



AKDENİZ ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ



Ahmet Rasimcan ÖZTÜRKER

GEDİZ GRABENİ NİFDAĞI SEGMENTİNİN TEKTONİK JEOMORFOLOJİSİ ve
PALEOSİSMOLOJİSİ

Coğrafya Anabilim Dalı
Yüksek Lisans Tezi

Antalya, 2025



AKDENİZ ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ



Ahmet Rasimcan ÖZTÜRKER

GEDİZ GRABENİ NİFDAĞI SEGMENTİNİN TEKTONİK JEOMORFOLOJİSİ ve
PALEOSİSMOLOJİSİ

Danışman

Dr. Öğr. Üyesi Çağlar ÇAKIR

Coğrafya Anabilim Dalı

Yüksek Lisans Tezi

Antalya, 2025

T.C.
Akdeniz Üniversitesi
Sosyal Bilimler Enstitüsü Müdürlüğüne,

Ahmet Rasimcan ÖZTÜRKER'in bu çalışması, jürimiz tarafından COĞRAFYA Anabilim Dalı Doktora Programı tezi olarak kabul edilmiştir.

Başkan : Prof. Dr. Tuncer DEMİR (İmza)

Üye (Danışman) : Dr. Öğr. Üyesi Çağlar ÇAKIR (İmza)

Üye : Dr. Öğr. Üyesi Mustafa AVCIOĞLU (İmza)

Üye : (İmza)

Üye : (İmza)

Tez Başlığı: Gediz Grabeni Nifdağı Segmentinin Tektonik Jeomorfolojisi ve Paleosismolojisi
--

Onay: Yukarıdaki imzaların, adı geçen öğretim üyelerine ait olduğunu onaylarım.

Tez Savunma Tarihi : 17/10/2025

Mezuniyet Tarihi : 20/11/2025

AKADEMİK BEYAN

Doktora Tezi/Yüksek Lisans Tezi/Dönem Projesi olarak sunduğum “GEDİZ GRABENİ NİFDAĞI SEGMENTİNİN TEKTONİK JEOMORFOLOJİSİ ve PALEOSİSMOLOJİSİ” adlı bu çalışmanın, akademik kural ve etik değerlere uygun bir biçimde tarafımdan yazıldığını, yararlandığım bütün eserlerin kaynakçada gösterildiğini ve çalışma içerisinde bu eserlere atıf yapıldığını belirtir; bunu şerefimle doğrularım.

(imza)

Ahmet Rasimcan

ÖZTÜRKER



T.C.
AKDENİZ ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ



10 / 10 / 2025

TEZ ÇALIŞMASI ORJİNALLİK RAPORU BEYAN BELGESİ

Öğrenci Bilgileri	
Adı-Soyadı	Ahmet Rasimcan ÖZTÜRKER
Öğrenci Numarası	202252064003
Anabilim Dalı	Coğrafya
Programı	Tezli Yüksek Lisans
Danışman Öğretim Üyesi Bilgileri	
Unvanı, Adı-Soyadı	Dr. Öğr. Üyesi Çağlar ÇAKIR
Doktora Tez/Yüksek Lisans Tez/Dönem Projesi Başlığı	GEDİZ GRABENİ NİFDAĞI SEGMENTİNİN TEKTONİK JEOMORFOLOJİSİ ve PALEOSİSMOLOJİSİ
Turnitin Bilgileri	
Ödev Numarası	2817963149
Rapor Tarihi	17/11/2025
Benzerlik Oranı	Alıntılar hariç: %5 Alıntılar dahil: %6
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ MÜDÜRLÜĞÜNE, Yukarıda bilgileri bulunan öğrenciye ait tez çalışmasının a) Kapak sayfası, b) Giriş, c) Ana Bölümler ve d) Sonuç kısımlarından oluşan toplam 90 sayfalık kısmına ilişkin olarak Turnitin adlı intihal tespit programından Sosyal Bilimler Enstitüsü Tez Çalışması Orijinallik Raporu Alınması ve Kullanılması Uygulama Esaslarında belirlenen filtrelemeler uygulanarak yukarıdaki detayları verilen ve ekte sunulan rapor alınmıştır. Danışman tarafından uygun olan seçenek işaretlenmelidir: (☒) Benzerlik oranları belirlenen limitleri aşmıyor ise: Yukarıda yer alan beyanın ve ekte sunulan Tez Çalışması Orijinallik Raporunun doğruluğunu onaylarım. (☐) Benzerlik oranları belirlenen limitleri aşıyor, ancak tez/dönem projesi danışmanı intihal yapılmadığı kanısında ise: Yukarıda yer alan beyanın ve ekte sunulan Tez Çalışması Orijinallik Raporunun doğruluğunu onaylar ve Uygulama Esaslarında öngörülen yüzdelik sınırlarının aşılmasına karşın, aşağıda belirtilen gerekçe ile intihal yapılmadığı kanısında olduğumu beyan ederim.	
Gerekçe:	
Benzerlik taraması yukarıda verilen ölçütlere uygun olarak tarafımda yapılmıştır. İlgili tezin orijinallik raporunun uygun olduğunu beyan ederim.	
Danışman Öğretim Üyesi Dr. Öğr. Üyesi Çağlar ÇAKIR İmza	

İÇİNDEKİLER

ŞEKİLLER LİSTESİ	v
KISALTMALAR LİSTESİ	viii
ÖZET	ixi
SUMMARY	ix
ÖNSÖZ	x
GİRİŞ	1

BİRİNCİ BÖLÜM

BÖLGE HAKKINDA YAPILAN ÖNCEKİ ÇALIŞMALARI

1.1. Gediz Grabeni'nin Neotektonik Evrimi ve Sismotektonik Özellikleri	4
1.2. Batı Anadolu'da Gediz Grabeni'nin Konumu ve Jeodinamik Önemi	4
1.3. Gediz Grabeninin Jeolojik Evrimi ve Asimetrik Yapısı	5
1.4. Aktif Faylar, Segmentasyon ve Morfolojik Özellikler	6
1.5. Nifdağı Segmentine Yönelik Önceki Çalışmalar	9
1.6. Paleosismolojik Bulgular ve Deprem Tarihçesi	9
1.7. Türkiye'de Paleosismoloji Uygulamaları ve TÜRKPAP	12
1.7.1. Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Paleosismoloji Çalışmaları Örnekleri	13
1.7.2. Doğu Anadolu Fayı (DAF) ve Segmentler	14
1.7.3. Orta ve Güneybatı Anadolu Fayları	14
1.8. Güncel Deformasyon, Sismik Boşluklar ve Deprem Riski	15
1.9. Jeodezik ve Morfometrik Analizlerin Aktif Faylarla İlişkisi	17
1.10. Literatürdeki Boşluk ve Bu Tezin Katkısı	18

İKİNCİ BÖLÜM

MATERYAL VE YÖNTEM

2.1. Veri Kaynakları	20
----------------------------	----

2.1.1 Uzaktan Algılama Verileri.....	20
2.1.1.1. Radar tabanlı sayısal yükseklik modelleri (DEM'ler).....	20
2.1.1.2. LiDAR verileri (Yersel ve UAV tabanlı)	21
2.1.1.3. Ortofotolar ve hava fotoğrafları.....	23
2.1.2. Kartografik ve Jeolojik Veriler.....	23
2.1.2.1. Topografik haritalar	23
2.1.2.2. Jeoloji ve diri fay haritaları.....	24
2.2. Kullanılan Yazılım ve Donanımlar	24
2.3. Ön Arazi Planlaması ve Hazırlık	24
2.4. Paleosismoloji Yöntemi.....	25
2.4.1. Hendek Yeri Belirleme	25
2.4.2. Hendek Açma ve Temizleme Süreci	30
2.4.3. Stratigrafik Belgeleme ve Log Hazırlama	32
2.4.4. Numune Alımı	32
2.4.5. Kinematik Ölçümler ve Stres Analizi.....	32

ÜÇÜNCÜ BÖLÜM

ARAŞTIRMA ALANI

3.1. Coğrafi Konum ve İdari Sınırlar.....	33
3.1.1. Bölgesel Konum ve Topografik Ortam	33
3.1.2. Segmentin Başlama ve Bitiş Noktaları	35
3.1.3. Segment Boyunca Yerleşim Birimleri.....	37
3.1.4. İdari Sınırlar ve Yerleşim Riskleri.....	38
3.1.5. Coğrafi Çevre ve Ulaşım Bağlantıları	40
3.2. İklim Özellikleri ve Bitki Örtüsü.....	41
3.2.1. İklim Karakteristiği	41
3.2.2. Sıcaklık ve Yağış Rejimi	42
3.2.3. Nem ve rüzgâr.....	42

3.2.4. Doğal Bitki Örtüsü ve Arazi Kullanımı.....	43
3.2.5. Tarımsal Faaliyetler ve İnsan Etkisi	43
3.2.6. İklim ve Bitki Örtüsünün Jeomorfik Etkileri.....	44
3.3. Jeoloji ve Stratigrafi	44
3.3.1. Üst Miyosen – Kızılırmak Formasyonu (Çakıлтаşı–Kumтаşı–Kiltaşı Dizisi).....	46
3.3.2. Orta Miyosen – Karapınar Formasyonu (Kireçтаşı–Marn–Kiltaşı–Kumтаşı)	47
3.3.3. Alt Miyosen – Kumartaş Formasyonu (Konglomera–Kumтаşı–Kiltaşı).....	47
3.3.4. Üst Triyas – Karakoçaş Formasyonu (Dolomit)	47
3.3.5. Alt Jura – Lias Kireçтаşı	48
3.3.6. Üst Kretase – Alt Paleosen – Apa Formasyonu (Sığ Deniz – Kıtasal Klastikler)....	49
3.3.7. Orta Miyosen – Hayriye Formasyonu (Konglomera–Kumтаşı–Kiltaşı Dizisi).....	50
3.3.8. Kuvaterner Alüvyon ve Kolüvyal Depolar.....	51
3.3.9. Stratigrafik İlişkilerin Yorumlanması.....	51
3.4. Aktif Tektonik Yapı ve Segment Geometrisi	51
3.5. Morfotektonik Unsurlar	53
3.5.1. Basınç Sırtları ve Sıçramalı Morfoloji.....	53
3.5.2. Eğim Kırıkları ve Blok Yükselmeleri.....	53
3.5.3. Fay Façetaları ve Üçgen Yüzeyler.....	55
3.5.4. Akarsu Sapmaları, Ötelemeler ve Flüvyal Fan Kesilmeleri	51

DÖRDÜNCÜ BÖLÜM

BULGULAR

4.1. Fay Sıçraması ve Morfolojik Gözlemler	55
4.2. Meşelik 1 Hendeği Bulguları.....	58
4.3. Karacaagaç 1 Hendeği Bulguları	62
4.4. Fay Zonundaki Yapısal İzler ve Deformasyon.....	64
4.5. Kinematik Analiz ve Fay Geometrisi	67
4.6. Mikrotopografya ve Rölyef Harita Bulguları	67

SONUÇ ve ÖNERİLER.....	69
KAYNAKÇA.....	72
ÖZGEÇMİŞ.....	78



ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 1.1 Çalışma Sahası Lokasyon Haritası ve Kabartı Haritası.....	2
Şekil 1.2 Ege Bölgesi aletsel dönem depremleri dağılışı haritası (KRDAE, 2025; AFAD, 2025)	10
Şekil 2.1. Meşelik hendeği mikrotopografya haritası.....	21
Şekil 2.2. Karaca ağaç hendeği mikrotopografya haritası	22
Şekil 2.3. Karaca ağaç Hendeği Lidar ile Mikrotopografya Haritası Üretme Aşaması	22
Şekil 2.4. Yersel Lidar.....	23
Şekil 2.5. Havalimanının yaklaşık 3 km doğusu	26
Şekil 2.6. Hendeğin Açılacağı Yerin Belirlenmesi (A), Hendeğin Açılma Hazırlığı (B)	27
Şekil 2.7. Meşelik Hendeğinin Açılacağı Lokasyon (A), Meşelik Hendeğinin Açılma Aşaması (B).....	28
Şekil 2.8. Havalimanının yaklaşık 2.5 km doğusu.	29
Şekil 2.9. Karaca ağaç Hendeği Lokasyonu	30
Şekil 2.10. Meşelik hendeği kazı süreci.	31
Şekil 2.11. Meşelik Hendeği Duvarlarının Temizlenme Aşaması (A), Girdleme Öncesi Ölçüm İşlemleri (B).....	31
Şekil 3.1. Vişneli Köyü 500m kuzey batısı	34
Şekil 3.2. Vişneli Köyü.	35
Şekil 3.3. Karaca ağaç Köyü Yaklaşık 1,5 Kilometre Batısı (A), Karaca ağaç Köyü 500 Metre Kuzey Doğusu.	36
Şekil 3.4. Nifdağı Segmenti Karaca ağaç-1 Hendeği Batı Duvarı	37
Şekil 3.5. Meşelik hendeği lokasyonu genel görünüş.	38
Şekil 3.6. Vişneli köyü yaklaşık 200m batısı	39
Şekil 3.7. Kırıklar köyü	40
Şekil 3.8. Çalışma sahası jeoloji haritası	45
Şekil 3.9. Çalışma sahası jeoloji kesiti	46
Şekil 3.10. Çalışma sahası üç boyutlu kesit modeli.	46
Şekil 3.11. Havalimanı 2 km doğusu.....	48
Şekil 3.12. Karaca ağaç köyü 700m kuzey doğusu.	49
Şekil 3.13. Doğancılar köyü 1km kuzeyi.	50
Şekil 3.14. Vişneli Köyü 500m kuzey batısı	52
Şekil 3.15. Vişneli köyü 300m kuzeyi.....	54

Şekil 3.16. Fay sarplığı	54
Şekil 4.1. Fayın Karacağaç ve Kırıklar Köyünde Bulunan Sıçrama ile Meydana Gelmiş Basınç Sırtı..	56
Şekil 4.2. Karacağaç Köyünün 1 Kilometre Doğusunda Bulunan Eğim Kırıklığı (A), Eğim Kırığı Boyunca Değişen Jeolojik Birim Farkı.....	57
Şekil 4.3. Meşelik hendeği 1	59
Şekil 4.4. Nifdağı Segmenti Meşelik-1 Hendeği Doğu Duvarı.....	60
Şekil 4.5. Meşelik hendeği 2.	61
Şekil 4.6. Hendek inceleme aşaması.	62
Şekil 4.7. Nifdağı Segmenti Karacağaç-1 Hendeği Batı Duvarı	63
Şekil 4.8. Meşelik Hendeğinde Gözlemlenen Deformasyon Zonu 1.	65
Şekil 4.9. Meşelik Hendeğinde Gözlemlenen Deformasyon Zonu 2	65
Şekil 4.10. Karacağaç Hendeğinde Gözlemlenen Deformasyon Zonu.	66
Şekil 4.11. Nifdağı Segmenti Kinematik ölçümleri.	67
Şekil 4.12. Nifdağı Segmenti Kırmızı Rölyef Haritası.....	68
Şekil 5.1. Fay üzerine inşa edilmiş yeni yapılar.	70
Şekil 5.2. Fay üzerine inşa edilmiş istinat duvarı.	71

TABLÖLAR LİSTESİ

Tablo 3.1 Tablo 3.1 İzmir ili demografik tablosu (Tük 2024)	39
Tablo 3.2 İzmir ili ortalama sıcaklık değerleri (MGM, 2025),.....	41



KISALTMALAR LİSTESİ

MTA	:Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
TÜRKPA	:Türkiye Paleosismoloji Araştırmaları Projesi
GNSS	:Global Navigation Satellite System (Küresel Konumlama Uydu Sistemi)
LIDAR	:Light Detection and Ranging
DEM	:Digital Elevation Model (Sayısal Yükseklik Modeli)
OSB	:Organize Sanayi Bölgesi
SRTM	:Shuttle Radar Topography Mission
ALOS	:Advanced Land Observing Satellite
PALSAR	:Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar
GIS	:Geographic Information System
ArcGIS	:Environmental Systems Research Institute – GIS Yazılımı
SAGA GIS	:System for Automated Geoscientific Analyses
C14	:Karbon-14 (Radyokarbon) Tarihleme
OSL	:Optically Stimulated Luminescence (Optik Uyarmalı Lüminesans)
USGS	:United States Geological Survey
YB	:Yer Bilimleri

ÖZET

Bu tez çalışması, Gediz Grabeni'nin güneybatı kenarında yer alan ve daha önce detaylı olarak incelenmemiş olan Nifdağı segmentinin tektonik jeomorfolojisi ve paleosismolojik özelliklerini ortaya koymayı amaçlamaktadır. Çalışma, T.C. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) koordinasyonunda yürütülen Türkiye Paleosismoloji Araştırmaları Projesi (TÜRKPAAP) 2024 yılı faaliyetleri kapsamında gerçekleştirilmiştir.

Yaklaşık 13 km uzunluğa sahip olan segment, sağ yanal doğrultu atımlı karakterde olup, 65–70° GD eğimli bir fay düzlemi boyunca uzanmakta; bu doğrultu boyunca eğim kırığı ve fay façetası gibi tektonik jeomorfolojik yapılarla birlikte özellikle Karacaagaç ve Kırıklar köyleri arasında fayın sıçraması ile meydana gelmiş basınç sırtı gözlemlenmektedir. Segment boyunca fay kontrollü akarsu ağları ve flüvyal fanların kesilmesi gibi morfolojik göstergeler belgelenmiştir.

Karacaagaç Köyü'nde açılan iki hendek çalışmasında stratigrafik kesintiler, fay düzlemi, ezilmiş zon ve çiçek yapısı gibi faylanma izleri gözlemlenmiştir. Karacaagaç hendeğinden alınan OSL sonuçları neticesinde (15 ± 1) geç pleistosen'de bir deprem tespit edilmiştir. Meşelik hendeğinde ise (3 ± 1) geç holosen'de yüzey kırığı oluşturmuş bir deprem tespit edilmiştir. Çalışmada FaultKin yazılımı ile kinematik çözümler üretilmiş; mikrotopografi, LIDAR ve uzaktan algılama verileri ArcGIS, SAGA GIS ve CorelDRAW yazılımları ile değerlendirilmiştir.

Segmentin, İzmir ve çevresindeki yerleşim ve sanayi alanları açısından önemli bir deprem riski taşıdığı görülmüştür.

Anahtar Kelimeler: Aktif Tektonik; Tektonik Jeomorfoloji; Paleosismoloji; Nifdağı Segmenti; Gediz Grabeni

SUMMARY

TECTONIC GEOMORPHOLOGY AND PALEOSEISMOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE NİFDAĞI SEGMENT IN THE EASTERN PART OF İZMİR

This thesis aims to reveal the tectonic geomorphology and paleoseismological characteristics of the Nif Dağı segment, located on the southwestern margin of the Gediz Graben and previously not examined in detail. The study was carried out within the scope of the 2024 activities of the Türkiye Paleoseismology Research Project (TÜRKPA), coordinated by the General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA) of the Republic of Türkiye.

The segment, approximately 13 km in length, is characterized by right-lateral strike-slip motion and extends along a fault plane dipping 65–70° SE. Along this strike, tectonic geomorphological structures such as fault scarps and fault facets are observed, and particularly between the villages of Karacağağaç and Kırıklar, a pressure ridge formed by fault stepping has been documented. Morphological indicators such as fault-controlled drainage networks and the truncation of fluvial fans have also been identified along the segment.

In two trench excavations opened in Karacağağaç Village, faulting evidence such as stratigraphic discontinuities, the fault plane, a crushed zone, and flower structure was observed. Based on the OSL dating results obtained from the Karacağağaç trench, an earthquake was detected in the Late Pleistocene (15 ± 1 ka). In the Meşelik trench, an earthquake that produced a surface rupture in the Late Holocene (3 ± 1 ka) was identified. In the study, kinematic solutions were generated using the FaultKin software, and microtopography, LIDAR, and remote sensing data were evaluated with ArcGIS, SAGA GIS, and CorelDRAW.

It has been determined that the segment poses a significant earthquake hazard for the residential and industrial areas of İzmir and its surroundings.

Key Words: Active Tectonics; Tectonic Geomorphology; Paleoseismology; Nifdağı Segment; Gediz Graben

TEŞEKKÜR

Bu tez çalışmasının hazırlanmasında, akademik sürecin her aşamasında bilgi birikimi, rehberliği ve yönlendirmeleriyle yolumu aydınlatan değerli danışmanım Dr. Öğr. Üyesi Çağlar ÇAKIR'a teşekkürü bir borç bilirim. Kendisinin desteği ve yapıcı katkıları, çalışmamın şekillenmesinde belirleyici olmuştur.

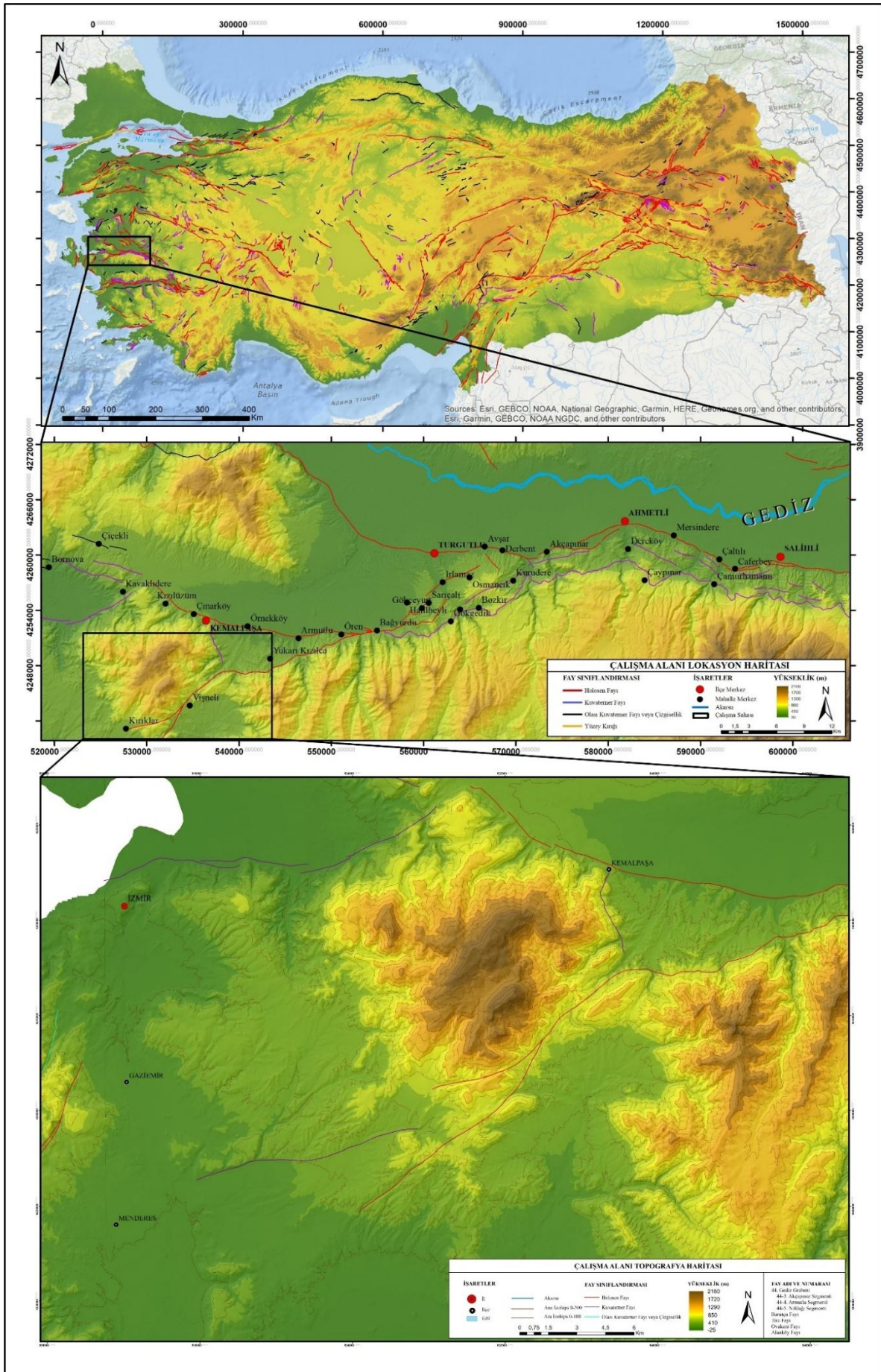
Çalışmamın temelini oluşturan arazi verilerinin elde edilmesini mümkün kılan, bu projede aktif görev almama imkân tanıyan, bana yeni bakış açıları katan ve işimi severek yapmamı sağlayan proje başkanı Hasan ELMACI başta olmak üzere, proje süresince gerek idari gerekse teknik anlamda her türlü desteği sağlayan ekip şefimiz Ersin ÖZDEMİR'e teşekkür ederim. Arazi çalışmalarında birlikte görev aldığım değerli ekip arkadaşlarım Ozan KARAYAZI, Can GÜVEN ve Ahmet BAYRAK'a da katkıları ve iş birliği için ayrıca minnettarım. Süreci benimle paylaşan Hasret Ozan AVCI, Hakan AYDOĞAN, Gözde ALTUNTAŞ, Batuhan HEKİMOĞLU ve Onur TIĞLI'ya teşekkür ederim.

Bu süreçte manevi desteğini hiçbir zaman esirgemeyen, sabır ve anlayışlarıyla her zaman yanımda olan anneme, babama, kardeşime, teyzeme, enişteme, arkadaşlarıma ve sevgilime gönülden teşekkür ederim. Onların varlığı, bu sürecin en güçlü motivasyon kaynağı olmuştur.

GİRİŞ

Batı Anadolu, dünyadaki en aktif genişleme tektoniği rejimlerinden birine sahip olup, Türkiye'nin neotektonik dönem içerisindeki en dinamik deformasyon alanlarından birini oluşturmaktadır (Bozkurt, 2001; Seyitoğlu ve Scott, 1991). Türkiye'nin genel tektonik çerçevesi, Arap levhasının kuzeye doğru ilerlemesiyle tetiklenen sıkışma sonucu gelişmiş, batıya doğru genişleyen Ege bloğu bu sıkışmanın telafisi olarak kuzey–güney yönlü bir gerilme altına girmiştir. Bu rejim altında doğu–batı uzanımlı birçok graben sistemi meydana gelmiş, bunlardan biri olan Gediz Grabeni, aktif fay segmentleri boyunca gelişen yapısıyla hem morfolojik hem de sismotektonik açıdan oldukça dikkat çekici bir alan hâline gelmiştir (Emre vd., 2018; Özalp vd., 2013).

Gediz Grabeni'nin güneybatı kenarında konumlanan Nifdağı segmenti, sağ yanal doğrultu atımlı bir fay zonunun parçası olup, yüzeyde izlenen jeomorfolojik ifadeleri, morfolojik süreksizlikleri ve jeolojik dokanakları ile dikkat çeker. Segmentin batı bölümü Kuvaterner yaşlı birimlerle ilişkiliyken, doğuya doğru Holosen yaşlı deformasyon izlerinin daha belirgin olduğu gözlemlenmektedir. Segment yaklaşık 13 km uzunluğunda olup, K65D doğrultulu ve 65–70° güneydoğuya eğimli bir fay düzlemi boyunca uzanır (Emre vd., 2018). Özellikle Karaca ağaç, Kırklar, Nazar ve Vişneli köyleri çevresinde, topoğrafik kırıklıklar, üçgen yüzeyler ve diğer morfolojik yapılar gözlemlenmiştir. Karaca ağaç Köyü'nde açılan hendek çalışmaları ile fayın geçmiş aktivitesine dair doğrudan veriler elde edilmiştir (Şekil 1.1).



Şekil 1.1 Çalışma Sahası Lokasyon Haritası ve Kabartı Haritası

Yaklaşık 7 ay süren arazi gözlemleri sırasında, yüzeydeki fay izleri, fay sıçramaları, anakaya–çökelsel birim dokanakları, eğim kırıkları, basınç sırtları ve fay façetaları detaylı biçimde belgelenmiştir. Fay boyunca iki ayrı hendek açılmış, stratigrafik ilişkiler incelenmiş ve FaultKin 7.7 (Marrett ve Allmendinger, 1990; Allmendinger vd., 2012) yazılımı kullanılarak kinematik analizler yapılmıştır. Drone görüntüleri ve yersel LIDAR teknolojisi ile yüksek çözünürlüklü mikrotopografik haritalar üretilmiş, ArcGIS 10.8, SAGA GIS ve CorelDRAW yazılımları ile analizler gerçekleştirilmiştir.

Bu tez çalışması, Gediz Grabeni içerisinde yer alan Nifdağı segmentinin hem tektonik jeomorfolojik özelliklerini, hem de paleosismolojik karakterini ortaya koymayı amaçlamaktadır. Özellikle segmentin kestiği jeolojik birimlerin dağılımı, yüzeydeki deformasyon yapıları ve geçmiş depremlere ait izler, bu çalışmanın temel veri setini oluşturmuştur. Hendek alanlarında gözlemlenen deformasyon yüzeyleri ve stratigrafik süreksizlikler, fayın tarihsel dönem içerisinde en az birden fazla yüzey kırığı oluşturan deprem ürettiğine dair kanıt sunmaktadır.

Nifdağı segmenti, sadece jeolojik olarak değil; aynı zamanda sosyoekonomik olarak da önem arz etmektedir. Fay zonunun yakın çevresinde, İzmir iline bağlı Kemalpaşa OSB, Bağyurdu OSB ve Turgutlu OSB gibi sanayi açısından yüksek yoğunluklu yerleşim alanları yer almakta; ayrıca Adnan Menderes Havalimanı ve bölgedeki ana ulaşım hatları fay zonuna yakın geçmektedir. Bu durum, segmentte meydana gelebilecek bir depremin ciddi ekonomik ve beşerî kayıplara neden olabileceğini ortaya koymaktadır. Bu nedenle çalışmanın çıktıları, yalnızca bilimsel bir katkı olarak değil, aynı zamanda afet riski azaltımı ve bölgesel planlama açısından da stratejik öneme sahiptir.

Sonuç olarak bu tez, aktif tektonik ve paleosismoloji temelli saha gözlemlerini sentezleyen, literatürde sınırlı incelenmiş bir segmenti hem morfolojik hem de sismotektonik düzeyde değerlendiren özgün bir çalışma olma niteliğindedir. Çalışma, Gediz Grabeni'nin güneybatısındaki deformasyon karakterine dair önemli bir boşluğu doldurmakta ve gelecekte yapılacak detaylı jeokronolojik analizler için sağlam bir zemin oluşturmaktadır.

BİRİNCİ BÖLÜM

BÖLGE HAKKINDA YAPILAN ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

1.1 Gediz Grabeni'nin Neotektonik Evrimi ve Sismotektonik Özellikleri

Batı Anadolu, geç Miyosen'den günümüze etkin olan kuvvetli bir kabuk gerilmesi altında kalmış ve bu süreç sonucunda geniş bir doğu-batı yönlü graben sistemi gelişmiştir (Dewey ve Şengör, 1979; Jolivet vd., 2013). Bu graben sisteminin en önemli ögelerinden biri Gediz Grabeni'dir. Gediz Grabeni, Menderes Masifi'nin kuzey kenarında yer alan ve Ege Bölgesi'nde kuzey-güney yönlü genişlemenin ürünü olan bir çöküntü havzasıdır. Bölgesel jeodinamik açıdan Gediz Grabeni büyük önem taşır; zira, Büyük Menderes ve Küçük Menderes grabenleri ile birlikte Batı Anadolu'nun güncel tektonik şeklini belirleyen ana yapılarıdır (Arpat ve Bingöl, 1969; Emre vd., 2018).

1.2 Batı Anadolu'da Gediz Grabeni'nin Konumu ve Jeodinamik Önemi

Gediz Grabeni, Ege Bölgesi'nde kuzey-güney yönlü genişlemenin etkisiyle oluşan doğu-batı uzanımlı ana graben sisteminin kuzey kesiminde yer alır. Yaklaşık 140–150 km uzunluğundaki bu graben, batıda Manisa civarından başlayıp doğuda Pamukkale yönüne doğru uzanır ve Menderes Masifi'ni kuzey kenardan sınırlayan önemli bir yapısal unsurdur (Tepeuğur vd., 2006). Batı Anadolu'daki diğer büyük grabenler olan Büyük Menderes ve Küçük Menderes grabenleri ile birlikte Gediz Grabeni, bölgede geç Neojen'den beri süregelen gerilme tektoniğinin başlıca ürünlerindendir (Koçyiğit vd., 1999; Bozkurt ve Sözbilir, 2004). Bu grabenlerin oluşumu, Anadolu levhasının Afrika plakası altına dalan Helen dalma-batma zonunun geriye çekilmesine ve Arap levhasının kuzey hareketine bağlı olarak Batı Anadolu'da gelişen çekme kuvvetleriyle ilişkilendirilir (Jolivet vd., 2013). Nitekim GPS ölçümleri ve plak hareket çalışmaları, Batı Anadolu'nun günümüzde KB-GD (yaklaşık kuzeybatı-güneydoğu) doğrultuda yılda ~15 mm civarında bir genişleme hızı ile açıldığını göstermektedir (Barka ve Reilinger, 1997). Bu hızlı genişleme rejimi, Batı Anadolu'yu Anadolu'nun diğer kesimlerinden farklı kılan yoğun bir normal faylanma ve grabenleşme ile sonuçlanmıştır. Gediz Grabeni de bu bağlamda, bölgenin jeodinamiğine yön veren aktif deformasyon kuşaklarından biri olup, hem kabuk deformasyonunun dağılımını hem de bölgesel deprem potansiyelini belirleyen kilit bir rol oynamaktadır.

Jeodinamik olarak Gediz Grabeni, Ege açılma rejiminin en genç ve etkin yapılarından biri kabul edilir. Grabenin gelişimi, Menderes Masifi'nin yükselimi ve parçalanması sürecine

eşlik ederek, masifin kuzey kenarında belirgin bir yarık şeklinde ortaya çıkmıştır (Bozkurt ve Sözbilir, 2004). Böylece Gediz Grabeni, Menderes Masifi'nin çekirdek kompleksi ile akarsu örtüsünün ayrılmasında önemli bir sınır oluşturur ve metamorfik temel ile Neojen- Kuvaterner birimlerini karşı karşıya getirir. Bu özellikleriyle graben, Batı Anadolu'da devam eden kabuk incelmesinin ve kıtasal uzamanın somut bir ifadesidir. Bölgenin jeodinamik evrimi incelenirken Gediz Grabeni'nin oluşumu, yalnızca lokal bir çöküntü havzası olarak değil, aynı zamanda Akdeniz – Ege tektonik sistemindeki daha büyük ölçekli deformasyonun bir parçası olarak değerlendirilmektedir (Dewey ve Şengör, 1979; Jolivet vd., 2013). Sonuç olarak, Gediz Grabeni'nin konumu ve oluşumu, Anadolu'nun batısındaki jeolojik yapıların anlaşılması ve bölgenin deprem tehlikesinin öngörülmesi açısından hayati öneme sahiptir.

1.3 Gediz Grabeninin Jeolojik Evrimi ve Asimetrik Yapısı

Gediz Grabeni'nin jeolojik evrimi, Batı Anadolu'da geç Miyosen'de başlayan ve Kuvaterner'de hız kazanan iki evreli bir genişleme tarihine işaret eder (Koçyiğit vd., 1999; Bozkurt ve Sözbilir, 2004). İlk evre, erken-orta Miyosen'de düşük açılı normal fayların (ayrılma faylarının) etkin olduğu bir genişleme rejimiyle karakterizedir. Nitekim grabenin açılımının, bölgedeki düşük eğimli bir ayrılma fayı olan Alaşehir (Karadut) sıyrılma fayının harekete geçmesiyle başladığı belirtilmektedir (Koçyiğit vd., 1999; Şen vd., 2024). Söz konusu sıyrılma fayı, yaklaşık 0° – 30° eğimle güneye (veya KD'ye) eğimli geniş bir kırık yüzeyi olarak grabenin güney kenarı boyunca izlenir ve fay düzlemi boyunca yüzlerce metre kalınlığında bir kataklitik-milonit zonu gelişmiştir (Eski ve Sözbilir, 2024). Bu durum, ayrılma fayının uzun süreli kayma hareketleriyle üst kabuğun önemli derecede ötelenmesine yol açtığını ve Menderes Masifi'ne ait temel kayaların yer yer yüzeye yakın derinliklere yükseldiğini göstermektedir (Gessner vd., 2001b; Işık ve Tekeli, 2001a). İlk evredeki bu düşük açılı faylanma, bölgede bir çekirdek kompleks oluşumuna zemin hazırlamış ve grabenleşmenin iskeletini oluşturmuştur.

İkinci evre ise Pliyosen'den günümüze kadar süren yüksek açılı normal faylanma evresidir. Miyosen sonlarında bölgesel gerilme düzeninde meydana gelen değişimler sonucu, daha önce gelişen sıyrılma faylarının bir kısmı etkinliğini yitirmiş veya derinlere gömülmüştür (Emre ve Sözbilir, 2007). Bunun yerine dik eğimli kenar fayları etkin hale gelerek grabenin bugünkü şeklini belirlemeye başlamıştır. Gediz Grabeni'nin güney kenarında gözlenen ve güncel graben sınırını oluşturan normal faylar genellikle ~ 40 – 60° eğimlidir ve grabenin asimetrik yapısının temel nedenidir (Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Çiftçi ve Bozkurt, 2009). Bu yüksek açılı faylar, bir “yarım graben” geometrisi meydana getirecek şekilde, çoğunlukla

grabenin güney kenarında yoğunlaşmıştır (Emre, 1996; Koçyiğit vd., 1999). Sonuçta Gediz Grabeni kuzey-güney yönünde asimetrik bir profilde olup, güneyde Bozdağ Horstu boyunca dik fay diklikleri ve yüksek topoğrafik farklar görülürken, kuzey kenarı daha eğimli ve ikincil faylarla karakterize bir yapıya sahiptir. Grabenin “yarım graben” niteliği, güney kenarındaki ana faya bağlı tavan bloğu bloklarının domino tarzı geriye dönmesi ve kademeli eğimler oluşmasıyla belirginleşir (Eski ve Sözbilir, 2024). Bu yapısal asimetri, graben çökellerinin kalınlık dağılımına da yansımıştır; en kalın çökeller güney kenara yakın alanlarda (ör. Alaşehir Ovası) birikirken, kuzeye doğru sediman kalınlığı azalır. Ayrıca grabenin batıdan doğuya doğru genişliğinin değişmesi de bu evrim sürecinin bir parçasıdır. Yapılan stratigrafik ve yapısal çalışmalar, Gediz Grabeni’nin doğuya doğru gidildikçe daraldığını ve Neojen birimlerinin doğu uçlarda incelenerek sonlandığını göstermektedir (Tepeuğur vd., 2006). Daralan doğu kesimde genç (Holosen) alüvyon yelpazelerin faylı olması, grabenleşme ve aktif deformasyonun doğuya doğru gençleştiğini ve zamanla doğuya doğru kaydığını düşündürmektedir. Bu veriler ışığında, Gediz Grabeni’nde genişlemenin batıda daha önce başlayıp doğu segmentlerinde daha geç devreye girdiği, yani grabenin evriminde batıdan doğuya bir gençleşme trendi olduğu ortaya konmuştur (Koçyiğit vd., 1999; Tepeuğur vd., 2006).

1.4 Aktif Faylar, Segmentasyon ve Morfolojik Özellikler

Gediz Grabeni, farklı segmentlere ayrılmış bir aktif fay sistemi tarafından sınırlanmıştır. Grabenin ana aktif fayları, özellikle güney kenarda kesintili biçimde uzanan ve segmentlere bölünmüş olan normal faylardır. (Emre vd., 2013; Emre vd., 2018). Genel yapı, normal faylanma biçiminde olup kuzeyde ve güneyde adım adım yükselen bloklar, güneyde Gölarmara Ovası’nı sınırlamaktadır. Gölarmara Fayı’nın kuzey kanadı, Gediz Nehri’nin bir kolu olan Marmara Çayı’nı kontrol eder; güney kanadı ise büyük oranda göl ve alüvyonal ovalarla kaplıdır. Batıdan doğuya doğru, Kemalpaşa Fayı, Manisa Fayı, Akçapınar, Salihli segmenti ve Alaşehir (Sarığöl) segmenti olarak adlandırılabilen üç temel segment doğudan batıya doğru ayırt edilebilir (Emre vd., 2013). Batıda, Gediz Grabeni’nin başlangıç kesimini oluşturan Manisa Fayı yaklaşık 40–50 km uzunluğunda, D-B ila KB-GD doğrultulu bir normal fay zonudur ve grabenin batı bölümünün sınırını tanımlar. Bu fay zone, jeolojik gözlemler ve jeofizik verilerle saf normal atımlı bir karakter gösterdiği gibi, yer yer küçük doğrultu atım bileşenleri de saptanmıştır. Manisa Fayı’nın morfolojik etkisi, Spil Dağı ve Yamanlar gibi kütlelerin kuzey yamaçlarında belirgin fay diklikleri ve jeomorfolojik eşikler oluşmasıyla gözlenir. Akçapınar-Salihli kesimi, grabenin orta kısmını kontrol eden ve nispeten daha karmaşık bir yapısal geometriye sahip olan bölgedir. Bu kesimde faylar daha parçalı bir dağılım sergileyebilir ve bazı araştırmalara göre Akçapınar civarında bir relay ramp (fay transfer

rampası) yapısı bulunmaktadır (Çiftçi ve Bozkurt 2007). Söz konusu relay ramp, batıdaki Manisa Fayı ile orta segment arasındaki gerilimin aktarılmasını sağlayan kademeli bir geçiş zonu olarak düşünülebilir (Gessner vd., 2013). Salihli segmenti ise orta kısımda geniş bir graben ovasını (Salihli Ovası) sınırlayan aktif normal faylardan oluşur. Bu segmentin güney kenar fayları kuzey yönüne eğimli ve dik atımlıdır; kuzey kenarda ise daha düşük atımlı ikincil faylar ve bindirmeler görülebilir. Doğuya gelindiğinde, Alaşehir segmenti grabenin en etkin ve yakın geçmişte deprem üretmiş bölümünü oluşturur. Alaşehir kentinin güneyinden başlayıp doğuda Sarıgöl'e uzanan bu fay zonu, grabenin güney kenarı boyunca kesintisiz bir şekilde izlenir ve 1969 Alaşehir depremine kaynaklık etmiştir (Eyidoğan ve Jackson, 1985; Tepeuğur vd., 2006). Alaşehir segmenti genel olarak KD'ya eğimli, yüksek açılı ana normal fay olup, Bozdağ Horstunu kuzeyden sınırlar ve karşısında Alaşehir ovası yer alır.

Graben segmentlerinin her biri, yapısal ve morfolojik farklılıklar sergiler. Manisa segmenti, daha geniş bir graben tabanına ve nispeten düşük rakımlı bir morfolojiye sahiptir; burada Gediz Nehri'nin batıdaki kolları ve alüvyal birikimler geniş yer kaplar. Manisa Fayı boyunca gözlenen fay diklikleri, zamanla erozyonel süreçlerle kısmen yumuşatılmış olmakla birlikte, yer yer üçgen yüzeyli yamaçlar ve düz ovanın kenarında keskin kırık hatları şeklinde seçilir. Salihli (Orta) segmentinde ise graben tabanı Manisa segmentine kıyasla daha dar ve dağlık kütlelerle daha belirgin sınırlanmıştır. Salihli civarında graben içinde volkanik unsurlar ve eski alüvyal yüzeylerin faylar tarafından kesildiği gözlenir, bu da segmentin jeolojik evrimindeki farklılıklara işaret eder (Seyitoğlu ve Scott, 1996). Alaşehir segmenti ise morfolojik olarak en çarpıcı aktif yapı gösterir. Bu kesimde Bozdağ masifi aniden ova seviyesine düşer; güney kenar boyunca yüzlerce metrelik rölyef farkı yaratan dik fay yamaçları vardır. Aktif fay boyunca gelişmiş genç fay diklikleri (fay sarplıkları) ve deprem kaynaklı kırıklar, Alaşehir segmentinin hala çok aktif olduğunu gösterir. Örneğin Alaşehir segmenti boyunca InSAR ve jeodezik analizlerle tespit edilen düşey hareketler (tavan bloğunda deformasyon hızı yılda -26 mm, taban bloğunda ise +3 mm/yıl'dır.) Bozdağ Horstu'nun halen yükselmekte, grabenin ise çökmekte olduğunu ortaya koymaktadır (Eski ve Sözbilir, 2024). Bu bulgular, doğu segmentinde sürekli bir aşağı doğru hareket (subsidence) ve buna eşlik eden yüzey kırıkları olduğunu göstermektedir. Nitekim Alaşehir segmenti üzerinde 28 Mart 1969'da meydana gelen Mw 6.5 büyüklüğündeki deprem, yaklaşık 36 km uzunluğunda yüzey kırığı yaratmış ve fay boyunca yer yer 3–13 cm'lik düşey atımlar ölçülmüştür (Tepeuğur vd., 2006). Bu deprem sonrası bölgede görülen yüzey deformasyonları, günümüzde dahi Alaşehir–Sarıgöl arasında devam etmekte, yer yer yüzey çatlakları ve küçük çöküntüler oluşmaktadır (Eski ve Sözbilir, 2023). Bu nedenle Alaşehir-Sarıgöl segmenti morfolojik açıdan oldukça genç ve aktif

bir görünüme sahiptir; dik fay diklikleri, fay boyunca sıralanan alüvyal yelpazeler ve ötelenmiş akarsu vadileri gibi morfotektonik unsurlar bu aktifliği doğrulamaktadır (Kent vd., 2016).

Gediz Grabeni'nin asimetrik yapısı ve segmentasyonunun bir diğer morfolojik sonucu, güney kenar boyunca "basamaklı" (step-like) bir topoğrafyanın gelişmiş olmasıdır (Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Çiftçi ve Bozkurt, 2009). Birinci dereceden ana normal fayın hemen kuzeyinde, onunla eş yönlü birkaç ikincil fay basamaklı olarak uzanır ve horst-graben arasında ara bloklar oluşturur. Bu, özellikle Salihli ve Alaşehir segmentlerinde gözlenen bir durumdur: Ana fayın tavan bloğunda, fay düzleminin listrik geometrisine bağlı olarak geriye doğru eğilmiş bloklar ve onların arasında gelişen küçük yarım grabenler seçilir (Eski ve Sözbilir, 2023). Bu alt-yapılar, graben havzasının iç kesimlerinde daha alçak reliefli tepeler ve dar sırtlar şeklinde görülebilir. Öte yandan kuzey kenarda, örneğin grabenin Manisa kesiminde, karşı tarafta yer alan Muradiye ve Yuntdağ gibi daha alçak yükseltiler bulunur ve bunlar daha eski yapısal yüksekliklerin kalıntıları olarak yorumlanır. Bu da grabenin güney kenarının kuzey kenara göre jeolojik olarak daha aktif ve yükselimde olduğunu göstermektedir. Sonuç olarak, Gediz Grabeni'ni sınırlayan aktif faylar ve bunların segmentasyon düzeni, bölgenin bugünkü morfolojisini şekillendirmiştir. Yüksek dağ frontları, fay boyunca sıralanan alüvyon yelpazeleri, vadi profillerindeki kırıksal düzensizlikler ve ova kenarlarındaki keskin topografik kırılmalar, aktif fayların doğrudan ürünüdür. Morfometrik analizler de bu tabloyu desteklemektedir: Grabenin güney kenarındaki dağ cepheleri boyunca dağ front sinuozite indeksleri düşük (düz ve genç fay yamaçlarını gösterir) iken, dağ eteği eğim kırıkları belirgindir ve kanal gradyan indeksleri fay zonlarına yaklaşıırken artış göstermektedir (Kent vd., 2016; Temiz vd., 1998).

Gediz Grabeni'nin güneybatı ucunda bulunan Kemalpaşa Segmenti, grabenin en genç kollarından biri olarak bilinir. Havza, Nifdağı'nın kuzeyinde yer alır ve doğu-batı doğrultulu bir genişleme sürecinin ürünüdür. Araştırmalar, havzanın kuzey ve güney sınırlarının farklı tipte normal faylarla denetlendiğini göstermektedir. Güneyde Kemalpaşa Fayı yer alırken kuzeyde Spildağı Fay Zonu uzanır; her iki yapı da oblik bileşenli normal fay niteliğindedir (Tepe ve Sözbilir 2017). Bu fay çiftleri grabenin güneybatı kolunu normal faylama ile kontrol etmekte ve kuzey-güney yönlü gerilmenin açısız bileşenini yansıtmaktadır. Spildağı Fay Zonu, Spil Dağı eteklerinde merdiven basamakları biçiminde art arda normal faylardan oluşur; güneydeki Kemalpaşa Fayı ise tek bir ana fay üzerinde daha büyük atımlar biriktirir ve bu nedenle havzanın asimetrik yapısı ortaya çıkar.

Gediz Grabeni kuzey kolda Gölarmara Havzası ile genişler. Havza, Gölarmara Fayı veya Gölarmara Segmenti olarak adlandırılan, iki ana bölümden oluşan bir normal fay sistemi ile çevrilidir. Segmentler İsmetpaşa (7 km) ve Hacıbaştanlar (11 km) adlarıyla bilinir; bu iki parça, arada küçük bir relay ramp (transfer rampası) ile bağlanır (Eski ve Sözbilir 2020).

1.5 Nifdağı Segmentine Yönelik Önceki Çalışmalar

Nifdağı segmenti üzerine yapılmış özgün çalışmalar sınırlı olmakla birlikte, bu bölge Gediz Graben sisteminin güneybatı sınırında yer almakta ve aktif tektoniğin önemli bir parçasını oluşturmaktadır. Nifdağı segmenti ilk kez Emre vd., 2013; Emre vd., 2018 çalışmalarında segmentasyonu belirlenmiş ve olası deprem potansiyeli hesaplanmıştır. Yılmaz vd. (2019), graben sistemine genel bir bakış sundukları çalışmada Nifdağı çevresindeki jeolojik birimleri ve fay geometrisini incelemişlerdir. Ancak bu segment özelinde paleosismolojik ya da mikro-morfolojik düzeyde yapılmış detaylı saha çalışması literatürde yoktur. Bu nedenle Nifdağı segmenti, aktif fay davranışının değerlendirilmesinde önemli bir boşluk alanı oluşturmaktadır (Över vd., 2021).

1.6 Paleosismolojik Bulgular ve Deprem Tarihçesi

Gediz Grabeni ve yakın çevresi, tarih boyunca birçok yıkıcı depreme sahne olmuş, aynı zamanda jeolojik dönemde çok sayıda yüzey faylanmalı deprem üretmiştir (Şekil 1.2). Bölgenin deprem tarihçesi incelendiğinde, hem tarihsel kayıtlara geçmiş büyük depremler hem de aletsel dönemde kaydedilen sarsıntılar önemli ipuçları sunmaktadır.

doğrulanmıştır (Eyidoğan ve Jackson, 1985). 1969 yılının bir diğer önemli depremi ise aynı yılın Haziran ayında Demirci civarında meydana gelen yaklaşık M6 büyüklüğündeki depremdir. Bu sarsıntı, Gediz Grabeni'nin batı uzantısına yakın olmakla birlikte daha kuzeyde, Simav fayı yakınlarında gerçekleşmiş ve Manisa çevresinde hissedilmiştir (Eyidoğan ve Jackson, 1985). Bu iki depremden sonra, 1969 Alaşehir depremiyle graben içerisindeki yüzeyde kırılma meydana getiren depremler son bulmuştur ve henüz bir yenisi eklenmemiştir. (Eyidoğan ve Jackson, 1985).

Bölgedeki tarihsel ve yakın tarihli depremlere ek olarak, paleosismolojik çalışmalar Gediz Grabeni'nin fay segmentleri boyunca geçmiş binyıllardaki deprem davranışını aydınlatmaktadır. Özellikle batı segment olan Manisa Fayı üzerinde yakın zamanda yapılmış hendek çalışmaları, Holosen dönemine ait çok sayıda deprem izini ortaya çıkarmıştır. Duran vd. (2021) tarafından Manisa Fay Zonu'nda yürütülen paleosismoloji çalışmasında, fayın doğu kesimine açılan hendeklerde geç Pleistosen-Holosen'de gerçekleşmiş en az altı yüzey faylanmalı deprem tespit edilmiştir. OSL ve radyokarbon tarihlendirmelerine göre bu depremler yaklaşık M.Ö. 30 bin yıl öncesinden günümüze kadar aralıklarla meydana gelmiş; Holosen'de yıkıcı deprem tekrar periyotlarının 1000–4000 yıl mertebesinde olduğu belirlenmiştir (Duran vd., 2021). En son yüzey kırığı oluşturan deprem ise yaklaşık 0.1 ± 0.1 bin yıl (yani ~100 yıl) önceye tarihlendirilmiş olup, bu da muhtemelen 19. yüzyıl ortalarına denk gelen tarihsel bir depremi işaret etmektedir (Duran vd., 2021). Bu bulgu, Manisa segmentinde son büyük depremin yaklaşık 150–160 yıl önce olduğunu ve segmentin halen yeniden kırılacak bir gerilim biriktirmiş olabileceğini düşündürmektedir. Grabenin orta kesiminde yer alan Salihli üzerinde de paleosismolojik çalışmalar yürütülmüş ve özellikle deprem etkinliği açısından “sessiz” görünen bu kesimin geçmişini anlamak hedeflenmiştir. Son yapılan bir araştırmada, Salihli segmentinin sismik boşluk olabileceği öne sürülmüş ve bu bölgede hendek kazıları gerçekleştirilmiştir (Özkaymak ve Sözbilir, 2008; Gören, 2016). Elde ettikleri ilk bulgular, Salihli segmenti üzerinde son birkaç bin yılda birkaç büyük deprem meydana gelmiş olabileceğini, ancak bunların tekrarlama periyotlarının batı ve doğu segmentlere kıyasla daha uzun olabileceğini göstermektedir. Bu durum, Salihli segmentinin göreceli olarak daha uzun sürelerde kırılan bir “uyuyan” segment olabileceğine işaret eder. En doğudaki segment Alaşehir segmenti için paleosismolojik veriler ise kısmen 1969 depremi hendeklemeleriyle elde edilmiştir. 2006 yılında 1969 kırığı üzerinde yapılan bir hendek çalışması, bu fayın yaklaşık 800-1000 yıl önce benzer büyüklükte bir depremle daha kırıldığını ortaya koymuştur (Tepeuğur vd.,). Delemenler (Alaşehir) ve Bereketli (Sarıgöl) civarındaki hendeklerde iki ayrı olay saptanmış; bunların ilki 28 Mart 1969 depremine, ikincisi ise ondan yaklaşık bir milenyum

önceki bir depreme ait olduğu ön değerlendirme olarak raporlanmıştır. Bu bulgu sonrasında ayrıntılı laboratuvar analizleri sürmekteysede, eldeki veriler Alaşehir segmentinin Milattan sonra yaklaşık 9. yüzyıl civarında büyük bir deprem üretmiş olabileceğini ve bunun 1969'dan önceki son büyük kırılma olduğunu göstermektedir. Ayrıca söz konusu hendeklerde fayın Holosen boyunca en az bu iki kez kırıldığı, dolayısıyla bu fayın “diri” (aktif) olduğu ve gelecekte de deprem üretebileceği teyit edilmiştir (Tepeuğur vd., 2006).

Tarihsel kayıtlar ve paleosismolojik bulgular birlikte değerlendirildiğinde, Gediz Grabeni'nin her üç ana segmentinin de deprem üretme potansiyelinin yüksek olduğu anlaşılmaktadır. Batıdaki Manisa fayı, belki tarihsel dönemde çok büyük deprem yaşamamış olsa da hendek verileri orada bile Holosen'de tekrarlı kırılmalar olduğunu kanıtlamıştır (Duran vd., 2021). Salihli uzun süre sessiz kalmış izlenimi verse de bu durum orada gerilimin biriktiği anlamına gelebilir. Doğu (Alaşehir) segmenti ise tarihsel ve aletsel dönemde defalarca kırılarak aktifliğini açıkça ortaya koymuştur (Eyidoğan ve Jackson, 1985; Tepeuğur vd., 2006). Bu segmentler arasındaki etkileşim de önemlidir: Örneğin 1969 Alaşehir depreminden sonra doğu segmentte uzun süre büyük bir deprem olmaması, gerilimin kısmen komşu segmentlere transfer olduğu veya doğu segmentte kısmi bir kilitlenme yaşandığı şeklinde yorumlanabilir. Genel olarak, Gediz Grabeni'nin deprem tarihçesi, yaklaşık milattan önceki dönemlerden beri tekrar eden büyük depremlerin meydana geldiği bir ortam olduğunu, bu depremlerin binyıllık ölçeklerde belli segmentleri kıldığını ve her segmentin kendine özgü bir sismik davranışı olabileceğini ortaya koymaktadır. Bu nedenle, bölgenin deprem tehlikesini değerlendirirken hem paleosismolojik hem de tarihsel verileri dikkate alan bütüncül bir yaklaşım şarttır.

1.7 Türkiye'de Paleosismoloji Uygulamaları ve TÜRKPAP

Türkiye'de paleosismolojinin odak noktası Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) olmuştur; 1980'lerden itibaren Erzincan, Bolu ve Tokat gibi kesimlerde hendek kazıları yapılarak tarihsel depremlerin kronolojisi belirlenmiş ve karakteristik deprem kavramı tartışılmıştır. Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) üzerinde de son yıllarda hendek çalışmaları (Palu, Çelikhan segmentleri) yürütülerek Holosen deprem tekrarlar aralıkları tanımlanmıştır. Batı Anadolu'da ise 1990'lardan beri Gediz ve Büyük Menderes grabenlerini ilgilendiren paleosismoloji uygulamaları artmaktadır. Ancak, bu çalışmaların birçoğu yalnızca fay segmenti ölçeğinde kalmış ve sistematik bir segmentizasyonu ile morfometrik veri entegrasyonu yapılmamıştır. 2007'de AFAD tarafından yayımlanan “Batı Anadolu Çöküntü Bölgesi'nin Paleosismoloji Projesi” raporu, Aydın, Denizli ve Manisa illerinde geçmiş depremlerin izlerini ortaya çıkarmayı, fay sistemlerini belirlemeyi ve deprem tehlikesini değerlendirmeyi

hedeflemiş; bu yönde incelemeler yapılmasına rağmen segment bazında hendek kazılarında sınırlı sonuç alınmıştır. Raporda sismik boşluk kavramı üzerinde durulmuştur.

Güncel olarak Türkiye'deki Hendek kazıları, stratigrafik analizler, çökme yapılarının yorumlanması ve çökellerin tarihlendirilmesi gibi yöntemlerle yürütülen bu çalışmalar, büyük oranda MTA koordinasyonundaki TÜRKPA (Türkiye Paleosismoloji Araştırmaları Projesi) çerçevesinde sürdürülmektedir (Özalp vd., 2013).

1.7.1 Kuzey Anadolu Fay Zonu

Kuzey Anadolu Fayı (KAF), Anadolu bloğunu Avrasya'dan ayıran yaklaşık 1200 km uzunluğunda sağ yanal doğrultu atımlı bir ana fay kuşağıdır ve doğudan batıya göç eden kırılma dizileri ile deprem tekrarlanmasının mekânsal-zamansal örüntülerini incelemek için ideal bir doğal laboratuvarıdır (Barka, 1996). KAF'ta hendek çalışmaları sayesinde Holosen boyunca tekrarlanan yüzey kırığı oluşturan büyük depremler belgelenmiştir.

Erzincan, Niksar, Tokat kesiminde tarihsel ve hendek verileri, Holosen boyunca çoklu yüzey kırığı oluşturan olaylar; 1939 Erzincan Mw~7.8 depreminin ise dizinin modern başlangıcı olduğunu gösterir (Ambraseys & Finkel, 1991; Hartleb vd., 2006). Gerede segmentinde hendekler, Holosen içinde en az beş olay ve ortalama ~250–300 yıllık bir tekrarlanma aralığına işaret eder; 1944 Bolu–Gerede kırığı bu dizinin son halkasıdır (Kondo vd., 2010; Yoshioka vd., 2000). Mudurnu vadisi çevresinde 1957 ve 1967 kırıkları da fayın bu kesiminde tekrarlayan deformasyonların örnekleridir (Herece & Akay, 2003).

Marmara Doğusu, Sapanca–Akyazı ve İzmit: Sakarya ovası kenarında yapılan hendek kazıları, en az dört Holosen olayı ve 20–25 mm/yıl mertebesinde uzun dönemli sağ yanal kayma hızları göstermektedir; 1999 İzmit depremi hendek stratigrafisinde tavanı kesen genç bir olay olarak seçilir (Pantosti vd., 2008; Rockwell vd., 2009). Sapanca gölü–Akyazı koridorunda kilitlenmenin yüksek olduğu ve tekrarlanma aralıklarının ~200–350 yıl bandında olduğu önerilmiştir (Rockwell vd., 2009).

Marmara Batısı, Ganos (Gaziköy–Saros): Güzelköy–Gaziköy çevresindeki hendek ve kıyı taraçaları, son ~2000 yılda beş büyük deprem ve ~250–300 yıllık ortalama bir tekrarlanma aralığına işaret eder (Kondo vd., 2010). Geomorfolojik belirteçler (taraçalar, ofset akarsu yatakları) 15–20 mm/yıl mertebesinde uzun dönemli sağ yanal kaymayı destekler (Kondo vd., 2010; Meghraoui vd., 2012).

Kayma Hızları ve Segmentler Arası Farklılık: KAF boyunca uzun dönemli kayma hızı doğuda ~20–25 mm/yıl iken Marmara batısında ~15–20 mm/yıl aralığına düşer; bölgesel kinematikte Orta Anadolu'daki blok hareketleri ve Marmara'da çok kol/bölünmüş fay geometriği belirleyicidir (Reilinger vd., 2006; Ergintav vd., 2014). Hendek sonuçları, bu jeodezik hız alanıyla tutarlı şekilde, segmentler arası farklı kilitlenme derinlikleri ve kopma uzunluklarının tekrarlanma aralığını kontrol ettiğini gösterir (Rockwell vd., 2009; Pantosti vd., 2008).

1.7.2 Doğu Anadolu Fayı (DAF) ve Segmentler

Doğu Anadolu Fayı, Anadolu-Levant levha sınırı boyunca uzanan sol yönlü doğrultu atımlı bir fay olup, yıllık kayma hızı ve deprem tekrarlanma aralığı segment bazında değişir. Türkoğlu'nun kuzeyinde slip hızı yaklaşık 10 mm/yıl civarında iken, bu hız güney kesimlerde 4.5 mm/yıl'a düşmektedir (Aktuğ 2016). Palu–Sincik ve Çelikhan–Türkoğlu segmentleri üzerinde 1,5 m ve 5,2 m civarında kayma açığı hesaplanmış; bunların her biri yaklaşık Mw 7.4–7.7 büyüklüğünde depremler üretebilecek potansiyele sahiptir.

Palu ve Hazar segmentinde hendek çalışmaları, yüzey kırığı oluşturan büyük depremlerin en az 100 ± 35 ile en çok 360 yıl aralıklarla tekrarlanabildiğini göstermektedir (Çetin 2003). Aynı segmentte alüvyal yelpazelerin 175 m ve 160,5 m yer değiştirdiği ölçümleri, 11 mm/yıl'lık ortalama doğrultu atımlı kayma hızına işaret eder. Hazar Gölü çevresinde düşey atımın 5–6 mm/yıl olduğu raporlanmıştır.

1.7.3 Orta ve Güneybatı Anadolu Fayları

Dinar Fayı'nda hendek kazıları, son 3660 yılda en az yedi büyük depremi belirleyerek ortalama tekrarlanma aralığını 523 yıl, uzun dönemli kayma hızını 0.37–0.56 mm/yıl aralığında hesaplamıştır (Kürçer vd., 2021). Bu düşük kayma hızı, Dinar segmentinin büyük depremleri nispeten uzun periyotlarla üretebileceğini göstermektedir.

Acıgöl Grabeni'ndeki Maymundağı Fayı (Bozkurt Segmenti) için, hendek verileri iki deprem olayını (yaklaşık 3.13 ± 0.33 ka BP ve 4.0 ± 0.72 ka BP) ortaya koymuş; bu bulgular uzun dönemli kayma hızının 0.36 ± 0.11 mm/yıl ve tekrarlanma aralığının yaklaşık 2.08 ka olduğunu göstermektedir (Kaya 2024). Kısa dönemli hendek verileri (yaklaşık 0.96 ka aralık) ise kayma hızının 0.78 ± 0.16 mm/yıl'a kadar çıkabildiğini, grubun kuzey ve güney kollarında ise litolojik

jeomorfolojiye dayalı uzun dönemli hızların sırasıyla 0.56 mm/yıl ve 0.64 mm/yıl civarında olduğunu göstermektedir.

Ovacık Fayı, Anadolu'nun iç bloklarındaki önemli bir sol yanal faydır. Hendek çalışmaları son 6000 yılda üç yüzey kırıcı deprem tespit etmiş ve bu depremler arasındaki ortalama süreyi 2400 ± 765 yıl olarak hesaplamıştır (Yazıcı vd., 2020). Pliyo-Kuvaterner döneminde fay boyunca akarsu ofsetleri kullanılarak belirlenen kayma hızı yaklaşık 2.7 mm/yıl'dır; bu, iç kesimlerdeki diğer faylara göre oldukça yüksektir.

Havran-Balıkesir Fay Zonu (HBFZ), İzmir-Balıkesir bölgesinde sağ yanal doğrultu atımlı bir fay sistemidir. Paleosismolojik çalışmalar, uzun dönemli kayma hızını 3.59–3.78 mm/yıl ve yüzey kırıcı depremlerin ortalama tekrarlanma aralığını 1000–2000 yıl olarak belirlemiştir (Sözbilir vd., 2016). Özellikle Gökçeyazı segmentinde yaklaşık 2000 yıldır yüzey faylanması gözlenmemiştir; bu, segmentin sismik boşluk olabileceğine işaret eder.

1.8 Güncel Deformasyon, Sismik Boşluklar ve Deprem Riski

Günümüzde Gediz Grabeni ve çevresi, jeodezik ölçümler ve sürekli mikro-deprem etkinliği ile izlenebilen aktif bir deformasyon sergilemektedir. Global Konumlama Sistemi (GNSS) verileri, grabenin iki tarafındaki blokların farklı hızlarda hareket ettiğini ve bölge genelinde kuzey-güney yönlü gerilmenin sürdüğünü göstermektedir. Örneğin, grabenin doğu kesiminde yapılan GNSS ölçümlerinde kuzey ve güney bloklar arasında yılda yaklaşık 12–27 mm arasında değişen göreceli yatay hız farkları saptanmıştır (Aktuğ vd., 2009; Özener vd., 2010). Bu, Ege Bölgesi'nin geneline benzer şekilde Gediz Grabeni civarında da kayda değer bir açılma hızının olduğunu ortaya koyar. Aynı şekilde, uydu radar interferometrisi (InSAR) teknikleri kullanılarak yapılan çalışmalar, graben içindeki farklı bölgelerde düşey hareketlerin de varlığını ortaya çıkarmıştır. Yukarıda değinildiği üzere, Alaşehir segmentinde InSAR analizleri tavan bloğun yılda -26 mm çöktüğünü, taban bloğun ise +3 mm yükseldiğini göstermiştir. Bu oldukça yüksek bir düşey deformasyon hızı olup, graben tabanında süregelen bir çökme hareketine işaret eder. Bölgenin jeotermal su kullanımı ve sediman boşalması gibi insan kaynaklı etkiler bulunsa da, yapılan detaylı değerlendirmeler bu deformasyonların önemli ölçüde tektonik kaynaklı olduğunu vurgulamıştır (Eski ve Sözbilir, 2023). Özellikle yüzeyde gözlenen deformasyonların dağılımı, yeraltı su seviye değişimleriyle tamamen açıklanamamakta; aksine intersismik dönemde devam eden yavaş fay kaymalarının (aseismik sürünme) bu çökme sürecine katkı yaptığı anlaşılmaktadır (Eski ve Sözbilir, 2023). Bu bulgu, Gediz Grabeni'ndeki bazı fay segmentlerinin büyük depremler arasındaki dönemde dahi kısmi

hareketler yaparak gerilim boşalttığına işaret eder ki bu durum depremlerin tekrarlanma periyotlarını ve olası “sessiz” dönemlerini anlamak açısından kritiktir.

Güncel deformasyon verileri, bölgede potansiyel sismik boşluk alanlarının belirlenmesine de yardımcı olmaktadır. “Sismik boşluk” terimi, aktif bir fay zonu üzerinde, çevresine göre uzun süredir büyük deprem üretmemiş ve sismik olarak sakin görünen kesimler için kullanılmaktadır. Gediz Grabeni özelinde, Salihli segmenti, olası bir sismik boşluk olarak dikkat çekmektedir (Gören, 2016). Tarihsel ve aletsel kayıtlarda bu segment üzerinde 6’dan büyük bir deprem bulunmaması, ancak jeolojik verilerin segmentin aktif olduğunu göstermesi, burada kırılmadan kalmış önemli bir gerilim birikebileceğini düşündürür. Nitekim Gören (2016) tarafından yürütülen çalışmada, Akçapınar segmentinde belirlenen anomali deformasyon paternleri ve jeomorfik yenilikler, bu kesimde son yüzyıllarda deprem olmamasının bir gerilim birikimine işaret edebileceğini ortaya koymuştur. Bu nedenle Akçapınar üzerinde gelecekte büyük bir deprem yaşanabileceği uyarısı yapılmakta ve bu segment “sessiz fakat tehlikeli” bir fay parçası olarak değerlendirilmektedir.

Deprem riski açısından bakıldığında, Gediz Grabeni’ni üzerinde ~6.5–7.0 büyüklüğüne varabilecek depremlerin tekrarlanabileceği söylenebilir. Örneğin Alaşehir segmenti, 20. yüzyılda bir kez (1969) kırılmış olup, tarihsel olarak da yaklaşık 1000 yıl önce benzer büyüklükte bir deprem üretmiştir (Tepeuğur vd., 2006). Bu da ~1000 yıllık bir tekrarlama periyodu olabileceğini ima eder. Manisa segmentinde ise Holosen’de ~1000–3000 yıl aralığında değişen aralıklarla depremler olduğuna dair veriler vardır (Duran vd., 2021). Bu segment üzerinde bilinen son büyük kırılma muhtemelen 18. veya 19. yüzyılda olmuş olabileceğinden, 21. yüzyıl içinde veya sonrasında benzer bir deprem potansiyeli göz ardı edilmemelidir. Salihli segmenti için belirsizlik daha fazladır; belki 17. yüzyılda veya 19. yüzyıl sonlarında bu bölgede bir deprem olmuş olabileceğine dair bazı tarihsel kayıtlar bulunmakla birlikte, net kayıtlar yoktur (Ambraseys, 1988). Bu nedenle Salihli segmenti özel dikkat gerektirir. GNSS verilerindeki hız gradyanları ve blok hareketleri de bu risk değerlendirmesini destekler niteliktedir: Graben boyunca ölçülen açılma hızları, deprem meydana gelmeyen dönemlerde yavaş yavaş bir gerilimin biriktiğini, bunun kritik eşiğe ulaştığında depremle sonuçlanacağını gösterir. Özellikle Alaşehir segmentinde GNSS verileri ile tespit edilen diferansiyel hareket, bu kesimin kilitlenmiş bir fay gibi davrandığını ve depreme doğru gerilim biriktirdiğini ima etmektedir (Barka ve Reilinger, 1997; Eski ve Sözbilir, 2023). Sonuç olarak, Gediz Grabeni’nde halen kırılmamış fay parçaları bulunduğu ve bunların sismik boşluk olarak büyük bir deprem üretme potansiyeli taşıdığı bilimsel veriler ışığında ortaya konmaktadır. Bu durum, başta Manisa, Turgutlu, Salihli, Alaşehir gibi yerleşimler olmak üzere graben hattındaki

kentler için ciddi bir deprem tehlikesine işaret eder. Bu riskin doğru yönetimi için, paleosismolojik çalışmaların sürdürülmesi, GNSS/InSAR gibi jeodezik tekniklerle fay hareketlerinin izlenmesi ve yapılaşmanın fay hatlarından uzak bölgelerde planlanması gerekmektedir.

1.9 Jeodezik ve Morfometrik Analizlerin Aktif Faylarla İlişkisi

Aktif fayların davranışlarını ve bölgesel tektoniği anlamada jeodezik (GNSS, InSAR vb.) ve morfometrik analizler kritik veriler sunar. Gediz Grabeni özelinde, son yıllarda bu yöntemlerin birlikte kullanımı, fay aktivitelerinin nicel olarak belirlenmesine katkı sağlamıştır. Jeodezik yöntemlerle elde edilen deformasyon hızları, graben boyunca gerilme dağılımını ortaya koyarken; morfometrik analizler, uzun dönemli tektonik faaliyetlerin yüzeyde bıraktığı izleri ölçmektedir.

GNSS ölçümleri, daha önce belirtildiği gibi, Gediz Grabeni'nin doğusunda belirgin bir düşey ve yatay hareket farkı saptamıştır. Bu veriler, faylar boyunca farklı blokların farklı yönlerde ve hızlarda hareket ettiğini göstererek aktif fayların konumunu doğrular niteliktedir. Örneğin Sarıgöl civarında tespit edilen yıllık ~ 11 mm batıya ve ~ 7 mm doğuya doğru zıt yönlü yatay hızlar, bölgedeki deformasyonun homojen olmadığını, aksine graben tabanında radyal bir yayılım gösterdiğini ima etmektedir (Eski ve Sözbilir, 2023). Bu durum, aktif fay geometrisinin (özellikle güney kenardaki listrik fayların) yatay hareket vektörlerini de etkilediğini göstermektedir. Başka bir deyişle, GNSS verilerindeki yönelimler, bölgedeki uzanımın sadece tek doğrultuda olmayıp, lokal yapılara bağlı sapmalar gösterdiğini ortaya koyar. Bu bilgi, örneğin graben içinde olası ikincil fayların veya makaslama bileşenlerinin varlığını araştırmak için kullanılmaktadır (Temiz vd., 1998). Ayrıca GNSS verileri, depremler arasındaki “inter-sismik” süreçte faylarda kilitlenme veya sürünme olup olmadığını da ele verebilir. Gediz Grabeni'nde bazı kesimlerde (özellikle Alaşehir segmentinde) düşük seviyede de olsa aseismik deformasyon olduğuna dair ipuçları, GNSS ve InSAR verilerinin ortak değerlendirilmesiyle elde edilmiştir (Eski ve Sözbilir, 2023). Bu, söz konusu fayın tamamen kilitli olmayabileceğini, deprem olmadan da kısmi hareketlerle gerilim boşaltabildiğini gösterir. Böyle bir durum, büyük depremlerin tekrarlanma periyodunu uzatabileceği gibi, gerçekleştiğinde atım miktarını da azaltabilir. Jeodezik analizler sayesinde bu tür davranış farklılıkları tespit edilebilmekte ve her bir fay segmenti için daha gerçekçi deprem döngüsü modelleri oluşturulabilmektedir.

Diğer yandan, morfometrik (morfotektonik) analizler, aktif fayların uzun vadede kümülatif etkilerini ölçmemizi sağlar. Gediz Grabeni çevresinde dağ cephesi sinüsitesi, vadi tabanı genişlik-yükseklik oranı, hipsometrik eğri analizleri, akarsu boy profilleri gibi yöntemler

uygulanmıştır (Kent vd., 2016; Özkaymak, 2015). Bu analizlerden elde edilen sonuçlar, özellikle grabenin güney kenar faylarının yüksek derecede aktif olduğunu kuvvetle desteklemektedir. Örneğin Bozdağ horstunu sınırlayan dağ frontlarında sinüsité indeksleri oldukça düşüktür, bu da dağ cephesinin neredeyse düz bir hat halinde olduğunu, yani genç fay faaliyetleriyle belirlenmiş dik bir cephe bulunduğunu gösterir (Kent vd., 2016). Normal şartlarda, eğer bir dağ cephesi uzun süre tektonik olarak sakin kalsa, akarsular o cepheyi oyar, girintili çıkıntılı bir yamaç oluşturur. Oysa Bozdağ'ın grabene bakan yamaçlarında akarsuların izleri kesintiye uğramış, fay boyunca düz hatlar ve üçgen yüzeyler korunmuştur. Bu, fayların dikliği ve aktivitesinin morfolojik ifadelerinden biridir. Benzer şekilde, akarsu boy profil analizleri, graben içinden güney kenara doğru akan derelerde belirgin kırılma noktaları (knickpoint) tespit etmiştir (Boulton vd., 2017). Bu kırılma noktaları çoğunlukla aktif fay hatlarıyla çakışmakta veya onların yakınında bulunmaktadır. Örneğin Alaşehir segmenti üzerinde, fayın yukarıdaki dereler birdenbire eğim kırılması göstererek daha dik bir profile geçerler; bu da fay boyunca yakın geçmişte gerçekleşen atımların akarsuyun denge profilini bozduğunu gösterir. Kent vd. (2016) çalışmasında, Gediz Grabeni güney kenar fayının son ~0.7 milyon yıldaki ortalama düşey atım hızını ~2.4 mm/yıl olarak hesaplamıştır. Bu değer, morfolojik olarak da doğrulanmaktadır: Fay dikliği boyunca biriken atım, Plio-Kuvaterner boyunca yaklaşık 1–2 mm/yıl mertebesinde sürekli bir yükselim yaratarak bugünkü rölyefi oluşturmuştur (Kent vd., 2016). Bir başka morfometrik bulgu, graben havzasındaki sediman kalınlık ve yayılımıyla ilgilidir. Hipsometrik eğri analizleri, Alaşehir Ovası gibi graben içi birikim alanlarının henüz olgunlaşma evresinde olduğunu, yani bölgenin tektonik olarak aktif kalmaya devam ettiğini göstermektedir (Özkaymak, 2015). Eğer graben tektoniği duracak olsa, erozyon ve birikim süreçleri havza topografyasını daha dengeye yakın, dolgun bir şekle getirecekti. Oysa hala keskin kenarlı yelpaze konileri, aktif taraçalar ve basamaklı morfolojiler mevcuttur.

1.10 Literatürdeki Boşluk ve Bu Tezin Katkısı

Yapılan çalışmalar göstermektedir ki, Gediz Grabeni gibi büyük ölçekli tektonik yapılara dair genel jeolojik değerlendirmeler yeterince yapılmış olsa da, segment düzeyinde paleosismolojik ve morfolojik analizler hâlâ eksiktir. Özellikle Nifdağı segmenti gibi bölümler, hem yüzey morfolojisi hem de jeodinamik davranış açısından literatürde nispeten geri planda kalmıştır. Bu tez, söz konusu boşluğu kapatma amacını taşımakta; hem detaylı arazi gözlemleri hem de uzaktan algılama destekli verilerle segmentin aktifliğini ortaya koymaktadır. Ayrıca, segmentin ekonomik olarak önemli sanayi alanlarına (Bağyurdu OSB, Kemalpaşa OSB, Turgutlu OSB)

ve İzmir gibi yüksek nüfuslu bir yerleşim bölgesine yakın olması, çalışmanın önemini artırmaktadır. Fay zonu ile yerleşim alanları arasındaki yakın temas, olası bir yüzey kırığı oluşturan depremin ciddi ekonomik ve insani etkiler doğurabileceğine işaret etmektedir.



İKİNCİ BÖLÜM

MATERYAL VE YÖNTEM

2.1 Veri Kaynakları

Çalışmada hem uzaktan algılama hem de arazi tabanlı veri kaynakları birlikte kullanılmış ve çok katmanlı bir analiz yaklaşımı benimsenmiştir. Veriler arasındaki uyumu sağlamak için ortak koordinat sistemi ve düşey datum kullanılmış, veri setleri ayrı ayrı ön işleme tabi tutulmuş ve araştırmanın gerektirdiği çözünürlük ile kapsama alanına göre seçilmiştir.

2.1.1 Uzaktan Algılama Verileri

Uzaktan algılama veri kümesi, arazi gözlemlerini desteklemek ve fay morfolojisinin geniş alanlarda nicel analizini yapmak amacıyla kullanılmıştır. Bu modül, üç ana bileşeni kapsar: radar tabanlı sayısal yükseklik modelleri, LiDAR tabanlı mikrotopografya ve optik/hava fotoğrafı arşivi. 2025 yılı itibarıyla, bu bileşenlerde hem çözünürlük hem de veri paylaşımı açısından önemli gelişmeler yaşanmıştır; örneğin Copernicus Global DEM ve NASA'nın NISAR misyonu sayesinde 10–30 m çözünürlüklü güncel DEM'ler ücretsiz olarak erişilebilir hale gelmiştir. Ayrıca, Sentinel-1/2 ve Landsat 9 gibi yeni uydu platformları, multispektral ve radar görüntülerinin düzenli güncellenmesine olanak tanımaktadır.

2.1.1.1 Radar tabanlı sayısal yükseklik modelleri (DEM'ler)

Çalışmada, Japonya Uzay Araştırma Ajansı'nın ALOS PALSAR (L-band Synthetic Aperture Radar) verileri ile NASA SRTM verileri temel yükseklik modelleri olarak kullanılmıştır. PALSAR, yaklaşık 12.5 m çözünürlüğe sahip olup bitki örtüsü altındaki topografyayı radar dalgalarının nüfuz etmesi sayesinde görece net ortaya koyar; SRTM ise 30 m çözünürlüğü ve küresel kapsamıyla geniş ölçekte jeomorfolojik değerlendirme yapmayı sağlar. Radar DEM'lerin bulutluluktan bağımsız olması, özellikle Akdeniz ikliminde sık karşılaşılan bulut örtüsü problemine karşı avantaj sunmuştur.

Ön işleme adımları ve entegrasyon – Radar DEM verilerinin kullanımı öncesinde kapsamlı ön işlem uygulanmıştır:

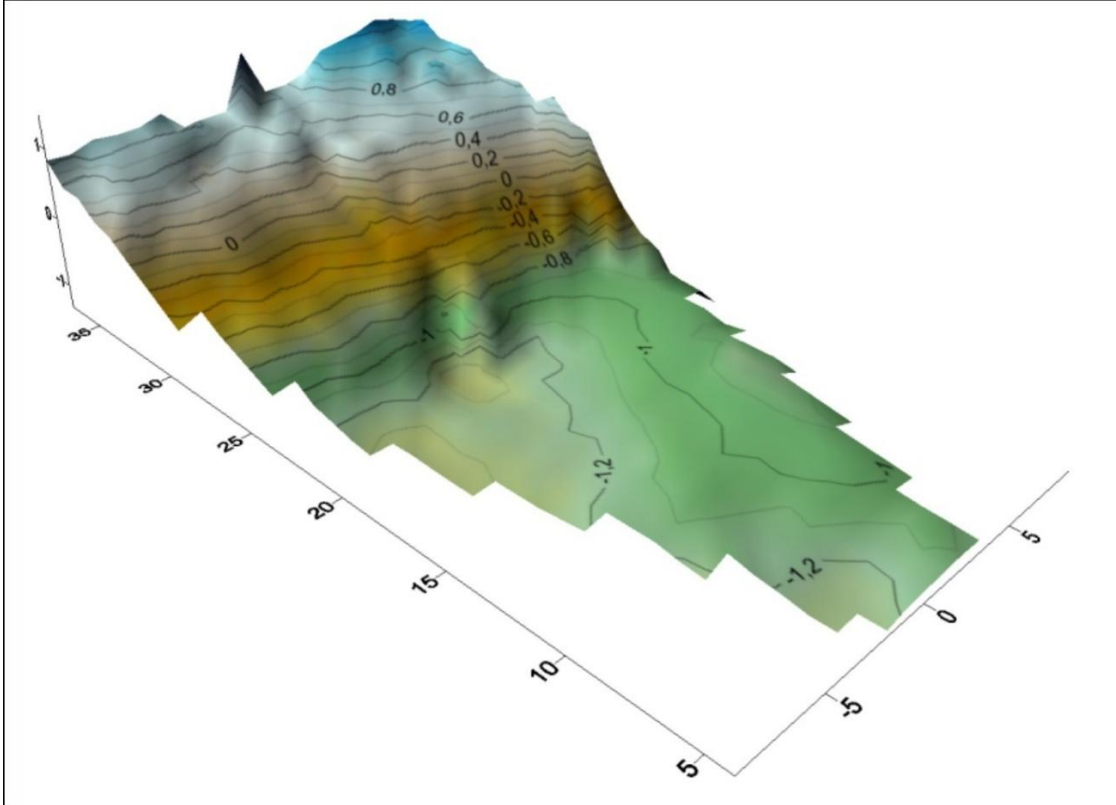
Projeksiyon ve yeniden örnekleme: Tüm DEM'ler UTM koordinat sistemine dönüştürülmüş ve 12,5 metre raster çözünürlüğüne yeniden örneklenmiştir. Bu standartizasyon, farklı kaynaklardan gelen yüksekliğe dayalı katmanların birlikte kullanılabilmesini sağlamıştır.

Gürültü ve boşluk giderme: Radar gölgelenmesi ve speküler yansıma kaynaklı boşluklar, interpolasyon tabanlı düzeltme teknikleriyle doldurulmuştur. SRTM verileri için Qgis Fill/Sink algoritmaları kullanılmıştır.

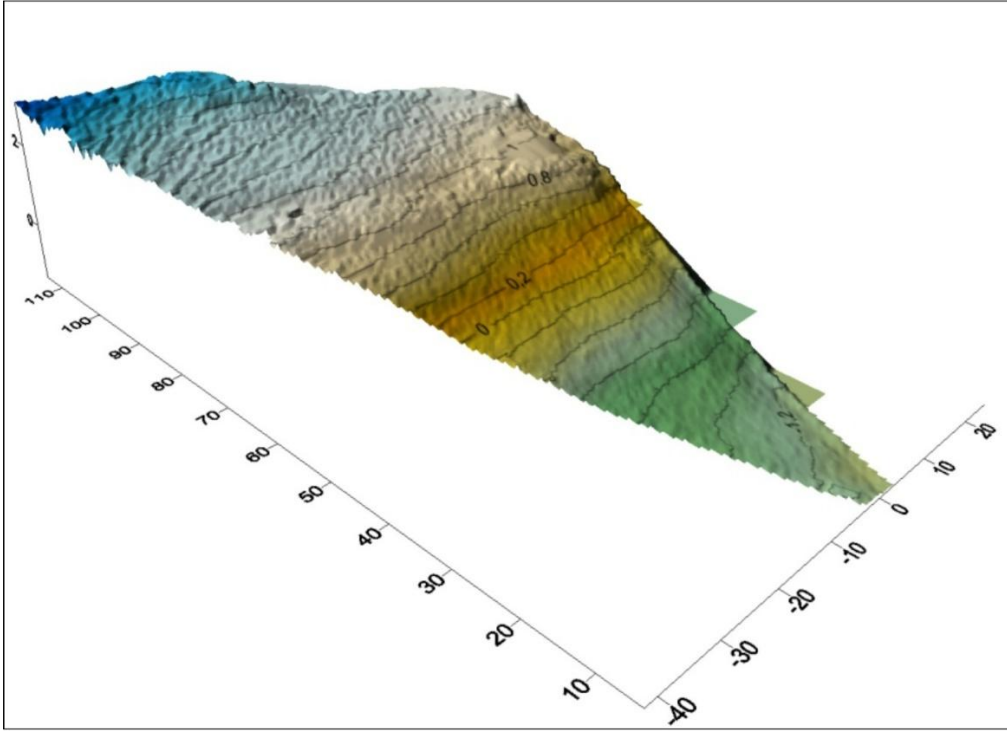
Akım yönü ve sink giderme: Hidrolojik analizlerde doğru akış ağlarının çıkarılması için DEM'ler üzerinde sink giderme yapılmış, akım yönü ve birikim katmanları üretilmiştir.

2.1.1.2 LiDAR verileri (Yersel ve UAV tabanlı)

LİDAR, yüksek frekanslı lazer atımlarıyla yeryüzü üzerindeki mesafeyi ölçerek üç boyutlu nokta bulutları üretimidir (Şekil 2.3, Şekil 2,4). Yersel tarayıcılar (TLS), hava platformları (ALS) ve insansız hava araçlarına (UAV) monte edilen LiDAR sistemleri sayesinde milimetrik–desimetrik ayrıntıda mikro-rölyef ortaya konulabilir. Tezde, yersel LiDAR taramaları birleştirilmiş, yükseklik profilleri ve detaylı eğim analizleri üretilmiştir. (Şekil 2.1, Şekil 2,2)



Şekil 2.1. Meşelik hendeği mikrotopografya haritası



Şekil 2.2. Karaca ağaç hendeği mikrotopografya haritası

Çalışma alanının ormanlık ve engebeli olması nedeniyle, LiDAR'ın bitki örtüsü altında topografyayı ortaya çıkarma yeteneği özellikle önem kazanmıştır.



Şekil 2.3. Karaca ağaç Hendeği Lidar ile Mikrotopografya Haritası Üretme Aşaması



Şekil 2.4. Yersel Lidar

2.1.1.3 Ortofotolar ve hava fotoğrafları

Hava fotoğrafı ve ortofotolar, çalışma kapsamında Türkiye Cumhuriyeti Tapu ve Kadastro Genel Müdürlüğü ile Orman Genel Müdürlüğü arşivlerinden alınan hava fotoğrafları ve 1/25 000 ölçekli topografik haritalar kullanılmıştır. Bu fotoğraflar, fay izlerinin ve rölyef süreksizliklerinin tarihî süreçteki değişimini gözlemlemek için referans teşkil etmiştir. 1950’ler ve 1980’ler arasındaki hava fotoğrafları, topoğrafyanın insan etkisi (yol, tarla, yerleşim) ile nasıl değiştiğini karşılaştırmak için de değerlendirilmiştir.

2.1.2 Kartografik ve Jeolojik Veriler

Bu kategori, saha gözlemlerinin coğrafi bağlamını oluşturan ve jeolojik/zaman bilgisi içeren kartografik veri setlerini içerir. Topografik haritalar, jeoloji haritaları ve diri fay haritaları birlikte değerlendirilerek fay segmentinin jeomorfik çevresi belirlenmiştir.

2.1.2.1 Topografik haritalar

Harita Genel Müdürlüğü’nün üretmiş olduğu WGS84 projeksiyon sistemli 1/25.000 ölçekli topografya haritaları süreç boyunca fayın morfolojideki izinin takip edilmesinde

faydalanılmıştır. Eğim kırıklıkları izohips çizgilerinin birbirine yaklaştığı yerleri gösterirken fay boyu bu unsurlar devam etmiştir.

Modern kartografik kaynaklar: Tapu ve Kadastro Genel Müdürlüğünün bir hizmeti olan parsel sorgu ile potansiyel kazı alanları hakkında daha fazla bilgiye sahip olunmuştur. Ayrıca, OpenStreetMap ve Google Maps gibi açık kaynak haritalar, saha erişimi için yol planlamasında ek bilgi sağlar.

2.1.2.2 Jeoloji ve diri fay haritaları

MTA 1/100 000 ölçekli jeoloji haritaları: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) tarafından üretilen jeoloji haritaları, litostratigrafik birimlerin yaşları, mineralojisi ve yapısal ilişkileri hakkında detay sağlar. Bu haritalar sayesinde Nifdağı segmenti üzerindeki miyosen kumtaşı, konglomera ve güncel alüvyon gibi birimlerin dağılımı belirlenmiş; fayın hangi litoloji sınırları boyunca seyrettiği tespit edilmiştir.

Türkiye Diri Fay Haritası: Türkiye'nin diri fay envanteri (Emre vd., 2013) aktif fay segmentlerinin konum, uzunluk, hareket türü ve deprem potansiyeli bilgilerini içerir. Bu harita, Nifdağı segmentinin Ege Bölgesi'ndeki doğrultu atımlı fay sistemi içindeki konumunu belirlemek ve bölgesel gerilme rejimiyle ilişkilendirmek için kullanılmıştır. Ayrıca, fayın daha kuzeye veya güneye uzanan benzer segmentlerle karşılaştırılmasına olanak tanımıştır.

2.2. Kullanılan Yazılım ve Donanımlar

Bu modül, Nifdağı segmentinin morfotektonik ve paleosismolojik çözümlemesi sırasında kullanılan yazılım ve donanımların tümünü ayrıntılı şekilde açıklar. Çalışmada, veri işleme ve harita üretimi için çeşitli yazılımlar kullanılmış; ArcGIS 10.8 ile DEM analizleri, eğim ve yön haritaları üretimi yapılmış, SAGA GIS yardımıyla drenaj analizleri ve yüzey deformasyonu modelleri oluşturulmuştur. Görsel düzenleme ve raporlama için CorelDRAW'dan faydalanılmıştır. Fay zonu üzerindeki kinematik ölçümler, FaultKin 7.7 yazılımıyla analiz edilmiş; bu program, eğim atımlı fay düzlemleri ve çatlak verilerini stereografik projeksiyon yöntemiyle çözümleyerek olası stres yönelimlerini değerlendirmek için kullanılmıştır.

2.3. Ön Arazi Planlaması ve Hazırlık

Arazi çalışmasının başarısı, hazırlık aşamasındaki dikkatli planlamaya bağlıdır. Sahada bir fiil çalışma yapılmadan önce, uzaktan algılama verileri ve CBS ortamında üretilen haritalar

incelenmiş ve potansiyel saha hedefleri belirlenmiştir. Planlama sürecinin temel adımları aşağıda özetlenmiştir:

Hedef alanların belirlenmesi: ALOS PALSAR ve SRTM DEM'lerinden türetilen eğim haritaları, LiDAR mikrotopografya ve jeoloji haritaları kullanılarak fay izindeki kritik noktalar (eğim kırıkları, basınç sırtları, nehir sapmaları) seçildi. Bu adım, sahada zamanın verimli kullanımını sağladı.

Lojistik ve izinler: Araziye girmeden önce yerel yönetimler ile iletişime geçilerek gerekli izinler alındı. Ayrıca jandarma gibi asayiş birimleri ile de koordine bir şekilde çalışma yürütüldü.

2.4. Paleosismoloji Yöntemi

Paleosismoloji, stratigrafik kayıtlardaki bozulmalar, fay yüzeylerindeki kırık ilişkileri ve çökellerin yaşları üzerinden tarihsel depremlerin tekrarını belirlemeye çalışır. Çalışmada kullanılan yöntemler hem sahadan toplanan verileri hem de uzaktan algılama destekli analizleri içerir. Bu bağlamda, bir paleosismolojik analizde değerlendirilen temel parametrelerin deprem büyüklüğü, tekrarlanma aralığı, son aktivasyon zamanı ve fay geometrisi olduğu vurgulanmalıdır (McCalpin, 2009). Bu parametreler, bir faya ilişkin Holosen dönemindeki deprem geçmişini çözümleyerek gelecekteki olası büyük depremleri tahmin etmede kritik öneme sahiptir (McCalpin, 2009).

2.4.1. Hendek Yeri Belirleme

Hendek yerinin doğru seçimi, paleosismolojik çalışmanın başarısı açısından belirleyicidir. Saha çalışmasının bu aşamasında, fay izlerinin morfolojik ve stratigrafik olarak en iyi korunmuş olduğu alanlar belirlenir (Şekil 2.5, Şekil 2,6).



Şekil 2.5. Havalimanının yaklaşık 3 km doğusu

Çalışmada hendek yerleri eğim kırıkları, sıçramalar, basınç sırtları ve alüvyon–anakaya dokanakları gibi topografik süreksizliklerin bulunduğu kesimlere odaklanılmıştır. Hendeklerin,

fay izlerinin en belirgin olduğu ve antropojenik etkilerin minimum olduğu alanlarda açılması önerilir.



Şekil 2.6. Hendeğin Açılacağı Yerin Belirlenmesi (A), Hendeğin Açılma Hazırlığı (B)

Paleosismolojik literatürde, hendek yeri seçiminin çok kaynaklı bir veri sentezi ile yapılması tavsiye edilir. Bunun için ALOS PALSAR, SRTM, LiDAR gibi sayısal yükseklik modellerinden türetilen morfoloji haritaları, yüksek çözünürlüklü hava fotoğrafları ve drone görüntülerinden oluşturulan mikrorölyef modelleri birlikte değerlendirilir. Ayrıca aktif fay ve jeoloji haritaları ile tarihsel deprem katalogları incelenerek fay segmentlerinin konumları

belirlenir. Bu yöntem, potansiyel yüzey kırıklarını ve stratigrafik kalınlığı en iyi yansıtan noktaların seçilmesini sağlar. (Şekil 2.7)



Şekil 2.7. Meşelik Hendeğinin Açılacağı Lokasyon (A), Meşelik Hendeğinin Açılma Aşaması (B)

Seçim Kriterleri

Morfolojik süreksizlikler: Eğim kırıkları, kırık yüzlü basamaklar ve akarsu sapmalarının izlendiği kesimler önceliklidir. Tezde Karacaagaç ve çevresinde iki hendek yeri bu kapsamda en başta değerlendirilen lokasyonlar olmuştur. (Şekil 2.8, Şekil 2,9)



Şekil 2.8. Havalimanının yaklaşık 2,5 km doğusu

Morfolojik süreksizlikler: Eğim kırıkları, kırık yüzlü basamaklar ve akarsu sapmalarının izlendiği kesimler önceliklidir. Tezde Karacaagaç ve çevresinde iki hendek yeri bu kapsamda en başta değerlendirilen lokasyonlar olmuştur.

Fay izlerine yakınlık: Hendekler, diri fay haritasındaki çizgilere mümkün olduğunca kesişen doğrultuda açılmıştır.

Sediman kalınlığı: Hendek yerinde Kuvaterner çökellerin yeterli kalınlıkta ve düzenli olarak biriktiği alanlar tercih edilmelidir. Çok ince alüvyonlarda paleodeprem izleri silinebilir; çok kalın birimlerde ise kazı stabilitesi sorunları yaşanabilir.

Antropojenik etkiler: Tarım ve yerleşim alanlarından uzak, doğal yüzeylerde açılan hendekler tercih edilmelidir.

Erişilebilirlik: Ulaşım ve güvenlik koşulları göz önünde bulundurulmalıdır.

Tek bir hendekten elde edilen verilerin tüm fay davranışını temsil etmeyebileceğini vurgulamaktadır. Bu nedenle, aynı segment boyunca birden fazla hendek açılması ve verilerin jeomorfik, jeofizik ve tarihsel bilgilerle desteklenmesi önerilir (McCalpin, 2009).



Şekil 2.9. Karacağağ Hendeği Lokasyonu

2.4.2. Hendek Açma ve Temizleme Süreci

Paleosismoloji çalışmalarında hendek kazıları hem insan gücü hem de iş makineleriyle yapılır (Şekil 2.10). Hendekler MTA'nın jeoteknik protokollerine uygun şekilde açılır ve duvarlar el aletleriyle temizlenir (Şekil 2.11). Amaç, fayın ana düzlemine dik bir kesit elde etmek ve sediman birimlerini bozulmadan gözlemlemektir.



Şekil 2.10. Meşelik hendeği kazı süreci



Şekil 2.11. Meşelik Hendeği Duvarlarının Temizlenme Aşaması (A), Girdleme Öncesi Ölçüm İşlemleri (B)

Temizlenen duvarlar fotoğraf çekimi için hazırlanır. Hendek duvarları el aletleriyle kazılarak birim sınırları, fay yüzeyleri ve deformasyon izleri dikkatlice işaretlenir. Ardından 1'er metre aralıklarla gridleme işlemi yapılır. Duvarlar ıslatıldıktan sonra fotoğraflanır ve

structure-from-motion (SfM) yöntemiyle fotomozaikler üretilir (McCalpin, 2009). Bu, yüksek çözünürlüklü dijital modellerin elde edilmesini ve logların hatasız hazırlanmasını sağlar.

2.4.3. Stratigrafik Belgeleme ve Log Hazırlama

Paleosismolojik hendeklerde ana amaç, sediman birimlerinin yaşlarını ve yapısal ilişkilerini tanımlamaktır. Her birimin litolojisi, tane boyu, renk ve iç yapıları tanımlanmalı; birimler arasındaki düzensizlikler not edilmelidir. Temel hendekleme çalışmalarında duvarlar 1×1 m karelere bölünerek her karedeki birimler sistematik biçimde çizilir (Weldon vd., 2004).

Güncel uygulamalarda dijital log üretimi yaygındır. SfM fotogrametriyle elde edilen hendek duvar mozaikleri üzerine birim sınırları, fay düzlemleri ve deformasyon özellikleri CBS ortamında çizilebilir. Numune konumları ve tarihleme sonuçlarının log üzerine işlenmesi yorumları güçlendirir.

2.4.4. Numune Alımı

Hendeklerde tarihlenebilir malzeme (köl, odun kömürü vb.) içeren katmanlardan numune alınır. Numune konumu, derinliği ve stratigrafik ilişkileri detaylı kaydedilmelidir. Radyokarbon (^{14}C) ve OSL analizleri, deprem olaylarının zamanlamasının belirlenmesinde kullanılır.

2.4.5. Kinematik Ölçümler ve Stres Analizi

Fay düzlemlerinin ve çatlak setlerinin kinematik analizi paleodeprem mekanizmasının anlaşılmasında önemlidir. Hendek duvarlarında gözlenen fay düzlemleri üzerinde doğrultu, eğim yönü ve eğim miktarı ölçülür. Bu veriler Faultkin programı ile analiz edilerek maksimum sıkışma ve açılma yönleri hesaplanır (Allmendinger vd., 2012).

ÜÇÜNCÜ BÖLÜM

ARAŞTIRMA ALANI

3.1 Coğrafi Konum ve İdari Sınırlar

Nifdağı segmentinin yerleşim içindeki konumunu, çevre yerleşim birimleriyle ilişkisini ve idari sınırları çalışmada kapsamlı bir şekilde ele alınmıştır. Bölgenin coğrafi konumu yalnızca arazi çalışmalarının lojistik planlaması açısından değil, aynı zamanda segmentin deprem tehlike potansiyelinin değerlendirilmesi bakımından da önem taşımaktadır. Nifdağı segmenti, İzmir ilinin doğusunda yer alan Gediz Grabeni'nin güneydoğu kenarı boyunca uzanan aktif bir fay hattı olarak tanımlanmış; çalışmada oluşturulan tüm haritalar ve mikromorfolojik gözlemler bu çerçevede değerlendirilmiştir.

3.1.1 Bölgesel Konum ve Topografik Ortam

Nifdağı, Batı Anadolu'da Bozdağlar silsilesinin batıya uzanan bir parçasını oluşturur ve Gediz ile Küçük Menderes havzalarının arasında yer alır. Yaklaşık 1510 metre yüksekliğe ulaşan bu dağ kütlesi, İzmir kent merkezinin doğusunda konumlanmış olup Kemalpaşa ve Torbalı ilçeleri arasında belirgin bir orografik engel teşkil eder (Şekil 3.1).



Şekil 3.1. Vişneli Köyü 500m kuzey batısı

Dağ, kuzeyde Belkahve Geçidi ve güneyde Karabel Geçidi gibi dar geçitlerle çevre alanlara bağlanır; bu geçitler hem İzmir'e doğudan ulaşım açısından hem de segmentin stratejik önemini vurgulaması bakımından dikkate değerdir. Nifdağı'nın yaklaşık koordinatları $38^{\circ}17'58''$ K, $27^{\circ}01'08''$ D'dir (Şekil 3.2).



Şekil 3.2. Vişneli Köyü

Dağın kuzeydoğu yamacı Kemalpaşa Ovası'na, güneybatı yamacı ise Küçük Menderes Grabeni'ne bakar. Bu konum, tektonik açıdan iki farklı havza arasında doğal bir sınır oluşturur. Bozdağlar zincirinin en yüksek zirvesi olan Bozdağ (Tmolos) 2000 metrenin üzerine çıkmasına rağmen, Nifdağı vadilerden aniden yükselmesi ve iki graben arasındaki izole konumu nedeniyle morfolojik olarak daha baskın bir birimdir (Emre & Sözbilir, 1997). Dağdan doğan Nif Çayı, kuzeydeki Kemalpaşa Ovası'na doğru akarak yerel drenaj ağını şekillendirir.

3.1.2 Segmentin Başlama ve Bitiş Noktaları

Nifdağı segmenti, İzmir ilinin doğu ucunda, Torbalı ilçesi sınırlarından başlayarak doğu yönünde uzanır. Segment, batıda Adnan Menderes Havalimanı yakınlarından başlar; Kısık

(Torbalı), Karacağağaç, Kırklar ve Vişneli köyleri boyunca doğu-batı doğrultusunda devam eder (Şekil 3.3).



Şekil 3.3. Karacağağaç Köyü Yaklaşık 1,5 Kilometre Batısı (A), Karacağağaç Köyü 500 Metre Kuzey Doğusu

Doğuda Dağkızılca Fayı ile birleşen segment, daha sonra Armutlu Segmenti ile etkileşerek Gediz Graben Sistemi'nin güneybatı kenarına bağlanır. Yaklaşık 13 km uzunluğundaki bu fay parçası, Türkiye Diri Fay Haritası'nda bir kısmı holosen bir kısmı kuvaterner aktiviteli olarak sınıflandırılmıştır (Emre vd., 2013). Segmentin sağ yanal doğrultu

atımlı karakteri hem topografik eşikler (Şekil 3.4) hem de Kuvaterner birimleri boyunca yüzeyde izlenmektedir.



Şekil 3.4. Vişneli Köyü 500m kuzey batısı

3.1.3 Segment Boyunca Yerleşim Birimleri

Adnan Menderes Havalimanı: Segmentin batı ucuna yakın konumdadır. Bu yakınlık, olası bir yüzey kırığı senaryosunda havalimanı altyapısının etkilenme riskini artırır.

Kısık Köyü: Fay hattının yüzeyde izlendiği batı kesiminde yer alır. Segmentin ilk gözlenebilir morfolojik yapıları burada belirlenmiştir.

Karacağaç Köyü: Araştırmanın mikrotopografya, hendekleme ve paleosismoloji çalışmalarının odak noktasıdır. Basınç sırtları, eğim kırıkları ve sıçramalar bu bölgede belirgin biçimde izlenmiştir.



Şekil 3.5. Meşelik hendeği lokasyonu genel görünüş

Kırklar ve Vişneli Köyleri: Segmentin doğu yarısında yer alır. Dağkızılca Fayı ile olan bağlantının izlendiği kritik kesimi oluştururlar.

Dağkızılca Beldesi ve Armutlu Segmenti: Segment doğuda kuzeydoğuya yönelir ve Armutlu Segmenti ile birleşerek Gediz Graben Sistemi'ne bağlanır.

3.1.4 İdari Sınırlar ve Yerleşim Riskleri

Segment, İzmir ili sınırları içinde kalan Torbalı, Kemalpaşa ve kısmen Buca ilçeleri arasında uzanır. Torbalı ilçesi segmentin batı yarısını kapsar ve Adnan Menderes Havalimanı'na en yakın kısımdır. Karacaagaç köyü burada yer almakta ve paleosismolojik çalışmalar açısından önemli bir merkez teşkil etmektedir. Buca ilçesi segmentin orta ve batı kesimlerinde yer alır; Kırklar (Şekil 3.7) ve Vişneli köyleri (Şekil 3.6) bu sınırlar içindedir. Kemalpaşa ilçesi ise segmentin kuzeydoğusunda, Armutlu Segmenti ile birleşim bölgesinde konumlanır.



Şekil 3.6. Vişneli köyü yaklaşık 200m batısı

Coğrafi konumu itibarıyla Nifdağı segmenti, İzmir kent merkezine ve Adnan Menderes Havalimanı'na yakınlığı nedeniyle yüksek yerleşim riski taşımaktadır. Yaklaşık 4,5 milyon nüfusa sahip bir metropolün (Tablo 3.1) doğu sınırında uzanan aktif bir fay hattı, ulaşım altyapısı, sanayi tesisleri ve yerleşim alanları açısından ciddi bir tehdit oluşturmaktadır.

Tablo 3.1 İzmir ili demografik tablosu (Tüik 2025)

SEÇİLMİŞ GÖSTERGELERLE TÜRKİYE-İZMİR		YIL	TÜRKİYE	İZMİR
NÜFUS İSTATİSTİKLERİ	Nüfus-Adrese Dayalı Nüfus Sistemi (ADNKS)	2023	85.372.377	4.479.525
	Yıllık nüfus artış hızı (binde)	2022-2023	1,1	3,9
	Nüfus yoğunluğu	2023	111	373
	Ortalama hanehalkı büyüklüğü	2023	3,1	2,8
	Toplam hanehalkı sayısı	2023	26.309.332	1.559.670
	Ortanca yaş	2023	34,0	38,4
	Genç nüfusun oranı	2023	15,1	13,0



Şekil 3.7. Kırıklar köyü

Özellikle segment boyunca yer alan köylerdeki yapı stokunun çoğunlukla tek katlı yığma veya betonarme binalardan oluşması ve sismik tehlike bilincinin düşük olması, olası deprem senaryolarında hasar riskini artırmaktadır.

3.1.5 Coğrafi Çevre ve Ulaşım Bağlantıları

Nifdağı segmenti, Gediz Grabeni ile Küçük Menderes Grabeni arasında uzanan topoğrafik eşikte yer alır ve ulaşım açısından stratejik bir konumdadır. İzmir’i Manisa ve Uşak illerine bağlayan Ankara–İzmir otoyolu, Nifdağı’nın kuzey eteklerindeki Belkahve Geçidi boyunca geçer ve segmentin birkaç kilometre kuzeyinden seyrederek. Güneyde ise Torbalı’yı Tire ve Ödemiş ilçelerine bağlayan karayolu, Karabel Geçidi üzerinden Küçük Menderes Ovası’na ulaşır (KGM, 2023). Bu yolların fay zonuna yakınlığı, olası bir depremde ulaşım ağlarının ciddi şekilde etkilenebileceğini göstermektedir.

Jeomorfolojik olarak Nifdağı, kuzeyde Kemalpaşa Ovası’na ve güneyde Küçük Menderes Ovası’na bakan dik yamaçlar oluşturur. Yamaçların ani yükselmesi ve vadilerin

segment boyunca yan yana dizilmesi, fayın doğrultusu ile topografyanın paralellliğini gösterir. Bu paralellik, eğim kırıkları, fay façetaı ve basınç sırtları gibi morfotektonik unsurların gelişmesine uygun bir ortam yaratmaktadır (Emre & Sözbilir, 1997).

Nifdağı segmenti, Batı Anadolu'daki genişlemeli tektonik rejimin önemli bir bileşenidir. Adnan Menderes Havalimanı yakınlarından başlayarak Kısık, Karacaagaç, Kırklar ve Vişneli köyleri boyunca uzanıp Dağkızılca ve Armutlu segmentleriyle birleşen bu fay, hem jeolojik hem de sosyoekonomik açıdan stratejik öneme sahiptir. Yaklaşık 13 km uzunluğundaki bu aktif fay parçası, İzmir metropolüne komşu konumu nedeniyle yüksek sismik tehlike barındırmaktadır. Bölgenin topografik konumu ve idari sınırları göz önüne alındığında, Nifdağı segmentinin yerleşim planlaması ve afet yönetimi çalışmalarında öncelikli olarak değerlendirilmesi gerekmektedir.

3.2 İklim Özellikleri ve Bitki Örtüsü

Segmentin topoğrafik konumu, Ege Bölgesi'nin genel Akdeniz iklimi altında kalmasına rağmen yerel mikroklima koşullarının oluşmasına neden olur. Bu durum, hem morfolojik süreçler hem de tarımsal faaliyetler ve biyolojik çeşitlilik üzerinde belirleyici bir rol oynar.

3.2.1 İklim Karakteristiğı

Çalışma alanı, Köppen Csa sınıflandırmasına göre tipik Akdeniz iklimine sahiptir. Yazlar sıcak ve kurak, kışlar ılıman ve yağışlıdır. İzmir bölgesinde uzun yıllar (1991–2020) ortalamasına göre yıllık ortalama (Tablo 3.2) sıcaklık 17–18 °C civarındadır.

Tablo 3.2 İzmir ili ortalama sıcaklık değerleri (MGM, 2024)

İZMİR	Ocak	Şubat	Mart	Nisan	Mayıs
Ortalama Sıcaklık (°C)	9,0	9,9	12,4	16,2	21,1
Ortalama En Yüksek Sıcaklık (°C)	12,7	14,0	17,2	21,3	26,5
Ortalama En Düşük Sıcaklık (°C)	6,0	6,6	8,6	11,8	16,2
Ortalama Güneşlenme Süresi (saat)	4,5	5,2	6,6	7,9	9,7
Ortalama Yağışlı Gün Sayısı	11,6	12,0	10,2	9,0	7,1

Aylık Toplam Yağış Miktarı Ortalaması (mm)		127,5	107,2	77,8	50,1	32,9	
Haziran	Temmuz	Ağustos	Eylül	Ekim	Kasım	Aralık	Yıllık
26,0	28,6	28,5	24,2	19,5	14,4	10,5	18,4
31,3	33,8	33,6	29,5	24,6	18,8	14,0	23,1
20,9	23,5	23,7	19,5	15,4	10,9	7,7	14,2
11,5	12,3	11,6	9,7	7,6	5,8	4,2	8,0
3,7	0,7	0,8	3,1	6,7	9,1	13,3	87,2
14,4	3,0	6,7	23,5	56,5	99,6	131,3	730,5

Meteoroloji Genel Müdürlüğü'nün (MGM, 2024) verilerine göre, 2024 yılı Türkiye genelinde 15,6 °C ile son 53 yılın en sıcak yılı olmuş; Ege Bölgesi'nde yağışlar normallerin %22,4 altına düşmüştür. Bu eğilim, Nifdağı çevresinde su kaynakları ve toprak nemi üzerinde olumsuz etkiler yaratmış ve arazi kullanım stratejilerinin gözden geçirilmesini gerekli kılmıştır.

3.2.2 Sıcaklık ve Yağış Rejimi

Ortalama sıcaklıklar: İzmir merkezinde yıllık ortalama sıcaklık 17,1 °C'tir. En soğuk ay olan ocakta ortalama 6,7 °C, en sıcak ay olan temmuzda 28,4 °C'dir (Climate Reports, 2024; Climate Data, 2024).

Yağış miktarı: Nifdağı çevresinde yıllık toplam yağış 700–1000 mm arasında değişir. İzmir merkezinde bu değer ortalama 700 mm civarındadır (MGM, 2024). Yağışın %50'sinden fazlası kış aylarında, yaklaşık %40'ı ilkbahar ve sonbaharda, yalnızca %3–5'i yaz aylarında gerçekleşir.

3.2.3 Nem ve rüzgâr: Yaz aylarında deniz meltemleri ve kuzeyden esen Meltemi rüzgârı, nem oranını düşürürken kış aylarında yağışlarla birlikte nispi nem yükselir (Climate Reports, 2024).

Bu rüzgârlar, Nifdağı'nın kuzey ve güney yamaçları arasında sıcaklık farklarını düzenleyerek lokal mikroklima farklılıkları oluşturur.

Bu iklimsel değişkenlikler, yamaç süreçlerini ve morfolojik gelişimi doğrudan etkiler. Kış yağışlarıyla doygunluğa ulaşan yamaç malzemesi heyelan ve toprak kayması riskini artırırken, yaz kuraklığı zemin nemini düşürerek çatlak gelişimini ve biyolojik aktiviteyi sınırlar. Bu koşullar, paleosismolojik hendeklerdeki stratigrafik birimlerin korunma potansiyelini de etkiler.

3.2.4 Doğal Bitki Örtüsü ve Arazi Kullanımı

Nifdağı çevresinde doğal bitki örtüsü Akdeniz makisi formasyonu ile temsil edilir. Maki; yıl boyunca yaprağını dökmeyen, bodur çalı ve ağaççık topluluklarından oluşur. Başlıca türler arasında zeytin (*Olea europaea*), funda (*Erica arborea*), mersin (*Myrtus communis*) ve kermes meşesi (*Quercus coccifera*) yer alır. Ayrıca defne, sandal, sakız, delice, menengiç, keçiboynuzu, kocayemiş ve akçakesme gibi türler de bulunur. Bitki örtüsünün tahribiyle oluşan seyrek çalı toplulukları garig olarak adlandırılır (Atalay, 2011).

Yükseltiye Bağlı Bitki Zonları

0–400 m: Zeytinlikler ve meyve bahçeleri hâkimdir. Zeytincilik ve bağcılık önemli ekonomik faaliyetlerdir. Kış yağışlarının yüksek, yaz kuraklığının belirgin olduğu bu kuşakta su yönetimi önem taşır.

400–800 m: Doğal maki formasyonu geniş alanlar kaplar. Orman tahribatı görülen alanlarda garig toplulukları gelişir. Bitki örtüsü, toprağı erozyona karşı korur.

800 m ve üzeri: Kızılçam (*Pinus brutia*) ve karaçam (*Pinus nigra*) ormanları baskındır. Zirve kesimlerinde soğuk ve nemli koşullara uyum sağlamış endemik türler bulunur.

Yükselti gradyanları boyunca bitki örtüsü değişimi, morfolojik süreçlerin şiddetini etkiler. Üst yamaçlardaki ormanlar yağış sularının infiltrasyonunu artırarak erozyonu azaltırken, alt yamaçlardaki tarım alanları aşırı yağışlarda yüzey akışına ve sel riskine daha açıktır. Bitki örtüsü çeşitliliği, paleosismolojik hendeklerde tespit edilen organik materyallerin yorumlanmasında da önem taşır.

3.2.5 Tarımsal Faaliyetler ve İnsan Etkisi

Bölge ekonomisi ağırlıklı olarak tarıma dayanır. Zeytinlikler, üzüm bağları ve sebze bahçeleri yaygındır. Tarımsal sulama, yaz kuraklığında yeraltı suyu kullanımını artırmış; bu da

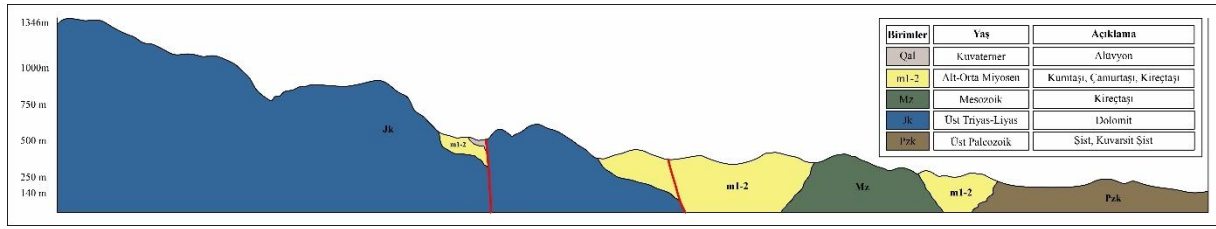
su seviyesinde mevsimsel dalgalanmalara yol açmıştır. Orman tahribatı, otlatma ve yangınlar bazı alanlarda makinin garig topluluklarına dönüşmesine neden olmuştur (Atalay, 2011).

3.2.6 İklim ve Bitki Örtüsünün Jeomorfik Etkileri

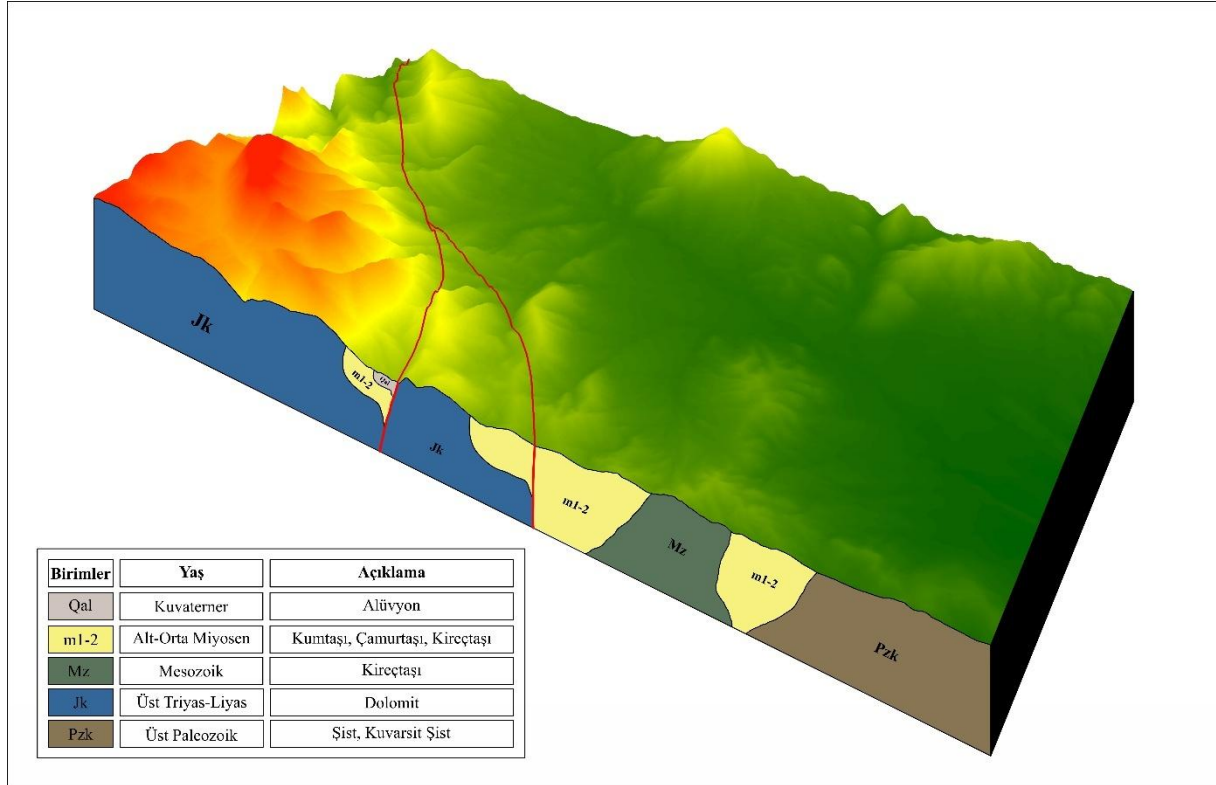
Kış yağışlarının yoğun olduğu dönemlerde yüzey akışı artarak fay izleri boyunca erozyonu hızlandırır ve genç jeomorfik yüzeylerin oluşumuna katkı sağlar. Yaz kuraklığında toprak neminin azalması, yüzeyde çatlak gelişimini teşvik eder. Makilik ve orman örtüsü kök sistemleriyle toprağı stabilize ederken, tarım alanları erozyona daha açıktır. Bu nedenle, paleosismolojik hendeklerin planlanmasında bitki örtüsü türü ve yoğunluğu dikkate alınmıştır.

3.3 Jeoloji ve Stratigrafi

Araştırma alanındaki stratigrafik dizilimi kavramak, Nifdağı segmentinin litolojik-zaman ilişkilerini doğru değerlendirmek açısından önemlidir. Bölge, İzmir–Bayındır baseni ile



Şekil 3.9. Çalışma sahası jeoloji kesiti



Şekil 3.10. Çalışma sahası üç boyutlu kesit modeli

3.3.1 Üst Miyosen – Kızılırmak Formasyonu (Çakıltası–Kumtaşı–Kiltaşı Dizisi)

Kızılırmak Formasyonu (TJVT 2025) çalışma sahasında segmentin batı kesiminde yüzeylenir ve Üst Miyosen yaşlı birimlerle temsil edilir. Alt düzeylerinde çakıltası–kumtaşı–miltası fasiyeslerinin yer aldığı belirlenmiştir. Bu litolojiler, hızlı bir su akımıyla taşınmış iri taneli malzemelerden daha sakin ortamlarda çöken ince taneli sedimanlara geçişi gösterir.

Kızılırmak Formasyonu'nun Orta Anadolu'daki benzer kesitlerinde yaklaşık 110–120 m kalınlıkta bataklık çevreleri ve sığ göl ortamlarında biriken çamurtaşı ve kumtaşı sekansları bulunur. Bu istifler çoğu zaman jips ve çakıllı ara tabakalar içerir ve yukarıdan aşağıya doğru tane boyunun incilmesiyle karakterizedir (Koçyiğit, 2000; Görür & Tüysüz, 2001). Erken evrede iri unsurlu akarsu veya delta çökelleri, üstte ise gölsel kiltaları baskındır.

Nifdağı çevresindeki Kızılırmak Formasyonu da benzer şekilde mezoölçekli dere ağızları ve sığ göl kenarlarında meydana gelen akarsu-aşınım olaylarının ürünüdür. Çakıltaşı ve kumtaşlarının iyi derecelenmiş olması, jipsli seviyelerin mevsimsel kuraklık ve evaporit oluşumunu işaret eder.

3.3.2 Orta Miyosen – Karapınar Formasyonu (Kireçtaşı–Marn–Kiltaşı–Kumtaşı)

Karapınar Formasyonu, segmentin orta kesiminde Üst Miyosen birimlerinin altında ve Kumartaş Formasyonu’nun üzerinde yer alır. Birim, kumtaşı–kiltaşı–kireçtaşı ardaalanmalarından oluşan bir Orta Miyosen dizisidir.

Konya bölgesinde tanımlanan Karapınar Formasyonu kahverengi–kirli beyaz tonlarda, kısmen fosilli yapıya sahip kireçtaşı, marn ve kiltaşı bileşiminden oluşur. Yer yer kumlu seviyeler de bulunur (Bozkurt, 2003; Şenel, 1997).

Bu fasiyes özellikleri, sığ denizden tatlı su ortamına geçişi temsil eden şelf kenarı–lagün ortamlarda çökelmenin gerçekleştiğini göstermektedir. Üst seviyelerinde silisçe zengin nodüller ve sepiolit varlığı rapor edilmiştir. Nifdağı segmentindeki Karapınar Formasyonu’nun da lagüna–karasal bir havzada, zaman zaman volkanizmanın etkisi altında gelişen sığ deniz–delta sisteminde biriktiği değerlendirilir.

3.3.3 Alt Miyosen – Kumartaş Formasyonu (Konglomera–Kumtaşı–Kiltaşı)

Segmentin doğu kesiminde yüzeyleyen Kumartaş Formasyonu, masif ve tabakalı konglomeralar, çapraz tabakalanmalı kumtaşları ve masif kilttaşlarıyla karakterizedir. Yayınlanan bir çalışmada (Tunoğlu vd., 2001), Kumartaş Formasyonu’nun meandrı nehir ve taşkın ovası çökel ortamlarının ürünü olduğu; iri taneli konglomeraların kanal dolgularını, kumtaşlarının çapraz tabakalanmalı kanal yamaç dolgularını, kilttaşlarının ise taşkın ovası veya sığ göl ortamlarını temsil ettiği belirtilmiştir. Birim metamorfik temel üzerinde uyumlu biçimde yer alır ve yukarıda Hançili Formasyonu ile geçişlidir. Segment boyunca Kumartaş Formasyonu, fay kontrollü küçük graben alanlarında kalınlığı artan bir depo karakteri kazanır. Bu durum, levha gerilmesinin erken Miyosen döneminde yoğunlaştığını göstermektedir (Yılmaz vd., 2000).

3.3.4 Üst Triyas – Karakoçuş Formasyonu (Dolomit)

Segmentin en yaşlı birimi olan Karakoçuş Formasyonu Üst Triyas yaşlı dolomitlerle temsil edilir (Şekil 3.11). Dolomit, kalsiyum ve magnezyum karbonattan oluşur ve karstlaşmayı destekleyen, akifer özellikleri yüksek bir mineraldir (Tucker & Wright, 1990).

Modern dolomit oluşumu genellikle süpersatüre hipersalin lagünlerde, sülfat indirgen bakterilerin aracılığıyla gerçekleşen anaerobik ortamlarda meydana gelir (Flügel, 2004).



Şekil 3.11. Havalimanı 2 km doğusu

Nifdağı çevresindeki Karakoçuş Formasyonu’nun kalınlığı ve sürekliliği, Triyas sonlarında karbonat platformu üzerinde gelişen sığ deniz dolomitleşme süreçleriyle ilişkilendirilmektedir. Bu birim, üzerinde bulunan Miyosen çökellerine sağlam bir temel oluşturur ve bölgesel yeraltı suyu depolamasında önemli rol oynar.

3.3.5 Alt Jura – Lias Kireçtaşı

Segment boyunca yer yer Lias yaşlı kireçtaşı istifleri gözlenir. “Lias” olarak adlandırılan bu birim, Geç Triyas–Erken Jura döneminde oluşmuş olup argilase kireçtaşı ve marn tabakalarının ardalanmasıyla karakterizedir (Şekil 3.12), (Gradstein vd., 2012).



Şekil 3.12. Karacaagaç köyü 700m kuzey doğusu

Bu istiflerde dekimetrik ölçekte kireçtaşı–kıltaşı alternasyonları kısa dönemli iklim değişimlerinin ürünü olarak değerlendirilir. Lias kireçtaşları sığ deniz ortamlarında çökelmiş, fosilce zengin seviyeler içerir; yüzeye yakın kısımlarda yoğun bitki örtüsü ve erozyon nedeniyle sınırlı gözlemlenir.

3.3.6 Üst Kretase – Alt Paleosen – Apa Formasyonu (Sığ Deniz – Kıtasal Klastikler)

Apa Formasyonu, stratigrafik dizinin daha derin seviyelerinde bulunur ve sığ deniz ile kıtasal klastik bir birlik olarak tanımlanır. Sivas havzasında yapılan jeolojik araştırmalarda, formasyonun kumtaşı, silttaşı ve marn ardalanmalarından oluştuğu ve daha yaşlı birimleri uyumlu şekilde örttüğü belirtilmiştir (Göktaş, 2010; Şengör & Yılmaz, 1981).

Üzerine Geç Miyosen–Pliyosen yaşlı kıtasal çökeller ve gölsel karbonatlar gelir, en üstte ise Kuvaterner alüvyon ve konlar bulunur. Bu bilgiler, Nifdağı çevresindeki Apa Formasyonu’nun da kıyı–delta kompleksleri ve karasal alüvyal ortamlarda birikmiş kumtaşı–kıltaşı paketlerinden oluştuğunu göstermektedir.

3.3.7 Orta Miyosen – Hayriye Formasyonu (Konglomera–Kumtaşı–Kiltaşı Dizisi)

Hayriye Formasyonu, çalışma alanında konglomera, kumtaşı ve kiltası ardalanmasıyla temsil edilen Orta Miyosen yaşlı bir birimdir. Literatürde sınırlı bilgi olmasına rağmen, litolojik bileşimi birimin çökelme ortamı hakkında ipuçları verir (Şekil 3.13).



Şekil 3.13. Doğancılar köyü 1km kuzeyi

Konglomera, çakıl ve blokların yüksek enerjili akarsular veya kıyı dalga çalkantısı ile taşınıp biriktirilmesi sonucu oluşur. Kumtaşları, genellikle kuvars ağırlıklıdır ve deniz, akarsu veya çöl ortamlarında birikmiştir. Kiltaları ise sakin su ortamlarında (örneğin göl, gelgit ovası veya derin deniz ortamı) çöker (Boggs, 2006).

Bu üç litolojinin ardalanması, birimin yüksek enerjili allüvyal yelpazelerden daha düşük enerjili taşkın ovası ortamlarına geçişle karakterize olduğunu düşündürür. Konglomeraların üste doğru kumtaşı ve kiltasına incelmesi, tortul ardalanmanın retrogradasyon süreciyle bağlantılı olabileceğini gösterir.

3.3.8 Kuvaterner Alüvyon ve Kolüvyal Depolar

Segment boyunca, özellikle Torbalı Ovası kenarında geniş yer kaplayan Kuvaterner yaşlı alüvyon ve kolüvyal depolar, en genç stratigrafik birimlerdir. Alüvyon; akarsular tarafından taşınan kil, silt, kum ve çakılların dere yataklarında, taşkın ovalarında veya alüvyal yelpazelerde birikmesiyle oluşur (Erol, 1981; Erinç, 1982).

Bu sedimanlar jeolojik olarak çok genç, gevşek yapılı ve henüz taşlaşmamış tortullardır. Genellikle yüksek tarımsal verimlilik gösterirler. Alüvyonun büyük kısmı “örtü” özelliği taşır, çünkü alttaki daha yaşlı birimleri örter. Araştırma alanındaki alüvyon ve yamaç molozları, Nifdağı segmentinin çevresindeki akarsu ağının güncel dinamikleri ve eğim molozu birikimleri sonucu oluşmuştur. Bunlar, segment boyunca kayma yüzeylerini gizleyebildiğinden, hem morfometrik analizlerde hem de hendek seçimi aşamalarında dikkatle değerlendirilmelidir.

3.3.9 Stratigrafik İlişkilerin Yorumlanması

Tanımlanan birimler, Nifdağı segmentinin farklı kesimlerinde yatay ve düşey yönde önemli fasiyes değişimlerine sahiptir. Triyas karbonat platformu üzerine gelen Üst Kretase–Alt Paleosen Apa Formasyonu, şelf-kenarı ortamdaki kıtasal ortama geçişin izlerini taşıırken; onun üzerine konform bir şekilde oturan Kumartaş, Karapınar ve Kızılırmak formasyonları, Neojen boyunca devam eden riftleşme ve havza gelişimi sürecinin ürünleridir.

Bu birimler üzerinde açısız uyumsuzlukla yer alan Hayriye Formasyonu, segment boyunca gözlenen basınç sırtı ve morfolojik süreksizliklerle ilişkili Orta Miyosen yaşlı bir allüvyal yelpaze deposu olarak değerlendirilir. En üstteki Kuvaterner alüvyon ve kolüvyal depolar ise, güncel tektonik ve iklim süreçlerinin ürünleri olup, aktif fay geometrisinin yüzeydeki yansımalarını kısmen maskeler. Stratigrafik ilişkilerin doğru yorumlanması, paleosismolojik hendeklerden elde edilen zamanlama verilerinin bölgesel jeolojik çerçeveye oturtulmasında anahtar öneme sahiptir.

3.4 Aktif Tektonik Yapı ve Segment Geometrisi

Nifdağı segmenti, Gediz Graben Sistemi’nin güneybatı kenarında yer alan aktif bir fay zonu olarak çalışmanın odak noktasını oluşturur. Segmentin doğrultusu yaklaşık K65D olup, fay düzlemi 65–70° güneydoğuya eğimlidir. Emre vd. (2016) tarafından yayımlanan Türkiye Diri Fay Haritası’nda bu segment sağ yanal doğrultu atımlı bir sistem olarak sınıflandırılmıştır. Bozkurt (2001) ise fayın yer yer eğim atımı bileşeni de içerdiğini belirtmektedir. Bu özellikler,

Gediz Grabeni'nin kuzey–güney yönlü genişleme rejimi ile uyumlu sağ yanal ve oblik deformasyon karakterini sergiler. Seyitoğlu ve Scott (1991) ile Över vd. (2021) çalışmalarında da bölgesel stres alanının kuzey–güney yönlü gerilme gösterdiği vurgulanarak, Nifdağı segmentinin bu genişleme alanının yüzeydeki bir yansıması olduğu ifade edilmiştir.

Segment Geometrisi ve Deformasyon Karakteri

Segmentin geometrik ve kinematik özellikleri hem arazi gözlemleri hem de güncel jeodezik verilerle desteklenmektedir:

Doğrultu ve eğim: Segmentin doğrultusu K65D, eğimi ise yaklaşık 65–70° güneydoğuya yönelmiştir (Şekil 3.14). Bu geometri, KD–GB doğrultulu genişleme rejimiyle uyumlu olup, fayın sağ yanal doğrultu atımıyla birlikte eğim atımlı bileşen içerdiğini gösterir (Bozkurt, 2003; Emre vd., 2016).



Şekil 3.14. Vişneli Köyü 500m kuzey batısı

Hareket bileşeni: Nifdağı fayı sağ yanal-oblik karakterdedir. Kinematik olarak doğrultu atımı ile birlikte belirgin bir düşey bileşen taşır. Bu durum, Batı Anadolu'daki

genişleme rejimlerinde sıkça gözlenen transform (strike-slip) ve normal (eğim atımlı) fay bileşenlerinin birleşimiyle oluşmaktadır (Seyitoğlu & Scott, 1996; Koçyiğit, 2000).

Segment uzunluğu ve sıçrama: Yaklaşık 13 km uzunluğa sahip segmentin en belirgin sıçraması (stepover) Karacaagaç ve Kırklar köyleri arasında görülür. Bu sıçrama noktası yüzeyde basınç sırtı (pressure ridge) oluşturur ve lokal sıkışma zonunun gelişmesine neden olur.

Bölgesel gerilme ve jeodezik bulgular: Batı Anadolu genişleme provasında yapılan GNSS ölçümleri, bölgenin yılda yaklaşık 20 mm'lik K–G yönlü gerilme altında olduğunu göstermektedir (Aktuğ vd., 2009; McClusky vd., 2000). Diercks vd. (2024) tarafından Sentinel-1 InSAR zaman serisi analizleriyle elde edilen bulgular, sadece ana graben faylarının değil, ikincil fayların da deformasyon biriktirdiğini ve dikey hızların yer yer 0.3–1.1 mm/yıl arasında değiştiğini ortaya koymuştur. Aynı çalışma, morfolojik rölyefin InSAR sinyallerini etkileyebileceğini, kentleşme kaynaklı çökmelerin sahte yükselme sinyalleri oluşturabileceğini ve bu nedenle jeodezik verilerin dikkatli yorumlanması gerektiğini vurgulamıştır (Diercks vd., 2024).

3.5 Morfotektonik Unsurlar

3.5.1 Basınç Sırtları ve Sıçramalı Morfoloji

Segmentin en belirgin yapısal unsurlarından biri, Karacaagaç ve Kırklar köyleri arasında gözlenen sıçrama zonu ve bunun üzerinde gelişen basınç sırtı yapısıdır. Bu sıçrama, fayın iki kolunun kinematik uyumsuzluğu nedeniyle oluşan lokal sıkışma alanlarında şekillenen yüzey deformasyonlarını temsil eder. Keller ve Pinter (2002) basınç sırtlarını doğrultu atımlı faylar üzerinde gelişen tipik sıkışma yapıları olarak tanımlamakta; Nifdağı'ndaki basınç sırtı da fayın sağ yanal karakteriyle uyumlu olarak, fay izinin yerel bir sapma yaptığı bölgede ortaya çıkmaktadır.

3.5.2 Eğim Kırıkları ve Blok Yükselmeleri

Arazi gözlemleri ve LiDAR temelli mikrotopografya haritaları, özellikle Karacaagaç Köyü batısındaki fay hattı boyunca çok sayıda eğim kırığı ve mikro rölyef farklılıkları göstermektedir. Bu eğim kırıkları, Kuvaterner alüvyonlarla daha eski temel kayaların dokanak zonlarında 1–2 metre yüksekliğinde topografik süreksizlikler oluşturur; Rockwell ve arkadaşları (2000) eğim kırıklarını aktif fayların yüzeyde oluşturduğu karakteristik deformasyon unsurları olarak tanımlamaktadır. Nifdağı segmentindeki eğim kırıkları, fayın sağ yanal ve eğim atımlı bileşenlerinin birleşmesiyle ortaya çıkan bloğun kademeli yükselmesi ve yamaç deformasyonları şeklinde yorumlanmaktadır (Şekil 3,15, Şekil 3,16).



Şekil 3.15. Vişneli köyü 300m kuzeyi



Şekil 3.16. Fay sarplığı

Nifdağı segmentindeki eğim kırıkları, fayın sağ yanal ve eğim atımlı bileşenlerinin birleşmesiyle ortaya çıkan bloğun kademeli yükselmesi ve mikro-yamaç deformasyonları şeklinde yorumlanmaktadır.

3.5.3 Akarsu Sapmaları, Ötelemeler ve Flüvyal Fan Kesilmeleri

Segment boyunca gelişen fay izinin hidrolojik sistem üzerindeki etkileri belirgindir. Karacaagaç çevresindeki dereler, fay kontrolünde yön değiştirerek doğrultu atımlı sisteme paralel hale gelmekte ve akarsu yataklarında doğrultusal sapmalar oluşmaktadır. Bazı kollar üzerinde akarsu ötelemesi (stream offset) izlenmiş; bu ötelemelerin sağ yanal yönde olması fayın kinematiğiyle uyumlu olup, deformasyon oranının ne kadar homojen dağıldığını göstermektedir. Ayrıca segmentin bazı kesimlerinde flüvyal fanlar fay tarafından kesilmiştir; bu kesilme, fayın yüzeyde kalıcı deformasyon oluşturduğunu ve kanal depozitlerinin yerini değiştirdiğini ortaya koymaktadır. Bu tür hidro-morfolojik etkiler, hem fayın yüzey aktivitesinin hem de paleo-hidrolojik koşulların yeniden yapılandırılmasında önemli rol oynamaktadır.

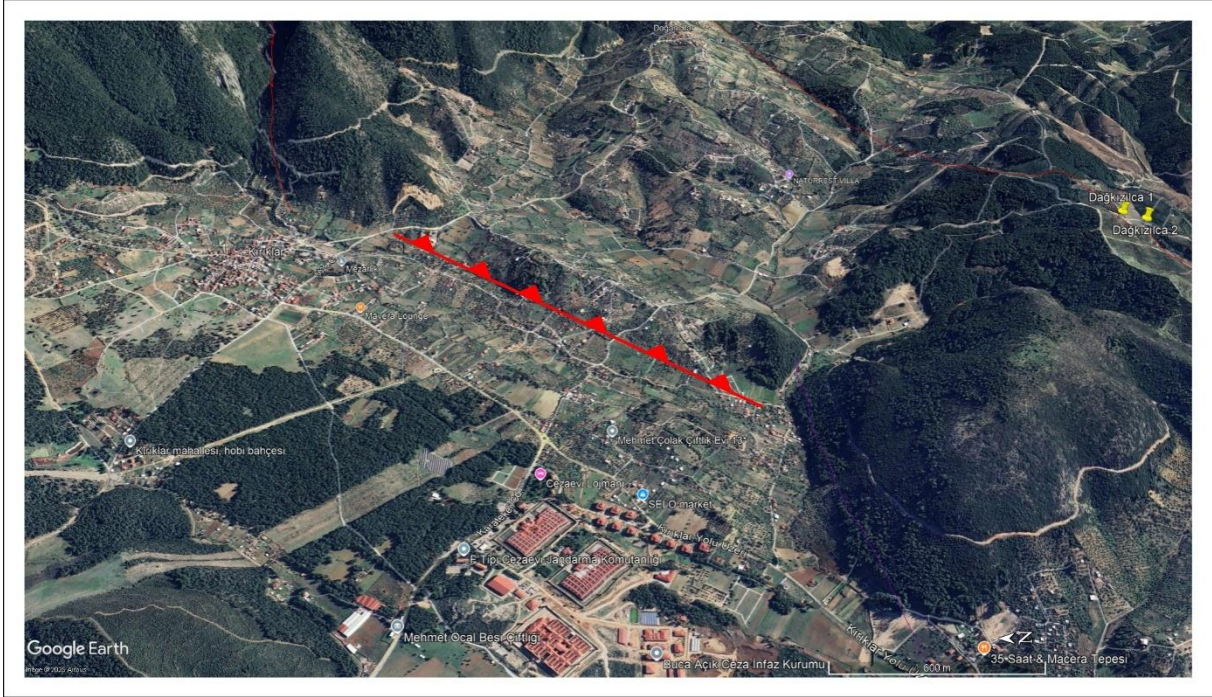
DÖRDÜNCÜ BÖLÜM

BULGULAR

4.1. Fay Sıçraması ve Morfolojik Gözlemler

Nifdağı segmenti üzerinde gerçekleştirilen arazi gözlemleri sırasında, Karacaagaç ve Kırklar köyleri arasında yüzeyde belirgin bir sıçrama zonu tespit edilmiştir. Bu zon, topoğrafik olarak oldukça belirgin bir basınç sırtı (pressure ridge) ile temsil edilmektedir. Doğrultu atımlı faylar boyunca gözlenen bu tür yapılar, fayın iki parçasının kinematik uyumsuzluğu sonucu

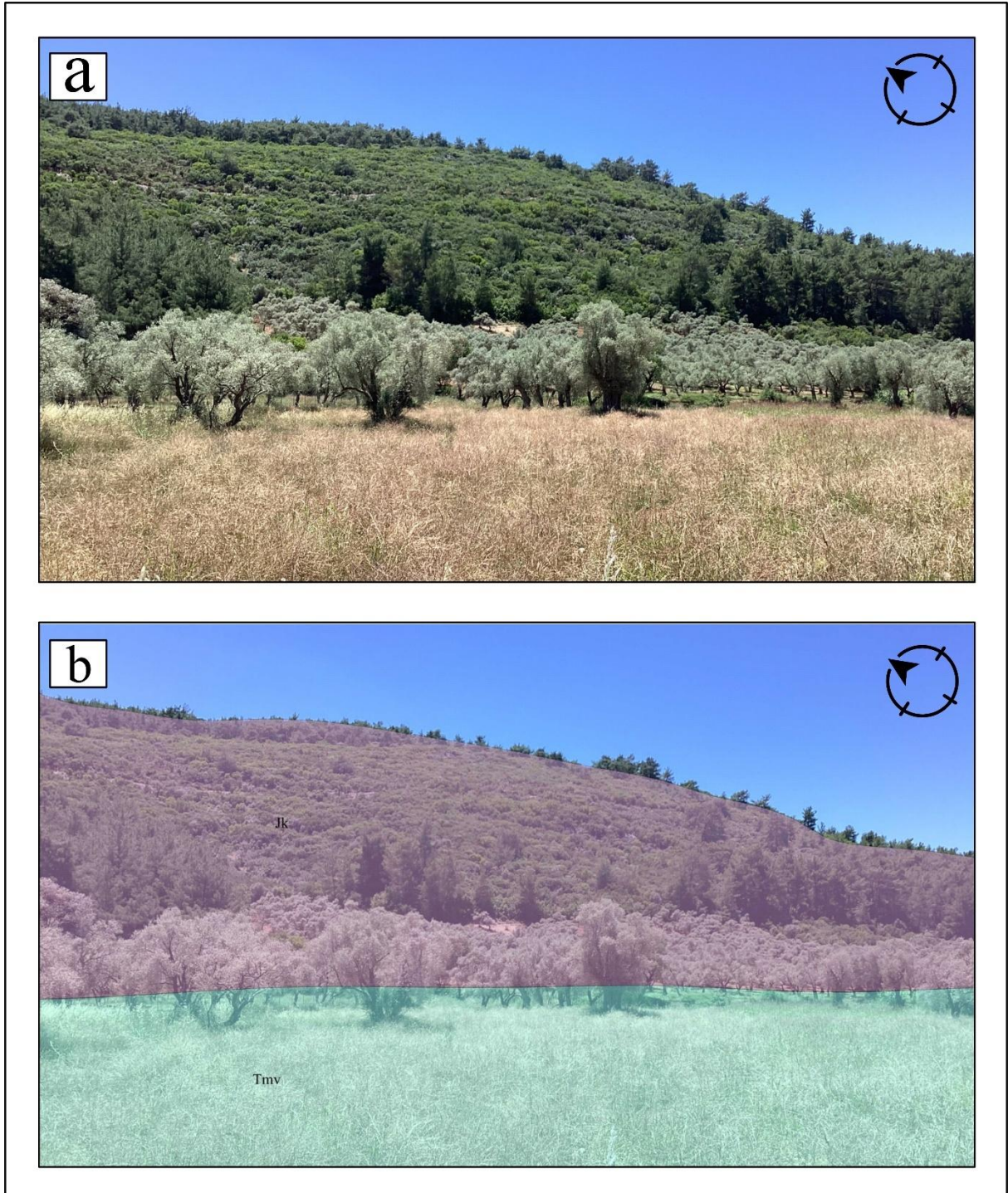
oluşan lokal sıkışma alanlarında gelişir (Keller & Pinter, 2002). Bu durum, söz konusu segmentin hem yatay hem de düşey bileşenli hareket içerdiğini göstermektedir (Şekil 4.1).



Şekil 4.1. Fayın Karacağaç ve Kırıklar Köyünde Bulunan Sıçrama ile Meydana Gelmiş Basınç Sırtı.

Bölgenin batı kesiminde, özellikle Karacağaç Köyü batısında, fay boyunca ilerleyen hattın yüzeyinde çok sayıda eğim kırığı (slope break) gözlemlenmiştir. Eğim kırıkları, aktif fayların neden olduğu topografik süreksizliklerdir ve özellikle Kuvaterner yaşlı birimler ile temel kayaların dokanak zonlarında ortaya çıkmaktadır (Rockwell vd., 2000). Gözlenen

kırıklar genellikle 1–2 metre yüksekliğinde olup, segmentin yüzey aktivitesini morfolojik olarak yüzeyde bir kırık olmasa dahi izlenebilmesini sağlamaktadır (Şekil 4.2).



Şekil 4.2. Karacaagaç Köyünün 1 Kilometre Doğusunda Bulunan Eğim Kırıklığı (A), Eğim Kırığı Boyunca Değişen Jeolojik Birim Farkı.

Ayrıca segment boyunca birçok noktada fay façetası (fault facet) olarak adlandırılan üçgen biçimli dik yamaç yapıları gözlenmiştir. Bu yapıların gelişimi, eğim atımlı faylanmanın tekrar eden yüzey kırıklarıyla vadilerdeki yamaçları kesmesiyle meydana gelir (Wallace, 1977).

Façetaların yüksekliği ve simetrisi, fayın atım bileşeni ve tekrar eden deformasyon sıklığıyla doğrudan ilişkilidir.

Bölgedeki akarsu ağları da fay kontrolünde gelişmiştir. Karacaağaç çevresindeki dereler, segment boyunca uzanan doğrultu atımlı fayın etkisiyle yön değiştirmekte ve akarsu sapmaları (stream deflection) ile karakterize edilmektedir. Bazı kollarda akarsu ötelemesi (stream offset) izlenmiş olup, bu ötelemelerin yönü fayın sağ yanal karakteriyle uyumludur. Ayrıca bazı kesimlerde flüvyal fanların fay tarafından kesildiği net olarak gözlemlenmiştir. Bu morfolojik ilişkiler, fayın hem kanal morfolojisini bozduğunu hem de yüzeyde kalıcı deformasyonlar oluşturduğunu göstermektedir (Wells & Simpson, 2001).

4.2. Meşelik 1 Hendeği Bulguları

Meşelik 1 hendeği Karacaağaç Köyü çevresinde yer alan Meşelik mevkiinde açılmış ve paleosismolojik karakterin zaman–mekân kurgusunu ortaya koymak amacıyla doğu duvarı ayrıntılı biçimde belgelenmiştir (Şekil 4.5). Hendek UTM 35S 521566 / 4237371

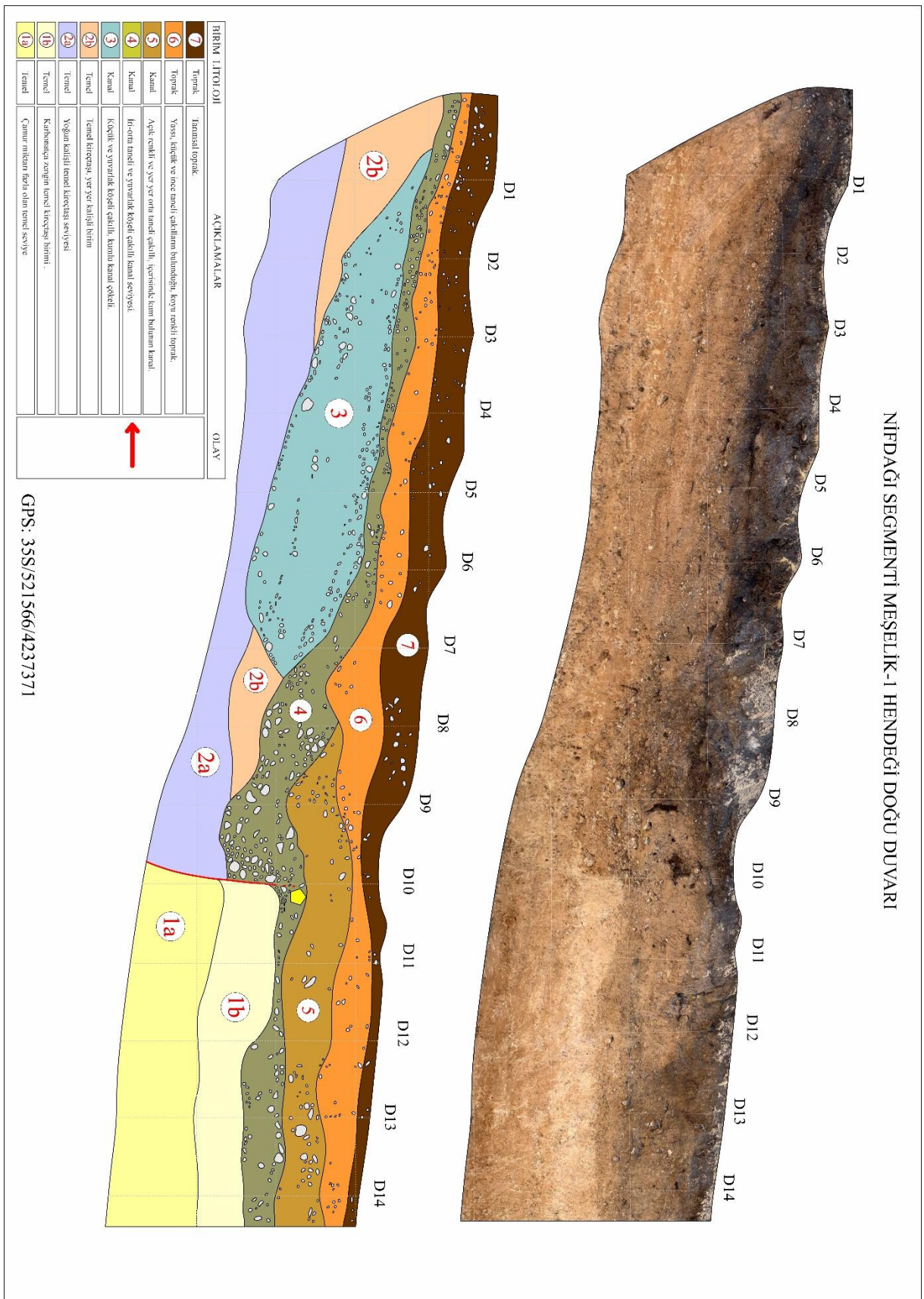
koordinatlarında, KB–GD doğrultulu ve yaklaşık 10° eğimle açılmıştır (Şekil 4.3). Duvarda izlenen fay düzlemi K68D doğrultulu olup 87° KB yönüne eğimlidir (Şekil 4.5, Şekil 4,6).



Şekil 4.3. Meşelik hendeği 1

Kesitte yedi stratigrafik birim tanımlanmıştır. En altta temel karbonatlı birimin farklı tipleri temsil eden 1a–1b–2a–2b birimleri yer alır. Bunların üzerinde, 2b birimini aşındıran akarsuyun kalan izleri olan ve tekne yapısı olarak da tasvir edilen 3 numaralı kanal çökeli. Hendeğin boyunca süreklilik gösteren iri-orta taneli çakıllı kanal çökeli olan 4. birim ve onu açısal/uyumlu olarak örten 5. birim bulunur. En üstte ise 6 numaralı koyu renkli, ince çakıllı toprak ve 7 numaralı tarımsal toprak yer almaktadır. Birimler arası ilişki özellikle 3–4–5

paketinde belirgindir: 4 numaralı kanal çökeli, 3 numaralı daha yaşlı kanal seviyesini örtmektedir; bu nedenle 4, 3'e göre gençtir (Şekil 4.4).



Şekil 4.4. Nifdağı Segmenti Meşelik-1 Hendeği Doğu Duvarı

Doğu duvarda ana fay düzlemi, temel istife ait 1a, 1b ve 2a birimlerini kesmekte; aynı zamanda iri-orta taneli çakıllı kanal düzeyi olan 4. birimi de kesmektedir. Buna karşılık, 5 numaralı kanal birimi 4'ü örtmekte ve fay tarafından kesildiği saptanamamıştır. 6 numaralı toprakta tektonik bozulma izine rastlanmamış, 7 numaralı birim ise güncel tarımsal örtüyü temsil etmektedir. Bu kesme-örtünme dizgesi, en genç yüzey kırığı olayının 4'ün birikiminden sonra, ancak 5'in birikiminden önce gerçekleştiğini açık biçimde göstermektedir.



Şekil 4.5. Meşelik hendeği 2

Fay zonu boyunca ezilmiş zon (crush zone), yer yer mikro-breşlenme, ince kayma bantları gözlemlenmektedir. Ezilme zonunda ince taneli malzeme (kil/silt) zenginleşmesi de bu sebeple meydana gelmektedir (Şekil 4.8).

Yaşlandırma amacıyla, fay tarafından kesilen en genç birim olan 4 numaralı kumlu kanal seviyeden bir OSL örneği alınmıştır (NİF-MEŞE-1-OSL-3). Örnek 1.25 m derinlikten alınmış olup, analiz Ankara Üniversitesi YEBİM laboratuvarında gerçekleştirilmiş ve 3 ± 1 ka olarak raporlanmıştır. Öte yandan 5 numaralı birimde kesilme olmaması, olayın 5'ten önce sonlandığına (veya en azından bu kesitte 5'i kesmediğine) işaret eder. Bu nedenle mevcut

veriler Geç Holosen aralığına yerleştirilebilir. Üst sınırın daraltılması için 5'in tabanı ve başka noktalardan da alınan ams/c14 örnekleri başka çalışmalarda değerlendirilecektir.

Fay düzleminin çevresinde belirgin bir ezilme zonu, mikro-çatlaklar ve yer yer milonitleşme tespit edilmiştir (Şekil 4,9). Bu deformasyon yapıları, faylanmanın sadece yüzeysel değil, litolojik dokuyu etkileyen mekanik deformasyonlara da neden olduğunu göstermektedir (Chester vd., 1993).



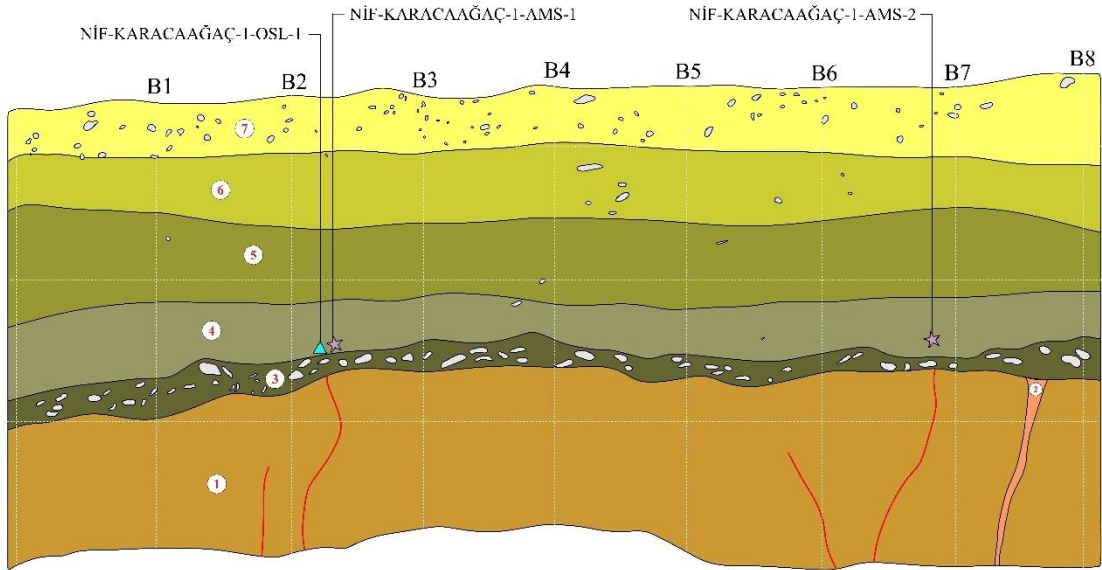
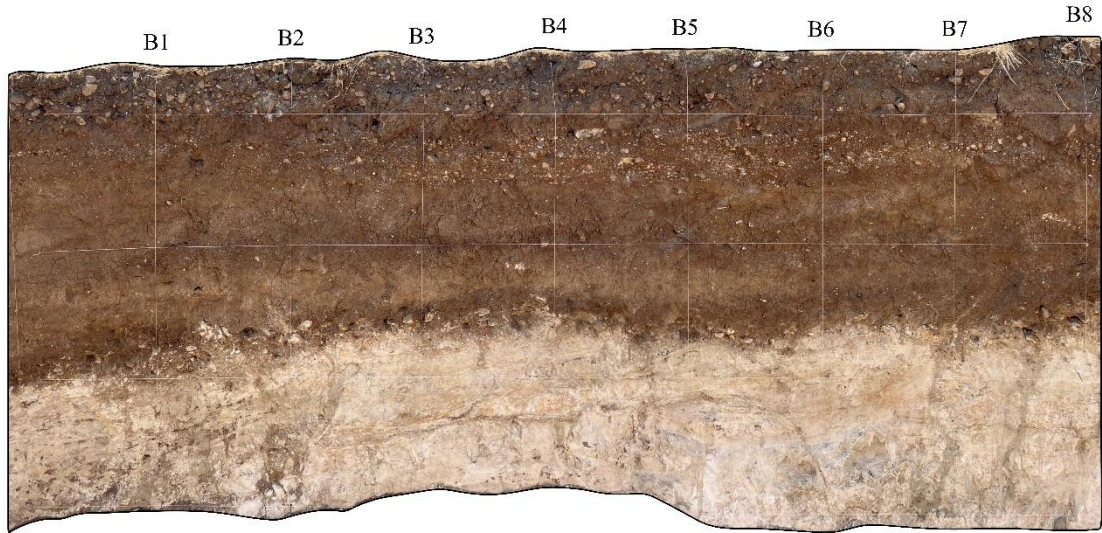
Şekil 4.6. Hendeğin inceleme aşaması

4.3. Karacağaç 1 Hendeği Bulguları

İkinci hendek, yine Karacağaç Köyü'nde açılmış ve paleosismolojik karakteri ortaya koymak amacıyla batı duvarı detaylı olarak belgelenmiştir (Şekil 4.7). Bu hendekte 7 stratigrafik birim tanımlanmıştır. En alt birim olan 1. seviyede, açılma çatlak ve “çiçek yapısı” (flower structure) olarak tanımlanan faylanma desenleri gözlemlenmiştir. Çiçek yapısı,

doğrultu atımlı fayların yüzeye yakın kesimlerinde tipik olarak oluşur ve fayın sağ yanal karakterini mikromorfolojik olarak ortaya koyar (Sylvester, 1988).

NİDDAĞI SEGMENTİ KARACAAĞAÇ-1 HENDEĞİ BATI DUVARI



★ C14-AMS Örnek Yeri
▲ OSL Örnek Yeri

GPS: 35S/520720/4237359 (WGS84)

BİRİM	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR	C14 YAŞLARI
7	Güncel toprak	Tarımsal toprak	
6	Toprak	Bol ince çakıllı, kumlu seviye	
5	Toprak	Kum açısından zengin toprak seviyesi	
4	Toprak	Kumun en ağırlıklı olduğu kum seviyesi	
3	Kumul	Yer yer yarınlık, kişeli akarsu çukulları ve yer yer kişeli çukullu kumlu seviye	
2	Dolgu	İncel kaya arasına girmiş sarımsı kil dolgu	
1	Temel	Arasına yeşilimsi kil malzemesinin girmiş olduğu temel kaya	

Şekil 4.7. Nifdağı Segmenti Karacaağaç-1 Hendeği Batı Duvarı

Tüm hendekte, fay düzlemi boyunca alterasyon izleri, ezilmiş zon, ve mikro breşlenme gözlemlenmiştir. Bu yapılar, segmentin Holosen dönem boyunca aktif olduğunu ve deformasyon sürecinin yalnızca tek bir olayla sınırlı kalmadığını düşündürmektedir (Rockwell vd., 2000).

Bu kesitte fay, temel nitelikli 1. birimi kesmektedir. Temel üzerinde yer alan 3. birim ise fayı örtmekte ve kesitte kesilmemiş görünmektedir. Örnekleme için uygun organik/zamanlayıcı malzeme 3. birimde bulunamadığından, stratigrafide onun üzerinde yer alan 4. birimden OSL numunesi alınmıştır (NİF-KARACAAĞAÇ-1-OSL-1). Numune Ankara Üniversitesi YEBİM laboratuvarında analiz edilmiş ve 15 ± 1 ka sonuç vermiştir. Başka bir deyişle, bu olay Geç Pleyistosen içinde ve 4. Ve 3. birimin birikiminden önce gerçekleşmiştir.

Duvar da ölçülen ana fay düzlemi K70B doğrultulu olup yaklaşık 89° ile GD yönüne (güneydoğuya) dikine yakın eğim göstermektedir. Mikromorfolojik göstergeler (çiçek yapısı/flower structure, açılma çatlakları) sağ yanal doğrultu atım bileşenini vurgular (Sylvester, 1988). Fay boyunca izlenen alterasyon, ezilme zonu ve mikro breşlenme dokuları, kesitin yalnızca tekil bir kırılmayı değil, Holosen ve öncesine uzanan tekrarlı bir deformasyon geçmişini ima etmektedir (Rockwell vd., 2000). Bu bağlamda Karacaağaç 1 hendeğinde belgelenecek olay sayısının kesinleştirilmesi diğer yaşların da beklenmesi gerekmektedir.

4.4. Fay Zonundaki Yapısal İzler ve Deformasyon

Her iki hendekte de fay düzlemi boyunca gelişen ezilme zonları, milonitleşmiş bantlar, kırıklı dokular ve alterasyon yüzeyleri dikkat çekicidir (Şekil 4.10). Bu deformasyon yapıları, fayın tekrar eden hareketlerle litolojiyi parçaladığını ve çeşitli minerallerin yeniden kristalleşmesine yol açan deformasyon süreçlerini barındırdığını ortaya koymaktadır (Sibson, 1986). Milonit yapılar genellikle fay zonunun iç yapısını ve daha derin deformasyonları temsil

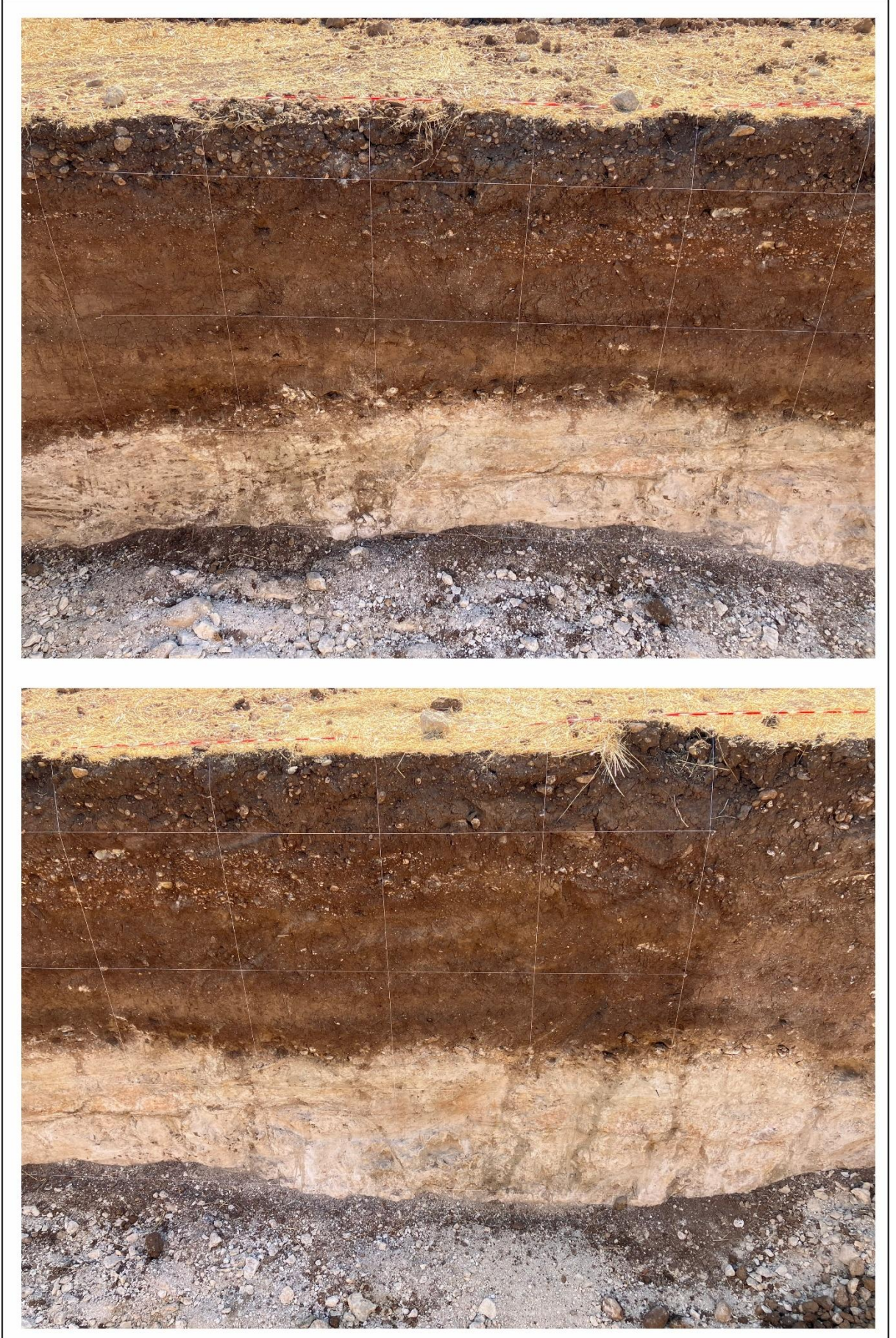
eder. Ayrıca, deformasyon bantlarının geometrisi, segmentin hem dikey hem yatay bileşenli kayma özelliklerini destekler niteliktedir (Şekil 4.8, Şekil 4,9).



Şekil 4.8. Meşelik Hendeğinde Gözlemlenen Deformasyon Zonu 1



Şekil 4.9. Meşelik Hendeğinde Gözlemlenen Deformasyon Zonu 2



Şekil 4.10. Karaca ağaç Hendeğinde Gözlemlenen Deformasyon Zonu

4.5. Kinematik Analiz ve Fay Geometrisi

Saha ölçümleri sonucunda elde edilen eğim ve doğrultu verileri FaultKin 7.7 yazılımı ile analiz edilmiştir (Şekil 4.11).



Şekil 4.11. Nifdağı Segmenti Kinematik ölçümleri

Stereonet projeksiyonları üzerinden yapılan değerlendirme sonucunda, fayın 65–70° eğimli, K65D doğrultulu, sağ yanal-oblik karakterli bir fay olduğu ortaya çıkmıştır.

4.6. Mikrotopografya ve Rölyef Harita Bulguları

Yersel LIDAR ve yüksek çözünürlüklü drone verilerinin birlikte değerlendirilmesiyle oluşturulan kırmızı rölyef haritaları, fay boyunca gelişen topoğrafik deformasyonların detaylı şekilde belgelenmesini sağlamıştır. Haritalarda özellikle Karacaağaç ve Kırklar köyleri arasında fay tarafından kesilmiş flüvyal fanlar, sıçrama zonları, basınç sırtları ve eğim kırıkları

SONUÇ VE ÖNERİLER

Bu tez çalışması, Gediz Grabeni'nin güneybatı kenarında yer alan ve daha önce detaylı olarak incelenmemiş Nifdağı segmentinin tektonik jeomorfolojik ve paleosismolojik karakteristiğini ortaya koymak amacıyla hazırlanmıştır. Segment boyunca gerçekleştirilen arazi gözlemleri, hendek çalışmaları, mikrotopografya analizleri ve uzaktan algılama temelli veri yorumlarıyla birlikte, fayın yüzey morfolojisine etkileri detaylı bir biçimde belgelenmiştir. Segment, yaklaşık 13 km uzunluğunda, K65D doğrultulu ve 65–70° güneydoğuya eğimli bir fay düzlemi boyunca ilerlemekte olup, doğrultu atımlı karakterine rağmen eğim atımı içeren tektonik izlerle birlikte değerlendirilmektedir.

Kinematik analizde, sigma1 ve sigma3 eksenlerinin doğrultusu, kuzey–güney yönlü genişleme rejimiyle uyumlu bulunmuştur. Bu sonuçlar, Batı Anadolu'nun genel neotektonik rejimiyle paralellik göstermektedir (Bozkurt, 2001; Seyitoğlu & Scott, 1991).

Karacaagaç-1 hendeğinde yedi birim tanımlanmış; en altta açılma çatlağı ve doğrultu atımlı fayların ayırt edici “çiçek yapısı (flower structure)” gözlenmiştir. Fay düzlemine yakın birimlerden kömürlü örnek alınması, sismik olay sonrası çökelen organikce zengin ortamın hendek duvarındaki stratigrafide seçilmesini sağlamıştır. Hendeğin tamamında alterasyon izleri, ezilmiş zonlar ve mikrobreşlenme yaygın olup, 4. birimden OSL numunesi alınmıştır. (NİF-KARACAAĞAÇ-1-OSL-1). Numune Ankara Üniversitesi YEBİM laboratuvarında analiz edilmiş ve 15 ± 1 ka sonuç vermiştir. Bu durum bize hendekte geç pleyistosen itibari ile bir aktivite olmadığını göstermektedir.

Meşelik-1 hendeğinde (Karacaagaç çevresi) dokuz birim tespit edilmiştir. Fay düzleminin 1a, 1b, 2b ve 4 numaralı birimleri kesip 5'i kesmemesi, son yüzey kırığının stratigrafik olarak 4 ile 5. birim arasına yerleştiğini ve olayın hendek duvarında doğrudan iz bıraktığını kanıtlar. 5 ve üzeri birimlerin kanalla ilişkili/taşkın sonrası çökeller olması, kesilmeyen genç örtünün deprem sonrası birikimini temsil ettiğini gösterir. Aynı yüzeyde ezilme zonları, mikro-çatlaklar ve yer yer milonitleşme gözlenmiş; bu mikromorfolojik yapılar, koşullandırılmış yüksek gerilme altında gelişmiş sismik deformasyon ürünleridir. 4. birimden OSL numunesi alınmıştır. (NİF-MEŞE-1-OSL-3). Numune Ankara Üniversitesi YEBİM laboratuvarında analiz edilmiş ve 3 ± 1 ka sonuç vermiştir. Bu sonuç bize Karacaagaç hendeğinde fayın holosen aktivitesi saptanamamış olsa da Meşelik hendeğinin yaş sonuçları neticesinde Nifdağı Segmentinin geç holosende bir aktivite sergilediği tespit edilmiştir.

Çalışmanın en özgün katkısı, daha önce jeolojik ya da jeomorfolojik olarak detaylı şekilde belgelenmemiş bu segmentte ilk kez paleosismolojik düzeyde hendek açılması ve fay davranışının doğrudan analiz edilmesidir. Literatürde İzmir Fayı, Seferihisar Fayı gibi çevresel faylar üzerine birçok çalışma bulunmasına rağmen, Nifdağı segmenti bu anlamda bir boşluğu temsil etmekteydi. Bu tez, segmentin sadece aktif olduğunu değil, aynı zamanda Gediz Graben sistematığında jeolojik evrim açısından önemli bir rol oynadığını da göstermektedir. Fay segmentinin son yüzey kırığı aktivitesi geç holosen olarak saptanmıştır ancak tekrarlanma tespiti için hala çalışılmaktadır.

Araştırma kapsamında ortaya konan bulgular, bölgenin sadece akademik değil, aynı zamanda sosyoekonomik risk açısından da değerlendirilmesi gerektiğini göstermektedir. Fay zonunun, Kemalpaşa OSB, Bağyurdu OSB ve Turgutlu OSB gibi üretim alanlarına ve İzmir il merkezine yakınlığı, özellikle son deprem tarihinden günümüze geçen süre de göz önüne alındığında, potansiyel bir deprem durumunda ciddi yapısal hasarlar ve can kayıpları yaşanabileceğini ortaya koymaktadır (Şekil 5.1, Şekil 5,2).



Şekil 5.1. Fay üzerine inşa edilmiş yeni yapılar.



Şekil 5.2. Fay üzerine inşa edilmiş istinat duvarı

Bu nedenle, bölgeye yönelik yerleşim planlamalarında, mikrobölgeleme çalışmaları ve zemin etütlerinde bu fay segmentinin dikkate alınması büyük önem arz etmektedir.

KAYNAKÇA

- AFAD. (2025). *AFAD Deprem Kataloğu*. T.C. İçişleri Bakanlığı Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı.
- Aktuğ, B., Dikmen, Ü., Doğan, U., & Özener, H. (2009). Türkiye ve yakın çevresindeki GPS hız alanı ve analizi. *Jeofizik Dergisi*, 23(1), 35–52.
- Aktuğ, B., Dikmen, Ü., Doğan, U., & Özener, H. (2016). Türkiye ve yakın çevresindeki GPS hız alanı ve analizi. *Jeofizik Dergisi*, 30, 1–15.
- Aktuğ, B., Kılıçoğlu, A., Lenk, O., & Gürdal, M. A. (2009). Deformation of Western Anatolia from continuous GPS measurements. *Journal of Geodynamics*, 47(1), 1–10.
- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C., ve Fisher, D., 2012, Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors: Cambridge, England, Cambridge University Press, 289.
- Ambraseys, N. N. (1988). Engineering seismology. *Earthquake Engineering & Structural Dynamics*, 17(1), 1–105.
- Ambraseys, N. N., & Finkel, C. F. (1991). Long-term seismicity of Turkey (1500–1800). *Engineering Seismology*.
- Arpat, E., & Bingöl, E. (1969). Ege Bölgesi graben sisteminin gelişimi üzerine düşünceler. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 73, 1–8.
- Arpat, E., & Bingöl, E. (1969). The active fault pattern and recent tectonic movements in the Turkish Plateau. *MTA Bulletin*, 73, 85–95.
- Barka, A. (1996). Slip distribution along the North Anatolian Fault associated with the large earthquakes of the period 1939–1967. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86, 1238–1254.
- Barka, A. A., & Reilinger, R. (1997). Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: Deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annali di Geofisica*, 40(3), 587–610.
- Boggs, S. (2006). *Principles of sedimentology and stratigraphy* (4th ed.). Pearson Prentice Hall.

- Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey—A synthesis. *Geodinamica Acta*, 14(1–3), 3–30.
- Bozkurt, E. (2003). Neotectonics of Turkey—A synthesis. *Geodinamica Acta*, 16(1–2), 3–30.
- Bozkurt, E. (2003). Origin of NE–SW trending basins in Western Turkey. *Geological Journal*, 38, 163–182.
- Bozkurt, E., & Sözbilir, H. (2004). Tectonic evolution of the Gediz Graben: Field evidence for an episodic, two-stage extension in western Turkey. *Geological Magazine*, 141(1), 63–79.
- Bozkurt, E., & Sözbilir, H. (2004). Tectonic evolution of the Gediz and Büyük Menderes grabens, Western Turkey. *Geological Journal*, 39(4), 319–343.
- Boulton, S. J., Whittaker, A. C., & Synolakis, C. E. (2017). Sedimentology and geomorphology of fault-controlled alluvial fans in Western Turkey. *Basin Research*, 29(1), 39–57.
- Bull, W. B., & McFadden, L. D. (1977). Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault, California. *Geological Society of America Bulletin*, 88(9), 1440–1450.
- Çiftçi, N. B., & Bozkurt, E. (2009). Structural evolution of the Gediz Graben, SW Turkey: Temporal and spatial variation of the graben basin. *Basin Research*, 22(6), 846–873.
- Çiftçi, N. B., & Bozkurt, E. (2009). Structural evolution of the Gediz Graben, SW Turkey. *Geological Magazine*, 146(4), 1–15.
- Dewey, J. F., & Şengör, A. M. C. (1979). Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of America Bulletin*, 90(1), 84–92.
- Diercks, S., Walters, R. J., Hooper, A. J., & Elliott, J. R. (2024). Persistent uplift and subsidence in Western Anatolia revealed by Sentinel-1 InSAR time-series analysis. *Remote Sensing of Environment*, 306, 113920.
- Duran, İ., Sözbilir, H., Eski, S., Softa, M., Uytun, H., Yüksel, M., & Topaksu, M. (2021). Paleoseismic history of the Manisa Fault Zone, Western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 30(8), 806–832.

- Duran, O., Sözbilir, H., & Uzel, B. (2021). Paleoseismology of the Manisa Fault Zone, Western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 30(4), 601–620.
- Emre, Ö. (1996). Gediz grabeninin neotektonik özellikleri. *MTA Dergisi*, 118, 1–14.
- Emre, Ö., & Sözbilir, H. (2007). Field evidence for metamorphic core complex formation in Western Anatolia. *Geodinamica Acta*, 20(3), 209–230.
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., & Elmacı, H. (2016). Türkiye diri fay haritası ve veritabanı. *MTA Yayınları*.
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Şaroğlu, F., Olgun, Ş., Elmacı, H., & Çan, T. (2018). Active fault database of Turkey. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16(8), 3229–3275.
- Erinç, S. (1982). *Jeomorfoloji I: Tektonik jeomorfoloji ve jeolojik jeomorfoloji*. İstanbul Üniversitesi Yayınları.
- Erol, O. (1981). Türkiye'nin genç tektoniği ve jeomorfolojik evrimi. *Jeomorfoloji Dergisi*, 9, 1–15.
- Eski, S., & Sözbilir, H. (2023). Gediz (Alaşehir) Grabeni'nde gelişen a-sismik yüzey deformasyonların kökeni: PS-InSAR analizleri ve tektonik yorumu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 66(3), 341–362.
- Eski, S., & Sözbilir, H. (2023). Contemporary crustal deformation along the Gediz Graben (Western Anatolia) from InSAR and GNSS data. *Geodesy and Geodynamics*, 14(3), 1–14.
- Eyidoğan, H., & Jackson, J. (1985). A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquakes of 1969–70 in western Turkey: Implications for the nature and geometry of deformation in the continental crust. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 81(3), 569–607.
- Flügel, E. (2004). *Microfacies of carbonate rocks: Analysis, interpretation and application*. Springer.
- Gessner, K., Ring, U., Johnson, C., Hetzel, R., Passchier, C. W., & Güngör, T. (2001). An active bivergent rolling-hinge detachment system: Central Menderes metamorphic core complex in western Turkey. *Geology*, 29(7), 611–614.
- Göktaş, F. (2010). Sivas Havzası'nın Üst Kretase–Paleosen stratigrafisi. *MTA Dergisi*, 140, 1–16.

Görür, N., & Tüysüz, O. (2001). Cenozoic sedimentary basins of Turkey: Geology and tectonic evolution. *Geological Society, London, Special Publications*, 173(1), 419–441.

Hartleb, R. D., Dawson, T. E., vd. (2006). Paleoseismology of the North Anatolian Fault near Erzincan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96, 216–232.

Herece, E., & Akay, E. (2003). Active faults and recent earthquakes in the Mudurnu Valley. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 12, 161–181.

Jolivet, L., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., & Lacombe, O. (2013). Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. *Tectonophysics*, 597, 1–33.

Keller, E. A., & Pinter, N. (2002). *Active tectonics: Earthquakes, uplift, and landscape*. Prentice Hall.

Kent, E., Boulton, S. J., Stewart, I. S., Whittaker, A. C., & Alçiçek, M. C. (2016). Geomorphic and geological constraints on the active normal faulting of the Gediz (Alaşehir) Graben, Western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 173(4), 666–678.

Kent, E., Sözbilir, H., & Özkaymak, Ç. (2016). Tectonic geomorphology of the Gediz Graben, Western Anatolia, Turkey. *Geomorphology*, 264, 1–17.

Kent, E., Sözbilir, H., & Uzel, B. (2017). Slip rate and fault interaction along the Gediz Graben. *Journal of Structural Geology*, 98, 55–72.

Koçyiğit, A. (2000). Türkiye'nin aktif tektoniği ve tektonik evrimi. *MTA Dergisi*, 122, 1–16.

Koçyiğit, A., Yusufoglu, H., & Bozkurt, E. (1999). Evidence from the Gediz Graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 156(3), 605–616.

Kondo, H., Özaksoy, V., Emre, Ö., vd. (2010). Slip history of the 1912 Ganos earthquake rupture along the North Anatolian Fault. *Tectonophysics*, 487, 33–45.

KRDAE. (2025). *Türkiye Deprem Kataloğu (ZEQDB)*. Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü.

Marrett, R. A., ve Allmendinger, R. W., 1990, Kinematic analysis of fault-slip data: *Journal of Structural Geology*, 12, 973-986.

McCalpin, J. (2009). *Paleoseismology* (2nd ed.). Academic Press.

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., & Reilinger, R. (2000). Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, 105(B3), 5695–5719.

Meghraoui, M., Aksoy, M. E., vd. (2012). The North Anatolian Fault at the Sea of Marmara: Folded structures and slip rates. *Geology*, 40, 567–570.

MGM. (2025). *İllere Ait Mevsim Normalleri (1991-2020)*. T.C. Tarım ve Orman Bakanlığı Meteoroloji Genel Müdürlüğü.

Över, S., Gürbüz, A., & Altunel, E. (2021). Active faulting and recent stress field of Western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 30(4), 527–544.

Özkaymak, Ç. (2015). Tectonic analysis of the Honaz Fault (western Anatolia) using geomorphic indices and the regional implications. *Geodinamica Acta*, 27(2–3), 110–129.

Özkaymak, Ç. (2015). *Geomorphic analysis of the Gediz Graben using digital elevation models* (Master's thesis). Middle East Technical University.

Pantosti, D., Pucci, S., vd. (2008). Paleoseismology along the North Anatolian Fault east of the Sea of Marmara. *Tectonophysics*, 453, 211–231.

Parsons, T., Toda, S., Stein, R. S., vd. (2000). Stress changes from the 1999 Izmit earthquake. *Nature*, 404, 373–376.

Reilinger, R., McClusky, S., vd. (2006). GPS constraints on continental deformation in the Eastern Mediterranean. *Journal of Geophysical Research*, 111, B05411.

Rhodes, E. (2011). Optically stimulated luminescence dating of sediments. *Quaternary Science Reviews*, 30, 1–20.

Rockwell, T. K., Keller, E. A., Johnson, D. L., & Ritter, J. B. (2000). Rates and styles of deformation along the San Andreas Fault, Southern California. *Geology*, 28(11), 969–972.

Rockwell, T., Fonseca, J., vd. (2009). Palaeoseismology of the North Anatolian Fault in the Marmara region. In *Special Publication* (Vol. 316, pp. 31–54). Geological Society, London.

Seyitoğlu, G., & Scott, B. (1991). Late Cenozoic crustal extension and basin formation in Western Turkey. *Journal of Structural Geology*, 13(5), 571–581.

Seyitoğlu, G., & Scott, B. (1996). The cause of N–S extensional tectonics in Western Turkey: Tectonic escape vs back-arc spreading. *Tectonophysics*, 268(1–4), 85–97.

Şenel, M. (1997). *1:500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Konya Paftası Açıklama Raporu*. MTA Yayınları.

Şengör, A. M. C., & Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75(3–4), 181–241.

Stein, R. S., Barka, A. A., & Dieterich, J. H. (1997). Progressive failure on the North Anatolian Fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International*, 128, 594–604.

Tepeuğur, E., Yaman, M., Eravcı, B., Erkmen, C., Aktan, T., Albayrak, H., & Kıyak, N. (2006). 1969 Alaşehir deprem kırığı üzerinde yapılan paleosismolojik çalışmalar ve OSL yönteminin kullanımı. *ATAG 10. Çalıştayı Bildiriler Özleri*, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir, 116–117. (Bazı kayıtlarda “Tepeuğur” olarak geçer.)

Tucker, M. E., & Wright, V. P. (1990). *Carbonate sedimentology*. Blackwell.

Tunoğlu, C., Karadenizli, L., & Sakinç, M. (2001). Neogene fluvial–lacustrine sequences of Central Anatolia. *Palaeontologia Electronica*, 4(1), 1–18.

TÜİK. (2025). *Adrese Dayalı Nüfus Kayıt Sistemi (ADNKS) Nüfus Verileri*. Türkiye İstatistik Kurumu.

Wallace, R. E. (1977). Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada. *Geological Society of America Bulletin*, 88(9), 1267–1281.

Wells, D. L., & Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974–1002.

Yılmaz, Y., Genç, Ş. C., & Yıldırım, N. (2000). Neogene graben formation and volcanism of Western Anatolia. *Geological Journal*, 35(1–2), 131–146.

Yolcu, H., & Karabacak, V. (2019). Temporal variability of slip rates on strike-slip faults in western and central Turkey. *Geological Journal*, 54(1), 615–634.

ÖZGEÇMİŞ

Adı ve SOYADI	Ahmet Rasimcan ÖZTÜRKER
EĞİTİM DURUMU	
Lise	Falez Mesleki ve Teknik Anadolu Lisesi
Lisans	Akdeniz Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Anabilim Dalı (2018-2022)
Yüksek Lisans	Akdeniz Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Coğrafya Anabilim Dalı (2022-2025)
Tez Konusu	GEDİZ GRABENİ NİFDAĞI SEGMENTİNİN TEKTONİK JEOMORFOLOJİSİ ve PALEOSİSMOLOJİSİ
Doktora	
Tez Konusu	
Yabancı Dil / Diller	İngilizce, Rusça
İŞ DENEYİMİ	
2023-Devam Ediyor	Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Türkiye Paleosismoloji Araştırmaları Projesi
YAYINLAR	