kuraklık olayı yaşandığında bu en başta insan sağlığını etkilemekte ve sosyo-ekonomik ve çevresel koşullarda geri dönülmesi zor, ciddi zararlara yol açmaktadır. Nitekim yakın geçmişte milyonlarca insanın yaşamını yitirdiği, milyarlarca ekonomik kaybın yaşandığı ve canlı-cansız tüm ekosistemlerin olumsuz etkilendiği aşırı kuraklık olayları yaşanmıştır. Örneğin aşırı kuraklık olayları sonucunda 1928 yılında Çin'de 3 milyon, 1983 yılında Etiyopya'da 300 bin, Sudan'da ise 150 bin kişi hayatını kaybetmiştir (Zhang & Liang, 2010; Douris & Kim, 2021); 1990 yılında Güney Afrika Cumhuriyeti'nde 1.96 milyar ABD doları, 2003 yılında Avrupa'da 8.7 milyar euro ekonomik kayıp meydana gelmiştir (Avrupa Toplulukları, 2007; Douris & Kim, 2021); 2005 yılındaki kuraklık olayı sonucunda Avrupa Birliği'nin tahıl rekoltesi tahmini %10 oranında düşmüştür (Birleşmiş Milletler Çevre Programı, 2006); 1997/98 yılında El Nino fenomeninin tetiklediği kuraklığın etkisiyle Madeira ve Purus Nehirleri boyunca (Orta Amazon) yaklaşık 1000 km² ormanlık alan yanmıştır (Nelson, 2001); Akdeniz Havzası'nda yaz kuraklığı nedeniyle son yüzyılda orman yangını sayılarında ve yanan alanlarda belirgin bir artış yaşanmıştır (Pausas, 2004).

Birçok çalışmada antropojenik iklim değişikliği sonucunda yükselen hava sıcaklığı ve azalan yağış miktarının birleşik etkisiyle küresel ölçekte daha sık kuraklık olayının gerçekleştiği ve dünyanın yarı kurak ve/veya kurak koşullara doğru geçişin içinde olduğu belirtilmiştir (Dai vd., 2004; Sheffield vd. 2012; Spinoni vd. 2014; Huang vd. 2016; Spinoni vd. 2021). Hükümetler Arası İklim Değişikliği Paneli'nin (IPCC) 6. Değerlendirme Raporu'nda (AR6) da dünyanın birçok bölgesinde başta tarımsal kuraklık olmak üzere kuraklığın tüm türlerinin sıklığı, şiddeti ve süresinin artış eğiliminde olduğu vurgulanmıştır (Seneviratne vd. 2021). İklim projeksiyonları küresel hava sıcaklıklarındaki artışın bir fonksiyonu olarak söz konusu bölgelerde ve birçok AR6 bölgesinde kuraklığın daha da şiddetleneceğini öngörmektedir (Spinoni vd. 2015; Spinoni vd. 2017; Gudmundsson vd. 2019; Spinoni vd., 2020; IPCC, 2023). Antropojenik iklim değişikliğine karşı dünyanın en hassas/duyarlı bölgelerinden biri olan ve hali hazırda yazların sıcak/çok sıcak ve kurak geçtiği Akdeniz Havzası (MED) da kuraklık şiddeti ve sıklığının artış eğiliminde olduğu AR6 bölgelerindendir (Mariotti vd. 2015; Gudmundsson & Seneviratne, 2016; Marvel vd. 2019; Seneviratne vd. 2021). Yapılan çalışmalarda kuraklıkta gözlenen artış eğilimlerinin yağış miktarındaki azalmadan ziyade atmosferin buharlaşma talebinin artmasıyla, evapotranspirasyon miktarının yükselmesiyle, topraktaki nem açığıyla, yüzey sularında ve akışa geçen sulardaki azalmayla ilgili olduğunu belirtilmiştir (Camuffo vd. 2013; Azorin-Molina vd. 2015; Spinoni vd. 2017; Gudmundsson vd. 2019; Peña-Angulo vd.

2020; Markonis vd. 2021; Seneviratne vd. 2021). İklim projeksiyonlarına göre 21. yüzyıl boyunca en düşük hava sıcaklığı artış senaryosunda (+ 0.5 °C) bile MED’de kuraklığın sıklığı, şiddeti ve süresi artacak ve kurak alanlar genişleyecektir. Hatta küresel hava sıcaklığı artışı 2 °C ile sınırlandırılrsa bile kuraklıktaki artış oldukça belirgin olacaktır (Cook vd. 2020; Spinoni vd. 2021; Seneviratne vd. 2021).

MED’in doğusunda yer alan Türkiye’de de kuraklığın şiddeti ve sıklığında belirgin değişimler gözlenmiştir. Bu değişimler hem doğrudan yağış miktarında hem de çeşitli kuraklık indislerine bağlı olarak ortaya konmuş ve değişimlerde bölgesel farklılıklara dikkat çekilmiştir. Örneğin yağış miktarındaki değişimlere göre 1980’li yıllardan itibaren Türkiye’nin kuzey ve doğu bölgelerinde kuraklıkta azalma eğilimleri, yaz kuraklığının hali hazırda belirgin olduğu batı-orta ve güney bölgelerinde ise artma eğilimleri tespit edilmiştir (Türkeş vd. 2016; Hadi & Tombul, 2018). Kuraklık indislerine göre, örneğin SPEI’ya göre, 1901-2015 döneminde Türkiye’nin kuzey ve batı bölgelerinde kuraklıkta azalma eğilimi belirlenirken; güney ve güneydoğu bölgelerinde ise artma eğilimleri belirlenmiştir (Jamal vd. 2022). Ayrıca 1950-2022 döneminde, Türkiye’nin SPEI kuraklık kategorilerine göre normal kategoriden orta ve şiddetli kuraklık kategorilerine doğru bir kayma eğilimi gösterdiği ortaya konmuştur (Erlat & Güler, 2023). 1970-2019 yıllarını kapsayan diğer bir SPEI tabanlı çalışmada Türkiye’de Batı Anadolu, Orta ve Güney Anadolu, Güneydoğu Anadolu ve Doğu Anadolu bölgeleri olmak üzere kuraklık şiddeti açısından dört hotspot alanı belirlenmiş ayrıca kuraklığın şiddetinin kuzeyden güneye doğru arttığı vurgulanmıştır (Serkendiz vd., 2024). İklim projeksiyonları Türkiye’de kuraklıktaki artış eğiliminin gelecekte de devam edeceğini ve kurak alanların daha da genişleyeceğini öngörmektedir. Örneğin, Pinna Combinative, Erinç Aridity ve UNEP Aridity tabanlı kuraklık indislerine göre 2041 yılından sonra Türkiye’de kurak iklim koşullarında artışlar gözlenecek, özellikle de İç Anadolu, Güneydoğu Anadolu, Doğu Akdeniz bölgeleri, Doğu Anadolu’nun doğu kesimleri ve İç Ege’de kayda değer artışlar yaşanacaktır (Yavaşlı & Erlat, 2023).

Yapılan çalışmalar Türkiye’de kuraklığın sıklığı ve şiddetinin artmasının doğal bir sonucu olarak havzaların ve dolayısıyla su kaynaklarının kuraklıktan ciddi şekilde etkilendiğini ve gelecekte de etkilenmeye devam edeceğini ortaya koymaktadır (Yenigün vd. 2008; Gumus & Algin, 2016; Gumus & Algin, 2017; Gumus, 2017; Kumanlioğlu & Fıstıkoğlu, 2019; Cavus & Aksoy, 2019; Sarış & Gedik, 2021; Dikici, 2020; Gumus vd. 2022; Özçelik & Akkuzu, 2023; Serkendiz & Tatlı, 2023; Şimşek vd. 2023; Erişmiş, 2023). Türkiye’deki havzaların su yönetimi, tarımsal üretim ve ekolojik denge açısından hayati önem taşıması; havzaların yağışı toplayıp depolayarak tarımsal, endüstriyel ve evsel kullanım için gerekli olan suyu sağlaması, geniş sulama alanlarını besleyerek tarımsal verimliliği artırması; ayrıca yeraltı suyu yenilenmesine ve yüzey suyu kalitesinin korunmasına katkıda bulunarak su döngüsünü desteklemesi; ekosistem açısından da biyolojik çeşitliliğin korunması ve karbon yutakları olarak iklim düzenlemesi gibi sayısız önemli işlevi vardır. Ancak kuraklığın zaman içinde havzalarda şiddetlenmesi bu kritik işlevleri tehdit etmekte ve su kaynaklarının sürdürülebilir yönetimi konusunda acil önlemler alınmasını zorunlu hale getirmektedir. Bu bağlamda havza bazlı kuraklık tespiti ve gelecekteki kuraklık risklerinin öngörülmesi; su yönetimi, tarımsal planlama ve ekosistem sağlığı için sürdürülebilir ve proaktif stratejiler geliştirilmesi büyük önem taşımaktadır.

Çalışmanın amacı, yüksek çözünürlüğe sahip küresel gridli iklim veri setlerini kullanarak Türkiye’nin coğrafi bölgelerini temsilen seçilen havzalarda (Ergene Havzası, Gediz Havzası, Antalya Havzası, Batı Karadeniz Havzası, Konya Kapalı Havzası, Fırat-Dicle Havzası, Doğu Karadeniz Havzası ve Aras Havzası) meteorolojik, tarımsal ve hidrolojik kuraklığın zamansal değişim ve eğilimlerini değerlendirmektir. Diğer taraftan dağlık bölgeler ve kırsal alanlar gibi meteoroloji istasyonlarının sınırlı olduğu veya hiç bulunmadığı bölgelerde bile yüksek çözünürlüğe sahip küresel gridli iklim veri setleriyle güvenilir kuraklık analizleri yapabilme kapasitesini vurgulamaktır. Bu

yaklaşımların su yönetimi, tarımsal üretim ve ekosistem dengesi açısından sürdürülebilir stratejiler geliştirilmesine katkı sağlayacağı düşünülmektedir. Ayrıca iklim değişikliğinin etkilerini azaltmak ve kuraklıkla mücadelede daha etkin politikaların oluşturulabilmesi için karar vericilere havzalar bazında önemli göstergeler sunacağı öngörülmektedir.

2. ÇALIŞMA ALANI

Türkiye 36-42° kuzey enlemleri ile 26-45° doğu boylamları arasında konumlanmıştır. Türkiye İstatistik Kurumu'nun (TÜİK) 2016 verilerine göre ülkenin toplam yüzölçümü 785.347 km²'dir. Doğal göller hariç tutulduğunda bu yüzölçümü 769.604 km² olarak hesaplanmıştır. Devlet Su İşleri (DSİ) 2022 yılı resmi su kaynakları istatistiklerine göre Türkiye 25 ana havzaya bölünmüştür (Tablo 1). Bu çalışmada 25 havza içerisinde bölgesel temsiliyeti sağlayabileceğini düşündüğümüz “Ergene Havzası, Gediz Havzası, Konya Kapalı Havzası, Antalya Havzası, Aras Havzası, Fırat-Dicle Havzası, Batı Karadeniz Havzası ve Doğu Karadeniz Havzası” dahil olmak üzere 8 havza seçilmiştir (Şekil 1).

3. VERİ VE YÖNTEM

Standartlaştırılmış Yağış ve Evapotranspirasyon İndisi (SPEI) Vicente-Serrano vd. (2010) tarafından kuraklık ve nemlilik durumlarını belirlemek için geliştirilen bir kuraklık indisidir. SPEI iklimsel su dengesi kavramına dayanarak yağış ile potansiyel evapotranspirasyon (PET) arasındaki farkı hesaplar. Bu fark olasılık yoğunluk fonksiyonuna uydurularak standartlaştırılmış normal dağılıma (ortalaması 0, varyansı 1) dönüştürülür. Elde edilen pozitif SPEI değerleri nemliliği, negatif değerler ise kuraklığı gösterir. İklimsel su dengesi, yağışı atmosferik buharlaşma talebiyle karşılaştırarak kuraklık şiddetini sadece yağışa dayalı indislerden daha güvenilir bir şekilde değerlendirir (Beguería vd., 2013). SPEI'nin hesaplama algoritmaları Vicente-Serrano vd. (2010) tarafından ayrıntılı olarak açıklandığından burada detaylandırılmamıştır.

SPEI hesaplanmasında yararlanılan aylık ortalama hava sıcaklığı ile aylık toplam yağış verileri GloH2O ekibinin geliştirdiği küresel gridli iklim veri seti olan Multi-Source Weather (MSWX)'in MSWX-Past iklim veri setinden elde edilmiştir. Söz konusu iklim veri seti 1979'dan itibaren iklim verilerini yüksek mekânsal (0.1°) ve zamansal (3 saatlik) çözünürlükte sağlamaktadır. Veriler Avrupa Orta Vadeli Hava Tahmin Merkezi'nin (ECMWF) Beşinci Nesil Atmosferik Yeniden Analiz Verisi (ERA5), Yeryüzünün Karasal Alanları İçin Yüksek Çözünürlüklü İklim Verileri (CHELSA), Küresel Veri Asimilasyon Sistemi (GDAS), Küresel Ensemble Tahmin Sistemi (GEFS) ve ECMWF'nin Beşinci Nesil Mevsimsel Tahmin Sistemi (SEA5) gibi çeşitli kaynaklardan elde edilmektedir (Beck vd. 2022).

Bu çalışmada PET'in tahmin edilmesinde Adams (2017) tarafından geliştirilen ve Python diline entegre edilen “climate-indices” yazılım paketi kullanılmış ve PET tahmini Thornthwaite denklemi kullanılarak elde edilmiştir. Ardından aynı pakette aylık toplam yağış ve aylık PET verilerinden Gamma (Γ) olasılık yoğunluk fonksiyonu kullanılarak SPEI 3, 6, ve 12 aylık zaman ölçeklerinde hesaplanmıştır. Gamma (Γ) olasılık yoğunluk fonksiyonunun yağış verilerine en iyi uyan olasılık yoğunluk fonksiyonu olmasından dolayı tercih edilmiştir (Thom, 1966). SPEI'nin 3, 6 ve 12 aylık zaman ölçeklerinde hesaplanmasının nedeni sırasıyla meteorolojik, tarımsal ve hidrolojik kuraklıkları değerlendirmektir. Çalışmada söz konusu meteorolojik, tarımsal ve hidrolojik kuraklıklar (SPEI-3, SPEI-6, SPEI-12) hem yıllık hem de söz konusu kuraklıkların mevsimlik değişim ve eğilimlerini belirlemek için mevsimlik olarak analiz edilmiştir.

SPEI'ye göre kuraklık, aylık SPEI değerinin -1'e eşit veya daha düşük olduğu aylar olarak; ekstrem kuraklık, SPEI değerinin -2'ye eşit veya daha düşük olduğu aylar olarak; en uzun süren kuraklık, aylık SPEI değerinin art arda -1'e eşit veya daha düşük olduğu ayların süresi olarak; en uzun süren ekstrem kuraklık, aylık SPEI değerinin art arda -2'ye eşit veya daha düşük olduğu ayların süresi

olarak tanımlanmıştır. SPEI'nin nemlilik ve kuraklık kategorileri ile ilgili detaylı indis değerleri ise Tablo 2'de gösterilmiştir.

SPEI tabanlı kuraklıkların olası eğilimleri belirlemede ve eğilimlerin istatistiksel olarak anlamlılığını denetlemede klimatoloji çalışmalarında yaygın olarak kullanılan parametrik olmayan Mann-Kendall (M-K) sıra ilişki katsayısı testi kullanılmıştır (Sneyers, 1990; Türkeş, 2013b). Eğilimlerin büyüklüğünü belirlemek için de parametrik olmayan Sen'in Eğim Tahmin (Sen's Slope Estimation) yönteminden (Sen, 1968) yararlanılmıştır. M-K sıra ilişki katsayısının test istatistikleri $\alpha = 0.05$, $\alpha = 0.01$ ve $\alpha = 0.001$ olmak üzere üç anlamlılık düzeyinde test edilmiştir.

Havzalardaki kuraklığın dönemsel değişimlerini karşılaştırmalı bir şekilde ortaya koymak amacıyla 1980-2001 ile 2002-2022 dönemleri için her bir havzada aylık SPEI değerleri esas alınarak kuraklık kategorilerine göre yüzdelik frekanslarını gösteren histogramlar oluşturulmuş ve değerlendirilmiştir.

4. BULGULAR

4.1. Meriç-Ergene Havzası (01)

4.1.1. SPEI-3 Tabanlı Kuraklığın Değişim ve Eğilimleri

Meriç-Ergene Havzası'nda 1980-2022 döneminde M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre SPEI-3 tabanlı kuraklığın mevsimlik ve yıllık zamansal eğilimleri incelendiğinde, SPEI-3 değerlerinin sonbahar, yaz ve yıllık zaman dizilerinde zayıf azalma eğilimi, ilkbahar ve kış zaman dizilerinde ise zayıf artış eğilimi gözlenmiştir. Diğer bir ifadeyle havzada meteorolojik kuraklık açısından mevsimlik ve yıllık olarak istatistiksel olarak anlamlı eğilimler tespit edilmemiştir (Tablo 3).

SPEI-3 kuraklık kategorilerine göre Meriç-Ergene Havzası'nda (01) kuraklık koşulları iki dönem arasında (1980-2001 ve 2002-2022) karşılaştırmalı olarak analiz edildiğinde kuraklığın mevsimlik ve yıllık zamansal değişimleri daha iyi anlaşılmaktadır (Şekil 2). Bu zamansal değişimlere ilişkin bulgular aşağıda kısaca özetlenmiştir.

- İlkbahar mevsiminde, 1980-2001 yılları arasında orta kurak kategorisindeki kuraklığın frekansı %10.6 olarak gözlenirken 2002-2022 döneminde bu oran %9.5'e düşmüştür. Aynı şekilde şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı da ilk dönemde %7.6 iken ikinci dönemde %1.6'ya gerilemiştir. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları ise ilk dönemde görülmüş olmasına karşın (%3) ikinci dönemde hiç görülmemiştir.

- Yaz mevsiminde, ilkbahardan farklı olarak, orta kurak kategorisindeki kuraklık olaylarının frekansı ilk dönemde %9.12 iken ikinci dönemde %14.3'e yükselmiştir. Ayrıca şiddetli ve ekstrem kuraklıklar ilk dönemde hiç görülmezken ikinci dönemde sırasıyla %4.8 ve %1.6 oranlarında görülmeye başlanmıştır.

- Sonbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklıkların frekansı ilk dönemde %7.7 iken ikinci dönemde %14.3'e yükselmiştir. Buna ek olarak, ilk dönemde hiç gözlenmeyen şiddetli kuraklık olayları ikinci dönemde ortaya çıkmış ve frekansı %7.9'a yükselmiştir. Ekstrem kuraklık olayları ise her iki dönemde de gerçekleşmemiştir.

- Kış mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık olaylarının frekansı ilk döneme göre ikinci dönemde %10.6'dan %14.5'e yükselmiştir. Şiddetli kuraklığın frekansı da %3.0'den %6.5'e çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları ise kış mevsiminde her iki dönemde de yaşanmamıştır.

- Yıllık olarak incelendiğinde, orta kurak kategorisindeki kuraklık olaylarının frekansı ilk dönemde %9.5 iken ikinci dönemde %13.1'e çıkmıştır. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık

olaylarının oranı da %2.7'den %5.2'ye yükselmiştir. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları ise her iki dönemde düşük oranlarda gözlenmiştir; ilk dönemde %0.8 iken ikinci dönemde %0.4 olarak görülmüştür.

Ergene Havzası'nda M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre SPEI-3 tabanlı kuraklık değerlerinde mevsimlik ve yıllık olarak istatistiksel açıdan anlamlı eğilimler tespit edilmemiştir. Ancak dönemsel karşılaştırmalara ait bulgular iki dönem arasında dikkat çekici değişikliklere işaret etmektedir. İlkbahar mevsiminde ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve şiddetli kuraklık oranlarındaki düşüşler bu mevsimde kuraklığın sıklık ve şiddetinin azaldığını ortaya koymaktadır. Yaz mevsiminde ilk döneme göre ikinci dönemde orta kurak kategorisindeki kuraklıkların sıklığı belirgin bir şekilde artmış, ayrıca daha önce hiç yaşanmayan şiddetli ve ekstrem kuraklık olayları gözlenmeye başlanmıştır. Bu artışlar yaz mevsiminde kuraklığın hem sıklık hem de şiddet açısından yoğunlaştığını ve kuraklıkta daha ekstrem koşulların yaşanmaya başladığını göstermektedir. Sonbahar mevsiminde ilk döneme kıyasla ikinci dönemde hem orta hem de şiddetli kuraklık olaylarında ciddi artışlar gözlenmiştir. Bu durum sonbaharda kuraklık sıklığı ve şiddetinin belirgin şekilde arttığını ortaya koymaktadır. Ayrıca sonbaharda gerçekleşen bu artışlar, kurak sezonun sonbahara doğru kayma eğiliminde olduğunu işaret etmektedir. Kış mevsiminde ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve şiddetli kuraklık olaylarının sıklığında artış gözlenmiştir. Bu durum kış aylarında daha şiddetli ve sık kuraklıkların yaşandığını ortaya koymaktadır. Yıllık olarak değerlendirildiğinde, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve şiddetli kuraklık oranlarındaki artışlar genel olarak havzanın daha kurak koşullara doğru ilerlediğini göstermektedir.

SPEI-3 değerlerine göre havzada ekstrem kurak yıllar (≤ -2) 1986 yılının Mayıs (-2.25), 1990 yılının Mart (-2.15) ve 2012 yılının Ağustos (-2.11) aylarında yaşanmıştır. En uzun süren kuraklık olayı ise 2019 yılının Kasım ayı ile 2020 yılının Mart ayı arasında gerçekleşmiş ve beş ay sürmüştür.

4.1.2. SPEI-6 Tabanlı Kuraklığın Değişim ve Eğilimleri

Meriç-Ergene Havzası'nda 1980-2022 döneminde M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre SPEI-6 tabanlı kuraklık analizinde ilkbahar mevsimi hariç diğer mevsimlerde ve yıllık olarak anlamlı olmayan azalma eğilimleri tespit edilmiştir (Tablo 3).

SPEI-6 kuraklık kategorilerine göre Meriç-Ergene Havzası'nda (01) kuraklık koşulları iki dönem arasında (1980-2001 ve 2002-2022) karşılaştırmalı olarak analiz edildiğinde kuraklığın mevsimlik ve yıllık zamansal değişimleri daha belirgin bir şekilde anlaşılmaktadır (Şekil 3). Söz konusu zamansal değişimlere ilişkin bulgular aşağıda kısaca özetlenmiştir.

- İlkbahar mevsiminde, ilk dönemde orta kurak kategorisindeki kuraklık olaylarının frekansı %12.1 iken ikinci dönemde bu oran %7.9'a gerilemiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklıkların frekansı da ilk dönemde %10.6 iken ikinci dönemde %4.8'e düşmüştür. Ekstrem kuraklık olayları iki dönemde de gözlenmemiştir.

- Yaz mevsiminde, iki dönem arasında orta kurak kategorisindeki kuraklık olaylarının frekansında belirgin değişim görülmemiştir (%13.6 ile %12.7). Ancak şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık olaylarının frekansı %3.0'dan %9.5'e önemli oranda artış göstermiştir. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları ise her iki dönemde de yaşanmamıştır.

- Sonbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklıkların frekansı ilk dönemde %7.6 iken ikinci dönemde yaklaşık iki kat artarak %14.5'e yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklıkların frekansı da ilk dönemde %3.0 iken ikinci dönemde %8.1'e çıkmıştır. İlk dönemde gerçekleşmeyen ekstrem kuraklık olayları ikinci dönemde %1.6 oranında gözlenmeye başlanmıştır.

- Kış mevsiminde, iki dönem arasında orta kurak kategorisindeki olaylarda kayda değer bir değişim görülmemiştir (%13.6 ile %12.7). Ancak şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık olaylarının

frekansı %3.0'dan %6.3'e yükselmiştir. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları ise her iki dönemde de yaşanmamıştır.

- Yıllık olarak değerlendirildiğinde, orta kurak kategorisindeki kuraklıkların frekansı ilk dönemde %11.7 iken ikinci dönemde %12.0'a yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık olaylarının frekansı da %4.9'dan %7.2'e artmıştır. İlk dönemde gözlenmeyen ekstrem kuraklık olayları ikinci dönemde %0.4 oranında gözlenmeye başlanmıştır.

Bu bulgular Meriç-Ergene Havzası'nda SPEI-6 değerlerinin mevsimlik ve yıllık zaman dizilerinde istatistiksel olarak anlamlı azalma eğilimleri tespit edilmemesine rağmen kuraklık kategorilerinin dönemsel karşılaştırmaları kuraklığın mevsimlik ve yıllık olarak önemli değişiklikler gösterdiğini ortaya koymaktadır. Havzada ilkbahar mevsiminde ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta kurak kategorisindeki kuraklıkların sıklığında belirgin bir azalma gözlenmiş ve aynı zamanda şiddetli kuraklık olaylarında da azalma yaşanmıştır. Bu azalmalar ilkbaharda kuraklığın şiddetinin ve sıklığının azaldığını ortaya koymaktadır. Yaz mevsiminde ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta kurak kategorisindeki kuraklıkların sıklığında belirgin değişim gözlenmezken şiddetli kuraklık olaylarında önemli bir artış gözlenmiştir. Bu artış yaz mevsiminde daha sık ve daha şiddetli kuraklıkların yaşandığını işaret etmektedir. Sonbahar mevsiminde ilk döneme kıyasla ikinci dönemde hem orta hem de şiddetli kuraklık olaylarında belirgin artışlar yaşanmış olup bu durum sonbahar aylarının daha kurak geçtiğini ve kurak sezonun sonbahara doğru kayma eğiliminde olduğunu göstermektedir. Özellikle sonbahar mevsiminde ortaya çıkan ekstrem kuraklık olayları bu mevsimde daha önce görülmeyen şiddetli kuraklıkların başladığını ortaya koymaktadır. Kış mevsiminde ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta kuraklık olaylarında önemli bir değişim gözlenmemiş olsa da şiddetli kuraklık olaylarında artışlar yaşanmıştır; bu da kış aylarında daha şiddetli kuraklıkların ortaya çıktığını işaret etmektedir. Yıllık olarak değerlendirildiğinde ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve şiddetli kuraklık olaylarında hafif bir artış görülmüş ayrıca ikinci dönemde ekstrem kuraklık olayları gözlenmeye başlanmıştır. Bu durum yıllık olarak da kuraklık koşullarının hem daha şiddetli hem de daha sık yaşandığını göstermektedir. Genel olarak ikinci dönemde Meriç-Ergene Havzası'nda daha kurak koşullara doğru bir kayma eğilimi olduğunu söylemek mümkündür.

SPEI-6 değerlerine göre 1980-2022 yılları arasında yalnızca bir ekstrem kurak yıl (≤ -2) yaşanmıştır; bu olay 2012 yılının Kasım ayında meydana gelmiş ve SPEI-6 değeri -2.35 olarak kaydedilmiştir. Ayrıca en uzun kuraklık dönemi 11 ay sürmüş olup, 2000 yılının Ekim ayında başlayıp 2001 yılının Ağustos ayında sona ermiştir.

4.1.3. SPEI-12 Tabanlı Kuraklığın Değişim ve Eğilimleri

Meriç-Ergene Havzası'nda 1980-2022 döneminde M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre SPEI-12 tabanlı kuraklığın mevsimlik ve yıllık zaman dizilerinde anlamlı olmayan azalma eğilimleri saptanmıştır (Tablo 3).

SPEI-12 kuraklık kategorilerine göre Meriç-Ergene Havzası'nda (01) kuraklık koşulları iki dönem arasında (1980-2001 ve 2002-2022) karşılaştırmalı olarak analiz edildiğinde kuraklığın mevsimlik ve yıllık zamansal değişimleri daha belirgin bir şekilde anlaşılmaktadır (Şekil 4). Bu zamansal değişimlere ilişkin bulgular aşağıda kısaca özetlenmiştir.

- İlkbahar mevsiminde, 1980-2001 yılları arasında orta kurak kategorisindeki kuraklık olaylarının frekansı %6.1 iken 2002-2022 döneminde %12.7'ye yükselmiştir. Buna karşılık şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık olaylarının oranı ilk dönemde %6.1'den ikinci dönemde %3.2'ye düşmüştür. Ayrıca her iki dönemde de ekstrem kuraklık olayları görülmemiştir.

- Yaz mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklıkların frekansı ilk dönemde %6.2 iken ikinci dönemde %7.9'a yükselmiştir. Ancak şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık olaylarının

frekansı %4.6'dan %3.2'ye düşmüştür. İlk dönemde görülen ekstrem kuraklık olayları (%3.1) ikinci dönemde görülmemiştir.

- Sonbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık olaylarının frekansı ilk dönemde %7.7 iken ikinci dönemde %9.5 oranına çıkmıştır. Aynı zamanda şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %4.6 iken ikinci dönemde %9.5'e yükselmiştir. Ekstrem kurak kategorisine giren kuraklık olayı ilk dönemde %3.1 oranında gözlenirken, ikinci dönemde bu kategoriye giren herhangi bir kuraklık olayı yaşanmamıştır.

- Kış mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık olaylarının frekansı ilk dönemde %3.0 iken ikinci dönemde %12.7'ye önemli bir artış göstermiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık olaylarının oranı %4.5'ten %4.8'e az oranda artmıştır. İlk dönemde gözlenmeyen ekstrem kuraklık olayları ikinci dönemde %1.6 oranında gözlenmeye başlanmıştır.

- Yıllık olarak değerlendirildiğinde, orta kurak kategorisindeki kuraklık olaylarının frekansı ilk dönemde %5.7 iken ikinci dönemde bu oran %10.7'ye çıkmıştır. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %5.0'den %5.2'ye yükselmiştir. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları ise ilk dönemde %1.5 iken ikinci dönemde %0.4'e düşmüştür.

Bu bulgular Meriç-Ergene Havzası'nda SPEI-12 değerlerinin mevsimlik ve yıllık zaman dizilerinde istatistiksel olarak anlamlı azalma eğilimleri tespit edilmemesine rağmen kuraklık kategorilerinin dönemsel karşılaştırmaları kuraklığın mevsimlik ve yıllık olarak önemli değişiklikler gösterdiğini ortaya koymaktadır. İlkbahar mevsiminde ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta kuraklık olaylarındaki artış, bu mevsimde kuraklık sıklığının arttığını göstermektedir. Ancak şiddetli kuraklık olaylarındaki azalma da bu mevsimde aşırı kuraklıkların azaldığını ortaya koymaktadır. Yaz mevsiminde ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta kuraklık olaylarındaki küçük artışa rağmen şiddetli kuraklık olaylarındaki azalmanın gözlenmesi, bu mevsimde kuraklık şiddetinin azaldığını ve daha çok orta şiddetli kuraklıkların baskın hale geldiğini göstermektedir. Sonbahar mevsiminde ilk döneme kıyasla ikinci dönemde hem orta hem de şiddetli kuraklık olaylarındaki artış, kuraklıkların hem sıklık hem de şiddet açısından arttığını ortaya koymaktadır. Ayrıca bu gözlem kurak sezonun sonbahara doğru uzadığını işaret etmektedir. Kış mevsiminde ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta kuraklık olaylarında önemli bir artış gözlenmiş, bu durum sonbahara benzer şekilde kış aylarında da daha sık ve şiddetli kuraklıkların yaşandığını ortaya koymaktadır. Ayrıca ekstrem kuraklık olaylarının ikinci dönemde ortaya çıkması, aşırı kuraklıkların da bu mevsimde görülmeye başladığına işaretir. Yıllık olarak ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve şiddetli kuraklık olaylarındaki artışlar, genel olarak havzanın daha kurak koşullara doğru ilerlediğini ortaya koymaktadır.

SPEI-12 değerlerine göre 1980-2022 döneminde ekstrem kurak yıllar (≤ -2) 2001 yılının Ekim ayında (-2.21), 1994 yılının Eylül ayında (-2.10) ve 2020 yılının Ocak ayında (-2.02) yaşanmıştır. En uzun süren kuraklık olayı ise 2000 yılının Aralık ayı ile 2001 yılının Kasım ayları gerçekleşmiş ve 12 ay sürmüştür.

4.2. Gediz Havzası (05)

4.2.1. SPEI-3 Tabanlı Kuraklığın Değişim ve Eğilimleri

Gediz Havzası'nda 1980-2022 döneminde M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre SPEI-3 tabanlı kuraklığın zamansal dizilerinde mevsimlik ve yıllık olarak azalma eğilimleri tespit edilmiştir. Söz konusu azalma eğilimleri yaz, sonbahar ve yıllık zaman dizilerinde sırasıyla her on yılda -0.22, -0.24 ve -0.16 olmak üzere istatistiksel olarak anlamlı olmuştur. Yaz mevsimindeki azalma eğilimi %95 güven düzeyinde ($p < 0.05$); sonbahar ve yıllık zaman dizilerindeki azalma ise %99 güven düzeyinde ($p < 0.01$) gerçekleşmiştir (Tablo 3).

SPEI-3 kuraklık kategorilerine göre Gediz Havzası'nda (05) kuraklık koşulları iki dönem arasında (1980-2001 ve 2002-2022) karşılaştırmalı olarak analiz edildiğinde kuraklığın mevsimlik ve yıllık zamansal değişimleri daha iyi anlaşılmaktadır (Şekil 5). Bu zamansal değişimlere ilişkin bulgular aşağıda kısaca özetlenmiştir.

- İlkbahar mevsiminde, orta kurak kategorisinde kuraklık frekansı ilk dönemde %4.6 iken ikinci dönemde %16.1'e yükselmiştir. Buna karşın şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %7.7'den %3.2'ye düşmüştür. Ekstrem kurak kategorisinde ise ilk dönemde %1.5 oranında gözlenen kuraklık ikinci dönemde hiç gözlenmemiştir.
- Yaz mevsiminde, orta kurak kategorisinde kuraklık frekansı ilk dönemde %7.7 iken ikinci dönemde %14.5 oranına yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklıklar ilk dönemde gözlenmezken ikinci dönemde %9.7 oranında görülmüştür. Ekstrem kurak kategorisinde kuraklık olayları ise olayları her iki dönemde de gerçekleşmemiştir.
- Sonbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklıklar ilk dönemde %7.7 oranında gerçekleşirken ikinci dönemde bu oran %11.1'e yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklıklar ilk dönemde gözlenmezken ikinci dönemde önemli bir artışla %11.1 oranına çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları ise her iki dönemde de görülmemiştir.
- Kış mevsiminde, orta kurak kategorisinde kuraklık oranı ilk dönemde %6.1 iken ikinci dönemde %11.1'e yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklıklar %4.5'ten %4.8'e az oranda bir artış göstermiştir. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları ise her iki dönemde de gerçekleşmemiştir.
- Yıllık olarak değerlendirildiğinde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %6.5 iken ikinci dönemde %13.2 oranına yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %3.1'den %7.2'ye çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisinde ise ilk dönemde %0.4 oranında gözlenen kuraklıklar ikinci dönemde hiç gerçekleşmemiştir.

Bu bulgular, SPEI-3 tabanlı kuraklık indisine göre Gediz Havzası'ndaki kuraklık koşullarının özellikle yaz, sonbahar mevsimlerinde ve yıllık olarak önemli değişiklikler gösterdiğini ortaya koymaktadır. Yaz mevsiminde SPEI-3 değerlerinde %95 güven düzeyinde tespit edilen her on yılda -0.22'lik azalma eğilimi, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta kurak kategorisindeki kuraklık oranının artması ve şiddetli kuraklık olaylarının ortaya çıkmasıyla tutarlıdır. Bu durum yaz mevsiminde kuraklık sıklığı ve şiddeti açısından önemli artışlar yaşandığını göstermektedir. Sonbahar mevsiminde SPEI-3 değerlerinde %99 güven düzeyinde her on yılda -0.24'lük bir azalma eğilimi tespit edilmiştir. Bu azalma eğilimi de ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve şiddetli kuraklık olaylarındaki artışlarla uyumludur. Bu bulgular sonbaharda kuraklıkların daha sık ve şiddetli yaşandığını ve kurak sezonun sonbahara doğru genişlediğini göstermektedir. Yıllık olarak değerlendirildiğinde SPEI-3 değerlerinde %99 güven düzeyinde her on yılda -0.16'lık bir azalma eğilimi tespit edilmiştir. Söz konusu azalma eğilimi ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve şiddetli kuraklık olaylarındaki artışlarla uyumlu bir tablo sergilemektedir. Bu durum havzanın genel olarak daha kurak koşullara doğru kaydığına işaret eder. M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre kış ve ilkbahar mevsimlerinde SPEI-3 değerlerinde anlamlı bir azalma eğilimi gözlenmese de SPEI kategorilerinin dönemsel karşılaştırmalarında ilk döneme kıyasla ikinci dönemde gerçekleşen değişimler de önemli bilgiler içermektedir. Kış mevsiminde ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta kuraklık olayları artmış, ayrıca şiddetli kuraklık olaylarında da az oranda bir artış görülmüştür. Bu durum kış aylarında kuraklık şiddetinin ve sıklığının arttığını ortaya koymaktadır. İlkbahar mevsiminde ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta kuraklık olaylarının oranındaki önemli artış, bu mevsimde kuraklıkların hem sıklık hem de şiddet açısından arttığını göstermektedir.

SPEI-3 değerlerine göre 1980-2022 döneminde ekstrem kurak yıl (≤ -2) 1989 yılının Nisan ayında (-2.22) gerçekleşmiştir. En uzun süren kuraklık ise 2007 yılının Ocak ayı ile Eylül ayı arasında yaşanmış ve 9 ay sürmüştür.

4.2.2. SPEI-6 Tabanlı Kuraklığın Değişim ve Eğilimleri

Gediz Havzası'nda 1980-2022 döneminde M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre SPEI-6 tabanlı kuraklıkların zaman dizilerinde mevsimlik ve yıllık olarak azalma eğilimleri tespit edilmiştir. Söz konusu azalma eğilimleri sonbaharda her on yılda -0.32 değeriyle %99 güven düzeyinde ($p < 0.01$); kış ve yıllık zaman dizilerinde sırasıyla her on yılda -0.23 ve -0.19 değerleriyle %95 güven düzeyinde ($p < 0.05$) anlamlı olmuştur (Tablo 3). İlkbahar ve yaz mevsimlerinde ise anlamlı eğilimler gözlenmemiştir.

SPEI-6 kuraklık kategorilerine göre Gediz Havzası'ndaki (05) kuraklık koşulları, iki dönem arasında (1980-2001 ve 2002-2022) karşılaştırmalı bir şekilde analiz edildiğinde mevsimlik ve yıllık olarak kuraklık değişimlerinin daha belirgin hale geldiği görülmüştür (Şekil 6). Bu zamansal değişimlere ilişkin bulgular şu şekilde özetlenmiştir.

- İlkbahar mevsiminde, orta kurak kategorisinde ilk dönemde kuraklık frekansı %6.2 iken ikinci dönemde %6.3'e az oranda artış göstermiştir. Benzer şekilde şiddetli kuraklık kategorisindeki kuraklık frekansının oranı da %1.5'ten %1.6'ya az oranda yükselmiştir. Ekstrem kurak kategorisinde ise ilk dönemde %3.1 oranında gözlenen kuraklıklar ikinci dönemde %3.2 oranında gerçekleşmiştir.
- Yaz mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %4.5 iken ikinci dönemde %7.9'a yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ise %4.5'ten %3.2'ye düşmüştür. Ekstrem kuraklık kategorisinde ilk dönemde %1.5 oranında gözlenen kuraklıklar ikinci dönemde dikkate değer bir artışla %6.3 oranına yükselmiştir.
- Sonbahar mevsiminde, orta kurak kategorisinde kuraklık frekansı ilk dönemde %6.1 iken ikinci dönemde %14.5'e belirgin bir artış göstermiştir. Şiddetli ve ekstrem kuraklık kategorilerinde ilk dönemde gözlenmeyen kuraklık frekansı ikinci dönemde ciddi bir artışla sırasıyla %6.5 ve 3.2 oranına çıkmıştır.
- Kış mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %4.5'ten %17.7'ye önemli oranda artarak yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ise %3'ten %1.6'ya düşmüştür. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları her iki dönemde de gözlenmemiştir.
- Yıllık olarak incelendiğinde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %5.3 iken ikinci dönemde %11.6'ya yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %2.3'ten %3.2 oranına çıkmıştır. Ekstrem kuraklık kategorisinde ilk dönemde %1.1 oranında gözlenen kuraklıklar ikinci dönemde %3.2 oranında gerçekleşmiştir.

Bu bulgular, SPEI-6 tabanlı kuraklık indisine göre Gediz Havzası'ndaki kuraklık koşullarının özellikle sonbahar, kış mevsimlerinde ve yıllık olarak belirgin bir şekilde şiddetlendiğini ortaya koymaktadır. Sonbahar mevsiminde SPEI-6 değerlerinde %99 güven düzeyinde tespit edilen her on yılda -0.32'lik azalma eğilimi, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışlarla uyumludur. Bu durum, sonbahar mevsiminde kuraklıkların sıklık ve şiddet açısından belirgin bir şekilde arttığını ve kurak sezonun sonbahara doğru uzadığını göstermektedir. Kış mevsiminde SPEI-6 değerlerinde %95 güven düzeyinde her on yılda -0.23'lük bir azalma eğilimi tespit edilmiştir. Bu azalma eğilimi ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta kuraklık olaylarındaki büyük artışla tutarlıdır; ancak şiddetli kuraklık olaylarındaki düşüş, aşırı kuraklıkların bu mevsimde daha az gerçekleştiğini göstermektedir. Yıllık olarak, SPEI-6 değerlerinde %95 güven düzeyinde tespit edilen -0.19'lük azalma eğilimi, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve şiddetli kuraklık olaylarının artmasıyla tutarlıdır. Bu durum, havzanın genel olarak daha kurak koşullara doğru

kaydığını ve kuraklıkların yıllık olarak daha sık ve şiddetli hale geldiğini ortaya koymaktadır. İlkbahar ve yaz mevsimlerinde SPEI-6 değerlerindeki azalma eğilimleri her ne kadar istatistiksel olarak anlamlı bulunmamışsa da kuraklık kategorilerindeki dönemsel değişimler bu mevsimlerde kurak koşulların sıklık ve şiddet açısından değiştiğine işaret etmektedir. Örneğin, yaz mevsiminde ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta kuraklık olaylarında belirgin bir artış gözlenmiş, şiddetli kuraklık olaylarında ise düşüş yaşanmıştır. Ancak ekstrem kuraklık olayları ikinci dönemde önemli oranda artmıştır. Bu durum yaz aylarında daha şiddetli kuraklıkların görülmeye başladığını işaret etmektedir. İlkbahar mevsiminde ilk döneme kıyasla ikinci dönemde tüm kuraklık kategorilerinde küçük oranlarda artışların gözlenmesi, kuraklığın ikinci dönemde artmaya başladığının göstergesi olarak görülebilir.

SPEI-6 değerlerine göre 1980-2022 döneminde ekstrem kurak yıllar (≤ -2) sırasıyla 1989 Haziran ayında (-2.33), 2001 Mart ayında (-2.39), 2007 Temmuz ayında (-2.35), 2008 Haziran ayında (-2.25) ve 2012 Kasım ayında (-2.58) yaşanmıştır. En uzun süren kuraklık, 2006 Aralık ile 2007 Ekim ayı arasında gerçekleşmiş olup 11 ay sürmüştür. En uzun süren ekstrem kuraklık ise (SPEI değerinin ardışık aylarda ≤ -2 olduğu dönemler) 3 ay sürmüş ve 2007 Temmuz ile Eylül ayları arasında yaşanmıştır.

4.2.3. SPEI-12 Tabanlı Kuraklığın Değişim ve Eğilimleri

Gediz Havzası'nda 1980-2022 döneminde M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre SPEI-12 tabanlı kuraklığın mevsimlik ve yıllık zamansal eğilimleri incelendiğinde, SPEI-12 değerlerinin mevsimlik ve yıllık zaman dizilerinde azalma eğilimleri tespit edilmiş. Söz konusu azalma eğilimleri kış mevsiminde her on yılda -0.28 değeriyle %95 güven düzeyinde ($p < 0.05$) istatistiki olarak anlamlı olmuştur (Tablo 3).

SPEI-12 kuraklık kategorilerine göre Gediz Havzası'ndaki (05) kuraklık koşulları, iki dönem arasında (1980-2001 ve 2002-2022) karşılaştırmalı olarak analiz edildiğinde kuraklığın mevsimlik ve yıllık zamansal değişimleri daha iyi anlaşılmaktadır (Şekil 7). Bu zamansal değişimlere ilişkin bulgular aşağıda kısaca özetlenmiştir.

- İlkbahar mevsiminde, ilk dönemde orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %3.1 iken 2002-2022 döneminde %11.3'e yükselmiş, şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %1.6'dan %3.2'ye çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisinde kuraklık olayları ise ilk dönemde %3.1 oranında gözlenirken ikinci dönemde %1.6'ya gerilemiştir.

- Yaz mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %4.5 iken ikinci dönemde %7.9'a yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklıklar iki dönemde de yaşanmamıştır. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları ilk dönemde %4.5 oranında gözlenmiş, ikinci dönemde bu oran %4.8'e yükselmiştir.

- Sonbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %6.1 iken ikinci dönemde %9.8'e yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklıklar ilk dönemde yaşanmazken ikinci dönemde %1.6 oranında gözlenmiştir. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %3 iken ikinci dönemde %4.9'a çıkmıştır.

- Kış mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %3.1 iken ikinci dönemde %12.9'a yükselmiş, şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %1.5'ten %6.5'e çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları ilk dönemde görülmezken ikinci dönemde %1.6 oranında gerçekleşmiştir.

- Yıllık olarak incelendiğinde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %4.2 iken ikinci dönemde %10.5 oranına yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı

%0.8'den %2.8'e çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %2.7 oranındayken ikinci dönemde %3.2 oranına yükselmiştir.

Bu bulgular SPEI-12 tabanlı kuraklık indisine göre Gediz Havzası'ndaki kuraklık koşullarının özellikle kış mevsiminde belirgin bir şekilde şiddetlendiğini ortaya koymaktadır. Kış mevsiminde SPEI-12 değerlerinde %95 güven düzeyinde her on yılda -0.28'lik bir azalma eğilimi tespit edilmiş olup bu eğilim ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve şiddetli kuraklık olaylarındaki büyük artışlarla tutarlıdır. Bu durum, kış aylarında daha sık ve şiddetli kuraklıkların yaşandığını göstermektedir. İlkbahar, yaz, sonbahar mevsimlerinde ve yıllık zaman dizilerinde anlamlı azalma eğilimleri görülmemişse de kuraklık kategorilerindeki dönemsel değişimler bu mevsimlerde kurak koşulların sıklık ve şiddet açısından değiştiğine işaret etmektedir. İlkbahar mevsiminde orta ve şiddetli kuraklık olaylarında dikkat çekici bir artış gözlenmiştir. Bu artış, ilkbaharda kuraklık koşullarının hem sıklık hem de şiddet açısından arttığını göstermektedir. Ancak ekstrem kuraklık olaylarındaki azalma, bu dönemde aşırı şiddetli kuraklıkların hafiflediğine işaret etmektedir. Yaz mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklıkların sıklığı artarken şiddetli kuraklık olaylarının görülmemesi, kuraklıkların orta düzeyde kalma eğiliminde olduğunu göstermektedir. Ancak ekstrem kuraklık olaylarındaki hafif artış, yaz mevsiminde daha ciddi kuraklıkların da yaşanabildiğini ortaya koymaktadır. Sonbahar mevsiminde hem orta hem de şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarının sıklığında belirgin artışlar gözlenmiştir. Bu artışlar, sonbaharda hem sıklık hem de şiddet açısından kuraklığın arttığını ve kurak sezonun sonbahara doğru kayma eğiliminde olduğunu işaret etmektedir. Yıllık bazda ise orta, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışlar, havzanın genel olarak daha kurak bir yapıya doğru kaydığını ortaya koymaktadır.

SPEI-12 değerlerine göre 1980-2022 döneminde ekstrem kurak yıllar (≤ -2) 2001 yılının Ekim ayında (-2.29), 2007 yılının Ekim ayında (-2.54) ve 2008 yılının Aralık ayında (-2.49) yaşanmıştır. En uzun süren kuraklık 2007 yılının Ocak ayı ile 2009 yılının Ocak ayı arasında yaşanmış olup ve 25 ay sürmüştür. En uzun süren ekstrem kuraklık ise (SPEI değerinin art arda ≤ -2 altında olduğu aylar) 2 kez gözlenmiş ve 7 ay sürmüştür. Bunlar, 2001 yılının Nisan ile Ekim ayları ve 2007 yılının Nisan ile Kasım ayları arasında yaşanmıştır.

4.3. Antalya Havzası (09)

4.3.1. SPEI-3 Tabanlı Kuraklığın Değişim ve Eğilimleri

Antalya Havzası'nda 1980-2022 döneminde M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre SPEI-3 tabanlı kuraklığın mevsimlik ve yıllık zamansal eğilimleri incelendiğinde, SPEI-3 değerlerinin mevsimlik ve yıllık zaman dizilerinde azalma eğilimleri tespit edilmiştir. Söz konusu azalma eğilimleri yıllık zaman dizisinde her on yılda -0.12 değeriyle %95 güven düzeyinde ($p < 0.05$) anlamlı olmuştur. Diğer mevsimlerde ise istatistiksel olarak anlamlı olmayan azalma eğilimleri gözlenmiştir (Tablo 3).

SPEI-3 kuraklık kategorilerine göre Antalya Havzası'nda (09) kuraklık koşulları, iki dönem arasında (1980-2001 ve 2002-2022) karşılaştırmalı olarak analiz edildiğinde kuraklığın mevsimlik ve yıllık zamansal değişimleri daha iyi anlaşılmaktadır (Şekil 8). Bu zamansal değişimlere ilişkin bulgular aşağıda kısaca özetlenmiştir.

- İlkbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %13.8 iken ikinci dönemde %16.1'e önemli bir artış göstermiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ise %4.6'dan %1.6'ya düşmüştür. Ekstrem kurak kategorisinde ilk dönemde %1.5 oranında gözlenen kuraklık, ikinci dönemde gözlenmemiştir.

- Yaz mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %9.1'den %4.8'e düşerken; şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ise %1.5'ten %9.5'e yükselmiştir. Ekstrem kurak kategorisinde kuraklık olayları ise her iki dönemde de gözlenmemiştir.

- Sonbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %3'ten %12.9'a büyük bir artış göstermiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %1.5'ten %3.2'ye çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisinde kuraklık olayları ise her iki dönemde de görülmemiştir.

- Kış mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %4.5'ten %11.3'e yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklıklar ise ilk dönemde %3 oranında gözlenirken ikinci dönemde hiç görülmemiştir. Ekstrem kurak olaylar her iki dönemde de görülmemiştir.

- Yıllık olarak, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %7.6'dan %11.2'ye büyük oranda artış göstermiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %2.7'den %3.6'ya çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları ilk dönemde %0.4 iken ikinci dönemde hiç gözlenmemiştir.

Bu bulgular, SPEI-3 tabanlı kuraklık indisine göre Antalya Havzası'ndaki kuraklık koşullarının özellikle yıllık bazda önemli ölçüde şiddetlendiğini göstermektedir. SPEI-3'ün yıllık zaman dizisinde her on yılda -0.12'lik bir azalma eğilimi tespit edilmiş olup, bu eğilim ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve şiddetli kuraklık olaylarındaki artışlarla uyumlu olmuştur. Bu durum, yıllık olarak kuraklıkların hem sıklık hem de şiddet açısından artış gösterdiğini ortaya koymaktadır. M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre diğer mevsimlerin zaman dizilerinde her ne kadar anlamlı bir azalma eğilimi tespit edilmemişse de ilkbahar, yaz, sonbahar ve kış mevsimlerinin kuraklık kategorilerinde ilk döneme kıyasla ikinci dönemde önemli değişiklikler gözlenmiştir. İlkbahar mevsiminde orta kuraklık olaylarındaki artış, bu mevsimde daha sık kuraklıkların yaşandığını göstermektedir. Ancak şiddetli kuraklık olaylarındaki düşüş, bu dönemde aşırı şiddetli kuraklıkların azaldığını ortaya koymaktadır. Yaz mevsiminde orta kurak kategorisindeki kuraklıkların sıklığında bir azalma gözlenmişken şiddetli kuraklık olaylarındaki belirgin artış yaşanmıştır. Bu bulgu yaz aylarının kuraklık açısından daha şiddetli geçtiğine işaret eder. Sonbahar mevsiminde hem orta hem de şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarının sıklığında belirgin artışlar gözlenmiştir. Sonbahardaki bu değişimler, meteorolojik kuraklığın sonbaharda hem sıklık hem de şiddet açısından daha yoğun hale geldiğini ve kurak sezonun sonbahara doğru kayma eğiliminde olduğunu işaret etmektedir. Kış mevsiminde orta kurak kategorisindeki kuraklıkların sıklığı belirgin bir artış göstermiş, ancak şiddetli kuraklık olaylarında düşüş yaşanmıştır. Bu da kış aylarında daha sık fakat daha az şiddetli kuraklıkların yaşandığını göstermektedir.

SPEI-3 değerlerine göre 1980-2022 döneminde ekstrem kurak yıl (≤ -2) 1989 yılının Nisan ayında (-2.01) gerçekleşmiştir. En uzun süren kuraklık ise 2008 yılının Mart ayı ile Ağustos ayı arasında yaşanmış ve 6 ay sürmüştür. En uzun süren ekstrem kuraklık dönemi kaydedilmemiştir.

4.3.2. SPEI-6 Tabanlı Kuraklığın Değişim ve Eğilimleri

Antalya Havzası'nda 1980-2022 döneminde M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre SPEI-6 tabanlı kuraklığın mevsimlik ve yıllık zamansal eğilimleri incelendiğinde, SPEI-6 değerlerinin mevsimlik ve yıllık zaman dizilerinde azalma eğilimleri tespit edilmiştir. Söz konusu azalma eğilimleri sonbahar, kış ve yıllık zaman dizilerinde sırasıyla her on yılda -0.16, -0.23 ve -0.18 değerleriyle %95 güven düzeyinde ($p < 0.05$) anlamlı bulunmuştur (Tablo 3).

SPEI-6 kuraklık kategorilerine göre Antalya Havzası'nda (09) kuraklık koşulları, iki dönem arasında (1980-2001 ve 2002-2022) karşılaştırmalı olarak analiz edildiğinde kuraklığın mevsimlik ve yıllık zamansal değişimleri daha iyi anlaşılmaktadır (Şekil 9). Bu zamansal değişimlere ilişkin bulgular aşağıda kısaca özetlenmiştir.

- İlkbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %9.2'den %14.3'e büyük oranda artmıştır. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %1.5'ten %7.9'a çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisinde kuraklık olayları ise ilk dönemde %3.1 oranında gözlenmiş, ikinci dönemde görülmemiştir.

- Yaz mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %9.2'den %9.5 oranına yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklıklar ilk dönemde gözlenmezken ikinci dönemde %6.3 oranında gözlenmeye başlanmıştır. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %3.1'den %3.2'ye az oranda artmıştır.

- Sonbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %6.1'den %11.3'e büyük oranda artmıştır. Şiddetli ve ekstrem kuraklık olayları ilk dönemde gözlenmezken ikinci dönemde sırasıyla %4.8 ve %1.6 oranlarında gözlenmeye başlanmıştır.

- Kış mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %9.2'den %4.8'e düşerken; şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %1.5'ten %4.8'e yükselmiştir. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları ilk dönemde gözlenmezken ikinci dönemde %1.6 oranında görülmüştür.

- Yıllık olarak değerlendirildiğinde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %8.4'ten %10 oranına çıkmış, şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansının oranı %0.8'den %6'ya yükselmiştir. Ekstrem kuraklık oranı %1.5'ten %1.6'ya az oranda artarak yükselmiştir.

Bu bulgular, SPEI-6 tabanlı kuraklık indisine göre Antalya Havzası'ndaki kuraklık koşullarının özellikle sonbahar, kış mevsimlerinde ve yıllık olarak belirgin bir şekilde şiddetlendiğini göstermektedir. Havzada sonbahar mevsiminde SPEI-6 değerlerinde %95 güven düzeyinde her on yılda -0.16'lık azalma eğilimi tespit edilmiş olup, bu eğilim ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışlarla tutarlıdır. Bu sonuçlar, sonbahar mevsiminde kuraklıkların hem sıklık hem de şiddet açısından arttığını göstermektedir. Ayrıca kurak sezonun sonbahara doğru genişlediğine işaret etmektedir. Kış mevsiminde SPEI-6 değerlerinde %95 güven düzeyinde her on yılda -0.18'lik azalma eğilimi tespit edilmiştir. SPEI-6 değerindeki bu azalma eğilimi kuraklığın şiddetini artırdığını göstermekte olup, bu durum ilk döneme kıyasla ikinci dönemde şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışlarla uyumlu bir tablo sergilemektedir. Bu gözlemler kış mevsiminde daha nadir ancak daha şiddetli kuraklıkların yaşandığını ortaya koymaktadır. Yıllık olarak SPEI-6 değerlerinde %95 güven düzeyinde her on yılda -0.23'lük azalma eğilimi tespit edilmiş olup bu azalma eğilimi ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve şiddetli kuraklık olaylarındaki artışlarla uyumlu olmuştur. Bu durum, havzanın genel olarak daha kurak koşullara kaydığını ve yıllık bazda kuraklıkların daha sık ve şiddetli hale geldiğini göstermektedir. İlkbahar ve yaz mevsimlerinin zaman dizilerinde anlamlı bir azalma eğilimi tespit edilmemesine rağmen, dönemsel karşılaştırmalar sonucunda bu mevsimlerde gözlenen orta ve şiddetli kuraklık olaylarındaki artışlar, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde kuraklığın hem sıklık hem de şiddet açısından arttığını ortaya koymaktadır.

SPEI-6 değerlerine göre 1980-2022 döneminde ekstrem kurak yıllar (≤ -2) 1989 yılının Haziran ayında (-2.31), 2001 yılının Mart ayında (-2.11), 2008 yılının Haziran ayında (-2.38) ve 2020 yılının Aralık ayında (-2.08) gerçekleşmiştir. En uzun süren kuraklık ise 2020 yılının Eylül ayı ile 2021 yılının Ekim ayı arasında yaşanmış ve 14 ay sürmüştür. En uzun süren ekstrem kuraklık dönemi ise 1989 yılının Mayıs ile Temmuz ayları arasında 3 ay sürmüştür.

4.3.3. SPEI-12 Tabanlı Kuraklığın Değişim ve Eğilimleri

Antalya Havzası'nda 1980-2022 döneminde M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre SPEI-12 tabanlı kuraklığın mevsimlik ve yıllık zamansal eğilimleri incelendiğinde, SPEI-12

değerlerinin azalma eğilimleri gösterdiği tespit edilmiştir. Söz konusu azalma eğilimleri ilkbahar, yaz, sonbahar ve yıllık zaman dizilerinde sırasıyla her on yılda -0.26, -0.25, -0.26 ve -0.27 değerleriyle %95 güven düzeyinde ($p < 0.05$) anlamlı olmuştur. Kış mevsiminde ise -0.31 değeriyle %99 güven düzeyinde ($p < 0.01$) anlamlı azalma eğilimi göstermiştir (Tablo 3).

SPEI-12 kuraklık kategorilerine göre Antalya Havzası'nda (09) kuraklık koşulları, iki dönem arasında (1980-2001 ve 2002-2022) karşılaştırmalı olarak analiz edildiğinde kuraklığın mevsimlik ve yıllık zamansal değişimleri daha iyi anlaşılmaktadır (Şekil 10). Bu zamansal değişimlere ilişkin bulgular aşağıda kısaca özetlenmiştir.

- İlkbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %6.1'den %3.2'ye düşmüştür. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ise %4.5'ten %7.9'a büyük oranda artmıştır. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları ilk dönemde gözlenmezken ikinci dönemde %1.6 oranında gözlenmeye başlanmıştır.

- Yaz mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %9.4'ten %6.3'e düşmüştür. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %4.7'den %4.8'e küçük bir artış göstermiştir. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları ilk dönemde gözlenmezken ikinci dönemde %4.8 frekansıyla gözlenmeye başlanmıştır.

- Sonbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %6.2'den %7.9'a yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %1.5'ten %9.5'e büyük oranda artmıştır. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları ilk dönemde gözlenmezken ikinci dönemde %1.6 oranında ortaya çıkmıştır.

- Kış mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık oranı %9.1'den %14.3'e büyük oranda artış göstermiştir. Şiddetli ve ekstrem kuraklık olayları ilk dönemde gözlenmezken ikinci dönemde sırasıyla %3.2 ve %1.6 oranlarında gözlenmeye başlanmıştır.

- Yıllık olarak orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %7.7'den %7.9'a hafif bir artış göstermiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %2.7'den %6.3'e yükselmiştir. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları ise ilk dönemde gözlenmezken ikinci dönemde %2.4 frekans oranına ulaşmıştır.

Bu bulgular, SPEI-12 tabanlı kuraklık indisine göre Antalya Havzası'ndaki kuraklık koşullarının tüm mevsimlerde ve yıllık olarak belirgin bir şekilde şiddetlendiğini göstermektedir. Havzada ilkbahar mevsiminde SPEI-12 değerlerinde her on yılda -0.26'lık azalma eğilimi %95 güven düzeyinde anlamlı bulunmuştur. Bu azalma eğilimi ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta kurak kategorisindeki kuraklıkların sıklığındaki düşüşe rağmen şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışlarla tutarlı olmuştur. Bu durum, ilkbaharda daha nadir ancak daha şiddetli kuraklıkların yaşandığını göstermektedir. Yaz mevsiminde SPEI-12 değerlerinde %95 güven düzeyinde her on yılda -0.25'lik azalma eğilimi gözlenmiştir. Bu eğilim, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta kuraklık olaylarındaki düşüşe rağmen şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışlarla uyumlu olup bu bulgular yaz mevsiminde daha şiddetli kuraklıkların yaşanmaya başladığını göstermektedir. Sonbahar mevsiminde SPEI-12 değerlerinde her on yılda -0.26'lık azalma eğilimi %95 güven düzeyinde anlamlı bulunmuş olup bu durum ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışlarla tutarlı olmuştur. Bu durum, sonbaharda kuraklıkların sıklık ve şiddet açısından arttığını ve kurak sezonunun sonbahara doğru genişlediğini göstermektedir. Kış mevsiminde SPEI-12 değerlerinde her on yılda -0.31'lik azalma eğilimi %99 güven düzeyinde anlamlı bulunmuştur. Bu eğilim, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki belirgin artışlarla uyumlu olup, bu durum kış aylarında kuraklıkların daha şiddetli hale geldiğini göstermektedir. Yıllık olarak SPEI-12 değerlerinde her on yılda -0.27'lik azalma eğilimi %95 güven düzeyinde anlamlı olmuştur. Bu azalma eğilimi, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde

şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışlarla tutarlıdır. Bu bulgular, yıllık olarak havzanın giderek daha kurak koşullara kaydığını ve kuraklıkların hem sıklık hem de şiddet açısından arttığını ortaya koymaktadır.

SPEI-12 değerlerine göre 1980-2022 döneminde ekstrem kurak yıllar (≤ -2) 2007 yılının Ekim ayında (-2.19), 2008 yılının Aralık ayında (-2.21) ve 2021 yılının Mayıs ayında (-2.44) gerçekleşmiştir. En uzun süren kuraklık ise 2020 yılının Aralık ayı ile 2022 yılının Ocak ayı arasında yaşanmış ve 14 ay sürmüştür. En uzun süren ekstrem kuraklık dönemi ise 2021 yılının Mayıs ile Ağustos ayları arasında 4 ay sürmüştür.

4.4. Batı Karadeniz Havzası (13)

4.4.1. SPEI-3 Tabanlı Kuraklığın Değişim ve Eğilimleri

Batı Karadeniz Havzası'nda 1980-2022 döneminde M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre SPEI-3 tabanlı kuraklığın mevsimlik ve yıllık zamansal dizilerinde azalma eğilimleri tespit edilmiştir. Söz konusu azalma eğilimleri kış mevsiminde her on yılda -0.22 değeriyle %95 güven düzeyinde ($p < 0.05$); sonbahar mevsiminde her on yılda -0.24 değeriyle %99 güven düzeyinde ($p < 0.01$); yıllık olarak her on yılda -0.20 değeriyle %99.9 güven düzeyinde ($p < 0.001$) anlamlı olmuştur (Tablo 3).

SPEI-3 kuraklık kategorilerine göre Batı Karadeniz Havzası'nda (13) kuraklık koşulları, iki dönem arasında (1980-2001 ve 2002-2022) karşılaştırmalı olarak analiz edildiğinde kuraklığın mevsimlik ve yıllık zamansal değişimleri daha iyi anlaşılmaktadır (Şekil 11). Bu zamansal değişimlere ilişkin bulgular aşağıda kısaca özetlenmiştir.

- İlkbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %7.6'dan %9.5'e yükselmiş, şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ise %6.1'den %3.2'ye düşmüştür. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları ilk dönemde %1.5 oranında gözlenirken ikinci dönemde hiç gözlenmemiştir.

- Yaz mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık oranı %4.5'ten %15.9'a ciddi bir artış göstermiştir. Şiddetli ve ekstrem kuraklık olayları ilk dönemde hiç gözlenmezken ikinci dönemde sırasıyla %9.5 ve %3.2 oranlarında görülmüştür.

- Sonbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %6.1'den %4.8'e düşerken; şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %1.5'ten %3.2'ye yükselmiştir. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları ilk dönemde hiç gözlenmezken ikinci dönemde %6.3 oranında gözlenmiştir.

- Kış mevsiminde orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %9.1'den %11.1'e artmış; şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %1.5'ten %1.6'ya hafif bir artış göstermiştir. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %1.5 oranında gözlenirken ikinci dönemde %3.2 oranında gözlenmiştir.

- Yıllık değerlendirmede, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %6.8'den %10.3 oranına çıkmış, şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %2.3'ten %4.4'e yükselmiştir. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları ilk dönemde %0.8 oranında gözlenirken ikinci dönemde %3.2'ye yükselmiştir.

Bu bulgular, SPEI-3 tabanlı kuraklık indisine göre Batı Karadeniz Havzası'ndaki kuraklık koşullarının özellikle sonbahar, kış mevsimlerinde ve yıllık olarak belirgin bir şekilde şiddetlendiğini göstermektedir. Havzada sonbahar mevsiminde SPEI-3 değerlerinde her on yılda -0.24'lük azalma eğilimi %99 güven düzeyinde anlamlıdır. Bu eğilim ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışlarla uyumludur. Bu bulgular sonbaharda kuraklıkların sıklık ve şiddet açısından arttığını ve kurak sezonun sonbahara doğru uzadığını göstermektedir. Kış mevsiminde SPEI-3 değerlerinde %95 güven düzeyinde her on yılda -0.22'lik azalma eğilimi

gözlenmiştir. Bu azalma eğilimi, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışlarla uyumlu olup bu kategorilerdeki artışlar kış aylarında daha şiddetli kuraklıkların yaşandığını göstermektedir. Yıllık olarak SPEI-3 değerlerinde her on yılda -0.20'lik azalma eğilimi %99.9 güven düzeyinde anlamlı bulunmuştur. Bu azalma eğilimi ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışlarla tutarlıdır. Bu durum yıllık olarak havzanın giderek daha kurak koşullara kaydığını ve kuraklıkların sıklık ve şiddet açısından arttığını göstermektedir. İlkbahar ve yaz mevsimlerinin zaman dizilerinde istatistiksel olarak anlamlı bir azalma eğilimi gözlenmemesine rağmen ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve şiddetli kuraklık kategorilerindeki değişimler dikkat çekicidir. İlkbahar mevsiminde orta kuraklık olaylarında artış gözlenirken şiddetli kuraklık olaylarının azalması, kuraklıkların orta düzeyde baskın hale geldiğini ortaya koymaktadır. Yaz mevsiminde orta kuraklık olaylarında ciddi bir artışın gözlenmesi ve ekstrem kuraklık olaylarının ikinci dönemde ortaya çıkması yaz aylarının kuraklık açısından daha şiddetli geçmeye başladığını ve daha sık kuraklıkların görüldüğünü ortaya koymaktadır. Ayrıca ilkbahar mevsimi hariç diğer mevsimlerde ve yıllık olarak ilk döneme kıyasla ikinci dönemde ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olaylarının frekansında görülen büyük artış oranları, Batı Karadeniz Havzası'nda nadir ve çok şiddetli kuraklık olaylarının belirgin bir biçimde arttığını göstermektedir. Bu durum havzada aşırı kuraklıkların görülme olasılığının da arttığını işaret etmektedir.

SPEI-3 değerlerine göre 1980-2022 döneminde ekstrem kurak yıllar (≤ -2) 1989 yılının Nisan ayında (-2.51), 2001 yılının Ocak ayında (-2.47), 2003 yılının Temmuz ayında (-2.02), 2007 yılının Temmuz ayında (-2.24), 2014 yılının Şubat ayında (-2.42), 2019 yılının Kasım ayında (-2.06), ve 2020 yılının Ekim ayında (-2.43) gerçekleşmiştir. En uzun süren kuraklık ise 3 kez yaşanmış olup her biri 6 ay sürmüştür: 1994 yılının Şubat ayı ile Temmuz ayı arasında, 2007 yılının Nisan ayı ile Eylül ayı arasında ve 2020 yılının Eylül ayı ile 2021 yılının Şubat ayı arasında. En uzun süren ekstrem kuraklık dönemi ise 2020 yılının Eylül ile Aralık ayları arasında 4 ay sürmüştür.

4.4.2. SPEI-6 Tabanlı Kuraklığın Değişim ve Eğilimleri

Batı Karadeniz Havzası'nda 1980-2022 döneminde M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre SPEI-6 tabanlı kuraklıkların mevsimlik ve yıllık zaman dizilerinde azalma eğilimleri tespit edilmiştir. Söz konusu azalma eğilimleri, yaz mevsimi dışında, ilkbahar mevsiminde her on yılda -0.22 değeriyle %95 güven düzeyinde ($p < 0.05$), sonbahar mevsiminde her on yılda -0.29 değeriyle %99 güven düzeyinde ($p < 0.01$), kış ve yıllık zaman dizilerinde sırasıyla her on yılda -0.38 ve -0.27 değeriyle %99.9 güven düzeyinde ($p < 0.001$) istatistiksel olarak anlamlı olmuştur (Tablo 3).

SPEI-6 kuraklık kategorilerine göre Batı Karadeniz Havzası'nda (13) kuraklık koşulları, iki dönem arasında (1980-2001 ve 2002-2022) karşılaştırmalı olarak analiz edildiğinde kuraklığın mevsimlik ve yıllık zamansal değişimleri daha iyi anlaşılmaktadır (Şekil 12). Bu zamansal değişimlere ilişkin bulgular aşağıda kısaca özetlenmiştir.

- İlkbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık oranı %4.5'ten %8.1 oranına yükselmiştir. Şiddetli kuraklık ilk dönemde gözlenmezken ikinci dönemde %6.5 oranında görülmüştür. Ekstrem kurak kategorisinde kuraklık olayları ise ilk dönemde %4.5 oranında gözlenirken ikinci dönemde bu oran %1.6'ya düşmüştür.

- Yaz mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %6.2'den %19.4'e önemli oranda artmıştır. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %3.1'den %8.1'e yükselmiştir. Ekstrem kuraklık kategorisine ait frekanslar ilk dönemde gözlenmezken ikinci dönemde %1.6 oranında gözlenmiştir.

- Sonbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık oranı %1.5'ten %22.6'ya büyük oranda artış göstermiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %1.5'ten %4.8'e

yükselmiştir. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde gözlenmezken ikinci dönemde %3.2 oranında ortaya çıkmıştır.

- Kış mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %3.1'den %11.1'e yükselmiştir. Şiddetli kuraklıklar her iki dönemde %1.5 ve %1.6 oranlarında gerçekleşmiştir. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları ilk dönemde gözlenmezken ikinci dönemde %4.8 oranında ortaya çıkmıştır.

- Yıllık olarak değerlendirildiğinde orta kurak kategorisindeki kuraklık oranı %3.8'den %15.3'e yükselmiş, şiddetli kuraklık %1.5'ten %5.2'ye çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisinde kuraklık olayları ise %1.1'den %2.8'e yükselmiştir.

Bu bulgular, SPEI-6 tabanlı kuraklık indisine göre Batı Karadeniz Havzası'ndaki kuraklık koşullarının özellikle ilkbahar, sonbahar, kış mevsimlerinde ve yıllık olarak belirgin bir şekilde şiddetlendiğini göstermektedir. Havzada ilkbahar mevsiminde SPEI-6 değerlerinde her on yılda -0.22'lik azalma eğilimi %95 güven düzeyinde anlamlı bulunmuş olup bu eğilim ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta kuraklık olaylarının oranındaki artışla tutarlı olmuştur. Ayrıca şiddetli kuraklık olayları ikinci dönemde önemli ölçüde artarken ekstrem kuraklık olaylarındaki düşüş, aşırı kuraklıkların bu mevsimde daha nadir hale geldiğini göstermektedir. Tüm bu gözlemler ilkbaharda daha sık ve daha şiddetli kuraklıkların yaşandığını ortaya koymaktadır. Sonbahar mevsiminde SPEI-6 değerlerinde her on yılda -0.29'luk azalma eğilimi %99 güven düzeyinde anlamlı bulunmuştur. Bu azalma eğilimi ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışlarla uyumludur. Bu bulgular sonbaharda kuraklıkların sıklık ve şiddet açısından arttığını, ayrıca kurak sezonun sonbahara doğru uzadığını göstermektedir. Kış mevsiminde SPEI-6 değerlerinde her on yılda -0.38'lik azalma eğilimi %99.9 güven düzeyinde anlamlı olup bu azalma ilk döneme kıyasla ikinci dönemde özellikle orta ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışla uyumludur. Bu bulgular kış mevsiminde kuraklık olaylarının sıklığının arttığını ve daha şiddetli kuraklıkların yaşandığını göstermektedir. Yıllık olarak SPEI-6 değerlerinde her on yılda -0.27'lik azalma eğilimi %99.9 güven düzeyinde anlamlı olmuştur. Söz konusu azalma eğilimi ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışlarla tutarlılık göstermiştir. Bu bulgularda yıllık olarak havzanın giderek daha kurak koşullara kaydığını, ayrıca kuraklığın hem sıklık hem de şiddet açısından arttığını göstermektedir. Yaz mevsiminde SPEI-6 değerlerinde istatistiksel olarak anlamlı azalma eğilimi görülmemekle birlikte ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta, şiddetli ve ekstrem kuraklık oranları artmıştır. Bu artış yaz mevsiminde kuraklıkların sıklık ve şiddet açısından arttığını göstermektedir. Meteorolojik kuraklıkta olduğu gibi, tarımsal kuraklıkta da ilkbahar mevsimi hariç diğer mevsimlerde ve yıllık bazda, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde ekstrem kuraklık kategorisindeki olayların frekansında büyük bir artış gözlenmiştir. Bu durum, Batı Karadeniz Havzası'nda nadir ve çok şiddetli kuraklık olaylarının arttığını ve havzada aşırı kuraklıkların görülme olasılığının yükseldiğini göstermektedir.

SPEI-6 değerlerine göre 1980-2022 döneminde ekstrem kurak yıllar (≤ -2) 1994 yılının Mayıs ayında (-2.06), 2001 yılının Mart ayında (-2.51), 2007 yılının Temmuz ayında (-2.33), 2014 yılının Nisan ayında (-2.17), 2020 yılının Aralık ayında (-2.98), ve 2021 yılının Ocak ayında (-2.78) gerçekleşmiştir. En uzun süren kuraklık ise 1994 yılının Şubat ayı ile Ekim ayı arasında ve 2007 yılının Mart ayı ile Kasım ayı arasında yaşanmış olup her biri 9 ay sürmüştür. En uzun süren ekstrem kuraklık dönemi ise 2020 yılının Kasım ayı ile 2021 yılının Şubat ayı arasında 4 ay sürmüştür.

4.4.3. SPEI-12 Tabanlı Kuraklığın Değişim ve Eğilimleri

Batı Karadeniz Havzası'nda 1980-2022 döneminde M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre SPEI-12 tabanlı kuraklığın mevsimlik ve yıllık zaman dizilerinde azalma eğilimleri tespit edilmiştir. Söz konusu azalma eğilimleri, ilkbahar, yaz, sonbahar, kış ve yıllık zaman dizilerinde

%99.9 güven düzeyinde ($p < 0.001$) sırasıyla her on yılda -0.40, -0.40, -0.37, -0.41 ve -0.40 değeriyle anlamlı olmuştur (Tablo 3).

SPEI-12 kuraklık kategorilerine göre Batı Karadeniz Havzası'nda (13) kuraklık koşulları, iki dönem arasında (1980-2001 ve 2002-2022) karşılaştırmalı olarak analiz edildiğinde kuraklığın mevsimlik ve yıllık zamansal değişimleri daha iyi anlaşılmaktadır (Şekil 13). Bu zamansal değişimlere ilişkin bulgular aşağıda kısaca özetlenmiştir.

- İlkbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık oranı %4.6'dan %12.7'ye büyük oranda artış göstermiştir. Şiddetli kuraklıklar ilk dönemde hiç gözlenmezken ikinci dönemde %14.3 oranında ortaya çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisinde kuraklık olayları ise her iki dönemde de gözlenmemiştir.

- Yaz mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık oranı %6.1'den %16.1 büyük oranda artarak yükselmiştir. Şiddetli kuraklık %3 oranından %6.5'e çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları ilk dönemde hiç gözlenmezken ikinci dönemde %1.6 oranında gözlenmeye başlanmıştır.

- Sonbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık oranı %1.5'ten %8.1'e büyük oranda yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %6.2'den %6.5'e artış göstermiştir. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %1.5'ten %4.8'e yükselmiştir.

- Kış mevsiminde, orta, şiddetli ve ekstrem kuraklıklar ilk dönemde gözlenmezken ikinci dönemde sırasıyla %12.7, %9.5 ve %4.8 frekanslarında gözlenmiştir.

- Yıllık olarak değerlendirildiğinde, orta kurak kategorisindeki kuraklık oranı %3.1'den %12.4'e büyük oranda artış göstermiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %2.3'ten %9.2'ye yükselmiş, ekstrem kuraklık ise %0.4'ten %2.8'e çıkmıştır.

Bu bulgular, SPEI-12 tabanlı kuraklık indisine göre Batı Karadeniz Havzası'ndaki kuraklık koşullarının tüm mevsimlerde ve yıllık olarak belirgin bir şekilde şiddetlendiğini göstermektedir. Havzada ilkbahar mevsiminde SPEI-12 değerlerinde her on yılda -0.40'lık azalma eğilimi %99.9 güven düzeyinde anlamlı bulunmuştur. Bu azalma eğilimi ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta kurak kategorisindeki kuraklıkların sıklığındaki artışla ve şiddetli kuraklık olaylarının ikinci dönemde görülmeye başlanmasıyla uyumludur. Bu bulgular ilkbahar mevsiminde kuraklıkların hem sıklık hem de şiddet açısından arttığını ortaya koymaktadır. Yaz mevsiminde SPEI-12 değerlerinde her on yılda -0.40'lık azalma eğilimi %99.9 güven düzeyinde anlamlı bulunmuş olup bu azalma eğilimi ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve şiddetli kuraklık olaylarındaki artışlarla uyumludur. Tüm bunlar yaz mevsiminde kuraklığın sıklığı ve şiddetinin arttığını göstermektedir. Sonbahar mevsiminde SPEI-12 değerlerinde her on yılda -0.37'lik azalma eğilimi %99.9 güven düzeyinde anlamlı olmuştur. Bu anlamlı azalma eğilimi ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışlarla tutarlıdır. Bu bulgular sonbaharda kuraklıkların sıklık ve şiddet açısından arttığını ve sonbahar mevsiminin daha kurak geçtiğine işaret eder. Ayrıca bu bulgular kurak sezonun sonbahara doğru kaydığını da göstermektedir. Kış mevsiminde SPEI-12 değerlerinde her on yılda -0.41'lik azalma eğilimi %99.9 güven düzeyinde anlamlı bulunmuş olup bu eğilim ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki belirgin artışlarla uyumludur. Bu bulgular kış mevsiminde kuraklıkların daha sık ve daha şiddetli hale geldiğini göstermektedir. Yıllık olarak SPEI-12 değerlerinde her on yılda -0.40'lık azalma eğilimi %99.9 güven düzeyinde anlamlı bulunmuştur. Bu azalma eğilimi ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışlarla tutarlıdır. Tüm bu bulgular yıllık bazda havzanın giderek daha kurak koşullara kaydığını ve kuraklıkların hem sıklık hem de şiddet açısından arttığını göstermektedir. Ayrıca ilkbahar dışındaki mevsimlerde ve yıllık olarak ekstrem kuraklık kategorisindeki olayların sıklığı ilk döneme göre ikinci dönemde belirgin bir artış göstermiştir. Bu

artış Batı Karadeniz Havzası'nda nadir ve çok şiddetli kuraklık olaylarının sayısında dikkat çekici bir yükselişi ve aşırı kuraklıkların görülme olasılığının arttığını işaret etmektedir.

SPEI-12 değerlerine göre 1980-2022 döneminde ekstrem kurak yıllar (≤ -2) 1994 yılının Eylül ayında (-2.16), 2007 yılının Temmuz ayında (-2.17), 2020 yılının Aralık ayında (-2.19), ve 2021 yılının Şubat ayında (-2.36) gerçekleşmiştir. En uzun süren kuraklık ise 2006 yılının Ekim ayı ile 2008 yılının Ağustos ayı arasında yaşanmış ve 23 ay sürmüştür. En uzun süren ekstrem kuraklık dönemi ise 2007 yılının Eylül ile Kasım ayları ve 2020 yılının Aralık ayı ile 2021 yılının Şubat ayı arasında 3 ay sürmüştür.

4.5. Konya Kapalı Havzası (16)

4.5.1. SPEI-3 Tabanlı Kuraklığın Değişim ve Eğilimleri

Konya Kapalı Havzası'nda 1980-2022 döneminde M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre SPEI-3 tabanlı kuraklık eğilimleri incelendiğinde hem mevsimlik hem de yıllık zaman dizilerinde belirgin azalma eğilimleri tespit edilmiştir. SPEI-3 değerlerinde yaz mevsiminde her on yılda -0.23 oranında bir azalma yaşanmış olup bu eğilim %95 güven düzeyinde ($p < 0.05$) anlamlıdır. Sonbahar ve yıllık zaman dizilerinde ise sırasıyla -0.28 ve -0.22 oranında azalma eğilimleri gözlenmiş ve bu eğilimler %99 güven düzeyinde ($p < 0.01$) anlamlı bulunmuştur. İlkbahar ve kış mevsimlerinde ise azalma eğilimleri anlamlı olmamıştır (Tablo 3).

SPEI-3 kuraklık kategorilerine göre Konya Kapalı Havzası'nda (16) kuraklık koşulları, iki dönem arasında (1980-2001 ve 2002-2022) karşılaştırmalı olarak analiz edildiğinde kuraklığın mevsimlik ve yıllık zamansal değişimleri daha iyi anlaşılmaktadır (Şekil 14). Bu zamansal değişimlere ilişkin bulgular aşağıda kısaca özetlenmiştir.

- İlkbahar mevsiminde, orta ve şiddetli kurak kategorilerinde ilk dönemde %4.5 olan kuraklık frekansı ikinci dönemde %7.9'a çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisinde ise ilk dönemde %1.5 oranında kuraklık frekansı gözlenmişken ikinci dönemde bu kategoride kuraklık olayı yaşanmamıştır.

- Yaz mevsiminde, orta kurak kategorisinde ilk dönemde %3.1 olan kuraklık frekansı ikinci dönemde büyük oranda artarak %20.6'ya yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisinde ise %4.6 olan kuraklık frekansı ikinci dönemde %3.2'ye düşmüştür. Ekstrem kurak kategorisinde her iki dönemde de kuraklık yaşanmamıştır.

- Sonbahar mevsiminde, orta kurak kategorisinde ilk dönemde %7.6 olan kuraklık frekansı ikinci dönemde %7.9'a hafif bir artış göstermiştir. Şiddetli kurak kategorisinde ise %1.5 olan kuraklık frekansı ikinci dönemde %7.9'a çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisinde ilk dönemde kuraklık gözlenmemişken ikinci dönemde %1.6 oranında ekstrem kuraklık gözlenmeye başlanmıştır.

- Kış mevsiminde, orta kurak kategorisinde ilk dönemde %4.5 olan kuraklık frekansı ikinci dönemde önemli oranda artarak %14.3'e yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisinde ise %4.5 olan kuraklık frekansı ikinci dönemde %3.2'ye düşmüştür. Ekstrem kurak kategorisinde ise her iki dönemde de kuraklık yaşanmamıştır.

- Yıllık olarak değerlendirildiğinde, orta kurak kategorisinde ilk dönemde %4.9 olan kuraklık frekansı ikinci dönemde %12.7'ye çıkmıştır. Şiddetli kurak kategorisinde %3.8 olan kuraklık frekansı ikinci dönemde %5.6'ya yükselmiştir. Ekstrem kurak kategorisinde ise %0.4 oranında gözlenen kuraklık, her iki dönemde de sabit kalmıştır.

Bu bulgular, SPEI-3 tabanlı kuraklık indisine göre Konya Kapalı Havzası'ndaki kuraklık koşullarının özellikle yaz, sonbahar ve yıllık dönemlerde belirgin bir şekilde şiddetlendiğini ortaya koymaktadır. Yaz mevsiminde, SPEI-3 değerlerinde %95 güven düzeyinde her on yılda -0.23'lük bir azalma eğilimi tespit edilmiştir. Bu eğilim, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta kuraklık

olaylarının oranındaki büyük artışla tutarlıdır. Bu bulgular, yaz mevsiminde orta şiddetli kuraklıkların baskın hale geldiğini göstermektedir. Sonbahar ve yıllık zaman dizilerinde sırasıyla %99 güven düzeyinde her on yılda -0.28 ve -0.22'lik azalma eğilimleri gözlenmiş olup bu azalma eğilimleri ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışlarla uyumlu olmuştur. Sonbahar mevsiminde özellikle şiddetli kuraklık olaylarındaki artış, kuraklıkların hem sıklığının hem de şiddetinin arttığını ve kurak sezonun sonbahara doğru genişlediğini göstermektedir. M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre ilkbahar ve kış mevsimlerinin zaman dizilerinde anlamlı azalma eğilimleri görülmesi de dönemsel karşılaştırmalar bu mevsimlerde kuraklığın iki dönem arasında önemli oranda değiştiğini ortaya koymaktadır. İlkbahar mevsiminde, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve şiddetli kuraklık olaylarında artışlar gözlenmiştir. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları ikinci dönemde görülmemiştir. Bu bulgular, ilkbaharda daha sık ve şiddetli kuraklık yaşandığını göstermekte ancak aşırı kuraklıkların azaldığına işaret etmektedir. Kış mevsiminde, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta kuraklık olaylarında dikkat çekici bir artış görülmüştür. Bu artış, kış aylarında orta şiddetli kuraklıkların baskın hale geldiğini göstermektedir.

SPEI-3 değerlerine göre 1980-2022 döneminde iki ekstrem kuraklık yılı yaşanmıştır: 2001 Mart ayında (-2.25) ve 2020 Ekim ayında (-2.31). En uzun süren kuraklıklar ise iki kez gerçekleşmiş olup, ilki 2008 Mart-Ağustos ayları arasında, diğeri ise 2020 Eylül-2021 Şubat ayları arasında olmak üzere her biri 6 ay sürmüştür. En uzun ekstrem kuraklık dönemi ise 2020 Ekim-Aralık ayları arasında 3 ay boyunca devam etmiştir.

4.5.2. SPEI-6 Tabanlı Kuraklığın Değişim ve Eğilimleri

Konya Kapalı Havzası'nda 1980-2022 döneminde M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre SPEI-6 tabanlı kuraklığın mevsimlik ve yıllık zamansal eğilimleri incelendiğinde, mevsimlik ve yıllık zaman dizilerinde azalma eğilimleri tespit edilmiştir. Bu azalma eğilimleri yaz ve kış mevsimlerinde sırasıyla her on yılda -0.34 ve -0.27 değerleriyle %99 güven düzeyinde ($p < 0.01$); sonbahar ve yıllık zaman dizilerinde ise sırasıyla -0.35 ve -0.30 değerleriyle %99.9 güven düzeyinde ($p < 0.001$) anlamlı olmuştur (Tablo 3). İlkbahar mevsimindeki eğilimler ise anlamlı olmamıştır.

SPEI-6 kuraklık kategorilerine göre Konya Kapalı Havzası'nda (16) kuraklık koşulları, iki dönem arasında (1980-2001 ve 2002-2022) karşılaştırmalı olarak analiz edildiğinde kuraklığın mevsimlik ve yıllık zamansal değişimleri daha iyi anlaşılmaktadır (Şekil 15). Bu zamansal değişimlere ilişkin bulgular aşağıda kısaca özetlenmiştir.

- İlkbahar mevsiminde, orta kurak kategorisinde ilk dönemde %3 olan kuraklık frekansı ikinci dönemde büyük oranda artarak %12.9'a yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisinde ise %1.5 olan kuraklık frekansı ikinci dönemde %4.8'e çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisinde ilk dönemde %3 oranında kuraklık frekansı gözlenmişken ikinci dönemde bu oran yarı yarıya düşerek %1.6 oranında gözlenmeye başlanmıştır.

- Yaz mevsiminde, orta kurak kategorisinde ilk dönemde %3 olan kuraklık frekansı ikinci dönemde büyük bir artışla %16.1'e yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisinde %4.5 olan kuraklık frekansı ikinci dönemde %6.5'e çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisinde ise ilk dönemde %1.5 oranında kuraklık frekansı gözlenirken ikinci dönemde bu kategoriye giren herhangi bir kuraklık olayı yaşanmamıştır.

- Sonbahar mevsiminde, orta kurak kategorisinde ilk dönemde %4.5 olan kuraklık frekansı ikinci dönemde %9.5'e yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisinde ise %4.5 olan kuraklık frekansı ikinci dönemde %3.2'ye düşmüştür. Ekstrem kurak kategorisinde ilk dönemde kuraklık olayı gözlenmezken ikinci dönemde %1.6 oranında gözlenmeye başlanmıştır.

- Kış mevsiminde, orta kurak kategorisinde ilk dönemde %3.1 olan kuraklık frekansı ikinci dönemde %8.2'ye yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisinde %1.5 olan kuraklık frekansı ikinci dönemde küçük bir artışla %1.6'ya çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisinde ise ilk dönemde gözlenmeyen kuraklık olayı, ikinci dönemde %6.6 oranında gözlenmeye başlanmıştır.

- Yıllık olarak değerlendirildiğinde, orta kurak kategorisinde ilk dönemde %3.4 olan kuraklık frekansı ikinci dönemde %11.7'ye yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisinde ise %3 olan kuraklık frekansı ikinci dönemde %4'e çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisinde ise %1.1 olan kuraklık frekansı ikinci dönemde %2.4'e yükselmiştir.

Bu bulgular, SPEI-6 tabanlı kuraklık indisine göre Konya Kapalı Havzası'ndaki kuraklık koşullarının yaz, sonbahar, kış mevsimlerinde ve yıllık olarak hem sıklık hem de şiddet açısından belirgin bir şekilde arttığını göstermektedir. Yaz mevsiminde SPEI-6 değerlerinde %99 güven düzeyinde görülen her on yılda -0.34'lük bir azalma, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve şiddetli kuraklık olaylarındaki artışlarla uyumludur. Bu gözlemler yaz mevsiminde kuraklıkların hem sıklık hem de şiddet açısından arttığını ortaya koymaktadır. Sonbahar mevsiminde SPEI-6 değerlerinde %99.9 güven düzeyinde her on yılda -0.35'lik bir azalma eğilimi tespit edilmiştir. Bu azalma eğilimi, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışlarla tutarlıdır. Söz konusu artışlar kurak sezonun sonbahara doğru kaydığını ve bu mevsimde kuraklıkların hem sıklık hem de şiddet açısından arttığını göstermektedir. Kış mevsiminde SPEI-6 değerlerinde %99 güven düzeyinde her on yılda -0.27 oranında bir azalma eğilimi gözlenmiştir. Bu azalma eğilimi, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışlarla uyumlu olup, bu durum kış mevsiminde daha şiddetli kuraklıkların ortaya çıktığını göstermektedir. Yıllık olarak değerlendirildiğinde SPEI-6 değerlerinde her on yılda -0.30 oranında bir azalma eğilimi %99.9 güven düzeyinde anlamlı bulunmuş olup, bu azalma eğilimi ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışlarla tutarlıdır. Bu gözlemler yıllık bazda havzanın genel olarak daha kurak koşullara doğru kaydığını ve kuraklıkların daha sık ve şiddetli hale geldiğini göstermektedir. İlkbahar mevsiminin zaman dizilerinde istatistiksel olarak anlamlı bir azalma eğilimi tespit edilmemesine rağmen, bu mevsimde ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve şiddetli kuraklık oranlarındaki artışlar dikkat çekicidir. Bu durum ilkbaharda kuraklıkların daha sık ve şiddetli hale geldiğini ortaya koymaktadır. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olaylarının bu mevsimde hafif bir düşüş göstermesi aşırı kuraklıkların azalmasına işaret etmektedir.

SPEI-6 değerlerine göre 1980-2022 döneminde ekstrem kuraklıklar (≤ -2) 1989 Haziran (-2.08), 2001 Nisan (-2.42), 2015 Aralık (-2.05), 2016 Nisan (-2.06), 2020 Aralık (-2.46) ve 2021 Şubat (-2.42) aylarında gerçekleşmiştir. En uzun süren kuraklık 2000 Aralık ile 2001 Eylül ayları arasında yaşanmış olup, 10 ay sürmüştür. En uzun süren ekstrem kuraklık dönemi ise 2020 Aralık ile 2021 Şubat ayları arasında 3 ay devam etmiştir.

4.5.3. SPEI-12 Tabanlı Kuraklığın Değişim ve Eğilimleri

Konya Kapalı Havzası'nda 1980-2022 döneminde M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre SPEI-12 tabanlı kuraklık eğilimleri mevsimlik ve yıllık olarak incelendiğinde, tüm zaman dizilerinde azalma eğilimleri tespit edilmiştir. Bu azalma eğilimleri ilkbahar, yaz ve sonbahar mevsimlerinde sırasıyla her on yılda -0.41, -0.37 ve -0.35 değerleriyle %99 güven düzeyinde ($p < 0.01$) anlamlı olmuştur. Kış ve yıllık zaman dizilerinde ise sırasıyla -0.39 ve -0.37 değerleriyle %99.9 güven düzeyinde ($p < 0.001$) anlamlı azalma eğilimleri gözlenmiştir (Tablo 3).

SPEI-12 kuraklık kategorilerine göre Konya Kapalı Havzası'nda (16) kuraklık koşulları, iki dönem arasında (1980-2001 ve 2002-2022) karşılaştırmalı olarak analiz edildiğinde kuraklığın mevsimlik ve yıllık zamansal değişimleri daha iyi anlaşılmaktadır (Şekil 16). Bu zamansal değişimlere ilişkin bulgular aşağıda kısaca özetlenmiştir.

- İlkbahar mevsiminde, orta kurak kategorisinde ilk dönemde %3 olan kuraklık frekansı ikinci dönemde büyük oranda artarak %11.1'e yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisinde ise %3 olan kuraklık frekansı ikinci dönemde %7.9'a çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisinde ilk dönemde kuraklık görülmezken ikinci dönemde %1.6 oranında ekstrem kuraklık yaşanmaya başlanmıştır.

- Yaz mevsiminde, orta kurak kategorisinde ilk dönemde gözlenmeyen kuraklık ikinci dönemde %12.7 oranında gözlenmeye başlanmıştır. Şiddetli kurak kategorisinde %3 olan kuraklık frekansı ikinci dönemde %11.1'e çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisinde ise ilk dönemde %1.5 olan kuraklık frekansı ikinci dönemde %1.6 oranında gözlenmiştir.

- Sonbahar mevsiminde, orta kurak kategorisinde ilk dönemde %4.6 olan kuraklık frekansı ikinci dönemde %21'e büyük oranda artış göstermiştir. Şiddetli kurak kategorisinde %1.5 olan kuraklık frekansı ikinci dönemde %4.8'e yükselmiştir. Ekstrem kurak kategorisinde ilk dönemde %3.1 oranında kuraklık gözlenirken, ikinci dönemde bu kategorilerde kuraklık olayı yaşanmamıştır.

- Kış mevsiminde, orta kurak kategorisinde ilk dönemde %7.7 olan kuraklık frekansı ikinci dönemde %11.3'e yükselmiştir. Şiddetli ve ekstrem kurak kategorilerinde ilk dönemde kuraklık gözlenmezken ikinci dönemde sırasıyla %4.8 ve %1.6 frekanslarında gözlenmeye başlanmıştır.

- Yıllık olarak değerlendirildiğinde, orta, şiddetli ve ekstrem kurak kategorilerinde sırasıyla ilk dönemde %3.8, %1.9, %1.1 olan kuraklık frekansı ikinci dönemde %14, %7.2, %1.2'e yükselmiştir.

Bu bulgular, SPEI-12 tabanlı kuraklık indisine göre Konya Kapalı Havzası'ndaki kuraklık koşullarının tüm zaman ölçeklerinde belirgin bir şekilde şiddetlendiğini göstermektedir. İlkbahar mevsiminde SPEI-12 değerlerinde %99 güven düzeyinde her on yılda -0.41'lik bir azalma eğilimi tespit edilmiştir. Bu azalma eğilimi, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve şiddetli kuraklık oranlarındaki büyük artışlarla uyumludur. Bu durum, ilkbaharda kuraklıkların hem sıklık hem de şiddet açısından yoğunlaştığını göstermektedir. Yaz mevsiminde SPEI-12 değerlerinde her on yılda -0.37'lik azalma eğilimi %99 güven düzeyinde anlamlı bulunmuş olup bu azalma eğilimi, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve şiddetli kuraklık olaylarındaki önemli artışlarla uyumludur. Bu bulgular yaz mevsiminde kuraklıkların daha sık ve daha şiddetli yaşandığını ortaya koymaktadır. Sonbahar mevsiminde SPEI-12 değerlerinde her on yılda -0.35'lik azalma eğilimi %99 güven düzeyinde anlamlı bulunmuştur. Bu anlamlı azalma eğilimi, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve şiddetli kuraklık olaylarındaki artışlarla tutarlıdır. Bu bulgular, sonbaharda kuraklığın sıklığı ve şiddetinin arttığını ve kurak sezonun sonbahara doğru genişlediğini göstermektedir. Kış mevsiminde, SPEI-12 değerlerinde %99.9 güven düzeyinde her on yılda -0.39 oranında azalma eğilimi tespit edilmiştir. Bu ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta, şiddetli ve ekstrem kuraklık oranlarındaki artışlarla tutarlıdır. Bu durum, kış mevsiminde daha sık ve şiddetli kuraklıkların yaşandığını göstermektedir. Yıllık bazda, SPEI-12 değerlerinde %99.9 güven düzeyinde her on yılda -0.37'lik azalma eğilimi gözlenmiş olup bu eğilim ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışlarla uyumludur. Yıllık bazda kuraklıkların sıklığı ve şiddetinin artması, havzanın genel olarak daha kurak koşullara doğru ilerlediğini göstermektedir.

SPEI-12 değerlerine göre 1980-2022 döneminde ekstrem kuraklık (≤ -2) 2001 Ekim (-2.33) ve 2021 Mayıs (-2.25) aylarında yaşanmıştır. En uzun süren kuraklık 2020 Aralık ile 2021 Kasım ayları arasında gerçekleşmiş olup, 12 ay sürmüştür. En uzun süren ekstrem kuraklık dönemi ise 2001 Ağustos ile Ekim ayları arasında 3 ay devam etmiştir.

4.6. Fırat - Dicle Havzası (21)

4.6.1. SPEI-3 Tabanlı Kuraklığın Değişim ve Eğilimleri

Fırat-Dicle Havzası'nda 1980-2022 yıllarına ait M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre SPEI-3 tabanlı kuraklık eğilimleri mevsimlik ve yıllık olarak incelendiğinde, tüm zaman dizilerinde azalma eğilimi gözlenmiştir. Yaz, sonbahar ve yıllık zaman dizilerinde bu azalma eğilimleri sırasıyla her on yılda -0.37, -0.38 ve -0.26 değerleriyle %99.9 güven düzeyinde ($p < 0.001$) anlamlı bulunmuştur. İlkbahar ve kış mevsimlerinde gözlenen azalma eğilimleri ise istatistiksel olarak anlamlı olmamıştır (Tablo 3).

SPEI-3 kuraklık kategorilerine göre Fırat - Dicle Havzası'nda (21) kuraklık koşulları, iki dönem arasında (1980-2001 ve 2002-2022) karşılaştırmalı olarak analiz edildiğinde kuraklığın mevsimlik ve yıllık zamansal değişimleri daha iyi anlaşılmaktadır (Şekil 17). Bu zamansal değişimlere ilişkin bulgular aşağıda kısaca özetlenmiştir.

- İlkbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %3 iken ikinci dönemde %11.1'e yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %1.5 oranında gözlenirken ikinci dönemde %4.8'e çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisinde kuraklık olayları ise ilk dönemde %3 oranında gözlenmişken ikinci dönemde %1.6'ya gerilemiştir.

- Yaz mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %3.1 iken ikinci dönemde %12.7'ye yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklıklar ilk dönemde %1.6 oranında gözlenirken ikinci dönemde bu kategoriye giren herhangi bir kuraklık olayı gözlenmemiştir. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları ilk dönemde görülmezken ikinci dönemde %3.2 oranında gözlenmiştir.

- Sonbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %4.5 iken ikinci dönemde %14.5'e yükselmiştir. Şiddetli ve ekstrem kuraklık kategorilerindeki kuraklıklar ilk dönemde gözlenmezken ikinci dönemde sırasıyla %6.5 ve %1.6 oranında gözlenmiştir.

- Kış mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %6.1 iken ikinci dönemde %11.1'e yükselmiş, şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %1.5'ten %1.6'ya çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları her iki dönemde de gözlenmemiştir.

- Yıllık olarak değerlendirildiğinde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %4.2 iken ikinci dönemde %12.4 oranına yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %1.1'den %3.2'ye çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %0.8 oranında gözlenmişken ikinci dönemde %1.6 oranına yükselmiştir.

Bu bulgular SPEI-3 tabanlı kuraklık indisine göre Fırat-Dicle Havzası'ndaki kuraklık koşullarının özellikle yaz, sonbahar mevsimlerinde ve yıllık olarak belirgin bir şekilde şiddetlendiğini göstermektedir. Yaz mevsiminde, SPEI-3 değerlerinde %99.9 güven düzeyinde her on yılda -0.37'lik bir azalma eğilimi tespit edilmiş olup bu eğilim ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışlarla uyumludur. Bu durum yaz mevsiminde kuraklıkların sıklık ve şiddet açısından ciddi şekilde arttığını göstermektedir. Sonbahar mevsiminde SPEI-3 değerlerinde %99.9 güven düzeyinde her on yılda -0.38'lik azalma eğilimi tespit edilmiştir. Bu azalma eğilimi, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve şiddetli kuraklık olaylarındaki artışlarla uyumludur. Bu gözlemler sonbahar mevsiminde kuraklıkların hem sıklık hem de şiddet açısından arttığını ve kurak sezonunun sonbahara doğru genişlediğini göstermektedir. Ayrıca ekstrem kuraklık olaylarının sonbaharda yaşanmaya başlaması, aşırı kuraklıkların da etkili olduğunu ortaya koymaktadır. Yıllık bazda ise SPEI-3 değerlerinde %99.9 güven düzeyinde her on yılda -0.26'lık azalma eğilimi gözlenmiş olup bu azalma eğilimi, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta kurak, şiddetli kurak ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışlarla uyumludur. Bu durum, yıllık bazda kuraklıkların sıklık ve şiddet açısından

arttığını ve havzanın genel olarak daha kurak koşullara kaydığını ortaya koymaktadır. İlkbahar ve kış mevsimlerinde ise istatistiksel olarak anlamlı azalma eğilimleri tespit edilmemesine rağmen ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta kurak ve şiddetli kuraklık olaylarındaki artışlar dönemsel olarak kuraklık koşullarının değiştiğini, bu mevsimlerin daha kurak koşullara doğru kaydığını göstermektedir.

SPEI-3 değerlerine göre Fırat-Dicle Havzası'nda 1980-2022 döneminde ekstrem kuraklık (≤ -2) 1989 Mart, 2008 Nisan, 2017 Eylül ve 2021 Haziran aylarında yaşanmıştır. En uzun süren kuraklıklar 1989 Şubat-Haziran ve 2021 Nisan-Ağustos dönemlerinde olup, her iki dönemde de 5 ay sürmüştür. Ayrıca en uzun ekstrem kuraklık dönemleri 1989 Mart-Nisan ve 2021 Haziran-Temmuz ayları arasında 2 ay boyunca devam etmiştir.

4.6.2. SPEI-6 Tabanlı Kuraklığın Değişim ve Eğilimleri

Fırat-Dicle Havzası'nda 1980-2022 döneminde M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre SPEI-6 tabanlı kuraklık eğilimleri mevsimlik ve yıllık olarak incelendiğinde, kış mevsiminde her on yılda -0.33 değeriyle %99 güven düzeyinde ($p < 0.01$) anlamlı bir azalma eğilimi görülmüştür. Yaz, sonbahar ve yıllık zaman dizilerinde ise sırasıyla her on yılda -0.34, -0.47 ve -0.30 değerleriyle %99.9 güven düzeyinde ($p < 0.001$) anlamlı azalma eğilimleri tespit edilmiştir. İlkbahar mevsiminde görülen azalma eğilimi ise istatistiksel olarak anlamlı olmamıştır (Tablo 3).

SPEI-6 kuraklık kategorilerine göre Fırat-Dicle Havzası'ndaki (21) kuraklık koşulları 1980-2001 ve 2002-2022 dönemleri arasında karşılaştırmalı olarak analiz edildiğinde kuraklık eğilimlerinin mevsimlik ve yıllık değişimleri daha net anlaşılmaktadır (Şekil 18). Bu zamansal değişimlere ilişkin bulgular şu şekildedir.

- İlkbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %3 iken ikinci dönemde büyük oranda artarak %14.3'e yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %1.5'ten %3.2'ye çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisinde ise ilk dönemde %1.5 oranında kuraklık frekansı gözlenirken ikinci dönemde bu kategoriye giren herhangi bir kuraklık olayı yaşanmamıştır.

- Yaz mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %4.5 iken ikinci dönemde küçük bir artışla %4.8'e yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisinde kuraklık frekansı ilk dönemde %1.5 iken ikinci dönemde önemli bir artış göstererek %9.5'e çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %3 iken ikinci dönemde %1.6'ya düşmüştür.

- Sonbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %3 iken ikinci dönemde büyük bir artışla %15.9'a yükselmiştir. Şiddetli ve ekstrem kurak kategorilerindeki kuraklıklar ilk dönemde gözlenmezken ikinci dönemde sırasıyla %4.8 ve %1.6 oranında gözlenmeye başlanmıştır.

- Kış mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %4.6 iken ikinci dönemde %9.7'ye yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisinde kuraklık ilk dönemde yaşanmazken ikinci dönemde %8.1 oranında gözlenmiştir. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları her iki dönemde de gözlenmemiştir.

- Yıllık olarak değerlendirildiğinde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %3.8 iken ikinci dönemde %11.2'ye yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı %0.8'den %6.4'e çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ise ilk dönemde %1.1 iken ikinci dönemde %0.8'e düşmüştür.

Bu bulgular, SPEI-6 tabanlı kuraklık indisine göre Fırat-Dicle Havzası'ndaki kuraklık koşullarının özellikle yaz, sonbahar, kış mevsimlerinde ve yıllık olarak belirgin bir şekilde

şiddetlendiğini göstermektedir. Yaz mevsiminde, SPEI-6 değerlerinde %99.9 güven düzeyinde her on yılda -0.34'lük azalma eğilimi, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde şiddetli kuraklık oranındaki belirgin artışla uyumludur. Bu durum, yaz mevsiminde kuraklık sıklığı ve şiddetinin yoğunlaştığını göstermektedir. Sonbahar mevsiminde, SPEI-6 değerlerinde %99.9 güven düzeyinde her on yılda -0.47'lik bir azalma eğilimi görülmüş olup, bu eğilim ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve şiddetli kuraklık olaylarındaki büyük artışlarla tutarlıdır. Bu gözlemler, sonbaharda kuraklıkların hem sıklık hem de şiddet açısından arttığını ortaya koymakta ve kurak sezonun sonbahara doğru genişlediğini göstermektedir. Ayrıca, ikinci dönemde ekstrem kuraklık olaylarının ortaya çıkması, sonbaharda nadir de olsa aşırı kuraklıkların etkili olmaya başladığını ortaya koymaktadır. Kış mevsiminde, SPEI-6 değerlerinde %99 güven düzeyinde her on yılda -0.33'lük bir azalma eğilimi, ikinci dönemde orta ve şiddetli kuraklık olaylarındaki artışlarla tutarlıdır. Özellikle şiddetli kuraklık oranının ikinci dönemde büyük oranda artması, kış mevsiminde kuraklığın hem sıklık hem de şiddet açısından yoğunlaştığını ortaya koymaktadır. Yıllık olarak değerlendirildiğinde, SPEI-6 değerlerinde %99.9 güven düzeyinde her on yılda -0.30'luk bir azalma eğilimi tespit edilmiş olup, bu eğilim ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve şiddetli kuraklık olaylarındaki artışlarla uyumludur. Bu gözlemler, yıllık bazda kuraklıkların sıklık ve şiddet açısından yoğunlaştığını göstermektedir. İlkbahar mevsiminin zaman dizilerinde istatistiksel olarak anlamlı bir azalma eğilimi tespit edilmemiş olsa da, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve şiddetli kuraklık olaylarındaki artışlar dikkat çekicidir. Bu durum, ilkbaharda kuraklıkların daha sık ve şiddetli hale geldiğini göstermektedir. Ancak ekstrem kuraklık olaylarının azalması, aşırı kuraklıkların bu mevsimde daha az yaşandığını ortaya koymaktadır.

SPEI-6 değerlerine göre Fırat-Dicle Havzası'nda 1980-2022 döneminde ekstrem kurak yıllar (≤ -2) 1989 Haziran ayında (-2.62) ve 2021 Eylül ayında (-2.28) yaşanmıştır. En uzun süren kuraklık, 2020 Ekim ayı ile 2021 Aralık ayı arasında gerçekleşmiş olup 15 ay sürmüştür. En uzun ekstrem kuraklık dönemi ise 1989 Mayıs ile Temmuz ayları arasında, 3 ay devam etmiştir.

4.6.3. SPEI-12 Tabanlı Kuraklığın Değişim ve Eğilimleri

Fırat-Dicle Havzası'nda 1980-2022 döneminde M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre SPEI-12 tabanlı kuraklıkların mevsimlik ve yıllık zaman dizilerinde azalma eğilimleri tespit edilmiştir. Bu azalma eğilimleri ilkbahar, yaz, sonbahar, kış ve yıllık zaman dizilerinde sırasıyla her on yılda -0.41, -0.38, -0.38, -0.42 ve -0.39 değerleriyle %99.9 güven düzeyinde ($p < 0.001$) anlamlı olmuştur (Tablo 3).

SPEI-12 kuraklık kategorilerine göre Fırat - Dicle Havzası'nda (21) kuraklık koşulları, iki dönem arasında (1980-2001 ve 2002-2022) karşılaştırmalı olarak analiz edildiğinde kuraklığın mevsimlik ve yıllık zamansal değişimleri daha iyi anlaşılmaktadır (Şekil 19). Bu zamansal değişimlere ilişkin bulgular aşağıda kısaca özetlenmiştir.

- İlkbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %7.6 iken ikinci dönemde ciddi bir artışla %22.2'ye yükselmiştir. Şiddetli ve ekstrem kuraklık kategorilerinde kuraklıklar ilk dönemde gözlenmezken ikinci dönemde %1.6 oranında görülmeye başlanmıştır.
- Yaz mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %10.6 iken ikinci dönemde %12.9'a yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisinde ise iki dönemde de kuraklık gözlenmemiştir. Ekstrem kurak kategorisinde ise ilk dönemde kuraklık gözlenmezken ikinci dönemde %4.8 oranında görülmüştür.
- Sonbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %12.3 iken ikinci dönemde %14.3'e yükselmiştir. Şiddetli ve ekstrem kuraklık kategorilerindeki kuraklıklar ilk dönemde gözlenmezken ikinci dönemde sırasıyla %1.6 ve %3.2 oranında görülmüştür.

- Kış mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %6.1 iken ikinci dönemde iki katına çıkarak %12.9'a yükselmiştir. Şiddetli kuraklık kategorisinde ilk dönemde kuraklık gözlenmezken ikinci dönemde %11.3 oranında gözlenmiştir. Ekstrem kurak kategorisinde ise her iki dönemde de kuraklık gözlenmemiştir.

- Yıllık olarak değerlendirildiğinde, orta kurak kategorisindeki kuraklık oranı ilk dönemde %9.1 iken ikinci dönemde %15.6'ya yükselmiştir. Şiddetli ve ekstrem kuraklık kategorilerinde ilk dönemde kuraklık gözlenmezken ikinci dönemde sırasıyla %3.6 ve %2.4 oranında gözlenmeye başlanmıştır.

Bu bulgular, SPEI-12 tabanlı kuraklık indisine göre Fırat-Dicle Havzası'ndaki kuraklık koşullarının tüm mevsimlerde ve yıllık bazda önemli değişiklikler gösterdiğini ortaya koymaktadır. İlkbahar mevsiminde, SPEI-12 değerlerinde %99.9 güven düzeyinde tespit edilen her on yılda -0.41'lik azalma eğilimi, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki ciddi artışlarla uyumludur. Bu gözlemler, ilkbahar aylarında kuraklıkların hem sıklık hem de şiddet açısından önemli ölçüde arttığını göstermektedir. Ayrıca, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarının ikinci dönemde gözlenmeye başlanması, ilkbahar aylarında aşırı kuraklık olaylarının daha belirgin hale geldiğini ortaya koymaktadır. Yaz mevsiminde, SPEI-12 değerlerinde her on yılda -0.38'lik azalma eğilimi %99.9 güven düzeyinde anlamlı bulunmuş olup, bu eğilim ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışlarla tutarlıdır. Bu bulgular, yaz aylarında kuraklığın şiddetlendiğini ve sıklığının arttığını göstermektedir. Diğer taraftan, ikinci dönemde şiddetli kuraklık olaylarının gözlenmemesi, bu mevsimde ekstrem kuraklık olaylarının daha baskın hale geldiğini ortaya koymaktadır. Sonbahar mevsiminde, SPEI-12 değerlerinde her on yılda -0.38'lik bir azalma eğilimi gözlenmiş olup, bu eğilim ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta, şiddetli ve ekstrem kuraklık oranlarındaki artışlarla uyumludur. Bu bulgular, sonbaharda kuraklık sıklığının ve şiddetinin arttığını ve kurak sezonun sonbahara doğru genişlediğini göstermektedir. Ayrıca, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarının ikinci dönemde gözlenmeye başlanması, sonbaharda aşırı kuraklıkların da etkili olmaya başladığını ortaya koymaktadır. Kış mevsiminde, SPEI-12 değerlerinde %99.9 güven düzeyinde tespit edilen her on yılda -0.42'lik azalma eğilimi, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve şiddetli kuraklık olaylarındaki büyük artışlarla tutarlıdır. Bu mevsimde aşırı kuraklık yaşanmamış olsa da, şiddetli kuraklık oranlarının artışı, kış aylarında daha şiddetli kuraklıkların baskın hale geldiğini göstermektedir. Yıllık olarak değerlendirildiğinde, SPEI-12 değerlerinde her on yılda -0.39'luk bir azalma eğilimi tespit edilmiş olup, bu eğilim ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışlarla tutarlıdır. Bu gözlemler, kuraklıkların yıllık bazda daha sık ve şiddetli hale geldiğini ve havzanın genel olarak daha kurak bir yapıya evrildiğini ortaya koymaktadır.

SPEI-12 değerlerine göre Fırat-Dicle Havzası'nda 1980-2022 döneminde ekstrem kuraklık (≤ -2) 2021 yılının Temmuz ayında (-2.29) yaşanmıştır. En uzun süren kuraklık ise 2021 Mart ile 2022 Nisan ayları arasında, 14 ay boyunca devam etmiştir. En uzun ekstrem kuraklık dönemi ise 2021 Mayıs ile Eylül ayları arasında, 5 ay sürmüştür.

4.7. Doğu Karadeniz Havzası (22)

4.7.1. SPEI-3 Tabanlı Kuraklığın Değişim ve Eğilimleri

Doğu Karadeniz Havzası'nda 1980-2022 döneminde M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre SPEI-3 tabanlı kuraklığın mevsimlik ve yıllık zaman dizilerinde anlamlı eğilimler tespit edilememiştir (Tablo 3).

SPEI-3 kuraklık kategorilerine göre Doğu Karadeniz Havzası'ndaki (22) kuraklık koşulları iki dönem arasında (1980-2001 ve 2002-2022) karşılaştırmalı olarak analiz edildiğinde kuraklığın

mevsimlik ve yıllık zamansal değişimleri daha iyi anlaşılmaktadır (Şekil 20). Bu zamansal değişimlerin bulguları şu şekildedir.

- İlkbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %10.6 iken ikinci dönemde %8.1'e düşmüştür. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %6.1 iken ikinci dönemde %4.8'e gerilemiştir. Ekstrem kurak kategorisinde ise ilk dönemde %3 oranında gözlenen kuraklık, ikinci dönemde gözlenmemiştir.
- Yaz mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %9.1 iken ikinci dönemde %8.1'e gerilemiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %3 iken ikinci dönemde %6.5'e yükselmiştir. Ekstrem kurak kategorisinde ise ilk dönemde kuraklık görülmezken ikinci dönemde %1.6 oranında görülmeye başlanmıştır.
- Sonbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %10.6 iken ikinci dönemde %4.8'e düşmüştür. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %1.5 iken ikinci dönemde %4.8'e yükselmiştir. Ekstrem kurak kategorisinde ise ilk dönemde kuraklık görülmezken ikinci dönemde %3.2 oranında gözlenmeye başlanmıştır.
- Kış mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %9.1 iken ikinci dönemde %7.9'a gerilemiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %4.5 iken ikinci dönemde %4.8'e yükselmiştir. Ekstrem kurak kategorisinde ise ilk dönemde kuraklık gözlenmezken ikinci dönemde %3.2 oranında görülmeye başlanmıştır.
- Yıllık olarak değerlendirildiğinde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %9.8 iken ikinci dönemde %7.2'ye düşmüştür. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %3.8 iken ikinci dönemde %5.2'ye yükselmiştir. Ekstrem kurak kategorisinde ise ilk dönemde %0.8 oranında gözlenen kuraklık, ikinci dönemde %2 oranına çıkmıştır.

Bu bulgular, SPEI-3 tabanlı kuraklık indisine göre Doğu Karadeniz Havzası'nda 1980-2022 döneminde M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre SPEI-3 değerlerinde anlamlı eğilimler olmamasına rağmen, kuraklık kategorilerinin dönemsel karşılaştırmaları kuraklığın mevsimlik ve yıllık olarak dikkate değer değişimler gösterdiğini ortaya koymaktadır. İlkbahar mevsiminde, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde hem orta hem de şiddetli kuraklık kategorilerindeki azalmalar, bu mevsimde kuraklık sıklığı ve şiddetinin azaldığını işaret etmektedir. Aynı zamanda ekstrem kuraklık olaylarının ikinci dönemde ortadan kalkması, bu mevsimde aşırı kuraklık olaylarının da zayıfladığını göstermektedir. Yaz mevsiminde, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta kuraklık olaylarında bir azalma olmasına rağmen, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artış dikkat çekmektedir. Bu gözlemler, yaz aylarında kuraklıkların daha şiddetli hale geldiğini ve aşırı kurak olayların arttığını göstermektedir. Sonbahar mevsiminde, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta kuraklık olaylarında önemli bir düşüş gözlenirken şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarında artış gözlenmiştir. Bu bulgular, yazın olduğu gibi sonbahar aylarında da kuraklıkların daha şiddetli hale geldiğini ortaya koymaktadır. Kış mevsiminde, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta kuraklık olaylarının oranında hafif bir azalma gözlenirken bu mevsimde şiddetli kuraklığın artması ve ekstrem kuraklıkların ikinci dönemde gözlenmeye başlanması kuraklık şiddeti ve sıklığının arttığını göstermektedir. Yıllık olarak değerlendirildiğinde, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta kuraklık olaylarında azalma gözlenirken, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarının arttığı görülmektedir. Bu durum, havzanın genel olarak daha şiddetli ve ekstrem kuraklıklara maruz kaldığını ve kuraklık koşullarının yıllık bazda daha da şiddetlendiğini göstermektedir.

SPEI-3 değerlerine göre 1980-2022 döneminde ekstrem kuraklık (≤ -2) sırasıyla 1989 Mayıs (-2.08), 1995 Mart (-2.05), 2007 Temmuz (-2.07), 2011 Ocak (-2.08), 2014 Şubat (-2.10) ve 2020 Ekim (-2.66) aylarında yaşanmıştır. En uzun süren kuraklıklar, 2013 Aralık ile 2014 Nisan ayları arasında

iki kez yaşanmış olup, her iki kuraklık da 5 ay sürmüştür. En uzun ekstrem kuraklık dönemi ise 2020 Ekim ile Kasım ayları arasında, 2 ay devam etmiştir.

4.7.2. SPEI-6 Tabanlı Kuraklığın Değişim ve Eğilimleri

Doğu Karadeniz Havzası'nda 1980-2022 döneminde M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre SPEI-6 tabanlı kuraklığın mevsimlik ve yıllık zaman dizilerinde anlamlı eğilimler tespit edilememiştir (Tablo 3).

SPEI-6 kuraklık kategorilerine göre Doğu Karadeniz Havzası'ndaki (22) kuraklık koşulları iki dönem arasında (1980-2001 ve 2002-2022) karşılaştırmalı olarak analiz edildiğinde kuraklığın mevsimlik ve yıllık zamansal değişimleri daha iyi anlaşılmaktadır (Şekil 21). Bu zamansal değişimlerin bulguları şu şekildedir.

- İlkbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık oranı ilk dönemde %7.6 iken ikinci dönemde %4.8'e düşmüştür. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık oranı ilk dönemde %4.5 iken ikinci dönemde %1.6'ya gerilemiştir. Ekstrem kurak kategorisinde ise ilk dönemde ekstrem kuraklık gözlenmezken ikinci dönemde %6.3 oranında görülmeye başlanmıştır.

- Yaz mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık oranı ilk dönemde %10.6 iken ikinci dönemde büyük oranda artarak %17.7'ye yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık oranı ilk dönemde %1.5 iken ikinci dönemde %3.2'ye çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisinde ise ilk dönemde %1.5 oranında gözlenen kuraklık, ikinci dönemde görülmemiştir.

- Sonbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %3 iken ikinci dönemde %6.5'e yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık oranı ilk dönemde %6.1 iken ikinci dönemde %1.6'ya gerilemiştir. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık ilk dönemde %1.5 oranında gözlenirken ikinci dönemde artarak %3.2'ye çıkmıştır.

- Kış mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık oranı ilk dönemde %9.2 iken ikinci dönemde %6.3'e gerilemiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %1.5 iken ikinci dönemde %4.8'e yükselmiştir. Ekstrem kurak kategorisinde ise ilk dönemde gözlenmeyen kuraklık, ikinci dönemde %4.8 oranında görülmeye başlanmıştır.

- Yıllık olarak değerlendirildiğinde, orta kurak kategorisindeki kuraklık oranı ilk dönemde %7.6 iken ikinci dönemde %8.8'e çıkmıştır. Şiddetli kurak kategorisinde kuraklık frekansı ilk dönemde %3.4 iken ikinci dönemde %2.8'e düşmüştür. Ekstrem kurak kategorisinde ise ilk dönemde %0.8 oranında gözlenen kuraklık, ikinci dönemde %3.6 oranına yükselmiştir.

SPEI-6 tabanlı kuraklık indisine göre Doğu Karadeniz Havzası'nda M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre SPEI-6 değerlerinde anlamlı azalma eğilimleri tespit edilmemesine rağmen dönemsel karşılaştırmalar kuraklık şiddeti ve sıklığında önemli değişiklikler yaşandığını göstermektedir. İlk döneme göre ikinci dönemde ilkbahar mevsiminde orta kurak ve şiddetli kurak kategorilerinde belirgin bir düşüş yaşanırken ekstrem kurak kategorisinde ikinci dönemde kuraklık olayları ortaya çıkmıştır. Bu durum orta ve şiddetli kuraklıkların azaldığını, ancak aşırı kuraklıkların bu mevsimde yaşanmaya başladığını göstermektedir. Yaz mevsiminde ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta kurak kategorisindeki ciddi artış dikkat çekici olup şiddetli kurak oranı da yükselmiştir. Bu gözlemler yaz mevsiminde kuraklığın sıklığında ve şiddetinde artışlar görüldüğünü göstermektedir. Sonbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık oranı artarken şiddetli kurak oranında bir düşüş gözlenmiştir. Ayrıca ekstrem kuraklık olayları ikinci dönemde görülmeye başlanmıştır. Bu bulgular bu mevsimde ikinci dönemde nadir ancak şiddetli kuraklıkların yaşandığına işaret eder. Kış mevsiminde ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta kurak kategorisindeki kuraklık olayları azalmış, ancak şiddeti ve ekstrem kuraklık kategorilerindeki kuraklıklar artmıştır. Bu gözlemler kış mevsiminde aşırı kurak olayların daha sık hale geldiğini göstermektedir. Yıllık olarak

ise orta kurak kategorisindeki kuraklık oranı hafif bir artış gösterirken ekstrem kurak oranında ciddi bir artış gözlenmiştir.

SPEI-6 değerlerine göre Doğu Karadeniz Havzası'nda 1980-2022 döneminde ekstrem kuraklık (≤ -2) 1989 Ağustos (-2.13), 1994 Eylül (-2.02), 2014 Nisan (-2.41), 2020 Aralık (-2.58) ve 2021 Şubat (-2.58) aylarında gerçekleşmiştir. En uzun süren kuraklıklar ise iki kez yaşanmış olup, ilki 1998 Ağustos ile 1999 Mart ayları, diğeri ise 2020 Ağustos ile 2021 Mart ayları arasında olup, her iki dönemde de 8 ay sürmüştür. En uzun ekstrem kuraklık dönemi ise 2020 Ekim ile 2021 Şubat ayları arasında, 5 ay devam etmiştir.

4.7.3. SPEI-12 Tabanlı Kuraklığın Değişim ve Eğilimleri

Doğu Karadeniz Havzası'nda 1980-2022 döneminde M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre SPEI-12 tabanlı kuraklığın mevsimlik ve yıllık zaman dizilerinde anlamlı olmayan eğilimler görülmüştür (Tablo 3).

SPEI-12 kuraklık kategorilerine göre Doğu Karadeniz Havzası'ndaki (22) kuraklık koşulları iki dönem arasında (1980-2001 ve 2002-2022) karşılaştırmalı olarak analiz edildiğinde kuraklığın mevsimlik ve yıllık zamansal değişimleri daha iyi anlaşılmaktadır (Şekil 22). Bu zamansal değişimlerin bulguları şu şekildedir.

- İlkbahar mevsiminde, orta kurak kategorisinde kuraklık frekansı ilk dönemde %6.1 iken ikinci dönemde az bir artışla %6.3'e yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %4.5 iken ikinci dönemde %3.2'ye düşmüştür. Ekstrem kurak kategorisinde ise ilk dönemde ekstrem kuraklık görülmezken ikinci dönemde %6.3 oranında gözlenmiştir.

- Yaz mevsiminde, orta kurak kategorisinde kuraklık frekansı ilk dönemde %4.6 iken ikinci dönemde önemli bir artışla %9.5'e yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık ilk dönemde %6.2 iken ikinci dönemde ciddi oranda azalarak %1.6'ya düşmüştür. Ekstrem kurak kategorisinde ise ilk dönemde kuraklık görülmezken ikinci dönemde %4.8 oranında gözlenmiştir.

- Sonbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %7.6 iken ikinci dönemde %8.1'e yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %7.6 iken ikinci dönemde %3.2'ye gerilemiştir. Ekstrem kurak kategorisinde ise ilk dönemde kuraklık görülmezken ikinci dönemde %1.6 oranında gözlenmiştir.

- Kış mevsiminde, orta kurak kategorisinde kuraklık frekansı ilk dönemde %7.7 iken ikinci dönemde %7.9 oranında gözlenmiştir. Şiddetli ve ekstrem kurak kategorilerinde kuraklık olayları ilk dönemde görülmezken ikinci dönemde her iki kategoride de %4.8 oranında gözlenmiştir.

- Yıllık olarak değerlendirildiğinde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %6.5 iken ikinci dönemde artarak %8'e yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisinde kuraklık frekansı ilk dönemde %4.6 iken ikinci dönemde %3.2'ye düşmüştür. Ekstrem kurak kategorisinde ise ilk dönemde kuraklık görülmezken ikinci dönemde %4.4 oranında gözlenmiştir.

Bu bulgular, SPEI-12 tabanlı kuraklık indisine göre Doğu Karadeniz Havzası'nda, M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına rağmen, SPEI-12 değerlerinde anlamlı azalma eğilimleri tespit edilmemesine karşın, dönemsel karşılaştırmalar havzada kuraklık şiddeti ve sıklığında önemli değişiklikler yaşandığını göstermektedir. İlk döneme göre ikinci dönemde ilkbahar mevsiminde orta kuraklık olaylarında küçük bir artış gözlenmesi, kuraklık koşullarının ikinci dönemde de devam ettiğine işaret eder. Diğer taraftan, şiddetli kuraklık olayların azalması ve ekstrem kuraklık olaylarının ikinci dönemde gözlenmesi, aşırı kuraklıkların daha nadir ama etkili hale geldiğini göstermektedir. Yaz mevsiminde orta kuraklık olaylarında ciddi bir artış gözlenmiştir. Bu durum, yaz aylarında kuraklığın şiddetinin ve sıklığının arttığını ortaya koymaktadır. Aynı zamanda, ekstrem kuraklık

olaylarının ikinci dönemde gözlenmeye başlanması, yaz aylarında daha şiddetli kuraklıkların yaşandığının göstergesidir. Sonbahar mevsiminde orta kuraklık olaylarının oranında artış yaşanırken, şiddetli kuraklık oranında bir düşüş gözlenmiştir. Ayrıca, ekstrem kuraklık olaylarının ikinci dönemde görülmeye başlanması, bu mevsimde nadir ancak şiddetli kuraklıkların yaşandığına işaret etmektedir. Kış mevsiminde orta, şiddetli ve ekstrem kurak olaylarda artış gözlenmiştir. Bu gözlemler, kış mevsiminde kuraklığın sıklığı ve şiddetinin arttığını göstermektedir. Yıllık değerlendirmelerde, orta ve ekstrem kurak olaylardaki artışlar, havzanın genel olarak daha kurak koşullara doğru ilerlediğini ve kuraklıkların hem sıklık hem de şiddet açısından kötüleştiğini ortaya koymaktadır.

SPEI-12 değerlerine göre 1980-2022 döneminde ekstrem kurak yıllar (≤ -2) 2014 yılının Mart ayında (-2.04), 2020 yılının Ekim ayında (-2.23), ve 2021 yılının Haziran ayında (-2.83) gerçekleşmiştir. En uzun süren kuraklık ise 2020 yılının Temmuz ayı ile 2021 yılının Eylül ayı arasında yaşanmış olup 15 ay sürmüştür. En uzun süren ekstrem kuraklık dönemi ise 2020 yılının Aralık ayı ile 2021 yılının Ağustos ayı arasında 9 ay sürmüştür.

4.8. Aras Havzası (24)

4.8.1. SPEI-3 Tabanlı Kuraklığın Değişim ve Eğilimleri

Aras Havzası'nda 1980-2022 döneminde M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre SPEI-3 tabanlı kuraklığın mevsimlik ve yıllık zamansal eğilimleri incelendiğinde, yaz, sonbahar, kış ve yıllık zaman dizilerinde azalma eğilimleri tespit edilmiştir. Söz konusu azalma eğilimleri yaz mevsiminde her on yılda -0.36 değeriyle % 99.9 güven düzeyinde ($p > 0.001$); sonbahar ve yıllık zaman dizilerinde ise sırasıyla her on yılda -0.32 ile -0.19 değerleriyle %99 güven düzeyinde ($p < 0.01$) anlamlı olmuştur. Kış mevsimindeki azalma eğilimi ise anlamlı bulunmamıştır. İlkbahar mevsiminde artma eğilimi gözlenmiş, ancak bu eğilim de anlamlı olmamıştır (Tablo 3).

SPEI-3 kuraklık kategorilerine göre Aras Havzası'nda (24) kuraklık koşulları, iki dönem arasında (1980-2001 ve 2002-2022) karşılaştırmalı olarak analiz edildiğinde kuraklığın mevsimlik ve yıllık zamansal değişimleri daha iyi anlaşılmaktadır (Şekil 23). Bu zamansal değişimlere ilişkin bulgular aşağıda kısaca özetlenmiştir.

- İlkbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %6.2 iken ikinci dönemde %9.5'e yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %1.5 oranında gözlenirken ikinci dönemde %3.2'ye çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları ilk dönemde %3.1 iken ikinci dönemde hafif bir artışla %3.2 olarak gözlenmiştir.

- Yaz mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %4.5 iken ikinci dönemde önemli bir artışla %15.9'a ulaşmıştır. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %3 iken ikinci dönemde küçük bir artışla %3.2'ye yükselmiştir. Ekstrem kurak kategorisinde kuraklık olayları ilk dönemde görülmezken ikinci dönemde büyük bir artışla %3.2 oranında görülmüştür.

- Sonbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık ilk dönemde görülmezken ikinci dönemde %8.3 oranında görülmüştür. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansının oranı ilk dönemde %4.5 iken ikinci dönemde %5'e yükselmiştir. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları ilk dönemde görülmezken ikinci dönemde %5 oranında gözlenmiştir.

- Kış mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %7.6 iken ikinci dönemde %3.2'ye düşmüştür. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %3 iken ikinci dönemde %4.8'e yükselmiştir. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları ilk dönemde görülmezken ikinci dönemde %1.6 oranında gözlenmiştir.

- Yıllık olarak değerlendirildiğinde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %4.6 iken ikinci dönemde belirgin bir artışla %9.2'ye yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %3 iken ikinci dönemde %4'e çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları ilk dönemde %0.8 iken ikinci dönemde önemli bir artışla %3.2'ye yükselmiştir.

Bu bulgular, SPEI-3 tabanlı kuraklık indisine göre Aras Havzası'ndaki kuraklık koşullarının özellikle yaz ve sonbahar mevsimlerinde ve yıllık olarak belirgin bir şekilde şiddetlendiğini göstermektedir. Yaz mevsiminde SPEI-3 değerlerinde her on yılda -0.36'lık azalma eğilimi %99.9 güven düzeyinde anlamlı bulunmuştur. Bu azalma eğilimi, ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve ekstrem kuraklık olaylarındaki büyük artışlarla tutarlıdır. Bu gözlemler yaz mevsiminde kuraklıkların sıklık ve şiddet açısından önemli ölçüde arttığını göstermektedir. Sonbahar mevsiminde SPEI-3 değerlerinde her on yılda -0.32'lik azalma eğilimi %99 güven düzeyinde anlamlı bulunmuştur. Bu eğilim ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarının ortaya çıkmasıyla uyumlu olup bu durum sonbahar döneminde kuraklıkların hem daha sık hem de daha şiddetli hale geldiğini göstermektedir. Ayrıca kurak sezonun sonbahara doğru kayma eğiliminde olduğunu da işaret etmektedir. Yıllık olarak değerlendirildiğinde SPEI-3 değerlerinde her on yılda -0.19'luk azalma eğilimi %99 güven düzeyinde anlamlı bulunmuş olup bu azalma eğilimi ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışlarla uyumludur. Bu bulgular, havzanın giderek daha kurak koşullara kaydığını ve yıllık bazda kuraklıkların daha sık ve şiddetli hale geldiğini göstermektedir. Kış mevsiminde ise azalma eğilimi tespit edilmesine rağmen bu eğilim anlamlı bulunmamıştır. Ancak ilk döneme kıyasla ikinci dönemde şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artış, kış aylarında daha yoğun kuraklıkların yaşandığını işaret etmektedir. İlkbahar mevsiminde SPEI-3 değerlerinde hafif bir artış eğilimi gözlenirse de bu eğilim anlamlı olmamıştır. Ancak kuraklık kategorilerine göre yapılan dönemsel karşılaştırmalar bu mevsimde ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve şiddetli kuraklık olaylarının arttığını göstermiştir. Bu artış da ilkbaharda kuraklıkların sıklık ve şiddet açısından artış gösterdiğini ortaya koymaktadır.

SPEI-3 değerlerine göre 1980-2022 döneminde ekstrem kurak yıllar şu şekilde gerçekleşmiştir: 1989 yılının Mart ayında (-2.20), 2008 yılının Nisan ayında (-2.32), 2011 yılının Ocak ayında (-2.00), 2017 yılının Eylül ayında (-2.28), 2020 yılının Kasım ayında (-2.04), 2021 yılının Haziran ayında (-2.88) ve 2022 yılının Eylül ayında (-2.19). En uzun süren kuraklık ise Şubat 1989 - Haziran 1989, Mayıs 2000 - Eylül 2000 ve Ağustos 2022 - Aralık 2022 arasında yaşanmış olup her biri 5 ay sürmüştür. En uzun süren ekstrem kuraklık dönemi ise Mayıs 2021 - Temmuz 2021 arasında yaşanmış olup 3 ay sürmüştür.

4.8.2. SPEI-6 Tabanlı Kuraklığın Değişim ve Eğilimleri

Aras Havzası'nda 1980-2022 döneminde M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre SPEI-6 tabanlı kuraklığın mevsimlik ve yıllık zamansal eğilimleri incelendiğinde, yaz mevsiminde her on yılda -0.30 değeriyle % 95 güven düzeyinde ($p > 0.05$), kış ve yıllık zaman dizilerinde sırasıyla -0.28 ve -0.24 değerleriyle %99 güven düzeyinde ($p < 0.01$), sonbahar mevsiminde ise her on yılda -0.43 değeriyle %99.9 güven düzeyinde ($p < 0.001$) anlamlı azalma eğilimleri tespit edilmiştir. İlkbahar mevsimindeki azalma eğilimi ise anlamlı bulunmamıştır (Tablo 3).

SPEI-6 kuraklık kategorilerine göre Aras Havzası'nda (24) kuraklık koşulları, iki dönem arasında (1980-2001 ve 2002-2022) karşılaştırmalı olarak analiz edildiğinde kuraklığın mevsimlik ve yıllık zamansal değişimleri daha iyi anlaşılmaktadır (Şekil 24). Bu zamansal değişimlere ilişkin bulgular aşağıda kısaca özetlenmiştir.

- İlkbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %7.6 iken ikinci dönemde %9.7'ye yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde

%3 iken ikinci dönemde %1.6'ya düşmüştür. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları ilk dönemde %1.5 oranında gözlenirken ikinci dönemde bu kategoriye giren kuraklık gözlenmemiştir.

- Yaz mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %4.7 iken ikinci dönemde yaklaşık iki katına çıkarak %9.5'e yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %1.6 iken ikinci dönemde büyük bir artışla %6.3'e çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %3.1 iken ikinci dönemde küçük bir artışla %3.2 oranında gözlenmiştir.

- Sonbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %4.6 olarak tespit edilmişken ikinci dönemde ciddi bir artışla %14.3'e yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %3.1 iken ikinci dönemde %9.5'e çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık olayları ilk dönemde gözlenmezken ikinci dönemde %1.6 oranında gözlenmeye başlanmıştır.

- Kış mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %4.5 iken ikinci dönemde %9.5'e yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %4.5 olarak gözlenmiş, bu oran ikinci dönemde az bir artışla %4.8'e yükselmiştir. Ekstrem kuraklık olayları ilk dönemde gözlenmezken ikinci dönemde %1.6 oranında gözlenmiştir.

- Yıllık olarak değerlendirildiğinde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %5.4 iken ikinci dönemde %10.8'e yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %3.1 iken ikinci dönemde %5.6'ya çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %1.1 iken ikinci dönemde %1.6'ya yükselmiştir.

Bu bulgular, SPEI-6 tabanlı kuraklık indisine göre Aras Havzası'ndaki kuraklık koşullarının özellikle yaz, sonbahar ve kış mevsimlerinde ve yıllık olarak önemli ölçüde şiddetlendiğini göstermektedir. Yaz mevsiminde SPEI-6 değerlerinde her on yılda -0.30'luk azalma eğilimi %95 güven düzeyinde anlamlı bulunmuştur. Bu azalma eğilimi ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışlarla tutarlıdır. Bu durum, yaz mevsiminde kuraklıkların hem sıklık hem de şiddet açısından önemli ölçüde arttığını göstermektedir. Sonbahar mevsiminde SPEI-6 değerlerinde her on yılda -0.43'lük azalma eğilimi %99.9 güven düzeyinde anlamlı bulunmuş olup bu eğilim ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki belirgin artışlarla uyumludur. Bu gözlemler, sonbaharda kuraklıkların daha sık ve daha şiddetli hale geldiğini ve kurak sezonun sonbahara doğru uzadığını göstermektedir. Kış mevsiminde SPEI-6 değerlerinde her on yılda -0.28'lik azalma eğilimi %99 güven düzeyinde anlamlı olup bu eğilim ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışlarla uyumlu bir tablo sergilemektedir. Bu durum, kış aylarında daha şiddetli ve nadir görülen kuraklıkların yaşandığını işaret etmektedir. Yıllık olarak değerlendirildiğinde, SPEI-6 değerlerinde her on yılda -0.24'lük azalma eğilimi %99 güven düzeyinde anlamlı bulunmuştur. Bu azalma eğilimi ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki belirgin artışlarla tutarlıdır. Bu bulgular, havzanın giderek daha kurak bir yapıya büründüğünü ve kuraklıkların hem sıklık hem de şiddet açısından arttığını göstermektedir. İlkbahar mevsiminde M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre SPEI-6 değerlerinde anlamlı bir eğilim bulunmamasına karşın ilk döneme kıyasla ikinci dönemde kuraklık olaylarında artış gözlenmiş, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarında ise azalmalar görülmüştür. Bu da ilkbaharda kuraklık şiddetinin orta düzeyde kaldığını ve şiddetli kuraklıkların da azaldığını göstermektedir.

SPEI-6 değerlerine göre 1980-2022 döneminde ekstrem kurak yıllar şu şekilde gerçekleşmiştir: 1989 yılının Mayıs ayında (-2.44), 2000 yılının Temmuz ayında (-2.07), 2021 yılının Haziran ayında (-2.26) ve 2022 yılının Aralık ayında (-2.47). En uzun süren kuraklık ise Haziran 2000 - Nisan 2001

arasında yaşanmış olup 11 ay sürmüştür. En uzun süren ekstrem kuraklık dönemleri ise Mayıs 1989 - Haziran 1989 ve Haziran 2021 - Temmuz 2021 arasında yaşanmış olup her biri 2 ay sürmüştür.

4.8.3. SPEI-12 Tabanlı Kuraklığın Değişim ve Eğilimleri

Aras Havzası'nda 1980-2022 döneminde M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre SPEI-12 tabanlı kuraklığın mevsimlik ve yıllık zaman dizilerinde azalma eğilimleri tespit edilmiştir. Yaz, sonbahar ve kış mevsimlerinde her on yılda sırasıyla -0.33, -0.37 ve -0.41 değerleriyle %99 güven düzeyinde ($p > 0.01$) anlamlı azalma eğilimleri gözlenmiştir. İlkbahar ve yıllık zaman dizilerinde ise her on yılda -0.36 ve -0.35 değerleriyle %99.9 güven düzeyinde ($p < 0.001$) anlamlı azalma eğilimleri tespit edilmiştir (Tablo 3).

SPEI-12 kuraklık kategorilerine göre Aras Havzası'nda (24) kuraklık koşulları, iki dönem arasında (1980-2001 ve 2002-2022) karşılaştırmalı olarak analiz edildiğinde kuraklığın mevsimlik ve yıllık zamansal değişimleri daha iyi anlaşılmaktadır (Şekil 25). Bu zamansal değişimlere ilişkin bulgular aşağıda kısaca özetlenmiştir.

- İlkbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %3 iken ikinci dönemde büyük oranda artarak %13.1'e yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %3 iken ikinci dönemde %4.9'a çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %1.5 iken ikinci dönemde küçük bir artışla %1.6 oranında gözlenmeye devam etmiştir.

- Yaz mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %4.7 iken ikinci dönemde fark edilir bir artışla %14.5'e yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %1.6 iken ikinci dönemde bu kategoriye giren herhangi bir kuraklık olayı gözlenmemiştir. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde gözlenmezken ikinci dönemde %4.8 oranında görülmüştür.

- Sonbahar mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %6.2 iken ikinci dönemde artış göstererek %12.9'a ulaşmıştır. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %4.6 iken ikinci dönemde %8.1'e çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde gözlenmezken ikinci dönemde %1.6 oranında gözlenmiştir.

- Kış mevsiminde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %4.5 iken ikinci dönemde dikkate değer bir artışla %15.9'a yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %3 iken ikinci dönemde %9.5'e çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %1.5 iken ikinci dönemde bu kategoriye giren herhangi bir kuraklık olayı yaşanmamıştır.

- Yıllık olarak değerlendirildiğinde, orta kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %4.6 iken ikinci dönemde kayda değer bir artışla %14.1'e yükselmiştir. Şiddetli kurak kategorisindeki kuraklık frekansının oranı ilk dönemde %3.1 iken ikinci dönemde artarak %5.6'ya çıkmıştır. Ekstrem kurak kategorisindeki kuraklık frekansı ilk dönemde %0.8 iken ikinci dönemde yükselerek %2'ye ulaşmıştır.

Bu bulgular, SPEI-12 tabanlı kuraklık indisine göre Aras Havzası'ndaki kuraklık koşullarının tüm mevsimlerde ve yıllık olarak belirgin bir şekilde şiddetlendiğini göstermektedir. İlkbahar mevsiminde, SPEI-12 değerlerinde her on yılda -0.36'luk azalma eğilimi %99.9 güven düzeyinde anlamlı bulunmuştur. Bu azalma eğilimi ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışlarla tutarlıdır. Bu gözlemler ilkbaharda kuraklıkların hem sıklık hem de şiddet açısından arttığını ortaya koymaktadır. Yaz mevsiminde SPEI-12 değerlerinde her on yılda -0.33'lük azalma eğilimi %99 güven düzeyinde anlamlı bulunmuş olup bu eğilim ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta kuraklık olaylarındaki büyük artış ve ekstrem kuraklık olaylarının ikinci

dönemde ortaya çıkmasıyla uyumludur. Bu bulgular yaz mevsiminde kuraklık sıklığının arttığı ve aşırı kuraklık olaylarının bu mevsimde belirginleştiğini göstermektedir. Sonbahar mevsiminde SPEI-12 değerlerinde her on yılda -0.37'lik azalma eğilimi %99 güven düzeyinde anlamlı bulunmuştur. Bu anlamlı azalma eğilimi ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışlarla uyum içindedir. Bu gözlemler sonbaharda kuraklıkların sıklık ve şiddet açısından daha da arttığını ve kurak sezonun sonbahara doğru genişlediğini göstermektedir. Kış mevsiminde SPEI-12 değerlerinde her on yılda -0.41'lik azalma eğilimi %99 güven düzeyinde anlamlı bulunmuş olup bu eğilim ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta ve şiddetli kuraklık olaylarındaki büyük artışlarla tutarlıdır. Tüm bunlarda da kış mevsiminde daha sık ve şiddetli kuraklıkların yaşandığını ortaya koymaktadır. Yıllık olarak, SPEI-12 değerlerinde her on yılda -0.35'lik azalma eğilimi %99.9 güven düzeyinde anlamlıdır. Bu anlamlı azalma eğilimi orta, şiddetli ve ekstrem kuraklık olaylarındaki artışlarla desteklenmektedir. Bu bulgu yıllık bazda, havzanın giderek daha kurak koşullara kaydığını ve kuraklıkların hem sıklık hem de şiddet açısından daha da arttığını göstermektedir.

SPEI-12 değerlerine göre 1980-2022 döneminde ekstrem kurak yıllar şu şekilde gerçekleşmiştir: 2001 yılının Şubat ayında (-2.06) ve 2021 yılının Temmuz ayında (-2.60). En uzun süren kuraklık ise Temmuz 2000 - Ekim 2001 arasında yaşanmış olup 16 ay sürmüştür. En uzun süren ekstrem kuraklık dönemi ise Mayıs 2021 - Eylül 2021 arasında yaşanmış olup 5 ay sürmüştür.

5. SONUÇ VE DEĞERLENDİRME

Bu çalışmada, 1980-2022 döneminde Türkiye'nin coğrafi bölgelerini temsilen seçilen 8 havzada (Ergene Havzası [01], Gediz Havzası [05], Antalya Havzası [09], Batı Karadeniz Havzası [13], Konya Kapalı Havzası [16], Fırat-Dicle Havzası [21], Doğu Karadeniz Havzası [22] ve Aras Havzası [24]) yüksek çözünürlüğe sahip grid tabanlı iklim veri seti kullanılarak SPEI-3, SPEI-6 ve SPEI-12 tabanlı kuraklık indisleriyle sırasıyla meteorolojik, tarımsal ve hidrolojik kuraklıkların mevsimlik ve yıllık zamansal değişim ve eğilimleri incelenmiştir. Ayrıca kuraklık kategorilerine göre oluşturulan yüzdelerle frekans histogramlarıyla 1980-2001 ve 2002-2020 dönemlerinde gözlenen kuraklık değişimleri araştırılmıştır. Elde edilen bulgular, genel olarak SPEI değerlerinin mevsimlik ve yıllık periyotlarda azalma eğiliminde olduğunu ve son yıllarda kuraklık olaylarının sıklığı ile şiddetinde belirgin artışlar gözlemlendiğini göstermektedir. Bu sonuçlarla uyumlu olarak, çeşitli çalışmalarda da 1980'li yıllardan günümüze doğru Türkiye'de kuraklık şiddeti ve sıklığının arttığı ve ülkenin daha kurak koşullara doğru kayma eğiliminde olduğu ortaya konmuştur (Türkeş & Tatlı, 2009; Türkeş, 2012; Türkeş, 2013a; Türkeş vd., 2016; Hadi & Tombul, 2018; Turkes, 2020; Turkes vd., 2020; Jamal vd., 2022; Erilat & Güler, 2023; Serkendiz vd., 2024, Öz vd., 2024).

Aşağıda bu çalışma kapsamında seçilen havzalarda meteorolojik, tarımsal ve hidrolojik kuraklıkların mevsimlik ve yıllık değişimleri ve eğilimleri karşılaştırmalı olarak değerlendirilmiştir.

Meteorolojik kuraklık (SPEI-3) açısından M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre, havzalarda özellikle yaz ve sonbahar mevsimlerinin SPEI-3 zaman dizilerinde belirgin bir azalma eğilimi gözlenmiştir. Aras Havzası, Fırat-Dicle Havzası, Konya Kapalı Havzası ve Batı Karadeniz Havzası'nda (yaz mevsimi hariç) SPEI-3 değerlerindeki azalma eğilimleri istatistiksel olarak anlamlı bulunmuştur. Yaz mevsiminde en belirgin azalma eğilimi Fırat-Dicle Havzası'nda gözlenmiş; bunu sırasıyla Aras Havzası, Konya Kapalı Havzası ve Gediz Havzası takip etmiştir. Sonbaharda da yaz mevsiminde olduğu gibi en belirgin azalma yine Fırat-Dicle Havzası'nda görülmüş ve ardından bunu Aras Havzası, Konya Kapalı Havzası, Batı Karadeniz Havzası ve Gediz Havzası takip etmiştir. 1980-2001 ile 2002-2022 dönemleri arasında kuraklık kategorilerinin karşılaştırılması, ikinci dönemde gözlenen orta, şiddetli ve ekstrem kuraklıklardaki artışların bu havzalardaki azalma eğilimlerini desteklediğini ortaya koymaktadır. Diğer taraftan, ikinci dönemde kuraklığın tüm kategorilerinde

gözlenen belirgin artışlar, bu havzalarda kuraklığın daha yoğun ve şiddetli hale geldiğine işaret etmektedir. Özellikle Fırat-Dicle Havzası, yaz ve sonbahar mevsimlerinde kuraklığın en yoğun ve en şiddetli görüldüğü havza olarak öne çıkmakta; bu durum, havzanın meteorolojik kuraklık açısından en riskli havza olduğunu göstermektedir. Ayrıca Fırat-Dicle Havzası dâhil olmak üzere diğer tüm havzalarda sonbahar mevsiminde kuraklık sıklığı ve şiddetinin artış göstermesi, kurak sezonun sonbahara doğru genişlediğine işaret etmektedir. Meteorolojik kuraklık açısından dikkat edilmesi gereken bir diğer önemli havza Batı Karadeniz Havzası'dır. Bu havzada ilk döneme kıyasla ikinci dönemde ekstrem kuraklık kategorisinde gözlenen kuraklıklarda belirgin bir artış yaşanmıştır. Bu artış, Batı Karadeniz Havzası'nda nadir ve çok şiddetli kuraklık olaylarının sayısında dikkate değer bir yükselişi ve aşırı kuraklıkların görülme olasılığının arttığını göstermektedir. Meteorolojik kuraklık yıllık olarak değerlendirildiğinde, Aras Havzası, Fırat-Dicle Havzası, Konya Kapalı Havzası ve Batı Karadeniz Havzası'nda SPEI-3 değerlerinde anlamlı azalma eğilimleri dikkat çekmektedir. Bu eğilimler, havzaların daha kurak koşullara doğru ilerlediğini göstermekte olup; ilk döneme kıyasla ikinci dönemde orta, şiddetli ve ekstrem kuraklıkların artışı da bu durumu desteklemektedir.

Hem mevsimlik hem de yıllık olarak sıklığı ve şiddeti giderek yükselen meteorolojik kuraklık, bu havzalarda birtakım olumsuz etkiler yaratabilir. Örneğin, söz konusu havzalarda meteorolojik kuraklığın artması zirai üretimde verim kayıplarına yol açabilir; özellikle sulama gerektiren tarım ürünlerinde üretim düşüşleri gözlenebilir (Tas vd. 2020; Sarış & Gedik, 2021; Tas & Yıldırım, 2021). Yağış miktarındaki azalmaya bağlı olarak yeraltı su seviyeleri ve barajlardaki su miktarı düşebilir (Kalender & Topak, 2023; Şarlak vd. 2024) ve temiz içme suyuna erişim zorlaşabilir. Ayrıca bu durum enerji üretiminde kesintilere neden olabilir. Özellikle Fırat-Dicle Havzası'ndaki hidroelektrik santrallerin enerji üretim kapasitesi ciddi şekilde azalabilir; bu da hem bölgenin enerji arzını olumsuz etkileyebilir hem de Türkiye'nin genel enerji güvenliği üzerinde riskler oluşturabilir (Koç vd., 2022). Nitekim yapılmış çalışmalar, Fırat-Dicle Havzası'nda uzun süreli meteorolojik kuraklıkların akarsuların akışını önemli ölçüde azalttığını ve bunun hidroelektrik santrallerin elektrik üretme kapasitesini doğrudan etkilediğini göstermiştir (Alivi vd. 2021; Özüpekçe, 2021; Serefoğlu & Yılmaz, 2019). Kuraklık aynı zamanda ekosistemler üzerinde tahribat yaratarak biyoçeşitliliği tehdit edebilir (Şimşek vd. 2010; Türkeş, 2012) ve toprak erozyonunu artırabilir (Türkeş, 2012).

Tarımsal kuraklık (SPEI-6) açısından M-K sıra ilişki katsayısı test sonuçlarına göre, havzalarda SPEI-6 değerlerinin sonbahar, kış ve yıllık zaman dizilerinde belirgin bir azalma eğilimi gözlenmiştir. Gediz Havzası, Antalya Havzası, Batı Karadeniz Havzası, Konya Kapalı Havzası, Fırat-Dicle Havzası ve Aras Havzası'ndaki bu azalma eğilimleri istatistiksel olarak anlamlı bulunmuştur. Bu azalma eğilimleri söz konusu havzalarda tarımsal kuraklık şiddetinin artmakta olduğunu göstermektedir. Özellikle sonbahar ve kış mevsimlerinde ve yıllık olarak değerlendirildiğinde, SPEI-6 değerlerindeki en belirgin azalma eğilimleri sırasıyla Fırat-Dicle, Batı Karadeniz ve Konya Kapalı havzalarında gözlenmiştir. Bu durum, söz konusu havzaların tarımsal kuraklık açısından en yüksek riskli havzalar arasında olduğunu ortaya koymaktadır. Kuraklık kategorilerine göre yapılan dönemsel karşılaştırmalar da tarımsal kuraklık riskinin bu havzalarda yüksek olduğunu doğrulamaktadır. Nitekim ilk döneme kıyasla ikinci dönemde söz konusu havzalarda orta, şiddetli ve ekstrem kuraklıkların yoğunluğu ve şiddetinde artışlar gözlenmiştir. Bu gözlemler dikkate alındığında özellikle Batı Karadeniz Havzası'nda ilk döneme kıyasla ikinci dönemde nadir ve çok şiddetli kuraklık olaylarının oranlarında belirgin artışlar dikkat çekicidir. Bu artışlar, aşırı kuraklık olaylarının bu havzada gelecekte daha sık görülme olasılığının yüksek olduğunu işaret etmektedir. Tüm süreçler tarımsal üretimde verim kayıplarına yol açarak bölgedeki çiftçiler üzerinde ekonomik baskıyı artırabilir. Su kaynaklarının azalmasıyla birlikte, tarımsal ürünlerin yetiştirilmesi zorlaşabilir ve gıda arzında daralmalar yaşanabilir. Söz konusu havzalar üzerine yapılan kuraklık çalışmalarında da havzalarda kuraklığın yoğunlaştığı ve şiddetlendiği ortaya konmuş ve tarımsal üretimin kuraklıktan ciddi oranda etkilendiği belirtilmiştir. (Amini vd. 2016; Sarış & Gedik, 2021; Aydın vd. 2024; Simsek

vd. 2024; Torun & Çakmak, 2024). Ayrıca, havzalarda kuraklığın sonbahar mevsiminde yoğunlaşması ve şiddetlenmesi, meteorolojik kuraklıkta olduğu gibi tarımsal kuraklıkta da kurak sezonun sonbahara doğru genişlediğini göstermektedir.

Türkiye genelinde yıllık yağış miktarındaki azalma (Türkeş vd. 2016; Kömüşçü & Aksoy, 2023) ve ortalama hava sıcaklıklarındaki artış eğilimi (Güler & Erlat, 2023; Yılmaz, 2023) tarımsal kuraklığın bu havzalarda yoğunlaşmasına ve şiddetlenmesine yol açmakta ve tarımsal faaliyetlerin kuraklıktan daha da fazla etkilenmesine neden olmaktadır. Çünkü hava sıcaklıklarının yükselmesi atmosferin buharlaşma talebini ve evapotranspirasyonu artırmakta, bu da toprak nemini azaltmaktadır. Azalan yağış miktarı ile birleşen bu termodinamik süreç, havzalarda kuraklık şiddetini daha da artırmaktadır. Nitekim, Türkiye'nin içinde bulunduğu Akdeniz Havzası'nda yapılan kuraklık çalışmaları, kuraklık eğilimlerindeki artışın yalnızca yağış miktarındaki azalmayla değil; atmosferin artan buharlaşma talebi, yükselen evapotranspirasyon, topraktaki nem açığı ve yüzey sularındaki azalmayla da ilgili olduğunu göstermektedir (Camuffo vd. 2013; Azorin-Molina vd. 2015; Spinoni vd. 2017; Peña-Angulo vd. 2020; Markonis vd. 2021; Seneviratne vd. 2021). Tüm bunlar dışında, Meriç-Ergene ve Doğu Karadeniz havzalarında tarımsal kuraklık eğilimleri açısından anlamlı değişimler gözlenmemiştir. Ancak kuraklık kategorilerindeki artışlar, bu havzalarda da ilk döneme kıyasla ikinci dönemde kuraklıkların sıklığı ve şiddetinde bir artış olduğunu ortaya koymaktadır.

Hidrolojik kuraklık (SPEI-12) açısından, tüm mevsimlerde ve yıllık olarak kuraklık şiddetinde artış gözlenmiştir. Bu artış eğilimi özellikle ilkbahar ve kış mevsimlerinde belirgin hale gelmiştir. Fırat-Dicle, Konya Kapalı, Batı Karadeniz, Aras ve Antalya havzalarında hidrolojik kuraklık şiddetindeki artışlar istatistiksel olarak anlamlı bulunmuştur. En şiddetli artışlar ilkbahar, kış ve sonbahar mevsimlerinde Fırat-Dicle Havzası'nda; yaz mevsiminde ve yıllık olarak ise Batı Karadeniz Havzası'nda gözlenmiştir. Kuraklık kategorilerine göre yapılan dönemsel karşılaştırmalar, bu havzalarda kuraklık şiddeti ve sıklığının giderek arttığını desteklemektedir. Ayrıca, önceki çalışmalar da bu havzalarda kuraklığın yoğunlaştığını ve şiddetlendiğini ortaya koymuştur (Avşaroğlu & Gümüş, 2022; Eşit vd. 2023; Özkaya, 2023). Havzalarda, meteorolojik ve tarımsal kuraklıkta olduğu gibi hidrolojik kuraklıkta da kurak sezonun kış ve özellikle sonbahar mevsimine doğru genişlemesi, havzalarda su kaynaklarının yenilenmesi ve su temini üzerinde olumsuz etkiler yaratabilmektedir. Bu mevsimlerde kar yağışlarının azalması ve kar birikimlerinin düşmesi, ilkbahar ve yaz aylarında su kaynaklarının beslenmesini olumsuz yönde etkileyebilmektedir. Bu durum, içme suyu temini, tarımsal sulama, enerji üretimi ve ekosistemlerin devamlılığı açısından ciddi riskler oluşturmaktadır (Dellal & McCarl, 2010). Örneğin, kış ve sonbahar mevsimlerinde şiddetli hidrolojik kuraklığın yaşandığı Fırat-Dicle Havzası'ndaki Keban, Karakaya ve Atatürk barajlarında, 1990'lı yıllardan itibaren yağış ve özellikle kar yağışındaki azalmalara bağlı olarak elektrik enerjisi üretimi düşmektedir (Yıldız, 2024). Tarımsal kuraklıkta ifade edildiği gibi, Türkiye genelinde yıllık yağış miktarındaki azalmalar (Türkeş vd. 2016; Kömüşçü & Aksoy, 2023) ve yükselen hava sıcaklıkları (Güler & Erlat, 2023; Yılmaz, 2023), atmosferin buharlaşma talebini ve evapotranspirasyonu arttırmakta; bu termodinamik süreç, yüzey ve yeraltı su kaynaklarının beslenmesini olumsuz etkileyerek hidrolojik kuraklığın bu havzalarda şiddetlenmesine katkıda bulunmaktadır.

Antropojenik iklim değişikliği nedeniyle Türkiye'nin de içinde bulunduğu Doğu Akdeniz Havzası'nda azalan yağış miktarı, yükselen hava sıcaklıkları ve bu iki faktörün birleşik etkisiyle kuraklık koşullarının arttığı gözlenmektedir (Tatlı & Türkeş, 2011; Türkeş, 2012; Türkeş vd. 2016; Hadi & Tombul, 2018; Jamal vd. 2022; Erlat & Güler, 2023; Bayer-Altın vd. 2023; Öz vd. 2024). Türkiye'deki kuraklık eğilimleri, bu çalışmada incelenen havzalardaki bulgularla büyük bir tutarlılık göstermektedir. Başka bir ifadeyle, havzalarda kuraklık sıklığı ve şiddetindeki artışta hem azalan yağış miktarının hem de yükselen hava sıcaklığının etkisi olduğu anlaşılmaktadır. Bu sonuç, çalışmada kullanılan SPEI tabanlı kuraklık indisiyle belirlenen kurak koşullarla yakından ilişkilidir.

Çünkü SPEI, kuraklık tespitinde yağış miktarını ve sıcaklığın bir fonksiyonu olan potansiyel evapotranspirasyonu (PET) dikkate almaktadır. Özellikle hava sıcaklıklarının yükselmesiyle birlikte PET artmakta ve aynı zamanda evapotranspirasyonla su kaybı hızlanmaktadır. Bu termodinamik süreç, azalan yağış miktarı ile birleşerek kuraklığın şiddetlenmesine yol açmaktadır (Seneviratne, vd. 2021).

Çeşitli küresel ve bölgesel iklim modellerine göre, Türkiye’de en düşük sera gazı salım senaryoları altında dahi hava sıcaklıklarının artacağı öngörülmektedir; en kötümser senaryolarda ise yağış miktarlarının azalması beklenmektedir (Turp vd. 2014; Demircan vd. 2017; Turunçoğlu vd. 2018; Turkes, 2020; Turkes vd. 2020). Bu öngörüler sonucunda, 21. yüzyıl boyunca Türkiye genelinde hem yağışın azalması hem de hava sıcaklığın artışına bağlı olarak atmosferin buharlaşma talebinin artmasıyla birlikte kuraklığın sıklığı ve şiddetinin yükseleceği beklenmektedir. Örneğin, SPEI-12 ve Palmer Kuraklık Şiddet İndisi (sc-PDSI) verilerine göre, 1971-2018 yılları arasında Türkiye'nin kuzeybatısında orta ve şiddetli kuraklık oranları sırasıyla %17.2 ve %30.3 olarak kaydedilmiştir. Mevcut eğilimler göz önünde bulundurulduğunda, RCP 4.5 ve RCP 8.5 senaryoları altında bu değerlerin sırasıyla %38.3 ve %35.3’e, %47 ve %44’e yükselebileceği öngörülmektedir (Yeşilköy & Şaylan, 2022). Türkiye’nin kuzeybatısında öngörülen bu durum, bu çalışmadaki ilgili havzalarda da kuraklık sıklığı ve şiddetinin gelecekte artacağına dair önemli bir gösterge olarak değerlendirilebilir.

Kaynaklar

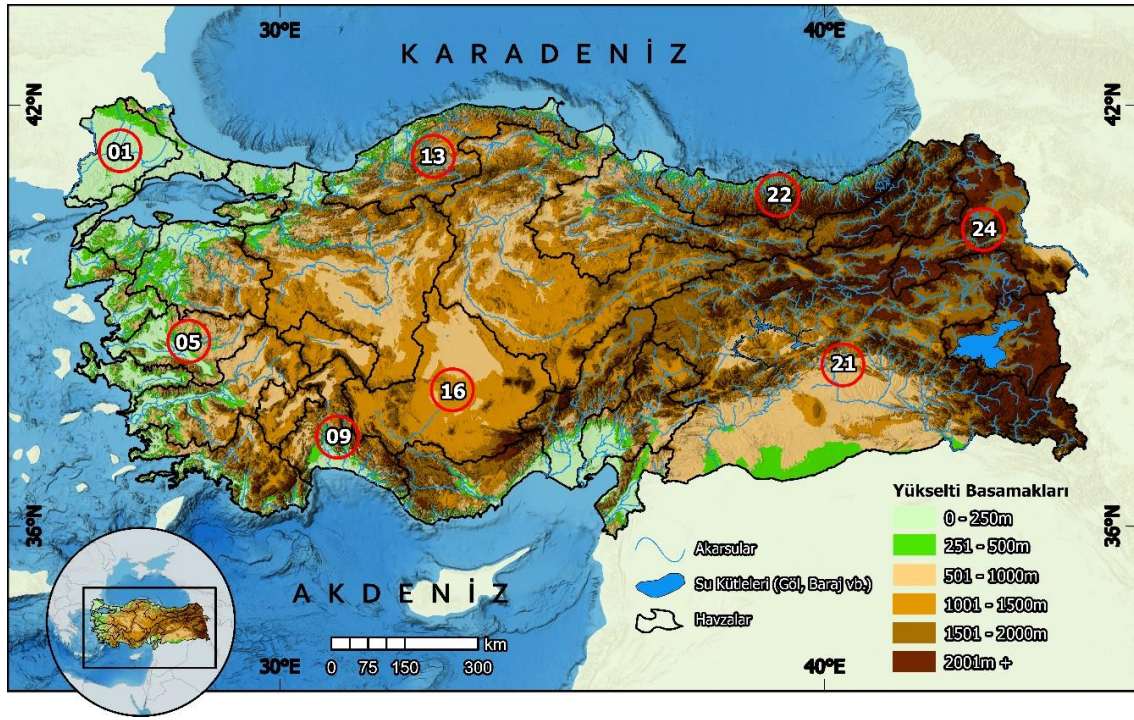
- Adams, J. 2017. *Climate_indices*, an open source Python library providing reference implementations of commonly used climate indices. Clim. indices Python. https://github.com/monocongo/climate_indices
- Alivi, A., Yıldız, O., & Aktürk, G. 2021. Fırat-Dicle havzasında yıllık ortalama akımlar üzerinde iklim değişikliği etkilerinin iklim elastikiyeti metodu ile incelenmesi. *Gazi Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Dergisi*, 36(3), 1449-1466. <https://doi.org/10.17341/gazimmfd.739556>
- Amini, A., Zareie, S., Taheri, P., Yusof, K. W., & Mustafa, M. R. 2016. Drought Analysis and Water Resources Management Inspection in Euphrates—Tigris Basin, River Basin Management. *Rijeka, Croatia: InTech*.
- Avrupa Topluluğu. 2007. *Addressing the challenge of water scarcity and droughts in the European Union*. Commun. Com. (2007) 414 Final, Brussels.
- Avsaroglu, Y., & Gumus, V. 2022. Assessment of hydrological drought return periods with bivariate copulas in the Tigris river basin, Turkey. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 134(6), 95. <https://doi.org/10.1007/s00703-022-00933-2>
- Aydin, H., Yenigun, K., Isinkaralar, O., & Isinkaralar, K. 2024. Hydrological low flow and overlapped trend analysis for drought assessment in Western Black Sea Basin. *Natural Hazards*, 1-31. <https://doi.org/10.1007/s11069-024-06880-y>
- Azorin-Molina, C., Vicente-Serrano, S. M., Sanchez-Lorenzo, A., McVicar, T. R., Morán-Tejeda, E., Revuelto, J., ... & Tomas-Burguera, M. 2015. Atmospheric evaporative demand observations, estimates and driving factors in Spain (1961-2011). *Journal of Hydrology*, 523, 262-277. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.01.046>
- Bayer-Altın, T., Türkeş, M., & Altın, B. N. 2023. Evolution of Drought Climatology and Variability in the Central Anatolia Region, Turkey, for the Period 1970–2020. *Pure and Applied Geophysics*, 180 (8), 3105-3129. <https://doi.org/10.1007/s00024-023-03321-y>
- Beck, H. E., Van Dijk, A. I., Larraondo, P. R., McVicar, T. R., Pan, M., Dutra, E., & Miralles, D. G. 2022. MSWX: Global 3-hourly 0.1 bias-corrected meteorological data including near-real-time updates and forecast ensembles. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 103 (3), E710-E732. <https://doi.org/10.1175/bams-d-21-0145.1>
- Beguería, S., Vicente-Serrano, S. M., Reig, F., & Latorre, B. 2013. Standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI) revisited: Parameter fitting, evapotranspiration models, tools, datasets and drought monitoring. *International Journal of Climatology*, 34 (10), 3001-3023. <https://doi.org/10.1002/joc.3887>
- Birleşmiş Milletler Çevre Programı, 2006. *Geo Year Book 2006: An Overview of Our Changing Environment*. Nairobi.
- Camuffo, D., Bertolin, C., Diodato, N., Cocheo, C., Barriendos, M., Dominguez-Castro, F., ... & Nunes, M. F. 2013. Western Mediterranean precipitation over the last 300 years from instrumental observations. *Climatic Change*, 117, 85-101. <https://doi.org/10.1007/s10584-012-0539-9>
- Cavus, Y., & Aksoy, H. 2019. Spatial drought characterization for Seyhan River Basin in the Mediterranean Region of Turkey. *Water*, 11 (7), 1331. <https://doi.org/10.3390/w11071331>
- Cook, B. I., Mankin, J. S., Marvel, K., Williams, A. P., Smerdon, J. E., & Anchukaitis, K.J. 2020. Twenty-first century drought projections in the CMIP6 forcing scenarios. *Earth's Future*, 8(6). <https://doi.org/10.1029/2019ef001461>
- Dai, A., Trenberth, K. E., & Qian, T. 2004. A global dataset of Palmer Drought Severity Index for 1870-2002: Relationship with soil moisture and effects of surface warming. *Journal of Hydrometeorology*, 5 (6), 1117-1130. <https://doi.org/10.1175/jhm-386.1>
- Dellal, I., & McCarl, B. A. 2010. The economic impacts of drought on agriculture: The case of Turkey. *Options Méditerranéennes*, 95, 169-174. <http://om.ciheam.org/article.php?IDPDF=801342>
- Demircan, M., Gürkan, H., Eskioğlu, O., Arabacı, H., & Coşkun, M. 2017. Climate change projections for Turkey: three models and two scenarios. *Turkish Journal of Water Science and Management*, 1(1), 22-43. <https://doi.org/10.31807/tjwsm.297183>
- Dikici, M. 2020. Drought analysis with different indices for the Asi Basin (Turkey). *Scientific Reports*, 10(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-020-77827-z>
- Douris, J., & Kim, G. 2021. The Atlas of Mortality and Economic Losses from Weather, Climate and Water Extremes (1970-2019). <https://policycommons.net/artifacts/1850732/the-atlas-of-mortality-and-economic-losses-from-we/2597666/>
- DSİ 2022. DSİ 2022 yılı resmi su kaynakları istatistikleri. <https://www.dsi.gov.tr/Sayfa/Detay/1847>

- Erişmiş, M. 2023. Standartlaştırılmış yağış buharlaşma indeksine göre Meriç Nehri Havzasında uzun dönem kuraklık analizi. *International Journal of Geography and Geography Education*, (50), 313-328. <https://doi.org/10.32003/igge.1297107>
- Erlat, E., & Güler, H. 2023. Türkiye'de Standardize Yağış Evapotranspirasyon İndisine (SPEI) Göre Kuraklıkların Zamansal Değişimi (1951-2022). *Ege Coğrafya Dergisi*, 32 (Cumhuriyet'in 100. Yılı Özel Sayısı), 77-90. <https://doi.org/10.51800/ecd.1332424>
- Esit, M., Çelik, R., & Akbas, E. 2023. Long-term meteorological and hydrological drought characteristics on the lower Tigris-Euphrates basin, Türkiye: relation, impact and trend. *Environmental Earth Sciences*, 82 (21), 491. <https://doi.org/10.1007/s12665-023-11182-w>
- Gudmundsson, L., & Seneviratne, S.I. 2016. Anthropogenic climate change affects meteorological drought risk in Europe. *Environmental Research Letters*, 11 (4), 044005. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/4/044005>
- Gudmundsson, L., Leonard, M., Do, H. X., Westra, S., & Seneviratne, S.I. 2019. Globally observed trends in mean and extreme river flow attributed to climate change. *Science*, 371 (6534), 1159-1162. <https://doi.org/10.1126/science.aba3996>
- Gumus, V. 2017. Hydrological drought analysis of Asi River Basin with streamflow drought index. *GU J. Sci. Part C*, 5, 65-73. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/4/044005>
- Gumus, V., & Algin, H. M. 2017. Meteorological and hydrological drought analysis of the Seyhan– Ceyhan River Basins, Turkey. *Meteorological Applications*, 24 (1), 62-73. <https://doi.org/10.1002/met.1605>
- Gumus, V., Avsaroglu, Y., & Simsek, O. (2022). Streamflow Trends in the Tigris River Basin Using Mann– Kendall and Innovative Trend Analysis Methods. *Journal of Earth System Science*, 131(1), 34. <https://doi.org/10.1007/s12040-021-01770-4>
- Güler, H., & Erlat, E. 2023. Türkiye’de 1950-2022 Döneminde Ortalama Hava Sıcaklıklarında Gözlenen Değişim ve Eğilimler. *Ege Coğrafya Dergisi*, 32 (1), 1-17. <https://doi.org/10.51800/ecd.1281319>
- Gümüş, V., & Algin, H. M. 2016. Meteorological and Hydrological Drought Analysis of the Seyhan–Ceyhan River Basins, Turkey. *Meteorological Applications*, 24 (1), 62-73. <https://doi.org/10.1002/met.1605>
- Hadi, S.J., & Tombul, M. 2018. Long-term spatiotemporal trend analysis of precipitation and temperature over Turkey. *Meteorological Applications*, 25 (3), 445-455. <https://doi.org/10.1002/met.1712>
- Huang, J., Ji, M., Xie, Y., Wang, S., He, Y., Ran, J. 2016. Global semi-arid climate change over last 60 years. *Climate Dynamics* 46, 1131-1150. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2636-8>
- IFRC. 2020 World Disasters Report 2020. Come Heat or High Water. Geneva. (accessed on 02 December 2023). <https://www.ifrc.org/media/8968>
- IPCC 2013. *Climate change 2013: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, & P. M. Midgley, Eds.). Cambridge University Press.
- IPCC 2023. *Climate change 2023: Synthesis report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team, H. Lee & J. Romero (Eds.)] <https://doi.org/10.59327/IPCC/AR6-9789291691647>
- Jamal, R., Hadi, S.J., & Tombul, M. 2022. The trends of the standardized precipitation and evapotranspiration index (SPEI) in Turkey. *Geography and Natural Resources*, 43 (1), 87-95. <https://doi.org/10.1134/S1875372822010139>
- Kalender, M. A., & Topak, R. 2023. Seydişehir Sulama Birliği Sulamasında Enerji Tüketimi ve Sera Gazı Emisyonunun Değerlendirilmesi. *Turkish Journal of Agriculture-Food Science and Technology*, 11 (9), 1664-1670. <https://doi.org/10.24925/turjaf.v11i9.1664-1670.6249>
- Koç, D. L., Kapur, B., Ünlü, M., & Kanber, R. 2022. The Situation of Water Resources and Agricultural Irrigation in Turkey. *Çukurova Tarım ve Gıda Bilimleri Dergisi*, 37 (2), 112-122. <https://doi.org/10.36846/CJAFS.2022.80>
- Kömüscü, A. Ü., & Aksoy, M. 2023. Long-term spatio-temporal trends and periodicities in monthly and seasonal precipitation in Turkey. *Theoretical and Applied Climatology*, 151 (3), 1623-1649. <https://doi.org/10.1007/s00704-022-04349-1>
- Kumanlioğlu, A. A., & Fıstıkoğlu, O. 2019. Yukarı Gediz Havzası yağışlarının meteorolojik kuraklık analizleri. *DEU Mühendislik Fakültesi Fen ve Mühendislik Dergisi*, 21 (62), 509-523. <https://doi.org/10.21205/deufmd.2019216216>

- Liu, C., Yang, C., Yang, Q., & Wang, J. 2021. Spatiotemporal drought analysis by the standardized precipitation index (SPI) and standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI) in Sichuan Province, China. *Scientific reports*, 11 (1), 1280. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-80527-3>
- Mariotti, A., Pan, Y., Zeng, N., & Alessandri, A. 2015. Long-term climate change in the Mediterranean region in the midst of decadal variability. *Climate Dynamics*, 44, 1437-1456. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2487-3>
- Markonis, Y., Kumar, R., Hanel, M., Rakovec, O., Máca, P., & AghaKouchak, A. 2021. The rise of compound warm-season droughts in Europe. *Science Advances*, 7 (6), eabb9668. <https://www.science.org/doi/10.1126/sciadv.abb9668>
- Marvel, K., Cook, B. I., Bonfils, C. J., Durack, P. J., Smerdon, J. E., & Williams, A. P. 2019. Twentieth-century hydroclimate changes consistent with human influence. *Nature*, 569 (7754), 59-65. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1149-8>
- Mishra, A. K., & Singh, V. P. 2010. A review of drought concepts. *Journal of hydrology*, 391(1-2), 202-216. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.07.012>
- Nelson, B. W. 2001. Fogo em florestas da Amazônia Central. *Anais, X Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. Foz do Iguaçu, Brazil 21-26 April*. <https://bit.ly/c/5Pm1>
- Ozkaya, A. 2023. Evaluating the relation between meteorological drought and hydrological drought, and the precipitation distribution for drought classes and return periods over the upper Tigris River catchment. *Theoretical and Applied Climatology*, 153 (1), 727-753. <https://doi.org/10.1007/s00704-023-04494-1>
- Öz, F. Y., Özelkan, E., & Tatlı, H. 2024. Comparative analysis of SPI, SPEI, and RDI indices for assessing spatio-temporal variation of drought in Türkiye. *Earth Science Informatics*, 1-33. <https://doi.org/10.1007/s12145-024-01401-8>
- Özçelik, Ş., & Akkuzu, E. 2023. Ege Bölgesinde Standart Yağış Evapotranspirasyon İndeksi (SPEI) ile kuraklık değerlendirmesi. *Ege Üniversitesi Ziraat Fakültesi Dergisi*, 60 (3), 515-528. <https://doi.org/10.20289/zfdergi.1286331>
- Özüpekçe, S. 2021. Drought analysis and relationship with water resources of Western Mediterranean Basins closed area. *International Journal of Geography and Geography Education (IGGE)*, 43, 317-337. <https://doi.org/10.32003/igge.790949>
- Pausas, J. G. 2004. Changes in fire and climate in the eastern Iberian Peninsula (Mediterranean basin). *Climatic change*, 63 (3), 337-350. <https://doi.org/10.1023/b:clim.0000018508.94901.9c>
- Peña-Angulo, D., Vicente-Serrano, S. M., Domínguez-Castro, F., Murphy, C., Reig, F., Trambly, Y., ... & El Kenawy, A. 2020. Long-term precipitation in Southwestern Europe reveals no clear trend attributable to anthropogenic forcing. *Environmental Research Letters*, 15(9), 094070. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab9c4f>
- Sarış, F., & Gedik, F. (2021). Konya Kapalı Havzası'nda meteorolojik kuraklık analizi. *Coğrafya Dergisi*, (42), 295-308. <https://doi.org/10.26650/jgeog2021-885519>
- Sen, P. K. 1968. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American statistical association*, 63 (324), 1379-1389.
- Seneviratne, S., Nicholls, N., Easterling, D., Goodess, C., Kanae, S., Kossin, J., Luo, Y., Marengo, J., McInnes, K., Rahimi, M. et al. 2012. Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment. Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC).
- Seneviratne, S. I., Zhang, X., Adnan, M., Badi, W., Dereczynski, C., Luca, A. D., ... & Allan, R. (2021). Weather and climate extreme events in a changing climate. Masson-Delmotte V., Zhai P., Pirani A., Connors SL., Péan C., ... & Zhou B (eds) *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 1513–1766. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.013>
- Serefoğlu, C., & Yılmaz, M. 2019. Euphrates and Tigris rivers from the perspectives of the experts working on transboundary water management Sınıraşan akarsuların yönetimi konusunda çalışan uzmanların bakış açısından Dicle ve Fırat nehirleri. *Journal of Human Sciences*, 16 (1), 73-86. <https://www.j-humansciences.com/ojs/index.php/IJHS/article/view/5432>
- Serkendiz, H., & Tatlı, H. (2023). Sosyo-Ekonomik ve Biyofiziksel Bileşenlerine Dayalı Geliştirilen Dirençlilik İndeksi ile Türkiye'de Kuraklığın İncelenmesi. *Resilience*, 7 (1), 73-91. <https://doi.org/10.32569/resilience.1196557>

- Serkendiz, H., Tatlı, H., Kılıç, A., Çetin, M., & Sungur, A. 2024. Analysis of drought intensity, frequency and trends using the spei in Turkey. *Theoretical and Applied Climatology*, 155(4), 2997-3012. <https://doi.org/10.1007/s00704-023-04772-y>
- Sheffield, J., Wood, E. F., & Roderick, M. L. 2012. Little change in global drought over the past 60 years. *Nature*, 491 (7424), 435-438. <https://doi.org/10.1038/nature11575>
- Simsek, O., Yildiz-Bozkurt, S., & Gumus, V. 2024. Analysis of meteorological drought with different methods in the Black Sea region, Turkey. *Acta Geophysica*, 72 (3), 1927-1943. <https://doi.org/10.1007/s11600-023-01099-0>
- Simsek, O., Yildiz-Bozkurt, S., & Gumus, V. 2024. Analysis of meteorological drought with different methods in the Black Sea region, Turkey. *Acta Geophysica*, 72 (3), 1927-1943. <https://doi.org/10.1007/s11600-023-01099-0>
- Sneyers, R. 1990. On the Statistical Analysis of Series of Observations. WMO Technical Note 43, World Meteorological Organization, Geneva.
- Spinoni, J., Barbosa, P., Bucchignani, E., Cassano, J., Cavazos, T., Christensen, J. H., ... & Dosio, A. 2020. Future global meteorological drought hot spots: a study based on CORDEX data. *Journal of Climate*, 33 (9), 3635-3661. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0084.1>
- Spinoni, J., Barbosa, P., Cherlet, M., Forzieri, G., McCormick, N., Naumann, G., ... & Dosio, A. 2021. How will the progressive global increase of arid areas affect population and land-use in the 21st century?. *Global and Planetary Change*, 205, 103597. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-19-0084.1>
- Spinoni, J., Naumann, G., & Vogt, J. 2015. Spatial patterns of European droughts under a moderate emission scenario. *Advances in Science and Research*, 12(1), 179-186. <https://doi.org/10.5194/asr-12-179-2015>
- Spinoni, J., Naumann, G., & Vogt, J. V. 2017. Pan-European seasonal trends and recent changes of drought frequency and severity. *Global and Planetary Change*, 148, 113-130. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.11.013>
- Spinoni, J., Naumann, G., Carrao, H., Barbosa, P., & Vogt, J. 2014. World drought frequency, duration, and severity for 1951-2010. *International Journal of Climatology*, 34 (8), 2792-2804. <https://doi.org/10.1002/joc.3875>
- Şarlak, N., Muratoğlu, A., & Tiğrek, Ş. 2024. Devegeçidi Baraj Gölü Meteorolojik-Hidrolojik-Tarımsal Kuraklık Analizi. *Doğal Afetler ve Çevre Dergisi*, 10(1), 16-28.
- Şimşek, Z., Öner, N., Kondur, Y., & Şimşek, M. 2010. Kuraklığın orman biyoçeşitliliği üzerine etkileri ve gelecekte alınması gereken önlemler. *Çölleşme ile Mücadele Sempozyumu*, Çorum, Türkiye, 514-521.
- Tas, İ., & Yıldırım, Y. E. 2021. HadGEM2 Küresel İklim Modeli Tahminine Dayalı Konya Kapalı Havzası İçin Olası Tarımsal Kurak Dönemleri. *Toprak Su Dergisi*, 56-66. <https://doi.org/10.21657/topraksu.806184>
- Tas, İ., Yıldırım, Y. E., & Aras, İ. 2020. Konya Kapalı Havzası İçin Gelecekteki Olası Hidrolojik Kurak Dönemle. *Türk Tarım ve Doğa Bilimleri Dergisi*, 7 (3), 699-709. <https://doi.org/10.30910/turkjans.710482>
- Tatlı, H., & Türkeş, M. 2011. Palmer kuraklık şiddeti ve standartlaştırılmış yağış indislerinin Türkiye üzerinde karşılaştırılması. In *5th Atmospheric Science Symposium Proceedings Book* (pp. 231-239).
- Tercini, J. R. B., Perez, R., Schardong, A., & Bonnacarrère, J. I. G. 2021. Potential impact of climate change analysis on the management of water resources under stressed quantity and quality scenarios. *Water*, 13 (21), 2984. <https://doi.org/10.3390/w13212984>
- Thom, H. C. S. 1966. Some methods of climatological analysis. *WMO Technical Note No. 81*, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.
- Torun, E., & Çakmak, B. 2024. Evaluation of water efficiency in agriculture: The case of the Konya closed basin. *Irrigation and Drainage*. <https://doi.org/10.1002/ird.2972>
- TÜİK. 2016. *Turkey in statistics, 2015*. Turkish Statistical Institute, Publication Number 4431, Printing Division, Ankara.
- Turkes, M., Turp, M. T., An, N., Ozturk, T., & Kurnaz, M. L. (2020). *Impacts of climate change on precipitation climatology and variability in Turkey*. In: Harmancioglu N, Altinbilek D (eds) *Water Resources of Turkey*. World Water Resources, vol 2. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-11729-0_14
- Turkes, M. 2020. Climate and drought in Türkiye. In N. B. Harmancioglu & D. Altinbilek (Eds.), *Water resources of Türkiye* (pp. 85-125). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-030-11729-0_4
- Turp, M. T., Öztürk, T., Türkeş, M., & Kurnaz, M. L. (2014). RegCM4. 3.5 bölgesel iklim modelini kullanarak Türkiye ve çevresi bölgelerin yakın gelecekteki hava sıcaklığı ve yağış klimatolojileri için öngörülen değişikliklerin incelenmesi. *Ege Coğrafya Dergisi*, 23(1), 1-24.

- Turunçoğlu, U. U., Türkeş, M., Bozkurt, D., Önal, B., Şen, Ö. L., Dalfes, H. N. 2018. Climate. In: Kapur, S., Akça, E., Günal, H. (eds) *The Soils of Turkey*. World Soils Book Series. Berlin: Springer, pp 1–25. https://doi.org/10.1007/978-3-319-64392-2_3
- Türkeş, M. 2012. Kuraklık, çölleşme ve Birleşmiş Milletler Çölleşme ile Savaşım Sözleşmesi'nin ayrıntılı bir çözümlemesi. *Marmara Üniversitesi Avrupa Araştırmaları Enstitüsü Avrupa Araştırmaları Dergisi*, 20(1), 7-55. <https://doi.org/10.29228/mjes.126>
- Türkeş, M. 2013a. İklim Verileri Kullanılarak Türkiye'nin Çölleşme Haritası Dokümanı Hazırlanması Raporu. T.C. Orman ve Su İşleri Bakanlığı, Çölleşme ve Erozyonla Mücadele Genel Müdürlüğü Yayını, Ankara.
- Türkeş, M. 2013b. Klimatolojik ve hidrolojik verilerin türdeşlik analizi. Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Edebiyat Fakültesi (Coğrafya Bölümü), 2008-2009 Eğitim ve Öğretim Yılı Güz Dönemi Yayınlanmamış Ders Notları, Çanakkale.
- Türkeş, M., & Tatlı, H. 2009. Use of the standardized precipitation index (SPI) and a modified SPI for shaping the drought probabilities over Turkey. *International Journal of Climatology*, 29(15), 2270-2282. <https://doi.org/10.1002/joc.1862>
- Türkeş, M., Tatlı, H., & Kılıç, A. 2016. Has the climate been changing in Turkey? Regional climate change signals based on a comparative statistical analysis of two consecutive time periods, 1950-1980 and 1981-2010. *Climatic Research*, 70 (1), 77-93. <https://doi.org/10.3354/cr01410>
- Ummenhofer, C. C., & Meehl, G. A. 2017. Extreme weather and climate events with ecological relevance: A review. *Philosophical Transactions of the Royal Society B-Biological Sciences*, 372 (1723), 20160135. <https://doi.org/10.1098/rstb.2016.0135>
- USDA. 1994. *Major world crop areas and climatic profiles*. World Agricultural Outlook Board, US Department of Agriculture. Agricultural Handbook 664, 157-170.
- Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S., & López-Moreno, J.I. 2010. A multiscalar drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index. *Journal of climate*, 23 (7), 1696-1718. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2909.1>
- Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S., & López-Moreno, J. I. 2010. A multiscalar drought index sensitive to global warming: The standardized precipitation evapotranspiration index. *Journal of Climate*, 23(7), 1696-1718. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2909.1>
- Yavaşlı, D. D., & Erat, E. 2023. Climate model projections of aridity patterns in Türkiye: A comprehensive analysis using CMIP6 models and three aridity indices. *International Journal of Climatology*, 43 (13), 6207-6224. <https://doi.org/10.1002/joc.8201>
- Yenigün, K., Gümüş, V., & Bulut, H. 2008. Trends in Streamflow of the Euphrates Basin, Turkey. In *Proceedings of the Institution of Civil Engineers-Water Management*, 161 (4), 189-198.
- Yeşilköy, S., & Şaylan, L. 2022. Spatial and temporal drought projections of northwestern Turkey. *Theoretical and Applied Climatology*, 149 (1), 1-14. <https://doi.org/10.1007/s00704-022-04029-0>
- Yıldız, D. 2024. The Effect of Climate Change on Hydroelectric Energy Production in the Upper Euphrates Basin: A Review. <https://hidropolitikakademi.org/>
- Yılmaz, M. 2023. Accuracy assessment of temperature trends from ERA5 and ERA5-Land. *Science of the Total Environment*, 856, 159182. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.159182>
- Zhang, D., & Liang, Y. 2010. A long lasting and extensive drought event over China in 1876-1878. *Advances in Climate Change Research*, 1 (2), 91-99. <https://doi.org/10.3724/SP.J.1248.2010.00091>



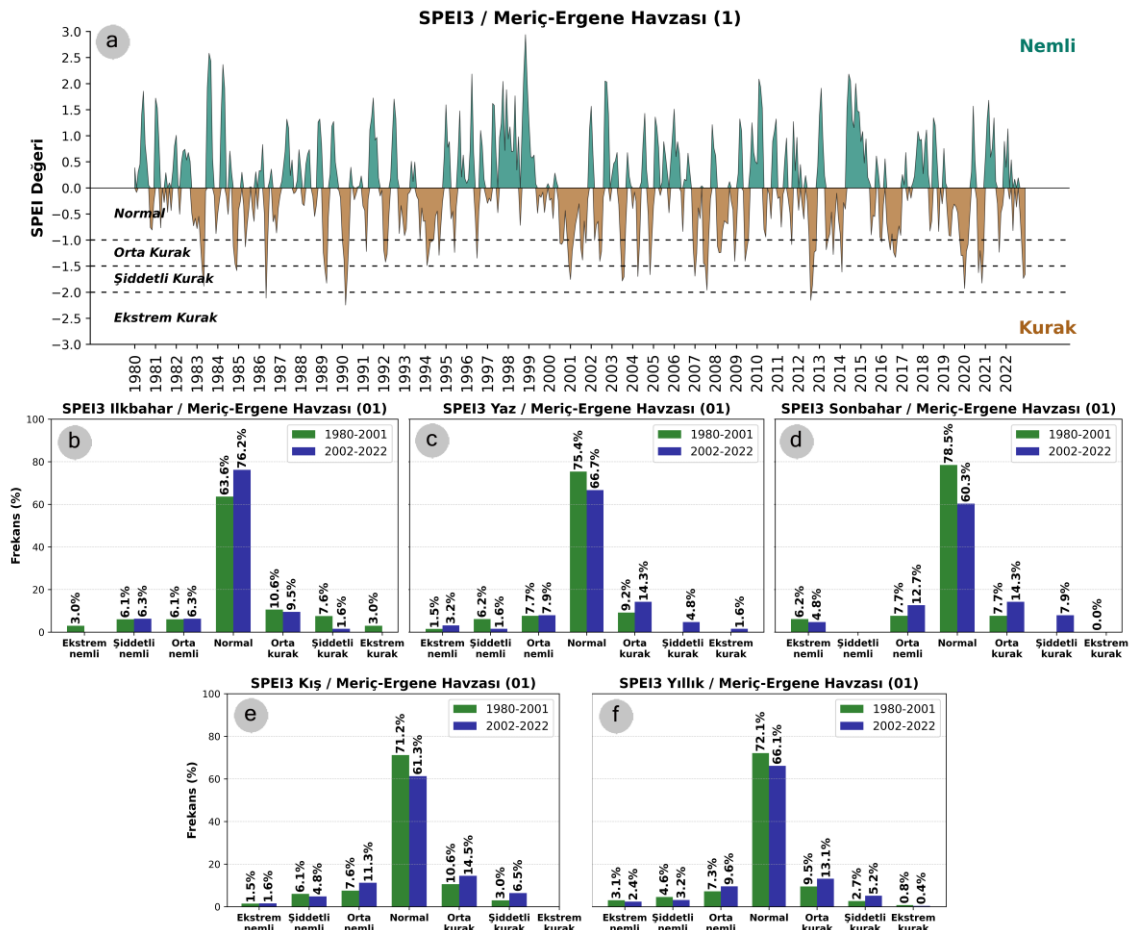
Şekil 1. Çalışmaya konu olan havzaların coğrafi konumları (Havza numaralarına karşılık gelen havza adları için Tablo 1 referans alınmalıdır).

Tablo 1. DSİ 2022 yılı Resmi Su Kaynakları İstatistiklerine göre Türkiye'nin 25 ana havzasının havza adları ve havzalara karşılık gelen havza numaraları (no). Çalışmaya konu olan bölgeler kalın, altı çizili ve kırmızı renkle işaretlenmiştir.

Türkiye'nin Ana Havzaları			
Havza No	Havza Adı	Havza No	Havza Adı
<u>01</u>	<u>Meriç-Ergene Havzası</u>	14	Yeşilırmak Havzası
02	Marmara Havzası	15	Kızılırmak Havzası
03	Susurluk Havzası	<u>16</u>	<u>Konya Kapalı Havzası</u>
04	Kuzey Ege Havzası	17	Doğu Akdeniz Havzası
<u>05</u>	<u>Gediz Havzası</u>	18	Seyhan Havzası
06	Küçük Menderes Havzası	19	Asi Havzası
07	Büyük Menderes Havzası	20	Ceyhan Havzası
08	Batı Akdeniz Havzası	<u>21</u>	<u>Fırat - Dicle Havzası</u>
<u>09</u>	<u>Antalya Havzası</u>	<u>22</u>	<u>Doğu Karadeniz Havzası</u>
10	Burdur Göller Havzası	23	Çoruh Havzası
11	Akarçay Havzası	<u>24</u>	<u>Aras Havzası</u>
12	Sakarya Havzası	25	Van Gölü Havzası
<u>13</u>	<u>Batı Karadeniz Havzası</u>		

Tablo 2. SPEI için kuraklık şiddeti kategorileri (Liu vd., 2021).

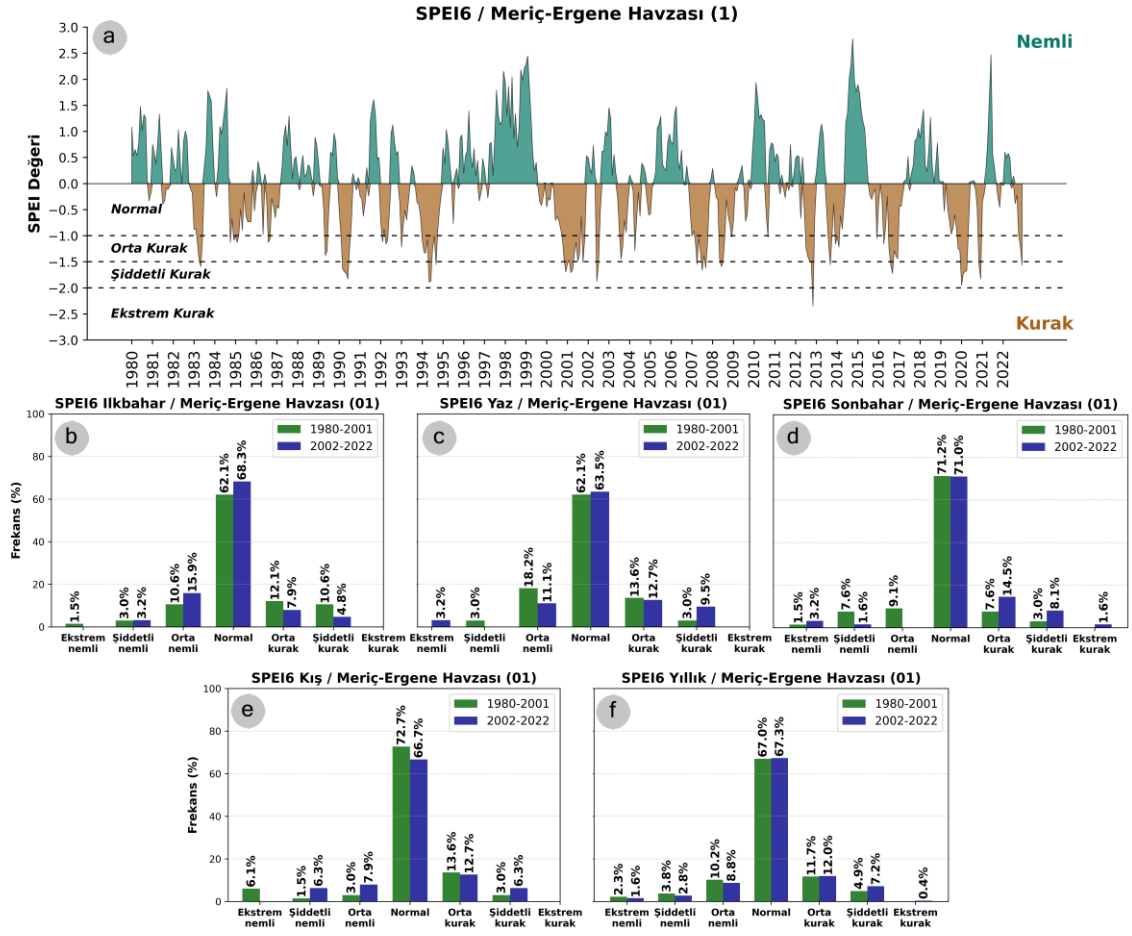
Nemlilik/Kuraklık Kategorileri	İndis Değerleri
Ekstrem Nemli	$SPEI \geq 2.0$
Şiddetli Nemli	$1.5 \leq SPEI < 2.0$
Orta Nemli	$1.0 \leq SPEI < 1.5$
Normal	$-1 < SPEI < 1$
Orta Kurak	$-1.5 < SPEI \leq -1.0$
Şiddetli Kurak	$-2.0 < SPEI \leq -1.5$
Ekstrem Kurak	$SPEI \leq -2.0$



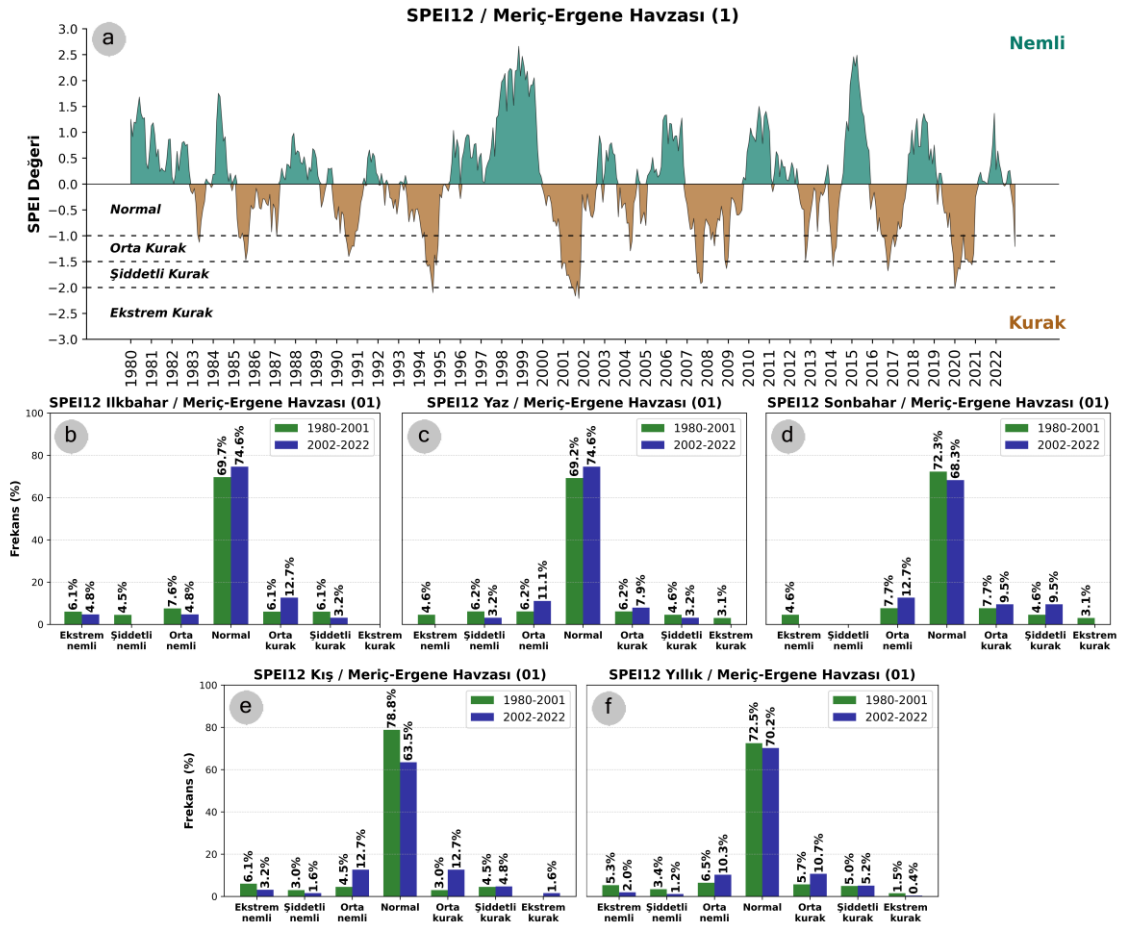
Şekil 2. Meriç-Ergene Havzası'nda (01) 1980-2022 yılına göre SPEI-3 tabanlı kuraklık indisinin zamansal değişimi (a) ve SPEI kuraklık kategorilerinin iki döneme (1980-2001 ve 2002-2022) göre ilkbahar (b), yaz (c), sonbahar (d), kış (e) mevsimlerinde ve yıllık (f) olarak frekans histogramları.

Tablo 3. Seçilen havzalarda SPEI-3 (meteorolojik kuraklık), SPEI-6 (tarımsal kuraklık) ve SPEI-12 (hidrolojik) değerlerine göre M-K sıra ilişki katsayısıyla belirlenen trendin ve Sen'in Eğim Tahmini'nin test istatistikleri. İstatistiksel olarak anlamlılık düzeyi 0.001 olanlar ***, 0.01 olanlar **, 0.05 olanlar * ile temsil edilmektedir (Havza numaralarının temsil ettiği havza adları için Tablo 1'e başvurulmalıdır).

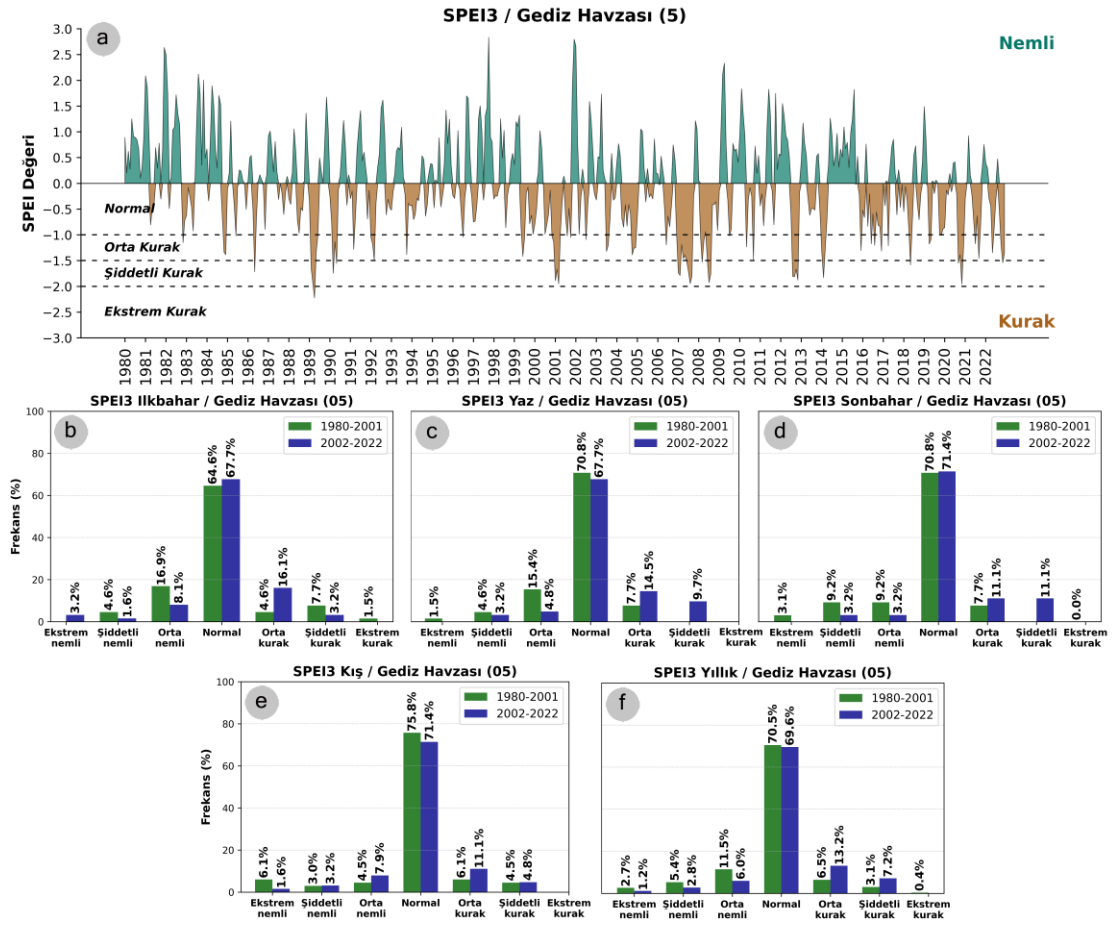
Havza No	SPEI-3									
	İlkbahar		Yaz		Sonbahar		Kış		Yıllık	
	M-K Test (z değeri)	Sen's slope (SPEI/On yıl ⁻¹)	M-K Test (z değeri)	Sen's slope (SPEI/On yıl ⁻¹)	M-K Test (z değeri)	Sen's slope (SPEI/On yıl ⁻¹)	M-K Test (z değeri)	Sen's slope (SPEI/On yıl ⁻¹)	M-K Test (z değeri)	Sen's slope (SPEI/On yıl ⁻¹)
1	0.15	0.02	-1.82	-0.19	-0.86	-0.08	0.09	0.00	-0.90	-0.05
5	-0.52	-0.07	-2.13	-0.22*	-2.72	-0.24**	-1.04	-0.10	-3.03	-0.16**
9	-1.61	-0.14	-0.67	-0.05	-1.95	-0.16	-1.91	-0.19	-2.07	-0.12*
13	-0.65	-0.08	-1.88	-0.19	-3.06	-0.24**	-2.44	-0.22*	-3.37	-0.20***
16	-1.72	-0.19	-2.18	-0.23*	-3.03	-0.28**	-1.57	-0.16	-3.29	-0.22**
21	-1.90	-0.18	-4.04	-0.37***	-4.23	-0.38***	-1.95	-0.16	-4.27	-0.26***
22	0.46	0.05	-1.28	-0.12	-0.36	-0.03	-0.88	-0.12	-0.90	-0.05
24	0.61	0.05	-3.33	-0.36***	-3.16	-0.32**	-1.73	-0.18	-2.99	-0.19**
Havza No	SPEI-6									
	İlkbahar		Yaz		Sonbahar		Kış		Yıllık	
	M-K Test (z değeri)	Sen's slope (SPEI/On yıl ⁻¹)	M-K Test (z değeri)	Sen's slope (SPEI/On yıl ⁻¹)	M-K Test (z değeri)	Sen's slope (SPEI/On yıl ⁻¹)	M-K Test (z değeri)	Sen's slope (SPEI/On yıl ⁻¹)	M-K Test (z değeri)	Sen's slope (SPEI/On yıl ⁻¹)
1	0.36	0.05	-0.88	-0.10	-1.63	-0.19	-0.78	-0.09	-0.67	-0.05
5	-0.57	-0.08	-1.57	-0.14	-3.08	-0.32**	-2.09	-0.23*	-2.57	-0.19*
9	-1.65	-0.19	-1.63	-0.19	-2.01	-0.16*	-2.46	-0.23*	-2.28	-0.18*
13	-2.18	-0.22*	-1.57	-0.18	-3.08	-0.29**	-3.73	-0.38***	-3.64	-0.27***
16	-1.67	-0.21	-2.70	-0.34**	-3.52	-0.35***	-2.60	-0.27**	-3.43	-0.30***
21	-1.72	-0.18	-3.75	-0.34***	-4.84	-0.47***	-3.27	-0.33**	-4.19	-0.30***
22	-0.29	-0.02	-0.98	-0.09	-1.05	-0.09	-0.76	-0.07	-1.15	-0.07
24	-1.07	-0.09	-2.43	-0.30*	-3.45	-0.43***	-3.04	-0.28**	-3.08	-0.24**
Havza No	SPEI-12									
	İlkbahar		Yaz		Sonbahar		Kış		Yıllık	
	M-K Test (z değeri)	Sen's slope (SPEI/On yıl ⁻¹)	M-K Test (z değeri)	Sen's slope (SPEI/On yıl ⁻¹)	M-K Test (z değeri)	Sen's slope (SPEI/On yıl ⁻¹)	M-K Test (z değeri)	Sen's slope (SPEI/On yıl ⁻¹)	M-K Test (z değeri)	Sen's slope (SPEI/On yıl ⁻¹)
1	-0.61	-0.07	-0.69	-0.08	-0.44	-0.04	-1.41	-0.18	-0.71	-0.08
5	-1.70	-0.22	-1.70	-0.18	-1.88	-0.23	-2.28	-0.28*	-1.80	-0.20
9	-2.11	-0.26*	-2.24	-0.25*	-2.30	-0.26*	-2.72	-0.31**	-2.43	-0.27*
13	-3.64	-0.40***	-3.75	-0.40***	-3.47	-0.37***	-3.61	-0.41***	-4.10	-0.40***
16	-3.27	-0.41**	-3.12	-0.37**	-3.10	-0.35**	-3.49	-0.39***	-3.60	-0.37***
21	-4.10	-0.41***	-3.68	-0.38***	-3.73	-0.38***	-4.12	-0.42***	-4.44	-0.39***
22	-0.63	-0.07	-0.71	-0.06	-1.09	-0.10	-1.06	-0.14	-1.07	-0.10
24	-3.37	-0.36***	-3.29	-0.33**	-3.29	-0.37**	-3.25	-0.41**	-3.91	-0.35***



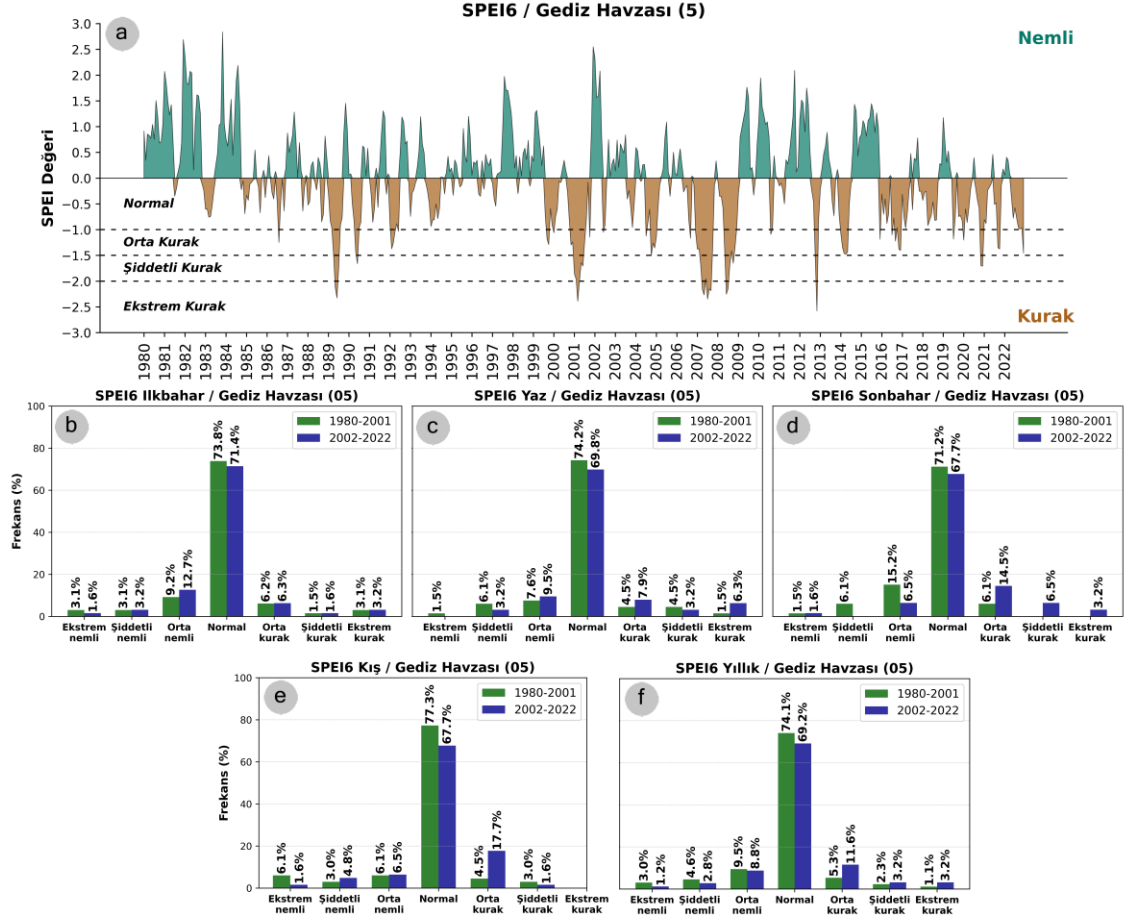
Şekil 3. Meriç-Ergene Havzası'nda (01) 1980-2022 yılına göre SPEI-6 tabanlı kuraklık indisinin zamansal değişimi (a) ve SPEI kuraklık kategorilerinin iki döneme (1980-2001 ve 2002-2022) göre ilkbahar (b), yaz (c), sonbahar (d), kış (e) mevsimlerinde ve yıllık (f) olarak frekans histogramları.



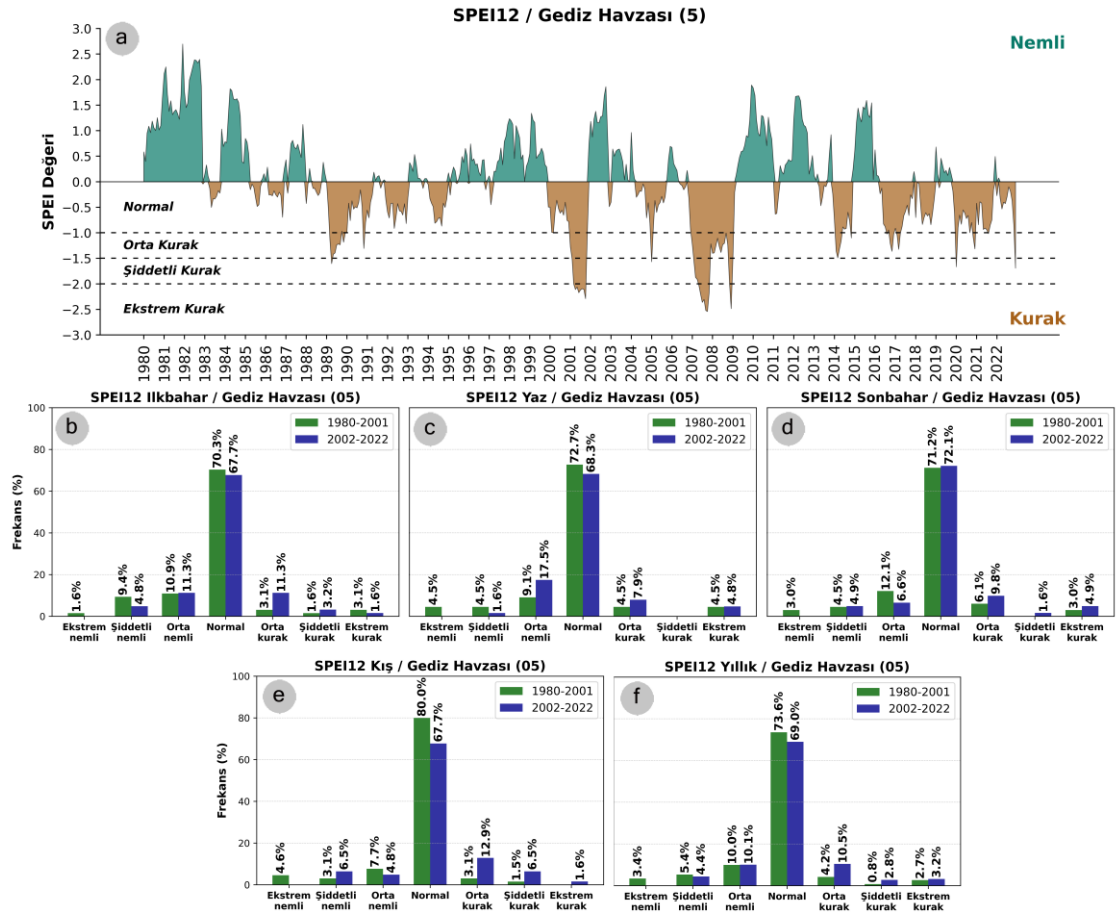
Şekil 4. Meriç-Ergene Havzası'nda (01) 1980-2022 yılına göre SPEI-12 tabanlı kuraklık indisinin zamansal değişimi (a) ve SPEI kuraklık kategorilerinin iki döneme (1980-2001 ve 2002-2022) göre ilkbahar (b), yaz (c), sonbahar (d), kış (e) mevsimlerinde ve yıllık (f) olarak frekans histogramları.



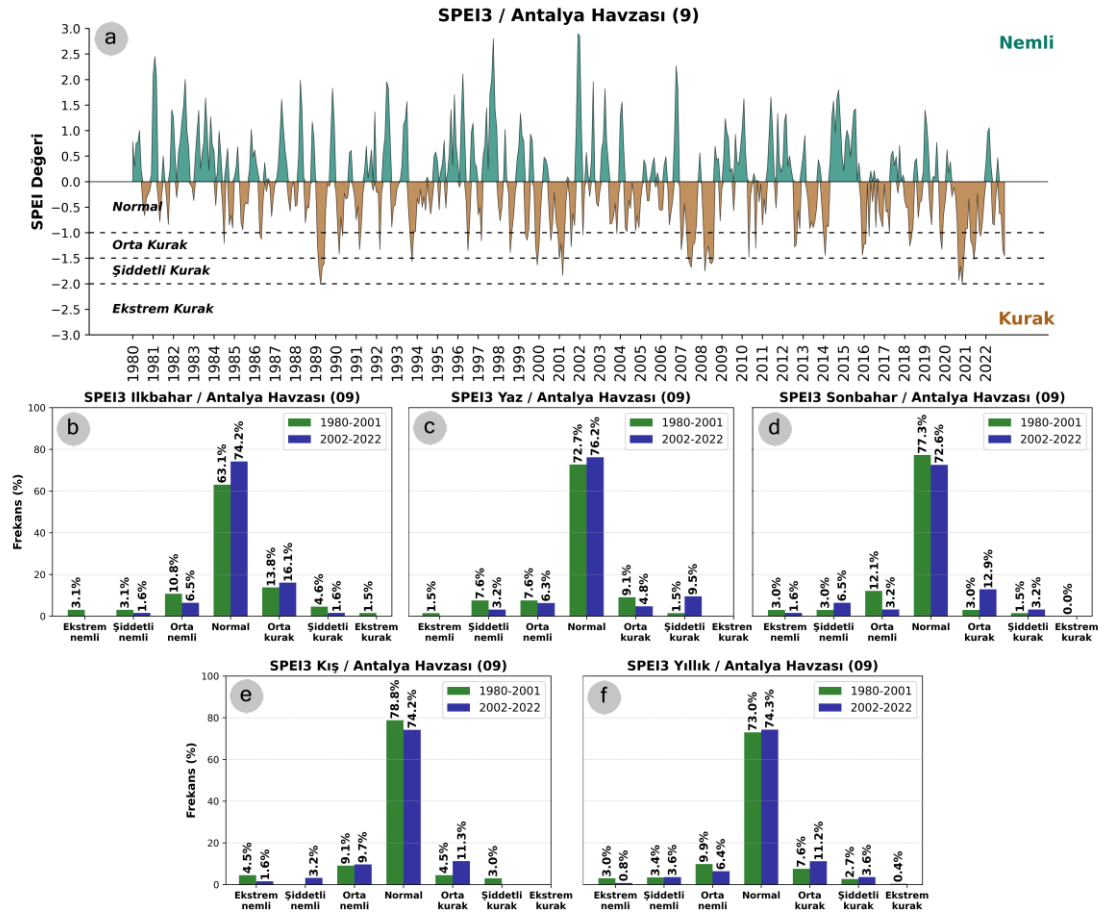
Şekil 5. Gediz Havzası'nda (05) 1980-2022 yılına göre SPEI-3 tabanlı kuraklık indisinin zamansal değişimi (a) ve SPEI kuraklık kategorilerinin iki döneme (1980-2001 ve 2002-2022) göre ilkbahar (b), yaz (c), sonbahar (d), kış (e) mevsimlerinde ve yıllık (f) olarak frekans histogramları.



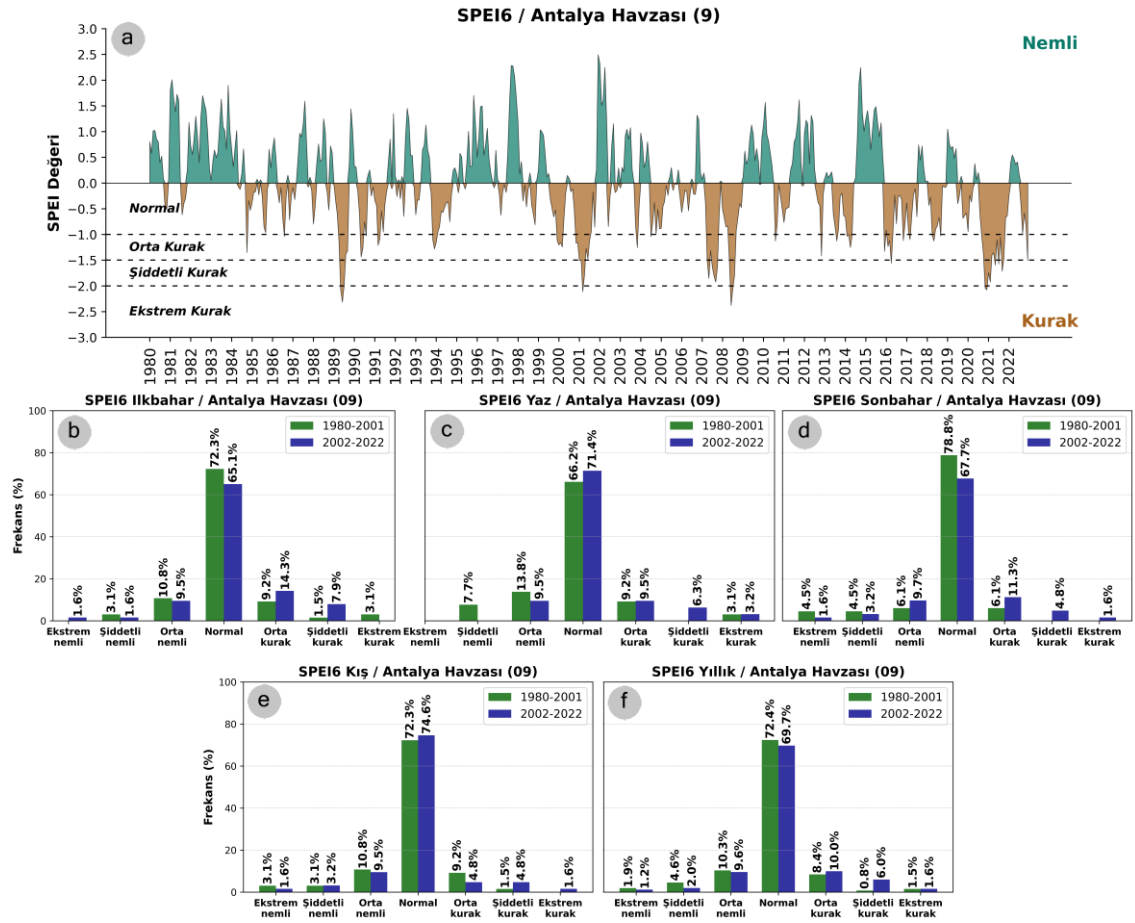
Şekil 6. Gediz Havzası'nda (05) 1980-2022 yılına göre SPEI-6 tabanlı kuraklık indisinin (a) zamansal değişimi, SPEI kuraklık kategorilerinin iki döneme göre (1980-2001 ve 2002-2022) (b) ilkbahar, (c) yaz, (d) sonbahar (d) kış mevsimlerine ve (f) yıllık ait yüzdeli frekans histogramları.



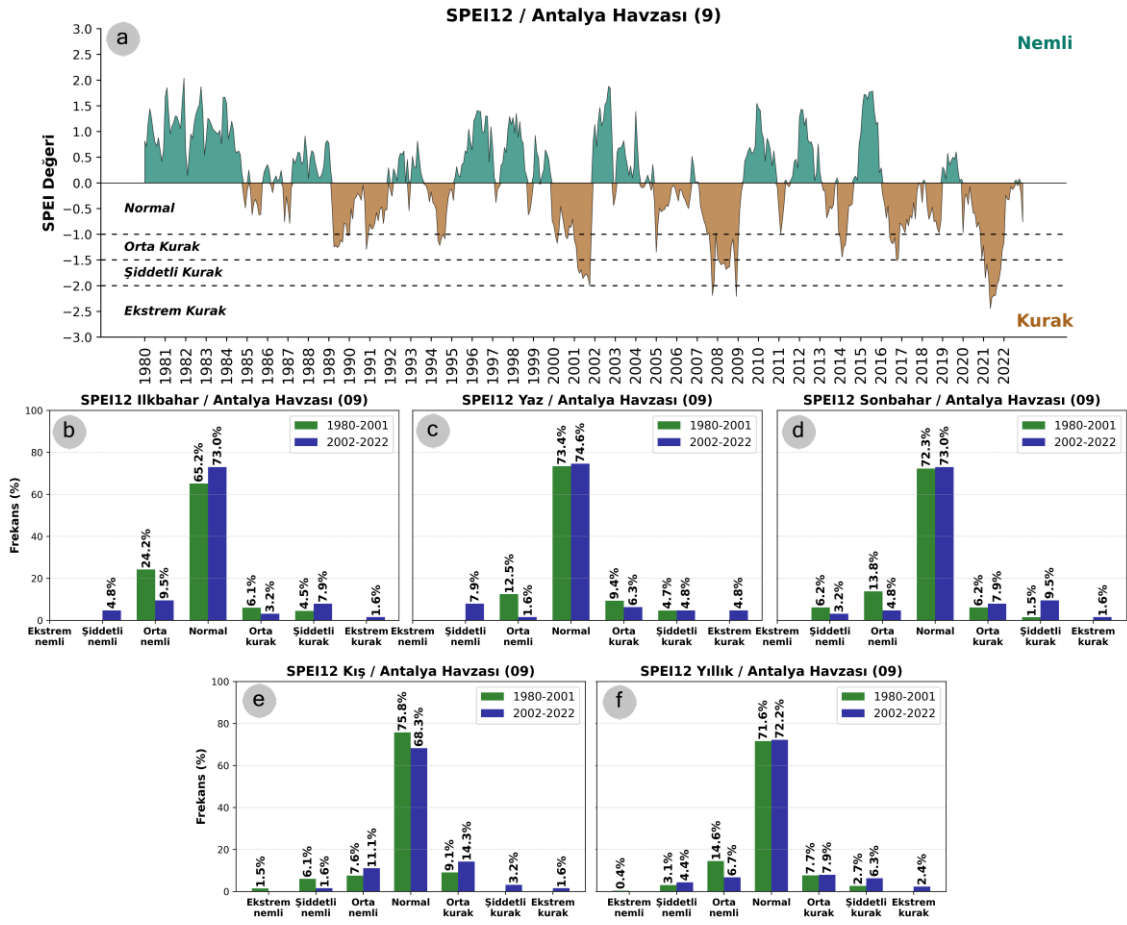
Şekil 7. Gediz Havzası'nda (05) 1980-2022 yılına göre SPEI-12 tabanlı kuraklık indisinin zamansal değişimi (a) ve SPEI kuraklık kategorilerinin iki döneme (1980-2001 ve 2002-2022) göre ilkbahar (b), yaz (c), sonbahar (d), kış (e) mevsimlerinde ve yıllık (f) olarak frekans histogramları.



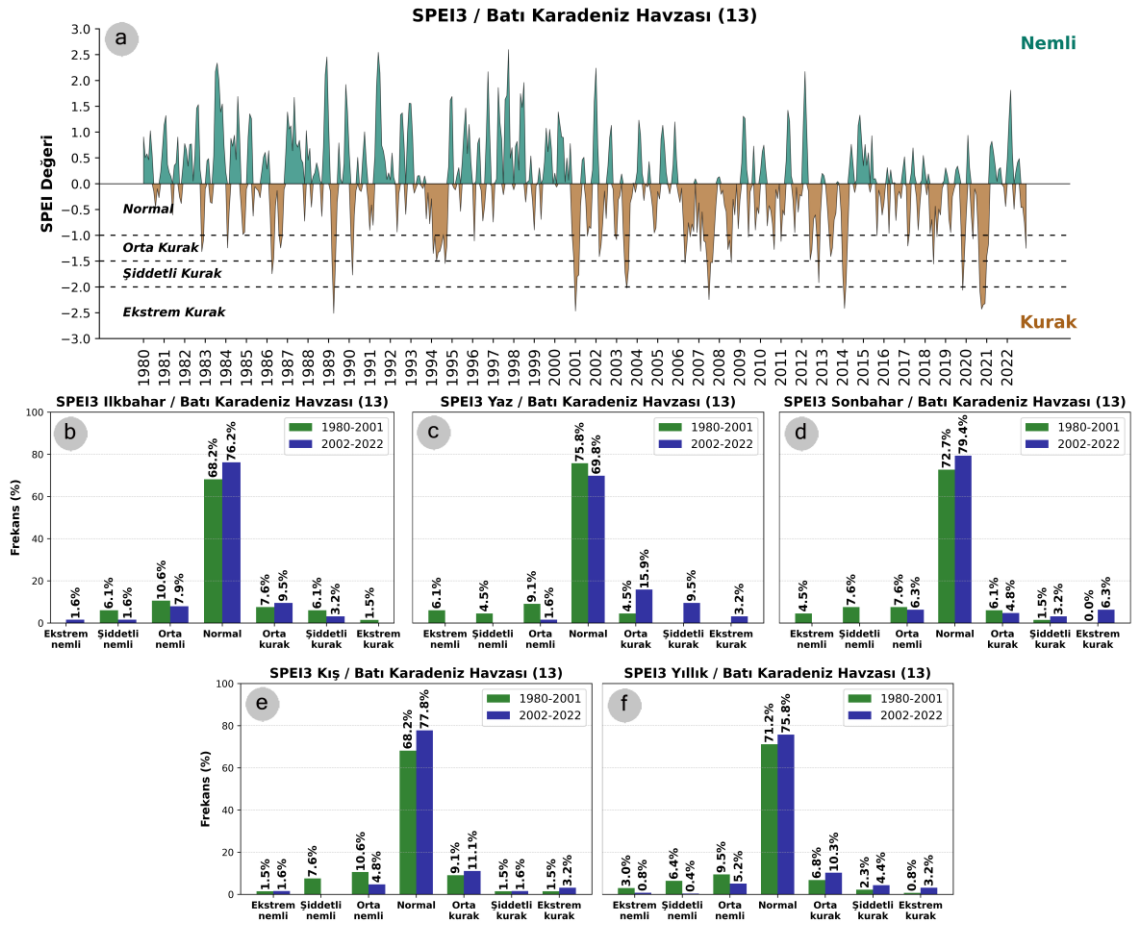
Şekil 8. Antalya Havzası'nda (09) 1980-2022 yılına göre SPEI-3 tabanlı kuraklık indisinin zamansal değişimi (a) ve SPEI kuraklık kategorilerinin iki döneme (1980-2001 ve 2002-2022) göre ilkbahar (b), yaz (c), sonbahar (d), kış (e) mevsimlerinde ve yıllık (f) olarak frekans histogramları.



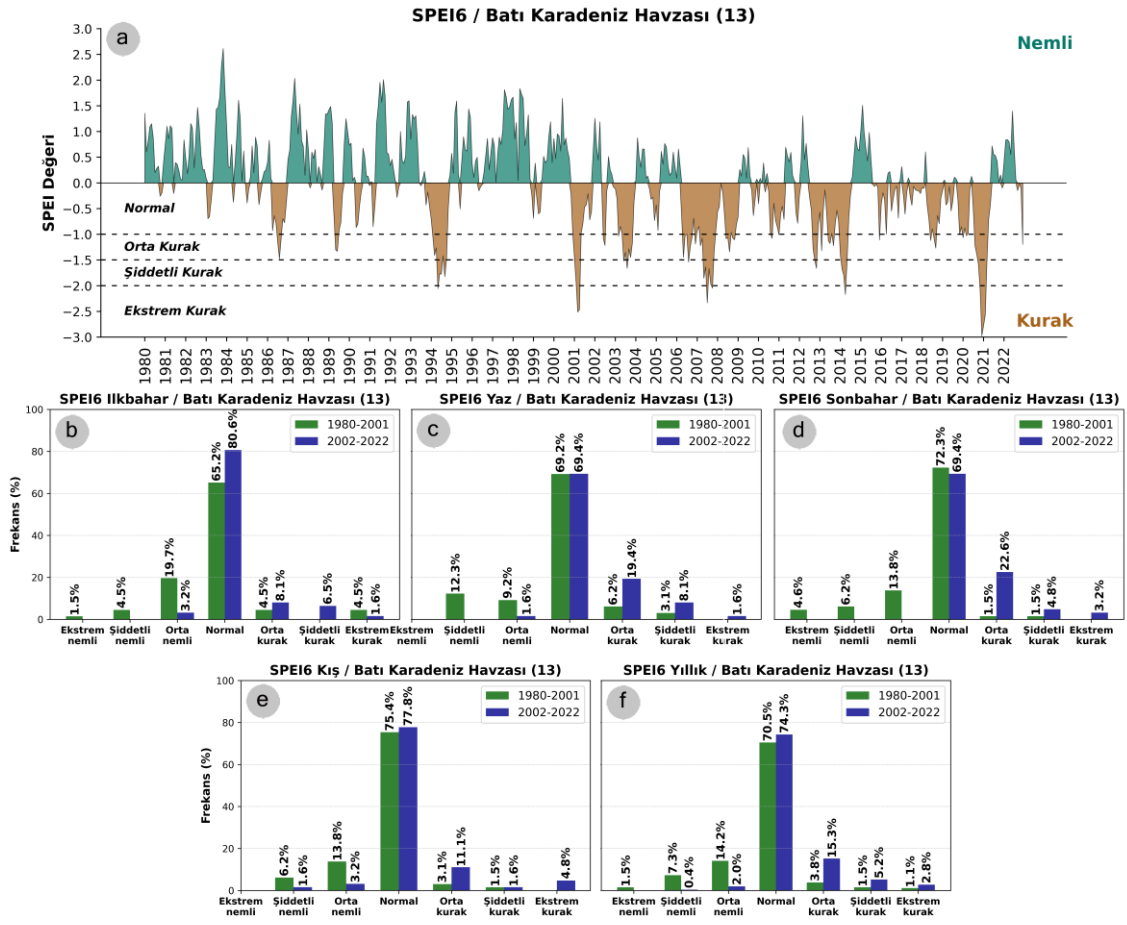
Şekil 9. Antalya Havzası'nda (09) 1980-2022 yılına göre SPEI-6 tabanlı kuraklık indisinin zamansal değişimi (a) ve SPEI kuraklık kategorilerinin iki döneme (1980-2001 ve 2002-2022) göre ilkbahar (b), yaz (c), sonbahar (d), kış (e) mevsimlerinde ve yıllık (f) olarak frekans histogramları.



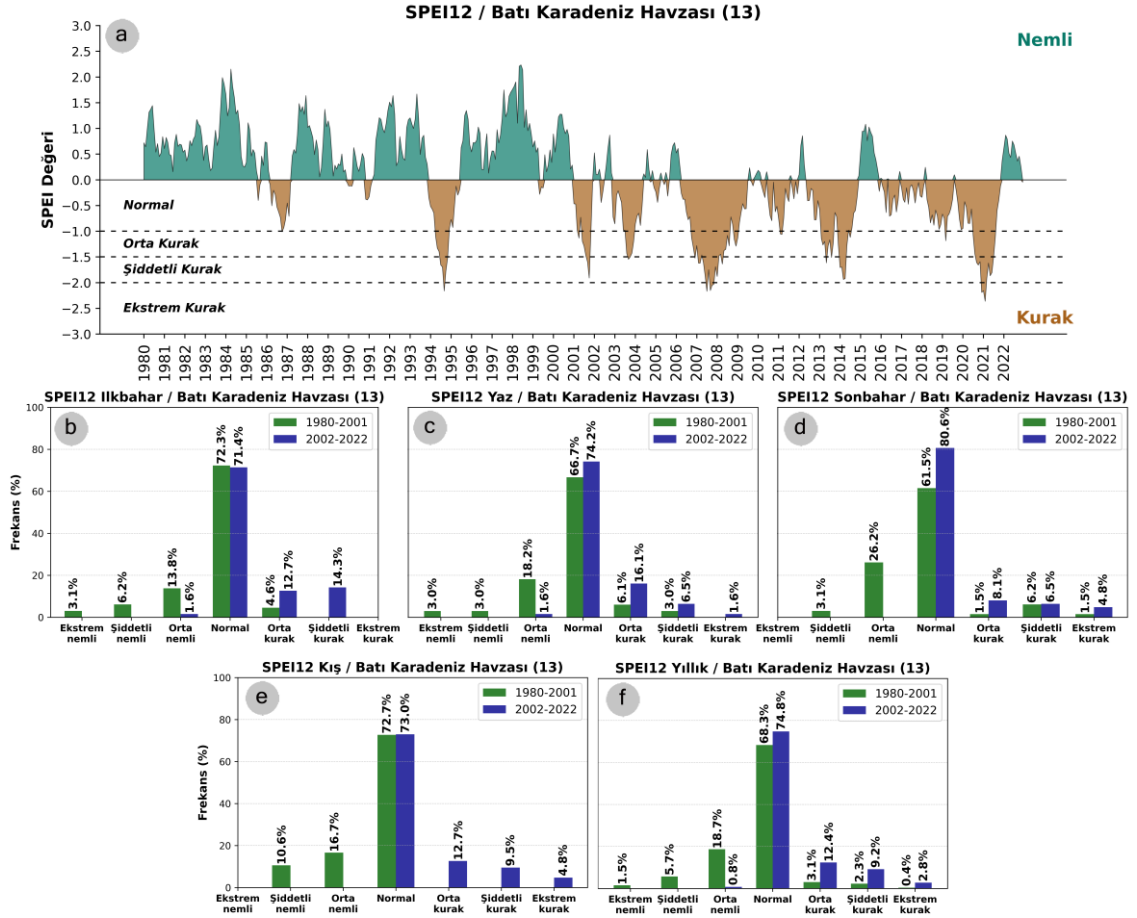
Şekil 10. Antalya Havzası'nda (09) 1980-2022 yılına göre SPEI-12 tabanlı kuraklık indisinin zamansal değişimi (a) ve SPEI kuraklık kategorilerinin iki döneme (1980-2001 ve 2002-2022) göre ilkbahar (b), yaz (c), sonbahar (d), kış (e) mevsimlerinde ve yıllık (f) olarak frekans histogramları.



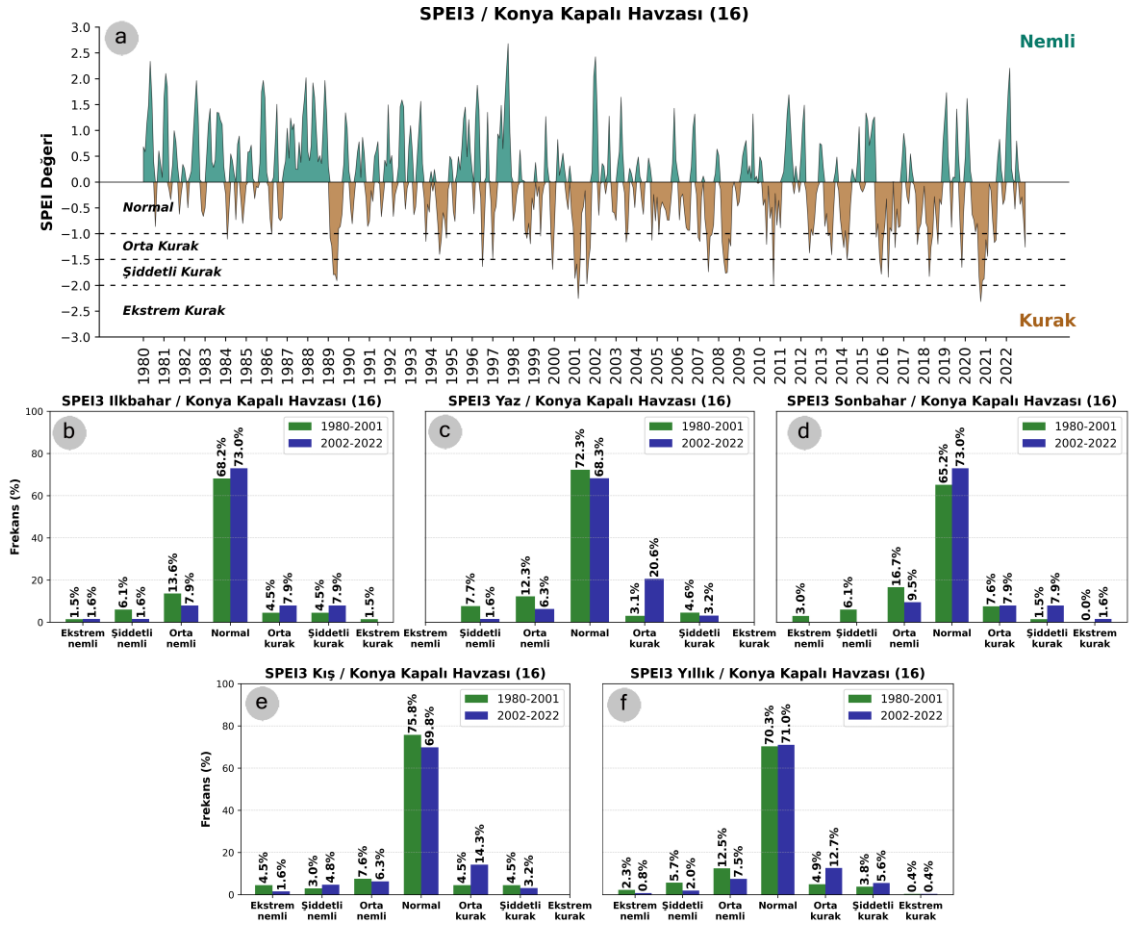
Şekil 11. Batı Karadeniz Havzası'nda (13) 1980-2022 yılına göre SPEI-3 tabanlı kuraklık indisinin zamansal değişimi (a) ve SPEI kuraklık kategorilerinin iki döneme (1980-2001 ve 2002-2022) göre ilkbahar (b), yaz (c), sonbahar (d), kış (e) mevsimlerinde ve yıllık (f) olarak frekans histogramları.



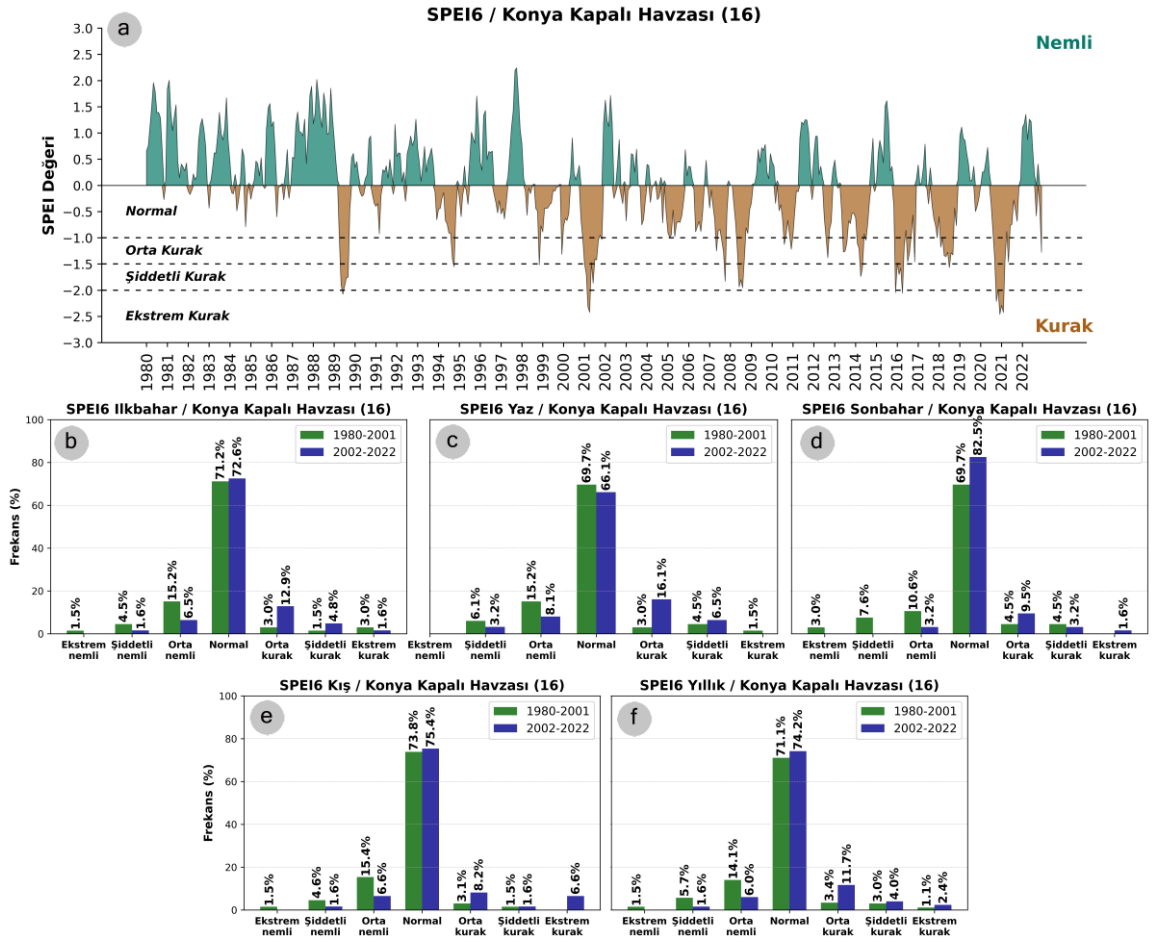
Şekil 12. Batı Karadeniz Havzası'nda (13) 1980-2022 yılına göre SPEI-6 tabanlı kuraklık indisinin zamansal değişimi (a) ve SPEI kuraklık kategorilerinin iki döneme (1980-2001 ve 2002-2022) göre ilkbahar (b), yaz (c), sonbahar (d), kış (e) mevsimlerinde ve yıllık (f) olarak frekans histogramları.



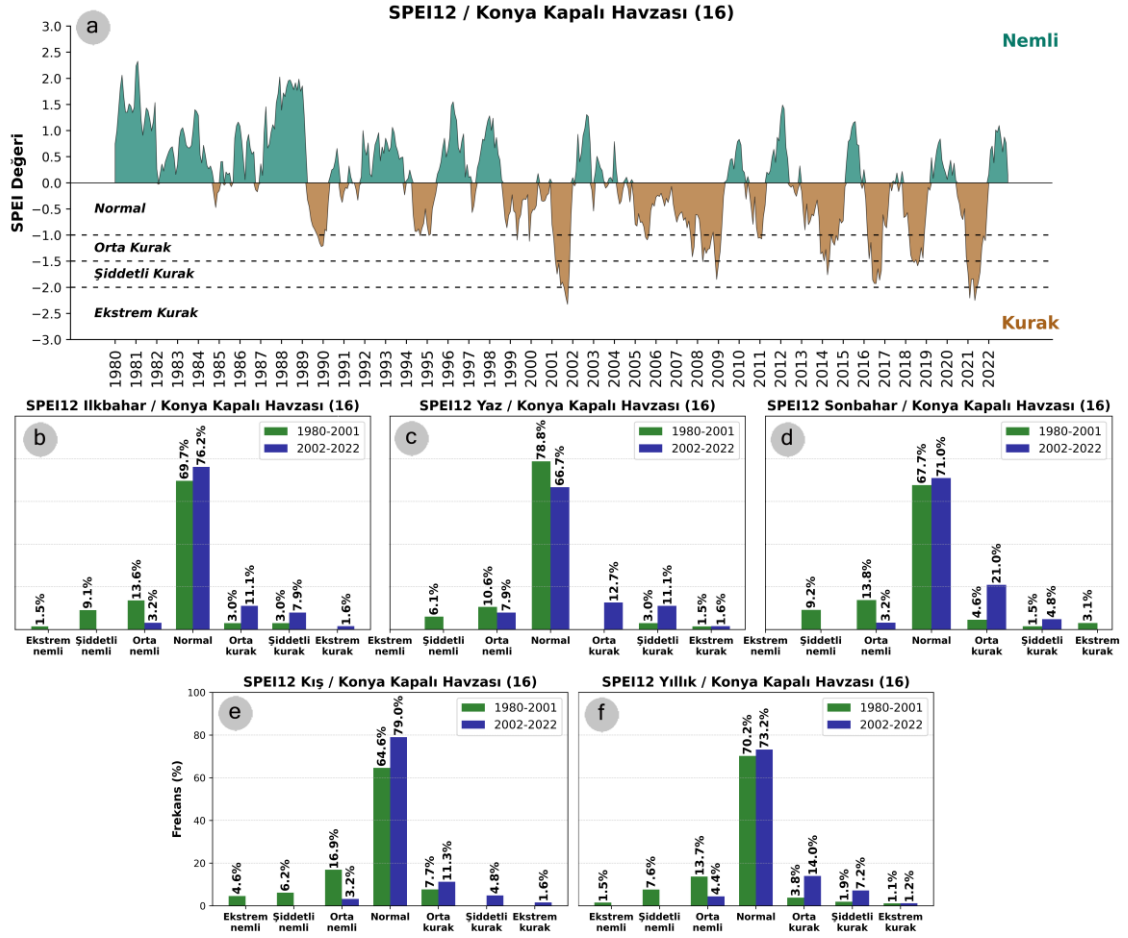
Şekil 13. Batı Karadeniz Havzası'nda (13) 1980-2022 yılına göre SPEI-12 tabanlı kuraklık indisinin zamansal değişimi (a) ve SPEI kuraklık kategorilerinin iki döneme (1980-2001 ve 2002-2022) göre ilkbahar (b), yaz (c), sonbahar (d), kış (e) mevsimlerinde ve yıllık (f) olarak frekans histogramları.



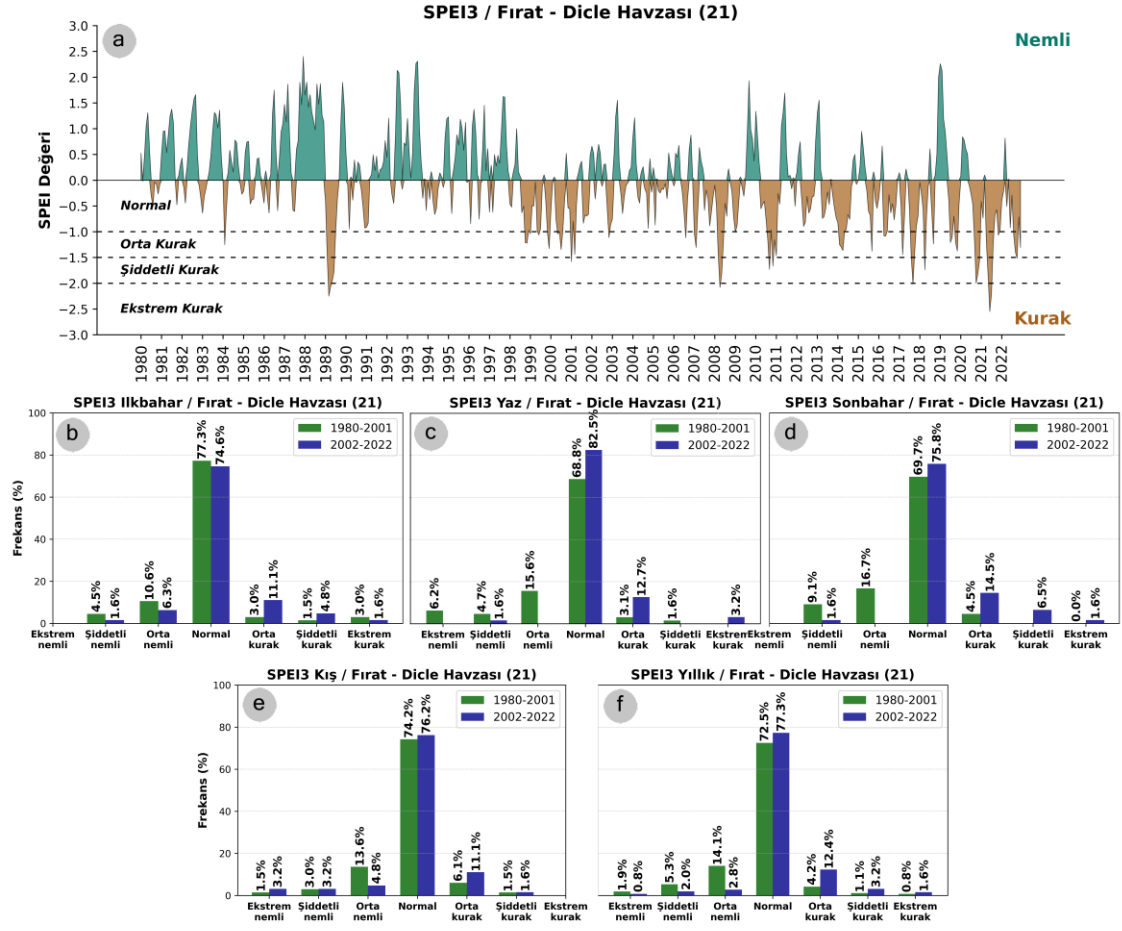
Şekil 14. Konya Kapalı Havzası'nda (16) 1980-2022 yılına göre SPEI-3 tabanlı kuraklık indisinin zamansal değişimi (a) ve SPEI kuraklık kategorilerinin iki döneme (1980-2001 ve 2002-2022) göre ilkbahar (b), yaz (c), sonbahar (d), kış (e) mevsimlerinde ve yıllık (f) olarak frekans histogramları.



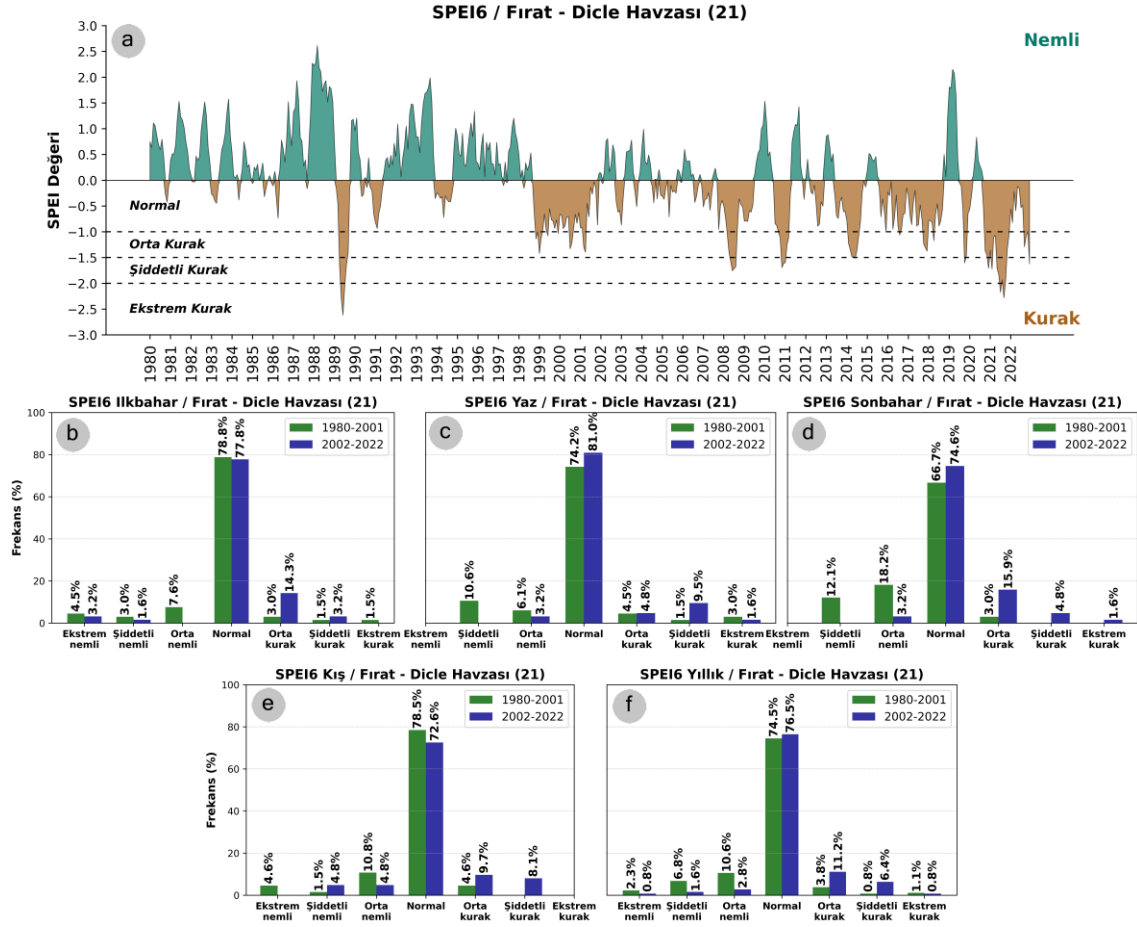
Şekil 15. Konya Kapalı Havzası'nda (16) 1980-2022 yılına göre SPEI-6 tabanlı kuraklık indisinin zamansal değişimi (a) ve SPEI kuraklık kategorilerinin iki döneme (1980-2001 ve 2002-2022) göre ilkbahar (b), yaz (c), sonbahar (d), kış (e) mevsimlerinde ve yıllık (f) olarak frekans histogramları.



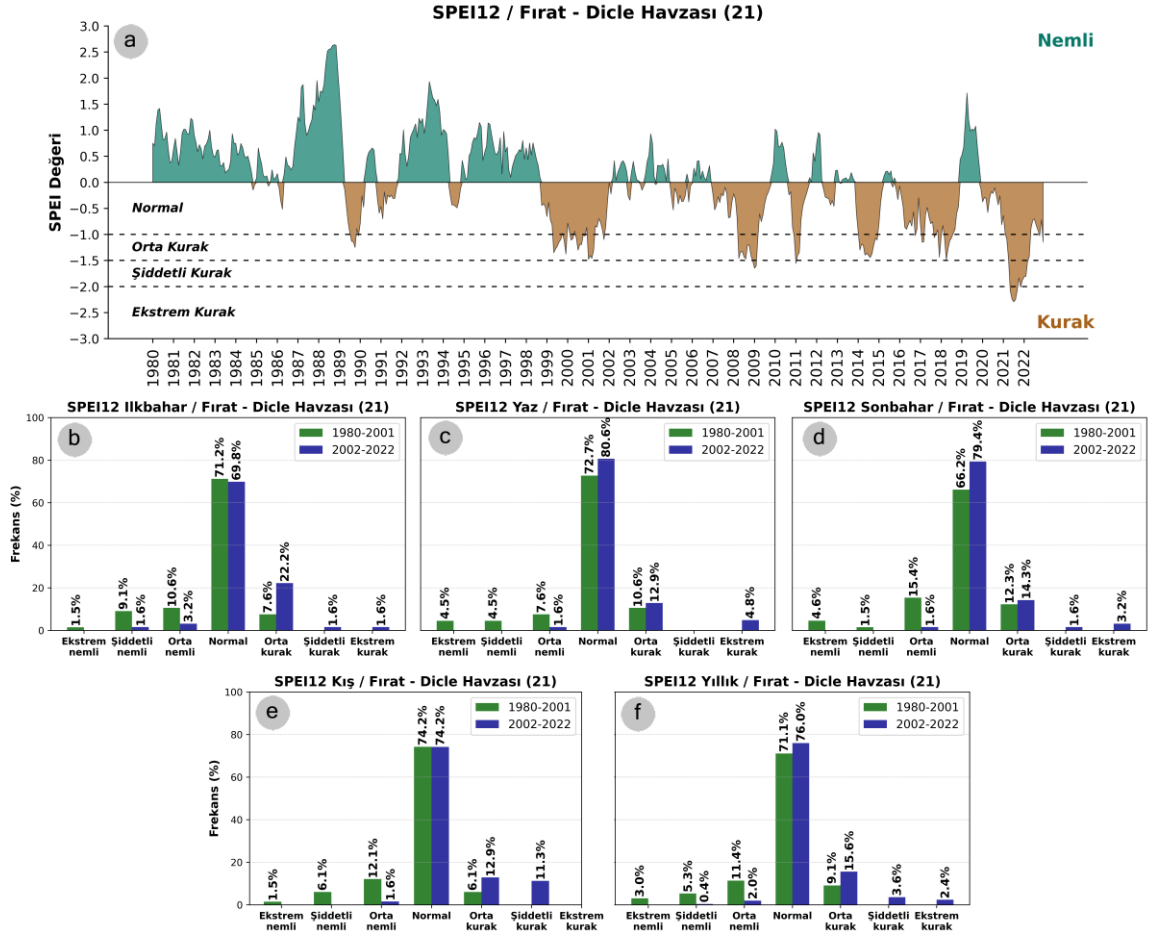
Şekil 16. Konya Kapalı Havzası'nda (16) 1980-2022 yılına göre SPEI-12 tabanlı kuraklık indisinin zamansal değişimi (a) ve SPEI kuraklık kategorilerinin iki döneme (1980-2001 ve 2002-2022) göre ilkbahar (b), yaz (c), sonbahar (d), kış (e) mevsimlerinde ve yıllık (f) olarak frekans histogramları.



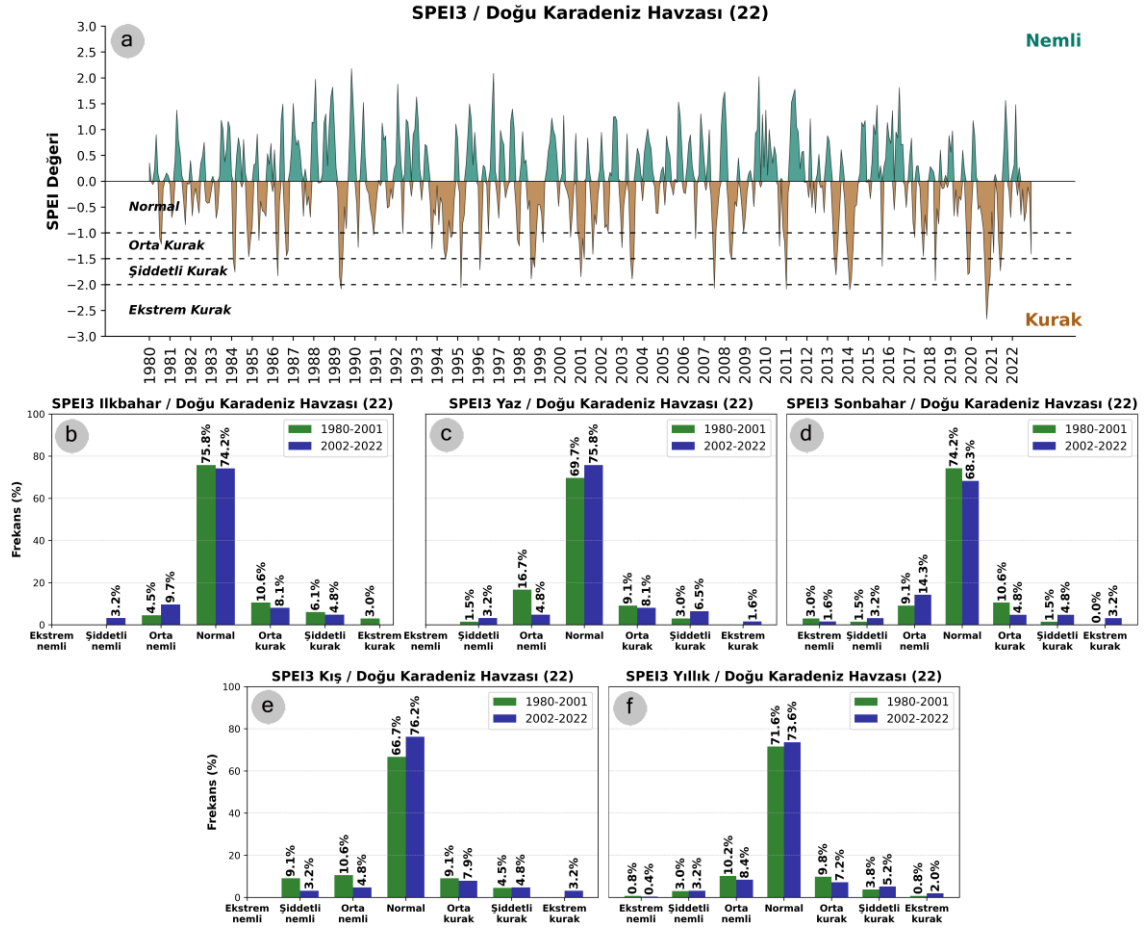
Şekil 17. Fırat-Dicle Havzası'nda (21) 1980-2022 yılına göre SPEI-3 tabanlı kuraklık indisinin zamansal değişimi (a) ve SPEI kuraklık kategorilerinin iki döneme (1980-2001 ve 2002-2022) göre ilkbahar (b), yaz (c), sonbahar (d), kış (e) mevsimlerinde ve yıllık (f) olarak frekans histogramları.



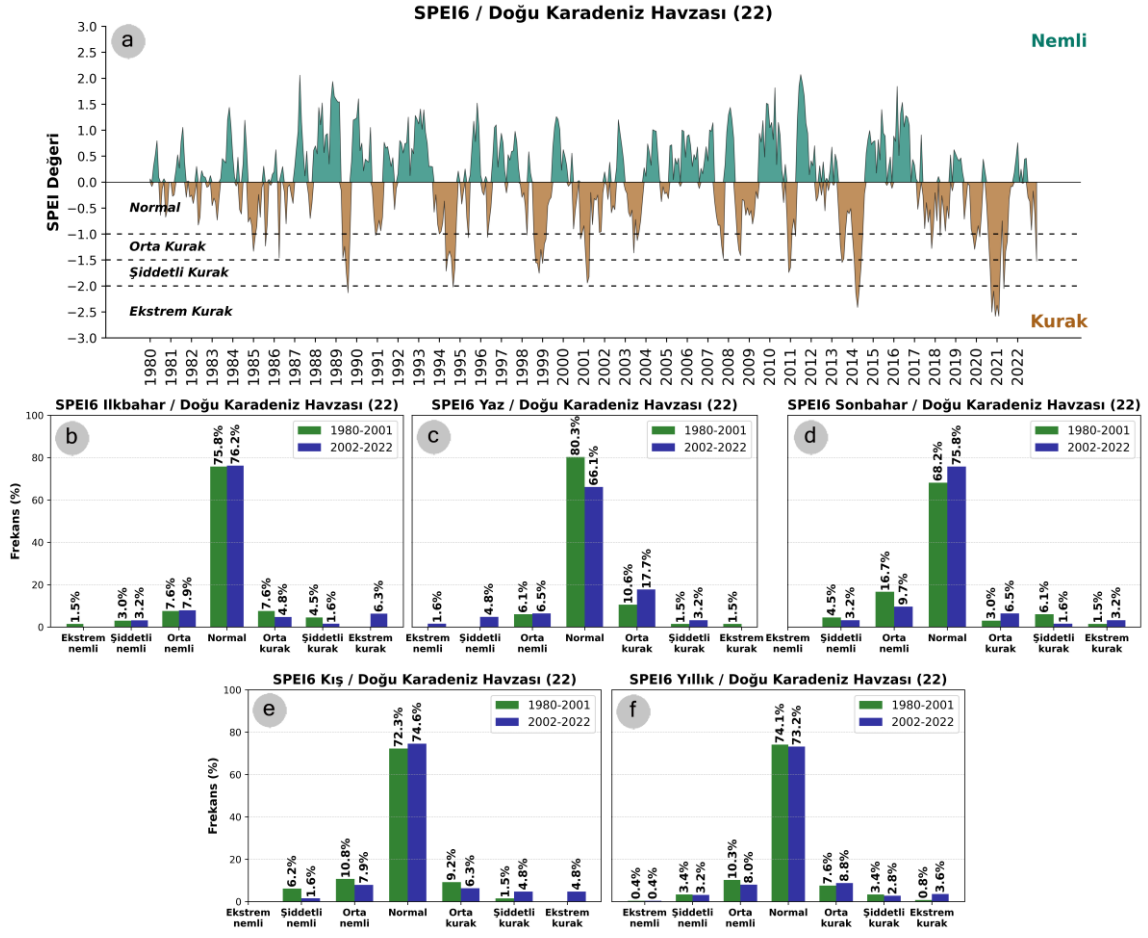
Şekil 18. Fırat-Dicle Havzası'nda (21) 1980-2022 yılına göre SPEI-6 tabanlı kuraklık indisinin zamansal değişimi (a) ve SPEI kuraklık kategorilerinin iki döneme (1980-2001 ve 2002-2022) göre ilkbahar (b), yaz (c), sonbahar (d), kış (e) mevsimlerinde ve yıllık (f) olarak frekans histogramları.



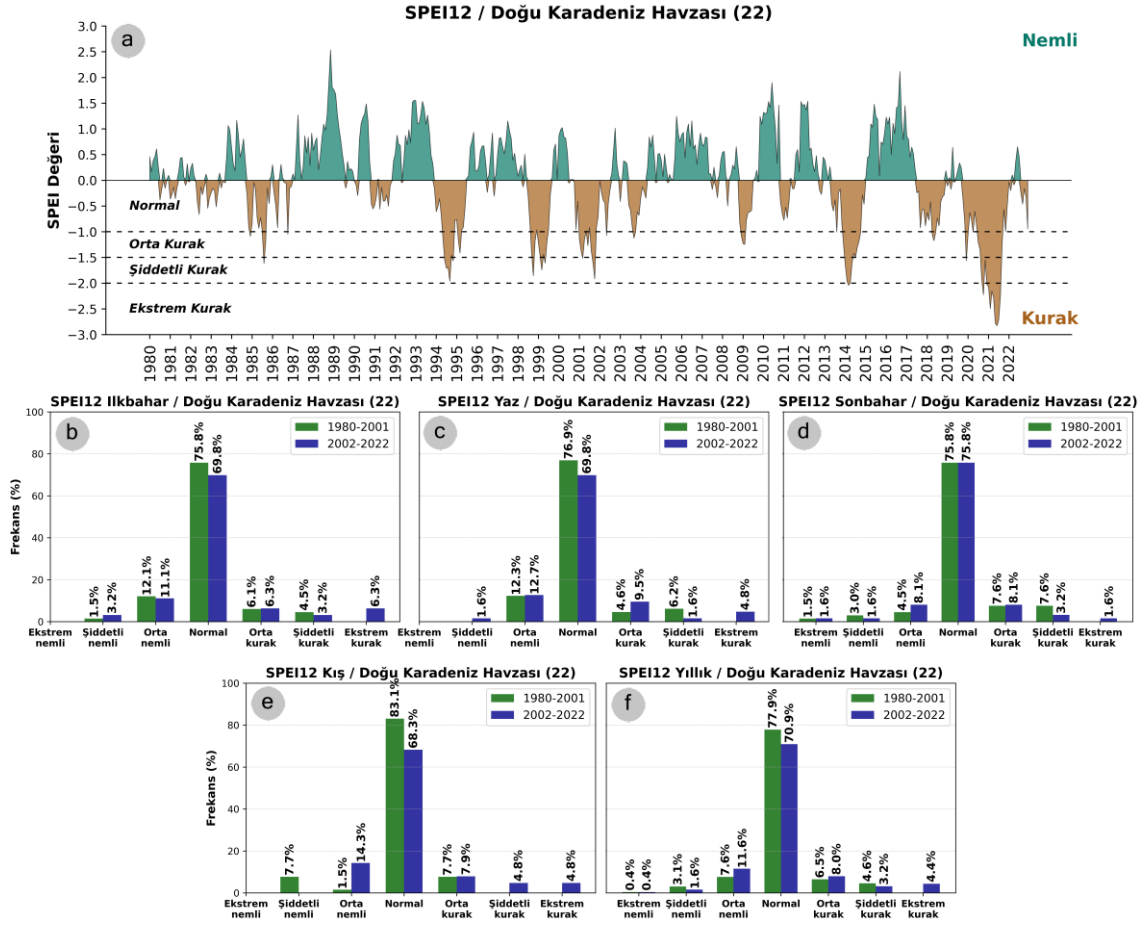
Şekil 19. Fırat-Dicle Havzası'nda (21) 1980-2022 yılına göre SPEI-12 tabanlı kuraklık indisinin zamansal değişimi (a) ve SPEI kuraklık kategorilerinin iki döneme (1980-2001 ve 2002-2022) göre ilkbahar (b), yaz (c), sonbahar (d), kış (e) mevsimlerinde ve yıllık (f) olarak frekans histogramları.



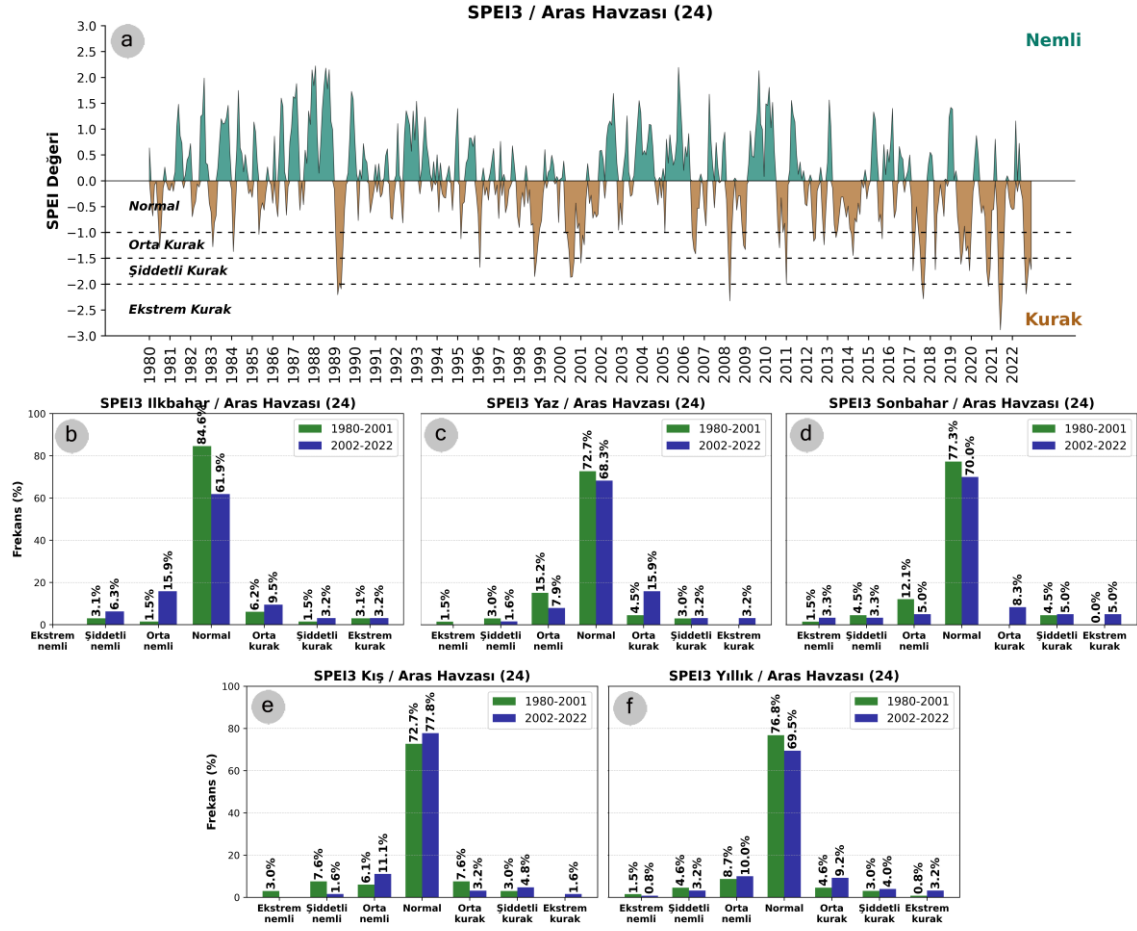
Şekil 20. Doğu Karadeniz Havzası'nda (22) 1980-2022 yılına göre SPEI-3 tabanlı kuraklık indisinin zamansal değişimi (a) ve SPEI kuraklık kategorilerinin iki döneme (1980-2001 ve 2002-2022) göre ilkbahar (b), yaz (c), sonbahar (d), kış (e) mevsimlerinde ve yıllık (f) olarak frekans histogramları.



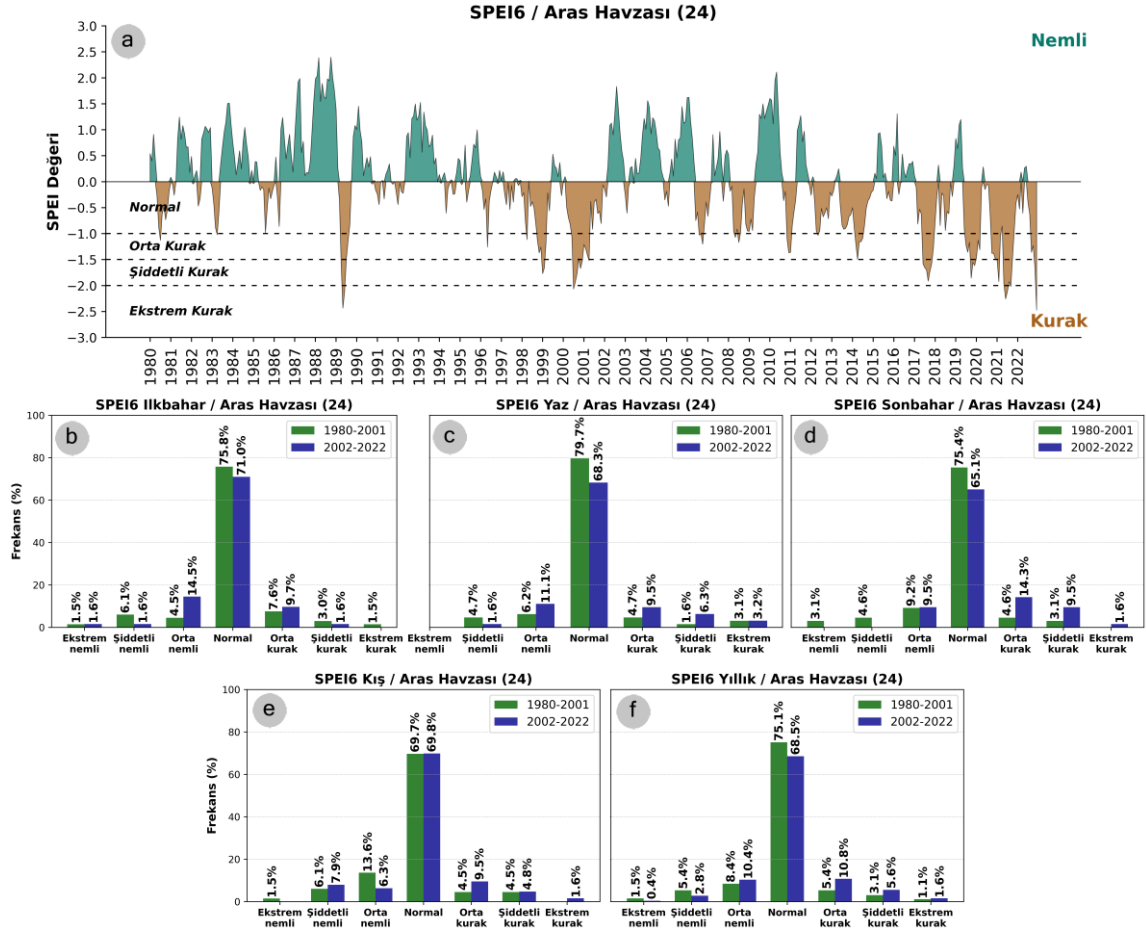
Şekil 21. Doğu Karadeniz Havzası'nda (22) 1980-2022 yılına göre SPEI-6 tabanlı kuraklık indisinin zamansal değişimi (a) ve SPEI kuraklık kategorilerinin iki döneme (1980-2001 ve 2002-2022) göre ilkbahar (b), yaz (c), sonbahar (d), kış (e) mevsimlerinde ve yıllık (f) olarak frekans histogramları.



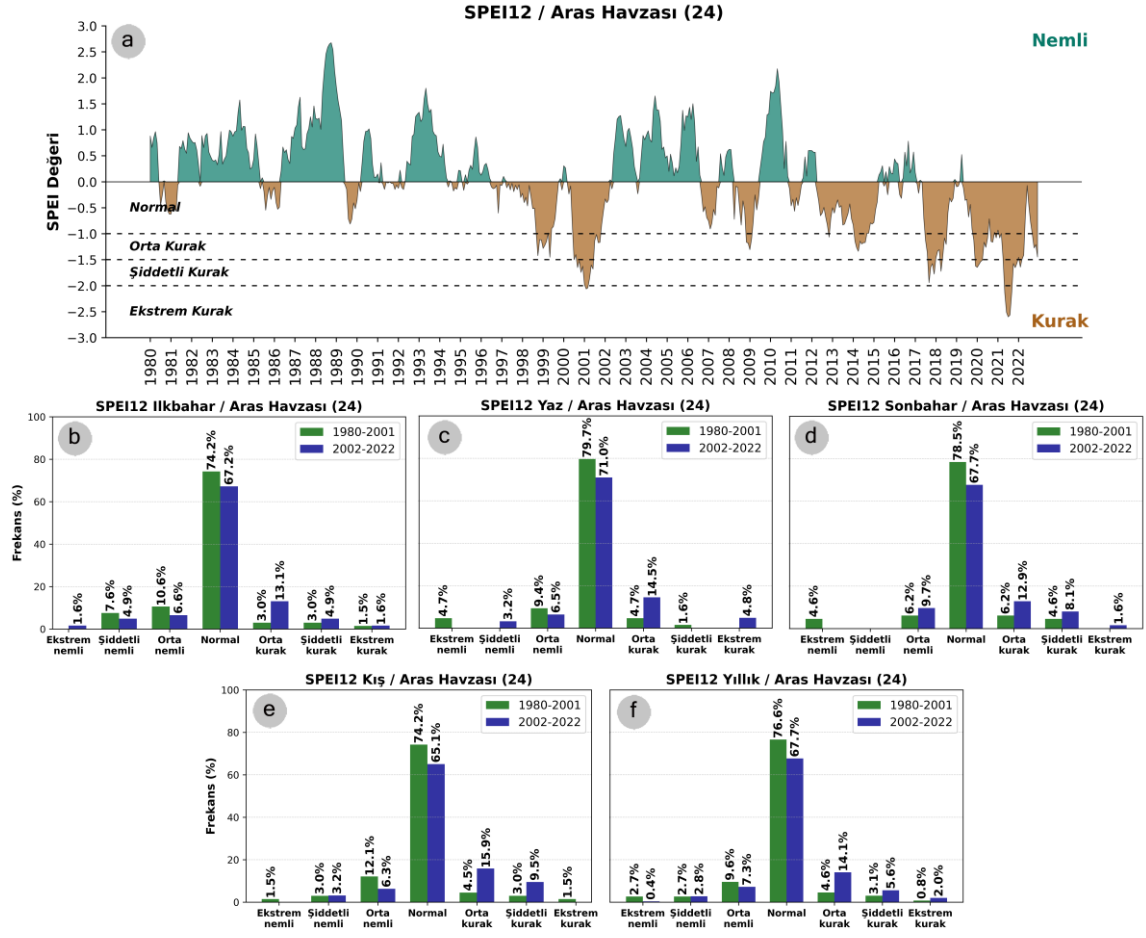
Şekil 22. Doğu Karadeniz Havzası'nda (22) 1980-2022 yılına göre SPEI-12 tabanlı kuraklık indisinin zamansal değişimi (a) ve SPEI kuraklık kategorilerinin iki döneme (1980-2001 ve 2002-2022) göre ilkbahar (b), yaz (c), sonbahar (d), kış (e) mevsimlerinde ve yıllık (f) olarak frekans histogramları.



Şekil 23. Aras Havzası'nda (24) 1980-2022 yılına göre SPEI-3 tabanlı kuraklık indisinin zamansal değişimi (a) ve SPEI kuraklık kategorilerinin iki döneme (1980-2001 ve 2002-2022) göre ilkbahar (b), yaz (c), sonbahar (d), kış (e) mevsimlerinde ve yıllık (f) olarak frekans histogramları.



Şekil 24. Aras Havzası'nda (24) 1980-2022 yılına göre SPEI-6 tabanlı kuraklık indisinin zamansal değişimi (a) ve SPEI kuraklık kategorilerinin iki döneme (1980-2001 ve 2002-2022) göre ilkbahar (b), yaz (c), sonbahar (d), kış (e) mevsimlerinde ve yıllık (f) olarak frekans histogramları.



Şekil 25. Aras Havzası'nda (24) 1980-2022 yılına göre SPEI-12 tabanlı kuraklık indisinin (a) zamansal değişimi ve SPEI kuraklık kategorilerinin iki döneme göre (1980-2001 ve 2002-2022) (b) ilkbahar, (c) yaz, (d) sonbahar (d) kış mevsimlerine ve (f) yıllığa ait yüzdeli frekans histogramları.

Türkiye'nin Kuraklık Problemi

Drought Problem of Turkey

İhsan ÇİÇEK¹

Özet

Akdeniz havzası Dünya üzerinde iklim değişikliğinden en fazla etkilenecek alanlardan biridir. Tüm modeller ve projeksiyonlar Akdeniz havzasında anlamlı sıcaklık artışı ve yağış azalışı öngörmektedir. Buna bağlı olarak tüm havzada kuraklığın şiddet, sıklık ve süresinde artış yaşanacaktır. Thorntwaite iklim sınıflamasına göre Türkiye'nin ancak % 0,4 çok nemli, %26,8'i nemli, %31,6'sı yarı nemli, %33,2'si kurak-yarı nemli, %8,5'i ise yarı kurak alanlardan oluşmaktadır. Türkiye'nin % 40,9'u yazın şiddetli su açığı çekmektedir. İçerisine kurak alanlar da eklendiğinde bu oran % 82,5'e ulaşmaktadır. Hem yaz, hem de kış döneminde herhangi bir su eksiği olmayan saha Türkiye'nin ancak %4'ünü oluşturmaktadır. Günümüzde Türkiye'de kurak sahalara görülmezken, model verilerine göre 2041'den sonra Güneydoğu Anadolu Bölgesi güneyi ile Iğdır Ovası'nda görülmeye başlamakta, 2041-2060 döneminde 923 km² alan kaplarken, 2061-2080 döneminde daralsa da 330 km²'den geniş sahalarda karşımıza çıkmaktadır. Günümüzde Türkiye'nin yaklaşık % 10'unu kaplayan yarı kurak sahaların, % 81'i İç ve Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde yer almaktadır. Model verilerine göre bu sahalara 2041-2060 döneminde iki katına çıkmakta, 2061-2080 döneminde yağışı artan bölgelerde daralmakla birlikte günümüze göre daha geniş alan kaplamaktadır. Yarı kurak sahalara genişlerken, yarı nemli bölgelerin yerini almaktadır. Yani Türkiye'de model ve projeksiyonlar Türkiye'de yarı-kurak alanların artacağını ve kurak alanların ortaya çıkacağını göstermektedir. Bunun yanında Türkiye'de de kuraklığın şiddet, sıklık ve süresinde artış olacaktır. Bu çalışmada Türkiye'nin kuraklık durumu ile ilgili genel değerlendirmelerde bulunulacaktır.

Anahtar Kelimeler: Kuraklık, iklim değişikliği, kuraklık eylem planı, afet yönetimi

Abstract

The Mediterranean basin is one of the most globally affected areas by climate change. All models and projections predict significant increases in temperature and decreases in precipitation in the Mediterranean basin. Accordingly, drought severity, frequency, and duration will increase throughout the basin. According to the Thorntwaite climate classification, only 0.4% of Turkey is very humid, 26.8% is humid, 31.6% is semi-humid, 33.2% is arid-semi-humid, and 8.5% is semi-arid. In addition, 40.9% of Turkey suffers from severe water deficits in summer. This percentage reaches 82.5% when arid areas are included. The area that does not have any water deficit in both summer and winter constitutes only 4% of Turkey. While arid areas are not seen in Turkey today, according to model data, they will start to be seen in the south of the Southeastern Anatolia Region and the Iğdır Plain after 2041, covering an area of 923 km² in the 2041-2060 period, and although they will shrink in the 2061-2080 period, they will appear in areas larger than 330 km². Of the semi-arid areas that cover approximately 10% of Turkey today, 81% are located in the Central and Southeast Anatolia regions. According to model data, these areas will double in the 2041-2060 period, and will shrink in regions with increased precipitation in the 2061-2080 period, but will cover a larger area than today. While semi-arid areas expand, they replace semi-humid regions. In other words, models and projections in Turkey indicate that semi-arid areas will increase and arid areas will emerge. In addition, there will be an increase in the severity, frequency, and duration of drought in Turkey. In this study, a general evaluation of the drought situation in Turkey.

Keywords: Drought, climate change, drought action plan, disaster management

¹ Prof. Dr., Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Ankara/Türkiye. e-mail: ihcicek@ankara.edu.tr

I. GİRİŞ

EM-DAT verilerine göre 1980-1999 dönemine göre, 2010-2019 döneminde kaydedilen afet olaylarının sayısında keskin bir artış bulunmaktadır. 1980 ile 1999 yılları arasında EM-DAT, dünya çapında doğa kaynaklı tehlikelerle bağlantılı 4.212 afet kaydetti; bu afetler yaklaşık 1,19 milyon can aldı ve 3 milyardan fazla insanı etkiledi. Ekonomik kayıplar toplam 1,63 trilyon ABD dolarıydı (CRED ve UNDRR, 2020).

Doğa kaynaklı afet sayısındaki artışın bir kısmı daha iyi kayıt ve raporlama ile kısmen açıklanabilirken, bunun çoğu iklimle ilgili afet sayısındaki önemli artıştan kaynaklanmaktadır. 2000 ile 2019 yılları arasında, 6.681 iklimle ilgili afet nedeniyle 510.837 ölüm gerçekleşti ve 3,9 milyar insan etkilendi. Bu durum, 1980-1999 döneminde 995.330 ölüme (% 47'si kuraklık/kıtlık nedeniyle) ve 3,2 milyar kişinin etkilenmesine neden olan 3.656 iklimle ilgili olayla karşılaştırılabilir. Özellikle tarımda olmak üzere afetlerden etkilenen insan sayısı, yaralanmalar ve geçim kaynaklarının kesintiye uğraması ve buna bağlı ekonomik hasar, ölüm oranlarındaki azalmaya karşın artmaktadır (CRED ve UNDRR, 2020).

Kuraklıklar, neredeyse her yıl Dünya'nın bir bölümünü değişen derecelerde etkileyen karmaşık, doğa kaynaklı bir afettir. Son yıllarda Dünya'nın bazı bölümlerinde birkaç ciddi ve uzun süreli kuraklık yaşanırken, mevcut iklim değişikliği senaryoları bu tür olayların sıklığının ve etkilerinin artabileceğini göstermektedir. Bu, özellikle mevcut su kaynaklarına olan talebin artması ve bunların kökenleri, olası etkileri, uygun azaltma stratejileri ve daha etkili izleme araçları hakkında daha fazla araştırmaya ihtiyaç duyulmasıyla birlikte, kuraklık tehlikesi ile karşılaşan ülkelerin hem kısa hem de uzun vadede kuraklık tehlikelerine karşı potansiyel kırılganlığı konusunda farkındalığı artırmıştır.

İklim değişikliğinin, özellikle eş zamanlı nüfus artışı, savunmasız nüfus ve gıda güvenliğiyle ilgili zorlukların yaşandığı dünyanın birçok savunmasız bölgesinde kuraklık riskini artırması beklenmektedir.

Türkiye'de bulunduğu matematik konum, topografya ve buna bağlı gelişen atmosferik koşullara bağlı olarak farklı şiddetlerde ve sıklıkta kuraklık etkili olmaktadır. O nedenle bu çalışmada ilk önce kuraklık tanımı üzerinde durulacak daha sonra Türkiye'de kuraklığı belirleyen sebepler ve bunlara karşı geliştirilecek uyum ve azaltım ile ilgili önlemlerden bahsedilecektir.

II. KURAKLIK TANIMI VE KURAKLIK TÜRLERİ

Kuraklık hem yağışlı, hem de az yağışlı bölgelerde görülmesi nedeniyle hava ile ilgili en önemli afetlerden biridir. Aylarca veya yıllarca devam ederek geniş alanları etkileyebilir ve ciddi çevresel, sosyal ve ekonomik etkileri olabilir. Bu etkiler, yağış açığının süresine, şiddetine ve mekânsal boyutuna bağlı olduğu gibi aynı zamanda ve büyük ölçüde etkilenen bölgelerin çevresel ve sosyoekonomik kırılganlığına da bağlıdır.

Son yıllarda, doğa kaynaklı afetler ve bunların etkilerinin azaltılmasına yönelik hem halkın, hem de politikacıların ilgisi artmaya başlamıştır. Genel olarak, kuraklık, sel ve fırtına gibi havayla ilgili felaketlerin sıklığı ve etkisi konusunda endişe ve duyarlılık artmaktadır. Tüm bu olaylar, kalıcı antisiklonik koşullar veya atmosferik basınç ve sıcaklıktaki güçlü gradyanlar gibi iklim sisteminin uç noktalarından kaynaklanır. İklim değişikliği senaryoları, Avrupa'da, özellikle de hidrolojik açıdan zaten hassas olan Akdeniz bölgesi, Alpler, kuzey İskandinavya, kıyı bölgeleri ve Doğu Avrupa gibi alanlarda suyla ilgili baskılarda olası bir artış öngörmektedir (IPCC, 1997).

Hava ile ilgili afetler arasında kuraklık en karmaşık olanıdır ve hem nedenleri, hem de çok yönlü etkileri tam olarak anlaşılamamıştır. Aylarca veya yıllarca devam eden kuraklıklar, geniş alanları ve büyük insan topluluklarını etkileyebilmektedir. İklim açısından bakıldığında, kuraklık tekrar eden bir olgudur. Kuraklık, yağışın yetersiz zamanlaması veya etkisizliğinin yanı sıra, uzun bir süre boyunca yağış eksikliğinden kaynaklanmaktadır. Bununla birlikte, çevresel ve sosyo-ekonomik

etkileri, yalnızca yağış açığının süresi, şiddeti ve mekânsal boyutundan değil, aynı zamanda ve büyük ölçüde etkilenen bölgelerin çevresel, sosyal ve ekonomik kırılganlığından da kaynaklanmaktadır. Bu bağlamdaki temel faktörler, yetersiz arazi kullanım uygulamaları, su kaynaklarının sürdürülemez yönetimi ve yetersiz risk yönetimidir (Bradford, 2000).

Tekrar eden hiçbir iki kuraklık aynı ölçüde, süre, yoğunluk veya etkiye sahip değildir. Ayrıca, tarım, sanayi ve evsel amaçlı kullanımlarda farklı algılanabilirler ve sonuç olarak kuraklık tanımlarının belirli bir sorunla ilgili olması gerekir. Bir çiftçi için ektiği ürünün vejetasyon döneminde suya ihtiyaç duyup duymadığı veya bunun seviyesi kuraklık algısını belirlerken, şehirde yaşayan bir insan için ise kuraklık içme suyu sağlayan barajlardaki suyun seviyesindeki alçalma olarak algılanabilir. Kuraklığın şiddetini belirlemek de zordur. Sadece belirli bir kuraklık döneminin süresine, yoğunluğuna ve coğrafi kapsamına değil, aynı zamanda insan faaliyetlerinin ve bitki örtüsünün bir bölgenin su kaynaklarına olan taleplerine de bağlıdır. Kuraklığın özellikleri ve geniş kapsamlı etkileri, toplum, ekonomi ve çevre üzerindeki etkilerinin tanımlanmasını ve ölçülmesini zorlaştırır, ancak imkansız hale getirmez. Kuraklığın önemi toplumsal bağlamından ayrı tutulmamalıdır. Bir kuraklık olayı bir mevsimde veya yıllar içinde gerçekleşebilirken, toplum üzerindeki etkileri uzun yıllar sürebilir. Ayrıca, kuraklığın etkisi büyük ölçüde toplumun o belirli anda kuraklığa karşı hassasiyetine bağlıdır. Aynı bölgedeki sonraki kuraklıklar yoğunluk, süre ve mekânsal özellikler açısından aynı olsalar bile muhtemelen farklı etkileri olacaktır (Wilhite ve Glantz 1985). Henüz bilim insanlarının, su planlamacılarının ve politika yapımcıların farklı bakış açılarını karşılayacak veya ilgili tüm farklı değişkenleri ve mekânsal veya zamansal faktörleri temsil edecek evrensel ve nesnel bir kuraklık tanımı üzerinde anlaşmaya varılmamıştır. Her yöntemin güvenilirliği genellikle mevcut veri serilerinin uzunluğuna ve güvenilirliğine bağlıdır, ancak genel olarak uygun bölgesel uzun dönemli veriler yoktur. Tutarlı bir tanım, olası durağan olmamayı hesaba katan bağımsız bir kuraklık dizisini tanımlamak için birleştirilmiş bir analiz gerektirebilir (Bradford 2000). Kuraklık sınıflaması ile yayınlarda farklı sınıflamalar olsa da doğadaki başlıca etkileri bakımından kuraklık türleri olarak meteorolojik, tarımsal, hidrolojik ve sosyo-ekonomik kuraklık en fazla kullanılan sınıflamadır. Bunlar bir sıklık, şiddet ve kalıcılık derecesini temsil eder (Wilhite ve Glantz, 1985; Bradford, 2000).

Kuraklık tanımları, kuraklık kavramının sınırlarını belirlemek için genel terimlerle formüle edilen tanımlara kavramsal atıfta bulunarak, kavramsal veya operasyonel olarak kategorize edilebilir. Kuraklık kavramsal olarak “özellikle ekim mevsiminde yağmur yağmayan uzun bir dönem” olarak veya “özellikle ekinlere zarar veren uzun bir kurak hava dönemi” olarak tanımlanabilir. Kavramsal tanımlar, onları mevcut (yani gerçek zamanlı) kuraklık değerlendirmelerine uygulamak isteyenler için çok az rehberlik sağlamaktadır (Wilhite ve Glantz, 1985).

Operasyonel tanımlar, belirli bir tarihsel dönem için kuraklık sıklığını, şiddetini ve süresini analiz etmek için de kullanılabilir. Bununla birlikte, bu tür tanımlamalar, kuraklığın ne zaman meydana geldiğini belirlemek için saatlik, günlük, aylık veya mevsimsel nem eksikliği veya “normal” (yani beklenen) ürün sapmaları hakkında veri gerektirir. Bu tanımlar, değişen yoğunluk, süre ve mekânsal özelliklere sahip kuraklıkların olasılıklarını hesaplamak için kullanılabilir (Wilhite ve Glantz, 1985).

II.1. Meteorolojik Kuraklık

Kuraklığın meteorolojik tanımları en yaygın olanıdır. Kuraklık genellikle yalnızca kuruluk derecesine ve kurak dönemin süresine göre tanımlanmaktadır. Örneğin, meteorolojik kuraklık, “belirli bir sayıdan fazla günlerin, belirli bir miktardan daha az yağışın olduğu dönem”, “önemli bir yağışın olmadığı sürekli bir süre” veya “hem açık süresi hem de açığın büyüklüğü hesaba katılarak, belirli bir referans değerinin altındaki su açığı” olarak tanımlanmıştır (Şekil 1). Bu tanımların her biri belirsizdir. Örneğin, “sürekli” ve “önemli” ile kastedilen nedir?

Meteorolojik kuraklık tanımları da genellikle bölgeye özgüdür ve kuraklığı kurak olmayan dönemlerden ayırmak için kullanılan eşikler nadiren açıklanır. Dünyanın çeşitli ülkelerinde uygulanmak üzere geliştirilen bazı meteorolojik kuraklık tanımları şunlardır:

- 1) kırk sekiz saatte 2,5 mm'den az yağış (Amerika Birleşik Devletleri);
- 2) hiçbir 0,25 mm aşmayan yağış alınan ardışık on beş gün (İngiltere);
- 3) yıllık yağış miktarı 180 mm'den az olduğunda (Libya);
- 4) mevsimsel yağışın, ortalama sapmanın iki katından daha az olması (Hindistan);
- 5) yağmursuz altı gün (Bali) (Wilhite ve Glantz, 1985).

Kuraklığa neden olan meteorolojik koşullar dünya çapında oldukça değişken olduğundan, bir bölgeye uygulanmak üzere oluşturulmuş ancak diğerine uygulanan tanımlar sıklıkla sorun yaratmaktadır. Bu koşulların algıları eşit derecede değişkendir. Kuraklığın özelliklerini belirlemek ve bölgeler arasında karşılaştırma yapabilmek için bu iki noktanın da dikkate alınması gerekir.

Bazı bilim adamları, iklimsel olarak tanımlanmış kuraklığı eleştirmektedirler çünkü kuraklık, "normal" hesaplamasının temeli olarak kabul edilen otuz yıllık bir yağış dönemi cinsinden ifade edilmektedir. Bununla birlikte, otuz yıl, çoğu yer için tarihi kaydın yalnızca küçük bir bölümünü temsil eder ve uzun dönemli iklim kaydını temsil etmez. Ayrıca, yıllar arası büyük bir yağış değişimi ile karakterize edilen iklim rejimleri için, "normal", yağış dağılımının aralığı, medyanı veya modu gibi diğer istatistiksel ölçümlerden daha az anlamlıdır (Wilhite ve Glantz, 1985).

II.II. Tarımsal Kuraklık

Tarımsal kuraklık tanımları, örneğin yağış kıtlığına odaklanarak, meteorolojik kuraklığın çeşitli özelliklerini tarımsal etkilerle ilişkilendirir. Bunlar arasında normalden sapmalar veya evapotranspirasyon gibi çok sayıda meteorolojik faktör bulunur.

Bir bitkinin su talebi, hakim meteorolojik koşullara, belirli bitkinin biyolojik özelliklerine, büyüme aşamasına ve toprağın fiziksel ve biyolojik özelliklerine bağlıdır (Şekil 1). Tarımsal kuraklığın operasyonel bir tanımı, ürün gelişiminin farklı aşamalarında ürünlerin değişken duyarlılığını hesaba katmalıdır. Örneğin, erken büyüme aşamasındaki yetersiz toprak altı nemi, üst toprak nemi erken büyüme gereksinimlerini karşılamak için yeterliyse, nihai ürün verimi üzerinde çok az etkiye sahip olacaktır. Ancak, toprak altı nem eksikliği devam ederse, önemli bir verim kaybı meydana gelebilir (Wilhite ve Glantz, 1985).

Tarımsal kuraklığı izlemek için kullanılan en yaygın indislerden biri Palmer Kuraklık Şiddeti İndeksi (PDSI)'dir. İlk olarak 1960'larda Wayne Palmer tarafından geliştirilen PDSI, farklı bölgelerdeki kuraklığı ölçmek ve karşılaştırmak için bir yöntem sunmaktadır. PDSI'nin hesaplanması için dört girdiye ihtiyaç vardır: sıcaklık, yağış, incelenen yerin enlemi ve aynı zamanda tarla kapasitesi olarak da bilinen ve bir sabit olan toprağın kullanılabilir su kapasitesidir. Dört girdi, incelenen alan için bir su dengesi hesaplamak için kullanılır ve bu daha sonra PDSI'nin hesaplanmasının temeli olarak hizmet eder. PDSI'ye ek olarak, diğer Palmer kuraklık endeksleri arasında Z-Endeksi, Palmer Hidrolojik Kuraklık İndeksi (PHDI) ve Palmer Değiştirilmiş Kuraklık İndeksi (PMDI) bulunur. PMDI, PDSI'nin operasyonel sürümüdür. Tarihsel değerlere göre tahmin yaparken, PDSI ile PMDI arasında ayırım yapmaya dikkat edilmelidir. PDSI hesaplaması sırasında Z-İndeksi ve PHDI de hesaplanır (Jacobi vd. 2013).

II.III. Hidrolojik Kuraklık

Hidrolojik kuraklığın tanımları, olayın meteorolojik açıklamasından çok, kurak dönemlerin yüzey veya yer altı hidrolojisi üzerindeki etkileriyle ilgilidir (Şekil 1). Hidrolojik kuraklık "belirli bir su yönetim sistemi altında yerleşik kullanımları sağlamak için akarsu akışlarının yetersiz olduğu dönem" olarak ifade edilmektedir. Hidrolojik kuraklığın sıklığı ve şiddeti genellikle nehir havzaları

üzerindeki etkisine göre tanımlanır. Hidrolojik kuraklık genellikle hem meteorolojik, hem de tarımsal kuraklık ile eş zamanlı değildir (Van Lanen, 2000).

Çoğu akarsu için düşük akış frekansları belirlendiğinden, hidrolojik kuraklık dönemleri herhangi bir uzunlukta olabilir. Seçilen bir süre için gerçek akış belirli bir eşiğin altına düşerse, o zaman hidrolojik kuraklığın devam ettiği kabul edilir. Bununla birlikte, bir hidrolojik kuraklık döneminin tanımlanması için aşılması gereken gün sayısı ve olasılık düzeyi keyfidir. Bu kriterler, her bir akarsu veya nehir havzasına özgüdür (Wilhite ve Glantz, 1985).

II.IV. Sosyo-ekonomik Kuraklık

Kuraklığın sosyoekonomik etkilerinin özelliklerini ifade eden tanımlar, meteorolojik, tarımsal ve hidrolojik kuraklığın özelliklerini de içerebilir (Şekil 1). Genellikle bazı ekonomik malların arz ve talebi ile ilişkilendirilirler. Tarımsal faaliyet (yani talep) ile doğal olaylar (yani arz) arasındaki etkileşim olarak ortaya çıkar ve bu da bitki ve/veya hayvan ihtiyaçları için yetersiz su hacmi veya kalitesine neden olur. Bu nedenle sosyo-ekonomik kuraklık bitki, hayvan ve insan topluluklarının dağılımına, yaşam tarzlarına ve toprağı kullanımlarına bağlıdır. Yani genişletilmiş bir tanım olarak "bir bölgenin ekonomik kalkınmasında insan normalde mevcut olandan daha fazla su talebi yaratırsa" kuraklığın ortaya çıkabileceğı söylenebilir (Wilhite ve Glantz, 1985).

Kuraklığın tanımlanması ve izlenmesi için çok çeşitli indeksler ve yöntemler geliştirilmiştir. Yaygın yöntemler şunları içerir: Palmer Kuraklık Şiddet İndeksi (PDSI), Mahsul Nem İndeksi (CMI), Standart Yağış İndeksi (SPI), Standartize Yağış Evapotranspirasyon İndeksi (SPEI), Kuraklık Büyüklüğü (DM), Yağış İndeksi (RI), Yüzey Suyu Tedarik İndeksi (SWSI), Eşik (Kesme) Yöntemi, Koşu Kavramı ve Kümülatif Yağış Gidişi (CRD) (Bradford, 2000).

Byun ve Wilhite (1999), geleneksel kuraklık indekslerinin dört ana zayıflığını belirlemişlerdir:

- Çoğu, kuraklık koşullarının veya birikmiş etkilerin başlangıcını ve sonunu saptamak için yeterli kesinlikten yoksundur.
- Zamanla biriken akış ve evapotranspirasyonun ağırlaştırıcı etkileri etkili bir şekilde dikkate alınmaz.
- Genellikle, kullanışlılıklarını sınırlayan aylık bir zaman adımına dayalıdır.
- Çoğu, kuraklığın yüzey ve yer altı su kaynakları üzerindeki farklı etkilerini ayırt etmez.

Kuraklık olarak adlandırılacak şey ve onun etkisine ilişkin algılar büyük ölçüde değişir. Bir sel veya fırtınanın aksine, kuraklık ani bir etkiye neden olmaz. Daha ziyade, daha uzun bir süre boyunca kurulan sürekli bir olaydır. Kuraklık etkileri, diğer doğal afetlerden kaynaklanan hasarlardan daha az belirgindir ve daha geniş alanlara yayılır. Bu mekânsal ve zamansal yönler ve çevre ile toplum arasındaki karmaşık etkileşimler, kuraklığın neden olduğu zararın değerlendirilmesini zorlaştırmaktadır. Olumsuz etkiler, azalan tarımsal üretimden ve kamusal su kaynağındaki eksikliklerden hidroelektrik üretiminin azalmasına ve uzun vadeli çevresel bozulmaya kadar uzanmaktadır (Bradford, 2000).

Hükümetlerin ve toplumların kuraklığa (ve diğer doğa kaynaklı afetlere) nasıl tepki verdiği, hükümetler ve sivil toplum kuruluşlarının hem gelişmekte olan hem de gelişmiş ülkelerdeki mağdurlara ve sektörlere giderek artan miktarda para ve diğer yardım biçimlerini dağıtmaya devam etmesiyle son on yılda önemli bir tartışma konusu haline gelmiştir. Çalışmalar, kuraklığın veya afet yardımının bir sonraki olaya karşı toplumsal kırılganlığı azaltmak için çok az şey yaptığını göstermiştir. Statükoyu teşvik ettiği için kırılganlığı bile artırabilir. Başka bir deyişle, kuraklığa karşı kırılganlık genellikle kötü planlama ve kaynak yönetimi uygulamalarının doğrudan sonucudur. Toplumsal kırılganlığı azaltmak isteniyorsa, kaynakları müdahale programlarından en fazla risk altında olan insanları ve sektörleri hedefleyen azaltma programlarına yönlendirilerek iyileştirilmiş planlama ve kaynak yönetimini teşvik edilmelidir. Zorluk, hükümetleri krizlere basitçe yanıt

vermekten, en fazla risk altında olan nüfusları, sektörleri ve bölgeleri belirleyen ve bu riski azaltma hedefiyle programları bu alanlara hedefleyen daha proaktif bir yaklaşıma taşımaktır. Daha önce belirtildiği gibi, risk temelli bir yaklaşım, risk azaltma politikaları ve hazırlıklı olma planlaması dayanıklılık oluşturduğundan, artan kurumsal kapasiteye ve azalan etkilere yol açabilir. Bu yaklaşım, kriz odaklı hükümet müdahalelerine olan ihtiyacı azaltır; bu yaklaşıma Wilhite (2011 ve 2014) "mantıksız su döngüsü adını vermektedir (Şekil 2).

III. TÜRKİYE’NİN KURAKLIĞIN NEDENLERİ

Türkiye’de kurak alanların ve kurak koşulların alansal ve zamansal dağılışında matematik konum, yükselti, orografi, bakı durumu, karasallık/denizellik gibi çeşitli fiziki coğrafya etmenleri ile iklim elemanlarının büyüklük, şiddet ve sıklığını belirleyen genel atmosferik koşullar etkilidir. Matematik konum, yükselti, orografi, bakı, karasallık/denizellik gibi koşullar statik oldukları için bunlar üzerinde durulmayacak, bunun yerine atmosfer dolaşımı ve iklim değişikliğinin bu dolaşım ve dolaylı olarak kuraklık üzerine etkisi üzerinde durulacaktır.

III.I. Atmosfer dolaşımı

Günlük yer ve 500-hPa hava haritalarının analizi, Türkiye'yi etkileyen siklonların dört ana rota üzerinde yoğunlaştığını göstermiştir. Farklı alanlardan kaynaklanan ve Türkiye'yi etkileyen başka siklonlar da olmasına rağmen, bunların genel olarak sayıları az ve siklon şiddeti daha zayıftır. Karaca vd. (2000) tarafından Türkiye'yi etkileyen siklonlar, rotaları açısından dört gruba ayrılmıştır. Bu sınıflandırmada siklonların sayısı ve derinliği ağırlık faktörü olarak kullanılmıştır. Şekil 3, bölgeyi etkileyen siklonların dört ana rota sistemini göstermektedir. Rotalara, kuzeyden güneye doğru köken noktalarına göre bir numara atanmıştır. Bunlar şunlardır:

1. Türkiye'nin kuzeyinden başlayarak Rusya'nın güneybatı kesimlerinden geçen ve Karadeniz bölgesini etkileyen rota (Rota 1).
2. Balkanlar'dan kaynaklanan ve Marmara ve Karadeniz bölgesini etkileyen ve ayrıca kısmen Anadolu'nun iç kısımlarını etkileyen rota (Rota 2).
3. Cenova Körfezi'nde oluşan ve Türkiye'yi etkileyen rota. Bu rotayı iki bölümde incelemek mümkündür: her iki bölüm de aynı rota üzerinde Batı Ege Denizi'ne kadar uzanır ancak daha sonra kollara ayrılır:
 - (a) Kuzeydoğu yönüne doğru hareket eden ve Kuzey Ege bölgesini, tüm Marmara bölgesini ve Batı ve Orta Karadeniz bölgesini etkileyen rota (Rota 3a).
 - (b) Doğuya doğru hareket eden ve Batı Türkiye'yi etkileyen ve Orta Anadolu'dan geçen rota. Daha sonra kuzeydoğu yönüne ve Orta ve Doğu Karadeniz bölgesine ulaşır (Rota 3b).
4. Bazı durumlarda Cenova Körfezi'nin güneyinden ve bazı durumlarda Sahra Çölü'nün kuzeyinden doğu Akdeniz'e doğru hareket eden, Batı veya Orta Akdeniz'den kaynaklanan rota. Türkiye'nin güney kısımlarını, Girit'i, Kıbrıs'ı ve Orta Doğu'yu etkiler (Rota 4).

Bu hava sistemlerinin siklogenez süreci bazen, üst hava akışının büyük bir genliği olduğunda Sahra ve Kuzey Afrika üzerinde meydana gelebilir. Bu gibi durumlarda, düşük enlemlere ulaşan soğuk hava dalgası Türkiye üzerinde düşük sıcaklıklar görülmesine neden olur. Rota 1 ve 2, Türkiye'nin kuzey kesimlerine yaz fırtınaları getiren tipik yaz zamanı yörüngeleridir. Beraberlerinde bol yağmur getirir ve bazı durumlarda sel olaylarının yaşanmasına neden olabilirler. Kışın, Balkan Bölgesi ve Kuzey Avrupa'dan gelen soğuk hava kütleleri bu yörüngelerle ilişkilidir. Bunlar, çok düşük enlemlere soğuk hava getirebilen siklonun gelişim aşaması sırasında gezegen ölçeğindeki akış dalgalarının önemli ölçüde güçlendirilmesiyle karakterize edilirler. Rota 3 ve 4'ün sıklığı kış aylarında diğer aylara göre daha fazladır. Bu tür siklonlar genellikle sıcak sektörlerinde normalin üzerinde sıcaklıklarla ve soğuk cephenin arkasında normal veya normalin biraz altında sıcaklıklarla ilişkilidir. Bu nedenle, siklonlar Rota 3 ve 4 üzerinden etkili olduğunda kar fırtınası olması yaygın

değildir. Siklogenez süreci sırasında hava-deniz etkileşimi, siklonların nem içeriğine katkıda bulunur ve genellikle bunların dengesiz hale gelmesine ve gök gürültülü fırtınalara yol açmasına neden olur (Karaca vd. 2000).

Türkiye'yi etkileyen siklonların ağırlıklı olarak batılı olduklarını ve kış mevsiminde daha güneyli bir yörünge izlediklerini ancak yazı doğru yörüngelerinin kuzeye kaydığını ortaya koymuştur. Türkiye'yi etkileyen siklonlar genellikle Cenova Körfezi, kuzey İtalya, Ege Denizi, Karadeniz, Kıbrıs ve Sahra bölgesinde oluşurlar. Fakat bunlar mevsimden mevsime değişiklik gösterirler. Cenova Körfezi ve Kuzey İtalya bölgelerinde oluşan siklonlar her mevsim için büyük rol oynar. Türkiye kışın, Cenova Körfezi ve Kuzey İtalya dışında, Ege ve Karadeniz siklonlarından da etkilenir. Bahar mevsimindeki siklogenez bölgeleri Sahra, Kıbrıs, Ege Denizi ve Karadeniz'dir. Kış siklonları hareket ederken, yaz siklonları daha sabittir. Kıbrıs, Sahra ve Karadeniz siklonları yaz mevsimlerinde baskındır. Sonbahar mevsimlerinde, Sahra, Kıbrıs ve Karadeniz'in siklonları belirgindir (Karaca vd. 2000).

Türkiye üzerinde siklon yörüngelerinin geçtiği istasyonların yağışları ile siklon sayıları arasında kış, ilkbahar ve sonbahar mevsimlerinde çok büyük bir ilişki vardır. Yaz mevsiminde ise bu ilişki çok düşüktür. Bunun sebebi ise yaz aylarında oldukça sık görülen orografik yağışlarıdır.

Türkiye özellikle kış döneminde etkili olan siklonların rotalarında (özellikle Rota 3 ve 4) yaşanan değişiklikler kış kuraklığına neden olmaktadır. Kış mevsimindeki kuraklık, özellikle Türkiye'nin Akdeniz yağış rejiminin ve genel olarak yazın kurak olan subtropikal Akdeniz iklimin egemen olduğu güney bölgelerindeki (normalden ya da uzun süreli ortalamadan) daha kurak koşullar (kuraklık olayları), büyük olasılıkla kuzeydoğu Atlantik kaynaklı olabilen orta enlem siklonlarının ve/ya da Akdeniz siklonlarının yine çoğunlukla, subtropikal Azor antisiklonunun kuvvetlenmesi ve alanını genişletmesi sonucunda Akdeniz Havzasına ve güney Avrupa'ya daha seyrek girmesi ve Türkiye'ye kadar ulaşamamasıyla ilgilidir. Bazı çok soğuk kış aylarındaki kuraklık ise, hem subtropikal antisiklonun, hem de Sibiryas antisiklonunun kuvvetlenmesiyle ve bazen de her ikisinin etkisinin birleşmesiyle oluşan hava dolaşımıyla (soğuk ve kararlı) ilgilidir (Akbaş, 2013).

Türkiye'deki yaz kuraklığı ise, çoğunlukla Muson dolaşımının kuvvetlenerek kuzeybatı uzantısının Orta Doğu ve Türkiye'den doğu Avrupa'ya kadar etkili olduğu tropikal koşullarla ve/veya subtropikal yüksek basıncın kuvvetlenmesi ve Muson-Azor bağlantısının kurulmasıdır. Böyle bir birleşik hava durumu tipinde ve böyle bir yaz anomalisinde, Türkiye'nin kuzeydoğusu dışında genellikle batıda görece serin, doğu ve güneydoğuda görece sıcak ve kurak koşullar oluşturabilir. Kuzeydoğu Anadolu ve Doğu Karadeniz ise orografik konvektif kararsızlık yağışlarına sahne olabilir (Akbaş, 2013).

III.II. Kuzey Atlantik Salınımının Etkisi

Kuzey Atlantik Salınımı (KAS) Atlantik Okyanusu'nda 30⁰ enlemi çevresinde bulunan, subtropikal yüksek basınç sistemine sahip Azor Yüksek Basıncı ile 60⁰ enlemi çevresinde bulunan İzlanda Alçak Basıncı etrafındaki subpolar alçak basınç sistemi arasındaki deniz seviyesi basınç farkından meydana gelen boylamsal salınım olarak bilinmektedir. Atmosferik parametreler üzerinde etkisini genellikle kış aylarında göstermektedir. Dinamik kökenli olan bu antisiklon ve siklon arasında oluşan rüzgârlar sadece Kuzey Atlantik'te değil, İngiltere'den Batı Avrupa'ya, Sibiryas'dan Akdeniz Havzasına kadar olan geniş bir alanı etkilemektedir (Hurrell ve van Loon, 1997).

KAS'ın pozitif evresinde, basınç merkezleri arasındaki fark artmaktadır. Bunun sonucunda Atlantik okyanusunun daha kuzeyinden geçen kuvvetli kış fırtınalarının sayısında artış olur. Yer seviyesine yakın Batı rüzgârları şiddetini artırır. Bu rüzgârlar Azor çevresindeki nemli hava kütlelerinin (maritim tropikal) Kuzeybatı Avrupa'ya taşınmasına sebep olur. Bu nemli hava kütlelerinin ulaşmadığı Akdeniz Havzası, Grönland ve Batı Kanada'nın doğusu kurak ve soğuk bir

dönem geçirir. Doğu Amerika'da ise yumuşak ve nemli bir dönem gözlenmektedir. KAS'ın kuvvetli pozitif anomalilerinin görüldüğü yıllarda Portekiz'den Türkiye'nin doğusuna kadar olan bölgelerde şiddetli kuraklık yaşanmıştır. Bununla beraber akarsuların rejimleri de önemli ölçüde etkilenmiştir (Hajili, 2017).

KAS'ın negatif evresinde ise basınç merkezleri arasındaki fark azalmaktadır. Yani Azor antisiklon alanındaki yüksek basınç değerleri normalin altında, buna karşılık olarak ise İzlanda siklon alanında basınç normal değerinin üzerindedir. Bu basınç farkındaki değişim batı rüzgârlarının hızıyla doğru orantı teşkil etmektedir. Batı rüzgârlarının hızı indisin pozitif evresine oranla 8 m/sn daha zayıf olduğu görülmektedir. Batılı rüzgârların zayıflaması Kuzeybatı Avrupa'nın soğuk ve kurak hava etkisinde kalmasına sebep olmaktadır. Ve sonuçta negatif evrede Kuzeybatı Avrupa az yağışlı ve kurak bir dönem geçirmektedir. Akdeniz Havzası ise Kuzey Atlantik'ten gelen sıcak ve nemli hava kütlelerinin etkisinde kalmaktadır. Amerika'nın doğusunda ise karlı ve soğuk bir kış mevsimi beklenilmektedir (Hajili, 2017).

KAS'ın her iki evresinde de Akdeniz Havzasındaki beklenen değişimler Türkiye içinde geçerlidir. Bu salınımın indisleri ile Türkiye yağışları arasında negatif bir ilişki olduğu belirlenmiştir. Pozitif evrede mevsimsel ve yıllık yağışlarda azalma eğilimi, negatif evrede ise yağış miktarlarında artma eğilimi olduğu belirlenmiştir. Türkiye'de kış mevsimi ve yıllık yağış miktarları incelendiğinde, bu değerlerin en yüksek olduğu dönem indisin kuvvetli negatif anomali gösterdiği 1962-1963 senelerine denk geldiği tespit edilmiştir (Hajili, 2017). Özellikle kış ve kısmen de sonbahar mevsimlerinde kuvvetlenen doğrusal negatif ilişki, ilkbahar mevsiminde zayıflamakta ve yaz mevsiminde neredeyse yok olmaktadır (Türkeş ve Erlat, 2003).

Kışın öteki mevsimlerden daha kuvvetli olan ilişki katsayıları ve birleşik yağış anomalileri, bu mevsimde Atlantik'teki geniş ölçekli aksiyon merkezleri arasındaki basınç farklılıklarının büyümesiyle açıklanabilir. Bu durum ayrıca, Türkiye'deki yağış oluşumu koşullarının esas olarak Kuzey Atlantik'ten taşınan nemli hava akımlarıyla bağlantılı İzlanda ve Akdeniz kökenli cephesel depresyonlarla kontrol edilmesi gerçeğine de bağlanabilir. Sonbahar mevsiminde KAS indisleri ve yağışlar arasındaki negatif ilişkinin ve birleşik yağış anomalilerinin kış mevsiminden göreceli daha zayıf olması ve daha az sayıda anlamlı oluşu, bu mevsimde özellikle Akdeniz yağış rejimi bölgesine giren alanlarda cephesel orta enlem ve Akdeniz depresyonlarının henüz kış mevsimi kadar etkin olmamasıyla bağlantılı olabilir (Türkeş ve Erlat, 2003).

KAS, Arktik ve subtropikal Atlantik arasında atmosferik kütlelerin yeniden dağılımını ifade eder ve bir fazdan diğerine salınımlar, Atlantik üzerindeki ortalama rüzgar hızı ve yönünde, Atlantik ile komşu kıtalar arasındaki ısı ve nem taşınımında ve fırtınaların yoğunluğunda ve sayısında, yollarında ve hava koşullarında büyük değişikliklere neden olur. Tarımsal hasatlar, su yönetimi, enerji arzı ve talebi ve balıkçılıktan elde edilen verimler, diğer birçok şeyin yanı sıra, KAS tarafından doğrudan etkilenir (Hurrell vd. 2003).

III.III. Yağış dağılışı ve değişkenliği

Dünya yıllık ortalama toplam yağış yaklaşık 1.000 mm'dir (Oliver, 2005). Meteoroloji Genel Müdürlüğü'nün (MGM) verilerine göre 1991-2020 yılları arası yıllık ortalama toplam yağış miktarı yaklaşık 573,4 mm'dir (MGM, 2024). Yani Türkiye'ye Dünya yıllık ortalama toplam yağışın yarısı kadar yağış düşmektedir.

Türkiye'nin üç tarafının denizlerle çevrili olması, dağların uzanışı ve yeryüzü şekillerinin çeşitlilik göstermesi, farklı özellikte iklim tiplerinin ve yağış rejimlerinin doğmasına yol açmıştır. Yağışların çoğu dağların denize bakan yamaçlarına düşerken iç kesimler fazla yağış alamaz (Şekil 4). Bu nedenle Rize'den Gürcistan sınırına kadar olan kıyı kesiminde yağış 2.000 mm üzerinde yağış alırken (Rize 1991-2020 ortalaması 2.309,5 mm), İç Anadolu'da Konya ve Aksaray'da 300 mm'nin

biraz üzerinde (1991-2020 ortalaması sırayla 325,3 mm ve 349,4 mm) iken bu değer Iğdır'da 265,8 mm'ye düşer. Kuzey Anadolu Dağları ile Toros Sıradağları, deniz etkilerinin iç kesimlere girmesini engeller.

Türkiye'de yıllık ortalama toplam yağış yıllar arasında önemli değişiklik göstermektedir (Şekil 5). 2008 yılında yıllık ortalama toplam yağışın yaklaşık %20'si, 2013, 2017, 2020, 2021 ve 2022 yıllarında ise yaklaşık % 10 – 15 arasında yağış azalışı olmuştur. 2008 yılı en düşük yıllık ortalama toplam yağış görülen yıl iken bir yıl sonra ise % 30'a yaklaşan bir artış ile en çok yıllık ortalama toplam yağış düşen yıl olmuştur.

MGM (2024) verilerine göre yıllar arasında yıllık ortalama toplam yağış değerlerinde önemli değişiklik yaşanmaktadır. Bu değişkenlik, kurak ve nemli dönemlerin uzunluğu, büyüklüğü ve şiddeti üzerinde büyük paya sahiptir. Yetmen (2020) tarafından yapılan çalışmada 1970-2019 arasındaki 50 yıllık verilere göre Türkiye'de yıllık ortalama toplam yağış miktarındaki değişkenlik %11 olarak hesaplanmıştır. Yağışta yıllar arası değişkenlik yanında bölgesel olarak da önemli farklılıklar bulunur. Yıllar arası yağış değişkenliğinin en fazla olduğu yerler aynı zamanda yağışta mevsimselliğin en fazla olduğu yerlerdir. Akdeniz kıyılarında %27'yi bulan yağış değişkenliği, Güneydoğu Anadolu'da %30 üzerine çıkar (Şekil 6). Yıllar arası yağış değişkenliğinin en az olan yerler, yağışın yıl içine nispeten homojen olarak dağıldığı Doğu Karadeniz kıyılarıdır. Karadeniz kıyılarındaki yağış değişkenliğinin diğer bölgelerden daha az olması ve Akdeniz kıyılarındaki yağış değişkenliği ile yağış değişkenliği arasında güçlü bir ilişki olduğunu göstermektedir (Yetmen 2020). Yağışın azaldığı İç Anadolu Bölgesi'nde yağış değişkenliği % 20 civarındadır. Yağışın zaten az olduğu bu bölgede yağışın yıllar arasında ortalama %20 civarında azalması suyun güvenli kullanımının önemini ortaya koymaktadır.

III.IV. Türkiye'de Kurak Alanların Dağılışı

Yağış değişkenliğinin yüksek olması döngüsel olarak kuraklık probleminin de yaşanmasına neden olmaktadır. Yağış değişkenliğinin yüksek olduğu Akdeniz yağış rejimi etkisindeki güney bölgeleri ile Ege kıyı bölgesi yanında, kurak/yarıkurak koşulların hakim olduğu iç bölgelerde kuraklık önemli bir problemidir. Yılmaz ve Çiçek (2016) tarafından Thorntwaite iklim sınıflamasına göre yapılan çalışmada sıcaklık tesirlilik indisine göre kurak olarak sınıflandırılan sahalar Türkiye'nin % 43,6'sını oluşturmakta ve 340.240 km² alan kaplamaktadır. Kurak olarak tanımlanan ve "d" sınıfında su fazlası olmayan ya da çok az olan sahalar, yağış değişkenliğinin yüksek olduğu Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde Ceylanpınar-Harran arasında, İç Anadolu Bölgesi'nde Konya, Ereğli ve Yukarı Sakarya Ovaları ile Kapadokya, Yerköy-Delice-İskilip arasında Kızılırmak vadisi boyunca, Karadeniz Bölgesi'nde Suluova-Merzifon depresyonları ile Tokat, Çorum ve Amasya çevresindeki vadi tabanları ve ovalarda, Ege Bölgesi'nde Afyon ve doğusundaki depresyonlarda, Doğu Anadolu'da ise Iğdır ve Doğubeyazıt ovaları çevrelerinde belirlenmiştir (Şekil 7). Kurak alanlar içerisinde kışın orta derecede su fazlası olan sahalar (s), su fazlası olmayan veya az olan sahaları çevrelemekte ve bunlar Türkiye'nin % 16,4'lük bir kısmını oluşturmaktadır. Yağış mevsimselliğinin yüksek olduğu bu nedenle kışın şiddetli su fazlası olan sahalar (s2), Ege Bölgesi'nin iç kesimindeki ovaların tamamında, Marmara Bölgesi'nde Ergene Havzası'nın Edirne-Tekirdağ hattı kuzeyinde, Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nin Karacadağ ve Mardin Platosu ile Güneydoğu Toroslar dışında kalan nispeten yüksek alanlarında, Doğu Anadolu Bölgesi'nde Malatya, Elazığ ve Sivas çevreleri ile Van Gölü doğusunda Erçek Gölü Havzası'nda, Engil vadisi boyunca, Erciş, Muradiye ve Çaldıran çevrelerinde belirlenmiştir (Şekil 6; Yılmaz ve Çiçek, 2016).

Thorntwaite iklim sınıflamasına göre Türkiye'nin ancak %0,4 çok nemli, %26,8'i nemli, %31,6'sı yarı nemli, %33,2'si kurak-yarı nemli, %8,5'i ise yarı kurak alanlardan oluşmaktadır. Türkiye'nin %40,9'u yazın şiddetli su açığı çekmektedir. İçerisine kurak alanlar da eklendiğinde bu

oran %82,5'e ulaşmaktadır. Hem yaz, hem de kış döneminde herhangi bir su eksiği olmayan saha Türkiye'nin ancak %4'ünü oluşturmaktadır (Yılmaz ve Çiçek, 2016).

Yılmaz ve Çiçek (2016) tarafından da saptandığı gibi kuraklık sorunu ile sık sık karşılaşabilecek alanlar Türkiye'nin %82,5'ini oluşturmaktadır. Yani Türkiye'nin neredeyse tümünde kuraklık problemi yaşanabilmektedir. İklimsel olarak kuraklıktan etkilenen alanların fazla olması ve bu alanlarda yağış değişkenliğinin yüksek olması Türkiye'de sık sık kuraklık problemi yaşanmasına neden olmaktadır.

MGM tarafından Türkiye'de meteorolojik kuraklık problemi Standart Yağış İndeksi (Standardized Precipitation Index-SPI) ve normalin yüzdesi yöntemleri ile izlenmektedir. SPI esas olarak belirlenen zaman dilimi içinde yağışın ortalamadan olan farkının standart sapmaya bölünmesi ile elde edilir (McKee vd. 1993). Normalin yüzdesi indeksi esas olarak belirlenen zaman dilimi içinde yağış miktarının ortalamasına bölünmesiyle yüzdelik halinde elde edilir. Yağışın yüzdesi indeksinin (Percent of Normal Index – PNI) hesaplanmasında yağışın 12 ay ve daha az periyotları da kullanılabilir (Willeke vd. 1994).

Türkiye'de MGM tarafından aylık, 3 aylık, 6 aylık, 9 aylık, 12 aylık ve 24 aylık kuraklık analizleri yapılarak MGM sayfasından yayınlanmaktadır (URL 2). MGM (2022) değerlendirmesine göre 2010-2021 yılları arasındaki 12 yıllık dönemde, 12 aylık SPI değerlerine göre 2013, 2017, 2020 ve 2021 yıllarında Türkiye genelinde yaygın kuraklık yaşanmıştır. 2010, 2016, 2019 yıllarında ise bölgesel şiddetli kuraklık yaşanmıştır. Yani incelenen 12 yılın 4 yılında yaygın, 3 yılında bölgesel kuraklık yaygındır. 12 yıllık dönemde kuraklık sıklıkla İç Anadolu, Akdeniz ve Güneydoğu bölgelerinde kuraklık hemen hemen her yıl görülebilirken, 2019 yılında Rize-Artvin gibi Türkiye'nin en yağışlı ve yağış değişkenliği en düşük yöresinde bile şiddetli kuraklık görülmüştür (Şekil 8).

Türkiye'deki SPI olasılıkları için en önemli ve dikkat çekici sonuçlardan biri aşırı kurak olma olasılıklarında (SPI değerleri ≤ -2) tespit edilmiştir. Aşırı kurak olma olasılıkları, açıkça Akdeniz'in Türk kıyıları ve Türkiye ile Suriye arasındaki sınır bölgesinde maksimum değerleri göstermektedir; en yüksek olasılık ise iklimsel olarak Türkiye'nin en kurak ve çöl benzeri ortamlarından biri olan Harran ve Akçakale ovalarında yaklaşık 0,27'dir. Aşırı kurak olma olasılıkları, Türkiye'nin Akdeniz kıyısında yaklaşık 0,21-0,23'lük maksimum değerlerine ve Türkiye-Suriye sınırında 0,27'ye ulaşmaktadır (Şekil 9). Tahmini olasılıklar güney bölgelerinden Karadeniz kıyılarına doğru belirgin bir şekilde azalma eğilimindedir. Türkiye'de aşırı kuraklık olasılığının en düşük olduğu bölgeler sırasıyla Batı ve Doğu Karadeniz alt bölgeleri ile Kuzeydoğu Anadolu alt bölgesi olarak 0,03 civarındadır (Türkeş, 2020).

Dabanlı (2018) tarafından Türkiye'de kuraklık tehlikesi, kırılganlık ve risk değerlendirmesi yapılmış ve kuraklık risk indisine göre Türkiye'de en yüksek kuraklık riski olan il Konya'dır. Ayrıca İstanbul, Ankara, İzmir, Adana, Şanlıurfa ve Aydın kuraklık risk indisi puanlarına göre orta düzeyde kuraklık riskine sahiptir. Türkiye'de Konya ili yüksek kuraklık riskine maruz kalırken, yalnızca Artvin'in kuraklık riski yoktur. Konya ilçesinin geniş tarım ve sulama arazileri vardır ve bu da yüksek kuraklık hassasiyetine ve riskine yol açar. Orta risk puanı olan iller arasında en yüksek nüfus yoğunluğuna sahip olan İstanbul'da bulunmaktadır. Orta düzeydeki diğer iller (Ankara, Adana, İzmir, Aydın ve Şanlıurfa) düşük puanlı illere göre hem tarım arazisi, hem de nüfus yoğunluğu ile açıklanabilir (Şekil 10).

IV. TÜRKİYE'DE KURAKLIĞIN GELECEKTEKİ DURUMU

IV.1. İklim Değişikliği ve Kuraklık

Akdeniz havzası, Dünya'da iklim değişikliği etkilerine en duyarlı bölgelerden biridir. Hidrolojik döngünün iklim değişikliğine karşı yüksek hassasiyeti, hem havzanın orta enlemlerdeki

ılıman iklim ile daha sıcak-kurak Kuzey Afrika iklimi arasındaki geçiş bölgesinde yer almasının hem de kendine özgü fizyografik özelliklerinin (örn. dağlarla ve oldukça kentleşmiş kıyı alanlarıyla çevrili kapalı deniz) sonucudur. Bu iklimsel, topografik ve antropojenik faktörler aynı zamanda Akdeniz havzasındaki atmosferik, okyanussal ve hidrolojik koşulların belirgin mekânsal ve zamansal değişkenliğini de açıklamaktadır.

Gözleme dayalı verilerin analizi, Akdeniz havzasının son yarım yüzyıl boyunca daha sıcak ve daha kurak olma eğiliminde olduğunu, bunun da buharlaşmada artış ve akışta azalmayla bağlantılı olduğunu göstermektedir. Küresel ve bölgesel iklim modeli projeksiyonları, ısınma ve kuraklaşmanın olasılıkla devam edeceğini ve 2050 sonrasındaki değişikliklerin büyüklüğünün büyük oranda salım senaryosuna bağlı olacağını göstermektedir. İklim modelleri ayrıca 21. yüzyılın sonunda aşırı sıcaklıklarda genel bir artış olacağını öngörmektedir (Giorgi, 2006).

Giorgi (2006) sıcak noktaları iklim değişikliğine karşı en hassas bölgeler olarak tanımlamıştır. Sıcaklık ve yağış tahminlerinden hesaplanan bölgesel iklim değişikliği endeksine göre Akdeniz havzasının Dünya üzerindeki en önemli sıcak noktalardan biridir. Hükümetlerarası İklim Değişikliği Paneli (IPCC) 5. Değerlendirme Raporu'ndaki (IPCC, 2013) son küresel iklim değişikliği projeksiyonları göz önüne alındığında, özellikle yağışların gelecekte büyük oranda azalması açısından havzanın benzersizliği doğrulanmıştır. Bu rapor, Akdeniz havzasının yaz ve kış mevsiminde de yağışlardaki azalmadan etkilenebileceğini ve zamanla daha da belirginleşebileceğini açıkça göstermektedir.

İklim değişikliğine karşı bu kadar büyük hassasiyet, bölgenin Kuzey Afrika'nın kurak iklimi ile Orta Avrupa'nın ılıman ve yağışlı iklimi arasında bir geçiş bölgesinde yer almasının, iklim değişikliğinin neden olduğu iklim değişikliğine karşı savunmasız kalmasının bir sonucu olarak anlaşılabilir (Lionello vd. 2012).

İklim değişikliği altında büyük ölçekli dolaşımdaki potansiyel değişimler Akdeniz hidro-iklimi üzerinde önemli bir baskı oluşturacaktır. Gelecekteki senaryolarda Akdeniz yağışlarında bir azalma konusunda nispeten yüksek bir fikir birliği bulunmaktadır. Bu, Kuzey Atlantik üzerindeki kış jetinin kademeli olarak kuzeye doğru kaymasıyla açıklanabilir ve bu da Akdeniz'den uzakta hava neminin kuzeye taşınmasına yol açar. Tahmin edilen düşüş, küresel ısınma seviyesi ve uzaketkileşim desenlerinin bölgesel dolaşımında meydana gelen değişikliklerle güçlü bir şekilde ilişkilidir. Zayıf dolaşım değişiklikleri durumunda, özellikle daha düşük bir küresel ısınma seviyesi için yanıt belirsizdir; bölgesel dolaşımın arttığı yüksek etkili bir senaryoda ise kış mevsimindeki Akdeniz yağışlarındaki azalma yerel olarak küresel ısınmanın 0,2 mm'lik bir oranına ulaşabilir. Yüksek çözünürlüklü bir küresel iklim modelinden yapılan simülasyonlar, 21. yüzyılın sonuna kadar Kuzeybatı Afrika'nın bazı bölgelerinde -%50'ye kadar ve Balkan Yarımadası ve Türkiye'nin batı kıyılarında sırasıyla -%20 ve -%25'e kadar yağış değişiklikleri olduğunu göstermektedir. Yağıştaki bu düşüşle tutarlı olarak, iklim modelleri farklı senaryolara ve ölçütlere dayanarak 21. yüzyılda Akdeniz'deki kuraklıkların süresinde ve yoğunluğunda bir artış öngörmektedir. Meteorolojik kuraklıkların süresindeki bu öngörülen değişiklikler Akdeniz bölgesinin geniş kısımlarını etkileyebilir ve RCP8.5 konsantrasyon rotasında yüksek bir sinyal-seviyesi oranı sunar. Aynı senaryoya göre, 1,5°C ve 2°C küresel ısınma gibi iddialı azaltma hedefleri altında bile Akdeniz kuraklıklarının sıklığında önemli bir artış öngörülmekte ve kuraklıkların yakın geçmişe kıyasla 5 ila 10 kat daha sık meydana geleceği tahmin edilmektedir. Örneğin, Polade ve diğerleri (2015), kurak gün sıklığındaki değişiklikleri incelemek için RCP8.5 tarafından zorunlu kılınan 28 CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5, Eşleştirilmiş Model Karşılaştırma Projesi Aşama 5) küresel iklim modelinden elde edilen yağış projeksiyonlarını kullandılar. Akdeniz Havzası'nda 1960-1989 dönemine kıyasla 2060-2089 döneminde 30'a kadar daha fazla kurak gün artışı buldular. Sonuç olarak, Akdeniz bölgesinde öngörülen yıllık yağış değişiminin %80'inden fazlası, yağış

yoğunluğundaki değişikliklerden ziyade kurak günlerin sıklığındaki artışlara bağlanabilir. RCP8.5 senaryosu altında daha yüksek çözünürlüklü geçici iklim simülasyonları kümesine dayanarak, Akdeniz bölgelerinin şiddetli ve aşırı kuraklık altında zamanla artışlar yaşaması bekleniyor (Şekil 11). Değişikliklerin büyüklüğü uzun vadeli (SPI48) için kısa vadeli (SPI6) meteorolojik kuraklıklardan daha yüksektir ve küresel ısınma seviyesiyle birlikte artar. Bu değişikliklerin tüm Akdeniz havzasında homojen olması öngörülmemektedir, batı yarısı daha sık şiddetli kuraklıklara doğru bir eğilim göstermektedir. Ülke düzeyindeki toplam değişiklikleri göz önünde bulundurarak, sanayi öncesi seviyelerin 1,5°C üzerinde, Fas topraklarının %30'unun şiddetli (uzun vadeli) kuraklık altında zamanla yaklaşık %10 ila %20 oranında bir artışla karşı karşıya kalacağı öngörülmektedir ve çoklu model uyumu %80'in üzerindedir. Küresel ısınmanın 2°C'sinde, kuraklaşma sinyali Fas, Portekiz, İspanya, Karadağ ve Arnavutluk'un %30'undan fazlasında mevcuttur. Türkiye'de ise Akdeniz, Güneydoğu Anadolu ve kıyı Ege bölgelerinde kuraklık artışı kuvvetlenecektir. 4°C'nin yüksek ucunda kuraklaşma sinyali Akdeniz ülkelerinin çoğunluğu için daha güçlüdür. Türkiye'de Doğu Karadeniz kıyıları hariç tüm kıyı kesiminde aşırı kurak koşulların süresinde % 30 üzerinde artış olması beklenmektedir. 21. yüzyılın sonuna kadar, mevcut Avrupa-Akdeniz iklim bölgesinin kapsamının RCP8.5 kapsamında %16 (157.000 km²) oranında küçülmesi, yani İtalya'nın yarısı kadar küçülmesi öngörülmektedir. Akdeniz kurak bölgelerinin kapsamının iki kattan fazla artarak yaklaşık 400.000 km²'lik bir alanı kaplaması bekleniyor. Kuzey Akdeniz'de kuraklığın artması, kurak, yarı nemli ve nemliden yarı kurak tiplere geçiş anlamına gelirken, güney Akdeniz'de bu geçişler daha kurak ve aşırı kurak tiplere doğru olmaktadır (Yves vd. 2020).

Kuraklıklardaki değişiklikler, mevsimsellik, kuraklık dönemleri ve yağış yoğunluğu açısından yağış özelliklerindeki değişikliklerden de kaynaklanabilir. Bölgesel simülasyon deneyleri, Akdeniz'deki kuraklığın nedenlerinin mevsime bağlı olarak değiştiğini ve muhtemelen baskın mevsimsel yağış oluşum mekanizmalarıyla bağlantılı olduğunu öne sürüyor: kış yağışları ağırlıklı olarak sinoptik süreçlerden kaynaklanırken, yerel olarak oluşan konvektif yağış yazın daha bol miktardadır. Kış aylarındaki kuraklık dönemleri ile kuzeybatıya doğru 1000 km uzaklıkta doymamış soğuk hava kütlelerini getiren antisiklonik blokaj koşulları arasında bir ilişki olduğunu ortaya koymuştur. Kurak dönemler ayrıca KAS'da ve daha az ölçüde Akdeniz Salınımı'nda pozitif anomalilerle ilişkilidir. Gelecekteki projeksiyonlar, CMIP5 modellerinin %90'ından fazlası Akdeniz'de büyük olasılıkla kurak dönemlerin uzamasıyla ilişkili olan önemli bir kuraklık öngörmektedir. Bölge, yüzyılın sonuna kadar yılda 30'a kadar daha fazla kurak gün yaşayabilir (Yves vd. 2020).

Su Yönetimi Genel Müdürlüğü (SYGM) tarafından, IPCC'nin 5. Değerlendirme Raporu'nun tabanını oluşturan CMIP5 arşivinden seçilmiş HadGEM2-ES, MPI-ESM-MR ve CNRM-CM5.1 küresel modelin çıktıları ve RCP4.5 ve RCP8.5 salım senaryoları ile RegCM4.3 bölgesel iklim modeli çalıştırılarak, 1971-2000 yılı referans dönemine göre 2100 yılına kadar farkları 10'ar ve 30'ar yıllık dönemler için mevsimlik ve yıllık ortalamalar halinde sıcaklık, yağış ve farklı indislerde analizler yapılmıştır (SYGM, 2016).

Bu projeksiyonlara göre en yüksek sıcaklık artışının RCP4.5 ve RCP8.5 senaryolarının ikisinde de yaz mevsiminde meydana geldiği görülmektedir. Projeksiyon döneminin son on yılı içerisinde (2091-2100 dönemi) HadGEM2-ES, modelline göre kış mevsiminde sıcaklık artışı 4,4°C ve yaz mevsiminde ise 7,1°C öngörmektedir. Her iki senaryo durumunda da kış mevsimi sıcaklıklarının 2050 yıllarından sonra 1971-2000 dönemine nazaran en az 1,0°C fazla seyredeceği öngörülmektedir. RCP4.5 senaryosunda sıcaklık artışlarında kış ve yaz mevsimleri arasındaki farklar en fazla 1,3°C'ye ulaşırken, RCP8.5 senaryosunda yaz ve kış mevsimi sıcaklık eğilimleri önemli farklılıklar göstermekte ve 2,7°C'ye ulaşmaktadır. HadGEM2-ES modelindeki kış mevsimi sıcaklıkları yaz mevsimine göre daha az artış göstermekte ve son on yıllık dönemde mevsimler arasındaki fark 1,0-

2,5°C arasında olmaktadır. 2015-2100 periyodunun ilk yıllarında bazı bölgelerde çok daha küçük sıcaklık değişimleri ve hatta bazı yıllarda sıcaklık düşüşleri görülmekle birlikte ilerleyen yıllarda sera gazlarındaki artışın yarattığı iklim zorlamaları bölgesel iklim değişkenliğinden daha baskın şekilde sıcaklıkların artışını hızlandırmaktadır. Toprak neminin azalması akabinde buharlaşmanın azalması toprak sıcaklıklarının özellikle yaz aylarında daha yüksek seyretmesine neden olmaktadır (SYGM, 2016).

Genel olarak RCP4.5 senaryosu için projeksiyon dönemi boyunca on yıllık Türkiye yağış anomalilerinin ortalamaları -50 mm ile 40 mm arasında değişmektedir. Yağışlarda öngörülen azalma Türkiye'nin güney enlemlerinde tüm projeksiyon dönemi boyunca oluşmakta ve bölgesel olarak yıllık 300 mm'lere ulaşmaktadır. Bununla birlikte, Karadeniz kıyı şeridi boyunca kış mevsiminde 150 mm'lere ulaşan daha fazla yağışın olabileceği öngörülmektedir. RCP4.5 salım senaryosu dahilinde yağış rejimindeki bu değişim, Türkiye üzerindeki yıllık ortalama toplam yağış salınımlarının daha sınırlı olmasına yol açmıştır. Bu suretle, Türkiye genelinde sadece kış mevsiminde yağış artışı ortaya çıkarken, ilkbahar, yaz ve sonbahar mevsimlerinde yağışta düşüşler olacağı beklenmektedir. RCP4.5 senaryosunda HadGEM2-ES modeli kış mevsiminde projeksiyonların 2021-2030 dönemi için İç Anadolu Bölgesi'nin normalden fazla yağış alacağını öngörürken, sonraki on yıllık dönemde normaller civarında, bir sonrakinde ise yine yağışlı bir dönemi öngörmektedir. Benzer durum Güneydoğu Anadolu Bölgesi yağışlarında da göze çarpmaktadır (SYGM, 2016).

RCP8.5 senaryosuna göre ise HadGEM2-ES modeli mevsimsel bazda Türkiye üzerinde on yıllık mevsimsel yağış ortalamalarında -60 mm ile 20 mm arasında değişimler öngörmektedir. Türkiye'nin batısında ve güneyindeki yağıştaki azalmalar yüzyılın sonuna doğru şiddetlenmektedir. Karadeniz sahil şeridinde Türkiye'nin doğusuna doğru özellikle kış ve ilkbahar yağışlarında en fazla 100 mm civarında artışlar elde edilmiştir. 2081-2090 ve 2091-2100 dönemleri içinde kışın Türkiye'nin doğusunda ortaya çıkan pozitif yağış anomalileri dikkate değerdir. Buna karşın, aynı dönemlerde sonbahar mevsimi yağışlarında ciddi azalmalar mevcuttur. Türkiye ortalaması dikkate alındığında yağışta en düşük azalma ilkbahar mevsiminde beklenirken, en fazla azalmanın sonbahar ve yazın olduğu görülmektedir (SYGM, 2016).

SYGM tarafından yapılan çalışmada sadece ortalama sıcaklık ve yağış eğilimleri değil iklim değişikliğinin göstergesi olan indislerde çalışılmıştır. HadGEM2-ES iklim modeline ait yağışın 1 mm'den düşük olduğu ardışık gün sayısı yani ardışık kurak gün sayısı değerlerinin Türkiye genelindeki değişimleri RCP4.5 ve RCP8.5 senaryo sonuçları için önemli bir değişim söz konusu değildir. 1970-2000 referans dönemine göre 2015-2040 yılları arasında tüm modellerin ardışık kurak geçen gün sayıları 4-15 arasında yükselmektedir. Ardışık kurak geçen günlerdeki artışlar Doğu Akdeniz, Konya Kapalı Havzası ve Fırat-Dicle Havzası'nın Doğu Toroslar'ın güneyinde kalan kısmında görülmektedir. Ayrıca Ege kıyılarından İç Anadolu'ya doğru olan bölgede kurak geçen gün sayılarında 10 gün mertebesinde artışlar beklenmektedir. Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde ardışık kurak gün sayısı değerleri 140-160 günü bulmaktadır. Karadeniz kıyılarında ise 30-70 gün arasındadır (SYGM, 2016).

Türkiye geneli için iklim projeksiyonları HadGEM2-ES RCP4.5 senaryosuna göre, Aras Havzası dışındaki bütün havzalarda 1970-2000 referans döneminden %20-80 aralığında değişen oranlarda brüt su potansiyeli azalması öngörülmektedir. Söz konusu farkın %60'tan büyük olduğu havzalar başta Burdur olmak üzere (>%80), Ceyhan, Konya Kapalı, Sakarya, Akarçay ve Gediz havzalarıdır (Şekil 12, Tablo 1).

RCP8.5 senaryosuna göre, Türkiye'nin bütün havzalarında %20-80 arasında değişen oranlarda brüt su potansiyeli azalması öngörülmektedir. Söz konusu farkın %60'tan büyük olduğu havzalar;

Burdur, Ceyhan, Konya Kapalı, Sakarya, Akarçay, Gediz havzalarının yanı sıra Antalya, Büyük Menderes, Küçük Menderes ve Ergene havzalarıdır (Şekil 13, Tablo 1).

İklim değişikliği sadece iklim elemanlarının zamansal ve alansal değişimini belirlemez. Aynı zamanda basınç sistemlerinin konumları üzerinde de etkili olmaktadır. Akdeniz havzası ile birlikte Türkiye’de yağış ve sıcaklık koşullarının şiddet ve sıklığını belirleyen unsurlardan biri de Bölüm III.II’de bahsedilen KAS’tır. İklim değişikliğine bağlı olarak pek çok yayında KAS’ın alansal ve zamansal dağılışı da değişiklikler görüldüğü saptanmıştır.

Tropikal kuşağın kenarları, subtropikal kurak bölgelerin dış sınırlarıdır ve kutuplara doğru kaymaları ekosistemlerde ve insan yerleşimlerinde temel kaymalara yol açabilir. Yağış desenlerindeki kaymalar tarım ve su kaynakları için bariz sonuçlar doğurabilir ve marjinal alanlarda ciddi zorluklara yol açabilir. Özellikle endişe verici olanlar, Akdeniz, güneybatı Amerika Birleşik Devletleri ve kuzey Meksika, güney Avustralya, Güney Afrika ve Güney Amerika’nın bazı bölgeleri de dahil olmak üzere subtropikal kurak kuşakların kutuplarına doğru olan yarı kurak bölgelerdir. Tropiklerin kutuplara doğru genişlemesi, bu yoğun nüfuslu bölgelere daha da kurak koşullar getirebilir, ancak diğer bölgelere daha fazla nem getirebilir. Tropiklerin genişlemesi ayrıca muhtemelen jet akımlarının, fırtına rotalarının, yüksek ve alçak basınç sistemlerinin ortalama konumunun ve ilişkili yağış rejimlerinin konumundaki değişiklikler nedeniyle büyük tropikal olmayan iklim bölgelerinin kutuplara doğru hareketiyle de ilişkilendirilecektir. Tropiklerin genişliğindeki bir artış, tropikal fırtınalardan etkilenen alanda bir artışa yol açabilir veya iklimsel tropikal siklon gelişim bölgelerini ve yollarını değiştirebilir (Seidel, 2008)

Benzer sonuçlar Johanson ve Fu (2009) tarafından yapılan çalışmada da saptanmıştır. Çalışmada, Hadley hücrelerinin 1979’dan bu yana yaklaşık 2° - 5° civarında genişlediğini göstermektedir. Bu genişleme ve subtropikal kurak bölgelerin kutuplara doğru yer değiştirmesi, 30° K ve 30°G yakınlarında büyük ölçekli bir kuraklaşma ile birlikte olabilir. Bu tür bir kuraklaşma, yerleşik yağış modellerine alışkın olan bu bölgelerin sakinleri için bir risk oluşturmaktadır.

Son 30 yıldır, KAS evresi çoğunlukla negatiften pozitif endeks değerlerine kaymaktadır. KAS atmosferik değişkenliğin doğal bir modu olmasına rağmen, yüzey (okyanus ve kara), stratosferik veya hatta antropojenik süreçler fazını ve genliğini etkileyebilir. KAS ve Arktik Salınım (AS) belirli dönemlerde kuzey yarımküredeki bölgesel ısınmaya katkıda bulunabilirken hem eğilim, hem de desendeki farklılıklar, son 30 yıldaki küresel ısınma eğiliminin deseni ve büyüklüğünün büyük ölçüde AS ve KAS’tan bağımsız olduğunu güçlü bir şekilde düşündürmektedir. Şu anda, KAS’da gözlemlenen düşük frekanslı değişikliklerden sorumlu olan süreç veya süreçler konusunda bir fikir birliği yoktur. Kanıtlanmış yetenekli bir tahmin modelinin olmaması, gelecekte KAS değişkenliği hakkında önemli bir belirsizlik bırakmaktadır. Daha sıcak tropikal deniz yüzey sıcaklıkları veya güçlendirilmiş bir stratosferik girdaptan kaynaklanan zorlama yoluyla artan sera gazı konsantrasyonlarına önerilen yanıt, pozitif endeks fazının devam edebileceği anlamına gelir (Visbeck vd. 2001; Cohen ve Barlow, 2008; Delworth vd. 2016). Gillett (2003), tarafından yapılan çalışmada çoğu iklim modeli, sera gazı konsantrasyonlarının artmasına yanıt olarak kış KAS endeksinde bir miktar artış simüle eder, ancak modellenen değişiklikler genellikle gerçek atmosferde görülenlerden daha küçüktür. Diğer iki ana antropojenik zorlama olan sülfat ayresol ve stratosferik ozon tükenmesinin genellikle KAS üzerinde çok az önemli etkiye sahip olduğu bulunmuştur. Doğal zorlamalar da atmosferik dolaşım üzerinde etkili olmuş olabilir: volkanik ayresoller büyük patlamaları izleyen 1-2 yılda KAS’ın batı (pozitif endeks) fazını tetikler ve KAS’taki onlarca yıllık değişimler kısmen güneş ışınlamındaki değişimlere atfedilmiştir. Ancak bu doğal zorlamaların yakın zamanda gözlemlenen pozitif KAS endeksi eğiliminin önemli bir bileşenini açıklaması pek olası değildir: büyük olasılıkla artan sera gazı konsantrasyonlarının bir sonucudur. Sadece tropikal deniz

yüzeyi sıcaklıklarındaki değişimlerle zorlanan iklim modelleri kullanan deneyler, bu eğilimin en azından bir kısmının tropiklerden gelen uzak zorlamadan kaynaklanabileceğini düşündürmektedir.

Bu çalışmalar iklim değişikliğine bağlı olarak subtropikal yüksek basıncın kuzeye doğru kayacağını ve Türkiye'nin bulunduğu enlemlerde KAS'ın pozitif fazının etkisinin artacağını göstermektedir. Yağışın büyük bir kısmının düştüğü soğuk dönemde KAS'ın pozitif fazının daha etkin olması Türkiye'de kış kuraklığını şiddet, sıklık ve süresinin artmasına neden olacaktır.

IV.II. Türkiye'de Kurak Alanlarda Zamansal ve Alansal Değişim

İklim elemanlarında ve hidrolojik bilançoda yaşanan değişimler ekolojik bölgelerde de önemli değişiklikler yaşanmasına neden olacaktır. Yılmaz (2021) tarafından Türkiye'nin güncel, 2041-2060 ve 2061-2080 dönemleri için Holdridge ekolojik bölgeleri (HEB) ve bu dönemlere ait tümleşik HEB sınırları oluşturulmuştur. Elde edilen sonuçlara göre 2041-2080 döneminde Türkiye'de alçak irtifa ve dağönü kuşakları genişlerken dağlık, yarı alpin ve alpin sahalar daralmakta, karlı sahalar ise neredeyse ortadan kalkmaktadır. Türkiye'de 2041-2060 döneminde kurak sahalar ortaya çıkmakta, yarı kurak ve yarı nemli sahalar artmakta, nemli, çok nemli, aşırı nemli ve yarı doymun sahalar ise daralmaktadır. 2041-2060 döneminde çok kurak orman biyomu ortaya çıkarken, 2061-2080 döneminde buzul alanları ortadan kalkmaktadır (Şekil 14).

Günümüz ortalamalarına göre Türkiye'de kurak sahalar görülmezken, model verilerine göre 2041'den sonra Güneydoğu Anadolu Bölgesi güneyi ile Iğdır Ovası'nda görülmeye başlamakta, 2041-2060 döneminde 923 km² alan kaplarken, 2061-2080 döneminde daralsa da 330 km²'den geniş sahalarda karşımıza çıkmaktadır. Günümüzde Türkiye'nin yaklaşık % 10'unu kaplayan yarı kurak sahaların, % 81'i İç ve Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde yer almaktadır. Model verilerine göre bu sahalar 2041-2060 döneminde iki katına çıkmakta, 2061-2080 döneminde yağışı artan bölgelerde daralmakla birlikte günümüze göre daha geniş alan kaplamaktadır. Yarı kurak sahalar genişlerken, yarı nemli bölgelerin yerini almaktadır (Şekil 13; Yılmaz, 2021).

Akdeniz bölgesi tarımsal üretim için büyük ölçüde sulamaya bağımlıdır. Tarım, Yunanistan'da toplam su talebinin %80'ini, İtalya'da %50'den fazlasını, İspanya'da %68'ini ve Portekiz'de %52'sini, Türkiye'de %77'sini oluştururken, Kuzey Avrupa'da bu oran %10'un altındadır. Sulama suyu talebi artmaya devam ederek yaz aylarında zaten sınırlı olan su kaynaklarına daha fazla yük bindirmektedir. Sonuç olarak, sulama için su talebi arttıkça gelecekte daha az şiddetli kuraklıkların daha büyük veya daha sık bir etkisi olabilir. Ayrıca, özellikle Güney Avrupa'da, nüfusun tarımdan sanayiye kayması söz konusudur. Mevsimsel turizm endüstrisine sahip kıyı bölgeleri, su kıtlığından özellikle etkilenebilir.

V. DEĞERLENDİRME

Bu bölümde Türkiye'nin kuraklık probleminde önümüzdeki dönemde yaşanacak sorunlarla ilgili değerlendirmeler yapılacaktır.

Türkiye, yaklaşık %82,5'i kurak ve yarı kurak iklim koşullarının hüküm sürdüğü bir ülkedir. Yıllık ve mevsimlik yağış değişkenliğinin yüksek olması yıllar arasında şiddetli ve yaygın kuraklık olaylarının görülmesine neden olmaktadır. İklim değişikliğine bağlı olarak Türkiye'de RCP8.5 senaryosuna göre yıllık ortalama sıcaklıklarda 2,7 °C'yi bulan sıcaklık artışları ve 300 mm'yi bulan yıllık toplam yağış azalışı öngörülmektedir. Bu durum kurak alanların, kuraklığa eğilimli yarı nemli alanlara doğru yayılmasına ve yarı kurak/kurak alanların büyümesine neden olacaktır. Hemen hemen tüm Türkiye'de ardışık kurak gün sayısında artış yaşanması, yaşanan kuraklığın şiddeti ve süresini artıracaktır. Bunun yanında yapılan projeksiyonlara göre özellikle kurak ve yarı kurak bölgelerde havza bazlı olarak %80'ine varan brüt su potansiyelinde azalma öngörülmektedir. Brüt su potansiyelindeki azalma Türkiye'de kurak alanların yayılışı ve kuraklığın şiddetini artıracak bir

olgudur. Orman ve Su İşleri Bakanlığı tarafından 2017 yılında “Ulusal Kuraklık Yönetimi Strateji Belgesi ve Eylem Planı 2017-2023” yayınlanmıştır. Yine 25 havzadan 14’nün kuraklık yönetimi planları hazırlanmıştır. Bu planların etkin bir şekilde uygulanabilmesi için havza yönetimi kurumsal altyapısının oluşturulmasına ihtiyaç vardır. Bu nedenle Türkiye Büyük Millet Meclis’inde bekleyen su yasasını bir an önce geçirilmesi bu konuda önemli yol alınmasını sağlayacaktır.

Yüzyılın sonuna kadar kuraklığın şiddet, süre, sıklığında artış ve alansal olarak büyüme beklenmesi nedeniyle tarım planlamasına ihtiyaç vardır. Türkiye’de 2020 verilerine göre toplam çekilen tatlı suyun %87,2’si tarımda kullanılmaktadır (Ritchie ve Roser, 2024). Kuraklık yüzey su kaynaklarında, sulak alanlarda ve doğal ve yapay göllerde buharlaşmayı artırarak yağışsız dönemde kullanılacak suyun azalmasına ve kalitesinin bozulmasına neden olmaktadır. Aynı zamanda tarımda kullanılan suyun sıcaklığının artması toprakta tuzlanma probleminin yaşanmasına neden olmaktadır. Bu nedenle yüzey ve yeraltı sularının kullanımını azaltmak için daha etkili sulama yöntemleri ve su ihtiyacı az olan tarım uygulamalarına geçilmelidir.

Yanlış tarımsal üretim uygulamalardan biri mısır tarımıdır. Türkiye’de 2021 verilerine göre 6,5 milyon ton mısır üretilmiştir. En çok mısır üretimi yapan iller sırasıyla Konya, Adana ve Mardin’dir (URL 3). Türkiye’de Adapazarı, Orta ve Doğu Karadeniz gibi yağışı bol olan bölgelerimizde su isteği doğrudan yağmurlarla karşılanabildiğinden, bu bölgelerimizde mısır sulaması pek gerekemeyebilir. Diğer bölgelerimizde ise, eğer yağışlar ihtiyacı karşılamıyorsa, çok kritik dönemlerde sulanması zorunludur. Mısırın su ihtiyacı ekilen yöreye ve mısırın türüne göre değişmektedir. Ankara’da yapılan deneme çalışmalarında mevsimlik bitki su tüketimi 300,6 mm ile 1023,8 mm olarak uygulanmış, buna karşılık tane verimleri 290 ile 1.089 kg/da arasında değişmiştir (Yıldırım ve Kodal 1998). Çukurova koşullarında büyüme mevsimi boyunca farklı yıllarda bitki su tüketimi birinci yıl 999 mm, ikinci yıl ise 1.052 mm olarak hesaplanmıştır. Bu deneme çalışmasından alınan tane verimi sırasıyla 1.001,5 ile 1.003,5 kg/da elde edilmiştir (Gençoğlu ve Yazar, 1999). Yazar vd. (2002), Güneydoğu Anadolu Projesi (GAP) bölgesinde 2000 yılı üretim mevsimi içerisinde yaptıkları bir denemede mevsimlik bitki su tüketiminin 358 ile 562 mm arasında değiştiğini, en yüksek tane veriminin 6 gün aralıklarla tam olarak sulanan tarladan 1.192 kg/da olarak alındığını belirtmişlerdir.

Konya, Adana ve Mardin halen kuraklık tehlikesinin yüksek olduğu alanlar olup aynı zamanda havza bazlı olarak brüt su potansiyelinde önemli azalmalar yaşanacak alanlar arasında bulunmaktadır. TAGEM ve DSİ (2017) verisi dikkate alındığında en çok mısır yetiştirilen ilimiz olan Konya’da mısır üreticiliği için yağışla karşılanamayan su tüketimi için aşırı sulama yapılması gerekmektedir (Tablo 2). Tablo 2’ye göre dane mısır bitkisinin ekildiği mayıs ve hasat edildiği ekim ayı dışında her ay sulama yapılması gerekmektedir. Dane mısırın büyüme dönemindeki su tüketimi 640 mm, silajlık mısırın su tüketimi 547 mm olup Konya’da bu dönemdeki yağış 126,5 mm’dir. Bu nedenle dane mısırdan 513,5 mm, silajlık mısırdan ise 420,5 mm sulama yapılması gerekmektedir. Bu durumda su ihtiyacı yüzey suları veya yeraltı suları ile karşılanmaktadır. Yoğun yeraltı suyu çekimi yeraltı su seviyesinin düşmesine bu da her sene daha yüksek maliyetli üretime neden olmaktadır. Yeraltı su seviyesinin düşmesi Konya-Karaman çevresinde obruk oluşumunu hızlandırmaktadır. Bu nedenle Türkiye’nin en kurak yörelerinden biri olan Konya Kapalı Havzası’nda su ihtiyacı düşük ürünlere geçilmesi hem yüzey ve yeraltı sularının sürdürülebilir kullanımına, hem de obruk tehlikesine bağlı yerleşim yerleri ve tarım alanlarını tehdit eden tehlikelerin engellenmesinde neden olacaktır.

Yanlış tarım uygulamalarından biri de Akdeniz kıyı kesiminde tropikal meyve üretimidir. Dünya’da Meksika, Kolombiya ve Peru’nun en büyük üreticiler olduğu (URL 4) avokadonun Antalya’da yetiştirilebilmesi için 1.120 mm su gerekmektedir (TAGEM ve DSİ, 2017). Antalya’nın yıllık yağış miktarı buna yakın olsa da her ay yüksek miktarda su tüketen avokado için nisan ayından başlayarak ekim ayına kadar sulama yapılması gerekmektedir. Oysa bu dönem Antalya’da yılın yağışsız dönemine karşılık gelmektedir. Bu dönemdeki su açığı toplamı 695,2 mm’dir (Tablo 3). Şu

anda yüksek getirisi nedeniyle çiftçiler tarafından tercih edilse de çok su tüketen bu tropikal bitkilerin üretilmesi iklim değişikliği nedeniyle yağış azalması sonucunda bugünküne göre maliyetli hale gelecektir. Ayrıca Türkiye'nin turizm başkenti olan Antalya'da 2023 yılında 15 milyona yakın turist gelmiştir (URL 5). Bu tropikal tarım ve turizm sektörleri su kaynaklarına olan talebi çok artırmaktadır. Yanlış tarım uygulamaları ve tarımsal su yönetiminin yapılmamasına bağlı tehlike sinyalleri günümüzde de gelmektedir. Çukurova'da 2024 yılı güz döneminde su yetersizliği nedeniyle sulama birlikleri tarafından çiftçilerden güz dönemi ekimi yapılmaması istenmiştir (URL 6).

Türkiye'de tarımsal amaçlı su tüketimi sürekli olarak artmaktadır. 2010 yılında %74,6 (33,7 milyar m³) olan tarımsal su tüketimi, 2022 yılında %77'ye (44 milyar m³) çıkmış, içme-kullanma-sanayi suyu tüketimi ise %23,6'dan (11,8 milyar m³), %23'e (19,06 milyar m³) gerilemiştir (URL 7). Türkiye'de tarımsal üretimde 2022 verilerine göre %77 olan su kullanımı, toplam çekilen tatlı suyun kullanımında ise 2020 verilerine göre %87,2'dir. Türkiye'nin su stres indeksi 2020 verilerine göre %45,71 olup bu değere göre Türkiye'de düşük su stresi yaşamaktadır (Ritchie ve Roser 2024). Ancak tüm sektörlerde suya olan talebin artması ve tarımda özellikle kurak yarı kurak yörelerde yeraltı suyunun aşırı kullanılması Türkiye'yi yakın gelecekte orta su stresi yaşayan ülke haline getirecektir. Bu nedenle Konya'da olduğu gibi aşırı su ihtiyacı olan ve bu nedenle sulama gerektiren bitkiler yerine yöre ekolojisine uygun kuraklığa dayanıklı bitkilerin ekilmesi ve bu konuda çiftçilere eğitim verilmesi gerekmektedir. Çiftçilerin bu ürünleri yetiştirmeye alışması ve devamlılığının sağlanması için alım garantisi, destekleme primi gibi tarımsal desteklerin sağlanması gerekmektedir.

Kurak ve yarı kurak yörelerde sürdürülebilir tarım uygulamalarına ihtiyaç duyulmaktadır. Bunlardan biri de İklim Akıllı Tarım (İAT)'dır. İAT, iklim değişikliği çağında tarımın yönetimine rehberlik eden bir yaklaşımdır. Kavram ilk olarak 2009 yılında başlatıldı ve o zamandan beri kavramın geliştirilmesi ve uygulanmasında yer alan çok sayıda paydaşın girdileri ve etkileşimleri yoluyla yeniden şekillendirildi. İAT, BM'nin FAO gibi çok taraflı örgütler tarafından politika desteği ve önerileri için bir temel oluşturabilecek, iklim değişikliği altında gıda güvenliği için tarımın yönetimine ilişkin küresel olarak uygulanabilir ilkeler sağlamayı amaçlamaktadır. İAT yaklaşımının temel özellikleri, tarımın gıda güvenliğindeki rolünün anlaşılmasında ve uyum ve azaltma arasındaki sinerjileri yakalama potansiyeli konusunda uluslararası iklim politikası arenasındaki sınırlamalara yanıt olarak geliştirilmiştir. İAT konusunda ortaya çıkan son tartışmalar hem iklim, hem de sürdürülebilir tarımsal kalkınma politikası alanlarındaki uzun süredir devam eden tartışmalara dayanmaktadır. Bunlara, gelişmekte olan ülkelerin ve özellikle tarım sektörlerinin küresel sera gazı emisyonlarını azaltmadaki rolü ve sürdürülebilir tarım biçimlerini en iyi şekilde teşvik edebilecek teknolojilerin seçimi dahildir (Lipper ve Zilberman, 2018). İAT, iklim dostu teknoloji ve uygulamaların üreticiler tarafından kullanılması, sürdürülebilir toprak ve arazi kullanımının planlamasını ve yönetimini desteklemek için bilgi üretiminin sağlanması, tarımsal verilerin toplanması ve yapay zeka destekli inovatif çözümler ile analizi olarak tanımlanmaktadır. Üç ana hedefi bulunmaktadır:

1. Tarımsal üretkenliği ve gelirleri sürdürülebilir şekilde artırmak;
2. İklim değişikliğine uyum sağlamak ve dayanıklılığı artırmak;
3. Mümkünse sera gazı salımlarını azaltmak ve/veya ortadan kaldırmak.

İAT, iklim değişikliği altında gıda güvenliği için sürdürülebilir tarımsal kalkınmayı elde etmek üzere teknik, politika ve yatırım koşullarını geliştirmeye yönelik bir yaklaşımdır. İAT yaklaşımı, iklim değişikliğinin açık parametreleri dahilinde sürdürülebilir tarımsal kalkınmayı belirlemek ve işlevsel hale getirmek için tasarlanmıştır. Bu nedenle Türkiye'de İAT uygulamaları yaygınlaştırılmalıdır.

VI. SONUÇ

Su azlığı (kuraklık) ve su fazlasının (sel/taşkınlar) Türkiye'nin su ile ilgili en büyük problemler olduğunu ve genç cumhuriyetin bu problemlerle başa çıkmak için yoğun çaba göstermiştir. Türkiye'de yanlış tarım uygulamaları ve iklim değişikliğine bağlı olarak kuraklığın şiddet, sıklık ve süresi artmaktadır.

Türkiye'de kuraklık tehlikesine karşı yapılması gerekenlerden bazıları aşağıda belirtilmiştir.

- Tüm merkezi ve yerel idareler su tasarrufunun, su kullanımında tehlike sinyalleri gelmeden yapılması gerektiğinin ayırında olmalıdır. Su ancak varken tasarruf edilebilir, yok/yetersiz olan bir varlıktan tasarruf yapılamaz.
- Sürdürülebilir bir tarım için yapılan tüm havzaların kuraklık yönetim planları yapılmalı ve bu planların uygulanması için etkin bir havza yönetim altyapısı oluşturulmalıdır. Sulama birlikleri daha etkin bir yönetim yapısına kavuşmalıdır.
- Yerel yönetimler bir kriz öncesinde kuraklığa hazırlıklı olmalı ve kuraklığı yönetebilmek için bir "Kuraklık Müdahale Programı" geliştirmelidir. Bu plan kuraklık veya su kaynakları üzerindeki diğer etkiler nedeniyle gerçek bir su kıtlığı oluşması durumunda bu sorunu yönetme ve hafifletme planlarını içermelidir. "Kuraklık Müdahale Programı" su kaynaklarını korumak ve muhafaza etmek, tüketilen suyu azaltmak ve suyun israfını önlemek için bölgedeki su tüketimini düzenlemelidir.
- İç Anadolu ve Güneydoğu Anadolu gibi kurak/yarı kurak alanlarda kuru tarım uygulamaları yaygınlaştırılmalıdır. Kuru tarım çiftçiliği, derin toprak ve iyi su tutma özelliklerine sahip bir yer seçmeye çalışır ve ardından ürün büyümesi için toprak nemini korumak için bir dizi uygulamadan yararlanır. Kuru tarımı destekleyen uygulamalardan bazıları şunlardır: erken toprak hazırlığı ve ekimi; kuraklığa dayanıklı, dirençli veya erken olgunlaşan çeşitlerin seçilmesi; daha düşük ekim yoğunluğu; toprak yüzeyinin kabuk bağlamasını ve çatlamasını önlemek için ekim veya yüzey koruması; dikkatli yabancı ot kontrolü ve örtü bitkisi, rotasyon ve toprak bozulmasını en aza indirme gibi uygulamalarla toprak sağlığını ve su tutma kapasitesini iyileştirmek. Bu konuda il tarım ve orman müdürlükleri tarafından çiftçilere eğitim ve finansal destek verilmelidir.
- İşletmelerde sulamadaki su kayıplarının önüne geçilerek suyun daha etkin ve verimli bir şekilde kullanılabilmesi, toprağın kalitesini etkileyen drenaj sorunlarının giderilebilmesini amaçlayan projelerinin ön plana çıkarılması gerekmektedir. Klasik açık sistem sulama şebekeleri yerine modern kapalı sulama sistemlerinin kullanımının yaygınlaştırılması suyun optimal kullanımını sağlanmalıdır.
- Türkiye'de kuraklık ile mücadele edebilmek için "Ulusal Kuraklık Yönetimi Strateji Belgesi ve Eylem Planı 2017-2023" belgesi hazırlamıştır. Ulusal Kuraklık Yönetimi Strateji Belgesi ve Eylem Planı ile sürdürülebilir kuraklık yönetimi için halkın eğitiminden, etkin su fiyatlandırma politikalarına kadar birbirini tamamlayan tedbirlerin, bir plan dâhilinde, ilgili kurum ve kuruluşlarca, eşgüdümlü bir program çerçevesinde muhtemel kayıplarının en aza indirilmesi hedeflenmektedir. Bu eylem planında "Kuraklık yönetiminde yasal ve kurumsal kapasitelerin geliştirilmesi, koordinasyonun ve işbirliğinin sağlanması", "Kuraklığın etkin yönetimini sağlamak", "Toplumsal kuraklık konusunda farkındalığın artırılması" ve "İklim değişikliğinin kuraklık üzerindeki etkilerinin belirlenmesi ve uyum stratejilerinin geliştirilmesi" maksatları altında 8 hedef ve 28 strateji belirlenmiştir. Bu stratejilerin hayata geçirilmesi tüm paydaşların aktif sorumluluk alması gereklidir (Orman ve Su İşleri Bakanlığı, 2017).
- 25.5.1959 tarih ve 10213 sayılı Resmi Gazete'de yayınlanan 7269 numaralı "Umumi Hayata Müessir Afetler Dolayısıyla Alınacak Tedbirlerle Yapılacak Yardımlara Dair Kanun'un 1. Maddesinde "Deprem (Yer sarsıntısı), yangın, su baskını, yer kayması, kaya düşmesi, çığ, tasman ve benzeri afetlerde; yapıları ve kamu tesisleri genel hayata etkili olacak derecede zarar gören veya görmesi muhtemel olan yerlerde alınacak tedbirlerle yapılacak yardımlar hakkında bu kanun hükümleri uygulanır" denilmektedir. Bu maddeye göre bir olayın afet sayılabilmesi için daha çok

binaların zarar görmesi esas alınmıştır. Kuraklığın binalara zarar vermemesi ve kurak dönemin ardından gelen yağış nedeniyle kuraklık riskinin azalması veya ortadan kalkması nedeniyle tedbir alınacak afetler arasında sayılmamıştır. Bu kanunun değiştirilerek kuraklığın afet kapsamına alınması ve buna bağlı olarak da “Ulusal Kuraklık Yönetimi Strateji Belgesi ve Eylem Planı”nın işlevsel hale getirilmesi gereklidir.

- Türkiye’de iklim değişikliği kuraklığın süre, sıklık ve şiddetini etkileyerek bu tehlikenin riskinin artmasına neden olacaktır. Bilimsel ve teknik olarak bu etkiler ve genel olarak etkilenecek alanlar belirlidir. Bilim, iklim değişikliğinin etkilerini ortaya koymaktadır ancak, bu sonuçlar halkı iklim değişikliğinin sonuçlarının azaltılması veya uyum eylemleri konusunda harekete geçirememektedir. Bunun için merkezi ve yerel aktörlere ihtiyaç vardır. Bu nedenle merkezi hükümet, yerel yönetimler, sivil toplum kuruluşlarının toplumu harekete geçirecek öncü rolü üstlenmesi gerekmektedir.

- Unutulmamalıdır ki etkin bir su yönetimi ancak tüm aktörlerin bütüncül bir yönetişimi ile gerçekleşebilir.

Kaynaklar

- Akbaş, A. 2013. *Türkiye’de Palmer Kuraklık İndisine Göre Kuraklığın Alansal ve Zamansal Değişiminin İncelenmesi*. Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Basılmamış Yüksek Lisans Tezi
- Bradford, R. B. 2000. Drought Events in Europe Ed. Vogt J.V., Somma F. *Drought and Drought Mitigation in Europe*, s:7-20, Springer Science+Business Media Dordrecht.
- Cohen, J., Barlow, M. 2005. The NAO, the AO, and Global Warming: How Closely Related? *Journal of Climate*, 18, 4498-4513
- CRED ve UNDRR. 2020. *The Human Cost of Disasters: an Overview of the Last 20 Years (2000-2019)* https://www.preventionweb.net/files/74124_humancostofdisasters20002019reportu.pdf
- Dabalı, İ. 2018. Drought Hazard, Vulnerability, and Risk Assessment in Turkey. *Arabian Journal of Geosciences* 11, 538, <https://doi.org/10.1007/s12517-018-3867-x>
- Delworth, T. L., Zeng, F., Vecchi, G. A., Yang, X., Zhang L., Zhang R. 2016. The North Atlantic Oscillation as a Driver of Rapid Climate Change in The Northern Hemisphere. *Nature Geoscience*, 9, 509-513
- Gençoğlu, C., Yazar, A. 1999. Kısıtlı Su Uygulamalarının Mısır Verimine ve Su Kullanım Randımanına Etkileri. *Turkish Journal of Agriculture and Forestry*, 23, 233–241.
- Gillett, N. P., Graf, H. F., Osborn T.J. 2003. Climate Change and the North Atlantic Oscillation. İçinde: *The North Atlantic Oscillation Climatic Significance and Environmental Impact*, Ed: Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G., Visbeck, M. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, Geophysical Monograph 134, ISBN 0-87590-994-9
- Giorgi, F. 2006. Climate Change Hot-Spots. *Geophys. Res. Let.*, 33: L08707, doi: 10.1029/2006GL025734.
- Hajili T. 2017. *Uzaketkileşim Paternlerinin Türkiye İkliminde Ekstrem Etkileri*. Marmara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi
- Hurrell, J. W., van Loon, H. 1997. Decadal Variations in Climate Associated With the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, 36: 3-4, 301-326.
- Hurrell J. W, Kushnir Y., Ottersen G., Visbeck M. (2003) An Overview of the North Atlantic Oscillation, İçinde: *The North Atlantic Oscillation Climatic Significance and Environmental Impact*, Ed: James W. Hurrell, Yochanan Kushnir, Geir Ottersen, Martin Visbeck, American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, Geophysical Monograph 134, ISBN 0-87590-994-9
- IPCC, 1997. *The Regional Impacts of Climate Change: An Assessment of Vulnerability*. R.T.Watson, M.C.Zinyowera, R.H.Moss (Eds) Cambridge University Press, UK.
- IPCC, 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA
- Jacobi, J., Perrone, D., Duncan L. L., Hornberger, G. 2013. A Tool for Calculating the Palmer Drought Indices, *Water Resour. Res.*, 49, 6086–6089, doi:10.1002/wrcr.20342.
- Johanson, C. M., Fu, Q. 2009. Hadley Cell Widening: Model Simulations Versus Observations. *Journal of Climate*, 22, 2713-2725
- Karaca, M., Deniz, A., Tayanç, M. 2000. Cyclone Track Variability Over Turkey in Association With Regional Climate. *International Journal of Climatolology* 20, 1225–1236
- Lionello ,P., Abrantes, F., Congedi, L., Dulac, F., Gacii, M., Gomi, D., Goodess, C., Hoff, H., Kutiel, H., Luterbacher, J., Planton, S., Reale, M., Schroder, K., Struglia, M. V., Toreti, A., Tsimplis, M., Ulbrich, U., Xoplaki, E. 2012. Introduction: Mediterranean Climate—Background Information, In: P. Lionello, Editor(s), *The Climate of the Mediterranean Region*, Elsevier, Oxford, 2012, ISBN 9780124160422, 10.1016/B978-0-12-416042-2.00012-4.
- Lipper, L., Zilberman, D. 2018. A Short History of the Evolution of the Climate Smart Agriculture Approach and Its Links to Climate Change and Sustainable Agriculture Debates. İçinde: *Climate Smart Agriculture Building Resilience to Climate Change. Natural Resource Management and Policy*. Volume 52. Ed: Lipper, L., McCarthy, N., Zilberman, D., Asfaw, S., Branca, G. Springer International Publishing AG. ISSN 2511-8560
- McKee, T. B., Doesken, N. J., Kleist, J. 1993. The Relationship of Drought Frequency and Duration to Time Scales, İçinde *8th Conference on Applied Climatology*, Am. Meteorol. Soc. Boston, 179–184,

- MGM, 2022. *Türkiye Meteorolojik Afetler Değerlendirmesi (2010-2021)* T.C. Çevre, Şehircilik Ve İklim Değişikliği Bakanlığı, Meteoroloji Genel Müdürlüğü, <https://mgm.gov.tr/FILES/genel/raporlar/meteorolojikafetler2010-2021.pdf>
- MGM, 2024. *2023 Yılı Yağış Değerlendirmesi*. Çevre, Şehircilik ve İklim Değişikliği Bakanlığı, Meteoroloji Genel Müdürlüğü, <https://www.mgm.gov.tr/FILES/arastirma/yagis-degerlendirme/2023yagisdegerlendirmesi.pdf>
- Oliver, J. E. 2005. *Encyclopedia of World Climatology*, Published by Springer, ISBN-10 1-4020-3264-1
- Orman ve Su İşleri Bakanlığı, 2017. *Ulusal Kuraklık Yönetimi Strateji Belgesi ve Eylem Planı 2017-2023*
- Ritchie, H., Roser, M. 2024. *Water Use and Stress* Published online at OurWorldInData.org. Retrieved from, <https://ourworldindata.org/water-use-stress>.
- Seidel, D. J., Fu, Q., Randel, W. J., Reichler, T. J. 2008. Widening of the Tropical Belt in a Changing Climate. *Nature Geoscience*, 1, 21-24
- SYGM, 2016. *İklim Değişikliğinin Su Kaynaklarına Etkisi Projesi Proje Nihai Raporu* T.C. Orman ve Su İşleri Bakanlığı Su Yönetimi Genel Müdürlüğü.
- TAGEM ve DSİ. 2017. *Türkiye’de Sulanan Bitkilerin Bitki Su Tüketimleri*, Ankara.
- Türkeş, M. 2020. Climate and Drought in Turkey İçinde: *Water Resources of Turkey* Ed: Harmancioglu N.B., Altınbilek D. 85-125, Springer ISSN 2509-7393
- Türkeş, M., Erhat, E. 2003. Precipitation Changes and Variability in Turkey Linked to The North Atlantic Oscillation During the Period 1930–2000. *International Journal of Climatology*. 23, 1771–1796.
- van Lanen, H.A.J., Peters, E. 2000. Definition, Effects and Assessment of Groundwater Droughts Ed. Vogt J.V., Somma F. *Drought and Drought Mitigation in Europe* s: 49-61, Springer Science+Business Media Dordrecht.
- Visbeck, M. H., Hurrell, J. W., Polvani, L., Cullen, H. M. 2001. The North Atlantic Oscillation: Past, present, and future. *PNAS* 98:23, 12876–12877.
- Willeke, G., Hosking, J.R.M., Wallis, J.R., Guttman, N.B. 1994. *The National Drought Atlas*. Institute for Water Resources Report 94-NDS-4, U.S. Army Corps of Engineers.
- Wilhite, D. A., 2011. *National Drought Policies: Addressing Impacts and Societal Vulnerability*. Drought Mitigation Center Faculty Publications. Paper 80. <http://digitalcommons.unl.edu/droughtfacpub/80>
- Wilhite, D. A., 2014. Changing the Paradigm for Drought Management: Can We Break the Hydro-Illogical Cycle? *Water Resources IMPACT*, 16:1, AWRA at 50: The Future of Water Resources in the United States, 21-23.
- Wilhite, D. A., Glantz, M. H. 1985. *Understanding the Drought Phenomenon: The Role of Definitions*. Drought Mitigation Center Faculty Publications. 20. <http://digitalcommons.unl.edu/droughtfacpub/20>
- Yazar, A., Sezen, S. M., Gencel, B. 2002. Drip Irrigation of Corn in the Southeast Anatolia Project (GAP) Area in Turkey. *Irrigation and Drainage*, 51, 293–300.
- Yetmen H. 2020. *Türkiye İklimi* Kriter Yayınevi ISBN: 978-625-7130-51-6
- Yıldırım, Y. E., Kodal S. 1998. Ankara Koşullarında Sulamanın Mısır Verimine Etkisi. *Turkish Journal of Agriculture and Forestry*, 22, 65–70.
- Yılmaz, E. 2021. Yüksek Çözünürlüklü ERA-Interim ve HadGEM2-CC Model Verilerine Göre Türkiye’nin Güncel ve Gelecekteki Holdridge Ekolojik Bölgeleri, Coğrafi Bilimler Dergisi/ Turkish Journal of Geographical Sciences, 19 (1), 29-60, doi: 10.33688/aucbd.778259.
- Yılmaz, E., Çiçek, İ. 2016. Türkiye Thornthwaite iklim sınıflandırması. *Journal of Human Sciences*, 13(3), 3973-3994. doi:10.14687/jhs.v13i3.3994
- Yves, T., Koutroulis, A., Samaniego, L., Vicente-Serrano, S. M., Volaire, F., Boone, A., Le Page, M., Llasat, M. C., Albergel, C., Burak, S., Cailleret, M., Kalin, K. C., Davi, H., Dupuy, J. L., Greve, P., Grillakis, M., Hanich, L., Jarlan, L., Vilalta, J. M., Mouillot, F., Velazquez, D. P., Quintana-Seguí, P., Renard, D., Turco, M., Türkeş, M., Trigo, R., Vilagrosa, A., Zribi, M., Polcher, J. 2020. Challenges for Drought Assessment in The Mediterranean Region Under Future Climate Scenarios. *Earth-Science Reviews*, 210, pp.103348. doi: 10.1016/j.earscirev.2020.103348.hal-03024459.

İnternet Kaynakları

URL 1: <https://www.mgm.gov.tr/veridegerlendirme/aylik-normal-yagis-dagilimi.aspx>

URL 2: <https://www.mgm.gov.tr/veridegerlendirme/kuraklik-analizi.aspx?d=aylik#sfB>

URL

3:

<https://arastirma.tarimorman.gov.tr/tepge/Belgeler/PDF%20Tar%C4%B1m%20%C3%9Cr%C3%BCnleri%20Piyasalar%C4%B1/2021-Ocak%20Tar%C4%B1m%20%C3%9Cr%C3%BCnleri%20Raporu/M%C4%B1s%C4%B1r,Ocak-2021,%20Tar%C4%B1m%20%C3%9Cr%C3%BCnleri%20Piyasa%20Raporu.pdf>

URL 4: <https://www.statista.com/statistics/593211/global-avocado-production-by-country/>

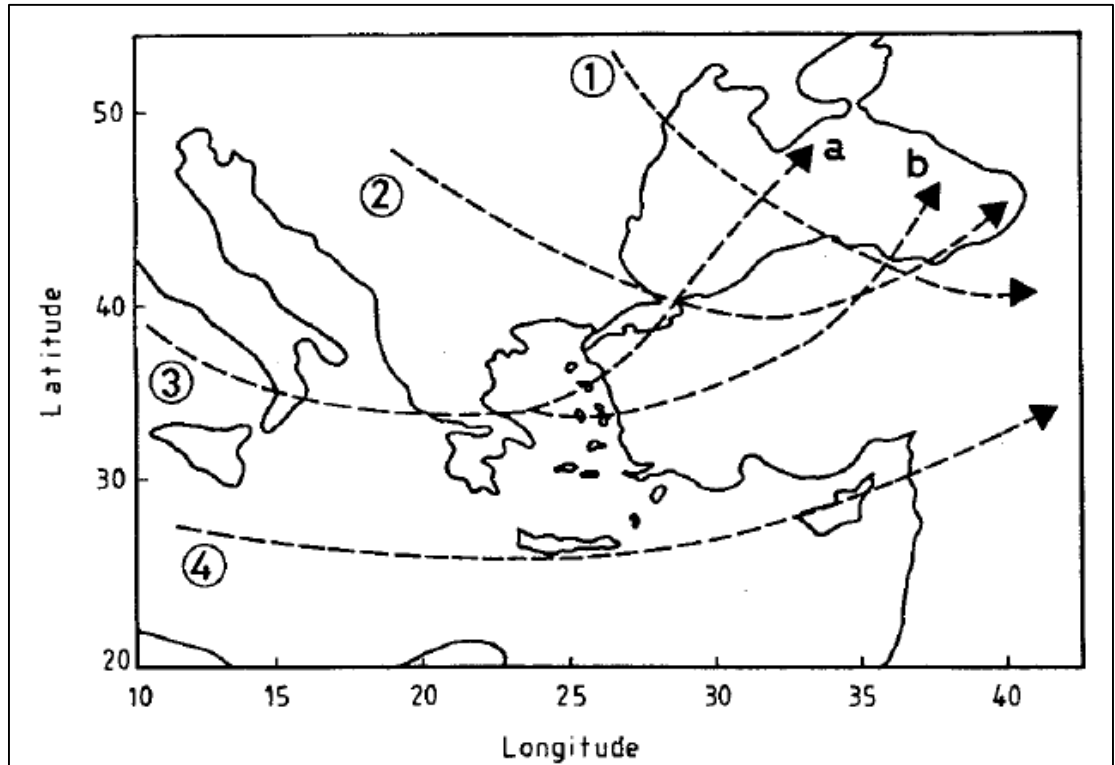
URL 5: <https://www.altid.org.tr/bilgi-hizmetleri/antalya-ziyaretci-sayilari-2024/>

URL 6: <https://etha15.com/haberdetay/cukurovada-su-bitti-ciftciye-ekmeyin-mesaji-gonderildi-194908>

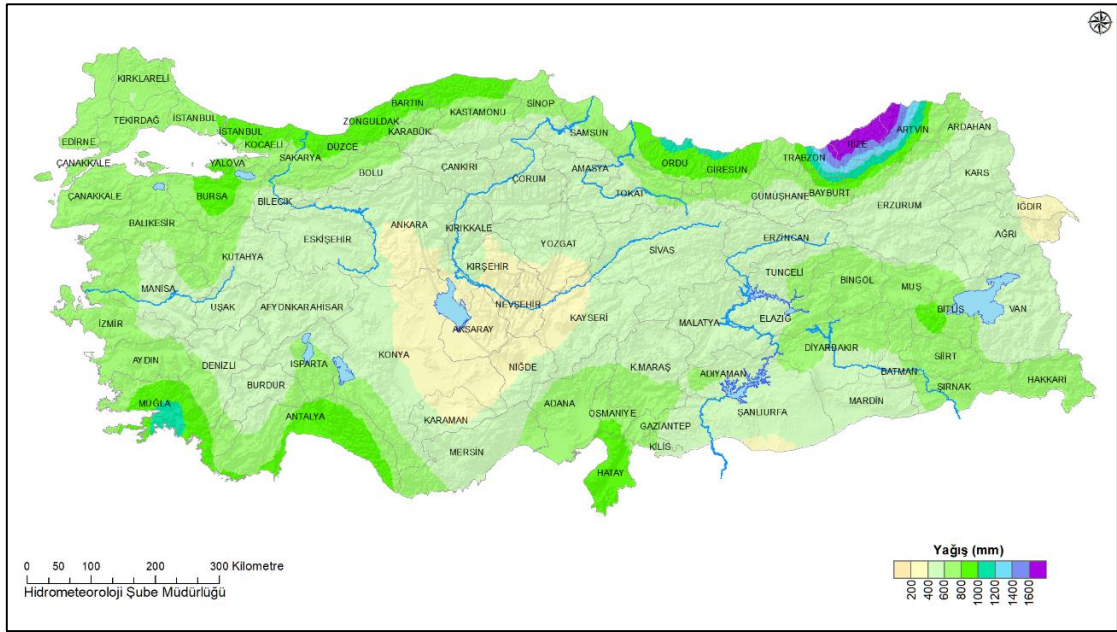
URL 7: <https://cevreselgostergeler.csb.gov.tr/su-kullanimi-i-85738>



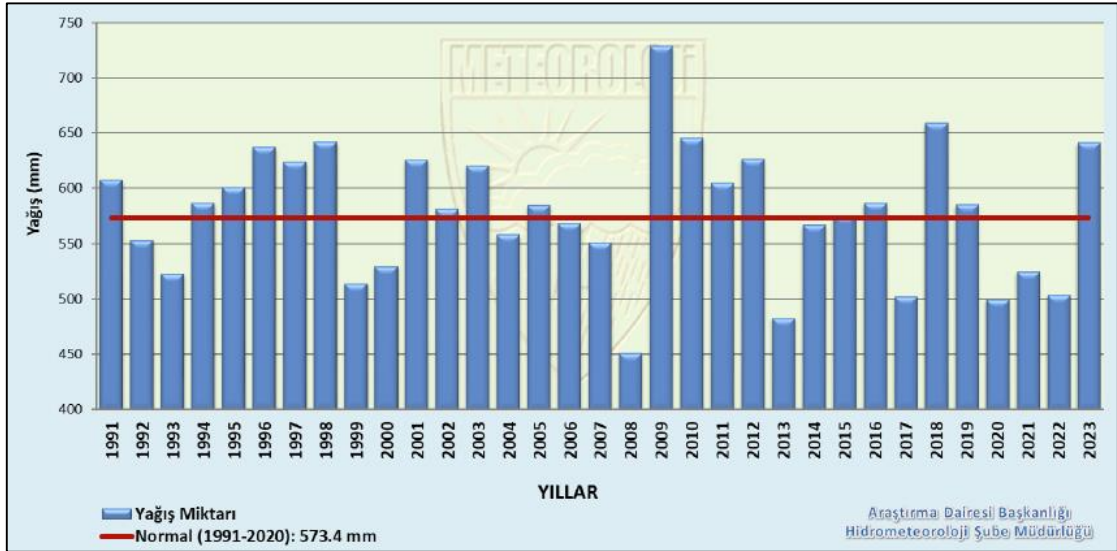
Şekil 2. Mantıksız su döngüsü (Wilhite, 2011; Wilhite, 2014).



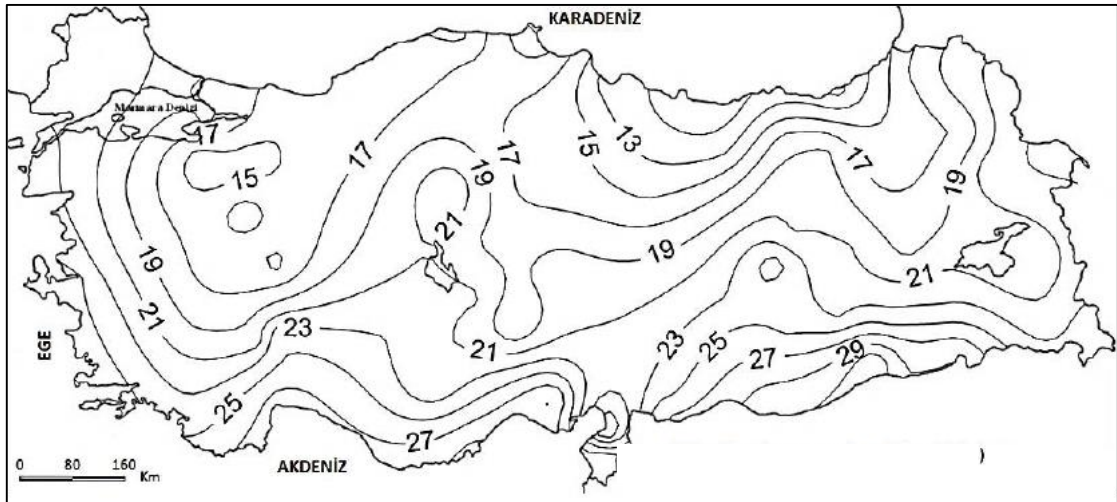
Şekil 3. Türkiye'yi etkileyen siklonların rotaları (Karaca vd. 2000).



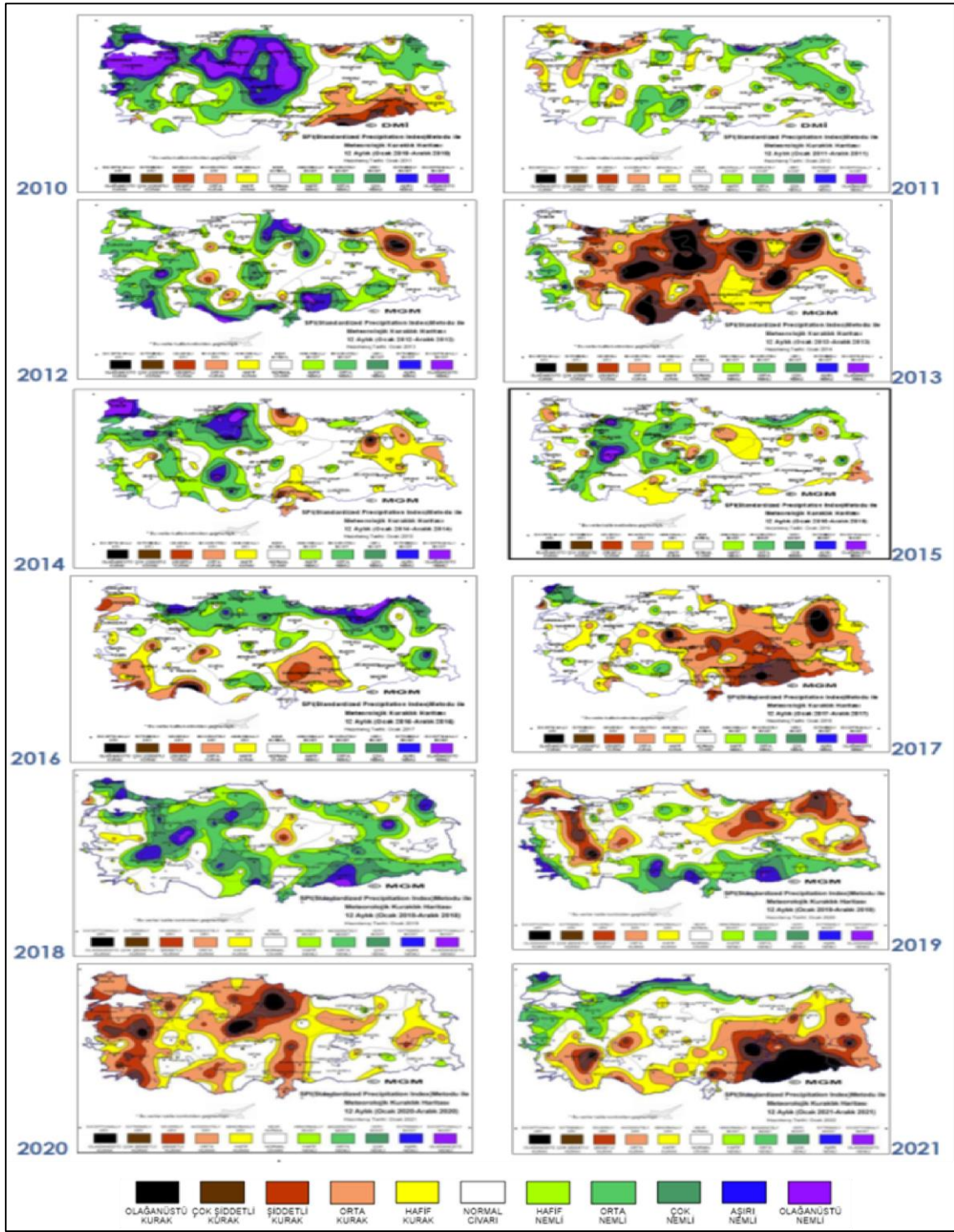
Şekil 4. Türkiye’de Yıllık Ortalama Toplam Yağışın Dağılışı (1991-2020) (URL 1).



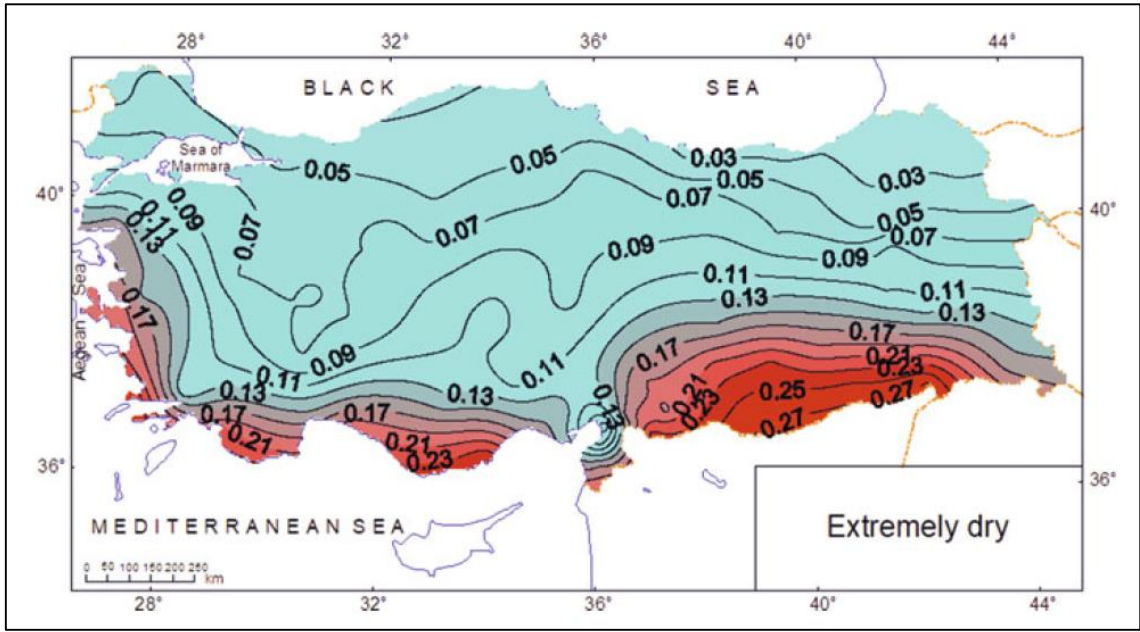
Şekil 5. Türkiye’nin Yıllık Ortalama Toplam Yağış Grafiği (MGM, 2024).



Şekil 6. Türkiye’de yıllar arası yağış değişkenliğinin dağılışı (%) (Yetmen, 2020).



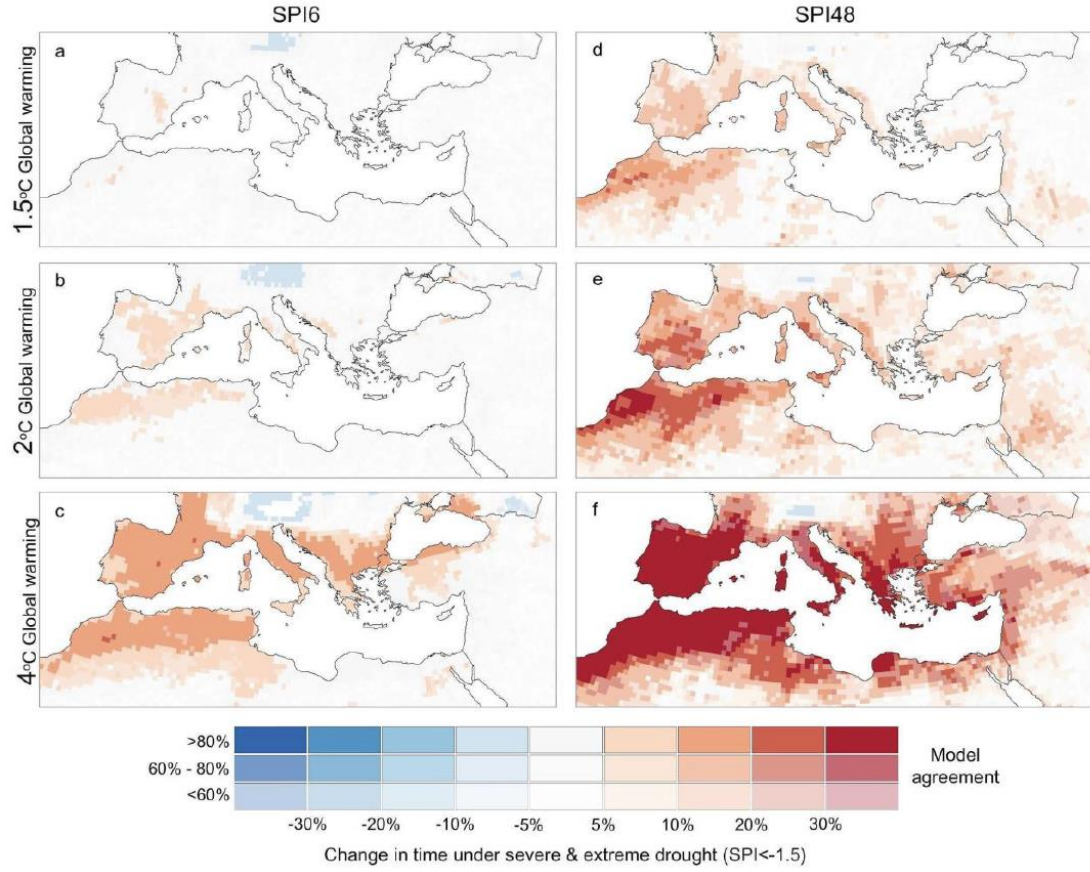
Şekil 8. SPİ metoduna göre Türkiye Meteorolojik Kuraklık Haritaları (2010-2021) (MGM, 2022).



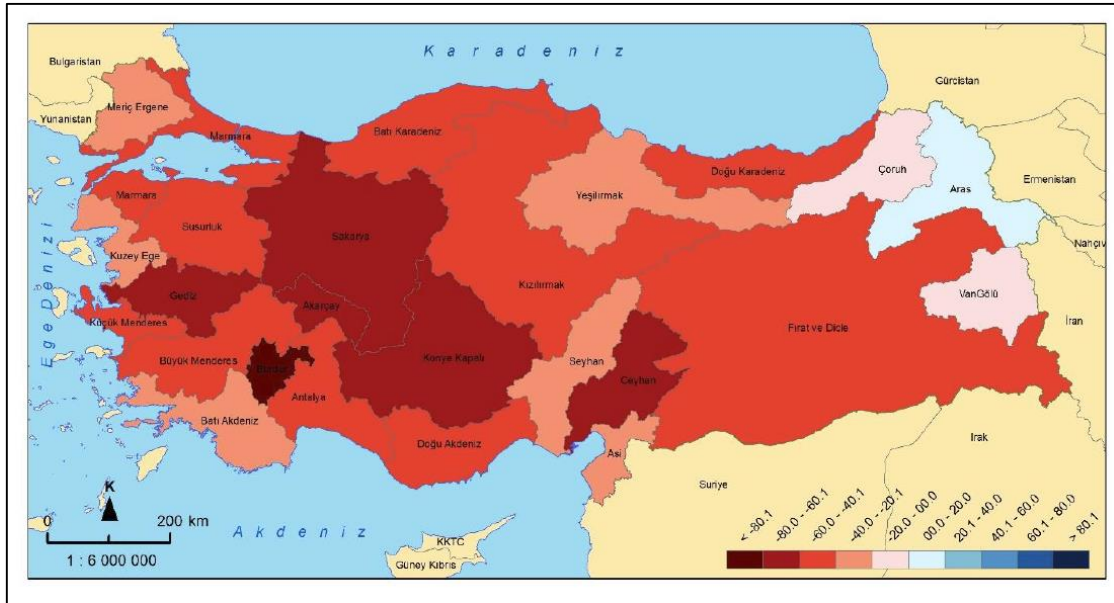
Şekil 9. Türkiye'de aylık toplam yağış serisinin Aşırı kurak SPI sınıfından kuraklık olasılıklarının coğrafi dağılımları (Türkeş, 2020).



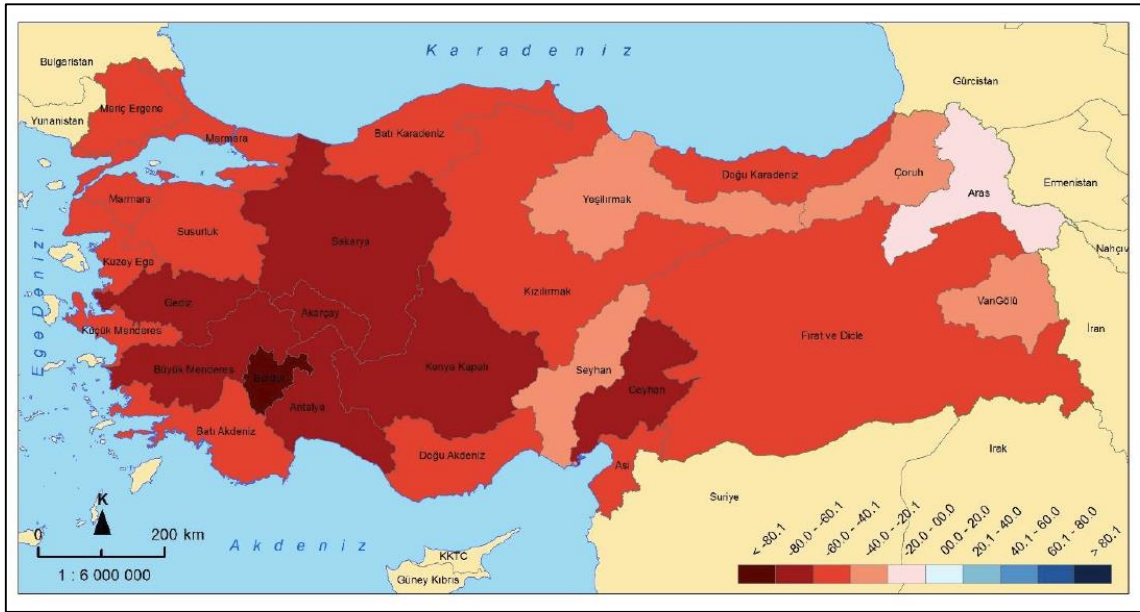
Şekil 10. Türkiye'nin Kuraklık Risk Haritası (Dabanlı, 2018).



Şekil 11. Şiddetli ve aşırı kuraklık altında zamanla artışlar yaşayacağı öngörülen Akdeniz bölgeleri (SPI<-1.5). Kısa zaman ölçeğindeki (SPI6 – a, b, c) ve uzun zaman ölçeğindeki (SPI48 – d, e, f) kuraklıklar için, belirli küresel ısınma seviyeleri (1,5 °C, 2 °C ve sanayi öncesi seviyelerin 4 °C üstü) için baz dönemine (1981-2010) göre değişimler gösterilmiştir (Yves vd. 2020).



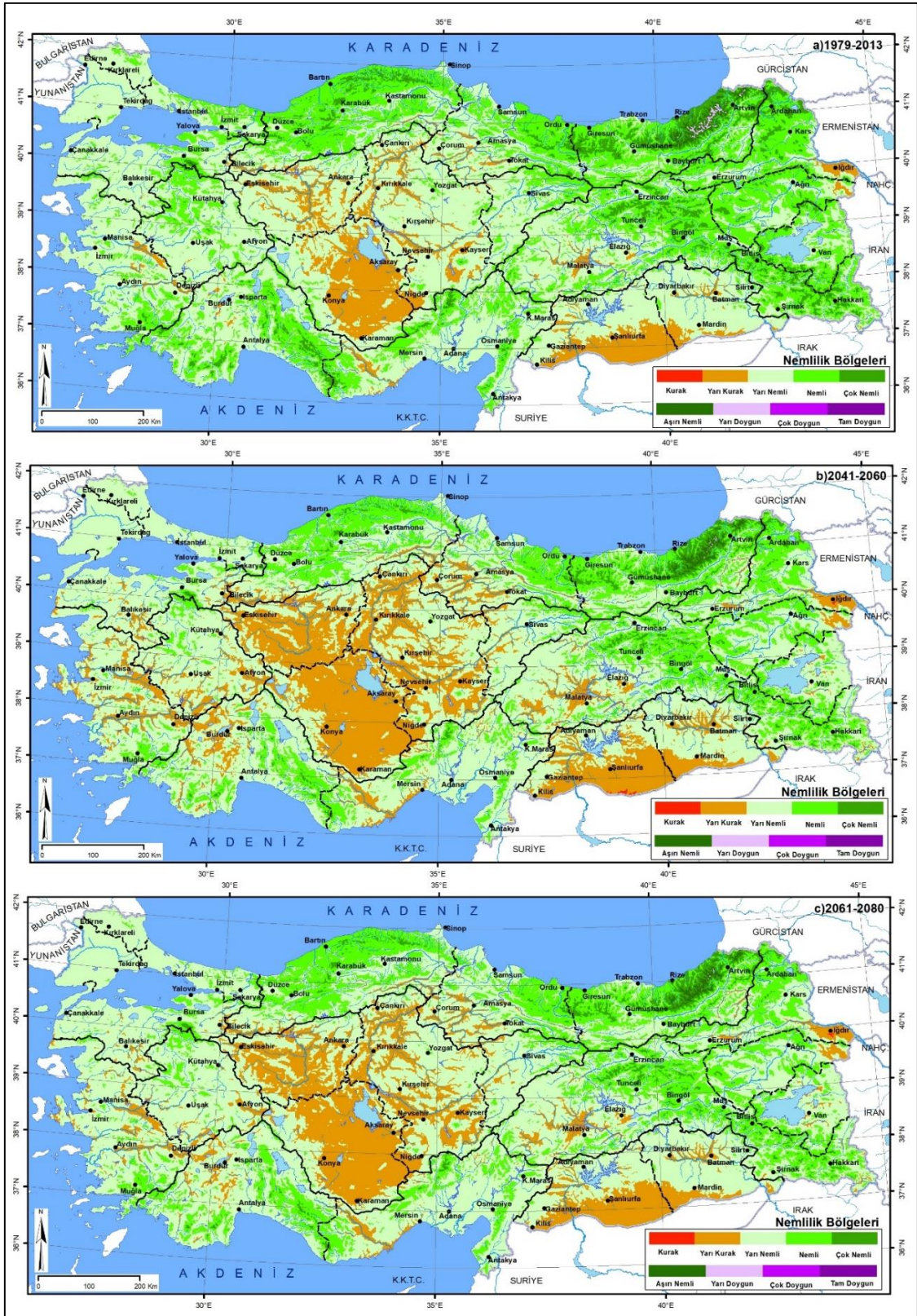
Şekil 12. Türkiye Geneli İçin İklim Projeksiyonları HadGEM2-ES RCP4.5 Senaryolarına Göre Havza Bazlı Brüt Su Potansiyellerinin 1970-2000 Referans Dönemlerine Göre Yüzde Farkları (2071-2100), (SYGM, 2016).



Şekil 13. Türkiye Geneli İçin İklim Projeksiyonları HadGEM2-ES RCP8.5 Senaryolarına Göre Havza Bazlı Brüt Su Potansiyellerinin 1970-2000 Referans Dönemlerine Göre Yüzde Farkları (2071-2100), (SYGM, 2016).

Tablo 1. Türkiye Geneli İçin İklim Projeksiyonları HadGEM2-ES RCP4.5 ve RCP8.5 Senaryolarına Göre Havza Bazlı Brüt Su Potansiyellerinin 1970-2000 Referans Dönemlerine Göre Yüzde Farkları (SYGM 2016).

HAVZALAR	HAVZA BAZLI FARKLAR (%)					
	HadGEM2 RCP4.5 2015-2040	2041- 2071	2071- 2100	HadGEM2 RCP8.5 2015- 2040	2041- 2071	2071- 2100
AKARÇAY	-60	-65	-63	-62	-71	-71
ANTALYA	-38	-49	-49	-51	-61	-62
ARAS	6	0	12	5	-2	-4
ASİ	-35	-33	-37	-43	-53	-47
BATI AKDENİZ	-20	-26	-28	-39	-49	-50
BATI KARADENİZ	-50	-45	-42	-46	-46	-44
BURDUR	-75	-82	-83	-79	-85	-84
BÜYÜK MENDERES	-56	-58	-58	-59	-66	-65
CEYHAN	-59	-64	-70	-60	-72	-71
ÇORUH	-20	-22	-13	-18	-16	-21
DOĞU AKDENİZ	-28	-41	-43	-39	-55	-57
DOĞU KARADENİZ	-59	-57	-53	-59	-53	-56
MERİÇ_ERGENE	-40	-44	-31	-54	-62	-53
FIRAT-DİCLE	-51	-54	-50	-49	-60	-54
GEDİZ	-58	-66	-66	-64	-75	-69
KIZILIRMAK	-51	-54	-52	-47	-57	-55
KONYA KAPALI	-58	-63	-66	-61	-70	-73
KÜÇÜK MENDERES	-43	-50	-49	-59	-67	-60
KUZEY EGE	-26	-40	-39	-45	-48	-55
MARMARA	-41	-44	-40	-46	-49	-44
SAKARYA	-69	-75	-69	-72	-76	-73
SEYHAN	-15	-21	-23	-14	-28	-31
SUSURLUK	-42	-52	-45	-50	-52	-50
VAN GÖLÜ	-3	-16	-5	-1	-17	-38
YEŞİLIRMAK	-30	-31	-24	-27	-29	-26
TÜRKİYE	-43,8	-48,1	-45,2	46,5	-53,9	-52,3



Şekil 14. HEB Sınıflandırmasına göre Türkiye’de Nemlilik Bölgeleri (Yılmaz, 2021).

Tablo 2. Mısırın büyüme dönemindeki su tüketimi ve Konya istasyonunun ortalama yağış miktarı.

Ay	Yağış (mm)	Mısır (dane)		Mısır (silajlık)	
		Su tüketimi (mm)	Açık (mm)	Su tüketimi (mm)	Açık (mm)
Mayıs	43,4	39,0	-	39,0	-
Haziran	26,2	106,0	79,8	115,0	88,8
Temmuz	7,6	205,0	197,4	205,0	197,4
Ağustos	6,3	186,0	179,7	180,0	173,7
Eylül	13,4	96,0	82,6	8,0	-
Ekim	29,6	8,0	-	-	-
Toplam	126,5	640,0	513,5	547	420,5

Tablo 3. Avokadonun su tüketimi ve Antalya istasyonunun ortalama yağış miktarı.

Ay	Yağış (mm)	Su tüketimi (mm)	Açık (mm)
Ocak	234,5	40,0	
Şubat	150,2	47,0	
Mart	92,1	66,0	
Nisan	49,0	86,0	37,0
Mayıs	34,3	123,0	88,7
Haziran	11,0	155,0	144,0
Temmuz	4,4	173,0	168,6
Ağustos	4,3	151,0	146,7
Eylül	16,9	116,0	99,1
Ekim	70,9	82,0	11,1
Kasım	129,7	47,0	
Aralık	256,1	34,0	
Toplam	1053,4	1.120,0	

Van Gölü Havzası Volkanları

Volcanoes of Lake Van Basin

Ali Fuat DOĞU¹, Ebru AKKÖPRÜ², Şerife GÖKAYDIN³

Özet

Van Gölü Havzası, Doğu Anadolu’nun jeolojik ve volkanik çeşitliliğini yansıtan bir bölge olup yaklaşık 15 milyon yıllık bir volkanik geçmişe sahiptir. Bölgede Orta Miyosen’den başlayarak Pliyosen ve Kuvaterner dönemlerine kadar süren volkanik aktiviteler, farklı lav türleri ve püskürme şekilleriyle kendini göstermiştir. Nemrut, Süphan, Meydan, Etrüsk ve Tendürek volkanları, bölgenin başlıca volkanik yapıları arasında yer alır. Nemrut Volkanı büyük bir kaldera çöküşüyle bugünkü halini alırken, Süphan Volkanı Türkiye’nin en yüksek volkanik dağlarından biri olarak dikkat çeker. Meydan Volkanı obsidiyen kaynaklarıyla tarih öncesi topluluklar için önemli bir alan olmuştur. Etrüsk Volkanı ise geniş kalderası ve bazaltik lav akıntılarıyla tanınır. Tendürek Volkanı’nın geniş lav platoları ve kalkan volkan yapısı, volkanizmanın farklı aşamalarını yansıtır. Van Gölü Havzası’ndaki bu volkanlar, aktif tektonik süreçlerin ve jeolojik değişimlerin bir kaydını sunmaktadır.

Anahtar Kelimer: Van Gölü Havzası, volkanizma, jeomorfoloji, tektonik süreçler

Abstract

The Lake Van Basin is a region that reflects the geological and volcanic diversity of Eastern Anatolia, with a volcanic history spanning approximately 15 million years. Volcanic activities in the area, which began in the Middle Miocene and continued through the Pliocene and Quaternary periods, are characterized by various lava types and eruption styles. The Nemrut, Süphan, Meydan, Etrüsk, and Tendürek volcanoes are among the major volcanic structures in the region. The Nemrut Volcano formed its current structure following a major caldera collapse, while the Süphan Volcano stands out as one of Turkey’s highest volcanic mountains. The Meydan Volcano, known for its obsidian sources, played a significant role for prehistoric communities. The Etrüsk Volcano is notable for its large caldera and basaltic lava flows. The Tendürek Volcano, with its vast lava plateaus and shield volcano formation, reflects different phases of volcanism. These volcanoes in the Lake Van Basin provide a record of active tectonic processes and geological changes.

Keywords: Lake Van Basin, volcanism, Nemrut Volcano, geomorphology, tectonic processes

GİRİŞ

Volkanizma, yeryüzünün şekillenmesinde önemli rol oynayan iç kuvvetlerden biridir. Mağmanın yeryüzüne doğru yükselmesiyle oluşan bu süreç, derinlik volkanizması (plütonizma) ve yüzey volkanizması olmak üzere iki tipe ayrılır. Derinlik volkanizmasında magma yeryüzüne ulaşamaz, yer kabuğunun derinliklerinde katılaşıp batolit, lakolit, dayk, sil gibi çeşitli şekiller oluşturur. Bu tür şekillerin topoğrafyaya etkisi genellikle uzun süren aşınmalarla belirginleşir (Şengör, 1987). Yüzey volkanizmasında ise magma, yer kabuğunu geçerek yeryüzüne ulaşır ve bu süreç dar anlamda volkanizma olarak adlandırılır (Macdonald, 1972). Bu sırada sıvı, katı ve gaz hâldeki maddeler püskürerek volkanları ve çeşitli volkanik yapıları oluşturur (Ercan, 1993; Fisher ve

¹Prof. Dr., Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü (Emekli), Van/Türkiye. e-mail: alifuatdogu@gmail.com

²Doç. Dr., Akdeniz Üniversitesi Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Antalya/Türkiye. e-mail: ebruakkopru@akdeniz.edu.tr

³Yüksek Lisans Öğrencisi, Akdeniz Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Coğrafya Anabilim Dalı, Antalya/Türkiye. e-mail: serifegokaydin@outlook.com

Schmincke, 1984). Tarihsel dönemde püskürme gerçekleştiren volkanlar etkin olarak tanımlanırken, uzun süredir faaliyet göstermeyen volkanlara sönmüş volkan denir. Ancak sönmüş olarak kabul edilen bazı volkanlar tekrar faaliyete geçerek aktif olabileceklerini göstermiştir (Sparks ve diğerleri, 2006; Fisher, 1966). Derinlik volkanizmasının yüzey şekillenmesine etkisi sınırlıdır. Buna karşın yüzey volkanizması, yeryüzünün şekillenmesinde daha belirgin rol oynar (Dietz, 1961). Derinlik volkanizmasıyla oluşan başlıca yapılar arasında batolit, lakolit, bismalit, fakolit, dayk ve sil bulunur. Batolitler, magmanın yavaşça soğuyup katılaşmasıyla oluşan geniş magmatik kütlelerdir (Daly, 1914). Lakolitler ise magma tabakalar arasına girip üstteki tabakaları kubbeleştirerek mantar benzeri yapılar oluşturur (Dietz, 1961). Fakolitler kıvrımlı bölgelerde, dayklar ise diğer kayaları kesen damar şeklindeki kütlelerdir (Tilling ve diğerleri, 1987). Siller, magmanın tabakalar boyunca yayılarak katılaşmasıyla oluşan yatay veya eğimli tabaka benzeri yapılardır (Williams ve McBirney, 1979). Volkanik püskürme şekilleri, genellikle tektonik hatlarla ilişkilidir. Çizgisel püskürme, yüzeysel püskürmeler ve merkezi püskürme gibi çeşitli püskürme türleri bulunmaktadır. Çizgisel püskürme, fay hatları boyunca gerçekleşirken (Kear ve Wood, 1959), yüzeysel püskürmeler geniş alanlara yayılan lav akıntılarıyla karakterizedir (Francis ve Oppenheimer, 2004). Merkezi püskürme, püskürük maddelerin baca şeklindeki bir kanaldan çıkışıyla oluşur ve genelde koni biçiminde volkanlar meydana gelir (Macdonald ve Abbott, 1970).

Volkanik püskürme tipleri, magmanın kimyasal yapısına ve gaz içeriğine bağlı olarak değişir. Effüsif püskürmeler sakin bir şekilde gerçekleşirken, eksplosif püskürmeler şiddetli patlamalarla kendini gösterir (Fisher, 1966; Wilson, 1980). Hawai tipi volkanizma sakin ve akıcı bazaltik lavların oluşturduğu geniş, basık volkanlarla tanımlanırken (Tilling ve diğerleri, 1987), Stromboli tipi volkanizma orta şiddette periyodik patlamalarla karakterizedir (Macdonald ve Abbott, 1970). Vulkano tipi volkanizma, viskoz lavların bacayı tıkaması sonucu şiddetli patlamalarla gerçekleşir (Francis ve Oppenheimer, 2004). Pele tipi ise yoğun gaz ve piroklastik maddelerin çıktığı, kule veya dom şeklinde yapılar oluşturan şiddetli bir volkanizmadır (Sigurdsson ve diğerleri, 2000).

Volkanik topoğrafya, iç ve dış kuvvetlerin etkileşimiyle oluşur. Volkanların şekli, püskürme yerinin özelliği, aktivitenin süresi ve dış etkenlerin etkisiyle belirlenir (Verhoogen, 1951). Genç ve hacimli volkanik yapılar, dış kuvvetlerin etkisine daha az maruz kalırken, aşınımına uğrayan eski volkanik yapılar zamanla farklı topografik özellikler kazanır. Örneğin, patlama çukurları ve diatremalar gibi şekiller, genellikle gaz patlamaları sonucu oluşur ve aşınım süreçleriyle belirginleşir (Cas ve Wright, 1987). Bu şekilde volkanizma, yalnızca yeni şekiller oluşturmakla kalmaz, aynı zamanda yeryüzü şekillerinin zamanla değişimine de katkıda bulunur.

Türkiye, jeolojik tarih boyunca gerek ekstrüzif (yüzeysel) gerek intrüzif (derinlik) ve yer yer denizaltı volkanizması şeklinde volkanik aktivitelere sahne olmuştur. İntrüzyonlar özellikle Paleozoik (veya öncesi) ve Mezozoik dönemde, ekstrüzyonlar ise daha çok Tersiyer ve Kuvaterner dönemlerinde yoğunlaşmıştır (Ardos, 1996: 46). Türkiye’de yüzeysel volkanizmanın büyük bir kısmı Neojen döneminde başlamış, Pliyosen’de zirveye ulaşmış ve Kuvaterner boyunca zayıflayarak devam etmiştir. Ancak, günümüzde yüzeysel volkanizma tamamen durmuş durumdadır (Erinç, 2000: 209).

Türkiye’nin tektonik yapısı ve bu yapı üzerindeki kırılma zonları, volkanik aktivitelerin dağılımını ve özelliklerini belirlemiştir. Orojenez (dağ oluşumu) ve epirojenez (kara yükselmesi) süreçlerinin ardından meydana gelen kırık sistemleri, yarık ve merkezi püskürme şekillerine neden olmuştur (Sür, 1994: 29). Volkanizma sonucunda oluşan volkanik topoğrafya zamanla aşınmış; ancak Neojen ve Kuvaterner volkanizmasının oluşturduğu volkanik arazi, hâlâ belirgin şekilde gözlemlenebilir (Sür, 1972: 10). Türkiye’de genç volkanik taşların geniş bir alana yayıldığı ve dört ana volkanik bölge oluşturduğu görülmektedir: İç Anadolu, Doğu Anadolu, Güneydoğu Anadolu ve Batı Anadolu. Bu bölgeler kendi içinde de çeşitli alt bölgelere ayrılabilir (Sür, 1972: 10). Özellikle İç Anadolu Bölgesi, volkanik aşınma ve oluşum şekillerinin eşsiz örneklerini barındırmaktadır.

Nevşehir, Aksaray gibi yerlerde tüflerin erozyonu sonucu oluşan peri bacaları, dünyada benzerine az rastlanan doğal güzelliklerdir (Sür, 1994: 34). Miyosen'de başlayan ve Pliyosen boyunca devam eden volkanik aktiviteler, genellikle kırık hatlarına bağlı olarak gerçekleşmiş, Pliyosen'in sonlarında ve Kuvaterner döneminde merkezi püskürme şekline dönüşmüştür (Sür, 1972: 77). Bu süreçte andezit, dazit gibi kayalar öne çıkmış; Üst Pliyosen-Kuvaterner'de ise bazalt lavlarının hâkim olduğu volkanik oluşumlar gözlenmiştir (Ercan, 1985: 129).

Doğu Anadolu'daki volkanik alanlar, Türkiye'nin sınırları içinde geniş bir alana yayılmaktadır. Bu bölgeyi, 3000 m'yi aşan volkanik dağlar ve yüksek platolar hâkim kılmaktadır (Sür, 1972: 55). Doğu Anadolu volkanik arazisi, batıda Malatya'nın kuzeyindeki Yama Dağı'ndan, doğuda Kars'a kadar, kuzeyde ise Van Gölü çevresine kadar uzanır (Sür, 1994: 47). Bu bölgedeki püskürük maddelerin alanı 40.000 km²'yi aşmakta olup, Ağrı, Süphan, Nemrut ve Bingöl gibi volkanik merkezlerde yüzlerce metre kalınlığında püskürük birikintiler bulunmaktadır (Erinç, 2000, cilt I: 209).

İç Anadolu volkanizmasıyla benzerlik gösteren Doğu Anadolu volkanizmasında, lavlar Arap ve Rus blokları arasındaki yarıklardan çıkmıştır. Bu faaliyet, büyük ölçüde Andezit lavlarının püskürmesiyle başlamış ve bölgenin topografyasını değiştiren yükseklikler oluşturmuştur (Sür, 1972: 55). Arap ve Rus platformları arasındaki tektonik yapı, bu püskürmeleri tetiklemiştir. Volkanizma, Oligosen ve Kuvaterner dönemlerinde de farklı safhalar geçirmiştir (Sür, 1972: 56).

Doğu Anadolu volkanik arazisi, çok sayıda volkanik şekil ve aşınım özelliği taşır. Bu şekiller arasında lav platoları, kalkan volkanlar, stratovolkanlar ve çeşitli aşınım özellikleri bulunur (Sür, 1994: 47). Bölgedeki volkanik kayalar başta andezit olmak üzere, bazalt, trakit, riolit ve tüflerden oluşmaktadır. Bu kayalar genellikle volkanik kayalar ile Miyosen çökelleri arasında geçişli tabakalara sahiptir (Sür, 1994: 47). Orta Miyosen'den itibaren etkinleşen çarpışma zonu volkanizmasının izotop analizleri, volkanik kayaların genellikle üst kıtasal kabuk ve bazen de alt kabuk bileşimlerine benzediğini gösterir. Ayrıca, K/Ar radyometrik yaş ölçümleri, Eleşkirt Kösedag'dan alınan örneklerde 11.4±0,9 milyon yıl, Nemrut Dağı kalderasındaki obsidiyenlerde ise 30.000 yıl civarında en genç yaşlar tespit edilmiştir (Ercan vd. 1990: 143). Öne çıkan volkanik üniteler arasında Malatya'nın kuzeyindeki Yama Dağı, Bingöl'ün batısındaki Kara Ömer Dağı, Van Gölü'nün kuzeyindeki Nemrut, Süphan ve Aladağ gibi stratovolkanlar bulunur (Sür, 1994: 47). Bölge, kıtasal çarpışmalarla şekillenmiş olup, Doğu Anadolu'nun volkanik yapısının temelinde bu çarpışmalar yer almaktadır. Yeni radyometrik yaş analizleri, volkanizmanın Orta Miyosen'den tarihsel döneme kadar sürdüğünü göstermektedir (Oyan vd. 2012: 372). Özellikle Van Gölü çevresindeki bölgedeki volkanizma, kalk-alkali ve alkali lavların püskürmesiyle başlamış, bölgenin volkanik kimyası zaman içinde değişmiştir (Oyan vd. 2012: 372). Bu süreç, okyanusal litosferin kırılmasıyla birlikte magma evrimini etkilemiştir. Bu bulgular, bölgedeki alkali lavların yüzeye çıkışının, altındaki okyanusal litosferin kırılma tarihine işaret ettiğini ortaya koymaktadır (Oyan vd. 2012: 372). Türkiye'deki volkanizmanın jeolojik süreçlerle olan ilişkisi oldukça karmaşıktır. Miyosen-Pliyosen döneminde gölsel birikimler arasında tuf tabakaları oluşmuş, bu dönemden sonra başlayan bazaltik lav akıntıları geniş alanlara yayılmıştır. Erciyes, Nemrut ve Hasan Dağı gibi büyük volkanik yapılar, bu sürecin önemli örneklerindendir (Sür, 1972: 78). Türkiye'deki volkanik arazi, yer şekilleri ve kayalar türleri açısından oldukça çeşitlidir. Kırık hatlarına bağlı püskürmeler ve merkezi püskürme yapıları, bu çeşitliliğin temel nedenlerindendir. İç Anadolu'da tüflerin erozyonu ile oluşmuş peri bacaları gibi eşsiz şekiller, Türkiye'nin volkanik mirasının dünya çapındaki önemini vurgulamaktadır (Sür, 1994: 34).

Batı Anadolu'nun volkanik arazisi, İzmir çevresinden Çanakkale-Marmara kıyılarına kadar uzanır ve çoğunlukla Neojen ve Kuvaterner dönemlerine ait volkanik yapılarla şekillenmiştir (Güleç, 1994). Bölgedeki en genç volkanik şekiller, Kula çevresi gibi Kuvaterner volkanik alanlarda

korunmuştur. Neojen dönemde başlayan volkanizma, andezit ve tüf gibi dış püskürük kayalarla geniş alanlar kaplamaktadır (Yılmaz vd. 2016). Bu volkanik etkinlik, özellikle kırık hatları boyunca, yer kabuğunda meydana gelen dislokasyonlarla ilişkilidir. Batı Anadolu'daki volkanik faaliyetler, Miyosen'den itibaren hız kazanmış ve en son etkinlikler Üst Kuvaterner dönemde, yaklaşık 10.000 yıl öncesine kadar devam etmiştir (Şen ve Yılmaz, 2018). Armağan Dağı, Kocadağ, Mersin Tepeleri ve Kula-Adala çevresi gibi bölgeler, andezit, bazalt ve tüflerden oluşan volkanik yapılarıyla dikkat çeker. Bu volkanik alanlar, araştırmalar için önemli doğal anıtlar olup, volkanik koniler, lav akıntıları ve piroklastik materyaller gibi çeşitli şekiller sunmaktadır (Öztürk ve Demirtaş, 2012).

Bu çalışma özellikle, Van Gölü Havzası volkanik alanları üzerine yoğunlaşarak hazırlanmış ve bu alandaki volkanik topografyayı açıklamaya yöneliktir. Volkanizmanın tarihi ve günümüzdeki etkileri, Doğu Anadolu'nun jeolojik çeşitliliğini anlamak açısından büyük önem taşımaktadır.

VAN GÖLÜ HAVZASI VOLKANLARI

Doğu Anadolu, aktif bir kıtasal çatışma kuşağı olarak önemli bir jeolojik özellik taşır ve bu durum, bölgesel kubbe yükselimi morfolojisinin yanı sıra sıra uzun bir volkanik tarihçeye de yol açmıştır. Yapılan yeni radyometrik yaş analizlerine göre, bölgedeki volkanik olay, Orta Miyosen'in sonlarından başlangıç dönemine kadar devam etmiştir, yani yaklaşık 15 milyon yıl önce başlayıp 19. Yüzyıl'a kadar sürmüştür (Keskin vd. 2012: 372). Van Gölü'nün kuzey yönündeki geç Senozoik rekabet volkanizmasına ilişkin yapılan K/Ar tarihlerine göre, bölgedeki volkanik aktivitenin 15 milyon yıl boyunca devam ettiği tespit edilmiştir (Oyan vd. 2010). Bu süreçte ortaya çıkan volkan topografyası Nemrut, Süphan, Meydan, Etrüsk ve Tendürek volkanları, bölgenin başlıca volkanik yapıları arasında yer alır. Aynı zaman içinde gerçekleşen volkanizma ürünü olan Büyük Ağrı ve Küçük Ağrı volkanizması ise havza dışında yer alması dolayısıyla bu çalışmaya dahil edilmemiştir.

1) Nemrut Volkanı

Nemrut Dağı, Van Gölü'nün batısında ve Tatvan ilçesinin kuzeyinde yer alan önemli bir volkanik dağdır. Bu volkanik yapı, Arap ve Anadolu levhaları arasındaki çarpışmanın etkisiyle oluşmuş olan Bitlis-Zagros kenet kuşağının kuzeyinde bulunur. Yanardağ, Van Gölü'nün Tatvan eşiğindeki daha eski ignimbrit akıntıları üzerinde yükselmektedir (Çubukçu vd. 2012). Yaklaşık 337,5 km³ volkanik materyalden oluşan Nemrut, yaklaşık 30 bin yıl önce büyük bir kaldera çöküşü yaşamıştır. (40Ar/39Ar tarihleri Sumita and Schmincke tarafından verilmiştir, 2012a). Bu çöküş öncesinde, 90 bin yıl ile 30 bin yıl arasında birçok büyük volkanik patlama meydana gelmiştir (Çubukçu vd. 2012). Kaldera yaklaşık olarak 8,5 x 7,0 kilometre genişliğindedir. Yanardağın bilinen son patlaması ise MS 1441 yılında kuzey yamacında gerçekleşmiştir (Aydar vd. 2003). Nemrut Volkanizması ile ilgili yapılan araştırmalar, bu dağın oluşum sürecinin karmaşık ve çok aşamalı olduğunu göstermektedir. Nemrut'un doğu-batı yönünde eski Murat Nehri'nin mecrasında meydana gelmeye başladığını, bu sayede Muş-Van havzasının birbirinden ayrıldığını belirtmişlerdir. Ayrıca, Nemrut'un patlamalarının ve volkanik etkinliğinin tektonik yapıların etkisiyle şekillendiği vurgulanmıştır (Maxcon vd. 1936).

Nemrut'un volkanik sürecini altı aşamada incelenmiş ve bu süreçlerin yarık volkanizması ile başladığı, daha sonra lav akışlarının ve kaldera oluşumunun meydana geldiği açıklanmıştır. Bununla birlikte, Nemrut'un etkinliğini traki-andezitik lavlar, andezit lavlar ve bazik lavlar gibi çeşitli lav türleri oluşturmuştur. Volkanik patlamaların ardından, gazların boşalmasıyla çeşitli piroklastik malzemeler ve obsidiyenler yayılmıştır (Güner, 1984).

Ardos (1996), Nemrut yanardağının büyük kısmının Kuvaterner dönemde oluştuğunu ve dağdaki yüksekliğin buzul devrelerinden sonra kazandığını savunmuş, bu dağın bugünkü yapısının önceki glasyal devrelerden sonra oluştuğunu belirtmiştir. Ayrıca, dağın çevresinde gözlemlenen exsojen domları ve lav akıntıları, Nemrut'un gelişim sürecine ışık tutmaktadır (Ardos, 1996). Ercan

(1990), Nemrut'un, alt Kuvaternerden itibaren volkanik etkinlik gösterdiğini ve çeşitli volkanik ürünlerin yayıldığını belirtmişlerdir (Ercan vd. 1990).

Nemrut volkanından çıkan toplam volkanik madde miktarı yaklaşık 210 km³ civarındadır. Bu süreçler sonucunda dağ, bazaltik ve asidik lavlarla şekillenmiş, büyük patlamalar ve gaz çıkışları sonucunda kaldera oluşmuştur. Nemrut'un tarihi patlamaları arasında en sonuncusunun 1441 yılında olduğu, ancak daha önceki zamanlarda da patlamaların meydana geldiği bildirilmiştir (Özdemir ve Çağımtuğ, 2010). Araştırmacılar Nemrut volkanının genç olduğunu ve patlamalarının geçmişten günümüze kadar devam ettiğini vurgulamışlardır. Sonuç olarak, Nemrut Yanardağı, çok sayıda farklı volkanik etkinlik ve aşamalardan geçerek bugünkü halini almış, büyük bir kaldera ve etrafında çok sayıda lav akıntısı ve volkanik dom yaratmıştır. Araştırmalar, bu dağın hem tektonik hem de volkanik etkinliklerle şekillendiğini ve gelecekteki olası tehlikeler açısından dikkatle izlenmesi gerektiğini ortaya koymaktadır (Yılmaz vd. 1998).

2) Süphan Volkanı

Süphan Dağı, Van Gölü'nün kuzeyinde Adilcevaz, Malazgirt, Patnos ve Erciş ilçeleri arasında yer almakta olup, 4058 metre yüksekliğiyle Türkiye'nin en yüksek ikinci volkanik dağıdır. Bu dağ, Van Gölü'nün batısından başlayıp, Nemrut Dağı'ndan Tendürek ve Ağrı Dağları'na kadar uzanan volkanik dağ zincirinin bir parçasıdır ve aynı zamanda Dicle ile Van Gölü havzalarını birbirinden ayıran doğal bir sınır görevi görmektedir (Deniz vd. 2003, s.113-114).

Süphan Dağı, Pliyo-Kuaterner döneminde oluşmuş olup, bazı araştırmacılara göre dört, bazılarına göre ise beş aşamada evrim geçirerek bugünkü yapısal formunu kazanmıştır. Dağın litolojisi; tuf, aglomera, andezit, trakit ve bazalttan oluşmaktadır (Çakır vd. 1993).

Dağın üst kısmında, iç içe geçmiş iki koni bulunmaktadır. Volkanik aktivitenin üçüncü aşamasında, ana koninin kraterinin içinde dik yamaçlı ve üst kısmı düz olan ikinci bir koni oluşmuştur. Ketin, kraterin büyük bölümünü dolduran bu koniyi bir "lav-cüruf tıkacı" olarak tanımlamaktadır (Ketin, 1983, s. 473). Güner ise krateri dolduran "trakitik tapa" olarak nitelendirmektedir (Güner, 1987, s. 373). Sandık Tepe olarak da bilinen bu koni, düz bir yüzeye sahip olmayıp, üzerinde çeşitli tepeler ve çukur alanlar bulundurmaktadır. Süphan Dağı'nın en yüksek noktası da bu koni üzerinde yer almaktadır. Sandık Tepe konisinin varlığı, Süphan'ın kraterini büyük ölçüde daraltmış; bu bölge, bugün doğu-batı yönünde uzanan bir çöküntü alanına dönüşmüştür. Bu alanın günümüzdeki şeklini almasında buzul aşındırmasının önemli bir etkisi olmuştur. Pleistosen döneminde dağın üst kısmı tamamen buzullarla kaplanmışken, küresel ısınmanın etkisiyle sürekli geri çekilen buzul örtüsünden bugün geriye yalnızca krater ve Sandık Tepe'nin kuzeye bakan yamaçlarındaki küçük buzul kalıntıları ile dağın çeşitli yerlerinde buzul aşındırması ve biriktirme şekilleri kalmıştır (Deniz vd. 2003, s.115).

Yılmaz ve arkadaşları (1998), Süphan Dağı'nın birleşik bir stratovolkan olduğunu ve zirvesinde güncel buzullar bulunduğunu belirtmişlerdir. Volkanın mevcut alanının yaklaşık 491 km²'yi kapsadığı, toplamda yaklaşık 590 km³ volkanik malzemeden oluştuğu ifade edilmiştir. Ayrıca, volkan konisinin yaklaşık 1.2 x 10¹² ton volkanik malzeme içerdiği ve bazalttan riyolite kadar farklı özelliklere sahip volkanik ürünlerin yaklaşık 2000 km²'lik bir alana yayıldığı vurgulanmıştır (Yılmaz vd. 1998; Ercan vd. 1990).

Volkanik aktiviteler, bazaltik ve andezitik lav akıntıları, domlar, piroklastik malzemeler ve riyolitlerden oluşan çeşitli lav türlerini içermektedir. Volkanın temel çapının 35-40 km arasında olduğu ve volkanizmanın Ar-Ar yöntemine göre 0.76±0.06 milyon yıl öncesine tarihlendiği belirtilmiştir (Özdemir vd. 2012).

Süphan Volkanı'nın yapısı üç ana aşamada incelenmiştir: Koni öncesi aşama, koni oluşum aşaması ve yamaç morfolojisi aşaması. Yılmaz ve arkadaşlarına (1998) göre, volkanın ilk faaliyetleri bazaltik ve andezitik lav akıntılarıyla başlamış, ardından patlamalarla devam etmiştir. Süphan Volkanı'na ait volkanik faaliyetlerin radyometrik yaşları 280.000 yıl öncesine kadar uzanmakta olup, daha genç lav akıntıları da gözlemlenmiştir (Innocenti vd. 1976; Özdemir vd. 2011). Süphan Volkanizması, çok sayıda lav akıntısı ve patlamalı püskürme evreleri ile farklı yaş gruplarına ait volkanik ürünler sunan büyük bir stratovolkan olarak tanımlanmaktadır (Yılmaz vd. 1998; Özdemir vd. 2014).

Süphan Volkanizması kapsamında nitelendirebileceğimiz iki volkanik ünite dikkat çekmektedir. Bu üniteler maar karakterli patlama ürünleridir. Bunlardan biri Aygır Gölü'nün yerleştiği maardır. Diğeri ise öncesinde bir patlama çukuru iken devam eden volkanik aktiviteler ile doldurularak bir volkanik dom (Nernek Tepe) görünümündedir (Doğu ve Deniz, 2008)

3) Meydan Volkanı

Meydan Volkanı, Erciş-Patnos karayolunun Kocapınar Köyü'ne 7 km uzağında yer alır ve 3000 metrelik taban çapına sahip bir kalderaya sahiptir. Kaldera, dairesel bir yapı sergileyip 366 metrelik bir mesafe ile tabanı ile duvar aralığı arasında bir irtifa farkı bulunmaktadır (Özgür, 1993). Meydan volkanizması, alkalın volkanizmanın öncesinde fissür tipi çıkışlar ile başlamış, sonrasında merkezi bir volkan oluşumu gözlemlenmiştir (Arslan, 1994). Bölgedeki volkanik faaliyetler bazaltan riyalite kadar çeşitli lavlar ve tüfler, ignimbiritler ve obsidiyenler içermektedir (Ercan vd. 1990). Meydan volkanının ilk ürünleri, pomza depoları olarak geniş bir alana yayılmaktadır (Özgür, 1993).

Meydan kalderası, patlamalı bir volkanizma sonucunda oluşmuştur. Alanda volkanik lavlar, bloklar, volkan bombaları, lapilli, kül gibi piroklastik malzemeler yayılmıştır (Özgür, 1993). Volkanik faaliyetlerin üst Miyosen'de başlamıştır. (Ercan vd. 1990). Meydan volkanizması, riyalit, andezit ve bazalt türlerinde lav akıntıları üretmiş, ayrıca obsidiyen ve perlit gibi diğer lav türleri de gözlemlenmiştir (Bigazzi vd. 1989; Bayrak, 2000). Meydan Dağı'nın obsidiyenleri, Orta Pleistosen'de ortaya çıkmış olup, yaklaşık 14.000-6.000 yıl önce Yakınoğu toplulukları tarafından işlenmiştir (Bayrak, 2000). Ayrıca Meydan'dan alınan örneklerde yapılan radyometrik yaşlandırmalar, lavlar kronolojik olarak 6.2 milyon yıl ile 430.000 yıl arasına yerleşir (Innocenti vd. 1980).

Meydan bölgesinde Gürgürbaba Domu, önemli bir volkanik merkez olarak öne çıkar. Bu dom, obsidiyen lavları ve perlit katmanlarından oluşur ve 5 km²'lik bir alan kaplar (Innocenti vd. 1980; Özgür, 1993). Gürgürbaba domunun oluşumu, Pliyen aşamasından sonra Freatomağmatik patlamalar ve kubbe (dom) evresinden geçmiştir (Arslan, 1994). Ayrıca bölgedeki küçük volkanik merkezlerden Küçük Deveci volkanı, Hawaii tipi lav akıntıları üretmiştir (Arslan, 1994). Meydan volkanizması, patlamalı evrelerin yanı sıra, oldukça farklı volkanik özelliklerle zenginleşmiş bir alan olarak dikkat çekmektedir. Bu malzemelerin bileşimi, kabuksal kaynakların türediği pomza ve tüfler gibi özellikler içermektedir (Arslan, 1997).

4) Etrüsk Volkanı

Etrüsk Volkanı, Van Gölü'nün kuzeydoğusunda bulunan, güney yönü açık ve yaklaşık 9-10 kilometre çapında bir kalderaya sahip olan bir stratovolkandır. Yaklaşık 170 km²'lik bir alanı kapsayan bu volkan, farklı dönemlerde çeşitli volkanik malzemeler püskürtmüştür. Bendimahı Çayı ile Deliçay arasında su bölümü çizgisi oluşturan Etrüsk Dağı'nın en yüksek noktası 2943 metreye ulaşan Kavşabalak Tepesi'dir. (Koçaklı ve Zorer, 2020).

Pliyosen döneminde, Etrüsk volkanizmasından önce bölgede geniş bir alkali bazaltik volkanizma hüküm sürmüş ve 4.9±4.5 milyon yıl önce bu volkanizma Van Gölü çevresinden

Tendürek volkanına kadar geniş bir alan kaplamıştır. Etrüsk volkanı, 4,3 milyon yıl önce bu plato üzerinde belirmiş ve volkanizma, 3,6 milyon yıl öncesine kadar devam etmiştir (Oyan vd. 2013).

Pliyosen’de, Etrüsk volkanından trakitik, trakiandezitik, trakidasitik ve riyalitik lavlar çıkmış ve 3,7 milyon yıl önce büyük bir kaldera limitü yaşanmıştır. Bu patlamalar sonrasında, 1 milyon yıl önce başlayan Kuvaterner volkanizmasında bazalt ve trakibazalt lavları markarmaya devam etmiştir. Etrüsk volkanındaki en son patlamanın yaklaşık $3,8 \pm 3,7$ milyon yıl önce olduğunu ve bu patlamanın sonucunda küçük bir çökme kalderası oluştuğunu belirtmişlerdir. Bu patlamayla birlikte, volkanın tamamının yapışkan koyu riyalit lavlar akmış ve kalderanın güney yamacında nalı şeklinde bir çökme meydana gelmiştir (Oyan vd. 2010).

Etrüsk volkanının lavları, porfiritik yapıya sahip olup, trakitik lavlar alkali özellikleri taşıırken, latitik, trakidasitik ve riyalitik lavlar alkali-kalkalkali bir geçiş gösterir. Etrüsk volkanının altında magma odasının derinliğini 10-12 km arasında muhafaza etmiş ve bu odada asimilasyon ve fraksiyonel kristallenme parçacıklarının etkili olduklarını belirtmişlerdir (Oyan vd. 2013). Bu volkanik birim Doğu Anadolu’da Süphan Nemrut Tendürek ile karşılaştırıldığında onlar kadar heybetli bir volkanik birim değildir. Dağın bu morfolojisi onun kaldera oluşum sürecinden kaynaklanan bir durumdur.

5) Tendürek Volkanı

Tendürek Volkanı, Doğu Anadolu Bölgesi’nde Van ve Ağrı illeri arasında yer alan bir diğer önemli volkanik dağdır. Büyük Tendürek (3549 m) ve Küçük Tendürek (3313 m) olarak adlandırılan iki zirveden oluşur. Tendürek Volkanı, geç Pleyistosen dönemde oluşmuş ve yaklaşık 600 km² alanı kaplayan bir kalkan volkan yapısına sahiptir. Volkanizma, tarihindeki beş ana evrede farklı lav tipleri püskürtmüştür ve bazalt, trakiandezit ve fonolit gibi çeşitli lav türleri tespit edilmiştir. Bu aşamalar, alkali bazik lavların geniş lav platoları oluşturmasıyla başlamış ve zamanla daha orta ve orta-alkali bileşimli volkanik kayalarla devam etmiştir (Lepedev vd. 2016 s.130).

Volkanın geçmişteki etkinliği, bölgedeki jeotermal kaynakların varlığına ve lav akıntılarının Doğubeyazıt ve Çaldıran ovalarına kadar ulaşmasına neden olmuştur. Bu jeomorfolojik yapı, Tendürek Dağı’nın günümüzde de potansiyel olarak aktif sayılmasına yol açar ve bilimsel araştırmalar için ilgi çekici bir konumda bulunur. (Lepedev vd. 2016 s.130).

Tendürek, Balık Gölü Fay Zonu üzerinde gelişmiş polijenik bir kalkan volkanı olup, volkanik aktivite açılma fayları ile başlamıştır. Tendürek’in oluşumu beş ana faza ayırmıştır: koni öncesi faz, koni oluşum fazı, iklimik faz, tabanda püskürme fazı ve geç faz. Volkanik aktivite, ilk olarak viskoz trakitik lavlarla başladı ve ardından kuzey-güney doğrultulu çatlaklardan bazaltik lavların yayılmasıyla devam etti. İklimik faz, yoğun volkanik aktivitenin devam ettiği dönem olup, bu süreçte bazaltik lavlar geniş alanları kapsamaktadır (Yılmaz vd.1998).

Volkanik aktivite, bazaltik ve sonrasında viskoz trakitik lavların çıkışına sahne olmuştur. Bu aşamada, volkanın zirvesinde iç bükey faylar gelişmiş ve genç volkanik kayalar kesmiştir. Tendürek volkanizmasının son evrelerinde, bazaltik lavların güneydoğu konisinden çıkışını izleyen bir duraklama belirtisi göstermektedir (Yılmaz vd. 1998). Tendürek volkanizmasının kuzeydoğu ve güneydoğu köşelerinde büyük bazalt yayılımları devam eder (Ercan vd. 1990), bu lavların Doğubeyazıt ovasındaki Ağrı Dağı lavlarıyla birleştiğini görülür. Son evrede volkanın kraterinde trakitik obsidiyen lavların baskın olduğu görülür. (Bigazzi vd. 1989). Tendürek volkanizması, K/Ar yöntemine göre yaklaşık 700.000 yıl önce başlamış ve bir kraterin çökmesinin ardından birkaç yüz bin yıl süren bir olay yaşanmıştır. Ayrıca volkanik gazların manto kökenli olduğu ve hidrotermal sistemlerle ilişkili olduğu belirlenmiştir. (Ercan vd. 1994). Yapılan izotopik çalışmalar, Tendürek ve Nemrut dağlarının Doğu Anadolu çarpışma kuşağının en genç volkanları olduğunu göstermektedir (Yılmaz vd. 1998).

6) İncekaya Tüf Konisi

İncekaya tüf konisi, Bitlis metamorfik kayaçları içinde, kuzey-güney doğrultusunda uzanan hilal şeklinde bir yapıya sahiptir. Bu volkanik yapı, bazaltik tüf ve skorya gibi piroklastik malzemelerden oluşmaktadır. İncekaya tüfleri, bölgedeki jeolojik çalışmalarda önemli bir yer tutmakta ve vadi içlerindeki stratigrafik incelemelerde anahtar rol oynamaktadır. (Akköprü, 2011)

İncekaya tüf konisi üzerine yapılmış özel bir çalışma bulunmamaktadır, ancak Nemrut Volkanı ile ilgili araştırmalarda adından bahsedilmektedir. Güner, 1984 yılında yayınladığı çalışmasında, İncekaya tüf konisinin oluşumunu ele almış ve aynı zamanda bölgenin jeoloji-jeomorfoloji haritasını sunmuştur. Güner, İncekaya tüf konisinin büyük bir kaldera yapısına sahip olduğunu ve bu nedenle “İncekaya Kalderası” olarak adlandırılmasının sebebini, kalderanın konisine kıyasla oldukça büyük olmasına bağlamaktadır. Ayrıca, İncekaya volkanının Nemrut Volkanı’na 21 km uzaklıkta olduğunu belirterek, bu volkanın Nemrut sistemi içinde değerlendirilebileceğini ifade etmiştir. Güner, bölgedeki volkanizmanın, Nemrut kırığının doğuya kayarak bu kesimde açılmasıyla başladığını ve volkanik etkinliğin yarık volkanizması şeklinde ortaya çıktığını açıklamıştır (Akköprü, 2011 s.91).

SONUÇ

Van Gölü Havzası, yaklaşık 15 milyon yıl süren volkanik bir geçmişe sahiptir. Bölgede yer alan Nemrut, Süphan, Meydan, Etrüsk ve Tendürek gibi volkanik yapılar, Orta Miyosen’den itibaren süregelen tektonik süreçler ve volkanik aktivitelerin ürünleridir. Bu volkanik yapılar, çeşitli püskürme tipleri ve farklı lav türleriyle bölgenin jeolojik ve volkanik çeşitliliğini yansıtmaktadır. Nemrut Volkanı, büyük bir kaldera çöküşüyle bugünkü yapısını kazanmış, Süphan Volkanı ise yüksekliğiyle dikkat çeken önemli bir stratovolkan olmuştur. Meydan Volkanı obsidiyen kaynaklarıyla tarih öncesi topluluklar için önemli bir kaynak sunmuş, Etrüsk Volkanı geniş kalderası ve bazaltik lav akıntılarıyla karakterize olmuştur. Tendürek Volkanı ise kalkan volkan yapısı ve geniş lav platolarıyla volkanizmanın farklı aşamalarını göstermektedir. Bu volkanlar, Doğu Anadolu’nun jeolojik yapısının ve aktif tektonik süreçlerinin bir kaydını sunmaktadır. Van Gölü Havzası’nda yer alan volkanik yapılar, bölgenin jeomorfolojik özelliklerinin ve volkanik evriminin anlaşılmasında önemli bir role sahiptir.

Kaynaklar

- Akköprü, E. 2011. Van Gölü'nün Güneybatı Kısımında Jeomorfolojik Araştırmalar Tatvan-Gölü. *Yayınlanmamış Doktora Tezi*, İstanbul.
- Akköprü, E., Tunç, R., Robin, A., & Mouralis, D. 2019. Meydan Kalderası ve Gürgürbaba Domu Çevresinin Jeomorfolojik Özellikleri. *Coğrafi Bilimler Dergisi* 2 (17), 428-452.
- Ardos, M., 1987, Volkan Coğrafyası, İstanbul Üniversitesi Yayınları No: 3478, İstanbul. Arslan, M. 1994. Mineralogy, Geochemistry, Petrology And Petrogenesis Of The Meydan-Zilan (Erciş-Van, Turkey) Area Volcanic Rocks. *Yayınlanmamış Doktora Tezi*, Glasgow Üniversitesi, İngiltere.
- Arslan, M. 1997. Meydan (Erciş-Van) Yöresi Pomza Tefra Çökellerinin Petrografik, Jeokimyasal Özellikleri ve Oluşumu. I. Isparta Pomza Sempozyumu Bildiriler Kitabı, s.163-172.
- Aydar, E., Gourgaud, A., Ulusoy, I., Digonnet, F., Labazuy, P., Şen, E., Bayhan, H., Kurttaş, T., Tolluoğlu, A. Ü. 2003. Morphological Analyses Of Active Mount Nemrut Stratovolcano, Eastern Turkey: Evidences And Possible Impact Areas Of Future Eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 123, 301-312.
- Bayrak, D. 2000. Anadolu Obsidiyen Oluşuklarının Tarih Öncesi Yakınoğu Topluluklarınca Kullanımı. *Mavi Gezegen Popüler Yerbilim Dergisi*, 3, 36-41
- Bıgazlı, G., Yeğingil, Z., Oddone, M., Ercan, T., Özdoğan, M. 1997. Doğu Anadolu'daki Obsidiyen İçeren Volkanitlerin Fizyon Track Yöntemiyle Yaş Tayini. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 40 (2), 75-72.
- Cas, R. A. F. & Wright, J. V. 1987. Volcanic Successions.
- Çakır, Y., Şener, S., Burçak, M., Kocaman, H., Gökkaya, K. Y., Turan, R. 1993. Van Gölü Kuzeyi (Adilcevaz-Tatvan)'nın Jeolojik Etüdü, M.T.A. Genel Müd., Jeoloji Etütler Dairesi, Ankara.
- Çubukçu, H. E., Ulusoy, I., Aydar, E., Ersoy, O., Şen, E., Gourgaud, A., Guillou, H. 2012. Mt. Nemrut Volcano (Eastern Turkey): Temporal Petrological Evolution. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 209, 33-60.
- Daly, R. A. 1914. Igneous Rocks and Their Origin.
- Deniz, O., Doğu, A. F., Yıldız, M. Z., Saraçoğlu, H., & Kaerimov, G. 2003. Süphan Dağı'nda Buzul Morfolojisi ve Turizm Açısından Değerlendirilmesi. I. Uluslararası Coğrafya Çalışmaları (Pleistosen ve Günümüzde Anadolu ve Kafkaslarda Yüksek Dağlık Alanlar) Sempozyumu (s.113-126). Van, Turkey
- Dietz, R. S. 1961. Continent and Ocean Basin Evolution by Spreading.
- Doğu, A. F., Deniz, O. 2008. Aygır Gölü'nün Morfolojik Özellikleri ve Turizm Olanakları. IV. Van Gölü Havzası Sempozyumu, s.301-306, Ahlat.
- Ercan, T. 1993. Türkiye Volkanizması.
- Ercan, T., Fujitani, T., Matsuda, J., Notsu, K., Tokel, S., Ui, T. 1990. Doğu ve Güneydoğu Anadolu Neojen-Kuvaterner Volkanitlerine İlişkin Yeni Jeokimyasal, Radyometrik ve İzotopik Verilerin Yorumu. *MTA Dergisi*, 110, 143-164.
- Erinç, S. 2000. Türkiye'nin Volkanizması. *Jeoloji ve Mühendislik Dergisi*, 15 (2), 209.
- Fisher, R.V. & Schmincke, H.-U. 1984. Pyroclastic Rocks.
- Fisher, R.V. 1966. Mechanisms of Pyroclastic Flow.
- Francis, P. & Oppenheimer, C. 2004. Volcanoes.
- Güleç, N. 1994. Batı Anadolu'nun Volkanik Alanları ve Jeolojik Yapısı. *Ankara Üniversitesi Jeoloji Fakültesi Dergisi*, 1(1), 11-24.
- Güner, Y. 1984. Nemrut Yanardağının Jeolojisi, Jeomorfolojisi ve Volkanizmasının Evrimi. *Jeomorfoloji Dergisi*, 12, 23-65.
- Güner, Y., Şaroğlu, F. 1987. Doğu Anadolu'da Kuaterner Volkanizması ve Jeotermal Enerji Açısından Önemi. Türkiye 7. Petrol Kongresi Bildirisi, 6-10 Nisan 1987, TMMOB Petrol Müh. Odası Yayını, Ankara.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Serri, G., Villari, L. 1980. Geology Of The Volcanic Area North Of Lake Van (Turkey). *Geol. Rdsch.*, 69 (1), 292-323.
- Kear, D. & Wood, B. L. 1959. Geology of Volcanic Provinces.
- Keskin, M. 1998. Erzurum-Kars Platosunun Çarpışma Kökenli Volkanizmasının Volcano Strigrafisi ve Yeni K/Ar Yaş Bulguları Işığında Evrimi, Kuzeydoğu Anadolu. *MTA Dergisi* 120, 135-157.
- Keskin, M., Oyan, V., Lebedev, V. A., Sharkov, E. V., Chugaev, A. V., Ünal, E., Genç, Ş. C., Aysal, N. 2012. Doğu Anadolu'nun Magmatik ve Jeodinamik Evrimi. 65. Türkiye Jeoloji Kurultayı.
- Ketin, İ. 1983. Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış, İst. Üniv. Vakıf Kitap Yay. No:32 İstanbul.

- Koçaklı, K., Zorer, H. 2020. Etrüsk (Akçadağ) Dağı ve Yakın Çevresinin Jeomorfolojisi. *Bingöl Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Dergisi*, 10, 20.
- Lebedev, V. A. vd. 2016. Late Pleistocene Tendürek Volcano (Eastern Anatolia, Turkey): I. Geochronology And Petrographic Characteristics Of Igneous Rocks. *Petrology*, 24 (2), 127–152.
- Macdonald, G. A. & Abbott, A. T. 1970. Volcanoes in the Sea.
- Macdonald, G. A. 1972. Volcanoes.
- Matsuda, J., Ercan, T., Ui, T., Fujitani, T., Notsu, K. 1995. Geochemical Features Of Collision-Related Volcanic Rocks In Central And Eastern Anatolia. *Journal Of Volcanology And Geothermal Research* 64, 171-192.
- Matsuda, T. vd. 1995. Batı Anadolu'daki Volkanik Aktivite. *Volkanoloji ve Jeotermal Araştırma Dergisi*, 67 (3), 122-137.
- Maxcon, J. H. 1936. Türkiye'nin Krater Gölü Nemrut Gölü. *MTA Dergisi*, 5, 45-49.
- Oyan, V., Keskin, M., Sharkov, E. V., Lebedev, V., Chugaev, A. 2013. Pliyosen Yaşlı Etrüsk Strato-Volkanının Magmatik Evriminde Kabuksal Kirlenme-Ayrışma (Afc) ve Magma Karışımı İşlemlerinin Önemi. [Www.Google.Com.Tr/#Q=Etr%C3%Bcsk+Volkan%C4%B1](http://www.google.com.tr/#Q=Etr%C3%Bcsk+Volkan%C4%B1).
- Özdemir, A., Çağım Tuğ, O. 2010. Jeolojik Bir Değer Nemrut Stratovolkanı. *Madencilik Türkiye Dergisi*, 4, 36-38.
- Özdemir, Y., Blundy, J., Güleç, N. 2011. The Importance Of Fractional Crystallization And Magma Mixing In Controlling Chemical Differentiation At Süphan Stratovolcano, Eastern Anatolia. *Contrib Mineral Petrol* 162, 573–597
- Özdemir, Y., Güleç, N. 2014. Geological And Geochemical Evolution Of The Quaternary Suphan Stratovolcano, Eastern Anatolia, Turkey: Evidence For The Lithosphere-Asthenosphere Interaction In Post-Collisionalvolcanism. *Journal Of Petrology*, 55 (1), 37-62.
- Özdemir, Y., Oyan, V., Güleç, N. 2012. Süphan Volkanik Çığ'ının Jeolojik Özellikleri. *Yüzüncü Yıl Üniversitesi Fen-Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, 17, 1-5.
- Özgür, R. 1993. Zilan ve Meydan Kalderalarının Jeomorfolojik Özellikleri. *Jeomorfoloji Dergisi*, 20, 29-36.
- Öztürk, E., & Demirtaş, M. 2012. Batı Anadolu'nun Volkanik Jeomorfolojisi. *Jeomorfoloji Dergisi*, 19 (4), 134-146.
- Robin, A., Mouralis, D., Akköprü, E., Gratuze, B., Kuzucuoğlu, C., Nomade, S., ... Pereira, A. 2016. Identification And Characterization Of Two New Obsidian Sub-Sources In The Nemrut Volcano (Eastern Anatolia, Turkey): The Sıcaksu And Kayalık Obsidian. *Journal Of Archaeological Science: Reports*, 9, 705-717.
- Sigurdsson, H., et al. 2000. Encyclopedia of Volcanoes.
- Sparks, R. S. J., et al. 2006. Volcanic Hazard Assessment.
- Sür, A., Sür, Ö., & Yığgıbağcıoğlu, H. 2002. *Volkanlar, Türkiye'nin Volkanik Yöreleri ve Depremler*. Ankara: Bilim Yayınları.
- Sür, Ö. 1972. *Türkiye'nin, Özellikle İç Anadolu'nun Genç Volkanik Alanlarının Jeomorfolojisi*. Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih Coğrafya Yayınları No: 223, Ankara.
- Sür, Ö. 1994. Türkiye'de Volkanizma ve Volkanik Yerşekilleri. *Ankara Üniversitesi Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*, 3, 29-52.
- Şen, N., & Yılmaz, M. 2018. Batı Anadolu Volkanizmasının Evrimi. *Jeoloji ve Yerbilimleri Dergisi*, 13 (3), 89-102.
- Şengör, A. M. C. 1987. Tectonics and Magmatism in Turkey.
- Tilling, R.I., et al. 1987. Eruptions of Hawaiian Volcanoes.
- Turner, S., et al. 2001. Magma Dynamics in Subduction Zones.
- Verhoogen, J. 1951. Mechanics of Volcanic Eruptions.
- Williams, H. & McBirney, A. R. 1979. Volcanology.
- Wilson, L. 1980. Relationships Between Eruption Processes and Eruption Types.
- Yılmaz, E., & Cevik, A. 2016. Batı Anadolu Volkanizması. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 58(2), 45-57.
- Yılmaz, Y., Güner, Y., Şaroğlu, F. 1998. Geology Of The Quaternary Volcanic Centres Of The East Anatolia. *Journal Of Volcanology And Geothermal Research* 85, 173-210.
- Yılmaz, Y., Şaroğlu, F. 1966. Doğu Anadolu'nun Neotektoniği ve İlgili Magmatizma. *MTA Dergisi*

https://www.researchgate.net/publication/230650090_Volcanological_evolution_and_caldera_forming_eruptions_of_Mt_Nemrut_Eastern_Turkey. Erişim Tarihi:12.11.2024

https://www.researchgate.net/publication/282856326_Recent_Glacier_Change_in_Mount_Suphan_Using_Remote_Sensing_and_Meteorological_Data. Erişim Tarihi:12.11.2024

https://www.researchgate.net/publication/292672423_Late_Pleistocene_Tendurek_Volcano_Eastern_Anatolia_Turkey_I_Geochronology_and_Petrographic_Characteristics_o. Erişim Tarihi:12.11.2024

https://www.researchgate.net/publication/292672423_Late_Pleistocene_Tendurek_Volcano_Eastern_Anatolia_Turkey_I_Geochronology_and_Petrographic_Characteristics_of_Igneous_Rocks. Erişim Tarihi:12.11.2024



Şekil 1. Nemrut Dağı (Doğu, 2019).



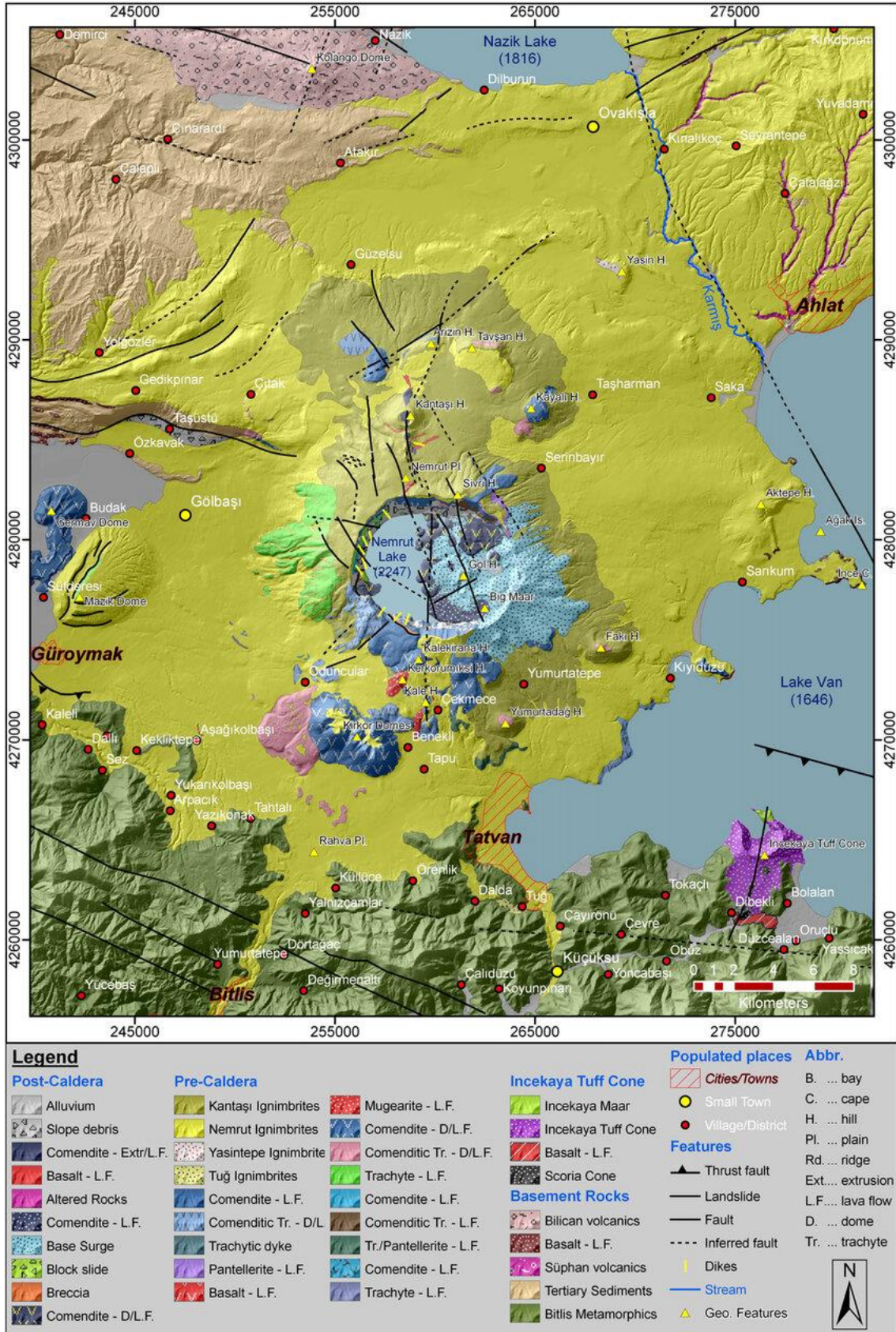
Şekil 2. Nemrut Volkanı (E. Akköprü, 2018).



Şekil 3. Nemrut Krater Gölü (E. Akköprü, 2013).



Şekil 4. Nemrut Gölü-Yeşil Göl (E. Akköprü, 2013).



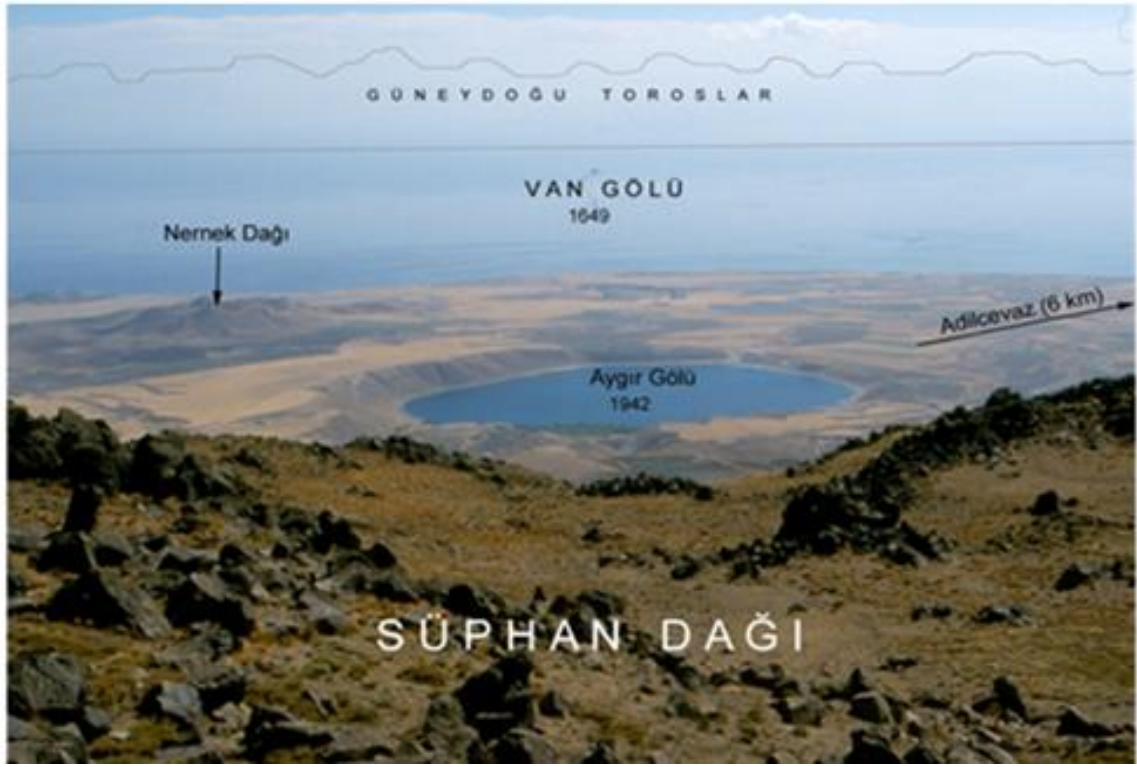
Şekil 5. Nemrut yanardağının jeoloji haritası (Ulusoy vd. 2012).



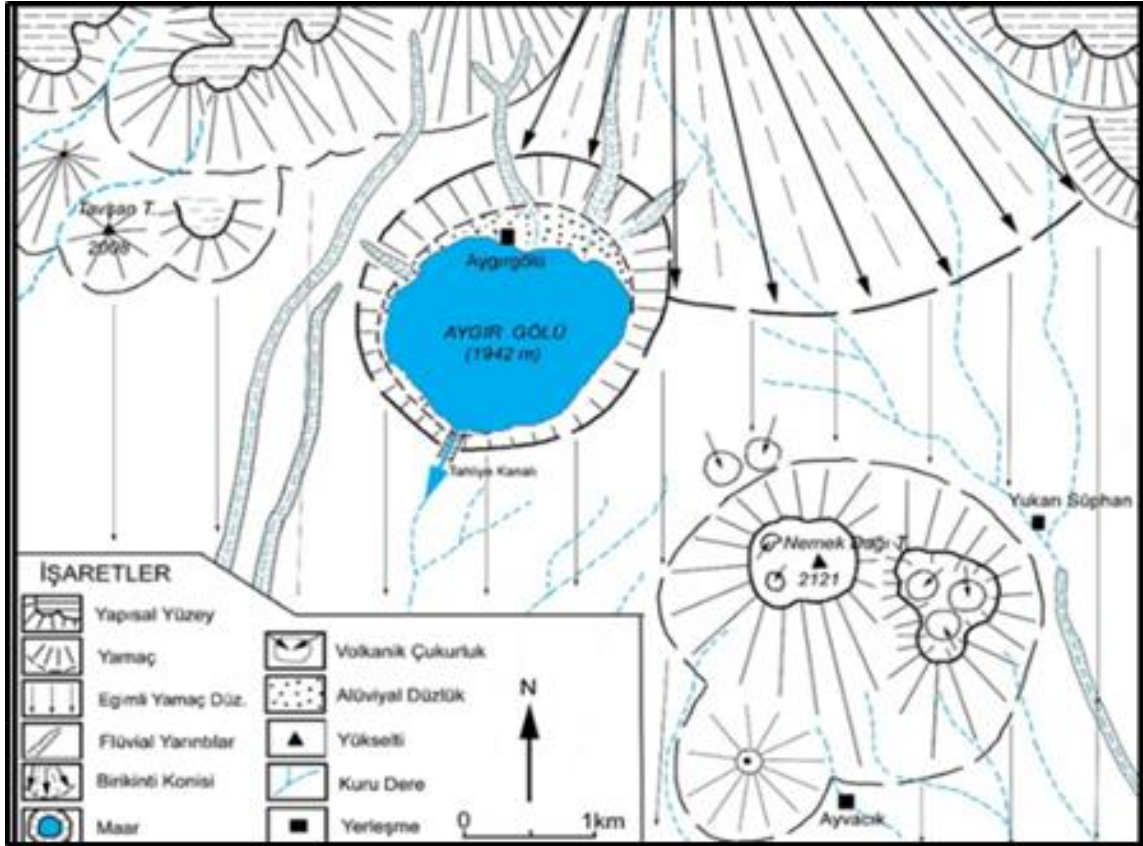
Şekil 6. Süphan Dağı (E. Akköprü).



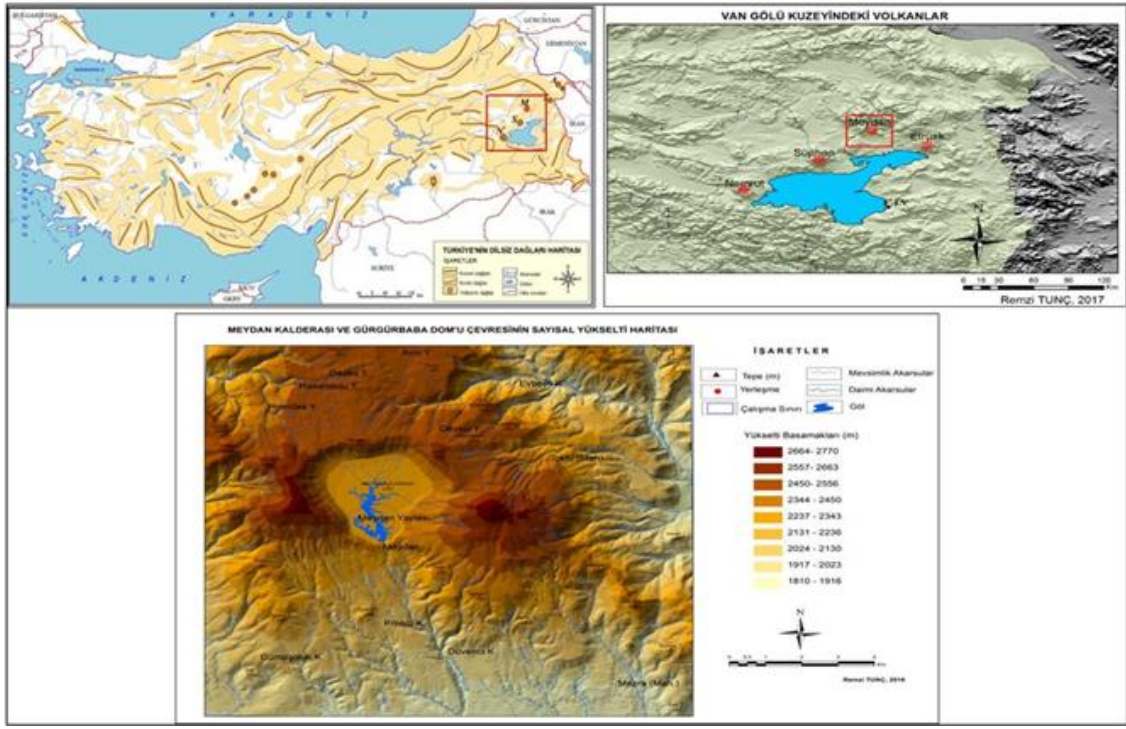
Şekil 7. Van Gölü ve Süphan Dağı (Doğu, 2020).



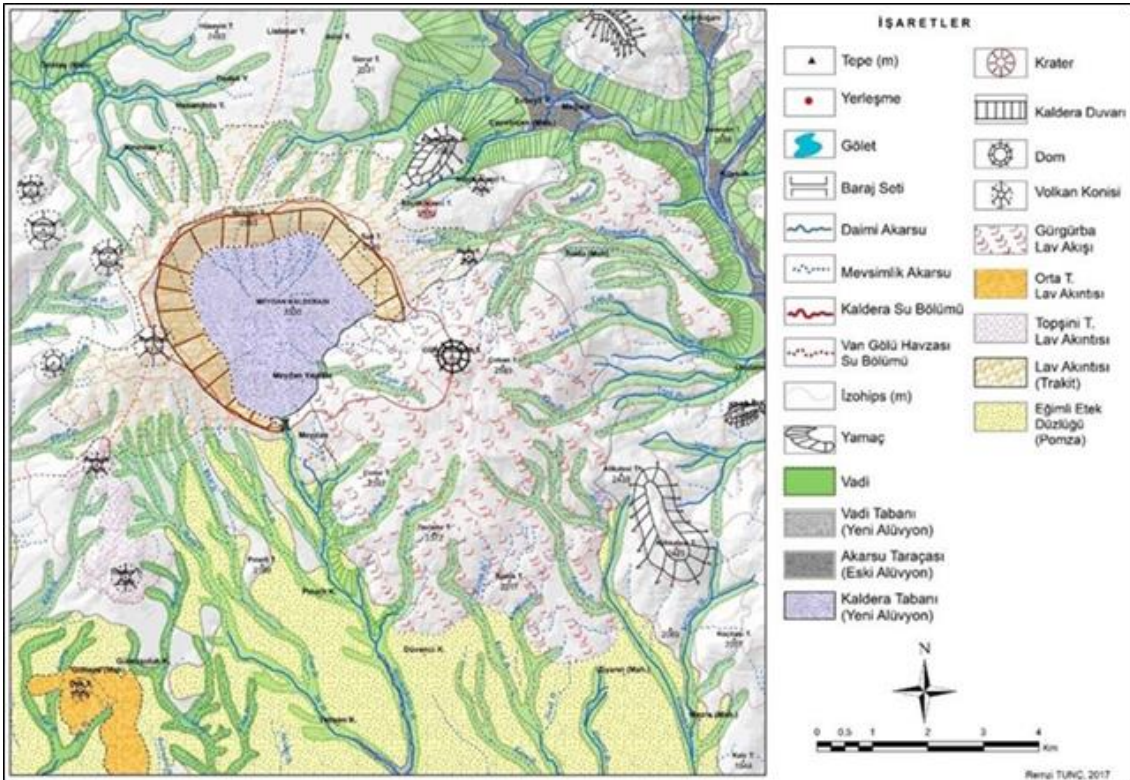
Şekil 8. Süphan Dağı güney yamacından Aygır Gölü Maarı, Nernek Dağı ve Van Gölü'nün görünümü (Doğu ve Deniz, 2008).



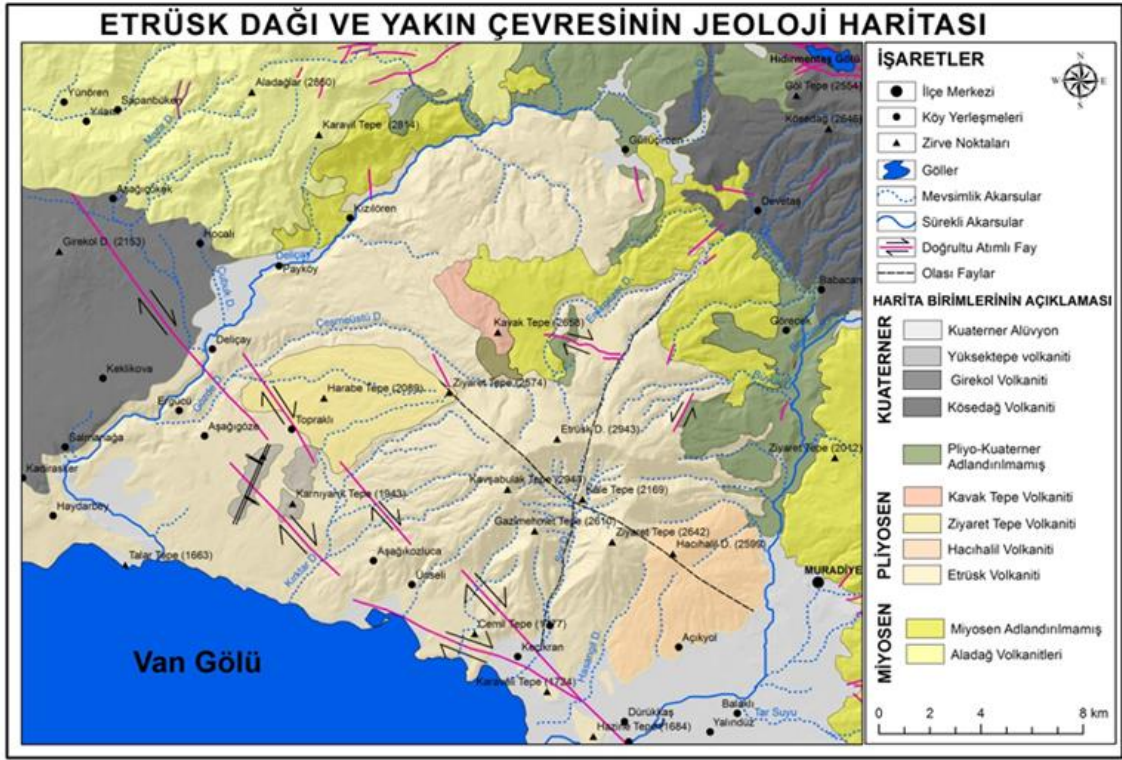
Şekil 9. Aygır Gölü çanağı ve çevresinin morfolojisi (Doğu ve Deniz, 2008).



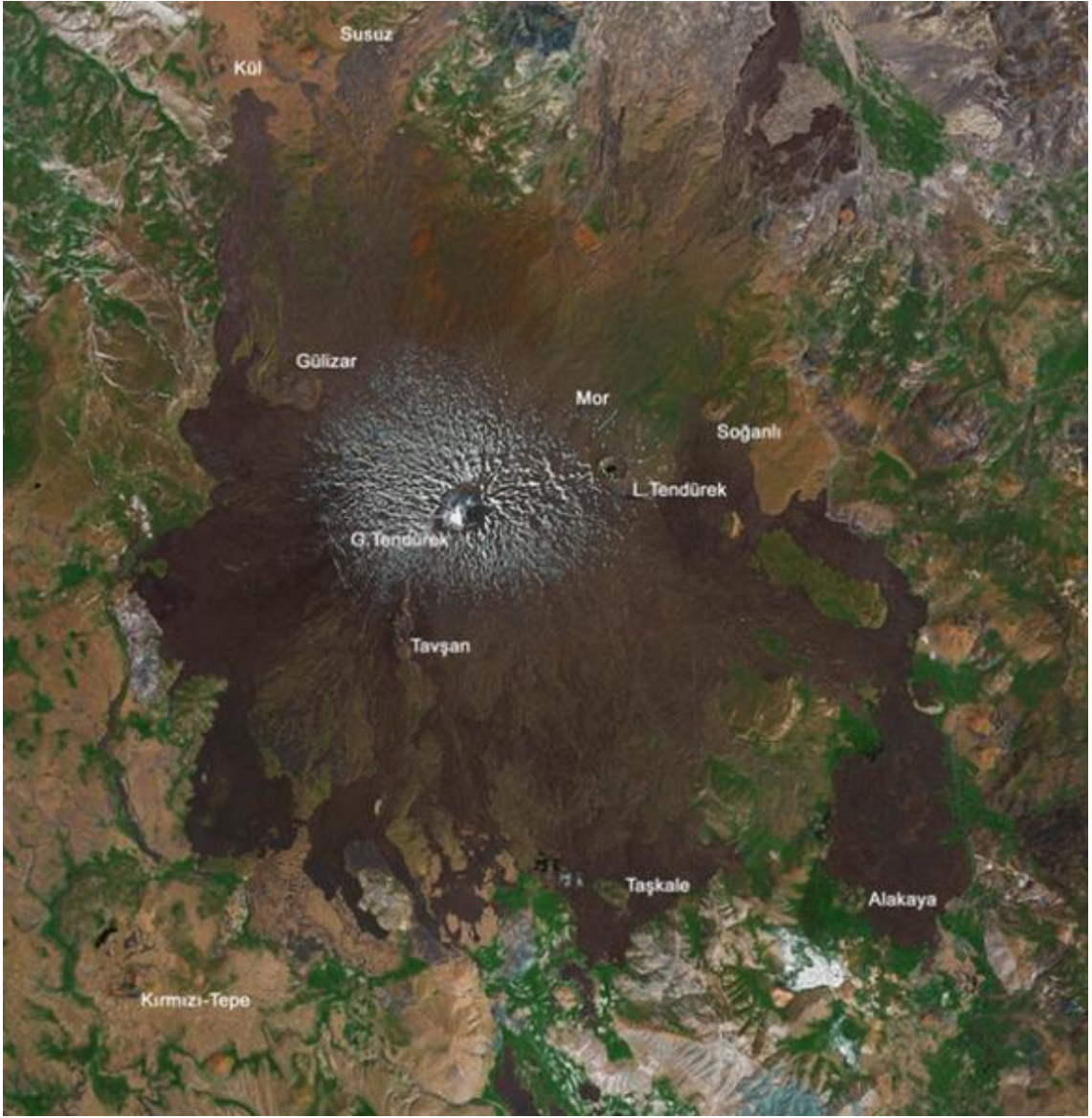
Şekil 10. Meydan Kalderası ve Gürgürbaba Domu çevresinin lokasyon haritası (Tunç, 2018).



Şekil 11. Meydan Kalderası ve Gürgürbaba Domu çevresinin lokasyon haritası (Tunç, 2018).



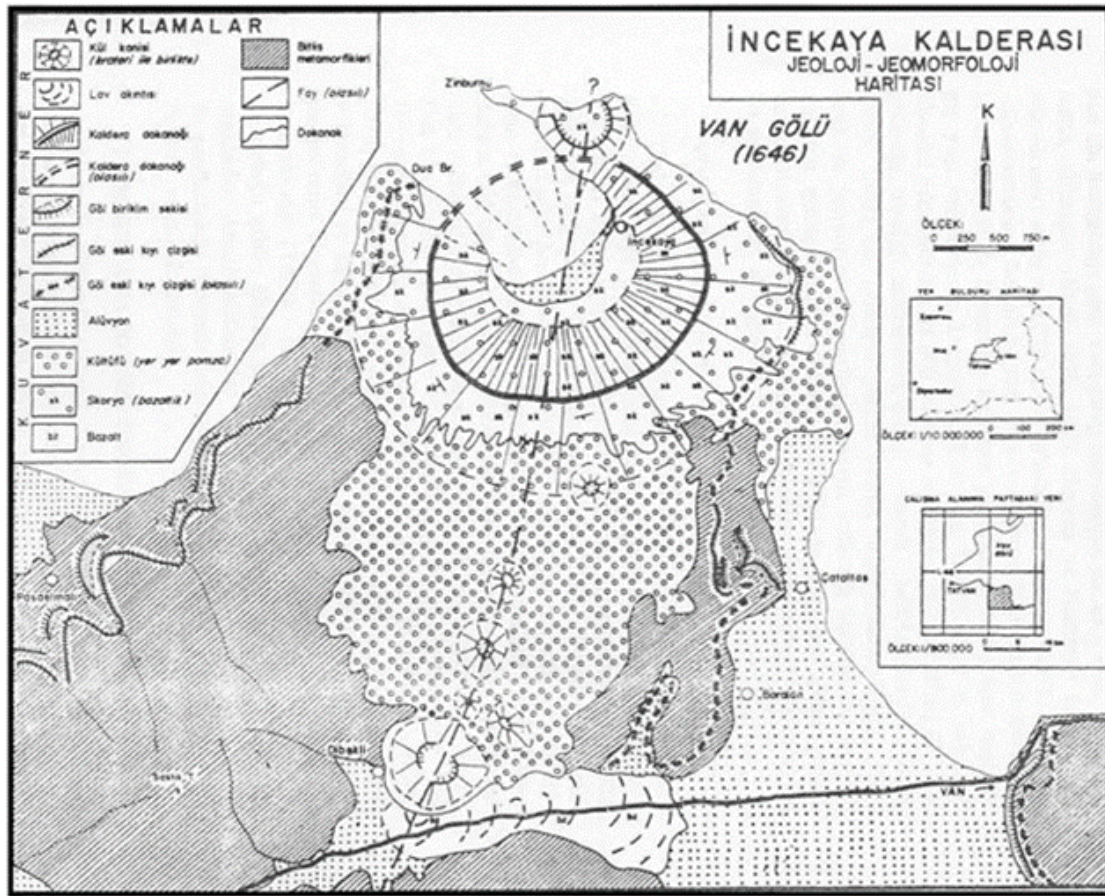
Şekil 12. Etrüsk Dağı ve Yakın Çevresinin Jeolojisi Haritası (MTA, 2002 ve Oyan, 2011'den dönüştürülerek hazırlanmıştır) (Koçaklı ve Zorer, 2020:112).



Şekil 13. Tendürek Volkanı ve çevresinin uydu görüntüsü. Ana yan patlama merkezleri gösterilmektedir (https://www.researchgate.net/publication/292672423_Late_Pleistocene_Tendurek_Volcano_Eastern_Anatolia_Turkey_I_Geochronology_and_Petrographic_Characteristics_o).



Şekil 14. Incekaya Tuf Konisi (Doğu, 2018).



Şekil 15. Incekaya Kalderası Jeoloji-Jeomorfoloji Haritası (Güner, 1984'ten) (Akköprü, 2011).

Tablo 1. Van Gölü Havzası Volkanlarının Radyometrik Yaş Hesaplamaları.

Volkan Adı	Yaş Aralığı	Yaşlandırma Yöntemi	Örneğin Türü	Yazarın Adı	Örneğin Alındığı Yer
Nemrut Volkanı	30.000	Radyometrik	Obsidyen	Ercan vd. (1990)	Belirsiz
	2.5 My	Radyometrik	Belirsiz	Ercan vd. (1990)	Belirsiz
	2.5 My	Radyometrik	Belirsiz	Yılmaz vd. (1998)	Belirsiz
	0.70527-0.70563	Stronsiyum İzotop (Sr)	Traki-bazalt	Matsuda vd. (1995)	Belirsiz
	0.70411-0.70640	Stronsiyum izotop (Sr)	Belirsiz	Ercan vd. (1990)	Belirsiz
	0.024±0.014 Ma	FT (Fizyon Track	Belirsiz	Bigazzi vd. (1997)	Belirsiz
	0.08±0.02 Ma	K/Ar	Belirsiz	Matsuda vd. (1995)	NE
	0.10±0.05 Ma	K/Ar	Belirsiz	Matsuda vd. (1995)	NE
	0.02±0.01 Ma	K/Ar	Belirsiz	Matsuda vd. (1995)	NE
Süphan Volkanı	0.06 My	Radyometrik	Riyolit	Özdemir vd. (2011)	Belirsiz
	280.000	Radyometrik	Belirsiz	Sanver 1968, (Ercan vd. 1990'dan alınmıştır)	N-S
	0.49±0.1 Ma	Potasyum-Argon (K/Ar)	Riyolit	İnnocenti vd. (1980)	Nerne (S)
	2.1±0.1 My	Radyometrik	Belirsiz	Yılmaz vd. (1998)	Belirsiz
	0.76±0.56 My	Potasyum-Argon (K/Ar)	Obsidyen	Özdemir vd. (2011)	Belirsiz
	0.36±0.15, 0.23±0.19 My	Potasyum-Argon (K/Ar)	Trakitik Lav	Özdemir vd. (2011)	Belirsiz
	0.7±0.1 My	Potasyum-Argon (K/Ar)	Obsidyen	Bayrak (2000)	Belirsiz
	0.70479-0.70640	Stronsiyum İzotop (Sr)	Belirsiz	Ercan vd. (1990)	N-S
	0.70453-0.70651	Stronsiyum İzotop (Sr)	Belirsiz	Gülen 1980, (Ercan vd. 1990'dan alınmıştır)	Belirsiz
	150±110 ka	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Trakiandezit lavları	Özdemir ve Güleç (2014)	E31-N43
	387±47, 132±11 ka	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Eski Trakiandezit lavları	Özdemir ve Güleç (2014)	E32-N43, E30-N43
	428±40 ka	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Bazalt lavları	Özdemir ve Güleç (2014)	E30-N43
	0.068±0.012 Ma	FT (Fizyon Track	Belirsiz	Bigazzi vd. (1997)	N
	0.010±0.02 Ma	Potasyum-Argon (K/Ar)	Andezit	Matsuda vd. (1995)	S
Meydan Volkanı	6.2±0.2 My	Potasyum-Argon (K/Ar)	Belirsiz	İnnocenti vd. (1980)	Belirsiz
	430.000±150.000	Potasyum-Argon (K/Ar)	Belirsiz	İnnocenti vd. (1980)	Belirsiz
	5.75±0.46 My	Radyometrik	Riyolitik Lav	Ercan vd. (1990)	Belirsiz

	450.000±900.000	Radyometrik	Obsidyen	Ercan vd. (1990)	Kaldera İçinden
	6.2 My	Belirsiz	Alkali Olivin Bazalt	Arslan (1994)	Belirsiz
	4.4±0.43 My	Belirsiz	Alkali Olivin Bazalt	Arslan (1994)	Belirsiz
	5.75±0.55 My	Belirsiz	Gürgürbaba Lavları	Arslan (1994)	SE
	0.48±0.99 My	Belirsiz	Gürgürbaba Lavları	Arslan (1994)	SE
	600.000	Potasyum-Argon (K/Ar)	Gürgürbaba Obsidyenleri	Oyan (2012)	Belirsiz
	0.9 My	Radyometrik	Gürgürbaba Obsidyenleri	İnnocenti vd. (1980)	SE
	480.000±990.000	Potasyum-Argon (K/Ar)	Obsidyen	Matsuda vd. 1995, (Bigazzi vd. 1997'den alınmıştır)	Belirsiz
	0.7045±0.7050	Stronsiyum İzotop (Sr)	Belirsiz	Arslan (1994)	Belirsiz
	0.06±0.01 Ma	FT (Fizyon Track	Obsidyen, Perlit	Bigazzi vd. (1997)	Kaldera İçinden
	0.46±0.05 Ma	FT (Fizyon Track	Obsidyen, Perlit	Bigazzi vd. (1997)	Kaldera İçinden
	0.37±0.05 Ma	FT (Fizyon Track	Obsidyen, Perlit	Bigazzi vd. (1997)	Kaldera İçinden
	0.58±0.06 Ma	FT (Fizyon Track	Obsidyen, Perlit	Bigazzi vd. (1997)	Kaldera İçinden
Etrüsk Volkanı	4.9±4.5 My	Potasyum-Argon (K/Ar)	Belirsiz	Oyan vd. (2013)	Belirsiz
	3.8±3.7 My	Potasyum-Argon (K/Ar)	Riyolit	Oyan vd. (2013)	Belirsiz
	3.7 My	Radyometrik	Belirsiz	Keskin vd. (1998)	Belirsiz
	3.91±0.55	Potasyum-Argon (K/Ar)	Dazitik Lav	Ercan vd. (1990)	Belirsiz
Tendürek Volkanı	0.7 My	Radyometrik	Belirsiz	Yılmaz vd. (1998)	Belirsiz
	30.000±70.000	Potasyum-Argon (K/Ar)	Belirsiz	Ercan vd. (1990)	Belirsiz
	560.000±160.000	Potasyum-Argon (K/Ar)	Belirsiz	Ercan vd. (1990)	Belirsiz
	0.70527±0.70563	Stronsiyum İzotop (Sr)	Traki-bazalt	Matsuda vd. (1995)	Belirsiz
	0.70535±0.70574	Stronsiyum İzotop (Sr)	Belirsiz	Ercan vd. (1990)	Belirsiz

Yeni Nesil Uzaktan Algılama Platformu: GEE (Google Earth Engine) ve Fiziki Coğrafya Çalışmalarında Kullanımı

New Generation Remote Sensing Platform: GEE (Google Earth Engine) and Its Use in Physical Geography Studies

Sabri KARADOĞAN¹, M. Tahir KAVAK², Nesretullah SATAR³

Özet

Google Earth Engine (GEE), büyük coğrafi veri kümelerini depolamak ve işlemek için tasarlanmış bulut tabanlı bir platformdur. Landsat serisinin 2008 yılında ücretsiz olarak kullanıma sunulmasından bu yana Google, Landsat, Sentinel, MODIS uyduları ve diğerlerinden alınanlar da dahil olmak üzere çok büyük miktarda uydu verisini arşivledi. Bu platform, kullanıcıların uydu görüntülerini verimli bir şekilde görselleştirmesine ve analiz etmesine olanak tanır.

GEE'nin kapsamlı veri kataloğu çeşitli türlerde uydu görüntüleri, vektör verileri ve diğer coğrafi veri kümelerini içerir. Bu veri kümeleri araştırmacıların geniş bir yelpazede coğrafi analizler gerçekleştirmesine olanak tanır. GEE, veri görselleştirme ve analizi için GEE Kod Düzenleyici ve GEE Explorer gibi kullanıcı dostu araçlar sunar.

GEE'nin temel işlevleri arasında görüntü işleme, vektör işleme, geometrik analiz, spektral işleme, zamansal analiz ve makine öğrenme algoritmaları yer alır. Bu özellikler araştırmacılara büyük veri kümelerini etkili bir şekilde yönetme ve analiz etme esnekliği sağlar.

GEE, hidroloji, bitki örtüsü, tarım, kentsel çalışmalar, atmosfer ve iklim analizi, toprak ve jeomorfoloji ve afet yönetimi dahil olmak üzere çeşitli alanlarda yaygın olarak kullanılmaktadır.

2010'dan bu yana GEE kullanılarak yapılan bilimsel yayın sayısı hızla artmıştır ve bu yayınlar, çeşitli disiplinlerde geniş bir uygulama yelpazesine sahiptir. Bu Çalışmada özellikle Fiziki coğrafya araştırmalarında kullanımına ilişkin örnekler verilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Google Earth Engine (GEE), Uzaktan Algılama, Fiziki Coğrafya

Abstract

Google Earth Engine (GEE) is a cloud-based platform designed for storing and processing large geospatial datasets. Since the Landsat series became freely available in 2008, Google has archived vast amounts of satellite data, including those from Landsat, Sentinel, MODIS satellites, and others. This platform allows users to visualize and analyze satellite imagery efficiently.

GEE's extensive data catalog includes various types of satellite images, vector data, and other geospatial datasets. These datasets enable researchers to perform a wide range of geospatial analyses. GEE offers user-friendly tools like the GEE Code Editor and GEE Explorer for data visualization and analysis.

Key functionalities of GEE include image processing, vector processing, geometric analysis, spectral processing, temporal analysis, and machine learning algorithms. These features provide researchers with the flexibility to manage and analyze large datasets effectively.

GEE is widely used across various domains, including hydrology, vegetation, agriculture, urban studies, atmospheric and climate analysis, soil and geomorphology, and disaster management.

¹Prof. Dr., Dicle Üniversitesi Ziya Gökalp Eğitim Fakültesi, Sosyal Bilimler ve Türkçe Eğitimi Bölümü, Coğrafya Eğitimi Anabilim Dalı, Diyarbakır/Türkiye, e-mail: skaradogan@dicle.edu.tr

²Dr. Öğr. Üyesi, Dicle Üniversitesi Ziya Gökalp Eğitim Fakültesi, Fizik Eğitimi Anabilim Dalı Diyarbakır/ Türkiye, e-mail: mtkavak@gmail.com

³ Coğrafya Öğretmeni, Alaşehir Fen Lisesi, Manisa/ Türkiye. e-mail: nusretsatar@gmail.com

The number of scientific publications using GEE has increased rapidly since 2010, and these publications have a wide range of applications in various disciplines. In this study, examples of its use in physical geography research are given.

Keywords: Google Earth Engine (GEE), Remote Sensing, Physical Geography

1.GİRİŞ

Uydu ve bilgi teknolojilerinin gelişmesine bağlı olarak Coğrafya araştırmalarında kullanılan uzaktan algılama yöntem ve tekniklerde de çoğalmakta ve zenginleşmektedir.

Uzaktan algılama, yeryüzündeki doğal ve yapay objeler hakkında bilgi toplamak için atmosfer veya uzaya yerleştirilen sensörler aracılığıyla veri toplama ve analiz etme tekniğidir. Bu teknoloji, elektromanyetik tayfin çeşitli bantlarında (görünür, kızılötesi, vb.) yeryüzünden yansıyan veya yayılan ışınımı ölçerek çalışır (Sesören, 1999; Karadoğan & Kavak, 2016).

Uzaktan algılama teknolojileri ve coğrafi bilgi sistemleri (GIS) arasındaki entegrasyon, bilimsel araştırmalar ve çevresel yönetim alanında devrim yaratmaktadır.

GIS, coğrafi verilerin toplanması, yönetilmesi, analiz edilmesi ve görselleştirilmesini sağlayan bir sistemdir. GIS, uzaktan algılama verileri ile entegre edildiğinde, çevresel ve coğrafi analizlerin daha kapsamlı ve kesin bir şekilde yapılmasına olanak tanır (Yomralıoğlu, 2000).

Ancak kabul etmek gerekir ki; Uzaktan algılama ve GIS bilim ve teknolojisinde büyük bir veri çağı (Big Data) yaşanmaktadır. Her geçen yaygınlaşan teknolojik uygulama ve araçlarla sayısız veri üretilmektedir. Hem Gezegenin yörüngesindeki uyduların hızlı büyümesi ve çoğalması, hem de yeryüzüne ilişkin yaygınlaşan bilimsel uygulamalar için çok büyük miktarda veri üretilmektedir. Bu da, artan veri yığınları içinde karmaşıklaşan çeşitli çevresel ve toplumsal uygulamalar konusunda yeni çözüm arayışlarını ve paradigma değişikliği ihtiyacını beraberinde getirmiştir (Parente vd. 2019).

Çünkü Coğrafi araştırmalarda da yaygın olarak kullanılan Uzaktan algılama sistemleri, son yıllara kadar yazılım paketleri ve masaüstü bilgi işlem kaynakları kullanılarak yönetimi ve analizi pratik olmayan, çok büyük hacimli veri kümeleri ve sistem bileşenlerini içermekteydi. Bilgi sistemlerinin ve yeryüzüne ait bilimsel araştırmaların vazgeçilmez bir teknolojisi oluşturarak Uzaktan Algılama günümüzde bir paradigma değişiminden geçmektedir.

Özellikle, çok büyük veri setlerinin (petabayt ölçeğinde) işlenmesi ve analiz edilmesi için bulut tabanlı platformların geliştirilmesi bu teknolojilerin kullanımı ve yaygınlaşmasını kolaylaştırmıştır.

Landsat serisinin 2008 yılında ücretsiz olarak kullanıma sunulmasının ardından Google, tüm veri kümelerini arşivledi ve mevcut veri arşivi ile birlikte, diğer uydulardan alınan verilerin yanı sıra Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) tabanlı vektör veri setleri, sosyal, demografik, hava durumu, dijital yükseklik modelleri ve iklim veri katmanlarını içeren tüm veri tabanını açık kaynak kullanımı için bir bulut bilişim motoruna bağladı. Bu bağlamda Google, büyük veri analizinin zorluklarını ortadan kaldırmak için Google Earth Engine (GEE) adlı bir bulut bilişim platformu geliştirdi.

Google Earth Engine (GEE), kullanıcıların uydu görüntülerini görselleştirebildiği ve bu uydu görüntüleri üzerinden analizlerini yürütebildiği ve nihai karar verme için büyük veri setlerini (petabayt ölçeğinde) depolamak ve işlemek üzere tasarlanmış kolay erişilebilir bulut tabanlı geospatial bir bulut bilişim ve analiz platformudur. Bulut tabanlı olması sebebi ile yüksek boyutlu uydu görüntüleri ile gerçekleştirilen analizler, lokal bilgisayarlara göre çok daha hızlı sonuçlanmaktadır. GEE kataloğunda Sentinel, LandSat, MODIS gibi birçok uydu görüntüsü bulunmaktadır. Özellikle büyük coğrafi verilerin geniş alanlar üzerinde işlenmesini ve çevrenin uzun süreler boyunca izlenmesini kolaylaştıran platform 2010 yılında piyasaya sürülmesine ve farklı uygulamalar için yüksek potansiyelini kanıtlanmasına rağmen, son yıllara kadar UA uygulamaları için tam olarak araştırılmamış ve kullanılmamıştır. Bu çalışma GEE platformunun genel özellikleri,

kullanımı, bileşenleri, fonksiyonları ve Fiziki Coğrafya araştırmalarına ilişkin uygulama alanları ve örnekleri konusunda temel bilgileri vermeyi amaçlamaktadır.

1.1.Uydu-Veri Kullanılabilirliği, Bulut Bilişim ve Makine Öğrenimindeki Trendler

Artan teknolojik uygulamalar ve araçlar, büyük miktarda veri üretmektedir. Uyduların çoğalması ve yeryüzüne yönelik bilimsel çalışmalar bu veri miktarını daha da artırmakta, veri kümeleri karmaşık bir hal almakta, sorunlara çözüm bulmaya yönelik kişisel uygulama ve çalışmaların zorluklarını artırmaktadır.

Dijital bilgi çağına özgü bu zorluklar, büyük miktarda verinin gezegen ölçeğinde analizini yapabilen, özellikle uzaktan algılama için bulut tabanlı platformların ortaya çıkmasına neden olmuştur

Bir süreden beri derin öğrenme tabanlı algoritmalar ve bulut bilgi işlem altyapısı, uydu uzaktan algılamanın görüntü işleminde devrim yaratma konusunda büyük bir potansiyele sahip hale gelmiştir.

Geo-uzamsal veri setlerinin yeryüzüne ait birçok doğal ve beşeri olay ve ortamlarının izlenmesi ve incelenmesi ve haritalanmasında kullanılması aşağıdaki gelişmelere bağlı olarak artış göstermiştir:

- Açık erişimli uydu veri akışlarının çoğalması,
- Bulut bilişimin ve veri madenciliğinin ortaya çıkışı,
- Bilgisayar algoritmalarının ve yapay zeka uygulamalarının artan kullanımı.

Böylece çeşitli, büyük hacimli veri setlerinin işlenmesi ve entegrasyonu her zamankinden çok daha kolay ve daha fazla sayıda kullanıcı tarafından mümkün olmuş, bu faktörlerin kombinasyonu, yakın zamana kadar çoğu durumda pratik veya mümkün olmayan yeni mekânsal ve zamansal ölçeklerde daha geniş uygulama biçimlerinin kapılarını açmıştır (Hird vd. 2017).

Kabul etmek gerekir ki, büyük hacimli açık erişimli uydu veri akışlarından yararlanmak bulut bilişim teknolojileri ve hizmetlerinin eşzamanlı olarak ortaya çıkması ile mümkün olmuştur. Zira çok daha geniş alanlar üzerinde çok yıllık zaman serilerini kapsayan uydu görüntülerini indirmek, analiz etmek ve yönetmek, geleneksel masaüstü bilgi işlem kaynakları kullanılarak yapmak imkansız olmaya başlamıştır. Tüm bu nedenlere bağlı olarak ortaya çeşitli uygulama platformları ortaya çıkmıştır. Google Earth Engine (Google, 2024), NASA Earth Exchange (National Aeronautics and Space Administration, 2024), Amazon'un Web Servisleri (Amazon Web Services Inc. Earth on AWS, 2024) veya Microsoft'un Azure servisleri (Microsoft Azure, 2024) gibi hizmetlerden faydalanmak ve muazzam miktarda veriye erişmek, bunları işlemek ve analiz etmek için gereken şey iyi bir internet bağlantısıdır (Hird vd. 2017).

1.2. Uzaktan Algılamada Bulut Tabanlı Yeni Bir Platform: GEE

Google Earth Engine (GEE), coğrafi araştırmalar ve uzaktan algılama çalışmalarında kullanılan, analiz ve nihai karar verme için büyük veri setlerini (petabayt ölçeğinde) depolamak ve işlemek üzere tasarlanmış devrim niteliğinde bir bulut bilişim platformudur (Kumar vd. 2018). GEE'nin temelleri, 2008 yılında Landsat serisinin ücretsiz olarak kullanıma sunulması ile atılmıştır. Landsat serisinin 2008 yılında ücretsiz olarak kullanıma sunulmasının ardından Google, tüm veri kümelerini arşivleyerek açık kaynak kullanımı için bulut bilişim motoruna bağladı. Mevcut veri arşivi, diğer uydulardan gelenlerin yanı sıra Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) tabanlı vektör veri setleri, sosyal, demografik, hava durumu, dijital yükseklik modelleri ve iklim veri katmanlarını içermektedir (Mutanga & Kumar, 2019). Bu gelişme, büyük veri setlerine erişim ve analiz süreçlerinde önemli bir değişim yaratmıştır. Uygulama uzaktan algılama ve coğrafi bilgi teknolojileri alanında bir devrim sayılabilir. Çünkü Kolay erişilebilir ve kullanıcı dostu olan platform, etkileşimli veri ve algoritma geliştirmek için de uygun bir ortam sağlamaktadır.

GEE, uydu görüntülerini ve Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) tabanlı vektör veri setlerini içeren geniş bir veri kataloğuna sahiptir. Google, tüm bu veri kümelerini arşivleyerek ve bulut bilişim motoruna bağlayarak, kullanıcıların ücretsiz ve kolayca erişebileceği bir platform oluşturmuştur.

Google Earth Engine, kullanıcıların uydu görüntülerini görselleştirmelerine ve bu görüntüler üzerinden analiz yapmalarına olanak tanıyan bir platformdur. Büyük veri setlerini (petabayt ölçeğinde) depolamak ve işlemek üzere tasarlanmış olan GEE, bulut tabanlı yapısı sayesinde analiz süreçlerini hızlandırır. Bu platform, geleneksel masaüstü bilgisayarlarda yürütülen işlemlere göre çok daha hızlı ve verimli sonuçlar sunar.

Kullanıcılar tüm işlemleri üstlenmek için Google'ın bulut kaynaklarını kullanırken, kendi verilerini ve koleksiyonlarını da ekleme ve düzenleyebilme imkanına sahiptirler. Bu gelişme artık akademisyenlerin, bağımsız araştırmacıların, sivil toplum kuruluşlarının ve kişisel amaçlı görsel üreticileri için yeryüzündeki değişikliklerin izlenmesi, eğilimlerin ve dağılımların haritalanması, projeksiyonların üretilmesi ve daha önce hiç olmadığı kadar yeryüzündeki kaynakların ölçülmesi adına büyük bir veri deposunun ve madenciliğinin kitlelerin kullanımına açılması anlamına gelmektedir. GEE, çevresel değişikliklerin izlenmesi, iklim analizleri, ormansızlaşma, tarım arazilerinin yönetimi gibi birçok alanda kullanılmaktadır. Platform, bilim adamlarının, araştırmacıların ve diğer kullanıcıların büyük veri setleri üzerinde hızlı ve etkili analizler yapmalarına olanak tanır.

GEE'nin sunduğu yüksek işlem gücü, özellikle büyük coğrafi verilerin geniş alanlar üzerinde işlenmesini kolaylaştırır. Bu durumda çok gelişmiş bilgisayarlara veya pahalı yazılımlara ve büyük işlemcilerle gerek yoktur. Bulut tabanlı olması sebebiyle, GEE kullanarak yapılan analizler, lokal bilgisayarlara göre çok daha hızlı sonuçlanmaktadır. Bu hız ve verimlilik, kullanıcıların daha karmaşık ve büyük ölçekli projeleri yönetmelerini mümkün kılar. Bu da dünyanın yoksul ülkelerindeki kaynakları kıt araştırmacıların, en gelişmiş ülkelerdeki araştırmacılarla aynı analiz yapma yeteneğine sahip oldukları anlamına gelir (Mutanga & Kumar, 2019).

Platformun sahip olduğu çok çeşitli, zengin ve geniş veri tabanı, kullanıcıların çeşitli zaman dilimlerinde ve coğrafi bölgelerde analiz yapmasına olanak tanır. Kullanıcılar, bu verileri analiz ederek çevresel değişiklikler, kentsel gelişim ve diğer coğrafi olaylar üzerinde çalışabilirler

Aşağıdaki bölümlerde, GEE platformunun genel özellikleri, kullanımı, bileşenleri, fonksiyonları ve Fiziki Coğrafya araştırmalarına ilişkin uygulama alanları hakkında okuyuculara temel bilgiler sunmayı amaçlanmaktadır. Ayrıca, GEE'nin sağladığı imkanlar ve sınırları hakkında da fikir vermektedir.

2. PLATFORM ÖĞELERİ

2.1.EE Explorer (EE Gezgini):

EE Explorer, kullanıcıların EE Veri Kataloğu'nda bulunan büyük veri kümelerine erişmesine olanak sağlayan bir veri görüntüleme platformudur. Veri Kataloğu, eksiksiz bir Landsat-4, -5, -7 ve -8 serisi, MODIS, Sentinel-1, -2, -3 ve -5P görüntüleri, atmosferik, meteorolojik ve vektör veri kümeleri de dahil olmak üzere milyonlarca kamuya açık veri kümesini barındırır. Veri Kataloğu, her gün yaklaşık 4000 yeni veri kümesi alır (Bi vd. 2020).

EE Explorer entegre bir Çalışma Alanından ve Veri Kataloğundan oluşmaktadır. Çalışma Alanı, verilerin görüntülediği yerdir ve Veri Kataloğu ise verilerin bulunacağı ve Çalışma Alanına aktarılacağı yerdir. Bu bölüm kullanıcılara hızlı görüntüleme, yakınlaştırma ve kaydırma olanağı sağlar. Veri Kataloğu'nda, kullanıcılar büyük veri kümeleri arasında arama yapabilir ve bunları Çalışma Alanına aktarabilir. Ayrıca çalışma alanında veri kümeleri yönetilebilir ve görselleştirebilir. Bunun dışında kontrast, parlaklık ve opaklık seviyeleri gibi görselleştirme ayarıyla ilgili parametrelerin ayarlanmasına olanak tanır. Zaman içindeki değişiklikleri daha iyi incelemek için Çalışma Alanına birden çok katman eklenebilir. Katmanlar üç bantlı RGB veya tek bantlı gri tonlamalı görüntülenebilir (Amani vd. 2020).

EE Explorer uygulamasına gitmek için <https://explorer.earthengine.google.com> bağlantısı takip edilir.

2.2. Veri Kümeleri

Google Earth Engine (GEE), çok çeşitli uydu verileri, vektör verileri ve diğer jeo-uzamsal veri setlerini bünyesinde barındıran geniş bir veri kataloğuna sahiptir.

GEE'nin veri kataloğu büyük oranda uydu görüntüleri ve coğrafi bilgi sistemleri (CBS) tabanlı vektör veri setlerinden oluşur. Ayrıca sosyal, demografik, hava durumu, dijital yükseklik modelleri ve iklim veri katmanlarını da içerir.

2.2.1. Uydu Görüntüleri

GEE, uydu görüntülerinin geniş bir yelpazesine sahiptir.

Veri deposu, tüm dünya için 40 yılı aşkın uydu görüntülerinden oluşan bir koleksiyondur; birçok lokasyon, tüm dönem için iki haftalık tekrar verisine ve ayrıca büyük bir günlük ve günlük altı veri koleksiyonuna sahiptir.

Bu görüntüler, çevresel değişikliklerin izlenmesi, arazi kullanımı ve örtüsü analizleri, tarım izleme gibi geniş bir uygulama alanına sahiptir. Başlıca uydu verileri:

Landsat Serisi: Tüm tarihi Landsat verileri dahil olmak üzere 1972'den bu yana alınan görüntülerin tamamını içerir. Landsat serisi, orta çözünürlüklü (30 metre) çok spektral görüntüler sağlar ve çevresel izlemeler, arazi örtüsü değişiklikleri ve daha pek çok analiz için kullanılır.

Landsat veri kümeleri, zamansal analiz yapmak için değerli kaynaklardır. Landsat koleksiyonu yedi multispektral uydu içerir: Landsat 1–3 (1972–1983), Landsat-4 (1982–1993), Landsat-5 (1984–2012), Landsat-7 (1999–günümüz) ve Landsat-8 (2013 -günümüz) (Amani vd. 2020).

Landsat uydu görüntüleri zamansal bulut algılama, maskeleme ve kaldırma, çok zamanlı görüntü sınıflandırmaları gibi farklı uygulamalarda tercih edilmektedir (Mateo-García, 2018). Ayrıca çok zamanlı Landsat veri setleri hem lokal hem de küresel ölçekli analizleri kolaylaştırmıştır (Li vd. 2019). GEE içindeki Landsat tabanlı veri kümeleri çeşitli uygulamalarda özellikle Arazi Örtüsü/Arazi Kullanımı (LCLU), kentsel gelişme alanları haritalarının oluşturulmasında yaygın olarak kullanılır.

Sentinel Serisi: GEE, Avrupa Uzay Ajansı (ESA) tarafından geliştirilen Sentinel-1, Sentinel-2, Sentinel-3 gibi uydularından elde edilen veri kümelerini de içerir. Sentinel-1, C-bandı sentetik açıklıklı radar (SAR) görüntüleri üretirken; Sentinel-2, çok spektral görüntüleme sağlar ve 10 metre çözünürlükte görüntüler sunar. Sentinel-3 ise okyanus ve kara gözlemleri yapar. Earth Engine şu anda, yirmi beş yıldan fazla bir süredir toplanan L5 ve L7 verilerinin neredeyse tüm tarihi Landsat arşivini çevrimiçi olarak barındırıyor. Yeni toplanan Landsat görüntüleri, USGS EROS Center'dan günlük olarak Earth Engine'e indirilir (Moore & Hansen, 2011).

Sentinel koleksiyonu; Sentinel-1 ve Sentinel-2 multispektral (2015–günümüz), Sentinel-3 Okyanus ve Kara Rengi (2016–günümüz) ve Sentinel-5P Troposferik İzleme (2018–günümüz) bantlarını içerir. Özellikle. Sentinel-1 ve Sentinel-2, GEE kullanıcıları tarafından farklı uygulamalar için yoğun bir şekilde kullanılmaktadır. Çünkü bu veriler 10 m uzaysal çözünürlükleri ile nesneleri Landsat görüntülerine kıyasla daha iyi bir çözünürlükte analiz etmeyi mümkün kılar. Ayrıca görüntü sınıflandırma görevlerinde eğitim ve doğrulama adımlarını basitleştirebilirler (Amani vd. 2020).

MODIS: GEE platformunun içerdiği veri kümelerinden biri de MODIS görüntüleridir. MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), geniş spektral bant aralığına sahip bir uydu sensörüdür. MODIS, yer yüzeyinin ulusal ve küresel ölçekte neredeyse gerçek zamanlı (NRT) haritalanmasında büyük bir potansiyele sahiptir. MODIS, uzamsal çözünürlükleri 250 m ile 1 km arasında değişen 36 spektral bantta görüntü elde eder. MODIS zaman serileri, GEE Veri Kataloğu'nda 2000'den günümüze kadar mevcuttur. Bu veriler yeryüzüne ait zamansal analizi kolaylaştırmaktadır (Amani vd. 2020).

Earth Engine ayrıca bir dizi geçmiş ve güncel MODIS veri ürünü içerir. Platform, talep üzerine uzamsal ve zamansal mozaiklerin, “en iyi piksel” kompozitlerinin (örneğin uydu görüntülerindeki bulutları ve boşlukları ortadan kaldırmak için) ve ayrıca çeşitli spektral indekslerin oluşturulmasını destekler. Platform ayrıca, bilim adamlarının bu hesaplama ve veri kaynaklarına erişmelerine, mevcut algoritmalarını ölçeklendirmelerine veya yenilerini geliştirmelerine olanak tanıyan yeni bir uygulama programlama çerçevesi veya “API” içerir (Moore & Hansen, 2011).

Diğer Uydu Verileri: Ayrıca NOAA AVHRR, ALOS, ASTER, SRTM, DMSP OLS gibi başka uydu verileri de GEE’nin veri kataloğunda mevcuttur.

GEE ayrıca farklı görüntü kaynaklarının kombinasyonu, veri kümelerinin zamansal yoğunluğunu iyileştirebilir ve füzyon algoritmalarının daha fazla güce sahip olmasına yardımcı olabilir. Ayrıca, birkaç NRT veri seti günlük olarak GEE’ye yüklenmektedir. Bir veri seti GEE Veri Kataloğu’nda yoksa sunuculardan da yüklenebilir. İş akışının herhangi bir noktasında bir masaüstü iş istasyonundan devam etmek için veri kümeleri de indirilebilir (Amani vd. 2020).

GEE, veri kümelerini tüm orijinal veriler ve meta verilerle birlikte orijinal projeksiyonlarında saklar. Çözümler doğrudan platform tarafından yönetilir. Veriler orijinal çözünürlüğünde saklanır, ancak verimlilik adına farklı yakınlaştırma seviyelerinde kullanılan her görüntünün yanında bir görüntü piramidi de oluşturulur ve saklanır. Görüldüğü gibi, kullanıcılar GEE’de çok iyi işlenen veri kategorizasyonu içinde sağlanan etiketleri kullanarak istedikleri verileri kolayca arayabilirler (Amani vd. 2020).

Veri kümelerine kullanıcılar tarafından önceden birkaç ön işleme adımı uygulanmış ham verilerin yanı sıra düzeltilmiş veriler de kullanılabilir. Örneğin, ortorektifiye edilmiş, atmosferik olarak düzeltilmiş ve Kalibre Edilmiş Landsat verilerine ham verilerden (Sunar vd. 2019; Çolak vd. 2019) kolayca erişilebilir.

Tablo 1, Dünya çapında kapsama alanına sahip ham ve önceden işlenmiş bantlar, endeksler, kompozitler ve yükseklik modelleri dahil olmak üzere çeşitli uydu tabanlı ürünlerin bir listesini vermektedir (Kumar & Mutanga, 2018).

2.2.2. Vektör Verileri

CBS tabanlı vektör veri setleri, yeryüzündeki çeşitli yapıları ve fenomenleri temsil eden veriler içerir. Bu veriler, sosyal, demografik, çevresel ve ekonomik analizlerde kullanılır.

İklim Veri Katmanları: GEE’nin iklim veri setleri, uzun yıllar boyunca elde edilen verileri içerir ve iklim değişikliği, hava durumu tahminleri gibi analizlere olanak tanır.

Yükseklik Modelleri: GEE, SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) ve ALOS (Advanced Land Observing Satellite) DSM (Digital Surface Model) gibi yükseklik modellerini içerir. Bu veriler, topoğrafik analizlerde ve arazi modellerinde kullanılır.

2.2.3. Veri Kataloğunun Güncellenmesi

GEE’nin veri kataloğu sürekli olarak güncellenir ve yeni veriler eklenir. Günde yaklaşık 6000 yeni sahne eklenerek kataloğun dinamik ve güncel kalması sağlanır

Earth Engine, araştırmacıların sonuçlarını diğer araştırmacılara, politika yapıcılara, STK’lara, saha çalışanlarına ve hatta genel halka kolayca yaymasına yardımcı olmak için tasarlanmıştır. Earth Engine’de bir algoritma geliştirildikten sonra, kullanıcılar uygulama geliştirme, web programlama veya HTML konusunda uzman olmaya gerek kalmadan sistematik veri ürünleri üretebilir veya Earth Engine’in kaynakları tarafından desteklenen etkileşimli uygulamaları dağıtabilir (Gorelick vd. 2017).

Kullanıcılar, Earth Engine API tarafından sağlanan bir operatör kitaplığını kullanarak kendi özel verilerinin yanı sıra genel katalogdaki verilere erişebilir ve bunları analiz edebilir. Bu operatörler, hesaplamaları otomatik olarak alt bölümlere ayıran ve dağıtan, yüksek verimli analiz yetenekleri sağlayan büyük bir paralel işleme sisteminde uygulanmaktadır. Kullanıcılar API’ye ya

bir ince istemci kitaplığı aracılığıyla ya da bu istemci kitaplığının üzerine inşa edilmiş bir web tabanlı etkileşimli geliştirme ortamı aracılığıyla erişir

<https://earthengine.google.com/> Earth Engine ana sayfasında erişim için kaydolabilir ve kullanıcı ara yüzünün yanı sıra bir kullanıcı kılavuzuna, öğreticilere, örnekler, eğitim videolarına, işlev referanslarına ve eğitim müfredatına erişebilir. GIS, uzaktan algılama ve komut dosyası oluşturma ile ilgili önceki deneyimler, başlamayı kolaylaştırır da, bunlar kesinlikle gerekli değildir ve kullanıcı kılavuzu, alan acemilerine yöneliktir. Hesaplar, kişisel verileri yüklemek ve ara ürünleri kaydetmek için bir kota ile gelir ve herhangi bir girdi veya sonuç çevrimdışı kullanım için indirilebilir (Gorelick vd. 2017).

2.2.4. Kullanıcı Verilerinin Eklenmesi

GEE platformuna sadece mevcut veri setleri değil, aynı zamanda kullanıcıların kendi verilerini de ekleyebilme imkânı sunar. Kullanıcılar, yerel bilgisayarlarından shapefile (.shp) gibi dosyalarını GEE ortamına aktarabilir ve bu dosyalar üzerinde analiz yapabilirler.

Katalog, sahne alma süresinden itibaren yaklaşık 24 saatlik tipik bir gecikme ile aktif görevlerden günde yaklaşık 6000 sahne hızında sürekli olarak güncellenir. Kullanıcılar, genel kataloğa yeni veri setlerinin eklenmesini talep edebilir veya tarayıcı tabanlı veya komut satırı araçlarını kullanan bir ara yüz oluşturarak diğer kullanıcılar veya gruplarla paylaşabilir (Gorelick vd. 2017).

2.3. EE Kod Düzenleyicisi

EE Explorer platformu veri kümelerini görselleştirmek için tasarlanırken, EE Code Editor, bir JavaScript programlama dili kullanarak büyük verileri işlemek ve EE uygulamaları geliştirmek için tasarlanmıştır.

Merkezi panel, kullanıcıların JavaScript kodlarını yazmasına olanak tanır. GEE, yazılı kodları işler ve sonuçları Harita panelinde görüntü olarak veya Konsol Sekmesinde mesaj olarak gösterir. EE Explorer'a benzer şekilde, kullanıcılar Kod Düzenleyicideki Katman yöneticisi aracılığıyla görselleştirme parametrelerini ayarlayabilir. Komut Dosyası sekmesinde, çok sayıda komut dosyası örneği uygulama geliştirmeyi kolaylaştırır. EE kitaplığında 800'den fazla önceden oluşturulmuş işlev vardır. Kullanıcılar API referans belgeleri sağlayarak Doc sekmesini kullanarak bunlara aşina olabilir (Gorelick vd. 2017).

GEE, büyük açık erişim veri kümelerini içerir. Ancak kullanıcılar yalnızca bu veri kümelerini kullanmakla sınırlı değildir. Kendi verilerini yükleyebilir ve yönetebilir, haritayı etkileşimli olarak sorgulayabilirler. Geometri araçları da kullanıcıların daha sonraki analizlerde kullanılabilecek noktalar, çizgiler ve çokgenler gibi geometrik özellikleri çizmesine olanak tanır (Gorelick vd. 2017).

Kod editörü doğrudan web tarayıcıları üzerinden kullanılmaktadır. Bu yapısı sayesinde kullanıcılar işlemlerini çok daha hızlı bir biçimde gerçekleştirebilmektedirler. Üyelik onay mailinin ardından <https://code.earthengine.google.com/> linki ile kod editörüne ulaşılabilir.

GEE kod editörü 5 temel bölümden oluşmaktadır. Bunlar “Yönetici Paneli, Kod Editörü, Konsol, Arama Çubuğu ve Harita”dır.

Yönetici Paneli;

Bu kısım GEE için temel dosya yönetim paneli olarak düşünülebilir. Yönetici paneli kendi içinde 3 bölümden oluşmaktadır;

- Scripts: kodların depolandığı ve klasörlendiği alandır.
- Docs: GEE ile ilgili dokümanların bulunduğu bölümdür.
- Assets: Lokal bilgisayarlarımızda bulunan shapefile (.shp) gibi dosyalarını GEE ortamına aktarıldığı ve bu dosyaların yönetildiği bölümdür.

Kod Editörü;

JavaScript ile yazılan kodların düzenlendiği bölümdür. GEE içinde bulunan kod düzenleyicisi, yazılan kodu formatlar, yazım yanlışlarını (syntax) işaretler ve kodlara tamamlamalar yapar. Bölümün üst kısmında “Get Link”, “Save”, “Run”, “Reset”, “Apps” ve “Ayarlar” butonları yer almaktadır (Şekil 1).

- **Get Link:** Bu buton ile üzerinde çalışılan kod sayfasının adres bağlantısına ulaşılır.
- **Save:** Yazılan kodun kaydedilerek yönetim panelinde görüntülenmesi sağlanır.
- **Run:** Yazılan kodu çalıştırır, sonuçlar harita üzerinde ya da konsolda görüntülenir.
- **Reset:** İşlemleri resetler.

Apps:

Kullanıcıların kendi veri görselleştirme ve analiz uygulamalarını oluşturmalarına ve paylaşmasına olanak tanır. Bu modül, kullanıcıların GEE platformundaki verileri ve analizleri interaktif ve kullanıcı dostu bir şekilde sunmalarını sağlar. Yapılan çalışma Web uygulaması olarak sunulur ve kullanıcılara yapılan uygulama için erişim linki verilir. Aşağıdaki linke tıklandığında Manisa Alaşehir ilçesi için hazırlanmış bir uygulamaya (application) gidilebilir. Örneğin yapılmış olan bir aplikasyon için:

<https://ee-nusretsatar.projects.earthengine.app/view/alaehir-ik-enerjisi-kullanm>

adresine gidildiğinde tarihleri belirterek Alaşehir ilçesinin ı ışık kullanım katmanları oluşturulup bunların görünümüleri incelenebilir (Şekil 2). Böylece geniş kitlelerin ve araştırmacıların rahatlıkla erişebileceği bir bilgi kaynağı oluşturulabilir.

Konsol:

Konsol bölümü 3 alt bölümden oluşmaktadır;

- **Inspector:** Haritada tıklanan noktadaki bilgiler etkileşimli olarak bu bölümde görüntülenebilir.

Google Earth Engine (GEE) üzerindeki “Inspector” modülü, kullanıcıların harita üzerindeki belirli bir nokta hakkında ayrıntılı bilgi almasına olanak tanıyan bir araçtır. Bu modül, kullanıcıların analiz ettikleri verileri ve görselleştirmeleri daha iyi anlamalarını sağlar. İşte “Inspector” modülünün başlıca işlevleri:

Piksel Değerlerini İnceleme: Harita üzerinde herhangi bir noktaya tıkladığınızda, o noktadaki farklı veri katmanlarının piksel değerlerini görüntüler. Bu, özellikle farklı zaman dilimlerinde veya veri setlerinde karşılaştırma yapmak için faydalıdır.

Katman Bilgileri: Seçili noktadaki tüm etkin katmanlardan gelen verileri gösterir. Bu, kullanıcının aynı anda birden fazla veri kümesindeki bilgileri analiz etmesine yardımcı olur.

Veri Keşfi: Kullanıcıların verileri daha ayrıntılı bir şekilde keşfetmelerini sağlar. Örneğin, uydu görüntülerindeki belirli bir pikselin yansıma değerlerini veya topoğrafik verilerdeki yükseklik bilgilerini görüntüleyebilirsiniz.

Anlık Geri Bildirim: Harita üzerinde gezindikçe veya tıkladıkça, anında geri bildirim alırsınız. Bu, veri kümesini daha iyi anlamak ve analiz etmek için hızlı ve etkili bir yöntemdir.

Karmaşık Analizleri Basitleştirme: Özellikle karmaşık veri kümeleriyle çalışırken, belirli bir nokta üzerindeki verileri ayrıntılı bir şekilde incelemek, analizleri daha anlaşılır ve yönetilebilir hale getirir.

- **Console:** print () fonksiyonu içerisinde yazılan her şey bu bölümde görüntülenir.

Google Earth Engine (GEE) üzerindeki “Console” modülü, kullanıcıların kodlarını çalıştırırken mesajları, çıktıları ve hata raporlarını görüntülemelerini sağlayan bir araçtır. Bu modül, kod yazarken

ve analiz yaparken kullanıcıların iş akışlarını daha verimli yönetmelerine yardımcı olur. İşte “Console” modülünün başlıca işlevleri:

Çıktı Görüntüleme: “Console” modülü, kodun çalıştırılması sonucunda elde edilen çıktıları görüntüler. Bu, kullanıcıların analiz sonuçlarını ve veri manipülasyonlarını anında görmelerini sağlar.

Hata Ayıklama: Kod çalıştırma sırasında oluşan hatalar ve uyarılar “Console” modülünde görüntülenir. Bu, kullanıcıların hataları hızlı bir şekilde tespit etmelerine ve düzeltmelerine yardımcı olur.

Mesaj Yazdırma: Kullanıcılar, kodlarının belirli noktalarında mesajlar yazdırarak kodun nasıl çalıştığını takip edebilirler. Bu, özellikle karmaşık analizlerde ve veri işleme adımlarında kodun doğru çalışıp çalışmadığını kontrol etmek için faydalıdır. print() fonksiyonu kullanılarak, önemli değişkenler veya süreçler hakkında bilgi yazdırılabilir.

Veri İnceleme: Kullanıcılar, veri yapıları ve içerikleri hakkında bilgi almak için “Console” modülünü kullanabilirler. Örneğin, bir veri kümesinin özelliklerini veya özet istatistiklerini görüntüleyebilirler.

İlerleme Takibi: Uzun süren analiz ve veri işleme süreçlerinde, "Console" modülü, işlemlerin hangi aşamada olduğunu takip etmek için kullanılabilir. Bu, kullanıcıların işlemlerinin ne kadar sürdüğünü ve ne zaman tamamlanacağını tahmin etmelerine yardımcı olur.

Özetle, GEE’deki “Console” modülü, kullanıcıların kodlarını daha etkili bir şekilde yazmalarına, hata ayıklamalarına ve analiz sonuçlarını izlemelerine yardımcı olan temel bir araçtır.

- **Task:** Gönderilen ve tamamlanması zaman alan (örneğin uydu görüntüsünü Google Drive'a indirmek) işlemlerin görüntülediği alandır.

Google Earth Engine (GEE) üzerindeki “Tasks” modülü, kullanıcıların uzun süreli işlemleri ve dışa aktarma (export) görevlerini yönetmelerine sağlar. Bu modül, veri analizlerinin ve büyük veri setlerinin işlenmesinin ardından sonuçların dışa aktarılmasını, ilerlemesinin izlenmesini ve yönetilmesini kolaylaştırır. İşte “Tasks” modülünün başlıca işlevleri:

Dışa Aktarma İşlemleri: Kullanıcılar, analiz sonuçlarını Google Drive, Google Cloud Storage veya yerel diske dışa aktarmak için görevler oluşturabilirler. Bu dışa aktarma işlemleri, görüntü, tablo veya video formatlarında olabilir.

Görev İlerlemesini İzleme: Başlatılan dışa aktarma görevlerinin ilerlemesini gerçek zamanlı olarak izlemeye olanak tanır. Kullanıcılar, görevlerin ne zaman başladığını ne kadar süre geçtiğini ve ne zaman tamamlanacağını görebilirler.

Görev Yönetimi: Kullanıcılar, “Tasks” modülünde görevleri duraklatabilir, iptal edebilir veya yeniden başlatabilirler. Bu, özellikle uzun süren işlemler için kullanıcıların işlem kontrolünü elde tutmalarını sağlar.

Hata Bildirimi: Görevler sırasında oluşan hatalar “Tasks” modülünde bildirilir. Bu sayede kullanıcılar, dışa aktarma işlemleri sırasında meydana gelen sorunları hızlıca tespit edebilir ve düzeltebilirler.

Kuyruk Yönetimi: Birden fazla görev sıraya konulabilir ve aynı anda çalıştırılabilir. Bu, kullanıcıların birden fazla dışa aktarma veya işleme görevini verimli bir şekilde yönetmelerine olanak tanır.

Otomatik Bildirim: Görevlerin tamamlanması veya başarısız olması durumunda kullanıcılar bildirim alabilirler. Bu, işlemlerin durumunu takip etmeyi ve gerektiğinde müdahale etmeyi kolaylaştırır.

Özetle, GEE’deki “Tasks” modülü, kullanıcıların analiz sonuçlarını dışa aktarmalarını, görevlerin ilerlemesini izlemelerini ve bu işlemleri etkili bir şekilde yönetmelerine sağlayan güçlü bir araçtır.

Arama Çubuğu:

GEE'nin header bölümünde bulunan arama çubuğu ile GEE içerisinde bulunan veri setlerinin isimlerini yazılarak arama yapılabilir.

Harita:

Bu bölüm GEE'nin alt kısmında bulunan bölümdür. Herhangi bir işlem yapılmadığında bizleri temel harita altlığı karşılamaktadır. Kod editörü aracılığı ile çağırdığımız uydu görüntülerini bu alanda görüntüleri ve yaptığımız analiz sonuçları da aynı şekilde katman olarak bu alanda görselleştirilir (<https://www.remotesensinghub.com/>).

2.4. Zamansal İzleme (Timelapse)

Timelapse platformu, GEE platformunun büyük hesaplama gücünün bir örneğidir. Bu platform, yeryüzünün nasıl değiştiğinin en kapsamlı resmi. EE Time-lapse aracılığıyla, örneğin Alaska'daki Mendenhall Buzulu'nun hızla geri çekildiğini, Amazon'da orman kaybını ve İran'daki Urmiye Gölü'nün zamanla nasıl kuruduğunu rahatlıkla gözlemlemek mümkündür (Amani vd. 2020).

Timelapse, Dünya'nın son 34 yılda nasıl değiştiğini görmeyi sağlayan küresel, yakınlaştırılabilir bir yeryüzü filmidir.

1984'ten 2018'e kadar Earth Engine'i kullanılarak, 5 farklı uydu tarafından elde edilen 15 milyondan fazla uydu görüntüsü birleştirilerek her yıl için bir tane olmak üzere, bulutsuz 35 yıllık mozaikten yapılmıştır. Görüntülerin çoğu, 1970'lerden beri Dünya'yı gözlemleyen ortak bir USGS/NASA Dünya gözlem programı olan Landsat'tan gelmektedir. 2015'ten 2018'e kadar, Landsat 8 görüntüleri, Avrupa Komisyonu ve Avrupa Uzay Ajansı'nın Copernicus Dünya gözlem programının bir parçası olan Sentinel-2A'dan alınan görüntülerle birleştirilmiştir.

Timelapse, bilim adamları, araştırmacılar ve gazeteciler gibi kullanıcıların Google'ın hesaplama altyapısını ve çoklu petabaytlık veri tabanını kullanarak değişiklikleri algılamasına, eğilimleri haritalamasına ve Dünya yüzeyindeki farklılıkları ölçmesine olanak tanıyan Earth Engine'in bulut bilgi işlem modelinin gücünü gösteren bir örnektir (<https://earthengine.google.com/timelapse/>).

3. GEE FONKSİYONLARI VE ALGORİTMALAR

Google Earth Engine (GEE), kullanıcılarının coğrafi veri setlerini analiz etme ve işleme ihtiyaçlarına cevap verebilmek için geniş bir API (Application Programming Interface) fonksiyon kütüphanesi içerir. Bu fonksiyonlar, temel matematiksel işlemlerden ileri düzey görüntü işleme ve makine öğrenimi algoritmalarına kadar çeşitli veri kümeleri üzerinde spektral ve uzamsal işlemleri gerçekleştirmek için geniş bir işlev ve algoritma yelpazesi sunar.

3.1. Temel Fonksiyonlar:

GEE, temel görüntü işleme, vektör işleme ve geometrik analiz fonksiyonlarına sahiptir. Bu fonksiyonlar, verilerin özelliklerini çıkarmak, analiz etmek ve sonuçları görselleştirmek için kullanılır.

Görüntü İşleme: GEE, piksel bazlı işlemler ve renk alanı dönüşümleri gibi fonksiyonlar sunar. Örneğin, piksel matrislerinin yeniden adlandırılması ve bant genişliklerinin seçimi gibi işlevler bu kategoriye girer

Vektör İşleme: Vektör verileri üzerinde yapılan işlemler, poligon ve çizgi verilerini analiz etmek ve görselleştirmek için kullanılır.

Geometrik Analiz: Bu fonksiyonlar, mekânsal hesaplamalar ve ilişkilendirmeler yapmak için gereklidir. Kesme, birleştirme ve tampon gibi işlemler içerir

3.2. Gelişmiş Fonksiyonlar ve Algoritmalar

GEE, daha karmaşık gereksinimleri karşılamak için gelişmiş fonksiyonlar ve algoritmalar sunar. Bu fonksiyonlar, özellikle büyük veri setlerinin işlenmesi ve analiz edilmesi için tasarlanmıştır.

Spektral İşlemler: Bu işlem kümesi, belirli bant kombinasyonlarının çıkarılması ve analizi için kullanılır. Örneğin, Normalleştirilmiş Fark Bitki Örtüsü İndeksi (NDVI) gibi spektral indekslerin hesaplanması yaygındır.

Zamansal Analiz: Farklı zaman dilimlerinde alınan görüntüler üzerinde analizler gerçekleştirilir. Bu fonksiyonlar, zamansal trendlerin ve değişimlerin izlenmesini sağlar.

Makine Öğrenimi Algoritmaları: GEE, denetimli ve denetimsiz öğrenme algoritmaları dahil olmak üzere çeşitli makine öğrenimi araçları sunar. Rastgele orman (Random Forest), Destek Vektör Makineleri (SVM) ve K-Means gibi algoritmalar bu kapsamda yer alır.

3.3. Veri Görselleştirme

GEE, verilerin görselleştirilmesi için çeşitli araçlar sunar. Bu araçlar, verilerin analiz sonucunda daha anlaşılır ve anlamlı bir şekilde sunulmasına olanak tanır.

RGB Kompozitleri: Çeşitli spektral bantların birleştirilmesiyle oluşturulan kompozit görüntüler.

Harita Görselleştirme ve Katman Yönetimi: Kullanıcılar, harita üzerinde birden fazla veri katmanını ekleyebilir ve bu katmanları yönetebilir. Bu özellik, zaman serisi analizleri gibi kompleks işlemlerin görselleştirilmesi için kullanılır.

3.4. Geo-Processing Fonksiyonları

GEE, çeşitli coğrafi işlemler için bir dizi özel fonksiyon sunar. Bu fonksiyonlar, çoğunlukla bilimsel projeler ve büyük veri analizleri için gereklidir.

Geometrik İşlemler: Nokta, çizgi ve çokgen gibi temel geometrik şekiller üzerinde uzunluk, alan ve çevre hesaplamaları yapar. Ayrıca, tampon, dönüştürme ve basitleştirme gibi işlemler içerir.

Raster İşlemleri: Bant ekleme, seçme, yeniden adlandırma gibi raster veriler üzerinde işlemler yapılabilir. Ayrıca, piksel bazlı işlemler ve uzamsal gradyanlar gibi türev ve kenar algılama işlemleri de desteklenir.

Coğrafi Dönüşümler: Verilerin farklı coğrafi projeksiyonlarda dönüştürülmesi ve kaydedilmesi işlemlerini içerir.

3.5. Diğer Görüntü İşlemleri

GEE, kapsamlı bir görüntü işleme fonksiyon seti sunar. Kullanıcılar, bu fonksiyonlar yardımıyla görüntüleri analiz edebilir, geliştirebilir ve sınıflandırabilir.

Mozaikleme ve Kırpma: Görüntü verilerini birleştirme ve istenilen bölgelere göre kırpma işlemleri.

Veri Maskeleye: Bulut ve gölge gibi istenmeyen piksellerin maskeleye işlemleri.

Görüntü Sınıflandırma: Eğitimli veri setleri kullanarak, görüntülerin belirli kategorilere ayrılması.

Türev ve Kenar Algılama: GEE, piksel-uzay türevlerini ve kenar algılama işlevlerini içerir. Bu, özellikle nesne tabanlı Görüntülerin analizi için özel yöntemler ve fonksiyonlar içerir.

3.6. Diğer Çeşitli Fonksiyonlar:

Zaman Serisi Analizi: Yıllık, mevsimlik ve aylık veriler üzerinde zaman serisi analizleri yapılabilir.

Histogram ve Grafikler: Çeşitli grafik ve histogram türleri oluşturulabilir.

Kullanıcı Tanımlı Algoritmalar: GEE, kullanıcıların kendi özel algoritmalarını geliştirmelerine de olanak tanır. Bu, kullanıcılara özel ihtiyaçlarına yönelik çözümler üretme esnekliği sunar.

Görüldüğü gibi GEE, kullanıcıların geniş coğrafi veri setlerini etkili bir şekilde analiz etmelerine ve görselleştirmelerine olanak tanıyan çok çeşitli fonksiyon ve algoritmalar içermektedir. Bu fonksiyonların doğru ve etkili kullanımı, kullanıcıların büyük veri setlerinden anlamlı bilgiler çıkarmasını sağlayarak GEE'nin sunduğu geniş işlev yelpazesi, araştırmacılara ve analistlere sınırsız imkânlar sağlamaktadır.

4. GOOGLE EARTH ENGINE (GEE) KULLANIM ALANLARI VE YAYIN İSTATİSTİKLERİ

GEE, 2010 yılında piyasaya sürülmesinden bu yana, bilim adamları ve araştırmacılar arasında giderek daha popüler hale gelmiştir. Kullanıcılar, platformun sağladığı büyük veri işleme kapasitesinden ve küresel veri erişiminden yararlanarak bir dizi inovatif araştırmaya imza atmışlardır. GEE teknoloji platformunu kullanarak yapılan araştırmaların çeşitliliği ve yelpazesi de gün geçtikçe genişlemektedir. Bazı araştırmacılar tarafından yapılan bilimsel çalışmaların tasnifi yapılmış ve bazı temalar belirlenmiştir.

GEE kullanan makalelerin sayısı yıllar içinde hızla artmıştır. GEE kullanan ilk makale 2011'de yayınlanmış ve bu yıl toplamda 9 makale yayınlanmıştır. Yayınları sayısı 2016'da 109'a, 2017'nin ilk yarısında ise 90'a yükselmiştir.

Kumar & Mutanga (2018) Google Earth Engine platformunun kullanım kalıplarını ve gelişmekte olan ülkelerdeki araştırmacıların bu fırsattan yararlanıp yararlanmadığını araştırmıştır. 2016'da 109, 2017'nin ilk yarısında ise 90 makale yayınlanmıştır. 2011-2017 yılları arasında GEE'yi kullanan toplam ve 158 farklı dergide 300 dergi makalesi yayınlanmıştır.

Platformun kullanımı açısından gelişmiş ülkelerdeki kurumların baskın olduğu ve çalışma alanlarının ağırlıklı olarak gelişmiş ülkelerde olduğunu görülmektedir. Landsat en yaygın kullanılan veri setidir (Kumar & Mutanga, 2018).

Mutanga & Kumar (2019), küresel uygulamalar için büyük veri kümelerini işlemek üzere Google Engine bulut bilişim jeo-uzamsal araçlarından yararlanan makaleleri araştırmıştır. Toplam 158 dergiden alınan makaleler kullanılarak yapılan araştırmada 2010'daki başlangıcından bu yana, Google Earth motorunun kullanımında, Landsat'ın en yaygın kullanılan veri seti olduğu görülmüştür. Araştırılan konular: Bitki Örtüsü Haritalama ve İzleme, Arazi Örtüsü Haritalaması, Tarımsal Uygulamalar, Afet Yönetimi ve Yer Bilimleri olmak üzere beş ana temaya ayrılmıştır.

Tamiminia vd. (2020) tarafından gerçekleştirilen meta-analiz çalışması, 2010-Ekim 2019 tarihleri arasında 146 farklı dergide yayınlanan toplam 349 hakemli makaleyi içermektedir. Bu çalışma, GEE'nin küresel ölçekte geniş bir uygulama yelpazesi sunduğunu ve özellikle optik uydu görüntülerinin yoğun olarak kullanıldığını ortaya koymuştur. Yayınların coğrafi dağılım eğilimleri, hem bölgesel hem de küresel ölçekte çevresel analizlerde geniş bir uygulama yelpazesi göstermiştir. Özellikle 40 yılı aşan bir arşive sahip Landsat verileri yoğun olarak kullanılmıştır. Linear Regresyon ve Random Forest makine öğrenme algoritmaları, uydu görüntü işleme için en sık kullanılan algoritmalar. Kullanıma hazır ürünler arasında vejetasyon, mahsul, arazi örtüsü haritalama ve kuraklık izleme çalışmaları oluşturur. Bunların % 27'sinde normalleştirilmiş fark bitki örtüsü indeksi (NDVI) kullanılmıştır. Çalışmaya konu edilen 37 makale, kullanıma hazır ürünleri kullanmıştır. Bu maddeler 6 grupta sınıflandırılmıştır: habitat haritalaması, CBS tarımsal arazi uygunluğu, afet yönetimi, sosyo-ekonomik, sürdürülebilir kalkınma ve "diğerleri". "Diğerleri" kategorisi, topografik modelleme, hastalık izleme ve görüntü alımını içerir. GEE veri kataloğundaki mevcut tüm kullanıma hazır ürünler arasında, bitki örtüsü endeksleri, arazi örtüsü, küresel orman değişimi ve Dijital Yükseklik Modelleri (DEM'ler) yaygın olarak uygulanmıştır (Tamiminia vd. 2020).

Bir başka kapsamlı çalışma Amani vd. (2020)'ne aittir. Ocak 2010 ile Mayıs 2020 arasında 150 dergide yayınlanan 450 dergi makalesi incelenmiştir. Landsat ve Sentinel veri setlerinin GEE kullanıcıları tarafından yoğun olarak kullanıldığı gözlemlenmiştir. Ayrıca, Random Forest gibi denetimli makine öğrenimi algoritmaları, görüntü sınıflandırma görevlerine daha yaygın olarak uygulanmıştır. GEE ayrıca Arazi Örtüsü/arazi Kullanımı sınıflandırması, hidroloji, şehir planlaması, doğal afet, iklim analizleri ve görüntü işleme gibi çok çeşitli uygulamalarda kullanılmıştır. Genel olarak son birkaç yılda GEE yayınlarının sayısının önemli ölçüde arttığı gözlemlenmiş ve GEE'nin büyük veri işleme zorluklarını çözmek için farklı alanlardan daha fazla kullanıcı tarafından kullanılmasının beklendiği belirtilmiştir.

Zhao vd. (2021) çalışmalarında GE (Google Earth) ve GEE (Google Earth Engine)'nin kullanımındaki uygulamalar ve eğilimler, bilimsel makaleleri bilimetric analiz (scientometric analysis) CiteSpace ve meta-analiz kullanarak analiz ederek gözden geçirmişler ve şu sonuçlara ulaşmışlardır: (1) GE veya GEE kullanımını anlatan makalelerin sayısı 2006'da iki iken 2020'de 530'a önemli ölçüde artmıştır. GEE makalelerinin sayısı GE kullanımı ile ilgili makalelere göre çok daha hızlı artmıştır. (2) Hem GE hem de GEE, çok disiplinli araçlar olarak uzaktan algılama topluluğu tarafından yaygın olarak kullanılmıştır. GE makaleleri, GEE kullanımını anlatan makalelere göre daha geniş bir araştırma alanı (örneğin, biyoloji, eğitim, hastalık ve sağlık, ekonomik ve bilgi bilimi) kapsamıştır ve daha geniş bir dergi yelpazesinde yer almıştır. (3) GE ve GEE benzer Anahtar Kelimeler paylaşmıştır (örneğin, "arazi örtüsü", "su", "model", "bitki örtüsü" ve "orman"), bu da uygulamalarının belirli araştırma alanlarında çok önemli olduğunu göstermektedir. Ana fark, GE kullanımını anlatan makalelerin bir görsel gösterim platformu olarak kullanımına vurgu yaparken, GEE ile ilgili makalelerin büyük veri ve zaman serisi analizine daha fazla vurgu yapmasıdır. (4) GE ve GEE'nin çoğu uygulaması ABD, Çin ve Birleşik Krallık gibi ülkelerde gerçekleştirilmiştir. (5) GEE, analiz için önemli bir araçtır, GE ise görselleştirme için yardımcı bir araç olarak kullanılmaktadır.

Velastegui-Montoya vd. (2023), Google Earth Engine (GEE) platformunun bilimsel üretimini ve bilişsel yapısını bibliyometrik bir yaklaşımla incelemişler, gelecekteki araştırmalar için bibliyometrik haritaları kullanarak alandaki iş birliğini ve araştırma trendlerini anlamayı amaçlamışlardır. Araştırma, 2011 ve 2022 yılları arasını kapsayan dönem için Scopus veritabanı kullanılarak yürütülmüştür. GEE'nin çok disiplinli uygulamaları ve büyük uydu verilerini yönetmedeki potansiyeli vurgulandığı ve dört aşamalı bir metodolojik sürecin kullanıldığı (arama kriterlerinin belirlenmesi, veri toplama, yazılım seçimi ve veri analizi) çalışmada şu sonuçlara ulaşılmıştır: (1) Çalışmada 2800 belgede 39.228 atıf alınan dokümanlar analiz edilmiştir. (2) Bilimsel üretimde Çin ve ABD önde gelen ülkeler olmuş ve iş birliği yapmışlardır. (3) Araştırmalar, ağırlıklı olarak arazi kullanımı ve örtüsü, tarım, iklim değişikliği ve hidroloji gibi konulara odaklanmıştır. (4) GEE, büyük uydu verilerini yönetmede etkin bir platform olarak kabul edilmiş ve çok disiplinli bir araç olduğu vurgulanmıştır. (5) Bulgular, GEE'nin çeşitli alanlarda sunduğu fırsat ve katkıların önemli olduğunu ve gelecekteki araştırmalarda nasıl yönlendirici bir rol oynayabileceğini göstermektedir.

Vijayakumar vd. (2024), GEE'nin, ağırlıklı olarak tarım, bitki örtüsü haritalaması, afet yönetimi, hidroloji çalışmaları, kentsel planlama, iklim değişikliği analizi ve ormancılık gibi çeşitli sektörlerde kullanıldığı belirterek, platformun kullanımının, gelişmiş ülkelerde daha yaygın olduğu; ancak gelişmekte olan ülkelerde hala beklenen seviyede olmadığı vurgulanıyor. Bunun nedenlerinin arasında teknik bilgi eksikliği, altyapı yetersizlikleri, internet bağlantısının kısıtlı olması ve iş birliği eksikliği gibi faktörler bulunduğunu ileri sürmüşlerdir. Önerilen çözümler arasında, teknik becerileri artıracak eğitim programları düzenlemek, farkındalık kampanyaları yapmak ve altyapıyı geliştirmek gibi müdahaleler yer alıyor. Bu sayede, GEE'nin sunduğu çeşitli uygulamalardan tam anlamıyla yararlanarak sürdürülebilir kalkınma amaçlarına katkı sağlanabileceği belirtilmektedir.

Google Akademik sayfasında "google earth engine" sözcüklerini içeren ve tüm zamanları kapsayan yayın sorgulamasında 393.000 sonuç çıkarken, sadece 2024 yılı ile sınırlandırılmış aramada ise 18.100 sonuç çıkmaktadır.

Yayınlardaki ve araştırma konusu yelpazesindeki artış, GEE'nin akademik ve araştırma çevrelerinde hızla kabul gördüğünü ve kullanıldığını göstermektedir.

Mevcut eğilimler, GEE yayınlarının ve kullanımının önümüzdeki yıllarda da devam edeceği ve genişleyeceği anlamına gelmektedir. Platformun, büyük veri işleme zorluklarını çözmek adına daha fazla kullanıcı tarafından benimsenmesi beklenmektedir.

5. GEE PLATFORMUNDA YAPILAN ÖRNEK UYGULAMALAR

Bu bölümde, web tabanlı bir uzaktan algılama platformu olan Google Earth Engine (GEE) platformu kullanarak yapılan uzaktan algılama çalışmaları örneklendirilmiş ve platformun web ara yüzü üzerinde elde edilen çıktılar çeşitli açılardan değerlendirilmiştir.

GEE platformundan veri alabilmek için JavaScript ve Python yazılım dillerinden yararlanılmaktadır. Bu yazılım dillerinin GEE'ye erişimi kendilerine has bazı artılar ve eksiler içermektedir. JavaScript kodları uzun hesaplamalar yapılacağı zaman platform ile iletişiminin kesilmemesi, değişkenlerin doğru konumlandırılması ve GEE platformunun tüm özelliklerine tam erişim sağlaması açısından önemli artılara sahiptir. Python yazılım dili ile GEE platformuna tam erişim biraz daha zayıf olsa bile sahip olduğu yapay zekâ ve robotik kütüphaneleri ona çok büyük avantajlar sağlamaktadır (Tamiminia vd. 2020; Kumar & Mutanga, 2018).

Python ile yazılan bir kodla JavaScript kodları doğrudan Python diline çevrilebilmektedir. Ancak burada çevirim yapıldıktan sonra platformdan istenen değişkenlerin özelliklerine dikkat etmek yerinde olacaktır.

Yapılan örnek çalışmalarda JavaScript yazılım dili kullanılmıştır. Kodların ihtiyaç duyulan kısımlarında kod bloklarının kullanım amacı ile ilgili açıklamalar yapılmıştır.

GEE platformunun web arayüzünde gösterilen çıktılar, istenildiğinde GEE tarafından belirlenen fonksiyon kodları ile Google Drive'a indirilebilmektedir. Bu çıktılar, Coğrafi Bilgi Sistemleri (GIS) programları tarafından desteklenen format ve netlikte kaydedilebilmektedir.

Kod Editörünün orta sütunda, JavaScript dilinde kodların yazılabileceği IDE (Entegre Geliştirme Ortamı) bulunmaktadır. İndirilmek istenen görüntüler IDE kısmına yazılacak "Export.image.toDrive()" fonksiyonu ile indirilebilmektedir:

```
Export.image.toDrive({  
  image:image,  
  description:'landsat8kesilmiş',  
  scale:30,  
  region:alasehirsinir  
})
```

Burada dikkat edilecek husus indirilecek alanın piksel sayısının belli bir sınırının olması gerektiridir. Aksi takdirde çok büyük bir dosya indirildiğinde platform piksel hatası verecektir.

Yani yukarıdaki kodlamanın en sonuna "maxPixels:" parametresi de eklenebilir. Bu sayısal değer eklenirken verilen sayının heksadesimal (16'lık sayı tabanında) olduğu unutulmamalıdır.

Örneğin: "maxPixels: 1e9" gibi.

Bu platformu bu kadar kullanışlı kılan şey, tüm işlemlerin Google'ın bilgisayarları tarafından gerçekleştirilmesi ve bu sayede bilgisayarınıza ek bir iş yükü bindirilmemesidir. Bu sayede, basit bir bilgisayar kullanarak bile çok büyük veri setleri işlenebilmekte ve normalde günler sürecektir hesaplamalar dakikalar içinde tamamlayabilmektedir.

Aşağıdaki paragraflarda örnek bir çalışma ve ihtiyaç duyuldukça kod blokları verilecektir.

5.1. Renklendirilmiş İnfrared ve NDVI Çalışmaları:

Nesneler, özelliklerine bağlı olarak belirli dalga boylarındaki ışıkları yansıtır. Bu yansıma özelliklerine spektral imza denir. İnsanlar sadece mavi, kırmızı ve yeşil dalga boylarını görebilirken,

multispektral ve hiperspektral kameralar daha geniş bir spektrum aralığını algılar (Gitelson & Merzlyak, 1996; Süssstrunk vd. 1999; Akgül, 2015).

Şekil 2’de aynı elmanın farklı bantlardaki görüntüleri gösterilmiştir. İlk görüntü monokromatik, ikinci görüntü RGB, üçüncü görüntü ise renklendirilmiş infrareddir (optosky.com, 2024).

Şekil 3’te, aynı elmanın farklı bantlardaki görüntüleri gösterilmektedir (optosky.com, 2024). İlk görüntü, monokromatik banttadır ve nesne siyah-beyaz olarak algılanır; bu bant netlik üzerine odaklanır ve net bir elma görüntüsü sağlar. İkinci görüntü, insan gözüyle görülebilen RGB bantları ile oluşturulmuştur ve bu şekilde insan gözü tarafından algılanır. Üçüncü görüntü ise, insan gözünün göremediği bantlarla oluşturulmuş ve görülebilir hale getirilmek için renklendirilmiştir (RGB kompoziti oluşturulmuştur). Yani, görünmeyen dalga boyları bilgisayar tarafından belirli renklere dönüştürülmüştür. Bu durumda, insan gözüyle mükemmel görülen elmanın aslında sağlıklı kısımlarının olduğu anlaşılmaktadır.

Multispektral ve hiperspektral kameralar, bu yetenekleri sayesinde uzaktan algılama teknolojilerinin vazgeçilmez unsurları haline gelmiştir. Bu kameraların elde ettiği görüntüleri yorumlamak için görüntü işleme teknolojileri kullanılır. Bu teknolojiler sayesinde, görüntüde hangi dalga boylarının hangi oranlarda alınması gerektiği belirlenebilir. Böylece, oluşturulan görüntü, belirli bir olayı veya nesneyi hedef alacak şekilde ayarlanabilir.

Uzaktan algılama için algılanmak istenen cismin spektral özellikleri ve bu spektrumu elde etmek için görüntü üzerinde hangi dalga boylarının ne oranda alınması gerektiği hesaplanmalıdır. Daha sonra da bu dalga boyları insan gözünün algılaması için yeniden renklendirilir (RGB kompoziti oluşturulur). Böylece insan gözünün göremediği görüntüler renklendirilmiş olur.

Manisa Alaşehir’in 2024 Mayıs ayına ait Sentinel-2 uydu görüntüleri için yazılan kod blokunda daha önce “Assets” kısmına verileri girilen Alaşehir ilçe sınırları alınmış ve “Map.centerObject()” fonksiyonu kullanılarak Alaşehir ilçesi harita merkezi olarak kabul edilmiştir. Fonksiyon içerisine eğer istenirse zoom değerleri ve görüntü parametreleri de girilebilmektedir (Şekil 4).

Yazılan algoritmada Alaşehir merkez olarak seçildikten sonra 2024 Nisan ayına ait 30 günlük Sentinel-2 uydu görüntüleri çağırılmıştır. Daha sonra bu görüntüler % 10 bulut filtresine sokulmuştur.

Bulut filtresinin mantığı sadece bulutların yansıtabileceği dalga boyları baz alınarak bulutların etkisini azaltılmasıdır. Böylece daha net bir görüntü elde edilmektedir. Bulut filtresi bu çalışmada olduğu gibi GEE tarafından hazırlanan hazır bir fonksiyon ile yapılabildiği gibi filtre kullanıcı tarafından da yazılabilmektedir. Şekil 5’teki kod bloku ile bir bulut filtre fonksiyonu oluşturulmuştur.

Bulutlar temizlendikten sonra yazılan algoritma ile ilk aşamada alınan her görüntünün kırmızı “B4”, yeşil “B3” ve mavi “B2” bantları istenmiştir ve bu şekilde haritanın insan gözü ile görülebilecek RGB görüntüsü oluşturulmuştur. Algoritmada görüntünün doğru bantlarını çağırmak için Sentinel-2 bant kombinasyonlarının bilinmesi gerekir. Bu bant kombinasyonları Sentinel-2 için tablo 3’teki gibidir.

İstenilen bantlar çağırıldıktan sonra “mean()” fonksiyonu ile bütün resimlerin piksellerinin ortalaması alınmıştır. Bu işlem aslında Nisan ayı boyunca çekilen görüntülerin her bir piksel değerinin ortalamasıdır. Böylece tek bir resim oluşturulmuş ve bu resim de “clip()” fonksiyonu ile kesilmiştir. Elde edilen görüntü algoritmanın 14. satırındaki “Map.addLayer()” fonksiyonu ile harita alanına katman olarak eklenmiştir.

Tüm bu işlemlerden sonra insan gözü için doğal olan renklerle Alaşehir ilçesinin 30 günlük kısmen buluttan arındırılmış ortalama görüntüsü elde edilmiştir (Şekil 6).

Tüm bu işlemler, infrared ışıkların görüntüsünü elde etmek için de kullanılmıştır. Fakat işlemlere ek olarak algoritmaya 17-19 satırlar eklenmiştir. İnsan gözü infrared ışıkları göremediği için, bu dalga boyunun kırmızı olarak görünebilmesi adına görüntü parametrelerinde bir değişiklik yapılır. Kırmızı, yeşil ve mavi bantların sıralaması değiştirilerek kırmızı yerine Sentinel’de infrared

bandı olan “B8” kullanılmış ve böylece görüntünün kırmızı şekilde ekrana aktarılması sağlanmıştır (RGB kompozit oluşturulmuştur, Şekil 7).

Alaşehir RGB ve Renklendirilmiş infrared görüntülerinin elde edilmesi için yapılan işlemlere ek olarak yazılan algoritmaya 22-24. satırlar eklenerek tarım alanlarının tespiti için kullanılan bantlar olan VNIR (Görülebilir yakın infrared) ve SWIR (Kısa dalga infrared) görüntülerinden de RGB kompoziti oluşturulmuştur (Şekil 8).

Şimdiye kadar yapılan çalışmaların dışında, hedeflenen nesnelerin daha net ve doğru bir şekilde görüntülenebilmesi için bantlar üzerinde bazı matematiksel işlemlerin yapılması gerekmektedir. Örneğin Alaşehir’in vejetasyon özelliklerinin görüntülenmesi için bitkilerin klorofillerinin yansıttığı ve emdiği dalga boyları arasındaki fark kullanılmaktadır.

Basitçe bitkiler kırmızı ışığı emer ve NIR (yakın infrared) ışığı güçlü bir şekilde yansıtır. Bu spektrumların farkları bitkinin sağlık durumu hakkında bize bilgi verir. Bu farkın bilgisayar işlemlerine sokulabilmesi için -1 ile +1 arasına sıkıştırılması gerekir. Bu nedenle elde edilen değer normalleştirme deneni formüle sokulur (Roderick vd. 1996). Normalleştirme bir değişkenin diğer değişkene olan farkının yine bu iki değişkenin toplamına bölünmesiyle oluşur. Böylece Normalleştirilmiş bir vejetasyon indeksi elde edilmiş olur. NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) olarak da isimlendirilen bu formül kullanılarak vejetasyon formasyonlarının dağılışı ve sağlık durumları ile ilgili bilgiler alınır.

NDVI formülü aşağıdaki gibi ifade edilebilir:

$$NDVI = (NIR - Red) / (NIR + Red)$$

Bu çalışmada Alaşehir ilçesinin NDVI görüntüsünü almak için bir algoritma yazılmıştır fakat bu algoritmadaki tüm kod satırları bir önceki çalışmalarda da benzer olduğu için açıklanmayacaktır. Sadece farklılık oluşturan bloklara açıklık getirilecektir (Şekil 9).

NDVI için normalleştirme formülü yazılabileceği gibi GEE tarafından hazır sunulan normalleştirme fonksiyonu da kullanılabilir. Bu normalleştirme fonksiyonu “normalizedDifference()” komutu ile çağırılmaktadır. Yapılan çalışmada GEE tarafından tanımlanan normalleştirme fonksiyonu yazılan “addNDVI” adındaki yeni fonksiyon içinde kullanılmıştır. Kod bloku çok uzun olduğu için blok parça parça alınıp açıklanmıştır (Şekil 9).

Bu kod blokunda yeni NDVI hesabı yapabilmek için ve bu hesaplamanın sonucunda oluşan yeni bandın mevcut bant listesine eklenmesi için bir fonksiyon yazılmıştır. Dikkat edilirse önceden 16 banta sahip olan görüntü, sahip olduğu bantlardan matematiksel işlemlerle tanımlanan yeni bir banta sahip olmuş ve bant sayısı 17’ye çıkmıştır. Görüntünün sol sütununda 16. bant olarak “ndvi” isimli float karakterli bir bant eklenmiştir.

Bu oldukça önemli bir özellik olarak karşımıza çıkmaktadır, çünkü ileri kodlama uygulamalarında kullanıcı tarafından oluşturulan bu bantlar, normal sunulan bantlarmış gibi işlemlere sokulmakta ve çok daha net sonuçlar elde edilmektedir.

Tüm bu işlemler yapıldıktan sonra elde edilen kompozitin yeniden renklendirilmesi için harita katmanı ekleme sırasında kullanılacak parametreler oluşturulmuştur. Bunun içerisinde kullanılacak her bir rengin sayısal değeri verilmiştir. Her renk kodu 16’lık sayı tabanına göre isimlendirilmiştir. Bu renkler haritanın oluşturulması sırasında NDVI görüntünün -1 ile +1 arasındaki değer geçişinde kullanılmıştır. Elde edilen görüntü Şekil 10’daki gibi olmuştur.

NDVI için elde edilen görüntüde palet renklerinin görüntüleme parametreleri kutucuğunda gösterildiği görülmektedir. Burada koyu yeşil +1 (NDVI değerlerinin yüksek olduğu sağlıklı ve güçlü klorofillere sahip bitki örtüsü) ve beyaz için -1 (NDVI değerlerinin en düşük olduğu ve klorofilin neredeyse hiç olmadığı Afşar Barajı gibi yerler) arasında geçişin yapıldığı görülmektedir.

İstendiğinde daha küçük bir alan için NDVI ortalama değeri alınabilmektedir. Bu tarım alanlarındaki ya da belli orman alanlarındaki ortalama canlılık seviyesinin tespiti açısından oldukça

önemlidir. Bu değerin alınabilmesi için konum bilgilerinin doğru şekilde girildikten sonra bu konumda bulunan sahanın NDVI değerlerinin ortalamasının yapılması gerekecektir.

Bunlarla beraber topluca bir bölgedeki NDVI değerlerinin yıllara göre değişimi ile ilgili bilgiler de alınabilmektedir. Bu bilgiler istendiğinde grafik olarak görselleştirilebilmektedir. Çalışmada “ui.Chart.image.seriesByRegion()” fonksiyonu kullanılarak Alaşehir’in 2018 – 2023 yıllarına ait NDVI grafiği elde edilmiştir (Şekil 11).

Oluşturulan grafik “Consol” modülünde ortaya çıkmış ve görüntü genişletilince görüntünün hangi formatlarda indirilebileceği sağ üstteki indirme butonlarında belirtilmiştir.

Grafik elde etmek için kullanılan “ui.Chart.image.seriesByRegion()” fonksiyonundaki “ui.” “user interface” kelimelerinin kısaltılmış halidir ve “kullanıcı arayüzü” anlamına gelmektedir. Kod Editöründe sol sütunda Docs içerisinde (UI) kısmında kullanıcılar için görselliği çok kolay ve anlaşılır hale getirecek fonksiyonlar tanımlanmıştır. Bu fonksiyonlar Fiziki Coğrafya araştırmaları sırasında elde edilecek katmanların daha efektif kıyaslanması için kullanılabilir.

(UI) kısmında tanımlanan “ui.SplitPanel()” fonksiyonu kullanılarak Alaşehir’e ait RGB görüntü üzerine perde gibi yukarı aşağı çekilebilecek, 11 sınıftan oluşan ve Avrupa Uzay Ajansı tarafından oluşturulmuş olan ESA WorldCover 2020 (Avrupa Uzay Ajansı Yeryüzü Örtüsü 2020) 10 m çözünürlükteki arazi örtüsü katmanı uygulanmıştır (Şekil 12).

Şekil 12’de verilen görüntünün sol sütununda “Docs” kısmı altında “ui” için tanımlanan fonksiyonlar görülmektedir. Çalışmada “ui.SplitPanel()” fonksiyonu ile oluşturulan kayar panel sayesinde ana RGB haritası üzerindeki diğer katman kolaylıkla hareket ettirilmekte, bu sayede görüntüler arasındaki kıyaslamalar anlık olarak yapılabilmektedir. Ayrıca sağ sütunda Consol sekmesi altında da “ESA WorldCover 2020” katmanına ait renk kombinasyonlarının anlamları verilmiştir. “ui” fonksiyonları arasında kullanıcı ile etkileşimi arttıran ve kullanıcının işini kolaylaştıran pek çok fonksiyon bulunmaktadır.

Yukarıda verilen ışınların spektral yansıma özellikleri ile nesneleri tanımlama, bitki sağlığını NDVI ile değerlendirme (Renklendirilmiş İnfrared ve NDVI) uygulamaları dışında:

- SRTM verileri kullanılarak topografik analizler (DEM, Aspect, Hill Shed, Slope)
- Normalize Edilmiş Fark Kar İndeksi (NDSI) kullanılarak kar örtüsünü tespit etmek,
- Normalize Edilmiş Yangın Oranı (NBR) hesaplanarak yanan alanları tespit etme ve yangın sonrası hasarı oryaya koyma,
- Termal kızılötesi bantları kullanılarak deniz ve yeryüzü sıcaklıklarının analizi (SST-LST),
- Hava kirleticilerinin dağılımını belirleme (NO2 ve CO),
- Deprem hasar tespiti ve arazi değişikliğini ortaya koyma,
- Heyelan duyarlılık analizleri ile potansiyel heyelan lokasyonlarının tespit edilmesi,
- Arazi örtüsü ve arazi kullanımı, doğal afetler ve topografik/jeomorfolojik özelliklerdeki değişikliklerin belirlenmesi,
- JRC global yüzey suyu haritalaması,
- NDWI’nin (Normalleştirilmiş Fark Su İndeksi) kullanılarak su kütlelerinin izlenmesi, sulak alanların yönetilmesi ve bitki su stresinin değerlendirilmesi,
- Baraj rezervuarlarındaki sediment birikiminin tespitinde kullanılabilir batimetrik görüntü elde edilmesi gibi birçok fiziki coğrafya ve çevre analizlerinde GEE platformu kullanılabilir.

6. SONUÇ

Süper bilgisayarlar ve yüksek performanslı bilgi işlem sistemleri çoğalmaktadır. jeo-uzamsal verilerin büyük ölçekli işlenmesini sağlamak için çok çeşitli araçlar geliştirilmiştir. Ne yazık ki, bu

kaynaklardan yararlanmak ve uygulamak önemli ölçüde teknik uzmanlık ve çaba gerektirmektedir. Çünkü bilgi teknolojisindeki ayak uydurulamayacak gelişmeler, veri toplama ve depolama; belirsiz dosya formatlarını ayrıştırma; veri tabanlarının yönetimi, iş kuyruklarını, CPU'ları, GPU'arı ve ağ oluşturmaya yönetme ve çok sayıda jeo-uzamsal veri formatları kullanıcılar karşısına çıkan zorluklardır.

Kabul etmek gerekir ki, tüm bunlar, birtakım araçları birçok araştırmacının ve kullanıcının erişiminden uzaklaştırma ve birçok büyük uzaktan algılama ve CBS veri kümesinde bulunan bilgilere ve yüksek performanslı bilgi işlem kaynaklarına ulaşamama veya kullanamama riski barındırmaktadır.

Google, bulut tabanlı GEE platformunu herkesin kullanımına açarak, çok büyük jeo-uzamsal veri kümelerini işlemek için yüksek performanslı bilgi işlem kaynaklarına erişmeyi kolaylaştırdı ve bu endişeleri gidermiş oldu. Söz konusu bilgi teknolojileri sıkıntılarına katlanmak zorunda kalmadan ve çoğu süper bilgi işlem merkezinden farklı olarak Earth Engine, Dünya'nın çevresini ve kaynaklarını izlemeyi ve yönetmeyi sadece mümkün kılmakla kalmayıp aynı zamanda kolay hale getirerek önemli bir çığır açmıştır. Platform yalnızca büyük miktarda veriye ve hesaplama gücüne erişim sağlamayı değil, aynı zamanda giderek daha karmaşık analiz tekniklerine erişim sağlamayı ve bunların kullanımını kolaylaştırmayı başarmıştır. Böylece araştırmacıların çok karmaşık gibi görünen bilimsel çalışmalarının sonuçlarını diğer araştırmacılara, politika yapıcılara, STK'lara, saha çalışanlarına ve hatta genel halka kolayca yayılmasına imkân sağlamıştır.

Özetle Google Earth Engine, iklim, hidrografiya, toprak, bitki örtüsü, arazi kullanımı, topoğrafik analiz gibi fiziki coğrafya konuları başta olmak üzere, tarım, turizm, sanayi, ulaşım, nüfus, yerleşme, kuraklık, doğal afet, hastalık, gıda güvenliği, su yönetimi, koruma ve çevresel birçok konuda sadece uzaktan algılama ile ilgilenen bilim adamlarını değil, aynı zamanda geleneksel süper bilgisayarları veya büyük ölçekli emtia bulut bilgi işlem kaynaklarını kullanmak için gereken teknik kapasiteden yoksun olan çok daha geniş bir kitleyi güçlendirmek için tasarlanmış entegre bir platform olarak bu alanda benzersizdir.

Kaynaklar

- Akgül, B. 2015. Hiperspektral görüntülerde boyut indirgeme. *Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi*. Yıldız Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Amani, M., Ghorbanian, A., Ahmadi, S. A., Kakooei, M., Moghimi, A., Mirmazloumi, S. M., ... & Brisco, B. 2020. Google earth engine cloud computing platform for remote sensing big data applications: A comprehensive review. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 13, 5326-5350.
- Amazon Web Services Inc. Earth on AWS: Build Planetary-Scale Applications in the Cloud with Open Geospatial Data. Available online: <https://aws.amazon.com/earth/> (accessed on 23 May 2024).
- Bi, L., Fu, B. L., Lou, P. Q., & Tang, T. Y. 2020. Delineation water of pearl river basin using Landsat images from Google Earth Engine. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 42, 5-10.
- Çolak, E., Chandra, M., & Sunar, F. 2019. The use of multi-temporal sentinel satellites in the analysis of land cover/land use changes caused by the nuclear power plant construction. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 42, 491-495.
- gisgeography, Sentinel 2 Bands and Combinations. 12 Temmuz 2024 tarihinde: <https://gisgeography.com/sentinel-2-bands-combinations> adresinden alındı.
- Gitelson, A. A., & Merzlyak, M. N. 1996. Signature analysis of leaf reflectance spectra: algorithm development for remote sensing of chlorophyll. *Journal of plant physiology*, 148 (3-4), 494-500.
- Google. A Planetary-Scale Platform for Earth Science Data & Analysis. Available online: <https://earthengine.google.com/> (accessed on 29 May 2024).
- Gorelick, N., Hancher, M., Dixon, M., Ilyushchenko, S., Thau, D., & Moore, R. 2017. Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone. *Remote sensing of Environment*, 202, 18-27.
- Hird, J. N., DeLancey, E. R., McDermid, G. J., & Kariyeva, J. 2017. Google Earth Engine, open-access satellite data, and machine learning in support of large-area probabilistic wetland mapping. *Remote sensing*, 9 (12), 1315.
- Karadoğan, S. Kavak, M. T. 2016. Fiziki Coğrafya Araştırmalarında Uzaktan Algılama Teknikleri ve Uygulamaları. Nurettin Özgen, Sabri Karadoğan (Eds), *Fiziki Coğrafyada Araştırma Yöntemleri ve Teknikler* içinde, (s.337-354), Pegem Akademi Yayınevi.
- Kumar, L., & Mutanga, O. 2018. Google Earth Engine applications since inception: Usage, trends, and potential. *Remote Sensing*, 10 (10), 1509.
- Li, H., Wan, W., Fang, Y., Zhu, S., Chen, X., Liu, B., & Hong, Y. 2019. A Google Earth Engine-enabled software for efficiently generating high-quality user-ready Landsat mosaic images. *Environmental modelling & software*, 112, 16-22.
- Mateo-García, G., Gómez-Chova, L., Amorós-López, J., Muñoz-Marí, J., & Camps-Valls, G. 2018. Multitemporal cloud masking in the Google Earth Engine. *Remote Sensing*, 10 (7), 1079.
- Microsoft Azure Blog, 12 Temmuz 2024 tarihinde: <https://azure.microsoft.com/en-us/blog/> adresinden alındı.
- Moore, R. T., & Hansen, M. C. 2011. Google Earth Engine: a new cloud-computing platform for global-scale earth observation data and analysis. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 2011, pp. IN43C-02).
- Mutanga, O., & Kumar, L. 2019. Google earth engine applications. *Remote Sensing*, 11 (5), 591.
- National Aeronautics and Space Administration, Welcome to the NASA Earth Exchange (NEX). 12 Temmuz 2024 tarihinde: <https://www.nasa.gov/nasa-earth-exchange-nex/> adresinden alındı.
- optosky.com, Overview of Hyperspectral Imaging Technology, 12 Temmuz 2024 tarihinde: <https://optosky.com/index.php?route=blog/blog&tag=Hyperspectral%20imaging> adresinden alındı.
- Parente, L., Taquary, E., Silva, A. P., Souza Jr, C., & Ferreira, L. 2019. Next generation mapping: Combining deep learning, cloud computing, and big remote sensing data. *Remote Sensing*, 11 (23), 2881.
- Roderick, M., Smith, R., & Cridland, S. 1996. The precision of the NDVI derived from AVHRR observations. *Remote Sensing of Environment*, 56 (1), 57-65.
- Sesören, A. 1999. *Uzaktan Algılamada Temel Kavramlar*. Mart Matbaacılık Yay. İstanbul.
- Sunar, A. F., Yagmur, N., & Dervisoglu, A. 2019. Flood analysis with remote sensing data—A case study: Maritsa river, Edirne. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 42, 497-502.

- Süsstrunk, S., Buckley, R., & Swen, S. 1999. Standard RGB color spaces. In Proc. IS&T/SID 7th Color Imaging Conference (Vol. 7, No. CONF, pp. 127-134).
- Tamiminia, H., Salehi, B., Mahdianpari, M., Quackenbush, L., Adeli, S., & Brisco, B. 2020. Google Earth Engine for geo-big data applications: A meta-analysis and systematic review. *ISPRS journal of photogrammetry and remote sensing*, 164, 152-170.
- Velastegui-Montoya, A., Montalván-Burbano, N., Carrión-Mero, P., Rivera-Torres, H., Sadeck, L., & Adami, M. 2023. Google Earth Engine: a global analysis and future trends. *Remote Sensing*, 15 (14), 3675.
- Vijayakumar, S., Saravanakumar, R., Arulanandam, M., & Ilakkiya, S. 2024. Google Earth Engine: empowering developing countries with large-scale geospatial data analysis—a comprehensive review. *Arabian Journal of Geosciences*, 17 (4), 139.
- Yomralioğlu, T. 2000. *Coğrafi Bilgi Sistemleri Temel Kavramlar ve Uygulamalar*. 2. Baskı, Akademi Kitabevi.
- Zhao, Q., Yu, L., Li, X., Peng, D., Zhang, Y., & Gong, P. 2021. Progress and trends in the application of Google Earth and Google Earth Engine. *Remote Sensing*, 13 (18), 3778.

Tablo 1. Google Earth Engine’de bulunan ana uydu görüntülerinin bir özeti (Kumar & Mutanga, 2018).

Resim Koleksiyonu	Tanım	Veri Kullanılabilirliği (Zaman)	Çözünürlük (Metre)	Tekrar (Gün)	Tekrar (Gün)
Sentinel-1 SAR GRD	C-bandı Sentetik Açıklıklı Radar Yer Aralığı, günlük ölçeklendirme	3 Ekim 2014–günümüz	10	3	Avrupa Birliği/ESA/Kopernik
Sentinel-2 MSI	Çoklu Spektral Alet, Seviye-1C	23 Haziran 2015–günümüz	10, 20, 60	5	Av.Bir./ESA/Kopernik
Sentinel-3 OLCI EFR	Okyanus ve Kara Renk Enstrüman Dünya Gözlem Tam Çözünürlük	18 Ekim 2016–günümüz	300	2	Avrupa Birliği/ESA/Kopernik
Landsat 1 MSS	Katman 1 ve 2 (ham)	23 Temmuz 1972–7 Ocak 1978	30, 60	16	USGS
Landsat 2 MSS	Katman 1 ve 2 (ham)	22 Ocak 1975–26 Şubat 1982	30, 60	16	USGS
Landsat 3 MSS	Katman 1 ve 2 (ham)	5 Mart 1978–31 Mart 1983	30, 60	16	USGS
Landsat 4 MSS	Katman 1 ve 2 (ham)	16 Tem. 1982–14 Aralık 1993	30, 60	16	USGS
Landsat 4 TM	Katman 1 ve 2 (ham, TOA yansıması, yüzey yansıması); 8 gün, 32 gün ve yıllık kompozitler (BAI, EVI, NDSI, NDVI, NDWI, Raw, TOA Reflectance), Yıllık en yeşil piksel TOA Reflectance Composite	22 Ağustos 1982–14 Aralık 1993	30	16	USGS
Landsat 5 MSS	Katman 1 ve 2 (ham)	1 Mart 1984–31 Ocak 2013	30, 60	16	USGS
Landsat 5 TM	Katman 1 ve 2 (Ham, TOA yansıması, yüzey yansıması); 8 gün, 32 gün ve yıllık kompozitler (Landsat 4 ile aynı)	1 Ocak 1984-5 Mayıs 2012	30	16	USGS
Landsat 7	Katman 1 ve 2 (Gerçek zamanlı, Ham, TOA yansıması, yüzey yansıması); 8 gün, 32 gün ve yıllık kompozitler (Landsat 4 ile aynı)	1 Ocak 1999–günümüz	15, 30	16	USGS
Landsat 8	Katman 1 ve 2 (Gerçek zamanlı, Ham, TOA yansıması, yüzey yansıması); 8 gün, 32 gün ve yıllık kompozitler (Landsat 4 ile aynı)	11 Nisan 2013–günümüz	15, 30	16	USGS
MODIS (Su ve Terra)	Çeşitli bantlar, indeksler ve kompozitler	24 Şubat 2000–günümüz	250, 500, 1000	1	USGS EROS -NASA LP DAAC
DMSP OLS	Küresel Parlaklık Ayarlı Gece Işıkları Versiyon 4, Savunma Meteoroloji Programı Operasyonel Linescan Sistemi	16 Mart 1996–Temmuz 2011	≈1 km (30 ark saniye)		NOAA
DMSP OLS	Gece Işıkları Zaman Serisi Versiyon 4, Savunma Meteoroloji Programı Operasyonel Linescan Sistemi	1 Ocak 1992–1 Ocak 2014	≈1 km (30 ark saniye)		NOAA
NOAA AVHRR	Çeşitli bantlar, indeksler ve kompozitler	24 Haziran 1981–günümüz	≈1,09 km	1	NOAA
ALOS/AVNIR-2 ORI	Gelişmiş Kara Gözlem Uydusu (ALOS) “DAICHI” üzerindeki Gelişmiş Görünür ve Yakın Kızılötesi Radyometre tip 2 (AVNIR-2) sensöründen ortorektifiye edilmiş görüntüler.	26 Nisan 2006–18 Nisan 2011	10		JAXA Dünya Gözlem Araştırma Merkezi
ALOS DSM’si	Küresel AW3D30		30 (1 ark saniye)		JAXA Dünya Gözlem Araş. Mer.
SRTM	DEM 30m	11 Şubat 2000–22 Şubat 2000	30 (1 ark saniye)		NASA/USGS/JPL-Caltech
SRTM	DEM 90m sürüm 4	11 Şubat 2000–22 Şubat 2000	90		NASA/CGIAR
YILDIZ ÇİÇEĞİ	L1T Parlaklık	4 Mart 2000–günümüz	15, 30, 90	5	USGS EROS Merk. NASA LP DAAC
ASTER Küresel Emisivite Veri Kümesi	Bu ürün, beş ASTER termal kızılötesi bandının tümü için ortalama emisyon ve standart sapma, ortalama arazi yüzey sıcaklığı (LST) ve standart sapma, yeniden örneklenmiş bir ASTER GDEM, kara-su maskesi, ortalama Normalleştirilmiş Fark Bitki Örtüsü İndeksi (NDVI) ve standart içerir. sapma ve gözlem sayısı.	1 Ocak 2000–31 Aralık 2008	100		NASA
TRMM 3B42	3 Saatlik Yağış Tahminleri	1 Ocak 1998–31 Mayıs 2018	0.25 ark der.		NASA GSFC’si
TRMM 3B43	Aylık Yağış Tahminleri	1 Ocak 1998–1 Mayıs 2018	0.25 ark der.		NASA GSFC’si
GPM Küresel Yağış Ölçümü v5	30 dakikalık kadansta sağlanan veriler	12 Mart 2014–günümüz	0.1 ark der.		NASA PMM’si
GSMaP Operasyonel	Saatlik kadansta sağlanan veriler	1 Mart 2014–günümüz	0.1 ark der.		JAXA Dünya Gözlem Araş. Mer.
GSMaP Yeniden Analizi	Saatlik kadansta sağlanan veriler	1 Mart 2000–12 Mart 2014	0.1 ark der.		JAXA Dünya Gözlem Araş. Mer.
CHIRPS Günlük yağış	İklim Tehlikeleri Grubu İstasyon Verileri ile Kızılötesi Yağış (versiyon 2.0 final)	1 Ocak 1981–31 Temmuz 2018	0,05 ark der.		UCSB/CHG
CHIRPS Pentad yağış	İklim Tehlikeleri Grubu İstasyon Verileri ile Kızılötesi Yağış (versiyon 2.0 final)	1 Ocak 1981–26 Temmuz 2018	0,05 ark der.		UCSB/CHG
WorldClim V1	Klimatolojik ve Biyo değişkenler	1 Ocak 1960–1 Ocak 1991	30 ark san.		Kaliforniya Üniv.Berkeley
Terralklim	Küresel Karasal Yüzeyler için Aylık İklim ve İklimsel Su Dengesi, Idaho Üniversitesi	1 Ocak 1958–1 Aralık 2017	2.5 ark dak.		1 Ocak 1958–1 Aralık 2017

Kısaltmalar: Avrupa Uzay Ajansı (ESA), Amerika Birleşik Devletleri Jeolojik Araştırmalar Dairesi (USGS), TOA (Atmosferin Üstü), Yanık Alanı İndeksi (BAI), Gelişmiş Bitki Örtüsü İndeksi (EVI), Normalleştirilmiş Fark Kar İndeksi (NDSI), Normalleştirilmiş Fark

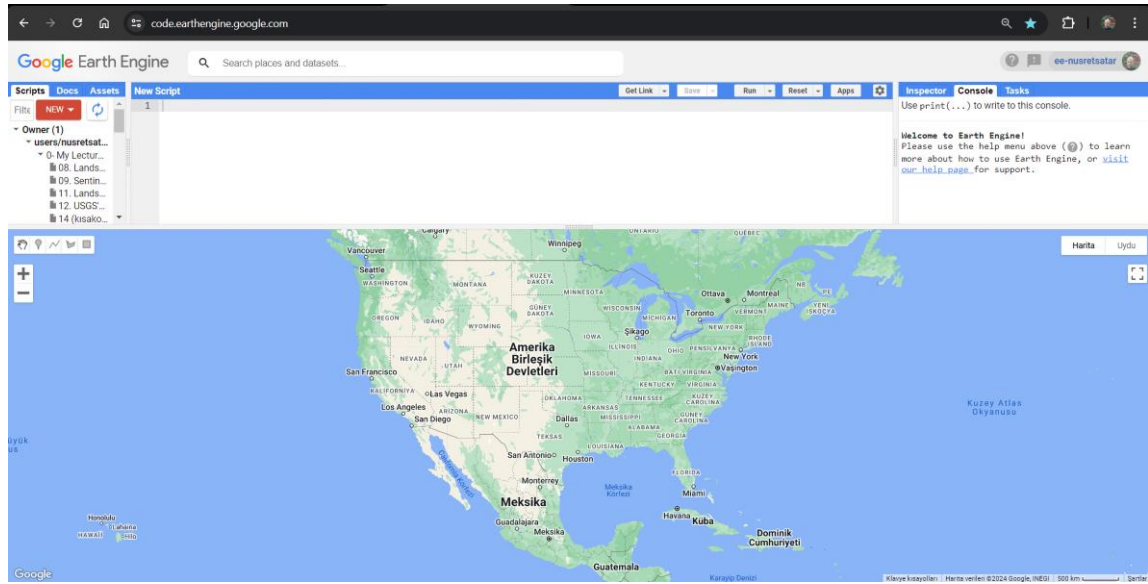
Bitki İndeksi (NDVI), Normalleştirilmiş Fark Su İndeksi (NDWI), Orta Çözünürlüklü Görüntüleme Spektrometresi (MODIS), Ulusal Oşinografi ve Atmosfer İdaresi Gelişmiş çok yüksek çözünürlüklü radyometre (NOAA AVHRR), Savunma Meteoroloji Programı (DMSP) Operasyonel Hat Tarama Sistemi (OLS) , Mekik Radar Topografya Misyonu (SRTM), Gelişmiş Uzaydan Termal Emisyon ve Yansıma Radyometresi (ASTER), Tropikal Yağış Ölçme Misyonu (TRMM), Goddard Uzay Uçuş Merkezi (GSFC). Japonya Havacılık ve Uzay Araştırma Ajansı (JAXA).

Tablo 2. Google Earth Engine kod düzenleyicisinde bulunan algoritmaların ve yeteneklerin bir özeti (Tamiminia vd. 2020).

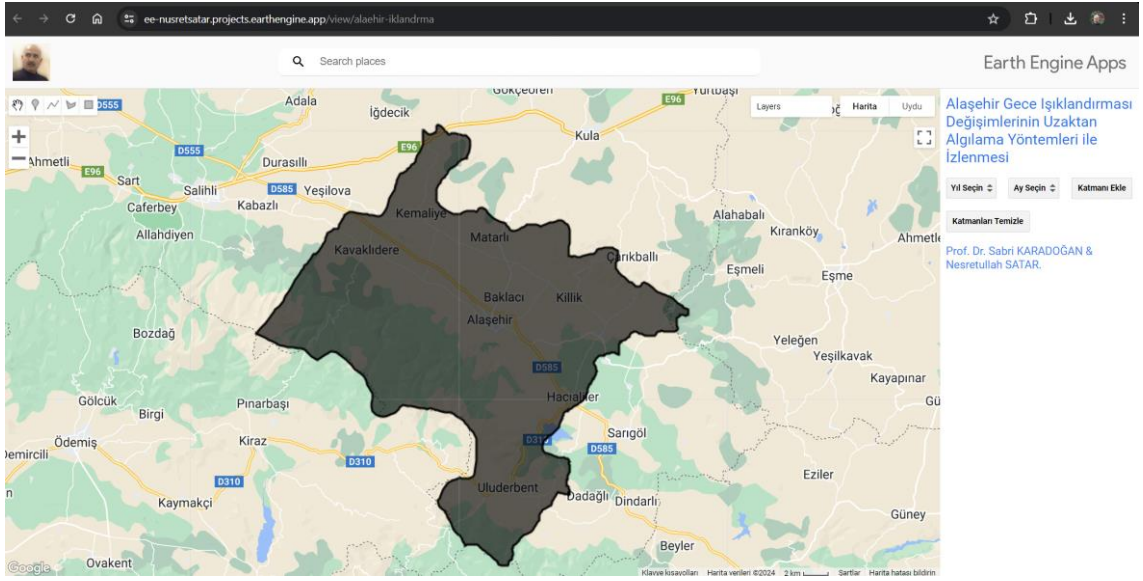
Paket	Yetenekler	Paket	Yetenekler
Makine öğrenme	Denetimli Sınıflandırma	Redüktör	Görüntü toplama azaltmaları
	Denetimsiz Sınıflandırma		Görüntü Küçültmeler
	Tensor Flow		Bir görüntü bölgesinin istatistikleri
Resim	Görüntü Görselleştirme		Görüntü bölgelerinin istatistikleri
	RGB kompozitler		Görüntü mahallelerinin istatistikleri
	Renk plakaları		Özellik toplama sütunlarının istatistikleri
	Maskeleme		Rasterden vektöre dönüştürme
	Mozaikleme		Vektörden raster dönüştürmeye
	Kırpma		Gruplandırılmış indirimler ve bölgesel istatistikler
	Kategorik haritalar oluşturma		Ağırlıklı indirimler
	Küçük resimler		Doğrusal Regresyon
	İşlemler (matematiksel, Boolean, morfolojik, konvolüsyonlar, ilişkisel, koşullu)	Grafikler	Zaman serisi çizelgeleri
	Kenar algılama		Histogramlar
Geometri, Özellik, Özellik Toplama	Doku		Görüntü Bölgeleri çizelgeleri
	Mekansal Dönüşüm		Görüntü Bölgelerinde Zaman Serileri
	Nesne Tabanlı Yöntemler		Yılın Günü Grafikleri
	Kayıt		Görüntü sınıflarına göre grafikler
	Filtreleme	Resim Koleksiyonu	Filtreleme
	Haritalama		Haritalama
	Azaltmak		Azaltmak
Özel algoritmalar	Vektörden raster enterpolasyonuna		Beste yapmak ve Mozaik yapmak
	Landsat algoritmaları	Bir resim koleksiyonu üzerinde yineleme	
	Sentinel-1 algoritmaları		
	Yeniden Örnekleme ve Çözünürlüğü Azaltma		

Tablo 3. Sentinel-2 bantları ve kombinasyonları (gisgeography, 2024).

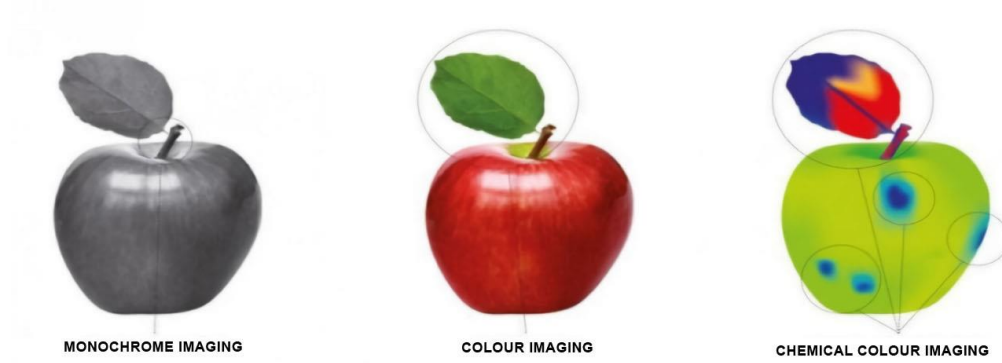
Band	Çözünürlük	Merkezi Dalgaboyu	Tanım
B1	60 m	443 nm	Uitra Blue (Coastal and Aerosol)
B2	10 m	490 nm	Blue
B3	10 m	560 nm	Green
84	10 m	665 nm	Red
85	20 m	705 nm	Visible and Near infrared (VNIR)
86	20 m	740 nm	Visible and Near Infrared (VNIR)
B7	20 m	783 nm	Visible and Near Infrared (VNIR)
B8	10 m	842 nm	Visible and Near Infrared (VNIR)
B8a	20 m	865 nm	Visible and Near Infrared (VNIR)
89	60 m	940 nm	Short Wave Infrared (SWIR)
810	60 m	1375 nm	Short Wave Infrared (SWIR)
811	20 m	1610 nm	Short Wave Infrared (SWIR)
812	20 m	2190 nm	Short Wave Infrared (SWIR)



Şekil 1. GEE içinde bulunan kod düzenleyicisi bölümü ve harita penceresi.



Şekil 2. Kullanıcıların Web uygulaması olarak kendi verilerini görselleştirme ve analiz uygulamalarını oluşturmalarına ve paylaşmasına olanak tanıyan Apps modülü.



Şekil 3. Farklı dalga boylarında elma görüntüsü (optosky.com).

```

Imports (2 entries)
  ▶ var alasehirsinir: Table users/nusretsatar/Alasehirilcesi
  ▶ var nokta: Table users/nusretsatar/nokta

1
2 Map.centerObject(alasehirsinir)
3
4 var sentinel=ee.ImageCollection('COPERNICUS/S2_SR')
5   .filterDate('2024-05-01', '2024-05-30')
6   .filter('CLOUDY_PIXEL_PERCENTAGE < 10')
7   .filterBounds(alasehirsinir)
8 var sentinel = sentinel.mean()
9
10 //Doğal renkler (RGB) (B4, B3, B2)
11 var rgb=sentinel.select(['B4', 'B3', 'B2'])
12 print(rgb)
13 var rgbclip=rgb.clip(alasehirsinir)
14 Map.addLayer(rgbclip, '', 'RGB')
15
16 //Renklendirilmiş Infrared (B8, B4, B3)
17 var infrared=sentinel.select(['B8', 'B4', 'B3'])
18 var infraredclip=infrared.clip(alasehirsinir)
19 Map.addLayer(infraredclip, '', 'Infrared')
20
21 //Tarımda kullanılan dalga boyları RGB kompozit (B11, B8, B2)
22 var agriculture=sentinel.select(['B11', 'B8', 'B2'])
23 var agricultureclip=agriculture.clip(alasehirsinir)
24 Map.addLayer(agricultureclip, '', 'Tarım')

```

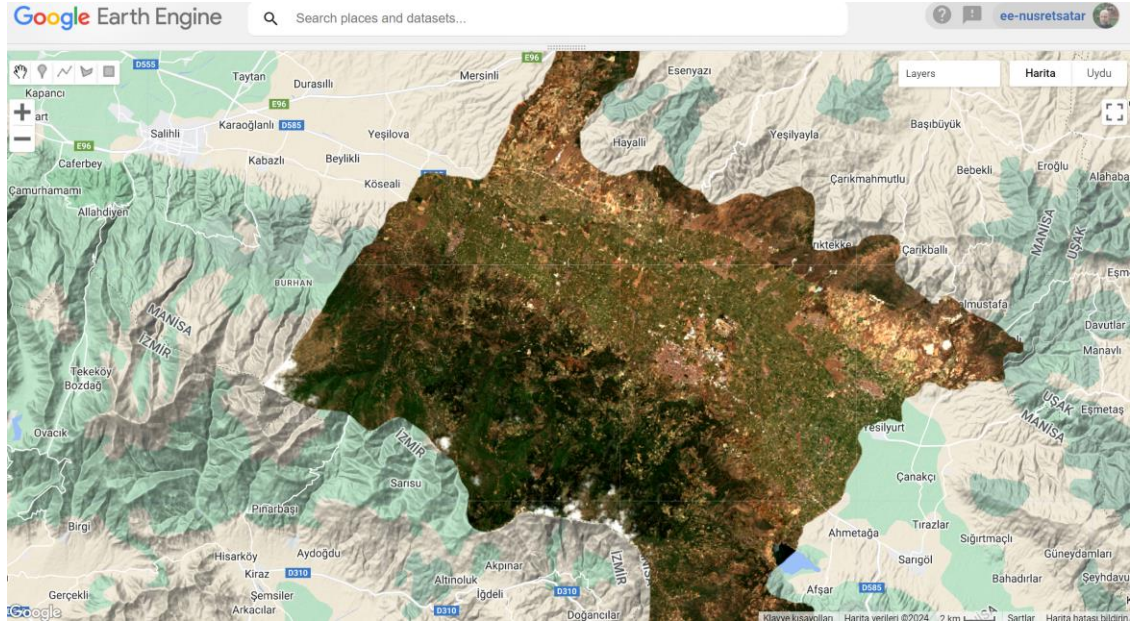
Şekil 4. RGB, Renklendirilmiş İnfrared ve Tarım bantlarının kullanılarak görüntü elde edilen GEE JavaScript kodu.

```

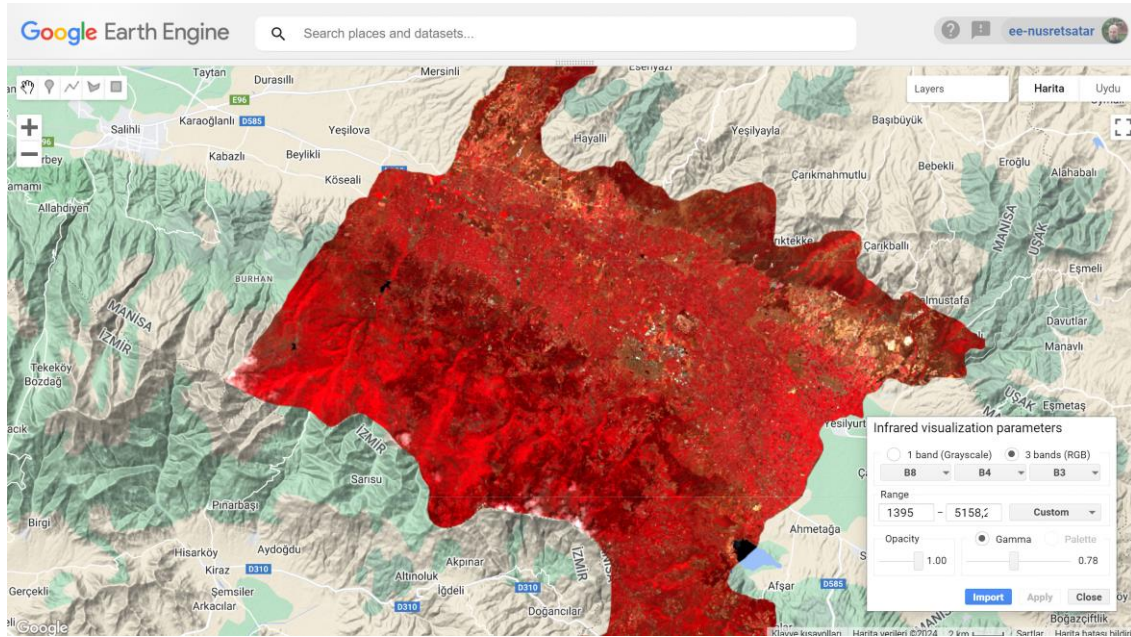
// Bulut maskeleyme fonksiyonu
function maskS2clouds(image) {
  var qa = image.select('QA60'); //sentinel 2 cloud mask bandı 60 metre çözünürlük
  var cloudBitMask = 1 << 10;
  var cirrusBitMask = 1 << 11;
  var mask = qa.bitwiseAnd(cloudBitMask).eq(0).and(
    qa.bitwiseAnd(cirrusBitMask).eq(0));
  return image.updateMask(mask)
    .select('B.*')
    .copyProperties(image, ['system:time_start']);
}

```

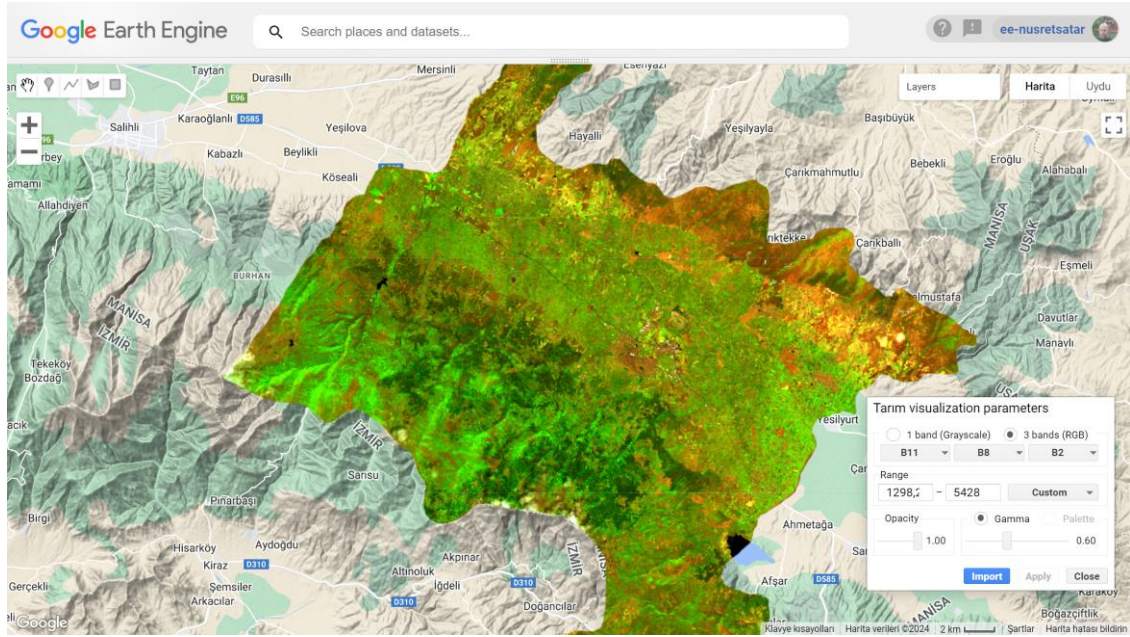
Şekil 5. GEE kullanıcısı tarafından yazılabilecek bulut maskeleyme fonksiyon kodu.



Şekil 6. Sentinel-2 RGB Band kombinasyonu ile Alaşehir 2024 Nisan ayı ortalama görüntüsü.



Şekil 7. Renklendirilmiş İnfrared görüntü, Alaşehir 2024 Nisan.



Şekil 8. Sentinel-2 B11(SWIR) ve B8 (VNIR) bantlarının RGB kompozit haline dönüştürülmesi.

```

45 Computation_on_ImageCollection_NDVI... Get Link Save Run Reset Apps
20
21 // NDVI hesabı yapacak ve bunu band olarak atayacak bir fonksiyon
22 function addNDVI(image) {
23   var ndvi = image.normalizedDifference(['B8', 'B4']).rename('ndvi');
24   return image.addBands(ndvi);
25 }
26
27 // Map fonksiyonu ile işlem tüm görüntülere yapıldı
28 var withNdvi = filtered.map(addNDVI);
29
30 var composite = withNdvi.median();
31
32 print(composite) //17. band eklendi ndvi diye
33
34 var ndviComposite = composite.select('ndvi').clip(geometry);
35
36 var palette = [
37   'FFFFFF', 'CE7E45', 'DF923D', 'F18555', 'FCD163', '998718',
38   '74A901', '66A000', '529400', '3E8601', '207401', '056201',
39   '004C00', '023B01', '012E01', '011D01', '011301'];
40
41 var ndviVis = {min:0, max:0.5, palette: palette };
42 //0.9 arası diyince çok farklı bir tonlama oluyor
43 Map.addLayer(ndviComposite, ndviVis, 'ndvi');

```

Inspector Console Tasks

Image (16 bands) JSON

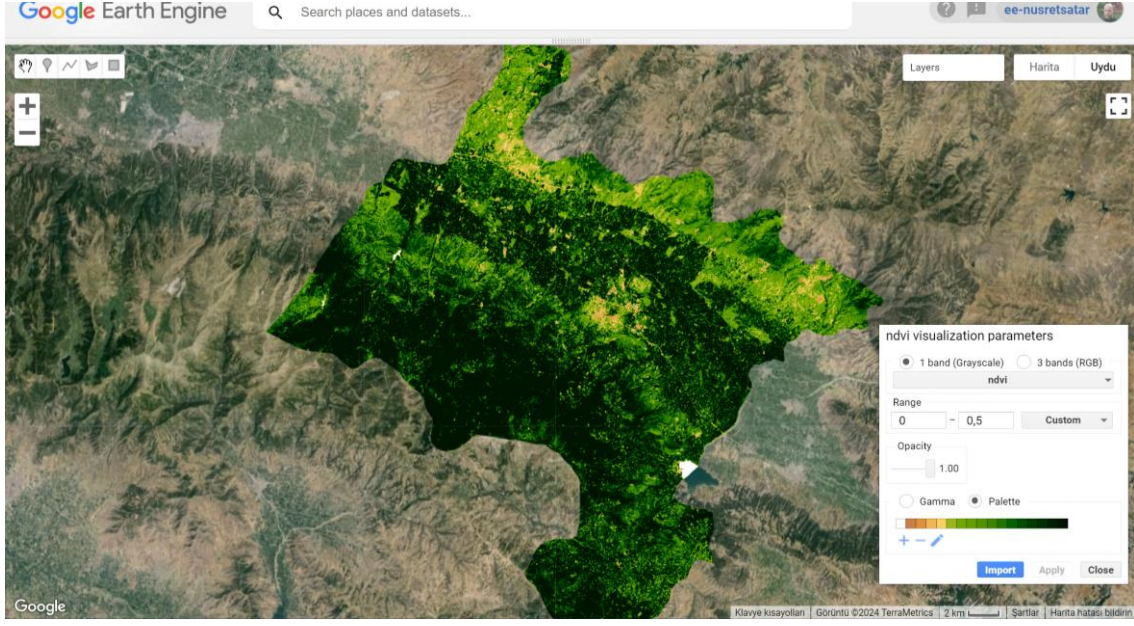
Image (17 bands) JSON

type: Image

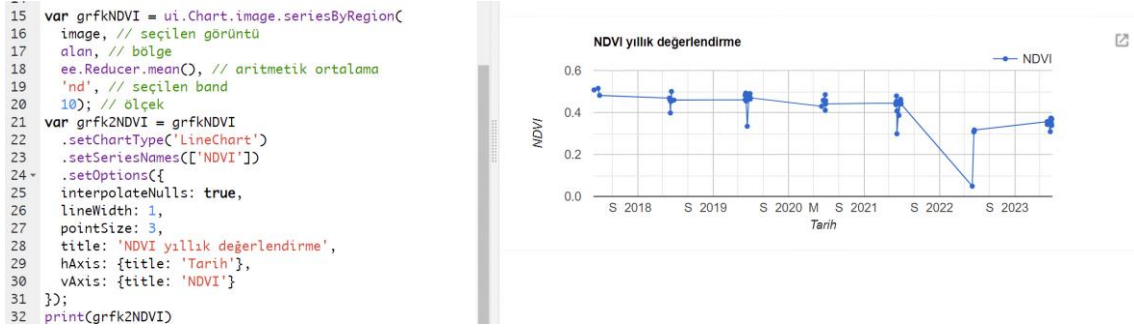
bands: List (17 elements)

- 0: "B1", double ∈ [0, 65535], ...
- 1: "B2", double ∈ [0, 65535], ...
- 2: "B3", double ∈ [0, 65535], ...
- 3: "B4", double ∈ [0, 65535], ...
- 4: "B5", double ∈ [0, 65535], ...
- 5: "B6", double ∈ [0, 65535], ...
- 6: "B7", double ∈ [0, 65535], ...
- 7: "B8", double ∈ [0, 65535], ...
- 8: "B8A", double ∈ [0, 65535], ...
- 9: "B9", double ∈ [0, 65535], ...
- 10: "B10", double ∈ [0, 65535], ...
- 11: "B11", double ∈ [0, 65535], ...
- 12: "B12", double ∈ [0, 65535], ...
- 13: "QA10", double ∈ [0, 65535], ...
- 14: "QA20", double ∈ [0, 42949..., ...
- 15: "QA60", double ∈ [0, 65535], ...
- 16: "ndvi", float ∈ [-1, 1], E...

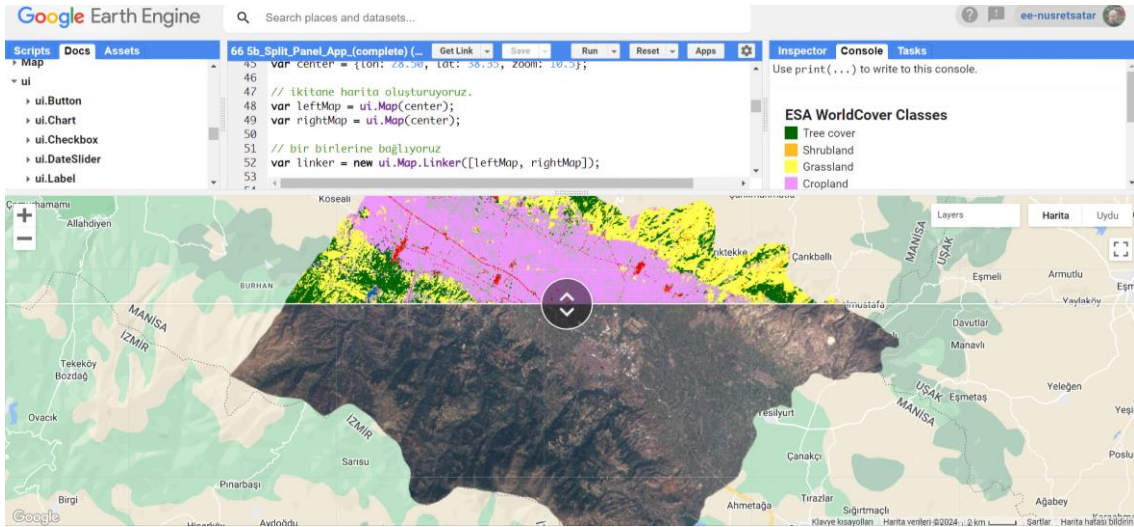
Şekil 9. NDVI katmanı oluşturmak için yazılmış bir algoritma.



Şekil 10. Alaşehir NDVI görüntüsünün çoklu renk kombinasyonlarıyla RGB kompozitine çevrilmesi.



Şekil 11. “ui.Chart.image.seriesByRegion()” fonksiyonu kullanılarak elde edilen Alaşehir’in 2018 – 2023 yıllarına ait NDVI grafiği.



Şekil 12. Kullanıcı arayüzü için tanımlanmış Split Panel oluşturma fonksiyonu ile katman kıyaslamasının kolaylaştırıldığı bir arayüz.

Esence Dağları’ndaki Sirklerin Morfolojik ve Morfometrik Özellikleri*

Morphological and Morphometric Characteristics of the Cirques in the Esence Mountains

Mutlu SEVEN¹, Saadettin TONBUL²

Özet

Doğu Anadolu Bölgesi'nde yer alan Erzincan il sınırları içindeki Esence Dağları (3549 m), Pleyistosen döneminde buzullaşmaya uğramıştır. Bu dağlık alanda, farklı boyut ve özelliklerde 47 sirk yer almaktadır. Sirklerin boyutları, yükseltileri, bakı ve eğim özellikleri tespit edilerek, morfometrik parametrelerle gelişim aşamasına göre sınıflandırması yapılmıştır. Araştırma sonucunda sirklerin %78'inin kuzeyli yönlerde geliştiği, güney ve güneybatı yönlerinde ise sirk oluşumunun bulunmadığı belirlenmiştir. Sirklerin ortalama minimum taban yüksekliği 2944 m olarak tespit edilmiştir. Bakı etkisi nedeniyle kuzeye bakan yamaçlarda sirklerin daha alçak seviyelere indiği gözlenmiştir. Sirklerin ortalama uzunluğu 741 m, genişliği 623 m, yüksekliği 292 m ve alanı 0.46 km² olarak belirlenmiştir. Sirklerin uzunluklarının genişliklerinden daha fazla olduğu saptanmıştır. Araştırma sahasındaki sirklerin 38'i bir buzul vadisi ile ilişkili iken, 9'u bağımsız olarak gelişmiştir. Şekil analizlerine göre, sirklerin, basit, birleşik, sirk tekneleri ve basamaklı gibi çeşitli özelliklere veya tiplere sahip oldukları görülmüştür.

Anahtar Kelimeler: Esence Dağları, buzul, sirk, morfometri, analiz

Abstract

The Esence Mountains (3549 m), located within the borders of Erzincan province in the Eastern Anatolia Region, experienced glaciation during the Pleistocene epoch. This mountainous area contains 47 cirques of varying sizes and characteristics. The dimensions, elevations, aspects, and slopes of the cirques were determined and analyzed to classify them according to their developmental stages using morphometric parameters. The study found that 78% of the cirques developed on northern aspects, while no cirques were found on southern and southwestern aspects. The average minimum elevation of the cirque floors was determined to be 2944 m. Due to aspect effects, cirques on north-facing slopes were observed to extend to lower elevations. The average length, width, height, and area of the cirques were measured to be 741 m, 623 m, 292 m, and 0.46 km², respectively, revealing that the lengths of most cirques slightly exceed their widths. Of the cirques in the study area, 38 are associated with glacial valleys, while 9 have developed independently. Shape analyses classified the cirques into various categories, including simple, compound, cirque troughs, and staircase forms.

Keywords: Esence Mountains, glacier, cirque, morphometry, analysis

1. GİRİŞ

Kuvaternerde gerçekleşen iklim değişiklikleri sonucu Anadolu'daki birçok dağlık saha, buzul ve buzul arası dönemlere ait jeomorfolojik izler taşımaktadır. Buzullaşmanın etkilediği sahalarda en yaygın görülen jeomorfolojik şekillerden biri de kuşkusuz sirklerdir. Sirklerin buzulların başlangıç sahalarında yer almaları, konumları ve yükseltileri, bulundukları sahanın poleoklimsel durumu

* Bu çalışma birinci yazarın doktora tezinden üretilmiştir.

¹ Dr., Lem Eğitim Kurumları, Coğrafya Öğretmeni, Adana/Türkiye. e-mail: mutlu.svn01@gmail.com

² Prof. Dr., Fırat Üniversitesi İnsan ve Toplum Bilimleri Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Elâzığ/Türkiye. e-mail: stonbul@firat.edu.tr.

hakkında önemli bilgiler verdiği ortaya konulmuştur (Evans & Cox, 1995; Evans, 2006; Mîndrescu vd. 2010; Çılğın, 2012).

Doğu Anadolu Bölgesi'ndeki önemli yüksek dağlık alanlardan birini oluşturan Esence Dağları Erzincan ili sınırları içerisinde yer almaktadır. Güneyinde Erzincan ovası ve Munzur Dağları, kuzeyinde Tercan-Çayırli depresyonu bulunan dağlık sahanın doğusunda Bağırpaşa Dağları, batısında ise Otlukbeli Dağları yer almaktadır. Esence Dağları 3549 m yükseltisi ile aynı zamanda Erzincan ilinin de en yüksek noktasını oluşturmaktadır (Şekil 1).

Çalışma sahasında 47 sirk ve 8 buzul vadisi bulunmaktadır. Bu vadiler batıdan doğuya doğru Kazantepe, Aksu, Kartakçılarınyayla, Yedigöller, Teknecik, Soğanlı, Meneş ve Karakaya buzul vadileridir (Şekil 2). Sirklerin büyük bir çoğunluğu bu vadilerin kaynak kesimlerinde gelişme göstermiştir. Bazı sirkler ise herhangi bir buzul vadisi ile bağlantılı olmadan münferit olarak gelişmiştir.

Erzincan Ovası'nın kuzeyinde bulunan dağlık sahanın litolojik yapısı, genel olarak serpantinitletlerden oluşmaktadır (Tarhan, 2007; Sarıfakioğlu vd. 2009). Özellikle yüksek zirvelerde sirklerin geliştiği bölge, iki farklı litolojik birimden meydana gelmektedir. Bu birimlerden biri, doğuda Karakaya ile Meneş buzullaşma alanlarının bulunduğu sahadaki Paleozoyik-Mezozoyik yaşlı kalkerler ve ofiyoloitik yapıdır (Çörtük vd. 2016). Diğeri ise dağın ana buzul morfolojisine damgasını vuran Kazantepe, Soğanlı, Yedigöller, Aksu ve Teknecik gibi büyük buzul vadilerinin yer aldığı (Şekil 3) Keşiş Tepe (3549 m) civarındaki serpantinitletlerden oluşmaktadır. Paleozoyik-Mezozoyik dönemlerinde oluşan kalkerler ile Mezozoyik dönemin ürünü olan serpantinitletler, sirklerin gelişiminde etkili olan litolojik oluşumlardır.

Sirklerin buzullaşmış sahalarda yaygın olarak en belirgin morfolojik belirteçlerden biri olduğu önceden beri bilinmesine rağmen, uzaktan algılama ve CBS teknolojilerinin benimsenmesine kadarki süreçte büyük sirk polüasyonlarının yerel, bölgesel ve küresel ölçekte haritalanıp analiz edilmesi mümkün değildi (Evans, 1977; Barr & Spagnolo, 2015a; 2015b; Delmas vd. 2015). Gelişen teknolojik imkanlar sayesinde spesifik çalışmaların artması ve elde edilen verilerin birleştirilmesi ile yerel, bölgesel ve küresel ölçekte verilerin tek seferde kullanılarak analiz edilebilmesi çok daha kısa sürede gerçekleşebilmektedir. Bu kapsamda son yıllarda ülkemizde de giderek artan sirk morfometrisi çalışmalarına katkı sağlamak ve gelecekteki çalışmalar için veri seti elde etmek amacıyla Esence Dağları'ndaki 47 sirk morfolojik özellikleri incelenmiştir. Ayrıca sirklerin boyut, yükselti, bakı ve eğim özellikleri belirlenerek şekil özelliklerinin analizi yapılarak gelişim aşamasına göre sınıflandırılması amaçlanmıştır. Elde edilen veriler ile Esence Dağları'ndaki sirk gelişimi üzerinde etkili olan etmenler belirlenmeye çalışılmıştır.

2. MATERYAL VE YÖNTEM

Sirkler, dağlık bölgelerde buzul aşındırmasının en belirgin yeryüzü şekillerinden biridir. Tipik olarak dağların yüksek kesimlerinde bulunurlar ve amfi tiyatroya benzeyen yarım daire biçimli, hilal şekilli çanaklardır. İç kısmı çevresine göre çukur ve önü açık, gerisinde ise bir sirk duvarı bulunmaktadır (Erinç, 2001; Turoğlu, 2011; Barr & Spagnolo, 2015b). Evans ve Cox (1974) ve Benn ve Evans (1998) sirkleri, tabanı hafif eğimli ve etrafı dik yamaçlarla çevrili olan çanaklar olarak tanımlamışlardır. Sirk tabanının bir bölümünün en az 20°'den daha az eğime sahip olması, sirk duvarının ise ortalama talus açısından (31°-36°) daha dik eğime sahip olması beklenir (Evans & Cox, 1995; Evans, 2006; Mîndrescu vd. 2010; Çılğın, 2012). Sirklerin morfometrik özellikleri, sınıflandırılması ve tanımlanmasıyla ilgili birçok çalışma mevcuttur (Evans & Cox, 1974; 1995; Trenhaile, 1976; Davis, 1999; Evans, 2006; Hughes vd. 2007; Marinescu, 2007; Mîndrescu vd. 2010; Simoni, 2011). Son yıllarda ülkemizde de bu konudaki çalışmalar artmaktadır (Çılğın, 2012; Çılğın

& Bayraktar, 2018, 2020; Altınay, 2019; Altınay vd. 2019; Evans vd. 2021; Şimşek vd. 2023; Keserci vd. 2023; Bayrakdar, 2023).

Sirkler, buzul vadisiyle olan konumlarına göre üç sınıfa ayrılmıştır: (a) vadi başı sirkleri, (b) vadi yamacı sirkleri, (c) izole veya bağımsız sirkler (Trenhaile, 1976; Çılğın & Bayraktar, 2018; Tablo 1).

Ayrıca, sirklerin gelişim aşamalarına göre de sınıflandırılması yapılmıştır ve sirkler klasik, iyi gelişmiş, belirgin, az gelişmiş ve marjinal olarak beş sınıfa ayrılmıştır (Evans & Cox, 1995; Çılğın & Bayraktar, 2018; Tablo 2).

Şekilsel özelliklerine dayalı başka bir sınıflandırmaya göre ise sirkler basit sirkler, sirk tekneleri, birleşik sirkler ve basamaklı sirkler olarak 4 farklı şekilde tanımlanmıştır (Benn & Evans, 1998; Çılğın & Bayraktar, 2018; Tablo 3).

Sirk tabanlarının yüksekliği ile bir sahadaki daimî kar sınırı arasında bir ilişki bulunmaktadır. Vadi oluşturmamış bağımsız veya izole sirklerin daimî kar sınırı ile ilişkilendirilmesi, geçmiş dönemlere ait daimî kar sınırı çalışmalarında veri kaynağı olarak kullanılmasını sağlamıştır (Erinç, 2001; Bennet & Glasser, 2009; Barr & Spagnolo, 2015a; 2015b; Evans vd. 2021; Şimşek vd. 2023; Keserci vd. 2023). Bağımsız veya izole sirkler, ana buzul vadisine bağlı olmayan ve tek başına var olan sirklerdir. Bu tür sirklerin taban yükseklikleri, geçmişteki buzullaşma koşullarını ve iklim değişikliklerini anlamak için önemli bir araştırma alanıdır. Daimî kar sınırı, buzulların en alt noktası olan sürekli kar ve buz örtüsünün sonlandığı noktayı ifade eder. Geçmiş buzullaşma dönemlerinde daimî kar sınırı bugünkü konumundan farklı olabilmekte ve bu tür sirklerin varlığı, eski buzullaşma dönemlerine işaret edebilmektedir. Bu nedenle, sirklerin taban yükseklikleri, buzul hareketleri ve iklim değişikliklerinin anlaşılması için değerli bir veri kaynağıdır. Araştırmalar, sirk tabanlarının yüksekliği ile daimî kar sınırı arasında güçlü bir bağlantı olduğunu göstermektedir.

Sirklerin sınırları, ArcGIS 10.8 programı kullanılarak 1/25000 ölçekli topografya haritalarına ait 10 m izohipsleri kullanarak oluşturulan DEM (SYM) üzerinde çalışılarak belirlenmiştir. Daha sonra hillshade ve eğim haritaları üretilmiştir. Sirklerin sınırları izohips, hillshade ve eğim haritaları aktif durumdayken manuel olarak çizimle gerçekleştirilmiştir. Manuel olarak yapılan bu sınırlandırma işlemi, bazı hataların oluşma olasılığını taşımaktadır. Yaklaşık olarak %10 gibi bir hata oranının mümkün olduğu düşünülmektedir. Bu nedenle, sirklerin sınırlandırılması ve morfometrik parametrelerin ortaya konulması sırasında oluşabilecek hataların dikkate alınması önemlidir.

Sirklerin sınırlarının belirlenmesi ve morfometrik özelliklerinin incelenmesinde kullanılan parametreler, öncelikle Evans ve Cox (1974, 1995) tarafından ortaya konulmuş ve daha sonra Mîndrescu vd. (2010) ve Simoni (2011) gibi araştırmacılar tarafından yapılan düzenlemelerle geliştirilmiştir (Çılğın & Bayrakdar, 2018; Altınay vd. 2019; Çılğın & Bayrakdar, 2020; Bayrakdar, 2023). Sirklerin morfometrik hesaplamaları Spagnolo vd. (2016) tarafından geliştirilen ve ArcGIS yazılımında uygulanabilen otomatik bir hesaplama aracı (ACME: Automated Cirque Metric Extraction) ile gerçekleştirilmiştir. Bu işlemler için öncelikle sirklerin poligonları oluşturulmuş ve sirk eşiğinin ortasına bir nokta yerleştirilerek Acme aracı için altlık veriler oluşturularak sirk morfometrisine ait veriler elde edilmeye çalışılmıştır. ACME aracı, noktanın olduğu yerden başlayarak sirki iki eşit parçaya ayıracak şekilde, sirk eşiğinin tam karşısında yer alan sirk duvarına doğru bir çizgi çizerek sirkin ikiye ayrılmasını sağlar. Bu çizgiye "orta eksen çizgisi" denir. Sirkin uzunluğu, sirkin iki noktası arasındaki en uzun mesafeden ziyade, orta eksen boyunca elde edilen uzunlukla (L) ifade edilir. Orta eksen çizildikten sonra, orta eksene dik en uzun mesafeyi temsil eden genişlik (W) doğrusu otomatik olarak belirlenir. Bu veriler, sirklerin karakteristiklerini analiz etmek ve karşılaştırmak için kullanılabilir. ACME aracı ile elde edilen parametreler, sirk morfometrisi çalışmalarında yaygın olarak kullanılmaktadır (Evans & Cox, 1995; Marinescu, 2007; Çılğın, 2012;

Spagnolo vd. 2016; Çılğın & Bayrakdar, 2020; Bayrakdar, 2023). Çalışma alanındaki tüm sirklerin morfometrik özelliklerini belirlemek için kullanılan ACME aracı, sirklerin detaylı analizine olanak sağlar. Bu araç, DEM verilerinden yararlanarak sirklerin orta eksenini çizilerek uzunluk (L) ve genişlik (W) değerlerinin tespitini yapar. Ayrıca her sirk için L/W oranı, çevre uzunluğu, sirk alanı (2B-3B), dairesellik indeksi, ortalama eğim, sirk yönü, maksimum yükseklik, minimum yükseklik ve ortalama yükseklik gibi 16 önemli parametreleri otomatik olarak hesaplar. Hesaplanan veriler veri tabanında saklanarak, sirklerin şekil, boyut ve buzul aşındırmasının derecesi gibi morfometrik özellikleri detaylı bir şekilde belirlenir. Bu bilgiler, sirklerin oluşumunu, gelişimini, karakteristik özelliklerini ve buzullaşma süreçlerini anlamak için değerli bir kaynak sağlar ve Coğrafi Bilgi Sistemleri aracılığıyla çeşitli araştırmaların analiz ve değerlendirmelerinde kullanılabilir.

3. BULGULAR VE TARTIŞMA

Araştırma sahasında 8 farklı buzullaşma alanı arasında en fazla sirk gelişimi Soğanlı Buzul Vadisi'nde gözlemlenmiş olup bu alanda toplam 10 sirk belirlenmiştir. Diğer buzullaşma alanlarında ise sırasıyla Aksu'da 6, Yedigöller'de 7, Teknecik'te 4, Meneş'te 5, Karakaya'da 5 ve Kazantepe buzullaşma alanında 2 sirk saptanmıştır (Fotoğraf 1). Ayrıca, buzullaşma alanları arasında en az sirk gelişimi Kartakçılarınayla buzullaşma alanında gerçekleşmiştir ve bu alandaki tek sirk, iki sirkin birleşmesi sonucunda oluşmuş birleşik bir sirk örneğidir. Diğer sirkler ise tek başına gelişmiş münferit sirklerdir.

Esence Dağları'ndaki buzullaşma koşulları, iki ayrı alanda yoğunlaşmaktadır. Batıda, Esence Tepe ile Soğanlı Dağı çevresinde bulunan geniş bir alanda, büyük buzullaşma alanları ve karakteristik buzul izleri belirgindir. Buna karşılık doğuda, özellikle Karakaya Dağı ve Buzgölü Tepe çevresinde, litolojik yapı nedeniyle buzul formlarının ve şekillerinin bozulmuş olduğu, daha küçük ölçekli buzul şekillerinin öne çıktığı gözlenmektedir. Özellikle Karakaya ve Meneş buzul vadilerinin bulunduğu doğu kesiminde, yerin yapısından kaynaklanan etkiler nedeniyle, buzul şekillerinin batıdaki buzullaşma alanları kadar belirgin ve dikkat çekici olmadığı görülmektedir.

Esence Dağları'nda Alp tipi buzullaşma sonucu oluşmuş 47 sirkin morfometrik özellikleri araştırılmış ve çeşitli sonuçlar elde edilmiştir. Bununla birlikte, sirklerin sınıflandırılması yapılmış ve bunların şekilleri, gelişim aşamaları ve buzul vadileri ile olan ilişkileri belirlenmiştir. Sirklere ait yükselti, boyut, eğim ve bakı gibi özellikler ayrı ayrı detaylı bir şekilde incelenmiştir (Tablo 5).

3.1. Sirklerin sınıflandırılması

Esence Dağları'nda toplam 47 adet sirkin 38'i bir buzul vadisi ile ilişkilendirilirken, 9 sirk ise herhangi bir buzul vadisi ile bağlantısı olmayıp bağımsız veya izole sirkler olarak gelişmiştir (Tablo 4). Bu izole sirklerden en büyük ve gelişmiş olanı, Dağınık Tepe'nin batısında bulunan Dağınık sirkidir. Bu sirk, Esence Dağları'nın su bölümü çizgisinin güneyinde yer alan tek sirk örneğidir.

Sirklerin buzul vadisi ile olan ilişkisi incelendiğinde, çalışma sahasında 12 sirkin vadi başı sirklerinde, 26 sirkin vadi yamacı sirklerinde yer aldığı gözlemlenmiştir. Bununla birlikte, 9 sirkin ise izole ve bağımsız sirkler olduğu değerlendirilmiştir (Tablo 4).

Sirklerin şekillerine göre yapılan sınıflandırmaya göre, çalışma sahasındaki 33 sirkin basit sirkler, 10 sirkin sirk tekneleri, 4 sirkin birleşik sirkler ve son olarak 3 sirkin basamaklı sirkler olduğu belirlenmiştir (Tablo 4). Ayrıca, bazı sirkler aynı anda birden fazla şekilde gelişme gösterebilmektedir. Bu bağlamda, 2 sirkin hem sirk tekneleri hem de basamaklı özellikte olduğu, 2 sirkin hem sirk tekneleri hem de birleşik özellikte olduğu ve yine 1 sirkin hem basit hem de birleşik sirk özelliği gösterdiği belirlenmiştir.

Gelişim aşamalarına göre yapılan değerlendirmede 47 sirkin içerisinde 8 sirkin 1. Gelişim (Klasik) aşaması, 16 sirkin 2. Gelişim (İyi Gelişmiş) aşaması, 18 sirkin 3. Gelişim (Belirgin) aşaması

ve 5 sirkin de 4. Gelişim (Az Gelişmiş) aşamasında olduğu belirlenmiş iken 5. Gelişim (Marjinal) aşamasında herhangi bir sirk değerlendirilmemiştir (Tablo 4). Çalışma sahasındaki sirklerin topografi, litoloji, bakı ve güneş radyasyonu gibi faktörlerin farklı olması sirklerin gelişim hızı üzerinde etkili olan sebeplerdendir. Bu durumdan bazı sirkler pozitif etkilenecek daha gelişmiş ve belirgin özellik kazanırken bazıları için negatif şartlar oluşarak daha zayıf özellikler kazanmıştır.

3.2. Yükselti

Bir buzullaşma sahasında yüksekte yer alan sirklerin alçakta yer alan sirklerle nazaran daha fazla buzul etkisinde kaldıkları düşünülmektedir. O yüzden daha yüksekte yer alan bir sirkin kendinden alçakta yer alan bir sirkten daha belirgin ve iyi gelişmiş bir özellikte olması beklenmektedir. Fakat bu durum her zaman geçerli olmayabilir. Nitekim buzulun geliştiği sirkin bakı durumu, eğim derecesi, sirkin yerleştiği sahanın litolojik yapısı ve iklim özellikleri sirklerin gelişimi üzerinde etkili olan etmenler arasındadır. Sirk yükseltileri ile sirk gelişimleri arasında güçlü bir ilişki bulunamamıştır. Sirkler için tespit edilen yükselti değerleri maksimum sirk tabanı, minimum sirk tabanı, ortalama sirk tabanı ve sirk yüksekliği değerleridir. Kalıcı kar sınırı çalışmalarında ortalama sirk yüksekliği kullanılabileceği gibi minimum sirk tabanı yükseltisi de kullanılmaktadır. Bu çalışma da kalıcı kar sınırının belirlenmesinde minimum sirk tabanı yüksekliği kullanılmıştır. Çalışma sahasında yer alan 47 sirkin minimum sirk tabanı yüksekliği 3246 m ile 2637 m arasında gelişmiş olup ortalama minimum sirk tabanı yükseltisi ise 2944 m'dir. Çalışma sahasında en yüksekte yer alan sirk, Yedigöller buzullaşma alanındaki sirk 1 (3246 m) iken en alçakta yer alan sirk ise Karakaya buzullaşma alanında yer alan sirk 4 (2637 m)'dür. Çalışma sahasında kalıcı kar sınırı önceki çalışmalarda 2750 (Akkan & Tuncel, 1993) ve 2746 m (Seven, 2024) olarak belirlenmiştir (Tablo 5). 47 sirkin minimum sirk tabanı yükseltisinin 2944 m olması önceki çalışmalarla elde edilen kalıcı kar sınırı yükseltilerine yakın fakat 200 m kadar yüksek çıkmıştır. Bu durum çalışma sahasında buzullaşmanın sirk buzullaşmasından ziyade vadi buzullaşmasına dönüşmüş olması ile alakalıdır. Tüm sirkler içerisinde Karakaya buzullaşma alanındaki 4 sirkin kalıcı kar sınırının (2746 m) altında olduğu belirlenmiş olup diğer sirklerin tamamının kalıcı kar sınırının üzerinde gelişme gösterdiği ortaya konulmuştur. Genel olarak sirklerin Esence Dağlarının kalıcı kar sınırı ile uyumlu olarak farklı yükseltilerde geliştiği görülmektedir.

Sirklerin 100 m aralıklı dağılımı incelendiğinde sirklerin %74'ünün (42 sirk) 2850-3350 m aralığında olduğu görülür. 1 adet sirk 2637-2750 m ile en düşük yükselti aralığında yer alırken, 4 adet sirk ise 2750-2850 m yükselti aralığında bulunmaktadır. En fazla sirkin görüldüğü yükselti değerlerinin ise 3150-3250 m'ler (11 sirk) arası olduğu görülmektedir (Şekil 4). Sirk yüksekliği parametresi maksimum sirk yüksekliği ile minimum sirk yüksekliği arasındaki farkı göstermektedir. Bu değerler sirk aşınmasını göstermesi açısından önemlidir. Nitekim sirk yüksekliğine bakılarak sirklerin buzullaşmadan ne kadar etkilendiği hakkında çıkarımlarda bulunulabilmektedir. Esence Dağları'nda sirk yüksekliği en fazla Kartakçılarınyayla sirki (646 m) iken en az olan ise Meneş 4 sirki (124 m)'dir. Ortalama sirk yüksekliği ise 292 m olarak belirlenmiştir (Tablo 6).

3.3. Boyut

Sirkler, morfolojik olarak, zaman içinde buzulun akışını etkili bir şekilde yönlendirecek bir forma evrilirler ve herhangi bir coğrafi bölgeden bağımsız olarak benzer şekil ve boyutta gelişme eğilimindedirler (Bayrakdar, 2023). Barr ve Spagnolo (2015a)'nın dünyanın farklı noktalarında yapılan araştırmalardan, derledikleri toplam 10.362 sirkin morfometrik özellikleri dikkate alındığında, ortalama bir sirkin 744 m uzunluğa, 749 m genişliğe, 309 m yüksekliğe (sirk yüksekliği) ve 0.54 km² alana sahip olduğu belirtilmiştir. Dünyanın farklı yerlerinde yapılan çalışmalarla elde edilen sonuçlar çeşitlilik gösterebilmektedir. Evans vd., (2021) tarafından Batı Akdeniz'de 11 dağlık sahadaki (Sandıras, Karadağ, Akdağ, Beydağları, Barla, Davraz, Dedegöl, Dumanlı, Emerdin,

Kovacık ve Bozburun Dağı) 85 sirkin morfometrik özelliklerinin incelendiği çalışmada sirklerin ortalama uzunluklarının 672 m, genişliklerinin 542 m, sirk yüksekliğinin 266 m ve alanlarının ise 0.31 km² olduğu ileri sürülmüştür. Esence Dağları'ndaki sirk boyutları yukarıdaki verilere göre değerlendirilmiştir. Sahadaki sirklerin ortalama uzunlukları 741 m, genişlikleri 623 m, yükseklikleri 292 m, alanlarının ise 0.46 km² olduğu tespit edilmiştir (Tablo 5). Elde edilen veriler Barr ve Spagnolo (2015a)'nın verileri ile karşılaştırıldığında Esence Dağları'ndaki sirklerin uzunluk, yükseklik ve alan bakımından ortalama değerlere yakın olduğu, genişlik bakımından ise ortalama değerlerin altında olduğu görülmektedir. Yine çalışma sahasındaki değerlerin Batı Akdeniz'deki 11 dağlık sahadaki sıklara ait uzunluk, genişlik, yükseklik ve alan değerlerinin üzerinde olduğu görülmektedir. Bu durum üzerinde en etkili faktörün litolojik yapıdaki farklılık olduğu söylenebilir. Yine de sirklerin ölçülerindeki bu çeşitlilik, konum, topografi, iklim, jeolojik yapı, litoloji ve tektonik gibi yerel etkenlere bağlı olarak değişebilmektedir (Simoni, 2011). Esence Dağları'nda Kartakçılarınyayla sirki 2328 m ile en uzun sirk durumunda iken, Aksu 4 sirki ise 1576 m ile en geniş sirk konumundadır (Tablo 5).

Uzunluk/Genişlik (L/W) oranı sirklerin boyut özellikleri hakkında oransal bilgiler sağlar (Graf, 1976; Seif & Ebrahimi, 2014). Uzunluk/Genişlik oranı bir sirkin planimetrik şeklini, yani bir sirkin uzunluğun genişlikten fazla ($L/W > 1.0$), genişliğin uzunluktan fazla ($L/W < 1.0$) veya yaklaşık olarak dairesel ($L/W \sim 1.0$) olup olmadığını tanımlar. Esence Dağları'ndaki sirklerin Uzunluk/Genişlik (L/W) oranları incelendiğinde 33 sirkin uzunluk değerlerinin genişlikten daha fazla olduğu, 14 sirkin ise genişlik değerlerinin uzunluktan daha fazla olduğu görülmektedir. 47 sirkin ortalama Uzunluk/Genişlik (L/W) oranı 1.27 ($L/W > 1.0$) olarak belirlenmiştir (Tablo 5). L/W oranının 1.27 olması sirklerin uzunluklarının genişliklerine nazaran daha fazla olduğu, bu durum üzerinde ise paleobuzulların sıklardan taşarak vadi buzullarına dönüşmesi etkili olmuştur. Fakat dikkat edilmesi gereken bir diğer nokta ise L/W oranının nispeten 1'e yakın olması (1.27) sirklerin sadece uzunlamasına değil yanal aşındırmanın da etkili olduğunu göstermektedir.

Dairesellik indisi sirklerin geometrik şekilleri hakkında bilgi veren ve bir sirkin ne kadar dairesel olduğunu gösteren önemli bir parametredir. Dairesellik indisi değerinin 1'e yakın olması şeklin dairesel bir özellikte olduğunu, değer 1'den uzaklaşması durumunda ise şekilde biçimsel bozulmanın arttığı anlamına gelmektedir. Barr ve Spagnolo (2015a)'nın dünyanın farklı yerlerinden derlediği 6.776 sirkin dairesellik indisi değeri 1.02'dir. Bu değerlere göre değerlendiren çalışma sahasında elde edilen dairesellik indisi 1.09'dur (Tablo 5). Batı Akdeniz'deki 11 dağlık sahadaki sirklerin dairesellik indisi değeri ise 0,89 olarak bulunmuştur (Evans vd., 2021). Çalışma sahasında elde edilen dairesellik indisi değerlerinin dünyadaki sirklerin ortalamasına yakın ve uyumlu olduğu görülürken, Batı Akdeniz'deki sıklara ait dairesellik indisi değerinden ise daha yüksek olduğu görülmektedir. Ayrıca çalışma sahasındaki sıklarda sadece uzama yönünde bir gelişmenin olmadığı aynı zamanda yanal genişlemenin de yaşanarak sirklerin ortalamasının dairesel bir şekle yakın özellikte olduğunu göstermesi açısından önemlidir.

Sirklerin alanları incelendiğinde ise en küçük sirkin 0,056 km² ile Meneş 5 sirki, en geniş alana sahip sirkin de 2.923 km² alan ile Kartakçılarınyayla sirki olduğu dikkat çeker. Sahadaki sirklerin ortalama alanı ise 0.46 km² olarak belirlenmiştir (Tablo 5). Çalışma alanındaki sirklerin ortalama alanı Barr ve Spagnolo (2015a)'nın elde ettiği ortalamadan (0.54 km²) düşük, fakat Evans vd. (2021)'in Batı Akdeniz'de elde ettikleri ortalamadan (0.31 km²) ise yüksektir. Sirklerin alansal ortalamalarındaki farklılıkları iklim, topoğrafya, litoloji ve tektonik gibi etkenlerin kontrolünde değişiklik gösterebilmektedir. Özellikle Batı Akdeniz'deki sirk alanlarının Esence Dağları'ndaki sıklardan küçük olmasında en etkili faktörün kayaç yapısındaki ve buzullaşmanın şiddetindeki farklılık olduğu söylenebilir.

Esence Dağları'nda litolojinin sirk oluşumu ve gelişimi üzerinde belirgin bir etkisi olduğu gözlemlenmektedir. Bu da sirk boyutlarının gelişimi hakkında birtakım bilgiler sağlamaktadır. Batı bölgesinde ofiyolit olarak bilinen serpantin kayaları bulunurken, doğu bölgesinde Karakaya Dağı çevresinde kireçtaşı litolojisi hakimdir. Bu farklı litolojiler, buzullaşmanın gelişimini farklılaştırmıştır. Ofiyolit kayalardan oluşan arazilerde gelişen sirkler daha açık, yayvan ve geniş bir yapıya sahipken, kireçtaşı üzerinde gelişen sirkler daha dik, kapalı ve derin bir şekilde meydana gelmektedir. Bu farklılık sonucunda serpantinler ve kireçtaşı üzerinde gelişen sirkler arasında belirgin özellik farkları görülmektedir. Dolayısıyla, jeolojik yapı ve iklimin sirklerin gelişimi üzerinde belirleyici bir etken olduğu söylenebilir. Bu durum farklı sahalarda da belirgin olarak ortaya çıkmaktadır. Örneğin Esence Dağları'ndaki sirklerin çoğunluğu serpantinler üzerinde gelişme gösterirken, Batı Akdeniz'deki sirkler genel olarak kalkerler üzerinde (Evans vd. 2021) gelişim göstermiştir. Kayaçların aşınma karşı dirençlerinin farklı olması aşınım dereceleri üzerinde etkili olmaktadır. Kısacası litolojik yapıdaki bu farklılıklar sirklerin gelişimi ve boyutları üzerinde etkili olan önemli bir etkidir.

3.4. Eğim

Yapılan çalışmalara göre glasiyal sirkler için, ortalama eğimin 12° - 45° (ideal eğim değeri 20° - 30° arası) arasında olduğu belirtilmiştir (Derbyshire & Evans, 1976). Ayrıca bir sirkin ortalama eğim değerinin 12° altında ve 45° üstünde bulunması buzulun rotasyonel akışı için uygun koşulları sağlamadığından glasiyal sirk olduğuna şüphe ile yaklaşıldığı belirtilmiştir (Derbyshire & Evans, 1976; Çılğın & Bayrakdar, 2018). Çalışma sahasındaki sirkler bu kriterlere göre değerlendirildiğinde ortalama eğim değerlerinin maksimum 32° ile minimum 17° arasında olduğu görülmektedir. Verilere göre çalışma sahasında yer alan sirklerin tamamının (47 sirk) ortalama eğim değerleri açısından kriterlere uyduğu görülmektedir. En yüksek eğim değerine sahip sirkler Karakaya buzullaşma alanındaki Sirk 1 ve Sirk 3 (32°) iken, en düşük ortalama eğim değerine sahip sirkin ise Soğanlı Buzullaşma alanındaki Sirk 5 (17°) olduğu görülmektedir. Dağlık sahadaki sirklerin tamamı için elde edilen ortalama eğim değeri 25° olarak belirlenmiştir (Tablo 5). Tüm sirklerin ortalama eğim değerinin (25°), sirkler için belirlenen ideal eğim değerleri (20° - 30° arası) içerisinde olduğu görülmektedir.

3.5. Bakı

Bulutsuz ablasyon mevsimi koşullarında, Kuzey Yarımküre'de KKD'ya, Güney Yarımküre'de ise GGD'ya bakan yamaçlar, doğrudan güneş ışınlarının çoğunu sabahları aldığı için hava sıcaklıkları nispeten düşüktür. Bu da ablasyonu sınırlar ve buzulun hayatta kalmasını ve buna bağlı olarak sirk gelişimini destekler (Evans, 1977; 2006; Bar & Spagnolo, 2015). Ülkemizde sirklerin kuzey yönlerine doğru yönelme eğilimi vardır ve genellikle sirkler K ve KD yönünde gelişme gösterirler (Çılğın & Bayrakdar, 2018; 2020; Evans vd. 2021; Şimşek vd. 2023). Çalışma sahasında sirklerin en fazla geliştiği yönler güneş radyasyonundan daha az etkilenen ve gölge etkisinin daha fazla olduğu kuzeyli yönlerdir. Bu sirklerin sayıları ve oranlarına bakıldığında, 19 sirkin K (%40), 11 sirkin KD (%23) ve 7 sirkin KB (%15) yönünde geliştiği belirlenmiştir. Ayrıca 5 sirkin D (%11), 4 sirkin B (%9) ve 1 sirkin ise GD (%2) yönünde geliştiği görülmektedir. Sonuç olarak çalışma sahasındaki sirklerin %70'i kuzeyli yönlerde gelişirken, G ve GB bakıya sahip yönlerde ise herhangi bir sirk gelişimine rastlanmamıştır (Tablo 7). Bu durum bakının buzullaşma üzerindeki etkisini göstermesi açısından önemlidir.

4. SONUÇ

CBS teknolojileri ve son yıllarda geliştirilen araç toolları ile birtakım analizler çok daha hızlı ve otomatik yapılabildiği yöntemlerle kıyaslanabilmektedir. Aynı zamanda çok büyük sirk popülasyonları arasındaki anomaliler belirlenip küresel, bölgesel ve yerel anlamda veri setlerini

karşılaştırma yapma imkânı bulunmaktadır. Bu araştırma ile, Doğu Anadolu'nun önemli yükseltilerinden biri konumundaki Esence Dağları'ndaki buzullaşma süreçlerinden biri olan sirkler incelenmiştir. Sirkler Aksu, Yedigöller, Soğanlı, Teknecik, Kazantepe, Meneş, Karakaya ve Kartakçılarınyayla buzul alanı ile birkaç münferit sirk şeklinde gelişme göstermiştir. Günümüz iklim koşullarında Esence Dağları'nda kalıcı kar bulunmamaktadır. Fakat çalışma sahası içinde buzul jeomorfolojisi ile ilgili süreçler günümüzde etkinliğini yitirmiş olsalar da Pleyistosen'de buzul şekillerinin Esence Dağları'nın jeomorfolojik yapısında bıraktığı izlerin halen net bir şekilde görülebilmektedir. Bu şekillerden biri olan sirkler dağlık sahanın önemli jeomorfolojik unsurları arasında yer almaktadır. Çalışma sahasında 1/250000 ölçekli topografya haritaları, arazi çalışmaları, ortofoto görüntüleri ve Google Earth yardımıyla 47 sirkin varlığı tespit edilmiş ve sirklerin morfometrik özellikleri belirlenmiştir.

Esence Dağları'ndaki sirklerin daha çok kuzeyli yönlerde geliştiği (%78), güney ve güneybatı bakıya sahip yamaçlarda sirk gelişimi yaşanmadığı ortaya konulmuştur. Siklere ait ortalama uzunluklarının 741 m, genişliğin 623 m, Uzunluk/Genişlik oranının ise 1.27 olduğu belirlenmiştir. Ayrıca ortalama alanlarının da 0.46 km² olduğu ortaya konulmuştur. Siklerden elde edilen ortalama eğim değerlerinin de (%25) ideal eğim değerleri içerisinde olduğu görülmektedir. Elde edilen bu değerlerin standardize edilmiş değerlere yakın ve uyumlu olduğu değerlendirilmiştir.

Sirklerin buzul vadisi ile konumu değerlendirildiğinde 12 sirkin buzul vadisi başında, 26 sirkin vadi yamacında, 9 sirkin ise bağımsız veya izole sirkler olarak geliştiği görülmüştür. Sirklerin şekilsel özellikleri incelendiğinde 33 sirkin basit, 10 sirkin sirk teknesi, 6 sirkin birleşik ve 4 sirkin basamaklı forma sahip olduğu anlaşılmıştır. Yine sirkler gelişim aşamasına göre değerlendirildiğinde, 27 si gelişmiş ve iyi gelişmiş sirk yapısı gösterdiği diğer sirklerin çok gelişmediği belirlenmiştir. Sirklerin gelişimi üzerinde bakı, eğim, litolojik yapı, topografya, yerel tektonik hareketler ve iklim özellikleri etkili olmuştur.

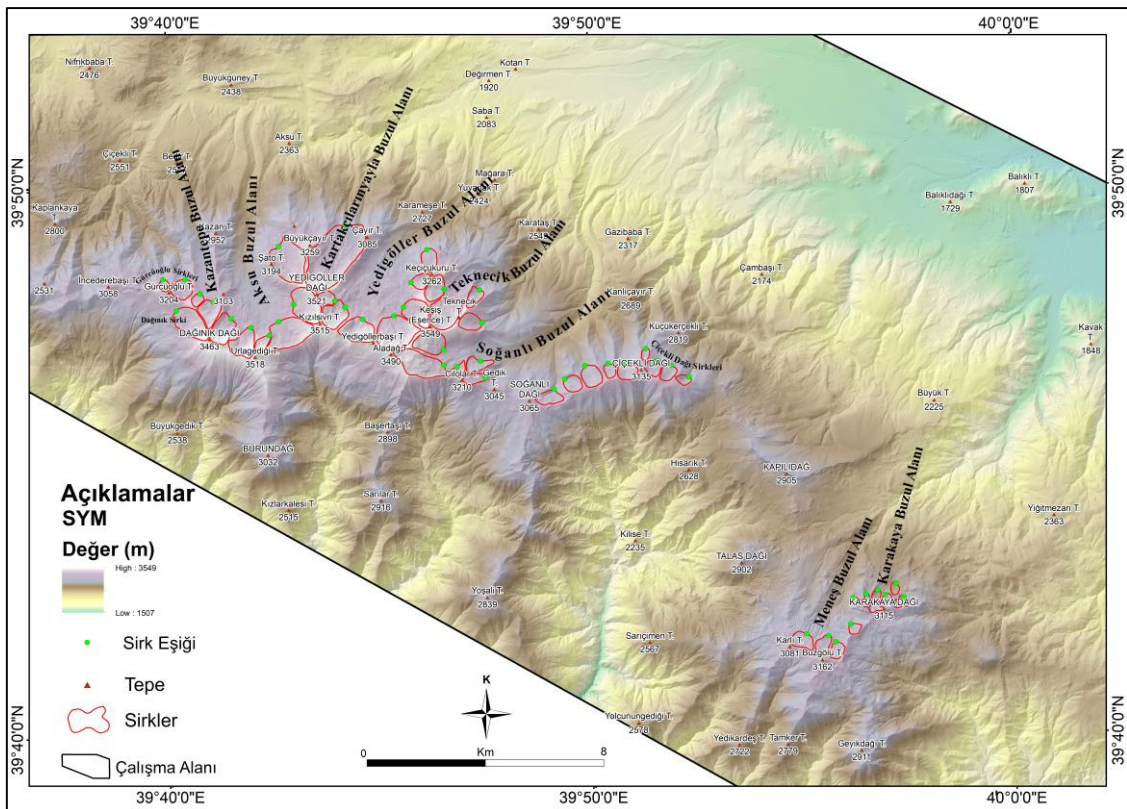
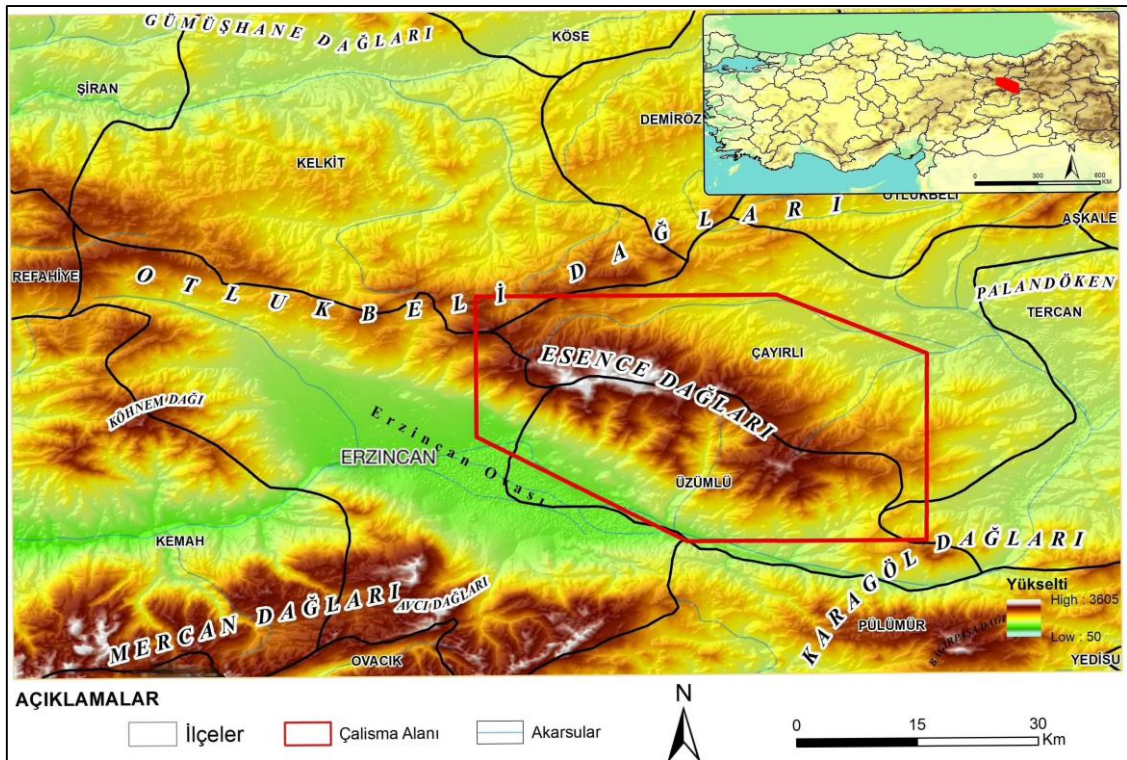
Katkı Belirtme

Bu çalışma, Fırat Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi (FÜBAP) tarafından İSBF.22.04 protokol numaralı proje ile desteklenmiştir.

Kaynaklar

- Akkan, E. & Tuncel, M. 1993. Esence (Keşiş) Dağlarında Buzul Şekilleri. *AÜ Türkiye Coğrafyası Dergisi*, 2, 225-239.
- Altınay, O. 2019. Karadağ'daki Sirklerin Morfometrik Özellikleri. *Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi*, İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, İstanbul.
- Altınay, O., Bayrakdar, C., & Çılğın, Z. 2019. Sirk Morfometrisi Çalışmalarında İnsansız Hava Araçları (İHA) ve CBS Kullanımlarına Bir Örnek: Karadağ Kütlesi (Batı Toroslar). In E. Akköprü, ve F. Döker, *Coğrafya Araştırmalarında Coğrafi Bilgi Sistemleri Uygulamaları* (pp. 163-176). Ankara: Pegem Akademi.
- Bayrakdar, C. 2023. *Kuşak Dağı'nda (Batı Toroslar) Kuvaterner Buzullaşmaları ve Eski Buzulların Morfometrisi*, İstanbul Üniversitesi Yayınları, İstanbul.
- Benn, D. I., & Evans, D. J. A. 1998. *Glaciers and Glaciation*. London: Arnold.
- Bennet, M. & Glasser, N. 2009. *Glacial Geology, Ice Sheets and Landforms*. UK: Wiley-Blackwell.
- Barr, I. D. & Spagnolo, M. 2015a. Glacial cirques as palaeoenvironmental indicators: Their potential and limitations. *Earth-Science Reviews*, 151, 48-78.
- Barr, I. D. & Spagnolo, M. 2015b. Understanding Controls On Cirque Floor Altitudes: Insights From Kamchatka. *Geomorphology*, 248, 1-13.
- Çılğın, Z. 2012. Dedegöl Dağı (Batı Toroslar) Buzul Jeomorfolojisi Etüdü. *Yayımlanmamış Doktora Tezi*, İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, İstanbul.
- Çılğın, Z. & Bayrakdar, C. 2018. Dedegöl Dağı'ndaki Glasiyal Sirklerin Morfometrik Özellikleri. *Coğrafya Dergisi*, 36, 27-48.
- Çılğın, Z. & Bayrakdar, C. 2020. Teke Yarımadası'ndaki (Güneybatı Anadolu) glasiyal sirklerin morfometrik özellikleri. *Türk Coğrafya Dergisi*, 74, 107-121.
- Çörtük, R. M., Çelik, Ö. F., Özkan, M., Sherlock, S. C., Marzoli, A., Altıntaş, İ. E., Topuz, G. 2016. Origin and geodynamic environments of the metamorphic sole rocks from the İzmir–Ankara–Erzincan suture zone (Tokat, northern Turkey). *Int Geol Rev.* 58, 1839- 1855.
- Davis, P. T. 1999. Cirques of the Presidential Range, New Hampshire, and surrounding alpine areas in the northeastern United States. *Géog. Phys. Quatern.* 53 (1), 25–45.
- Delmas, M., Gunnell, Y., & Calvet, M. 2015. A critical appraisal of allometric growth among alpine cirques based on multivariate statistics and spatial analysis. *Geomorphology*, 228, 637-652
- Derbyshire, E., & Evans, I. S. 1976. The climatic factor in cirque variation. E. Derbyshire, *Geomorphology and Climate* (s. 447-494). Chichester: John Wiley & Sons.
- Erinç, S. 2001. *Jeomorfoloji II* (3. Baskı). Der Yayınevi.
- Evans, I. S. 1977. World-wide variations in the direction and concentration of cirque and glacier aspects. *Geogr. Ann. Ser. A Phys. Geogr.* 59 (3/4), 151–175.
- Evans, I. S. 2006. Allometric development of glacial cirque form: Geological, relief and regional effects on the cirques of Wales. *Geomorphology*, 80 (3–4), 245–266
- Evans, I. S. & Cox, N. 1974. Geomorphometry and Operational Definition of Cirques, *Area*, 6 (2), 150 – 153
- Evans, I. S., & Cox, N. 1995. The form of glacial cirques in the English Lake district, *Cumbria. Zeitschrift für Geomorphologie*, 39, 175–202.
- Evans, I. S., Çılğın, Z., Bayrakdar, C. & Canpolat, E. 2021. The form, distribution and palaeoclimatic implications of cirques in southwest Turkey (Western Taurus). *Geomorphology*, 391, 107885.
- Graf, W. L. 1976. Cirques as glacier locations. *Arctic and Alpine Research*, VIII (1), 79-90.
- Hughes, P. D., Gibbard, P. L., & Woodward, J. C. 2007. Geological controls on Pleistocene glaci-ation and cirque form in Greece. *Geomorphology*, 88 (3), 242–253.
- Keserci, F., Bayrakdar, C., Çılğın, Z., & Evans, I. S. 2023. Modeling the form, distribution and paleoclimatic implications of former glaciers in the Teke Peninsula (Eastern Mediterranean, Turkey). *Geomorphology*, 431, 108683. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108683>
- Marinescu, E. 2007. The morphometry of the glacial cirques within The Gilort Basin. University of Craiova Series: *Geography*, 10, 5-12.
- Mîndrescu, M., Evan, I. S., & Cox, N. J. 2010. Climatic implications of cirque distribution in the Romanian Carpathians: Palaeowind directions during glacial periods. *Journal of Quaternary Science*, 25 (6), 875–888.

- Seven, M. 2024. Esence Dağları'nın Buzul Jeomorfolojisi ve Jeokronolojisi. *Yayımlanmamış Doktora Tezi*, Fırat Üniversitesi Sosyal Bilimleri Enstitüsü, Elazığ.
- Sarıfakıoğlu, E., Özen, H. & Winchester, J. A. 2009. Petrogenesis of Refahiye ophiolite and its tectonic significance for Neotethyan ophiolites along the İzmir– Ankara–Erzincan Suture zone. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 18, 187–207.
- Seif, A., & Ebrahimi, B. 2014. Combined use of GIS and experimental functions for the morphometric study of glacial cirques, Zardkuh Mountain, Iran. *Quaternary International*, 353, 236-249.
- Simoni, S. 2011. Typological and Morphometric Characteristics of the Glacial Cirques in Doamnei River Basin (Făgăraş Massif). *Forum Geografic, Volume 10*, Issue 1 / June 2011, pp. 35-49.
- Spagnolo, M., Pellitero, R., Barr, I. D., Ely, J. C., Pellicer, X. M. & Rea, B. R. 2016. ACME, a GIS tool for automated cirque metric extraction. *Geomorphology*, 278, 280-286.
- Şimşek, M, Öztürk, M. Z., Yeşilyurt, S. & Utlu, M. 2023. Morphometric characteristics and paleogeographic implication of glacial cirques in Eastern Black Sea Mountains (Türkiye). *Geomorphology* 441:108889. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108889>
- Tarhan, N. 2007. *1/100.000 ölçekli açınsama nitelikli Türkiye jeoloji haritaları serisi, Erzincan- İ43 paftası*: MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, 68, Ankara.
- Turoğlu, H. 2011. *Buzullar ve Buzul Jeomorfolojisi*. Çantay Kitabevi.
- Trenhaile, A. S. 1976. Cirque Morphometry in the Canadian Cordillera, *Annals of the Association of American Geographers*, 66 (3).

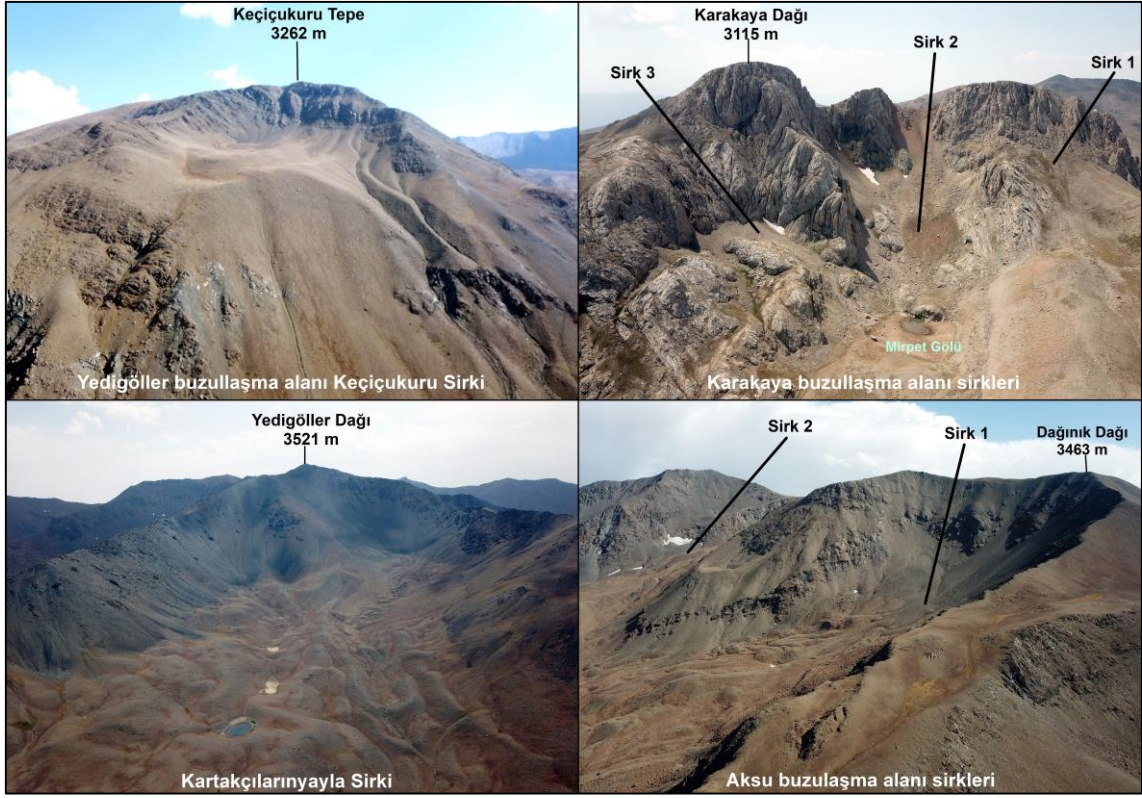


Tablo 2. Sirklerin gelişim aşamasına göre sınıflandırılması. (Evans & Cox, 1995; Çılğın & Bayraktar, 2020).

Sirklerin Gelişim Aşaması	Tanımı
1= Klasik	Sirk duvarı ve sirk tabanı belirgin olarak ortaya çıkmıştır. Sirk duvarı taban çevresinde kavislenerek uzanmakta ve sirk tabanında göl bulunmaktadır.
2= İyi Gelişmiş	Sirk duvarı ve tabanı belirgin olarak ortaya çıkmıştır. Sirk duvarı taban çevresinde kavislenerek uzanmakta ancak sirk tabanında göl bulunmamaktadır.
3= Belirgin	Sirkin varlığı tartışmasızdır, ancak tabanı veya sirk duvarı özelliklerinden biri zayıf olabilir.
4= Az Gelişmiş	Zayıf, az gelişmiş ve bazı şüphelerin olduğu sirklerdir. Ancak iyi gelişmiş özelliklerden biri zayıf olanı telafi eder.
5= Marjinal	Varlığı ve orijini şüpheli olan sirklerdir.

Tablo 3. Sirklerin şekilsel özelliklerine göre sınıflandırılması (Benn & Evans, 1998; Çılğın & Bayraktar, 2020).

Şekillerine Göre Sirkler	Tanımı
Basit Sirkler	Orta boyutlarda, belirginleşmiş sirk unsurları ihtiva eden (taban, sirk duvarı, eşik), izohipslerin yarı dairesel uzanış gösterdiği, sirk içinde basamak veya eşik bulundurmeyen sirklerdir.
Sirk Tekneleri	Buzul vadisinin en yüksekte yer alan bölümüdür. Sirk-vadi arası bir şekle sahip olup, buzul vadisine doğru genişleyerek açılır.
Birleşik Sirkler	Benzer boyutlara sahip, birbirinden küçük sırtlarda ayrılan bir veya daha fazla sirkin birleşimi ile oluşan sirklerdir.
Basamaklı Sirkler	İki veya daha fazla sirkin birbiri üzerinde yer aldığı sirklerdir.



Fotoğraf 1. Esence Dağları'ndaki bazı sirklerin drone görüntüleri.

Tablo 4. Esence Dağları'ndaki sirklerin sınıflandırılması.

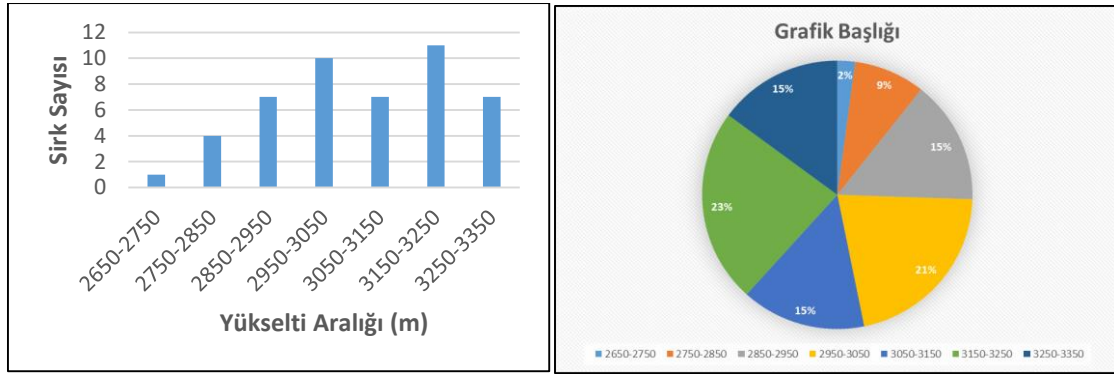
No	Buzullaşma Alanı	Sirk Adı	Sınıflama Kriterleri							Gelişim Aşaması	Bakı
			Buzul Vadisi ile Olan Konumuna Göre			Şekillerine Göre					
			Vadi başı sirkleri	Vadi yamacı sirkleri	İzole veya Bağımsız Sirkler	Basit Sirk	Sirk Tekneleri	Birleşik Sirkler	Basamaklı Sirkler		
1	Aksu	Aksu Sirk 1		*		*				2 (İyi Gelişmiş)	KD
2		Aksu Sirk 2		*				*		2 (İyi Gelişmiş)	K
3		Aksu Sirk 3		*						3 (Belirgin)	KD
4		Aksu Sirk 4	*			*		*		1 (Klasik)	KB
5		Aksu Sirk 5		*		*				2 (İyi Gelişmiş)	B
6		Şato	*				*	*		2 (İyi Gelişmiş)	KB
7	Yedigöller	Yedigöller Sirk 1		*		*				1 (Klasik)	D
8		Yedigöller Sirk 2		*		*				2 (İyi Gelişmiş)	KD
9		Yedigöller Sirk 3		*				*		1 (Klasik)	K
10		Yedigöller Sirk 4	*				*			3 (Belirgin)	K
11		Yedigöller Sirk 5		*		*				2 (İyi Gelişmiş)	B
12		Yedigöller Sirk 6		*		*				2 (İyi Gelişmiş)	B
13		Keçiçukuru		*		*				2 (İyi Gelişmiş)	K
14	Soğanlı	Soğanlı Sirk 1	*				*		*	1 (Klasik)	D
15		Soğanlı Sirk 2		*		*				2 (İyi Gelişmiş)	GD
16		Soğanlı Sirk 3		*		*				2 (İyi Gelişmiş)	K
17		Soğanlı Sirk 4		*		*				3 (Belirgin)	K
18		Soğanlı Sirk 5		*		*				4 (Az Gelişmiş)	D
19		Soğanlı Sirk 6		*		*				4 (Az Gelişmiş)	K
20		Soğanlı Sirk 7		*		*				4 (Az Gelişmiş)	KB
21		Soğanlı Sirk 8		*		*				4 (Az Gelişmiş)	KB
22		Soğanlı Sirk 9		*		*				4 (Az Gelişmiş)	K
23		Soğanlı Sirk 10		*		*				3 (Belirgin)	K
24	Teknecik	Teknecik 1	*				*			2 (İyi Gelişmiş)	KD
25		Teknecik 2		*		*				1 (Klasik)	D
26		Teknecik 3		*		*				2 (İyi Gelişmiş)	KD
27		Teknecik 4			*	*				3 (Belirgin)	D
28	Kazantepe	Kazantepe 1	*				*		*	2 (İyi Gelişmiş)	KD
29		Kazantepe 2		*		*				2 (İyi Gelişmiş)	K
30	Meneş	Meneş 1	*				*			3 (Belirgin)	K
31		Meneş 2	*				*			3 (Belirgin)	KD
32		Meneş 3	*				*			3 (Belirgin)	K
33		Meneş 4		*		*				3 (Belirgin)	KB
34		Meneş 5		*		*				2 (İyi Gelişmiş)	KB
35	Karakaya	Karakaya 1		*		*				3 (Belirgin)	K
36		Karakaya 2	*				*	*		1 (Klasik)	K
37		Karakaya 3		*		*				3 (Belirgin)	KB
38		Karakaya 4	*			*				1 (Klasik)	K
39		Karakaya 5			*			*		3 (Belirgin)	KD
40	Kartakçılarınayla	Kartakçılarınayla	*				*	*		1 (Klasik)	KD
41	Münferit Sirkler	Dağınık			*	*				2 (İyi Gelişmiş)	B
42		Gürcüoğlu			*	*				2 (İyi Gelişmiş)	K
43		Gürcüoğlu batısı			*	*				3 (Belirgin)	K
44		Münferit 1			*	*				3 (Belirgin)	KD
45		Münferit 2			*	*				2 (İyi Gelişmiş)	KD
46		Münferit 3			*	*				2 (İyi Gelişmiş)	K
47		Münferit 4			*	*				3 (Belirgin)	KD

Tablo 5. Esence Dağları'ndaki sirklerin morfometrik özellikleri.

Sirk No	Sirk Adı	Uzunluk (L) (m)	Genişlik (W) (m)	Uzunluk/Genişlik Oranı (L/W)	Sirk Çevresi Uzunluğu (Perimeter) (m)	Alan (2D) (km ²)	Alan (3D) (km ²)	Dairesellik İndeksi (Circular)	Minimum Sirk Yüksekliği (m)	Maksimum Sirk Yüksekliği (m)	Sirk Yüksekliği (m)	Ortalama Sirk Yüksekliği (m)	Ortalama Sirk Eğimi (o)	Sirk Yönü (o)	Rölatif Yön (Sirk Bakışı)	Sirk Hipsometrik Maksimumu	Sirk Hipsometrik integrali (HI)
1	Aksu 1	993	663	1.498	3031	0.603	0.71	1.1	3051	3477	426	3227	30	35	KD	3086	0.441
2	Aksu 2	1028	615	1.672	3204	0.62	0.727	1.142	3065	3486	421	3269	28	20	K	3220	0.508
3	Aksu 3	726	379	1.916	1801	0.204	0.234	1.123	3149	3488	339	3297	29	25	KD	3274	0.464
4	Aksu 4	1012	1576	0.642	4476	1.211	1.313	1.147	2979	3424	445	3158	21	304	KB	3114	0.419
5	Aksu 5	935	1065	0.878	3648	0.911	1.052	1.078	3086	3480	394	3251	28	261	B	3161	0.45
6	Şato	1450	1103	1.315	4455	1.298	1.400	1.103	2956	3332	376	3120	20	318	KB	3050	0.46
7	Yedigöller 1	607	476	1.275	1732	0.213	0.246	1.057	3246	3492	246	3347	29	108	D	3261	0.44
8	Yedigöller 2	928	768	1.208	3014	0.609	0.705	1.089	3097	3476	379	3262	28	50	KD	3162	0.464
9	Yedigöller 3	821	1110	0.74	3363	0.747	0.838	1.098	3130	3478	348	3266	26	12	K	3165	0.41
10	Yedigöller 4	1117	1477	0.756	4146	1.206	1.360	1.065	3080	3479	399	3220	24	353	K	3185	0.381
11	Yedigöller 5	918	702	1.308	3110	0.631	0.72	1.104	3062	3499	437	3203	26	291	B	3087	0.35
12	Yedigöller 6	653	515	1.268	1884	0.255	0.299	1.051	2984	3276	292	3110	31	286	B	3049	0.462
13	Keçiçukuru	765	521	1.468	2136	0.333	0.377	1.044	2893	3258	365	3034	27	349	K	2988	0.417
14	Soğanlı 1	1402	768	1.826	4471	1.081	1.169	1.213	3075	3468	393	3235	20	105	D	3130	0.426
15	Soğanlı 2	956	781	1.224	3025	0.646	0.734	1.061	3070	3500	430	3263	27	147	GD	3245	0.471
16	Soğanlı 3	371	468	0.793	1776	0.166	0.177	1.227	2988	3157	169	3067	22	355	K	3063	0.507
17	Soğanlı 4	547	513	1.066	2514	0.305	0.363	1.284	2814	3131	317	2946	31	18	K	2888	0.454
18	Soğanlı 5	767	336	2.283	1886	0.214	0.219	1.15	3011	3201	190	3106	17	84	D	3126	0.532
19	Soğanlı 6	604	633	0.954	2321	0.323	0.342	1.15	2799	3006	207	2922	21	18	K	2954	0.611
20	Soğanlı 7	673	578	1.164	1932	0.279	0.294	1.031	2796	3005	209	2904	21	308	KB	2911	0.54
21	Soğanlı 8	790	640	1.234	2350	0.41	0.435	1.035	2790	3084	294	2943	21	320	KB	2974	0.54
22	Soğanlı 9	498	372	1.339	1430	0.151	0.16	1.038	2894	3087	193	2989	23	348	K	2988	0.521
23	Soğanlı 10	568	698	0.814	2048	0.31	0.333	1.037	2901	3126	225	3020	23	343	K	2976	0.553
24	Teknecik 1	1017	961	1.058	3522	0.865	0.976	1.068	3110	3496	386	3232	24	30	KD	3225	0.344
25	Teknecik 2	607	850	0.714	2516	0.439	0.487	1.071	3118	3423	305	3197	23	92	D	3143	0.29
26	Teknecik 3	705	379	1.86	2053	0.256	0.289	1.143	2914	3248	334	3038	28	27	KD	2958	0.394
27	Teknecik 4	775	569	1.362	2176	0.348	0.387	1.039	2993	3330	337	3160	27	92	D	3118	0.516
28	Kazantepe 1	772	738	1.046	2794	0.481	0.515	1.136	3075	3333	258	3193	21	27	KD	3250	0.474
29	Kazantepe 2	472	361	1.307	1342	0.131	0.147	1.045	3054	3305	251	3151	29	21	K	3089	0.419
30	Meneş 1	517	783	0.66	2298	0.343	0.358	1.106	2907	3097	190	2983	18	17	K	2942	0.432
31	Meneş 2	722	457	1.58	2023	0.272	0.288	1.094	2893	3133	240	2992	20	29	KD	2907	0.446
32	Meneş 3	575	506	1.136	1750	0.255	0.239	1.04	2894	3078	184	2990	22	354	K	2989	0.546
33	Meneş 4	392	431	0.91	1324	0.124	0.129	1.059	2862	2986	124	2926	20	321	KB	2956	0.554
34	Meneş 5	244	274	0.891	889	0.056	0.063	1.056	2749	2893	144	2796	28	312	KB	2754	0.386
35	Karakaya 1	440	203	2.167	1141	0.078	0.093	1.149	2788	3069	281	2890	32	13	K	2803	0.418
36	Karakaya 2	761	273	2.788	2185	0.225	0.278	1.299	2680	3103	423	2814	30	21	K	2695	0.366
37	Karakaya 3	262	318	0.824	934	0.065	0.081	1.028	2740	2920	180	2804	32	311	KB	2808	0.402
38	Karakaya 4	386	306	1.261	1161	0.096	0.107	1.052	2637	2817	180	2670	20	356	K	2642	0.244
39	Karakaya 5	389	274	1.42	1673	0.132	0.151	1.295	2731	2931	200	2832	29	23	KD	2896	0.536
40	Dağınık	1409	741	1.901	3596	0.861	0.936	1.093	3019	3431	412	3162	22	283	B	3084	0.37
41	Kartakçılarınayla	2328	1429	1.629	6779	2.923	3.205	1.119	2815	3461	646	3079	22	21	K	3032	0.423
42	Gürcüoğlu	670	743	0.902	2275	0.393	0.413	1.023	2953	3179	226	3054	18	22	K	3016	0.475
43	Gürcüoğlu batısı	421	343	1.227	1214	0.112	0.12	1.023	3000	3176	176	3089	25	342	K	3104	0.537
44	Münferit 1	364	261	1.395	1102	0.086	0.089	1.055	2910	3048	138	2975	20	7	K	2964	0.508
45	Münferit 2	526	523	1.006	1809	0.241	0.255	1.038	2921	3110	189	3009	20	40	KD	2976	0.495
46	Münferit 3	567	458	1.238	1857	0.24	0.265	1.069	2867	3103	236	2953	25	24	KD	2921	0.401
47	Münferit 4	379	366	1.036	1365	0.128	0.142	1.072	2833	3023	190	2934	27	52	KD	2998	0.563
Esence Dağları		741	623	1,27	2415	0.464	0.515	1.097	2944	3236	292	3066	25	-	-	3028	0.454

Tablo 6. Esence Dağları'nda buzullaşma alanlarında yer alan sirklerin minimum, maksimum, ortalama ve sirk yükseklik değerleri.

Buzullaşma Alanları	Minimum Sirk Yüksekliği (m)	Maksimum Sirk Yüksekliği (m)	Ortalama Sirk Yüksekliği (m)	Sirk Yüksekliği (m)
Aksu (6 Sirk)	3047	3447	3220	400
Yedigöller (7 Sirk)	3070	3423	3206	353
Soğanlı (10 Sirk)	2913	3176	3039	262
Teknecik (4 Sirk)	3033	3374	3157	340
Kazantepe (2 Sirk)	3064	3319	3172	255
Meneş (5 Sirk)	2861	3037	2937	176
Karakaya (5 Sirk)	2715	2968	2802	253
Dağınık (1 Sirk)	3019	3431	3162	412
Kartakçılarınayla (1 Sirk)	2815	3461	3079	646
Gürcüoğlu Sirkleri (2 Sirk)	2976	3177	3071	201
Çiçekli Dağ Sirkleri (4 Sirk)	2882	3071	2968	188
Esence Dağları Genel (47 Sirk)	2944	3236	3066	292



Şekil 4. Esence Dağları'ndaki sirklerin 100 m yükseklik dağılımı (solda) ve oranları (sağda).

Tablo 7. Esence Dağları'ndaki sirklerin bulundukları alan ve geliştikleri yönler.

Buzullaşma Alanları	K	KD	D	GD	G	GB	B	KB	Toplam
Aksu	1	2	—	—	—	—	1	2	6
Yedigöller	3	1	1	—	—	—	2	—	7
Soğanlı	5	—	2	1	—	—	—	2	10
Teknecik	—	2	2	—	—	—	—	—	4
Kazantepe	1	1	—	—	—	—	—	—	2
Meneş	2	1	—	—	—	—	—	2	5
Karakaya	3	1	—	—	—	—	—	1	5
Dağınık Sirk	—	—	—	—	—	—	1	—	1
Kartakçılarınayla	1	—	—	—	—	—	—	—	1
Gürcüoğlu Sirkleri	2	—	—	—	—	—	—	—	2
Münferit Sirkler	1	3	—	—	—	—	—	—	4
TOPLAM	19	11	5	1	—	—	4	7	47

Tavşanlı Höyük Çevresinde Paleocoğrafya Araştırmaları (Tavşanlı-Kütahya)

Paleogeographical Studies Around Tavşanlı Höyük (Tavşanlı-Kütahya)

Ebubekir KARAKOCA¹, Levent UNCU²

Özet

İç Anadolu ile Ege kıyı bölgesi kültürleri arasında, coğrafi özellikleri bakımından bir geçiş güzergahında yer alan ve Tavşanlı Ovası'nı kat eden Orhaneli Çayı'nın kenarında bulunan Tavşanlı höyük, ilk defa 1988 yılında Turan Efe tarafından literatüre kazandırılmıştır. Yüzeyden toplanan malzemeler, Tavşanlı Höyüğü'nün Kütahya ve Eskişehir çevresindeki diğer birçok höyük gibi Tunç Çağları boyunca yerleşmeye sahne olduğunu göstermiştir. Bu bölgedeki yüzey araştırmaları, 2017 yılında Erkan Fidan tarafından başlatılan “Eskişehir ve Kütahya Tarihöncesi Dönem Yüzey Araştırması-EKAR” adlı proje ile devam etmiş, 2021 yılında ise höyükte arkeolojik kazılara başlanmıştır.

Bu proje kapsamında 2018 ve 2019 yıllarında, Bilecik Şeyh Edebali Üniversitesi Coğrafya Bölümü öğretim üyeleri Levent Uncu ve Ebubekir Karakoca tarafından Tavşanlı Höyük'te jeoarkeolojik çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmalarda, höyüğün ilk kurulduğu dönemdeki bölgenin paleocoğrafya özelliklerinin belirlenmesi ve doğal ortam değişimlerinin kronostratigrafik bir çerçeveye oturtulması amaçlanmıştır. Bu bağlamda, höyük çevresinde yapılan 8 adet delgi-sondajdan alınan sediman örnekleri paleo-ortamsal olarak değerlendirilmiş ve C14 tarihlendirmeleriyle kronostratigrafik bir çerçeve oluşturulmuştur.

Tavşanlı höyük çevresinde yapılan delgi-sondajlar, İlk Tunç Çağı başlarında, bölgede sık bir bataklık/göl ortamının bulunduğunu ve bu sulak alanın yerleşimin kuruluş yeri seçiminde önemli rol oynadığını göstermiştir. Karotlardaki antropojenik katlar, yanık ve yapı katları içeren 8-10 metre kalınlıktaki kültür dolgusu ve radyokarbon tarihlendirmeleri bu sulak ortamın, Geç Tunç Çağı başına kadar varlığını koruduğunu ve höyüğün Tunç Çağları boyunca yoğun bir insan kullanıma sahne olduğunu göstermiştir.

Anahtar Kelimeler: Tavşanlı Höyük, Kütahya, Tunç Çağı, Paleocoğrafya, Jeoarkeoloji

Abstract

Tavşanlı Höyük, situated on the banks of the Orhaneli Stream, which traverses the Tavşanlı Plain and serves as a transitional route in terms of geographical features between the cultures of Central Anatolia and the Aegean coastal region, was first introduced to the academic literature by Turan Efe in 1988. Surface materials collected indicate that Tavşanlı Höyük, akin to many other mounds in the Kütahya and Eskişehir regions, was a site of continuous settlement throughout the Bronze Ages. Surface surveys in this area were furthered by the 'Eskişehir and Kütahya Prehistoric Period Surface Survey-EKAR' project, initiated by Erkan Fidan in 2017, culminating in the commencement of archaeological excavations at the mound in 2021.

In the years 2018 and 2019, within the scope of this project, geoarchaeological studies were conducted at Tavşanlı Höyük by Levent Uncu and Ebubekir Karakoca, Department of Geography at Bilecik Şeyh Edebali University. These studies aimed to determine the palaeogeographical characteristics of the region during the initial establishment of the mound and to place the changes in the natural environment within a chronostratigraphic framework. In this context, sediment samples taken from eight drillings were evaluated palaeoenvironmentally, and a chronostratigraphic framework was established through C14 dating.

¹Dr. Öğr. Üyesi, Bilecik Şeyh Edebali Üniversitesi İnsan ve Toplum Bilimleri Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Bilecik/Türkiye. e-mail: ebubekir.karakoca@bilecik.edu.tr

²Doç. Dr., Bilecik Şeyh Edebali Üniversitesi İnsan ve Toplum Bilimleri Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Bilecik/Türkiye. e-mail: levent.uncu@bilecik.edu.tr

Geoarchaeological studies and drillings around Tavşanlı Höyük have shown that during the Early Bronze Age, there was a shallow lake environment in the region, which played a significant role in the selection of the settlement site. The 8-10 m thick cultural deposits in the cores, containing anthropogenic layers, burn layers, and structural layers, along with radiocarbon dating, indicate that this wetland environment persisted until the beginning of the Late Bronze Age and was intensively used by humans throughout the Bronze Ages.

Keywords: Tavşanlı Höyük, Kütahya, Bronze Age, Palaeogeography, Geoarchaeology

GİRİŞ

Kütahya ilinin kuzeybatısında bulunan Tavşanlı Höyüğü, Tavşanlı ilçe merkezine yaklaşık 2 km uzaklıkta, içerisinde Orhaneli Çayının akmakta olduğu Tavşanlı Ovası olarak adlandırılan geniş bir depresyonun ortasında bulunmaktadır (Efe, 1990; Şekil 1). Günümüzde Orhaneli Çayı, höyüğü hemen eteklerinden akarak kuzey ve doğudan sınırlandırmaktadır. Höyük, 650 m x 680 m boyutlarında ve yaklaşık 44 hektarlık bir alana yayılmakta, en yüksek noktasında vadi tabanından 14 m yüksekliğe kadar çıkmakta, höyükteki kültür dolgusunun toplam kalınlığı ise 21 m ye ulaşmaktadır (Fidan, 2021; Fidan, Uncu & Karakoca, 2021; Şekil 2). Bu alandan yüzey araştırması sırasında toplanan çanak-çömlek parçaları, höyüğün Tunç Çağları (Erken, Orta ve Geç Tunç Çağı) boyunca yoğun bir yerleşmeye sahne olduğuna ve daha sonra yerleşmenin terk edildiğine işaret etmektedir (Efe, 1990; Fidan, Uncu & Karakoca, 2021).

Tavşanlı Höyük’e dair ilk arkeolojik bilgiler, 1988 yılında İç Batı Anadolu’daki Tunç Çağı yerleşmelerinin tespiti amacıyla Turan Efe başkanlığındaki bir araştırma grubu tarafından yürütülen arazi çalışmalarına dayanmaktadır. Yüzey araştırmaları 1990’ların ortasına kadar devam etmiş ve bölgede bu döneme ait çok sayıda höyük tespit edilmiştir. 2017 yılında ise Batı Anadolu’da M.Ö. 3. bin yılın sonu ile 2. bin yıla rastlayan dönemi aydınlatmak amacıyla Dr. Erkan Fidan başkanlığında “Eskişehir ve Kütahya Tarihöncesi Dönem Yüzey Araştırması” adlı proje başlatılmıştır (Fidan, 2021). Bu kapsamda proje başkanının daveti üzerine, Hacıkebir ve Tavşanlı Höyük’te paleocoğrafya-jeoarkeoloji çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Tavşanlı Höyüğü’nde 2018 ve 2019 yıllarında iki dönem halinde gerçekleştirilen çalışmalarda, höyüğün ilk kurulduğu dönemdeki paleocoğrafya özelliklerinin belirlenmesi ve höyük çevresinde meydana gelen doğal çevre değişimlerinin höyük stratigrafisine etkilerinin kronostratigrafik bir çerçeveye oturtulması amaçlanmıştır.

YÖNTEM

Paleocoğrafya-jeoarkeoloji çalışmalarında sedimantolojik verileri elde etmenin en ekonomik ve kolay yolu hızlı sonuç veren bir çalışma yöntemi olan delgi-sondajlardır (Kayan, 2018). Tavşanlı Höyük’teki delgi-sondajlar, manuel çakmalı sistemle çalışan Atlas Copco marka bir makina yardımıyla pekleşmemiş alüvyal dolgular ve höyükteki uygun yerlerde zemine 5-6 cm. çapında ve 1,10 cm. uzunluğunda yarı açık uçlar çakılarak karotlar alınması şeklinde yürütülmüştür. Zemine çakılan uçlar bir hidrolik yardımıyla topraktan çıkartıldıktan sonra, ucun içerisindeki sedimanlar tane boyu, renk gibi değişken özellikleri ve içerdikleri diğer materyaller (keramik, kerpiç, fosil ve bitki kalıntısı gibi) dikkate alınarak not edilmiş ve fotoğraflanarak arşivlenmiştir (Şekil 2). Daha sonra ise çeşitli laboratuvar analizlerinde kullanılmak üzere belirlenen derinliklerden sediman örnekleri ve tarihlendirme için uygun kalıntılar alınarak torbalara konulmuştur. Arazi çalışması sonrasında, karotlardan alınan organik kalıntılardan 10 tanesine TÜBİTAK Marmara Araştırma Merkezi’nde (MAM) radyokarbon 14 tarihlendirmesi uygulanmıştır. Bu tarihlendirmelerden elde edilen sonuçlar Tavşanlı höyüğünün Tunç Çağı krono-stratigrafisinin oluşturulabilmesine imkân sağlamıştır.

Tavşanlı Höyük’teki çalışmalarda, höyüğün yakın çevresinde ve üzerinde (proje başkanının izniyle) deniz seviyesinden yüksekliği 821-825 m arasında değişen ve en derini 8 metreye kadar inen toplam 8 adet delgi-sondaj yapılmıştır (Şekil 2). Bulgular bölümünde, Tavşanlı Höyükte yapılmış

olan bu delgi-sondajlardan alınan karotların sedimantolojik özellikleri ve buluntulara dayalı olarak yapılan paleo-ortamsal (çevresel) değerlendirmeler detaylı bir şekilde verilmiştir.

BULGULAR

Delgi-Sondajlara ait Sedimantolojik Bulgular ve Paleo-Ortamsal Değerlendirmeler

TVŞ 1 numaralı sondaj (deniz seviyesinden yüksekliği 824,2 m, derinliği 600 cm): 0-30 cm arasındaki sürüm katının altında, 290 cm'ye kadar bol miktarda arkeolojik materyal (43, 45, 50, 78 cm'lerde keramik parçası, 84 cm'de sileks ve 77, 158 cm'lerde kemik parçaları, 30, 63, 78 cm'lerde kireçtaşı parçaları, yer yer yanmış odun parçaları) içeren koyu kahverengi, silt ağırlıklı taşkın ovası sedimanları/kültür katı bulunmaktadır. 290-295 ve 355-360 cm'ler arasında sarı renkli kerpiçten oluşan yapı katı ve 330-355 cm arasındaki yanık katı kalın bir kültür katının varlığına işaret etmektedir. 360-600 cm'ler arasında gözlenen zeytuni gri renkli sığ göl/ard bataklık sedimanları ise insan etkisinin çok fazla olduğu arkeolojik materyal (442, 524, 528 cm'lerde keramik parçaları, 530-555 cm ve 584-588 cm'ler arasında iri kireçtaşı parçaları ve 555-565 cm arasında sarı renkli kerpiçlerden oluşan bir yapı katı) içeren bir bölüm gözlenmektedir. Bu birim, 290 cm'den sonra höyüğün kesiminde yoğun bir insan kullanıma işaret eden antropojenik kata karşılık gelmektedir.

TVŞ 2 numaralı sondaj (deniz seviyesinden yüksekliği 824,5 m, derinliği 800 cm): 0-30 cm arasındaki sürüm katının altında, 122 cm'ye kadar az miktarda arkeolojik materyal (73 cm'de kerpiç ve keramik parçası, 83-86 cm arasında iri kireçtaşı parçaları, yer yer yanmış odun parçaları) içeren koyu kahverengi, silt ağırlıklı taşkın ovası sedimanları bulunmaktadır. 122-225 cm'ler arasında ise yanmış odun kalıntıları ve arkeolojik materyallerle (özellikle 145-175 cm arasında kerpiç ve keramik parçaları, 178 cm'de kemik, 180 cm'de keramik, 195 cm'de kerpiç, 220-225 cm'ler arasında keramik parçaları) içeren bir yanık kültür katı yer almaktadır. 225 cm'den sonra ise zeytuni gri renkli Sığ göl/ard bataklık sedimanlarının ağırlık kazandığı az miktarda arkeolojik materyal (242-247 cm arasında sarı renkli kerpiçlerden oluşan bir yapı katı, 234, 247 cm'lerde keramik parçaları) içeren bir bölüm gözlenmektedir. Bu birim, 360-520 cm'ler arasında ise koyu siyahımsı renkli bir yanık-kültür katı bulunmaktadır. Bu yanık katı içerisinde, 435-440 cm'ler arasında sarı renkli kerpiçlerden oluşan bir yapı katı ve 450 cm'de bir keramik parçası tespit edilmiştir. 520-600 cm'ler arasında malzeme dökülmüş olmakla birlikte 600-667 cm'ler arasında tekrar arkeolojik bakımdan steril bir yanık katına girilmesi kalın bir tabaka olduğunu göstermektedir. 667-800 cm'ler arasında ise zeytuni gri renkli sığ göl/ard bataklık bir su ortamında biriktirilmiş çamurlar dikkati çekmektedir. Bu çamurlar, yer yer yanmış bitki kalıntıları içermekle birlikte az miktarda arkeolojik materyal (764 cm keramik, 785 cm kerpiç parçaları gibi) de içermektedir.

TVŞ 3 numaralı sondaj (deniz seviyesinden yüksekliği 822,5 m, derinliği 300 cm): 0-30 cm arasındaki sürüm katının altında, 165 cm'ye kadar az miktarda arkeolojik materyal (83 cm'de kerpiç, 125 cm dış, 148 cm'de keramik parçası) içeren koyu kahverengi, silt ağırlıklı taşkın ovası sedimanları bulunmaktadır. 165-280 cm'ler arasında ise yanmış odun kalıntıları ve arkeolojik materyallerle (189 cm kerpiç, 190 cm keramik parçası) karışık halde bulunan bir yanık-kültür katı yer almaktadır. 244 cm'den sonra bu katın içerisinde yer yer taşkın ovası sedimanlarının ağırlık kazandığı bir bölüm gözlenmektedir. 280-300 cm'ler arasında koyu siyahımsı gri renkli çamurlar ise sığ göl/ard bataklık bir su ortamında biriktirilmiştir. Bu birim, yer yer yanmış bitki kalıntıları içermekle birlikte arkeolojik bakımdan tamamen sterildir.

TVŞ 4 numaralı sondaj (deniz seviyesinden yüksekliği 821,9 m, derinliği 600 cm): 0-30 cm arasındaki sürüm katının altında, 180 cm'ye kadar arkeolojik materyaller içeren bir kültür katı bulunmaktadır. Koyu kahverengi, silt çamurunun içerisinde keramik parçaları (44, 48, 62, 81, 153 170 cm'lerde) gözlemlenmiştir. 180-240 cm'ler arasında koyu kahverengi, siltin hâkim olduğu bölüm ise arkeolojik bakımdan steril olan taşkın ovası sedimanlarından oluşmaktadır. 240 cm'den 345 cm'ye

kadar kil miktarı artarak sert bir çamur özelliği kazanan taşkın sedimanları içerisinde bulunan birkaç keramik ve kemik parçası (265 ve 283 cm) çevre yamaçlardan taşınmış olmalıdır. 345-440 cm'ler arasında ise sedimanlardaki kil miktarı tekrar azalarak çamur tamamen steril bir özellik kazanmaktadır. Bu birimin içerisinde 380-385 cm'ler arasında gözlenen taşlı birim ise insan tarafından buraya yerleştirilmiş olan antropojenik kat olarak değerlendirilmiştir. 440 cm'den sonra sedimanlarda belirgin bir değişim dikkati çekmektedir. 440-525 cm'ler arasındaki kum matriksli çakıllı sedimanlar akarsu yatağının hemen yakını ve dere yatağındaki flüvyal ortamı temsil etmektedir. 525-587 cm'ler arasındaki koyu siyahımsı gri renkli çamurlar ise sığ göl/bataklık bir su ortamında biriktirilmiştir. Bu birimin altında (587-600 cm'ler arasında) bataklık sedimanları içerisine insanlar tarafından yerleştirilmiş taş parçalarından oluşan bir antropojenik kat bulunmaktadır.

TVŞ 5 numaralı sondaj (deniz seviyesinden yüksekliği 825,2 m, derinliği 800 cm): 0-25 cm arasındaki sürüm katının altında, 230 cm'ye kadar arkeolojik materyaller (30, 58 cm'de yanmış kerpiç, 25, 65, 75, 120, 148, 155, 165, 170, 172, 228 cm'lerde keramik parçaları) içeren yer yer yanık bölümlerin bulunduğu silt çamuru matriksli kültür katı bulunmaktadır. 230-395 cm'ler arasında arkeolojik materyallerde içeren 5 ile 15 cm arasında değişen kalınlıklarda yanık katlarından oluşan bir bölüm bulunmaktadır. 395-413 cm'ler arasındaki yapı katının altında ise arkeolojik materyaller (452, 460, 462 cm'lerde keramik parçaları, 463 cm'de kemik, 473 cm'de yanmış kerpiç kalıntısı) içeren yanık katları dikkati çekmektedir. 478 cm'ye kadar devam eden yanık katında 423-428 cm'ler arasında gözlenen kumlu granüllü birim bir taşkın katına karşılık gelmektedir. 478-510 cm'ler arasında ise koyu sarı-turuncu renkte tuğlalardan oluşan bir başka yapı katı tespit edilmiştir. 510-640 cm'ler arasında az miktarda arkeolojik materyal (535-540 cm'de kerpiç ve taş parçaları) içeren killi silt çamurlarından oluşan koyu gri renkli göl/bataklık ortamı bulunmaktadır. Bu birimin içerisinde, 570-580 cm'ler arasında gözlenen yanmış bitki ve sazlık kalıntıları içeren tabaka ise yine yangınlarla (doğal sazlık yangını?) ilişkili olmalıdır. 640-670 cm'ler arasında dolgu materyallerinden oluşan karışık malzemeli bir antropojenik kat bulunmaktadır. 670-690 cm'lerde steril olan sığ göl/bataklık ortamı, 690 cm'den sondaj sonuna kadar (800 cm) yanmış bitki ve sazlık kalıntılarının hakim olduğu sığ göl/bataklık ortamına bırakılmaktadır. 755-765 cm'ler arasında beyaz renkli bir çamur özelliği kazanan bu ortam içerisinde birkaç keramik kalıntısı (750, 790 cm'lerde) tespit edilmiştir (Şekil 2).

TVŞ 6 numaralı sondaj (deniz seviyesinden yüksekliği 821,7 m, derinliği 400 cm): 0-30 cm arasındaki sürüm katının altında, 147 cm'ye kadar siltli ve killi açık kahverengi taşkın ovası sedimanları bulunmaktadır. Birkaç tane taş ve keramik parçası gözlenen bu kat, 88 cm'den sonra tamamen çok sert ve steril bir özellik kazanmaktadır. 147-295 cm'ler arasında, tekrar silt miktarı artan ve rengi koyulaşan sedimanların içerisinde az miktarda olsa keramik parçaları artış göstermektedir. Taşkın sedimanlarından oluşan bu birimde, 148-160 cm arasında taş parçaları, 152, 270, 272 ve 283 cm'ler arasında ise keramik parçaları tespit edilmiştir. Bu arkeolojik-taşkın ovası katının altında ise 295-313 cm'ler arasında büyük kireçtaşı parçalarından oluşan bir antropojenik kat bulunmaktadır. Bu kat, 313-400 cm'ler arasında yanmış odun parçaları ve sazlıklar içeren sığ göl/bataklık ortamı tarafından izlenmektedir.

TVŞ 7 numaralı sondaj (deniz seviyesinden yüksekliği 821,1 m, derinliği 300 cm): 0-30 cm arasındaki sürüm katının altında, 220 cm'ye kadar siltli, arkeolojik bakımdan steril taşkın ovası sedimanları bulunmaktadır. Bu taşkın ovası sedimanlarının rengi 83 cm'den itibaren, zeytiniden sarımsı kahverengiye doğru bir değişim göstermektedir. Kireçli konkresyonlar zaman zaman bu bölgenin su altında kalıp kurduğuna dolayısıyla bir ard bataklık ortamının varlığına işaret etmektedir. 220 cm'den sonra rengi giderek koyu gri olan sedimanlar ise bir redüksiyon zonuna dolayısıyla sığ göl/bataklık ortamına işaret etmektedir. Bu sedimanlar içerisinde keramik (223, 273 cm'lerde) ve taş parçaları (277, 280, 290 cm'lerde) çevredeki insan etkisini göstermektedir.

TVŞ 8 numaralı sondaj (deniz seviyesinden yüksekliği 824 m, derinliği 400 cm): 0-30 cm arasındaki sürüm katının altında, 128 cm'ye kadar siltli, kahverengi taşkın ovası sedimanları içerisinde taş parçaları (43-60 cm), arkeolojik materyaller (78 cm) ve kerpiç katı içeren (108-115, 118-125 cm'ler arasında) içeren bir kültür katı bulunmaktadır. 128-142 cm'ler arasındaki tamamen steril olan bu katın altında 142-155 cm'ler arasında tekrar kültür katı, 155-176 cm. arasında ise büyük kireçtaşı parçalarından oluşan bir antropojenik kat bulunmaktadır. 176 cm'den itibaren başlayan ve arkeolojik bakımdan tamamen steril olan koyu gri renkli silt çamurları ise sığ göl/bataklık ortamına işaret etmektedir. 276 cm'den sonra bu ortam, 288-292 ve 348-360 cm'ler arasında insan tarafından yerleştirilmiş olan taşlardan oluşan antropojenik kat ile kesilmektedir.

GENEL DEĞERLENDİRME

Tavşanlı Höyüğünde jeoarkeoloji-paleocoğrafya çalışmaları kapsamında yapılmış olan delgi-sondajlardan elde edilen sedimentolojik veriler ve arkeolojik buluntular, çevresel değişimler arasında birbirini destekleyen bir krono-stratigrafi oluşturulmasına imkân sağlamıştır. Özellikle Tavşanlı Höyüğünü D-B yönünde kesen ve höyüğün en yüksek noktasından geçen bir hat boyunca sıralanan toplam 6 adet delgi-sondaj, höyüğün kuruluş yeri, kültür dolgusunun kalınlığı ve kültür katının birikim süreci sırasında doğal ortamda meydana gelen değişimler konusunda çok önemli bilgiler sağlamıştır. Bunlardan 4 adeti höyüğün en yüksek noktasının doğusunda (TVŞ 5, TVŞ 2, TVŞ 1 ve TVŞ 3), 2 adeti ise batısında (TVŞ 7 ve TVŞ 8) bulunmaktadır. Bunun yanı sıra, höyük ile Orhaneli Çayı arasındaki ilişkiyi ortaya koyabilmek amacıyla höyüğün kuzeyinde (TVŞ 4) ve güneyinde (TVŞ 6) iki delgi-sondaj daha yapılmıştır (Şekil 3).

D-B yönlü kesiti oluşturan 6 delgi-sondajın tamamının en alt bölümünde gözlenen koyu gri renkli çamurlar, Tavşanlı ovasında bulunan bir sığ göl ve/veya Orhaneli Çayı'nın taşkın ovasının akarsudan uzaktaki ard bataklık ortamında biriktirilmiştir. Sedimanların çok ince taneli ve homojen olması bu su ortamının sakin olduğunu ve Orhaneli Çayı ile höyük arasında belirgin bir mesafe bulunduğunu ve/veya sularının ancak akarsuyun yatağından taşıdığı zamanlarda (taşkın dönemleri) höyüğün eteklerine kadar ulaştığını göstermektedir. Bu birimin yer yer yanmış bitki kalıntılarından oluşan kalın tabakalar içermesi kıyılarında sazlıkların bulunduğu ve bu sahalarda zaman zaman yangınlar meydana geldiğinin kanıtıdır. Buna göre, ilk yerleşildiği dönemden itibaren höyüğün doğusunda sürekli ve/veya mevsimsel olarak sığ bir göl veya taşkın ovasının bir bölümü olarak ard bataklık ortamı gelişmiş olmalıdır. Birimin içerisinde taşkın olaylarına işaret eden kaba sedimanların bulunmaması Orhaneli Çayının yatağının bugünkünden farklı olarak höyüğün doğu kesiminde uzakta bulunduğunu ve taşkınlarının höyüğü doğrudan etkilemediği görüşünü desteklemektedir.

TVŞ 2 nolu delgi-sondajın en alt bölümünden alınan bir bitki kalıntısına uygulanan C14 tarihlendirmesi, bu sığ su ortamının bölgede günümüzden 8000 yıl önceden beri var olduğunu göstermiştir (6074-5988 BC). Buna göre, Tavşanlı Höyüğü'nün ilk sakinleri yerleşmek için, o dönemde burada mevcut olan bu sığ gölün kıyısındaki görece daha yüksek bir sırt veya tepeyi seçmiş olmalıdır. Bu sığ su ortamının içerisinde gözlenen taşlı bölümler (Antropojenik Kat) ise erken dönemlerde höyükte yaşayan insanların su ihtiyacını karşılamak amacıyla gölün kıyısını yer yer taş parçalarıyla doldurarak bir zemin oluşturdukları fikrini akla getirmektedir.

TVŞ 2 ve TVŞ 5 nolu delgi-sondajlardaki ard bataklık/sığ göl depolarının daha yüzeye yakın kesimlerinden alınan diğer bitki kalıntılarına uygulanan C14 tarihlendirmeleri, höyük çevresinde sığ su ortam koşullarının en azından 3. bin yılın ortalarına (Erken Bronz Çağı – TVŞ 2'de 2873-2620 BC) hatta daha geç dönemlere (3. bin yılın ortalarından 2. bin yılın başlarına) kadar devam ettiğini göstermiştir (Fidan, Uncu & Karakoca, 2021). Delgi-sondajlarda göl depolarının içerisinde ve onlarla geçişli olarak gözlenen arkeolojik materyaller ve göl depolarının üzerinde bugünkü yüzeye kadar devam eden kalın bir kültür dolgusunun varlığı özellikle Tunç Çağları sırasında höyüğün bulunduğu

sahanın yoğun bir şekilde yerleşmeye sahne olduğuna işaret etmektedir. Bu durum, kuşkusuz bölgedeki gölün sağlamış olduğu suya erişimin kolaylığı, tarıma imkân sağlaması gibi elverişli koşullardan kaynaklanmaktadır.

Höyüğün en yüksek noktasından kesiti tamamlamak amacıyla batıya doğru yapılmış olan TVŞ 7 ve TVŞ 8 nolu sondajların alt bölümlerinde de gözlenen aynı özelliklere sahip birimler bu sığ gölün höyüğün bu kesimine kadar yayıldığını göstermektedir. Buna karşın bu kesimde depoların içerisinde arkeolojik malzeme höyüğün hemen batı eteğindeki TVŞ 8 numaralı sondajdan daha uzakta bulunan TVŞ 7’de belirgin bir şekilde azalmaktadır. Höyüğün batı kesiminde göl/ard bataklık depolarının üzerine gelen ince kumlu taşkın ovası sedimanları ise Orhaneli Çayının yatağının höyüğün bu kesimine daha yakın dolayısıyla daha etkili olduğuna işaret etmektedir. TVŞ 8’deki kumlu taşkın sedimanlarının hemen üzerinden alınan bir bitki kalıntısı, M.Ö. 3. Bin yılın ilk yarısına tarihlendirilmiştir. Muhtemelen, Tunç Çağı başlarında ya Orhaneli Çayı höyüğün batısından bu sığ göle akıyordu veya burada başka bir dere/yan kol bulunmaktaydı.

Höyük çevresindeki delgi-sondajlar içerisinde, sadece höyüğün kuzeyinde bulunan TVŞ 4 numaralı delgi-sondajda bugünkü yüzeyin altında (440-525 cm’ler arasındaki bölümünde) eski bir akarsu yatağının varlığını kanıtlayan kum matrisli çakıllı sedimanlar kesilmiştir. Doğrudan çok ince taneli göl/ard bataklık sedimanlarının üzerine oturan bu birim, Orhaneli Çayı’nın veya bir kolunun höyüğün hemen yakınından geçtiğini göstermektedir. Flüvyal süreçleri altındaki bir dere yatağın temsil eden bu kaba malzemeli depoların üzeri bugünkü yüzeye kadar devam eden siltli ve kumlu taşkın ovası sedimanları tarafından örtülmüştür. Taşkın ovası sedimanları içerisinde az miktarda arkeolojik materyal bulunması buradaki akarsu ile höyükteki yerleşmeciler arasında fazla ilişkisi olmadığını göstermektedir. Yüzeye yaklaştıkça sediman boyutunun incelenmesi ise akarsuyun (Orhaneli Çayı?) yatağının zamanla höyükten uzaklaştığına işaret etmektedir.

Höyüğün güneyinde bulunan TVŞ 6 numaralı delgi-sondajda ise en alt bulunan gölsel depoların üzerine doğrudan 25-30 cm kalınlıkta bir taşlar doldurularak oluşturulmuş bir zemine karşılık gelen antropojenik kat kesilmiştir. Bu birimin üzerinde ise yine Orhaneli Çayı’nın taşkınları sırasına biriktirilmiş ve az miktarda yüzeyden yıkanarak getirilmiş olan arkeolojik materyaller içeren siltin hâkim olduğu taşkın ovası sedimanları gelmektedir.

SONUÇ

Tavşanlı Höyük çevresindeki delgi-sondajlar, yerleşmenin ilk kurulduğu dönemde höyüğün hemen yakınında bir ard bataklık/göl ortamının var olduğunu göstermiştir. Bu birimin özellikle alt tabakalarında arkeolojik materyaller bulunmamasına karşın yanık katlarının gözlenmesi, gölün kıyısındaki sazlık alanlarda yangınların yaşandığı fikrini akla getirmektedir. Bu durum, höyüğün en azından ilk kurulduğu dönemlerde, Orhaneli Çayı’nın yatağının yerleşmeden daha uzakta olduğunu, yerleşmenin ilerleyen safhalarında höyüğün bulunduğu alana doğru yaklaştığı fikrini doğrulamaktadır. Bugünkü yüzeyin 3,5-4 m altından gözlenen antropojenik dolgular, insanların mevcut su ortamının yerleşmeye yakın olan kıyı kesiminde dolgu çalışmaları yaptığını göstermektedir. Erken Tunç Çağı başlarına rastlayan bu yoğun yerleşme dönemi ile sulak ortamın yerini bol miktarda arkeolojik materyal ve insan tarafından oluşturulmuş yanık katları içeren ve üste doğru taşkın ovası sedimanları içerisinde de devam eden kalın bir kültür dolgusuna bırakmıştır. Bu kalın kültür dolgusunun içerisinden alınan organik materyallere uygulanan C14 tarihlendirmeleri, Tavşanlı Höyüğü’nde Erken Tunç Çağı tabakaları detaylı bir şekilde ayırt edilmesine imkan sağlamakla kalmamış aynı zamanda Orta ve Geç Tunç Çağı yerleşmelerinin de tespit edilmesine imkan tanımıştır.

Özellikle Höyüğün doğu eteklerindeki TVŞ 1 TVŞ 2 ve TVŞ 5 numaralı sondajlarda gözlenen ve üzeri aşınmış olmasına rağmen halen 8-10 metre kalınlığa ulaşan Tunç Çağına ait kültür

dolgusunun alt kısmından alınan örneklerle uygulanan C14 tarihlendirmeleri, M.Ö. 3. bin yılın ikinci yarısında höyükte yangınlar meydana geldiğini göstermiştir. Bu durum, ticaret yolları üzerinde ve hammadde kaynakları bakımından zengin bir bölgede bulunan Tavşanlı Höyüğü'nün MÖ 3. ve 2. binyıl (Tunç Çağı) boyunca Batı Anadolu'nun en önemli yerleşmelerinden birisine sahne olduğu görüşünü desteklemektedir.

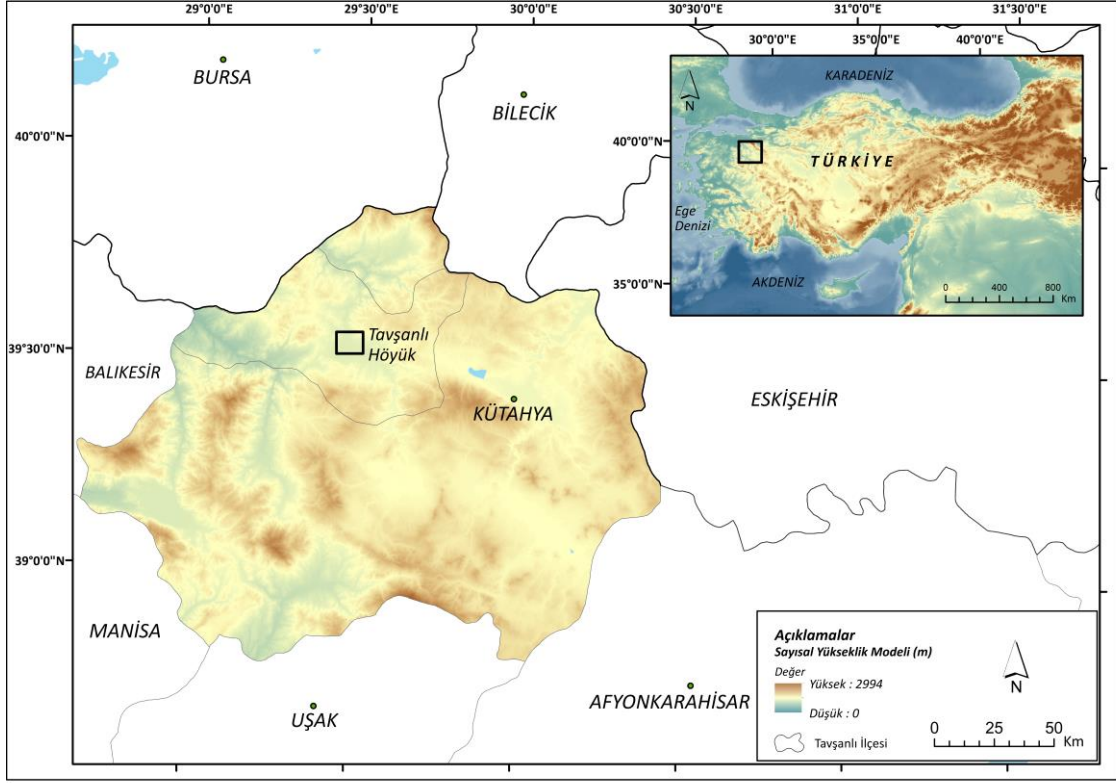
Sonuç olarak, Tavşanlı Höyük çevresinde yapılan jeoarkeoloji-paleocoğrafya çalışmalarından elde edilen sedimantolojik bulgular ile arkeolojik çalışmalardan elde edilen ilk veriler bilimsel bakımdan birbirini destekleyen bir krono-stratigrafi sunmaktadır. Özellikle paleocoğrafya çalışmaları için yapılan delgi-sondajlar kazı stratejisi açısından hızlı karar alınmasında etkili rol oynamıştır. Yine karotlardan alınan organik madde örneklerine uygulanan C14 tarihlendirmeleri ortamsal analizlerin yanı sıra höyüğün kronolojik olarak bölümlendirilmesinde de önemli ipuçları sunmuştur. Bu çalışmaların ışığında, Tavşanlı Höyük'te 2021 yılında Dr. Erkan Fidan tarafından başlatılan arkeolojik kazıların Batı Anadolu Tunç Çağı arkeolojisi için çok önemli ve daha detaylı bilgiler sunacağı kesindir.

Teşekkür

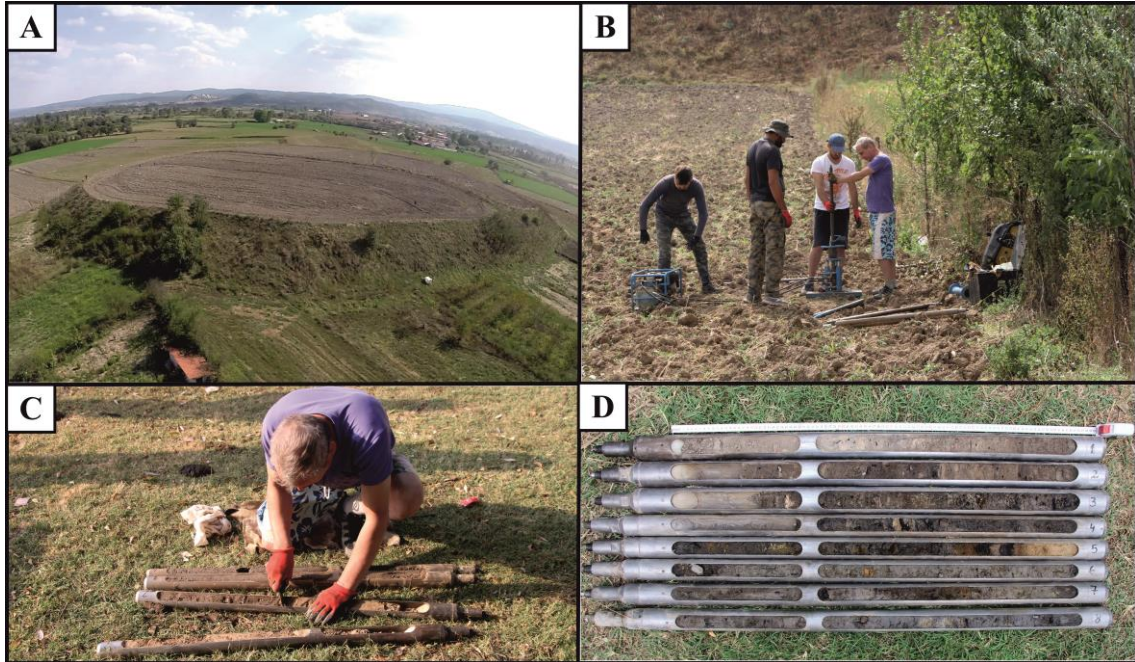
2019 yılındaki delgi-sondaj çalışmalarımız sırasında arazide bize yardımcı olan arkeoloji bölümü araştırma görevlisi Dr. Yusuf Tuna'ya çok teşekkür ederiz.

Kaynaklar

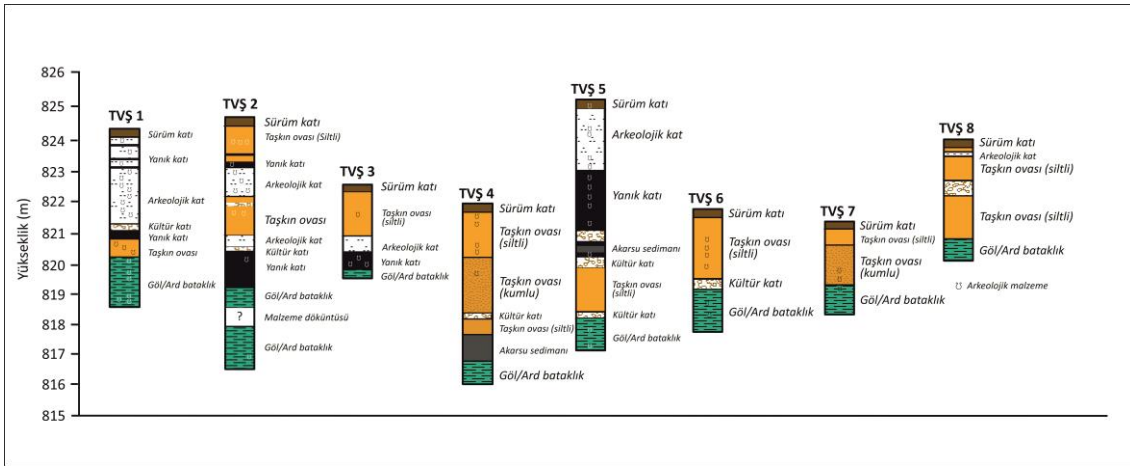
- Efe, T. 1990. 1988 Yılında Kütahya, Bilecik ve Eskişehir İllerinde Yapılan Yüzey Araştırmaları, Anadolu Araştırmaları, 12, 1-19.
- Fidan, E. 2021. Geo-Archaeological and Geophysical Invenstigation on the Early Bronze Age Layers of Tavşanlı Höyük (Inland Western Anatolia), Mediterranean Archaeology and Archaeometry, 21 (2), 211- 225.
- Fidan, E., Uncu, L. & Karakoca, E. 2021. Bronze Age Survey on Tavşanlı Höyük (Kütahya, Turkey): Preliminary Results. Uluslararası Sosyal Araştırmalar Dergisi / The Journal of International Social Research, 14 (79), 27-35.
- Kayan, İ. 2018. Jeoarkeoloji ve Paleocoğrafya Araştırmalarının Arkeolojideki Yeri. *Arkeolojide Temel Yöntemler* (Ed. S. Ünlüsoy, C. Çakırlar, Ç. Çilingiroğlu), Ege Yayınları, 17-67.



Şekil 1. Tavşanlı Höyük'ün yeri ve sınırlarını gösteren harita.



Şekil 2. Tavşanlı Höyük (A) çevresinde yapılan delgi-sondajlar (B) sonucunda elde edilen karotların sediman örneklerinin değerlendirilmesi (C), düzenlenerek yüzeyden derine doğru metrik olarak sıralanıp fotoğraflanması (D).



Şekil 3. Taşanlı Höyük çevresindeki delgi-sondajlar sonucunda elde edilen sediman çizimleri.

Anakaya Akarsularının Yatak (Kanal) Morfolojisine Örnek: Kasaba Deresi (Siirt)

An Example of Channel Morphology of Bedrock Rivers: Kasaba River (Siirt)

Belgin SOL¹

Özet

Anakaya akarsularını kanal (yatak) morfolojisi, aşındırma süreçlerinden ve litolojik yapıdan etkilenmektedir. Kalın ve düzenli bir alüvyal örtüden yoksun olan anakaya akarsuları, kanal morfolojileri bakımından alüvyal akarsulardan farklılaşırlar. Dicle Nehri Havzası içinde yer alan Kasaba Deresi, genel olarak bir anakaya akarsu karakteri göstermektedir. Derenin kanal morfolojisi, anakaya akarsularının karakteristik özelliklerini yansıtmaktadır. Bu çalışmada, Kasaba Deresi'nin kanal morfolojisini kontrol eden başlıca faktörler ortaya konulmuştur. Bu kapsamda sahanın 10 m çözünürlüklü sayısal yükselti modeli (SYM) haritası ve kırmızı rölyef haritası üretilmiştir. Akarsu uzunluk gradyan indeksi (SL) hesaplanarak, akarsu boyuna profili üzerine SL profili çizilmiştir. Yapısal faktörler, Kasaba Deresi'nin kanal morfolojisinin gelişiminde önemli bir rol oynamaktadır. Ancak başlıca faktör, lokal taban seviyesi değişikliklerine neden olan düşey yönlü tektonik hareketlerdir. Fayların yanı sıra, kırıklar ve diyaklazlar gibi zayıflık zonları, anakaya akarsularının karakteristik yer şekilleri olan pothollerin ve olukların görünüşleri ve uzanış doğrultuları üzerinde etkili olmaktadır.

Anahtar Kelimeler: Anakaya akarsuyu, pothol, oluk, eğim kırığı, eğim kırığı zone, Siirt

Abstract

The channel morphology of bedrock rivers is influenced by erosive processes and the resistance of the channel substrate. Bedrock rivers, lacking a continuous alluvial cover, differ from alluvial rivers in terms of channel morphology. Kasaba River, in Tigris River Basin, is mainly a bedrock river. Its channel morphology reflects the characteristic features of bedrock channels. In this study, an attempt has been made to present the main factors controlling on channel morphology of Kasaba River. In this respect, 10 m resolution of digital elevation model (DEM) and red relief image map were produced, and stream length gradient index (SL) was calculated, and SL profile was drawn on the longitudinal river profile. Structural factors play an important role in development of channel morphology of Kasaba River, but the main factor is the vertical tectonic movements causing local base level changes. In addition, weakness zones such as fractures and diaclasses influence the appearance and extension directions of potholes and flutes, which are characteristic landforms of bedrock rivers.

Keywords: Bedrock river, pothole, flute, knickpoint, knickzone, Siirt

1. GİRİŞ

Anakaya akarsuları kanyonları oluşturmaları, uzun dönem aşınım oranlarını kontrol ederek topografik reliefi etkilemeleri, iklim ve tektonizmadaki değişikliklere karşı yer şeklinin oluşumu ve gelişimi üzerinde önemli bir rol oynamaları (Seidl & Dietrich, 1992; Burbank vd. 1996; Hancock vd. 1998; Whipple, 2004; Whipple vd. 2013; Castillo vd. 2013) gibi sebeplerden dolayı jeomorfolojinin en fazla çalışılan konuları arasında yer almaktadır. Tektonik açıdan aktif olan sahaların ve dağlık

¹ Dr. Öğr. Üyesi, Siirt Üniversitesi Fen-Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Siirt/Türkiye. e-mail: belgin.sol@siirt.edu.tr

bölgelerin morfolojik evrimi üzerinde anakaya akarsularının yarılım oranları morfolojinin önemli konularından birisini oluşturmaktadır (Whipple & Tucker, 1999; Finnegan vd. 2005).

Bir anakaya akarsuyu, yatağı (kanalı) ve bankları anakayadan oluşan bir akarsudur (Whipple, vd. 2013). Yatak üzerinde alüvyon ya hiç yoktur ya da çok ince bir alüvyal örtü mevcuttur ve bu alüvyal örtünün altında anakaya yüzeye çok yakın bir konumdadır (Whipple, 2004; Whipple vd. 2013). Bu akarsular çok sınırlı bir taşkın ovasına sahiptirler. Özellikle dik eğimlere sahip dağ akarsuları anakaya akarsuları kapsamında yer almaktadırlar.

Anakaya akarsularında aşındırma korrozyon, abrazyon ve blok koparılması yani hidrolik etki ile gerçekleşmektedir. Anakaya akarsularının yatak morfolojisi, aşınım süreçleri ile yatağı oluşturan kayacın direnci arasındaki karşılıklı etkileşimi yansıtır (Wohl, 1998). Anakaya akarsuları sadece aşındırma faaliyetleri ile değil, aynı zamanda yatak morfolojileri de alüvyal akarsulardan farklılaşırlar. Anakaya akarsularının yatak morfolojilerinde oluklar (oyuk / çentik), potholler (su aşındırma çukurları / yatak çukurları), dev kazanları, anakaya taraçaları, kanyonlar, eğim kırıkları ile şelaleler gibi çok karakteristik yer şekilleri bulunmaktadır.

Anakaya kanallarında gelişmiş olan pothol gibi aşındırma şekillerinin varlıkları, bu şekillerin morfolojileri ve evrimleri zaman içinde bölgesel aşındırma sürecinin bir ölçütü kabul edildiğinden birçok akademik çalışmaya konu olmuştur (Lorenç vd. 1994; Lima vd. 2015; Pelletier vd. 2015; Ji vd. 2019; Kanhaiya vd. 2019).

Uzun dönem aşınım oranlarını kontrol ederek dağlık bölgelerin evriminde önemli bir rol oynayan anakaya akarsuları ve onların aşındırma özellikleri ile yatak morfolojileri üzerine yapılmış yayın sayısı ülkemizde oldukça sınırlıdır. Engebeli, dağlık topografyası dolayısıyla genellikle dağ akarsuları olarak nitelendirilen anakaya akarsuları Türkiye’de yaygın bir akarsu tipidir. Güneydoğu Toros Orojenik Kuşağı içinde yer alan Siirt ve çevresinde de anakaya akarsuları yaygındır. Ağız kesiminde dar bir saha hariç genel olarak bir anakaya akarsu karakteri gösteren Kasaba Deresi, Siirt il sınırları içinde şehir merkezinin hemen kuzeyinde yer alır. Bu çalışmada Kasaba Deresi’nin kanal morfolojisinde görülen başlıca yer şekilleri ve bunların oluşumunda etkili olan faktörlerin üzerinde durulmuştur.

2. ÇALIŞMA SAHASI

Güneydoğu Anadolu Bölgesi’nde Dicle Nehri Drenaj Havzası içinde yer alan Kasaba Deresi, yan kolları ile birlikte Siirt şehir merkezinin kuzeyinde, doğu-batı doğrultusunda yaklaşık olarak 54 km²’lik bir alanı drene etmektedir (Şekil 1). Havzanın doğu-batı doğrultusunda uzunluğu 15,38 km, kuzey-güney yönünde genişliği 6,95 km’dir. Havzanın deniz seviyesinden ortalama yükseltisi ise ~990 m’dir. Süreksiz bir akarsu olan Kasaba Deresi, doğduğu kaynak kesiminden Başören Çayı’na katıldığı ağız kesimine kadar olan akışı boyunca genel olarak bir anakaya akarsu karakteri, ağız kesiminde ise bir alüvyal akarsu karakteri göstermektedir.

3. MATERYAL VE METOD

19,4 km’lik bir uzunluğa sahip olan Kasaba Deresi’nin orta çıkırı ile yukarı çıkırı arasında kalan kısmı çalışma sahası olarak seçilmiştir. Bu 8 km’lik akarsu segmenti anakaya yatak morfolojisinin en iyi görüldüğü yerdir. Çalışılan sahada yatak morfolojisinin gelişimi üzerinde akarsu gücünün ortaya konulabilmesi için Akarsu Uzunluk-Gradyan İndeksi (SL) hesaplanmış ve çizilen akarsu boyuna profili üzerine SL profili eklenmiştir. Çalışmada sahanın topografik özelliklerinin ortaya konulabilmesi için 1/25.000 ölçekli topografya haritalarından yararlanılmış ve ArcGIS 10.3.1. programı kullanılarak Sayısal Yükselti Modeli (SYM) üretilmiştir. Eğim değerlerindeki değişimin daha iyi anlaşılabilmesi ve anakaya akarsularının karakteristik özelliklerinden olan eğim kırıklarının yerlerinin belirlenmesi amacıyla SAGA GIS programı kullanılarak sahanın kırmızı rölyef haritası hazırlanmıştır. Sahanın jeolojik özellikleri için ise 1/100.000 ölçekli Mardin-47 paftasından

faaydalanılmıştır. Ofis çalışmalarının yanı sıra Kasaba Deresi'nin 8 km'lik segmentinde anakaya yatak morfolojisine ait karakteristik yer şekillerinin ortaya konulabilmesi için arazi çalışmaları yapılmıştır.

4. KASABA DERESİ HAVZASI'NIN JEOLojİK ÖZELLİKLERİ

Kasaba Deresi Havzası, tektonik özelliklerine göre kuzeydeki Avrasya Plakası ile güneydeki Arabistan Plakası'nın çarpışması sonucu gelişmiş olan Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı (şengör & Yılmaz, 1981) içindeki Arabistan Platformu üzerinde yer almaktadır (Yılmaz, 2019). Çalışma sahasının tamamında Senozoyik yaşlı sedimanter kayaçlar yüzeylemektedir (şekil 2). Sahada en geniş alanda yüzeaylenen iki litolojik birimden biri olan Germik Formasyonu, evaporitik koşullu regresif deniz ortamında çökelmiş kayaçlardan oluşmaktadır (şenel, 2008). Akarsuyun özellikle orta ve aşağı çığırında yüzeaylenen Oligosen yaşlı birim, jips, şeyl ve dolomitten oluşmaktadır. Akarsuyun özellikle yukarı çığırında geniş bir alanda ise ilk kez Maxson tarafından adlandırılmış olan Midyat Kireçtaşı yüzeylemektedir (şenel, 2008). Sahanın en genç jeolojik birimi Kuvaterner yaşlı alüvyonlar ise akarsuyun ağız kesiminde yaygındır.

5. KASABA DERESİ'NİN YATAK MORFOLOJİSİ

Kasaba Deresi düzensiz, kırıklı bir boyuna profile sahiptir (şekil 3). Bu kırıklı, düzensiz profilin oluşumunda litolojik yapının yanı sıra düşey yönlü tektonik hareketlerin de etkisi bulunmaktadır. Akarsuyun orta çığırı ile yukarı çığırı arasında kalan yaklaşık 8 km'lik kesim, anakaya yatak morfolojisini en iyi yansıtan yere karşılık gelmektedir. Akarsuyun bu 8 km'lik segmenti boyunca çok belirgin eğim kırıkları, oluklar (oyuklar / çentikler), potholler ve dev kazanları gibi anakaya akarsularına özgü yer şekillerinin karakteristik örneklerini görmek mümkündür.

Bir akarsuyun boyuna profilinde görülen düzensizlikler, anakaya akarsularında alüvyal akarsulara kıyasla daha yaygındır (Wohl, 2014). Eğim kırıkları da boyuna profildeki düzensizliklere karşılık gelmektedir. Kasaba Deresi'nin çalışılan segmentinde kısa mesafelerde yükseklikleri çok fazla olmayan eğim kırıkları sıklıkla bulunmaktadır (Fotoğraf 1a, 1b). Bu eğim kırıklarının oluşumundaki ana faktör, sahanın litolojik yapısının tabakalı bir yapıya sahip olmasıdır. Ancak tek faktör litoloji değildir. Dere aynı zamanda düşey atımlı faylarla kesilmiştir. Bu düşey yönlü faylanmalara bağlı olarak gelişmiş olan eğim kırıklarının yükseklikleri litoloji ile ilişkili olanlardan çok daha yüksektir. Buna en iyi örneklerden biri, şekil 4'te 1 numara ile gösterilen eğim kırığıdır. Havzanın bu kesiminde meydana gelen tektonik hareket neticesinde hem Kasaba Deresi hem de onun tali kolu üzerinde (2 numaralı eğim kırığı) ok belirgin eğim kırıkları gelişmiştir (Fotoğraf 1c, 1d).

Eğim kırıkları bazen bir zon şeklinde bulunurlar. Bunlar akarsuyun eğim kırığının aşağısındaki ve yukarısındaki segmentinden daha dik eğime sahip olan akarsu parçalarıdır (Wohl, 2014). Bu açıdan 1 numaralı eğim kırığı, bir eğim kırığı zonu oluşurmaktadır.

Anakaya akarsularının yataklarında yaygın görülen şekillerden biri olan potholler, güçlü türbülanslı akışa sahip akarsularda abrazyon ve akarsuyun hidrolilik gücü sonucu oluşan dairevi aşınım şekilleridir (Charlton, 2008; Pelletier vd. 2015; Kanhaiya vd. 2019). Kasaba Deresi yatağındaki potholler görünüm olarak dairevi olmaktan çok uzamış eliptik şekilde gelişmiş olan pothollerdir (Fotoğraf 2a, 2b).

Pothollerin görünümleri, alacakları şekil üzerinde anakaya özelliklerinin ve kanal hidroliliklerinin etkisi vardır (Springer vd. 2005; Whipple vd. 2000; Kanhaiya vd. 2019). Aynı zamanda anakaya akarsularının aşındırma faaliyetleri ve pothol oluşumu üzerine litolojinin özellikle de kırık, diyaklaz gibi zayıflık zonları ile damarların varlığı da önemli bir rol oynamaktadır (Hancock vd. 1998; Springer vd. 2006; Wohl, 2008). Çalışma sahasındaki pothollerin özellikle akış yönüne ve diyaklaz sistemlerine paralel bir şekilde geliştiği, kimi yerlerde de pothollerin diyaklazlar tarafından enine bir şekilde kesildiği görülmektedir. Komşu pothollerin artan aşındırma faaliyetleri sonucu genişlemeleri ve birbirleri ile birleşmeleri sonucu oluşmuş olan birleşik potholler de mevcuttur.

Boyuna profil üzerinde dikkat çeken ve faylanma ile ilişkili gelişmiş olan bir diğer eğim kırığı, 3 numaralı eğim kırığıdır (Fotoğraf 3). Bu eğim kırığı bir tektonik dokanakta gelişmiştir. Normal bir fayın oluşturduğu dokanak, Germik Formasyonu ile Midyat kireçtaşı arasındaki sınırı belirlemektedir. Bu eğim kırığının düşen fay bloğuna karşılık gelen kesiminde düşey yönde aktif olmayan ve büyük oranda deforme olmuş potholler ile yatay yönde gelişmiş potholler bulunmaktadır. 3 numaralı eğim kırığı da 1 numaralı eğim kırığı gibi bir zon oluşturmaktadır. Bu eğim kırığından kaynağa doğru olan kesiminde eliptik şekilde gelişmiş olan potholler ve oluklar mevcuttur. Potholler özellikle akarsuyun akış yönüne ve diyaklaz sistemlerine paralel bir şekilde gelişmişlerdir. Pothollerin uzunlukları, genişliklerinden ve derinliklerinden daha fazladır.

Bir pothol oluşumunda, akarsuyun hidrolik gücünün yanı sıra akarsuyun bünyesinde taşıdığı katı yükün de yaptığı aşındırıcı etkinin rolü de önemlidir. Süreksiz bir akarsu olan Kasaba Deresi düşük debili bir akarsudur ve yılın yağışlı dönemleri dışında genellikle kuru haldedir. Bu nedenle de dere yatağında iri çakıl boyutunda unsurlar sınırlıdır. Orta–ince çakıl boyutundaki unsurlar, akarsuyun debisinin arttığı dönemlerde pothollerin derine doğru aşındırılmasında ve genişletilmesinde etkili olmaktadır (Fotoğraf 2a, 2b).

Anakaya akarsularının yatak morfolojisine ait aşınım şekillerinden olan oluklar, kimi yerlerde diyaklazlar tarafından kesilmişlerdir. Olukların bazıları düzenli bir uzanışa sahipken, bazıları ise basamaklı bir profil sunmaktadır (Fotoğraf 4).

Akarsuların şelaleler oluşturdukları kesimlerde gerek suyun hidrolik gücü gerekse de bünyesinde taşıdığı çakıltaşı gibi katı yükü ile yaptığı aşındırma sonucu oluşan dikey oyuklar olan dev kazanları, anakaya akarsularının yataklarında görülen yer şekillerinden biridir. Kasaba Deresi'nde dev kazanları akarsuyun su düşüşünün olduğu kesimlerde tek halde bulundukları gibi basamaklı bir şekilde art arda gelişmiş dev kazanları da mevcuttur (Fotoğraf 5).

6. SONUÇ

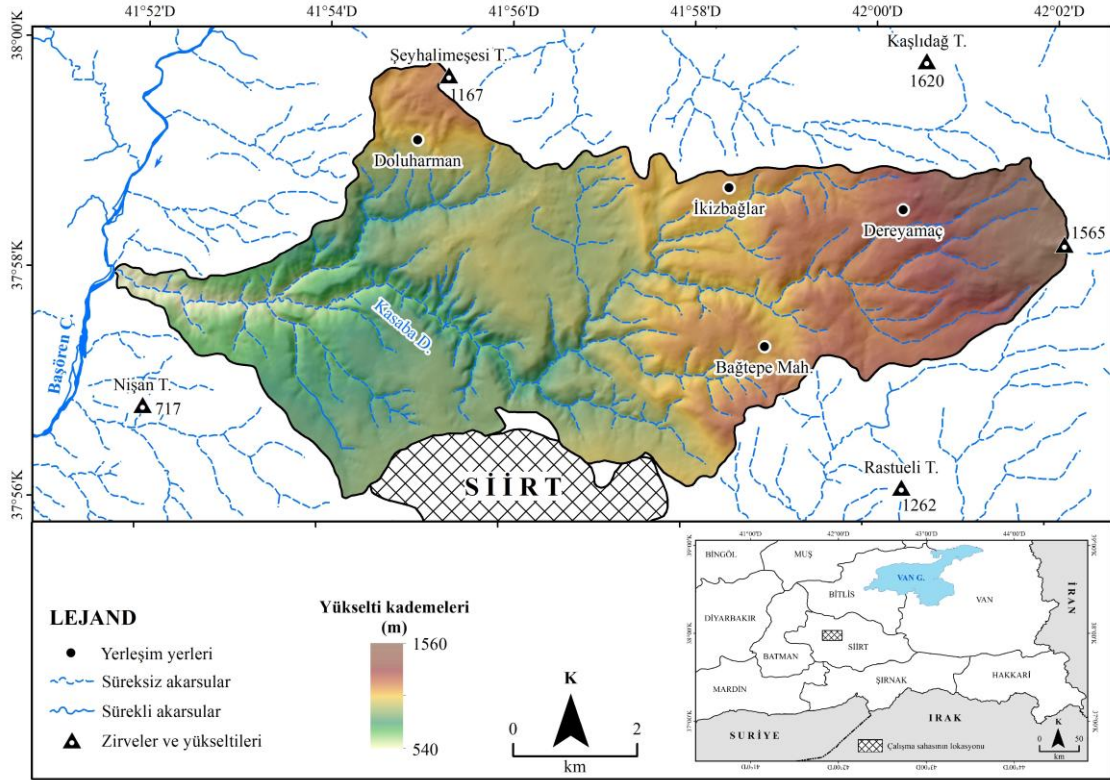
Kasaba Deresi Havzası, yarıkurak iklim koşulları altında bulunmaktadır. Süreksiz bir akarsu olan Kasaba Deresi'nin debisi yılın büyük bir kısmında ya çok düşüktür ya da yağışlı dönemler haricinde yatak tamamen kuru haldedir. Litolojik yapısında kireçtaşı, jips, dolomit gibi karstik kayaçların varlığına rağmen iklim özellikleri nedeni ile yatak morfolojisi üzerinde korrozyonun (çözünme) etkisinin sınırlı olduğu görülmektedir. Akarsuyun aşındırma gücü üzerinde etkili olan önemli faktörlerden birinin debi olduğu düşünüldüğünde, yalnızca korrozyon sürecinin değil abrazyonun da sınırlı kaldığı ve mevsimsel olarak şiddetinin farklılaştığı anlaşılmaktadır. Bu durum Kasaba Deresi yatağındaki pothollerin derinliklerinin ve genişliklerinin çok fazla olmamasına neden olmuştur.

Kasaba Deresi'nin yatak morfolojisini kontrol eden esas faktör, sahanın tektonik yapısıdır. Faylı ve kıvrımlı yapının görüldüğü çalışma sahasında, özellikle dereyi kesen düşey atımlı fayların varlığı lokal taban seviyesi değişikliklerine sebep olarak akarsuyun aşındırma gücü üzerinde etkili olmuştur. En derin ve geniş potholler ile en yüksek eğim kırıklıkları, derenin faylarla kesildiği yerlere karşılık gelmektedir. SL (Akarsu Uzunluk-Gradyan) değerleri de bu görüşü desteklemektedir. Zira en yüksek SL değerlerinin yani akarsu gücünün en yüksek olduğu yerler, Kasaba Deresi'nin faylar tarafından kesildiği orta ve yukarı çığırtı arasında kalan kesimdir. Şekil 4'te 6 numara ile gösterilen eğim kırığı da bu tektonik etki sonucunda gelişmiştir. Litolojik yapıda bir değişikliğin olmadığı bu kesimde belirgin bir eğim kırığının ve kırmızı rölyef haritasında da çok net bir şekilde görüldüğü gibi çizgiselliğin yanı sıra üçgen yüzeylerin varlığı, burada düşey atımlı bir fayın varlığına işaret etmektedir.

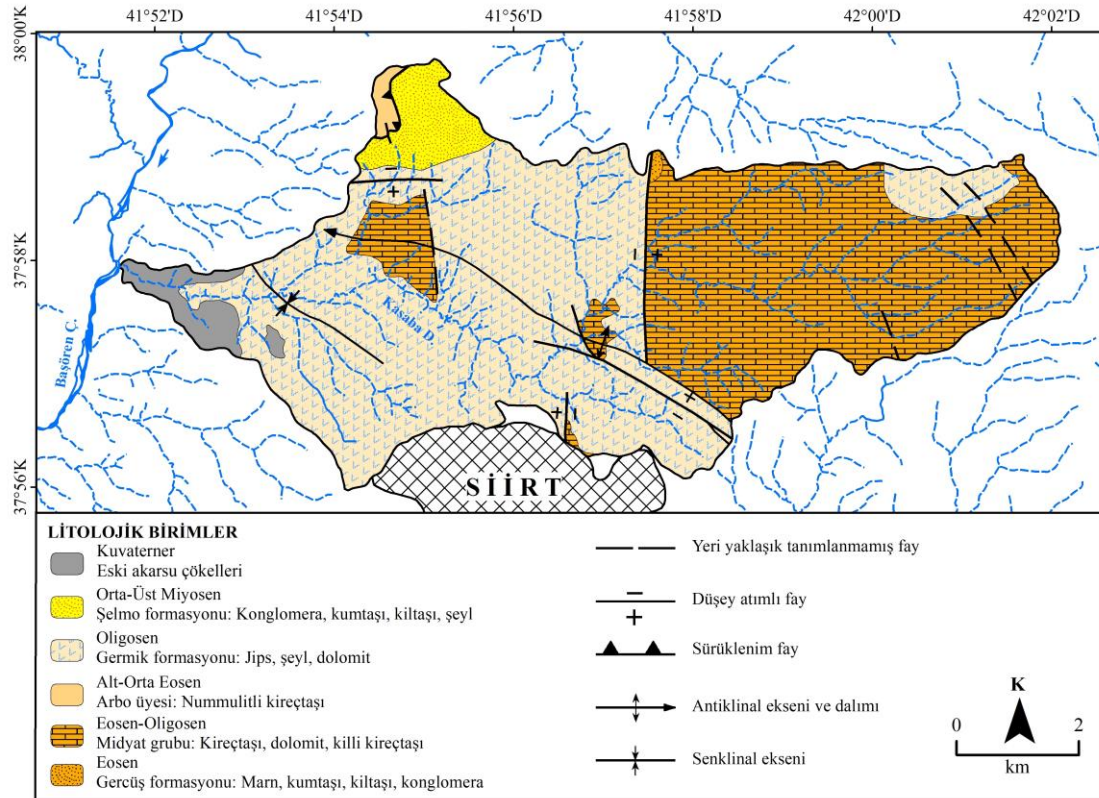
Tektonik yapının yatak morfolojisi üzerindeki diğer bir etkisi kırık ve diyaklaz sistemleri gibi zayıflık zonları ile ilişkilidir. Pothollerin ve olukların şekilleri ile uzanış doğrultuları kırık ve diyaklaz sistemleriyle büyük oranda örtüşmektedir.

Kaynaklar

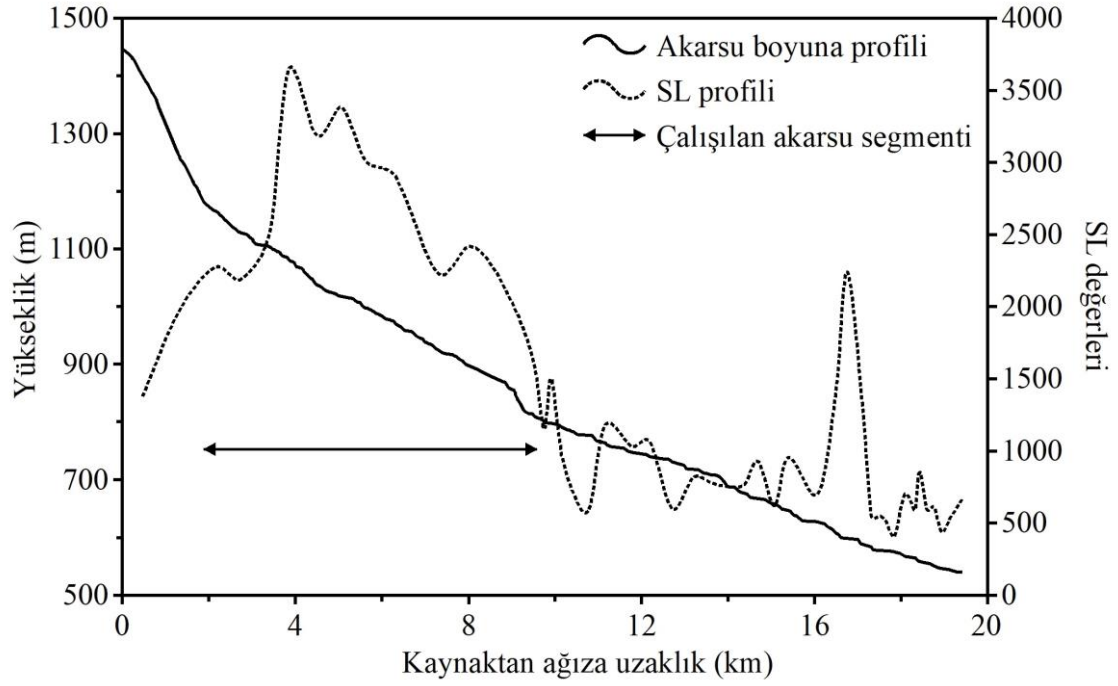
- Burbank, D. W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R. S., Brozovic, N., Reid, M. R. & Duncan, C. 1996. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the Northwestern Himalayas. *Nature*, 379, 505-510. <https://doi.org/10.1038/379505a0>
- Castillo, M., Bishop, P. & Jansen, J. D. 2013. Knickpoint retreat and transient bedrock channel morphology triggered by base-level fall in small bedrock river catchments: the case of the Isle of Jura, Scotland. *Geomorphology*, 180-181, 1-9. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.08.023>
- Charlton, R. 2008. *Fundamentals of fluvial geomorphology (1st Edition)*. Routledge.
- Finnegan, N. J., Roe, G., Montgomery, D. R. & Hallet, B. 2005. Controls on the channel width of rivers: implications for modeling fluvial incision of bedrock. *Geology*, 33 (3), 229-232. <https://doi.org/10.1130/G21171.1>
- Hancock, G. S., Anderson, R. S. & Whipple, K. X. 1998. Beyond power: bedrock river incision processes and form. K.J. Tinkler & E.E. Wohl, *Rivers over Rock* içinde (s.35-60). American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 107. <https://doi.org/10.1029/GM107p0035>
- Ji, S., Zeng W., Li, L., Ma, Q. & Feng, J. 2019. Geometrical characterization of stream potholes in sandstone from the Sunxi River (Chongqing, China) and implications for the development of bedrock channels. *Journal of Asian Earth Sciences*, 173, 374-385. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.01.037>
- Kanhaiya, S., Singh, S., Singh, C. K. & Srivastava, V. K. 2019. Pothole: a unique geomorphological feature from the bedrocks of Ghaghghar River, Son valley, India. *Geology, Ecology, and Landscapes*, 3 (4), 258-268. <https://doi.org/10.1080/24749508.2018.1558018>
- Lima, A. G. & Binda, A. L. 2015. Differential control in the formation of river potholes on basalts of the Parana Volcanic Province. *Journal of South American Earth Sciences*, 59, 86-94. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.02.004>
- Lorenc, M. W., Barco, P. M., & Saavedra, J. 1994. The Evolution of potholes in granite bedrock, W Spain. *CATENA*, Volume 22, Issue, 4, 265-274. [https://doi.org/10.1016/0341-8162\(94\)90037-X](https://doi.org/10.1016/0341-8162(94)90037-X)
- Pelletier, J. D., Sweeney, K. E., Roering, J. J. & Finnegan, N. J. 2015. Controls on the geometry of potholes in bedrock channels. *Geophysical Research Letters*, 42, 797-803. <https://doi.org/10.1002/2014GL062900>
- Seidl, M. A. & Dietrich, W. E. 1992. The problem of channel erosion into bedrock. *Catena Supplement*, 23, 101-124. <https://doi.org/10.1002/cssc.201301001>
- Springer, G., Tooth, S. & Wohl, E. E. 2006. Theoretical modeling of Stream potholes based upon empirical observations from the Orange River, Republic of South Africa. *Geomorphology*, 82, 160-176. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.09.023>
- Şenel, M. 2008. 1/100.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları, Mardin 47 Paftası. MTA, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara.
- Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90275-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90275-4)
- Whipple, K. X. 2004. Bedrock rivers and the geomorphology of the active orogens. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32, 151-185. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.101802.120356>
- Whipple, K. X., Dibiase, R. A. & Crosby, B. T. 2013. Bedrock rivers. J.F. Shroder (Ed.), *Treatise on Geomorphology* içinde (s.550-573). Academic Press, San Diego, California.
- Whipple, K. X. & Tucker, G. E. 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research*, 104, 17,661-17,674. <https://doi.org/10.1029/1999JB900120>
- Wohl, E. E. 1998. Bedrock channel morphology in relation to erosional processes. K.J. Tinkler & E.E. Wohl (Eds.), *Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels (1st Edition)* içinde (s.133-151). Geophysical Monograph Series 107.
- Wohl, E. E. 2008. The effect of bedrock jointing on the formation of straths in the Cache la Poudre River drainage, Colorado Front Range. *Journal of Geophysical Research*, 113, 1-12. <https://doi.org/10.1029/2007JF000817>
- Wohl, E. E. 2014. *Rivers in the landscapes: science and management (1st Edition)*. Wiley Blackwell.
- Yılmaz, Y. 2019. Southeast Anatolian Orogenic Belt revisited (geology and evolution). *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol.56, no.11, pp.1163-1180. <https://doi.org/10.1139/cjes-2018-0170>



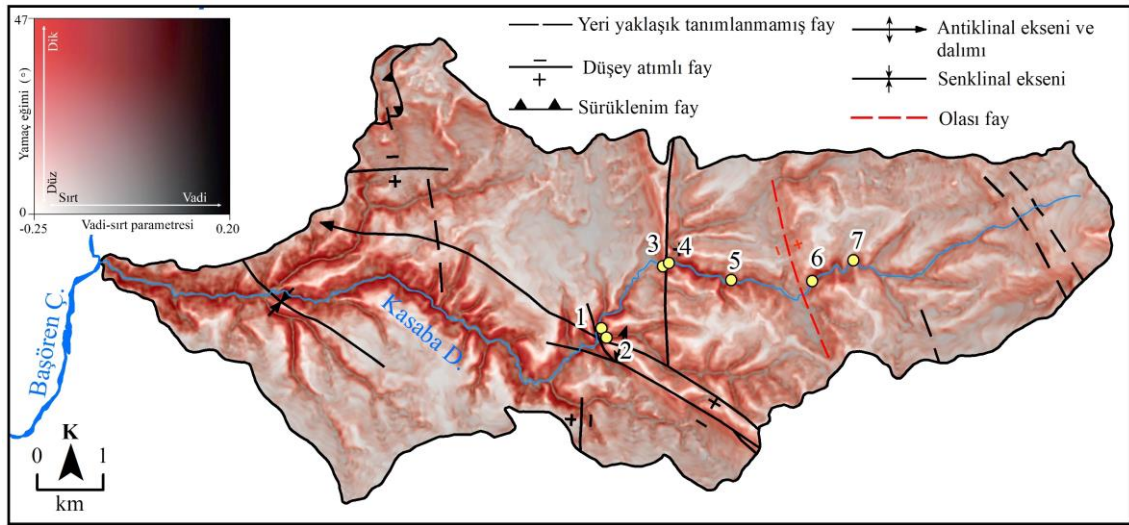
Şekil 1. Çalışma sahasının yükselti modeli (SYM) ve lokasyon haritası.



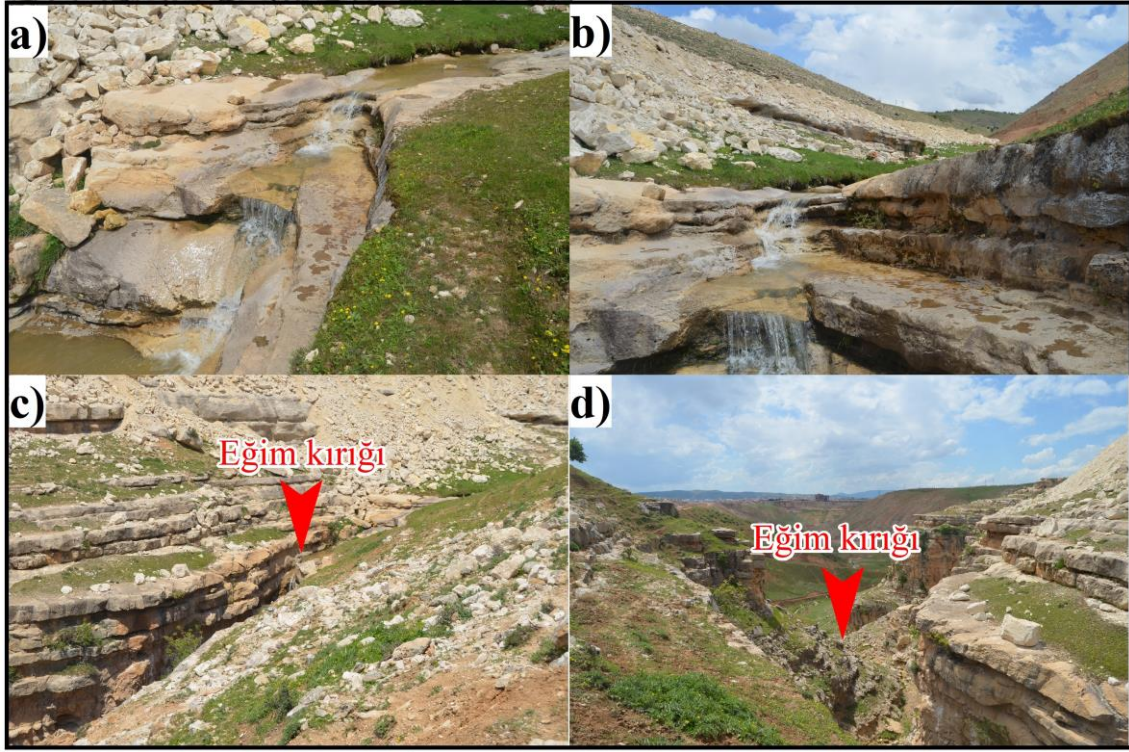
Şekil 2. Çalışma sahasının jeoloji haritası (Şenel 2008'den yeniden çizilmiştir).



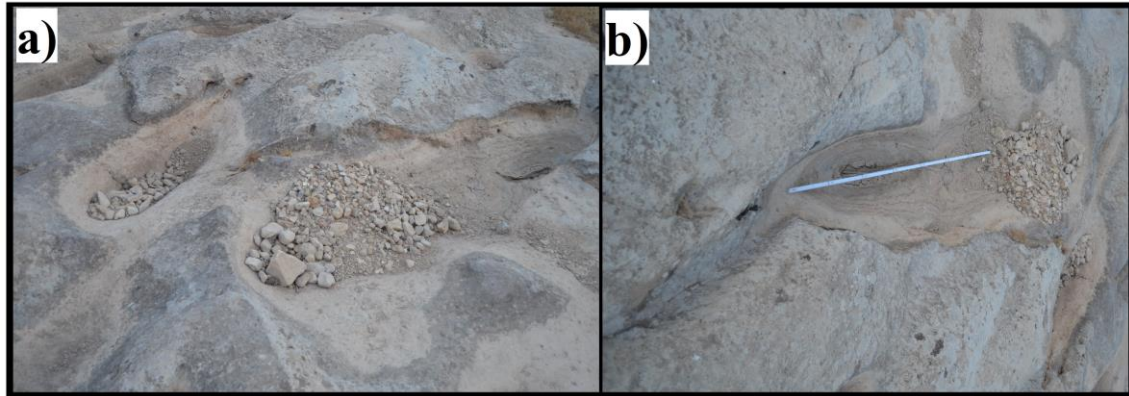
Şekil 3. Kasaba Deresi'nin boyuna ve SL profili.



Şekil 4. Çalışma sahasının kırmızı rölyef haritası (Harita üzerindeki sarı noktalar, çalışılan akarsu segmentindeki eğim kırıklarına karşılık gelmektedir).



Fotoğraf 1. a ve b’de art arda gelişmiş eğim kırıklıkları; c ve d’de 1 numaralı eğim kırığı.



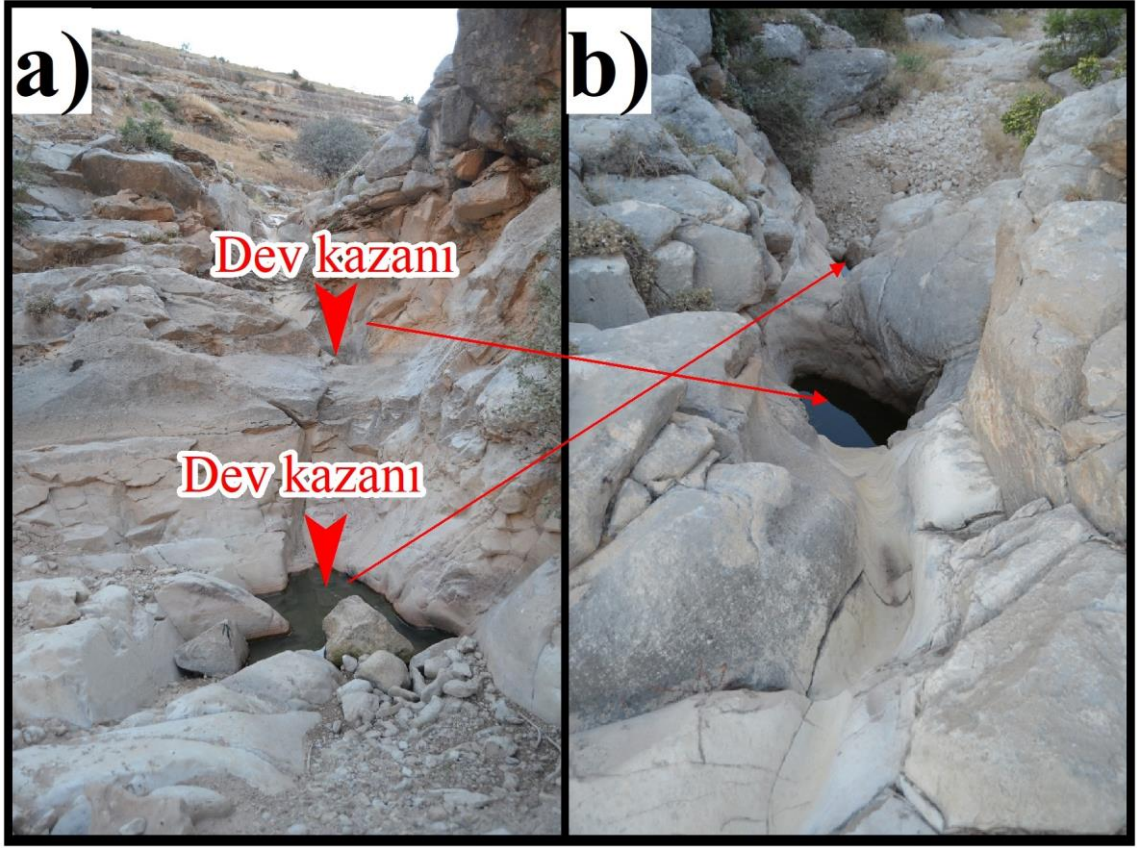
Fotoğraf 2. a ve b’de uzun, eliptik şekilli potholler.



Fotoğraf 3. 2 numaralı eğim kırığı.



Fotoğraf 4. Diyaklazlarla kesilmiş oluklar.



Fotoğraf 5. Art arda basamaklı bir şekilde oluşmuş olan dev kazanları.

Küresel Yağış – Sıcaklık Eğilimleri ve Aralarındaki İlişkiler

Global Precipitation-Temperature Trends and Their Relationships

Erkan YILMAZ¹

Özet

Sera gazı salınımına bağlı olarak dünya yüzeyinde artan sıcaklıklar ve değişen yağış miktarları hem doğal hem de beşerî yaşamı etkilemektedir. Bu iki ana değişkende meydana gelebilecek değişiklikler, iklim modelleriyle tahmin edilmeye çalışılmakta, öngörülere bağlı olarak azaltım ve uyum planlamaları sürdürülmektedir. Bununa birlikte, bu değişkenlerdeki eğilimler, çoğunlukla sadece yıllık ortalama ya da toplam değerlerle yapılmakta, analizler bölgesel kalmakta, çalışılan dönem farklılıkları bulunmakta, sonuç karşılaştırma problemleri bulunmaktadır. Bu çalışmada, dünyanın tamamına ait, 1979-2020 dönemine ait, 42 yıllık yapılandırılmış (reanalysis data), 2,5x2,5° çözünürlükte aylık toplam yağış ve aylık ortalama sıcaklık verileri kullanılmış, bu verilere göre hem parametrelerin dağılıp paternleri ortaya koyulmuş, hem de Mann-Kendall ve Sen eğim değeri kullanılarak eğilimler belirlenmiştir. Eğilim değerleri, iki değişken kullanılarak bölgelendirilmiş ve haritalandırılmıştır. Sonuçta, küresel olarak sadece sıcaklık artma eğilimi olmadığı, sıcaklığın azaldığı sahalar olduğu görülmüştür. Yine bu analizler sonucunda hem sıcaklığı hem de yağışı artan, hem sıcaklığı hem yağışı azalan, sıcaklığı artarken yağışı azalan ve sıcaklığı azalırken yağışı artan sahalar olduğu belirlenmiştir. Soğuk su akıntıları çevresinde sıcaklığın artmadığı ya da düştüğü, büyük su kütleleri çevresinde sıcaklık artışlarının frenlendiği ve düşük seyrettiği, 0 °C altındaki sahalarda yüksek sıcaklık artış miktarları olduğu, yağışın arttığı sahalarda sıcaklık artışının dizginlendiği, kurak ve sıcak bölgelerdeki sıcaklık artışının yükseldiği tespit edilmiştir. Bu olayların bir kısmının gizli ısı kullanılması/kullanılmamasından kaynaklandığı, fakat gizli ısının tüm dünya üzerindeki sıcaklık eğilimlerinde belirleyici olmadığı ortaya çıkmıştır. Jet rüzgarları kuşaklarının, sıcaklık ve yağış eğilimleri ile örtüşebildiğinin görüldüğü çalışmada, sadece bölgesel özellikler, mutlak sıcaklık ve yağış durumunun değil, genel hava sirkülasyonunun da eğilim desenlerinde etkili olabileceği anlaşılmıştır.

Anahtar Kelimeler: Gizli ısı, jet rüzgarları, soğuksu akıntıları, küresel Sıcaklık eğilimleri, küresel yağış eğilimleri, yağış-sıcaklık eğilim ilişkileri.

Abstract

Increasing temperatures and changing precipitation amounts on the earth's surface due to greenhouse gas emissions affect both natural and human life. Changes that may occur in these two main variables are tried to be predicted with climate models, and mitigation-adaptation plans are carried out depending on the predictions. However, trends in these variables are mostly made only with annual average or total values, analyzes remain regional, there are differences in the studied period, and there are result comparison problems. In this study, 42-year reanalysis monthly total precipitation and monthly average temperature data belonging to the whole world, for the period 1979-2020, at 2.5x2.5° resolution were used, according to these data, both the distribution patterns of the parameters were revealed, and trends were determined using the Mann-Kendall and Sen slope values. Trend values were regionalized and mapped using two variables. As a result, it was seen that there was not only a global temperature increase trend, but also areas where the temperature decreased. Again, as a result of these analyses, it was determined that there are areas where both temperature and precipitation increase, where both temperature and precipitation decrease, where temperature increases while precipitation decreases, and where temperature decreases while precipitation increases. It was determined that temperature does not increase or decreases around cold-water currents, temperature increases are slowed down and low around large water masses, there are high temperature increase amounts in areas below 0 °C, temperature increase is restrained in areas where precipitation increases, and temperature increase in arid and hot regions increases. It was revealed that some

¹Doç. Dr., Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi, Coğrafya Bölümü. Ankara/Türkiye. e-mail: erylilmaz@ankara.edu.tr

of these events are due to the use or non-use of latent heat, but latent heat is not a determinant of temperature trends all over the world. In the study where it was seen that jet wind belts can overlap with temperature and precipitation trends, it was understood that not only regional characteristics, absolute temperature and precipitation status, but also general air circulation can be effective in trend patterns.

Keywords: Latent heat, jet winds, cold water currents, global temperature trends, global precipitation trends, precipitation-temperature trend relationships.

1. GİRİŞ

Sera gazı artışı ve buna bağlı iklimsel parametrelerdeki değişim, tüm dünyada sayısız çalışma ile ortaya koyulmaktadır. IPCC raporları, bu çalışmaları özetleyen, önemli kaynaklardır. Bu raporlara göre, dünyadaki sıcaklık artışları 20. yüzyılın son seyreğinde şiddetlenmiş, 2000’li yıllardan sonra bu artış daha da artmış ve 1850-1900 yılları arası dönemde 50 yıllık süreçte meydana gelen artış miktarından daha yüksekler artışlar sadece 10 yıllık süreçte oluşmuştur. Bu artışta, doğal süreçlerin etkisi oldukça düşüktür (IPCC, 2023).

Daha evvelki raporlarda da belirtildiği gibi endüstrileşme öncesi döneme göre en yüksek sıcaklık artışları başta Çin olmak üzere, Hindistan, Avrupa, ABD’nin doğu kıyıları ve diğer sahalarda ise kalabalık nüfusa sahip olan yerlerde ortaya çıkmaktadır (IPCC, 2018). Kış aylarındaki sıcaklık artışı yaz aylarına göre daha yüksektir. En yüksek ısınma, kuzey yarım küre yüksek enlemlerinde, kuzey kutbu çevresinde meydana gelmektedir. Kış döneminde Türkiye’de Karadeniz ve Ege kıyılarında düşük, diğer taraflarda orta derecede sıcaklık artışı varken, yaz döneminde Doğu Karadeniz’de düşük, güneyde yüksek, diğer kısımlarda ise orta düzeyde sıcaklık artışı bulunmaktadır (Şekil 1).

Dünyada yapılan bölgesel yağış ve sıcaklık eğilim çalışmalarında ise birbiri ile örtüşen ve farklılaşan sonuçlar elde edilmektedir. Örneğin ABD’de sıcaklık artışına bağlı olarak, 1950-2006 yılları arasında kuraklığın arttığı belirlenmiştir (Easterling vd. 2007). Kanada için, 1900-1998 yılları arası dönemi analiz eden bir çalışmada, minimum sıcaklıkların maksimum sıcaklıklara göre daha fazla arttığı belirlenmiş, bu dönemde Kanada’nın daha ılıman ve daha nemli bir saha olmaya doğru gittiği görülmüştür (Zhang vd. 2000). Benzer sonuçlar, 1949-1998 yılları arasında Alaska için de belirlenmiştir (Stafford vd. 2000). Minimum sıcaklıklardaki yüksek artış İtalya’da da belirlenmiş, fakat buradaki kış yağışlarının azaldığı ortaya çıkmıştır (Ventura vd. 2002). Yunanistan’da yapılan bir çalışmada, yağış ve sıcaklık eğilimlerine bağlı olarak, su bütçelerinin de değiştiği, potansiyel evapotranspirasyonun arttığı görülmüştür (Mavromatis ve Stathis, 2011). Güneydoğu Çin’de de 1960-2007 yılları arasında minimum ve maksimum sıcaklıkların arttığı, günlük sıcaklık farklarının azaldığı, yağışların da yükseldiği belirlenmiş (Qin vd. 2010), sıcaklıklardaki yükselme Çin’in Loess Platosunda da ortaya çıkmış, buna rağmen yağışların belirgin olmayan bir negatif eğilim gösterdiği anlaşılmıştır (Wang vd. 2012). Hindistan’da da 1901-2015 yılları arasında, sıcaklıklar tüm ülkede artarken, Himalayalar çevresindeki yağışların düştüğü belirlenmiştir (Mohammad ve Goswami, 2019). Rusya’da 1951-2006 yılları arası dönem için yapılan analiz sonuçlarına göre, yüksek sıcaklık günleri artarken, düşük sıcaklıklı günler azalmakta, yoğun yağışlı gün sayılarında artış olmaktadır (Bulygina vd. 2007). Brezilya’da, 1961-2018 yılları arası dönem analiz edilmiş, sıcaklıklarda artış, yağışlarda ise, ülkenin güneyinde artış, kuzeyinde ise azalma trendi olduğu görülmüştür (Regoto vd. 2021). Avustralya’da 1911-2010 yılları arasındaki eğilimler incelenmiş, hem yüksek, hem de düşük sıcaklık indislerinde artma, şiddetli yağışlı gün analizlerinde ise kıtanın kuzey kıyıları haricinde azalma eğilimi ortaya çıkmıştır (Alexander ve Arblaster, 2017). Avrupa’da 1901-2000 yılları arasında, sıcaklık ekstremleri incelenmiş, tüm sıcaklık indislerinde pozitif eğilim olduğu, kışın sıcaklık artışının yaza göre yüksek olduğu, kış yağışlarının arttığı belirlenmiştir (Moberg vd. 2006).

Tüm dünyayı kapsayan çalışmalar da bulunmakta, bunlarda, farklı yarıküre sıcaklık eğilimlerinde asimetrik bir durum olduğu ortaya çıkmıştır (Cohen vd. 2012). Başka çalışmalarda da minimum, maksimum sıcaklıklar ile günlük sıcaklık farklı eğilimleri incelenmiş (Easterling vd. 1997; Vose vd. 2005), günlük sıcaklık farklarının düştüğü belirlenmiştir.

Türkiye’de yapılan bir sıcaklık ve yağış eğilimi çalışmasında (İçel ve Ataol, 2014) üretilen yıllık haritalarda, yağışın arttığı Karadeniz kıyılarında, sıcaklık artış oranlarının düştüğü anlaşılmaktadır. Türkiye için yapılan başka bir çalışmada, yine Karadeniz çevresinde yağışların arttığı, sıcaklıklar ise Doğu Anadolu çevresinde düşük seviyede seyrettiği, Türkiye’nin batı yarısında yüksek sıcaklık artışları olduğu tespit edilmiştir (Hadi ve Tombul, 2018). Yine Yılmaz (2019a) tarafından, Türkiye’de sıcaklık eğilim grupları belirlenmiş, bu eğilim gruplarının gizli ısı işleyişi ile oluşabileceği belirtilmiş ve bildirilmiştir (Yılmaz, 2019b, 2022).

Yukarıda görüldüğü gibi, sıcaklık ve yağış eğilimi çalışmaları daha çok bölgesel ölçekte yapılmış, küresel olanlar ise farklı indisleri analiz etmiş, çalışmalar genelde yıllık ortalama ya da mevsimlik değerlerle yapılmıştır. Çalışmaların periyotları ise birbirinden farklıdır. Yine çalışma sonuçları genel olarak sera gazı salınımı ile ilişkilendirilmekte, gizli ısı ile ilgili bir sına y almamaktadır. Bu çalışmada, küresel ölçekte, aylık toplam yağış ve aylık ortalama sıcaklık verileri analiz edilmiş, eğilimleri belirlenmiştir. Yağış ve sıcaklık eğilimlerine göre, eğilim bölgeleri oluşturulmuş, bu bölgelerin oluşmasında etkili coğrafi faktörler tartışılmış, gizli ısı ile ilişkisi sınanmaya çalışılmıştır.

2. VERİ VE YÖNTEM

Çalışmada yapılandırılmış grid verilerinden (reanalysis data) faydalanılmıştır. Hem yağış verileri (Adler vd. 2018), hem de sıcaklık verileri (Kalnay vd. 1996) 2,5x2,5° çözünürlükte elde edilmiştir. Her iki veri de 1979:1 - 2020:12 ayları arası dönemi (42 yıl) kapsamaktadır. Yağış verileri sadece kara yüzeylerini kapsadığından, her iki veride de sadece kara alanları analiz edilmiş, yorumlar karasal alanlarla sınırlandırılmıştır. Karasal analizler yapılırken, kıyılara 50 km uzaklıklı tamponlar oluşturulmuş, bu sınır içinde kalan noktalar değerlendirilmiştir. 3987 noktadaki aylık toplam yağış ve aylık ortalama sıcaklıklar analiz edilmiştir.

Çalışmada, coğrafi projeksiyon (kareli projeksiyon) kullanıldığından, kutuplardaki veri çözünürlüğü ile ekvatordaki eşit olmamış, bu nedenle nokta sayısı ile alansal büyüklük arasında ilişki kurulmamıştır.

Çalışmada, eğilim analizleri için Mann-Kendall sıra korelasyon katsayısı ve Sen eğim değeri kullanılmıştır. Mann-Kendall test istatistiği, eğilimin belirlenmesi amacıyla kullanılan bir yöntemdir (Forthofer vd. 1981, ss. 146–152; Gocic ve Trajkovic, 2013, ss. 173–174; Kendall, 1970, s. 165; Mann, 1945, ss. 245–259). Bu yöntemde ilk olarak S değeri hesap edilmekte (Eşitlik 1), serinin n (örneklem büyüklüğü) sayısına göre hesap edilen varyans (Eşitlik 2) değeri ile belli kurallara göre (eşitlik 3) Z_{MK} değeri belirlenmekte ve elde edilen Z_{MK} değerleri standart normal dağılıma göre değerlendirilmektedir.

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{ışrt}(x_j - x_k) \quad (1)$$

$$\text{Var}(S) = \frac{1}{18} \left[n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^{n_t} t_i(t_i-1)(2t_i+5) \right] \quad (2)$$

$$\begin{aligned}
m &= 1 & \text{eğer } S < 0 \\
m &= 0 & \text{eğer } S = 0 \\
m &= -1 & \text{eğer } S > 0
\end{aligned}
\quad Z_{MK} = \frac{S + m}{\sqrt{\text{Var}(S)}} \quad (3)$$

Elde edilen değerler, $p < 0.05$ seviyesinde ise anlamlı artma ya da anlamlı azalma şeklinde değerlendirilmiştir. Çalışmada, eğilim miktarını (β) belirlenmek için eşitlik 4 kullanılarak Sen eğim (Sen's slope) değeri hesap edilmiştir (Sen, 1968). Bu değerler, çalışmanın tartışma bölümündeki grafiklerin oluşturulmasında kullanılmıştır.

$$\beta = \text{meydan} \left(\frac{x_j - x_k}{j - k} \right) \quad (4)$$

3. AYLIK ORTALAMA SICAKLIK VE TOPLAM YAĞIŞ DAĞILIŞ VE EĞİLİM DESENLERİ

Çalışmanın bu bölümünde, aylık ortalama sıcaklık ve aylık toplam yağış dağılımlarında farklılıklardan söz edilecek, bu değerlerin eğilimleri anlatılacak ve iki değişken arasındaki benzerlik farklılık üzerinde durulacaktır. Anlatım, dönemlere göre, aylık yapılacaktır.

3.1 Aralık-Ocak-Şubat Dönemi (Kuzey Yarıküre Kışı)

Aralık ayında, kuzey kutup çevresi karalardaki sıcaklıklar -30°C 'ye kadar inmekte, güney kutup çevresinde ise daha yüksek değerler gözlemlenmektedir (Şekil 2a). Bu ayda, Avustralya'da, Büyük Kum Çölü çevresinde sıcaklıklar 30°C 'yi aşmaktadır. GYK'deki 0°C izotermi Antarktika Yarımadası ile Güney Amerika arasındaki Güney Georgia Sırtından, okyanus yüzeyinden, KYK'de ise iç deniz ve göllerden etkilenecek, kabaca $30-35^\circ$ enleminden geçmektedir. 0°C izotermi, okyanus çevresinde, Hazar Denizi, Karadeniz, Adriyatik Denizi ve Gulf Stream akıntısının serinletici etkisiyle kuzeye doğru çekilirken, Himalayalar ve Büyük Kafkas Dağları etkisiyle daha güneye inmektedir. Aralık ayında, Antarktika, Sahra çevresi, kuzey Hindistan ve Gobi Çölü çevresinde düşük yağış koşulları varken, Amazon-Kongo Havzaları ve çevreleri ile Endonezya-Filipinler çevrelerinde 400 mm 'yi aşmakta, Avrupa ve Akdeniz çevrelerinde ise 100 mm 'ye yaklaşmakta, Kuzey Amerika'nın doğu ve batı kıyılarında 100 mm 'yi aştığı görülmektedir (Şekil 2b).

Aralık ayında hem yağışın hem sıcaklığın arttığı bölgeler içerisinde, Afrika'nın büyük bölümü, Doğu Akdeniz ve Türkiye doğusu, Kuzey Amerika'nın belli bölümleri, Grönland çevresi, Alaska, İskandinav Yarımadası, Doğu Sibirya Platosu, Avustralya'nın batı kıyıları ve Antarktika'nın belli bölümleri yer almaktadır. Grönland kıyılarındaki her iki artış da istatistiksel olarak anlamlıdır. Bu ayda yağışlar artarken sıcaklığın azaldığı sahalar da bulunmakta, bu sahalar içerisinde en dikkat çekici bölge Orta Asya olarak karşımıza çıkmaktadır (Şekil 3, Şekil 2c-d). Benzer özellik Güney Çin Platosu, Sahel'de de görülmekte, Avustralya'nın orta kısımlarında, Antarktika'nın belli bölümlerinde Orta Asya ve Güney Çin Platosundaki eğilimler anlamlı olarak karşımıza çıkmaktadır.

Aralık ayında, yağışlar azalırken, sıcaklığın arttığı sahalar geniş alan kaplamaktadır (Şekil 3, Şekil 2c-d). Kuzey Amerika'da Hudson Körfezi çevresinde, Brezilya Platosunda, Sahra'nın büyük bölümünde, Avrupa genelinde, Arap Yarımadası ve İran Platosunda, Himalayalar'ın doğu yarısında, Avustralya'nın doğu kıyılarında, Ural Dağları batısı, Antarktika'da bu durum gözlemlenmektedir. Bu ayda dünyada hem sıcaklığın hem de yağışın azaldığı bölgeler de bulunmaktadır. And Dağları ve çevresi, Meksika, Sahra çevreleri, Hazar Denizi çevresi ve İran-Afganistan çölleri, Orta Sibirya Platosu ve Antarktika kıyılarında bu durumla karşılaşmaktadır.

Aralık ayında, KYK'de, 0° izotermi çevresi genel olarak (Hazar denizi çevresi hariç) sıcaklık artışı ile kendini göstermesidir (Şekil 2c). Bu özellik, geniş su yüzeyleri haricinde, 0°C mutlak sıcaklık çevresinde, sıcaklık artışlarının anlamlı bir şekilde artabildiğini göstermektedir.

Ocak ayında kuzey kutup çevresi karalarında -30°C 'nin altında olan sıcaklıklar, güney kutup çevresinde -30°C 'in üzerindedir (Şekil 4a). En sıcak kara alanı Yine Avustralya'nın iç kesimleridir. Bu ayda, GYK'deki 0°C izotermi yine okyanus üzerinden geçmekte, aralık ayına göre güneye doğru yer değiştirmekte, KYK'de ise aralık ayına benzer bir uzanış göstermekte, okyanus çevresinde ise güneye doğru hareket etmektedir. Ocak yağışları genel olarak aralık ayına benzemektedir, sadece Venezüella kuzeyindeki yağışlarda düşüş göze çarpmaktadır (Şekil 4b).

Ocak ayında hem yağışı hem de sıcaklığı artan sahalarda aralık ayına göre küçük değişiklikler görülmüştür (Şekil 5, Şekil 4c-d). Aralık ayında, yağışın artıp, sıcaklığın azaldığı Orta Asya'da, ocak ayında hem sıcaklık hem de yağış artmaktadır. Doğu Avrupa'da aralık ayında yağış azalırken, ocakta hem yağış hem de sıcaklıklar artmaktadır. Ocak ayında yağışın arttığı, sıcaklığın azaldığı sahalarda aralık ayına göre genel olarak daralmış, Avustralya'da genişleyerek kıtanın batı yarısını kaplamıştır. Bu sahalarda, Sahel'de, güneydoğu Akdeniz kıyıları ve Türkiye'nin orta kısımlarında, İspanya'da, Asya'nın belli bölümlerinde ve Antarktika ile Güney Amerika'nın belli kısımlarında dağılışı göstermektedir.

Aralık ayına göre ocak ayında yağışın azalıp, sıcaklığın arttığı sahalarda bazı mekânsal farklılıklar ortaya çıkmıştır (Şekil 5, Şekil 4c-d). Afrika'da yağışı azalan sahalarda genişlemiştir. Kuzey Amerika'da, yağışı azalıp sıcaklığı artıran sahalarda, güneyde yoğunlaşmış, kıtanın kıyılarına doğru kaymıştır. Ocak ayında hem sıcaklığın hem de yağışların negatif eğilim gösterdiği sahalarda, aralık ayına göre mekânsal değişiklikler göstermiştir. Bu ayda, Sibiryadaki azalma bölgesi, Rusya'nın güneyine doğru inmiştir. Afrika'da Sahra çevresi ile Antarktika'daki sahalarda daha geniş alan kaplamış, Arap Yarımadası ortasında da görülmeye başlamıştır.

Ocak ayında da aralık ayına benzer şekilde, KYK'de yer alan 0°C izotermi üzeri ve çevresindeki sıcaklıklar genel olarak anlamlı bir şekilde artış göstermektedir. Asya'da, 0°C izotermi çevresinde, sıcaklığın anlamlı arttığı yerlerin çevresindeki yağışlarda artış eğilimleri de istatistiksel olarak anlamlıdır. Grönland, asimetrik bir durum göstermekte, karanın kuzeydoğu yarısında hem sıcaklıklar hem de yağışlar anlamlı bir şekilde artmaktadır.

Şubat ayında, kuzey kutbu çevresindeki karalardaki sıcaklıklar yükselmeye başlamış, en soğuk bölgelerde -30°C civarına çıkmış, güney kutbu çevresi ise soğumuş ve -40°C 'ye kadar inmiştir (Şekil 6a). Dünya karaları üzerindeki en sıcak yer yine Avustralya'nın iç bölgeleridir. Her iki yarımküredeki 0°C izotermi, ocak ayına çok benzer uzanış göstermektedir. Yağışlar, Endonezya ve Filipinler çevresindeki adalarda, Amazon ve Kongo Havzaları çevresinde yüksektir (Şekil 6b).

Ocak ayında, Asya ve Avrupa'da görülen hem sıcaklık, hem de yağış arttığı eğilim bölgesi, şubat ayında da devam etmiş ve alanını genişletmiş, Asya'nın güneyi ve kuzeydoğu ile, Avrupa'nın güneybatısı haricinde büyük kısmını kaplamış, Grönland ve Alaska da bu eğilim bölgesi içerisinde kalmıştır (Şekil 7, Şekil 6c-d). Güney ve Kuzey Amerika'da belli bölgeler bu eğilim bölgesinde kalmaya devam etmiş, bölge, Afrika'da Kongo Havzası ve çevresinde ve Güney Afrika'da, Avustralya'nın doğu kıyılarındaki geniş alan kaplamıştır. Şubat ayında, yağışlar artarken sıcaklığın azaldığı bölgeler daha dar alan kaplarken, Kuzey Amerika'nın orta kesimlerinde de ortaya çıkmış, Antarktika'da neredeyse ortadan kalkmıştır. İspanya'da ise her üç ayda da varlığını korumuştur. Bu da kış dönemindeki bazı eğilimlerin değişken bir yapı sergilerken bazılarının ısrarlı bir şekilde devam ettiğini göstermektedir. Ocak ayında Avustralya'daki yağışın artıp sıcaklığın düştüğü sahalarda yer değiştirmiş, Asya ve Afrika'da olduğu gibi alan kaybetmiştir.

Şubatta, yağışın azalıp, sıcaklığın arttığı sahalarda dağılışı, ocak ayına benzese de bazı değişiklikler meydana gelmiştir (Şekil 6c-d, Şekil 7). Bu sahalarda, Asya kuzeyinde bu ayda görülmezken, Asya'nın güney kısımlarında daha kesintisiz devam etmiş, Kongo Havzası çevresini kaplamış, Avustralya'nın orta kesiminde görülmeye başlamıştır. Şubat ayında, Antarktika'nın büyük

bölümünde yağışlar azalırken, sıcaklıklar artmıştır. Bu eğilim bölgelerinden, Avustralya'nın bir kısmı ile Arap Yarımadası batısında hem sıcaklık artışları hem de yağış düşüşleri istatistiksel anlam seviyesini aşmıştır. Hem sıcaklığın hem de yağışın azaldığı bölgeler şubat ayında da daralmış, ocak ayında görülen sahalarda kaymalar meydana gelmiştir. Bu grup eğilime sahip sahalarda içinde yer alan Asya ortası bölge, kuzeydoğu Asya'ya kaymıştır. Afrika'daki bölge, kuzeybatı Afrika'ya doğru sıkışmış, Antarktika'daki saha ise oldukça dar alan kaplamıştır. And Dağlarındaki saha ise şubatta da varlığını korumuştur.

Şubatta, 0 °C izotermi üzerinde, KYK'deki sıcaklık artışları yine anlamlı olmuş, daha çok kesintiye uğramış, bu eğilim bölgeleri çevresinde ise özellikle Asya'da anlamlı yağış artışları ortaya çıkmıştır.

3.2 Mart, Nisan ve Mayıs Dönemi (Kuzey Yarıküre Baharı)

Mart ayında, kuzey kutbu çevresinde, Grönland haricindeki karalarda sıcaklık -20 °C'ye kadar yükselmiş, Grönland'da -30 °C civarında kalmıştır (Şekil 8a). Güney kutbundaki sıcaklıklar ise -40 °C'ye kadar inmiştir. Bu ayda, Sahel ve Avustralya'nın iç kesimleri benzer sıcaklık özellikleri göstermiş, en sıcak bölgeler olarak karşımıza çıkmıştır. 0 °C izotermi, KYK'de Himalayalar'ın çevresini saracak şekilde 40° enleminin kuzeyine çekilmiştir. Mart ayında, ITCZ kuzeye doğru hareket etmeye başlamış hem Afrika'nın ekvator kuzeyinde hem de güneydoğu Asya ve Kuzey Amerika'daki yağışlar artmaya başlamıştır (Şekil 8b).

Mart ayında hem yağışın hem sıcaklığın arttığı sahalarda, Asya ve Avrupa batısında daralsa da geniş alan kaplamakta, Güneydoğu Asya'ya doğru alan kazanmaktadır (Şekil 8c-d, Şekil 9). Grönland'da varlığını sürdüren bu eğilim bölgesi, Alaska'da daralmış, Güney Amerika'da yer değiştirerek Kolombiya ve çevresinde görülmeye başlamıştır. Bu eğilim bölgesinin alanı Afrika'da daralmış, Avustralya ve Antarktika'da sabit kalmıştır. Yağışın artıp sıcaklığın azaldığı eğilim bölgesi, Kuzey Amerika'nın orta kesimlerinden kuzeybatıya doğru yer değiştirmiş, Güney Amerika'nın belli kesimlerinde görülmeye devam etmiştir. Cebeli Tarık çevresinde, İber Yarımadasında ve Fas'ta görülmeye devam etmiştir. Güney Afrika'da görülen bu eğilim bölgesi, Hindistan'da, Malezya çevresinde ve Avustralya güneyinde bazı bölgelerde belirlenmiştir.

Mart ayında yağışın azalırken sıcaklığın arttığı sahalarda bir önceki aya göre bir miktar değişim göstermiştir (Şekil 8c-d, Şekil 9). Antarktika'nın büyük bölümü yine bu eğilim bölgesi içinde kalmış, Kuzey Amerika'da Hudson Körfezi güneyi ve kıtanın iç kesimlerinde, Afrika'da Sahra da dahil geniş bir alan kaplamış, Orta Doğu çevresinde varlığını sürdürmüş, Avrupa'nın büyük bölümü ile İskandinav Yarımadası'nın Baltık Denizi çevresi kısmında hakim olmuş, Avustralya'nın içbatı bölümünde hakim olmuştur. Eğilim bölgesi içinde, güney kutbu ve çevresindeki kısımlarda her iki değişkende de anlamlı eğilimler olarak belirlenmiştir. Hem yağışı hem de sıcaklığı azalma eğilimleri, yine tüm kıtalarda görülmüş, And Dağları, Antarktika kıyılarında, Fas güneybatısında ve Kuzey Amerika'da Büyük Göller çevresinde varlığını istikrarlı bir şekilde sürdürmüştür.

Mart ayında, Asya'daki 0 °C izotermi çok geniş bir alana yayılmış, sıcaklığın anlamlı artış eğilimi gösterdiği sahalarda da geniş alan kaplamıştır. İzoterm çevresinde özellikle Avrupa'da, yağışı artan sahalarda sıcaklık artışı görülmemiştir.

Nisan ayında, kuzey kutbu çevresinde, Grönland çevresi haricindeki sıcaklıklar, -10 °C'a kadar yükselirken, Antarktika'daki sıcaklıklar -45 °C'ye kadar düşmüştür (Şekil 10a). En yüksek sıcaklıklar, 10-15°K enlemlerinde, Afrika'nın Sahel bölgesinde kaydedilmeye başlamıştır. 0 °C izotermi, GYK'de okyanus üzerinden geçerken, KYK'de kuzeye doğru hareket etmiş, bu hareket daha çok kara üzerinde meydana gelmiş, Kuzey Amerika'da 1000 km'nin altındaki kuzeye kayma, Asya ortasında 1500 km'yi geçmiştir. Nisanda, Güneydoğu Asya, Japonya ve Kuzey Amerika'nın

doğusundaki yağışlar artmaya başlamış, Ekvator çevresindeki yağışlar, yarıkürele göre daha simetrik bir özellik göstermiştir (Şekil 10b).

Nisan ayında hem yağışın hem de sıcaklığın arttığı eğilim bölgesinde mart ayına benzer görülse de değişiklikler olmuştur (Şekil 10c-d, Şekil 11). Kuzey Amerika'da Alaska'da genişleyen bölge, ABD'nin büyük bölümünü ve Güney Amerika'da Amazon Havzası ile Brezilya Platosunu kaplamıştır. Avrupa'da, İber Yarımadasındaki eğilim paterni değişmiş, hem sıcaklık hem de yağış artış bölgesi oluşmuştur. Bu eğilim bölgesi, İskandinav Yarımadası'nda da geniş alan kaplamış, Asya'da ise daralmıştır. Afrika'da küçük değişikliğe uğrayan eğilim bölgesi, Antarktika ve Avustralya'da dalmıştır. Bu ayda yağışın artıp sıcaklığın azaldığı eğilim bölgesi, İber Yarımadası ve Avustralya'da ortadan kalkmış, Kuzey Amerika'da Hudson Körfezine belli uzaklıkta, polar jet rüzgarı kuşağında (Rohli vd. 2018, s. 67) hakim olmuştur. Bu eğilim bölgesi, Güney Amerika'da sınırlı bir alanda, Afrika'nın özellikle güney ucunda, Hindistan, Afganistan çevrelerinde, Rusya batısında, Japonya ortalarında, Malezya'da ve Avustralya ve Antarktika'nın çok sınırlı bölgelerinde belirlenmiştir.

Nisan ayında yağışı azalırken sıcaklığı artan eğilim bölgesi bir önceki aya göre Kuzey Amerika'da daralmış, Meksika çevresine doğru kaymış, Güney Amerika'da benzer dağılış paterni göstermiştir (Şekil 10c-d, Şekil 11). Afrika'da daralan bu eğilim bölgesi, Avrupa ve Türkiye'yi kapsayacak şekilde doğuya doğru genişlemiştir. Asya'nın doğu kısmına genişlerken, kıtanın güneyinde neredeyse ortadan kalkmış, Avustralya ve Antarktika'da genişlemiştir. Nisanda hem sıcaklığın hem de yağışın azaldığı eğilim bölgesi, Güney ve Kuzey Amerika'da daralmış, Hudson Körfezi çevresini kaplamış, Afrika'nın doğusuna doğru kaymış, Avustralya ve Antarktika'da neredeyse ortadan kalkmıştır.

Nisan ayında, 0 °C izotermi çevresinde negatif bir sıcaklık eğilimi ortaya çıkmış, bu negatif eğilim alanı, Asya'da da belli sahalarda görülmüş, jet rüzgarları kuşağı ile örtüştüğü anlaşılmıştır.

Mayıs ayında, kuzey kutbu çevresinde 0 °C'ye yaklaşan sıcaklıklar kaydedilirken, güney kutbu çevresinde -50 °C'ye kadar düşmüştür (Şekil 12a). En yüksek sıcaklıklar Hindistan ve Sahra ile Arap Yarımadası güneyindeki karalarda görülmektedir. KYK'de yer alan 0°C izotermi Sibiry ve Kanada kuzeyinden geçmekte, Himalayaların da küçük bir kısmını kaplayacak şekilde ada olarak karşımıza çıkmaktadır. Bu ayda, ekvatorial bölgede, ITCZ hattı kuzeye doğru hızlı hareket etmiş, ekvator kuzeyindeki yağışlar artışa geçerken, KYK'deki polar cephe yağışları azalsa da, Kuzey Amerika doğusunda ve Güneydoğu Asya'da tropikal siklon kuşağı bölgesindeki artmıştır (Şekil 12b).

Mayıs ayında, hem yağışın hem de sıcaklığın arttığı alanlar nisana benzese de, değişiklikler de içermektedir (Şekil 12c-d, Şekil 13). Bu eğilim bölgesi, Kuzey ve Güney Amerika'da daralmış, Grönland'ın kuzeyine doğru yer değiştirmiş, Akdeniz Havzasının büyük bölümünü kaplamış, Asya'nın doğu kıyılarını kaplamış, Avustralya'da neredeyse ortadan kalkarken Antarktika'da genişlemiştir. Mayısta yağışın artıp sıcaklığın azaldığı eğilim bölgesinde yer değiştirme ve mekânsal farklılıklar belirlenmiştir. Kuzey Amerika'da jet rüzgarı kuşağındaki eğilim bölgesi daralırken, Güney Amerika'da genişlemiş, Meksika Körfezi çevresinde yer değiştirmiştir. Rusya batısında ortadan kalkan eğilim bölgesi, Himalayalar ve Hindistan doğusunda yoğunlaşmış, Sibiry Platosu boyunca bir hat boyunca (polar jet rüzgarı) uzanmış, Malezya'da daralırken, Avustralya'nın kuzey kıyılarında genişlemiştir.

Mayıs ayında, yağışın azalıp sıcaklığın arttığı eğilim bölgesi, Kuzey Amerika'da özellikle kıtanın batısında geniş bir alan kaplamış, Güney Amerika'da ise oldukça daralmıştır (Şekil 12c-d, Şekil 13). Karadeniz çevresi ve Türkiye'de ortadan kalkan eğilim bölgesi, Batı Avrupa'da varlığını sürdürmüş, Ortadoğu'da yer değiştirerek devam etmiş, özellikle Güney Afrika'da hâkim konuma gelmiş, Avustralya ve Antarktika'da daralmıştır. Bu ayda, hem yağışın hem de sıcaklığın azaldığı

eğilim bölgesi Avustralya'da hakim olmuş, Güney Amerika'da, Kuzey Amerika'nın Hudson Körfezi çevresinde ve Sahra doğusunda varlığını devam ettirmiştir.

Mayıs ayında, KYK'de yer alan 0 °C izotermi çevresinde genel olarak sıcaklık azalmaları belirlenmiştir. Bu hattın, polar jet rüzgar uzanışı ile örtüştüğü anlaşılmıştır.

3.3 Haziran, Temmuz, Ağustos Dönemi (Kuzey Yarıküre Yazı)

Haziran ayında, kuzey kutup çevresindeki sıcaklıklar Grönland haricinde 0 °C'ın üstündeyken, güney kutupta -50 °C'nin altına inmiştir (Şekil 14a). Bu ayda, Basra Körfezi çevresindeki karasal alanlar ile Sahra'daki sıcaklıklar 40 °C'yi aşmakta, en sıcaklık yerler olarak karşımıza çıkmaktadır. 0 °C izotermi, KYK'de sadece Grönland ve batısında, kapalı bir alan oluşturmakta, Himalayalar'da çok dar bir alanı kaplamakta, GYK'de okyanus üzerinden geçmekte, mayısa göre daha kuzeyde yer almaktadır. Haziran ayında, Amazon Havzası ile Orta Amerika, Kongo Havzası ve kuzeyi, Hindistan, Güneydoğu Asya, Malezya ve Endonezya adalarındaki yağış oldukça yüksektir (Şekil 14b). Bu ayda, ABD doğusunda da tropikal siklonlara bağlı yağışlar da yükselmiştir.

Haziranda gündönümü yaşanmaktadır. Bu ayda hem yağış hem sıcaklığın arttığı bölge Kuzey Amerika'da Alaska-Florida arasında hat boyunca uzanmakta, Güney Amerika'da ekvator güneyinde yoğunlaşmaktadır (Şekil 14c-d, Şekil 15). İngiltere, İber ve İskandinav Yarımadası çevresi ile Türkiye ve Akdeniz çevresinde hâkim olan eğilim bölgesi, Asya'nın güneyi hariç büyük bölümünde hakim olmuş, Afrika ve Antarktika'da daralmıştır. Yağışın artıp sıcaklığın azaldığı eğilim bölgesi, Kuzey Amerika'da Kanada kuzeyinde hâkim olmuş, Meksika Körfezi, And Dağları ve Sahel'de görülmeye devam etmiştir. Bu eğilim bölgesi Asya'da mekânsal değişiklikler göstermiş, Pakistan çevresinde hakim olmuş, Himalayalar'da daralmış, Ohotsk Denizi kıyılarında, Malezya-Endonezya çevresi adalar ve Avustralya kuzey kıyılarında görülmeye başlanmıştır.

Haziran ayında yağışın azalıp sıcaklığın arttığı bölgeler Kuzey Amerika'da daralırken Güney Amerika'da genişlemiş, Amazon Havzasını kaplamıştır (Şekil 14c-d, Şekil 15). Avrupa ve doğusunu kaplayan bu eğilim bölgesi, Hindistan, Güneydoğu Asya ve Asya'nın belli bölgelerinde, Afrika'nın Sahel ve Kalahari çevresi hariç genelinde, Avustralya'nın doğu ve batı kesimleri ile Antarktika'nın büyük bölümünde hakim durumdadır. Hem yağışın hem de sıcaklığın azaldığı eğilim bölgesi haziranda daralmış, Kuzey Amerika'da Hudson Körfezi çevresinde dar bir alanda, Güney Amerika'nın güneyinde dağlık alanda, Afrika'nın belli bölümlerinde, Hindistan doğusunda ve Himalayalar'ın belli kesimlerinde, Avustralya'nın orta kesimlerinde ve Antarktika kıyılarında belirlenmiştir.

Temmuz ayında, kuzey kutbu çevresindeki kara sıcaklıkları 10 °C'ye yaklaşmış, güney kutbunda ise -60 °C'nin altında sıcaklıklar ortaya çıkmıştır (Şekil 16a). Basra Körfezi ve Sahra'daki sıcaklıklar yine yüksektir. 0 °C izotermi, KYK'de Grönland kıyıları haricinde, ada sınırlarına paralel uzanırken, GYK'de yine okyanus üzerinden, 60° S enleminden geçmekte, Atlas ve Hint Okyanusu sınırında kuzeye doğru genişlemektedir. Sadece And Dağlarının yüksek kesimlerinde 0 °C'nin altında sıcaklıklar belirlenebilmektedir. Temmuzda, Orta Amerika'daki yağışlar artmış, Güneydoğu Asya yağışlarındaki artış, Kore'yi, Pakistan ve Afganistan'ı de içine alacak şekilde, kuzeye ve batıya doğru genişlemiştir (Şekil 16b). Avustralya kuzeyi ile Güney Amerika ve Afrika'nın GYK'de kalan kısımlarında yağışlar düşüktür.

Temmuz ayında hem sıcaklığın hem de yağışın artış eğilimi gösterdiği sahalar hazirana göre parçalı bir dağılışı göstermiştir (Şekil 16c-d, Şekil 17). Bu eğilim bölgesi, Kuzey Amerika'nın kuzey ve güneyinde, Güney Amerika'nın kuzey yarısında, Avrupa ve Akdeniz Havzasında, Asya'nın büyük bölümünde, Afrika'nın haziran ayında belirlenen sahalarında, Avustralya'nın kuzeyinde ve Antarktika'nın büyük bölümünde belirlenmiştir. Yağışın artıp, sıcaklığın azaldığı eğilim bölgesi bu ay da Kuzey ve Güney Amerika'da daralmış, Orta Asya'da, Sibirya civarında, Sahel'de ve kıyılarda

görülmüştür. Bu eğilim bölgesi, Asya ve Afrika'da aynı hat üzerinde, çizgisel bir doğrultuda ortaya çıkmıştır.

Temmuz ayında yağış azalırken sıcaklığın arttığı eğilim bölgesi, Kuzey Amerika'da haziran ayına göre genişlemiş, Güney Amerika'da daha parçalı bir dağılış göstermiştir (Şekil 16c-d, Şekil 17). Tropikal Afrika ve Sahra'da belirlenen bu eğilim bölgesi, Asya'da genişlemiş, hazirana benzer şekilde Avustralya'nın ve Antarktika'nın büyük bölümünde hâkim olmuştur. Hem yağış hem de sıcaklığın azaldığı eğilim bölgesi, Güney Amerika'da geniş alan kaplamış, diğer kıtalarda ise dar alanlarda ortaya çıkmıştır.

Ağustos ayında, kuzey kutbu çevresindeki karalarda temmuza benzer sıcaklıklar varken, Grönland'da ve kutupta sıcaklıklar düşmeye, güney kutupta ise yükselme başlamıştır. Basra Körfezi çevresindeki karalar ve Sahra'daki sıcaklıklar yine yüksek seviyededir. 0 °C izotermi, KYK'de temmuza göre genişlemeye başlamış, kutup çevresindeki deniz buzlarını da kaplamış, GYK'de ise temmuz ayına benzer uzanış göstermiş, And Dağları'ndaki yüksek kesimlerdeki 0 °C altı alanlar varlığını sürdürmüştür. Yağışlar, temmuz ayına benzerlik göstermiş, Kuzey Amerika'daki dağılışlarda küçük değişiklikler olmuş, Avustralya'da daha kurak bir ortam oluşmuş, Brezilya Platosundaki nemlilik yükselmiştir.

Ağustos ayında hem sıcaklığın hem de yağışın arttığı eğilim bölgesi, Kuzey Amerika'da jet rüzgarları hattı ve çevresinde dağılış gösterirken, Güney Amerika'da Brezilya ve Venezüella kıyılarında, Orta Avrupa'da ve Birleşik Krallık'ta, Güney Avrupa hariç Akdeniz kıyılarında, Kuzey Afrika'da, Asya'nın muhtelif bölgelerinde, Avustralya'nın güneyinde belli noktalarda ve Antarktika'nın büyük bölümünde karşımıza çıkmaktadır (Şekil 18c-d, Şekil 19). Yağışın artarken, sıcaklığın azaldığı sahalar ise, Mississippi Havzası'nın orta kesimi, Güney Amerika kıyıları, Sahel Bölgesi, Güney Afrika'nın batı kıyıları, Batı Sibirya Ovası, Orta Asya'da dar bir alan, Hindistan ve Pakistan kıyıları, Avustralya'nın kuzey kıyılarında belirlenmiştir.

Ağustosta, yağış azalırken sıcaklığın arttığı eğilim bölgesi, Kuzey Amerika'da Alaska, Kayalık Dağları ve Büyük Göller çevresi, Güney Amerika'da Amazon Havzası, Grönland'ın batı yarısı, Afrika'da Kongo Havzası ve kıtanın güneybatı kısmı, Karadeniz su toplama havzası, Asya'nın belli bölümleri, Avustralya'nın doğu ve güneybatı kıyıları ile Antarktika'da dar bir alanda görülmektedir (Şekil 18c-d, Şekil 19). Hem yağış hem de sıcaklığın azaldığı eğilim bölgesi, Güney Amerika'nı güney yarısında, Avustralya'nın iç kesimleri ile İran Platosunda ortaya çıkmış, diğer kıtalarda da dar alanlarda belirlenmiştir (Şekil 18c-d, Şekil 19).

3.4 Eylül, Ekim, Kasım Dönemi (Kuzey Yarıküre Güzü)

Eylül ayı, KYK'de sıcaklık düşüşünün hissedilmeye başlandığı, GYK'de artmaya başladığı aydır (Şekil 20a). Bu ayda, kuzey kutup çevresindeki karalardaki sıcaklıklar 0 °C'nin altına inmiş, Grönland'da -20 °C'a varan sıcaklıklar kaydedilmeye başlamakta, Himalayalar'da 0 °C'nin altında sıcaklığa sahip bölgeler ortaya çıkmaktadır. Güney kutuptaki sıcaklıklar ise yavaş yavaş ise -50 °C'ye yaklaşmaktadır. Sahra'da ve Basra Körfezi çevresindeki sıcaklıklar hala 40 °C'ye ulaşmakta, en sıcak yerler olarak devam etmektedir. Eylül ayı yağışları incelendiğinde, polar cephenin derinleşmesine bağlı olarak, Kayalık Dağları çevresinde ve Avrupa'daki yağışlar artışa geçmiş, ITCZ hattının güneye doğru hareketine bağlı olarak, Güney Amerika, Afrika ve Güneydoğu Asya'da yağış kaymaları, güneye doğru yağışın arttığı patern ortaya çıkmıştır (Şekil 20b).

Eylül ayı, dünyada sıcaklıkların şiddetli bir artış eğilimi gösterdiği dönemdir. Bu ayda hem sıcaklığın hem de yağışın arttığı eğilim bölgesinde küçük değişiklikler olmuş, Kuzey Amerika'da yine jet rüzgarları hattında devam etmiş, Meksika çevresinde genişlemiş, Grönland kıyılarındaki varlığını sürdürmüştür (Şekil 20c-d, Şekil 21). Avrupa'da doğuya kayan bu eğilim bölgesi, Türkiye ve çevresini kaplamış, Asya'da ağustosa benzer dağılış göstermiş, kıtanın kuzeydoğusunda daha

sürekli bir sahayı kaplamıştır. Afrika'da ağustos benzer bir dağılışı sergilemiş, Antarktika ve Avustralya'da daralmıştır. Yağışın artıp, sıcaklığın azaldığı eğilim bölgesi eylül ayında varlığını daralarak sürdürmüştür. Bu eğilim bölgesi Güney Amerika, Sahel Bölgesi, Kazak Bozkırları, İndus Havzası, Avustralya kuzeybatı kıyıları ve Antarktika'nın dar bazı noktalarında hala görülmektedir.

Sıcaklığın artarken, yağışın azaldığı sahalar eylül ayında, ağustos ayı ile benzerlik göstermekte, Güney Amerika'da daha geniş alan kaplamış, İskandinav Yarımadasında daralmıştır (Şekil 20c-d, Şekil 21). Hem yağışın hem de sıcaklığın azaldığı sahalar da bu ayda daralmış, bu daralma And Dağları çevresinde daha şiddetli olmuştur.

Eylül ayında, 0 °C izotermi çevresindeki sıcaklık artışları yine şiddetli artma şeklindedir.

Ekim ayı, sonbahar ekinoksundan sonra, KYK'de sıcaklıkların hızla düşmeye, GYK'de yükselmeye başladığı bir dönemdir. Bu ayda, Himalayalar'ın yüksek kesimleri, Kanada ve Asya kuzeyindeki sıcaklıklar 0°C'in altındadır (Şekil 22). GYK'de sıcaklıklar, yükselmeye başlamıştır, Antarktika kıyılarında 0 °C'nin altında ölçülmeye devam etmekte, kutup çevresi sıcaklıkları -40 °C'nin üstünde seyretmektedir. Bu ayda, Muson yağışları nedeniyle hem Kuzey Amerika'nın doğusunda hem de Güneydoğu Asya'daki yağışlar azalmaya başlasa da hala yüksektir. Avustralya'da yağışlar artmakta, Kuzeydeki polar cephe etkisiyle KYK orta enlemlerindeki yağışlar da yükselmeye başlamaktadır.

Ekim ayında dünya karalarının büyük bir kısmında anlamlı pozitif sıcaklık eğilimleri belirlenmiştir (Şekil 22c). Bu ayda And Dağlarının güneyinde, Arjantin'de, Ekvador'da ve Filipinler-Avustralya arasında anlamlı ve anlamlı olmayan negatif sıcaklık eğilimleri ortaya çıkmış, geniş alanlar kaplamıştır. Ayrıca, Moğolistan, Hazar Gölü çevresi ve Nijerya kuzeyinde de dar alanlı, istatistiksel olarak anlamlı olmayan negatif eğilimler vardır. Ekimde, hem sıcaklığın hem de yağışın arttığı sahalar eylül ayına benzemekte, küçük değişiklikler göstermektedir (Şekil 22c-d, Şekil 23). Bu eğilim bölgesi, Kuzey Amerika'da genişlemiş, Avrupa'da yer değiştirerek kıtanın doğusuna kaymış, Asya'da daha geniş alan kaplamıştır. Avustralya'da daralan bu alan, Antarktika'da ancak kıyılarda belirlenmiştir. Yağış artarken sıcaklığın azaldığı eğilim bölgesi bu ay eylüle göre daha dar alan kaplamış, Güney Amerika, Sahel'in dar bir kısmı, Avustralya'nın kuzey kıyıları ile Malezya çevresi ve Asya'nın belli bölgelerinde belirlenmiştir.

Ekim ayında, yağış azalırken sıcaklığın arttığı sahalar Karadeniz Havzasından kaybolmuş, Sahra çevresinde görülmüş, Afrika'nın güneyi, Avustralya'nın doğusu ve Antarktika'nın büyük kısmında hâkim olmuştur (Şekil 22c-d, Şekil 23). Bu eğilim bölgesi yine Grönland'ın batı kısmında görülmeye devam etmiştir. Ekimde hem sıcaklığın hem de yağışın azaldığı eğilim bölgesi oldukça daralmış, sadece Güney Amerika'nın dağlık alanlarında bir bölge oluşturmuştur.

Ekim ayında, 0 °C izotermi çevresindeki sıcaklık artışı, tüm dünyadaki şiddetli sıcaklık artışı nedeniyle tam belirgin değildir.

Kasım ayında kuzey kutbu çevresinde -30 °C'ye inen sıcaklıklar, güney kutbu çevresinde -40 °C'nin üzerinde seyretmekte, Antarktika kıyılarında 0 °C'ye yaklaşan sıcaklıklar ölçülmektedir (Şekil 24a). Bu aydaki en yüksek sıcaklıklar, Avustralya'nın kuzey yarısında, iç kesimlerde ölçülmektedir. 0 °C izotermi, Asya'da 30° enlemlerine kadar inmiş, Kuzey Amerika'da ise 45° enlerinde güneye doğru yer değiştirmiştir. Kasım yağışları, model verilerine göre, diğer aylara göre düşük çıkmıştır (Şekil 24b).

Kasım ayında hem sıcaklığın hem de yağışın arttığı eğilim bölgesi, Kuzey Amerika'nın Alaska ve Büyük Ovalar bölümünde, Güney Amerika'nın belli kesimlerinde, İber Yarımadası haricinde Avrupa'nın büyük bölümünde, Asya kıtasının güneybatısı haricinde Sibirya çevresi haricinde genelinde, Tropikal Afrika'da, Avustralya'nın merkezindeki dağlık alan çevresindeki sahalarda,

Antarktika'nın kutup çevresi ile kıyılarında ortaya çıkmıştır (Şekil 24c-d, Şekil 25). Yağışın artıp, sıcaklığın azaldığı eğilim bölgesi, ekim ayına göre genişlemiş, Basra Körfezi çevresindeki karalarda, Orta Asya'da, İber Yarımadası ve Kuzey Afrika'nın belli bölümlerinde, Güney Amerika'nın özellikle güney ucu ile Antarktik Yarımadası'nda belirlenmiştir.

Kasım ayında, yağış azalırken sıcaklığın arttığı eğilim bölgesi Kuzey Amerika'da geniş alan kaplamış, Güney Amerika'da daralmıştır (Şekil 24c-d, Şekil 25). Sahra ve çevresi ile Akdeniz Havzasını içine alan bu eğilim bölgesi, Hindistan ve doğusunda, Güney Afrika'da, Avustralya'nın kuzeydoğu ve güneybatı kıyıları ile Antarktika'nın belli bölümlerinde hâkim olmuştur. Hem sıcaklığın hem de yağışın azaldığı eğilim bölgesi ise bu genişlemiş, Güney Amerika'nı dağlık alanlarını, Florida çevresini, Afrika'da Atlas Dağlarını, Hazar Denizi doğusunu, Sibiry'a'da belli bölgeleri ve Antarktika Yarımadası batı yarısını kaplamıştır.

Kasım ayında da KYK'de 0 °C izotermi çevresindeki sıcaklıklar şiddetli artış eğilimi göstermekte, bu durum su kütlelerinin olduğu sahalarda kesintiye uğramaktadır.

4. TARTIŞMA

Yukarıda yapılan analizler neticesinde aylık toplam yağış ve aylık ortalama sıcaklık eğilimlerinin tüm dünyada farklı paternler sergilediği, belli sahalarda sürekli yağış azalması, belli sahalarda sürekli sıcaklık artışı görüldüğü, buna rağmen bazı bölgelerde sıcaklıkların azalma, yağışın ise artış eğiliminde olduğu belirlenmiştir. Bazı bölgeler ise değişken bir özellik göstermekte, yılın belli dönemlerinde farklı eğilimler gösterebilmektedir.

Aylık verilerdeki eğilim benzerliklerinin belirlenmesi amacıyla, karalardaki sıcaklıkların artma eğilimi gösterdiği ay sayıları belirlenmiş (Şekil 26), bunlardaki dağılışın belli bir patern ortaya koyduğu görülmüştür. Bu paternler içerisinde en ilginç olanı, Güney Amerika'da And Dağları güney yarısındakidir ki burası, Peru ve Falkland soğuk su akıntılarının etkin olduğu sahadır. Bu sahada, hiçbir ayda anlamlı sıcaklık artışı ortaya çıkmamış, hatta anlamlı sıcaklık düşüşleri belirlenmiştir. Bu durum, bu sahada güneyinde yer alan Antarktika örtü buzulundaki erimelerin soğuksu akıntısını güçlendirdiği ve bir soğuma yarattığı fikrini güçlendirmektedir.

Diğer bir saha ise Avustralya'nın kuzey kıyıları ile Endonezya-Malezya çevresindeki adalarda görülen, sıcaklığın artmadığı eğilim bölgesidir. Ekvatorial bölgede genel olarak tüm aylarda sıcaklık artışları belirlenmiştir. Ayrıntılı bir inceleme yapıldığında, ekvator bölgesinde geniş karasal alanlarda bu artışın görüldüğü, okyanusla çevrelenen adalar bölgesinde ise bu özelliğin kaybolduğu görülmektedir. Bu durum, sıcaklık artışı için harcanan enerjinin, okyanus alanında buharlaşma artışı için harcandığını, bu buhar artışının da albedoyu artırarak sıcaklık artış eğilimini frenlediğini akla getirmektedir. Bu fikir, sahadaki yağış artışıyla da kuvvetlenmektedir (Şekil 27).

Dünyada sıcaklığın artmadığı, azalma eğilimlerinin görüldüğü diğer bir saha Sahel, Nijerya çevreleridir. Bu saha, savan kuşağı içerisinde yer almakta, sıcaklığın görece düşük artış gösterdiği alan, Sahra doğusuna da uzanmaktadır. Bu sahadaki yağış artışı, ortamdaki nem ve su içeriğini artırmakta, enerjinin bir kısmı artan nem-su kaynağını buharlaştırmak için harcanmakta, sıcaklık artışı yine frenlenmektedir. Benzer durum Hazar Denizi çevresinde de görünmekte, su varlığı, buradaki sıcaklık artışını dizginlemektedir.

Sıcaklığın düşük seviyede artış göstererek bölgesel bir farklılık yarattığı yerler içinde, Kuzey Amerika'da Büyük Göller çevresi gelmekte (Şekil 26), bu durum yine su varlığı ile açıklanabilmektedir. Genellendiğinde, su kütlelerinin sıcaklık artışını azaltabildiği sonucuna ulaşılmaktadır. Orta Asya'da sıcaklık artışının azaldığı (Şekil 26), burada yağışın artma eğiliminde olduğu (Şekil 27), dolayısıyla su (su yüzeyi, artan yağış) varlığının tüm dünyada sıcaklık artışını düşürdüğü anlaşılmaktadır.

İncelemeler esnasında, İber Yarımadası ve Fas çevresindeki sıcaklıkların da düşük seviyede arttığı ve hatta bazı aylarda azalma eğilimi gösterdiği görülmüştür. Buradaki durumun, Kanarya soğuksu akıntısı ile ilişkili olabileceği, Güney Amerika'da görülen durumun burada ortaya çıktığı anlaşılmaktadır. Bu akıntılardaki güçlenme, hem sıcaklık artışını ortadan kaldırmakta (Şekil 26), hem de yağışın artmamasına (Şekil 27), azalmasına neden olmaktadır.

Dünyadaki bazı bölgelerde tüm aylar boyunca şiddetli sıcaklık artışları belirlenmiştir (Şekil 26). Tüm aylar boyunca gözlenen bu durum, Kuzey Amerika'da 35-40° enlemleri ile Alaska'nın kuzey kıyıları, Grönland çevresinde, Güney Amerika'nın kuzey yarısında, Tropikal Afrika'da ve Sahra'nın batısında, Akdeniz çevresinde, Avrupa'da ve Türkiye'de, Asya'nın kuzey kıyıları ile Güneydoğu Asya'da belli yerlerde ve Antarktika'da ortaya çıkmaktadır.

Antarktika doğusunda, hem yağışlar artmakta, yukarıdaki su varlığı ile karşıt bir durum oluşturmakta hem de sıcaklıklar artmaktadır. Bu durum, yağışın kar şeklinde düşmesinden kaynaklanmakta, dolayısıyla karın buharlaştırılması için enerji harcanmamakta, gizli ısı kullanılmamaktadır. Bu nedenle yağış artsa da sera gazı artışının buradaki sıcaklık artışını açıklayabildiği görülmektedir. Grönland çevresi de aynı mekanizmayla açıklanabilmektedir. Grönland da ilginç olan, adanın asimetrik bir sıcaklık artış eğilimi göstermesidir. Adanın kıyılarındaki artış yüksektir ayrıca batı yarısındaki artış doğusuna göre daha şiddetlidir. Bu da insan etkisinin daha batıda yoğunlaşmasıyla açıklanabilecek bir durum ortaya koymaktadır.

Sera gazı artışının tropikal bölgelerde daha belirleyici olduğu, buralardaki artışın çok yüksek olduğu, su varlığına rağmen sıcaklığın şiddetli artış eğilimi gösterdiği görülmektedir. Özellikle Afrika ve Amerika kıtalarında gözlenen bu durum, ısınma eğiliminin buralardaki ana karakter olduğunu göstermektedir.

Analizler esnasında, jet rüzgârı kuşaklarının da eğilimler ile benzerlik gösterdiği belirlenmiştir. Bazı eğilim bölgeleri özellikle Kuzey Amerika'da Alaska-Florida hattı ile örtüşmekte, benzer sinüsel dağılışı, Asya'da karşımıza çıkabilmektedir. Yine, sıcaklık artışının ekvatorial ve kutup bölgesindeki dengesizliği artırdığı, bu durumun jet rüzgarları kuşağında kararsızlığı yükseltmesiyle, bazı değişimlerin direkt olarak bu hatlarla örtüşebildiği fikrini ortaya çıkarmaktadır. Bazı eğilim bölgeleri, aylar arasında yer değiştirerek kuzeydoğuya doğru bir kayma göstermekte, mekânsal değişiklikler gözlemlenmektedir. Yine bu, jet rüzgar kuşaklarının da aylar arasında sabit kalmadığını, değişiklikler olduğunu göstermekte, bu nedenle aynı eğilim bölgesinin de kayabildiğini göstermektedir.

Çalışmada, mutlak sıcaklık ile sıcaklık eğilim değeri arasında ilişki aylık olarak grafiklenmiş, burada ortaya çıkacak yoğunluklar ortaya koyulmaya çalışılmıştır (Şekil 28). Grafikte bazı bölgelerde yüksek pozitif sıcaklık eğilimleri, bazı mutlak sıcaklıklarda ise negatif eğilimler ortaya çıkmış, negatif eğilimlerin az sayıda (dar alanlı) olduğu görülmüştür. Pozitif eğilimler her mutlak sıcaklıkta görülürken, negatif sıcaklık artışı için belirlenen mutlak sıcaklık genliği daha düşüktür. Şekilde, 4 farklı mutlak sıcaklık aralığı belirlenmiş, özellikle 0 °C'ın altındaki sahalardaki sıcaklık artış miktarlarının yüksek olduğu ortaya çıkmıştır.

Antarktika ve Grönland'ta 0 °C'nin altındaki yüksek sıcaklık artış değerlerinin belirlendiği, "A" ve "B" bölgelerinde herhangi bir gizli ısı kullanılmadığı bilinmektedir (Şekil 28). Bu nedenle bu sahalarda yağış artışı olsa bile, yüksek sıcaklık artışları kaydedilebilmektedir. "B" bölgesi olan Grönland'taki sıcaklık artış miktarlarının dünyadaki en yüksek artış özellikleri ile "A" bölgesi olan Antarktika'dan ayrılmaktadır. Bu sahalarda da negatif eğilimler belirlenmiş, bu örtü buzulu sahalarda sadece pozitif değil, negatif eğilimlerin de olabildiği anlaşılmıştır.

Küresel anlamla sıcaklık artış oranlarının sadece gizli ısı ile denetlendiği varsayıldığında 0 °C civarında düşük sıcaklık artış miktarlarının ortaya çıkması gerekmektedir. Oysa, artış miktarlarının sadece 0 °C civarında değil (Şekil 28), "C" bölgesi olan 5-15 °C arasında çok düşük seviyede olduğu,

gizli ısı etkisinin 0 °C’de tam görülmediği ortaya çıkmaktadır. Aylık eğilimler incelendiğinde de 0 °C izotermi çevresinde, özellikle KYK kış döneminde, ekim-nisan arasında yüksek sıcaklık artışları olduğu, su kütleleri çevresinde bu durumda ortadan kaybolduğu belirlenmiştir. Bu durum, Türkiye’de meteoroloji istasyonları ile belirlenen gizli ısı etkisinin ya tüm dünyada etkin olmadığı ya da bu çalışmada kullanılan yapılandırılmış verilerin gizli ısı etkisini ortalamalar kullanılması nedeniyle maskeleydiğini göstermektedir. Zira, su kütlelerindeki düşük sıcaklık artışı ve 0 °C’nin altında, örtü buzulu çevrelerindeki sıcaklık artışı, gizli ısıyı mekanizmasını desteklemektedir.

Mutlak sıcaklıklar arttığında, kuraklığın da yüksek olduğu bölgelerde, ayık ortalama sıcaklığın 20 °C’den yüksek olduğu dönem ve mekanlarda daha yüksek sıcaklık artış miktarları belirlenmiştir. Bu da gizli ısı etkisi bu sahalarda düşük olduğu bu nedenle artan enerjinin direkt sıcaklık artışı olarak kullanılabildiği sonucunu desteklemektedir.

5. SONUÇ

Bu çalışmada, yapılandırılmış veriler kullanılmış, dünya karaları üzerindeki aylık toplam yağış ve aylık ortalama sıcaklık verileri analiz edilmiştir. Çalışmada, bu değişkenlerin dağılışı ve eğilimleri ile eğilim ilişkileri ortaya koyulmaya çalışılmış, bu amaçla Mann-Kendall ve Sen eğim değeri kullanılmıştır. Veriler aylık olarak haritalanmış, ilişkiler gruplandırılmış, dağılışı, eğilim patern ve desenleri belirlenmeye çalışılmıştır. Çalışma verilerinin tartışılması için, tüm iklim literatürünün değerlendirilmesi gerektiği görülmüş, tartışılabilen kısımlardan elde edilen bilgiler, aşağıda maddeler halinde sunulmaya çalışılmıştır.

1. Küresel iklim değişikliği ile ilişkili olarak, dünyada sadece tek yönlü bir iklim değişikliği değil, 4 farklı eğilim bölgesi bulunmakta, bunlar hem yağış hem de sıcaklığın arttığı bölgeler, yağışın artarken sıcaklığın azaldığı eğilim bölgeleri, sıcaklık artarken yağışın azaldığı eğilim bölgeleri ile hem yağış hem de sıcaklığın azaldığı eğilim bölgeler şeklinde sıralanmaktadır.

2. Sıcaklığın artış eğiliminde olmadığı ya da azaldığı sahalarda soğuk su akıntıları ile örtüşmektedir. Bu da örtü ya da vadi buzulu eriyen sahalarda çevresinde, denize-okyanusa soğuk su girişi olan, soğuk akıntıların bulunduğu sahalarda sıcaklıkların düştüğünü ya da artmadığını göstermektedir.

3. Geniş su kütlesi bulunan sahalarda, sıcaklık artış miktarı ya düşmekte ya da negatif eğilim göstermektedir. Bu durum, gizli ısı etkisinden kaynaklanmakta, artan enerji, suyun hal değişimi için harcanmakta, ısınma frenlenmektedir.

4. Yağışı artan sahalardaki sıcaklık artış eğilimleri yine ya artmama ya da azalma yönünde bir eğilim göstermektedir. Yine bu da gizli ısı ile ilişkilidir.

5. Ekvatorial kuşaktaki karasal alanlarda yüksek sıcaklık artış miktarları ortaya çıkmakta, bu durum sera gazı salınımı ile ilişkilendirilmektedir.

6. Kutuplarda, örtü buzulu çevrelerinde de yüksek sıcaklık artış miktarları görülmektedir. Bu sahalardaki düşük mutlak sıcaklıklar (<0 °C) gizli ısı kullanımını ortadan kaldırmakta, sıcaklık artış miktarları yüksek değerler göstermektedir.

7. 0 °C izotermi çevresinde, sıcaklık artış miktarları yüksek değerler göstermektedir.

8. Jet rüzgarları, sıcaklık ve yağış eğilimleri üzerinde etkili olmaktadır.

9. Genel olarak, dünyadaki sıcaklık artışları, polar jet rüzgarları, soğuk su akıntıları, yağış artış eğilimleri, büyük su kütleleri ile ilişkili olarak şekillenmektedir.

10. Dünyada, -5 °C altındaki sıcaklıklarda yüksek sıcaklık artış eğilimleri ortaya çıkmaktadır. Bu sahalarda, yağış artsa da, kar şeklinde olduğundan, sıcaklık artış miktarında etki etmemektedir.

11. Dünyada, 5-15 °C arasında sıcaklığa sahip mekan ve zamanlardaki sıcaklık artış miktarları düşük seyretmektedir. Bu da ortamdaki suyun buharlaştırılması için harcanan enerji ile ilişkilendirilmekte, gizli ısı etkisini göstermektedir.

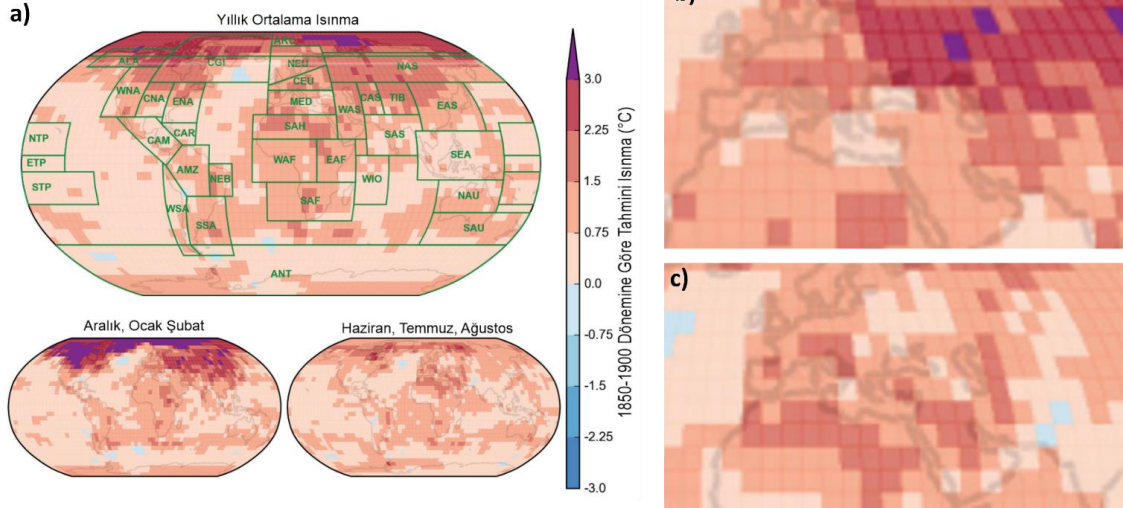
12. 20-30 °C mutlak sıcaklık ve kurak saha ve dönemlerdeki sıcaklık artış miktarları yüksektir.

Kaynaklar

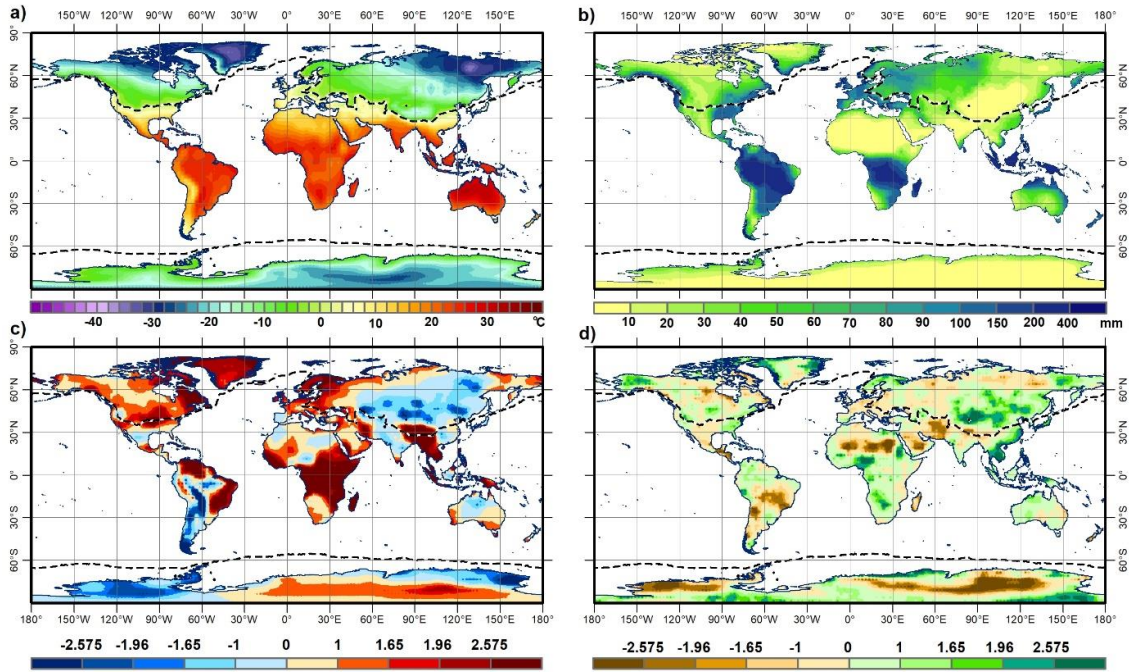
- Adler, R. F., Sapiano, M. R. P., Huffman, G. J., Wang, J. J., Gu, G., Bolvin, D., ... Shin, D. Bin. 2018. The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly analysis (New Version 2.3) and a review of 2017 global precipitation. *Atmosphere*, 9 (4). doi:10.3390/atmos9040138
- Alexander, L. V. & Arblaster, J. M. 2017. Historical and projected trends in temperature and precipitation extremes in Australia in observations and CMIP5. *Weather and Climate Extremes*, 15(October 2016), 34–56. doi:10.1016/j.wace.2017.02.001
- Bulygina, O. N., Razuvaev, V. N., Korshunova, N.N. & Groisman, P. Y. 2007. Climate variations and changes in extreme climate events in Russia. *Environmental Research Letters*, 2 (4). doi:10.1088/1748-9326/2/4/045020
- Cohen, J. L., Furtado, J.C., Barlow, M., Alexeev, V. A. & Cherry, J. E. 2012. Asymmetric seasonal temperature trends. *Geophysical Research Letters*, 39(4), 1–7. doi:10.1029/2011GL050582
- Easterling, D. R., Horton, B., Jones, P. D., Peterson, T. C., Karl, T. R., Parker, D. E., ... Folland, C. K. 1997. Maximum and minimum temperature trends for the globe. *Science*, 277 (July), 364–366.
- Easterling, D. R., Wallis, T. W. R., Lawrimore, J. H. & Heim, R. R. 2007. Effects of temperature and precipitation trends on U.S. drought. *Geophysical Research Letters*, 34 (20), 2–5. doi:10.1029/2007GL031541
- Forthofer, R. N., Lehnen, R. G., Forthofer, R. N. & Lehnen, R. G. 1981. Rank Correlation Methods. *Public Program Analysis* içinde (ss. 146–163). Springer US. doi:10.1007/978-1-4684-6683-6_9
- Gocic, M. & Trajkovic, S. 2013. Analysis of changes in meteorological variables using Mann-Kendall and Sen's slope estimator statistical tests in Serbia. *Global and Planetary Change*, 100, 172–182. doi:10.1016/j.gloplacha.2012.10.014
- Hadi, S. J. & Tombul, M. 2018. Long-term spatiotemporal trend analysis of precipitation and temperature over Turkey. *Meteorological Applications*, 25 (3), 445–455. doi:10.1002/met.1712
- İçel, G. & Ataoğlu, M. 2014. Türkiye’de Yıllık Ortalama Sıcaklıklar ile Yağışlarda Eğilimler ve NAO Arasında İlişkileri (1975-2009). *Türk Coğrafya Dergisi*, 28, 55–68.
- IPCC. 2018. *Global warming of 1.5°C. an IPCC special report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change,. A Companion to Applied Ethics*. In Press. doi:10.1002/9780470996621.ch50
- IPCC. 2023. Section 4: Near-Term Responses in a Changing Climate. *Climate Change 2023: Synthesis Report*, 42–66. doi:10.59327/IPCC/AR6-9789291691647
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., ... Joseph, D. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*. doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2
- Kendall, M. G. 1970. *Rank Correlation Methods. Probability and Statistical Inference, Second Edition*. London: Griffin. doi:10.1002/9780470191590.ch15
- Mann, H. B. 1945. Nonparametric Tests Against Trend. *Econometrica*, 13 (3), 245–259. doi:10.2307/1907187
- Mavromatis, T. & Stathis, D. 2011. Response of the water balance in Greece to temperature and precipitation trends. *Theoretical and Applied Climatology*, 104 (1–2), 13–24. doi:10.1007/s00704-010-0320-9
- Moberg, A., Jones, P. D., Lister, D., Walther, A., Brunet, M., Jacobeit, J., ... Paul M. Della-Marta, Jürg Luterbacher, Pascal Yiou, Deliang Chen, Albert M. G. Klein Tank, Oscar Saladié, Javier Sigró, Enric Aguilar, Ha, E. X. (2006). Indices For Daily Temperature and Precipitation Extremes in Europe Analyzed For The Period 1901–2000. *Journal Of Geophysical Research*, 111.
- Mohammad, P. & Goswami, A. 2019. Temperature and precipitation trend over 139 major Indian cities: An assessment over a century. *Modeling Earth Systems and Environment*, 5(4), 1481–1493. doi:10.1007/s40808-019-00642-7
- Qin, N., Chen, X., Fu, G., Zhai, J. & Xue, X. 2010. Precipitation and temperature trends for the Southwest China: 1960–2007. *Hydrological Processes*, 24 (25), 3733–3744. doi:10.1002/hyp.7792
- Regoto, P., Dereczynski, C., Chou, S. C. & Bazzanella, A. C. 2021. Observed changes in air temperature and precipitation extremes over Brazil. *International Journal of Climatology*, 41 (11), 5125–5142. doi:10.1002/joc.7119
- Rohli, R. V., Vega, A. J., Rohli, V. R., Vrga, A. J. & Rohli, R. V. 2018. *Climatology*. Burlington: Jones&Barlett Learning.
- Sen, P. K. 1968. Estimates of the Regression Coefficient Based on Kendall's Tau. *Journal of the American Statistical Association*, 63 (324), 1379–1389. doi:10.1080/01621459.1968.10480934

- Stafford, J. M., Wendler, G. & Curtis, J. 2000. Temperature And Precipitation Of Alaska: 50 Year Trend Analysis. *Theor. Appl. Climatol.*, 67, 33±44.
- Ventura, F., Pisa, P. R. & Ardizzoni, E. 2002. Temperature and precipitation trends in Bologna (Italy) from 1952 to 1999. *Atmospheric Research*, 61, 203-214.
- Vose, R.S., Easterling, D. R. & Gleason, B. 2005. Maximum and minimum temperature trends for the globe: An update through 2004. *Geophysical Research Letters*, 32 (23), L23822. doi:10.1029/2005GL024379
- Wang, Q. xiang, Fan, X. hui, Qin, Z. dong & Wang, M. ben. 2012. Change trends of temperature and precipitation in the Loess Plateau Region of China, 1961-2010. *Global and Planetary Change*, 92–93, 138–147. doi:10.1016/j.gloplacha.2012.05.010
- Yılmaz, E. 2019a. Türkiye’de Aylık Sıcaklık ve Aylık Sıcaklık Farklarındaki Eğilimler ve Sıcaklık Eğilim Grupları. *Journal of Human Sciences*, 16 (2), 392. doi:10.14687/jhs.v16i2.5561
- Yılmaz, E. 2019b. Türkiye’de Sıcaklık Eğilim Rejimleri ve Gizli Isı İlişkisi. *1st Istanbul International Geography Congress* içinde (ss. 145–146). İstanbul.
- Yılmaz, E. 2022. Küresel Yağış-Sıcaklık Eğilimleri ve Aralarındaki İlişkiler. *TÜCAUM 2022 Uluslararası Coğrafya Sempozyumu, 12-14 Ekim 2022* içinde (ss. 655–656). Ankara.
- Zhang, X., Vincent, L. A., Hogg, W. D. & Niitsoo, A. 2000. Temperature and precipitation trends in Canada during the 20th century. *Atmosphere - Ocean*, 38 (3), 395–429. doi:10.1080/07055900.2000.9649654

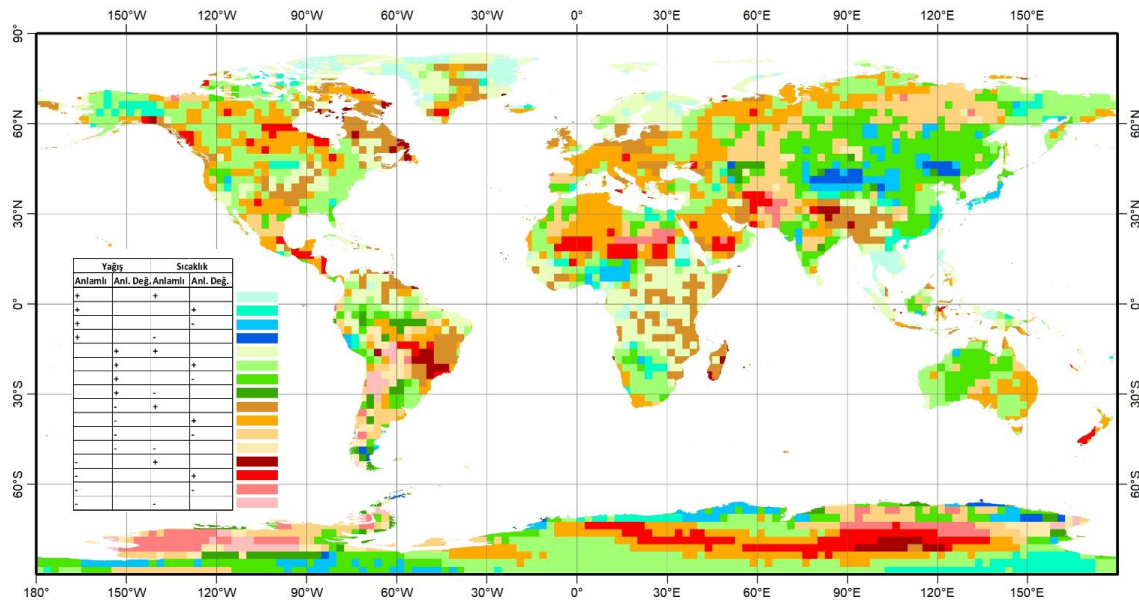
Endüstrileşme Öncesi Döneme Göre 2006-2015 Yılları Arasında 10 Yıllık Sıcaklık Artışı



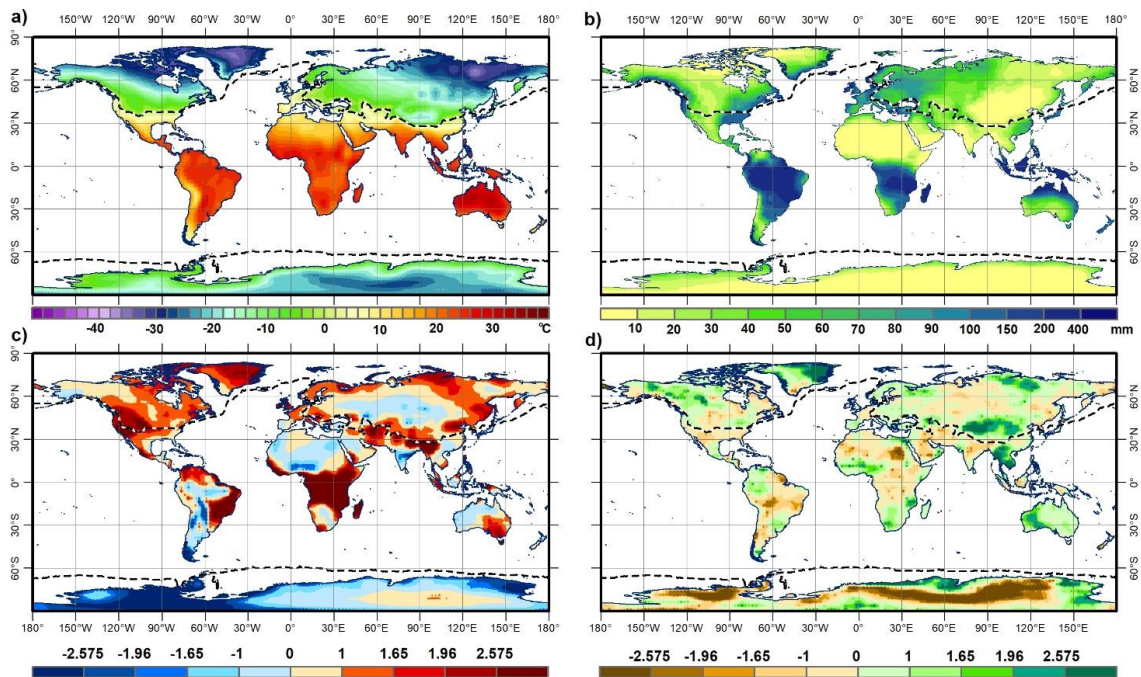
Şekil 1. a) Dünya’da sıcaklık eğilimleri, b)-Aralık, ocak şubat döneminde, c)Haziran, temmuz, ağustos döneminde Türkiye ve çevresindeki sıcaklık eğilimleri (Kaynak: IPCC, 2018).



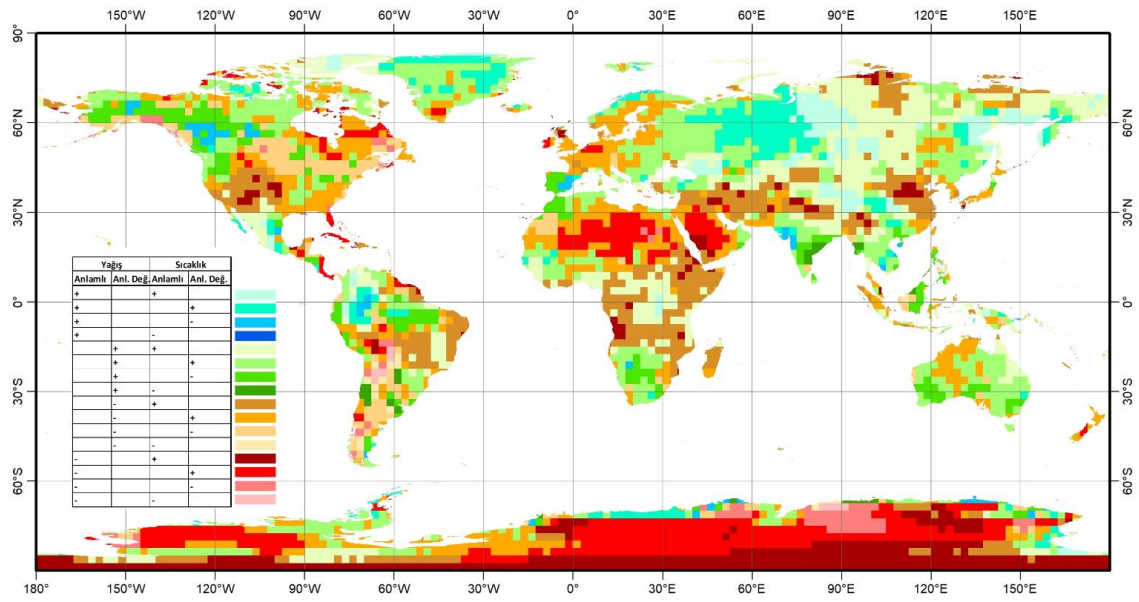
Şekil 2. a) Aralık ayı ortalama sıcaklık dağılışı, b) Aralık ayı ortalama toplam yağış dağılışı, c) Aralık ayı ortalama sıcaklık eğilimleri, d) Aralık ayı toplam yağış eğilimleri. Haritalardaki kesikli çizgi 0 °C izotermini göstermektedir.



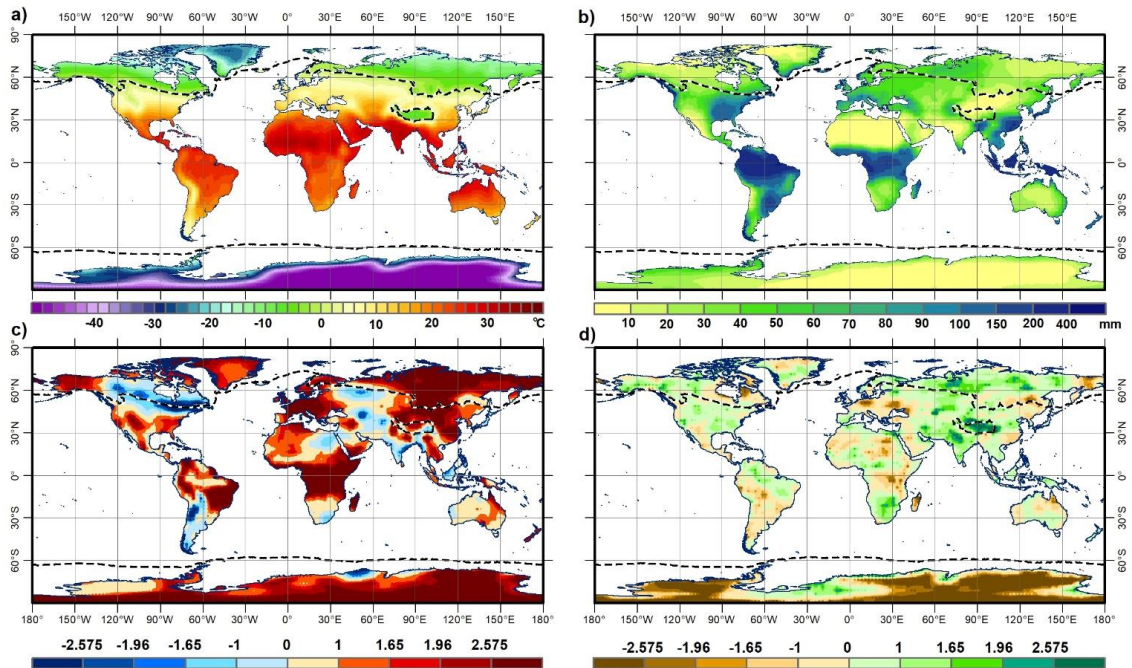
Şekil 3. Aralık ayı yağış ve sıcaklık eğilim bölgeleri.



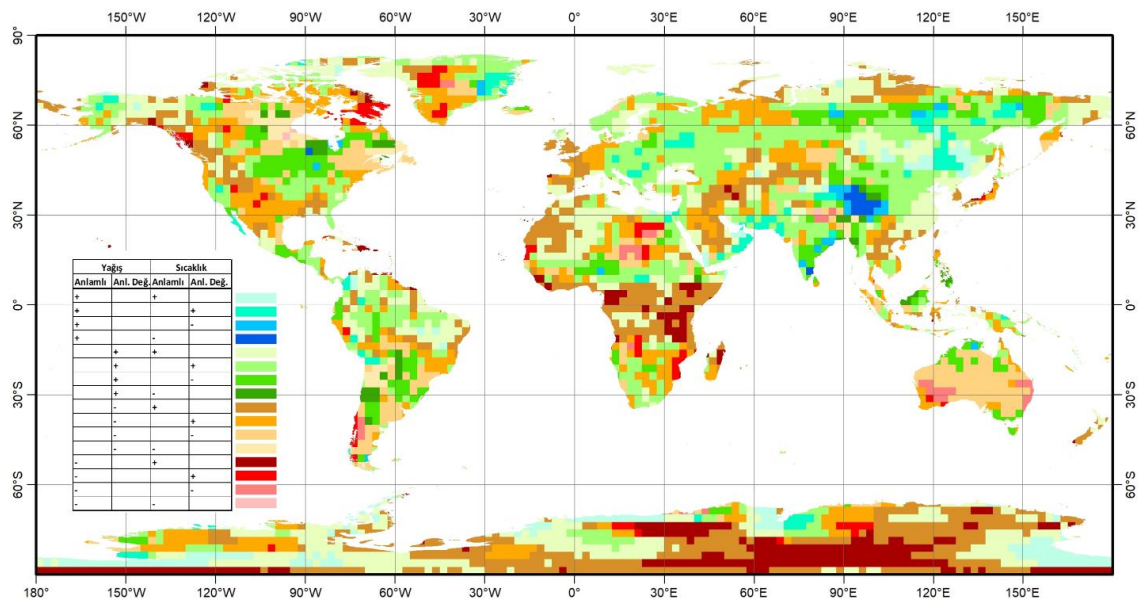
Şekil 4. a) Ocak ayı ortalama sıcaklık dağılışı, b) Ocak ayı ortalama toplam yağış dağılışı, c) Ocak ayı ortalama sıcaklık eğilimleri, d) Ocak ayı toplam yağış eğilimleri. Haritalardaki kesikli çizgi 0 °C izotermini göstermektedir.

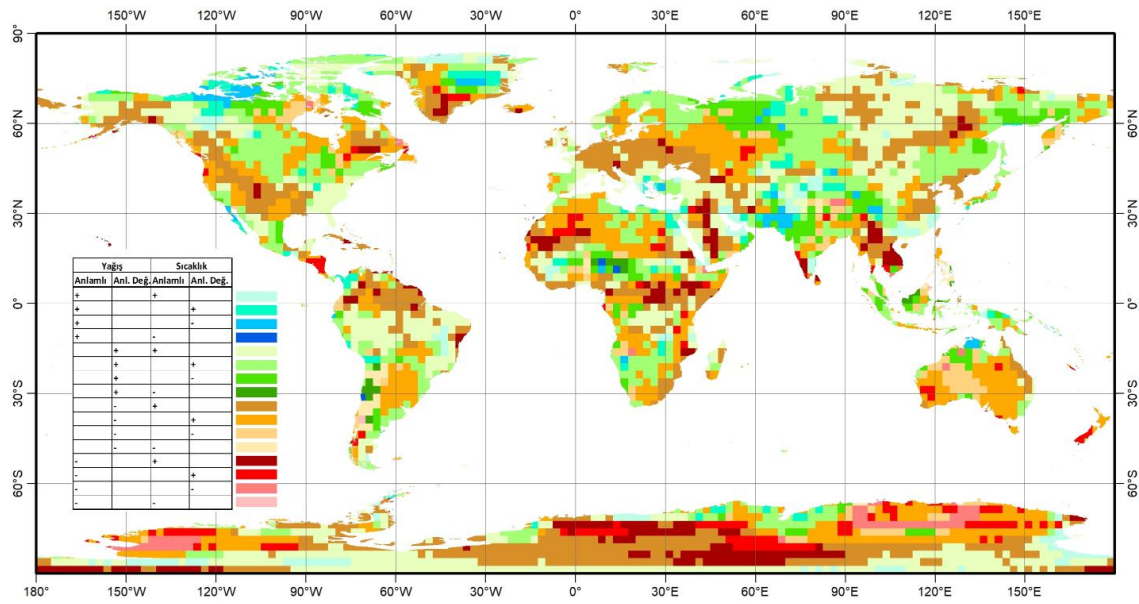


Şekil 9. Mart ayı yağış ve sıcaklık eğilim bölgeleri.

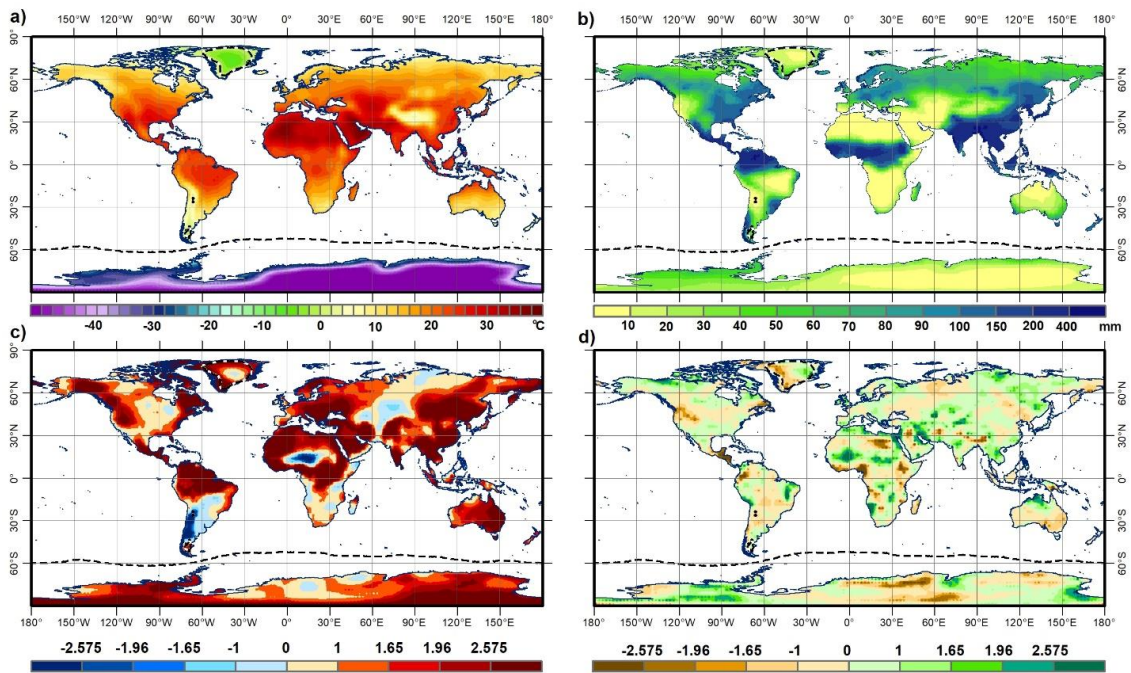


Şekil 10. a) Nisan ayı ortalama sıcaklık dağılışı, b) Nisan ayı ortalama toplam yağış dağılışı, c) Nisan ayı ortalama sıcaklık eğilimleri, d) Nisan ayı toplam yağış eğilimleri. Haritalardaki kesikli çizgi 0 °C izotermini göstermektedir.

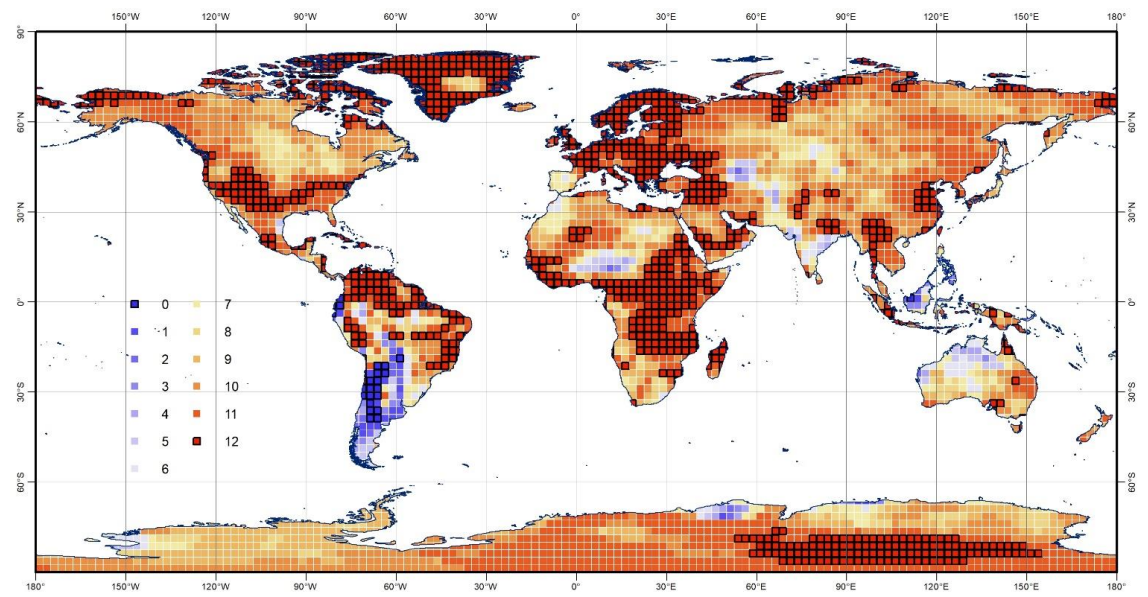
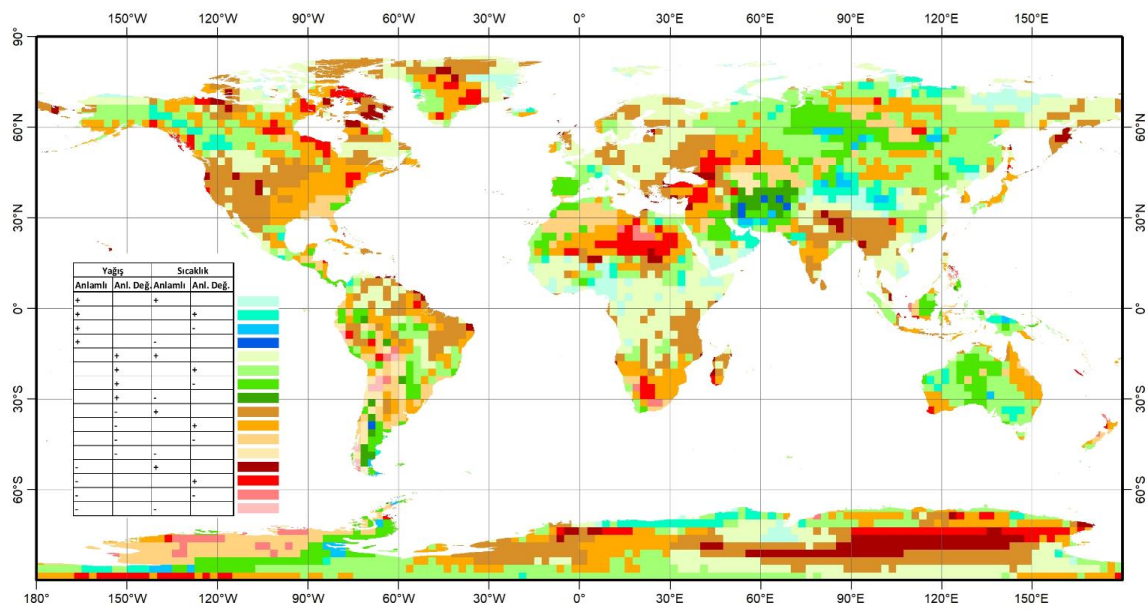


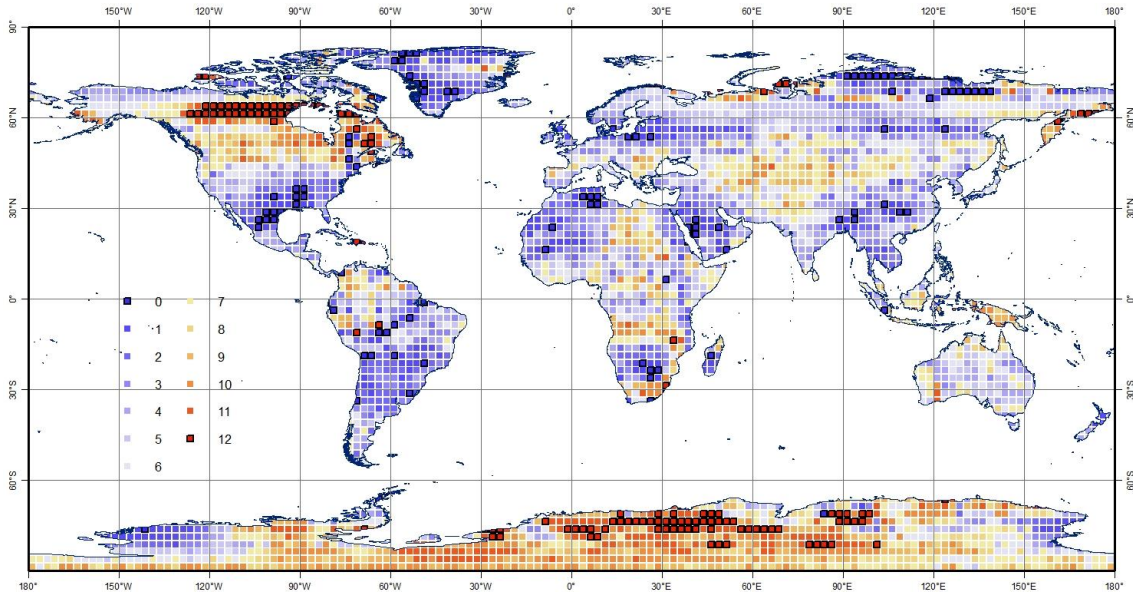


Şekil 15. Haziran ayı yağış ve sıcaklık eğilim bölgeleri.

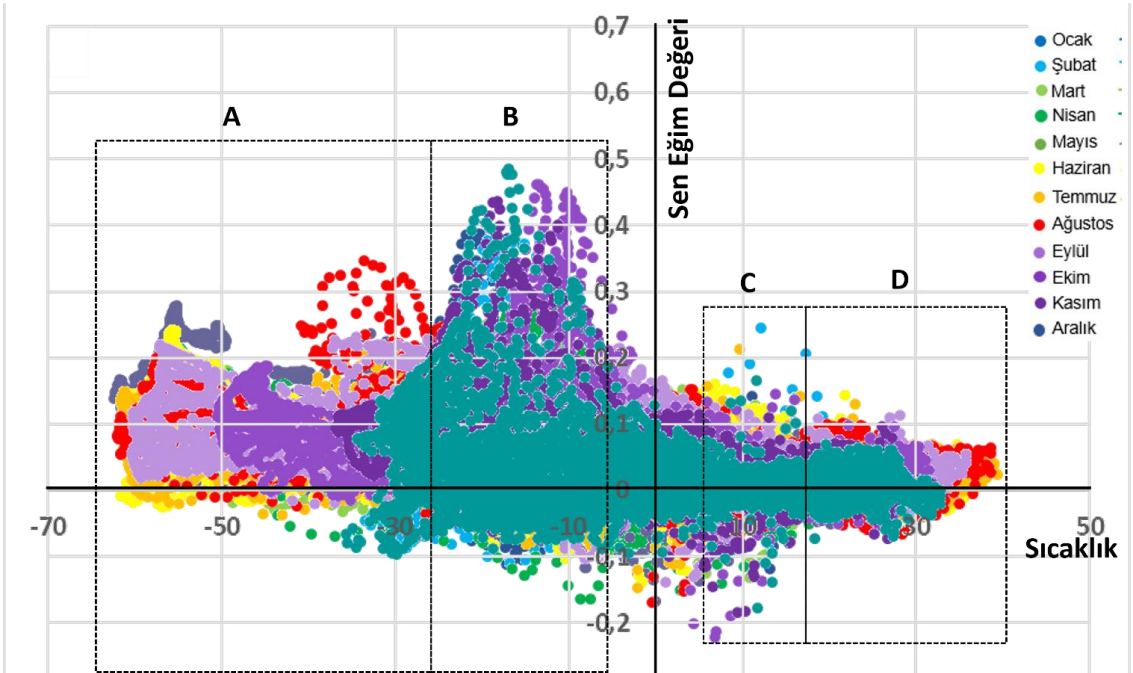


Şekil 16. a) Temmuz ayı ortalama sıcaklık dağılışı, b) Temmuz ayı ortalama toplam yağış dağılışı, c)Temmuz ayı ortalama sıcaklık eğilimleri, d) Temmuz ayı toplam yağış eğilimleri. Haritalardaki kesikli çizgi 0 °C izotermini göstermektedir.





Şekil 27. Dünyada aylık toplam yağışın arttığı ay sayıları.



Şekil 28. Aylara göre mutlak Sıcaklık ile Sen eğim değeri arasındaki ilişki.

Türkiye’de 1991-2020 Döneminde Hava Sıcaklıklarında Gözlenen Değişim ve Eğilimler

Changes and Trends in Air Temperatures in Turkey Between 1991-2020

Zerrin DEMİRÖRS¹, Necla TÜRKOĞLU², İhsan ÇİÇEK³

Özet

Türkiye için 1991-2020 yılları arasındaki 30 yıllık süreçte, sıcaklık değişimlerini araştırmak için geniş kapsamlı bir çalışma yapılmıştır. Bu araştırma kapsamında, Meteoroloji Genel Müdürlüğü’nden alınan 244 (maksimum), 243 (minimum) ve 261 (ortalama) meteoroloji istasyonuna ait aylık ortalama sıcaklık verileri kullanılmıştır. Yıllık ve mevsimlik ortalama sıcaklıklar, aylık ortalama sıcaklıklardan elde edilmiştir. Sıcaklığın, son otuz yıllık zaman diliminde zamansal ve mekansal değişkenliği, doğrusal regresyon modeli ile incelenmiştir. Sonuçlar son otuz yıllık zaman diliminde, Türkiye geneli maksimum sıcaklık artışının 0.087°C/yıl değeri ile ilkbahar mevsiminde, minimum sıcaklık artışının 0.068°C/yıl değeri ile kış mevsiminde ve ortalama sıcaklık artışının 0.065°C/yıl değeri ile ilkbahar ve kış mevsimlerinde gerçekleştiğini göstermiştir. En yüksek maksimum sıcaklık artışı ilkbahar mevsiminde Marmara Bölgesi’ne (0.104°C), kış mevsiminde İç Anadolu Bölgesi’ne (0.097°C), sonbahar mevsiminde İç Anadolu Bölgesi’ne (0.074°C) ve yaz mevsiminde Karadeniz Bölgesi’ne (0.072°C) aittir. En yüksek minimum sıcaklık artışı kış mevsiminde İç Anadolu Bölgesi’ne (0.084°C), sonbahar mevsiminde Marmara Bölgesi’ne (0.076°C), yaz mevsiminde Karadeniz Bölgesi’ne (0.074°C) ve ilkbahar mevsiminde Ege Bölgesi’ne (0.074°C) aittir. En yüksek ortalama sıcaklık artışı kış mevsiminde İç Anadolu Bölgesi’ne (0.084°C), ilkbahar mevsiminde Marmara Bölgesi’ne (0.071°C), yaz mevsiminde Karadeniz Bölgesi’ne (0.063°C) ve sonbahar mevsiminde Karadeniz Bölgesi’ne (0.062°C) aittir. Türkiye’de maksimum, minimum ve ortalama hava sıcaklıkları yıllar/on yıllar arası değişkenliğe rağmen artış eğilimi göstermektedir. Türkiye’de maksimum, minimum ve ortalama hava sıcaklıklarında gözlenen bu değişimler, iklim değişikliğinin büyüklüğünün ve olası etkilerinin önemli bir göstergesi olarak karşımıza çıkmaktadır. Özellikle kentleşmeye bağlı olarak minimum sıcaklıklar kış mevsiminde Türkiye’de (0.068°C/yıl) önemli ölçüde artmıştır.

Anahtar Kelimeler: Sıcaklık, trend analizi, doğrusal regresyon modeli

Abstract

A comprehensive study was conducted to investigate temperature changes in the 30-year period between 1991-2020 for Turkey. In this study, monthly average temperature data of 244 (maximum), 243 (minimum) and 261 (average) meteorological stations obtained from the General Directorate of Meteorology were used. Annual and seasonal average temperatures were obtained from monthly average temperatures. Temporal and spatial variability of temperature in the last thirty-year period was examined with a linear regression model. The results showed that in the last thirty-year period, the maximum temperature increase in Turkey occurred in the spring season with a value of 0.087°C/year, the minimum temperature increase occurred in the winter season with a value of 0.068°C/year and the average temperature increase occurred in the spring and winter seasons with a value of 0.065°C/year. The highest maximum temperature increase belongs to the Marmara Region in spring (0.104°C), Central Anatolia Region in winter (0.097°C), Central Anatolia Region in autumn (0.074°C) and Black Sea Region in summer (0.072°C). The highest minimum temperature increase belongs to the Central Anatolia Region in winter (0.084°C), Marmara Region in autumn (0.076°C), Black Sea Region in summer (0.074°C) and Aegean Region in spring (0.074°C). The highest average temperature increase belongs to the Central Anatolia Region in winter (0.084°C), Marmara Region in spring (0.071°C), Black Sea Region in summer (0.063°C) and Black Sea Region in autumn (0.062°C). Despite the variability between years/decades, maximum, minimum and average air

¹ Meteoroloji Genel Müdürlüğü, 3. Bölge Müdürü, Eskişehir/Türkiye. e-mail: zerrindemirors@gmail.com

² Prof. Dr. Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi, Coğrafya Bölümü. Ankara/Türkiye. e-mail: nturkoglu@ankara.edu.tr

³ Prof. Dr. Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi, Coğrafya Bölümü. Ankara/Türkiye. e-mail: ihcicek@ankara.edu.tr

temperatures in Turkey show an increasing trend. These changes observed in maximum, minimum and average air temperatures in Turkey are an important indicator of the magnitude and possible effects of climate change. Minimum temperatures have increased significantly in Turkey (0.068⁰C/year) especially in the winter season due to urbanization.

Keywords: Temperature, Trend Analysis, Lineer Regression Model

1. ÇALIŞMA ALANI VE YÖNTEM

1.1 Çalışma alanı

Sıcaklık değişimlerini değerlendirmek için 244 (maksimum sıcaklık), 243 (minimum sıcaklık) ve 261 (ortalama sıcaklık) meteoroloji istasyonunda ölçülen aylık ortalama sıcaklık verileri Meteoroloji Genel Müdürlüğü'nden alındı. Şekil 1, meteoroloji istasyonlarının mekansal dağılımını göstermektedir. Sıcaklık değerlerinin zamansal ve mekansal değişkenliği doğrusal regresyon modeli yöntemi ile araştırıldı. Her bölgenin yıllık ve mevsimlik ortalama maksimum, minimum ve ortalama sıcaklıkları; Ege, Marmara, Karadeniz, Akdeniz, Doğu Anadolu, Güneydoğu Anadolu ve İç Anadolu Bölgesi 1991-2020 dönemi için de incelenmiştir.

2.2 Yöntem

2.2.1 Standart normal homojenlik testi (SNHT)

Klimatolojik verilerin analizi öncesinde, verilerin homojenliği araştırılmakta, bu verilerden sıcaklık verileri ise genel olarak tüm dünyada kırılmalar (homojenliğin bozulduğu noktalar) içermektedir. Türkiye'deki sıcaklık verileri de farklı dönemlerde kırılmalar barındırmaktadır. Sıcaklık verilerinin homojen olmamalarının birçok nedeni olabilmekte, bunlar genel olarak yapay-beşerî etkilerle oluşmaktadır. İstasyonun yerinin değiştirilmesi, ölçüm yüksekliğinin değiştirilmesi, ölçüm cihazının arızalanması ya da yenisi ile değiştirilmesi, kalibrasyon eksiklikleri, istasyon çevresinde çevresel-yapısal değişikliklerin meydana gelmesi ve veri ölçüm aralığının değişmesi homojenliği bozabilmektedir (Wan vd. 2010; Azorin-Molina vd. 2014; Zahradníček vd. 2019; Yılmaz, 2021).

Homojenlik, istatistiksel olarak farklı anlamlar ifade edebilmekte, varyansların eşitliği, ortalamaların eşitliği, regresyon katsayılarının eşitliği gibi testler ile sınanabilmektedir. Çalışmada, verilerin homojenlik testleri, zaman serileri için uygulanan Alexandersson'un standart normal homojenlik testi (SNHT) ile yapılmıştır.

Standart normal homojenlik testi (SNHT), Alexandersson tarafından geliştirilmiş güçlü bir analizdir ve birçok çalışmada veri homojenlik testi ve analizi için kullanılmıştır (Tuomenvirta, 2002; Kang & Yusof, 2012; Azorin-Molina vd., 2014; Yılmaz, 2021). Analiz için $T_{(0)}$ değeri hesap edilmekte ve bu değere göre hipotez testi yapılmaktadır. $T_{(0)}$ değeri, verinin kırılma noktasını vermektedir. Analizde ilk olarak veriler (bu çalışmada minimum, maximum ve ortalama sıcaklık) Z (z_i) değerlerine (standardize edilmiş değerlere) çevrilmektedir (Eşitlik 1).

$$z_i = \frac{x - \bar{x}}{s_x} \quad (1)$$

z değerlerine bağlı olarak her ölçüm için z_1 ve z_2 ortalama değerleri elde edilmekte (Eşitlik 2, 3) ve eşitlik 4 kullanılarak $T_{(k)}$ değerleri hesap edilmektedir (k , sıra numarasını ifade etmektedir).

$$\bar{z}_1 = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k z_i \quad (2)$$

$$\bar{z}_2 = \frac{1}{n-k} \sum_{i=k+1}^n z_i \quad (3)$$

$$T_{(k)} = k\bar{z}_1^2 + (n-k)\bar{z}_2^2 \quad (4)$$

Analiz sonucunda elde edilen en yüksek $T_{(k)}$ değeri, $T_{(0)}$ değeri olarak kabul edilmekte ve bu değere bağlı olarak hipotez testi yapılmaktadır. Hipotez testi, Alexandersson (1986) tarafından $T_{(0)}$ değerleri için, farklı anlam seviyelerine göre hazırlanan tablodaki eşik değerlere göre değerlendirilmekte, elde edilen $T_{(0)}$ değeri kritik değeri aştığında verilerin homojen olmadıkları anlaşılmaktadır. Çalışmada, 361 veri için ($p < 0,05$) kritik değer yaklaşık 10,137 olarak belirtilmiştir (Khaliq & Ouarda, 2007; Yılmaz, 2021).

Homojenlik analizi esnasında tüm aylık ortalamalar tek bir zaman serisi gibi kabul edilmiş, aylık ya da mevsimlik zaman serisi analizi ile oluşabilecek farklı düzeltme parametrelerinin uygulanmasının önüne geçilmiştir.

Tez çalışmasında Alexandersson (1986) tarafından geliştirilen SNHT analizlerini elde edebilmek için Microsoft Visual Studio 2019 kullanılarak C# programlama dilinde kod yazılmış ve her bir istasyonun aylık zaman serisi kullanılarak analizleri incelenmiştir.

Yapılan analiz sonucunda eksiksiz veriye sahip maksimum aylık ortalama sıcaklık verilerinin 244 tanesi, minimum aylık ortalama sıcaklık verilerinin 243 tanesi ve ortalama aylık sıcaklık verilerinin 261 tanesi homojenlik koşulunu sağlamıştır.

2.2.2 Doğrusal Regresyon Modeli

Regresyon analizi, aralarında sebep sonuç ilişkisi bulunan iki veya daha fazla değişken arasındaki ilişkiyi, o konu ile ilgili tahminler (estimation) ya da kestirimler (prediction) yapabilmek amacıyla regresyon modeli olarak adlandırılan matematiksel bir model ile karakterize eden bir istatistik analiz tekniğidir. Ayrıca matematiksel model bulunduktan sonra bu modelin yeterli olup olmadığını kontrol etmek için gerekli olan analizler ve testlerdir (Şahinler, 2000). İlişkileri tanımlamak ve ölçmek, daha iyi anlaşılmasına, tahmin edilmesine veya bunların neden gerçekleştiklerinin incelemesine olanak sağlamaktadır (Hamilton, 1992; Wooldridge, 2003; Mitchell, 2005; Namkhai, 2009). Regresyon analizi, değişkenler arasındaki ilişkiye işlevsel anlam vermeyi ve bu ilişkiyi bir modelle açıklamayı amaçlar (Chatterjee vd., 2015; Toprak vd., 2023). Kısaca Regresyon, bağımlı değişken ile bağımsız değişkenler arasındaki ilişkiyi açıklayan bir matematik denklemidir (Scolastika vd. 2017; Kalaycı, 2017). Bu analiz bağımlı ve bağımsız değişkenler arasında olan ilişkiyi regresyon eşitliği ile açıklar. Regresyon modelinde bağımsız değişkenin bilinen değerlerinden bağımlı değişkenin alacağı değerlerin tahmin edilmesi hedeflenir (Karabulut & Aydın, 2019). Eğer söz konusu matematiksel model bir doğrusal fonksiyon ise bu modele Doğrusal Regresyon Modeli adı verilir.

Bir bağımlı değişken (Y) ile bir bağımsız değişken (X) arasındaki neden-sonuç ilişkisini,

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X + \varepsilon \quad (5)$$

şeklinde bir doğrusal fonksiyon olarak ifade eden modele *Basit Doğrusal Regresyon Modeli* denir. Burada β_0 ve β_1 modelin bilinmeyen parametreleri ve ε hata terimidir.

Regresyon denklemlerindeki model parametrelerinden olan katsayıların ve sabit sayının tahmini tespit edilmesi için en küçük kareler yöntemi en fazla kullanılan yöntemdir (Lee vd. 2019; Forsyth, 2019; Kotan vd. 2023) OLS modeli, elde edilen katsayıların genel olduğu, yani katsayıların çalışma alanı boyunca sabit olduğu durumlarda tahmin edilir.

2.2.3 Sıradan kriging yöntemi (OK-Ordinary kriging)

Kriging tekniği diğer tahmin tekniklerine göre daha yansız sonuçların yanı sıra minimum varyanslı ve tahmine ait standart sapmanın hesaplanmasına olanak vermektedir. Kriging yöntemini diğer enterpolasyon yöntemlerinden ayıran en önemli özellik; tahmin edilen her bir nokta veya alan için bir varyans değerinin hesaplanabilmesidir. Yöntemin diğer bir üstünlüğü, kriging varyansı

aracılığı ile kestirim hatasının büyüklüğünü değerlendirecek bir olanak sunmasıdır. Eğer bir nokta veya alan için hesaplanan varyans değeri kesin değerler arasındaki varyanstan daha küçük ise ölçülmeyen nokta veya alan için tahmin edilen değer güvenilir olduğu kabul edilir (Armstrong, 1998; Eryılmaz, 2010).

Bugün yaygın olarak kullanılan Kriging yöntemleri; Ordinary Kriging, Simple Kriging, Universal Kriging, Block Kriging, Indicator Kriging, Disjunctive Kriging ve Cokriging yöntemleridir (Eryılmaz, 2010).

Sıradan kriging (OK) tahminleri, komşu veri niteliklerinin ağırlıklı ortalamalarıdır (Lloyd, 2005). Sıradan kriging, kullanımı ve açıklaması basit bir yöntem olduğundan en yaygın kriging şeklidir (Samdandorj & Purevdorj, 2019). Ordinary Kriging yönteminin ilk adımı enterpole edilecek noktalar kümesinden variogram oluşturmaktır. İkinci aşamada deneysel variogramdaki trendi modelleyen basit matematiksel fonksiyon olan teorik variogram bulunur. Ordinary Kriging yönteminde bilinmeyen değerlerin belirlenmesi değişkenlerin durağan ve ortalamanın sabit olduğu varsayımına göre gerçekleştirilir. Variogram fonksiyonundan ağırlıkların belirlenmesinde tahmin ağırlıkları variogram modellerine dayanır. Ağırlıklar, tahmin hatasının tarafsız olacağı ve tahmin hatası varyansını en aza indirecek şekilde seçilir (Samdandorj & Purevdorj, 2019). Bu model verilerde herhangi bir eğilim olmadığını varsaymaktadır. OK verileri için şu üç gereksinime sahip olmalıdır:

- trend fonksiyonu sabit olmalı,
- variogram tüm çalışma alanı boyunca sabit olmalıdır,
- veri değişkeni yaklaşık olarak normal dağılıma sahip olmalıdır (Hengl, 2009).

Ordinary Kriging yönteminde kullanılan temel denklem,

$$N_p = \sum_{i=1}^n P_i * N_i \quad (6)$$

'dir. Burada; n, modeli oluşturan nokta sayısı, N_i , N'in hesabında kullanılan noktaların ondülasyon değerleri, N_p , aranan ondülasyon değeri ve P_i , N'in hesabında kullanılan her N_i değerine karşılık ağırlık değerleridir (Eryılmaz, 2010).

3. BULGULAR

Zaman serisi verileri, zaman içinde düzenli olarak ölçülen gözlemlerdir. Zaman serisi analizi veya eğilim analizi, zaman serisi verilerinin zaman içindeki davranışını araştırır. Meteorolojik değişkenlerden sıcaklık, aynı meteoroloji istasyonlarında uzun bir süre boyunca gözlemlendiği için zaman serisi verilerinden biridir. Çalışmanın eğilim analizi bölümünün temel amacı, Türkiye ikliminin önemli bir parametresi olan sıcaklık değerlerindeki zamansal değişimlerin test edilmesidir.

Bu çalışma için, Türkiye'deki meteoroloji istasyonlarından aylık ortalama maksimum, minimum ve ortalama sıcaklık verileri, MGM veri tabanından 1991–2020 arası otuz yıllık bir dönem için toplanmıştır. Bu veri serilerinin homojenlik derecesini belirlemek için serinin ortalamasına göre değişimini içeren parametrik olmayan SNHT testi kullanılmıştır. SNHT testi sonuçlarına göre çalışma alanında kullanılan veri setlerinin genel olarak homojen karakterde bir yapıya sahip olduğu belirlenmiştir. Yıllık ortalama hava sıcaklığı zaman serisi, 1991-2020 döneminde Ocak ayından Aralık ayına kadar olan 30 yıllık sıcaklık verilerinin ortalamaları alınarak, mevsimlik ortalama hava sıcaklığı serilerinde ise mevsimi oluşturan üç ayın ortalaması alınarak oluşturulmuştur.

Homojenlik testinin ardından istasyonların ortalama hava sıcaklıklarındaki artma veya azalma yönündeki olası eğilimlerin yönü ve büyüklüğünü belirlemek amacıyla, basit doğrusal regresyon analizinden yararlanılarak çizgisel eğilimleri analiz edilmiştir. Doğrusal regresyon modeli, aralarında sebep-sonuç ilişkisi bulunan iki veya daha fazla değişken arasındaki ilişkiyi belirleyen regresyon testidir (Şahinler, 2000; Kızılelma, 2015). Basit doğrusal regresyon analizinde zaman bağımsız

değişken, ortalama hava sıcaklıkları ise bağımlı değişken olarak kabul edilerek meteoroloji istasyonlarından elde edilen aylık ortalama maksimum, minimum ve ortalama sıcaklık veri setlerinin yıllık ve mevsimlik ortalamaları üzerinden eğilim analizi yapılmıştır.

Veri analizi için MS Excel ve SPSS (Statistical Package for Social Science) programları, geo-spatial analiz için ArcGIS 10.1 kullanılmıştır. Verilerdeki mekânsal ilişkileri incelemek için ArcGIS 10.1 paketindeki Spatial Analysis Tool kullanılmıştır. Mekânsal dağılım haritaları oluşturulurken sıradan kriging yöntemi kullanılmıştır.

3.1 Maksimum sıcaklık değerlendirmesi

1991-2020 yılları arasında Türkiye’de yer alan toplam 244 meteoroloji istasyonundan elde edilen SNHT homojenlik testi yapılmış aylık ortalama maksimum sıcaklık verileri kullanılarak çalışma alanı için maksimum sıcaklık eğilimleri yıllık ve mevsimlik olarak incelenmiştir. Hesaplanan doğrusal regresyon modeli sonuçlarıyla mekânsal dağılım haritaları oluşturulmuştur (Şekil 2).

Bu veri seti incelendiğinde, 1991-2020 döneminde Türkiye genelinde ölçülen uzun yıllar ortalama maksimum sıcaklık değerlerinin $9,1^{\circ}\text{C}$ (Bursa/Uludağ) ile $27,0^{\circ}\text{C}$ (Şırnak/Cizre) arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 2).

244 meteoroloji istasyonuna ait aylık ortalama maksimum sıcaklıkların yıllık ortalaması hesaplandığında; 2010 yılı yıllık ortalama $21,27^{\circ}\text{C}$ ile en sıcak yıl olarak gerçekleşmiştir. Şekil 3a’da Türkiye’de 1991-2020 yılları arası maksimum sıcaklıkların nasıl değiştikleri gösterilmektedir. Türkiye’deki tüm istasyonların yıllık ortalama maksimum sıcaklığının yılda $0,074^{\circ}\text{C}$ oranında arttığı bulunmuştur. Maksimum sıcaklıkların olası gidişleri incelendiğinde; tüm istasyonlarda bir artışın gerçekleştiği görülmektedir. Türkiye genelinde hesaplanan artış oranları $0,004^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Doğubeyazıt) ile $0,12^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Bayburt) arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 3b).

Şekil 3’te sıcaklık değişimleri yıllık düzeyde verilmiştir. Ancak sıcaklık değişimleri aylara göre farklılık göstermektedir ve bu durum zaman içerisinde mevsimlerin sıcaklıklarını değiştirmektedir. Şekil 4, 6, 8 ve 10’da maksimum sıcaklık değişimleri mevsimler özelinde verilmiştir. Genel olarak Şekil 3’e benzer olarak 1990’lardan sonra maksimum sıcaklıkların artışı her dört mevsim için de geçerlidir. Ancak sıcaklık artışları mevsimler özelinde farklılık göstermektedir. Türkiye’de en yüksek sıcaklık artışı ($0,087^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$) ilkbahar mevsiminde görülmüştür.

Türkiye’de maksimum sıcaklıkların yıllık mevsimsel ortalaması hesaplandığında; 1991-2020 döneminde ilkbahar mevsimi için yapılan değerlendirmede, Türkiye genelinde ilkbahar mevsiminde ölçülen maksimum sıcaklık değerlerinin $7,3^{\circ}\text{C}$ (Bursa/Uludağ) ile $24,7^{\circ}\text{C}$ (Şanlıurfa/Ceylanpınar) arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 4).

244 meteoroloji istasyonuna ait ilkbahar mevsimine ait aylık ortalama maksimum sıcaklıkların yıllık ortalaması hesaplandığında; 2018 yılı ilkbahar mevsimi ortalama $21,02^{\circ}\text{C}$ ile en sıcak yıl olarak gerçekleşmiştir. İlkbahar mevsiminde, ortalama maksimum sıcaklığın yılda $0,087^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında arttığı bulunmuştur (Şekil 5a). İlkbahar mevsimi maksimum sıcaklıkların olası gidişleri incelendiğinde; Cide istasyonu haricinde ($-0,004^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında azalış) diğer istasyonlarda bir artışın gerçekleştiği görülmektedir. Türkiye genelinde hesaplanan değişim oranları $-0,004^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Cide) ile $0,16^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Yüksekova) arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 5b).

1991-2020 döneminde yaz mevsimi için yapılan değerlendirmede; Türkiye genelinde yaz mevsiminde ölçülen maksimum sıcaklık değerlerinin $17,9^{\circ}\text{C}$ (Bursa/Uludağ) ile $40,9^{\circ}\text{C}$ (Şırnak/Cizre) arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 6).

244 meteoroloji istasyonuna ait yaz mevsimine ait aylık ortalama maksimum sıcaklıkların yıllık ortalaması hesaplandığında; 2010 yılı yaz mevsimi ortalama $31,78^{\circ}\text{C}$ ile en sıcak yıl olarak

gerçekleşmiştir. Yaz mevsiminde, ortalama maksimum sıcaklığın yılda $0.062^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında arttığı bulunmuştur (Şekil 7a). Yaz mevsimi maksimum sıcaklıkların olası gidişleri incelendiğinde; Birecik istasyonu haricinde ($-0.002^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında azalış) diğer istasyonlarda bir artışın gerçekleştiği görülmektedir. Türkiye genelinde hesaplanan değişim oranları $-0.002^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Birecik) ile $0.13^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Malatya) arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 7b).

1991-2020 döneminde sonbahar mevsimi için yapılan değerlendirmede; Türkiye genelinde sonbahar mevsiminde ölçülen maksimum sıcaklık değerlerinin $10,7^{\circ}\text{C}$ (Bursa/Uludağ) ile $29,3^{\circ}\text{C}$ (Şırnak/Cizre) arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 8)

244 meteoroloji istasyonuna ait sonbahar mevsimine ait aylık ortalama maksimum sıcaklıkların yıllık ortalaması hesaplandığında; 2020 yılı sonbahar mevsimi ortalama 23.94°C ile en sıcak yıl olarak gerçekleşmiştir. Sonbahar mevsiminde, ortalama maksimum sıcaklığın yılda $0.064^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında arttığı bulunmuştur (Şekil 9a). Sonbahar mevsimi maksimum sıcaklıkların olası gidişleri incelendiğinde; Doğubeyazıt istasyonu haricinde ($-0.02^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında azalış) diğer istasyonlarda bir artışın gerçekleştiği görülmektedir. Türkiye genelinde hesaplanan değişim oranları $-0.02^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Doğubayazıt) ile $0.12^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Kadıköy) arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 9b).

1991-2020 döneminde kış mevsimi için yapılan değerlendirmede; Türkiye genelinde kış mevsiminde ölçülen maksimum sıcaklık değerlerinin $-2,9^{\circ}\text{C}$ (Ardahan) ile $17,2^{\circ}\text{C}$ (Antalya/Alanya) arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 10).

244 meteoroloji istasyonuna ait kış mevsimine ait aylık ortalama maksimum sıcaklıkların yıllık ortalaması hesaplandığında; 2018 yılı kış mevsimi ortalama 10.87°C ile en sıcak yıl olarak gerçekleşmiştir. Kış mevsiminde, ortalama maksimum sıcaklığın yılda 0.075°C oranında arttığı bulunmuştur (Şekil 11a). Kış mevsimi maksimum sıcaklıkların olası gidişleri incelendiğinde; Türkiye genelinde hesaplanan değişim oranları $0.001^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Doğubeyazıt) ile $0.14^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Genç) arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 11b).

Türkiye, karmaşık iklim yapısı içinde, özellikle küresel ısınmaya bağlı olarak görülebilecek bir iklim değişikliğinden oldukça fazla etkilenecek ülkelerden biridir. Doğal olarak üç tarafından denizlerle çevrili olması, parçalanmış bir topografyaya sahip bulunması ve orografik özellikleri nedeniyle, Türkiye'nin farklı bölgeleri iklim değişikliğinden farklı biçimde ve değişik derecelerde etkileneceği ifade edilmektedir. Özellikle sıcaklık artışlarından daha çok çölleşme tehdidi altındaki kurak ve yarı kurak bölgelerle yeterli suya sahip olmayan yarı nemli bölgeler (Güneydoğu, İç Anadolu, Ege ve Akdeniz Bölgeleri) etkileneceği daha önceki çalışmalarda ifade edilmiştir (Türkeş vd. 2000).

Demirdöğen'in yaptığı çalışmaya benzer şekilde; sıcaklıkların yıllara ve yılın farklı zamanlarına bağlı olarak değişiminin yanı sıra bir diğer önemli konu sıcaklığın bölgeler arasında nasıl değiştiğidir. Türkiye'nin farklı bölgelerindeki istasyonlardan yapılan ölçümlerde genel ortalama ile benzerlik göstermektedir. Türkiye'de 1990'lardan sonra sıcaklıklar artmaktadır ve bu sıcaklık artışı Türkiye'nin farklı bölgeleri için de geçerlidir. Ancak bölgeler arası sıcaklık artış hızları birbirlerinden farklıdır.

Şekil 12, Türkiye'ye ait bölgelerin yıllık maksimum sıcaklık değerlerini göstermektedir. Akdeniz Bölgesi'nin 1991-2020 dönemlerinde yıllık maksimum sıcaklığına bakıldığında, bu bölgede ortalama sıcaklıkta artış tespit edilmiştir (Şekil 12a). Artan sıcaklık bir yılda $0,067^{\circ}\text{C}$, olarak ifade edilmiştir. Akdeniz Bölgesi genelinde hesaplanan yıllık maksimum sıcaklık değişim oranları $0.028^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Antakya) ile $0.11^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Afşin) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Şekil 12b'de Doğu Anadolu Bölgesi'nin yıllık maksimum sıcaklığı incelendiğinde, aynı şekilde bir artışın varlığı görülmektedir. Gözlemler sonucunda maksimum sıcaklıkta bir yılda yaklaşık $0,075^{\circ}\text{C}$ 'lik bir artış ortaya çıkmıştır. Doğu Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan yıllık maksimum sıcaklık değişim

oranları $0.004^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Doğubeyazıt) ile $0.115^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Genç) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Şekil 12c'de görüldüğü gibi, Ege Bölgesi'nin 1991-2020 yılları arasındaki maksimum sıcaklığı incelendiğinde, yıllık artış yaklaşık $0,064^{\circ}\text{C}$ olarak ölçülmüştür. Ege Bölgesi genelinde hesaplanan yıllık maksimum sıcaklık değişim oranları $0.035^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (İzmir Bölge) ile $0.095^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Demirci) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Şekil 12d'de görüldüğü gibi Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nin yıllık maksimum sıcaklığı, sıcaklıkta artışın varlığını göstermektedir. Sıcaklık artışı yaklaşık yılda $0,059^{\circ}\text{C}$ olarak hesaplanmaktadır. Güneydoğu Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan yıllık maksimum sıcaklık değişim oranları $0.041^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Birecik) ile $0.084^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Gölbaşı) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Ayrıca, Şekil 12e'de İç Anadolu Bölgesi'ndeki sıcaklık değişimleri gösterilmektedir. Yıllık artış $0,085^{\circ}\text{C}$ 'dir. İç Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan yıllık maksimum sıcaklık değişim oranları $0.037^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Nallıhan) ile $0.114^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Boğazlıyan) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Şekil 12f'de sunulduğu gibi, Karadeniz Bölgesi'nde yılda yaklaşık $0,077^{\circ}\text{C}$ değerinde artış belirlenmiştir. Karadeniz Bölgesi genelinde hesaplanan yıllık maksimum sıcaklık değişim oranları $0.017^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Cide) ile $0.120^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Bayburt) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Son olarak, Şekil 12g'de Marmara Bölgesi'nde de yıllık maksimum sıcaklıkta bir artış vardır. Marmara Bölgesi'ndeki sıcaklık değişimi yılda $0,081^{\circ}\text{C}$ 'dir. Marmara Bölgesi genelinde hesaplanan yıllık maksimum sıcaklık değişim oranları $0.031^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Lüleburgaz) ile $0.112^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Kadıköy) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Bu bilgiler ışığında en yüksek sıcaklık artışı İç Anadolu Bölgesi'nde yaşanırken, en az sıcaklık artışının yaşandığı bölge ise Güney Doğu Anadolu Bölgesi'nde olmuştur.

Her bölge için ilkbahar mevsiminde maksimum sıcaklıkların görselleştirilmesi Şekil 13'te açıkça görülmektedir. Şekil 13a'ya göre Akdeniz Bölgesi'ndeki artış yılda $0,082^{\circ}\text{C}$ olarak bulunmuştur. Akdeniz Bölgesi genelinde hesaplanan ilkbahar mevsimi maksimum sıcaklık değişim oranları $0.050^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Antakya) ile $0.112^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Elmalı) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Başka bir analiz sonucu Şekil 13b'ye göre, Doğu Anadolu Bölgesi'nde yılda yaklaşık $0,092^{\circ}\text{C}$ olarak ortaya çıkmaktadır. Doğu Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan ilkbahar mevsimi maksimum sıcaklık değişim oranları $0.016^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Doğubeyazıt) ile $0.157^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Yüksekova) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Ege Bölgesi'nde yapılan incelemede yılda $0,089^{\circ}\text{C}$ 'lik artışlar tespit edilmiştir. Ege Bölgesi genelinde hesaplanan ilkbahar mevsimi maksimum sıcaklık değişim oranları $0.066^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Çeşme) ile $0.118^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Kütahya) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Şekil 13c incelendiğinde, Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde de yılda $0,069^{\circ}\text{C}$ 'lik artışlar olmuştur. Güneydoğu Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan ilkbahar mevsimi maksimum sıcaklık değişim oranları $0.048^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Batman) ile $0.093^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Gölbaşı) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). İç Anadolu Bölgesi'ne ait doğrusal regresyon uygulanmasıyla elde edilen sonuçlar Şekil 13d'de verilmiştir. Şekil 13e yorumlanacak olursa sıcaklık değişimleri yılda $0,089^{\circ}\text{C}$ olarak gerçekleşmiştir. İç Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan ilkbahar mevsimi maksimum sıcaklık değişim oranları $0.044^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Nallıhan) ile $0.123^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Kangal) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Karadeniz Bölgesi'nin analizinden elde edilen sonuçlar, Şekil 13f'de bir yıl için $0,076^{\circ}\text{C}$ 'lik bir artış olduğunu göstermektedir. Karadeniz Bölgesi genelinde hesaplanan ilkbahar mevsimi maksimum sıcaklık değişim oranları (1 istasyonda azalış) $-0.004^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Cide) ile $0.128^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Bayburt) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). İlkbahar mevsimindeki son analiz Şekil 13g'de verilmiştir. Marmara Bölgesi'nde de yılda $0,104^{\circ}\text{C}$ 'lik bir artış vardır. Marmara Bölgesi genelinde hesaplanan ilkbahar mevsimi maksimum sıcaklık değişim oranları $0.038^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Uludağ) ile $0.142^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Bozcaada) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Sonuç olarak, ilkbahar mevsiminde en yüksek sıcaklık artışına sahip bölgenin Marmara Bölgesi olduğu görülmektedir. Ayrıca, Güneydoğu Anadolu Bölgesi en düşük sıcaklık artışına sahip bölge olarak belirlenmiştir.

Akdeniz Bölgesi'nde yaz mevsimi maksimum sıcaklık artışı yılda $0,056^{\circ}\text{C}$ olarak tespit edilmiş ve Şekil 14a'da görülmektedir. Akdeniz Bölgesi genelinde hesaplanan yaz mevsimi maksimum

sıcaklık değişim oranları $0.002^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Osmaniye) ile $0.113^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Mersin) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Şekil 14b'den anlaşılacağı üzere, Doğu Anadolu Bölgesi'ndeki sıcaklık artışı yılda $0,063^{\circ}\text{C}$ olarak ortaya çıkmaktadır. Doğu Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan yaz mevsimi maksimum sıcaklık değişim oranları $0.016^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Doğubeyazıt) ile $0.129^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Malatya) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Ege Bölgesi'ne ait bir diğer gözlem de, Şekil 14c'de görüldüğü gibi, yılda yaklaşık $0,047^{\circ}\text{C}$ miktarında artış göstermiştir. Ege Bölgesi genelinde hesaplanan yaz mevsimi maksimum sıcaklık değişim oranları $0.004^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Çeşme) ile $0.094^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Nazilli) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nin yaz mevsimindeki maksimum sıcaklığı uzun zaman dilimleri için de gözlenmiştir. Şekil 14d'de görüldüğü gibi sonuçlar bir yılda $0,045^{\circ}\text{C}$ 'lik bir artış olduğunu göstermektedir. Güneydoğu Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan yaz mevsimi maksimum sıcaklık değişim oranları (1 istasyonda azalış) $-0,002^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Birecik) ile $0.080^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Nusaybin) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Şekil 14e'den İç Anadolu Bölgesi'nin maksimum sıcaklığı görülmektedir. Sıcaklık değişiminin bir yılda $0,070^{\circ}\text{C}$ arttığı bulunurken, İç Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan yaz mevsimi maksimum sıcaklık değişim oranları $0.021^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Karaman) ile $0.116^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Sarız) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Şekil 14f'de görüldüğü gibi Karadeniz Bölgesi'nin yaz mevsimi sıcaklığı göz önüne alındığında bir yılda yaklaşık $0,072^{\circ}\text{C}$ 'lik bir artış belirlenmiştir. Karadeniz Bölgesi genelinde hesaplanan yaz mevsimi maksimum sıcaklık değişim oranları $0.002^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Cide) ile $0.128^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Bayburt) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Son hesaplama, Şekil 14g'den yorumlanabileceği gibi Marmara Bölgesi'nde bir yılda $0,067^{\circ}\text{C}$ 'lik bir artış olduğunu göstermektedir. Marmara Bölgesi genelinde hesaplanan yaz mevsimi maksimum sıcaklık değişim oranları $0.002^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Lüleburgaz) ile $0.117^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Geyve) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Bu sonuçlara göre, yaz mevsiminde sıcaklık artışının en fazla olduğu bölge Karadeniz Bölgesi, en düşük olduğu bölge ise Güneydoğu Anadolu Bölgesi olarak belirlenmiştir.

Şekil 15a'da görüldüğü gibi Akdeniz Bölgesi'nde sonbahar mevsimi maksimum sıcaklık artışı yılda $0,063^{\circ}\text{C}$ olarak belirlenmiştir. Akdeniz Bölgesi genelinde hesaplanan sonbahar mevsimi maksimum sıcaklık değişim oranları $0.009^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Antakya) ile $0.103^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Kozan) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Şekil 15b'den de anlaşılacağı üzere Doğu Anadolu Bölgesi'nde sıcaklık artışı yılda $0,056^{\circ}\text{C}$ olarak belirlenmiştir. Doğu Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan sonbahar mevsimi maksimum sıcaklık değişim oranları (1 istasyonda azalış) $-0.017^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Doğubeyazıt) ile $0.112^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Elazığ Bölge) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Şekil 15c'de Ege Bölgesi sıcaklık değerleri incelendiğinde yılda $0,058^{\circ}\text{C}$ 'lik miktarda sıcaklık artışı ortaya çıkmıştır. Ege Bölgesi genelinde hesaplanan sonbahar mevsimi maksimum sıcaklık değişim oranları $0.020^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (İzmir Bölge) ile $0.105^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Demirci) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nin sonbahar mevsimindeki sıcaklığı Şekil 15d'de sunulmaktadır. Sıcaklık artışı yılda $0,050^{\circ}\text{C}$ olarak görülmektedir. Güneydoğu Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan sonbahar mevsimi maksimum sıcaklık değişim oranları $0.025^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Birecik) ile $0.087^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Gölbaşı) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Şekil 15e incelendiğinde İç Anadolu Bölgesi değerlendirmeleri yılda $0,074^{\circ}\text{C}$ artış olduğunu göstermektedir. İç Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan sonbahar mevsimi maksimum sıcaklık değişim oranları $0.031^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Konya Havaalanı) ile $0.113^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Çerkeş) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Karadeniz Bölgesi'nin maksimum sıcaklığı da Şekil 15f'de açıkça görüldüğü gibi yılda yaklaşık $0,071^{\circ}\text{C}$ artmaktadır. Karadeniz Bölgesi genelinde hesaplanan sonbahar mevsimi maksimum sıcaklık değişim oranları $0.020^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Cide) ile $0.118^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (İnebolu) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Ayrıca, Marmara Bölgesi'nde sonbahar sıcaklık artışı yılda $0,073^{\circ}\text{C}$ olarak incelenmiş ve Şekil 15g'de sunulmuştur. Marmara Bölgesi genelinde hesaplanan sonbahar mevsimi maksimum sıcaklık değişim oranları $0.014^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Lüleburgaz) ile $0.121^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Kadıköy) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo

1). Bu bulgulardan, en yüksek sıcaklık artışının İç Anadolu Bölgesi'nde meydana geldiği sonucu çıkarılmaktadır. Güneydoğu Anadolu Bölgesi ise sonbaharda en düşük sıcaklık artışına sahiptir.

Şekil 16a'da görüldüğü gibi Akdeniz Bölgesi'nde yılda $0,063^{\circ}\text{C}$ değerinde sıcaklık artışı meydana gelmiştir. Akdeniz Bölgesi genelinde hesaplanan kış mevsimi maksimum sıcaklık değişim oranları $0.015^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Antakya) ile $0.130^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Elbistan) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Şekil 16b'de Doğu Anadolu Bölgesi'nin incelenmesi sonucunda ise sonuçlar yaklaşık olarak yılda $0,081^{\circ}\text{C}$ olarak bulunmuştur. Doğu Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan kış mevsimi maksimum sıcaklık değişim oranları $0.001^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Doğubeyazıt) ile $0.141^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Genç) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Ege Bölgesi'ne ait inceleme ise Şekil 16c'de yılda $0,056^{\circ}\text{C}$ değerinde sıcaklık artışı olduğunu vurgulamaktadır. Ege Bölgesi genelinde hesaplanan kış mevsimi maksimum sıcaklık değişim oranları $0.017^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Akhisar) ile $0.106^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Kütahya) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nin sıcaklık artışı yılda $0,063^{\circ}\text{C}$ olarak hesaplanmıştır. Güneydoğu Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan kış mevsimi maksimum sıcaklık değişim oranları $0.040^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Nusaybin) ile $0.098^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Çermik) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). İç Anadolu Bölgesi'nin analizi yılda $0,097^{\circ}\text{C}$ değerinde bir artış olduğunu kanıtlamaktadır. İç Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan kış mevsimi maksimum sıcaklık değişim oranları $0.026^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Nallıhan) ile $0.123^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Kayseri Bölge) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Karadeniz Bölgesi'nde de yılda yaklaşık $0,083^{\circ}\text{C}$ 'lik bir artış vardır. Karadeniz Bölgesi genelinde hesaplanan kış mevsimi maksimum sıcaklık değişim oranları $0.045^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Cide) ile $0.120^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Pazar) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Son olarak, Marmara Bölgesi'nin ortalama sıcaklığı yılda yaklaşık $0,073^{\circ}\text{C}$ olarak belirlenmiştir. Marmara Bölgesi genelinde hesaplanan kış mevsimi maksimum sıcaklık değişim oranları $0.035^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Lüleburgaz) ile $0.113^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Sakarya) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Bu nedenle, kış mevsiminde en yüksek sıcaklık artışı İç Anadolu Bölgesi'nde görülürken, en düşük sıcaklık artışı Ege Bölgesi'nde ortaya çıkıyor.

3.2 Minimum sıcaklık değerlendirmesi

MGM gözlem verilerinden 30 yıllık periyot içerisinde SNHT homojenlik testi yapılmış 243 meteoroloji istasyonuna ait minimum sıcaklıklara yönelik olarak aylık ortalama veri seti oluşturulmuştur.

Bu veri seti incelendiğinde, 1991-2020 döneminde Türkiye genelinde ölçülen uzun yıllar ortalama minimum sıcaklık değerlerinin -1.9°C (Erzurum Havalimanı) ile 17.5°C (Hatay/İskenderun) arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 17).

243 meteoroloji istasyonuna ait aylık ortalama minimum sıcaklıkların yıllık ortalaması hesaplandığında; 1992 yılı yıllık ortalama 6.14°C ile en soğuk yıl olarak gerçekleşmiştir. Şekil 18a'da Türkiye'de 1991-2020 yılları arası minimum sıcaklıkların nasıl değiştikleri gösterilmektedir. Aylık ortalama minimum sıcaklığın yılda $0.065^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında arttığı bulunmuştur. Minimum sıcaklıkların olası gidişleri incelendiğinde; Batman istasyonu haricinde ($-0.09^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında azalış) diğer istasyonlarda bir artışın gerçekleştiği görülmektedir. Türkiye genelinde hesaplanan değişim oranları (1 istasyonda azalış) $-0.09^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Batman) ile $0.13^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Fethiye) arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 18b).

Türkiye'de minimum sıcaklıkların yıllık mevsimsel ortalaması hesaplandığında; 1991-2020 döneminde ilkbahar mevsimi için yapılan değerlendirmede; Türkiye genelinde ilkbahar mevsiminde ölçülen minimum sıcaklık değerlerinin -1.9°C (Kars/Sarıkamış) ile 15.4°C (Hatay/İskenderun) arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 19).

243 meteoroloji istasyonuna ait ilkbahar mevsimine ait aylık ortalama minimum sıcaklıkların yıllık ortalaması hesaplandığında; 1992 yılı ilkbahar mevsimi ortalama 4.72°C ile en soğuk yıl olarak gerçekleşmiştir. İlkbahar mevsiminde, minimum sıcaklığın yılda $0.063^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında arttığı

bulunmuştur (Şekil 20a). İlkbahar mevsimi minimum sıcaklıkların olası gidişleri incelendiğinde; Batman ($-0.09^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında azalış), Zara ($-0.004^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında azalış) ve Cizre ($-0.003^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında azalış) istasyonları haricinde diğer istasyonlarda bir artışın gerçekleştiği görülmektedir. Türkiye genelinde hesaplanan değişim oranları $-0.09^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Batman) ile $0.14^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Yüksekova) arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 20b).

1991-2020 döneminde yaz mevsimi için yapılan değerlendirmede; Türkiye genelinde yaz mevsiminde ölçülen minimum sıcaklık değerlerinin 7.5°C (Sivas/Kangal) ile 25.1°C (Hatay/İskenderun) arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 21).

243 meteoroloji istasyonuna ait yaz mevsimine ait aylık ortalama minimum sıcaklıkların yıllık ortalaması hesaplandığında; 1992 yılı yaz mevsimi ortalama 15.63°C ile en soğuk yıl olarak gerçekleşmiştir. Yaz mevsiminde, ortalama minimum sıcaklığın yılda 0.058°C oranında arttığı bulunmuştur (Şekil 22a). Yaz mevsimi minimum sıcaklıkların olası gidişleri incelendiğinde; Batman ($-0.13^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında azalış), Genç ($-0.06^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında azalış), Gevaş ve Zara ($-0.01^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında azalış), Çermik ($-0.008^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında azalış) ve Tunceli ($-0.001^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında azalış) istasyonları haricinde diğer istasyonlarda bir artışın gerçekleştiği görülmektedir. Türkiye genelinde hesaplanan değişim oranları $-0.13^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Batman) ile $0.16^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Fethiye) arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 22(b)).

1991-2020 döneminde sonbahar mevsimi için yapılan değerlendirmede; Türkiye genelinde sonbahar mevsiminde ölçülen minimum sıcaklık değerlerinin -0.4°C (Erzurum Havalimanı) ile 19.6°C (Hatay/İskenderun) arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 23).

243 meteoroloji istasyonuna ait sonbahar mevsimine ait aylık ortalama minimum sıcaklıkların yıllık ortalaması hesaplandığında; 2011 yılı sonbahar mevsimi ortalama 7.71°C ile en soğuk yıl olarak gerçekleşmiştir. Sonbahar mevsiminde, ortalama minimum sıcaklığın yılda 0.063°C oranında arttığı bulunmuştur (Şekil 24a). Sonbahar mevsimi minimum sıcaklıkların olası gidişleri incelendiğinde; Batman ($-0.07^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında azalış), Zara ($-0.02^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında azalış) ve Genç ($-0.01^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında azalış) istasyonları haricinde diğer istasyonlarda bir artışın gerçekleştiği görülmektedir. Türkiye genelinde hesaplanan değişim oranları $-0.07^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Batman) ile $0.14^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Fethiye) arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 24b).

1991-2020 döneminde kış mevsimi için yapılan değerlendirmede; Türkiye genelinde kış mevsiminde ölçülen minimum sıcaklık değerlerinin -14.1°C (Erzurum Havalimanı) ile 10.2°C (Muğla/Datça) arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 25).

243 meteoroloji istasyonuna ait kış mevsimine ait aylık ortalama minimum sıcaklıkların yıllık ortalaması hesaplandığında; 1992 yılı kış mevsimi ortalama -3.9°C ile en soğuk yıl olarak gerçekleşmiştir. Kış mevsiminde, ortalama minimum sıcaklığın yılda 0.068°C oranında arttığı bulunmuştur (Şekil 26 (a)). Kış mevsimi minimum sıcaklıkların olası gidişleri incelendiğinde; Batman ($-0.04^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında azalış) istasyonu haricinde diğer istasyonlarda bir artışın gerçekleştiği görülmektedir. Türkiye genelinde hesaplanan değişim oranları $-0.04^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Batman) ile $0.17^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Yüksekova) arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 26b).

Şekil 27, Türkiye'ye ait bölgelerin yıllık minimum sıcaklık değerlerini göstermektedir. Akdeniz Bölgesi'nin 1991-2020 dönemlerinde yıllık minimum sıcaklığına bakıldığında, bu bölgede ortalama sıcaklıkta artış tespit edilmiştir (Şekil 27a). Artan sıcaklık bir yılda $0,062^{\circ}\text{C}$, olarak ifade edilmiştir. Akdeniz Bölgesi genelinde hesaplanan yıllık minimum sıcaklık değişim oranları $0.024^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Mut) ile $0.102^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Finike) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Şekil 27b'de Doğu Anadolu Bölgesi'nin yıllık minimum sıcaklığı incelendiğinde, aynı şekilde bir artışın varlığı görülmektedir. Gözlemler sonucunda minimum sıcaklıkta bir yılda yaklaşık $0,064^{\circ}\text{C}$ 'lik bir artış ortaya çıkmıştır. Doğu Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan yıllık minimum sıcaklık değişim oranları $0.013^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$

(Doğubeyazıt) ile $0.103^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Ardahan) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Şekil 27c’de görüldüğü gibi, Ege Bölgesi’nin 1991-2020 yılları arasındaki minimum sıcaklığı incelendiğinde, yıllık artış yaklaşık $0,068^{\circ}\text{C}$ olarak ölçülmüştür. Ege Bölgesi genelinde hesaplanan yıllık minimum sıcaklık değişim oranları $0.024^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Dalaman) ile $0.127^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Fethiye) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Şekil 27d’de görüldüğü gibi Güneydoğu Anadolu Bölgesi’nin yıllık minimum sıcaklığı, sıcaklıkta artışın varlığını göstermektedir. Sıcaklık artışı yaklaşık yılda $0,055^{\circ}\text{C}$ olarak hesaplanmaktadır. Güneydoğu Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan yıllık minimum sıcaklık değişim oranları $-0.087^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Batman) ile $0.117^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Akçakale) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Ayrıca, Şekil 27e’de İç Anadolu Bölgesi’ndeki sıcaklık değişimleri gösterilmektedir. Yıllık artış $0,066^{\circ}\text{C}$ ’dır. İç Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan yıllık minimum sıcaklık değişim oranları $0.011^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Zara) ile $0.097^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Nevşehir) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Şekil 27f’de sunulduğu gibi, Karadeniz Bölgesi’nde yılda yaklaşık $0,072^{\circ}\text{C}$ değerinde artış belirlenmiştir. Karadeniz Bölgesi genelinde hesaplanan yıllık minimum sıcaklık değişim oranları $0.020^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Turhal) ile $0.124^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Cide) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Son olarak, Şekil 27g’de Marmara Bölgesi’nde de yıllık minimum sıcaklıkta bir artış vardır. Marmara Bölgesi’ndeki sıcaklık değişimi yılda $0,072^{\circ}\text{C}$ ’dir. Marmara Bölgesi genelinde hesaplanan yıllık minimum sıcaklık değişim oranları $0.041^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Lüleburgaz) ile $0.102^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Kadıköy) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Bu bilgiler ışığında en yüksek sıcaklık artışı Karadeniz ve Marmara Bölgesi’nde yaşanırken, en az sıcaklık artışının yaşandığı bölge ise Güneydoğu Anadolu Bölgesi’nde olmuştur.

Her bölge için ilkbahar mevsiminde minimum sıcaklıkların görselleştirilmesi Şekil 28’de açıkça görülmektedir. Şekil 28a’ya göre Akdeniz Bölgesi’ndeki artış yılda $0,065^{\circ}\text{C}$ olarak bulunmuştur. Akdeniz Bölgesi genelinde hesaplanan ilkbahar mevsimi minimum sıcaklık değişim oranları $0.025^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Senirkent) ile $0.111^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Alanya) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Başka bir analiz sonucu Şekil 28b’ye göre, Doğu Anadolu Bölgesi’nde yılda yaklaşık $0,071^{\circ}\text{C}$ olarak ortaya çıkmaktadır. Doğu Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan ilkbahar mevsimi minimum sıcaklık değişim oranları $0.011^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Doğubeyazıt) ile $0.137^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Yüksekova) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Ege Bölgesi’nde yapılan incelemede yılda $0,074^{\circ}\text{C}$ ’lik artışlar tespit edilmiştir. Ege Bölgesi genelinde hesaplanan ilkbahar mevsimi minimum sıcaklık değişim oranları $0.033^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Dalaman) ile $0.130^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Fethiye) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Şekil 28c incelendiğinde, Güneydoğu Anadolu Bölgesi’nde de yılda $0,054^{\circ}\text{C}$ ’lik artışlar olmuştur. Güneydoğu Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan ilkbahar mevsimi minimum sıcaklık değişim oranları (2 istasyonda azalış) $-0.094^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Batman) ile $0.132^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Akçakale) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). İç Anadolu Bölgesi’ne ait doğrusal regresyon uygulanmasıyla elde edilen sonuçlar Şekil 28d’de verilmiştir. Şekil 28e yorumlanacak olursa sıcaklık değişimleri yılda $0,056^{\circ}\text{C}$ olarak gerçekleşmiştir. İç Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan ilkbahar mevsimi minimum sıcaklık değişim oranları (1 istasyonda azalış) $-0.004^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Zara) ile $0.092^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Karaman) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Karadeniz Bölgesi’nin analizinden elde edilen sonuçlar, Şekil 28f’de bir yıl için $0,057^{\circ}\text{C}$ ’lik bir artış olduğunu göstermektedir. Karadeniz Bölgesi genelinde hesaplanan ilkbahar mevsimi minimum sıcaklık değişim oranları $0.002^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Turhal) ile $0.101^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Cide) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). İlkbahar mevsimindeki son analiz Şekil 28g’de verilmiştir. Marmara Bölgesi’nde de yılda $0,072^{\circ}\text{C}$ ’lik bir artış vardır. Marmara Bölgesi genelinde hesaplanan ilkbahar mevsimi minimum sıcaklık değişim oranları $0.023^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Lüleburgaz) ile $0.101^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Yalova) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Sonuç olarak, ilkbahar mevsiminde en yüksek sıcaklık artışına sahip bölgenin Ege Bölgesi olduğu görülmektedir. Ayrıca, Güneydoğu Anadolu Bölgesi en düşük sıcaklık artışına sahip bölge olarak belirlenmiştir.

Akdeniz Bölgesi’nde yaz mevsimi minimum sıcaklık artışı yılda $0,054^{\circ}\text{C}$ olarak tespit edilmiş ve Şekil 29a’da görülmektedir. Akdeniz Bölgesi genelinde hesaplanan yaz mevsimi minimum sıcaklık değişim oranları $0.003^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Mut) ile $0.123^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Fethiye) arasında değiştiği görülmektedir

(Tablo 2). Şekil 29b'den anlaşılacağı üzere, Doğu Anadolu Bölgesi'ndeki sıcaklık artışı yılda 0,043°C olarak ortaya çıkmaktadır. Doğu Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan yaz mevsimi minimum sıcaklık değişim oranları (3 istasyonda azalış)-0.062°C/yıl (Genç) ile 0.093°C/yıl (Iğdır) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Ege Bölgesi'ne ait bir diğer gözlem de, Şekil 29c'de görüldüğü gibi, yılda yaklaşık 0,063°C miktarında artış göstermiştir. Ege Bölgesi genelinde hesaplanan yaz mevsimi minimum sıcaklık değişim oranları 0.005°C/yıl (Dalaman) ile 0.158°C/yıl (Fethiye) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nin yaz mevsimindeki minimum sıcaklığı uzun zaman dilimleri için de gözlenmiştir. Şekil 29d'de görüldüğü gibi sonuçlar bir yılda 0,047°C'lik bir artış olduğunu göstermektedir. Güneydoğu Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan yaz mevsimi minimum sıcaklık değişim oranları (2 istasyonda azalış) -0,131°C/yıl (Batman) ile 0.137°C/yıl (Akçakale) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Şekil 29e'den İç Anadolu Bölgesi'nin minimum sıcaklığı görülmektedir. Sıcaklık değişiminin bir yılda 0,062°C arttığı bulunurken, İç Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan yaz mevsimi minimum sıcaklık değişim oranları (1 istasyonda azalış) -0.011°C/yıl (Zara) ile 0.106°C/yıl (Esenboğa Havaalanı) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Şekil 29f'de görüldüğü gibi Karadeniz Bölgesi'nin yaz mevsimi sıcaklığı göz önüne alındığında bir yılda yaklaşık 0,074°C'lik bir artış belirlenmiştir. Karadeniz Bölgesi genelinde hesaplanan yaz mevsimi minimum sıcaklık değişim oranları 0.017°C/yıl (Kastamonu) ile 0.137°C/yıl (Cide) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Son hesaplama, Şekil 29g'den yorumlanabileceği gibi Marmara Bölgesi'nde bir yılda 0,070°C'lik bir artış olduğunu göstermektedir. Marmara Bölgesi genelinde hesaplanan yaz mevsimi minimum sıcaklık değişim oranları 0.023°C/yıl (Keles) ile 0.107°C/yıl (Yalova) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Bu sonuçlara göre, yaz mevsiminde sıcaklık artışının en fazla olduğu bölge Karadeniz Bölgesi, en düşük olduğu bölge ise Doğu Anadolu Bölgesi olarak belirlenmiştir.

Şekil 30a'da görüldüğü gibi Akdeniz Bölgesi'nde sonbahar mevsimi minimum sıcaklık artışı yılda 0,064°C olarak belirlenmiştir. Akdeniz Bölgesi genelinde hesaplanan sonbahar mevsimi minimum sıcaklık değişim oranları 0.021°C/yıl (Karaisalı) ile 0.115°C/yıl (Finike) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Şekil 30b'den de anlaşılacağı üzere Doğu Anadolu Bölgesi'nde sıcaklık artışı yılda 0,049°C olarak belirlenmiştir. Doğu Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan sonbahar mevsimi minimum sıcaklık değişim oranları (2 istasyonda azalış) -0.015°C/yıl (Genç) ile 0.097°C/yıl (Hakkari) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Şekil 30(c)'de Ege Bölgesi sıcaklık değerleri incelendiğinde yılda 0,071°C'lik miktarda sıcaklık artışı ortaya çıkmıştır. Ege Bölgesi genelinde hesaplanan sonbahar mevsimi minimum sıcaklık değişim oranları 0.024°C/yıl (Marmaris) ile 0.141°C/yıl (Fethiye) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nin sonbahar mevsimindeki sıcaklığı Şekil 30d'de sunulmaktadır. Sıcaklık artışı yılda 0,060°C olarak görülmektedir. Güneydoğu Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan sonbahar mevsimi minimum sıcaklık değişim oranları (1 istasyonda azalış) -0.075°C/yıl (Batman) ile 0.119°C/yıl (Ceylanpınar) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Şekil 30e incelendiğinde İç Anadolu Bölgesi değerlendirmeleri yılda 0,056°C artış olduğunu göstermektedir. İç Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan sonbahar mevsimi minimum sıcaklık değişim oranları (1 istasyonda azalış) -0.017°C/yıl (Zara) ile 0.096°C/yıl (Nevşehir) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Karadeniz Bölgesi'nin minimum sıcaklığı da Şekil 30f'de açıkça görüldüğü gibi yılda yaklaşık 0,075°C artmaktadır. Karadeniz Bölgesi genelinde hesaplanan sonbahar mevsimi minimum sıcaklık değişim oranları 0.011°C/yıl (Turhal) ile 0.135°C/yıl (Cide) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Ayrıca, Marmara Bölgesi'nde sonbahar sıcaklık artışı yılda 0,076°C olarak incelenmiş ve Şekil 30g'de sunulmuştur. Marmara Bölgesi genelinde hesaplanan sonbahar mevsimi minimum sıcaklık değişim oranları 0.036°C/yıl (Dursunbey) ile 0.129°C/yıl (Kadıköy) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Bu bulgulardan, en yüksek sıcaklık artışının Marmara Bölgesi'nde meydana geldiği sonucu çıkarılmaktadır. Doğu Anadolu Bölgesi ise sonbaharda en düşük sıcaklık artışına sahiptir.

Şekil 31a'da görüldüğü gibi Akdeniz Bölgesi'nde yılda 0,058°C değerinde sıcaklık artışı meydana gelmiştir. Akdeniz Bölgesi genelinde hesaplanan kış mevsimi minimum sıcaklık değişim oranları 0.024°C/yıl (Karaisalı) ile 0.122°C/yıl (Elbistan) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Şekil 31b'de Doğu Anadolu Bölgesi'nin incelenmesi sonucunda ise sonuçlar yaklaşık olarak yılda 0,084°C olarak bulunmuştur. Doğu Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan kış mevsimi minimum sıcaklık değişim oranları 0.019°C/yıl (Doğubeyazıt) ile 0.172°C/yıl (Yüksekova) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Ege Bölgesi'ne ait inceleme ise Şekil 31c'de yılda 0,056°C değerinde sıcaklık artışı olduğunu vurgulamaktadır. Ege Bölgesi genelinde hesaplanan kış mevsimi minimum sıcaklık değişim oranları 0.030°C/yıl (Dalaman) ile 0.110°C/yıl (Tavşanlı) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nin sıcaklık artışı yılda 0,054°C olarak hesaplanmıştır. Güneydoğu Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan kış mevsimi minimum sıcaklık değişim oranları (1 istasyonda azalış) -0.041°C/yıl (Batman) ile 0.100°C/yıl (Akçakale) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). İç Anadolu Bölgesi'nin analizi yılda 0,084°C değerinde bir artış olduğunu kanıtlamaktadır. İç Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan kış mevsimi minimum sıcaklık değişim oranları 0.059°C/yıl (Ilgaz) ile 0.129°C/yıl (Ilgın) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Karadeniz Bölgesi'nde de yılda yaklaşık 0,076°C'lik bir artış vardır. Karadeniz Bölgesi genelinde hesaplanan kış mevsimi minimum sıcaklık değişim oranları 0.035°C/yıl (Turhal) ile 0.142°C/yıl (Bayburt) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Son olarak, Marmara Bölgesi'nin ortalama sıcaklığı yılda yaklaşık 0,059°C olarak belirlenmiştir. Marmara Bölgesi genelinde hesaplanan kış mevsimi minimum sıcaklık değişim oranları 0.051°C/yıl (Burhaniye) ile 0.109°C/yıl (Bozüyük) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 2). Bu nedenle, kış mevsiminde en yüksek sıcaklık artışı Doğu Anadolu Bölgesi ve İç Anadolu Bölgesi'nde görülürken, en düşük sıcaklık artışı Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde ortaya maktadır.

3.3 Ortalama sıcaklık değerlendirmesi

MGM gözlem verilerinden 30 yıllık periyot içerisinde homojenlik testi yapılmış 261 meteoroloji istasyonuna ait ortalama sıcaklıklara yönelik olarak aylık ortalama veri seti oluşturulmuştur.

Bu veri seti incelendiğinde, 1991-2020 döneminde Türkiye genelinde ölçülen uzun yıllar ortalama sıcaklık değerlerinin 4.2°C (Ardahan) ile 20.6°C (Hatay/İskenderun) arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 32).

261 meteoroloji istasyonuna ait aylık ortalama sıcaklıkların yıllık ortalaması hesaplandığında; 2010 yılı yıllık ortalama 15.26°C ile en sıcak yıl olarak gerçekleşmiştir. Şekil 33a'da Türkiye'de 1991-2020 yılları arası ortalama sıcaklıkların nasıl değiştikleri gösterilmektedir. Aylık ortalama sıcaklığın yılda 0.061°C oranında arttığı bulunmuştur. Küresel hava sıcaklıklarındaki artış eğilimine ilişkin sonuçlar ile karşılaştırıldığında, Türkiye'nin daha hızlı ısındığı görülmektedir. Nitekim küresel ortalama hava sıcaklıkları 1981-2020 döneminde her on yılda 0.18°C artarken (Ulusal Okyanus ve Atmosfer İdaresi, 2021; Güler ve Erhat, 2023), bu değer 1991-2020 dönemi için Türkiye'de 0.61°C/10 yıl'dır. Bu durum Türkiye'nin küresel ortalamanın neredeyse 3 katına yakın bir ısınma eğilimi gösterdiğini ortaya koymaktadır. Ortalama sıcaklıkların olası gidişleri incelendiğinde; 12 istasyon (Gölcük, Eskişehir Havaalanı, Gaziantep Havaalanı, Balıkesir Havaalanı, Erzincan Havaalanı, Amasya Merzifon Havaalanı, Trabzon Havaalanı, İncirlik Havaalanı, Batman, Etimesgut Havaalanı, Bandırma Havaalanı, Van Ferit Melen Havaalanı: azalış) dışında kalan diğer istasyonlarda artışlar gerçekleşmiştir. Türkiye genelinde hesaplanan değişim oranları -0.03°C/yıl (Gölcük) ile 0.1°C/yıl (Afşin) arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 33b).

Türkiye de ortalama sıcaklıkların yıllık mevsimsel ortalaması hesaplandığında; 1991-2020 döneminde ilkbahar mevsimi için yapılan değerlendirmede; Türkiye genelinde ilkbahar mevsiminde

ölçülen ortalama sıcaklık değerlerinin 3.2°C (Kars/Sarıkamış) ile 18.8°C (Hatay/İskenderun) arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 34).

261 meteoroloji istasyonuna ait ilkbahar mevsimine ait aylık ortalama sıcaklıkların yıllık ortalaması hesaplandığında; 2018 yılı ilkbahar mevsimi ortalama 14.66°C ile en sıcak yıl olarak gerçekleşmiştir. İlkbahar mevsiminde, ortalama sıcaklığın yılda 0.065°C oranında arttığı bulunmuştur (Şekil 35a). İlkbahar mevsimi ortalama sıcaklıkların olası gidişleri incelendiğinde; 15 meteoroloji istasyonu haricinde diğer istasyonlarda bir artışın gerçekleştiği görülmektedir. Türkiye genelinde hesaplanan değişim oranları $-0.07^{\circ}\text{C/yıl}$ (Erzincan Havaalanı) ile 0.14°C/yıl (Yüksekova) arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 35b).

1991-2020 döneminde yaz mevsimi için yapılan değerlendirmede; Türkiye genelinde yaz mevsiminde ölçülen ortalama sıcaklık değerlerinin 13.8°C (Bursa/Uludağ) ile 33.3°C (Şırnak/Cizre) arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 36).

261 meteoroloji istasyonuna ait yaz mevsimine ait aylık ortalama sıcaklıkların yıllık ortalaması hesaplandığında; 2010 yılı yaz mevsimi ortalama 24.89°C ile en sıcak yıl olarak gerçekleşmiştir. Yaz mevsiminde, ortalama sıcaklığın yılda 0.052°C oranında arttığı bulunmuştur (Şekil 37a). Yaz mevsimi ortalama sıcaklıkların olası gidişleri incelendiğinde; 4 meteoroloji istasyonu haricinde diğer istasyonlarda bir artışın gerçekleştiği görülmektedir. Türkiye genelinde hesaplanan değişim oranları $-0.04^{\circ}\text{C/yıl}$ (Van Ferit Melen Havaalanı) ile 0.1°C/yıl (Afşin) arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 37b).

1991-2020 döneminde sonbahar mevsimi için yapılan değerlendirmede; Türkiye genelinde sonbahar mevsiminde ölçülen ortalama sıcaklık değerlerinin 6.2°C (Kars/Sarıkamış) ile 23.1°C (Hatay/İskenderun) arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 38).

261 meteoroloji istasyonuna ait sonbahar mevsimine ait aylık ortalama sıcaklıkların yıllık ortalaması hesaplandığında; 2020 yılı sonbahar mevsimi ortalama 17.06°C ile en sıcak yıl olarak gerçekleşmiştir. Sonbahar mevsiminde, ortalama sıcaklığın yılda 0.054°C oranında arttığı bulunmuştur (Şekil 39a). Sonbahar mevsimi ortalama sıcaklıkların olası gidişleri incelendiğinde; 15 meteoroloji istasyonu haricinde diğer istasyonlarda bir artışın gerçekleştiği görülmektedir. Türkiye genelinde hesaplanan değişim oranları $-0.05^{\circ}\text{C/yıl}$ (Eskişehir Havaalanı) ile 0.11°C/yıl (Kadıköy Rıhtım) arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 39b).

1991-2020 döneminde kış mevsimi için yapılan değerlendirmede; Türkiye genelinde kış mevsiminde ölçülen ortalama sıcaklık değerlerinin -8.8°C (Ardahan) ile 13.2°C (Antalya/Alanya) arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 40).

261 meteoroloji istasyonuna ait kış mevsimine ait aylık ortalama sıcaklıkların yıllık ortalaması hesaplandığında; 2010 yılı kış mevsimi ortalama 6.46°C ile en sıcak yıl olarak gerçekleşmiştir. Kış mevsiminde, ortalama sıcaklığın yılda 0.065°C oranında arttığı bulunmuştur (Şekil 41a). Kış mevsimi ortalama sıcaklıkların olası gidişleri incelendiğinde; 5 meteoroloji istasyonu haricinde diğer istasyonlarda bir artışın gerçekleştiği görülmektedir. Türkiye genelinde hesaplanan değişim oranları $-0.06^{\circ}\text{C/yıl}$ (Gölcük) ile 0.15°C/yıl (Yüksekova) arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 41b).

Şekil 42, Türkiye'ye ait bölgelerin yıllık ortalama sıcaklık değerlerini göstermektedir. Akdeniz Bölgesi'nin 1991-2020 dönemlerinde yıllık ortalama sıcaklığına bakıldığında, bu bölgede ortalama sıcaklıkta artış tespit edilmiştir (Şekil 42a). Artan sıcaklık bir yılda $0,057^{\circ}\text{C}$, olarak ifade edilmiştir. Akdeniz Bölgesi genelinde hesaplanan yıllık ortalama sıcaklık değişim oranları $0.031^{\circ}\text{C/yıl}$ (Mut) ile $0.100^{\circ}\text{C/yıl}$ (Afşin) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Şekil 42b'de Doğu Anadolu Bölgesi'nin yıllık ortalama sıcaklığı incelendiğinde, aynı şekilde bir artışın varlığı görülmektedir. Gözlemler sonucunda ortalama sıcaklıkta bir yılda yaklaşık $0,062^{\circ}\text{C}$ 'lik bir artış ortaya çıkmıştır.

Doğu Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan yıllık ortalama sıcaklık değişim oranları (2 istasyonda azalış) $-0.015^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Erzincan Havaalanı) ile $0.099^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Yüksekova) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Şekil 42c'de görüldüğü gibi, Ege Bölgesi'nin 1991-2020 yılları arasındaki ortalama sıcaklığı incelendiğinde, yıllık artış yaklaşık $0,058^{\circ}\text{C}$ olarak ölçülmüştür. Ege Bölgesi genelinde hesaplanan yıllık ortalama sıcaklık değişim oranları $0.001^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (İzmir Adnan Menderes Havaalanı) ile $0.085^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Fethiye) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Şekil 42d'de görüldüğü gibi Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nin yıllık ortalama sıcaklığı, sıcaklıkta artışın varlığını göstermektedir. Sıcaklık artışı yaklaşık yılda $0,048^{\circ}\text{C}$ olarak hesaplanmaktadır. Güneydoğu Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan yıllık ortalama sıcaklık değişim oranları (3 istasyonda azalış) $-0.024^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Gaziantep Havaalanı) ile $0.073^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Siirt) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Ayrıca, Şekil 42e'de İç Anadolu Bölgesi'ndeki sıcaklık değişimleri gösterilmektedir. Yıllık artış $0,066^{\circ}\text{C}$ 'dir. İç Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan yıllık ortalama sıcaklık değişim oranları (2 istasyonda azalış) $-0.025^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Eskişehir Havaalanı) ile $0.096^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Boğazlıyan) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Şekil 42f'de sunulduğu gibi, Karadeniz Bölgesi'nde yılda yaklaşık $0,064^{\circ}\text{C}$ değerinde artış belirlenmiştir. Karadeniz Bölgesi genelinde hesaplanan yıllık ortalama sıcaklık değişim oranları (2 istasyonda azalış) $-0.012^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Merzifon Havaalanı) ile $0.088^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Bayburt) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Son olarak, Şekil 42g'de Marmara Bölgesi'nde de yıllık ortalama sıcaklıkta bir artış vardır. Marmara Bölgesi'ndeki sıcaklık değişimi yılda $0,063^{\circ}\text{C}$ 'dir. Marmara Bölgesi genelinde hesaplanan yıllık ortalama sıcaklık değişim oranları (3 istasyonda azalış) $-0.033^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Gölcük) ile $0.099^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Kadıköy) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Bu bilgiler ışığında en yüksek sıcaklık artışı İç Anadolu Bölgesi'nde yaşanırken, en az sıcaklık artışının yaşandığı bölge ise Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde olmuştur.

Her bölge için ilkbahar mevsiminde ortalama sıcaklıkların görselleştirilmesi Şekil 3.41'te açıkça görülmektedir. Şekil 43a'ya göre Akdeniz Bölgesi'ndeki artış yılda $0,066^{\circ}\text{C}$ olarak bulunmuştur. Akdeniz Bölgesi genelinde hesaplanan ilkbahar mevsimi ortalama sıcaklık değişim oranları $0.043^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Erdemli) ile $0.096^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Alanya) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Başka bir analiz sonucu Şekil 43b'ye göre, Doğu Anadolu Bölgesi'nde yılda yaklaşık $0,070^{\circ}\text{C}$ olarak ortaya çıkmaktadır. Doğu Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan ilkbahar mevsimi ortalama sıcaklık değişim oranları (3 istasyonda azalış) $-0.067^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Erzincan Havaalanı) ile $0.138^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Yüksekova) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Ege Bölgesi'nde yapılan incelemede yılda $0,073^{\circ}\text{C}$ 'lik artışlar tespit edilmiştir. Ege Bölgesi genelinde hesaplanan ilkbahar mevsimi ortalama sıcaklık değişim oranları (1 istasyonda azalış) $-0.014^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (İzmir Adnan Menderes Havaalanı) ile $0.097^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Fethiye) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Şekil 43c incelendiğinde, Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde de yılda $0,052^{\circ}\text{C}$ 'lik artışlar olmuştur. Güneydoğu Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan ilkbahar mevsimi ortalama sıcaklık değişim oranları (3 istasyonda azalış) $-0.035^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Gaziantep Havaalanı) ile $0.082^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Ceylanpınar) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). İç Anadolu Bölgesi'ne ait doğrusal regresyon uygulanmasıyla elde edilen sonuçlar Şekil 43d'de verilmiştir. Şekil 43e yorumlanacak olursa sıcaklık değişimleri yılda $0,063^{\circ}\text{C}$ olarak gerçekleşmiştir. İç Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan ilkbahar mevsimi ortalama sıcaklık değişim oranları (3 istasyonda azalış) $-0.064^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Eskişehir Havaalanı) ile $0.088^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Polatlı) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Karadeniz Bölgesi'nin analizinden elde edilen sonuçlar, Şekil 43f'de bir yıl için $0,054^{\circ}\text{C}$ 'lik bir artış olduğunu göstermektedir. Karadeniz Bölgesi genelinde hesaplanan ilkbahar mevsimi ortalama sıcaklık değişim oranları (2 istasyonda azalış) $-0.057^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Merzifon Havaalanı) ile $0.092^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Bayburt) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). İlkbahar mevsimindeki son analiz Şekil 43g'de verilmiştir. Marmara Bölgesi'nde de yılda $0,071^{\circ}\text{C}$ 'lik bir artış vardır. Marmara Bölgesi genelinde hesaplanan ilkbahar mevsimi ortalama sıcaklık değişim oranları (3 istasyonda azalış) $-0.045^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Gölcük) ile $0.108^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ (Bozcaada) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Sonuç olarak, ilkbahar mevsiminde en yüksek sıcaklık artışına sahip bölgenin Ege Bölgesi olduğu

görülmektedir. Ayrıca, Güneydoğu Anadolu Bölgesi en düşük sıcaklık artışına sahip bölge olarak belirlenmiştir.

Akdeniz Bölgesi'nde yaz mevsimi ortalama sıcaklık artışı yılda $0,045^{\circ}\text{C}$ olarak tespit edilmiş ve Şekil 44a'da görülmektedir. Akdeniz Bölgesi genelinde hesaplanan yaz mevsimi ortalama sıcaklık değişim oranları $0.002^{\circ}\text{C/yıl}$ (Uluborlu) ile $0.100^{\circ}\text{C/yıl}$ (Afşin) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Şekil 44b'den anlaşılabileceği üzere, Doğu Anadolu Bölgesi'ndeki sıcaklık artışı yılda $0,048^{\circ}\text{C}$ olarak ortaya çıkmaktadır. Doğu Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan yaz mevsimi ortalama sıcaklık değişim oranları (2 istasyonda azalış) $-0.040^{\circ}\text{C/yıl}$ (Van Ferit Melen Havaalanı) ile $0.099^{\circ}\text{C/yıl}$ (Malatya) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Ege Bölgesi'ne ait bir diğer gözlem de, Şekil 44c'de görüldüğü gibi, yılda yaklaşık $0,046^{\circ}\text{C}$ miktarında artış göstermiştir. Ege Bölgesi genelinde hesaplanan yaz mevsimi ortalama sıcaklık değişim oranları $0.017^{\circ}\text{C/yıl}$ (Manisa) ile $0.090^{\circ}\text{C/yıl}$ (Fethiye) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nin yaz mevsimindeki ortalama sıcaklığı uzun zaman dilimleri için de gözlenmiştir. Şekil 44d'de görüldüğü gibi sonuçlar bir yılda $0,040^{\circ}\text{C}$ 'lik bir artış olduğunu göstermektedir. Güneydoğu Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan yaz mevsimi ortalama sıcaklık değişim oranları (1 istasyonda azalış) $-0,012^{\circ}\text{C/yıl}$ (Batman) ile $0.088^{\circ}\text{C/yıl}$ (Nusaybin) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Şekil 44e'den İç Anadolu Bölgesi'nin ortalama sıcaklığı görülmektedir. Sıcaklık değişiminin bir yılda $0,057^{\circ}\text{C}$ arttığı bulunurken, İç Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan yaz mevsimi ortalama sıcaklık değişim oranları (1 istasyonda azalış) $-0.022^{\circ}\text{C/yıl}$ (Eskişehir Havaalanı) ile $0.097^{\circ}\text{C/yıl}$ (Boğazlıyan) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Şekil 44f'de görüldüğü gibi Karadeniz Bölgesi'nin yaz mevsimi sıcaklığı göz önüne alındığında bir yılda yaklaşık $0,063^{\circ}\text{C}$ 'lik bir artış belirlenmiştir. Karadeniz Bölgesi genelinde hesaplanan yaz mevsimi ortalama sıcaklık değişim oranları $0.019^{\circ}\text{C/yıl}$ (Merzifon Havaalanı) ile $0.092^{\circ}\text{C/yıl}$ (İnebolu) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Son hesaplama, Şekil 44g'den yorumlanabileceği gibi Marmara Bölgesi'nde bir yılda $0,058^{\circ}\text{C}$ 'lik bir artış olduğunu göstermektedir. Marmara Bölgesi genelinde hesaplanan yaz mevsimi ortalama sıcaklık değişim oranları $0.013^{\circ}\text{C/yıl}$ (Lüleburgaz) ile $0.091^{\circ}\text{C/yıl}$ (Sakarya) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Bu sonuçlara göre, yaz mevsiminde sıcaklık artışının en fazla olduğu bölge Karadeniz Bölgesi, en düşük olduğu bölge ise Güneydoğu Anadolu Bölgesi olarak belirlenmiştir.

Şekil 45a'da görüldüğü gibi Akdeniz Bölgesi'nde sonbahar mevsimi ortalama sıcaklık artışı yılda $0,056^{\circ}\text{C}$ olarak belirlenmiştir. Akdeniz Bölgesi genelinde hesaplanan sonbahar mevsimi ortalama sıcaklık değişim oranları $0.029^{\circ}\text{C/yıl}$ (Antakya) ile $0.091^{\circ}\text{C/yıl}$ (Afşin) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Şekil 45b'den de anlaşılabileceği üzere Doğu Anadolu Bölgesi'nde sıcaklık artışı yılda $0,046^{\circ}\text{C}$ olarak belirlenmiştir. Doğu Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan sonbahar mevsimi ortalama sıcaklık değişim oranları (4 istasyonda azalış) $-0.030^{\circ}\text{C/yıl}$ (Van Ferit Melen Havaalanı) ile $0.086^{\circ}\text{C/yıl}$ (Elazığ Bölge) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Şekil 45c'de Ege Bölgesi sıcaklık değerleri incelendiğinde yılda $0,057^{\circ}\text{C}$ 'lik miktarda sıcaklık artışı ortaya çıkmıştır. Ege Bölgesi genelinde hesaplanan sonbahar mevsimi ortalama sıcaklık değişim oranları (1 istasyonda azalış) $-0.001^{\circ}\text{C/yıl}$ (İzmir Adnan Menderes Havaalanı) ile $0.095^{\circ}\text{C/yıl}$ (Fethiye) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nin sonbahar mevsimindeki sıcaklığı Şekil 45d'de sunulmaktadır. Sıcaklık artışı yılda $0,045^{\circ}\text{C}$ olarak görülmektedir. Güneydoğu Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan sonbahar mevsimi ortalama sıcaklık değişim oranları (3 istasyonda azalış) $-0.029^{\circ}\text{C/yıl}$ (Gaziantep Havaalanı) ile $0.087^{\circ}\text{C/yıl}$ (Ceylanpınar) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Şekil 45e incelendiğinde İç Anadolu Bölgesi değerlendirmeleri yılda $0,054^{\circ}\text{C}$ artış olduğunu göstermektedir. İç Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan sonbahar mevsimi ortalama sıcaklık değişim oranları (3 istasyonda azalış) $-0.054^{\circ}\text{C/yıl}$ (Eskişehir Havaalanı) ile $0.088^{\circ}\text{C/yıl}$ (Boğazlıyan) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Karadeniz Bölgesi'nin ortalama sıcaklığı da Şekil 45f'de açıkça görüldüğü gibi yılda yaklaşık $0,062^{\circ}\text{C}$ artmaktadır. Karadeniz Bölgesi genelinde hesaplanan sonbahar mevsimi ortalama sıcaklık değişim oranları (1 istasyonda azalış) -

0.030°C/yıl (Merzifon Havaalanı) ile 0.090°C/yıl (İnebolu) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Ayrıca, Marmara Bölgesi'nde sonbahar sıcaklık artışı yılda 0,060°C olarak incelenmiş ve Şekil 45g'de sunulmuştur. Marmara Bölgesi genelinde hesaplanan sonbahar mevsimi ortalama sıcaklık değişim oranları (3 istasyonda azalış) -0.021°C/yıl (Balıkesir Havaalanı) ile 0.115°C/yıl (Kadıköy) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Bu bulgulardan, en yüksek sıcaklık artışının Marmara Bölgesi'nde meydana geldiği sonucu çıkarılmaktadır. Güneydoğu Anadolu Bölgesi ise sonbaharda en düşük sıcaklık artışına sahiptir.

Şekil 46a'da görüldüğü gibi Akdeniz Bölgesi'nde yılda 0,054°C değerinde sıcaklık artışı meydana gelmiştir. Akdeniz Bölgesi genelinde hesaplanan kış mevsimi ortalama sıcaklık değişim oranları 0.032°C/yıl (Antakya) ile 0.122°C/yıl (Afşin) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Şekil 46b'de Doğu Anadolu Bölgesi'nin incelenmesi sonucunda ise sonuçlar yaklaşık olarak yılda 0,078°C olarak bulunmuştur. Doğu Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan kış mevsimi ortalama sıcaklık değişim oranları 0.023°C/yıl (Doğubeyazıt) ile 0.150°C/yıl (Yüksekova) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Ege Bölgesi'ne ait inceleme ise Şekil 46c'de yılda 0,051°C değerinde sıcaklık artışı olduğunu vurgulamaktadır. Ege Bölgesi genelinde hesaplanan kış mevsimi ortalama sıcaklık değişim oranları 0.003°C/yıl (İzmir Adnan Menderes Havaalanı) ile 0.108°C/yıl (Bolvadin) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nin sıcaklık artışı yılda 0,052°C olarak hesaplanmıştır. Güneydoğu Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan kış mevsimi ortalama sıcaklık değişim oranları (2 istasyonda azalış) -0.025°C/yıl (Gaziantep Havaalanı) ile 0.085°C/yıl (Mardin) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). İç Anadolu Bölgesi'nin analizi yılda 0,084°C değerinde bir artış olduğunu kanıtlamaktadır. İç Anadolu Bölgesi genelinde hesaplanan kış mevsimi ortalama m sıcaklık değişim oranları 0.038°C/yıl (Nallıhan) ile 0.124°C/yıl (Keskin) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Karadeniz Bölgesi'nde de yılda yaklaşık 0,069°C'lik bir artış vardır. Karadeniz Bölgesi genelinde hesaplanan kış mevsimi ortalama sıcaklık değişim oranları (1 istasyonda azalış) -0.022°C/yıl (Trabzon Havaalanı) ile 0.113°C/yıl (Şebinkarahisar) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Son olarak, Marmara Bölgesi'nin ortalama sıcaklığı yılda yaklaşık 0,053°C olarak belirlenmiştir. Marmara Bölgesi genelinde hesaplanan kış mevsimi ortalama sıcaklık değişim oranları (2 istasyonda azalış) -0.061°C/yıl (Gölcük) ile 0.115°C/yıl (Sakarya) arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 3). Bu nedenle, kış mevsiminde en yüksek sıcaklık artışı İç Anadolu Bölgesi'nde görülürken, en düşük sıcaklık artışı Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde ortaya maktadır.

4. SONUÇ VE TARTIŞMA

Türkiye'de yıllık ortalama sıcaklıktaki gözlenen eğilimler, 1950 yılından bu yana insan kaynaklı iklim değişikliğinin iklim sistemi üzerindeki etkilerinin önemli bir göstergesidir. Bu hızlı ısınma eğiliminden insan kaynaklı faaliyetler, özellikle hızla artan sera gazı emisyonları ve arazi kullanımındaki değişiklikler büyük ölçüde sorumludur. İklim değişikliğinin ciddi çevresel, ekonomik ve toplumsal etkilerini önlemek için, Birleşmiş Milletler İklim Değişikliği Çerçeve Sözleşmesi'ne (UNFCCC) imza atan tüm ülkeler, 2015 Paris Anlaşması'nda küresel sıcaklık artışını uzun vadede Sanayi Devrimi öncesi seviyesinin 2°C altında sınırlamayı hedeflemişlerdir. Ancak Avrupa ve Türkiye'nin de içinde bulunduğu Akdeniz havzasındaki kara alanlarında son on yılda yıllık ortalama sıcaklığın, Sanayi Devrimi öncesi döneme göre 1.94 ile 2.01°C daha yüksek olması, Paris Anlaşması ile uyumlu olabilecek maksimum 2°C'lik artış hedefinin ötesinde bir ısınmanın gerçekleştiğini göstermektedir (Güler & Erhat, 2023).

Bu çalışma, Türkiye üzerindeki küresel sıcaklık artışı etkileriyle ilgili önemli sonuçlar ortaya koymaktadır. Her bölgenin yıllık ve mevsimlik ortalama sıcaklığı belirlenerek, ortalama sıcaklıklardaki maksimum ve minimum artışlar ortaya çıkarılmıştır. Böylece, iklim değişikliğinden en çok etkilenen ve değişikliklerin en fazla ve en az olduğu bölgeler bulunmuştur.

Türkiye genelinde eksiksiz veriye sahip meteoroloji istasyonlarının 1991-2020 yılları arasındaki 30 yıllık döneme ait 244 (maksimum), 243 (minimum) ve 261 (ortalama) sıcaklık verileri Meteoroloji Genel Müdürlüğü'nden elde edilerek, her bir istasyon için ayrı ayrı dört mevsim ve yıllık olmak üzere doğrusal regresyon analizi birim zamandaki değişim miktarını araştırmak amacıyla kullanılmıştır.

Türkiye'nin içinde yer aldığı Akdeniz Havzası'ndaki yıllık ortalama hava sıcaklıkları, Sanayi Devrimi'nden (1861-1890) bu yana yaklaşık 1.5°C ($0.050^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$) artmıştır (MedECC, 2020). Bu durum yapılan çok sayıdaki çalışmanın sonuçları ile uyumlu olarak, Türkiye'nin dünyada en hızlı ısınan alanlardan biri olduğunu göstermektedir (Guiot & Cramer, 2016; Lionello & Scarascia, 2018; Güler & Erhat, 2023). 1991-2020 periyodu için yapmış olduğumuz çalışmanın sonuçları incelediğinde yıllık ortalama hava sıcaklıkları 1861-1890 dönemi için yapılan çalışmanın sonuçları ile uyumlu olarak Türkiye'de $0.061^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında artış gösteren alanlar olarak karşımıza çıkmaktadır.

Çalışmada yapılan maksimum sıcaklıkların trend analizi sonuçlarına göre genel olarak bir artışın gerçekleştiği görülmektedir. Türkiye'deki tüm istasyonların yıllık ortalama maksimum sıcaklığının $0.074^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında arttığı bulunmuştur. İlkbahar mevsiminde, maksimum sıcaklığın Cide istasyonu haricinde ($-0.004^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında azalış) diğer istasyonlarda görülen artışın yılda $0.087^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında gerçekleştiği görülmektedir. Yaz mevsiminde, maksimum sıcaklığın Birecik istasyonu haricinde ($-0.002^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında azalış) diğer istasyonlarda $0.062^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında arttığı bulunmuştur. Sonbahar mevsiminde, maksimum sıcaklığın Doğubeyazıt istasyonu haricinde ($-0.02^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında azalış) diğer istasyonlarda $0.064^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında arttığı bulunmuştur. Kış mevsiminde, maksimum sıcaklığın tüm istasyonlarda $0.075^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında arttığı bulunmuştur. İlkbahar mevsiminde artış miktarının en yüksek oranda $0,087^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ görülmesi maksimum sıcaklıklarda gelecek dönemlerde özellikle ilkbahar mevsiminde pik değerler görüleceğini düşündürmektedir. Ayrıca yapılan analizlerde incelenen istasyonların neredeyse tamamında belirtilen noktalarda artış trendi saptanması bugüne kadar ölçülen maksimum sıcaklık değerlerinin gelecek dönemlerde daha da yüksek değerler ölçülebileceğini göstermektedir.

Türkiye'deki istasyonların yıllık ortalama minimum sıcaklığının Batman istasyonu haricinde ($-0.09^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında azalış) diğer istasyonlarda $0.074^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında arttığı bulunmuştur. İlkbahar mevsiminde, minimum sıcaklığın 3 istasyon haricinde diğer istasyonlarda görülen artışın yılda $0.063^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında gerçekleştiği görülmektedir. Yaz mevsiminde, minimum sıcaklığın 6 istasyon haricinde diğer istasyonlarda $0.058^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında arttığı bulunmuştur. Sonbahar mevsiminde, minimum sıcaklığın 3 istasyon haricinde diğer istasyonlarda $0.063^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında arttığı bulunmuştur. Kış mevsiminde, minimum sıcaklığın Batman ($-0.04^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında azalış) istasyonu haricinde diğer istasyonlarda $0.068^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında bir artışın gerçekleştiği görülmektedir. Yıllık ortalama minimum sıcaklıklardaki artış miktarının en yüksek oranda $0,074^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ görülmesi genel olarak gelecek dönemler için sıcaklıklarda artış görüleceğini düşündürmektedir. Bununla birlikte en düşük sıcaklık değerlerinde bile neredeyse tüm istasyonlarda artış trendinin belirlenmiş olması gelecek dönemlerde sıcaklıklarda artışların meydana gelebileceğini göstermektedir.

Yıllık ortalama sıcaklıkların trend analizi sonuçları değerlendirildiğinde ise, 12 istasyon dışında kalan diğer istasyonlarda $0.061^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında arttığı bulunmuştur. İlkbahar mevsiminde, ortalama sıcaklığın 15 meteoroloji istasyonu haricinde diğer istasyonlarda $0.065^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında arttığı bulunmuştur. Yaz mevsiminde, ortalama sıcaklığın 4 meteoroloji istasyonu haricinde diğer istasyonlarda $0.052^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında arttığı görülmektedir. Sonbahar mevsiminde, ortalama sıcaklığın 15 meteoroloji istasyonu haricinde diğer istasyonlarda $0.054^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında arttığı bulunmuştur. Kış mevsiminde, ortalama sıcaklığın 5 meteoroloji istasyonu haricinde diğer istasyonlarda $0.065^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ oranında arttığı görülmektedir. Buna dayanarak incelenen istasyonlarda sıcaklıklarda artış trendi olduğunu söylemek mümkündür. İncelenen istasyonların pek çoğunda artış trendinin görülmesi,

Türkiye genelinde gelecek dönemlerde ortalama sıcaklıklarda artışların oluşabileceğini göstermektedir.

Sonuç olarak en yüksek artış oranı yıllık ve tüm mevsimler için maksimum sıcaklık değerlerinde görülmektedir. Bu sonuç iklim değişikliğinin etkisiyle sıcak hava dalgalarında artışların beklendiği tezini doğrulamaktadır. Bunu ilkbahar mevsiminde minimum sıcaklıklardaki yüksek artış oranı izlemektedir.

Türkeş vd. (2000), yapmış olduğu çalışmada; özellikle sıcaklık artışlarından daha çok çölleşme tehdidi altındaki kurak ve yarı kurak bölgelerle yeterli suya sahip olmayan yarı nemli bölgelerin (Güneydoğu, İç Anadolu, Ege ve Akdeniz Bölgeleri) etkileneceğini ifade etmiştir. Ancak yapmış olduğumuz çalışmada sıcaklıkların artış oranına baktığımızda Güneydoğu Anadolu Bölgesinin tüm sıcaklık değerleri için (minimum sıcaklık sonbahar mevsimi dışında) yıllık ve mevsimlik en düşük artış oranına sahip olduğu bulunmuştur.

Kızılelma vd. (2015), İç Anadolu Bölgesi için yapmış oldukları çalışmada maksimum ve minimum sıcaklıkların mevsimlik trendi incelendiğinde, yaz mevsimi sıcaklık artışlarının en belirgin olduğu mevsim durumunda olduğunu bulmuşlardır. Ancak 1991-2020 dönemi için yapmış olduğumuz çalışmada maksimum sıcaklıkların olası gidişleri incelendiğinde İç Anadolu Bölgesi için en yüksek artış trendi $0.097^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ ile kış mevsimine ait olduğu, en düşük artış miktarının ise $0.070^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ ile yaz mevsimine ait olduğu görülmektedir. Minimum ve ortalama sıcaklıkların olası gidişleri incelendiğinde İç Anadolu Bölgesi için en yüksek artış trendi $0.084^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ ile kış mevsimine ait olduğu, en düşük artış miktarının ise minimum sıcaklık için $0.056^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ ve ortalama sıcaklık için $0.054^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$ ile sonbahar mevsiminde olduğu görülmektedir. Kış mevsiminde minimum sıcaklıklardaki en yüksek artış ile beraber maksimum ve ortalama sıcaklıklarda da en yüksek artış gerçekleşmektedir. Bu durum, İç Anadolu Bölgesinde kış mevsiminin ısınma eğiliminde olduğunu göstermektedir.

Küresel ısınma günlük, aylık ve yıllık maksimum sıcaklıklardaki artıştan çok, minimum sıcaklıklardaki artışı ifade etmektedir (Karaman & Gökalp, 2010). Bundan dolayı yaptığımız çalışmada Türkiye genelinde ölçülmüş olan maksimum ve ortalama sıcaklık eğilimlerine kıyasla minimum sıcaklıklardaki eğilimler çok daha önemlidir. Özellikle minimum sıcaklıklarda Türkiye geneli ($0.068^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$) ile İç Anadolu ($0.084^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$), Karadeniz ($0.076^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$) ve Doğu Anadolu ($0.084^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$) Bölgelerinde kış mevsiminde en yüksek artış oranına sahiptir.

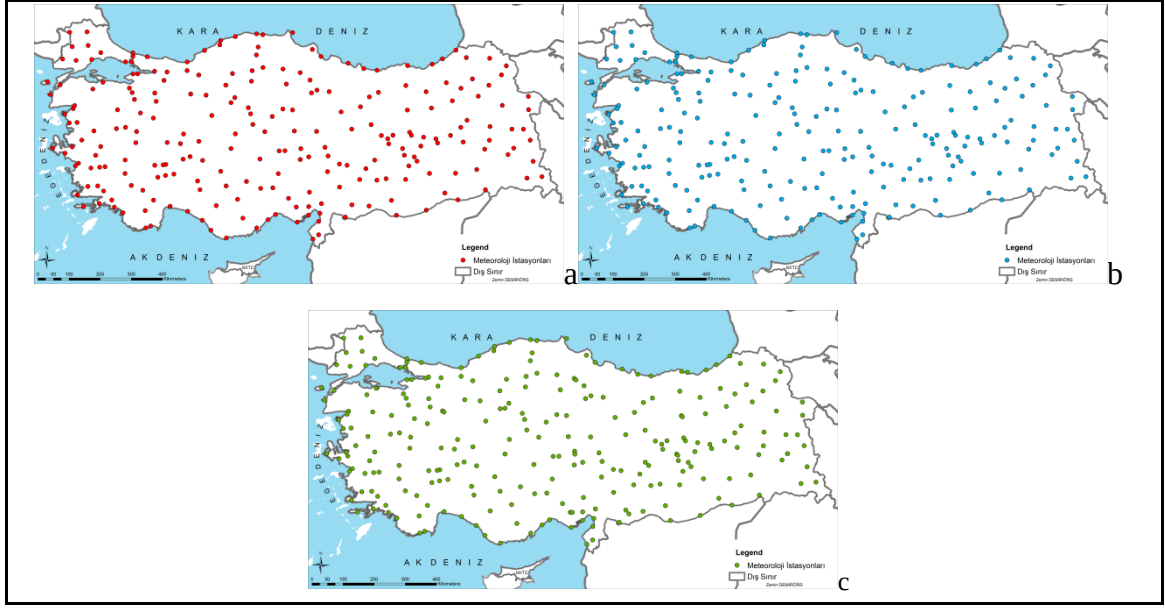
Türkiye'nin de içinde yer aldığı Akdeniz havzasında ortalama hava sıcaklıklarındaki artış eğiliminin devam etmesi durumunda, sıcak ekstremeler ve sıcak hava dalgalarının sıklığı, süresi ve etkilediği alan artarken, zamanlaması değişecektir. Türkiye'de hava sıcaklıklarında küresel ortalamaların da üzerinde gerçekleşen artış eğilimi, içinde bulunduğumuz bu yüzyılda su kaynakları, gıda güvenliği, karasal ve denizel ekosistemler, enerji kaynakları, güvenlik ve insan sağlığı üzerinde oluşturduğu olumsuz etkileri daha da şiddetlendirecektir. Bu nedenle Türkiye'de hava sıcaklıklarında gözlenen kuvvetli artış eğiliminin önüne geçmek için hızla insan kaynaklı iklim değişikliğinin ana sorumlusu olan fosil yakıtlardan vazgeçmesi gerekmektedir (Güler ve Erilat, 2023)

Bu nedenle iklim değişikliği konusunda yapılan çalışmalar artırılmalı ve iklim değişikliğine uyum stratejileri iyi tanımlanmalı ve uygulanmalıdır.

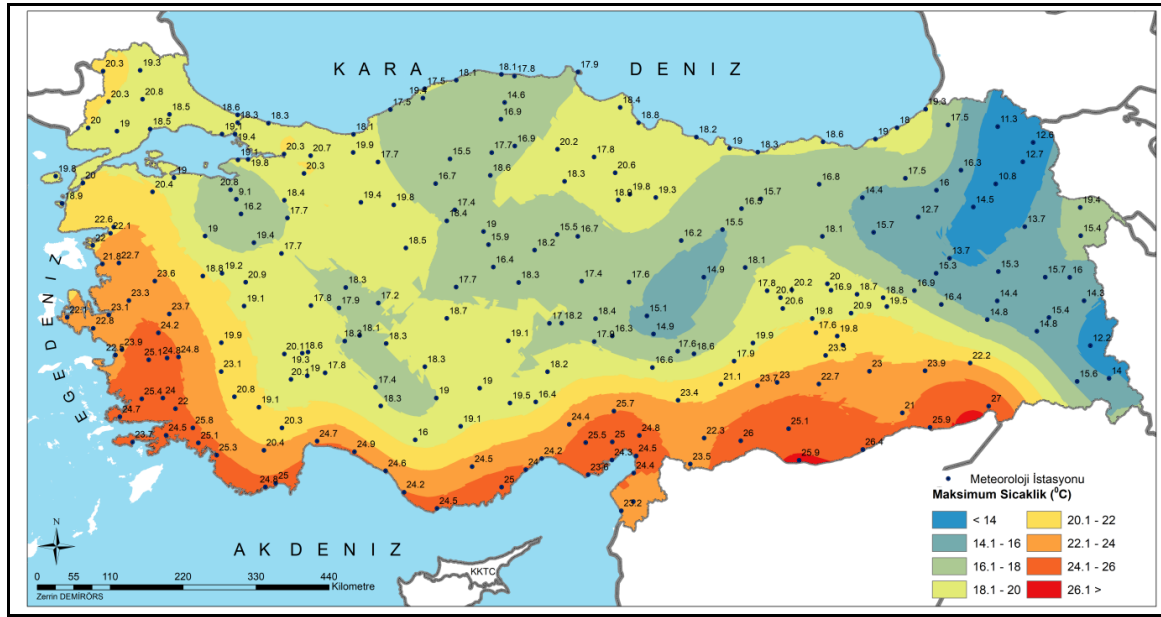
Kaynaklar

- Alexandersson, H. 1986. A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology* 6 (6), 661–675
- Armstrong, M. 1998. *Basic linear geostatistics*. Springer, Berlin.
- Azarin-Molina, C., Vicente-Serrano, S. M., Mcvihar, T. R., Jerez, S., Sanchez-Lorenzo, A., Juan-Lo' Pez-Moreno, I., Revuelto, J., Trigo, R. M., Lopez, Bustins, J. A., Fa'Tima Espi'rito-Santo 2014. Homogenization and assessment of observed near-surface wind speed trends over Spain and Portugal, 1961-2011. *Journal of Climate* 27 (10), 3692–3712.
- Chatterjee, S., Hadi, A. S., & Price, B. 2015. *Regression analysis by example*. New York, NY: John Wiley & Sons Inc
- Demirdöğen, A. 2020). Türkiye’de sıcaklık ve tarım alanlarındaki değişim. *Tarım Ekonomisi Dergisi*, 26 (2), 167-176
- Güler, H. ve Erlat, E. 2023. Türkiye’de 1950-2022 döneminde ortalama hava sıcaklıklarında gözlenen değişim ve eğilimler. *Ege Coğrafya Dergisi*, 32 (1), 1-17.
- Eryılmaz, H. 2010. *Mekansal istatistikte nokta örüntü teknikleri ve bir uygulama*. Doktora Tezi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Anadolu Üniversitesi
- Forsyth, D. 2019. *Applied machine learning*. Cham, Springer.
- Guiot, J. & Cramer, W. 2016. Climate change: The 2015 Paris agreement thresholds and Mediterranean basin ecosystems. *Science*, 354 (6311), 465-468
- Hamilton, L. C. 1992. *Regression with graphics.*, Brooks/Cole
- Hengl, T. 2009. *A practical guide to geostatistical mapping Amsterdam*, The Netherlands: University of Amsterdam
- Kalaycı, Ş. 2017. *SPSS uygulamalı çok değişkenli istatistik teknikleri (5. Baskı)*, Asil yayın, Ankara
- Kang, H. M. & Yusof, F. 2012. Homogeneity tests on daily rainfall series in Peninsular Malaysia. *International Journal Contemporary Math Science*. 7 (1), 9–22.
- Karabulut, M. & Aydın, K. 2019. Türkiye’deki sıcaklıklar (ortalama, maksimum, minimum) ile yükselti ve enlem arasındaki ilişkilerin incelenmesi. B. Gonencgil, T. A. Ertek, I. Akova ve E. Elbasi (Ed.), *1st Istanbul International Geography Congress Proceedings Book (s. 761-770) içinde. İstanbul, Türkiye* University Press. <https://doi.org/10.26650/PB/PS12.2019.002.075>
- Karaman, S. & Gökalp, Z. 2010. Küresel ısınma ve iklim değişikliğinin su kaynakları üzerine etkileri, *Tarım Bilimleri Araştırma Dergisi* 3 (1), 59-66
- Khaliq, M. Naveed & Taha, B. M. J. Ouarda. 2007. On the critical values of the standard normal homogeneity test (SNHT). *International Journal of Climatology* 27 (5), 681–687.
- Kızılelma, Y., Çelik, M. A. ve Karabulut, M. 2015. İç Anadolu Bölgesinde sıcaklık ve yağışların trend analizi. *Türk Coğrafya Dergisi*. 64, 1-10.
- Kotan, B., Erener, A. 2023. PM₁₀, SO₂ hava kirleticilerinin çoklu doğrusal regresyon ve yapay sinir ağları ile sezonsal tahmini. *Geomatik*, 8 (2), 163-179
- Lee, C. F., Chen, H. Y., Lee, J. 2019. *Financial econometrics, mathematics and statistics*, New York, Springer.
- Lionello, P. & Scarascia L. 2018. The relation between climate change in the Mediterranean region and global warming. *Regional Environmental Change*, 18, 1481–1493.
- Lloyd, C. D, 2005. Assessing the effect of integrating elevation data into the estimation of monthly precipitation in Great Britain. *Journal of Hydrology* 308, 128–150
- MedECC 2020. *Climate and Environmental Change in the Mediterranean Basin – Current Situation and Risks for the Future. First Mediterranean Assessment Report* [Cramer, W., Guiot, J., Marini, K. (eds.)] Union for the Mediterranean, Plan Bleu, UNEP/MAP, Marseille, France, 632pp. ISBN: 978-2-9577416-0-1 / DOI: 10.5281/zenodo.7224821
- Mitchell, A. 2005. *The ESRI guide to GIS analysis*. Volume 2, ESRI Press, 2005.
- Namkhai, O. 2019. Meteorolojik mekansal verilerin istatistiksel yöntemler ile analizi: Çatalan Baraj Gölü havzası örneği. *Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi*, Hacettepe Üniversitesi, Ankara
- Samdandorj, M., & Purevdorj, Ts. 2019. Geospatial modeling approaches for mapping topsoil organic carbon stock in northern part of Mongolia. *Proceedings of the Mongolian Academy of Sciences*, 59 (02), 230.
- Scolastika, M., Wardono, Masrukan, Fauzi, F. 2017. The ArcView and GeoDa application in optimization of spatial regression estimate. *Journal of Theoretical and Applied Information Technology*. 95 (6).

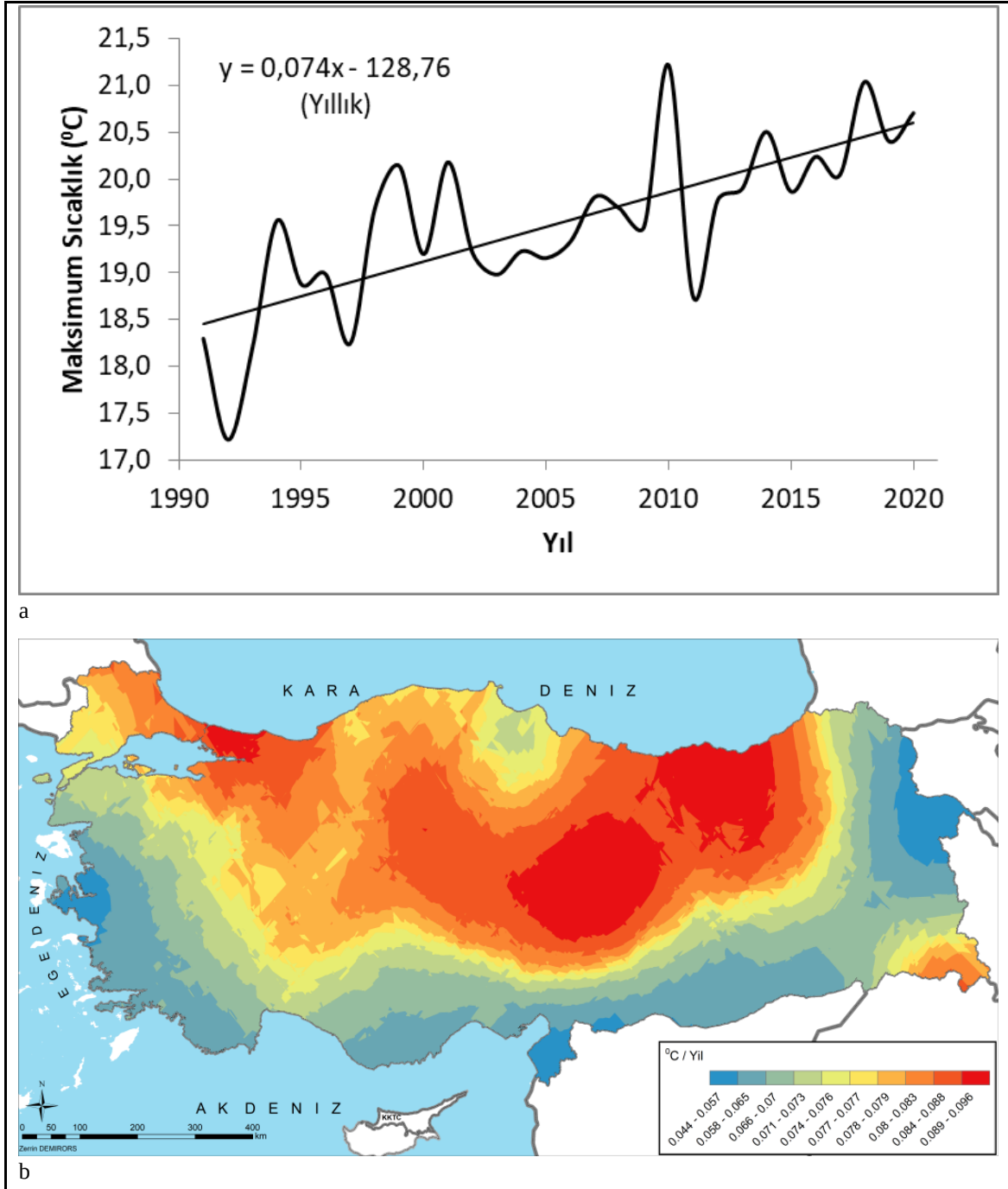
- Şahinler, S. 2000. En küçük kareler yöntemi ile doğrusal regresyon modeli oluşturmanın temel prensipleri. *Mustafa Kemal Üniversitesi Ziraat Fakültesi Dergisi*, 5, 57-73.
- Toprak, M. F., Güngör, O. 2023. Kayseri’de çoklu regresyon ve coğrafi ağırlıklı regresyon yöntemleri ile konutların toplu değerlemesi. *Turk J Remote Sens GIS*, 4 (1), 114-124
- Tuomenvirta, H. 2002. Homogeneity testing and adjustment of climatic time series in Finland. *Geophysica* 38 (1–2), 15–41.
- Türkeş, M., Sümer, U. M., Çetiner, G. 2000. Küresel iklim değişikliği ve olası etkileri. *Çevre Bakanlığı, Birleşmiş Milletler İklim Değişikliği Çerçeve Sözleşmesi Seminer Notları (13 Nisan 2000, İstanbul Sanayi Odası): 7-24, ÇKÖK Gn. Md., Ankara.*
- Wan, Hui, Xiaolan L. Wang & Val R. Swail. 2010. Homogenization and trend analysis of Canadian near-surface wind speeds. *Journal of Climate* 23 (5), 1209– 1225.
- Wooldridge, J. M. 2003. *Introductory econometrics: A modern approach.*, South-Western, Mason, Ohio
- Yılmaz, E. 2021. Türkiye’de rüzgar hızı verilerinin homojenleştirilmesi ve eğilimleri. *DTCF Dergisi* 61 (1), 185-233.
- Zahradníček, P., Rudolf, B., Petr, S., Ladislava, R. 2019. Differences in wind speeds according to measured and homogenized series in the Czech Republic, 1961–2015. *International Journal of Climatology* 39 (1), 235–250.



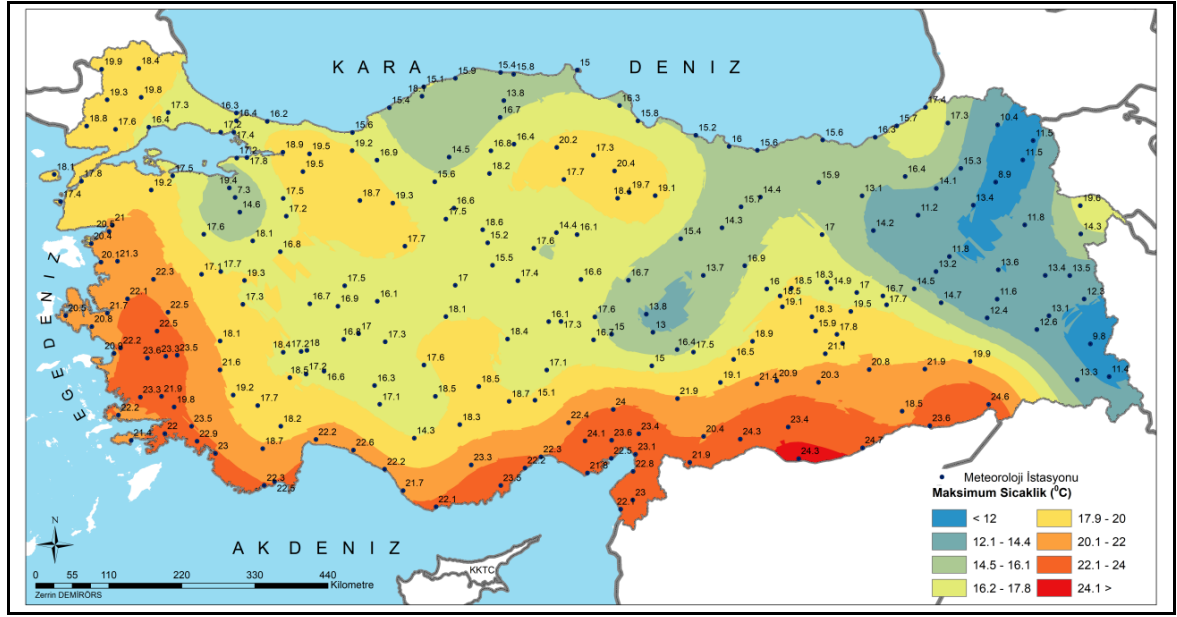
Şekil 1. Meteoroloji istasyonlarının mekânsal dağılımı (a. Maksimum sıcaklık, b. Minimum sıcaklık, c.Ortalama sıcaklık).



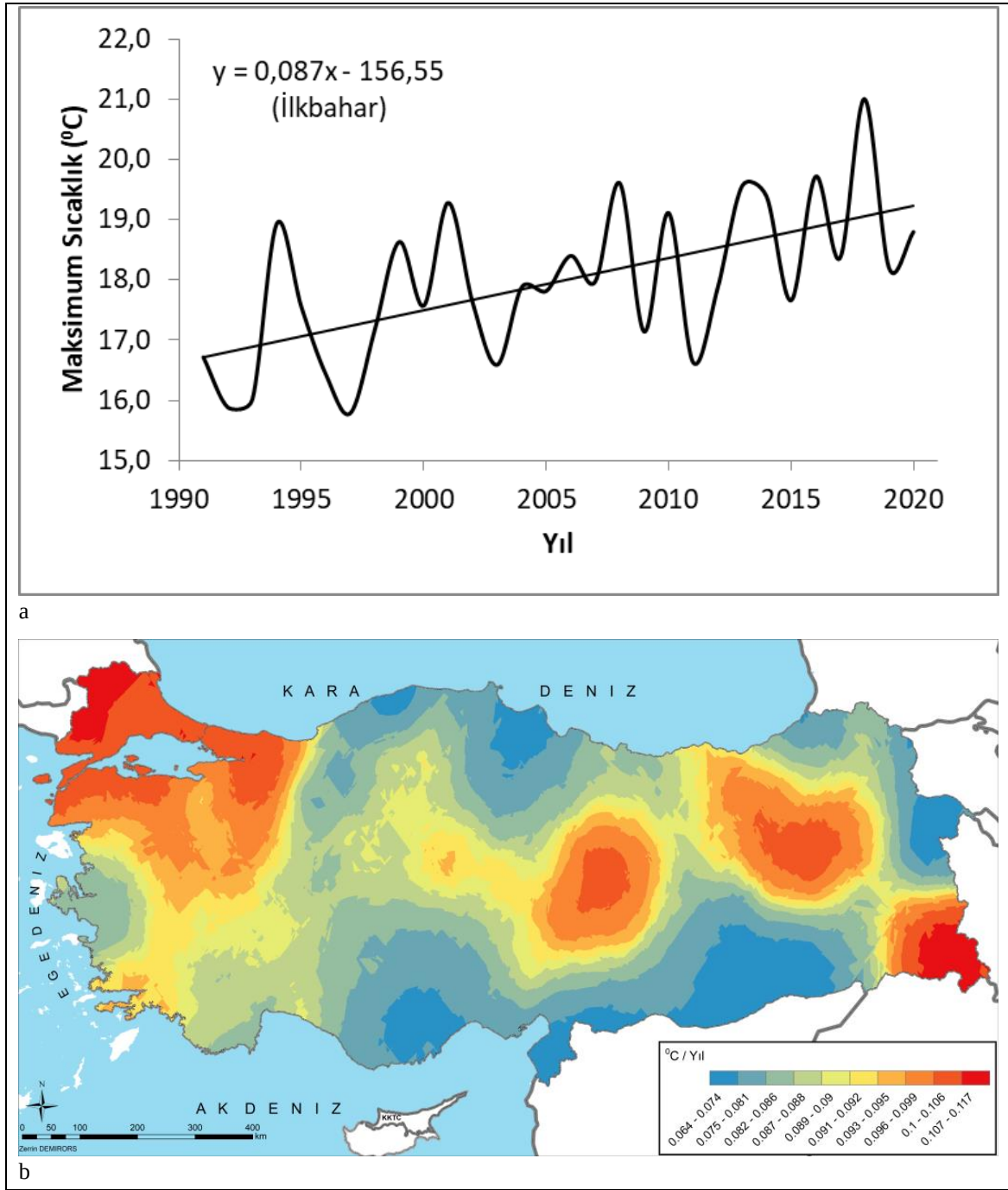
Şekil 2. Uzun yıllar aylık ortalama maksimum sıcaklıkların mekânsal dağılışı (1991-2020).



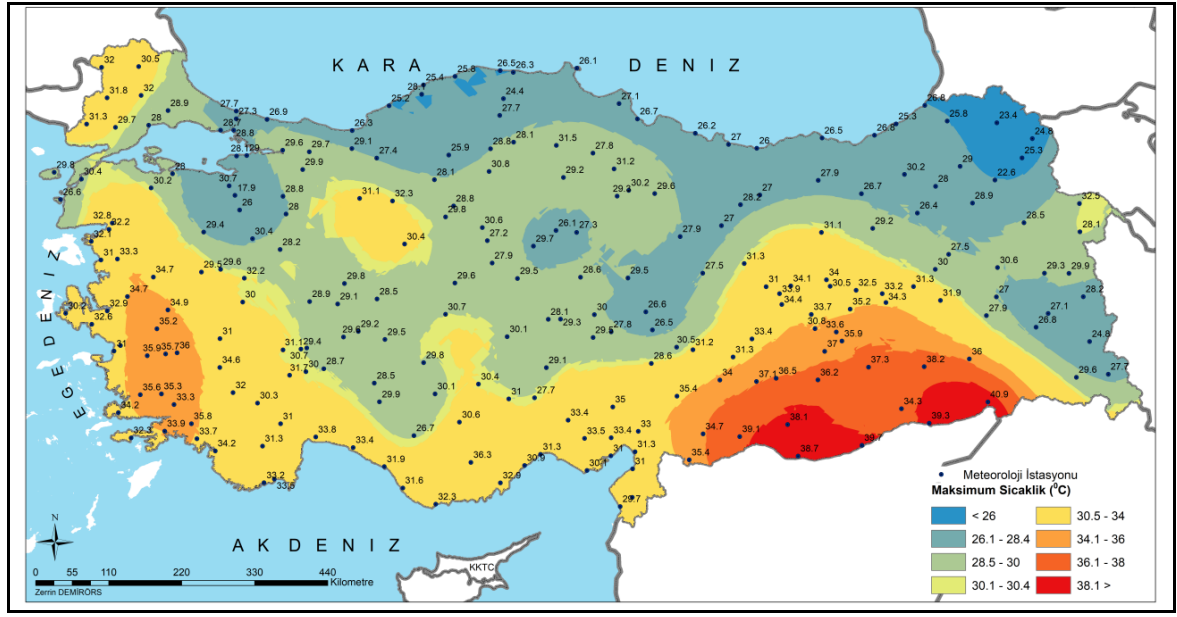
Şekil 3. 1991-2020 periyodu için yıllık ortalama maksimum sıcaklıktaki değişim(a) ve değişen eğilimin jeoistatistiksel dağılımı (b).



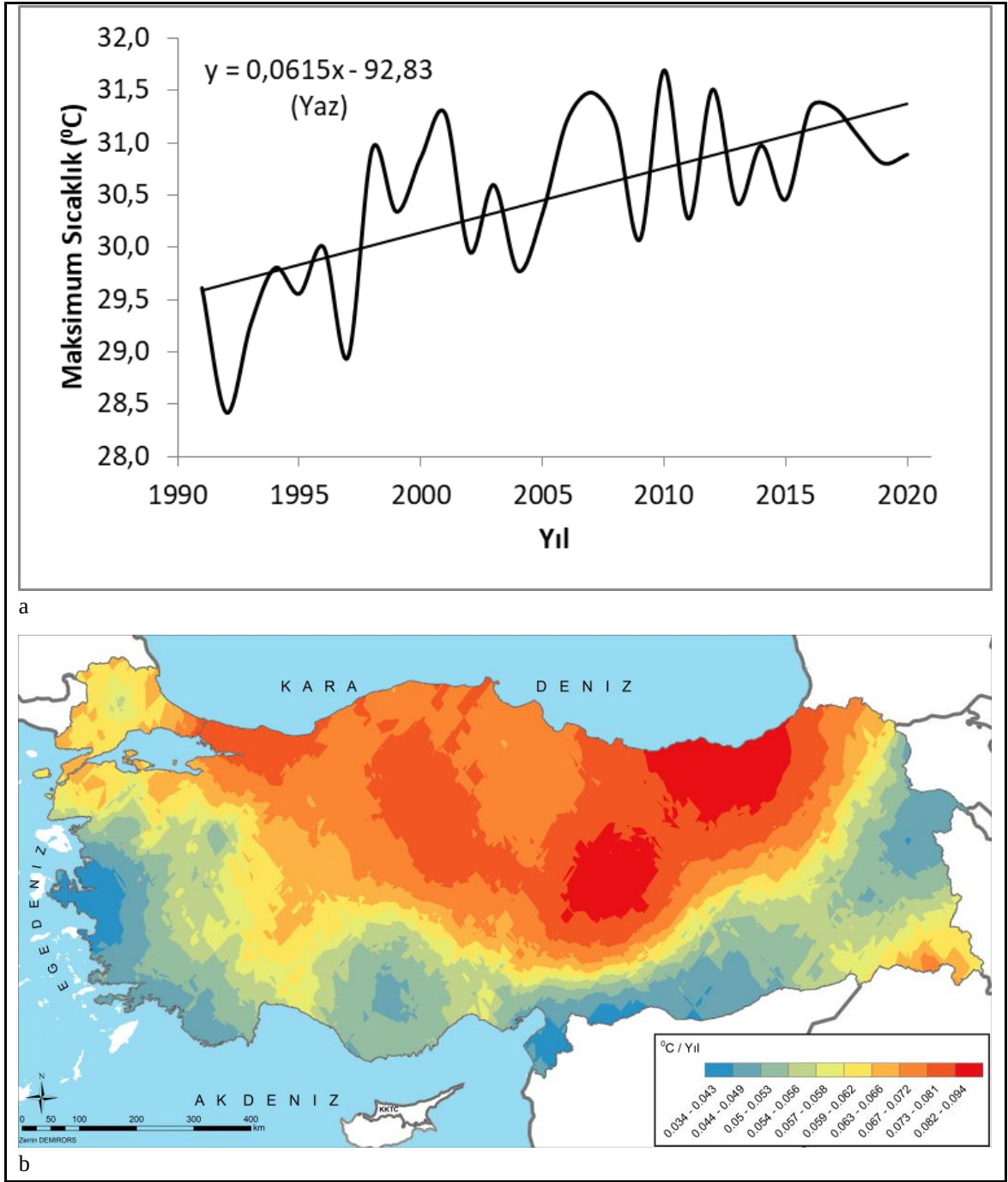
Şekil 4. İlkbahar mevsimi ortalama maksimum sıcaklıkların mekânsal dağılışı (1991-2020).



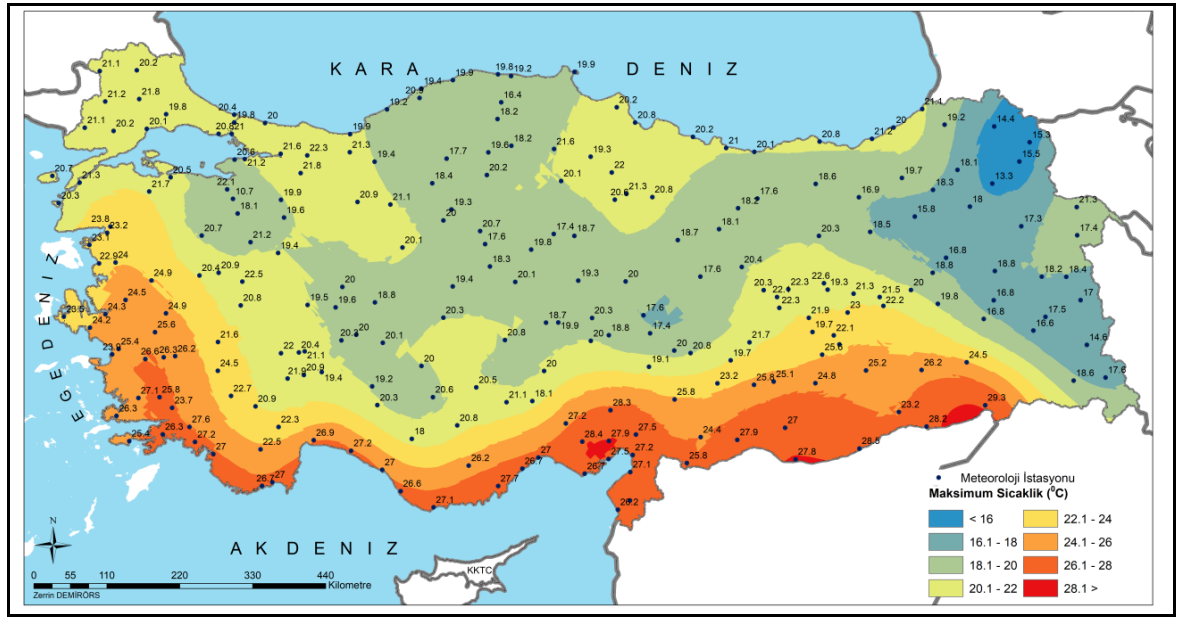
Şekil 5: 1991-2020 periyodu için ilkbahar mevsimi ortalama maksimum sıcaklıktaki değişim(a) ve değişen eğilimin jeostatistiksel dağılımı (b).



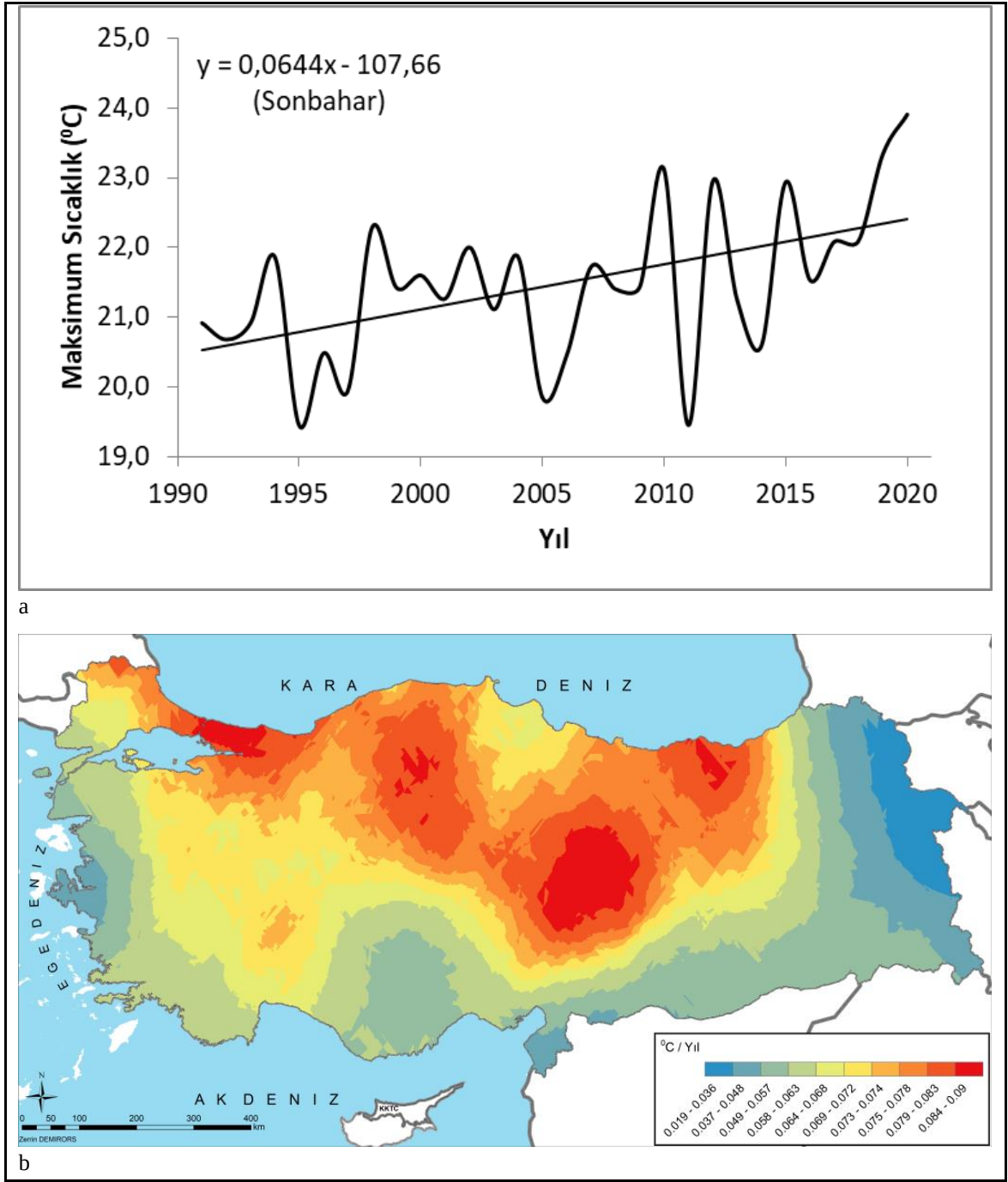
Şekil 6. Yaz mevsimi ortalama maksimum sıcaklıkların mekânsal dağılışı (1991-2020).



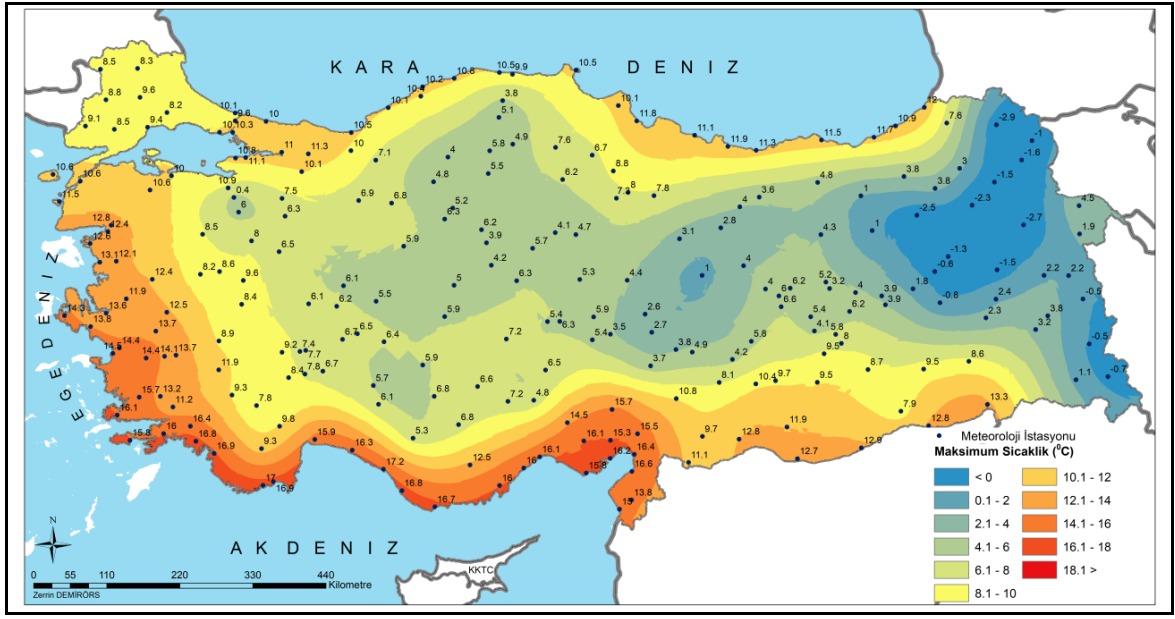
Şekil 7. 1991-2020 periyodu için yaz mevsimi ortalama maksimum sıcaklıktaki değişim(a) ve değişen eğilimin jeostatistiksel dağılımı (b).



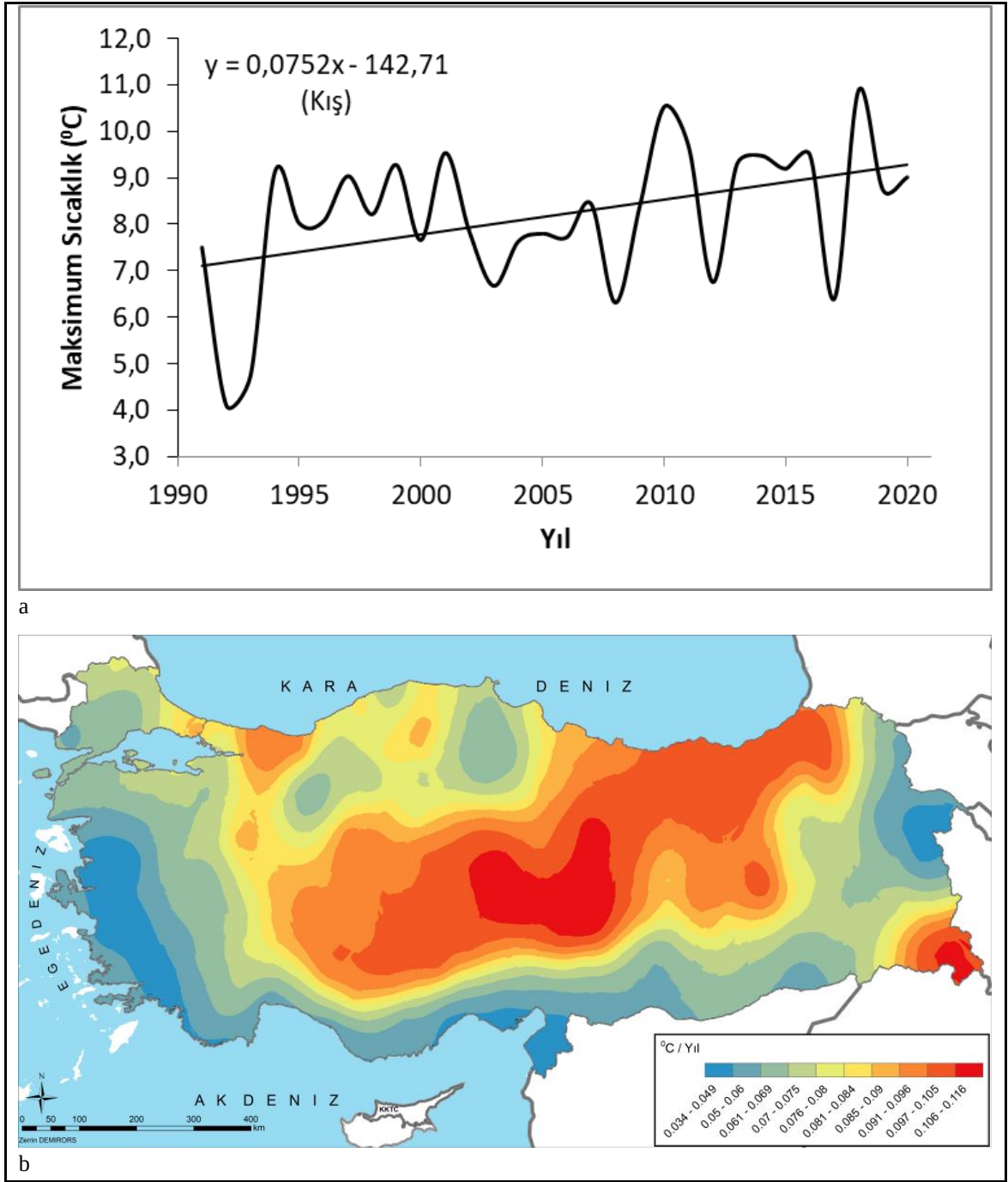
Şekil 8. Sonbahar mevsimi ortalama maksimum sıcaklıkların mekânsal dağılışı (1991-2020).



Şekil 9. 1991-2020 periyodu için sonbahar mevsimi ortalama maksimum sıcaklıktaki değişim (a) ve değişen eğilimin jeostatiksel dağılımı (b).



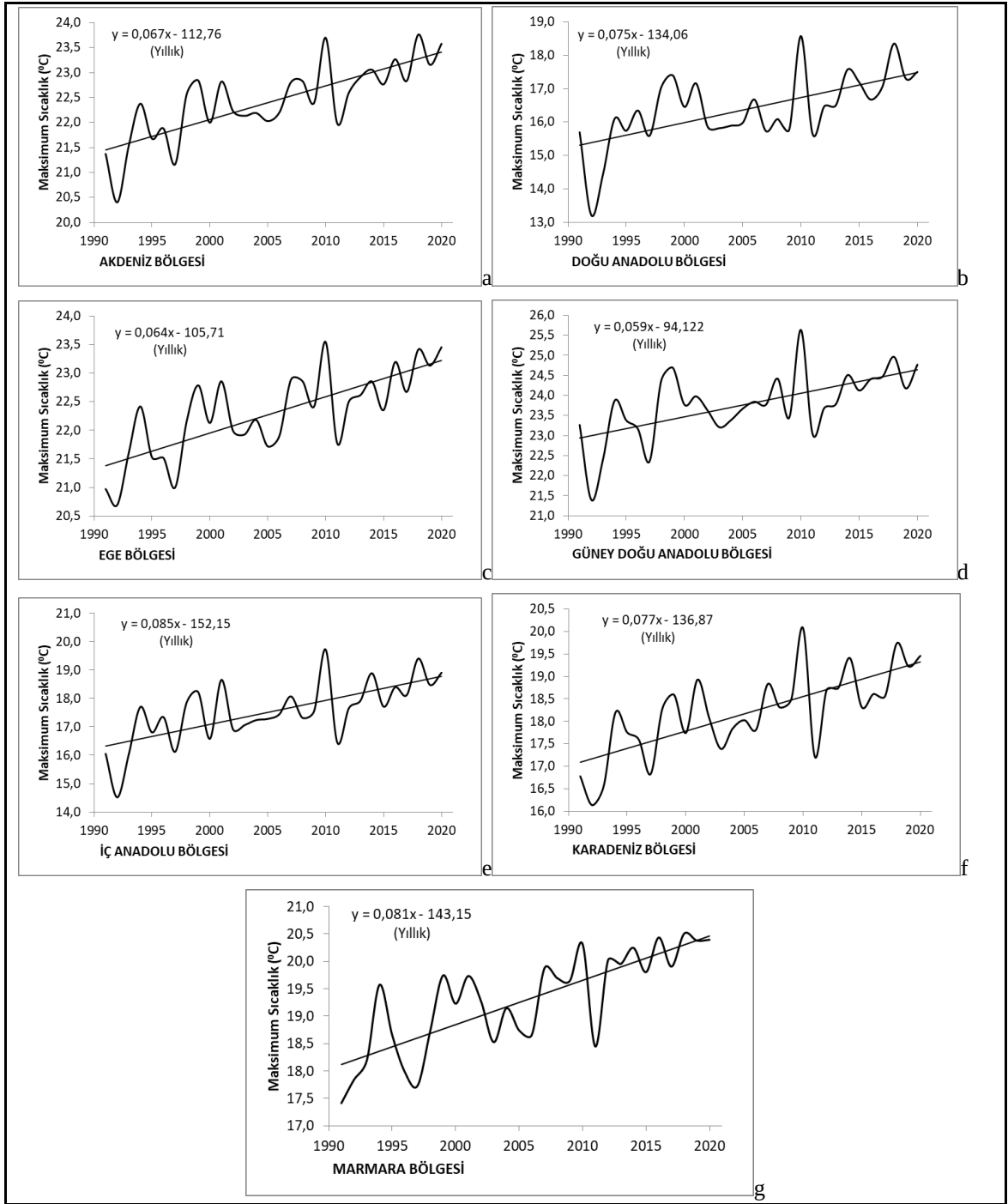
Şekil 10. Kış mevsimi ortalama maksimum sıcaklıkların mekânsal dağılışı (1991-2020).



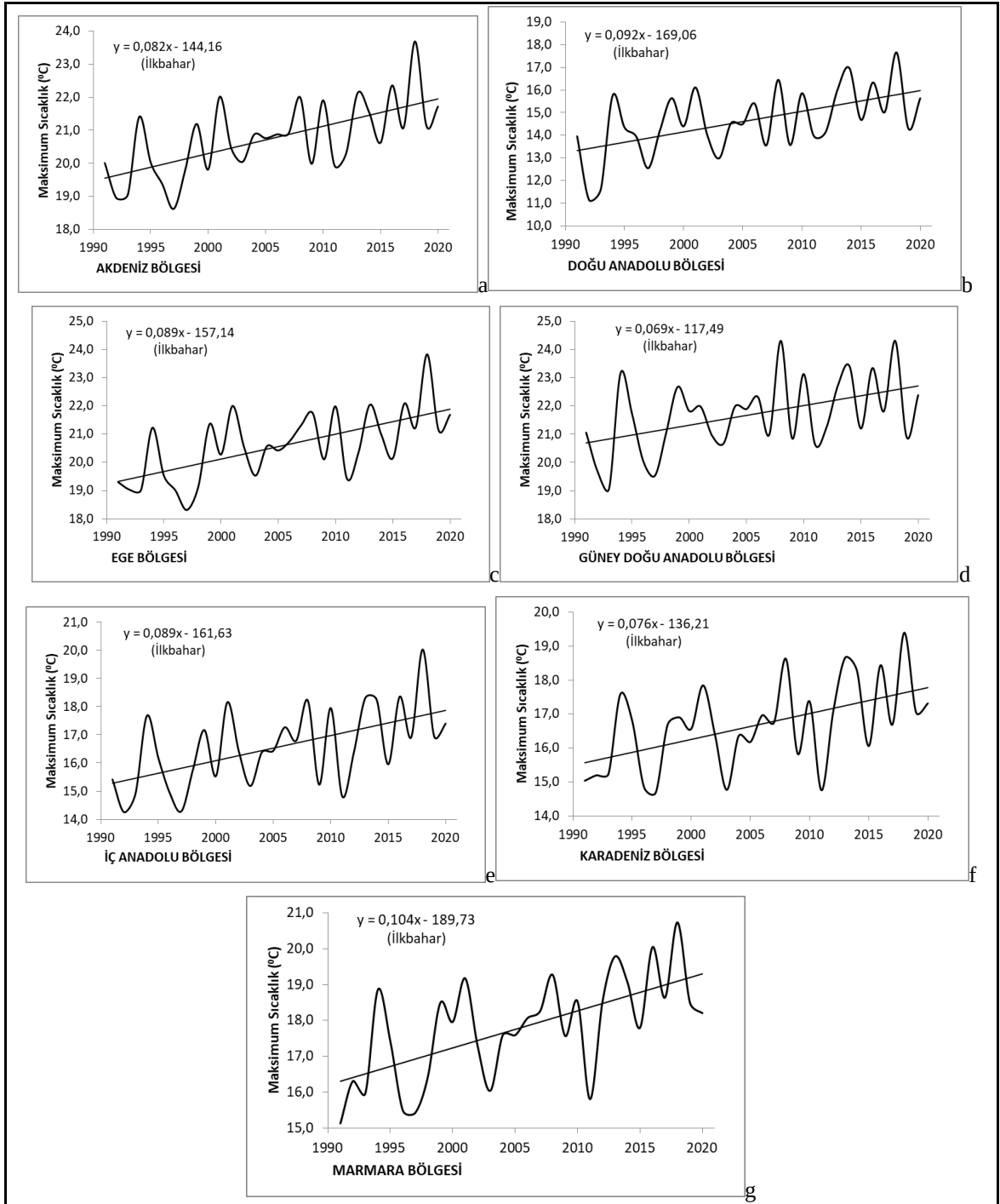
Şekil 11. 1991-2020 periyodu için kış mevsimi ortalama maksimum sıcaklıktaki değişim (a) ve değişen eğilimin jeostatistiksel dağılımı (b).

Tablo 1. 1991-2020 periyodu için yıllık ve tüm mevsimler coğrafi bölgelere göre maksimum sıcaklıkların değişimi.

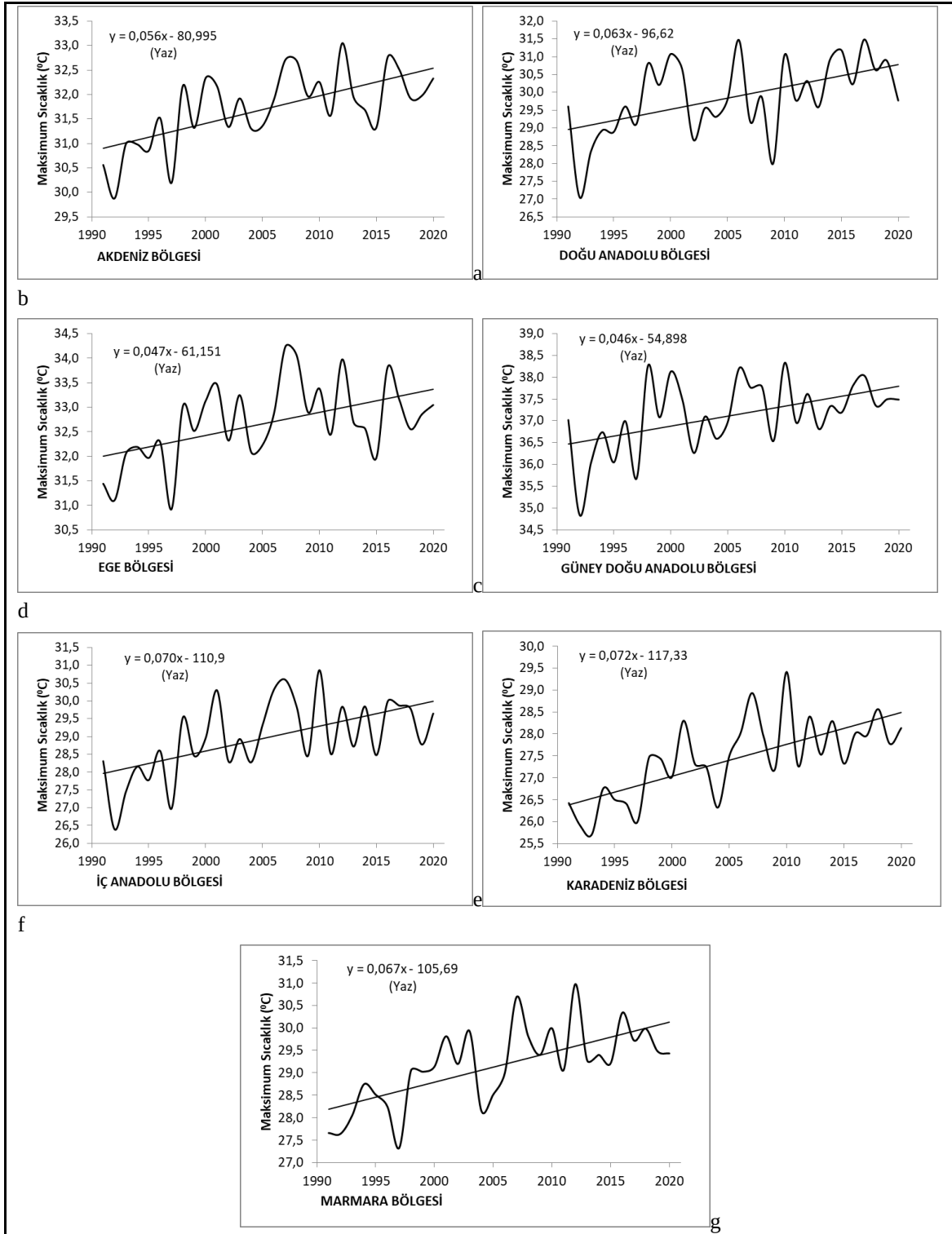
COĞRAFİ BÖLGE	YILLIK		İLKBAHAR		YAZ		SONBAHAR		KİŞ	
	Min Değişim (°C)/Yıl	Max Değişim (°C)/Yıl	Min Değişim (°C)/Yıl	Max Değişim (°C)/Yıl	Min Değişim (°C)/Yıl	Max Değişim (°C)/Yıl	Min Değişim (°C)/Yıl	Max Değişim (°C)/Yıl	Min Değişim (°C)/Yıl	Max Değişim (°C)/Yıl
TÜRKİYE	0,004	0,120	-0,004	0,157	-0,002	0,129	-0,017	0,121	0,001	0,141
	Doğubeyazıt	Bayburt	Cide	Yüksekova	Birecik	Malatya	Doğubeyazıt	Kadıköy	Doğubeyazıt	Genç
İÇ ANADOLU	0,037	0,114	0,044	0,123	0,021	0,116	0,031	0,113	0,026	0,123
	Nallıhan	Boğazlıyan	Nallıhan	Kangal	Karaman	Sarız	Konya Hav.	Çerkeş	Nallıhan	Kayseri Bölge
EGE	0,035	0,095	0,066	0,118	0,004	0,094	0,020	0,105	0,017	0,106
	İzmir Bölge	Demirci	Çeşme	Kütahya	Çeşme	Nazilli	İzmir Bölge	Demirci	Akhisar	Kütahya
MARMARA	0,031	0,112	0,038	0,142	0,002	0,117	0,014	0,121	0,035	0,113
	Lüleburgaz	Kadıköy	Uludağ	Bozcaada	Lüleburgaz	Geyve	Lüleburgaz	Kadıköy	Lüleburgaz	Sakarya
KARADENİZ	0,017	0,120	-0,004	0,128	0,002	0,128	0,020	0,118	0,045	0,120
	Cide	Bayburt	Cide	Bayburt	Cide	Bayburt	Cide	İnebolu	Cide	Pazar
DOĞU ANADOLU	0,004	0,115	0,016	0,157	0,016	0,129	-0,017	0,112	0,001	0,141
	Doğubeyazıt	Genç	Doğubeyazıt	Yüksekova	Doğubeyazıt	Malatya	Doğubeyazıt	Elazığ Bölge	Doğubeyazıt	Genç
AKDENİZ	0,028	0,110	0,050	0,112	0,002	0,113	0,009	0,103	0,015	0,130
	Antakya	Afşin	Antakya	Elmalı	Osmaniye	Mersin	Antakya	Kozan	Antakya	Elbistan
GÜNEYDOĞU ANADOLU	0,041	0,084	0,048	0,093	-0,002	0,080	0,025	0,087	0,040	0,098
	Birecik	Gölbaşı	Batman	Gölbaşı	Birecik	Nusaybin	Birecik	Gölbaşı	Nusaybin	Çermik



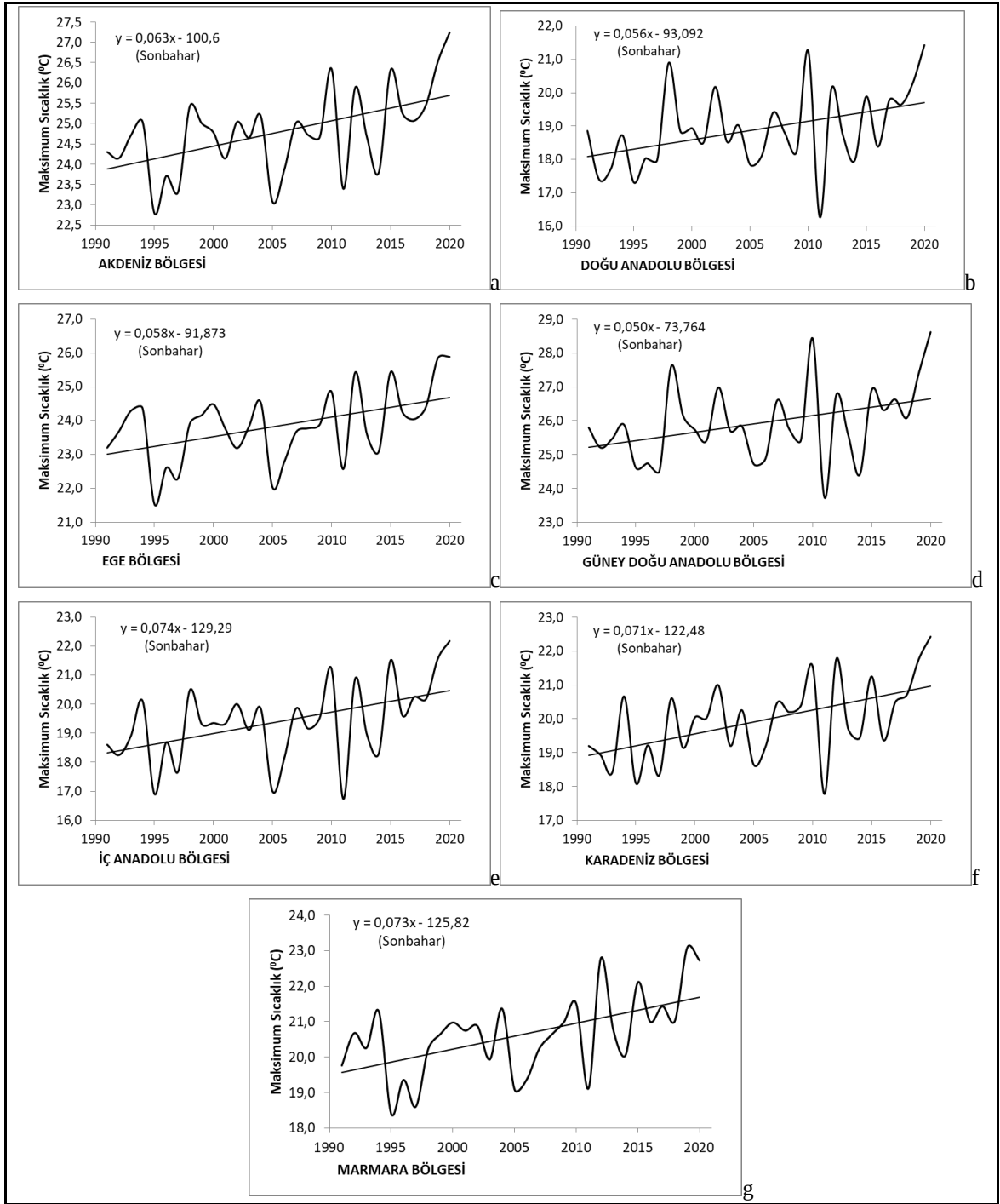
Şekil 12. Yıllık maksimum sıcaklık a. Akdeniz Bölgesi, b. Doğu Anadolu Bölgesi, c. Ege Bölgesi, d. Güney Doğu Anadolu Bölgesi, e. İç Anadolu Bölgesi, f. Karadeniz Bölgesi, g. Marmara Bölgesi.



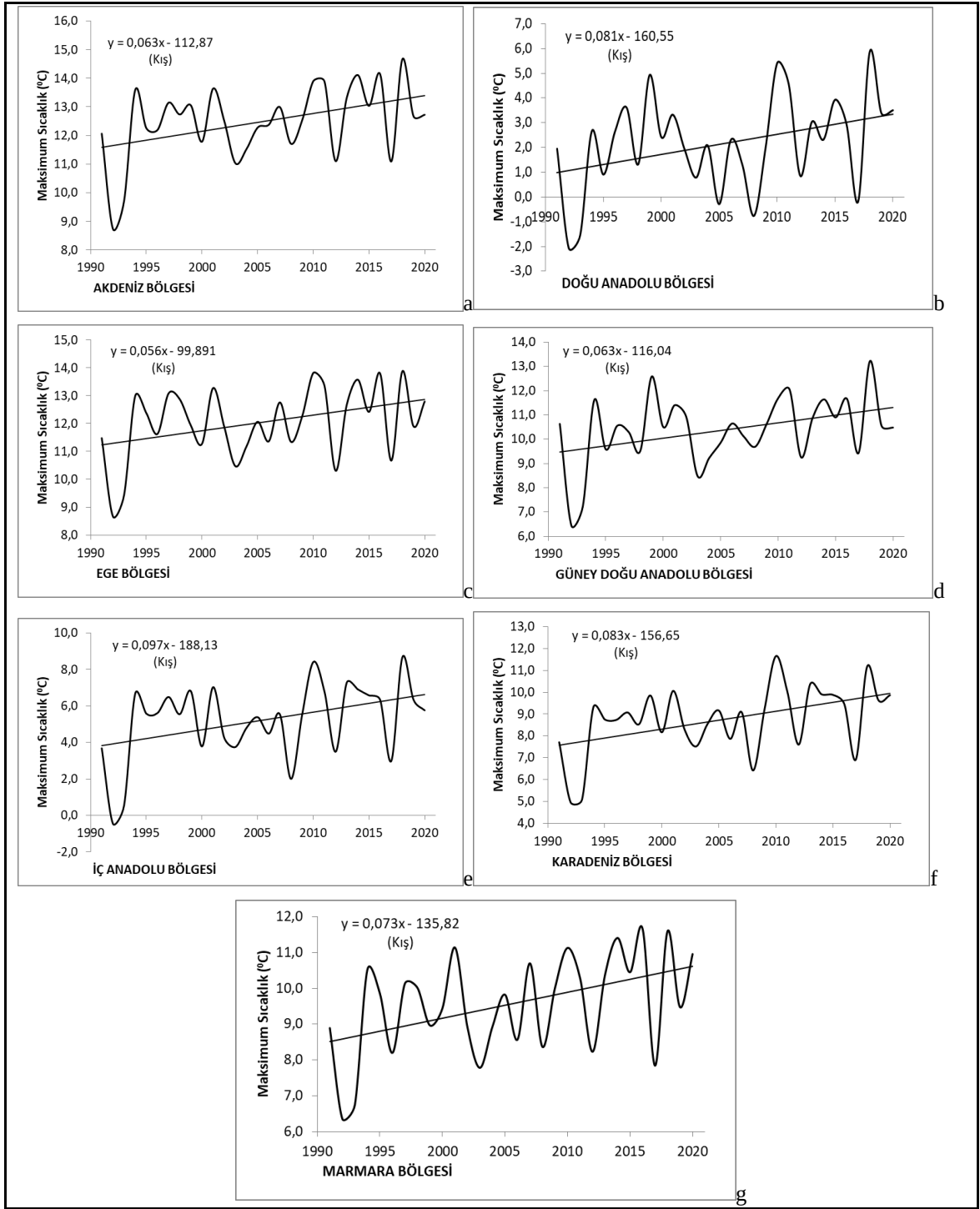
Şekil 13. İlkbahar mevsimi maksimum sıcaklık a. Akdeniz Bölgesi, b. Doğu Anadolu Bölgesi, c. Ege Bölgesi, d. Güney Doğu Anadolu Bölgesi, e. İç Anadolu Bölgesi, f. Karadeniz Bölgesi, g. Marmara Bölgesi



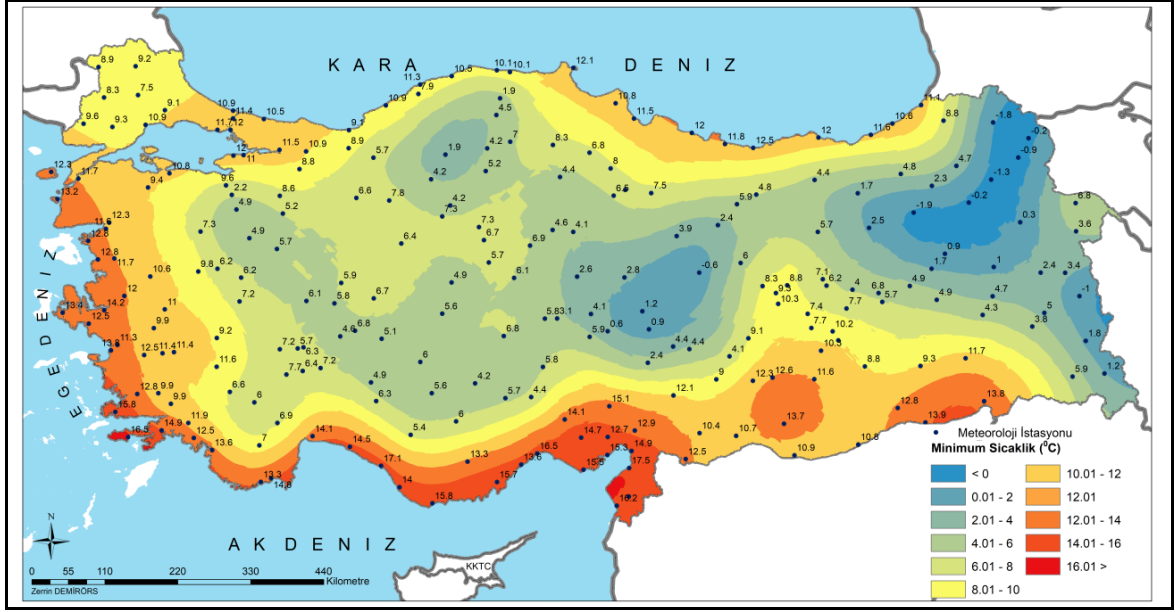
Şekil 14. Yaz mevsimi maksimum sıcaklık a. Akdeniz Bölgesi, b. Doğu Anadolu Bölgesi, c. Ege Bölgesi, d. Güney Doğu Anadolu Bölgesi, e. İç Anadolu Bölgesi, f. Karadeniz Bölgesi, g. Marmara Bölgesi.



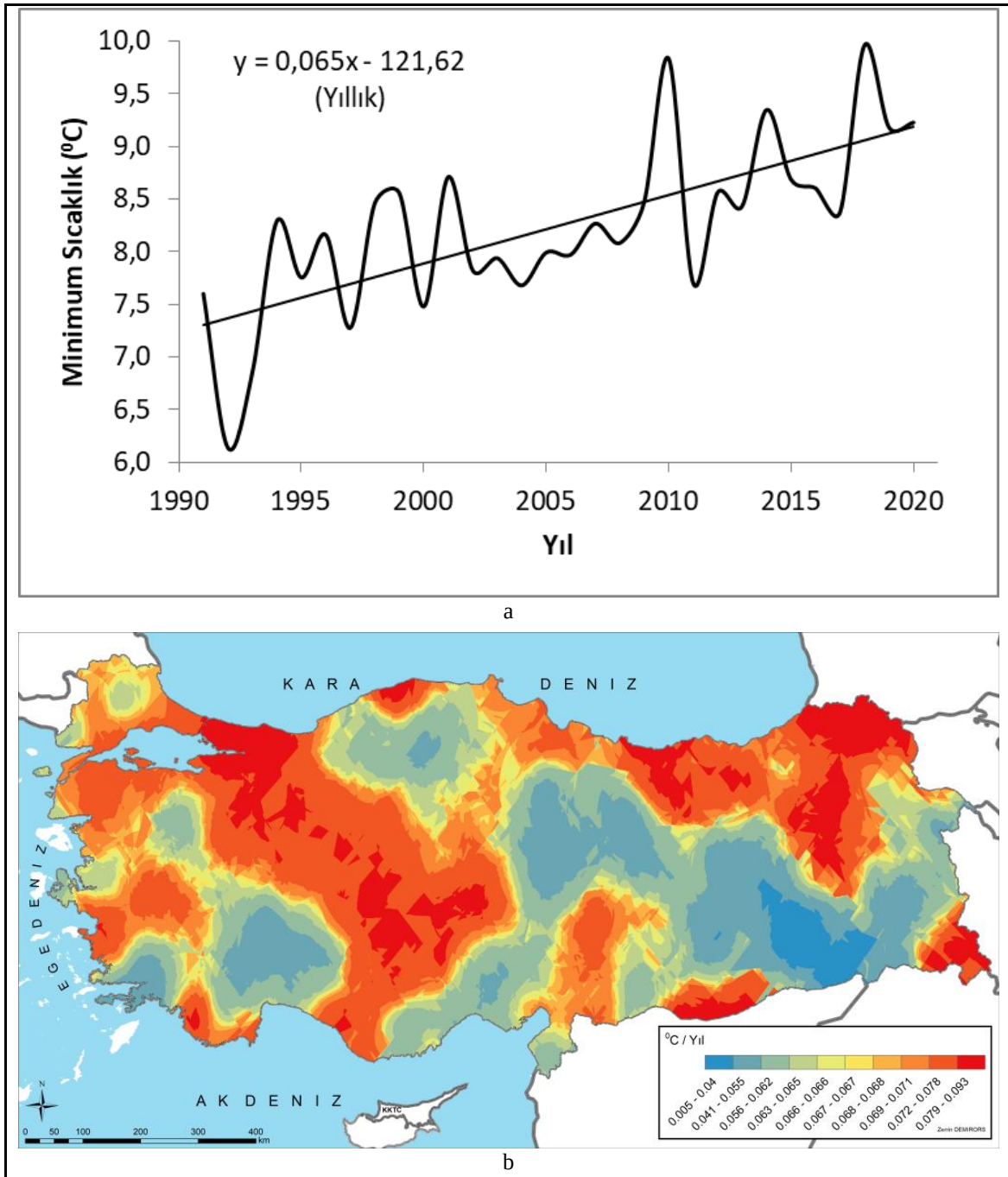
Şekil 15. Sonbahar mevsimi maksimum sıcaklık a. Akdeniz Bölgesi, b. Doğu Anadolu Bölgesi, c. Ege Bölgesi, d. Güney Doğu Anadolu Bölgesi, e. İç Anadolu Bölgesi, f. Karadeniz Bölgesi, g. Marmara Bölgesi.



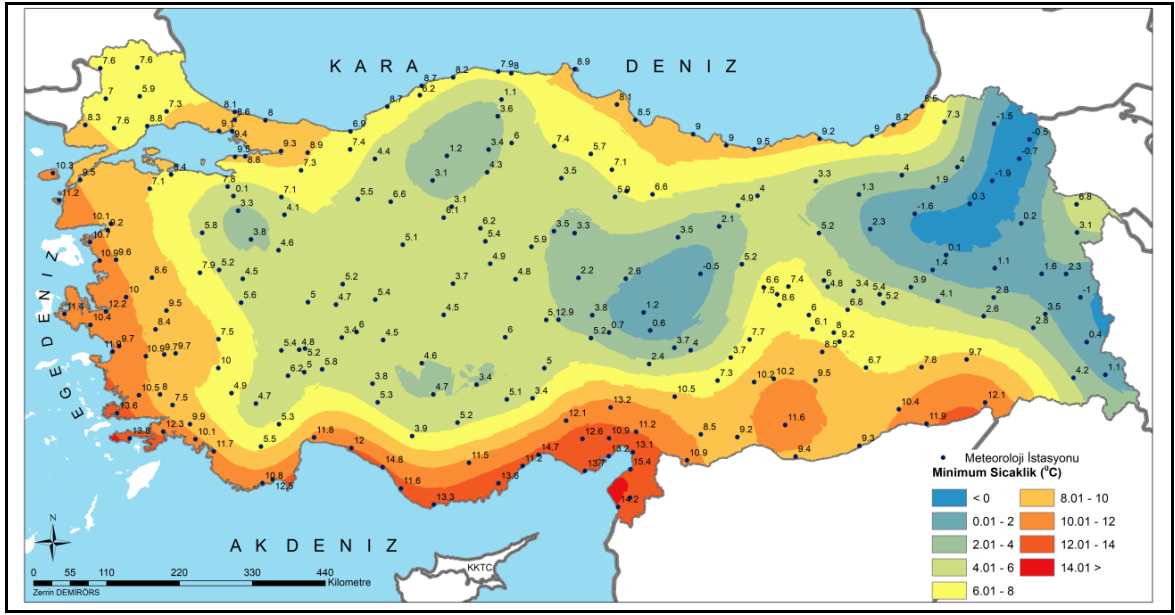
Şekil 16. Kış mevsimi maksimum sıcaklık a. Akdeniz Bölgesi, b. Doğu Anadolu Bölgesi, c. Ege Bölgesi, d. Güney Doğu Anadolu Bölgesi, e. İç Anadolu Bölgesi, f. Karadeniz Bölgesi, g. Marmara Bölgesi



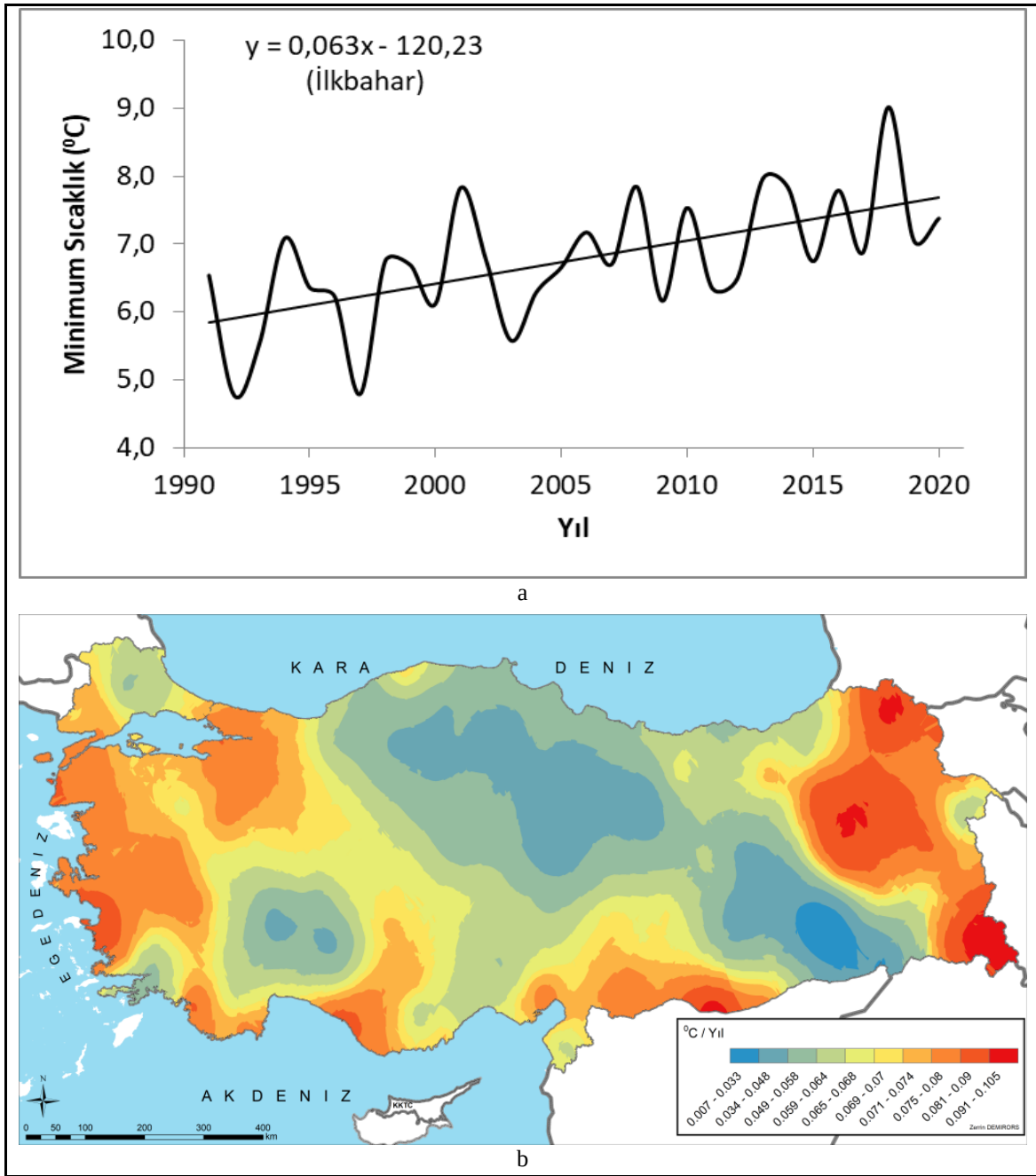
Şekil 17. Uzun yıllar aylık ortalama minimum sıcaklıkların mekânsal dağılışı (1991-2020).



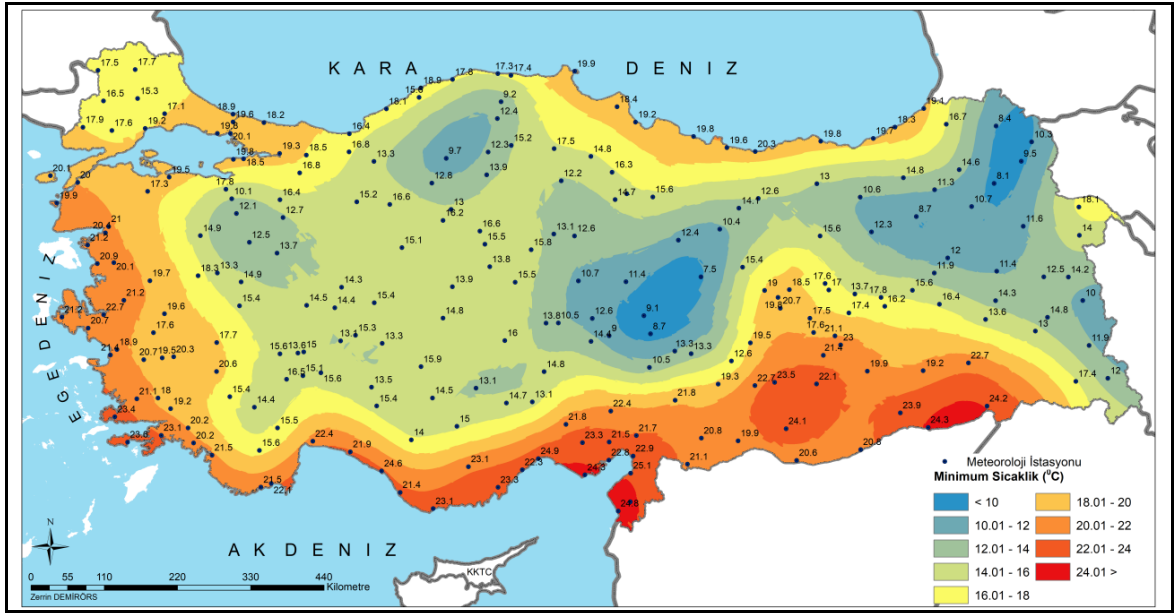
Şekil 18. 1991-2020 periyodu için yıllık ortalama minimum sıcaklıktaki değişim(a) ve değişen eğilimin jeoistatistiksel dağılımı (b).



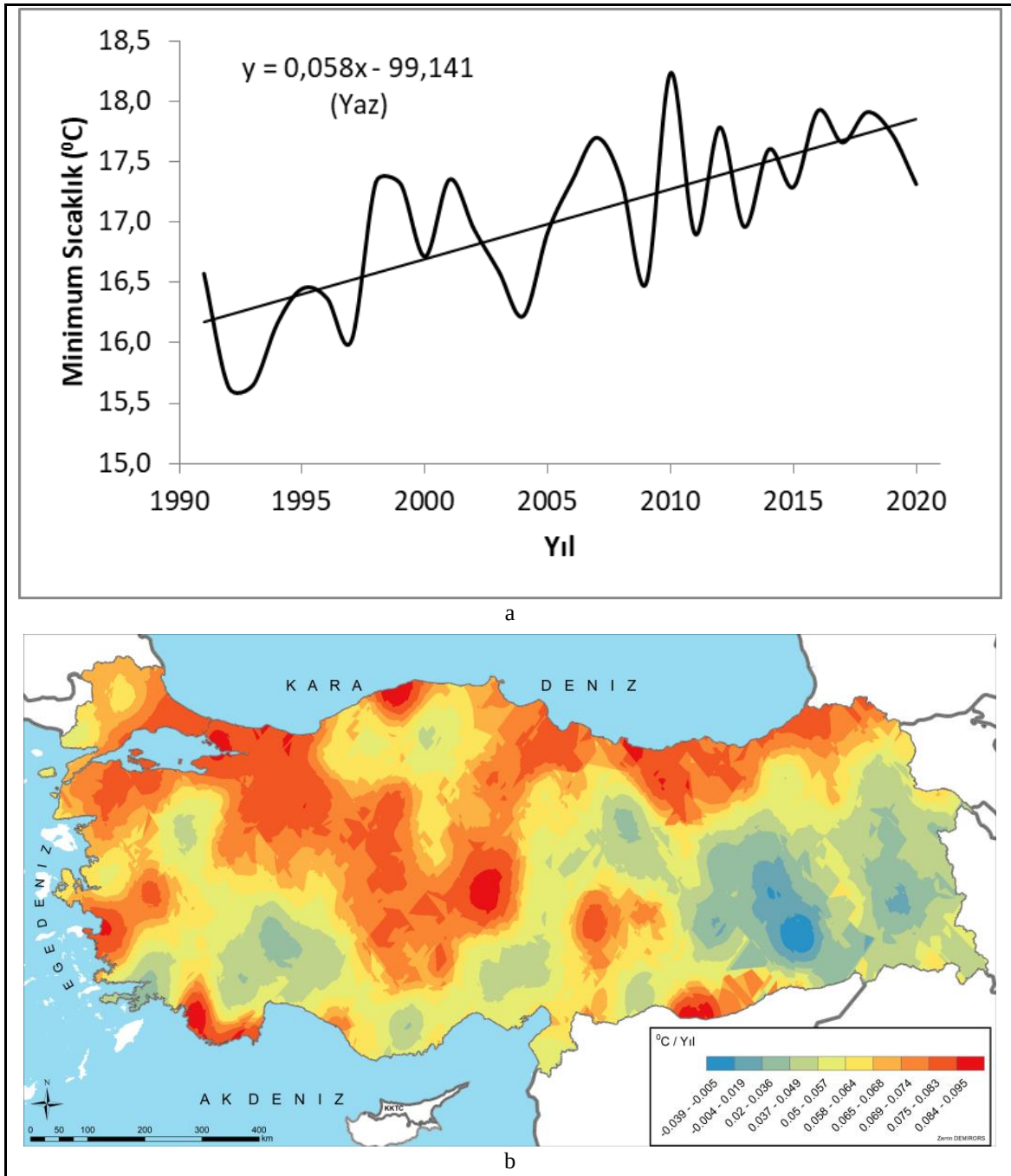
Şekil 19. İlkbahar mevsimi ortalama minimum sıcaklıkların mekânsal dağılışı (1991-2020).



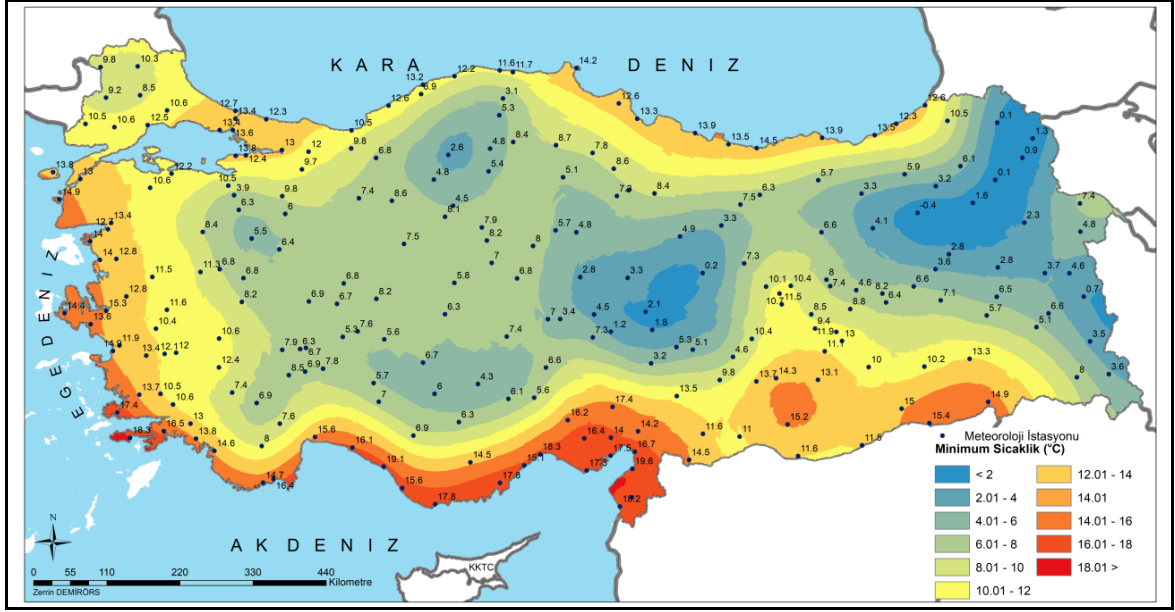
Şekil 20. 1991-2020 periyodu için ilkbahar mevsimi minimum sıcaklıktaki değişim(a) ve değişen eğilimin jeoistatikselsel dağılımı (b).



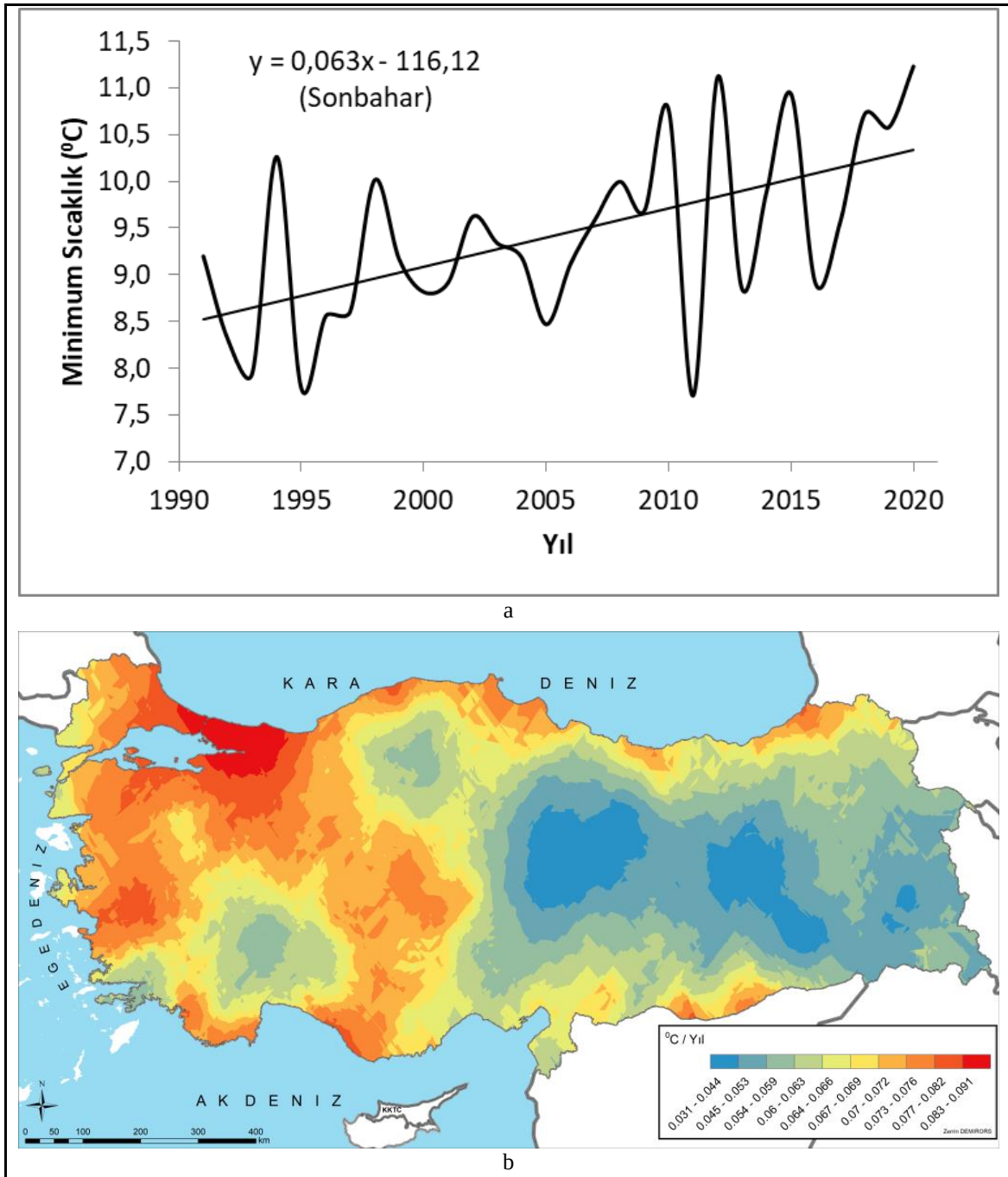
Şekil 21. Yaz mevsimi ortalama minimum sıcaklıkların mekânsal dağılışı (1991-2020).



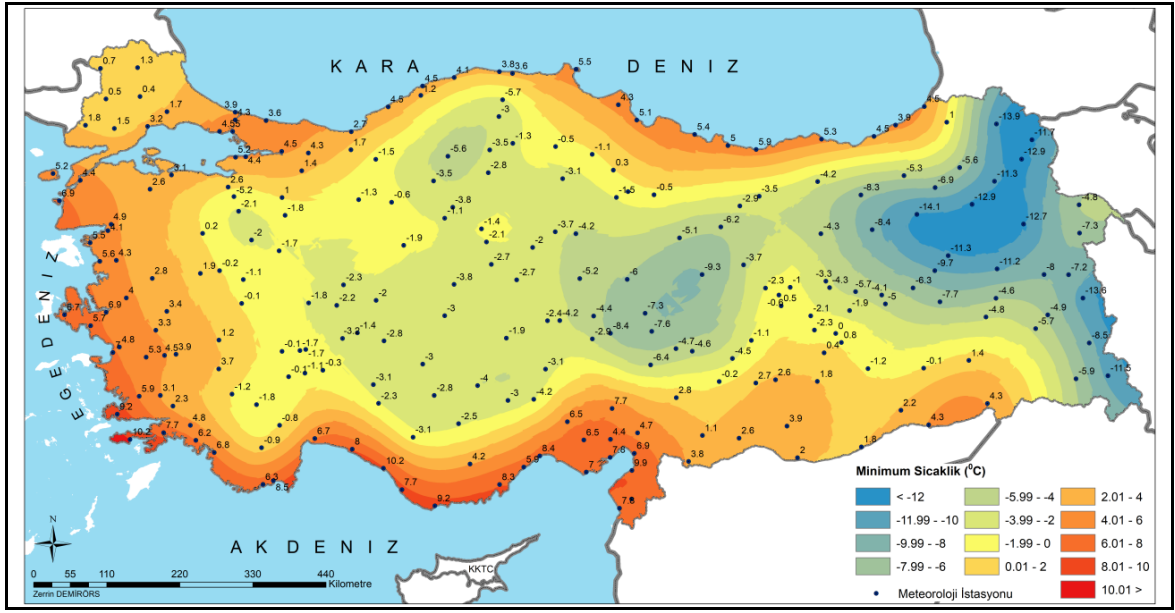
Şekil 22. 1991-2020 periyodu için yaz mevsimi minimum sıcaklıktaki değişim(a) ve değişen eğilimin jeostatistiksel dağılımı (b).



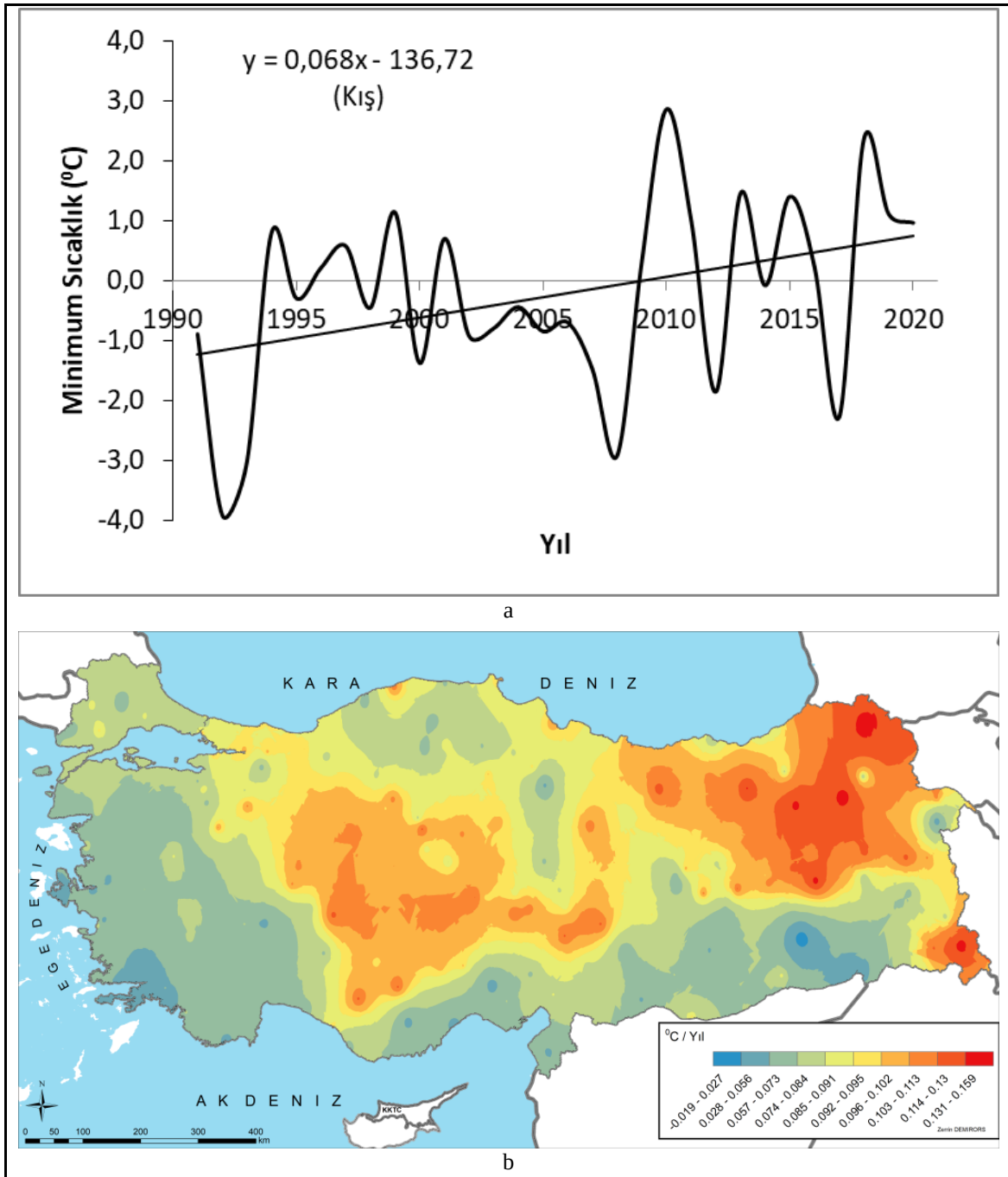
Şekil 23. Sonbahar mevsimi ortalama minimum sıcaklıkların mekânsal dağılışı (1991-2020).



Şekil 24. 1991-2020 periyodu için sonbahar mevsimi minimum sıcaklıktaki değişim(a) ve değişen eğilimin jeoistatistiksel dağılımı (b).



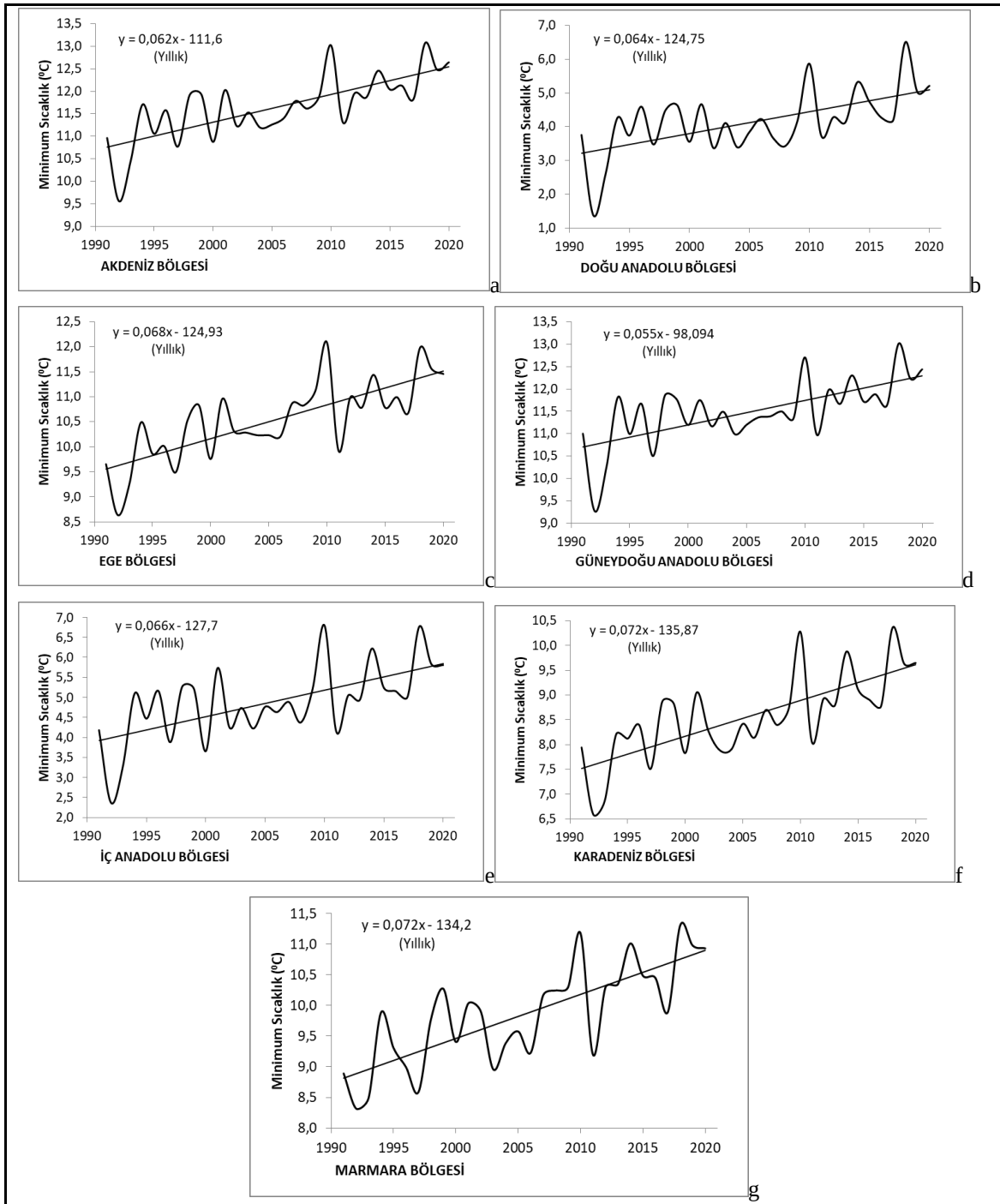
Şekil 25. Kış mevsimi ortalama minimum sıcaklıkların mekânsal dağılışı (1991-2020).



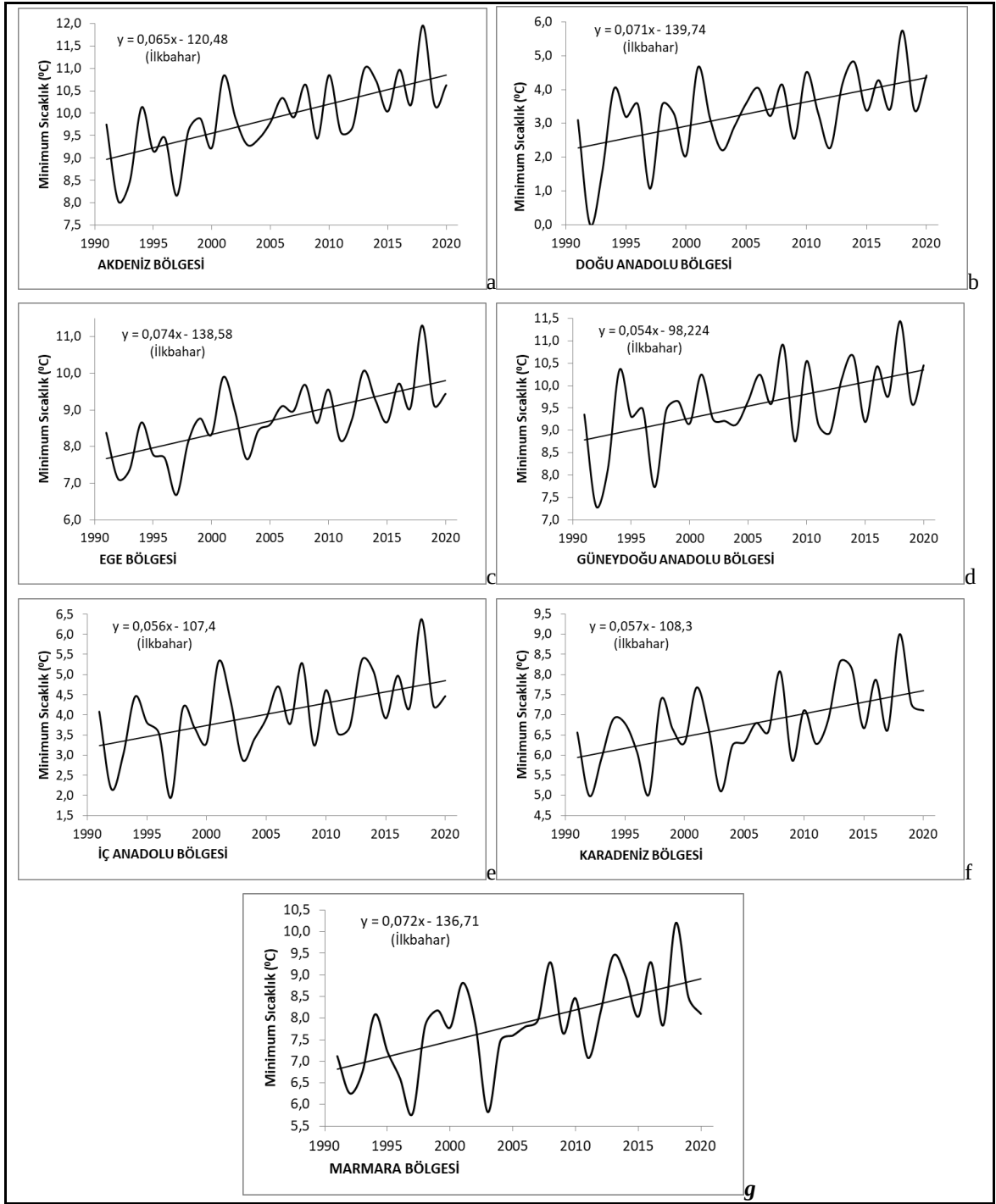
Şekil 26. 1991-2020 periyodu için kış mevsimi minimum sıcaklıktaki değişim(a) ve değişen eğilimin jeoistatistiksel dağılımı (b).

Tablo 2. 1991-2020 periyodu için yıllık ve tüm mevsimler coğrafi bölgelere göre minimum sıcaklıkların değişimi.

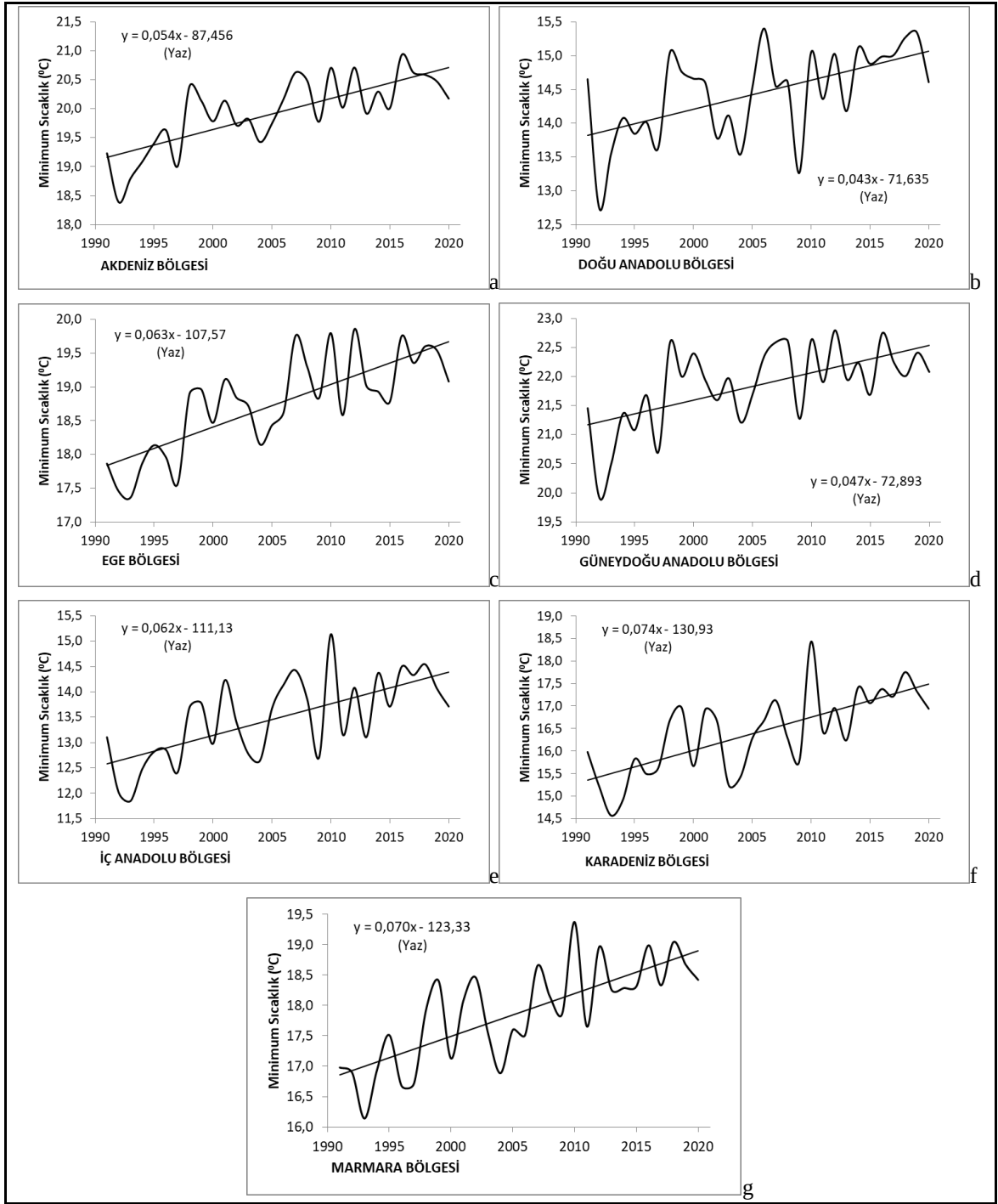
COĞRAFİ BÖLGE	YILLIK		İLKBAHAR		YAZ		SONBAHAR		KIŞ	
	Min Değişim (°C)/Yıl	Max Değişim (°C)/Yıl	Min Değişim (°C)/Yıl	Max Değişim (°C)/Yıl	Min Değişim (°C)/Yıl	Max Değişim (°C)/Yıl	Min Değişim (°C)/Yıl	Max Değişim (°C)/Yıl	Min Değişim (°C)/Yıl	Max Değişim (°C)/Yıl
TÜRKİYE	-0,087	0,127	-0,094	0,137	-0,131	0,158	-0,075	0,141	-0,041	0,172
	Batman	Fethiye	Batman	Yüksekova	Batman	Fethiye	Batman	Fethiye	Batman	Yüksekova
İÇ ANADOLU	0,011	0,097	-0,004	0,092	-0,011	0,106	-0,017	0,096	0,059	0,129
	Zara	Nevşehir	Zara	Karaman	Zara	Esenboğa Hvl.	Zara	Nevşehir	Ilgaz	Ilgın
EGE	0,024	0,127	0,033	0,130	0,005	0,158	0,024	0,141	0,030	0,110
	Dalaman	Fethiye	Dalaman	Fethiye	Dalaman	Fethiye	Marmaris	Fethiye	Dalaman	Tavşanlı
MARMARA	0,041	0,102	0,023	0,101	0,023	0,107	0,036	0,129	0,051	0,109
	Lüleburgaz	Kadıköy	Lüleburgaz	Yalova	Keles	Yalova	Dursunbey	Kadıköy	Burhaniye	Bozüyük
KARADENİZ	0,020	0,124	0,002	0,101	0,017	0,137	0,011	0,135	0,035	0,142
	Turhal	Cide	Turhal	Cide	Kastamonu	Cide	Turhal	Cide	Turhal	Bayburt
DOĞU ANADOLU	0,013	0,103	0,011	0,137	-0,062	0,093	-0,015	0,097	0,019	0,172
	Doğubeyazıt	Ardahan	Doğubeyazıt	Yüksekova	Genç	İğdır	Genç	Hakkari	Doğubeyazıt	Yüksekova
AKDENİZ	0,024	0,102	0,025	0,111	0,003	0,123	0,021	0,115	0,024	0,122
	Mut	Finike	Senirkent	Alanya	Mut	Finike	Karaisali	Finike	Karaisali	Elbistan
GÜNEYDOĞU ANADOLU	-0,087	0,117	-0,094	0,132	-0,131	0,137	-0,075	0,119	-0,041	0,100
	Batman	Akçakale	Batman	Akçakale	Batman	Akçakale	Batman	Ceylanpınar	Batman	Akçakale



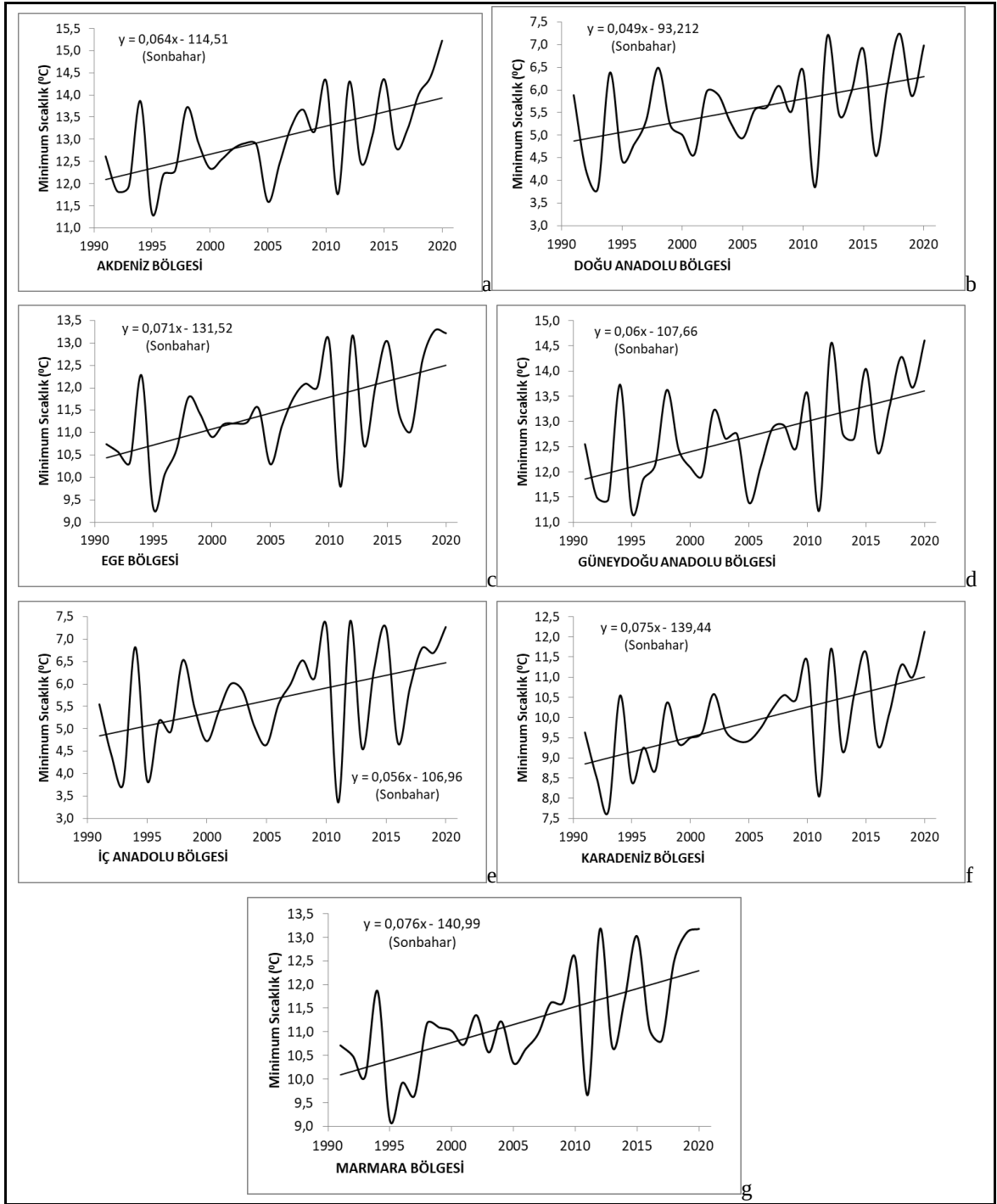
Şekil 27. Yıllık minimum sıcaklık a. Akdeniz Bölgesi, b. Doğu Anadolu Bölgesi, c. Ege Bölgesi, d. Güney Doğu Anadolu Bölgesi, e. İç Anadolu Bölgesi, f. Karadeniz Bölgesi, g. Marmara Bölgesi.



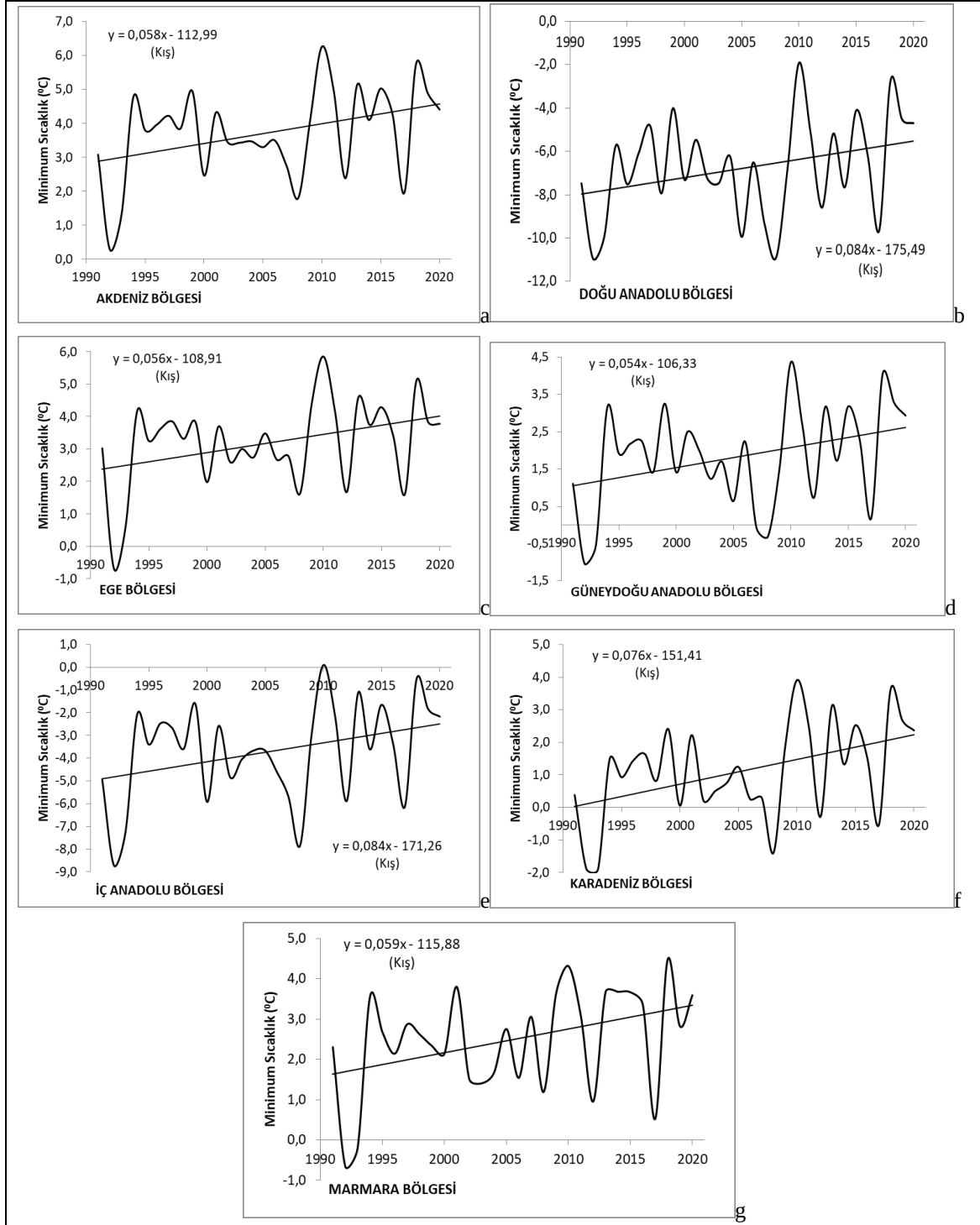
Şekil 28. İlkbahar mevsimi minimum sıcaklık a. Akdeniz Bölgesi, b. Doğu Anadolu Bölgesi, c. Ege Bölgesi, d. Güney Doğu Anadolu Bölgesi, e. İç Anadolu Bölgesi, f. Karadeniz Bölgesi, g. Marmara Bölgesi.



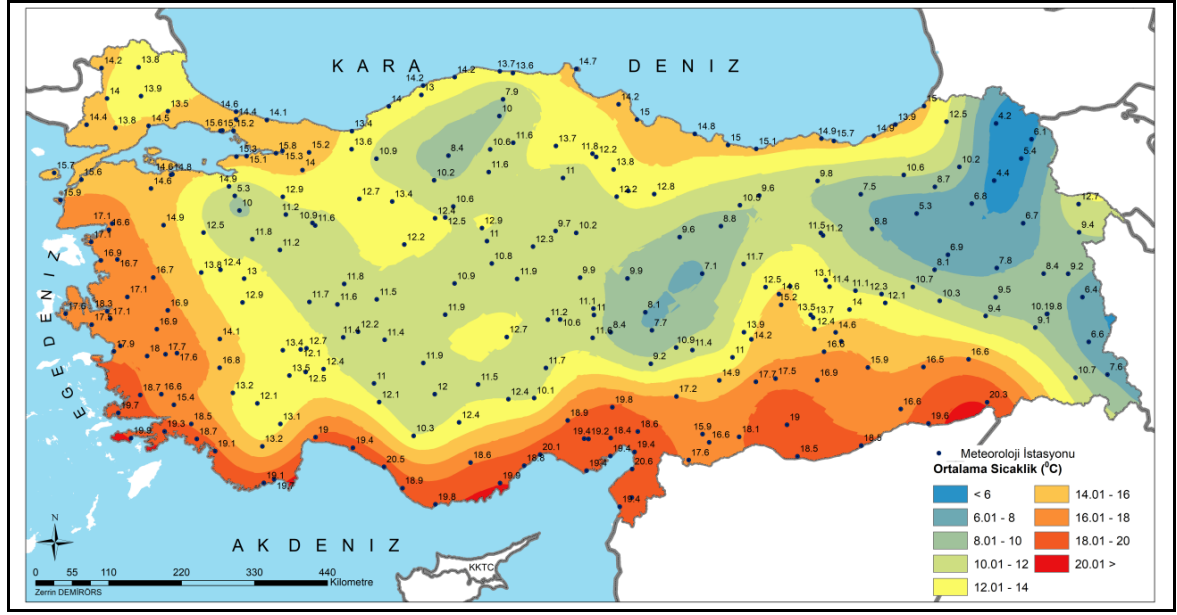
Şekil 29. Yaz mevsimi minimum sıcaklık a. Akdeniz Bölgesi, b. Doğu Anadolu Bölgesi, c. Ege Bölgesi, d. Güney Doğu Anadolu Bölgesi, e. İç Anadolu Bölgesi, f. Karadeniz Bölgesi, g. Marmara Bölgesi.



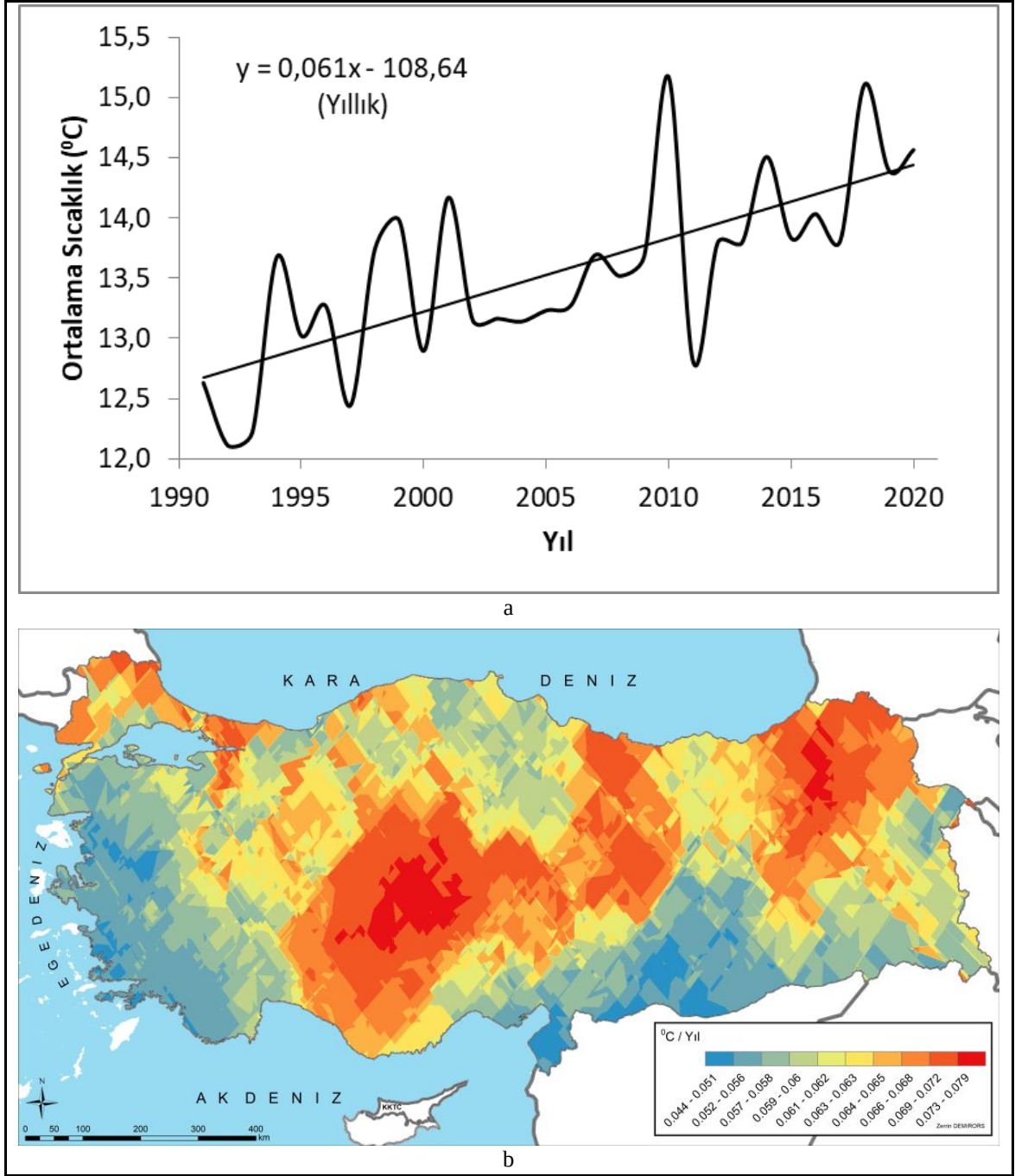
Şekil 30. Sonbahar mevsimi minimum sıcaklık a. Akdeniz Bölgesi, b. Doğu Anadolu Bölgesi, c. Ege Bölgesi, d. Güney Doğu Anadolu Bölgesi, e. İç Anadolu Bölgesi, f. Karadeniz Bölgesi, g. Marmara Bölgesi.



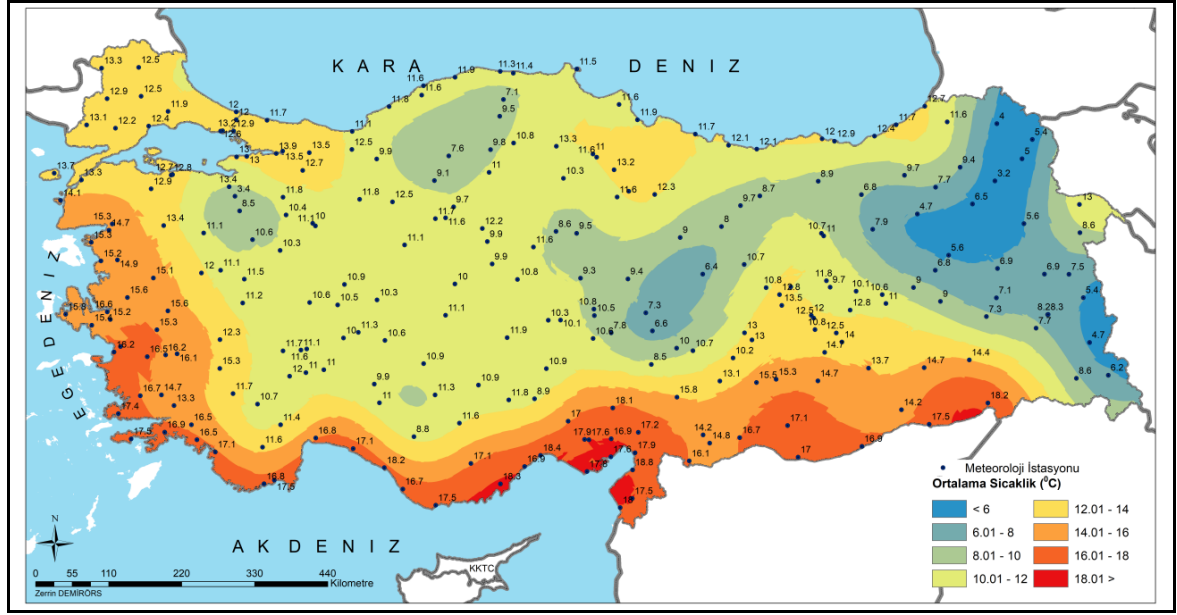
Şekil 31. Kış mevsimi minimum sıcaklık a. Akdeniz Bölgesi, b. Doğu Anadolu Bölgesi, c. Ege Bölgesi, d. Güney Doğu Anadolu Bölgesi, e. İç Anadolu Bölgesi, f. Karadeniz Bölgesi, g. Marmara Bölgesi.



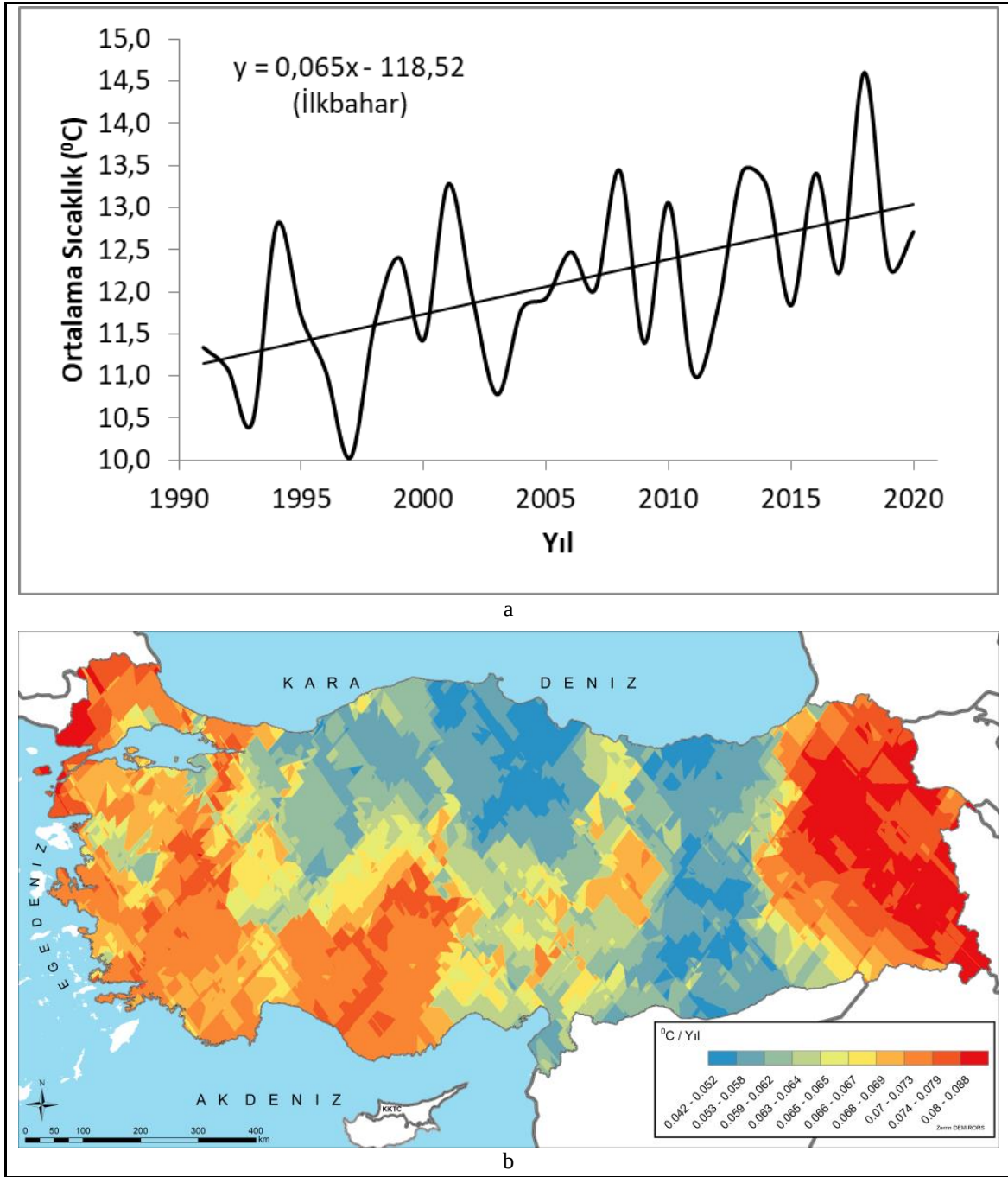
Şekil 32. Uzun yıllar aylık ortalama sıcaklıkların mekânsal dağılışı (1991-2020).



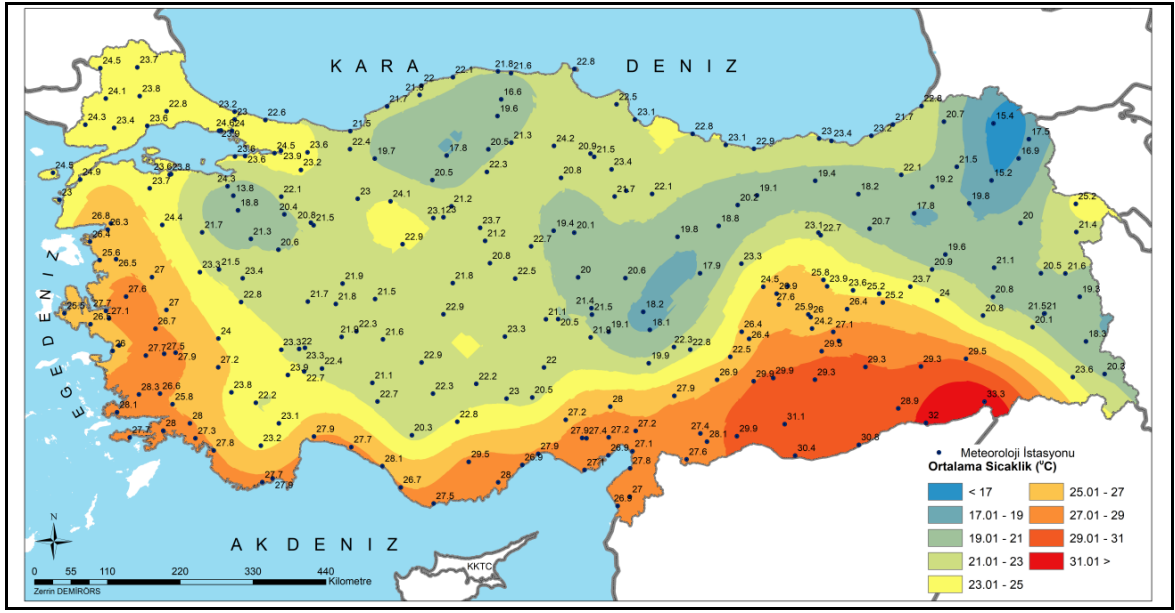
Şekil 33. 1991-2020 periyodu için yıllık ortalama sıcaklıktaki değişim(a) ve değişen eğilimin jeostatistiksel dağılımı (b).



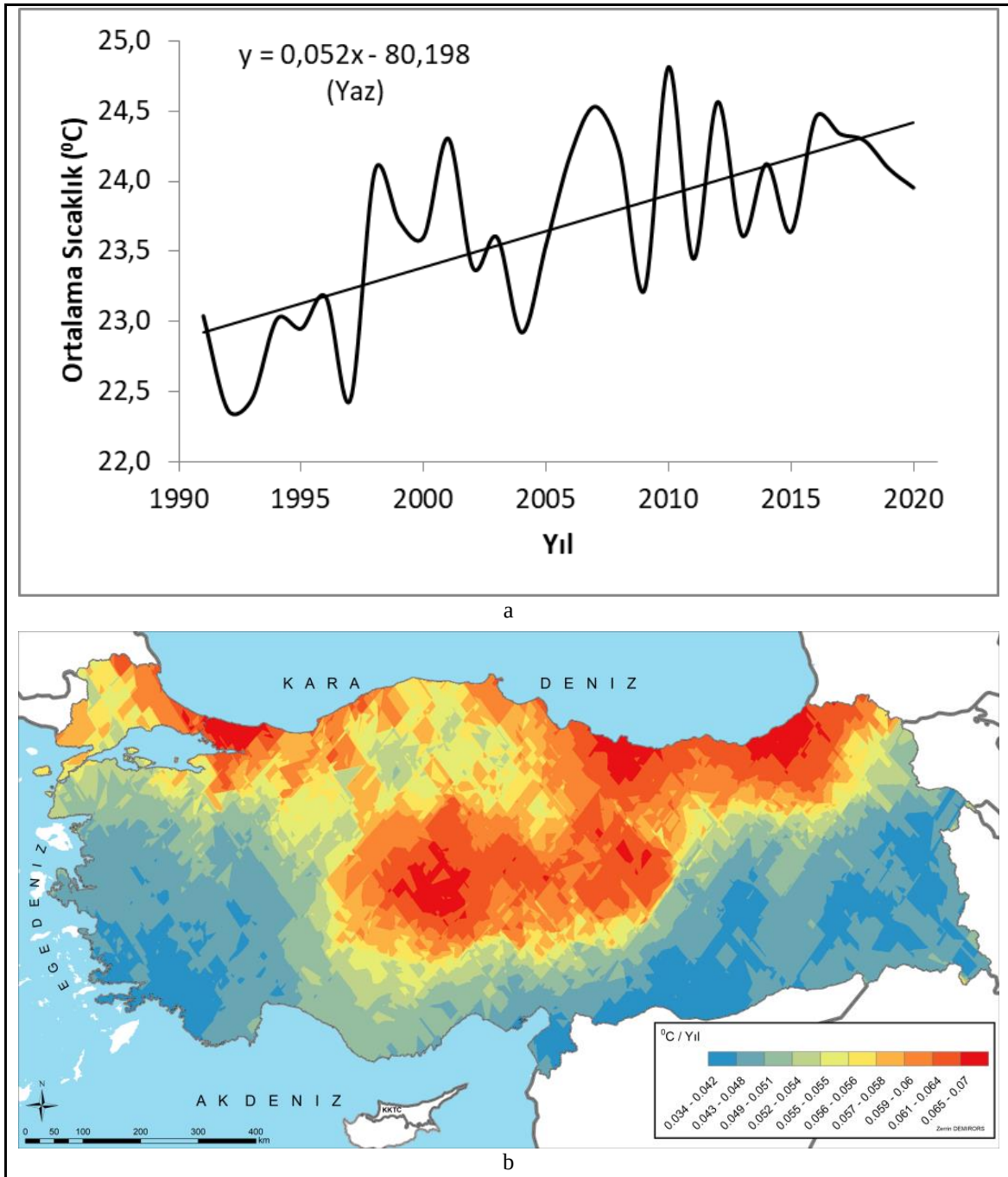
Şekil 34. İlkbahar mevsimi ortalama sıcaklıkların mekânsal dağılışı (1991-2020).



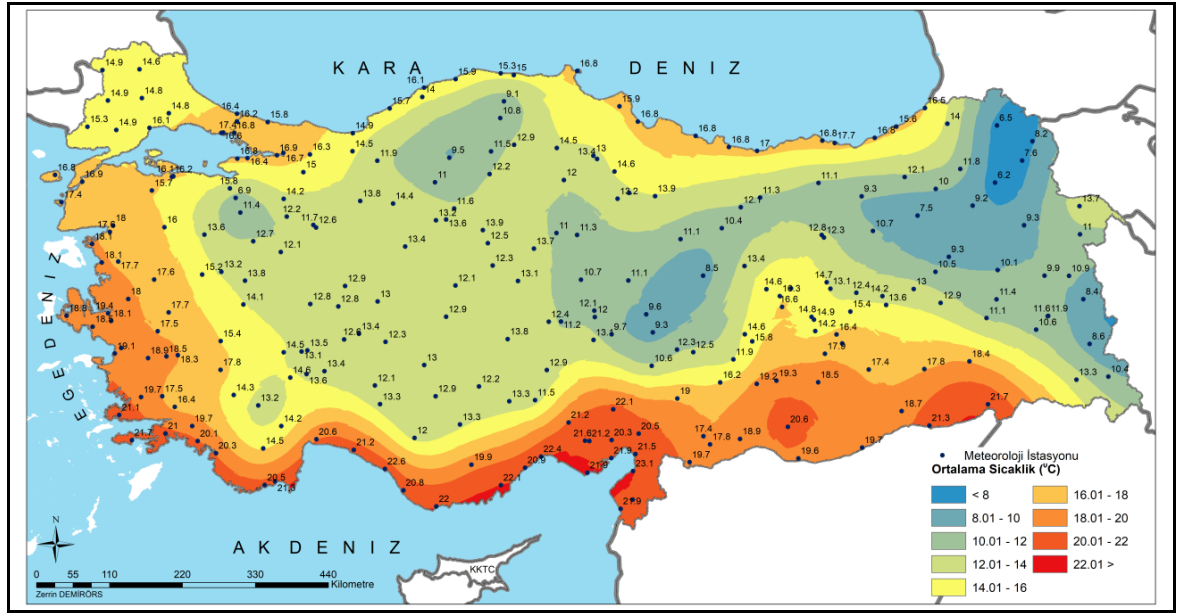
Şekil 35. 1991-2020 periyodu için ilkbahar mevsimi ortalama sıcaklıktaki değişim(a) ve değişen eğilimin jeostatistiksel dağılımı (b).



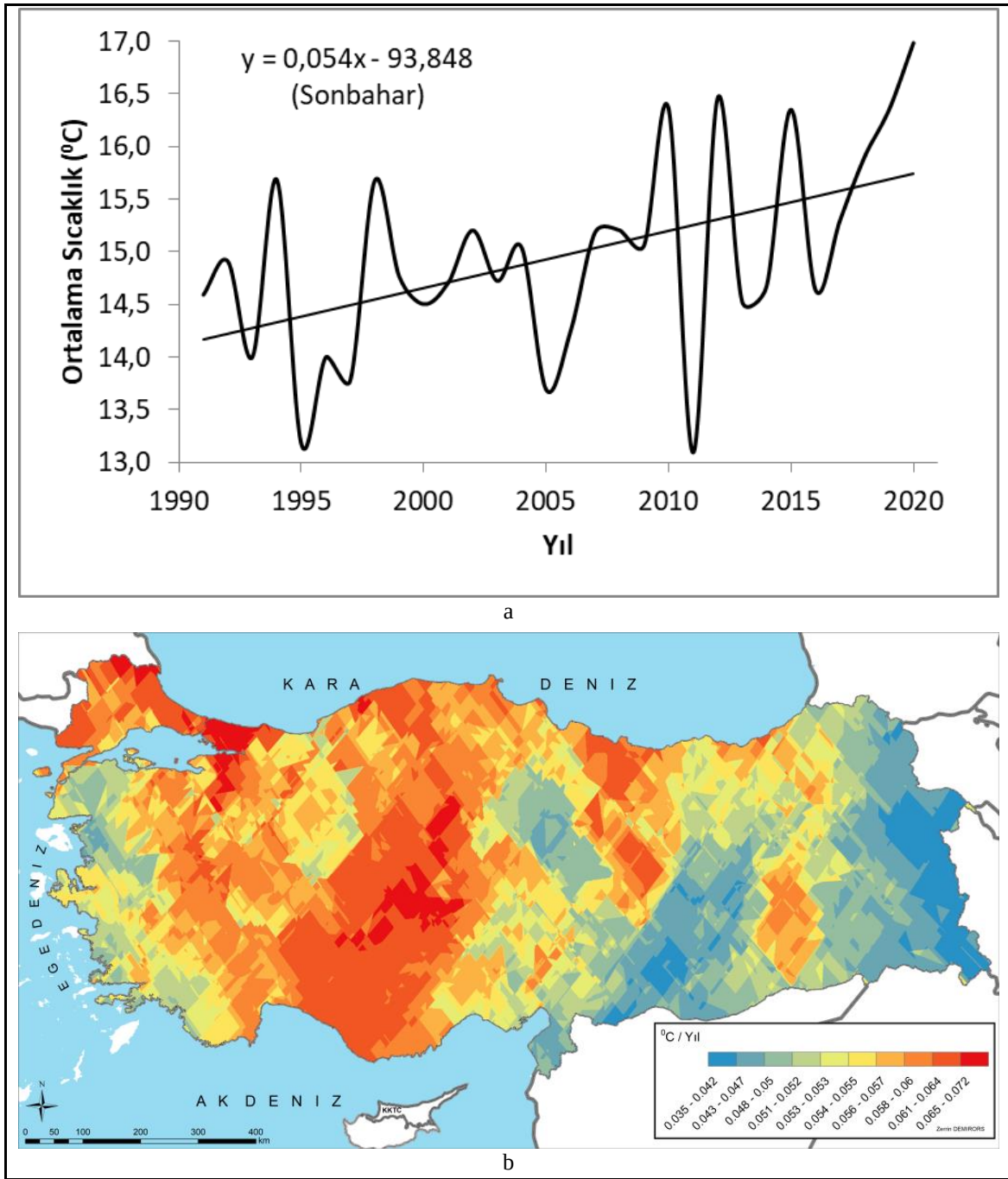
Şekil 36. Yaz mevsimi ortalama sıcaklıkların mekânsal dağılışı (1991-2020).



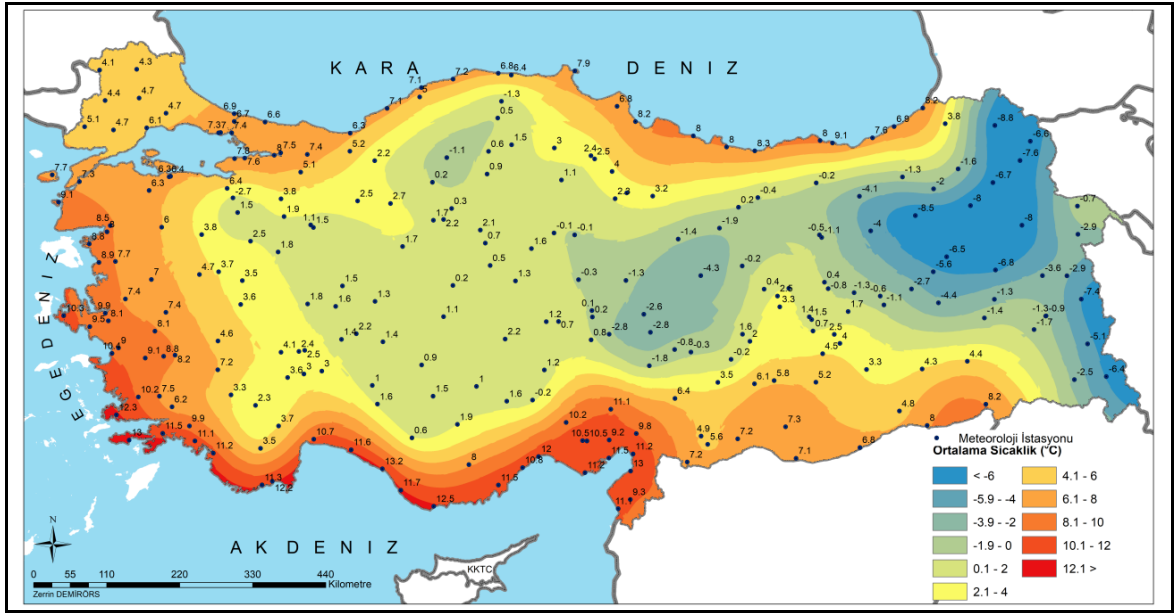
Şekil 37. 1991-2020 periyodu için yaz mevsimi ortalama sıcaklıktaki değişim(a) ve değişen eğilimin jeoistatistiksel dağılımı (b).



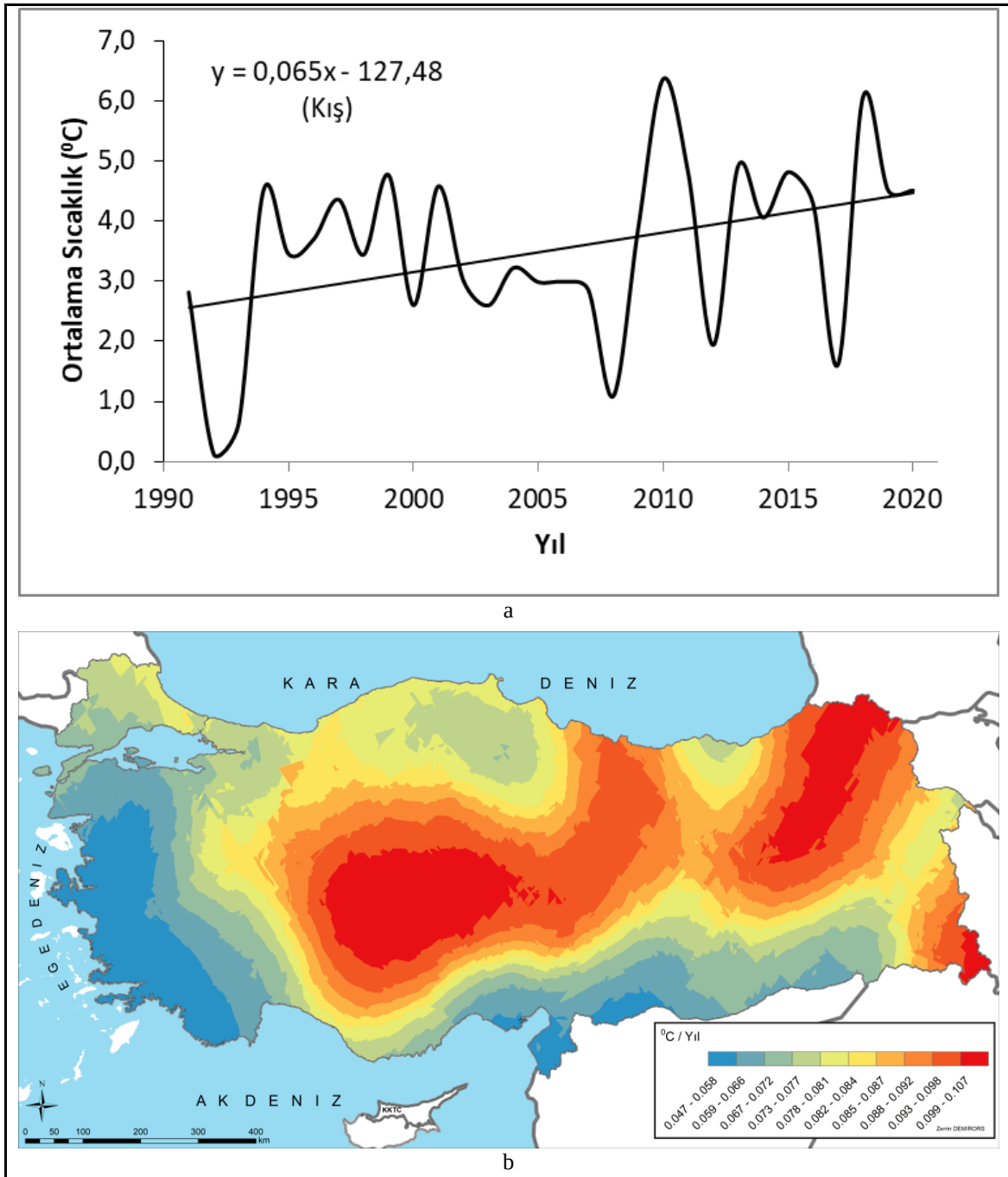
Şekil 38. Sonbahar mevsimi ortalama sıcaklıkların mekânsal dağılışı (1991-2020).



Şekil 39. 1991-2020 periyodu için sonbahar mevsimi ortalama sıcaklıktaki değişim(a) ve değişen eğilimin jeoistatiksel dağılımı (b).



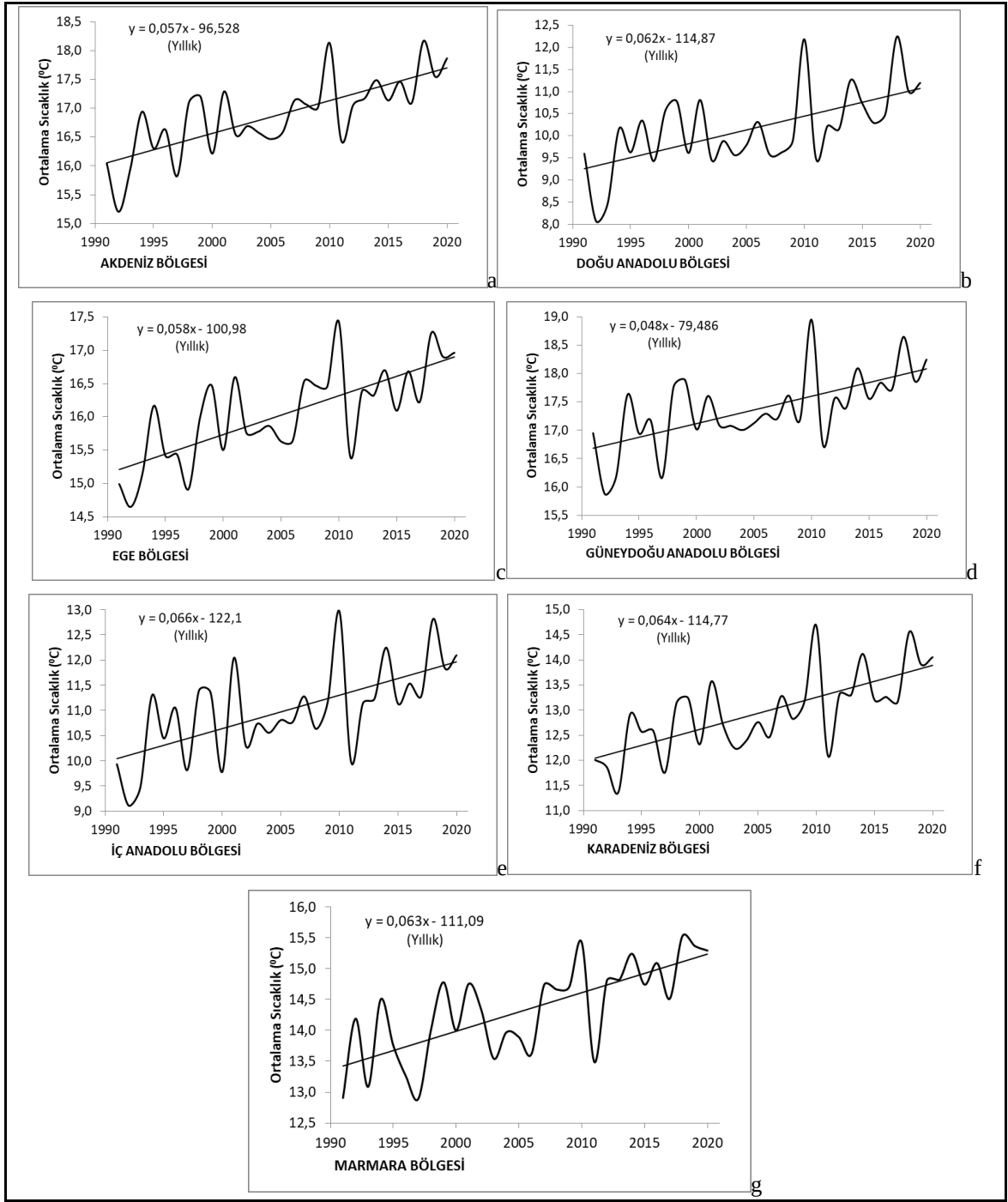
Şekil 40. Kış mevsimi ortalama sıcaklıkların mekânsal dağılışı (1991-2020).



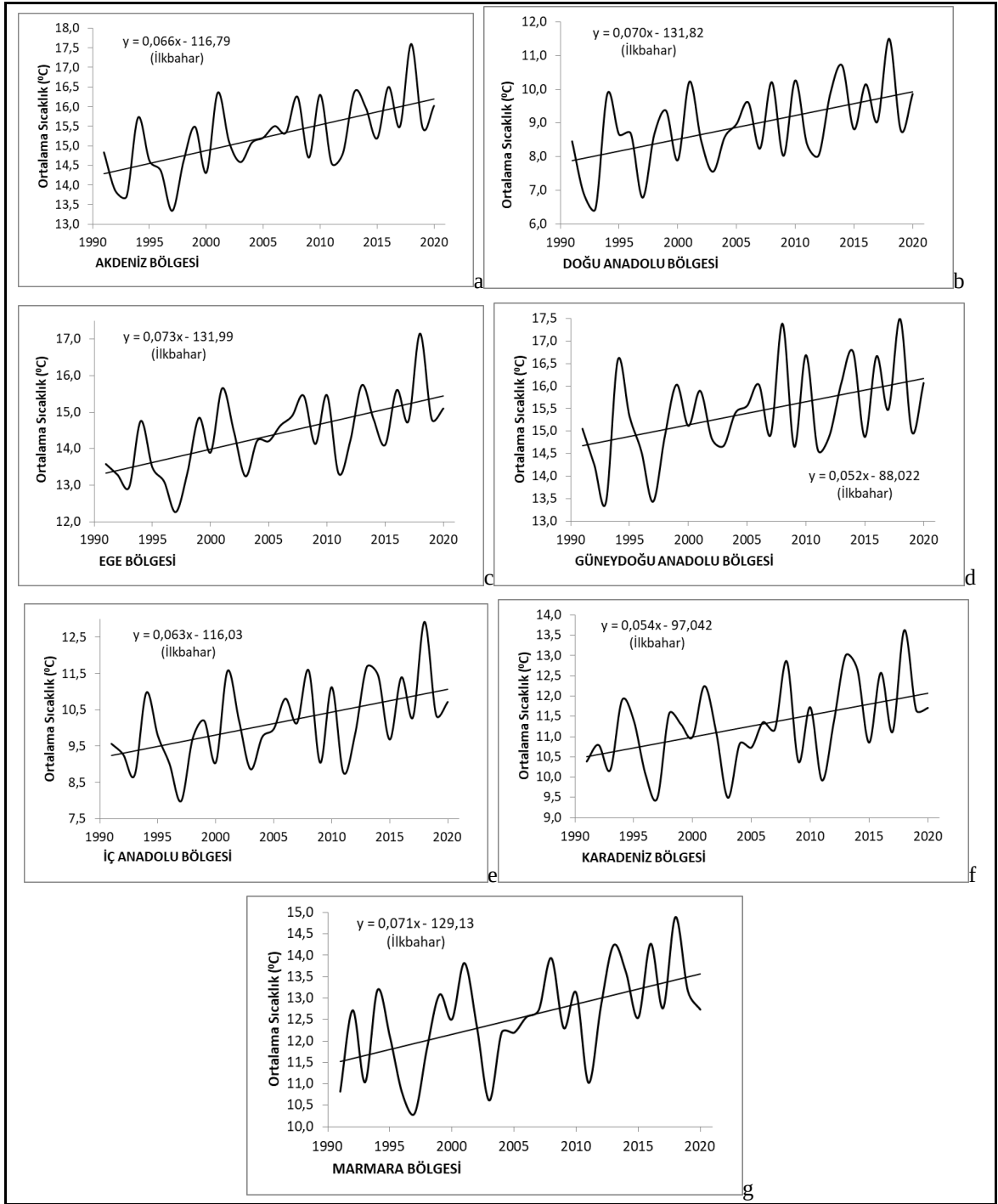
Şekil 41. 1991-2020 periyodu için kış mevsimi ortalama sıcaklıktaki değişim(a) ve değişen eğilimin jeoistatistiksel dağılımı (b).

Tablo 3. 1991-2020 periyodu için yıllık ve tüm mevsimler coğrafi bölgelere göre ortalama sıcaklıkların değişimi.

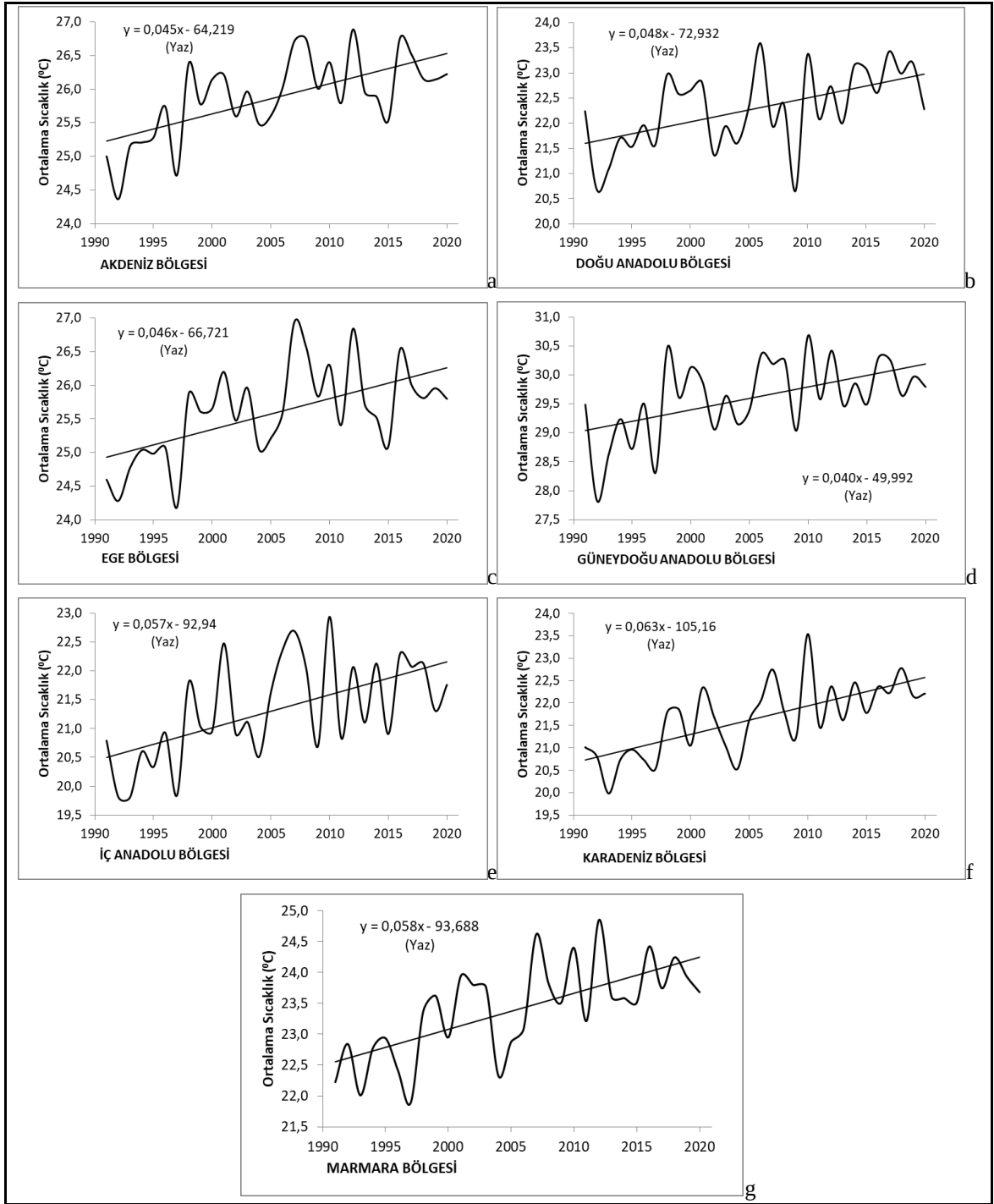
COĞRAFI BÖLGE	YILLIK		İLKBAHAR		YAZ		SONBAHAR		KIŞ	
	Min Değişim (°C)/Yıl	Max Değişim (°C)/Yıl	Min Değişim (°C)/Yıl	Max Değişim (°C)/Yıl	Min Değişim (°C)/Yıl	Max Değişim (°C)/Yıl	Min Değişim (°C)/Yıl	Max Değişim (°C)/Yıl	Min Değişim (°C)/Yıl	Max Değişim (°C)/Yıl
TÜRKİYE	-0,033	0,100	-0,067	0,138	-0,040	0,100	-0,054	0,115	-0,061	0,150
	Gölcük	Afşin	Erzincan Hvl.	Yüksekova	Van Ferit Melen Hvl.	Afşin	Eskişehir Hvl.	Kadıköy	Gölcük	Yüksekova
İÇ ANADOLU	-0,025	0,096	-0,064	0,088	-0,022	0,097	-0,054	0,088	0,038	0,124
	Eskişehir Hvl.	Boğazlıyan	Eskişehir Hvl.	Polatlı	Eskişehir Hvl.	Boğazlıyan	Eskişehir Hvl.	Boğazlıyan	Nallıhan	Keskin
EGE	0,001	0,085	-0,014	0,097	0,017	0,090	-0,001	0,095	0,003	0,108
	İzmir Adnan Menderes Hvl.	Fethiye	İzmir Adnan Menderes Hvl.	Fethiye	Manisa	Fethiye	İzmir Adnan Menderes Hvl.	Fethiye	İzmir Adnan Menderes Hvl.	Bolvadin
MARMARA	-0,033	0,099	-0,045	0,108	0,013	0,091	-0,021	0,115	-0,061	0,115
	Gölcük	Kadıköy	Gölcük	Bozcaada	Lüleburgaz	Sakarya	Balıkesir Hvl.	Kadıköy	Gölcük	Sakarya
KARADENİZ	-0,012	0,088	-0,057	0,092	0,019	0,092	-0,030	0,090	-0,022	0,113
	Merzifon Hvl.	Bayburt	Merzifon Hvl.	Bayburt	Merzifon Hvl.	İnebolu	Merzifon Hvl.	İnebolu	Trabzon Hvl.	Şebinkarahisar
DOĞU ANADOLU	-0,015	0,099	-0,067	0,138	-0,040	0,099	-0,030	0,086	0,023	0,150
	Erzincan Hvl.	Yüksekova	Erzincan Hvl.	Yüksekova	Van Ferit Melen Hvl.	Malatya	Van Ferit Melen Hvl.	Elazığ Bölge	Doğubeyazıt	Yüksekova
AKDENİZ	0,031	0,100	0,043	0,096	0,002	0,100	0,029	0,091	0,032	0,122
	Mut	Afşin	Erdemli	Alanya	Uluborlu	Afşin	Antakya	Afşin	Antakya	Afşin
GÜNEYDOĞU ANADOLU	-0,024	0,073	-0,035	0,082	-0,012	0,088	-0,029	0,087	-0,025	0,085
	Gaziantep Hvl.	Siirt	Gaziantep Hvl.	Ceylanpınar	Batman	Nusaybin	Gaziantep Hvl.	Ceylanpınar	Gaziantep Hvl.	Mardin



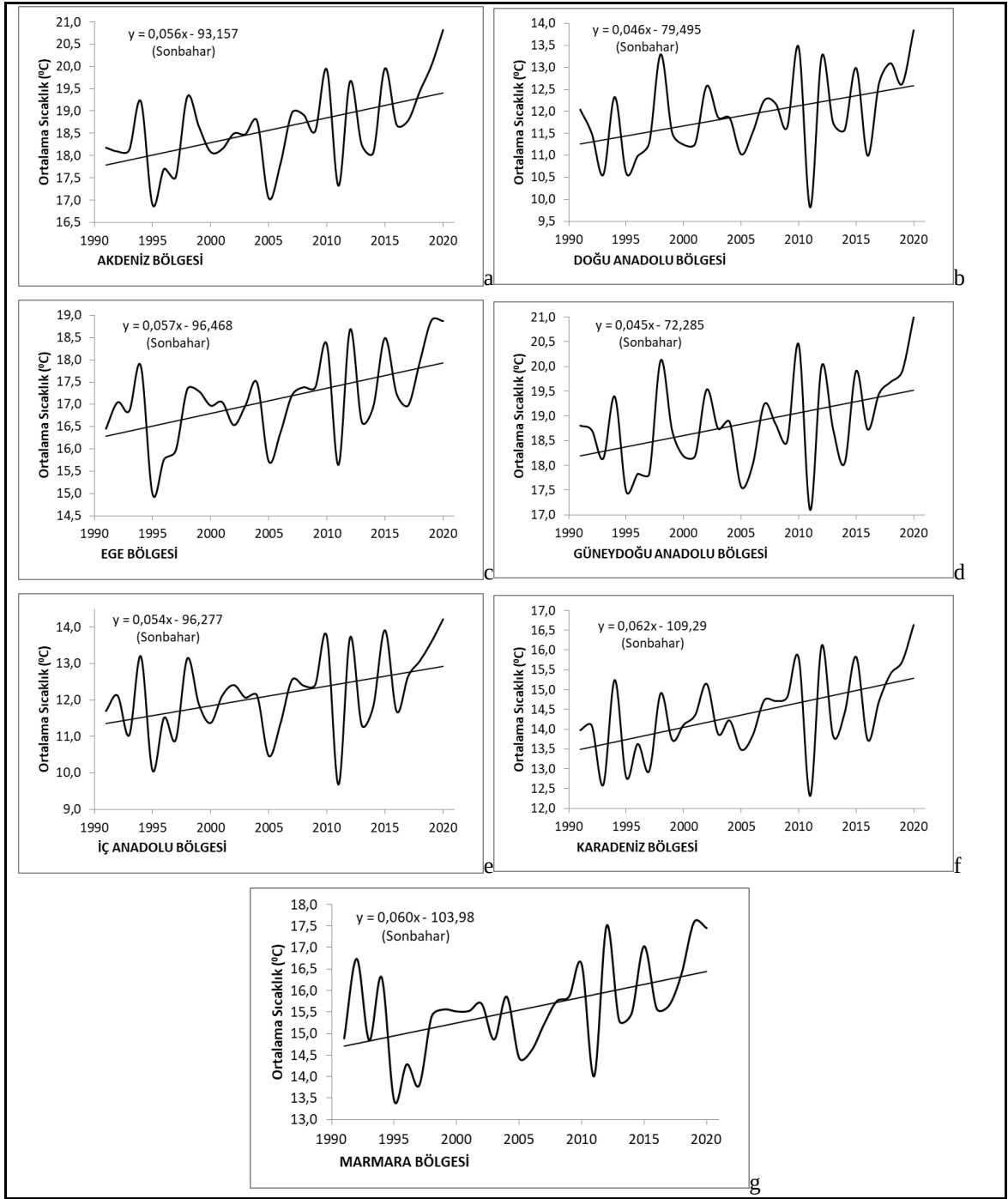
Şekil 42. Yıllık ortalama sıcaklık a. Akdeniz Bölgesi, b. Doğu Anadolu Bölgesi, c. Ege Bölgesi, d. Güney Doğu Anadolu Bölgesi, e. İç Anadolu Bölgesi, f. Karadeniz Bölgesi, g. Marmara Bölgesi.



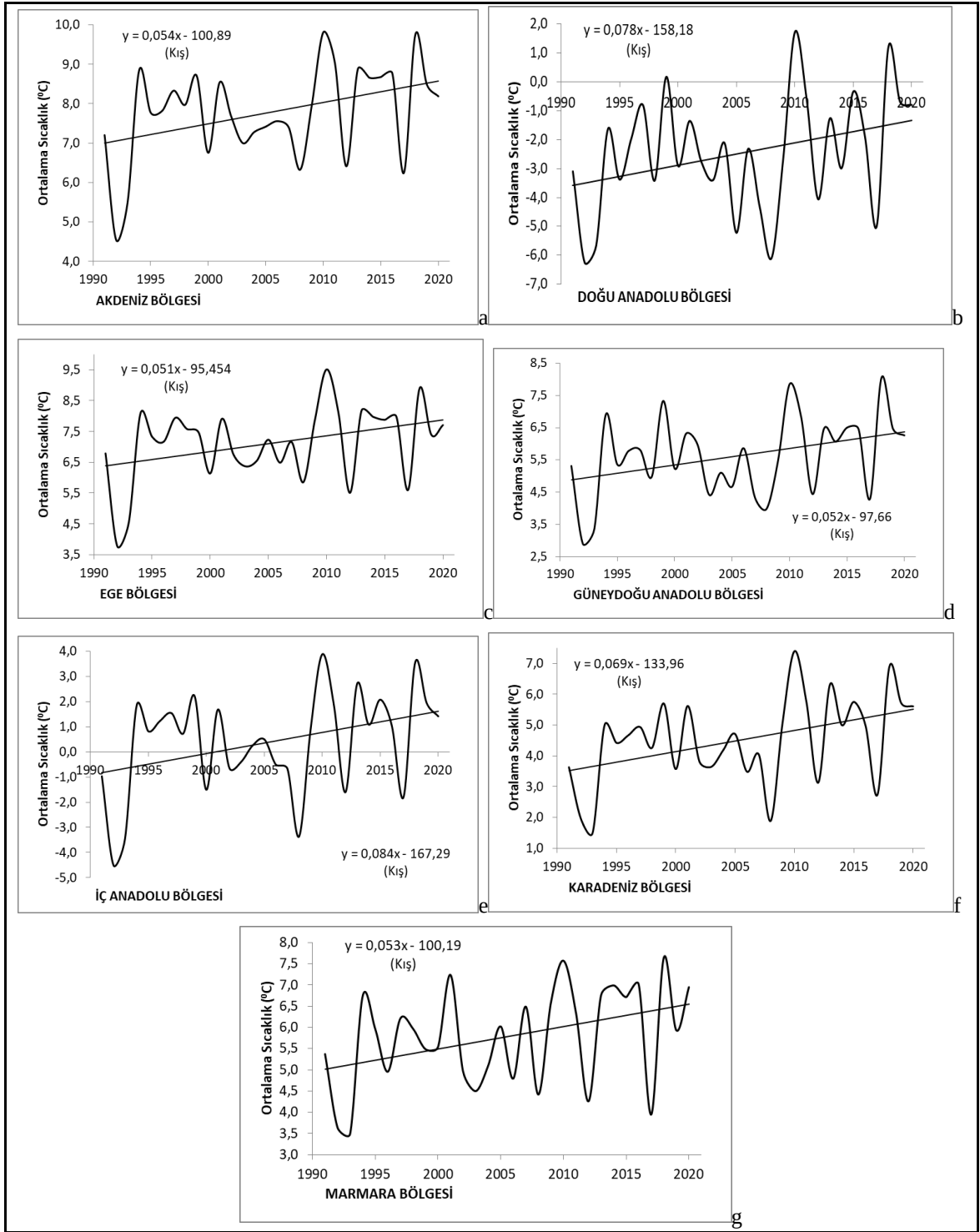
Şekil 43. İlkbahar mevsimi ortalama sıcaklık a. Akdeniz Bölgesi, b. Doğu Anadolu Bölgesi, c. Ege Bölgesi, d. Güney Doğu Anadolu Bölgesi, e. İç Anadolu Bölgesi, f. Karadeniz Bölgesi, g. Marmara Bölgesi.



Şekil 44. Yaz mevsimi ortalama sıcaklık a. Akdeniz Bölgesi, b. Doğu Anadolu Bölgesi, c. Ege Bölgesi, d. Güney Doğu Anadolu Bölgesi, e. İç Anadolu Bölgesi, f. Karadeniz Bölgesi, g. Marmara Bölgesi.



Şekil 45. Sonbahar mevsimi ortalama sıcaklık a. Akdeniz Bölgesi, b. Doğu Anadolu Bölgesi, c. Ege Bölgesi, d. Güney Doğu Anadolu Bölgesi, e. İç Anadolu Bölgesi, f. Karadeniz Bölgesi, g. Marmara Bölgesi.



Şekil 46. Kış mevsimi ortalama sıcaklık a. Akdeniz Bölgesi, b. Doğu Anadolu Bölgesi, c. Ege Bölgesi, d. Güney Doğu Anadolu Bölgesi, e. İç Anadolu Bölgesi, f. Karadeniz Bölgesi, g. Marmara Bölgesi.

6 Şubat 2023 Kahramanmaraş Depremlerinin Bölgesel Etkileri ve CBS Teknikleriyle Jeomorfolojik Analizi

Regional Impacts and Geomorphological Analysis of February 6, 2023 Kahramanmaraş Earthquakes

Sabri KARADOĞAN¹, Hurşit YETMEN², Catherine KUZUCUOĞLU³

Özet

6 Şubat 2023'te Türkiye'nin güneydoğusunda Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) ve Ölüdeniz Fay Zonu (ÖDFZ) ilişkili olarak yıkıcı depremler meydana geldi. Özellikle Kahramanmaraş'ta moment büyüklüğü (Mw) 7,8 ve 7,6 olan iki yıkıcı deprem, ardından Hatay'da meydana gelen Mw 6,4 deprem ve bu depremlerin ardından meydana gelen çok sayıda küçük-orta büyüklükte artçı deprem Türkiye'nin 11 ilini büyük ölçüde etkileyerek büyük hasara, can ve mal kayıplarına neden oldu. Depremlerin dinamiklerine, etkilerine ve sahadaki yansımalarına dair ilk günden itibaren çeşitli disiplinlerce çok sayıda çalışma yapıldı.

Araştırmanın odağı, deprem etkilerinin morfolojik birimler ve bunların jeomorfolojik koşullarıyla ilişkisidir. Her şeyden önce bu depremlerin çok geniş bir coğrafyada hissedilmesi ve odak noktasına çok uzak illerde bile yıkımlara ve çok sayıda can ve mal kaybına neden olması, olayın karmaşıklığını ve önemini göstermektedir. Bu durum, çalışmanın çok geniş bir alanda, çok sayıda ve çeşitli jeomorfolojik ünitenin incelenmesini gerektirdi. Söz konusu depremlerin şimdiye kadar bilinen önceki depremlerin davranışını sergilemediği açıktır. Diğer yandan ana fay hatlarına yakınlık ve uzaklığa bağlı olmaksızın yıkımların gerçekleştiği açıktır. Bu nedenle son depremlerde dikkat çekilmesi ve araştırılması gereken konu sadece levha etkileşimleri ve depremi üreten dinamiklerle ilgili bölgesel tektonik kaynak süreçler değil aynı zamanda jeomorfolojik koşullar, özellikle morfolojik birimlerin birbiriyle bağlantıları ve ilişkileridir. Bu bağlamda özellikle ova ve basen etkilerinden dolayı bu morfolojik birimlerin oluşum mekanizmaları, geometrieleri ve zemin büyüme davranışlarının açıklanması büyük öneme sahiptir.

Bu çalışmada 6 Şubat ve sonrasında yaşanan yıkıcı depremlerin ilk etkilerinin alansal dağılışı yapılmış, en çok yıkım gerçekleşen alanlar jeomorfolojik yapılarla ilişkilendirilerek basen etkisine dikkat çekilmiş, tektonik hatlar yanında jeomorfolojik etmenlerin önemi vurgulanmıştır. Çalışmanın en önemli bulgusu, depremlerin olası hasarlarını azaltmak, etkilerini daha iyi anlamak ve tahmin edebilmek için jeomorfolojik faktörleri de dikkate alan bir yaklaşıma ihtiyaç duyulduğunun ortaya çıkmasıdır.

Anahtar Kelimeler: 6 Şubat depremleri, Güneydoğu Anadolu, jeomorfoloji, Basen etkisi, Ova ve Havzalar.

Abstract

On February 6, 2023, devastating earthquakes occurred in southeastern Turkey related to the East Anatolian Fault Zone (EAFZ) and the Dead Sea Fault Zone (DSFZ). Two destructive earthquakes with moment magnitudes (Mw) of 7.8 and 7.6, especially in Kahramanmaraş, followed by an Mw 6.4 earthquake in Hatay, and many small to medium-sized aftershocks afterward, significantly impacted 11 provinces of Turkey, causing extensive damage, loss of life, and property. From the first day, numerous studies have been conducted by various disciplines on the dynamics, effects, and reflections of the earthquakes in the field.

The focus of the research is on the relationship between the effects of the earthquakes and the morphological units and their geomorphological conditions. First and foremost, the fact that these earthquakes were felt over a vast geographic area and caused destruction and significant loss of life and property even in provinces far from the focal point demonstrates the complexity and importance of the event. This situation necessitated the examination of many and varied geomorphological units over a wide area. It is evident that

¹Prof. Dr., Dicle Üniversitesi Ziya Gökalp Eğitim Fakültesi, Sosyal Bilimler ve Türkçe Eğitimi Bölümü, Coğrafya Eğitimi Anabilim Dalı, Diyarbakır/Türkiye. e-mail: skaradogan@dicle.edu.tr

²Dr. Öğr. Üyesi, Harran Üniversitesi Fen Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Şanlıurfa/Türkiye. e-mail: hyetmen@gmail.com

³Prof. Dr. UMR 8591 (LGP), CNRS & Paris 1 & Paris 12, Thiais, France), e-mail: catherine.kuzu@gmail.com

these earthquakes did not exhibit the behavior of previously known earthquakes. On the other hand, it is clear that destructions occurred regardless of the proximity to or distance from the main fault lines. Therefore, the subject that needs to be emphasized and investigated in recent earthquakes is not only the regional tectonic source processes related to plate interactions and the dynamics that produce earthquakes but also geomorphological conditions, particularly the connections and relationships of morphological units with each other. In this context, due to the effects of basins and plains, it is crucial to explain the formation mechanisms, geometries, and ground amplification behaviors of these morphological units.

In this study, the spatial distribution of the initial effects of the destructive earthquakes that occurred on February 6 and afterward was mapped, the most affected areas were associated with geomorphological structures emphasizing the basin effect, and the importance of geomorphological factors alongside tectonic lines was highlighted. The most important finding of the study is the revelation of the need for an approach that takes into account geomorphological factors among others to help reduce the potential damage of earthquakes, understand their effects better, and predict them.

Keywords: 2023 February 6 earthquakes, Southeastern Anatolia, Geomorphology, Basin effect, Plains and basins

1. GİRİŞ

6 Şubat 2023 tarihinde Türkiye'nin Güneydoğusunda, Türkiye saati ile 04.17'de ve 13.24'te merkez üssü Pazarcık (Kahramanmaraş) ve Elbistan (Kahramanmaraş) olan iki deprem (Mw 7,8 ve Mw 7,7) meydana geldi (Şekil 1). Söz konusu depremler, Türkiye'de yaşanan en büyük ikinci ve üçüncü depremler olarak kayıtlara geçmiştir. Depremler, Akdeniz, İç Anadolu, Doğu Anadolu ve Güneydoğu Anadolu Bölgelerini kapsayan çok geniş bir alanda hissedilmiş ve Kahramanmaraş, Hatay, Adıyaman, Malatya, Osmaniye, Gaziantep, Adana, Kilis, Diyarbakır, Elâzığ ve Şanlıurfa illerinde ciddi oranlarda kayıplara ve yıkımlara neden olmuştur. Bu 11 ilde 1,74 milyonu Suriyeli sığınmacı olmak üzere yaklaşık 15,75 milyon insan depremlerden etkilenmiştir (CB SBB Raporu, 2023). Geniş alanda hasar veren bu depremler esnasında Karasu Grabeni içinde 09-16 Şubat 2023 saat 24.00'a kadar geçen zamanda 3000'e yakın artçı deprem meydana gelmiştir (İTÜ, Mart 2023). İlk deprem Pazarcık Segmenti ve Amanos Segmenti üzerinde gerçekleşmiştir. Bu depremin artçısı, 6.8 büyüklüğünde olup, sadece 11 dakika sonra birinci depremin yaklaşık 10 km güneybatısında yine Karasu Grabeni içerisinde Nurdağı ilçesine yakın bir yerde meydana gelmiştir (Ünlügenç vd. 2023). Bu artçı, birinci deprem sonrası ayakta kalan binaları çok ciddi bir şekilde etkilemiş ve yıkmıştır. Bu depremler ile DAFZ'nin yüzlerce km uzunlukta 5 segmenti kırılmıştır. İkinci deprem ise aynı gün yaklaşık 9 saat sonra ilk depremin olduğu yerin yaklaşık 100 km kuzeyinde, Elbistan'ın güneyinde saat 13.24'te meydana gelmiştir. DAFZ'nin kuzey kesimlerinden uzanan Sürgü-Çardak Fay Segmenti, ilk depremler tarafından tetiklenerek 7.6 büyüklüğünde ikinci büyük bir deprem ile Kahramanmaraş'ın Ekinözü ilçesi civarında kırılmıştır. İkinci depremin artçısı da 98 dakika sonra aynı segmentin yaklaşık 65 km batı kesiminde Göksun ilçesinin yaklaşık 10 km kuzeyinde 6 büyüklüğünde meydana gelmiştir (Ünlügenç vd. 2023).

Ayrıca Adıyaman'ın Gölbaşı ilçesi güneyinde KD-GB doğrultusunda Gölbaşı Segmentinin de kırıldığı anlaşılmaktadır. Depremler, yaklaşık olarak 400 km uzunluğunda yüzey kırıkları oluşmasına neden olmuştur (İTÜ, Mart 2023). Bu depremler sonrasında meydana gelen 12000'in üzerinde artçı sarsıntılar sonrasında da 20.02.2023 tarihinde Amanos Fayının uzantısında bulunan ve o tarihe kadar kırılmamış bulunan Antakya Fayı saat 20.04'te 6.4 büyüklüğünde bir depremle kırılmıştır (Ünlügenç vd. 2023).

6 Şubat 2023 tarihinde Kahramanmaraş'ın Pazarcık ilçesi yakınlarında Mw 7,7 büyüklüğünde olan ilk deprem Kahramanmaraş-Antakya tektonik oluşu içerisindeki fayların hareketi ile oluşmuştur. Bu alanın büyük ölçüde kalın alüvyon dolgudan oluşması ve bu zeminlerin deprem dalgalarını büyütürken binalara iletmesi büyük yıkımlara neden olmuştur. Antakya'nın depremin merkez üstünden 140 km uzakta olmasına rağmen çok fazla etkilenmesi; deprem dalgalarının Antakya'ya kadar nerdeyse kesintisiz devam eden kalın bir alüvyon dolgu içinde ilerlemesi ile açıklanabilir. Bu alüvyal morfolojiler deprem sırasında sıvılaşma ve oturmaya bağlı deformasyonların sıklıkla gözlemlendiği alanlar olmuştur. Özellikle Adıyaman Gölbaşı'nda ve Hatay

Demirköprü'deki tespitlerde zemin sıvılaşmasına bağlı olarak yan yatan ya da zemine batan binalar görülmüştür. 6 Şubat 2023 tarihinde Kahramanmaraş'ın Ekinözü ilçesi yakınlarında 7,6 Mw büyüklüğündeki Çardak Fayı üzerinde meydana gelen ikinci deprem kuzeyde Nurhak ve güneyde Engizek Dağları arasında doğu batı doğrultulu tektonik koridor içerisinde meydana gelmiş, dolayısıyla depremin merkez üssüne 20 km mesafede olan ve havza içinde alüvyal zemin üzerinde yer alan Elbistan şehri yanında yine doğu uzantısında yer alan Malatya ve Adıyaman havzalarını büyük ölçüde etkilemiştir (Jeomorfoloji Deneği, 2023).

Sismik aktivitenin nerelerde yoğunlaştığını gösteren haritaların hazırlanması depremlere hazırlanmak ve yanıt stratejilerinin geliştirilmesine yardımcı olabilir. Ayrıca yüzey kırığı bulunmayan ve daha önce tanımlanmamış fayların tespit edilmesinde, sismik boşluk kuşaklarının belirlenmesinde bu haritalar değerlendirilebilir. 6 Şubat ve sonrasındaki yedi gün içinde meydana gelen sarsıntıların dağılışı incelendiğinde, DAFZ ve ÖDFZ ile paralel bir deprem yoğunluğu dağılışı deseni görülmektedir (Şekil 1). Bu beklenmeyen bir durum değildir, ancak söz konusu yoğun sismik aktivite kuşağına görece uzak ve sismik aktivite yoğunluğu görülmeyen yerleşim yerlerinde meydana gelen yıkım ve hasarların gerekçeleri başka etmenlerde aranmalıdır. Bu çalışmada 'basen etkisi' etmeni ağırlıklı olarak ele alındı.

Depremin etkili olduğu alanlarda sadece doğrultu atımlı faylar değil oblik, düşey atımlı, hatta bindirme faylarının da etkili olduğunu unutmamak gerekir. Bu depremlerin oluşması sonrasında Doğu Anadolu Fayı'nın güney segmentleri boyunca sahada sol yönlü yanal ötelenmeler yanında kuzey bloğun yükseldiği 1,5 metreye varan düşey atımlar tespit edilmiştir (Ünlügenç vd. 2023).

Bu durum sonraki yüzey kırılmalarının mutlaka aynı yerlerde gerçekleşmeyebileceğini, dolayısıyla sadece yüzey kırıklarından tespit edilen fay hatlarına bağlı kalınarak risk haritalarının yapılamayacağını, plan ve imar çalışmalarının yürütülemeyeceğini göstermektedir. Nitekim Türkiye aktif fay haritası ile yüzey kırıkları birbirlerini üzerlemediği ve farklı alanlardan geçtiği belirtilmektedir (İTÜ, Şubat 2023).

Söz konusu depremlerde dikkat çekilmesi gereken konu sadece tektonik olaylar, hatlar ve etkileri değil, bunların diğer yeryüzü süreçleri ile birlikte oluşturdukları jeomorfolojik koşullardır. Bu durumda depremin etkisinin yaygın olduğu bölgedeki basen (havza) etkilerinden ve zemin büyütmesinden bahsetmek gerekir (Şekil 2).

Yeryüzünde meydana gelen depremlerin etki dereceleri birçok faktörle birlikte özellikle fayın kırılma mekanizmasına, sismik kabuğun yapısına ve yüzeye yakın zeminler ile yumuşak kayaçların özelliklerine bağlıdır. Özellikle yer kabuğunu örten genç alüvyonların ve sedimanter kayaçların deprem kaynağından uzak mesafelerde bile önemli ölçüde yapı hasarlarına yol açabildikleri bilinmektedir. Örneğin 30 Ekim 2020 tarihinde Ege Denizi'nde Sisam Adası açıklarında meydana gelen 6,9 moment büyüklüğündeki deprem, merkez üssünden yaklaşık 70 km uzaklıkta olan İzmir Bayraklı ilçesinde yoğun hasara yol açmıştır.

Yüzeye yakın zeminlerin ve genç sedimanter kayaçların deprem yer hareketi üzerindeki etkisi zemin büyütmesi olarak isimlendirilmektedir. Zemin büyütme etkileri bir boyutlu ve iki – üç boyutlu etkiler olarak sınıflandırılabilir. Bir boyutlu etkiler, birbirini izleyen farklı yoğunluk ve kayma dalgası hızına sahip tabakaların empedans farkı nedeniyle sismik dalgaların genliklerinin artması, tabakaların doğal titreşim periyotlarındaki yer hareketlerini büyütmelemleri sebebiyle oluşan kısmi rezonans etkileridir. Sedimentasyon sırasında oluşan vadi tabanları – basenler ise genellikle yüksek yoğunluk ve kayma dalgası hızına sahip kayaçlar ile sınırlandırılmış, daha düşük yoğunluk ve kayma dalgası hızına sahip yapılardır. Bu tür jeomorfolojik birimlerde iki ve üç boyutlu yapılar nedeniyle ilave zemin büyütmelemleri oluşmaktadır (Işık, 2023).

Basen etkileri terimi, konveks çöküntüleri dolduran yumuşak sedimanter çökellerdeki hapsolmuş yankılanan deprem dalgalarını ifade eder (Ayoubi vd. 2021). Basen etkileri dalgaların frekans içeriğini ve süresini önemli ölçüde değiştirir. Havza kenarlarında yüzey dalgaları oluşur,

ayrıca havza geometrisinden kaynaklanan sismik dalgaların odaklanarak şiddetlendiği alanlar da oluşabilmektedir (Işık, 2023).

Basen etkileri geçmişteki $M_w=8,0$ 1985 Michoacan, Meksika, $M_w=6,9$ 1995 Kobe, Japonya ve $M_w=7,8$ 2015 Gorkha, Nepal gibi depremlerde sarsıntı şiddeti ve süresi üzerinde önemli rol oynamıştır. Bunun dışında, Kuzey Yunanistan'daki Volvi havzasındaki Euroseistest, Japonya'daki Ashigara vadisi, Japonya'daki Ohba vadisi gibi basen etkisinin ortaya konduğu çalışmalar mevcuttur. Türkiye'de de 6 Şubat depremlerinden sonra basen etkileri ile ilgili yapılan bir çalışmada yüksek periyotlarda çok yüksek spektral ivmelerin gözlenmesi olası bir basen etkisini ortaya koymaktadır (Işık, 2023).

Bu çalışmanın amaçlarından biri de depremin etkilerinin alansal dağılışının yapılması yanında, en çok yıkım gerçekleşen alanları jeomorfolojik yapılarla ilişkilendirerek basen etkisini, dolayısıyla tektonik hatlar yanında jeomorfolojinin önemini ortaya koymaktır.

2. YÖNTEM

Bu çalışmada birbirini tamamlayıcı birkaç aşamadan oluşan bir yöntem takip edildi:

1. Aşama: 11 ili kapsayan deprem bölgesinin tarihsel ve aletsel dönem deprem verileri derlenip CBS ortamında haritalanarak bölgenin depremselliği analiz edildi.

2. Aşama: 6 Şubat 2023 depremlerinin alansal dağılışı ve etkilerinin haritalanabilmesi için il ve ilçe ölçeğinde doğru ve güvenilir bilgilere ulaşip veri tabanı oluşturulmaya çalışıldı.

Bu amaçla İTÜ, ODTÜ, MTA, USGS-University of Portland, IFRC, AFAD ve Cumhurbaşkanlığı Strateji ve Bütçe Başkanlığı (SBB)'nın Şubat 2023 depremleri ile ilgili raporları incelendi. Çeşitli tarihlerde ilgili kurum ve kuruluşların medya yoluyla paylaştıkları veriler karşılaştırıldı. Afet boyutunun ve etkilerinin ulaştığı coğrafi alanının çok geniş olması, büyük artçıların uzunca bir dönem devam etmesi ve bu dönem boyunca ilgili kurumların veriye ulaşmasında, verilerin bir araya getirmesinde ve raporlanmasında da karmaşa ve zorluk yaşadığı gözlemlendi. Farklı zaman dilimlerinde farklı kurumların paylaştığı istatistiki bilgilerdeki tutarsızlık en büyük problem olarak ortaya çıktı.

Depremin hangi coğrafi ünite ve ölçekte ne düzeyde etkili olduğunu ortaya koymak ve haritalamak için gereken ilçe düzeyindeki veri (henüz ağır hasarlı binaların yıkımına geçilmeden önce saptanan, ana şoklar ve onları takip eden görece kısa bir süre içindeki artçı şoklarla yıkılan bina sayıları) önem taşımaktadır. Bu nedenle 6 Şubat'ta yaşanan büyük depremlerden 10 gün sonra Çevre, Şehircilik ve İklim Değişikliği Bakanlığı Yapı İşleri Genel Müdürlüğü'nün 16 Şubat 2023 tarihli basınla paylaşılan raporu esas alındı. Bu veriler 10 günlük süre içinde ilk günkü büyük depremler ve sonrasında meydana gelen 10 günlük artçı sarsıntılar sonucu yıkılmış olan bina bilgilerini içermektedir.

İl düzeyindeki toplam veriler ise depremden sonra yaklaşık bir ay sonra yayımlanmış olan Mart 2023 tarihli Cumhurbaşkanlığı SBB raporundan alındı. Raporda ilçe düzeyinde verilere yer verilmemiştir. Ancak bu rapor, deprem bölgesindeki her ilde yıkılmış, ağır hasarlı, acil yıkılması gereken ve diğer hasarlı bina sayıları açısından en kapsamlı bilgileri içermektedir. Bu verilerin veri tabanına işlenmesi ile elde edilen katmanlar diğer katmanlarla ilişkilendirilerek tematik haritalar oluşturuldu.

Yıkılan bina sayısının belirlenmesinde uydu görüntülerinin işlenmesine dayalı yöntemler denendi. Bu amaçla 6 Şubat öncesi ve sonrasına ait belli lokasyonlardaki uydu görüntülerinden yıkımın miktarı ve oranı çıkarılmaya çalışıldı.

CBS ortamına aktarılan 11 il kapsamında il ve ilçe bazındaki deprem istatistikleri, bölgenin jeomorfolojisi, litolojisi, fay sistemleri ve asıl yıkıma neden olan iki büyük depremin lokasyonu ile ilişkilendirilerek tematik doğal kırılma dağılışı ve sıcak nokta analizleri yapıldı. Böylelikle yıkıma neden olan litolojik-morfolojik faktörler ortaya çıkarılarak, yeni bir sismik risk haritası anlayışı geliştirilmesi konusunda bir kapı aralandı. Çünkü depremin odak noktasına yakın bazı alanlarda

önemli bir etki görülmezken (Gaziantep şehri gibi) uzaktaki alanlar olağanüstü etkilenmiştir (Adıyaman ve Diyarbakır gibi).

3. Aşamada, depremle ilişkili 11 ili kapsayan alanların genelleştirilmiş jeomorfoloji altlığı oluşturuldu. Her bir morfolojik ünitenin bünyesinde yer alan yerleşmelerin 6 Şubat depremlerinden etkilenme derecesi göz önünde bulundurularak, deprem öncesi ve sonrasına ait saha gözlemleri ve literatür çalışmaları doğrultusunda aşağıdaki gibi bir rölyef sistematığı önerildi:

Yüksek ve Dağlık Rölyef

- Güneydoğu Anadolu Bölgesi Karstik Platoları
- Karacadağ Volkanik kütlesi
- Güneydoğu Toroslar
- Amanos Dağları

Alçak Rölyef, Ovalar ve Havzalar:

-Güneydoğu Toroslar kuzeyinde (Yayardı bölge) oluşmuş Çek-Ayr (Pull-Apart) ve Piggy-back tipi ova ve havzalar:

- Malatya Havzası
- Hazar Gölü Havzası
- Elâzığ Çevresindeki Ovalar
- Elbistan Havzası

-Graben ova ve havzaları:

- Antakya-Maraş Grabeni (Amik-Türkoğlu-Sağlık-Narlı ve Kahramanmaraş ovaları)
- Fırat Nehri'nin doğusundaki tektonik ovalar: Suruç ve Harran-Akçakale ovaları
- Birecik-Kargamış, Haral, Elbeyli, Tilbeşar ve Kilis ovaları

-Senklinal ova ve havzalar:

- Araban ve Yavuzeli ovaları

-Sag-pond (fay gölleri) çöküntüleri:

- Gölbaşı-Azaplı-İnekli Depresyonu

-Amanos Dağları batısındaki kıyı ve delta ovaları:

- Çukurova
- İskenderun, Dört Yol-Erzin ve Osmaniye ovaları

-Yüksek dağ içi ovaları:

- Düziçi Ovası
- Erkenek Polyesi

-Sübsidans karakterli Pliyosen tortulanma havzaları:

- Diyarbakır Havzası
- Adıyaman Havzası

3. BÖLGEDE MEYDANA GELEN TARİHSEL DEPREMLER

Bölgede yakın geçmişte olduğu gibi tarihi ve tarih öncesi dönemlerde de yıkıcı depremler meydana gelmiş ve yerleşmeleri etkilemiştir (Tablo 1). Doğrudan deprem etkisiyle olduğu

belirtilmemesine rağmen birçok arkeolojik kazı raporunda yerleşme ünitesindeki yıkım ve tahribattan söz edilmektedir. Ziyaret Tepe (Matney vd. 2004), Gire Cano (Schachner, 2002), Kavuşan Höyük (Özfirat, 2006) ve Salât Tepe’de (Esentürk vd. 2007) rastlanan yıkımlar bunlar arasında sayılabilir (Karadoğan ve Yıldırım, 2010).

Bugünkü deprem bölgesi, antik devirlerde, eski çağlarda, Bizans döneminde birçok depremle karşılaşmış, ayrıca coğrafi bağlantısı dolayısıyla Filistin ve Kuzey-Suriye'deki deprem merkezlerinden de etkilenmiştir. Örneğin 508 yılında meydana gelen depremde EI-Cezire ve Suriye'den başka, Anadolu'nun özellikle doğu ve güneydoğusunda etkili olmuş ve çok büyük can ve mal kaybını doğurmuştur. Bölgede bulunan Urfa, Harran, Samsat ve diğer bazı şehirlerin önemli bir kısmı harap olmuş, pek çok kişi enkaz altında kalarak yaşamını yitirmiştir. Bütün Maraş şehri adeta yok olmuştur (Arık,1992).

526 yılında meydana gelen deprem Antakya’da yaşanan depremlerin en önemlisidir. 526 depremi 29 Mayıs günü akşamı bir festival için şehirde toplanmış binlerce insan bu felakete yakalanmıştır. Tarihsel belgelere dayanan incelemeler can kaybının 250.000 ile 300.000 arasında olduğunu bildirmektedir (Ergin vd. 1967; Karaki, 1987; Ambraseys and White, 1997; Guidobani vd. 2004). Depremde hem Seleucia Pieria (modern Samandağ), hem de Dafne (Modern Harbiye) ile çevresindeki 30 km’lik çok geniş bir alan tümüyle yıkılmıştır. Bu depremin artçı sarsıntıları bir buçuk yıl devam etmiştir.

Osmanlı döneminde Antakya'da meydana gelen çok sayıda deprem arasında 1615, 1789, 1822 ve 1872 yıllarındaki depremler en önemli olanlarıdır. 1789'da gerçekleşen depremde Elâzığ ve Tunceli çevresinde büyük yıkımlar yaşanmış ve 51.000 kişi hayatını kaybetmiştir (Karadoğan ve Yıldırım, 2010).

13 Ağustos 1822 depremi bölgede son 5 yüzyılda meydana gelmiş olan en büyük depremdir. Karadeniz kıyılarında dahi hissedilen bu depremde Gaziantep, Antakya, İslâhiye ve Halep arasındaki bölgede (özellikle Antakya, Belen ve İskenderun’da) çok ağır hasar ve yıkım meydana gelmiştir (Ergin vd. 1967). Ölü sayısı hakkında kesin bir bilgi olmamakla birlikte, bu sayının 60.000’e kadar çıktığı ileri sürülmektedir (Sbeinati vd. 2005). Depremin artçı sarsıntıları 2 yıl devam etmiştir. Ambraseys and White (1997)’e göre 1822 depremi ($M=7,4$) Amik Ovası’nın kuzeyinde meydana gelmiştir (Şekil 3). Özellikle Amik Ovası ve İskenderun sahil kesiminde büyük ölçüde sıvılaşmalar oluşmuştur. En büyük zarar Amik Ovası’nda Afrin Nehri çevresindeki köylerde meydana gelmiştir. Afrin ve Asi nehirleri bazı kesimlerinde yatağını terk etmiştir. Nehrin bazı yerlerinde sular çekilmiştir. Ambraseys (1989), depremle birlikte yerin yarılıp açıldığından bahsetmiş fakat bu yüzey kırıkları hakkında hiçbir lokasyon vermemiştir (Karabacak, 2007).

1900 yılından günümüze aletsel kayıt döneminde bölgede, çoğunluğu DAFZ’a bağlı büyüklüğü $M>6,0$, $I_0=VII$ olan önemli depremler olmuştur (Tablo 2, Şekil 4). Aletsel dönemde Türkiye’de Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ile DAFZ kıyaslandığında KAF’ın daha etkin olduğu kabul edilir (Ambraseys,1971). Tablo 2’de bölge ve yakın çevresinde aletsel dönemde 2020 yılına kadar meydana gelen bazı büyük depremler verilmiştir. Aktif fay zonlarında paleosismolojik çalışmaların modellenmesi ve afet risk yönetiminde mekânsal analizlerin öngörü yeteneklerimize önemli katkıları vardır. Bu katkılardan en önemlisi deprem üretme potansiyeli yüksek olan yerlerin, sismik boşlukların belirlenmesidir. Ancak bu riskli kuşakların belirlenmesi tek başına deprem tehlikesinden korunmak için yeterli değildir. Depreme dirençli yerleşim alanlarının tasarlanması, Türkiye gibi tektonik bakımdan aktif ülkelerde ertelenmemesi gereken bir konudur. Nitekim son depremler bir kez daha bu gerçeğe yüzleşmemize neden olmuştur.

Ceyhan ve İskenderun gibi Amanos Dağları’nın batısında meydana gelen depremler ve 6 Şubat 2023 depremleri bir tarafa bırakılacak olursa Güneydoğu Anadolu ve Doğu Akdeniz bölgelerinde

sismik etkinliğin daha çok Gölbaşı'nın doğusunda olduğu görülür (Şekil 4). Gölbaşı segmentinin batısında, özellikle ÖDFZ çevresindeki sismik boşluk, aletsel dönemde bölgede meydana gelen $M>3.0$ depremlerin veri tabanına işlenerek (6 Şubat 2023 depremleri hariç) oluşturulan hotspot analizi haritasından da açıkça izlenebilmektedir (Şekil 5).

4. BULGULAR

Geniş bir alanda etkili olan 6 Şubat ve sonrasındaki depremlerin etki sahasını, morfolojik ilişkilerini görebilmek için il ve ilçe bazında yıkılmış, acil yıkılması gereken ve ağır hasarlı bina verileri CBS ortamında veri tabanı oluşturularak haritalandı ve jeomorfolojik altlıklarla ilişkilendirildi. Hasarlı veya yıkık bina verileri, farklı zamanlarda farklı kurumlarda devam eden tespit, yıkım ve imar süreçleri nedeniyle değişiklik göstermektedir. Bu nedenle söz konusu verilerin deneştirilmesi konusunda zorluk yaşandı ve felaketin boyutlarından dolayı bugün bile kesin verilere ulaşmak ve netleştirmek neredeyse imkansızdır. Ancak belli bir zaman kesitinde ilgili kurumların verdiği geçici verilerden ve raporlardan haritalanabilecek ve depremin etki ve sonuçlarının dağılışını verebilecek veriler bir araya getirildi. İlçe verileri için en uygun veri topluluğu olarak Çevre, Şehircilik ve İklim Değişikliği Bakanlığı Yapı İşleri Genel Müdürlüğü'nün, 16 Şubat 2023 tarihli raporu esas alındı. Bu veriler 10 günlük süre içinde, ilk günkü büyük depremler ve sonrasında meydana gelen 10 günlük artçı sarsıntılar sonucu yıkılmış olan bina bilgilerinden oluşmaktadır. Dolayısıyla daha sonra yıkılmış ve hasarlı olup yıkılmasına karar verilen bina bilgilerini kapsamamaktadır. İl toplam verileri ise Cumhurbaşkanlığı SBB raporundan alındı. Bu veriler, aradan geçen yaklaşık bir aylık zaman içinde yapılan çalışmalar sonucu depreme bağlı yıkılmış binalar ile sonradan yıkılmasına karar verilerek yıkılan, ayrıca yıkılması gereken ağır hasarlı bina sayılarını içerir. Bu veriler Tablo 3'te verilmiş olup ayrıca çeşitli katmanlardan oluşan CBS katman setlerine il ve ilçe sayısal verileri olarak işlenerek analiz edilmek üzere tematik haritaların üretiminde kullanılmıştır (Şekil 6, 7 ve 8).

Türkiye Cumhuriyeti Cumhurbaşkanlığı, Strateji ve Bütçe Başkanlığı, 2023 Kahramanmaraş ve Hatay Depremleri Raporu'nda depremden etkilenen ve Afet Bölgesi ilan edilen illerde il bazında yıkık, acil yıkılması gereken ve ağır hasarlı bina sayıları verilmiştir. Bu verilerden hareketle, il bazında yıkık, acil yıkılması gereken ve ağır hasarlı bina sayılarıyla oluşturulan doğal kırılma yöntemli sınıf aralıklı harita üretildi (Şekil 6). Her bir ilin kapladığı alan farklı jeomorfolojik üniteler üzerinde bulunduğu, bu nedenle hasar-jeomorfolojik ilişki bağlamında bu haritanın fikir vermeyeceği düşünülebilir. Fakat deprem sonrası uzun çalışmalar sonucunda oluşturulan özellikle acil yıkılması gereken ve ağır hasarlı bina sayısı oldukça fazla olup, dağılışı büyük önem arz etmektedir.

Harita incelendiğinde en yüksek değere sahip ilin Hatay olduğu görülür. Hatay'ı Kahramanmaraş, Malatya ve Adıyaman izlemektedir. En düşük değerlere sahip iller ise Adana Kilis ve Şanlıurfa'dır (Şekil 6).

Daha dar alanlı olması nedeniyle jeomorfoloji-deprem etkileri ilişkisini ilçe bazındaki dağılış haritası daha iyi vermektedir. Ne var ki, afet bölgesindeki tüm ilçelerin yıkık, acil yıkılması gereken ve ağır hasarlı binalarına ait sağlıklı veriler mevcut değildir. Bu nedenle ilçe bazında afetin etki alanı dağılış haritasını oluşturabilmek için Çevre, Şehircilik ve İklim Değişikliği Bakanlığı Yapı İşleri Genel Müdürlüğü'nün, 16 Şubat 2023 tarihli raporundaki veriler esas alındı. Bu veriler 6 Şubat ve sonrasındaki 10 gün içinde deprem sarsıntılarıyla yıkılmış binaları da kapsamaktadır. İlçe bazında 6 Şubat 2023 tarihinde meydana gelen depremlerden 10 gün sonra yıkık bina verileriyle elde edilen doğal kırılma yöntemli sınıf aralıklı haritaya bakıldığında, Samandağ'dan Pazarcık ve Kahramanmaraş depresyonuna uzanan Antakya-Maraş Grabeni içindeki ovalarda yer alan ilçelerin, ayrıca Ekinözü'nde meydana gelen ve aynı gün gerçekleşen ikinci büyük depremin lokasyonu nedeniyle, merkezinde Malatya Doğanşehir ilçesinin olduğu kuzeydeki ova ve depresyonlarda bulunan ilçelerin en fazla yıkıma uğrayan alanlar olduğu görülür (Antakya, İslâhiye, Nurdağı, Kahramanmaraş merkez, Pazarcık, Elbistan, Doğanşehir, Malatya merkez, Adıyaman merkez ve

Gölbaşı). Deprem odak noktalarına yakın olsalar bile, bazıları ova ve havza tabanlarında yer aldıkları halde Amanos Dağları'nın batısındaki ve Gaziantep-Şanlıurfa paltolarındaki yerleşmelerde yıkımın çok az veya olmadığı görülmektedir. Bunlara örnek olarak; Adana merkez, Ceyhan, Afşin, Kilis, Gaziantep merkez, Araban, Yavuzeli, Çelikhan, Birecik ve Suruç verilebilir (Şekil 7).

Aynı verilerle oluşturulan sıcak noktalar (hotspot) haritasına bakıldığında en sıcak kritik alanların güneyde Amik Ovası'ndan başlamak üzere Kahramanmaraş'a kadar olan güney-kuzey doğrultusunda uzanan Antakya-Maraş grabeni ve Elbistan'dan başlamak üzere Güneydoğu Toroslar gerisindeki (kuzeyindeki) tektonik havzalar ile yine Güneydoğu Toroslar güneyindeki tortulanma havzaları olduğu dikkati çeker. Buna, üzerine Karacadağ volkanik platosunun oturduğu Diyarbakır kentini de ekleyebiliriz (Şekil 8). Soğuk, yani yıkımın düşük olduğu alanlar ise adeta bir bariyerle sıcak, yani yıkımın yüksek olduğu alanlardan ayrılan Amanoslar batısı, Karacadağ'ı merkeze alan kuzey-güney yönlü bir hat ve bölgenin güneyindeki Gaziantep-Şanlıurfa kalker platosudur.

Depremden etkilenen bölgelerdeki binaların inşa yılı, mimari özellikler, kat sayısı ve ana taşıyıcı yapı sistemi gibi değişkenlerin farklı olması şüphesiz yıkılan bina sayısını etkilemiştir. Fakat binaların taşıyıcı sistemlerinin yaklaşık %90'ının betonarme olması, yarısından çoğunun zemin etüdü raporuna sahip olması ve yaklaşık %80'inin 42 yıllık veya daha yeni olması (Cumhurbaşkanlığı SBB Raporu, 2023; TMMOB Mimarlar Odası Raporu, 2023) yapı standartlarının yanında yıkıcı etkileri denetleyen başka fiziki çevre koşullarının da olduğunu düşündürmektedir. Özellikle ova ve havzalarda depremden sağlam veya az hasarla kurtulan yapı stoğunun yeni yapılaşma sürecinde yol gösterici tecrübeler olarak değerlendirilmesi gerekir.

Şekil 9'da ilçe verileri, çevrelerinin merkezi konumundaki yoğun nüfuslanma alanları olan ilçe merkezlerine yüklendi ve genel hatlarıyla belirlenen bölgenin morfolojik birimleri katmanıyla çakıştırıldı. Elde edilen tematik haritada 6 Şubat depremleri ve sonrasındaki 10 gün içinde meydana gelen artçılarla ilçe bazında yıkılmış bina sayısı büyüklüklerinin ana jeomorfolojik birimler üzerindeki konumlarına bakıldığında önceki haritada bahsedilen sıcak alanların, yani yıkımın fazla olduğu noktaların ova ve havza üniteleri üzerinde olduğu görülür (Şekil 9). Bu durum deprem ve jeomorfoloji ilişkisinin göz ardı edilemeyeceğini, hatta ova ve havzaların da köken, oluşum ve litolojik karakterlerinin detaylıca araştırılması ve bilinmesi gerektiğini göstermektedir. Nitekim aktif fay zonlarına ve deprem odağına görece yakın olup daha az etkilenen yerleşmelerin bulunduğu havzaların yanında daha çok yıkıma uğrayan yerleşmelerin bulunduğu daha uzak havzaların bulunması dikkat çekicidir. Ayrıca saha gözlemlerimizde (Araban ve Yavuzeli'nde) deprem odağına önemli bir mesafe farkı olmayan farklı havzalardaki yerleşmelerin de aynı ölçüde hasar almadığı görülmüştür.

Depremlerin yıkıcı etkilerinin ve sonuçlarının fiziki olarak tespit edilmesinin yöntemlerinden biri de Uzaktan Algılama yöntemleridir.

Kahramanmaraş ve çevresinde meydana gelen depremlerin neden olduğu hasar belirli bir alan içinde NASA uydu verileri ile Singapur Dünya Gözlemevi-Uzaktan Algılama Laboratuvarı tarafından yapılmaya çalışılmıştır (NASA). Söz konusu çalışma, 8 Şubat 2023 tarihinde Japonya Havacılık ve Uzay Araştırma Ajansı (JAXA) Gelişmiş Kara Gözlem Uydusu-2 (ALOS-2)'deki PALSAR-2 radar cihazı tarafından toplanan verilerin, NASA'nın Jet Propulsion Laboratuvarı ve Caltech (Kaliforniya Teknik Üniversitesi)'in iş birliği ile proses edilmesiyle Singapur Dünya Gözlemevi-Uzaktan Algılama Laboratuvarı tarafından oluşturulmuştur. Uydu, dünya yüzeyine mikrodalga darbeleri gönderen ve binalar da dâhil olmak üzere genel durumu haritalamak için bu dalgaların yansımalarını dinleyen sentetik açıklık radarı (SAR) taşımaktadır. Singapur Dünya Gözlemevi-Uzaktan Algılama Laboratuvarı, 8 Şubat verilerini depremden önce (7 Nisan 2021 ve 6 Nisan 2022'de) aynı uydu tarafından yapılan gözlemlerle karşılaştırarak değişiklikleri takip etmiş ve hasar görmüş olması muhtemel alanları belirlemiştir (Pamukçu vd. 2023). Bu çalışma ile sadece Antakya-Maraş grabeni içinde, Kahramanmaraş, Türkoğlu ve Nurdağı çevresine ait alanlar işlenmiştir. Ancak herhangi bir sayısal analiz yapılmamıştır.

Harita ve Kadastro Mühendisleri Odası (HKMO)'nın hazırladığı “Afet Çalışma Ön Raporu’nda Kahramanmaraş merkezli depremlerle ilgili uydu verilerinden hareketle yıkılan bina miktarı tespit edilmeye çalışılmıştır. Rapora göre sadece 10 şehir merkezinde tamamen yıkılan bina sayısı 5 binden fazladır. Aynı tarihlerde resmi rakamlara göre yıkılan tüm binaların sayısı 6.444’tür.

Söz konusu raporda uydu görüntüleri ve güncel hava fotoğrafları üzerinden yapılan hızlı analizlere göre, tamamen yıkıldığı tespit edilen bina sayısı şöyledir:

- Nurdağı ve İslâhiye, Gaziantep: 1000
- İlçe merkezleri dahil Hatay: 1750
- Kahramanmaraş şehir merkezi: 1000
- Adıyaman şehir merkezi: 650
- Malatya şehir merkezi: 461
- Osmaniye şehir merkezi: 100

Raporda sayılarla ilgili şu not düşülmüştür: “Bu sayılar farklı verilerle ve ileri analizlerle henüz doğrulanmamış olup bu konuda üyelerimizin ve komisyonlarımızın da içerisinde yer aldığı birçok gönüllü çalışmalar yürütülmektedir ve önümüzdeki günlerde diğer yerleşim yerleri ile birlikte nihai sayılar ortaya konacaktır.”

5. LİTOLOJİK-JEOMORFOLOJİK BAĞLAMDA TESPİTLER VE DEPREM HASARI İLİŞKİLERİ

Depremi farklı etkilerini havzaların karakteri ve çevrelerindeki rölyef ile olan ilişkilerinde aramak gerekir. Nitekim Türkoğlu’ndaki bir deprem 300 km ötedeki Diyarbakır havzasını büyük ölçüde etkilerken, plato ve dağlık sahalardaki yerleşmeleri bir yana, daha yakındaki Çukurova’yı ve Harran-Birecik-Suruç ovalarını aynı derecede etkilememiştir.

Aynı sistem içinde olduğu düşünülen Amanoslar ve Güneydoğu Toroslar, Antakya -Maraş Grabeni kuzeyinden itibaren farklı karakterlere bürünür. Amanoslar otokton bir orojenik küttedir. Halbuki Kahramanmaraş’tan itibaren Güneydoğu Toroslar Allokon karakterdedir ve şaryajlı yapıda olup havzaları örten, havzalar üzerinde taşınan (Piggy-back) yapılardır. Aynı durumu, bölgede Epirojenik etki gösteren Karacadağ küttlesini üzerinde taşıyan Adıyaman ve Diyarbakır havzaları için de söylemek mümkündür. Ancak bölgenin güneyinde yer alan, öncesinde epirojenezle kırılan, sonrasında ise bölgede kendini gösteren doğu-batı genişlemeli tektonik aktivite ile şekillenen Harran, Suruç ve Birecik ovaları, üzerinde alüvyal örtü olsa bile otokton karakterli Arap Platformu birimleri üzerinde şekillenmiştir (Şekil 10).

Aşağıda, depremden etkilenen ve 11 ili kapsayan bölgenin ana jeomorfolojik unsurları belirlenmiş, sahada en fazla yıkıcı etkinin yaşandığı havzaların jeomorfolojik sınıflandırması, analizi, birbirleriyle ve çevrelerindeki rölyef ile ilişkilerine değinilmiştir. Şekil 10’da gösterilen kesitler deprem bölgesindeki rölyef sistematığının anlaşılmasını kolaylaştırmak ve tektonik, morfolojik ve litolojik etmenlerin bir arada yorumlanmasına yardımcı olmak için çizildi.

5.1. Yüksek ve dağlık rölyef

5.1.1. Güneydoğu Anadolu bölgesi karstik platoları

Güneydoğu Anadolu Bölgesinin güney kesimini otokton karakterli üzeri yer yer volkanik malzemelerle örtülmüş, epirojenezle yükselmiş ve bu nedenle derin vadilerle yarılmış ve yine epirojenez etkisiyle güney kesimleri yükselerek kırılmış karstik platolar kaplar. Karacadağ volkanik küttlesinin doğusunda, Diyarbakır Havzası’nın güney kesimlerini sınırlandıran karstik platolar Mardin-Midyat Platosu, batısındakiler ise Şanlıurfa-Gaziantep Platosu olarak adlandırılır. Ancak her iki platonun kuzeydeki sübsidans havza kökenli epirojenik hareketlere karşı gösterdikleri yükselme ve bunun sonucundaki kırılma şekilleri farklıdır. Mardin-Midyat Platosu yükselmeye karşı doğu-batı doğrultulu faylarla kırılırken, Gaziantep-Şanlıurfa Platosu kuzey-güney doğrultulu faylarla kırılmıştır. Bu olay sonucu yakın jeolojik dönem tektonik hareketlerin gerilme karakterli olması nedeniyle de graben ova ve havzalar oluşmuştur (Harran, Suruç ve Birecik-Kargamış ovaları).

Gaziantep-Şanlıurfa Platosu'nun Fırat Nehri batısında kalan kısımları (Gaziantep Platosu) batıda Antakya-Maraş depresyonuyla sınırlanmıştır. Kızıldağ ve Karadağ arasında uzanan Araban Ovası, Fırat Vadisi ile Antakya-Maraş Grabenini hemen hemen birleştirir, grabenin Fırat Vadisine en çok yaklaştığı yer bu alandır (Kalelioğlu, 1971). Platonun kuzeyinde yer alan Karadağ, Araban ile Yavuzeli ovaları arasında adeta bir duvar gibi batı-doğu yönünde uzanır. Çekirdeği Miosen kalkerlerinden meydana gelen bu antiklinalin yamaçları ve özellikle güneyindeki senklinalin tabanı Pliosen veya Kuaterner yaşta bazaltlar tarafından örtülmüştür. Gaziantep Platosu, kuzeyden güneye, kuzeybatıdan güneydoğuya ve batıdan doğuya yüksekliği azalır. Kuzeydeki plato yüzeyleri genellikle Lütisen kalkerleri, Oligo-Miosen kalkerleri ve marnlı kalkerler ile bazaltlardan oluşmaktadır. Gaziantep Platosu'nun bu yüksek kuzey kısımları Karasu, Merziman, Nizip Çayı ve kollarının açtıkları derin vadiler tarafından parçalanmıştır. Kilis kentinin kuzeydoğusunda ise Pliosen veya Kuaterner bazaltları topografyayı örter (Kalelioğlu, 1971).

Gaziantep-Şanlıurfa Platosu'nun Birecik-Kargamış ovaları ve Fırat Vadisi doğusunda kalan kısmını ise yine kalker arazilerden oluşan Birecik-Halfeti Platosu, Urfa-Bozova Platosu, Fatik Platosu, Tektek Platosu; bazaltik arazilerden oluşan Siverek-Viranşehir Platosu oluşturur. Platoların güneyinde Ceylanpınar-Harran-Suruç ovaları yer alır. Harran ve Suruç ovalarının oluşumunda tektonik olayların önemli bir etkisi vardır.

Plato, bölgede 6 Şubat depremlerinden en az etkilenen alanlardandır. Bu durumun gerekçesini kalın kalker arazilerde ve bunları örten bazalt örtüsünün litolojik karakterinde, söz konusu birimlerin otokton özelliklerinde aramak gerekir. Plato sınırları içinde depremlerde il ve ilçe merkezleri bazında ilk yıkılan bina sayıları; Suriye sınırındaki Kilis'te 130, Fatik Platosu ile Harran Ovası sınırındaki Şanlıurfa'da (Haliliye) 44, Gaziantep Platosu ile Adıyaman havzası sınırındaki Besni'de 125'tir. Görüldüğü gibi doğrudan platonun yüzeyindeki yerleşmelerde ilk sarsıntılarda gerçekleşen bir yıkım yoktur.

5.1.2. Karacadağ volkanik kütlesi

Karacadağ volkanik kütlesi Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nin merkezi kısmında önemli bir rölyef oluşturur. Karacadağ volkanizması Üst Miyosen'de başlayarak yakın dönemlere kadar en az üç fazda etkin olmuş ve çok geniş bir alana yayılmıştır. İlk evre ile yüzeye çıkan akıcı bazaltik lavlar ilksel topografyayı örtmüştür. İkinci evre ile Karacadağ'ın esas kütlesi oluşmuş ve ilk evreye ilişkin bazalt plato üzerinde bazaltik lav akıntıları yer almıştır. Üçüncü evre bazik lavları ise, daha az yer kaplamakta olup, dağınık, birbirleriyle ilişkisi olmayan püskürmeler meydana gelmiştir (Haksal, A., 1981). Bölgede yapılan çalışmalar volkanizmanın KB'den GD'ye doğru gençleştiğini göstermektedir (Karadoğan, 2022).

Bazaltik lavlardan oluşmuş bir kütle olan Karacadağ, esas itibarıyla büyük bir lav kalkanından ibarettir. Yalçınlar (1961)'a göre, genişliği 80 km ve uzunluğu da 120-130 km olan bu kalkan biçimli volkanın ilk ve esas şekli muhafaza ettiği sanılmaktadır. Karacadağ volkanik kütlesini, bir ağız veya kraterden çıkan lavlar değil, çeşitli ağızlardan çıkan ve belirli yönlerde doğru yayılan lavlar meydana getirmiştir (Sözer, 1968: 17-20). Dağın güneyinde, yani Urfa-Mardin arasında, kabaca doğu-batı yönlü kırıklar boyunca çıkan bazaltlar, muhtemelen Arap bloğunun Güney Anadolu kıvrımları üzerine itildiği esnada meydana gelip, sonradan oynayan faylar boyunca ortaya çıkmışlardır (Ardoş, 1992; 55).

Diyarbakır kenti, Siverek ve Viranşehir (Şanlıurfa) ilçe merkezleri, Karacadağ lavlarının oluşturduğu volkanik plato üzerinde kurulmuş yerleşmelerdir. Karadoğan (2019), Karacadağ bazalt platosunun zemin özellikleri nedeniyle üzerinde kurulu olan yerleşmelere, özellikle Diyarbakır kentine, depremsellik açısından bir avantaj sunduğunu belirtmiştir. İmamoğlu (2019)'nın Diyarbakır il merkezinde yaptığı mikrotremor çalışmalarında genç alüvyonlar ve konsolide olmuş birimler 0.7-0.8 frekans değerinde deprem dalgası büyütme etkisi gösterirken, şehrin batı yakasındaki bazalt zeminlerde ise, belirgin bir büyütme değeri görülmemiştir.

Karacadağ dışında, bölgede özellikle Şanlıurfa ve Gaziantep paltolarında da geniş volkanik örtüler mevcuttur ancak bunlar morfolojik ünite olarak bünyesinde yer aldıkları paltoların bir parçası sayılırlar. Bu nedenle Karacadağ volkanik kütlesi tek başına bir morfolojik ünite olarak ele alınmıştır.

5.1.3. Güneydoğu Toroslar

Güneydoğu Anadolu platolarının kuzeyini çevreleyecek biçimde bir yay çizen Güneydoğu Toroslar, batıda Kahramanmaraş'ın kuzeyindeki Ahır ve Engizek dağları ile başlar ve doğuya doğru Malatya, Karaoğlan, Master, Maden, Akdağ ve Muş Güneyi Dağları'yla devam ederek Van Gölü güneyine doğru ortalama 50 kilometre genişliğinde bir kuşak şeklinde uzanır. Yükseklikleri yer yer 3000 m'yi aşan Güneydoğu Toroslar, az geçit veren sıra dağlardır.

Bu dağlık kütlenin en belirgin özelliklerinden birisi, Reşadiye Geçidi, Dicle Vadisi, Bitlis Vadisi gibi ancak belirli yerlerinde geçitlerin olmasıdır. Bu geçitlerden birisi Doğanşehir-Gölbaşı arasındaki Boruk dağı üzerinde 1510 m yüksekliğinde yer alan Reşadiye Geçiti'dir. Güneydoğu Toroslar üzerinde yer alan önemli bir diğer geçit ise, Dicle Boğazı'dır. Güneydoğu Toroslar'ın iki uçta 2500 metreyi aşan yükseltisi Hazar Gölü-Maden hattına doğru tedricen azalarak 2000 metreye düşer. Bu alçalma sahasının en çukur kısmına yerleşmiş olan Dicle Vadisi ve daha doğudaki Bitlis Çayı koridoru, tarihin en eski çağlarından beri işlek yollardır (Yiğit, 2002).

Yılmaz vd. (1984), Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı'nı yaklaşık doğu-batı gidişli, güneyde Arap Platformu ve kuzeyde Orojenik Kuşak olmak üzere iki zona, orojenik kuşağı da kendi içinde istifsel ve yapısal nitelikleri farklı ekay zonu ve nap alanı olarak iki ana bölüme ayırmışlardır. Ekay zonunun, Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı'nda naplarla Arap platformu arasında sıkıştırılmış ve dilimlenmiş birimlerden oluştuğunu belirtmişlerdir. Arap platformunun başlıca Üst Kretase ve Miyosen nap yerleşmelerine bağlı gelişmiş iki ana deformasyondan etkilendiği belirtilen bu çalışmaya göre, Alt Miyosen döneminde naplar ve bunun güney cephesini oluşturan ekay zonu bir bütün halinde güneye doğru ilerleyerek Arap platformu üzerine bindirmiştir.

Bingöl vd. (2022)'ne göre Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı'nın en önemli tektonik birlikleri, metamorfik masifler, ofiyolitler ve bunlarla ilişkili yay magmatitleri, Kratese-Erken Miyosen sedimanter birimleri ve Maden Karmaşığı'dır. Ofiyolitler Geç Kretase'de (92-82 My) kuzeye doğru dalımlı bir ortamda supra subduction zonda oluşmuşlardır. Ofiyolitlerin Arap Levhası üzerine bindirmesi ile dalan okyanus kapanmış, ancak yitim devam etmiştir. Maastrichtiyen'de Bitlis-Pütürge masiflerinin güneyinde ofiyolitler üzerinde denizel transgresyon oluşmuş ve bu denizel ortam erken Miyosen'e kadar devam etmiştir. Bitlis-Pütürge masiflerinin kuzeyinde ise üstteki okyanusun kalıntısı havzalarda sedimantasyon devam etmiştir. Orta Eosen'de üst mantonun ve dalan kıtasal levhanın ergimesi ile oluşan magma, Bitlis-Pütürge masifleri ve ofiyolitler üzerinde gelişen Maden yayını oluşturmuştur (Bingöl vd. 2022).

Türkiye'nin ve bölgenin en önemli tektonik yapılarından olan Doğu Anadolu Fay Zonu, Palu ilçesi civarından itibaren Gölbaşı segmentine kadar hemen hemen Güneydoğu Toroslar Orojenik Kuşağı'nın içinden geçer. Bu nedenle bu dağ kuşağında yer alan Bingöl, Elâzığ, Malatya, Diyarbakır ve Adıyaman illerine bağlı yerleşmeler, riskli deprem kuşağında yer alırlar (Palu, Sivrice, Doğanyol, Pütürge, Sincik, Çelikhhan, Erkenek, Gölbaşı gibi). 6 Şubat depremlerinde de özellikle Malatya güneyindeki ve Adıyaman kuzeyindeki yerleşmeler etkilenmiştir. Besni'de yıkılan bina sayısı 614, Doğanşehir'de 897, Gölbaşı'nda ise 614'tür.

5.1.4. Amanoslar

Amanoslar, doğudan Antakya-Kahramanmaraş Grabeni, batıdan da Akdeniz ile sınırlanmış olup, kıyıdan itibaren bir duvar şeklinde yükselir. Amanos dağları kuzeydoğu-güneybatı yönünde uzanış göstermekte olup, güneye doğru gidildikçe alçalma bir topografik görünüm arz ederek Samandağ'ın batısında dik bir yamaçla denize ulaşarak son bulur. Doğu ve batı kesiminde yer alan faylarla sınırlanan bu dağlık kütle aynı zamanda Toros kuşağına dik uzanan yapısıyla da dikkat çekmektedir. Amanoslar'ın horst özelliği gösterdiği birçok yazarlar tarafından ifade edilmiştir (Demirkol, 1988; Korkmaz, 2001; Aytac, 2010; Ege, 2011).

Amanos Dağları, yaklaşık 25 km genişliğinde, 200 km uzunluğunda, SSW-NNE yönünde uzanış gösterir. Doğuda Antakya-Kahramanmaraş Grabeni (Ölü Deniz Fayı), batıda ise Haruniye-Dört Yol-İskenderun Grabeni gibi iki önemli çöküntü alanı arasında kalır. Kuzeyi ise Kahramanmaraş batısından başlayıp Ceyhan Nehri batısına kadar doğu-batı yönünde uzanış gösteren Miyosen çökelleri ile sınırlanır.

Amanos Dağları'nın doğu ve batıdan faylarla sınırlanmış olması, horst veya antiklinoryum olduğu konusunda değişik görüşlerin ileri sürülmesine neden olmuştur (Korkmaz, 2000). Ketin (1966) 'e göre Amanoslar, Toroslar'ın dış kuşağında yer almaktadır.

Amanos kuşağı, Türkiye tektoniği içinde farklı özellikler sunar. Toros ve Güneydoğu Anadolu dağlarının doğu-batı doğrultulu olmasına karşılık Amanoslar'da güneybatı- kuzeydoğu uzanış belirgindir. Bu farklı doğrultuların kesişme bölgesi Kahramanmaraş'ın batısına rastlar. Ancak burada Amanos kuşağı ile Toros kuşağı arasındaki ilişki Tersiyer sedimentleriyle örtüldüğünden ana tektonik öğeleri tanımak güçleşir. Amanoslar'da iki yapısal olay yerel morfolojiyi şekillendirmiştir. Bunlardan biri Üst Kretase ofiyolit bindirmesi, diğeri ise Neojen'den başlayıp halen devam eden faylanmalardır (Korkmaz, 2000).

Amanos Dağları'nın doğu ve batısındaki yerleşmelerin 6 Şubat depremlerinden etkilenme derecelerine bakıldığında bu dağların bir bariyer vazifesi gördüğü anlaşılr. Depremlerin odak noktasına yakın, Düziçi (33 bina) Bahçe (28 bina), ve Osmaniye'de (148 bina) Antakya-Maraş grabeni içindeki yerleşmeler kadar olmasa da yıkım söz konusudur ancak, yakınlığı ve zemin riskleri dikkate alındığında Çukurova ve çevresinde fazla bir etki söz konusu değildir.

5.2. Alçak Rölyef, Ovalar ve Havzalar:

Depremlerin etkili olduğu ve genellikle alüvyonlarla örtülü olan bu alçak alanlar sadece bilinen (yüzeyinde akarsuların aktığı yarılmamış topoğrafyalar) ova şekillerinden ibaret olmadıklarından bunlar için havza kavramı kullanılmıştır. Ancak burada ileri sürülen hidrografik havza değil jeolojik ve jeomorfolojik havzalardır. Çünkü Malatya, Adıyaman ve Diyarbakır düzlükleri aslında dış drenaja bağlandıktan sonra güçlü akarsular tarafından yarılan ve alçak platolara dönüşen düzlüklerdir.

Türkiye'deki ova ve havzaların oluşumu ve kökeni çok farklı olup bunların oluşumu ile ilgili birçok araştırma yapılmış çeşitli görüş ve modeller ileri sürülmüştür (Ardos, 1984; Şaroğlu ve Yılmaz, 1986; Bozkurt, 2001). Ancak hemen tüm sınıflamalarda tektonik faktörler bir şekilde etkili olmuştur. Doğ u ve Güneydoğu Anadolu bölgelerindeki ova ve havzalarının oluşum kökenleri ve mekanizmaları karmaşıktır. Özellikle Doğ u ve Kuzey Anadolu fay hatlarına yakın ova ve havzaların oluşumları farklı tektonik davranışlarla ilişkilendirilmiş ve bu konuda birçok model ileri sürülmüştür.

Ova ve havzaların oluşum kökenleri yanında onlara asıl karakterlerini kazandıran, Pliyo-Kuvaterner boyunca maruz kaldıkları sedimantasyon özellikleridir. Son depremlerde yerleşim yerlerinin farklı derecelerde etkilenmelerini havzaların sedimantasyon özelliklerinde aramak ve bu doğrultuda ayırım ve sınıflandırmalara gitmek gerekir.

5.2.1. Güneydoğu Toroslar kuzeyinde (Yay ardı bölge) oluşmuş Çek-Ayr (Pull-Apart) ve Piggy-Back tipi ova ve havzalar

5.2.1.1. Malatya Havzası

Malatya Havzası Doğ u Anadolu Bölgesi'nin Yukarı Fırat Bölümü'nde yer alır. Akarsularla yarılmış alçak plato özelliğindeki Malatya Havzası, kuzeyde volkanik yapılu Yama Dağı'nın uzantılarını oluşturan alçak plato sahası, batıda Nurhak Dağları'nın uzantılarını oluşturan Hekimhan'a kadar uzanan plato sahaları, güneyde kuzeydoğu-güneybatı yönlü Malatya Dağları ile çevrelenmiştir (Karadoğan, 2010).

Malatya kentinin de içerisinde yer aldığı havza, 750-1000 m ortalama yükseltiye sahip tektonik bir çukurluktur. Ova, kabaca üçgeni andırır ve doğ u-batı uzanımlıdır. Kuzey-güney doğrultuda genişliği ortalama 30-35 km, doğ u-batı yönünde uzunluğu ise ortalama 55-60 km'dir. Ovanın güneyinde Güneydoğu Toroslar'ın uzantıları olan Malatya Dağları 2500 m yükseltiye ulaşır.

Ovanın batısındaki ve kuzeyindeki genelde yüksek plato alanları olarak değerlendirilebilecek sahalara, yer yer yapısal fakat daha çok aşınım yüzeyi karakterindeki düzlüklerdir (Karadoğan, 2010).

Malatya Havzası, Kuruçay, Tohma Suyu ve kolları; Sultansuyu, Beyler Deresi ve Banaz Deresi'nin derin vadileriyle kazılmış, daha yüksek bir takım plato ve dağlarla çevrilmiş alçak bir platolar topluluğudur (Tanoğlu, 1943). Havzanın genel eğimi güneyden kuzeye, kuzey kesimde batıdan doğuya doğrudur.

Malatya Havzası gravite tektoniği ile oluşmuştur. Havza, muhtemelen erken Miyosende şekillenmiş ve Orta Miyosen sonunda kapanmıştır. Arap bloğunun kuzeye itilmesi ve Anadolu bloğunun batıya itilmesi sonucu ortaya çıkan doğu-batı doğrultulu sıkıştırma, kuzey-güney doğrultulu genişleme kuvvetleri sonucunda KD-GB yönlü faylanma hattına uygun Malatya çöküntüsü oluşmuştur. Güneydeki blok yükselerek şiddetli derecede tektonizma geçirmiş, tektonik birimler ilk konumlarını, orijinal ilişkilerini koruyamamış, sürüklenme, bindirme, ekaylanmalar ve metamorfizma olayları gerçekleşmiştir (Gözübol vd. 1992).

Dislokasyon çöküntüsü olan Malatya Havzası, Oligosenden itibaren gelişen tektonik olaylar neticesinde dikey yönlü faylarla kırılmış, kenarları sıkıştırılmıştır. Ovayı enine kesen hâkim fay hattı KKD yönlüdür ve Fırat'ı katederek güneyde Malatya'ya kadar uzanarak ovaya, KKD yönünden genişlemiş graben karakteri kazandırmıştır (Karadoğan, 2010).

Malatya Havzası'nı tektonik kökenli bir depresyon olarak ifade eden Atalay (1982), havzanın tersiyer başlarında Eosen denizi tarafından işgal edildiğini, bugün için bu denizel ortam arazilerinin Beydağları'nın etekleri (havzanın güneyi) boyunca yaygın olduğunu ifade etmektedir. Muhtemelen Pliyosen'de Malatya Havzası'nın yer aldığı alanın çöktüğünü belirten Atalay'a göre, havzanın çökmesi ile yüksek sahalarda akarsu aşındırması şiddetli olarak canlanmış ve taşınan malzeme havzaya birikmiştir. Olasılıkla Pleyistosen sonlarına doğru Malatya Havzası, güneydoğudan sokulan Fırat Nehri tarafından kapılmış ve böylece havza dış drenaja açılmıştır. Fırat Nehri'nin taban seviyesindeki alçalmaya bağlı olarak yüksek sahalardan kavuşan akarsular tarafından Pliyo-Kuvaterner çökelleri 100 metreden fazla yarılmış ve böylece plato görünümlü bir yüzey oluşmuştur (Karadoğan, 1999;15).

Elibüyük (1978)'e göre ise; Malatya Havzası, kenarlarındaki tektonik hareketlerle çökmüştür. Havzadaki düzlükler son zamanlara kadar doğuda Fırat nehri vadisi ile sınırlandırıldığı halde şimdi Karakaya baraj gölü tarafından sınırlandırılmaktadır. Gölün batısında kalan bu geniş düzlükler ortada Tohma Suyu, güneyde onun kollarından Beyler Deresi ile kuzeyde Kuruçay tarafından 50-150 metre yarılarak bölümlere ayrılmıştır.

Tüm araştırmacıların dikkat çektiği çevredeki faylara dayanarak Malatya Havzası için bir pull-apart (çek-ayır) havza modeli uygundur ancak allokon birimlerden oluşan geniş bir nap alanı gerisinde oluştuğu için piggy-back havza modeline de uygundur.

Havzanın güney kenarında kurulmuş olan Malatya kenti ve yakın çevresindeki banliyöler 6 Şubat ve sonrasındaki depremlerden en fazla etkilenen yerlerdendir (ilk 10 gün içinde Yeşilyurt'ta 649, Battalgazi'de 384, Doğanşehir'de 897 ve Akçadağ'da 355 olmak üzere toplam 2285 bina yıkılmıştır). Artçı şoklar çok uzun süre devam etmiştir ve gittikçe yıkılan bina sayısı sürekli artmıştır. Cumhurbaşkanlığı raporuna göre il sınırları içinde yıkık ve yıkılması gereken bina sayısı 71.509'dur. Bu vahim tablonun nedenini, havzanın tektonik konumu, sedimantasyon özellikleri ve havza morfolojisinde aramak gerekir.

5.2.1.2. Hazar Gölü Havzası

Hazar Gölü depresyonu DAFZ sisteminde yer alan tektonik bir havzadır. Fırat drenaj havzasında yer alan Elâzığ kentinin yaklaşık 25 km güneydoğusunda yer alan göl, Dicle Havzası'nın en üst kısmını Fırat Nehri Vadisi'nden ayıran su bölümü alanında bir çöküntüyü kaplamaktadır (Karadoğan & Kuzucuoğlu, 2019). Bu çöküntü yaklaşık 20 km uzunluğunda ve 3-5 km genişliğindedir. Hazar Gölü depresyonunun güneyinde DAFZ'nin bir unsuru olan Sivrice Fay Zonu

uzanır. Sivrice FZ, 32 km uzunluğunda, 5 km genişliğinde ve özellikle Hazar Baba Dağı'nın kuzey yamaçlarında önemli miktarda normal kayma bileşenine sahip bir faydır (Aksoy vd. 2007). Burada DAFZ'nin ana fayı doğuda iki kola ayrılarak Hazar Gölü boyunca güneybatı yönünde ilerlemektedir. Bu uzanış, birbirine paralel olmayan iki mercek şeklindeki çöküntü bir horst ile ayrılır. Bu grabenlerden biri 220 m derinliğindeki Hazar Gölü tarafından işgal edilmiştir (Moreno vd. 2010). Hazar Gölü'nün seviyesi, zaman içinde birçok kez değişmiş olup, kıyılarının üzerindeki teraslardan (Günek ve Yiğit, 1995; Tonbul ve Yiğit, 1995) ve gölün mevcut seviyesinin altındaki teraslardan (Eriş, 2013; Eriş vd. 2016) anlaşılmaktadır.

Hazar Gölü depresyonunda, iki ayrı akarsu deltası üzerinde bulunan batıdaki Sivrice ve doğudaki Gezin yerleşmeleri 2020 yılındaki depremlerden olumsuz etkilenmiştir. Çok sık depremlerin yaşandığı Hazar Gölü depresyonu ve çevresindeki yerleşmelerde (Sivrice, Gezin) son depremlerde herhangi bir yıkım yaşanmamıştır.

5.2.1.3. Elâzığ Çevresindeki Ovalar

Elâzığ çevresindeki ovalar, Güneydoğu Toroslar orojenik kuşağına yerleşmiş Hazar, Kavak-Gözeli ve Behrimaz ovaları gibi boyuna depresyonların dışında, bu kuşağın kuzey kenarı boyunca sıralanmış ve birbirinden fazla belirgin olmayan eşiklerle ayrılan ovalar zincirini oluşturur. Batıda Baskil Ovası ile başlayan tektonik kökenli bu çöküntü ovaları doğuya doğru Kuzova-Hankendi Ovası, Uluova-Elâzığ Ovası, Yarımca Ovası, Kovancılar-Başyurt Ovası ile devam ederek kuzeydoğuda Karakoçan Ovası ile son bulur (Tonbul, 1987).

Genel olarak D-B yönünde uzanış gösteren bu ovalardan farklı olarak Kuzova, K-G yönündeki doğrultusuyla yöredeki yer şekillerinin genel uzanışına dik bir durum gösterir. Önemli bir kesimi kenarlarda Eosen yaşlı tortul depolardan, merkezi kesimde ise daha genç çökeltilerden meydana gelen senklinal biçimli bir havzadır. Baskil Ovası ise kuzeydeki Hasandağı, güneydeki Bulutlu Dağı arasında tektonik hareketlere bağlı olarak oluşmuştur. Ovanın tabanı birikinti yelpazeleriyle maskelenmiş durumda olup kuzeyden güneye doğru belirgin bir eğime (%10) sahiptir. Ovaryı kuzeyden çevreleyen Hasandağı'nın yamaçları faya bağlı olarak oldukça dik olup eğim %40-50'yi bulur. Tabanında Neojen gölssel depolara da yer vermesine karşılık, ova yüzeyi tamamen Kuvaterner yaşlı kum-çakıl depolarıyla kaplıdır (Tonbul, 1987).

Günümüzde doğu bölümü Keban Baraj Gölünün bir körfezi durumunda olan Uluova, kuzey ve güney kenarlarından faylı bir senklinal özelliğine sahiptir. Ova batıdan doğuya doğru az eğimli olup Kuvaterner'deki çökmelerle son şeklini almıştır (Akkan, 1972). Tabanı kalın bir alüvyal örtüyle kaplı olup, eğimi doğudan batıya doğru artar. Kuvaterner'deki çökmelerle son şeklini alan Uluova'nın doğusunda Neojen'de ve Kuvaterner başlarında çökelmiş, daha sonra hafifçe kıvrımlanmış genç çökeltiler bulunur. Ovanın büyük bir bölümü Keban Baraj Gölü tarafından kaplanmış durumdadır.

Elâzığ kenti tarafından hemen hemen tamamıyla işgal edilmiş durumdaki Elâzığ Ovası, güneybatıdaki Meryem Dağı (1490 m) eşiğiyle Uluova'dan ayrılır. Ovanın D-B yöndeki uzun eksen 12-13 km, K-G yöndeki genişliği ise 3-3,5 km arasında değişmektedir. Kuzeyde Harput Platosu'na çıkılan yamaçlar faylıdır. Ova batıya doğru gittikçe daralmakta ve belirgin olmayan bir eşikle Hankendi Ovası'na geçilmektedir. Harput Platosu'ndan kaynaklarını alan kuru derelerin oluşturduğu birikinti koni ve yelpazeleri ovanın kuzey kenarı boyunca geniş bir piedmont ovasının (etek düzlüğü) oluşumunu sağlamıştır (Tonbul vd. 2005).

Uluova, doğuda Murat Nehrinin açtığı birleştirme boğazı ile Yarımca-Baltaşı ovalarına bağlanmaktadır. Bu ovalardan Yarımca Ovası Murat Nehrinin kuzey kenarında gelişmiş en yüksek seki düzlüğüne karşılık gelir. Murat nehrinin güney kenarındaki Baltaşı ovası ise, Hazar Gölü depresyonunun doğuya doğru uzanan bir devamı olarak Doğu Anadolu Fay Zonu boyunca şekillenmiş tektonik kökenli bir ovadır (Tonbul ve Özdemir, 1990).

DAFZ üzerinde 24.01.2020 tarihinde Sivrice merkezli 6.7 büyüklüğündeki depremde, özellikle Elâzığ'ın alüvyal ova tabanı üzerindeki mahallelerinde ve Hazar Gölü çevresinde bulunan Kürk deltası civarındaki Sivrice ve yine bir Delta düzlüğü üzerindeki Gezin'de meydana gelen yıkımlarda

41 kişi hayatını kaybetmiştir. 2020 yılında meydana gelen depremde yıkılan bina sayısı 1080 iken 6 şubat 2023 depremlerinde yıkılan bina sayısı 1'dir. Ancak Cumhurbaşkanlığı SBB raporunda Elâzığ ili genelinde yıkık ve yıkılması gereken ağır hasarlı bina sayısı 10156 gibi yüksek bir rakamdır.

5.2.1.4. Elbistan Havzası

Elbistan Havzası, Anatolid-Torid Platformunun iç kesiminde yer alan dağ içi yapısal bir Neojen çöküntüdür. Havza, doğrultu atım bileşenine sahip normal faylarla sınırlanmıştır. Dağ içi bir çek-ayır havzası olarak başlamış ve Miyosen sedimanlarının yoğun bir şekilde deforme olduğu çarpışma sonrası kıta içi sıkışma tektoniğinin ardından Erken Pliyosen tektonik kaçışla ilişkili doğrultu atımlı faylanmalara doğal bir tepki olarak gelişmiştir ve Doğu Toroslar'ın bu kesiminde, temel kayalar olarak adlandırılan kayalar üzerinde gelişen, dağ içi çek-ayır havzaya benzeyen bir desen gösterir (Yusufoğlu,2013).

Havzanın gelişim süreci, Üst Kretase'de Arap Levhası'nın Anadolu Levhası'nı sıkıştırma hareketi ile başlamış (Yılmaz vd. 1987; Yıldırım, 1989), ilerleyen süreçte kıvrımlanıp yükselen dağlık alanlar büyük ölçüde ekaylanmıştır (Tarhan, 1982; Genç, 1987; Yıldırım, 1989). Arap ve Anadolu levhalarının Orta Miyosen'de çarpışmasından sonra havzada bindirme ve sıkışma rejimi yerini doğrultu atımlı faylara bırakmıştır (Gözübol & Gürpınar, 1980). Üst Miyosen'de havzayı kuzeyden ve güneyden sınırlandıran doğrultu ve düşey atımlı faylar arasındaki saha çökmüş, havza bugünkü görünümünü kazanmıştır (Tarhan, 1982).

Alt Pliyosen'den itibaren dağlık alanlardan taşınan malzemeler havzayı kaplayan göl ortamında birikmiştir. Gölün dolmasıyla bataklık ortamı oluşmuş, kömürlü zonlar bu bataklık ortamında gelişmiştir. Havza dolgusu, neredeyse düz uzanan, yaklaşık 100-300 m kalınlığındaki akarsu-göl çökellerinden oluşur ve Erken Pliyosen'den Kuvaterner'e kadar olan birimler kalın linyit katmanları içerir. Bu katmanlar Miyosen ve daha yaşlı kayaları uyumsuz olarak örter (Yusufoğlu, 2013).

Kömürlü birimin üzerine karasal kıvrıntılar ve karbonatlar çökelmiştir (Özdemir & Özsarı, 2009). Kuvaterner'de ise saha epirojenik olarak toptan yükselmiş ve akarsular tarafından derince yarılarak tipik bir havza niteliği kazanmıştır.

Dört tarafı dağlarla çevrili olan havzanın batısında Binboğa Dağları yer alır. Binboğa Dağları'nın temelini Paleozoik'te oluşmuş mermer ve şist ile Orta Triyas-Kretase döneminde oluşmuş kalkerler meydana getirir. Bu birimlerin üzerine tektonik dokanaklı olarak Üst Kretase döneminde oluşmuş ofiyolitler yerleşmiştir (Tarhan, 1982). Mermer ve şistli yapılarda karstik çözünme ve akarsu aşındırmasına bağlı olarak dağlık ve plato yüzeyleri son derece parçalanmış bir görünüm kazanmıştır. Havzanın güneybatısı ve güneyinde Kandil, Berit ve Koç dağları birer antiklinal şeklinde belirmiş olup, Alpin yöne uygun olarak kabaca GB-KD yönlü uzanış gösterir. Bu dağlık alanların kuzey yamaçlarını Elbistan Fayı sınırlandırır. Temelini mermer ve şistlerin oluşturduğu dağlık kütlelerin üzerinde yer yer granitoidler ve ofiyolitler bulunur. Havzanın güneydoğusunda yer alan Nurhak Dağları, bütünüyle kireçtaşlarından oluşmuştur (Esen, 2014).

Havzanın doğusunda yer alan Kepez Dağı, havzanın diğer dağlık kütlelerden farklı olarak, volkanik birimlerden meydana gelmiştir. Bazalt ve tüflerden oluşan dağlık kütle daha ziyade volkanik bir plato görünümündedir. Temelini kireçtaşlarının oluşturduğu Hezanlı Dağı, havzanın kuzeyinde uzanış gösterir. Aynı zamanda bir antiklinale karşılık gelen dağlık kütleinin güney yamacını Tavla Fayı sınırlandırır. Havzanın güneydoğusunda ada görüntüsü sunan münferit dağlar sıralanır. şardağı ile başlayan ada dağlar Medetsiz Dağı ve Salavan Dağı ile devam eder. Güneydoğu Toros dağlık sistemine dâhil olan bu ada dağlar, Güneydoğu Toros Dağları'nın Elbistan Havzası'nın ortasına doğru uzanan tali bir kolunu oluşturur. Hurman Çayı'nın ikiye böldüğu Elbistan Havzası'nın doğusu ve batısı birbirinden farklı topoğrafik görünüme sahiptir. Havzanın doğusu deniz yüzeyi kadar düz bir ova görünümüne sahip iken, batısı ise akarsularla derince yarılmış plato görünümündedir (Esen, 2014)

Elbistan Havzası'nı kapsayan bölgedeki kabuk yapısının manyetotellürik çalışmalarına dayanarak havza dolgusunun aşağıya doğru maksimum 6 km derinliğe kadar uzandığı varsayılmaktadır (Yusufoğlu, 2013).

6 Şubat depremlerinin ikincisi olan ve 7.7 büyüklüğünde olan deprem, Elbistan Havzası içinde Ekinözü civarında Nurhak-Çardak arasındaki Çardak Fayı üzerinde gerçekleşmiştir. Bu ikinci deprem özellikle Malatya ve Adıyaman'daki yıkımlarda etkili olmuştur. Havzada yer alan Elbistan ilçe sınırları içinde yıkılan bina sayısı 468'dir.

5.2.2. Graben ova ve havzaları

Bilindiği gibi Anadolu, geçirdiği birçok orojenik hareketlerden sonra, epirojenik hareketlerin etkisi altında kalmış, böylece rijid olup, kıvrılma özelliğini kaybetmiş kütleler, çökmüş, yükselmiş, bir tarafa doğru eğimlenmiş, geniş çapta kıvrılmış veya kırılmıştır. Bu kırılma ve geniş çaplı kıvrılmalar birtakım çukurlukların ortaya çıkmalarına neden olmuştur. Bazıları ince-uzun oluklar (sillon), bazıları dairesel veya diğer şekilli bu çukurluklar, zamanla çevreden gelen materyallerle dolmuş, bazıları deniz veya göl haline dönüşmüş ve sonuçta bugünkü tektonik kökenli alüvyal dolgulu ovalar ortaya çıkmıştır (Ardos, 1985). Ne var ki tektonik kökenli ova ve havzaların tümü aynı karakterde değildir. Yukarıda değinilen tektonik ova ve havzalar daha çok doğrultu atımlı fayların yön değiştirmesi veya bindirme fayların gerisinde oluşan ova ve havzalar karakterini taşıırken, bölgenin en güneyindeki ova ve havzalar doğrultu atımlı birlikte genellikle gerilmeli yapılarda düşey bileşenli fayların egemen olduğu ova ve havzalardır. Ancak bunların da tabanlarında havza derinliğine bağlı değişen kalınlıkta alüvyon dolgular mevcuttur.

5.2.2.1. Antakya-Maraş Grabeni (Samandağ, Amik, Türkoğlu, Sağlık, Narlı ve Kahramanmaraş ovaları)

Antakya-Maraş Grabeni birçok tektonik hatla ilişkili olarak ortaya çıkmış ova ve havzalardan meydana gelmektedir (Amik, Türkoğlu, Sağlık, Narlı, Pazarcık ve Kahramanmaraş ovaları).

Antakya-Maraş Grabeni'nin uzanışı kabaca KD-GB doğrultusundadır. Grabenin güney kesimindeki Antakya kenti Habibi Neccar dağı ile Güney Amanoslar arasında kurulmuştur. Grabenin kuzeyde son bulduğu Ahır dağı'nın eteklerinde ise Kahramanmaraş kenti kurulmuştur. Amik Ovası, grabenin güney kesiminde yer alırken Kahramanmaraş Ovası grabenin kuzey kesiminde yer almaktadır. Grabenin en dar yerini ise orta kesimde İslâhiye civarı oluşturmaktadır (Ege, 2014).

Saha, üç ile ait (Gaziantep, Hatay, Kahramanmaraş) birçok yerleşmeyi bünyesinde barındıran ve depremlerden en çok etkilenen ovalar dizisidir. Bu depresyon, bünyesinde ve çevresinde yer alan doğrultu atımlı Amanos (Hacıpaşa), Doğu Anadolu ve Ölü Deniz faylarınca etkilenerek biçimlenmiştir. Hatta bu ana faylara bağlı tali fay hatlarından söz etmek mümkündür. Mevcut yapısal özellikler dikkate alındığında, bu bölgedeki etkin gerilme rejiminin Geç Kuvaterner'de doğrultu atımlı rejimden açılma rejimine doğru değiştiği gözlenmektedir (Karabacak, 2007).

Antakya-Maraş Grabeni çevresi Türkiye'nin en önemli tektonik yapılarından olan Doğu Anadolu Fayı, Ölüdeniz Fayı ve Helen-Kıbrıs Yayı'nın birleşme ve etkileşim alanında bulunmaktadır (üçlü eklem). Hatta bunlara Gölbaşı depresyonu civarında DAFZ ile kesişen Güneydoğu Anadolu Bindirmesi'ni de ekleyebiliriz.

Karabacak (2007)'a göre Arap ve Afrika plakaları arasındaki sınırı oluşturan sol yönlü doğrultu atımlı Ölü Deniz Fay Zonu (ÖDFZ), Suriye sınırı ile Amik Ovası arasında K-G doğrultusunda uzanır ve Asi Nehri'nin batısını takip ederek Boşın Köyü yakınlarında Amik Ovası'na girer. Ovada yapılan ayrıntılı paleosismolojik, jeofizik ve arkeosismolojik çalışmalar fay zonunun Amik Ovası'nı kat ederek Kırıkhan'ın doğusuna kadar uzandığını ortaya koymuştur. Suriye sınırı ile Kırıkhan arasında uzanan sol yönlü doğrultu atımlı bu fay, Hacıpaşa Fayı olarak adlandırılmıştır. Kırıkhan'ın kuzeyinde eğim bileşeni kazanan fay, Karasu Vadisi'nin batı kenarı boyunca uzanmaktadır. Karasu Fayı olarak adlandırılan bu fay, olasılıkla ÖDFZ ile Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) arasındaki bağlantıyı

sağlayan en önemli yapıdır. Bölgede günümüzde etkin olan tektonik rejim, olasılıkla Kuvaterner başında Hacipaşa Fayı'nın aktivitesi ile ortaya çıkmıştır (Karabacak, 2007).

Ergin (1999), yazdığı tezinde Kilikya bölgesinde meydana gelmiş olan depremlerden elde etmiş olduğu fay düzlemi çözümlerinden yararlanarak genel olarak bölgenin gerilme alanını hesaplamış ve bölgenin genel gerilmesi ile ilgili olarak mevcut tektonik rejimi, temelde yanal atımlı ve ancak açılma rejimine yakın olduğunu söylemiştir.

Nalbant vd. (2002), bölgedeki tarihsel deprem modellerinden yararlanarak gerilme artışının Kahramanmaraş ve Malatya arasındaki segmentte olduğunu göstermişlerdir. Bölgede yer alan dört levha arasındaki ilişki düzenekleri ve ana fay zonlarının davranışları günümüze kadar yapılan pek çok levha kinematiki çalışmaları ve sismolojik çalışmalardan elde edilmeye çalışılmıştır. Bazı araştırmacılar üçlü eklem yeri olarak Kahramanmaraş'tan daha güneyde olan Antakya civarını önermektedirler. 1996'da Westaway ve Arger, DAF üzerindeki Gölbaşı baseninin üçlü eklem yeri olduğunu önermişlerdir (Ergin, 1999; Ökeler, 2003).

ÖDFZ, dünyadaki önemli transform fay zonlarından kabul edilir. Yaklaşık 1000 km kadar uzunluktadır ve güneyde Kızıldeniz'den başlayarak kuzeyde Kahramanmaraş Üçlü Eklemi'ne kadar devam etmektedir. ÖDFZ'nin güneydeki ucu olan Kızıldeniz'de açılma rejimi hakimken, kuzeydeki ucunda ise kıtasal çarpışma ön plandadır. Antakya-Maraş Grabeni'ni güneyinde Amik Ovası yer alır. Amik Ovası, Asi Nehrinin alt akaçlama havzasında bulunmaktadır. Batıdan Amanos Dağları, doğudan Kurt Dağları, Afrin Çayı vadisi ve Suriye Platosu, kuzeyden Karasu vadisi, güneyden de Antakya-Samandağ Grabeni ve Kuseyr Platosu ile çevrelenmiş bir konumda bulunur. Ova, Asi Nehri, Afrin Çayı ve Karasu Çayı'nın taşıyıp getirdiği sedimentlerin bu çöküntü alanında biriktirme yapmasıyla şekillenmiştir. 1975 yılına kadar Amik Gölü'nün de yer aldığı ovada şimdi sadece bu gölün bir uzantısı olan Gölbaşı Gölü bulunur (Korkmaz, 2008).

Perinçek ve Eren (1990), Doğu Anadolu ve Ölü Deniz Fay zonlarının etki alanında gelişmiş, Hatay Grabeni'nin güney kısmını oluşturan Amik havzasının oluşumunun DAF ile ilişkili olduğunu belirtmişlerdir. Yazarlar Doğu Anadolu Fayı'nın bir kolunun Türkoğlu yakınında sola sıçradığı ve güneyde Antakya dolayında güneybatı yönünde devam ettiğini ve bu sola sıçrama nedeni ile İskenderun Körfezi'ni oluşturan bloğun güneybatıya doğru çekildiğini belirtmişlerdir. Dolayısıyla, Amik havzasının birinci derecede oluşum nedeni olarak, İskenderun Körfezi Bloğu'nun güneybatı yönündeki çekilmesi gösterilmiştir.

Grabenin güneybatı kesiminde Türkiye'nin Akdeniz kıyılarının en güneyinde yer alan Samandağ Ovası yer alır. Bu ova, Asi Nehri'nin Akdeniz'e boşalmadan önce getirdiği malzemeleri kıyı bölgesinde biriktirerek meydana getirdiği bir delta ovasıdır. Bu bölgedeki kıyı akıntılarının güçlü olması ve tektonizma ile bağlantılı olarak kıyıda birdenbire derinliğin artması gibi nedenler deltanın deniz içerisindeki ilerlemesini sınırlandırmıştır (Erol, 1963; Karataş, 2010).

Yaklaşık 150 km uzunluğunda olan ve kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda uzanan Antakya-Kahramanmaraş Grabeni, batıdan Amanos Dağları, doğudan Kurt Dağları, kuzeyden Güneydoğu Toros Dağları güneyden de Akdeniz ile sınırlanır. Doğu ve batısında açılma rejiminin ürünü olan normal fayların etkisiyle sürekli bir çökme ve çanaklaşma söz konusudur. Bu çanaklaşma, Ölü Deniz Fay Zonu'nun oluşmaya başladığı Orta Miyosen'den sonra başlamış ve günümüze kadar sürmüştür (Korkmaz, 2000). Amik Ovası'nın orta kesiminde 350 m'ye varan alüvyal dolgular da ovanın kenar kısımlarına doğru basamaklar halinde incelen yapılarıyla zemindeki düşen bloklara işaret etmektedirler (Toprak vd., 2002; Karataş, 2010). Graben tabanında yaygın jeolojik birimler genellikle Pliyosen ve sonrası dönemlere aittir. Kuvaterner yaşlı alüvyonlar ve bazik lav akıntıları topografyanın büyük kısmına hâkim durumdadır (Karataş, 2010).

Antakya-Kahramanmaraş Grabeni'nin kuzey kesimlerinde Kahramanmaraş Havzası Ovaları yer alır. Bu ovalar birbirinden eşik ve boğazlarla ayrılır ve Aksu Çayı tarafından dış drenaja bağlanır.

Antakya-Kahramanmaraş grabeni kuzeydoğusunda Narlı Ovası ile bağlantılı olarak Pazarcık depresyonu bulunur. Üst Miyosendeki sol yönlü yanal atımlı Doğu Anadolu Fayı ile Ölü Deniz fayı

oluşumuna bağlı olarak Sakçagöz-Pazarcık grabenleri ortaya çıkmıştır. Burada oluşan graben alanları, Narlı Ovası'nın oluşumuna zemin hazırlamıştır. Bundan dolayı ovanın kuzeyi, batısı ve güneyi faylarla sınırlandırılmıştır (Korkmaz, 2001:152).

Yılmaz vd. (1988), Güneydoğu Anadolu orojenezi gelişimini sürdürürken, Orta Miyosen'de İskenderun, Kahramanmaraş vb. alanlarda "Miyosen Havzaları" olarak anılan alanlarda yeni bir çökme döneminin başladığını belirtmişlerdir. Amanos Dağları ve dolaylarında gelişen Orta Miyosen istiflerinin yeni bir çanak açılmasının ürünleri olmadığı, bölgede önceden beri var olan denizel ortamın orojenik kuşakta sıkışma sistemi sonucu yükselen alanı terk edip, yanal atımlı fayların neden olduğu gerilmeli rejimin bölgede oluşturduğu çukur alanlara denizin yeniden ilerlemesinin bir ürünü olduğu belirtilmiştir.

Coşkun (1994), Türkiye-Suriye sınırında bulunan, Ölü Deniz Fayı ve Amanos Fayı tarafından sınırlanan ve temelini Karadut-Koçali ofiyolitlerinin oluşturduğu Amik-Reyhanlı havzasının şimdiye kadar bilinenin aksine faylanmış bir antiklinal olmadığı ve bir üçgen zon (trianglezone) olduğunu ve bölgedeki dublekslerin bu üçgen zona bağlı olarak geliştiğini belirtmişlerdir.

Yürür ve Chorowicz (1998), Arap-Afrika ve Anadolu levhalarının birleştiği bölgenin iki ana tektonik evre tarafından etkilendiği ve bu evrelerin, daha yaşlı olan K-G yönlü sıkışma ve daha genç olan ve günümüzde de etkisini devam ettiren doğrultu atımlı ve D-B yönlü açılmanın etkin olduğu hareketler olduğunu belirtmiştir.

6 Şubat 2023 depremlerinde en fazla etkilenen jeomorfolojik birimin Antakya-Maraş Grabeni olduğunu, graben ve çevresinde yer alan yerleşmelerin en fazla yıkıma uğrayan alanlar içinde olduğu söylenebilir. Özellikle Antakya her iki depremin odak noktasına yakın olmamasına rağmen havza etkisiyle depremden en çok etkilenen ve yıkımın en şiddetli yaşandığı yerleşim alanıdır. Deprem sonrası Çevre, Şehircilik ve İklim Değişikliği Bakanlığı'nın hazırladığı ilk raporda Antakya'da 3079, Defne'de 227, Samandağ'da 351, Kırıkhan'da 893, İskenderun'da 216, Altınözü'nde 263, Hassa'da 258 bina yıkılmıştır. Cumhurbaşkanlığı raporunda ise yıkık ve yıkılması gereken bina sayısı 215.255 olarak belirtilmiştir. Bu rakam hayli yüksektir ve depremin bu alandaki şiddetinin etkisini göstermesi açısından üzerinde durulması gereken bir konudur.

5.2.2.2. Fırat Nehri'nin doğusundaki tektonik ovalar: Suruç ve Harran-Akçakale Ovaları

Üzeri alüvyonlarla örtülü ve Suriye sınırı boyunca sıralanan bu ovalar dizisi hep birlikte bir platform manzarası arz ederler. Ancak oluşumlarında kuzey-güney yönlü kırık sistemlerin önemli bir etkisi vardır (Kalelioğlu, 1971: 146). Bu ovaların en önemlisi Harran Ovası'dır. Harran Ovası gerek kapladığı alan ve gerekse verimliliği açısından hem Şanlıurfa'nın hem GAP Bölgesi'nin hem de Türkiye'nin en önemli tarımsal alanlarından biridir. Harran Ovası'nın en geniş yeri güneyde 60 km., en dar yeri ortada Tektek Platosu ile Fatik Platosu arasında 30 km, uzunluğu ise kuzey-güney istikametinde 65 km'dir. Bu sınırlar içerisinde kalan ova, 200.506 hektar olup, ova rakımı ise 360-500 metre arasında değişmekle beraber ortalama 400 yükselti m'dir (Benek, 2005).

Ova oluşum itibarıyla; bir graben olup, doğuda Tektek, batıda Fatik yükseltileri (horst) ve güneyde ise Türkiye-Suriye sınırı ile sınırlanır. Genel olarak, dikdörtgen şeklinde olan ovanın eğimi kuzeyden güneye doğrudur. Bununla birlikte yüzey eğimi, özellikle Harran ve Akçakale ilçeleri arasında, oldukça azalmakta olup bu durum birtakım drenaj problemleri doğurmaktadır (Seyrek vd. 2013:7). Harran Ovası'nı çevreleyen Eosen yaşlı kireçtaşları yaklaşık 25° açı ile ovaya doğru dalar ve Pliyosen-Pleistosen yaşlı kil, kum ve çakıldan oluşan taşınmış malzemenin tabanını oluşturur. Eosen kireçtaşı muhtemelen Miyosen sonlarında meydana gelen faylanmalarla kırılarak graben oluşumunun temelini oluşturmuştur (Ercan vd. 1991).

Seyitoğlu (2017), Akçakale-Harran Grabeni'nin Karacadağ açılma çatlağı ile ilişkili olduğunu ileri sürmektedir.

Coşkun (2004), Afrika ve Arap levhası hareketlerinin Kızıldeniz bölgesinin açılmasının etkisiyle hareketin saat yönünün tersi yönde ve GB-KD yönünde yönlendirildiğini, bu tektonik olayı,

GD Türkiye'nin yeraltındaki petrol sahalarının GB-KD yönelimleri ve Karacadağ bazaltik genişlemeleri ve yüzeyde Ölü Deniz Fayı, Adıyaman Fayı ve Akçakale Fayı gibi önemli fayların ortaya çıkmasıyla kanıtlandığını ileri sürmektedir. Yazara göre, Adıyaman Fayı, Ölüdeniz Fayı'nın Adıyaman boyunca devamıdır ve Adıyaman Fayı'nın Diyarbakır-Şelmo petrol sahalarında devam ettirilmesi daha mantıklıdır. Bu fay, Diyarbakır bölgesinde yüzeyde yaygın Karacadağ bazaltik akıntılarını neden olmuştur.

Suruç Ovası da Harran Ovası gibi graben özelliği taşımaktadır. Ova, Kuvaterner yaşlı alüvyonlarla kaplı olup, çevresinde yer alan platolar ise Tersiyer yaşlı kalker formasyonlarından oluşmaktadır. Bu formasyonlar genel olarak Miosen ve Oligosen yaşlı kalkerlerden oluşmaktadır. Bunun yanında Suruç Ovası'nın kuzeydoğu kesimlerinde yine Tersiyer sonu Kuvaterner başlarında başlayan Karacadağ volkanizması sonucunda oluşan bazalt örtüleri yer almaktadır. Suruç yerleşmesi ovanın güney yarısında Suriye sınırına yakın bir kesimde yer almaktadır. Ovanın kuzeyi, doğusu ve batısı ise yükseltisi 500 m'yi aşan platolarla çevrilidir (Şahinalp, 2019).

DSİ tarafından yapılan çalışmalarda, Suruç Ovası'nın genç jeolojik formasyonlardan oluştuğu, kırmızı renkli alüvyal topraklarla örtülü olduğu belirtilmektedir. Yüzölçümü yaklaşık 71.000 hektar olan ovanın verimli toprak tabakasının altında yer yer Eosen Kalkerleri'ne rastlanılmaktadır (Benek, 2005).

5.2.2.3. Birecik-Kargamış, Haral, Elbeyli, Tilbeşar ve Kilis Ovaları

Gaziantep Platosu'nun güneyinde Fırat Nehri vadisi ile birlikte batısında Birecik Haral, Elbeyli, Tilbeşar ve Kilis ovaları uzanır. Bu ovalar dizisi hep birlikte bir plâtfom manzarası arz ederler. Gaziantep Platosu güneyindeki bu ovaların oluşumunda da Harran Ovası gibi kırıkların rolü muhtemeldir. Diğer taraftan bu ovaların oluşumunda ve gelişmelerinde arazinin kalker oluşu nedeni ile karstlaşmanın payı vardır. Haral ve Elbeyli Ovalarında görülen hum tepeleri karst olayının en güzel delillerindendir (Ardos, 1985).

Demir vd. (2008)'e göre Orta Miyosen'deki tektonik hareketler, Akdeniz ile Hint Okyanusu'nu birbirine bağlayan eski batı-doğu Tetis Denizyolunu kesintiye uğratarak, ön ülkede bir bariyer oluşturmuştur (kalker plato). Bu bariyer ile kuzeydeki orojenik kuşak arasındaki saha kıyı ve kara için bir tortulanma alanı oluşturmuş ve buradaki tortulanma deniz seviyesinin üzerine kadar yükselmiştir. Modern Fırat Nehri, şu anda Kuzey Suriye ve Batı Irak'taki Arap Platformu yüksek bölgelerini oluşturan bu eski set boyunca akmaktadır.

Bize göre bu set gerisindeki yoğun sedimantasyon ve Karacadağ volkanik kütlelerinin oluşumuyla birlikte ortaya çıkan havza merkezlerinin çöküşü ve epirojenez kalker bariyerinin güneyinde meydana gelen kırılmanın ve graben oluşumunun da nedenidir.

Güneydoğu Türkiye'deki Fırat Nehri, Miyosen'den (yaklaşık 9 My) bu yana yaklaşık 270 m'lik bir yarılmayla sahada dramatik bir erozyonel manzara üretmiştir. Bu zaman ölçeğinde yaklaşık 600 m'lik bir yüzey yükselmesi tahmin edilmektedir. Mevcut nehir seviyesinden yaklaşık 80 m yüksekte, geçici olarak yaklaşık 1,8 milyon yıl öncesine tarihlenen Paleolitik eserler rapor edilmiştir. Son ~55 m'lik yarıma, muhtemelen Orta Pleistosen'de iklim değişikliği ile daha hızlı erozyonun neden olduğu, erken Orta Pleistosen'de dünya çapında gözlemlenen yükselme oranlarındaki artışı yansıtmaktadır (Demir vd. 2008).

Fırat Nehri Gaziantep-Şanlıurfa paltoları güneyindeki oluşmuş tektonik oluklardan biri olan Birecik-Kargamış ovası içinde akışını sürdürmektedir. Ancak bu tektonik oluk diğer grabenler gibi simetrik bir tektonik oluk olmayıp tek yönlü fay ve faylarla kırılmış bir yarı graben niteliğindedir.

Fırat Nehri'nin vadi tabanında Birecik'in kuzeyinde (Altınova) ve güneyinde (Mezra Ovası) oldukça geniş bir saha konglomeralar, kumlar ve killerden meydana gelmiş kalın bir alüvyon alan bulunmaktadır (Benek, 2005). Mezra ovası Fırat nehrinin yerleştiği ve genç taraçalarını oluşturduğu güncel yataktır. Ancak daha yüksekteki bulunan ve aynı zamanda bir glasi olan Altınova yükselme (veya batı yakasının çökmesi) öncesi dönemin Fırat seviyesini göstermektedir.

Güneydoğu Anadolu merkezi havzalarının çökmesine bağlı olarak Otokton birimlerin güneyinin epirojenik yükselimi Harran, Suruç Birecik-Kargamış Ovası gibi alanlarda kratojenik kırılmalarla sonuçlanmıştır. Kırılma kenarları aynı zamanda bazaltik çıkışların yönünü de belirlemektedir. Bu ovalar yüzeyleri alüvyonlarla örtülü olsalar da platform yapıda olduklarından kuzeyindeki masif birimlerin devamıdır. Bu nedenle bu ova dizilerinde yer alan yerleşmelerde 6 Şubat depremlerinin yıkıcı etkileri bölgenin kuzeyine göre azdır. Şanlıurfa (Haliliye)'da 44, Kilis'te 130 bina yıkılmıştır.

5.2.3. Senklinal ova ve havzalar

5.2.3.1. Araban ve Yavuzeli Ovaları

Gaziantep Platosu'nun kuzeyinde, Karadağ'ın kuzey ve güneyinde yer alan Araban ve Yavuzeli Ovaları, bölgenin önemli depresyonlarındandır. Antakya-Maraş Grabeni ile Adıyaman havzasının birbirine en çok yaklaştığı yer burasıdır.

Bir senklinale karşılık gelen Araban Ovası'nın denizden yüksekliği takriben 600 m. civarındadır. Batı-doğu yönünde uzanan bu ovanın uzunluğu yaklaşık 35 km, eni en geniş yerinde yaklaşık 10 km kadar olup, alanı ise yaklaşık 250 km² kadardır. Araban Ovası'nın tabanı alüvyonlarla kaplıdır. Bu alüvyon düz taban üzerinde bazalt yapılı şahit tepeler ile höyükler yükselir. Karadağ'ın güneyindeki Yavuzeli Ovası da bir senklinaldır. Araban Ovasına nazaran alanı son derece küçük olup, denizden takriben 650 m. yüksekliktedir (Ardos, 1985).

Yavuzeli ve Araban ovaları Seyitoğlu (2017)'nin ve Berberyan (1995)'in önerdiği Güneydoğu Anadolu kaması ve Gizli Kör Faylar modeline göre Kör bindirme faylarının oluşturduğu asimetrik antiklinal arasında Antakya- Maraş Grabeni ile Adıyaman havzalarını birleştiren senklinal ovalardır. Bu görüşlere göre Yavuzeli ve Araban ovaları da kuzeydeki havzalar da piggy-back karakterindedir ve depremin bu eşiğin doğusundaki Adıyaman havzasındaki şiddetli etkisini açıklamaktadır. Fakat bu ovalar içinde Depremden sonraki 10 gün içinde yıkılan bina söz konusu değildir.

5.2.4. Sag Pond (Fay Gölleri) Çöküntüleri

5.2.4.1. Gölbaşı-Azaplı-İnekli Depresyonu

Aktif faylanmalar sarkma havuzları gibi çökme yapıları ve akarsu kanalları gibi ofset özelliklerin de oluşmasına neden olur. Bu gibi şekillere Türkiye'de Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Fay zonlarında rastlamak mümkündür (Kuterdem ve Dirik, 2007; Hubert-Ferrari vd. 2012; Perinçek ve Çemen, 1990). Güneydoğu Anadolu'da Pazarcık segmentinin doğusunda bünyelerinde göller oluşmuş Gölbaşı, İnekli ve Azaplı depresyonları buna güzel bir örnektir (Saber vd. 2014; Perinçek vd. 2010).

Gölbaşı Depresyonu, Doğu Anadolu Fay Zonu üzerinde yer alan önemli depresyonlardan birisidir. İçinde Gölbaşı, Azaplı ve İnekli Gölü'nün de yer aldığı bu çukur saha, Yerkabuğunun en önemli tektonik arızalarından birisinin Doğu Afrika'da Rift Hattı'nın Anadolu'daki devamı üzerindedir (Biricik, 1994).

Depresyon tabanının çukur yerlerinde göller yer alır. Uzun eksen güneybatı-kuzeydoğu olan depresyonun kuzeydoğu ucunda Gölbaşı Gölü yüzölçümü itibarıyla en büyük, güneybatı ucundaki İnekli Gölü en küçük olanıdır. Bu ikisi arasında Azaplı Gölü bulunur. Azaplı Gölü, tektonik oluğun en çukur yerinde bulunmaktadır. Diğer göllere göre daha derindir. Bu durum hem çökmenin varlığını hem de göl dibindeki Eosen kalkerlerine bağlı olarak karstik etkilerle gölün derinleştiğini göstermektedir. Gölbaşı Gölü'nün fazla gelen suları bir gideğenle Azaplı Gölü'ne, bu gölün fazla suları İnekli Gölü'ne, İnekli Gölü'nün ve dolayısıyla sözü edilen üç gölün fazla suları da yine bir gideğenle Aksu Çayı'na boşalmaktadır (Biricik, 1994).

İmamoğlu (1993 ve 1996), DAF'ın, Pliyosen'den itibaren Harmanlı civarında çatallanması ve fayın sıçramalar yapmasına bağlı olarak depresyonun Fay Kaması Havzası (Fault Wedge Basin) olarak geliştiğini, göllerin çevresinde de silt çamur ve bitki kökü gibi sedimanların çökmesi ile güncel bataklık çökellerinin biriktiğini belirtmiştir.

Ardos (1984), Gölbaşı Depresyonu'nun tektono-karstik bir oluşum olduğunu, ovadaki göllerin oluşum sürecini çökmeye açıklamıştır. Ofiyolitli yamaçlar ve yüksek eğim derecesi depresyon kenarlarını gömülü vadiler oluşturacak şekilde aşındırarak arızalı bir topografyanın oluşmasına neden olmuştur (Öz, 2003).

Westaway vd. (1996)'ne göre Gölbaşı depresyonu ve yakın çevresi Kahramanmaraş'a kadar devam eden yapı ile Doğu Anadolu Fayının kesiştiği alanda yer alan ve Hatay-Maraş çöküntü hendeğinin bir parçasıdır. Bu lokasyonundan dolayı DAF'ın havzanın şekillenmesinde temel aktör olduğu ifade edilebilir.

Alüvyonlardan meydana gelen depresyon tabanının derinleşmesi ile oluşan çukurlukların göllere dönüşmesi, göllerin çevresinde gelişen bataklık alan, flora ve faunanın çeşitlenmesi, alüvyonların geçirimli yapısı, taban suyunun yüksekliği ile bu alanlara yerleşmek ve iktisadi faaliyet gerçekleştirmek aslında zordur. Ne var ki özellikle Gölbaşı Depresyonu tabanında insan faaliyetleri açısından gittikçe bir yoğunluk gözlenmektedir (Akdemir, 2004).

Sahada yapılan zemin etütleri, yeraltı suyu seviyesinin yüksek olduğu, bunun yanında özellikle kumlu, çakıllı alanlarda orta dereceli bir sıvılaşma riskinin bulunduğu ve bu alanlarda yüzeyde hasar meydana getirebilecek sıvılaşmaların gerçekleşebileceğini göstermektedir (Akıl vd. 2008). Nitekim Gölbaşı İlçe merkezi 6 Şubat depremlerinden oldukça hasar almıştır. İlçede yıkılan bina sayısı 614'tür.

5.2.5. Amanos Dağları'nın batısındaki ova ve havzalar

5.2.5.1. Adana- Ceyhan Havzası (Çukurova):

Adana-Ceyhan Havzası, Türkiye'nin en geniş ve tarımsal verimi yüksek ovalarından birini oluşturmaktadır. Ceyhan ve Seyhan Nehirleri ile Tarsus Çayı'nın taşıdıkları çeşitli materyallerin Adana-Ceyhan Depresyonunda yığılması ile oluşmuştur. Adana-Ceyhan Havzası'nın batı-kuzeybatı kesiminde Bolkar Dağları ile Aladağlar Orta Torosların uzantılarını, doğudaki Amanos Dağları ise Güneydoğu Torosların batı başlangıcını oluşturmaktadır (Biricik & Kurt, 1998).

Ceyhan deltası Çukurova'nın güneydoğusunda, yaklaşık son 4000 yılda gelişmiş, Türkiye'nin en genç delta ovasıdır. Daha önceleri Seyhan ırmağı ile birlikte güneybatıya doğru akan Ceyhan ırmağı, yaklaşık olarak 4000 yıl kadar önce bu ovayı oluşturmaya başlamıştır. Bahçe-Deveciüşağı köyleri üzerinden, güneybatıdan kuzeydoğuya uzanan genç bir fayın güneydoğu kanadının çökmesinden sonra, Ceyhan ırmağı şimdiki Bebeli köyü yakınında güneydoğuya sapmış ve bu olayı izleyen 6 evrede yan yana dizilen dilimler (lob'lar) halinde güncel deltasını oluşturmuş ve "kazayağı tipi delta" adı verilen bu oluşum devam etmektedir. Ancak barajlardan dolayı sediment gelmemesi nedeniyle kıyı kumulları gerileme sürecine girmiştir (Erol, 2003).

Misis Boğazı esasında iki ayrı havza sınırında bir eşik halindedir. Bu havzalardan birisi, üzerinde Adana Şehri'nin de bulunduğu asıl Çukurova; diğeri ise üzerinde Ceyhan Şehri'nin de bulunduğu Ceyhan Ovası'dır. Bir sübsidans havzası üzerinde gelişen bu büyük ova farklı isimlerle de tanınmaktadır. Nitekim, Tarsus ırmağının batısında Toros'ların eteklerine kadar olan sahaya Berdan Ovası, Tarsus Irmağı ile Seyhan Nehri arasında kalan sahaya Tarsus Ovası, Seyhan ile Ceyhan Nehirleri arasında kalan düzlüğe Yüreğir Ovası, Ceyhan Nehri ile Misis Dağları arasında kalan alana da Misis Ovası denilmektedir (Biricik & Kurt, 1998).

Oldukça geniş düzlüklerden ibaret olan Ceyhan Ovası'nın, kuzeyinde Kozan, Kadirli yerleşmeleri ile doğu kenarında Osmaniye il merkezi, güneyinde Ceyhan, batısında ise İmamoğlu yerleşmeleri yer almaktadır. Deniz seviyesine göre yükseltisi 30 ile 100 m arasında değişen ve güneydoğuda Kısık Boğazı ile Dört Yol Ovası'na, güneybatıda Yılankale-Yakapınar (Misis) arasında Misis Boğazı ile Adana Havzası'na bağlanan Ceyhan Ovası, yaklaşık 2050 km² yüz ölçümüne sahiptir (Biricik & Kurt, 1998).

Adana-Ceyhan Havzası, depremselliği yüksek bir bölgede yer almaktadır. Adana Ceyhan Havzası'nda aletli dönemde meydana gelen en şiddetli depremler arasında 20 Mart 1945 Ceyhan-

Misis Depremi, 22 Ekim 1952 Ceyhan-Misis Depremi ile 27 Haziran 1998 Adana-Ceyhan Depremleri sayılabilir.

6 Şubat depremlerinde Adana-Ceyhan havzasındaki yerleşmelerde çok büyük bir etki yaşanmamıştır. Adana Seyhan'da 1, Çukurova ilçesinde 11 bina yıkılmıştır. İl genelinde yıkık, acil yıkılması gereken ve ağır hasarlı bina sayısı 2952'dir.

5.2.5.2. Kıyı ve etek ovaları: İskenderun, Dörtüol-Erzin ve Osmaniye ovaları

Erzin, Dörtüol, İskenderun, Arsuz ve Osmaniye ovaları İskenderun Körfezi havzasında yer almakta olup, körfezin doğu kıyısı boyunca, Amanos Dağları'nın bu körfeze bakan batı yamaçlarından inen küçük akarsuların taşıdığı alüvyonlarla meydana gelmişlerdir (Karataş, 2010).

İskenderun, Dörtüol-Erzin ve Osmaniye Ovaları, Amanos dağlarının hemen eteğinde yer alır. Bu düzlükler, sondajlardan elde edilen bilgilere göre, altta Pliyosen, onun üstünde de Kuvaterner formasyonları tarafından temsil edilmektedir. 2000 metreyi aşan kalınlıktaki Pliyosen formasyonlarını, kalker ve serpantin çakıllarının gevşek bir çimento ile birleşmesi sonucu oluşmuş bulunan konglomeralar oluşturur. Bunlar yer yer ova yüzeyinde de mostra vermektedir. Genellikle Amanosların hemen batı eteğinde, kuzeyden güneye doğru sıralanmış bulunan bu alüvyal düzlükler, birikinti konilerinin birleşmeleri sonucunda oluşmuşlardır. Bu sıralanma aynı zamanda, dağ eteğinde N-S yönünde uzanan büyük bir fay dikliği boyunca meydana gelmiştir. Pliyosenin kalın olması, doğudaki fayın oynadığı ve bugünkü ovalık kısmın neotektonik hareketlerle çöktüğü anlamına gelir. Öyleyse bu ovaların oluşumunda aynı zamanda tektonik etkiler de söz konusudur. Ancak, birikinti koni ve yelpazelerinin birleşmeleri ve diğer faktörlerle bugünkü görünümünü kazanmışlardır (Mülazımoğlu, 1980).

Osmaniye kent merkezinin de kuruluş yeri olan Osmaniye Ovası, Ceyhan Ovası'nın doğu kenarında, Amanos dağlarından Ceyhan Ovasına doğru hafif eğimli bir dağ eteği ovasıdır (piedmont).

Ova, ağırlıklı olarak alüvyon ve yamaç molozu ürünleri olan killi, siltli, kumlu ve çakıllı birimlerden oluşmaktadır. Bu özelliğinden dolayı Osmaniye'de, olası büyük bir depremde meydana gelebilecek sıvılaşmayla ilişkili zemin deformasyonları riski söz konusudur. Bu nedenle sismik açıdan tehlikeli bir bölgede yer alan Osmaniye yerleşim alanının kuzeyinde potansiyel sıvılaşma alanları bulunmaktadır (Başdemir, 2019).

6 Şubat'ta meydana gelen ilk depreme yakınlıkları dolayısıyla bu ovalar üzerinde yer alan yerleşmeler de etkilenmişlerdir. Fakat etkilenme derecelerinin Antakya-Maraş Grabeni'ndeki yerleşmeler ve daha doğudaki ova ve havzalar kadar olmadığını belirtmek gerekir. Bu birimde yer alan yerleşmelerden İskenderun'da yıkılan bina sayısı 216, Osmaniye'de ise 148'dir. Diğer yerleşmelerde ise (Arsuz, Erzin, Dörtüol) yıkım söz konusu değildir.

5.2.6. Yüksek dağ içi ovaları

5.2.6.1 Düziçi Ovası

Düziçi Ovası, Kuzey Amanoslar bünyesinde yer almaktadır. Sahası tektonik olarak çok genç ve hareketli olduğu için jeomorfolojik açıdan birden fazla birimden oluşan farklı bir topoğrafyaya sahiptir. Sahanın Ovanın oluşmasında ve gelişmesinde en önemli faktörler flüvyal süreçler, karstlaşma ve tektonizmadır (Ege & Kortuk, 2015).

Düziçi Ovası'nın deniz seviyesinden ortalama yüksekliği 350 metredir. Doğudaki kısımlarında 300-400 metreler arasındaki birikinti koni ve yelpazelerinden sonra yüksekliği 1500 m'yi geçen dağlık ve engebeklik alanlara geçilir (Ege & Kortuk, 2015).

Düziçi Ovası, Adana ovalarından belirgin bir eşik ile ayrılmaktadır. Bu durumu yükselti basamaklarından da görmek mümkündür. İki bölüme ayrılan Adana ovalarının yukarı ova bölümü, yükselti açısından aşağı ovaya göre yüksek bir topoğrafyaya sahiptir. Çukurova'da ovanın görece yüksek kabul edilen kısımlarında bile yükselti 100 metreyi geçmez iken, Düziçi ovasının en düşük

yükseltisi 250 metre dolaylarındadır. Bu da Düziçi ovasının Adana ovalarından jeomorfolojik ve tektonik oluşum açısından farklı olduğunu gösterir (Ege & Kortuk, 2015).

6 Şubat depremlerinde Düziçi’nde 33 bina yıkılmıştır.

5.2.6.2. Erkenek Polyesi

Erkenek Polyesi, Güneydoğu Torosların batı bölümü içinde, dağlık kuşağın uzanış yönüne uygun olarak KD-GB doğrultusunda uzanan tektono-karstik oluşumlu bir depresyondur. Bu saha, Malatya’nın yaklaşık 80 km güneybatısında yer almakta ve kuzeyden bir eşikle D-B doğrultusunda uzanan Çelikhan Ovası-Kurucaova-Sürgü Ovası tektonik çukurluğundan ayrılmaktadır. Polyenin güneybatısında ise yine KD-GB yönlü uzanışa sahip Gölbaşı-Pazarcık Oluğu uzanmaktadır. Bu iki alçak alan arasında bir yükselim sahasına karşılık gelen Erkenek Polyesi’nin tabanı 1350-1400 m yükseltiye sahiptir.

Polye, karstlaşmanın yanı sıra yörede kabaca KD-GB doğrultulu uzanan Güneydoğu Anadolu Bindirmesini aynı doğrultuda dar açıyla kesen Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) içindeki yapısal hatlara bağlı olarak şekillenmiştir. Karstik şekiller, buradaki tektonik hatlar boyunca daha hızlı gelişerek büyümüştür. Tabanı oldukça düz ve alüvyal bir örtüyle kaplı olan polye, temeldeki Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı mermerlerin (Malatya Metamorfikleri) karstlaşması sonucu oluşmuştur. Önceleri kapalı bir depresyon olan polye, güneybatıda DAFZ’a yerleşmiş Karanlık Dere’nin kolları tarafından kapılmıştır (Tonbul, 2012).

Elazığ çevresindeki Behrimaz ve Kavak-Gözeli ovaları da bu kategoride sayılabilir. Ancak Düziçi Ovası ve Erkenek Polyesi 6 Şubat depremlerinden etkilenirken Behrimaz, Kavak ve Gözeli ovalarında yıkıcı bir etkisi söz konusu değildir. İdari olarak Doğanşehir ilçesinin bir mahallesi konumundaki Erkenek’te, son depremlerde, 2500 yapının yaklaşık %75’i ya yıkıldı ya da acil yıkılacak ve ağır hasarlı olarak kayıtlara geçmiştir (AA).

5.2.7. Sübsidans Karakterli Pliyosen Tortulanma Havzaları

Bilindiği gibi havza kenarları genellikle eski kütlelerden oluşmuş, orta kısımları çukurlaşmış ve çevreden gelen materyallerle dolmuş alanlar olup, ‘para-jeosenkinal’ özelliği gösterirler. Bunların içerisine yığılan materyallerin yardımıyla, dip kısımlarının da yavaş yavaş çökmesi suretiyle derinleşirler. Kalınlık bazen binlerce metreyi bulur. Türkiye’de bu özellikleri gösteren ve ova niteliğinde olan birkaç sübsidans havza vardır: Ergene Havzası, Tuz Gölü Havzası, Çukurova Havzası ve kısmen de Balıkesir Havzası (Ardos, 1985). Bunlara Güneydoğu Anadolu Bölgesi’ndeki Diyarbakır ve Adıyaman havzalarını da ekleyebiliriz.

5.2.7.1. Diyarbakır Havzası

Güneydoğu Anadolu Bölgesi, esasen, Karacadağ volkanik kütlesi tarafından iki bölüme ayrılan ve iki büyük akarsu tarafından drene edilen iki büyük havzadan meydana gelir. Sözer, bu havzaları “çanaklaşmış, orta yükseltideki kubbeleşmiş dağlar ve tepelerden meydana gelen, kuzeyden güneye bir alçalma gösteren ve Mezopotamya düzlüklerine kavuşan” alanlar olarak ifade eder (Sözer, 1984). Bunlardan doğudaki havzayı “Diyarbakır Havzası” oluşturur.

Diyarbakır Havzası, genel hatlarıyla Güneydoğu Torosları ile Mardin Platosu arasındaki depresyonu kapsar. Havza, denizel ve karasal ortam sedimentlerinin yoğun olarak tortulandığı bir neojen havzası olduğu gibi aynı zamanda jeolojik-jeomorfolojik ve hidrografik havza özelliklerine de sahiptir (Karadoğan, 2022:24).

Diyarbakır Havzası, Güneydoğu Anadolu Bölgesi’nin Dicle Bölümü’nde kuzeyde ve doğuda Güneydoğu Toroslar’ın kenar kıvrım kuşağı (Silvan- Hazro kıvrım zonu) ile güneyde Mardin Eşiği Platosu arasındaki depresyonu kapsamaktadır. Dicle nehrinin içinden aktığı ve batı yönünde Karacadağ volkanı ile sınırlanan depresyon, Silvan Neojen platosu ile Mardin karst platosu arasında batıdan doğuya uzanan geniş bir tortulanma ve çökme havzasıdır. Havza, her ne kadar monoton bir görünüme sahip olsa da neotektonik, volkanik, flüvyal ve örtülü karst süreçlerinden etkilenmiş ve çeşitli yer şekilleri meydana gelmiştir.

Türkiye'nin en genç tektonik-orojenik ünitesini oluşturan 'Kenar Kıvrımları Kuşağı'nı da bünyesinde bulunduran Diyarbakır Havzası'nda çok çeşitli zamanlarda oluşmuş değişik özellik ve fasiyese sahip birimler bulunmaktadır. Farklı ortam koşullarında birikmiş litolojik birimlerle birlikte tektonik olaylar da havzanın şekillenmesinde etkili olmuşlardır.

Mardin kütlesi ve Silvan-Hazro kıvrım zonundan aşındırılan malzemeler; Diyarbakır havzasında kalınlığı yüzlerce metreyi bulan kırıntılı depolarla doldurarak kalın bir neojen tortul katmanı oluşmuştur. Hem dalgalı Pliyo-Kuvaterner dolgularından meydana gelen havza düzlükleri, hem de vadiler boyunca uzanan geniş Kuvaterner alüvyal taraçaları ve glasiler bölgenin tarıma ve yerleşmeye en elverişli alanlarını oluşturmaktadır (Erinç, 1980).

Havzanın merkezi kısımlarını meydana getiren Şelmo Formasyonu, çakıltası, kumtaşı, siltaşı, şeyl ve marn ardalanmasından oluşmaktadır. Bölgede akarsu, göl ve delta ortamlarında çökmenin ürünü olan Şelmo Formasyonu tabaka yatımları, kısa mesafelerde farklı yön ve açılara sahiptir. Bunun nedeni, tektonik olaylar sonucu meydana gelen kıvrımlar ve doğrultu atımlı faylardır (Karadoğan ve Kozbe, 2013).

Hem bölgede hem de havzada etkisini önemli ölçüde hissettiren ve birçok doğal ortam koşullarını biçimlendiren Karacadağ bazalt lavları Pliosen tortullarını örtmüştür. Karacadağ volkanik platosunun doğu kenarına yerleşen ve daha sonra Diyarbakır kenti civarında bir dirsekle doğuya yönelen Dicle Nehri, havza tortullarının içine gömülmüştür.

Havzanın merkezi kesiminde Dicle Nehri ile Karacadağ bazalt platosu sınırına Diyarbakır kenti kurulmuştur. 6 Şubat 2023'te meydana gelen her iki depremin odak noktasına uzak olmasına rağmen (kuş uçuşu yaklaşık 290 km) Diyarbakır kenti depremlerden en çok etkilenen yerleşim yerlerindendir. Depremler esnasında 175 bina yıkılmıştır ancak Cumhurbaşkanlığı raporuna göre yıkık, acil yıkılması gereken ve ağır hasarlı binaların sayısı 8602'dir. Bu ağır hasar, her ne kadar bazalt plato üzerinde kurulan eski kent için bir avantaj gibi görünse de yaşanan son depremlerin etki alanını ve özellikle havza etkisinin göz ardı edilemeyeceğini göstermektedir. Çünkü Karacadağ kütlesi bir bakıma kalın ve Adıyaman Havzası'yla bağlantılı olan Pliyo-Kuvaterner havza dolgularını örtmektedir.

5.2.7.2. Adıyaman Havzası

Adıyaman Havzası, Karacadağ'ın batısında, bünyesine Fırat Nehri'nin yerleştiği Subsidans havzayı oluşturur. Havza, bir geçiş ve bindirme zonu üzerinde bulunmasından dolayı çok çeşitli yer şekillerini barındırmaktadır. Sahada kıta-kıta çarpışmasının sonucu olarak kıvrımlı, kırıklı ve şaryajlı yapılar, havza tabanındaki istiflenmeye bağlı olarak yatay ve bu yapıların genç tektonizmanın etkisinde kalması sonucu değişik yükseltilerde aşınım yüzeyleri ve sekiler, monoklinal yapı şekilleri ortaya çıkmıştır. Eosen'den beri sürekli aşınım-birikim ve aktif tektonizma denetiminde biçimlenen havza, sürekli değişen ve gelişen geniş bir senklinall ve sübsidans havzadır (Karadoğan & Tonbul, 2019).

Havza tabanından belirgin bir eğim kırıklığı ile ayrılan Güneydoğu Toroslar, Fırat Nehri'ne (bugünkü Atatürk Baraj Gölüne) kavuşan akarsular tarafından yoğun olarak yarılmıştır. Aşındırılan malzemeler havza tabanındaki senklinalleri doldurmuştur. Akarsu aşındırmasının havza tabanında da devam etmesi ve yoğun sedimantasyon, genç çökellerin deformasyona uğraması, havzada aktif tektonizmanın devam ettiğini göstermektedir (Karadoğan & Tonbul, 2019).

Adıyaman Havzası, Neojen döneminde birikmiş tortullardan oluşmaktadır. Bu tortullar Fırat Nehri'nin kuzey kollarından olan Kahta Çayı, Ziyaret Çayı ve Göksu Çayı tarafından yoğun şekilde aşındırılmış, parçalanmıştır. Pliyo-Kuvaterner depolarının aşındırıldığı veya faylı alanlarda Eosen kalkerleri, antiklinal yapıları olarak ortaya çıkmaktadır. Bunun dışında taban arazi ise tamamen Neojen dolgularından meydana gelmektedir. En genç oluşuklar ise vadi tabanı ve seki sistemlerinde görülen Kuvaterner alüvyonlarıdır (Karadoğan & Tonbul, 2019).

Diyarbakır Havzası'ndaki gibi Adıyaman Havzası'nın da tabanını örten en yaygın birim Şelmo Formasyonudur. Şelmo Formasyonu, yoğun olarak Adıyaman-Kahta-Fırat Nehri arasında, Kahta'nın

kuzeyinde ve Kahta Çayı'nın her iki yanında yoğun olarak mostra vermektedir. Şelmo Formasyonu, Adıyaman yöresinde 900 m'yi bulan kalınlık verir (Sungurlu, 1974). Karakuş Tümülsü civarında 500 m'ye varan kalınlıklar görülür. Bunların üzerine ortalama 20-40 m arasında değişen kalınlıkta Pliyo-Kuvaterner dolguları eklendiğinde gerek düşey gerekse yatay yönde fasiyes değişikliği göstermesine rağmen havzada genel olarak düzenli ve kesintisiz bir sedimantasyonun hüküm sürdüğünü ortaya koymaktadır.

Şelmo Formasyonu genellikle Midyat Grubunun aşındırılmış topografyası üzerine diskordansla çöker. Bu birim, Adıyaman-Fırat Nehri arasında Plio-Kuvaterner yaşlı kaba çakıllar tarafından uyumsuzlukla örtülür. Tortulanmada akarsular ve alüvyal yelpazeler en önemli rolü oynamıştır (Meriç, 1965 ve 1986). Nitekim üzerinde Adıyaman kentinin de kurulduğu havzanın kuzeyi geniş bir piedmont kuşağıdır. Pleyistosen başlarında alanın toptan yükselmesi, fluvial aşındırmayı hızlandırmış ve dağlık alanlardan taşınan materyaller eteklerde birikerek bu geniş dağ eteği kuşağını oluşturmuştur. Havzanın kuzeyindeki birçok köy yerleşmesi bu geçiş kuşağı üzerinde kurulmuştur.

Adıyaman Havzası'nda yoğun bir tektonizma ve bunun eseri olan çok sayıda fay söz konusudur. Türkiye'nin ve dünyanın önemli tektonik unsurlarından birisi olan Doğu Anadolu Fay Zonu, havzanın yaklaşık 30 km kuzey-kuzeybatısından, bu fayın bir kolu olan Adıyaman Fayı ise havza tabanı içinden geçmektedir.

Adıyaman Fayı, Doğu Anadolu Fayı'nın bir koludur. Sol yanal atımlı bir fay sistemi olan Adıyaman Fayı, Adıyaman şehir merkezinin güney ve güneybatısında arazide ve uydu görüntülerinden rahatlıkla gözlenebilmektedir. Fayı ilk kez Perinçek vd. (1987) tanımlamışlardır. Araştırmacılara göre, DAFZ'nin bir kolu olan AFZ kuzeydoğuda Palu ile güneybatıda Besni arasında yaklaşık 210 km uzunluğa sahip sol yanal atımlı bir fay zonudur.

Adıyaman Fayı, havzada Fırat Nehir yatağını 5 km kadar sol yanal olarak ötelemiştir (Zengin, 2005). Fırat Nehri yatağında meydana gelen bu sol yanal ötelenme, nehir yatağının bu bölümünün AFZ ana kırığı tarafından denetlendiğini göstermektedir. Ötelenme değerleri kullanılarak yapılan yaş tayininde fayın yaşının 1.5 milyon yıl olduğu anlaşılmaktadır. Yine bu değerler kullanılarak fayın kayma hızı yaklaşık 5.9 mm/yıl olarak hesaplanmıştır. Ayrıca aletsel dönem kayıtlarından çıkarılan sonuçlara göre DAFZ üzerinde meydana gelen depremlerin odak derinlikleri 25-30 km arasında iken, AFZ'de meydana gelen depremlerin odak derinlikleri ise 5-10,7 km arasındadır. Bu durum AFZ'nin DAFZ'den sonra oluştuğunu göstermektedir (Zengin, 2005).

Adıyaman'ın güneybatısında, Atatürk Barajı aksının hemen önünden geçen Bozova Fayı, Kampaniyen döneminde Kretase tektonizmasının etkisiyle oluşan kuzeyi düşük normal bir faydır (Sungurlu, 1973).

Bölgede orojenez etkisiyle şaryajlar ve çekim fayları da oluşmuştur. Syteyrik fazıyla oluşan ekayların en belirgin olanları Şerefli Bindirmesi, Koçalı Bindirmesi, Berdeso Bindirmesi, Pambulluk Bindirmesi, Artan-Oluklu Bindirmesi'dir. Daha sonraları normal fay görünümü kazanan Narince-Çepenek Fayı'yla Halof, Çemberlitaş, Adıyaman yapılarının güneylerinde yer alan faylar alta bindirme veya ters fay şeklinde gelişmiştir (Öğrenmiş, 2001).

Görüldüğü gibi kalın Neojen tortullarıyla örtülü ve çok yoğun tektonik yapılara sahip Adıyaman Havzası ve havzanın kuzey kenarında kurulmuş olan Adıyaman kenti 6 Şubat depremlerinden oldukça fazla etkilenmiştir. Depremler ile yıkılan bina sayısı Adıyaman kent merkezinde 1442, Kahta ilçe merkezinde ise 168'dir. Adıyaman il genelinde ise yıkık, acil yıkılması gereken ve ağır hasarlı bina sayısı ise 56.256'dır.

6. SONUÇ

6 Şubat Kahramanmaraş depremleri, etki alanı ve sonuçları itibarıyla yeryüzünde nadir yaşanabilecek depremlerdendir. Depremin aynı gün iki farklı ama birbiriyle bağlantılı fay hatlarında meydana gelmesi ve çok geniş bir alanı etkilemesi, yıkımın hem kuzey-güney, hem de batı doğrultusunda deprem odağına yakınlık kriterine göre farklı ve şaşırtıcı etkiler bırakması bize yer

şekillerinin çok zengin ve çeşitli olduğu bölgede jeomorfolojik analiz yapabilme imkanını vermiştir. Tarih boyunca yıkıcı depremlerin sıkça yaşandığı Türkiye'nin güneydoğusunun tektonik yapılar açısından oldukça yoğun ve aktif olduğu bilinmekteydi. Özellikle, yer kabuğunda görülebilecek farklı karakterdeki fay yapılarının bölgede bir arada bulunduğunu belirtmek gerekir (gerilmeli yapılara bağlı faylar, genişleme ve kaçış tektoniğine bağlı yapılar, transform ve doğrultu atımlı faylar, bindirme ve şaryajlı yapılar, oblik faylar vs.). Bu tektonik çatının denetiminde, epirojenez, şiddetli orojenez ve volkanik faaliyetler gibi yerin iç dinamiklerinden kaynaklanan jeomorfolojik süreçler yanında değişen iklimlerin neden olduğu şiddetli erozyonal ve sedimantasyon olayları bölgede birbirinden farklı köken ve karakterde yer şekillerinin, özellikle birbirine benzemeyen havza ve ovaların ortaya çıkmasına neden olmuştur. Ne yazık ki ulaşım avantajı ve uygun topoğrafik koşullar nedeniyle insanların en kolay yerleşebildikleri alanlar olmaları nedeniyle bu sahalar yoğun bir şekilde yerleşmeye sahne olmuştur.

Deprem etkilerinin dağılışı haritaları incelendiğinde yıkımın en fazla olduğu alanlar bu yoğun nüfusun yerleşmiş olduğu alanlar olduğu göze çarpar. Aynı şehirde bile (örneğin Kahramanmaraş'ta) havza tabanı ve havza kenarı alanlarda depremin etkilerinin farklı olduğu görülür. Bu durum 'basen etkisinin' üzerinde önemle durulması gereken bir konu olduğunu göstermektedir.

CBS ortamında yapılan analizler bu durumu apaçık ortaya koymaktadır. Nitekim; İl bazında yıkık, acil yıkılması gereken ve ağır hasarlı bina sayılarıyla oluşturulan haritalara göre en yüksek değere sahip ilin Hatay olduğu görülür. Hatay'ı Kahramanmaraş, Malatya ve Adıyaman izlemektedir. En düşük değerlere sahip iller ise Adana, Kilis ve Şanlıurfa'dır.

İlçe bazında 6 Şubat 2023 tarihinde meydana gelen depremlerden 10 gün sonra yıkık bina verileriyle elde edilen harita analizleri, Samandağ'dan Pazarcık ve Kahramanmaraş depresyonuna uzanan Antakya-Maraş Grabeni içindeki ovalarda yer alan ilçelerin, ayrıca Ekinözü'nde meydana gelen ve aynı gün gerçekleşen ikinci büyük depremin lokasyonu nedeniyle, merkezinde Malatya'nın Doğanşehir ilçesinin olduğu kuzeydeki ova ve depresyonlarda bulunan ilçelerin en fazla yıkıma uğrayan alanlar olduğunu göstermektedir. Deprem odak noktalarına yakın olmalarına rağmen, bazıları ova ve havza tabanlarında yer aldıkları halde Amanos Dağları'nın batısındaki ve Gaziantep-Şanlıurfa paltolarındaki yerleşmelerde yıkımın çok az veya olmadığı görülmektedir.

Meydana gelen depremlerde en kritik alanların güneyde Amik Ovası'ndan başlamak üzere Kahramanmaraş'a kadar olan güney-kuzey doğrultusunda uzanan Antakya-Maraş Grabeni ve Elbistan'dan başlamak üzere Güneydoğu Toroslar gerisindeki tektonik havzalar ile yine Güneydoğu Toroslar güneyindeki tortulanma havzaları olduğunu söyleyebiliriz. Yıkımın düşük olduğu alanlar ise Amanoslar batısı, Karacadağ'ı merkeze alan kuzey-güney yönlü bir hat ve bölgenin güneyindeki Gaziantep-Şanlıurfa kalker platosudur.

6 Şubat depremleri ve sonrasındaki 10 gün içinde meydana gelen artçılarla ilçe bazında yıkılmış bina sayısı büyüklüklerinin ana jeomorfolojik birimler üzerindeki konumlarının genellikle ova ve havza üniteleri üzerinde olduğu görülmektedir. Bu durum deprem ve jeomorfoloji ilişkisinin göz ardı edilemeyeceğini, hatta ova ve havzaların da köken, oluşum ve litolojik karakterlerinin detaylıca araştırılması ve bilinmesi gerektiğini göstermektedir.

Bölgenin iki önemli orojenik kuşağı olan Güneydoğu Toroslar ve Amanos Dağları deprem dalgalarının ve etkilerinin yayılmasında farklı davranışlar sergilemektedir. Amanos Dağları deprem etkilerine karşı bir bariyer görevi görürken Güneydoğu Toroslar'da aynı özellik görülmemektedir.

Bu sonuçlar deprem risk haritalarının sadece tektonik hatalara bağlı değil, bunlara yakın, hatta uzak ova ve havza morfolojilerinin de dikkate alınarak hazırlanması gerektiğini göstermektedir. Deprem ve risk haritaları hazırlanırken daha önce olmuş depremlerin etkileri ve etki alanları incelenerek havzaların ve diğer yer şekillerinin karakterleri ve özellikleri belirlenerek dikkate alınması, bu konudaki detay jeomorfolojik araştırmaların yapılması gerekir.

Kaynaklar

- AA. Gündem: Asrın Felaketi. 25.07.2024 tarihinde: <https://www.aa.com.tr/tr/asrin-felaketi/yapi-stokunun-yuzde-75ini-kaybeden-mahallede-afet-konutlari-depremde-ayakta-kaldi/2861540> adresinden alındı.
- AFAD. 22.02.2023 tarihinde: <https://deprem.afad.gov.tr/map> 22.02.2023 adresinden alındı.
- Akdemir, İ. O. 2004. Gölbaşı İlçesinin (Adıyaman) Beşeri ve İktisadi Coğrafyası, *Yayımlanmamış Doktora Tezi*, Fırat Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Elazığ.
- Akıl, B., Akpınar, K., Üçkardeşler, C., Araz, H., Sağlam, M., & Uran, Ş. B. 2008. Doğu Anadolu Fay Zonu Üzerinde Yer Alan Gölbaşı (Adıyaman) Yerleşim Alanındaki Zeminlerin Jeoteknik Özellikleri ve Değerlendirilmesi/Evaluation of Settlement Suitability of Gölbaşı (Adıyaman) Town, located on the East Anatolian Fault Zone. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 51 (1), 43-57.
- Akkan, E. 1972. Elazığ ve Keban Barajı Çevresinde Coğrafya Araştırmaları. *Ankara Üniversitesi, Coğrafya Araştırmaları Dergisi*, 5-6, 179-215.
- Aksoy, E., Inceoez, M., & Koçyiğit, A. 2007. Lake Hazar basin: A negative flower structure on the east anatolian fault system (EAFS), SE Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16 (3), 319-338.
- Alp, H. 2009. Doğu Akdeniz Bölgesi Jeofizik Verilerine Dalgacık Analiz Yöntemi Uygulanarak Bölgenin Tektonik Yapısının Araştırılması. *Yayımlanmamış Doktora Tezi*, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Ambraseys, N. N. 1971. Value of Historical Records of Earthquakes. *Nature*, 232, 375-379.
- Ambraseys, N. N., Jackson, J. A. 1998. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. *Geophysical Journal International*, 133 (2), 390-406.
- Ardos, M. 1992. *Türkiye’de Kuvaterner Jeomorfolojisi*. İstanbul: İstanbul Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi Yayını, 3737.
- Arık, F. Ş. 1992. Selçuklular zamanında Anadolu’da meydana gelen depremler. *Tarih Araştırmaları Dergisi*, 16 (27), 13-32.
- Ayoubi, P., Mohammadi, K., & Asimaki, D. 2021. A systematic analysis of basin effects on surface ground motion. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 141, 16490.
- Başdemir, S. E. & Dinçer, İ. 2019. Osmaniye ili alüvyal zeminlerin jeoteknik incelemesi. *Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi*, Nevşehir Hacı Bektaş Veli Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Nevşehir.
- Benek, S. 2005. Changes/Developments The Gap Brought Out In The Socio-Economical Structure of Province of Sanliurfa. *Marmara Geographical Review*, 11, 123-146.
- Berberian, M. 1995. Master “blind” thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 241 (3-4), 193-224.
- Bingöl, A. F., Beyarslan, M., Kürüm, S., Rizeli, M. E., Ertürk, M. A., Sar, A. 2022. *Elazığ-Malatya-Adıyaman Bölgesinin (Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı,Türkiye) Tektonik Çerçevesi ve Evrimi*. II. Toros Jeolojisi Sempozyumu 28-30 Kasım 2022, 28-29, MTA Jeoloji Etütleri Dairesi Bilimsel Etkinlikleri-2022, Ankara.
- Biricik, A. 1994. Gölbaşı Depresyonu (Adıyaman). *Türk Coğrafya Dergisi*, 29, 53-81.
- Biricik, A. S. & Kurt, H. 1998. 27 Haziran 1998 Adana Ceyhan Depremi. *Marmara Coğrafya Dergisi*, 2, 95-121.
- Bozkurt, E. 2001. Neotectonics of Turkey-a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14, 3-30.
- Coşkun, B. 1994. Oil Possibility of Duplex Structures in the Amik-Reyhanlı Basin, SE Turkey. *Journal of Petroleum Geology*, 17, 461-472.
- Coşkun, B. 2004. Arabian-Anatolian plate movements and related trends in Southeast Turkey's oilfields. *Energy sources*, 26 (11), 987-1003.
- Demir, T., Seyrek, A., Westaway, R., Bridgland, D., & Beck, A. 2008. Late Cenozoic surface uplift revealed by incision by the River Euphrates at Birecik, southeast Turkey. *Quaternary International*, 186 (1), 132-163.
- Demirkol, C. 1988. Türkoğlu (Kahramanmaraş) Batısında Yer Alan Amanos Dağlarının stratigrafisi, Yapısal Özellikleri ve Jeotektonik Evrimi, *M.T.A Dergisi*, 108, 18-37, Ankara.
- Ege, İ. & Kortuk, İ. 2015. Düziçi Ovası (Düziçi/Osmaniye) Ve Yakın Çevresinin Jeomorfolojisi. *The Journal of Academic Social Science Studies*, 33 (1), 295-313.
- Ege, İ. 2014. Antakya-Kahramanmaraş Grabeninde Aktif Tektoniğe Ait Jeomorfolojik Gözlemler/Geomorphological Observations Related To Active Tectonic In Antakya-Kahramanmaraş Depression. *Mustafa Kemal Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Dergisi*, 11 (26), 71-88.

- Ercan, T., Şaroğlu, F., Turhan, N., Matsuda, J. I., Fujitani, T., Notsu, K., Bağırşakçı, S., Aktimur, S., Can, B., Emre, Ö., Akçay, A. E., Manav, E., Gürler, H. 1991. The Geology and Petrology of the Karacadağ Volcanites. *Bulletin of the Geological Congress of Turkey*, 6, 118-133.
- Ergin, M. 1999. Kilikya Bölgesinin güncel sismisitesi ve güncel sismotektoniği. *Yayımlanmamış Doktora Tezi*, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Erinç, S. 1980. *Kültürel Çevre Bilim Açısından Güneydoğu Anadolu (İst. ve Chicago Üniversiteleri Karma Projesi), Güneydoğu Anadolu Tarihöncesi Araştırmaları*. İstanbul: İstanbul Üniv. Ed. Fak. Yayını, No:2507.
- Eriş, K. K. 2013. Late Pleistocene–Holocene sedimentary records of climate and lake-level changes in Lake Hazar, eastern Anatolia, Turkey. *Quaternary international*, 302, 123-134.
- Eriş, K., Akçer Ön, S., Çağatay, N., Nagihan Aslan, T., & Barış Ülgen, U. 2016. Deciphering paleoclimatic responses for the evolution of Late Pleistocene to Holocene sedimentary records of Lake Hazar, eastern Anatolia, Turkey. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (pp. EPSC2016-1674).
- Erol, O. 1963. *Asi Nehri Deltasının Jeomorfolojisi ve Dördüncü Zaman Deniz Akarsu Sekileri*. Ankara: Ankara Üniversitesi, D.T.C.F Yayınları, Sayı:148.
- Erol, O. 2003. Ceyhan Deltasının Jeomorfolojik Evrimi. *Ege Coğrafya Dergisi*, 12 (2), 59-81.
- Esen, F. & Tonbul, S. 2022. Elbistan Havzası'nın Genel Morfotektonik Dinamiklerinin Jeomorfometrik İndislerle Analizi. *Bingöl Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Dergisi*, (24), 618-639.
- Esen, F. 2014. Elbistan Havzası'nın Fiziki Coğrafyası. *Yayımlanmamış Doktora Tezi*, Fırat Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Elazığ.
- Esentürk, Y., Ökse, A. T., Görmüş, A. 2007. *Anadolu Bronz Çağın'dan Deprem İzleri, (Earthquake Traces In The Anatolian Bronze Age)*. International Earthquake Symposium 2007, 22-26, Kocaeli.
- Genç, Ş. C. 1987. Cela-Koçdağı-Kızıldağ (K.Maraş İli) dolaylarının jeolojisi. *Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi*, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Gözübol, A. M., & Gürpınar, O. 1980. *Kahramanmaraş Kuzeyinin Jeolojisi ve Tektonik Evrimi*. Türkiye 5. Petrol Kongresi, (21-29), Ankara.
- Güneş, H., Yiğit, A. 1995. *Hazar Gölü Havzasının Hidrografik Özellikleri (Specificity of the Lake Hazar Basin hydrography)*. Symposium on Lake Hazar and its environment, 91–103, Sivrice-Elazığ.
- Haksal, A. 1981. Petrographie und Geochemiedes Schildvulkans Karacadağ. *Yayımlanmamış Doktora tezi*, Hamburg Üniv. Almanya.
- Hubert-Ferrari, A., Avşar, U., El Ouahabi, M., Lepoint, G., Martinez, P., & Fagel, N. 2012. Paleoseismic record obtained by coring a sag-pond along the North Anatolian Fault (Turkey). *Annals of Geophysics*, 55 (5), 929-953.
- Hunter, J. A., Crow, H. L., Brooks, G. R., Pyne, M., Lamontagne, M., Pugin, A. J. M., ... & Duxbury, A. 2010. Seismic site classification and site period mapping in the Ottawa area using geophysical methods. Geological Survey of Canada, Open File 6273. 2010, *Seismic Site Classification and Site Period Mapping in the Ottawa Area using geophysical Methods*, Geological Survey of Canada, Open File 6273, 80.
- Işık, N. S. 2023. Basen ve Yakın Fay Etkilerinin Deprem Yer Hareketi Üzerindeki Etkileri, Kahramanmaraş Pazarcık Depremi Antakya Kayıtlarının Değerlendirilmesi. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 47 (1), 67-86.
- İmamoğlu, M. Ş. & Gökten, E. 1996. Doğu Anadolu fay zone Gölbaşı kesimi neotektonik özellikleri ve Gölbaşı-Saray fay kaması havzası. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 11, 176-184.
- İmamoğlu, M. Ş. 1993. Gölbaşı (Adıyaman)-Pazarcık-Narlı (K. Maraş) Arasındaki Sahada Doğu Anadolu Fayı'nın Neotektonik İncelemesi. *Yayımlanmamış doktora tezi*, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- İmamoğlu, M. Ş. 2019. Diyarbakır il merkezi ve çevresinin depremselliği ve zemin özellikleri. *Dicle Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Mühendislik Dergisi*, 10(2), 697-707.
- İTÜ. (Mart2023). 04.17 Mw 7, 8 Kahramanmaraş (Pazarcık, Türkoğlu), Hatay (Kırıkhan) ve 13.24 Mw 7, 7 Kahramanmaraş (Elbistan/Nurhak-Çardak) depremleri: Nihai Rapor. İstanbul: İstanbul Teknik Üniversitesi.
- İTÜ. (Şubat 2023). 04.17 Mw 7, 8 Kahramanmaraş ve 13.24 Mw 7, 7 Kahramanmaraş depremleri: Ön Rapor. İstanbul: İstanbul Teknik Üniversitesi.
- Jeomorfoloji Deneği. 2023. 6 Şubat 2023 Kahramanmaraş Depremlerine Dair Jeomorfolojik Ön Tespitler. https://drive.google.com/file/d/1Az6BDwV5bkm_KOXkoOa22Ix7MgP5rrkS/view
- Kalelioğlu, E. 1971. Gaziantep Yöresinin Fiziki Coğrafyası. *Ankara Üniversitesi, DTCF Coğrafya Araştırmaları Dergisi*, 140, 204.

- Karabacak, V. 2007. Ölü Deniz Fay Zonu Kuzey Kesiminin Kuvaterner Aktivitesi. *Yayınlanmamış Doktora Tezi*, Eskişehir Osmangazi Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Eskişehir.
- Karadoğan, S. & Tonbul, S. 2019. Adıyaman Havzasının Jeomorfolojik Özellikleri. *The Journal of Academic Social Science*, 1 (1), 182-217.
- Karadoğan, S. 2019. *Kuruluş Yeri Açısından Diyarbakır Kentinin Sıtiasyonu ve Jeoloji-Jeomorfoloji İlişkileri*. Uluslararası Katılımlı 72. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 28 Ocak–01 Şubat 2019, Ankara.
- Karadoğan, S. 2022. Doğal ortam özellikleri ve etkileri bakımından Diyarbakır Havzası. Bulut, M. (Ed), *Diyarbakır portresi* içinde, (s.23-54). Ankara: Detay Yayıncılık.
- Karadoğan, S., Kozbe, G. 2013. Yukarı Dicle Havzasının (Batman-Bismil Arası) Jeomorfolojik Özellikleri ve Arkeolojik Yerleşme/Buluntu Yerlerinin Dönemler Boyunca Mekan Etkileşimleri. Öner, E. (Ed), *İlhan Kayan için Armağan Yazılar* içinde, (s.540-564), İzmir: Ege Univ. Yay. No: 181.
- Karadoğan, S., & Kuzucuoğlu, C. 2019. Geomorphic Response to Rapid Uplift in a Folded Structure: The Upper Tigris Case. Kuzucuoğlu, C., Kazancı, N., Ciner, A.,(Eds.) in *Landscapes and Landforms of Turkey*, (p.521-532). Springer.
- Karadoğan, S., Yıldırım, A., Atalay, İ. 2010. *Seismicity Analysis of Southeast Anatolia With GIS Method, Proceedings:Potentials and problems of Naturel Environment*. 7. Turkey Romania Geographical Academic Seminar, June 1-9, 2010, p. 13-30, Antalya.
- Karataş, A. 2010. Hatay İli'nin Su Potansiyeli ve Sürdürülebilir Yönetimi. *Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi*, Mustafa Kemal Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü. Hatay.
- Kavuzlu, M. 2006. Altınözü (Antakya) ve Yakın Civarının Tektono-Stratigrafisi. *Yayınlanmamış Doktora Tezi*, Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Adana.
- Korkmaz, H. 2000. Kahramanmaraş Havzası'nın Jeomorfolojisi. *Yayınlanmamış Doktora Tezi*, Marmara Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, İstanbul.
- Korkmaz, H. 2008. Antakya-Kahramanmaraş Graben Alanında Kurutulan Sulak Alanların (Amik Gölü, Emen Gölü ve Gâvur Gölü Bataklığı) Modellerinin Oluşturulması. *Mustafa Kemal Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Dergisi*, 5 (9), 19–37.
- Kuterdem, N. K. & Dirik, K. 2007. Determination of the morphotectonic features and stress state of a region using Geographic Information Techniques: a case study from the İsmetpaşa-Gerede segment of the North Anatolian Fault. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 50 (1), 41-55.
- Matney, T. 2004. *Seventh Preliminary Report on Excavations at Ziyaret Tepe, 2003 Season*. Kazı Sonuçları Toplantısı, 26, 63-74.
- Moreno, D. G., Hubert-Ferrari, A., Moernaut, J., Fraser, J. G., Boes, X., Van Daele, M., ... & De Batist, M. 2011. Structure and recent evolution of the Hazar basin: A strike-slip basin on the East Anatolian fault, eastern Turkey. *Basin Research*, 23 (2), 191-207.
- Mülazımoğlu, N. 1980. İskenderun Körfezi ve Çevresinin Jeomorfolojik Etüdü. *Yayınlanmamış Doktora Tezi*, İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Bilimler Enstitüsü, İstanbul.
- Nalbant, S. S., Mecloskey, J., Steacy S., Barka A. A. 2002. Stress accumulation and increased seismic risk in Eastern Turkey. *Earth and Planetary Science Letter*, 195, 291-298.
- NASA. Earthquake Damage in Türkiye, 25.07.2024 tarihinde: <https://earthobservatory.nasa.gov/images/150949/earthquake-damage-in-turkiye> adresinden alındı.
- Öğrenmiş, İ. Y. 2001. Adıyaman ve Kahta Dolaylarının Jeolojisi ve Petrol Potansiyeli. *Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi*, Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ.
- Ökeler, A. 2003. Klıkya Bölgesi'nin Güncel Depremselliği ve Gerilme Analizi. *Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi*, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Öz, E. 2003. Gölbaşı Depresyonu'nda (Adıyaman) Doğu Anadolu Fayı'nın Jeomorfolojik Birimlere Etkisi. *Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi*, Fırat Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Elazığ.
- Özdemir, M., & Özşarı, F. 2009. *Ar 20069698 Ruhsat No'lu Kahramanmaraş Elbistan Linyit Sahası Buluculuk Talebine Esas Jeoloji ve Rezerv Raporu*. Ankara: MTA Raporu, Derleme No: 11179.
- Özfırat, A. 2006. *Üçtepe II: Tunç Çağları (13-10. Yapı Katları)*. İstanbul: Ege Yayınları.
- Pamukçu, O. A., Çırmık, A., Gönenç, T., & Uluğtekin, M. 2023. *Yer fiziği Anabilim Dalı Deprem Ön Değerlendirme Raporu*. İzmir: Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü.

- Perinçek, D. & Çemen, I. 1990. The structural relationship between the East Anatolian and Dead Sea fault zones in southeastern Turkey. *Tectonophysics*, 172 (3-4), 331-340.
- Perinçek, D., Eren, A. G. 1990. *Doğrultu Atımlı Doğu Anadolu ve Ölüdeniz Fay Zonları Etki Alanında Gelişen Amik Havzasının Kökeni*. Ankara: Türkiye 8. Petrol Kongresi Bildiri Kitabı, 180-192.
- Perinçek, D., Günay, Y., & Kozlu, H. 1987. *Doğu ve Güneydoğu Anadolu Bölgesindeki yanal atımlı faylar*. Ankara: Türkiye 7. Petrol Kongresi Bildiri Kitabı, 89-114.
- Perinçek, D., Günay, Y., Kozlu, H. 1987. *Doğu ve Güneydoğu Anadolu Bölgesindeki Yanal Atımlı Faylar ile İlgili Yeni Gözlemler*. Ankara: Türkiye Petrol Jeologları Demeği, TMMOB Petrol Müh. Odası, 89-104.
- Perinçek, D., Siyako, M., & Bahtiyar, İ. 2010. Paleozoic-Cenozoic Stratigraphy of Southeast Anatolia and the East Anatolian Fault System. *Tectonic Crossroads: Evolving Orogens of Eurasia-Africa and Arabia*, 03-08.
- Saber, R., Çağlayan, A., Işık, V. & Seyitoğlu, G. 2014, December. *The Geomorphological Developments Along the East Anatolian Fault Zone, Turkey*. In AGU Fall Meeting Abstracts (Vol. 2014, pp. T23C-4695).
- Schachner, A., 2002, Ausgrabungen in Giricano (2000-2001), Neue Forschungen an der Nordgrenze des Mesopotamischen Kulturraums, *Istanbul Mitteilungen*, 52, 9-57.
- Seyitoğlu, G., Korhan, E., Bülent, B. 2017. The Neotectonics of Southeast Turkey, Northern Syria, and Iraq: The Internal Structure of The Southeast Anatolian Wedge And Its Relationship With Recent Earthquakes. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 26, 105-126.
- Seyrek, A., Yeşilnacar, M., Aydemir, S. & Demir, T. 2013. Harran Ovasında Yer alan Ortaören Çökme Çukurunun Oluşumu ve Pedo-Jeolojik Karakteristikleri. *Marmara Coğrafya Dergisi*, (7), 107-125.
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D., Altınok, Y. 1983. *Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu*. Ankara: TÜBİTAK, Proje No: TBAG 341.
- Sözer, A. N. 1969. *Diyarbakır Havzası*. Ankara: Diyarbakır Tanıtma ve Turizm Derneği Yay. Tarih ve Coğr. Dizi No:4.
- Sözer, A. N. 1984. Güneydoğu Anadolu'nun Doğal Çevre Şartlarına Coğrafi Bir Bakış. *Ege Coğrafya Dergisi*, 2, 8-30.
- Sungurlu, O. 1974. *VI. Bölge Kuzey Sahalarının Jeolojisi*. Ankara: TPAO Araştırma Merkezi Grup Başkanlığı, Rapor No: 871.
- Şahinalp, M. S. 2019. Fonksiyonları ve Arazi Kullanım Problemleri Açısından Suruç Şehri. *The Journal of International Social Research*, 12 (68), 461-478.
- Şaroğlu, F., Yılmaz, Y. 1986. Doğu Anadolu'da neotektonik dönemdeki jeolojik evrim ve havza modelleri. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 107, 73-94.
- Tarhan, N. 1982. *Göksun-Afşin-Elbistan Dolayının Jeolojisi*. Ankara: MTA Genel Müdürlüğü Kütüphanesi, Derleme No: 7296.
- Tonbul, S. 1987. Elazığ Batısının Genel Jeomorfolojik Özellikleri ve Gelişimi. *Jeomorfoloji Dergisi*, 15, 37-52.
- Tonbul, S. 2012. *Erkenek Polyesi (Güneydoğu Toroslar, Malatya)*. UJES-III, Bildiriler Kitabı, 114, 129, Hatay.
- Tonbul, S., Karadoğan, S., & Özcan, N. 2005. *Elazığ Kenti ve Yakın Çevresi İçin CBS Ortamında Olası Doğal Risk Değerlendirmesi ve Afet Bilgi Sistemi Örnek Uygulaması*. Ege Üniv. CBS Sempozyumu ve Sergisi, 27-29. İzmir.
- Tonbul, S., Özdemir, M. A. 1990. Elazığ Doğusu (Kovancılar Ovası ve Palu Çevresinin) Uygulamalı Jeomorfoloji bakımından incelenmesi. *Fırat Üniversitesi Sosyal Bilimler Dergisi*, 4 (2).
- Toprak, V., Rojay, B., Heimann, A. 2002. *Hatay Grabeninin Neotektonik Evrimi ve Ölüdeniz Fay Kuşağı İle İlişkisi*. Ankara: TÜBİTAK, Proje No: YDABAG-391.
- TV5. 11 ildeki yıkımın detayları ortaya çıktı: Depremde hangi ilde kaç bina yıkıldı? 22.02.2023 tarihinde: <https://www.tv5.com.tr/11-ildeki-yikimin-detaylari-ortaya-cikti-depremde-hangi-ilde-kac-bina-yikildi> adresinden alındı.
- Ünlügenç, U. C., Akıncı, A. C., & Öçgün, A. G. 2023. 6 Şubat 2023 Kahramanmaraş-Gaziantep Depremleri; Adana İli ve Yakın Kesimlerine Yansımaları. *Geosound*, 57 (1), 1-41.
- Westaway, R. O. B. & Arger, J. A. N. 1996. The Gölbaşı basin, southeastern Turkey: a complex discontinuity in a major strike-slip fault zone. *Journal of the Geological Society*, 153 (5), 729-744.
- Yalçınlar, İ. 1961. *Strüktürel Morfoloji II*. İ. Ü. Coğrafya Enstitüsü Yay. No: 29, İstanbul.
- Yıldırım, M. 1989. Kahramanmaraş Kuzeyinde (Engizek Nurhak Dağlarında) Tektonik Birliklerin Jeolojik Petrolojik İncelenmesi. *Yayımlanmamış Doktora Tezi*, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

- Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Yiğitbaş, E. 1988. Amanos Dağları ve Maraş Dolaylarında Miyosen Havzalarının Tektonik Evrimi, *T.P.J.D Bülteni*, 52-72.
- Yılmaz, Y., Şaroğlu, F. & Güner, Y. 1987. Initiation of the Neomagmatism in East Anatolia. *Tectonophysics*, 134, 177-199.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Genç, Ş. C. 1984. *GD Anadolu Orojenik Kuşağının Batı Kesiminin Jeolojik Evrimi*. Ozan Sungurlu Sempozyumu Bildirileri, 356-365, Ankara.
- Yiğit, A. 2002. Güneydoğu Toroslar'ın yöresel etüdü. *Fırat Üniversitesi Sosyal Bilimler Dergisi*, 12 (1), 47-77.
- Yusufoğlu, H. 2013. An intramontane pull-apart basin in tectonic escape deformation: Elbistan Basin, Eastern Taurides, Turkey. *Journal Of Geodynamics*, 65, 308-329.
- Yücel, T. 1986. *Bir coğrafyacı gözüyle Elbistan-Palu Oluğu*. Fırat Havzası Coğrafya Sempozyumu, 299-305, Elâzığ.
- Yürür, M. T. And Chorowicz, J. 1998. Recent Volcanism, Tectonics and Plate Kinematics Near the Junction of the African, Arabian and anatolian Plates in the Eastern Mediterranean. *Journal of Volcanology and geothermal Research*, 85, 1-15
- Zengin, E. 2005. Adıyaman Fay Zonunun Kuzeydoğu Bölümünün Sismotektonik Özellikleri. *Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi*, Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ.

Tablo 1. Aletsel döneme kadar Milattan sonra Güneydoğu Anadolu ve çevresinde meydana gelen büyük depremler

	Yıl	Enlem	Boylam	Yer	Açıklamalar	Şiddet
M.S	1895	38	38	Malatya, Akçadağ	38.E, 10=V, M=4.3	6
M.S	1892	39	43	Malazgirt	1891,I=VI, m=5.5	7
M.S	1890	38	38	Malatya Yöresi		6
M.S	1889	39	40	Palu Yöresi,Elazığ	38.89N(8),40.5E,39.3N,41.E, I=V, M=4.3	6
M.S	1884	38	43	Pervari	1884, 38.4N,42.1E, I=VI, M=6.1	8
M.S	1881	39	43	Van, Bitlis, Muş	I=x,M=7.3, Van da 400 ev yıkıldı.	9
M.S	1875	39	41	Karlıova-Bingöl,Palu-Elazığ	M=6.1	8
M.S	1874			Diyarbakır,Keban-Malatya	Nisan-Mayıs 1874,?.04.1974,I=VI	7
M.S	1874	38	40	Maden-Elazığ,Diyarbakır	38.8N,38.8E,M=6.1	8
M.S	1874	38	40	Maden-Elazığ,Diyarbakır		0
M.S	1874	39	39	Harput-Elazığ,Diyarbakır		8
	1872	36.40 - 36.50		Antakya, Samandağ, Amik Gölü, Karasu Vadisi	1.800	8 ya da 9
M.S	1871	39	43	Van Yöresi	25.03.1871, 05-25.03.1871,M=5.5	7
M.S	1869	38	42	Bitlis ve yöresi		6
M.S	1866	38	39	Hazar Gölü Güneyi-Elazığ	22.07.1867, 38.7N, 39.2E, M=5.5	8
M.S	1859	40	41	Erzurum ve Geniş Yöresi	10=VIII, Toplam 15000 ölü,	9
M.S	1859	40	42	Pasinler-Erzurum	10:00,500 ölü	8
	1822	36.40 - 36.20 (1)		Antakya, Samandağ, Karasu Vadisi, Asi Vadisi doğusu-Halep arası İskenderun - Kilis	1.800-60.000, 20 000	10 ya da ya da 9 ya da 6
M.S	1784	40	40	Erzincan,Pülümür,Erzurum	19.7.1783,I=VI,19.7.1783 veya 1784,19.7.1784,1784, 38.73N, 41.5E, 39.4N, 5000 ölü,Fay L=19 km.	8
M.S	1715	39	44	Van ve Erciş yöresi		8
M.S	1704	39	43	Van		7
M.S	1701			Van ve yöresi		7
M.S	1701	39	43	Van		5
M.S	1701	39	43	Van ve yöresi	r5=300 km.,43,65 E	8
M.S	1666			Halep,Musul,Doğu Anadolu		9
M.S	1648	38	44	Hoşap'ın yakın batısı-Van		8
M.S	1647	39	44	Van, Tebriz, Muş, Bitlis	02.04.1648,1646,1646 veya 1648,38.47N,39.7N,43.3E,43.0E,I=VI,M=3.8,h=10km	9
M.S	1584	40	40	Erzincan,Erzurum	10=VIII, 15.000 ölü	9
M.S	1582	38	42	Bitlis ve Geniş Yöresi	10=VII, 38.73N, 41.5E	8
M.S	1458	40	40	Erzincan,Erzurum	1457,1463,32.000 ölü	10
M.S	1456	40	40	Erzincan	1453,484 No.lu depremlerle idantik olabilir	8
M.S	1441	38	42	Van,Bitlis,Muş	I=X,30.000 ölü,Nemrut Dağı'nın volkanik etkinliğiyle birlikte	8
M.S	1439			Van,Bitlis,Muş	Nemrut Dağı'nın volkanik etkinliğiyle birlikte deprem	6
M.S	1363	39	42	Muş ve yöresi	I=VII,Pekçok ölü	8
M.S	1276	39	43	Ahlat,Erciş, Van	I=VII,r5=200km.	8
M.S	1268	37	36	Kozan,Ceyhan ve yöresi	1261,60.000 ölü,r5=400km.	9
M.S	1268	40	40	Erzincan,Erzurum	15.000 ölü	9
M.S	1254	40	39	Refahiye-Erzincan,Sivas	1251,11.10.1254,1255,16.000 ölü	8
M.S	1245	39	43	Ahlat, Van, Bitlis, Muş	I=VI	7
	1169 ya da 1140	35.90 - 36.40		Missyaf, Shaizar, Homs, Hama, Missyaf, Karasu Vadisi, Halep	80 000	9
M.S	1114	38	37	Maraş,Urfa,Harran	1115 ,38.9 E	8
M.S	1110	39	44	Van	I=IX,1111	8
M.S	1003	37	39	Urfa ve yöresi	I=VI	8
M.S	995	39	40	Palu,Sivrice	39.3 N,40.7 E	6
M.S	894			Kuzey Suriye,Doğu Anadolu		2,4
M.S	802			Fırat Havzası, Mezopotamya		9
M.S	771			Fırat Havzası		16
M.S	718	37	39	Urfa	10=VI	8
	587	36.25 - 36.10		Antakya	60 000	9
	528 ya da 529	36.25 - 36.10		Antakya, Karasu Vadisi, Lattakia	4870	9 ya da 8
	526 ya da 525	36.25 - 36.10		Antakya, Harbiye, Samandağ	250 000 - 300 000	9 ya da 8 ya da 10- 11
	334	36.25 - 36.10		Antakya, Beyrut, Kıbrıs	40.000	9 ya da 6
	115	36.25 - 36.10		Antakya, Karasu Vadisi	250.000 ya da 260.000	9 ya da 6

Kaynak: Soysal vd. 1983; Karabacak, 2007.

Tablo 2. Aletsel dönemde Güneydoğu Anadolu ve çevresinde meydana gelen depremler

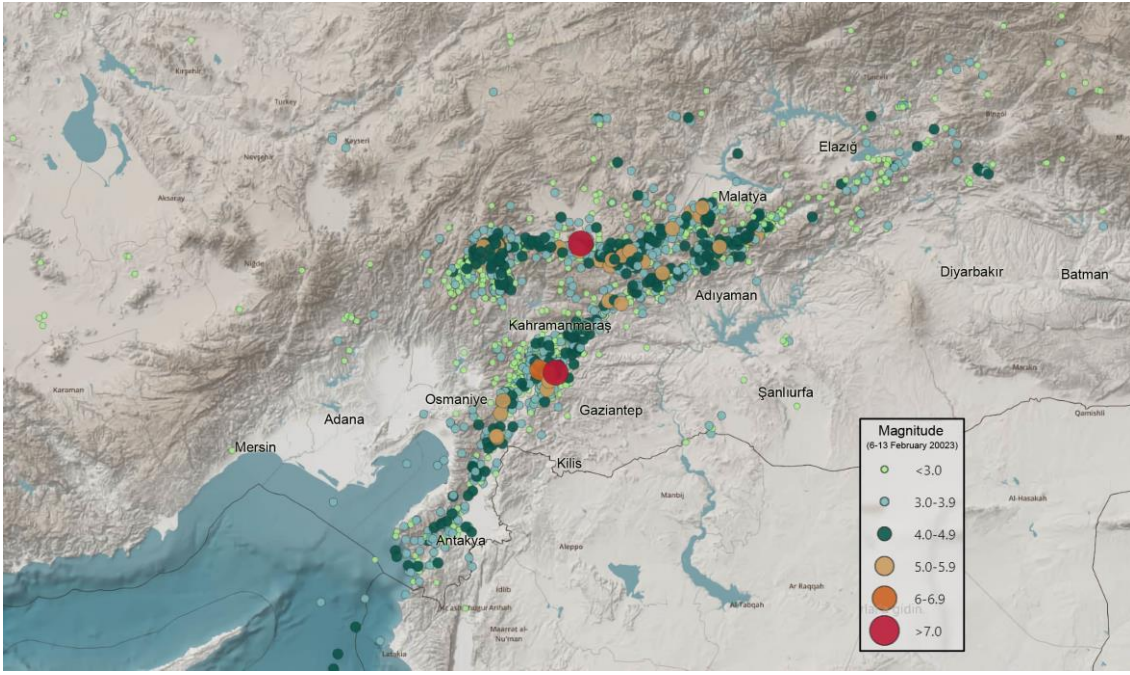
TARİH	SAAT	YER	Mag. (Ms)	Can Kaybı	Hasarlı Bina
29.04.1903	01:46	Malazgirt (MUŞ)	6.7	600	450
20.03.1945	09:58	Ceyhan-Misis (Adana)	6.0	13	2500
31.05.1946	05:12	Varto-Hınıs (Muş)	5.9	839	3000
17.08.1949	20:44	Karlıova (Bingöl)	6.7	450	3500
08.04.1951	23:38	İskenderun (Antakya)	5.8	6	13
22.10.1952	19:00	Ceyhan-Misis (Adana)	5.6	10	617
14.06.1964	15:15	Malatya	6.0	8	847
07.03.1966	03:16	Varto (Muş)	5.6	14	1100
19.08.1966	14:22	Varto (Muş)	6.9	2396	20007
26.07.1967	20:53	Pülümür (Tunceli)	5.9	97	1282
22.05.1971	18:43	Bingöl	6.8	878	9111
06.09.1975	12:20	Lice (Diyarbakır)	6.6	2385	8149
24.11.1976	14:22	Muradiye (Van)	7.5	3840	9232
05.05.1986	06:35	Doğanşehir (Malatya)	5.9	7	824
06.06.1986	13:39	Doğanşehir (Malatya)	5.6	1	1174
15.03.1992	18:16	Pülümür (Tunceli)	5.8	-	439
22.01.1997	17:57	Antakya	5.4	1	1841
13.04.1998	18:14	Karlıova (Bingöl)	5.0	-	148
27.06.1998	16:55	Ceyhan (Adana)	6.2	146	31463
25.06.2001	16:58	Osmaniye	5.5	-	66
27.01.2003	07:26	Pülümür (Tunceli)	6.2	1	50
01.05.2003	03:27	Bingöl	6.4	176	6000
08.03.2010	04:32	Karakoçan (Elâzığ)	6.0	42	1100
24.01.2020	20:55	Sivrice (Elâzığ)	6.7	41	1080

Kaynak: B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Ulusal Deprem İzleme Merkezi verileri.

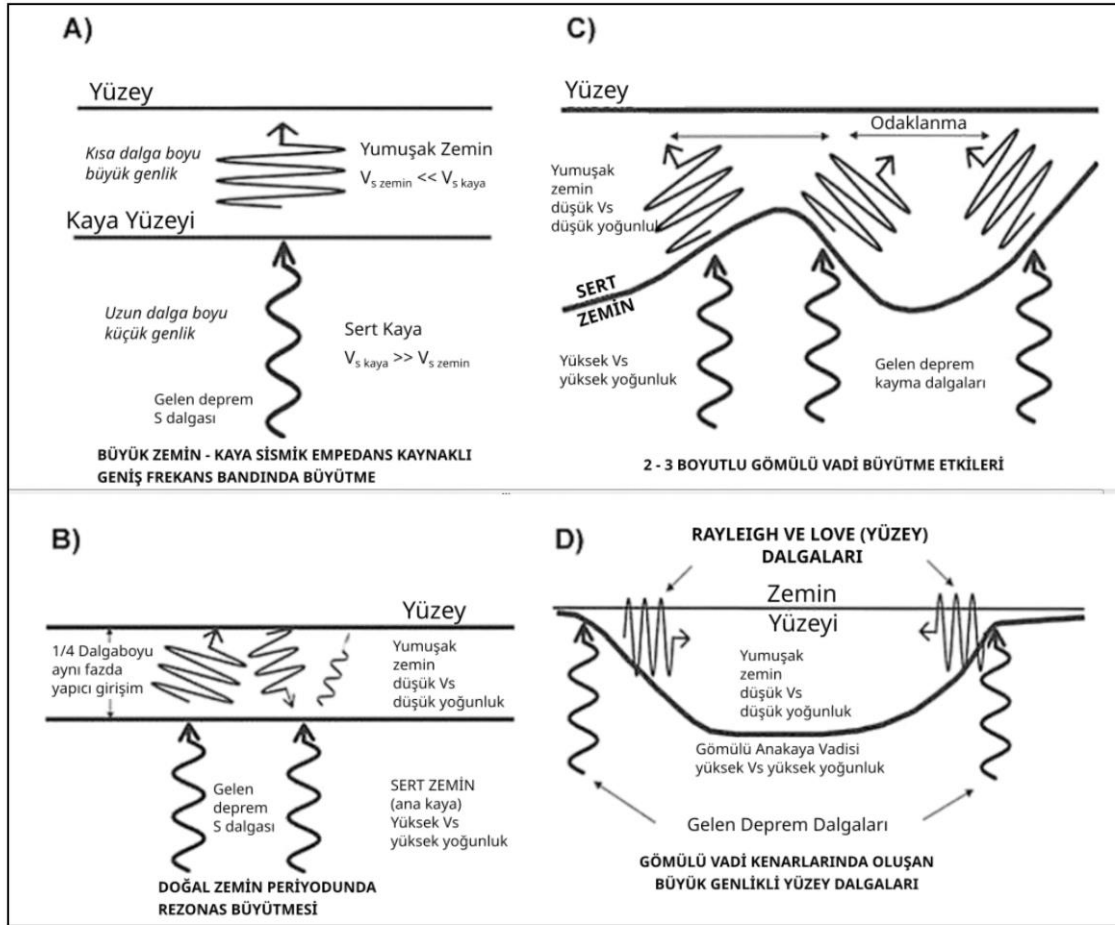
Tablo 3: 11 ili etkileyen 6 Şubat depremleri sonucu yıkılan bina sayısı (ilçeler göre) ile acil yıkılacak, ağır hasarlı ve yıkılması gereken bina sayısı (İllere göre).

İl-İlçe	Yıkık Bina Sayısı (1)	Acil Yıkılacak, Ağır Hasarlı ve Yıkılan Bina Sayısı (2)
ADANA		2952
Seyhan	1	
Çukurova	11	
ADİYAMAN	1442	56256
Kahta	168	
Besni	125	
Golbasi	614	
DİYARBAKIR	175	8602
Sur	33	
Yenisehir	57	
Bağlar	61	
ELAĞIZ	1	10156
G. ANTEP		29155
İslahiye	1090	
Nurdagi	743	
HATAY		215255
Antakya	3079	
Defne	227	
Samandağ	351	
Kırıkhan	893	
İskenderun	216	
Altınözü	263	
Hassa	258	
KİLİS	130	2514
K. MARAŞ		99326
Elbistan	468	
Pazarcık	582	
Dulkadiroğlu	187	
Onikisubat	483	
Turkoglu	770	
MALATYA		71519
Yesilyurt	649	
Battalgazi	384	
Doğanşehir	897	
Akçadağ	355	
OSMANİYE	148	16111
Duzici	33	
Bahce	28	
Ş. URFA		6163
Haliliye	44	

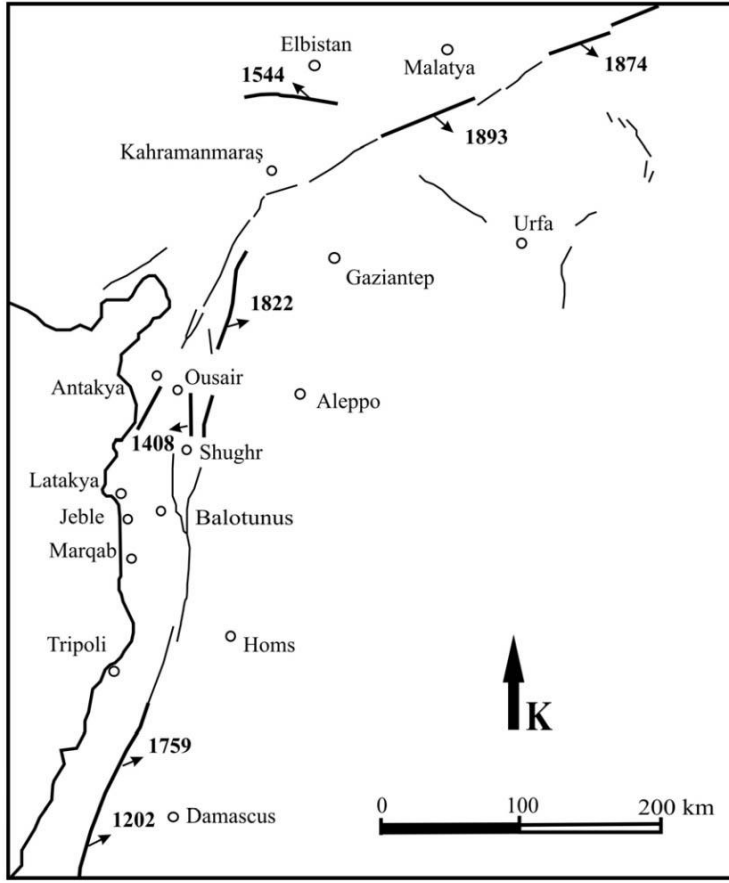
Kaynak: 1- Çevre, Şehircilik ve İklim Değişikliği Bakanlığı Yapı İşleri Genel Müdürlüğü, 16 Şubat 2023 tarihli raporuna göre (TV5). 2-Cumhurbaşkanlığı SBB raporuna göre.



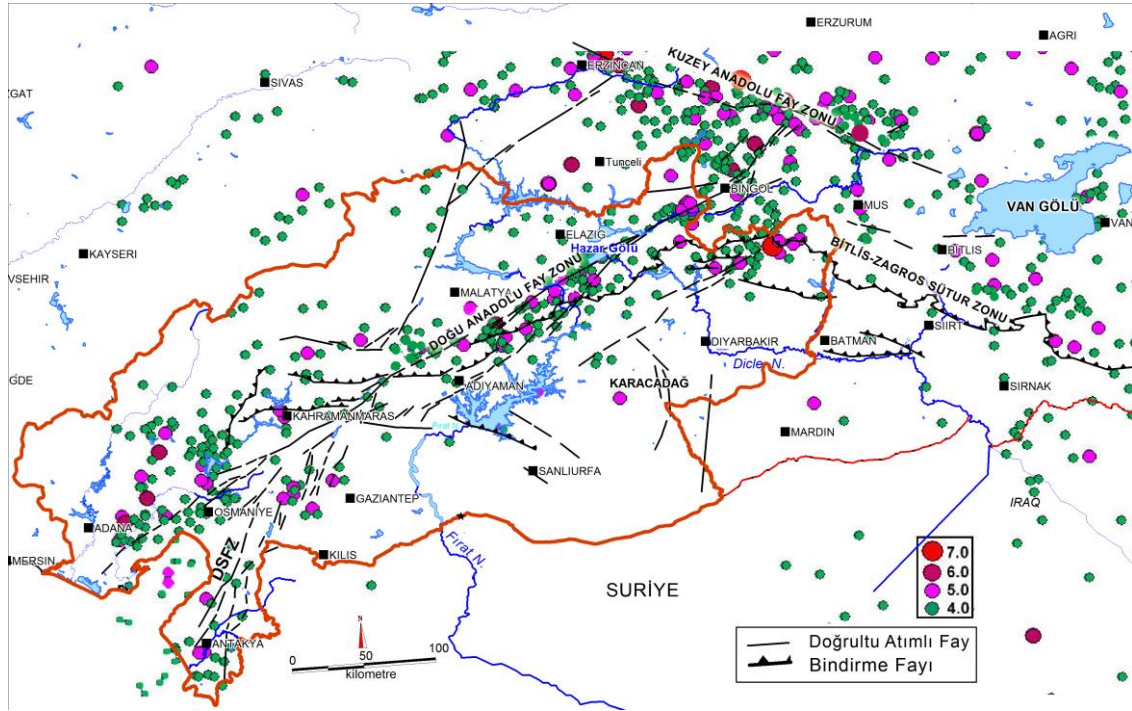
Şekil 1. 6 Şubat 2023 tarihinde Türkiye'nin Güneydoğusunda meydana gelen depremlerin ve depremden sonraki 7 gün içinde meydana gelen artçı sarsıntıların dağılışı (Kaynak: AFAD).



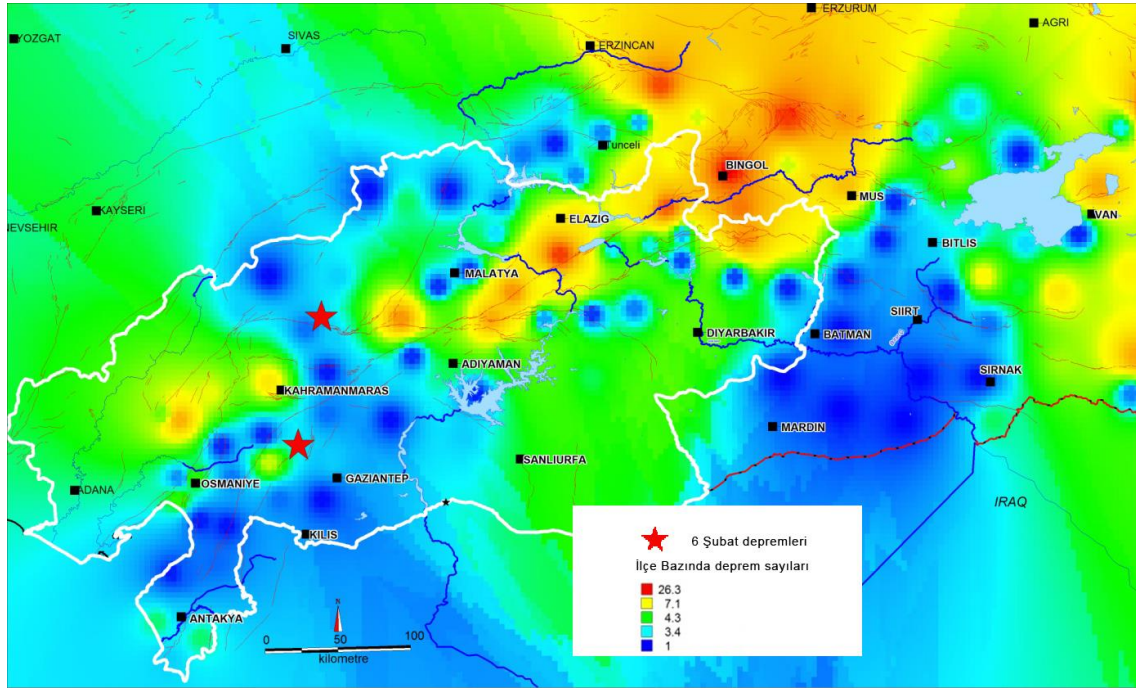
Şekil 2. Anakaya ve havza tortulları üzerinde bulunan farklı zeminlerin deprem yer hareketini büyütme mekanizmalarının şematik gösterimi (Hunter vd. 2010'dan değiştirilerek).



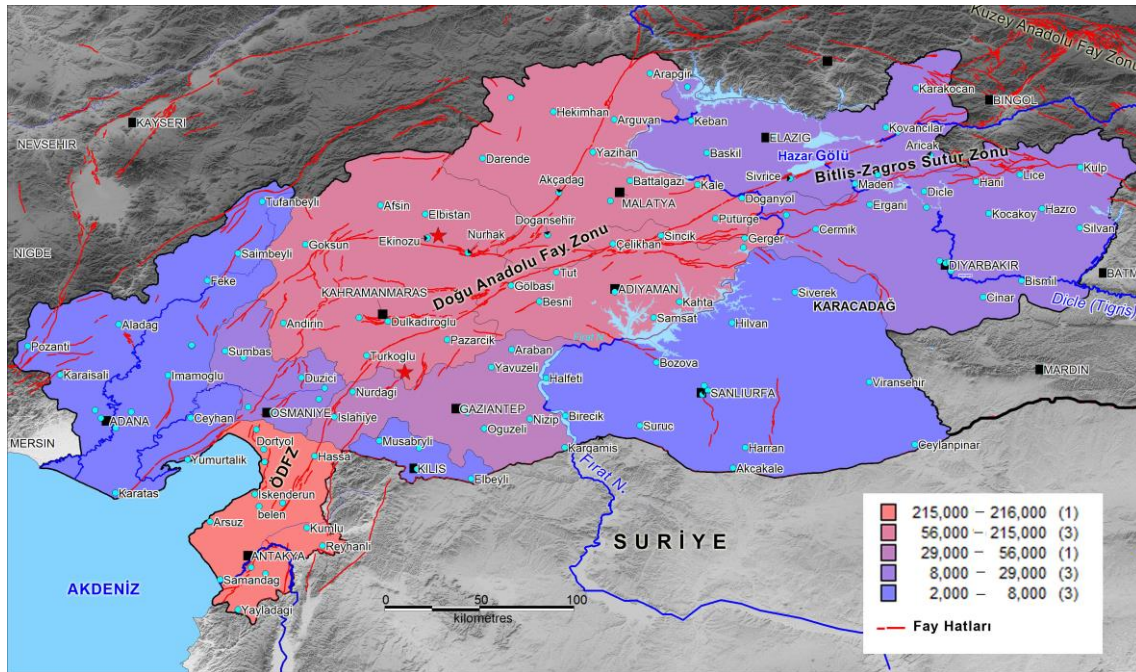
Şekil 3. Güneydoğu Anadolu ve Doğu Akdeniz’de meydana gelen tarihsel bazı depremler (Karabacak, 2007).



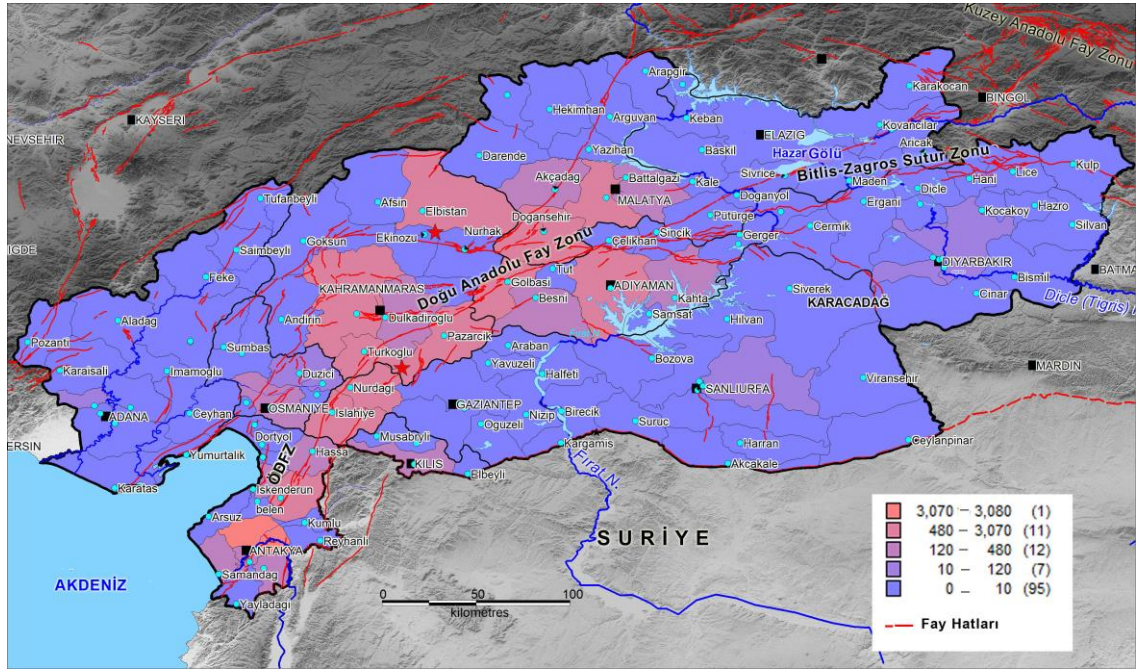
Şekil 4. Aletsel dönemde Türkiye’nin güneydoğusu ve Doğu Akdeniz’de meydana gelen meydana gelen $M > 3.0$ depremlerin dağılışı (Karadoğan vd. 2010’dan değiştirilerek).



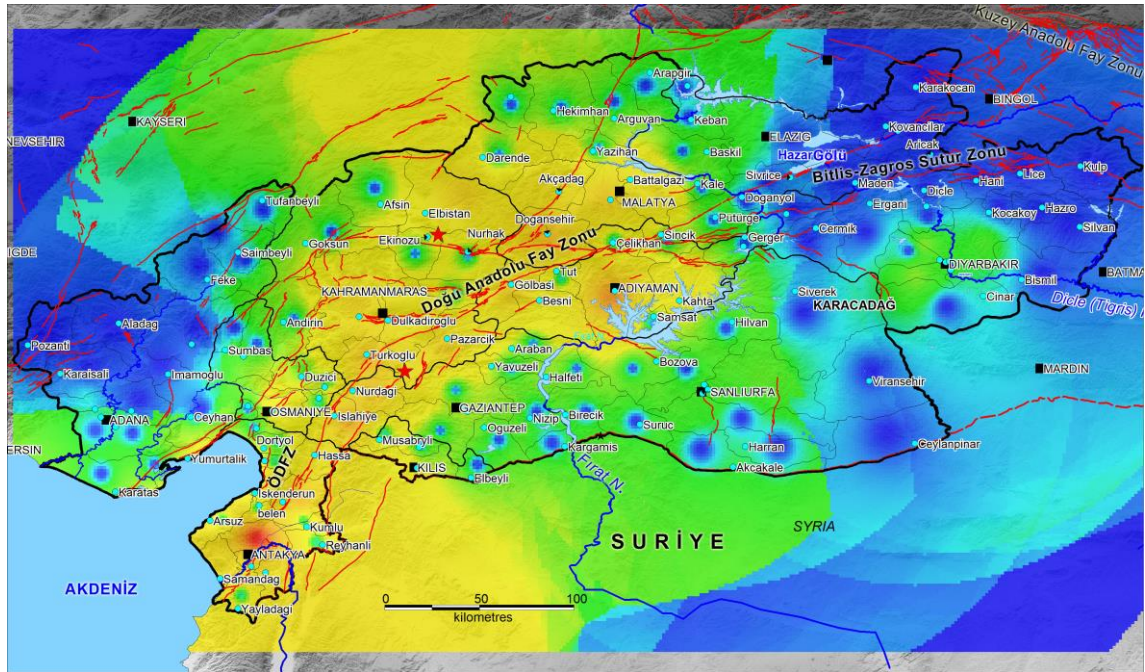
Şekil 5. Aletsel dönemde bölgede meydana gelen $M > 3.0$ depremlerin (6 Şubat 2023 depremleri hariç) hotspot analizi (Kırmızı yıldızlar 6 Şubat depremlerinin konumunu göstermektedir).



Şekil 6. Yıkık, acil yıkılması gereken ve ağır hasarlı binaların iller göre dağılımı (Sınıflama doğal kırıma eşiklerine göre yapılmıştır).



Şekil 7. 6 Şubat depremleri ve sonrasındaki 10 gün içinde meydana gelen artçılarla yıkılmış bina sayılarının ilçe bazında dağılımı (Sınıflama doğal kırılma eşiklerine göre yapılmıştır).



Şekil 8. 6 Şubat depremleri ve sonrasındaki 10 gün içinde meydana gelen artçılarla ilçe bazında yıkılmış bina verileriyle elde edilmiş sıcak noktalar haritası (Sınıflama doğal kırılma eşiklerine göre yapılmıştır. Taban harita renksizdir).

Kuzey Anadolu Dağları ile İç Anadolu Platosu Geçiş Zonunda Kızılırmak Drenaj Sisteminin Kuruluşu: Salur Boğazı ve Çevresi

Formation of the Kızılırmak drainage system across the North Anatolia Mountains-Central Anatolia Plateau transition zone: The Salur Gorge and its surroundings

Uğur DOĞAN¹, Erkan YILMAZ²

Özet

Orojenik İç Anadolu Platosu’nun doğu kesiminin sularını akaçlayan Kızılırmak Nehri Türkiye toprakları içerisinde denize dökülen en uzun akarsudur. Bu çalışmada Kızılırmak Nehri drenaj sisteminin kurulması ve gelişmesi aşamasında önemli bir pay sahibi olan Salur Boğazı’nın oluşum süreci ele alınmıştır. Orta Karadeniz Dağları ve İç Anadolu Platosu geçiş kuşağında yer alan Salur Boğazı, Çankırı Neojen kapalı havzası ile kuzeyindeki Dodurga Havzası arasında yer alır. Ayrıca bu çalışmada, Kızılırmak Nehri drenaj sisteminin bu sahadaki oluşum sürecinin daha iyi anlaşılabilmesi için, bu boğaza ek olarak iki boğazın oluşumuyla ilgili ön bulgulara da yer verilmiştir. Bu boğazlar sırasıyla, Kırşehir-Kırıkkale ve Çankırı Neojen havzaları arasındaki Kalecik Boğazı ile Dodurga ve Tosya Neojen havzaları arasındaki Karaköy Boğazı’dır. Elde edilen veriler Salur Boğazı’nın Çankırı Havzası’ndaki geç Miyosen-erken Pliyosen gölünde meydana gelen sedimanla boğulup taşma sürecine bağlı olarak gelişmiş olabileceğini göstermiştir. Bu süreci, iki farklı yöne akan akarsuyun oluşturduğu geriye aşındırmaya bağlı vadi kazılması kolaylaştırmış olmalıdır. Çalışmada ele alınan diğer iki boğaz ve çevresiyle ilgili ön bulgular da sonradan boğazlarla bağlanmış bu havzaların birleştirilmesinde benzer bir şekilde yukardan aşağıya birleştirme sürecinin etkili olduğunu işaret etmektedir. İç Anadolu Platosu ve Orta Karadeniz Dağları’nın geçiş kuşağındaki vadi kazılma hızının beklendiği gibi, Kızılırmak Nehri’nin orta ve yukarı havzasındaki kazılma hızına göre oldukça yüksek olduğu saptanmıştır.

Anahtar Kelimeler: Kızılırmak Nehri, drenaj sistemi, erken Pliyosen, Salur Boğazı, havza birleşmesi

Abstract

The Kızılırmak River which drains the eastern part of the orogenic Central Anatolian Plateau is the longest river flowing into the sea in Türkiye. In this study, the formation process of the Salur Gorge, which has an important role in the establishment and development of the Kızılırmak River drainage system, is discussed. Salur Gorge, located in the transition zone of the Central Black Sea Mountains and the Central Anatolian Plateau, is located between the Çankırı Neogene closed basin and the Dodurga Basin in the north. In addition, in this study, preliminary findings related to the formation of two gorges in addition to this gorge are also included in order to better understand the formation process of the Kızılırmak River drainage system in this area. These gorges are the Kalecik Gorge between the Kırşehir-Kırıkkale and Çankırı Neogene basins, and the Karaköy Gorge between the Dodurga and Tosya Neogene basins, respectively. The data obtained showed that the Salur Gorge may have developed due to the avulsion process that occurred in the late Miocene-early Pliocene lake in the Çankırı Basin. This process must have been facilitated by the incision of the valley due to the backward erosion by the stream flowing in two different directions. Preliminary findings about the other two gorges and their surroundings included in the study also indicate that the top-down integration process may have been effective in the joining of these basins, which were later connected by gorges. As expected, the incision rate of the valley in the transition zone of the Central Anatolian Plateau and the Central Black Sea Mountains has been determined to be quite high compared to the incision rate in the middle and upper basin of the Kızılırmak River.

¹Prof. Dr. Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Ankara/Türkiye. e-mail: geoankara@gmail.com

²Doç. Dr. Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Ankara/Türkiye. e-mail: erkanyilmaz@hotmail.com

GİRİŞ

İç Anadolu Platosu (İAP), kuzeyden Karadeniz Dağları ve güneyden Toros Dağları'yla sınırlanan ve ortalama yükseltisi 1000 m'nin üzerinde olan orojenik bir platodur (Şekil 1). Yükseltisi 2000-3000 m'yi bulan bu sıradağlar, geç Miyosen'den beri platoya düşen yağış için bir bariyer olmuştur (Yavuz vd. 2017; Berndt vd. 2018; Meijers vd. 2018; Kayseri-Özer vd. 2019; Brocard vd. 2021). Bu nedenle, İAP'da yer alan Neojen kapalı havzaları, geç Miyosen-erken Pliyosen sırasında kalın göl ve akarsu sedimanlarıyla dolmuştur (Pasquare, 1968; Kaymakçı 2000; Karadenizli, 1995; 2011; Aydar vd. 2012; Koçyiğit ve Doğan, 2016; Kayseri-Özer vd. 2019; Meijers vd. 2020; Doğan ve Şenkul, 2020; Brocard vd. 2021). Bugün ise İAP'ın suları bu sıradağları aşarak denize ulaşan Kızılırmak, Sakarya, Yeşilirmak ve Seyhan nehirleri tarafından akaçlanmaktadır. Dolayısıyla bu nehirler Neojen kapalı havzalarında çökelmiş olan kalın geç Miyosen-erken Pliyosen göl ve akarsu depolarını kesmiştir. Bununla birlikte, bölgenin tektonik, jeomorfolojik ve yağış özelliklerine, bağlı olarak Tuz Gölü ve Konya Kapalı Havzası (Şekil 1) gibi bazı kesimler hala kapalı havza özelliğini korumaktadır (Koçyiğit, 2005; Bayarı vd. 2009; Doğan ve Yılmaz, 2011).

İç Anadolu gibi orojenik platolarda yer alan kapalı havzaların dış drenaja açılmasının, geriye aşındırmayla kapma, göl çanağının sedimanla dolmasına sonucunda boğulup-taşma ve göl sularının yükselmesine bağlı taşma olayları sonucunda üç şekilde olduğu bilinmektedir (Garcia- Castellanos vd. 2003; Zeilinger ve Schlunegger, 2007; Anton vd. 2014; Brocard vd. 2021; Altıparmak, 2022). Örneğin plato içlerindeki akarsular veya kapalı havzalar, plato yamacında vadisini geriye doğru aşındırmayı sürdüren akarsular tarafından zaman içerisinde kapılabilir ve bu kapma süreci plato üzerinde henüz kapılmamış havzalara doğru ilerleyebilir (Garcia-Castellanos, 2007; Zeilinger ve Schlunegger, 2007; Anton vd. 2014; Soria-Jáuregui, 2018; Brocard vd. 2021; Altıparmak, 2022). Bu tür işleyen kapma süreci tabandan üste birleştirme olarak adlandırılmıştır (Bishop, 1995; Brocard vd. 2021). Diğer taraftan bir kapalı havzanın zaman içerisinde veya sediman girdisindeki hızlanmaya bağlı olarak dolması/boğulması sonucunda havzadaki göl sularını taşabilir ve dış drenaja bağlanma gerçekleşebilir (Garcia-Castellanos, 2007). Bu süreçte iki havza arasındaki yüksek eğimli kesimde oluşan göl ayağı kapalı havzayı ortadan kaldıracak şekilde derin bir vadinin kazılmasına yol açar (Garcia-Castellanos, 2007). Kapalı havzadaki su girdisinin fazlalığına bağlı olarak gelişen taşma ise göl sularının, göl çanağını çevreleyen su bölümü çizgisinin en alçak kesimini aşacak kadar yükselmesi ve bir sonraki açık veya kapalı havzaya taşması durumudur. Sedimanla boğulup taşma ve taşma sonucunda gerçekleşen havza birleşmeleri üstten tabana birleştirme olarak adlandırılmıştır (Bishop, 1995; Brocard vd. 2021; Altıparmak, 2022). Örneğin son yıllarda Türkiye'de Kızılırmak (Brocard vd. 2021), Seyhan (Büyükdenez, 2021; Brocard vd. 2021), Sakarya (Altıparmak, 2022), İspanya'da Duero (Anton vd. 2014), Ebro (Soria-Jáuregui, 2018) ve Bolivya'da Rio La Paz (Zeilinger ve Schlunegger, 2007) havzalarında yapılan çalışmalarla havza birleştirme süreçlerinin örneklerini ortaya konulmuştur.

İAP'ı akaçlayan akarsularda yapılan çalışmalarda bir kapalı havzanın, bir başka kapalı havzayla birleşmesi veya dış drenaja bağlanmasında sedimanla boğulup taşma ve havza kapma süreçleri öne çıkmıştır (Brocard vd. 2021; Büyükdenez, 2021; Altıparmak, 2022). Brocard vd. (2021) Kızılırmak drenaj sisteminin Kapadokya ve yakın çevresinde geç Miyosen- erken Pliyosen dışa akışlı veya kapalı göllerin taşması ve boğulup taşması nedeniyle birleşmeleri sonucu oluştuğunu kabul etmiştir. Ayrıca Kızılırmak Nehri'nin drenaj sisteminin Kapadokya'daki kesimi ve doğusu için kuruluş zamanı Doğan ve Şenkul (2020) tarafından günümüzden önce 2,8 ile 5 My arası ve Brocard vd. (2021) tarafından en geç 4,2 My olarak belirlenmiştir. Bununla birlikte, Kızılırmak Nehri

Kapadokya dışında da çok sayıda Neojen kapalı havzasını keserek Karadeniz'e ulaşmıştır (Yıldırım vd. 2011). Kızılırmak Nehri'nin Bafra-Delice kavşağı arasını çalışmış olan Akkan (1970) sınırlı veriler ışığında nehrin kestiği havzalar arasındaki boğazlardan Dodurga ve Çankırı havzaları arasında yer alan Dutludere-Salur boğazının (bu çalışmada Salur Boğazı) geriye aşındırma sonucunda birleştirme (kapma) ve diğerlerinin süperimpoze/epijenik boğazlar olduğunu ileri sürmüştür. Kızılırmak Nehri ve kollarıyla ilgili sayıları giderek artan çalışmalara rağmen (Akkan, 1970; Doğan, 2010, 2011; Avşin, 2011; Yıldırım vd. 2011; 2013; Aydar vd. 2013; Çiner vd. 2015; Berndt vd. 2018; Doğan ve Şenkul, 2020; Brocard vd. 2021), Kızılırmak Nehri drenaj sisteminin İAP'ın kuzey kesimi ve Orta Karadeniz Dağları'ndaki (OKD) kuruluş sürecini detaylı olarak ortaya koyan güncel bir çalışma bulunmamaktadır.

Sivas'ın doğusundan kaynağını alan Kızılırmak Nehri, İAP'da fayların denetiminde geniş bir yay çizerek kuzeye yönelir (Koçyiğit ve Doğan, 2016) ve burada morfotektonik dağarası havzalarının bulunduğu OKD'yi keserek Karadeniz'e ulaşır (Akkan, 1970; Yıldırım vd. 2011). Bu çalışmada OKD ve İAP geçişinde Kızılırmak Nehri drenaj sisteminin kurulması ve gelişmesinin anlaşılması açısından önemli bir konumda olan Çankırı Neojen kapalı havzasının dış drenaja bağlanma sürecinin ortaya konulması hedeflenmiştir. Özellikle de Çankırı ve Dodurga Neojen havzaları arasında yer alan ve nehrin İAP'daki drenaj sisteminin kurulması sırasında aşılmış önemli eşiklerden biri olan Salur Boğazı'nın oluşum süreci üzerinde durulmuştur. Ayrıca, Kırşehir-Kırıkkale Havzası'nı Çankırı Havzası'na bağlayan Kalecik Boğazı ve Dodurga Havzası'nı Tosya Havzası'na bağlayan Karaköy Boğazı'nın oluşumuna ilişkin ön veriler ve bu verilere dayalı çıkarımlar da ele alınmıştır.

YÖNTEM

Çalışma alanının jeolojik özellikleri için önceki çalışmalardan faydalanılmıştır (Kaymakçı, 2000; Kaymakçı vd. 2001; Uğuz ve Sevin, 2009 Karadenizli, 2011; Erik vd. 2018; Kayseri-Özer vd. 2019). Çankırı Havzası'nın kuzeyi ve Dodurga Havzası'nda yapılan jeolojik ve jeomorfolojik saha çalışmasında havzaların erken Pliyosen'de kapalı olduğunu gösteren kanıtlar araştırılmıştır. Bu kanıtlar ışığında özellikle bugünkü yerel subölümleri ve akarsuların kaynak kesimleri dikkate alınarak Neojen kapalı havzalarının subölüm hatları belirlenmeye çalışılmıştır. Salur Boğazı'nın oluşum sürecinin anlaşılması açısından en genç göl deposu ile boğaz arasındaki ilişki araştırılmıştır. Boğazın içerisine kazıldığı platoda Kızılırmak Nehri'nin boğaz oluşmadan önce var olup olmadığına dair jeomorfolojik kanıtlar aranmıştır. Böylece boğazın antedant, süperimpoze, taşma/boğulup taşma veya geriye aşındırma süreçlerinden hangisiyle ilişkili olduğunu anlaşılmaya çalışılmıştır. Bu nedenle geç Miyosen-erken Pliyosen göl depolarının alansal dağılışı haritalanmış, aşınmadan korunabilmiş olan üst seviyesi belirlenmiş ve boğaz seviyesiyle ilişkisi bir profil üzerinde gösterilmiştir.

JEOLojİK ÖZELLİKLER

Kızılırmak Nehri jeolojik ve jeomorfolojik olarak birbirinden farklı olan İAP ve yaklaşık 100 km genişliğinde olan OKD'yi keserek Karadeniz'e ulaşır. İAP'da kapalı havzalarda çökelmiş Neojen akarsu-göl depoları geniş yer kaplarken, bu tür depolar OKD'de Trias-Eosen aralığında oluşmuş temel kayalar (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Tüysüz, 1999; Tüysüz, 1999; Nikishin vd. 2015; Okay vd. 2013; 2017) içerisine açılmış dar alanı morfotektonik havzalarda yüzeylenir (Şekil 2). OKD'de suları Kızılırmak Nehri ve kolları tarafından akaçlanan morfoetotektonik havzalar; Vezirköprü, Boyabat, Ilgaz, Tosya, Kargı ve Dodurga'dır (Yıldırım vd. 2011).

Sismik olarak aktif sağ yanal doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) OKD'nin güneyinden geçer (Ketin, 1948; Şengör ve Kidd, 1979; Koçyiğit, 1989, 1990, 1996; Şaroğlu vd. 1992; Barka, 1996; Armijo vd. 1999, 2003; Bozkurt ve Koçyiğit, 1996; Rojay ve Koçyiğit, 2012). Doğu Anadolu'da yaklaşık 13-11 My önce oluşmaya başlayan bu fay sistemi (Şengör ve Kidd, 1979; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988), batıya doğru ilerleyerek 8.5 ile 5 My önce OKD'ye ulaşmıştır (Hubert-Ferrari vd. 2002, Yıldırım vd. 2011). Yıldırım vd. (2011) OKD'nin oluşum mekanizmasının sıkışma

ve yükselme olduğunu kabul etmiştir. Onlar ayrıca OKD boyunca pozitif gülyapılı geometriye sahip olan ve aktif olarak kuzeye doğru büyüyen orojenik kamanın derin bir yapısal sıyrılma zonasıyla ilişkili olduğu sonucuna varmıştır. OKD'nin güney kesiminde yer alan Tosya ve Dodurga havzaları KAFZ üzerinde yer alır (Yıldırım vd. 2011; Emre vd. 2020). Tosya Havzası'nda, Kargı ve Tosya arasında gölsel kırıntılı sedimanlar ve kireçtaşı katmanları (Yedikır formasyonu) bulunur (Uğuz ve Sevin, 2009). Kalınlığı 100 m'yi bulan bu formasyona (Yılmaz ve Tüysüz, 1984), içerdiği fosiller yardımıyla geç Miyosen-Pliyosen yaşı verilmiştir (Genç vd. 1991; Uğuz ve Sevin, 2009). Havzanın Ilgaz kesiminde yüzeylenen akarsu kanal ve taşkınova depolarından oluşan formasyona (Uğuz ve Sevin, 2009) ise geç Pliyosen yaşı verilmiştir (Türkecan vd. 1991).

KAFZ'nin güney kesimindeki Dodurga Havzası'nda (Şekil 2) çakıl, silt ve kil araldanmasından oluşan (Büyükşeyhfevdi Formasyonu) akarsu çökellerinin (Erik vd. 2018) üzerinde kilaşı, bitümlü şeyl, dolomit ve kömürden oluşan göl çökelleri (Dodurga Formasyonu) yer alır (Şekil 3; Yalçın ve Karşlı, 1998). Her iki formasyonun yaşı da Pliyosen'e atfedilmiştir (Erik vd. 2018). Morfotektonik Dodurga Havzası'nın kuzeyini KB gidişli Osmancık Fayı ve güneyini KB gidişli aktif Laçın Fayı sınırlar (Şekil 2; Kaymakçı, 2001; Emre vd. 2020). 31 km uzunluğundaki sağ yanal doğrultu atımlı Laçın Fayı, Merzifon-Eşençay Fay Yel pazesi içerisinde yer alır (Emre vd. 2020). Kızılırmak Vadisi, Laçın Fayı tarafından yaklaşık 2,5 km ötelenmiştir (Emre vd. 2020).

Dodurga Havzası'nın güneydeki Çankırı Havzası'nda (Şekil 2) Oligosen, Miyosen ve erken Pliyosen aralığında akarsu ve göl ortamlarında çökelmiş çok sayıda formasyon ayırt edilmiştir (Şekil 4; Kaymakçı, 2000; Karadenizli, 2011; Yavuz vd. 2017). Bunlardan Geç Miyosen-erken Pliyosen sırasında oluşanlar yaşlıdan gence doğru sırasıyla Tuğlu (Bayındır), Süleymanlı (Kızılırmak) ve Bozkır formasyonlarıdır (Kaymakçı, 2000; Kaymakçı vd. 2001; Karadenizli, 2011; Yavuz vd. 2017; Kayseri-Özer, 2019). Çankırı Neojen kapalı havzasında çökelmiş en genç göl depoları Bozkır Formasyonu'nu oluşturur (Kaymakçı, 2000; Karadenizli, 2011). Kuzeydoğuda İskilip'e, batıda Çankırı'ya ve güneybatıda Kalecik yakınlarındaki Mahmutlar'a kadar geniş bir alanda yüzeylenen formasyonun kalınlığı 750 m'yi bulur (Varol vd. 2002; Karadenizli, 2011; Kayseri-Özer vd. 2019). Bozkır Formasyonu'nun yaşı memeli fauna buluntusuna göre Pliyosen olarak belirlenmiştir (Karadenizli, 2011). Karadenizli (2011) çizmiş olduğu jeolojik dikme kesitte formasyondaki çökelim yaşını eski Pliyosen kronolojisine göre Gelasiyen başlangıcına kadar uzatmıştır. Bu sahada yapılmış olan diğer çalışmalarda da (Kaymakçı, 2000; Kaymakçı vd. 2001; Yavuz vd. 2017; Kayseri-Özer vd. 2019; Şekil 4) formasyondaki çökelin sona erme zamanı günümüzden 4,2 My önceye karşılık gelen MN (Mammal Neogene) 14 sonu ile sınırlandırılmıştır. Görüldüğü üzere bu formasyondaki çökelin sona erme zamanı bir çalışma dışında (Karadenizli, 2011) yaklaşık günümüzden 4 My önce olarak kabul edilmiştir.

Çankırı Neojen kapalı havzası, güneydeki Kırıkkale-Kırşehir Neojen havzasından Oligosen öncesi temel kayalardan oluşan İdris Dağı ile onun doğu devamı olan paleo-yüksek saha tarafından ayrılmıştır. Kırıkkale ve Kırşehir çevresinde geç Miyosen-erken Pliyosen'de akarsu ve sığ tatlısu ortamlarında çökelmiş kayalardan oluşan Akkaşdağı Formasyonu, Oligosen öncesi temel kayalar üzerinde yer alır (Kazancı vd. 2005; Şen, 2005; Karadenizli 2011; Kayseri-Özer vd. 2019). Akkaşdağı Formasyonu'nun en genç kesiminin yaşı memeli fauna bulgularına göre yaklaşık MN 14-15 geçişi (~4,2 My) olarak kabul edilmiştir (Karadenizli, 2011). Bu formasyonun üst kesimindeki göl depoları Kırıkkale güneyindeki Kesikköprü Baraj Gölü çevresinde giderek kalınlaşmaktadır. Aslında buradaki göl depoları parça parça da olsa Kapadokya'daki erken Pliyosen Kışladağ Formasyonu'na (Pasquare, 1968; Pasquare vd. 1988; Le Pennec vd. 2005; Aydar vd. 2012; Doğan ve Şenkul, 2020) kadar izlenebilmektedir.

BULGULAR

Kızılırmak Nehri, Kırıkkale ve Kargı arasında Neojen kapalı havzalarını birleştiren üç boğazdan geçer. Biz bu boğazları kuzeyden güneye doğru sırasıyla Karaköy, Salur ve Kalecik olarak adlandırdık. Karaköy Boğazı Dodurga ve KAFZ depresyonunda yer alan Tosya havzalarını, Salur Boğazı Çankırı ve Dodurga havzalarını, Kalecik Boğazı da Çankırı ve Kırıkkale-Kırşehir havzalarını birbirine bağlar. Bu çalışmanın asıl konusu Salur Boğazı olmakla birlikte, boğazın önemini ortaya koyabilmek için kuzeyden güneye doğru sırasıyla üç boğaza da değinilmiştir.

KAFZ üzerinde yer alan Tosya Havzası, geç Miyosen-erken Pliyosen'de akarsu ve gölsel çökellerin depolandığı bir depresyon özelliğindeydi (Şekil 5; Yılmaz ve Tüysüz, 1984; Genç vd. 1991; Uğuz ve Sevin, 2009). Burada geç Miyosen'de başlayan ve erken Pliyosen'deki kireçtaşı çökeliyle son bulan sedimantasyon süreci ve çevresindeki drenaj sisteminin sentripedal özellik sergilemesi, havzanın erken Pliyosen'de kapalı halde olabileceğini göstermektedir. Tosya morfotektonik havzasındaki göl ortamının erken Pliyosen sırasında son bulmuş olması, bu havzanın dış drenaja açılma zamanını yansıması açısından önemlidir. Kızılırmak Nehri'nin, Kargı güneyinde Kuzey Anadolu Fay Zonu'ndaki sağ yanal doğrultu atıma bağlı olarak ~30 km ötelendiğini (Yıldırım vd. 2011) göz önüne alacak olursak, Tosya Havzası'ndaki gölsel kireçtaşı formasyonun doğu sınırının erken Pliyosen'de Kepez Boğazı'nın hemen güneyinde yer aldığını söyleyebiliriz (Şekil 5). Tosya Havzası'nın kuzeydoğu kesiminde yer alan Kepez Boğazı, Kızılırmak Nehri'nin OKD kuzeyindeki aşağı kesimi ile Tosya Havzası arasındaki gelişim sürecinin anlaşılması açısından önemlidir. Kızılırmak Nehri'nin Kepez Boğazı'nı oluşturmasıyla birlikte Ilgaz-Tosya Havzası'nda akan Devrez Çayı'nın oluştuğu söylenebilir. Bazı ön verilere burada değinilmiş olmakla birlikte, Tosya Havzası bu çalışmanın kapsamı dışında olduğu için Kepez Boğazı ve Nehrin aşağı çıkışının oluşum süreci bu çalışmada ele alınmamıştır.

Dodurga Havzası, Tosya Havzası'nın güneydoğusunda yer alır (Şekil 6). Kızılırmak Nehri, Dodurga Havzası'nın temel kayalardan oluşan paleo-su bölümü hattını, güneyden Salur Boğazı ve batıdan Karaköy Boğazı'yla kesmiştir. Nehir, bu iki boğaz vasıtasıyla üç havzayı birbirine bağlamıştır. Dodurga Havzası'nda erken Pliyosen'de bir göl ortamının bulunduğu anlaşılmaktadır. Havzanın tüm yamaçlarındaki akarsuların havza merkezine doğru yönelmiş olması, dolayısıyla ortaya çıkan su bölümü çizgisi erken Pliyosen akarsu-göl sedimanlarının kapalı bir havzada çökeldiğini düşündürmektedir. Akkan (1970) Salur Boğazı civarından kaynağını alan derelerin taşıdığı serpantin kökenli çakılların Dodurga Havzası'nda erken Pliyosen depoları olarak biriktiğini ifade etmiştir.

Dodurga Havzası'nı ve erken Pliyosen Tosya Havzası'na birbirine bağlayan KD-GB uzanışlı Karaköy Boğazı'nın uzunluğu yaklaşık 30 km ve derinliği 650 m'dir (Şekil 6). Dodurga Havzası'ndaki göl depolarının günümüze kadar korunabilmiş olan kesimlerinin yüksekliği yaklaşık 900 m ve Karaköy Boğazı'nın üst seviyesinin yüksekliği yaklaşık 1000 m'dir. Boğazın doğu kesimindeki D-B gidişli Osmancık Fayı ve boğazdan geçen KB-GD gidişli Kızıltepe Fayı'nın nehri kontrol ettiği görülmektedir (Şekil 6). Bir başka ifadeyle; Kızılırmak, Osmancık batısında bu iki fayı izlemektedir. Bu sınırlı veriler dışında Karaköy Boğazı'nın oluşma sürecini açıklamak için elimizde kesin bir veri bulunmamaktadır. Bununla birlikte, erken Pliyosen göl deposunun (yaklaşık 900 m) ve boğazın üst seviyesi arasındaki metrik yakınlık boğazın oluşum sürecinde boğulup taşmanın etkili olmuş olabileceğini gösterir. Buna ek olarak, Dodurga Havzası'nın su bölümü çizgisini kesen eğim atımlı Kızıltepe Fayı'nın gidişinin ve oluşturduğu düşey atımın göl sularını bu kesime yönlendirmiş ve taşma sürecini kolaylaştırmış olabileceği söylenebilir. Karaköy Boğazı'nın oluşum yaşı, birbirine bağladığı iki kapalı havzadaki akarsu-göl ortamındaki çökелmenin sona erdiği erken Pliyosen sonlarında olmalıdır.

İAP ve OKD arasındaki geçiş kuşağında yer alan Salur Boğazı'nın oluşum süreci (Şekil 6 ve 7), konumu nedeniyle Kızılırmak drenaj sisteminin gelişiminin anlaşılması açısından oldukça

önemlidir. KD-GB uzanışlı Salur Boğazı yaklaşık 24 km uzunluğunda ve 920 m derinliğindedir. Bu boğaz; Neojen Çankırı kapalı havzasında yer alan geç Miyosen-erken Pliyosen göl depolarını (Bozkır Formasyonu), Dodurga Havzası'ndaki erken Pliyosen göl depolarından (Dodurga Formasyonu) ayıran Oligosen öncesi temel kayalardan (başlıca Eosen volkanitleri) oluşan paleo-yüksek saha içerisine kazılmıştır. Neojen Çankırı kapalı havzası çevresindeki akarsuların havzadaki geç Miyosen-erken Pliyosen gölüne doğru yönelmiş olması veya bir başka ifadeyle; geç Miyosen-erken Pliyosen akarsularının Kızılırmak'ın akış yönüyle uyumsuz olması da Salur Boğazı oluşmadan önce bu havzanın kapalı olduğunu gösteren bir kanıt olarak görülebilir (Şekil 6). Bu akarsuların kaynak kesimleri paleo-su bölümü hattını belirlememize yardımcı olmuştur. Boğazın güneybatı girişindeki Karaburun köyü yakınlarında geç Miyosen-erken Pliyosen gölünün kenarında yer alan flüvyal depolardaki biniklenme de akarsu akışlarının havza kenarlarından göle doğru olduğunu göstermektedir (Şekil 6 ve 8). Karadenizli (2011) de boğazın yer aldığı dağlık kesimden kaynaklanan bir örgülü akarsuyun kuzeydoğudan güneybatıya, yani Çankırı kapalı havzanın ortasına doğru aktığını göstermiştir. Aynı çalışmada havzanın güneydoğusunda kaynaklanan bir menderesli akarsuyun da kuzeydoğuya yani göle doğru aktığı saptanmıştır. Tüm bu veriler Çankırı Havzası'nda Bozkır Formasyonu'nun oluştuğu geç Miyosen-erken Pliyosen gölünün kapalı bir havza içerisinde yer aldığını göstermektedir. Dolayısıyla, Salur Boğazı'nın bulunduğu kesimdeki dağlık kütlenin (paleo-yükseltinin) Kızılırmak drenaj sisteminin gelişiminde aşılması gereken önemli bir engel oluşturduğu sonucuna varılır.

Salur Boğazı'nın oluşum sürecinin anlaşılması açısından Bozkır Formasyonu'na ait göl depolarının yüzeylendiği alanlar ve bu depoların Salur Boğazı çevresindeki yükseltisi önemli bir veri oluşturur (Şekil 7 ve 9). Erken Pliyosen göl depolarının Salur Boğazı'nın çevresindeki tüm paleo-yükseltileri örtmemiş olduğu anlaşılmaktadır. Boğazın kuzeybatı yamaçlarında aşınma sürecinin etkisinden korunabilen erken Pliyosen göl depolarının seviyesinin yaklaşık 1190 m'ye kadar tırmandığı görülür. Boğazın üst seviyesi, yükseltisi 1700 m'nin üzerinde olan dağlık kütlenin bulunduğu güneydoğu yamacında net olmamakla birlikte, kuzeybatı yamacındaki İbiksivrisi Tepe'de 1400 m'dir. Bu veriler Salur Boğazı'nın Kızılırmak tarafından oluşturulmaya başlama sürecinin süperimpoze/epijenik veya antedant bir özellikte olmadığını göstermektedir. Boğazın oluşumuyla ilgili olarak geriye iki olasılık kalmaktadır. Bunlardan biri, geç Miyosen-erken Pliyosen Çankırı Havzası'nın kuzeye Dodurga Havzası'na doğru akan bir akarsu tarafından kapılmış olmasıdır. Diğeri ise Çankırı kapalı havzasındaki erken Pliyosen gölünün sedimanla boğulup Dodurga Havzası'na taşmasıdır. Biz boğazın oluşma sürecinde ikinci olasılığın, yani boğulup taşma sürecinin etkili olduğu kanaatini taşımaktayız. Bunun gerekçeleri ise Pliyosen göl depolarının üst kesiminin yükseltisi, bu depolar üzerinde erken Pliyosen'den itibaren meydana gelmiş olan aşınma miktarı, boğazın seviyesi ve boğaz oluşmadan önce iki farklı yöne akan akarsuların subölümü hattında oluşturdukları muhtemel gedikler olan boyun veya boyunlardır. Taşma olayı muhtemelen her iki kapalı havzaya doğru akan akarsuların geriye ve derine aşındırma süreçleri sırasında oluşan topografik alçalma/boyun noktasında gerçekleşmiş olmalıdır. Dolayısıyla vadinin üst seviyesi (1400 m) ile gölsel sedimanların seviyesi (1190 m) arasındaki yükselti farkı, iki ayrı yöne akan akarsuların geriye aşındırma sürecindeki vadinin derine kazılmasına atfedilebilir.

Bozkır Formasyonu'ndaki sedimantasyonun sona erme zamanının yaklaşık 4 My öncesine atanması (Kaymakçı, 2000; Yavuz vd. 2017), Salur Boğazı'nın oluşmaya başlama yaşını da ortaya koyar. Salur Boğazı'nın tabanı ile erken Pliyosen göl depolarının üst seviyesi arasındaki yükselti farkı 710 m'yi bulur. Bu da Salur Boğazı çevresinin yaklaşık son 4 My'da 0,18 mm/yıl hızla yükseldiğini gösterir. Bozkır Formasyonu'nun üst kesiminin havza genelindeki yükseltisi, hesaplanan yükselmin sadece Salur Boğazı'nın olduğu kesimi temsil etmediğini, bölgesel olduğunu gösterir.

Kalecik Boğazı, Çankırı ile güneyindeki Kırıkkale-Kırşehir Neojen havzalarını birbirine bağlar (Şekil 10). Boğaz yaklaşık 15 km uzunluğunda ve 350 m derinliğindedir. İdris Dağı paleo-yükseltisinde Oligosen öncesi temel kayalar içerisine kazılmış olan bu boğaz, kuzeyde Kalecik kasabası çevresinde yüzeylenen erken Miyosen akarsu depoları ile güneydeki geç Miyosen-erken Pliyosen akarsu-göl depoları arasında uzanır. Boğazın kuzey ve güney kesimindeki yankol akarsuların uzanışları birbirine zıt yönlerdedir. Bu akarsularda, Kızılırmak Nehri drenaj sistemi kurulduktan sonra nehrin akış yönüne doğru gerçekleşmiş olan ani dönüşler (kancalaşmalar) açıkça görülmektedir. Bu durum iki havzanın en azından geç Miyosen-erken Pliyosen’de birbirinden bağımsız kapalı havzalar olduğunu düşündürmektedir. Kırıkkale-Kırşehir Havzası’nda geç Miyosen-erken Pliyosen’de yer yer kalış bantları ve omurgalı fauna fosilleri içeren kıızıl renkli akarsu-göl depolarından oluşan Akkaşdağı Formasyonu çökelmiştir (Karadenizli 2011). Kızılırmak Nehri bu akarsu-göl depolarının derince yarmıştır. Akarsu depolarının üzerleyen erken Pliyosen göl depolarının üst seviyesi 1000 m’nin üzerindedir. Bu seviye, Kalecik Boğazı’nın seviyesiyle yaklaşık aynıdır. Bu nedenle Kırıkkale-Kırşehir Havzası’nda meydana gelen bir boğulup taşma süreci Kalecik Boğazı’nın oluşmaya başlamasını sağlamış olabilir. Bu bulgular erken Pliyosen’de bugünkü Kızılırmak Nehri havzasının yukarı kesiminde meydana gelen su ve sediman girdisindeki artışın Kalecik Boğazı’nın oluşum sürecini başlatan muhtemel bir boğulup taşma olayını tetiklemiş olduğu çıkarımını yapmamızı sağlar.

TARTIŞMA

Bu çalışmada, İAP’ın kuzey kesiminde Kızılırmak Nehri drenaj sisteminin kuruluşu aşamasında geç Miyosen-erken Pliyosen kapalı havzalarında bulunan erken Pliyosen göllerinin sedimanla boğulup bir sonraki havzaya taşmasının etkili olduğuna ilişkin bazı kanıtlara ulaşılmıştır. Salur Boğazı çevresinde elde ettiğimiz veriler bu boğazın Çankırı Havzası’nın erken Pliyosen’de sedimanla boğulup taşmasına bağlı olarak oluşmaya başladığı sonucuna varmamızı sağlamıştır. Bizim bu sonucumuz Akkan’ın (1970) Salur Boğazı’nın Pliyosen’de iki farklı yöne akan akarsuyun geriye aşındırma ve birleştirme süreci (havza kapması) sırasında oluştuğu fikrini görece daha zayıf bir olasılık olsa da tamamen yok saydığımız anlamına gelmez. Aslında kuzeydeki ve güneydeki havzalara akan akarsuların geriye aşındırmayla oluşturdukları vadi kazılmaları bu taşma sürecini desteklemiş olmalıdır. Dolayısıyla Salur Boğazı’nın, Çankırı Havzası’ndaki geç Miyosen-erken Pliyosen göl depolarının üst seviyesinin üzerinde kalan kesimi bu geriye aşındırma sürecine atfedilebilir.

Sınırlı verilerle de olsa boğulup taşma olayı Kırşehir-Kırıkkale Havzası ile Çankırı Havzası arasındaki Kalecik Boğazı’nın oluşması süreci için de önerilebilir. Bu havza birleştirmeleri için hangisinin önce olduğuna ait bir veri olmamakla birlikte, eğer Kalecik birleştirme boğazının önce oluştuğunu varsayarsak, tüm orta ve yukarı Kızılırmak havzalarının sularının erken Pliyosen’de Çankırı Havzası’na akmaya başlamış olduğu sonucu ortaya çıkar. Önceki çalışmalar (Doğan ve Şenkul, 2020; Brocard vd. 2021) ve bizim yaptığımız gözlemler Pliyosen göl depolarının Sivas’tan Kırıkkale’ye kadar Kızılırmak Vadisi ve yakın çevresinde geniş veya dar alanlı yüzeylenmeler halinde uzandığını göstermektedir. Bu geniş havzadan gelen su ve sedimanlar Çankırı Havzası’ndaki erken Pliyosen gölündeki sediman birikiminin artması ve su seviyesinin yükselmesine önemli bir katkı sağlamış olabilir.

Kızılırmak Nehri drenaj sisteminin Kapadokya ve Sivas yakınlarındaki kuruluş süreci ve zamanını ele alan çalışmalar (Doğan ve Şenkul, 2020; Brocard vd. 2021) hem Kalecik Boğazı’nın hem de tüm Kızılırmak Nehri drenaj sisteminin oluşum zamanı ve süreci açısından fikir vermektedir. Doğan ve Şenkul (2020) Kızılırmak Nehri’nin Kapadokya’daki en eski sekisi olan Sünnetli Tepe sekisinin yaşını yaklaşık olarak 2,8 My olarak belirlemiştir. Onlar aynı zamanda erken Pliyosen’de göl ortamında çökelmiş Kışladağ Kireçtaşı’nın oluşum zamanı ve göl ortamı ortadan kalktıktan sonra

oluşan Sünnetli Tepe sekisinden yola çıkarak Kızılırmak drenaj sisteminin Kapadokya'da 2,8-5 My önce kurulduğu sonucuna varmıştır. Brocard vd. (2021) de Kapadokya'da yaptıkları çalışmada Kızılırmak Nehri'nin drenaj sisteminin yukarı kısmının geç Miyosen-erken Pliyosen dışı akışlı ve kapalı göllerinin taşma ve boğulup taşma nedeniyle birleşmelerinin ardından oluştuğunu kabul etmiştir. Onlar Kayseri'nin kuzeydoğusunda vadi kenarındaki bir bazalt akıntısını tarihlendirilerek Kızılırmak Vadisi'nin bu kesimde yaklaşık 4.2 My önce oluşmaya başladığı sonucuna varmıştır. Bu radyometrik yaş verisi ve Akkaşdağı ile Bozkır formasyonlarında çökelimin sonlanma zamanları Kalecik ve Salur boğazlarının yaklaşık olarak eş zamanlı olarak oluştuklarını göstermektedir. Kapadokya ve yakın çevresinde erken Pliyosen'de hızla gelişen havza birleştirmeleri (Brocard vd. 2021) Kalecik Boğazı'nın gelişimine katkı sağlamış olmalıdır. Böylece Yukarı Kızılırmak havzasının su ve sedimanlarının Çankırı Havzası'na ulaşması Salur Boğazı'nın oluşmasına önemli bir katkı sağlamış olmalıdır. Salur Boğazı'nın açılması da Dodurga Havzası'nda benzer bir durumun yaşanmasına ve Karaköy Boğazı'nın oluşmasına neden olmuş olabilir. Dolayısıyla bu veriler Kızılırmak Nehri drenaj sisteminin OKD ile İAP geçişi ve güneyindeki bir dizi geç Miyosen-erken Pliyosen kapalı havzasının erken Pliyosen'de birleşmesiyle şekillendiğini göstermektedir.

Bu çalışmada sınırlı verilerle ortaya koyduğumuz sonuçlar ve yaptığımız çıkarımlar Kızılırmak Drenaj sisteminin KAFZ'ye kadar olan orta ve yukarı kesiminin yukardan aşağıya doğru havza birleştirmeleriyle (Bishop, 1995; Brocard vd. 2021) gelişmiş olabileceğini göstermektedir. Bununla birlikte, elimizde kesin yaş verileri olmadığı için bu kapalı havza birleştirmelerinin oluşum zamanları doğrulanmaya muhtaçtır.

Nehrin bugünkü aşağı havzasında sınırlı sayıda çalışma olsa da (Akkan, 1970; Yıldırım vd. 2011; Berndt vd. 2018), şimdiye kadar Kızılırmak Nehri drenaj sisteminin gelişimiyle ilgili problemi çözen bir çalışma yapılmamıştır. Akkan (1970), Kızılırmak'ın OKD'de geçtiği boğazların süperimpoze kökenli olduğunu belirtmiş olsa da, kanıt olarak aşınım yüzeyi olarak nitelendirdiği kesimlerden başka bir veri sunmamıştır. Bizim de Tosya Havzası'nı kuzeydeki Boyabat Havzası'na bağlayan Kepez Boğazı'nın oluşumu hakkında yeterli bir verimiz bulunmamaktadır. Bununla birlikte, Tosya Havzası'ndaki erken Pliyosen gölüne ait depolar ve KAFZ'nin oluşum zamanı Nehrin bu kesimdeki gelişimi için bir fikir verebilir. KAFZ'nin gelişiminin OKD'de 8 ile 5 My öncesine gerçekleştiği bilinmektedir (Hubert-Ferrari vd. 2002; Yıldırım vd. 2011). KAFZ üzerindeki depresyonlarda yer alan akarsu-göl depolarının yaşının da geç Miyosen-erken Pliyosen'e atfedilmiş olması (Yılmaz ve Tüysüz, 1984; Genç vd. 1991; Türkecan vd. 1991; Uğuz ve Sevin, 2009) fay zonunun bu bölgedeki gelişim süreciyle uyumludur. Diğer taraftan bu çalışma sırasında Tosya-Kargı depresyonun kuzey ve güneyinde saptamış olduğumuz boyun veya asılı paleovadiler, KAFZ oluşmadan önce bu depresyonun bulunduğu yerde, kuzey ve güney arasında subölümü oluşturan bir dağ sırasının olduğunu göstermektedir. Bu duruma göre, Miyosen'de bu paleo-yükselti veya dağ sırasının kuzey yamaçlarında kuzeye doğru akışını sürdüren akarsuların olduğu öne sürülebilir. Kızılırmak'ın aşağı kesiminin oluşumunda etkili olan akarsu da bunlardan biri olmalıdır.

Bu çalışmada ulaştığımız sonuçlar, İAP'daki diğer geç Miyosen-erken Pliyosen kapalı havzalarının birbirleriyle birleşme veya dış drenaja bağlanma süreçlerine büyük ölçüde benzemektedir. Brocard vd. (2021) Kapadokya'daki ve Tomarza-Pınarbaşı Havzası'ndaki geç Miyosen-erken Pliyosen gölleri için sedimanla boğulup taşma veya taşmayı önerirken, Büyükdeniz (2021) onların aksine Pınarbaşı-Tomarza Havzası'nın kapmayla dış drenaja bağlandığını ileri sürmüştür. Diğer taraftan İAP'ın batı kesimini drene eden Sakarya Nehri'nin drenaj sisteminin kuruluşu için de Sarıyar Boğazı yakınlarında gerçekleşen sedimanla boğulup taşma sürecinin etkili olduğu belirtilmiştir (Altıparmak, 2022).

Brocard vd. (2021), İAP'ın doğu kesiminde geç Miyosen-erken Pliyosen göl havzalarının

boğulma taşma ve taşmayla birleştirilmesi veya dış drenaja açılma sürecini Anadolu'nun yükselmesi ve 5 My önce kaçma tektoniğinin başlamasına bağlamıştır. İAP'daki yükselme, Anadolu Plakası'nın geç Miyosen'de yükselmeyeyle (Schildgen vd. 2012;) eş zamanlı olarak yaklaşık 11 My önce, denizin plato içlerinden çekilmesi sırasında başlamıştır (Meijers vd. 2018; Brocard vd. 2021). Bölgesel yükselme erozyon için pozitif geri beslemeye yol açmaktadır (Zeilinger ve Schlunegger, 2007). Bu durum kapalı havza kenarlarını sınırlayan faylara bağlı yükselmeler için de geçerlidir. Kızılırmak Nehri'nin aşağı havzası (KAFZ'nin kuzeyi) ve nehrin yukarı havzasının gelişiminde geniş alanlı bir bölgesel yükselmenin etkisinden söz edebiliriz. Sivas çevresinin geç Miyosen ve sonrasında yükselmeye devam etmesi, bugünkü Kızılırmak Nehri'nin orta ve yukarı havzasında bulunan geç Miyosen-erken Pliyosen göllerine olan su ve sediman girdisinin artmasına önemli bir katkı sağlamış olmalıdır. Kızılırmak Nehri'nin boyuna profilinde görülen dış bükey eğim günümüzde de OKD'nin ve İAP'ın halen yükselmeye devam ettiğini gösterir (Şekil 11). Diğer kesimler için ise Laçın Fayı (Emre vd. 2020) ve Salanda Fayı'nda (Koçyiğit ve Doğan, 2016) olduğu gibi, faylardaki düşey atım miktarlarına bağlı olarak artan yamaç eğiminin desteklediği erozyonun kapalı havzalar üzerindeki yerel etkilerinden söz edebiliriz.

Salur Boğazı'nda son 4 My için hesapladığımız kazılma hızı (0.18 mm/yıl), Kızılırmak Vadisi'nin Kapadokya'daki ve Sivas yakınındaki bölümü için hesaplanan kazılma hızlarından oldukça yüksektir (Doğan, 2011; Aydar vd., 2013; Çiner vd., 2015; Doğan ve Şenkul, 2020; Doğan vd. 2022). Kazılma/yükselme hızı Kapadokya için en yüksek 0.08 mm/yıl (Doğan, 2011; Doğan vd. 2022), Sivas yakınları için 0.09 mm/yıl (Doğan vd., 2022) olarak hesaplanmıştır. OKD'nin kuzey yamaçlarında Kızılırmak sekileri üzerine yapılan bir çalışmada (Berndt vd. 2018) lokasyonların birinde kazılma hızı yaklaşık son 300 bin yıl için 0.21-0.27 mm/yıl bulunmuştur. Yıldırım vd. (2011) OKD'de geç Miyosen-erken Pliyosen'de başlayan yüzey yükselmesine akarsuların 1 km'den daha fazla kazarak tepki verdiğini ortaya koymuştur. İAP batısını drene eden Sakarya Nehri'nin Mihaliçcik Dağları'nı kestiği Sarıyar Boğazı'nın bulunduğu kesimde son 4 My'daki kazılma hızı yaklaşık 0.2 mm/yıl olarak hesaplanmıştır (Altıparmak, 2022). Bu değer İAP'ın sularını drene eden Sakarya ve Kızılırmak nehirlerinin Orta ve Batı Karadeniz Dağları geçişinde benzer kazılma hızına sahip olduklarını veya bir başka ifadeyle; iki alanın da erken Pliyosen'den itibaren benzer tektonik yükselme hızlarına sahip olduklarını göstermesi açısından önemlidir.

Kızılırmak Nehri'nin drenaj sisteminin kurulması için geç Miyosen-erken Pliyosen'deki iklim ve yerel özelliklerin de etkili olduğu söylenebilir. Çankırı Neojen Havzası'nda yapılan bir fosil polen analizi çalışmasında (Yavuz vd. 2017) iklimin geç Miyosen'de sıcak-ılıman ve nemli, Pliyosen'de sıcak-ılıman ve görece kurak olduğu saptanmıştır. Erken Pliyosen'de karışık konifer ormanlar ile otsu bitkilerle işgal edilmiş geniş açık alanların olduğu belirlenmiştir (Yavuz vd. 2017). Bir başka çalışmada (Kayseri-Özer vd. 2019) geç geç Miyosen-erken Pliyosen'de Çankırı Havzası'nın kuzey kesiminde mezofitlerden oluşan ormanlar ve yaprağını döken geniş yapraklı ağaçlar ile karışık mezofitlerden oluşan geçiş kuşağı ormanlarının, havzanın güneyinde ise açık ağaçlık alanların yaygın olduğu saptanmıştır. Çankırı Havzası'nın iklim koşullarının ise geç Miyosen'de nemli olduğu, erken Pliyosen'de ise soğuma trendine girdiği sonucuna varılmıştır. Geç geç Miyosen-erken Pliyosen'de yaprağını döken geniş yapraklı ağaçların yüzdesel olarak azalması da bölgesel yükselmenin başlaması ve paleotopografyayı değiştirmesine atfedilmiştir (Kayseri-Özer vd. 2019). Kırıkkale-Kırşehir Havzası'ndaki Akkaşdağı Formasyonu'ndan elde edilen sonuçlar da geç Miyosen-erken Pliyosen geçişindeki paleovejetasyon ve iklim değişimini ortaya koymuştur (Kayseri-Özer, 2017). Böylece geç Miyosen ve erken Pliyosen'de etkili olan bölgesel yükselme, iklim ve vejetasyondaki değişim, erozyon hızında ve dolayısıyla göllere taşınan sediman miktarını artırmış olmalıdır. Sonuç olarak, erken Pliyosen'de göllere taşınan sediman

miktarındaki artış, kapalı havzaların boğulup taşma süreciyle birleştirilmesine önemli bir katkı sağlamış olmalıdır.

SONUÇLAR

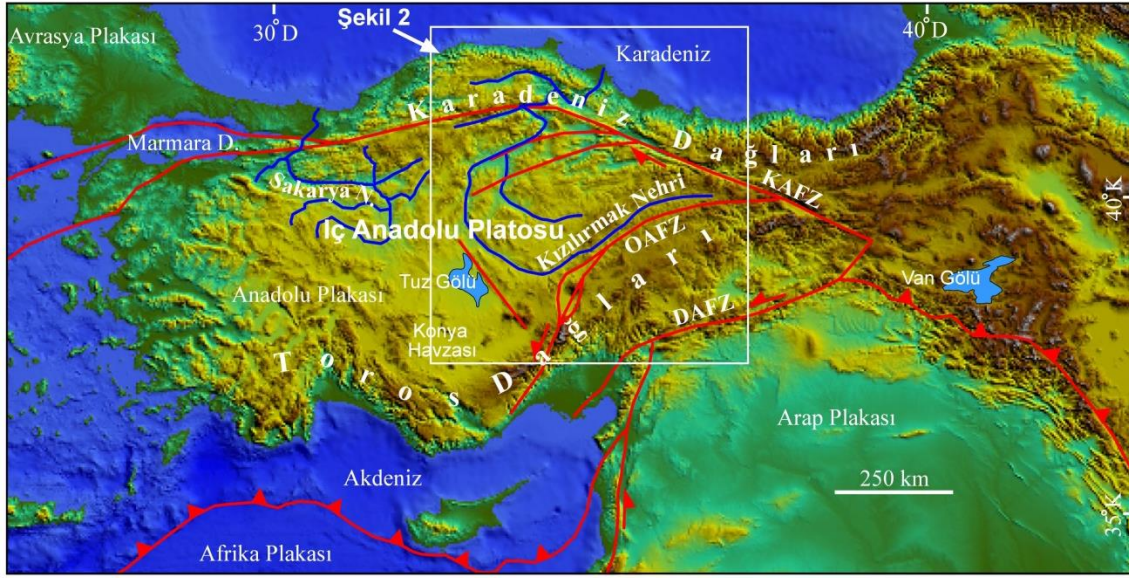
Bu çalışmada elde edilen veriler Çankırı Neojen kapalı havzası ile Dodurga Havzası arasında uzanan Salur Boğazı'nın Çankırı Havzası'ndaki erken Pliyosen gölünün sedimanla boğulup taşması sonucunda gelişmeye başlama olasılığının yüksek olduğunu göstermektedir. Kalecik Boğazı'nın oluşmaya başlamasıyla birlikte, Kırıkkale-Sivas arasında kalan oldukça geniş bir havzanın su ve sedimanlarının Çankırı Havzası'na girmesi Salur Boğazı'nın oluşumunu tetiklemiş olmalıdır. Yeterli veri olmamakla birlikte, Salur Boğazı'nın oluşmaya başlamasıyla birlikte benzer bir sürecin Dodurga Havzası'nı, Tosya Havzası'na bağlayan Karaköy Boğazı'nın oluşumu için de göz önünde bulundurulması gerektiğini düşündürmektedir. Bu çalışmada varılan ön bulgular Kızılırmak Nehri drenaj sisteminin İAP ve plato ile OKD geçiş kuşağında yukardan aşağıya doğru birleştirme sonucunda oluştuğunu göstermektedir. Salur Boğazı'nda elde edilen veri boğaz çevresinin yaklaşık son 4 My'da 0.18 mm/yıl hızla yükseldiğini ortaya koyar. Bu değer OKD kesiminde erken Pliyosen'den beri olan kazılma/yükselme hızına yakın, İAP'de saptananların ise iki katından biraz fazladır. Bu çalışmada elde edilen bulgular ve çıkarımlar sonraki çalışmalarla detaylandırılmalıdır.

Kaynaklar

- Akkan, E. 1970. *Bafra Burnu-Delice Kavşağı Arasında Kızılırmak Vadisi'nin Jeomorfolojisi*. Dil ve Tarih- Coğrafya Fak. Yayınları, 191, 158 s., Ankara Üniv. Basımevi, Ankara.
- Altıparmak, S. 2022. Kirmir Çayı Vadisinin Flüvyal ve Tektonik Jeomorfolojisi. *Yayınlanmamış Doktora Tezi*. Ankara Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Ankara.
- Anton, L., De Vicente, G., Muñoz-Martín, A., Stokes, M. 2014. Using river long profiles and geomorphic indices to evaluate the geomorphological signature of continental scale drainage capture, Duero basin (NW Iberia). *Geomorphology*, 206, 250–261.
- Armijo, R., Flerit, F., King, G., Meyer, B. 2003. Linear elastic fracture mechanics explains the past and present evolution of the Aegean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 217, 85–95.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A., Barka, A. 1999. Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics. *Geology* 27, 267–270.
- Avşin-Görendağlı, N. 2011. Kızılırmak sekilerinin oluşumunda iklim ve tektoniğin rolü, Avanos. *Coğrafi Bilimler Dergisi* 9, 221–238.
- Aydar, E., Çubukçu, H. E., Erdal, Ş., Lütfiye, A. 2013. Central Anatolian Plateau, Turkey: incision and paleoaltimetry recorded from volcanic rocks. *Turkish Journal of Earth Sciences* 22, 739–746.
- Aydar, E., Schmitt, A.K., Çubukçu, H.E., Akın, L., Ersoy, O., Şen, E., Duncan, R.A., Gökhan, A. 2012. Correlation of ignimbrites in the central Anatolian volcanic province using zircon and plagioclase ages and zircon compositions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 213–214, 83–97.
- Barka, A. 1996. Slip distribution along the North Anatolian Fault associated with the large earthquakes of the period 1939 to 1967, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 86, 1238–1254.
- Barka, A., Kadinsky-Cade, K. 1988. Strike-slip-fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics* 7, 663–684.
- Bayarı, C.S., Pekkan, E., Özyurt, N.N. 2009. Obruks, as giant collapse dolines caused by hypogenic karstification in Central Anatolia, Turkey: analysis of likely formation processes. *Hydrogeology Journal* 17, 327–345.
- Berndt, C., Yıldırım, C., Çiner, A., Strecker, M., Ertunç, G., Sarıkaya, M., A., Özcan, O., Kıyak, N.G., Öztürk, T. 2018. Quaternary uplift of the northern margin of the Central Anatolian Plateau: new OSL dates of fluvial and delta-terrace deposits of the Kızılırmak River, Black Sea coast, Turkey. *Quat Sci Rev.* 201, 446–469.
- Bishop, P. 1995. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. *Progress in Physical Geography* 19, 449–473.
- Bozkurt, E., Koçyiğit, A. 1996. The Kozova basin: an active negative flower structure of the Almus Fault Zone, a splay fault system of the North Anatolian Fault Zone, Turkey. *Tectonophysics* 265, 239–254.
- Brocard, G. Y., Meijers, M. J. M., Cosca, M. A., Salles, T., Willenbring, J., Teyssier, C., Whitney, D. L. 2021. Fast Pliocene integration of the Central Anatolian Plateau drainage: evidence, processes, and driving forces. *Geosphere* 17, 739–765.
- Büyükdeniz, Y. 2021. Seyhan Nehri havzasının yukarı kesiminin Kuvaterner 'deki evrimi. *Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi*, Ankara Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Ankara.
- Çiner, A., Doğan, U., Yıldırım, C., Akçar, N., Ivy-Ochs, S., Alfimov, V., Kubik, P. W., Schlüchter, C. 2015. Quaternary uplift rates of the Central Anatolian Plateau, Turkey: insights from cosmogenic isochron-burial nuclide dating of the Kızılırmak River terraces. *Quat. Sci. Rev.* 107, 81–97.
- Doğan, U. 2010. Fluvial response to climate change during and after the Last Glacial Maximum in Central Anatolia, Turkey. *Quaternary International* 222, 221–229.
- Doğan, U. 2011. Climate-controlled river terrace formation in the Kızılırmak Valley, Cappadocia Section, Turkey: inferred from Ar–Ar dating of Quaternary basalts and terraces stratigraphy. *Geomorphology* 126, 66–81.
- Doğan, U., Şenkul, Ç. 2020. When did the drainage system of the Kızılırmak River form in Cappadocia (Anatolia, Turkey)? A revised geological and geomorphological stratigraphy. *Turkish J Earth Sci* 29, 1100–1113.
- Doğan, U., Yılmaz, M. 2011. Natural and induced sinkholes of the Obruk Plateau and Karapınar-Hotamış Plain, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 40, 496–508.
- Doğan, U., Yeşilyurt, S., Koçyiğit, A., Mutlu, G. 2022. Base-level poljes in the Sivas gypsum karst, Türkiye. *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi* 9, 19–37.

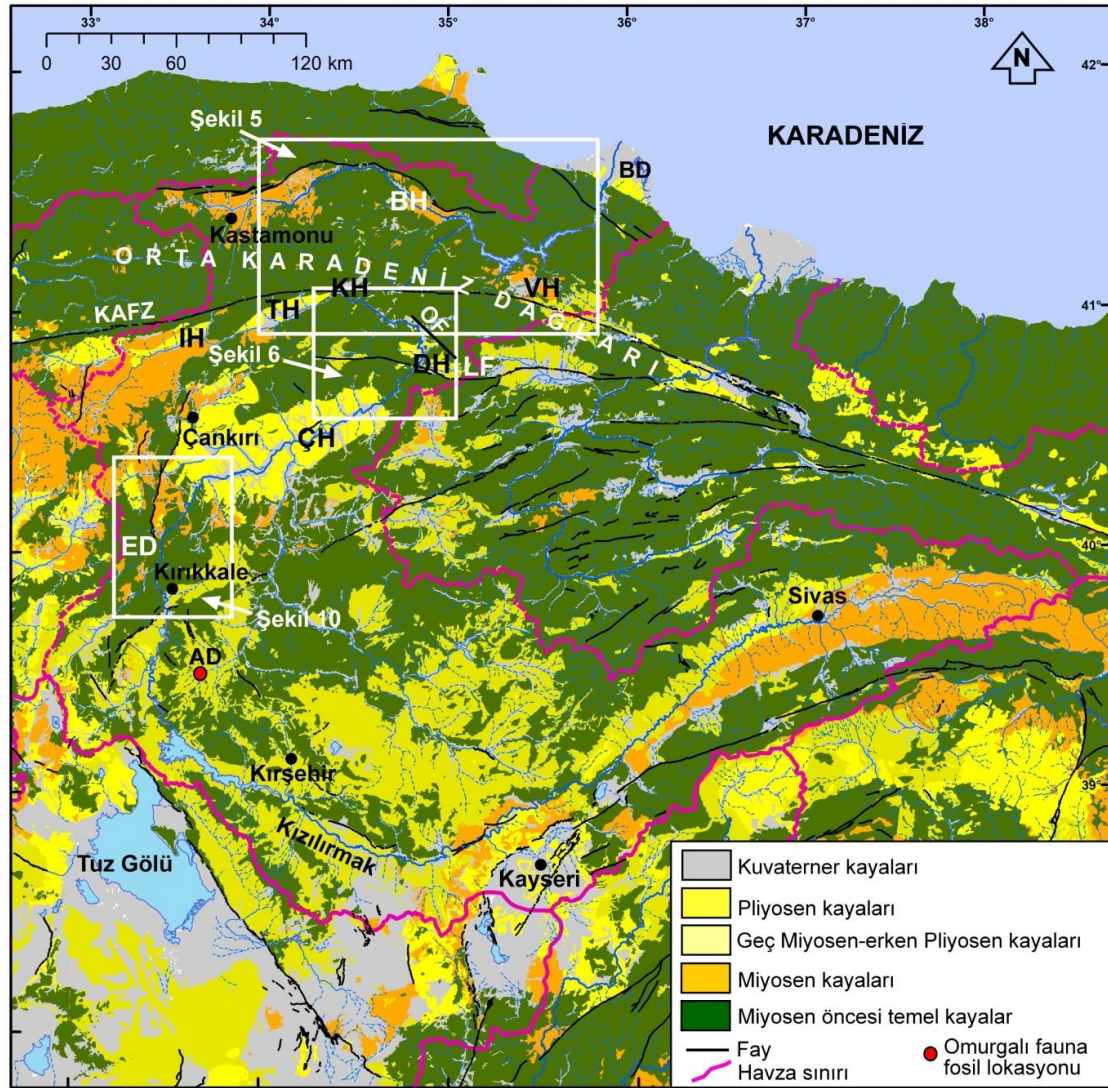
- Emre, Ö., Elmacı, H., Özalp, S., Kırmızı, E. 2020. Merzifon–Esençay splay fault within the North Anatolian Fault system: segmentation and timing of the last two surface faulting events on Esençay segment. *Mediterranean Geoscience Reviews* 2, 359-382.
- Garcia-Castellanos, D. 2007. The role of climate during high plateau formation. Insights from numerical experiments. *Earth and Planetary Science Letters* 257, 372-390.
- Garcia-Castellanos, D., Verges, J., Gaspar-Escribano, J., Cloetingh, S. 2003. Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 108, doi:10.1029/2002JB002073
- Genç, Ş., Kurt, Z., Küçükmen, O., Cevher, F., Saraç, G., Acar, Ş., Bilgi, C., Şenay, M., Poyraz, N. 1991. Merzifon (Amasya) Dolayının Jeolojisi. MTA Derleme Rapor No. 9527 (Yayımlanmamış), Ankara.
- Hubert-Ferrari, A., Armijo, R., King, G., Meyer, B., Barka, A. 2002. Morphology, displacement, and slip rates along the North Anatolian Fault Turkey. *J. Geophys. Res.*, 107 (B10), 2235, doi:10.1029/2001JB000393.
- Karadenizli, L. 1995. Beypazarı havzası (Ankara batısı) üst Miyosen-Pliosen jipsli Serilerinin sedimentolojisi. [Sedimentology of the Upper Miocene-Pliocene gypsum series of the Beypazarı basin, west of Ankara, Central Anatolia, Turkey]. *Türkiye Jeoloji Bülteni* 38, 63-74.
- Karadenizli, L. 2011. Oligocene to Pliocene palaeogeographic evolution of the Çankırı– Çorum Basin, central Anatolia, Turkey. *Sediment. Geol.* 237, 1–29.
- Kaymakçı, N. 2000. Tectono-stratigraphical Evolution of the Çankırı Basin (Central Anatolia, Turkey). Ph.D Thesis, Geologica Ultraiectina. No. 190, Utrecht University Faculty of Earth Sciences, The Netherlands, ISBN 90-5744-047-4.
- Kaymakçı, N., Özçelik, Y., White, S.H., Van Dijk P. M. 2001. Neogene tectonic development of the Çankırı Basin (central Anatolia, Türkiye). *TPJD Bull* 13:27–56.
- Kayseri-Özer, M. S. 2017. Cenozoic vegetation and climate change in Anatolia—A study based on the IPR-vegetation analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 467, 37-68.
- Kayseri-Özer, M. S., Atalar, M., Kováčová, M. 2019. Palaeovegetational evolution of the Çankırı–Çorum Basin during the Mio-Pliocene (Central Anatolia) based on the IPR analysis method. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments* 99, 571-590.
- Kazancı, N., Karadenizli, L., Seyitoğlu, G., Şen, Ş., Alçiçek, M. C., Varol, B., Saraç, G., Hakyemez, Y. 2005. Stratigraphy and sedimentology of Neogene mammal bearing deposits in the Akkasdağı area, Turkey. *Geodiversitas* 27, 527–551.
- Ketin, İ. 1948. Über die tektonisch-mechanischen Folgerungen aus den grossen anadolischen Erdbeben des letzten Dezzenniums, *Geol. Rundsch.*, 36, 77–83. doi:10.1007/BF01791916
- Koçyiğit, A. 1989. Basic geological characteristics and total offset of North Anatolian Fault Zone in Suşehri area, NE Turkey. *METU Journal of Pure and Applied Sciences* 22, 43–68.
- Koçyiğit, A. 1990. Tectonic setting of the Gölova basin; total offset of the North Anatolian fault Zone, E Pontide, Turkey. *Annales Tectonicae* IV, 155–170.
- Koçyiğit, A. 1996. Superimposed basins and their relations to the recent strike-slip fault zone: a case study of the Refahiye superimposed basin adjacent to the North Anatolian Transform Fault, northeastern Turkey. *International Geology Review* 38, 701–13.
- Koçyiğit, A. 2005. The Denizli graben-horst system and the eastern limit of western Anatolia continental extension: basin fill, structure, deformational mode, throw amount and episodic evolutionary history SW Turkey. *Geodinamica Acta* 18, 167–208.
- Koçyiğit, A., Doğan, U. 2016. Strike-slip neotectonic regime and related structures in the Cappadocia region: a case study in the Salanda basin, Central Anatolia, Turkey. *Turkish J Earth Sci* 25, 393-417.
- Le Pennec, J.-L., Temel, A., Froger, J.-L., Şen, E., Gourgaud, A., Bourdier, J.-L., 2005. Stratigraphy and age of the Cappadocia ignimbrites, Turkey: reconciling field constraints with paleontologic, radiochronologic, geochemical and paleomagnetic data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 141, 45–64.
- Meijers, M., Brocard, G., Lüdecke, T., Cosca, M., Teyssier, C., Whitney, D., Mulch, A. 2018. Rapid Late Miocene Surface Uplift of the Central Anatolian Plateau Margin. *Earth and Planetary Research Letters* 497, 29-41.
- Meijers, M. J. M., Brocard, G. Y., Whitney, D. L., Mulch, A. 2020. Paleoenvironmental conditions and drainage evolution of the central Anatolian lake system (Turkey) during late Miocene to Pliocene surface uplift. *Geosphere* 16, 1–20. <https://doi.org/10.1130/GES02135.1>.

- Nikishin, A. M., Okay, A., Tüysüz, O., Demirer, A., Wannier, M., Amelin, N., Petrov, E. 2015. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography. *Marine and Petroleum Geology* 59, 656-670.
- Okay, A. I., Tüysüz, O. 1999. Tethyan sutures of northern Turkey, *Geol. Soc. Spec. Publ.* 156, 475–515. doi:10.1144/GSL.SP.1999.156.01.22.
- Okay, A. I., Altın, D., Sunal, G., Aygöl, M., Akdoğan, R., Altın, S., Simmons, M. 2017. Geological evolution of the Central Pontides. Geological Society, London, Special Publications 464, 33-67. <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.c.3842359>
- Okay, A. I., Sunal, G., Sherlock, S., Altın, D., Tüysüz, O., Kylander-Clark, A. R. C., Aygöl, M. 2013. Early Cretaceous sedimentation and orogeny on the southern active margin of Eurasia: Central Pontides, Turkey. *Tectonics* 32, 1247–1271.
- Pasquarè, G. 1968. Geology of the Cenozoic volcanic area of central Anatolia. *Atti Accademia Nazionale dei Lincei* 9, 55–204.
- Pasquarè, G., Poli, S., Vezzoli, L., Zanchi, A. 1988. Continental arc volcanism and tectonic setting in Central Anatolia, Turkey. *Tectonophysics* 146, 217–230.
- Rojay, B., Koçyiğit, A. 2012. An Active Composite Pull-apart Basin Within the Central Part of the North Anatolian Fault System: the Merzifon-Suluova Basin, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 21, 473–496.
- Schildgen, T. F., Cosentino, D., Bookhagen, B., Niedermann, S., Yıldırım, C., Echtler, H., Wittmann, H., Strecker, M. R. 2012. Multi-phased uplift of the southern margin of the Central Anatolian plateau, Turkey: A record of tectonic and upper mantle processes. *Earth and Planetary Science Letters* 317, 85-95.
- Soria-Jáuregui, A., Jiménez-Cantizano, F., Antón, L. 2018. Geomorphic and tectonic implications of the endorheic to exorheic transition of the Ebro River system in northeast Iberia. *Quaternary Research* doi:10.1017/qua.2018.87
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., Kuşcu, İ. 1992. Türkiye Diri Fay Haritası. MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Şen, Ş. (Ed.), 2005. Geology, mammals and environments at Akkaşdağı, late Miocene of Central Anatolia. *Geodiversitas* 27 (4), 513-518.
- Şengör, A. M. C., Kidd W. S. F. 1979. Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics* 55, 361–376.
- Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey - a plate tectonic approach, *Tectonophysics* 75, 181–241.
- Türkecan, A., Hepşen, N., Papak, I., Akbaş, B., Dinçel, A., Karataş, S., Özgür, İ., Akay, E., Bedi, Y., Sevin, M., Mutlu, G., Sevin, D., Ünay, E., Saraç, G. 1991. Seben-Gerede (Bolu)-Güdül-Beypazarı (Ankara) ve Çerkeş-Orta-Kurşunlu (Çankırı) yörelerinin (Köroğlu Dağları) jeolojisi ve volkanik kayaların petrolojisi. MTA Rapor No. 9193 (Yayımlanmamış), Ankara.
- Tüysüz, O. 1999. Geology of the Cretaceous sedimentary basins of the Western Pontides, *Geol. J.* 34, 75–93.
- Uğuz, M. F., Sevin, M. 2009. 1/100000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları No. 114. Kastamonu-F32 Paftası. MTA jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara.
- Varol, B., Araz, H., Karadenizli, L., Kazancı, N., Seyitoğlu, G., Şen, Ş. 2002. Sedimentology ve paleogeography of Miocene evaporitic succession in the north of Çankırı-Çorum Basin, Central Anatolia, Turkey. *Carbonates and Evaporites* 17, 197–209.
- Yavuz, N., Çulha, G., Demirer, Ş. S., Utescher, T., Aydın, A. 2017. Pollen, ostracod and stable isotope records of palaeoenvironment and climate: Upper Miocene and Pliocene of the Çankırı Basin (Central Anatolia, Turkey). *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology* 467, 149-165.
- Yıldırım, C., Schildgen, T. F., Echtler, H., Melnick, D., Strecker, M. R., 2011. Late Neogene and active orogenic uplift in the Central Pontides associated with the North Anatolian Fault: Implications for the northern margin of the Central Anatolian Plateau, Turkey. *Tectonics* 30, doi:10.1029/2010TC002756
- Yıldırım, C., Melnick, D., Ballato, P., Schildgen, T. F., Echtler, H., Erginal, A. E., Kıyak, N. G., Strecker, M. R. 2013. Differential uplift along the northern margin of the Central Anatolian Plateau: inferences from marine terraces. *Quatern Sci Rev* 81, 12–28.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O. 1984. Kastamonu-Boyabat-Vezirköprü-Tosya arasındaki bölgenin jeolojisi. MTA Derleme Rapor No. 7838 (Yayımlanmamış), Ankara
- Zeilinger, G., Schlunegger, F. 2007. Possible flexural accommodation on the eastern edge of the Altiplano in relation to focussed erosion in the Rio La Paz drainage system. *Terra Nova* 19, 373-380.



Şekil 1. Çalışma alanının konum haritası. Kısaltmalar: KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, OAFZ: Orta Anadolu Fay Zonu, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu.

Figure 1. Location map of the study area. Abbreviations: KAFZ: North Anatolian Fault Zone, OAFZ: Central Anatolian Fault Zone, DAFZ: East Anatolian Fault Zone



Şekil 2. Çalışma alanının jeoloji haritası. Kısaltmalar: BD: Bafra Deltası; BH: Boyabat Havzası; VH: Vezirköprü Havzası; KH: Kargı Havzası; TH: Tosya Havzası; IH: Ilgaz Havzası; KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu; OF: Osmancık Fayı; LF: Laçın Fayı; DH: Dodurga Havzası; ÇH: Çankırı Havzası; ED: Elma Dağı; AD: Akkaş Dağı (MTA 1/500000 ölçekli Türkiye jeoloji haritasından düzenlenerek alınmıştır).

Figure 2. Geological map of the study area. Abbreviations: BD: Bafra Delta; BH: Boyabat Basin; VH: Vezirköprü Basin; KH: Kargı Basin; TH: Tosya Basin; IH: Ilgaz Basin; KAFZ: North Anatolian Fault Zone; OF: Osmancık Fault; LF: Laçın Fault; DH: Dodurga Basin; ÇH: Çankırı Basin; ED: Elma Mountain; AD: Akkaş Mountain (adapted from 1/500000 scale geological maps of Turkey, MTA).



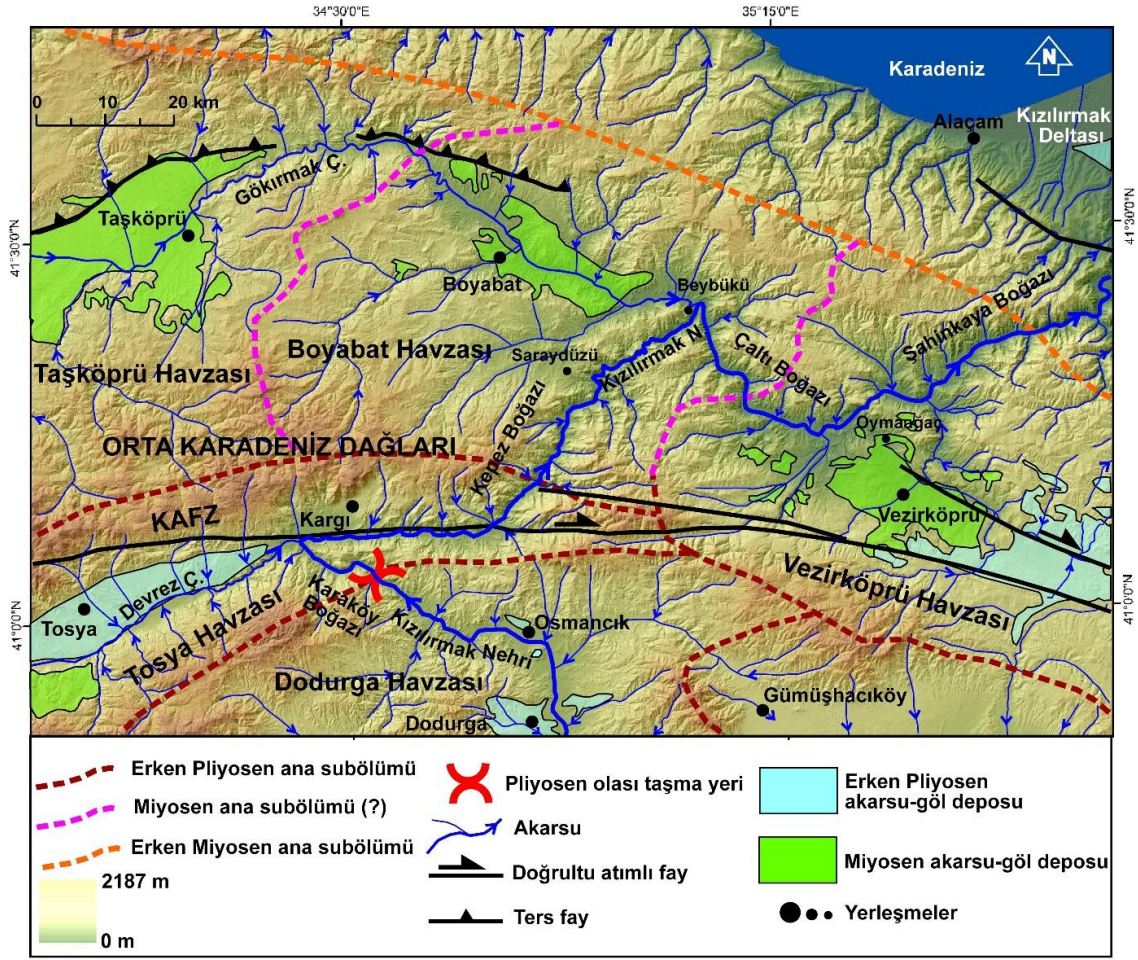
Şekil 3. A) Dodurga Havzası, **B)** Bu havzadaki erken Pliyosen akarsu-göl depoları ve **C)** Kömür madeni sahasının görünüşü.

Figure 3. A) Dodurga Basin, **B)** Early Pliocene fluvio-lacustrine deposits in this basin, and **C)** View of the coal mine site.

Zaman MY	Dönem		Avrupa Memeli Zonu (MN) Steininger, 1999	Avrupa Memeli Fauna Yaşı	Formasyon	
					Kaymakçı vd., 2009	Karadenizli, 2011
					Çankırı Havzası	Kırşehir-Kırıkkale Havzası
2.58	PLEYİS-TOSEN	İoniyen-Gelasiyen	MN 18-26	Bihariyen	Alüvyon Değim Formasyonu	Alüvyon
3.6	PLİYOSEN	Piasenziyen	MN17 MN 16	Villafran-kiyen	Hiyatus	Hiyatus
5.33		Zankliyen	MN 15 MN 14	Ruskiyen	Bozkır Formasyonu	Akkaşdağı Formasyonu
7.25	MİYOSEN	Messiniyen	MN 13 MN12	Turoliyen	Süleymanlı Fm	H i y a t u s
11.63		Tortoniyen	MN 11 MN 10 MN 9	Vallasiyen	Tuğlu Formasyonu	
13.82			MN 7-8 MN 6	Astrakiyen	Hiyatus Çandır Formasyonu	
15.97		Langiyen	MN 5 MN 4 MN 3	Orleniyen	Haçlı Fm Altıntaş Formasyonu	
20.44		Burdigaliyen	MN 2 MN 1	Ageniyen	Hiyatus Kılçak Formasyonu	
23.03		Akitaniyen	MP 24-30	Arverniyen	Hiyatus	Kızılırmak F.
28.1		Şattiyen	MP 21-23	Suveniye	Güvendik Formasyonu	Güvendik Formasyonu
33.9		Rupeliyen				İncik Formasyonu

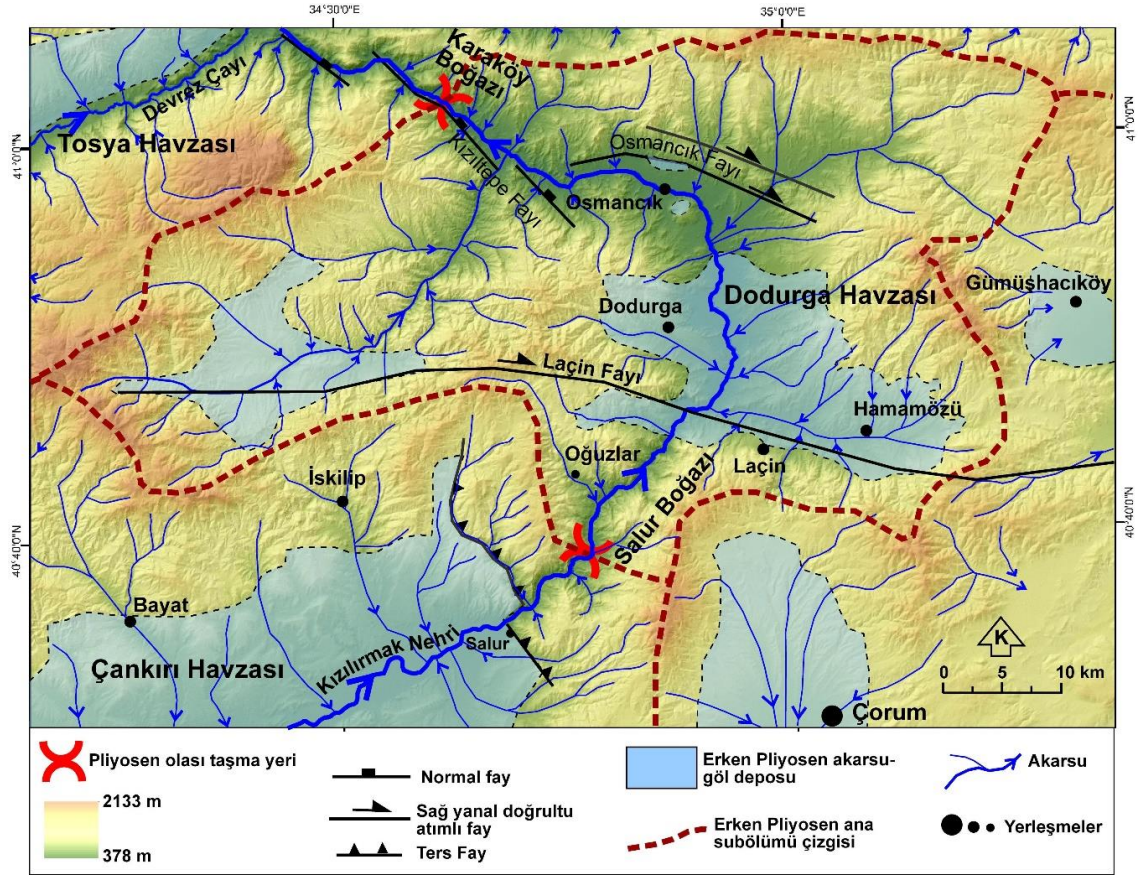
Şekil 4. Çankırı ve Kırşehir-Kırıkkale havzalarının jeolojik dikme kesiti. Kaymakçı (2000) ve Karadenizli'nin (2011) çalışmalarını temel alarak çizmiş olan Kayseri-Özer vd.'den (2019) kısmen düzenlenerek alınmıştır.

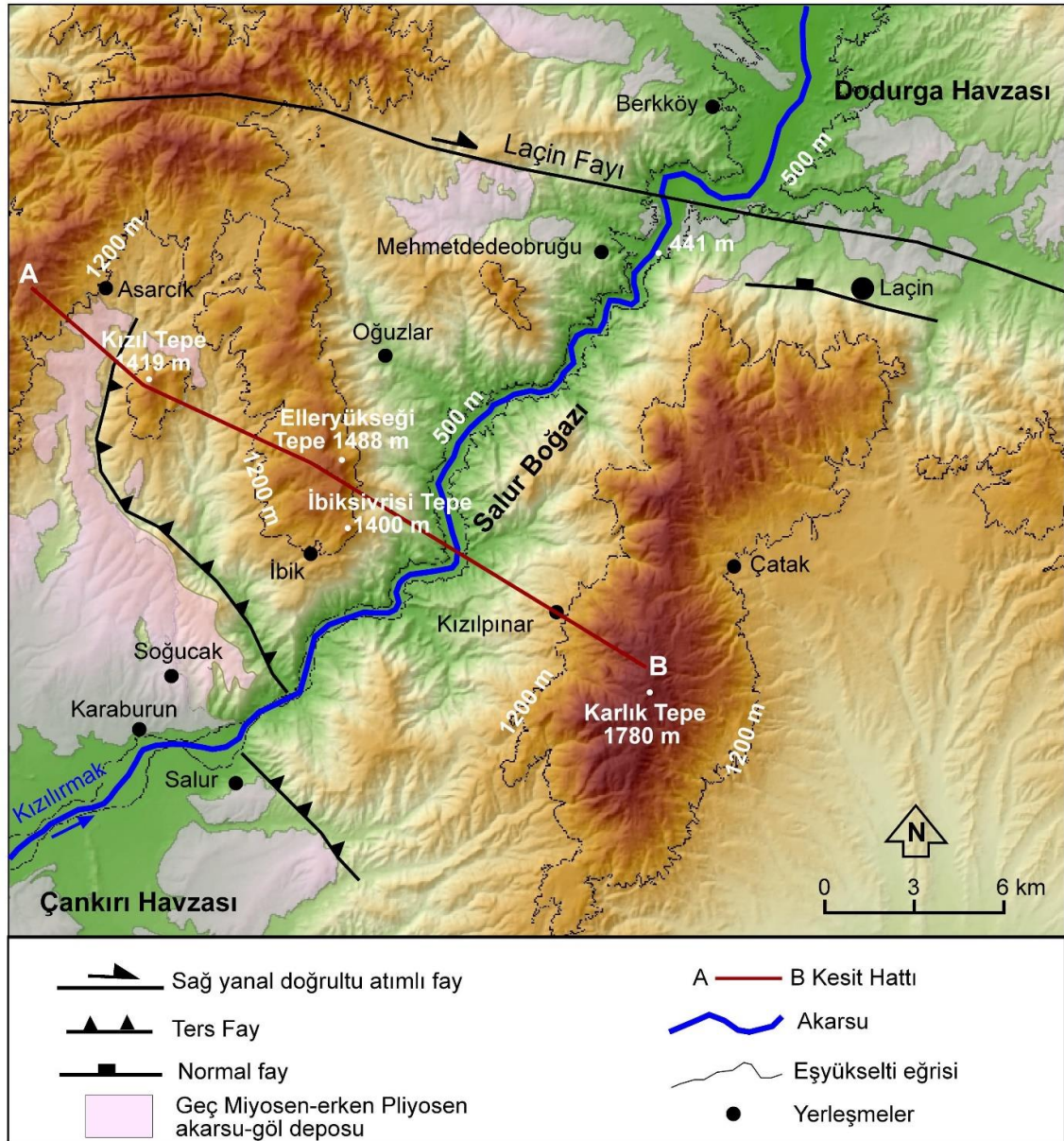
Figure 4. Geological columnar-section of Çankırı and Kırşehir-Kırıkkale basins. Taken from Kayseri-Özer et al. (2019), based on the works of Kaymakçı (2000) and Karadenizli (2011).

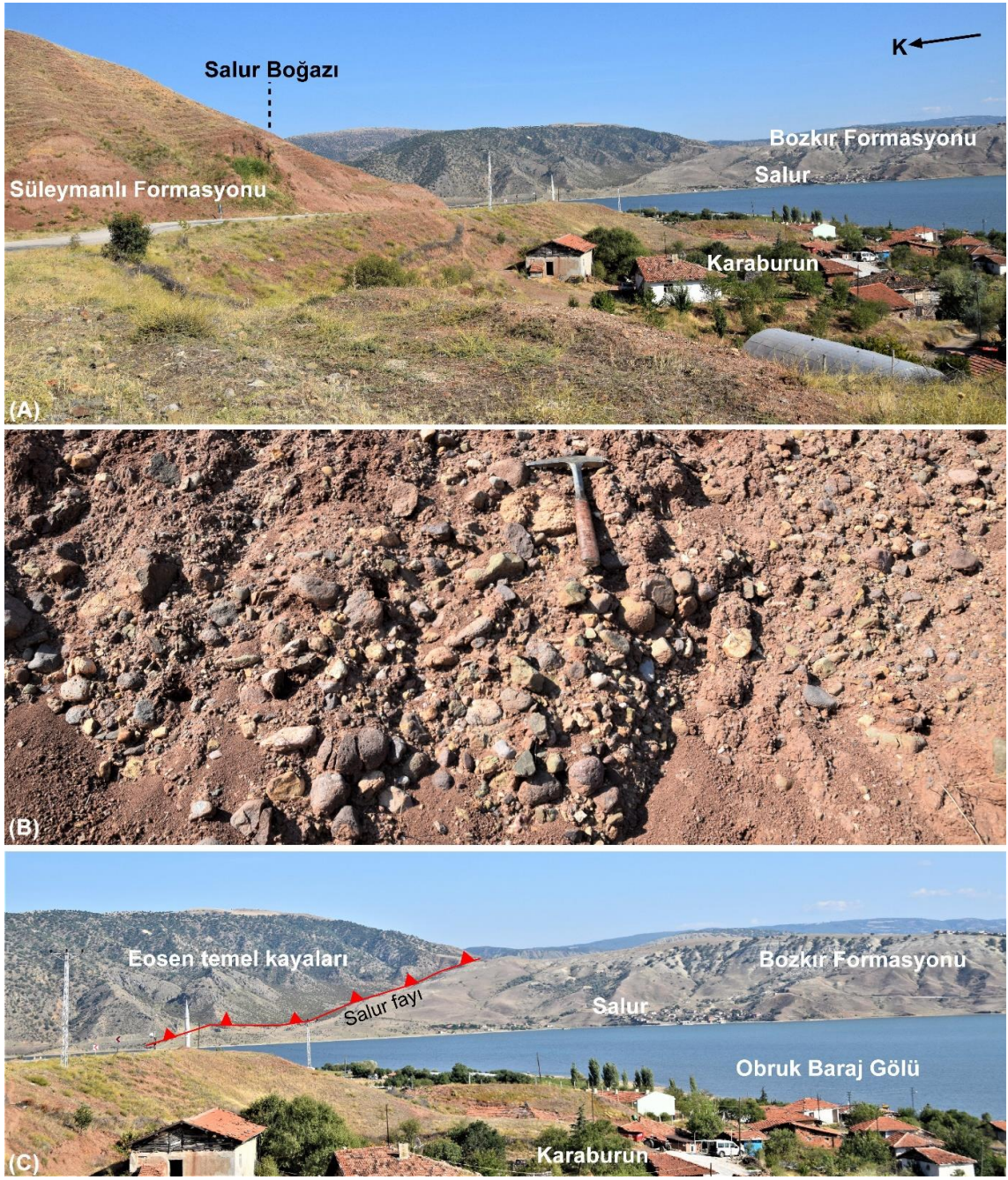


Şekil 5. Kızılırmak Nehri'nin aşağı kesiminin paleocoğrafya haritası.

Figure 5. Paleogeographic map of the lower section of the Kızılırmak River.

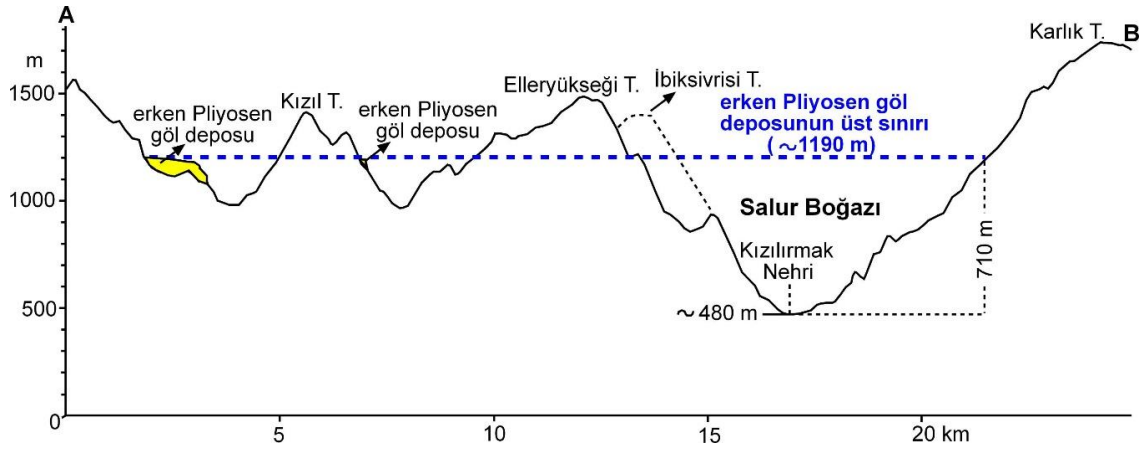






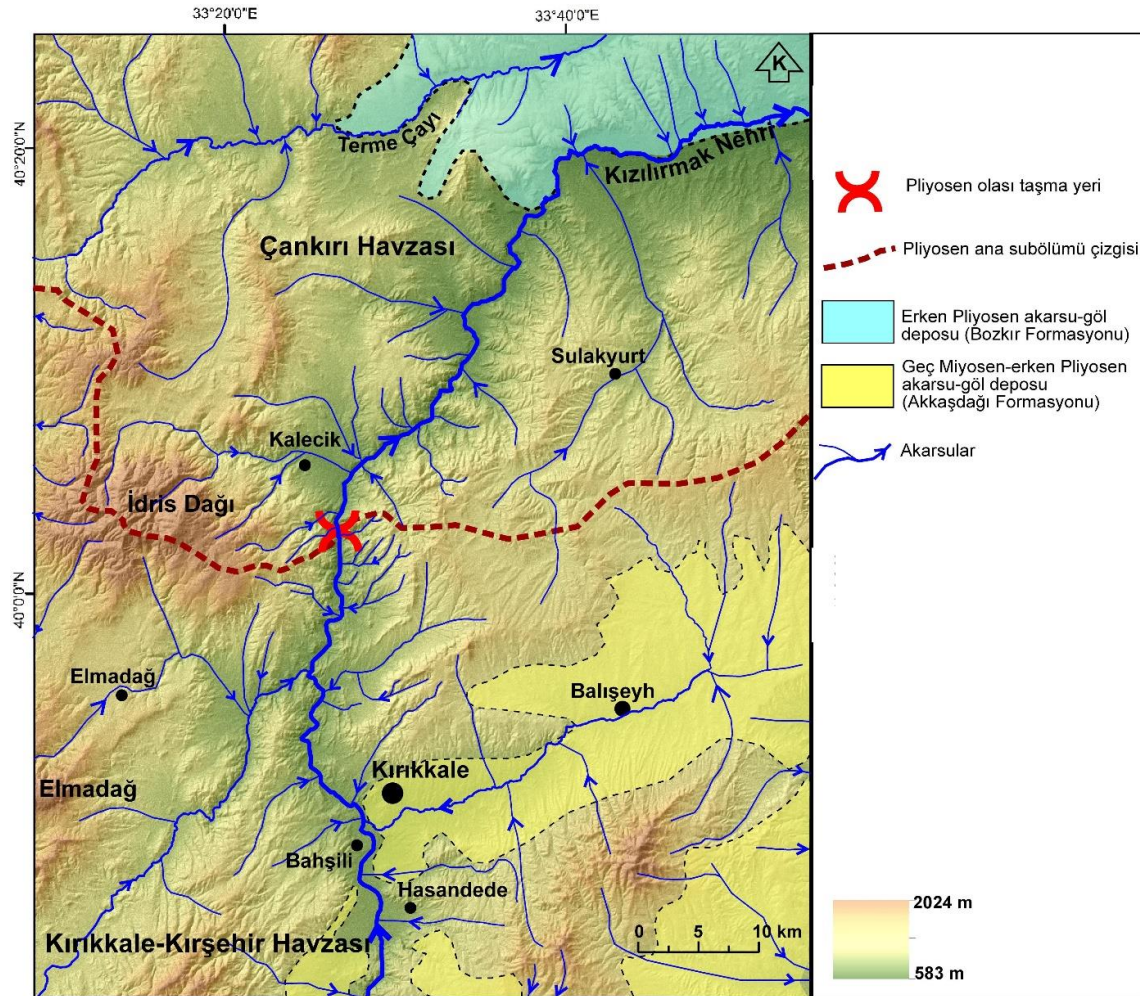
Şekil 8. A) Salur Boğazı'nın güneyinde Süleymanlı Formasyonu ve **B)** bu formasyonda yer alan ve başlıca Eosen volkanitlerinden türemiş olan çakıllardaki biniklenme yapıları. **C)** Salur köyü yakınlarında boğazın içerisine kazıldığı Eosen temel kayaları ile geç Miyosen-erken Pliyosen Bozkır Formasyonu arasındaki faylı dokanak.

Figure 8. A) Süleymanlı Formation in the south of the Salur Gorge and **B)** the imbrication structures in the gravels in this formation, which are mainly derived from Eocene volcanics. **C)** the fault contact between the Eocene bedrocks incision into the gorge near the village of Salur and the late Miocene-early Pliocene Bozkır Formation.



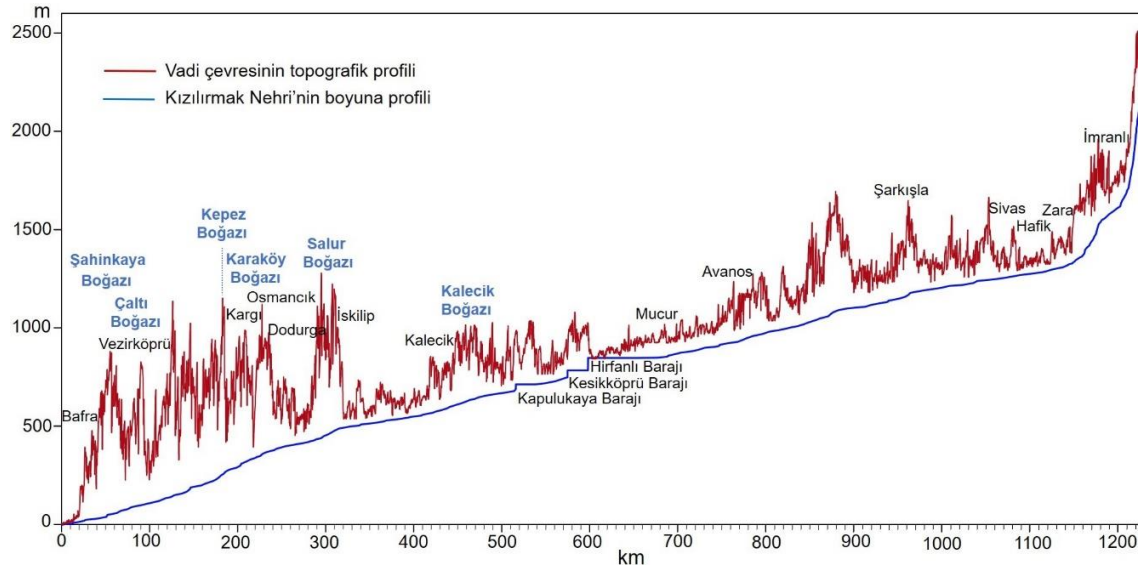
Şekil 9. Salur Boğazı'nın profili (Profil hattı için bakınız Şekil 7)

Figure 9. Cross-section of the Salur Gorge (see Figure 7 for the cross-section line)



Şekil 10. Kalecik Boğazı çevresinin paleocoğrafik haritası.

Figure 10. Paleogeographic map of the Kalecik Gorge and its surroundings.



Şekil 11. Kızılırmak nehrinin boyuna profili.

Figure 11. Longitudinal profile of the Kızılırmak River.

Kastamonu İli Kıyı Kuşağındaki Bazı Coğrafi Özelliklerin Dağılımı

Distribution of Some Geographical Features in the Coastal Zone of Kastamonu Province

Celalettin DURAN¹

Özet

Kıyısız alanlar, sucul ortam ile karasal ortam arasındaki dinamik etkileşim kuşaklarıdır. Bu alanlar, nadir canlı türlerinin özellikli yaşam alanlarıdır. Aynı zamanda, insan faaliyetlerine de son derece açık yerlerdir. Kastamonu ili kıyı şeridi, Karadeniz’e bir çıkıntı şeklinde uzanır. Karadeniz ile uzun bir kıyı şeridine sahiptir. İlin kıyısındaki bazı coğrafi özellikler, bu çalışma kapsamında incelenmiştir. 1/25000 ölçekli topografya haritalarındaki dört farklı coğrafi özellik belirlenmiştir. Bunlar; kayalık/taşlık alanlar, coğrafi burunlar, kıyı kumul alanları ve yerleşim yerleridir. Bu özelliklerin kıyısındaki coğrafi dağılımı, belirli kesimlerde yoğunluk oluşturmuştur. Kayalık/taşlık alanlar ile coğrafi burunlar, Kerempe Burnu (ilin en kuzey noktası) çevresinde ve ilin batı sınırında daha yoğun bulunmuştur. Kıyı kumul alanları ile yerleşim yerleri, akarsuların denize ulaştığı (eğimin azaldığı) kesimlerde belirlenmiştir. Denizel etki; Kerempe Burnu ve yakın kıyılarda aşındırma, akarsu ağızları çevresinde birikim alanları oluşturmuştur.

Anahtar Kelimeler: Kayalık/Taşlık alanlar, Coğrafi burunlar, Kıyı kumulu, Kastamonu

Abstract

Coastal areas are dynamic interaction zones between aquatic and terrestrial environments. These areas provide specialized habitats for rare species. Coastal areas are also highly susceptible to human activities. The coastline of Kastamonu province has an arc-like appearance. It forms a long coastline with the Black Sea. Some geographical features of the province's coast have been examined in this study. Four different geographical features have been identified on 1/25000 scale topographic maps. These are: rocky/stony areas, geographical capes, coastal dune areas and settlement areas. The geographical distribution of these features along the coast is more density in certain sections. Rocky/stony areas and geographical capes are more concentrated around Kerempe Cape (the northernmost point of the province) and on the western border of the province. Coastal dune and settlement areas are found in sections where rivers meet the sea (where the slope decreases). Marine effect; erosion on Kerempe Cape and surrounding coasts, accumulation areas around river mouths has formed.

Keywords: Rocky/stony areas, Geographical capes, Coastal dune, Kastamonu

1. GİRİŞ

Kıyısız alanlar, çeşitli coğrafi faktörlerin etkisi altında farklı doğal ortam özellikleri gösterir. Bu tür alanlar, hem sucul hem de karasal ekosistemler arasında kalan geçiş kuşaklarıdır. Kendine has coğrafi özelliklere sahip, jeomorfolojik ünitedir (Turoğlu, 2017). Bu nedenle, farklılaşan yetiştirme ortamları nedeniyle, lokal özellikli biyo-çeşitlilik alanlarını da oluşturur. Bu alanların coğrafi özellikleri, doğal ve insan nedenli olarak değişime açık alanlardır. Morfolojisi/Topografyası; iklim değişikliği, deniz seviyesinde yükselme, dalga erozyonu gibi doğal olayların etkisinde dinamik özellik taşır. Akarsuların kıyıya taşıdığı tortul materyal yığınları, zamanla kıyısız alanlarda farklılaşan

¹Doç. Dr., Kastamonu Üniversitesi İnsan ve Toplum Bilimleri Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Kastamonu/Türkiye. e-mail: cduran@kastamonu.edu.tr

doğal ortamlar oluşturur (Erol, 1997; Köksal vd. 2005; Hardey,2009). Kıyılarda, delta düzlüğü/dar kıyı ovaları gibi birikim şekilleri ve kıyı aşınım şekilleri görülür (Akkan, 1970).

Kıyısız alanlar, antropojenik etkilere de açık alanlardır. Tarih boyunca kıyısız alanlar, sosyo-ekonomik imkânlar nedeniyle yoğun kullanılan alanlar olmuştur. Günümüzde de insan faaliyetleri için son derece çekici alanlardır. Bu nedenle, pek çok amaçla (turizm, endüstri, yerleşim ve rehabilitasyon) kıyısız alanlar insan nedenli bozulma alanlarıdır. Kıyıya yakın suyla kaplı kesimler doldurularak yeni karasal alanlar kazanmaya dönük yapay değişim alanları (yollar, yerleşime ait yapılar, rekreatif alanlar vd.) oluşturulmaktadır (Akdeniz, 2021; Atik & Yılmaz, 2022; Çelik, 2015; Garipağaoğlu & Uzun, 2014).

Türkiye'nin orta kısmının kuzeyi, Karadeniz'e doğru dışbükey bir çıkıntı halinde sokulur. Bu çıkıntındaki kıyının hemen gerisinde, ona paralel doğrultuda uzanan Küre (İsfendiyar) dağ sistemi, deniz ile iç kısımlar arasında bir engel teşkil eder (Kurter, 1977). Kastamonu ili, Anadolu'nun jeolojik geçmişi nedeniyle çok uzun bir kıyı şeridinde ve karmaşık kıyısız alanlara sahiptir. Bu çıkıntıya ait kıyısız alanların çok büyük bölümü, Kastamonu ili idari sınırlarındadır. Kastamonu ili kıyı alanları, topografyasındaki ani yükselti farkları nedeniyle değişken bir görünümündedir. Türkiye kıyıları ile ilgili giderek artan oranda çalışma bulunmasına rağmen (Erkal, 2015), Kastamonu ili kıyısındaki ilgi çekici coğrafi özelliklere ait bir çalışma bulunmamaktadır. Kıyısız alanlardaki bazı önemli coğrafi özelliklerin (Kayalık/Taşlık alanlar, Coğrafi burunlar, Kıyı kumulları, yerleşimler) dağılımı, bu çalışma kapsamında incelenmiştir.

1.1 Çalışma alanı

Kastamonu ili, Karadeniz'e kıyısı en uzun olan (yaklaşık 170 km) şehirdir. Türkiye'nin Karadeniz'e doğru uzanan çıkıntının büyük bölümünü kapsar. İlin kıyısındaki ilçeleri, Cide, Doğanıyurt, İnebolu, Bozkurt, Abana ve Çatalzeytin olarak B-D doğrultusunda sıralanır. En uzun kıyısız sınıra, Cide ilçesi sahiptir. Kıyı çizgisinin orta bölümünde ve en kuzeyinde Kerempe Burnu bulunur. İnceleme alanının coğrafi koordinatları, 41°50'00"-42°01'15" Kuzey enlemleri ile 32°45'00"-34°15'00" Doğu boylamları arasındadır (Şekil 1). Kastamonu ilinin kıyısındaki deniz ile etkileşim içinde olduğu karasal yüzeyler çalışma sahası olarak belirlenmiştir.

Kastamonu kıyılarında, denizel şartlar nedeniyle, yağışın yüksek, sıcaklık farkının az olduğu denizel/nemli/ılık koşullar hüküm sürer (Duran, 2017). Yüksek yağış ve nem, gür bitki örtüsünün kıyısız alanlar boyunca da yayılmasını sağlar. Kıyısız alanlardaki engebeli topografya koşulları, ulaşım ve turizm imkânlarını kısıtlar. Bununla birlikte tarihi önemi ve turizme elverişli yerleşmelerden bazıları (İnebolu, Cide, Abana ilçe merkezleri) kıyıda kurulmuştur.

2. MATERYAL VE METOT

Kastamonu ili kıyısız alanındaki bazı coğrafi özellikleri belirleyebilmek için; Harita Genel Müdürlüğü'nün 1/25000 ölçekli, topografya haritaları (D30-c3, D30-c4, E29-b2, E29-b3, E29-b4, E30-a1, E30-a2, E30-b1, E30-b2, E31-a1, E31-a2, E31-b1, E31-b2, E32-a1, E32-a2) kullanılmıştır. Kıyısındaki yerleşim yerlerine ilişkin veriler, Orman Genel Müdürlüğü'nün Meşcere Tipleri Haritaları ve Avrupa Uzay Ajansı (ESA)'nın Sentinel-2 görüntüleri (Esri 2023 Land Cover haritası) kullanılmıştır.

Kıyısız alanlardaki coğrafi özellikler; topografya haritalarının kitabesindeki (özel işaretler ve açıklamalar) kıyısız arazi şekli ile ilgili bilgilerin sayısallaştırılmasıyla elde edilmiştir (Şekil 2). Coğrafi özelliklerin kıyısız alandaki dağılımları dikkate alınarak değerlendirilmiştir. Elde edilen verilerin haritalandırılmasında, Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) yazılımlarından yararlanılmıştır.

3. BULGULAR

3.1. Kayalık-taşlık alanlar

3.1.1. Sıra kayalıklar

Kastamonu ili kıyılarında dikkat çeken coğrafi özelliklerden biri, topografya haritalarındaki "Sıra Kayalıklar" olarak belirtilen yapılardır. Bu alanlar, deniz dalgalarının aşındırma alanlarıdır. Kıyıdaki bu yapılar, iki yörede belirgin olarak daha yoğun bulunmuştur. Doğanyurt ilçe kıyısı ve Kerempe Burnundan Cide ilçe merkezi doğrultusundaki kıyıda ve ilin batı sınırına yakın kıyıda bu tür oluşumlar yoğunluğa sahiptir (Şekil 3). Bu kıyılar, dar-yüksek kıyıları (uçurumlu kıyı şeritlerini) oluşturur. Aynı zamanda aşınma kıyılarıdır. Kıyıdaki dik eğimlere sahip kayalıklar, kıyı ekosistemlerinin de bir parçasıdır (Şekil 4).

3.1.2. Kaya, taşlık alanlar

Kastamonu ili kıyı topografyasında bir diğer coğrafi özellik, Kaya-Taşlık alanlardır. Kaya-Taşlık alanların kıyı şeridindeki dağılımına bakıldığında, daha lokal bölümlerde kümelenmişlerdir. Kerempe Burnu ile Cide ilçe merkezi yönündeki kıyısız alanda daha fazla görülmektedir. Bu alan dışında seyrek olarak, Abana ilçesi kıyı kesiminde bulunan Hacıveli Kayalığı ve Cide Gökçekale Koyu'nda bulunan Gökçekale Kayalıkları bulunmaktadır. Aynı zamanda, İnebolu ve Çatalzeytin ilçe merkezilerinin batısında dar alanlı bu tür oluşumlara rastlanır (Şekil 5).

3.1.3. Su üstü, su altı kayalar ve adalar

Topografya haritalarında kıyıya çok yakın su üstü-su altı kayalıklar mevcuttur. Su üstü kayalıklar oransal olarak çok daha fazla miktardadır. Kastamonu ili kıyı şeridinin batısında, deniz suyu üstünde/altında bulunan kayalıklar daha yoğun belirlenmiştir. Özellikle Cide ve Doğanyurt arasında (Kerempe Burnu çevresinde) yoğun bir su üstü kayaları görülür. İlin batı sınırındaki Kapısuyu Plajının hemen doğusundaki kıyılarda da yine yoğun su üstü kayalıkları dikkat çeker (Şekil 6).

Su üstü/altı kayalıklar dışında, daha geniş karasal yüzeylere sahip adalar da kıyıya yakın kesimlerde bulunur. Birbirinden farklı boyutlarda 18 adet ada belirlenmiştir. Bu adalarda su üstü kayaların dağılımı ile uyumlu olarak, Kerempe Burnu çevresinde daha yoğun olarak dağılmıştır (Şekil 7).

3.2. Coğrafi burunlar

Kastamonu ili kıyı şeridi boyunca düzensiz aralıklarla dağılmış çok sayıda coğrafi burun belirlenmiştir. Burunlar, Kerempe Burnu ve yakın çevresi ile Cide ilçe merkezinin hemen batısındaki ve doğusundaki kıyılar boyunca daha yoğun bir şekilde dağılmıştır. Kapısuyu köyünden (ilin batı sınırındaki kıyı köyü) Cide ilçe merkezi arası ile Kerempe Burnu çevresi dikkat çekici şekilde morfolojik çeşitliliğe sahiptir (Şekil 8). Burunlara, körfezler ve koylar da eşlik eder. Bu nedenle burunların sıklaştığı kıyılar, girintili çıkıntılı bir yapıya sahiptir. Bu durum, ilgili yörelerin aktif kıyılar olarak şekillendiğini gösterir.

3.3. Kıyı kumul alanları

Kastamonu ili kıyı kumul alanlarının dağılımı, Şekil 9'da verilmiştir. Kıyı şeridi boyunca özellikle Cide, İnebolu ve Abana ilçe merkezlerine yakın ve geniş kıyı kumul/plaj alanları bulunmaktadır. Diğer kıyı kumulları, kıyı şeridini takip eden daha dar bir bant şeklinde ve küçük alanlarda uzanmaktadır. Bu durum, bölgenin coğrafi yapısının kumul birikimi üzerindeki etkisini yansıtmaktadır. Akarsuların Karadeniz'e ulaştığı ağız kısımlarında kumul oluşumları daha yoğun görülmektedir. Rüzgârlar, dalgalar, gelgitler ve akıntılar, akarsuların ağız kısımlarına yakın az eğimli kıyılarda, kumsal kıyıların (setlerinin) oluşumuna neden olmaktadır.

Kıyı şeridinde Devrekâni, Terme, Zarbana, Ezine, Şerhiban, Çatalzeytin çayları gibi akarsuların çıkış ağızları az eğimli, geniş-alçak kıyı özelliği gösterir. Kıyı şeridindeki akarsu yatakları ve çıkış

ağızları ile yatakların 50 metrelik etki alanları, akarsuların denize çıkış ağızlarının 100 metrelik etki alanları sel (taşkın ve su baskını) bölgeleridir (URL1).

Kıyı kumul alanları, hem ekolojik hem de ekonomik açıdan büyük öneme sahiptir. Birçok bitki ve hayvan türüne ev sahipliği yaparlar. Özellikle kumullara özgü bitki türleri ve bu bitkilere bağımlı olan böcek, kuş gibi hayvanlar için de önemli yaşam alanlarıdır (Avcı, 2017; URL1). İklim değişikliği, deniz seviyesinde yükselme, rüzgâr erozyonu, bitki örtüsünün tahribi, insan faaliyetleri gibi faktörler, kıyı kumul yetişme ortamının bozulmasına neden olmaktadır.

Kastamonu ili kıyı kumul/plaj alanları; Nasuh Plajı (Cide), Memiş Plajı (Cide), Kasaba Plajı (Cide), Gideros Koyu (Cide), Sakallı Aydos Plajı (Cide), Belediye Halk Plajı (Doğanyurt), Gemiciler Koyu (İnebolu), Kadınlar Plajı (İnebolu), Boyranaltı Plajı (İnebolu), Özlüce Plajı (İnebolu), Hacıveli Plajı Derya/İlişi Plajı (Abana), Ginolu Plajı (Çatalzeytin) kıyı şeridi boyunca sıralanır.

3.4. Yerleşim alanları

Kıyısız alanlar, geçmişte de insanların öncelikli yaşam alanlarını oluşturmuştur. Dünya üzerindeki büyük yerleşmeler, deniz kıyılarında gelişmiştir. Akarsuların denize döküldüğü yerde oluşan deltalar büyük nüfus kütleleri için bir cazibe alanı oluşturmuştur. (Avcı, 2017). Kıyılar, insan nedenli birçok tehdide karşı hassastır. Bu tehditler bilimsel olarak “insan nedenli çevresel etkiler” olarak tanımlanır. Coğrafyacılar tarafından hassas dinamik alanlar olarak incelenir. Özellikle nehir çıkış ağızları ile az eğimli sahiller, insan nedenli değişim alanlarıdır.

İnceleme alanını oluşturan kıyıların az eğimli, nehir ağızları büyük ölçüde yerleşme baskısı altındadır. Bu yöreler genellikle insan nedenli (yapay) yapılaşma alanlarıdır. Bu alanlar, Karadeniz gibi fırtına süresi uzun kıyı şeritlerinde deniz seviyesinin yükseldiği bölgeler olup yapılaşma açısından uygun alanlar değildir (URL1). Kıyıda engebenin arttığı, karayolu ulaşımının zorlaştığı bölümler, yapılaşmanın da seyrekleştiği bölümlerdir (Şekil 10).

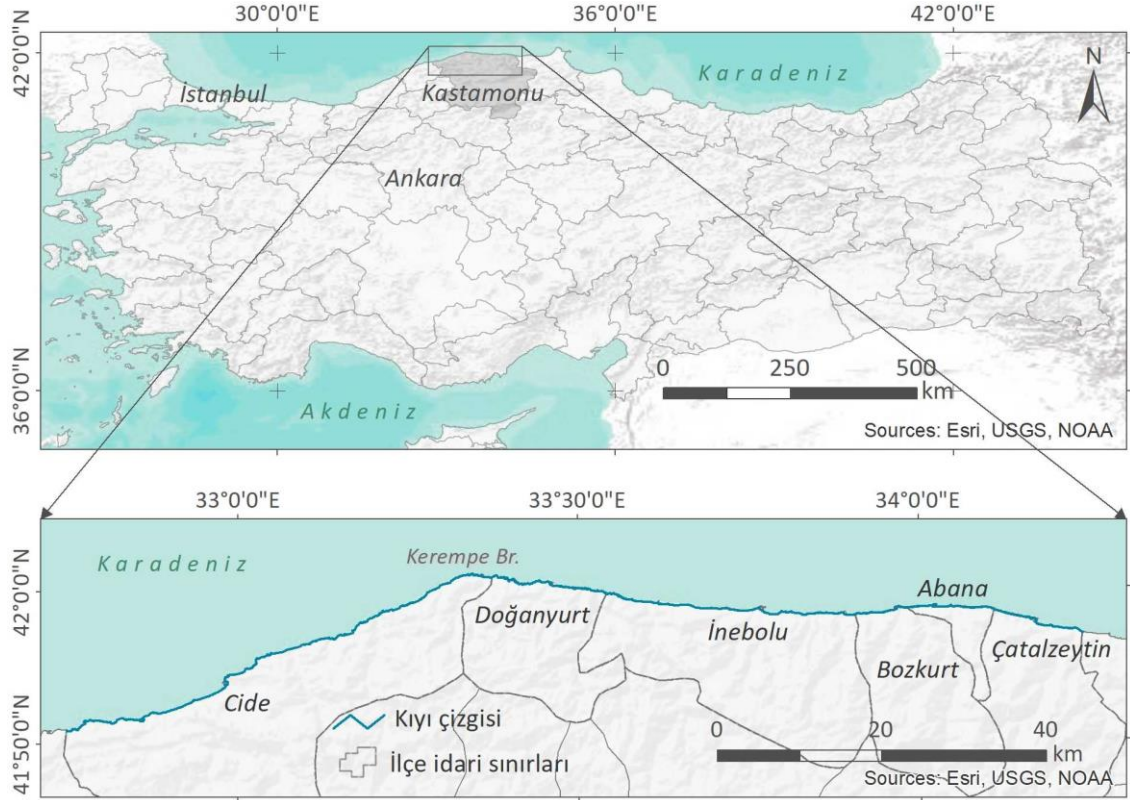
4. SONUÇ VE ÖNERİLER

Kastamonu ili kıyıları, kendine özgü farklılaşan arazi şekilleri ile ilgi çekici bir yapıya sahiptir. Batıdaki Kapısuyu Deresi ile doğudaki Çatalzeytin Çayı arasındaki kıyı çizgisi, Kastamonu ilinin kuzeyde Karadeniz ile sınırını oluşturur. Girintili çıkıntılı yapısıyla uzun bir kıyı hattı gelişmiştir. Bu uzun kıyının en kuzeyini, Kerempe Burnu oluşturur.

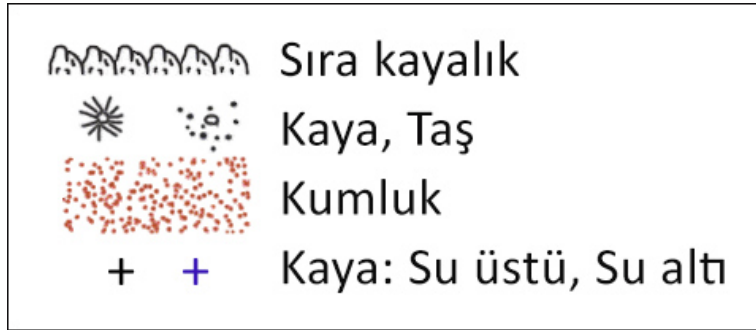
Kastamonu ili kıyı zonundaki bazı coğrafi özellikler (kayalık alanlar, coğrafi burunlar, kıyı kumulları ve yerleşim alanları), bu çalışma kapsamında incelenmiştir. Kıyısız alandaki bu özellikler, 1/25000 ölçekli Topografya haritalarındaki bilgilerden yararlanılarak belirlenmiştir. CBS yazılımları kullanılarak coğrafi dağılımlara ilişkin sonuç haritaları elde edilmiştir. Bu dağılımlarda, farklı yöresel kümelenme bölümleri ortaya çıkmıştır. İnceleme alanının düğüm noktası, Kerempe Burnudur. Kerempe Burnu, Karadeniz’e en fazla karasal sokulum yapan bölümdür. Burun ve yakın çevresindeki kıyılar, Karadeniz’in denizel şekillendirici etkisi altındadır. Kerempe Burunundan doğu yönünde daha mutedil bir kıyısız arazi şekli görülür. Batıda Cide ilçe merkezi ve yakın çevresi az eğimli kıyılardan en batıdaki Kapısuyu köyüne kadarki bölüm, engebeli aktif şekillenme alanlarıdır. Kıyı kumulları, akarsuların ulaştığı ağız kısımları çevresinde görülür. Yine bu alanlar, büyük ölçüde yerleşim yerleri ile yapılaşma alanlarıdır. Kıyı bölgelerindeki yapılaşma ve turizm faaliyetleri sonucu, kıyısız alanlar insan nedenli bozulmaktadır. Tüm bu verilere göre; kıyısız arazi şekillenmesi üzerinde yörenin jeolojik/tektonik geçmişini de vurgulamak gerekir. Kıyılardaki kumullar, kayalıklar, denizel ve karasal etkilere sahip yöreler biyo-çeşitlilik için son derece önemli alanlardır.

Kaynaklar

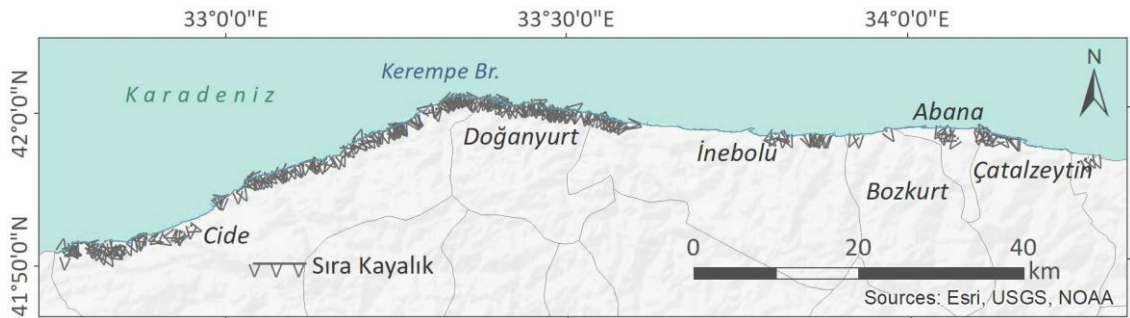
- Akkan, E. 1970. *Bafra Burnu-Dicle Kavşağı arasında Kızılırmak Vadisinin jeomorfolojisi*. A.Ü. Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi Yayınları: 191, Ankara.
- Atık, K. & Yılmaz, O. 2022. Umurbey kıyı kesimi kıyı alan değişimlerinin incelenmesi üzerine araştırmalar. *Academic Social Resources Journal*, 7 (40), 874-882
- Avcı, M. 2017. Türkiye'nin kıyı kumullarında bitki örtüsü. *Yasal ve bilimsel boyutlarıyla kıyı*. Turoğlu, H. & Yiğitbaşıoğlu, H. (Ed.) Jeomorfoloji Derneği Yayını Yayın No: 1, ISBN 978-605-67576-0-0, İstanbul
- Avcı, S. 2017. Kıyı Alanlarının Kullanımında Beşerî Faktörler. *Yasal ve bilimsel boyutlarıyla kıyı*. Turoğlu, H. & Yiğitbaşıoğlu, H. (Ed.) Jeomorfoloji Derneği Yayını Yayın No: 1, ISBN 978-605-67576-0-0, İstanbul
- Çelik, K. 2015. Kıyı alanlarının planlanmasında kıyı kenar çizgisinin önemi. *Küresel Mühendislik Çalışmaları Dergisi*, 2 (1), 36-43.
- Duran, C. 2017. Kastamonu ili ve yakın çevresinde sıcaklığın ve yağışın yöresel dağılımı. *Uluslararası Sosyal Araştırmalar Dergisi*, 10 (52), 509-5017.
- Erkal, T. 2015. Kıyı yönetimi açısından Türkiye'de yapılan kıyı jeomorfolojisi çalışmalarının değerlendirilmesi. *Türk Coğrafya Dergisi*, 65, 23-34.
- Erol, O. 1997. Türkiye'deki kıyı kullanım sorunlarına jeomorfolojik yaklaşım. Ank. Ü. Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi *Türkiye Coğrafyası Dergisi* 6, 93-122.
- Garipağaoğlu, N. & Uzun, S. 2014. İzmit Körfezi kıyılarında kıyı alanı kullanımı. *Türk Coğrafya Dergisi*, (63), 9-22.
- Hadley, D. 2009. Land use and the coastal zone, *Land Use Policy*, Volume 26, Supplement 1, Pages S198-S203, ISSN 0264-8377, <https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2009.09.014>.
- Köksal, E. Y., Kocataş, A., & Büyükişık, B. 2005. Kıyısız bölgenin jeolojik ve osenografik kriterlere göre bilimsel ve yasal tanımlarının karşılaştırılması. *Ege Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 22 (1), 241-249.
- Kurter, A. 1971. *Kastamonu ve çevresinin iklimi*, İstanbul: İ.Ü. Edebiyat Fak. Matbaası
- Turoğlu, H. 2017. Deniz ve göllerde kıyı, *Yasal ve bilimsel boyutlarıyla kıyı*. Turoğlu, H. & Yiğitbaşıoğlu, H. (Ed.) Jeomorfoloji Derneği Yayını Yayın No: 1, ISBN 978-605-67576-0-0, İstanbul
- URL1. *Zonguldak-Bartın-Kastamonu illeri bütünleşik kıyı alanları planı*, Stratejik Çevresel Değerlendirme (SÇD) Raporu (2022). Çevre, Şehircilik ve İklim Değişikliği Bakanlığı, Mekânsal Planlama Genel Müdürlüğü, https://webdosya.csb.gov.tr/db/mpgm/icerikler/zbk-bkap-scd-raporu_n-ha--20221122135221.pdf, ziyaret tarihi: 15.06.2024



Şekil 1. Kastamonu ili kıyı ilçeleri ve kıyı çizgisinin konumu.



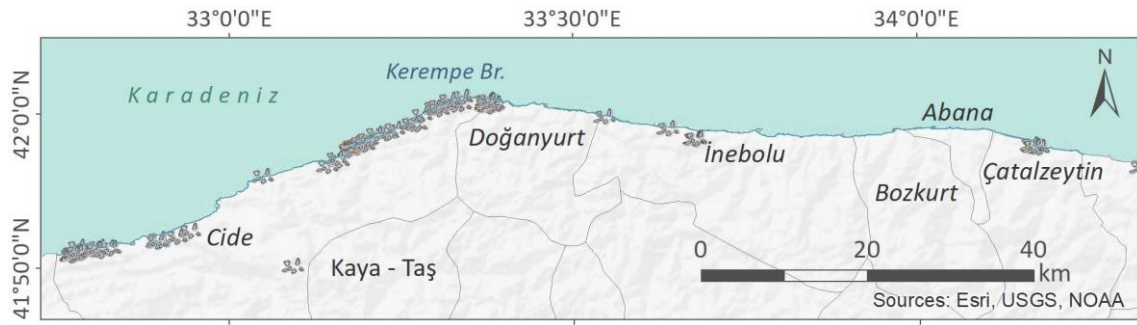
Şekil 2. Topografya haritalarındaki kıyısız arazi şekillerine ilişkin özel işaretler ve açıklamalar.



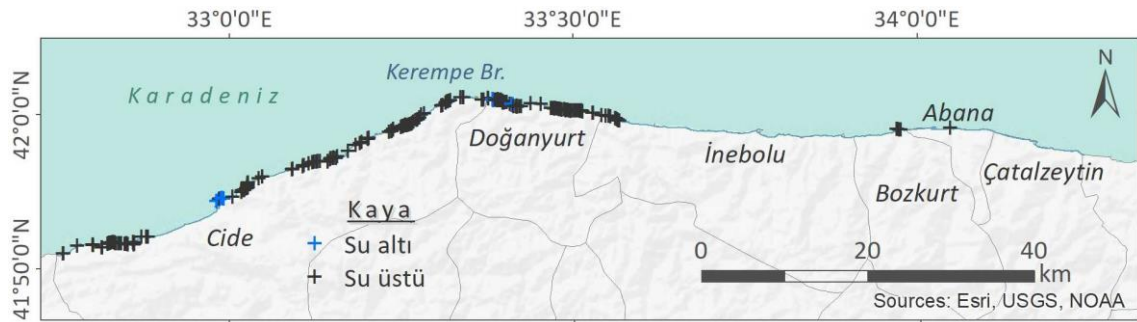
Şekil 3. Kastamonu ili kıyısındaki Sıra Kayalık alanlar.



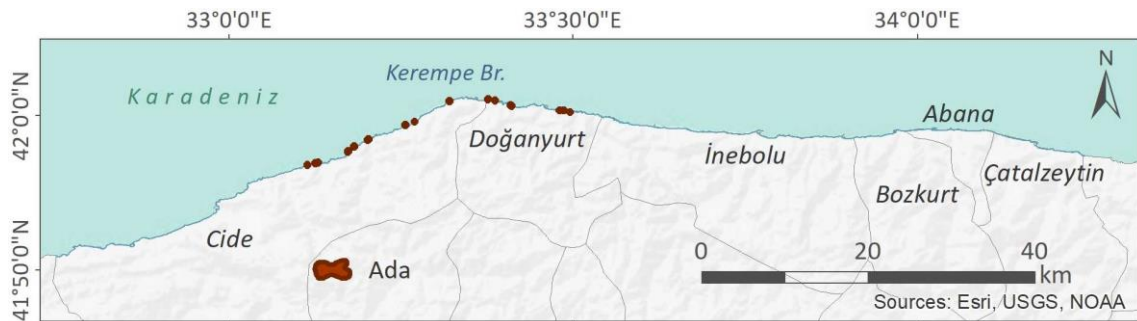
Şekil 4. Kerempe Burnu yakınlarındaki kayalıkların Google Earth görüntüsü.



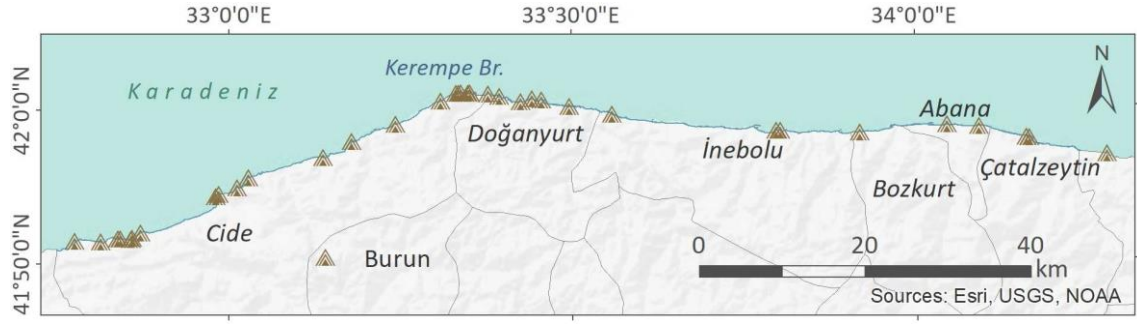
Şekil 5. Kastamonu ili kıyısındaki Kaya-Taş alanları.



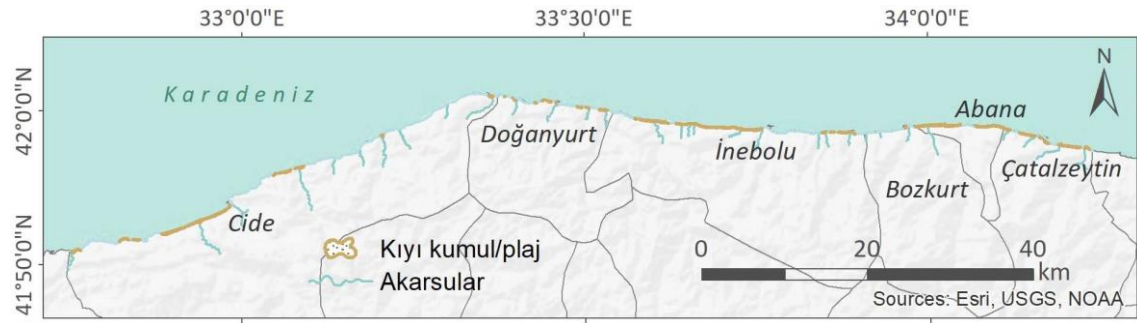
Şekil 6. Kastamonu ili kıyısındaki su üstü, su altı kayalıkları.



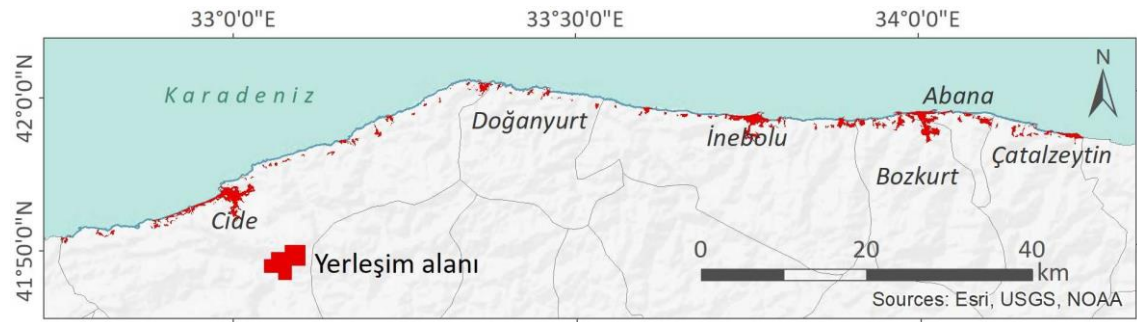
Şekil 7. Kastamonu ili kıyısındaki adalar.



Şekil 8. Kastamonu ili kıyısındaki coğrafi burunlar.



Şekil 9. Kastamonu ili kıyı kumul/plaj alanları.



Şekil 10. Kastamonu ili kıyısındaki yerleşim alanları.

Fosil Polen Kayıtları Doğrultusunda Orta Karadeniz Bölümü’nde Bulunan Bazı Göllerin Paleovejetasyonun İncelenmesi

Palaeovegetation of Some Lakes in Middle Blacksea Region Based on Fossil Pollen Records

Hüsna KAZI¹, Murat KARABULUT²

Özet

Karasal ekosistemlerin bir parçası olan göller, paleoekolojik araştırmalar açısından önemli veri kaynağı oluşturlar. Göl alanlarının sürekli kayıt tutması geçmiş dönemlerdeki ortamsal değişimlerin belirlenmesine ışık tutmaktadır. Bu sahalardan farklı yöntemlerle toplanan fosil polen verileri vejetasyonda meydana gelen değişimi ve antropojenik etkiyi göstermektedir. Bu çalışmanın amacı Orta Karadeniz Bölümü’nde seçilen göl alanlarının fosil polen verilerinden hareketle değişen vejetasyon yapısının belirlenmesidir. Bu amaçla European Pollen Database (EPD)’den göllere ait polen verileri temin edilmiştir. Veriler düzenlenerek her bir türün dağılım oranları hesaplanmış ve polen diyagramları oluşturulmuştur. Göl alanları ve çevresinin güncel vejetasyon verisi ise her ilin Orman Bölge Müdürlüğü’nden elde edilmiştir. Bu veriler ile sahada mevcut türler belirlenmiştir. Sonuç olarak fosil polen verileri ile güncel vejetasyon verileri karşılaştırılarak değişim gözlemlenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Vejetasyon değişimi, fosil polen verileri, CBS

Abstract

Lakes, which are part of terrestrial ecosystems, are important data sources for palaeoecological research. The continuous recording of lake areas sheds light on the determination of environmental changes in the past periods. The continuous recording of lake areas sheds light on the determination of environmental changes in the past periods. Fossil pollen data collected from these sites by different methods show the change in vegetation and anthropogenic impact. The aim of this study is to determine the changing vegetation structure of selected lake areas in Middle Blacksea Region based on fossil pollen data. For this purpose, pollen data of the lakes were obtained from the European Pollen Database (EPD). The data were organized, the distribution ratios of each species were calculated and pollen diagrams were created. The current vegetation data of the lake areas and their surroundings were obtained from the Regional Directorate of Forestry of each province. With these data, the species present in the field were determined. As a result, changes were observed by comparing fossil pollen data with current vegetation data.

Keywords: Vegetation change, fossil pollen data, GIS

1. GİRİŞ

Bitki örtüsü, Dünya’nın geçirdiği morfolojik ve iklimsel değişimleri anlamada kilit rol oynamaktadır (Kovar-Eder, 2021). Bitki örtüsünün fizyolojik durumu, gelişimi ve dağılımı iklimik olaylardan doğrudan etkilenmektedir. Bu nedenle bitki türlerinin gelişimi dünya üzerindeki coğrafi dağılımı nitekim iklim elemanlarının kontrolündedir (Brewer, vd. 2013; Memiş, 2017). İklim-bitki örtüsü arasındaki bu ilişkinin anlaşılması dünya tarihinde yaşanan iklim değişikliği, insan aktivitesi, hayvan ve bitkilerin göç mekanizması gibi birçok konuya veri sağlamaktadır. Bu veriler genel

¹Doktora Öğrencisi, Kahramanmaraş Sütçü İmam Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Coğrafya Anabilim Dalı, Kahramanmaraş / Türkiye. e-mail: husnakazi35@gmail.com

²Prof. Dr., Kahramanmaraş Sütçü İmam Üniversitesi İnsan ve Toplum Bilimleri Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Kahramanmaraş / Türkiye. e-mail: mkarabulutku@gmail.com

itibariyle doğrudan ve dolaylı (proksi) kayıtlar olarak iki başlık altında incelenmektedir (Roberts, 2014; Kalıpçı, 2019).

Doğrudan kayıtlar, çevreye ait ölçülmüş/gözlemlenmiş verileri içermektedir. Örneğin; doğal afetler, hava anomalileri, iklim elemanlarına ait veriler (sıcaklık, yağış, nem), fenolojik aktiviteler (bitkilerin çiçeklenme/meyve verme zamanları, ekin hasar dönemleri gibi) doğrudan kayıtlar olarak bilinmektedir. Bunların yanı sıra tarihsel belgeler, dokümantasyonlar, haritalardan yola çıkarak oluşturulan nüfuslar, arazi kullanım özellikleri ve mülkiyet verileri de doğrudan veri kayıtlarıdır (Bradley, 1999). Dolaylı kayıtlar ise üç başlık altında incelenmektedir. Bunlar, jeomorfolojik kayıtlar (glasiyal/ periglasiyal arazi şekilleri, deniz seviyesi değişimleri), jeolojik kayıtlar (göl ve bataklık sedimanları, glasiyal/ periglasiyal sedimentler, mağara sedimanları, derin deniz sediman karotları ve buzul karotları vs.) ve son olarak biyolojik kayıtlar (polen analizleri, diatom analizleri, mollus, ostrakodlar, foraminifera bitki/böcek kalıntıları)'dır. Biyolojik kayıtlardan olan polen analizleri sayesinde bitki örtüsü ve orman alanlarında meydana gelen değişimler, paleoarazi kullanımı, tarımsal aktiviteler, insan etkisi konularında önemli bilgilere ulaşmak mümkündür (Seppa, 2007; Topuz vd. 2023). Bu çalışmada da kullanılan fosil polen kayıtları göl, bataklık ve deniz tabanlarından elde edilmekte ve birçok çalışmada kullanılmaktadır (Eastwood, 1997; Topuz, 2019; Şenkul ve Doğan, 2013; Ören, 2022; Kılıç vd. 2023).

Avrupa, Asya ve Afrika bitki taksonları arasında bir kavşak nokta özelliği gösteren Türkiye için paleovejetasyon çalışmalarının önemi yadsınamaz düzeydedir. Geçmiş dönem vejetasyonun bilinmesi farkı disiplinler tarafından analiz edilmesi, anlaşılması gelecek vejetasyon yapısına ait oluşturulacak simülasyonları kolaylaştırmaktadır. Diğer taraftan şu ana kadar bilinen en eski yerleşim yerlerinden bazılarının da Türkiye'de olduğu gerçeği insanın doğal ortam üzerindeki pratiklerinin anlaşılmasını zorunlu kılmaktadır (Woodbridge vd. 2017).

Anadolu genelinde farklı bölgelerde konuyla ilgili pek çok çalışma yapılmıştır (Aytuğ, 1993; Zeist vd. 1975; Biltekin vd. 2015; Avcı vd. 2016; Karlıoğlu vd. 2018; Şenkul, 2011). Ancak iklim, topografya, jeoloji gibi çevresel özelliklerin farklılaştığı bir hat boyunca yapılan çalışma sayısı yok denecek kadar azdır. Türkiye gibi çevresel koşulların çeşitlendiği sahalarda birçok bölgenin paleovejetasyon verilerinin incelenmesinin faydalı olacağı düşünülerek bu çalışmanın alt yapısı oluşturulmuştur. Bu çalışmanın amacı Türkiye'nin kuzeyinde Orta Karadeniz Bölümü'nde seçilen bazı göllerin (Balık G., Ladik G., Kaz G.) fosil polen verileri doğrultusunda paleovejetasyonun değerlendirilmesidir. Aynı zamanda polen verileri içerisindeki indikatör türlerin (*Juglans*, *Poecaea*, *Olea vb.*) belirlenerek insan aktiviteleri hakkında yorum yapabilmek, tarımsal aktivitelerin ve türlerin yoğunluğunun gösterilmesi hedeflenmiştir. Türlerin fizyolojik ve ekolojik istekleri doğrultusunda paleoiklim hakkında yorumlar yapılmıştır. Göl alanlarının enlemlerinin farklı olması, çeşitli fitocoğrafya bölgelerinde bulunması ve coğrafi koşullarının da değişiklik göstermesi, vejetasyonda meydana gelen değişimleri farklı boyutlarıyla ele almayı sağlamıştır.

2. ÇALIŞMA ALANIN COĞRAFİ ÖZELLİKLERİ

Türkiye'nin kuzeyinde Orta Karadeniz Bölümü'nde farklı alanlarda bitki örtüsü tür ve çeşitliliğinde meydana gelen değişimleri belirlemek adına bu hat boyunca toplam 3 göl çalışma sahası olarak seçilmiştir. Bu göller kuzeyden güneye sırasıyla; Samsun ilinde bulunan Balık ve Ladik Gölleri, Tokat'ta il sınırları içerisindeki Kaz Gölü'dür (Şekil 1). Seçilen göl alanları farklı fitocoğrafya bölgelerinde bulunmaktadır. Balık ve Ladik Gölleri Avrupa-Sibiryaya Fitocoğrafya Bölgesi'nde, Kaz Gölü, ise İran-Turan fitocoğrafya bölgesindedir. Çalışma alanı olarak seçilmesinde bu ayrım göz önünde tutulmuştur. Farklı fitocoğrafya bölgelerinin vejetasyonunda meydana gelen değişimler gösterilmiştir.

2.1. Balık Gölü

Balık Gölü Kızılırmak Deltası'ndaki önemli sulak alanlardan biridir. 1971 yılında ülkemizin de taraf olduğu Ramsar Sözleşmesine göre ülkemizdeki 14 Ramsar alanından biridir (Macun, 2018). Göl; Cernek Gölü, Liman Gölü, Gıcı Gölü, Tatlı Gölü ve Uzungöl, sulak alanlarını bünyesinde

barındıran ‘Kızılırmak Lagün Serisi’ içerisinde yer almaktadır (Özdemir, 2019). Balık Gölü ve çevresinin, jeolojik özellikleri incelendiğinde yaşlıdan gence doğru Kampaniyen-Maestrihtiyen, Orta Eosen, Üst Eosen, Kuaterner ve Holosen dönemlerine ait birimlere rastlanmaktadır. Çalışma alanının jeolojisinde en büyük rolü oynayan dönem Kuaterner dönemidir. Alanının %37’sinde Kuaterner dönemine ait birimlerin varlığı söz konusudur.

Çalışma alanının ve çevresinin jeomorfolojik durumu değerlendirildiğinde araştırma sahasının üç ana birimden oluşmaktadır. Bu birimler; güncel delta düzlüğü (yeni delta), eski delta seviyeleri ve güneydeki dağlık alan olarak sıralanmaktadır. İlçenin %44’ünü 19-150 m arasındaki yükselti oluşturmaktadır. Bu sahalar yeni delta düzlüğü olarak sayılabilecek alanlardır. 100-350 m’ler de bulunan aşınım yüzeyleri ilçenin %13 ünü oluşturmaktadır. 300-450 m’ler aralığında Gümüşhan ve Kavak Tepeleri yer almakta ve ilçenin %9’unu teşkil etmektedir. 450-600 m arası sahaların oranının %8 olduğu görülmektedir. 800 m üzerinde farklı büyüklükte tepeler yer almaktadır. 900-1050 m’lerin oranı %6’dır. Sahada en az rastlanan yükselti basamağı 1050-1200 m üzerindeki alanlardır (%3). Çalışma sahasına ait iklim verileri incelendiğinde; havzaya en yakın istasyon olan Bafra istasyonu verileri kullanılmıştır. Bulunduğu konum itibari ile Balık Gölü ve çevresinde genel olarak Karadeniz iklimi hüküm sürmektedir. Bafra ilçesinin 1963-2020 yıllarına ait sıcaklık verilerine bakıldığında, ortalama sıcaklığın 14 °C, ortalama yağış 785 mm olarak kayda geçmiştir.

2.2. Ladik Gölü

Ladik Gölü, Samsun’un Ladik ilçesine bağlı, 40° 50' - 41° 00' kuzey enlemi, 35° 58' 35° 40' - 36° 05' doğu boylamları arasında Yeşilırmak Havzası sınırları içerisinde yer almaktadır (Kılıç, 2020; Şekil 2.3a). Alanın jeolojik özellikleri incelendiğinde yaşlıdan gence doğru Permian, Üst Jurasik-Alt Kretase, Liyas-Dogger, Kampaniyen-Maestrihtiyen, Maestrihtiyen, Paleosen, Oligosen-Orta Miyosen, Miyosen, Kuaterner ve Pliyosen olarak sıralanmaktadır. Göl ve yakın çevresi arazileri Kuaterner dönemi arazileri ile kaplıdır. Bu dönemde eski alüvyon ve alüvyon sahalarına ait birimler geniş yer kaplamaktadır. Yeşilırmak ve Tersakan vadileri ile Ladik Ovası boyunca alüvyon sahalarına rastlanmaktadır (Öztürk, 1979).

Ladik Gölü ve çevresinin jeomorfolojik birimleri Ladik depresyonu ve bu depresyonun güneyini çevreleyen Akdağ kütlesi ile depresyonun kuzeyinde bulunan platolardır (Coşkun, 1995). Çalışma alanının yükselti değerleri incelendiğinde dağlık alanların az olduğu düz bir topografyanın varlığı söz konusudur. Bölgede hakim olan yükselti basamağı 900- 1100 m’ler arasındaki sahalar. 1300-1500 m yükseklikteki alanlar güneye doğru kademeli olarak yaygınlaşmaktadır. Bu yükseltide irili ufaklı tepeler bulunmaktadır. 1500 m üzerindeki sahalar ise güney kesimlerde toplanmıştır. Samsun ilinin iç kısımlarında yer alan Ladik Gölü ve çevresinin iklimi kıyı sahalarındaki iklimle farklılık göstermektedir. Havzanın güney kesiminde yer alan ve yükseltisi 1500 m üzerinde olan Akdağ’ın etkisinde kalmakta ve böylece kışları soğuk, yağmur ve kar yağışlı, yazlar ise nispeten serin olan bir iklime sahiptir (ÇED, 2019). İlçenin ortalama sıcaklığı 9,6 °C dir. Yıllık ortalama yağış ise 657 mm olarak ölçülmüştür (Kılıç, 2020).

2.3. Kaz Gölü

Kaz Gölü Tokat ilinin, Pazar-Zile karayolu üzerinde Üzümlören mevkiinde yer almaktadır (Şekil 2.4a). Kaz Gölü ve çevresine ait jeolojik birimler yaşlıdan gence doğru; Silüriyen-Triyas, Permian-Triyas, Lütetiyen, Kuaterner olarak sıralanmaktadır. Çalışma alanının Kuaterner dönemine ait birimler geniş yer tutmaktadır. Havzanın kuzeyi Kuaterner dönemi arazileriyle kaplıdır. Kaz gölü ve yakın çevresi de bu dönen ürünü olarak kendini göstermektedir. Alüvyon birimin hakim olduğu alan, akarsuyun taşıdığı malzemenin çökmesiyle oluşmuştur.

Çalışma alanında yükselti basamaklarının dağılımı çeşitlilik göstermektedir. Göl ve çevresini oluşturan arazilerin neredeyse yarısı 566-700 m arasındaki grupta yer almaktadır. Kaz Gölü’nün de üzerinde bulunduğu Kazova ve güneydoğusunda kalan Akdağ oluşumu bakımından tektonik kökenlidir. Alp orojenezi boyunca meydana gelen kıvrılma ve yükselmelerden etkilenmiştir. Güneybatı-kuzeydoğu doğrultusunda uzanan Akdağ, 730 km² alana sahiptir. Akdağ, ilçenin

güneydoğusu boyunca yükselmektedir (Gök, 2020). Çalışma sahasına ait iklimatik özellikleri incelendiğinde göle en yakın istasyon olan Tokat istasyonu verileri kullanılmıştır. Havza ve çevresi yükseltinin ve coğrafi konumun etkisiyle geçiş iklimin etkisi altındadır. Ortalama sıcaklık 12.9 °C olduğu, yıllık ortalama 442.9 mm yağış düştüğü görülmektedir.

3. MATERYAL VE METOT

3.1. Materyal

Çalışma sahası olarak belirlenen üç göl ve çevresinde meydana gelen vejetasyon değişimini belirlemek adına çeşitli analizler ve materyaller kullanılmıştır. İlk olarak göllerin geçmiş dönemdeki vejetasyon yapılarını belirlemede gerekli olan fosil polen verileri European Pollen Database (EPD) aracılığıyla temin edildi. EPD, Dünya üzerindeki birçok ülkede belirlenen göller üzerinde çalışmalar yürüten ve sonuçların paylaşıldığı bir veri tabanı sağlamaktadır. 1980'lerin sonuna doğru Berglund ve Jaszewiczowa önderliğindeki bir çalışma grubu, Avrupa'nın paleovejetasyonun tespitinde büyük veri eksikliğinin olduğu fark ederek EPD fikrini ortaya çıkarmışlardır (Fyfe vd. 2009:419). 1992 yılında 18 Avrupa temsilcisinin katıldığı toplantıyla EPD resmen kurulmuştur. Böylece Dünya üzerindeki birçok gölün fosil polen bilgilerini içeren bir veri tabanı oluşmuştur. Bu durum yapılacak çalışmalarla hem yerel hem bölgesel hem de küresel değişimi anlamada önemli bir kilometre taşıdır.

Söz konusu veri portalından çalışmaya temel oluşturmak üzere Balık Gölüne ait; 38 aliboreal (odunsu) polen, Ladik Gölü'ne ait 63 aliboreal, Kaz Gölü'nden temin edilen 48 aliboreal polen elde edilmiştir. Güncel vejetasyonun tespiti için Samsun ve Tokat illerine ait orman amenajman planları temin edilmiştir. Bu veriler bahsedilen illerin Orman Bölge Müdürlüğü'nden alınmıştır. Bu verilerle birlikte çalışma sahasının coğrafi özelliklerini belirlemek amacıyla Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü'nden (MTA) temin edilen jeoloji ve Orman Genel Müdürlüğü'nden (OGM) alınan meşcere ile Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü'nden text formattaki nem, sıcaklık, yağış verilerinden yararlanılmıştır.

3.2. Metot

EPD'den elde edilen fosil polen verileri ilk olarak excel ortamına aktararak düzenlenmiştir. Ardından her bir göle ait fosil polenlerin türleri içerisinde odunsu taksonlar ayrılmıştır. Bu taksonlar Tilia 2.6.1 programına aktarılacak için programın çalışma mantığına uygun şekilde hazırlanmıştır. Tilia programına veri girişinin ardından hesaplamalar yapılarak çalışma alanı olarak seçilen 3 gölün polen diyagramı oluşturulmuştur. Tilia programı, her bir türün dağılım oranını hesaplama da ve bu oranlara göre farklı derinliklerdeki polen yoğunluğunu gösteren polen diyagramını oluşturmada kolaylık sağlayan bir arayüzdür. Oluşturulan diyagram sayesinde türlerin farklı derinliklerdeki yoğunlukları açık bir şekilde görülebilmektedir. Böylelikle polen yoğunlukları hakkında yorumlamalar yapılabilmektedir.

Çalışma sahasının günümüzdeki bitki durumunu göstermek amacıyla seçilen göl alanlarının ve çevresinin vejetasyon verileri bulundukları illerdeki Orman Bölge Müdürlüğü'nden alınmıştır. Bu ham veriler Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS)'ne aktarılmış ve burada işlenmiştir. Güncel meşcere verileri ile sahada mevcut bitki türlerinin oranları yine CBS yardımıyla hesaplanmıştır. Elde edilen veriler CBS 10.5 yazılımı kullanılarak haritalara dönüştürülmüştür. CBS birden fazla coğrafi değişkenin değerlendirilerek bu değişkenlere bağlı olarak gelişen olay ve olguları analiz etmede büyük avantajlar sağlamaktadır (Karabulut vd., 2013). Çalışma alanı olan 3 gölün ve çevresinin, topoğrafya, jeoloji ve meşcere özellikler belirlenmiş ve ilgili haritalar oluşturulmuştur. Topoğrafya haritasının üretilmesinde Sayısal Yükseklik Modeli (SYM) kullanılmıştır. Temin edilen Jeoloji ve meşcere verileri düzenlenerek haritalara aktarılmıştır.

4. BULGULAR

4.1. Balık Gölü'nün Paleovejetasyonu

Balık Gölü ve çevresinin geçirdiği vejetasyon evrimini daha iyi analiz etmek adına göle ait polen diyagramı 4 Zona ayrılarak incelenmiştir. Zon ayırımında karotun derinliği esas alınmıştır. Bu

Zonlar; Zon 1: 900-700 cm arası, Zon 2: 700-500 cm arası, Zon 3: 500- 250 cm ve son olarak da Zon 4: 250-50 cm arasındaki tür dağılımını vermektedir (Şekil 2).

Zon 1'in polen konsantrasyonu incelendiğinde *Pinus'un* (Çam türleri) hakimiyeti görülmektedir. 907 cm'deki oranı %25 olarak hesaplanmıştır. 880 cm'e gelindiğinde oranı %34'leri bulmuştur. 850 cm'de ciddi oranda bir düşüş yaşamıştır. Bu derinlikteki polen yoğunluğu %6 olarak hesaplanmıştır. Daha sonraki seviyelerde tekrar artışa geçerek 720 cm'de %31 oranına ulaşmıştır. Diyagram boyunca çalışma sahasında hakim diğer bir tür *Quercus cerris* (Saçlı meşe)'tir. Zon 1'de en yoğun polen konsantrasyonuna sahip olduğu derinlik 895 cm'dir (%10). *Quercus cerris* bu zon boyunca genellikle oranını korumuştur. Tek düşüş yaşadığı seviye 807 cm'de görülmektedir (%3 *Pinus* ile benzer seviyelerde düşüler olduğu görülmektedir. Bu dönemde *Carpinus Betulus* (Adi Gürgen)'un oranı da dikkat çekmektedir. Diyagram boyunca en yüksek yoğunluğa ulaştığı devir Zon 1'dir. 895 cm'de diyagramda ciddi bir paya sahiptir. Daha sonraki derinliklerde düşüşler yaşasa da 895 cm'de %15 ile pik seviyesine ulaşmıştır. Fakat 850 cm'de oranı %1'inde altına düşmüştür. 760 cm'de oran tekrar yükselerek %2'ye ulaşmıştır. *Ulmus* (Karaağaç), bu zon da en yoğun seviyeye ulaşan türdür. 895 cm'de oranı %3'iken diğer türlerin tersine 850 cm'de oranı iki kat artarak %6 olmuştur ve diyagram boyunca en yüksek seviyesini bulmuştur. Fakat 807 cm'de bu türe ait hiçbir polene rastlanmamıştır. *Fraxinus excelsior* (Adi Dişbudak)'ın 895 cm'deki polen yoğunluğu %3 olarak hesaplanmıştır. 850 cm'den sonra bu türün polen yoğunluğunda dikkate değer ölçüde artış yaşanmamıştır. Yalnızca 550 cm'de oranı %1'in üzerine çıkmış, diğer seviyelerde %1'in altında kalmıştır. *Hippophae* (Yalancı İğde) Zon 1'deki polen yoğunluğuna bakıldığında; 907 cm'de bu türe ait polene sık rastlanmaktadır. Oranı %7 olarak hesaplanmış ve diğer Zonlarda tekrar bu seviyeyi yakalayamamıştır.

Zon 2 boyunca Alboreal polen yoğunluğu şu şekildedir: diyagramda polen yoğunluğu en yüksek olan tür *Pinus'tur*. Zon 1'de görülen düşüşler durmuş ve tekrar sahada dominant bir tür olmuştur. 760 cm'de %22'lik bir orana sahiptir. 720 cm'de artış devam etmiş ve oranı %31'i geçmiştir. 635 cm'de polen yoğunluğu büyük oranda azalarak %6'ya düşmüştür. *Quercus cerris* polen konsantrasyonu yüksek diğer türdür. 760 cm'deki oranı %7' iken 720 cm'de %6'lık bir orana sahiptir. *Pinus'un* oranında düşüşün görüldüğü 635 cm'de *Quercus cerris'de* artış tespit edilmiştir (%9). *Fagus (Kayın)*'un bu zonda en yüksek polen yoğunluğuna sahip olduğu derinlik 760 cm'dir. Bu cm'deki oranı %5 olarak hesaplamıştır. 720 cm'de oranı %2'ye düşmüş fakat 635 cm'de oranı tekrar %4'e çıkmıştır. *Corylus* (Fındık)'ın oranı ilk kez 760 cm'de %1'e ulaşmıştır. Zon 2'de en dikkat çeken tür *Abies (Gökmar)*'dir. 720 cm'de diyagram genelindeki en yüksek seviyeye erişmiştir. Oranı %2'yi geçmiştir fakat daha sonraki hiçbir dönemde yoğunluğu %1'i dahi bulamamıştır. *Carpinus betulus'un* polen konsantrasyonundaki artış ve azalışları *Ulmus* ile benzer olduğu görülmektedir. *Carpinus betulus'un* 760 cm'de oranı %2 *Ulmus'un* ise %1'dir. Fakat her iki türde 720 cm'de yoğunlukları %1'in altına düşmüş daha sonra 635 cm'e gelindiğinde ise eski değerlerini koruyarak oranları %1'i geçmiştir.

Zon 3 500-250 cm arasını temsil etmektedir. Diğer zonlarda hakim olan *Pinus* bu zonda daha geri planda kalmıştır. Zonda 2'de sahada baskın alboreal tür, *Quercus cerris'dir*. 540 cm'de değeri %24'tür. Daha sonraki derinliklerde oranında sürekli azalma görülmektedir. 380 cm'e gelindiğinde oranı %13'e düşmüş ve son olarak da 255 cm'de %6'ya kadar inmiştir. *Quercus cerris'den* sonra en yüksek orana sahip tür *Fagus'dur*. 540 cm'de polen yoğunluğu en yüksek değerini alarak %15 olmuştur. 380 cm'de %8 iken devamlı olarak düşmüş ve 380 cm'de %1'e kadar gerilemiştir. *Pinus'un* polen konsantrasyonu sadece zon boyunca düşük seviyelerde kalmıştır. 540 cm'de %10 olan oranı, 330 cm'de %3 olmuştur. *Pinus* en dip seviyeyi bu dönemde görmüştür. Fakat *Quercus cerris* ve *Fagus'un* polen yoğunluğunun ciddi anlamda düştüğü cm olan 380 cm'de *Pinus'un* oranı artmaya başlamıştır. Bu zonda dikkat çeken durum ise *Juniperus (Ardıç)* yoğunluğunda görülen artıştır. 295 cm'de yoğunluğu %3'dür. Diyagramın diğer hiçbir seviyesinde bu kadar yoğun *Ardıç* polenine rastlanmamıştır. *Carpinus betulus* polen yoğunluğu bu dönemde artan önemli bir türdür. 540 cm'deki oranı %10'u bulmuştur. 380 cm'e kadar oranını büyük ölçüde koruyan tür, bu seviyeden sonra düşüşler yaşamıştır. Limit sınır olan 255 cm'de oranı %1'in dahi altında seyretmiştir. *Alnus*

(*Kızılağaç*)'un oranı bu seviyede %5'i bulmuştur. 550 cm'de %4, 380 cm'de %5 ve 255 cm' de diğer türlerde olduğu gibi bir azalma göstererek %1'in altında olduğu görülmektedir.

Zon 4'u oluşturan başlıca odunsu türler; *Pinus*, *Quercus cerris*, *Carpinus betulus*, olarak sıralanmaktadır. *Pinus*'un Zon 3'de görülen hızlı düşüşü son bulmuş ve tekrar sahada dominant tür haline gelmiştir. *Pinus*'un 235 cm'deki oranı %16'dır. 173 cm'de %9'a inmiş fakat daha sonra kademeli bir şekilde artış olmuştur. 40 cm'deki yoğunluğun neredeyse yarısı *Pinus*'a ait türlerden oluşmaktadır. Bu seviye oranı %44'lere çıkmıştır. Sınır seviyede (30 cm) oranı ise %36 olarak tespit edilmiştir. *Quercus cerris* bu dönemde şiddetli yükseliş ve düşüşler yaşamıştır. 195 cm'de oranı %10 olurken 80-40 cm seviyelerinde oranı %1'i bulamamıştır. 30 cm'deki oranı ise %1 olduğu görülmektedir. Genel olarak diyagram incelendiğinde son dönemde *Quercus cerris*'in oranının dikkate değer ölçüde olmadığı görülmektedir. *Carpinus betulus*'un oranı bu dönemde sadece 235 cm'de yükselmiştir. Diğer seviyelerde 0'ın altında seyretmektedir (Şekil 2).

4.2. Güncel Vejetasyon

Balık Gölü ve çevresinin güncel tür dağılımı incelendiğinde; çalışma alanının neredeyse %70'i tarım arazileri ile kaplıdır. Su alanlarının oranının %5 olduğu görülmektedir. Gölün yakın çevresinin bataklık ve sazlıklarla kaplıdır. Bu sahaların oranı %6'dır (Şekil 3). Çalışma sahasındaki en fazla dağılıma sahip tür Kayın'dır. Toplam oranı %3 olarak hesaplanmıştır. Meşe, Gürgen, Gökmar ile karışık meşcere oluşturmaktadır. Gökmar-Kayın meşceresi, Bünyan Dağı etrafında yoğunlaşmıştır. Yükseltinin 1000 m'nin üzerinde olduğu sahalarda görülmektedir. Kayın'ın ülke ormanlarında payı 1.961.660 ha'dır (OGM, 2012). 30-40 m ye kadar boylanabilen Kayın, ılıman iklimin hakim olduğu sahalarda daha sık rastlanmaktadır (OGM, 2013). Gürgen topluluklarına Bünyan Dağı'nın kuzeydoğusunda rastlanmaktadır. Kayın taksonuna ait fosil polenler diyagramın 300-800 cm arasında yaygın olarak görülürken 150 cm'den sonra bu türe ait polene ulaşılmamıştır. Aynı şekilde Gürgen'de 150 cm'den sonra polen yoğunluğu azalan türdür. Fakat güncel meşcere içerisinde bu türlerin ortaya çıkması iklimde meydana gelen değişimi göstermektedir. Çalışma alanında en büyük oranı karışık geniş yapraklı grup oluşturmaktadır. Çalışma sahasının güneyine doğru oranı artmaktadır. Vejetasyon içerisinde Meşe'nin oranı %2'dir. Kayın, Gürgen ile beraber görülebilmektedir. Darboğaz, Karagöl mevkinde ve tarım arazilerinin üzerinde Meşe saf halde bulunmaktadır. Ülkemizde de birçok sahaya yayılan Meşe'nin toplam alanı 5.152.562 ha'dır (OGM, 2012). Ülkemizde bulunan Meşe türleri Akmeşeler, Kırmızı meşeler ve Her dem yeşil meşeler olmak üzere 3 grupta incelenmektedir. Türkiye toplam 18 meşe türüne ev sahipliği yapmaktadır (OGM, 2013). Paleovejetasyon diyagramı incelendiğinde; 100 cm'e kadarki her seviyede baskın özellik gösterdiği gözlemlenmiştir. Fakat 100 cm'den sonra polen yoğunluğu düşmüştür (Şekil 3).

4.3. Ladik Gölü'nün Paleovejetasyonu

Ladik Gölü'nün paleovejetasyonunu yansıtan fosil polen diyagramı karot derinliği esas alınarak 4 bölüme ayrılmıştır. Bu Zonlar: Zon 1: 800-600 cm, Zon 2: 600-400 cm, Zon 3: 400-200 cm ve son olarak da Zon 4: 200-50 cm arasındaki polen yoğunluğunu göstermektedir (Şekil 4)

Zon 1'de yoğun olarak rastlanan türler; *Pinus* (Çam türleri), *Quercus cerris* (Saçlı Meşe), *Betula* (Huşgiller), *Juniperus* (Ardıç) olarak sıralanmaktadır. Bu zonda *Pinus*'un oranında önemli dalgalanmalar görülmektedir. *Pinus*'un polen konsantrasyonu incelendiğinde; 820 cm'de oranı %4 olarak tespit edilmiş fakat 785 cm'de oranında ciddi düşüşler yaşanmış ve yoğunluğu %1'in altına düşmüştür. 770 cm'de polen miktarında artış gözlemlenmiş ve %3'lük bir değer almıştır. Daha sonraki derinliklerde yeniden oranında azalmalar gözlemlenmiştir (%1'in altında). 710 cm'den sonra oranı %1'i koruyarak varlığını devam ettirmiştir. 630 cm'de %2'lik bir paya sahip olmuştur. *Quercus cerris*'in 800 cm'deki oranı %1 olarak hesaplanmıştır. *Pinus*'un en yüksek polen yoğunluğuna sahip olduğu 820 cm'de *Quercus cerris*'e dair polene rastlanmamıştır. 770 cm'e gelindiğinde ise oranı artarak %4'e ulaştığı görülmektedir. 710 cm'de polen yoğunluğu %11 ile en yüksek seviyededir. Bu derinlik aynı zamanda *Pinus*'un oranında düşüş görülen seviyedir. 680 cm'de oranı yarı yarıya azalmış ve %5'e inmiştir. 630 cm'de ise %7'lik bir paya sahip olduğu tespit edilmiştir. Zon 1'de en dikkat çeken tür *Betula* (Huşgiller)'dir. En yüksek polen konsantrasyonuna bu dönemde ulaşmıştır.

Daha çok *Pinus* ve *Quercus cerris*'in yüksek oranda bulunduğu 820 ve 770 cm arasında *Betula*'nın oranı oldukça azdır. Ancak 750 cm'den sonra hızla yükselişe geçmiştir. 750 cm'de pik seviyeye ulaşarak %14'lük bir değer aldığı görülmektedir. 740 cm'de %13'lük bir pay almıştır. *Quercus cerris*'in oranının arttığı 710 cm'den sonra *Betula*'nın polen yoğunluğunda azalmalar kaydedilmiştir. Bu durum iklimde meydana gelen değişimlerin iki türün sahadaki hakimiyetini etkilediğini göstermektedir. *Juniperus*'un bu zondaki oranı sürekli bir değişim göstermektedir. 820-770 cm arasındaki derinliklerde oranı oldukça düşük seyretmektedir. 770 cm'de polen miktarında artış gözlemlenmiş ve oranı %1'in üzerine çıkmıştır. Daha sonra 660 cm'e kadar önemli bir değer almamıştır.

Zon 2 600-400 cm arasındaki polen yoğunluğunu temsil etmektedir. *Fagus* bu dönemde en yüksek seviyeye ulaşmıştır. 555 cm'de oranı %34 olarak hesaplanmıştır. 535 cm derinliğinde ise bu türün oranı %3'e düşmüş fakat 525 cm'de tekrar bir artışla %11'e çıkmıştır. Bu seviyeden sonra oranı yavaş yavaş azalmış ve 480 cm'e gelindiğinde %1'in altına düşmüştür. Daha sonraki evrelerde dalgalanmalar yaşanmış limit sınır olan 400 cm'de oranı %6 olarak hesaplanmıştır. Bu zonda dikkat çeken diğer tür ise *Corylus* (Fındık)'dur. Zon 1 'de bu türün oranı %1'in üzerine çıkamamıştır. 550 cm'den sonra gerçek anlamda türün varlığından söz edilebilmektedir. Pik seviyeye ulaştığı derinlik 530 cm olduğu belirlenmiş ve bu seviyedeki oranı %15'tir. 05 cm'de diyagramdaki payı %3'tür. Bu evreden sonra oranı %1'in altına inmiştir. Polen miktarının tekrar arttığı seviye ise 400 cm'dir (%5). *Carpinus betulus* tıpkı *Corylus* gibi 555 cm'den sonra polen yoğunluğu beliren bir türdür. 555 cm'de oranı %6'dır ve diyagram genelinde en yüksek seviyeye ulaştığı derinliktir. 535 cm'de oranı %2, 525 cm'de ise %4 olarak tespit edilmiştir. 505 cm'de oranı %1 iken daha sonraki seviyelerde %1'e ulaşamamıştır. 400 cm'de tekrar artmış ve %3'e çıkmıştır. Aynı durum *Corylus*'da da görülmektedir. Bu iki türün ortaya çıkışı ve yok oluşlarının aynı derinliklere denk gelmesi iklimik koşullarla bağdaştırılabilmektedir. *Juniperus* diyagram boyunca oranı sık sık değişiklik gösteren başlıca türdür. 555 cm'deki oranı %1 iken 525 cm'e kadar oranı %1'in altında seyretmiştir. 520 ve 505 cm arasındaki derinliklerde oranını korumuş ve %1 dolaylarında kalmıştır. 505 cm'den sonraki seviyelerde oranı %1'e ulaşamamıştır. 465 cm'de oranı tekrar artarak %2'ye çıkmış ve zon boyunca varlığını devam ettirmiştir. *Pinus* 555 cm'de polen yoğunluğu %3 olarak hesaplamıştır. Bu zonda en düşük seviyeyi 535 cm'de görmüştür (%1). Bu seviyeden sonra oranı yavaş yavaş artışlar yaşanmış ve özellikle 465 cm'den sonra en yüksek yoğunluğa ulaşmıştır. 465 cm'de oranı %38, 400 cm'de ise %32'dir. *Pinus* diğer türlerde olduğu gibi 505 cm'de herhangi bir düşüş yaşamamış fakat 465 cm'de görülen hızlı artışa ayak uydurmuştur. *Quercus cerris* (Saçlı Meşe)'in 535 cm'deki oranı %5'tir. 540 ve 505 cm'ler arasında varlığını devam ettirmiştir. Bu derinlikler de oranı %1 ila %2 oranında değişmiştir. 495 cm'den sonra etkinliğini kaybetmiş ve oranı %1'in altına inmiştir. 465 cm'den sonra tekrar artarak 435 cm'de %5'e ulaşmıştır.

Zon 3 karotun 400-200 cm arasını oluşturmaktadır. Zon 2'nin aksine *Pinus* (Çam türleri) bu dönemde en yüksek polen yoğunluğuna sahip türdür. 400 cm'de oranı %32, 390 cm'de ise %39 olarak hesaplanmıştır. 375 cm'de ise oranı azalarak %15'e kadar düşmüştür. Daha sonraki dönemlerde oranı tekrar %20'lere çıkmıştır (330 cm). Fakat 330 cm ile 245 cm arasında ciddi düşüşler yaşanmıştır. Özellikle 315 cm'de oranı %3' gerilemiştir. 230 cm'de oranı %27 iken 215 cm'de yoğunluğu Zon içerisindeki en yüksek seviyeye ulaşarak %70'i geçmiştir. Son derinlik olan 200 cm'de oranı tekrar düşmüş ve %27 olarak tespit edilmiştir. *Quercus cerris* (Saçlı Meşe) Zon genelinde hakim bir diğer türdür. 400 cm'de %5'lik bir değer alan türün oranı 390 cm'de artmış ve %13'e çıkmıştır. 360 cm'de oranı tekrar düşmüş ve %7 olarak belirlenmiştir. 345 cm'e gelindiğinde oranı %13 olarak hesaplanmıştır. Fakat 315'de oranı büyük ölçüde gerilemiştir (%4). 270 cm'de bu Zondaki en yüksek seviyeye ulaşmıştır (%14). 215 cm'de %3'lük bir orana sahiptir ve buda Zon genelindeki en düşük seviye olarak kaydedilmiştir. *Juniperus* (Ardıçgiller) Zon 3 boyunca sürekli dalgalanmalar yaşamıştır. 400 cm'de ki oranı %2 olarak hesaplanmıştır. 390 cm'de ise oranı %1'in altına düşmüş fakat daha sonraki seviyelerde artarak 345 cm'de %4'e yükselmiştir. Diğer seviyelerde zaman zaman azalmalar yaşamış fakat 230 cm'den sonra oranı %1'in altında seyretmiştir. *Fagus* bu zon boyunca oranını sürekli korumuş ve %1'in altında hiçbir derinlikte inmemiştir. *Juniperus* ile ters orantıda bir

gelişim göstermiştir. 400 cm’de oranı %6 iken 390 cm’de artarak %8 olarak hesaplanmıştır. 390 cm *Juniperus*’un oranında ciddi düşüşlerin yaşandığı seviye olarak göze çarpmaktadır. *Juniperus*’un polen yoğunluğunun arttığı 375 cm’de ise *Fagus*’un oranı %5’e gerilemiştir. 330 cm’ e gelindiğinde ise polen miktarı artarak oranı %7’ye yükselmiştir. 300 cm’de *Juniperus*’un polen konsantrasyonunda artışlar yaşanırken *Fagus*’un oranında düşüşler görülmektedir (%2). 200 cm’de *Quercus cerris* (Saçlı Meşe) hariç tüm türlerin oranında kırılmalar görülmüştür. *Carpinus Betulus* (Adi Gürgen) ve *Corylus* (Fındık) Zon 2’de olduğu gibi bu seviyede de benzer gelişim göstermiştir. *Carpinus Betulus* 400 cm’deki oranı %3 iken 375 cm’de %2’ye gerilemiştir. Bu zon içerisinde en yüksek seviyeye 345 cm’de ulaşmıştır. 315 cm’den sonra hiçbir derinlikte oranı %1’in üzerine çıkamamıştır. *Corylus* (Fındık)’un polen yoğunluğu incelendiğinde ise; 400 cm’de oranı %5 olarak hesaplanmıştır. 375 cm’de %3’e düşmüş ve *Carpinus Betulus* gibi 315 cm’den sonra oranı yükselmemiştir. 315 cm’e denk gelen dönemde iklimin etkisinin türler üzerindeki kontrolü daha net görülmektedir. Zon boyunca her tür 315 cm’de ciddi düşüşler yaşamış ve bazı türlerin oranı kayda değer bir seviyeye ulaşamamıştır. *Alnus* (Kızılağaç)’un, Zon 3’deki sadece polen yoğunluğu yalnızca 400 ve 345 cm’de oranı %1’in üzerine çıkmıştır.

Zon 4’ü temsil eden odunsu taksonlar; *Pinus* (Çam türleri), *Quercus cerris* (Saçlı Meşe), *Fagus* (Kayın), *Juniperus* (Ardıç), *Salix* (Söğüt)’tür. Bu dönemde sahada dominant tür *Pinus*’tur. 185 cm’de oranı %30’tur. *Pinus*, Zon 4’de pik seviyeye 140 cm’de ulaşmıştır. Bu derinlikte oranı %75 olarak hesaplanmıştır. Daha sonraki dönemlerde oranında dalgalanmalar görölse de alanda egemen tür olarak varlık göstermiştir. En düşük oranı ise 70 cm’de görülmektedir (%6). *Quercus cerris* (Saçlı Meşe), *Pinus*’tan sonra en fazla polen yoğunluğuna sahip odunsu taksondur. 185 cm’de %10’luk bir değer almıştır. *Pinus*’un pik seviyeye ulaştığı 140 cm’de *Quercus cerris*’in oranı %1’in altında seyretmiştir. 125 cm’de polen yoğunluğu artarak oranı tekrar %1’e çıkmıştır. İleriki seviyelerde sadece 80 cm’de oranında düşüşler yaşanmıştır. Son seviye olan 30 cm’de *Quercus cerris* %2’lik paya sahip olmuştur. *Fagus* (Kayın), Zon 4’de 185-170 cm arasında %3 oranında bir paya sahipken 165 cm’den son oranında azalmalar görülmektedir. 165 cm ve 90 cm arasındaki derinliklerde oranı %1’in üzerinde çıkamamış aksine %1’in altına indiği dönemler gözlemlenmiştir. Özellikle 80 cm’den sonra miktarı artarak %2’nin üzerinde değerler de aldığı tespit edilmiştir. *Juniperus* (Ardıç), bu zonda diğer zonlara nazaran daha geri planda kalmıştır. Zon genelinde oranı %1-3 oranında değişmiştir. *Juniperus*’un en yüksek polen konsantrasyonunun görüldüğü seviye 110 cm’dir (%3). Diğer derinliklerin çoğunda ise %1’in altında bir seyir izlemiştir. Zon 4’de en dikkat çeken tür *Juglans* (Ceviz)’dir. Diğer zonlarında hiçbirinde kayda değer bir orana sahip olmazken Zon 4’de en yüksek seviyeye ulaşmıştır. 185 cm’de *Juglans*’ın oranı %5’in üzerine çıkmıştır. 60 cm’e kadar oranı hep %1’in altında kalmış fakat bu seviyeden sonra artmıştır. 45 cm’de oranı %4, 30 cm’de ise %2 olarak hesaplanmıştır. Yüzeye yakın derinliklerde *Juglans*’ın ortaya çıkması tarımın gelişimiyle beraber bu türün kültüre alınıp yetiştirilmiş olabileceğini düşündürmektedir. *Carpinus Betulus* (Adi Gürgen) ve *Corylus* (Fındık)’ın polen yoğunluğunda meydana gelen artmalar veya azalmalar aynı derinliklere tekabül etmektedir. Her iki türde 185 cm’de yüksek bir paya sahipken sonraki seviyelerde azalmalar yaşamış ve oranları 70 cm’den sonra tekrar yükselişe geçmiştir. *Carpinus Betulus* (Adi Gürgen)’un oranı 185 cm’de %2’dir. 70 cm’e kadar bu oran %1’in üzerine çıkmamıştır. *Corylus* (Fındık) 185 cm’de %2’lik bir paya sahiptir. 170 ve 70 cm arasındaki dönemlerde oranı %1’in altında kalmıştır. Bu Zondaki en yüksek değere 60 cm’de ulaşmıştır (%5). *Juglans* ve *Corylus* antropojenik etkiyi gösteren indikatör bir tür olduklarından yüzeye yakın derinliklerde görülmeleri bu türlerin tarımsal ürün olarak kullanılabileceğini göstermektedir. *Salix* (Söğüt)’in, Zon 4’de en yüksek polen yoğunluğuna 165 cm’de ulaştığı gözlemlenmiştir (%7). 170 ve 70 cm’de kayda değer bir oran almadıkları tespit edilmiştir. 70 cm’den sonra ise oranı artmış ve 45 cm’de miktarı tekrar %7’yi yakalamıştır.

4.4. Güncel Vejetasyon

Ladik Gölü ve çevresinin günümüzdeki durumu değerlendirildiğinde: tarım arazilerinin oranı %52 olarak tespit edilmiştir. Su ile kaplı arazilerin oranı %2’dir. Sahada yaygın olarak görülen türler; Kayın, Meşe, Sarıçam’dır (Şekil 4.4). Kayın, güncel bitki örtüsü içerisinde en fazla paya sahip türdür.

Oranı %14 olarak kaydedilmiştir. Ülke ormanlarının 1.961.659,5 ha'lık kesimi Kayın ile kaplıdır (OGM, 2013). Dünya genelinde 20 türü bulunmaktadır (Kandemir vd., 2016). Ülkemizde yalnızca 2 türü doğal yayılıma sahiptir; Doğu kayını ve Avrupa kayını (Kandemir vd., 2016). Doğu Kayını ülkemizde Marmara, Ege ve Doğu Karadeniz boyunca dağılmaktadır (OGM, 2013). Bunun dışında Hatay ve Kahramanmaraş'ta yükseltinin 1500 m üzerinde olduğu alanlarda da görülmektedir. Avrupa Kayını'nın ülkemizde dağılımı net olarak bilinmemektedir (Kandemir vd., 2016). Kayın topluluklarının Ladik Gölü'nün güneyinde Akdağ ve Karaömer Dağı etrafında yoğunlaştığı görülmektedir. Kayın, diyagram boyunca Çam taksonları ve *Quercus cerris* (Saçlı Meşe)'in gerisinde kalmıştır. Ancak güncel meşcere içerisinde oranı en yüksek türdür. Meşe çalışma sahasında en fazla görülen ikinci türdür. Güncel meşcere içerisindeki payı %9'dur. Sahanın birçok yerine yayılmıştır. Özellikle Düz Tepe, Kale Tepe, Ladik ilçe merkezinin güneyi ile Günkuru mevkiinde görülmektedir. 9567,73 ha'lık bir alanı kaplamaktadır. Göl çevresinde yükseltinin 700 ile 1300 m arasında değiştiği yükseltileri tercih etmektedir. Türkiye'nin hemen hemen her bölgesinde farklı türlerine rastlanmaktadır (OGM, 2013). Ülke ormanlarındaki payı toplam 5.152.562 ha'dır (OGM, 2012). Çeşitli özelliklerine göre 3 gruba ayrılmıştır. Bu gruplar; Akmeşe (*Q. petraea* (Sapsız Meşe) *Q. robur* (Saplı Meşe) *Q. hartwissiana* (Istranca Meşesi), Kırmızı Meşeler (*Q. libani* (Lübnan Meşesi) *Q. trojana* (Makedonya Meşesi) *Q. cerris* (Saçlı Meşe) ve son olarak da Herdem yeşil Meşeler (*Q. coccifera* (Kermes Meşesi) *Q. ilex* (Pırnal Meşesi) *Q. aucheri* (Boz Pırnal)'dir. Meşe'ye ait polen verilerine bakıldığında, varlığını sürekli korumuştur. Sarıçam'ın çalışma alanındaki oranı %1,7'dir. 2097,65 ha'lık bir sahada görülmektedir. Türkiye'de ormanlarının ise 1.479.647,6 ha'ı Sarıçam ile kaplıdır. Ülkemizdeki en geniş dağılımı Kuzey Anadolu'da yapmaktadır. Dünyadaki en güney sınırı Kayseri-Pınarbaşı'dır (OGM, 2013). Her ne kadar soğuk iklime dayanıklı olmasıyla bilinse de kurak koşullara da adapte olmaktadır (Çepel, 1976). Sarıçam, Ladik Gölü'nün kuzeydoğusunda en sık rastlanan türlerdendir. Diyagram genelinde çam türlerinin yoğunluğunun fazla olduğu görülmektedir. Ancak güncel meşcere içerisindeki oranı birçok türün gerisinde kalmıştır (Şekil 5).

4.5. Kaz Gölü Paleovejetasyonu

Kaz Gölü'nü paleovejetasyonunu yansıtan fosil polen diyagramı karot derinliği bazında 4 ayrı zona ayrılarak incelenmiştir. Bunlar; Zon 1: 910-700 cm, Zon 2: 700-500 cm, Zon 3: 500-300 cm ve son olarak Zon 4: 300-50 cm olarak sıralanmıştır (Şekil 6).

Zon 1'i oluşturan polen konsantrasyonu incelendiğinde; en dominant başlıca türler; *Pinus* (Çam türleri), *Quercus cerris* (Saçlı Meşe), *Corylus* (Fındık) olarak sıralanmaktadır. *Pinus* (Çam türleri), Zon 1'de en hakim tür olduğu görülmektedir. En derin kısım olan 910 cm'de oranı %15'tir. Daha sonraki dönemlerde oranında azalmalar gözlemlenmiştir. %3'lük bir payla bu seviyedeki en düşük polen yoğunluğu 850 cm'de görülmüştür. 740 cm'den sonra miktarı büyük oranda artmıştır. 720 cm'de polen yoğunluğu %33 olarak hesaplanmış ve bu oran zondaki en yüksek miktardır. 700 cm'de ise Zon üzerindeki etkinliğini korumuştur (%28). *Quercus cerris* (Saçlı Meşe) Zon 1 genelinde hakim bir diğer türdür. *Quercus cerris*'in polen miktarının en yüksek olduğu derinlik 900 cm'dir (%3). Diğer derinliklerde oranı %1'in üzerine çıkamamıştır. Özellikle 770 cm'den sonra miktarı %1'in altında kalmıştır. *Pinus*'un polen yoğunluğunun en yüksek olduğu derinlikte *Quercus cerris*'e ait polene rastlanamamıştır. *Corylus* (Fındık)'a ait polenlerin 910-850 cm arasında yoğunlaşmıştır. 900 cm derinliğinde oranı %2, 870 cm'de ise %1 olarak hesaplanmıştır. 820 ve 700 cm arasındaki hiçbir seviyede oranı %1'in üzerine çıkamamıştır. *Cedrus* (Sedir), *Tilia* (Ihlamur) ve *Juniperus* (Ardıç) oranı ise yalnızca tek bir derinlikte %1'in üzerine çıkmıştır.

Zon 2 karotun 700-500 cm'indeki polen yoğunluğunu göstermektedir. Alboreal türler içerisinde yalnızca *Pinus* (Çam türleri) ve *Corylus* (Fındık)'ın polen miktarı %1'in üzerinde seyretmektedir. *Pinus* (Çam türleri) familyasına ait türler bölgede en yaygın odunsu taksondur. 680 cm'deki oranı %71 olarak tespit edilmiştir. *Pinus*'un polen miktarının en düşük olduğu derinlik 540 cm'dir (%15). Diğer derinliklerde %15'in üzerinde bir oranla Zon 2'deki en belirgin dağılım gösteren odunsu türdür. *Corylus* (Fındık)'a ait fosil polenlere 540 cm ile 520 cm arasında rastlanmaktadır. Bu derinlikler *Pinus*'un oranının azaldığı seviye olarak bilinmektedir. *Corylus* (Fındık)'un 540 cm'deki oranı %,

520 cm'de ise %3 olarak hesaplanmıştır. Zon 1'de görülen *Cedrus* (Sedir), *Tilia* (Ihlamur) ve *Juniperus* (Ardıç) türlerine bu zonda rastlanmamıştır.

Zon 3'ü temsil eden aliboreal türler; *Pinus* (Çam türleri), *Quercus cerris* (Saçlı Meşe), *Fagus* (Kayın), *Corylus* (Fındık), *Carpinus Betulus* (Adi Gür gen)'tur. *Pinus* diğ er zonlarda oldu ğ u gibi Zon 3 genelinde de odunsu türler arasında en baskın olandır. 430 cm'de en yüksek orana ulaş mıştır (%67). Diyagram boyunca dalgalanmalar göröl se de oranı hiçbir seviyede %23'ün altına inmemiştir. Zon 2'de hiçbir polene rastlanılmayan *Quercus cerris* (Saçlı Meşe), Zon 3'de oranı belirgin şekilde artan türdür. 430 cm'den sonra miktarı kayda değ er şekilde artış göstermiştir. Özellikle 320 cm'de oranı en yüksek seviyeye ulaş arak %10'lara kadar çıkmıştır. 430 cm *Quercus cerris* 'e ait hiçbir polene rastlanılmayan tek derinliktir. *Corylus* (Fındık), diğ er zonlarda oldu ğ u gibi Zon 3'de de varlığını devam ettirmiştir. 430 cm'ye kadar olan derinliklerde *Corylus* 'a ait değ erler genelde %1'in altında seyretmiş ancak 430 cm'den sonra oranı artmıştır. En yüksek seviyeye 365 ve 400 cm'de ulaş ılmış tır (%4). *Fagus* (Kayın) Zon 3'de en dikkat ç eken türdür. Diğ er 2 zonda da bu tü re ait polene rastlanmamıştır. Fakat Zon 3'de 430 cm'den sonra polen yoğunluğ u %1'i geç miş ve sahaya hakim türler arasında gösterilmektedir. *Fagus* 'a ait polen yoğunluğ unun en fazla oldu ğ u derinlik 365 cm'dir (%7). *Carpinus Betulus* (Adi Gür gen)'un dağılımı *Fagus* ile benzerlik göstermektedir. *Carpinus Betulus* (Adi Gür gen) yalnızca Zon 3'de %1'in üzerinde değ er almıştır. Diğ er türlerde oldu ğ u gibi *Carpinus Betulus* 'da 430 cm'den sonra belirgin bir paya sahiptir. Pik seviyeye 400-320 cm'de ulaş mıştır. *Fagus* (Kayın) ve *Carpinus Betulus* (Adi Gür gen) gibi ılıman iklimle karakterize olan türlerin Zon 3'de ortaya çıkması, bu seviyeye denk gelen dönemde iklimin ılıman özellik kazandığını düş ündürmektedir. Ayrıca Zon 3'de *Olea* (Zeytin), *Carpinus Orientalis* (Doğ u Gür geni), *Juniperus* (Ardıçgiller) türleri tek bir seviyede %1'in üzerine çıkmıştır.

Zon 4 karotun 300-30 cm arasına denk gelmektedir. Bu zonda yoğun olarak bulunan aliboreal türler; *Pinus* (Çam türleri), *Fagus* (Kayın), *Alnus* (Kızılağ aç), *Corylus* (Fındık)'tur. Bu zonda, *Quercus cerris* (Saçlı Meşe) 'e ait polenlerin oranı %1'in üzerine çıkamamıştır. *Pinus* (Çam türleri), Zon 4 genelinde en yüksek oranı 200 cm'de görölmüştür (%95). Ayrıca bu derinlik *Pinus* 'un diyagram genelinde de en yüksek seviyesidir. 85 cm'de %32'lik payla en düşük oran oldu ğ u gözlemlenmiştir. *Fagus* (Kayın) 155 ve 170 cm'de %1'in üzerinde orana sahip olmuştur. Diğ er seviyelerde %1'in altında kald ığı belirlenmiştir. *Corylus* (Fındık) yalnızca 135, 155 ve 170 cm'de dikkate değ er bir orana almıştır. En yüksek orana 155 cm'de ulaş mıştır (%2). 135 ve 170 cm'de %1 dolaylarında bir paya sahiptir. Bu yönüyle *Corylus* (Fındık), *Fagus* 'a benzer şekilde geliş im göstermektedir. *Alnus* (Kızılağ aç) ise 120, 135 ve 150 cm'de varlığını göstermiştir. En yüksek polen yoğunluğ una %2'lik bir payla 150 cm'de gözlemlenmiştir. Zon 4'de nem ve serin alanları tercih eden türlerin yaygın olarak göröl mesi, bu dönemde ç alış ma sahasındaki iklimin ılıman oldu ğ unun göstergesidir.

4.6. Güncel Vejetasyon

Kaz Gölü'nün güncel vejetasyonunu temsil eden meş cere haritası incelendiğ inde; sahanın büyük oranda tarıma açıld ığı görölmektedir. Ç alış ma alanının %2'si yerleş ime açılmış tır. Su ile kaplı sahaların oranı ise %1 olarak hesaplanmıştır. Kaz Gölü ve çevresindeki en yaygın türler ise; Meşe- Gür gen karış ık meş ceresi, Meşe, Ardıç-Meşe, Kayın-Gür gen-Meşe, olarak belirlenmiştir (Ş ekil 7).

Meşe, ö lkemizin hemen hemen her bölgesinde farklı türlerde Meşe ağ açlarına rastlamak mümkündür. Kızılçam'dan sonra geniş yayılım gösteren ikinci türdür (OGM, 2012). Türkiye'nin toplam 5.152.561,8 ha'lık alanı meşe ağ açlarıyla kaplıdır (OGM, 2013). Gür gen-Meşe toplulukları ç alış ma sahasında en fazla rastlanan meş ceredir. Bu meş cere arazinin %11'ine denk gelmektedir. Saf halde bulundu ğ u alanın oran oldukça düş üktür. Kaz Gölü'nün güneyi boyunca uzanan dağ lık sahada görölmektedir. Polen diyagramında bu durumun tersine bir gör ünüm oldu ğ u belirlenmiştir. Diyagramda Saçlı Meşe'nin yalnızca 250-400 cm arasında dikkate değ er bir oran ald ığı tespit edilmiştir. Diğ er derinliklerin çoğ unda oranı %1'in altındadır.

Ö lke ormanlarının 19.962 ha'lık sahasını gürg en oluşturmaktadır (OGM, 2012). Ö lkemizde doğ al olarak yetiş en 2 türü vardır. Bunlar; *Carpinus betulus* L. (Adi Gür gen) *Carpinus orientalis* Mill.

(Doğu Gürgeni)'dir (OGM, 2013). Ülkemizde bu türe ait dağılım kuzey ve güney kıyı bölgelerimizde yoğunlaşmıştır. Kaz Gölü ve yakın çevresinde saf halde Gürgen meşceresine rastlanmamaktadır. Meşe ve Kayın ile karışık meşcere oluşturmaktadır. Fakat en büyük topluluğu Meşe iledir. Gürgen'e ait polen verileri incelendiğinde, polen konsantrasyonun son derece düşük olduğu görülmektedir. Oranın %1'in üzerinde olduğu dönemler oldukça azdır.

Ardıç, Dünyada 60 kadar türü olan Ardıç ağacı ülkemizin asal orman türlerinden biridir. Ekolojik isteği esnek olan aynı zamanda toprak tercihi de geniş olmakla beraber ülkemizin birçok bölgesine yayılmıştır. Denizel etkinin azaldığı sahalardan step alanlara kadar girmektedir (OGM, 2013). Çalışma sahasında hem saf halde hem de meşe ile topluluk oluşturur. Polen diyagramında ardıça ait verilerin sınırlı olduğu görülmektedir. Oranı genellikle %1'in altında seyretmiştir. Özellikle yüzeye yakın derinliklerde Ardıç'a ait polene rastlanmamıştır.

Kayın; ülkemizin hemen hemen her bölgesinde görülmektedir. Fakat ılıman iklimin hakim olduğu sahaları tercih ettiğinden kıyı bölgelerimizde yoğunluğu daha fazladır (OGM, 2013). Çalışma alanında meşe ve gürgen ile karışık meşcere oluşturduğu görülmektedir. Diyagram incelendiğinde en yüksek orana 300 cm ile 400 cm arasında ulaştığı görülmektedir. Daha sonraki seviyelerde oranı düşük seyretmiş özellikle 30 cm'de Kayın'a polen bulunamamıştır (Şekil 7)

5. SONUÇ

Bu çalışma ile Samsun ve Tokat illerinden seçilen bazı göllerin fosil polen kayıtlarına dayalı olarak paleovejetasyon yapıları belirlenmeye çalışılmıştır. Fosil polen verilerinden yola çıkarak göl alanları ve çevresinde vejetasyon değişimi, iklim ve antropojenik parametreler hakkında yorumlar yapılmıştır.

Balık Gölü (Samsun)'nın polen diyagramındaki polen konstrasyonu dikkate alındığında en dominant aliboreal türlerin; *Pinus* (Çam türleri), *Quercus cerris* (Saçlı Meşe), *Carpinus betulus* (Adi gürgen), *Fagus* (Kayın) olduğu görülmektedir. Ancak bazı seviyelerde *Corylus* (Fındık), *Fraxinus excelsior* (Adi Dişbudak) *Ulmus* (Karaağaç) türlerinin de polen yoğunluğu artmıştır. *Pinus* (Çam türleri) ve *Quercus cerris* (Saçlı Meşe) diyagramın genelinde hâkim türlerdir. Fakat günümüz bitki örtüsü incelendiğinde *Pinus*'un sahada baskın bir tür olmadığı belirlenmiştir. Bu da *Pinus*'un havada uzun süre kalması ve böylece uzak mesafelere taşınması gibi özelliklerinden dolayı olduğu düşünülmektedir. Balık Gölü'nün hemen güneyinde yine Kızılırmak Deltası içerisinde yer alan Tatlı Gölü'nde yapılan çalışmada *Pinus*'a ait polen yoğunluğunun rüzgar veya akarsuyun etkisiyle taşınmış olabileceği düşünülmektedir (Bottema vd. 1995). Meşe ve Gürgen'nin güncel vejetasyon içerisinde de varlığını devam ettirdiği görülmektedir. *Carpinus betulus* (Adi gürgen) ile *Fagus* (Kayın) 900-200 cm arasında polen yoğunluğu yüksekken 200 cm'den sonra oranlarında ciddi azalmalar görülmektedir. Ancak güncel meşcere içerisinde *Fagus*, Balık Gölü ve çevresinde egemen bir türdür. 500-200 cm aralığında *Corylus*'un polen miktarı yüksekken yüzeye yakın derinlikte bu türe ait polenlere rastlanılmadığı göze çarpmaktadır. Günümüzde ise Samsun ili fındık üretiminde başı çeken illerdendir. 500-200 cm'de *Carpinus betulus* (Adi gürgen) ile *Fagus* (Kayın), *Corylus* (Fındık) gibi türlerin ortaya çıkması bu seviyeye denk gelen dönemde iklimin günümüze yakın bir karakterde olduğunu düşündürmektedir. *Abies* (Gökmar), yalnızca 650 ve 750 cm arasında görülmektedir. Diğer derinliklerde bu türe ait polene ulaşılamamıştır. Sonuç olarak; fosil polen verileri ile güncel vejetasyon kıyaslandığında vejetasyonda belirgin bir değişimin olmadığı görülmektedir. Hem paleovejetasyon hem güncel bitki örtüsünde dominant türler büyük oranda benzerlik göstermektedir.

Ladik Gölü'nü temsil eden fosil polen diyagramında Alboreal türlerin 600-650 cm'den sonra dominant hale geldiği belirlenmiştir. Bu türler içerisinde sahada en fazla rastlanan taksonlar; *Pinus* (Çam türleri), *Quercus cerris* (Saçlı Meşe), *Fagus* (Kayın), *Corylus* (Fındık)'tur. *Pinus*'un oranı özellikle 500 cm'den sonra artmıştır. Bu bu seviyeden sonra *Quercus cerris* (Saçlı Meşe) oranında azalmalar kaydedilmiştir. Mevcut bitki örtüsü içerisinde ise Meşe'nin yoğunluğunun fazla olduğu görülmektedir. Ladik Gölü'nde en dikkat çeken tür *Fagus* (Kayın)'dır. Diyagram genelinde *Pinus* ve *Quercus cerris*'in gölgesinde kalan Kayın, güncel meşcere içerisinde en fazla dağılıma sahip türdür. Göl çevresinin %14'sini kayın toplulukları oluşturmaktadır. *Juniperus* (Ardıç) diyagram boyunca

görülen bir diğer türdür. Ancak güncel meşcerede Ardıç'a rastlanmamaktadır. *Corylus* (Fındık)'un polen yoğunluğu 555 cm ila 495 cm arasında en yüksek seviyeye ulaşmıştır. Yüzeye yakın derinlikler de oranını korumuş ve varlığını devam ettirmiştir. Bugün Ladik, fındık yetiştiriciliğinin yoğun olarak görüldüğü ilçelerden biridir. Böylece Ladik'teki fındık üretiminin tarihçesinin eskilere dayandığı düşünülmektedir. *Salix* (Söğüt) 70 cm'den sonra sürekli bir gelişim göstermiştir. Günümüz verilerine bakıldığında ise sahada Söğüt'e rastlanmadığı tespit edilmiştir. Güncel bitki örtüsü ve fosil polen verileri karşılaştırıldığında; sahadaki vejetasyonun uzun yıllardır benzer özellik göstermektedir. Yalnızca *Salix* ve *Juniperus*'un değişim gösterdiği belirlenmiştir.

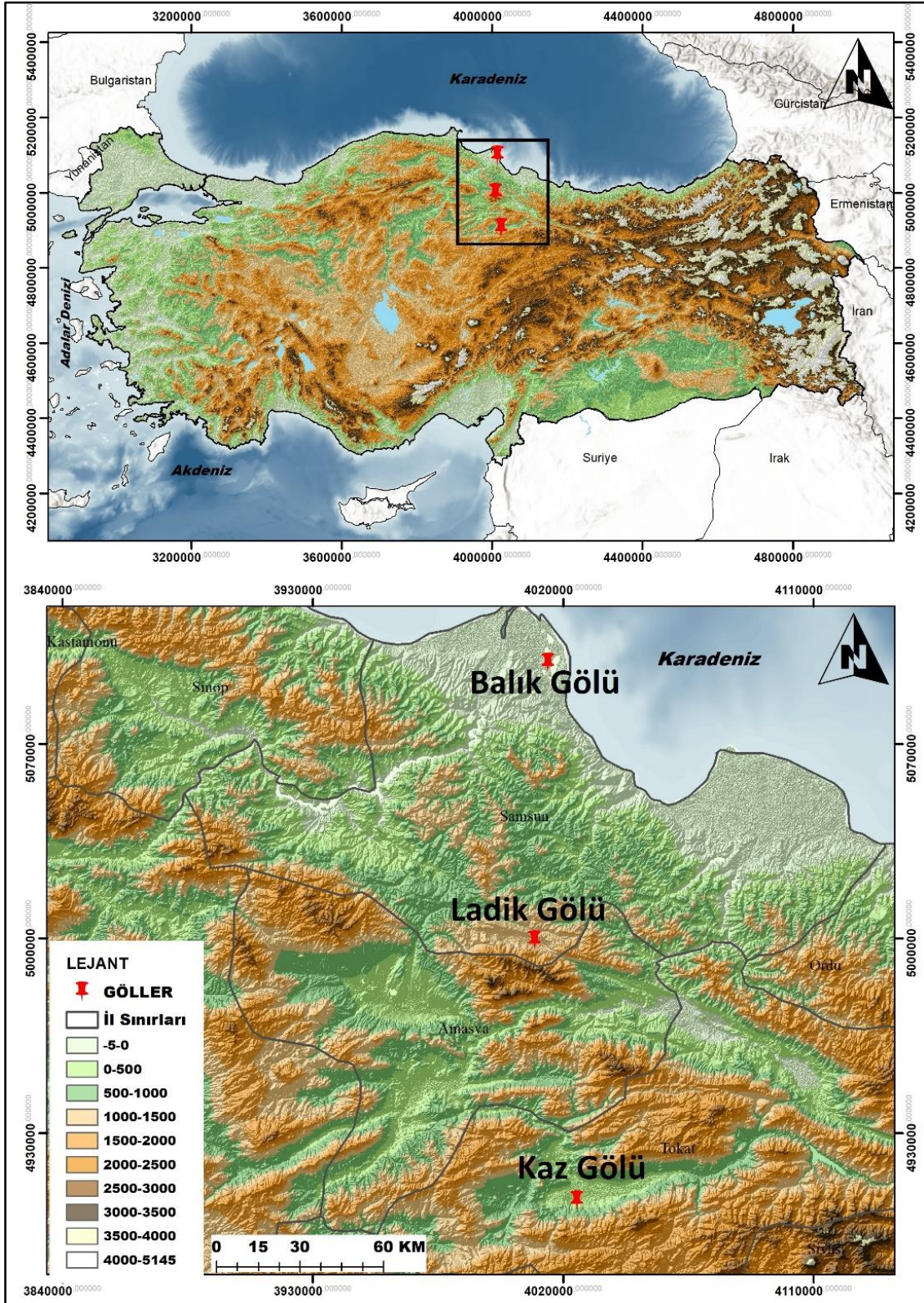
Kaz Gölü (Tokat)'nın paleovejetasyonu incelendiğinde; en belirgin türün *Pinus* olduğu görülmektedir. Bu durum *Pinus*'un yapısından dolayı uzun süre havada kalabilme ve uzak alanlara daha kolay taşınabilmesiyle ilgili olduğu şeklinde yorumlanabilmektedir. Çünkü güncel vejetasyon içerisinde *Pinus*'a ait türlerin oranı oldukça düşüktür. *Quercus cerris* (Saçlı Meşe)'ye ait polenlerin 400-250 cm arasında yoğunken yüzeye yakın dönemlerde polen oranında azalmalar görülmektedir. Fakat güncel vejetasyon içerisinde Meşe saf halde meşcere oluşturmaktadır. Aynı zamanda gürgen ve kayın ile karışık halde görülmektedir. *Fagus*'un polen diyagramında 200-300 cm arasında dağıldığı görülmektedir. Günümüze en yakın derinlik olan 30 cm'de *Fagus*'a ait hiçbir polene rastlanamamıştır. Güncel vejetasyon içerisinde de oranı düşüktür fakat gürgen ve meşe gibi türlerle beraber bulunabilmektedir. *Corylus* Kaz gölü ve çevresi için önemli bir türdür. Nem ve dolayısıyla yağış isteği yüksek olması nedeniyle bu türün varlığı aynı zamanda döneme ait iklimsel bilgiler de içermektedir. Günümüzde önemli bir fındık üretici olan Tokat ilinde bu türün yetiştirilmesi çok eski dönemlere dayanabileceği görülmektedir (Bottema vd. 1995). Ayrıca *Fagus*'la benzer dağılımlara sahiptir. Her iki türde ortaya çıktıkları dönemde iklimik koşulların ılıman bir karakter taşıdığını düşündürmektedir. *Olea*'nın da bu dönemlerde görülmesi bu düşüncüyü destekler niteliktedir. Karotun son seviyesini temsil eden Zon 4'de nem ve serin alanları tercih eden türlerin yaygın olarak görülmesi, bu dönemde çalışma sahasındaki iklimin günümüze yakın bir karaktere sahip olduğunu düşündürmektedir.

Güncel meşcere ve polen analizleri sonucunda; çalışma sahası olan göl alanlarının vejetasyonunda büyük değişimlerin olmadığı görülmektedir (Tablo 1). Balık Gölü'ne ait paleovejetasyon verisinde *Fagus* (Kayın)'un olmayışı, güncel meşcere içerisinde de *Pinus* (Çamgiller)'un yokluğu en belirgin değişimdir. Ladik Gölü'nün güncel vejetasyonun da *Salix* (Söğüt) yer almamaktadır. Buna karşılık fosil polen verileri içerisinde *Salix* (Söğüt)'e rastlanmıştır. *Fagus* (Kayın)'ın ise güncel vejetasyondaki varlığı ancak paleovejetasyonda rastlanmaması dikkat çeken bir diğer değişimdir. Son olarak Kaz Gölü'nde tespit edilen değişimler ise *Pinus* (Çamgiller)'un fosil polen oranı yüksekken güncel vejetasyonda yer alamamasıdır. Bu durum *Pinus* polenlerinin taşınarak sahaya gelebileceğini düşündürmektedir. Ayrıca *Quercus Cerris* (Saçlı Meşe) ve *Fagus* (Kayın)'a ait polen verisinin bulunmaması değişimin diğer göstergesidir.

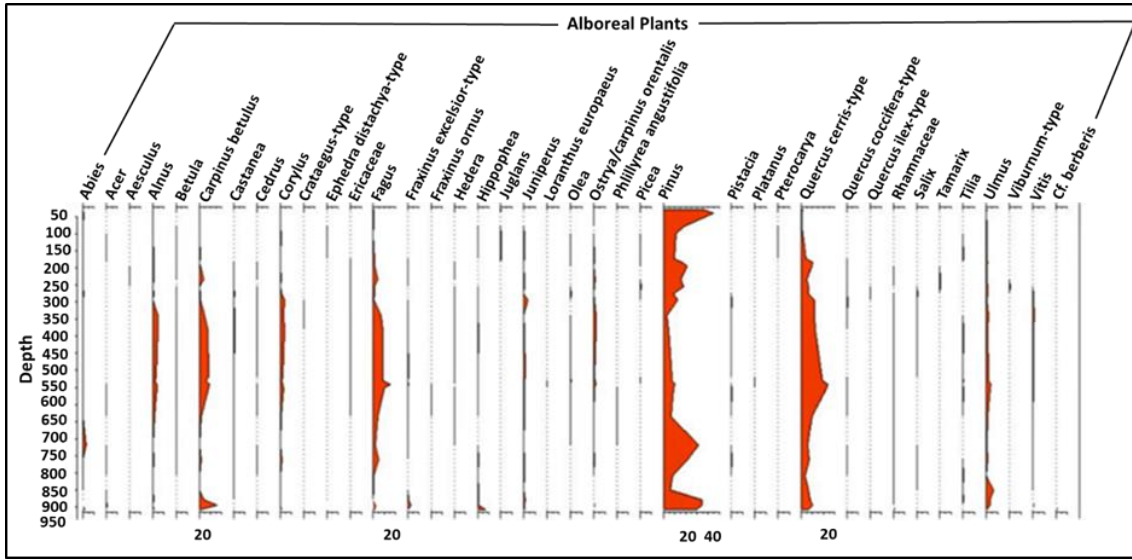
Kaynaklar

- Avcı, M., Koç, E. D., Syenning, J. C., Avcı, S. 2016. Son Buzul Maksimumu'ndan Günümüze Türkiye'deki Bitki Örtüsü Yayılış Alanlarının Olası Değişimi ve Gelecekteki Dağılışına Bir Örnek: *Taxus baccata*, TURQUA Türkiye Kuvaterner Sempozyumu 8-11 Mayıs 2016 İstanbul Teknik Üniversitesi, İSTANBUL, TÜRKİYE, 11-11 Mayıs 2016, ss.91-92.
- Aytuğ, B., & Görecelioglu, E. 1993. Anadolu Bitki Örtüsünün Geç Kuaterner'deki Gelişimi. *Journal of the Faculty of Forestry Istanbul University*, 43 (3-4), 27-46.
- Biltekin, D., Popescu, S. M., Suc, J. P., Quézel, P., Jiménez-Moreno, G., Yavuz, N., & Çağatay, M.N. 2015. Anatolia: a long-time plant refuge area documented by pollen records over the last 23 million years. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 215, 1-22.
- Bottema, S., Woldring, H., & Aytuğ, B. 1995. Late Quaternary vegetation history of northern Turkey. *Palaeohistoria*, 13-72.
- Bradley, R.S. 1999. Paleoclimatology: Reconstructing Climates of The Quaternary, s. 610.
- Brewer, S., vd. 2013, Pollen Methods And Studies, Use of Pollen as Climate Proxies, In Encyclopedia of Quaternary Science (ScottElias, CaryMock), Second Edition-Elsevier (2007), ss. 2874-2884.
- Coşkun, S. 1995. Ladik ve Çevresinin Bitki Örtüsü. *Yayınlanmamış Yüksek Lisans tezi*. İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, İstanbul.
- ÇED (2019). Samsun İli 2018 Yılı Çevre Durum Raporu. Samsun: Samsun Çevre Ve Şehircilik İl Müdürlüğü.
- Çepel, N. 1976. Türkiye'nin Önemli Yetiştirme Bölgelerindeki Saf Sarıçam Ormanlarının Gelişimi İle Bazı Edafik Ve Fizyografik Etkenler Arasındaki İlişkiler. *İstanbul Üniversitesi Orman Fakültesi Dergisi*, 25-64.
- Eastwood, W. J. 1997. The Palaeoecological record of Holocene environmental change in Southwest Turkey. (PhD thesis), University of Wales.
- Gök, M. 2020. Tarım Coğrafyası Açısından Tokat İli. *Yayınlanmamış Doktora Tezi*. Karabük Üniversitesi Lisansüstü Eğitim Enstitüsü.
- Kandemir, Y. T. 2016. Türkiye'de Yayılış Gösteren Kayın (*Fagus*) Populasyonlarının Moleküler Filogenisi. *Ormanlık Araştırma Dergisi*, 69-79.
- Karlıoğlu Kılıç N., Caner H., Erginal A. E., Ersin S., Selim H. H., Kaya, H. 2018. Environmental changes based on multi-proxy analysis of core sediments in Lake Aktaş, Turkey: Preliminary results. *Quaternary International*, 486, 89-97
- Kılıç, B. 2020. Ladik Gölü'nün (Samsun) Yüzeysel Alanının Zamansal Ve Mekansal Değişiminin Coğrafi Bilgi Sistemleri Ve Uzaktan Algılama İle Belirlenmesi. *Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi*. Çankırı Karatekin Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Çankırı.
- Kılıç, N., Dağdeviren, R., Fural, Ş., Kükrer, S., & Makaroğlu, Ö. 2023. Vegetation History of Lake Marmara (W. Türkiye) and Surrounding Area during the Last 700 Years. In *Proceedings of the Bulgarian Academy of Sciences*, 76 (7), 1028-1037.
- Macun, S. 2018. Bafra Balık Gölleri'nde (Balık Gölü Ve Uzungöl) Yaşayan Bazı Balık Türlerinin Trofik Seviyesinin Belirlenmesi. *Yayınlanmamış Doktora Tezi*. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Memiş, T. 2017. *Fosil polen analizleri ışığında Tuzla Gölü çevresinin geç holosen paleovejetasyonu*. *Yayınlanmamış Yüksek lisans Tezi*, Süleyman Demirel Üniversitesi, Isparta.
- OGM. 2012. Türkiye Orman Varlığı. Ankara: Orman Ve Su İşleri Bakanlığı Orman Genel Müdürlüğü.
- OGM. 2013. Orman Atlası. Ankara: Orman Genel Müdürlüğü.
- Ören, A. 2022. Fosil Polen Kayıtlarına Göre Orta-Geç Holosen'de Anadolu'da Arazi Kullanımı ve Vejetasyonda Meydana Gelen Değişimler. *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 20 (1), 1-24.
- Özdemir, C. D. 2019. Balık Gölü'nün (Bafra Balık Gölleri, Kızılırmak Deltası) Zooplanktonik Organizmalarının Mevsimsel Değişimi Üzerine Ekolojik Araştırmalar. *Yayınlanmamış Doktora Tezi*. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Öztürk, A. 1979. Ladik - Destek Yöresinin Stratigrafisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 27-34.
- Roberts, N. 2014. The Holocene an environmental history (3nd edition). Oxford: Wiley Blackwell.
- Seppä, H. 2007. Pollen Analysis Principles. Scott A. Elias içinde, Encyclopedia of Quaternary Science, (s. 2486-2497), Amsterdam: Elsevier.

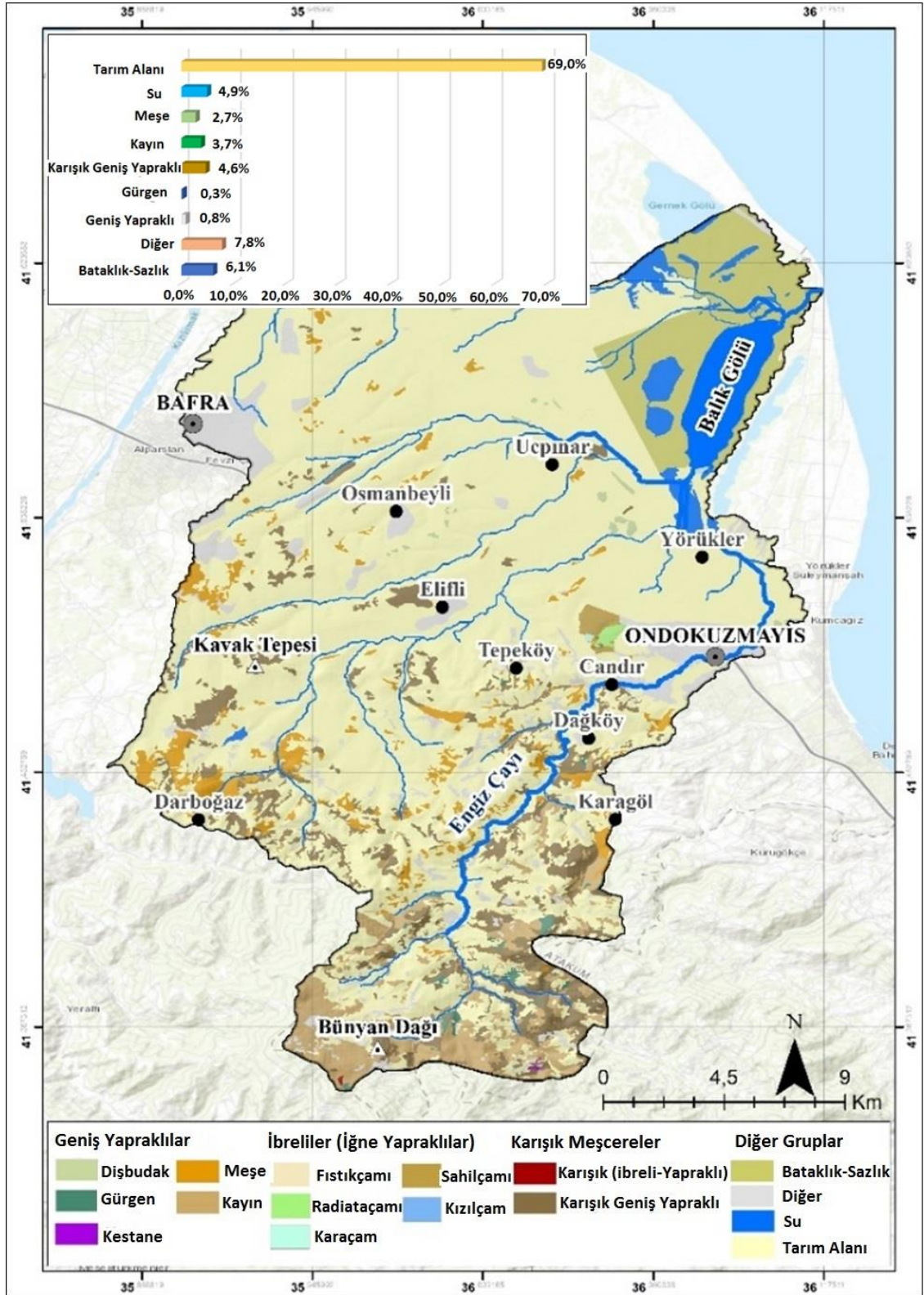
- Şenkul, Ç. 2011. Güneybatı Anadolu'nun Holosen Paleocoğrafyası. *Yayınlanmamış Doktora Tezi*. Afyon Kocatepe Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Afyonkarahisar.
- Şenkul, Ç., & Doğan, U. 2013. Vegetation and climate of Anatolia and adjacent regions during the Last Glacial period. *Quaternary international*, 302, 110-122.
- Topuz, M. 2019. Gâvur Gölü (Kahramanmaraş) Geç Kuaterner Paleocoğrafyası'nın İncelenmesi. *Yayınlanmamış Doktora Tezi*, Kahramanmaraş Sütçü İmam Üniversitesi, Kahramanmaraş.
- Topuz, M., Kılıç, N. K., Dağdeviren, R. Y., & Karabulut, M. 2023. The vegetation history of Lake Gâvur and surrounding areas during the last 4400 years (Kahramanmaraş, Türkiye). *Türk Coğrafya Dergisi*, 84, 97-103.
- Van Zeist, W., Woldring, H., & Stapert, D. 1975. Late Quaternary vegetation and climate of southwestern Turkey. *Palaeohistoria*, 53-143.
- Woodbridge, J., Roberts, N., Fyfe, R. 2018. Pan-Mediterranean Holocene vegetation and land-cover dynamics from synthesized pollen data. *Journal of Biogeography*, 45 (9), 1-16.



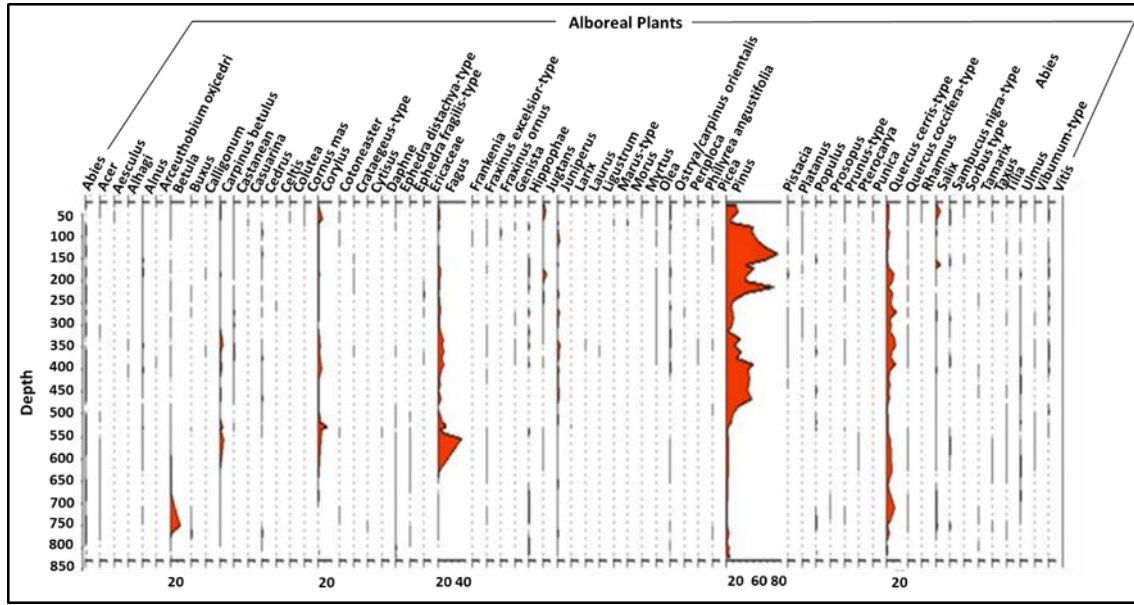
Şekil 1. Çalışma sahası olarak seçilen göller.



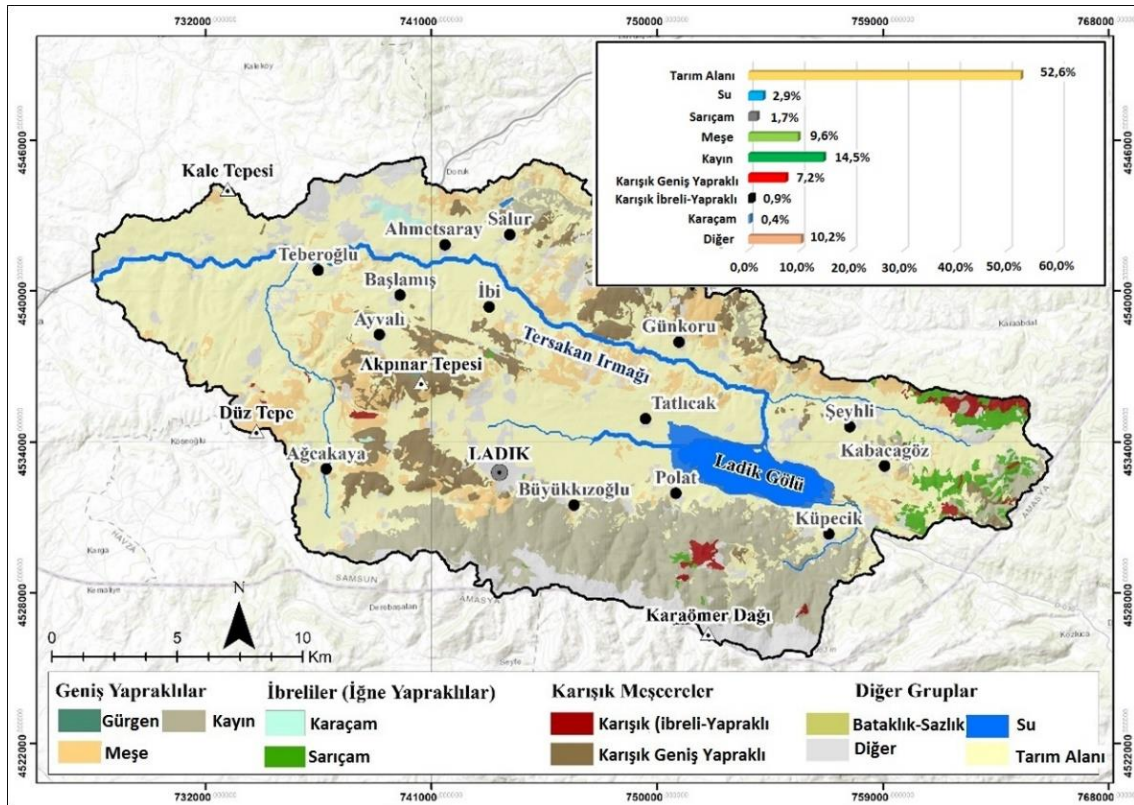
Şekil 2. Balık Gölü'ne ait fosil polen diyagramı.



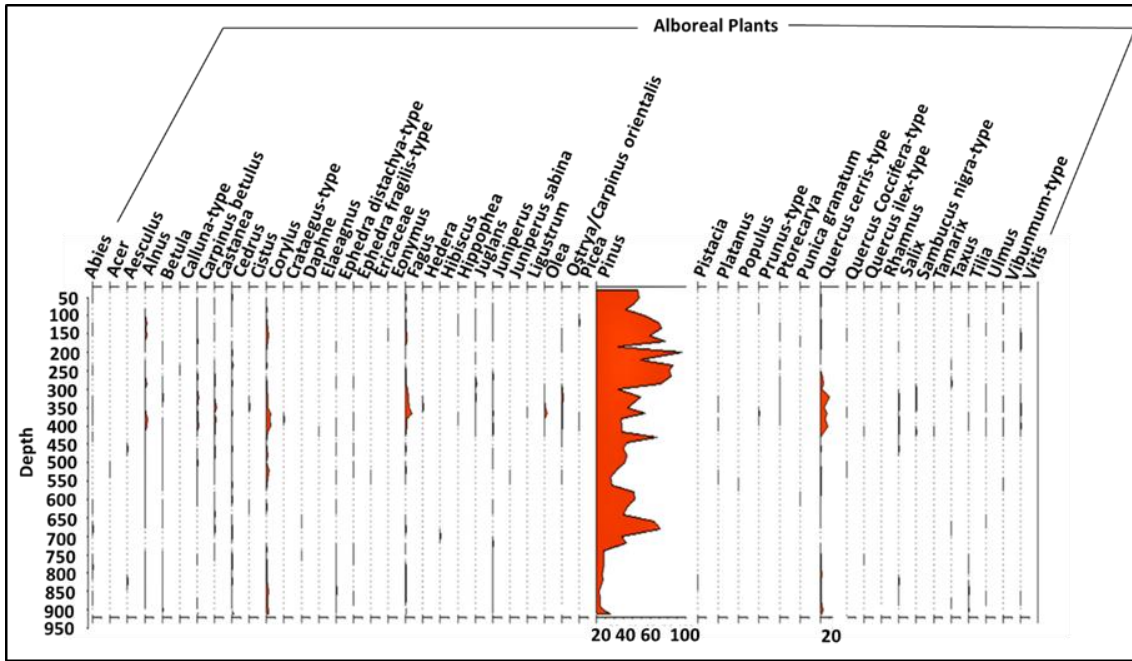
Şekil 3. Balık Gölü ve yakın çevresine ait güncel tür dağılımı ve meşcere haritası.



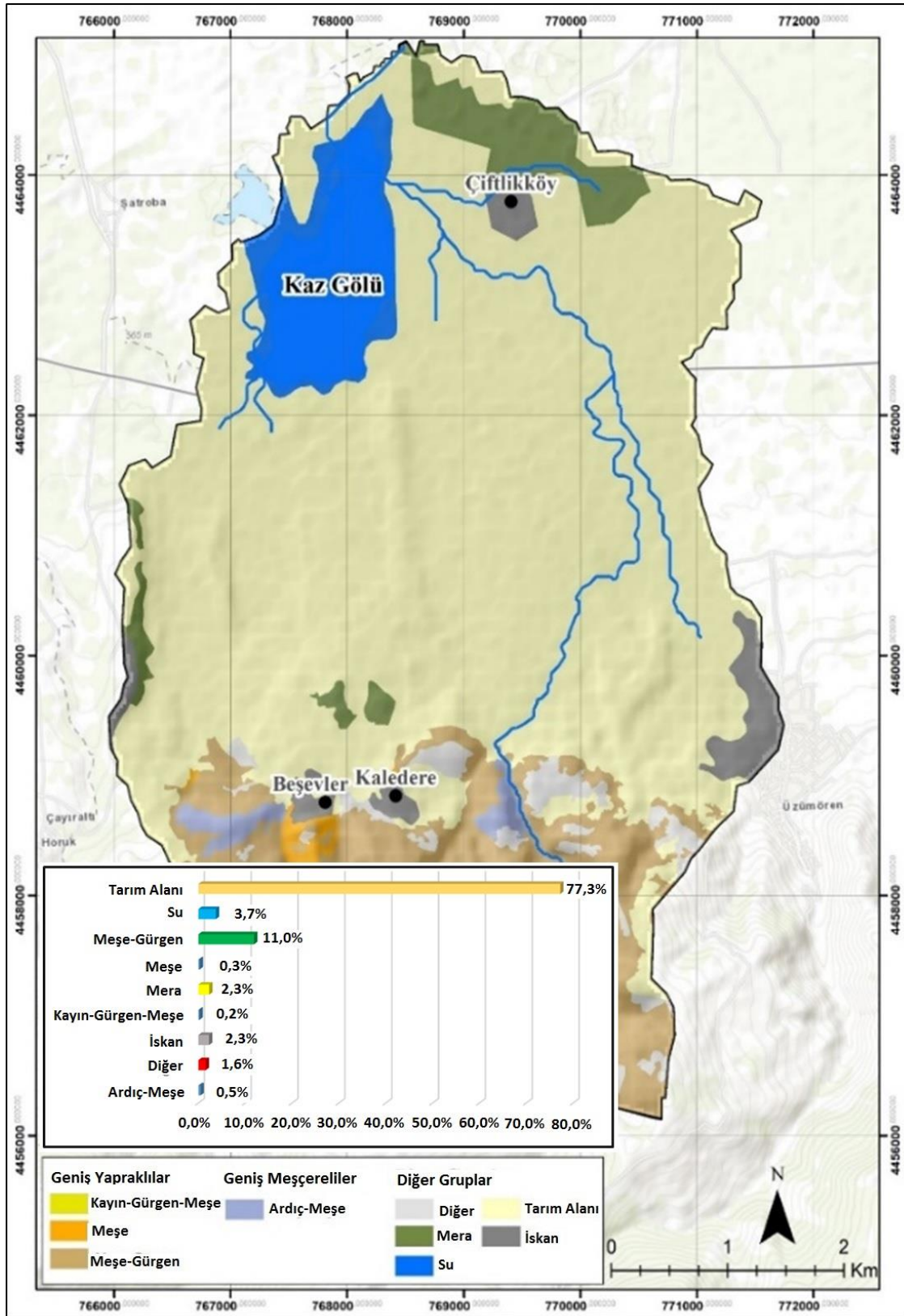
Şekil 4. Ladik Gölü'ne ait fosil polen diyagramı.



Şekil 5. Ladik Gölü ve yakın çevresine ait güncel tür dağılımı ve meşcere haritası.



Şekil 6. Kaz Gölü'ne ait fosil polen diyagramı.



Şekil 7. Kaz Gölü ve yakın çevresine ait güncel tür dağılımı ve meşcere haritası.

Tablo 1. Çalışma alanındaki göllerin paleovejetasyon ve güncel vejetasyon karşılaştırması.

GÖLLER	PALEOVEJETASYON	GÜNCEL VEJETASYON
<i>BALIK GÖLÜ</i>	<i>Pinus</i> (Camgiller), <i>Quercus cerris</i> (Saçlı Meşe), <i>Carpinus betulus</i> (Adi gürgen), <i>Fagus</i> (Kayın) , <i>Corylus</i> (Fındık)	<i>Quercus</i> , <i>Carpinus</i> (Gürgen), <i>Fagus</i> (Kayın) <i>Corylus</i> (Fındık) <i>Pinus</i> (Camgiller) ,
<i>LADİK GÖLÜ</i>	<i>Pinus</i> (Camgiller), <i>Quercus cerris</i> (Saçlı Meşe), <i>Fagus</i> (Kayın) , <i>Salix</i> (Söğüt) <i>Corylus</i> (Fındık)'tur.	<i>Fagus</i> (Kayın), <i>Salix</i> (Söğüt) , <i>Pinus</i> (Camgiller) <i>Quercus</i>
<i>KAZ GÖLÜ</i>	<i>Pinus</i> (Camgiller), <i>Corylus</i> (Fındık) <i>Quercus cerris</i> (Saçlı Meşe) , <i>Fagus</i> (Kayın) ,	<i>Pinus</i> , <i>Quercus cerris</i> (Saçlı Meşe), <i>Fagus</i> (Kayın), <i>Corylus</i> (Fındık)

Türkiye’nin Metamorfik Masiflerinin Topografik Özelliklerinin İncelenmesi

Investigation of Topographic Characteristics of Turkey’s Metamorphic Massifs

Emre ÖZŞAHİN¹, Öznur AKDEMİR², Şeyma KAYALI³

Özet

Yerbilimsel olarak metamorfik masifler, çoğunlukla dağ kuşaklarında yer alan ve çevresine göre daha dirençli ana kayalardan oluştuğu için belirgin bir morfoloji oluşturan temel kayalar şeklinde tanımlanmaktadır. Yapı, doku ve görünüm açısından ortak homojen özellikteki kaya birimlerinden oluşan metamorfik masifler, en az birkaç kilometre kalınlık ve kilometrelerce genişliğe sahiptirler. Türkiye, kuzey ve güney olmak üzere iki grup halinde metamorfik masiflerin bulunduğu jeolojik özelliklere sahiptir. Bu masiflerin ayrı ayrı veya toplu bir şekilde haritalandırılmasına veya değerlendirilmesine yönelik çalışmalar yapılmış olmasına rağmen metamorfik masiflerin mekânsal dağılışı ile ilişkili faktörler konusundaki çalışmalar hala yeterli değildir. Bu çalışmada Türkiye’nin metamorfik masiflerinin genel topografik özelliklerinin incelenmesi amaçlanmıştır. Böylece metamorfik masiflerinin mekânsal dağılışını etkileyen genel topografik özelliklerin anlaşılması hedeflenmiştir. Ayrıca özel jeolojik miras alanlarının topografik özelliklerinin belirlenmesinde Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) tekniklerinin önemi vurgulanmıştır. Çalışmada CBS tekniklerine dayalı haritalandırma ve analiz araçlarından faydalanılmıştır. Bu bağlamda her masifin genel topografik özelliklerinin açıklanmasında kullanılan yükselti, eğim, bakı ve yarıma derecesi koşulları ayrı ayrı incelenmiştir. Bu incelemelerden elde edilen veriler çeşitli istatistiksel ve topografik analiz yöntemleri kullanılarak açıklanmıştır. Çalışma sonucunda Türkiye’nin coğrafi, jeolojik ve jeomorfolojik özelliklerinin belki de en az bilinen konularından birisi olan metamorfik masiflerle alakalı oldukça önemli bilgiler üretilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Yerbilimleri, CBS, Haritalandırma, Metamorfik masifler, Türkiye.

Abstract

Geoscientifically, metamorphic massifs are defined as basic rocks that are mostly located in mountain belts and form a distinctive morphology because they are composed of more resistant bedrocks than their surroundings. Metamorphic massifs, which consist of rock units with common homogeneous characteristics in terms of structure, texture and appearance, are at least a few kilometers thick and many kilometers wide. Türkiye has geological features where metamorphic massifs are found in two groups, north and south. Although studies have been conducted to map or evaluate these massifs individually or collectively, studies on the spatial distribution of metamorphic massifs and related factors are still insufficient. This study aims to examine the general topographic characteristics of the metamorphic massifs of Türkiye. Thus, it is aimed to understand the spatial distribution of metamorphic massifs and the topographic features affecting this distribution. In addition, the importance of Geographic Information Systems (GIS) techniques in determining the topographic characteristics of special geological heritage sites was emphasized. In the study, mapping and analysis tools based on GIS techniques were utilized. In this context, elevation, slope, aspect and cleavage degree conditions used to explain the general topographic characteristics of each massif were examined separately. The data obtained from these investigations were explained using various statistical and topographic analysis methods. As a result of the study, very important information about

¹Prof. Dr., Tekirdağ Namık Kemal Üniversitesi Fen Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Tekirdağ/Türkiye. e-mail: eozsahin@nku.edu.tr

²Yüksek Lisans Öğrencisi, Tekirdağ Namık Kemal Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Coğrafya Anabilim Dalı, Tekirdağ/Türkiye. e-mail:akdemiroznur17@gmail.com

³Yüksek Lisans Öğrencisi, Tekirdağ Namık Kemal Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Coğrafya Anabilim Dalı, Tekirdağ/Türkiye. e-mail:seymakayali18@gmail.com

metamorphic massifs, which is perhaps one of the least known subjects of Türkiye's geographical, geological and topographic features, has been produced.

Keywords: Geosciences, GIS, Mapping, Metamorphic massifs, Türkiye.

GİRİŞ

Metamorfik masifler, yer bilimsel açıdan çoğunlukla dağ kuşaklarında yer alan ve çevresine göre daha dirençli ana kayalardan oluştuğu için belirgin bir morfoloji oluşturan temel kayalar şeklinde tanımlanmaktadır (Yılmaz, 1991-1992-1993). Yapı, doku ve görünüm açısından ortak homojen özellikteki kaya birimlerinden oluşan metamorfik masifler, en az birkaç kilometre kalınlık ve kilometrelerce genişliğe sahiptirler (TÜBA, 2024). Genellikle yüksek ve engebeli topoğrafya şartlarıyla karakterize edilen metamorfik masifler, iç ve dış süreçler arasındaki ilişkiyi ve bunların topoğrafyanın gelişimi üzerindeki rolünü araştırmak için önemli bilgiler sunmaktadır (Glotzbach vd. 2008). Dolayısıyla metamorfik masiflerin mekânsal dağılışı ve bu dağılışı etkileyen topografik özelliklerinin incelenmesi paleocoğrafik ve tektono-metamorfik geçmişin anlaşılması bakımından oldukça önemlidir (Çinku vd. 2016).

Türkiye'nin metamorfik masifleri üzerine ilk çalışmalar, 20. yüzyılın başlarında daha çok batılı bilim insanları tarafından yapılmıştır (Philippon, 1918; Arni, 1939). 20. yüzyılın ikinci yarısında ise metamorfik masifler hem yerli hem de yabancı araştırmacılar tarafından tek tek incelenmeye ve haritalandırılmaya çalışılmıştır (Ketin, 1966; İzdar, 1969; Başarır, 1970; Van Der Kaaden, 1971; Brinkmann, 1971; Erkan, 1975; Göncüoğlu, 1981; Akkök, 1981; Seymen, 1982; Erdoğan ve Güngör, 1992). Metamorfik masiflerin ayrı ayrı veya toplu bir şekilde haritalandırılmasına veya değerlendirilmesine yönelik çalışmalar yapılmış olmasına rağmen mekânsal dağılışı açıklayan ve bununla ilişkili faktörleri ortaya koyan çalışmalar hala yeterli düzeyde değildir (Yılmaz, 1991-1992-1993). Gerçekten de bu konuda yapılmış çalışmalar genellikle Türkiye jeolojisi (İlhan, 1976; Ketin, 1984) ve jeomorfolojisi (Yalçınlar, 1985; Atalay, 2017; 2023) kapsamında ele alınan kısa değerlendirmelerin ötesine geçememiştir. Bu durum gerek jeoloji gerekse jeomorfoloji literatürü için çok büyük bir boşluk oluşturmaktadır.

Bu çalışmada Türkiye'nin metamorfik masiflerinin topografik özelliklerinin incelenmesi amaçlanmıştır. Böylece Türkiye'nin metamorfik masiflerinin mekânsal dağılışı ve bu dağılışı etkileyen topografik özelliklerin anlaşılması hedeflenmiştir. Bu bağlamda çalışmada; "Türkiye'de metamorfik masifler mekânsal ve alansal olarak nasıl bir dağılışı göstermektedir? Genel topografik özelliklerinin açıklanmasında kullanılan yükselti, eğim, bakı ve yarıma derecesi (topografik rölyef) koşulları metamorfik masiflere göre nasıl değişmektedir? Bu değişimin Türkiye'nin genel topografyasıyla ilişkisi nasıldır?" gibi araştırma soruları cevaplandırılmıştır. Bu çalışma Türkiye'nin metamorfik masiflerinin jeolojik ve jeomorfolojik özelliklerinin doğru bir şekilde açıklanmasının yanında bu özelliklerin mekânsal dağılışının anlaşılması açısından çok önemlidir. Ayrıca özel jeolojik miras alanlarının topografik özelliklerinin belirlenmesinde Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) tekniklerinin önemi vurgulanmıştır.

MATERYAL VE YÖNTEM

Bu çalışmada CBS tekniklerine dayalı haritalandırma ve analiz araçlarından faydalanılmıştır. Zira yakın zamanda metamorfik masiflerin CBS teknikleri kullanılarak haritalandırılmasının coğrafi referanslı veri tabanı oluşturulması için önemli olduğu belirtilmiştir (Fazio vd., 2015). Böylece daha kalıcı ve güncellenebilir veriler üretilebilmektedir. Türkiye'nin metamorfik masifleri, Maden Tetkik ve Arama (MTA) Genel Müdürlüğü tarafından hazırlanmış olan 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritasına ait paftalar kullanılarak tespit edilmiştir. İnternet ortamından tedarik edilen (MTA, 2024) bu paftalarda yer alan metamorfik masifler, harita çizim programıyla sayısal veri haline getirilmiştir.

İlgili literatür eşliğinde yürütülen bu aşamada özellikle hakkında bilimsel yayın yapılmış masifler belirlenip, haritalandırılmıştır (Şekil 1). Böylece metamorfik masiflerin konumları ve sınırları saptanmıştır.

Türkiye'nin metamorfik masiflerinin haritalandırılması sırasında karşılaşılan en büyük zorluk, metamorfik masifin bilimsel anlamda nasıl tanımlandığı ve sınırlandırıldığı konusunda olmuştur. Zira daha çok jeoloji literatüründe ele alınan bu konu hakkında, bazı önemli ve büyük masifler dışında bilim insanları arasında herhangi bir fikir birliği yoktur. Bu sebeple hemen hemen her masif farklı şekilde adlandırılmıştır. Dolayısıyla metamorfik masiflerin tanımlanma ve belirleme süreci, hakkında bilimsel yayın yapılmış metamorfik masifler dikkate alınarak ve diğer isimlendirmeleri de gözetilerek gerçekleştirilmiştir. Çalışmanın haritalandırma sürecinde ise metamorfik masiflerin mekânsal olarak yayılışı göz önünde bulundurulmuştur. Bu esnada bazı metamorfik masifler mekânsal olarak ayrı parçalara sahip olsa bile literatürde tek bir masif olarak adlandırıldığı için bir bütün olarak haritalandırılması tercih edilmiştir. Ayrıca bazı metamorfik masifler de bir bütün olarak bulunsan bile literatürde ayrı ayrı ele alındığı için farklı olarak haritalandırılmıştır.

Türkiye'nin metamorfik masiflerinin topografik özellikleri, yükselti, eğim, bakı ve yarıлма derecesi koşulları dikkate alınarak yorumlanmıştır. Bunun için SRTM Tile Grabber web sayfasından indirilmiş (SRTM, 2024) 100 m çözünürlüklü Sayısal Yükselti Modeli (SYM) verisi kullanılmıştır (Watkins, 2024). Bu veri, CBS programı aracılığıyla yapılan bazı topografik analizlerle işlenerek (Cürebal ve Özşahin, 2022) metamorfik masiflerin yükselti, eğim, bakı ve yarıлма derecesi haritaları oluşturulmuştur. Bu haritalar temel istatistiksel analizler (maksimum, ortalama ve minimum) kullanılarak anlamlı veri haline dönüştürülmüştür. Metamorfik masiflerin topografik özelliklerini izah eden yükselti, eğim, bakı ve yarıлма derecesi arasındaki ilişkiler korelasyon matrisi (Correlation matrix) ve özneliklerin önem dereceleri (Feature Importance) gibi yaklaşımlarla değerlendirilmiştir. Ayrıca Türkiye'nin metamorfik masifleri hem kendi arasında hem de Türkiye'nin genel topografyasıyla karşılaştırılmıştır. Metamorfik masiflerin gelişim özellikleri dairesellik indisi ve uzama oranı değişimlerine göre belirlenmiştir. Bu amaçla Öztürk (2018) tarafından açıklanmış morfometrik formüllerden yararlanılmıştır. Çalışmanın haritalama sürecinde ArcMap - Versiyon 10.8 ve ArcGIS Pro - Versiyon 3.0.1 programları, istatistiksel analiz aşamasında ise Microsoft Excel yazılımı kullanılmıştır.

BULGULAR VE TARTIŞMA

Türkiye'de metamorfik araziler 86.134 km² alan kaplamakta olup, bunların %56'sı Mesozoyik öncesi zamana aittir. Ülkenin toplam yüzölçümünün %11'ine karşılık gelen bu arazilerin %6.66'sı Türkiye'nin metamorfik masifleri olarak tanımlanmıştır (Saritağ, 2016). Türkiye'de jeolojik araştırmalara konu olan 31 farklı metamorfik masif bulunmaktadır (Tablo 1). Bu metamorfik masifler; günümüzdeki dağılımlarını çoğunlukla Paleozoyik yaşlı orojenik süreçlerle kazanmışlardır (Angi vd. 2010). Türkiye'nin tektonik gelişmesinde önemli bir rol oynayan metamorfik masifler, aynı zamanda Türkiye'nin jeolojik iskeletini de oluşturmaktadırlar (Ketin, 1968).

Türkiye'nin metamorfik masifleri, jeolojik özellikleri bakımından kuzey ve güney olmak üzere iki bölgede yayılım göstermektedirler (Egeran, 1952; Yılmaz, 1991-1992-1993). Türkiye'nin başlıca tektonik hatlarını oluşturan ana kenet kuşaklarına karşılık gelen bu bölgelerden kuzeydeki Pontid bloku, güneydeki ise Anatolid-Torid (Kırşehir Bloku dahil) bloku olarak tanımlanmıştır (Okay ve Tüysüz, 1999). Türkiye'nin kuzeyinde bulunan Pontid bloğunda batıdan doğuya doğru sırasıyla Istranca, Kazdağ, Kapıdağ, Karadağ, Armutlu, Uludağ, Sakarya, Almacık, Bolu, Ilgaz, Tokat, Agvanis ve Pulur olmak üzere 13 metamorfik masif bulunmaktadır. Güney kuşağı oluşturan Anatolid-Torid bloğunda ise batıdan doğuya doğru sırasıyla Menderes, Sultandağı, Sivrihisar, Orta Anadolu,

Anamur, Kırşehir, Bolkar, Niğde, Aladağ, Akdağmadeni, Binboğa, Engizek, Nurhak, Malatya, Pütürge, Keban, Akdağ ve Bitlis olmak üzere 18 metamorfik masif yer almaktadır (Şekil 2).

Kuzey kuşaktaki metamorfik masifler, içlerinde farklı tektonik birlikleri barındıran bir mozaik görünümde oldukları için temel nitelikleri bakımından güney kuşaktaki metamorfik masiflerden farklı özellikler göstermektedirler. Güney kuşaktaki metamorfik masifler ise genellikle bazı küçük kesintilerle ayrılabilir istif ve metamorfizma benzerlikleri bakımından bir bütünün parçaları şeklinde tanımlanmışlardır (Yılmaz, 1991-1992-1993). Menderes, Türkiye'nin batısında 200-300 km uzunluğunda polimetamorfik Prekambriyen çekirdeğin üzerinde uzunlamasına konumlanan büyük ölçekli bir metamorfik masiftir (Aydoğan ve Moazzen, 2012). Bitlis ise Türkiye'nin güneydoğusunda yaklaşık 500 km uzunluğunda ve 30 km genişliğinde kavisli bir metamorfik masiftir (Kocak ve Ceran, 2010). En küçük alana sahip olan metamorfik masifler de Sultandağı (307.64 km²) ve Sivrihisar (316.40 km²)'dir. Sultandağı, Toros Dağları'nın orta Anadolu'ya doğru KB-GD yönünde uzanan orografik bir koluna karşılık gelmekte olup (Atalay, 1975), Orta Kambriyen-Üst Permien yaş aralığında değişen düşük dereceli metamorfiklerden ve metasedimanter kayalardan oluşan metamorfik masiftir (Ketin, 1977). Sivrihisar, kuzeybatı ve orta Anadolu'da yüzeylenmiş Geç Kretase dalma zonunun bir parçası olarak kabul edilmekte olup (Fornash ve Whitney, 2020), metasedimanter kayalardan (mermer, mikaşist ve kuvarsit) ve daha az oranda ara katkılı metabazaltlardan meydana gelen metamorfik masiftir (Whitney vd. 2011). Türkiye'nin diğer metamorfik masiflerin alansal büyüklükleri ve oranları Tablo 2'de verilmiştir.

Türkiye jeolojisinin temel kayaçlarını meydana getiren metamorfik masifler, genellikle Triyas ve/veya Üst Kretase'de metamorfizmaya uğramış değişik litolojik kayaçlardan meydana gelmektedirler (Yılmaz, 1991-1992-1993). Daha çok gnays, şist, mermer, kuvarsit, amfibolit ve fillit türünden kayaçlarla temsil edilen bu yapılar, farklı büyüklükleriyle mekânsal bir dağılım sunarlar. Bu bakımdan Türkiye'de alansal bakımdan 31 büyük masifin varlığı tespit edilmiştir (Tablo 2). En geniş alanda yayılış gösteren metamorfik masifler Menderes (18138.09 km²) ve Bitlis (18110.13 km²)'tir. Bu masiflerin Pan-Afrika orojenezi sırasında oluşmuş olabileceği düşünülmektedir (Sengör vd., 1984). Türkiye'nin metamorfik masiflerinin alansal bakımdan gösterdiği mekânsal farklılaşma, topografik özellikler yönünden de etkili olmaktadır. Bu bakımdan her metamorfik masif, kendine özgü yükselti, eğim, bakı ve yarıлма derecesi özelliklerine sahiptir.

Türkiye'nin metamorfik masifleri deniz seviyesinden başlayarak 2000 m'nin üzerine kadar farklı yükselti seviyelerinde yayılış göstermektedir (Tablo 3; Şekil 3). Ortalama yükselti en fazla Bolkar (2595.16 m) ve Akdağ (2154.03 m), en az Kapıdağ (166.89 m) ve Karadağ (264.51 m) metamorfik masiflerindedir (Tablo 3). Bolkar metamorfik masifi, Torid bloğunun kuzey kenarının Miyosen boyunca normal faylarla kademeli olarak yükselmesi neticesinde engebeli bir topografyaya sahip olmuştur (Karaoğlu, 2016). Kurtman ve Akkuş (2023) tarafından çizilen haritaya göre isimlendirilmiş olan Akdağ metamorfik masifi, Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ile Doğu Anadolu Fayı (DAF)'nın Karlıova'nın yakın doğusundaki birleşme noktasının doğusunda yer almakta olup, Doğu Anadolu bölgesinde Neotektonik dönemde ortaya çıkan sıkışma tektoniğinin etkisiyle yüksek ve engebeli bir topografya yapısı kazanmıştır (Şaroğlu ve Yılmaz, 1986). Türkiye'nin ortalama yükseltisi en düşük olan Marmara bölgesinde (Elibüyük ve Yılmaz, 2010) yer alan Kapıdağ ve Karadağ ise olgun bir topoğrafya yapısına sahip oldukları için ortalama yükseltisi en az olan metamorfik masiflerdir (Demirtaş vd. 2016). Diğer yandan maksimum yükseltisi en fazla olan Bitlis metamorfik masifidir (3622 m). Bu durum masifin kuzeydoğu Gondwana ile nihai birleşimi sırasında meydana gelen çarpışma veya Gondwana'nın kenarı boyunca gelişmiş dalma zonuyla ilişkili bir şekilde meydana gelen topografik özelliklerle alakalı olmalıdır (Beyarslan vd. 2016). Diğer metamorfik masiflerin maksimum, ortalama ve minimum yükseltileri Tablo 3'te verilmiştir.

Türkiye'nin metamorfik masifleri tam düzlük ile çok dik yamaç yerçekli sınıflarına uygun bir şekilde farklı eğim değerlerine sahiptirler (Şekil 4; Tablo 4). Minimum eğim tüm metamorfik masiflerde %0 iken, maksimum ve ortalama eğim değişkenlik göstermektedir. Maksimum eğimin %450'den fazla olan tek metamorfik masif Anamur (%454.38), %110'nun altında olan tek metamorfik masif ise Kırşehir (%108.77)'dir. Ortalama eğim Aladağ (%43.58), Bitlis (%42.09), Keban (%42.08), Bolu (%41.80) ve Anamur (%40.09) metamorfik masiflerinde %40'ın üzerindedir. Istranca (%14.15) ise ortalama eğimi %15'in altında olan tek metamorfik masiftir. Diğer metamorfik masiflerin maksimum, ortalama ve minimum eğimleri Tablo 4'te verilmiştir.

Türkiye'nin metamorfik masiflerinin ortalama hakim bakı yönü güneydir (Tablo 4; Şekil 5). Ancak her metamorfik masifin ortalama yönelim değeri birbirinden farklıdır. Buna göre ortalama yönelim değeri en fazla Almacık (194.06), en az ise Sultandağları (142.21) metamorfik masiflerinde saptanmıştır (Tablo 5).

Türkiye'nin metamorfik masiflerinin tamamında minimum yarıлма derecesi 0 m iken, maksimum ve ortalama değerler değişkenlik sunmaktadır (Tablo 5; Şekil 6). Maksimum yarıлма en fazla Bitlis (413 m), en az ise Istranca (118 m) metamorfik masiflerindedir. Ortalama yarıлма derecesi Aladağ (68.26 m), Bitlis (62.92 m), Keban (62.37 m) ve Bolu (60.85 m) metamorfik masiflerinde 60 m'nin üzerindedir. Istranca (19.97 m) ise ortalama yarıлма derecesi 20 m'nin altında olan tek metamorfik masiftir. Diğer metamorfik masiflerin maksimum, ortalama ve minimum yarıлма dereceleri Tablo 5'te verilmiştir.

Türkiye'nin metamorfik masiflerinin topografik özelliklerini izah eden yükselti, eğim, bakı ve yarıлма derecesi arasında farklı korelasyonların olduğu görülmüştür (Şekil 7). Yükselti, eğim ve yarıлма derecesi için maksimum ve ortalama değerler yüksek pozitif korelasyon göstermektedir. Buna göre maksimum yükseklik arttıkça ortalama yükseklikte artmaktadır. Ortalama eğim ile ortalama yarıлма derecesi arasında güçlü bir ilişki vardır. Daha fazla maksimum eğimler daha fazla maksimum yarıılmalarla ilişkilidir. Diğer yandan maksimum ve ortalama yükseklik ile maksimum eğim arasında orta derecede pozitif korelasyon tespit edilmiştir. Daha fazla maksimum yüksekliklerin daha fazla maksimum eğimlerle bir şekilde ilişkili olduğunu belirlenmiştir. Buna ilaveten ortalama yükseklik ve maksimum eğim daha zayıf ancak yine de pozitif bir ilişki bulunmuştur. Minimum yükselti ve maksimum eğim arasında negatif bir korelasyon vardır. Bu da daha az minimum yüksekliklerin daha fazla maksimum eğimlerle ilişkili olduğunu göstermektedir. Ortalama bakı yönelimi ve diğer değişkenler arasında zayıf korelasyon görülmüştür. Dolayısıyla ortalama bakı yöneliminin diğer değişkenlerle güçlü korelasyonlar göstermemesi, veri setindeki diğer faktörlerden bağımsız olabileceğine işaret etmektedir.

Türkiye'nin metamorfik masiflerinin topografik özelliklerini gösteren parametreler arasındaki ilişkinin daha anlamlı hale gelmesi için özneliliklerin önem dereceleri hesaplanmıştır. Buna göre hedef değişkenin tahminine yaklaşık %90.26 oranında katkıda bulunarak en yüksek öneme sahip olan parametrenin ortalama eğim olduğu anlaşılmıştır. Diğer parametrelerin öneminin ise %5'in altında kaldığı saptanmıştır (Tablo 6).

Türkiye'nin metamorfik masiflerinin topografik özellikleri, ortalama değerler bakımından Türkiye'nin genel topoğrafyasını yansıtan verilerle kıyaslandığında bilimsel olarak daha anlamlı sonuçlara ulaşılabilir (Özşahin ve Eroğlu, 2018). Bu bakımdan Tablo 7'de Türkiye'nin genel topoğrafyasının ve metamorfik masiflerinin yükselti, eğim, bakı ve yarıлма dereceleri karşılaştırmalı bir şekilde verilmiştir.

Türkiye'nin metamorfik masiflerinin ortalama yükseltisi, Türkiye'nin genel topoğrafyasının ortalama yükseltisinden daha fazladır (Tablo 7). Öncelikli olarak topoğrafya şartlarındaki değişimle ilgili olan bu durum (Koç, 2013), metamorfik masiflerin daha çok dağ röliyesi şeklinde yüksek

topoğrafyalar meydana getirmeleriyle alakalı olmalıdır. Erentöz (1966), nispeten geniş alan kaplayan ve genellikle örtü tabakalarının altından pencereler halinde çıkan metamorfik masiflerin başlıca dağılımlarını teşkil ettiğini bildirmiştir.

Türkiye'nin metamorfik masiflerinin ortalama eğim şartları, yükselti şartlarına paralel bir şekilde Türkiye'nin genel topografyasının ortalama eğiminden daha yüksektir (Tablo 7). Dolayısıyla metamorfik masifler Türkiye'nin genel topografyasına göre daha dağlık ve engebeli bir özellik göstermektedir. Bu farklılık metamorfik masiflerin Paleozoyik'ten günümüze kadar meydana gelen orojenik ve epirojenik hareketlerden büyük ölçüde etkilenmesinden kaynaklanmış olmalıdır (Sönmez ve Dölek, 2023).

Türkiye'nin metamorfik masiflerinin ortalama bakı durumu Türkiye'nin genel topografyasının ortalamasıyla aynıdır (Tablo 7). Bu benzerlik, Türkiye'nin tektonik gelişimiyle ilişkilidir. Zira Türkiye'nin tektonik gelişimini kontrol eden orojenik ve epirojenik olaylar güneydeki Arabistan ve Afrika levhalarının kuzeye doğru hareketleriyle gerçekleşmiştir. Ayrıca Türkiye'nin güneyindeki levhalarının hareketleriyle ortaya çıkan sıkıştırmaya bağlı olarak meydana gelen kırılma, parçalanma, blok halinde yükselme ve alçalma olayları büyük ölçüde orojenik kuşakların dışındaki metamorfik masiflerde etkili olmuştur (Atalay, 2017). Böylece Türkiye'nin hem genel topografyası hem de metamorfik masifleri güney yönünde eğim kazanmış olmalıdır.

Türkiye'nin metamorfik masiflerinin ortalama yarıılma derecesi de yükselti ve eğim şartlarına paralel bir şekilde Türkiye'nin genel topografyasının ortalamasından daha fazladır (Tablo 7). Bu durum daha çok yüksek ve eğimli dağ röliyesinde olan metamorfik masiflerinin dış kuvvetler tarafından parçalanarak engebeli bir özellik kazandığına işaret etmektedir. Diğer yandan yarıılma derecesinin topografyanın genç olduğu arazilerde arttığı ve buna karşın yaşlı olduğu arazilerde ise azaldığı bildirilmiştir (Koç, 2013). Türkiye'nin metamorfik masiflerin yarıılma dereceleri, aktif tektoniğine bağlı olarak daha genç topografya özellikleri göstermektedir. Dolayısıyla yarıılma derecesi özellikleri Türkiye'nin metamorfik masiflerinin jeolojik olarak yaşlı olsa bile jeomorfolojik olarak gençleştiğinin kanıtı olarak yorumlanabilir.

Türkiye'nin metamorfik masifleri dairesellik indisi ve uzama oranı değerlerine göre topografik bakımdan birbirinden farklı gelişim özellikleri sunmaktadırlar (Şekil 8). Buna göre metamorfik masiflerinde görülen yüksek dairesellik indisi ve düşük uzama oranı flüviyal etkinin, zıt yönlü bir değişim ise tektonik etkinin baskın olduğuna işaret etmektedir (Şimşek vd. 2021). Türkiye'nin metamorfik masiflerin büyük bir kısmında hem flüviyal hem de tektonik etkinin birbirine benzer ve yakın olduğu anlaşılmıştır. Dolayısıyla Türkiye'nin metamorfik masiflerinde jeolojik olarak görülen benzer gelişiminin topografik olarak da gerçekleşmiş olduğu söylenebilir. Bununla birlikte Menderes artan flüviyal etkinin, Sultandağları ve Bolkar ise artan tektonik etkinin çok belirgin olduğu metamorfik masiflerdir (Şekil 8).

SONUÇ

Çalışma sonuçları Türkiye'nin coğrafi, jeolojik ve jeomorfolojik özelliklerinin belki de en az bilinen konularından birisi olan metamorfik masiflerle alakalı oldukça önemli bilgiler vermektedir. Türkiye'nin toplam yüzölçümünün %6.66'sına karşılık gelen metamorfik masifler, Türkiye tektoniğinin ana kenet kuşaklarını oluşturan kuzey (Pontid bloku) ve güney (Anatolid-Torid bloku) bölgelerinde yayılış göstermektedir. Türkiye'de Pontid blokunda 13 ve Anatolid-Torid blokunda ise 18 olmak üzere toplamda birbirinden farklı özellikler gösteren 31 büyük metamorfik masifin olduğu anlaşılmıştır. Alansal olarak Menderes (18138.09 km²) ve Bitlis (18110.13 km²) en büyük, Sultandağı (307.64 km²) ve Sivrihisar (316.40 km²) en küçük metamorfik masiflerdir. Ortalama yükselti en fazla Bolkar (2595.16 m) ve en az Kapıdağ (166.89 m) metamorfik masiflerinde tespit edilmiştir. Ortalama eğim en fazla Aladağ (%43.58) ve en az Istanca (%14.15) metamorfik masiflerindedir. Her

metamorfik masifin yönelimi farklılık gösterse bile ortalama hakim bakı yönünün güney olduğu anlaşılmıştır. Ortalama yarılma derecesinin en fazla Aladağ (68.26 m) ve en az Istranca (19.97 m) metamorfik masiflerinde olduğu belirlenmiştir.

Türkiye'nin metamorfik masiflerinin topografik özelliklerine ait parametrelerden yükseklik ve eğim arasındaki korelasyonlar, çevresel etki değerlendirmeleri ve erozyon bakımından önemli olduğu görülmüştür. Özniteliklerin önem dereceleri hesaplamasına göre hedef değişkenin tahminine yaklaşık %90.26 oranında katkıda bulunarak en yüksek öneme sahip olan parametrenin ortalama eğim olduğu saptanmıştır. Türkiye'nin metamorfik masiflerinin topografik özelliklerinin Türkiye'nin genel topografyasından oldukça farklı olduğu anlaşılmıştır. Dolayısıyla Türkiye gerek genel topografyası gerekse metamorfik masiflerinin ortalama değerleri bakımından güneye bakan ve derin bir şekilde yarılmış yüksek ve engebeli topografik özelliklere sahiptir. Bu durum Türkiye coğrafyasının ve metamorfik masiflerin jeolojik ve jeomorfolojik oluşum ve gelişim sürecinin eseridir. Topografik bakımdan birbirinden farklı gelişim özellikleri gösteren metamorfik masiflerin büyük bir kısmında hem flüvyal hem de tektonik etkinin birbirine benzer ve yakın olduğu anlaşılmıştır. Ayrıca Menderes artan flüvyal etkinin, Sultandağları ve Bolkar ise artan tektonik etkinin çok belirgin olduğu metamorfik masifler olduğu tespit edilmiştir.

Coğrafyacılar tarafından yapılmış bu çalışma, Türkiye'nin metamorfik masiflerinin topografik özelliklerinin detaylı bir şekilde tartışıldığı öncelikli bilimsel yayınlardan biri olmaya adaydır. Çalışma sonuçlarının Türkiye'nin jeolojik ve jeomorfolojik oluşum ve gelişim sürecinin anlaşılmasına ışık tutacağına inanıyoruz. Ayrıca bu çalışma gelecekte ilgili konuda yapılacak araştırmalara rehberlik edebilir. Bu çalışma özel jeolojik alanların topografik özelliklerinin belirlenmesinde CBS tekniklerinin kullanılabilirliğini ve avantajlarını göstermiştir. Gelecek çalışmalarda Türkiye'nin metamorfik masiflerinin fiziki coğrafya özelliklerinin tespit edilmesi ve özellikle jeoçeşitlilik derecesinin belirlenmesi doğal ortam özelliklerinin daha iyi anlaşılması bakımından araştırılması gereken önemli konulardır.

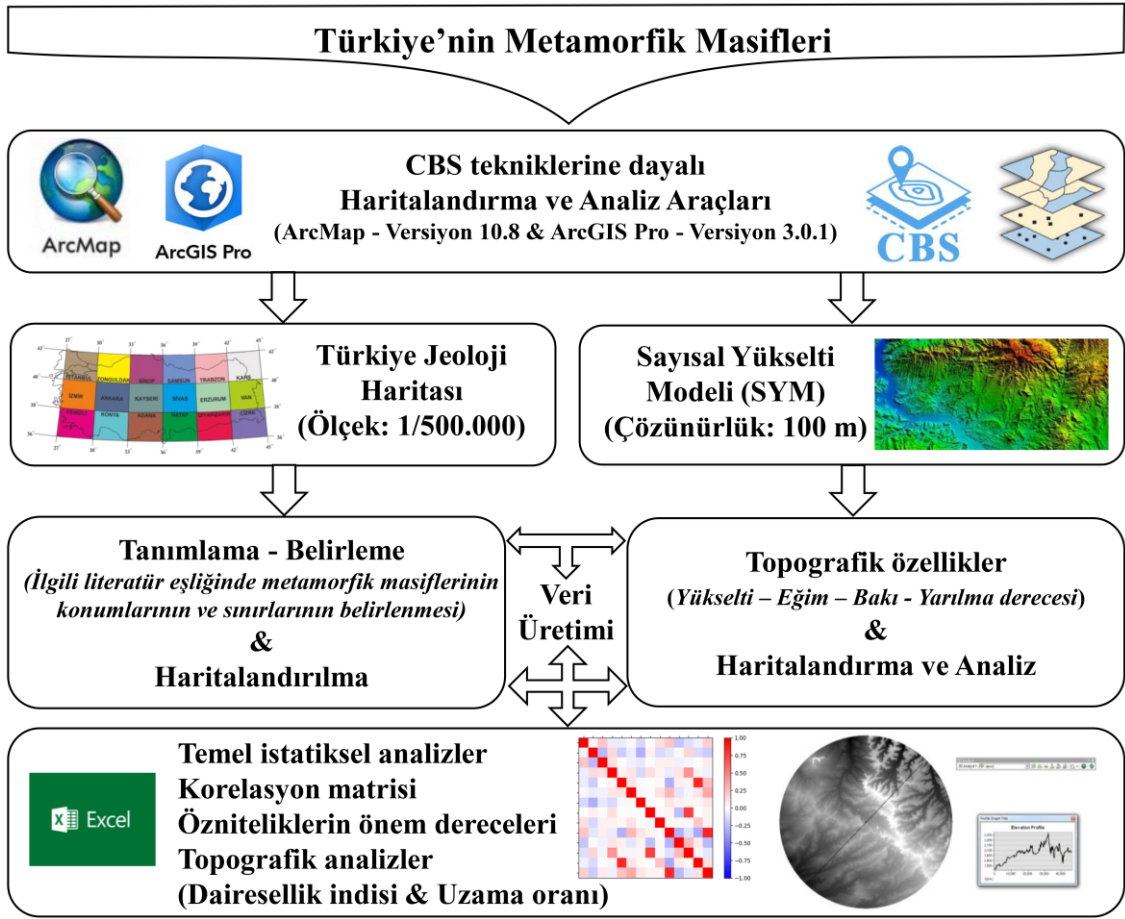
Kaynaklar

- Akkök, R. 1981. Menderes Masifinin gnayslarında ve şistlerinde metamorfizma koşulları, Alaşehir-Manisa. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 24, 11-20. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/78a063b8fdb1db9_ek.pdf?dergi=T%C3%9CRK%C4%B0YE%20JEOL%C4%B0%20B%C3%9CLTEN%C4%B0.
- Angi, G., Cirrincione, R., Fazio, E., Fiannacca, P., Ortolano, G., Pezzino, A. 2010. Metamorphic evolution of preserved Hercynian crustal section in the Serre Massif (Calabria–Peloritani Orogen, southern Italy). *Lithos*, 115 (1-4), 237-262. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.12.008>.
- Arni, P. 1939. Tektonische Grundzüge Ostanatoliens und benachbarter Gebiete. M.T.A. Publucation, Serie B, No. 4, Ankara.
- Atalay, İ. 1975. Tektonik hareketlerin Sultandağları'nın jeomorfolojisine olan etkileri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 18, 21-26. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/7d0145823aeb8ed_ek.pdf?dergi=T%DCRK%DDYE%20JEOL%DD%20B%DCLTEN%DD.
- Atalay, İ. 2017. *Türkiye Jeomorfolojisine Giriş*. Meta Basım. İzmir.
- Atalay, İ. 2023. *Türkiye Coğrafyası ve Jeopolitiği*. Meta Basım. İzmir.
- Aydoğan, M. S., Moazzen, M. 2012. Origin and Metamorphism of Corundum-Rich Metabauxites at Mt. Ismail in the Southern Menderes Massif, SW Turkey. *Resource Geology*, 62, 243-262. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2012.00193.x>
- Başarır, E. 1970. Bafa gölü doğusunda kalan Menderes masifi güney kanadının jeolojisi ve petrografisi, Ege Üniversitesi Fen Fakültesi Raporlar Serisi, No: 102-1970, İzmir.
- Bayari, S., Zreda, M., Çiner, A., Nazik, I., Türk, K., Özyurt, N., Klimchouk, A., Sarikaya, M. A. 2003. The extent of Pleistocene ice cap, glacial deposits and glaciokarst in the Aladaglar massif: central Taurids range, southern Turkey, XVI INQUA Congress, Reno, Nevada, 23-30 July 2003, Abstracts with Programs, Abstract 40-9, p. 144. <http://quebec.hwr.arizona.edu/research/inqua03-bayari.pdf>.
- Beyarslan, M., Lin, Y. C., Bingöl, A. F., Chung, S. L. 2016. Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin and tectonic implication of Cadomian (Ediacaran-Early Cambrian) magmatism in SE Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 130, 223-238. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.08.006>.
- Beyazpırınç, M., Akçay, A. E., Özkan, M. K., Sönmez, M. K., Dönmez, M. 2022. The new age data and pre-Paleogene stratigraphy of the Kırşehir Massif, Central Anatolia. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 167, 1-23. <https://doi.org/10.19111/bulletinofmre.930051>.
- Bilgin, T. 1990. *Orta Sakarya Vadisinin Jeomorfolojisi*. Coğrafya Araştırmaları, Atatürk Kültür, Dil ve Tarih Yüksek Kurumu Coğrafya Bilim ve Uygulama. Kolu yayınları, Ankara.
- Bingöl, E. 1974. 1:2500000 Ölçekli Türkiye Metamorfizma Haritası ve Bazı Metamorfik Kuşakların Jeotektonik Evrimi Üzerinde Tartışmalar. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 83 (83). <https://dergipark.org.tr/tr/download/article-file/593744>.
- Blumenthal, M. M. 1947. Seydişehir-Beyşehir Hinterlandındaki Toros Dağlarının Jeolojisi. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Yayınları*, Seri D, No:2, Ankara.
- Blumenthal, M. M. 1948. Bolu civarı ile Aşağı Kızılırmak mecrası arasındaki kuzey Anadolu silsilelerinin jeolojisi. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Yayınları*, Seri B, No. 13, Ankara.
- Blumenthal, M. M. 1951. Batı Toroslarda Alanya Ard Ülkesinde Jeolojik İncelemeler. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Yayınları*, No: 5, Ankara.
- Boztuğ, D., Yılmaz, O. 1995. Daday-Devrekani masifi metamorfizması ve jeolojik evrimi, Kastamonu bölgesi, Batı Pontidler, Türkiye. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 38 (1), 33-52. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/e1df9a5d0872497_ek.pdf?dergi=T%DCRK%DDYE%20JEOL%DD%20B%DCLTEN%DD.
- Brinkmann, R. 1971. Kuzeybatı Anadolu'daki Genç Paleozoik ve Eski Mesozoik. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 76 (76), 61-77. <https://dergipark.org.tr/tr/download/article-file/599093>.
- Cürebal, İ., Özşahin, E. 2022. *Harita Bilgisi (Bilgisayar Uygulamalı Tasarım ve Analiz)*. Ekin Basın Yayın Dağıtım, Bursa.
- Çinku, M. C., Hisarlı, Z. M., Yılmaz, Y., Ülker, B., Kaya, N., Öksüm, E., Orbay, N., Üçtaş Özbey, Z. 2016. The tectonic history of the Niğde-Kırşehir Massif and the Taurides since the Late Mesozoic: Paleomagnetic evidence for two-phase orogenic curvature in Central Anatolia. *Tectonics*, 35, 772-811. <https://doi.org/10.1002/2015TC003956>.
- Demircioğlu, R., Eren, Y. 2017. Structural Features Of The Niğde Massif in The Çamardı (Niğde) District. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 154 (154), 15-26. <https://doi.org/10.19111/bulletinofmre.304483>.

- Demirtaş, R., İmamoğlu, Ş., Mutlu, A. 2016. Balıkesir İli, Manyas İlçesi, Beton Santrali Sahasının Plana Esas Jeolojik – Jeoteknik – Paleosismolojik Araştırma Raporu. https://www.researchgate.net/profile/Ramazan-Demirtas/publication/331811555_Balikesir_Ili_Manyas_Ilcesi_Beton_Santrali_Sahasinin_Plana_Esas_Jeolojik_k_-Jeoteknik_-_Paleosismolojik_Arastirma_Raporu/links/5c8d25aca6fdcc381756ecaf/Balikesir-Ili-Manyas-Ilcesi-Beton-Santrali-Sahasinin-Plana-Esas-Jeolojik-Jeoteknik-Paleosismolojik-Arastirma-Raporu.pdf
- Dilek, Y. 1994. The Mode and Nature of Continental Rifting Along the Northwestern Periphery of Gondwanaland During the Break-Up of Pangea. *Pangea: Global Environments and Resources - Memoir 17*, pp.: 113-121, *Regional Paleogeography and Tectonics*. https://archives.datapages.com/data/cspg_sp/data/017/017001/113_cspgsp0170113.htm.
- Egeran, E. N. 1952. Türkiye'deki tektonik üniteler ile petrol yatakları arasındaki münasebetler. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 42 (43), 110-114. <https://dergipark.org.tr/tr/download/article-file/44027>.
- Elibüyük, M., Yılmaz, E. 2010. Türkiye'nin Coğrafi Bölge ve Bölümlerine Göre Yükselti Basamakları ve Eğim Grupları. *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 8 (1), 27-56. https://doi.org/10.1501/Cogbil_0000000104.
- Erdinç, H. 1978. Sivrihisar kristalin masifinin jeolojisi ve petrolojisi. *Yayınlanmamış Doktora Tezi*, İ.Ü. Fen Fakültesi, Mineraloji ve Petrografi Kürsüsü, İstanbul.
- Erdoğan, B., Güngör, T. 1992. Menderes Masifinin kuzey kanadının stratigrafisi ve tektonik evrimi. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 4 (1), 9-34.
- Eren, Y. 1987. Sultandağları Masifinin stratigrafisi ve mesoskopik tektoniği. *Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi*, Selçuk Üniversitesi, Konya.
- Eren, Y. 1990. Engilli (Akşehir) ve Bağkonak (Yalvaç) köyleri arasında Sultandağları Masifi'nin tektonik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 33, 39-50. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/2049debbe566ca5_ek.pdf?dergi=T%DCRK%DDYE%20JEOLIJ%DD%20B%DCLTEN%DD
- Erentöz, C. 1966. Türkiye Stratigrafisinde Yeni Bilgiler. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 66 (66), 1-19. <https://dergipark.org.tr/tr/download/article-file/44266>.
- Erkan, Y. 1975. Orta Anadolu Masifi güneybatısında (Kırşehir bölgesinde) etkili rejyonal metamorfizmasının petrolojik incelenmesi. Hacettepe Üniversitesi *Doçentlik Tezi*, Ankara.
- Fazio, E., Cirrincione, R., Pezzino, A. 2015. Tectono-metamorphic map of the south-western flank of the Aspromonte Massif (southern Calabria -Italy). *Journal of Maps*, 11 (1), 85–100. <https://doi.org/10.1080/17445647.2014.962634>.
- Fornash, K. F., Whitney, D. L. 2020. Lawsonite-rich layers as records of fluid and element mobility in subducted crust (Sivrihisar Massif, Turkey). *Chemical Geology*, 533, 119356. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.119356>.
- Glotzbach, C., Reinecker, J., Danišik, M., Rahn, M., Frisch, W., Spiegel, C. 2008. Neogene exhumation history of the Mont Blanc massif, western Alps. *Tectonics*, 27, TC4011. <https://doi.org/10.1029/2008TC002257>.
- Güncüoğlu, M.C. 1981. Niğde Masifinin jeolojisi. İç Anadolu'nun Jeoloji Simpozyumu, Türkiye Jeoloji Kurumu 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, s. 16-19, Ankara. <https://users.metu.edu.tr/mcgoncu/papers/Goncuoglu1981.pdf>.
- İlhan, E. 1976. Türkiye Jeolojisi. Nuray Matbaası, Ankara.
- İzdar, E. 1969. Menderes Masifinin kuzey kısmının jeolojik yapısı, petrografisi ve metamorfizması hakkında. *Yayınlanmamış Doçentlik Tezi*, Ege Üniversitesi, İzmir.
- Karaoğlu, F. 2016. Tracking the uplift of the Bolkar Mountains (south-central Turkey): evidence from apatite fission track thermochronology. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 25 (1).4. <https://doi.org/10.3906/yer-1504-17>.
- Kaya, A. 2016. Keban metamorfizmasının stratigrafisine ilişkin yeni yaş bulguları. *Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 22 (3), 189-199. <https://dergipark.org.tr/en/download/article-file/227545>.
- Ketin, İ. 1946. Kapıdağ Yarımadası ve Marmara Adalarında Jeolojik Araştırmalar. *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası*, Seri B. Cilt XI, Fasikül 2, s.69-71, İstanbul.
- Ketin, İ. 1947. Uludağ Masifinin Tektoniği Hakkında. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 1 (1), 60-88. <https://dergipark.org.tr/en/download/article-file/720161>.
- Ketin, İ. 1955. Yozgat Bölgesinin Jeolojisi ve Orta Anadolu Masifinin Tektonik Durumu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 6 (1), 1-40. <https://dergipark.org.tr/en/download/article-file/970480>.
- Ketin, İ. 1959. Türkiye'nin orojenik safhaları. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 53, 78-86. https://sabri.kdogan.org/dosya/53_4.pdf.
- Ketin, İ. 1960. 1/2500000 Ölçekli Türkiye Tektonik Haritası Hakkında Açıklama (Notice Explicative). *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 54, 1-7. <https://dergipark.org.tr/tr/download/article-file/626453>.
- Ketin, İ. 1966. Anadolu'nun Tektonik Birlikleri. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 66, 20-34. <https://dergipark.org.tr/tr/download/article-file/600507>.

- Ketin, İ. 1968. Türkiye'nin Genel Tektonik Durumu İle Başlıca Deprem Bölgeleri Arasındaki İlişkiler. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 71 (71), 129-135. <https://dergipark.org.tr/tr/download/article-file/599658>.
- Ketin, İ. 1977. Türkiye'nin Başlıca Orojenik Olayları ve Paleocoğrafik Evrimi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 88, 1-4. <https://dergipark.org.tr/tr/download/article-file/593312>.
- Ketin, İ. 1984. Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış. İstanbul Teknik Üniversitesi Vakfı Yayınları, No:32, İstanbul.
- Kılıç, A. D., Kaya, H. 2018. Pütürge Metamorfitlerindeki Amfibolit Fasiyesi Granatların Mineralojisi ve Sm-Nd İzotop Jeokimyası. *Erzincan University Journal of Science and Technology*, 11 (3), 499-508. <https://doi.org/10.18185/erzifbed.411764>.
- Kocak, K., Ceran, F. M. 2010. Mineralogical and Petrological Characteristics of the Neoproterozoic Orthoamphibolite and Orthogneisses in the Mutki Area, the Bitlis Massif, Southeast Turkey. *Acta Geologica Sinica - English Edition*, 84, 563-580. <https://doi.org/10.1111/j.1755-6724.2010.00189.x>.
- Koç, T. 2013. Türkiye'nin morfometrik özellikleri. İç: E. Öner, ed. 2013. Prof. Dr. İlhan Kayan'a Armağan kitabı. İzmir: Ege Üniversitesi yayınları Edebiyat Fakültesi Yayın No: 18, s.433-467.
- Kurtman, F., Akkuş, M. F. 2023. Inter-Mountain Basins in Eastern Anatolia and Their Oil Possibilities. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 1971 (77), 1. <https://bmta.researchcommons.org/journal/vol1971/iss77/1>.
- Lahn, E. 1949. Orta Anadolu'nun jeolojisi hakkında. Türkiye Jeoloji Bülteni, 2(1), 90-107. <https://dergipark.org.tr/tr/download/article-file/861823>.
- MTA. 2024. 1/500.000 Ölçekli Jeoloji Haritaları. <https://www.mta.gov.tr/v3.0/hizmetler/500bas>.
- Nurlu, N., Akıncı, A.C. 2020. Gürleşen-Tülü (Doğu Toroslar) Yöresinde Yüzeyleyen Paleozoyik ve Mesozoyik Birimlerin Petrografisi ve Stratigrafisi. *Çukurova Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Dergisi*, 35 (2), 485-496. <https://doi.org/10.21605/cukurovaummfd.792449>.
- Okay, A. I., Satir, M., Zattin, M., Cavazza, W., Topuz, G. 2008. An Oligocene ductile strike-slip shear zone: The Uludağ Massif, northwest Turkey-Implications for the westward translation of Anatolia. *GSA Bulletin*, 120 (7-8), 893-911. <https://doi.org/10.1130/B26229.1>.
- Okay, A. I., Tüysüz, O. 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. Geological Society, London, Special Publications 156(1), 475-515. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.22>.
- Okay, A. İ. 1983. Ağvanis Metamorfitleri ve Çevre Kayalarının Jeolojisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 99-100, 51-71. <https://dergipark.org.tr/tr/download/article-file/656987>.
- Özgül, N. 1976. Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 19 (1), 65-78. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/4b2aeb2453bdada_ek.pdf?dergi=T%C3%9CRK%C3%20YE%20JEOL%C3%20%20B%C3%9CLTEN%C3
- Özşahin, E., Eroğlu, İ. 2018. Trakya Yarımadası'nın jeomorfometrik özellikleri. *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi*, 1, 87-98. <https://dergipark.org.tr/tr/download/article-file/642770>.
- Öztürk, M. Z. 2018. Karstik kapalı depresyonların (dolinlerin) morfometrik analizleri. *Coğrafya Dergisi*, 36, 1-13. <https://doi.org/10.26650/JGEOG371149>.
- Philippson, E. A. 1918. Handbuch der regionalcn Geologie. V. 2. Heidelberg.
- Robertson, A.H.F., Parlak, O., Ustaömer, T. 2023. Neotethyan Ankara Melange, central Turkey in its Triassic-Eocene regional tectonic setting including accretionary melanges, magmatic arcs and continental units. *International Geology Review*, 65 (20), 3192-3247. <https://doi.org/10.1080/00206814.2021.1925980>.
- Sarıtağ, H. 2016. Türkiye'nin Kayaç (Litolojik) Özelliklerinin Mekânsal Farklılaşması. *Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi*, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Çanakkale.
- Seyitoğlu, G., Esat, K. 2022. Uludağ genişlemeli metamorfik çekirdek kompleksi: ilk arazi gözlemleri. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 169, 49-61. <https://doi.org/10.19111/bulletinofmre.1029034>.
- Seymen, İ. 1982. Kaman Dolayında Kırşehir Masifinin Jeolojisi. İTÜ Maden Fakültesi *Doçentlik Tezi*, İstanbul.
- Sönmez, M. E., Dölek, İ. 2023. Türkiye'nin Jeolojik ve Jeomorfolojik Özellikleri. 1. Bölüm, s.: 9-28, Türkiye'nin Fiziki Coğrafyası (Editörler: Prof. Dr. Hamza AKENGİN - Dr. Öğr. Üyesi İskender DÖLEK), Pegem Akademi, Ankara.
- SRTM. 2024. SRTM Tile Grabber. <https://dwtkns.com/srtm/>
- Şaroğlu F., Yılmaz, Y. 1986. Doğu Anadolu'da neotektonik dönemdeki jeolojik evrim ve havza modelleri. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 107, 73-94. https://dergi.mta.gov.tr/dosyalar/images/mtadergi/makaleler/tr/20150624104936_488_227e49c9.pdf.
- Sengör, A. M. C., Satır, M., Akkök, R. 1984. Timing of tectonic events in the Menderes massif, western Turkey: implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey. *Tectonics*, 3, 693-707. <https://doi.org/10.1029/TC003i007p00693>.

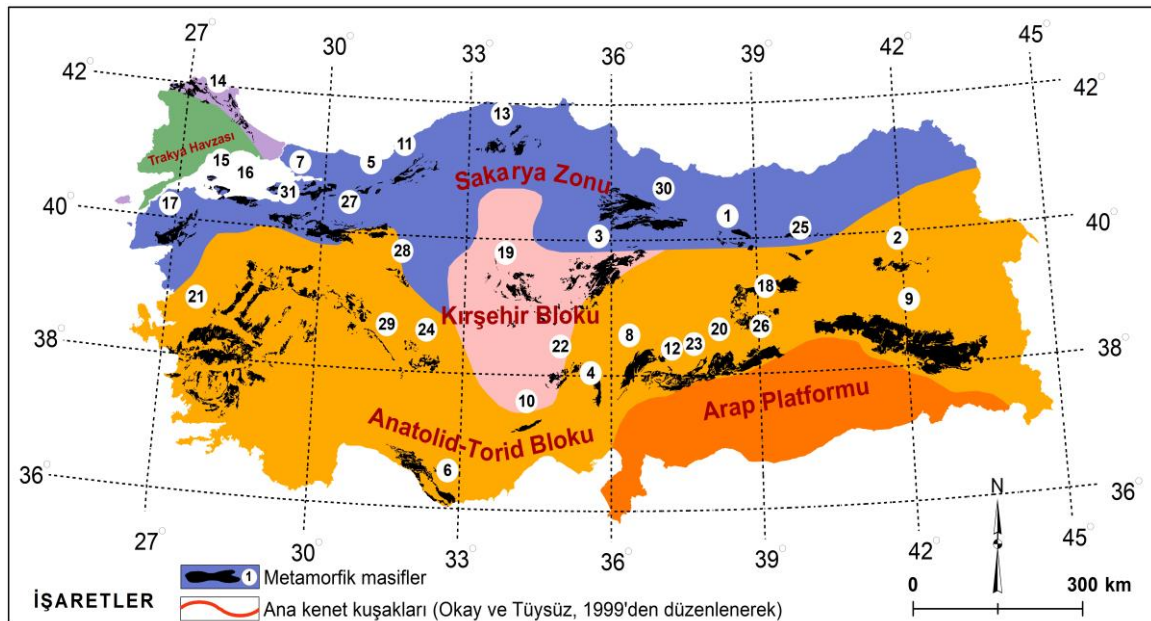
- Şimşek, M., Öztürk, M. Z., Doğan, U., Utlı, M. 2021. Toros Polyelerinin Morfometrik Özellikleri. *Coğrafya Dergisi*, 42, 101-119. <https://doi.org/10.26650/JGEOG2020-834461>.
- Tetiker, S. 2023. İznik Metamorfizmaları'nın Çok Düşük Dereceli Metamorfizma Özelliklerinin İncelenmesi (Armutlu Yarımadası, KB Türkiye). *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 66 (1), 75-106. <https://doi.org/10.25288/tjb.1121834>.
- Topuz, G., Okay, A. I., Altherr, R., Schwarz, W. H., Sunal, G., Altınkaynak, L. 2014. Triassic subduction in northeast Turkey. *Island Arc*, 23, 181-205. <https://doi.org/10.1111/iar.12068>
- TÜBA. 2024. Türkçe Bilim Terimleri Sözlüğü. <http://terim.tuba.gov.tr/>.
- Tümöklü, A., Altuncu, S., Özgür, F.Z. 2018. Niğde Masifinin Maden Yatakları Yönünden Değerlendirilmesi. *Niğde Ömer Halisdemir Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 7 (3), 1119-1123. <https://doi.org/10.28948/ngumuh.502294>.
- Tüysüz, O. 1990. Tectonic evolution of a part of the Tethyside orogenic collage: The Kargı Massif, northern Turkey. *Tectonics*, 9 (1), 141-160. <https://doi.org/10.1029/TC009i001p00141>.
- Ustaömer, P. A., Ustaömer, T., Gerdes, A., Robertson, A. H. F., Collins, A. S. 2012. Evidence of Precambrian sedimentation/magmatism and Cambrian metamorphism in the Bitlis Massif, SE Turkey utilising whole-rock geochemistry and U–Pb LA-ICP-MS zircon dating: Gondwana Research, 21, 1001-1018. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.07.012>.
- Uygun, A., Solakoğlu, E. 2002. Pütürge (Malatya) Masifindeki Pirofillit Yataklarının Jeolojisi ve Kökeni. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 123-124, 13-19. <https://dergipark.org.tr/en/download/article-file/44666>.
- Van Der Kaaden, G. 1971. Basement rocks of Turkey. In "Geology and History of Turkey", ed. A.S. Campbell, Petroleum Expl. Soc., Tripoli, Libya.
- Watkins, D. 2024. SRTM Tile Grabber - Elevation data from the Shuttle Radar Topography Mission. <https://dwtkns.com/srtm/>
- Whitney, D. L., Teyssier, C., Toraman, E., Seaton, N. C. A., Fayon, A. K. 2011. Metamorphic and tectonic evolution of a structurally continuous blueschist-to-Barrovian terrane, Sivrihisar Massif, Turkey. *Journal of Metamorphic Geology*, 29, 193-212. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00915.x>.
- Yalçınlar, İ. 1946. Manyas Havzasının Morfolojik Etüdü. *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Yayınları*, No: 9, İstanbul.
- Yalçınlar, İ. 1985. Türkiye'deki Plütonik Masiflerin Jeomorfolojik Karakterleri. *Coğrafya Dergisi*, 1, 15-32. <https://dergipark.org.tr/tr/download/article-file/231070>.
- Yılmaz, A., Uysal, Ş., Bedi, Y., Yusufoglu, H., Havzoğlu, T., Ağan, A., Göç, D., Aydın, N. 1995. Akdağ Masifi ve Dolayının Jeolojisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 117, 125-138. https://dergi.mta.gov.tr/dosyalar/images/mtadergi/makaleler/tr/20150604105118_390_227f7998.pdf.
- Yılmaz, Y. 1991-1992-1993. Türkiye'nin Metamorfik Masiflerine Toplu Bakış. *İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi*, Jeoloji Eğitiminde 60. Yıl Özel Sayısı, 8 (1-2-3), 9-23. <https://dergipark.org.tr/tr/download/article-file/173748>.
- Yılmaz, Y. 2018. Southeast Anatolian Orogenic Belt revisited (geology and evolution). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 56 (11), 1163-1180. <https://doi.org/10.1139/cjes-2018-0170>.



Şekil 1. İşlem akış şeması.

Tablo 1. Bu çalışma kapsamında haritalandırılmış Türkiye'nin metamorfik masifleri

Sıra No	Masifin Adı	Kaynak
1	Agvanis	Okay, 1983; Yılmaz, 1991-1992-1993; Topuz vd., 2014
2	Akdağ	Kurtman ve Akkuş, 2023
3	Akdağmadeni	Yılmaz vd., 1995
4	Aladağ	Bayarı vd., 2003; Robertson vd., 2023
5	Almacık	Ketin, 1960
6	Anamur (Anamur-Alanya)	Blumenthal, 1947; 1951
7	Armutlu (Armutlu/Pamukova Metamorfikleri)	Yılmaz, 1991-1992-1993; Tetiker, 2023
8	Binboğa	Nurlu ve Akıncı, 2020
9	Bitlis	Ketin, 1984; Ustaömer vd., 2012
10	Bolkar (Bolkardağı Birliği)	Özgül, 1976; Dilek, 1994
11	Bolu	Blumenthal, 1948
12	Engizek (Engizek metamorfikleri)	Kaya, 2016
13	Ilgaz (Kargı / Daday-Devrekani)	Bingöl, 1974; Tüysüz, 1990; Boztuğ ve Yılmaz, 1995
14	Istranca (Yıldız)	Ketin, 1984; Yılmaz, 1991-1992-1993
15	Kapıdağ	Ketin, 1946; Yalçınlar, 1946
16	Karadağ	Ketin, 1946; Yalçınlar, 1946
17	Kazdağ	Bingöl, 1974; Ketin, 1984
18	Keban (Keban metamorfikleri)	Özgül, 1976; Kaya, 2016
19	Kırşehir	Ketin, 1984; Yılmaz, 1991-1992-1993
20	Malatya (Malatya metamorfikleri)	Özgül, 1976; Kaya, 2016
21	Menderes (Saruhan-Menteşe/Muğla-Menteşe)	Ketin, 1984; Yılmaz, 1991-1992-1993
22	Niğde	Demircioğlu ve Eren, 2017; Tümöklü vd., 2018
23	Nurhak (Nurhak metamorfikleri)	Yılmaz, 1991-1992-1993
24	Orta Anadolu (Kırşehir / Kızılırmak)	Ketin, 1955; Beyazpınar vd., 2022
25	Pulur	Yılmaz, 1991-1992-1993
26	Pütürge (Pütürge metamorfikleri)	Uygun ve Solakoğlu, 2002; Kaya, 2016; Kılıç ve Kaya, 2018
27	Sakarya (Yukarı Sakarya / Sündiken)	Bilgin, 1990
28	Sivrihisar	Erdinç, 1978; Whitney vd., 2011
29	Sultandağları	Eren, 1987; 1990
30	Tokat	Yılmaz, 1991-1992-1993
31	Uludağ	Ketin, 1947; Okay vd., 2008; Seyitoğlu ve Esat, 2022



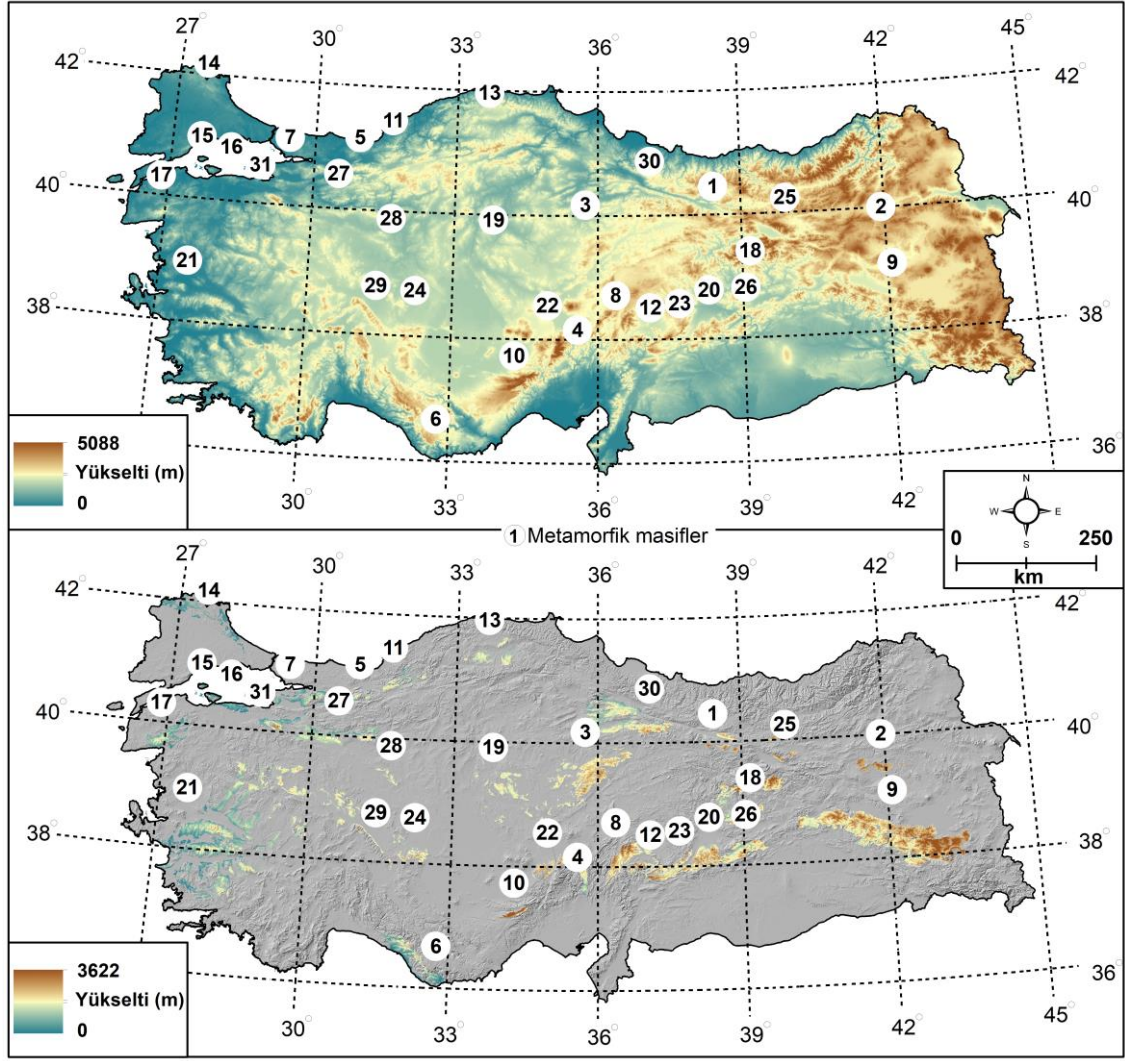
Şekil 2. Türkiye'nin metamorfik masiflerinin dağılışı haritası.

Tablo 2. Türkiye'nin metamorfik masiflerinin alanı ve oranı

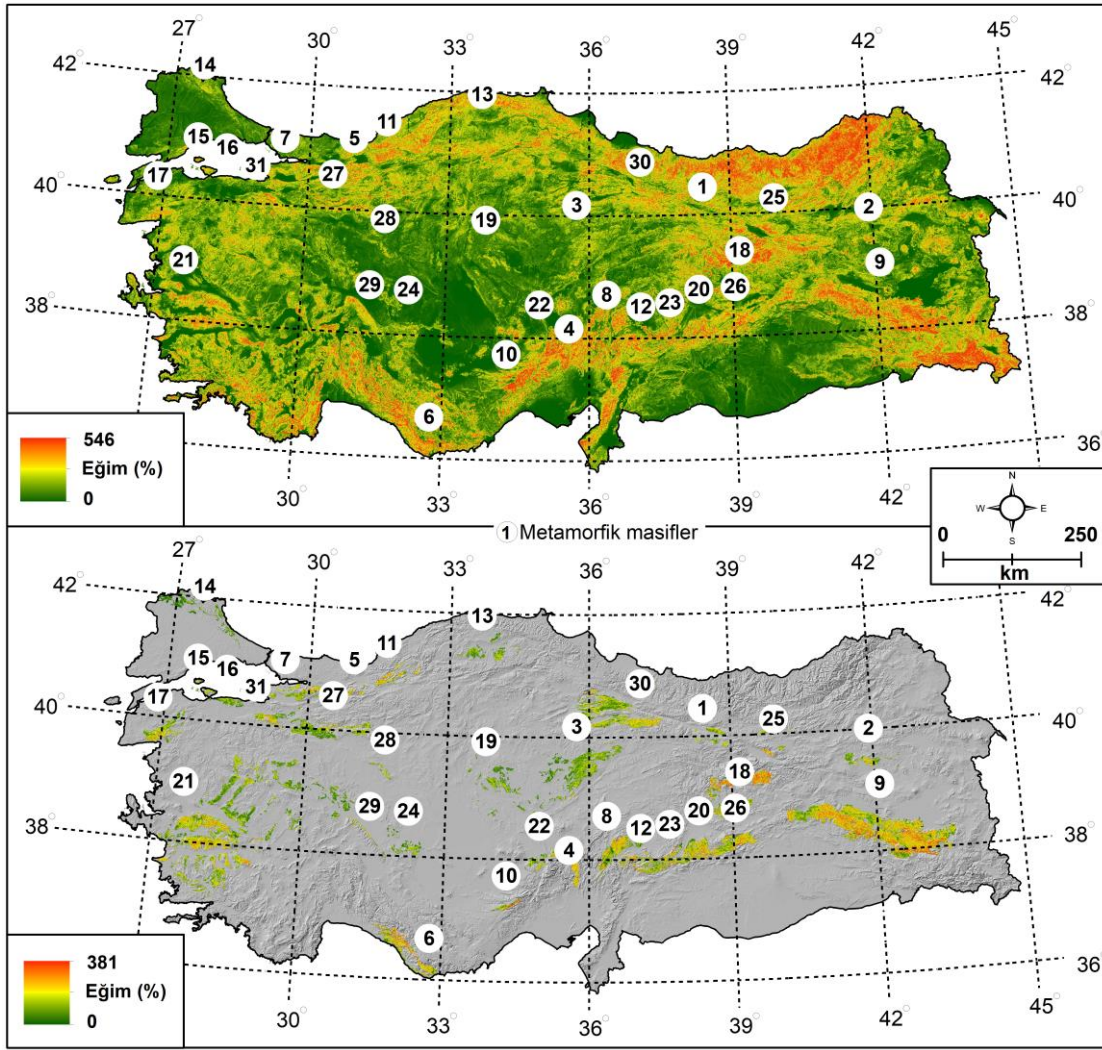
Masif No	Alanı (km²)	Oran (%)
1	808.14	0.94
2	1089.20	1.26
3	5405.14	6.26
4	872.18	1.01
5	346.53	0.40
6	2693.13	3.12
7	1693.24	1.96
8	2494.74	2.89
9	18110.13	20.98
10	429.13	0.50
11	1026.01	1.19
12	1996.68	2.31
13	1555.31	1.80
14	2023.44	2.34
15	488.53	0.57
16	800.88	0.93
17	2013.86	2.33
18	3509.34	4.06
19	2076.56	2.41
20	2338.15	2.71
21	18138.09	21.01
22	845.47	0.98
23	380.67	0.44
24	943.22	1.09
25	750.35	0.87
26	2486.96	2.88
27	3227.40	3.74
28	316.40	0.37
29	307.64	0.36
30	6061.02	7.02
31	1113.95	1.29

Tablo 3. Türkiye'nin metamorfik masiflerinin maksimum, ortalama ve minimum yükselti değerleri

Masif No	Yükselti (m)		
	Maksimum	Ortalama	Minimum
1	2766	1791.64	878
2	2965	2154.03	1500
3	2357	1564.46	964
4	2490	1375.1	303
5	1720	916.59	48
6	2252	702.67	0
7	1491	591.57	0
8	2947	1780.43	886
9	3622	1898.65	606
10	3185	2595.16	1126
11	1975	1017.98	130
12	3018	1656.1	621
13	1692	1136.83	540
14	770	325.3	0
15	797	166.89	0
16	841	264.51	0
17	1762	658.42	30
18	3112	1541.87	616
19	1790	1294.74	772
20	2596	1702.41	893
21	2295	844.91	0
22	2556	1731.25	1071
23	2560	1628.18	1045
24	2155	1421.22	1001
25	2887	1962.2	1311
26	2510	1431.1	517
27	1814	926.71	144
28	1819	1272.62	942
29	2509	1428.17	982
30	2417	1168.73	276
31	2535	848.23	88



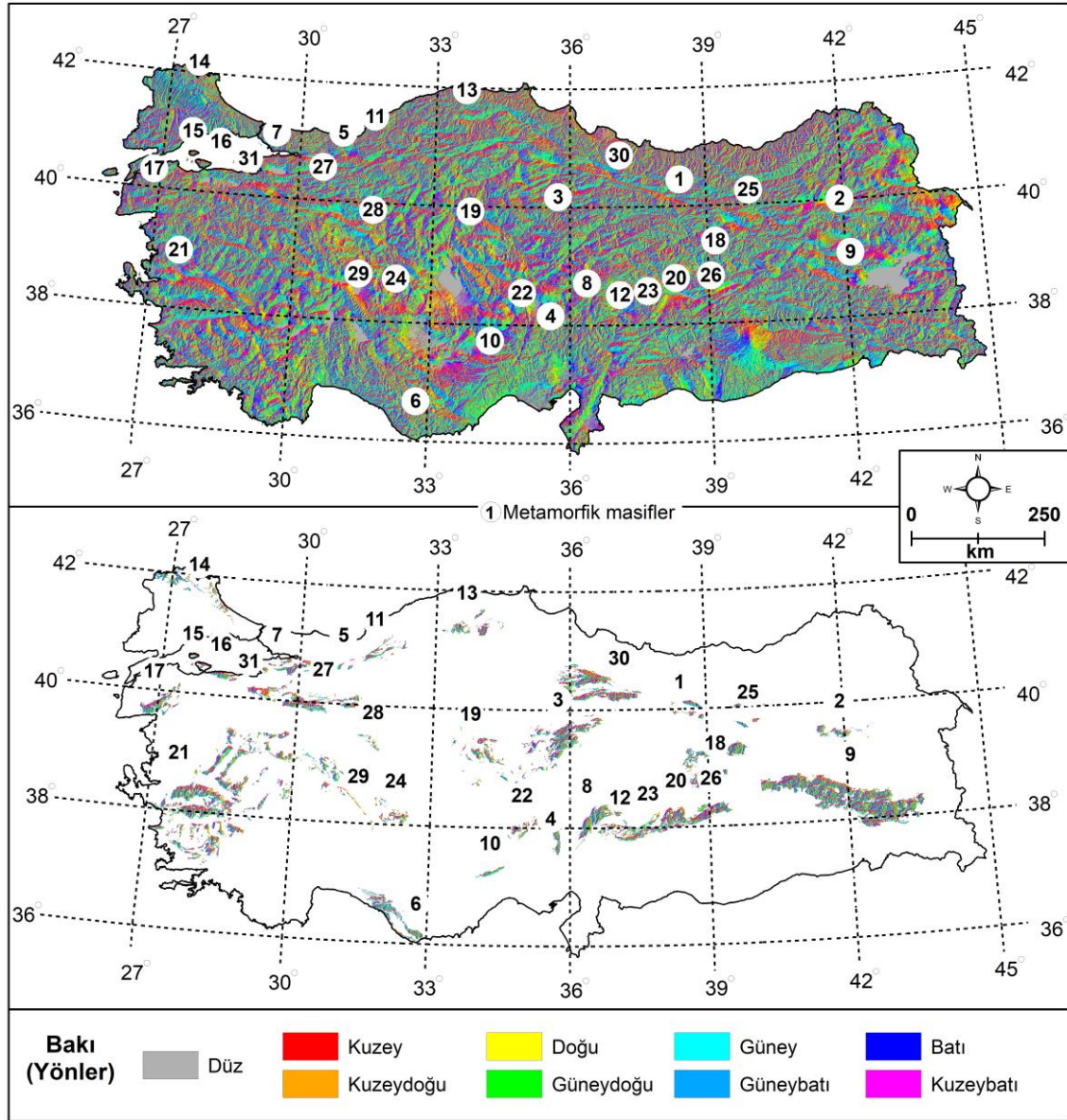
Şekil 3. Türkiye'nin ve metamorfik masiflerin yükselti haritaları.



Şekil 4. Türkiye'nin ve metamorfik masiflerin eğim haritaları.

Tablo 4. Türkiye'nin metamorfik masiflerinin maksimum, ortalama ve minimum eğim değerleri ile bakı yönleri ve ortalama yönelim değerleri.

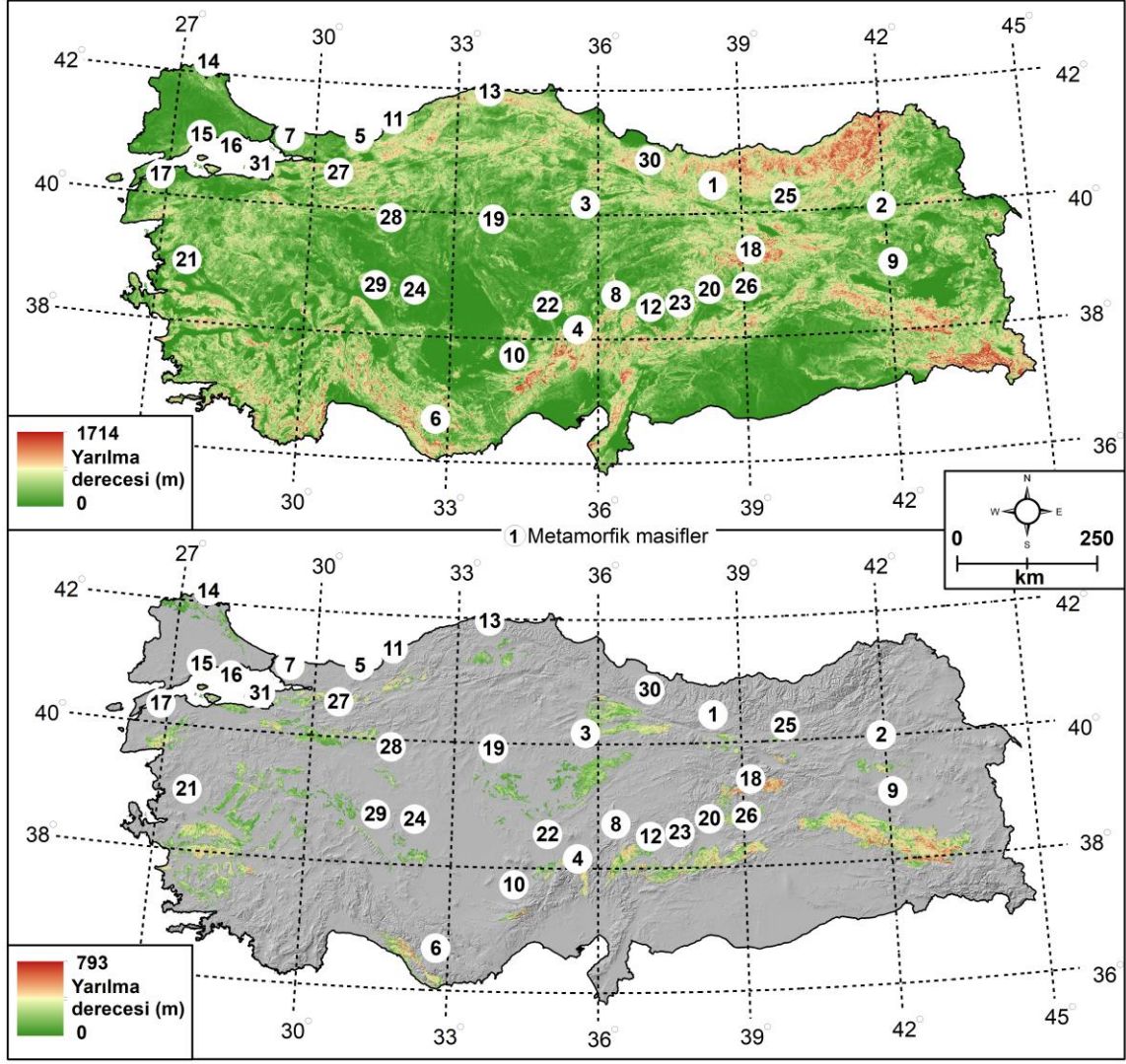
Masif No	Eğim (%)			Bakı	
	Maksimum	Ortalama	Minimum	Hâkim yön	Ortalama yönelim değeri
1	176.18	29.15	0	Güney	185.51
2	143.17	27.15	0	Güney	178.17
3	307.30	19.73	0	Güney	185.86
4	331.59	43.58	0	Güney	180.50
5	151.80	38.60	0	Güney	194.06
6	454.38	40.09	0	Güney	182.34
7	283.11	32.19	0	Güney	184.35
8	351.38	32.47	0	Güney	181.12
9	420.60	42.09	0	Güney	179.63
10	251.83	28.75	0	Güney	179.87
11	234.04	41.80	0	Güney	185.02
12	408.55	34.09	0	Güney	177.36
13	166.73	21.70	0	Güney	182.72
14	149.41	14.15	0	Güney	180.00
15	140.45	24.00	0	Güney	159.89
16	129.11	21.04	0	Kuzey	176.19
17	387.78	30.76	0	Güney	184.23
18	429.72	42.08	0	Güney	180.06
19	108.77	16.33	0	Güney	175.36
20	261.41	35.20	0	Güney	183.42
21	297.14	28.43	0	Güney	180.98
22	192.64	26.29	0	Güney	176.92
23	223.43	33.91	0	Güney	165.19
24	172.14	18.68	0	Güney	169.79
25	238.22	32.25	0	Güney	181.72
26	233.39	37.31	0	Güney	181.52
27	325.55	24.55	0	Güney	182.21
28	156.91	24.80	0	Güney	168.19
29	164.90	28.38	0	Güney	142.21
30	324.14	29.66	0	Güney	180.79
31	245.39	29.00	0	Güney	174.10



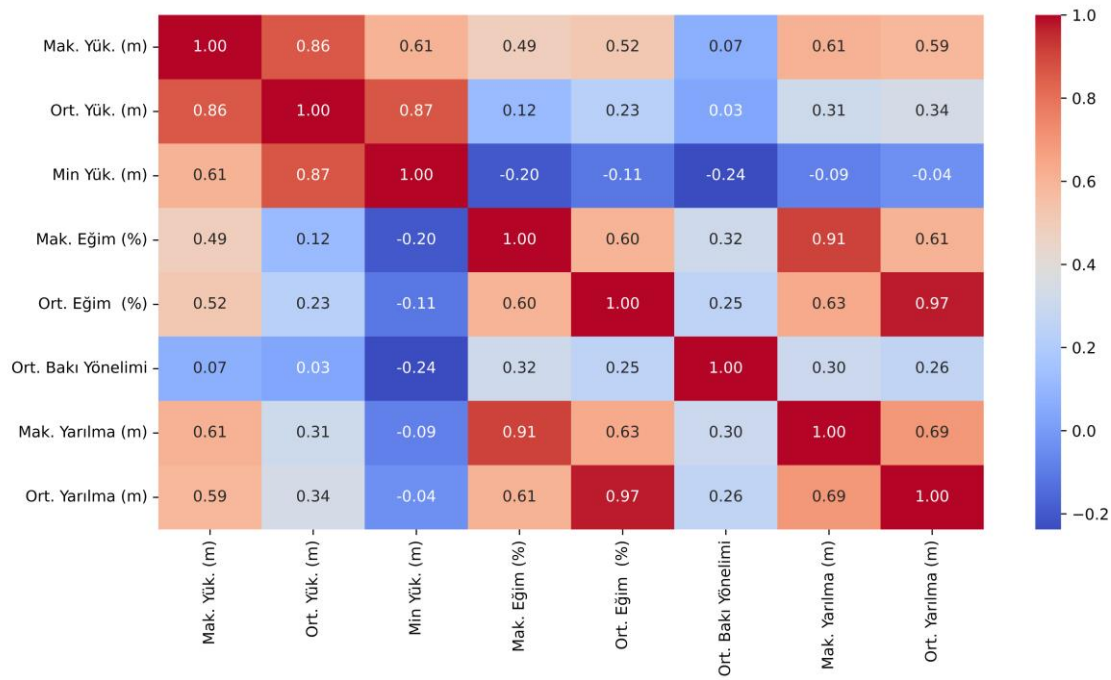
Şekil 5. Türkiye'nin ve metamorfik masiflerin bakı haritaları.

Tablo 5. Türkiye'nin metamorfik masiflerinin maksimum, ortalama ve minimum yarıлма dereceleri.

Masif No	Yarıлма derecesi (m)		
	Maksimum	Ortalama	Minimum
1	210	44.5	0
2	153	39.2	0
3	231	29.32	0
4	283	68.26	0
5	164	55.09	0
6	348	59.03	0
7	244	45.94	0
8	314	49.52	0
9	413	62.92	0
10	326	56.91	0
11	216	60.85	0
12	343	51.74	0
13	169	30.67	0
14	118	19.97	0
15	138	33.95	0
16	129	30.45	0
17	287	46.06	0
18	314	62.37	0
19	120	23.18	0
20	210	53.58	0
21	255	41.08	0
22	190	38.79	0
23	214	51.41	0
24	163	26.53	0
25	198	47.47	0
26	253	56.99	0
27	308	36.07	0
28	144	35.46	0
29	165	40.43	0
30	209	42.96	0
31	219	42.98	0



Şekil 6. Türkiye'nin ve metamorfik masiflerin yarıllma derecesi haritaları.



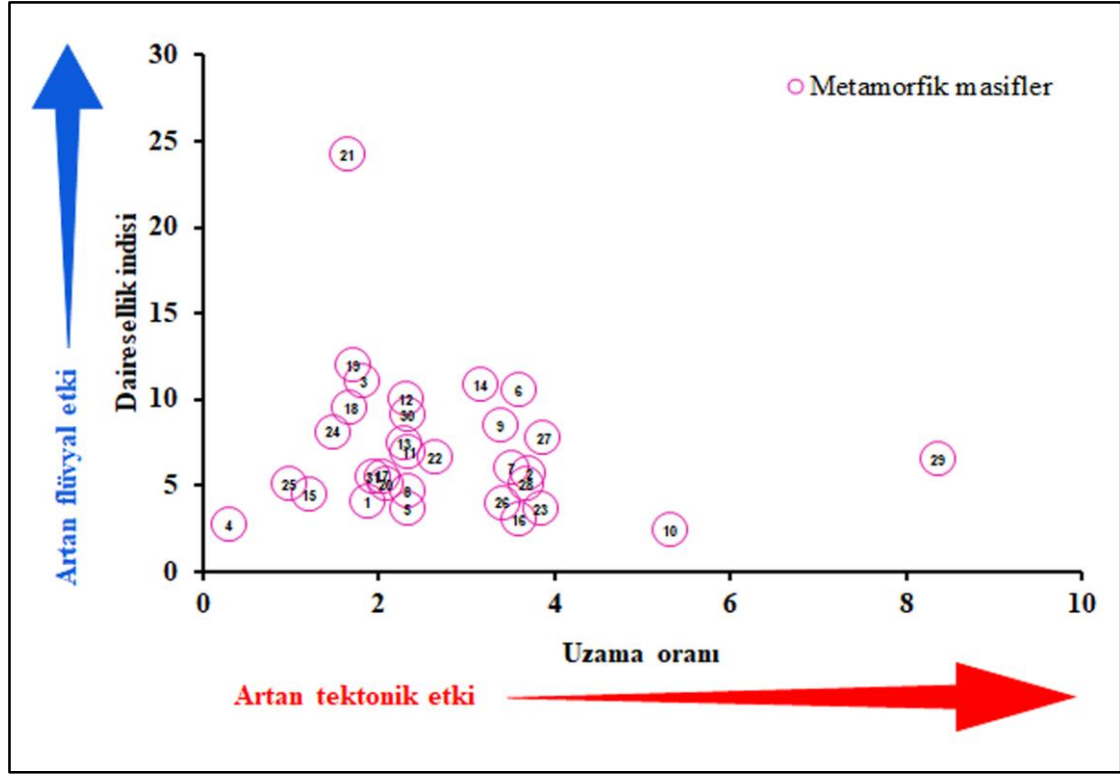
Şekil 7. Türkiye'nin metamorfik masiflerin topografik özelliklerine ait parametreler için korelasyon matris grafiği (Korelasyon matris grafiği, hangi değişkenlerin birbiriyle güçlü bir şekilde ilişkili olduğunu belirlemeye yardımcı olur. Yüksek pozitif korelasyonlar değişkenler arasındaki ilişkinin güçlü olduğunu gösterirken, zayıf korelasyonlar değişkenler arasındaki ilişkinin azaldığına işaret eder. Burada 1 mükemmel pozitif korelasyonu, -1 mükemmel negatif korelasyonu ve 0 korelasyon olmadığını gösterir. Ayrıca matris renkleri koyu maviden [güçlü negatif korelasyon] koyu kırmızıya [güçlü pozitif korelasyon] kadar değişmektedir. Daha açık renkler daha zayıf korelasyonları göstermektedir).

Tablo 6. Türkiye'nin metamorfik masiflerinin topografik özelliklerini gösteren parametrelerin önemi ve önem yüzdeleri.

Parametre	Önemi	Önem yüzdesi
Ortalama Eğim (%)	0.902	90.262
Maksimum Yarılma (m)	0.044	4.421
Ortalama Bakı Yönelimi	0.015	1.593
Maksimum Yükseklik (m)	0.013	1.353
Ortalama Yükseklik (m)	0.009	0.977
Minimum Yükseklik (m)	0.007	0.791
Maksimum Eğim (%)	0.005	0.599

Tablo 7. Türkiye'nin genel topografyasının ve metamorfik masiflerinin topografik özelliklerini karakterize eden ortalama değerler.

Ortalama Değerler	Yükseklik (m)	Eğim (%)	Bakı (Yönler)	Yarılma Derecesi (m)
Türkiye'nin genel topoğrafyası	1135	14.8	177.5 (Güney)	83.8
Türkiye'nin metamorfik masifleri	1303	26.8	181.8 (Güney)	100.8



Şekil 8. Gelişim özelliklerine göre metamorfik masiflerdeki dairesellik indisi ve uzama oranlarının değişimi.

Cayster (Kaystros) Havzası’nın Jeomorfolojisinin Kadim Yerleşimlere Etkileri (İzmir)

Effects of Geomorphology of the Cayster (Kaystros) Basin on Ancient Settlements (İzmir)

Serdar VARDAR¹

Özet

Akarsular, havzalarını işleyerek şekillendirmekte ve çevrelerine doğal zenginlikler sunmaktadır. Akarsu çevreleri bu zenginliklerin etkisiyle insanların değerlendirdiği ve yerleştiği alanlar olarak önem taşımaktadır. Küçük Menderes Irmağı da kendi adı ile anılan havzasının içinde, taban bölümünde geniş bir ova oluşturarak, birçok kadim kültürün gelişip zenginleşmesi için uygun doğal ortamlar sunmuştur. Küçük Menderes Irmağı Havzası’nın yeryüzü şekilleri, yerleşim özelliklerini etkileyen coğrafi çevre bileşenlerinden biridir. Bu çalışmada, öncelikle Küçük Menderes Havzası’nın temel yeryüzü şekilleri değerlendirilmekte daha sonra, yeryüzü şekillerinin yerleşim üzerine etkileri ele alınmaktadır. Küçük Menderes Havzası’nın yeryüzü şekillerine bağlı olarak yerleşim desenleri ve arazi tipleri farklılaşmaktadır. Buna bağlı olarak yerleşimler; dağ-vadi, yamaç-etek ve ova yerleşimleri şeklinde gruplanabilmektedir.

Anahtar Kelimeler: Cayster, Kaystros, Jeomorfoloji, Antik Yerleşimler, Jeoarkeoloji

Abstract

Rivers shape their basins by processing them and provide natural riches to their surroundings. River environments are important as areas where people evaluate and settle due to the effect of these riches. Küçük Menderes River has also provided suitable natural environments for the development and enrichment of many ancient cultures by creating a wide plain at the base of its basin, which is named after itself. The landforms of Küçük Menderes River Basin are one of the geographical environmental components that affect the settlement characteristics. In this study, firstly the basic landforms of Küçük Menderes Basin are evaluated and then the effects of landforms on settlement are discussed. Depending on the landforms of Küçük Menderes Basin, settlement patterns and land types differ. Accordingly, settlements can be grouped as mountain-valley, slope-skirt and plain settlements.

Keywords: Cayster, Kaystros, Geomorphology, Ancient Settlements, Geoarchaeology

GİRİŞ

Küçük Menderes Havzası akarsu çevrelerinin sahip olduğu zenginliklerle, tarih öncesi çağlardan günümüze insanların yerleştiği ve kullandığı bir doğal mekan olmuştur. Buralarda yaşayan kültürlerin değişen çevre şartlarından etkilenerek, yerleşim alanlarını ve faaliyetlerini nasıl değiştirdikleri bölgedeki kalıntılardan anlaşılmaktadır. Bu çalışmada, havzanın yeryüzü şekilleri, özellikleriyle ortaya konulmakta ve yerleşim özelliklerini etkileyen coğrafi çevre bileşenlerinden biri olarak değerlendirilmektedir. Bu yaklaşımla yeryüzü şekillerinin yerleşim ile insan faaliyetleri üzerine etkileri genel olarak ele alınmaktadır.

Kendi adı ile anılan havzasının içinde birçok kültürün gelişip zenginleşmesi için uygun doğal ortamlar sunan Küçük Menderes Irmağı, Batı Anadolu’da Kıyı Ege Bölümü’nde bulunmaktadır. Küçük Menderes Irmağı, doruğu 2159 m. ye ulaşan Bozdağlar ile 1831 m. ye kadar yükselen

¹ Doç. Dr., İzmir Kâtip Çelebi Üniversitesi Sosyal ve Beşeri Bilimler Fakültesi, Coğrafya Bölümü, İzmir/Türkiye. e-mail: serdarvardar@yahoo.com

Aydındağları arasında doğu-batı doğrultusunda uzanan bir grabenin (çukurluğun) tabanında bulunmaktadır. Bu tabanda oluşturduğu alüvyal düzlüğü (Küçük Menderes Ovası) doğudan batıya doğru kat eden ırmak, batıda, Torbalı yakınında güneye yönelip Belevi Boğazı'nı geçerek, Selçuk batısındaki kıyı-delta ovasına ve oradan denize ulaşmaktadır. Küçük Menderes Havzası bu görünümüyle iki bölümden oluşmaktadır. Torbalı-Ödemiş arasında uzanan batı-doğu doğrultulu ana havza adeta kapalı bir depresyon gibi görünmektedir (Şekil 1). Güneybatıda Belevi Boğazı ile ana havzaya bağlanan Selçuk Ovası ise akarsuyun delta ovasıdır. Şekil bakımından farklılık gösteren bu iki bölüm jeolojik ve jeomorfolojik özellikleri bakımından da farklıdır. Küçük Menderes Havzası'nın jeomorfolojik özelliklerini değerlendirirken konunun iki farklı yönde ayrı ayrı ele alınması gerekmektedir. Bunlardan biri Küçük Menderes Irmağı'nın içine yerleştiği diğer bir deyişle içinden geçtiği çukurlukların oluşumudur. Bu doğrudan yer kabuğu hareketlerine bağlı jeolojik (yapısal jeomorfolojik) bir gelişmenin sonucudur. İkincisi ise bu çöküntü çukurlukları (graben) içinde akarsuların yaptığı şekillenmedir. Küçük Menderes Vadisi'nde şekillenme büyük ölçüde yapının kontrolündedir (Kayan, 1999). Bu çalışmada üzerinde durulan yeryüzü şekillerinin yerleşim üzerine etkileri bu temel bilgilerin ışığında ele alınacaktır.

Küçük Menderes çukurluğu, içindeki ırmağın hem havzası hem de vadisidir. Ancak akarsu tarafından aşındırılarak oluşmuş gerçek bir vadi değildir. Irmak, yapısal olarak hazır bir çukurluğu kullanıp denize ulaşmaktadır. Bu nedenlerle, Küçük Menderes Havzası, Küçük Menderes Vadisi ya da Küçük Menderes Grabeni isimleriyle de anılmaktadır.

JEOLÖJİK ÖZELLİKLER

Küçük Menderes Irmağı Havzası, Batı Anadolu'da Menderes Masifi'nin orta bölümündeki doğu-batı doğrultulu bir çöküntü oluğu (graben) içinde şekillenmiştir (Şekil 1). Bu nedenle şekillenmenin açıklanabilmesi için öncelikle temeldeki masifin jeolojik özelliklerinin değerlendirilmesi gerekmektedir. Küçük Menderes Grabeni içinde bulunduğu Batı Anadolu tektonik sisteminin kontrolünde gelişmiştir. Menderes Masifi'nin gelişimi ve şekillenmesi paleotektonik ve neotektonik olmak üzere iki evrede ele alınmaktadır.

Bunlardan **paleotektonik** evre, Menderes Masifi'ne ait kristalin temeli olduğu, çok sayıda ve farklı özelliklerdeki metamorfizma olaylarının meydana geldiği, böylece, yapısal temelin ortaya çıktığı eski tektonik rejime ait evredir. **Neotektonik** evrede ise, Anadolu genç tektonik hareketlerle bütünüyle yükselmiş ve ortaya çıkan gerilme kuvvetlerinin etkisi ile doğu-batı doğrultulu bloklar halinde parçalanmıştır. Diğer bir deyişle Küçük Menderes Havzası'nın ve yakın çevresinin ana şekil birimleri genç tektonik evredeki yeni tektonik rejimin kontrolünde şekillenmiştir. Bu sistem içinde belirginleşen graben çukurluğundaki alüvyal birikim ve değişimler günümüzdeki ova dolgularının oluşmasını sağlamıştır.

LİTOLOJİK BİRİMLER VE PALEOTEKTONİK

Küçük Menderes Havzası, paleotektonik açıdan, anatolidler olarak tanımlanan ve Türkiye'nin önemli tektonik birimlerinden biri olarak bilinen kaya topluluğu içinde yer alır. Bu birimin alanı içindeki en önemli üyelerinden biri Menderes Masifi'dir. Menderes Masifi, yaklaşık 40 bin km² lik bir alana yayılan metamorfik bir çekirdek temel ve bu temel üzerinde gelişen örtü birimlerinden oluşur. Masif, kuzeyden İzmir-Ankara Kenet kuşağı ile güneyden ise Likya napları ile sınırlanır.

Metamorfik kristalin Menderes Masifi birimleri, çekirdek bölümündeki gnayslar ile bunları örten şist, fillit, arduvaz ve mermerlerden oluşmaktadır. Havzanın batı bölümündeki İzmir-Ankara zonuna ait birimler; kalker, kristalize kalker, filiş ve yer yer volkanik kayalardan yapıldır. 250 ile 580 milyon yıl arasında değişen tarihlendirmeler sahip olan metamorfik kayaların en eski olanları Birgi-Kiraz arasında bulunmakta ve 580 milyon yıla kadar uzanan jeolojik bir geçmişi yansıtmaktadır (Brinkmann, 1971; İzdar, 1971).

NEOTEKTONİK

Neotektonik açısından Küçük Menderes Havzası; “Batı Anadolu Grabenleri” olarak tanımlanan çöküntü havzalarından biridir. Küçük Menderes Havzası, kuzeyinde Gediz ve güneyinde Büyük Menderes çöküntüleri bulunur. Küçük Menderes Havzası’nın temelini oluşturan Paleozoik yaşlı menderes masifi metamorfikleri, bunun üzerine diskordant olarak gelen Üst Kretase’nin filiş ve kalkerleri ile bunlara uyumsuz olarak oturan Neojen istifleri ve Kuaterner yaşlı çökellerden oluşur. Şengör (1980)’e göre, Neotektonik dönem Orta-Üst Miyosen’de Doğu Anadolu’da Arap levhası ile Avrasya levhası arasında gerçekleşen kıta-kıta çarpışması sonucu başlamıştır. Türkiye’nin tektonik tarihindeki orojenik evreler yaşlıdan gence doğru; Pan Afrikan, evresi, Hersiniyen Evresi, Kimmerid evresi, Alpid evre, Neotektonik evre şeklinde sınıflanmıştır (Şengör, 1980). Orta-Üst Miyosen’de başlayıp günümüzde de devam eden Neotektonik dönemin, çekme tektoniği denetiminde gelişen karasal sedimantasyon, onunla yaşıt kıta içi volkanizma ve blok faylanma ile belirginlik kazandığını belirtilmektedir (Koçyiğit, 1984). Araştırmacı bölgenin, verrev atımlı normal faylarla sınırlı çok sayıda ve değişik boyutta bloğa bölünmüş olduğunu belirtmiştir. Küçük Menderes Havzası’nda tektonik ve etkileri üzerine çalışan Rojay ve arkadaşları (2005), Miyosen sonrası süreçte saat yönündeki hareketin sonucunda gelişen tektonik çizgileri üç belirgin periyot içinde ele almışlardır. İlk safha K-G yönlü gelişim, ikinci safhada deformasyonel hareketler ile DKD-BGB açılma ve son safhada KGB yönlü açılmalar havzanın bugünkü iskeletini oluşturan ana şekil birimlerini ortaya çıkarmıştır. Küçük Menderes Havzası’nın büyük yeryüzü şekilleri bu hareketlerin denetiminde ortaya çıkmıştır.

JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLER

Küçük Menderes Havzası doruğu 1831 m’ye ulaşan Aydındağları ile Bozdağlar arasında doğu-batı doğrultusunda uzanmaktadır. Küçük Menderes Havzası’nın büyük şekil birimlerinin oluşum ve şekillenmesi havzanın yapısal ve tektonik özellikleriyle yakından ilişkilidir. Küçük Menderes Havzası’nın temel litolojik birimleri Menderes Masifi’ne ait metamorfik kristalin unsurlardan ve bu temel kütleyi batıdan kuşatan İzmir-Ankara Mesozoik Zonu’na ait kayalardan meydana gelmektedir. Bu litolojik farklılık tektonik özelliklerle de uyumlu olup morfolojiyi etkilemektedir. Ana morfolojik birimlerin oluşum ve şekillenmesi bu **yapısal özelliklerin** kontrolünde gerçekleşmiştir.

Doğu-Batı doğrultulu Kiraz-Ödemiş-Torbalı ana depresyonu üç bölümden oluşmaktadır. Bunlardan, Ödemiş doğusunda kalan Kiraz Depresyonu ise masifin çekirdek birimleri olan gnays ve granognaysların bulunduğu bölümde oluşup şekillenmiş ve KB-GD doğrultulu bir uzanışa sahiptir. Bu şekillenme bu bölümdeki yapısal özelliklerle uyumludur. Küçük Menderes Irmağı, Kiraz kuzeyinden doğup, bu hatla uyumlu olarak güneydoğuya ilerlemekte ve Beydağ kuzeyinde kuzeybatıya dönerek bir dirsek şeklindeki vadisini takip edip Ödemiş Ovası’na ulaşmaktadır. Ödemiş ile Torbalı arasında kalan ikinci bölüm ise doğu-batı doğrultulu ana depresyondur. Bu bölüm çoğunlukla örtü bölümüne ait şistler üzerinde gelişmiştir. Doğu-Batı doğrultulu ana depresyon (Ödemiş-Torbalı Çukurluğu) Belevi’den kuzeydoğuda Dağkızılca’ya uzanan tektonik lineasyonla kesilmiş olup, bu hat boyunca Menderes Masifi’nin litolojik birimlerinden İzmir-Ankara Mesozoik zonu birimlerine geçilmekte ve şekillenmeyi etkilemiş farklı litolojik unsurlar ve tektonik doğrultular ortaya çıkmaktadır. Depresyonun üçüncü bölümü ise Belevi güneybatısında kalan Selçuk delta-kıyı ovasıdır. Bu bölüm büyük ölçüde İzmir-Ankara Mesozoik Zonu birimleri üzerinde şekillenmiştir.

Küçük Menderes Havzası’nın **su bölümü çizgisi** incelendiğinde, komşu havzalar olan Gediz (kuzeyde) ve Büyük Menderes (güneyde)’in Bozdağlar ve Aydındağları üzerinde daha geniş bir su toplama alanına sahip olduğu dikkati çekmektedir. Bozdağların kuzey ve Aydındağlarının güney yamaçlarına derin vadilerle gömülmüş akarsular, her iki dağın üzerindeki geniş alanın sularını toplayabilmektedir. Buna karşın, Küçük Menderes Havzası’na bakan yamaçlar daha diktir ve su

bölümü bu dik yamaçların dorukları boyunca uzanış göstermektedir (Şekil 1). Bu görünüm Küçük Menderes Havzası'nın **daha genç** bir morfolojik birim olduğunu göstermektedir. Nitekim Bozdağlar'ın kuzey ve Aydındağları'nın güney yamaçlarında uzun bir süreçte meydana gelmiş (Miyosen-Pliyosen) Bozdağ Depoları Küçük Menderes Havzası içinde görülmemektedir. Buna göre, Küçük Menderes Grabeni, Gediz ve Büyük Menderes Grabenleri'nden daha genç bir oluşumdur. Yörede çalışan Philippon (1911), İzdar ve Brinkmann (1971) gibi araştırmacılar Bozdağ Depoları'nın yaşı ile morfolojik özelliklerini değerlendirmişler ve Küçük Menderes Havzası'nın daha genç bir oluşum olduğunu ifade etmişlerdir. Aşınım yüzeyleri konusuna değinen ve bunlarla ilişkili olarak "Bozdağ Penepleni" kavramını ilk kez kullanan araştırmacı Erinç (1955)'tir. Bunun yanında, Bozdağlar üzerinde bir zamanlar gelişmiş bu yüzey şekillerinin (peneplen) genç tektonikle yükselerek Bozdağlar üzerinde yükselmiş plato karakterine sahip olduğu, düzlüklere ve aşınım yüzeylerine gömülü eski şekiller olarak bulunduğu ve bunların genç tektonik ile kesilerek şekillendiği ifade edilebilir (Vardar, 2003; Vardar ve Sarıöz, 2006).

Erinç'in ifade ettiği aşınım yüzeylerini destekleyen bir açıklama yapan Brinkmann (1971), Orta Miyosen'de, Menderes Masifi üzerinde fazla yüksek olmayan alçak bir plato rölyefi oluştuğunu savunmuştur. Bu rölyef daha sonra devam eden tektonik hareketlerle parçalanmış ve horst-graben rölyeflerinin temeli ortaya çıkmıştır. Bu parçalanma ve aşınım yüzeylerinin dağılışı özellikleri grabenlerin yaşı hakkında fikir veren diğer bulgulardır. Erol (1983)'un Bozdağlar üzerinde sistematik olarak değerlendirdiği aşınım yüzeylerinin Gediz ve Büyük Menderes havzalarında bulunmasına karşın Küçük Menderes Havzası'nda daha sınırlı ve az sayıda bulunması ve hatta çoğunlukla görülmemesi havzanın daha **genç bir oluşum** olduğunun diğer bir kanıtıdır.

Genç tektoniğin etkileri ve aşınım yüzeyleri konusunda çalışan Atiker (1985)'e göre; Erol'un da ifade ettiği gibi, Üst Miyosen'de başlayan masifin domlaşması grabenleşmeyi sağlamıştır. Bilindiği gibi, domlaşma yüzey gerilimini artırmış, beliren zayıf direnç çizgileri boyunca grabenlerin gelişmeye başladığı ilksel çukurluklar oluşmuştur. Artan yüzey gerilimine bağlı olarak yükselen ve alçalan alanlarda hareketler devam etmiş, Gediz ile Büyük Menderes grabenleri belirginleşmiş ve Küçük Menderes Havzası bir **çatı çukurlaşması** şeklinde ortaya çıkmıştır. Koçman (1989), Küçük Menderes Havzası'nda Bozdağ depolarının ve En Alt Pleistosen tortullarının bulunmamasının, Üst Pliosen'in sonunda ve En Alt Pleistosen'in başlarında etkili olan çok şiddetli tektonik hareketlerin sonucunda grabenin güneybatısındaki Belevi Boğazı (Selçuk) aracılığı ile Havza'nın denize bağlanmış ve boşalmış olmasıyla mümkün olabileceğini belirterek havzanın genç tektonikle şekillendiğini vurgulamış ve havzanın oluşumu ile yaşı hakkında morfolojik kanıtlara dayalı önemli saptamalarda bulunmuştur.

Tektoniğin kontrolündeki bu şekillenmenin yanında farklı bir tez olarak, Bozbay ve arkadaşları (1986), tarafından savunulmuş olan, karstlaşma olayı sonucu havzanın çukurlaştığı, Miyosen'in iklim koşullarında geniş alanlarda karstlaşma gözlediği yaklaşımı güçlü verilerle desteklenememiş ve yeterince kabul görmemiştir. Bu tartışmaya karşılık tektoniğin etkilerine ait birçok veri bulunmakta ve böylece bölgedeki temel şekil birimlerini ortaya çıkaran ana etki olarak tektoniğin daha çok dikkate alınması gerektiği anlaşılmaktadır (Vardar ve Sarıöz, 2006).

Sonuç olarak, yukarıda vurgulanan neotektonik dönem tektonik rejimi ve sonucundaki morfolojik gelişim, ana şekil birimleri olan Bozdağlar, Aydındağları ve Küçük Menderes Grabeni'ni ortaya çıkarmıştır. Küçük Menderes Grabeni içinde gelişen akarsu ağı bu grabenin yapısal özelliklerine göre gelişmiş ve Küçük Menderes Havzası oluşmuştur. Küçük Menderes Havzası'ndaki ana şekil birimleri, büyük ölçüde **yapısal özelliklerin ve genç tektoniğin** kontrolünde şekillenmiştir.

KÜÇÜK MENDERES HAVZASI'NIN ANA ŞEKİL BİRİMLERİ

Havza yapısal ve tektonik özelliklerle uyumlu olan üç ana bölümden oluşmaktadır. Bunlar; doğudan batıya doğru, “Kiraz çukurluğu, Ödemiş-Torbalı arasında uzanan ve adeta kapalı bir depresyon gibi görünen batı-doğu doğrultulu ana çukurluk ve güneybatıda Belevi Boğazı ile bu ana çukurluğa bağlanan Küçük Menderes Irmağı'nın kıyı-delta ovasıdır”. Şekil bakımından farklılık gösteren bu bölümlerin jeolojik özellikleri bakımından farklı olduğu daha önce jeolojik özellikler bölümünde değerlendirilmiştir.

Küçük Menderes Havzası'nda bulunan bu bölümlerin her birinde üç temel şekil birimi bulunmaktadır. Bunlar; havzayı kuşatan dağlar (Aydın Dağları ve Bozdağlar) ile bunların uzantısı olan tepeler ve yamaçlardan oluşan yüksek alanlar, etek bölümlerinde birikinti konisi ve yelpazelerinden oluşan eğimli düzlükler ve tabanda Küçük Menderes Irmağı'nın taşıdığı alüvyonlarla şekillenen ovaadır.

Temel şekil birimleri olan Bozdağlar, Aydındağları ve bunların uzantısı olan tepelerden oluşan **yüksek alanlar** ile **graben alanı** genç tektoniğin kontrolünde ortaya çıkmıştır. Buna karşın **birikinti koni ve yelpazeleri** yüksek alanlardan dış etken ve süreçlerle taşınan malzemenin etek bölümlerinde birikmesi sonucu oluşmuş ve genç tektoniğin kontrolünde şekillenmiştir. Graben çukurluğunun tabanı ise Pleistosen ve Holosen boyunca yamaçlardan gelen ve Küçük Menderes tarafından taşınan malzemelerle dolmuş ve bir **ova** düzlüğü gelişmiştir. Ova tabanında ve etek bölümlerinde Erken Pleistosen'den daha eski dönemlerde malzeme birikmemiştir. Havza'nın oluşumu genç olduğu için belirgin sedimantasyonun Erken Pleistosen'in sonuyla birlikte başladığı düşünülmektedir (Koçman, 1989; Rojay vd. 2005). Tektonik etkilerle belirginleşen havza çukurluğu içinde gelişen ova ve etek dolguları dış etken ve süreçlerle Pleistosen ve Holosen boyunca şekillenmiştir.

YERYÜZÜ ŞEKİLLERİNİN KADİM KÜLTÜRLER VE YERLEŞİM ÜZERİNE ETKİSİ

Havzanın yeryüzü şekilleri iklim özelliklerini, hidrografik özellikleri, toprak ve bitki örtüsü özelliklerini, arazi kullanımını, ulaşımı, havza ekonomisini ve sosyo-kültürel özellikleri ve bunlara bağlı olarak yerleşimi doğrudan etkilemektedir. Dağların doğu-batı doğrultusu Akdeniz'den gelen hava kütlelerinin iç kesimlere sokulmasını kolaylaştırmaktadır. Ovadan yüksek alanlara doğru yükseltinin artışına bağlı olarak sıcaklık ve yağış koşulları değişmektedir (Şekil 4). Bu değişimler bitki örtüsü, toprak ve tarım özellikleri ile yerleşimler üzerinde etkili olmaktadır.

Küçük Menderes Havzası'nın temel yeryüzü şekilleri yüksek alanlar, birikinti konisi ve yelpazelerinden oluşan eğimli düzlükler ve Küçük Menderes Ovası'dır. Bunların üzerinde gelişen yerleşimlerin sayılarında ve nüfus miktarında farklılıklar görülmekte, ulaşım şebekesi yeryüzü şekillerine göre ortaya çıkmaktadır. Havza'nın batı bölümünde Belevi Boğazı ile kıyıya bağlanan yol ağı, kuzeybatıda İzmir'e dolayısıyla denize ve limana ulaşmaktadır. Havza'nın güneyinde, Büyük Menderes Havzası'na Tire, Ovakent, Bademli, Beydağ üzerinden sarp geçitlerle bağlantılar bulunmaktadır. Havza kuzeyinde Torbalı-Kemalpaşa, Bayındır ve Bozdağ üzerinden Gediz Havzası'na karayolları ulaşmaktadır (Şekil 4). Havza doğusunda Kiraz-Alaşehir bağlantısı tek alternatiftir. Havzanın belirtilen ulaşım ağları yeryüzü şekillerinin sunduğu imkânlarla göre gelişmiştir. Etkin bir karayolu ağının bulunması havzanın her noktasına ulaşımı kolaylaştırmakta ve yerleşim özelliklerini etkilemektedir. Küçük Menderes Havzası, ana doğrultusu olan doğu-batı ekseninde uyumlu bir ulaşım ağı dokusuna sahiptir.

YÜKSEK ALANLARLA UYUMLU DAĞ-VADİ YERLEŞİMLERİ

Yüksek plato rölyefine sahip sırtlar ve yamaçlara gömülmüş derin vadiler yüksek alanların temel şekil birimleridir. Küçük Menderes Havzası'na bakan yamaçlar oldukça eğimlidir. Bu

yamaçlara gömülü vadiler ise derin ve dik yamaçlıdır. Genç tektoniğin etkisi ile yamaçlara gömülen vadilerin üst kesimlerinde “tektonik asılı vadi” şekilleri gözlenmektedir (Şekil 1). Bitki örtüsünün çok yoğun olmadığı bu yamaçlar kuvvetli aşınmanın meydana geldiği alanlardır. Yamaçların üst bölümlerinde su bölümü çevrelerinde ve derin vadilerin yamaç ile kök kısımlarında köy yerleşmeleri dikkati çekmektedir (Şekil 3). Önemli kaynak sularına sahip bu kesimlerde yayla tarımı ve diğer yaylacılık faaliyetleri yapılmaktadır. Bu etkinliklerle yaylalarda zamanla sürekli yerleşimler belirmeye başlamıştır. Bu alanlarda yüksek rölyefle uyumlu olarak “**dağ-vadi yerleşmeleri**” bulunmaktadır. Bunlar çoğunlukla köy yerleşimleridir. Bu geleneğin Roma-Bizans dönemlerinde ortaya çıktığı, yörük kültürü ve göçebe aşiretlerle kalıcı hale geldiği belirtilmektedir (Sevin, 1975; Yavuz, 2007; Meriç 2009). Günümüzde, bu alanlarda yaklaşık 70.000 kişi yaşamaktadır.

BİRİKİNTİ KONİSİ VE YELPAZELERİNDEN OLUŞAN EĞİMLİ ALANLARLA UYUMLU YAMAÇ-ETEK YERLEŞİMLERİ

Küçük Menderes Havzası’nda en yoğun yerleşilen alanlar olarak birikinti konisi ve yelpazelerinden oluşan eğimli düzlükler dikkati çekmektedir. Yamaç sellerinden nispeten korunan alanlarda yoğunlaşan etek yerleşimleri dağların çevresinde periferik bir dağılışı göstermektedir (Şekil 3). Bu alanlarda yamaç selleri için korunaklı olan, konilerin yüksek bölümleri ve yelpazelerin akarsu yataklarına uzak kesimleri köy, kasaba ve ilçe yerleşimlerinin ortaya çıkmasına imkân vermiştir. Ulaşımın yüksek alanlara göre daha kolay olması, eğimin yerleşim koşulları için daha uygun şartlar bulundurması, yer altı sularınca daha zengin ve tarım için daha uygun alanların olması etek bölümlerini havzanın en yoğun yerleşilen alanları olarak ortaya çıkarmıştır. Bu özellikleri nedeniyle karayolu ve demiryolu ağı etek yerleşimlerini bağlayacak şekilde oluşturulmuştur (Şekil 1, 3). Etek bölümleri büyük taşkınların genellikle görülmeyen alanlardır. Küçük Menderes Irmağı’nın taşkınları da bu kesimlere ulaşmamaktadır. Buna karşın, Birgi’de 1939 da gerçekleşen taşkınlar gibi az sayıda felaketin meydana geldiği de görülmüştür. Bunlara rağmen etek bölümleri daha güvenli alanlar olarak belirmektedir. Havzada bulunan 493.000 kişiden 323.000’ i etek (koni ve yelpazeler üzerinde) bölümlerinde yerleşmiştir. Torbalı, Subaşı, Gökçen gibi yerleşimlerin dışında ovaya kurulmuş büyücek yerleşim bulunmamaktadır (Şekil 3). Ovanın güney kenarındaki etek bölümünde Tire-Beydağ hattı ve kuzey kenarındaki eteklerde Ödemiş-Bayındır-Torbalı hattı yoğun yerleşilmiş alanlar olarak dikkati çekmektedir (Foto 1, 2, 3). Bu yerleşimlerin çoğunluğu binlerce yıllık geçmişe sahip sürekli yerleşimler niteliğindedir (Sevin, 1975; Meriç, 2009). Etek yerleşimleri havza genelinde etekten ovaya doğru gelişme göstermiştir. Bu yerleşimlerden Tire ve Bayındır örnekleri etek bölümlerinden ovaya doğru, Ödemiş ise havza genelindeki bu benzer yerleşim dokusunun aksine birikinti yelpazelerinden yamaca doğru gelişme göstermiştir (Foto 1, 2, 3).

KÜÇÜK MENDERES OVA YERLEŞİMLERİ

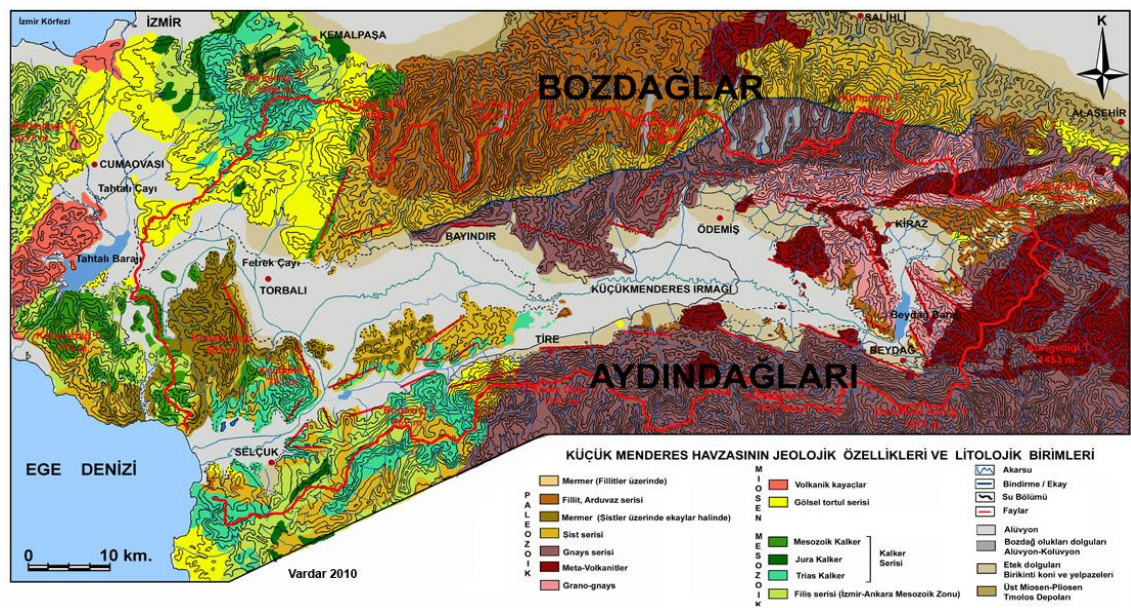
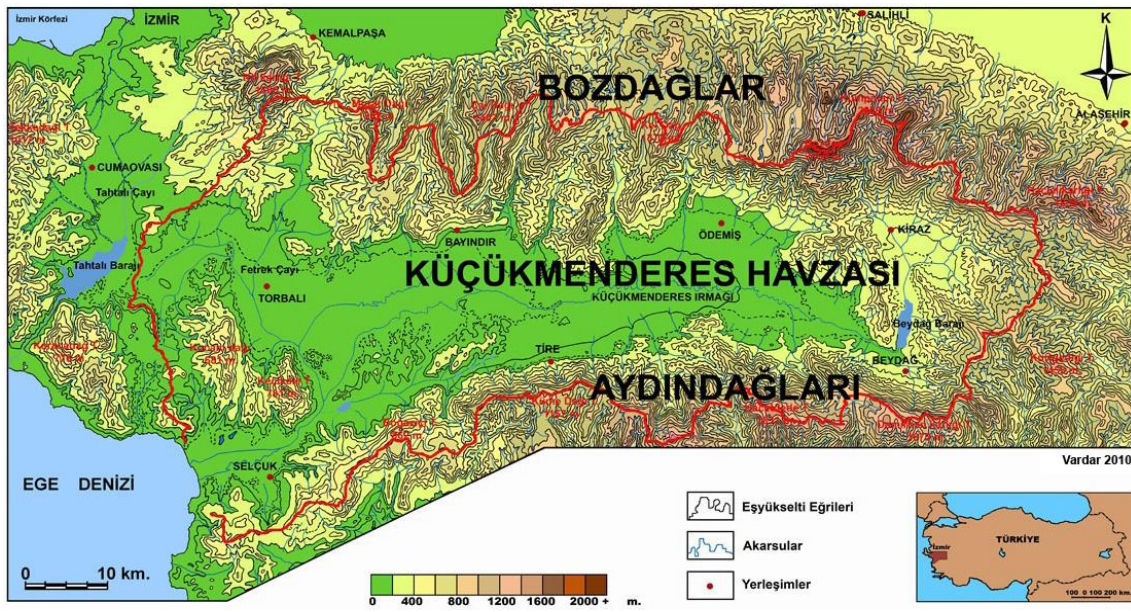
Küçük Menderes Havzası’nda en az yerleşimin bulunduğu alanlar ova düzlükleridir. Genellikle ırmak taşkınları, taban suyunun yükselmesi, mevsimlik bataklıklar bu alanların yerleşim için tercih edilmemesine yol açmıştır. Ayrıca tarım için kullanılan bu alanlar sulak ve verimli olması nedeniyle de yerleşime açık olmamıştır (Şekil 3). Havzanın batısında, Torbalı-Arslanlar-Subaşı üçgeninde 1960 yılı ve sonrası kurutma kanallarının yapımı sonrası yerleşimin hızla geliştiği ve bu alanda ova yerleşmelerinin giderek genişlediği dikkati çekmektedir. Bu alan dışında Gökçen kasabası çevresinde de yerleşimlerin ovaya doğru geliştiği dikkati çekmektedir. Buna karşın Küçük Menderes Ovası’nın büyük bölümünde ova tarıma ayrılmış ve yaz ayları için kurulan bağ evleri dışında yerleşim gelişmemiştir. Son yıllarda Torbalı çevresi ve Gökçen çevresinde mahallerde artış olduğu görülmektedir. Bunlar zamanla kasabalara bağlanmaktadır. Ova düzlüklerinde bulunan az sayıda yerleşime karşın özellikle Torbalı çevresinde yoğunlaşan nüfus 100.000’e yakındır.

DEĞERLENDİRME VE SONUÇ

Genç tektonik hareketlerle ana şekil birimleri ortaya çıkan ve tabanında Pleistosen'den günümüze alüvyal-kolüvyal birikim gerçekleşen ve böylece şekillenen Küçük Menderes Havzası üç ana bölümden oluşmaktadır. Bunlar; doğudan batıya doğru, Kiraz çukurluğu, Ödemiş-Torbalı arasında uzanan ve adeta kapalı bir depresyon gibi görünen batı-doğu doğrultulu ana çukurluk ve güneybatıda Belevi Boğazı ile bu ana çukurluğa bağlanan Küçük Menderes Irmağı'nın kıyı-delta ovasıdır. Küçük Menderes Havzası'nda bulunan bu bölümlerin her birinde üç temel şekil birimi bulunmaktadır. Bunlar; havzayı kuşatan dağlar (Aydın Dağları ve Bozdağlar) ile bunların uzantısı olan tepeler ve yamaçlardan oluşan **yüksek alanlar**, etek bölümlerinde birikinti konisi ve yelpazelerinden oluşan **eğimli düzlükler** ve tabanda Küçük Menderes Irmağı'nın taşıdığı alüvyonlarla şekillenen **ovadır**. Küçük Menderes Havzası'nın bu yeryüzü şekillerine bağlı olarak yerleşim desenlerinin ve arazi tiplerinin farklılaştığı görülmektedir. Havza yerleşimleri, bu alanlarla uyumlu olarak **dağ-vadi, yamaç-etek ve ova yerleşimleri** şeklinde üç grupta toplanmaktadır. Bunlardan yamaç ve etek yerleşimleri 493.000 olan havza nüfusunun 323.000'inin yerleştiği alanlardır. Bu durumda, havzada en yoğun yerleşilen alanların yamaç ve etek bölümleri olduğu, tarımsal etkinlikler için kullanılan ovada, yerleşimlerin ve nüfusun daha az olduğu görülmektedir (Şekil 3). Uygun iklim koşullarına sahip bu gibi yerlerde yerleşimde görülen süreklilik uygun yeryüzü şekilleri, iklim, bitki örtüsü ve toprak özelliklerine bağlı olarak ortaya çıkmış, ifade edilen yerleşim gruplarını oluşturmuş ve belirginleştirerek kalıcı hale getirmiştir.

Kaynaklar

- Atiker, M. 1985. Sultanhisar-Nazilli-Kuyucak (Aydın) dolayındaki tektonik kontrollü dağ eteği ovası (pediment) birliklerinin jeomorfolojik gelişimi. *Jeomorfoloji Dergisi*, 13, 18.
- Bozday, E., Kozan, A. T., Bircan, A., Ögdüm, F. 1986. Küçük Menderes Havzası'nın (batı ve orta bölümü) jeomorfolojisi. M.T.A. Rapor no 80008, Ankara.
- Brinkmann, R. 1971. The Geology of western Anatolia. In *Geology and History of Turkey*. (Ed. by A.S. Campbell), 171-189, Tripoli, Libya.
- Erinç, S. 1955. Orta Ege Bölgesinin Jeomorfolojisi, M.T.A. Enst., Derleme Rapor, No. 2217, Ankara.
- Erol, O. 1983. Türkiye'nin Genç Tektonik ve Jeomorfolojik Gelişimi. *Jeomorfoloji Dergisi*, 11, 1-22, Ankara.
- İzdar, E. 1971. Introduction to geology and metamorphism of Menderes Massif of Westren Turkey. In *Geology and History of Turkey*. Ed. By. A.S. Campbell. S.495-500, Tripoli. Libya.
- Kayan, İ. 1999. Alluvial Geomorphology of the Küçük menderes plains and geoarchaeological interpretations on sites of Ephesos. Atken des Symposium Wien 1995. *Archaologische Forschungen* Band 1. p. 373-379. Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenchafen, ISBN 3-7001-2732-4.
- Koçman, A. 1989. *Uygulamalı Fiziki Coğrafya Çalışmaları ve İzmir-Bozdağlar Yöresi Üzerine Araştırmalar*. Ege Üniv. Edeb. Fak. Yayınları No: 49, İzmir.
- Koçyiğit, A. 1984. Güneybatı Türkiye ve Yakın Dolayında Levha İçi Yeni Tektonik Gelişim. *T.J.K. Bülteni*, 27 (1), 1-16.
- Meriç, R. 2009. Das Hinterland Von Ephesos. Archäologisch-Topographische Forschungen im Kaystros-Tal, Ergänzungshefte Zu Den Jahresheften Des Österreichhischen Archäologischen Institutes, Heft 12, Wien.
- Philippson, A. 1911. Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien II: Ionien und das westliche Lydien, Gotha.
- Rojay, B., Toprak, V., Demirci, C., Süzen L. 2005. Plio-Quaternary evolution of the Küçük Menderes Graben Southwestern Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 18 (3-4), 317-331.
- Şengör, A. M C. 1980. Türkiye Neotektoniğinin Esasları, Türk Jeoloji Kurumu Yay., Ankara.
- Sevin, V. 1975. *Batı Anadolu'nun az bilinen antik bir kenti Hypaipa üzerine bir araştırma*. İstanbul.
- Vardar, S., Altın A. 2003. Gölçük Gölünün (Ödemiş-İZMİR) Jeomorfolojisi (Bir Tephra Kronolojisi Örneği). *Celal Bayar Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü Dergisi*. 1 (2), 93-104.
- Vardar, S., Sarıöz, E. 2006. Torbalı Ovasının Kuzey ve Güney Kesimlerinin Alüvyal Gelişimi ve Doğal Ortam Değişmelerine Etkileri, *Ekoloji Dergisi*, 15, 60, 55-64, İzmir.
- Yavuz, B.G. 2007. *Ödemiş'in Tarihi*. Efe Ofset Matbaacılık, Ödemiş.



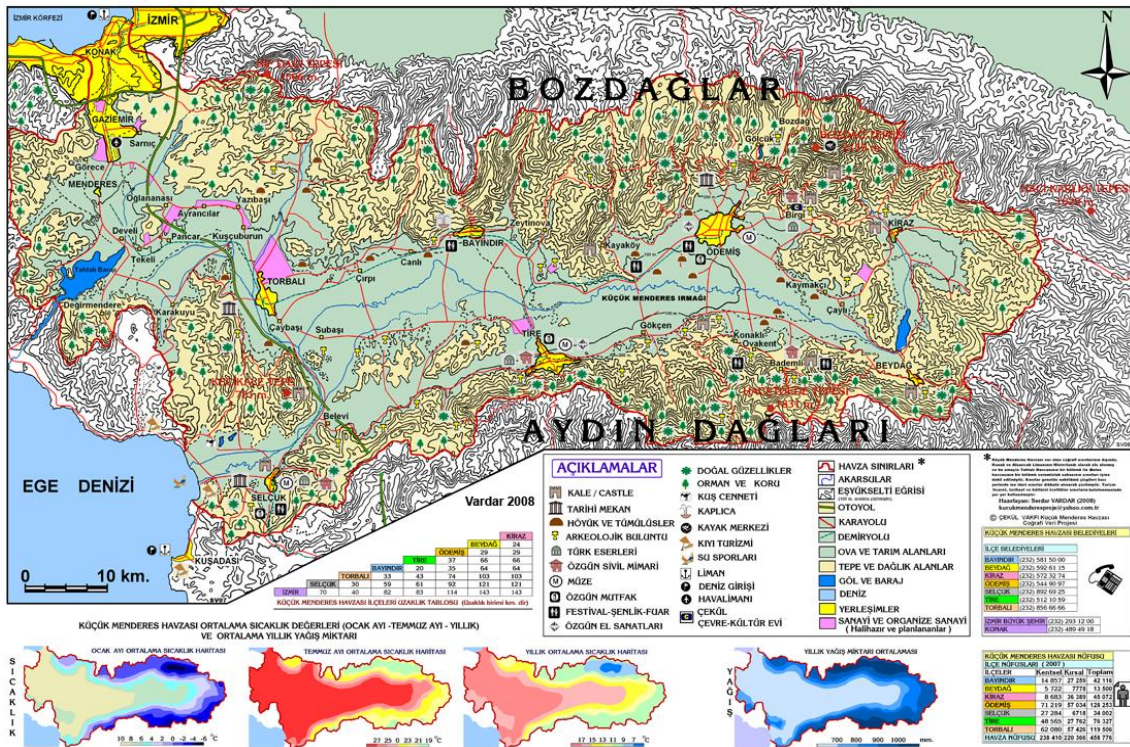
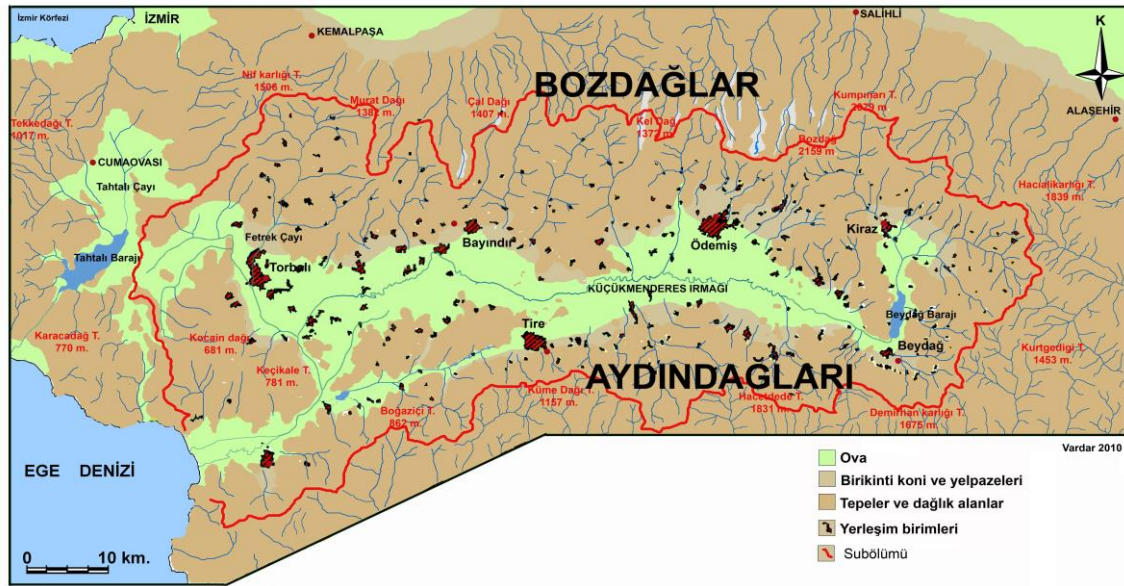




Foto 1. Küçük Menderes Ovası'ndan Bozdağ yamaçlarına doğru kentsel gelişime örnek; Ödemiş.



Foto 2. Bozdağ Yamaçlarından Küçük Menderes Ovası'na doğru kentsel gelişime örnek; Bayındır.

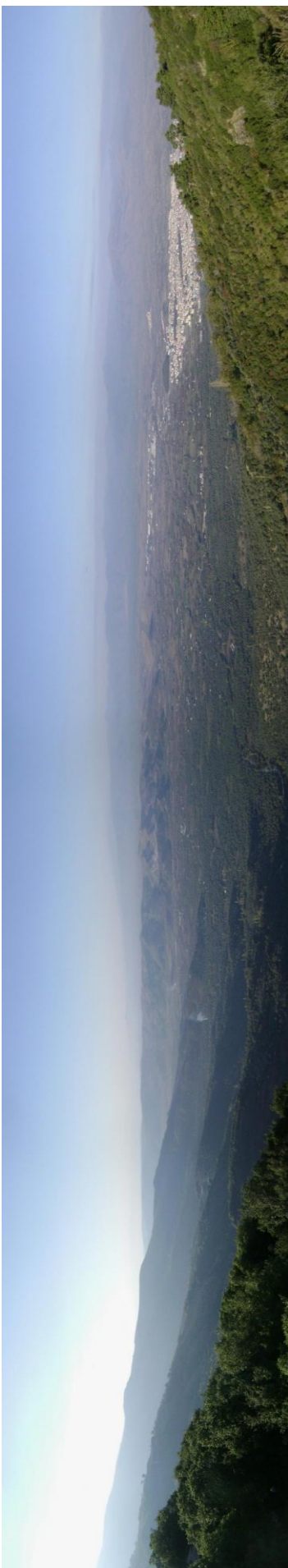


Foto 3. Küçük Menderes Havzasından bir görünüm ve Aydın Dağları'nın kuzey eteklerinden ovaya doğru gelişen Tire.

Konya Kapalı Havzası’nda Sulak Alanların Geçmişten Günümüze Değişimi

Changes of Wetlands in Konya Closed Basin from Past to Present

Murat ATAOL¹

Özet

Konya Kapalı Havzası 20 bin yıl önce Türkiye'nin en fazla göl alanına sahip havzası iken günümüzde en çok sulak alan kaybına maruz kalan havza konumundadır. Havzanın güney yarısını oluşturan Konya-Ereğli Havzası 100 yıl önce 50 bin hektardan geniş sulak alanlara sahip iken günümüzde bu alanların %91,5’ini kaybetmiş durumdadır. Tuz Gölü de son 100 yılda önemli alan kayıpları yaşamış, Beyşehir Havzası nispeten stabil kalabilmiştir. Yağış miktarının az olduğu, buna bağlı olarak yüzeysel akışın da çok az olduğu havzada 884 bin hektar sulanan tarım arazisi bulunmaktadır. Havzada hem tahıl ürünleri hem de şeker pancarı, yonca, mısır gibi su isteği yüksek ürünler yetiştirilmektedir. Bu durum aşırı yeraltı suyu kullanımına, bunun sonucunda da yeraltı su seviyesinin sürekli düşmesine neden olmaktadır. Havzadaki tarım alanlarının su ihtiyacının bir bölümünü karşılamak için Göksu Havzası’ndan Konya Kapalı Havzası’na su aktarma çalışmaları devam etmektedir. Bu durum Göksu Havzası’nın su bütçesinde azalışa, Göksu Deltası’nda hem su hem sediman azalışına bağlı olarak kıyı erozyonunun daha da şiddetlenmesine sebep olacaktır.

Anahtar Kelimeler: Konya Kapalı Havzası, sulak alan, sulanan alan

Abstract

While Konya Closed Basin was the basin with the largest lake area in Turkey 20 thousand years ago, today it is the basin with the highest wetland loss. Konya-Ereğli Basin, which constitutes the southern half of the basin, had wetlands larger than 50 thousand hectares 100 years ago, but today it has lost 91.5% of these areas. Tuz Lake has also experienced significant area losses in the last 100 years, while the Beyşehir Basin has remained relatively stable. There are 884 thousand hectares of irrigated agricultural land in the basin, where the amount of precipitation is low and surface runoff is also very low. Both cereal crops and crops with high water demand such as sugar beet, alfalfa and corn are grown in the basin. This leads to excessive use of groundwater and as a result, the groundwater level is constantly decreasing. Efforts are underway to transfer water from the Göksu Basin to the Konya Closed Basin to meet part of the water demand of the agricultural areas in the basin. This situation will lead to a decrease in the water budget of the Göksu Basin and a further exacerbation of coastal erosion in the Göksu Delta due to the decrease in both water and sediment.

Keywords: Konya Closed Basin, wetland, irrigated area

1. GİRİŞ

Kapalı havzalar, üzerine düşen yağışın denizlere ya da okyanuslara ulaşmadığı, bunun yerine suyun buharlaşarak ya da yer altına sızarak kaybolduğu alanlardır. Kapalı havzaların ve varsa alt havzalarının en çukur yerlerinde biriken sular, göl ve bataklıklar oluşturabilir. Bu tür sulak alanlarda su kaybı buharlaşma yoluyla olduğu için göl ve bataklıkların suları çoğunlukla tuzludur, çünkü tuz ve diğer mineraller buharlaşmamaktadır. Uzun zaman dilimlerinde artan tuz miktarı nedeniyle ticari amaçlı tuz çıkarımının büyük bir bölümü bu tür alanlardan karşılanmaktadır (Lefond, 1969). Göl ve bataklıkları çevreleyen alanların da tuzcul karakterde olması nedeniyle o bölgeye özgü canlı türleri

¹Doç. Dr., Çankırı Karatekin Üniversitesi İnsan ve Toplum Bilimleri Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Çankırı/Türkiye. e-mail: murat.ataol@gmail.com

gelişmiştir. Özellikle bitki türleri bakımından endemizm yüksektir (Williams, 1998). Kapalı havzalar çoğunlukla kurak ve yarı kurak bölgelerde bulunurlar. Bu alanlarda sulama gerektiren tarım ürünlerinin yetiştirilmesi çevresel sorunlara yol açmaktadır (Ghassemi vd. 1995).

Anadolu'da günümüzde genelleştirilmiş halleri ile 4 kapalı havza bulunmaktadır. Bunlar Konya Kapalı Havzası, Akarçay Havzası, Burdur Gölleri Kapalı Havzası ve Van Gölü Kapalı Havzası'dır. Üst Miyosen'de Arap Levhası'nın Anadolu'ya çarpması ile başlayan neotektonik süreçte Anadolu, bölgesel olarak yükselmeye başlamıştır (Şengör ve Kidd, 1979). Anadolu'nun orta ve batı kesiminde konumlanan Konya Kapalı Havzası, Akarçay ve Burdur Gölleri Kapalı Havzaları bu süreçle başlayan faylanmalarla meydana gelmişlerdir (Gürbüz ve Kazancı, 2015). Doğudaki sıkışmaya karşılık Orta ve Batı Anadolu'daki genişleme, normal faydalanmaya bağlı pek çok graben alanının oluşumu ile sonuçlanmış, bu grabenlerin bir kısmı bu alandaki kapalı havzaları oluşturmuştur. Doğudaki Van Gölü Kapalı Havzası ise 600.000 yıl öncesine kadar Fırat Havzası'nın bir parçası iken neotektonik sürecin bir parçası olan Nemrut Volkanı'ndaki erüpsiyon sonrasında tıkanan vadi nedeniyle kapalı havza karakterine dönüşmüştür (Görür vd. 2015).

Günümüzde Van Gölü Kapalı Havzası dışındaki kapalı havzalarda yer alan sulak alanlarda hızla daralma yaşanmaktadır. Bu havzalardan en geniş olan Konya Kapalı Havzası ise son 100 yılda 140.241 hektar alan kaybı ile Türkiye'nin en çok sulak alan kaybı yaşanan havzası durumundadır (Ataol ve Onmuş, 2021). Bu alan kaybının en büyük bölümü Konya-Ereğli Havzası olarak adlandırılabilir havzanın güney yarısında meydana gelmiştir.

Sulak alanlar ya doğrudan drenaj kanalları açılarak ya da ihtiyaçları olan suların barajlar aracılığıyla başka alanlara yönlendirilmesi – aşırı yeraltı suyu kullanımı gibi sebeplerle küçülme ya da yok olmaktadır (Gosselink and Maltby, 1990; Maltby and Barker, 2009).

Türkiye'de sulak alan kurutma çalışmaları 1920'li yıllarda sıtma ile mücadele kapsamında başlatılmış (Tuğluoğlu, 2008), 1940'lı yıllarda Sıtma Savaşı Kanunu kapsamında bataklık alanların yakın çevresinde yaşayan yerel halkın bataklıkları kurutma amacıyla kanal açma işlerinde çalışması yasalarla zorunlu hale dahi getirilmiştir (Resmi Gazete, 1946). 1950'lerde kurutulan devlet arazilerinin kurutan kişilerin mülkiyetine geçmesine olanak sağlayan yasalar çıkarılmıştır (Resmi Gazete, 1950). Nüfus artışıyla birlikte daha fazla tarım alanına ihtiyaç duyulması ve tarımda makineleşmenin daha çok toprağı işlemeyi mümkün kılmasıyla çok sayıda sulak alan (bataklık-sazlık alanların yanında birçok mevsimlik ve daimi göl) kurutularak tarım alanına dönüştürülmüştür.

1970'lere kadar sulak alanları kurutma çalışmaları tüm dünyada çoğunlukla devlet desteği de alınarak yapılmıştır (Gosselink and Maltby, 1990). Bu dönemden sonra ise sulak alanların pek çok işleve sahip önemli ekosistemler olduğu anlaşılmış ve koruma çalışmaları başlamıştır. Ramsar Sözleşmesi ile tüm dünyada sulak alanların korunması için adımlar atılmaya başlanmıştır (De Klemm ve Créteaux, 1995). Türkiye bu sözleşmeyi 1994 yılında imzalamış ve uluslararası öneme sahip sulak alanlarını koruma çalışmalarına başlamıştır. Bu sözleşme kapsamında Konya Kapalı Havzası'nda iki alan, Ramsar alanı olarak koruma altına alınmıştır. Bunlar Kızören Obruğu ile Meke Maarı'dır.

Ancak 1950'lerde başlayan ve 1980 sonrası hız kazanan baraj projeleri ile sulak alanlara ulaşan su miktarında büyük kayıplar görülmeye başlanmış, havzasında baraj olan sulak alanlar için yeni bir gerileme dönemi başlamıştır. Konya Kapalı Havzasında ise yüzeysel akışın çok az olması nedeniyle yapılan barajların boyutları da sınırlı kalmıştır. Ancak havzada şeker pancarı gibi su isteği yoğun tarım ürünlerinin ekiminin yaygınlaşması su kullanımını arttırmış, su ihtiyacı sondaj kuyuları ile yeraltı suyundan karşılanmaya başlanmıştır. Aşırı yeraltı suyu kullanımı, yeraltı suyu seviyesinin yılda 1 metre civarında alçalmasına yol açarak (Bayarı vd. 2009) havzadaki sulak alanların hızla kurumasına, buna paralel olarak özellikle son 20 yılda sayıları giderek artan yeni obrukların oluşumuna sebep olmuştur (Orhan vd. 2020).

Konya Kapalı Havzası kendi içerisinde daha fazla alt havza barındırmakla birlikte genel hatlarıyla Tuz Gölü Havzası, Konya-Ereğli Havzası ve Beyşehir Havzası olarak üç grupta ele alınabilir (Beyşehir Havzası fazla sularını Konya-Ereğli Havzası'na boşaltmakta olduğu için aslında Konya-Ereğli Havzası'nın alt havzası durumundadır). Toplam alanı 53038 km² olan Konya Kapalı Havzası, Orta Anadolu'nun güney kısmında yer almaktadır (Şekil 1).

2. AMAÇ VE YÖNTEM

Bu çalışmada son buzul çağından günümüze Konya Kapalı Havzası'nda meydana gelen sulak alan değişimi ortaya konmaya çalışılmıştır.

Bu çalışmada Konya Kapalı Havzası'nda bulunan sulak alanların farklı dönemlerdeki sınırlarını ortaya koymak için alan ile ilgili paleocoğrafya çalışmaları, 1911-1929 yılları arasında yapılmış olan 1:200.000 ölçekli topoğrafya haritaları, Orman ve Su İşleri Bakanlığı bünyesinde tamamlanan 2006 yılına ait CORINE (Arazi Örtüsü) verileri kullanılmıştır. Bu verilerdeki sulak alan sınırları 2014 Landsat 8 uydu görüntüleri ile güncellenerek 1:200.000 ölçekli topoğrafya haritalarındaki sulak alan sınırları ile aralarındaki farklar CBS ortamında belirlenmiştir.

3. ESKİ KONYA VE TUZ GÖLLERİ

Holosen adı verilen ve dünyanın son 11700 yılını içeren dönem öncesinde yaklaşık 2,5 milyon yıl boyunca peş peşe soğuk ve sıcak dönemler yaşanmıştır. Günümüzden yaklaşık 26 bin yıl ile 18 bin yıl önce son buzul çağına en soğuk dönemi yaşanmış, dönemin soğuk ve az yağışlı iklim koşullarında (Karabıyıkoglu, 2003) günümüzdeki Konya ve Ereğli arasında uzanan sığ ama geniş bir göl oluşmuştur. Eski Konya Gölü ile ilgili ilk çalışmalar Sungur (1967), Erol (1978) ve Roberts (1979, 1983) tarafından yapılmıştır. Kapalı havza gölleri buharlaşma ile su kaybeder. Dönemin buharlaşma koşullarının düşük olması Anadolu'da tüm kapalı havzalarda büyük su kütlelerinin oluşmasına olanak sağlamıştır.

Derinliği yer yer 25-30 metreyi bulan, 4925 km² genişliğe sahip olan (göl sınırları Fontugne vd., 1999'dan alınmıştır) Eski Konya Gölü (Şekil 2) gölsel fauna topluluğu üzerine yapılan araştırmalar göre tatlı/yarı acı nitelikte su kütlesine sahip olup, mevsimsel yağışlar ve Toros Dağları kuzey yamaçlarından kaynaklanan kar erimeleri ile göle tatlı su sağlanmakta idi (Karabıyıkoglu, 2003). Beyşehir Havzası'nın sularını Konya-Ereğli Havzası'na taşıyan Çarşamba Çayı göle en fazla su taşıyan akarsu idi (Yiğitbaşoğlu, 2001). Son buzul çağına maksimum soğuklara eriştiği dönemin kapanması ile birlikte Holosen'e yaklaştıkça daha ılıman iklim koşulları görülmeye başlanmış, artan sıcaklığın beraberinde buharlaşmayı da arttırması ve muhtemelen kurak iklim koşullarının daha o dönemde Konya Havzası'nda görülmeye başlanması ile (Karabıyıkoglu, 2003) Eski Konya Gölü sürekli alan kaybına uğramaya başlamıştır.

Kashima (2002) tarafından Tuz Gölü için yapılan paleocoğrafya çalışmasında son buzul çağına Tuz Gölü'nün ilki 20 bin ile 17 bin yılları arasında, ikincisi 13 bin yıl öncesinde olmak üzere iki yüksek göl seviyesi tespit edilmiştir. Tuz Gölü bu dönemlerde 15 metreden fazla yükselerek güneye ve batıya doğru genişlemiştir. Bu dönemde kapladığı alan 3800 km²'dir. Holosen dönemi ile birlikte bu göl de sürekli gerileme sürecine girmiştir.

Beyşehir ve Suğla Gölleri ise fazla sularını Konya-Ereğli Havzası'na akıttıkları için bu dönemde belirgin bir genişleme göstermemişlerdir.

Konya Kapalı Havzası'nın Türkiye'nin en geniş alana sahip kapalı havzası olması nedeniyle son buzul çağına Türkiye'de göllerin de en çok alan kapladığı havza haline gelmiştir.

4. 1920'LERDE KONYA KAPALI HAVZASI

Havzanın 1923-1924 ve 1925 yıllarında yapılan 1:200 binlik topoğrafya haritaları (Türkezer ve Çobanoğlu, 2012) havzadaki eski göllerden geriye kalan sulak alanların iklim kontrolünde, insan etkisinden uzak, doğal hallerini göstermektedir (Şekil 3). Son buzul dönemine göre çok daha sıcak iklim koşulları Konya Gölü'nün çoğunlukla kuruyup batı, orta ve doğu parçalarında daha küçük göl ve bataklık alanlar olarak varlığını devam ettirmesine olanak tanımıştır. Yüksek buharlaşma ile su kaybeden göl ve bataklıklar kısmen Türkiye ortalamasının bir hayli altında olan yağışlarla beslenmekte, ancak asıl beslenmesini Toros Dağları'na düşen yağışın yeraltına süzülerek bu havza tabanını beslemesi sayesinde gerçekleştirmektedir (Bayarı vd. 2009). Havzadaki tarım faaliyetlerinin sulama gerektirmeyen tahıl ürünleri yetiştirilmesinden ibaret olması bu sulak alanların son 11 bin yıldaki sıcak ve yarı kurak iklim koşullarına rağmen varlıklarını devam ettirmelerine olanak sağlamıştır.

Bu dönemde sulak alanlar Tuz Gölü Havzası'nda 2450 km², Konya-Ereğli Havzası'nda 542 km², Beyşehir Havzası'nda 886 km² alan kaplamakta idi. Detaylar Tablo 1'de verilmiştir. Havzada sulak alanların kapladığı toplam alan 3878 km² idi. Havzadaki belli başlı göllerin 1920'lerde kapladığı alanlar da Tablo 2'de verilmiştir. 1680 km² alana sahip Tuz Gölü günümüzde de çoğu haritada bu dönemde olduğu gibi gösterilmektedir.

Konya-Ereğli Havzası'nda Konya'nın kuzeydoğu kenarında Aslım Bataklığı, Konya-Ereğli hattı boyunca yer alan Yarma Sazlığı (büyük bir bölümü mevsimlik göl niteliğinde), Hotamış Gölü (bu dönemde daimi göl niteliğinde) ve Ereğli Sazlıkları geniş alan kaplamakta idi. Karaman kuzeyindeki Hamidiye Bataklığı ve Karapınar kuzeyindeki Karapınar Bataklığı diğerlerine göre daha küçük alana sahip sulak alanlar idi.

Beyşehir Havzası'nda Beyşehir Gölü ve Suğla Gölü toplamda 786 km² alana sahip idi. Beyşehir Gölü güneyindeki polyeler yılın 3-4 ayı su ile kaplı olduğundan haritada mevsimlik göl olarak gösterilmekte idi. Suğla Gölü, 1923 yılında hazırlanan Konya paftasında yer almaktadır. Bu paftada dönemin doğal su yollarına ilk insan müdahalesi de yer almaktadır. Beyşehir Gölü'nden Suğla Gölü'ne doğru olan doğal kanalın dışında Suğla Gölü kuzeyinden itibaren yapay bir kanalın Suğla Gölü'nün doğu kenarını dolanarak Çarşamba Çayı'na bağlandığı görülmektedir. 1908-1914 yılları arasında yapımı tamamlanan kanal (Muşmal, 2015) Konya Ovası'nın ilk sulama projesidir. Beyşehir Gölü'nün fazla suları Suğla Gölü'ne ulaşmadan, doğrudan Çarşamba Çayı'na bağlanarak Çumra yönüne akıtılmaya başlanmıştır. Suğla Gölü'nün sularını Çarşamba Çayı'na aktarması için su seviyesinin 1095 metreye ulaşması gerekmektedir (Yarar ve Magnin, 1997).

5. GÜNÜMÜZDE KONYA KAPALI HAVZASI

Konya Kapalı Havzası 20 bin yıl kadar önce Anadolu'nun en geniş göllerine sahip havzası iken günümüzde en çok sulak alan kaybına maruz kalan havzadır (Şekil 4). Özellikle Konya-Ereğli Havzası'nda 100 yıl önceki 542 km²'lik alan kaplayan sulak alanlardan geriye 46 km²'lik alana sahip sulak alan kalmış olup yaşanan kayıp %91,5 kadardır.

Yüzyıl başında üç parçadan oluşan Ereğli Sazlığı'nın Ereğli İlçesi'ne yakın parçaları sıtma ile mücadele amacı ile batıdaki parçaya doğru drenaj kanalları açmak suretiyle tamamen ortadan kaldırılmış (Yarar ve Magnin, 1997), batıdaki son parçanın da küçük bir bölümü varlığını korumaya devam etmiştir. 1984'te yapımı tamamlanan İvriz Barajı ile sulak alanın en büyük su kaynağı olan İvriz Çayı'nın suları tarım alanlarına yönlendirilmiş, sazlık alanı büyük ölçüde daralmıştır.

Hotamış Gölü'nün büyük bir bölümü önce sazlık alana dönüşmüş, sazlık alanı 1985 yılında 16 bin hektar alana sahip iken 1990 yılında 8 bin hektara, 1996 yılında birkaç yüz hektara gerilemiştir

(Yarar ve Magnin, 1997). Günümüzde etrafı setlerle çevrilmiş halde Göksu Nehri'nden Mavi Tünel aracılığıyla aktarılabacak suyu beklemektedir.

Konya kuzeydoğusundaki Aslım Sazlığı ile Yarma Sazlığı (ve içerdiği Sakyatan Gölü), Karaman kuzeyindeki Hamidiye Sazlığı, Karapınar Ovası'ndaki sazlık alanlar tamamen ortadan kalkmıştır. Karapınar doğusunda yer alan Meke Maarı, Türkiye'nin 14 Ramsar alanında biri olarak koruma altındadır. Ancak yeraltı suyu seviyesi düşmesine bağlı olarak 2010 yılı sonrasında volkanik koniyi çevreleyecek kadar su kalmamış olup bazı dönemlerde kuzey kesiminde su kütlesi barındırmaktadır.

Tuz Gölü'nde de belirgin bir daralma yaşanmış olup gölün en çok su barındırdığı kış sonu ve bahar aylarında dahi alanı nadiren 900 km²'yi görmektedir. 2000 yılı sonrasında gölün orta kesimleri de çoğunlukla kuru kalmaya başlamış, 2005'te alanı 302 km²'ye kadar düşmüştür (Ekercin ve Örmeci, 2011).

Beyşehir Havzası'nda Beyşehir Gölü, havzada son 100 yılda varlığını alan kaybı yaşamadan devam ettirebilmiştir. Suğla Gölü'nün ise derinliği düşürülerek Suğla Depolaması adı verilen yapay gölete dönüştürülmüş, gölün geri kalanı tarım alanına dönüştürülmüştür. Suğla Depolaması'nın bulunduğu alan polye karakterinde olup bu alandan düdenlerle yer altına su geçişleri de bulunmaktadır.

Havzaya çoğunlukla Orta Toroslardan kaynaklarını alan akarsular yüzey akışı sağlamakta olup bu sular günümüzde barajlarla toplanarak tarım alanlarına yönlendirilmektedir. Ancak kısa ve düşük debiye sahip akarsulara yapılan barajlar da düşük kapasiteli olup havzada yer alan sulanan tarım alanlarının su ihtiyacını karşılamaktan uzaktır. Tarımda sulama ihtiyacı sayısı 100 bini aşan sondaj kuyuları ile sağlanmaktadır (Kalkınma Bakanlığı, 2012).

Bayarı vd. (2004) 2050 yılından itibaren havzadaki yeraltı su seviyesinde 77 ile 168 metre arasında düşüş beklemekte ve bu nedenle bu tarihten itibaren Konya Kapalı Havzası'nda yeraltı suyu kullanımının zorunlu haller dışında ekonomik olarak mümkün olmayacağını, bölgenin yarı çöl karakterinde bir alana dönüşeceğini tahmin etmektedir.

Konya Kapalı Havzası'nda yeterli yer üstü su kaynağı bulunmaması, yeraltı suyunun da aşırı kullanımı sonucu sürekli seviye kaybetmesi ile bu kez Göksu Havzası'ndan su transferi için çalışmalar başlatılmış, bu proje (Konya Ovası Projesi (KOP)) kapsamında Göksu Nehri üst kollarında Bozkır Barajı, Afşar Hadimi Barajı ve Bağbaşı Barajı inşa edilmiş olup bu barajların suyunun Çumra çevresindeki tarım alanlarına ve Hotamış Depolaması'na aktarılması için çalışmalar yapılmaktadır (Şekil 5).

Daha üst kotta yer alan Bozkır Barajı'nın suları Bağbaşı Barajı'na aktarılmakta, Afşar Hadimi Barajı'nın sularının Bağbaşı Barajı'na ulaşması için 18 km uzunluğunda Hadimi Tüneli yapılmakta, Bağbaşı Barajı'nda toplanan suyun Konya-Ereğli Havzası'na aktarımı içinde 17 km uzunluğunda Mavi Tünelin inşasına devam edilmektedir. Mavi Tünel, Çarşamba Çayı Vadisi'ne Göksu Nehri'nin sularını aktaracak olup yılda 414 milyon m³ su aktarılması planlanmaktadır. Güneydeki havzadan gelecek suyun Apa Barajı'nda toplanıp, oluşturulan iletim kanalıyla Hotamış Depolaması'na aktarılacaktır (Şekil 5).

Bu proje Göksu Havzası'nın su bilançosunda eksilmeye, Göksu Nehri tarafından taşınan su ve sedimanda azalışa ve buna bağlı olarak Göksu Deltası'ndaki kıyı erozyonunda artışında sebep olacaktır. Göksu Nehri'nde 2009'da su tutmaya başlayan Ermenek Barajı da nehrin taşıdığı su ve sedimanı azaltmış olup bunun Göksu Deltası'nda gerilemeye yol açması beklenmektedir. Göksu Deltası'nda 1984-2017 arasındaki 33 yılda 755 metre gerileme tespit edilmiştir (Kılar ve Çiçek, 2018).

Türkiye'nin tüm büyük deltalarında barajlar sonrası benzer gerilemeler görülürken (Kale vd, 2019; Ataol vd, 2019; Özpolat ve Demir, 2019; Ataol ve Kale, 2022;) bu kez sadece barajlar nedeniyle değil, aynı zamanda havzalar arası su transferi nedeniyle de alan kaybını Türkiye'de ilk deneyimleyecek delta, Göksu Deltası olacaktır.

6. HAVZANIN YAĞIŞ TRENDİ

Konya Kapalı Havzası'na düşen yağış miktarı, Beyşehir Havzası'nı bir yana bırakırsak Türkiye ortalamasının bir hayli altındadır. 2023 yılına kadar havzadaki il merkezlerinden toplanan verilere göre yıllık toplam yağış miktarı Konya'da 329,7 mm, Aksaray'da 359,7 mm, Karaman'da 336,7 mm, Niğde'de 343 mm'dir. Toplam yağış değerleri Cihanbeyli ve Çumra'da 322 mm, Karaman'da 333 mm, Karapınar'da 280 mm, Ereğli'de 307 mm civarındadır. Beyşehir'de 494 mm, Seydişehir'de 767 mm yağış görülmekte ise de bu havzaya düşen yağışın çok küçük bir bölümü Konya-Ereğli Havzası'na doğru akışa geçmekte, kendi havzasının tarımsal sulamalarında kullanılmaktadır.

Şen ve Başaran (2008) Konya Kapalı Havzası'nda yer alan 9 meteoroloji istasyonunun 1965-2007 yılları arasındaki sıcaklık ve yağış verilerinin trend durumlarını belirlemek amacıyla en küçük kareler doğrusal regresyon yöntemi (EKKDR), Mann-Kendall ve Spearman korelasyon analizlerini kullanılmış, havzanın sıcaklık trendinde Ereğli, Cihanbeyli, Niğde ve Aksaray değerlerinde artış görülürken havzanın toplam yağış değerlerinde hiçbir istasyonda anlamlı düzeyde yağış eğilimi tespit etmemişlerdir. IPCC senaryolarına göre de Konya Havzası'nda 2030 yılına kadar sıcaklık artışının sınırlı kalacağı, 2030 sonrasında ise hızla artacağı öngörülmektedir (Dıvrak ve İş, 2010).

Bu durum havzada son 100 yıldaki sulak alan kaybını iklim değişikliği kaynaklı olarak göstermeyi zorlaştırmaktadır. Havzanın 1920'lerdeki sulak alan bolluğu, yeraltı suyu seviyesinin yüksekliğinden kaynaklanmakta, bu seviyenin yüksek olması ise sadece havzaya düşen yağış değil, Orta Toroslara düşen yağışın karstik yapıdaki dağların içerisinden süzülerek yeraltı suyu şeklinde önce Konya-Ereğli Havzası'na sonra da Tuz Gölü Havzası'na ulaşması sayesinde (Şekil 6).

Yoğun yeraltı suyu kullanımı mevcut rezervin kendini yenilemesine izin vermemektedir. Yeraltı su rezervinin beslenme hızını fazlasıyla aşan su tüketimi havzadaki tarımsal faaliyetler nedeniyle yapılmaktadır.

7. HAVZADA TARIMSAL ÜRETİM

2012 yılına ait CORINE verisine göre Konya Kapalı Havzası'nda 884548 hektar alanda tarımsal sulama yapılmaktadır (Şekil 7). Havzada 863408 hektar sulanan tarım arazisi, 12174 hektar meyve bahçesi, 8624 hektar üzüm bağı bulunmaktadır. Çeltik üretimi ise Altınhisar ve Ereğli ilçelerinde olup çok az alan kaplamaktadır.

Havzanın sulanan alanlarının %37,6'sında serin iklim tahılları (buğday, arpa, yulaf, çavdar), %20,5'inde şekerpancarı, %5,2'sinde mısır, %6,1'inde fasulye, %8,1'inde sebze, %2,7'sinde ayçiçeği, %5,8'inde yonca yetiştirilmekte, geri kalan alanlarda ise diğer ürünler ve meyve bahçeleri yer almaktadır (Dıvrak ve İş, 2010). Yonca, şeker pancarı, mısır, ayçiçeği yetiştirme döneminde su ihtiyacı çok olan bitkilerdir.

Havzanın yağış miktarının düşük olması sondaj kuyularının yaygınlaşması öncesinde sulu tarım olanaklarını kısıtlayan bir unsur idi. Bu nedenle havza ülkemizin tahıl ambarı olarak nitelendirilmekte idi. 1980 yılı sonrası Türkiye'de şeker pancarı ekim alanları hızla yükselmiş, şeker pancarı fiyatlarının zirve yaptığı 1994-1997 yıllarında Türkiye'de şeker pancarı ekim alanları da en geniş sınırlarına ulaşmış olup günümüzde 300 bin hektar olarak dengelenmiştir (Demirdöğen, 2022). Türkiye'nin en az yağış alan havzalarından Konya Kapalı Havzası, Türkiye'nin şeker pancarı ekili arazilerinin %35,6'sını barındırmaktadır.

Havzanın emniyetli rezerv miktarı 1997,4 hm³/yıl olmakla birlikte yetiştirilen ürünlerin su ihtiyacı nedeniyle yeraltı su tüketimi 3286,1 hm³/yıldır (Dıvrak ve İş, 2010).

8. SONUÇ

Konya Kapalı Havzası 20 bin yıl kadar önce Anadolu'nun en geniş göllerine sahip havzası iken günümüzde en çok sulak alan kaybına maruz kalan havza konumundadır. Bu havzanın güney yarısını oluşturan Konya-Ereğli Havzası 100 yıl önce 50 bin hektardan geniş sulak alanlara sahip iken günümüzde Ereğli Sazlığı'nın küçük bir parçası haricinde pek fazla sulak alan bulunmamaktadır. Tuz Gölü ise 1920'lerde 1680 km² alana sahip iken günümüzde alanı 300 km²'lere kadar düşmüştür. Yüzeysel akışın çok az olduğu, yapılan barajların da çok düşük kapasiteli olduğu havzada 897.790 hektar sulanan tarım arazisi bulunmaktadır. Bir zamanlar tahıl ambarı olarak adlandırılan alanlarda günümüzde özellikle şeker pancarı gibi su isteği yüksek ürünler yetiştirilmektedir. Su isteği en yüksek ürünlerin ülkenin en az yağış alan havzalarından birinde yetiştirilmesi sonucunda havzada yeraltı su seviyesinin sürekli azalmış ve Karapınar çevresinde pek çok yeni obruk oluşmuştur. Alçalan yeraltı su seviyesi, yeraltı suyu kullanım maliyetlerini arttırmaktadır. Havzanın tarımsal su ihtiyacının karşılanması için Göksu Havzası'nın yukarı kesiminin suyunu Konya Kapalı Havzası'na aktarma çalışmaları başlatılmıştır. Bu durum Göksu Nehri'nin akım miktarında azalmaya neden olacak, Göksu Deltası'nın hem su hem sediman beslenmesinin azalması deltada kıyı erozyonunun şiddetlenmesine sebep olacaktır. Havzanın su bütçesindeki kaybı azaltmak için çiftçilerin ekonomik zarara uğramayacağı şekilde tarım alanlarındaki ürün desenini değiştirmek, basınçlı sulama sistemlerini yaygınlaştırarak tarımda kullanılan suyu azaltmak gibi seçeneklerin ele alınması gerekmektedir.

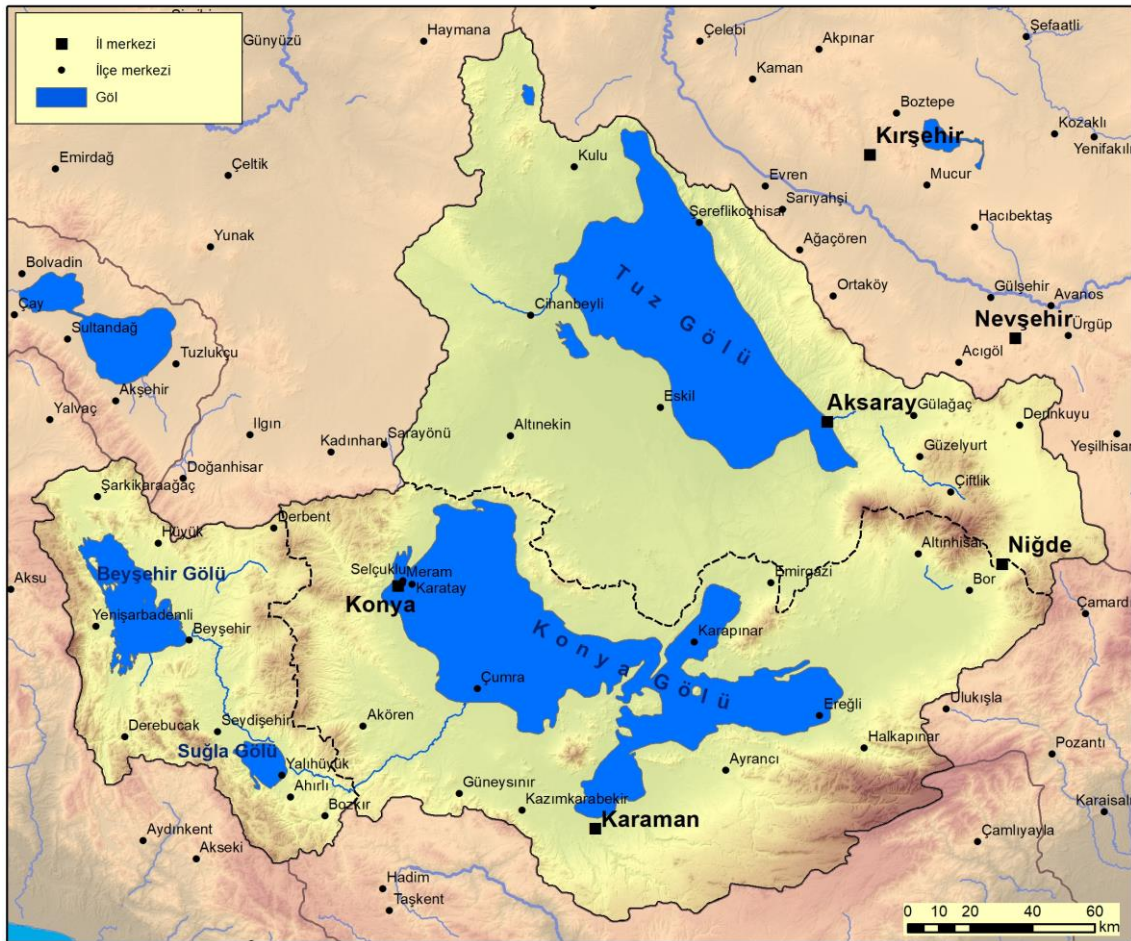
Kaynaklar

- Ataol, M., & Kale, M. M. 2022. Shoreline changes in the river mouths of the Ceyhan Delta. *Arabian Journal of Geosciences*, 15 (2), 201.
- Ataol, M., Kale, M. M., & Tekkanat, İ. S. 2019. Assessment of the changes in shoreline using digital shoreline analysis system: a case study of Kızılırmak Delta in northern Turkey from 1951 to 2017. *Environmental Earth Sciences*, 78, 1-9.
- Ataol, M., & Onmuş, O. 2021. Wetland loss in Turkey over a hundred years: implications for conservation and management. *Ecosystem Health and Sustainability*, 7 (1), 1930587.
- Bayarı, C. S., Ozyurt, N. N., & Kilani, S. 2004. Konya Gölü'nden Konya Çölü'ne: Karbon-14 Yaşları Işığında Konya Kapalı Havzası Yeraltısuyu Rezervinin Geleceği, 1. *Yeraltısuları Ulusal Sempozyumu*, 23-24.
- Bayarı, C. S., Ozyurt, N. N., & Kilani, S. 2009. Radiocarbon age distribution of groundwater in the Konya Closed Basin, central Anatolia, Turkey. *Hydrogeology Journal*, 17 (2), 347.
- De Klemm, C., & Créteaux, I. 1995. *The legal development of the Ramsar Convention on wetlands of international importance especially as waterfowl habitat* (2 February 1971). In Ramsar Convention Bureau.
- Demirdöğen, A. 2022. Türkiye'de şeker: üretim, tüketim, ticaret ve politikaların kısa bir tartışması. *Tarım Ekonomisi Araştırmaları Dergisi*, 8 (1), 85-95.
- Dıvrak, B. B. D., & İş, G. 2010. *Türkiye'nin Yarınları Projesi Sonuç Raporu*. WWF-Türkiye (Doğal Hayatı Koruma Vakfı)
- Ekercin, S., & Örmeci, C. 2011. Tuz Gölü'ndeki su rezervi değişiminin çok zamanlı LANDSAT uydu görüntüleri ve eş-zamanlı yersel ölçmeler ile analizi. *İTÜDERGİSİ/d*, 7(1).
- Fontugne, M., Kuzucuoglu, C., Karabiyikoğlu, M., Hatte, C., & Pastre, J. F. 1999. From Pleniglacial to Holocene: a 14C chronostratigraphy of environmental changes in the Konya Plain, Turkey. *Quaternary science reviews*, 18 (4-5), 573-591.
- Ghassemi, F., Jakeman, A. J., & Nix, H. A. 1995. *Salinisation of land and water resources: human causes, extent, management and case studies*. CABI Publishing Series.
- Gosselink, J. G., & Maltby, E. 1990. Wetland losses and gains. Pp. 296–322 in *Wetlands: A threatened landscape*, edited by M. Williams. Oxford, U.K.: Blackwell Publishing.
- Görür, N., Çağatay, M., Zabcı, C., Sakıncı, M., Akkök, R., Şile, H., & Örcen, S. 2015. The late quaternary tectono-stratigraphic evolution of the Lake Van, Turkey. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 151 (151), 1-46.
- Gürbüz, A., & Kazancı, N. 2015. Genetic framework of Neogene–Quaternary basin closure process in central Turkey. *Lithosphere*, 7 (4), 421-426.
- Lefond, S. J. 1969. *Handbook of world salt resources*. Plenum Press, New York.
- Kale, M. M., Ataol, M., & Tekkanat, I. S. 2019. Assessment of shoreline alterations using a Digital Shoreline Analysis System: a case study of changes in the Yeşilırmak Delta in northern Turkey from 1953 to 2017. *Environmental monitoring and assessment*, 191, 1-13.
- Kalkınma Bakanlığı. 2012. *KOP Bölgesinde DSİ Yeraltı Suyu (YAS) eylem planı ve Kuyulara Su Tahsisi Uygulaması, Genel Değerlendirmeler ve Öneriler Raporu*. KOP Bölge Kalkınma İdaresi Başkanlığı, Konya, Aralık 2012
- Karabiyikoğlu, M. 2003. Konya Havzası'nın geç kuaterner evrimi. *Yayınlanmamış doktora tezi*, İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, İstanbul.
- Kashima, K. 2002. Environmental and climatic changes during the last 20,000 years at Lake Tuz, central Turkey. *Catena*, 48 (1-2), 3-20.
- Kılar, H., & Çiçek, İ. 2018. Göksu Deltası kıyı çizgisi değişiminin DSAS aracı ile belirlenmesi. *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 16 (1), 89-104.
- Maltby, E., & Barker, T. (eds.) 2009. *The Wetlands Handbook*, 2 Volume Set. John Wiley & Sons.
- Muşmal, H. 2019. Konya Ovası Sulama Projesi Fikrinin Ortaya Çıkışı ve Projeyle İlgili İlk Çalışmalar. *The Journal of Academic Social Science Studies*, 3 (33), 11-28.
- Orhan, O., Kırtıoğlu, O. S., & Yakar, M. 2020. Konya kapalı havzası obruk envanter bilgi sisteminin oluşturulması. *Geomatik*, 5 (2), 81-90.

- Özpolat, E., & Demir, T. 2019. The spatiotemporal shoreline dynamics of a delta under natural and anthropogenic conditions from 1950 to 2018: A dramatic case from the Eastern Mediterranean. *Ocean & Coastal Management*, 180, 104910.
- Resmi Gazete. 1946. Sıtma Savaşı Kanunu [Law on Malaria War]. 21.02.1946. Sayı [Number]:6238.
- Resmi Gazete. 1950. Bataklıkların kurutulması ve bundan elde edilecek topraklar hakkında kanun [Law on the drainage of swamps and the land to be obtained from it]. 23.01.1950. Sayı [Number]:7413.
- Şen, E., & Başaran, N. 2008. Konya Kapalı Havzasının Sıcaklık ve Yağış Dizilerinin Trend Analizi. *Konya Kapalı Havzası Yeraltısuyu ve Kuraklık Konferansı*, 11-12 Eylül 2008. Konya.
- Şengör, A. M. C., & Kidd, W. S. F. 1979. Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics*, 55 (3-4), 361-376.
- Tuğluoğlu, F. 2008. Türkiye’de Sıtma Mücadelesi (1924-1950) [Combating with Malaria in Turkey]. *Türkiye Parazitoloji Dergisi* 32 (4), 351 – 359.
- Türkezer, A., & Çobanoğlu, S. 2012. Türk Haritacılık Tarihi-1:200.000 ölçekli haritalar. [The History of Turkish Cartography - The maps with 1/200,000 scale]. *Harita Dergisi* 148, 25-61.
- Williams, W. D. 1998. Salinity as a determinant of the structure of biological communities in salt lakes. *Hydrobiologia*, 381, 191-201.
- Yarar, M., & Magnin, G. 1997. *Türkiye’nin Önemli Kuş Alanları*, Doğal Hayatı Koruma Derneği, İstanbul
- Yiğitbaşoğlu, H. 2001. Konya-Çumra Havzası’nda Arazi Kullanım Özellikleri ve Başlıca Sorunları, *AÜ Türkiye Coğ. Arş. ve Uyg. Merk. Der.* No:8, Ankara.



Şekil 1. Konya Kapalı Havzası lokasyon haritası.





Şekil 3. Konya Kapalı Havzası’nda 1920’lerde yer alan sulak alanlar.

Tablo 1. Konya Kapalı Havzası’nda yer alan sulak alan tipleri ve 1920’lerde kapladıkları alan.

	Tuz Gölü Havzası	Konya Ereğli Havzası	Beyşehir Havzası	Toplam
	Kapladığı alan (km ²)	Kapladığı alan (km ²)	Kapladığı alan (km ²)	
Göl	1746	121	786	2653
Mevsimlik göl	16	59	49	124
Bataklık-sazlık	682	350	41	1073
Tuzla	2			2
Islak çayır	4	12		16
Kamışlık alan			10	10
Toplam	2450	542	886	3878

Tablo 2. Konya Kapalı Havzası'ndaki başlıca göl ve bataklıkların 1920'lerde kapladıkları alan.

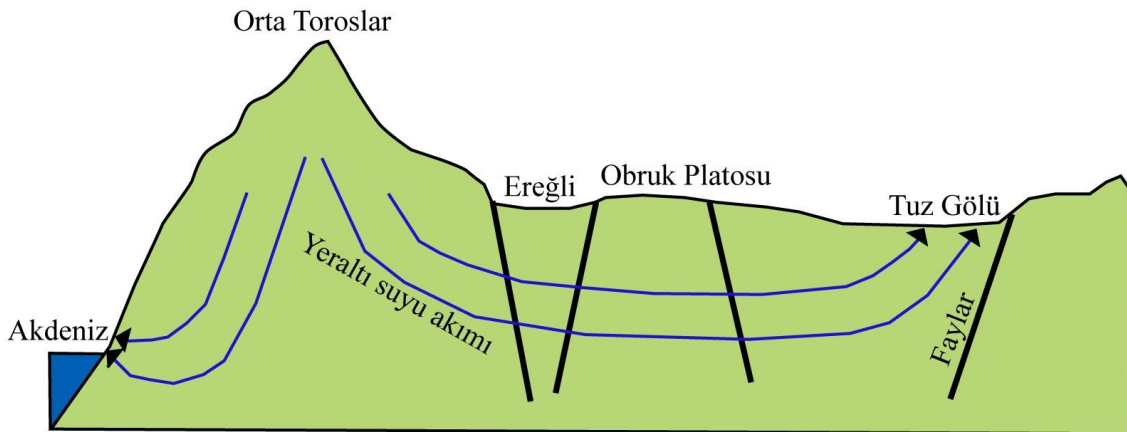
	Kapladığı alan (km ²)	Ek açıklama
Tuz Gölü	1680	
Gez Gölü (Güncel isim: Tersakan Gölü)	47	
Bulok Gölü (Güncel isim: Bolluk Gölü)	9,7	
Beyşehir Gölü	656	
Suğla Gölü	130	
Hotamış Gölü	84	
Ereğli Sazlıkları	235	
Eşmekaya Sazlıkları	30	
Aslım Bataklığı	42	(Akyay Gölü (1 km ²) dahil)
Yarma Bataklığı	76	(56 km ² 'si mevsimlik göl)



Şekil 4. Konya Kapalı Havzası'nda günümüzde yer alan sulak alanlar.



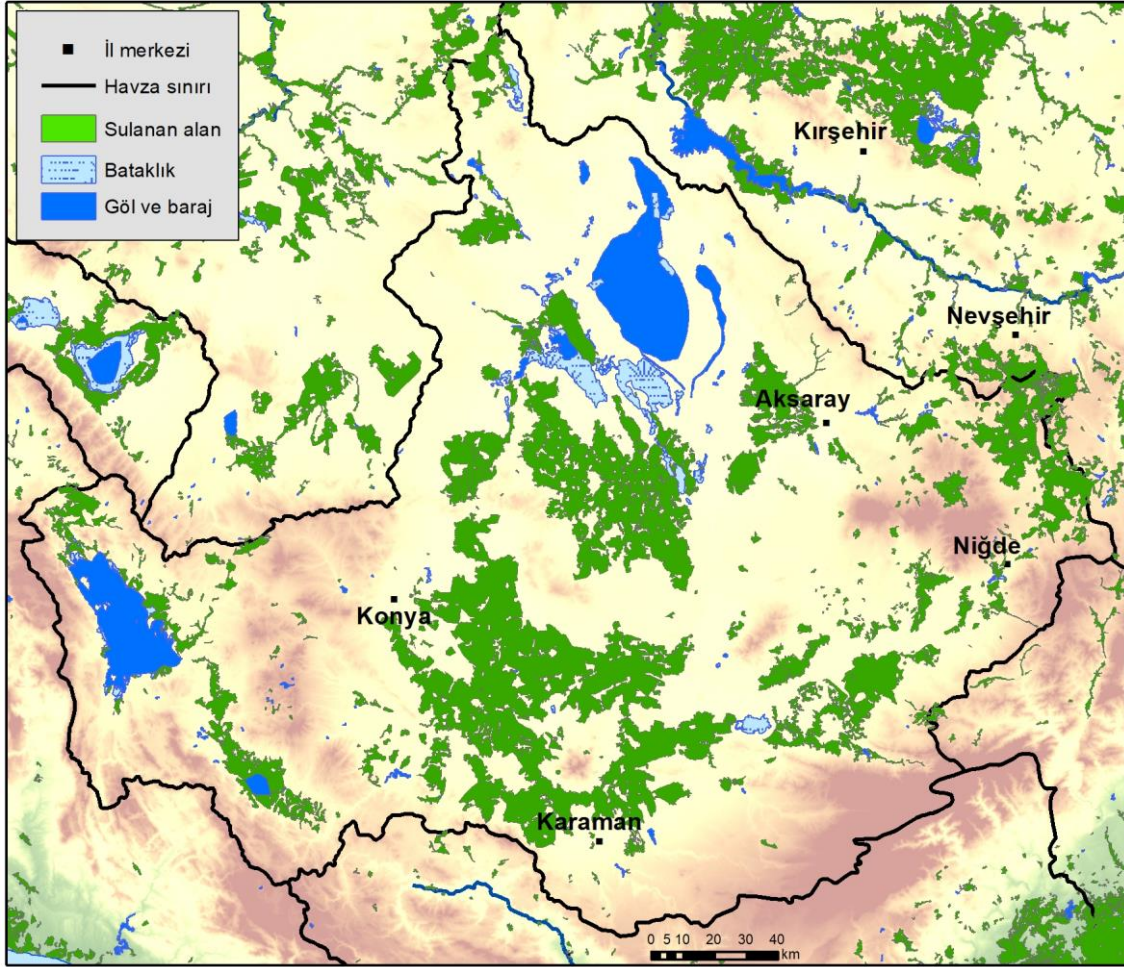
Şekil 5. Mavi Tünel Projesi kapsamında yapımı devam eden kanal-tünel çalışmaları.



Şekil 6. Orta Toroslar'da Konya Kapalı Havzası'na yeraltı suyu hareketi (Bayarı, 2009'dan sadeleştirilmiştir).

Tablo 3. Konya Kapalı Havzası'ndaki sulanan alanlar (CORINE 2012 verisine göre).

CORINE kodu	Açıklama	Kapladığı alan (hektar)
212	Sürekli sulanan alanlar	863408
213	Pirinç (çeltik) tarlaları	342
221	Üzüm bağları	8624
222	Meyve bahçeleri	12174
	Toplam	884548



Şekil 7. Konya Kapalı Havzası'nda CORINE 2012 verilerine göre sulanan tarım alanları.

Sedimentolojik Veriler Kullanarak Köprüçay Vadisi Aşağı Kesiminin Paleocoğrafyası ve Aspendos Antik Kenti’nin (Serik-Antalya) Jeoarkeolojisi

Paleogeography of the Lower Part of Köprüçay Valley and Geoarchaeology of the Ancient City of Aspendos (Serik-Antalya) Using Sediment Core Data

Rifat İLHAN¹, Ertuğ ÖNER², Aylin KARADAŞ³, Serdar VARDAR⁴

Özet

Antalya ilinin önemli arkeolojik alanlarından biri olan Aspendos Antik Kenti, Serik ilçesinde Köprüçay havzasının aşağı çığırında yer almaktadır. Bu çalışmada, Köprüçay vadisinin aşağı kesiminde yer alan alüvyal ovoidan elde edilen sedimentolojik veriler kullanılarak Holosen’de meydana gelen coğrafi çevre değişimlerinin belirlenmesi amaçlanmıştır. 2023 ve 2024 arazi çalışmaları dönemlerinde alanın paleocoğrafya gelişimini ve jeoarkeolojik özelliklerini belirlemek amacıyla 60 cm’den 1400 cm’ye kadar değişen derinliklerde 13 adet alüvyon delgi sondajı yapılmıştır. Karotların farklı derinliklerinden alınan sediman örnekleri Ege Üniversitesi Coğrafya Bölümü Alüvyal Jeomorfoloji Laboratuvarı’nda analiz edilmektedir. Analizlerin ön sonuçları burada sunulmaktadır. İlk bulgulara dayanarak, bir sonraki arazi çalışması döneminde yapılacak karot sondajlarının yerleri planlanmıştır.

Anahtar kelimeler: Aspendos, Köprüçay, Paleocoğrafya, Jeoarkeoloji

Abstract

Aspendos Ancient City, one of the important archaeological site in Antalya province, is located in the alluvial plain of lower Köprüçay in Serik district. In this study it is aimed to reconstruct Holocene landscape changes using sediment core data obtained alluvial plain of lower part of Köprüçay valley. To determine the paleogeographic and geoarchaeological characteristics of the area in 2023 and 2024 fieldwork periods 13 core drillings, varying depths from 60 cm to 1400 cm, are made. Sediment samples, taken from different depths of the cores, has been analysed at Alluvial Geomorphology Laboratory of Ege University Geography Department. Preliminary results of the analyses are presented here. Based on the initial findings, the locations of the core drillings to be carried out in the next field work period were planned.

Keywords: Aspendos, Köprüçay, Paleogeography, Geoarchaeology

1.GİRİŞ

Aspendos, Türkiye’nin güneyinde, Pamphylia bölgesinde, Antalya kıyı bölümünün önemli bir antik kentidir. Günümüzde Antalya’nın Serik ilçesinde, Belkis mahallesinde yer alır. Akdeniz’e dökülen antik Eurymedon (Köprüçay) nehri kenarında, kayalık bir tepenin üzerinde ve etrafındaki düzlükte kurulmuş bir kenttir (Köse, 2011a). Bulunduğu coğrafi alan Köprüçay havzasının aşağı bölümüdür. Havza, Türkiye’nin güneyinde Akdeniz Bölgesi’nde Antalya ve Isparta il sınırları içerisinde yer almaktadır (Fural, 2016, 2017, 2018). Antik adı Eurymedon olan Köprüçay, Serik kuzeydoğusunda dağlık alandan çıkıp alüvyal taşkın ovasında akışını sürdürür. Köprüçay havzası

¹Doç. Dr., İzmir Katip Çelebi Üniversitesi Sosyal ve Beşeri Bilimler Fakültesi, Coğrafya Bölümü, İzmir/Türkiye. e-mail: rifat.ilhan@ikc.edu.tr

² Prof. Dr., Ege Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümü, İzmir/Türkiye. e-mail: ertug.oner@ege.edu.tr

³ Dr. Öğr. Üyesi, Ege Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümü, İzmir/Türkiye. e-mail: aylin.karadas@ege.edu.tr

⁴Doç. Dr., İzmir Katip Çelebi Üniversitesi Beşeri ve Sosyal Bilimler Fakültesi, Coğrafya Bölümü, İzmir/Türkiye. e-mail: serdarvardar@yahoo.com

ülkemin en önemli karstik alanlarından biridir. Buna bağı olarak Köprüçay ve kolları çok önemli oranda yer altı suyu ile beslenmektedir (Sağıdıç, 2019a; 2019b).

Antik Aspendos Kenti, kıyı şeridinden itibaren Toroslar'a kadar olan düzlük üzerinde bir tepe ve etrafında kurulmuş olmakla birlikte, Torosların güneyinde kalan coğrafya Aspendos teritoryumu içinde kalmıştır. Kent, batıda Silyon, doğuda Side, Lyrbe ve Etenna ve kuzeyde ise Pednelissos ve Selge antik kentleri ile çevrilmiştir. Aspendos, Geç Roma Dönemi antik yollarını gösteren Tabula Peutingeriana'da gösterilmiştir. Eurymedon (Köprüçay) kenarında kurulması Aspendos'a nehir taşımacılığı sayesinde geniş siyasi ve ticari kazanımlar sağlamıştır (Köse, 2011a; 2011b; 2017).

Antik kaynaklarda Aspendos'un Eurymedon kenarında bir nehir limanının var olduğundan, Aspendos'a kadar gemilerin seyredilebildiğinden ve ayrıca Aspendos'un nehir üzerindeki bir köprüsü vasıtasıyla sahil yolu trafiğini kontrol ettiğinden bahsedilir (Köse, 2011a; 2017). Kuşkusuz, çevredeki diğer antik kentlerle birlikte, Prehistorik Dönemler'den itibaren bölgenin devamlı bir gelişim içinde olduğu gözlenmektedir. Bölgede özellikle mağara yerleşmelerinin yanı sıra, az da olsa höyüklerle rastlanır. Aspendos'ta görülen Helenistik Dönem öncesi buluntuları, bu gelişimin kesintisiz ve çok erken dönemlerden itibaren devam ettiğini göstermektedir (Köse, 2017).

Aspendos'un bulunduğu alanın coğrafi özelliklerinin Prehistorik Dönemlerden günümüze nasıl bir değişim gösterdiğinin bilinmesi önemlidir. Aspendos Helenistik ve Roma dönemlerinde Dünyanın önemli liman kentlerindendir. Limanının Eurymedon nehri kenarında olmasına karşılık, kıyıya olan uzaklığı da önemlidir. Örneğin Strabon'un metinlerinde "Silyon'dan sonra Capria Gölüne geldiği ve ondan sonra Eurymedon'a ve Eurymedon'un kuzeyine doğru 60 stadia gidildiğinde ise Aspendos'a geldiğinden" bahsedilmiştir (Köse, 2017). Buna göre Strabon döneminde Aspendos kıyıya 9,42 km uzaklıktadır. Bu mesafe günümüz Boğazkent-Denizyaka köyleri hizasına karşılık gelir. Bu anlatımlara göre son 2000 yılda Köprüçay alüvyonları ile kıyı çizgisini 3 km kadar açığa ilerletmiştir. Aynı zamanda milat yıllarında kıyı çizgisinin 3 km'lik kuşak boyunca içeride olduğu da anlaşılmaktadır. Bunun yanında Aspendos'un nehir limanı Akdeniz'e bağlantı kurabilmesi için, Eurymedon yani Köprüçay ağzında bulunan bir deniz limanı ile mümkün olması gerektiği ifade edilmektedir (Köse, 2011a; 2017). Bu şekilde bir limanın Köprüçay'ın o dönemlerdeki kıyı çizgisine bağı olan ağzının yakınlarında bulunması beklenmektedir. Bu yönüyle de Aspendos'un, Köprüçay depresyonundaki kıyı çizgisi değişimleri ve zamanlarının bilinmesi önemlidir.

Son Buzul Maksimumunda (20.000 yıl önce) Akdeniz'in seviyesi şimdiki düzeyinin -130 m kadar altında bulunuyordu. Bu taban düzeyine göre şekillenen eski alçak kıyı düzlüğü, Son Buzul Maksimumu sonrasında sıcaklık artışına paralel Dünya denizlerinin seviyesinin artmasına bağı meydana gelen transgresyon (Holosen Transgresyonu) ile Köprüçay'ın da aşağı bölümü, diğer kıyılardakilerde olduğu gibi, deniz suları ile boğularak bir körfez haline dönüşmüştür. Orta Holosen'de (Nortgripiyen'de) yani günümüzden 6000 yıl önce deniz seviyesi yükselmesinin günümüz düzeyine yakın seviyede durmasıyla, bu kez akarsuların taşıdığı alüvyonlarla eski körfez giderek dolmuş ve kıyı dinamiği etkileri ile günümüz manzarası şekillenmiştir (Brückner vd. 2006; 2010; Kayan, 1988, 1991, 1997,1999; 2012; Öner, 2009, 2016, Öner vd. 2019; Waelbroeck vd. 2002).

Son 6000 yılda yani Orta ve Geç Holosen'de alüvyal boğulma sonucu kıyı çizgisi değişimleri, kıyılardaki antik yerleşmeler, özellikle de liman kentleri açısından önemlidir. Aynı şekilde akarsuların bu dönemlerdeki eski yatakları da, günümüz taşkın ovası sedimanları altında kalmıştır. Bu türlü doğal çevre değişimlerinin belirlenmesi alüvyal jeomorfoloji araştırmaları ile mümkün olabilmektedir. Bu amaçla Aspendos çevresinde, Köprüçay vadisinin aşağı bölümünde günümüz kıyı çizgisine kadarki taşkın delta ovasında delgi sondajlar yapılmıştır. İki yaz döneminde toplam 13 delgi sondaj yapılarak alüvyal sedimanlar incelenmiştir. Arazi gözlemleri ve sedimanların laboratuvar analizleri sonucu elde edilen ilk bulgu ve sonuçlar bu metinde sunulmuştur.

2. ASPENDOS VE ÇEVRESİNİN ARKEOLOJİK ÖZELLİKLERİ

Aspendos Antik Kenti Antalya ili Kemer ve Alanya ilçeleri arasında yer alan antik Pamphylia bölgesinde bulunur. Pamphylia'nın önemli kentlerinden biri olan Aspendos, Serik ilçesine bağlı Belkıs mahallesinde, Köprü Çay'ın kenarında bir tepe üzerinde kurulmuş ve zaman içinde çevreye doğru yayılmıştır (Köse, 2011a; Şekil 1, 2).

Aspendos, Perge ve Side ile rekabet halinde olmuş ve Pamphylia'nın üçüncü en önemli şehri olarak öne çıkmıştır. Tarihi boyunca gelişmiş ticaret ağı, kalabalık nüfusu ve mimari açıdan etkileyici yapılarıyla dikkat çeken kent, Pamphylia'nın zengin tarihine ve bölgenin ekonomik canlılığına tanıklık etmiş bir merkez olarak, antik dünyada kendine özgü bir konum elde etmiştir. Kentin ticari bağlantısı antik adı Eurymedon olan Köprüçay nehri, üzerinden gerçekleşmiş görünmektedir. Günümüzde nehrin ağzı büyük ölçüde alüvyonlarla daralmış olsa da Antik Dönemde, büyük ve geniş gemiler dahil olmak üzere birçok gemi Aspendos'a kadar ulaşabildiği anlaşılmaktadır. Selge'ye de liman olarak hizmet eden kent, bölgeler üstü bir öneme sahip olmuştur (Tunca, 2023).

Antik kaynaklardan elde edilen verilere göre Aspendos'un kökeni ve kuruluş efsaneleri üzerinde yapılan bilimsel çalışmalar, farklı antik yazarlar arasında çeşitli görüş ayrılıklarını ortaya koymuş olsa da Aspendos kentinin M.Ö. 13. Yüzyılda bir Miken yerleşimi olarak kurulduğu kabul görmektedir (Şahin, 2018; Tunca, 2023).

Kentin MÖ 7. ve 6. yy'ın ilk yarısında, Lydia Dönemi'ne ait bilgileri oldukça kısıtlıdır. Perslerin MÖ 547/546 yıllarında Küçük Asya'da Lydia egemenliğini sonlandırmasından sonra Aspendos kenti Pers egemenliğine girmiş ve kent en parlak dönemlerinden birini yaşamaya başlamıştır. Scylax ve Strabon'un belirttiği gibi Aspendos'un 500-1000 metre kadar doğusunda akan Eurymedon Nehri o dönemde kente kadar ulaşım elverişli bir akarsu idi ve bu sayede Pers donanması Aspendos'ta konumlanmıştı (Akurgal, 2021; Köse, 2011a; 2017). Büyük İskender'in seferleri sırasında MÖ 333'te kent işgal edilmiş ve Makedonya egemenliğine geçmiştir. Helenistik dönemde yakın çevresindeki Side gibi zengin bir kent olduğu ifade edilmektedir (Akurgal, 2021). Büyük İskender'in ölümünün ardından komutanlar arasındaki savaşlar ile MÖ 3. Yüzyılda Ptolemaioslar ve Seleukoslar arasında el değiştirmiş ve sonrasında Asya'da Roma eyaletlerinin kurulduğu dönemde Roma topraklarına geçmiştir. Roma İmparatorluk Dönemi'nde kent en parlak dönemini yaşamış, süslü ve anıtsal yapılarla donatılmış ve imar faaliyetleri sonucu, bölgenin en ihtişamlı kentleri arasında yerini almıştır. Bu dönemde Aspendos yağ, tahıl, tekstil, şarap, at ve özellikle kentin yakınlarından elde edilen tuz ticareti ile ünlü merkezlerden biri haline gelmiştir (Şahin, 2018).

Kent MS 5. Yüzyılda Hristiyanlık Dönemi'nde Başpiskopos Triboniamus zamanında Primoupolis adını almıştır. 13. yüzyıldan itibaren Selçuklu döneminde Aspendos'un önemli bir kent olduğu bilinmektedir. Bu dönemde I. Alâeddin Keykubat kent tiyatrosunu restore ettirmiş ve saray olarak kullanmıştır (Şahin, 2018).

Aspendos Antik Kenti, 19. yy'dan beri pek çok araştırmacının ilgisini çekmiştir. Kenti Beaufort, Fellows, Schönborn, Texier, Rott, Hirschfeld ve Seiff gibi birçok gezgin dolaşmış ve kentin tasvirini yapmıştır. Ancak yöredeki en önemli araştırma 1884 yılında Lanckoroński başkanlığında bir heyet tarafından gerçekleştirilmiştir. 1929 yılında H. Hörmann, 1955 yılında J. B Ward-Perkins, 1958 yılında H. Cüppers ve 1968 yılında H. Lauter tarafından Aspendos'taki çeşitli yapılarda çalışmalar yürütülmüştür. Aspendos'daki bilimsel çalışmalar 2008 yılında o dönem Hacettepe Üniversitesi öğretim üyesi olan Prof. Dr. Veli Köse başkanlığında bir ekip ile başta kentin çevresinde yüzey araştırmasına geçilmiş, tiyatro ve diğer kamusal yapıların güncel yöntemlerle planları ve modellemeleri çıkartılmaya başlanmıştır. 2013 yılında Antalya Müzesi denetiminde başlanan kazı çalışmaları, 2014 yılında Veli Köse başkanlığında sürdürülen Bakanlar Kurulu Kararlı bir kazı projesine dönüştürülmüş ve proje kapsamında bilimsel kazı çalışmaları 2021 yılına kadar devam

etmiştir. Kazı çalışmalarına, 2022 yılından itibaren Afyon Kocatepe Üniversitesi, Sanat Tarihi Bölümü öğretim üyesi Doç. Dr. Mustafa Bilgin başkanlığında, Cumhurbaşkanlığı Kararnameli kazı statüsünde tekrar başlanmıştır.

3. KÖPRÜÇAY HAVZASI VE ASPENDOS ÇEVRESİNİN COĞRAFİ ÖZELLİKLERİ

Aspendos Antik Kenti, deniz seviyesinden 3000 metreye kadar yükselen Toros Dağları ile çevrili Antalya Körfezi'nin gerisinde yer alan Antalya Ovası'nda bulunur. Ova, tektonik olarak Isparta büklümü içinde; Beydağları otoktonu ile Anamas-Akseki otoktonu arasında yer almaktadır. Doğusunda yer alan Anamas-Akseki otoktonunun yapısını Ordovisyen şeylleri ve Triyas-Eosen yaşlı platform karbonatları; batısında yer alan Beydağları otoktonunu ise Triyas-Eosen yaş aralığında oluşan sıg denizel kireçtaşları ve dolomitler oluşturmaktadır. Bu otokton birimlerin üzerine Geç Kretase–Paleosen aralığında Antalya Napları bindirme olarak yerleşmiştir (Koçyiğit vd. 1997; Poisson vd. 2003; Üner, 2009).

Aspendos Antik Kenti, Köprüçay vadisinin aşağı bölümünde bulunur. Isparta Sütçüler yakınlarında Toros dağlarından doğan, dar ve derin kanyonlardan geçerek Serik yakınlarında Akdeniz'e dökülen Köprüçay'ın, havza alanı 2400 km² civarında (2350 km²- 2357 km² – 2498 km²) olup yıllık debisi 3065 hm³, uzunluğu 178 km, kaynak noktasın yükseltisi 2.151 metredir (Fural, 2016, 2017, 2018; Sağdıç, 2009a; 2009b). Köprüçay karstik kaynaklarla beslenir (Değirmenci, 1989; Sağdıç, 2009a; Fural, 2018). Eğirdir Gölü'nün güney doğusundaki Anamas (Güllüce) Dağı'ndan çıkan Ayvalı çayı ve Karacahisar dereleri birleşerek Köprüçayı oluşturur. Aşağı kısımlarında Kocadere ve Sağırın derelerini de alır. Önce geniş vadide akan Köprüçay, Bolhasan köyünde dar kanyona girer. Bolasan köyü ve Beşkonak beldesi arasında uzanan bu kanyon vadi Köprülü Kanyon Millî Parkı ilan edilmiştir. Köprülü kanyon 14 km uzunluk ve 50 ila 200 m kenar yüksekliğe sahip olup Miyosen konglomeraları içine gömülmüştür (Sağdıç, 2009a; Sağdıç ve Bozyiğit, 2008; Fural, 2018; Özdemir ve Çırak, 2024).

Köprüçay havzasının içinde bulunduğu naplı ve bindirmeli Toros kuşağı, Afrika ve Avrasya levhalarının Kretase'den günümüze kadar devam eden K-G yönlü yaklaşma hareketine bağlı olarak oluşmuştur. Bu hareket Neojen'in erken dönemlerinde Isparta Büklümü olarak tanımlanan karmaşık bir morfo-tektonik yapının gelişmesine neden olmuştur. Miyosen'de, Batı ve Orta Toroslar ile Isparta Büklümü'nün iç kesimleri, kırıntılı sedimanlar ve karbonatlarla karakterize edilen denizel havza dolguları ile doldurulmuştur (Wasoo & Koç, 2021). Antalya Miyosen Havzası olarak adlandırılan bu havza Torosların batısında, Antalya-Çukur-Çakallar arasında yer alır. Üst Oligosen-Geç Miyosen tortul birimlerinin oluşturduğu birim, kireçtaşı, killi kireçtaşı, breşik kireçtaşı, kilitaşı-kumtaşı ve kumtaşı-çakilitaşı litolojisindedir (Akay vd. 1985). Köprüçay Havzası'nın günümüzdeki son şeklini alması Kuvaterner'de yaşanan flüvyal süreçlerle gerçekleşmiştir. Bu dönemde yaşanan flüvyal süreçlerin yanında havza sınırlarını çizen yüksek zirvelerde yaşanan buzullaşma havzanın şekillenmesi sürecinde flüvyal süreçlere eşlik etmiştir (Fural, 2016). Pleistosen'de Köprüçay havzasının aşağı bölümünde, kaynağını yüksek kesimlerdeki konglomeralardan alan çakıllar birikmiş ve 30-40 m kalınlıkta zaten kaynağında yuvarlak olan iyi yuvarlanmış çakilitaşı depoları oluşmuştur (Atalay vd. 2015; Uz, 2011; Şenel, 1997). Holosen'e ait güncel alüvyonlar, Köprüçay aşağı bölümünde birikerek Serik ovası olarak adlandırılan Köprüçay taşkın-delta ovasını oluşturmuştur (Uz, 2011). Bu jeolojik yapı içinde Aspendos Antik Kenti, Köprüçay'ın aşağı çıkışında yer almaktadır (Şekil 3).

Aspendos Antik Kenti, Isparta büklümünün iç kesiminde yer almasından dolayı tektonik olarak oldukça aktif bir bölgede bulunmaktadır. Nitekim yakın çevresinde Isparta açısının oluşumu ile kırılmış çok sayıda fay hattı yer almaktadır. Sözü edilen faylar bu bölgede horst ve graben yapısı

gelişimine neden olmuş birçok büyük depremin kaynağı olmuştur. 1973'ten bu yana Richter ölçeğine göre büyüklüğü 6'ya varan çok sayıda güçlü deprem meydana gelmiştir.

Aspendos ve Köprüçay havzasında Akdeniz iklimi hakimdir (Fural, 2016; Sağdıç, 2009a; 2009b). Kuzey-güney yönlü uzanan Köprüçay havzasının kıyından itibaren 3000 metrelere yaklaşan yükseltiler nedeniyle iklim farklılıkları da görülür. Köprü Çayı Havzası'nda, iklim özellikleri gibi bitki örtüsü dağılışı da farklılık gösterir. Havzada Kızılçam (*Pinus brutia*), Ardıç (*Juniperus sp.*), Meşe (*Quercus sp.*), Gökmar (Abies cilicica) ve Toros Sediri (*Cedrus libani*) gibi bitkiler çeşitli yükselti kuşaklarında geniş alanlarda yayılım göstermektedir. Ormanların tahrip edildiği alanlarda maki elemanları olan mersin (*Myrtus communis*), tesbih (*Styrax officinalis*), adaçayı yapraklı laden (*Cistus salviiflours*), pembe çiçekli laden (*Cistus creticus*) gibi bitkilerden oluşan çalı formasyonları bulunurken havza sınırını çizen yüksek dağların zirvelerinde Alpin formasyonlar yer almaktadır (Fural, 2016). Köprü Çayı Havzası'nın büyük toprak grupları da jeolojik ve iklim özellikleri etkisiyle şekillenmiştir. Havzada kırmızı Akdeniz toprakları, kırmızı kahverengi Akdeniz toprakları, kahverengi orman toprakları, kireçsiz kahverengi orman toprakları, rendzina toprakları, alüvyal topraklar, kolüvyal topraklar, regosoller ve yüksek dağ- çayır toprakları bulunmaktadır (Sağdıç, 2019a).

4. YÖNTEM

Aspendos antik kenti ve çevresinde yörenin paleocoğrafya özelliklerinin belirlenmesi amacıyla 2023 ve 2024 yıllarında delgi sondajlar yapılmıştır (Şekil 4, Tablo 1). Delgi sondajların yapımında Ege Üniversitesi Coğrafya Bölümü'ne ait farklı özellikteki sondaj ekipmanları kullanılmıştır. Benzin motorlu çakma makinesi (Atlas Copco, Cobra Mk1) ile zemin özelliğine göre çapları 3,6 cm, 5 cm ve 6 cm arasında değişen 1 metrelik yarı açık uçlar zemine çakılmış, uçlar içine alınan sedimanlar yine benzin motorlu hidrolik çekme makinesi ile yukarıya çekilerek sondajlar tamamlanmıştır. Sondajların her bir metresi için ayrıntılı notlar alınmış ve fotoğraflanmıştır. Fotoğraflama işleminden sonra farklı seviyelerden sediman örnekleri hassas bir şekilde alınarak paketlenmiştir. Arazide alınan sediman örneklerin sedimantolojik, kimyasal ve paleontolojik analizleri yapılmıştır. Analiz sonuçları, arazi gözlemleri ile birlikte değerlendirilerek sedimanların biriktikleri ortam özellikleri ve çevresel değişimler yorumlanmıştır.

5. DELGİ SONDAJ ÇALIŞMALARINA AİT BULGULAR

Aspendos ve çevresinde delgi sondaj yöntemli paleocoğrafya ve jeoarkeoloji çalışmalarına 2023 yaz döneminde başlanmıştır. Söz konusu çalışmalar kapsamında 9 farklı noktada derinlikleri 60 ile 1200 cm arasında değişen toplam 9 sondaj yapılmıştır (Şekil 2, 3 ve 4). 2024 yaz döneminde de çalışmalarımız devam etmiş ve derinlikleri 900 ile 1400 cm arasında değişen 5 adet daha delgi sondaj yapılmıştır. Sondajlar Aspendos-2023-01 ve Aspendos-2024-01 şeklinde yapıldığı yıllara göre numaralandırmaları yanında, ASP-01'den ASP-13'e kadar toplamda seri olarak da numaralandırılmıştır (Tablo 1). Her iki yıla ait bütün delgi sondajlarımızın ilk değerlendirmeleri aşağıda sunulmuştur.

5.1 ASPENDOS-2023-01 Nolu Sondaj (ASP-01)

Boğazkent (Boğazköy)'in batısında, Acısu Dere'nin doğusunda yüzey yükseltisinin yaklaşık 2 m olduğu noktada yapılan Aspendos-01 nolu sondajda 740 cm derine inilmiştir (Tablo 1; Şekil 2, 3 ve 4). Aspendos-2023-01 nolu sondajın yüzey ile 280 cm arasındaki ilk bölümü kahverengi killi-siltli taşkın ovası sedimanlarından oluşmaktadır (Şekil 5). 280 cm ile 570 cm arasında gri renkli killi-siltli, kavkı kırıntılarının da gözlemlendiği kıyı bataklığını yansıtan sedimanlar geçilmiştir. Bu birim içerisinde makro boyutlarda *Cardium sp.* ve *Bittium sp.* gibi mollusklara ve bitki kalıntılarına da rastlanılmıştır (Şekil 6). Bu birim olasılıkla eski bir lagün ortamı olup kapandığı bölümde bataklıklar haline dönüşmüş ve bataklık üzerine taşkın ovası sedimanları gelmiştir.

Sondajın 570 cm ile 740 cm arasındaki birim ince kumlu, siltli-killi, yer yer makro boyutta molluskların da görüldüğü denizel sedimanlardan oluşmuştur (Şekil 5; Levha 1). Sondaj bu seviyede ince kum oranının artması sonucu orta uçla ilerlenemediği ve aynı zamanda zaman bitimi nedeniyle denizel birim içinde sonlandırılmıştır.

5.2 ASPENDOS-2023-02 Nolu Sondaj (ASP-02)

Boğazkent (Boğazköy)'in kuzeyinde, Köprüçay'ın batısında yapılan Aspendos - 02 nolu sondajda 1000 cm derine inilmiştir (Tablo 1; Şekil 2, 3 ve 4). Yüzey yükseltisinin yaklaşık 5 m olduğu sondajın yüzey ile 350 cm arası kahverengi killi – siltli taşkın ovası sedimanlarından oluşmaktadır (Şekil 7 ve 8).

Aspendos-2023-02 nolu sondajın 350 cm ile 720 cm arasında gri renkli killi – siltli su ortamını yansıtan sedimanlardan oluşmaktadır. Bu su ortamını alınan sediman örneklerinin paleontolojik analizleri sonucunda bulunan *Ostracodlar* da yansıtmaktadır (Levha 1). Bu birimin analizleri devam etmektedir. Olasılıkla bu birim güneyde yapılan 01 sondajının lagüner ortamına karşılık gelen ve kıyıdan uzaklaşma nedeniyle daha tatlı sulu bir su ortamına dönüşen ortamı yansıtmaktadır.

Sondajın 720 cm ile 1000 cm arasındaki son bölümün de ise killi-siltli-ince kumlu denizel ortamı yansıtan sedimanlardan oluşmaktadır (Şekil 7 ve 8). Bu seviyelerdeki paleontolojik incelemelerden elde edilen *ostracod* ve *foraminifer* türleri denizel ortamının birer kanıtı olarak değerlendirilmiştir (Levha 2). Son metredeki ince-çok ince kumlu denizel birimde uçların çok zorlanması ve gün bitimi nedeniyle sondaja son verilmiştir.

Bu sondaj noktasında yine 01 sondajında olduğu gibi tabanda denizel ortam, yukarıya doğru lagüner ortama dönüşmüş, lagün ortamı da tatlı su ile beslenmenin fazla, aynı zamanda da kıyıdan uzakta olunması nedeniyle daha çok tatlı su fosilleri ile tanımlanan bir su ortamına dönüşmüştür. (Şekil 7 ve 8).

5.3 ASPENDOS-2023-03 Nolu Sondaj (ASP-03)

Köprüçay'ın doğusunda Serik - Manavgat karayolunun güneyinde yapılan Aspendos -2023-03 nolu sondajda yüzeyden 225 cm derine inilmiştir (Tablo 1; Şekil 2, 3 ve 4). Yüzey yükseltisinin yaklaşık 8 m olduğu noktada 225 cm'de rastlanılan iri çakıllar nedeniyle ilerlenilememiş ve sondaj bu seviyede sonlandırılmıştır (Şekil 9). Sondajın yüzey ile 220 cm'lik bölümünde kahverengi ince kum ve siltli taşkın ovası sedimanlarından oluşmaktadır. 220 cm ile 225 cm arasında ise iri çakıllara rastlanılmıştır (Şekil 9).

5.4 ASPENDOS-2023-04 Nolu Sondaj (ASP-04)

Aspendos-2023-04 nolu sondaj, Köprüçay'ın doğusunda Aspendos-2023-03 nolu sondajın yaklaşık 650 m güneydoğusunda yapılmıştır. Yüzey yükseltisinin 4 m olduğu sondajda 1100 cm derine inilmiştir (Tablo 1; Şekil 2, 3, 4 ve 10).

Sondajın yüzey ile 130 cm arasında kahverengi küçük çakıllı – kumlu taşkın ovası sedimanları geçilmiştir. 130 cm ile 575 cm arasında gri renkli – yeşilimsi siltli – killi ve içerisinde eyer yer küçük çakılların da olduğu taşkın ovası sedimanlarından oluşmaktadır. 575 cm ile 695 cm arasında siltli-killi taşkın ovası sedimanları geçilmiştir. 695 cm ile 910 cm arası oldukça iri çakıllı ve her boy kumdan oluşan taşkın ovası sedimanlarından oluşmaktadır. 910 cm ile 1000 cm arasında ise kumlu-siltli denizel sedimanlar geçilmiş olup, sondaj bu birim içerisinde sonlandırılmıştır (Şekil 10).

5.5 ASPENDOS-2023-05 Nolu Sondaj (ASP-05)

Aspendos'un batısında Karagöl (Kapria Gölü) mevkiinde, yükseltinin yaklaşık 13 m olduğu noktada yapılmış olup yüzeyden itibaren 1200 cm derine inilmiştir (Şekil 2, 3, 4; Tablo 1). Sondajın 0 ile 420 cm arasındaki ilk bölümü killi-siltli taşkın ovası sedimanlarından oluşmaktadır (Şekil 11).

420 cm ile 875 cm arasında gri-mavimsi renkli kil ve silt oranının fazla olduğu su ortamını yansıtan sedimanlar geçilmiştir. Bu su ortamı yansıtan sedimanlar içerisinde makro boyutlarda gastropodlara rastlanmıştır. Sondajdan alınan örneklerin devam eden paleontolojik analizleri sonucunda (makro ve mikro fosiller) bu su ortamının özellikleri daha net bir şekilde ortaya konulacaktır (Şekil 11). 925 cm ile 1200 cm arasında bol bitki kalıntılı, siltli-killi birim geçilmiştir. Bu birim içerisinde gastropodlar da görülmüştür (Şekil 11). Hassas bir şekilde alınan C14 örnekleri tarihlendirildiğinde bu alandaki su ortamının (gölün ?) tarihi hakkında da değerlendirmeler daha net olabilecektir.

5.6 ASPENDOS-2023-06 / 06B Nolu Sondaj (ASP-06 / 06B)

Aspendos antik kentinin yaklaşık 600 m güneyinde, Köprüçay'ın batısında yapılan Aspendos-2023-06 ve 06/B nolu sondajlarda oldukça iri çakıllara rastlanılmış ve sondajlar sonlandırılmak zorunda kalınmıştır (Şekil 2, 3, 4 ve 11; Tablo 1).

Aspendos-2023-06 nolu sondaj da 60 cm, Aspendos-2023-06/B nolu sondaj da ise 135 cm ilerlenilebilmiştir (Şekil 12).

5.7 ASPENDOS-2023-07 Nolu Sondaj (ASP-07)

Aspendos-2023-07 nolu sondaj, Aspendos antik kentinin güneyinde, Köprüçay'ın batısında, Aspendos-2023-06 ve Aspendos-2023-06/B nolu sondajların yaklaşık 200 m kuzeydoğusunda yapılmıştır (Şekil 2, 3, 4 ve 13; Tablo 1).

Yüzey yükseltisinin yaklaşık 12 m olduğu noktada 205 cm derine inilmiştir. Sondajın tamamında kumlu-çakıllı taşkın ovası sedimanları geçilmiş olup, 205 cm'de rastlanılan iri çakıllar nedeniyle sondaj bu seviyede sonlandırılmıştır (Şekil 13).

5.8 ASPENDOS-2023-08 Nolu Sondaj (ASP-08)

Aspendos-2023-08 nolu sondaj, Köprüçay'ın batısında, Karagöl (Kapria Gölü) mevkiinde, Aspendos-2023-05 nolu sondajın yaklaşık 1400 m doğusunda yapılmıştır. Yüzey yükseltisinin 13 m olduğu noktadan 410 cm derine inilmiştir (Şekil 2, 3, 4; Tablo 1). Sondajda killi-siltli taşkın ovası sedimanları geçilmiştir (Şekil 14).

5.9 ASPENDOS-2024-01 Nolu Sondaj (ASP-09)

Aspendos-2024-01 nolu sondaj Köprüçay'ın batısında, 2023-01 ve 2023-02 nolu sondaj noktalarının ortasında ve 2023-02 sondajının güneybatısında yapılmıştır (Şekil 2, 3, 4; Tablo 1). Yüzey yükseltisinin yaklaşık 3 m olduğu noktada 11 m derine inilmiştir. Sondajın ilk 2 m'si açık kahve silt ağırlıklı silt-kil tane boyu taşkın ovası sedimanıdır. Renk aşağılara doğru giderek grileşiyor. Zeytuni gri, kahvemsiz silt-kil sedimanının oluşturduğu taşkın ovası devam etmekte ve olasılıkla art bataklık ortamı temsil etmektedir. Sediman 4,5 m'lerden sonra alacalı renklidir. Kıyı bataklığı ortamını yansıtan bu sedimanlardan sonra 8. metrelerden itibaren ince kum katkısıyla birlikte kavkılar da başlamakta ve denizel ortama girilmektedir. Sondajın 11. metresinde denizel ortamda sondaj tamamlanmıştır (Şekil 15, Tablo 1).

5.10 ASPENDOS-2024-02 Nolu Sondaj (ASP-10)

Köprüçay yatağının batısında, toprak Tepe doğusunda Aspendos-2023-02 sondajının 1 km kadar kuzeybatısında 6 m yükseltideki ova tabanında yapılan Aspendos-2024-02 nolu sondajda 12,65 m derine inilebilmiştir (Şekil 2, 3, 4; Tablo 1). Yüzeyden itibaren 5,4 m'lere kadar siltli – killi taşkın ovası sedimanları yer almış, 5,4-6,3 metreler arasında gri renkli kil – silt sedimandan oluşan su ortamı geçilmiştir (Şekil 16). 6,3 metreden 11,8 metreye kadar yine kahve, açık kahve renkli siltli, killi taşkın ovası sedimanları devam etmiştir. 11,8 metrede girilen gri renkli siyahımsı su ortamını yansıtan kil sediman 12,65 m'de çok sertleştiği için sondaja son verilmiştir (Şekil 16). Bu sondajda bugünkü deniz

seviyesinin -6,65 m altına inilmiş olmasına rağmen denizel sedimanlara rastlanmamış, sondaj taşkın ovası ve tatlı su ortamını yansıtan sedimanlar içinde devam etmiştir. Taban suyu 0,47 m ölçülmüştür (Şekil 16, Tablo 1).

5.11 ASPENDOS-2024-03 Nolu Sondaj (ASP-11)

Doğantaş Tepe'nin kuzeyinde, yüzey yükseltisinin yaklaşık 6 m olduğu noktada yapılan Aspendos-2024-03 nolu sondajda 14 m derine inilmiştir (Şekil 2, 3, 4; Tablo 1). Sondajın ilk 4,4 m'sinde açık kahve renkli siltli-killi taşkın ovası sedimanları yer almıştır. Bu seviyeden itibaren renk tedricen grileşmiş, killi-siltli koyu gri sediman sondaj sonuna kadar devam etmiştir. Sondajın 5,5 metrelerinden itibaren kavkı kırıntıları gözlenmekle birlikte, 6,5 m'den itibaren bütün Cardium kavkılar sediman içinde yer almıştır. Tatlı su ortamından lagüner ortama geçilen bu seviyelerden sonra 8,3 m'lerden itibaren de denizel sedimanlara girilmiştir. Sondaj 14 m'de bu birimde sona ermiş, taban suyu 1,06 m ölçülmüştür (Şekil 17, Tablo 1).

5.12 ASPENDOS-2024-04 Nolu Sondaj (ASP-12)

Büklüce köyü doğusunda, Denizyaka ve Bereket köyleri arasındaki mesafenin ortalarında, yüzey yükseltisinin yaklaşık 7 m olduğu noktada yapılan Aspendos-2024-04 nolu sondajda 14 m derine inilmiştir (Şekil 2, 3, 4; Tablo 1). Yüzeyden 3 m'lere kadar açık kahve-kahve renkli siltli-killi taşkın ovası sedimanları geçilmiştir. Sondajın 3. m'sinden sonra yer yer gri-grimsi kahve renkli killi-siltli, içinde gastropod kırıntıları olan sedimanlar 10 m'lere kadar devam etmiştir. Bu bölüm olasılıkla su ortamını yansıtmakta ve kıyı bataklığı olarak dikkat çekmektedir. Sondajın 10. metresinden itibaren kil ağırlıklı yer yer ince kum katkılı koyu gri- gri renkli denizel çamurlara geçilmiştir. Sondaj 14. m'de sona erdirilmiştir. Taban suyu 2,54 m olarak ölçülmüştür (Şekil 18, Tablo 1).

5.13 ASPENDOS-2024-05 Nolu Sondaj (ASP-13)

Denizyaka köyünün 1 km kadar güneydoğusunda ve kıyıdan 2 km kadar içeride, yaklaşık 3 metre yükseltideki yüzeyde yapılan Aspendos-2024-05 nolu sondajda 9 metre derine inilmiştir (Şekil 2, 3, 4; Tablo 1). Yüzeyden itibaren ilk 2 m'de açık kahve-bej renkli siltli-killi taşkın ovası sedimanları geçilmiştir. Rengin kahveden griye doğru tedricen değişmesi ortamın zaman zaman sulak bir alan halinde bulunduğunu işaret etmektedir. Sondajın 2. m'sinden itibaren koyu kahve-gri renkli killi-siltli sediman devam etmiştir. Bu bölüm ortamın su içinde olduğunu ve kıyı bataklığından denizel ortama geçildiği bir zon olarak yorumlanmıştır. Nitekim 3. m'lerde başlayan kavkı kırıntıları 3,5 m'lerden itibaren artış göstermiştir. Sondajın 4. m'sinden itibaren bol kavkılı, gri renkli, kil-silt sediman sığ denizel ortamı yansıtmakta olup sondajın sona erdiği 9 m'lere kadar iri Gastropod ve Cardium kavkıları bulunan denizel ortamla devam etmiştir (Şekil 19).

6. GENEL DEĞERLENDİRME

Aspendos çevresinde ve Köprüçay aşağı bölümündeki taşkın ovasında yaptığımız ilk iki yıla ait çalışmalarımızın ön sonuçları, özellikle kısa süre içinde gerçekleştirilen ve henüz tarihleme, element analizleri gibi veriler olmamasına rağmen önemli sonuçlar ortaya koymuştur.

Aspendos çevresinde ve Köprüçay aşağı bölümündeki taşkın ovasındaki arazi çalışmalarımızda Cobra MK1 ekipmanı ile derinlikleri 0,6 m ile 14 m arasında değişen toplam 13 delgi sondaj gerçekleştirilmiştir (Şekil 4, Tablo 1). Bu sondajlardan elde edilen sedimanların ilk değerlendirmelerine göre Köprüçay aşağı havzasında Holosen öncesi sedimanlar üzerine; Son Buzul Maksimumu izleyen dünya genelindeki sıcaklık artışına bağlı buzulların erimesi sonucu küresel anlamda deniz seviyelerinin yükselmesiyle gelişen transgresyonla (deniz ilerlemesi) kıyı çizgisi kuzeye doğru sokulduğu belirlenmiştir. Sınırlı sayıda ve derinlikteki sondaj verilerine göre şimdilik olmak kaydıyla deniz ve kıyı çizgisi Aspendos yönünde bugünkü konumuna oranla en az 9 km kadar kuzeye doğru sokulmuştur. Kıyı çizgisinin en fazla içeriye sokulduğu dönem günümüzden 7-6 bin yıl

önce yani Orta Holosen’de (Nortgripiyen) gerçekleşmiş olmalıdır. Daha kesin sonuçlara ulaşmak için daha fazla sayıda yeni delgi sondajlara ve tarihleme analizlerine ihtiyaç vardır.

Buna bağlı olarak Köprüçay aşağı bölümündeki alüvyal sediman ortamında KD-GB doğrultulu ilk paleocoğrafik kesit oluşturulmuştur (Şekil 20). Bu kesitte ana çizgileri ile stratigrafik birimler ayrılabilmiştir. Bunlar, **Holosen öncesi sedimanlar** ya da **ana kaya** (genellikle **Miyosen tortul**) üzerinde transgresyon yüzeyi boyunca başlayan **Denizel Sedimanlar**; bu birimlerin üzerinde **Sığ Deniz Sedimanları**; denizel ortamın kapanması ya da kıyıdan bir kıyı kordonuyla açık denizle ilişkinin sınırlanmasına bağlı **Lagüner Sedimanlar ve Tatlı Su Ortamı**; bu ortamların da giderek karalaşmasıyla **kıyı bataklıkları geçiş birimiyle Taşkın Ovası Sedimanları** şeklindedir (Şekil 20).

Sedimanların laboratuvar ortamındaki granülo-metrik ve paleontolojik analizleri devam etmektedir. Buna rağmen özellikle ASP-02 sondaj sedimanlarının su ortamına ait çamurlarında ilk analizlerde bazı mikro ve makro fosiller belirlenebilmiştir (Şekil 6 ve Levha 1).

Makro fosiller içinde ilk dikkati çeken ASP-01 sondajının 290-300 cm’lerinde su ortamı çamurları olarak düşündüğümüz seviyelerden denizel ortamdaki, lagünere ve daha sonra da taşkın ovası sedimanlarına doğru bir paleocoğrafik ortam değişimi gerçekleşmiştir. Mikro fosillerde daha çok Ostracodlar gözlenmiş bunlar da genellikle tatlı-acı su ve denizel ortamlara ait türlerdir.

7. SONUÇ

Aspendos Antik Kenti ve çevresinde delgi sondaj yöntemli paleocoğrafya ve jeoarkeoloji çalışmaları 2023 ve 2024 yaz dönemlerinde gerçekleştirilmiştir. Söz konusu çalışmalar kapsamında 60 ile 1400 cm arasında değişen toplam 13 sondaj yapılmıştır (Şekil 2, 3, 4). Sondajların 2023 yılına ait olanlar Aspendos-2023-01, 02, 03, 04, 05, 06, 06-B, 07, 08; 2024 yılına ait olanlar da Aspendos-2024-01, 02, 03, 04 ve 05 olarak numaralandırılmıştır. Bunun yanında bütün sondajlar birlikte ASP-01’den ASP-13’e genel olarak sıralanmıştır (Tablo 1, Şekil 4).

İlk değerlendirme ve gözlemlerimize göre sondajlardan elde edilen verilerle; araştırma alanımızdaki Köprüçay aşağı vadisini dolduran alüvyal (pekişmemiş detritik dolgular) **denizel, sığ denizel, tatlı su-lagüner, kıyı bataklığı, taşkın ovasını** yansıtan sediman birimleri geçilmiştir (Şekil 20).

Buna göre Köprüçay aşağı vadisinin alüvyal jeomorfolojik gelişimi değerlendirildiğinde, Son Buzul Maksimumunu izleyen dönemde dünya denizlerinin seviyesinin giderek artması ile oluşan transgresyonla, günümüzden 7-6 bin yıl önce (Orta Holosen-Nortgripiyen) bugünkü seviyesine yakın bir konuma ulaştığı dönemlerde deniz ve buna bağlı kıyı çizgisi kara içine doğru ilerlemiştir. Bunun sonucu Son Buzul Maksimumundan itibaren 130 metrelik bir deniz seviyesi yükselmesi gerçekleşmiş, alçak kıyılarda koy ve körfezler oluşmuştur. Bu dönemde Köprüçay aşağı bölümünde de deniz bugünkü konumuna oranla şimdiki verilerimizle sınırlı olmak kaydıyla 8-9 km kadar içeriye sokulmuştur (Şekil 21). Deniz seviyesi yükselmesinin durmasından sonraki dönemde akarsu etkinliklerinin ön plana geçmesiyle bu sığ deniz bölümleri giderek dolmaya başlamış, kıyı çizgisi açığa doğru ilerlemiştir (Şekil 20). Son 6 bin yılda kıyı çizgisi günümüzdeki konumuna ulaşmıştır. Neolitik Dönemle birlikte çevrede kurulan yerleşmeler ve insan kültürleri bu doğal çevre değişimlerinden oldukça etkilenmiştir.

Devam eden sedimantolojik ve paleontolojik analiz sonuçları ile bu sediman birimlerinin özellikleri ayrıntılı bir şekilde ortaya konacaktır.

Aspendos ve Köprüçay aşağı bölümündeki vadi tabanında iki yaz döneminde yapılan sondajlar ve sondajlardan elde edilen veriler önümüzdeki dönem paleocoğrafya ve jeoarkeoloji çalışmalarına altlık olacak, gelecek dönem planlamaları ve yeni sondaj noktaları bu veriler doğrultusunda belirlenecektir. Gerekli noktalarda yapılacak yeni delgi sondajlar ve gelecek dönemde

Çalışmalarımıza destek olacak yeni kabul edilen 124K901 numaralı TÜBİTAK 1001 projemiz kapsamında gerçekleştirilecek C14 tarihleme sonuçlarının da katkısıyla, Köprüçay delta taşkın ovasının paleocoğrafya özellikleri ayrıntılı olarak ortaya konacak, Aspendos ve çevresinin jeoarkeolojisi üzerine yorumlarımız daha net olabilecektir.

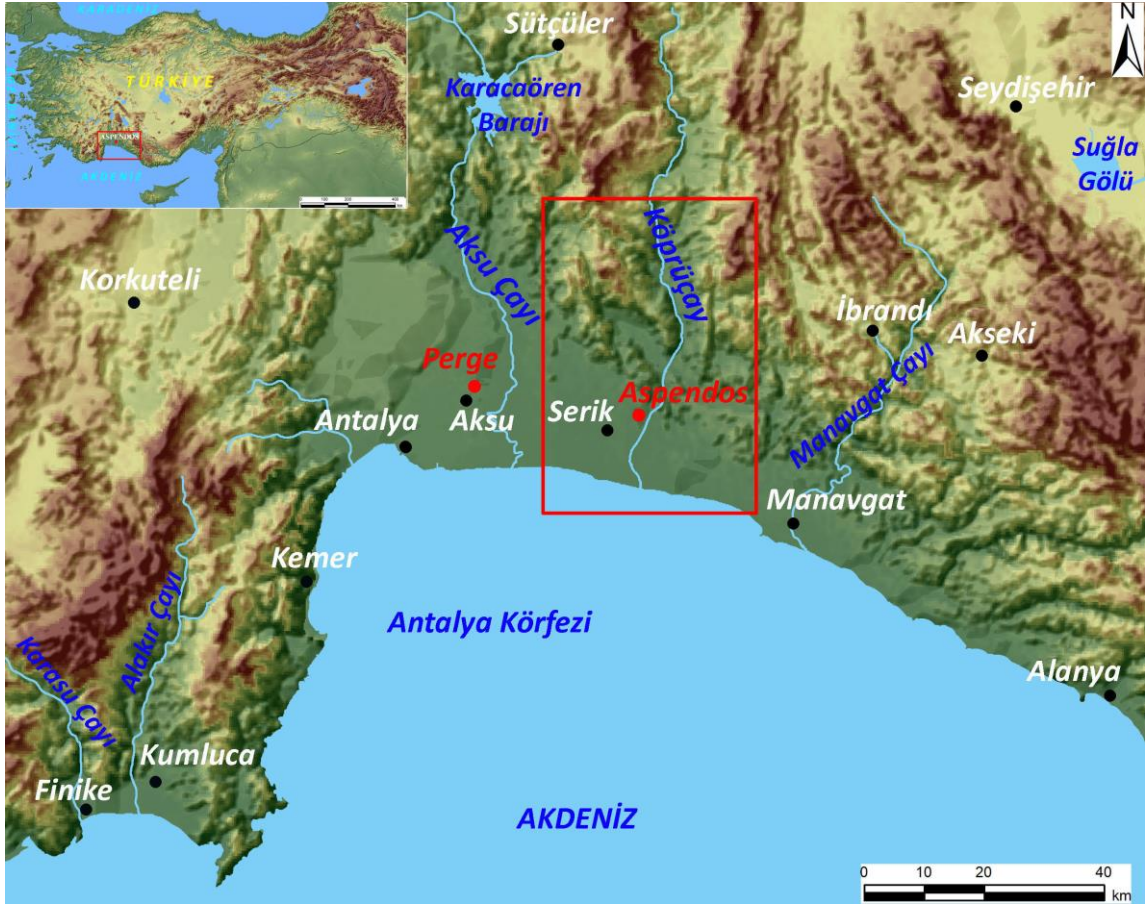
Teşekkür

Aspendos Antik Kenti ve çevresindeki çalışmalarımızda bize sağladığı çalışma ortamı ve iş birliği nedeniyle Aspendos Antik Kenti kazı başkanı Doç. Dr. Mustafa BİLGİN'e teşekkür ederiz. Arazi çalışmalarımıza özverili olarak katılan Lisansüstü öğrencilerimiz Berkay YILMAZ, Dilan DEMİREL, Başak AKKUŞ ile Lisans öğrencilerimiz Figen AYDUS ve Umut DİNDAR'a teşekkür ederiz.

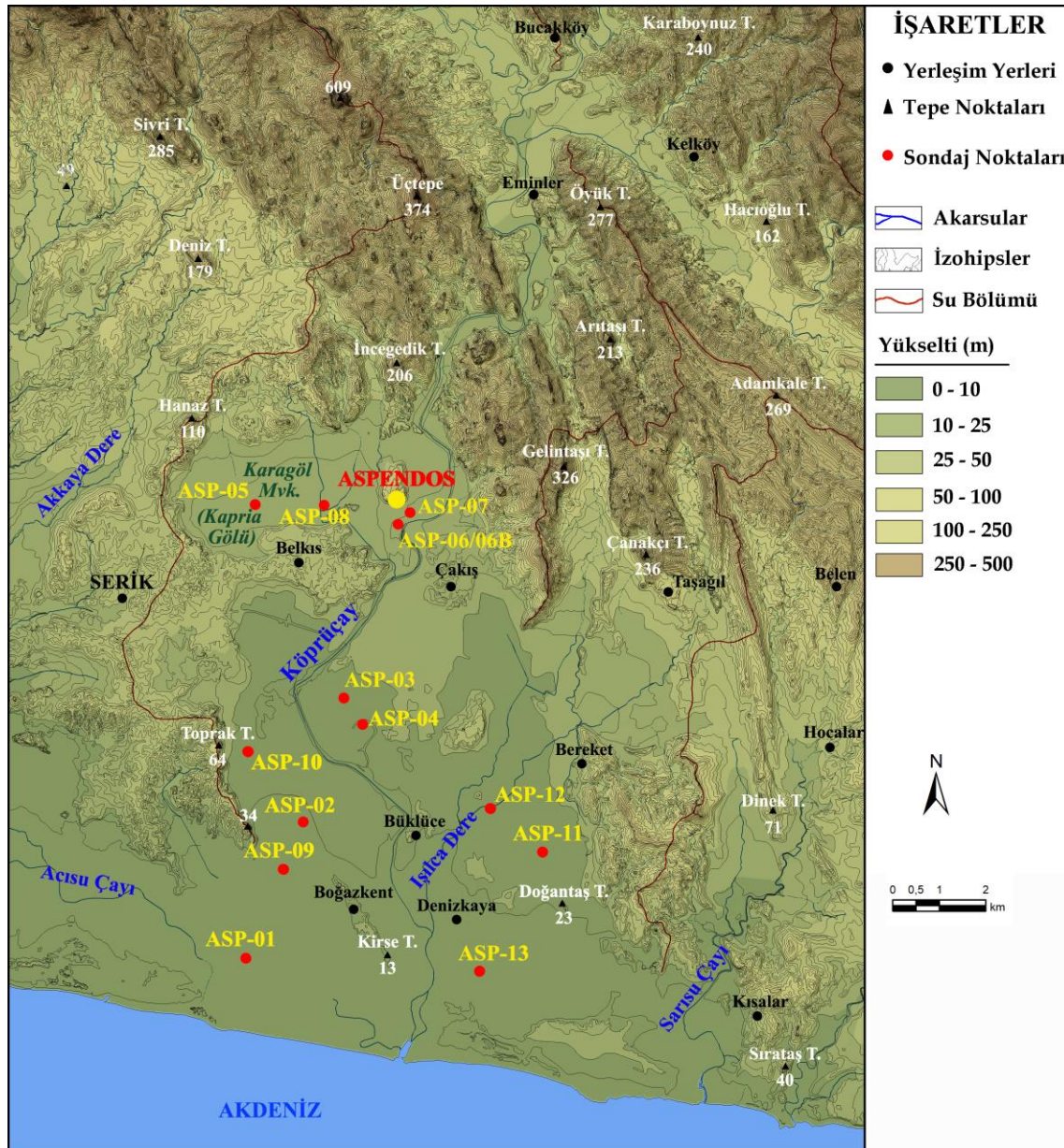
Kaynaklar

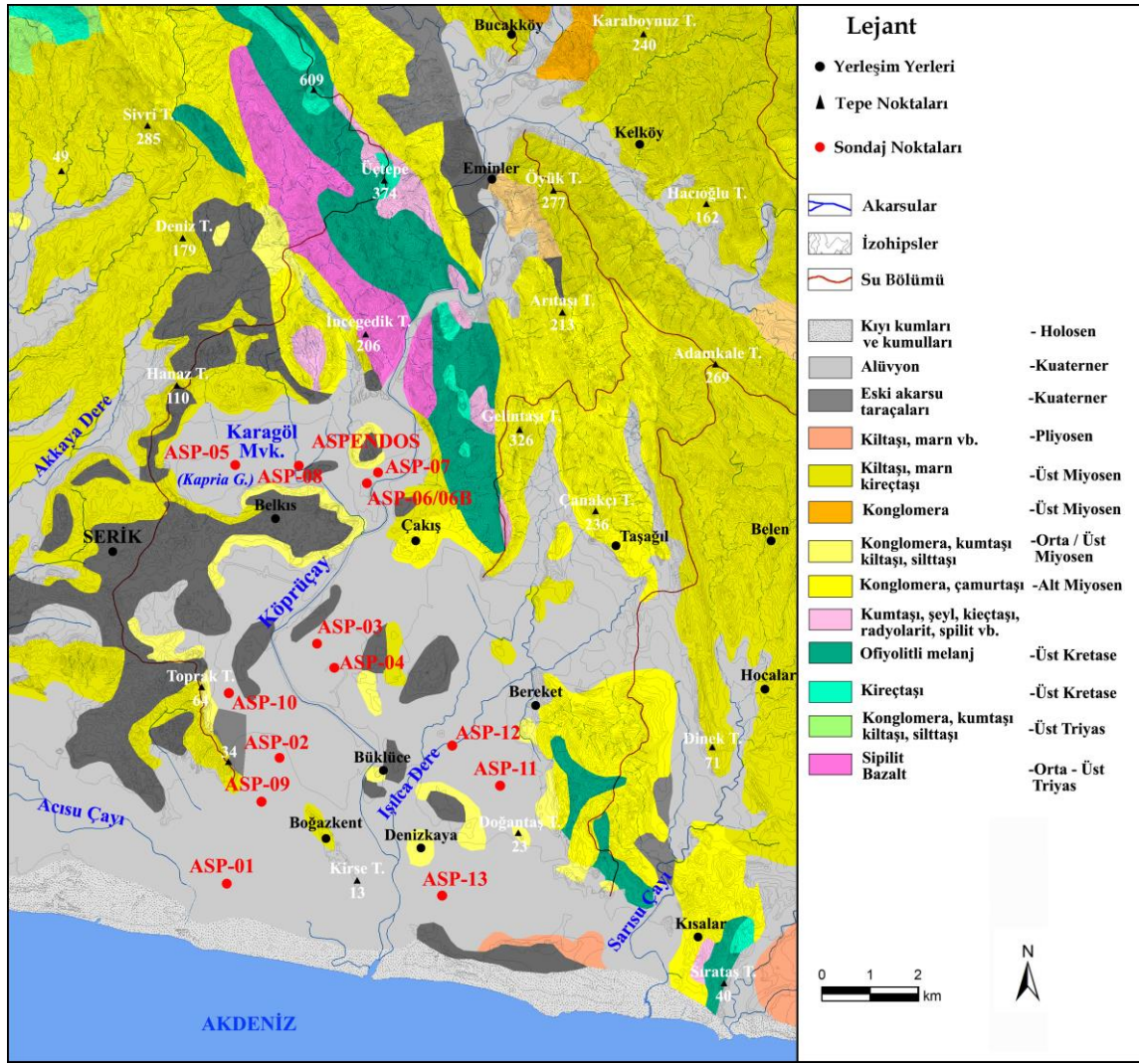
- Akay, E., Uysal, Ş., Poisson, A., Cravatte, J., Müller, C. 1985. Antalya Neojen havzasının stratigrafisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni* 28, 105-119.
- Akurgal, E., 2021. *Anadolu Uygarlıkları*. Phoenix Yayınları.
- Atalay, İ., Soykan, A., Cürebal, İ., Poyraz, M., & Fural, Ş. 2015. Köprü Çayı Havzası'nda Konglomeralar Üzerinde Karstlaşma. *UJES Bildiri Kitabı*, Samsun.
- Brückner, H., Müllenhoff, M., Gehrels, R., Herda, A., Knipping, M., & Vött, A. 2006. From archipelago to floodplain – geographical and ecological changes in Miletus and its environs during the past six millennia (Western Anatolia, Turkey). *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.* 142, 63-83.
- Brückner, H., Kelterbaum, D., Marunchak, O., Porotov, A., & Vött, C. 2010. The Holocene Sea Level Story since 7500 BP–Lessons from the Eastern Mediterranean, the Black and the Azov Seas. *Quaternary International* 225(2), 160-179.
- Değirmenci, M. 1989. Köprüçay Havzası ve Dolayının Karst Hidrojeolojisi İncelemesi (Antalya). *Yayınlanmamış Doktora Tezi*, Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Fural, Ş. 2016. Köprü Çayı Havzası'nın Jeomorfolojik Özelliklerinin Morfometrik Yöntemler ile Analizi. *Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi*. Balıkesir Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Balıkesir.
- Fural, Ş. 2017. Köprü Çayı Havzası'nın Flüvyal Jeomorfolojisi. *Uluslararası Jeomorfoloji Sempozyumu Bildiri Kitabı*, s. 98. Elazığ.
- Fural, Ş. 2018. Köprü Çayı Havzası'nın Flüvyal Topografya Özellikleri. *Uluslararası Sosyal Araştırmalar Dergisi* 11 (60), 311-325.
- İlhan, R., Öner, E., Yılmaz, B., Karadaş, A., Vardar, A. 2024. Aspendos Antik Kenti (Serik - Antalya) Çevresinde Paleocoğrafya - Jeoarkeoloji Araştırmalarının İlk Sonuçları. TÜCAUM 2024 Uluslararası Coğrafya Sempozyumu 8-10 Ekim 2024 /8-10 October 2024, Ankara.
- Kayan, İ. 1988. Late Holocene sea-level changes on the Western Anatolian coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 68 (2-4), 205-218.
- Kayan, İ. 1991. Holocene geomorphic evolution of the Beşik plain and changing environment of ancient man. *Studia Troica* 1, 79-92.
- Kayan, İ. 1997. Türkiye'nin Ege ve Akdeniz kıyılarında deniz seviyesi ve kıyı çizgisi değişimleri. *Türkiye'nin Kıyı ve Deniz Alanları I. Ulusal Konferansı Bildiriler Kitabı*.
- Kayan, İ. 1999. Holocene stratigraphy and geomorphological evolution of the Aegean coastal plains of Anatolia. *Quaternary Science Reviews* 18, 541-548.
- Kayan, İ. 2012. *Kuvaterner'de deniz seviyesi değişimleri*. N. Kazancı & A. Gürbüz (Eds) içinde Kuvaterner Bilimi, (s. 59-78). Ankara Üniversitesi Yayınları.
- Koçyiğit, A., Akyol, E., Bozkurt, E., Beyhan, A. 1997. Antalya körfezi karasal çöküntüsünün neotektonik özellikleri, depremselliği ve daha önceki denizaltı çalışmaları ile karşılaştırılması. TÜBİTAK YDABÇAG Proje No: YDABÇAG-437/G.
- Köse, V. 2010. Aspendos Yüzey Araştırması Projesi 2008 yılı birinci sezon çalışmaları, *AST* 27 (1), 373-394.
- Köse, V. 2011a. Aspendos Kenti ve Chora'sı Işığında Pamphylia'da Arkaik Dönemden Roma İmparatorluk Devrine Uzanan Kent Oluşumu ve Kültürel Değişim Safhaları Üzerine Araştırmalar. Tübitak 108K114 nolu Yayınlanmamış proje raporu. 461 s.
- Köse, V. 2011b. Aspendos Projesi: Aspendos Antik Kenti 2009 Sezonu Araştırmaları, *AST* 28 (3), 353-370.
- Köse, V. 2012. Aspendos Yüzey Araştırmaları 2010 Sezonu Çalışmaları, *AST* 29 (3), 251-268.
- Köse, V. 2017. Nehirler, Kıyılar, Limanlar ve Kentler. *Anadolu / Anatolia* 43, 179-210.
- Öner, E. 2009. Asi Delta Ovasında alüvyal jeomorfoloji ve paleocoğrafya araştırmaları. *Ege Coğrafya Dergisi* 17 (1-2), 1-25.
- Öner, E. 2016. Ege ve Akdeniz kıyılarımızda paleocoğrafya-jeoarkeoloji araştırmaları. *Ege Coğrafya Dergisi*, 25 (1), 51-66.
- Öner, E., Vardar, S., Karadaş, A., & İlhan, R. 2019. Türkiye'nin batı ve güney kıyılarındaki antik yerleşmelerin paleocoğrafya ve jeoarkeolojik özellikleri. *TİNA Denizcilik Arkeolojisi Dergisi*, 11, 9- 50.

- Özdemir, M. A., Çırak, O. 2024. Köprülü Kanyonu Milli Parkı'nın Jeomorfositleri ve Turizm Potansiyeli (Antalya). *International Social Mentality and Researcher Thinkers Journal*, 10 (4), 639-654.
- Poisson, A., Yağmurlu, F., Bozcu, M., & Şentürk, M. 2003. New data concerning the age of Aksu Thrust in the South of the Aksu valley, Isparta Angle (SW Turkey): consequences for the Antalya Basin and the Eastern Mediterranean, *Geological Journal*, 38, 311-327.
- Sağdıç, M., Bozyiğit, R. 2008. Köprüçay Havzası'nda Alternatif Turizm Olanakları. *Uşak Üniversitesi Sosyal Bilimler Dergisi*, 1/2, 19-41.
- Sağdıç, M. 2009a. Köprü Çayı Havzası'nın Coğrafi Etüdü. *Yayınlanmamış Doktora Tezi*. Selçuk Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Konya.
- Sağdıç, M., Bozyiğit, R. 2009b. Köprüçay Havzası'nın İklimi. *Marmara Coğrafya Dergisi*, 19, 69-107.
- Şahin, E. 2018. Aspendos'un Aphrodite Kastnietis Kültü. *Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi*, Hacettepe Üniversitesi, Ankara.
- Şenel, M. 1997. 1/250 000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları. Antalya No:3 Paftası, MTA Yayını, Ankara.
- Tunca, M. 2023. Epigrafik ve Nüvizmatik Belgeler Işığında Roma İdaresi Altında Aspendos. *Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi*. Akdeniz Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Antalya.
- Uz, B. Y. 2011. Serik Ovasında (Antalya) Nleap Bilgisayar Modeli ile Simule Edilen Nitrat Yıkanma Göstergelerinin Uzaysal Değişkenliği. *Yayınlanmamış Doktora Tezi*, Gaziosmanpaşa Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Tokat.
- Üner, S. 2009. Aksu (Antalya) miyosen havzasının jeolojik evrimi. *Yayınlanmamış Doktora Tezi*. Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J. C., Mcmanus, J. F., Lambeck, K., Balbon, E., Labrachherie, M. 2002. Sea-Level and Deep Water Temperature Changes Derived from Benthic Foraminifera Isotopic Records *Quaternary Science Reviews*, 21, 295-305.
- Wasoo, M. H., Koç, A. 2021. Aksu Havzası'nın (Antalya, Türkiye) Neojen stratigrafisi ve yapısal unsurları. *Türkiye Jeoloji Bülteni* 64, 83-128.
- URL adresi: <https://aspendoskazisi.aku.edu.tr/tarihce/>

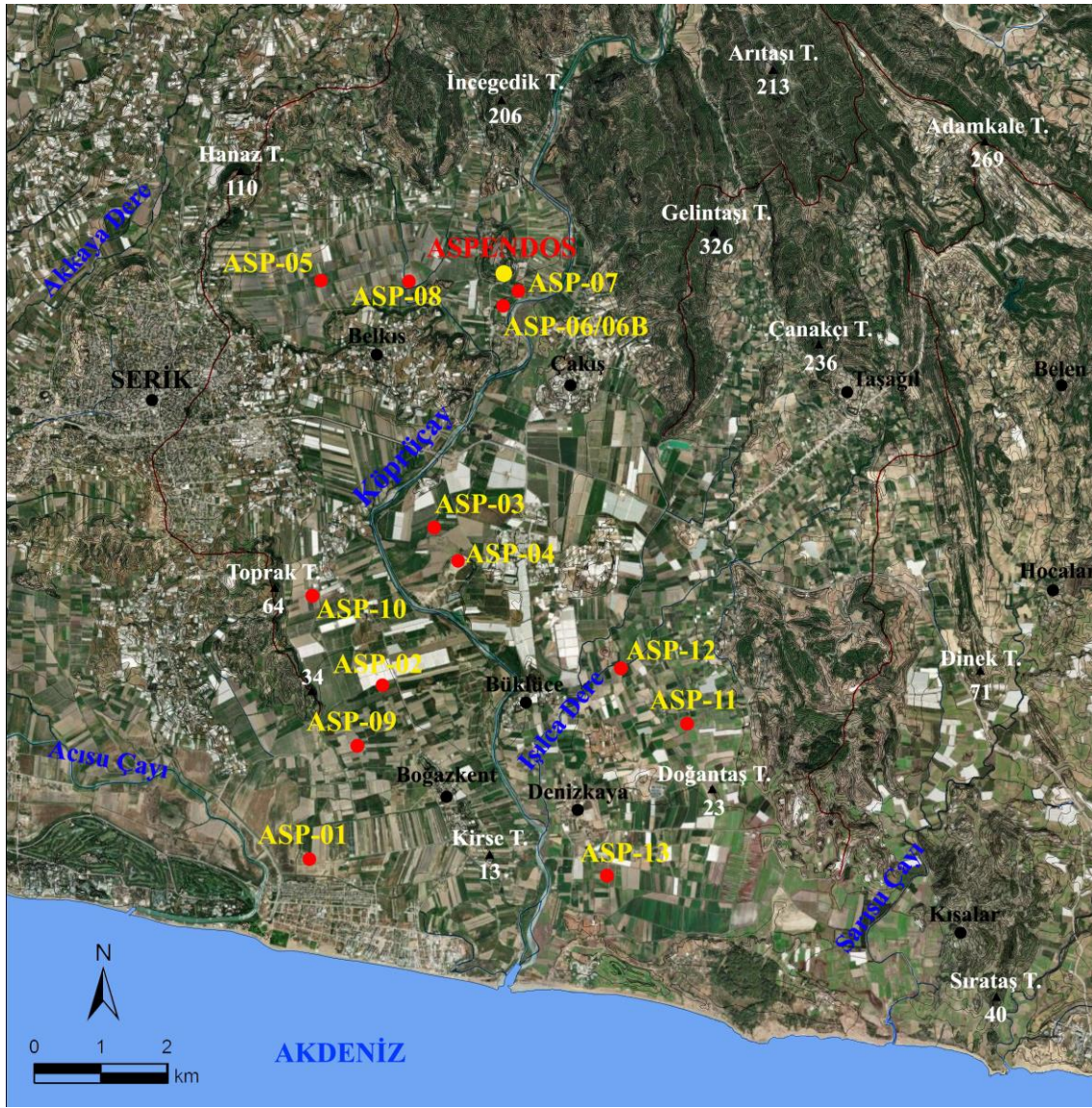


Şekil 1. Aspendos Antik Kenti ve yakın çevresinin konumu.





Şekil 3. Aspendos Antik Kenti ve yakın çevresinin jeoloji haritası (MTA 1/250000 ölçekli jeoloji haritasından yararlanılarak hazırlanmıştır (Şenel, 1997).



Şekil 4: Aspendos Antik Kenti çevresinde yapılan sondajların konumu (Altlık olarak Google Earth görüntüsü kullanılmıştır).

Tablo 1. Aspendos Antik Kenti ve çevresinde yapılan delgi sondaj çalışmalarına ait bilgiler.

Sondaj No (Genel Sıralama)	Sondaj No (Yıllara Göre)	Yükselti (m)	Sondaj Derinliği (m)	Sondaj Dip Derinliği (m)	Taban suyu (cm)	Enlem (X)	Boylam (Y)
ASP-01	Aspendos-2023-01	2,00	7,40	-5,40	144	36°50'54.08"K	31° 8'6.09"D
ASP-02	Aspendos-2023-02	5,00	10,00	-5,00	?	36°52'29.44"K	31° 8'52.27"D
ASP-03	Aspendos-2023-03	8,00	2,25	5,75	-	36°53'54.52"K	31° 9'26.00"D
ASP-04	Aspendos-2023-04	4,00	11,00	-7,00	264	36°53'38.97"K	31° 9'46.50"D
ASP-05	Aspendos-2023-05	13,00	12,00	1,00	160	36°56'6.77"K	31° 8'7.89"D
ASP-06	Aspendos-2023-06	12,00	0,60	11,40	-	36°55'56.68"K	31°10'16.14"D
ASP-06B	Aspendos-2023-06B	12,00	1,35	10,65	-	36°56'0.38"K	31°10'19.87"D
ASP-07	Aspendos-2023-07	12,00	2,05	9,95	-	36°56'2.23"K	31°10'22.68"D
ASP-08	Aspendos-2023-08	13,00	4,10	8,90	156	36°56'6.78"K	31° 9'6.58"D
ASP-09	Aspendos-2024-01	3,00	11,00	-8,00	306	36°51'52.98"K	31° 8'36.35"D
ASP-10	Aspendos-2024-02	6,00	12,65	-6,65	47	36°53'18.66"K	31° 8'9.15"D
ASP-11	Aspendos-2024-03	6,00	14,00	-8,00	106	36°52'12.01"K	31°12'25.59"D
ASP-12	Aspendos-2024-04	7,00	14,00	-7,00	254	36°52'42.45"K	31°11'39.39"D
ASP-13	Aspendos-2024-05	3,00	9,00	-6,00	?	36°50'50.40"K	31°11'31.30"D



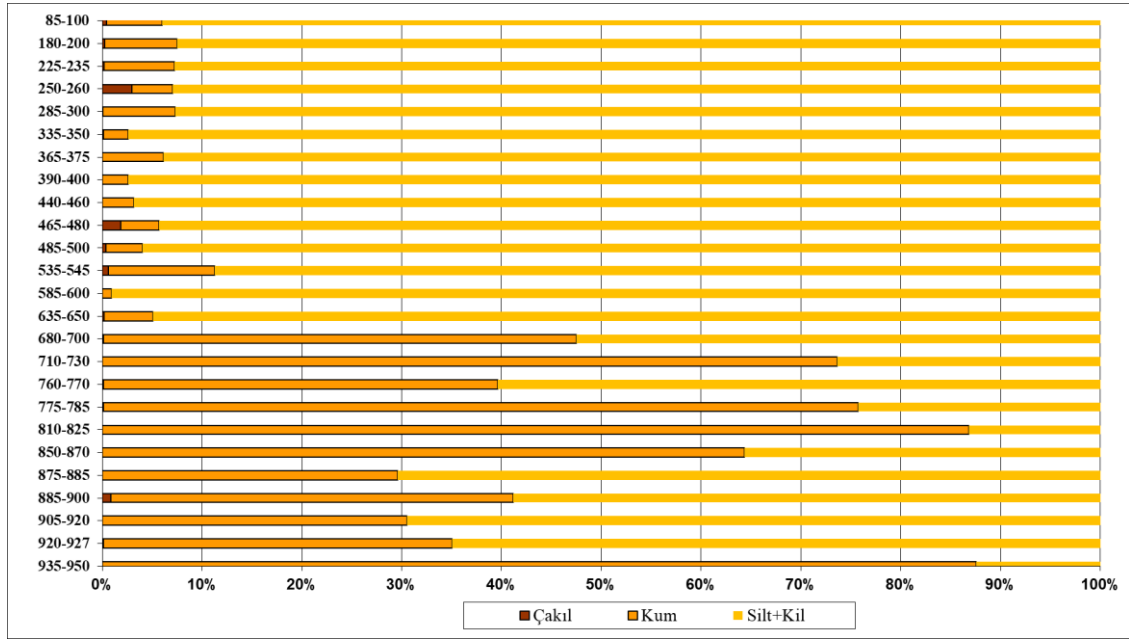
Şekil 5. ASPENDOS-2023-01 (ASP-01) numaralı sondaja ait sedimanlar ve yansıttıkları ortamlar.



Şekil 6. Boğazkent (Boğazköy)'in batısında, Acısu Dere'nin doğusunda yapılan ve 740 cm derine inilen ASP - 01 nolu sondajının 290-300cm derinliklerinde rastlanan Cardium sp. fosilleri, bu seviyelerdeki su ortamının lagüner ortamdan evrildiğini göstermiştir. Devam eden paleontolojik analizler sonucunda daha farklı fosillere de ulaşılabilir.



Levha 1. Aspendos-2023-01 nolu sondajda bulunan baskın fosiller (1-*Ilyocypris bradyi*; 2. *Ilyocypris* sp.; 3. *Ilyocypris gibba*; 4. *Limnocythere inopinata*; 5.Ostrakod; 6. *Candona* sp.; 7.Ostrakod; 8. *Cyprideis torosa*; 9. *Cyprideis torosa*; 10. *Loxoconcha elliptica*; 11. *Loxoconcha* sp.; 12. Ostrakod; 13. *Eucypris* sp.; 14. *Xestoleberis* sp.; 15.*Aurila convexa*; 16.*Ammonia* sp.; 17. *Ammonia* sp.; 18. *Ammonia tepida*; 19.*Quinqueloculina seminula*; 20. *Neoponides bradyi*; 21. *Nonion depressulum* 22. *Nonion* sp.; 23.*Brizalina* sp.; 24. *Globigerina* sp.; 25. *Gyraulus* sp.; 26. Gastropod; 27. *Gyraulus* sp.; 28.*Rissoa* sp.; 29.*Bittium* sp.; 30. *Bittium* sp.; 31. *Bittium reticulatum*; 32. *Bittium terebellum*; 33.Gastropod; 34.Gastropod; 35.Bivalvia; 36.*Cardium* sp.; 37.*Cardium* sp.; 38. Bivalvia; 39.*Abra* sp.; 40. *Parvicardium* sp.; 41.Vermetid; 42. *Chara oogonium*.



Şekil 7. Aspendos-2023-02 numaralı sondaja ait tane boyu dağılımı.



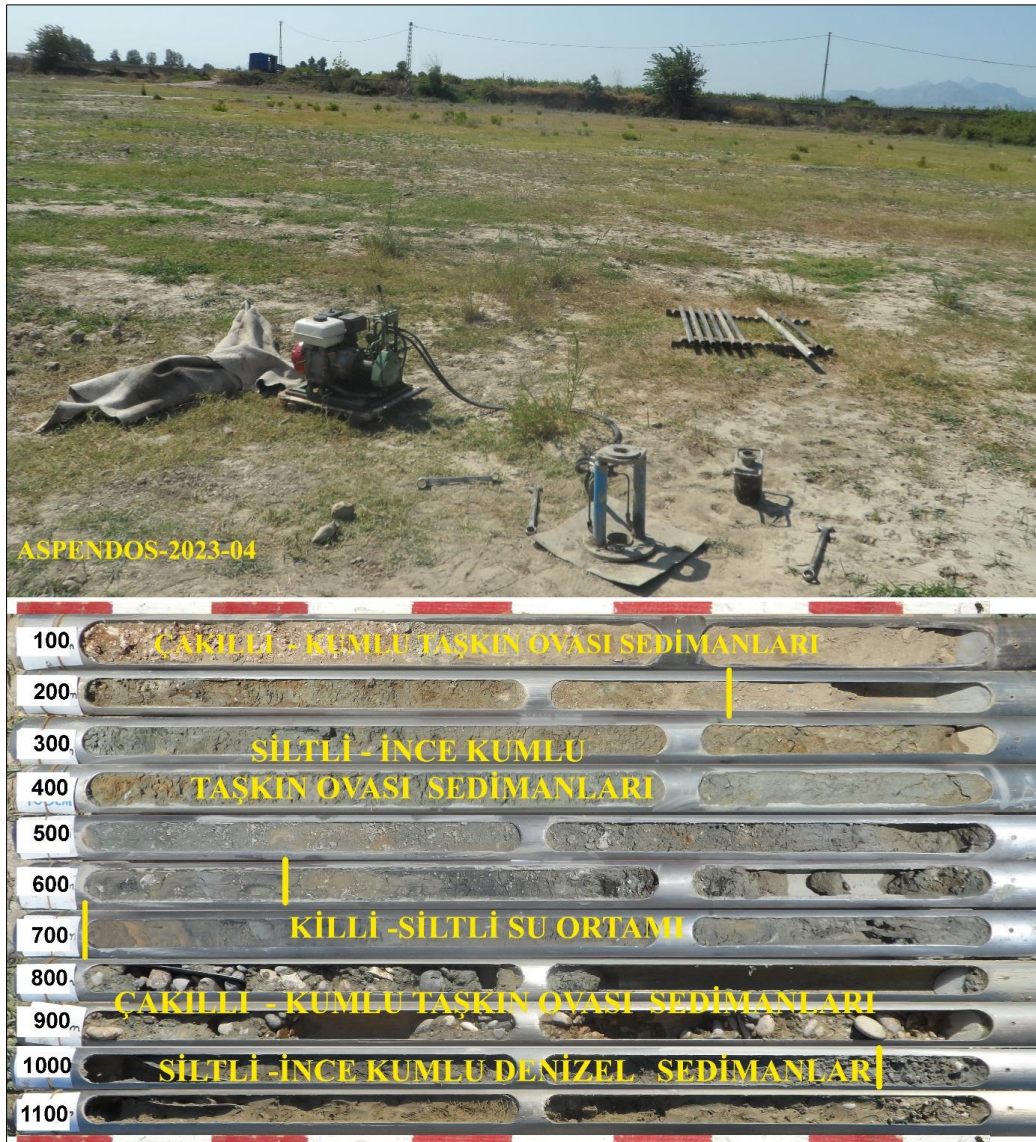
Şekil 8. ASPENDOS-2023-02 (ASP-02) numaralı sondaja ait sedimanlar ve yansıttıkları ortamlar.



Levha 2. Aspendos-2023-02 nolu sondajda bulunan baskın mikrofossiller (1-*Candona* sp.; 2-*Candona parallela pannonica*; 3-*Ilyocypris bradyi*; 4-*Ilyocypris* sp.; 5-*Eucypris* sp.; 6- *Cyprideis torosa*; 7- *Cyprideis torosa*; 8- *Loxoconcha elliptica*; 9-*Cytherois* sp.; 10-*Valvata* sp.; 11-*Gastropod*; 12- *Vermetid*; 13- *Chara oogonium*; 14- *Bitki tohumu*;15- *Bitki tohumu*; 16- *Bitki tohumu*).



Şekil 9. ASPENDOS-2023-03 (ASP-02) numaralı sondaja ait sedimanlar ve yansıtıkları ortamlar.



Şekil 10. ASPENDOS-2023-04 (ASP-04) numaralı sondaja ait sedimanlar ve yansıtıkları ortamlar.



Şekil 11. ASPENDOS-2023-05 (ASP-05) numaralı sondaja ait sedimanlar ve yansıttıkları ortamlar.



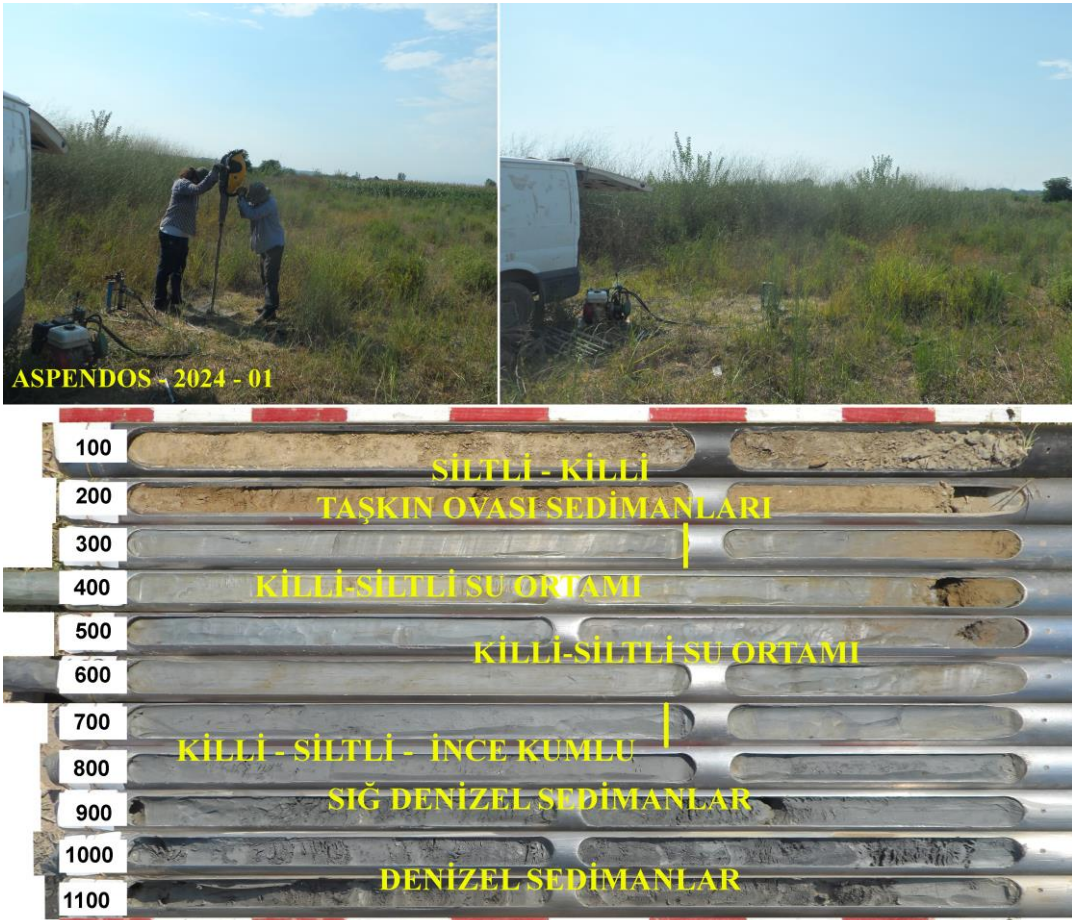
Şekil 12. ASPENDOS-2023-06 / 06B (ASP-06 / 06B) numaralı sondaja ait sedimanlar ve yansıttıkları ortamlar.



Şekil 13. ASPENDOS-2023-07 (ASP-07) numaralı sondaja ait sedimanlar ve yansıttıkları ortamlar.



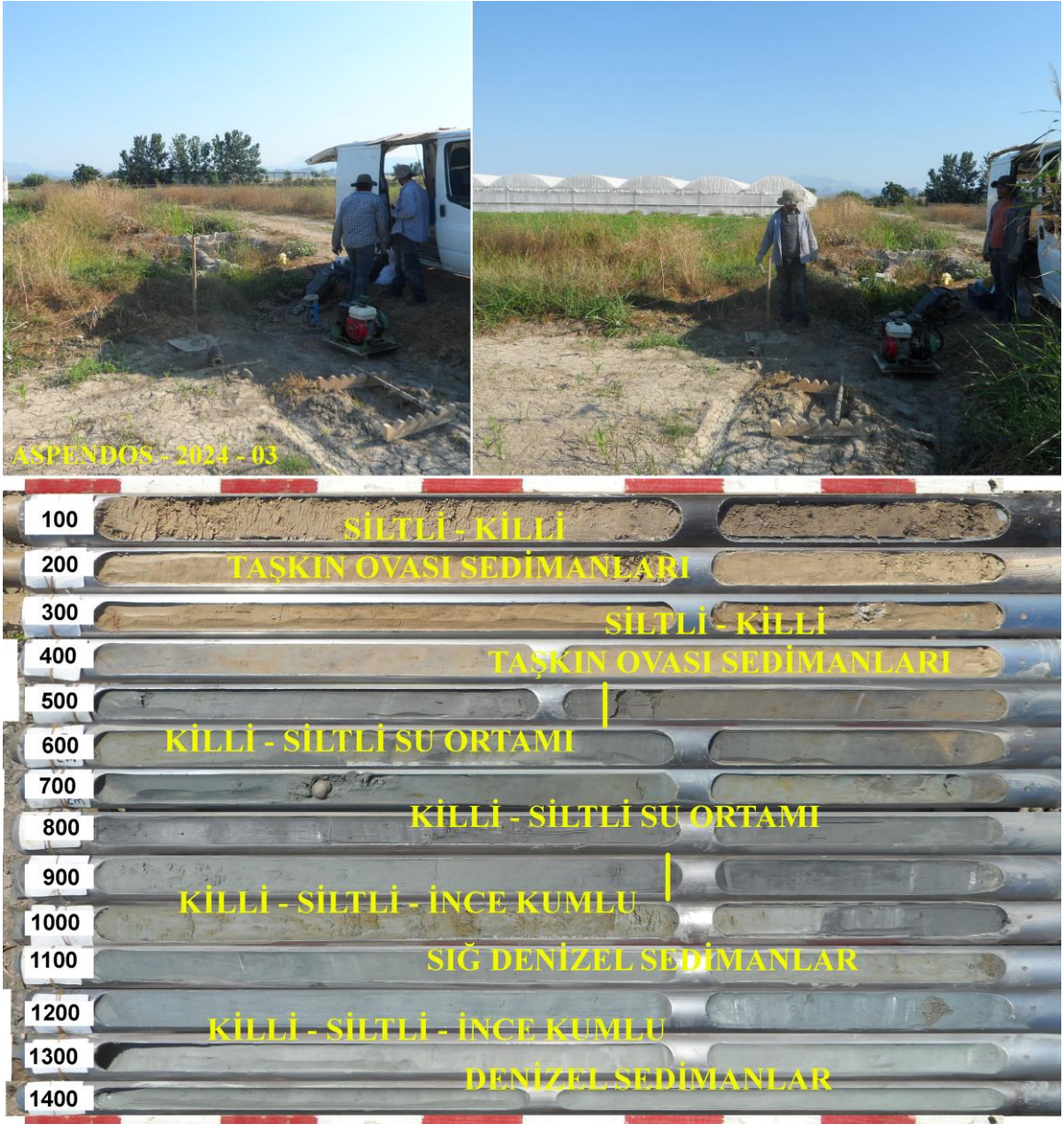
Şekil 14. ASPENDOS-2023-08 (ASP-08) numaralı sondaja ait sedimanlar ve yansıttıkları ortamlar.



Şekil 15. ASPENDOS-2024-01 (ASP-09) numaralı sondaja ait sedimanlar ve yansıttıkları ortamlar.



Şekil 16. ASPENDOS-2024-02 (ASP-10) numaralı sondaja ait sedimanlar ve yansıttıkları ortamlar.



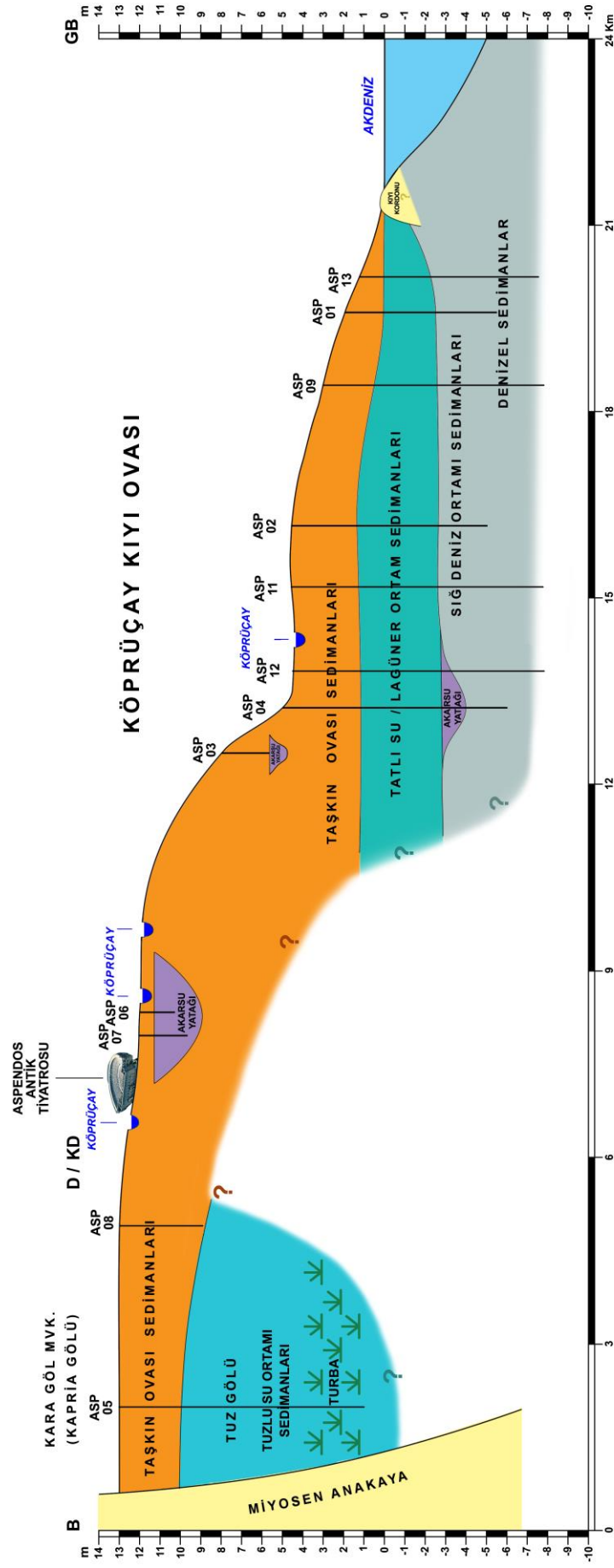
Şekil 17. ASPENDOS-2024-03 (ASP-11) numaralı sondaja ait sedimanlar ve yansıttıkları ortamlar.



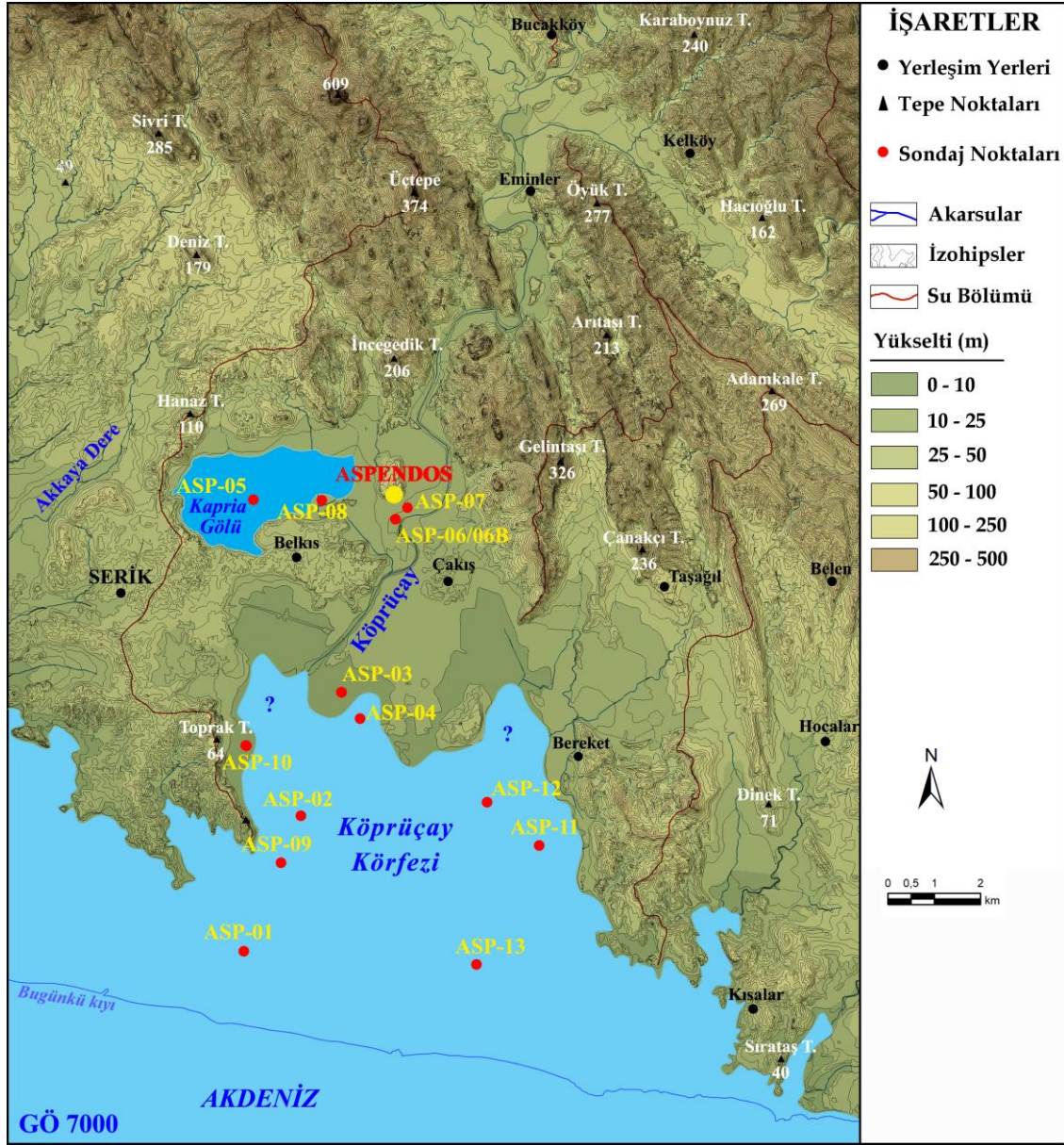
Şekil 18. ASPENDOS-2024-04 (ASP-12) numaralı sondaja ait sedimanlar ve yansıttıkları ortamlar.



Şekil 19. ASPENDOS-2024-05 (ASP-13) numaralı sondaja ait sedimanlar ve yansıttıkları ortamlar.



Şekil 20. Aspendos Antik Kenti ve kıyı arasındaki Köprüçay aşağı vadisi boyunca yaptığımız delgi sondajlar sonucu oluşturulan B-D / KD-GB yönlü kesit. Delgi sondaj verilerinin ön sonuçlarına göre kıyı çizgisi en az bugünkü konumundan yaklaşık 9 km kadar kuzeye Aspendos yönünde sokulduğu ortaya konmuştur.



Şekil 21. Aspendos Antik Kenti ve Köprüçay aşağı vadisi boyunca yaptığımız delgi sondajlar sonucu kıyı çizgisinin Orta Holosen'deki (GÖ 7000) rekonstrüksiyonu. Delgi sondaj verilerinin ön sonuçlarına göre kıyı çizgisi en az bugünkü konumundan yaklaşık 9 km kadar kuzeye Aspendos yönünde sokulduğu ortaya konmuştur.

Yüksek Dağlık Alanlarda Kaya Düşme Çalışmalarında Farklı Çözünürlükte Sayısal Yüzey Modeli (SYM) Verilerinin Kullanımı

Use of Digital Surface Model (DSM) Data at Different Resolution in Rockfall Research in High Mountainous Terrain

Mustafa UTLU¹, Mesut ŞİMŞEK²

Özet

Bu çalışmada, insansız hava aracı (İHA) kullanılarak elde edilen stereo görüntülerden üretilen, farklı çözünürlüğe sahip sayısal yüzey modeli (SYM) verilerinden 3 boyutlu 3D kaya düşme modellemesi gerçekleştirilmiştir. Örneklem alanı olarak, kaya düşme tehlike ve riskinin fazla olduğu Niğde ili, Ulukışla ilçesi, Ünlüyaka köyü seçilmiştir. Çalışma alanında 3 boyutlu kaya düşme analizlerinin oluşturulmasında 0.5, 1, 2 ve 5 metre çözünürlükte SYM verileri kullanılırken, modelleme sonuçlarına göre düşen kaya bloklarının hız, sıçrama ve kinetik enerji özelliklerinde nasıl bir değişim olacağı ortaya konulmaya çalışılmıştır. Buna göre, kaya bloklarının sıçrama özellikleri (m), kinetik enerji (kJ) ve hız (m/sn) özelliklerine ait değişimler farklı SYM verileri ile karşılaştırılmıştır. Elde edilen sonuçlara ait değerlerin farklı çözünürlüğe sahip SYM verilerinde ne gibi farklılıklar olduğu, özellikle kaynak zonların tespitinde kaç derecelik eğim farklılığına yol açacağı gibi tespitlerde bulunulmuştur. Buna göre, 0.5 metre SYM verisinin kaynak zon eşik değeri 57.9°, 1 metre 55°, 2 metre 52.2° ve 5 metre SYM verisi içinse 48.7° eşik değerine göre kaynak zon hatları belirlenmiş ve 3D modelleme gerçekleştirilmiştir. Modelleme sonuçlarına göre kinetik enerji, hız ve sıçrama özellikleri farklı çözünürlükte SYM verisinde oldukça değişkenlik göstermiştir. 0.5 metre SYM verisinin arazi yüzeyini daha iyi temsil etmesi, kaya bloğunun sürtünme potansiyelinin fazla olmasından kaynaklı düşük kinetik enerji miktarına sahipken, 5 metre SYM verisinde bu oran daha yüksektir. Hız özellikleri aynı özelliklerden kaynaklı durumdan dolayı, 0.5 metre SYM verisinde düşük, 5 metre SYM verisinde yüksektir. 0.5 metre SYM verisi topografik rölyefi ve arazi eğim durumunu daha iyi bir şekilde sunması durumundan dolayı ise sıçrama yüksekliği değerleri daha yüksek bir sonuç verirken, 5 metre SYM verisinde tam tersi bir durum söz konusudur ve daha düşük sıçrama yüksekliğine sahiptir. Elde edilen bu sonuçlara göre yüksek çözünürlükte SYM verisi ile yapılan modelleme sonuçları daha yüksek doğrulukta ve hassasiyette sonuçlar verirken, özellikle gerekli, önlem ve sorunların giderilmesi amacıyla yapılacak iyileştirme çalışmaları için daha önemli altlık ve sonuçlar sunmaktadır.

Anahtar Kelimeler: 3D Kaya Düşme Modeli, RAMMS: Rockfall, İnsansız Hava Aracı (İHA).

Abstract

In this study, 3D rockfall modeling was carried out using digital surface model (DSM) data of different resolutions produced from stereo images obtained by unmanned aerial vehicle (UAV). The sample area selected was the Ünlüyaka village in the Ulukışla district of Niğde province, where the risk and hazard of rockfall are high. While DSM data with resolutions of 0.5, 1, 2, and 5 meters were used in the creation of 3D rockfall analyses in the study area, the modeling results aimed to reveal how the jump height, velocity, and kinetic energy characteristics of falling rock blocks would change. Accordingly, changes in the jump height (m) characteristics, kinetic energy (kJ), and velocity (m/s) properties of the rock blocks were compared with different DSM data. The study also examined the differences in values obtained with DSM data of different resolutions, specifically determining the slope differences in identifying source zones. According to this, the source zone threshold values for 0.5-meter DSM data were determined as 57.9°, for 1 meter as 55°, for 2 meters as 52.2°, and for 5-meter DSM data as 48.7°, and 3D modeling was performed based on these threshold values. The modeling results showed significant variability in the kinetic energy, jump height, and velocity characteristics with DSM data of different resolutions. The 0.5-meter DSM data, better representing the terrain surface, resulted in lower kinetic energy due to the higher friction potential

¹Doç. Dr., Burdur Mehmet Akif Ersoy Üniversitesi Fen Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Burdur/Türkiye. e-mail:utlumus@gmail.com

²Doç. Dr., Hatay Mustafa Kemal Üniversitesi Fen Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Hatay/Türkiye. e-mail:msimsek371@gmail.com

of the rock block, whereas this value was higher in the 5-meter DSM data. Similarly, the velocity characteristics were lower in the 0.5-meter DSM data and higher in the 5-meter DSM data due to the same factors. The jump height values were higher in the 0.5-meter DSM data because it better presented the topographic relief and terrain slope, whereas the 5-meter DSM data resulted in lower velocity heights. According to these results, modeling results using high-resolution DSM data provide higher accuracy and sensitivity, offering more significant bases and results for improvement studies aimed at addressing necessary precautions and problems.

Keywords: 3D Rockfall Modeling, RAMMS: Rockfall, Unmanned Aerial Vehicle (UAV)

1. GİRİŞ

Kaya düşme olayları, bağımsız bir şekilde farklı litoloji ve eğim özelliklerine sahip lokasyonlarda dünyanın birçok yerinde meydana gelen kütle hareketlerinin bir türüdür (Hoek, 2007; Chen vd. 2009; Antoniou & Lekkas, 2010). Dağlık sahalar, kaya düşme olaylarının yaygın olarak meydana geldiği alanların başında gelmektedir ve genel olarak insanları birçok açıdan sosyal ve ekonomik olarak yoğun bir şekilde etkilemektedir (Bajni vd. 2022). Yüksek kinetik enerji ve hareket kabiliyetine sahip kayalar, düşme sırasında farklı hacim ve kütlede, çapları küçük bir çakıl taşından çok büyük bloklara kadar erişebilen ve saniyede birkaç metre ile onlarca metre hıza ulaşabildikleri için ölümcül sonuçların meydana gelmesine sebep olabilmektedir. Kaya düşmesi, özellikle mekansal ve zamansal olarak, bulundukları zeminin anakaya duraysızlığı, gerilme çatlak yapıları, mekanik ve geometrik özelliklerine bağlı olarak şekillenmektedirler (Crosta & Agliardi, 2003). Ayrıca jeomorfik doğal bir süreç olarak bilinen kaya düşme olayları, temel olarak iklimatik, topografik, jeolojik ve bitki örtüsünün biyolojik açıdan kaya bloğunu çatlatması, gerilme çatlaklarının oluşması, infiltrasyon ve kimyasal çözülmenin meydana gelmesi, gece gündüz sıcaklık farkından dolayı donma çözülme olaylarının yaşanması kaya düşme olayları üzerinde egemen faktörler olarak karşımıza çıkmaktadır (Lim vd. 2004). Doğal koşulların yanı sıra kaya düşmelerinde yol yarması, yüksek eğimli dik yamaçlar ve yakın çevresinin yerleşime alanlarına açılmasın gibi benzer antropojenik kökenli sebepler de etkili olmaktadır (Buz, 2019).

Birçok durumda farklı eğim özelliklerinde gerçekleşen kaya düşme olayları gerek frekans gerekse sahip olduğu magnitüt sebebiyle engellenemez bir olay olarak karşımıza çıkmaktadır. Bu nedenle, topografik özelliklerin iyi bir şekilde temsil edildiği, kaya bloklarının gerilme çatlaklarını, yamaç boyunca süreksizliklerinin ve geometrik yapılarının anlaşılması, düşen kaya bloğunun izlemiş olduğu patika ya da yörüngesinin belirlenebilmesi için yüksek çözünürlükte yüzey verisine ihtiyaç duyulmaktadır (Hutchinson, 1988; Evans & Hungr, 1993; Dorren & Seijmonsbergen, 2003; Frattini vd. 2008; Lan vd. 2010). Çünkü sayısal yüzey modeli (*DSM: Digital Surface Model*) ve sayısal arazi modeli (*DTM: Digital Terrain Model*)³ kaya düşme modelleri için temel veridir ve kaya düşmelerinin kompleks jeomorfik bir süreç olması nedeniyle yüksek çözünürlükte yüzey verisinin kullanılması tavsiye edilmektedir (Žabota vd. 2019). Böylece modellenen kaya düşme alanlarına ait kaya bloklarının kaynak zonlarının belirlenmesi, sonucunda düşen bloklarının ilerleme ve depolanma alanlarının daha hassas ve yüksek detayda tespit edilmesini sağlayacaktır (Vo, 2015).

Bu çalışmada engebeli bir rölyefe, morfolojik açıdan yüksek eğimli dik yamaçlardan oluşan ve dağlık bir sahada yer alan Ünlüyaka Köyü'nde yaşanan kaya düşme olaylarının neden olduğu problemlerin anlaşılması amacıyla farklı çözünürlükte SYM verisi kullanılarak 3D (Üç boyutlu) kaya düşme analizi gerçekleştirilmiştir. Bu analizlerin oluşturulmasında İHA verisinden üretilmiş 0.5, 1, 2 ve 5 metre çözünürlükte SYM verileri kullanılarak, farklı veri modellerine göre sonuçların ortaya çıkaracağı farklılıklar ve benzerlikler ortaya konulmaya çalışılmıştır. Özellikle çok geniş alanları tarama kabiliyeti düşük İHA'lar ile uçuş yüksekliği artırılarak geniş alanların taranarak düşük

³“Sayısal Yüzey Modeli (SYM): Arazide bulunan, ayırt edilebilir boyuttaki tüm 3 boyutlu objelerin, yükseklik verileri ile oluşturulan yüzeydir. Sayısal Arazi Modeli (SAM): Arazinin gerçek topografyasının, diğer tüm öğelerden ayrılarak üretilmesiyle elde edilen yükseklik modelidir. SYM ile en büyük farkı, gerçek topografyayı göstermesidir (Öztürk, 2021)”.

çözünürlükte SYM verileri ile hızlı ve yüksek doğruluğa sahip analizlerin gerçekleştirilebilme potansiyeli üzerinde durularak, model sonuçlarının negative ve pozitif yönleri açıklanmaya çalışılmıştır.

2. ÇALIŞMA SAHASI

Çalışma alanı, Türkiye'nin Orta Anadolu Bölgesi, Niğde ili sınırları içerisinde, Ulukışla ilçesinde yüksek dağlık ve oldukça engebeli bir topografya üzerinde kurulu olan Ünlüyaka Köyü'dür (Şekil 1). Bu bölge, yaklaşık 2000 metre ve civarında dağlık ve engebeli bir rölyefe ve 1200-1300 metre seviyelerinde kurulmuş bir alana karşılık gelmektedir (Utlı vd. 2021). Niğde ilinde yoğun olarak görülen kaya düşme olaylarının yaşandığı önemli sahalardan biri de Ünlüyaka Köyü'dür (Şekil 2). Köyde farklı tarihlerde yaşanan kaya düşmeleri sonucunda, farklı kesimlerde maddi ve manevi olarak zararların oluşmasına sebep olmuştur. Köyün sahip olduğu litolojik, topografik ve iklimik özellikleri kaya düşme tehlikesinin tetiklenmesinde ve meydana gelmesinde önemli faktörler olarak karşımıza çıkmaktadır. Yapılan arazi çalışmaları sonucunda günümüzde kaya düşme olaylarının yaşanmaya devam ettiği tespit edilmiştir (İRAP, 2021; Şekil 2). İRAP (2021) kapsamında kaya düşme olaylarına konu olan Ünlüyaka köyünün de kaya düşme tehlike ve riski altında olduğu belirtilmiştir. Bu nedenle saha afete maruz bölge ilan edilerek, risk azaltma çalışmaları kapsamında özellikle 03/07/1967 yılında yapılan çalışma ile köy yerleşim alanlarının başka bir alana taşınması kararı alınmıştır. Yine bu raporda (AFAD), sahanın genel morfolojik özelliklerinin engebeli bir topografya üzerinde yer alması sebebiyle, sadece kaya düşme olaylarının değil aynı zamanda farklı kütle hareketlerinin yanı sıra kış mevsimi koşullarına bağlı olarak çığ olaylarının da yaşandığı belirtilmiştir. 2018 yılında ise mevcut 159 yerleşim alanının 116'sının zarar gördüğü hatta yıkıldığından bahsedilmiş, kısmen zarar gören bu evlerin 36'sında oturulmaya devam edildiği belirtilmiştir (İl Afet ve Acil Durum Müdürlüğü, 2018; Utlı vd. 2021).

3. MATERYAL VE METOT

Kaya bloklarının modellenmesi kapsamında her biri ayrı birer çıktı sunan; kaya bloğunun yörünge, hız, kinetik enerji, sıçrama yüksekliği gibi özellikleri, sahanın rölyef dinamiklerinin anlaşılması ve de alınacak tedbirlerin tespit edilmesi amacıyla büyük önem taşır. Fakat bu matrislerin ortaya konulabilmesi için kullanılacak sayısal yüzey modeli verisinin çözünürlük, yer konum doğruluğu ve hassasiyeti yüksek öneme sahip bir kriter olarak karşımıza çıkmaktadır. Bu sebeple çalışmada yapılması planlanan modellemeler DJI Phantom 4 Pro İHA (İnsansız Hava Aracı) kullanılarak üretilen SYM (Sayısal Yüzey Modeli) verisi ile gerçekleştirilmiştir. Çalışmada, kullanılan 4 farklı çözünürlükte (0.5, 1, 2 ve 5 metre) SYM verisinin üretilme aşamaları; (i) *pix4dcapture* çalışma alanı için gerekli uçuş yüksekliği (100 m) belirlenmiş, uçuş öncesi 15 adet yer kontrol noktası (YKN) atılmıştır, (ii) grid uçuş yapılarak %70 bindirme oranı ile tekli uçuş sonucunda 220 adet stereo görüntü toplanmıştır, (iii) elde edilen görüntüler fotogrametrik aşamalardan *pix4dmapper* program ortamında işlenerek öncelikle yüksek çözünürlükte ve doğrulukta 2.61*2.61 piksel çözünürlükte SYM verisi oluşturulmuştur, (iv) oluşturulan SYM verisi ArcGIS Pro 3.3. ortamında 0.5, 1, 2 ve 5 metre grid büyüklüğüne yeniden örneklendirilmiştir.

3.1. 3D (Üç Boyutlu) Kaya Düşme Modellemesi

3D kaya düşme modellemeleri CBS yaklaşımıyla oluşturulan ya da CBS temelli olarak gerçekleştirilmektedir ve 3 farklı modülden meydana gelir. Bunlar; 1-kaynak zon alanının tespiti, 2-düşen kaya bloğunun yörüngesinin hesaplanması ve 3-akış mesafesinin bulunmasıdır (Hegg & Kienholz, 1995; Dorren, 2003; Sellmeir, 2015). CBS tabanlı modellerin gelişimi, özellikle yamaç yüzeyinde blok kaymasını simüle eden modellerden, serbest düşüşü (free fall), sıçrama (bouncing) ve yuvarlanmayı (rolling) simüle eden modellere kadar uzanır. *HY-STONE* (Guzzetti vd., 2002), *Rockyfor3D* (Dorren, 2015), *Rocpro3D* (RocPro3D 2014), *RAMMS: Rockfall* (Christen vd., 2007), *CRSP* (Andrew et al. 2012) 3D kaya düşme modelleme çıktıları veren önemli programlar arasında yer alır. Bu çalışma da ise kaya düşmelerinin 3D kapsamında analiz edilmesinde ve modellenmesinde RAMMS programı tercih edilmiştir. Bu program, gerek kaya bloklarının geometrik ve hacimsel özelliklerini, gerekse modellemesi yapılan topografyanın bitki örtüsü yoğunluğunu ve zemin tipini

dikkate almaktadır (Vo, 2015). Özellikle düşen kaya bloğunun, kaynak zondan itibaren ilerlemesi ve sönümlenme süreci arasında yer alan yörüngesi (trajectory) boyunca oluşan sıçrama, hız, kinetik enerji özellikleri gibi birçok sayısal model verisi elde edilmesinde önemli bir rol oynamaktadır (Calista vd. 2020). Fakat, 3D modellemeler 2D modellemelere göre daha fazla detaylı veri girişi gerekirken, aynı zamanda modelin çalıştırılmasında ise daha fazla zamana ve yüksek kapasiteli işlemci, ekran kartı ve RAM desteğine ihtiyaç duyar (Chen vd. 2013; Hind, 2018).

3.2. Muhtemel Kaynak Zon Alanlarının Tespiti

Kaya düşmelerine ait muhtemel kaynak zon alanlarının tespiti özellikle kaya düşme duyarlılık, tehlike, risk ve özellikle önleme ve iyileştirme çalışmaları için kritik bir rol oynar (Mazzoccola & Hudson 1996; Wang vd., 2020). Fakat, kaya muhtemel kaynak zon alanlarının tespiti özellikle dağlık ve düşme tehlikesine sahip kaya blokları üzerinde oldukça zor ve zaman kaybıdır (Wang vd., 2021). Buna rağmen arazi çalışmaları ile yüksek eğimli dik yamaçlarda şev stabilitesi bozulmuş ya da yamaç duraylılığı açısından riskli ve düşme potansiyeline sahip, düşey çatlak yapısı olan sütunsal blokların belirlenmesi ya da askıda kalmış kayaların tespit edilmesi aktif bir şekilde kullanılan yöntemler arasında yer alır (Akın vd. 2020; Utlu vd. 2020; 2021). CBS temelli 3D kaya düşme analizlerinin yapılabilmesi için topografik rölyefin temsil edildiği SYM veya SAM verisi çözünürlüğüne bağlı olarak

$a=55*b^{-0.075}$ ifade edilen formülle tespit edilmektedir. (Dorren & Seijmonsbergen 2003; Troisi vd., 2008; Larcher vd., 2012).

a: kaynak zonun tespit edileceği yamacın eğim eşik değeri ° (derece)

b: Sayısal yüzey yada yükselti modeli verisinin çözünürlük değeri 'dir.

Bu çalışmada da farklı çözünürlükte SYM verilerinin kullanımına bağlı oluşturulacak kaya düşme analizinde modellenecek kaynak zon alanlarının belirlenmesinde 0.5, 1, 2 ve 5 metre SYM verisi için farklı aktif kaynak alanları tespit edilmiştir. Buna göre 0.5 m SYM verisi için 57.9° olan kaynak zon eşik değeri, çözünürlüğün azalmasına bağlı olarak 1 m SYM verisinde 55°, 2 m SYM verisinde 52.2° ve 5 m SYM verisinde ise 48.7° sınır eğim değerlerine ulaşılmıştır (Tablo 1). Çözünürlüğün değişkenliğine bağlı olarak değişken dinamikler gösteren kaynak zonların dağılışı ise yine çözünürlük kalitesinin düşmesi ile birlikte azalmaktadır. Çünkü mevcut SYM verilerinin çözünürlüğü topografyanın iyi bir şekilde temsil edilmesi ve buna bağlı olarak eğim matrisinin iyi bir şekilde sunulması ile gerçekleşmektedir. Düşük çözünürlükte SYM verisi ile keskin sırtlar, yüksek eğimli dik yamaçların görüntülenememesi burada yer alan kaynak zonların da ortaya çıkarılamamasına neden olmaktadır. Böylece kaynak zonların tespiti ve çıkarılması, sınırlı kalmaktadır (Şekil 3). Bu nedenle model çıktılarına ait sonuçların değerlendirilmesi benzerlik gösteren kaynak zonlar üzerinden gerçekleştirilmiştir.

4. BULGULAR

Çalışma sahasında yapılan gözlemlere bağlı olarak Ünlüyaka köyü ve çevresinde farklı hacim ve geometrik özelliklere bağlı kaya düşme olayları meydana gelmiştir. Düşen kaya bloklarının hem şekilsel hem de hacimsel açıdan farklılıklarının yer alması ve RAMMS programında model içerisinde x(1.5m), y(1.25m), z(1m) ölçülerinde 1.875 m³ ve 3044.6 kg özelliklerinde kaya bloğu modele eklenmiştir (Şekil 4).

Gerekli seçim ve belirleme işlemleri yapıldıktan sonra her bir kaynak zon hattı üzerinden 50 adet olmak üzere toplamda bir SYM verisi kaynak zon hattı uzunluğuna bağlı olarak kaya bloğu düşürülerek modele dahil edilmiştir. Buna göre 4 farklı SYM verisi için kaynak zon ve toplamda simule edilen kaya bloğu verisi Tablo 2'de sunulmuştur. Kaynak zon verisi farklı çözünürlükte SYM verisi için değişkenlik göstermesinden ötürü, kaya modellemesi her bir SYM verisinde sadece çalışma sahasının doğusunda yer alan ve neredeyse benzer kaynak zon hattına karşılık gelen alanda yapılmıştır. Bu hatta yapılan modelleme, yüksek eğimli dik yamaçlara sahip kaynak zon hattının varlığı ve düşme potansiyeline sahip blokların yol güzergahını tehdit etmesinden ötürü büyük öneme sahiptir.

4.1. Model Sonuçları

Kaya bloklarının kaynak zonlar üzerinden modellenmesi ile birlikte farklı özelliklere sahip, kaya düşme tehlikesi için önemli birer altlık sunan kinetik enerji, hız ve sıçrama türü verileri elde edilmiştir.

4.1.2. Kinetik Enerji (kJ)

Kaya düşmesi ile kaya bloğunun sahip olduğu enerjiyi temsil eden ve ortaya çıkan kinetik enerji özellikleri 0.5 metre SYM verisinde 0-973.8 kJ, 1 metre SYM verisinde 0-1045.7 kJ, 2 metre SYM verisinde ise 0-1060.5 kJ, 5 metre SYM verisinde ise 0-1067.4 kJ'dir (Şekil 5). Mevcut ortaya çıkan enerji miktarı ve çözünürlük değeri ile olan ilişkisi göz önüne alındığında:

- Yüksek çözünürlük (0.5 metre SYM) verisi topografik rölyefin ve buna bağlı olarak daha ayrıntılı bir morfolojik görünümü vermesi ve topografyanın iyi bir detayda temsil edilmesine olanak tanımaktadır. Bu durum da kaya bloklarının belirlenen kaynak hatları boyunca modellenmesi sırasında, düşen blokların yörüngesi (düşme hattı-trajectory) üzerinde yer alan engeller ve yüzey pürüzlülüklerini daha doğru bir şekilde yansıtmaktadır. Bu sebeple, düşen kaya bloğunun sahip olduğu enerjisinin daha fazla soğurulması ve sönümlenmesine neden olacağı böylece ortaya çıkan enerji miktarının daha fazla kayba uğramasına neden olacağı için 0.5 metre SYM verisinde ortaya çıkan kJ değeri daha az diyebiliriz.
- Orta çözünürlüğe sahip 1-2 metre SYM verilerinde ise yüzey pürüzlülükleri ve küçük ölçekli topografik özellikleri daha az yansıtmalarından dolayı, kaya blokları 0.5 metre SYM verisine göre daha az enerji kaybeder ve böylece kJ değeri daha fazladır.
- Düşük çözünürlüğe sahip 5 metre SYM verisinde ise en yüksek enerji miktarının gözlemlenmesi, topografik rölyefin büyük ölçüde daha pürüzsüz bir yüzey morfolojisini temsil etmesi ve kaya bloklarının hareket kabiliyetinin SYM 5 metre verisinde eğim özelliklerinin de yüksek bir değere sahip olması, kaya bloklarının düşüş sırasında daha az sönümlenmesine yol açarak enerji miktarının artmasına neden olmaktadır.

4.1.3. Sıçrama yüksekliği

Kaya düşme dinamiklerinin önemli parametrelerinden biri olan sıçrama yüksekliği, kaya bloğunun yüzey ile temas etmesi sonrasında havaya kalktığı maksimum yüksekliğin karşılığıdır. Düşen blokların birtakım önlemler doğrultusunda özellikle toprakarma ve betonarme gibi istinat duvarlarının kurulması amacıyla mühendislik planlaması açısından büyük önem taşır. 4 farklı çözünürlükte SYM verisinin topografik rölyefi temsil etme durumu ile doğrudan ilişkisi bulunan ve kaya düşme modellemesi kapsamında kaya bloklarının sıçrama özellikleri düşük çözünürlüğe sahip SYM verisinde en düşük iken 0.5 metre SYM verisinde en yüksek değere ulaşmıştır. Jeomorfolojik açıdan yüksek eğimli dik yamaçların varlığı söz konusu sıçrama yüksekliğinin 14.75 m gibi maksimum bir değere ulaşmasını sağlamıştır. Buna göre, 0.5 metre SYM verisinde 0-14.75 m, 1 m SYM verisinde 0-13.04 m, 2 m SYM verisinde 0-12.81 m, 5 SYM verisinde ise 9.13 m'dir (Şekil 6). Değerlerin farklı çözünürlükte SYM verisinde maksimum olduğu alanlar her biri üzerinde yer alan maksimum eğim ve jeomorfolojik açıdan dik yamaçlara karşılık gelmektedir. Düşük çözünürlükte SYM verisinde kaya bloğu daha pürüzsüz bir yol izleyerek daha az sıçrama yapmaktadır.

4.1.4. Hız özellikleri

Çözünürlüğün düşmesi sonucunda kaya bloklarının daha az morfolojik bir yüzeye sahip rölyef üzerinde modellenmesi ile birlikte düşen kaya bloklarının hızlarının artması durumunu ortaya çıkarmaktadır. 5 metre SYM verisinde de artan bir kaya düşme hızı görülmektedir. Bu durum büyük ölçüde kaya bloklarının ilerlemesi sırasında herhangi bir engelin ve özellikle sürtünme durumunun olmaması ile alakalıdır. Ayrıca kaya bloğunun düşme sırasında herhangi bir direnç ile karşılaşmaması bu durumun bir diğer sebebidir. Bunun sonucunda 0.5 metre SYM verisinde 0-24.67 m/sn, 1 metre SYM verisinde 0-25.7 m/sn, 2 metre SYM verisinde ise 0-25.82 m/sn, 5 metre SYM verisinde ise 0-26.03 m/sn arasında hız değeri ortaya çıkmıştır (Şekil 7). 0.5 metre SYM verisinde ise yüzey topografyasının daha pürüzlü ve morfolojik açıdan farklı birimlerin ve özellikle düşme ihtimali olan

kaya bloklarının varlığı, kayaların düşüşü sırasında hız parametresinin daha düşük seviyelerde olmasını sağlamaktadır.

5. SONUÇLAR

Kaya düşme çalışmalarında kaya bloklarının düşme dinamiklerinin anlaşılması ve bunların analiz edilmesi mevcut kaya düşme tehlike ve risk durumunun anlaşılması bakımından büyük önem taşır. Günümüz teknolojik gelişimlerine paralel olarak ivme kazanan sayısal arazi ve sayısal yüzey verileri, kaya düşme modellemelerine ait sonuçları doğrudan etkilemektedir. Çünkü, doğruluk oranı ve araziye temsil etme kabiliyeti yüksek olması durumu, modelleme sonuçları ile doğrudan ilişkilidir. Hassas ve yüksek doğruluk oranına sahip olmayan yüzey verisi ile alınan sonuçlar hem alınacak tedbirler sonucunda ortaya çıkacak sorunların önüne geçemeyecek hem de ekonomik problemlerin belki de can kayıplarının daha da artmasına neden olacaktır. Bu nedenle, kısa sürede ama hassas ve yüksek doğrulukta yüzey topografyasını detaylı bir şekilde temsil eden sayısal yüzey modellerinin İHA platformları ile üretilmesi, bu bakımdan önemli bir veri kaynağı sağlamaktadır.

Bu çalışmada da İHA aracılığıyla üretilen farklı çözünürlükte SYM verileri (0.5, 1, 2 ve 5 metre) ile Ünlüyaka köyünde farklı kaynak zonlara bağlı olarak gerçekleşebilme ihtimali olan kaya düşme potansiyeline ait düşme modelleri oluşturulmuştur. Modelleme sonuçları kinetik enerji, hız ve sıçrama yüksekliği dikkate alınarak değerlendirilmiştir. Benzer kaynak zon hatlarının olduğu modelleme sahasının doğusunda yer alan ulaşım güzergahı üzerinde yapılan modelleme sonuçları yüksek çözünürlükte SYM verisinin kaya bloklarının ilerleyişi hakkında tespitlerin yapılması için daha önemli sonuçların elde edilmesine katkı sağlamıştır. 0.5 metre SYM verisi topografik rölyefe ait detayları daha iyi verirken, çözünürlüğün azalması ile 5 metre SYM verisinde bu detay daha da düşüktür. Bunun sonucunda düşen kaya blokların yüzeyin morfolojik açıdan daha pürüzlü ve sönümlenmesi için yüksek direnç oluşturması kinetik enerji miktarının soğrulmasına ve böylece hız değerinin düşmesine sebep olurken, sıçrama yüksekliği değeri ise yüksek çıkmıştır. Çünkü mevcut rölyef aynı zamanda eğim özelliklerinin 90°'yi bulan eğim açılarını ortaya çıkarmıştır.

Farklı çözünürlükte SYM verilerine göre 3D Kaya düşme modellemesinin gerçekleştirilmesi sonucunda 0.5 metre SYM verisinin 1, 2 ve 5 metre SYM verilerine göre çok daha iyi değerlerin elde edilmesine katkı sağlamıştır. Özellikle yüksek eğimli dik yamaçlarda kaya düşme tehlike ve riskine sahip bölgelerde yapılacak modellemeler için yüksek çözünürlükte SYM verisinin modelleme sonucuna göre özellikle gerekli önlemlerin alınması ve iyileştirme çabalarının doğru ve yerinde yapılabilmesi amacıyla önemini ortaya koymuştur.

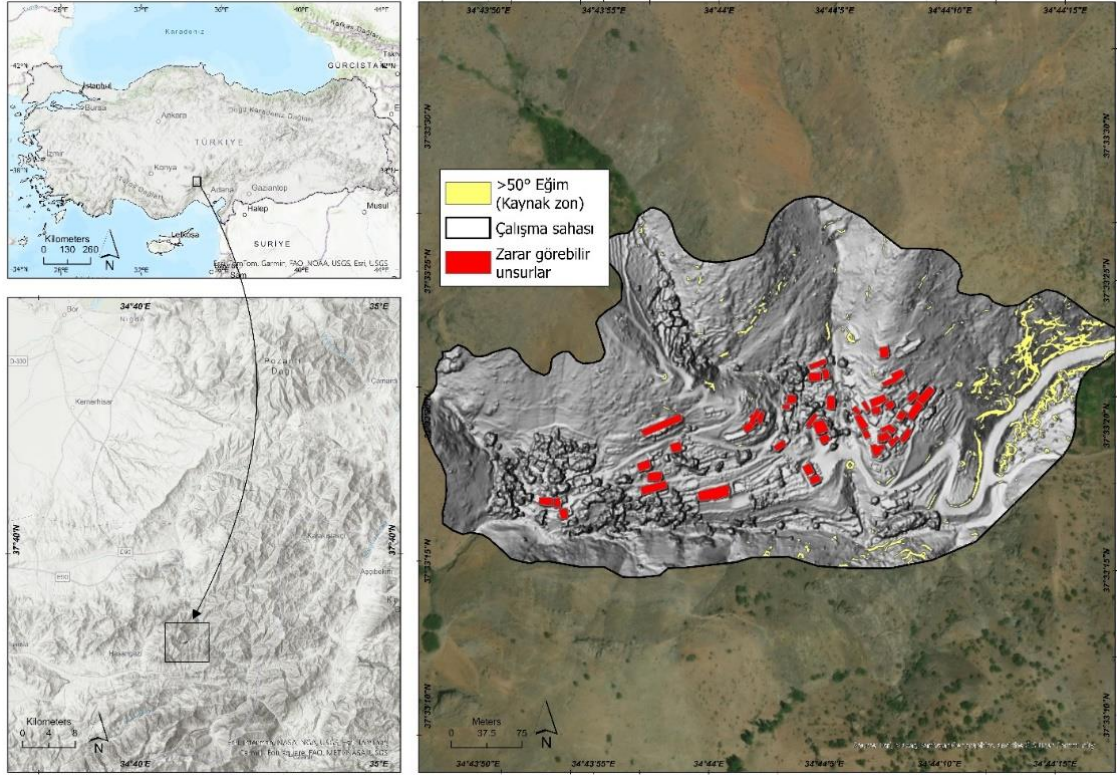
Katkı Belirtme / Teşekkür

Çalışmaya katkılarından dolayı Prof. Dr. Muhammed Zeynel Öztürk'e ve Niğde Valiliği İl Afet ve Acil Durum Müdürlüğü'ne teşekkür ederiz.

Kaynaklar

- AFAD. 2021. *T.C. Niğde Valiliği, İl Afet ve Acil Durum Müdürlüğü, İl Afet Risk Azaltma Planı*. Niğde.
- Akın, M., Dinçer, İ., & Orhan, A. 2020. *Kaya Düşmelerinden Kaynaklı Afetlerin Değerlendirilmesine Yönelik Teknik Kılavuz*. AFAD, Ankara.
- Andrew, R., Hume, H., & Bartingale, R. 2012. *CRSP-3D user's manual Colorado rockfall simulation program*. Technical report, FHWA-CFL/TD-12-007.
- Antoniou, A. A., & Lekkas, E. 2010. Rockfall susceptibility map for Athinios port, Santorini Island, Greece. *Geomorphology*, 118, 152–166.
- Bajni, G., Camera, C. A. S., Brenning, A., & Apuani, T. 2022. Assessing the utility of regionalized rock-mass geomechanical properties in rockfall susceptibility modelling in an alpine environment. *Geomorphology*, 415, 108401.
- Buz, R. 2019. Şahinefendi (Nevşehir) Ve Yakın Çevresini Etkileyen Kaya Düşmelerinin Değerlendirilmesi. *Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi*, Nevşehir Hacı Bektaş Veli Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Nevşehir.
- Calista, M., Menna, V., Mancinelli, V., Sciarra, N., & Miccadei, E. 2020. Rockfall and debris flow hazard assessment in the SW escarpment of montagna del morrone ridge (Abruzzo, Central Italy). *Water*, 12,(4), 1206.
- Chen, C. H., Ke, C. C., & Wang, C. L. 2009. A back-propagation network for the assessment of susceptibility to rock slope failure in the eastern portion of the Southern Cross-Island Highway in Taiwan. *Environ Geol* 57, 723–733.
- Chen, G., Zheng, L., Zhang, Y., & Wu, J. 2013. Numerical simulation in rockfall analysis: A close comparison of 2-D and 3-D DDA. *Rock Mech Rock Eng* 46, 527–541.
- Christen, M., Bartelt, P., Kowalski, J., & Stoffel, L. 2007. Calculation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain with the numerical simulation program ramms. *Differ Equations Proceeding*, 709–716
- Crosta, G. B., & Agliardi, F. 2003. A methodology for physically based rockfall hazard assessment. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 3, 407–422.
- Dorren, L. K. A. 2015. *Rockyfor3D (v5.2) Revealed—Transparent Description of the Complete 3D Rockfall Model*. Association ecorisQ: Geneva, Switzerland.
- Dorren, L. K. A., & Seijmonsbergen, A.C. 2003. Comparison of three GIS-based models for predicting rockfall runout zones at a regional scale. *Geomorphology*, 56, 49–64.
- Evans, S. G., & Hungr, O. 1993. The assessment of rockfall hazard at the base of talus slopes. *Can Geotech J*, 30, 620–636.
- Fratini, P., Crosta, G., Carrara, A., & Agliardi, F. 2008. Assessment of rockfall susceptibility by integrating statistical and physically-based approaches. *Geomorphology*, 94, 419–437.
- Guzzetti, F., Crosta, G., Detti, R., Agliardi, F. 2002. STONE: A computer program for the three-dimensional simulation of rock-falls. *Comput Geosci*, 28, 1079–1093.
- Hegg, C., & Keinholz, H. 1995. Determining Paths of Gravity-Driven Slope Processes: The ‘Vector Tree Model’. *Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards*. 79-92
- Hind, H. 2018. *Comparison Of 3d And 2d Rockfall Models- Considering Terrain Model Quality Effect On Respective Model Performances*. The Arctic University of Norway, Master's thesis in Geology.
- Hoek, E. 2007. *Practical Rock Engineering*. Available downloading at <http://www.rocsicience.com>.
- Hutchinson, J. N. 1988. General report: morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology : *Proc 5th International Symposium on Landslides*, Lausanne, 10–15 July 1988V1, P3–35. Publ Rotterdam: A A Balkema, 1988. *Int J Rock Mech Min Sci & Geomech Abstr* 26.
- Lan, H., Martin, C. D., Zhou, C., & Ho, C. 2010. Geomorphology Rockfall hazard analysis using LiDAR and spatial modeling. *Geomorphology*, 118, 213–223.
- Larcher, V., Simoni, S., & Pasquazzo, R. 2012. *WP6 Guidelines Rockfall and Forecast Systems*. Paramount.
- Lim, C. H., Martin, C. D., & Herd, E. P. K. 2004. Rock fall hazard assessment along railways using GIS. *57th Can Geotechnical Conf* 36–43
- Mazzoccola, D. F., Hudson, J. A. 1996. A comprehensive method of rock mass characterization for indicating natural slope instability. *Q J Eng Geol* 29, 37–56.
- Öztürk, Y. Z. 2021. *İHA ve Yersel Yöntemlerde Pratik Fotogrametri*. TCDD Teknik.
- RocPro3D, 2014. Available online: http://www.rocpro3d.com/rocpro3d_en.php
- Sellmeier, B. 2015. Quantitative Parameterization and 3D-run-out Modelling of Rockfalls at Steep Limestone Cliffs in the Bavarian Alps.
- Troisi, C., Berger, F., & Dorren, L. K. A. 2008. *Protection De La Viabilite Alpine*. PROVIALP project report.

- Utlü, M., Şimşek, M., & Öztürk, M. Z. 2021. Yüksek Çözünürlüklü Sayısal Yüzey Modellerine Uygulanan Üç Boyutlu Analizler ile Kaya Düşmelerine Ait Sayısal Risk Değerlendirmesi: Ünlüyaka Köyü (Niğde, Türkiye). İçinde: Döker, M.F., Akköprü, E. (ed) *Coğrafya Araştırmalarında Coğrafi Bilgi Sistemleri Uygulamaları II*, 51–69, I. Pegem Akademi, Ankara.
- Utlü, M., Öztürk, M. Z., Şimşek, M. 2020. Rockfall analysis based on UAV technology in Kazıklıali Gorge, Aladağlar (Taurus Mountains, Turkey). *Int J Environ Geoinformatics* 7, 239–251.
- Vo, D.T. 2015. *RAMMS : Rockfall versus Rockyfor3D in rockfall trajectory simulations at the Community of Vik , Norway*. University of Oslo, Faculty of Mathematics and Natural Sciences, Master Thesis in Geosciences.
- Wang, X., Frattini, P., Stead, D., Sun, J., Liu, H., Valagussa, A., & Li, L. 2020. Dynamic rockfall risk analysis. *Eng Geol*, 272, 105622.
- Wang, X., Liu, H., & Sun, J. 2021. A new approach for identification of potential rockfall source areas controlled by rock mass strength at a regional scale. *Remote Sens* 13, 1–13.
- Žabota, B., Repe, B., & Kobal, M. 2019. Influence of digital elevation model resolution on rockfall modelling. *Geomorphology* 328, 183–195.



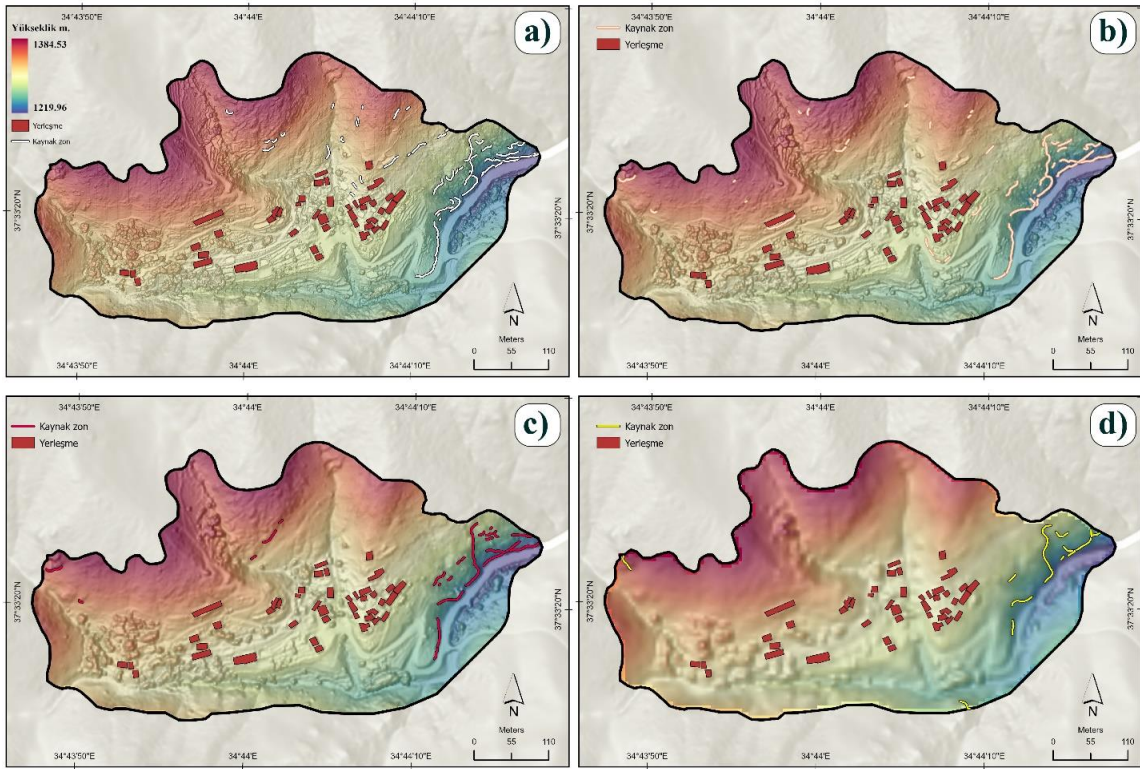
Şekil 1. Çalışma alanına ait lokasyon haritası.



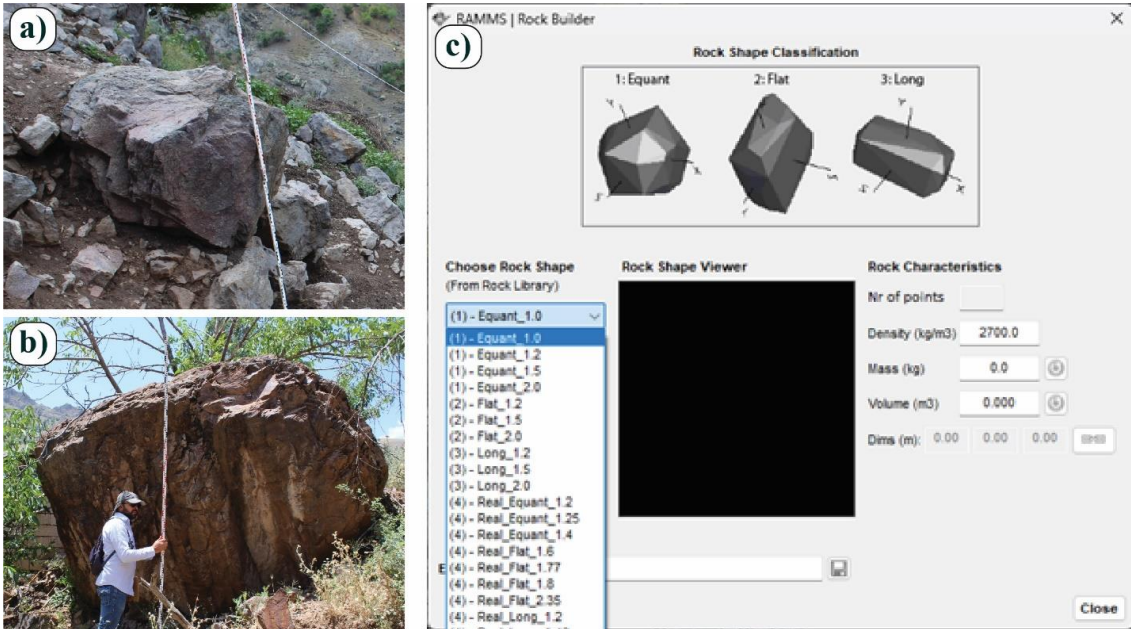
Şekil 2. Ünlüyaka Köyü'nde düşmüş kaya blokları ve yüksek eğimli dik yamaçlarda düşme tehlike ve riskine sahip kaya bloklarından örnekler.

Tablo 1. Farklı çözünürlükteki SYM verisine ait eğim eşik değerleri.

SYM çözünürlüğü (metre)	Eğim eşik değeri °
0.5	57.9
1	55
2	52.2
5	48.7



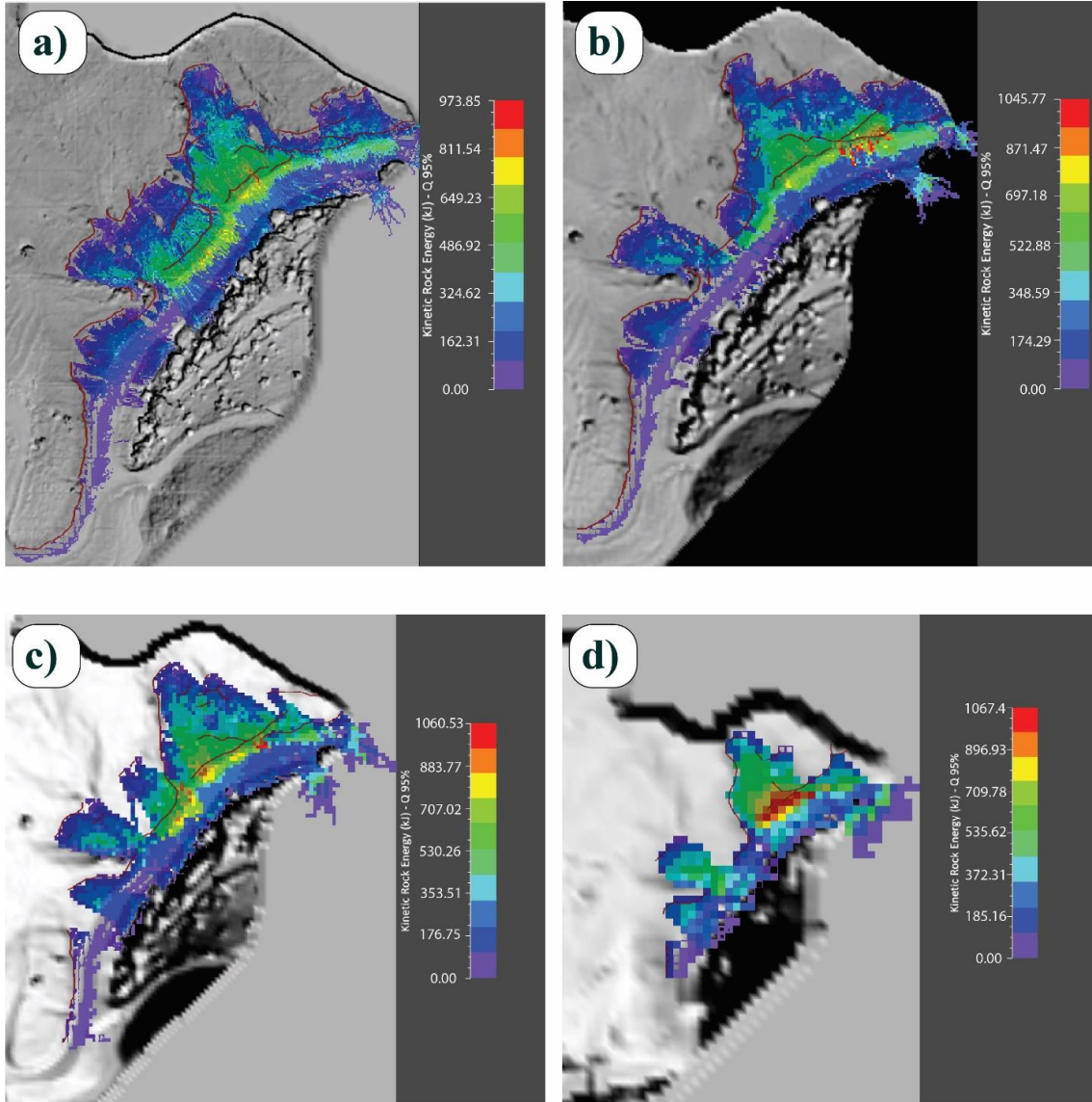
Şekil 3. Farklı çözünürlükte SYM verisi **a)** 0,5 metre **b)** 1 metre **c)** 2 metre **d)** 5 metre ve kaya düşme kaynak zon hatları.



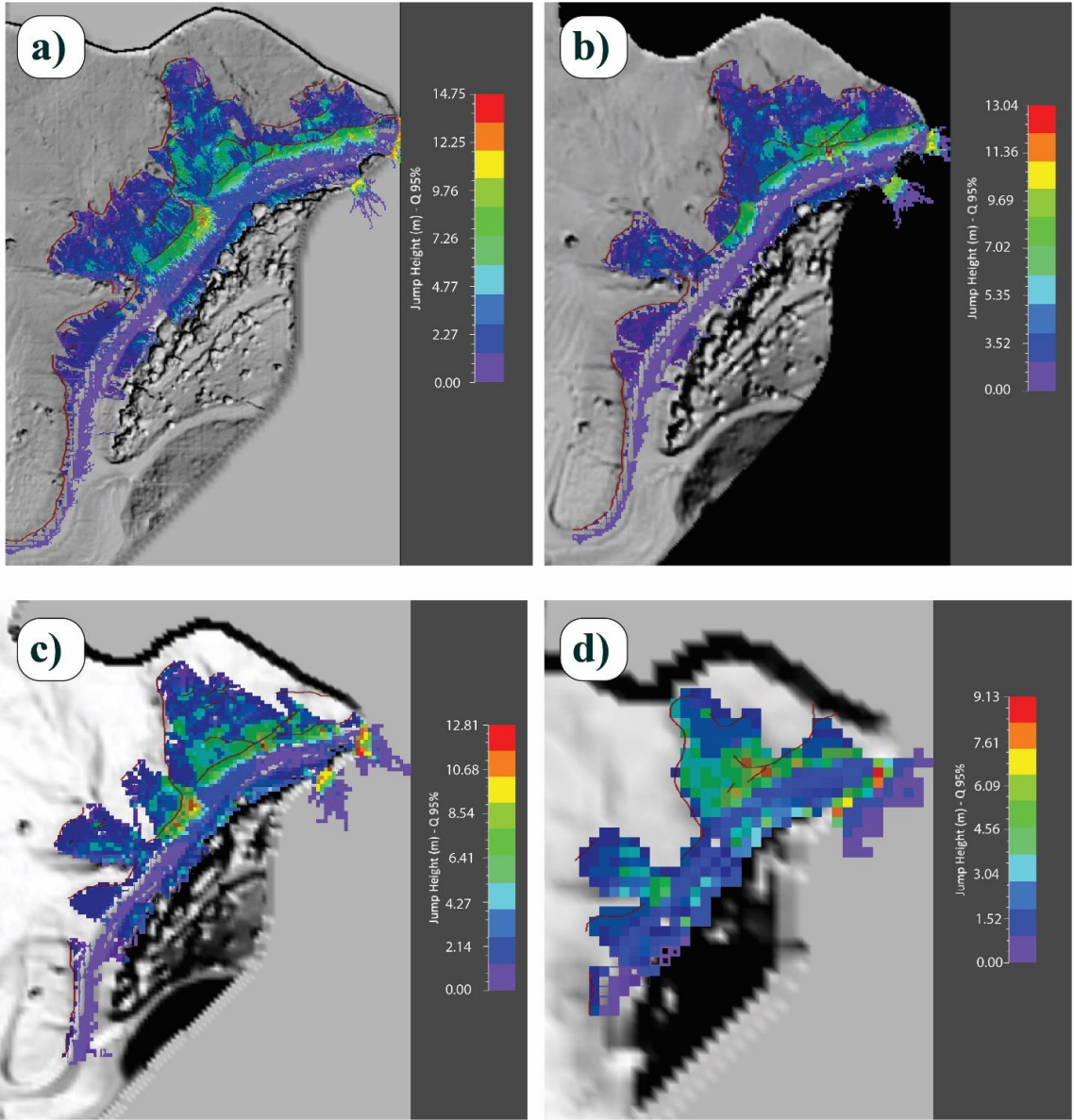
Şekil 4. **a-b)** Çalışma sahası içerisinde yapılan arazi çalışması sonucunda düşme tehlikesine sahip kaya blokları (Utlı vd., 2021'den değiştirilerek), **c)** RAMMS programı içerisinde yer alan farklı geometri ve hacim özelliklerine sahip kaya bloğu kütüphanesi.

Tablo 2. 4 farklı SYM verisi için kaynak zon ve toplamda simule edilen kaya bloğu verisi

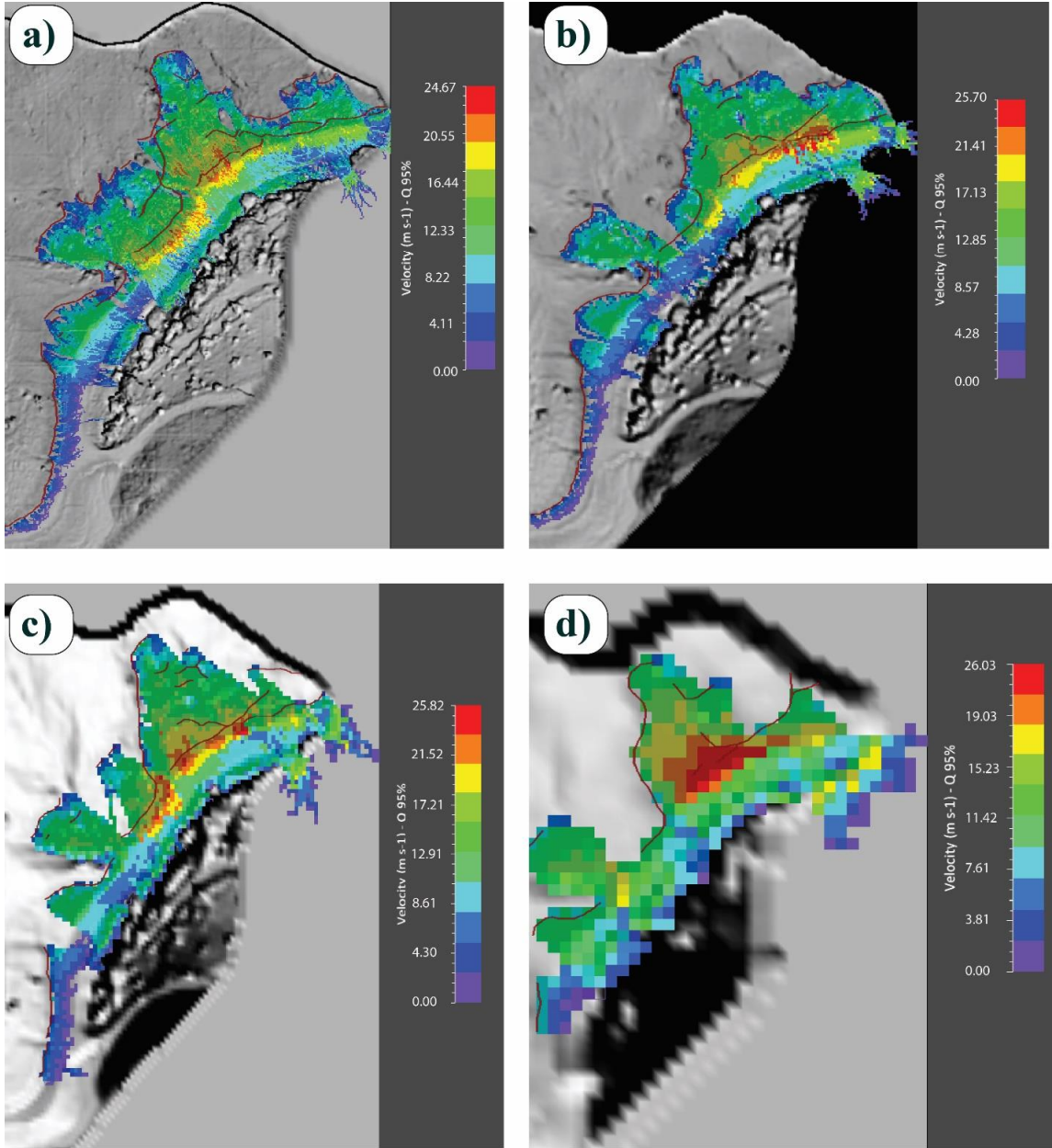
SYM çözünürlük (metre)	Kaynak zon hattı nokta sayısı	Her kaynak zon için düşen kaya bloğu (adet)	Toplam kaya düşme simülasyon sayısı	Bitki örtüsü durumu varlığı	Zemin özellikleri
0.5	327	50	16350	-	Anakaya
1	265	50	13250	-	Anakaya
2	197	50	9850	-	Anakaya
5	79	50	3950	-	Anakaya



Şekil 5. Farklı çözünürlükte SYM verisine ait a) 0.5 metre b) 1 metre c) 2 metre d) 5 metre kinetik enerji dağılım sonuçları.



Şekil 6. Farklı çözünürlükte SYM verisine ait a) 0,5 metre b) 1 metre c) 2 metre d) 5 metre sıçrama yüksekliği dağılım sonuçları.



Şekil 7. Farklı çözünürlükte SYM verisine ait a) 0.5 metre b) 1 metre c) 2 metre d) 5 metre hız dağılım sonuçları.

Coğrafya Eğitiminde STEAM ve Örnek Uygulamalar

STEAM in Geography Education and Sample Applications

Nesretullah SATAR¹, Sabri KARADOĞAN²

Özet

Günümüz dünyasında eğitim giderek daha çok ezbere ve teoriye dayalı hale gelmiştir. Bu durum mezunların öğrendiklerini gerçek dünyada uygulama konusunda zorluk yaşamalarına neden oldu. Uygulamalı öğrenim kurumlarından mezun olanlar bile iş deneyimi kazanmayı gerekli buluyor, bu da aldıkları eğitimin yetersiz ve eksik olduğunu gösteriyor. Bu konular birçok gelişmiş ülkenin dikkatini çekmiş ve onları pratik öğrenmeyi eğitim sistemlerine entegre etmeye itmiştir. Çeşitli sektörlerde nitelikli işçi talebinin karşılanamaması birçok ülke için tehdit haline geldi.

"STEM" olarak bilinen "yaparak öğrenme" kavramı ilk olarak ABD'de ortaya çıktı. Birçok ülke de bu yeni eğitim yaklaşımını müfredatlarına dahil etmiş ve bunu uygulamaya yönelik yasa ve yönetmelikler çıkarmıştır. Amerikalı mezunların iş sektörlerindeki başarısızlığı bu alanda harekete geçilmesine yol açtı. Daha sonra bu kavram Kuzey Kore'de "STEAM"e dönüşerek dünyaya yayıldı. STEAM becerisine sahip bireyler yetiştirmeyi amaçlayan bu yeni eğitim yaklaşımı, başta fen konuları olmak üzere çeşitli disiplinlerde uygulanmaya başlamıştır.

STEAM uygulamaları ağırlıklı olarak fizik, biyoloji ve kimya alanlarında uygulanmaktadır. Ancak coğrafya derslerinde STEAM projeleri oldukça sınırlıdır ve genellikle haritacılık odaklıdır. STEAM becerilerinin yalnızca fen derslerinde kazanılabileceği düşüncesi yanlıştır ve bu yaklaşımın multidisipliner olması ve okul dışı öğrenme ortamlarını da içermesi gerektiğinin anlaşılması önemlidir.

Coğrafyanın STEAM yaklaşımına uygunluğu ve öğretmenlerin uygulayabileceği STEAM projelerinin sınırlı örnekleri konusunda tartışmalar bulunmaktadır. Bu çalışma, coğrafya eğitiminde STEAM yaklaşımlarına ilişkin küresel ve ulusal literatürü inceleyerek örnek uygulamalar bölümünde özellikle fiziki coğrafya alanında STEAM proje örnekleri tasarlayarak öğrenciler tarafından uygulanabilirliğini değerlendirmektedir.

Anahtar Kelimeler: STEAM, Coğrafya Eğitimi, Yaparak Öğrenme, Disiplinler Arası Yaklaşım

Abstract

In today's world, education has increasingly become more about rote learning and theory. This has caused graduates to struggle to apply what they have learned in the real world. Even graduates from hands-on learning institutions find it necessary to gain work experience, indicating the education they received is inadequate and incomplete. These issues have caught the attention of many developed countries, propelling them to integrate practical learning into their education systems. The inability to meet the demand for qualified workers in various sectors has become a threat to many countries.

The concept of "learning by doing," known as "STEM," first emerged in the USA. Many countries have also incorporated this new education approach into their curricula and passed laws and regulations to implement it. The failure of American graduates in job sectors prompted action in this area. Subsequently, this concept evolved into "STEAM" in North Korea and spread globally. This new educational approach, which aims to nurture individuals with STEAM skills, has begun to be applied in various disciplines, especially in science subjects.

STEAM applications are predominantly implemented in physics, biology, and chemistry. However, STEAM projects in geography classes are quite limited and usually focus on cartography. The notion that

¹Coğrafya Öğretmeni, Alaşehir Fen Lisesi, Manisa/Türkiye. e-mail: nusretsatar@gmail.com

²Prof. Dr., Dicle Üniversitesi Ziya Gökalp Eğitim Fakültesi, Sosyal Bilimler ve Türkçe Eğitimi Bölümü, Coğrafya Eğitimi Anabilim Dalı, Diyarbakır/Türkiye, e-mail: skaradogan@dicle.edu.tr

STEAM skills can only be acquired in science classes is incorrect, and it is essential to understand that this approach should be multidisciplinary and include out-of-school learning environments.

There is a debate regarding the suitability of geography for the STEAM approach and the limited examples of STEAM projects that teachers can implement. This study examines global and national literature on STEAM approaches in geography education and designs STEAM project examples, particularly in physical geography, evaluating their applicability by students.

Keywords: STEAM, Geography Education, Hands-on Learning, Interdisciplinary Approach

1. GİRİŞ

Günümüz dünyasında eğitim giderek daha ezberci ve teorik bir hal almıştır. Bu durum, eğitim kurumlarından mezun olan gençlerin öğrendiklerini gerçek dünyada uygulamada zorlanmalarına neden olmaktadır. Uygulamaya dayalı eğitim kurumlarından mezun olan öğrenciler bile iş deneyimi elde etmek zorunda kalmakta, bu da verilen eğitimin eksik ve yetersiz olduğunu göstermektedir. Bu zorluklar, dünya ülkelerinin dikkatini çekmiş ve birçok gelişmiş ülke, eğitim sistemine yaparak öğrenmeyi entegre etmek için harekete geçmiştir. Kalifiye işçi ihtiyacı duyan sektörlerin bu ihtiyacının karşılanamaması, ülkeler için bir tehdit olarak görülmeye başlanmıştır.

Durum böyleyken, yaparak ve yaşayarak eğitim kavramı “STEM” adı ile ilk kez ABD’de ortaya çıkmıştır. ABD ve birçok ülke bu yeni eğitim yaklaşımını müfredatlarına eklemiş ve uygulanmasına yönelik yönetmelik ve yasalar çıkarmıştır. ABD’nin mezunlarının iş sektörlerinde başarısız olması, bu alanda aksiyon almalarına neden olmuştur. Bu kavram, daha sonra Kuzey Kore’de “STEAM” olarak adlandırılmış ve dünyaya yayılmıştır. STEAM yeteneklerine sahip bireyler yetiştirmeye dayalı bu yeni eğitim yaklaşımı birçok disiplin tarafından özellikle Fen bilimlerinde uygulanmaya başlanmıştır.

STEAM uygulamalarının çoğunlukla fizik, biyoloji ve kimya alanında gerçekleştirildiği görülmektedir. Coğrafya derslerinde uygulanan STEAM çalışmaları ise çok sınırlı olup, bu çalışmalarda genellikle haritalama konusu ele alındığı dikkati çekmektedir.

STEAM yeteneklerinin sadece fen derslerinden kazanılabileceği anlayışı yanlıştır, Bilinmesi gereken, çok disiplinli olması ve okul dışı öğrenme alanlarını da kapsaması gerektiğidir.

Coğrafyanın STEAM yaklaşımına uygunluğunun tartışmalı olduğu ve öğretmenlerin uygulayabileceği STEAM çalışma örneklerinin kısıtlı olduğu görüşü dikkati çekmektedir. Bu çalışmada, Coğrafya Eğitiminde STEAM yaklaşımları ile ilgili literatür kapsamında yapılan dünya ve Türkiye’deki çalışmalar incelenmiştir. Ayrıca, Coğrafya derslerinde, özellikle fiziki coğrafya konularında uygulanabilecek STEAM çalışma örnekleri tasarlanmış ve bu çalışmaların öğrenciler tarafından uygulanabilirliği ele alınmıştır.

2. STEAM NEDİR?

STEAM; Fen (Bilim), Teknoloji, Mühendislik, Sanat ve Matematik kelimelerinin baş harflerinden (Science, Technology, Engineering, Art, Mathematics) meydana getirilmiş disiplinler arası bir iş birliği yaklaşımını ifade eden kavram olarak tanımlanabilir (Chaniel ve Ritz, 2014). İlk olarak NSF (National Science Foundation) tarafından her bir disiplinin baş harfleri kullanılarak STEM kavramı ortaya çıkmış, daha sonra Sanat kavramının eklenmesi ile STEAM kavramına evrilmiştir (Gülhan, 2022). Sanat kavramının eklenmesiyle farklı bir boyut kazandığı düşünülen bu yaklaşımın yaratıcılığı arttırdığı kabul edilse de STEAM ile ilgili araştırmalarda yaratıcılığın nadiren çalışıldığının belirtilmesi ilginçtir (Aguilera ve Ortiz, 2021). Oysa STEM etkinliklerinde öğrencilerin tasarlamış oldukları ürünler için bir bilim insanı gibi davranarak, bir sanatçı yaratıcılığı ve zenginliği ürünlerini tasarlamaları STEAM’ın temelini oluşturmaktadır (Plonczak & Zwirn, 2015’ten aktaran Dönmez, 2021). Araştırmacılara genellikle, yaratıcı düşüncüyü ve yenilikleri teşvik etmek için sanat ve tasarım boyutunun diğer dört disiplinle harmanlanması gerektiğini savunmaktadırlar. STEAM yaklaşımı öğrencileri bir mühendis, bir mimar, bir sanatçı olarak düşünmeye teşvik eder. Yaratıcı

düşünmeye bu kadar eğilimli olan öğrenciler günümüzün sorunlarına çözüm üretmekle birlikte geleceğin olası sorunlarının da önüne geçip çözüm önerileri sunabilecek kabiliyete sahip olacaklardır (Dönmez, 2021).

STEAM, birbirleriyle entegre haldeki disiplinlerin öğretilmesini içeren ve okul öncesinden yükseköğretime kadar tüm süreci kapsayan bir eğitim yaklaşımıdır (Erdönmez ve Eser Ünalı, 2021; Şahin vd, 2014). Disiplinler arası iş birliği sunan STEAM yaklaşımı, tasarlayan, problem çözen, proje tabanlı düşünen ve üreten nesiller yetiştirmeyi hedefler (Karadoğan, 2016; Sarıpınarlı, 2018; Sneidman, 2013). Bu yaklaşım eğitim açısından vazgeçilmezdir, çünkü yaparak yaşayarak öğrenme kavramına bağlı kalarak öğrencilerin öğrenme sürecine aktif katılımını vurgular (Gates,2017).

Beyin temelli öğrenme kuramı, öğrenme sırasında tüm beyin kullanılması gerektiğini ve öğrencilerin farklı şekillerde öğrendiğini savunur. Mevcut eğitim sisteminde sol beyin aktif olduğu bir yapı hakimdir; bu durum beyin gelişme prensiplerinin göz ardı edildiğini ve sadece sınav başarısına dayanarak sağ yarım kürenin yaratıcı düşünme, yeniden modifiye etme ve sanatsal yaklaşımına ihtiyaç duyulmadığını gösterir (Çökelez ve Harman, 2016; Wortock, 2022).

Yaparak yaşayarak öğrenme, beyin temelli öğrenme kuramı dikkate alındığında, eğitim sistemimizin beyin her iki yarım küresinin iş birliği içinde çalışması gerektiğini ortaya çıkarır (Ornstein ve Haden, 2001; Caine, 1990; Sarıpınarlı, 2018).

Beynin, eğitim öğretim sırasında bilgiler arasında ilişki kurmak için çizdiği kimyasal yollar, yeniden düşünmeye kalktığımızda daha rahat kullanılabilir bir hal alırlar. Yani sadece düşünerek bile düşünme yeteneğimizi geliştirebiliriz. Bu nedenle sağ ve sol yarım küreleri aynı anda kullanmaya çalışmak iki yarımküre arasında hem kimyasal yolları arttıracak hem de kalıcı öğrenmeyi sağlayacaktır (Horne ve Wootton, 2011; aktaran Sarıpınarlı, 2018). Sadece parçaların öğrenilmesi, bütüncül bir yaklaşımın ve parçalar arasındaki ilişkilerin fark edilmesini imkansız kılacak, yani Gestalt kuramına aykırı olacaktır (Koyuncu, 2016).

Eski dönemlerde yaparak yaşayarak öğrenmenin hakim olduğu dönemlerde, haleflerin işlerinde çok daha başarılı oldukları ve tarihi eserlerde ustalıkların ortaya konması bu eğitim sistemlerinin bir ürünüdür. Eski eğitim sistemlerinde ustaların çabuk kavrayabilen öğrencileri kabul ettikleri ve bu nedenle eğitim sırasında üstün zekalı bireylerin seçiminin öncelik kazandığı görülür. Bu açıdan eğitim sistemlerinin dizaynı sırasında genelde üstün zekalı bireylerin seçiminin öncelik kazandığı görülmektedir. Örneğin Platon'un insanları bakır, gümüş ve altın olarak sınıflandırdığı ve altın sınıfına girenleri yönetici ve filozof sınıfı olarak tanımladığı görülmektedir (Bulut ve Taylı, 2006; aktaran Erdönmez ve Eser Ünalı, 2021). Osmanlı eğitim sisteminde de yine Enderun Sisteminde yetenekli ve zeki çocukların eğitime alınması açısından seçildiği görülmektedir (Kılıç, 2010).

Her ne kadar eski dönemlerde öğrencinin zekâsına önem verilmiş olsa da eğitim yöntemlerinin kişinin gelişimi üzerindeki etkileri net bir şekilde izlenebilir. Tarihte büyük başarılarla imza atmış Türk-İslam düşünürlerinin genelde yaparak yaşayarak kendilerini ve çevrelerini eğittiklerini görüyoruz.

El-Cezeri'nin, çalışmalarında teorik bilgiden uygulamalı bilgiye geçmenin doğruluğu netleştirdiğini belirten sözleri oldukça ilginçtir:

“...Önceki bilim adamlarının bazı araçlar yapmış ve bunları tasvir etmiş olduklarını keşfettim. Onlar (bu araçları) tam olarak tasvir etmedikleri gibi hepsi için de doğru yöntemler uygulamamışlardı. Çünkü her parçanın yapılışının bilgisini uygulamalı olarak kanıtlamamışlar, böylece doğru ile yanlış arasında kararsız kalmışlardı. Onların parçalarını bir araya getirdim ve doğruyu yakaladıkları köklerden dalları açığa çıkardım; içi ve dışı aydınlık olağanüstü çalışan örnekler icat ettim...” (Tekeli vd. 2002).

El-Cezeri'nin bu yaklaşımı bugünkü STEAM'in temelini oluşturur; Çünkü bu eğitim modeli öğrencilerin yaparken, eğlenirken öğrenebileceği, öğrendiklerinin değerini anlayabileceği, onları cesaretlendirip bildiklerinden emin kılan bir eğitim yaklaşımı olarak görülür (Özden, 2003).

Dünya çapında teknolojiye bağımlılık arttıkça, dijital vatandaşlar haline gelen bireylerin yetiştirilmesi için STEAM yaklaşımı gereklidir (Gül, 2019; Hanifah vd., 2021). Bilginin hızla arttığı günümüzde, elde edilen bilgiyi farklı açılardan yorumlayabilen, modifiye edip yeni bilgiler ortaya koyabilen bireylere ihtiyaç vardır. Bu ihtiyaç, iletişim kurma, iş birliği, eleştirel düşünme, yaratıcılık, problem çözme, bilgisayar ve medya okur-yazarlığı gibi becerileri eğitimin merkezine taşımakta ve günümüz yeteneklerine sahip bireyler yetiştirmeyi hedef haline getirmektedir. Bu nedenle Proje Tabanlı Öğrenme (PTÖ) ve STEAM temelinde eğitimin şekillendirilmesi vazgeçilmezdir (Börekçi ve Uyangör, 2019).

Eğitimin değişen ve gelişen ekonomik ve teknolojik ilerleyişteki hayati rolü de STEAM eksenli eğitimin önemine işaret etmekte (Fan ve Ritz, 2014), STEAM araştırmaları, bu yaklaşımın akademik başarı ve beceri gelişimi üzerinde olumlu etkileri olduğunu göstermektedir (Batdi vd., 2019). STEAM tabanlı eğitimin özgüveni arttırdığı, özellikle kız öğrenciler üzerinde yapılan araştırmalarla görülmüştür; bu da mühendisliği erkek işi olarak gören kız çocuklarının fikirlerini değiştirdiğini ortaya koymuştur (Sungur Gül vd. 2022).

Eğitim sonrasında kalifiye işçi sağlama ve işsizliği azaltma durumlarında da STEAM eğitiminin önemi anlaşılmıştır (Salinger ve Zuga, 2009; Batı vd. 2017). Bu nedenle yaparak, yaşayarak öğrenmeyi teşvik eden eğitim sistemlerinin önemi tüm dünyada kabul görmüştür. Dünya çapındaki toplumlar, eğitim yaklaşımlarını değiştirmekte ve 21. yüzyılda nitelikli iş gücü yetiştirmeye yönelik programlar geliştirmeye çalışmaktadır.

Özellikle ABD ve Güney Kore gibi ülkeler STEAM araştırmalarında öncüdür. Örneğin, Güney Kore’de altıncı sınıf öğrencileri üzerinde yapılan bir çalışma, STEAM programlarının fen bilimlerine ilgi ve yaratıcılığı önemli ölçüde geliştirdiğini göstermiştir. Amman’da özel bir okulda STEAM uygulamalarının öğrencilerini motivasyonu üzerindeki etkisi incelenmiş ve çalışmada öğrenciler için anlamlı öğrenmeyi sağlamak ve öğrencilerin gelecekte seçecekleri STEAM eksenli işler için bir farkındalık oluşturmaya yönelik öğretmenlere öğrenciler için eğitim fırsatı oluşturulması önerilmiştir (Bedar ve Al-Shboul, 2020).

Hanifa vd. (2021), Malezya’nın gelişmiş toplumları yakalayabilmek için STEAM eğitimin önemini vurguladıkları çalışmada, uygulamalı grup eğitiminin öğrencilerin iletişim ve becerileri üzerinde olumlu etkilere sahip olduğunu belirtmişlerdir. Yaptığı çalışmada STEAM temelli eğitimin öğrenciler üzerindeki etkilerinin olumlu olduğu sonucuna ulaşmıştır.

Bosna – Hersek’te STEAM çalışmalarında bulunan Nurkovic (2020) çalışmasında günümüz dünyasının karmaşıklığı, tüm insanların karmaşık sorunları çözmek, kanıt toplamak ve doğrulamak ve çeşitli ve giderek artan dijital medyadan topladıkları bilgiler için bir anlam yaratmak için yeni bir dizi temel bilgi ve beceriyle donatılmasının gerekliliğinden bahsetmektedir. STEM’in öğretilmesi ve çalışmasının bu becerilerin geliştirilmesine yardımcı olacağından ve öğrencileri başarılarının bildiklerine ve bu bilgiyle neler yapabildiklerine bağlı olduğundan söz etmektedir (Nurkovic, 2018). Araştırma kapsamında, STEM eğitimindeki temel göstergelere ve eğilimlere genel bir bakışın yanı sıra Bosna-Hersek’teki eğitim sisteminin kalitesinin bir değerlendirmesi verilmiştir.

ABD’de STEAM kökenli mesleklerde hala büyük bir açık olduğu ve bu alandaki yetkinliklerin artırılması gerektiği görülmektedir. 1990’larda ekonomik büyümenin gerçekleştirilebilmesi amacıyla STEAM, Amerikan Ulusal Fen Vakfı (NSF) tarafından STEM adıyla ortaya çıkarılıp vurgulanmıştır (Bybee, 2010; Wells, 2008). Ayrıca Ulusal Araştırma Konseyi (NRC) (2011) raporunda öğrencilerin tüm eğitim yaşamları boyunca aldıkları STEM eğitimin onlara günlük yaşam ile ilgili disiplinler arası bilgi ve beceri kazandırdığı ve bunun bilgi temelli ekonomi için öğrencileri hazırladığı belirtilmiştir (Sungur Gül vd. 2022).

STEM kavramı daha sonradan sanat-tasarım, girişimcilik, programlama gibi katkılarla genişletilmiştir ve STEAM kavramına dönüştürülmüştür, bu durum sanatın vurgulanmasını da sağlamıştır (Akgündüz vd. 2015; Yakman, 2010; Gülhan ve Şahin, 2018; Gülhan, 2022).

STEM'in evrilerek sanatı da içine alarak STEAM'e dönüşmesi, eğitimde disiplinler arası öğrenmenin önemini vurgulaması açısından önemlidir. Her ne kadar aynı kavramlar olsa da araştırmacılar arasında STEM ve STEAM arasında bir ayrım varmış gibi aktarımın olduğu görülmektedir. STEM tabanlı eğitimin yapıldığı yerde, sanatsal ya da tasarımsal bir unsurun ortaya konulamayacağı algısının oluşturulması ya da aslında ikisinin aynı şey olduğu gerçeğinden kaçınılması ilginçtir. Araştırmacıların yaptığı çalışmalarda bilhassa Türkiye'deki çalışmalarda STEAM kavramındaki sanat vurgusunun tüm STEM kavramını değiştirdiği ile ilgili abartılı bir anlatımın olduğu görülmektedir. Hiçbir çalışmada isimlendirme farklılığının dışında bir şey anlatılamamıştır. Yani pratikte iki uygulama arasında ne tür farklılıkların olduğu ve hangi uygulamanın diğerinden hangi yönlerden ayrıldığını açıklayabilen tek bir çalışmaya bile rastlanılmamıştır. Aslında Amerika'da STEM harfleri kullanılarak verilen anlam (stem = kök), Güney Kore'de STEAM olarak (steam = buhar) benimsenmiş ve eğitim politikalarını (Gülhan ve Şahin, 2018a) şekillendiren bir yaklaşıma dönüşmüştür. Güney Kore daha sonra yayımladığı bir kararname ile STEAM yaklaşımını ulusal eğitimde öncelikli hale getirmiştir (Gülhan ve Şahin, 2018).

Amerika Birleşik Devletleri'nde STEAM alanlarında çalışan kişi sayısının azlığı ve öğrencilerin taleplerinin karşılanması amacıyla K-12 eğitimi vasıtasıyla bu ihtiyaç karşılanmaya çalışılmıştır (Douglas, Iversen ve Kalyandurg, 2004; Gülhan, 2022).

Carnevale vd. (2011), çalışmalarında Amerikan eğitim sisteminin STEAM (Bilim, Teknoloji, Mühendislik, Sanat ve Matematik) yetenekleri açısından yetersiz olduğu ve bu alanda çalışanlar için ciddi bir iş açığı bulunduğu belirtmişlerdir. 2008-2018 yılları arasında 2,4 milyon STEAM iş açığı öngörülmüştür. ABD, büyük ölçüde yabancı doğumlu yüksek eğitilmiş STEAM yeteneklerine güvenmektedir. Bu yabancı yetenekler, Amerikan ekonomisine net fayda sağlamaktadır ve Amerikan işgücü piyasasının küreselleşmesi, ABD'ye ulus ötesi inovasyon ağlarına erişim sağlamaktadır. ABD'nin açık ekonomisi ve yüksek maaşlar, ülkeye küresel STEAM yeteneğini çekmede avantaj sağlamaktadır. Küreselleşme, STEAM işgücünü karmaşık şekillerde etkilerken, hem Amerikan hem de yabancı şirketler STEAM yetenekleri için küresel rekabete girmektedir. Ayrıca, bazı şirketler gerekli teknik becerilere sahip işçi bulmakta zorlanmaktadır.

Amerika Birleşik Devletleri'nin 2015 yılında STEAM Eğitim Yasasını çıkarması ve STEAM eğitimini geliştirme stratejisini anaokulundan lisans düzeyine kadar tam olarak uygulaması tüm dünya ülkelerinin dikkatini çekmiştir (Garner vd. 2018).

Almanya, Japonya, Avustralya ve diğerleri de STEAM eksenli eğitimin, yetenek eğitimi için önemli bir strateji olarak görmektedir. Çin Halk Cumhuriyeti Eğitim Bakanlığı, öğrencilerin yenilikçi yeteneklerini geliştirmek için disiplinler arası öğrenme (STEAM eğitimi) gibi yeni eğitim modellerinin uygulanmasını aktif olarak keşfetmenin gerekli olduğunu belirterek, 2016 yılında yenilenmiş bir eğitim stratejisi için "On Üçüncü Beş Yıllık Planı" yayınlamıştır (Gao vd. 2020).

Tüm bu gelişmeler Dünya ülkelerinin STEAM araştırmalarını arttırmasına ve ulusal eğitimlerini STEAM eksenli eğitim yaklaşımını temel alarak yeniden biçimlendirmeye başlamasına sebep olmuştur. STEAM eğitime dayalı eğitim-öğretim faaliyeti projelerinin geliştirilmesi, öğretmenlerin bu yeni konsepti anlama ve uygulamasını teşvik etme ve böylece müfredat etkinliğinin arttırılması tüm dünya ülkeleri arasında yaygın bir görüş haline gelmiştir (Kim vd. 2019). STEAM araştırmaları açısından dünyada çok fazla araştırma yapıldığı görülmektedir.

ABD ve Güney Kore'deki STEAM araştırmaları incelendiğinde; tüm dünyada olduğu gibi Güney Kore'deki çalışmaların fen odaklı olduğu (Kwak ve Ryu, 2016); Amerika'da tüm dünyada olduğu gibi nitel araştırma yöntemlerinin (Perignat ve Katz-Buonincontro, 2018), Güney Kore'de ise nicel yöntemlerin ağırlıklı olarak kullanıldığı; ABD'de ortaokul öğrencileri çalışılırken Güney Kore'de ise daha dengeli bir çalışma dağılımının olduğu görülmektedir (Anderson, 2021; Gülhan, 2022).

Sonuç olarak, küreselleşen dünyada STEAM eğitime yönelik ihtiyacın artması, ülkelerin eğitim politikalarını değiştirmelerine ve iş gücünü yeniden şekillendirmelerine neden olmuştur.

Eğitim-öğretim projelerinin geliştirilmesi ve öğretmenlerin STEAM konseptini anlaması ile uygulamaların müfredatlardaki yeri artmış ve bu dünya genelinde yaygın bir eğitim stratejisi haline gelmiştir.

3. DÜNYADA VE TÜRKİYE'DE STEAM UYGULAMALARI VE COĞRAFYA EĞİTİMİ

Dünyada coğrafya eğitiminde STEAM uygulamaları yaygın değildir. Bu alanda araştırma yapan akademisyenler, coğrafyanın da bir STEAM alanı olduğuna dair ikna edici ifadeler kullanma gayretindedirler. Jayarajah vd. (2014)'nin yaptığı araştırmaya göre, 1999 ve 2013 yılları arasında küresel ölçekte yapılan STEM çalışmalarında eğitimde beceri, inanç, lise sonrası eğitim, coğrafya ve demografi konularında dört temel eksiklik tespit edilmiştir.

Coğrafya biliminde STEM çalışmaları yapılmadığı yönündeki algı, coğrafyanın STEAM açısından değersiz olduğu yanılgısını yaratabilir. Ancak, STEAM akımı yeni doğmuş bir alandır ve her disipline nasıl uygulanacağı henüz netleştirilmemiştir. Günümüzde hala eski, ezberci müfredata STEAM uygulamalarını entegre etmenin zor bir problem olarak kaldığı görülmektedir.

Najib vd. (2020)'nin çalışmasında Malezya'daki Sultan İdris Eğitim Üniversitesi'nde coğrafya eğitimi alan lisans öğrencilerinin STEAM bilgi seviyeleri ve yetenekleri araştırılmıştır. Weaver'ın (1948) bilim yoluyla çözülebilecek problemlerin yasalara uygun, mantıksal temellere sahip ve ölçülebilir olması gerektiği vurgulanmıştır. Coğrafya alanındaki üç akademisyen - Immanuel Kant, Alexander Von Humboldt ve Alfred Hettner - coğrafyanın bir bilim dalı olduğunu belirtmiş ve coğrafyanın ezelden beri bir bilim dalı olduğunu önceki alimlerin ifadeleriyle ispatlamışlardır (Hartshorne, 1958).

Çalışmada STEM'deki "Bilim" kavramının sadece kimya, jeoloji ve fizik gibi fiziksel ve çevresel bilimlere dar bir şekilde odaklandığı, ancak bilimin aynı zamanda sosyal bilimlerle coğrafyayı birleştiren konuları da kapsamaması gerektiği belirtilmiştir. Coğrafya, hem beşerî hem de fiziki coğrafi bakış açıları sunduğundan dolayı disiplinler arası söylem sağlama avantajına sahiptir ve STEAM yaklaşımının uygulanabileceği dinamik bir alan olarak görülmüştür.

Hanifah vd. (2021) çalışmalarında, coğrafyanın STEAM alanı olduğunu, coğrafi teknolojiler ve araçların kritik problemleri ve disiplinler arası olayları anlamada kullanılmasıyla savunmuşlardır. Coğrafyanın bilim dalı olduğu Amerika'daki Ulusal Bilim Vakfı (NSF) tarafından da kabul edilmiştir. STEM tabanlı öğretimin ve coğrafya konularının entegrasyonu, öğrencileri küresel olarak rekabetçi bireyler haline getirmede önemli görülmüştür (Meyrick, 2011).

STEAM uygulamalarının coğrafyaya haritacılık konusuyla örnekendirildiği görülmektedir. Haritacılığın önemli bir odak noktası olması, coğrafyadaki teknolojilerin dünya uydu cihazlarını, coğrafi bilgi sistemlerini ve küresel konumlandırma sistemlerini içermesi coğrafyanın STEAM ile ilişkisini destekleyici unsurlardan biridir. Gao vd. (2020)'nin Jinan Üniversitesindeki çalışması, coğrafya öğrencileri için STEAM tabanlı eğitim programının geliştirilmesi gerektiğini belirtmiştir.

Chiang ve Lee'nin (2016) Tayvan'daki iki meslek lisesinde yürüttüğü çalışma, proje tabanlı öğrenmenin öğrencilerin motivasyon ve problem çözme becerilerini artırdığını göstermiştir. Nurkovic (2020) ise Bosna-Hersek'te yüksek coğrafya eğitimi alanında STEAM temelli yaklaşımların anlamlı sonuçlar verdiğini belirtmiştir.

Bedar ve Al-Shboul (2020) Ürdün'de 10. sınıf öğrencileri arasında STEAM yaklaşımının öğrenmeye yönelik motivasyonu artırdığını göstermiştir. Al-Kassab (2011) ise geleneksel ve yaparak yaşayarak öğretim yöntemlerinin karşılaştırıldığı çalışmada, deney grubu öğrencilerinin coğrafya öğrenmeye olan motivasyonlarının arttığını ve başarılarının daha iyi olduğunu göstermiştir.

Dünya çapında coğrafya eğitimindeki STEAM uygulamalarında genelde öğrenmeye yönelik motivasyon düzeyinin ölçülmesine odaklanılmıştır. Ancak, coğrafya müfredatına STEAM uygulamalarının nasıl entegre edileceğine dair yeterli çalışma bulunmamaktadır.

STEAM kavramı Türkiye’de yapılan bazı çalışmalarda FeTeMM olarak isimlendirilmeye başlanmıştır. STEAM eğitimi ile ilgili araştırmaların dünyada olduğu gibi ülkemizde de gittikçe arttığı görülmektedir (Aydın Günbatar ve Tabar, 2019; Batdi vd.,2019; Çavaş vd., 2020; Çevik, 2017; Daşdemir vd., 2018; Elmalı ve Balkan Kıyıcı, 2017; Herdem ve Ünal, 2018; Kaleci ve Korkmaz, 2018; Kalemkuş, 2020; Yıldırım, 2016; Yıldırım ve Gelmez-Burakgazi, 2020; Dönmez, 2021).

STEAM becerilerini kazanan öğrencilerin gerçek dünya problemlerini çözebilme yeteneklerini geliştirerek rekabetçi bireyler olarak yetişeceği belirtilmiştir (İAÜ STEM Eğitimi Türkiye Raporu, 2015). Bu noktada en büyük görevin eğitimcilere düştüğü vurgulanmıştır (Taş, 2008; aktaran Erdönmez ve Eser Ünalı, 2021).

Erdönmez ve Eser Ünalı (2021), ulusal ve kurumsal eğitim modellerinin STEAM yaklaşımı ile güncellenebileceğini belirterek, Japonya ve Güney Kore’deki teknolojik gelişmelerin ülkemizde de gerçekleştirilebilmesi için STEAM’in önemine dikkat çekmişlerdir.

Sungur vd. (2022), Türkiye’de yapılan araştırmalarda STEAM eğitiminin öğrencilerin ders tutumlarına, algılarına, motivasyonlarına, akademik başarılarına, yansıtıcı düşünme ve psikomotor becerilerinin yanı sıra 21. yy becerilerine katkıda bulunduğunu vurgulamışlardır.

Yapmış oldukları çalışmada Türkiye’de STEAM alanında yapılan çalışmaların; 20’sinin karma, 20’sinin Fizik, 5’inin Biyoloji, 4 çalışmanın Çevre Eğitimi, 2 çalışmanın Kimya ve 1 çalışmanın ise Teknoloji alanında yürütülmüş olduğunu tespit etmişlerdir. Çalışmada STEAM alanındaki 32 çalışmanın nicel, 28 çalışmanın nitel, 14 çalışmanın karma ve yalnızca bir makalenin tasarım tabanlı araştırma yöntemi ile yürütüldüğü belirtilmiştir. Yine çalışmada 80 çalışmanın 35’inde basit araç-gereçlerin kullanıldığı, 6 çalışmada robotik-kodlama ve üç çalışmada 3d teknolojilerinin kullanıldığı belirtilmiştir. Robotik kodlamanın öğrencilerin bilgi-işlemsel düşünme ve STEAM becerilerine olumlu etkilerde bulunduğu belirtilmiştir. Yapılan çalışmaların daha çok Fizik alanında yapıldığı belirtilmektedir. Yapılan 87 araştırmanın 61 tanesinin ortaokul öğrencileri ile gerçekleştirildiği belirtilmiştir. Bu nedenle diğer eğitim kademelerinde daha çok çalışmaya ihtiyaç olduğu belirtilmiştir. Neredeyse tüm çalışmalarda STEAM uygulamalarının başarılı tarafları anlatılmış ama başarısız ya da eksik yanlarının belirtilmemiş olmasından bahsedilmiştir. Bu çalışmada özellikle sosyal bilimler alanında ne kadar az çalışmanın yapılmış olduğunun belirtilmesi oldukça önemlidir.

Gülhan (2022) “Türkiye’de yapılmış STEAM / [STEM +A (Sanat)] Araştırmalarındaki Eğilim Analizi”; adlı çalışmada 36 çalışma incelenmiş STEAM araştırmaları ile STEM arasında benzer eğilimlerin olup olmadığı tespit edilmeye çalışılmıştır. STEM araştırmalarının 2013 yılında başlayıp hızla arttığı, STEAM çalışmalarının ise 2017 yılında başladığının görüldüğü belirtilmiştir. En çok ortaokul düzeyinde çalışmaların yapıldığı ve çalışmaların nitel araştırma yöntemlerini daha yoğunluklu olarak kullandığı anlatılmıştır. Aynı şekilde STEM kavramı için de en fazla nitel araştırmaların yapıldığı görüldüğü ve en çok ortaokulda araştırmaların yapıldığı belirtilmiştir. STEAM araştırmaları arasında Lise düzeyinde sadece 5 çalışma yapıldığı ve bunların Fizik Kimya ve Bilim Uygulamaları olduğu belirtilmiştir. Araştırmaların genelde 5-9 hafta sürdüğü görülmüştür. En çok tutum ve beceri değişkenlerinin araştırıldığı, STEAM ve STEM çalışmalarının benzer eğilimde ilerlediği belirtilmiştir.

Sarıpınarlı (2018), “STEAM döngüsü kapsamına beyin haritalarının entegre edilmesi” adlı çalışmada; diğer gelişmekte olan ülkeler gibi Türkiye’nin de gelişmiş ülkelerle arasındaki farkı kapatabilmek için bilgi toplumundaki gelişmelere uyum sağlama ölçüsünün büyük bir etken olduğu belirtilmiştir. Bu çalışmada STEAM eğitime uygun olarak bir not tutma ve ders çalışma yöntemi olan beyin haritaları incelenmiştir.

Sosyal Bilgiler Ders Öğretim Programının hedefleri doğrultusunda bilgiye ulaşabilen, kullanabilen bireylerin yetiştirilmesinin amaçlandığı, bu açıdan proje tabanlı eğitimin kullanımının önemli olduğu belirtilmiştir. Burada proje tabanlı eğitimden kasıt STEAM eksenli yaprak yaşayarak eğitim-öğretimdir.

Türkiye’de yapılan STEAM çalışmalarında doğrudan Coğrafya Eğitimi ile ilgili yapılan çalışmalara pek az rastlanmaktadır.

Erdönmez ve Eser Ünaldı (2021) “Coğrafya Eğitiminde SCAMPER Tekniği Kullanımı: Bilsem Örneği” adlı çalışmalarında; BİLSEM 7-8. Sınıf öğrencileri için SCAMPER (Yönlendirilmiş Beyin Fırtınası) tekniği ile 7 adet STEAM uygulaması oluşturulmuş ve bunların öğrenciler üzerindeki etkileri değerlendirilmiştir. Çalışmada SCAMPER kavramı açıklanmış, bu kavramın bir nesne ya da fikrin ele alınarak, bunlar hakkında beyin fırtınası yapılan ve bu beyin fırtınası sonucunda nesne veya fikrin geliştirilip değiştirilerek çocuklara esnek düşünme ve keşif yapma becerileri kazandıran bir beyin fırtınası olduğu belirtilmiştir. Bu tekniğin akademik başarıyı ve yaratıcı düşünme becerilerini arttırdığı, Nitel ve nicel veri toplama araçları kullanarak yapılan değerlendirmede çalışmanın sonuçlarının olumlu olduğu ve dersin çok eğlenceli geçtiği belirtilmiştir.

Tabi burada özel yetenekli çocukların (Ataman,1998; Kılıç, 2010) hedef alındığı, bu öğrencilerin gelecekte güçlü bir lider, siyasi bir aktör ve mekânsal bir analist olma olasılığının kuvvetli olduğu (Artvinli ve diğerleri, 2010), ayrıca bu öğrencilerin teknolojiyi daha iyi kullanabildiği çevreye daha duyarlı oldukları belirtilmiştir (Öz-Aydın ve Ayverdi, 2014). Yaptıkları bu çalışma ile öğretmenler için öğrenciye yaşantı gerçekleştirebilecek bir ortam vermişlerdir. Bu çalışmanın diğer okul türlerinde ve üstün yetenekli olmayan öğrenciler üzerinde gerçekleştirilmesi önemli olacaktır.

Dönmez (2021), öğrencilerin coğrafi sorgulama, eleştirel düşünme, problem çözme ve yaratıcı düşünme becerilerini geliştirmeyi amaçlayan STEAM yaklaşımının, modern eğitimde giderek önem kazandığını, STEAM’in, coğrafya derslerinde kullanımının, öğrencilerin teorik bilgileri pratiğe dökerek coğrafi kavramları günlük hayatla ilişkilendirmelerine yardımcı olacağını ileri sürmekte, uygulama örnekleri ve ünite kazanımları üzerinden STEAM uygulamalarının coğrafya eğitimine nasıl entegre edilebileceğini ele almıştır.

Sakallı, Artvinli ve Dönmez (2022) tarafından yapılan “TÜBİTAK ortaokul öğrencileri coğrafya araştırma projelerinin bilimsel araştırma basamakları açısından analizi” adlı çalışmada 2019-2020-2021 tarihleri arasında TÜBİTAK proje yarışmaları içerisindeki coğrafya projeleri incelenmiştir. Hazırlanan projelerin eksik yönleri tespit edilmeye çalışılmıştır. Yapılan çalışmada projelerdeki metodolojik eksikliklerin giderilmesi gerektiği, uygulamalı eğitimin teorik eğitimden daha etkili olduğu ve öğrencilerin süreçlere aktif katılımının önemli olduğu belirtilmiştir.

Literatür ışığında STEAM konusunda şu sonuçlara varılabilir:

21. yüzyılda uluslararası rekabetin eğitim üzerinden yapıldığı görülmektedir. Ülkeler, rekabet edebilmek için eğitimli ve yetenekli bireylere ihtiyaç duymaktadır. Bu amaçla eğitim sistemlerini sürekli modernize edip güncellemektedirler. Teknolojik ve ekonomik hızı yakalamak için, iyi yetiştirilmiş ve günümüz teknolojilerini iyi kullanabilen bireylere ihtiyaç her geçen gün artmaktadır. Bu nedenle ülkeler, mevcut eğitim sistemlerine yaparak-yaşayarak öğrenme temelli STEAM uygulamalarını katmaya çalışmaktadır. Özellikle ABD, Güney Kore, Çin, Japonya gibi ülkelerin, STEAM eğitimini ciddiyle çalıştıkları ve yasa çıkararak eğitim sistemlerine dahil etme girişimlerini gözlemlemekteyiz.

STEAM uygulamalarını mevcut eğitim sistemine entegre etmek görüldüğü kadar kolay değildir. Eski müfredatlar, eğitim sistemleri ve öğretim tarzları gibi birçok sorunla karşılaşılacaktır. Bu sorunların doğru şekilde tespit edilip araştırılması ve bu doğrultuda çözüm önerilerinin ortaya konması önemlidir. Bu noktada STEAM araştırmaları büyük önem kazanmaktadır.

Dünya genelinde yapılan birçok STEAM çalışması vardır. Ancak dünya ölçeğinde yapılan çalışmalardan yola çıkarak Coğrafya Eğitimi'ne yönelik STEAM çalışmaları incelendiğinde, Coğrafya eğitiminde STEAM uygulamalarının çok az olduğu ve çoğunlukla ortaokul düzeyinde, Fen Bilgisi konularını içerdiği görülmüştür. Lise düzeyinde ise çok az çalışma yapılmıştır. Bu çalışmaların çoğu, öğrencilerin STEAM uygulamalarına karşı tutumunu ölçmeye yöneliktir .

STEAM Uygulamalarıyla İlgili Problem Alanları şöyle belirlenebilir:

1. Öğretmen Gelişimi: Öğretmenlerin STEAM yaklaşımını eski usule nasıl uyarlayacakları ile ilgili örneklerle olan ihtiyaçlarının araştırılması önemlidir. İdealist öğretmenlerin eski sistemden yeni sisteme geçişte ne tür ihtiyaçlarının olduğunu tespiti elzemdir.

2. Müfredat Uyumu: Müfredat ile STEAM arasındaki uyum incelenmeli ve gerekli modifikasyonlar belirlenmelidir. Öğrencilerin fiili olarak STEAM faaliyetlerine katılımı sağlanmalıdır.

3. Yıllık STEAM Çalışmaları: Her disiplin için hedef kazanımları içeren STEAM uygulamaları tasarlanmalı ve çalışma sayısı belirlenmelidir.

4. Ders Saati Uyum: Ders sürelerinin STEAM eğitime uygun olup olmadığının araştırılması gerekmektedir.

5. Okul Dışı Ortamlar: Okul dışı ortamların STEAM uygulamaları üzerindeki etkisi ve önemi araştırılmalıdır.

6. Kademeler Arası Araştırmalar: Araştırmalar sadece ortaokul değil, tüm eğitim kademelerinde yapılmalıdır.

7. Diğer Disiplinler: STEAM çalışmaları sadece fen alanlarında değil, diğer disiplinlerde de yapılmalıdır.

8. Tüm Okul Türlerinde Çalışmalar: Çalışmaların sadece özel okullar veya özel çocuklarla değil, tüm okul ve kademelerde yapılması gerekmektedir.

Coğrafya Eğitiminde STEAM uygulamalarına yönelik çalışmalar yapılması önem arz etmektedir. Dünya çapında yapılmış "Coğrafya Eğitiminde STEAM" çalışmaları incelendiğinde, araştırmacılar tarafından coğrafyanın uygulamalı bir bilim olup olmadığı tartışılmaktadır. Bu durumda coğrafyanın bir STEAM uygulama alanı olup olmadığı belirlenmelidir. Bunun yolu güncel ihtiyaçlardan hareketle Coğrafya eğitiminde STEAM çalışma örneklerinin arttırılması ve müfredata uygulanabilir örnekler geliştirilmesi gerekir.

Coğrafya eğitiminde STEAM uygulama sayısının ve uygulanacak kazanımların tespiti önemlidir. Ayrıca, coğrafya ile hangi disiplinlerin aynı STEAM çalışmasını paylaşabileceğinin belirlenmesi gereklidir.

4. ÖRNEK UYGULAMALAR

Coğrafya eğitiminde Steam uygulamalarına örnek olarak Milli Eğitim Bakanlığına bağlı Ortaöğretim kurumlarının kullandığı “Ortaöğretim Coğrafya Dersi (9,10,11 ve 12. Sınıflar) Öğretim Programı” (MEB, 2018) esas alınarak proje ödevleri geliştirilmiştir. Proje ödevleri bir eğitim öğretim yılı boyunca öğrenciye verilen ve ilgili branş öğretmeni tarafından gelişimi takip edilerek süreç sonunda öğrenci projesinin notla değerlendirildiği bir süreçtir.

Ders materyali olarak değerlendirilebilecek bu proje ödevlerinin tasarlanabilmesi için yine Coğrafya Eğitim Müfredatı esas alınmıştır (MEB, 2018). Müfredatta yer alan Coğrafi Beceriler şu şekilde sıralanabilir (MEB, 2018, s12-13):

- Coğrafi Gözlem (Gözlem yolu ile bilgiyi elde etme, bilgiler arası aktarım vurgulanmıştır).
- Arazide Çalışma (Okul dışı ortamlar ve teknolojik imkânlar vurgulanmıştır).
- Coğrafi Sorgulama (Konu veya problemin anlaşılıp çözülmesi vurgulanmıştır).
- Zamanı Algılama (Doğa ve insana ait zaman süreçlerini algılama vurgulanmıştır).
- Değişim ve Sürekliliği Algılama.
- Harita Becerileri (Harita kullanım ve konumlama yetenekleri vurgulanmıştır).
- Tablo, Grafik ve Diyagram Hazırlama ve Yorumlama.

- Kanıt kullanma (Fiziki veya Beşeri olayları açıklamada kanıt kullanma yetenekleri vurgulanmıştır).

Söz konusu Proje ödevleri ve uygulama örnekleri Manisa ili Alaşehir Fen Lisesinde 2022 – 2023 Eğitim – Öğretim yılı içerisinde, Coğrafya dersinden proje ödevi almış ya da proje ödevi almaya gönüllü öğrencilerle gerçekleştirilmiştir. Bu süreç boyunca öncelikle MEB müfredatındaki kazanım konuları dikkate alınmış ve öğrencilerle neler yapılabileceği konusunda toplantılar düzenlenmiştir. Bu toplantılar sonucunda ödev konuları kararlaştırılmıştır. Öğrencilerden hazırladıkları projeleri olabildiğince akademik yazım kurallarına uygun gerçekleştirmeleri istenmiştir. Proje konuları belirlenirken “Ortaöğretim Coğrafya Dersi (9,10,11 ve 12. Sınıflar) Öğretim Programı”ndaki “Sınıf Ünite, Kazanım ve Açıklamalar” (MEB, 2018) kısmından yararlanılmıştır.

Proje konularının tek bir kazanım ya da sadece coğrafya dersine ait kazanımları içermesi STEAM eğitim yaklaşımının mantığına aykırı olacağından; kazanımlar birden fazla sınıf düzeyini ve birden fazla disiplini içerecek şekilde oluşturulmuştur. Proje ödevleri müfredatta belirtilen konulara ve ilgili sınıflara göre dağıtılmaya özen gösterilmiştir. Projelerin tasarımı ve uygulanması sırasında okuldaki diğer derslerin dışında programlama, elektronik, 3D tasarım, mekanik gibi günümüz STEAM uygulamaları için gerekli olan yöntem ve tekniklerden de yararlanılmasının önemi vurgulanmıştır.

Ödev konularını almaya istekli daha önce coğrafya dersinden proje ödevi almış 7 öğrenci ve gönüllü olarak proje ödevi almak isteyen 27 öğrenci olmak üzere toplamda 34 öğrenci belirlenmiştir. Öğrencilere uygulama aşamalarında gerekli güvenlik önlemlerini almaları özellikle hatırlatılmıştır.

Aşağıda seçilmiş proje ödevlerinden örnekler verilmiştir.

4.1. Yapay Zeka Tabanlı Erken Uyarı Sistemi ve Afet Yönetimi

Bu çalışma, MEB Coğrafya Müfredatının “Afetlerin oluşum nedenleri ve özelliklerini açıklar”, “Afetlerin dağılışı ile etkilerini ilişkilendirir”, “Afetlerden korunma yöntemlerini açıklar” kazanımları ile ilişkilidir. Küresel Risk Endeksi’ne göre ülkemiz 191 ülke arasında yüksek risk grubu içerisinde (AFAD, 2018). Erken uyarı sistemleri afetlerin önlenmesi ve zararların azaltılmasında büyük önem taşır.

Problem Durumu:

- Afetlerin gerçekleşeceği yerlerde iletişim ağının olmaması.
- Afet öncesi verilerin toplanmasının zorluğu.
- Takip sistemlerinin genellikle GSM'e dayanması.

Yapay Zeka Tabanlı Erken Uyarı Sistemi:

Bu sistem, internet veya GSM'nin erişemeyeceği alanlarda (mağara, kanallar, dar vadiler) çalışacak uzun ömürlü bir sensör ağı sunar. Bu ağ:

- Telsiz iletişimi ile birbirine bağlı sensörlerden oluşur.
- Yenilenebilir enerji kaynakları kullanarak uzun süreli veri aktarımı sağlar.
- AFAD gibi kuruluşlara anında bilgi sağlayabilir.

Sistem Özellikleri:

- Kuş Evi: Sensör verilerini ana merkeze telsiz veya GSM üzerinden aktarır. Acil durumlarda devlet kuruluşlarını arayabilir ve gerekli bilgileri sesli olarak iletebilir.

- Sensörler: Çeşitli afet türlerini göz önünde bulundurarak değiştirilebilir.

- Kar yüksekliği
- Duman algılama

- IR ışık
- Su seviyesi ölçümü
- **Enerji Kullanımı:** Güneş, dalga, rüzgar enerjisi gibi yenilenebilir kaynaklarla çalışır.

Yöntem: Deneme yanılma ile afet algoritması geliştirilmiştir. Sistem, bir kuş evi ve etrafındaki sensörlerden oluşur. Sensörler telsiz iletişimi ile veriyi kuş evine taşır, burada yapay zeka ile analiz edilir ve risk durumlarında alarm verir (Şekil 1).

Uygulanabilirlik: Güvenilir ve mevcut teknolojilerin (telsiz iletişimi, yapay zeka) afet yönetimi açısından farklı şekillerde kullanılması kolaydır. Sistem, orman yangını başta olmak üzere birçok afet tipi için uyarlanabilir.

Yararlanılan Kaynaklar: Proje; bilgisayar bilimi, matematik, fizik ve görsel sanatlar ders bilgileri ve öğretmenlerinden destek olarak gerçekleştirilmiştir. Ayrıca elektronik aygıtlardan, 3D tasarım için Blender programından ve internetten faydalanılmıştır.

4.2. Historical Point (Arttırılmış Gerçeklik ile Turistik Yapıların Canlandırılması)¹

Amaç ve kapsam: Bu çalışma, MEB Coğrafya Müfredatının belirli kazanımları ile doğrudan ilişkili olarak, turizm açısından önemli kültürel varlıkların orijinal görünümünün arttırılmış gerçeklik (AR) teknolojisi kullanılarak android cihazlarda canlandırılmasını hedefler. Amacımız, tahrip edilmiş veya restorasyonu mümkün olmayan tarihi yapıları, bulundukları mekânda 3D olarak telefon ekranlarında canlandırmak ve turizme destek olmaktır.

AR çalışmaları, turistik yapıların belirlenen noktalarda turistler tarafından 3D olarak görülmesini sağlar. Bu sayede turistler, mekânın otantik havasını soluyarak harap olmuş yapıların tarihi asıllarını görebilirler.

Proje Süreci:

- Başlangıç Mekanı: Manisa Alaşehir’de St. Jean Kilisesi üzerinde çalışılmaya başlanmıştır.
- 3D Tasarım: Kilise, Blender yazılımı kullanılarak aslına uygun şekilde 3D olarak yeniden tasarlandı.
- AR Uygulaması: Android Studio ve UniteAR kullanılarak, kilisenin cep telefonlarında canlandırılması sağlanmıştır (Şekil: 2).

Yöntem:

1. 3D Modelleme: Blender 3.0 kullanılarak kilise tasarımı tamamlandı.
2. Fotogrametri: Kilise sahasında fotoğraflar çekildi ve bu fotoğraflar AR uygulamasında kullanıldı.
3. Kodlama: Android Studio üzerinde resim temelli bir AR uygulaması geliştirildi. Daha sonra, UniteAR uygulaması ile 3D modeli konumlandırıldı.

Sonuçlar, Öneriler:

- Tahribata uğramış tarihi mekanlar, masrafsız ve eğlenceli bir şekilde canlandırılmıştır.
- Turizm Bakanlığı’nın benzer çalışmaları daha profesyonel ekiplerle gerçekleştirmesi önerilmektedir.
- Daha gelişmiş tasarımlar ve detaylandırmalar (örneğin, tarihi unsurun inşa edildiği dönemdeki insanların günlük yaşamlarının canlandırılması) gerçekleştirilebilir.
- Tarihi mekanlarda 3D canlandırmalar, turizm faaliyetlerini daha eğlenceli ve bilgilendirici hale getirecektir. Böylece Türk turizmine yeni bir boyut kazandırabilir.

¹ Proje, TÜBİTAK 2204-A proje yarışmasında İzmir Bölge Sergisine çağırılmaya hak kazanmıştır.

Yararlanılan Eğitim, İmkan ve Kaynaklar: Tarih, Bilgisayar bilimi, Matematik, Görsel Sanatlar dersleri ve öğretmenleri, internet, Udey, Java yazılım dili, Youtube Blender 3D dersleri, Scratchfab 3D modelleri.

4.3. Piri Reis 3D Oyun Projesi¹

Bu çalışma, MEB Coğrafya Müfredatının kazanımlarıyla doğrudan ilişkili olarak gerçekleştirilmiş ve öğrencilerin tarih bilgilerini derinleştirmek, Piri Reis ve yaşadığı dönemi oyunlaştırarak öğretmek amacıyla geliştirilmiştir.

Proje Süreci:

1. Harita ve Tasarım:

- Piri Reis Haritası temel alınarak Blender 3D açık kaynak paket programı kullanıldı.
- Harita üzerinden seçilen bir ada üzerinde 3D sayısal arazi (terrain) oluşturuldu.

2. Oyun Geliştirme:

- Unity oyun motoru ile 3D oyun geliştirildi.
- Oyun mekaniği ve dinamiği, Unity programında C# programlama dili kullanılarak belirlendi.
- Piri Reis'in haritası üç boyutlu bir parkura çevrilerek oyuna uygun bir arazi oluşturuldu. Bu arazide orijinal haritadaki uyarılar ve simgeler canlandırıldı (Şekil: 3).

Sonuçlar ve Öneriler:

Çalışma sonucunda Piri Reis haritası için bir oyun skeci oluşturulabilmiştir. Bu oyun arazisinin ve buradaki tarihi unsurların dikkatle seçilip oyunun geliştirilmesi gerekmektedir. Çalışmanın hayata geçirilmesi için büyük bir adım atılmış ama tüm diğer oyunlar gibi çok büyük maddi ve manevi desteğe ihtiyaç duyulmaktadır.

Bu çalışmanın ciddi şirketler ve yapımcılar tarafından üstlenilmesi ile dünya oyun pazarına rahatlıkla girebileceği düşünülmektedir. İyi bir çalışma ekibi ve titiz bir çalışma ile çok orijinal bir oyunun hayata geçirilebileceği düşünülmektedir. Oyun pazarına tarihimizin önemli şahsiyetleri ile çıkılacak, onların güzel maceraları ve hikâyeleri tüm dünyaya duyurulacaktır.

Oyunun Strateji oyununa çevrilmesi ve oyun çekiciliğini arttıracak eklemelerin yapılması gerekmektedir. Örneğin kazanma duygusu, kaybetmekten korkma ve kazandığını koruma mantığı gibi kurgusal yapılarının güçlendirilmesi gerekmektedir. Karakter seçimleri ve bu karakterlerin gittikçe güçlenmesinin sağlanması önemli olacaktır.

Oyunun geliştirilmesi ve dünya oyun pazarına girmesi güçlü bir çalışma ekibi (yazılımcı, 3D tasarımcı vb.) ve yeterli kaynakların sağlanması gerekmektedir.

Yararlanılan Eğitim İmkân ve Kaynaklar: Eğitim amaçlı ücretsiz sunulan 3D karakterler ve nesneler, Bilgisayar bilimi, Tarih, Görsel Sanatlar, Matematik, Fizik dersi ve öğretmenleri, Udey eğitim platformu, Youtube Blender 3D dersleri, Scratchfab 3D tasarım modelleri, internet üzerindeki 3D oyun tasarımları ve dünya denizcilik tarihi incelemeleri.

4.4. Deprem Simülatörü (Öğrencilerin Deprem Konusundaki Bilgilerini Arttırmak İçin Geliştirilen Bir Platform)

Amaç: Bu çalışma, MEB Coğrafya Müfredatının belirli kazanımları (10.1.1., 10.1.5., 10.1.3., 10.4.1., 10.4.2., 10.4.3., 10.4.4.) ile doğrudan ilişkili olarak gerçekleştirilmiştir ve öğrencilerin deprem konusundaki bilgilerini arttırmayı hedeflemektedir.

¹ Ödevle TÜBİTAK 2204-A proje yarışmasına başvurulmuş, 2023 yılında İzmir Bölge yarışmasında Tarih alanında 2.'lik ödülü alınmış, öğrenci ve danışman öğretmen para ödülü ve başarı belgesi ile ödüllendirilmiştir.

Gerekeçe: Derslerde depremle ilgili verilen teorik bilgilerin pratikte kullanımına dair imkanlar bulunmamaktadır (Demirci ve Yıldırım, 2015). Öğrenciler P ve S dalgaları arasındaki farkları ve bu dalgaların sonuçlarını genellikle anlamamaktadır. Bu nedenle, öğrencilerin dersleri daha iyi kavramaları için bir deprem simülasyonuna ihtiyaç vardır.

Simülatörün Özellikleri:

- Deprem dalgalarının yüzeydeki etkilerini gözlemlemek ve canlandırmak için geliştirilmiş bir platformdur.
- Motor sürücü ile tabakaya bağlı motorun hızı kontrol edilebilmekte ve hem dikey hem de yatay eksenlerde dalgalanma sağlanmaktadır.
- Gyro sensör ve mikrodenetleyici kullanılarak dalgalanmaların bilgisayar ekranında grafiksel olarak izlenmesi sağlanmaktadır (Şekil: 4).
- Deprem simülatörü, maket binaların ve köprülerin dayanıklılık seviyelerini test edebilmekte ve gerçek hayatta daha dayanıklı yapılar oluşturma konusunda fikir sahibi olunmasına olanak tanımaktadır.

Yöntem:

- İki kontrplak kullanılarak yüzey ve taban zeminleri oluşturulmuş, arasına dört adet özdeş yay yerleştirilmiştir.
- Motorlardan biri yatay, diğeri dikey yönde yerleştirilmiştir ve ağırlık bağlı kolların hareketiyle P ve S dalgaları oluşturulmuştur.
- IRFZ44 mosfet transistörü ve ayarlı dirençler kullanılarak motorların dönüş hızı kontrol edilmiştir.
- Gyro sensör (Mpu 6050) ile x, y ve z eksenlerinde hareketin grafiğe dökülmesi sağlanmıştır.
- Mikrodenetleyici olarak ATmega32u4 kullanılmıştır.

Sonuç ve Öneriler:

- Çalışmada oluşturulan deprem simülatörü, lise derslerinde kullanılabilecek boyutta olup, öğrencilerin deprem afetini daha iyi anlamalarına yardımcı olmaktadır.
- Öğrenciler, simülatör sayesinde yapım sürecinde ve sonrasında birçok bilgi edinmekte ve gelecekte daha büyük çalışmalar gerçekleştirmeye teşvik edilmektedir.
- Motor sürücü dizaynında dikkatli olunmalı; dikkat edilmezse yangına sebep olabilecek ısınmalar meydana gelebilir.

Yararlanılan Kaynaklar: Bilgisayar ve Bilişim bilimi, fizik, matematik ve görsel sanatlar dersleri ve öğretmenleri, internet, YouTube kanalları, okul yurdu ve deposundan temin edilen atık malzemeler, elektronik uzmanlarından alınan bilgiler ve internet üzerinden verilen siparişler.

4.5. İHA ile Atmosferik Veriler Alma

Proje, MEB Coğrafya Müfredatının çeşitli kazanımlarıyla doğrudan ilişkilidir. Bunlar: Harita kullanma ve unsurlarını anlama, harita bilgi aktarım yöntem ve tekniklerini açıklama, atmosferin katmanları ve hava olaylarını ilişkilendirme, iklim elemanlarının oluşum ve dağılışını açıklama, çevre sorunlarını küresel etkiler açısından analiz etme kazanımlarıdır.

Amaç: Tasarlanan kanat uçak ile troposferin alt ve üst katmanlarındaki sıcaklık ve gaz yoğunluk farklarını konumsal olarak işaretlemek, İHA'dan alınan GPS bilgileri ve sensör verileri eşleştirerek kayıt altına alınmış ve GIS teknolojileri ile haritalamada kullanılabilecek hale getirmek, elde edilen verileri klimatolojik ve meteorolojik analizlerde kullanmak.

Problem durumu ve Çözüm: Uydularla yapılan uzaktan algılama yöntemleri, lokal alanlarda net bilgi sağlamakta zorluk yaşar. Uydu verileri, geniş alanları kapsayan medyan değerler verir, bu da net bilgileri elde etmekte sorun yaratır.

Tasarlanan kanat uçak İHA, istenilen sahalarda ve yüksekliklerde uçuş yaparak atmosfer kirliliği, sıcaklık, nemlilik gibi veriler elde edebilir. Bu veriler GIS programları ile işlenerek uydu verilerine alternatif olarak daha yüksek çözünürlüklü haritalar oluşturulabilir.

Yöntem:

-Uçak Tasarımı: Dakota model malzemesiyle oluşturulmuştur, motor önde olmamaktadır.

- Komponentler:

- Motor: 2212/980kv motor; 10 inç pervane.
- ESC: 30A güç aktarımı.
- Batarya: 5000 mAh, 30C kapasiteli 3s Lipo.
- Sensörler: MQ135 hava kalitesi sensörü, GPS cihazı, ısı ve nem sensörü.
- Mikrodenetleyici ve SD kart kaydedici ile veriler kayıt altına alınmıştır (Şekil: 5).

Yenilikçi Yönler: Araç, okul araştırmaları için ucuza mal edilmiş ve lokal alanlarda kolayca kullanılabilir. Otomatik uçuş güzergâhı belirlenerek günlük uçuşlar yapılabilir.

Uygulanabilirlik: Tasarım, ihtiyaç duyulan her kurum ve birey tarafından kullanılabilir.

Hedef Kitle: Profesyonel veya amatör bilim insanları ve öğrenciler.

Riskler: Kırım yaşandığında lipo bataryalar yangın riski oluşturabilir.

Yararlanılan Kaynaklar: Bilgisayar bilimi, matematik, fizik, kimya ve görsel sanatlar dersleri ve öğretmenleri, internet, Youtube, okul kütüphanesi ve dron yarışmacılarından alınan bilgiler.

Sonuçlar: Yapılan uçuşlar ve alınan veriler, ilgili sahalarda atmosferik verileri işlemek ve kullanmak için başarılı sonuçlar vermiştir. Veriler GIS tabanlı programlarda işlenebilir hale getirilmiştir.

4.6. Uzaktan Algılama İle Orman Yangın Tespiti

Bu çalışma, MEB Coğrafya Müfredatının çeşitli kazanımlarıyla doğrudan ilişkilidir. Amaç, Manisa Alaşehir'de bir yıl boyunca gerçekleşen orman yangınlarını ve bu yangınların neden olduğu tahribatı uzaktan algılama teknolojileri kullanarak tespit etmektir.

Çalışmanın Amacı ve Önemi: Orman yangınları, hem Türkiye'de hem de dünyada önemli çevre sorunlarından biridir. Yangın sonrası ekosistemde meydana gelen tahribat büyük değişkenlik gösterebilir. Uzaktan algılama teknolojileri ile bu yangınların tespiti ve sonrasında yeşillendirme çalışmaları gerçekleştirilebilir. Bu teknoloji, sadece yangının ciddiyetini değil, aynı zamanda gelecekteki sel, heyelan ve toprak erozyonu gibi etkilerin tahmin edilmesinde de kullanılabilir.

Yöntem:

1-Görüntü Tespiti: Uzaktan algılama yöntemlerinde nesnelerden yansıyan ışık dalga boyları kullanılarak araziden alınan görüntüler analiz edilir. Yanmış orman arazilerinin tespiti için Normalized Burn Ratio (NBR) kullanılmıştır.

NBR Formülü: $NBR = (NIR - SWIR) / (NIR + SWIR)$. NIR ve SWIR değerleri bitki dışındaki arazinin yansıtıcılık özelliklerine göre modifiye edilebilir.

2-GIS ve Google Earth Engine Kullanımı: ArcGIS programı kullanılarak Alaşehir ilçesi sınırları belirlenmiş ve Google Earth Engine'a yüklenmiştir.

COPERNICUS/S2_SR uydu görüntüleri kullanılarak 2020 ve 2021 yıllarındaki temmuz ve ağustos aylarına ait RGB ve NBR görüntüleri oluşturulmuştur.

Java Algoritması kullanılarak ilgili yıllara ait NBR değerleri hesaplanmış ve yangın alanlarının tespiti yapılmıştır (Şekil: 6).

Sonuçlar: 2020 ile 2021 yılları arasında Alaçehir'de meydana gelen orman yangınları tespit edilmiştir. Tespit edilen alanlar uydu görüntüleri ve yerel halkın ifadeleri ile doğrulanmıştır. Çalışma kapsamında elde edilen sonuçlar, orman yangınlarının yıllık takibi için geliştirilen algoritmanın başarılı olduğunu göstermektedir (Şekil: 7).

Yararlanılan Kaynaklar ve Araçlar: Bilgisayar, kimya, fizik ve biyoloji dersleri ve öğretmenleri, GIS programları ve multispektral görüntülerin kullanımı için internet kaynakları, video dersler, bilimsel makaleler, okul ve online kütüphaneler.

4.7. Ekosistem ve Biyoçeşitlilik Üzerine Sanatsal Bir Yaklaşım

Bu çalışma, MEB Coğrafya Müfredatının “Biyoçeşitliliğin oluşumu ve azalmasında etkili olan faktörleri açıklar.”, “Ekosistemi oluşturan unsurları ayırt eder.”, “Madde döngüleri ve enerji akışını ekosistemin devamlılığı açısından analiz eder.”, “Su ekosisteminin unsurlarını ve işleyişini açıklar.” kazanımlarıyla doğrudan ilişkilidir.

Amaç: Ekosistemi ve bu ekosistemdeki canlıların birbirlerine olan bağılıklarını anlatabilecek sanatsal bir ürün elde etmek.

Yöntem: Bu sanatsal çalışma, ahşap kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Projede, su ve kara ekosistemini temsil eden amfibiye bir canlı olarak kurbağa modeli seçilmiştir. Dişli sistemler kullanarak canlı modelinin hareket etmesi sağlanmıştır. Çeşitli hesaplamalar yapılarak sistemde doğru sürtünme, tork ve kuvvet kazancı sağlanmıştır. Kurbağanın renklendirilmesi için ahşap boyalar kullanılmıştır (Şekil: 8).

Problemler ve Çözüm Yolları: Ekosistem kavramını STEAM perspektifinden sanatsal açıdan canlandırma çalışmaları azdır. Çalışma, bilim ve sanat arasındaki ilişkiyi göstermeye yönelik bir örnek niteliğindedir.

Riskler: Okul yönetiminin aletlerin kullanımına izin vermemesi ve iş güvenliği açısından sorunlar. Gerekli önlemler alındıktan sonra çalışmalara devam edilecektir.

Yararlanılan Dersler ve Öğretmenler: Matematik, Fizik, Görsel Sanatlar ders bilgileri ve öğretmenleri.

Ek Bilgi: İnternet üzerinden birçok ahşap çalışması incelenmiş ve yöntemler not edilmiştir.

Özetle, çalışma, çeşitli STEAM yeteneklerinin kullanılmasını gerektiren karmaşık bir proje olup ekosistem temasını sanatsal ve mekanik açılardan ifade etme amacı taşımaktadır.

5. SONUÇ

Sonuç olarak, dünyadaki eğitim sistemleri, giderek artan bir şekilde STEAM (Fen, Teknoloji, Mühendislik, Sanat ve Matematik) yaklaşımını benimsemektedir. Bu yaklaşım, öğrencilerin uygulamalı öğrenme ile çok disiplinli yetenekler kazanmasını ve teorik bilgileri pratiğe dökebilmesini amaçlamaktadır. Önce STEM olarak ABD'de ortaya çıkan ve daha sonra Sanat kavramının eklenmesi ile STEAM'e evrilen bu eğitim modeli, Amerika ve Güney Kore gibi ülkeler tarafından yoğun olarak benimsenmiştir.

Coğrafya eğitiminin STEAM ile entegrasyonu ise halen sınırlıdır ve daha çok haritacılık ile ilişkilendirilmektedir. Bu da coğrafyanın STEAM eğitiminde yeterince yer almadığı algısını yaratabilir. Lakin yapılan çalışmalar, coğrafyanın bilimin her iki yönünü de barındırdığı ve dolayısıyla disiplinler arası öğrenmeye uygun olduğu sonucuna varmıştır.

Türkiye'de de STEAM eğitiminin önemi giderek artmaktadır ve çeşitli projeler henüz başlangıç aşamasında olsa da umut vaat etmektedir. Yine de öğretmen eğitimi, müfredat uyumu ve uygulama alanlarının genişletilmesi gibi konularda yeni çalışmalara ihtiyaç vardır

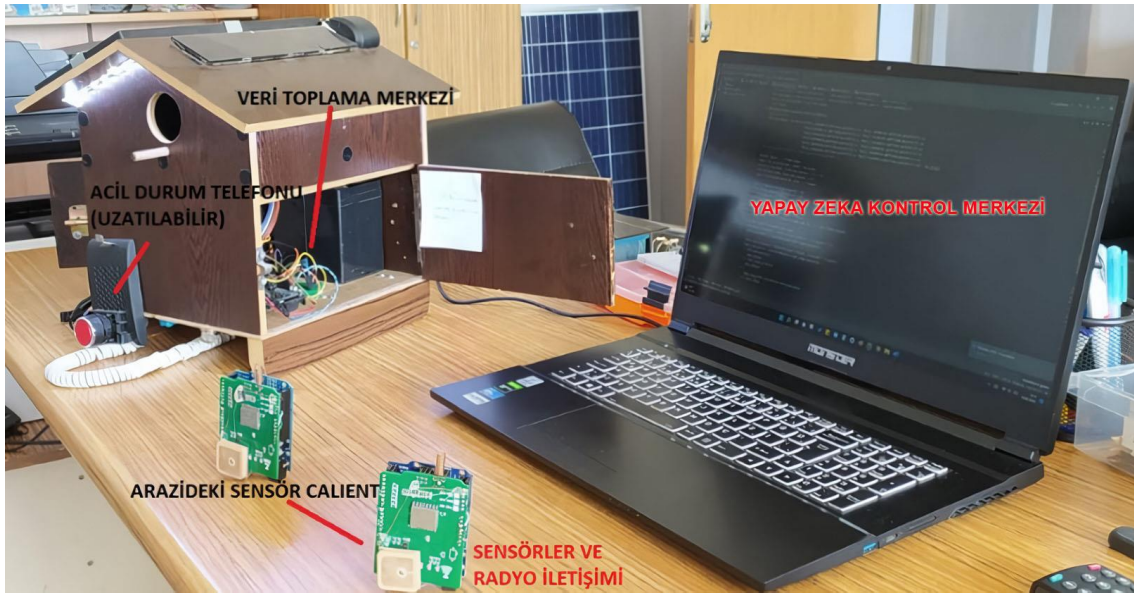
Özetle, STEAM eğitime yönelik global ve ulusal düzeyde atılan adımlar, eğitim sistemlerinin modernizasyonu ve nitelikli iş gücünün yetiştirilmesi açısından kritik öneme sahiptir. Gelecek çalışmaların bu doğrultuda artması, çeşitli disiplinlerde uygulanabilirliğin sağlanması ve eğitimin her kademesine yayılması gerekmektedir.

Kaynaklar

- AFAD 2018. Türkiye’de Afet Yönetimi ve Doğal Kaynaklı Afet İstatistikleri, 27 Temmuz 2024 tarihinde https://www.afad.gov.tr/kurumlar/afad.gov.tr/35429/xfiles/turkiye_de_afetler.pdf adresinden alındı.
- Aguilera, D., & Ortiz-Revilla, J. 2021. STEM vs. STEAM education and student creativity: A systematic literature review. *Education Sciences*, 11 (7), 331.
- Akgündüz, D., Aydeniz, M., Çakmakçı, G., Çavaş, B., Çorlu, M. S., Öner, T., & Özdemir, S. 2015. *STEM eğitimi Türkiye raporu*. İstanbul: Scala Basım.
- Al-Kassab, A. 2011. Effect of Reciprocal Teaching Strategy on Primary 10th Grade Students’ Geography Achievement and Their Motivation to Learning. *Dirasat Educational Sciences*, 38 (5), 1527-1538.
- Artvinli, E., Gülüm, K. & Coşkun, S. 2010. Üstün Yetenekli Öğrencilerin Coğrafya Dersine Karşı Eğilimleri. *Uluslararası Sosyal Araştırmalar Dergisi*, 3 (14), 62-69.
- Ataman, A. 1998. Üstün Zekâlılar ve Üstün Yetenekliler. S. Eripek (Ed), *Özel Eğitim İçinde* (s. 173-194), Eskişehir: Anadolu Üniversitesi.
- Aydın Günbatır, S. & Tabar, V. 2019. Türkiye’de Gerçekleştirilen STEM Araştırmalarının İçerik Analizi. *YYÜ Eğitim Fakültesi Dergisi*, 16 (1), 1054-1083.
- Batdi, V., Talan, T. & Semerci, C. 2019. Meta-Analytic and Meta-Thematic Analysis of STEM Education. *International Journal of Education in Mathematics, Science And Technology (IJEMST)*, 7(4), 382-399.
- Batı, K., Çalışkan, İ., & Yetişir, M. İ. 2017. Fen eğitiminde bilgi işlemsel düşünme ve bütünleştirilmiş alanlar yaklaşımı (STEAM). *Pamukkale Üniversitesi Eğitim Fakültesi Dergisi*, 41 (41), 91-103.
- Bedar, R. & Al-Shboul, M. 2020. The Effect of Using STEAM Approach on Motivation Towards Learning Among High School Students in Jordan. *International Education Studies*, 13(9), 48-57
- Börekçi, C. & Uyangör, N. 2019. Proje Tabanlı Öğrenme Yaklaşımını Temel Alan Etkinliklerin Özdüzenleme Ve Üstbilis Becerilerine Etkisi. *Türkiye Sosyal Araştırmalar Dergisi*, 23(3), 812-829.
- Bulut, S. & Taylı, A. 2006. Cumhuriyet Dönemi Üstün Yetenekliler Eğitim Politikası. *Abant İzzet Baysal Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Dergisi*, 12 (12), 33-40.
- Bybee, R. W. 2010. Advancing STEM education: A 2020 vision. *Technology and engineering teacher*, 70 (1), 30.
- Caine, R. C. 1990. Understanding a Brain-Based Approach to Learning and Teaching. *Education, Leadership*, (1) 1, 66-70.
- Carnevale, A. P., Smith, N., & Melton, M. 2011. STEM: Science Technology Engineering Mathematics. Georgetown University Center On Education And The Workforce. 27 Temmuz 2024 tarihinde: <https://files.eric.ed.gov/fulltext/ED525297.pdf> adresinden alındı.
- Chaniel Fan, S. C., & Ritz, J. M. 2014. International Views of STEM Education. In Proceedings PATT-28 Conference, 7-14.
- Chiang, C. L. & Lee, H. 2016. The Effect Of Project-Based Learning On Learning Motivation And Problem-Solving Ability of Vocational High School Students. *International Journal Of Information And Education Technology*, 6 (9), 709-712.
- Çavaş, P., Ayar, A., Bula Turuplu, S., Gürcan, G. 2020. Türkiye’de STEM Eğitimi Üzerine Yapılan Araştırmaların Durumu Üzerine Bir Çalışma. *YYÜ Eğitim Fakültesi Dergisi*, 17 (1), 823-854.
- Çevik, M. 2017. Content Analysis Of STEM-Focused Education Research İn Turkey. *Türk Fen Eğitimi Dergisi*, 14(2), 12-26.
- Çökelez, A. & Harman, G. 2016. Nörofizyolojik Öğrenme Kuramı “Beyin Temelli Öğrenme Kuramı. Gülay Ekici (Ed), *Öğrenme- Öğretme Kuramları ve Uygulamadaki Yansımaları* içinde, (s. 235-284) Ankara: Pegem Yayınları.
- Daşdemir, İ., Cengiz, E. & Aksoy, G. 2018. Türkiye’de Fetemm (STEM) Eğitimi Eğilim Araştırması. *YYÜ Eğitim Fakültesi Dergisi*, 15 (1), 1161-1183.
- Demirci, A. & Yıldırım, S. 2015. İstanbul’da Ortaöğretim Öğrencilerinin Deprem Bilincinin Değerlendirilmesi. *Milli Eğitim Dergisi*, 45 (207), 89-118.
- Douglas, J., Iversen, E., & Kalyandurg, C. 2004. Engineering in the K-12 classroom: An analysis of current practices and guidelines for the future. *ASEE Engineering K12 Center*, 1(1), 1-23.
- Dönmez, L. 2021. Coğrafya Eğitiminde Steam Uygulamaları ve Kullanımı. Eyüp Artvinli, Yavuz Değirmenci (Eds), *Uygulama Örnekleriyle Coğrafya Eğitiminde Yeni Yaklaşımlar I* içinde, (s.163-172), Ankara: Nobel Yayınevi.
- Elmalı, Ş., Balkan Kıyıcı, F. 2017. Türkiye’de Yayınlanmış Fetemm Eğitimi ile İlgili Çalışmaların İncelenmesi. *Sakarya University Journal Of Education*, 7 (3), 684-696.

- Erdönmez, İ. & Eser Ünalı, Ü. 2021. Coğrafya Eğitiminde Scamper Tekniği Kullanımı: BİLSEM Örneği. Eyüp Artvinli, Yavuz Değirmenci (Eds), *Uygulama Örnekleriyle Coğrafya Eğitiminde Yeni Yaklaşımlar 1* içinde, (151-162), Ankara: Nobel Kitabevi.
- Fan, S. C. C., & Ritz, J. 2014. International views of STEM education. *PATT-28 research into technological and engineering literacy core connections*, 7-14.
- Gao, W., Jiang, W. & Zhou, M. 2020. *STEAM-Based Education Program for Students of Geography in University of Jinan*. In 2019 International Conference On Education Science And Economic Development (ICESD 2019) (Pp. 166-170). Atlantis Press.
- Garner, P. W., Gabitova, N., Gupta, A., & Wood, T. 2018. Innovations in Science Education: Infusing Social Emotional Principles Into Early STEM Learning. *Cultural Studies Of Science Education*, 13 (4), 889-903.
- Gates, A. E. 2017. Benefits of A STEAM Collaboration in Newark, New Jersey: Volcano Simulation Through a Glass-Making Experience. *Journal Of Geoscience Education*, 65, 4-11.
- Gül, K. 2019. Fen Bilgisi Öğretmen Adaylarına Yönelik Bir STEM Eğitimi Dersinin Tasarlanması, Uygulanması ve Değerlendirilmesi. *Yayımlanmamış Doktora Tezi*, Gazi Üniversitesi, Eğitim Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Gülhan, F. 2022. Türkiye’de Yapılmış STEAM/[STEM+ A (Sanat)] Araştırmalarındaki Eğilimlerin Analizi. *Turkish Journal Of Educational Studies*, 9 (1), 23-46.
- Gülhan, F., Şahin, F. 2018. STEAM (STEM+Sanat) Etkinliklerinin 7. Sınıf Öğrencilerinin Akademik Başarı, STEAM Tutum ve Bilimsel Yaratıcılıklarına Etkisi. *Journal Of Human Sciences*, 15 (3), 1675-1699.
- Hanifah, M., Najib, S. A. M., Norkhaidi, S.B., & Baharuddin, N.H. 2021. Construct validity of the knowledge and skills in a geography stem education instrument among prospective teachers: confirmatory factor analysis. *Indonesian Journal of Geography*, 53 (3), 408-423.
- Hartshorne, R. 1958. The Concept Of Geography as a Science of Space, From Kant And Humboldt to Hettner. *Annals of the Association of American Geographers*, 48 (2), 97-108.
- Herdem, K., Ünal, İ. 2018. STEM Eğitimi Üzerine Yapılan Çalışmaların Analizi: Bir Meta-Sentez Çalışması. *Marmara Üniversitesi Atatürk Eğitim Fakültesi Eğitim Bilimleri Dergisi*, 48 (4), 145-163.
- Horne T., Wootton, S. 2011. *Beyninizi Eğitin*. (İ.Şener, Çev.) Optimist Yayın ve Dağıtım .
- İstanbul Aydın Üniversitesi (İAÜ). STEM Eğitimi Türkiye Raporu. 27 Temmuz 2024 tarihinde: https://www.researchgate.net/publication/281098450_STEM_egitimi_Turkiye_raporu_Gunun_modasi_mi_yoksa_gereksinim_mi_A_report_on_STEM_Education_in_Turkey_A_provisional_agenda_or_a_necessityWhite_Paper adresinden alındı.
- Jayarajah, K., Saat, R. M., & Rauf, R. A. A. 2014. A Review Of Science, Technology, Engineering & Mathematics (STEM) Education Research From 1999–2013: A Malaysian Perspective. *Eurasia Journal Of Mathematics, Science And Technology Education*, 10 (3), 155-163.
- Kaleci, D., Korkmaz, E. 2018. STEM Education Research: Content Analysis. *Universal Journal Of Educational Research*, 6 (11), 2404-2412.
- Kalemkuş, J. 2020. Deneyisel Araştırmalarda STEM Eğilimi. *Dicle Üniversitesi Ziya Gökalp Eğitim Fakültesi Dergisi*, 36, 78-90.
- Karadoğan, S. 2016. Eğitimde sınıf-okul dışı öğrenme uygulamaları ve yaşanan sorunlar. Recep Aksu (Ed), *Türkiye’de Eğitim Sorunlarına Yönelik Akademik Değerlendirmeler ve Çözüm Önerileri I* içinde, (s. 47-85). Ankara: Maya Yayınevi.
- Kılıç, C. 2010. Enderun Mektebi Örneğinde Günümüz Üstün Yetenekli Çocukların Eğitiminin Değerlendirilmesi. *Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi*, Gazi Üniversitesi Eğitim Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Kim, Y. E., Morton, B. G., Gregorio, J., Rosen, D. S., Edouard, K., & Vallett, R. 2019. Enabling Creative Collaboration For All Levels Of Learning. *Proceedings of the National Academy Of Sciences*, 116 (6), 1878-1885.
- Koştur, H. İ. 2017. Fetemm Eğitiminde Bilim Tarihi Uygulamaları: El-Cezeri Örneği. *Başkent University Journal Of Education*, 4 (1), 61-73.
- Koyuncu, B. 2016. *Öğrenme-Öğretme Kuramları ve Uygulamadaki Yansımaları*. Ankara: Pegem Akademi Yayıncılık.
- Kwak, H. & Ryu, H. 2016. Analysis On The Research Trends İn STEAM Education. *Journal Of Science Education*, 40 (1), 72-89.
- MEB., 2018, *Coğrafya Dersi Öğretim Programı (9., 10., 11. ve 12. Sınıflar)*. Talim Terbiye Kurulu Başkanlığı, Ankara.
- Meyrick, K. M. 2011. How STEM Education Improves Student Learning. *Meridian K-12 School Computer Technologies Journal*, 14 (1).
- Najib, S. A. M., Mahat, H., & Baharudin, N. H. 2020. The Level Of STEM Knowledge, Skills, And Values Among The Students Of Bachelor's Degree Of Education in Geography. *International Journal Of Evaluation And Research İn Education*, 9 (1), 69-76.

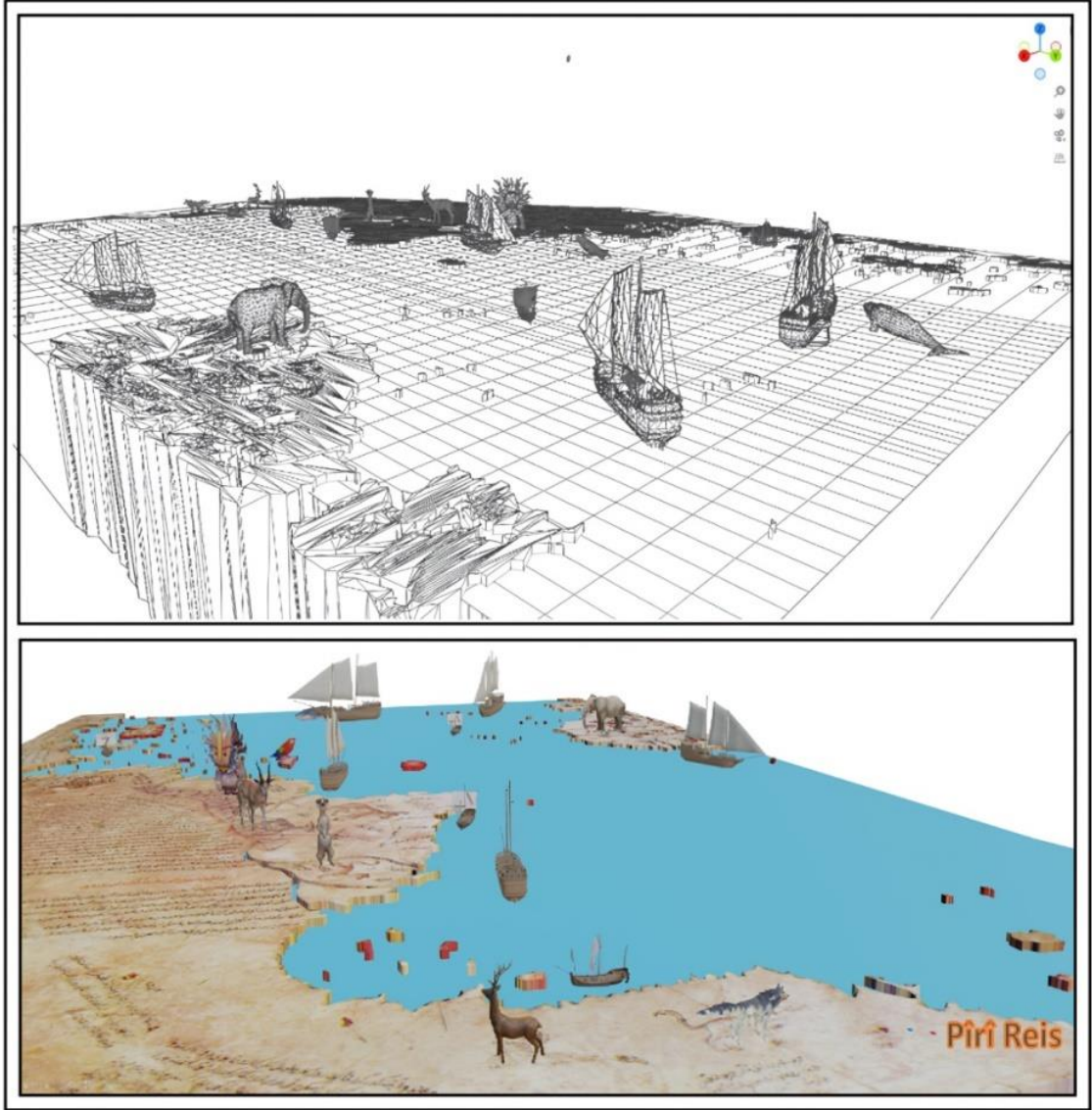
- National Research Council. 2011. *Successful K-12 STEM education: Identifying effective approaches in science, technology, engineering, and mathematics. Committee on highly successful science programs for K-12 science education.* Board on science education and board on testing and assessment, division of behavioral and social sciences and education. Washington, DC: National Academies Press.
- Nurković, R. 2018. Rural Development in Bosnia And Herzegovina Under The Influence Of Local Communities. *Revue Roumaine de Géographie*, 62 (2).
- Nurković, R. 2020. Stem Education in Teaching Geography in Bosnia and Herzegovina. *Folia Geographica*, 62 (1), 127.
- Ornstein, P. A., & Haden, C. A. 2001. Memory development or the development of memory?. *Current Directions in Psychological Science*, 10 (6), 202-205.
- Öz-Aydın, S. & Ayverdi, L. 2014. BİLSEM'e Kayıtlı Olan ve Olmayan Öğrencilerin Çevre Sorununa Çözüm Önerilerinin Bilimsel Yaratıcılık Açısından Karşılaştırılması. *Türk Fen Eğitimi Dergisi*, 11(1), 25-41.
- Özden, Y. 2003. *Öğrenme ve Öğretme (6 B.)*. Ankara: Pegem A Yayıncılık.
- Perignat, E., & Katz-Buonincontro, J. 2019. STEAM in Practice And Research: An Integrative Literature Review. *Thinking Skills and Creativity*, 31, 31-43.
- Plonczak, İ. & Zwirn, S. G. 2015. Understanding the art in science and the science in art through cross cutting concepts. *Science Scope*, 38 (7), 57-63.
- Sakallı, M. & Artvinli, E., & Dönmez, L. 2022. TÜBİTAK Ortaokul Öğrencileri (2204-B) Coğrafya Araştırma Projelerinin Bilimsel Araştırma Basamakları Açısından Analizi. *International Journal of Geography and Geography Education (IGGE)*, 47, 1-19.
- Salinger, G. & Zuga, K. 2009. Background And History Of The STEM Movement. In ITEEA (Ed.), *The Overlooked STEM Imperatives: Technology And Engineering* (pp. 4-9). Reston: VA: ITEEA.
- Sarıpınarlı, F. L. 2018. STEAM Döngüsü Kapsamına Beyin Haritalarının Entegre Edilmesi. *Journal Of STEAM Education*, 1 (2), 50-78.
- Sneideman, J. M. 2013. Engaging Children in STEM Education EARLY! Feature Story. Natural Start Alliance And NAAEE. 27 Temmuz 2024 tarihinde: <https://naturalstart.org/feature-stories/engaging-children-stem-education-early> adresinden alındı.
- Sungur Gül, K., Saylan Kırmızıgül, A., Ateş, H. 2022. Temel Eğitim ve Ortaöğretimde STEM Eğitimi Üzerine Alan Yazın İncelemesi: Türkiye Örneği. *Batı Anadolu Eğitim Bilimleri Dergisi*, 13 (1), 544-568.
- Şahin, A., Ayar, M. C. & Adıgüzel, T. 2014. Fen, Teknoloji, Mühendislik ve Matematik İçerikli Okul Sonrası Etkinlikler ve Öğrenciler Üzerindeki Etkileri. *Kuram ve Uygulamada Eğitim Bilimleri*, 14(1), 1-26.
- Taş, H. İ. 2008. Coğrafi Beceriler Ve Bunları Öğrencilere Kazandırma Yolları. *Doğu Coğrafya Dergisi*, 20, 45-58.
- Tekeli, S., Dosay, M., Unat, Y. 2002. *El-Cami Beyne'l-İlm Ve'l-'Amel En-Nafi'Fı Es-Sinaa'ti'l-Hiyel*. Ankara: Türk Tarih Kurumu.
- Weaver, W. 1948. Science and Complexity. *American Scientist*, 36 (4): 536-44.
- Wells, J. G. 2008. STEM Education: The Potential Of Technology Education. In 95th Mississippi Valley Technology Teacher Education Conference, St. Louis, MO (Vol. 41).
- Wortock, J. M. M. 2002. Brain based principles applied to the teaching of basic cardiac code to associate degree nursing students using the human patient simulator. *Unpublished Doctorate's Theses*, University Of South Florida.
- Yakman, G. 2010. What is the point of STE@ M?—A Brief Overview. *Steam: A Framework for Teaching Across the Disciplines. STEAM Education*, 7 (9), 1-9.
- Yıldırım, B. 2016. An Analyses and Meta-Synthesis of Research on STEM Education. *Journal Of Education And Practice*, 7 (34), 23-33.
- Yıldırım, H. & Gelmez-Burakgazi, S. 2020. Türkiye'de STEM Eğitimi Konusunda Yapılan Çalışmalar Üzerine Bir Araştırma: Meta-Sentez Çalışması. *Pamukkale Üniversitesi Eğitim Fakültesi Dergisi*, 50, 291-314.



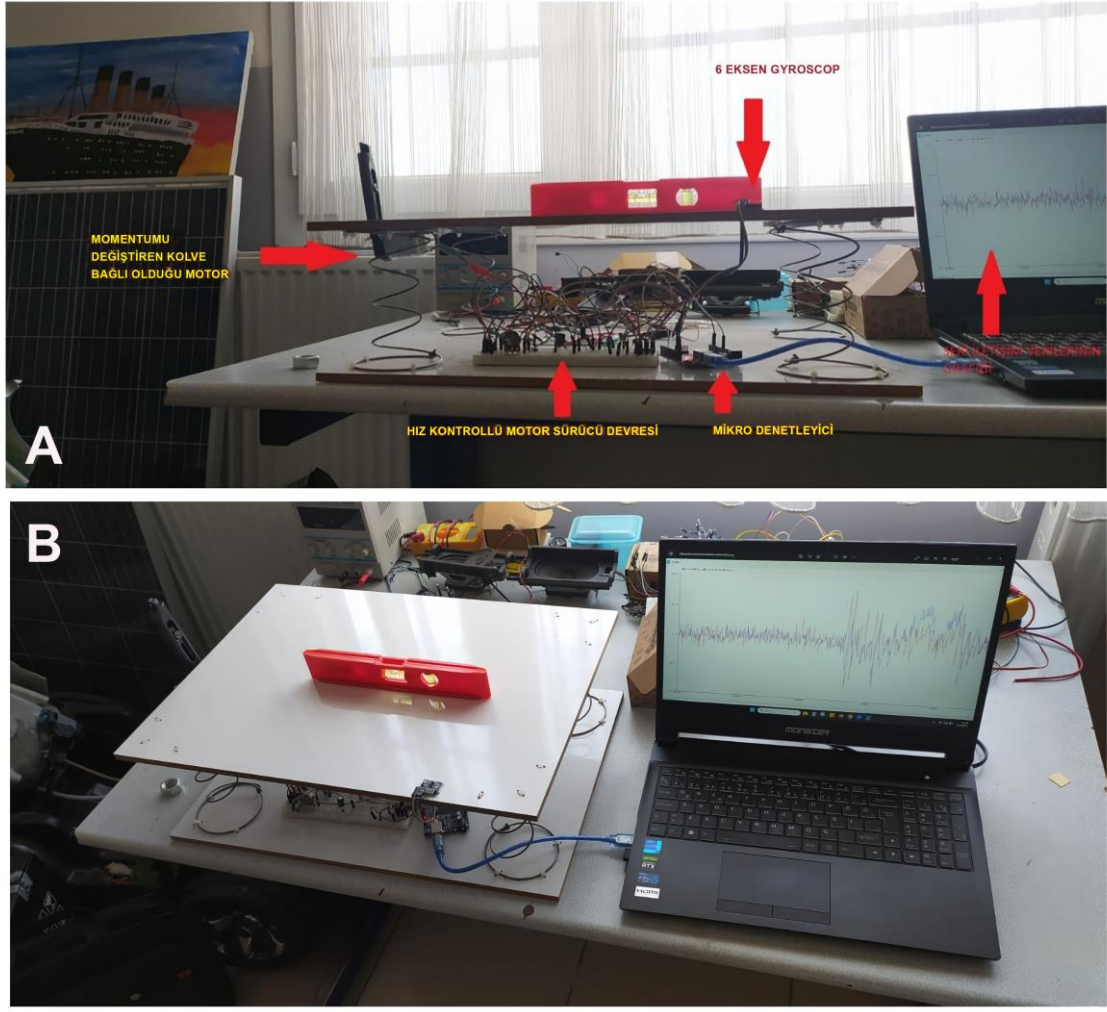
Şekil 1. Yapay zeka tabanlı erken uyarı sistemi ve tüm komponentler.



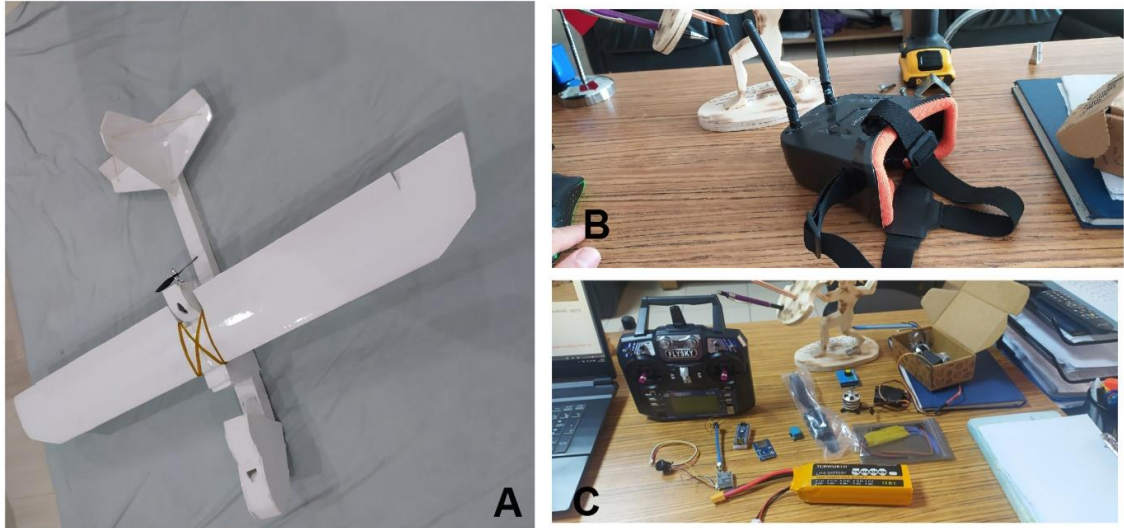
Şekil 2. A: Kilise arazisi, B-C: Kilisenin araziye oturtulmuş arttırılmış gerçeklik uygulaması. D: Geliştirilen uygulamanın çalışması için tarihi noktanın belirlenmesi.



Şekil 3. Üstte: Piri Reis 3D renksiz sayısal çizim görüntüsü. Altta: Piri Reis Haritasının 3D olarak tasarlanmış ve renklendirilmiş görüntüsü.



Şekil 4. A: Deprem Simülör yapısı ve dizaynı. B: Deprem Dalgalarının bilgisayar ekranından okunması



Şekil 5. A: Tasarlanan kanat uçak. B:FPV alıcı gözlük. C: Tasarım için gereken malzemeler.


```
java                                                                    Copy code

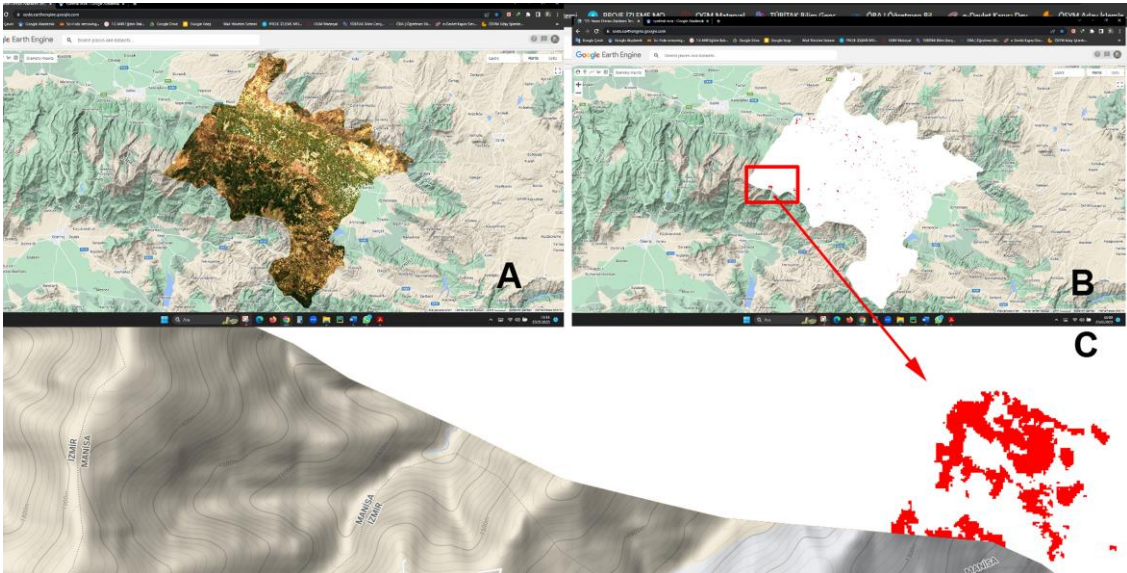
//Örnek Algoritma Kodu
var görüntu1 = ee.ImageCollection('COPERNICUS/S2_SR')
  .filterDate('2020-07-20', '2020-08-05')
  .filterBounds(alan)
  .filter('CLOUDY_PIXEL_PERCENTAGE<5')
  .mean().clip(alan);

var görüntu2 = ee.ImageCollection('COPERNICUS/S2_SR')
  .filterDate('2021-08-10', '2021-08-30')
  .filterBounds(alan)
  .filter('CLOUDY_PIXEL_PERCENTAGE<5')
  .mean().clip(alan);

var nirBand = 'B8';
var swirBand = 'B12';
var nbr2020 = görüntu1.normalizedDifference([nirBand, swirBand]);
var nbr2021 = görüntu2.normalizedDifference([nirBand, swirBand]);
var change = nbr2020.subtract(nbr2021);
var threshold = 0.3;
var yananalan = change.gt(threshold);

Map.addLayer(yananalan, {min:0, max:1, palette: ['white', 'red']}, 'YananAlan');
```

Şekil 6. Earth Engine kod düzenleyicisinde Java ile yazılan algoritma.



Şekil 7. A: 2021 yılına ait RGB görüntü. B: Tespiti yapılan yanmış arazi. C: NBR fark görüntüsü ve yanmış orman arazisi.



Şekil 8. Mekanik hesaplamalar ile hareketi sağlanmış resim.

Klimatoloji Bilimi ve Güncel Gelişmeler

Climatology Science and Current Developments

Serkan SABANCI¹

Özet

Klimatoloji ve meteoroloji, insanın ortaya çıktığı günden bugüne kadar insanoğlunun her zaman faydalandığı ve geliştirmeye çalıştığı bilim dallarıdır. İklim dinamik bir süreçtir. Doğal yollardan değişen iklim, sanayi devriminden itibaren insan etkisiyle de önemli ölçüde değişmektedir. 2023 yılında dünyanın ortalama yüzey sıcaklığı 14,98 °C ölçülmüştür. 2024 yılı Haziran ayı sıcaklığı ise 0,67 °C’lik artış ile 16,66 °C ölçülerek son 30 yılın zirvesine çıkmıştır. 1860 yılından günümüze sanayi devrimi öncesine göre dünyanın ortalama sıcaklığı 1,3 °C, Avrupa ise 2,3 °C artmıştır. Dünya günümüzde artık dönülmez bir sürece girmiştir. İnsanoğlunun ve faaliyetlerinin devamı için adaptasyon süreçlerini iyi yönetmek gerekir. Klimatolojik ve meteorolojik çalışmalar ve gelişimi de bu sürecin en önemli ayaklarından. İnsanoğlunun yerleşik hayata geçtiği süreçte sadece gözleme dayanan klimatolojik çalışmalar günümüzde radarlar ve uzaktan algılamaya dayanan uydular birçok hava olaylarını önceden tahmin etmemize ve tedbir almamıza yardımcı olmaktadır. Çin, Hint, Mısır ve Mezopotamya medeniyetlerinin tarım alanlarını ve ürünlerini korumak için hava koşullarını takip ederek nehirlerin taşmasını hesaplaması klimatoloji biliminin gelişmesini daha ileri safhalara taşımıştır. Klimatoloji üzerine yazılmış en eski eser Aristoteles tarafından yazılan Meteorologia kitabıdır. Orta çağ tüm bilimlerde olduğu gibi klimatoloji açısından bir karanlık çağ gibi görüne de Arap bilim insanlarının bu süreçte keşifler ve reform çağına önemli katkıları olmuştur. Daha sonraki süreçte İstanbul’un fethi ile ticaret yolları kapanan Avrupa devletleri yeni keşifler için özellikle denizcilik faaliyetlerinde kullanmak üzere ilk ölçümleri yapmış ve bunlar daha sonra sistematik hale gelmiştir. Cusa’nın higrometre aletini, Galilei’nin termometre aleti ve Toriçelli’nin ise basınçölçer aletini geliştirmesi düzenli ölçümlerin ve istasyon sayılarının artmasına neden olmuştur. 1873 yılında Dünya Meteoroloji Teşkilatının başlangıcı ile günümüzde birbirine entegre 16 meteorolojik uydu, 10.000’in üzerinde deniz, kara ve hava istasyonunun anlık ölçümler yapması klimatoloji biliminin bu verilere anında ulaşarak hesaplamalar yapması bilimin geldiği noktayı da göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Klimatoloji, Meteoroloji, Rasat, Uydu, İklim Değişikliği

Abstract

Climatology and meteorology are branches of science that have always been used and developed by mankind since the day mankind emerged. Climate is a dynamic process. The climate, which changes naturally, has also changed significantly due to human influence since the industrial revolution. The average surface temperature of the world was measured as 14.98 °C in 2023. The temperature in June 2024 increased by 0.67 °C and reached the peak of the last 30 years by measuring 16.66 °C. Since 1860, the average temperature of the world has increased by 1.3 °C and Europe by 2.3 °C compared to the pre-industrial revolution. The world has now entered an irreversible process. Adaptation processes must be managed well for the continuation of mankind and its activities. Climatological and meteorological studies and developments are also the most important pillars of this process. Climatological studies, which were based solely on observation during the period when mankind adopted a settled life, today radars and satellites based on remote sensing help us predict many weather events and take precautions. The Chinese, Indian, Egyptian and Mesopotamian civilizations followed the weather conditions to protect their agricultural lands and products and calculated the flooding of rivers, which furthered the development of climatology. The oldest work written on climatology is the book Meteorologia written by Aristotle. Although the Middle Ages seem like a dark age in terms of climatology, as in all sciences, Arab scientists made important contributions to the age of discovery and reform in this period. In the following period, European states,

¹Dr. Öğr. Üyesi, Siirt Üniversitesi Fen Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Siirt/Türkiye. e-mail: abanciserkan@gmail.com

whose trade routes were closed with the conquest of Istanbul, made the first measurements for new discoveries, especially for use in maritime activities, and later these measurements became systematic. The development of Cusa's hygrometer, Galileo's thermometer and Torricelli's pressure gauge led to an increase in regular measurements and the number of stations. Since the establishment of the World Meteorological Organization in 1873, 16 integrated meteorological satellites and over 10,000 sea, land and air stations provide instantaneous measurements, and the science of climatology can instantly access this data and make calculations, which shows the point that science has reached.

Keywords: Climatology, Meteorology, Observation, Satellite, Climate Change

1. GİRİŞ

İklim dünyamız üzerindeki herhangi bir bölgede uzun yıllar boyunca değişmeyen iklim elemanlarının ortalama halini ifade eder. Bu ortalama haller meteorolojik ölçümü yapılan bütün iklim öğelerini içerir. Bu durumu ifade etmek için meteoroloji ve klimatolojiden faydalanırız. Meteoroloji hava olaylarının matematik sonuçları, fizik kanunları ile ilgilenir ve sonuçlarını bu bilimlerin ışığında açıklar. Bunu yaparken de dinamik ve sinoptik klimatolojiden faydalanır. Dinamik meteoroloji, Termodinamik ve Dalton yasaları gibi çeşitli fizik kanunlarını kullanır. Sinoptik meteoroloji, bu sonuçları çeşitli grafikler ve haritalarla açıklar. Klimatoloji de meteorolojiden aldığı bu matematiksel sonuçları inceler, ortalamalar çıkarır ve bunların sonuçlarından iklim tiplerini, dağılışını ve çevreye etkilerini belirler. Hava ya da hava durumu daha çok geçici meteorolojik koşulları ifade eder. Yani havanın o andaki durumunu güneşli, sıcak, rüzgârlı gibi anlık durumları ifade eder (Ackerman, 2015). İklim ise hava durumuna göre süreklilik ifade eder. Yani bir bölgenin uzun süreli hava durumu ortalamasıdır. Örneğin Akdeniz’de yazlar sıcak ve kurak, kışlar ılık ve yağışlıdır ve bu durum en az 35 yıllık bir ortalamanın sonucudur. Klimatoloji atmosferin ortalamalarla ifade edilen haliyle ilgilenir. Bu ortalamaları günlükten başlayarak, aylık, mevsimlik, yıllık ve uzun yıllar ortalaması olarak ifade eder (Ardel vd. 1969). İklim ya da klima sözcüğünün kökeni antik Yunanda güneş ışınlarının yeryüzüne geliş açısını, ufukta yükseliş ve alçalışını ifade eden eğim sözcüğünden gelmektedir. Klima: iklim, loji: bilim iklim bilimi demektir. Arapçada klm, İngilizce climatology, Almanca klimatologie, Fransızca climat kökünden türeyen kelime Türkçeye de, Fransızcadan geçmiştir. İnsanlığın ortaya çıktığı günden bugüne klimatoloji bilimi her zaman insanlığın ilgilendiği ve geliştirdiği bir bilim dalıdır. Buzul devirlerinden, ılıman dönemlere insanların hayatta kalma mücadelesi bu bilim dalını takip ederek olmuştur. İnsanlar vahşi hayvanlardan ve soğuktan korunma için mağaralara sığınması, ateşin bulunması ve yerleşik hayata geçen her sürede bu bilimle ilgilenmişlerdir. Yerleşik hayata geçen toplumlardan Çin, Hint ve Mısır medeniyetleri, nehirlerin yükselmesini ve kuraklık zamanlarını matematik, mühendislik ve klimatoloji bilimi ile hesaplamışlardır. Aynı şekilde Akdeniz medeniyetleri ve Mezopotamya medeniyetleri de kuraklık ve yağış dönemlerini, ürünlerin gelişme dönemlerini de hesaplayarak yerleşik hayata daha önce geçmişlerdir. İlk çağ sonları ve orta çağda küçük buzul çağları nedeniyle Türklerin ve Orta Asya kabilelerinin batıya göçleri bugünkü Avrupa medeniyetinin temellerini atmıştır. Yine Haçlıların Kudüs’e seferleri siyasi ya da dini bir sebep gibi görünse de orta çağda Avrupa’da küçük buzul çağlarına bağlı kuraklıklar, insanların akın akın Kudüs’e gitmesine neden olmuştur. İstanbul’un fethinden sonra bütün ticaret yolları kapanan Avrupa, *Ticaret rüzgârları* (Alizeler) vasıtasıyla Amerika kıtasını keşfetmişlerdir. Sembolik olarak ilk resmi ölçümler, Alman Nicholas Cusa tarafından 15. yüzyılın ortalarında nemölçer (higrometre), Galile 1612 yılında yaptığı sıcaklık (termometre), basınç için Toricelli’nin 1643 yılında yaptığı basınç (barometre) kabul edilmektedir. Rönesans, reform ve keşif hareketlerin etkisiyle ekonomik olarak hızla gelişen Avrupa’da klimatoloji istasyonları hızla artmaya başlamıştır. Greenwich Gözlemevi İngiltere’de kraliyet rasathanesi adıyla II. Charles tarafından 1675 yılında kurdurulmuştur. 1873 yılında Viyana’da toplanan Meteoroloji kongresi ilk uluslararası meteoroloji toplantısı olarak kayıtlara geçmiş ve böylelikle World Meteorological Organization (WMO)-Dünya Meteoroloji Organizasyonu İsviçre’nin Lozan kentinde kurulmuştur. 19. yüzyılda yavaş yavaş üzerinde güneş batmayan imparatorluk olma yolunda ilerleyen

İngiltere 1884 yılında Greenwich'i başlangıç meridyeni olarak kabul ettirmiştir. Dünya Meteoroloji komitesi kurulduktan sonra devletler eliyle kurulan istasyon sayıları hızla artmış ve ilk ölçümlerin dünyada ortak olarak 1901 yılında başlatılmasına karar verilmiştir. Reform hareketleriyle hızla zenginleşen Avrupa'da birliğini geç tamamlayan ve bu hareketlere sonradan katılan Almanya ve İtalya'nın da sömürgeleşme yolu 1. Dünya savaşı ve 2. Dünya savaşını tetiklemiştir. Özellikle Almanya'nın savaş uçaklarının kalkış, inişi ve havada güvenle kalabilmesi için Almanya da önemli klimatoloji çalışmaları yapmıştır. Bu gelişmeler ışığında yeni ölçüm merkezleri ve cihazları kullanılmaya başlanmıştır. Teknolojinin de hızla gelişmesiyle 1990'larda OMGI'ler, 2000'lerde gelişen uydular ve radarlar vasıtasıyla veriler ve tahminler, anlık ve hızlı yapılmaktadır.

2. AMAÇ VE YÖNTEM

Bu çalışmada amaç insanoğlunun var olduğu andan günümüze kadar bütün sosyo-ekonomik şartlarında ihtiyaç duyduğu klimatoloji biliminin gelişimi ve hangi aşamalardan geçtiğini irdelemektir. Ayrıca bu gelişimin doğal aşamaları, insan etkileri ve klimatoloji bilimindeki teknolojik gelişmeleri ortaya koyabilmektir. Bu çalışma için klimatoloji bilminde meydana gelen gelişmelerin hangi aşamalardan geçtiği ve nasıl değişiklikler meydana geldiği ile alakalı literatür taramaları yapılmıştır. Bu literatür taramalarının ardından çeşitli istatistiki verilere başvurulmuştur. Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, Dünya Meteoroloji Örgütü ve çeşitli kurumların metinleri, sayısal verileri ile fotoğraf ve şekillerinden faydalanılmıştır.

3. KLİMATOLOJİ BİLİMİ VE GELİŞMELER

2023 yılında dünyanın ortalama yüzey sıcaklığı 14,98 °C ölçülmüş ve bu en yüksek sıcaklık ortalaması olarak ölçülen 2017 sıcaklığının 0,14 °C üzerindedir. Yine 2024 yılı Haziran ayı 0,67 °C artış ile son 30 yılın en yüksek sıcaklığı (16,66 °C) olarak kaydedilmiştir. Copernicus İklim Değişikliği Servisi C3S raporuna göre 1860 yılından günümüze dünya ortalama sıcaklığı sanayi devrimi öncesinden günümüze 1,3 °C, Avrupa'da dünya genelinde 1 °C fazla artarak 2,3 °C olmuştur. Ancak bu oran, sıcaklığın sanayi devrimi öncesi sıcaklıklarının 1.5 °C üzerinde sınırlama çabalarının oldukça üzerindedir (Simmons, 2022). Era5'e göre 1970'lerden günümüze kadar sıcaklık her 5 yılda 0,1 °C, her 10 yılda da 0,2 °C artmıştır (Simmons, 2021). 1850'lerden günümüze sıcaklıklar artış göstermekle beraber 1970-2024 arası belli periyotlarla en yüksek sıcaklıklar ölçülmüştür. 2016, 2017, 2019, 2020, 2023 sıcaklıkların sürekli yüksek seyrettiğini göstermektedir (Şekil 1); (URL 1)

Şüphesiz bu artışı sadece doğal değişikliklere bağlamak mümkün değildir. İnsan faaliyetleri sonucu oluşan sera gazlarının da etkisi bu artışta oldukça fazladır. Ancak iklimin dinamik bir süreçte sürekli değiştiğini de unutmamak gerekir. Postgalasiyalden günümüze birkaç yüzyılda 1 °C değişen sıcaklıklar 1850'de günümüze 1,5 °C, 2050 yılında da 2 °C'yi geçmesi muhtemel görünmektedir. Bu yüzyılın sonunda da 5-6 °C artacağı tahmin edilmektedir.

3.1. İlk çağ

Tarihte bilinen es eski meteoroloji araştırmalar Babillere aittir. M.Ö. 7. yüzyılda Babiller gökyüzü görünümü (hale) ve bulut görünümleri üzerinden ilk hava tahminlerini yapmaya çalışmışlardır. M.Ö. 4. ve 3. yüzyıllarda Çin medeniyetleri tarafından 24 mevsimli bir takvim yapılmıştır. Bu takvime göre Nisan ayından sonra sıcaklık yükselir, yağmurlar artar ve tarım için ekim dönemi başlar. Aslında her mevsim bir festivalle ilişkilendirilir. Qingming Festivali tarıma uygun zaman anlamında kullanılır. Dünyanın en eski ve yerleşik hayata geçen medeniyetlerinden biri olan Çin tarım ürünlerini yetiştirme devreleri için klimatoloji bilimi ile oldukça ilgilenmişlerdir. Mısır medeniyetleri, Nil Nehrinin taşma ve kuraklık zamanları, Hint medeniyetleri Ganj Nehrinin taşma zamanları için mühendislik, astronomi ve meteoroloji bilimiyle ilgilenmişlerdir. Klimatoloji ve Meteoroloji üzerine yazılmış eski eser Aristoteles'in Meteorologica veya Meteora kitabıdır. Tahinini M.Ö 350-340 yılları arasında yazılmış eser 4 kitaptan oluşmaktadır. Bu kitapların 3'ü meteoroloji bilimi ile alakalıdır. "Aristoteles and his Meteorologica" Frisinger tarafından 1972 yılında analizi

yapılarak Amerika Meteoroloji Derneği Bülteninde Yayınlanmıştır (Frisinger, 1972). 1. kitapta Meteoroloji, evrenin oluşumu, iklim öğelerinden bahsedilmektedir. 2. kitapta okyanuslar, rüzgârlar ve yerkabuğundan, 3. kitapta fırtınalar ve gökkuşakları, 4. kitapta ise genel bir derleme ve kimya ila alakalıdır. Aslında bu kitapta bahsedilen birçok konu Mısır ve Asya medeniyetlerinden Yunan filozoflarına taşınan bilgilerin birikimidir. Mısır, Babil ve Arap medeniyetinin birçok birikimi bu dönemde Yunanlı filozoflar tarafından kullanılmıştır. Kitap genel olarak yer bilimleri ve meteoroloji bilimiyle ilgilenir. Arz, okyanus ve çevreyi tüm yönleriyle tartışan kitap, su döngüsü, buharlaşma, yağış, rüzgârlar, depremler ve bunların birbirleri ile ilişkilerini anlatır.

3.2. Orta çağ

Al Athar al Ulwiyyah isimli derleme Meteoroloji kitabı 8. yüzyılda Antakyalı bilgin Yahya ibn al Batrik tarafından Arapça olarak yazılmıştır. Aslında orta çağ klimatoloji bilimiyle beraber birçok bilim dalı için karanlık bir dönemdir. Orta çağ Hristiyanlık dünyası kilisenin etkisinde kalıp ilerleyemezken, İslam dünyası bilimde zirve dönemlerini yaşamaktadır. Bu tarihlerde Arap dünyasında yazılan bazı eserler Avrupa'da tercüme edilmektedir. Bu eserin bir kopyası 1571 yılı çevirisiyle Paris kütüphanesinde görülmektedir. Klimatoloji bilimi açısından sık geçen orta çağdan sonra Rönesans ve coğrafi keşifler klimatoloji bilimi için de bir ilerleme dönemidir.

3.3. Yeni çağ

İstanbul'un fethiyle zirveye ulaşan İslam ve Türk dünyası bu süreçten sonra zirveyi Avrupa coğrafyasına bırakmaya başlamıştır. İstanbul'un fethi Avrupa'nın bütün ticaret yollarını kapatmış Rönesans ve coğrafi keşiflerle birlikte klimatoloji bilimi de yeni safhalara girmeye başlamıştır. Yeni ticaret yolları bulmaya çalışan kıta Avrupası bunu deniz yolu ile yapmak zorundaydı. Gemilerin denizlerdeki durumu artık tahminden öte ölçmelere dayanması gerekiyordu. Ticaret rüzgârları denilen alizeler her mevsim aynı yönde esmekte idiler ve Avrupalı gemiler için oldukça önemliydi. Doğudan batıya esen bu rüzgârlar başta Amerika kıtasının keşfi olmak üzere birçok keşifte oldukça önemli rol oynamıştır. Bu dönemde en önemli gelişme aletle ölçümlerin keşfidir (WMO, 1990). Bu gelişmeler ışığında bu çağda ilk nemölçer alet higrometre Alman Nicholas Cusa tarafından 15. yüzyılın ortalarında bulunmuştur. İtalyan fizikçi Galilei Galileo 1592'de termometreyi bulmuştur ancak ölçeksiz olan bu termometre gerçek manada termometre kabul edilmemiştir. İtalyan Santorre Santorio 1612 yılında termoskoba ölçek ekleyerek bildiğimiz manada termometreyi icat etmiştir. Isaac Newton sıvı termometre yaparak suyun donma noktasını minimum ve insan vücudunun sıcaklığını maksimum değer olarak bu termometrelere eklemiştir. Evangelista Torricelli 1643 yılında ilk basınçölçer alet barometreyi icat etmiştir (Ellyard, 2017; Stoyles ve Pentland, 2019). Bu gelişmelerin daha organize bir şekilde devlet eliyle yapılması 1654 yılında Tuscany büyük dükü Ferdinando II de Medici tarafından gerçekleştirilmiştir. Bilime ve teknolojiye oldukça düşkün olan Tuscany Pitti Sarayına (Palazzo Pitti) teleskop, termometre, barometre ve higrometre gibi ölçüm aletleri yerleştirmiş ve Galilei'den etkilenecek cam termometreyi icat etmiştir. Floransa günlük ölçümler yaptıran Ferdinando aynı zamanda bilim insanlarını buraya çekmeye çalışırken, İtalya'nın kuzeyinde 7 istasyon, Paris'te 1 istasyon, Avusturya'da 1 istasyon Tirol Eyaleti (Innsbruck), Almanya Aşağı Saksonya Eyaleti'nde 1 istasyon (Osnabrück) ve Varşova'da 1 istasyon kurdurtmuştur (Acton, 1980). Yeniçağdaki en önemli gelişmelerden birisi de Mannheim Meteoroloji Derneğinin kurduğu 39 (Avrupa'da 37 ve Kuzey Amerika'da 2) gözlem istasyonudur (Demircan, 2023).

3.4. Yakın çağ

Coğrafi keşifler ve reform hareketleri ile birçok noktada Avrupa gelişmeler sağlanırken klimatoloji ve meteoroloji de bu gelişmelerden payını almıştır. Teknoloji gelişmelerle beraber özellikle okyanus ülkeleri olan Avrupa'da bireysel ya da devlet eliyle birçok gözlem istasyonları kurulmaya başlanmıştır. Hava durumu gözlemleri telgrafın icadı ve ağlarının genişlemesiyle birçok noktaya iletmeye başlanmıştır. Amerikalı coğrafyacı William Channing Woodbridge, Alman bilim

insanı Alexander von Humboldt'un Güney ve Orta Amerika gezilerinden derlediği çalışmalarından yararlanarak 1823 yılında yeryüzünün izotermal haritasını çizmiştir. 1830 yılında telgrafın keşfi ve 1835 yılında Samuel Morse tarafından yapılan ilk elektromıknatıslı telgraf rasat sonuçlarının daha hızlı iletilmesini sağlamıştır. Bu noktada hava durumu gözlem raporları, basit hava durumu haritaları, fırtına ve rüzgârların takibi yapılarak bunlara bağlı hava durumu tahminleri yapılmaya başlanmıştır. Bu basit gibi görünen işlemler yavaş yavaş günümüz klimatolojisinin temellerini oluşturarak sinoptik klimatoloji ortaya çıkmaya başlamıştır. 1852 yılında Hollandalı Meteorolog Buys Ballot tarafından ilk günlük hava haritası yapılmıştır. Christophorus Henricus Didericus Buys Ballot daha sonra kendi ismiyle klimatoloji ve meteoroloji tarihinde yerini alan basınç dağılımı ve yatay rüzgâr yönü arasındaki ilişkiyi açıklayan Buys Ballot yasası ve tablosunu hazırlamıştır (Buys Ballot, 1857). Klimatolojik çalışmaların bireysel ve devlet eliyle çoğalması neticesinde 1853 yılında 1. Uluslararası meteoroloji konferansı Brüksel'de gerçekleştirmiştir. 1854 yılında Hollanda'da kraliyet enstitüsüne kuran ve ilk başkanı olan Buys Ballot daha sonra 1873 yılında Dünya Meteoroloji Örgütüne dönüşecek olan Uluslararası Meteoroloji Örgütünü kurup ve ilk başkanlığını üstlenmiştir (Beek, 2004). 1873 yılında Viyana'da düzenlenen kongrede Uluslararası Meteoroloji Teşkilatı, Dünya Meteoroloji Örgütüne (World Meteorological Organization-WMO) dönüştürülmüştür. Bugün bu teşkilatın 189 üye ülkesi olup merkezi İsviçre'nin Cenevre kentindedir. Bu tarihten sonra sömürgeleşme, silahlanma yarışı, Amerika Birleşik Devletleri'nin yavaş yavaş süper güç haline gelmesi, Avrupa devletleri ve özellikle Almanya'nın birliğini sağlaması klimatolojik çalışmalar ve gözlemler açısından yeni bir safhaya geçilmesine neden olmuştur. Devletlerin büyüme isteği sömürgelerden gelen ekonomik kazançlar özellikle havacılık sektörü ve uçaklar klimatoloji ve meteoroloji biliminin gelişmesini hızlandırmıştır. Bu dönemde en önemli gelişmeler Almanların güçlü havacılık sektörü ve askeri uçaklarıdır. Birçok bilim önemli ölçüde askeri nedenlerden dolayı daha iyi gelişmiştir. Uçakların havalanması ve inebilmesi için uygun klimatolojik şartların hesaplanması gerekir. Bunun için Avrupa'da birçok noktaya gözlem istasyonları kurulmuş ve bu süreçte bilimsel manada birçok gelişme olmuştur. Gözleme dayalı hava tahminleri daha fazla veri elde etmek gerekmekteydi. Radyosonde ile 1920'lerde çeşitli yüksekliklerde hava durumunu gözlemlemek için büyük önem arz etmekle birlikte klimatoloji bilimi açısından büyük bir adım atılmış oldu. Bölgesel ve küresel manada gözlem araçları ve radyo vericisi ile desteklenen küçük ve hafif bir kutu, ortalama 30 km'ye kadar çıkan balonlara yerleştirildi. Bu balonlar helyum ya da hidrojenle doldurularak atmosfere taşınıyordu. Radyosonde cihazları sıcaklık, basınç ve nem gibi iklim öğelerini ölçerek, istasyona iletir. İstasyon bu verileri işlenir, çeşitli analizler, grafikler ve hava durumu haritaları oluşturulur. Dünyada artık WMO öncülüğünde bilimsel imkânlarla donatılmış, kara, deniz ve hava sondajları yapan onbinlerce istasyon mevcuttur. 2. Dünya savaşının başlangıcı ve savaş süresi içinde (1939-1945) klimatoloji çalışmaları ve istasyonlarda büyük ilerlemeler kaydedilmiştir. Özellikle Kuzey Atlantik (Amerika ve Avrupa) ve Güneydoğu Pasifikte Japonya başta olmak üzere askeri sistemlerin ve personelin sıkıntı yaşamaması adına hem istasyonlar kurulmuş hem de üniversitelerde meteorologlar ve klimatologlar yetiştirilerek bilimsel ilerlemeler sağlanmıştır. Bu deniz aşırı ülkeler için hem denizcilik hem de savaş uçaklarının sıkıntıya düşmemesi için yeni teknolojiler ve özellikle radarlarla ilerlemeler kaydedilmiştir.

3.5. 2. Dünya Savaşı Sonrası Gelişmeler

2. Dünya savaşından sonra Avrupa yerle bir olmuş ancak yeni bir dünya düzeni kurulmaya başlanmıştır. Meteorolojik ve klimatolojik alanlarda da bir birliktelik oluşturmak adına bütün ülkelerin ortak anlayacağı ortak bir kod sistemi geliştirilerek 1 Ocak 1955 yılında (International Codes) Uluslararası Meteoroloji Kod Sistemi uygulanmaya başlanmıştır. Böylelikle meteorolojik rasatları ölçen ülke sadece kendisi için değil diğer ülkelere de bu sisteme entegre olarak uygulamada kolaylık sağlanmıştır. Dünya Meteoroloji Örgütü değişiklikler uyguladığı zaman bunu ülkelere bildirmektedir (WMO, 1995). Savaştan geçen 1945 sonrası neredeyse 1 yüzyıla yaklaşan süreçte

Türkiye dâhil olmak üzere dünyada onbinlerce istasyon kurulmuştur. Manuel ölçüm yapan istasyonlarda sıcaklık, basınç, rüzgâr, nem ve yağış gibi birçok iklim ögesi ölçülmektedir (Foto 1, 2).

Asıl sistemli ölçümler ise otomatik meteoroloji gözlem istasyonlarının (OMGİ) yaygınlaşması ile olmuştur (URL 2). Otomatik olarak ölçüm yapan bu aletler aldığı verileri bilgisayara aktararak hızlı analizler yapılmasını sağlamıştır. Bu istasyonların en önemli avantajlarından birisi de seyyar olarak birçok noktaya kurulabilmesidir. Bir klimatoloji verisinin güvenilir olabilmesi için sık bir istasyon ağının olması ve farklı topografik noktalarda kurulmuş olması gerekir. Deniz kenarında kurduğunuz bir istasyon size 1000 m yükseklikteki noktanın verilerini tam vermez. Her bölgeye istasyon kurmak maliyetli olacağı için seyyar istasyonlar uzman elemanın gideceği mesafelere kurulabilmektir. Bu seyyar istasyonların bakımı ayda bir ilgili uzman tarafından yapılmaktadır. Alınan verilerde sisteme otomatik aktarılmaktadır (Şekil 2).

Bu otomatik gözlem istasyonlarının teknoloji geliştikçe deniz, havaalanı gibi farklı yerlerde ölçüm yapan versiyonları da gelişmiştir. Fırtına tespit sistemleri, otomatik meteoroloji gözlem istasyonları (OMGİ), Havaalanı Otomatik Meteoroloji Gözlem İstasyonu (H-OMGİ), uçuş güvenlikleri için radiosende gözlem istasyonları, Marina Tahmin Sistemi (D-OMGİ), şimşek ve yıldırımların için yıldırım tespit ve takip sistemi (YTTS), tozların önceden izlenmesi için toz gözlem sistemi (TGS) gibi birçok teknolojik gözlem sistemi mevcuttur. Bu sistemlerin hepsi bütün dünyada birbirine entegre olacak şekilde çalışmaktadır. Meteorolojik gözlem ve tahminleme açısından asıl gelişmeler 1970'lerden sonra gelişen uydu gözlemleridir. Bu uydular yeryüzünden 36.000 km'ye kadar atmosfer, hava ve deniz gözlemleri yaparak bu gözlemlerini WMO'nun sistemiyle entegre bir şekilde paylaşmaktadır. Türkiye'nin de dâhil olduğu Avrupa Meteoroloji Uyduları İşletme Teşkilatı'nın (EUMETSAT) dışında dünyada bu konuda en gelişmiş sistemler, Amerika Birleşik Devletleri (GOES), Çin (FY-2, FY-4), Rusya (Elektro-L), Hindistan (INSAT), Japonya (Himawari), Güney Kore (GEO-KOMPSAT) uydularıdır (Şekil 3). Bu sistemler kara ve denizlerin yüzey sıcaklıkları, Normalleştirilmiş bitki örtüsü farkı endeksi (NDVI), bulutluluk, sis, kar örtüsü gibi birçok parametreyi kullanılarak hava tahminlemesi yapmaktadır (Türkeş, 2010). Uzaktan algılama yoluyla ölçüm yapan bu uydular; Sabit Yörüngeli Uydular (Geostationary) ve kutupsal yörüngeli uydular (polar)'dır. Bu uydular dünya etrafındaki yörüngesinde hareket ederken elde ettiği gözlemleri sensörleri aracılığıyla istasyonlarına belli aralıklarla gönderir. Bu uyduların en önemli katkısı istasyonların seyrek olduğu okyanuslar, çöller gibi yerde hava durumunu takip etmek açısından avantaj sağlamasıdır (URL 3).

Türkiye'nin de dâhil olduğu Dünya Meteoroloji Örgütü bütün gözlemlerin ve çalışmaların aktarıldığı bir sistemi vardır. Küresel gözlem sistemine (Global Observing System-GOS) elde edilen bütün veriler aktarılmaktadır. Bu sistemin amacı üyelerin ihtiyacı olan iklim ve hava gözlemlerini paylaşmaktır. Koordineli bir şekilde uzay gözlemleri (16 adet uydu), 10.000'in üzerinde kara, deniz ve uçak istasyonları gibi istasyonların verilerini düzenler ve paylaşır. WIGOS Entegre Küresel Gözlem Sistemi Dünya Meteoroloji Örgütü'nün temel bileşenlerindendir (URL 4).

3.6. Türkiye'deki Klimatolojik Gelişmelerin Kronolojisi

- 1579 miladi Hicri 987 senesinde Tophane'de Raşit Takiyettin tarafından bir rasathane açılmıştır. Aslında basit de olsa Osmanlı'da iklim çalışmaları gözlemlenmektedir.
- 1847-1858 yıllarında İstanbul'da yapılan rasatlar 1851 yılında "Lannaire Meteorologue de France" da yayınlamıştır.
- 1867 yılında Kandilli Rasathanesi kurulmuştur.
- 1868 yılında Beyoğlu'nda bir rasathane kurulmuştur.
- 1915-1918 yılları arasında 1. Dünya Savaşı sürecinde Almanlar tarafından 40 kadar istasyon İstanbul ve çevresine kurulmuştur.

- 1917’de Alman coğrafya Dr. Erich Obst, Tedkikat-ı İklimiyye Encümeni Talimatnâmesi ve Rasad Merkezlerine Mahsus Talimatnâme yayımlayarak ilk sistematik ve resmi klimatoloji programı ortaya çıkmıştır (Fettahoğlu, 2021).
- 1926 yılında Macar György Tittes tarafından bir meteoroloji istasyonu kurulmuştur. Macarların Türkiye’de meteorolojinin gelişme sürecinde önemli katkıları olmuştur.
- 1936 yılında Antal Rethly *tarafında ilk Meteoroloji Enstitüsü (Rasadat-ı Cevviye)* kurulmuştur (URL 6).
- 1937 yılında 3127 sayılı kanunla Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü kurulmuştur.
- 31 Mayıs **1949** tarih ve 5411 sayılı kanunla ülkemiz, Dünya Meteoroloji Örgütüne resmen üye olmuştur.

4. SONUÇ

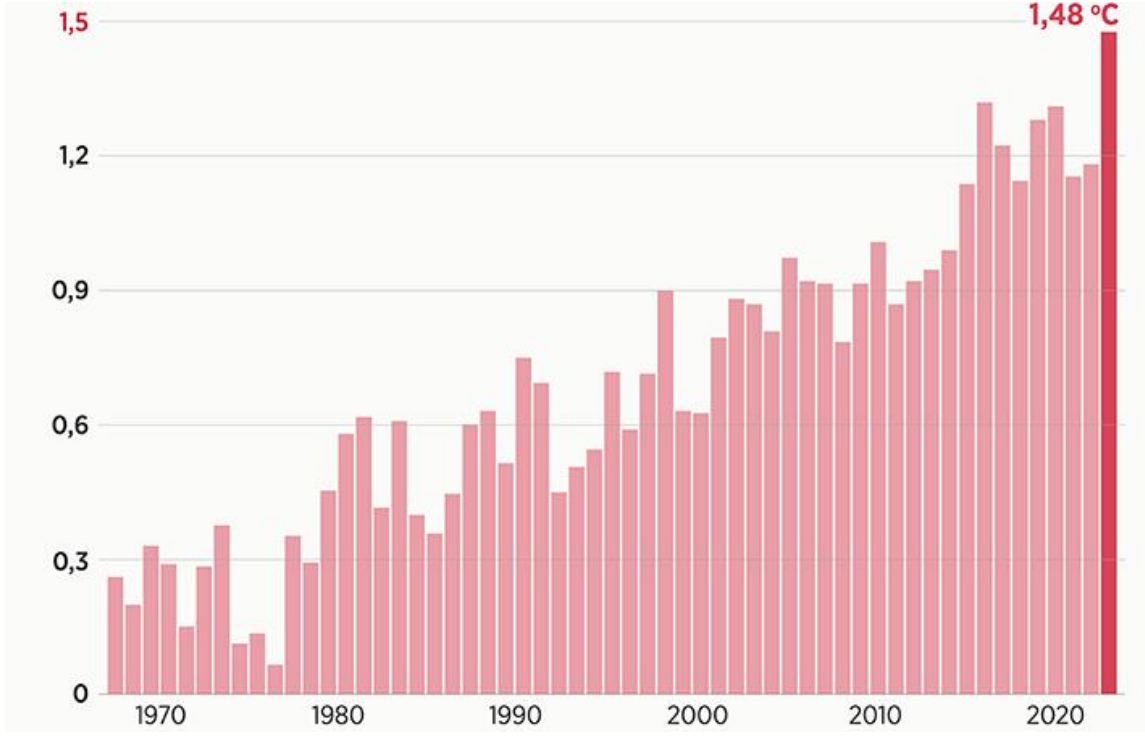
Babiller, Çin Medeniyeti, Yunan gibi medeniyetlerin ilk klimatoloji verileri tamamen gökyüzünün görünümüne dayanmaktadır. Bu verilerin kitaplaştıırıp taşınması bazı verilerin ölçülmesi gibi sonuçlar ortaya çıkartmıştır. Özellikle Güneydoğu Asya medeniyetleri Ganj nehri, Mısır medeniyetleri Nil nehri, Mezopotamya medeniyetleri ise Fırat ve Dicle nehrinin yağış durumuna göre taşkınlarını hesaplayarak klimatoloji bilimin ilk rasatlarını yapmış diyebiliriz. Bilimsel manada ilk meteorolojik ya da klimatolojik yayın Aristoteles’in 4 ciltlik Meteorologia kitabıdır. Bu kitap daha sonra Amerikalı Frisinger tarafından 1972 yılında analizi yapılarak Amerika Meteoroloji Derneği Bülteninde yayınlanmıştır. Bu ilerlemelerin ardından duraklama dönemine giren Avrupa’nın yerini Arap bilginler almıştır. 8. yüzyılda Antakyalı bilgin Yahya ibn al Batrik tarafından Al Athar al Ulwiyyah isimli Arapça derleme Meteoroloji kitabı bu çağın en önemli eserlerindendir. Daha sonra Arap dünyasında yazılan birçok eserin çevirileri Avrupa kütüphanelerinde yerini almıştır. Yeniçağ ve yakın çağ, klimatoloji ve meteoroloji biliminin gerçek manada aletle ölçülen dönemine girdiği çağlar olmuştur. Bu çağlardan sonra klimatoloji bilimi teknolojik manada hızla ilerlemiştir. Keşifler çağının etkisiyle yeni zenginlikleri ve ekonomik zenginlikleri başka kıtalardan Avrupa’ya getirme isteği bilimsel manada ilerlemenin anahtarı olmuştur. Alman Cusa higrometre, Newton’un sıvı termometreyi yapması, Toriçelli’nin barometreyi yapması daha sonra organize bir şekilde ve devlet eliyle ölçüm yapan istasyonların artmasına neden olmuştur. Bu manada sistematik istasyonların devlet eliyle kurulmasını sağlayan Tuscanny dükü Ferdinando’dur. Telgrafın keşfi ise ölçüm sonuçlarının daha hızla iletilmesini sağlamış ve sinoptik klimatolojinin temelleri oluşturulmuştur. Bu süreçlerden sonra en hızlı gelişmeler dünya savaşları ve özellikle II. Dünya Savaşı sırası ve sonrasında yaşanmıştır. Savaş uçaklarının güvenli bir şekilde kalkıp inmesi için rasatlar havalimanlarında anlık yapılmaya başlanmıştır. Bu dönemde klimatoloji bilimine Alman, Japon ve Amerikalı bilim insanlarının önemli katkıları olmuştur. 1970’lerden sonra OMGİ’ler ve uyduların artması klimatoloji ve meteoroloji bilimleri açısından devrim niteliğindedir. Bütün bu gözlemler Dünya Meteoroloji Örgütünün, Küresel Gözlem Sistemine (WIGOS) entegre edilerek anlık kaydedilip paylaşılmaktadır. İklim değişikliğinin en önemli göstergelerinden birisi anlık hava değişimleridir. Seller, taşkınlar, orman yangınları, aşırı sıcaklıklar gibi ekstrem olaylar can ve mal kayıpları neden olmaktadır. Bu durumda küresel gözlemlerin anlık yapılması, bunların sisteme hemen kaydedilmesi ve bu durumlara göre önlemler alınması can kayıplarını ve ekonomik zararları azaltacaktır.

Kaynaklar

- Ackerman, A. A., Knox, J. A. 2015. Meteoroloji-Atmosferimizi Anlamak, Editör: Mikdat Kadioğlu ve Sedef Çakır, Nobel Yayıncılık, Ankara.
- Acton, H. M. M. 1980. The Last Medici, Macmillan Macmillan Publishers, Londra.
- Ardel, A., Kurter, A., Dönmez, Y. 1969. Klimatoloji tatbikatı. Taş Matbaası, İstanbul.
- Beek, L. 2004. Hollanda Doğa Bilimlerinin Tarihi, s: 237, Kampen.
- Buys-Ballot, C. H. D. 1857. Rüzgârın şiddeti ve yönünün barometrenin eş zamanlı sapmalarıyla ilişkisi üzerine not. Bilimler Akademisi (Fransa) haftalık oturum raporları, 765 -768.
- Demircan, M. 2023. Türkiye’de meteorolojinin kuruluşu ve Türkiye iklimi hakkındaki ilk çalışmalar. Türkiye tarihi coğrafya araştırmaları, Yeditepe Yayınevi. 171-218.
- Ellyard, D. 2017. Kim neyi ne zaman icat etti. Çeviri: Uğur Mutlu, TÜBİTAK Popüler Bilim Kitapları.
- Fettahoğlu, K. 2021. 1917’de Kurulan Tedkikat-ı İklimiyye Encümeni’nin Çalışmalarını Düzenleyen Talimatnâmeler, Osmanlı Bilimi Araştırmaları, 22, 2: 277-340.
- Frisinger, H. H. 1972. Aristotle and his “Meteorologica” 53, 7. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1972\)053<0634:AAH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1972)053<0634:AAH>2.0.CO;2)
- Simmons, A., et al., 2021, Low Frequency Variability and Trends in Surface Air Temperature and Humidity from Era5 and Other Datasets, ECMWF Technical Memoranda 881. [dx.doi.org/10.21957/ly5vbtbfd](https://doi.org/10.21957/ly5vbtbfd)
- Simmons, A. 2022. Trends in the Tropospheric General Circulation from 1979 to 2022, Weather Clim. Dynam, 3, 777–809.
- Stoyles, P., Pentland, P. 2019. *A’dan Z’ye İcatlar ve Mucitleri*, Çeviri: Turan Parlak, TÜBİTAK Popüler Bilim Kitapları.
- Türkeş, M. 2010. Klimatoloji ve Meteoroloji. Kriter Yayınevi, İstanbul.
- World Meteorological Organization (WMO). 1990. The WMO Achievement 40 Years in the Service of International Meteorology and Hydrology, WMO - No.729, Geneva.
- World Meteorological Organization, 1995. Manual on Codes- International Codes, VOLUME I.1 Part A-Alphanumeric Codes, No:306, Geneva, Switzerland.

İnternet Kaynakları:

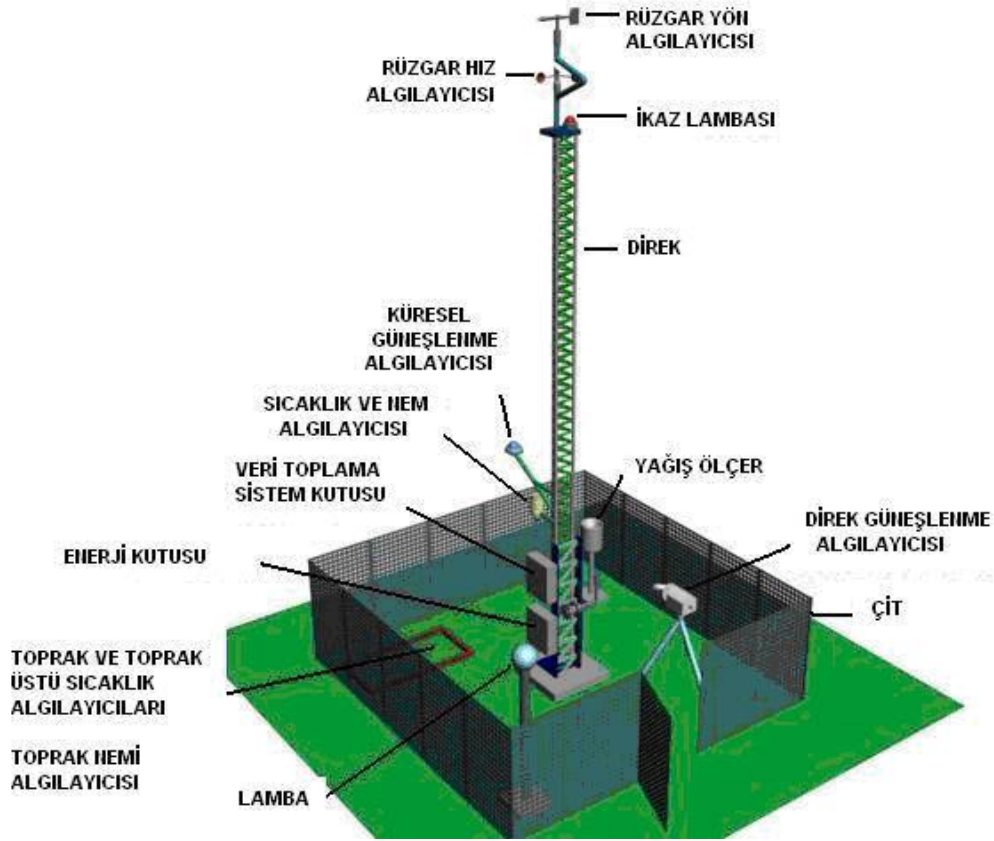
- URL 1: <https://climate.copernicus.eu/climate-indicators/temperature>
- URL 2: <https://www.mgm.gov.tr/genel/meteorolojikaletler.aspx?s=9>
- URL 3: <https://www.mgm.gov.tr/genel/meteorolojikuydular.aspx?s=4>
- URL 4: <https://wmo.int/activities/global-observing-system-gos>
- URL 5: <https://www.mgm.gov.tr/Genel/meteorolojiyegir.aspx?s=20>
- URL 6: <https://www.mgm.gov.tr/FILES/genel/kitaplar/cumoncesi.pdf>



Şekil 1. 1970-2024 Arası Dünya Yüzey Sıcaklığının Değişimi (URL 1).



Fotoğraf 1 ve 2. Manuel olarak ölçüm yapılıp kaydedilen bir helyograf ve toprakaltı termometresi



Şekil 2. Otomatik Meteoroloji Gözlem İstasyonu (URL 2).



Şekil 3. Çeşitli ülkelerin uzaya göndermiş oldukları sabit ve polar yörüngeli uydular (URL 3).



Şekil 4. Dünya Meteoroloji Örgütü'nün Küresel Gözlem Sistemi (URL 5).

Kentsel Isı Adası ve Kentsel Isı Adasının Belirlenmesinde Kullanılan Yöntemler

Urban Heat Island and Methods Used in Determining Urban Heat Island

Seda KOCA¹, Serpil MENTEŞE²

Özet

Sanayi Devrimi ile birlikte artan nüfusun büyük çoğunluğunun kentlere göç etmesi kentlerde çevresel, ekonomik ve sosyal sorunların ortaya çıkmasına yol açmaktadır. Bu sorunlardan en büyüğünü kent ikliminin değişimi ve kentsel ısı adası etkisi oluşturmaktadır. Kent ikliminin değişimi ve kentsel ısı adası etkisinin en önemli nedenini hızlı ve plansız kentleşme oluşturmaktadır. Çünkü kentler büyüdükçe ve geliştikçe doğal yapısının bozularak asfalt ve çimento kaplı zemin ile kaplanması, yeşil alanların tahrip edilmesi ve beraberinde kent zeminlerindeki nemin azalması, cadde ve sokakların yüksek katlı binalarla doldurulması kentsel ısı adası etkisini ortaya çıkarmaktadır. Bu durum kentteki biyoklimatik konforu düşürmekte, özellikle risk grubundaki kişiler için sağlık problemlerine neden olmakta, enerji tüketimini artırmakta, hava kirliliği ve sera gazı salınımlarını artırmakta, bitki ve hayvan türlerinin sayısı, çeşitliliği, dağılımı ve yaşam koşulları değiştirmektedir. Dolayısıyla kentsel ısı adası etkisinin varlığı, şiddeti ve boyutu hem kenti hem de kentin çevresindeki tüm çevresel etmenleri etkilemesi sebebiyle önemlidir. İlk kez 1818 yılında Luke Howard tarafından Londra kenti için kullanılan kentsel ısı adası terimi o tarihten itibaren çeşitli disiplinler tarafından çalışılan ilgi çekici bir konu haline gelmiştir. Zaman içinde kent iklimini ve kentsel ısı adası etkisini araştırmaya yönelik farklı teknikler ve yöntemler geliştirilmiştir. Kent ikliminde ve kentsel ısı adası etkisi çalışmalarında ilk veriler sabit ve mobil istasyonlar aracılığıyla sağlanırken, teknolojinin ilerlemesiyle uzaktan algılama teknolojileri kullanılmaya başlanmış ve modeller oluşturulmuştur. Günümüzde hem uzaktan algılama hem meteoroloji istasyonları çok yönlü perspektifle kentsel ısı adası çalışmalarında kullanılmaktadır. Bu çalışmada amaç; kullanılan yöntemlerin ayrıntılarını, birbiriyle benzer ve farklı yönlerini ortaya koymaktır. Çalışmada kentsel ısı adası etkisi çalışmalarında kullanılan yöntemlerin geniş bir perspektiften incelenmesi hedeflenmektedir. Çünkü her bir ölçüm ve analiz yönteminin çalışma prensibi, amacı, kullandığı parametreler, çıktıları, avantajları ve dezavantajları farklılık göstermektedir. Bu nedenle kentsel ısı adasına yönelik çalışmalarda kullanılacak yöntem çalışmanın amacına uygun olarak seçilmelidir. Bu yöntemler ile elde edilen sonuçlar özellikle kentsel alanlarda termal direncin sağlanması açısından önem arz etmektedir. Yapılan ölçümler ve elde edilen sonuçlara göre, iklim değişikliğindeki antropojenik etkinin ortaya konulması ve sonuçlar için önlem alınması, kent içerisinde iklim değişikliğine duyarlı alanların belirlenmesi ve neticede çevresel ve bölgesel sürdürülebilirliğin sağlanmasına katkı sağlayacaktır.

Anahtar Kelimeler: İklim değişimi, Kentsel ısı adası, Mobil ölçümler, Sabit meteoroloji istasyonu ölçümleri, Uydü görüntüleri, Uzaktan algılama.

Abstract

The Industrial Revolution, along with the increase in population, led to a significant migration of the majority of the population to cities, resulting in environmental, economic, and social problems. The most significant of these issues is the change in urban climate and the urban heat island (UHI) effect, primarily caused by rapid and unplanned urbanization. As cities grow and develop, the disruption of their natural structure with asphalt and concrete surfaces, the destruction of green spaces, the decrease in moisture in urban areas, and the filling of streets and roads with high-rise buildings contribute to the UHI effect. This situation reduces bioclimatic comfort in the city, causes health problems, especially for vulnerable groups, increases energy consumption, exacerbates air pollution and greenhouse gas emissions, and alters the

¹ Doktora Öğrencisi, Bilecik Şeyh Edebali Üniversitesi Lisansüstü Eğitim Enstitüsü, Bilecik/Türkiye. e-mail: sedakoca125@gmail.com

² Doç. Dr., Bilecik Şeyh Edebali Üniversitesi İnsan ve Toplum Bilimleri Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Bilecik/Türkiye. e-mail: serpil.mentese@bilecik.edu.tr

number, diversity, distribution, and living conditions of plant and animal species. Therefore, the presence, intensity, and scale of the urban heat island effect are important because they affect both the city and all environmental factors around it. The term "urban heat island," first used by Luke Howard in 1818 for the city of London, has since become an intriguing subject of study across various disciplines. Over time, different techniques and methods have been developed to investigate urban climate and the urban heat island effect. Initially, data were provided through fixed and mobile stations, but with technological advancements, remote sensing technologies have been employed, and models have been created. Today, both remote sensing and meteorological stations are used in urban heat island studies from a multifaceted perspective. The aim of this study is to detail the methods used in urban heat island effect research, highlighting their similarities and differences. The study aims to examine the methods used in urban heat island effect research from a broad perspective. Each measurement and analysis method has its own principles, objectives, parameters, outputs, advantages, and disadvantages. Therefore, the method used in urban heat island research should be selected according to the purpose of the study. The results obtained with these methods are particularly important for ensuring thermal resistance in urban areas. Based on the measurements and results, it is possible to demonstrate anthropogenic activity in climate change, take measures for the outcomes, identify climate change-sensitive areas within the city, and ultimately contribute to environmental and regional sustainability.

Keywords: Climate change, Urban heat island, Mobile measurements, Fixed meteorological station measurements, Satellite images, Remote sensing.

1. GİRİŞ

Nüfusun büyük çoğunluğunun yaşadığı kentlerin ve kent içerisindeki belirli noktaların, çevresindeki alanlara göre hava ve yer yüzey sıcaklığı olarak daha yüksek sıcaklığa sahip olma durumu “kentsel ısı adası (KIA)” olarak tanımlanmaktadır (Oke, 1973; Oke, 1982; Landsberg, 1981; Voogt & Oke, 2003). Kentsel ısı adası kavramı ilk olarak Luke Howard tarafından kullanılmıştır (Howard, 1818). İngiliz kimyager ve meteorolog Luke Howard, kentsel alanların yerel iklim üzerindeki etkisini ilk fark eden kişi olmuştur. Howard, 1800-1830 yılları arasında Londra’da hava durumu ve iklim üzerine çalışmış ve sıcaklık kayıtlarını analiz ederek kentsel ısı adası olgusunu diğer araştırmacılardan onlarca yıl önce tespit edip tanımlamıştır. Howard’ın kentsel ısı adalarını incelemeye yönelik ilk katkılarından bu yana, birçok araştırmacı onun yolunu takip etmiştir (Rupard, 2019). Araştırmacılar en az bir milyon kişilik nüfusa sahip olan kentlerin, çevrelerindeki kırsal alanlara göre 1-3 °C daha sıcak olduğu hatta kentle kırsal arasındaki sıcaklık farkının açık ve rüzgârsız gecelerde 12 °C’yi bulduğu yapılan çalışmalarla ortaya konmuştur (Thompson & Perry, 1997; Dutta & Das, 2020). Plansız ve hızlı kentleşme, kentsel ısı adası etkisine sebep olan kent iklimindeki değişimlerin en büyük payını teşkil etmektedir. Yer ve hava sıcaklığındaki artış, rüzgâr hızının azalması ve yönünün değişmesi, yapılaşma sebebiyle sıcaklık gradyanlarının meydana gelmesi ve bunların kent meltemlerini oluşturması, kentteki nem oranlarının değişmesi gibi sonuçları beraberinde getirmektedir (Çiçek & Doğan, 2005). Kentlerin büyüdükçe ve geliştikçe doğal zemin yapısının bozularak asfalt ve çimento kaplı zeminin ön plana geçmesi, yeşil alanların tahrip edilmesi ve beraberinde kent zeminlerindeki nemin azalması, cadde ve sokakların yüksek katlı binalarla doldurulması sonucu oluşan kanyon etkisi kentsel ısı adası etkisini ortaya çıkarmaktadır (Chandler, 1965; Landsberg, 1981) (Şekil 1).

Sanayi Devrimi ile birlikte artan nüfusun büyük çoğunluğunun kentlere göç etmesi, kentlerde çevresel, ekonomik ve sosyal sorunların ortaya çıkmasına yol açmıştır. Bu etkilerden en büyüğü olan kent ikliminin değişimi (Duman Yüksel, 2005) ve kentsel ısı adası etkisi Sanayi Devrimi’nden sonra önem kazanan bir kavram haline gelmiştir. Kentsel ısı adasının etkisi yalnızca kent zeminlerinin çevrelerinden daha sıcak hale gelmesiyle değil sağlık, enerji, ulaşım, ekosistem, hava ve yaşam kalitesindeki etkileriyle de önem arz etmektedir. Kentlerin fiziki olarak değişmesi, geçirimsiz yüzeylerin artması ve Güneş ışınları absorbe eden materyal ile kaplanması kent içindeki sıcaklığı artırmaktadır. Bu da kentteki biyoklimatik konforu düşürmekte, özellikle yaşlı, çocuk ve kronik

hastalığı olan risk grubundaki kişiler için sağlık problemlerine neden olmaktadır (Vandentorren vd. 2006; Tan vd. 2010; Dong vd. 2014). Kent iklimi değiştikçe, kentsel ısı adası etkisinin boyutu ve şiddeti arttıkça insanlar yaşam alanlarını soğutma eğilimine girmektedir. Soğutma için tüketilen enerji hem ekonomik kaybı hem çevresel etkiyi artırmaktadır (Santamouris, 2014; Santamouris vd. 2015). Kentte sıcaklık artıp kentsel ısı adası etkisi geniş alanlara yayıldıkça hava kirliliği (Sarrat vd. 2006) ve sera gazı salımları da artmaktadır. Yapılaşma kaynaklı beton yüzeylerin yükselmesi rüzgârı engelleyen veya yönünü değiştiren bir unsurdur. Rüzgâr bu sebeplerle kent içine girip sıcaklığı ve kirliliği dağıtacak fırsatı bulamadığından sıcaklık birikmekte ve hava kirliliği kent üzerinde kalmaktadır. Her çevresel yapıda olduğu gibi kentler de kendine özgü ekosisteme sahiptir. Kentlerin ısı adası haline gelmesi veya kent içerisindeki belirli noktalarda kentsel ısı adası etkisinin yoğunlaşması o bölgedeki ekosistemin değişmesine yol açmaktadır. Bu durumda bitki ve hayvan türlerinin sayısı, dağılımı ve yaşam koşulları değişmekte, çeşitlilik azalmaktadır. Doğal ve yapay çevre birbiriyle etkileşim halinde olan bir bütün olarak düşünüldüğünde, bu dengedeki küçük değişimler dahi diğer dengelerin bozulmasına sebebiyet vermektedir. Dolayısıyla kentsel ısı adası etkisinin varlığı, şiddeti ve boyutu hem kenti hem de kentin çevresindeki tüm çevresel etmenleri etkilemesi sebebiyle oldukça önemlidir ve multidisipliner olarak incelenmektedir.

Kent iklimi ve kentsel ısı adası çalışmalarında ilk dönemlerden itibaren farklı veriler kullanılmakta ve farklı yöntemlerle sonuçlar ortaya konulmaktadır. Sabit meteoroloji istasyonları (Karaca vd. 1995; Kadioğlu, 1997; Çiçek, 2003; Çiçek & Türkoğlu, 2005), mobil araçlara yerleştirilen ölçüm cihazları (Oke, 1973; Voogt & Oke, 1998; Richard K., 2005; Nichol vd. 2009; Chow vd. 2011), lidar görüntüleri (Fast vd., 2005; Lin vd., 2008), uydu görüntüleri ve uydulara ait termal bantlar (Melhuis & Pedder, 1998; Xian & Crane, 2006; Frey vd. 2007; Bhang & Park, 2009; Xiaofeng vd. 2010; Laaidi vd. 2012) ve modelleme çalışmaları (Atwater, 1975; Synnefa vd. 2008; Trusilova vd. 2008; Hoffman vd. 2011) kent iklimi ilgili çalışmalarda ve kentsel ısı adası tespitinde kullanılan veri kaynaklarıdır (Yılmaz, 2013). Her bir veri kaynağı ve yönteminin kendine ait avantaj ve dezavantajları bulunmaktadır. Örneğin; meteoroloji istasyonlarından elde edilen verilerin analiziyle gerçekleştirilen çalışmalar, kentsel ısı adası çalışmalarındaki ilk örnekleri teşkil etmektedir. 1960'lı yıllardan sonra kızılötesi teknoloji aracılığıyla elde edilen görüntülerle, 1970'lerden sonra ise uydu görüntüleriyle kentsel ısı adası çalışmaları hız kazanmıştır. Uydu görüntülerinin sıklıkla tercih edilme sebeplerinden birkaçı istenilen alanın istenilen tarih aralığında görüntülenmesi ve bu işlemlerin diğerlerine kıyasla daha kolay ve daha az maliyetle yapılmasıdır. Meteorolojik ölçümler her saat yapıldığından düzenli veri akışı sağlarken, uydu görüntüleri için veriler uydunun bir nokta üzerinden geçiş periyoduna bağlı olarak elde edilmektedir. Kent iklimini ve kentsel ısı adası etkisini belirlemeye yönelik yapılan çalışmalar ve bu çalışmalarda elde edilen ölçümler, kentlerde termal direnç oluşturmak adına oldukça önemlidir (Bahi vd. 2020). Öyle ki bu ölçümler kentlerdeki iklim değişikliğinde antropojenik etkinin ortaya konması ve önlem alınmasına, kent içindeki hassas noktaların belirlenmesine, çevresel ve bölgesel sürdürülebilirliğin sağlanmasına imkân tanımaktadır.

Kentsel ısı adası etkisini tespit etmek için yapılan çalışmalarda, çalışmanın amacına, çalışma alanına, kullanılan verinin uzunluğuna veya tarih aralığına, çalışmanın ayrıntı düzeyine ve verinin elde edilebilirliğine göre farklı yöntemler kullanılmaktadır. Her çalışmada kullanılan yöntem belirtilmektedir ancak yalnızca söz konusu çalışmalarda kullanılan yöntemlere dair bilgi sunulmaktadır. Bu çalışmada amaç; kullanılan yöntemlerin ayrıntılarını, birbiriyle benzer ve farklı yönlerini ortaya koymaktır. Kentsel ısı adası etkisi çalışmalarında kullanılan yöntemlerin geniş bir perspektiften incelenmesi hedeflenmektedir. Böylece bu çalışmanın, yapılacak yeni çalışmalar için veri ve yöntem seçiminde yol gösterici olması, her yöntem hakkında fikir edinerek çalışmalarda kullanılacak en uygun yöntemin seçilmesinde yardımcı olması planlanmaktadır.

2. KENTSEL ISI ADASININ BELİRLENMESİNDE KULLANILAN YÖNTEMLER

Kentsel ısı adası oluşum mekanizmaları, tespit ve ölçüm teknikleri, etki boyutları ve etkilerini önlemede kullanılan yöntemler bakımından farklılık göstermektedir (United States, 2008). Kentsel ısı adası kent atmosferinin farklı tabakaları için kanopi tabakası ısı adası (KTIA/canopy layer heat island-CLHI), sınır katmanı ısı adası (SKIA/boundary layer heat island-BLHI) ve yüzey ısı adası (YIA/surface urban heat island-SUHI) olarak ayrılmaktadır.

Kent kanopi tabakası, kentlerde yer yüzeyi ile ortalama bina yüksekliği arasında kalan kısmı ifade etmektedir. Kanopi tabakası, binalardan, yollardan ve diğer kentsel yapılardan oluşan karmaşık bir bütündür ve kent içinde sıcaklığın dağılışı, hava hareketleri ve hava kalitesi üzerinde etkilidir (Çelik, 2019) (Şekil 2). Yerel ölçekli etkisi olan kanopi ısı adalarını ortaya koymak için kullanılan izoterm haritaları, kent merkezinde bir tepe ve kent çevresinde bir uçurum oluşturabilecek düşük değerler ile temsil edilmektedir (Roth, 2013). Bir başka ifadeyle, kanopi ısı adasında oluşturulan izoterm haritaları kentin sınırıyla uyumluluk göstermektedir. Kanopi ısı adalarında gece ve gündüz arasındaki sıcaklık farkı belirgindir. Kanopi ısı adasının etkisi gündüz saatlerinde daha az hissedilirken kış mevsimi ve geceleri yoğunluk artmaktadır (United States, 2008). Gündüz saatlerinde yoğunluğu azdır, özellikle kış mevsiminde ve geceleri en yoğun hissedildiği zaman dilimidir. Gündüz saatlerinde kent ve kırsal arasındaki sıcaklık farkı az hatta bazı durumlarda negatif olmaktadır. Kanopi katmanı ısı adalarında mekânsal ve zamansal değişim azdır. Sıcaklık farkı gündüz 1-3 °C, gece 7-12 °C arasında değişmektedir. Gündüz, kanopi ısı adası kentlerde serin adacıklar şeklinde belirlemektedir. Gece ise kentteki soğuma kırsal alana göre daha yavaş olduğundan kentteki ısı adasının kuvveti artmakta ve kanopi ısı adası gece yarısından sonra maksimum düzeye ulaşmaktadır (Oke, 1982; Roth, 2013; Ramakreshnan vd. 2018; Al-Saadi vd. 2020). Kanopi ısı adasının şiddeti kent morfolojisi, rüzgâr koşulları gibi yerel etkilere bağlı olarak değişmektedir ancak genel olarak ~ 1 milyon nüfusa sahip bir kentte 1°C - 2°C arasında değişmektedir. Kanopi ısı adası şiddetleri daha önce yapılmış çalışmalarda Bangkok (Tayland)'ta 6-7 °C (Marks & Connell, 2023), Hong Kong'da 11,3 °C (Memon & Leung, 2010), Singapur'da 7 °C (Chow & Roth, 2006), Hindistan'daki Angul-Talcher bölgesinde 7-9 °C (Singh vd., 2023), Girit Adası'ndaki Hania'da (Yunanistan) 8 °C (Kolokotsa vd. 2009) olarak tespit edilmiştir. Açık ve rüzgârsız hava koşullarında maksimum ısı adası şiddetinin 12 °C'ye ulaştığı belirlenmiştir (Oke, 1997).

Kent atmosferinde kanopi ısı katmanının üstünde yer alan ve yaklaşık 1,5 km yüksekliğe sahip atmosferik ısı adası katmanı "sınır katmanı ısı adası" olarak tanımlanmaktadır (Oke, 1982). Sınır katmanı ısı adası, hava türbülansı gibi değişken fiziksel parametrelerden etkilenmektedir. Sınır katmanının kalınlığı ve şiddeti, ölçüldüğü bölgedeki rüzgârın hızına bağlı olarak değişmektedir (Oke, 1976). Hafif rüzgarların ve kırsalda sıcaklık terselmelerinin olduğu zamanlarda ısı adasının şiddeti büyümekte, kuvvetli rüzgarların olduğu ve dikey sıcaklık dağılımının düzenli seyrettiği durumlarda şiddet azalmaktadır. Sınır katmanı ısı adası yerel düzeyde etkilidir ve şiddeti yaklaşık olarak 1,5 °C – 2 °C arasındadır (Roth, 2013). Kanopi ısı adasında olduğu gibi sınır katmanı ısı adası etkisi geceleri daha yoğun olarak hissedilmekte ve gündüz ise etkisi kaybolmaktadır (Roth vd. 1989; United States, 2008).

Yüzey ısı adası, kentin tüm yüzeylerinin (sokaklar, ağaçlar, dikey duvarlar, çatılar vb.) dahil olduğu sıcaklığı ve bu sıcaklığın birtakım etmenler sonucunda oluşturduğu ısı adalarını ifade etmektedir. Kentsel yüzeyler, sahip oldukları termal iletkenlik, albedo, absorpsiyon vb. gibi fiziksel karakterlerden dolayı gece ve gündüz farklı yüzey sıcaklıklarına sahiptir. Aksi belirtilmedikçe kentsel ısı adası kavramı yüzey ısı adası için kullanılmaktadır (Roth, 2013). Kentlerde doğal arazi örtülerinin değiştirilip yerine bina ve yol gibi Güneş ışığını absorbe edip depolayan geçirimsiz yüzeylerle kaplanması yüzey sıcaklıklarının artmasına sebebiyet vermektedir. Çünkü kentlerde yoğun olarak kullanılan geçirimsiz yüzeylerin albedo oranları düşüktür. Kentsel yapıların artmasıyla azalan yeşil

alanlar kentlerde yüzey sıcaklıklarını arttıran bir diğer etmendir. Yeşil alanlar evaporasyon (buharlaşma) ve transpirasyon (bitkilerin terlemesi) yoluyla zeminin ve havanın soğumasını sağlamakta, kentlerde gölgelik alan oluşturarak şiddetli ısınmanın önüne geçmektedir. Yeşil alanlar azaldıkça yüzey ısı adası etkisi artmaktadır. Bunun yanı sıra kentlerde Güneş dışında sürekli ısı kaynağı oluşturabilecek antropojenik kökenli etmenler de bulunmaktadır. Örneğin, trafiğin yoğun olması ve araçların motor ve egzozlarının sebep oldukları sıcaklıklar, sanayi faaliyetlerinin sebep olduğu ısı kaynakları, yine kentsel yaşam tarzının getirmiş olduğu etkilerle hava kirliliğinin artması kentlerin ısınmasını da beraberinde getirmektedir.

Yüzey ısı adasının şiddeti ve zamansal değişimi farklı koşullara göre değişiklik göstermektedir. Yüzey ısı adaları, gece gündüz fark etmeksizin her zaman görülmekle birlikte en yoğun yaz mevsiminde ve gündüz saatlerinde hissedilmektedir (United States, 2008). Gündüz saatleri, kuru zemin, endüstri bölgeleri ve yoğun beton kaplı alanlarda (özellikle yollar, düz çatılar, kaldırımlar gibi yatay yüzeylerde) yüzey ısı adasının etkisi oldukça şiddetli hissedilmektedir. Geceleri bu şiddet azalmakta ve yüzey ısı adası değişkenliği gündüze göre daha stabil hale gelmektedir. Yüzey ısı adasının etkisi güneşli ve kuru havalarda daha şiddetlidir, yağışlı ve bulutlu günlerde ısı adasının etkisi azalmaktadır (Roth vd. 1989). Yüzey ısı adalarının en yoğun görüldüğü dönemde zamansal ve mekânsal değişimi yüksektir. Öyle ki yüzey ısı adası etkisinin hissedildiği yer ile hissedilmediği yer arasında sıcaklık farkı gündüz 10-15 °C, gece ise 5-10 °C arasında değişmektedir (United States, 2008).

Yüzey ısı adaları, uzaktan algılama aracılığıyla uyduların termal algılayıcıları sayesinde tespit edilmekte ve haritalanmaktadır. Dolaylı ölçme yöntemi kullanıldığından ölçüm ve analiz esnasında birtakım parametrelerin göz önünde bulundurulması gerekmektedir. Örneğin; kent yüzeyinden yayılan ısı enerjisinin uydudaki algılayıcıya ulaşana kadarki mesafesinde atmosfer içindeki farklı etkileşimleri ve yüzeyin albedo özellikleri yüzey sıcaklıklarının hesaplanmasında büyük önem taşımaktadır (Çelik, 2019). Bu nedenle kullanılan uydu ve algılayıcı ne olursa olsun direkt elde edilen ham veriler yüzey sıcaklıklarını ve yüzey ısı adalarını yansıtmamaktadır. Yüzey sıcaklıklarını tespit edebilmek için, sensörlerden elde edilen değerlerin çeşitli eşitlikler ve hesaplamalarla gerçek yer yüzeyi sıcaklıklarına dönüştürülmesi gerekmektedir.

Kent iklimini ve kentsel ısı adası etkisini kavramak için her biri kent ikliminin farklı özelliklerini yansıtan üç tür ısı adasını (kanopi katmanı ısı adası, sınır katmanı ısı adası ve yüzey ısı adası) ve arasındaki farkları anlamak gerekmektedir. Özetle, kanopi ısı adası, hava sıcaklığının kent içindeki değişimini yansıtmakta ve insanların doğrudan hissettiği iklimsel koşulları ifade etmektedir. Sınır katmanı ısı adası, kentteki sıcaklığın atmosferdeki dağılışını ve yerel hava akışını etkileyen faktörleri ortaya koymaktadır. Yüzey ısı adası ise kentteki farklı yüzey özelliklerinin sıcaklık üzerindeki etkilerini ve kentteki enerji dengesini ifade etmektedir. Bu üç ısı adasının incelenmesi, kentleşmenin atmosfer üzerindeki karmaşık etkisini anlamak ve açıklamak için fayda sağlamaktadır (Roth, 2013).

2.1. Sabit meteoroloji istasyonları ölçümleri

Kentsel ısı adasının tespit edilmesinde sabit meteoroloji istasyonları, uzun süreli ve çok yönlü iklim parametrelerinin ölçülmesi için oldukça önemlidir. Nitekim şehir iklimi ve kentsel ısı adasını tespit etmeye yönelik ilk çalışmalarda uzun yıllar sabit meteoroloji istasyonlarından yararlanılarak veriye ulaşılmış ve sonuçlar elde edilmiştir (Gerçek & Türkmenoğlu Bayraktar, 2014). Günümüzde uzaktan algılama ile tespit yöntemleri daha gelişmiş olsa da bazı durumlarda meteoroloji istasyonları verilerine de başvurulmaktadır.

Sabit meteoroloji istasyonları aracılığıyla kent iklimi ve kentsel ısı adası belirlenirken birkaç farklı yöntem kullanılmaktadır. Bunlardan ilki, kentin iklim karakterini yansıtacak istasyona ait

verilerde eğilimlerin ortaya konmasıdır. İstasyon verileri veya araştırması yapılacak parametreler, kent ve nüfusun büyüklüğüne göre belirli dönemlere ayrılarak parametreler arasındaki farklar incelenmektedir (Çiçek & Türkoğlu, 2005). Bu yolla kentsel alandaki iklim parametrelerinin değişimleri araştırılmaktadır (Yılmaz, 2013).

İkinci yöntemi kır ve kent arasındaki iklimsel fark oluşturmaktadır. Hem kırsal hem kentsel alanları temsil edecek bir veya birden fazla meteoroloji istasyonu verilerine dayanarak gerek ölçümü yapılan parametrelerin eğilimi gerekse kır ve kent arasındaki farkların eğilimleri analiz edilmektedir (Karaca vd., 1995; Karaca vd., 1995b; Çiçek & Doğan, 2005; Çiçek & Türkoğlu, 2005; Roy & Fei, 2009). Kent ve kır arasındaki iklim parametrelerindeki veya genel iklimdeki farkların ortaya konulduğu bu çalışmalar kentsel ısı adasını etkileyen faktörler için bir temel oluşturmaktadır.

Sabit meteoroloji istasyonlarının verilerinden yararlanılarak yapılan yöntemlerden bir diğeri kent merkezi ve çevresinde farklı arazi örtülerinde birden fazla meteoroloji istasyonu kurarak gözlem yapmaktır (Çiçek & Doğan, 2006). Bu yolla yapılan araştırmalarda hem kentle kır arasındaki sıcaklık farkları hem de arazi örtüsünden kaynaklanan sıcaklık değişimleri ortaya konmaktadır. Kentlerdeki arazi örtülerinin kırsal alanlardakinden farklı olması kentteki yüzey sıcaklıkları ve dolayısıyla kentsel ısı adası üzerinde oldukça büyük öneme sahiptir.

Sabit meteoroloji istasyonlarının ölçümleri, kentsel ısı adası çalışmalarının büyük çoğunluğunda kanopi katmanı ısı adası için kullanılmaktadır. Kentsel ısı adası tespitinde sabit meteoroloji istasyonlarının sıcaklık ölçümlerinden faydalanırken dikkat edilmesi gereken hususlar bulunmaktadır. Hava sıcaklığını ölçen sensörlerin yerleştirildiği yerler kaydedilen değeri de etkilemektedir. Bu nedenle kentsel yapıların direkt olarak yoğun olduğu yerlerden ziyade radyasyonu doğru algılayabilen ancak etrafında hava sirkülasyonunun sağlanabildiği yerler olmalıdır. Özellikle kanopi katmanında yer alan sensörler cam yüzeyler gibi ısıyı yansıtan materyallerden etkilenmektedir. Bunun yanı sıra sensörlerin yerleştirildiği yükseklik, hava sıcaklığının üst ve alt katmanlar arasındaki enterpolasyonunu sağlayacak düzeyde olmalıdır. Kanopi ısı adasının ortalama bina yüksekliğindeki etkiyi ölçtüğü göz önüne alındığında, sabit meteoroloji istasyonu sensörlerinin bina yüksekliklerini aşmayacak ancak daha alt katmanlardaki hava sıcaklığının enterpolasyonunu sağlayacak yükseklikte olması gerekmektedir. Bu durum her kentin kendi özelliklerine göre değişiklik gösterdiğinden standart bir değeri ve istatistiki modeli bulunmamaktadır (Oke, 2006).

Kanopi ısı adası ölçümlerinde en fazla tercih edilen yöntem sabit ve mobil istasyonlar aracılığıyla ölçümdür. Sabit meteoroloji istasyonları aracılığıyla ölçüm, kanopi ısı adası tespiti için en geleneksel ve yaygın kullanılan yöntem (Sachindra vd. 2016; Ngrambe vd. 2021; Richard vd. 2021; Wang vd. 2022; Zhou vd. 2023) olmakla beraber pek çok avantaja sahiptir. Hassas ve anlık olarak ölçüm yapmaya olanak sağlayan sabit istasyonlar temelde sıcaklık, nem, rüzgâr hızı ve yönü ölçümleri gerçekleştirmektedir. (Grimmond vd. 2010). Elde edilen veriler doğrultusunda hazırlanan çıktıların görselleştirilmesi için kanopi ve sınır katmanı ısı adalarında izoterm haritaları ve sıcaklık grafikleri tercih edilmektedir (United States, 2008).

Kanopi ısı adası özelinde kentsel ısı adası etkisini belirlemek için kullanılan sabit istasyon ölçümleri üç farklı bileşenden oluşmaktadır. Bunlar kent yerleşiminin genel ikliminin ifade edilmesi, kentin yakınındaki bir fiziki coğrafya unsuru (kıyı şeridi, dağ sırası gibi) bileşeni ve kentsel gelişimden kaynaklanan iklim değişikliğini ifade eden bileşendir (Lowry, 1977). Sabit meteoroloji istasyonlarından yararlanılarak ölçülen kanopi ısı adası tespitinde 3 yaklaşım kullanılmaktadır. Birincisi kentsel ve kırsal alanı karakterize eden iki istasyonun karşılaştırılmasıdır. İkincisi, birden fazla istasyonun verilerinden yararlanarak oluşturulmuş bir ağıncıncı incelenmesine dayanmaktadır. Bu yöntem için incelenmek istenen alanda belirli noktalara yerleştirilen birden fazla sabit istasyona gereksinim vardır. Özellikle izoterm haritaları oluşturulurken bu yöntemden sıkça yararlanılmaktadır.

Üçüncü yaklaşım ise zamansal değişim üzerine odaklanmaktadır. Birkaç yıl boyunca hava sıcaklığı ve kentsel ısı adasının seyrini izlemek amacıyla bir veya birden fazla istasyonun veri geçmişinden yararlanılmaktadır. Özellikle kentsel ısı adasının evrimini ve kentleşmenin gelişimi ile arasındaki ilişkiyi ortaya koymak için oldukça elverişlidir (Gartland, 2008). Ancak istasyonların etki alanları kentsel ortamın büyüklüğü ve heterojenliği nedeniyle çok geniş olmamaktadır. Pek çok kentte yerden 2 metre yükseklikteki sıcaklığı ölçen istasyonların etki alanının birkaç yüz metreyi aşmadığı görülmektedir (Stewart & Oke, 2012). Kentteki yapıların yoğun olduğu alanlarda bu etki 100 metre, daha seyrek yapılaşmanın olduğu alanlarda 200 metre yarıçapındadır (Stewart vd. 2014). Bu sebeple sabit istasyonların kullanıldığı kentsel ısı adası ölçümleri, istasyonların etki alanlarından dolayı küçük alanlarla sınırlı kalmaktadır (Bahi vd. 2020).

2.2. Mobil ölçümler

Kentsel ısı adası tespitinde kullanılan mobil istasyon ölçümleri, herhangi bir zamanda ve istenilen mekânsal yoğunlukta gerçekleştirilmekte, araba, tramvay, bisiklet, motosiklet ve elektrikli araçlar gibi kent içinde hareket halindeki araçlar aracılığıyla belirli bir güzergâhlar ilerlenerek ölçülmektedir (Liu vd. 2017; Shumilov vd. 2017; Shi vd. 2021; Chen vd. 2023). Gezici istasyonlar olmaları sebebiyle neredeyse kentin her sokağına ait veri elde etmek mümkün olmakta ve kentsel alanın büyük bir kısmına erişim sağlanmaktadır. Bu avantajından dolayı sabit istasyonların birtakım kısıtlamaları olmasına karşın (gölgeleme etkisinden dolayı şehrin seyrek dokulu alanlarında kurulmaları gibi) mobil ölçüm cihazlarının kullanımı, kentte yaşayan nüfusun konfor algısını etkileyebilecek antropojenik faaliyetler nedeniyle anlık ısı kaynaklarının ve kirleticilerin tespit edilmesinde daha başarılı olarak ifade edilmektedir (Pigliautile vd., 2021; Chafer vd., 2022). NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration- Ulusal Okyanus ve Atmosfer Dairesi) İklim Programı Ofisi ve Ulusal Entegre Isı Sağlığı Bilgi Sistemi (NIHHIS) tarafından yürütülen Kentsel Isı Haritalama Kampanyası (UHMC) ABD'nin seçilmiş pilot kentlerinde araçlara monte edilmiş mobil sensörler kullanılmaktadır. Kampanya kapsamındaki ölçümler, bir kentin kent içi sıcaklık verilerini toplamak için sıcak bir günde genellikle 1 saatlik periyodlar halinde gerçekleştirilmektedir (Glupker, 2020). Sabit meteoroloji istasyonlarından farklı olarak mobil ölçüm cihazları istenilen kentsel ölçeğe, yüksek mekânsal çözünürlüklü veriler sunmakta ve böylece kent iklimini etkileyen unsurların kent içindeki çeşitleri ve dağılışı belirlenebilmektedir (Kousis vd. 2021). Ancak mobil ölçüm cihazlarının heterojen arazi örtüsü/kullanımı ve kentleşmeye sahip alanlarda güvenilir sıcaklık verileri elde etmesi için ölçüm noktalarında belirli bir süre kalması gerekmektedir (Li vd. 2024). Mobil cihazların kentsel ısı adası araştırmalarında kullanılmasındaki bir diğer eksik yönü de mobil cihazların hava sıcaklığına odaklanması ve yüzey sıcaklığını göz ardı etmesidir (Smith vd. 2011). Mobil cihazların bu tek yönlü ölçümü özellikle kanopi ve yüzey ısı adasının birlikte değerlendirildiği çalışmalarda günlük, aylık ve mevsimsel eşitsizliklere sebep olmakta ve zamansal-mekânsal özelliklerin tam olarak analiz edilememesine yol açmaktadır (Du vd. 2021; Peng vd. 2022).

Mobil ölçümlerde kent içerisinde istenilen sayı kadar nokta belirlenip ölçüm yapılabildiğinden verilerin mekânsal dağılışı açısından avantaj sağlamaktadır. Ancak tek bir araç ve sensörle kent iklimi değişkenleri eş zamanlı olarak ölçülememekte birden fazla araç kullanımı da maliyeti artırmaktadır. Bunun yanı sıra kullanılan araçların iklim değişkenleri ve ölçüm yaptıkları alanın özelliklerine göre kalibre edilmeleri gerekmektedir. Çünkü kentin farklı noktalarında yapılan ölçüm saatlerine göre kentsel ısı adasının etkisi ve kentsel yapı yoğunluğuna göre ısı adasının şiddeti değişiklik göstermektedir. Ayrıca ölçümde kullanılan araç motorlu olduğu takdirde egzoz gibi ısı kaynağının ölçüm yapan sensörleri etkilemesinin önüne geçilmelidir. Kentsel ısı adasının mobil istasyonlarla ölçümünde yalnızca araçla ulaşılabilen yerlerde ölçüm yapılabilmesi, kentsel ısı adası dağılımında yerel çevredeki ölçümlerin tam olarak gerçekleştirilememesine neden olmaktadır (Bahi vd. 2020).

2.3. Uzaktan algılama

Uzaktan algılama yöntemleri çoğunlukla günümüzde yüzey sıcaklıklarının tespiti için kullanılsa da Lidar başta olmak üzere sınır katmanını ısı adası ölçümleri uzaktan algılama kullanılarak gerçekleştirilmektedir. Özellikle 1960'lı yıllardan itibaren radyosonde cihazları, helikopterler, gökdelenlere ve uçaklara monte edilmiş sensörler ve Lidar teknolojisi aracılığıyla sınır katmanına dair doğrudan ölçümler yapılmaktadır (Roth, 2013; Çelik, 2019). Lidar, lazer ışınlarının yansıma süreleri sayesinde yeryüzündeki nesneleri algılayan, radarla benzer teknolojiye sahip bir araç; radyosonde ise radyo dalgaları ile ölçüm yapan bir meteoroloji balonudur. Her iki araç da atmosferin dikey yapısını anlamak ve bu yapı hakkında bilgi toplamak için kullanılmaktadır (Fast vd. 2005; Lin vd. 2008; Yılmaz, 2013).

Uzaktan algılama yöntemlerinden bir diğeri hava fotoğraflarıdır. Hava fotoğrafları uçak, balon veya helikopterler aracılığıyla yeryüzünün fotoğrafının çekilmesi esasına dayanmaktadır ve 1960'lı yıllardan itibaren kızılötesi fotoğraflar da bu yöntemle elde edilmiştir. Kızılötesi fotoğrafları çekmek için kullanılan cihazlar sıcaklığa duyarlı olduklarından herhangi bir cismin enerjisini algılayıp yüzey ısisına çevirmektedir. Böylece hava fotoğrafları ve kızılötesi algılayıcı sayesinde yüzey ısı adasının tespiti mümkün olmaktadır (Yılmaz, 2013).

Yeryüzündeki her cismin bir enerjisi bulunmaktadır. Uydular ve kullandıkları sensörler, yeryüzünden yansıyan bu kısa ve uzun dalga boyundaki enerjiyi algılayıp kaydetmektedir. Her sensörün belirli dalga boylarını algılama kabiliyeti bulunmaktadır ve bu aralığa spektral bant aralığı denilmektedir. Sensörlerdeki spektral bant çoğunlukla 0,1 μm ile 100 μm arasında değişmektedir. Spektral aralıktaki ilk algılama 0,1 μm ile 3 μm arasında gerçekleşmektedir ve kısa dalgalı Güneş radyasyonunu temsil etmektedir. 3 μm ile 100 μm arasındaki algılama yeryüzü tarafından yayılan uzun dalgalı yer radyasyonuna aittir (Bahi vd. 2020). 1970'li yıllardan itibaren uzaktan algılama teknolojisinin gelişmesiyle her spektral bölgeden veri sağlamak mümkün hale gelmiştir.

Kentsel ısı adası çalışmalarında kullanılacak uyduların termal algılayıcıya sahip olması gerekmektedir. Günümüzde özellikle LANDSAT (Tablo 1), ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) (Tablo 2), NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) /AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) (Tablo 3), MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) (Tablo 4) ve SENTINEL (Tablo 5) uydularının termal algılayıcıları sayesinde yüzey ısı adası çalışmaları yapılmaktadır (Bhang & Park, 2009; Imhoff vd., 2010). Her bir uydunun spektral bantlarının sahip olduğu dalga boyu aralığı ve bu aralık ölçüsünde sağladıkları görüntüler mevcuttur. Çalışma alanının büyüklüğüne, elde edilmek istenen ayrıntıya, çalışılacak zaman dilimine veya uzunluğuna, görüntülenmek istenen periyoda ve ulaşmak istenen sonuca göre kullanılan uydular da farklılık göstermektedir. Örneğin; Landsat uyduları kentsel ısı adası etkisi çalışmalarında kullanılırken 30 metrelik mekânsal çözünürlük sağlamaktadır. Temelde Landsat 4 ve 5 TM'in 120 m, Landsat 7 ETM+'ın 60 m, Landsat 8 ve Landsat 9 OLI/TIRS'in 100 metre mekânsal çözünürlüğü vardır ancak bu uydulara ait termal görüntüler kullanıma sunulmadan önce 30 metreye yeniden örneklendirilmektedir. Bunun yanında ASTER uydusunun termal bantları 90 metre, MODIS ve NOAA uydularının termal bantları ise 1 km çözünürlüğündedir. Bu nedenle verilerdeki ayrıntı da bu oranlarda değişmektedir. Landsat kent merkezi veya il geneli gibi daha küçük alanların analizleri için uygunken MODIS veya NOAA uyduları birkaç kenti içine alan ya da ülke bazlı çalışmalar için daha uygun veri sağlamaktadır. Uyduların teknik özelliklerini bilip buna göre çalışmaya uygun veri aralığı ve uydu serisi seçmek gerek bilimsel çalışmaların veri kalitesi ve sürekliliği için gerekse ulaşılan sonuçların doğruluğu için avantaj sağlamaktadır.

Uydu sensörlerindeki termal bantlar sayesinde yer yüzeyinin yaydığı enerji algılanmakta ve yer yüzey sıcaklıkları tespit edilmektedir. Bu yöntemle, kent-kır arasındaki yüzey sıcaklık farkları,

arazi örtüsündeki değişimlerin yüzey sıcaklıklarına etkisi ile bunların zamansal ve mekânsal değişimleri analiz edilmektedir (Anniballe & Pichierri, 2014; Ho vd. 2016; Huang vd. 2017; Yao vd. 2021; Zou vd. 2021; Du vd. 2023). Elde edilen yüzey sıcaklık verilerinin mekânsal çözünürlükleri uyduya ve sensöre göre değişiklik göstermektedir. Bunun yanı sıra yüzey sıcaklıklarına ait veriler, uydunun ölçülmek istenilen noktadan geçiş tarihine ve saatine bağlıdır. Örneğin; Landsat'ın bir noktadan geçişi 16 günde bir gerçekleşmekte, herhangi bir noktanın verisi 16 günlük periyodlar şeklinde ve uydunun geçtiği saate göre elde edilmektedir. MODIS ise biri gece biri gündüz olmak üzere günde 2 kez (MOD11A1, MOD11B1 ve MOD11C1 gibi) görüntü kaydetmektedir. Bu nedenle uydu görüntülerinden elde edilecek veriler belirli bir tarih ve saat ölçümleri (Zou vd. 2021), maksimum değerler (Ho vd. 2016), saatlik değerler (Li vd. 2017), aylık değerler (Huang vd. 2017), mevsimlik ortalama, maksimum ve minimum değerler (Li vd. 2019; Yao vd. 2021) olarak elde edilmektedir.

Uydulara ait termal bantların ölçtüğü değerler direkt olarak yer yüzey sıcaklığını vermemektedir. Bu değerlerden yer yüzey sıcaklığını elde etmek için her uydunun kendi parametrelerine göre değişmekle birlikte birtakım hesaplamalara ihtiyaç duyulmaktadır. Bunun yanı sıra termal algılayıcılar, atmosfer ve yeryüzündeki bazı engellere maruz kaldığında ölçüm yapmamaktadır. Örneğin; uydunun görüntü aldığı sırada bulutluluk hakimse termal algılayıcı bulutun altındaki yüzeyin sıcaklığını algılayamamaktadır. Benzer şekilde bitki örtüsüyle tamamen kapalı bir alanda zemin sıcaklığı ölçülememektedir. Kent içindeki duvarların veya dikey yüzeylerin sıcaklığı direkt olarak termal algılayıcı aracılığıyla ölçülemediğinden ek ölçüm ve gözlemlere ihtiyaç duyulmaktadır (Voogt & Oke, 1997). Çalışmanın amacına göre değişiklik göstermekle birlikte uzaktan algılama yöntemleri ve saha gözlemleri birlikte kullanılarak coğrafi yapı, bina kullanımı ve kaplama malzemeleri, kentsel yapı yoğunluğu/dağılışı ile ilgili incelemeler gerçekleştirilmektedir (Lino & Hoyano, 1996; Lo vd. 1997; Stone & Rodgers, 2001; Kardinal vd. 2007; Li vd. 2009).

Uzaktan algılama ile elde edilen verilerin analizi, kentsel ısı adasının şiddeti ve dağılımını belirlemek amacıyla çeşitli görüntü işleme teknikleri, istatistiki yöntemler ve Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) ile gerçekleştirilmektedir. Bunun yanı sıra kentsel alandaki bitki örtüsü ve yapay yüzeylerin yoğunluğunu tespit etmek amacıyla NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) ve NDBI (Normalized Difference Built-up Index) gibi indeksler de kullanılmaktadır. Kentsel ısı adası ve yüzey ısı adası analizlerinin görselleştirilmesi termal görüntüler ve haritalar ile gerçekleştirilmektedir. Uzaktan algılama teknolojinin gelişmesi kentsel ısı adalarının daha yüksek çözünürlükle analiz edilmesinde ve daha derin incelenmesinde etkili olmaktadır.

2.4. Modellemeler

Kentsel ısı adası çalışmalarında modellemeler, kentlerde termal özelliklerin ve enerji dengesinin mekânsal dağılımını analiz, simüle ve tahmin etmek amacıyla kullanılmakta (Bahi vd., 2020), kentsel iklim modellerine bir girdi olarak sunulmasını ve kentle ilgili sorgulamalarda öngörde bulunulmasını sağlamaktadır (Synnefa vd. 2008; Trusilova vd. 2008; Hoffman vd. 2011). Modellemeler sayesinde kentteki kirleticiler tespit edilerek kirleticilerin kentsel ısı adası üzerindeki etkileri de saptanabilmektedir (Atwater, 1975). Kentsel ısı adası çalışmalarında modellemelerin kullanılması, ısı adası etkisinin anlaşılması, geleceğe dönük tahminlerde bulunulması ve etkinin azaltılması için önemlidir. Modellemeler çoğunlukla iklim modellemelerini, hava akış simülasyonlarını, enerji dengesini ve yerel ölçekteki iklim değişikliğine dair tahminleri içermektedir.

Kentsel ısı adası etkisi çalışmalarında sıklıkla kullanılan modeller sayısal modeller, ampirik (istatistiki modeller) ve fiziksel modeller olarak ayırt edilmektedir. Sayısal modeller kentsel ısı adası çalışmalarında ve daha genel olarak kent iklimi tahminlerinde araştırma ve tahmin (WRF), tek veya çoklu kentsel kanopi (UCM) veya akışkan dinamiği (CFD) modellerini (örn; ENVI-Met) entegre

etmektedir (Zheng vd. 2022; Faragallah & Ragheb, 2022; Najah vd. 2023). WRF ve UCM modellerinin mekânsal çözünürlüğü 100 metreden 1 kilometreye kadar değişmekle birlikte CFD modelinin çözünürlüğü 0,5 metreden 10 metreye kadar değişmektedir (Li vd. 2024). Sayısal modellerin avantajlarından birisi yalnızca çalışma alanındaki kentsel ısı adası etkisini simüle etmekle kalmayıp farklı planlama ve iklim değişikliği koşulları altında oluşabilecek senaryoları da tahmin etmesidir (Faragallah & Ragheb, 2022; Zheng vd. 2022; Silva vd. 2022). WRF ve UCM modelleri, binaların gölge oluşturdıkları alanı, zeminden yansıyan ışıınımı, rüzgâr akışını, beton ve asfalt kaplı yüzeyler gibi alanlardaki ısı transferini simüle ederken (Khan vd., 2021), kentsel binaların eşit olmayan yükseklikleri, bitki varlığı, kentteki hidrolojik süreçler gibi kente ait ve kentsel ısı adasında etkisi olan unsurları simüle edememektedir. Bu durumda modellerde yüksek doğruluk sağlayabilmek için araştırmacıların derin meteoroloji bilgisine sahip olması ve modellerin arka plan verilerinin fazla ayrıntı içermesi gerekmektedir (Li vd. 2024). CFD modellerinden en yaygın olarak kullanılanı ENVI-Met'tir. ENVI-Met'in diğerlerine göre en büyük avantajı bitki örtüsü varlığı ve su kütlelerini de analiz ediyor olmasıdır (Zheng vd. 2022; Xu vd. 2022; Najah vd. 2023). Pek çok meteorolojik unsur için yüksek hassasiyetli sonuç elde edilebilen ENVI-Met, küresel iklim bölgelerindeki uygulanabilirliği için arka planda fazla doğrulama gerektirmektedir (Li vd. 2024).

Kentsel ısı adası çalışmalarında bir diğer modeli ampirik (istatistiki) modeller oluşturmaktadır. Ampirik modeller yüzeyin enerji dengesine bağlı olarak çalışmaktadır. Modellerde amaç, gözlemlerden elde edilen istatistiki verileri ve ilişkileri kullanarak bina yüksekliğindeki kent atmosferinin enerjisini yeniden üretmektir. Bu modelleme fazla sayıda denklemin çözümünü gerektirmeyen az sayıda girdi (örn; yüzey tipi ve gelen Güneş radyasyonu gibi) kullanarak simülasyon gerçekleştirmektedir (Masson, 2006). Özellikle kanopi katmanı için, ampirik modellerden en doğru sonucu veren NARP-LUMPS modelidir ve üç bileşene dayanmaktadır. Bunlar ilk olarak gelen Güneş radyasyonu, bağıl nem ve hava sıcaklığı gibi atmosferik etmenler, albedo ve emisyon gibi yüzey ışıınım özellikleridir (Offerle & C.S.B. 2003). İkinci bileşen, net radyasyon bilindiği takdirde ısı depolama kapasitesi, OHM katsayısı ve Qs katsayısıdır. Bu üç katsayı arazi örtüsüne bağlı olarak değişmektedir ve Grimmond ve Oke tarafından kentsel arazi kullanım tiplerine göre kalibre edilmiştir (Grimmond & Oke, 1999). Üçüncü bileşen türbülanslı akımlara aittir ve Penman-Monteith (Monteith, 1965) yaklaşımına bağlı olarak LUMPS şeması kullanılarak hesaplanmaktadır (Grimmond & Oke, 2002). Bu yaklaşım son derece basit şemaların kullanımını mümkün kılmaktadır. Ancak şemaların dezavantajı, istatistiklerin alan verilerine dayanıyor olması sebebiyle yalnızca karşılaşılan koşullar ile (zemin özellikleri, iklim, mevsimsel koşullar vb.) sınırlı olmasıdır (Masson, 2006).

Fiziksel modeller termal ortamı doğrudan incelemek ve modellemek yerine ısı adasını kontrol eden bazı parametreleri (örn; gece sıcaklığı, türbülanslı ısı transferi vb.) incelemek için daha elverişlidir (Roth, 2013). Gece soğuması ve ısı adası şiddeti Oke tarafından çalışılmış (Oke, 1981) ve kent geometrisi ile zemin özelliklerine bağlı termal kabulün kentsel ısı adasını kontrol eden etmenler olduğu ortaya konulmuştur. Bunun yanı sıra modelleme çalışmalarıyla, sakin hava şartlarında kentsel yeşil alanların gece soğuması üzerinde etkisi bulunduğu belirtilmektedir. Çevrelerinden daha düşük termal kabule sahip yeşil alanlar güçlü soğuma potansiyeline sahiptir. Diğer yandan kanyon etkisi gibi kent geometrisini etkileyen fiziksel yapıların yüzey albedosunun azaltılabileceği sonucuna ulaşılmıştır (Oke, 1981; Roth, 2013).

Kentsel ısı adası çalışmalarında kullanılan modeller, atmosfer koşullarını olabilecek en gerçek haliyle hesaplamak ve tahmin etmek üzere geliştirilmiştir. Bu yolla farklı meteorolojik özelliklere sahip kentlerin verilerini simüle etme olanağı sağlanmaktadır. Aynı zamanda modeller sayesinde sabit meteoroloji istasyonlarının sınırlamaları da en aza indirilmektedir. Nitekim modelleme yaklaşımları, kentsel ısı adalarının mekânsal dağılımını incelerken antropojenik ısı, albedo ve buharlaşma ile ilgili sorunların analizinde kullanılmaktadır (Arnfield, 2003; Fan &

Sailor, 2005). Kentsel ısı adasını tespit ve tahmin etmek için kullanılan WRF, UCM, CFD modelleri dışında CSUMM (Colorado State University Mesoscale Model), URBAN 3, SHIM (Surface Heat Island Model), TEB (Town Energy Balance) Model ve İstatistiksel Haritalama yaklaşımıdır. CSUMM modeli, kentteki enerji dengesi üzerine kurulu matematiksel bir model olup atmosfer unsurlarını simüle ederek, üç boyutlu sistem içinde sıcaklık dağılımını ortaya koymaktadır. Özellikle antropojenik ısı, albedo ve buharlaşma ile ilgili araştırmaların olduğu kentsel ısı adası çalışmalarında sıklıkla kullanılmaktadır (Taha, 1997; Saleeby & Cotton, 2004). URBAN 3 modelinde kentteki kızıllötesi emisyonlar simüle edilmektedir. Kentin optimal koşullarda gece oluşabilecek ısı adaları tespit edilmekte ancak simüle edilen durum yalnızca rüzgâr hızının 0 m/sn olduğu durumda geçerli olmaktadır (Bahi vd. 2020). SHIM, URBAN 3 ile benzer özellikler göstermektedir ancak ondan farklı olarak kentsel kanyon içerisinde duvarların, çatıların ve yolların gece soğuma potansiyelini simüle etmektedir. TEB modeli, CNRM (Centre National de Recherches Meteorologiques-Meteo-France) tarafından geliştirilmiştir (Masson vd. 2002). Model, temelde 2 ve 4 km çözünürlükte kentsel sıcaklığı tahmin etmeyi ve kent yüzeyi ile atmosfer arasındaki enerji alışverişini modellemektedir (Masson vd. 2002; Lemonsu vd. 2010). TEB, modellemeyi gerçekleştirirken bina düzenlerini, her bölgenin çatı-bina ve yol durumunu, binalar arasındaki atmosferi, kent iklimini etkileyen fiziki unsurları, buharlaşmayı ve ısı alışverişini dikkate almaktadır. Binaları göz önünde bulundurduğundan kentsel ısı adasının evrimini de ele alarak ısıtma ve soğutma için gerekli olan enerjiyi de simüle etmektedir (Bahi vd., 2020). İstatistiksel haritalama yaklaşımında arazi kullanımı ve hava sıcaklığının mekânsal dağılımı tahmin edilmekte ve bu işlemdeki parametreler için doğrusal regresyon kullanılmaktadır. Doğrusal regresyon ve istatistiksel haritalama modeli ile simüle edilecek kentsel ısı adası tahminlerinde eğim, hava akışı, gökyüzü faktörü, yükseklik, rüzgâr hızı ve yönü, arazi örtüsü ve kullanımı, yapay yüzeyler, termal özellikler, bitki varlığı, bina yüksekliği ve radyan sıcaklık dikkate alınmaktadır (Ketterer & Matzarakis, 2015).

3. SONUÇ

Nüfusun ve yapılaşmanın yoğun olduğu kentlerin veya kentlerdeki belirli noktaların çevrelerine göre daha sıcak olma durumu “kentsel ısı adası” olarak tanımlanmaktadır. Kentsel ısı adası pek çok faktörün etkisi altında oluşmaktadır ancak nüfusun artışına bağlı olarak yapay yüzeylerin gittikçe artış göstermesi bu etkilerin başında gelmektedir. Yapılaşmanın ve dolayısıyla kentleşmenin artması kent ikliminde başta sıcaklık olmak üzere, rüzgâr hızını, rüzgârın yönünü, nem oranını etkilemekte kent meltemlerine ve sıcaklık gradyanlarına sebebiyet vermektedir. Öyle ki kentsel ısı adası etkisinin hissedildiği alanlarda kentle kır arasındaki sıcaklık farkı 12°C’yi bulmaktadır. Ayrıca kentsel ısı adası etkisi her kentte aynı düzeyde vuku bulmamaktadır. Çünkü her kentin nüfusuna, planlamasına ve büyüklüğüne göre kendine has özellikleri bulunmakta ve kentsel ısı adası etkisi değişiklik göstermektedir.

İlk kez 1818 yılında Luke Howard tarafından Londra kenti için kullanılan kentsel ısı adası terimi o tarihten itibaren ve özellikle Sanayi Devrimi sonrası çeşitli disiplinler tarafından çalışılan ilgi çekici bir konu olmuştur. Zamanla kent iklimini ve kentsel ısı adası etkisini araştırmaya yönelik farklı teknikler ve yöntemler geliştirilmiştir. Bu yöntemler ilk olarak meteoroloji rasatlarıyla başlamış, sabit ve mobil ölçüm cihazlarıyla kent iklimine sonrasında ise kentsel ısı adası etkisine ve nedenlerine yönelik çalışmalar ile devam etmiştir. Teknolojinin ilerlemesiyle birlikte meteorolojik rasatların yanında radar ve uzaktan algılama teknolojileri kullanılmaya başlanmıştır. Her bir ölçüm ve analiz yönteminin çalışma prensibi, amacı, kullandığı parametreler, çıktıları, avantajları ve dezavantajları farklılık göstermektedir. Bu nedenle kentsel ısı adasına yönelik çalışmalarda yapılacak yöntem ve veri seçimleri çalışmanın amacına uygun olarak seçilmelidir. Söz konusu yöntemler tek başına kullanılabileceği gibi herhangi bir ısı adası tespitinde birden fazla yöntem birlikte kullanılabilir. Diğer bir ifadeyle, uzaktan algılama ile tespit edilen kentsel ısı adasının şiddeti

ve mekânsal dağılımı, modellemeler veya meteoroloji istasyonları ile desteklenebilir. Bu yöntemler ile elde edilen sonuçlar özellikle kentsel alanlarda termal direncin sağlanması için önem arz etmektedir. Yapılan ölçümler ve elde edilen sonuçlara göre, iklim değişikliğindeki antropojenik etkinin ortaya konulması ve sonuçlar için önlem alınması, kent içerisinde iklim değişikliğine duyarlı alanların belirlenmesi ve neticede çevresel ve bölgesel sürdürülebilirliğin sağlanması mümkün olmaktadır.

Kaynaklar

- Ackerman, S. A., Strabala, K. I., Menzel, P., Frey, R. A., Moeller, C. C., & Gumley, L.E. 1998. Discriminating clear sky from clouds with MODIS. *Journal of Geophysical Research*, 103, 141-157.
- Al-Saadi, L. M., Jaber, S. H., & Al-Jiboori, M. H. 2020. Variation of urban vegetation cover and its impact on minimum and maximum heat islands. *Urban Climate*, 34.
- Anniballe, R. S. B., & Pichierri, M. 2014. Spatial and temporal trends of the surface and air heat island over Milan using MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, 150, 163-171.
- Arnfield, A. 2003. Two decades of urban climate research: a review of turbulence, exchanges of energy and water and the urban heat island. *Int. J. Climatol.*, 23, 1-26. doi:https://doi.org/10.1002/joc.859
- Atwater, M. A. 1975. Thermal changes induced by urbanization and pollutants. *Journal of Applied Meteorology*, 14 (6), 1061-1071.
- Bahi, H., Mastouri, H., & Radoine, H. 2020. Review of methods for retrieving urban heat island. *Materials Today: Proceedings*, 27, 3004-3009. doi: https://doi.org/10.1016/j.matpr.2020.03.272
- Bhang, K. J., & Park, S. S. (2009). Evaluation of the surface temperature variation with surface settings on the urban heat island in Seoul, Korea, using Landsat 7 ETM+ and SPOT. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 6(4), s. 708-712.
- Chafer, M., Tan, C. L., Cureau, R. J., Hien, W. N., Pisello, A. L., & Cabeza, L. F. 2022. Mobile measurement of microclimatic variables through the central area of Singapore: An analysis from the pedestrian perspective. *Sustainable Cities and Society*, 83.
- Chandler, T. 1965. *London weather*. London: Hutchinson.
- Chen, Y. P., Li, J. Y., Hu, Y., & Liu, L.Y. 2023. Spatial and temporal characteristics of nighttime UHII based on local climate zone scheme using mobil measurement-A case study of Changsha. *Building and Environment*, 228.
- Chow, W. T., Pope, R. L., Martin, C. A., & Brazel, A. J. 2011. Observing and modeling the nocturnal park cool island of an arid city: horizontal and vertical impact. *Theoretical & Applied Climatology*, 103 (1/2).
- Chow, W., & Roth, M. 2006. Temporal dynamics of the urban heat island of Singapore. *International Journal of Climatology*, 26, 2243-2260.
- Çelik, B. 2019. Arazi örtüsü değişimlerinin kentsel ısı adalarına olan etkilerinin zamansal ve mekansal olarak araştırılması. *Yayınlanmamış Doktora Tezi*. İstanbul: İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Çelik, B. 2019. Arazi örtüsü değişimlerinin kentsel ısı adalarına olan etkilerinin zamansal ve mekansal olarak araştırılması. *Doktora Tezi*. İstanbul: İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Geomatik Mühendisliği Anabilim Dalı Geomatik Mühendisliği Programı.
- Çiçek, İ. 2003. *Ankara'da şehirleşmenin biyoklimatik koşullar üzerine etkisi*. İzmir: Prof. Dr. Sırrı Erinç Anısına Klimatoloji Çalıştayı.
- Çiçek, İ., & Doğan, U. 2005. Ankara'da şehir ısı adasının incelenmesi. *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 3 (1), 57-72.
- Çiçek, İ., & Doğan, U. 2006. Detection of urban heat island in Ankara, Turkey. *Il Nuovo Cimento C*, 29 (4), 399-409.
- Çiçek, İ., & Türkoğlu, N. 2005. Urban effects on precipitation in Ankara. *Atmosfera*, 18 (3), 72-186.
- Dong, W., Liu, Z., Zhang, L., Tang, Q., Liao, H., & Li, X. 2014. Assessing heat health risk for sustainability in Beijing's urban heat island. *Sustainability*, 6, 7334-7357.
- Du, H., Zhan, W., Liu, Z., Li, J., Li, L., Lai, J., . . . Jiang, S. 2021. Simultaneous investigation of surface and canopy urban heat islands over global cities. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 181, 67-83. doi:https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2021.09.003
- Du, H., Zhan, W., Voogt, J., Bechtel, B., Chakraborty, T. C., Liu, Z., . . . Fu, P. 2023. Contrasting trends and drivers of global surface and canopy urban heat island. *Geophysical Research Letters*, 50.
- Duman Yüksel, Ü. 2005. Ankara kentinde kentsel ısı adası etkilerinin yaz aylarında uzaktan algılama ve meteorolojik gözlemlere dayalı olarak saptanması ve değerlendirilmesi üzerine bir araştırma. *Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Peyzaj Mimarlığı Anabilim Dalı*. Ankara.
- Dutta, I., & Das, A. 2020. Exploring the spatio-temporal pattern of regional heat island (RHI) in an urban agglomeration of secondary cities in Eastern India. *Urban Climate*, 34. doi:https://doi.org/10.1016/j.uclim.2020.100679
- Fan, H., & Sailor, D. 2005. Modelling the impacts of anthropogenic heating on the urban climate of Philadelphia: a comparison of implemtations in two PBL schemes. *Atmos.Environ*, 39, 73-84. doi:https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2004.09.031

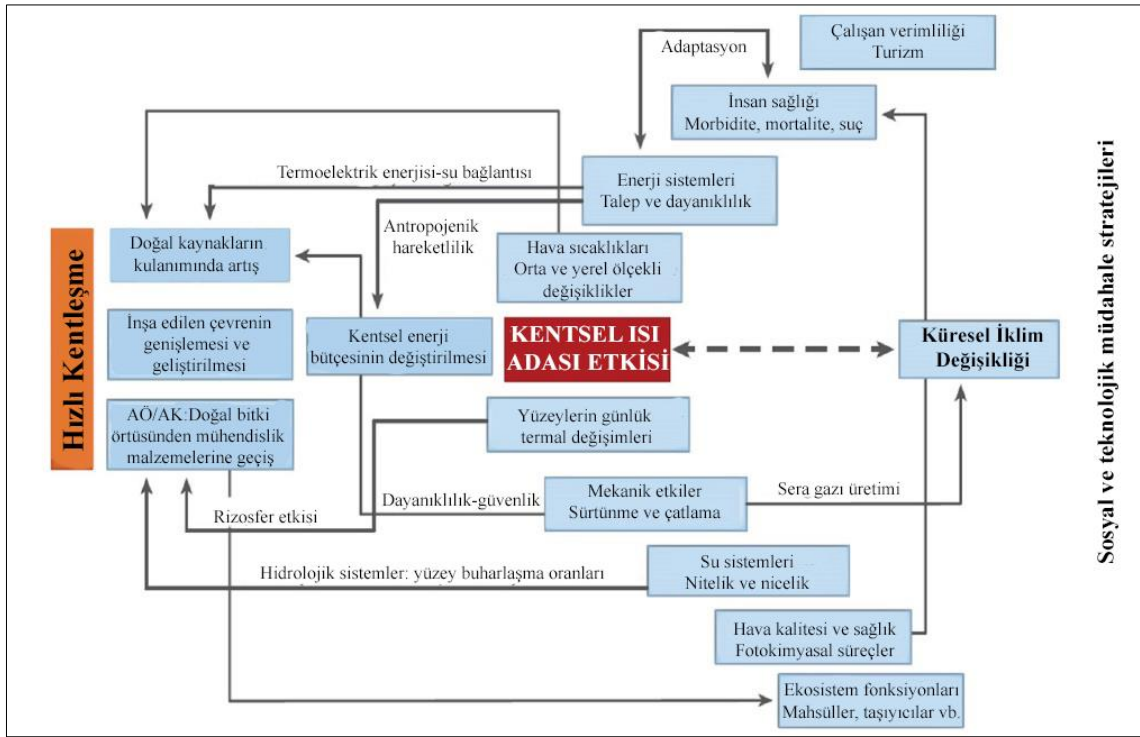
- Faragallah, R. N., & Ragheb, R. A. 2022. Evaluation of thermal comfort and urban heat island through cool paving materials using ENVI-Met. *Ain Shams Engineering Journal*, 13.
- Fast, J. D., Torcolini, J. C., & Redman, R. 2005. Pseudovertical temperature profiles and the urban heat island measured by a temperature datalogger network in Phoenix, Arizona. *Journal of Applied Meteorology*, 44(1), s. 3-13.
- Fast, J. D., Torcolini, J. C., & Redman, R. 2005. Pseudovertical temperature profiles and the urban heat island measured by a temperature datalogger network in Phoenix, Arizona. *Journal of Applied Meteorology*, 44(1), s. 3-13.
- Frey, C. M., Rigo, G., & Parlow, E. 2007. Urban radiation balance of two coastal cities in a hot and dry environment. *International Journal of Remote Sensing*, 28 (12).
- Gartland, L. 2008. *Heat islands: understanding and mitigating heat in urban areas*. Eartscan, London.
- Gerçek, D., & Türkmenoğlu Bayraktar, N. 2014. Kentsel ısı adası etkisinin uzaktan algılama ile tespiti ve değerlendirilmesi: İzmit kenti örneği. *5.Uzaktan Algılama-CBS Sempozyumu (UZAL-CBS)*. İstanbul.
- Glupker, R. A. 2020. *13 Cities Launch Urban Heat Island Community Science Campaigns in 2020 with NOAA*. National Integrated Heat Health Information System: <https://nihhis.cpo.noaa.gov/Home/ArtMID/7244/ArticleID/1892/13-Cities-Launch-Urban-Heat-Island-Community-Science-Campaigns-in-2020-with-NOAA>. adresinden alındı
- Golden, J. S. 2014. *The urban heat island- a sustainable system complexity*. White Pap.,Center Sustain. Comm., Duke Univ. .
- Grimmond, C. B., & Oke, T. R. 2002. Turbulent heat fluxes in urban areas: Observations & local-scale urban meteorological parameterization scheme (LUMPS). *J. Appl. Meteor.*, 41, 792-810.
- Grimmond, C., & Oke, T. R. 1999. Heat storage in urban areas: local-scale observations and evaluation of a simple mode. *J. Appl. Meteor.*, 38, 922-940.
- Grimmond, C., Roth, M., Oke, T., Au, Y. C., Best, M., Carmichael, G., . . . Voogt, J. 2010. Climate and more sustainable cities: climate information for improved planning and management of cities (producer/capabilities perspective). *Procesia Environ.Sci.*, 1, 247-274. doi:<https://doi.org/10.1016/j.proenv.2010.09.016>.
- Ho, H. C., Knudby, A., Xu, Y., Hodul, M., & Aminipouri, M. 2016. A ocmparison of urban heat islands mapped using skin temperature, air temperature and apparent temperature (Humidex), for the greater Vancouver area. *Science of the Total Environment*, 544, 929-938.
- Hoffman, P., Krueger, O., & Schlünzen, K. H. 2011. A statistical model for the urban heat island and its application to a climate change scenario. *International Journal of Climatology*, 32 (8), 1238-1248.
- Howard, L. 1818. *The Climate of London: deduced from Meteorological observations, made at different places in the neighbourhood of the metropolis (Vol.1)*, (Cilt 1). London: W. Phillips, George Yard, Lombard Street, sold also by J. and A. Arch, Cornhill; Baldwin, Cradock, and Joy, and W. Bent, Paternoster Row; and J. Hatchard, Picadilly.
- Huang, W., Li, J., Guo, Q., Mansaray, L. R., Li, X., & Huang, J. 2017. A satellite-derived climatological anaysis of urban heat island over Shanghai during 2000-2013. *Remote Sensing*, 9, 641.
- Imhoff, M. L., Zhang, P., Wolfe, R. E., & Bounoua, L. 2010. Remote sensing of the urban heat islan effect across biomes in the continental USA. *Remote Sensing of Environment*, 114 (3), 504-513.
- Kadioğlu, M. 1997. Şehirleşmenin Marmara bölgesindeki yağışlara etkisi . *Su ve Çevre Sempozyumu*. İstanbul.
- Karaca, M., Antepioğlu, Ü., & Karsan, H. 1995. Detection of urban heat island in İstanbul, Turkey. *II Nuovo Cimento*, 18 (1), 49-55.
- Karaca, M., Tayanç, M., & Toros, H. 1995b. The effect of urbanization on climate of İstanbul and Ankara. *Atmos.Environ. Urban Atmosphere* 29, 3411-3421.
- Kardinal Jusuf, S., Wong, N. H., Hagen, E., Anggoro, R., & Hong, Y. 2007. The influence of land use on the urban heat island in Singapore. *Habitat Int.*, 31, 232-242.
- Ketterer, C., & Matzarakis, A. 2015. Comparison of different methods for the assessment of the urban heat island in Stuttgart, Germany. *Int. J. Biometeorol.*, 59, 1299-1309. doi:<https://doi.org/10.1007/s00484-014-0940-3>
- Khan, A., Chatterjee, S., & Wang, Y. 2021. Urban heat island modelling for tropical climates. *Elsevier*.
- Kolokotsa, D., Psomas, A., & Karapidakis, E. 2009. Urban heat island in southern Europe: The case study of Hania, Crete. *Solar Energy*, 83, 1871-1883.
- Kousis, I., Pigliautile, I., & Pisello, A.N. 2021. Intra-urban microclimate investigation in urban heat island through a novel mobile monitoring system. *Scientific Reports*, 11.
- Laaidi, K., Zeghnoun, A., Dousset, B., Bretin, P., Vandentorren, S., Giraudet, E., & Beaudeau, P. 2012. The impact of heat island on mortality in PAris during the August 2003 heat wave. *Environmental Health Perspectives*, 120 (2).

- Landsberg, H. 1981. *The Urban Climate*. New York: Academic Press.
- Lemonsu, A., Belair, S., Mailhot, J., & Leroyer, S. 2010. Evaluation of the town energy balance model in cold and snowy conditions during the Montreal urban snow experiment 2005. *J.Appl.Meteorol.Climatol.*, 49, 346-362.
- Li, J., Wang, X., Wang, X., Ma, W., & Zhang, H. (2009). Remote sensing evaluation of urban heat island and its spatial pattern of the Shanghai metropolitan area, China. *Ecol.Complexity*, 6, 413-420.
- Li, L., & Zha, Y. 2019. Satellite-based spatiotemporal trends of canopy urban heat islands and associated drivers in China's 32 major cities. *Remote Sensing*, 11.
- Li, L., Huang, X., Li, J., & Wen, D. 2017. Quantifying the spatiotemporal trends of canopy layer heat island (CLHI) and its driving factors over Wuhan, China with satellite remote sensing. *Remote Sensing*, 9.
- Li, Y., Yang, T., Zhao, G., Ma, C., Yan, Y., Xu, Y., . . . Wang, L. 2024. A systematic review of studies involving canopy layer urban heat islands: Monitoring and associated factors. *Ecological Indicators*, 158. doi:<https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2023.111424>
- Lin, C., Chen, F., Huang, J. C., Chen, W. C., Liou, Y. A., Chen, W. N., & Liu, S. C. 2008. Urban heat island effect and its impact on boundary layer development and land-sea circulation over northern Taiwan. *Atmospheric Environment*, 42 (22).
- Lino, A., & Hoyano, A. 1996. Development of a method a predict the heat island potential using remote sensing at GIS data. *Energy Build.*, 23, 199-205. doi:[https://doi.org/10.1016/0378-7788\(95\)00945-0](https://doi.org/10.1016/0378-7788(95)00945-0)
- Liu, L., Lin, Y., Liu, J., Wang, L., Wang, D., Shui, T., . . . Wu, Q. 2017. Analysis of local-scale urban heat island characteristics using and integrated method of mobile measurement and GIS-based spatial interpolation. *Building and Environment*, 117, 191-207.
- Lo, C., Quattrochi, D. A., & Luval, J. C. 1997. Application of high-resolution thermal infrared remote sensing and GIS to assess the urban heat island effect. *Int. J. Remote Sens.*, 18, 287-304.
- Lowry, W. P. 1977. Empirical estimation of urban effects on climate: a problem analysis. *J.Appl.Meteorol.*, 16, 129-135. doi:[https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1977\)016<0129:EEOUEO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1977)016<0129:EEOUEO>2.0.CO;2).
- Marks, D., & Connell, J. 2023. Unequal and unjust: The political ecology of Bangkok's increasing urban heat island. *Urban Studies*.
- Masson, V. 2006. Urban surface modeling and the meso-scale impact of cities. *Theor.Appl.Climatol.*, 84, 35-45. doi:<https://doi.org/10.1007/s00704-005-0142-3>
- Masson, V., Grimmond, C. S., & Oke, T. R. 2002. Evaluation of the town energy balance (TEB) scheme with direct measurements from dry district in two cities. *J. Appl. Meteorol.*, 41, 1011-1026.
- Melhuis, E., & Pedder, M. 1998. Observing an urban heat island by bicycle. *Weather* 53, 121-128.
- Memon, R. A., & Leung, D. Y. 2010. Impact of environmental factors on urban heating. *Journal of Environmental Science*, 22, 1903-1909.
- Monteith, J. L. 1965. Evaporation and the environment. *Smposium of the society for experimental biology* 19, 205-224.
- Najah, F. T., Abdullah, S.F., & Abdulkarem, T. A. 2023. Urban land use change: Effect of green urban spaces transformation on urban heat islands in Baghdad. *Alexandria Engineering Journal*, 66.
- NASA. 2024. MODIS Specification: <https://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php> adresinden alındı
- Ngrambe, J., Joen, S.J., Han, C. H., & Yun, G. Y. 2021. Exploring the relationship between particulate matter, CO, CO₂, NO₂, O₃ and urban heat island in Seoul, Korea. *Journal of Hazardous Materials*, 403.
- Nichol, J. E., Fung, W., Lam, K., & Wong, M. 2009. Urban heat island diagnosis using ASTER satellite images and 'in situ' air temperature. *Atmospheric Research*, 94 (2).
- Offerle, B., Grimmond, C. S. B., & Oke, T. R. 2003. Parameterization of net all-wave radiation for urban areas. *J. Appl. Meteor*, 42, 1157-1173.
- Oke, T. 1973. City size and the urban heat island. *Atmos.Environ.*, 7(8), s. 769-779. doi:[http://doi.org/10.1016/0004-6981\(73\)90140-6](http://doi.org/10.1016/0004-6981(73)90140-6)
- Oke, T. R. 1976. The distinction between canopy and boundary-layer urban heat island. *Atmosphere*, 14 (4), 268-277. doi:<https://doi.org/10.1080/00046973.1976.9648422>
- Oke, T. 1981. Canyon geometry and the nocturnal urban heat island: Comparison of scale model and field observations. *J. Climatol*, 1, 237-254.

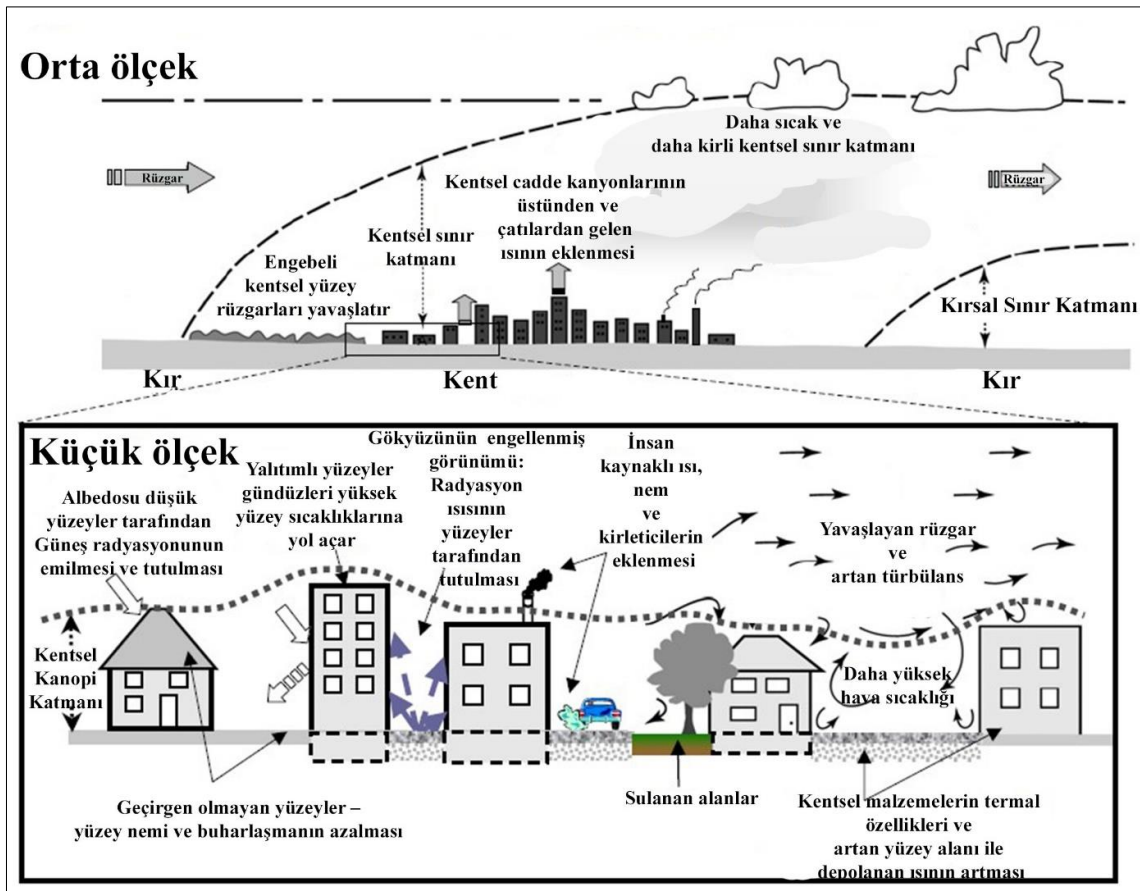
- Oke, T. 1982. The energetic basis of the urban heat island. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 108 (455), 1-24. doi:<https://doi.org/10.1002/qj.49710845502>
- Oke, T. R. 1997. Urban environments. E. B. al. içinde, *Surface Climate of Canada* (s. 303-327). Montreal, Quebec, Canada: McGill-Queens University Press.
- Oke, T. R. (2006). *Initial guidance to obtain representative meteorological observations at urban sites*. Canada: World Meteorology Organization.
- Peng, W., Wang, R., Duan, J., Gao, W., & Fan, Z. 2022. Surface and canopy urban heat islands: Does urban morphology result in the spatiotemporal differences? *Urban Climate*, 42. doi:<https://doi.org/10.1016/j.uclim.2022.101136>
- Phelan, P., Kaloush, K., Miner, M., Golden, J., Phelan, B., Silva, H., & Taylor, R. A. 2015. Urban heat island: mechanism, implications and possible remedies. *Annual Review of Environment and Resources*, 40, 285-307. doi:<http://dx.doi.org/10.1146/annurev-environ-102014-021155>
- Pigliatile, I., D'Eramo, S., & Pisello, A. L. 2021. Intra-urban microclimate mapping for citizens wellbeing: Novel wearable sensing techniques and automatized data-processing. *Journal of Cleaner Production*, 279. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2020.123748>
- Ramakreshnan, L., Aghamohammadi, N., Fong, C. S., Ghaffarianhoseini, A., Ghaffarianhoseini, A., Wong, L. P., . . . Sulaiman, N.M. 2018. A critical review of urban heat island phenomenon in the context of Greater Kuala Lumpur, Malaysia. *Sustainable Cities and Society*, 39, 99-113.
- Richard, K. 2005. Urban and rural dewfall, surface moisture and associated canopy-level air temperature and humidity measurements for Vancouver, Canada. *Boundary-Layer Meteorology*, 114 (1).
- Richard, Y., Pohl, B., Rega, M., Pergaud, J., Thevenin, T., Emery, J., . . . Chateau-Smith, C. 2021. Is urban heat island intensity higher during hot spells and heat waves (Dijon, France, 2014-2019)? *Urban Climate*, 35.
- Roth, M. 2013. Urban Heat Islands. H. J. Fernando içinde, *Handbook of Environmental Fluid Dynamics*. CRC Press/Taylor & Francis Group. doi:ISBN: 978-1-4665-5601-0.
- Roth, M., Oke, T., & Emery, W. J. 1989. Satellite-derived urban heat islands from three coastal cities and the utilization of such data in urban climatology. *International Journal of Remote Sensing*, 10 (11), 1699-1720. doi:<https://doi.org/10.1080/01431168908904002>
- Roy, S. S., & Fei, Y. 2009. Trends in extreme temperatures in relation to urbanization in the twin cities metropolitan area, Minnesota. *Journal of Applied Meteorology & Climatology*, 48 (3).
- Rupard, M. 2019. Urban Heat Islands: Causes, Impacts, & Mitigation. Available online: <https://digitalcommons.calpoly.edu/crspsp/190/>.
- Sachindra, D., Ng, A., Muthukumaran, S., & Perera, B. 2016. Impact of climate change on urban heat island effect and extreme temperature: A case study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142, 172-186.
- Saleeby, S. M., & Cotton, W. 2004. A large-droplet mode and prognostic number concentration of cloud droplets in the colorado state university regional atmospheric modeling system (RAMS) Part 1: module description and cupercell test simulations. *J.Appl.Meteorol.*, 43, 182-195.
- Santamouris, M. 2014. On the energy impact of urban heat island and global warming on buildings. *Energy Build.*, 82, 100-113. doi:<https://doi.org/10.1016/j.enbuild.2014.07.022>
- Santamouris, M., Cartalis, C., & Synnefa, A. 2015. Local urban warming possible impact and a resilience plan to climate change for the historical center of Athens, Greece. *Sustainable Cities and Society*, 19, 281-291. doi:<https://doi.org/10.1016/j.scs.2015.02.001>
- Sarrat, C., Lemonsu, A., Masson, V., & Guedalia, D. 2006. Impact of urban heat island on regional atmospheric pollution. *Atmos.Environ.*, 40, 1743-1758.
- Satellite Imaging Corporation. 2024. Sentinel-2A Satellite Sensor : <https://www.satimagingcorp.com/satellite-sensors/other-satellite-sensors/sentinel-2a/> adresinden alındı
- Sentinel Hub. 2024. Sentinel-2 Bands: <https://custom-scripts.sentinel-hub.com/sentinel-2/bands/> adresinden alındı
- Shi, R., Hobbs, B. F., Zaitchik, B. F., Waugh, D. S., & Zhang, Y. 2021. Monitoring intra-urban temperature with dense sensor networks: Fixed or mobile? An empirical study in Baltimore. *Urban Climate*, 39.
- Shumilov, O. I., Kasatkina, E. A., & Kanatjev, A. G. 2017. Urban heat island investigations in Arctic cities of northwestern Russia. *Journal of Meteorological Research*, 31, 1161-1166.
- Silva, R., Carvolho, A. C., Pereira, S. C., Carvalho, D., & Rocha, A. 2022. Lisbon urban heat island in future urban and climate scenarios. *Urban Climate*, 44.

- Singh, V. K., Mohan, M., & Bhati, S. 2023. Industrial heat island mitigation in Angul-Talcher region of India: evaluation using modified WRF-Single Urban Canopy Model. *Science of the Total Environment*, 858.
- Smith, C. L., Webb, A., Levermore, G., Lindley, S., & Beswick, Y. K. 2011. Fine-scale spatial temperature patterns across a UK conurbation. *Climatic Change*, 109 (3), 269-286.
- Stewart, I. D., & Oke, T. R. 2012. Local climate zones for urban temperature studies. *Bull.Am.Meteorol.Soc.*, 93, 1879-1900. doi:<https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00019.1>.
- Stewart, I. D., Oke, T. R., & Krayenhoff, E. 2014. Evaluation of the 'local climate zone' scheme using temperature observations and model simulations: evaluation of the 'local climate zone' scheme. *Int. J. Climatol.*, 34, s. 1062-1080. doi:<https://doi.org/10.1002/joc.3746>
- Stone, B., & Rodgers, M. O. 2001. Urban form and thermal efficiency: how to design of cities influences the urban heat island effect. *J.Am.Plann.Assoc.*, 67, 186-198.
- Synnefa, A., Dandou, A., Santamouris, M., Tambrou, M., & Soualakellis, N. 2008. On the use of cool materials as a heat island mitigation strategy. *Journal of Applied Meteorology & Climatology*, 47 (11).
- Taha, H. 1997. Urban climates and heat islands: albedo, evapotranspiration and anthropogenic heat. *Energy Build.*, 25, 93-103. doi:[https://doi.org/10.1016/S0378-7788\(96\)00999-1](https://doi.org/10.1016/S0378-7788(96)00999-1)
- Tan, J., Zheng, Y., Tang, X., Guo, C., Li, L., Song, G., . . . Chen, H. 2010. The urban heat island and its impact on heatwaves and human health in Shanghai. *Int. J. Biometeorology*, 54, 75-84.
- Thompson, R., & Perry, A. H. 1997. *Applied Climatology: Principles and Practice*. Routledge.
- Trusilova, K., Jung, M., Churkina, G., Kartens, U., Heimann, M., & Claussen, M. 2008. Urbanization impacts on the climate in Europe: Numerical experiments by the PSU-NCAR Mesoscale Model (MMS). *Journal of Applied Meteorology & Climatology*, 47 (5).
- United States, E. 2008. *Reducing Urban Heat Islands: Compendium of Strategies Cool Roofs: Climate Protection Partnership Division*. U.S. Environmental Protection Agency.
- USGS. 2024a. *What are the band designations for the Landsat satellites*. USGS: <https://www.usgs.gov/faqs/what-are-band-designations-landsat-satellites> adresinden alındı
- USGS. 2024b. Aster Overview: <https://lpdaac.usgs.gov/data/get-started-data/collection-overview/missions/aster-overview/#top> adresinden alındı
- USGS. 2024c. USGS EROS Archive - Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) - Sensor Characteristics: <https://www.usgs.gov/centers/eros/science/usgs-eros-archive-advanced-very-high-resolution-radiometer-avhrr-sensor> adresinden alındı
- Vandentorren, S., Bretin, P., Zeghnoun, A., Mandereau Bruno, L., Croisier, A., Cochet, C., . . . Ledrans, M. 2006. August 2023 heat wave in France: risk factors for death of elderly people living at home. *Eur. J. P. Health*, 16, 581-591.
- Voogt, J.A. 2008. *How Researchers Measure Urban Heat Islands*. https://www.researchgate.net/publication/237288704_How_Researchers_Measure_Urban_Heat_Islands adresinden alındı
- Voogt, J. A., & Oke, T. 1998. Radiometrik temperatures of urban canyon walls obtained from vehicle traverses. *Theoretical and Applied Climatology*, 60 (1), 199-217.
- Voogt, J. A., & Oke, T. R. 1997. Complete urban surface temperature. *J. Appl. Meteorol.*, 36, 1117-1132.
- Voogt, J., & Oke, T. 2003. Thermal remote sensing of urban climates. *Remote Sensing of Environment*, 86 (3), 370-384. doi:[http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257\(03\)00079-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257(03)00079-8)
- Wang, F., Carmichael, G. R., Wang, J., Chen, B., Huang, B., Li, Y., . . . Gao, M. 2022. Circulation-regulated impact of aerosol pollution on urban heat island in Beijing. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 22, 13341-13353.
- Xian, G., & Crane, M. 2006. An analysis of urban thermal characteristics and associated land cover in Tampa Bay and Las Vegas using Landsat satellite data. *Remote Sensing of Environment*, 104 (2).
- Xiaofeng, Z., Jucong, H., Hong, Y., Kai, W., & Quanyi, Q. 2010. Spatiotemporal changes of the urban heat island of a coastal city in the context of urbanisation. *International Journal of Sustainable Development & World Ecology*, 17 (4), 311-316.
- Xu, H., Lin, X., Lin, Y., Zheng, G., Dong, J., & Wang, M. 2022. Study on microclimate effect of water body layout factors on campus squares. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 19.
- Yao, R., Wang, L., Huang, X., Liu, Y., Niu, Z., Wang, S., & Wang, L. 2021. Long term trends of surface and canopy layer urban heat island intensity in 272 cities in the mainland of China. *Science of the Total Environment*, 772.

- Yılmaz, D., & Öztürk, S. 2023. Kentsel ısı adası etkisinin sistematik bir incelemesi: Kentsel form, peyzaj ve planlama stratejileri. *Çevre, Şehir ve İklim Dergisi*, 2 (4), 302-323.
- Yılmaz, E. 2013. Ankara şehrinde ısı adası oluşumu. *Yayınlanmamış Doktora Tezi*. Ankara Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Ankara.
- Zheng, T., Qu, K., Darkwa, J., & Calautit, J. K. 2022. Evaluating urban heat island mitigation strategies for a subtropical city centre (a case study in Osaka, Japan). *Energy*, 250.
- Zhou, D., Sun, S., Li, Y., Zhang, L., & Huang, L. 2023. A multi-perspective study of atmospheric urban heat island effect in China based on national meteorological observations: Facts and uncertainties. *Science of the Total Environment*, 854.
- Zou, L., Li, G., & Xu, S. 2021. A novel method for optimizing air temperature estimation and quantifying canopy layer heat island intensity in eastern and central China. *Advances in Space Research*, 68, 3291-3301.



Şekil 1. Kentsel ısı adasının etmen ve etkileri (Golden, 2014; Phelan, vd. 2015; Yılmaz & Öztürk, 2023).



Şekil 2. Kentsel ısı adası süreçleri ve katmanları (Voogt, 2008).

Tablo 1. Landsat uydularının bant özellikleri (USGS, 2024a).

Uydu	Bant	Dalga boyu (µm)	Çözünürlük (metre)
Landsat 1-3 MSS (Multispektral Scanner)	Bant 4-Yeşil	0,5-0,6	60
	Bant 5-Kırmızı	0,6-0,7	60
	Bant 6-Yakın kızılötesi (NIR)	0,7-0,8	60
	Bant 7-Yakın kızılötesi (NIR)	0,8-1,1	60
Landsat 4-5 TM (Thematic Mapper)	Bant 1-Mavi	0,45-0,52	30
	Bant 2-Yeşil	0,52-0,60	30
	Bant 3-Kırmızı	0,63-0,69	30
	Bant 4-Yakın kızılötesi (NIR)	0,76-0,90	30
	Bant 5-Kısa dalgalı kızılötesi (SWIR) 1	1,55-1,75	30
	Bant 6- Termal	10,40-12,50	120 (30)
	Bant 7- Kısa dalgalı kızılötesi (SWIR) 2	2,08-2,35	30
Landsat 7 ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus)	Bant 1- Mavi	0,45-0,52	30
	Bant 2- Yeşil	0,52-0,60	30
	Bant 3-Kırmızı	0,63-0,69	30
	Bant 4- Yakın kızılötesi	0,77-0,90	30
	Bant 5- Kısa dalgalı kızılötesi (SWIR) 1	1,55-1,75	30
	Bant 6- Termal	10,40-12,50	60(30)
	Bant 7- Kısa dalgalı kızılötesi (SWIR) 2	2,09-2,35	30
	Bant 8- Pankromatik	,52-,90	15
Landsat 8 OLI/TIRS ve Landsat 9 OLI/TIRS	Bant 1-Kıyı aerosolü	0,43-0,45	30
	Bant 2-Mavi	0,45-0,51	30
	Bant 3-Yeşil	0,53-0,59	30
	Bant 4-Kırmızı	0,64-0,67	30
	Bant 5-Yakın kızılötesi (NIR)	0,85-0,88	30
	Bant 6- Kısa dalgalı kızılötesi (SWIR) 1	1,57-1,65	30
	Bant 7-Kısa dalgalı kızılötesi (SWIR) 2	2,11-2,29	30
	Bant 8-Pankromatik	0,50-0,68	15
	Bant 9-Sirüs	1,36-1,38	30
	Bant 10- Termal kızılötesi (TIRS) 1	10,6-11,19	100(30)
	Bant 11- Termal kızılötesi (TIRS) 2	11,50-12,51	100(30)

Tablo 2. ASTER uydusunun bant özellikleri (USGS, 2024b).

Uydu	Bant	Dalga boyu (µm)	Çözünürlük (metre)
ASTER	Bant 1-Görünür ve yakın kızılötesi	0,52-0,60	15
	Bant 2-Görünür ve yakın kızılötesi	0,63-0,69	15
	Bant 3N-Görünür ve yakın kızılötesi	0,78-0,86	15
	Bant 3B-Görünür ve yakın kızılötesi	0,78-0,86	15
	Bant 4-Kısa dalgalı kızılötesi	1,60-1,70	30
	Bant 5-Kısa dalgalı kızılötesi	2,14-2,18	30
	Bant 6-Kısa dalgalı kızılötesi	2,18-2,22	30
	Bant 7-Kısa dalgalı kızılötesi	2,23-2,28	30
	Bant 8-Kısa dalgalı kızılötesi	2,29-2,36	30
	Bant 9-Kısa dalgalı kızılötesi	2,36-2,43	30
	Bant 10-Termal kızılötesi	8,12-8,47	90
	Bant 11-Termal kızılötesi	8,47-8,82	90
	Bant 12-Termal kızılötesi	8,92-9,27	90
	Bant 13-Termal kızılötesi	10,25-10,95	90
	Bant 14-Termal kızılötesi	10,95-11,65	90

Tablo 3. NOAA/AVHRR uydularının bant özellikleri (USGS, 2024c)

Uydu	Bant	Dalga boyu (µm)	Çözünürlük (metre)
NOAA 6,8,10	Bant 1-Görünür spektrum	0,58-0,68	1000
	Bant 2-Yakın kızılötesi	0,72-1,10	1000
	Bant 3-Orta kızılötesi	3,55-3,93	1000
	Bant 4-Termal kızılötesi	10,50-11,50	1000
	Bant 5-Termal kızılötesi	10,50-11,50	1000
NOAA 7,9,11,12, 14	Bant 1-Görünür spektrum	0,58-0,68	1000
	Bant 2-Yakın kızılötesi	0,72-1,10	1000
	Bant 3-Orta kızılötesi	3,55-3,93	1000
	Bant 4-Termal kızılötesi	10,3-11,3	1000
	Bant 5-Termal kızılötesi	11,5-12,5	1000

Tablo 4. MODIS uydusunun bant özellikleri (Ackerman vd., 1998; NASA, 2024)

Kullanım Amacı	Bant	Dalga Boyu (µm)	Çözünürlük (metre)
Yeryüzü/bulut/ aerosol sınırı	Bant 1	0,659	250
	Bant 2	0,865	250
Yeryüzü/bulut/ aerosol özellikleri	Bant 3	0,470	500
	Bant 4	0,555	500
	Bant 5	1,240	500
	Bant 6	1,640	500
	Bant 7	2,130	500
Okyanus rengi/ fitoplankton/ biyokimyasal gözlemler	Bant 8	0,415	1000
	Bant 9	0,443	1000
	Bant 10	0,490	1000
	Bant 11	0,531	1000
	Bant 12	0,565	1000
	Bant 13	0,653	1000
	Bant 14	0,681	1000
	Bant 15	0,750	1000
	Bant 16	0,865	1000
Atmosferik su buharı	Bant 17	0,905	1000
	Bant 18	0,936	1000
	Bant 19	0,940	1000
Yüzey/bulut sıcaklığı	Bant 20	3,750	1000
	Bant 21	3,959	1000
	Bant 22	3,959	1000
	Bant 23	4,050	1000
Atmosfer sıcaklığı	Bant 24	4,465	1000
	Bant 25	4,515	1000
Sirüs bulutları/su buharı	Bant 26	1,375	1000
	Bant 27	6,715	1000
	Bant 28	7,325	1000
Bulut özellikleri	Bant 29	8,550	1000
Ozon	Bant 30	9,730	1000
Yüzey/bulut sıcaklığı	Bant 31	11,030	1000
	Bant 32	12,020	1000
Bulut üst sınırı	Bant 33	13,335	1000
	Bant 34	13,635	1000
	Bant 35	13,935	1000
	Bant 36	14,235	1000

Tablo 5. Sentinel uydularının bant özellikleri (Satellite Imaging Corporation, 2024; Sentinel Hub, 2024).

Uydu	Bant	Dalga boyu (µm)	Çözünürlük (metre)
Sentinel 1	SAR (Sentez Apertür Radar) algılayıcısı kullanmaktadır		
Sentinel 2	Bant 1- Kıyı aerosolü	0,443	60
	Bant 2- Mavi	0,490	10
	Bant 3- Yeşil	0,560	10
	Bant 4- Kırmızı	0,665	10
	Bant 5- Bitki örtüsü kırmızı bant	0,705	20
	Bant 6- Bitki örtüsü kırmızı bant	0,740	20
	Bant 7- Bitki örtüsü kırmızı bant	0,783	20
	Bant 8- Yakın kızılötesi (NIR)	0,842	10
	Bant 8A- Bitki örtüsü kırmızı bant	0,865	20
	Bant 9- Su buharı	0,945	60
	Bant 10- Kısa dalgalı kızılötesi (SWIR)- Sirüs	1,375	60
	Bant 11- Kısa dalgalı kızılötesi (SWIR)	1,610	20
	Bant 12- Kısa dalgalı kızılötesi (SWIR)	2,190	20
Sentinel 3	Bant 1	0,400	300
	Bant 2	0,412	300
	Bant 3	0,442	300
	Bant 4	0,490	300
	Bant 5	0,510	300
	Bant 6	0,560	300
	Bant 7	0,620	300
	Bant 8	0,665	300
	Bant 9	0,673	300
	Bant 10	0,681	300
	Bant 11 (SWIR 1)	0,708	300
	Bant 12 (SWIR 2)	0,753	300
	Bant 13	0,761	300
	Bant 14	0,764	300
	Bant 15	0,767	300
	Bant 16	0,778	300
	Bant 17	0,865	300
	Bant 18	0,885	300
	Bant 19	0,900	300
	Bant 20	0,940	300

	Bant 21	1,020	300
Sentinel 5P	UV-1	0,27-0,30	7000
	UV-2	0,30-0,37	7000
	Görünür spektrum (VIS)	0,37-0,50	7000
	Yakın kızılötesi 1 (NIR 1)	0,68-0,710	7000
	Yakın kızılötesi 2 (NIR 2)	0,75-0,77	7000
	Kısa dalgalı kızılötesi 1 (SWIR 1)	1,59-1,67	7000
	Kısa dalgalı kızılötesi 3 (SWIR 3)	2,30-2,38	7000

İklim Araştırmalarında Derin Öğrenme Uygulamaları

Deep Learning Applications in Climate Research

Olgu AYDIN¹, Hatice KILAR²

Özet

Atmosferin ve ilgili dinamik süreçlerin karmaşıklığı ve doğrusal olmayan yapısı, toplum ve çevre için önemli sorunlar yaratmaktadır. Bu yüzden, bu olayların zararlı etkilerini en aza indirmek için dikkatli bir planlama ve gerekli tedbirlerin alınması kritik önem taşımaktadır. Son yıllarda, iklimle ilgili sorunların farkındalığını artırmak ve doğru tahminler yapmak amacıyla derin öğrenme modellerinin kullanımı üzerine yapılan çalışmalar artmıştır. Derin öğrenme modelleri, kısa ve uzun vadeli hava durumu eğilimlerini belirleme, hava tahmini ve iklim tahmini araştırmalarında mekânsal-zamansal ilişkileri modelleyebilmek, tahminlerin doğruluğunu arttırabilmek, karmaşık hava ve iklim tahminlerinde anlık değişiklikleri ve olayları daha iyi yakalayabilmek için kullanılan güçlü bir araçtır. Bu modellerin karmaşık desenleri ve ilişkileri analiz etme kabiliyeti, aşırı hava olaylarının toplum ve çevre üzerindeki etkilerini en aza indirme potansiyeli taşımaktadır. Ayrıca, erken uyarı sistemleri ve proaktif hafifletme stratejileri geliştirilmesine olanak sağlamaktadır. Bu çalışmada, derin öğrenme yöntemlerinin temellerine ve teknik detaylarına kısaca değinilmiştir. Aynı zamanda, derin öğrenme modellerinin iklim araştırmalarında nasıl kullanılabileceği örnek çalışmalarla incelenmiştir. Genellikle büyük ve karmaşık veri setlerine dayanan bu alandaki çalışmalar, derin öğrenme tekniklerinin bu veri setlerinden anlamlı bilgiler çıkarma ve doğru tahminler yapma konusundaki büyük potansiyelini ortaya koymaktadır. İncelenen araştırmalar, çeşitli derin öğrenme modellerinin iklim araştırmalarında yüksek doğruluk ve güvenilirlik sağladığını net bir şekilde göstermektedir. Yakın gelecekte, yeni öğrenme algoritmaları ve mimarilerinin hızla gelişmesiyle birlikte çok daha başarılı sonuçlara ulaşılması beklenmektedir. Ayrıca, bu teknolojilerin daha yaygın kullanımıyla iklim değişikliğiyle mücadelede daha etkili çözümler geliştirilebilecektir.

Anahtar Kelimeler: Hava Tahmini, İklim Tahmini, Büyük Veri, Derin Öğrenme

Abstract

The complexity and non-linear nature of the atmosphere and its related dynamic processes create significant challenges for society and the environment. Therefore, careful planning and necessary precautions are crucial to minimize the harmful effects of these events. In recent years, there has been a rise in studies using deep learning models to increase awareness of climate issues and make accurate predictions. Deep learning models are effective tools for determining short- and long-term weather trends, modeling spatial-temporal relationships in weather and climate forecasting research, improving forecast accuracy, and better capturing instantaneous changes and events in complex weather and climate forecasts. The ability of these models to analyze complex patterns and relationships has the potential to minimize the impact of extreme weather events on society and the environment. They also enable the development of early warning systems and proactive mitigation strategies. This study briefly discusses the foundations and technical details of deep learning methods. It also examines how deep learning models can be used in climate research through sample studies. Research in this field, which typically relies on large and complex datasets, highlights the significant potential of deep learning techniques for extracting meaningful information and making accurate predictions from these datasets. The reviewed studies clearly show that various deep learning models provide high accuracy and reliability in climate research. With the rapid advancement of new learning algorithms, much more successful results are expected in the near future. Moreover, the more widespread use of these technologies is expected to result in more effective solutions to the fight against climate change.

Keywords: Weather Forecasting, Climate Prediction, Big Data, Deep Learning

¹Doç. Dr. Olgu Aydın, Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Ankara/Türkiye. e-mail: oaydin@ankara.edu.tr

²Dr. Hatice Kılar, Sakarya Üniversitesi İnsan ve Toplum Bilimleri Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Sakarya/Türkiye. e-mail: hkilar@sakarya.edu.tr.

1. GİRİŞ

Hava ve iklim tahmini, insanlık tarihinde önemli bir rol oynamaktadır. Hava tahmini, bireysel karar alma sürecinden, büyük ölçekli endüstriyel planlamaya kadar her alana nüfuz ederek, insan yaşamının ve toplumsal işlemlerin (gıda tedarik zinciri, enerji sektörü, ulaştırma sektörü, inşaat ve altyapı geliştirme alanı, afet yönetimi vb.) çeşitli yönlerini destekleyen önemli bir araç olarak hizmet etmektedir (Chen vd. 2023). Dünya yaşamını etkisi altında bırakan iklim değişikliği ve sonuçları hakkında elde edilecek bilgiler, gelişmiş iklim modelleme ve tahmin teknikleri kullanılarak yapılan iklim tahmini ile mümkündür. İklim tahmini, potansiyel tehlikelere karşı erken uyarı sistemi, kuraklığın azaltılması, afet önleme, tarım, balıkçılık ve turizm gibi ekonomik faaliyet alanları, sürdürülebilir kaynak yönetimi, su yönetimi, halk sağlığı yönetimi gibi pek çok alana bilgi sağlayarak, stratejilerin geliştirilmesi, uzun vadeli kararlar alınması ve planlamalar yapılması konusunda rehberlik etmektedir (Chen vd. 2023; Li & Ding, 2015).

Hava ve iklim tahmini, geçtiğimiz yüzyılın bilimsel ve teknolojik açıdan en zorlu sorunlarından biri olmuştur. Doğru bir tahmin yapmak uzmanların karşılaştığı en büyük problemler arasında yer alır. Araştırmacılar farklı yöntemler kullanarak hava tahminleri yapmaya çalışmışlardır. Bu yöntemlerin bazıları, diğerlerine göre daha başarılı sonuçlar vermiştir (Elia, 2009). Hava tahmini, belirli bir zaman dilimi içinde meydana gelebilecek meteorolojik olayların gözlem ve analizlere dayanarak nasıl olacağının belirlenmesi olarak bilinir. 1950'lerden günümüze sayısal hava tahminleri önemli ölçüde ilerleme kaydetmiştir (Huntingford vd. 2019). Günümüzde hava tahminleri, yer gözlemleri, gemi ve yüksek hava gözlemleri, meteoroloji uyduları, radyo-sondalar ve Doppler radarlar gibi çeşitli ölçüm yöntemleriyle gerçekleştirilmektedir. İklim tahmini ise, doğası gereği mevsimlerden onlarca yıl veya daha uzun süreler kadar değişen zaman dilimlerinde, yerel, bölgesel ve küresel ölçekler için gelecek iklim koşulları hakkında olasılıksal ifadeler olarak tanımlanmaktadır (Li & Ding, 2015). İklim tahminlerinde kullanılan temel veri kaynakları, yerinde ölçümler ve uydu verilerinden oluşmaktadır.

Hava ve iklim tahminleri için kullanılan veri kaynakları, büyük verilerdir. Büyük veri, hızla büyüyen, daha büyük ve karmaşık veri kümeleri olarak ifade edilir (Emre & Erol Selçukcan, 2017; Mahmoudian vd. 2023). Büyük veriler büyük hacimlere sahiptir ve yararlı bilgiler elde etmek, yüksek kaliteye sahip bilgisayarlarla bile zaman alıcı olabilmektedir (Bostan vd. 2021; Shahinzadeh vd. 2022). Ayrıca, geleneksel veri işleme yazılımları, etkili sonuçlar elde edebilmeyi engellemekte ve araştırmacıların bu verileri yorumlayabilmelerini zorlaştırmaktadır. Karmaşık doğalarından dolayı büyük verilerin, yönetimi ve analizi için güçlü teknolojilere ve gelişmiş algoritmalara ihtiyaç vardır (Mahmoudian vd. 2023). Bu durum, veri tabanlarında bilgi keşfi kavramını (Fayyad vd. 1996) ve büyük verilerden faydalı bilgi sağlamayı (Fayyad vd. 1996) zorunlu hale getirmiştir. Bu noktada, bilgi keşfi sürecinin bir parçası olan veri madenciliği, makine öğrenimi ve derin öğrenme teknikleri oldukça önemli bir rol oynamaktadır (Ogunleye, 2021). Bochenek & Zbigniew Ustrnul (2022) Google Akademik Arama Motorundan iklim ve hava tahmini alanında, 2018–2022 tarihleri arasında yayınlanan 500 bilimsel makaleyi inceleyerek, bu yöntemlerle gerçekleştirilen uygulamalara ilişkin bir inceleme sunmuşlar ve yöntemlerin gelecekte hava ve iklim çalışmalarında önemli bir yere sahip olacağını belirtmişlerdir.

2. VERİ MADENCİLİĞİ, MAKİNE ÖĞRENİMİ VE DERİN ÖĞRENME TEKNİKLERİ

2.1. Veri Madenciliği

Veri madenciliği, büyük hacimli verilerden yararlı bilgiler elde etme yöntemidir (Ogunleye, 2021). Bu süreçte, makine öğrenimi tarafından geliştirilen algoritmalarından yararlanılır (Fayyad vd. 1996). Mostafa (2022) veri madenciliği yöntemlerini, veri tabanlarında depolanan büyük veriyi analiz etmek için kullanılan mekanizmalar, paradigmlar, süreçler, işlevler veya algoritmalar şeklinde ifade

etmektedir. Veri madenciliği süreci, işi anlama, veri anlama, veri hazırlama, modelleme, değerlendirme ve sonuçların sunulması ve kullanılması olmak üzere 6 temel adımda gerçekleştirilir (Sadıku vd. 2015). Şekil 1’de görüldüğü gibi işi anlama bu sürecin ilk adımıdır. İş hedeflerinin anlaşılıp, veri madenciliği hedeflerinin oluşturulması ve planlama yapılması aşamasını oluşturmaktadır. Sürecin 2. adımı veri anlamadır. Veri anlama, bir önceki adımda ortaya çıkarılan işin anlaşılması sürecinde belirlenen veri madenciliği sorularına uygun verilerin araştırılmasının yapıldığı aşamadır. Veri hazırlama, sürecin 3. adımına karşılık gelir. İş anlamaya dayalı uygun veri kaynakları belirlendikten sonra, verinin seçilmesi, temizlenmesi, oluşturulması ve istenilen biçimde düzenlenmesidir. Veri madenciliğinin 4. adımı olan modelleme, veri seti için kullanılacak modelleme tekniklerinin seçildiği, modelin kalite ve geçerliliğini doğrulamak için test senaryolarının oluşturulduğu bölümdür. Sürecin ilk aşamasında belirlenen iş hedeflerine göre model sonuçlarının değerlendirildiği kısım, sürecin 5. adımına karşılık gelmektedir. En son adımı sonuçların sunulması ve kullanılması oluşturmaktadır. Veri madenciliği sürecinde elde edilen bilgilerin paydaşlara kullanabileceği şekilde sunulduğu bölümdür.

2.2. Makine Öğrenimi

Veri madenciliği, büyük veri arasındaki anlamlı ve değerli ilişkileri ortaya çıkarırken, makine öğrenimi büyük veri arasındaki ilişkiyi temsil eden bilgilerden faydalanarak oluşturulmuş modellere ilişkin tahmin sonuçları bulmaktadır (Ersöz & Çınar, 2021). Veri tabanının gün geçtikçe artması ve bu verilerin bütününden yeni çıkarımlar elde edilmesini kolaylaştıran makine öğrenimi, web aramasından, sağlık, astronomi, telekomünikasyon, üretim, yatırım, pazarlama, bankacılık, sigortacılık, eğitim ve biyoenformatik alanına kadar pek çok alanda önemli bir kullanım alanına sahiptir (Emre & Erol Selçukcan, 2017; Gökalp, 2022) ve iklimle ilgili araştırmalarda da önemli etkisini göstermektedir. Bu sayede büyük veriden, karar vermeye yardımcı olacak yararlı bilgilerin çıkarılması (Alpaydın, 2014; Aksoy & Salman, 2020) ve ileriye yönelik doğru analizlerin gerçekleştirilmesi sağlanır (Şekil 2). Sürecin 1. adımı veri toplanmadır. İlgili verilerin toplanması, makine öğrenimi modelini gerçekleştirmek üzere tasarlanan hedefe uygun bir şekilde olmalıdır. Sürecin 2. adımı veri ön işleme olarak tanımlanır. Toplanan verinin temizlenmesi, düzenlenmesi, makine öğrenimi algoritmalarına uygun bir formata dönüştürülmesidir. Makine öğrenimi sürecinin 3. aşamasını model seçimi oluşturmaktadır. Tasarlanan hedef doğrultusunda, makine öğrenimi algoritması türünün belirlenmesi olarak bilinir. Modeli eğitime, sürecin 4. adımıdır ve belirlenen algoritmaya verilerin girdi olarak tanımlanması aşamasını oluşturur. Model girdiye göre doğru tahmin ve sınıflandırma yapacağından, bu aşama son derece önemlidir. Eğitimi sağlanan modelin, etkinliğinin sağlanması için değerlendirilmesi gerekir. Bu sebeple, sürecin 5. adımı değerlendirme olarak bilinir. Sürecin 6. adımı, hiperparametre ayarı ve optimizasyonu aşamasıdır. Modelin değerlendirme sonuçları temel alınarak, model performansını arttırmak için yapılacak işlemleri içerir. Son adım tahmin veya çıkarım kısmıdır. Model eğitildikten ve kabul edilir bir şekilde değerlendirildikten sonra, yeni ve görünmeyen veriler üzerinden tahmin veya çıkarımlar yapmaya hazır hale geldiği bölümü oluşturmaktadır. Makine öğrenimi modelinin, yüksek performanslı sonuçlar vermesi veri kalitesine, seçilen algoritmanın uygunluğuna ve parametrelerin dikkatli bir şekilde ayarlanmasına bağlıdır. Kısacası süreci oluşturan adımların sağlıklı bir şekilde yürütülmesi son derece önemlidir.

Makine öğreniminin temel amacı öğrenmedir (Mahesh, 2018). İnsanların öğrenme şeklini taklit eder ve algoritmalar aracılığıyla öğrenme sürecini gerçekleştirir. Makine öğrenmesi bu öğrenme sürecini, Denetimli Öğrenme (Supervised Learning), Denetimsiz Öğrenme (Unsupervised Learning) ve Yarı-denetimli Öğrenme (Semi-supervised Learning) olarak üç tür öğrenme yöntemiyle gerçekleştirmektedir.

Denetimli Öğrenme: Bu yaklaşımda algoritma, girdi verisine karşılık, bir hedef çıktı oluşturur. Makine öğrenmesinin amacı, sistemi yeni bir girdi için hedef çıktıyı tahmin edecek şekilde uyarlamaktır. Süreçte eğitim, girdilerin ve çıktıların tanımlı olduğu yani, her verinin etiketli olduğu bir veri kümesi üzerinde gerçekleştirilir.

Denetimsiz Öğrenme: Veri içindeki kalıpları, ilişkileri veya yapıları tanımlamak için etiketlenmemiş veriler üzerinde algoritmaların eğitilmesidir. Etiketlenmemiş verilerin olması, sistemin kendi kendine öğrenimini gerçekleştirmesi anlamına gelmektedir.

Yarı-Denetimli Öğrenme: Bu öğrenme türünde, sistem kendini eğitmek için sınırlı sayıda etiketli veri kullanır ve eğitilen model, etiketlenmemiş verileri etiketler.

Makine öğrenimi, belirtilen öğrenme yöntemlerinin dikkatli bir şekilde uygulanması neticesinde karmaşık zorlukların üstesinden gelmeyi kolaylaştırıcı etkin ve verimli çıktılar ortaya koymaktadır. Makine öğrenimi, yapay zekânın bir alt katmanı, derin öğrenmenin bir üst kümesinde yer almaktadır (Gökalp, 2022; Zhang vd. 2022). Şekil 3, yapay zekâ, makine öğrenimi ve derin öğrenme arasındaki ilişkiyi göstermektedir.

2.3. Derin Öğrenme

Son zamanlarda, derin öğrenme, makine öğreniminin yeni bir alanı olarak büyük popülerlik kazanmıştır. Derin öğrenme modellerinin modülerliği, çok yönlülüğü ve ölçeklenebilirliği, çok sayıda özel matematiksel yöntem ve yazılım geliştirme araçlarının ortaya çıkmasıyla sonuçlanmış ve derin öğrenme ayrı ve geniş bir teknik alan olarak yerini almıştır (Fleuret, 2023). Bir bilgisayarı insan beyni gibi öğrenecek şekilde eğitmek derin öğrenme olarak bilinir (El-Habil & Abu-Naser, 2022). Derin öğrenme algoritmalarının hiyerarşik öğrenme yapısı, insan beynindeki neokorteks alanların derin, katmanlı öğrenme sürecini taklit ederek, verilerden özellikleri otomatik olarak çıkartır ve yapay zekâ tarafından motive edilerek süreci gerçekleştirmektedir (Arel vd. 2010; Bengio & LeCun, 2007; Bengio vd. 2013). Alt düzey katmanlar ile üst düzey katmanlar arasında hiyerarşik bir yapı vardır (Doğan & Türkoğlu, 2019). Alt düzey katmanlar, bazı temel temsiller ile kodlanırken, üst düzey katmanlar daha karmaşık kavramlar oluşturur ve alt düzey katmanların üzerine inşa edilir ve her katman bir önceki katmanın çıktısını kullanarak daha karmaşık içerik oluşturabilmektedir. Son çıktı katman, sinir ağında yer alan her düğümden etkilenmektedir. Böylece, her bir düzey, hiyerarşinin bir önceki katmanı tarafından elde edilen bilgilerle oluşturulabileceği şekilde inşa edilir (El-Habil & Abu-Naser, 2022). Derin öğrenmenin temel özelliği, katmanların insan müdahalesine ihtiyaç duymadan, verilerden öğrenilmesine yönelik genel amaçlı bir öğrenme prosedürü kullanmasıdır (LeCun vd. 2015). Şekil 4, derin öğrenme ağ mimarisini göstermektedir. Yapay sinir ağ yapısını temel alan derin öğrenme ağ mimarisi, giriş katman, gizli katman ve çıktı katman olmak üzere üç bölümden oluşmaktadır. Giriş katman, özelliklerin girildiği düğümlerden oluşan katmandır. Gizli katman, modelin girdilere ağırlık uyguladığı ve bunları bir etkileştirme işlevi aracılığıyla yönlendirdiği yer olarak bilinir. Derin öğrenme ağ mimarisinde, bir sorunu çeşitli açılardan analiz etmek için kullanılabilecek yüzlerce gizli katman bulunabilir. Çıktı katmanı, modelin sınıflandırıldığı ve nihai sonucu gösterdiği düğümlerden oluşan katmandır.

Derin öğrenme süreci, veri hazırlama, model tasarımı, eğitim, değerlendirme ve iyileştirme, dağıtım olmak üzere 5 adımda gerçekleştirilmektedir (Božić, 2024; Şekil 5). Sürecin 1. adımı veri hazırlamadır. Derin öğrenmede modelin gerçekleştirilmesi için geniş ve çeşitli bir veri kümesine ihtiyaç vardır. Bu sebeple, verilerin toplanması ve verilerin ön işlenmesinin oluşturulduğu veri hazırlama, sürecin önemli bir bölümüne karşılık gelmektedir. Model tasarımı, derin öğrenmenin 2. adımının gerçekleştirildiği kısımdır. Bu bölüm mimari seçim ve parametrelerin tanımlanması işlemlerinden oluşmaktadır. İlk olarak, derin öğrenme modelleri birbirine bağlı nöron katmanları içeren yapay sinir ağ mimarisinin inşa edilmesiyle sağlanır. Bu süreçte, her katman verilerden belirli

özellikler çıkarmayı öğrenir. Daha sonra parametrelerin tanınması aşaması gerçekleştirilir. Ağda yer alan her nöronun çıktısını etkileyen ağırlık ve parametreler bu bölümde ağı eğitimi sırasında ayarlanır (Božić, 2024). Derin öğrenmenin 3. adımı eğitimidir. Modele katmalar şeklinde hazırlanan verilerin tanımlanması besleme verileri olarak bilinir. Girdi verilerine dayanarak tahminler yapmak, tahminlerin hesaplanmasını ve tahminlerin belli çıktılarla veya gerçek etiketlerle karşılaştırılarak hata oranının ölçülmesi sürecini kapsar. 3. adımda yer alan geri yayılım, tahminlerde hatayı en aza indirmek için her bir nöronun parametresinin yeniden ayarlamasının gerçekleştirildiği kısımdır. Bu süreç, hata oranı en düşük seviyeye ulaşılana kadar tekrarlanmaktadır. Derin öğrenme sürecinin 4. adımı değerlendirme ve iyileştirme olarak bilinir. Görünmeyen veriler üzerinden test yapılması ve ince ayarın gerçekleştirilmesi olarak iki aşamada adım gerçekleştirilir. Başlangıçta görünmeyen veriler üzerinden modelin performans sonuçları hesap edilir ve performans sonuçları tatmin edici çıkmazsa, hiper parametreler (modeli tasarlayan kişiye bırakılmış, probleme ve veri setine göre değişiklik gösteren parametreler) ayarlanarak veya farklı derin öğrenme ağ mimarisi oluşturularak modelin yeniden düzenlenmesi sağlanır (Božić, 2024). Derin öğrenmenin 5. adımı dağıtım bölümüdür. Eğitilen model, görüntülerdeki nesneleri tanımak, dilleri çevirmek veya yaratıcı metin formatları oluşturmak gibi amaçlanan görevi gerçekleştirmek üzere sonuçların ortaya çıkarılıp dağıtıldığı süreç olarak nitelendirilir (Božić, 2024).

Derin öğrenme ağ mimarisi kullanılan veriler üzerinde gerçekleştirilecek işlemlere ve kullanılan algoritmalara bağlı olarak, Evrişimli Sinir Ağları (Convolutional Neural Networks, CNN), Tekrarlayan Sinir Ağları (Recurrent Neural Network, RNN), Uzun-Kısa Vadeli Hafıza Ağları (LSTM), Sınırlı Boltzmann Makineleri (RBM), Derin İnanç Ağları (Deep Belief Networks, DBN), Derin Oto-Kodlayıcı (Deep Auto-Encoders, AE) olarak ayrılmaktadır. Bunlardan başka, günümüzde derin öğrenmede çok sayıda mimari yapı geliştirilmiş ve geliştirilmeye devam etmektedir.

Evrişimli Sinir Ağları (Convolutional Neural Networks, CNN): CNN'nin temeli hayvanların görme merkezinden esinlenerek ortaya çıkmıştır. Fukushima (1980), Hubel & Wiesel (1968) çalışmalarından ilham alarak, CNN için ilk teorik modeli ortaya koymuştur. CNN ağ, öğretmen olmadan öğrenerek kendi kendine organize olmakta ve konumlarından veya şekillerindeki küçük bozulmalardan etkilenmeden, şekillerin geometrik benzerliğine dayalı paternleri tanıma yeteneğine sahiptir (Fukushima, 1980). LeCun vd. (1998) el yazısı tanımaya yönelik çalışmalarında çeşitli yöntemleri gözden geçirerek, hatanın geriye yayılımı algoritması kullanılarak geliştirdikleri LeNet-5 adı verilen CNN'nin daha iyi performans verdiğini göstermişlerdir. Ancak, çeşitli sınırlılıklar LeNet-5'in çeşitli karmaşık problemlerde yüksek performans gösterebilmesini engellemiştir. Krizhevsky vd. (2012) ImageNet Büyük Ölçekli Görsel Tanıma Yarışması (ImageNet Large Scale Visual Recognition Challenge-ILSVRC) kapsamında, veri kümelerinde yüksek doğruluk elde edebilen güçlü bir CNN yapısı olan AlexNet tasarlamıştır. AlexNet ile birçok CNN modelinin oluşturulmasını ve bu modellerin bilgisayarlı görüntü tanıma, doğal dil işlemenin farklı alanlarına uygulanmasının yolunu açmıştır (Ghosh vd. 2020).

CNN, görüntü tanıma ve sınıflandırma, nesne algılama ve takibi, konuşma tanıma ve tıbbi görüntü analizi konularında başarıyla kullanılan çoklu dizi verilerini işlemek üzere tasarlanmış bir derin öğrenme yapısıdır (Ghosh vd. 2020). CNN yapısı, evrişim katmanı, havuzlama katmanı ve tam bağlantılı katman olmak üzere üç tür katmandan oluşur (O'Shea & Nash, 2015). Şekil 6 basitleştirilmiş bir CNN mimarisini göstermektedir.

Evrişim katmanı, filtreler olarak bilinen çekirdek kümelerinden oluşur. Evrişim katmanındaki çekirdek, belirli bir görüntünün sol üst köşesinden küçük bir piksel penceresi ile başlar. Üst sıradan aşağıya doğru soldan sağa doğru tarama yaparak, sonunda sağ alt köşeye ulaşır. Böylece görüntüde yer alan tüm pikselleri tarar (Şekil 7). Böylece, girdi verilerinin özelliklerini yakalayarak otomatik özellik çıkarma işlemini gerçekleştirebilmektedir (LeCun vd. 2015). Havuzlama katmanı, ağ

yapısındaki parametre ve hesaplama miktarını azaltmak için gösterimin mekânsal boyutunu aşamalı olarak azaltmaktadır. Modelin etkin bir şekilde eğitilme sürecini gerçekleştirir. Tam bağlantı katmanı, havuzlama katmanından sonra olup, CNN yapısının son aşamasını oluşturur ve modele verilecek olan girdilerin tek boyutlu vektör şeklinde olması gerektiğinden, havuzlama katmanı sonucu elde edilen çıktı, tam bağlantı katmanında tek boyutlu vektöre dönüştürülür ve sınıflandırma gerçekleştirilir.

CNN uygulamaları, yüz tanıma, konuşma tanıma, belgeleri analiz etme, tarihi eserlerin ayrıştırılması, iklim tanımlama gibi pek çok alanda başarılı bir şekilde kullanılmaktadır. Ayrıca, Google, Facebook, Microsoft, IBM, Yahoo!, Twitter ve Adobe'nin de bulunduğu çoğu büyük teknoloji şirketinin yanı sıra, hızla artan sayıda yeni kurulan şirketlerinde araştırma ve geliştirme projelerinde CNN tabanlı görüntü tanıma ve hizmetlerinde geniş bir kullanım alanına sahiptir (LeCun vd. 2015).

Tekrarlayan Sinir Ağları (Recurrent Neural Network, RNN): RNN, Elman (1990) tarafından zaman serilerini modellemek için önerilen bir sinir ağı modelidir. Ağın yapısı standart çok katmanlı ağ yapısına benzer ancak, zamanla ilişkili gizli birimler arasındaki bağlantılara izin verir. Bu bağlantılar sayesinde model, geçmişle ilgili bilgileri tutabilir ve birbirinden uzakta olan olaylar arasındaki zamansal korelasyonları keşfedebilir (Alam, 2018; Pascanu, 2013). RNN'ler, giriş dizisini bir öge olarak işler ve gizli birimlerinde, dizinin tüm geçmiş öğelerinin geçmişi hakkında örtülü olarak bilgi içeren bir “durum vektörü” sağlar (LeCun vd. 2015). Bu sebeple, gizli durum veya hafıza durumu olarak bilinen bu özelliği, RNN'nin gücünü belirleyen, geçmiş bilgileri hatırlama ve mevcut bilgilere bağlam sağlama yeteneğine sahiptir. Böylece, dil modelleme veya zaman serisi analizlerinde, önceki adımların bilgilerinden gelecek tahminlerin temeli oluşturulur. Şekil 8, girdi, çıktı ve gizli katmanlar olarak düzenlenmiş RNN ağ yapısını göstermektedir. Giriş katmanı işlenecek bilgileri alır, gizli katmanlara ve oradan çıkış katmanına iletir. Gizli katman veri işleme, analiz ve tahmin süreçlerinin gerçekleştiği bölümü oluşturmaktadır. Çıktı katmanı sonucu sağlar. RNN'de bilgi bir döngü boyunca döner ve bilgilerin bir zaman adımından diğerine aktarılmasını imkân tanır. Her bir zaman adımından ortaya çıkan gizli durum vektörü, bir önceki gizli durum vektörüne ve yeni girdiye dayanarak hesaplanmaktadır (Tokgöz & Ünal, 2018). Böylece, geçmiş verilerden ortaya çıkan bir hafızaya sahip olmaktadır. Karar verirken mevcut girdiği ve daha önce aldığı girdilerden öğrendiklerini karşılaştırarak sonuca ulaşır. Sistemde hata payının azaltılması için elde edilen tahmin, tekrar işleme sokulur ve ağırlık sabitleri değiştirilerek yeniden tahmin oluşturulur. Böylece, verilerin içsel yapısı anlaşılabilir, geçmiş verilerden öğrenilip, gelecekteki olaylar tahmin edilebilir.

RNN'ler çok güçlü dinamik sistemlerdir (LeCun vd. 2015). Olayların sıralı bir düzeni vardır ve bir olayın sonucu genellikle önceki durumlara bağlı olarak gelişir. Özellikle geleceği ilişkilendirme yetenekleri sayesinde, doğal dil işleme, zaman serisi analizi, görüntü işleme, ses işleme, genomik veri analizi, oyun geliştirme, müzik oluşturma, hava durumu tahmini vb. gibi birçok uygulama alanında başarılı bir şekilde kullanılmaktadır.

Uzun-Kısa Vadeli Hafıza Ağları (Long Short-Term Memory, LSTM): İlk kez Hochreiter & Schmidhuber (1997) tarafından tanıtılmıştır. RNN, kısa vadeli bir hafıza özelliğine sahip olduğundan, bazı durumlarda etkili sonuçlar vermeyebilir. RNN ağ yapısına uzun bir veri girişi verildiğinde, geçmiş bilgileri hatırlamakta zorlanır ve dolayısıyla tahminlerde güçlük çeker. Ayrıca, yok olan gradyan sorunu uzun vadeli bağımlılıkları etkili bir şekilde yakalayamamaktadır (Cuk vd. 2024). Bu sebeple, Hochreiter & Schmidhuber (1997), LSTM'yi uzun vadeli bağımlılıkları daha etkili bir şekilde modellemek ve hatırlamak için özel hafıza hücresi yapısı kullanarak geliştirmişlerdir. Bu sayede, LSTM geleneksel RNN'lerden daha iyi uzun vadeli bağımlılıkları yakalayabilmektedir (LeCun vd. 2015; Cuk vd. 2024). Şekil 9, LSTM ağ yapısını göstermektedir. RNN'lerden farklı olarak özel bir hafıza mekanizması içermektedir. Bu uzun vadeli bağımlılıkları daha etkili bir şekilde işlenmesini gerçekleştirir. Ağın en önemli bileşenleri, giriş, çıkış ve unutma kapılarıdır. Hafıza

hücresinin içeriği bu kapılar sayesinde kontrol edilir. Giriş kapısı, yeni bilgilerin hafıza hücresine eklenmesine karar verirken, çıkış kapısı, hafıza hücresi bilgilerin çıkışa aktarılmasını kontrol etmektedir (Cuk vd. 2024). Unutma kapısı, hafıza hücresinden gereksiz bilgilerin silinmesini sağlamaktadır. Bu kapılar, ağ içindeki veri akışını yöneterek, hücre durumundan gelen bilgileri seçici olarak değiştirmek ve kullanmak için LSTM’lerde önemli bir rol oynamaktadır (Cuk vd. 2024). Ağ yapısında bulunan hafıza hücresi, aynı giriş kapısı ve aynı çıkış kapısını paylaşan yapıyı oluşturmaktadır. Geleneksel sinir ağlarında olduğu gibi bilgi depolamayı kolaylaştırır (Hochreiter & Schmidhuber, 1997). Geçmiş bilgileri saklar ve gerektiğinde hatırlamak için kullanır. Ayrıca, yeni bilgilerin göz ardı edilmesini önler (Leijnen & van Veen, 2020). LSTM’nin gizli durumu, giriş, çıkış ve unutma kapıları tarafından kontrol edilir. Her bir zaman adımında hafıza hücresine ve çıkışa aktarılan bilgileri temsil etmektedir. Her bir zaman katmanında, giriş verisi ve önceki zaman katmanında hesaplanan gizli durum kullanılarak giriş, çıkış ve unutma kapılarından geçirilir. Böylece, hafıza hücresine hangi bilgilerin aktarılacağı belirlenir. Sonuçta, LSTM’nin gizli durumu ve hafıza hücresi güncellenir ve bir sonraki zaman adımına aktarılır. Bu sürecin temel amacı, girdi dizisine değişen ağırlıklar atayarak verinin yakalanmasına ve girdi-çıkış ilişkilerinin kullanılmasına olanak sağlamaktır (Cuk vd. 2024). LSTM’nin esnek ve güçlü yapısı, genellikle uzun vadeli bağımlılıkları ve karmaşık zaman serilerini modellemede yaygın bir şekilde kullanılmasına imkân tanır.

Sınırlı Boltzmann Makineleri (Restricted Boltzmann Machines, RBM): RBM, görünür stokastik birimlerin, gizli stokastik birimlere bağlı olduğu iki katmanlı bir mimariye sahip olasılıksal bir enerji tabanlı modeldir (Upadhyay & Sastry, 2019). RBM’nin geçmişi 1980’lere dayanmaktadır ve zamanla hesaplama gücündeki artış ve yeni öğrenme stratejilerinin geliştirilmesiyle daha ilginç problemlere uygulanabilir hale gelmiştir. Fiziksel sistemleri istatistiksel olarak modellemek için yararlı bulunmuştur (Huang, 1987). Ayrıca, verinin yararlı özelliklerini öğrenebilen denetimsiz bir öğrenme yöntemi olarak bilinir (Zhang vd. 2018). RBM, görünür ve gizli katman olarak bilinen iki katmanlı bir sinir ağıdır (Şekil 10). Görünür katman görülebilen katman olup, veri setindeki özelliklerin temsil edildiği kısımdır (Ghojogh vd. 2022). Gizli katman, gözlemlenebilir veriler için anlamlı özellikleri veya gömülü temsilleri temsil eden latent değişkenler katmanıdır. Gizli katman, gözlemlenebilir özellikler arasındaki gizli ilişkileri modellemek için kullanılır (Zhang vd., 2018). RBM ağ yapısı bir veri seti ile eğitilir. Veri setindeki örnekler RBM’ye verilir ve gizli katmanın aktivasyon olasılıkları hesaplanır. Gizli katmandan başlayarak RGM, rastgele örnekleme yaparak veriyi yeniden yapılandırır. Böylece, RBM’nin parametreleri gerçek veri ile yeniden yapılandırılmış veri arasındaki farkı en aza indirmek için güncellenir. Eğitim setindeki tüm örnekler bu şekilde işlenene kadar gizli katmanın aktivasyonu, yeniden yapılandırma ve güncelleme ve öğrenme aşamaları tekrarlanır. Bu, RGM’nin girdi verisindeki önemli özellikleri ve veri arasındaki ilişkiyi öğrenmesine yardımcı olmaktadır.

Derin öğrenme algoritması olan RBM, filmlere yönelik kullanıcı derecelendirmelerini tahmin etmek ve rakiplerinin çoğunu yenmek için işbirlikçi filtreleme tekniği olarak kullanıldığı Netflix Yarışması’ndan sonra çok popüler hale gelmiştir. Regresyon, sınıflandırma, boyut azaltma, özellik öğrenme, konu modelleme ve işbirlikçi filtreleme alanlarında yaygın bir kullanıma sahiptir (Şeker vd. 2017).

Derin İnanç Ağları (Deep Belief Network, DBN): DBN, Hinton & Slakhutdinov (2006) tarafından önerilmiştir. RBM’ler, katman katman eğitilerek DBN oluşturabilir ve ağların yüksek boyutlu verileri düşük boyutlu temsillere dönüştürebilmesini sağlar (Hinton & Slakhutdinov, 2006). Buna göre, DBN çok katmanlı, stokastik gizli değişkenlerden oluşan olasılıksal üretici modeller olarak tanımlanır (Hinton, 2009). DBN, veriden anlamlı özellikler çıkarma özelliğinden dolayı derin öğrenme alanında önemli bir yere sahiptir. Özellikle etiketlenmemiş verilerden özellik çıkarma ve çıkarılan özellikler arasındaki ayrımın artırılması konusunda güçlü bir araç olarak bilinir (Keyvanrad

& Homayounpour, 2014). Şekil 11, DBN yapısını göstermektedir. Buna göre, DBN’de her katman, RBM kullanılarak oluşturulur. DBN’ler, katman katman ön eğitim ve ince ayar olmak üzere iki aşamalı bir süreçle eğitimi gerçekleştirilir (Khatami vd. 2017). Ön eğitim aşamasında, her RBM katmanını denetimsiz öğrenme ile tek tek eğitilir ve her katmandaki gizli birimler, bir sonraki katmanın görünür katmanı olarak kullanılır (Mohamed vd. 2010). Bu süreç, Karşıt Dağılım (Contrastive Divergence) algoritması ile gerçekleştirilir. Bu işlem sırasında, modelin tahmini veri dağılımı ile gerçek veri dağılımı arasındaki fark minimize edilmeye çalışılmaktadır. İnce ayar aşamasında, tüm ağırlıkların performansını optimize etmek için tüm katmanlardaki ağırlıklar denetimli veya denetimsiz öğrenme algoritmaları kullanılarak birlikte optimize edilir. Öğrenme işleminden sonra, en alt katmandaki gözlemlenen veri vektöründen başlanarak, her katmandaki gizli birimlerin değerleri yukarıya doğru geçirilir ve üretici ağırlıkların ters yönde kullanılmasıyla çıkarım yapılır (Hinton, 2009). DBN’nin iki önemli özelliği bulunmaktadır (Hinton, 2009). Bunlardan birincisi, katman katman öğrenme prosedürüdür. Her katmanın kendi başına eğitilmesini sağladığı için, modelin eğitim sürecini daha kararlı ve verimli hale getirilmesi gerçekleşmektedir. İkincisi, tek bir aşağıdan yukarıya geçişli gizli değişkenlerin çıkarımı sürecidir. Bu aşamada gizli değişkenler çıkarılır, veri girişlerinden başlayarak katman katman yukarı doğru çıkarım yapılmaktadır. Her katman, bir önceki katmandan aldığı özellikleri kullanarak daha yüksek seviyede soyutlama yapmaktadır (Hinton, 2009). Böylece, karmaşık özellikler öğrenilerek, modelin genel ve anlamlı temsili sağlanmaktadır. DBN’nin bu özellikleri, modelin, gerçek dünya uygulamalarında daha dayanıklı ve güvenilir hale gelmesine imkân tanımaktadır. DBN’ler hava durumu tahminlerinden iklim değişikliği analizlerine kadar geniş bir yelpazede uygulamalar sunmakta, iklim bilimcilerinin ve araştırmacıların daha doğru ve etkili sonuçlar elde etmelerini sağlamaktadır.

Derin Oto-Kodlayıcılar (Deep Auto-Encoders, AEs): AE, hiyerarşik derin modeller oluşturmak için etiketli eğitim verisi olmadan yüksek seviyeli özellikleri düzenlemek, sıkıştırmak ve çıkarmak amacıyla kullanılan temel yapı taşlarından biridir (Chen & Gua, 2023). Bourlard ve Kamp (1988) tarafından Oto-İlişkilendirme (Oto-Associator) olarak adlandırılmıştır. Daha sonra verinin belirgin özelliklerini denetimsiz bir şekilde keşfeden, RBM yerine AE’nin katman yapı taşı olarak uygulanabildiği Bagnio vd. (2007) tarafından verilmiştir. AE’ler girdi katmanı, gizli katman ve çıkış katmanından oluşmaktadır (Şekil 12). Genel yapısında bir kodlayıcı ve bir dekoder olmak üzere iki ana bileşeni bulunmaktadır (Şekil 12). Kodlayıcı bileşeni, verinin önemli özelliklerini belirlemek için girdi veriyi daha düşük boyutlu bir temsile dönüştürmektedir. Giriş verisinin kod haline sıkıştırılmasından sorumlu olan kısımdır (Chen vd. 2018). Dekoder bileşeni, kodlayıcı bileşeninden gelen çıktıyı, orijinal girdi verisine dönüştürmektedir. Kodu, girişe geri dönüştüren kısım olarak adlandırılmaktadır (Chen vd. 2018). Yani, elde edilen temsili veriyi orijinal giriş verisine benzer bir şekilde yeniden oluşturma sürecidir. Böylece, dekoder bileşeninin çıkışı ile giriş verisi arasındaki fark minimize edilmeye çalışılmaktadır. AE, daha az öznitelik kullanarak daha yüksek başarı oranları elde etmeyi amaçlayan bir derin öğrenme yöntemidir. Veri setindeki öznitelik sayısını azaltarak hem doğruluk oranını hem de hızı artırmayı hedeflemektedir.

3. DERİN ÖĞRENMENİN İKLİM ARAŞTIRMALARINDAKİ ÖNEMİ

İklim araştırmaları son derece karmaşık ve çok disiplinli bir araştırma gerektirmekte (Huntingford vd. 2019), toplum ve çevre için ciddi sorunlar teşkil etmektedir. Bu sebeple, bu olayların zararlı etkilerini azaltmak için dikkatli planlama ve gerekli tedbirlerin alınması önemlidir. Son yıllarda derin öğrenme yöntemleri kullanılarak gerçekleştirilen çalışmalar, iklimle ilgili sorunların farkına varılması ve tahmin edilmesinde ümit edici sonuçlar ortaya çıkarmıştır (Salcedo-Sanz vd. 2024; Verma vd. 2023). Gözlemsel verileri, model çıktılarıyla birleştiren derin öğrenme modelleri, kesin ve doğru tahminler yapmakta ve uzun vadeli hava durumu eğilimleri üretebilmektedir. Karmaşık kalıpları ve ilişkileri analiz etme yetenekleri, aşırı hava koşullarının toplum ve çevre

üzerindeki etkilerini en aza indirebilme potansiyeli ile erken uyarı sistemlerine ve proaktif hafifletme stratejilerine olanak tanımaktadır (Verma vd. 2023). Böylece, karar vericilerin ve acil müdahale ekiplerinin farklı hava olaylarıyla ilişkili risk düzeyini daha iyi anlamalarına ve toplumları ve altyapıyı korumak için bilinçli seçimler yapmalarına fırsat tanımaktadır (Verma vd. 2023).

İklim araştırmalarında, derin öğrenme yöntemleri kullanılarak gerçekleştirilen çalışmaların sayısı gün geçtikçe artmaktadır. Verma vd. (2023) çalışmalarında derin öğrenme yaklaşımına kapsamlı bir genel bakış sağlamışlardır. Çalışmalarında CNN ve RNN derin öğrenme yöntemlerini kullanarak siklon tahmini, şiddetli yağış ve dolu tahmini, bulut ve kar tespiti, yağış kaynaklı sel, heyelan tahmini gerçekleştirmişler ve derin öğrenmenin etkinliğini göstermişlerdir. Derin öğrenmenin karmaşık kalıpları ve doğrusal olmayan ilişkileri yakalama yeteneğini ortaya koymuşlardır. Ayrıca, mevcut yaklaşımların sınırlılıklarını belirterek, derin öğrenmenin iklim alanında ilerlemesinin gelecek yönlerini vurgulamışlardır.

Derin öğrenmenin karmaşık ve büyük ölçekli iklim verilerini analiz edip anlamlı öngörüler yapabildiğini gösteren önemli çalışmalar bulunmaktadır. Weyn vd. (2019) tarihsel hava verilerinden öğrenilen CNN'ler kullanarak 500-hPa jeopotansiyel yükseklik gibi temel meteorolojik alanların tahmin edilmesini sağlamışlardır. Bu modelin, basit zaman serisi tahminleri olan kalıtım, klimatoloji ve barotropik vortisite modellerine kıyasla daha iyi tahmin sonuçları verdiğini belirtmişlerdir. Ayrıca, CNN'lerin, gerçek hava modelleri oluşturabildiği ve derin öğrenmenin hava tahminlerinde başarılı bir şekilde kullanılabildiğini göstermişlerdir. Bir başka çalışma, Salman vd. (2015) 1973–2009 yılları arasında Aceh bölgesinde yer alan birçok meteoroloji istasyonundan toplanan hava veri seti ve El-Niño Güney Salınımı (ENSO) veri seti kullanarak hava tahmin modellerinin oluşturması üzerine gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmada RNN, RBM ve CNN yöntemleriyle elde ettikleri tahmin modellerinin performans sonuçlarını karşılaştırmışlardır. Yağış tahmininde, RNN yönteminin en yüksek tahmin modeli verdiklerini belirterek, derin öğrenme yöntemlerinin hava tahminlerindeki potansiyelini vurgulamışlardır.

Derin öğrenme, birçok çalışmada iklim tahminleri ve verilerin çözünürlüğünü arttırmak için kullanılmaktadır. Sun & Lan (2020) çalışmalarında Çin'deki 1979–2017 yılları arasında günlük sıcaklık ve yağış verilerinin çözünürlüğünü arttırmak için CNN modellerinden faydalanmışlardır. Modellerin ekstrapolasyon yeteneğini incelemek için dönemlere ayırmışlardır. 1979–1999 yılları kalibrasyon dönemine ve daha sıcak bir döneme karşılık gelen 2000–2017 yılları doğrulama dönemine karşılık gelmektedir. Sonuçlar değerlendirildiğinde, Çin genelinde çok noktalı gerçekçi bir küçültme için CNN sürecinin vazgeçilmez olduğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılar yağışa kıyasla, sıcaklık özelliklerini parametrize etmek için daha fazla mekânsal özelliğin gerektiğinin altını çizmişlerdir. Ayrıca, CNN modelinin mevsimsel ortalama iklimin ve mevsimsel döngünün coğrafi dağılımlarını yeniden üretmede ve hem sıcaklık hem de yağış için ortalama ve aşırı yüzdeliklerdeki önyargıları azaltmada ek değer gösterdiğini gözlemlemişlerdir. CNN modelinin performansını diğer yöntemlerle karşılaştırarak değerlendirmişlerdir. Sonuçta, CNN modelinin büyük bölgeler için küçültme uygulamalarının yüksek potansiyele sahip olduğunu ifade etmişlerdir. Kheir vd. (2023) derin öğrenme yöntemlerini geliştirerek, iklim modellerinden elde edilen büyük ölçekli verilerin daha doğru ve yüksek çözünürlüklü tahminler üretmeyi amaçlamışlardır. Çift Modelli Karşılaştırma Projesi Aşama 6 (CMIP6) tarafından yayımlanan son iklim değişikliği (CC) senaryoları düşük çözünürlüğe sahip verilerdir. Bu sebeple, çalışmalarında, maksimum ve minimum sıcaklıklar tarihsel (1980–2014) ve gelecekteki (2050, 2075 ve 2100) dönemlerde gözlemlenen iklimi daha iyi bir çözünürlükte yeniden üretebilmeyi ve orijinal senaryonun sergilediği önyargıları azaltabilmeyi hedeflemişlerdir. CNN yöntemi ile gerçekleştiren küçültme uygulama sonuçları değerlendirildiğinde, ılımlı senaryo (SSP4.4) altında maksimum ve minimum sıcaklıkların sırasıyla 4.8 °C ve 4.0 °C artması beklendiğini söylemişlerdir. Fosil yakıtlı kalkınma senaryosu (SSP8.5) altında değerlerin, 6.3 °C ve

4.2 °C artacağı sonucuna varmışlardır. Araştırmacılar, geliştirdikleri yaklaşımın sadece Mısır gibi kurak bir bölgede değil, iklim değişikliğine karşı duyarlı ve ilgili araştırmaların yetersiz olduğu diğer gelişmekte olan ülkelerdeki benzer kurak ortamlarda da kullanılabileceğini önermişlerdir. Derin öğrenme topolojileri, iklim verilerinde karmaşık doğrusal olmayan paternleri tahmin etme kapasiteleri nedeniyle küçültme uygulamaları giderek daha fazla araştırılmaktadır. Bu testler mevcut ortamda umut verici sonuçlar göstermektedir (Kumar vd. 2023; Medina vd. 2020; Soares vd. 2024; Wang vd. 2021).

İnsanların günlük yaşamı, sosyal etkinlikleri ve ekonomik üretimi açısından kısa vadeli yağış tahmininin doğruluğu önemlidir. Ancak, atmosferin ve ilgili dinamik süreçlerin karmaşıklığı ve doğrusal olmayan yapısı gereği, kısa vadeli yağış tahmini yapmak zordur. Ancak, derin öğrenme algoritmaları, bu karmaşıklık ve doğrusal olmayan yapıların üstesinden gelme potansiyeline sahip olup, kısa vadeli yağış tahmininde daha yüksek doğruluk ve güvenilirlik sağlayabilme özelliği göstermektedir. Li vd. (2022) Lanzhou’da 3 saatlik yağış seviyesini tahmin etmek için Mutual Information (MI) özellik çıkartma yöntemi, Adaptive Synthetic (ADASYN) aşırı örnekleme yöntemi ve derin öğrenmeye dayalı CNN ve LSTM yöntemlerini kullanmışlardır. 25 meteorolojik istasyonundan elde ettikleri verilerin gecikme özelliği, fark özelliği ve etkileşim özelliklerini belirlemişlerdir. Özelliklerin boyutunu azaltmak ve mekânsal-zamansal bilgiyi çıkartmak için MI, örnek dengesizliği sorununu çözmek için ADASYS aşırı örnekleme yöntemlerini kullanmışlardır. CNN ve LSTM ağ yapılarını kullanarak yarı kurak bir bölge olan Lanzhou’da 3 saatlik yağış için çok seviyeli yağış tahminini yapmışlardır. Araştırmacılar, derin öğrenme yöntemlerinin, geleneksel makine öğrenme yöntemlerinden daha iyi tahmin performans sonuçları verdiğini vurgulamışlardır. Endalie vd. (2022) Etiyopya’nın batısındaki Oromia’da yer alan Jimma bölgesi için LSTM tabanlı yağış tahmin modeli önermişlerdir. Çalışmalarında, 1985–2017 tarihleri arasında günlük maksimum ve minimum sıcaklık, bağıl nem, güneş radyasyonu, rüzgâr hızı ve yağış parametrelerini kullanmışlardır. LSTM modelinin performansını değerlendirmek için mevcut makine öğrenimi tabanlı modellerin sonuçlarıyla karşılaştırmışlardır. Sonuçlar, LSTM modelinin daha düşük Kök Ortalama Kare Hatası (RMSE) ve daha yüksek R^2 değerine sahip olduğunu göstermişlerdir. Araştırmacılar, yağış tahmini için LSTM tabanlı derin öğrenme modelinin, özellikle akıllı tarım gibi yağış tahmini gerektiren uygulamalarda doğruluğu ve güvenilirliği yüksek bir yöntem olarak kullanılabileceğini belirtmişlerdir. Bu çalışmaların dışında, derin öğrenme yöntemleri kullanılarak kısa süreli sis tahmini (Miao vd. 2020), kısa süreli rüzgâr hızı tahmini (Han vd. 2022), sıcaklık tahmini (Shrivastava vd. 2023), meteorolojik kuraklık tahmini (Mehr vd. 2023), fırtına şiddeti tahmini (Essa vd. 2022), evapotranspirasyon tahmini (Sowmya vd. 2020) modellerin oluşturulduğu başka çalışmalar da mevcuttur.

Türkiye’de derin öğrenme gibi yenilikçi veri analizi yöntemlerinin kullanımı iklim araştırmalarında önemli bir aşamaya gelmiştir. Süzen & Kayaalp (2018)’de Isparta ili merkezi için LSTM yöntemi kullanarak sıcaklık tahmini yapmışlardır. LSTM eğitiminde, basınç, rüzgâr hızı, nem, yağış ve sıcaklığın günlük ortalama verilerini kullanmışlardır. Geliştirilen ağ yapısının eğitiminden sonra, Isparta ilinin sonraki 4 yılı için günlük ortalama sıcaklık tahmin modeli oluşturmuşlardır. Çalışma sonuçları değerlendirildiğinde, LSTM tahmin modelinin oldukça başarılı sonuçlar verdiğini belirtmişlerdir. Berkay (2021) Bilecik ili için kısa vadeli rüzgâr hızı tahmininde derin öğrenme yöntemini kullanmıştır. Özellikle, rüzgâr hızı zaman serisi verilerini modellemek için LSTM modelini tercih etmiştir. 2010–2019 yıllarına ait saatlik rüzgâr hızı verileri kullanarak, eksik veriler ön işlemden geçirilmiş ve tamamlanmıştır. Elde edilen verileri, LSTM modeli ile eğitilmesini gerçekleştirmiştir. Modelin performansını, 2020 yılının aralık ayına ait saatlik rüzgâr hızı verileri üzerinden test etmiştir. Tahminlerde Tek Değişkenli Çift Yönlü (Univariate Bidirectional) ve çok Adımlı Vektör Çıkışlı (Multi-Step Vector Output) LSTM modelleri kullanmış, farklı zaman aralıklarındaki tahmin doğruluklarını karşılaştırmıştır. Ayrıca, modelde kullanılan veri büyüklüğünün

(1 yıllık ve 10 yıllık) tahmin doğruluğuna etkisini de incelemiştir. Araştırmacı, derin öğrenme tekniklerinin rüzgâr hızı tahmininde başarılı sonuçlar verdiğini göstermiştir. Sevinç & Kaya (2021a), Türkiye'nin Doğu Anadolu Bölgesi'nde yer alan Bingöl ilinin Solhan ilçesine ait 2014–2020 yılları arasını kapsayan her yılın 12 ayı için günlük ortalama sıcaklık verisi kullanarak, hava sıcaklığı tahmini yapmışlardır. Çalışmalarında, LSTM ve Otoregresif Entegre Hareketli Ortalama (ARIMA) yöntemlerini kullanmışlardır. Hava sıcaklığı tahmin modellerinin doğruluk ölçüt değerlerinin yüksek doğrulukta sonuç verdiğini göstermişler ve modellerin başarılı bir şekilde uygulanabileceğini vurgulamışlardır. Sevinç & Kaya (2021b) benzer bir çalışmayı 2014–2020 yılları arasında, Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde yer alan Diyarbakır ilinde gerçekleştirmişlerdir. LSTM ve ARIMA yöntemlerini kullanarak hava sıcaklığı tahmini yapmışlar, modellerin iyi performans sonuçları verdiğini söylemişlerdir. Karabulut & Topçu (2022) Kars ilinin merkez ilçesine ait ortalama hava sıcaklığı, ortalama rüzgâr hızı, yağış, ortalama nem, ortalama buhar basıncı, ortalama güneşlenme şiddeti, güneşlenme süresi, ortalama sıcaklık, maksimum sıcaklık ve minimum sıcaklık verilerini kullanarak ortalama günlük hava sıcaklığı tahmini gerçekleştirmişlerdir. Çalışmalarında, LSTM yönteminden faydalanmışlardır. Geçmiş verilere dayanarak gelecekteki hava sıcaklığını tahmin etmek için ağ yapısı eğitilmiştir. Modelin eğitiminden sonra, Kars ili için gelecek günlerdeki hava sıcaklığını tahmin etmişlerdir. Tahminler gerçek verilerle karşılaştırılmış ve modelin başarısı değerlendirilmiştir. Araştırmacılar, sıcaklık tahmini çalışmalarında LSTM yönteminin başarılı bir şekilde uygulanabileceğini göstermişlerdir.

Yukarıda belirtilen örnekler, derin öğrenme tekniklerinin iklim ve meteoroloji alanında ne kadar geniş bir uygulama alanına sahip olduğunu göstermektedir. Bu çalışmalar, derin öğrenmenin iklim verilerinin analizinde ve gelecekteki hava durumu tahminlerinde sunduğu potansiyeli vurgulamakta ve bu alandaki araştırmaların önemini bir kez daha ortaya koymaktadır.

4. SONUÇ

Derin öğrenme, büyük miktarda veriyi toplamak, analiz etmek ve yorumlamak için gerçekleştirilen süreci çok daha hızlı ve kolay halde yapabilmektedir. Ayrıca, verilerdeki yapısal kalıpları daha yüksek tahmin doğruluğu ve daha az insan müdahalesi ile gerçekleştirme özelliğine sahiptir (Sun & Scanlon, 2019). Bu sebeple, derin öğrenme, hava tahmini ve iklim tahmini araştırmalarında mekânsal-zamansal ilişkileri modelleyebilmek, tahminlerin doğruluğunu arttırabilmek, karmaşık hava ve iklim tahminlerinde anlık değişiklikleri ve olayları daha iyi yakalayabilmek için kullanılmaktadır. Yakın gelecekte, yeni öğrenme algoritmaları ve mimarilerinin hızla geliştirilmeye devam etmesiyle çok daha fazla başarılı sonuçlara ulaşılacağı da açıktır. Ayrıca, bu tür teknolojilerin daha yaygın kullanımıyla iklim değişikliği ile mücadelede daha etkin çözümler üretilebilecektir.

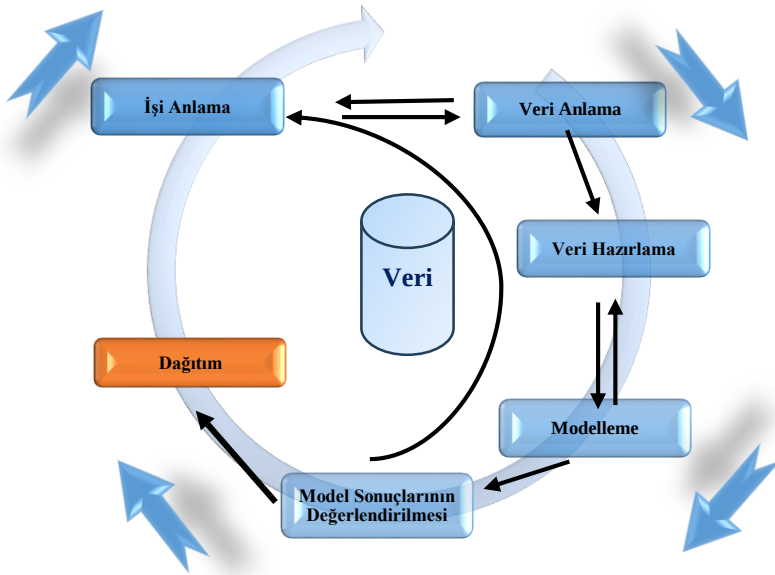
Kaynaklar

- Aksoy, B., & Salman, O. K. M. 2020. ARIMA modeli kullanarak Türkiye'deki iklim sıcaklıklarının geleceğe yönelik tahminlenmesi. *Uluslararası Teknolojik Bilimler Dergisi*, 12 (2), 69–76. e-ISSN 1309-1220
- Alam, S. 2018. *Recurrent Neural Networks in Electricity Load Forecasting*. Unpublished master's thesis, Kth Royal Institute of Technology School of Electrical Engineering and Computer Science, Stockholm, Sweden.
- Alpaydın, E. 2014. *Introduction to machine learning*. MIT Press.
- Arel, I., Rose, D. C., & Karnowski, T. P. 2010. Deep machine learning-a new frontier in artificial intelligence research [researchfrontier]. *IEEE Computational Intelligence Magazine*, 5(4), 13–18. <http://doi.org/10.1109/MCI.2010.938364>
- Bagnio, Y., Lamblin, P., Popovici, D., & Larochelle, H. 2007. Greedy Layer-wise Training of Deep Networks. *Proceedings of the Advances in Neural Information Processing Systems* içinde, Sanur, Indonesia, (pp. 153–160), 8 June 2007.
- Bengio, Y., Courville, A., & Vincent, P. 2013. Representation learning: A review and new perspectives. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, 35 (8), 1798–1828. <https://doi.org/10.1109/TPAMI.2013.50>
- Bengio, Y., & LeCun, Y. 2007. Scaling learning algorithms towards AI. Bottou, L., Chapelle, O., DeCoste, D., Weston, J. (Eds). *Large Scale Kernel Machines* içinde, (pp. 321–360). Cambridge: MIT Press.
- Berkay, Ö. 2021. *Derin Öğrenme Kullanılarak Bilecik İli Rüzgâr Hızı Tahmini*. Yayımlanmamış yüksek lisans tezi, Bilecik Şeyh Edebali Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Bilecik.
- Bochenek, B., & Ustrnul, Z. 2022. Machine learning in weather prediction and climate analyses-applications and perspectives, *Atmosphere*, 13, 180, 1–16. <https://doi.org/10.3390/atmos13020180>
- Bostan, P., Stein, A., Alidoost, F., & Osei, F. 2021. Minimum temperature mapping with spatial copula interpolation. *Spatial Statistics*, 100464. <https://doi.org/10.1016/j.spasta.2020.100464>
- Bourlard, H., & Kamp, Y. 1988. Auto-association by multilayer perceptrons and singular value decomposition. *Biological Cybernetics*, 59, 291–294.
- Božić, V. 2024. *Process of deep learning*. MIT Press. <http://doi.org/10.7551/mitpress/9780262035373>
- Chen, J., Shen, Y., Ali, R. 2018. Credit Card Fraud Detection Using Sparse Autoencoder and Generative Adversarial Network. *2018 IEEE 9th Annual Information Technology, Electronics and Mobile Communication Conference (IEMCON)* içinde, Vancouver, BC, Canada, (pp. 1054–1059), 01–03 November 2018. <http://doi.org/10.1109/IEMCON.2018.8614815>
- Chen, L., Han, B., Wang, X., Zho, J., Yang, W., & Yang, Z. 2023. Machine learning methods in weather and climate applications: A survey. *Applied Sciences*, 13 (21), 12019. <http://doi.org/10.3390/app132112019>
- Chen, S., & Guo, W. 2023. Auto-Encoders in deep learning—A review with new perspectives. *Mathematics*, 11 (8), 1777, 1–54. <https://doi.org/10.3390/math11081777>
- Cuk, A., Bezdan, T., Jovanovic, L., Antonijevic, M., Stankovic, M., Simic, V., Zickovic, M., & Bacanin, N. 2024. Tuning attention based long-short term memory neural networks for Parkinson's disease detection using modified metaheuristics, *Scientific Reports*, 14, 4309, 1–12. <https://doi.org/10.1038/s41598-024-54680-y>
- Doğan, F., & Türkoğlu, İ. 2019. Derin öğrenme modelleri ve uygulama alanlarına ilişkin bir derleme, *DÜMF Mühendislik Dergisi*, 10 (2), 409–445. <http://doi.org/10.24012/dumf.411130>
- El-Habil, B., & Abu-Naser, S.S. 2022. Global climate prediction using deep learning. *Journal of Theoretical and Applied Information Technology*, 100 (24), 4824–4838. ISSN: 1992-8645
- Elia, G. P. 2009. A decision tree for weather prediction. *Buletinul, Universității Petrol-Gaze din Ploiesti*, LXI (1), 51–56.
- Elman, J. L. 1990. Finding structure in time. *Cognitive Science*, 14, 179–211. https://doi.org/10.1207/s15516709cog1402_1
- Emre, İ. E., & Erol, Selçukcan, Ç. 2017. Veri analizinde istatistik mi veri madenciliği mi?. *Bilişim Teknolojileri Dergisi*, 10 (2), 161–167. <http://doi.org/10.17671/gazibtd.309297>
- Endalie, D., Haile, G., & Taye, W. 2022. Deep learning model for daily rainfall prediction: case study of Jimma, Ethiopia. *Water Supply*, 22 (3), 3448–3461. <http://doi.org/10.2166/ws.2021.391>
- Ersöz, F., & Çınar, F. 2021. Veri madenciliği ve makine öğrenimi yaklaşımlarının karşılaştırılması: Tekstil sektöründe bir uygulama. *Avrupa Bilim ve Teknoloji Dergisi*, 29, 397–414. <http://doi.org/10.31590/ejosat.1035124>

- Essa, Y., Hunt, H. G. P., Gijben, M., & Ajoodha, R. 2022. Deep learning prediction of thunderstorm severity using remote sensing weather data. *Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 15, 4004–4013. <http://doi.org/10.1109/JSTARS.2022.3172785>
- Fayyad, U., Piatetsky-Shapiro, G., & Smyth, P. 1996. The KDD process for extracting useful knowledge from volumes of data. *Communications of the ACM*, 39 (11), 27–34. <https://doi.org/10.1145/240455.240464>
- Fleuret, F. 2023. *The little book of deep learning*. Université De Genève, Switzerland.
- Fukushima, K. 1980. Neocognitron: a self-organizing neural network model for a mechanism of pattern recognition unaffected by shift in position. *Biological Cybernetics*, 36, 193–202. <http://doi.org/10.1007/BF00344251>
- Gavcar, E., & Metin, H. M. 2021. Hisse senedi değerlerinin makine öğrenimi (derin öğrenme) ile tahmini. *Ekonomi ve Yönetim Araştırmaları Dergisi*, 10 (2), 1–11.
- Ghojogh, B., Ghodsi, A., Karray, F., & Crowley, M. 2022. Restricted boltzmann machine and deep belief network: Tutorial and survey. arXiv:2107.12521. <https://doi.org/10.48550/arXiv.2107.12521>
- Ghosh, A., Sufian, A., Sultana, F., Chakrabarti, A., & De, D. 2020. Fundamental Concepts of Convolutional Neural Network. In: Balas, V., Kumar, R., Srivastava, R. (Eds.), *Recent Trends and Advances in Artificial Intelligence and Internet of Things*. Intelligent Systems Reference Library, 172. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-32644-9_36
- Gökalp, Ö. M. 2022. *Makine öğrenmesi*, CHAP.
- Han, Y., Mi, L., Shen, L., Cai, C. S., Liu, Y., Li, K., & Xu, G. 2022. A short-term wind speed prediction method utilizing novel hybrid deep learning algorithms to correct numerical weather forecasting. *Applied Energy*, 312 (2022) 118777. <http://doi.org/10.1016/j.apenergy.2022.118777>
- Hinton, G. E., Slakhutdinov, R.R. 2006. Reducing the dimensionality of data with neural networks. *Science*, 313, 504–507. <http://doi.org/10.1126/science.1127647>
- Hinton, G.E. 2009. Deep belief network. *Scholarpedia*, 4 (5), 5947. <http://doi.org/10.4249/scholarpedia.5947>
- Hochreiter, S., & Schmidhuber, J. 1997. Long short-term memory. *Neural Computation*, 9 (8), 1735–1780. <http://doi.org/10.1162/neco.1997.9.8.1735>
- Huang, K. 1987. *Statistical mechanics*. John Wiley&Sons, Inc., Canada.
- Hubel, D. H., & Wiesel, T.N. 1968. Receptive fields and functional architecture of monkey striate cortex. *The Journal of Physiology*, 195, 215–243. <http://doi.org/10.1113/jphysiol.1968.sp008455>
- Huntingford, C., Jeffers, E. S., Bonsall, M. B., Christensen, H. M., Lees T., & Yang, H. 2019. Machine learning and artificial intelligence to aid climate change research and preparedness. *Environmental Research Letters*, 14, 124007. <http://doi.org/10.1088/1748-9326/ab4e55>
- Karabulut, M. A., & Topçu, E. 2022. Derin öğrenme tekniği kullanılarak Kars ilinin hava sıcaklık tahmini. *Mühendislik Bilimleri ve Tasarım Dergisi*, 10 (4), 1174–1181. <http://doi.org/10.21923/jesd.1067700>
- Keyvanrad, M.A., & Homayounpour, M.M. 2014. A brief survey on deep belief networks and introducing a new object oriented toolbox (DeeBNet V3.0). arXiv:1408.3264. <https://doi.org/10.48550/arXiv.1408.3264>
- Khatami, A., Khosravi, A., Nguyen, T., Lim, C.P., & Nahavandi, S. 2017. Medical image analysis using wavelet transform and deep belief networks. *Expert Systems with Applications*, 86, 190–198. <http://doi.org/10.1016/j.eswa.2017.05.073>
- Kheir, A.M.S., Elnashar, A., Mosad, A., & Govind, A. 2023. An improved deep learning procedure for statistical downscaling of climate data. *Heliyon*, 9, e18200. <http://doi.org/10.1016/j.heliyon.2023.e18200>
- Krizhevsky, A., Sutskever, I., & Hinton, G.E. 2012. ImageNet classification with deep convolutional neural networks. *Advances in Neural Information Processing Systems*, 25 (2), 1–9. <http://doi.org/10.1145/3065386>
- Kumar, B., Atey, K., Singh, B.B., Chattopadhyay, R., Acharya, N., Singh, M., Nanjundiah, R. S., & Rao, S.A. 2023. On the modern deep learning approaches for precipitation downscaling. *Earth Science Informatics*, 16, 1459–1472. <https://doi.org/10.1007/s12145-023-00970-4>
- LeCun, Y., Bengio, Y., & Hinton, G. 2015. Deep learning. *Nature*, 521, 436–444. <https://doi.org/10.1038/nature14539>
- LeCun, Y., Bottou, L., Bengio, Y., & Haffner, P. 1998. Gradient-Based Learning Applied to Document Recognition. *Proceeding of the IEEE* içinde, 86 (11), 2278–2324. <http://doi.org/10.1109/5.726791>
- Leijnen, S., & van Veen, F. 2020. The neural network zoo. *Proceedings*, 47 (9), 1–6. <http://doi.org/10.3390/proceedings2020047009>

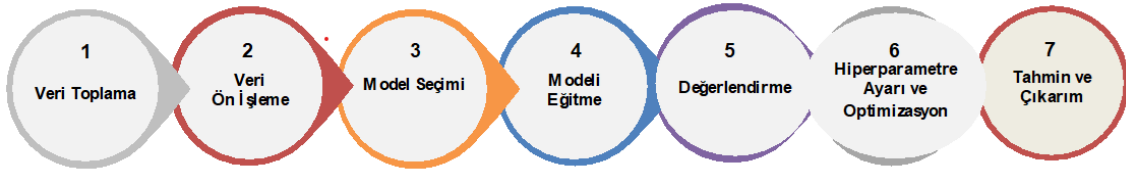
- Li, J.P., & Ding, R.Q. 2015. Weather forecasting seasonal and interannual weather prediction. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences* içinde, (pp. 303–312). Elsevier. <http://doi.org/10.1016/B978-0-12-382225-3-00463-1>
- Li, W., Gao, X., Hao, Z., & Sun, R. 2022. Using deep learning for precipitation forecasting based on spatio-temporal information: A case study. *Climate Dynamics*, 58, 443–457. <http://doi.org/10.1007/s00382-021-05916-4>
- Lin, R., Yang, F., Gao, M., Wu, B., & Zhao, Y. 2019. AUD-MTS: An abnormal user detection approach based on power load multi-step clustering with multiple time scales. *Energies*, 12 (16), 3144. <http://doi.org/10.3390/en12163144>
- Mahesh, B. 2018. Machine learning algorithms-a review. *International Journal of Science and Research (IJSR)*, 9 (1), 381–386. <http://doi.org/10.21275/ART20203995>
- Mahmoudian, M., Zanjani, S. M., Shahinzadeh, H., Kabalci, Y., Kabalci, E., & Ebrahimi, F. 2023. An Overview of Big Data Concepts, Methods, and Analytics: Challenges, Issues, and Opportunities. *5th Global Power, Energy and Communication Conference (IEEE GPECOM2023)* içinde, Cappadocia, Turkey, (pp. 554–559), 14–06–2023. <http://doi.org/10.1109/GPECOM58364.2023.10175760>
- Medina, J.B., Manzanar, R., & Gutiérrez, J.M. 2020. Configuration and intercomparison of deep learning neural models for statistical downscaling. *Geoscientific Model Development*, 13 (4), 2109–2124. <https://doi.org/10.5194/gmd-13-2109-2020>
- Mehr, A.D., Ghiasi, A.R., Yaseen, Z.M., Sorman, A.S., & Abualigah, L. 2023. A novel intelligent deep learning predictive model for meteorological drought forecasting. *Journal of Ambient Intelligence and Humanized Computing*, 14, 10441–10455. <http://doi.org/10.1007/s12652-022-03701-7>
- Miao, K.-c., Han, T.-t., Yao, Y.-q., Lu, H., Chen, P., Wang, B. & Zhang, J. 2020. Application of LSTM for short term fog forecasting based on meteorological elements. *Neurocomputing*, 408, 285–291. <https://doi.org/10.1016/j.neucom.2019.12.129>
- Mohamed, A. R., Yu, D., & Deng, L. 2010. Investigation of Full-Sequence Training of Deep Belief Networks for Speech Recognition. *INTERSPEECH 2010, 11th Annual Conference of the International Speech Communication Association* içinde, Makuhari, Chiba, Japan, (pp. 2846–2849), 26–30 September 2010. <http://doi.org/10.21437/Interspeech.2010-304>
- Mostafa, A.A.N., Elmburak, H., & Mahmoud, A. 2022. Review of data mining concept and its techniques. *International Journal of Academic Research in Business and Social Sciences*, 12 (6), 611–619. <http://doi.org/10.6007/IJARBS/V12-i6/13135>
- O'Shea, K., & Nash, R. 2015. An introduction to convolutional neural networks. arXiv:1511.08458. <https://doi.org/10.48550/arXiv.1511.08458>
- Ogunleye, J.O. 2021. The concept of data mining. CHAP, <http://doi.org/10.5772/interhopen.99417>
- Ou, C., Yang, J., Du, Z., Zhang, X., & Zhu, D. 2019. Integrating cellular automata with unsupervised deep-learning algorithms: A case study of urban-sprawl simulation in the Jingjintang urban agglomeration, China. *Sustainability*, 11 (9), 2464, 1–20. <https://doi.org/10.3390/su11092464>
- Pascanu, R., Mikolov, T., & Bengio, Y. 2013. On the Difficulty of Training Recurrent Neural Networks. *Proceedings of the 30th International Conference on Machine Learning, PMLR* içinde, 28 (3), 1310–1318, 21–11–2012.
- Sadiku, M.N.O., Shadore, A.E., & Musa, S.M. 2015. Data mining a brief introduction. *European Scientific Journal*, 11 (21), 509–513. ISSN:1857-7881
- Salcedo-Sanz, S., Aracil, J.P., Ascenso, G., Del Ser, J., Casillas-Pérez, D., Kadow, C., Fister, D., Barriopedro, D., García-Herrera, R., Giuliani, M., Castelletti, A. 2024. Analysis, characterization, prediction, and attribution of extreme atmospheric events with machine learning and deep learning techniques: A review. *Theoretical and Applied Climatology*, 155, 1–44. <https://doi.org/10.1007/s00704-023-04571-5>
- Salman, G.A., Kanigoro, B., & Heryadi, Y. 2015. Weather Forecasting Using Deep Learning Techniques. *2015 International Conference on Advanced Computer Science and Information Systems (ICACSIS)* içinde, Depok, Indonesia, (pp. 281–285). <http://doi.org/10.1109/ICACSIS.2015.7415154>
- Sevinç, A., & Kaya, B. 2021a. Derin öğrenme ve istatistiksel modelleme yöntemiyle sıcaklık tahmini ve karşılaştırılması, *Avrupa Bilim ve Teknoloji Dergisi*, 28, 1222–1228. <http://doi.org/10.31590/ejosat.1014106>
- Sevinç, A., & Kaya, B. 2021b. Derin öğrenme yöntemleri ile sıcaklık tahmini: Diyarbakır İli örneği. *Journal of Computer Science, IDAP*, 217–225. <https://doi.org/10.53070/bbd.990966>
- Shahinzadeh, H., Zanjani, S. M., Moradi, J., Fayaz-dastgerdi, M. H., Yaïci, W., & Benbouzid, M. 2022. The Transition Toward Merging Big Data Analytics, IoT, and Artificial Intelligence with Blockchain in Transactive Energy

- Markets. 2022 *Global Energy Conference (GEC)* içinde, Batman, Turkey, (pp. 241–246), 26–10–2022. <http://doi.org/26-10-2022.10.1109/GEC55014.2022.9986604>
- Shrivastava, V.K., Srivastava, A., Sharma, N., Mohanty, S.N., & Pattanaik, C.R. 2023. Deep learning model for temperature prediction: A case study in New Delhi. *Journal of Forecasting*, 42 (6), 1293–1535. <https://doi.org/10.1002/for.2966>
- Soares, P.P.M., Johannsen, F., Lima, D.C.A., Lemos, G., Bento, V.A., & Bushenkova, A. 2024. High-resolution downscaling of CMIP6 Earth system and global climate models using deep learning for Iberia. *Geoscientific Model Development*, 17 (1), 229–259. <https://doi.org/10.5194/gmd-17-229-2024>
- Sowmya, M.R., Santosh Kumar, M.B., Ambat, S.K. 2020. Comparison of Deep Neural Networks for Reference Evapotranspiration Prediction Using Minimal Meteorological Data. 2020 *Advanced Computing and Communication Technologies for High Performance Applications (ACCTHPA) Conference* içinde, Cochin, India, (pp. 27–33), <http://doi.org/10.1109/ACCTHPA49271.2020.9213201>
- Sun A.Y., & Scanlon, B.R. 2019. How can big data and machine learning benefit environment and water management: A survey of methods, applications, and future directions. *Environmental Research Letter*, 14 (7), 073001, 2–28. <http://doi.org/10.1088/1748-9326/ab1b7d>
- Sun, L., & Lan, Y. 2020. Statistical downscaling of daily temperature and precipitation over China using deep learning neural models: Localization and comparison with other methods. *International Journal of Climatology*, 41, 1128–1147. <http://doi.org/10.1002/joc.6769>
- Süzen, A.A., & Kayaalp, K. 2018. Derin Öğrenme Yöntemleri ile Sıcaklık Tahmini: Isparta ili Örneği. *International Academic Research Congress*. 531–537.
- Şeker, A., Diri, B., & Balık, H.H. 2017. Derin öğrenme yöntemleri ve uygulamaları hakkında bir inceleme. *Gazi Mühendislik Bilimler Dergisi*, 3(3), 47–64. ISSN: 2149-4916
- Tokgöz, A., & Ünal, G. 2018. A RNN Based Time Series Approach for Forecasting Turkish Electricity Load. 2018 *26th Signal Processing and Communications Applications Conference (SIU)* içinde, Izmir, Turkey, (pp. 1–4). 01–05–2018. <http://doi.org/10.1109/SIU.2018.8404313>
- Upadhyay, V., & Sastry, P.S. 2019. An overview of restricted Boltzmann Machines. *Journal of the Indian Institute of Science*, 99 (2), 225–236. <https://doi.org/10.1007/s41745-019-0102-z>
- Verma, S., Srivastava, K., Tiwari, A., & Verma, S. 2023. Deep learning techniques in extreme weather events: A review. arXiv:2308.10995. <https://doi.org/10.48550/arXiv.2308.10995>
- Wang, F., Tian, D., Lowe, L., Kalin, L., & Lehrter, J. 2021. Deep learning for daily precipitation and temperature downscaling. *Water Resources Research*, 57 (4), 1–21. <http://doi.org/10.1029/2020WR029308>
- Weyn, J. A., Durran, D. R., Caruana, R. 2019. Can machines learn to predict weather? using deep learning to predict gridded 500-hPa geopotential height from historical weather data. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11, 2680–2693. <http://doi.org/10.1029/2019MS001705>
- Zhang, A., Lipton, Z.C. Li, M., & Smola, A.J. 2022. *Derin öğrenmeye dalış*. Release, 0.17.5.
- Zhang, N., Ding, S., Zhang, J., & Xue, Y. 2018. An overview on Restricted Boltzmann Machines. *Neurocomputing*, 275, 1186–1199. <http://doi.org/10.1016/j.neucom.2017.09.065>

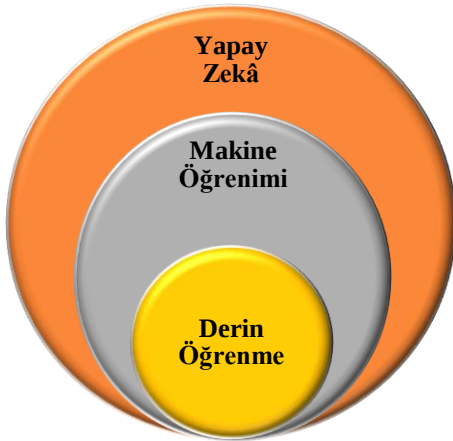


Şekil 1. Veri madenciliği sürecini gösteren diyagram.

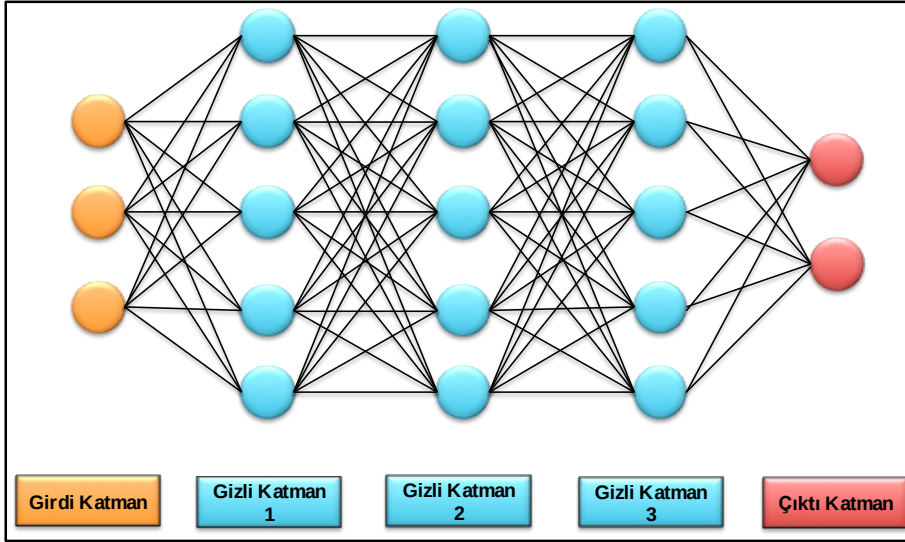
Kaynak: (Sadiku vd. 2015).



Şekil 2. Makine öğrenimi sürecini gösteren diyagram.



Şekil 3. Yapay zekâ, makine öğrenimi ve derin öğrenme arasındaki ilişki.

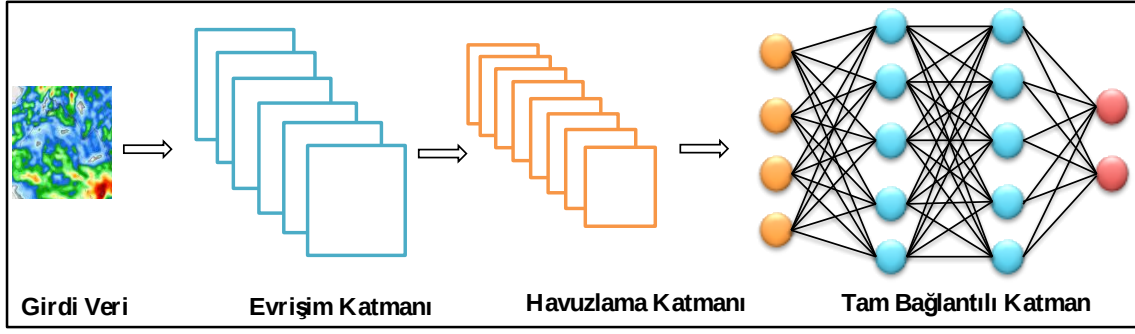


Şekil 4. Derin öğrenme ağ yapısı.



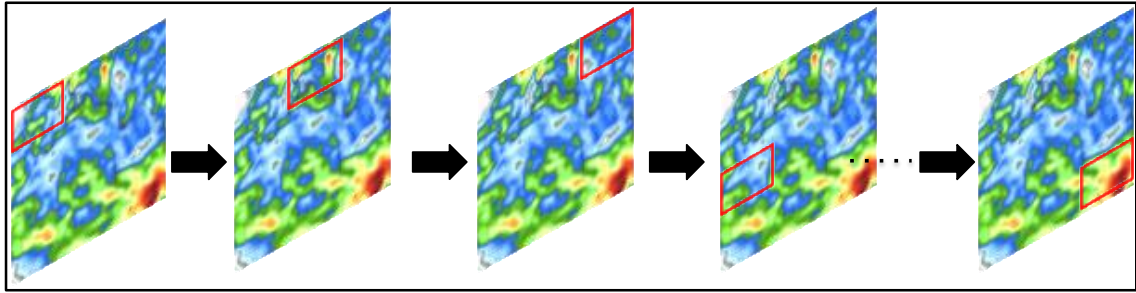
Şekil 5. Derin öğrenme sürecini gösteren diyagram.

Kaynak: (Božić, 2024).

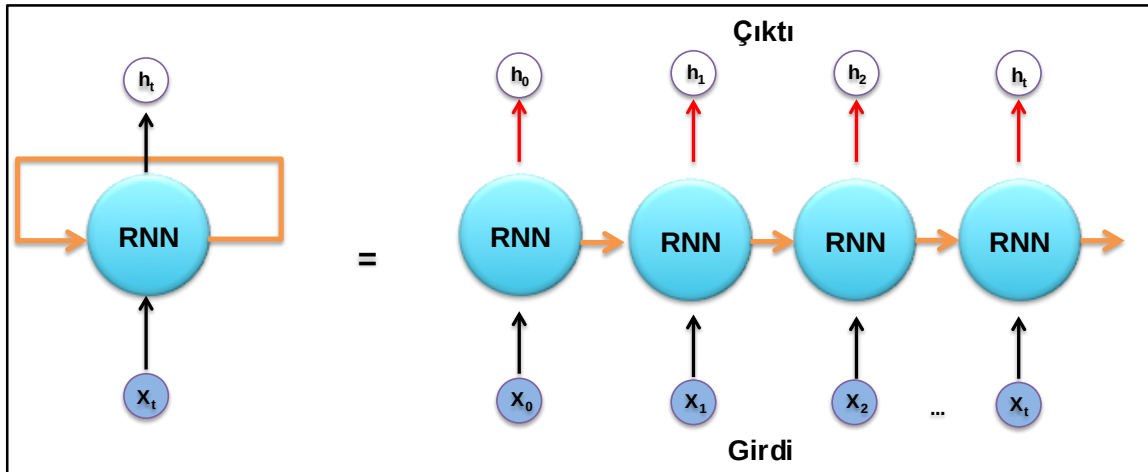


Şekil 6. CNN yapısı.

Kaynak: O'Shea & Nash (2015)'den uyarlanmıştır.

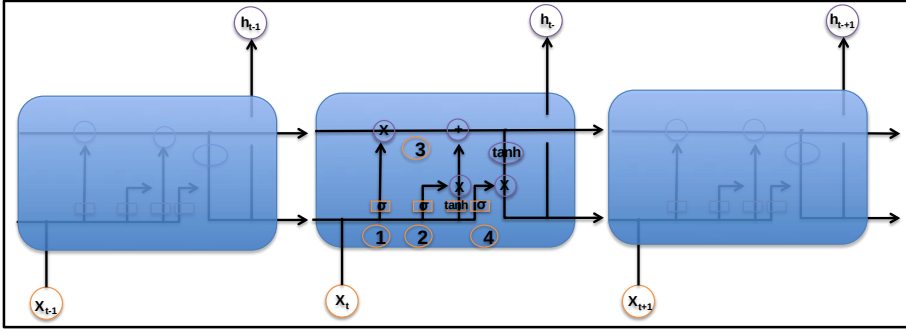


Şekil 7. Evrişim katmanında yer alan çekirdeklerin her biri, sol üstten sağ alta doğru görüntü boyunca tarama yapan küçük bir pencere şeklinde yapılan işlemin gösterimi.



Şekil 8. RNN yapısı.

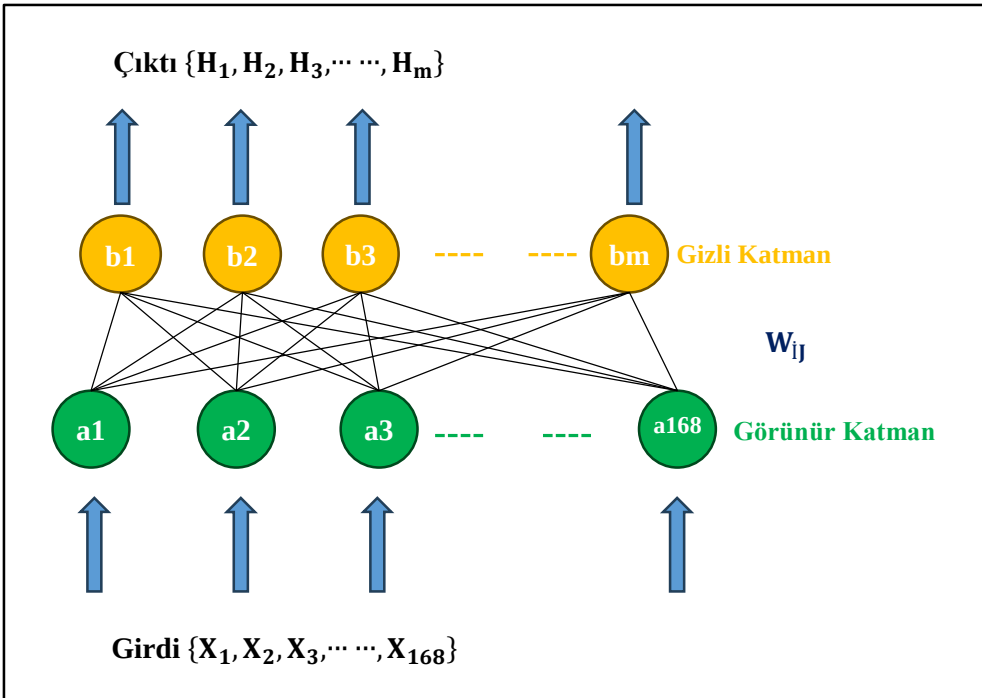
Kaynak: Gavcar & Metin (2021)'den uyarlanmıştır.



Şekil 9. LSTM yapısı.

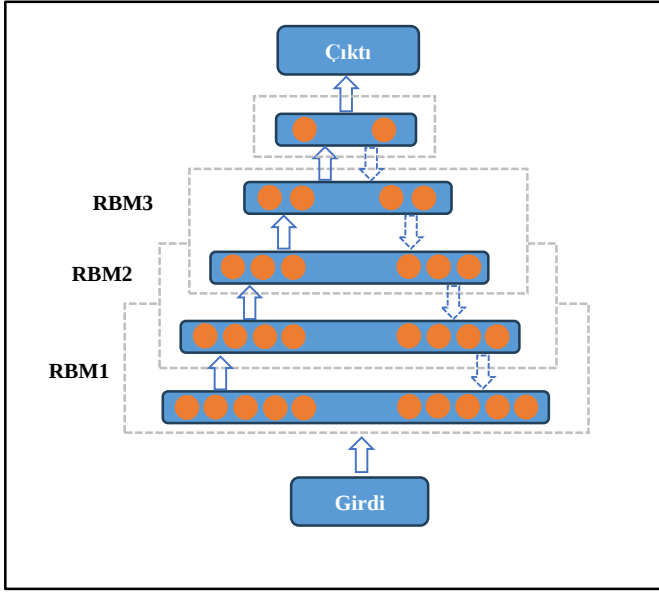
Kaynak: Gavcar & Metin (2021)'den uyarlanmıştır.

Not: LSTM'de (1) ilk adım, hücre durumundan hangi bilgilerin atılacağına karar verilmesi; (2) ikinci adım, hangi yeni bilgilerin depolanacağına karar verilmesi; (3) üçüncü adım, eski hücre durumunu, yeni hücre durumunu güncellemek; (4) dördüncü adım, çıktıya karar verilmesini oluşturmaktadır.



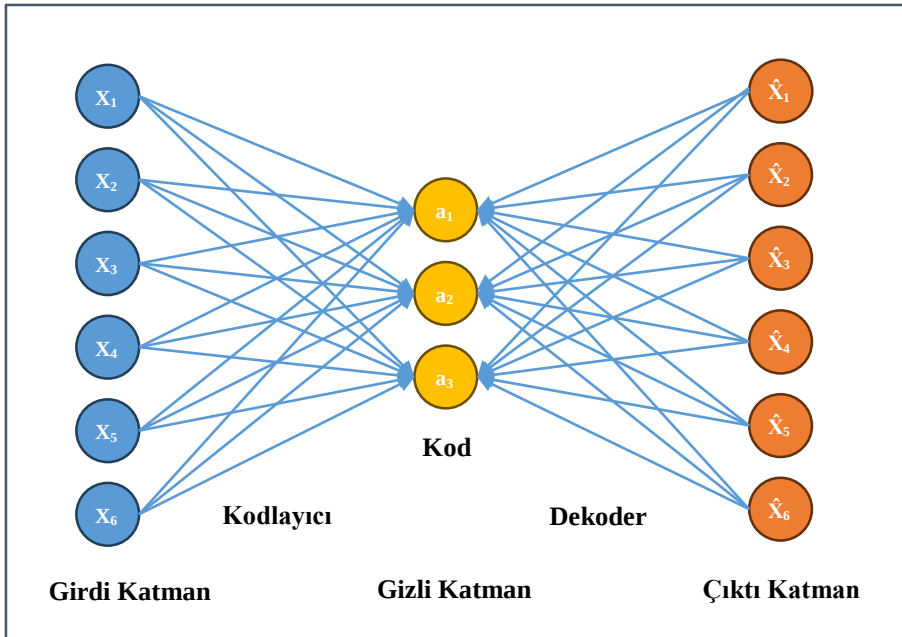
Şekil 10. RBM'nin yapısı.

Kaynak: Lin vd. (2019)'dan uyarlanmıştır.



Şekil 11. DBN'nin yapısı.

Kaynak: Ou vd. (2019)'dan uyarlanmıştır.



Şekil 12. AE yapısı.

Kaynak: Chen vd. (2018) tarafından uyarlanmıştır.

Anamur Ovası’nda Delgi Sondaj Yöntemli Paleocoğrafya Araştırmaları ve Anemurium Antik Kenti’nin Jeoarkeolojisi (Anamur-Mersin)

Palaeogeographical Research with Drilling Method in Anamur Plain and Georchaology of Anemurium Ancient City (Anamur-Mersin)

Rifat İLHAN¹, Aylin KARADAŞ², Serdar VARDAR³, Ertuğ ÖNER⁴, Mehmet TEKOC AK⁵

Özet

Mersin ilindeki önemli arkeolojik noktalardan biri olan Anemurium Antik Kenti, Anamur ilçesi, Ören Mahallesi sınırları içerisinde kalmaktadır. Tarihi kaynaklar ve güncel araştırmalar, kentin Roma Dönemi boyunca hem Kilikya Bölgesi’nin hem de Anadolu’nun ekonomik ve siyasi açıdan en önemli merkezlerinden birisi olduğunu ortaya koymuştur. Kentin adı, “Rüzgarlı Burun” anlamına gelir. Kentin bulunduğu bölgenin tarihi Hititlere kadar uzanmakla birlikte, Anemurium’da ilk yerleşim MÖ 4. yüzyılda başlamıştır. Kommagene kralı Antiokhos Dönemi’nde kent sikke basmış, MS 72 yılına kadar da bu krallığın egemenliğinde kalmıştır. Anemurium’da, MS 3. yüzyılın ilk yarısında çok büyük imar etkinlikleri gerçekleştirilmiş ve gelişmiş bir kent durumuna gelmiştir. Bu imar faaliyetleri kapsamında tiyatro, odeon, bazilika, hamamlar, su kemerleri ve dört yüze yakın mezar yapısı inşa edilmiştir. MS 3. yüzyılda Perslerin işgali ile Anemurium’da karışıklıklar ortaya çıkmış, yeni savunma surları inşa edilmiş, yanı sıra kamusal yapılarda zemin mozaikleri yapılmıştır. Bizans Döneminde, özellikle MS 5. ve 6. yüzyıllarda Anemurium oldukça zenginleşmiştir. Yeni kiliseler ve hamamların yanı sıra kamusal yapılarda zemin mozaikleri de yapılmıştır. Kent, MS 580 yılında meydana gelen büyük depremden çok büyük ölçüde etkilenmiştir. Aynı zamanda savaşların da etkisiyle gerileyen kentte, 12 ve 13. yüzyılda da yaşam sürmüştür.

Anemurium Antik Kenti ve çevresinin paleocoğrafya ve jeoarkeolojik özelliklerini belirlemek amacı ile arazi çalışmamız 2023 yılı yaz döneminde başlamış ve 2024 yaz döneminde de sürmüştür. Bu kapsamda derinlikleri 90 ile 1300 cm arasında değişen toplam 18 adet delgi sondaj yapılmıştır. Sondajların farklı derinliklerinden alınan sediman örneklerinin analizlerine Ege Üniversitesi Coğrafya Bölümü Alüvyal Jeomorfoloji Laboratuvarında başlanmış olup çalışmalar devam etmektedir. Araziye yapılan araştırmalar ve delgi sondaj çalışmalarının ön sonuçları bu yazıda sunulmuştur.

Anahtar Kelimeler: Anemurium, Anamur, Mersin, Paleocoğrafya, Jeoarkeoloji.

Abstract

Anemurium Ancient City, one of the important archaeological sites in Mersin province, is located within the borders of Ören Neighborhood, Anamur district. Historical sources and current research have revealed that the city was one of the most important places in terms of economy and politics in both Cilicia Region and Anatolia during the Roman Age. The name of the city means “Windy Cape”. Although the history of the region where the city is located dates back to the Hittites, the first settlement in Anemurium began in the 4th century BC. During the reign of Antiochus, the king of Commagene, the city minted coins and remained under the rule of this kingdom until 72 AD, and was under the rule of the Roman Empire until 382 AD. In the first half of the 3rd century AD, very large-scale construction activities were carried out in Anemurium and it became a developed city. Within the scope of these construction activities, a theater, odeon, basilica, baths, aqueducts and close to four hundred tombs were built. With the invasion of the

¹Doç. Dr., İzmir Katip Çelebi Üniversitesi Sosyal ve Beşeri Bilimler Fakültesi, Coğrafya Bölümü, İzmir/Türkiye. e-mail: rifat.ilhan@ikc.edu.tr

² Dr. Öğr. Üyesi, Ege Üniversitesi Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, İzmir/Türkiye. e-mail: aylin.karadas@ege.edu.tr

³Doç. Dr., İzmir Katip Çelebi Üniversitesi Beşeri ve Sosyal Bilimler Fakültesi, Coğrafya Bölümü, İzmir/Türkiye. e-mail: serdarvardar@yahoo.com

⁴ Prof. Dr., Ege Üniversitesi Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, İzmir/Türkiye. e-mail: ertug.oner@ege.edu.tr

⁵ Prof. Dr., Selçuk Üniversitesi Edebiyat Fakültesi, Arkeoloji Bölümü, Konya/Türkiye. e-mail: mtekocak@selcuk.edu.tr

Parthians in the 3rd century AD, chaos arose in Anemurium and new defensive walls were built. During the Byzantine period, especially in the 5th and 6th centuries AD, Anemurium became quite rich. In addition to new church buildings and baths, floor mosaics were made in public buildings. The city was greatly affected by the great earthquake in 580 AD. At the same time, the city, which declined due to the effects of wars, continued to be settled until the 13th century.

Our field studies started in the summers of 2023 and 2024 in order to determine the paleogeographical and geoarchaeological characteristics of the Anemurium Ancient City and its surroundings. In this context, a total of 18 drill holes were made with depths ranging from 90 to 1300 cm. The analysis of sediment samples taken from different depths of the drillings were started in the Alluvial Geomorphology Laboratory of the Geography Department of Ege University and the studies are ongoing. The preliminary results of the field research and alluvium core drilling studies are presented in this article.

Keywords: Anemurium, Anamur, Mersin, Paleogeography, Geoarchaeology.

1. GİRİŞ

Anamur çevresi, Orta Toroslar Kuşağında, Türkiye'nin önemli karstik platolarından olan Taşeli Platosu'nun güneyinde yer alır (Şekil 1). Akdeniz Bölgesi'nin, Adana Bölümü içerisinde yer alan Anamur, Türkiye'nin önemli orojenik kuşaklarından olan Orta Toroslar dahilindeki Taşeli Yarımadası'nın batı kesiminde bulunmaktadır (Şekil 1 ve 2).

Anamur, doğuda Bozyazı, batıda Antalya İline bağlı Gazipaşa, kuzeyde Karaman İline bağlı Ermenek İlçesi, güneyde Akdeniz ile çevrilidir. Anadolu'nun Akdeniz'deki en güney noktası olan "Anamur Burnu" ilçenin 7 km batısındadır. İlçe merkezi Mersin'e 230 km, Antalya'ya 265 km, Karaman'a 230 km, Kıbrıs'a 40 mil (76 km) uzaklıkta olup, Mersin-Antalya Devlet Karayolu üzerinde kurulmuş, yüzölçümü 1241 km²'dir.

Anamur çevresinde genel olarak şist ve karbonatlı kayaç grupları yaygındır. Özellikle kıyı kuşağında şistli yapılar hakimken, kuzeydeki plato alanı kalker litolojisine sahiptir (Şekil 3). Anamur ve çevresinde yazları sıcak ve kurak, kışları ılık ve yağışlı olan Akdeniz iklim özellikleri hakimdir.

Orta Toros Dağları'nın Akdeniz'e inen yamaç ve uzantıları Anamur ilçe topraklarının içinden geçer. Bu nedenle arazi engebeli ve dağlıktır. Kıyıda 5-10 km içerlerde 500-1000-1500 metre yükseklikteki dağlara rastlanmaktadır. Anamur ilçesi sınırları içinde Alamos, Kızıldağ, Naldöken Dağları bulunur.

Anamur ilçe ekonomisine büyük katkıları bulunan ormanlar 853 km²'lik bir yüzölçüme sahip olup, ilçe yüzölçümünün % 60'ını teşkil etmektedir. Bugün ilçenin kurulduğu Çorak Ovası'nın batısında Sultançayı Dere (Sultansuyu), doğusunda Anamur Çayı (Dragon) ilçenin iki önemli akarsuyudur. İlçenin iklimi karakteristik Akdeniz iklimi olup, yazları sıcak ve kurak, kışları ılık ve yağışlıdır. Yıllık ortalama yağış tutarı 1032 mm'dir. Yıllık ortalama yağışlı gün sayısı 75 gündür.

İnceleme alanında kıyı bölgesindeki en geniş düzlük olan Anamur Ovası 30 km²'lik bir alana sahiptir. Denizden ortalama 10 m yüksekte yer alan ovanın çevresi Paleozoyik rekristalize kalker, mermer ve metamorfik şistlerden oluşan tepelerle çevrelenmiştir (Şekil 3). Ova tabanına karşılık gelen alüvyonlar 12-15 m yükseklikte, yer yer flüvyal ve alüvyal taraçalar oluşturmaktadır. Bu taraçaların sel karakterli akarsuların ve kıyı, deniz akıntılarının etkisiyle oluştuğu düşünülmektedir. Nitekim bu depolar çapraz tabakalanma göstermektedir. Örneğin çalışma alanının batısında yer alan Sultançayı çevresinde bu tür taraçalar üzerine yerleşmeler kurulmuştur (Ardos, 1996; Şekil 4).

2. ANAMUR VE ANEMURIUM ANTİK KENTİ ÇEVRESİNİN FİZİKİ COĞRAFYA ÖZELLİKLERİ

Anemurium Antik Kenti Akdeniz Bölgesi'nde Taşeli Platosu'nun kıyı kesiminde Anamur ve Silifke arasında yer almaktadır. Araştırma alanını oluşturan Anemurium Antik Kenti ve Anamur

Ovası batıdan Güngören Çayı Havzası, doğudan Bozyazı Ovası ve kuzeyden, Taşeli Platosu ile çevrelenmektedir (Şekil 1 ve 2).

Anamur ve çevresi jeolojik olarak Orta Toroslar Orojenik Kuşağı içerisinde yer almaktadır (Şekil 1). Araştırma alanının jeolojik yapısını Prekambriyen, Paleozoyik ve Mesozoyik'e ait temel birimler ile bunlar üzerinde yer alan Tersiyer ve Kuvaterner örtü formasyonları oluşturmaktadır (Şekil 2 ve 3). Bunlar arasında bölgenin temel birimlerini Prekambriyen ve Paleozoyik'e ait şist ve kuvarsitlerden yapıllı metamorfik formasyonlar oluşturur. Bu formasyonların üzerine Mesozoyik yaşlı kireçtaşları ve Neojen yaşlı denizel formasyonlar örtü formasyonu olarak gelmektedir (Tapur, 2003). Anamur çevresinde bu kaya birimlerinin yanında, Anamur ve Bozyazı ovalarını oluşturan Kuvaterner yaşlı alüvyonlar ve yine aynı yaştaki kumullar en genç birimleri oluşturmaktadır (Siler, 2016).

Anamur Ovası'nı oluşturan akarsuların havzalarında platolar, dağlık alanlar, vadiler ve kıyı ovası ana jeomorfolojik birimleri oluşturmaktadır. Bu yapı içerisinde havzanın kuzeyindeki karstik plato ile kıyıdaki Anamur Ovası morfolojik olarak en dikkat çekici birimlerdir. Anamur Çayı, Taşeli Platosu'nun güney yamacına yerleşmiştir. Taşeli Platosu ile Anamur Ovası arasında kalan bu saha Anamur Çayı tarafından parçalanarak arızalı bir görünüm kazanmıştır (Sunkar, 2014).

Anamur, iklim özelliklerinin de kısa mesafelerde değiştiği bir alana karşılık gelmektedir. Anamur'da tipik Akdeniz iklimi görülmektedir. Ancak özellikle kuzeye doğru gidildikçe yükselti ve bakı koşullarının ani şekilde değişiklikler göstermesi, iklim elemanlarının değişmesine neden olmaktadır. Anamur'da yıllık yağış miktarı 913 mm ve ortalama sıcaklık 19,2°C'dir. Ortalama sıcaklığın en yüksek olduğu ay Ağustos ve en fazla yağış düştüğü ay Aralık'tır.

İnceleme sahasında doğal bitki örtüsünü Akdeniz'e özgü kızılçam ormanları ve maki toplulukları oluşturmaktadır. Bunlarla birlikte, alçak kesimlerde meşe türleri; yüksek kesimlerde ise karaçam, sedir, göknar, ardıç gibi soğuğa daha dayanıklı ağaç türleri görülmektedir. Araştırma alanındaki toprak tiplerini Anamur Ovası'nda alüvyal topraklar, ova çevresinden Taşeli Platosu yamaçlarına kadar kahverengi orman toprakları ve kırmızımsı kahverengi orman toprakları oluşturmaktadır (Siler vd. 2017).

Bugün ilçenin kurulduğu Çorak Ovasının batısında Sultançayı Deresi (Sultansuyu), Doğusunda Anamur Çayı (Dragon) ilçenin iki önemli akarsuyudur. Taşeli Platosu'nun güney yamaçlarındaki karstik kaynaklardan doğan Anamur Çayı, Anamur Ovası'nı geçip Akdeniz'e dökülmektedir. Kaynağını Sugözü ve Boğuntu çevresindeki karstik kaynaklardan alan Anamur Çayı, güney yönünde akan Sugözü Deresi ve daha güneyde Güney Deresi'nin birleşmesiyle oluşmaktadır. Bu kaynakların debisi yaz mevsiminde düşmektedir. Doğrudan akım özelliklerini etkileyen bu durum akımın yıl içerisinde düzensiz olmasını sağlamıştır. Kaynak sahasından 35-40 km'lik bir mesafede Akdeniz'e ulaşan Anamur Çayı kısa boylu bir akarsudur. Bu özelliğine rağmen Taşeli Platosu yamaçlarından taşıdığı alüvyonlar, Akdeniz kıyısında verimli Anamur Ovası'nın oluşumunu sağlamıştır. Kıyıdaki alçak düzlük alanların alüvyonlarla dolmasıyla oluşan Anamur Ovası'nın kuzeyinde alüvyonlar, kıyıda ise yer yer kumulların bulunduğu geniş plaj yer almaktadır (Sunkar, 2014).

Anamur ve çevresinin en belirgin karakterini yansıtan kalkerli arazilerde neredeyse tüm karstik şekiller ile vadiler, dar ve derin boğazlar, küçük ölçekli de olsa birikinti koni ve yelpazeleri, kayşatlar, falezler, plajlar gibi farklı süreçlerle oluşan pek çok yer şekli görülmektedir. Sahanın oldukça fazla engebeli ve yüksek değerlerdeki eğim değerlerine sahip olması ve litolojinin de uygun olması, kütle hareketlerinin çokça görülmesine neden olmuştur.

Yörenin kıyı bölümündeki en geniş düzlük olan Anamur Ovası 30 km²'lik bir alana sahiptir (Şekil 2, 3 ve 4). Denizden ortalama 10 m yüksekte yer alan ovanın çevresi Paleozoyik rekristalize kalker, mermer ve metamorfik şistlerden oluşan tepelerle çevrelenmiştir. Ova tabanına karşılık gelen alüvyonlar 12-15 m yükseklikte, yer yer flüvyal ve alüvyal taraçalar oluşturmaktadır. Bu taraçaların

sel karakterli akarsuların ve kıyı, deniz akıntılarının etkisiyle oluştuğu düşünülmektedir (Şekil 4). Nitekim bu depolar çapraz tabaklanma göstermektedir. Örneğin çalışma alanının batısında yer alan Sultançayı çevresinde bu tür taraçalar üzerine yerleşmeler kurulmuştur (Ardos, 1969).

Anamur Ovası, Orta Toroslar'ın denize dik uzanan dağ sıraları arasındaki depresyona karşılık gelen eski bir körfezin Anamur Çayı (Dragon) ve Sultançayı Dere gibi akarsuların getirmiş olduğu alüvyonlarla dolması sonucu oluşan bir delta taşkın ovasıdır (Şekil 4). Son Buzul Maksimumunda (20.000 yıl önce) Akdeniz'in seviyesi şimdiki düzeyinin -130 m kadar altında bulunuyordu (Şekil 5). Bu taban düzeyine göre şekillenen eski alçak kıyı düzlüğü, Son Buzul Maksimumu sonrasında sıcaklık artışına paralel Dünya denizlerinin seviyesinin artmasına bağlı meydana gelen transgresyon (Holosen Transgresyonu) ile deniz suları ile boğularak bir körfez haline dönüşmüştür. Orta Holosen'de (Nortgripiyen'de) yani günümüzden 6000 yıl önce deniz seviyesi yükselmesinin günümüz düzeyine yakın seviyede durmasıyla, bu kez akarsuların taşıdığı alüvyonlarla eski körfez giderek dolmuş ve kıyı dinamiği etkileri ile günümüz manzarası şekillenmiştir. Aslında Ege ve Akdeniz kıyılarında genel durum böyledir. Gerek tarih öncesi çağlarda gerekse de tarih çağlarında kıyı yakını yerleşimleri açısından kıyı çizgisindeki değişikliklerin önemli sonuçları olmuştur. Nitekim birçok kıyı yerleşmesi son 6000 yıl içinde alüvyal boğulma sonucunda kıyı çizgisi açığa doğru ilerlediği için giderek kıyıdan uzaklaşmıştır (Brückner vd. 2006, 2010; Kayan, 1988, 1991, 1997, 1999, 2012; Öner, 2009, 2016; Öner vd. 2019; Waelbroeck vd. 2002; Şekil 5).

Anamur Çayı'nın ovaya açıldığı aşağı çığırında eğim azalmasına bağlı olarak akarsu, tabanlı vadi içinde menderesler çizerek akışına devam etmektedir. Aslında buradaki ova doğu ve batı olmak üzere iki bölümden oluşmaktadır. Ovanın doğu kesimini oluşturan Anamur (Dragon) Çayı ve kolları oldukça derin vadiler içinde akarak ovadan itibaren menderesler çizer ve ovayı kat ederek Akdeniz'e kavuşur. Anamur Ovası'nın batı kesimi ise Sultançayı Dere'nin getirdiği alüvyonlarla oluşmuştur. Dolayısıyla ova, iki ayrı akarsuyun aktivitesi ile birlikte meydana gelmiştir ve Anamur şehri de bu iki akarsu arasında yer almaktadır.

3. ANEMURIUM ANTİK KENTİ'NİN ARKEOLOJİK ÖZELLİKLERİ

Dağlık bir bölgede yer alan Kilikya'nın kıyı kesiminde kurulan Anemurium Antik Kenti stratejik öneme sahip önemli bir yerleşme olmuştur. Anemurium Antik Kenti ve çevresi ile ilgili olarak Prehistorik çağlara ilişkin bilgiler bulunmamaktadır. MÖ 2. Binde Anemurium'un yakın çevresinde ele geçen bazı buluntular bu bölgede Hitit varlığına işaret etmiştir (Zoroğlu, 1994).

MÖ 4. yüzyıla kadar tarihi kaynaklarda Anemurium'a ait herhangi bir kayıt bulunmamaktadır. Nitekim kente ait ele geçen en erken buluntu Büyük İskender Dönemi'ne ait bir sikkedir (Tekocak, 2020, 2021). MÖ 323'te Büyük İskender'in ölümünden itibaren Seleukoslarla Ptolemaiosların mücadeleleri olmuş ve MÖ 197'de, Seleukos kralı Büyük Antiokhos zamanında, Anemurium'un da içinde bulunduğu Dağlık Kilikya Bölgesi Seleukosların yönetimine geçmiştir. Sonrasında, MÖ 1. yüzyılda Anemurium'da Romalılaştırma sürecinin başladığı ifade edilmektedir. Bu dönemden itibaren Anemurium, Anadolu ile Kıbrıs arasında bir ara istasyon ve bölgedeki doğal kaynakların ihraç edildiği önemli bir ticaret ve liman kenti olmuştur (Tekocak, 2021). Sonraki iki yüzyıl boyunca refah düzeyi daha da artmıştır. Kentte görülen mimari yapılardan, yazıtlardan, sikkelerden ve buluntulardan anlaşıldığı kadarı ile kentin en parlak dönemi MS 2. ve 3. yüzyılda yaşanmıştır. Nitekim bu dönemde gelişen refah düzeyi ile birlikte kentte tiyatro, odeon, hamamlar ve su kemerleri gibi çok sayıda yapı inşa edilmiştir (Tekocak ve Aldemir, 2019).

MS 2. yüzyılda Persler işgali ile birlikte diğer Roma kentlerinde olduğu gibi Anemurium'da da ekonomi bozukluğu, iç savaş vb. etkenler baş göstermiştir. MS 5. yüzyıla gelindiğinde, kent yeniden canlanmış ve parlak günlerine geri dönüştür. Bu dönemde hamam ve kilise yapıları inşa edilmiştir. Kamu yapılarının zeminlerinin zenginlik göstergesi olan mozaikler ile süslenmesi refah seviyesinin

artışı ile açıklanmıştır. Ancak kısa süre içinde MS 580 yıllarında bölgede gerçekleşen deprem, MS 611-628 yıllarında yapılan Pers Savaşları ve ardından gelen Arap Akımları sonucunda kent ekonomik olarak gerilemiş ve yapılar yıkılmıştır (Tekocak ve Aldemir, 2019). M.S. 7. yüzyılda bazı evlerin terk edildiği ve inşa faaliyetlerinin tamamen durduğu görülse de 12. ve 13. yüzyıllarda kentte yer alan hamam ve kiliselerde bu döneme ait buluntuların ele geçmesi bölgenin yerleşim gördüğünü kanıtlamaktadır (Tekocak, 2021; Tekocak ve Çetinaslan, 2024).

4. AMAÇ VE YÖNTEM

Anemurium Antik Kenti ve çevresinde delgi sondaj yöntemli paleocoğrafya ve jeoarkeoloji çalışmaları 2023 ve 2024 yaz dönemlerinde gerçekleştirilmiştir. Söz konusu çalışmalar kapsamında 15 farklı noktada derinlikleri 90 ile 1300 cm arasında değişen toplam 18 sondaj yapılmıştır (Şekil 6). Sondajlar genel olarak ANR-01 ile ANR-18; yıllara göre ise ANR-2023-01 ve ANR-2024-05 şeklinde numaralandırılmıştır (Tablo 1).

Delgi sondajlar, Ege Üniversitesi Coğrafya Bölümü'ne ait farklı özellikteki sondaj ekipmanları kullanılarak yapılmıştır. Benzin motorlu çakma makinesi (Atlas Copco, Cobra Mk1) ile zemin özelliğine göre çapları 3,6 cm, 5 cm ve 6 cm arasında değişen 1 metrelik yarı açık uçlar zemine çakılmış, uçlar içine alınan sedimanlar yine benzin motorlu hidrolik çekme makinesi ile yukarıya çekilerek sondajlar tamamlanmıştır. Sondajların her bir metresi için ayrıntılı notlar alınmış ve fotoğraflanmıştır. Fotoğraflama işleminden sonra farklı seviyelerden sediman örnekleri hassas bir şekilde alınarak paketlenmiştir. Arazideki ilk değerlendirme ve gözlemlerimize göre farklı ortamları yansıtan sediman birimleri belirlenmiştir. Arazide alınan sediman örneklerin bir kısmının sedimantolojik, kimyasal ve paleontolojik analizleri yapılmış, diğerlerinin ise halen devam etmektedir. İlk analiz sonuçları, arazi gözlemleri ile birlikte değerlendirilerek sedimanların biriktikleri ortam özellikleri ve değişimler yorumlanmaya başlanmıştır. Yapılacak diğer analizlerden sonra bu sediman birimleri ayrıntılı bir şekilde belirlenecektir. Yapılan sondajlar ve elde edilen veriler önümüzdeki dönem paleocoğrafya ve jeoarkeoloji çalışmalarına altlık olacak olup planlamalar ve yeni noktalar bu veriler doğrultusunda belirlenecektir.

5. DELGİ SONDAJ ÇALIŞMALARINA AİT BULGULAR

Anemurium Antik Kenti ve Anamur Ovası'nda delgi sondaj yöntemli paleocoğrafya ve jeoarkeoloji çalışmalarına 2023 yaz döneminde başlanmış, 2024 sezonunda da devam edilmiştir. Söz konusu çalışmalar kapsamında genel toplamda 18 sondaj yapılmıştır (Şekil 6; Tablo 1). Bu iki yıllık döneme ait sondajlarımızın değerlendirmeleri sırasıyla aşağıda sunulmuştur.

5.1. ANR 2023-01 (ANR-01)

Antik kent içerisinde yer alan Halk Hamamı'nın güneydoğusunda yapılan ANR-2023-01 nolu sondajda 110 cm derinliğe kadar inilmiştir (Şekil 6, Tablo 1). Kültür katmanının geçildiği sondajda, 110 cm'de rastlanılan yapı/yapı kalıntısı nedeniyle sondaj bu seviyede sonlandırılmıştır (Şekil 7).

5.2. ANR 2023-02/2B/2C (ANR-02/ ANR-03/ ANR-04)

Küçük Hamam'ın güneydoğusunda yapılan ve rastlanılan yapı/yapı kalıntıları nedeniyle birkaç defa yer değiştirilen bu sondajlarda kültür katmanı içerisinde kalınmış, derine ilerlenememiştir (Tablo 1, Şekil 6 ve 8).

5.3. ANR 2023-03 (ANR-05)

Antik kentte Sütunlu Cadde adı verilen alanda yapılan sondajda 100 cm'den daha derine inmek mümkün olmamıştır (Tablo 1, Şekil 6, 9). Muhtemel bir yapı unsuru ya da kalıntısına denk geldiği için sondaja devam edilememiştir. Geçilen sediman örneğinin tamamı kültür katmanı olup, içerisinde antik dönemden çeşitli kap ve formlara ait seramik parçalarına rastlanılmıştır (Şekil 9).

5.4. ANR 2023-04/4B (ANR-06/ ANR-07)

ANR-2023-04 sondajı, kent içerisinde sütunlu cadde üzerinde yapılan ANR-2023-03 numaralı sondajın batısında yer alan açmanın (1 numaralı açma) içerisinde yapılmıştır (Tablo 1, Şekil 6). Açmanın derinliği 140 cm olmakla birlikte açma tabanından (kazı çukuru) itibaren 120 cm derine inilmiştir. Kazı çukuru ile birlikte sondajın yüzeyden derinliği 260 cm'ye ulaşmıştır. Tamamı kültür katmanından oluşan sondajda seramik parça ve kırıntıları ile her boy kum ve çakıllara rastlanılmıştır (Şekil 10). Yine aynı açma içerisinde denenen Anemurium-2023-04/B nolu sondajda da 110 cm derine inilmiştir. Rastlanılan yapı ya da yapı kalıntıları nedeniyle sondaj bu seviyede sonlandırılmıştır (Şekil 10).

5.5. ANR 2023-05 (ANR-08)

Antik kentin dışarısında kalan ilk yol kavşağının doğusunda yapılan ANR-2023-05 nolu sondajda 250 cm derine inilmiştir (Tablo 1, Şekil 6). Sondajın tamamı kırmızımsı/kızılımsı siltli-killi ve yer yer küçük çakıllardan oluşmaktadır (Şekil 11).

5.6. ANR 2023-06 (ANR-09)

ANR-23-05 numaralı sondajın doğusunda yapılmış olup 600 cm derine inilmiştir (Tablo 1, Şekil 6). Sondajın yüzey ile 160 cm arasındaki ilk bölümünde kırmızımsı – kahverengi siltli – killi taşkın ovası sedimanları geçilmiştir (Şekil 12). Sondajın 160 cm ile 365 cm arası yer yer bitki kalıntılarına da rastlanılan killi-siltli kıyı bataklığı özelliğindedir. Sondajın 235-260 cm arası siyah bitki kalıntılı olup turbamsı karakterdedir. 325 cm ile 365 cm arasında tane boyu ince kum ağırlıklıdır. 365 cm ile 600 cm arasında kumlu (orta-kaba kum ağırlıklı) ve çakıllı taşkın ovası sedimanlarından oluşmaktadır. Sondaj 600 cm'de rastlanılan iri çakıllar nedeniyle sonlandırılmıştır (Şekil 12).

Sondaj sedimanlarından yapılan paleontolojik analizlerde *Pseudocandona compressa*, *Eucypris* sp., *Cyprideis torosa*, *Xestoleberis* sp., *Gyraulus* sp., *Planorbis* sp., *Mytilidae* sp., *Operculum* ve *Chara oogonium* fosilleri belirlenmiştir. Paleontolojik analizler sonucu baskın türlerin acı su ortamını yansıttığı görülmüştür. Bu nedenle bu fosiller ortamın denizle bağlantılı bir kıyı bataklığı olduğunu göstermiştir (Şekil 13).

5.7. ANR 2023-07 (ANR-10)

ANR-2023-07 nolu sondaj, ANR-2023-06 numaralı sondajın yaklaşık 300 metre kuzeyinde yapılmış olup, 110 cm ilerlenebilmiştir (Tablo 1, Şekil 6). Sondajın tamamında oldukça sert, kuru siltli-killi taşkın ovası sedimanları geçilmiştir (Şekil 14).

5.8. ANR 2023-08 (ANR-11)

ANR-2023-07 nolu sondajın yaklaşık 450 metre doğusunda yapılan Anemurium-2023-08 nolu sondajda 530 cm derine inilmiştir (Tablo 1, Şekil 6). Yüzey ile 350 cm arasındaki sondajın ilk bölümü siltli – killi taşkın ovası sedimanlarından oluşmaktadır (Şekil 14). 350 cm ile 500 cm arasındaki seviyeler siltli-killi kıyı bataklığı karakterindedir. 445-465 cm arasında bol miktarda bitki kalıntısına rastlanılmıştır. 500 cm ile 530 cm arasında kırmızı, kızılımsı renkli siltli, ince kumlu, çakıllı karasal dolgulara girilmiş olup sondaj bu seviyede sonlandırılmıştır (Şekil 15).

5.9. ANR 2023-09 (ANR-12)

ANR-2023-08 nolu sondajın yaklaşık 630 metre kuzeydoğusunda, Sultançayı Dere'sinin batısında yapılmıştır. Yüzey yükseltisinin 5 metre civarında olduğu noktada 500 cm derine inilmiştir (Tablo 1, Şekil 6). Sondajın yüzey ile 440 cm arasındaki bölümü siltli-killi taşkın ovası sedimanlarından oluşmaktadır. 440 cm ile 500 cm arasında kırmızı, kızılımsı renkli killi-siltli karasal dolgular geçilmiş olup sondaj bu birim içerisinde sonlandırılmıştır (Şekil 16).

5.10. ANR 2023-10 (ANR-13)

Anemurium-2023-09 nolu sondajın yaklaşık 360 metre güney-güneydoğusunda, Sultançayı Dere'sinin batısında yapılmıştır (Tablo 1, Şekil 6). Sondajın yüzey ile 450 cm arasındaki ilk bölümü kahverengi, siltli – killi taşkın ovası sedimanlarından oluşmaktadır. 450 cm ile 610 cm arası gri renkli killi-siltli, yer yer kumlu kıyı bataklığı karakterinde olup, bitki kalıntıları içermektedir (Şekil 16). 610 cm'den sondaj sonuna kadar (1000 cm) olan seviyeler arasında siltli-killi- kumlu, yer yer granül ve küçük çakıllı denizel sedimanlar geçilmiştir. 865-885 cm arasında siyah, siyahımsı turbamsı tabakaya rastlanılmış olup bu tabaka hassas bir şekilde C14 örneği olarak alınmıştır (Şekil 17). Bu sondaja ait paleontolojik ve granülometrik analizler yapılmış ve tane boyu dağılımı belirlenmiştir (Şekil 18). Paleontolojik analizler sonucu daha çok etkin olan türlerin acı su ve tuzlu su ortamlarını yansıttığı görülmüştür. Buna göre yüzeyden 4,5 metrelerden itibaren denizle bağlantılı bir kıyı bataklığı ve aşağı doğru denizel ortamın yer aldığı belirlenmiştir. Böylece bu noktada, Orta Holosen'e kadar transgresyonla ilerleyen denizin burayı bir denizel ortama dönüştürdüğü, deniz seviyesi yükselmesinin durmasıyla bu kez denizel ortamın giderek sedimanlarla dolduğu, karalaşarak bugünkü ova yüzeyini şekillendirdiği ortaya konulmuştur (Şekil 17, 18 ve 19).

5.11. ANR 2024-01 (ANR-14)

ANR-2024-01 (ANR-14) nolu sondaj Sultançayı Deresi'nin doğusunda, Gazipaşa – Anamur anayolunun güneyinde yapılmıştır. Yüzey yükseltisinin yaklaşık 6 metre olduğu sondaj noktasından 730 cm derine inilmiştir (Tablo 1, Şekil 6 ve 20). Sondajın yüzey ile 235 cm arası killi-siltli taşkın ovası sedimanlarından oluşmaktadır. 235 cm ile 650 cm arasında akarsu yatağı sedimanları geçilmiştir. 640 cm ile 730 cm arası gri renkli ince kumlu-siltli-killi sığ denizel sedimanlardan oluşmaktadır. Sığ denizel sedimanlar içerisinde kavkı kırıntıları olup makro boyutta Bittium sp.'lere gözlemlenmiştir (Şekil 20).

5.12. ANR 2024-02 (ANR-15)

ANR-2024-01 (ANR-14) nolu sondajın yaklaşık 950 metre kuzeydoğusunda, Sultançayı Deresi'nin doğusunda yapılan ANR-2024-02 (ANR-15) nolu sondajda yüzeyden 1050 cm derine inilmiştir (Tablo 1, Şekil 6). Sondajın yüzey ile 625 cm arasındaki ilk bölümünde siltli-killi taşkın ovası sedimanları geçilmiştir. Sondajın 625 cm ile 815 cm arası gri renkli kıyı bataklığı sedimanlarından oluşmaktadır. 815 cm ile 1010 cm arasında sığ denizel sedimanlar geçilmiştir. Sığ denizel sedimanlar içerisinde 935 cm ile 965 cm arasında bol miktarda kavkı kırıntıları ve makro boyutta fosiller (Gastropod ve Bivalvia) gözlenmiştir. Sondajın 1010 cm'sinde Holosen öncesi karasal sedimanlara girilmiş olup, sondaj bu birim içerisinde sonlandırılmıştır (Şekil 21).

5.13. ANR 2024-03 (ANR-16)

ANR-2024-03 (ANR – 16) nolu sondaj, ANR-2024-02 (ANR-15) nolu sondajın 800 metre güneydoğusunda, Sultançayı Deresi'nin doğusunda yapılmıştır. Yüzey yükseltisinin yaklaşık 4 metre olduğu sondaj noktasından 1000 cm derine inilmiştir (Tablo 1, Şekil 6). Sondajın yüzey ile 255 cm arasında siltli-killi taşkın ovası sedimanları geçilmiştir. Sondajın 255 cm ile 370 cm arasındaki seviyeleri kıyı bataklığı sedimanlarından oluşmaktadır. 370 cm ile 1000 cm arası ise sığ denizel sedimanlar geçilmiştir. Sığ denizel sedimanlar içerisinde bol miktarda kavkı kırıntıları ile makro boyutta Gastropod ve Bivalvialar gözlenmiştir (Şekil 22).

5.14. ANR 2024-04 (ANR-17)

ANR-2024-04 (ANR-17) nolu sondaj Sultançayı Deresi'nin doğusunda, Gazipaşa-Anamur anayolunun kuzeyinde yapılmıştır. Yüzey yükseltisinin yaklaşık 9 metre olduğu sondaj noktasından 1300 cm derine inilmiştir (Tablo 1, Şekil 6). Sondajın yüzey ile 775 cm arası siltli- killi taşkın ovası sedimanlarından oluşmaktadır. 775 cm ile 1010 cm arasında kıyı bataklığı sedimanları geçilmiştir.

Sondajın 1010 cm ile 1300 cm arasındaki bölümünde ise sığ denizel sedimanlar yer almıştır (Şekil 23).

5.15. ANR 2024-05 (ANR-18)

ANR-2024-01 (ANR – 14) nolu sondajın yaklaşık 500 metre güneyinde, Sultançayı Deresi'nin doğusunda yapılan ANR-2024-05 (ANR-18) nolu sondajda yüzeyden 1000 cm derine inilmiştir (Tablo 1, Şekil 6). Sondajın yüzey ile 330 cm arası siltli-killi taşkın ovası sedimanlarından oluşmaktadır. 330 cm ile 770 cm arasında kumlu-çakıllı akarsu yatağı sedimanları geçilmiştir. 770 cm ile 1000 cm arasında ise sığ denizel sedimanlardan oluşmaktadır. Sığ denizel sedimanlar 970 cm'den sonra bol miktarda kavkı ve kavkı kırıntıları içermektedir (Şekil 24).

6. SONUÇ

Bütün sondaj ve arazi gözlemlerimizin değerlendirilmesi sonucunda, öncelikle Anemurium Antik Kenti kapsamındaki sığ sondajlarımızda, kentin Holosen öncesi döneme ait lateritik-kolüvyal karakterli kırmızı dolgular üzerinde yer aldığı belirlenmiştir (Şekil 6, 7, 8, 9, 10 ve 11). Bu dolgular sıcak ve kurak iklim şartları altında birikmiş genelde etek düzlükleri şeklindeki kırmızı-kahve killi oluşumlardır. Bunların devamı, Sultançayı Deresi'ne doğru gidildiğinde taşkın ovası sedimanları ile bataklık / kıyı bataklığı sedimanlarının altında, yani günümüz Anamur Ovası (Sultançayı düzlüğü) alüvyal dolguları altında gözlenmektedir (Şekil 25).

Anemurium Antik Kenti dışındaki diğer sondajlarımızda bugünkü ovayı oluşturan başta Sultançayı Deresi ve Anamur (Dragon) Çayı akarsularının taşıyıp biriktirdiği kil-silt ve ince kum ağırlıklı taşkın ovası sedimanlarını kat edilmiştir. Taşkın ovası sedimanları altında bir geçiş katmanı olarak özellikle ovadaki sondajlarda kil ve organik katkısı fazla bataklık/kıyı, kıyı bataklığı sedimanlarına rastlanmıştır. Bunların ayrıntılı fosil analizleri yapıldığında ne tür su ortamları (bataklık - tatlı su - acı su - lagüner? vb.) olduğunu biraz daha net anlamak mümkün olabilecektir. Bununla birlikte ANR-2023-10 ve ANR-2024 01; 02; 16; 17 ve 18 nolu derin sondajlarımızda denizel çamurlara ulaşılmıştır (Şekil 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25 ve 26). İlk yorumlarımız ağırlıklı olarak sedimantolojik açıdan yapılmış ve bunlar, büyük olasılıkla Holosen Transgresyonu ile burada mevcut depresyona sokulan denizel ortamda birikmiş sedimanlar olarak değerlendirilmiştir. ANR-2023-09 ve ANR-2023-10 nolu sondajların fosil analizleri yapılmıştır. ANR-203-09 sondaj sedimanları içinde genellikle acı su ve daha seyrek tatlı su karakterli fosillere rastlanmıştır. ANR 2023-10 nolu sondajda ise acı su ve denizel mikro fosiller gözlenmiştir. Diğer sondajların da paleontolojik analizleri yapılarak sonuçlar birlikte değerlendirildiğinde sulak ortamlar daha net olarak aydınlatılabilecektir. Özellikle bentik Foraminifer-Ostrakod ve Mollusk türlerinden elde edeceğimiz veriler daha aydınlatıcı olabilecektir.

Sondaj verileri birlikte değerlendirildiğinde Sultançayı düzlüğü ve vadisi boyunca Holosen Transgresyonu ile yükselen denizin kıyı çizgisinin içeriye doğru sokulduğu anlaşılmıştır. Eldeki verilerle ANR-2024-04 numaralı sondajda rastlanan sığ denizel ortam, denizin içeriye en azından bu noktaya kadar ilerlediğini kesin olarak göstermiştir (Şekil 27). Sultançayı vadi tabanı boyunca yapılacak yeni sondajlarla kıyı çizgisinin en son hangi noktaya kadar ulaştığı ortaya konabilecektir (Şekil 27).

Bunların yanında kıyı boyunca yapılan arazi gözlemleri, Anemurium Antik Kenti'nin kıyılarında bir dalga aşınım basamağının oluştuğunu göstermiştir. Bu durum, özellikle antik kent çevresinde açık denize doğru uzanan eski bir profilin daha geniş bir kıyı düzlüğünün var olduğunu, ancak sonrasında gelişen süreçlerle, kıyı dinamiği etkilerinin (deniz akıntı ve dalga etkinliğinin) ön plana geçerek kara bölümünü aşındırmaya başladığını göstermiştir (Foto 1 ve 2). Bunun oluşumu için birkaç neden düşünülebilir. Öncelikle tarihsel dönemlerde göreceli olarak deniz seviyesinin birkaç metrelik yükselmesini sağlayacak olaylar akla gelebilir. Bu bölge uzun zamandır tektonik aktivitenin

olmadığı sakin bir bölge olarak görünmekle birlikte, milat öncesi ve milat sonrası yıllarda meydana gelen tarihsel depremlere bakıldığında çevrede Rodos, Kıbrıs, Antakya gibi merkezlerde büyük depremlerin olduğu bilinmektedir. Bunların etkisi ile kıyı bölümünde tektonik bir alçalma böyle bir aşınmaya neden olabilir.

Aynı şekilde genel olarak Toroslar sistemi sürekli olarak yükselmekte olan bir küttedir. Bunun eteklerindeki kıyı bölümü yine tektonik olarak alçaldığında aynı sonuçlar ortaya çıkabilir. Benzer şekilde, Ege ve Akdeniz kıyılarımızda deniz seviyesinde Bronz Çağı'nda birkaç metrelik bir alçalma ve sonrasında günümüze kadar yükselme gözlenmektedir (Şekil 5). Bu durum da kıyıda benzer gelişmeler oluşturabilir.

Bunların yanında deniz seviyesi görelî olarak sabit kalmakla birlikte, kıyı bölgesine gelen sediman miktarında ya da düzeninde değişmelerin meydana gelmesi de değişen şartlara bağılı kıyının bir bölümünde dalga aşındırmasının ön plana geçerek kıyı çizgisini karaya doğru geriletebilir. Örneğin akarsularda; baraj yapımı, su miktarlarındaki azalmalar, yatak/ağız değişmeleri yine kıyıda aşınmalara neden olabilir. Benzer şekilde kıyının bir bölümünde yapılan yapay engeller, çıkıntılar da bu etkileri yapabilir.

Yakın yıllara ve tarihlere ait (2004-2021 yılları arası) Google Earth görüntülerinde bile küçük çaplı değişmelerin olduğu gözlenebilmektedir (Şekil 28a ve 28b). Bütün bu olasılıkların ayrıntılı bir şekilde araştırılması ile dalga aşınımının nedenleri aydınlatılabilecektir.

Teşekkür

Anemurium Antik Kenti ve çevresindeki delgi sondaj yöntemli arazi çalışmalarımıza özverili olarak katılan Lisansüstü öğrencileri Berkay YILMAZ, Dilan DEMİREL ve Lisans öğrencilerimiz Başak AKKUŞ, Umut DİNDAR, Mustafa Selim MERCAN ve Sarp Baran KAPLAN'a teşekkür ederiz.

Kaynaklar

- Ardos, M. 1969. Orta Toroslar ve Akdeniz Sektörünün Jeomorfolojik Problemleri, Ege Üniversitesi Fen Fakültesi İlmi Raporlar Serisi No:63, İzmir.
- Ardos, M. 1979. *Türkiye Jeomorfolojisinde Neotektonik*. İstanbul Üniversitesi Yayın No: 2621 Coğrafya Enstitüsü Yayın No:113, İstanbul.
- Ardos, M. 1985. *Türkiye Ovalarının Jeomorfolojisi*. Cilt II, Güryay Yayınları, İstanbul.
- Bayar, R. 2003. Arazi Kullanımı-Nüfus İlişkisi: Anamur Örneği. Ankara Üniversitesi Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi, *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 1 (1), 97-16.
- Brückner, H., Müllenhoff, M., Gehrels, R., Herda, A., Knipping, M., & Vött, A. 2006. From archipelago to floodplain – geographical and ecological changes in Miletus and its environs during the past six millennia (Western Anatolia, Turkey). *Zeitschrift für Geomorphologie* N.F. 142, 63-83.
- Brückner, H., Kelterbaum, D., Marunchak, O., Porotov, A., & Vött, C. 2010. The Holocene Sea Level Story since 7500 BP–Lessons from the Eastern Mediterranean, the Black and the Azov Seas. *Quaternary International* 225 (2), 160-179.
- İlhan, R., Karadaş, A., Vardar, Serdar, Öner, E., Tekocak, M. 2024. Anemurium Antik Kenti 2023 Yılı Paleocoğrafya ve Jeoarkeoloji Araştırmaları (Anamur-Mersin). Arkeometri Sonuçları Sempozyumu, Nevşehir.
- Kayan, İ. 1988. Late Holocene sea-level changes on the Western Anatolian coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 68 (2-4), 205-218.
- Kayan, İ. 1991. Holocene geomorphic evolution of the Beşik plain and changing environment of ancient man. *Studia Troica* 1, 79-92.
- Kayan, İ. 1997. Türkiye'nin Ege ve Akdeniz kıyılarında deniz seviyesi ve kıyı çizgisi değişimleri. Türkiye'nin Kıyı ve Deniz Alanları 1. Ulusal Konferansı Bildiriler Kitabı.
- Kayan, İ. 1999. Holocene stratigraphy and geomorphological evolution of the Aegean coastal plains of Anatolia. *Quaternary Science Reviews* 18, 541-548.
- Kayan, İ. (2012). Kuvaterner'de deniz seviyesi değişimleri. N. Kazancı & A. Gürbüz (Eds) içinde Kuvaterner Bilimi, (s. 59-78). Ankara Üniversitesi Yayınları.
- Öner, E. 2009. Asi Delta Ovasında alüvyal jeomorfoloji ve paleocoğrafya araştırmaları. *Ege Coğrafya Dergisi* 17 (1-2), 1-25.
- Öner, E. 2016. Ege ve Akdeniz kıyılarımızda paleocoğrafya-jeoarkeoloji araştırmaları. *Ege Coğrafya Dergisi* 25/1, 51-66.
- Öner, E., Vardar, S., Karadaş, A., & İlhan, R. 2019. Türkiye'nin batı ve güney kıyılarındaki antik yerleşmelerin paleocoğrafya ve jeoarkeolojik özellikleri. *TINA Denizcilik Arkeolojisi Dergisi*, 11, 9- 50.
- Özgül, N. 1976. Torosların Bazı Temel Jeoloji Özellikleri. *TJK Bülteni*, 19 (1), 65-78.
- Sahar, İ. 2023. Anemurium Antik Kenti 2018-2021 Yılı Kazılarında Bulunan Kandiller. *Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi*. Selçuk Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Konya.
- Siler, M. 2016. Anamur Çevresinin Karst Jeomorfolojisi. *Yayımlanmamış Doktora Tezi*. Fırat Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Elazığ.
- Siler, M., Tonbul, S., Şengün, M.T. 2017. Anamur Ovası ve Çevresinin (Mersin) Genel Jeomorfolojik Özellikleri. International Symposium on Geomorphology, 12-14 October 2017, Elazığ, 77-88.
- Siler, M., Usluoğlu, E., Şengün, M.T. 2017. Anamur Çevresinde (Mersin) Bulunan Mağaraların Oluşum ve Dağılımları. International Symposium on Geomorphology, 12-14 October 2017, Elazığ, 148-159.
- Şaroğlu, F., Boray, A., Özer, S., Kuşçu, I. 1983. Orta Toroslar-Orta Anadolu'nun Güneyinin Neotektoniği ile İlgili Görüşler. *Jeomorfoloji Dergisi*, 11, 35-43.
- Sunkar, M., Uysal, A. 2012. Anamur Çayı'nın (Dragon) Hidrografik Özellikleri ve Kullanım Potansiyeli. I. Ulusal Coğrafya Kongresi, Atatürk Üniversitesi, 28-30 Haziran 2012, Sayfa: 991-1002, Erzurum
- Sunkar, M. 2014. Anamur (Dragon) Çayı'nın (Mersin) Hidrografik Özellikleri ve Ekonomik Potansiyeli. *Coğrafya Dergisi* 28, 69-93.
- Tapur, T. 2003. Anamur-Silifke Arası Kıyı Bölgesinin Coğrafi Etüdü. *Yayımlanmamış Doktora Tezi*. Selçuk Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Konya.
- Tekocak, M., Aldemir, C. 2019. Anemurion: Anadolu'nun Güneyinde Bir liman Kenti, Ankara, 2019.

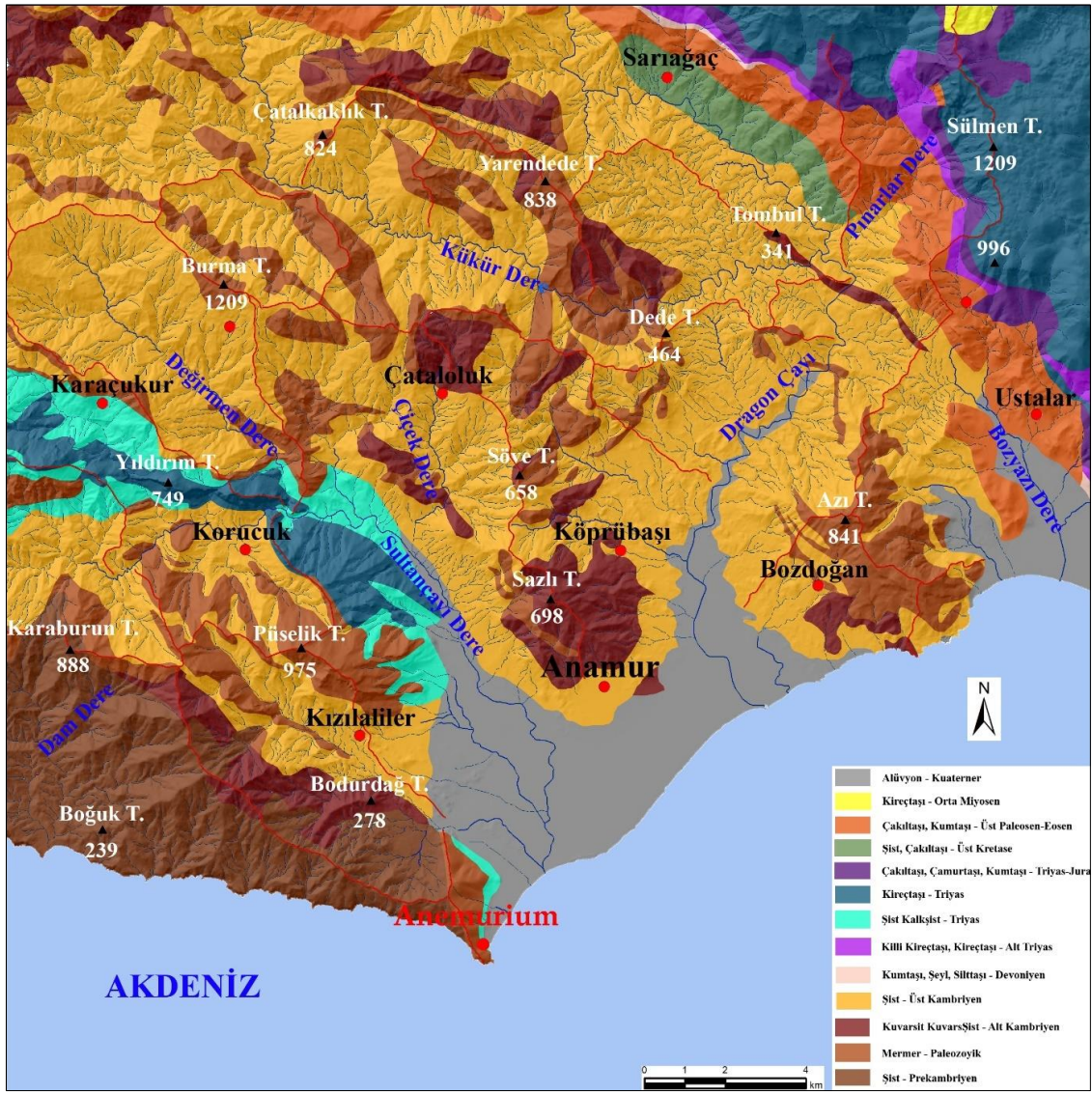
- Tekocak, M. 2020. Anadolu'nun Güneyinde Bir Liman Kenti: Anemurium. *Mersin Arkeolojik Kazıları ve Araştırmaları*, 178-209.
- Tekocak, M. 2021. Anemurium Antik Kenti'nde Kültürel Mirası Koruma ve Yaşatma Çalışmaları. *Kültürel Miras Araştırmaları* 2 (1), 01-15.
- Tekocak, M., Çetinaslan, M. 2024. Anemurium A I 11 Nolu Beşik Tonoğlu Mezar'da Bulunan Anadolu Selçuklu Sikkeleri. *Selçuk Türkiyat*, 61, 439-473.
- Uysal, V., Alan, K. 1990. Anemurium-Die Mamure Festung, Elgen Turizm Yayınevi.
- Umar, B., 2000. Kilikya: Bir Tarihsel Coğrafya Araştırması ve Gezi Rehberi, İstanbul.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J. C., Mcmanus, J. F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M. 2002. Sea-Level and Deep Water Temperature Changes Derived from Benthic Foraminifera Isotopic Records, *Quaternary Science Reviews*, 21, 295-305.
- Zoroğlu, L. 1994. Kelenderisin İlk Çağ Tarihi Hakkında Notlar, XI. Türk Tarih Kongresi, Cilt 1, 437-448.



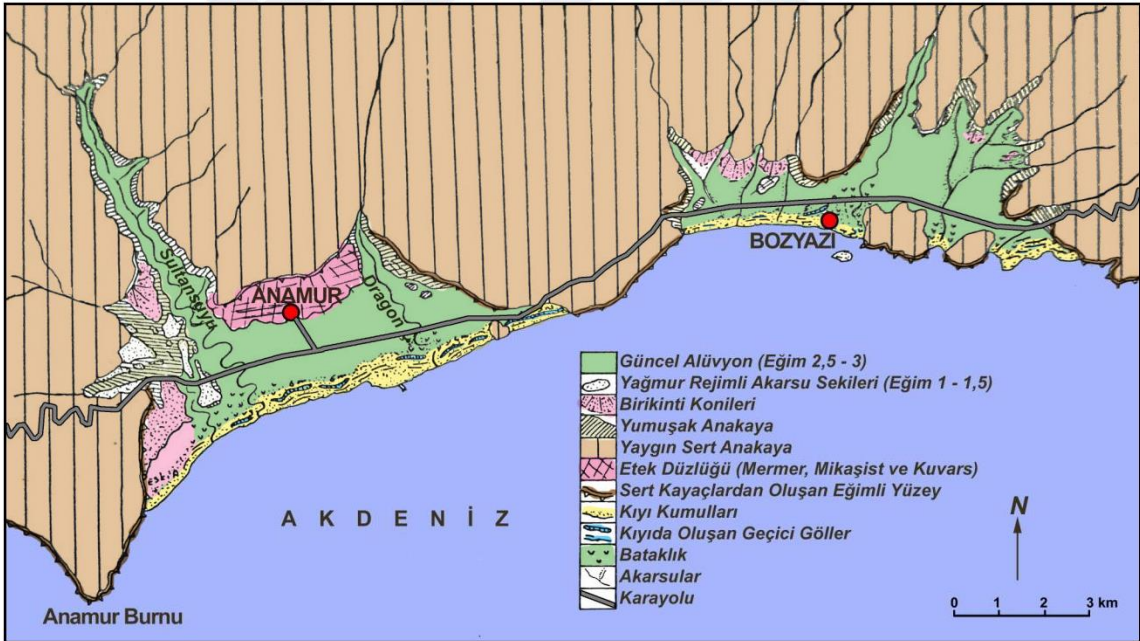
Şekil 1. Anemurium Antik Kenti ve yakın çevresinin lokasyon haritası.



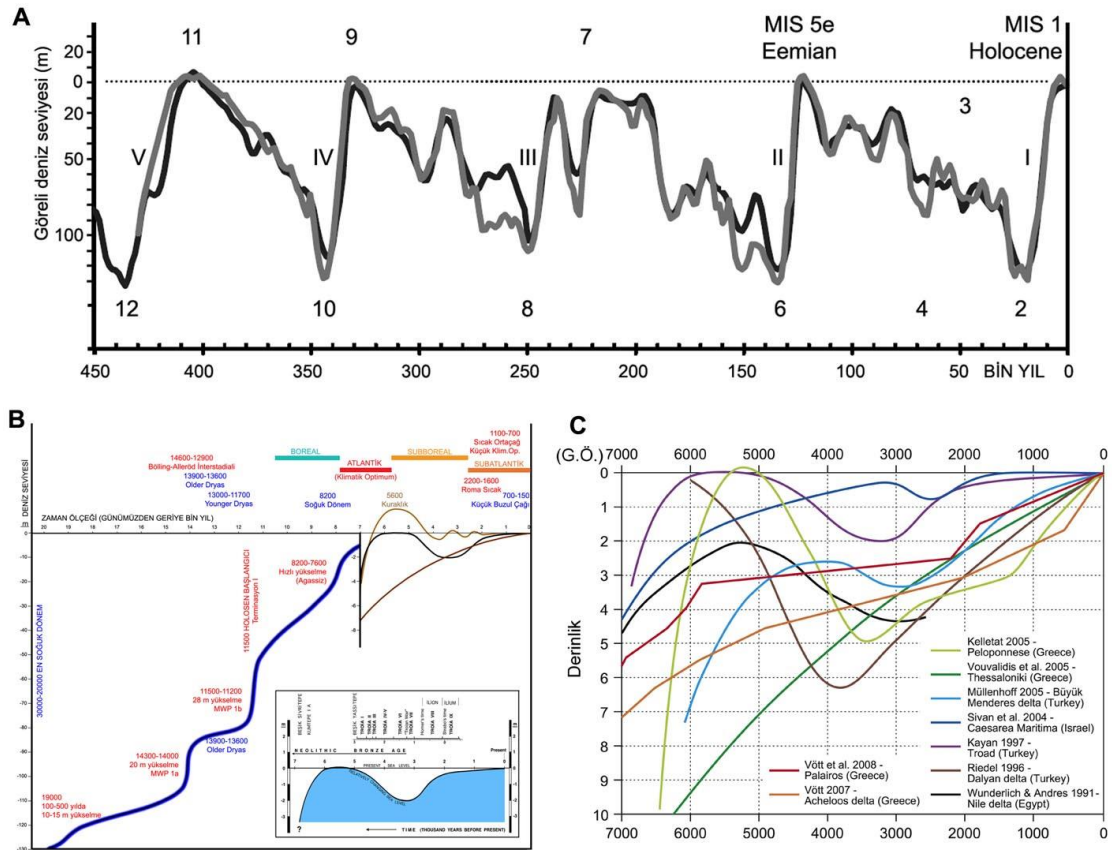
Şekil 2. Anemurium Antik Kenti ve yakın çevresinin hipsometri haritası.



Şekil 3. Anemurium Antik Kenti ve yakın çevresinin jeoloji haritası.



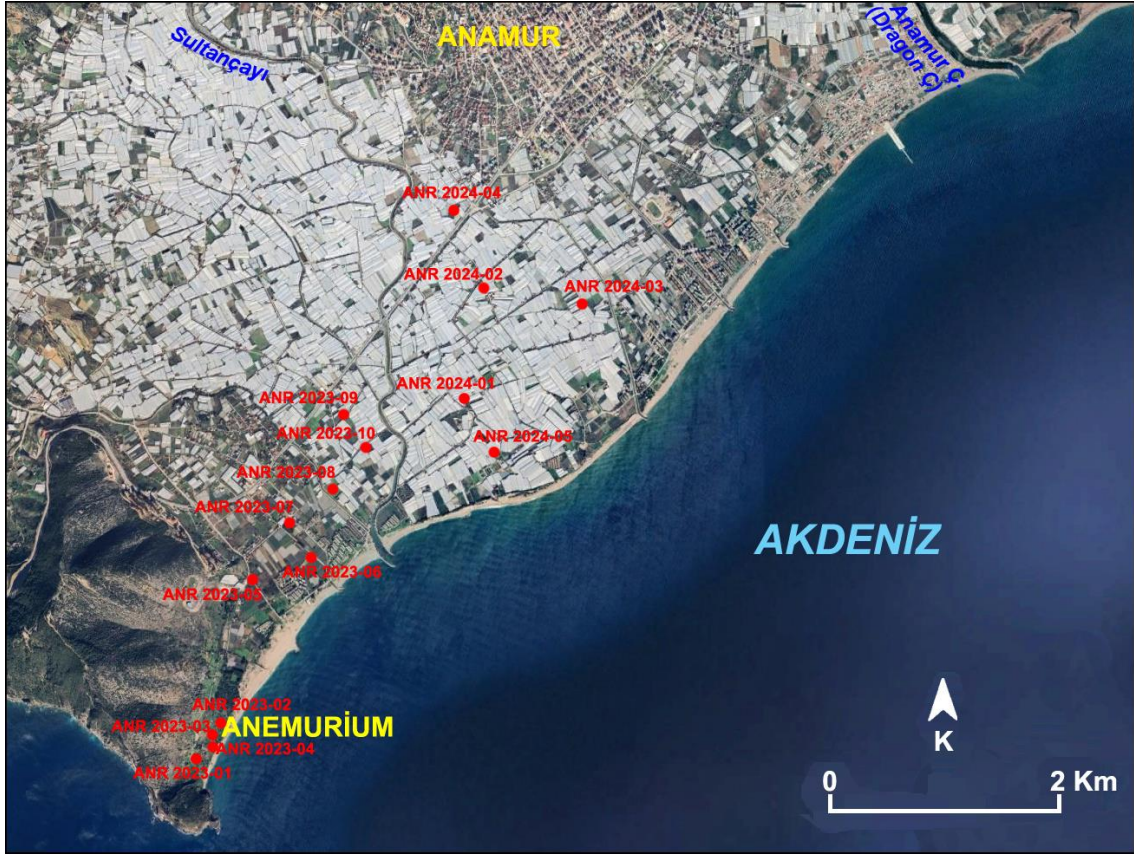
Şekil 4. Anamur ve Bozyazı Ovalarının şekil birimleri (Ardos, 1969; Siler, 2016)



Şekil 5. Dünya denizlerinin seviye değişme eğrileri. A) Son 450 bin yılda görelî deniz seviyesi değişimleri. Grafik, Kuzey Atlantik (siyah çizgi) ve Pasifik (gri çizgi) okyanuslarında birçok araştırmacı tarafından bentik organizmalarda yapılan $\delta^{18}O$ izotop ölçümlerine dayanmaktadır (Waelbroeck vd. 2002). B) Son buzul çağı maksimumunu izleyen yaklaşık 20 bin yılda iklim ve deniz seviyesi değişimleri (Kayen, 1988; 2012). C) Son 7000 yıldaki Doğu Akdeniz (Yunanistan-Türkiye-İsrail ve Mısır) kıyılarında deniz seviyesi değişimleri (Brückner vd. 2010).

Tablo 1. Anemurium Antik Kenti ve çevresinde yapılan delgi sondaj çalışmalarına ait bilgiler.

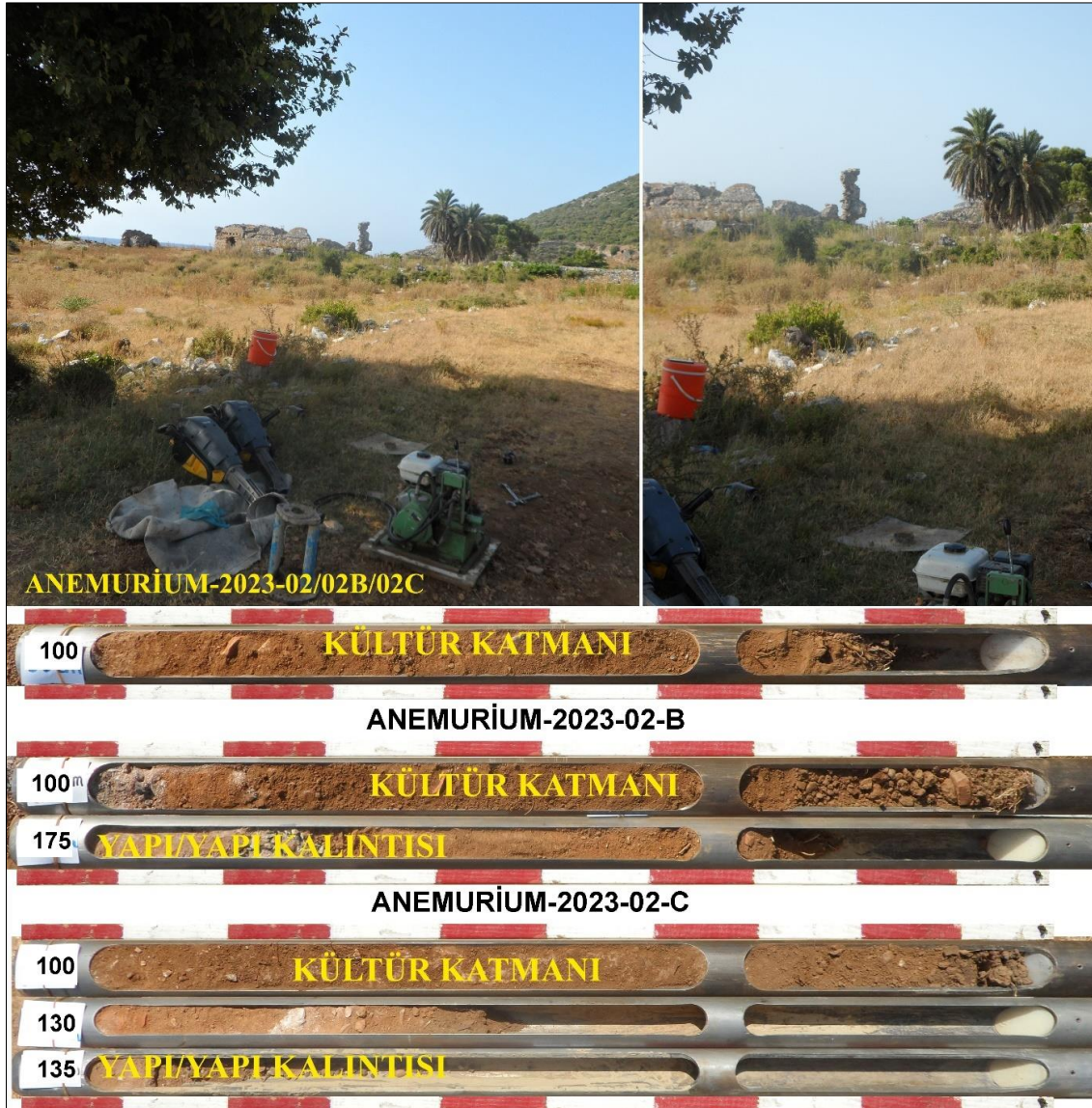
Sondaj No Genel	Sondaj No	Yükselti (m)	Sondaj Derinliği (cm)	Taban Suyu (cm)	X	Y
ANR-01	ANR 2023-01	11	110	-	482245	3986368
ANR-02	ANR 2023-02	8	90	-	482396	3986641
ANR-03	ANR 2023-02-B	8	175	-	482396	3986641
ANR-04	ANR 2023-02-C	8	135	-	482396	3986641
ANR-05	ANR 2023-03	8	100	-	482361	3986549
ANR-06	ANR 2023-04	6	120	-	482361	3986524
ANR-07	ANR 2023-04-B	6	110	-	482361	3986524
ANR-08	ANR 2023-05	2	250	36	482650	3987868
ANR-09	ANR 2023-06	2	600	132	483145	3988025
ANR-10	ANR 2023-07	5	110	-	482944	3988308
ANR-11	ANR 2023-08	6	530	334	483314	3988585
ANR-12	ANR 2023-09	5	500	204	483424	3989196
ANR-13	ANR 2023-10	4	1000	258	483591	3988906
ANR-14	ANR 2024-01	6	730	-	484382.09	3989354.86
ANR-15	ANR 2024-02	7	1050	130	484382.09	3989354.86
ANR-16	ANR 2024-03	4	1000	272	485363.75	3990158.56
ANR-17	ANR 2024-04	9	1300	198	484307.15	3990988.78
ANR-18	ANR 2024-05	5	1000	292	484623.75	3988905.27



Şekil 6. Anemurium Antik Kenti çevresinde yapılan sondajların konumu (Altlık olarak Google Earth görüntüsü kullanılmıştır).



Şekil 7. ANR 2023-01 (ANR-01) numaralı sondaja ait sedimanlar ve yansıttıkları ortamlar.



Şekil 8. ANR 2023-02/2B/2C (ANR-02 / ANR-03 / ANR-04) numaralı sondaja ait sedimanlar ve yansıttıkları ortamlar.



Şekil 9. ANR 2023-03 (ANR-05) numaralı sondaja ait sedimanlar ve yansıttıkları ortamlar.



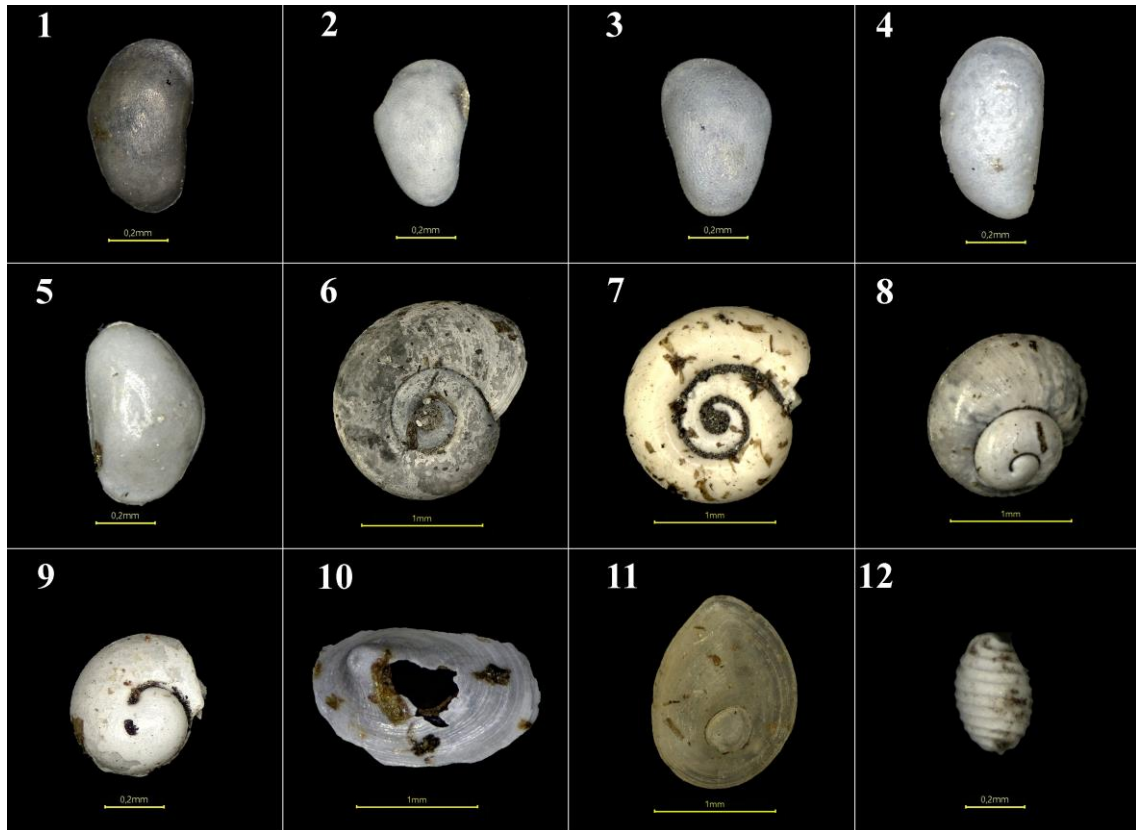
Şekil 10. ANR 2023-04/4B (ANR-06/ ANR-07) numaralı sondaja ait sedimanlar ve yansıtıkları ortamlar.



Şekil 11. ANR 2023-05 (ANR-08) numaralı sondaja ait sedimanlar ve yansıtıkları ortamlar.



Şekil 12. ANR 2023-06 (ANR-09) numaralı sondaja ait sedimanlar ve yansıttıkları ortamlar.



Şekil 13. ANR 2023-06 (ANR-09) numaralı sondaja ait fosiller.

(1.*Pseudocandona compressa*; 2.*Eucypris* sp.; 3.*Eucypris* sp.; 4.*Cyprideis torosa*; 5.*Xestoleberis* sp.; 6.*Gyraulus* sp.; 7.*Planorbis* sp.; 8.Gastropod; 9.Gastropod; 10.*Mytilidae* sp.; 11.Operculum; 12. *Chara oogonium*).



Şekil 14. ANR 2023-07 (ANR-10) numaralı sondaja ait sedimanlar ve yansıtıkları ortamlar.



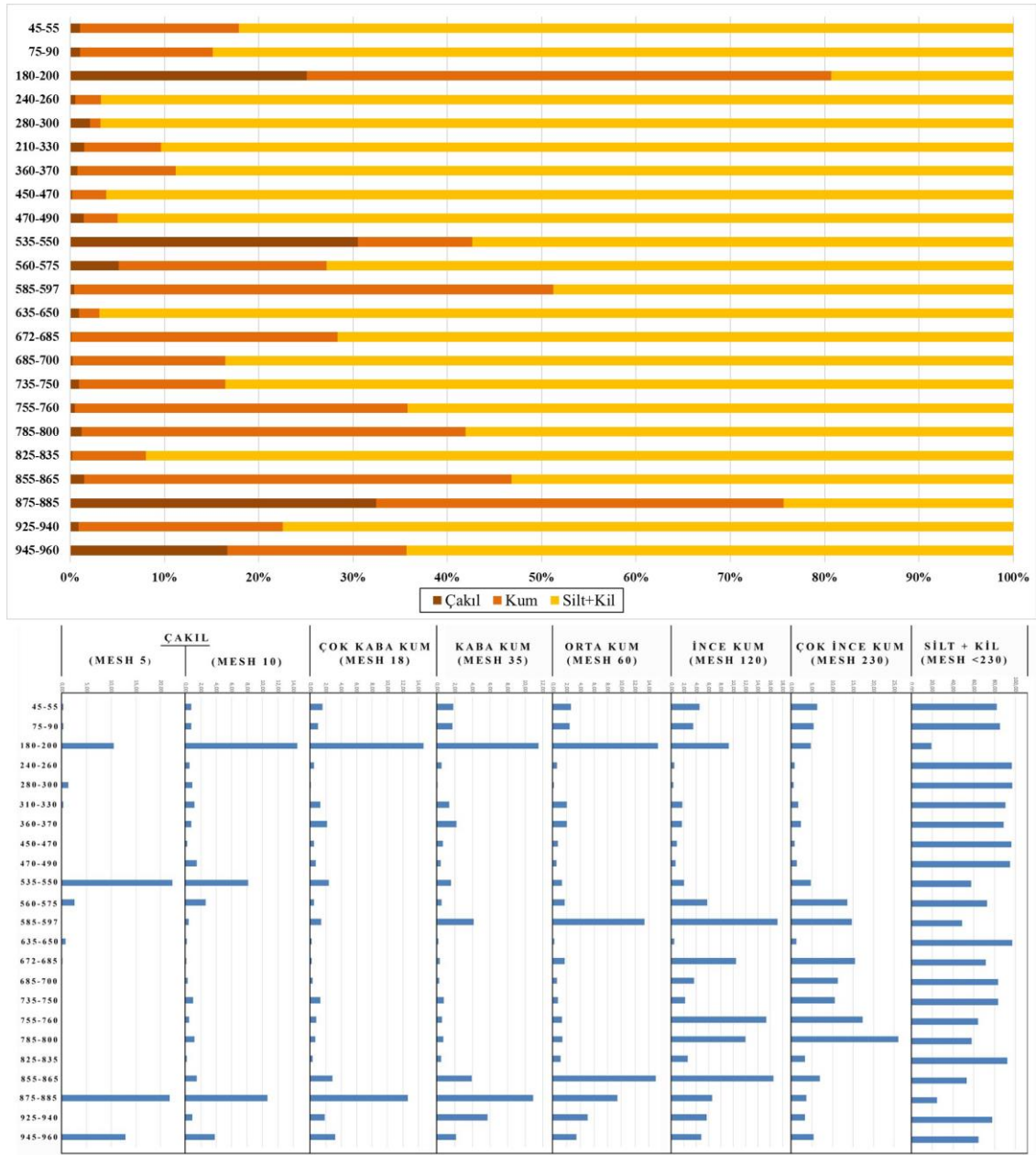
Şekil 15. ANR 2023-08 (ANR-11) numaralı sondaja ait sedimanlar ve yansıtıkları ortamlar.



Şekil 16. ANR 2023-09 (ANR-12) numaralı sondaja ait sedimanlar ve yansıttıkları ortamlar.



Şekil 17. ANR 2023-10 (ANR-13) numaralı sondaja ait sedimanlar ve yansıttıkları ortamlar.

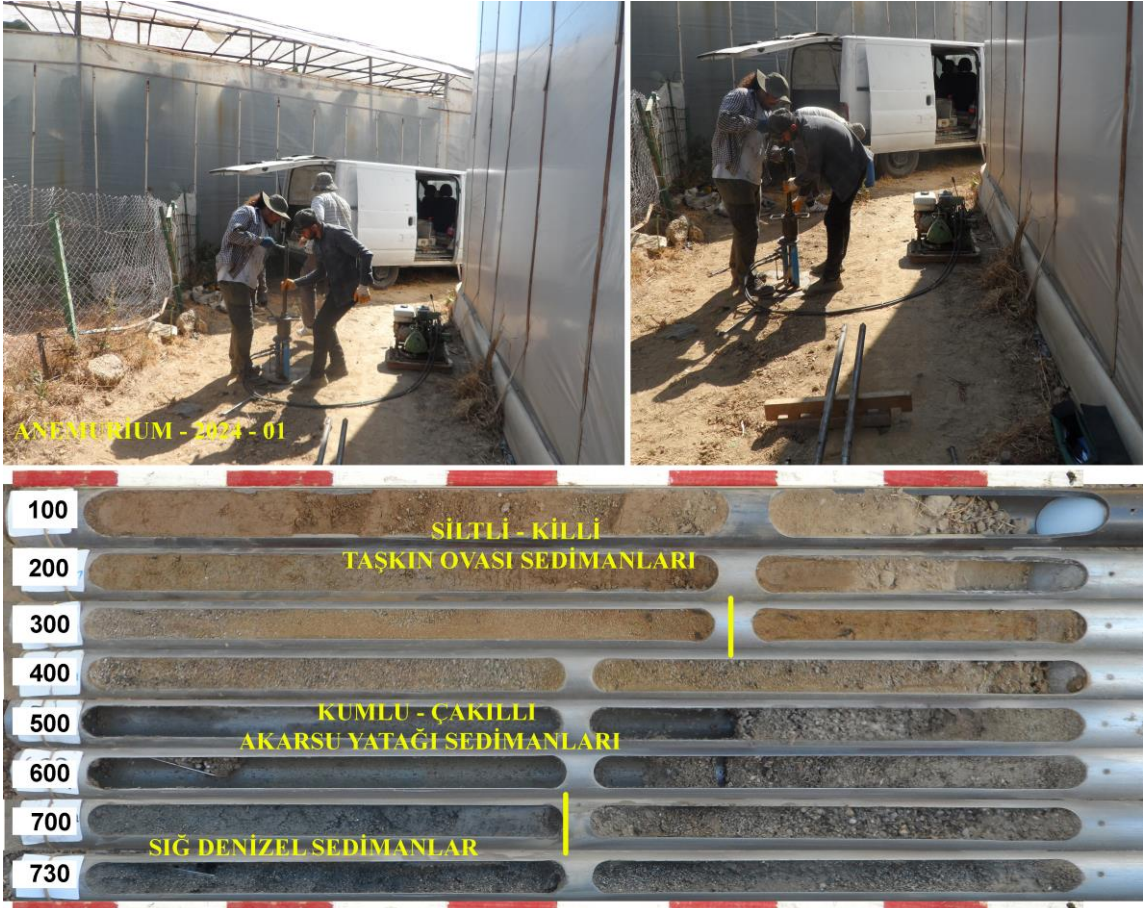


Şekil 18. ANR 2023-10 (ANR-13) numaralı sondaja ait tane boyu dağılım grafikleri.



Şekil 19. ANR 2023-10 (ANR-13) numaralı sondaja ait fosiller.

(1.*Candona parallela pannonica*; 2.*Pseudocandona* sp.; 3.*Ilyocypris* sp.; 4.*Ilyocypris gibba*; 5.*Ilyocypris bradyi*; 6.*Cytherois* sp.; 7.*Cyprideis torosa*; 8.*Loxoconcha elliptica*; 9.*Eucypris* sp.; 10.*Paracytherois* sp.; 11.*Xestoleberis aurantia*; 12.*Candona neglecta*; 13.*Ammonia* sp.; 14.*Ammonia tepida*; 15.*Ammonia tepida*; 16.*Ammonia* sp.; 17.*Nonion* sp.; 18.*Quinqueloculina* sp.; 19.*Quinqueloculina seminula*; 20.*Orbulina* sp.; 21.*Globigerina* sp.; 22.*Gyraulus* sp.; 23.*Chara oogonium*; 24.*Theocambians*; 25.*Bitki tohumu*).



Şekil 20. ANR 2024-01 (ANR-14) numaralı sondaja ait sedimanlar ve yansıttıkları ortamlar.



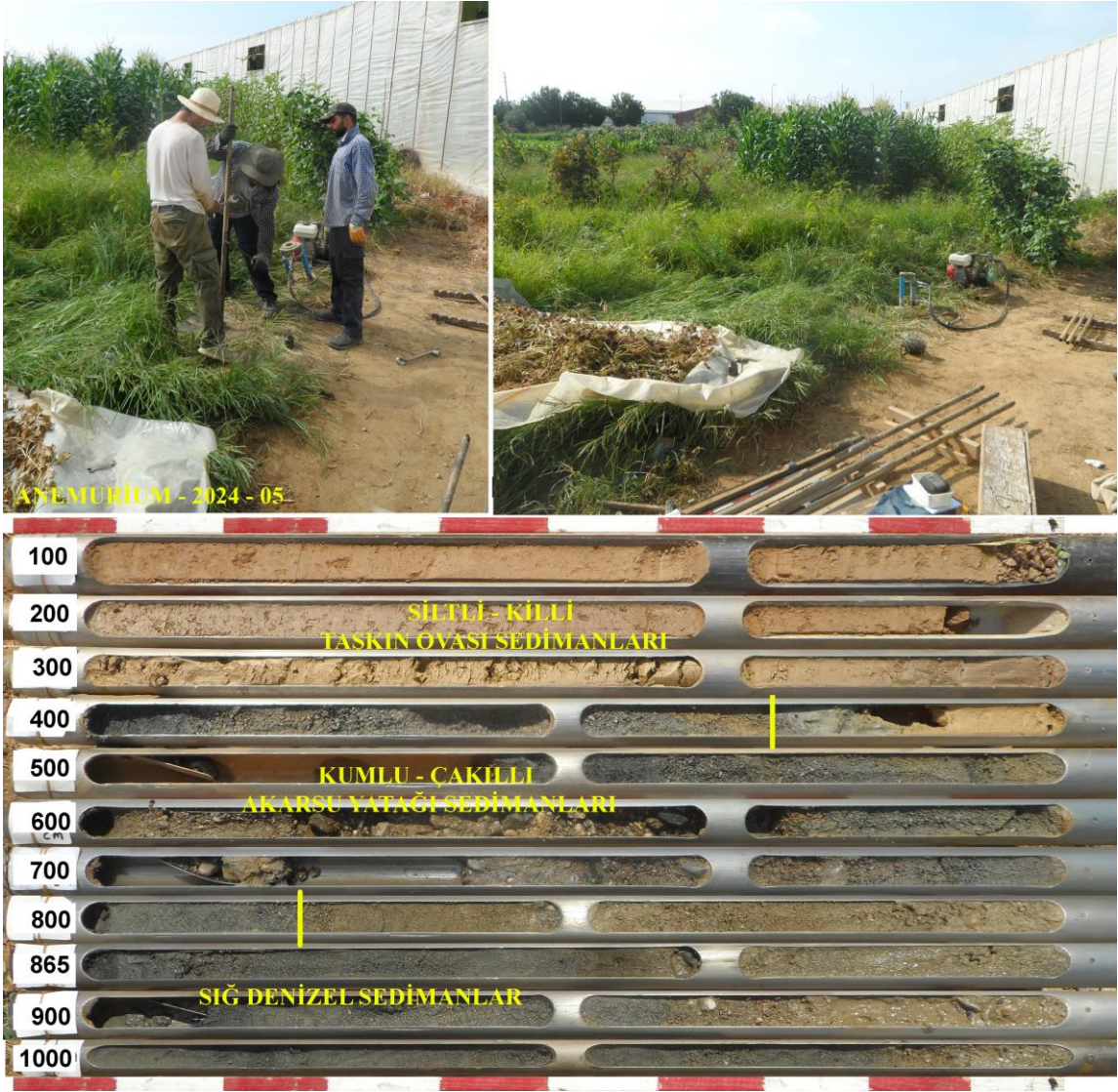
Şekil 21. ANR 2024-02 (ANR-15) numaralı sondaja ait sedimanlar ve yansıttıkları ortamlar.



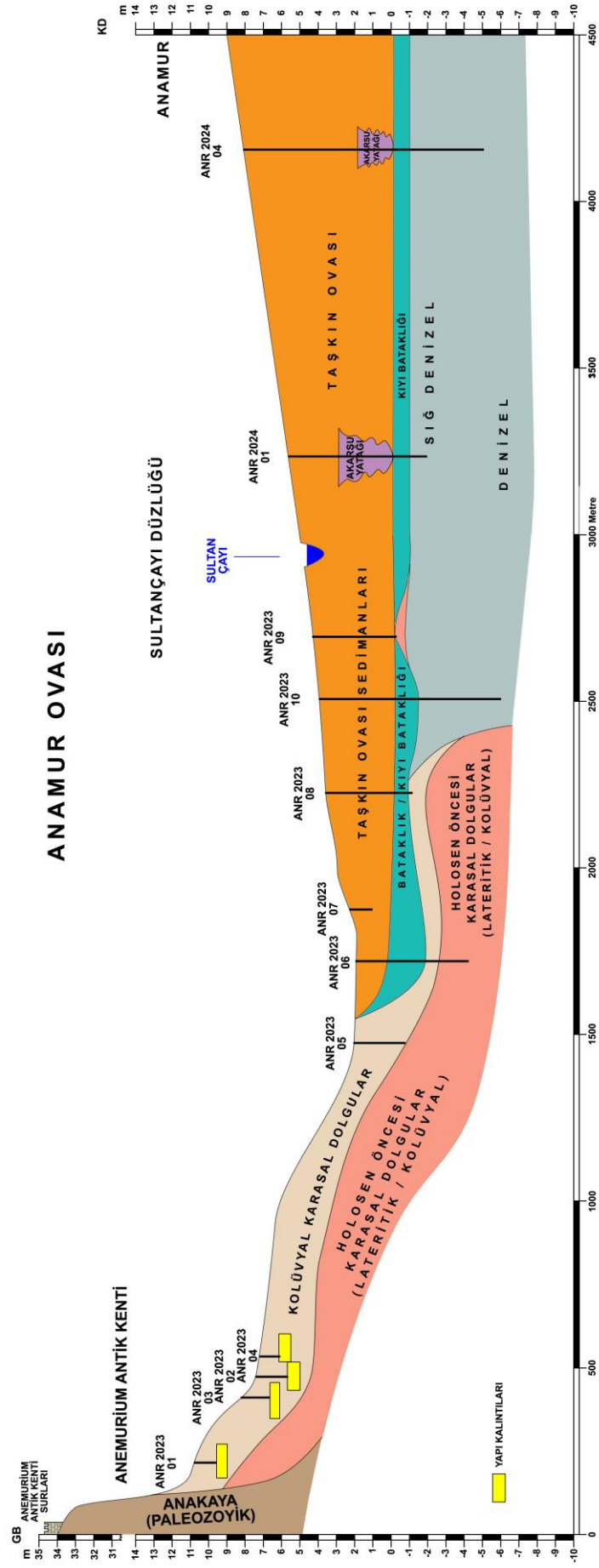
Şekil 22. ANR 2024-03 (ANR-16) numaralı sondaja ait sedimanlar ve yansıttıkları ortamlar.



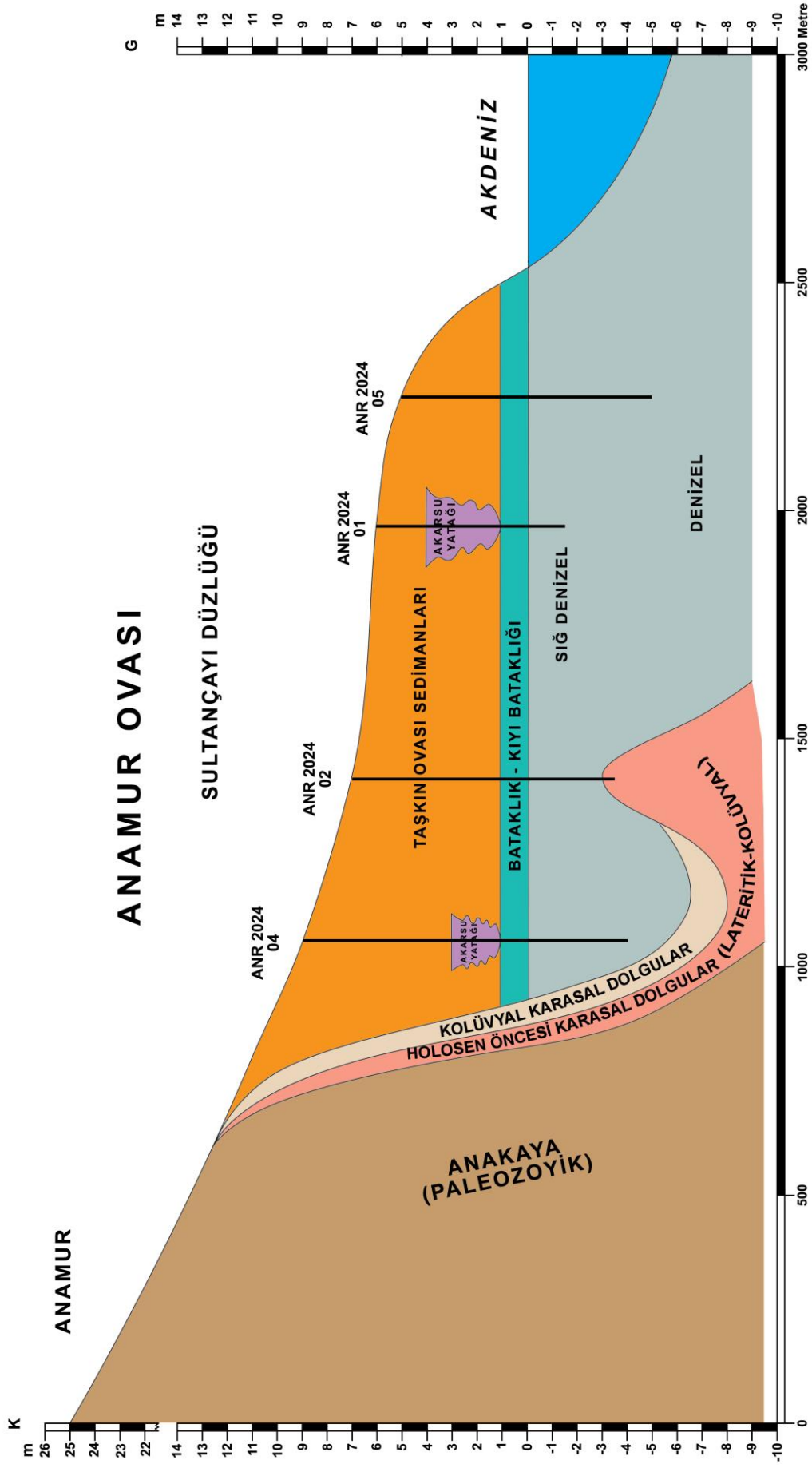
Şekil 23. ANR 2024-04 (ANR-17) numaralı sondaja ait sedimanlar ve yansıttıkları ortamlar.



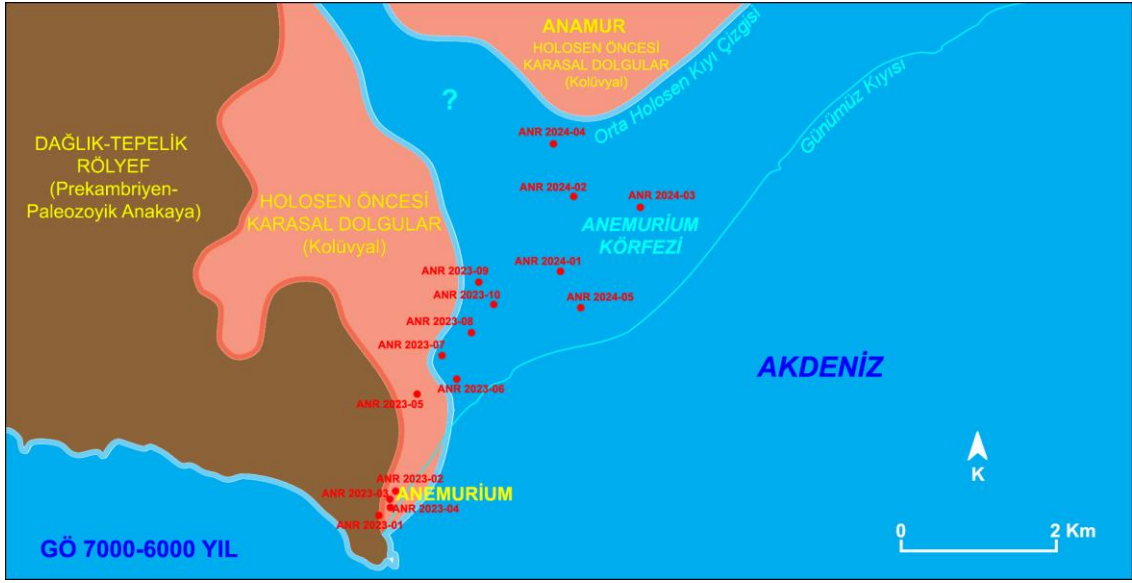
Şekil 24. ANR 2024-05 (ANR-18) numaralı sondaja ait sedimanlar ve yansıttıkları ortamlar.



Şekil 25. Anemurium Antik Kenti çevresinde ve Anamur Ovası'nda yapılan delgi sondajların sonuçlarına göre hazırlanan GB-KD yönlü kesit.



Şekil 26. Anamur Ovası'nda yapılan delgi sondajların sonuçlarına göre hazırlanan K-G yönlü kesit.



Şekil 27. Anemurium Antik Kenti çevresinde yapılan delgi sondajların sonuçlarına göre Anemurium ve çevresinin Orta Holosen'deki (GÖ 7000-6000 yıl) kıyı çizgisi konumu.



Foto 1. Anemurium Antik Kenti kıyılarında gözlenen dalga aşınım basamağının güneybatı yönünde görünümü.



Foto 2. Anemurium Antik Kenti kıyılarında gözlenen dalga aşınım basamağının kuzeydoğu yönünde görünümü.



Şekil 28a. Anemurium Antik Kenti kıyılarının 2004-2013 ve 2014 yıllarındaki Google Earth görüntülerindeki küçük değişimleri.



Şekil 28b. Anemurium Antik Kenti kıyılarının 2017-2019 ve 2021 yıllarındaki Google Earth görüntülerindeki küçük değişimleri.

Edremit Ovası’nın (Balıkesir) Holosen Stratigrafisi ve Paleocoğrafyası

Holocene Stratigraphy and Paleogeographies of Edremit Plain (Balıkesir)

Sefa AK¹, Levent UNCU²

Özet

Bu multidisipliner çalışma, Balıkesir il sınırları içerisinde bulunan ve üzerinde Edremit, Burhaniye ve Havran yerleşmelerinin yer aldığı Edremit Ovası ve çevresini kapsamaktadır. Ege Bölgesi’nin kuzeyinde yer alan Edremit Ovası, Batı Anadolu’daki grabenlerden farklı olarak Kaz ve Madra Dağları arasında üçgen şeklinde görünümüne sahip, bir yarı graben özelliğindedir. Edremit Ovası gibi jeolojik anlamda karmaşıklığın bulunduğu bir yörenin alüvyal jeomorfolojisine ait birimleri açıklamak ve alüvyal birimleri kantitatif bir yaklaşımlarla değerlendirmek çalışmanın temel amacını oluşturmaktadır.

Araştırma alanının kuzeyindeki Kaz Dağları global iklim değişiklikleri neticesinde buzullaşmaya maruz kalmamakla birlikte periglasyal süreçlerden etkilenmiştir. Bu dönemde, Edremit Körfezi’nde ise deniz seviyesi değişimlerine bağlı olarak kıyı çizgisi sürekli değişiklikler meydana gelmiştir. Buna bağlı olarak, Edremit Körfezinde tektonik ve jeolojik unsurların denetiminde çeşitli alüvyal ortamlar gelişme göstermiştir. Bu ortamlar kendi içerisinde; karasal, denizel ve deltaik ortam şeklinde tasnif edilebilmektedir.

Bu çalışmada Edremit ovası ve çevresindeki alüvyal ortamlar sayısal analizler kullanılarak incelenmiştir. Edremit ovası üzerinde D.S.İ, Burhaniye Belediyesi, tarafından yapılan sondaj verileri değerlendirilerek, ovanın Holosen boyunca stratigrafik ve paleocoğrafik gelişimi hakkında çıkarımlar elde edilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Edremit Ovası, Holosen Stratigrafisi, Paleocoğrafya.

Abstract

This multidisciplinary study covers the Edremit Plain and its surroundings, which are located within the borders of Balıkesir province and on which the settlements of Edremit, Burhaniye and Havran are located. Edremit Plain, located in the north of the Aegean Region, is a semi-graben with a triangular appearance between the Kaz and Madra Mountains, unlike the grabens in Western Anatolia. The main purpose of the study is to explain the units of the alluvial geomorphology of a region with geological complexity such as the Edremit Plain and to evaluate the alluvial units with a quantitative approach.

Although the Kaz Mountains in the north of the research area have not been subjected to glaciation as a result of global climate changes, they have been affected by periglacial processes. During this period, continuous changes occurred in the coastline of Edremit Bay due to sea level changes. Accordingly, various alluvial environments have developed under the control of tectonic and geological elements in Edremit Bay. These environments include; It can be classified as terrestrial, marine and deltaic environment.

In this study, the alluvial environments in Edremit plain and its surroundings were examined using numerical analyses. By evaluating the drilling data made by D.S.İ, Burhaniye Municipality on the Edremit plain, inferences were obtained about the stratigraphic and paleogeographic development of the plain during the Holocene.

Keywords: Edremit Plain, Holocene Stratigraphy, Paleogeography.

¹Jeomorfoloğ/CBS Uzmanı, İçişleri Bakanlığı, Anıttepe Kampüsü, Ankara/Türkiye. e-mail: jeosefaak@gmail.com

²Doç. Dr., Bilecik Şeyh Edebali Üniversitesi İnsan ve Toplum Bilimleri Fakültesi Coğrafya Bölümü, Bilecik/Türkiye. e-mail: levent.uncu@bilecik.edu.tr

1. GİRİŞ

Batı Anadolu kıyıları, jeolojik ve jeomorfolojik özellikleri ve uzun yerleşim tarihinden dolayı ülkemizin en dikkat çekici ve araştırılmaya değer yerlerinden birisidir. Edremit Ovası, Kuzey Anadolu Fayı'nın şekillendirdiği Marmara ile normal fayların şekillendirdiği Ege bölgelerinin arasında kalmaktadır. Araştırma alanında halen gözlenmekte olan yoğun sismik hareketlilik, topografyanın şekillenmesinde en önemli etkenin tektonik hareketler olduğunu göstermektedir. Paleo-tektonik dönemde oluşan Kaz ve Madra Dağı masifleri, neotektonik dönem boyunca yükselerek bir horst özelliği kazanırken, bunların arasında kalan saha çökmeye uğrayarak bir yarı-graben özelliği kazanmıştır. Kuzeydeki Kaz Dağı Edremit Ovasını sınırlandırmakta, rölyefin üçgen biçimde kara içine doğru sokulmasına olanak vermektedir (Darkot, & Tunçel, 1995). Edremit Körfezi olarak adlandırılan bu grabenin en doğusunda kalan kesimine dökülen akarsular burayı doldurarak "Edremit-Burhaniye Ovası" olarak adlandırılan geniş alüvyal düzlüğü meydana getirmiştir.

Ege ve Akdeniz kıyılarındaki kıyı ve delta-taşkın ovaları üzerinde yapılan alüvyal jeomorfoloji çalışmalarının sayısı oldukça fazladır. Bu çalışmalarda, hem bölgenin jeolojik ve tektonik gelişimi hem de doğal ortamda meydana gelen değişiklikler hakkında önemli verilere ulaşılmıştır. Bunun yanı sıra, günümüzde yoğun insan faaliyetlerine sahne olan bu alüvyal düzlüklerde yapılan çalışmalar deprem, taşkın, erozyon gibi doğal afet risklerinin belirlenmesi ve risk yönetimi bakımından da son derece önemlidir.

2. ARAŞTIRMANIN AMACI

Bu çalışmanın amacı, Ege horst-graben sistemlerinin en kuzeydeki parçası olan ve yarı-graben formunda gelişmiş olması nedeniyle diğerlerinden bariz bir şekilde ayrılan Edremit Körfezi'nin doğusunda bulunan Edremit Ovası'nı meydana getiren sedimanların genel Holosen stratigrafisini ortaya koymaktır. Bu amaca ulaşmak için; Edremit Ovası ve su toplama havzasının jeolojik ve jeomorfolojik özellikleri, Edremit Ovası'nı meydana getiren alüvyonların kalınlığı ve mekansal dağılışı, Edremit Ovası ile çevresinin paleo-coğrafik gelişimi gibi temel sorulara cevap aranmıştır.

3. ARAŞTIRMA ALANININ YERİ VE SINIRLARI

Coğrafi konumu itibarıyla Ege Bölgesinin asıl Ege Bölümü sınırları içerisinde kalan Edremit Ovası, matematiksel konum olarak 39°35'46.11"K - 26°58'41.10"D ile 39°29'41.54"K - 26°57'39.93"D koordinatları arasında yer almaktadır (Şekil 1). Edremit Ovası, kuzeyden Kaz ve Eybek Dağları, doğudan Şap ve Belen Dağları, güneyden Madra Dağı, batıdan ise Edremit Körfezi ile sınırlandırılmaktadır. 124,07 km² yüzölçümüne sahip olan ovada, Balıkesir'in ilçelerinden Edremit, Havran ve Burhaniye'nin toprakları bulunmaktadır.

4. ARAŞTIRMANIN YÖNTEMİ

Bu araştırma; arazi, laboratuvar ve ofis çalışmaları olarak üç aşamada yürütülmüştür. Öncelikle araştırma alanı ve yakın çevresiyle ilgili daha önce yapılmış olan çalışmalar değerlendirilmiştir. Böylece araştırma sahası ile ilgili literatürde eksik olan kısımlar tespit edilerek çalışma kapsamına dâhil edilmiştir.

Arazi çalışmalarına başlamadan önce, Harita Genel Komutanlığı tarafından 1/100.000 ölçekli I17, I18, J17, J18 paftaları ve MTA tarafından 1/100.000 hazırlanan jeolojik haritalar temin edilerek sayısallaştırıldı.

Bölgedeki arazi çalışmaları 2017 ile 2018 yıllarında gerçekleştirilmiştir. 2017 yılında arazide yapılan gözlemlere ek olarak, Edremit Ovası'nda D.S.İ ve belediyeler tarafından daha önce yapılmış olan sondaj verilerine ulaşılmıştır. 2018 yılı arazi çalışması sırasında ise sondaj verilerinden yapılan değerlendirmeler ışığında ovadaki belirli rotalar üzerinde, jeolojik ve jeomorfolojik gözlemler

gerçekleştirilmiştir. Ayrıca, gözlemler sırasında arazide GPS ölçümleri (Garmin Etrex 10 El Tipi GPS), sediman örneklerinin alımı, fotoğraflayarak belgeleme (Nikon D7500 Profesyonel Fotoğraf Makinesi) çalışmaları yapılmıştır. Drone (DJI Phantom 4 Advanced Drone) ile yapılan çekimlerle sahada ulaşılması zor olan sahalara erişme imkanı bulunmuştur.

Ofis çalışmaları sırasında ise sayısallaştırılan topografya ve jeoloji haritalarında kullanılarak sahanın eğim haritası, hidrografi haritası ve arazi gözlemlerinin yardımıyla jeomorfoloji haritası oluşturulmuştur. Edremit Ovası'na sediman sağlayan akarsu havzaları ise ArcGIS 10.5 programında çeşitli denklemler kullanılarak değerlendirilmiştir. Sondaj verileri, Photoshop CS5 ve Sedlog jeolojik kesit programı kullanılarak sondaj logları ve stratigrafik kesitlere dönüştürülmüş ve böylece ovadaki sedimanların kalınlığı ile ortamsal ve mekansal farklılıkları tespit edilmiştir.

5. FİZİKİ COĞRAFYA ÖZELLİKLERİ

Anadolu Yarımadası'nın kuzeybatısında bulunan Edremit Ovası, kuzeyden Kaz Dağları (1774 m), Eybek Dağı (1294 m) ve Şap Dağı (928 m) güneyden ise; Belen Dağı (651 m) ve Madra Dağı (1350 m) gibi yüksek dağlık alanlarla sınırlandırılmaktadır (Şekil 2). Araştırma sahasını kuzeybatıdan sınırlandıran Kaz Dağları 1800 metreye yaklaşan yükseltisiyle, Uludağ'dan sonra Kuzeybatı Anadolu'da bulunan en yüksek dağlık kütle olarak bilinmektedir. Ovanın kuzeyinde bulunan Eybek Dağı'ndan doğuya doğru gidildiğinde yükselti 1000 metrenin altına kadar düşmektedir. Ovanın güneyinde yer alan Belen Dağında ise yükselti 650 metreye çıkmakta onun güneyinde yer alan Madra Dağı doruklarında ise 1350 metre ulaşmaktadır. Araştırma alanını Gömeç Ovasından ayıran güneybatıdaki Kılıçkaya Tepesi ise 231 metre yükseklikte bir eşik oluşturmaktadır.

Araştırma alanının temelini meydana getiren Paleozoyik ve Mesozoik yaşlı birimler; Fındıklı, Sutüven, Torosan, Karakaya, Bilecik formasyonları ve Çetmi melanjı olarak adlandırılmakta ve Edremit Ovası'nın kuzey ve doğusundaki dağlık alanda yayılım göstermektedir. Senozoik yaşlı birimler ise Kozak, Hallaçlar, Bozdivlit, Aliğa, Bayramiç formasyonları olarak adlandırılmak ve ovayı oluşturan alüvyonların güneyinde Madra Dağı'na doğru yükselen plato sahasında yayılım göstermektedir (MTA, 2007; Fotoğraf 1). Kozak Granitoidi, Hallaçlar, Bozdivlit, Aliğa Miyosen dönemi kayalar grupları olurken; Bayramiç formasyonu ve alüvyon birimler ise kuvaterner yaşlı formasyonları temsil etmektedir (Şekil 3).

Araştırma alanı Pontid kuşağının en batı bölümünü oluşturan Sakarya Zonu içerisinde yer almaktadır (Şengör & Yılmaz, 1983). Bu zonun kuzeybatısında Rodop-Istranca masifi'nin bir parçası olan Kaz Dağları, güney tarafında ise Anatolid bloğuna ait zonlar bulunmaktadır (Okay & Tüysüz, 1999). Edremit Ovası'nın da içerisinde bulunduğu saha, kuzeydeki Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ile güneydeki Batı Anadolu açılma rejimi arasında şekillenmiş bir geçiş zone özelliği göstermektedir (Esin & Ceryan, 2015). Kaz Dağları güneyinde Edremit fayı bulunurken, Madra dağı kuzeybatısında ise Havran-Balıkesir fayı bölgeyi kontrol eden ana kırık sistemi mekanizmalarıdır.

Edremit Ovası'nın kuzeyinde yer alan Edremit Fayı kabaca KD-GB uzanımlı olup, araştırma sınırları içerisinde 20 km uzunluğunda bir çizgisellikte bulunmaktadır (Yaltırak, 2006). Sıyrılma fayı karakterinde bir normal fay olan Edremit Fayı, Edremit Körfezi'ne doğru sekmeli geometriye sahip, listrik fay yapısında alçalmaktadır. Araştırma alanının güneyini sınırlandıran Havran-Balıkesir Fayı, KD-GB uzanımlı olup; Şap, Belen ve Madra Dağları arasında konumlanmaktadır (Şekil 3). 2-5 km uzunluğa ve 100-120 m genişliğe sahip olan fay zone yaklaşık K70°D uzanımlı, kuzeybatı ve güneybatıya eğimli birçok fay parçasından (segment) oluşmaktadır (Sözbilir vd. 2015). Edremit Körfezi bu iki fay sistemi arasında yarı-graben özelliğine sahip bir tektonik çukurluk olarak gelişmiştir.

Topografya üzerinde yer alan morfolojik üniteler, yükseklik ölçeğinde sınıflandırılarak; yüksek dağlık ve platoluk sahalara, Edremit delta-taşkın ovasını oluşturan alüvyal depolar ve aktüel kıyı

kesimi şeklinde üç ana bölümde incelenmiştir (Şekil 4). Edremit Körfezini çevreleyen yüksek dağlık alanlar, kuzeyde Kaz (1774 m), Eybek (1294 m), kuzeydoğuda Şap (928 m), doğuda Belen (651 m) ve güneyde Madra (1350 m) dağları olarak adlandırılmaktadır. Edremit Ovasının çevresinde yer alan platoluk alanlar ise yükseltilerine göre yüksek ve alçak plato alanları şeklinde iki bölümden oluşmaktadır. Yüksek plato alanları 900-500 m, alçak alanlar ise 500 – 50 m arasında bulunmaktadır. Edremit Ovası'nı oluşturan alüvyal düzlük ve vadilerin ovaya açıldığı kesimde gelişmiş bulunan birikinti konileri sahadaki ikinci jeomorfolojik üniteyi oluşturmaktadır. Edremit Ovası kabaca 124,07 km² yüzölçümüne sahiptir ve dağlık ve platoluk sahalarından akarsular tarafında getirilen sedimanların biriktirilmesi sonucunda oluşmuştur. Edremit Ovasını oluşturan sedimanlar genel anlamda homojen yapıdaki alüvyal çökellerden meydana gelmiş olmakla birlikte, kendi içerisinde farklı fasiyeslere içermektedir. Aktüel kıyı bölümünde ise yalıtışları, aktif ve ölü falezler ile kıyı kumulları gibi birimlerin varlığı dikkati çekmektedir.

Edremit Ovası bünyesindeki yer alan birikinti konileri (eski alüvyal ortamlar) alçak platoluk alanlar ile delta ovası arasında bulunmaktadır. Edremit Ovası ve çevresi üzerinde yer alan birikinti konileri ovanın kenarındaki yamaçların önünde gelişim göstermiştir. Kaba taneli malzemelerden oluşan bu fasiyes birimleri, şekillendiği alanın kaynağından akarsu ile beslenmesi durumunda alüvyal yelpazelere dönüşmektedir. Yöredeki alüvyal yelpazelerin ve birikinti konilerinin etek kısımları delta-taşkın ovasına ait genç sedimanlar tarafından örtülmüştür.

Vadilerin genel morfolojisini belirleyen en önemli unsur, havza bünyesinde dinamik bir şekilde gelişim gösteren yamaç dengesi durumudur. Bu dengeyle vadiler şekillenmekte ve enine ile boyuna profilleri sürekli olarak gelişim göstermektedir. Edremit Ovası çevresindeki yamaçlar konkav ve konveks şeklinde sınıflandırılmaktadır. Yörede akarsu havzaları konkav, sürekli akarsulardan uzak olan yüzeylerde ise konveks profildeki yamaçlar gelişmiştir. Vadi sisteminin gelişmesi sonrasında akarsularca taşınan çökeller yerel kaide seviyesi ölçeğine ve uygun bir zemin kriterine göre birikme sağlayarak, vadi tabanı düzlüklerini oluşturmaktadır. Edremit Ovası'nın kuzeyindeki akarsularda vadi tabanı düzlükleri daha dar iken güneyindeki Karınca Dere ve kollarında daha geniş alan kaplamaktadır. Bu durum akarsuların sediment taşınımı hakkında fikir vermektedir.

Edremit Körfezi güneydoğusunda gözlenen falezler, genellikle marn ve kalker ardalanmasından meydana gelen bir litoloji üzerinde şekillenmiştir. Ünitinin güneybatısındaki sahil şeridi boyunca uzanan dar kıyı kuşağı üzerinde, ölü falez karakterli kıyılar uzanmaktadır. Ovanın batısında yer alan kumullar geniş bir alanda yayılış gösterirken, güneyde ise daha dar bir kıyı şeridi oluşturmaktadır.

Çalışma alanı mevsimsel farklılıklara bağlı olarak, kış aylarında polar hava, yaz aylarında ise tropikal hava kütleleri tarafından etkilenmektedir. Yıllık ortalama sıcaklıklar, Kaz Dağları'nda 8-9 °C, Madra Dağı'nda 9-10 °C Edremit Ovası'nda ise 15-16 °C olarak tespit edilmiştir. Yıllık ortalama yağış değerleri ise Kaz Dağında 519-575 mm, Madra Dağında 448-512 mm ve Edremit Ovası çevresinde ise 102-128 mm arasında değişmektedir. Edremit Ovası kuzeyinde bulunan Kaz ve Eybek Dağlarında yağışlar orografiktir. Yöredeki orografik yağışlar, akarsu debileri üzerinde pozitif bir etki oluşturmıştır. Edremit Ovası ve çevresindeki akarsular kış ortasında maksimum, yaz sonunda ise minimum akımların olduğu 'Yağmurlu Akdeniz Rejimi' karakterindedir.

Çalışma alanındaki alt akarsu havzaları; Havran, Karınca, Edremit ve Zeytinli-Akçay çayları ile Pınarbaşı ve Kuruçay Derelerinden meydana gelmektedir (Şekil 5). Akarsuların drenaj yoğunluğu, iki komşu akarsu havzasının dinamikliği hakkında fikir vermektedir (Cürebal, 2004). Bölgedeki akarsu havzaları içerisinde Zeytinli, Havran ve Edremit Çaylarında drenaj ağı oldukça yoğundur.

6. EDREMIT OVASI'NIN HOLOSEN STRATİGRAFİSİ

Edremit Ovası'nı oluşturan sedimanların yüzey altı özelliklerini açıklamak üzere ovada yapılan derin sondaj çalışmaları değerlendirilmiştir. Bu amaçla D.S.İ su sondajları, Burhaniye mikro bölgelendirme raporları ve tarafımızca gerçekleştirilen sondaj karotları değerlendirilmeye tabi tutulmuştur (DSİ, 1977). Edremit Ovası'ndaki sondajlarda gözlenen sedimanların stratigrafik özellikleri değerlendirildiğinde, kalınlıkları sondaj noktasının denizden yüksekliğine bağlı olarak değişmekle birlikte, genel olarak 0-20 m arasında taşkın ovası sedimanlarının, 20-40 m arasında deltaik (öndelta) sedimanların, 40 m'den sonra ise anakayaya kadar eski körfezde biriktirilmiş denizel sedimanların yaygın olduğu gözlenmektedir (Şekil 6). Edremit Ovası üzerinde taşkın ovasına ait sedimanların kumlu, çakıllı, killi; deltaik sedimanların çakıllı kumlu; denizel sedimanların ise killi ve siltli birimlerden oluştuğu dikkat çekmektedir.

Edremit Ovası'nın bulunduğu sahanın Kuvaterner paleocoğrafik gelişimi büyük ölçüde iklim değişmelerine bağlı deniz seviyesi oynamaları ve tektonizmanın kontrolü altında olmuştur. Dağlık ve platoluk alandan ovaya geçişte gözlenen birikinti konileri, Pleistosen boyunca oluşumlarına devam etmiştir. Ovanın kuzey ve güneyindeki fayların şekillendirdiği rölyef enerjisi yüksek olan yamaçların önünde gelişmiş bulunan birikinti konilerinin kök kısımları halen izlenebilmekle beraber, aşağı kısımları büyük ölçüde güncel alüvyonlarla örtülmüştür. Son Buzul Çağı Maksimumu sırasında (18-20 bin yıl önce) deniz seviyeleri -120 m düştüğünde, bugünkü ovayı oluşturan akarsular çok daha batıdan denize dökülmekte ve bugünkü Edremit Körfezi ve ova sahası karasal bir ortam olarak şekillenmekteydi.

Postglasyal dönemle birlikte başlayan deniz seviyesindeki yükselme günümüzden 7-8000 yıl kadar önce "Klimatik optimum" ile büyük ölçüde yavaşlamıştır. Bu transgresyon sonucunda, deniz doğuya doğru ilerleyerek kara içerisine doğru sokulmuş ve Edremit Körfezi'ni oluşturmuştur. Böylece, oluşan bu yeni kaide seviyesine göre körfeze dökülmekte olan Karınca, Havran, Edremit, Zeytinli- Akçay Çayları getirdikleri alüvyonlarla burayı hızla doldurmaya başlamışlardır. Erken-Orta Holosen sınırında başlayan bu birikim süreci günümüzde kadar devam etmiş ve günümüzde delta-taşkın ovası özelliği gösteren ve "Edremit Ovası" olarak adlandırılan geniş alüvyal düzlük meydana gelmiştir.

Edremit Ovası'nın Holosen stratigrafisi, radyokarbon (^{14}C) tarihlendirmesi bulunmaması nedeniyle, kronolojik olarak ortaya konulmuştur. Alüvyonların kronolojik tasnifinde (Kayan, 1999) tarafından kullanılan sınıflandırma esas alınmıştır ve birimler Erken Holosen, Orta Holosen ve Geç Holosen şeklinde değerlendirilmiştir.

5.1. Erken Holosen (M.Ö. 10.000-5.000)

Erken Holosen kronolojik olarak M.Ö. 10.000-5.000 yılları arasını kapsamaktadır. Son Buzul Çağı'nın Maksimumu sırasında -120 metrelere kadar düşen global deniz seviyeleri, bunu takip eden Geç Buzul Çağından itibaren sıcaklıklarda meydana gelen artışa bağlı olarak hızla yükselmeye başlamış ve M.Ö. 5000'lerde yaşanan Klimatik Optimum sırasında bugünkü seviyesine ulaşmıştır. Bu sırada eskiden karasal koşulların yaşandığı kıyı alanlarının yeri denizin lehine değişmiş ve yaşanan transgresyonla birlikte geniş körfezler meydana gelmiştir. Deniz seviyesinde devam etmekte olan yükselmeye bağlı olarak, bu körfezlerde delta gelişimi henüz başlama imkânı bulamamıştır. Ancak körfezlere ulaşan akarsuların getirdiği sedimanlar alt tortullar şeklinde deniz tabanında biriktirilmiştir. Bu sedimanlar, derin sondajlarda gözlenen koyu renkte killi ve siltli homojen dokularıyla tanınmaktadır. Edremit Ovası'nda yapılan sondajlara ait veriler, denizel sedimanların ova genelinde düzenli bir yayılım göstermediğini ortaya koymaktadır. Edremit Ovası'nın kuzeyinde kalan ED/29, ED/30, ED/32, ED/36, ED/48 ve ED/50 sondajları denizel sedimanların en kalın olduğu lokaliteleri oluşturmaktadır (Şekil 7). Bu durum körfez tabanının paleo-topografyasının bir sonucu

olmalıdır. Söz konusu sondaj noktaları, konum olarak Edremit Fayının üzerinde ve yakınında bulunmaktadır. Doğal olarak körfezin en derin kısmı da bu bölgede olmalıdır. Buna karşın, ovanın oluştuğu depresyonun güneyden kuzeye doğru tiltlenerek çarpılmış olması nedeniyle, güneydeki sondajlarda denizel sedimanların kalınlığı daha az, karasal etkilerin ise daha fazla olduğu dikkati çekmektedir.

6.2. Orta Holosen (M.Ö. 5.000-1.500)

Orta Holosen, kronolojik olarak M.Ö. 5.000-1.500 yıllarını kapsamaktadır. M.Ö. 5000 yıllarında bugünkü düzeyine yaklaşan ve yükselmesi çok yavaşlayan deniz seviyeleriyle birlikte akarsuların kaide seviyesi yeniden düzenlenmiştir. Bunun sonucunda eski körfeze dökülen akarsuların bir yandan hızla ön delta sedimanlarını biriktirmeye, diğer yandan da kıyıda birikimler yapmaya başlamıştır. Sondajlarda gözlenen kalın kumlu, çakıllı ve heterojen dokudaki sediman paketleri, deltaik fasiyesleri işaret etmektedir. Edremit Ovasında deltaik fasiyese ait sedimanlar özellikle ED/26, ED/32, ED/35, ED/42, ED/49, ED/50 ve ED/53 nolu sondajların yapıldığı lokasyonlarda kalın depolar şeklindedir (Şekil 7). Bu sondajların konumları genel anlamda ova üzerindeki bugünkü drenaj hatlarıyla uyumludur. Özellikle kuzeydeki Zeytinli, Edremit ve Havran Çayları ile güneydeki Karınca Çayı'nın yakınlarındaki sondaj noktalarında bu durum açıkça görülmektedir.

6.3. Geç Holosen (M.Ö. 1.500'den günümüze)

Geç Holosen, kronolojik olarak M.Ö. 1.500 yılından günümüze kadar devam eden dönem kapsamaktadır. Bu dönem boyunca, doğa üzerinde giderek artan insan etkisiyle birlikte, deltalar hızlı bir şekilde değişim göstermiştir. Sondajların üst kısmında gözlenen kumlu, siltli ve heterojen dokudaki sedimanlar, flüvyal-taşkın fasiyeslerine işaret etmektedir. Bu döneme ait sedimanlar, drenaj hatları boyunca kaba taneli çakıllar, ova yüzeyinde ise ince taneli malzemelerden oluşmaktadır. Flüvyal kökenli taşkın ovası sedimanları, özellikle akarsuların bol su taşıdığı taşkın dönemlerinde getirdikleri yükü ovanın yüzeyine yaymaya günümüzde de devam etmektedir.

Deprem risk potansiyeli açısından bakıldığında, Edremit Ovası'nın güneyinde yer alan Burhaniye yerleşmesi ve çevresinde alüvyal kalınlığı azdır ve bu kesimde Neojen anakaya yüzeye çok yakındır. Buna karşın, ovanın Edremit ve Havran ilçe sınırları içinde kalan bölümünde ise, alüvyal birimlerin kalınlığı daha fazladır (Şekil 8). Alüvyal kalınlığın fazla olduğu yerlerde, yeraltı suyunun porozite etkisinin yüksek olması, sıvılaşmayı tetiklemektedir. Bu durum, olası büyük depremlerde yıkıcı etkiyi artıracaktır. Ovanın bu kısmında yerleşmelerin yoğun olması nedeniyle, bölgede meydana gelebilecek $M_w=6.8$ ve üzerindeki depremlerin, daha yıkıcı sonuçlar meydana getireceği tahmin edilmektedir (Esin & Ceryan, 2015). Bu amaçla hazırlanan alüvyal kalınlık ve risk haritasının dikkate alınarak, nazır imar planının yeniden değerlendirilmesi yerinde bir karar olacaktır.

7. SONUÇ VE DEĞERLENDİRME

Edremit Ovası, Ege horst-graben sistemlerinin en kuzeydeki parçası içerisinde gelişmiş, üçgen bir geometriye sahiptir. Edremit Ovasının alüvyal kaynağı Kaz ve Madra Dağlarıdır. Kaz Dağları ve çevresi Edremit fayının kontrolünde; Madra Dağı etekleri ise Balıkesir-Havran Fayı ile sınırlanmıştır. Ovayı meydana getiren sedimanlar, Ege kıyılarındaki diğer delta-taşkın ovalarıyla uyumlu bir stratigrafi sunmakla birlikte körfezin jeotektonik özelliklerinden kaynaklanan bazı farklılıklar göstermektedir.

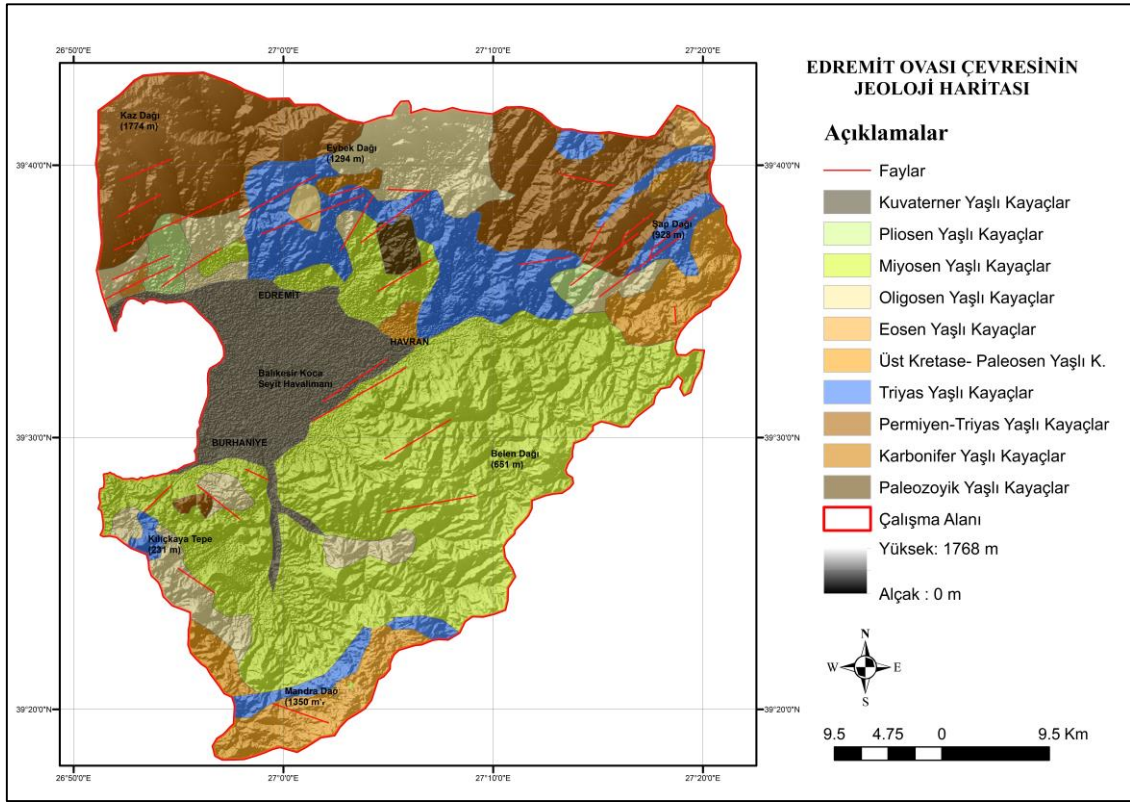
Edremit Ovası'ndan Ege Denizine dökülen yedi akarsu havzası (Havran Çayı, Karınca Çayı, Edremit Çayı, Zeytinli- Akçay Çayı, Pınarbaşı Deresi ve Kuruçay Deresi) yer alır. Ovanın güneyinde anakayanın yüzeye yakın olması nedeniyle deltaik sedimanların kalınlığı kuzey kısmına göre daha azdır. Özellikle ED/26, ED/39 ve ED/49 nolu sondajlarda gözlenen eski akarsu yatakları,

günümüzde ovanın güneyinde akmakta olan Karınca Çayı'nın daha önce kuzeye doğru aktığını ve sedimanlarını orada biriktirdiğini düşündürmektedir. Karınca Çayı, muhtemelen büyük bir taşkın sonrasında ovanın güneyindeki güncel yatağına yönelmiş olmalıdır.

Ovanın kuzey kesiminde ise alüvyal kalınlığının fazla olması nedeniyle Akçay, Edremit, Çıkrıkçı, Bostancı, Çoruk, Kocaseyit Havaalanı ve Dalyan'da deprem riski oldukça yüksektir. Bu durum özellikle yaz aylarında çok yoğun nüfusa sahip olan bu yerleşmeler için büyük bir risk oluşturmaktadır. Diğer taraftan alüvyon kalınlığının fazla olmadığı Burhaniye, Havran, Şarköy, Börezli ve Kızıklı'daki yerleşmelere kat sınıırı ile sıkı denetimlerin getirilmesi ve nazır imar planlarının yeniden hazırlanması gerekmektedir.

Kaynakça

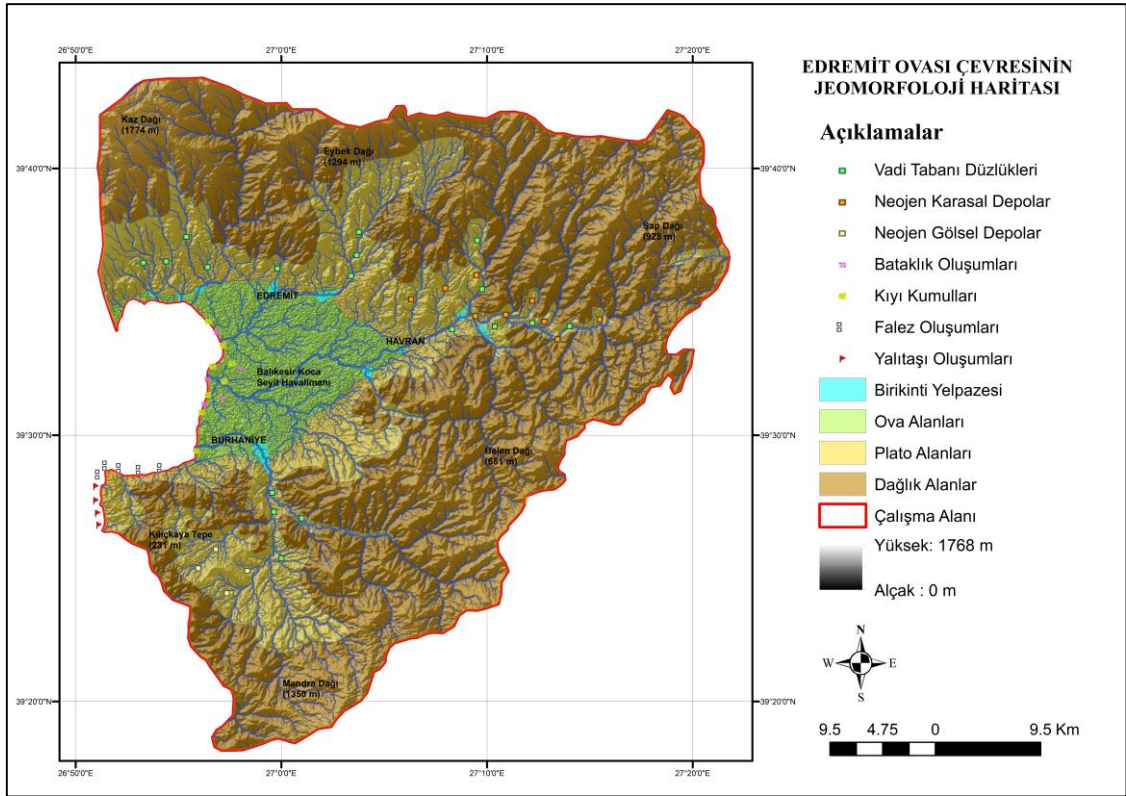
- Cürebal, İ. 2004. Madra Çayı Havzasının Hidrografik Özelliklerine Sayısal Yaklaşım. *Balıkesir Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitü Dergisi*, 7 (11), 11-24, Balıkesir.
- D.S.İ. 1977. Edremit ve Armutova (Gömeç) Ovaları Hidrojeolojik Etüt Raporu. Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü Yayınları, Ankara.
- Darkot, B. & Tuncel, M. 1995. *Ege Bölgesi Coğrafyası*. İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Yayınları, No:2365, İstanbul.
- Esin, G. & Ceryan, Ş. 2015. Burhaniye (Balıkesir) Yerleşim Alanının Sıvılaşma Potansiyelinin Değerlendirilmesi, *Yerbilimleri Dergisi*, 36 (2), 81-96.
- Kayan, İ. 1999. Holocene Stratigraphy and Geomorphological Evolution of the Aegean Coastal Plains of Anatolia. *Quaternary Science Reviews*, 18, 541-548.
- M.T.A. 2007. Türkiye Jeoloji Haritaları, Ayvalık- İ17 Paftası (1/100.000), *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları*, Ankara.
- Okay, A., Tüysüz, O. 1999. Tethyan Sutures of Northern Turkey. *Geological Society*, 475-515, London.
- Sözbilir, H., Özkaymak, Ç., Sümer Ö., Uzel, B., Eski, S., Tepe, Ç., ... Softa, M. 2015. *İzmir Manisa Balıkesir İllerini Etkilemiş Tarihsel Depremlerin Sismik Kaynakları*. 3. Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı, 1-12, İzmir, Turkey.
- Şengör, A. C., & Yılmaz, Y. 1983. Türkiye'de Tetis'in Evrimi; Levha Tektoniği Açısından Bir Yaklaşım. *Türkiye Jeoloji Kurumu Yerbilimleri Özel Dizisi*, No:1, İstanbul.
- Yaltırak, C. 2006. Kazdağı'nın tektonik yapısı ve Edremit Körfezi'ni karada sınırlayan fayların karakterleri. *Aktif Tektonik Araştırma Grubu 10. Toplantısı*, 94-95 İzmir.



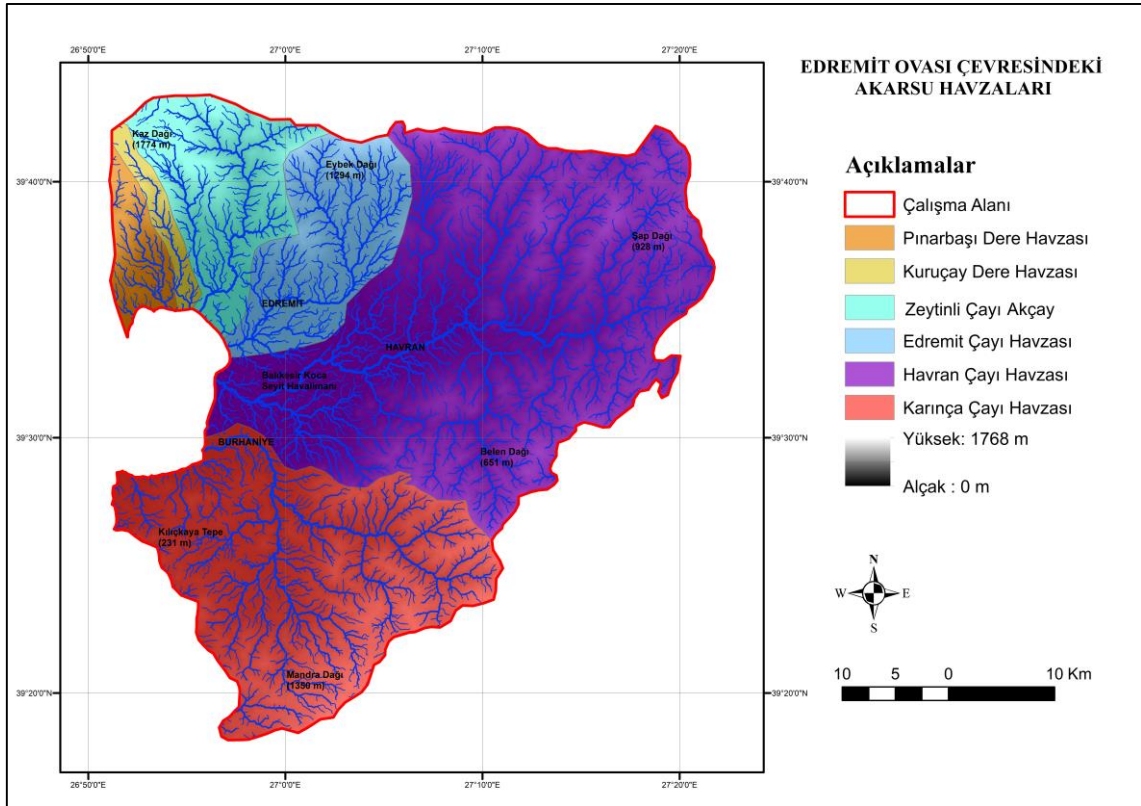
Şekil 3. Çalışma alanının jeoloji haritası.



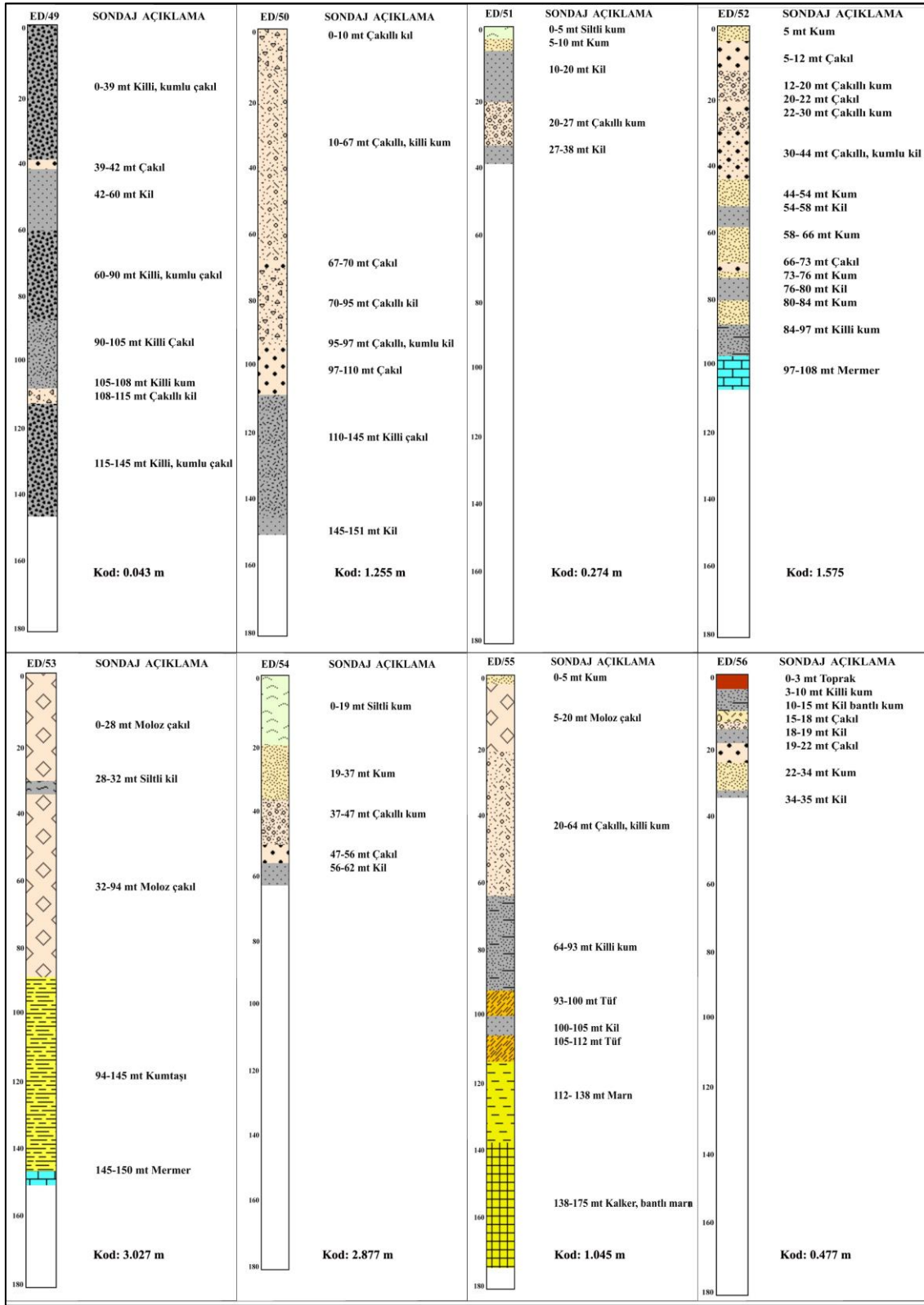
Fotoğraf 1. Araştırma alanında yer alan jeolojik ve jeomorfolojik birimler.



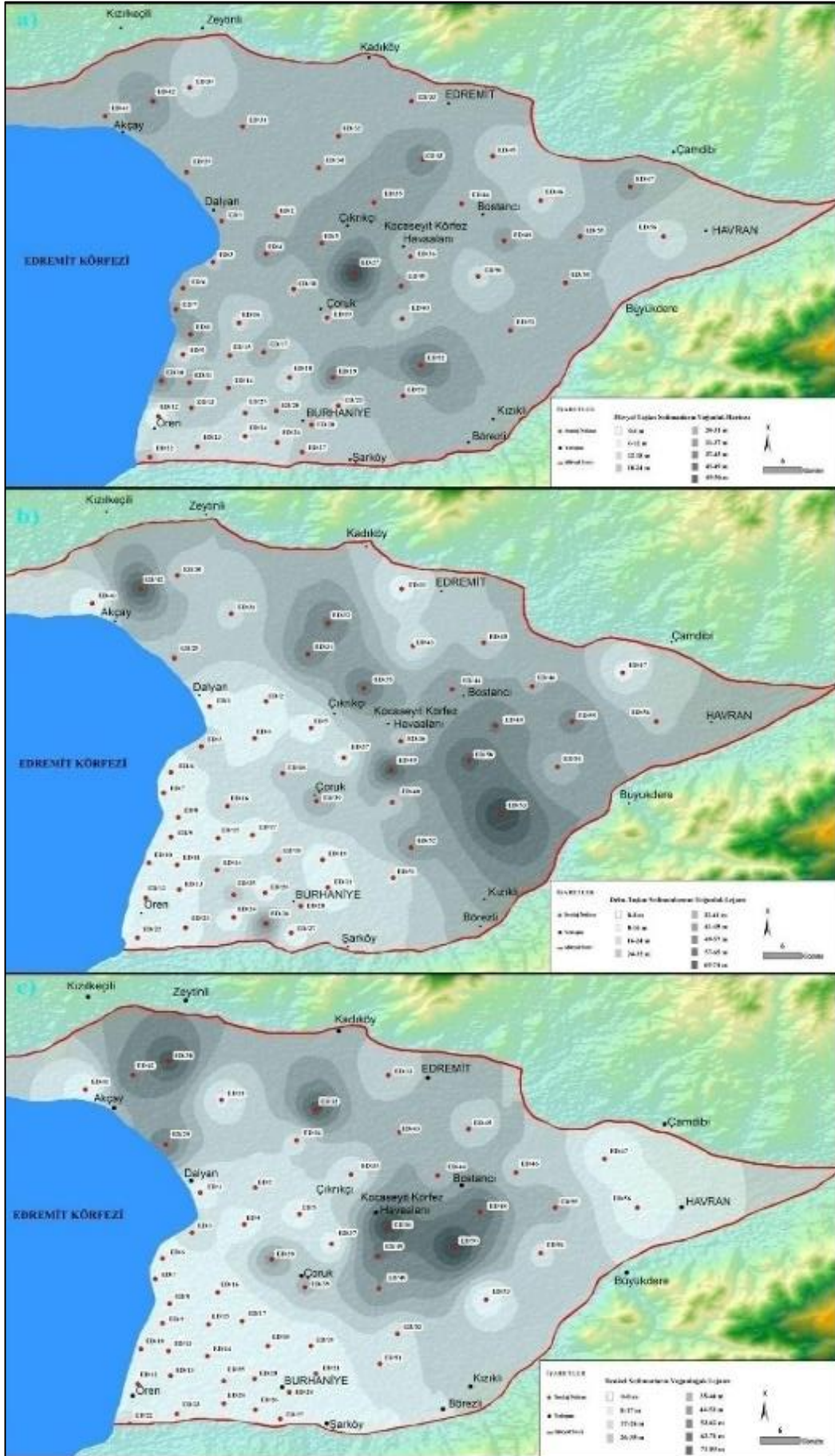
Şekil 4. Çalışma alanının jeomorfoloji haritası.

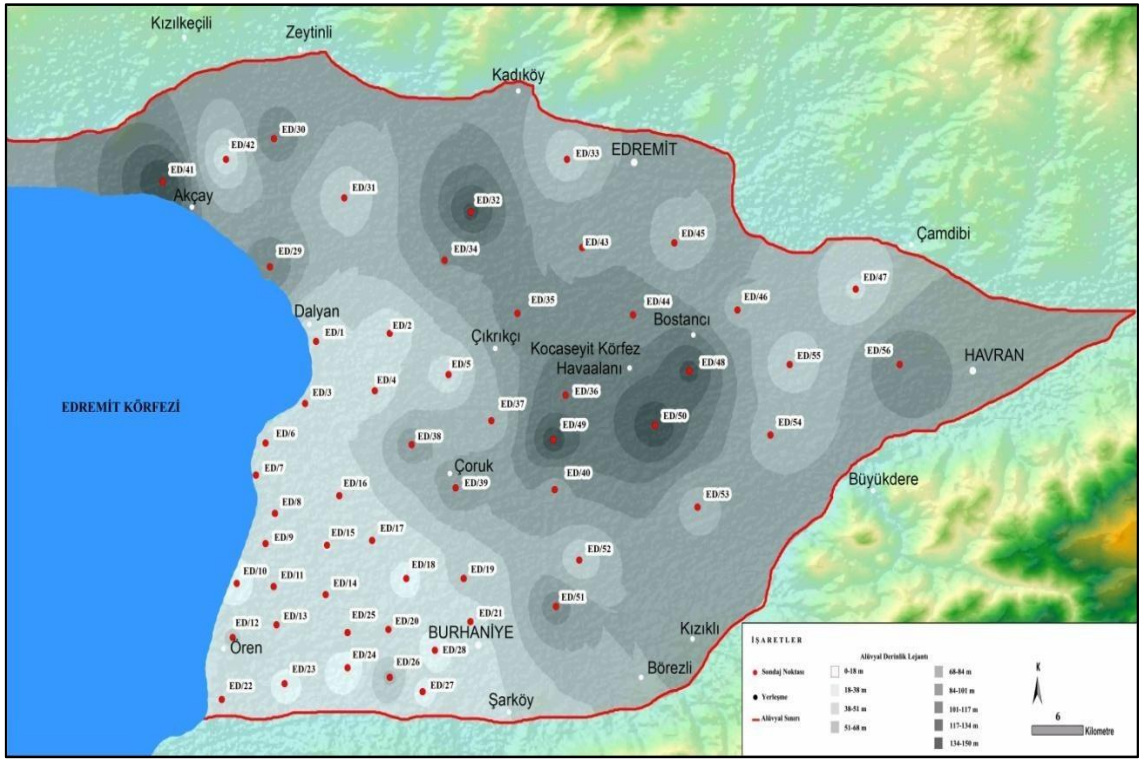


Şekil 5. Çalışma alanının hidrografi haritası.



Şekil 6. Edremit Ovası üzerindeki sondaj logları (ED/49-56).





Şekil 8. Edremit Ovası'nda alüvyal derinlik ve risk potansiyeli haritası.

Ödemiş Ovası’ndaki Alüvyonla Örtülü Neolitik Yerleşimlerin İzlerinin ve Dokusunun Delgi Sondaj Yöntemi ve Element Analizleri ile Belirlenmesi (Ödemiş-İzmir)

Determination of Traces and Texture of Neolithic Settlements Covered with Alluvium in the Ödemiş Plain by Using Bore Drilling Method and Elemental Analysis (Ödemiş-İzmir)

Serdar VARDAR¹

Özet

Ödemiş Ovası Batı Anadolu’da Küçük Menderes grabeninin doğu bölümünde yer almaktadır. Bu çalışmanın amacı Ödemiş Ovası’nın alüvyal dolgularının gelişimini, Holosen paleocoğrafyasının ve bu dolguları içinde örtülü olarak kalmış bulunan Neolitik-Tunç Çağı höyükleri ve yakın çevresindeki doğal çevre değişimleri ile etkilerini sondaj yöntemini kullanarak ortaya koymaktır. Sondaj örneklerinin yorumlanmasına dayanan alüvyal jeomorfoloji-paleocoğrafya çalışmalarında günümüze değin daha çok tane boyu analizleri, fiziksel gözlemler, kireç analizleri, organik madde, pH, mikro fosil analizleri ve yer yer polen analizlerinden yararlanıldığı ve önemli sonuçlara ulaşıldığı görülmektedir. Bu çalışmada toprak sediman örneklerinden yapılacak element ve kil analizlerinin yapılması ile toprak mikro morfolojisi çalışmaları yeni bir yaklaşım olarak ele alınmıştır. Alınan sediman örneklerinin analizler için Atomik Absorbsiyon Fotospektrometresi (AAS), Spektrofotometre (SFM) ve Atomik Emisyon Spektroskopisi (ICP/AES) cihazları kullanılmıştır. 71 element üzerinde analiz yapılan sistemde özellikle (P) fosfor, (C) karbon, (K) potasyum, organik madde ve detaylı kireç mineral tuz analizleri üzerinde durulmuştur.

Analizlere, yapılan sondajların ve gözlemlerin sonuçlarına göre, öncelikle Kuvaterner dolguları çok genel birimler şeklinde ayırt edilmiştir. Daha sonra, Ödemiş ovası höyüklerinin bulunduğu alanların Holosen dolguları; birikinti yelpazesi sedimanları, taşkın dolguları, gölsel dolgular, kültürel dolgular (höyük dolguları), birikinti yelpazesi yüzey sedimanları ile kolüvyal höyük yüzeyi örtüleri olarak 6 birimde sınıflandırılmıştır. Holosen sedimanları içinde var olan höyük dolgularının ovayı çevreleyen dağların etek kesimlerinde, ova ortasına ulaşan derelerin yakınında ve Küçük Menderes Irmağını taşkın yatağı çevresinde ovanın yüzeyinden nispeten yüksek alanlarda kendine özgü bir doku içinde bulunduğu anlaşılmıştır. Bu alanlar taşkınlardan uzak ancak bir o kadarda suya yakın yerlerdir. Akdeniz iklimi koşullarına sahip bu gibi alanlarda az da olsa süreklilik gösteren su kaynakları yerleşim yeri seçimi açısından önem kazandığı belirlenmiştir. Ovanın bu özellikleri doğal çevre değişimleri ile insan arasındaki ilişkilere yerel bir model özelliğinde olup iyi bir örnektir.

Anahtar Kelimeler: Neolitik Yerleşimler, Ödemiş Ovası, Paleocoğrafya, Jeoarkeoloji.

Abstract

Ödemiş Plain is located in the eastern part of Küçük Menderes graben in Western Anatolia. The aim of this study is to determine the development of the alluvial fillings of Ödemiş Plain by using the drilling method of the Neolithic-Bronze Age mounds in the vicinity and the surrounding environment of the Holocene paleogeography. Alluvial geomorphology-paleogeography studies based on the interpretation of borehole samples have benefited from grain size analyzes, physical observations, lime analyzes, organic matter, pH, micro fossil analyzes and occasional pollen analyzes and reached important results. In this study, elemental and clay analyzes and soil micro-morphology studies are taken as a new approach. Atomic Absorption Photospectrometer (AAS), Spectrophotometer (SFM) and Atomic Emission Spectroscopy (ICP / AES) devices were used for analysis of sediment samples. In the system which is analyzed on 71 elements,

¹Doç. Dr. İzmir Kâtip Çelebi Üniversitesi Sosyal ve Beşeri Bilimler Fakültesi, Coğrafya Bölümü, İzmir/Türkiye. e-mail: serdarvardar@yahoo.com

especially (P) phosphorus, (C) carbon, (K) potassium, organic matter and detailed lime mineral salt analyzes are emphasized.

According to the results of the analyzes, drillings and observations, Quaternary fillings were firstly distinguished as very general units. Later, Holocene fillings of Ödemiş Plain mounds; sediment spectrum sediments, flood fillings, lacustrine fillings, cultural fillings (mound fillings), deposit sediment surface sediments and colluvial mound surface coverings were classified into 7 units. The mound fillings within the Holocene sediments were found to have a distinctive texture in the areas of the plain surrounding the plain, near the creeks reaching the middle of the plain and around the floodplain of Küçük Menderes River. These areas are far from floods, but also close to the water. It has been determined that water resources, which show a slight continuity in such areas with Mediterranean climatic conditions, have gained importance in terms of selection of settlements. These characteristics of the plain are a good example of a local model of the relationship between natural environment changes and human beings.

Keywords: Neolithic Settlements, Ödemiş Plain, Paleogeography, Geoarcheology.

GİRİŞ

Alüvyal düzlüklerin gelişimi sırasında birçok eski yerleşim akarsuların taşıdığı sedimanların birikmesi ile oluşan alüvyon katmanlarınca örtülmektedir. Dağ eteklerinde ve tepeler üzerindeki yerleşimlerin aksine alüvyonla örtülü eski yerleşim izlerini yüzeyden takip edebilmek ve saptamak oldukça güçtür. Çoğu zaman mümkün olamamaktadır. Alüvyal birikim sırasında eski ova yüzeylerinde var olmuş yerleşimler zamanla yeni sedimanlarla kısmen ya da tamamıyla örtülebilmektedir. Graben tabanlarında, dağ içi ovalarda, tabanlı vadilerde, delta-kıyı düzlüklerinde bu gibi yerleşimlere ait çok sayıda örnek bulmak mümkündür. Bu gibi alanlardan biri de Batı Anadolu'da İzmir ilinde yer alan Ödemiş ovasıdır (Şekil 1). Bozdağlar ve Aydın Dağları kütlelerinin arasındaki Küçük Menderes ovasının doğu kesiminde bulunan Ödemiş ovasında Tunç Çağı'na ait birçok ve Neolitik'e ait bazı yerleşimler alüvyal dolgularla örtülmüş durumda bulunmaktadır. Bozdağlar ve Aydın Dağları horstları bunlar arasındaki alan ise graben çukurluğunu teşkil etmektedir. Bozdağlar ve Aydın Dağlarından doğan derelerle beslenen Küçük Menderes ırmağı Kiraz ovasından başlayarak güneye, daha sonra Beydağ boğazını geçerek batıya yönelir ve Ödemiş ovasına ulaşır. Ödemiş ovasının orta bölümünde 100 m izohipsi içinde kalan düzlükte geniş bir alanda taşkın ovası morfolojisini ortaya çıkarır (Şekil 1). Akarsuya gelen yan kollar ise geniş birikinti yelpazesi dolguları ile ırmağın ana yatağına 3-5 km ye kadar uzanan az eğimli etek düzlükleri oluşturur. Yelpazelerin ve taşkın ovasının dolgularının ayrıldığı birikinti yelpazelerinin etek kesimleri ise oldukça ilginç bir şekilde tarihöncesi yerleşimlerin, buluntuların veya yapı izlerinin görüldüğü alanlardır. Bu alanlarda alüvyal dolgular çevredeki kristalin metamorfik kayalardan oluşan yüksek alanlardan taşınan bol siltli sedimanlarla örtülmüştür (Şekil 1). Bu örtülme o kadar yaygındır ki yakın zamana kadar Tunç Çağından eskiye uzanan yerleşim izlerinin bulunduğu dair bilgilere ulaşılmamış ve bu yönde bir ihtimalden söz edilmemiştir. Bu alandaki saha çalışmalarımız sırasında Tunç çağı yerleşimlerinin bulunduğu alanda başlatılan delgi sondajlar alüvyon katmanlarının yüzeyden 8-10 m derinlerinde de yerleşimlerin olabileceğine dair şüpheler uyandırmıştır. Bu çalışmada Ödemiş ovasındaki bu bulguların araştırılmasına yönelik çalışmalarımız ele alınmaktadır.

JEOMORFOLOJİK - JEOLÖJİK ÇERÇEVE

Menderes Masifi Paleozoik ve Permien yaşlı kristalin kayalardan oluşmaktadır. Bu masif üzerinde paleotektonik dönemde meydana gelen yapısal-litolojik temel birimler Orta Miyosen'den itibaren tektonik rejimde meydana gelen değişme ile bu kez domlaştıran bir yüzey boyunca parçalanmış ve Neotektonik evre olarak adlandırılan bu fazda horst ve graben alanları ortaya çıkarak şekillenmiştir (Erinç, 1955; Arpat ve Bingöl, 1969; İzdar, 1971; İzdar, 1971; Brinkmann, 1971; Gözenç, 1978; Bozbay vd. 1986; Koçman, 1989; Kayan, 1996; Rojay vd. 2005; Vardar ve Sarıöz, 2006; Emre vd. 2007; Hinsbergen, 2010; Vardar, 2015; Şekil 2).

Litolojik açıdan, Paleozoik yaşlı gnays, şist, fillat ve arduvazlar ile bunlar üzerinde ekaylı yapılar halinde bulunan Permien yaşlı mermerler sahadaki temel birimlerdir (Candan ve Dora, 1988; Hinsbergen, 2010; Şekil 2). Bozdağlar doruğunda 2159 m'ye ve Aydın Dağları doruğunda 1831 m'ye ulaşan zirvelerden oluşan yüksek alanlardan doğan dereler orta kesimdeki graben tabanına ulaşarak burada depolanmaktadır. Akdeniz iklim koşullarının hakim olduğu bu alanda Akdeniz yağış ve termik rejiminin etkisi altına akarsular ovaya bol siltli, killi-çok ince kumlu malzeme taşımaktadırlar (Boxem ve Wielemaker, 1972; Altınbaş, 1975, 1982; Vardar, 2015). Özellikle Kaolinitçe zengin olan kil katmanları alüvyal dolgular içindeki belirgin geçirimsiz katmanları oluşturmaktadır (Vardar 2015). Alanda var olan az sayıdaki su kaynağı ve Bozdağlar üzerindeki rekristalize kalker yapıları yaz aylarında dahi su bulunan dere ve kaynakları var etmektedir. Rahmanlar çayı vadisi ve oadaki yelpazesindeki kaynaklar bunun en güzel örneğidir. Ödemiş ovasındaki birikinti yelpazeleri bu özellikleri nedeni ile eski yerleşimler için uygun alanlar teşkil etmiş ve insanlar özellikler bu alanlarda kümelenen yerleşimler kurmuşlardır (Şekil 3). Bunların izleri ise alüvyal ve kolüvyal sedimanlarla örtülü oldukları için Ödemiş ovası alüvyal dolgularının katmanlarında bulunmaktadır.

AMAÇ, KAPSAM VE YÖNTEM

Höyüklerin doğal katmanlar içindeki konumunun belirlenmesi ve doğal çevre değişimleri ile etkilerinin ortaya konulabilmesi için jeoarkeoloji araştırmaları yapılmaktadır (Butzer, 1982; Waters, 1992; Brown, 2001; Rapp ve Hill, 1998; Kayan, 1999a, 1999b, 2002; French 2003; Holiday 2004; Branch vd. 2005; Goffer, 2007; Weiner, 2010; Wilson, 2011). Bu çalışmalarda ve paleocoğrafya araştırmalarında günümüze değin sondaj örneklerinin daha çok tane boyu ve kireç analizleri ile çeşitli fiziksel gözlemlerden yararlanılıyordu. Bunun yanında son yıllarda özellikle kıyı çalışmalarında mikro fosillerden, polen analizlerinden ve dendrokronoloji analizlerinden de yararlanılmaya başlanmıştır. Bunlardan dendrokronoloji analizleri hariç diğer analiz yöntemleri sondajlardan alınan sedimanlar üzerinde uygulanıyordu.

Yıllardır yapılan jeoarkeoloji ve paleocoğrafya çalışmalarında sedimanın kimyasal özelliklerinin belirlenmesinin ve mikro morfolojik analizlerinin yapılmasının bir ihtiyaç olduğu belirtilmekte idi. Ancak kimyasal özellikleri belirlemeye yönelik bir çalışma yapılmamıştı. Bu araştırmada doğal sedimanlar içindeki kültür katmanlarının ve paleosollerin belirlenmesinde element-mineral analizlerinden yararlanılmıştır. Bu amaçla Ödemiş ovası höyüklerinde yapılacak jeoarkeoloji çalışmalarında ovaya özgü bir yerleşim modeli dikkate alınmıştır. Höyükler ve çevresindeki doğal çevre değişimlerini ortaya koyabilmek ve bunun insan ve yerleşim yeri üzerindeki etkilerini değerlendirmek amacıyla höyükler çevresinde sondajlar gerçekleştirilmiştir. Sondajlar el burgusu ağırlıklıdır. Bu sondajlardan alınan sediman örneklerinin analiz ve değerlendirmeleri sonucunda jeoarkeoloji ve paleocoğrafya yorumları yapılmıştır. Sondaj örneklerinin tane boyutu, kireç, organik madde, pH ve hidrometre gibi temel analizleri gerçekleştirildikten sonra ileri fotospektral toprak analiz yöntemlerinden yararlanarak sedimanlar içindeki element ve mineraller ayırt edilerek analizleri yapılmıştır. Bu yöntemlerle yıllar boyunca ihtiyaç duyulmuş toprak kimyası ile ilgili veriler elde edilmiştir. Bu verilerin yardımıyla sedimanların oluşum ortamları ile taban suyunun ve yıkanmanın etkisi altında geçirdiği değişimler belirlenebilmiştir.

Daha önceki çalışmalarda bu farklılıklar yukarıda belirtilen diğer analizlerin ışığında yapılan fiziksel gözlem ve tahminlerle ortaya konulmaya çalışılmıştır. Ancak yorumların zaman zaman yetersiz kaldığı ve net bilimsel verilere gereksinim olduğu ortaya çıkmıştır. Ödemiş ovası sondajlarının sediman analizleri sırasında toprak analizlerinde kullanılan ileri analiz tekniklerinin paleocoğrafya ve jeoarkeoloji çalışmalarında kullanımı üzerine yeni yaklaşımla bir uygulama yapılmıştır. Bu analizler için atomik absorpsiyon fotospektrometresi (AAS), spektrofotometre (SFM) ve atomik emisyon spektroskopisi (ICP/AES) cihazları kullanılmıştır. Bu cihazların tanıtımı daha önce yöntem bölümünde yapılmıştır. Yeni cihaz ve yöntemlerle yapılan analizlerin sonuçları

değerlendirildiğinde höyükler çevresindeki doğal çevre değişimlerinin açıklanmasına önemli katkılar yapabildiği belirlenmiştir. Bu analiz yöntemleri Beyti tepe, Cirit tepe, Dağcı tepe ve Kumkuyu tepe höyüklerindeki uygun sondajlarda kullanılmıştır (Vardar 2015). Bu analizler toplu verilmiş ve ortam yorumu için farklılaşmaları gösteren gri renk bantları kullanılmıştır. Bunun dışında tüm höyüklerden alınan örneklerden kalsiyum ve kireç analizleri yapılmıştır.

Bilindiği gibi mineral-element analizlerinin paleosollerin ve kılavuz katmanların belirlenmesinde bir gösterge olarak kullanımı paleocoğrafya-alüvyal jeomorfoloji-jeoarkeoloji çalışmalarına önemli katkılar yapmaktadır. Nitekim bu konuda daha önce ayrıntılı araştırmalar yapılmıştır.

Arkeolojik dolgularda ve kültür toprağında fosfor (P) ve potasyum (K) üzerine analizler yapmış ve doğal sedimanlara göre kültürel katmanlarda fosfor ve potasyum miktarında artma olduğunu tespit edilmiştir. Özellikle fosfor üzerine yaptığı analizler, bu elementin jeoarkeolojik yorumlar için önemli bir gösterge olduğunu ortaya koymuştur. Mandel, Brown, Holliday, French (Mandel 2000; Brown 2001; Holliday 2004; French 2005) yaptıkları çalışmalarda mineral-element analizlerine ve malzemelere uygulanan ince kesit analizlerine yer vermişlerdir. Bu gibi çalışmalarda, höyükler ve yakın çevrelerinde, yapı malzemeleri ve taşkın katmanlarınca üzeri örtülerek korunmuş paleosollerin varlığı mineral-element analizlerinin sonuçları ile belirlenerek bunlar için değerlendirmeler yapılmıştır. J. Lajunen ve P. Peramaki (2004) atomik absorpsiyon analizlerinin ortam yorumlarına önemli katkılar yapabileceğini söylemişlerdir. “Spectrochemical Analysis by Atomic Absorption and Emission” adlı eserlerinde çeşitli mineral-element analizleri ile değerlendirmeler yapmışlardır. Pollard, Batt, Stern ve Young (2007) arkeolojik buluntularda ve materyallerde uygulanan element-mineral analizlerinin jeoarkeoloji-arkeoloji çalışmalarındaki değerlendirmelere önemli katkılar yaptığını vurgulamışlardır. Araştırmacılar, arkeoloji çalışmalarında analitik kimya adlı eserlerinde, kimyasal analizlerin bu gibi çalışmalara katkılarını ve önemini belirtmişlerdir. Goffer (2007), “Arkeolojik Kimya” adlı çalışmada arkeolojik dolgulardaki mineral-element dağılımını, toprak içindeki organik maddeleri ile yapı unsurlarına ait parçacıkları incelemiş ve yaptıkları değerlendirmelerde kullanmışlardır. Weiner (2010), “Mikro Arkeoloji” adlı çalışmada arkeolojik katmanlar ve bulgular içinde yapılan mikroskop ve mineral analizlerinin jeoarkeolojik değerlendirmelere katkılarını ele almıştır. Wilson (2011), jeoarkeolojik çalışmalar için sondaj çalışmalarından elde edilen toprak-sediman örneklerinin fiziksel ve kimyasal analizleri ile paleontolojik, denrokronolojik, palinolojik değerlendirmelerin interdisipliner (bir bütün olarak) olarak ele alınmasının çok anlamlı bilimsel sonuçlar verdiğini ifade etmektedir. Mineral ve element analizlerinin bu yaklaşımla iyi yorumlanmasının da jeoarkeolojik değerlendirmeler için önemli katkılar sağladığını belirtmektedir. Araştırmacı böylece, son dönemde yapılan araştırmalarda daha sık olarak başvurulmuş bu analizlerin önemini vurgulamıştır. Shackley’in (2011) X-Ray Fluorescence Spectrometry in Geoarchaeology adlı eserinde önerdiği ileri fotospektroskopi yöntemi ile killerin ve farklı alanlardan gelen malzemelerle yapılmış yapı unsurlarının mineral analizleri yapılabilmektedir. Bu konuda yapılan beş örnek çalışmada tüm höyük örneklerinde başat kil minerallerinin kaolinit ve illit olduğu ortaya çıkarılmıştır. Nitekim alanda daha önceki yıllarda toprak üzerine çalışmalar yapmış olan Altınbaş (1982) da benzer sonuçlara ulaşmıştır.

Araştırmanın bu bölümünde yeni teknik ve yöntemler Ödemiş ovası höyüklerinin jeoarkeoloji değerlendirmelerinde ve araştırmalarında kullanılmıştır. Sondaj ve analiz bilgilerine dayanarak grafik, kesit ve şekiller hazırlanmıştır. Bu materyallerin yardımı ile ovadaki her höyük ayrı ayrı ele alınarak değerlendirilmiştir. Daha sonra bunlar arasında korelasyona gidilerek höyüklerin bulunduğu ovada meydana gelen doğal çevre değişimleri ortaya konulmaya çalışılmıştır. Bunun yanında höyüklerin kendi arasındaki benzerlik ve farklılıklar da belirlenebilmiştir. Bu amaçla öncelikle

Ödemiş ovasının yerleşim için uygun özellikleri kısaca ele alınmakta ve daha sonra höyüklerdeki jeoarkeoloji araştırmalarına geçilmektedir.

ALÜVYON DELGİ SONDAJLARINA DAYALI PALEOCOĞRAFYA-JEOARKEOLOJİ ÇALIŞMALARI

Ödemiş ovası binlerce yıldır verimli alüvyal topraklar üzerinde tarım faaliyetlerine uygun coğrafi koşullara sahiptir. Akdeniz iklim koşullarının etkili olduğu alanda kalın alüvyal dolgular üzerinde şekillenen ova yüzeyi tarım için olduğu kadar yerleşim için de uygundur. Yeraltı sularının aşırı kullanıldığı ve hızla azaldığı son otuz yılın öncesine gidildiğinde zengin yeraltı suları ve kaynaklara sahip bu alüvyal düzlüklerin oldukça sulak alanlar olduğu dikkati çekmektedir. Bu durum daha önceleri ovanın taban suyu seviyesinin oldukça yüksek olduğunu göstermektedir. Ödemiş ovasında yapılan çalışmalarda geçmişte bu gibi uygun yerlerde birçok tarih öncesi ve sonrası yerleşimin bulunduğu anlaşılmıştır. Ovadaki yerleşimlerin Bozdağlar'ın güney ve Aydın Dağları'nın kuzey eteklerindeki birikinti yelpazelerinin etek bölümlerinde yoğunlaştığı ve bu kesimler ile yakın çevresinde dağılışı gösterdiği görülmektedir (Şekil 3). Bu dağılışı deseni birikinti yelpazelerinin etek bölümlerinin yerleşim için en uygun yerler olduğunu göstermektedir. Bunun yanında dağların etek bölümlerindeki tepelerin ovaya doğru devamı şeklinde gözlemlenen birkaç höyüğün varlığı da dikkati çekmektedir. Yerleşimlerin ortaya çıkışındaki en belirgin unsur sudur. Akdeniz ikliminde özellikle kurak mevsimlerde suyun varlığı miktarca az da olsa önemlidir. Birikinti yelpazelerinin eteklerinde, dağların eteklerinin biraz açığında zaman zaman birikinti konileri üzerinde ortaya çıkan yerleşimlerin tümünün ortak özelliği dönemin önemli su kaynakları kenarında ve yakınında olmalarıdır. Ovadaki art bataklıkların gölcükleri, birikinti yelpazelerinin etek bölümlerindeki karasuluk olarak adlandırılan kaynaklar ve sık gölcük-bataklıklar ile alüvyal alanlarda açılmış eski kuyuların çevreleri yerleşim için öncelikle tercih edilen alanlar olmuştur. Bu gibi alanlarda yerleşime uygun doğal koşulların ne zamandan beri var olduğu ve değişimler gösterip göstermediği konuları yapılan jeoarkeoloji çalışmaları ile aydınlatılmaya çalışılmıştır. Ödemiş ovasında ortaya çıkan yerleşimlerin süreklilik göstermesi ve sık sık yer değiştirmemesi su kaynaklarının zengin olması ile ilişkilidir. Ödemiş ovasındaki yer değişimleri daha çok güvenlik ve savunma amaçlı olup, sosyal etkenlere ya da salgın hastalıklara bağlı olarak da gerçekleşmiştir.

TAY (Türkiye Arkeolojik Yerleşimleri) projesinin Ödemiş ovasına girmediği görülmektedir (Harmankaya vd. 1996, 1997, 1998, 2002). Alanda Prof. Dr. Recep Meriç ve Ödemiş müzesi arkeologları tarafından yapılan çalışmalara son bir yıldır Prof. Dr. Veli Sevin ve Prof. Dr. Necla Sevin tarafından yapılan çalışmalar eklemiştir. Eldeki eski veriler doğrultusunda Ödemiş ovasında jeoarkeoloji araştırmaları başladığında yerleşim tarihi bilgilerinin verildiği daha önceki bölümde belirtilen Köşkkuyusu, Beyti Tepe (Tepe Tarla), Kumkuyu tepe, Sazlı tepe/göl, Kumtepe ve Dağcı tepe höyükleri biliniyordu. Arkeologlar ova yüzeyindeki buluntu alanlarında höyükleri dikkate alırken bugün ova dolguları ile örtülü olan ve erişilemeyen kültür katmanları ile ilgili bilgiler verememişleridir. Ayrıca yerleşimlerin lokasyonları ile ilgili de sıkıntılar olmuştur. Jeoarkeoloji çalışmaları doğal sedimanlar içindeki kültür katmanlarının belirlenmesi için ideal bir yöntem olarak karşımıza çıkmaktadır. Bunun için öncelikle bu araştırmada olduğu gibi havzanın tüm fiziki coğrafi özelliklerinin değerlendirilmesi gerekmektedir. Daha sonra bu fiziki coğrafi koşullar altında gelişen yerleşimler ile doğal çevre değişimlerinin ele alınması mümkün olmaktadır.

Ödemiş ovasında yapılan ilk çalışmalarda yukarıda belirtilen arkeologlarca tespit edilmiş 6 höyük biliniyordu. Alanda yapılan yüzey araştırmalarında ova yüzeyinde doğal olarak bulunmaması gereken alçak tepeler dikkati çekmişti. Alanın fiziki coğrafya koşulları dikkate alındığında bu tepelerin bulundukları yerde olmamaları gerektiği düşünüldü. Bunların ancak insan eliyle ortaya çıkmış oluşumlar olabileceği öngörüldü. Bu soruların cevaplanabilmesi için tepeler ve çevresinde sondaj çalışmaları yapıldı. Yapılan sondajların analizlerinin sonucunda tepelerin birer yerleşim

kalıntısı olduğu ve ova yüzeyinin altında devam eden kültür katmanlarının bulunduğu ve bu katmanların yer yer paleosol yüzeylerine oturduğu tespit edildi.

Bu yaklaşımla Ödemiş ovasında 7 kültür katmanının (ya da yerleşim izinin) daha var olduğu belirlendi. Daha sonra öncekilerle birlikte belirlenen toplam 13 yerleşimin ortaya çıkışı değerlendirildi (Şekil 3). Yerleşimlerin çevresinde meydana gelen doğal çevre değişimleri ve bunun insanlar ile kültürleri üzerindeki etkileri ele alındı. Bu yaklaşım Ödemiş ovasının kendi içinde model bir jeoarkeoloji uygulaması niteliği kazandı.

Araştırmanın bundan sonraki bölümünde fiziki coğrafi özelliklerin ışığında jeoarkeolojik yöntemlerle belirlenen eski yerleşimler ele alınmaktadır. Ödemiş ovasında ele alınan 13 yerleşim alfabetik sıra ile; Beyti tepe, Cirit tepe, Dağcı tepe, Eşmen tepe, Hamam tepe, Kireli tepe, Köşkkuyusu tepe, Kumkuyu tepe, Kumtepe, Ortaköy tepe, Osman tepe, Sazlıgöl tepe ve Tekir tepe höyükleridir. Bunların yanında Birgi’de Asar tepe ve Karakova köyü yakınındaki Karakova höyüğü bazı kaynaklarda belirtilmektedir (Yavuz, 2007; Meriç, 2009; Sevin vd. 2013). Bu yerleşimler araştırmada ele alınmamıştır. KMH doğu bölümünde öncelikle tarih öncesi yerleşimlerin tümünün tarihlenmesi ve yansıttıkları kültürlerin arkeologlar tarafından yapılacak düzenli çalışmalarla ortaya konulması gerekmektedir. Höyüklerin tümünün bu kadar geç fark edilmiş olması alandaki çalışmaların yetersizliğine ve arkeologların yeterince ilgi duymamalarına bağlanabilir. Bunun yanında alüvyal örtü ile kaplı olan katmanların günümüzdeki ova yüzeyinden fark edilmesi ise oldukça güçtür.

Bu diğer bir neden olarak alınabilir. Jeoarkeolojik araştırmalar bu gibi durumlarda çok verimli sonuçlar ortaya koyabilmektedir. Örneğin bu yöntemle yapılan çalışmalarda belirlenen eski yerleşim izlerinden biri olan Hamam tepe çok zor koşullar altında tespit edilmiş silik bir kültür katmanına sahiptir. Bu buluntu alanı Ödemiş yerleşim alanının içinde bulunmaktadır ve kent tarihini bugüne kadar bilinenden çok geriye en az Tunç çağına kadar götürdüğü düşünülmektedir. Bu çalışma yapılmadan önce üzeri yol ve binalarla örtülü bir alanda yerleşim izinden bahsetmek mümkün olmamıştır. Ovada halen bunun gibi birçok örneğin bulunabileceği düşünüldüğünde Ödemiş çevresinde detaylı bir arkeolojik surveye ve jeoarkeolojik değerlendirmelere ihtiyaç bulunduğu açıktır. Bunun için geç kalınmış olduğunu söylemek bile mümkündür. Nitekim, alandaki höyüklerin tarla açma ve kaçak kazı gibi nedenlerle halen çok tahrip edilmiş durumda oldukları ve her geçen gün daha fazla tahrip edildikleri dikkati çekmektedir. Bu anlamda yerleşimlerin bir an önce tanımlanması, tescil edilmesi ve mümkün olduğunca korunması gerekmektedir.

Jeoarkeoloji araştırmaları yapılan Ödemiş ovası Tunç ve Neolitik Çağ höyüklerinden Beytitepe ve Sazlıgöl tepesi bu çalışma için pilot örnekler olarak ele alınmıştır. Jeoarkeoloji araştırması ile ele alınacak ilk höyük Beytitepe’dir (Şekil 3).

BEYTİTEPE HÖYÜĞÜNDE JEOARKEOLOJİ-PALEOCOĞRAFYA ARAŞTIRMALARI

Beytitepe höyüğü Ödemiş’in güney batısında Demircili-Seyrekli yolu üzerinde Beytiköy durağı mevkiindeki hemzemin geçidin batısındadır (Şekil 3, 4, 5). Höyüğün güneyinde Ödemiş-İzmir demiryolu hattı bulunmaktadır. Höyük 100 m izohipsinin güneye bir dil gibi sokulduğu bölümde yer almaktadır. Bu yer bir seki değildir ve ova yüzeyinde aşınma sonucu meydana gelmiş çevresinden biraz yüksekte kalan küçük bir tümsek alandır. Höyüğün, çevresinden doğal olarak da hafifçe yüksek olan bu yerde ortaya çıkması ile 10 m yüksekliğinde suni bir tepe oluşmuştur (Şekil 3).

Daha önce Küçük Menderes havzası prehistorik yerleşmelerinin ele alındığı bölümde belirtildiği gibi höyük tescillenmiş ve Geç Tunç Çağı buluntuları tespit edilmiştir. Ödemiş müzesi tarafından tescillenen höyükte küçük bir survey de yapılmıştır. Bu araştırma için ilk arazi çalışmaları başladığında, höyüğün orta bölümüne doğru iş makineleri ile derin bir açma yapıldığı ve böylece büyük bir tahribatın ortaya çıktığı dikkati çekmiştir. Bu açmanın 4 m’ye varan yamaçlarında yapı unsurları, yanık tabakaları ve yanmış toprak yüzeyleri ile bol seramikli katmanlar dikkati

çekmektedir. Bunlar kültür katmanına ait olan tipik unsurlardır. Bu açma aynı zamanda bir avantaj oluşturmıştır. Burada höyük merkezinden sondajlar yaparak kültür katmanlarının doğal sedimanlara oturduğu temel daha net olarak tespit edilmiştir. Ödemiş ovasındaki bu gibi höyük tepeciklerinin çevrelerine göre hafif yüksekte kalmaları nedeniyle genel olarak tepe tarla ismi anıldığı bilinmektedir. Bu yaklaşımla Beyti tepe höyüğü de bazı kaynaklarda tepe tarla ismi ile anılmaktadır (Yavuz 2007; Meriç, 2009; Armağan, 2011). Höyüğün yüksekliği yapılan tahribatın etkisi ile azalmıştır. Çevresinden 8-10 m yükseklikte olan höyük hafif basık bir daire şeklindeki 62500 m²'lik alana yayılmaktadır. Höyüğün K-G kesitinde uzunluğu yaklaşık 250 m'dir (Şekil 5).

Beyti tepe höyüğünde jeoarkeoloji-paleocoğrafya amaçlı sondajlar auger coring ve ejkelkamp el burgusu aletleri ile yapılmıştır. Höyükte yapılan sondajlarda kuyu kodları BYT kısaltması ile gösterilmiştir. Höyük ve çevresinde yapılan sondajların noktaları harita üzerinde (Şekil 4, 5) verilmiştir. Bu noktaların GPS ile ölçülen koordinatları aşağıdaki gibidir.

Höyük sondajları farklı yıllara yayılarak yapılmıştır. Büyük sondaj makineleri ile yapılan sondajlar 2004 yılına kadar gitmektedir. Ejkelkamp el burgusu ile yapılan sondajlar ise 2009 yılından beri yapılmaktadır. Höyükte ve çevresinde toplam 36 adet sondaj gerçekleştirilmiştir (Şekil 5). Höyükte yapılan sondajlardan alınan sediman örneklerinin analizleri sonucu höyüğün kültürel katmanları ile içinde bulunduğu alüvyal dolgunun farklı doğal katmanları ortaya konulabilmiştir. Bu katmanların her birinin özelliklerini açıklamak ve höyükle ilgili jeoarkeolojik değerlendirmeler yapabilmek için sondaj logları ve analiz bilgilerinin yorumuna dayanan kesitler hazırlanmıştır. Bu kesitler morfolojik olarak uygun olan B-D ve K-G yönlerinde alınmıştır (Şekil 6, 7).

Kesitler üzerinde kültür katmanları ve onu örten ova dolguları rahatlıkla ayrılabilmiştir. Höyüğün altındaki ovanın doğal yüzeyi, taşkın sedimanları ve sığ gölsel ortam ve bu ortamın içinde biriken arkeolojik dolgulardan oluşan birimler sedimantolojik özelliklerine ve analiz sonuçlarına dayanarak belirlenmiş ve değerlendirilmiştir. Özellikle höyük dolgularının tabanında belirlenen paleosol tabakası ve diğer kültür katmanları mineral-element analizlerinin yorumlanmasıyla ayırt edilebilmiştir. Höyük tabakaları ve temelindeki doğal katmanlardan alınan sediman örneklerinin 4 adet ¹⁴C-AMS tarihlendirmesi daha önce alanda çalışmış olan ÇEKÜL Vakfı tarafından yapılmıştır (ÇEKÜL Birgi Projesi 2007) (Şekil 6). Bu tarihler (G.Ö. 9300, 7000, 8000 ve 5000 yılları) belirlenen katmanların kronostratigrafik bir düzen içinde değerlendirmesi için kullanılmıştır.

Höyük ve çevresinin jeoarkeoloji ve paleocoğrafya değerlendirmesi

Eldeki verilere göre Beyti tepe höyüğünün temelinde ilk önce Rahmanlar deresi ve yan kolunun akarsu yatak ve taşkın dolguları yer almaktadır (Şekil 6). Bu dolgular günümüzden 10.000 yıl önce birikinti yelpazesinin etek kesiminde her iki derenin taşkın sedimanlarından oluşan bir düzlüğün geliştiğini göstermektedir (Şekil 6, 7). Höyüğün tam altına isabet eden temel bölümünde yıkanmış kaba kumlardan oluşan akarsu yatağı dolguları bulunmuştur. Bu muhtemelen taşkın ovasında sık sık yatak değiştiren Rahmanlar deresinin eski yataklarından biridir (Şekil 6, 7). Sondaj logları ile tane boyu ve mineral analizlerinde bol kumlu ve az çakıllı iyi yıkanmış bu birimin içinde eski büyük taşkınlara ait daha kaba malzemeli sedimanlardan oluşan bir katman yer almaktadır (Şekil 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12).

Kesitler incelendiğinde belirtilen eski taşkın sedimanlarının üzerinde daha ince unsurlardan oluşan siltli ince kumlu ova-taşkın dolguları bir katman olarak bulunmaktadır. Dolgular esasen Ödemiş ovasının bütünü için karakteristik olan irmik helvası dokusundaki az pekleşmiş nispeten dağınık bir malzemeden meydana gelmektedir. Bu malzeme daha önce araştırmanın ikinci bölümünün alüvyal jeomorfoloji değerlendirmelerinin yapıldığı başlık altında Küçük Menderes grabeni tabanındaki bol siltli ova dolguları adıyla ayrı bir birim olarak ele alınmıştır (Şekil 3).

Taşkın ovası sedimanlarından oluşan doğal dolguların üzerine günümüzden yaklaşık 9300 yıl önceye tarihlenen ilk yerleşim katı gelmektedir. Oldukça ince seramikler, bol odun kömürü, pişmiş toprak ve sıva parçaları içeren malzemenin bir kısmının su içinde biriktiği tespit edilmiştir. Eldeki bilgiler höyüğün su kenarında kurulduğunu göstermektedir. Bu sedimanlar gölsel ortamda birikmiş arkeolojik dolgular olarak adlandırılmıştır (Şekil 6, 7). Prof. Dr. Ersin Doğer ve Yrd. Doç. Dr. Zafer Derin'in sözlü ifadelerine göre (Doğer ve Derin sözlü ifade 2011) bu katmandan alınan seramik örneklerini Neolitik'e kadar götürmek mümkündür. Seramik ve pişmiş toprak parçaları ile birlikte çıkan nispeten işlenmiş taş parçacıkları bu görüşü güçlendirmektedir. Nitekim bu tabakadan yapılan tarihlleme bu bilgiyi destekler niteliktedir.

Bol arkeolojik buluntu içeren katmanın üzerine nispeten steril olan göl ortamına ait dolgular gelmektedir. Bu dolgular içinde akarsu taşkınlarını göle kadar ulaştığını gösteren *Potamocypris* sp. ile bol miktarda *Candona* sp. bulunmuştur. Bu bilgilere göre burada oldukça sığ bir su ortamı var olmuştur. Bu ortam akarsu taşkınlarıyla hızla dolmuştur. *Potamocypris* sp. sayısının 600-680 cm arasında belirgin bir şekilde fazla olması bunu göstermektedir.

Gölsel dolguların alt kısımları oldukça steril iken üst kısımları mikro seramik ve odun kömürü parçaları içermektedir. Gölsel dolguların en üst kesiminde bol arkeolojik malzemenin yanında pedojenez koşullarının hakim olduğu bir katmana geçilmektedir. Katmandan alınan sediman örneklerinin ileri toprak analiz yöntemleri ile yapılan mineral analizleri organik madde miktarının diğer katmanlara göre daha yüksek olduğu ve içindeki yanmış arkeolojik materyaller nedeniyle K değerinin ova ortalamasının çok üzerinde kaldığı tespit edilmiştir (Şekil 8, 9, 10, 11, 12). Bu tabakaların pedojenez koşullarının ortaya çıkmasına bağlı gelişen paleosoller olduğu ve doğal sedimanlar içinde merccekler halinde bulunduğu belirlenmiştir. Yaklaşık 8000 yıl önceye tarihlenen sığ gölsel yüzeyin üzerinde gelişen paleosol katmanında organik madde miktarı % 4,3'e, potasyum (K) miktarı 211 ppm'e ve fosfor (P) miktarı toprağın içerdiği yanmış arkeolojik malzemenin etkisi ile 56 ppm'e kadar çıkmaktadır.

Yapılan analizlerde Ödemiş ovası dolgularında kireç miktarlarının genel olarak düşük olduğu buna karşın höyüklerdeki yapı unsurlarının etkisi ile bir miktar arttığı gözlenmiştir. Ova dolgularında organik madde miktarı da oldukça düşük ölçülmüştür. Organik maddece fakir tabakalar içinde tipik kültür katmanı olarak tahmin edilen tabakaların bir kısmında toplam organik miktarında belirgin artışlar görülmüştür.

İleri fotospektral toprak analizleri yapan laboratuvar ekipmanları ve cihazları ile yapılan analizler sonucunda, Beyti tepe höyüğünün kültür katmanlarından alınan sondaj örneklerinden yapılan analizlerde odun kömürü bulunan tabakalarda toprağa karışan külün ve yanık materyallerin etkisi ile K_2O % 25-40, P_2O_5 % 0,95-8,65, CaO % 20,3-47,8 oranlarında bulunmuştur. Bu değerler özellikle paleosollerde ve kültür katmanlarında belirgin olarak artmakta, K için 400 ppm'e P için 300 ppm 'e kadar çıkmaktadır. Bu veriler çok belirgin bir anomaliyi vermekte ve oldukça anlamlı bir kılavuz katmanı işaret etmektedir.

Bilindiği gibi odun külünün içinde azot bileşikleri ancak iz halinde bulunurlar. Çünkü yanma işlemi sırasında azot bileşikleri havaya uçar (NO - NO_2 gibi). Odun külünün ana maddesi genel olarak K_2CO_3 dür.

Paleosol katmanları ile komşu katmanlarda (kültür katmanları) yoğun odun kömürü bulunan seviyelerde K_2O , P_2O_5 ve CaO bulunması küle ait bileşenlerin sedimana karıştığını ve büyük ölçüde korunduğunu göstermektedir. Taban suyu etkisine maruz kalan düşük kotlu katmanlarda bu rakamlar nispeten artma göstermektedir. Bu katmanlarda ph değeri orta ve kuvvetli alkali olarak belirlenmiştir. Yapılan analizlerde höyüğün tüm kültür tabakalarında fosfor (P) ve potasyum (K) değerlerinin oldukça arttığı tespit edilmiştir (Şekil 8, 9, 10, 11, 12). Elementlerdeki değişmeye bağlı bu

değerlendirmelerle akeramik dönem gibi belirgin fiziksel bulgunun az olduğu ancak insanın toprağa müdahale ederek izlerini bıraktığı eski yaşama yüzeylerinin ve dolguların tanınarak ayrılabilmesi mümkündür.

Paleosol katının üzerinde 7000-5000 yıl öncesine ait muhtemelen Tunç Çağı'dan , önceki bir döneme tarihlenen bir kültür katı bulunmaktadır. Bu kültür katı üzerindeki ve altındaki gölsel sedimanlardan renk ve doku özelliklerinin yanında element özelliklerine göre de ayrılabilmiştir. Bu kültür katından çıkan seramik ve köşeli belirgin kap ya da kap ağız kenarı parçalarının Neolitik-Kalkolitik-Tunç Çağı'na ait olduğu belirtilmiştir (Doğer ve Derin sözlü ifade 2011).

Beyti tepe höyüğünün Tunç Çağı yerleşimi ile başlayan katmanı tekrar gölsel ortama ait sedimanlarla kaplanmaktadır. Sığ su ortamı içinde bol miktarda ancak oldukça parçalanmış halde ostracod bulunmuştur. Ostracodlar oldukça sığ su ortamını temsil eden *Candona* sp. ağırlıklı olup çok sayıda *Limnocythere* sp. ve *Ilyocypris* sp. örnekleri ayırt edilebilmektedir. Bunun yanında taşkın sedimanlarının gölsel ortam dolgularına karıştığı katmanlarda yine çok sayıda *Potamocypris* sp. gözlemlenmiştir. Bu gölsel dolguların kenarında Geç Tunç Çağı höyüğünün temel dolgularının bulunması bu dönemdeki yerleşimin göl kenarında kurulduğunu doğrulamaktadır. Bu tabakadan alınan seramik örneklerinin malzemesi içinde kırılmış halde bol ostracoda rastlanması gölsel ortam çamurundan kaplar yapıldığını gösteren bir bulgudur. Bu döneme ait seramik ve bulguların genel olarak Tunç Çağı'na ait olduğu belirtilmiştir (Doğer ve Derin sözlü ifade 2011).

Gölsel dolguların üzerine gelen üçüncü belirgin kültür katmanı yüzeyde takip edilebilen asıl höyük dolgularını oluşturmaktadır. En üstte bulunan höyük dolgularının temelinde diğer bir değişle gölsel sedimanların üzerindeki katmanda höyüğün doğu yamacı yüzeyinin 4,5 m altında ikinci bir paleosol katmanı belirlenmiştir. Bu katmanın içerdiği organik madde miktarı ortalama %5'e ulaşmaktadır. Ödemiş ovası dolgularının doğal olarak organik madde bakımından fakir olduğu ve organik madde miktarının genel olarak %0,5'in altında olduğu düşünüldüğünde paleosollerdeki belirgin artış kılavuz seviye niteliği kazanmaktadır. Bu dolgularda tespit edilen elementlerin değişimi ile doğal sediman ve paleosoller arasındaki farklar grafiklerle gösterilmiştir (Şekil 8, 9, 10, 11, 12).

Höyük sondajlarının en üst katında geniş alanı kaplayan bir dolgu şeklinde Geç Tunç Çağı'na ait asıl höyük dolguları bulunmaktadır (Şekil 6). Bu dolguların yüzeyinde ise höyük dolgularından yıkanarak çevreye dağılan mikro arkeolojik materyaller içeren kolüvyal yüzey örtüsü bulunmaktadır. Bu örtünün içerdiği seramik, odun kömürü, sıva ve pişmiş toprak parçaları dikkate alındığında höyük dolgularına dahil bir yüzey katmanı olarak değerlendirilmesi uygundur. Yüzey dolguları içinde kemik parçaları bulunması bu yüzey kesiminin bir kısmının yakın dönemde mezarlık alanı olarak kullanılması ile ilgilidir. Yüzey dolguları içinde çok yakın dönemde de yerleşim bulunduğunu gösteren Bizans, Beylikler ve Osmanlı dönemi seramikleri de bulunmaktadır. Nitekim Beylik döneminde karasuluk alan olarak bilinen Beyti tepe civarında bir köy ortaya çıkmış ve Osmanlı dönemi boyunca yerleşim süreklilik göstermiş ve Cumhuriyet'in ilk yıllarında terk edilmiştir. Yakın dönemlere kadar yerleşilen bu köy Beytiköy adı ile anılmaktadır. Bugün höyüğün doğusundaki demiryolu durağının adı halen Beytiköy'dür.

Bu dolguların yanında yüzeyden 120 ile 320 cm derinlikleri arasında halen sığ su ortamının varlığını korduğu ve höyüğün bunun hemen kıyısında bulunmaya devam ettiği mikro fosil analizlerinden anlaşılmaktadır. 120-220 arasında *Potamocypris* sp. sayısında artış olurken daha derinde 200-340 cm arasında *Candona* sp.'nin daha fazla olması göl ortamının giderek dolduğu ve sığlaştığını göstermektedir.

Mikro fosil analizleri yardımı ile yapılan belirlemelerin yanında, Beyti tepe höyük dolgularından yapılan tane boyu analizleri de gölsel ortam, taşkın ve akarsu yatağı sedimanlarının belirlenmesinde önem taşımıştır. Örneğin BYT-01 sondajındaki 840-860 cm ile 1340-1360 cm

derinlikleri birbiri ile çok farklı tane boyutuna ait sedimanlardan oluşmaktadır (Şekil 8). BYT-02 sondajında 380-400 cm'lerdeki taşkın sedimanı ile 500-520 cm'lerdeki su ortamında biriken ince malzemeler belirgin olarak ayrılmaktadır (Şekil 9). Aynı farklılıklar BYT-05 ve BYT-10 nolu sondajlarda da gözlemlenmekte (Şekil 10, 11) buna karşın BYT-24 nolu sondajda bol siltli ancak yer yer kum da içeren taşkın ovası sedimanlarının irmik dokusundaki örneği bulunmaktadır (Şekil 12). Burada silt miktarı kilden daha yüksektir.

Sonuç olarak, Beyti tepe höyüğünde 10.000 yıl öncesinden günümüze diğer bir değişle Holosen boyunca eskiden yeniye doğru; akarsu taşkın ortamı, gölsel ortamda birikmiş en eski arkeolojik dolgular, höyük dolgularının tabanında bulunan gölsel ortam, Erken Tunç Çağı eski höyük dolguları, Geç Tunç Çağı höyük dolguları ve eteğindeki sulak ortamda biriken mikro arkeolojik bulgular içeren sedimanlar ile höyük yüzeyini örten Bizans-Osmanlı bulguları içeren kolüvyal dolgular ayırt edilebilmektedir. Bu katmanların arasında iki kez belirgin gölsel ortamının ortaya çıktığı ve her iki sulak ortamın kurumasının ardından pedojenez koşullarının geliştiği ve kültür katmanlarının bunun üzerinde geliştiği organik madde miktarı, K ve Fosfor miktarlarındaki eş zamanlı belirgin artışa dayanarak belirlenmiştir. Yerleşim alanı süreklilik gösterirken sığ su ortamının zengin kaynaklarla beslendiği ve höyüğün devamlı bu ortamın kenarında kaldığı yüzey çok yakın gölsel bulgulardan anlaşılmaktadır. Nitekim Beyti tepe höyüğü çevresinde 1980'li yıllara kadar karasuluk adı ile anılan bu gibi sulak sığ alanların varlığı bilinmektedir. Yapılan tüm analizler Beyti tepe höyüğünün daima sığ bir tatlı su ortamı kenarında var olduğunu ortaya koymaktadır. Bu ortamın çevresi tarımsal faaliyetlere ve yer yer avlanmaya da uygun alanlardır.

Ayrıca doğal dolgular içindeki arkeolojik katmanların tümünde doğal sedimanlara göre belirgin olarak daha yüksek K, P, organik madde ve kireç miktarları belirlenmiştir. Bununla birlikte toprak pH değerlerinin asitten alkaliye doğru değiştiği gözlemlenmiştir. Bu höyükteki yapı unsurlarında kullanılan başta sıva olmak üzere bol karbonatlı harç benzeri malzemelerle ilişkilidir. Bu konuda daha detaylı çalışmalar için yeni karotlu sondajlara ve özellikle cobra compressor gibi delgi sondaj cihazlarına ihtiyaç bulunmaktadır.

Sazlıgöl Tepe Höyüğünde Jeoarkeoloji-Paleocoğrafya Araştırmaları

Sazlıgöl tepe höyüğü Yolüstü köyünün GB'sında yer almaktadır (Şekil 13, 14, 15). Höyüğün tahmin edilen alanı 55000 m² civarındadır. Bu ölçüleri ile yayvan ancak çok geniş bir alana yayılmaktadır. Höyük Ödemiş ovasında en geniş alana yayılan üç yerleşimden biridir. Diğerleri Beyti tepe ve Kumkuyu tepe höyükleridir. Buna karşın Sazlıgöl tepe höyüğünün kültür katmanları daha incedir.

Sazlıgöl tepe höyüğünde jeoarkeoloji ve paleocoğrafya amaçlı 23 sondaj yapılabilmektedir (Şekil 14). höyükte yapılan sondajların kuyu kodu SGT kısaltması ile gösterilmiştir. Höyükte yapılan sondajların noktaları google görüntüsü üzerinde (Şekil 14) gösterilmiştir. Bu noktaların GPS ile ölçülen koordinatları aşağıda verilmiştir.

Höyükte yapılan sondajların bir kısmında auger rotary sondaj tekniği kullanılırken çoğunluğu Ejkelkamp el burgusu ile gerçekleştirilmiştir. Sazlıgöl höyüğü Birgi birikinti konisinin ve devamı olan yelpazesinin etek kesiminde yer almaktadır. Höyüğün bulunduğu alan birikinti konisinden gelen derelerin su biriktirebileceği bir çukurluğun kenarındadır (Şekil 3). Çukurluk höyüğün K-KD kenarı boyunca uzanmaktadır. Bu çukur alan yakın döneme kadar sığ bir göl ve bataklık ortamı olarak bulunmuş ve sonraki yıllarda kurumıştır. Höyüğün bulunduğu mevki sazlığöl olarak adlandırılmaktadır. Bu araştırmada höyüğün ismi bulunduğu mevkinin adı olarak alınmıştır. Böylece bu mevkideki alçak suni tepe için Sazlıgöl tepe ismi belirlenmiştir.

Tepenin orta bölümünde açılan bir eşik ile kuzey ve güney bölümünde kalan iki düzlük oluşmuştur. Tepe üzerinin iş makineleri ile işlenmesi sonucu elde edilen bu düzlüklerden kuzeyde

olanı alçak güneydeki ise yüksektir. Höyükte çok sayıda kaçak kazı yapıldığı için büyük ölçüde tahrip edildiği görülmektedir. Höyüğün yaşının Tunç Çağı'na kadar gittiği bilinmektedir ve tescili yapılmış bir yerleşimdir (Meriç, 2009).

Höyük ve çevresinin jeoarkeoloji ve paleocoğrafya değerlendirmesi

Sazlıgöl tepede yapılan sondajların bilgileri ve analiz sonuçlarına göre farklı doğrultularda kesitler hazırlanmıştır. Bunlar GB-KD, K-G ve KB-GD doğrultularındadır. Yapılan analizlerin sonucunda höyük çevresindeki alüvyal dolgularda altı farklı birim belirlenmiştir. Belirlenen her dolgu birimi farklı özellikteki sedimanlardan oluşmaktadır. Temeldeki az killi siltli ve ince kumlu birikinti yelpazesi katmanlarının üzerine steril gölsel ortam dolguları gelmektedir (Şekil 16, 17). Bu sedimanlar içinde *Candona* sp. ve *Potamocypris* sp. gibi ostracod örnekleri belirlenmiştir. Bunlar sığ bir göl ortamını temsil etmektedir. Bu dolguların üzerine taşkın sedimanları gelmekte (Şekil 18, 19) ve tekrar ince bir gölsel ortam dolgusu geçilmektedir (Şekil 16, 17). Taşkın sedimanlarının tane boyu değişimi SGT-01 ve SGT-23 tane boyu analiz tablolarında görülebilmektedir (Şekil 16, 17). Yapılan sondajlarda iyi yıkanmış bu akarsu taşkın kumları fiziksel olarak gözle de ayırt edilebilmektedir. Bunların üzerine kalınlığı 8 m ye kadar ulaşan akarsu taşkın sedimanları gelmektedir (Şekil 16, 17). Bu sedimanların üzerinde ise siltli ince kumlu birikinti yelpazesi sedimanları bulunmaktadır. Bunların da üzerinde içinde yıkanmış höyük materyali bulunan tatlı su dolguları yer almaktadır. Gölsel ortam içinde yer yer bataklık ortamının geliştiğini gösteren bol organik maddeli katmanlar da görülmektedir (Şekil 16, 17). Sazlıgöl höyüğünde yapılan sondajlarda yüzeyden 3,5-4 m derinde ulaşılan bu gölsel dolgular yakın çevrede yerleşim bulunduğunu gösteren mikro seramik parçaları içermektedir. Sondajlarda el burgusu örneklerinde büyük ölçüde parçalanmasına rağmen mikro fosiller tanımlanmış ve *Condon* sp. ağırlıklı mikrofosiller dikkati çekmiştir. SGT 1, 4, 8, 14, 16, 17, 19 ve 21 nolu sondajlarda tespit edilen mikro fosiller içinde yer yer *Potamocypris* sp. artışı gözlenmiştir. Bu mikrofosil gölsel ortama ulaşan akarsu taşkın materyalini göstermektedir.

Yukarıdaki bilgilerden de anlaşıldığı gibi Sazlıgöl höyüğünün altındaki doğal dolgularda göl ve taşkın ortamları ardalanmalı olarak bulunmaktadır. Bu ardalanmanın en üstündeki gölsel dolgu biriminin üzerine kalınlığı 3 ile 1 m arasında değişen kültür katmanı gelmektedir (Şekil 16, 17). Sazlıgöl tepe höyüğünün Tunç Çağı kültür katmanı Beyti tepe ve Kumkuyu höyüklerine oranla çok daha incedir. Nitekim, Sazlıgöl tepe höyüğünün orta bölümündeki basamağın yamacındaki kesitte Geç Tunç Çağı'na ait yapı izleri, sıva ve seramik parçaları, pişmiş toprak yüzeyi ve odun kömürleri önemli bir yerleşimin varlığını işaret etmektedir (Meriç 2009). Yapılan el burgusu sondajlarında höyük materyali ve doğal sedimanlar kolayca ayırt edilebilmiştir (Şekil 16, 17).

Sazlıgöl tepe Tunç Çağı boyunca adından da anlaşıldığı gibi yüksek sazlık bitkilerin bulunduğu sulak bir alan olmuştur. Höyüğün KD, K, KB ve B yönlerini hilal şeklinde saran bu göl Geç Tunç Çağı yerleşiminin kıyısında kurulduğu sığ tatlı su ortamıdır (Şekil 16, 17). Bunun yanında höyük alanında Beylik ve Osmanlı dönemlerinde de yerleşim bulunduğu bilinmektedir (Armağan 2011). Osmanlı döneminde var olan göl alanı Sazlıgöl bataklığı adı ile de anılmıştır. Bu bilgilere göre Sazlıgöl mevkiinde gölsel koşulların uzun süre tekrar ettiği ve taşkın sedimanları ile dolan her safhadan sonra yeni bir gölsel ortamın var olduğu anlaşılmıştır (Şekil 16, 17). Gölsel ortamın küçük kesintilere (ardalanmalara) rağmen süreklilik göstermesi Birgi birikinti yelpazesinin etek bölümünde yer alan Sazlıgöl tepe çevresindeki alanın çukur olmasına bağlıdır. Sazların yoğun olarak bulunduğu bu alanın yanındaki tepe 4-5 metre yükseklikte uygun sulak bir yerleşim alanı olarak ortaya çıkmıştır. Bu sulak alan son 30 yıl içinde yeraltı sularının aşırı kullanımına bağlı olarak kurumuş ve tarıma açılmıştır. Bunun yanındaki Sazlıgöl tepe ise derin açmalar ve düzlemeler yapılmak suretiyle büyük ölçüde tahrip edilmiştir. Sazlıgöl tepe höyüğünde tahribatın olabildiğince durdurulması ve höyüğün arkeolojik perspektiften ayrıntılı olarak değerlendirilebilmesi için acil bir kurtarma kazısına ihtiyaç bulunmaktadır.

Sonuç olarak, Sazlıgöl tepe höyüğünde yapılan sondajların ve sedimantolojik analizlerin sonucunda eskiden yeniye doğru; birikinti yelpazesi dolguları, aralanmalı olarak taşkın, göl, taşkın, göl ve taşkın ortamları, birikinti yelpazesi, gölsel ortam ve üzerine gelen kültürel dolgular ayırt edilebilmiştir (Şekil 16, 17). Bunun yanında, höyüğün sıg bir göl ile K ve B'sından hilal gibi sarılmış Geç Tunç Çağı yerleşimi olarak ortaya çıktığı belirlenmiştir.

DEĞERLENDİRME VE SONUÇ

Küçük Menderes havzası doğu bölümünde ve Ödemiş ovasındaki doğal çevre değişimleri eldeki sondaj verileri ve analiz sonuçlarına dayanan değerlendirmeler sonucunda olabildiğince belirlenmiştir. Bu bilgilere göre Kuvaterner boyunca Küçük Menderes grabeni tabanını dolduran kalın alüvyal depoların yüzeyinde bulunan Ödemiş ovası sulak, verimli ve yerleşime uygun geniş bir alan olarak ortaya çıkmaktadır.

Bu çalışmanın ana fikrini oluşturan ikinci bölümünde öncelikle kalınlığı 290 m ye ulaşan Ödemiş ovası alüvyal dolgularının tüm katmanlarını tanımlayabilmek için D.S.İ., İller Bankası ve özel sondaj şirketlerinin sondaj verilerinden yararlanılmıştır.

Bu verilerin yardımı ile Ödemiş ovası alüvyal dolgularının farklı temel birimleri ayırt edilmiştir. Alüvyon katmanları içinde Pliyo-Kuvaterner dolguları ve Kuvaterner dolguları iki ana birim olarak ele alınmıştır.

Bunun yanında, Pliyo-Kuvaterner dolguları göl ve etek depoları şeklinde ikiye ayrılmıştır.

Kuvaterner sedimanları ise daha çok sedimanların fiziksel özelliklerine göre sınıflandırılmıştır. Kuvaterner dolgularının farklı katmanları ise; bol ince kum içeren sert dolgular, bol silt-kil içeren pudramsı dolgular, Küçük Menderes graben tabanındaki bol siltli ova dolguları, kaba-orta kum katkılı siltli dolgular ve Küçük Menderes ırmağının taşkın ovası sedimanları kendi içinde bol kil içeren siltli kohesif dolgular, bol organik madde içeren kükürt kokulu kaba kumlu ve killi dolgular ile akarsu taşkın-yatak sedimanları şeklinde gruplandırılarak ayırt edilmiştir.

Çalışmanın ikinci bölümünde Ödemiş ovasında jeoarkeoloji prensiplerine dayanarak 13 höyük belirlenmiştir. Bu yerleşimlerden 6 tanesi daha önce bilinmekteyken diğer 7 höyük bu araştırma sırasındaki çalışmalarda yeni belirlenmiştir.

Alüvyal alanlarda doğal dolgularla örtülü bulunan eski yerleşim izlerinin bulunması için en uygun yöntem olarak sondajlardan yararlanılmış ve veriler jeoarkeolojik yaklaşımla değerlendirilmiştir. Bilindiği gibi jeoarkeoloji ve paleocoğrafya değerlendirmelerinde höyük dolgularını doğal sedimanlardan ayırabilmek için tane boyu, kalsiyum ve organik madde analizleri kullanılmakta ve önem taşımaktadır. Bu çalışmada, bunların yanında paleocoğrafya çalışmalarında ilk kez uygulanmış olan ileri fotospektrometrik yöntemlerle yapılan element ve mineral analizleri gerçekleştirilmiştir. Bu analizlerin sonucunda Holosen sedimanları ile höyük dolguları ayırt edilmiş ve paleosoller belirlenebilmiştir.

Element ve mineral analizleri için atomik absorpsiyon fotospektrometresi (AAS), spektrofotometre (SFM) ve atomik emisyon spektroskopisi (ICP/AES) cihazları kullanılmıştır. Analizlerde doğal dolgularla kültür dolgularının ayırımında özellikle K ve P elementlerindeki belirgin artışlar dikkate alınmıştır. Höyük dolguları içinde ve diğer doğal katmanlar içinde paleosollerin belirlenmesi için de aynı analizlerden yararlanılmış, K ve P elementlerinin yanında organik madde ve kireç miktarı da değerlendirilmiş ve merccekler şeklinde birçok paleosol katmanı bulunmuştur. Bu elementler hem kültür dolgularını hem de paleosolleri belirlemede bir gösterge olarak kullanılmıştır. Bu, alüvyal jeomorfoloji ile jeoarkeoloji çalışmaları için yeni bir yaklaşımdır.

Yapılan element analizlerinin alüvyal alanlarda ve höyüklerde kullanımı jeoarkeoloji alanında yapılan çalışmalarda ilk kez bu araştırmada yapılmıştır. Bu yönü ile Türkiye’de ilk kez yapılmış bir çalışma örneğidir.

Bu analizlerin sonuçları değerlendirildiğinde höyükler çevresindeki doğal çevre değişmelerinin açıklanmasına önemli katkılar yapabildiği anlaşılmıştır. Çalışmanın sonucunda Ödemiş ovası höyüklerinin bulunduğu alanların Holosen dolguları eskiden yeniye doğru genel olarak birikinti yelpazesi sedimanları, taşkın dolguları, gölsel dolgular, kültürel dolgular (höyük dolguları), birikinti yelpazesi yüzey sedimanları ile kolüvyal höyük yüzeyi örtüleri şeklinde sınıflandırılmıştır.

Gölsel dolguların ayırımında diğer analizlerin yanında mikrofosil analizlerinden yararlanılmış ve ostracodlara dayanarak tatlı su ortamı belirlenmiştir. Esasen paleocoğrafya ve alüvyal jeomorfoloji çalışmalarında mikrofosillerin bir ortam belirleme indikatörü olarak kullanımına yönelik fiziki coğrafyacılarca yapılan ilk çalışma doksanlı yılların sonunda gerçekleştirilmiştir (Vardar, 1999).

Küçük Menderes havzası için bir zaman tablosu düşünüldüğünde; havzanın litolojik birimlerinin Pre-Kambriyen’den itibaren ortaya çıktığı, Pliyo-Kuvaterner’de büyük şekil birimlerinin ve havzanın meydana geldiği, havzadaki erken yerleşim evresinin muhtemelen Neolitik (?)’te başladığı, Tunç Çağı ve sonrası ova ortası yerleşmelerin var olduğu, son evre olarak antik dönemden günümüze yerleşmelerin ortaya çıktığı belirtilebilir (Şekil 17).

Ödemiş ovasındaki höyükler dağların etek kısımlarında az sayıda, Bozdağlar’ın güney ve Aydındağları’nın kuzey etekleri boyunca gelişen koni-yelpaze sistemlerinin etek bölümlerinde çok sayıda ve yoğun bir yerleşim deseni oluşturacak şekilde ve taşkın ovası kenar kesimlerinde Küçük Menderes ırmağı yatağı çevresindeki bir hat boyunca kurulmuşlardır. Bu yerleşim kültürü binlerce yıldır çok fazla değişmemiş ve Ödemiş ovasına özgü bir yerleşim modeli oluşmuştur.

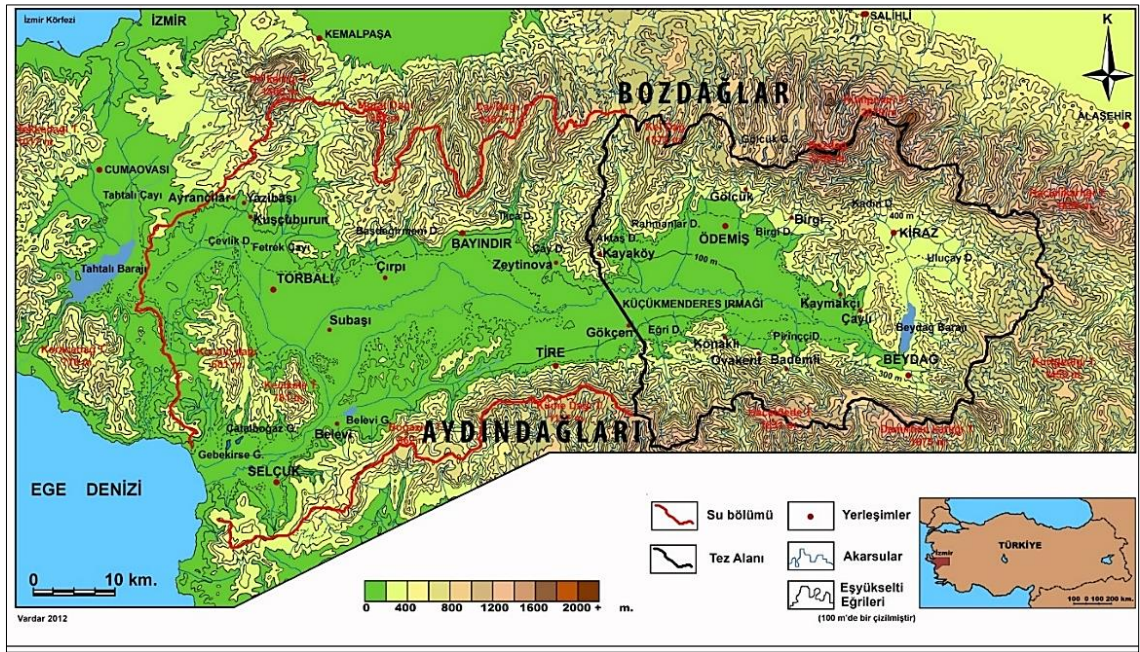
İnsanlar yerleşmek için tarım ve avlanmaya uygun bu gibi sulak alanları seçmiştir. Nitekim, Ödemiş ovası höyüklerinin genellikle akarsu ve derelerin yakınında, kaynak sularının çevresinde, ova yüzeyinden nispeten yüksek yerlere kurulduğu saptanmıştır. Bu alanlar taşkınlardan uzak ancak bir o kadar suya yakın yerlerdir. Ovanın bu özellikleri doğal çevre değişmeleri ile insan arasındaki ilişkilere iyi bir örnektir. Bu ilişkide yerleşim yerlerinin ortaya çıkışını belirleyen temel unsur Akdeniz iklim koşullarının etkisi altındaki alanlarda bulunan tatlı su kaynaklarıdır. Akdeniz iklimi koşullarına sahip bu gibi alanlarda az da olsa süreklilik gösteren su kaynakları yerleşim yeri seçimi açısından önem kazanmaktadır.

KMH doğu bölümünde Paleocoğrafya-jeoarkeoloji araştırmalarında yeni yöntemlerle daha çok ve daha uzun soluklu yeni çalışmalar yapılabilir. Bunun için yeni hedeflerin ve soruların belirlenmesi ve buna yönelik çalışma planlarının hazırlanması gerekmektedir. Türkiye’deki çalışmalarda alüvyal jeomorfoloji alanındaki eksiklerin tamamlanması zaman içinde yeni yöntem ve analizlerin uygulanması ile gerçekleştirilebilecektir. Yeni teknikler ve yöntemlerin yardımı ile bu çalışmada olduğu gibi daha anlamlı ve güçlü bilimsel bilgiler ortaya konulabilecektir.

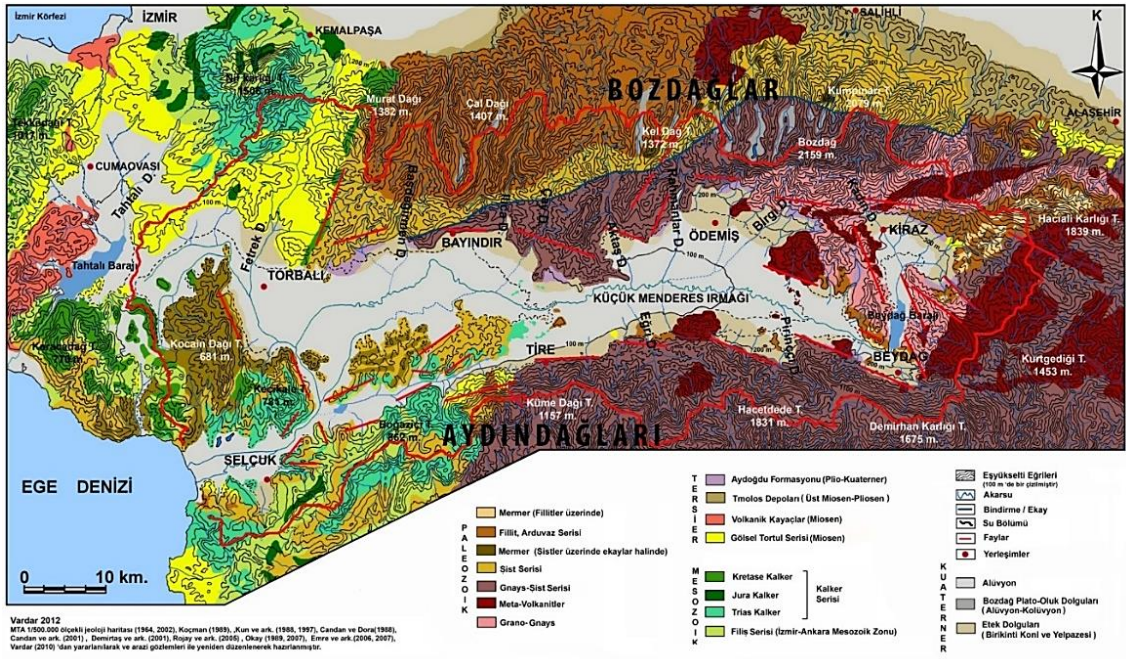
Kaynaklar

- Altınbaş, Ü. 1975. Küçük Menderes Ovası Alüvyal Topraklarında Organik Madde Miktarı ile Agregasyon İndeksi Arasındaki İlişkiler. E.O.Z.F. Yayınları No: 247, Bornova-İzmir.
- Altınbaş, Ü. 1982. Bozdağ (Ödemiş/İzmir) ve Çevresi Mikaşistleri Üzerinde Oluşmuş Asidik Kahverengi Orman Topraklarının Kil Mineralleri Bileşimi. E.O.Z.F. Yayınları No: 421, Bornova-İzmir.
- Armağan, A.M. 2011. *Osmanlı Belgelerinde Ödemiş*. Ödemiş Kent Müzesi Yayınları, 1, Ödemiş.
- Arpat, E., Bingöl, E. 1969. Ege Bölgesi Graben Sisteminin Gelişimi Üzerine Düşünceler, *M.T.A. Dergisi*, 73, 1-10.
- Bozbay, E., Kozan, A.T., Bircan, A., Ögdüm, F. 1986. Küçük Menderes Havzası'nın (batı ve orta bölümü) jeomorfolojisi. M.T.A. Rapor no 80008, Ankara.
- Boxem, H.W., Wielemaker, I.W.G. 1972. Soils of the Küçük Menderes Valley, Turkey. Agr. Üniv. Dep. Of Trop. Soil Sci., Wageningen, the Netherland.
- Branch N., Canti M., Clark P. and Turney C., 2005. *Environmental Archaeology*. Hodder Arnold Inc., London.
- Brinkmann, R., 1971. The Geology of western Anatolia. In Geology and History of Turkey. (Ed. by A.S. Campbell), 171-189, Tripoli, Libya.
- Brown, A.G. 2001. *Alluvial Geoarchaeology, Floodplain archaeology and environmental change*, Cambridge Univ. Press, UK.
- Butzer, K. W., 1982. Archaeology as Human Ecology. Cambridge: Cambridge University Press.
- Candan, O., Dora, O. 1988. Generalized geological map of the Menderes Massif, Western Turkey, Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, İzmir-Turkey.
- ÇEKÜL Birgi Projesi 2007. Çekül Vakfı KMH koruma çalışmaları Birgi projesi raporu. Çekül Çevre ve Kültür Evi, Birgi.
- Emre, T., Sözbilir, H., Tavlan, M. 2007. Menderes Masifi Orta Bölümünün Neojen Kuvaterner Stratigrafisi ve Tektoniği, Küçük Menderes Grabeni, Batı Anadolu, Menderes Masifi Kolokyumu, 5-10 Kasım, Bildiri Kitabı, 98-102, M.T.A. Genel Müd. ve TMMOB Jeo. Müh. Oda. Alsancak, İzmir.
- Erinç, S. 1955. Gediz ve Küçük Menderes Deltalarının Jeomorfolojisi. IX. Coğrafya Meslek Haftası, Tebliğler ve Konferanslar. Türk Coğrafya Kurumu Yay. 2, 33-66, İstanbul.
- French, C. 2003. Geoarchaeology in Action: Studies in Soil Micromorphology and landscape evolution.
- Goffer Z. 2007. Archaeological Chemistry, A Jhon Wiley and Sons, Inc., Publication. Second Edition, US.
- Gözenç, S., 1978. Küçük Menderes havzasında arazinin kullanılış ve sınıflandırılması, İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü yayınları, 94 (İstanbul 1978).
- Harmankaya, S., Tanındı, O. 1996. TAY - Türkiye Arkeolojik Yerleşmeleri-1: Paleolitik/Epipaleolitik, Ege Yayınları, Takım ISBN 975-807-003-7, Cilt ISBN 975-807-004-5, İstanbul.
- Harmankaya, S., Tanındı O., Özbaşaran, M., 1997. TAY - Türkiye Arkeolojik Yerleşmeleri-2: Neolitik, Ege Yayınları, Takım ISBN 975-807-003-7, Cilt ISBN 975-807-010-X, İstanbul.
- Harmankaya, S., Tanındı, O., Özbaşaran, M. 1998. TAY - Türkiye Arkeolojik Yerleşmeleri-3: Kalkolitik, Ege Yayınları, Takım ISBN 975-807-003-7, Cilt ISBN 975-807-019-3, İstanbul.
- Harmankaya, S., Erdoğan, B. 2002. TAY - Türkiye Arkeolojik Yerleşmeleri-4a/4b: İlk Tunç Çağı, TASK Vakfı Yayınları, Takım ISBN 975-6637-08-0, Cilt ISBN 975-6637-09-9, İstanbul.
- Hinsbergen D.J.V. 2010. A key extensional metamorphic complex reviewed and restored: The Menderes Massif of western Turkey, Earth-Science Reviews 102 (2010) 60–76, Elsevier.
- Holliday, V. 2004. Soils in archaeological research. Oxford University Press.
- İzdar, E. 1971. Introduction to geology and metamorphism of Menderes Massif of Westren Turkey. In Geology and History of Turkey. Ed. By. A.S. Campbell. S.495-500, Tripoli. Libya.
- Kayan, İ. 1996. Yeni Yaklaşımlarla Türkiye'nin Pliyo-Kuaterner Paleocoğrafyası, "21. Yüzyıla Doğru Türkiye" Sempozyumu, A. Ü. Dil ve Tarih Coğrafya Fakültesi, Ankara.
- Kayan, İ. 1999a. Alluvial Geomorphology of the Küçük menderes plains and geo-archaeological interpretations on sites of Ephesos. Atken des Symposium Wien 1995. Archaeologische Forschungen Band 1. p. 373-379. Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenchaften, ISBN 3-7001-2732-4.
- Kayan, İ. 1999b. Kemalpaşa Çevresinde Geçmişten Günümüze Arazi Kullanımı ve Günümüzdeki Sorunlar, Kemalpaşa Kültür ve Çevre Sempozyumu, İzmir.

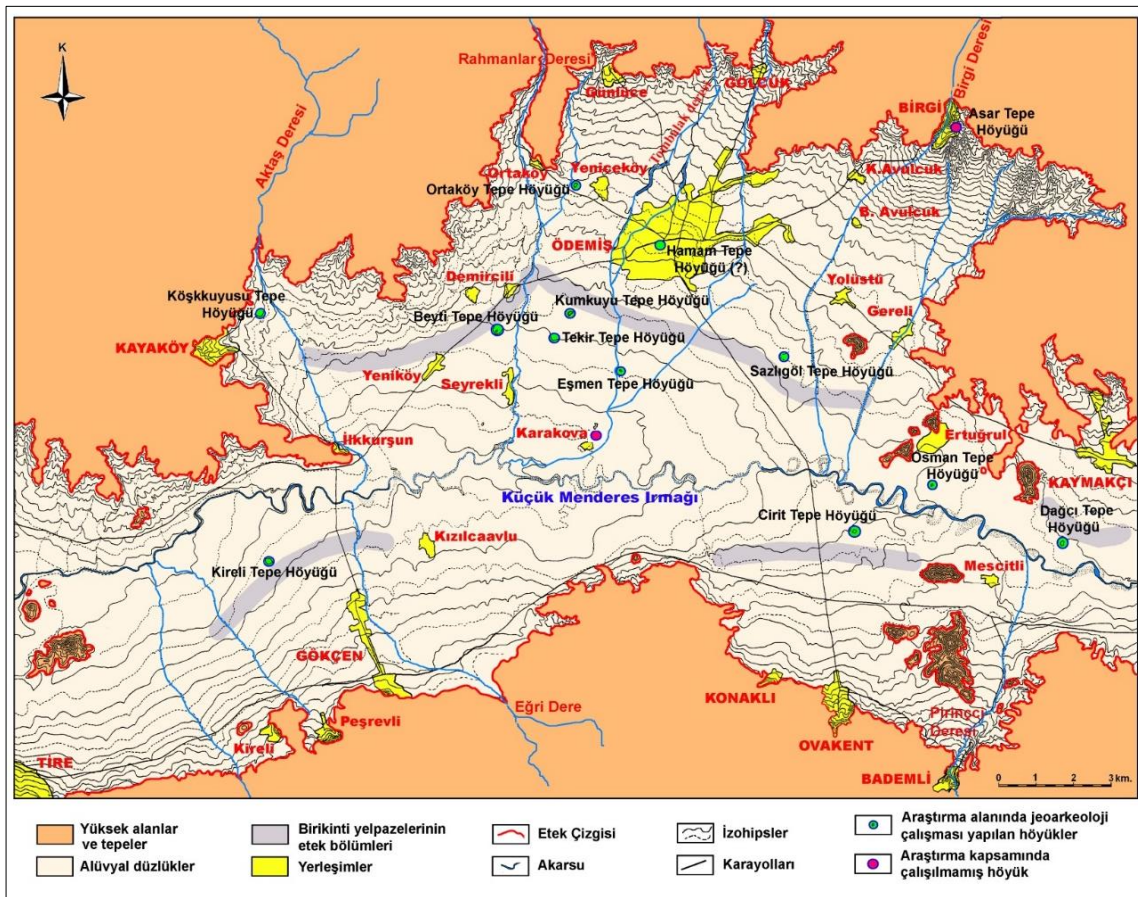
- Kayan, İ. 2002. Arkeoloji, Jeoloji, Coğrafya Yeni Bir Yaklaşım: Jeoarkeoloji. *Toplumsal Tarih*, 18, 101.
- Koçman, A. 1989. *Uygulamalı Fiziki Coğrafya Çalışmaları ve İzmir-Bozdağlar Yöresi Üzerine Araştırmalar*, Ege Üniv. Edb. Fak. Yayınları No: 49, İzmir.
- Lajunen, L.H.J., Peramaki, P. 2004. Spectrochemical Analysis by Atomic Absorption and Emission, 2nd Edition, Published by The Royal Society of Chemistry, Thomas Graham House, Science Park, Milton Road, Cambridge CB4 0WF, UK.
- Mandel, R.D. 2000. *Geoarchaeology in the Great Plains*, by the University of Oklahoma Press. US.
- Meriç, R. 2009. Das Hinterland Von Ephesos. Archäologisch-Topographische Forschungen im Kaystros-Tal, Ergänzungshefte Zu Den Jahresheften Des Österreichischen Archäologischen Institutes, Heft 12, Wien.
- Pollard, M., Batt, C., Stern, B., Young, S.M.M. 2007. Analytical Chemistry in Archaeology, Published in the United States of America by Cambridge University Press, New York.
- Rapp, JR., G., Hill, C.L. 1998. *Geoarchaeology: the earth-science approach to archaeological interpretation*. New Haven: Yale University Press.
- Rojay, B., Toprak, V., Demirci, C., Süzen, L. 2005. Pliyo-Quaternary evolution of the Küçük Menderes Graben outhwestern Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta* 18 (3-4), 317–331.
- Shackley, M.S. 2011. X-Ray Fluorescence Spectrometry (XRF) in Geoarchaeology. Springer New York Dordrecht Heidelberg London.
- Sevin, V., Sevin N.A., Çetin, S. 2013. *Neikaia, unutulmuş bir antik kent*. Ödemiş Müzesi Yayın No:1, Ödemiş.
- Vardar, S., Sarıöz, E. 2006. Torbalı Ovasının Kuzey ve Güney Kesimlerinin Alüvyal Gelişimi ve Doğal Ortam Değişmelerine Etkileri, *Ekoloji Dergisi*, 15 (60), 55-64.
- Vardar, S. 2015. *Küçük Menderes Havzası Doğu Bölümünde Paleocoğrafya Araştırmaları, Ödemiş Ovasında Jeoarkeolojik Değerlendirmeler*. İzmir Büyükşehir Belediyesi Kent Kitaplığı, 107, İzmir.
- Waters, M.R. 1992. Principles of Geoarchaeology: A North American Perspective. Tucson: The University of Arizona Press.
- Weiner, S. 2010. Human Interactions with the Geosphere Microarchaeology, Beyond The Visible Archaeological Record, Cambridge University Press The Edinburgh Building, Cambridge CB2 8RU, UK
- Wilson, L. 2011. Human Interactions with the Geosphere: The Geoarchaeological Perspective, Published by The Geological Society, London.
- Yavuz, B.G. 2007. Ödemiş'in Tarihi, Efe Ofset Matbaacılık, Ödemiş.
- Sözlü Görüşme ve İfadeler**
- Derin, Z. 21.02.2011. Ege Üniversitesi Ebebiyat Fakültesi Arkeoloji Bölümü, İzmir.
- Doğer, E. 22.02.2011. Ege Üniversitesi Ebebiyat Fakültesi Arkeoloji Bölümü, İzmir.



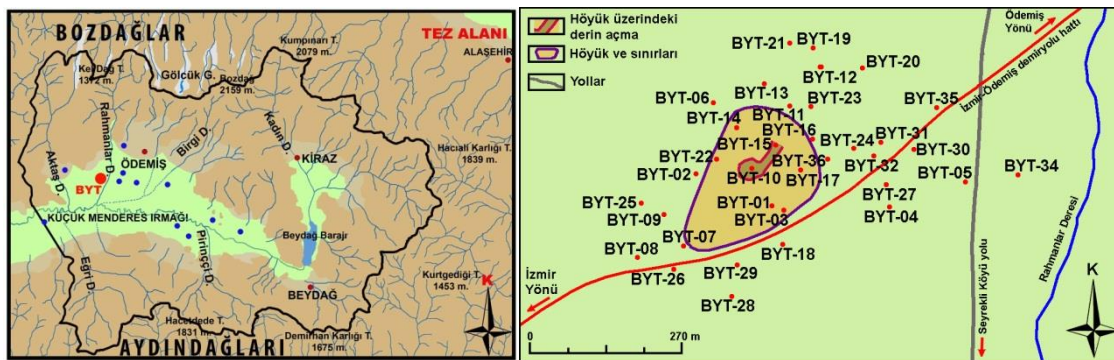
Şekil 1. Küçük Menderes Havzası ve Ödemiş Ovası.



Şekil 2. Küçük Menderes Havzası ve Ödemiş Ovası çevresinin jeoloji haritası.



Şekil 3. Ödemiş ovası höyükleri



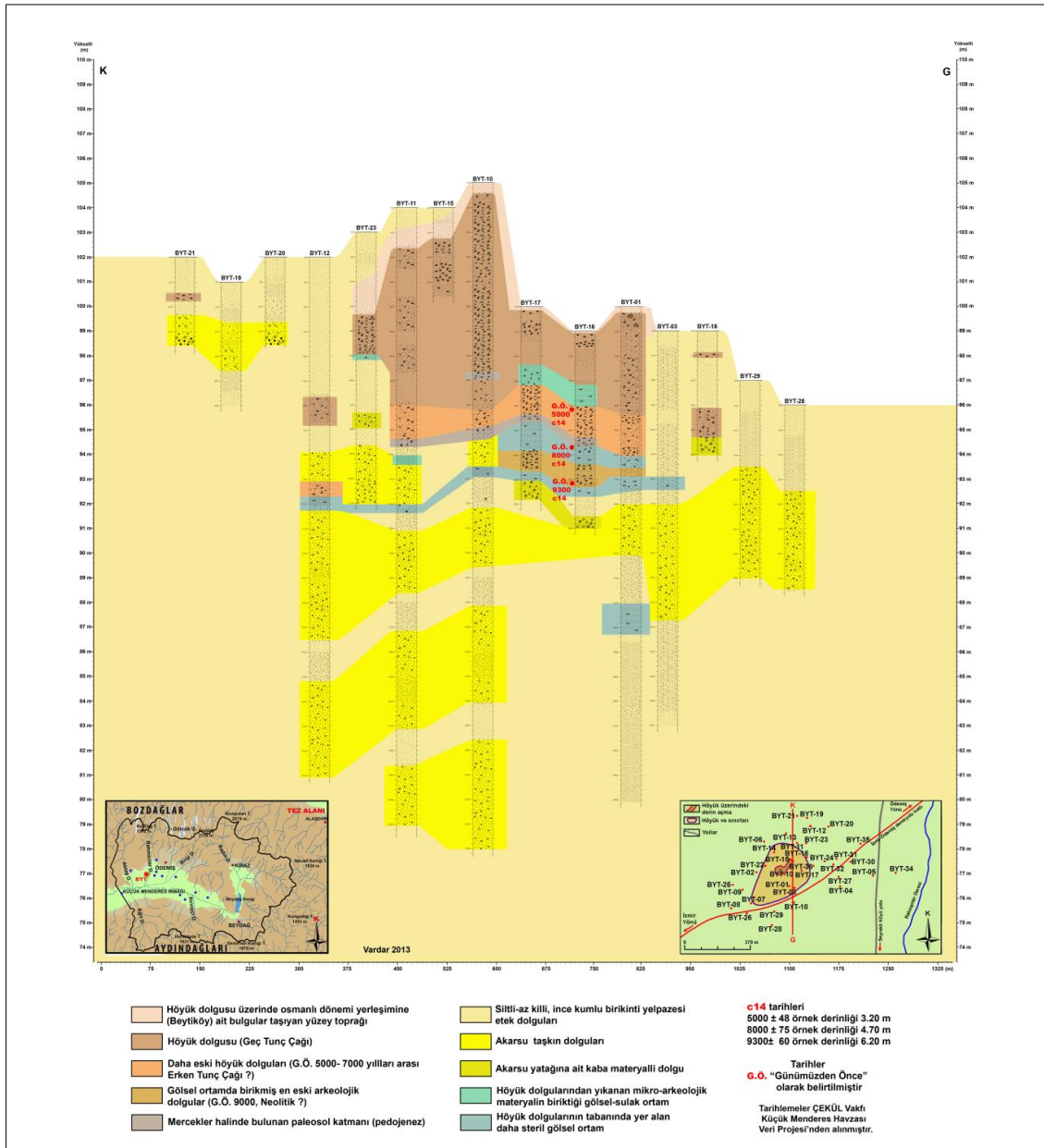
Şekil 4. Beyti tepe höyüğünün yeri.



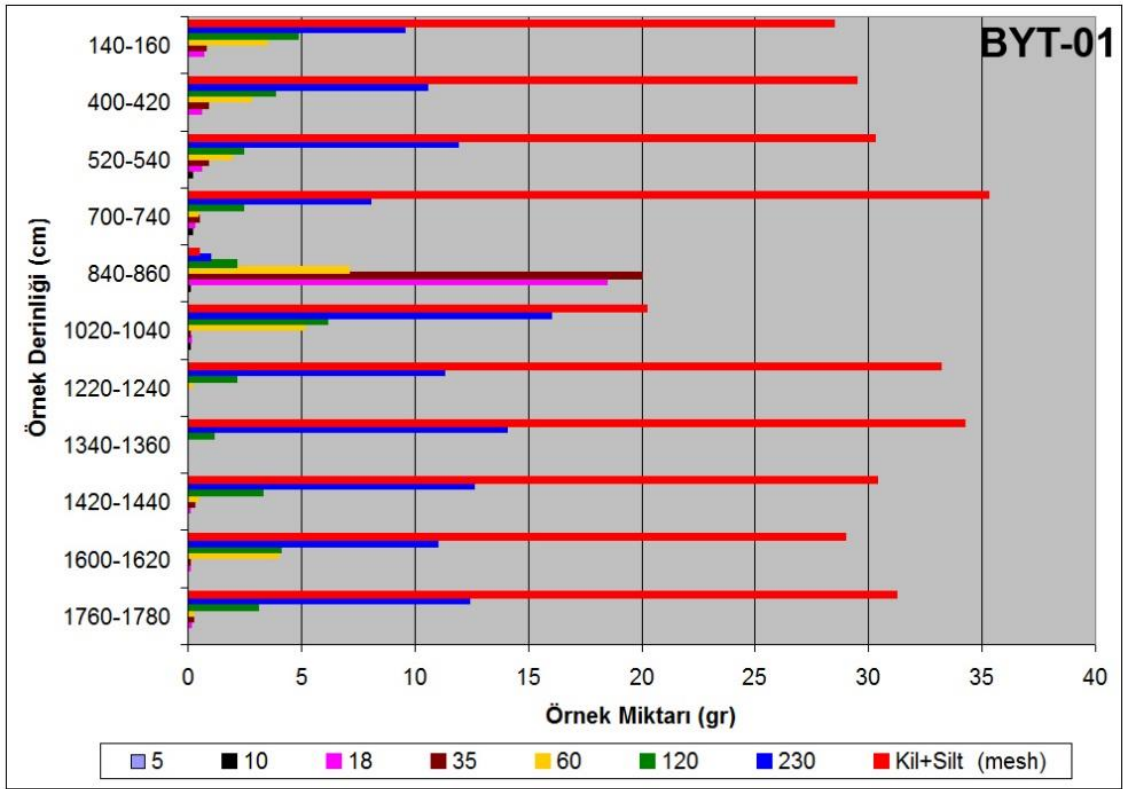
Şekil 5. Beyti tepe höyüğü sondajlarının yerleri.

Tablo 1: Beyti tepe höyüğü sondajlarının konum bilgileri.

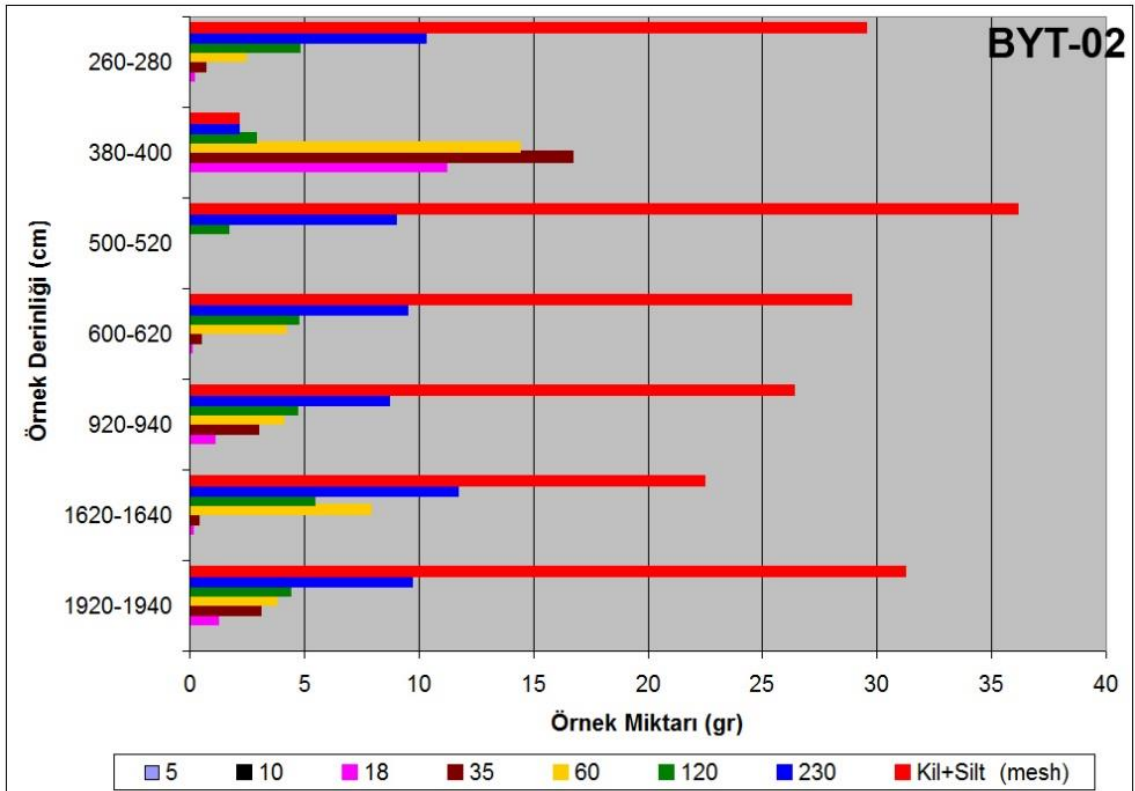
BYT-01: 38° 12' 18.68" K, 27° 54' 48.93" D	BYT-19: 38° 12' 27.35" K, 27° 54' 50.95" D
BYT-02: 38° 12' 19.83" K, 27° 54' 43.14" D	BYT-20: 38° 12' 27.03" K, 27° 54' 54.90" D
BYT-03: 38° 12' 18.09" K, 27° 54' 49.74" D	BYT-21: 38° 12' 27.61" K, 27° 54' 49.41" D
BYT-04: 38° 12' 18.77" K, 27° 54' 57.26" D	BYT-22: 38° 12' 20.97" K, 27° 54' 44.68" D
BYT-05: 38° 12' 20.49" K, 27° 55' 02.58" D	BYT-23: 38° 12' 24.60" K, 27° 54' 51.19" D
BYT-06: 38° 12' 23.88" K, 27° 54' 44.08" D	BYT-24: 38° 12' 21.93" K, 27° 54' 54.40" D
BYT-07: 38° 12' 15.71" K, 27° 54' 42.66" D	BYT-25: 38° 12' 17.87" K, 27° 54' 39.43" D
BYT-08: 38° 12' 14.78" K, 27° 54' 39.38" D	BYT-26: 38° 12' 14.37" K, 27° 54' 42.09" D
BYT-09: 38° 12' 17.41" K, 27° 54' 41.07" D	BYT-27: 38° 12' 20.01" K, 27° 54' 56.90" D
BYT-10: 38° 12' 20.34" K, 27° 54' 47.18" D	BYT-28: 38° 12' 13.08" K, 27° 54' 46.42" D
BYT-11: 38° 12' 23.97" K, 27° 54' 49.56" D	BYT-29: 38° 12' 14.84" K, 27° 54' 46.67" D
BYT-12: 38° 12' 26.31" K, 27° 54' 51.48" D	BYT-30: 38° 12' 22.15" K, 27° 54' 58.66" D
BYT-13: 38° 12' 25.18" K, 27° 54' 47.65" D	BYT-31: 38° 12' 22.33" K, 27° 54' 56.27" D
BYT-14: 38° 12' 22.56" K, 27° 54' 45.91" D	BYT-32: 38° 12' 21.58" K, 27° 54' 55.86" D
BYT-15: 38° 12' 21.74" K, 27° 54' 48.78" D	BYT-33: 38° 12' 19.52" K, 27° 54' 51.80" D
BYT-16: 38° 12' 22.31" K, 27° 54' 51.36" D	BYT-34: 38° 12' 21.11" K, 27° 55' 06.34" D
BYT-17: 38° 12' 20.43" K, 27° 54' 50.68" D	BYT-35: 38° 12' 24.46" K, 27° 55' 00.12" D
BYT-18: 38° 12' 16.23" K, 27° 54' 49.81" D	BYT-36: 38° 12' 21.17" K, 27° 54' 52.55" D



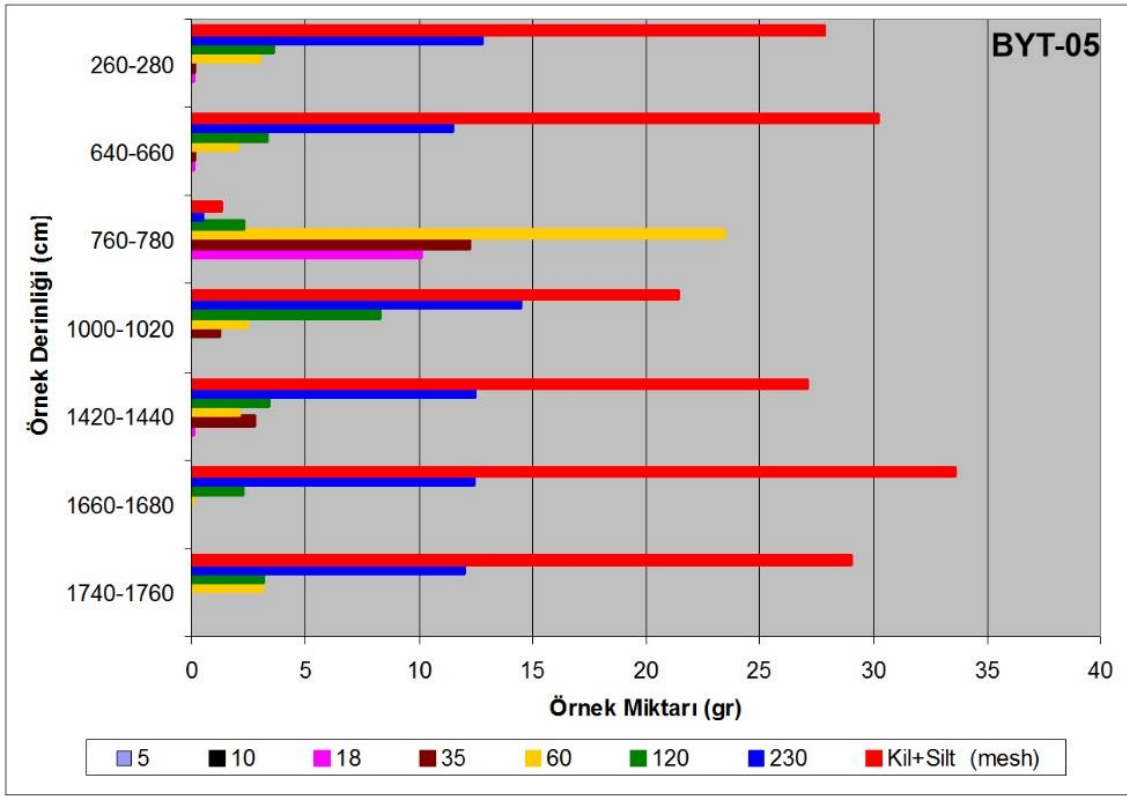
Şekil 7. Beytepe höyüğü K-G Kesiti.



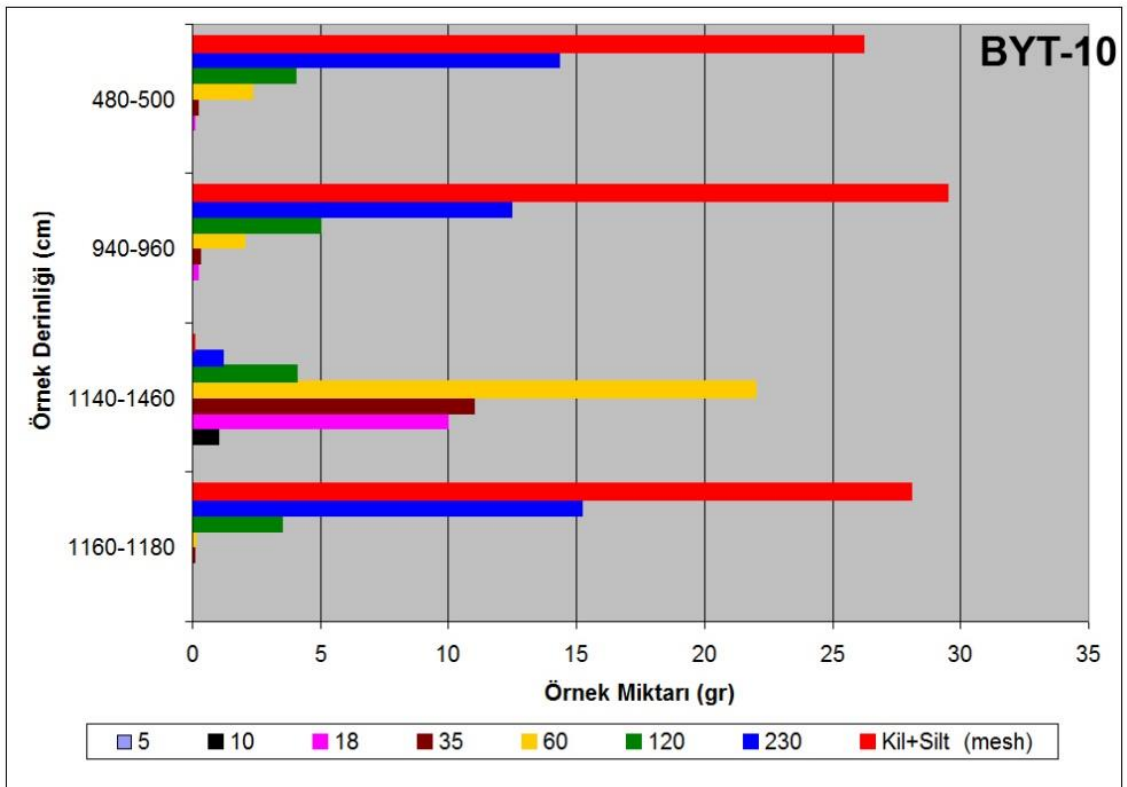
Şekil 8. BYT-01 sondajının tane boyu analizi grafiği.



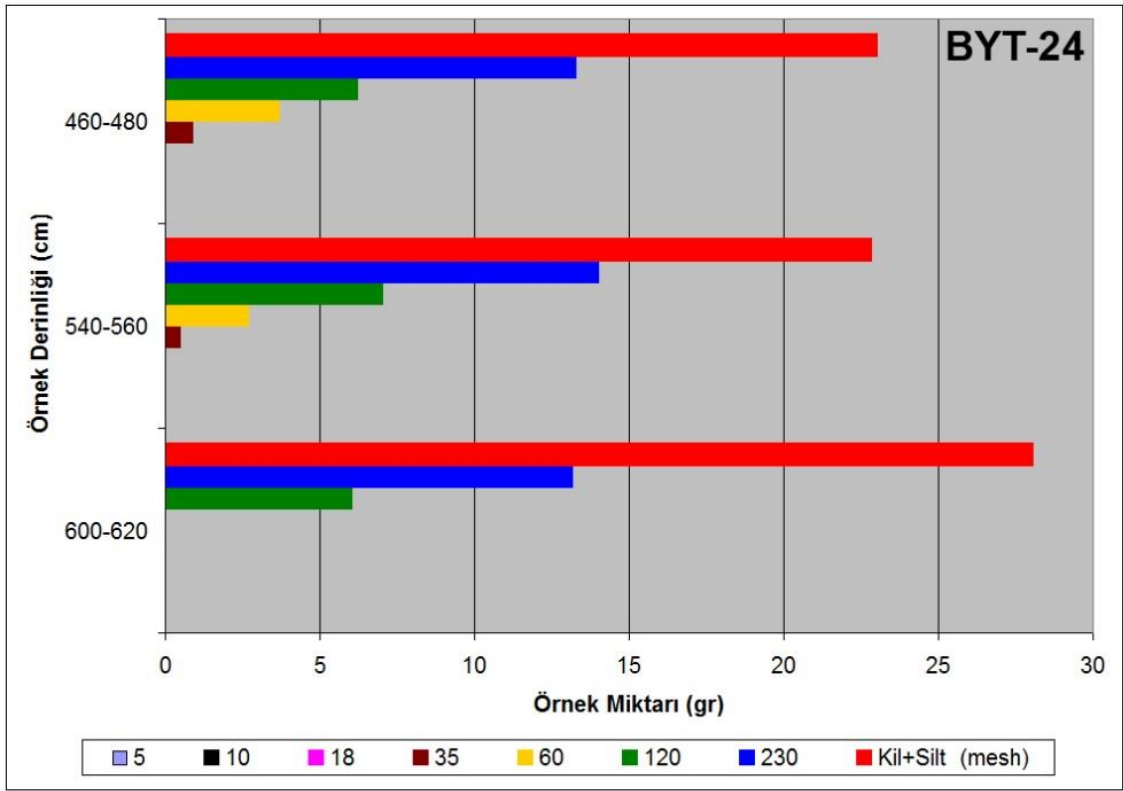
Şekil 9. BYT-02 sondajının tane boyu analizi grafiği.



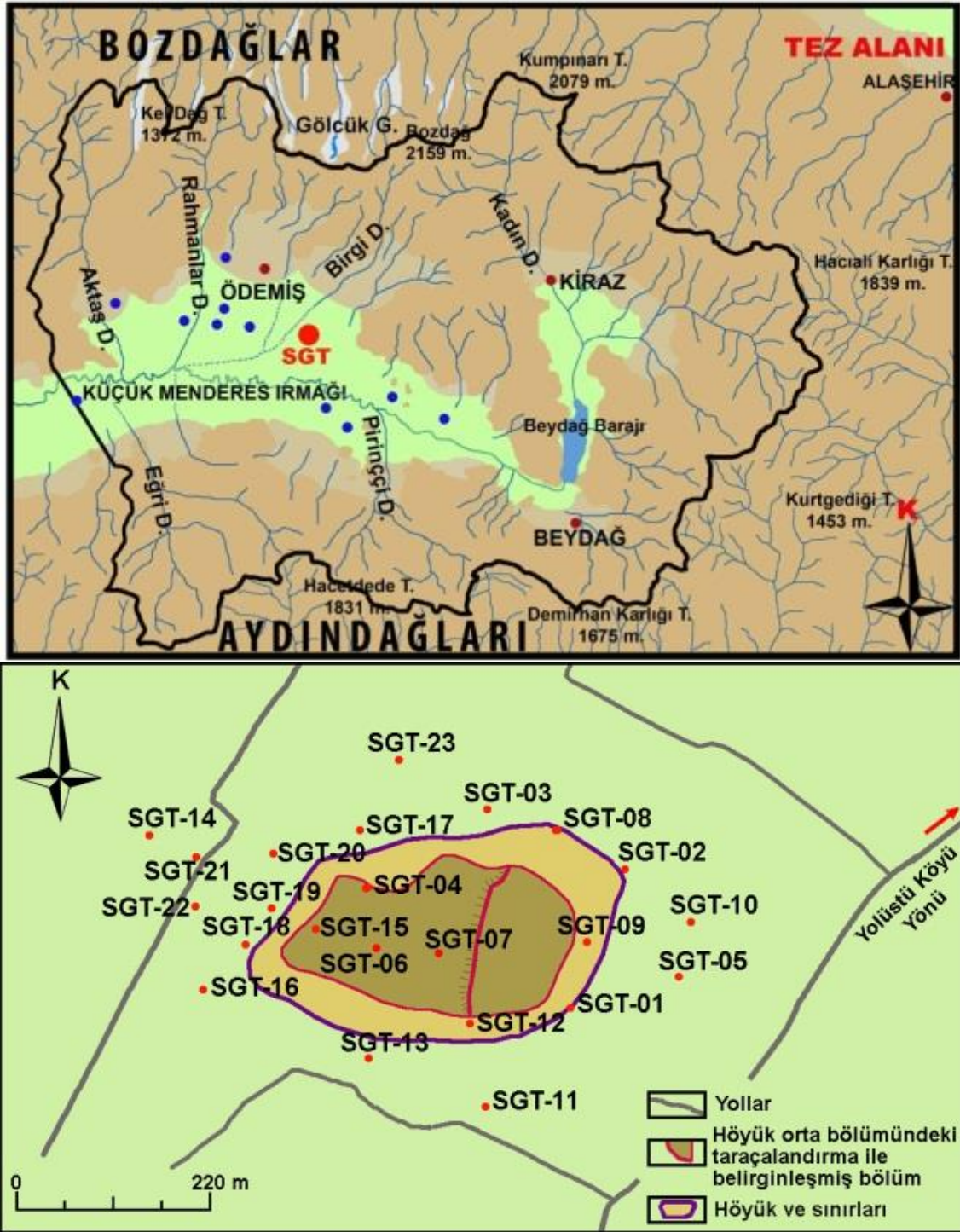
Şekil 10. BYT-05 sondajının tane boyu analizi grafiği.



Şekil 11. BYT-10 sondajının tane boyu analizi grafiği.



Şekil 12. BYT-24 sondajının tane boyu analizi grafiği.



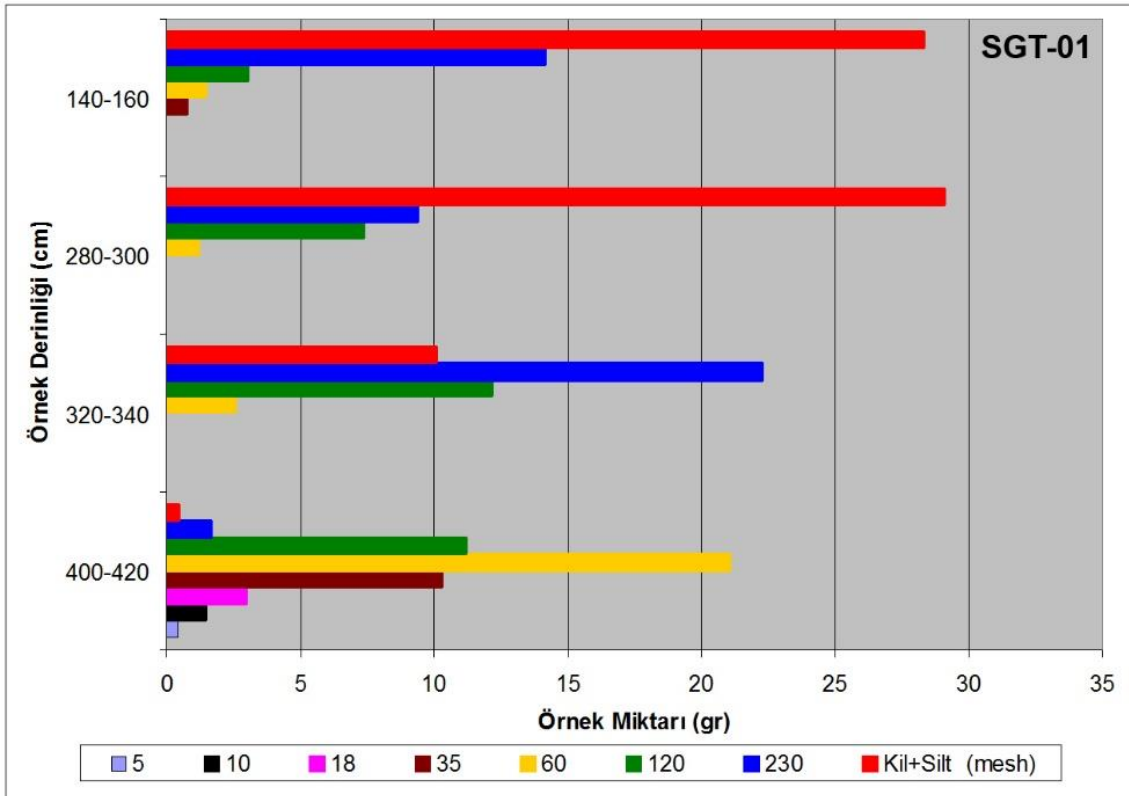
Şekil 13. Sazlıgöl tepe höyüğü'nün yeri.



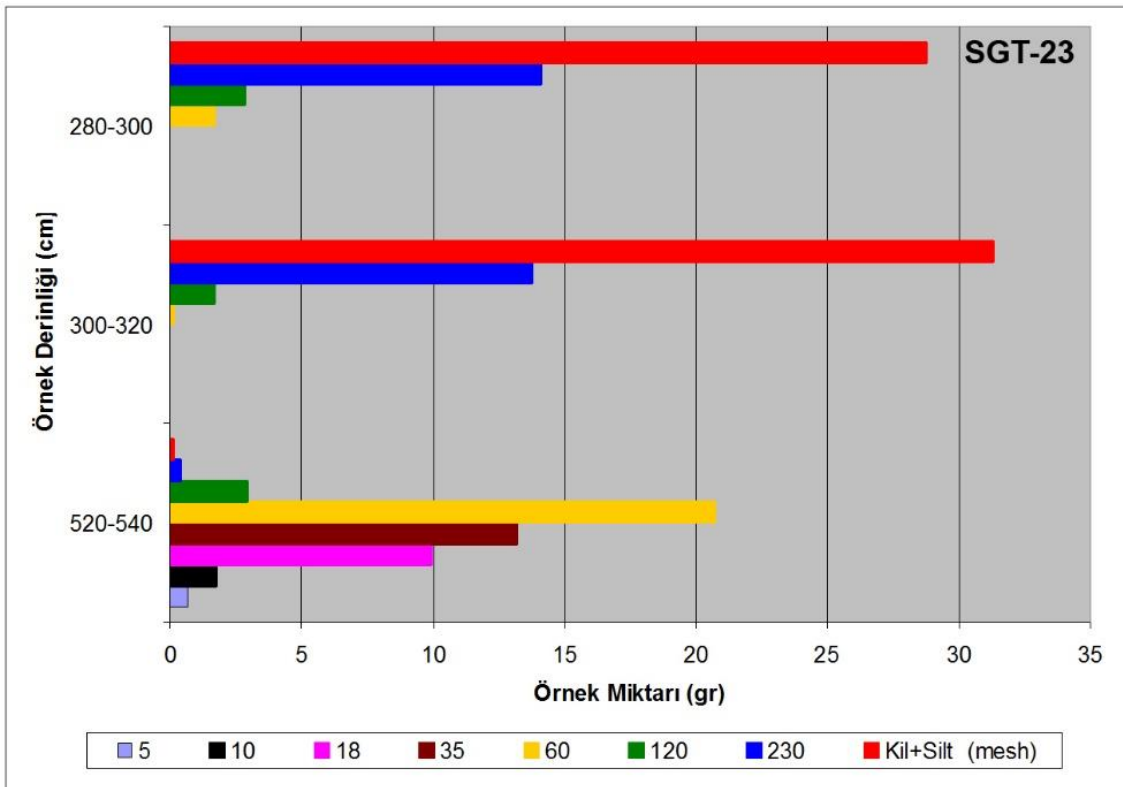
Şekil 14. Sazlıgöl tepe höyüğü sondajlarının yerleri.

Tablo 2: Sazlıgöl tepe höyüğü sondajlarının konum bilgileri.

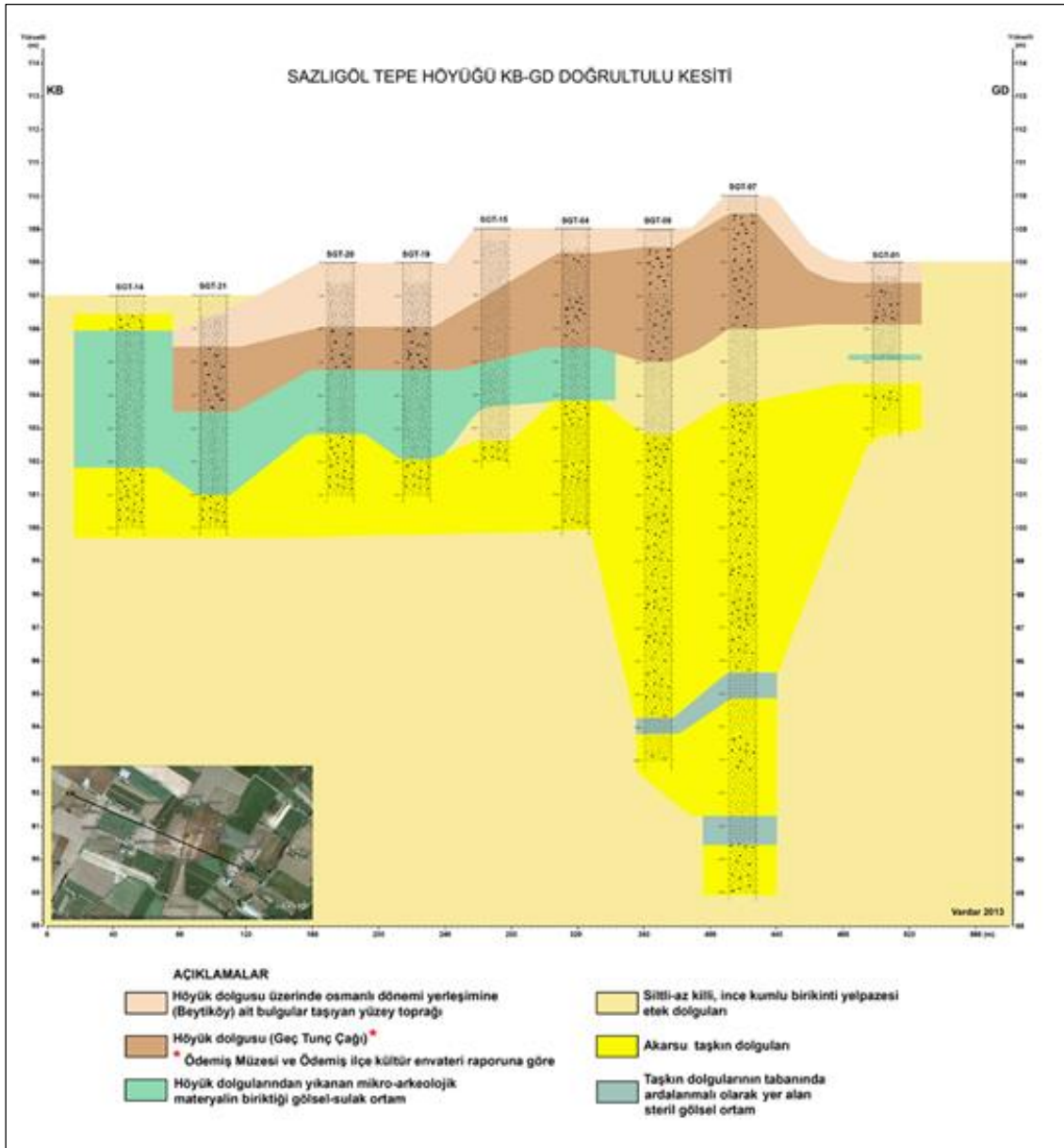
SGT-01: 38° 11' 42.78" K, 28° 00' 29.91" D	SGT-13: 38° 11' 44.11" K, 28° 00' 25.80" D
SGT-02: 38° 11' 49.77" K, 28° 00' 25.46" D	SGT-14: 38° 11' 47.82" K, 28° 00' 09.93" D
SGT-03: 38° 11' 49.63" K, 28° 00' 25.45" D	SGT-15: 38° 11' 44.87" K, 28° 00' 17.92" D
SGT-04: 38° 11' 46.51" K, 28° 00' 25.15" D	SGT-16: 38° 11' 42.29" K, 28° 00' 12.87" D
SGT-05: 38° 11' 44.14" K, 28° 00' 34.70" D	SGT-17: 38° 11' 48.56" K, 28° 00' 19.64" D
SGT-06: 38° 11' 44.11" K, 28° 00' 25.80" D	SGT-18: 38° 11' 44.03" K, 28° 00' 14.65" D
SGT-07: 38° 11' 44.05" K, 28° 00' 23.35" D	SGT-19: 38° 11' 45.46" K, 28° 00' 15.86" D
SGT-08: 38° 11' 49.10" K, 28° 00' 28.70" D	SGT-20: 38° 11' 47.49" K, 28° 00' 15.72" D
SGT-09: 38° 11' 45.09" K, 28° 00' 30.45" D	SGT-21: 38° 11' 47.07" K, 28° 00' 12.22" D
SGT-10: 38° 11' 44.11" K, 28° 00' 25.80" D	SGT-22: 38° 11' 45.23" K, 28° 00' 12.17" D
SGT-11: 38° 11' 45.98" K, 28° 00' 35.13" D	SGT-23: 38° 11' 51.13" K, 28° 00' 21.15" D
SGT-12: 38° 11' 38.84" K, 28° 00' 28.38" D	



Şekil 15. SGT-01 sondajının tane boyu analizi grafiği.



Şekil 16. SGT-23 sondajının tane boyu analizi grafiği.



Şekil 17. Sazlıgöl höyüğü KB-GD Kesiti.

YAZAR BİLGİLERİ

Sefa AK

Jeomorfoloj/CBS Uzmanı
İçişleri Bakanlığı, Anıttepe Kampüsü,
Ankara/Türkiye.
E-mail: jeosefaak@gmail.com
Orcid ID: 0000-0002-9692-2629

Öznur AKDEMİR

Tekirdağ Namık Kemal Üniversitesi
Sosyal Bilimler Enstitüsü,
Coğrafya Anabilim Dalı,
Tekirdağ/Türkiye.
E-mail: akdemiroznur17@gmail.com
Orcid ID: 0000-0003-0664-7721

Doç. Dr. Ebru AKKÖPRÜ

Akdeniz Üniversitesi
Edebiyat Fakültesi,
Coğrafya Bölümü,
Antalya/Türkiye.
E-mail: ebruakkopru@akdeniz.edu.tr
Orcid ID: 0000-0001-8751-7771

Doç. Dr. Murat ATAOL

Çankırı Karatekin Üniversitesi
İnsan ve Toplum Bilimleri Fakültesi,
Coğrafya Bölümü,
Çankırı/Türkiye.
E-mail: murat.ataol@gmail.com
Orcid ID: 0000-0002-3213-0972

Doç. Dr. Olgu AYDIN

Ankara Üniversitesi
Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi,
Coğrafya Bölümü,
Ankara/Türkiye.
E-mail: oaydin@ankara.edu.tr
Orcid ID: 0000-0001-8220-6384

Prof. Dr. İhsan ÇİÇEK

Ankara Üniversitesi
Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi,
Coğrafya Bölümü,
Ankara/Türkiye.
E-mail: ihcicek@ankara.edu.tr
Orcid ID: 0000-0002-9000-2805

Zerrin DEMİRÖRS

Meteoroloji Genel Müdürlüğü
3. Bölge Müdürü,
Eskişehir/Türkiye.
E-mail: zerrindemirors@gmail.com
Orcid ID: 0000-0002-3138-2481

Doç. Dr. Celalettin DURAN

Kastamonu Üniversitesi
İnsan ve Toplum Bilimleri Fakültesi,
Coğrafya Bölümü,
Kastamonu/Türkiye.
E-mail: cduran@kastamonu.edu.tr
Orcid ID: 0000-0002-6864-5564

Prof. Dr. Uğur DOĞAN

Ankara Üniversitesi
Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi,
Coğrafya Bölümü,
Ankara/Türkiye.
E-mail: geoankara@gmail.com
Orcid ID: 0000-0002-1300-3484

Prof. Dr. Ali Fuat DOĞU

Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi
Edebiyat Fakültesi,
Coğrafya Bölümü (Emekli),
Van/Türkiye.
E-mail: dogu@yyu.edu.tr
Orcid ID: 0000-0002-6104-3915

Şerife GÖKAYDIN

Akdeniz Üniversitesi
Sosyal Bilimler Enstitüsü,
Coğrafya Anabilim Dalı,
Antalya/Türkiye.
E-mail: serifegokaydin@outlook.com
Orcid ID: 0009-0008-9915-227X

Doç. Dr. Rifat İLHAN

İzmir Katip Çelebi Üniversitesi
Sosyal ve Beşeri Bilimler Fakültesi,
Coğrafya Bölümü,
İzmir/Türkiye.
E-mail: rifat.ilhan@ikc.edu.tr
Orcid ID: 0000-0001-8392-9349

Dr. Hatice KILAR

Sakarya Üniversitesi
İnsan ve Toplum Bilimleri Fakültesi,
Coğrafya Bölümü,
Sakarya/Türkiye.
E-mail: hkilar@sakarya.edu.tr
Orcid ID: 0000-0002-2423-4712

Dr. Öğr. Üyesi Aylin KARADAŞ

Ege Üniversitesi
Edebiyat Fakültesi,
Coğrafya Bölümü,
İzmir/Türkiye.
E-mail: aylin.karadas@ege.edu.tr
Orcid ID: 0000-0002-3845-3246

Prof. Dr. Murat KARABULUT

Kahramanmaraş Sütçü İmam Üniversitesi
İnsan ve Toplum Bilimleri Fakültesi,
Coğrafya Bölümü,
Kahramanmaraş/Türkiye.
E-mail: mkarabulutksu@gmail.com
Orcid ID: 0000-0002-1456-6908

Prof. Dr. Sabri KARADOĞAN

Dicle Üniversitesi
Ziya Gökalp Eğitim Fakültesi,
Coğrafya Eğitimi Anabilim Dalı,
Diyarbakır/Türkiye.
E-mail: skaradogan@dicle.edu.tr
Orcid ID: 0000-0002-0680-5745

Dr. Öğr. Üyesi Ebubekir KARAKOCA

Bilecik Şeyh Edebali Üniversitesi
İnsan ve Toplum Bilimleri Fakültesi,
Coğrafya Bölümü,
Bilecik/Türkiye.
E-mail: ebubekir.karakoca@bilecik.edu.tr
Orcid ID: 0000-0002-6454-2082

Dr. Öğr. Üyesi M. Tahir KAVAK

Dicle Üniversitesi
Ziya Gökalp Eğitim Fakültesi,
Fizik Eğitimi Anabilim Dalı,
Diyarbakır/ Türkiye.
E-mail: mtkavak@gmail.com
Orcid ID: 0000-0002-3059-7915

Şeyma KAYALI

Tekirdağ Namık Kemal Üniversitesi
Sosyal Bilimler Enstitüsü,
Coğrafya Anabilim Dalı,
Tekirdağ/Türkiye.
E-mail: seymakayali18@gmail.com
Orcid ID: 0000-0003-1176-7568

Hüsna KAZI

Kahramanmaraş Sütçü İmam Üniversitesi
Sosyal Bilimler Enstitüsü,
Coğrafya Anabilim Dalı,
Kahramanmaraş/Türkiye.
E-mail: husnakazi35@gmail.com
Orcid ID: 0000-0002-3742-7329

Prof. Dr. İlhan KAYAN

Ege Üniversitesi
Edebiyat Fakültesi,
Coğrafya Bölümü,
İzmir/Türkiye.
E-mail: ilhankayan11@gmail.com
Orcid ID: 0000-0002-8623-4101

Seda KOCA

Bilecik Şeyh Edebali Üniversitesi
Lisansüstü Eğitim Enstitüsü,
Coğrafya Anabilim Dalı,
Bilecik/Türkiye.
E-mail: sedakoca125@gmail.com
Orcid ID: 0000 0001 5616 6729

Prof. Dr. Catherine KUZUCUOĞLU

Paris 1 Üniversitesi ve CNRS, LGP (Fiziki
Coğrafya Laboratuvarı), UMR 8591, 1 Place
A. Briand, 92195,
Meudon Cedex, France.
E-mail: catherine.kuzucuoglu@cnrsbellevue.fr
Orcid ID: 0000-0002-0235-0704

Doç. Dr. Serpil MENTEŞE

Bilecik Şeyh Edebali Üniversitesi
İnsan ve Toplum Bilimleri Fakültesi,
Coğrafya Bölümü,
Bilecik/Türkiye.
E-mail: serpil.mentese@bilecik.edu.tr
Orcid ID: 0000 0002 9805 532X

Prof. Dr. M. Kirami ÖLGEN
Ege Üniversitesi
Edebiyat Fakültesi,
Coğrafya Bölümü,
İzmir/Türkiye.
E-mail: kirami.olgen@ege.edu.tr
Orcid ID: 0000-0002-6938-4482

Prof. Dr. Ertuğ ÖNER
Ege Üniversitesi
Edebiyat Fakültesi,
Coğrafya Bölümü,
İzmir/Türkiye.
E-mail: ertugoner03@gmail.com
Orcid ID: 0000-0002-9712-5277

Prof. Dr. Emre ÖZŞAHİN
Tekirdağ Namık Kemal Üniversitesi
Fen Edebiyat Fakültesi,
Coğrafya Bölümü,
Tekirdağ/Türkiye.
E-mail: eozsahin@nku.edu.tr
Orcid ID: 0000-0001-8169-6908

Dr. Öğr. Üyesi Serkan SABANCI
Siirt Üniversitesi
Fen-Edebiyat Fakültesi,
Coğrafya Bölümü,
Siirt/Türkiye.
E-mail: sabanciserkan@gmail.com
Orcid ID: 0009-0002-6008-5213

Nesretullah SATAR
Alaşehir Fen Lisesi
Coğrafya Öğretmeni,
Manisa/ Türkiye.
E-mail: nusretsatar@gmail.com
Orcid ID: 0009-0005-3418-9627

Dr. Mutlu SEVEN
Lem Eğitim Kurumları
Coğrafya Öğretmeni,
Adana/Türkiye.
E-mail: mutlu.svn01@gmail.com
Orcid ID: 0000-0002-6016-9655

Dr. Öğr. Üyesi Belgin SOL
Siirt Üniversitesi
Fen-Edebiyat Fakültesi,
Coğrafya Bölümü,
Siirt/Türkiye.
E-mail: belgin.sol@siirt.edu.tr
Orcid ID: 0000-0002-6623-7903

Doç. Dr. Mesut ŞİMŞEK
Hatay Mustafa Kemal Üniversitesi
Fen Edebiyat Fakültesi,
Coğrafya Bölümü,
Hatay/Türkiye.
E-mail: msimsek371@gmail.com
Orcid ID: 0000-0002-4678-4336

Prof. Dr. Mehmet TEKOC AK
Selçuk Üniversitesi
Edebiyat Fakültesi,
Arkeoloji Bölümü,
Konya/Türkiye.
E-mail: mtekocak@selcuk.edu.tr
Orcid ID: 0000-0002-6923-4230

Prof. Dr. Saadettin TONBUL
Fırat Üniversitesi
İnsan ve Toplum Bilimleri Fakültesi,
Coğrafya Bölümü,
Elazığ/Türkiye.
E-mail: stonbul@firat.edu.tr
Orcid ID: 0000-0001-5383-8091

Prof. Dr. Necla TÜRKOĞLU
Ankara Üniversitesi
Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi,
Coğrafya Bölümü,
Ankara/Türkiye.
E-mail: nturkoglu@ankara.edu.tr
Orcid ID: 0000-0003-3885-1495

Doç. Dr. Levent UNCU
Bilecik Şeyh Edebali Üniversitesi
İnsan ve Toplum Bilimleri Fakültesi,
Coğrafya Bölümü,
Bilecik/Türkiye.
E-mail: levent.uncu@bilecik.edu.tr
Orcid ID: 0000-0002-3908-1157

Doç. Dr. Mustafa UTLU

Burdur Mehmet Akif Ersoy Üniversitesi
Fen Edebiyat Fakültesi,
Coğrafya Bölümü,
Burdur/Türkiye.
E-mail: utlumus@gmail.com
Orcid ID: 0000-0002-7508-4478

Doç. Dr. Serdar VARDAR

İzmir Kâtip Çelebi Üniversitesi
Sosyal ve Beşeri Bilimler Fakültesi,
Coğrafya Bölümü,
İzmir/Türkiye.
E-mail: serdarvardar@yahoo.com
Orcid ID: 0000-0002-8448-9290

Dr. Öğr. Üyesi Hurşit YETMEN

Harran Üniversitesi
Fen Edebiyat Fakültesi,
Coğrafya Bölümü,
Şanlıurfa/Türkiye.
E-mail: hyetmen@gmail.com
Orcid ID: 0000-0003-4164-6951

Doç. Dr. Erkan YILMAZ

Ankara Üniversitesi
Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi,
Coğrafya Bölümü,
Ankara/Türkiye.
E-mail: eryilmaz@ankara.edu.tr
Orcid ID: 0000-0002-3821-3648

Arş. Gör. Nami YURTSEVEN

İzmir Bakırçay Üniversitesi
İnsan ve Toplum Bilimleri Fakültesi,
Coğrafya Bölümü,
İzmir/Türkiye.
E-mail: nami.yurtseven@bakircay.edu.tr
Orcid ID: 0000-0001-7345-9988



E-ISBN: 978-605-338-474-8

