

**GEDİZ GRABEN SİSTEMİNE AİT AKÇAPINAR VE
SALİHLİ SEGMENTLERİNİN PALEOSİSMOLOJİK
HENDEK ÇALIŞMALARI İLE İNCELENMESİ**

**INVESTIGATION OF AKCAPINAR AND SALIHLI
SEGMENTS OF THE GEDİZ GRABEN SYSTEM WITH
PALEOSEISMOLOGICAL TRENCH STUDIES**

Bahadır SEÇEN

DOÇ. DR. ERMAN ÖZSAYIN

Tez Danışmanı

Hacettepe Üniversitesi

Lisansüstü Eğitim-Öğretim ve Sınav Yönetmeliği'nin

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı için öngördüğü

YÜKSEK LİSANS TEZİ olarak hazırlanmıştır.

2024

Bir milletin felakete maruz olması demek, o milletin hasta, marazlı olması demektir... Dolayısıyla hakiki kurtuluş, toplumdaki marazı teşrih ve tedavi etmekle elde edilir ve marazın tedavisi ancak ilmi ve fenni bir tarzda yapılacak olursa şifa verici olur. Yoksa ilmin ve fennin dışında bir tedavinin hiçbir vakit hiçbir marazı tedavi edemeyeceği malumdur.

H. Atatürk 1922-...

ÖZET

GEDİZ GRABEN SİSTEMİNE AİT AKÇAPINAR VE SALİHLİ SEGMENTLERİNİN PALEOSİSMOLOJİK HENDEK ÇALIŞMALARI İLE İNCELENMESİ

Bahadır SEÇEN

Yüksek Lisans, Jeoloji Mühendisliği Bölümü

Tez Danışmanı: Doç. Dr. Erman ÖZSAYIN

Ocak 2024, 115 sayfa

Gediz Grabeni, KB-GD doğrultusunda yaklaşık 140 km uzunluğunda ve tektonik olarak son derece aktif bir grabendir. Bozdağ Horstu ile sınır oluşturan bu alan, Pliyo-Kuvaterner yaşlı alüvyal yelpazeleri kesen belirgin dik açılı normal faylarla çevrilidir.

Tarih boyunca birçok medeniyete ev sahipliği yapan ve Gediz Nehri tarafından sulanan bu çöküntü alanında yaşayan tüm medeniyetler, deprem gerçeğiyle yüzleşmiştir. Özellikle, döneminin büyük bir yerleşimi olan Sart Antik Kenti gibi şehirler, depremler nedeniyle terk edilmiştir.

Depremlere sebep olan bu fayları daha iyi anlamak için, Bozdağ Horstu'na ait 174 drenaj havzasında morfometrik analizler yapılmıştır. Bu analizler sonucunda, Gediz Grabeni'nin güney kenarının son derece aktif olduğu belirlenmiştir.

Bu bulgular ışığında, sismik boşluk olarak belirlenen Akçapınar-Salihli segmentleri üzerinde iki adet paleosismolojik hendek açılmıştır. Her hendekte iki eski deprem izine rastlanmıştır. ¹⁴C yaşlandırma yöntemiyle tarihlenen bu depremlerin, Sart Antik Kenti'ni etkilemiş tarihsel depremlerle örtüştüğü gözlemlenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Batı Anadolu, Gediz Grabeni, Bozdağ Horstu, paleosismolojik
hendek çalışması, ¹⁴C yaşlandırma, morfometri.

ABSTRACT

THE INVESTIGATION OF THE AKCAPINAR AND SALIHLI SEGMENTS OF THE GEDIZ GRABEN SYSTEM THROUGH PALEOSEISMOLOGICAL TRENCH STUDIES

Bahadır SEÇEN

Master of Science, Department of Geological Engineering

Thesis Advisor: Assoc. Prof. Dr. Erman ÖZSAYIN

January 2024, 115 pages

The Gediz Graben is about 140 km long and oriented in the NW-SE direction, and it is a highly active tectonic graben. This area, forming boundary with the Bozdağ Horst, is surrounded by prominent normal faults cutting through Plio-Quaternary alluvial fans.

This depression area, irrigated by the Gediz River and hosting many civilizations throughout history, has confronted all residing civilizations with the reality of earthquakes. Especially cities like Sart Ancient City, which were significant settlements of their time, have been abandoned due to earthquakes.

To better understand the faults causing these earthquakes, morphometric analyses were conducted in 174 drainage basins belonging to the Bozdağ Horst. These analyses determined that the southern margin of the Gediz Graben is highly active.

In light of these findings, two paleoseismological trenches were opened on the Akçapınar-Salihli segments, identified as seismic gaps. In each trench, traces of two ancient earthquakes were found. These earthquakes, dated using the ¹⁴C dating method, are observed to coincide with historical earthquakes that affected the Sardes Ancient City.

Keywords: Western Anatolia, Gediz Graben, Bozdağ Horst, paleoseismological trench study, ¹⁴C dating, morphometry.

TEŞEKKÜR

Gerek derslerimde gerekse tez çalışmam boyunca bana danışmanlık ederek beni yönlendiren ve her türlü olanağı sağlayan, çalışmalarım için beni her zaman destekleyen, bilgisini, tecrübelerini ve sevgisini paylaşan değerli danışman hocam Doç. Dr. Erman ÖZSAYIN'a,

Çalışmalarım ve mesleki gelişimim için değerli katkıları için sevgili Doç. Dr. Taylan SANÇAR, Prof. Dr. Erhan ALTUNEL ve Prof. Dr. Serdar AKYÜZ'e,

Değerlendirme aşamasında verdikleri katkı ve önerilerden dolayı Prof. Dr. Cemal TUNOĞLU, Prof. Dr. Veysel IŞIK ve Doç. Dr. Cengiz ZABCI'ya,

“İzmir Büyükşehir Belediyesi Depremsellik Projesi” kapsamında, beni projeye dahil edip hem mesleki hem de hayata dair bilgi ve tecrübelerini benimle paylaşan, sayın Prof. Dr. Erdin BOZKURT ve Prof. Dr. Bora ROJAY'a,

Bu projede beraber çalışma imkânı bulduğum, sevgili arkadaşlarım, Ortadoğu Teknik Üniversitesi'nden Araş. Gör. Taner TEKİN ve Araş. Gör. Atilla KILIÇ'a,

Tez kapsamındaki arazi çalışmalarında teknik, personel ve konaklama ihtiyaçlarımızı karşıladığı için İzmir Büyükşehir Belediyesi'ne,

Yüksek Lisans tez sürecimin çeşitli aşamalarındaki yardımları ve öğrettikleri değerli bilgiler için Hacettepe Üniversitesi'nden Araş. Gör. Levent BAYRAM, Araş. Gör. Dr. Alaettin TUNCER ve Araş. Gör. Dr. Burcu KAHRAMAN'a,

Sevgi ve desteklerini her zaman hissettiğim sevgili annem Emeti SEÇEN, babam Alpaslan SEÇEN ve kardeşim Aybüke SEÇEN'e,

Hayatımdaki her zorlukta yanımda olan, beni destekleyen, hatta bu satırları yazan sevgili eşim İpek ATAK SEÇEN'e,

Manevi desteklerim patili çocuklarıma (Tarçın, Lokum, Çakıl, Dobik ve Zorro)

sonsuz teşekkürlerimi sunuyorum.

Bahadır SEÇEN

İÇİNDEKİLER

ÖZET.....	i
ABSTRACT	iii
TEŞEKKÜR	v
İÇİNDEKİLER.....	vi
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	viii
ÇİZELGELER DİZİNİ	x
1. GİRİŞ.....	1
1.1 Çalışma Alanının Tanıtılması.....	2
1.2 Amaç.....	4
1.3 Çalışma Yöntemleri.....	5
1.3.1. Saha Çalışmaları.....	5
1.3.2. Ofis Çalışmaları.....	5
1.4 Bölgesel Jeoloji ve Önceki Çalışmalar.....	6
2. STRATİGRAFİ.....	25
2.1. Alaşehir Formasyonu	28
2.2. Çaltılık Formasyonu.....	29
2.3. Gediz Formasyonu	30
2.4. Kaletepe Formasyonu.....	32
2.5. Bintepeleler Formasyonu	32
3. MORFOMETRİK ANALİZLER	34
3.1 Dağ Önü Eğriselliği Analizi (Smf).....	37
3.2 Vadi Tabanı Genişliğinin Vadi Tabanı Yüksekliğine Oranı (Vf)	38
3.3 Asimetri Faktörü (Af).....	42
3.4 Transvers Topoğrafik Simetri Faktörü (Tf)	44
3.5 Hipsometrik İntegral ve Hipsometrik Eğri (HI, HC)	47
3.6 Nehir Profillerinin İntegral Analizi (χ -Chi Analizi).....	53
3.7 Knickpoint (Ksn) Analizi	55
3.8 Havza Bölümü Göçü	59
3.9 Morfometrik Analiz Sonuçları	65

4. PALEOSİSMOLOJİ	67
4.1 Çalışma Alanının Depremselliği.....	68
4.2 Paleosismolojik Hendek Çalışmaları	69
4.2.1 Hendek Yeri ve Hendek Tipi Seçimi.....	69
4.2.2 Stratigrafik ve Yapısal İlişkilerin Kaydedilmesi	74
4.3 Avşar Hendeği (Av).....	77
4.4 Derbent Hendeği	79
4.5 Paleosismolojik Hendek Çalışmaların Sonuçları.....	82
5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR	85
KAYNAKLAR	89
ÖZGEÇMİŞ	100
Ek-A Lsdtopotools İçin Kullanılan Parametreler	101
Ek-B Asimetri Faktörü Değerleri	103
Ek-C Oxcall Kalibrasyon Grafikleri	109

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Çalışma sahasını ve haritalanan paftalarını gösteren harita.	3
Şekil 2.1. Çalışma alanına ait jeoloji haritası	26
Şekil 3.1. Topoğrafya gelişimini kontrol eden faktörler.	35
Şekil 3.2. Bozdağ Horstu havza sınırları.	36
Şekil 3.3. Ls ve Lmf hatlarını gösterir harita.	38
Şekil 3.4. Vf değerleri hesaplanan havzaları gösterir harita	39
Şekil 3.5. Vf değerleri havza hesaplama aşamalarını esnasında alınan enine kesitler....	41
Şekil 3.6. Her bir havza için hesaplanmış asimetri faktörlerini gösterir harita.	43
Şekil 3.7. Tf değeri hesaplama aşaması ve dairesel istatistik.....	45
Şekil 3.8. Tf faktörüne göre belirlenen asimetri yönleri ve asimetri sınıfları. (Simetrik havzalarda Tf yönleri anlamlı sonuç vermediği için simetrik oku kullanılmıştır)..	46
Şekil 3.9. A/a ve H/h eğrilerinin nasıl hesaplandığını anlatan görsel (Keller ve Pinter, 2002).....	48
Şekil 3.10 İçbükey (iç konkav) eğriler sunan havzalar	49
Şekil 3.11 Konveks (dış bükey) eğriler sunan havzalar	50
Şekil 3.12 S-şekilli eğriler sunan havzalar	51
Şekil 3.13 Hesaplanan hipsometrik eğrilerin harita üzerinde dağılımı	52
Şekil 3.14 Topographic analysis kit (TAK) kullanılarak nehir kollarında hesaplanan chi değerleri dağılımı.	53
Şekil 3.15. Havzaların Konaklık indisi (θ) değerleri dağılım haritası.....	54
Şekil 3.16. Nehir profilindeki ani değişiklikleri ve bunların logaritmik grafiklerini gösterir şekil.	55
Şekil 3.17. Bozdağ Horst'u boyunca hesaplanmış knickpointler.....	57
Şekil 3.18. Hesaplanan verilerin istatiksel dağılım grafiği.	58
Şekil 3.19. Şekil 1. Denge ve dengesizlikteki nehir havzaları ve profilleri. (A ve B) Ortak bir sınır paylaşan iki drenaj havzasının, dengesizlikten sabit duruma evrimi. Sol taraftaki havza (saldırgan) düşük sabit yüksekliğe sahipken, sağdaki havza (kurban) üzerine kayar. (C ve D) Alt paneller, iki kanalın yükseklik evrimini, chi parametresi ve kanal boyunca mesafeye göre gösterir. Dengesizlikte chi, drenaj bölünmesinde süreksiz, mağdur havzada daha yüksek. Sabit durumda, her iki havzadaki kanal noktaları tek bir çizgisel eğilimde (Willett vd., 2014).	59

Şekil 3.20. Bozdağ Horstu'nun havza bölüm çizgisi ve chi analizi değerleri. Kırmızı oklar havza bölüm çizgisinin göç yönünü, mavi ok ise dengede olduğu durumu ifade eder.	61
Şekil 3.21 Alan b için hesaplanan değerler.....	62
Şekil 3.22. Alan c için hesaplanan değerler.....	62
Şekil 3.23 Alan f için hesaplanan değerler.	63
Şekil 3.24 Alan d için hesaplanan değerler.....	63
Şekil 3.25 Alan e için hesaplanan değerler.....	64
Şekil 3.26 Alan a için hesaplanan değerler.....	64
Şekil 4.1. 28 Mart 1969 depremi odak çözümü ve bölgede meydana gelmiş $M>5$ depremler.....	69
Şekil 4.2. Hendek tiplerini gösteren kesitler (Akyüz vd., 2015).	70
Şekil 4.3. Doğrultu atımlı bir fay için, hendeklerin nasıl kazılabileceğini gösterir diyagram (Keller ve Pinter, 2002).....	71
Şekil 4.4. Hendek lokasyonları, jeolojik harita ile beraber.....	72
Şekil 4.5. Avşar hendeği için seçilen lokasyonu gösteren fotoğraf. Mavi ok hendeğin açıldığı konum.....	73
Şekil 4.6. Derbent hendeği için hendeğin açıldığı konumu gösteren fotoğraf.....	73
Şekil 4.7 Geçmiş depremlerin tanımlanmasında kullanılan fay yapıları (Akyüz vd., 2015).	75
Şekil 4.8. Avşar hendeğinin 1x1 karelajlanmış görüntüsü.	76
Şekil 4.9. Avşar hendeğinin konumu gösteren Google earth görüntüsü.	77
Şekil 4.10. Avşar hendeğinin görüntüsü. Bakış yönü Güney.	77
Şekil 4.11. Avşar hendeği batı duvarı logu.	78
Şekil 4.12. Derbent Hendeği'nin konumunu gösteren Google earth görüntüsü.....	79
Şekil 4.13. Derbent Hendeği. Bakış yönü Güney.....	80
Şekil 4.14. Derbent hendeği batı duvarı logu.	81

ÇİZELGELER DİZİNİ

Tablo 1.1. Bölgede yapılan çalışmaların gruplandırılmış tablosu (Sarıkaya, 2001)'den güncellenmiştir.....	24
Tablo 3.1. Lmf, Ls, Smf değerlerini gösterir tablo.	37
Tablo 3.2. Belirlenen havzalar için hesaplanan Vf değerleri	40
Tablo 4.1 Avşar hendeği için kalibre edilmiş yaşlar dağılımı.....	82
Tablo 4.2. Avşar hendeğine ait yaş verilerinin ham, hata payı ve kalibre edilmiş takvim yılı değerleri. AV/B3, B4, B5 için tüm olasılık yaşlar belirtilmiştir.....	83
Tablo 4.3 Derbent hendeğine ait ham ve kalibre edilmiş yaşlar.	83
Tablo 4.4 Derbent hendeği için kalibre edilmiş yaşlar dağılım grafiği.....	84

1. GİRİŞ

Yer kabuğunda, levhaların göreceli hareketi ile Dünya'nın katmanlı yapısı arasındaki dinamik ilişki sonucu belirli bölgelerde biriken gerilme, kırılğan ve sünek stillerde deformasyona neden olmaktadır. Biriken yamulmalar, "Deprem" dediğimiz dalga patlamaları olarak ortaya çıkmaktadır. Bu doğa olayı, yerbilimleri içerisinde büyük önem arz eden aktif tektonik çalışmalarının odak noktası olmuştur (Keller ve Pinter, 2002).

Büyük depremler, can kayıpları ve ekonomik zararlara neden olmaktadır. Türkiye coğrafyası, litosferik levhaların etkileşimleri ve bunların yol açtığı dinamik hareketlerin bir sonucu olarak, global ölçekteki sismik aktivitelerin incelenmesi için merkezi bir konumunda bulunmaktadır. Türkiye coğrafyasındaki en önemli sismik olaylardan biri, Anadolu bloğunun batısındaki litosferik genişlemeler sonucu meydana gelen 30 Ekim 2020 tarihli (Mw: 6.9) Sisam Depremi'dir. Bu deprem, adanın kuzey kısmından geçen ve D-B doğrultulu, 30 kilometre uzunluğunda bir normal fay üzerinde meydana gelmiştir. Büyüklüğü ve bölge üzerindeki etkileri dikkate alındığında, bu deprem son yüzyılın en büyük depremleri arasında yerini almıştır (Karadaş ve Ertuğ, 2021).

Doğu Akdeniz'de, sismik etkinlik bakımından öne çıkan yerlerden biri olan Ege Genişlemeli Bölgesi, paralel horst ve graben yapılarıyla tanımlanmaktadır (Kaya, 1981; Şengör, 1987). Bu jeolojik yapılar, havza geometrisini ve evrimsel süreçlerini şekillendiren yüksek açılı normal fay hatlarıyla sınırlanmıştır (Bozkurt ve Mittweide, 2005; Şengör, 1987). Bölgedeki sismik olayların odak mekanizma çözümleri, çoğunlukla normal faylanma özellikleri göstermekte ve bu olayların büyük bir kısmı havza kenarlarında meydana gelmektedir (Tan vd., 2008).

Türkiye'nin önemli bir bölümünün yüksek sismik risk içeren 1. Derece deprem bölgesi üzerinde yer alması ve nüfusun önemli bir kısmının bu riskli alanlarda yaşaması; deprem riskinin, duyarlılığının ve olası etkilerinin titizlikle değerlendirilmesini ve haritalandırılmasını zorunlu kılmaktadır (Avcı, 2011). Depremlerin neden olduğu zararların temelinde yatan sebepler arasında, nüfus yoğunluğu, yanlış arazi kullanımı ve plansız yapılaşma bulunmaktadır. Teknolojik ilerlemeler ve disiplinler arası iş birliğinin artması, sismik riskin etkin bir şekilde tespit edilmesinde hayati önem taşıyan faktörlerdir. Bu süreç, coğrafi koordinatlarla ilişkilendirilmiş parametrelerin ve bu verilere dayalı

matematiksel, istatistiksel veya bilgisayar modellemelerine dayanan görsel haritalar ve grafiklerin oluşturulmasıyla ve bu çalışmaların arazi çalışmaları ile çok disiplinli olarak tahakkuk etmesiyle mümkündür.

1.1 Çalışma Alanının Tanıtılması

Çalışma alanı, Manisa İli'nin güneydoğusunda, Kabazlı ve Salihli'den Turgutlu'ya kadar uzanan ve L19a2, L19b1, L19b2, K19c3, L20a1, L20a2, L20b1 paftalarını kapsayan yaklaşık 1050 km² 'lik bir bölgeyi içermektedir. Bu alan, hem 1969 Alaşehir Depremi sonrasında oluşan yüzey kırıklarının hem de henüz kırılmamış olan Alaşehir-Akçapınar segmentlerinin bulunduğu bölgeyi kapsamaktadır.

Bölge, Gediz Grabeni'nin güney sınırını oluşturan dağlık alanlarla çevrilidir. Bölgedeki dağlık alanların genel uzanım yönü KB-GD doğrultusunda olup, zengin bir drenaj ağı ve vadilere sahiptir. İncelenen alanın en büyük su kaynağı Gediz Nehri (Antik Hermus Nehri) ve Alaşehir Çayı'dır (Antik Pactolus Nehri). Bölgenin topoğrafik olarak en yüksek noktası 2150 m ile Bozdağ iken, en düşük noktası 100 m ile Alaşehir Çayı'nın aktığı alandır.

Doğudan batıya doğru Manisa ilinin Turgutlu ilçesine bağlı, Kabazlı, Yenipazar, Hacıbektaşlı, Salihli, Caferbey, Ahmetli, Alahıdır, Akçapınar, Derbent, Avşar mahalleleri bulunmaktadır. Bu yerleşim alanları oldukça eski yerleşim yerleridir; M.Ö. 2000 yıllarından günümüze kadar uzanan bir tarihi olan antik kentler ile iç içedir. Bu bölgenin ilk yerleşiminden itibaren gıda ihtiyacını gidermek için aktif olarak kullanıldığı bilinmektedir; Hititler, Frigler, İyonyalılar, Lidyalılar, Persler, Romalılar, Bizanslılar, Saruhanoğulları ve Osmanlılar olmak üzere pek çok medeniyet yoğun tarım faaliyetleri için bölgeyi kullanmıştır. Bölgedeki en önemli antik yerleşim Sart (Sardes) Antik Kenti'dir. Herodot'a göre, şehir Herkül'ün torunları tarafından kurulmuştur. Ticaret yolları üzerinde olması ve verimli tarım alanlarına sahip olması sebebi ile, yaşayacağı büyük bir depreme kadar, tüm antik Ön Asya bölgesinde liderlik etmiştir (Michael, 1986).

Günümüzde bölge, 300.000 kişilik bir nüfusa ev sahipliği yapmasının yanında Türkiye'nin en büyük sanayi bölgelerinden olan Kemalpaşa ve Salihli organize sanayi bölgelerini üzerinde bulundurmaktadır. Ayrıca, İç Anadolu Bölgesi'nin denize açıldığı önemli limanlardan İzmir ve Aliağa limanları için bir geçiş güzergahı görevi görmektedir.

1.2 Amaç

Bu tezin amacı, Gediz Graben Sistemi'nde yer alan Akçapınar ve Salihli segmentlerinin, bölgesel morfolojik özelliklerini de dikkate alarak paleosismolojik hendek çalışmaları ile kapsamlı bir şekilde incelenmektedir. Bu inceleme, bölgenin geniş çaplı havzalarının morfolojik verilerini, paleosismolojik bulgularla bütünleştirerek, geçmiş deprem etkinliklerinin ve bu etkinliklerin yüzey şekilleri üzerindeki etkilerinin anlaşılmasını amaçlamaktadır. Araştırma, bu havzaların sismotektonik evrimini ve deprem aktivitesinin morfolojik yapılar üzerindeki etkilerini belirleyerek, bölgesel deprem tehlikesinin ayrıntılı bir profilini çıkarmayı hedeflemektedir.

Morfolojik analizler; hipsometrik eğri, havza asimetrisi, nehir diklik analizi ve benzeri parametreler kullanılarak gerçekleştirilecek ve bu parametrelerin sismik aktivite ile ilişkisi araştırılacaktır. Bu analizler, Akçapınar ve Salihli segmentlerinin aktif tektonik özelliklerini ve geçmiş sismik olaylarına yanıtını daha iyi anlamak için kullanılacak ve ayrıca bölgenin neotektonik aktivitesinin modellenmesine katkı sağlayacaktır.

Araştırma, sedimentoloji, stratigrafi ve radyokarbon tarihlendirme gibi çeşitli jeokronolojik yöntemlerle desteklenerek, bu havzaların sismik tarihlerini yeniden yapılandıracaktır. Bu tarihler, segmentlerin uzun vadeli sismik aktivite modellerini ortaya çıkaracak ve bölgenin sismik risk haritalamasında kullanılacak veri tabanını genişletecektir.

Ayrıca, bu çalışma sismik riskin azaltılması ve afetlere hazırlık konularında değerli bilgiler sunmayı amaçlamaktadır. Elde edilen bulguların, sismik tehlike değerlendirmeleri ve afet yönetimi planlamalarına katkıda bulunarak, bölgede yaşayan halkın sismik olaylara karşı daha bilinçli hale gelmesine yardımcı olması hedeflenmektedir.

Sonuç olarak, bu tez çalışması, Gediz Graben Sistemi'nin sismik etkinlik ve bu etkinliğin morfolojik yapılara olan etkilerinin kapsamlı bir değerlendirmesini sunacak, jeolojik risk değerlendirmeleri ve afet risk yönetimi stratejilerine somut verilerle katkı sağlayacaktır. Bu şekilde, bölgede yaşayan insanlar için bilimsel temellere dayanan, somut ve etkili çözümler geliştirmeye yönelik çalışmalara katkı sağlanacaktır.

1.3 Çalışma Yöntemleri

İncelenen alan ile ilgili çalışmalar, saha çalışmaları ve ofis çalışmaları olmak üzere iki aşamada gerçekleştirilmiştir.

1.3.1. Saha Çalışmaları

Ege Denizi'nde 30 Ekim 2020 tarihinde gerçekleşen ve Samos Adası ile İzmir'i etkileyen güçlü depremin ardından, İzmir Büyükşehir Belediyesi'nin önderliğinde, İzmir Metropolitan Alanı'nın depremselliğini derinlemesine incelemek amacıyla "İzmir İli Depremsellik Projesi" başlatılmıştır. Proje kapsamında, İzmir il merkezinin 100 kilometre yarıçapındaki fay hatlarının aktivitelerinin değerlendirilmesi öngörülmüştür. Bu çalışmanın, bölgenin sismik tehlikesini anlamak ve kentsel planlamada risk azaltma stratejilerine katkıda bulunmak açısından hayati önem taşıdığı düşünülmüştür.

Tez çalışmasının temelini oluşturan saha araştırması, bahsedilen projenin bir parçası olarak, öncelikle belirlenen fay hatları üzerinde yoğunlaşmıştır. Bu alanların 1/25000 ölçekli jeoloji haritaları üretilmiş ve 2022 yılı Ekim ayında, bu alandaki önemli fay hatlarının paleosismolojik kayıtlarını ortaya çıkarmak amacıyla planlanan saha ziyaretleri gerçekleştirilmiştir. Bu ziyaretler esnasında, seçilen alanlarda paleosismolojik hendekler açılarak, fay zonlarındaki geçmiş deprem olaylarının izlerini taşıyan stratigrafik kesitler detaylı bir şekilde incelenmiştir.

Stratigrafik kesitlerden alınan numuneler, radyokarbon (^{14}C) testi uygulanmak üzere laboratuvara gönderilmiş, bu testlerle organik materyallerin yaş tayinleri yapılarak fay hatlarının geçmiş aktivitelerinin tarihleri belirlenmeye çalışılmıştır. Elde edilen bulgular, İzmir'in sismik geçmişi ve gelecekteki potansiyel deprem riskleri hakkında değerli bilgiler sağlamıştır. Bu bulguların, bölge için risk azaltma planlarının geliştirilmesine zemin hazırlayacağı düşünülmektedir.

1.3.2. Ofis Çalışmaları

Ofis çalışmaları, saha araştırmalarının temelini oluşturmaktadır. Ofis çalışmaları, saha faaliyetlerinden önce detaylı bir hazırlık sürecini ve sonrasında ise elde edilen verilerin analiz ve değerlendirme aşamalarını kapsamaktadır.

Saha çalışmalarına yönelik hazırlık süreci, 1/25000 ölçekli topoğrafik haritaların dijital ortama aktarılması ile başlamıştır. Bu sayısal haritalar, arazi yapısının detaylı bir şekilde incelenmesine ve saha planlamasının daha etkin bir şekilde yapılmasına olanak tanımıştır. Aynı zamanda bu haritalar, morfometrik analizler için bir temel teşkil etmiş, dağ cephelerinin, drenaj havzalarının ve nehir ağlarının incelenmesiyle tektonik aktivite, erozyon süreçleri ve hidrolojik dinamikler hakkında kapsamlı bilgiler elde edilmiştir. Morfometrik analizler, arazi şekillerinin ve yeryüzü biçimlerinin nicel analizini içermektedir ve bu analizler, tektonik hareketlerin uzun vadeli etkilerini anlamak için kritik öneme sahiptir. Özellikle, sismik aktivitenin belirgin olduğu alanlarda, bu yöntemler kullanılarak uzun vadeli tektonik deformasyonların topoğrafya üzerindeki izleri ve etkileri araştırılmıştır.

Tüm bu analitik çalışmalar, aktif tektonizmaya bağlı sismik aktivitenin topoğrafya üzerinde yarattığı değişiklikleri anlamada ve yorumlamada kritik bir role sahiptir. Örneğin, nehir ağlarının morfometrik özelliklerinin incelenmesi, aktif fay hatlarının belirlenmesinde ve bu hatların geçmişteki sismik aktivitelerinin rekonstrüksiyonunda kullanılmaktadır. Benzer şekilde, dağ cephelerinin analizi, uzun dönemli yükselme ve erozyon süreçlerinin değerlendirilmesinde önemli bir parametre olarak karşımıza çıkmaktadır.

Saha çalışmaları sonrasında ofiste yapılan çalışmalar ise, sahadan toplanan verilerin değerlendirilmesi, analizi ve yorumlanmasını içermektedir. Elde edilen stratigrafik, paleosismolojik ve morfometrik verilerin entegre bir şekilde analiz edilmesi, bölgenin jeolojik geçmişine ve sismik risk profilinin anlaşılmasına dair derinlemesine bir bakış sunmaktadır.

Sonuç olarak, ofis ve saha çalışmalarının bütünü, bölgenin deprenselliğinin belirlenmesinde kapsamlı metodolojinin uygulanmasına olanak tanımış ve bu alandaki araştırmanın bilimsel titizlikle yürütülmesini sağlamıştır.

1.4 Bölgesel Jeoloji ve Önceki Çalışmalar

Batı Anadolu, jeolojik yapısı ve tarihçesi bakımından oldukça zengin ve çeşitlilik gösteren bir bölgedir. Bu bölgenin jeolojik çeşitliliği içinde öne çıkan yapısal özelliklerden biri, Anadolu'nun en büyük ve en önemli masiflerinden biri olan Menderes Masifi'dir. Masif, geniş bir alan üzerinde yüzeylenmekte olup, Anatolidler Tektonik

Birliği içinde konumlanmıştır (Gessner vd., 2013). Menderes Masifi'nin kuzeydoğu ve doğu sınırları henüz kesin olarak tespit edilememiştir. Bu masifin batı ve kuzeybatı kesimleri İzmir- Ankara Ofiyolit Kuşağı (şengör vd., 1985) ile sınırlandırılırken, güney ve güneydoğu kesimleri ise Likya napları ile çevrelenmiştir (Dora vd., 1992).

Yapısal jeoloji ve petroloji açısından Menderes Masifi, çeşitli jeolojik devirlerde yaşanmış olan orojenik hareketliliklerin bir sonucu olarak geniş bir metamorfik kaya yelpazesine ev sahipliği yapmaktadır. Masif içinde yer alan kayalar, metamorfizmanın derecesine bağlı olarak genel olarak çekirdek kayaları ve örtü kayaları olmak üzere iki ana grupta sınıflandırılabilir (Öztürk ve Koçyiğit, 1983). Çekirdek kayaları, yüksek derecedeki metamorfik koşullarda oluşmuş olan çeşitli gnays ve migmatit tiplerinden oluşmaktadır. Örtü kayaları ise daha düşük derecedeki metamorfik süreçlerde oluşmuş daha ince taneli gnayslar, çeşitli şist tipleri, kuvarsit ve mermer gibi kayaları içermektedir (Öztürk ve Koçyiğit, 1983).

Bölgede bulunan Senozoyik havzaların varlığı, Batı Anadolu'nun jeolojik dinamizmini daha belirgin kılmaktadır. Bu havzalar, karasal, gölssel ve volkanik fasiyes özelliklerine sahiptir ve bölgedeki tektonik hareketlerle güncel graben sistemleri içinde gelişim göstermişlerdir. Bu bağlamda, Menderes Masifi ve çevresindeki Neojen çökelleri, ekonomik değer taşıyan maden ve endüstriyel ham madde yataklarını içermesiyle dikkat çekmektedir. Bu potansiyel kaynaklar, bölgenin ekonomik jeoloji açısından incelenmesinin önemini artırmaktadır.(Öztürk ve Koçyiğit, 1983)

Batı Anadolu'nun karmaşık jeolojisi, yerbilimcilerin yoğun ilgisini çekmiş ve bu bölge ile ilgili çok sayıda araştırma yapılmıştır. Bölgedeki ilk jeolojik çalışma olarak, William J. Hamilton (1842) tarafından yazılan “Researches in Asia Minor, Pontus and Armenia” kitabı gösterilebilmektedir. Bu çalışma, şist ve metamorfik kayalardan oluşan birimlerin, Kula Volkanikleri'nin ve bölgenin kültürel yapısının bahsedildiği gezi niteliğinde bir eser olarak karşımıza çıkmaktadır. Türk yerbilimciler tarafından sistematik çalışmalar ise 1940'ların sonlarında başlatılmıştır. Bu çalışmaların önemli bir kısmı, masifin ve çevre yapıların genel jeolojik özellikleri ve stratigrafik ilişkileri üzerine odaklanmıştır. Örneğin, Evirgen (1979) 'in Ödemiş ve Turgutlu civarındaki çalışmaları, masifin metamorfik evrimine petrolojik, petrokimyasal ve aılardan yaklaşmış ve Gediz grabeni boyunca uzanan geniş kataklazma zonlarını ve bu zonlarda yer alan çeşitli kataklastik kayaç tiplerini ayırt etmiştir.

Diğer bir araştırma ise, Menderes Masifi'nin temel ve örtü birimlerine ait stratigrafik dizilerini detaylandırmıştır. Bu çalışmalar, masifin çekirdeğini oluşturan gnays, gözlü gnays ve migmatitlerin üzerine ince taneli gnays, granatlı şist, muskovitli kuvarsit, klorit-kloritoidli şist, kalkşist ve fillitten oluşan istiflerin diskordansla üst üste geldiğini göstermiştir. Bu sayede, bu stratigrafik ünitelerin litolojilerinin bölgesel varyasyonları belirlenmiş ve bunlar üzerine değişen litolojilere sahip kırıntılı örtü serileri gelmiştir (Çağlayan vd., 1980).

Bu geniş kapsamlı ve çok disiplinli araştırmalar, Batı Anadolu'nun jeolojik geçmişinin ve tektonik yapısının daha iyi anlaşılmasına katkıda bulunmuş ve bölgedeki doğal kaynakların sürdürülebilir kullanımı için bilimsel temellerin atılmasını sağlamıştır.

Bu çalışmalar, bölgenin sismik aktivitesi, kıvrım kuşakları, fay hatları gibi konulara odaklanmıştır. Her bir çalışma, Batı Anadolu'nun karmaşık jeolojik geçmişini ve aktif tektonik özelliklerini aydınlatarak bölgenin jeolojik evrimini anlamak için kritik bilgiler sağlamıştır. Bölgesel çalışmaları özetlemek gerekirse;

Ketin, 1966'de yaptığı çalışmada Türkiye'nin Alp kuşağının bir parçası olarak Senozoik Dönemde geliştiği ve bu süreçte Orta Anadolu, Toros Dağları ve Güneydoğu Anadolu'nun oluştuğunu anlatmaktadır. Ayrıca, Kuzey ve Kuzeybatı Anadolu'nun (Pontidler) Paleozoyik ve Mesozoyik dönemlerde evrimleştiğini belirtmektedir. Çalışma, Türkiye'nin tektonik yapısını oluşturan metamorfik-kristalin kitleler, kıvrımlanmış Paleozoyik dağ zincirleri, Mesozoyik ve Tersiyer yaşlı kıvrımlanmış dağlar, büyük faylar ve bindirmeler, grabenler ve çukurlar, aktif faylar ve ana deprem bölgeleri gibi yapısal unsurları detaylı bir şekilde açıklamaktadır.

Makris (1978) çalışmasında, 1971-1974 yılları arasında Yunanistan'da toplanan sismik verileri incelemiştir. Çalışma, Ege ve Girit Denizleri'nde 20-32 km'ye inen Batı Helenik zincirlerinde 46 km'ye varan farklı kıtasal kabuk kalınlıklarını ortaya koymaktadır. Çalışmanın önemli bulguları arasında, mantoda düşük hız bölgesinin tespiti ve kabuk ile manto yapılarını gösteren sismik fazların gözlemlenmesi yer almaktadır.

Dewey ve Şengör (1979) çalışmasında, Ege Bölgesi'nin tektoniğini ayrıntılı bir şekilde ele almışlardır. Bu çalışma, Anadolu bloğunun Bitlis Zonu'ndan başlayarak batıya doğru hareket ettiğini ve Doğu Akdeniz'deki okyanusal litosferi tükettiğini ortaya koymuştur. Aynı zamanda, Anadolu bloğunun batı ucunun, Marmara Denizi'nin batısında yer alan iki

Kuzey Anadolu dönüşüm şeridindeki yönelim değişikliği nedeniyle grabenler, yanal atımlı ve bindirme yarı sürekli tektoniklerle bölündüğünü vurgulamıştır.

Dumont ve diğerleri (1979), Güneybatı Anadolu'daki grabenlerin oluşumunu incelemiş ve bu bölgedeki tektonik olayların karmaşıklığını ele almışlardır. Bu çalışma, Miyosen-Kuvaterner dönemlerinde meydana gelen çeşitli basınç ve gerilme evreleri detaylı bir şekilde analiz etmiştir. Çalışmanın önemi, özellikle Menderes ve Burdur grabenlerinde, graben oluşum mekanizmalarının ortaya konulmasıdır.

Kocaefe ve Ataman (1982) çalışmasında, Batı Anadolu'nun tektonik yapısını analiz etmişlerdir. Bu çalışmada, bölgede oluşan magnitüdü 5.0 ve üzerinde olan 55 adet depremin odak mekanizmalarını kullanarak Batı Anadolu'nun tektonik hareketlerini incelemiş ve Batı Anadolu'daki hâkim tektonik hareketlerin doğrultu atımlı ve doğrultu atım bileşenli normal faylanmalar olduğunu tespit etmişlerdir.

Koçyiğit (1984) çalışmasında, Güneybatı Türkiye ve çevresinin tektonik evrimini üç döneme ayırmıştır: Eski Tektonik Dönem, Geçiş Dönemi ve Yeni Tektonik Dönem. Yeni Tektonik Dönem aynı zamanda genişleme tektoniği olarak belirtilmiştir. Ege Bölgesi'nde gerçekleşen genişleme hareketlerinin, verev atımlı normal faylar ile sınırlı ve farklı boyutlarda bloklara bölünmüş yapılardan oluştuğu ortaya konmuştur.

Eyidoğan ve Jackson (1985) çalışmalarında batı Türkiye'deki üç büyük deprem dizisindeki faylanma, sismolojik teknikler kullanılarak incelenmiştir. Araştırma, aynı bölgedeki birden fazla depremi inceleyerek, dalga formlarının yapısal ve yayılım etkileriyle olan olası kontaminasyonunu tanıma avantajı sunmuştur. İncelenen depremlerin gözlemlenen dalga formlarının sentetik modellemesi, her bir depremin ağırlıklı olarak normal faylanma içerdiğini ve 6-10 km derinliklerde başlayıp 30-50 derece eğimlerle yüzeye kadar yayıldığını ortaya koymuştur. Bu geometri, diğer bölgelerdeki aktif normal faylara özgüdür. Alaşehir ve Gediz'deki en büyük iki deprem için, gözlemlenen yüzey faylanmasını açıklamak üzere birden fazla alt olayın gerekliliği belirlenmiştir. Her iki depremin sismogramları, ilk alt olaylardan sonra büyük genlikli uzun periyotlu sinyaller göstermiş, bu da daha düz nodal düzlemleri içeren ek alt olayların varlığını düşündürmüştür. Bu bulgular, yüzeye ulaşan dik fayların altında daha düz ve derinlemesine devam eden fayların varlığına işaret etmektedir. Bu yorumlama,

gözlemlenen sismogramları tatmin edici şekilde yeniden üretmesi, jeolojik açıdan mantıklı olması ve iç tutarlılığa sahip olması öne çıkmaktadır.

Araştırma, alt kabuğun, büyük depremler arasında sünek olarak ve büyük depremler sırasında ise kırılğan olarak deformasyona uğradığı bir model önermektedir. Bu, alt kabuğun büyük depremler sırasında artan gerinim hızları altında kırılğan davranış sergileyebileceğini ve sonrasında saf makaslama yoluyla eşit dağılmış krip hareketi ile deformasyona uğrayabileceğini göstermektedir. Bu çalışma, alt kabuk ayrılmalarından kaynaklanan uzun periyotlu sinyallerin küçük depremlerin sismogramlarında görülmesinin olası olmadığını, ancak çok büyük depremlerde bu sinyallerin kırılğan üst kabuğun kırılmasına ilişkin daha kısa periyotlu sinyaller tarafından gölgelenebileceğini belirtmektedir.

Ayrıca, faylanmanın, kabuğun üst kısmındaki kırılğan üst tabakanın altında düzleştiği ve bu durumun, kıtasal uzanım bölgelerindeki normal fayların davranışını ve kabuk deformasyonunu anlamada önemli sonuçları olduğu vurgulanmıştır. Bu model, kırılğan-sünek geçişte normal fayların eğim değişikliği yapacağını ve alt kabuk fay hareketinin, ya daha önceki normal faylanma sonucu oluşmuş yüzeylerde ya da uygun miras alınmış bindirme faylarında meydana gelebileceğini önermektedir. Bu çalışma, sadece kıtasal kabukla sınırlı olmakla birlikte, argümanların ve modellerin okyanus kabuğuna da uygulanabileceğini öne sürmektedir, bu da 'yavaş' depremlerin ve tsunamilerin oluşumu üzerine önemli etkileri olabileceğini düşündürmektedir.

Şengör ve diğerleri (1985) ve Şengör (1987) çalışmalarında, Batı Anadolu'daki sıkışma rejiminin Tortoniyen'e kadar sürdüğünü belirtmişlerdir. Bu çalışmalarda, bu zaman diliminde, Menderes Masifi'nin altında kabuk kalınlaşması yaşandığı ve bu durumun erken Miyosen döneminde Batı Anadolu'daki geniş çaplı silisik volkanizmasına yol açtığı öne sürülmüştür. Tortoniyen döneminde, Ege'nin genişleme tektonik rejiminin başladığı ve Menderes Masifi'nin sıkışma evriminin sona erdiği belirtilmiştir. Tortoniyen sonrasında Menderes Masifi ve tüm Ege ve Batı Anadolu bölgesinde, büyük ölçekli düşük açılı normal faylanma ve alkalin bazaltik volkanizma ile ilişkilendirilen geniş bir havza sıra tipi genişleme ortamı olduğu bildirilmiştir. Anadolu'nun batıya kaçmasıyla, Ege bölgesinde K-G doğrultulu gerilmeli rejimin başladığı öne sürülmüştür.

Yılmaz (2000) çalışmasında, Ege Bölgesi'nin K-G doğrultulu gerilme rejiminin etkisi altında olduğunu belirtmiş ve bu tektonik gelişimin iki ana hareket tarafından yönlendirildiğini ifade etmiştir. Bu hareketlerden biri, Anadolu Bloğu'nun batıya doğru hareketi; diğeri ise Batı Anadolu'nun K-G doğrultulu açılma hareketidir. Bu süreçler sonucunda bölgede D-B doğrultulu grabenler oluştuğu ve bölge her yıl 3-6 cm oranında genişlerken, normal faylanmalar meydana geldiği bildirilmiştir.

Bozkurt (2001) Türkiye neotektoniği özel sayısına ön söz derlemesinde, çoğu bilgi Şengör ve diğeri (1985)'e dayanması ile; bazı fay zonlarının ayrıntısı içerir. Öne çıkan bazı yapısal özellikler şunlardır:

Malatya-Ovacık Fay Zonu: Bu yapının, Anadolu ve Arap levhaları arasındaki sınırı yaklaşık 5-3 milyon yıl önce oluşturduğu ve bu levhalar arasında 29 km'lik bir hareket alışverişine yol açtığı belirtilmiştir. Malatya-Ovacık Fay Zonu, modern Doğu Anadolu Fay Zonu'nun ve Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun doğu segmentlerinin gelişimiyle yaklaşık 3 milyon yıl önce aktifliğini kaybetmiştir.

Orta Anadolu Fay Zonu: 730 km uzunluğundaki bu mega kayma zonu, Arap ve Avrasya levhaları arasındaki sürekli kıtasal yakınsamanın sonucu olarak Plio-Kuvaterner dönemlerinde eski bir paleotektonik yapı olan 'Ecemiş Koridoru' veya 'Ecemiş Fayı' üzerinde oluşmuştur. Bu zon, değişen büyüklüklerdeki çek-ayır havzaları ve Erciyes stratovulkanik kompleksinin yerleştirilmesini içermektedir.

Tuz Gölü Fay Zonu: Bu 200 km uzunluğundaki kuzeybatıya yönelen sağ yönlü atımlı fay zonu, Orta Anadolu'nun en belirgin yapılarından biridir. Bu fay zonu, Tuz Gölü Havzası'nın kuzeydoğu sınırını oluşturmakta ve hareketin başlangıcı Geç Kretase'ye dayanmaktadır. Ancak Miyosen döneminde aktif hale geldiği de iddia edilmektedir.

Eskişehir Fay Zonu: Bu sağ yönlü atımlı yapı, önemli ölçüde normal bileşeni olan bir yapıdır ve Uludağ (Bursa) ile Afyon arasında uzanmaktadır. Bu fay zonu, 1956-Eskişehir depreminde kırılmıştır ve Orta Anadolu'nun doğu kısımları diğeri Anadolu bölgelerine kıyasla sismik olarak daha az aktiftir.

Isparta Açısı ve Çevre Bölgeleri: Bu bölge, bir dizi fay hattı ve grabenler içermektedir. Bunlar arasında Acıgöl, Burdur, Çivril, Dinar, Kütahya, Simav, Akşehir-Afyon, Beyşehir, Dombayova, Kovada ve Sandıklı grabenleri bulunmaktadır.

Batı Anadolu: Dünyanın en sismik aktif ve hızlı genişleyen bölgelerinden biridir ve yılda yaklaşık 30-40 mm hızla Kuzey-Güney yönlü kıtasal genişleme yaşamaktadır. Bu bölge, Yunanistan, Makedonya, Bulgaristan ve Arnavutluk'u kapsayan 'Ege Genişleme Bölgesi' olarak adlandırılan bir bölgenin bir parçasıdır.

Bozkurt (2001) çalışmasının genel sonuçları, Türkiye'nin neotektonik deformasyonunun doğası, Batı Anadolu'daki Doğu-Batı ve kuzeye yönelen havzaların yaşı ve kökeni, Malatya-Ovacık ve Orta Anadolu fay zonları boyunca volkanizma ve faylanma, Kuzey Anadolu Fay Zonu boyunca çek-ayır havza oluşumu, Kuzeydoğu Anadolu'nun neotektoniği gibi konuları kapsamaktadır. Bu çalışma, 21. yüzyıl başında yapılmış, Türkiye'nin neotektoniğini bir arada işleyen çok kapsamlı ve önemli bir çalışmadır.

Rojay ve diğerleri (2005) çalışmalarında, Küçük Menderes Grabeni'nin (KMG) jeolojik yapısını ve tektonik evrimini incelemiştir. Bu çalışmada, grabenin Miyo-Pliyosen sonrası dönemde oluşan fayları detaylı bir şekilde ele alınmış ve bu fayların grabenin güney sınırında daha belirgin olduğu, kuzey sınırında ise daha az süreklilik gösterdiği belirtilmiştir. Toplam 174 fay verisi, 16 alandan toplanmış ve graben içindeki dört farklı sektöre göre gruplandırılmıştır. Bu veriler, grabenin farklı bölümlerindeki tektonik hareketleri ve stres yönelimlerini anlamak için kullanılmıştır.

KMG'nin jeomorfolojisi, komşu grabenler olan Gediz Grabeni (GG) ve Büyük Menderes Grabeni (BMG) ile farklılıklar göstermektedir. KMG, tek bir çöküntü havzası yerine, birbiriyle bağlantılı olmayan ancak son Kuvaterner döneminde dar geçitlerle birbirine bağlanan, beş ayrı alt havzadan oluşmaktadır. Bu havzalar sırasıyla Kiraz, Ödemiş, Bayındır, Dağkızılca-Torbalı ve Selçuk alt havzalarıdır. Bu alt havzaların her birinin jeolojik dolgusu ve evrimi, diğerlerinden farklılık göstermektedir.

Miyo-Pliyosen dönemine ait tortu dizileri, özellikle grabenin batı kısmındaki Selçuk ve Dağkızılca-Torbalı alt havzalarında görülürken, diğer alt havzalarda sadece yerel olarak bulunmaktadır. Tüm havzalar, özellikle geniş alüvyon fanları tarafından karakterize edilen Kuvaterner tortuları ile belirgindir.

KMG'nin bugünkü morfolojisi, geç Eosen- erken Miyosen döneminde K-G doğrultulu sıkışma koşulları altında gelişen paleotektonik yapıların kontrolünde şekillenmiştir. Bu yapılar, grabenin ve alt havzalarının neotektonik evrimini etkilemiştir.

Bu çalışmadaki kayma verilerinin analizi, bölgedeki tektonik evrimin üç ardışık deformasyon evresini ve olası bir saat yönünün tersine rotasyonunu göstermektedir. Birincisi, K-G doğrultulu sıkışma, ikincisi DKD-BGB doğrultulu genişleme ve son olarak KD-GB doğrultulu genişlemedir. Bu evrelerin, Miyosen-Pliyosen sonrası dönemde KMG'de etkili olduğu söylenmiştir. Bu çalışmanın sonucu olarak, KMG'nin esas olarak Pliyosen-Kuvaterner zamanında geliştiği ve bu nedenle GG ve BMG'den çok daha genç olduğu ortaya konmuştur.

Doğan ve Emre (2006) çalışmalarında, Batı Anadolu'daki tektonik yapıları incelemişlerdir. Çalışma, Ege açılmalı tektonik rejimi ve Kuzey Anadolu Fay Zonu arasındaki geçiş zonunu tanımlamıştır. Bu geçiş zonu, Sındırgı-Sincanlı Fay Zonu olarak adlandırılmış ve Gediz Grabeni ve Kuzeybatı Anadolu arasındaki yapısal bir sınır olarak değerlendirilmiştir. Sındırgı-Sincanlı Fay Zonu, sağ yönlü doğrultu atımlı ve 205 km uzunluğunda bir fay zonudur. Fay, Gediz grabeninin eksenine dik uzanan enine fayların kuzey uçlarında sonlanmaktadır. Çalışma, Sındırgı-Sincanlı Fay Zonu'nun Batı Anadolu'nun güncel tektoniği içerisinde önemli bir sismojenik zon olarak değerlendirilmesi gerektiğini vurgulamıştır.

Işık ve Seyitoğlu (2007) çalışmalarında, Menderes Masifi'nin jeolojik yapısının zaman içinde nasıl değiştiği üzerinde durmuşlardır. Başlangıçta masif, asimetric yapılar sergilemiş; ancak zamanla simetrik bir çekirdek kompleksi haline gelmiştir. Bu evrimsel süreç, masifin çeşitli bölümlerindeki kinematik yapılar ve sıyrılma fayları aracılığıyla gözlemlenebilir niteliktedir. Masifin asimetric mi yoksa simetrik mi olduğu konusu, yerbilimciler arasında tartışmalı bir durumdur. Bazı araştırmalar, masifi simetrik bir çekirdek kompleksi olarak değerlendirirken, diğerleri asimetric yüzeylenme sürecine işaret etmiştir. Işık ve Seyitoğlu, çalışmalarında bu tartışmaya katkıda bulunarak, masifin Geç Senozoyik dönemde hem asimetric hem de simetrik çekirdek kompleksi olarak evrimleştiğini ve parçalandığını vurgulamışlardır. Bu evrim sürecinin, masifin yapısının yanı sıra çevresindeki havzaların oluşumunu da etkilediğini belirtmişlerdir.

Sünümlü deforme kayaların kinematik göstergeleri ve Kuzey-Kuzeydoğu ve Güney-Güneybatı yönelimli yapılar, masifin asimetricten simetriğe doğru geçişini göstermektedir. Bu geçiş, masifin yüzeylenmesi ve çevresindeki genç havzaların oluşumuyla ilişkilendirilmiştir. Masifin yüzeylenmesi, çevresindeki havzaların oluşumuna ve evrimine önemli etkilerde bulunmuş ve masifin oldukça parçalı bir yapı

kazanmasına neden olmuştur. Bu çalışma, Menderes Masifi'nin jeolojik yapısının karmaşıklığını ve bu yapının zaman içinde nasıl değiştiğini ortaya koymaktadır.

Gessner ve diğerleri (2013) çalışmalarında, Hellenik ve Anatolid alanlarının Alpin orojenezinin kendine özgü jeolojik tarihleri ile tanımlanabileceğini belirtmişlerdir. Bu alanlar, Alpin öncesi temel kayaların yaşındaki farklılıklar ve kıtasal yitimi ile kabuk genişlemesi ile ilişkili yapısal, metamorfik ve magmatik gelişimlerdeki farklar ile karakterize edilmektedir. Bu çalışmada, Ege'nin altındaki hızlı, soğuk ve yoğun levha ile Batı Türkiye'nin altındaki yavaş, sıcak, yüzer astenosferik bölge arasında keskin bir dikey sınır oluşturan sismik hız anomalileri ile belirlenen litosferik manto heterojenitesine dikkat çekilmiştir. Bu süreklilik, Miyosen'den bu yana Ege ve Anadolu bölgelerindeki tektonik hareket farklılıklarını dengeleyen, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nu Hellenik çukurla bağlayan litosfer ölçekli bir kayma zonu olan Batı Anadolu Transfer Zonu olarak kavramsallaştırılmıştır.

Yazarlar ayrıca, Batı Türkiye'de, üst manto altında okyanus kabuğunun yokluğu ve yüksek basınç metamorfizmasının eksikliğinin, Eosen'de kıtasal yitimin sona erdiğine işaret ettiğini ve bu durumun, kalın ve yüzer Anadolu mikrolakasının kıtasal litosferine atfedildiğini öne sürmüşlerdir. Jeolojik evrimin, geç Oligosen/erken Miyosen'den bu yana Anatolid kuşağında kabuk genişlemesi ile karakterize olduğunu ve bu sürecin, özellikle Menderes Masifi'nde belirgin olduğunu ifade etmişlerdir. Bu bölge, Dünya'nın en büyük metamorfik çekirdek komplekslerinden birini şekillendiren Kuzey-Kuzeydoğu/Günay-Güneybatı uzantısı, uzantılı ayrılma fayları, katlanma, kubbeleşme ve yükselme gibi geniş çaplı deformasyonlar yaşamıştır. Menderes Masifi'nin, orijinal olarak Miyosen düzlüğü ile örtüşmesi ve geç Miyosen'den bu yana çeşitli graben sistemleri tarafından parçalanarak alt kabukta dinamik topoğrafik değişikliklere ve akışa yol açtığı vurgulanmıştır.

Çalışmada, Batı Anadolu'daki sismik aktivitelerin, tektonik birimlerle güçlü bir korelasyon gösterdiği, özellikle Menderes Masifi'nde graben sistemleri boyunca lokalize olan aktivitelerin, çevre bölgelere kıyasla nispeten daha düşük sismik aktiviteye sahip olduğu belirtilmiştir. Depremlerin çoğunun sığdan orta kabuk derinliklerinde meydana geldiği, ancak Gökova Körfezi'nin altında çok derin depremlerin yaşandığı benzersiz bir Doğu-Batı yönlü bölgenin olduğu ve bu bölgenin muhtemelen kıtasal litosferin soyma işlemiyle bağlantılı olduğu ifade edilmiştir. Gessner ve diğerlerinin bulguları, orojenik

kuşakların yapısında kıtasal yayların lateral varyasyonlarının önemini vurgulamış ve bu tür varyasyonların metamorfik çekirdek komplekslerinin oluşumundaki rolünü öne çıkarmıştır.

Seyitoğlu ve Işık (2015) çalışmalarında, Batı Anadolu'daki geç Senozoyik genişleme tektoniğine ilişkin önemli bulgular sunmuşlardır. Araştırmalarında, Menderes Masifi'nin Oligosen döneminde asimetrik bir çekirdek kompleksi olarak yükseltilmesinin Datça–Kale Ana Sıyrılma Fayı'nın asılı duvarında Oligosen Kale havzasının oluşumuna etki ettiğini belirtmişlerdir. Aynı zamanda, Simav Sıyrılma Fayı'na eşzamanlı sedimanların Hacıbekir Grubu'na ait olduğu iddialarının şüpheli olduğu ve bu durumun yeni araştırma sorularını beraberinde getirdiği vurgulamışlardır. Kuzey Menderes Masifi'nde yalnızca küçük bir alanda bulunan ve Eosen-Oligosen dönemine tarihlenen Başlamış formasyonunun, bu döneme ait diğer sedimanter tabakalarla ilişkilendirilmesi gerektiğini savunmuşlardır. Ayrıca bu çalışmada gerçekleştirilen, Biga Yarımadası'ndaki Kazdağ Çekirdek Kompleksi'nin detaylı kinematik analizi, bu kompleksin ilk yükseltilmesinin kuzeye doğru olduğunu göstermiştir. Bu bulgu, Simav Sıyrılma Fayı'nın İzmir-Ankara Zonu'ndaki ofiyolitlerin altından geçerek Kazdağ Çekirdek Kompleksi'nin üzerinden Marmara'ya uzandığı spekülasyonunu güçlendirmiştir. Seyitoğlu ve Işık aynı zamanda, Güney Marmara'daki Oligosen magmatizmasının sıyrılma ile ilişkisinin ve Simav Sıyrılma Fayı'nın daha kuzeyde yer alan Eosen-Oligosen Trakya Havzası ile bağlantısının araştırılması gerektiğini belirtmişlerdir. Bu hipotezlerin saha verileriyle test edilmesinin, Batı Anadolu'daki Geç Senozoyik genişleme tektoniğinin daha iyi anlaşılmasına katkı sağlayacağını vurgulamışlardır. Bu çalışma, Batı Anadolu'nun jeolojik geçmişi ve tektonik evrimi hakkında yeni perspektifler sunarak, bölgedeki jeolojik yapıların daha detaylı anlaşılmasına olanak tanımıştır.

Şaroğlu ve Güler (2020) çalışmalarında, Türkiye'nin geç Paleozoyik'ten günümüze kadar gelişen jeodinamik süreçlerini (Şengör ve Yılmaz, 1981) çalışmasında açıklananlarla paralel olarak ele almışlardır. Batı Anadolu'da, geç Miyosen'de meydana gelen kıtasal çarpışmanın etkilerini açıklayabilmek adına öncelikle Batı Anadolu'daki güncel deformasyonun incelenmesinin ve tanımlanmasının gerektiğini savunmuşlardır. Böylelikle, geçmişteki aktivitelerin belirlenmesinin kolaylaşacağı belirtilmiştir. Bu çalışmada, son yıllarda toplanan yeni bulgulara karşın, Batı Anadolu jeolojisinin bazı önemli sorunları halen tartışmalı olduğu düşünülmüştür.

Neotektonik dönem, bazı araştırmacılara göre geç Oligosen'de, diğerlerine göre ise geç Miyosen'de başlamış ve günümüze kadar devam etmektedir. Bu süreç sırasında bölgenin K-G doğrultusunda genişlediği ve buna bağlı olarak genellikle D-B doğrultulu grabenlerin olduğu kabul edilmektedir. Bu nedenle, neotektonik araştırmalar Batı Anadolu'yu ayrı bir bölge olarak ele almaktadır.

Yapılan bu bölgesel çalışmalar Batı Anadolu'da yapılmış olan çalışmaların bir kısmını içermektedir. Batı Anadolu'nun deprem/tektonizma ile ilgili çalışmalar açısından bir laboratuvar gibi olmasından (Ambraseys ve Jackson, 1998) dolayı, bu bölümde yer verilemeyen çok sayıda önemli çalışma yapılmıştır.

Tez çalışmasının çalışma sahasına yakın konumlanan ve konu ile alakalı yerel çalışmaları özetlemek gerekirse;

Karamanderesi ve Yılmaz (1982), çalışmalarında Gediz Grabeni'nin jeotermal potansiyeli incelemiş, D-B doğrultulu normal fayların en son oluştuğunu ve sıyrılmaya faylarını kestiğini belirtmişlerdir.

Hetzl ve diğerleri (1995), çalışmalarında, Menderes Masifi'nin Ödemiş-Kiraz arasındaki bölümünde düşük açılı ve büyük ölçekli açılmalı makaslama zonlarında Kuzey-Kuzeydoğu gidişli makaslama yönünü tespit etmişlerdir. Çalışmada, bölgesel ölçekte gelişen sünümlü deformasyona bağlı olarak ortaya çıkan ve sintektonik özellik gösteren iki granodiyorit varlığını belirlemişlerdir. Bu granodiyoritlerin yaşlarının $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yöntemiyle yapılan tayinler sonucunda yaklaşık 19.5 ± 1.4 My. öncesine tarihlendiği bulunmuştur.

Yusufoğlu (1996), çalışmasında, Batı Anadolu'nun tektonik gelişimini, özellikle Gediz Grabeni'nin kuzey kenarındaki Karataş bölgesi üzerinden detaylı bir şekilde incelemiştir. Bu bölgede, dört farklı Pliyo-Kuvaterner litostratigrafik birimi ayırmıştır. Bu birimler, sırasıyla, Alt Pliyosen'e ait *Balçıklidere Formasyonu*, Orta-Üst Pliyosen'e ait *Ulubey Formasyonu*, Alt-Orta Pleistosen'e ait *Asartepe Formasyonu* ve Üst Pleistosen-Holosen'e ait *Kula Volkanikleri*'ni kapsamakta ve toplamda 226 metre kalınlığa kadar ulaştığını belirtmiştir. *Balçıklidere Formasyonu*, temel kayaların üzerine uyumsuz bir şekilde oturmakta ve konglomera, kumtaşı, silttaşı, kiltaşı ve kalış bantları içeren, güneye doğru akan bir örgülü düzlükte biriktiği düşünülen birimlerden oluştuğu belirtilmiştir. *Ulubey Formasyonu*, gölsel kireçtaşları ile bu örgülü düzlük birikintilerinin üzerine uyumlu bir

şekilde, ayrıca temel kayaların üzerine de uyumsuz olarak yerleştiğini anlatmaktadır. *Asartepe Formasyonu*, daha eski birimlerin üzerine uyumsuz olarak oturmakta ve büyük/küçük taneli konglomeralar, çakıllı kumtaşları ve silttaşı-kiltaşı ile nadir kalış bantlarından oluşan, kaba ve ince taneli tabakaları içermekte ve güneybatıya doğru yayılan alüvyon fan sisteminin yakın ila orta, kısmen de uzak alanlarında birikmiş olabileceğini ifade etmiştir. Yazar, en genç birim olan *Kula Volkanikleri'nin*, alkali bazaltik lav akıntılarında oluşmakta olduğunu ve daha eski tüm birimlerin üzerindeki çukurlukları doldurduğunu belirtmektedir. Karataş bölgesindeki yapısal elemanlar, yüksek açılı genişleme fayları olup, bunlar arasında Kırdamları, Filiztepe, Karataş ve Gediz Nehri fayları'nın bulunduğu ifade etmiş ve bu fayların, tektonostratigrafik evrim boyunca flüviyo-lakustrin çökeltme ortamlarını kontrol ettiğini belirtmiştir. Kırdamları fayı, Gediz Grabeni'nin en kuzeydeki sınır fayı olup, Gediz Grabeni'nin kuzey kenarındaki çöküntünün başlangıcını işaret etmekte olduğunu ve bu durumun, Erken Pliyosen döneminde Balçıklıdere Formasyonu'nun çökelişi ile kanıtlandığını belirtmiştir. Araştırmacı tarafından, çalışma alanında ve çevresindeki kıta içi kabuk genişlemesinin, Batı Türkiye'nin neotektonik evrimsel çerçevesi içinde oluştuğu düşünülmektedir. Yusufoglu (1996), bu genişlemenin, hem Anadolu Bloğu'nun B-GB'ye doğru kaçışıyla hem de Afrika Plakası'nın Batı Anadolu'dan Ege Denizi'ne doğru kuzeye doğru yitimiyle açıklanabileceğini belirtmiştir.

Emre (1996), çalışmasında, Gediz Grabeni'nin Salihli-Manisa arasındaki Sart Mustafa ve Dereköy bölgesinin jeolojisini ve tektoniğini ele almıştır. Gediz Grabeni'nin *Basin* ve *Range* tipi bir yapıda geliştiğini ve bir sıyrılma fayı ile oluşan yarım graben olduğunu ifade etmiştir. Bölgede metamorfik çekirdek kompleksi yapısını tespit etmiş ve grabenin halen aktif olduğunu belirtmiştir. Çalışmada, bölgedeki çökellerin kuzey ve güney graben kenarlarında iki farklı fasiyes özelliği gösterdiğini vurgulamıştır. Güney kenarda, yaşlıdan gence doğru Menderes Masifi metamorfikleri ve granodiyoritten sonra Salihli grubunun yer aldığını belirtmiştir. Kuzey kenarda ise Pliyosen ve Pleyistosen yaşlı Adala grubu ile Kula Bazaltları'nın bulunduğunu tespit etmiştir.

Seyitoğlu ve Scott (1996) çalışmalarında, Gediz Grabeni'nin Ahmetli ve Turgutlu civarındaki jeolojik yapısı ve tarihi üzerine önemli bulgular tespit etmişlerdir. Grabenin Batı Türkiye'deki Geç Senozoyik K-G doğrultulu genişleme tektoniği altında gelişen önemli bir yapı olduğu ve genel olarak Miyosen-Pliyosen dönemine tarihlenen bu

grabenin, aslında Erken Miyosen döneminde başladığını belirtmişlerdir. Graben dolgusunun alt kısmından elde edilen sporomorf verileri, grabenin başlangıç yaşının Alt Miyosen olduğunu göstermektedir. Bu sonuçlar, Büyük Menderes Grabeni ve Gördes Havzası gibi benzer yaşlardaki yapılarla birlikte değerlendirildiğinde, bu graben/havzaların Batı Türkiye'de Erken Miyosen'de birlikte geliştiğini ortaya koymaktadır.

Emre ve Sözbilir (1997) çalışmalarında, saha verilerine dayanarak Büyük Menderes ve Gediz grabenlerinde metamorfik çekirdek kompleksi yapısını, sıyrıлма faylarını ve eşlik eden fayları detaylı bir şekilde incelemişlerdir. Gediz Grabeni'nin güney kenarında *Karadut Sıyrıлма Fayı* ve Büyük Menderes grabeninin kuzey kenarında *Başçayır Sıyrıлма Fayı*'nın varlığını tespit etmişlerdir. Büyük Menderes Grabeni'nin, Gediz Grabeni'nden daha önce oluştuğunu belirtmiş; her iki grabende de Erken Miyosen'den Pleyistosen'e kadar süren açılmalı tektonizma ile eş yaşlı sedimanların, Karadut ve Başçayır fay düzlemlerinin önlerinde biriktiğini açıklamışlardır.

Koçyiğit ve diğerleri (1999) çalışmalarında, Ege Bölgesi'nde iki ayrı evrede gerçekleşen episodik açılmalı tektonizmanın varlığını ve bu iki açılma evresi arasında bir sıkışma fazının etkili olduğunu ortaya koymuşlardır.

Gökten ve diğerleri (2001), Salihli ve Kiraz bölgelerinde gerçekleştirdikleri çalışmalarında, Menderes Masifi'nin Tersiyer dönemdeki jeolojik evrimini ve bu bölgedeki tektonik gelişimini araştırmışlardır. Menderes Masifi metamorfikleri ve üzerindeki sedimanter örtü kayaçlarındaki yapısal ilişkileri detaylı bir şekilde incelemiş, bölgenin tektonik evrimini altı ayrı tektonik fazda değerlendirmişlerdir.

Bozkurt ve Rojaj (2005) çalışmalarında, Batı Anadolu'nun Neojen dönemdeki tektonik tarihini incelerken, bölgenin iki aşamalı genişlemesini ve bu iki aşama arasındaki kısa süreli sıkışma dönemlerini anlatmışlardır. Bu çalışmada, Kiraz Havzası ve Bozdağ Horst bölgelerindeki saha haritalama ve yapısal analizler esas alınmıştır. Menderes Masifi'nin metamorfik kayalarında dört farklı deformasyon evresini (D1-D4) tanımlayan çalışmada, bölgede önceden var olan düşük açılı normal fayların kesildiği Pliyo-Kuvaterner yüksek açılı normal faylarla sonlanan kabuk genişlemesini ve graben evrimini ortaya koymuşlardır.

Süzen ve diğerleri (2006) çalışmasında, Bozdağ Horstu üzerindeki akarsu çökellerin analizi ve bu çökellerin bölgesel tektonik aktiviteyle ilişkisi üzerine odaklanmaktadır. Bu çökel havzalarının kökenini ve evrimini anlamak için, çökellerin tanınması, haritalanması ve litolojik karakterizasyonu yapılmıştır. Morfolojik analizler, Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) kullanılarak yapılmış ve Bozdağ Horstu ile akarsu çökellerinin morfolojik özellikleri niceliksel olarak değerlendirilmiştir. Bu analizler sonucunda, bu çökellerin varlığının uzun zamandır bilindiğini, ancak evrimleri ve bölgesel tektonikle ilişkilerinin daha önce detaylı olarak karakterize edilmediği ortaya konmuştur. Çökellerin sistematik olarak yüksek rakımlı alanlarda bulunması ve baz seviyesinin üzerindeki yükseklikleri, bunların belirli koşullar altında oluşmuş nadir jeolojik özellikler olduğunu düşündürmüştür. Pliyo–Kuvaterner aktif drenaj kanalları ve ilgili çökellerin geometrisi, deseni ve evrimi tanıtılmış ve bu çökellerin kökeni Batı Anadolu'daki tektonik aktiviteyle ilişkilendirilmiştir. Ayrıca, bu çökellerin Kuvaterner'e ait olduğu ve bölgedeki en son K-G doğrultulu genişleme tektonik fazına karşılık geldiği belirtilmiştir.

Çiftçi ve Bozkurt (2008), yaptıkları çalışmada, Gediz Grabeni'nin dolgusunda gözlemlenen kıvrımların karakteri ve oluşum mekanizmalarını açıklamışlardır. Bu kıvrımların ve ilişkili yapıların, bölgedeki tektonik hareketlerin anlaşılmasında önemli ipuçları sunduğunu belirtmişlerdir. Kıvrımların ilişkili olduğu yüksek açılı normal fayların analizi sonucunda, kıvrımların oluşumunun graben sınırlarındaki yüksek açılı normal faylardan önce gerçekleştiğini ve gözlemlenen kısalma deformasyonunun grabenin şu anki aktif genişlemesinden önce meydana geldiğini göstermişlerdir.

Çiftçi ve Bozkurt (2009) çalışmalarında, graben dolgusunun Pliyo-Kuvaterner ve Neojen (çoğunlukla Miyosen) çökellerindeki faylanma mekanizmasını araştırmışlardır. Çalışmada, her iki jeolojik birimin fay türlerinin BKB–DGD, GB–KD ve KB–GD yönlerinde kümelenen fay yönleri açısından benzerlikleri olduğu söylenmiştir. Ancak, bu iki birimde fay eğimleri ve fay çiziği ölçümleri arasında farklar bulunmuş; bu durum daha yüksek derecedeki fayların tavan bloktaki eski fayların geri dönüşümüyle ilişkilendirilmiştir. Graben dolgusunun birikimi sırasında faylanmayı kontrol eden K-G doğrultulu genişlemenin belirsiz yönlenmesi nedeniyle gerilme alanında bazı heterojenlikler not edilmiştir. Sismik veri analizi, kıvrım geometrilerini ve ilişkili deformasyon özelliklerini analiz etmek için kullanılmıştır. Çeşitli stres koşulları altında esnek kıvrılma ve pasif kıvrılma gibi çeşitli kıvrılma mekanizmaları incelenmiş ve enine

kıvrılma oluşumunu anlamak için ileri modellemeler yapılmıştır. Gediz Grabeni'nin şekillenmesinde genişleme ve sıkışma kuvvetlerinin etkileşimi vurgulanarak, bölgenin karmaşık deformasyon desenleri öne çıkarılmıştır.

Çiftçi ve Bozkurt (2010) çalışmalarında, Gediz Graben'in Miyosen'den günümüze kadar olan yapısal evrimini ve güney kenarının evrimini incelemişlerdir. Bu kenar, zamanla ilerleyen, kompozit bir yapıya sahip olup, düz-rampa geometrisiyle üç ayrı eğim bölgesi içermektedir: düşük açılı sığ bir segment, daha dik bir orta segment ve düşük açılı daha derin bir segment. Bu geometrinin, grabenin genel yapısına dik olarak çalışan iki mekanizma tarafından oluşturulduğu düşünülmüştür. Çalışmada, Gediz Grabeni'nin güney kenar yapısının basit bir boyuna çizgi olmadığı, geniş dalgalanmalar ve ayrık fay segmentleri içerdiği belirtilmiştir. Salihli ve Alaşehir alt-havzaları incelenmiş ve bu alt-havzaların, 3000 m sediman kalınlığına sahip olup, ince bir post-Miyosen tortu tabakasıyla örtülmüş bir ara yer yüksekliği tarafından ayrıldığı gösterilmiştir.

Hakyemez ve diğerleri (2013) çalışmalarında, Gediz Grabeni'nin Kuvaterner dönemde Gediz Nehri ve çeşitli boyutlardaki göllerin oluşturduğu tektonik denetimli çökme süreçlerini incelemişlerdir. Kuvaterner öncesi temelde Mesozoyik denizel kireçtaşları yer almaktadır. Kuvaterner çökelleri, çeşitli alüvyon yelpazeleri ve akarsu çökelleri olarak karakterize edilmektedir. Holosen dönemden itibaren bu çökme sistemleri gelişme göstermektedir. Pleyistosen yaşlı çökel istifleri, grabenin stratigrafisinde önemli bir yer tutarken, Holosen çökelleri havzayı doldurmaya devam etmektedir. Bu çökeller, havza kenarlarında yan kol alüvyon yelpazelerini temsil etmekte ve bölgesel yükselmeyle ilişkilendirilmektedir. Kuzeybatı yönünde akmış olan bir "eski Gediz Nehri" ve bu nehre kuzey ve güneyden kavuşmuş olan alüvyon yelpazeleri, grabenin evriminde önemli rol oynamıştır. Bu çalışmada, Gediz Havzası'nın erken ve geç Kuvaterner sırasında sin-sedimanter tektonizmayla değişen karakteristiklerini, çökel fasiyeslerini ve ortamsal özellikleri tanıtılmış ve Gediz Nehri'nin denizle buluşma serüveninin Kuvaterner sonlarında, olasılıkla Holosen ortalarında gerçekleştiğini savunmuşlardır.

Kent ve diğerleri (2016), çalışmalarında, Gediz Grabeni'nin düşük açılı bir ayrılma fayı boyunca başlayıp daha sonra yüksek açılı normal faylanmaya geçiş gösterdiği önemli jeolojik evrimi ele almışlardır. Bu çerçevede, graben sınırlayıcı normal fayları geçen nehirlerdeki ani eğim değişiklikleri (knickpoints) incelenmiştir. Bu knickpoint'lerin, fay bağlantısı sürecinde kayma hızındaki artıştan kaynaklandığı düşünülmüş ve fay

atımlarıyla ilişkilendirilmiştir. Ayrıca, drenaj alanı ve yağış gibi faktörlerin knickpoint geri çekilme hızlarına etkisi ve bunun sonucunda akarsu çökellerinin tektonik değişikliklere tepki süresinin yaklaşık 1.6 ila 2.7 My olduğu tartışılmıştır. Bu çalışmanın önemli bulgusu, nehirlerin ve knickpoint analizinin, Batı Türkiye'deki sismik aktivitenin daha iyi anlaşılmasında önemli bir rol oynadığını göstermesidir.

Poyraz ve diğerleri (2019) çalışmalarında, Gediz Grabeni'nde asismik ve/veya tektonik etkilerin neden olduğu yüzey deformasyonlarını belirlemek için Persistent Scatterer Interferometric Synthetic Aperture Radar (PSInSAR) yöntemini kullanmışlardır. Alman Havacılık ve Uzay Merkezi tarafından sağlanan uydu radar görüntüleri kullanılarak görüş hattı yönündeki hareketler belirlenmiştir. PSInSAR sonuçlarından elde edilen bulgulara göre, Gediz Grabeni'nin graben alanında çökme, kuzey ve güneyinde ise yükselme olduğu anlaşılmış ve graben alanındaki çökme değerlerinin yaklaşık -50 mm/yıl olduğu tespit edilmiştir. Gediz Grabeni'nde asismik deformasyonların (postsismik yer değiştirme ve/veya krip hareketi) hala devam ettiği bildirilmiştir. Bu deformasyonların, Gediz Grabeni'nin doğu kısmında batı kısmına göre daha fazla olduğu görülmüştür. Bölgedeki kil tabakalarında yeraltı su seviyesinin düşmesine bağlı olarak meydana gelen aşırı konsolidasyonu ve buna bağlı oturma miktarını kuyu log verileri ve konsolidasyon testleriyle hesaplamışlardır. Bu çalışma, Gediz Grabeni'nin deprem ve tektonik kaynaklı hareketlerinin yanı sıra yerel toprak özellikleri ve/veya mevsimsel yeraltı su değişikliklerinin de bölgedeki deformasyonu artırabileceğini göstermesi açısından önemli bir çalışmadır.

Seyitoğlu ve diğerleri (2019), çalışmalarında, Gediz Grabeni'nin morfotektonik özelliklerini ve bu özelliklerin Sardis Antik Kenti üzerindeki etkilerini incelemişlerdir. Bölgenin neotektonik süreçlerinin insan yerleşimlerine etkilerini göstermesi açısından önemli olan bir çalışmadır. Grabenin güney kenarındaki ana graben sınırlayıcı fay sistemi, Miyosen döneminden itibaren kuzeye doğru gençleşen normal faylar ve önceki fayların dönmesiyle grabenin morfolojik gelişimini kontrol etmektedir. Bu çalışmada graben oluşumu ve fayların evrimini "rolling hinge" mekanizması ile açıklamıştır, bu mekanizma, fayların zaman içinde düşük açılı normal faylara dönüşümünü göstermektedir. Bu jeolojik süreç, verimli ovalar, sıcak kaynaklar ve altın yatakları gibi doğal kaynakları yaratırken, büyük depremler gibi doğal felaketlere de yol açmaktadır.

Bu durum da bölgeyi, jeolojik faaliyetler ve insan yerleşimleri açısından etkileşimi incelemek açısından ideal bir bölge yapmaktadır.

Sözbilir ve diğerleri (2020) çalışmalarında, Gediz Grabeni'ndeki Gölarmara Fayı'nın morfolotektonik evrimine odaklanmışlardır. Fayın yapısal evrimini ve Kuvaterner aktivitesini analiz etmek için CBS tabanlı yöntemleri kullanmışlardır. Çalışmanın anahtar noktaları arasında Gölarmara Havzası'nın jeolojik yapıları, morfometrik analizler, fayın segmentasyonu ve aktivitesi, yapısal evrim ve araştırmada kullanılan yöntemler ve teknikler bulunmaktadır. Bu çalışma, Batı Anadolu'daki aktif tektonik süreçlere ve Gölarmara Fayı ile ilişkili sismik tehlikelere dair değerli bilgiler sunmuştur.

Tüm bu çalışmalar temel olarak Ege Bölgesi ve Batı Anadolu'daki tektonik genişleme süreçlerini açıklamak için geliştirilen dört ana modeli ve bu modellerin çeşitli yönlerini taban almaktadır. Bu modeller ve genişlemenin başlangıç zamanlaması konusundaki tartışmalar, tektonik araştırmalarda önemli bir yer tutmaktadır.

1) Yay Ardı Yayılma (Spreading) Modeli:

Bu model, dalma-batma ilişkili deformasyonları açıklamaktadır. Dalma-batma zonu olan bir ada yayı arkasında, üzerindeki plakanın yayılmasıyla oluşan havzalar, yay arkası havzalar olarak tanımlanmaktadır. Bu model, kalkalkalen volkanizma, yüksek jeotermal gradyan, çeşitli derinliklerdeki depremler ve yayılma ile çöküşün belirgin bölgeleri gibi karakteristik özellikleri içermektedir. Ege Bölgesi ve Batı Anadolu için, Afrika Levhası'nın Anadolu bloğunun altına dalmasıyla, genişleme üzerinde etkili olduğu düşünülmektedir (Angelier vd., 1982; Karig, 1971; Le Pichon ve Angelier, 1979; McKenzie, 1978; Meulenkamp vd., 1988; Reilinger vd., 2006; Robertson ve Dixon, 1984; Royden vd., 1997; Royden vd., 2008).

2) Tektonik Kaçış Modeli:

Anadolu Plakası'nın, Arap ve Avrasya plakalarının çarpışması sonucu batıya doğru göç etmesi ile açıklanan bu modelin yaklaşık 12 My önce başladığı düşünülmektedir. Bu model daha sonra, litosferin üzerindeki toroidal hareket ve yerçekimi potansiyel enerjisi değişikliklerini de içerecek şekilde genişletilmiştir (Dewey ve Şengör, 1979; Faccenna ve Becker, 2010; Özeren ve Holt, 2010; Şengör, 1987; Şengör vd., 1985; Şengör ve Yazıcı, 2020; Şengör vd., 1980).

3) Orojenik Çöküş Modeli:

Bu model, yakınlaşmanın durduğu orojenik kuşaklarda kalınlaşmış litosferin çöküşünü ele almaktadır. Bu model aynı zamanda, post-orojenik genişlemeyi, bölgedeki yerçekimi potansiyel enerjisinin dağılımı ile açıklamaktadır. KMG üzerindeki çalışmalar bu modelin temelini oluşturmaktadır (Dewey, 1988; Erinç, 1955; Rojay vd., 2005; Seyitoğlu ve Scott, 1991; Seyitoğlu ve Scott, 1996).

4) İki Aşamalı Genişleme Modeli:

Bu model, bölgedeki genişlemeyi iki ayrı fazda ve aralarında kısa bir sıkışma dönemiyle açıklamaktadır. İlk faz, tektonik kaçış ve orojenik çöküş modelleri ile ilişkilendirilirken, ikinci faz daha çok yüksek açılı normal faylarla ilişkilendirilmektedir (Bozkurt ve Rojay, 2005; Koçyigit vd., 1999; Rojay vd., 2005)

5) Diğer Önerilen Modeller:

Diğer modeller, mevcut modellerin kombinasyonlarını ve çok aşamalı genişleme teorilerini içermektedir. Bu modeller, plaka hareketlerinin mutlak çerçevedeki hız farklılıklarını ve bölgenin jeolojik yapısını daha detaylı bir şekilde ele almaktadır (Alçıçek vd., 2005; Doglioni vd., 2002; Yılmaz ve Gürer, 2023).

Yukarıda sözü geçen her bir model, bölgenin karmaşık tektonik yapısını ve dinamiklerini anlamak için farklı perspektifler sunmakta ve bölgenin tektonik aktivitesini incelemek adına araştırma konusu oluşturmaktadır.

Tablo 1.1. Bölgede yapılan çalışmaların gruplandırılmış tablosu (Sarıkaya, 2001)'den güncellenmiştir.

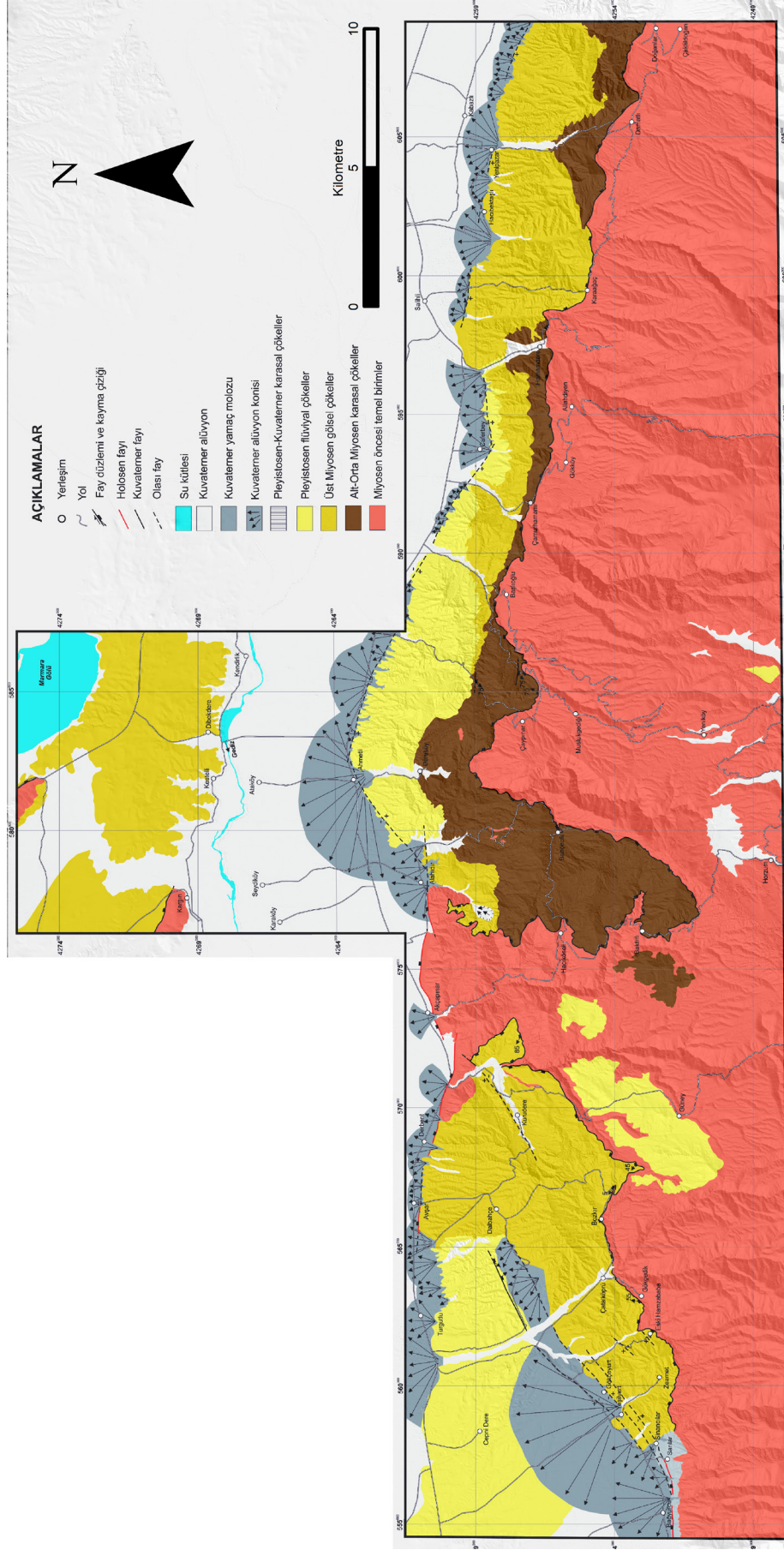
		Çalışma Alanına Göre	
		Bölgesel	Yerel
Çalışma Konusuna Göre	Genel Jeoloji	-(Evirgen, 1979) -(Çağlayan vd., 1980) -(Öztürk ve Koçyiğit, 1983) -(Dora vd., 1987) -(Dora vd., 1992) -(Bozkurt, 1996) -(Sözbilir, 2002) -(Purvis ve Robertson, 2004) -(Sarı ve Şalk, 2006) -(Westaway vd., 2006)	-(Arpat ve Bingöl, 1969) -(Cohen vd., 1995) -(Yazman vd., 1998) -(Sarıkaya, 2001) -(Yılmaz ve Gelisli, 2003) -(Maddy vd., 2007) -(Maddy vd., 2008)
	Tektonik	-(Ketin, 1966) -(Makris, 1978) -(Dewey ve Şengör, 1979) -(Dumont vd., 1979) -(Şengör ve Yılmaz, 1981) -(Kocaefe ve Ataman, 1982) -(Koçyiğit, 1984) -(Şengör vd., 1985) -(Şengör, 1987) -(Yılmaz, 2000) -(Bozkurt, 2001b) -(Okay vd., 2001) -(Rojay vd., 2005) -(Doğan ve Emre, 2006) -(Işık ve Seyitoğlu, 2007) -(Gessner vd., 2013) -(Seyitoğlu ve Veysel, 2015) -(Yılmaz, 2017) -(Şaroğlu ve Güler, 2020) -(Gülmez vd., 2019) -(Gülmez vd., 2023)	-(Karamanderesi ve Yılmaz, 1982) -(Eyidoğan ve Jackson, 1985) -(Hetzel vd., 1995) -(Yusufoğlu, 1996) -(Emre, 1996) -(Seyitoğlu ve Scott, 1996) -(Emre & Sözbilir, 1997) -(Koçyiğit vd., 1999) -(Seyitoğlu vd., 2000) -(Gokten vd., 2001) -(Bozkurt ve Rojay, 2005) -(Süzen vd., 2006) -(Ciftci ve Bozkurt, 2008) -(Çiftçi ve Bozkurt, 2009) -(Çiftçi ve Bozkurt, 2010) -(Hakyemez vd., 2013) -(Kent vd., 2016) -(Poyraz vd., 2019) -(Seyitoğlu vd., 2019) -(Sözbilir vd., 2020)

2. STRATİGRAFİ

Gediz Grabeni ve Bozdağ Horstu Batı Anadolu genişlemeli tektonik rejim etkileri altında şekillenerek karmaşık bir jeolojik yapı sunmaktadır. Bozdağ Horstu'nun yüksek rakımları Menderes Masifi'nden gelen magmatik ve metamorfik kayalardan oluşmaktadır. Bölgede süregelen tektonik faaliyetle birlikte oluşan sıyrılmaya fayları ve normal faylar, Gediz Nehri'nden kaynaklı devam eden sedimantolojik süreçler, bölgenin mevcut jeolojisini şekillendirmeye devam etmektedir (Hakyemez vd., 2013).

Bölgede Gediz Grabeni'nin evrimi hakkında çok geniş kapsamlı çalışmalar yapılmıştır. Evrimsel süreç boyunca grabenin çökme tarihi tektonizma ile sinsedimenter faylar ve sonrasında devam eden sedimantasyon detaylıca ayrılmıştır (Cohen vd., 1995; İztan vd., 1991; Koçyigit vd., 1999; Oner ve Dilek, 2011; Purvis ve Robertson, 2005; Sarıkaya, 2001; Seyitoğlu vd., 2002).

Bölgede tez çalışması kapsamında jeolojik birimler, Kuvaterner birimler, Pleyistosen, Üst Miyosen, Alt-Orta Miyosen ve Miyosen öncesi temel birimler olarak haritalanmıştır (Şekil 2.1).



Şekil 2.1. Çalışma alanına ait joloji haritası

YAŞ	FORMASYON	LİTOLOJİ AÇIKLAMALARI	FORMASYON ÜYE İSİMLERİ	
Holosen	Alüvyon	Alüvyon Alüvyal Fan Çökelleri		
Pliyosen-Pleyistosen	Bintepeler Fm	Kırmızı, Köttü Boylanmış Flüvyal Çökeller		
	Kalatepe Formasyonu	İri Taneli, Kalın Tabakalı Konglomera		
	Gediz Formasyonu	Sarı-Gri Tabakalı Klastikler. Tabanda Organik Madde ve Kil	Linyit	Salihli Üyesi
		Kırmızı Flüvyal Klastikler		Hamamdere Üyesi
Alt-Orta Miyosen	Çaltılık Formasyonu	Kırmızı Tabakalı Flüvyal Klastikler		
	Alaşehir Formasyonu	Kırmızı, Tabakalı Klastikler ve Kireçtaşı Kırmızı İnce Tabakalı Klastikler ve Şeyl Sıyırılma Fayı	Zeytinçayı Üyesi Eyrenli Üyesi	
Miyosen Öncesi	Menderes Masifi (Temel)	Şist ve Gnays		

Şekil 2.2. Çalışma alanına ait stratigrafik kesit (Kent vd., 2016)'dan değiştirilerek alınmıştır.

2.1. Alaşehir Formasyonu

Gediz Grabeni'ndeki tortul havza dolgusu, daha yüksek rakımlarda ayrışma yüzeyi ve temel kayaların üzerine doğrudan yatan Alaşehir Formasyonu ile başlamakta ve 50-60° arasında eğim göstermektedir. Bu formasyon üstte Zeytinçayı ve altta Evrenli üyeleri olmak üzere iki üyeye ayrılmıştır (Bozkurt, 2001a; Çiftçi, 2007); Çiftçi ve Bozkurt, 2009b). Alaşehir Formasyonu, Edinger ve diğerleri tarafından Alt ila Orta Miyosen yaşlı olduğu tarihlenmiştir (Ediger vd., 1996). Palinolojik incelemede Eskihisar sporomorfi birliği tanımlandıktan sonra (Benda, 1971) formasyonun kayaları içinde bulunan Eskihisar sporomorfi ve özellikle kuzey kenarındaki volkanik kayalarda yapılan $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ tarihlleme ile Alaşehir Formasyonu'nun yaşını 20-14 My (Benda, 1971; Benda vd., 1979; Ediger vd., 1996; Seyitoğlu ve Benda, 1998) olarak sınırlamışlardır.

Evrenli Üyesi daha eski olup, kırmızı renkli şeyllerden oluşmaktadır ve bunlar konglomera, kumtaşı ve kiltası dizileri ile sıralanmaktadır. Bunların üzerine Zeytinçayı Üyesi yerleşmiştir. Bu üye kireçtaşları ve klastik sedimanlardan oluşmaktadır (Çiftçi, 2007; Seyitoğlu vd., 2002) Gediz Grabeni'ndeki Evrenli Üyesi'nin en eski yüzey çıkıntıları, formasyonun çakıl taşından parçacıklara sahip, kalın yataklı konglomeralardan ve ince tabakalı kumtaşları ve şeyllerden oluştuğu tanımlanmıştır. Saha gözlemlerinde bu yapıların karakteristik, gri ile bej arasında, bozunma renkleri sergilediği söylenmektedir (Çiftçi ve Bozkurt, 2009b; Öner ve Dilek, 2011). Konglomeralar içinde, sıyrılma fayının altyapısından kötü boylanmış, köşeli çakıl taşları bulunmakta ve bunlar mermer, kuvarsit, granit, granit-gnays ve mika şistten oluşmaktadır (Çiftçi, 2007; Cohen ve diğerleri, 1995). Kumtaşlarının iyi boylanmış olduğu gözlemlenmiştir. Evrenli Üyesi'nin mostra kalınlığı maksimum ~600 metre civarındır ve sadece Alaşehir civarında mostra vermektedir (Öner ve Dilek, 2011). Zeytinçayı Üyesi'nin kalınlığı ise yaklaşık 200 metre civarındadır. Zeytinçayı Üyesi, en alt tabakalardaki gri konglomeralardan, üstte uyumlu bir şekilde yer alan kırmızı renkli konglomeralara doğru değişmektedir. Alt gri konglomeralar, Evrenli Üyesi'ne uyumlu bir şekilde yerleşmekte olan kötü boylanmış çakıl taşlarından oluşmaktadır. En alttaki konglomeranın üzerinde, ince taneli, kil içerikli kireçtaşları ve kırmızı renkli kiltası bulunmaktadır. Zeytinçayı Üyesi'nin en üst kısmı ise, iyi boylanmış kırmızı renkli kumtaşlarından oluşmakta ve bunlar kötü boylanmış konglomeralarla birlikte sıralanmaktadır; (Çiftçi ve Bozkurt, 2008; Öner ve Dilek, 2011).

Evrenli ve Zeytinçayı üyelerinin, göl-delta çökelti ortamından türediği söylenmektedir (Öner ve Dilek, 2011). Evrenli ve Zeytinçayı üyelerinin kayalarının, fay sınırlı kısa ömürlü playa göllerinde biriktiği ve bu göllerin, erken Miyosen'de sıyrılma faylarının evriminin erken aşamalarında geliştiği öne sürülmektedir.

2.2. Çaltılık Formasyonu

Kırıntılı Çaltılık Formasyonu, genellikle Alaşehir Formasyonu'nun üzerinde uyumlu bir şekilde yer almaktadır. İzole alanlarda, Acıdere Formasyonu'nun düşük açılı sıyrılma yüzeyinin hemen üzerinde doğrudan yer aldığını gözlemlenmiştir. Öner ve Dilek (2011), Alt Çaltılık Formasyonu'ndan elde edilen Eskihisar sporomorf birlikleri, formasyonun yaşını Orta ile Üst Miyosen dönemleri olan 11-14 My olarak vermektedir (Seyitoğlu ve Scott 1996), aynı şekilde palinolojik veriler de formasyon için Orta Miyosen çağlarını işaret etmektedir.

Çaltılık Formasyonu'nun en alt seviyesi, karakteristik kırmızı renkli, orta ile kalın yataklı ve kötü boylanmış bir konglomeradır (Öner ve Dilek, 2011; Öner, 2012). Konglomera içindeki çakıltaşları açılıdan yuvarlaklaşmış, çakıl taşı ile kaya büyüklüğünde metamorfik kayalardan oluşmakta ve bunlar iyi sıralanmış kumtaşı tabakaları ile aralıklı olarak yerleşmektedir. Konglomeralar, orta taneli, çamurlu bir matriks ile kumtaşı tabakaları ile ardalanmalıdır (Çiftçi ve Bozkurt, 2009; Emre, 1996).

Kumtaşı içindeki çakıltaşları esas olarak kuvarsit, mikaşist, gnays, granit ve bazı kaba kum ile kaba çakıl taneli kataklastik kayalardan oluşmaktadır. Çaltılık Formasyonu'nun konglomeraları içinde kumtaşı ve kıltaşı mercekleri gözlemlenebilmekte, bunlar görünür tabakalanma ile çapraz tabakalanma yapıları içermektedir. Acıdere Formasyonu'nun üst kısımları, iyi sıralanmış, iyi konsolide olmuş, çakıl destekli konglomeradan oluşmakta ve iyi gelişmiş çakıl imbrikasyonları ile dereceli tabakalanma sergilemektedir (Emre, 1996; Öner, 2012). Çaltılık Formasyonu'nun hâkim eğim yönü, yaklaşık 35°-55° arasında değişkenlik göstermektedir (Öner ve Dilek, 2011; Purvis ve Robertson, 2004). Bu konglomera yapılar, genellikle Güney-Güneybatı eğim gösterirken, zaman zaman Kuzey yönüne doğru da eğimlenmektedir. Ayrıca, Çaltılık Formasyonu'nun kalınlığı konusunda yapılan ölçümler, formasyonun grabenin batısında, Değirmendere Köyü civarında yaklaşık 500 metre kalınlığında olduğunu ortaya koymuştur. Bunun yanı sıra, grabenin

doğu kesiminde bu kalınlığın yaklaşık 400 m olduğu tespit edilmiştir (Öner ve Dilek, 2011; Öner, 2012).

Çaltılık Formasyonu'nun özellikleri, genel olarak alüvyal ve flüvyal bir çökelti sistemi olduğuna işaret etmektedir. Bu genel alüvyal ve flüvyal çökelti mimarisinde, orta dereceden iyi boylanmış konglomeralara ve kaba, kalın yataklı çakıl taşı ve kaya konglomeralarına kadar değişen bir alternasyon bulunmaktadır. Bu durum, sedimanları oluşturan flüvyal sistem içindeki enerji seviyesinde önemli dalgalanmaları işaret etmektedir (Öner ve Dilek, 2011; Öner, 2012). Buradaki iyi boylanmış, kaba taneli konglomeranın, Menderes Masifi metamorfik temel kayalarının ek yükselmesine neden olan büyük tektonik olaylar sonucunda oluşan moloz akışları olduğu düşünülmektedir (Öner ve Dilek, 2011).

2.3. Gediz Formasyonu

Çiftçi ve Bozkurt'un tanımladığı Gediz Formasyonu, Salihli ve Hamamdere Formasyonu olmak üzere iki üyeye ayrılmıştır (Çiftçi ve Bozkurt, 2009). Hamamdere Üyesi, Çaltılık Formasyonu'nun üzerinde uyumlu olarak yatmakta, ancak bazen yerel olarak fay teması ile ayrılmaktadır. Gediz Formasyonu'nun yaşı Ediger ve diğerleri (1996) tarafından yapılan bir çalışmaya dayanarak Orta Miyosen veya Üst Miyosen olduğu önerilmiştir. Bu tarihlendirme, Kızılhisar (11–5 My) sporomorf birliğine dayanmaktadır (Kayseri vd., 2009). Ayrıca, Gediz Formasyonu, *Gyraulus arminienis Jekelius*, *Melanosis (Melanopsis) decollate Stoliczka*, *Pyrgula dacica Jekelius*, *Pyrgula sp.* ve *Pseudomnicola sp.* gibi gastropod faunası kullanılarak tarihlenmiş ve bu, formasyonun tabanına yakın bir yerde geç Miyosen (yaklaşık 11 My) yaşını vermiştir (Emre, 1996; Purvis ve Robertson, 2005).

Gediz Formasyonu'nun Salihli Üyesi, orta stratigrafik bölümlerinde bulunan bitki parçaları, polen, gastropod ve nadir memeli fosilleri nedeniyle Pliyo-Pleyistosen olduğu düşünülmektedir. Bu bulgular, Salihli Üyesi'nin tabanı için Üst Pliyosen'e (3 My) tarihlenmesini sağlamaktadır (Sarıca, 2000).

Hamamdere Üyesi, birbirini takip eden açık gri ve açık kırmızı konglomera katmanlarından oluşmaktadır (Öner ve Dilek, 2011). Üyenin tabanında ve alt bölümlerinde, ince kumdan kile kadar olan taneli, kırıntılı matriks içinde iyi bağlanmış çakıl ve kaya büyüklüğünde çakıl taşlarından oluşan konglomera bulunmaktadır. Stratigrafik olarak ünitenin daha yüksek kısımlarında, konglomera, daha az dayanıklı

kumtaşı ve alttaki Çaltılık Formasyonu'ndan çakıl taşları içeren kumtaşları ile birbirini takip etmektedir. Bu çakıltaşlarının kaynak kayaları, çoğunlukla metamorfik çekirdek kompleksi ile biraz granit ve kataklastik kayalardır (Öner ve Dilek, 2011).

Hamamdere Üyesi genellikle Güney, Güneybatı ve Güneydoğu yönlerinde orta ila sığ bir eğime sahiptir, ancak bazı yerlerde kuzeye doğru eğim göstermektedir (Öner ve Dilek, 2011).

Salihli Üyesi, Gediz Formasyonu'nun Göbekli Üyesi üzerinde, grabenin güney kenarında yer almakta, ancak en batıdaki yerlerde Alt-Orta Miyosen'e ait Çaltılık Formasyonu ile fay teması göstermektedir (Çiftçi ve Bozkurt, 2009b; Öner ve Dilek, 2011). Bu formasyon üyesi, sarımsı-kahverengi renkte olup, çoğunlukla zayıf konsolide konglomeralardan, kumtaşlarından ve kilttaşlarından oluşmaktadır. Alt stratigrafik katmanlarda, Hamamdere ve Salihli üyeleri arasındaki temas bölgesinde, organik zengin katmanlarla birlikte çamur, kil ve kumtaşı katmanları bulunmaktadır (Öner ve Dilek, 2011).

Salihli Üyesi, yukarıya doğru kabalaşan bir dizi sergilemekte ve bu, üzerindeki Kaletepe Formasyonu ile temas ettiği noktada, mika matrisli kumtaşları ve baskın konglomeralardan oluşan bir kombinasyonla sona ermektedir (Çiftçi, 2007). Salihli Üyesi'nde bulunan çakıltaşlarının kaynak kayaları, daha eski formasyonlardakilere kıyasla biraz farklılık göstermekte; çoğunlukla granit, kuvarsit, gnays ve şistten türetilmiş olup, Alt Miyosen yaşlı formasyonlardakine göre önemli ölçüde daha az çakıltaşı içermektedir (Öner ve Dilek, 2011). Daha eski sedimanter formasyonlardan gelen kırmızı renkli, çakıl büyüklüğündeki çakıl taşları, Gediz Formasyonu'nun Salihli Üyesi içinde görülebilmektedir (Çiftçi ve Bozkurt, 2009b). Salihli Üyesi'nin maksimum kalınlığı Öner ve Dilek (2011) tarafından 250 m olarak ölçülmüştür.

Hamamdere Üyesi, birim içindeki sedimanter özellikler nedeniyle fluvial kökenli olarak yorumlanmıştır (Çiftçi, 2007; Öner ve Dilek, 2011). Üst stratigrafik katmanlarda konglomera ve kumtaşları arasındaki ardalanma, alüvyal yelpaze oluşumuna işaret etmektedir. Salihli Üyesi'nin sedimantolojisi, fluvialaküstrin bir ortamda çökme olduğunu göstermektedir. Alt stratigrafik seviyelerdeki kömür ve organik zengin katmanlar, sınırlı büyüklükte olduğu düşünülen playa göl ortamlarında çökme olduğunu düşündürmektedir, çünkü linyit ve kil zengini katmanlar boyunca yanal olarak süreksizlik göstermektedir (Öner ve Dilek, 2011).

2.4. Kaletepe Formasyonu

Pleyistosen Kaletepe Formasyonu, Gediz Formasyonu'nun üzerinde uyumlu bir şekilde yatmakta ve Gediz Grabeni'nin güney sırası boyunca geniş bir alanda ortaya çıkmaktadır (İztan ve Yazman, 1990). Kaletepe Formasyonu yaklaşık 30-35° eğimle yer almakta ve bazı alanlarda daha yüksek eğimler gözlemlenmektedir.

Bu formasyon, düzensiz tabakalanma gösteren, çakıl destekli ve sarımsı renkli konglomeradan oluşmaktadır (Öner ve Dilek, 2011). Konglomera, kumdan kiltaşına kadar değişen tabakalarla birbirini takip etmektedir. Kaletepe Formasyonu, Yenipazar Formasyonu'ndakinden daha az ince taneli kayalar içeren, ağırlıklı olarak iri taneli bir formasyondur. Kaletepe Formasyonu içinde bulunan çakilttaşları, granit, gnays ve şistten oluşmaktadır (Öner ve Dilek, 2011; Çiftçi ve Bozkurt, 2009b). Kaletepe Formasyonu'nun tam kalınlığı bilinmemekle birlikte, minimum kalınlığının yaklaşık 500 m olduğu düşünülmektedir (Öner ve Dilek, 2011).

Kaletepe Formasyonu'nun yukarıya doğru kabalaşması ve stratigrafik katmanlar arasında çakilttaşlı litolojilerinde hızlı değişimlerin belgelenmesi, bir alüvyal yelpaze çökel ortamına işaret etmektedir (Öner ve Dilek, 2011; İztan ve Yazman, 1990). Öner ve Dilek (2011), Kaletepe Formasyonu'nun iri taneli yelpaze ve moloz akışı sedimanlarının havzaya hızlı bir şekilde yüklenmesinin, havzada önceden var olan playa göllerinde biriken materyalin gömülmesine ve sonrasında değişime uğramasına neden olabileceğini öne sürmüşlerdir. Bu süreç, Gediz Formasyonu'nun altındaki Yenipazar Üyesi içindeki linyit katmanlarının oluşumuna yol açmıştır.

2.5. Bintepeleler Formasyonu

Pleyistosen Bintepeleler Formasyonu, Gediz Grabeni içindeki en genç formasyondur ve daha eski olan Kaletepe Formasyonu'nun üzerinde uyumsuz bir şekilde yer almaktadır (Öner ve Dilek, 2011; Çiftçi ve Bozkurt, 2009b). Formasyon 30-40° arasında bir eğime sahiptir. Gediz Formasyonu'nun üzerinde yatan birimlerde yapılan alan çalışmalarında, Kızıl Geyik (*Cervus elapus*) ve soyu tükenmiş bir sığır türü olan *Bos primigenius*'un diş ve çene kemiklerinin bulunması, Bintepeleler Formasyonu'nun üst kısmı için daha genç bir döneme Üst Pleyistosen'e (yaklaşık 900-800 Bin yıl önce) işaret etmektedir. Formasyon, çakilttaşlı ile kaya büyüklüğünde zayıf lityumlu, açık kırmızı renkte çakilttaşlarından oluşmaktadır. Bintepeleler Formasyonu, grabenin kenarlarında kalan yükseltilmiş teraslar

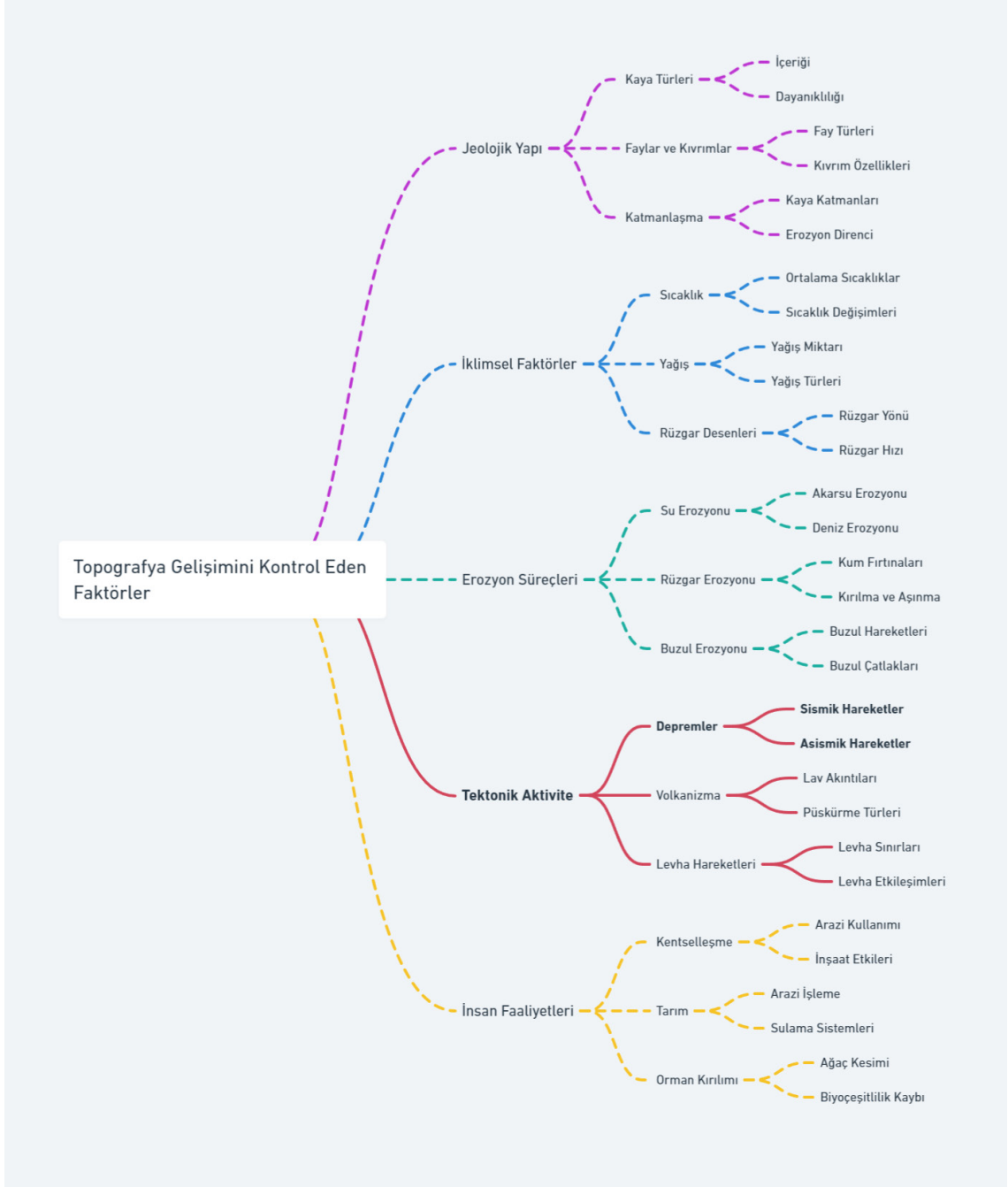
ve alüvyal yelpazeler şeklinde görülebilmektedir. Formasyonun ince taneli katmanlarında çapraz tabakalanma ve dereceli tabakalanma gözlemlenebilmektedir. Bu formasyonun tahmini kalınlığı, grabenin doğusunda yaklaşık 350 m ve batı ucunda 250 m'dir (Öner ve Dilek, 2011).

Gediz Grabeni içindeki sedimantasyon yaklaşık 20 My'dır devam etmekte olup, bir dizi sedimentasyon birimi biriktirmiş ve bu birimler iyi bir şekilde incelenmiştir. Alaşehir Formasyonu'nun yaş aralığı 20-14 My önce olarak belirlenmiştir. Bunun üzerinde 14-11 My önceye tarihlenen Çaltılık Formasyonu bulunmaktadır. Çaltılık Formasyonu, tabanı 14-5 My önce olabilecek ve formasyonun üst kısmı en genç olarak 2 My öncesine kadar inebilecek Gediz Formasyonu tarafından üzerlenmiştir. Bu formasyonlar sırasıyla Kaletepe ve Bintepeleler Formasyonları tarafından üzerlenmiş olup, bunların Pliyosen'den Pleistosen'e kadar uzanan bir yaş aralığı vardır, bu da yaklaşık 2,5-0,7 My öncesinden daha genç olabileceğini göstermektedir.

3. MORFOMETRİK ANALİZLER

“Morfometrik analiz” terimi, arazi yapılarının matematiksel ve geometrik özelliklerinin incelenmesi olarak tanımlanabilmektedir (Clarke, 1966; Keller ve Pinter, 2002). Bu yöntem, yer yüzeyindeki topoğrafyanın, şekil ve boyutlarının nasıl değiştiğinin incelenmesine ağırlık vermektedir. Morfometrik indislerin kullanılması, çevresel faktörlerin topografyayı nasıl etkilediği ve bu etkilere topografyanın nasıl bir yanıt verdiği üzerine yorumlar geliştirmeyi mümkün kılmaktadır. Bu indisler sayesinde, dağ cepheleri, drenaj havzaları ve nehir ağlarının analizi üzerinden tektonik aktiviteler, erozyon süreçleri ve hidrolojik dinamiklerle ilgili bilgiler edinilebilmektedir. Morfometrik indisler geniş alanların hızlı bir şekilde değerlendirilmesi açısından çok faydalıdır. İhtiyaç duyulan veriler kolaylıkla elde edilebilir. Bu sayısal endekslerin uygulanabilmesi için arazinin yükseklik verisinin temin edilmesi gerekir ve Sayısal Yükseklik Modelleri (SYM) bu bilgiyi sağlamada kullanılır. Ayrıca, Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) ve uzaktan algılama tekniklerindeki ilerlemeler, bu tür analizlerin daha çok veri ile çok daha geniş bir alanda kullanılmasına olanak sağlamıştır.

Bu bağlamda, topoğrafyanın çevresel faktörlere verdiği yanıtların anlaşılması, morfometrik indisler ile yapılan analizlerin pratik uygulanabilirliğini arttırmaktadır. Jeolojik birimlerin farklılığı, iklimsel faktörler ve beşerî faaliyetler gibi değişkenler, topoğrafya yapısını ve yüzey şekillerinin oluşumu doğrudan etkilemektedir. Görselde gösterildiği gibi topografyayı etkileyen faktörler birçok sebepten meydana gelmektedir ve analizler yapılırken elde edilen sonuçlar bu bağlamda değerlendirilmelidir (Şekil 3.1).

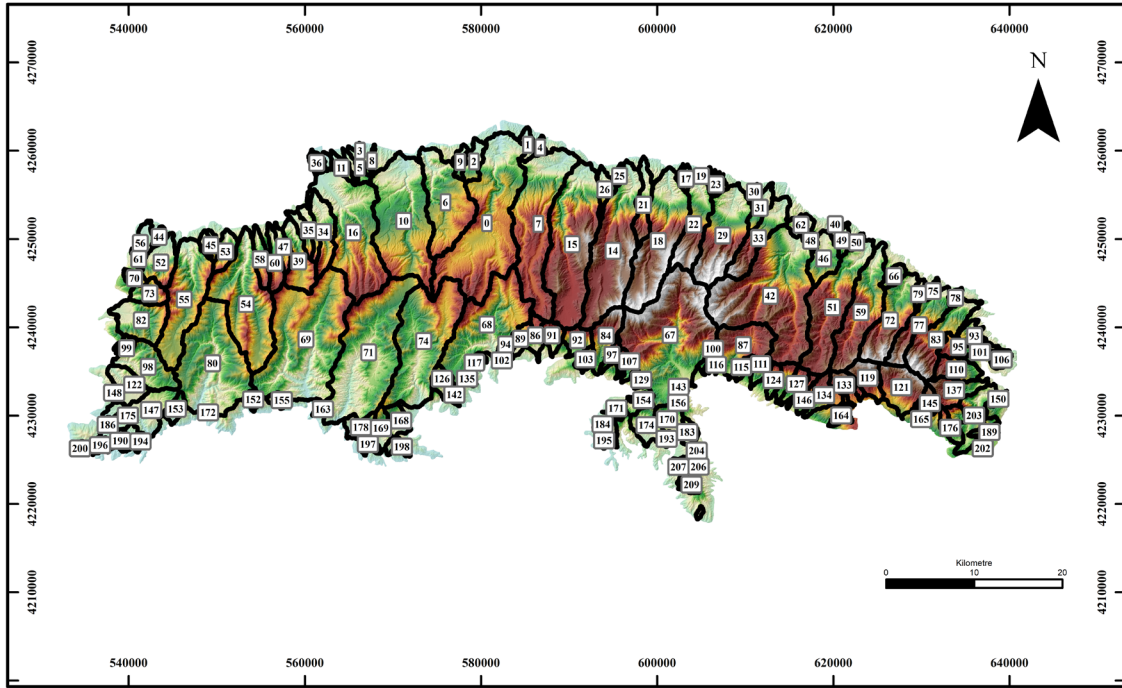


Şekil 3.1. Topoğrafya gelişimini kontrol eden faktörler.

Bozdağ Horstu, topoğrafyanın çeşitli dış faktörlere verdiği yanıtların değerlendirilmesinde güzel bir örnek teşkil etmektedir. Bu tez çalışmasında, Bozdağ Horstu'nun uzun vadeli evrimini anlamak amacıyla, 8 farklı morfometrik parametre kullanılarak kapsamlı bir analiz gerçekleştirilmiştir. Bu kullanılan parametreler arasında Dağ Önü Eğriselliği İndeksi (Smf), Vadi Tabanı Genişliği ile Vadi Tabanı Yüksekliği Oranı (Vf), Asimetri Faktörü (AF), Enine Topoğrafik Simetri Faktörü (Tf), Hipsometrik

İntegral ve Hipsometrik Eğri (HI, HC), Nehir Profili (χ) Analizi (Chi Analizi), Knickpoint (Ksnkp) Analizi ve Su Bölüm Çizgisi Göçü bulunmaktadır.

Bu çalışmada, her bir parametre 15 m x 15 m hücre boyutlu bir SYM kullanılarak hesaplanmış ve veriler, analiz için gerekli programlarla işlenmiştir. Bozdağ Horstu'nu temsil eden SYM'den LSDTopoTools ile yamaç eğimi %5'ten az olan düzlemlere kadar genişletilmiş ve toplam 209 havza belirlenmiştir. (Şekil 3.2) (Ek A'ya bakınız). Aynı zamanda, Chi ve Knickpoint analizleri bu programlarla tamamlanmış ve bunlara destekleyici jeostatistiksel sonuçlar eklenmiştir. MATLAB ortamında Chi analizi ve Su Bölüm Çizgisi Göçü (Forte ve Whipple, 2018) özellikle MATLAB kütüphanelerine dahil edilen programlar kullanılarak gerçekleştirilmiş, TopographicAnalysisKit (TAK) (Forte ve Whipple, 2019) ile Chi ve Ksn Analizi yapılmıştır. Bazı görselleştirmeler de ArcGIS gibi CBS programları aracılığıyla oluşturulmuştur.



Şekil 3.2. Bozdağ Horstu havza sınırları.

3.1 Dağ Önü Eğriselliği Analizi (Smf)

Dağ önü eğriselliği indisi, dağ cephesi ile havza sınırı arasındaki düzensizlik derecesini ifade eder. Kısaca formülü şu şekildedir.

$$Smf = Lmf / Ls$$

Burada, Lmf (length of the mountain front) dağ cephesinin uzunluğunu temsil ederken Ls (Straight line) ise Lmf'nin iki uç noktasından çizilen düz çizgiyi ifade eder (Bull ve McFadden, 1977). Lmf ve Ls değerlerinin oranı 1'e yaklaştıkça Lmf daha düz bir yapı sergilemeye başlamaktadır. Smf değerinin 1.4'ten düşük olması demek, dağ cephesinin tektonik süreçler tarafından kontrol edildiğini, 3'ten büyük olması ise erozyonal süreçlerin hakim olduğunu göstermektedir (Rockwell vd., 1984; Silva vd., 2003).

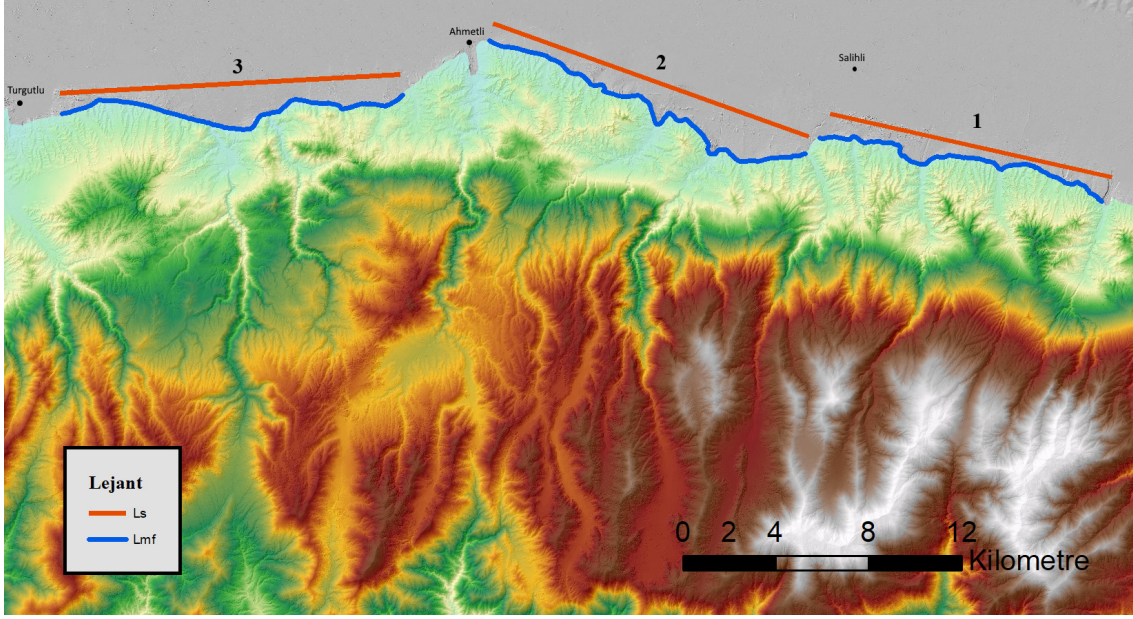
Tez çalışması kapsamında Salihli'den Turgutlu'ya kadar olan kısım, dağ cephelerinin

Kısım No	Lmf	Ls	Smf
1	13836m	12456m	1,11
2	16865m	14438m	1,16
3	15780m	14701m	1,07

devamlılığı esas alınarak batıdan doğuya 3 kısma ayrılmış ve hesaplanmıştır (Şekil 3.3).

Batıdan doğuya elde edilen sonuçlar, 1.11, 1.16, 1.07 şeklindedir (Tablo 3.1).

Tablo 3.1. Lmf, Ls, Smf değerlerini gösterir tablo.



Şekil 3.3. Ls ve Lmf hatlarını gösterir harita.

3.2 Vadi Tabanı Genişliğinin Vadi Tabanı Yüksekliğine Oranı (Vf)

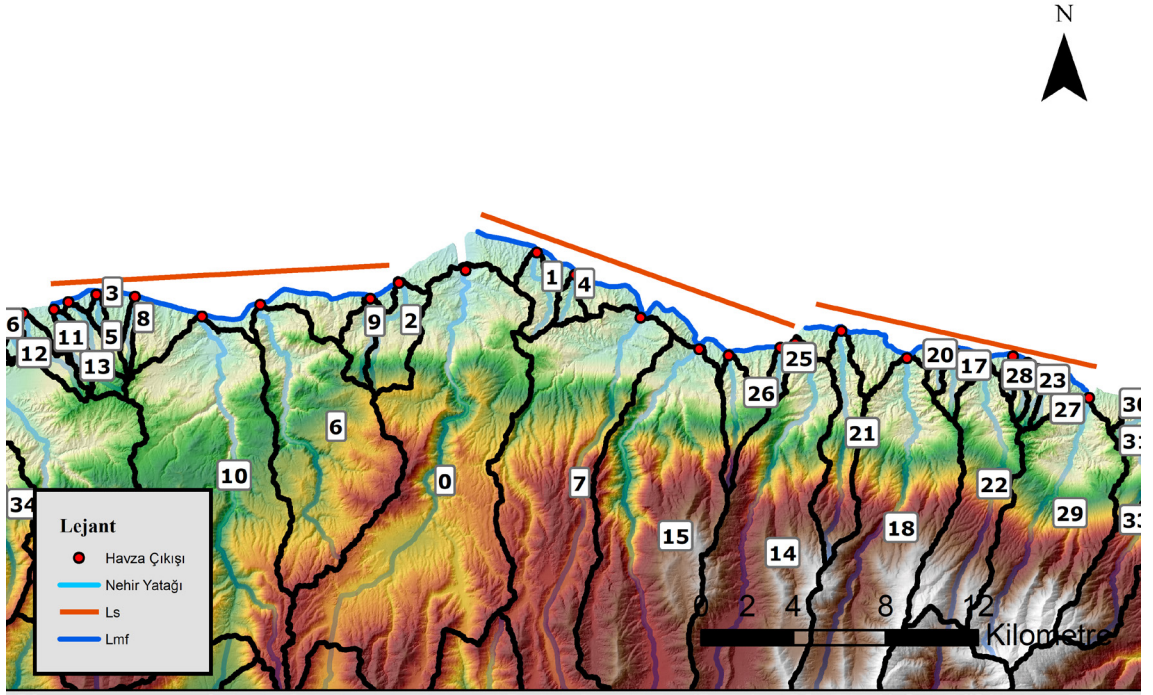
Vadi tabanı genişliğinin vadi tabanı yüksekliğine oranı, bir drenaj havzasının ana nehrine dik olarak alınan profili temsil eder. Bu oran V şeklindeki veya U şeklindeki vadilerin matematiksel ifade biçimidir. Aşağıdaki formülle ifade edilir:

$$Vf = \frac{2Vfw}{[(Eld - Esc) + (Erd - Esc)]}$$

İfade edilen formülde Vf (Valley Floor) vadi tabanı genişliğini, Eld ve Erd (elevations of the left and right valley divides), havzanın nehrin sağında ve solunda kalan en büyük yüksek değerlerini, Esc ise vadi tabanı yükseklik değeridir. Bu formülden elde edilen değerler, vadinin evriminde tektonik ve erozyonal süreçlerden hangisinin daha baskın olduğunu ifade eder (Bull ve McFadden, 1977; Rockwell vd., 1984).

Elde edilen Vf değeri, Vf < 1 ise tektonizmanın baskın olduğu V şekilli bir vadiyi, Vf > 1 ise erozyonal süreçlerin baskın olduğu U şekilli bir vadiyi temsil eder (Bull ve McFadden, 1977; Keller ve Pinter, 1996; Pérez-Peña vd., 2010; Silva vd., 2003).

Bu tez çalışması kapsamında Alaşehir fayının Akçapınar-Salihli segmentleri üzerinde bulunan drenaj havzalarında, dağ cephesi tarafından kontrol edilen kısımlar için Vf değerleri hesaplanmıştır (Şekil 3.4).

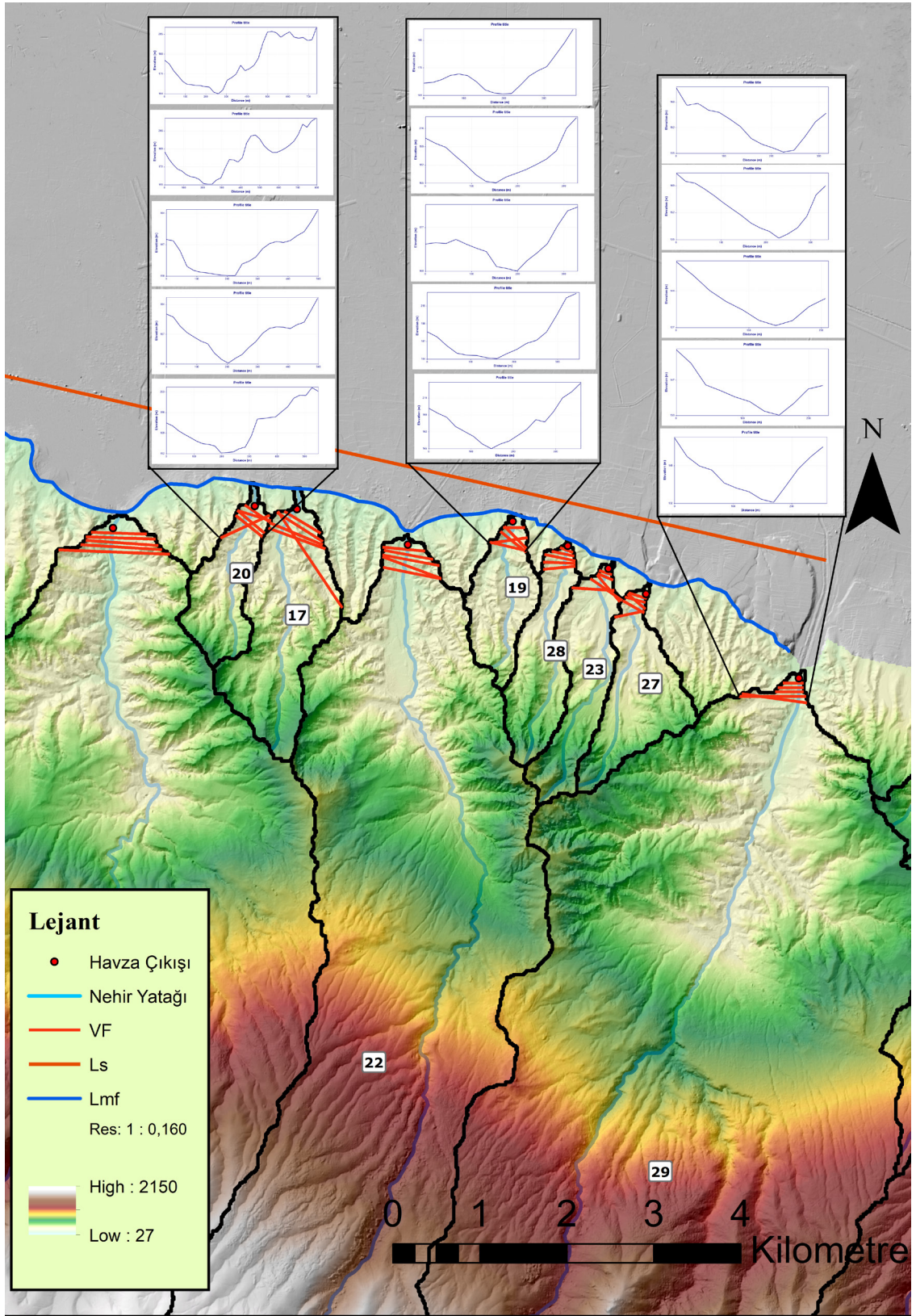


Şekil 3.4. Vf değerleri hesaplanan havzaları gösterir harita

Vf değerleri hesaplanırken tektonik aktivitenin etkilerinin havza içine doğru 300 m kadar etkileyebileceği (Silva vd., 2003) dikkate alınarak, 50 m aralıklarla 5 adet profil alınmış, bu alınan profillerden elde edilen değerlerin ortalaması hesaplanarak nihai Vf değeri elde edilmiştir (Şekil 3.5) (Tablo 3.2).

Tablo 3.2. Belirlenen havzalar için hesaplanan Vf değerleri

Havza Numarası	Vf Değeri	Havza Numarası	Vf Değeri	Havza Numarası	Vf Değeri
Havza 0	1,66	Havza 10	0,91	Havza 22	0,57
Havza 1	3,17	Havza 11	1,56	Havza 23	0,81
Havza 2	1,51	Havza 13	2,15	Havza 25	2,72
Havza 3	1,20	Havza 14	1,16	Havza 26	0,80
Havza 4	1,05	Havza 15	2,49	Havza 27	2,90
Havza 5	1,65	Havza 17	0,90	Havza 28	1,81
Havza 6	0,91	Havza 18	0,67	Havza 29	2,01
Havza 7	1,66	Havza 19	1,96		
Havza 8	3,06	Havza 20	1,85		
Havza 9	2,68	Havza 21	1,10		



Şekil 3.5. Vf değerleri havza hesaplama aşamalarını esnasında alınan enine kesitler

3.3 Asimetri Faktörü (Af)

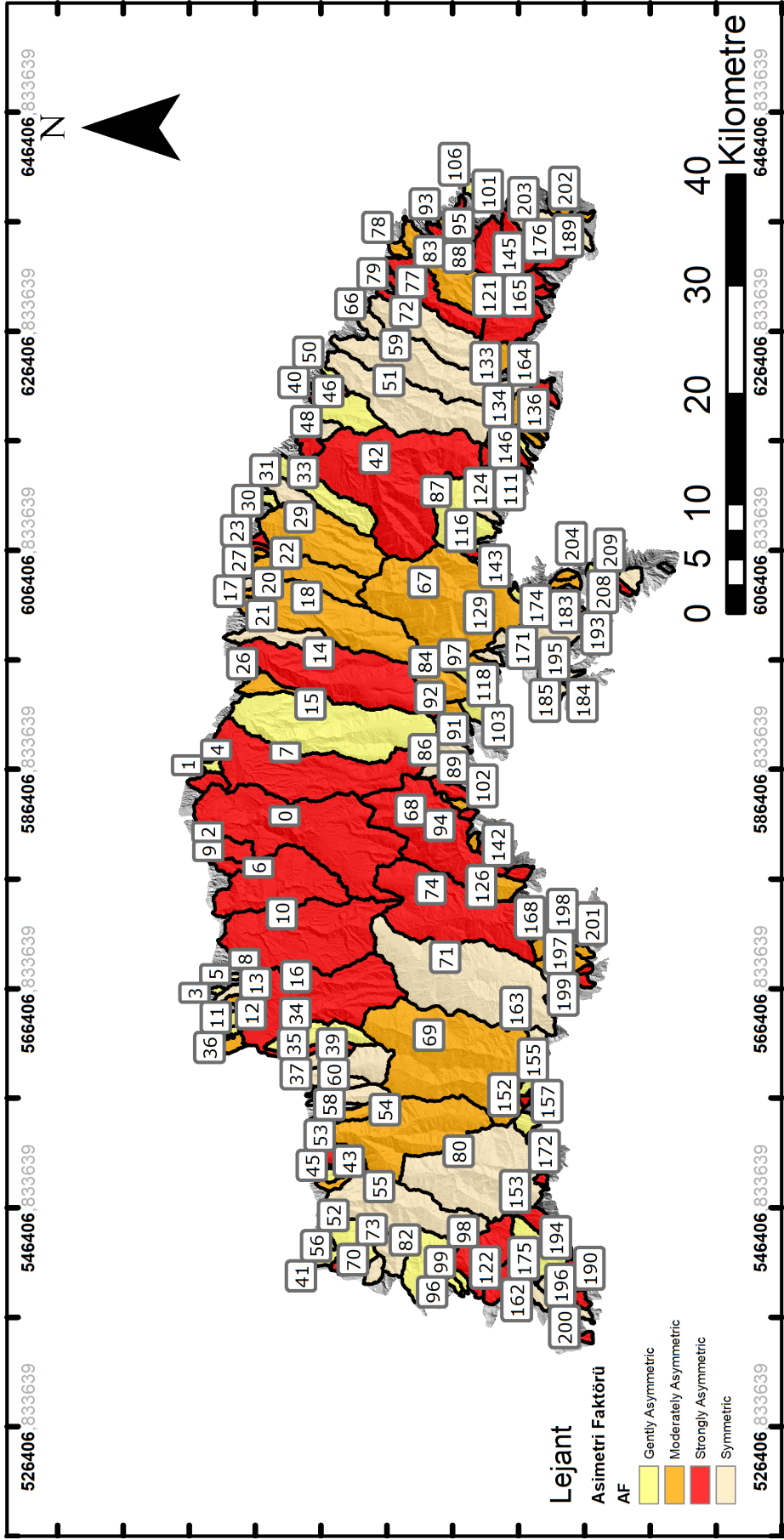
Asimetri faktörü, bir drenaj havzasının tektonik etkiler nedeniyle nasıl eğim kazandığını matematiksel bir şekilde ifade eden bir morfometrik indistir. Tektonik deformasyon bir drenaj ağına kazandırdığı eğim ile ağı oluşturan akarsu kollarının akış desenini şekillendirmektedir (Keller ve Pinter, 1996). Asimetri faktörünün hesaplanması için formül şu şekildedir (Hare ve Gardner, 1985),

$$AF=100 \times (A_r/A_t)$$

Belirtilen bu formülde A_r (Area right) değeri drenaj havzasında, akış yönünün sağında kalan alanı ifade ederken A_t (Area total) drenaj havzasının toplam alanını ifade etmektedir. AF değeri 50'ye yakın olduğunda, havzada belirgin bir eğilim olmadığını işaret eder. Sonraki araştırmalar, AF'nin mutlak değerinin kullanılmasının ($|AF| = AF - 50$), bölgenin geçmişte yaşamış olduğu eğilim yoğunluğunu daha iyi bir şekilde yansıttığı sonucuna ulaşmıştır (Pérez-Peña vd., 2010). Mutlak AF değeri, havzanın eğilim derecesine göre şu nizamda sınıflanır: $AF < 5$ olanlar simetrik havzalar, $5 < AF < 10$ olanlar hafif asimetrik yapıya sahip havzalar, $10 < AF < 15$ olanlar orta derecede asimetrik ve mutlak AF değeri 15'ten yüksek olanlar ise güçlü asimetrik yapıya sahip havzalardır.

Çoğu morfometrik indis gibi, AF de her bir drenaj havzasının aynı litolojiye sahip olduğunu varsayar ve havza her noktasında homojen bir litoloji gösteriyorsa en iyi sonucu verir. Ayrıca farklı litolojik birimlerde gelişebilecek bitki örtüsü kaynaklı değişimler yada iklimsen faktörlerin getirmiş olduğu uç hava olayları gibi süreçler ihmal edilir (Gardner, 2020).

Yapısal jeolojinin dinamik topoğrafya ve drenaj havzalarının şekillenmesi üzerindeki etkisinin kapsamlı bir şekilde anlaşılabilmesi için, seçilen tüm havzalarda asimetri faktörü dikkatlice uygulanmış, ArcGIS™ yazılımı ile görselleştirilmiş ve analiz edilmiştir (Şekil 3.6) (Ek B).



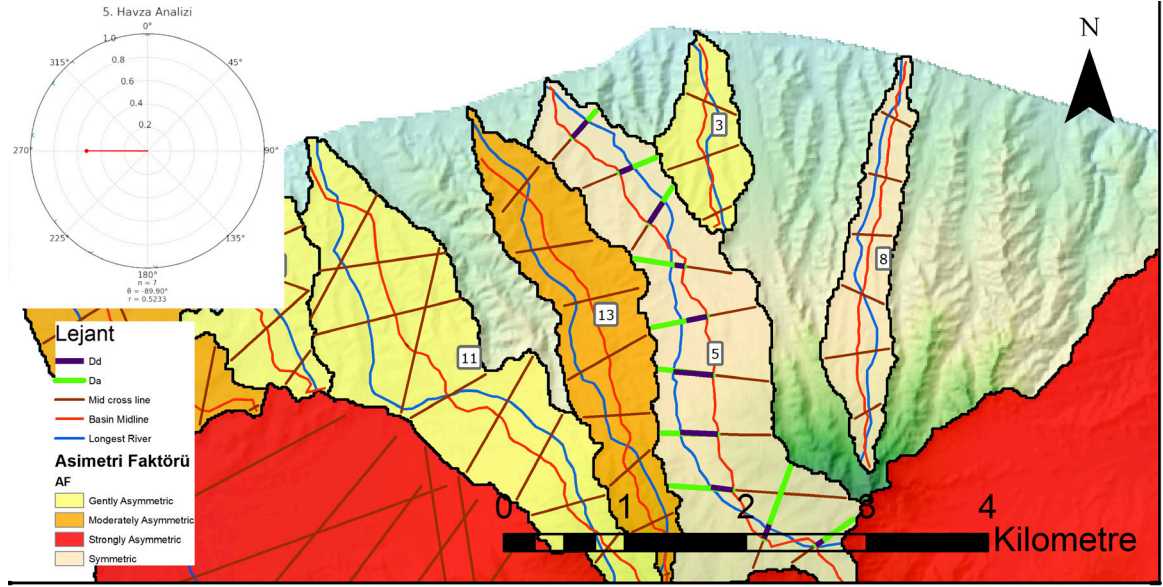
Şekil 3.6. Her bir havza için hesaplanmış asimetri faktörlerini gösterir harita.

3.4 Transvers Topoğrafik Simetri Faktörü (Tf)

Transvers Topoğrafik Simetri Faktörü,

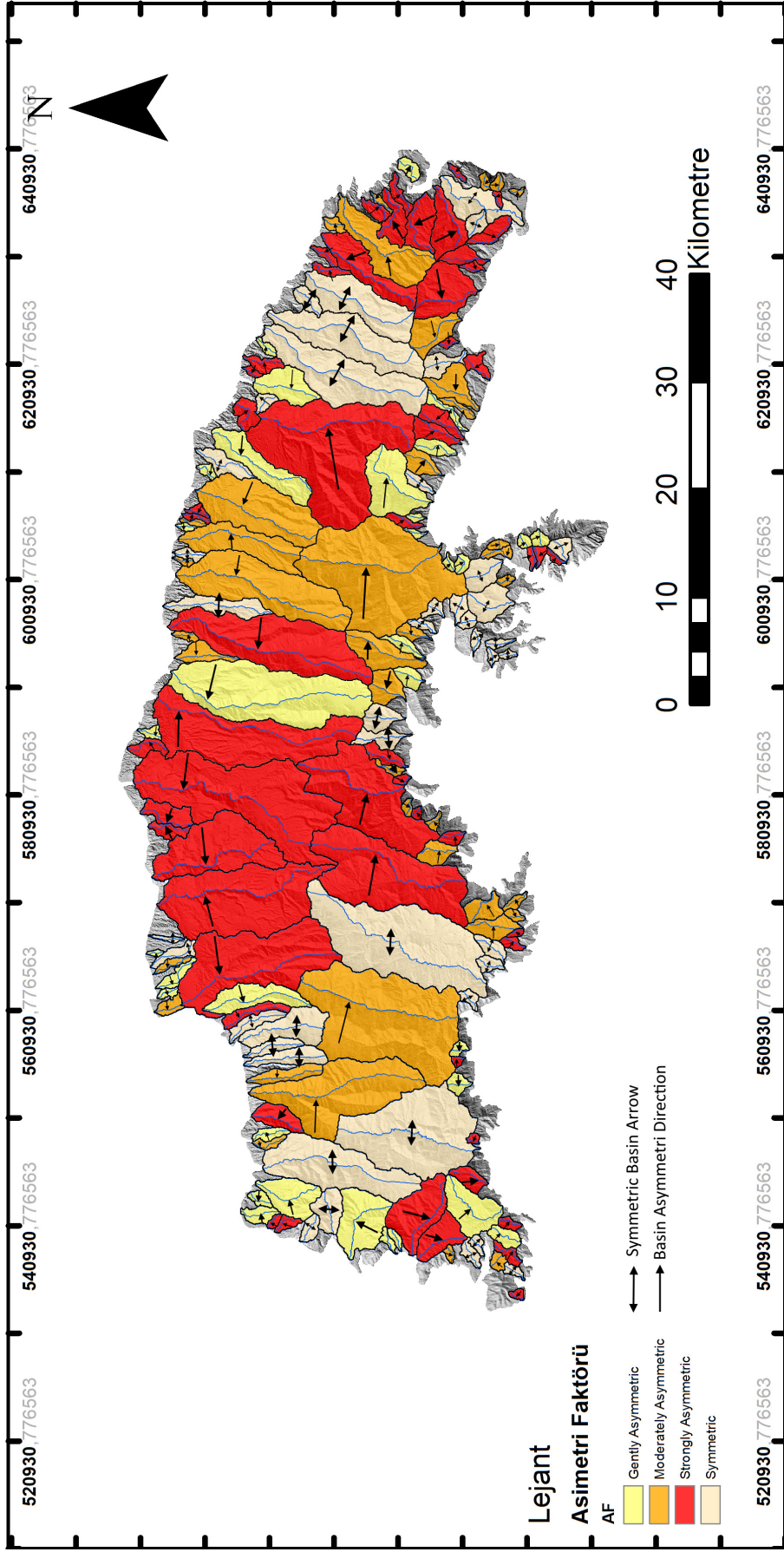
$$T = \frac{D_a}{D_d}$$

formülü ile tanımlanmaktadır. Burada D_a , drenaj havzasının orta çizgisinden aktif akarsu kuşağının orta çizgisine kadar olan mesafeyi, D_d ise havza orta çizgisinden havza bölünmesine kadar olan mesafeyi temsil eder (Şekil 3.7). Mükemmel simetrik bir havza için $T=0$ 'dır. Asimetri arttıkça, T değeri artar ve 1 değerine yaklaşır. Ana kaya katmanının eğiminin, akarsu kanallarının göçü üzerinde önemsiz bir etkisi olduğu gösterilebilirse, bölgesel göçün yönü, o yönde yerin eğilimi olduğunun bir göstergesidir (Cox, 1994). Böylece, T bir yönü (yön) ve 0 ile 1 arasında bir büyüklüğü olan bir vektördür. T değerleri, vadilerin farklı bölümleri için hesaplanır, dairesel istatistiklerle ifade edilebilir. Bu çalışmada her bir havza için yapılan analizler Valleymorphtool aracı kullanılarak yapılmıştır (Daxberger vd., 2014) (Şekil 3.7). Hesaplanan bu değerler akarsuların drenaj havzası eksenine dik olarak tercih edilen göçünü gösterir. Bu analiz, özellikle dendritik drenaj desenlerine uygundur, burada ana veya gövde vadisi yanında dere vadilerinin de değerlendirilmesi T 'nin daha geniş bir aralığını sağlar. Bir bölgedeki birçok drenaj havzasının analizi, bir T vektörleri alanı sonucunu verir ve bu alan, havza asimetrisinin anormal bölgelerini tanımlamak için mekansal olarak ortalama alınabilir ve analiz edilebilir (Keller ve Pinter, 2002). T 'nin hesaplanması, daha önce açıklanan AF gibi, havza eğiliminin doğrudan bir kanıtını sağlamaz, ancak AF gibi, olası bir eğilimi hızla belirleme yöntemidir.



Şekil 3.7. Tf değeri hesaplama aşaması ve dairesel istatistik.

Tez kapsamında Bozdağ Horstu'na ait tüm havzalar, havzalardaki tiltlenmeyi belirleyebilmek için analize dahil edilmiştir. (Şekil 3.8).



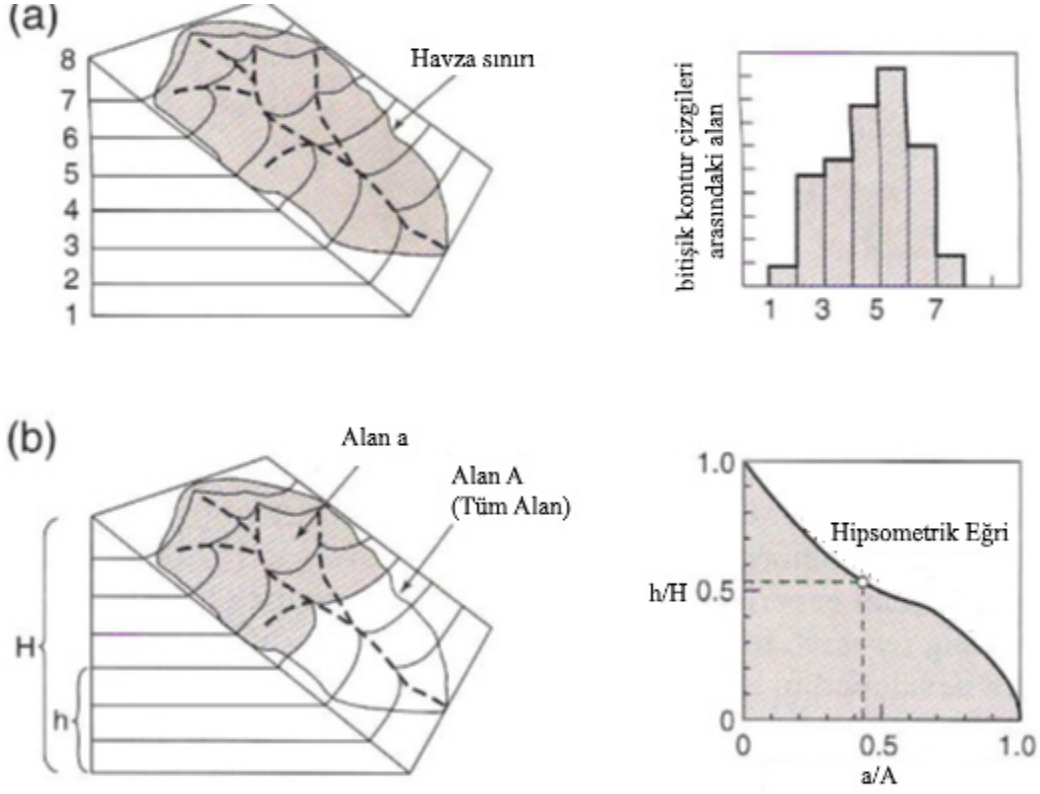
Şekil 3.8. Tf faktörüne göre belirlenen asimetri yönleri ve asimetri sınıfları. (Simetrik havzalarda Tf yönleri anlamlı sonuç vermediği için simetrik oku kullanılmıştır)

3.5 Hipsometrik İntegral ve Hipsometrik Eğri (HI, HC)

Hipsometrik integral ve hipsometrik eğri yöntemi, tektonik hareketlerin havza üzerindeki etkisini anlamak için son derece yaygın olarak kullanılan bir yöntemdir (Özkaymak ve Sözbilir, 2012; Özsayın, 2016; Sançar, 2021; Seçen vd., 2023; Softa vd., 2018; Topal, 2018; Zabcı vd., 2018). Bu morfometrik indis havza morfolojisini ve tektonik, erozyonel süreçlerin bu havza üzerindeki etkilerini değerlendirmek için kullanılır.

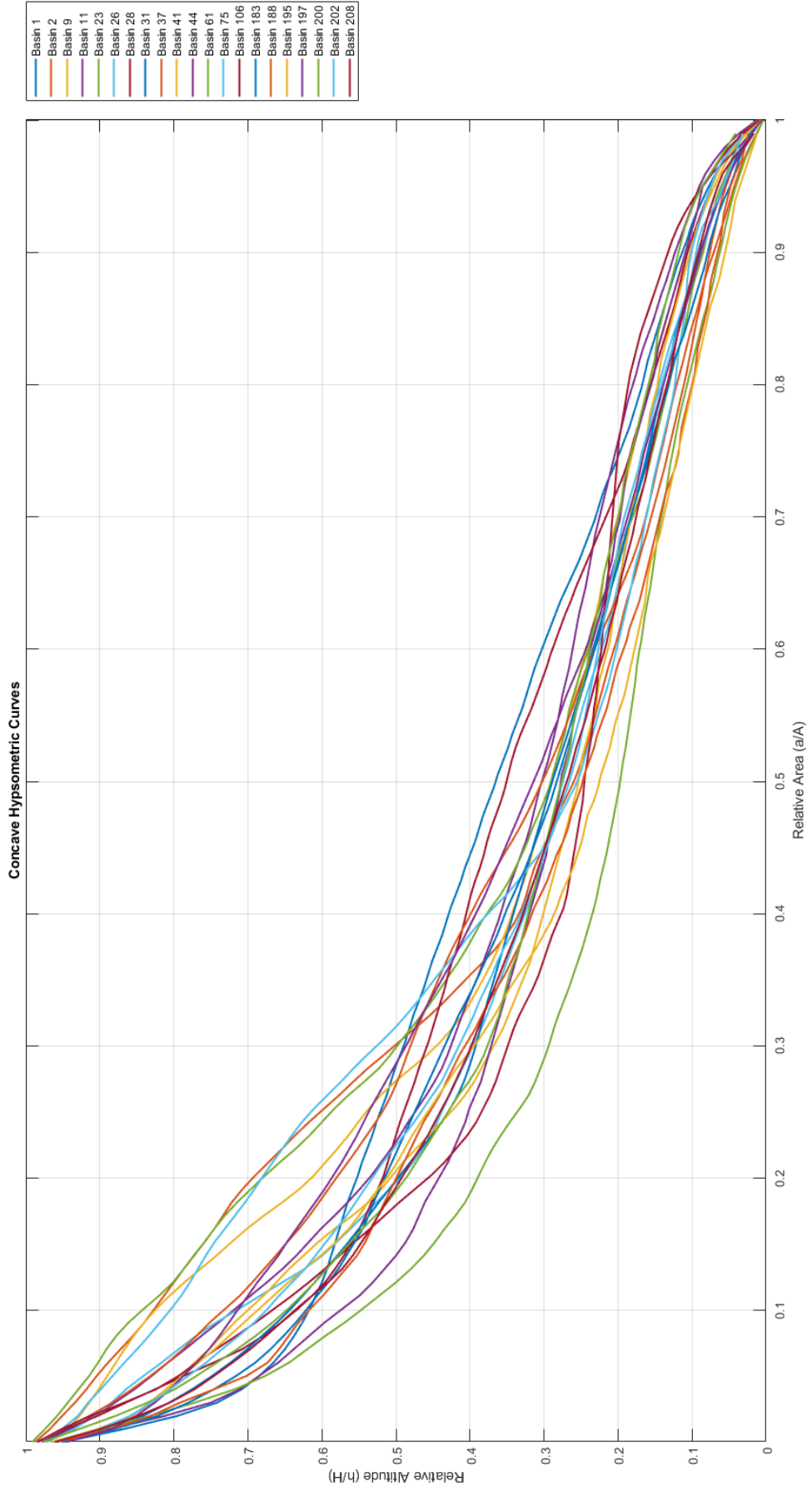
Hipsometrik İntegral, : $HI = (H_{mean} - H_{min}) / (H_{max} - H_{min})$ formülü ile hesaplanır (Strahler, 1952). Burada, H_{mean} havzanın ortalama rakımını, H_{max} ve H_{min} ise sırasıyla maksimum ve minimum rakımları temsil eder. HI değerinin 0 ile 1 arasında değişmesi, havzanın morfolojik gelişim evresini gösterir. Değerlerin 1'e yakın olması genç, 0'a yakın olması ise olgun bir havza yapısını işaret eder.

Hipsometrik Eğri ise, bir havzanın göreceli alanının (x eksen) ve göreceli yüksekliğinin (y eksen) bir grafik üzerinde temsilidir. Bu eğrinin şekli, havzanın olgunluk derecesi veya erozyon aşaması hakkında bilgiler verir. Konveks (dışbükey) bir HC profili ve HI değerinin 0,3'ten küçük olması, havzanın genç olduğunu ve erozyonun zayıf etkilediğini gösterir. S şeklinde bir HC profili ve HI değerlerinin 0,3 ile 0,5 arasında olması, drenaj alanını kontrol eden kuvvetlerin dengede olduğunu işaret eder. Eğer HC profili konkav (içbükey) ise ve HI değerleri 0,5'ten büyükse, bu durum havzanın aşırı derecede erozyona uğradığını ve tektonik aktivitenin sınırlı olduğunu gösterir (Keller ve Pinter, 2002; Pérez-Peña vd., 2010) (Şekil 3.9).

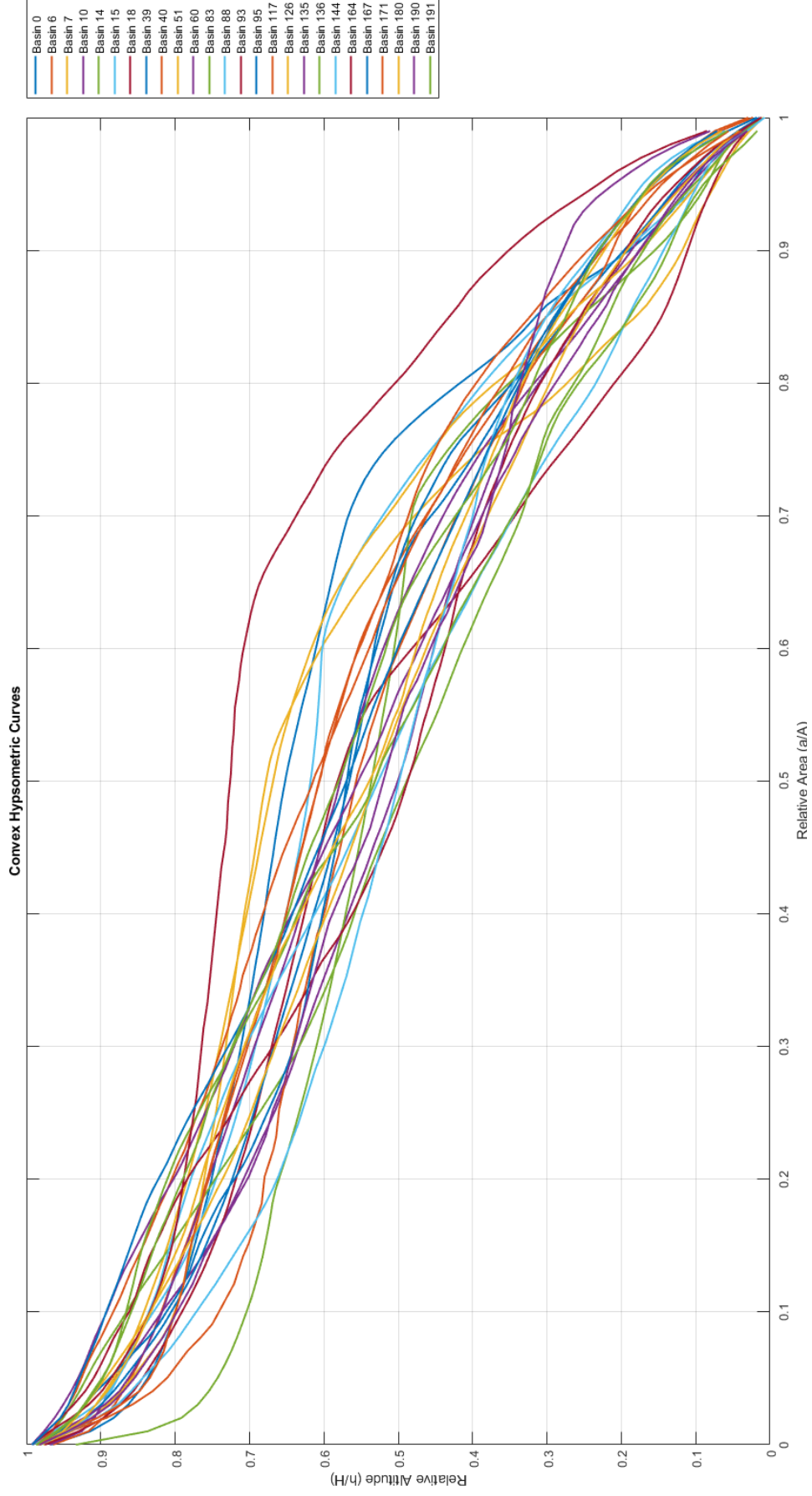


Şekil 3.9. A/a ve H/h eğrilerinin nasıl hesaplandığını anlatan görsel (Keller ve Pinter, 2002).

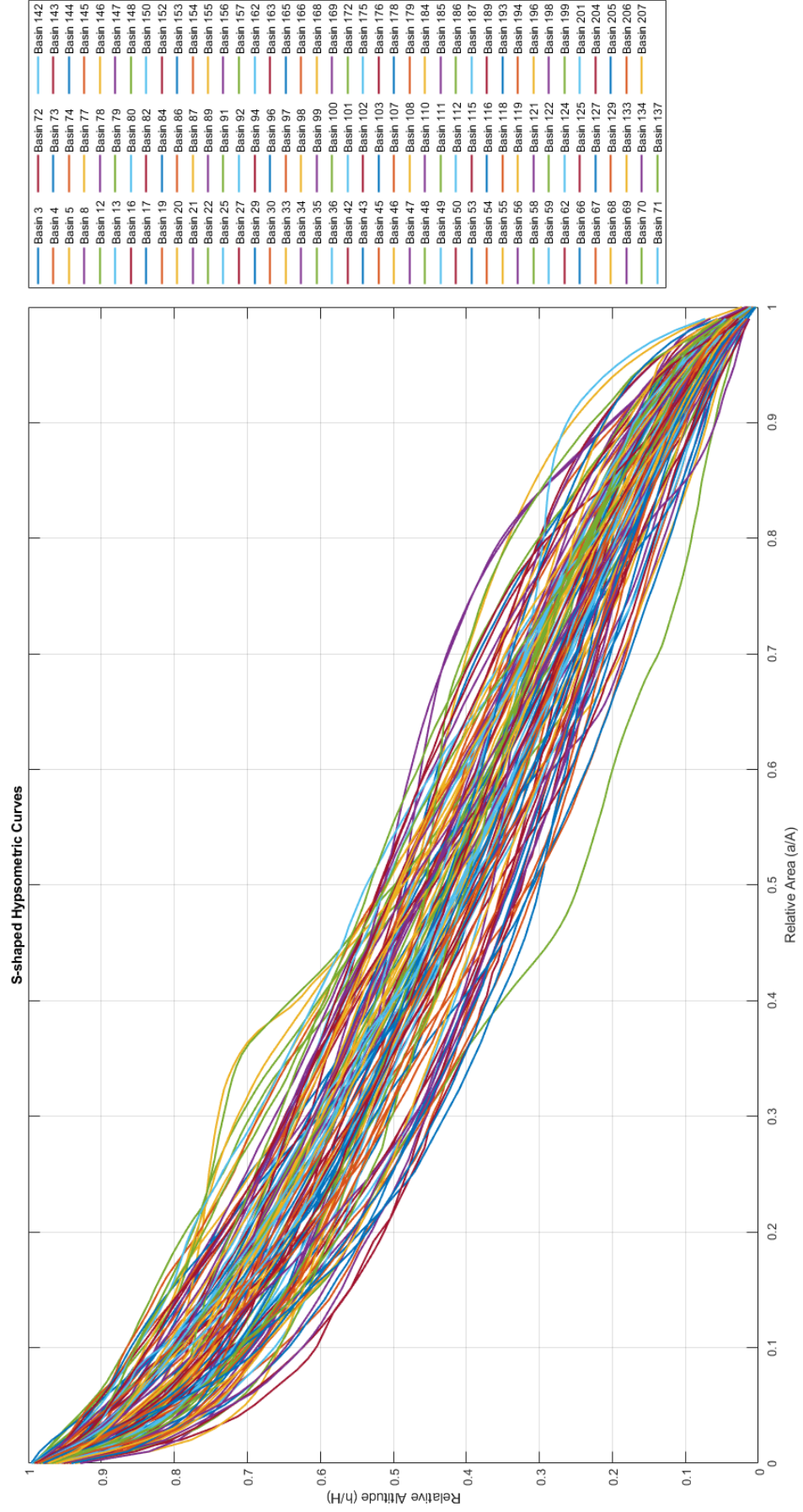
Bu tez çalışması, Bozdağ Horstu'ndaki tüm havzalar için kapsamlı bir HI, HC analizleri içermektedir (Şekil 3.10). Analizler esnasında HI değerlerini hesaplanması için ArcGIS™ platformu için geliştirilen bir eklenti olan Callhypso kullanılmıştır (Pérez-Peña, 2009). Öte yandan, HC grafiklerinin sınıflandırılması ve görselleştirilmesi sürecinde ise Matlab™ yazılımından yararlanılmıştır. Sınıflanan HI değerleri, eğrilerin şekillerine göre içbükey-dışbükey ve s-şekilli olacak şekilde 3 sınıfa ayrılmıştır. 21 adet havzaya ait hipsometrik eğriler içbükey bir geometri sunmaktadır (Şekil 3.11)



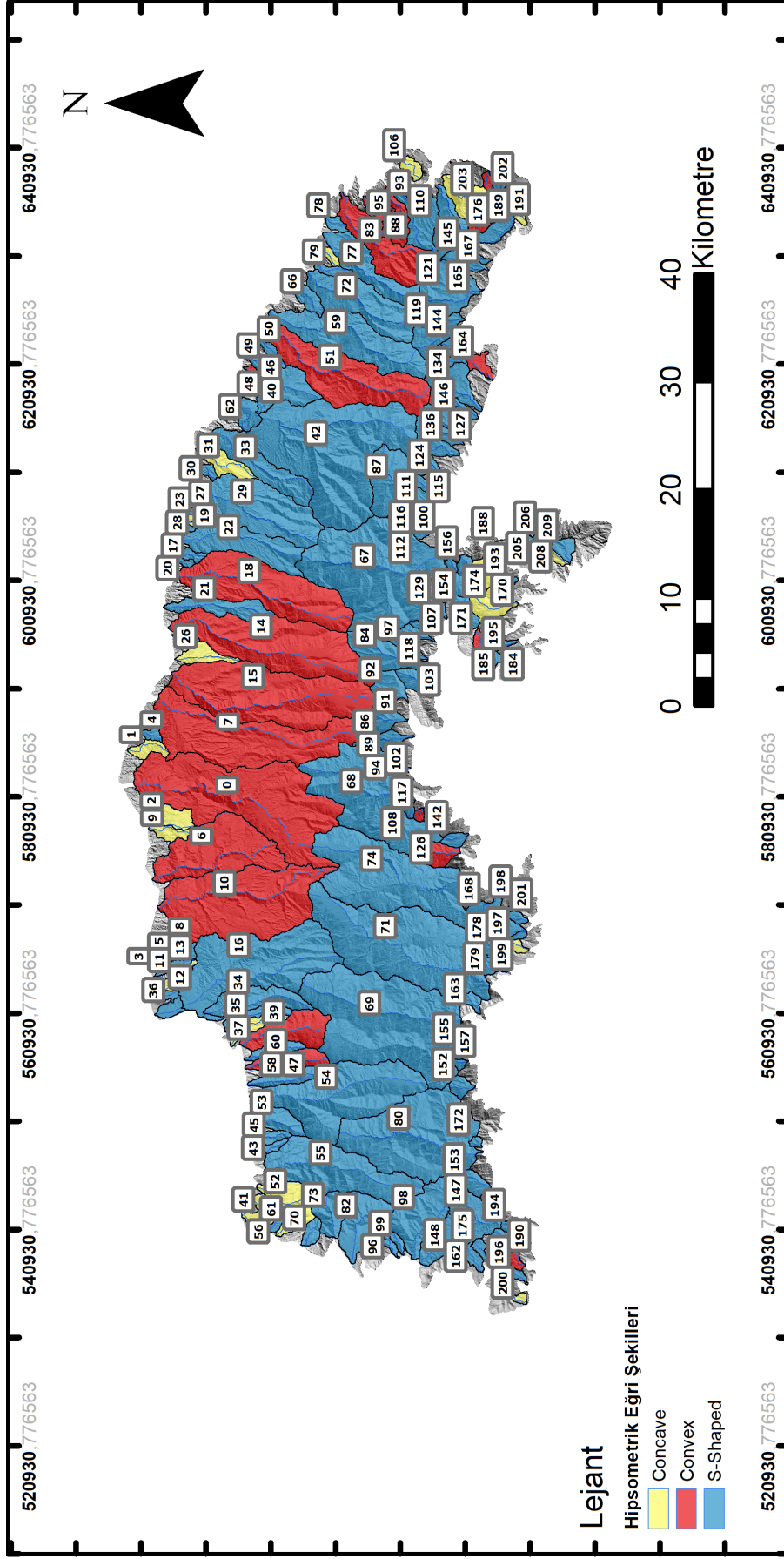
Şekil 3.10 İçbükey (iç konkav) eğriler sunan havzalar



Şekil 3.11 Konveks (dış bükey) eğriler sunan havzalar



Şekil 3.12 S-şekilli eğriler sunan havzalar



Şekil 3.13 Hesaplanan hipsometrik eğrilerin harita üzerinde dağılımı

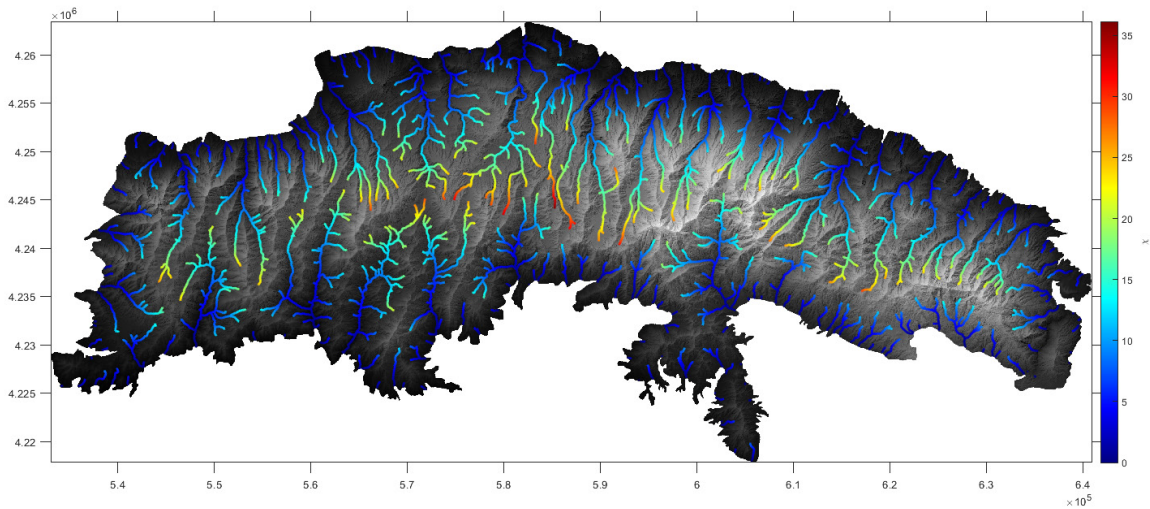
3.6 Nehir Profillerinin İntegral Analizi (χ -Chi Analizi)

Chi (χ) analizi, nehir profillerinin profil boyunca analizinde kullanılan bir yöntemdir. Bu analiz, nehir yatağının yüksekliği ve akış uzaklığı arasındaki ilişkiyi matematiksel bir dönüşümle ifade eder. Nehir yatağının erozyon süreçlerine ve bu süreçlerin çevresel faktörlere olan duyarlılığını nicel olarak ortaya koyar (Perron ve Royden, 2013). Bu yöntemi özetleyen en yaygın eşitlikler biri aşağıdaki gibidir (Seidl vd., 1992).

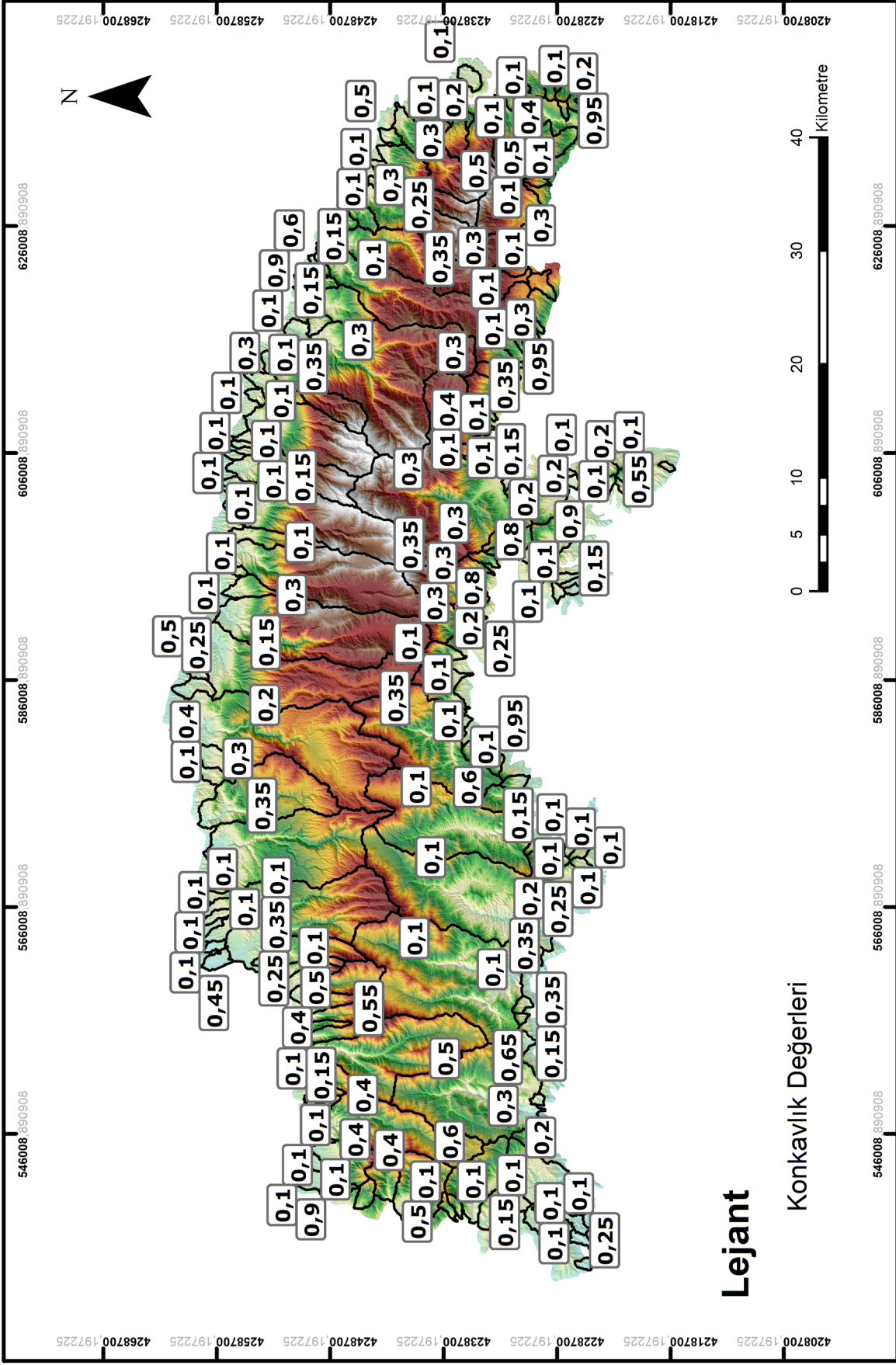
$$E=K \times A^m \times S^n$$

Kazma oranı (E), erozyon katsayısı (K), drenaj alanı (A) ve kanalın eğimi (S) ile ilişkilendirilmiştir. m ve n değerleri ise belirli bir drenaj havzasına özgü sabitlerdir. Formülde belirtilen m/n oranı, nehir yataklarının özgül dinamiklerine ait değişmez nicelikleri ve morfometrik analizlerde kullanılan temel prensipleri yansıtır (Mudd vd., 2014). Literatürde m/n oranının düşük olması genellikle bir bölgenin tektonik açıdan durağan olduğunu ifade eder. Yüksek olması ise aktif bir tektonizmanın belirteci olabilir (Sançar, 2021; Wobus vd., 2006).

MLE grafikleri, Maksimum Olabilirlik Tahmini istatistiksel modelleme ve analiz yöntemidir (Weiss, 1972). Analiz için farklı m/n oranlarıyla üretilen nehir profillerini değerlendirmek için kullanılmaktadır. Üretilen grafiklerden en uygun değer seçilerek bu tez çalışması için tüm havzalarda konkavlık (θ) değeri belirlenmiştir (Şekil 3.14) (Kirby ve Whipple, 2012; Kirby vd., 2003; Mudd vd., 2014; Mudd vd., 2018)



Şekil 3.14 Topographic analysis kit (TAK) kullanılarak nehir kollarında hesaplanan chi değerleri dağılımı.

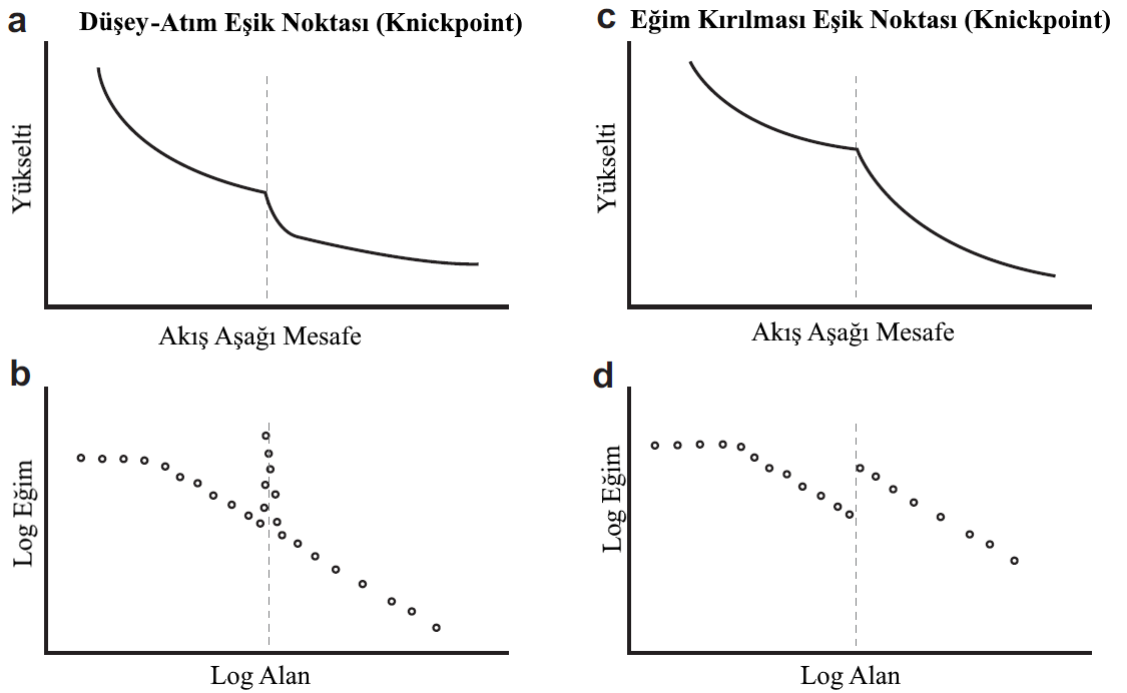


Şekil 3.15. Havzaların Konaklık indisi (θ) değerleri dağılım haritası

3.7 Knickpoint (Ksn) Analizi

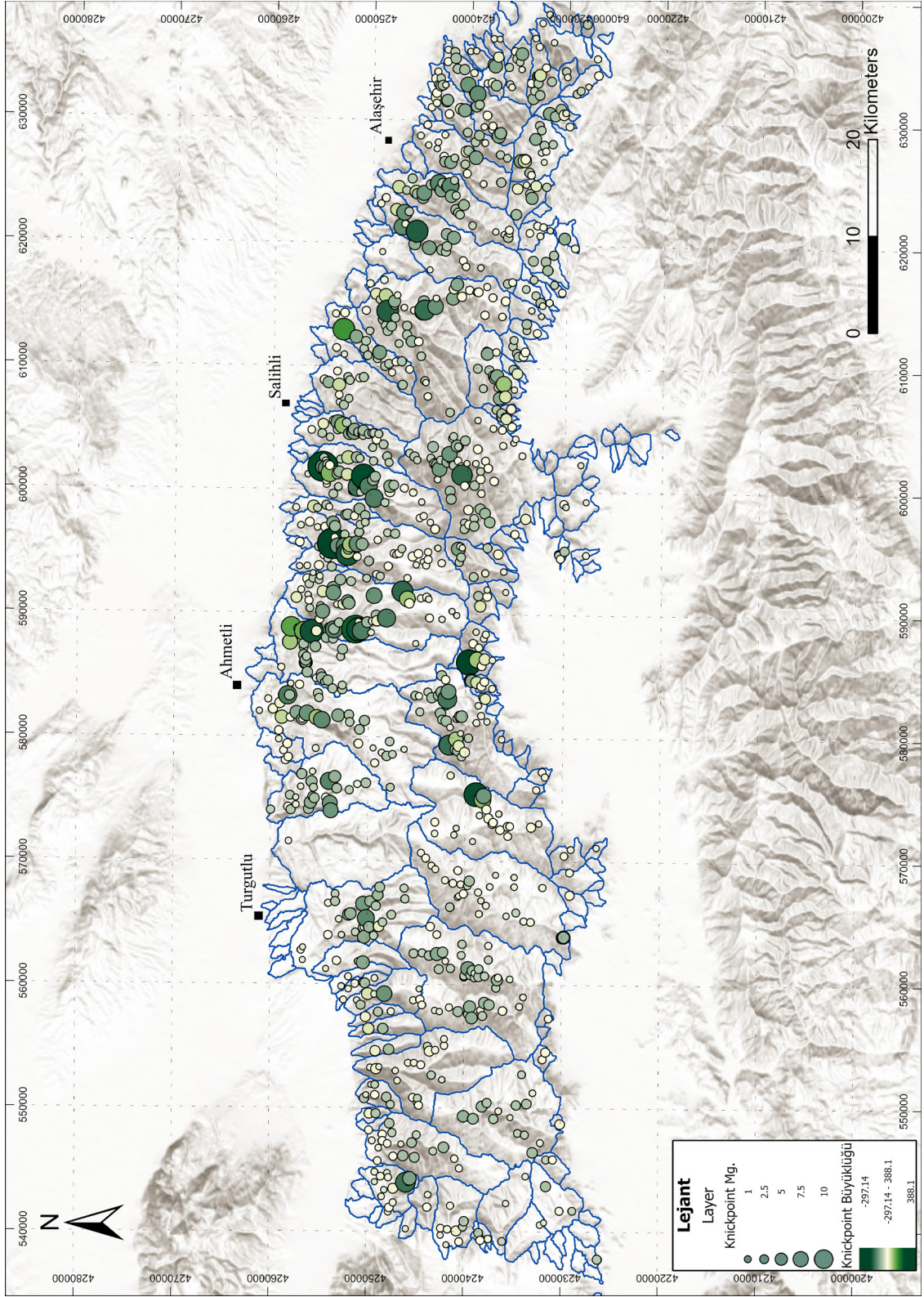
Nehir profilindeki ani değişiklikler, knickpoint olarak bilinir (Whipple ve Tucker, 1999). Knickpoint'lerin mekansal dağılımı, havzaların evrimsel olarak dengesiz olduğu yerleri belirlemek ve nehir tabanı seviyelerindeki değişimleri anlamak için geliştirilen bir indistir. Yapılan çalışmalarda araştırmacılar bir knickpoint'in hem yerel kanal dikliği (ks) hem de sabit bir θ değeri kullanılarak hesaplanan normalize edilmiş kanal diklik indeksi (ksn) üzerinde değişikliklere neden olduğunu göstermektedir. Bu durum, nehir kanallarının morfolojisinde önemli değişimleri ifade eder (Gailleton vd., 2019; Neely vd., 2017; Wobus vd., 2006).

Knickpointler, eğim-kırılma (slope break) knickpoint'leri ve düşey-atım knickpoint'leri olarak iki türe ayrılmıştır (Kirby ve Whipple, 2012; Neely vd., 2017). Her iki tür knickpoint de ya hareketli ya da sabit özellikler olarak gelişebilir. Düşey-atım (vertical step) knickpoint'ler, nehir boyunca nehir yataklarının çeşitleri, eklem yapıları ve litolojik farklılıklar ile ilişkilendirilirken, eğim-kırılma knickpoint'leri genellikle sürekli mekansal veya zamansal değişimi yansıtır (Kirby ve Whipple, 2012) (Şekil 3.16).



Şekil 3.16. Nehir profilindeki ani değişiklikleri ve bunların logaritmik grafiklerini gösterir şekil.

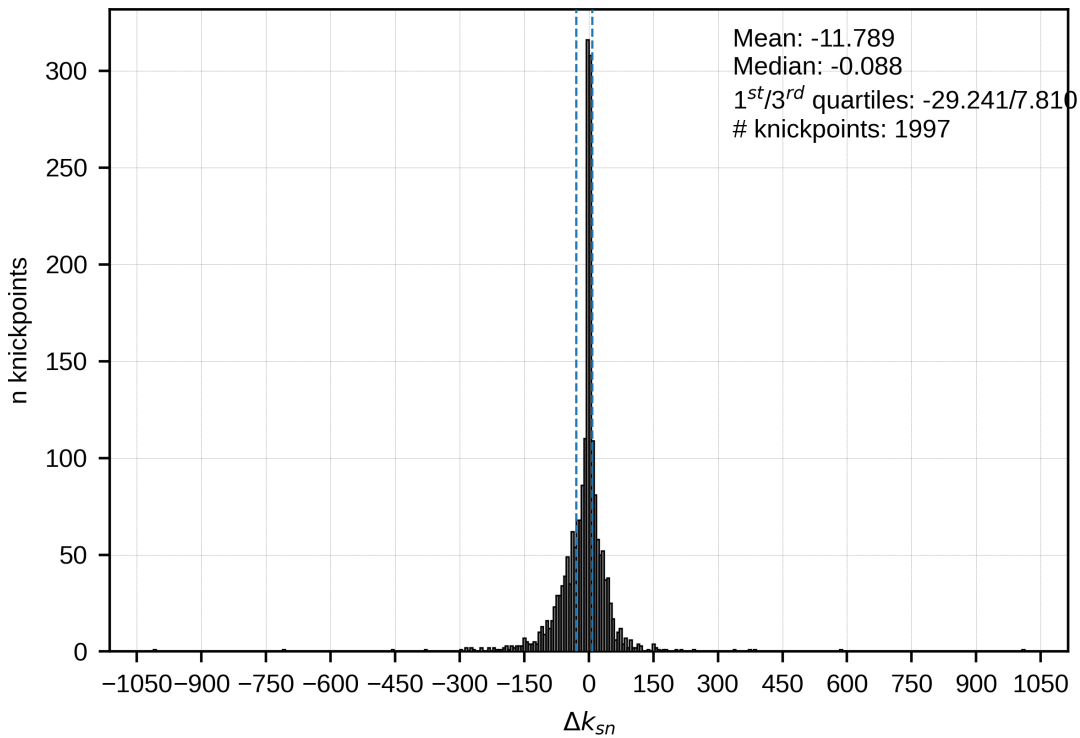
Eğim-kırılma knickpoint'lerinin, tektonik aktivitenin yorumlanmasında kullanılabileceği öne sürölmüştür (Wobus vd., 2006). Daha güncel çalışmalar tarafından önerilen bir yöntemle, kanal dikliğindeki değişiklikleri kullanarak üç farklı knickpoint türü tanımlanabilir: ksn'nin akış yönünde arttığı pozitif eğim-kırılma knickpoint'leri, ksn'nin azaldığı negatif eğim-kırılma knickpoint'leri ve ani bir yükseklik değişiminin olduğu düşey atım knickpoint'leri (Gailleton vd., 2019). Knickpoint'lerin göreceli büyüklüklerinin karşılaştırılması, yalnızca aynı θ değerine sahip havzalar arasında yapılmalıdır (Gailleton vd., 2019; Saınçar, 2021). Bu tez çalışması kapsamında knickpointler genel olarak kabul gören değer olan 0,4 m/n değerini üzerinden analiz edilmiştir (Whipple ve Tucker, 1999). LSDtopotools yazılımından yapılan analizler ArcGIS™ ile görselleştirilmiştir (Şekil 3.17).



Şekil 3.17. Bozdağ Horst' u boyunca hesaplanmış knickpointler.

Havza içerisinde nehir profili boyunca gözlenen knickpointler, havza evrimine etki eden kuvvetlerin dengeli bir duruma doğru ilerlediğini gösteren geri çekilme modeli (knickpoints retreat) sergileyebilirler (Brocard vd., 2016; Gardner, 1983; Kent vd., 2017; Neely vd., 2017). Knickpoint geri çekilmesi, knickpoint göçleri karmaşık süreçlerdir, nehirlerin akış gücü yatak yükü, taşıdığı sediman boyutları ve litolojik birimler bu geri çekilmenin hızını ve büyüklüğünü etkileyen faktörlerdir.

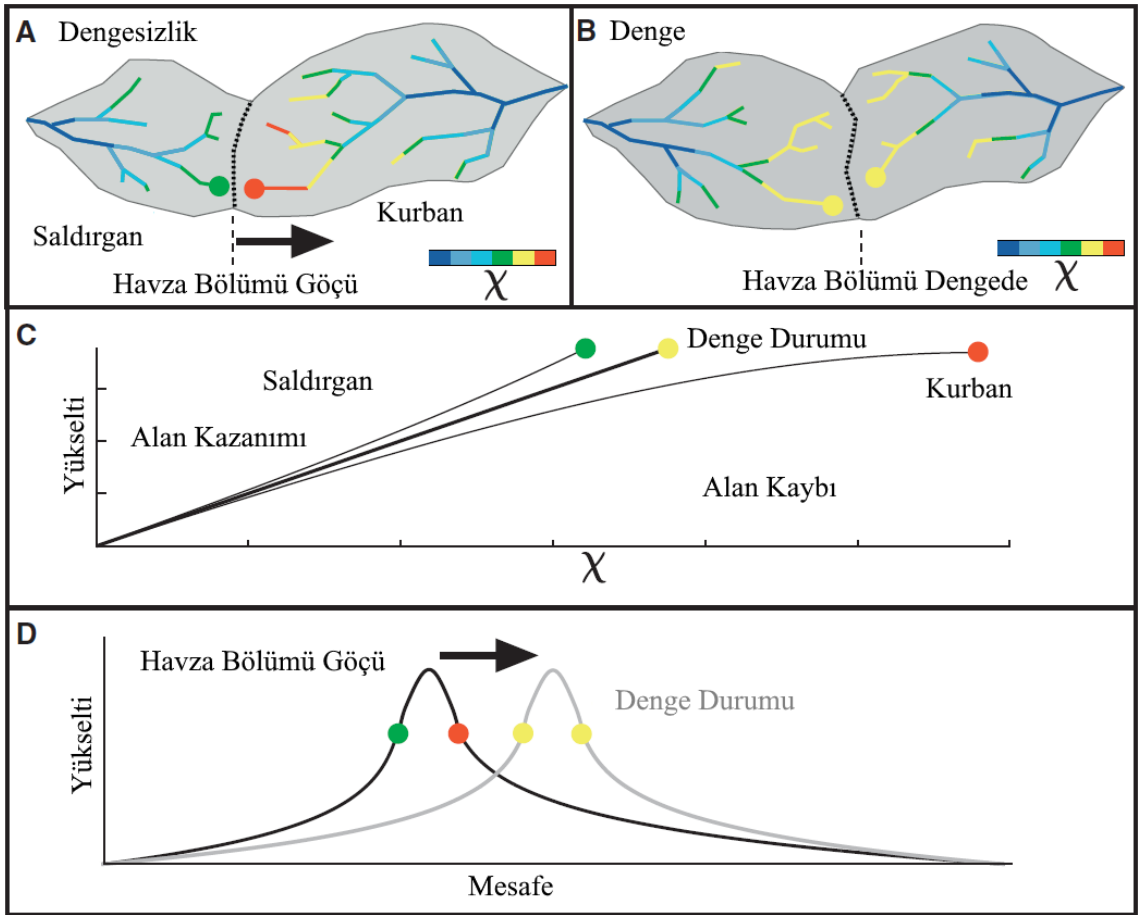
Bu çalışma kapsamında yapılan analizlerde tüm Bozdağ Horstu boyunca 1997 adet knickpoint tespit edilmiştir. Bu knickpointlerden büyüklük olarak 0 değeri olan büyük knickpointler çıkarılmış o şekilde görselleştirilmiştir (Şekil 3.17). Pozitif knickpointlerin büyüklük değerleri (Knickpoints magnitüde) 7,810 dan 388,1 e kadar iken, negatif knickpointlerin büyüklükleri, -29,241 den -297,14 e kadardır (Şekil 3.18).



Şekil 3.18. Hesaplanan verilerin istatistiksel dağılım grafiği.

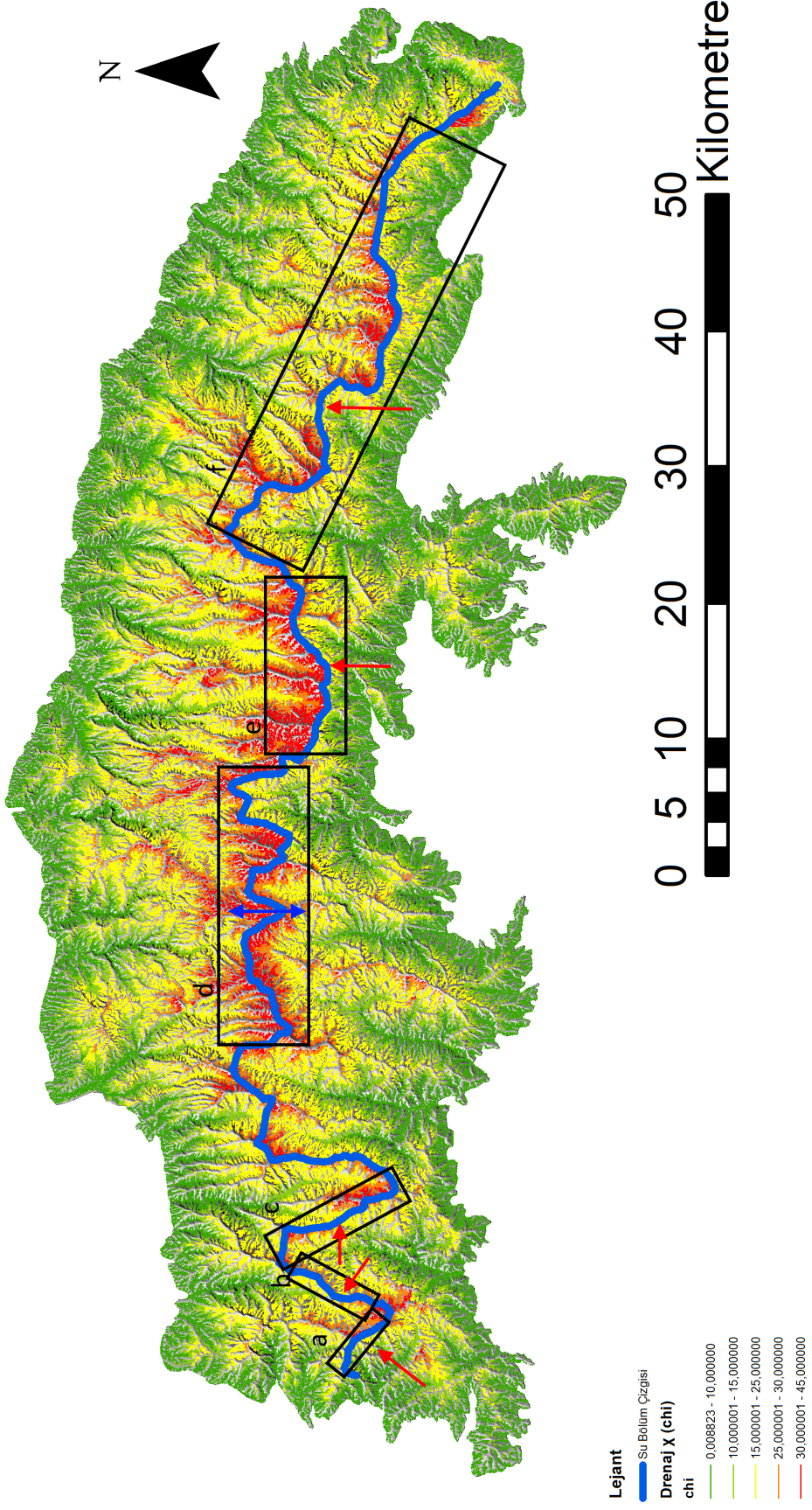
3.8 Havza Bölümü Göçü

Topoğrafya, tektonik kuvvetler ve erozyonal süreçler tarafından sürekli yeniden şekillendirilir. Topoğrafyanın bu süreçlere verdiği yanıtı en güzel gösteren indislerden bir tanesi de havza bölümleridir. Aynı sınırı paylaşan iki komşu havzanın sınırı, tün bu süreçler altında dinamik bir şekilde hareket halindedir. Drenaj havzalarının sınırlarının sabit bir dengeye ulaştığı durumu anlamak için havza bölümü göçü analizi son derece uygundur. Ayrıca havzaların istikrarını anlamak yapılan tüm morfometrik analizler için tamamlayıcı bir konudur. (Forte ve Whipple, 2018; Whipple vd., 2017; Willett vd., 2014). Havza bölümü göçü fikri ilk olarak (Gilbert, 1877) tarafından önerilmiştir. Burada iki farklı drenaj havzası yamacındaki erozyon hızlarındaki farklılıklar eşitlenir ve daha yüksek topoğrafyadaki erozyon hızları, düşük olanlara doğru göç eder. (Şekil 3.19)

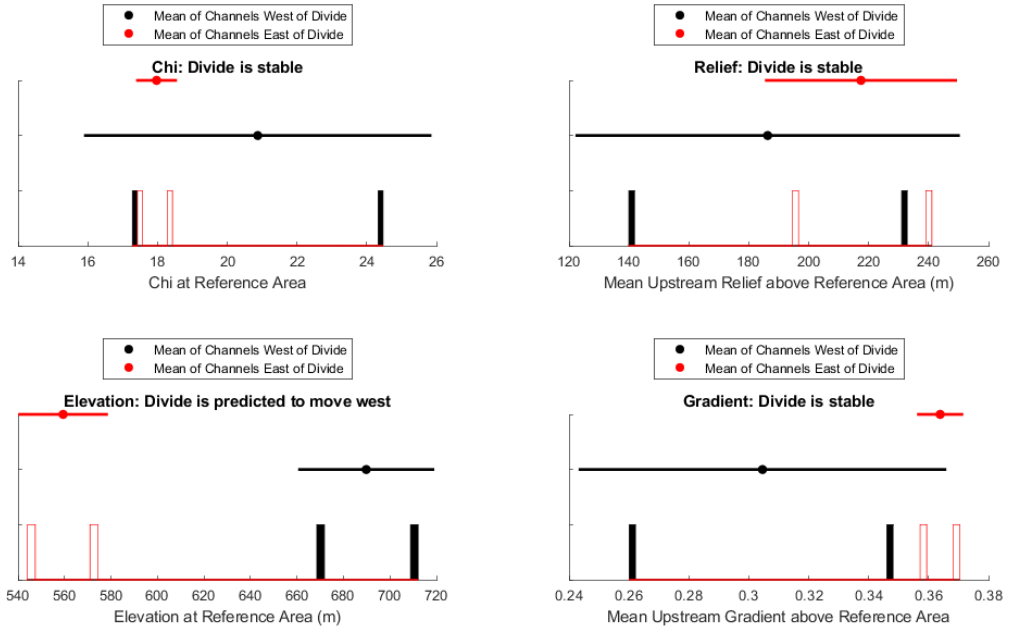


Şekil 3.19. Şekil 1. Denge ve dengesizlikteki nehir havzaları ve profilleri. (A ve B) Ortak bir sınır paylaşan iki drenaj havzasının, dengesizlikten sabit duruma evrimi. Sol taraftaki havza (saldırgan) düşük sabit yüksekliğe sahipken, sağdaki havza (kurban) üzerine kayar. (C ve D) Alt paneller, iki kanalın yükseklik evrimini, chi parametresi ve kanal boyunca mesafeye göre gösterir. Dengesizlikte chi, drenaj bölünmesinde süreksiz, mağdur havzada daha yüksek. Sabit durumda, her iki havzadaki kanal noktaları tek bir çizgisel eğilimde (Willett vd., 2014).

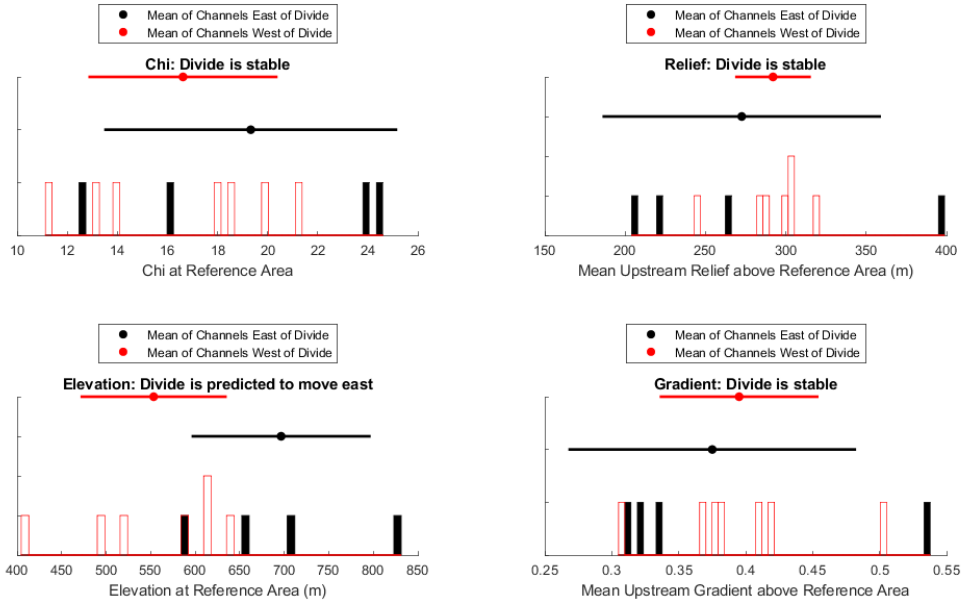
Drenaj bölümlerini analiz etmek için kullanılan metrikler, gradyan, rölyef, yükselti ve Chi anomalileridir (Willett vd., 2014). Bu metrikleri analiz etmek için (Forte ve Whipple, 2018) tarafından bir Matlab™ kod zinciri yazılmıştır. Bu tez çalışmasında drenajların komşu sınırları bu kod yardımıyla analiz edilmiştir (Şekil 3.20).



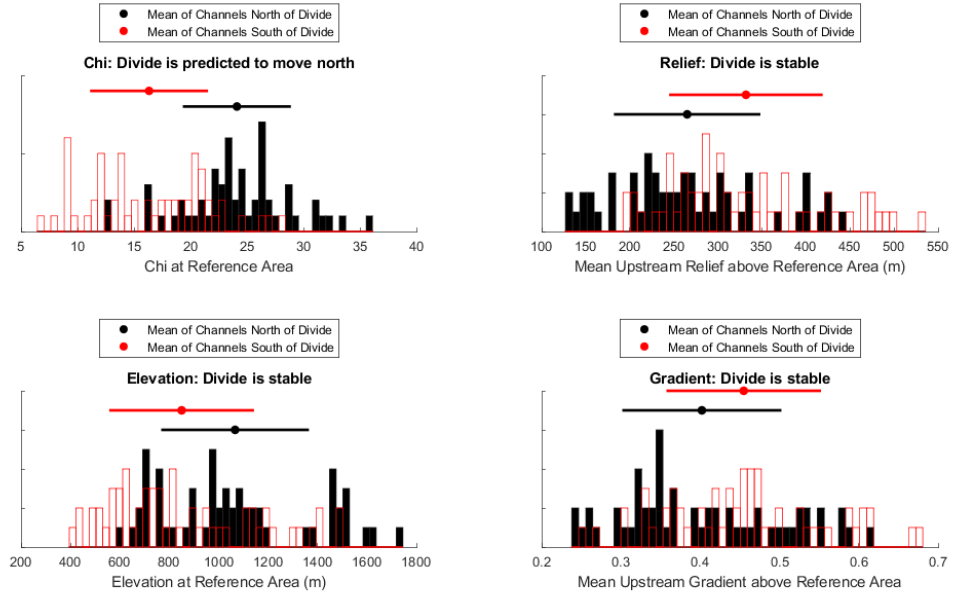
Şekil 3.20. Bozdağ Horstu'nun havza bölüm çizgisi ve chi analizi değerleri. Kırmızı oklar havza bölüm çizgisinin göç yönünü, mavi ok ise dengede olduğu durumu ifade eder.



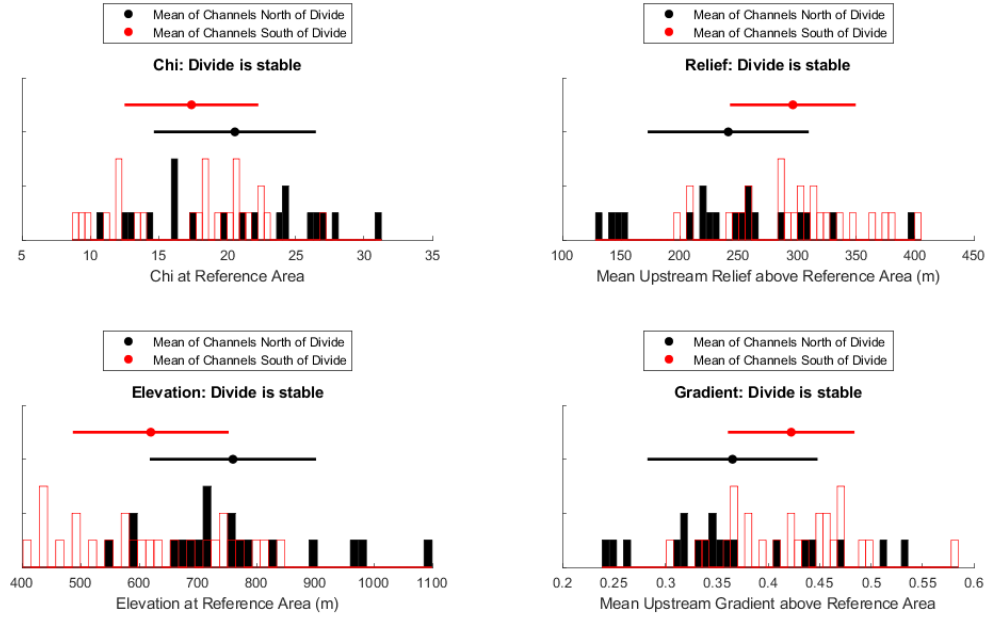
Şekil 3.21 Alan b için hesaplanan değerler.



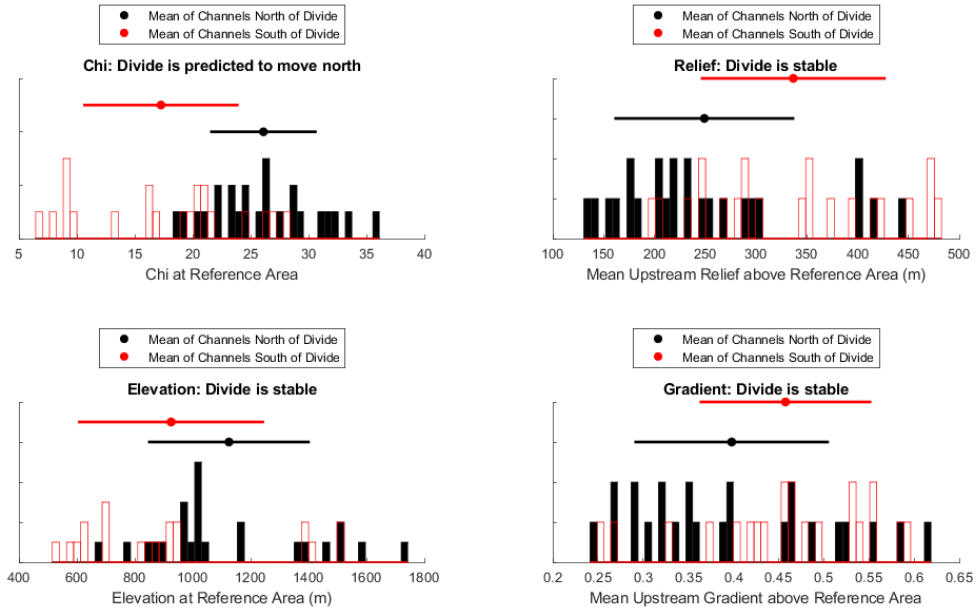
Şekil 3.22. Alan c için hesaplanan değerler.



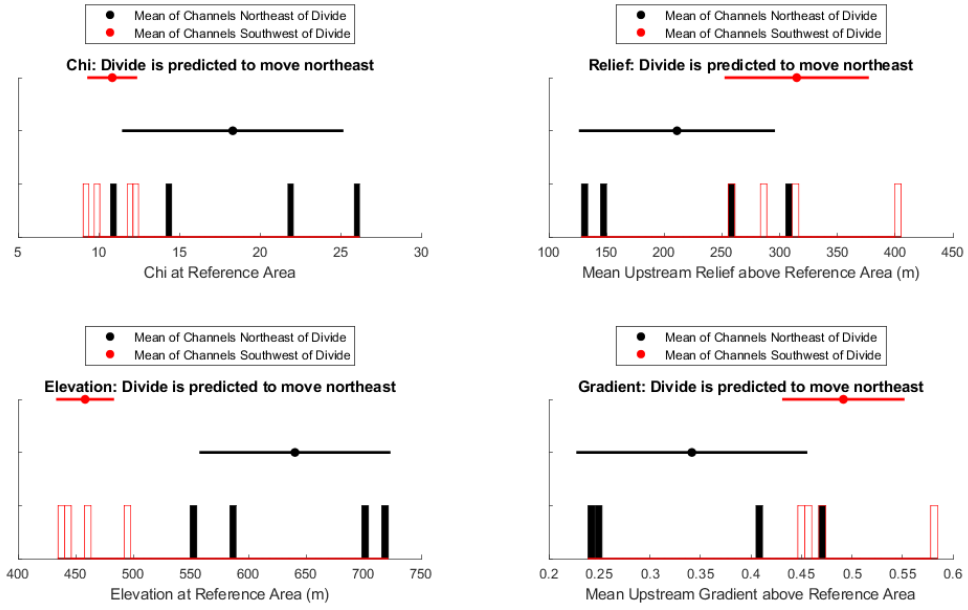
Şekil 3.23 Alan f için hesaplanan değerler.



Şekil 3.24 Alan d için hesaplanan değerler.



Şekil 3.25 Alan e için hesaplanan değerler.



Şekil 3.26 Alan a için hesaplanan değerler.

3.9 Morfometrik Analiz Sonuçları

Yapılan tüm morfometrik analizler sonucunda Bozdağ Horstu üzerinde 210 adet havza belirlenmiştir. Ancak, bu havzaların yeniden değerlendirilmesi sonucunda havza sayısı 174'e düşürülmüştür. Morfometrik indislerin ilki olan dağ önü eğriselliği indisi, yalnızca Gediz Grabeni'nin ucundaki Salihli'den Turgutlu'ya kadar olan kısma uygulanmıştır. Dağ önünün devamlılığı esas alınarak bu bölge üç kısma ayrılmış ve değerler sırasıyla kısım 1, 2 ve 3 için 1.11, 1.16 ve 1.07 olarak hesaplanmıştır. Smf için belirlenen sınıflamaya göre, bu alandaki tüm dağ önlerinin tektonik olarak kontrol altında olduğu gösterilmektedir (Bull ve McFadden, 1977).

Uygulanan ikinci indise göre, vadi taban genişliğinin vadi tabanı yüksekliği oranına dayanarak 27 adet havzada yapılan hesaplamalara göre, oran 0.57'den 3.17'ye kadar değişmektedir. Seçilen çoğu havza, Havza 26, 22, 23, 18, 17, 10 ve 6 hariç, tektonik olarak aktif değer aralığında değildir (Tablo 3.2) (Bull ve McFadden, 1977).

Asimetri faktörüne gelince, tüm Bozdağ Horstu için uygulanan asimetri faktörüne göre, Bozdağ Horstu'nun orta kesimi, batı ve doğu uçlarında asimetrik havzaların yoğunlaştığı görülmüştür. Havzaların çoğu asimetriktir. Salihli ile Turgutlu arasında kalan kısma komşu olan havzalar; Havza 12, 13, 16, 10, 6, 9, 2, 0, 1 ve 7'de asimetri faktörü yüksektir (Şekil 3.6). Transvers topoğrafik simetri faktörü, eğim yönünü belirlemek için kullanılmıştır. Asimetri yönlerinin çoğunluğu, özellikle asimetrik havzalarda, batıya doğrudur (Şekil 3.8).

Hipsometrik İntegral ve Hipsometrik Eğri indisi ile yapılan analizlere göre, 21 havza konkav, 27 havza konveks ve 122 havza S-şekilli bir geometri sergilemektedir. Özellikle Salihli ile Turgutlu arasındaki kısma komşu olan havzalardan Havza 10, 6, 0, 7, 15 ve 14 konvekstir. Bu havzalar aynı zamanda güçlü bir asimetri göstermektedir. Geri kalan havzaların büyük çoğunluğu S-şekillidir.

Nehir profillerinin integral analizi sonuçlarına göre, Bozdağ Horstu'na ait havzaların büyük bir çoğunluğu düşük konkavite değerleri göstermektedir (Şekil 3.15). Özellikle büyük havzalara komşu olan alt havzaların hemen hemen hepsi 0.1 konkavlik değerine sahiptir. Diğer indislerde yüksek tektonik aktivite gösteren havzalar ise 0.1 ile 0.35 arasında değerler sergilemektedir.

Knickpoint Analizleri sonucunda 1997 adet knickpoint tespit edilmiştir. Pozitif knickpointlerin büyüklük değerleri 7,810'dan 388,1'e kadar değişirken, negatif knickpointlerin büyüklükleri ise -23,241'den -297,14'e kadar değişmektedir. Bozdağ Horstu'nun kuzey ve güney sınırları boyunca, havza çıkış noktasından kaynak noktasına doğru knickpoint büyüklük değerlerinde bir artış gözlemlenmektedir. Horstun kuzey kenarında knickpointler, güney kenarına göre daha yoğun ve büyüktür. Horstun batı ve doğu uçlarında, knickpoint büyüklük değerleri orta kısım kadar yüksek olmasa da kaynak noktasına doğru çıktıkça büyüklüklerindeki artış desenini korumaktadırlar.

Havza bölümü göçü analizine göre ise Bozdağ Horstu'nun orta kısmı (d kısmı) (Şekil 3.21.) denge iken, doğu kısmında (Kısım e, f) havza bölümü göçü kuzeye doğrudur. En doğu kısmında ise a, b, c kısımları için sırasıyla göç yönleri kuzeydoğu, doğu ve batı yönlüdür.

4. PALEOSİSMOLOJİ

Paleosismoloji, sismojenik (deprem üreten) fayların geçmiş davranışlarını anlayarak mevcut ve gelecek deprem tehlikelerini değerlendiren bilim dalıdır (Keller ve Pinter, 2002; McCalpin ve Nelson, 2009). Deprem risk değerlendirmesi için gereken temel veriler; fayın konumu, uzunluğu, yer değiştirmesi, sarsıntının şiddeti, büyüklük ve geçmiş depremler gibi unsurlardır. Bu unsurların çoğu küresel sismik kayıt ağıları sayesinde son 100 yıllık bir dönemi detaylı bir şekilde kayıt altına alınmaktadır (Keller ve Pinter, 2002).

Tarihsel kayıtlar, ABD'de yüzlerce, Anadolu gibi coğrafyalarda ise binlerce yıl geriye gidebilir. Tarih öncesi depremler hakkındaki bilgiler ise sadece jeolojik ve jeomorfik kayıtlardan sağlanabilir. Kayıt cihazlarının olmadığı dönemlere ait tarihsel depremlerin incelemesi, yazılı kayıtlar ve jeolojik, jeomorfik kanıtlarla birleştirilerek yapılır (Keller ve Pinter, 2002). Binlerce yıllık fayların izlerini taşıyan bölgelerde tarihsel depremleri daha iyi kayıt altına alabilmek için antik şehirlerde ki verilerden de sıklıkla yararlanılmaktadır (Hancock ve Altunel, 1997).

Özetle paleosismoloji, aletsel dönem sismik kayıtların bulunmadığı tarihsel ve tarih öncesi depremlerin oluşumunu, büyüklüğünü, zamanlamasını ve sıklığını inceleyen bir bilim dalıdır. Bu alan, jeoloji için çok kısa olan bir zamanı kapsayan aletsel dönem sismik aktivite kayıtlarının ötesine geçerek, Holosen dönemini (son 10 bin yıl) kapsayan geniş bir jeolojik ve jeomorfik kaydı kullanır (Crone, 1988). Henüz incelenmemiş bir fay üzerinde büyük ve yıkıcı bir deprem meydana geldiğinde, tehlike değerlendirmesi kapsamında önceki yüzey kırıklarını incelemek için paleosismoloji yöntemlerine başvurulmaktadır. Tektonik olarak aktif bölgelerdeki faylarda büyük depremlerin tekrarlama aralıklarının genellikle yüzlerce hatta binlerce yıl olması bu yöntemin önemini artırır. Daha az aktif tektonik bölgelerde ise, bu aralıklar on binlerce yıla kadar uzayabilir; bu da geç Pleistosen dönemi (son 125 bin yıl) jeolojik kayıtlarının değerlendirilmesini gerektirir (Crone, 1988).

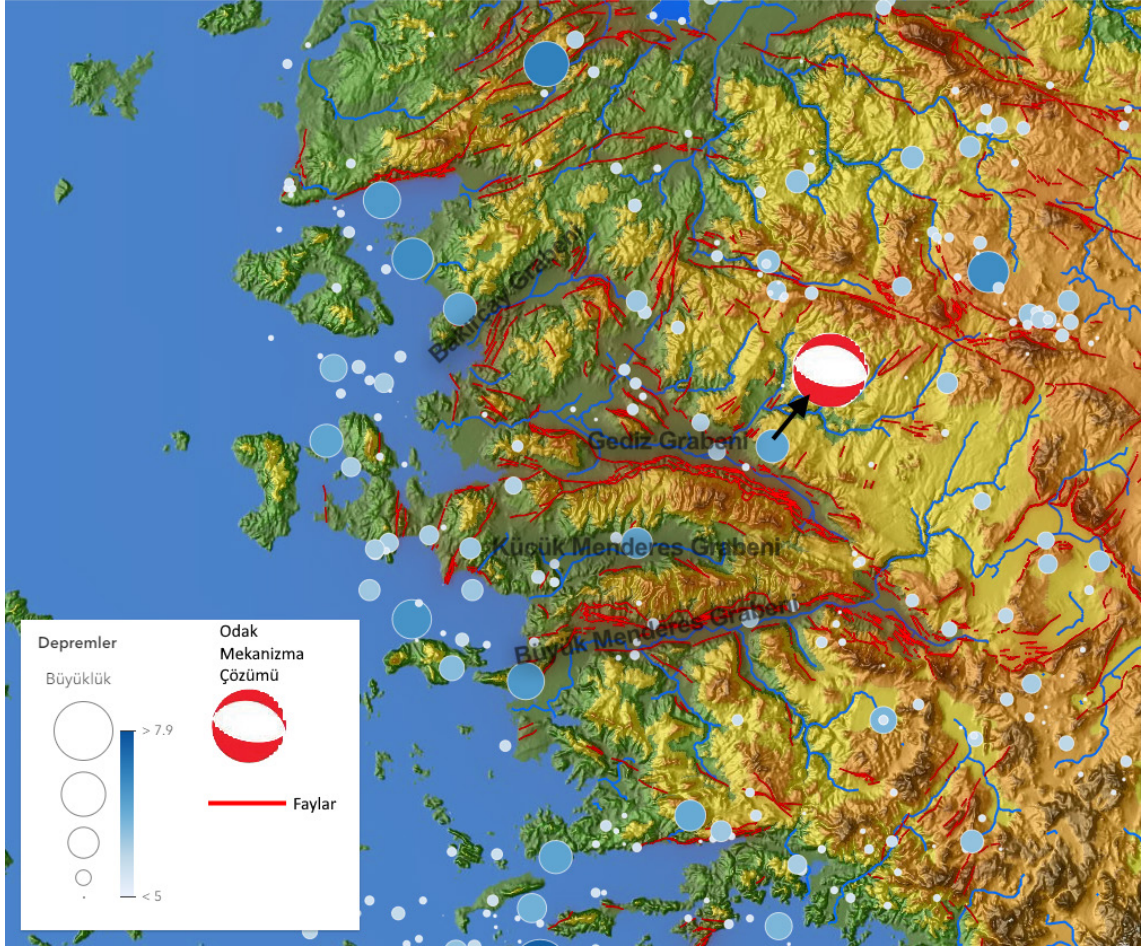
Bir diğer deyişle paleosismoloji, geçmiş depremlerin jeolojik izlerini değerlendirir. Bu izler arasında, fay yarık izleri, kıvrım yarık izleri, kıvrımlar, yükseltilmiş kıyı terasları, sapmış veya atım yapmış akarsular ve yükseltilmiş alüvyon fanları gibi jeomorfik özellikler; ayrıca yer değiştirmiş, kıvrılmış, eğilmiş gibi deformatsiyona uğramış sediman

yataklar bulunur (Wallace, 1987). Paleosismoloji çalışmaları genellikle deforme olmuş arazi şekillerinin tanınmasıyla başlar ve ardından bu şekillerin altındaki stratigrafik kanıtlar incelenir. Bu, morfolojik yapıların incelemelerin hendek araştırmaları için yer seçimine yol gösterdiği anlamına gelir. Paleosismik bir değerlendirmenin başarılı olması için geçmiş depremlerin tarihlerinin ve fayların kayma oranlarının belirlenmesi şarttır. Elde edilen veriler deprem tekrarlanma periyodu belirlemek ve bu değere bağlı deprem risk analizleri yapmak için önemlidir (Ando, 1975).

4.1 Çalışma Alanının Depremselliği

Çalışma alanının depremselliği üzerine hem tarihsel dönem, hem de aletsel dönem kayıtları bulunmaktadır. Gediz Grabeni içerisinde tarih boyunca birçok medeniyet yükselmiş ve bu medeniyetler yıkıcı depremlerin etkisiyle ya dağılmış ya da inşa ettikleri şehirleri terk etmek zorunda kalmışlardır. Batı Anadolu'da meydana gelen depremlerden, Gediz Grabeni içerisinde yer alan yerleşimler de etkilenmiştir. Tarihsel deprem kataloğuna göre bölgeyi en çok etkileyen depremler M.Ö.17, M.S. 1592, 1850, 1862 depremleridir (Poyraz vd., 2015). Çalışma alanı içerisinde bulunan Sart Antik Kenti, Gediz Grabeni'nin tanıklık ettiği bu yıkıcı olaylara tanıklık etmektedir. Arkeolojik bulgulara göre şehir M.Ö.17 tarihindeki Ege Bölgesi'nde birçok yerleşimi etkileyen depremden şiddetli bir biçimde etkilenmiştir. Sart'ta çalışan arkeologlar şehrin yine M.S. 7.yüzyıl başlarında bir dizi depremden etkilenmiş olabileceğini belirtmişlerdir (Cahill ve Greenewalt Jr, 2016). Çok yakın bir zamanda yapılan keşfe göre ise araştırmacılar M.S. 7 yüzyıl da meydana gelen depremin antik bir yapının duvarında 15 cm düşüme yol açtığını ayrıca yüzey kırığını da bulmuş olduklarını belirtmişlerdir. (Cahill, 2023).

Aletsel dönemde ise bölgede 1900 yılından bugüne kadar büyüklüğü 1.0 ile 6.5 arasında değişen 1200 den fazla deprem meydana gelmiştir (Poyraz vd., 2015). Aletsel dönem kayıtlarında ölçülen en büyük deprem 28 Mart 1969 Alaşehir depremidir. Deprem 36 km uzunluğunda K70-80B doğrultusunda 3-13 cm arasında değişen bir yüzey kırıkları meydana getirmiştir (Ergin vd., 1971) (Şekil 4.1).



Şekil 4.1. 28 Mart 1969 depremi odak çözümü ve bölgede meydana gelmiş M>5 depremler.

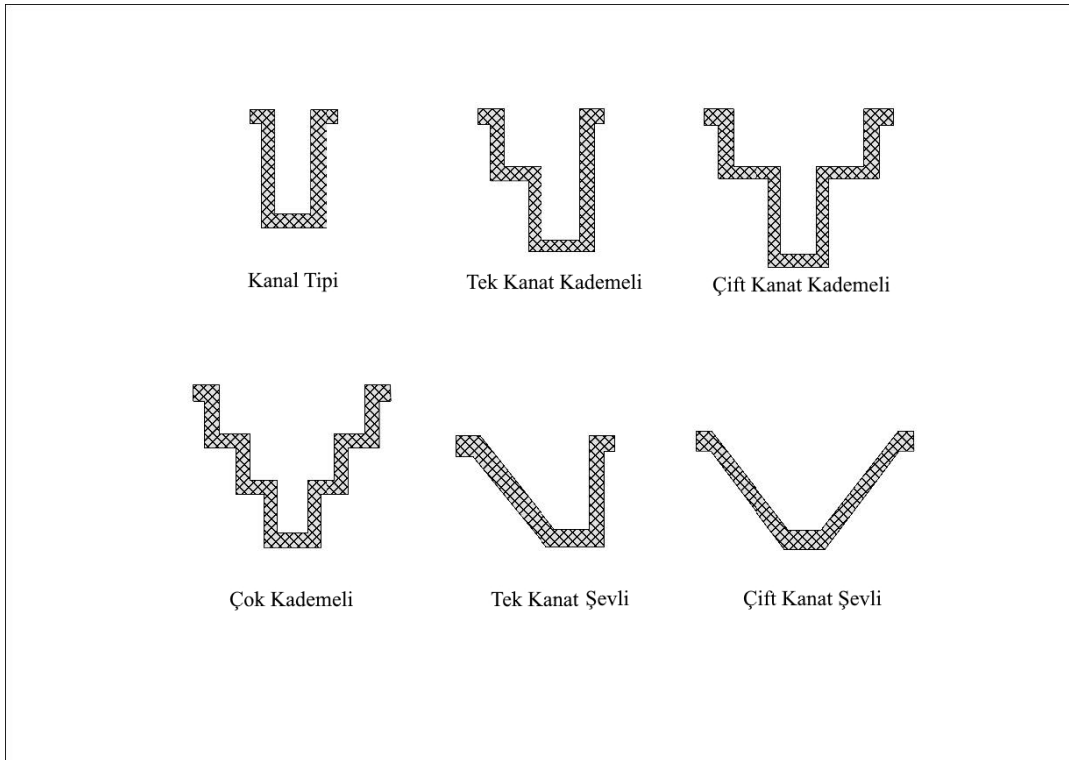
4.2 Paleosismolojik Hendek Çalışmaları

4.2.1 Hendek Yeri ve Hendek Tipi Seçimi

Hendek çalışmalarında en kritik rol oynayan süreç hendek yeri seçimidir. Fay izini bulmanın yanı sıra, sedimantolojik birimler içerisinde fay izlerinin korunmuş olması da gerekmektedir. Bu süreç, alanın detaylı jeolojik ve jeomorfolojik haritalanması ile başlar ve fay izlerinin yanı sıra Kuvaterner sedimanlarının ayrıntılı olarak incelenmesini kapsar. Haritalama, uzaktan algılama analizleri ve saha gözlemleri ile desteklenir. Paleosismik tarih, bu haritalar ve faylanma modeli arasındaki ilişkilerden çıkarılır. Hendek kazısı yapmadan önce, sahanın sediman koşulları ve kaynakları incelenerek yerel stratigrafi hakkında maksimum bilgi toplanır. Güncel sediman birikimi ve erozyon süreçleri, hendek stratigrafisinin yorumlanmasında önemli bir rol oynar. İnce taneli sedimanlar tercih

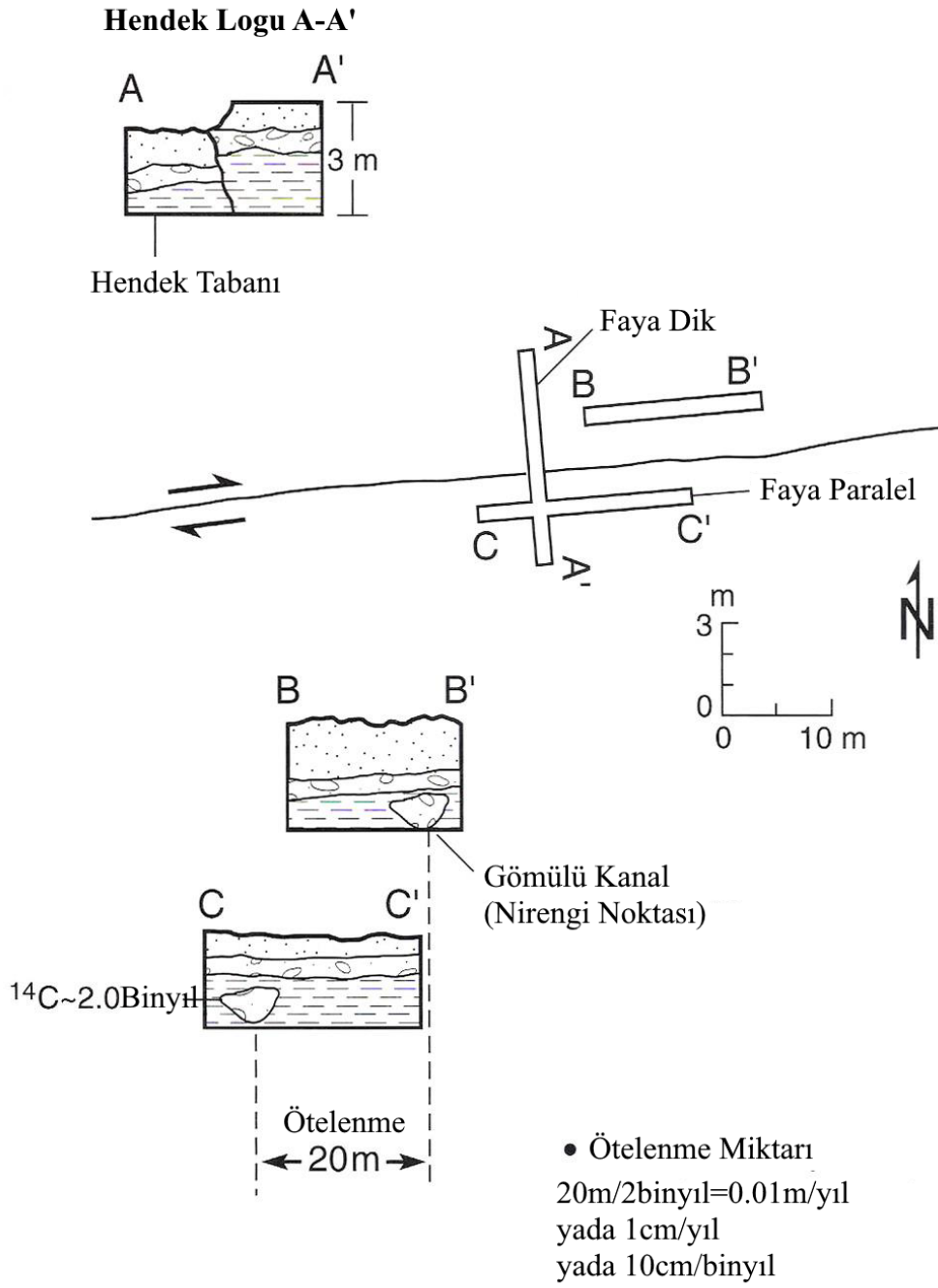
edilirken, iri taneli sedimanlar içindeki deformasyon yapılarını tanımak daha zordur (Akyüz vd., 2014; McCalpin ve Nelson, 2009).

Hendek yeri seçildikten sonra hendek tipi seçimi de fayın türüne göre önemlidir. Holosen'den daha yaşlı hareketleri anlamak için, ya da sedimantasyonun çok yüksek olduğu alanlarda hendekler derinleşmek durumunda kalabilir. Bu durumda hendeğin çökmemesi ve hedeflenen veriye ulaşabilmek için çeşitli tiplerde hendekler kazılır (Şekil 4.2).

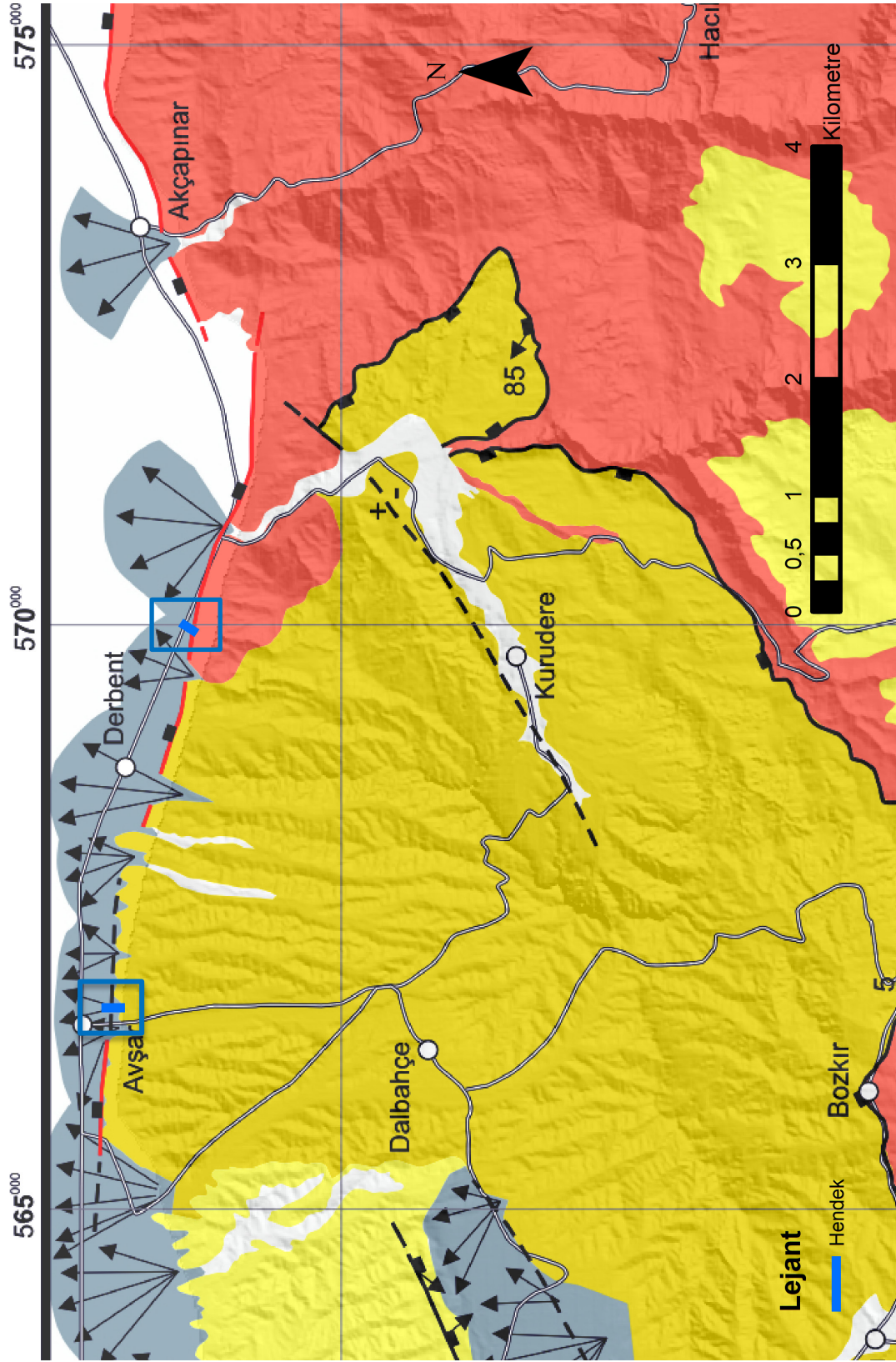


Şekil 4.2. Hendek tiplerini gösteren kesitler (Akyüz vd., 2014).

Ek olarak, fay hattına dik kazılan hendeklerin yanı sıra, yer değiştirmenin yatay bileşenini değerlendirmek için fay hattının yönüne paralel bir veya daha fazla hendek kazılabilir. Faya paralel hendek kazısının amacı, gömülü bir kanal, gömülü bir boru ya da fay boyunca ötelenmiş diğer belirgin özellikler gibi, fay üzerinde bir nirengi noktasını tespit etmektir. Bu tür bir nirengi noktası, fay hattı boyunca meydana gelen yer değiştirmelerin belirlenmesinde önemli bir referans noktası sağlar (Keller ve Pinter, 2002) (Şekil 4.3).



Şekil 4.3. Doğrultu atımlı bir fay için, hendeklerin nasıl kazılabileceğini gösterir diyagram (Keller ve Pinter, 2002).



Şekil 4.4. Hendek lokasyonları, jeolojik harita ile beraber.



Şekil 4.5. Avşar hendeği için seçilen lokasyonu gösteren fotoğraf. Mavi ok hendeğin açıldığı konum.



Şekil 4.6. Derbent hendeği için hendeğin açıldığı konumu gösteren fotoğraf.

4.2.2 Stratigrafik ve Yapısal İlişkilerin Kaydedilmesi

Hendek kayıtları, bir hendek çalışmasındaki stratigrafi ve yapılarla ilgili neredeyse tüm bilgileri içeren ana kayıtlardır. Bu kayıtlar, sadece birincil ve/veya ikincil deprem kanıtlarını belgelemekle kalmaz, aynı zamanda numune alma noktalarının kesin koordinatlarını da gösterir.

Geleneksel yöntemde milimetrik kâğıt kullanılır ve her kritik stratigrafik yapı, referans ızgaraya göre kritik noktaların ölçümlerini çizerek kaydedilir. Koordinatların alınmasında sıradan bir mezura veya lazermetre gibi bir ölçüm aracı kullanılır. Manuel kayıtta, etkili bir çalışma için en az iki kişinin eş zamanlı olarak çalışması gerekir. Bir kişi, hendek özelliklerinden en yakın ızgara çizgisine kadar yatay ve dikey mesafeleri ölçerken, diğer bir kişi bu ölçümlerin pozisyonlarını ölçekli bir şekilde milimetrik kâğıda işler.

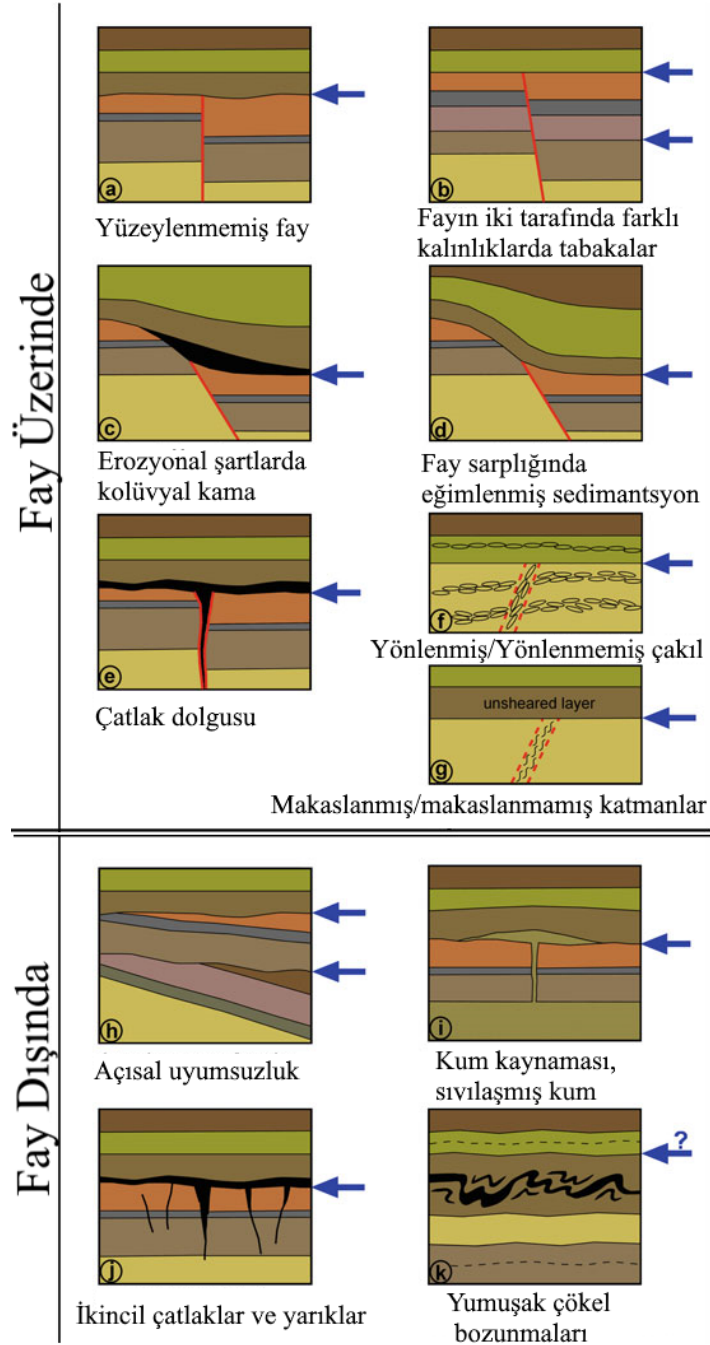
Kayıt sürecinin sonunda, saha çalışmalarının ardından hendek duvarları vektör tabanlı çizim yazılımları kullanılarak dijitalleştirilir. Tüm stratigrafik birimler etiketlenir ve uygun semboller ve renklerle gösterilir.

Paleodepremlerin tanımlanmasında, fayların sedimanlar üzerinde bıraktığı izleri iyi tayin etmek gerekmektedir. Faylarla ilişkili yapılar bu bağlamda fay üstü yapılar ve fay dışı yapılar olmak üzere 2 ana başlık altında toplanır (Şekil 4.7)

Fay üzeri yapılar, Hendek duvarında geçmiş bir depreme dair en yaygın görülen kanıt, bir fayın üzerindeki katmanlara karşı yukarı doğru sonlanmasıdır. Bir tabakanın fayın her iki tarafındaki kalınlık değişikliği, bir depremden sonraki erozyon ve tortulanma aşamasını yansıtır. Kolüvyal kama, dikey ayrımın veya faylanmış bloklar arasındaki ofsetin olduğu bir paleo-yüzey kırıkları için başka bir açık kanıttır. Yüksek sedimantasyon hızlarına sahip ortamlarda, faylanmış bölgenin üzerinde monoklinal benzeri bir yapı gelişir. Açık çatlaklar hem genişlemeli hem de bindirmeli faylarda sıkça görülebilir. Bunlar, hendek duvarında bir olayı işaretleyen daha genç dolgularla doldurulabilir. İri taneli tabakalarda veya ince taneli sedimanlar içindeki kesme zonlarında görülen yönlendirilmemiş çakıl veya çakıl büyüklüğündeki taneler genellikle bir depremin yüzey deformasyonunu gösterir.

Fay dışı yapılar, Ana fay zonu üzerinde her zaman hendek açılmayabilir. Bu durumda araştırmacılar depreme ait ikincil deformasyonları bulmaya yönelirler. Sedimanlar arası

açısal uyumsuzluklar, kum daykları, çamur diyapirleri, sıvılaşma izleri gibi ikincil deformasyonlarda paleodepremler ile ilgili zamansal veriler sağlayabilirler.



Şekil 4.7. Geçmiş depremlerin tanımlanmasında kullanılan fay yapıları (Akyüz vd., 2014).



Şekil 4.8. Avşar hendeğinin 1x1 karelejanmış görüntüsü.

4.3 Avşar Hendeği (Av)

Avşar Hendeği, Avşar Mahallesi'nin 200 m kadar doğusunda (Şekil 4.9.), fayın üzerine ve faya dik olarak K-G doğrultulu açılmıştır. 34 m uzunlukta ve 4 m derinliktedir (Şekil 4.10.).



Şekil 4.9. Avşar hendeğinin konumu gösteren Google earth görüntüsü.



Şekil 4.10. Avşar hendeğinin görüntüsü. Bakış yönü Güney.

Avşar hendek kazısının batı duvarında yapılan loglama sonucunda 27 adet farklı sediman birimi ayrılmıştır. Hendekte, paleoyüzey kırıklarını temsil eden iki eski deprem olayı tespit edilmiştir. Bu olaylarda oluşan kolüvyal kamalar, depremler sonucu meydana gelen fay yarık izlerinin zamanla aşınması ve bu yarıkların sedimanlarla dolmasıyla oluşur. Ayrıca, bu tür yarık izleri aktif topoğrafyaya sahip ortamlarda uzun süre korunamazlar. Bu süreçte organik materyaller de kolüvyal kamada depolanabilir. Dolayısıyla, kolüvyal kamalar eski depremleri tarihlendirme sürecinde önemli bir rol oynar. Avşar hendeğinde gözle görülür organik materyal (kömürleşmiş odunlar vb.) bulunmamıştır. Bu nedenle, ¹⁴C tarihlendirme için gerekli numuneler 1 kg'lık kil örnekleri şeklinde alınmıştır (AV/B1, AV/B2, vb). Kolüvyal kamaların alt ve üst sınırlarındaki birimleri kapsayacak şekilde, ayrıca hendek tabanından alınan numuneler TÜBİTAK MAM tarafından yaş tespiti yapılmış ve OxCal, IntCal20 (Ramsey ve Lee, 2013; Reimer vd., 2020) kalibrasyon programları ile kalibre edilmiştir (Ek C).

4.4 Derbent Hendeği

Derbent Hendeği, Derbent Mahallesi'nin 1,5 km güneydoğusunda, İzmir-Uşak E96 karayolunun kenarında, fayın üzerinde K10D doğrultusunda faya dik bir şekilde açılmıştır. Hendek 18 m uzunluğa ve 5 m derinliğe sahiptir Şekil (4.13.).



Şekil 4.12. Derbent Hendeği'nin konumunu gösteren Google earth görüntüsü



Şekil 4.13. Derbent Hendeği. Bakış yönü Güney.

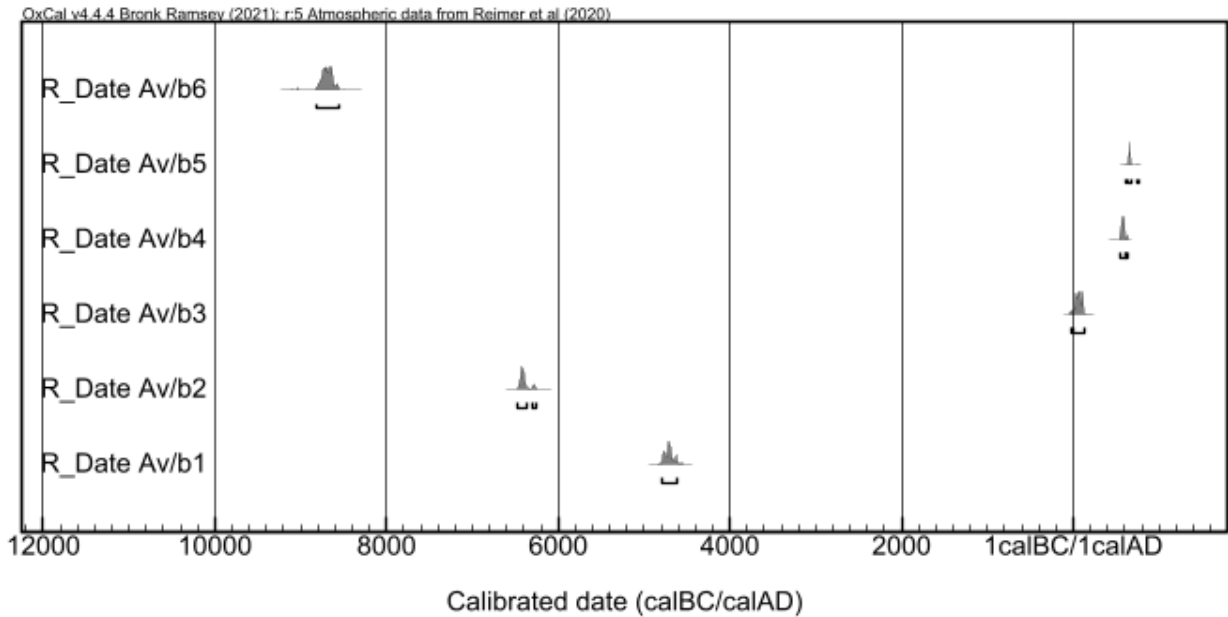
Derbent hendek kazısının batı duvarında yapılan detaylı loglama sonucunda toplam 21 farklı sediman birimi ayrıştırılmıştır. Hendekte, paleoyüzey kırıklarını temsil eden iki eski deprem olayı belirlenmiştir. Bu olaylardan biri, kolüvyal kama yapısı ve birimlerdeki yer değiştirmelerle temsil edilirken, diğer olayda kolüvyal kama yapısı gözlenmemiştir. Tarihlendirme çalışmaları için, kolüvyal kamanın kil içermemesi sebebiyle, bu kamanın altındaki ve üstündeki birimlerden örnekler alınmıştır (McCalpin ve Nelson, 2009). İkinci olay için ise, fay yapısının önünde oluşan ve yer değiştiren seramik içerikli birimden örnek alınmış, bunun yanı sıra hendek tabanından da bir adet örnek toplanmıştır. Alınan numuneler TÜBİTAK MAM tarafından yaş tespiti yapılmış ve OxCal, IntCal20 (Ramsey ve Lee, 2013; Reimer vd., 2020) kalibrasyon programları ile kalibre edilmiştir (Ek C).

4.5 Paleosismolojik Hendeğin Çalışmalarının Sonuçları

Açılan iki hendekte toplam dört deprem olayı gözlemlenmiştir. Avşar Hendeği'nden altı, Derbent Hendeği'nden beş olmak üzere, tarihlendirme amacıyla toplam on bir numune alınmıştır. TÜBİTAK MAM laboratuvarları tarafından sağlanan yaş sonuçları kalibre edilerek, aşağıdaki tablolar halinde sunulmuştur (Tablo 4.2, 4.3.) (Ek C). Elde edilen yaş sonuçlarına göre, Avşar Hendeği'nden alınan numuneler (AV/B4, AV/B3), bu hendekte tespit edilen iki depremi sırasıyla M.Ö. 17 ile M.S. 125 ve M.S. 607-636 tarihleri arasında tarihlemektedir. Derbent Hendeği'nde ise, elde edilen yaş sonuçları ve stratigrafi arasında bir uyumsuzluk gözlenmiştir. Ancak, DER/B1 numunesinin alındığı alanda seramik parçalarına rastlanmıştır. Bu bulgular ışığında, Derbent Hendeği Holosen döneminde iki deprem içerdiği sonucuna ulaşılmıştır.

Gediz Grabeni'nin en batı ucunda yer alan Akçapınar fay segmenti için Avşar Hendeği'nden elde edilen yaş sonuçlarına dayanarak, yaklaşık 500 yılda bir deprem tekrarlamaya periyodu hesaplanabilir. Hendekteki ikinci depremden sonra herhangi bir olay meydana gelmemiş ve bloklu/çakıllı kızıl kahve kil birimi fayı örtmüştür. Ortalama 1300 yıllık olan bu birimden hareketle, bu bölge için sedimantasyon hızının yaklaşık olarak yılda 0,6 mm olduğu tahmin edilebilir.

Tablo 4.1 Avşar hendeği için kalibre edilmiş yaşlar dağılımı



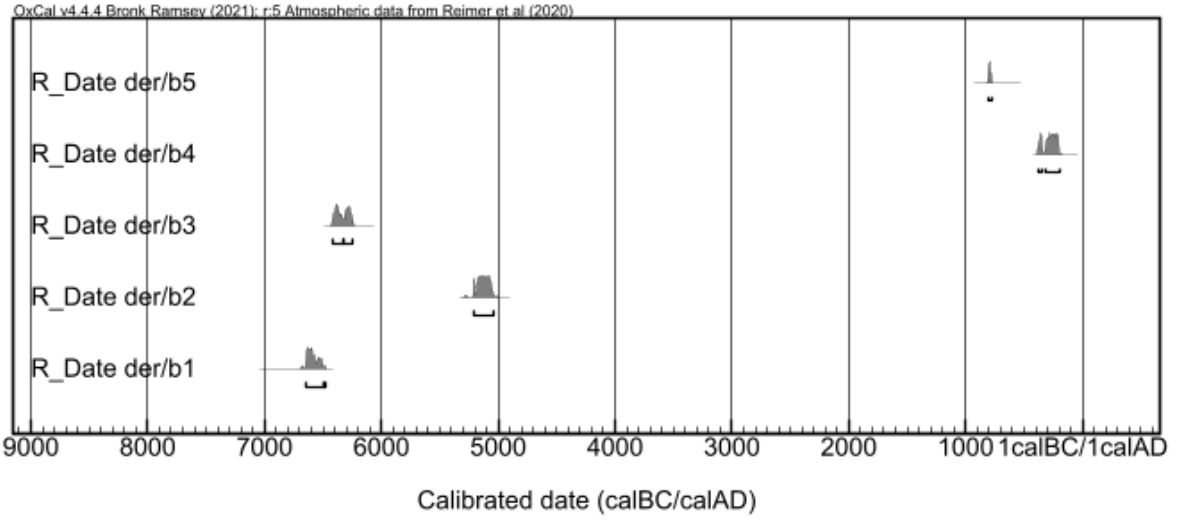
Tablo 4.2. Avşar hendeğine ait yaş verilerinin ham, hata payı ve kalibre edilmiş takvim yılı değerleri. AV/B3, B4, B5 için tüm olasılık yaşlar belirtilmiştir.

Örnek No	Ham Yaş	± Hata Payı	Kalibre Edilmiş Takvim Yılı
AV/B1	5842	30	4611MÖ.
AV/B2	7543	37	6362MÖ.
AV/B3	1956	23	17M.Ö-125MS.
AV/B4	1497	21	607-636MS.
AV/B5	1369	23	624-680-758MS.
AV/B6	9416	45	8561MÖ.

Tablo 4.3. Derbent hendeğine ait ham ve kalibre edilmiş yaşlar.

Örnek No	Ham Yaş	± Hata Payı	Kalibre Edilmiş Takvim Yılı
DER/B1	7769	35	6495M.Ö.
DER/B2	6189	26	5042M.Ö.
DER/B3	7476	31	6328M.Ö.
DER/B4	2229	24	202M.Ö.
DER/B5	2608	25	774M.Ö.

Tablo 4.4. Derbent hendeği için kalibre edilmiş yaşlar dağılım grafiği



5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Bozdağ Horstu'nun kuzey yamacındaki havzaların birçoğu Pleistosen yaşlı alüvyal yelpazelerden oluşmakta olup, normal fay hareketlerinden etkilenmektedir. Bu hareketlerde, yükselen blokta yerçekimi nedeniyle malzeme yukarıya doğru aşındırılır ve erozyon oluşur. Düşen blokta ise, aşındırılan malzemelerin birikmesiyle depolanma gerçekleşir. Bu süreç, yükselen ve düşen bloklar arasında belirgin bir topoğrafik sınır oluşturur (McCalpin ve Nelson, 2009).

Tez çalışması için bölgede yapılan morfometrik analizlerle bu topoğrafik sınır değerlendirilmiş ve her analizin sonucu yorumlanmıştır. Dağ önü eğriselliği (Smf) ele alındığında, Bozdağ Horstu'nun kuzey yamaçlarının tektonizma tarafından yönetilen aktif dağ önü olduğu sonucuna varılmıştır. Bu bölümü şekillendiren vadilerin profillerinde ise Vf değerleri, Smf'nin aksine U şekilli vadi profilleri sunarak erozyonun daha baskın olduğunu göstermektedir. Bunun başlıca sebeplerinden bir tanesi bölgedeki büyük fan yapıların içerisinde tekrar oluşan havzalardan beslenen düşük aşındırma gücüne sahip nehirler tarafından şekillendirilmesidir. Vf değerlerine göre V şekilli çıkan havzalar genellikle kaynak noktası çok daha yüksek kotlarda ve beslenme alanı çok daha büyük olan havzaların çıkış noktalarından elde edilen değerlerde görülmektedir. Ancak havza 29 (Şekil 3.5) çok büyük bir beslenme alanına ve hatta sıyrılma fayından kaynaklanan dışbükey geometriye sahiptir ve akarsuyun çok daha güçlü bir enerji ile akabildiği bir ortamı işaret etmektedir (Vf değeri 2,09). Bunun sebebinin ise beşerî faktörler olduğu düşünülmektedir. Bölgede taşkın riskine karşı yapılan sel kapanları da bu indis sonuçları üzerinde etkili olabilmektedir (Girayhan, 2019).

Havza asimetrisi sonuçlarına göre Bozdağ Horstu'nun orta kısmı, en doğu ucu ve en batı ucu asimetrik havzaları bulundurmaktadır. Batı ucundaki havzalarla ilgili değerlendirme yapmak sağlıklı olmayacaktır çünkü o havzaların çıkış noktası Küçük Menderes Nehri'nden ziyade Torbalı-Kemalpaşa çöküntüsüdür. Bozdağ Horstu boyunca genel olarak simetrik havza sayısı azdır (Şekil 3.6); havza asimetri yönleri de T-faktör değerlendirmeleri sonucuna göre batıya doğru tiltlenmeyi göstermektedir. Nehirlerin batıya doğru yönelmesi (Süzen vd., 2006) çalışmasında da bahsedilen, D-B eksenli bir eğilmeden kaynaklı olabilir. HI-HC analize göre ise havza 6, 10, 0, 7, 15, 14, 18 numaralı havzalar ve Kemalpaşa havzasına komşu birkaç havza ile doğu uçtaki birkaç havza tektonik aktiviteyi belirten dışbükey bir geometri sunmaktadır. İlk başta belirtilen

Pleistosen yaşlı alüvyal yelpazeler içerisinde gelişen küçük havzalar ise erozyonun baskın olduğu içbükey, geri kalan 122 adet havza ise denge konumunu belirten S-şekilli bir geometriye sahiptir (Şekil 3.10). Burada dışbükey olarak hesaplanan havzaların dışbükey eğri vermesinin temel sebebi havza sınırları içerisinde kalan Gediz Sıyrılma Fayı'dır. Havzalar üzerinde fayın kontrolü baskındır.

Nehir profilleri integral analize göre ise havzaların düşük tektonik etkiyi ifade eden içbükeylik değerleri genellikle 0,1-0,3 aralığında düşüktür. HI-HC eğri analizlerinde içbükey değere sahip havzalar dahi bu analizde düşük değerler vermektedir (Şekil 3.15); bunun sebebi ise Bozdağ Horstu'nun yüksek kotlarında bulunan düz bir geometri sunan Pliyo-Kuvaterner yaşlı akarsu çökellerinin varlığı şeklinde yorumlanmıştır.

Bozdağ Horstu'nun her iki yamacında da knickpoint analizlerine çok sayıda knickpoint tespit edilmiştir. Çoğu büyük değerlere sahip knickpointler, kuzey yamaçta sıyrılma fayında, sıyrılma fayının önünde gelişen normal faylarda ayrıca litolojik sınırların üzerinde çok daha yoğun olduğunu göstermektedir (Şekil 3.17). Ek olarak, havzalarda hiçbir sınır üzerine düşmeyen knickpointler de mevcuttur. (Kent vd., 2017) çalışmasında bu knickpoint'lerin daha önceden (Ciftci ve Bozkurt, 2007) tarafından bahsedilen fay segmentlerinin birbirine bağlandığı aktarım rampalarının üzerinde olduğunu belirtmiştir.

Havza bölüm göçü analizlerine göre ise, Bozdağ Horstu'nun havza bölüm çizgisi de a, b, c, d, e, f şeklinde ayrılmıştır (Şekil 3.20). Bu ayırım sonucunda; a, b ve c bölümleri karmaşık bir göç yönü izlerken, d bölümü dengede, e ve f bölümleri ise kuzeye doğru göç ettiği belirlenmiştir. Batı kısmının karmaşık olmasının başlıca sebebi, önceden de belirtildiği gibi, batı uçtaki havzaların çıkış kısmının Kemalpaşa-Torbalı çöküntü alanlarına komşu olmalarıdır. Bu sebeple o havzaların değerlendirilmesinde D-B yönlü karşılaştırma yerine, Bozdağ Horstu üzerindeki havzalar üzerinde etkisi çok daha fazla olan K-G ayırımı daha sağlıklı sonuçlar verecektir. Genel olarak havza göçlerine bakarak hâkim yönün kuzey olduğu söylenebilir. (Süzen vd., 2006) da yaptığı çalışmada yüksek kotlarda bulunan akarsu çökellerinin analizi üzerinden yaptığı çalışmada kuzeye doğru bir göç belirtmiştir. Chi analizleri ve benzer birçok analizi kapsayarak oluşturulan bu modelde benzer bir sonucu vermektedir. Ancak bu sonuca bakarak Bozdağ Horstu'nun güney kenarından yükseldiği yorumu doğru bir çıkarım olmayacaktır. Öte yandan, şekilde knickpoint göçleri de kuzey kenarın yükseldiğini göstermektedir. Bu durumu daha iyi anlamak için yaş verilerinin de toplandığı, çok daha detaylı çalışmalar yapılmalıdır.

Knickpoint analizleri, havza göçü modellemeleri gibi morfolojik analiz modelleri güncel modellerdir ve gelişmeye devam etmektedirler.

Genel olarak bu tez kapsamında paleosismolojik hendeklerle de incelenen Salihli-Akçapınar segmentleri ve bu segmentlere komşu havzalar yüksek asimetri değerleri vermiş, konveks integral eğrilere sahip, büyük değerlerde knickpoint'lerin olduğu aktif tektonik etkiler altında şekillenen havzalardır.

Paleosismolojik hendek çalışmalarının en genel ortak çıkarımı her iki hendekte de Holosen dönemine ait iki adet tarihsel deprem olmasıdır. Elde edilen tarihlendirme sonuçlarına göre (Tablo 4.2) Avşar Hendeği'ndeki ilk olay M.Ö. 17 ile M.S. 125 tarihleri arasında denk gelmektedir. İkinci olay ise M.S. 624 ile 758 tarihleri arasındadır. Derbent Hendeği'nde ise, tarihlendirme sonuçları (Tablo 4.3) stratigrafi ile uyumsuzdur ve yorum için güvenli değildir. Nitekim, hendekte gözlemlenen seramik parçalarından yola çıkarak kabaca son 3000 yıl içerisinde 2 adet tarihsel depremin varlığından bahsedilebilir. Avşar Hendeği'nden elde edilen tarihlendirme sonuçları ile, Avşar Mahallesi'nin 30 km kadar doğusunda bulunan Sart Antik Kenti'ndeki arkeolojik çalışmalarda tespit edilen M.S. 17 7. Yüzyıl başlarına tarihledikleri iki deprem uyumlu sonuçlar vermektedir. M.S. 17 yılındaki deprem, Ege Bölgesi'nde bilinen en şiddetli yıkıma yol açmış depremdir. Nitekim, Pliny bu depremi "*insan hafızasındaki en büyük deprem*" olarak aktarmıştır. Aynı zamanda bu deprem, Yunan tarihçiler Strabo ve Eusebios tarafından da kaydedilmiştir (Michael, 1986). Sart Antik Kenti de dahil 12 şehrin bu depremden etkilendiği bilinmektedir. Avşar Hendeği içinde bulunan ilk tarihsel depremin de aralığı bu döneme denk gelmektedir. Ayrıca, Sart Antik Kenti'nin 7. Yüzyıl başlarında meydana gelen depremler neticesinde çok büyük hasar aldığı ve terk edildiği bilinmektedir (Cahill ve Greenewalt Jr, 2016). Avşar Hendeği'ndeki ikinci olay da bu tarihe karşılık gelmektedir. Bu hendekten elde edilen tarihlendirme verileri ve Sart Antik Kenti'nde bulunan deprem izleri dikkate alındığında, yaklaşık toplamı 30 km uzunluğunda olan fayların tek seferde kırılmış olması kuvvetle muhtemeldir. Aletsel dönemde Gediz Grabeni'nin şahit olduğu en büyük deprem Sart'tan sonra devam eden ve yüzey kırığı oluşturmuş Alaşehir Depremi'dir. Bu deprem, 28 Mart 1969 tarihinde M: 6.5 büyüklüğünde meydana gelmiş ve büyük hasar bırakmıştır. Bu fayın batıya doğru devamı niteliğinde olan Akçapınar-Salihli Segmenti ise son depremini 624 ile 758 yılları arasında

üretmiş ve son depremin üzerinden yaklaşık 1400 yıl geçmiştir. Bu nedenle, bu bölge depremsellik açısından büyük risk taşımaktadır.

Tez çalışması kapsamında, arazi gözlemleri, morfometri ve hendek çalışmaları birlikte değerlendirildiğinde aşağıdaki sonuçlara ulaşılmıştır:

1. Bozdağ Horstu'nun kuzey yamacındaki havzalarının birçoğu Pleistosen yaşlı alüvyal yelpazelerden oluşmakta ve normal fay hareketleri sonucu alüvyal yelpaze yüzeyleri etkilenmektedir.
2. Gerçekleştirilen morfometrik çalışmalarına göre; dağ önü eğriselliği (Smf)indisi, tektonizma tarafından kontrol edilen aktif dağ önü sonucunu vermiş, vadi tabanı genişliğinin vadi yüksekliğine oranı indisi (Vf) değerleri ise U şekilli vadi profilleri sunarak erozyonun baskın olduğunu göstermiştir. Bölgedeki büyük ölçekli alüvyal yelpazeler ve düşük aşındırma gücüne sahip nehirler, Vf değerlerine etki eden başlıca faktörlerdir.
3. Bozdağ Horstu boyunca asimetrik havza sayısı azdır ve havza asimetri yönleri batıya doğrudur, bu da D-B eksenli bir eğilimden kaynaklanabilir. Tektonik aktiviteyi belirten havzalar dışbükey bir geometri sunarken, içbükey havzalar erozyonun baskın olduğu alanlardır. Nehir profilleri integral analize göre, havzalar düşük tektonik etkiyi ifade eden içbükeylik değerleri vermektedir.
4. Knickpoint analizleri, sıyrılma fayı ve yüksek açılı normal faylar gibi faktörlerin üzerinde yoğunlaşmıştır. Havza bölüm göçü analizi, Bozdağ Horstu'nun bazı bölümlerinin karmaşık göç yönleri izlediğini, bazılarının ise dengede veya kuzeye doğru göç ettiğini göstermiştir.
5. Paleosismolojik hendek çalışmaları, her iki hendekte de Holosen dönemine ait iki adet tarihsel deprem olduğunu ortaya koymuştur. Avşar Hendeği'ndeki ilk deprem M.Ö. 17 ile M.S. 125, ikinci deprem ise M.S. 624 ile 758 tarihleri arasına denk gelmektedir. Sart Antik Kenti'ndeki arkeolojik bulgular, Avşar Hendeği'ndeki depremlerle uyumlu tarihlere işaret etmektedir.
6. Gediz Grabeni ve Akçapınar-Salihli Segmenti'nde geçmişte yaşanan büyük depremler, bu bölgenin depremsellik açısından büyük risk taşıdığını göstermektedir.

KAYNAKLAR

- Akyüz, H. S., Karabacak, V., & Zabcı, C. (2014). Paleoseismic trenching. *Encyclopedia of Earthquake Engineering, Springer Publications, doi, 10, 978-973.*
- Alçıçek, M. C., Kazancı, N., & Özkul, M. (2005). Multiple rifting pulses and sedimentation pattern in the Çameli Basin, southwestern Anatolia, Turkey. *Sedimentary Geology, 173(1-4), 409-431.*
- Ambraseys, N., & Jackson, J. (1998). Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. *Geophysical Journal International, 133(2), 390-406.*
- Ando, M. (1975). Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai Trough, Japan. *Tectonophysics, 27(2), 119-140.*
- Angelier, J., Lyberis, N., Le Pichon, X., Barrier, E., & Huchon, P. (1982). The tectonic development of the Hellenic arc and the Sea of Crete: a synthesis. *Tectonophysics, 86(1-3), 159-196.*
- Arpat, E., & Bingöl, E. (1969). Ege Bölgesi graben sisteminin gelişimi üzerine düşünceler. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration, 73(73), 1-9.*
- Avcı, S. (2011). Türkiye’de Nüfusun Deprem Bölgelerine Göre Dağılışı (1935-2010). *Fiziki Coğrafya Araştırmaları: Sistemik ve Bölgesel (Editör: Deniz EKİNCİ), Türk Coğrafya Kurumu Yayınları(6), 301-326.*
- Benda, L. (1971). Principles of the palynologic subdivision of the Turkish Neogene. *Newsletters on Stratigraphy, 23-26.*
- Benda, L., Meulenkamp, J. E., & Zachariasse, W. (1979). Biostratigraphic correlations in the eastern Mediterranean Neogene. *Newsletters on Stratigraphy, 8(1), 61-69.*
- Bozkurt, E. (1996). Metamorphism of Palaeozoic schists in the southern Menderes Massif: field, petrographic, textural and microstructural evidence. *Turkish Journal of Earth Sciences, 5(2), 105-121.*
- Bozkurt, E. (2001a). Late Alpine evolution of the central Menderes Massif, western Turkey. *International Journal of Earth Sciences, 89, 728-744.*
- Bozkurt, E. (2001b). Neotectonics of Turkey—a synthesis. *Geodinamica acta, 14(1-3), 3-30.*
- Bozkurt, E., & Mittwede, S. K. (2005). Introduction: Evolution of continental extensional tectonics of western Turkey. *Geodinamica Acta, 18(3-4), 153-165.*
- Bozkurt, E., & Rojay, B. (2005). Episodic, two-stage Neogene extension and short-term intervening compression in western Anatolia: field evidence from the Kiraz basin and Bozdağ horst. *Geodinamica Acta, 18(3-4), 295-312.*

- Brocard, G. Y., Willenbring, J. K., Miller, T. E., & Scatena, F. N. (2016). Relict landscape resistance to dissection by upstream migrating knickpoints. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 121(6), 1182-1203.
- Bull, W. B., & McFadden, L. D. (1977). Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California.
- Cahill, N. (2023). 1300-yil-onceki-deprem-sardeste-degisimlere-neden-olmus Erişim Tarihi 23-11-2023. <https://arkeofili.com/1300-yil-onceki-deprem-sardeste-degisimlere-neden-olmus/>
- Cahill, N., & Greenewalt Jr, C. H. (2016). The sanctuary of Artemis at Sardis: Preliminary report, 2002–2012. *American Journal of Archaeology*, 120(3), 473-509.
- Ciftci, N. B., & Bozkurt, E. (2007). Anomalous stress field and active breaching at relay ramps: a field example from Gediz Graben, SW Turkey. *Geological Magazine*, 144(4), 687-699.
- Ciftci, N. B., & Bozkurt, E. (2008). Folding of the Gediz Graben fill, SW Turkey: extensional and/or contractional origin? *Geodinamica Acta*, 21(3), 145.
- Clarke, J. I. (1966). Morphometry from maps. *Essays in geomorphology*, 252, 235-274.
- Cohen, H., Dart, C., Akyüz, H., & Barka, A. (1995). Syn-rift sedimentation and structural development of the Gediz and Büyük Menderes graben, western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 152(4), 629-638.
- Cox, R. T. (1994). Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, 106(5), 571-581.
- Crone, A. J. (1988). Directions in paleoseismology. In: Wiley Online Library.
- Çağlayan, A., Öztürk, E., Öztürk, Z., Halit, S., & Umur, A. (1980). Menderes Masifi güneyine ait bulgular ve yapısal yorum. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 4(1), 9-18.
- Çiftçi, N. (2007). Geological evolution of the Gediz graben, SW Turkey: Temporal and spatial variation of the graben. *ODTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara*.
- Çiftçi, N., & Bozkurt, E. (2010). 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). Pattern of normal faulting in the Gediz Graben, SW Turkey. *Tectonophysics*, 473(1-2), 234-260.
- Daxberger, H., Dalumpines, R., Scott, D. M., & Riller, U. (2014). The ValleyMorph Tool: An automated extraction tool for transverse topographic symmetry (T-) factor and valley width to valley height (Vf-) ratio. *Computers & Geosciences*, 70, 154-163.

- Dewey, J., & Şengör, A. C. (1979). Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of America Bulletin*, 90(1), 84-92.
- Dewey, J. F. (1988). Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7(6), 1123-1139.
- Dogliani, C., Agostini, S., Crespi, M., Innocenti, F., Manetti, P., Riguzzi, F., & Savascin, Y. (2002). On the extension in western Anatolia and the Aegean Sea. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 169-183.
- Doğan, A., & Emre, Ö. (2006). Ege Graben Sistemi'nin Kuzey Sınırı: Sındırgı-Sincanlı Fay Zonu.
- Dora, O., Savaşçın, M., Kun, N., & Candan, O. (1987). Menderes Masifinde Post Metamorfik Plütonlar. *Yerbilimleri Dergisi*, 14, 79-87.
- Dora, O. Ö., Kun, N., & Candan, O. (1992). Menderes Masifi'nin metamorfik tarihçesi ve jeotektonik konumu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 35, 1-14.
- Dumont, J. F., Uysal, Ş., Şimşek, Ş., Karamandere, İ. H., & Jean, L. (1979). Güneybatı Anadolu'daki Grabenlerin Oluşumu. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 92(92), 7-18.
- Ediger, V., Batı, Z., & Yazman, M. (1996). Paleopalynology of possible hydrocarbon source rocks of the Alaşehir-Turgutlu area in the Gediz graben (western Anatolia). *Turkish Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 8, 94-112.
- Emre, T. (1996). Gediz Grabeni'nin jeolojisi ve tektoniği. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 5(Turkish Issue), 171-185.
- Ergin, K., Güçlü, U., & Aksay, G. (1971). *Türkiye ve dolaylarının deprem kataloğu (1965-1970)*. TC, İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi.
- Erinç, S. (1955). Die morduologischen Entwicklungsstadien der Küçükenderes Masse. *Rewiew of the Geographical Enstitute of the University of İstanbul*, 2, 93-95.
- Evirgen, M. (1979). Menderes Masifi Kuzey Kesiminde (Ödemiş-Bayındır Turgutlu)-Gelişen Metamorfizma Ve Bazı Ender Parajenezler. *Türk. Jeol. Kurumu.*, 22, 109-116.
- 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 International*, 81(3), 569-607.
- Faccenna, C., & Becker, T. W. (2010). Shaping mobile belts by small-scale convection. *Nature*, 465(7298), 602-605.
- Forte, A. M., & Whipple, K. X. (2018). Criteria and tools for determining drainage divide stability. *Earth and Planetary Science Letters*, 493, 102-117.

- Forte, A. M., & Whipple, K. X. (2019). The topographic analysis kit (TAK) for TopoToolbox. *Earth Surface Dynamics*, 7(1), 87-95.
- Gailleton, B., Mudd, S. M., Clubb, F. J., Peifer, D., & Hurst, M. D. (2019). A segmentation approach for the reproducible extraction and quantification of knickpoints from river long profiles. *Earth Surface Dynamics*, 7(1), 211-230.
- Gardner, J. (2020). How water, wind, waves and ice shape landscapes and landforms: Historical contributions to geomorphic science. *Geomorphology*, 366, 106687.
- Gardner, T. W. (1983). Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *Geological Society of America Bulletin*, 94(5), 664-672.
- Gessner, K., Gallardo, L. A., Markwitz, V., Ring, U., & Thomson, S. N. (2013). What caused the denudation of the Menderes Massif: Review of crustal evolution, lithosphere structure, and dynamic topography in southwest Turkey. *Gondwana research*, 24(1), 243-274.
- Gilbert, G. K. (1877). *Report on the Geology of the Henry Mountains*. US Government Printing Office.
- Girayhan, T. F. (2019). *Gediz Havzası Taşkın Yönetim Planı*.
- Gokten, E., Havzoğlu, T., & Şan, Ö. (2001). Tertiary evolution of the central Menderes Massif based on structural investigations of metamorphics and sedimentary cover rocks between Salihli and Kiraz (western Turkey). *International Journal of Earth Sciences*, 89, 745-756.
- Gülmez, F., Damcı, E., Ülgen, U. B., & Okay, A. (2019). Deep Structure of Central Menderes Massif: data from deep geothermal wells. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 28(4), 531-543.
- Gülmez, F., Ercan, H. Ü., Lom, N., Göçmengil, G., & Damcı, E. (2023). The inherited structure of the Gediz Graben (Aegean Extensional Province, Turkey): insights from the deep geothermal wells in the Alaşehir sub-basin. *International Journal of Earth Sciences*, 1-16.
- Hakyemez, M. Y., Göktaş, F., & Erkal, T. (2013). Gediz grabeninin Kuvaterner jeolojisi ve evrimi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 56(2), 1-26.
- Hancock, P., & Altunel, E. (1997). Faulted archaeological relics at Hierapolis (Pamukkale), Turkey. *Journal of Geodynamics*, 24(1-4), 21-36.
- Hare, P. W., & Gardner, T. W. (1985). Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. *Tectonic geomorphology*, 4, 75-104.
- Hetzl, R., Ring, U., Akal, C., & Troesch, M. (1995). Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes Massif, southwestern Turkey. *Journal of the Geological Society*, 152(4), 639-654.

- Işık, V., & Seyitoğlu, G. (2007). Menderes Masifinin Geç Senozoyikte Asimetrik ve Simetrik Çekirdek Kompleksi Olarak Yüzeyleme ve Parçalanma Tarihçesi. *Menderes Masifi Kolokyumu, Genişletilmiş Bildiri Özleri Kitabı*, 88, 97.
- İzitan, H., Yazman, M., & Harput, B. (1991). *Alaşehir (Manisa) bölgesinin jeolojisi ve hidrokarbon olanakları*, TPAO Exploration Group.
- Karadaş, A., & Ertuğ, Ö. (2021). 30 Ekim 2020 Sisam Depreminin İzmir-Bayraklı'da Yol Açtığı Hasar Üzerinde Bornova Ovasının Alüvyal Jeomorfolojisinin Etkileri. *Coğrafya Dergisi*(42), 139-153.
- Karamanderesi, I., & Yılmaz, S. (1982). Gediz vadisinde genç tektonik olaylar ve buna bağlı jeotermal enerji olanakları. *Türkiye Jeoloji Kurultayı, bildiri özetleri*, 66.
- Karig, D. E. (1971). Origin and development of marginal basins in the western Pacific. *Journal of geophysical research*, 76(11), 2542-2561.
- Kaya, O. (1981). Miocene Reference Section For The Coastal Parts Of West Anatolia. *Newsletters on Stratigraphy*, 10 (3), 164-191.
- Kayseri, M., Akgün, F., & Kapan-Yesilyurt, S. (2009). Palaeoclimate and Palaeoecology of the Chattian in the Milas-Ören Basin: Based on the Palynological and 13C–18O Isotopic Analysis Results. 62nd Geological Congress of Turkey, Ankara. Chamber of Geological Engineers, Turkey Publications, Ankara,
- Keller, E. A., & Pinter, N. (1996). *Active tectonics* (Vol. 338). Prentice Hall Upper Saddle River, NJ.
- Keller, E. A., & Pinter, N. (2002). *Active tectonics: earthquakes, uplift, and landscape. (No Title)*.
- Kent, E., Boulton, S., Stewart, I., Whittaker, A., & 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., Boulton, S. J., Whittaker, A. C., Stewart, I. S., & Cihat Alçiçek, M. (2017). Normal fault growth and linkage in the Gediz (Alaşehir) Graben, Western Turkey, revealed by transient river long-profiles and slope-break knickpoints. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(5), 836-852.
- Ketin, İ. (1966). Anadolu'nun tektonik birlikleri. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 66(66), 20-37.
- Kirby, E., & Whipple, K. X. (2012). Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of structural geology*, 44, 54-75.
- Kirby, E., Whipple, K. X., Tang, W., & Chen, Z. (2003). Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from bedrock channel longitudinal profiles. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B4).
- Kocaefe, S. S., & Ataman, G. (1982). Batı Anadolu nun aktüel tektoniği. *Yerbilimleri*, 8(9), 149-162.

- Koçyigit, A., Yusufoglu, H., & Bozkurt, E. (1999). Discussion on evidence from the Gediz Graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *Journal of the Geological Society, London*, 156, 1240-1242.
- Koçyigit, A. (1984). Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 27(1), 1-15.
- Le Pichon, X., & Angelier, J. (1979). The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60(1-2), 1-42.
- Maddy, D., Demir, T., Bridgland, D. R., Veldkamp, A., Stemerink, C., Van der Schriek, T., & Schreve, D. (2007). The Pliocene initiation and Early Pleistocene volcanic disruption of the palaeo-Gediz fluvial system, Western Turkey. *Quaternary Science Reviews*, 26(22-24), 2864-2882.
- Maddy, D., Demir, T., Bridgland, D. R., Veldkamp, A., Stemerink, C., van der Schriek, T., & Westaway, R. (2008). The Early Pleistocene development of the Gediz River, Western Turkey: An uplift-driven, climate-controlled system? *Quaternary International*, 189(1), 115-128.
- Makris, J. (1978). The crust and upper mantle of the Aegean region from deep seismic soundings. *Tectonophysics*, 46(3-4), 269-284.
- McCalpin, J. P., & Nelson, A. R. (2009). Introduction to paleoseismology. *International Geophysics*, 95, 1-27.
- McKenzie, D. (1978). Active tectonics of the Alpine—Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophysical Journal International*, 55(1), 217-254.
- Meulenkamp, J., Wortel, M., Van Wamel, W., Spakman, W., & Strating, E. H. (1988). On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene. *Tectonophysics*, 146(1-4), 203-215.
- Michael, G. (1986). *A Guide To The Ancient World*. The H.W. Wilson Company.
- Mudd, S. M., Attal, M., Milodowski, D. T., Grieve, S. W., & Valters, D. A. (2014). A statistical framework to quantify spatial variation in channel gradients using the integral method of channel profile analysis. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119(2), 138-152.
- Mudd, S. M., Clubb, F. J., Gailleton, B., & Hurst, M. D. (2018). How concave are river channels? *Earth Surface Dynamics*, 6(2), 505-523.
- Neely, A., Bookhagen, B., & Burbank, D. (2017). An automated knickzone selection algorithm (KZ-Picker) to analyze transient landscapes: Calibration and validation. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 122(6), 1236-1261.
- Okay, A. I., Tansel, I., & TUeYSUeZ, O. (2001). Obduction, subduction and collision as reflected in the Upper Cretaceous–Lower Eocene sedimentary record of western Turkey. *Geological Magazine*, 138(2), 117-142.

- Oner, Z. (2012). *Supradetachment Basin Tectonics and The Exhumation History of The Menderes Core Complex, Western Anatolia-Turkey* [Miami University].
- Oner, Z., & Dilek, Y. (2011). Supradetachment basin evolution during continental extension: The Aegean province of western Anatolia, Turkey. *Bulletin*, 123(11-12), 2115-2141.
- Özeren, M. S., & Holt, W. E. (2010). The dynamics of the eastern Mediterranean and eastern Turkey. *Geophysical Journal International*, 183(3), 1165-1184.
- Özkaymak, Ç., & Sözbilir, H. (2012). Tectonic geomorphology of the Spiladağı high ranges, western Anatolia. *Geomorphology*, 173, 128-140.
- Özsayın, E. (2016). Relative tectonic activity assessment of the Çameli Basin, Western Anatolia, using geomorphic indices. *Geodinamica Acta*, 28(4), 241-253.
- Öztürk, A., & Koçyiğit, A. (1983). Menderes grubu kayalarının temel-örtü ilişkisine yapısal bir yaklaşımla (Selimiye-Muğla). *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 26(2), 99-106.
- Pérez-Peña, J. V. (2009). GIS-based tools and methods for landscape analysis and active tectonic evaluation.
- Pérez-Peña, J. V., Azor, A., Azañón, J. M., & Keller, E. A. (2010). Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology*, 119(1-2), 74-87.
- Perron, J. T., & Royden, L. (2013). An integral approach to bedrock river profile analysis. *Earth surface processes and landforms*, 38(6), 570-576.
- Poyraz, F., Hastaoğlu, K., Kocbulut, F., Tiryakioğlu, I., Tatar, O., Demirel, M., Duman, H., Aydın, C., Ciğer, A., & Gürsoy, O. (2019). Determination of the block movements in the eastern section of the Gediz Graben (Turkey) from GNSS measurements. *Journal of Geodynamics*, 123, 38-48.
- Poyraz, F., Tatar, O., Hastaoğlu, K., Tiryakioğlu, İ., Gürsoy, Ö., Koçbulut, F., Tarık, T., Demirel, M., Duman, H., & Ahmet, C. (2015). Gediz Grabeninin Doğu Kesimindeki Güncel Tektonik Hareketlerin GPS Ve Ps-InSAR Yöntemleri Kullanılarak Belirlenmesi; İlk Sonuçlar. *Harita Teknolojileri Elektronik Dergisi*, 7(1), 17-28.
- Purvis, M., & Robertson, A. (2004). A pulsed extension model for the Neogene–Recent E–W-trending Alaşehir Graben and the NE–SW-trending Selendi and Gördes Basins, western Turkey. *Tectonophysics*, 391(1-4), 171-201.
- Purvis, M., & Robertson, A. (2005). Miocene sedimentary evolution of the NE–SW-trending Selendi and Gördes Basins, W Turkey: implications for extensional processes. *Sedimentary Geology*, 174(1-2), 31-62.
- Ramsey, C. B., & Lee, S. (2013). Recent and planned developments of the program OxCal. *Radiocarbon*, 55(2), 720-730.

- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., & Stepanyan, R. (2006). GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B5).
- Reimer, P. J., Austin, W. E., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R. L., & Friedrich, M. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62(4), 725-757.
- Robertson, A., & Dixon, J. E. (1984). Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In (Vol. 17, pp. 1-74): The Geological Society of London.
- Rockwell, T., Keller, E., Clark, M., & Johnson, D. (1984). Chronology and rates of faulting of Ventura River terraces, California. *Geological Society of America Bulletin*, 95(12), 1466-1474.
- Rojay, B., Toprak, V., Demirci, C., & Süzen, L. (2005). Plio-quaternary evolution of the Küçük Menderes graben southwestern Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 18(3-4), 317-331.
- Royden, L. H., Burchfiel, B. C., King, R. W., Wang, E., Chen, Z., Shen, F., & Liu, Y. (1997). Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. *science*, 276(5313), 788-790.
- Royden, L. H., Burchfiel, B. C., & van der Hilst, R. D. (2008). The geological evolution of the Tibetan Plateau. *science*, 321(5892), 1054-1058.
- Sançar, T. (2021). Morphometric investigations on the NW Bitlis-Zagros mountain range (SE Turkey): Implications for the internal deformation of the western Turkish-Iranian Plateau. *Journal of Asian Earth Sciences*, 216, 104751.
- Sarı, C., & Şalk, M. (2006). Sediment thicknesses of the western Anatolia graben structures determined by 2D and 3D analysis using gravity data. *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(1), 39-48.
- Sarıca, N. (2000). The Plio-Pleistocene age of Büyük Menderes and Gediz grabens and their tectonic significance on N-S extensional tectonics in West Anatolia: mammalian evidence from the continental deposits. *Geological journal*, 35(1), 1-24.
- Sarıkaya, M. (2001). *Gediz Grabeninin Alaşehir-Salihli Arasındaki Kesiminde (Karadut Çevresi) Menderes Masifi ile Tersiyer Örtü Kayaçları Arasındaki Yapısal ilişkinin İncelenmesi (The Structural Investigation of the Contact between the Menderes Massif and Tertiary Units of Gediz Graben in Alaşehir-Salihli Region (Near Karadut), Hacettepe University Thesis of Doctor of Philosophy, p 101].*
- Seçen, B., Özsayın, E., Sançar, T., Tekin, T., Altunel, E., & Akyüz, H. (2023). Priene-Sazlı Fayı'nın Aktif Tektonik Özellikleri. *75. Tjk Bildiri Özü Kitabı*.

- Seidl, M., Dietrich, W., Schmidt, K., & De Ploey, J. (1992). The problem of channel erosion into bedrock. *Functional geomorphology*, 23, 101-124.
- Seyitoğlu, G., & Scott, B. (1991). Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geological Magazine*, 128(2), 155-166.
- Seyitoğlu, G., & Scott, B. C. (1996). The cause of NS extensional tectonics in western Turkey: tectonic escape vs back-arc spreading vs orogenic collapse. *Journal of Geodynamics*, 22(1-2), 145-153.
- Seyitoğlu, G., & Benda, L. (1998). Neogene palynological and isotopic age data from Selendi and Usak-Gure basins, western Turkey: A contribution to the upper limit of Eskihisar sporomorph association. *Newsletters on Stratigraphy*, 36(2-3).
- Seyitoğlu, G., Cahill, N. D., Işık, V., & Esat, K. (2019). Morphotectonics of the Alaşehir Graben with a Special Emphasis on the Landscape of the Ancient City of Sardis, Western Turkey. *Landscapes and Landforms of Turkey*, 495-507.
- Seyitođlu, G., Ćemen, I., & Tekeli, O. (2000). Extensional folding in the Alařehir (Gediz) graben, western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 157(6), 1097-1100.
- Seyitoğlu, G., & Scott, B. C. (1996). Age of the Alaşehir graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geological Journal*, 31(1), 1-11.
- Seyitođlu, G., Tekeli, O., Ćemen, I., řEN, ř., & IřIK, V. (2002). The role of the flexural rotation/rolling hinge model in the tectonic evolution of the Alařehir graben, western Turkey. *Geological Magazine*, 139(1), 15-26.
- Seyitoğlu, G., & Veysel, I. (2015). Late Cenozoic extensional tectonics in western Anatolia: exhumation of the Menderes core complex and formation of related basins. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 151(151), 47-106.
- Silva, P. G., Goy, J., Zazo, C., & Bardajı, T. (2003). Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology*, 50(1-3), 203-225.
- Softa, M., Emre, T., Sözbilir, H., Spencer, J. Q., & Turan, M. (2018). Geomorphic evidence for active tectonic deformation in the coastal part of Eastern Black Sea, Eastern Pontides, Turkey. *Geodinamica Acta*, 30(1), 249-264.
- Sözbilir, H. (2002). Geometry and origin of folding in the Neogene sediments of the Gediz Graben, western Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 15(5-6), 277-288.
- Sözbilir, H., Bora, U., ÖZKAYMAK, Ć., & SÜMER, Ö. (2020). Gölarmara Fayı'nın Morfotektonik Evriminin CBS Tabanlı Yöntemlerle Araştırılması, Gediz Grabeni, Batı Anadolu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 63(3), 345-372.
- Strahler, A. N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63(11), 1117-1142.

- Süzen, M. L., Toprak, V., & Rojay, B. (2006). High-altitude Plio–Quaternary fluvial deposits and their implication on the tilt of a horst, western Anatolia, Turkey. *Geomorphology*, 74(1-4), 80-99.
- Şaroğlu, F., & Güler, B. (2020). Batı Anadolu tektonik kaması'nın güncel deformasyonu: batıya doğru kaçıştan kaynaklanan blok hareketleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 63(2), 161-194.
- Şengör, A. M. C. (1987). Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 28(1), 575-589.
- Şengör, A. M. C., Görür, N., & Şaroğlu, F. (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In *Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation* (Vol. 37, pp. 0). SEPM Society for Sedimentary Geology. <https://doi.org/10.2110/pec.85.37.0211>
- Şengör, A. M. C., & Yazıcı, M. (2020). The aetiology of the neotectonic evolution of Turkey. *Mediterranean Geoscience Reviews*, 2, 327-339.
- Şengör, A. M. C., & Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75(3-4), 181-241.
- Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y., & Ketin, I. (1980). Remnants of a pre–Late Jurassic ocean in northern Turkey: fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys? *Geological Society of America Bulletin*, 91(10), 599-609.
- Tan, O., Tapırdamaz, M. C., & Yörük, A. (2008). The earthquake catalogues for Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17(2), 405-418.
- Topal, S. (2018). Quantitative analysis of relative tectonic activity in the Acıgöl fault, SW Turkey. *Arabian Journal of Geosciences*, 11, 1-10.
- Wallace, R. E. (1987). A perspective of paleoseismology. *Direction in paleoseismology*, 7-16.
- Weiss, B. (1972). The isomorphism problem in ergodic theory.
- Westaway, R., Guillou, H., Yurtmen, S., Beck, A., Bridgland, D., Demir, T., Scaillet, S., & Rowbotham, G. (2006). Late Cenozoic uplift of western Turkey: Improved dating of the Kula Quaternary volcanic field and numerical modelling of the Gediz river terrace staircase. *Global and Planetary Change*, 51(3-4), 131-171.
- Whipple, K., Forte, A., DiBiase, R., Gasparini, N., & Ouimet, W. (2017). Timescales of landscape response to divide migration and drainage capture: Implications for the role of divide mobility in landscape evolution. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 122(1), 248-273.
- Whipple, K. X., & Tucker, G. E. (1999). Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B8), 17661-17674.

- Willett, S. D., McCoy, S. W., Perron, J. T., Goren, L., & Chen, C.-Y. (2014). Dynamic reorganization of river basins. *science*, 343(6175), 1248765.
- Wobus, C., Whipple, K. X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., & Sheehan, D. (2006). Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls.
- Yazman, M., Güven, A., Ermiş, Y., Yılmaz, M., Özdemir, İ., Akçay, Y., Gönülalan, U., Tekeli, Ö., Aydemir, V., & Sayılı, A. (1998). Alaşehir Grabeni'nin ve Alaşehir-1 Prospektinin Değerlendirme Raporu. TPAO Exploration Group. *Unpublished technical report, 142pp [in Turkish]*.
- Yılmaz, M., & Gelisli, K. (2003). Stratigraphic–structural interpretation and hydrocarbon potential of the Alaşehir Graben, western Turkey. *Petroleum Geoscience*, 9(3), 277-282.
- Yılmaz, Y. (2000). Ege bölgesinin aktif tektoniği. *Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu*, 3-14.
- Yılmaz, Y. (2017). Major Problems of Western Anatolian Geology. *Active Global Seismology*, 141-187.
- Yılmaz, Y., & Gürer, Ö. F. (2023). Tectonic development of western Anatolian extensional province. *International Geology Review*, 1-31.
- Yusufoğlu, H. (1996). Northern margin of the Gediz graben: age and evolution, west Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 5(1), 11-23.
- Zabcı, C., Natalin, B. A., Sançar, T., & Akyüz, H. S. (2018). Strike-slip deformation in a converging setting: Insights from the Ovacık Fault (Anatolia, Turkey). EGU General Assembly Conference Abstracts,

EK-A Lsdtopotools İçin Kullanılan Parametreler

LSDTopoTools İçin Kullanılan Parametreler
Parameter for filling the DEM
min_slope_for_fill: 0.0001
Parameters for selecting channels and basins
threshold_contributing_pixels: 1000
minimum_basin_size_pixels: 3000
maximum_basin_size_pixels: 500000
M over N Parametreleri
start_movern: 0.1
delta_movern: 0.05
n_movern: 18
İntegral Analizler
A_0: 1
m_over_n: 0.4
threshold_pixels_for_chi: 1000
Konkavlık Testi
collinearity_MLE_sigma: 10000
MC_point_fractions: 10
MC_point_iterations: 10000
max_MC_point_fraction: 0.5
SA_vertical_interval: 20
log_A_bin_width: 0.1
Slope Area Analiz
print_slope_area_data: ture

segment_slope_area_data: true
slope_area_minimum_segment_length: 5
bootstrap_SA_data: false
N_SA_bootstrap_iterations: 10000
SA_bootstrap_retain_node_probability: 0.5
Knickpoint Params
n nodes skip during each Monte-Carlo iterations
force_skip_knickpoint_analysis: 1
number of nodes targeted per segments per iterations
target_nodes: 60
force_n_iteration_knickpoint_analysis: 100
Regulation parameter, -1 for default values, you can adjust it as well (increase to reduce variations)
TVD_lambda: -1
Combination window size for close break-in-slope knickpoints
kp_node_combining: 8
Window size and n_sigma coefficient linked with the step knickpoint detection
window_stepped_kp_detection: 120
std_dev_coeff_stepped_kp: 8

EK-B ASİMETRİ FAKTÖRÜ DEĞERLERİ

Basin_no	Rside	TArea	Asymmetry Factor	Absolute AF	AF Class	Class Type		
Basin 000	68,5826	104,0167	65,93422	15,93422	4	Strongly Asymmetric Basin		
Basin 001	1,3434	4,1312	32,5184	17,4816	4	Strongly Asymmetric Basin		
Basin 002	6,3766	7,8427	81,30618	31,30618	4	Strongly Asymmetric Basin		
Basin 003	0,3478	0,7787	44,66418	5,335816	2	Gently Asymmetric Basin		
Basin 004	1,0366	1,8302	56,63862	6,638619	2	Gently Asymmetric Basin		
Basin 005	2,1985	4,1587	52,86508	2,865078	1	Symmetric Basin		
Basin 006	31,9449	47,0518	67,89305	17,89305	4	Strongly Asymmetric Basin		
Basin 007	21,0748	73,8293	28,54531	21,45469	4	Strongly Asymmetric Basin		
Basin 008	0,6383	1,2239	52,15295	2,152954	1	Symmetric Basin		
Basin 009	1,0567	3,8759	27,26335	22,73665	4	Strongly Asymmetric Basin		
Basin 010	26,6292	79,4176	33,5306	16,4694	4	Strongly Asymmetric Basin		
Basin 011	2,1537	3,8677	55,68426	5,684257	2	Gently Asymmetric Basin		
Basin 012	0,6066	1,5138	40,07134	9,928656	2	Gently Asymmetric Basin		
Basin 013	1,5099	2,3738	63,60688	13,60688	3	Moderately Asymmetric Basin		
Basin 014	46,1785	70,3331	65,65685	15,65685	4	Strongly Asymmetric Basin		
Basin 015	48,9182	82,0434	59,62478	9,624784	2	Gently Asymmetric Basin		
Basin 016	50,4301	71,7349	70,30065	20,30065	4	Strongly Asymmetric Basin		
Basin 017	1,163	2,3361	49,78383	0,216172	1	Symmetric Basin		
Basin 018	36,5122	59,8028	61,05433	11,05433	3	Moderately Asymmetric Basin		
Basin 019	0,4476	1,0322	43,36369	6,636311	2	Gently Asymmetric Basin		
Basin 020	0,3724	1,0588	35,17189	14,82811	3	Moderately Asymmetric Basin		
Basin 021	6,5078	12,3569	52,66531	2,665312	1	Symmetric Basin		
Basin 022	9,7122	26,8956	36,11074	13,88926	3	Moderately Asymmetric Basin		
Basin 023	0,4551	1,3856	32,84498	17,15502	4	Strongly Asymmetric Basin		
Basin 025	0,5928	1,6009	37,02917	12,97083	3	Moderately Asymmetric Basin		
Basin 026	3,9528	6,2269	63,47942	13,47942	3	Moderately Asymmetric Basin		
Basin 027	0,9837	1,4445	68,09969	18,09969	4	Strongly Asymmetric Basin		
Basin 028	0,423	1,2024	35,17964	14,82036	3	Moderately Asymmetric Basin		
Basin 029	29,0182	45,287	64,07622	14,07622	3	Moderately Asymmetric Basin		
Basin 030	1,0306	1,7589	58,59344	8,593439	2	Gently Asymmetric Basin		
Basin 031	3,5932	7,4785	48,04707	1,952932	1	Symmetric Basin		

Basin 033	9,4797	21,7156	43,65387	6,346129	2	Gently Asymmetric Basin
Basin 034	9,6004	16,6969	57,4981	7,498098	2	Gently Asymmetric Basin
Basin 035	4,0292	5,6866	70,85429	20,85429	4	Strongly Asymmetric Basin
Basin 036	2,0078	3,1141	64,47449	14,47449	3	Moderately Asymmetric Basin
Basin 037	3,0425	5,9054	51,52064	1,520642	1	Symmetric Basin
Basin 039	9,4191	18,3089	51,44547	1,445472	1	Symmetric Basin
Basin 040	0,8068	1,1031	73,13933	23,13933	4	Strongly Asymmetric Basin
Basin 041	1,8486	4,2036	43,97659	6,023409	2	Gently Asymmetric Basin
Basin 042	28,0836	109,3803	25,67519	24,32481	4	Strongly Asymmetric Basin
Basin 043	1,3266	2,1881	60,62794	10,62794	3	Moderately Asymmetric Basin
Basin 044	1,3592	2,3738	57,2584	7,258404	2	Gently Asymmetric Basin
Basin 045	1,3348	3,083	43,29549	6,704509	2	Gently Asymmetric Basin
Basin 046	8,1133	13,9354	58,22079	8,22079	2	Gently Asymmetric Basin
Basin 047	2,7212	5,2305	52,02562	2,025619	1	Symmetric Basin
Basin 048	1,3741	2,5876	53,10326	3,103262	1	Symmetric Basin
Basin 049	1,2131	3,799	31,93209	18,06791	4	Strongly Asymmetric Basin
Basin 050	0,7251	1,672	43,36722	6,632775	2	Gently Asymmetric Basin
Basin 051	25,1422	53,5438	46,95632	3,043676	1	Symmetric Basin
Basin 052	6,7086	15,1535	44,27096	5,729039	2	Gently Asymmetric Basin
Basin 053	5,2946	8,0066	66,12794	16,12794	4	Strongly Asymmetric Basin
Basin 054	24,4094	63,8683	38,21833	11,78167	3	Moderately Asymmetric Basin
Basin 055	23,0094	49,2309	46,73772	3,26228	1	Symmetric Basin
Basin 056	0,3013	1,179	25,55556	24,44444	4	Strongly Asymmetric Basin
Basin 058	4,5638	7,5363	60,55757	10,55757	3	Moderately Asymmetric Basin
Basin 059	20,2526	42,5148	47,63659	2,363412	1	Symmetric Basin
Basin 060	5,0986	9,3698	54,41525	4,415249	1	Symmetric Basin
Basin 061	0,6796	2,2341	30,41941	19,58059	4	Strongly Asymmetric Basin
Basin 062	3,4998	5,3413	65,52337	15,52337	4	Strongly Asymmetric Basin
Basin 066	2,2765	4,3338	52,52896	2,528958	1	Symmetric Basin
Basin 067	39,4593	104,1023	37,90435	12,09565	3	Moderately Asymmetric Basin
Basin 068	43,0321	62,8927	68,42145	18,42145	4	Strongly Asymmetric Basin
Basin 069	69,6409	110,033	63,29092	13,29092	3	Moderately Asymmetric Basin
Basin 070	1,5164	3,3049	45,88339	4,116615	1	Symmetric Basin
Basin 071	47,4337	95,1432	49,85506	0,144939	1	Symmetric Basin

Basin 072	17,5601	32,6051	53,85691	3,856912	1	Symmetric Basin	
Basin 073	4,3126	8,9366	48,25773	1,742273	1	Symmetric Basin	
Basin 074	50,8304	75,909	66,96228	16,96228	4	Strongly Asymmetric Basin	
Basin 075	1,4529	2,1766	66,7509	16,7509	4	Strongly Asymmetric Basin	
Basin 077	13,8159	21,1311	65,38183	15,38183	4	Strongly Asymmetric Basin	
Basin 078	0,8261	2,1417	38,57216	11,42784	3	Moderately Asymmetric Basin	
Basin 079	0,8581	2,5349	33,85143	16,14857	4	Strongly Asymmetric Basin	
Basin 080	34,9775	76,6743	45,61828	4,381716	1	Symmetric Basin	
Basin 082	12,7956	22,8478	56,00364	6,003641	2	Gently Asymmetric Basin	
Basin 083	10,6522	29,0138	36,71425	13,28575	3	Moderately Asymmetric Basin	
Basin 084	9,8859	15,2548	64,80518	14,80518	3	Moderately Asymmetric Basin	
Basin 086	3,1783	6,1724	51,49213	1,492126	1	Symmetric Basin	
Basin 087	15,2579	25,4838	59,87294	9,872939	2	Gently Asymmetric Basin	
Basin 088	0,8904	3,2156	27,69001	22,30999	4	Strongly Asymmetric Basin	
Basin 089	1,5491	4,5886	33,75975	16,24025	4	Strongly Asymmetric Basin	
Basin 091	3,284	6,6679	49,25089	0,749111	1	Symmetric Basin	
Basin 092	3,0151	8,1244	37,11166	12,88834	3	Moderately Asymmetric Basin	
Basin 093	0,8353	1,2943	64,53682	14,53682	3	Moderately Asymmetric Basin	
Basin 094	0,7032	1,8524	37,96156	12,03844	3	Moderately Asymmetric Basin	
Basin 095	6,09	8,3601	72,84602	22,84602	4	Strongly Asymmetric Basin	
Basin 096	0,9951	1,6605	59,92773	9,927733	2	Gently Asymmetric Basin	
Basin 097	2,0374	3,608	56,46896	6,468958	2	Gently Asymmetric Basin	
Basin 098	18,7304	22,7989	82,15484	32,15484	4	Strongly Asymmetric Basin	
Basin 099	0,8585	1,4865	57,75311	7,753111	2	Gently Asymmetric Basin	
Basin 100	1,8416	2,5534	72,12344	22,12344	4	Strongly Asymmetric Basin	
Basin 101	0,9767	3,2401	30,14413	19,85587	4	Strongly Asymmetric Basin	
Basin 102	0,2348	1,2357	19,00138	30,99862	4	Strongly Asymmetric Basin	
Basin 103	2,3314	4,0316	57,82816	7,828158	2	Gently Asymmetric Basin	
Basin 106	1,6962	3,0206	56,15441	6,154406	2	Gently Asymmetric Basin	
Basin 107	1,0387	2,9453	35,26636	14,73364	3	Moderately Asymmetric Basin	
Basin 108	0,4648	1,3023	35,6907	14,3093	3	Moderately Asymmetric Basin	
Basin 110	8,2658	11,4686	72,07331	22,07331	4	Strongly Asymmetric Basin	
Basin 111	3,5373	5,6481	62,62814	12,62814	3	Moderately Asymmetric Basin	
Basin 112	0,6353	1,0777	58,94961	8,949615	2	Gently Asymmetric Basin	

Basin 115	1,3778	2,7553	50,00544	0,005444	1	Symmetric Basin	
Basin 116	0,6318	1,0802	58,48917	8,489169	2	Gently Asymmetric Basin	
Basin 117	0,6331	0,9649	65,61302	15,61302	4	Strongly Asymmetric Basin	
Basin 118	1,103	2,1199	52,03076	2,030756	1	Symmetric Basin	
Basin 119	4,1277	11,4773	35,96403	14,03597	3	Moderately Asymmetric Basin	
Basin 121	6,5456	21,5721	30,3429	19,6571	4	Strongly Asymmetric Basin	
Basin 122	8,1818	11,6426	70,27468	20,27468	4	Strongly Asymmetric Basin	
Basin 124	2,0232	4,5602	44,36648	5,633525	2	Gently Asymmetric Basin	
Basin 125	4,4722	5,9349	75,35426	25,35426	4	Strongly Asymmetric Basin	
Basin 126	3,6814	5,8363	63,07763	13,07763	3	Moderately Asymmetric Basin	
Basin 127	1,8373	5,8261	31,53568	18,46432	4	Strongly Asymmetric Basin	
Basin 129	1,1363	2,2976	49,45595	0,544046	1	Symmetric Basin	
Basin 133	3,1104	5,8814	52,88537	2,885367	1	Symmetric Basin	
Basin 134	3,8299	10,6544	35,94665	14,05335	3	Moderately Asymmetric Basin	
Basin 135	0,851	1,3397	63,52168	13,52168	3	Moderately Asymmetric Basin	
Basin 136	1,9403	3,2714	59,311	9,310998	2	Gently Asymmetric Basin	
Basin 137	3,6122	13,5497	26,65889	23,34111	4	Strongly Asymmetric Basin	
Basin 142	1,6743	2,4585	68,1025	18,1025	4	Strongly Asymmetric Basin	
Basin 143	0,4584	1,129	40,6023	9,397697	2	Gently Asymmetric Basin	
Basin 144	0,4076	1,2081	33,73893	16,26107	4	Strongly Asymmetric Basin	
Basin 145	1,4988	4,871	30,76986	19,23014	4	Strongly Asymmetric Basin	
Basin 146	1,4291	2,3425	61,00747	11,00747	3	Moderately Asymmetric Basin	
Basin 147	10,3852	17,8024	58,33595	8,335955	2	Gently Asymmetric Basin	
Basin 148	0,7442	1,1919	62,43812	12,43812	3	Moderately Asymmetric Basin	
Basin 150	0,806	1,1999	67,17226	17,17226	4	Strongly Asymmetric Basin	
Basin 152	1,3832	3,115	44,40449	5,595506	2	Gently Asymmetric Basin	
Basin 153	3,2981	4,9425	66,72939	16,72939	4	Strongly Asymmetric Basin	
Basin 154	1,5448	3,2905	46,94727	3,052728	1	Symmetric Basin	
Basin 155	0,682	1,664	40,98558	9,014423	2	Gently Asymmetric Basin	
Basin 156	1,1819	2,0386	57,97606	7,976062	2	Gently Asymmetric Basin	
Basin 157	0,6123	0,8953	68,39048	18,39048	4	Strongly Asymmetric Basin	
Basin 162	1,3012	2,8273	46,02271	3,977293	1	Symmetric Basin	
Basin 163	0,9855	2,1679	45,45874	4,541261	1	Symmetric Basin	
Basin 164	0,9111	3,4527	26,38804	23,61196	4	Strongly Asymmetric Basin	

Basin 165	0,4421	1,5505	28,51338	21,48662	4	Strongly Asymmetric Basin
Basin 166	1,1481	2,1201	54,15311	4,153106	1	Symmetric Basin
Basin 167	1,6732	3,5495	47,13903	2,860966	1	Symmetric Basin
Basin 168	3,9617	6,4648	61,28109	11,28109	3	Moderately Asymmetric Basin
Basin 169	4,4129	7,2659	60,73439	10,73439	3	Moderately Asymmetric Basin
Basin 170	4,3705	8,3608	52,27371	2,273706	1	Symmetric Basin
Basin 171	0,8778	1,674	52,43728	2,437276	1	Symmetric Basin
Basin 172	0,2633	0,9715	27,10242	22,89758	4	Strongly Asymmetric Basin
Basin 174	4,9312	10,4709	47,09433	2,905672	1	Symmetric Basin
Basin 175	0,8525	1,6711	51,0143	1,014302	1	Symmetric Basin
Basin 176	1,0651	5,5504	19,18961	30,81039	4	Strongly Asymmetric Basin
Basin 178	1,9796	4,1641	47,53968	2,460316	1	Symmetric Basin
Basin 179	1,2921	2,8351	45,57511	4,424888	1	Symmetric Basin
Basin 180	0,5192	1,2994	39,9569	10,0431	3	Moderately Asymmetric Basin
Basin 183	0,8189	2,2543	36,32613	13,67387	3	Moderately Asymmetric Basin
Basin 184	0,5709	1,2595	45,32751	4,672489	1	Symmetric Basin
Basin 185	0,806	1,7764	45,37266	4,627336	1	Symmetric Basin
Basin 186	0,8173	2,1037	38,8506	11,1494	3	Moderately Asymmetric Basin
Basin 187	2,6218	4,3782	59,88306	9,883057	2	Gently Asymmetric Basin
Basin 188	0,5353	1,3812	38,75615	11,24385	3	Moderately Asymmetric Basin
Basin 189	0,5461	1,4985	36,44311	13,55689	3	Moderately Asymmetric Basin
Basin 190	1,8034	2,7106	66,5314	16,5314	4	Strongly Asymmetric Basin
Basin 191	0,2112	0,9598	22,00458	27,99542	4	Strongly Asymmetric Basin
Basin 193	0,5096	1,2821	39,74729	10,25271	3	Moderately Asymmetric Basin
Basin 194	1,3503	1,8897	71,45579	21,45579	4	Strongly Asymmetric Basin
Basin 195	0,5036	1,0773	46,7465	3,253504	1	Symmetric Basin
Basin 196	0,7677	1,6642	46,13027	3,869727	1	Symmetric Basin
Basin 197	1,4746	1,9764	74,6104	24,6104	4	Strongly Asymmetric Basin
Basin 198	1,2226	1,8924	64,60579	14,60579	3	Moderately Asymmetric Basin
Basin 199	0,7817	0,8809	88,73879	38,73879	4	Strongly Asymmetric Basin
Basin 200	0,3494	1,1011	31,7319	18,2681	4	Strongly Asymmetric Basin
Basin 201	0,543	1,5398	35,26432	14,73568	3	Moderately Asymmetric Basin
Basin 202	0,4986	0,796	62,63819	12,63819	3	Moderately Asymmetric Basin
Basin 203	7,8063	16,6151	46,98317	3,016834	1	Symmetric Basin

Basin 204	0,8256	1,4663	56,30499	6,304985	2	Gently Asymmetric Basin	
Basin 205	0,913	1,2781	71,43416	21,43416	4	Strongly Asymmetric Basin	
Basin 206	0,9222	2,0999	43,91638	6,083623	2	Gently Asymmetric Basin	
Basin 207	0,2869	1,5692	18,2832	31,7168	4	Strongly Asymmetric Basin	
Basin 208	0,8202	1,1595	70,73739	20,73739	4	Strongly Asymmetric Basin	
Basin 209	1,5496	3,378	45,8733	4,126702	1	Symmetric Basin	

Ek-C Oxcall Kalibrasyon Grafikleri

