

**DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**GÜLBAHÇE FAY ZONUNUN
PALEOSİSMOLOJİSİ VE
DEPREM ÜRETME POTANSİYELİ,
İZMİR, BATI ANADOLU**

Berna ŞENGÖÇMEN GEÇKİN

Ekim, 2021

İZMİR

**GÜLBAHÇE FAY ZONUNUN
PALEOSİSMOLOJİSİ VE
DEPREM ÜRETME POTANSİYELİ,
İZMİR, BATI ANADOLU**

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Doktora Tezi

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Uygulamalı Jeoloji Programı

Berna ŞENGÖÇMEN GEÇKİN

Ekim, 2021

İZMİR

DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

BERNA ŞENGÖÇMEN GEÇKİN, tarafından **PROF.DR. HASAN SÖZBİLİR** yönetiminde hazırlanan “**GÜLBAHÇE FAY ZONUNUN PALEOSİSMOLOJİSİ VE DEPREM ÜRETME POTANSİYELİ, İZMİR BATI ANADOLU**” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Doktora tezi olarak kabul edilmiştir.

.....
Prof.Dr. Hasan SÖZBİLİR

Yönetici

.....
Prof.Dr. Mustafa AKGÜN

Tez İzleme Komite Üyesi

.....
Doç.Dr. Bora UZEL

Tez İzleme Komite Üyesi

.....
Prof. Dr. Mete HANÇER

Jüri Üyesi

.....
Prof. Dr. Çağlar ÖZKAYMAK

Jüri Üyesi

.....
Prof.Dr. Okan FISTIKOĞLU

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Bu tezin tasarlanıp hazırlanmasında bilgi, tecrübe ve desteklerini benden esirgemeyen başta çok değerli hocam sayın Prof. Dr. Hasan SÖZBİLİR'e saygı ve teşekkürlerimi sunarım.

Önerileri ve tezimin her aşamasında bu çalışmaya koydukları pozitif yönde katkılarından dolayı, tez izleme komitesi üyeleri Prof.Dr. Mustafa Akgün ve Doç.Dr. Bora Uzel'e teşekkürlerimi sunarım.

Tezimin hazırlanmasında arazi ve laboratuvar çalışmalarında değerli katkılarını benden hiç esirgemeyen sayın hocalarım Dr. Mustafa SOFTA' ya ve Doç.Dr. Çağlar ÖZKAYMAK'a; meslektaşlarım, Mertkan Osman GEÇİEVİ'ne, Neslihan KIRAY'a, Büşra YERLİ'ye ve Oğuz Yasin ÖZSOY'a ve Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Öğrenci İşleri çalışanlarına, bana maddi manevi desteklerini hiçbir zaman esirgemeyen eşim Gürkan GEÇKİN'e, aileme ve tezimin bitmesini 10 YIL 8 AY dır sabırsızlıkla bekleyen biricik kızlarım Çağla ATALAYMAN'a (kendini şimdiden Prof.Dr. olarak tanıtan) ve Nehir ATALAYMAN'a (geleceğin olimpiyat şampiyonuna) sonsuz teşekkürlerimle.....

Bu çalışma, TÜBİTAK 117Y190'nolu proje tarafından desteklenmektedir.

Berna ŞENGÖÇMEN GEÇKİN



Annem'e...

GÜLBAHÇE FAY ZONUNUN PALEOSİSMOLOJİSİ VE DEPREM ÜRETME POTANSİYELİ, İZMİR, BATI ANADOLU

ÖZ

Bu çalışmada, İzmir Balıkesir Transfer Zonu'nun en güneybatı segmentlerinden birini oluşturan Gülbahçe Fay Zonu üzerinde hendek tabanlı paleosismolojik çalışmaların yapılması ve fayın Pleyistosen ve Holosen aktivitesini saptanması amaçlanmıştır. Bu amaçla, karadaki uzunluğu 24 km'yi bulan ve sağ yönlü doğrultu atımlı fay karakterinde olan Gülbahçe Fay Zonu üzerinde hendekler açılmış ve eski deprem izlerine ait çökelleri yaşlandırmak için Radyokarbon (^{14}C) ve Optik Uyarımlı Lüminesans (OSL) yöntemi uygulanmıştır.

Hendek duvarlarındaki yapısal jeoloji, stratigrafi analizleri ve toplanan örneklerin yaş verilerine göre, Gülbahçe Fay Zonu üzerinde geç Pleyistosen-Holosen içerisinde dört olay tanımlanmıştır. Elde edilen ^{14}C ve OSL analiz verilerine göre, Gülbahçe Fay Zonu'nun bölgedeki tarihsel dönem depremlerine kaynaklık ettiği anlaşılmaktadır. Hendeklerden alınan numunelerin yaşlandırma sonuçlarının OxCAL ile kalibrasyonuna göre Gülbahçe Fay Zonu'nun en son 20 Mart 1389 yılında deprem ürettiği; deprem tekrarlanma periyotlarını Holosen için 1400 yıl ile 6200 yıl arasında değiştiği ve zonun gelecekte $M=7,20$ büyüklüğünde bir deprem üretebileceği belirlenmiştir.

Gülbahçe Fay Zonu' nun Holosen'de deprem ürettiği, paleosismolojik verilerin yanında, jeomorfolojik çalışmalarla da tespit edilmiştir. Gülbahçe Fay Zonu' nun aktif tektonik davranışını değerlendirmek için jeomorfolojik indekslerin morfometrik analizleri gerçekleştirilmiştir. ArcGIS 10.5 (ESRI) kullanılarak belirlenen otuz alt havzanın, dağ önü sinüslük indisi (S_{mf}), vadi genişliği vadi yüksekliği oranı (V_f), havza asimetri faktörü (A_f), havza şekil indeksi (B_s), drenaj yoğunluğu (D_d) ve hipsometrik integral (H_i) değerleri belirlenmiştir. Elde edilen sonuçlar, Gülbahçe Fay Zonu'nun çok yüksek tektonik aktivite ile orta derecede aktif tektonik aralığında olduğu tespit edilmiştir.

Anahtar kelimeler: Gülbahçe Fay Zonu, doğrultu atımlı fay, paleosismoloji, jeomorfoloji, coğrafi bilgi sistemleri



PALEOSEISMOLOGY AND EARTHQUAKE POTENTIAL OF GÜLBAHÇE FAULT ZONE, İZMİR, WEST ANATOLIA

ABSTRACT

In this study, it was aimed to carry out trench-based paleoseismological studies on the Gülbahçe Fault Zone, which is one of the southwestern segments of the İzmir Balıkesir Transfer Zone, and to determine the Pleistocene and Holocene activity of the fault. For this purpose, trenches were dug on the Gülbahçe Fault Zone, which is 24 km long on land and has the character of a dextral strike-slip fault. Radiocarbon (^{14}C) and Optically Stimulated Luminescence (OSL) methods were applied to age the sediments belonging to surface rupturing earthquakes. .

According to the structural geology, stratigraphic analysis of the trench walls and age data of the collected samples, four events were identified on the Gülbahçe Fault Zone in the late Pleistocene-Holocene. According to the ^{14}C and OSL analysis data obtained, it is defined that the Gülbahçe Fault Zone is the source of the historical period earthquakes in the region. According to the calibration of the aging results of the samples taken from the trenches with OxCAL, it was determined that the Gülbahçe Fault Zone last produced an earthquake on March 20, 1389. In addition, it has been determined that the earthquake recurrence period varies between 1400 years and 6200 years for the Holocene and that the zone may produce an earthquake with a magnitude of $M=7.20$ in the future.

It has been determined by geomorphological studies as well as paleoseismological data that the Gülbahçe Fault Zone produced earthquakes in the Holocene. Morphometric analyzes of geomorphological indices were performed to evaluate the active tectonic behavior of the Gülbahçe Fault Zone. Thirty sub-basins identified using ArcGIS 10.5 (ESRI) were determined by fore-mountain sine index (S_{mf}), valley width valley height ratio (V_f), basin asymmetry factor (A_f), basin shape index (B_s), drainage density (D_d), and hypsometric integral. (H_i) values The results

obtained indicate that the Gülbahçe Fault Zone is in the range of very high tectonic activity and moderately active tectonic.

Keywords: Gülbahçe Fault Zone, strike-slip fault, paleoseismology, geomorphology, geographic information systems



İÇİNDEKİLER

	Sayfa
DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU.....	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ.....	v
ABSTRACT.....	vii
ŞEKİLLER LİSTESİ.....	xii
TABLolar LİSTESİ.....	xv
BÖLÜM BİR - GİRİŞ.....	1
1.1 Çalışma Alanının Yeri.....	1
1.2 Amaç	4
1.3 Terminoloji.....	4
1.4 Yöntemler.....	26
1.4.1 Büro Çalışmaları.....	26
1.4.1.1 Önceki Çalışmalar.....	26
1.4.1.2 Tarihsel ve Aletsel Deprem Kataloğu.....	35
1.4.1.3 Uydu Görüntüleri ve Hava Fotoğraflarının Hazırlanması	35
1.4.1.4 Morfometrik Analizler	37
1.4.2 Arazi Çalışmaları	46
1.4.2.1 Jeolojik haritalama ve yapısal özelliklerin belirlenmesine yönelik çalışmalar	47
1.4.2.2 Kaya Dayanım Parametrelerinin hesaplanması	47
1.4.3 Paleosismoloji Çalışmaları	50
1.4.3.2 Lidar Çalışmaları	58
1.4.3.3 Hendek Çalışmaları.....	64
1.4.3.4 Lüminesas Tarihleme.....	67
1.4.3.5 Radyokarbon Yaşlandırma.....	74
1.4.4 Laboratuvar çalışmaları	77

BÖLÜM İKİ - STRATİGRAFİ 79

2.1 Temel Kayaları	79
2.1.1 Güvercinlik Formasyonu	79
2.1.2 Nohutalan Formasyonu.....	83
2.2 Volkanik Kayaçlar.....	84
2.3 Volkano-Sedimanter Kayaçlar	86
2.3.1 Güvendik Formasyonu.....	86
2.4 Kuvaterner Çökelleri	88
2.4.1 Ballıkaya Çakıltası.....	88
2.4.2 Holosen Çökelleri	91

BÖLÜM ÜÇ - TEKTONİK JEOMORFOLOJİ 93

3.1 GBFZ nin Morfolojik Özellikleri	93
3.1.1 Morfometrik İndisler	98
3.1.2 GBFZ etkisiyle gelişen dere ötelenmeleri	110
3.1.3 GBFZ ve Re-aktivite.....	114

BÖLÜM DÖRT - YAPISAL JEOLojİ..... 117

4.1 Gülbahçe Fay Zonu (GBFZ) gözlem noktaları	117
4.2 Kinematik Analizler	120
4.2.1 GBFZ ve yakın çevresinin çizgi yoğunlunun hesaplanması.....	128

BÖLÜM BEŞ - PALEOSİSMOLOJİ..... 132

5.1 Bölgenin Sismotektonik Durumu	132
5.1.1 Tarihsel Dönem Depremler	133
5.1.2 Aletsel Dönem Depremleri	139
5.2 Paleosismolojik Çalışmalar	142
5.2.1 Hendek Çalışmaları	142
5.2.1.1 Hendek -1.....	142
5.2.1.2 Hendek -2.....	146

5.2.1.3 Hendek - 3.....	150
5.2.2 Paleosismolojik Yorum	155
BÖLÜM ALTI - TARTIŞMA VE SONUÇLAR.....	162
KAYNAKLAR.....	169
EKLER.....	219
Tablo A.1: Bölgenin Tarihsel Deprem Kataloğu.....	219



ŞEKİLLER LİSTESİ

	Sayfa
Şekil 1.1 a) Türkiye'nin ana tektonik hatları ve İzmir Balıkesir Transfer Zornu (İBTZ) b) GBFZ nin batıdan doğuya doğru gelişen horst-graben sistemindeki yeri	2
Şekil 1.2 Aktif fay haritasında çalışma alanının yeri	3
Şekil 1.3 Geçmiş depremleri araştırmak için kullanılan yöntemlere ait zaman çizelgesi.....	5
Şekil 1.4 Yapısal özelliklere bağlı gelişmiş jeolojik unsurlar	8
Şekil 1.5 Doğrultu atımlı fayların sonlanma modellerinden sentetik atma kırığı (yay) fayları	9
Şekil 1.6 a) Sağ doğrultu atımlı fayın dayanımı yüksek, yırtılmaya dirençli (O) kaya ile karşılaşması ile gelişen aşmalı faylar (F1-F2) b) Sağ yanall doğrultu atımlı faylarda genişleme ve sıkışma sonucu gelişen sıçrama ve büküm yapıları c) Normal fay bileşenli doğrultu atımlı faylarda gelişmiş negative çiçek yapısı d) Ters fay bileşenli doğrultu atımlı faylarda gözlenen pozitif çiçek yapısı	10
Şekil 1.7 Yerin iç yapısı (USGS)	12
Şekil 1.8 Deprem döngüsünde, bir doğrultu atımlı faya ait kayma modeli.....	12
Şekil 1.9 Bir depremin odak noktası	13
Şekil 1.10 Çevresel değişimlere göre belirlenmiş Sismik Şiddet Ölçeği	15
Şekil 1.11 Bir akarsu yatağının bir doğrultu boyunca uzamasına sebep olan “oyuntu başı erozyonuna” (headward erosion) örnek	21
Şekil 1.12 Sağ yanall doğrultu atımlı bir aktif fayın neden olduğu dere ötelenmeleri ve “a” katsayısının belirlenmesi.	21
Şekil 1.13 “a” katsayısı ile nehrin memba kısmına ait uzunluğu arasındaki ilişkiyi gösteren logaritmik abak	22
Şekil 1.14 Deprem büyüklüğü ile depremin tekrarlanma periyodu arasındaki ilişki	23
Şekil 1.15 Gülbahçe ve Urla bölgesinin ana tektonik yapıları sahip jeoloji haritası	34
Şekil 1.16 Çalışma alanının 1/25.000 ölçekli pafta isimleri.....	36

Şekil 1.17	1:30.000 ölçekli hava fotoğraflarının steresokop yardımıyla incelenmesi	37
Şekil 1.18	Röletif yükeklğin röletif Alana oranı ile elde edilen hipsometrik eğriler	39
Şekil 1.19	Dağ önü sinüslük oranının hesaplanması	43
Şekil 1.20	Vadi tabanı genişliği ile vadi yüksekliğinin birbirine oranı (Vf) ile dağ önü sinüslüğü (Smf) arasındaki ilişki.....	44
Şekil 1.21	a) Üçgen yüzeyin profil kesiti. H= yüzeyin tepe noktası ile temeli arasındaki mesafe (m) α = şev açısı (derece) b) Normal fay boyunca üçgen yüzeyin görüntüsü.....	44
Şekil 1.22	GSI sınıflandırma sistemine göre kaya kütlelerinin dayanımın belirlenme yöntemi.....	49
Şekil 1.23	Sürkesizliklere dik yönde alınamayan ölçüm hattı boyunca gözlenen görünür aralık	50
Şekil 1.24	Paleodepremlerin belirlenmesinde kullanılan tipik stratigrafik izler	56
Şekil 1.25	Normal fayda Paleosismolojik analizlerin yapılması esnasında hendek yerlerinin belirlenmesi.....	57
Şekil 1.26	Bir doğrultu atımlı fay boyunca gelişen tektono-sedimentolojik süreçler.	58
Şekil 1.27	a) TLS sistemini oluşturan tarayıcı, tripod, güç kaynağı ve kontrol panelinden bir görüntü b) TLS sisteminin kurulması.....	61
Şekil 1.28	TLS cihazın çalışma prensibi	62
Şekil 1.29	Gülbahçe Fayının batı kolu üzerinde kurulan a) Hedef noktaları ve b) Lidar cihazının arazi görüntüsü.....	63
Şekil 1.30	TLS tekniğinde kullanılan işlem adımları.....	64
Şekil 1.31	Hendek açma ve temizleme ve kareajlama çalışmalarından görüntüler a) Doosan marka kepçe ile hendeklerin açılması b) Hendek duvarlarının temizlenmesi c) ve d) Hendek duvarlarının 1 x 1 m aralıklarla kareajlanması ve loglanması	66
Şekil 1.32	GBFZ'nin Batı kolunda açılan hendeğin ölçülü kesiti ve siltli-killi ince kum içerikli flüviyal çökel ile az çakıllı killi kumlu kolüvyal kamadan alınan OSL numunesinin duvardaki yeri.....	67

Şekil 1.33	Paleosismolojik çalışmalarda kullanılan yaşlandırma yöntemlerinden bazıları.....	68
Şekil 1.34	Doğadaki radyasyon kaynakları ve OSL ile yaş belirleme aşamaları.	69
Şekil 1.35	Lüminesans Mekanizmasında radyasyona maruz kalmış bir mineralde elektronların a-) Olağan hali b) Tuzaklanması c) Uyarılması d) Çıkarılması aşamaları.....	73
Şekil 1.36	Kozmojenik ^{14}C üretimi ve dağılımının küresel karbon döngüsü.....	75
Şekil 1.37	^{14}C izotopunun yarılanma süresi ile canlının öldükten sonraki geçen zaman arasındaki üstel ilişki grafiği.....	76
Şekil 1.38	OSL örneklerinin lüminesans yaşlandırma laboratuvarında kırmızı ışık altında etüvde kurutma için hazırlanması ve kullanılan elek ve dereceli kaplar.....	78
Şekil 2.1	a) Çalışma alanının kuşak jeoloji haritası b) GBFZ nin Kuzey kısmına ait genelleştirilmiş jeoloji haritası.	80
Şekil 2.2	Çalışma alanının stratigrafik kolon kesiti.....	81
Şekil 2.3	GBFZ'nin doğu kolunda yer alan ve Güvercinlik formasyonuna ait koyu-grimsi sarı renkli kireçtaşlarından bir görüntü	82
Şekil 2.4	Hacıgebeş Tepesi'nde dar bir alanda yüzlek veren Güvercinlik Formasyonuna ait kireçtaşları	83
Şekil 2.5	Çalışma alanının doğusunda dar bir bölgede gözlenen Nohutlan formasyonuna ait Kireçtaşları	84
Şekil 2.6	İzmir Yüksek Teknoloji kampüsünde Ballıkaya Deresi yakınlarında yeralan Kocadağ volkanitlerinden bir görüntü.....	85
Şekil 2.7	Ballıkaya Tepesi civarında gözlenen Çamurtaşı-Silttaşı-kumtaşı ardaşanmasından oluşan Güvendik formasyonu b) Güvendik formasyonu ile açısız uyumsuz bir şekilde üzerleyen Ballıkaya çakıltası.	87
Şekil 2.8	İYTE Kampüsü dışında yer alan Gülbahçe-İzmir karayolu üzerinde yeralan Güvendik formasyonuna ait kızılımsı kahverenkli pekleşmesi az kumtaşı- çamurtaşı ardaşanması ile Ballıkaya çakıltası arasında gözlenen açısız uyumsuzluk.	88
Şekil 2.9	Pleyistosen yaşlı Ballıkaya çakıltalarının sedimantolojik özellikleri	89

Şekil 2.10	Ballıkaya tepesinde yer alan ve volkanik kökenli blok boyutunda çakıltası ile pekleşmesi iyi killi-siltli-kumlu bağlayıcı içerikli Ballıkaya çakıltası	90
Şekil 2.11	Karmaşık yapılı, çok katlı tabakalı dokular içeren kanal dolgusu çakıltılarından oluşan Ballıkaya çakıltası'nın kesit görünümü	90
Şekil 2.12	Sineklikışla Deresi boyunca yeralan Kocadağ volkanitleri ve onları uyumsuz bir biçimde üzerleyen Alüvyon yelpazesi çökelleri.....	91
Şekil 2.13	İncirli deresi boyunca gözlenen ve çoğunlukla tutturulmamış çakıl ve daha az oranda kumdan oluşmuş yelpaze delta çökelleri	92
Şekil 3.1	Çalışma alanına ait 1/30000 ölçekli orto-fotoları.....	94
Şekil 3.2	GBFZ'nin orta ve güney kısımlarında kalan bölgenin litolojik, yapısal ve morfolojik özelliklerini gösteren blok diyagramı.....	94
Şekil 3.3	Tez alanın ArcMap 10.02 de oluşturulmuş 1/30.000 ölçekli sayısal yükseklik modeli.	96
Şekil 3.4	Tez alanının ArcMap 10.02 de oluşturulmuş 1:30.000 ölçekli eğim haritası	97
Şekil 3.5	Gülbahçe havzasında GBFZ etkisi altındaki 30 alt drenaj havzının Hipsometrik indisi (HI) haritası a)Gülbahçe havzasının kuzey bölümünde b)orta bölümünde c)güney bölümünde yer alan drenaj havzalarına ait hipsometrik eğriler	101
Şekil 3.6	Gülbahçe Fay Zonunun dağ önü sinüslüğü (Smf) değerleri ve Google Earth görüntüleri	105
Şekil 3.7	GBFZ boyunca asimetri faktörü hesaplanan (AF) havzalar	106
Şekil 3.8	Normal fay kontrolü altındaki 17 havzaya ait Vf değerlerinin ArcMap 10.5 programında değerlendirilmesi	106
Şekil 3.9	Gülbahçe Havzasının normal fay kontrolü altındaki drenaj havzalarına ait Vf ile Smf arasındaki ilişki.....	107
Şekil 3.10	Gülbahçe Havzasında normal faylar denetimindeki üçgen yüzeyler a) kuzey bölümü b)orta bölümü	108
Şekil 3.11	GBFZ'nin kuzey bölümünde tanımlanan üçgen yüzeylerin morfometrik analizleri a) Üçgen yüzeylerin ortalama eğim grafiğini b) yüksekliğini c) eortalama eğim ile ortalama yükseklik arasındaki ilişki.	109

Şekil 3.12	GBFZ'nin kuzey kısmında, sol ve sağ yönlü doğrultu atımlı fay kontrollü dere atımları ve Google Earth görüntüleri (a) Cinlipınar deresinde görülen 170 m lik atım (b) İncirli deresinde gözlenen 50 m lik atım (c) Ballıkaya deresinde görülen 50m, 175 m ve 35 m lik atımlar	111
Şekil 3.13	GBFZ'nin orta ve güney kısmında, sağ yönlü doğrultu atımlı fay kontrolünde meydana gelen dere atımları ve Google Earth görüntüleri (d) Veli deresinde görülen 210 m ve 1080 m lik atım (e) Söğüt deresi kolunda belirlenen 40 m ve 250 m lik atım (f) Söğüt deresi kolunda belirlenen 41 m lik atım ve İğdeliboğaz deresinde gözlenen 114 m lik atım.....	112
Şekil 3.14	GBFZ nin neden olduğudere ötelenmeleri ile memba kısmı uzunlukları arasındaki logaritmik ilişki.....	113
Şekil 3.15	GBFZ nin batı bölümünde yer alan İncirli deresinde meydana gelen 50 m sol yönlü atım	114
Şekil 3.16	İncirli Deresi güneyinde yapılan incelemeler sırasında alınan kinematik ölçümler.....	115
Şekil 3.17	Lidar ölçümü yapılan yerde Gülbahçe fayı tarafından sağ yanal ötelenen derenin arazi görüntüsü	116
Şekil 3.18	İncirli deresi üzerinde 2 mm x 2 mm duyarlılıkla taranarak ve nokta bulut değerlerinin jeodezik koordinatlara dönüştürülmesiyle oluşturulmuş haritası	116
Şekil 4.1	Gülbahçe Havzasının kuzeyinde yer alan K-G uzanımlı Gülbahçe Fay Zonunun havza içi faylanma geometrisini gösteren fay haritası.....	118
Şekil 4.2	GBFZ boyunca yapılan gözlem noktaları (Durak 1 ile Durak 5 arası) .	119
Şekil 4.3	GBFZ boyunca yapılan gözlem noktaları (Durak 6 ile Durak 9 arası) .	120
Şekil 4.4	Güvercinlik formasyonu boyunca yer alan eklem setleri.....	121
Şekil 4.5	Kapıkaya Deresinin güneyinde yer alan Güvercinlik Formasyonuna ait Kireçtaşlarında gözlenen sağ yanal atımlı (düşük rake açısı) doğrultu atımlı faya ait fay çizikleri	122
Şekil 4.6	İnceleme alanında açılan hendeklerde ana fay oblik gelişen faylarda yapılan kinematik ölçümler a) GBFZ nin doğu kolunda açılan hendekten	

	alınan ölçümler b) GBFZ nin orta kolunda açılan hendekten alınan ölçümler c) GBFZ'nin batı kolunda açılan hendekten alınan ölçümler	123
Şekil 4.7	İYTE Kampüsü içerisinde yer alan şevlerde Ballıkaya çakıltaşlarında gözlenen normal faylar	124
Şekil 4.8	GBFZ içindeki faylanmalara ait düzlemlerin makaslama düzlemlerinin kinematik ölçümleri ve bunların Win-Tensor 5.9.0 programında değerlendirilmesi.....	126
Şekil 4.9	a) 1999 yılı Landsat 5 uydu görüntüsünden elde edilen çizgisellikler b) 2020 Landsat 8 uydu görüntüsünden elde edilen çizgisellikler c) 2020 yılı Landsat 8 uydu görüntüsünden Sığacık Körfezinde belirlenen çizgisellikler	129
Şekil 4.10	1999 yılı Landsat 5 ve 2020 yılı Landsat 8 uydu görüntülerinden, ArcMap 10.5 ve Geomatica programları yardımıyla elde edilen “çizgi yoğunluğu”	130
Şekil 4.11	a) 1999 yılına ve b) 2020 yılına ait Landsat uydu görüntülerinden elde edilen çizgiselliklerin gül diyagramları ve doğrultuları	131
Şekil 5.1	1864 yılına ait Smyrna (İzmir) antik kent yerleşim haritası.....	134
Şekil 5.2	Tarihsel dönem boyunca bölgede ve GBFZ yakın çevresinde meydana gelmiş ≥ 6 olan depremlerin Googlr Earthteki görünümü.	137
Şekil 5.3	İzmir ve yakın çevresinin aletsel deprem aktivitesini gösteren sismotektonik haritası.....	139
Şekil 5.4	GBFZ nin orta kolunda açılan Hendek-1'in logu ve foto-mozoiği ve GBFZ boyunca açılan hendeklerin Google Earth görüntüsü	146
Şekil 5.5	GBFZ nin batı kolunda açılan Hendek-2'nin logu ve foto-mozoiği	149
Şekil 5.6	GBFZ nin doğu kolunda açılan Hendek-3'ün logu ve foto-mozoiği	153
Şekil 5.7	Hendek-1; Hendek-2 ve Hendek-3 te alınan kayma yüzeylerine ait ölçümlerin Win-Tensor programında yapılan kinematik çizimleri.....	154
Şekil 5.8	Hendek-3 için ^{14}C ve OSL örneklerinin OxCal v4.2.2 ile yapılan analiz sonuçlarına göre, hendekte belirlenen beş deprem (E1-E5).....	155
Şekil 5.9	Hendek-1 için ^{14}C ve OSL örneklerinin OxCal v4.2.2 ile yapılan analiz sonuçlarına göre, hendekte belirlenen beş deprem (E1-E5).....	156

Şekil 5.10	Hendek-2 için OSL örneklerinin OxCal v4.2.2 (Bronk R., 2008, 2009; Reimer ve diğer., 2009) ile yapılan analiz sonuçlarına göre, hendekte belirlenen üç deprem (E1-E3)	158
Şekil 5.11	GBFZ kollarında açılan Hendek-1, Hendek-2 ve Hendek-3 lerinden alınan numunelerin yaşlandırma sonuçlarına göre elde edilen E1-E4 deprem periyotlarına göre hazırlanmış model.....	160
Şekil 6.1	20 Mart 1389 tarihli depremin eş-şiddet haritası ($I_0 = X$) ve haritanın hazırlanmasında kullanılan ve tarihsel verilerde etkilenmiş olduğu belirlenen yerleşim yerleri.....	168



TABLÖLAR LİSTESİ

	Sayfa
Tablo 1.1 Değiştirilmiş Mercalli şiddet ölçeği (DMIS).....	14
Tablo 1.2 Sol yanal (LL) ve sağ yanal (RL)doğrultu atımlı faylarda yüzey kırılması uzunluğu (YKU), fay uzunluğu (FU), maksimum atım miktarı (MAM) arasındaki ampirik ilişki	18
Tablo 1.3 Türkiye'deki önemli diri fayların aktivitesini belirlemeye yönelik 1994 yılından itibaren yapılan çalışmalar.....	24
Tablo 1.4 Hi indis sınıflaması.....	40
Tablo 1.5 Tez kapsamında incelenen morfometrik indislerin özet tanımlamaları ve bulunmasında kullanılan formüller.....	46
Tablo 1.6 Kaya sınıfları ve puanları	50
Tablo 1.7 Aktif fayların paleosismolojik çalışmalar sonucunda sismik risk değerlendirmesi için yapılacak çalışma yöntemi.....	51
Tablo 1.8 Paleodeprem izlerini araştırmada kullanılan tektonik deformasyon ile oluşan birincil izler	54
Tablo 1.9 Paleodeprem izlerini araştırmada kullanılan ve sismik sarsıntılar ile oluşan ikincil izler.....	54
Tablo 1.10 Yaşlandırma yöntemlerine göre, kullanılan malzemeler	68
Tablo 3.1 Tez kapsamında yer alan kaya birimlerine ait Hoek ve Brown (1999) a göre GSI değerlendirmeleri ve kaya dayanım tanımlaması.....	98
Tablo 3.2 Gülbahçe Havzanda yer alan 30 alt havzaya ait havza şekli değerleri....	102
Tablo 3.3 Gülbahçe Havzanda yer alan 30 alt havzaya ait drenaj yoğunluğu (Dd) değerleri.....	103
Tablo 3.4 GBFZ kontrolü altında meydana gelen dere ötelenmeleri (D), memba kısmı uzunluğu (L) ve a katsayısı.....	110
Tablo 3.5 Gülbahçe Fayı üzerinde derenin sağ yanal ötelendiği fay zonu boyunca alınan fay ölçümü değerleri	115
Tablo 4.1 Arazi çalışmaları kapsamında GBFZ de yer alan 5 istasyondan alınan toplam 41 adet fay düzlemi, fay çiziyi ve sapma açısı ölçümleri.....	127

Tablo 4.2 Ana gerilme eksenleri arasındaki R oranına göre Gülbahçe bölgesinde gözlenen tektonik rejimler	128
Tablo 5.1 Urla ve çevresinde tarihsel dönem boyunca $I \geq 6$ olan depremler	138
Tablo 5.2.İzmir ili ve yakın çevresinde 1900-2019 tarihleri arasında oluşan ve odak mekanizma çözümü verilen aletsel dönem depremlerin zamanı, yeri, derinliği, büyüklüğü, fay parametreleri ve kullanılan referanslar	140
Tablo 5.3 Hendeklerden alınan OSL örneklerine ait Eşdeğer Doz (De), doz oranı ve hesaplanan OSLYaşları	144
Tablo 5.4 GBFZ boyunca açılan hendeklerden toplanan odun kömürü parçacıklarından elde edilen radyokarbon yaşları	145
Tablo 5.5 GBFZ de açılmış olan Hendek1- (T), Hendek-2 (T2) ve Hendek-3(T3) hendek duvarlarından elde edilmiş olay aralıkları ve bunlara karşılık gelen tarihsel depremler	159
Tablo 5.6 Gülbahçe Fay Zonu'na ait deprem gerçekleşme zamanları, gömülme süreleri ve deprem tekrarlanma periyotları.....	161

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

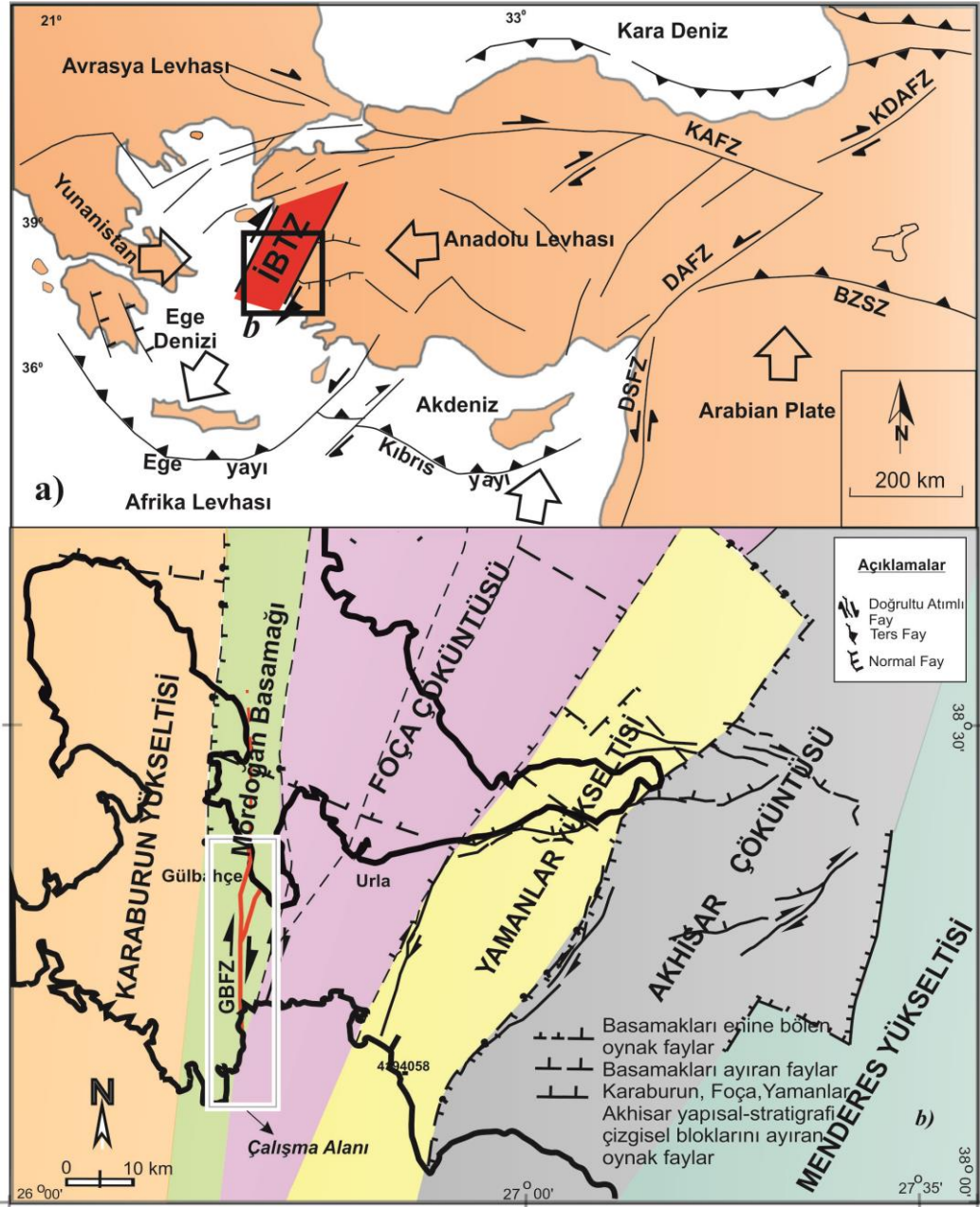
1.1 Çalışma Alanın Yeri

Doktora tez kapsamında incelenen Gülbahçe Fay Zonu (GBFZ), İzmir ilinin 45 km batısında bulunan Karaburun Yarımadasını doğudan sınırlamaktadır (Şekil 1.1). İzmir ili, Urla Belediyesi, Gülbahçe Mahallesi sınırları içerisinde bulunan inceleme alanı, Urla merkezinin yaklaşık 10 km batısında yer almakta olup; İzmir şehir merkezine yaklaşık 50 km mesafededir.

Kuzeyde İzmir ilinin Urla ilçesine bağlı Karapınar mahallesinden başlayıp Güneyde Merdivenli Koy, Düverlik' e kadar karada yaklaşık 40 km boyunca devam eden GBFZ, 1/100 000 ölçekli Urla L 17 paftasında yer almaktadır. Gülbahçe Fay Zonu, bu koydan itibaren Sığacık Körfezi içinde K-G uzanımlı bir şekilde yaklaşık 5 km boyunca daha devam etmektedir (Sözbilir ve diğer., 2009). Çalışma alanının batısında Çeşme, doğusunda Yağcılar ve Barbaros yerleşim yerleri bulunmakta olup; İzmir Yüksek Teknoloji Enstitüsü (İYTE) kampüsü çalışma alanı içinde kalmaktadır.

Çalışma alanına yaz-kış belediye otobüsleri ve dolmuşlar vasıtasıyla ulaşabilmek mümkündür. Akdeniz ikliminin hüküm sürdüğü bölgede, yıllık yağışın % 92 si yağışlı dönemde Ekim-Nisan, % 8'i ise kurak dönemde Mayıs-Eylül aylarında gerçekleşmektedir (Meteoroloji Genel Müdürlüğü, 2021).

Çalışma alanının içinde yer aldığı Batı Anadolu yıllardır bilim insanlarının ilgi odağı haline gelmiştir. Bölgeyi denetleyen en önemli yapısal öğeler D-B yönlü sıkışma ve K-G yönlü gerilmeler etkisinde oluşmaktadır (Dewey ve Şengör, 1979; Jackson ve Mckenzi, 1984; Şengör ve diğer., 1985; Seyitoğlu ve Scott, 1991; İnci ve diğer., 2003; Sözbilir ve diğer., 2019; Uzelli ve diğer., 2017; Sözbilir ve diğer., 2009).

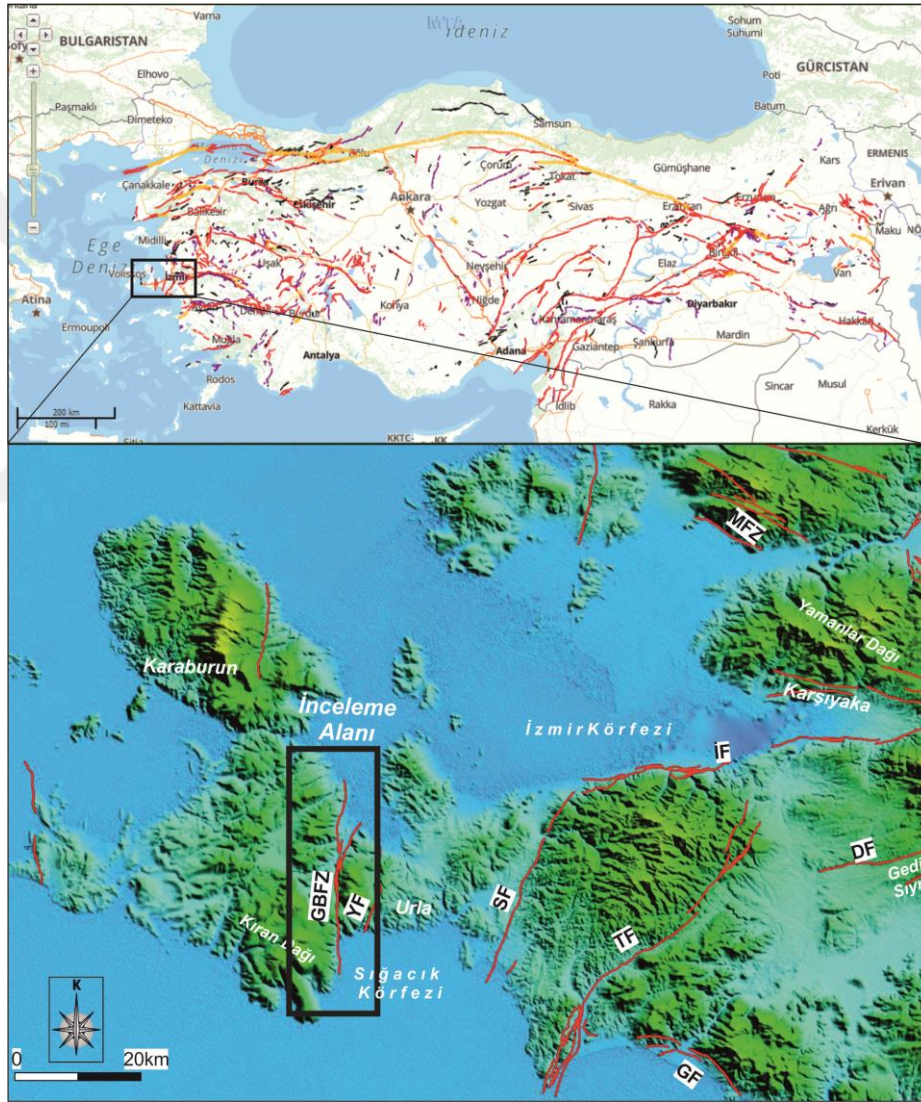


Şekil 1.1 a) Türkiye'nin ana tektonik hatları ve İzmir Balıkesir Transfer Zonu (İBTZ) (GBFZ: Gülbahçe Fay zonu; DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu; BZSZ: Bitlis-Zagros Yapısal Zonu; KDAFZ: Kuzeydoğu Anadolu Fay zonu; DAFZ: Doğu Anadolu Fay zonu (Kaya, 1979 'den değiştirilerek) b) GBFZ nin batıdan doğuya doğru gelişen horst-graben sistemindeki yeri

Geç Oligosen-Erken Miyosen' de başlayan bu tektonik rejim etkisinde şekillenen bölgede, batıdan doğuya Karaburun yükseltisi, Mordoğan Basamağı, Foça çöküntüsü, Yamanlar yükseltisi, Akhisar Çöküntüsü ve Menderes Yükseltisi

oluşturmuştur. Buna göre, çalışma alanı Karaburun Yükseltisi ile Foça Çöküntüsü arasında kalmaktadır (Kaya, 1979).

Son yıllarda tanımlanan İzmir-Balıkesir Fay Zonu (İBTZ) içinde kalan Gülbahçe fayı (Sözbilir ve diğer., 2003a) Karaburun yarımadasının doğu sınırını oluşturur (Sözbilir ve diğer., 2007; Özkaymak ve Sözbilir, 2008; Uzel ve Sözbilir, 2008; Sözbilir ve diğer., 2011; Emre ve diğer., 2011; Özkaymak ve diğer., 2011) (Şekil 1.2).



Şekil 1.2 Aktif fay haritasında çalışma alanının yeri (Emre ve diğer., 2013) (GBFZ: Gülbahçe Fay Zonu; YF: Yağcılar Fayı; SF: Seferihisar Fayı; İF:İzmir Fayı; TF: Tuzla Fayı; GF: Gümüşdüz Fayı; DF: Dağkızılca Fayı, MF: Manisa Fayı; MFZ: Menemen Fay Zonu)

1.2 Amaç

Bu tezin amacı, Gülbahçe Fay Zonu' nun, hendek tabanlı Paleosismolojik araştırmalarını yapmak ve Holosende ürettiği depremlerle ilgili bilgi toplamaktır. Bu amaç kapsamında, Gülbahçe fayının segment yapısı, deprem tekrarlama aralığı, fay zonunun genişliği, kayma hızı ve son ürettiği yıkıcı deprem ile bundan sonra ne zaman deprem üreteceğinin ortaya konması hedeflenmiştir. Bu çerçevede fayın geçmişte üretmiş olduğu büyük depremlerin açılacak hendeklerden (trench) elde edilecek verilerle araştırılması ve bölgenin sismik tehlike değerlendirilmesi yapılmıştır.

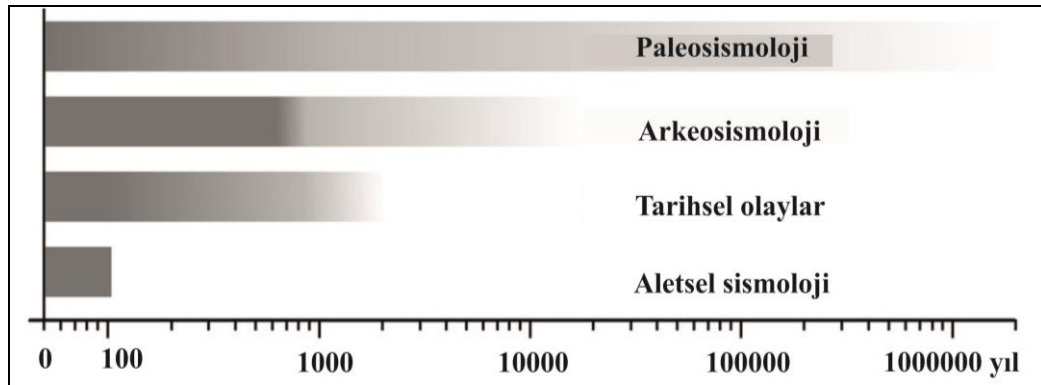
1.3 Terminoloji

Bu bölümde, tez kapsamında kullanılan teknik terimlerin tanımları yapılmıştır. Bu kapsamda, fayın aktivitesini belirlemede kullanılacak paleosismolojik çalışmaların doğru bir şekilde yapılabilmesi için öncelikle terminolojik tanımlamalar yapılmış, tez kapsamında “Aktif fayları belirlemede yapılan paleosismolojik çalışmalar nelerdir?” sorularına cevap aranmış ve aşağıda özetlenmiştir.

Paleosismoloji: Aletsel dönem öncesi zamanda meydana gelen depremleri, yer, zaman ve büyüklük açısından inceleyen bir bilim dalı olan (McCalpin, 2009) paleosismoloji çalışmaları, ülkemizde özellikle 1999 depremi sonrasında hız kazanmıştır.

Amerika Birleşik Devletleri Ulusal Araştırma Konseyi (NRC) (2003)' e göre jeolojinin bir alt dalı olan “*Paleosismoloji*”yi, fayların neden olduğu ötelenmeleri ve aletsel dönem öncesi meydana gelen depremlerin oluş zamanını ortaya çıkarmak için yapılan çalışmalar olarak tanımlamaktadır. Aki (2003) ve Yeats ve Prentice (1994) ise, paleosismolojiyi her bir depremin meydana gelmesinden sonra onlarca yıldan binlerce yıla kadar ayrı ayrı çalışan bir bilim dalı olarak tanımlamışlardır. Michetti ve diğer. (2005) ise eski depremlerin jeolojik ve jeomorfolojik özelliklerini inceleyerek onların yeryüzündeki etkilerini belirleyen bilim dalı olarak tanımlamaktadırlar.

Aktif tektonik terimi ile genellikle aynı anlamda kullanılan **“Deprem Jeolojisi”** terimi ise, gelecekte meydana gelmesi beklenen tektonik hareketleri tanımlamakta kullanılmaktadır (Amerika Birleşik Devletleri Ulusal Havacılık ve Uzay Kurumu (USGS, 2012). **“Neotektonik”**, yerkabuğunun Miyosen (23 milyon ile 5 milyon yıl öncesi) sonrası yapılarını inceleyen (Glossary of Geology, 2012) bilim dalıdır. **‘Aktif Tektonik’** ise gelecekte olması beklenen tektonik hareketleri inceleyen bilim dalıdır (Keller ve Pinter, 2002; Wallace, 1986). **“Morfoteknik”** ile aynı anlamı taşıyan **“Tektonik Jeomorfoloji”** (Glossary of Geology, 2012), yer kabuğunun tektonik veya yapısal ilişkilerini inceleyen bilim dalıdır (Glossary of Geology, 2012). **“Sismik Jeomorfoloji”** yi deprem nedeniyle meydana gelen deformasyonları inceleyen bilim dalı olarak tanımlayan araştırmacılar, bu deformasyonların Holosen çökellerinde bıraktıkları izlerin yardımıyla eski deprem izlerine ulaşılabileneceğini belirtmektedirler (Dramis ve Blumetti, 2005; Sözbilir ve diğer., 2009; McCalpin 1996). **“Arkeosismoloji”** ise, arkeolojik kalıntılar üzerinde eski depremlere ait sismik olayları araştıran bir bilim dalıdır (Guidoboni ve diğer., 1996). Geçmiş depremleri araştırmak için kullanılan farklı yöntemlere ait zaman çizelgesi Şekil 1.3 te sunulmuştur.



Şekil 1.3 Geçmiş depremleri araştırmak için kullanılan yöntemlere ait zaman çizelgesi (Caputo ve Helly, 2008).

Fay : Yer kabuğunda yer alan milimetre boyutundan binlerce kilometreye kadar uzanabilen (U.S. Geology Survey, 2021), jeolojik birimlerin ötelenmesine neden olan (Lyell, 1830) süreksizliklere *“fay”* denir ve fay düzleminin hareket yönüne göre isimlendirilirler. Fay düzleminin her iki tarafındaki blokların hareketi bölgesel

gerilme rejimine bağı olarak yanal veya düşey yönde olabilmektedir (Burbank ve Anderson, 2009). Bölgesel gerilme içerisinde en yüksek gerilme eksenini (σ_1) düşey yönde ise normal faylar, en düşük gerilme eksenini (σ_3) düşey yönde ise ters faylar ve orta büyüklükteki gerilme eksenini (σ_2) düşey konumda ise doğrultu atımlı faylar gelişir (Anderson, 1951; Erturaç, 2016).

Faylarda, tavan ve taban bloğunun hareketine göre üç tip fay tanımlanmaktadır. Eğer tavan bloğu taban bloğuna göre aşağıya doğru hareket ediyorsa *normal fay*, yukarı doğru hareket ediyorsa *ters fay* olarak isimlendirilir. Fay düzleminin eğiminin 45^0 ve daha az olduğu durumlardaki ters fay, *bindirme fayı* olarak, isimlendirilirler (Day, 2004). *Doğrultu atımlı faylarda* ise hareket yönü yanal yöndedir ve sağ veya sol yanal atımlı olabilir (Kupfer, 1960; Badgley, 1965; Erturac, 2016).

Diri Faylar ve Tektonik Jeomorfoloji: Diri faylar, üretmiş oldukları depremlerin sayısına ve hareketin meydana geliş zaman dilimine göre 4 ana kategoride incelenirler (Emre ve diğer., 2016). Bunlar:

- Deprem Yüzey Kırığı: 1900 yılından sonra meydana gelen, moment büyüklüğü yüksek olan depremlerin oluşturduğu yüzey kırığının uzun olması durumunda fay “*Deprem Yüzey Kırığı*” olarak isimlendirilir.
- Holosen Fayı: Holosen’de (10.000 yıl –günümüz) deprem üretmiş faydır.
- Kuvaterner Fayı: Kuvaterner sırasında yüzey kırığı üretmiş olduğu ispatlana bilinen faylardır (2.588 milyon yıl-günümüz).
- Olası Kuvaterner Fayı veya Çizgisellik: Kuvaterner’de aktif olduğu tahmin edilen ancak ispatlanmamış faylardır. Bu faylar, topografik özelliklerle ilişkili olabilirler.

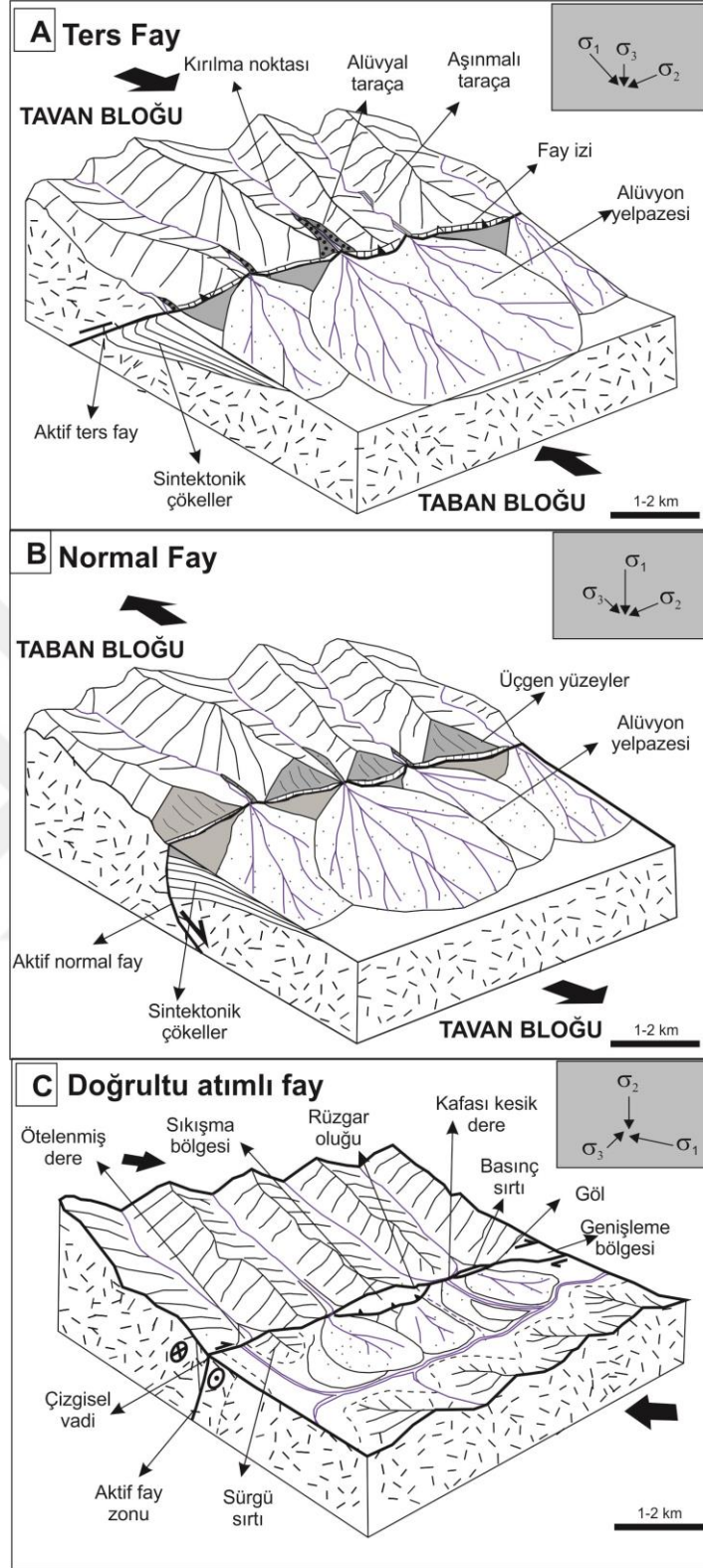
Tektonik jeomorfoloji: Aktif bir fayın farklı yapısal bölümlerinin belirlenmesinde ve potansiyel olarak en aktif segmentin tahmin edilmesinde kullanıla bilinir (Azor ve diğer., 2002; Özkaymak, 2012).

Aktif tektonik alanlarda morfolojik gelişim erozyon, taşınma ve sedimantasyon gibi yüzeysel süreçlerin bir sonucu olarak oluşur. Yani, özel jeomorfolojik, yapısal

ve sedimanter unsurlar bölgenin jeolojik unsurlarına göre değişiklik gösterir. Örneğin yükselmiş ve kıvrımlanmış havzalar, aşındırılmalı taraçalar ters fayları işaret ederken, üçgen yüzeyler ve genişleme alanları normal fayları (Graveleau ve diğer., 2015) işaret eder. Bunun yanında ötelenmiş dereler ve taraçalar, başları kesilmiş akarsular, basınç sırtları doğrultu atımlı fay zonları boyunca gelişen önemli jeomorfolojik belirteçlerdir (Wesson ve diğer., 1975) (Şekil 8).

Doğrultu atımlı fay zonları, kıta ve okyanus kabuğunda, dağ kuşakları boyunca (transform fayları) ve bindirme kuşakları boyunca (yırtilma fayları) ve çok çeşitli ölçeklerde olabilir (Tchalenko, 1970). Blokların hareketine göre ve fay zonunun özelliklerine göre çekme ve sıkıştırma kuvvetlerinin etkisiyle doğrultu atımlı faylar, normal faylarla veya ters faylarla sonlana bilinir ve negatif ve pozitif çiçek yapısı gibi şekiller oluşabilir.(Lowell, 1972; Sylvester ve Smith, 1976; Harding, 1985; Dooley ve diğer., 1999; Cunningham ve Mann, 2007). Aktif doğrultu atımlı faylar, fay sarplığı, ötelenen sırt, çek-ayır havzası, ötelenen dereler, terk edilmiş dere kanalları, alüvyal yelpazeler, çizgisel gidişli vadiler gibi karakteristik yapılar oluşturabilirler (Keller, 1986). Bunun yanında normal faylar doğada kendilerini arazinin basamaklı yapı sunması, üçgen yüzeylerin oluşması, alüvyon yelpazelerin oluşması ile belli ederken; sıkışma rejimi altında gelişen ters faylar ise yatay tabakaların yerel olarak kıvrımlanması, ötelenmesi, tersine kıyı hatları gibi deformasyonlara sebebiyet verirler (Şekil 1.4).

Ayrıca, doğrultu atımlı faylar at kuyruğu şeklinde dallanarak sonlana bilinir (Şekil 1.5). Kırılgan olması nedeniyle dallanmaların gözlemlendiği bu tip faylarda, yer değiştirmeler bu birbirinden ayrılan dallar üzerine yayılır. Bu küçük faylar, ana faydan uzaklaşarak ve bloğun içine doğru kavışken ilerler ve at kuyruğu yayılımı (horstal splay) adı verilen karmaşık bir zon oluştururlar (McClay ve Bonora, 2001).



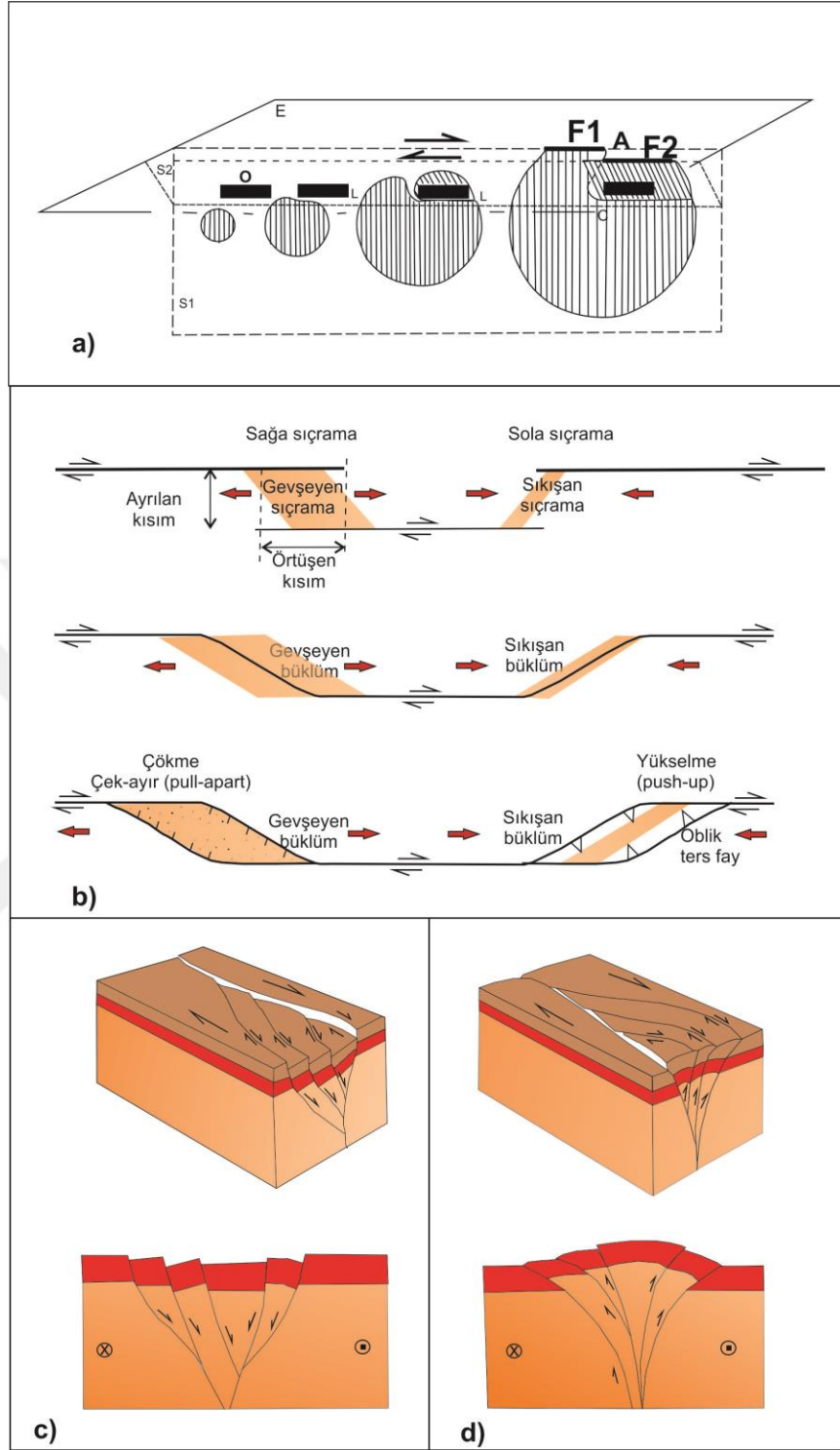
Şekil 1.4 Yapısal özelliklere bağlı gelişmiş jeolojik unsurlar a) ters fayların b) normal fayların c) doğrultu atımlı fayların sahadaki belirteçleri (Wesson ve diğer., 1975)



Şekil 1.5 Doğrultu atımlı fayların sonlanma modellerinden sintetik at kuyruğu (yay) fayları (Grohmann ve Hargitai, 2014)

Faylar ilerlerken genellikle yırtılmaya direnen bölgelerle karşılaşabilir. Bu durumda fay en düşük dayanımlı, kolaylıkla makaslamaya uğrayabilecek yolu takip etmek ister (Sibson, 1986). Faylar engel ile karşılaştıklarında öncelikle bükülebilirler ve engelin etrafından stresli ve plastikleşmiş bir bölge bırakarak ilerleyebilir Şekil 1.6-a da doğrultu atımlı bir fayda aşmalı (en-echelon) fay ile F1 ve F2 nin oluşumu gösterilmiştir. Özellikle doğrultu atımlı faylarda yapılan incelemelerde, depremin fayı önce uç noktalarından kırarak ilerlediği; ilerlerken çekme veya gerilme sıçramaları oluşturduğu belirtilmiştir (Crowell, 1974a; Segall ve Polard, 1980; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Sibson, 1986) (Şekil 1.6b). Çekme sıçramalarının görüldüğü yerlerde oluşan negatif çiçek yapısının oluşması olağandır (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988) (Şekil 1.6c).

Büyük doğrultu atımlı fayların uçlarındaki antitetik ve sintetik splay (yay) fayları, fayın genişleme veya sıkıştırma özelliğine uygun olarak düşük açılarla (genellikle $< 30^{\circ}$) ana faydan ayrılırlar (Kim ve Sanderson, 2006). Büyük ölçekli tortul havzalarda yer alan normal bileşenli doğrultu atımlı fayların uç kısımlarında, genişleme at kuyruğu yayları gözlenebilir. Bunun tersi olarak, ters bileşenli doğrultu atımlı fayların sonlanma kısımlarında sıkıştırma at kuyruğu yayı ve kıvrımları gözlemlenebilir (Grohmann ve Hargitai, 2014; Kim ve Sanderson, 2006).

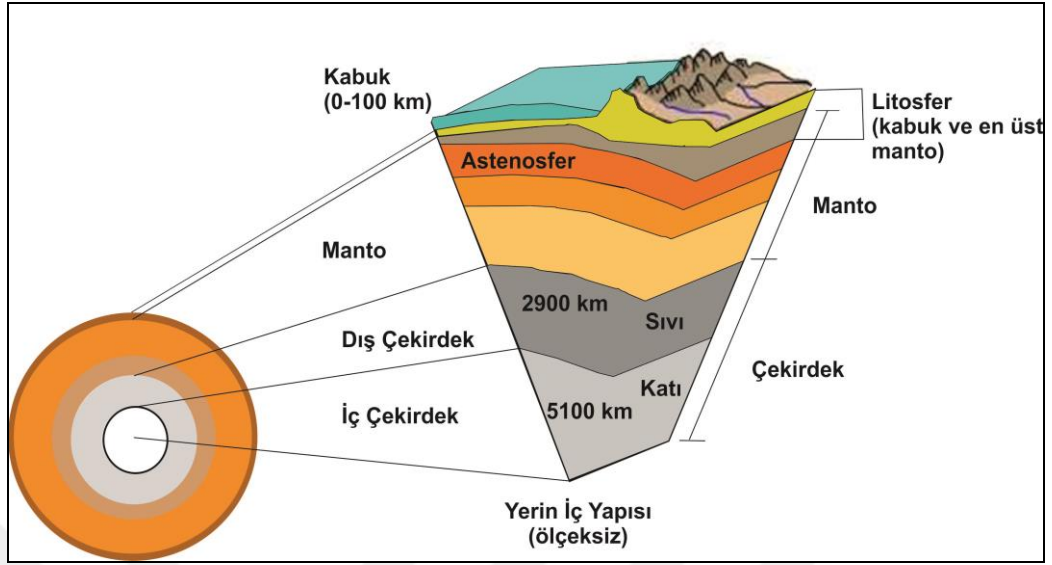


Şekil 1.6 a) Sağ doğrultu atımlı fayın dayanımı yüksek, yırtılmaya dirençli (O) kaya ile karşılaşması ile gelişen aşmalı faylar (F1-F2)(Jackson, 1987 ve Sibson, 1986' dan değiştirilerek) b) Sağ yanal doğrultu atımlı faylarda genişleme ve sıkışma sonucu gelişen sıçrama ve büküm yapıları c) Normal fay bileşenli doğrultu atımlı faylarda gelişmiş negatif çiçek yapısı d) Ters fay bileşenli doğrultu atımlı faylarda gözlenen pozitif çiçek yapısı (Twiss ve Moores, 1992)

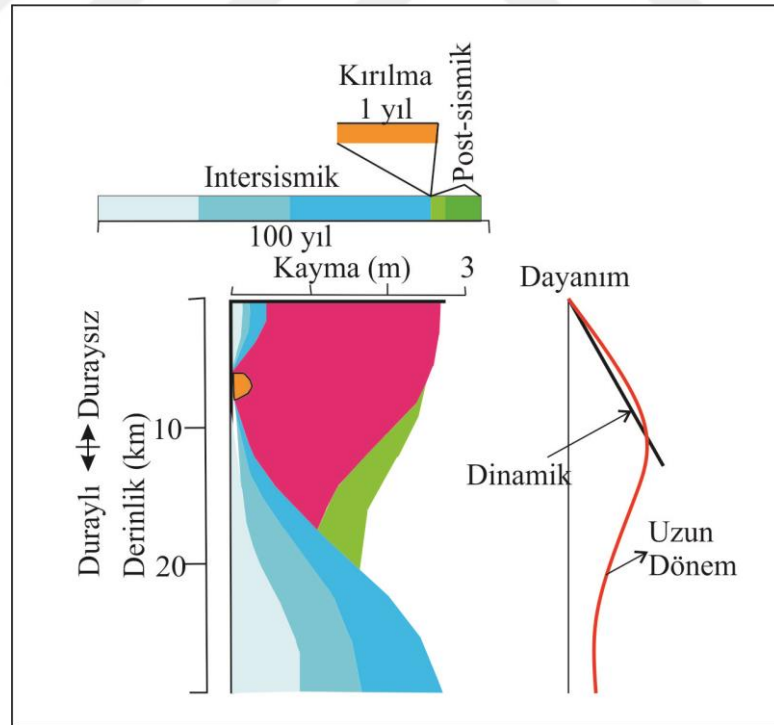
Deprem parametreleri: Jeolojik ve jeofizik çalışmalar sonucunda oluşturulan yeryüzü modeline göre (Şekil 1.7) yerkürenin dış kısmında “*Litosfer*” adı verilen ve yaklaşık kalınlığı 70-100 km olan bir taşküre yer almaktadır. Tüm jeolojik süreçlerin ve depremlerin meydana geldiği bu kısmın altında yaklaşık kalınlığı 2900 km olan “*Manto*” ve onun altında da karışımının Nikel-Demir olduğu kabul edilen “*çekirdek*” yer almaktadır (Öncel, 2005). Litosferde yer alan tektonik sınırlar boyunca gerilmenin boşalması “*deprem*” adı verilen doğa olayı ile sonuçlanır. Mantodan derinlere indikçe sıvı kısımlar bulunmaktadır. Bu sıcak sıvının oluşturduğu konveksiyon akım, taş kabuğun parçalanmasına ve levhaların oluşmasına neden olmaktadır. Halen 10 büyük levha ve çok sayıda küçük levhalar vardır (Frankel ve Owen, 2013). Bu levhalar üzerinde duran kıtalar sürtünme kuvvetinin yenildiği zamanlarda insanların hissedemeyeceği bir hızda hareket etmektedirler.

Kısa bir zaman aralığında gerçekleşen bu hareket ile depremler oluşur ve geçtiği ortamları sarsar (Reid, 1911). Bu kurama göre, herhangi bir noktada, zamana bağımlı olarak, yavaş yavaş oluşan birim deformasyon birikiminin elastik olarak depoladığı enerji, kritik bir değere eriştiğinde, fay düzlemi boyunca var olan sürtünme kuvvetini yenerek, kayaç bloklarının birbirine göreli hareketlerine neden olur. Bu olay ani yer değiştirme hareketidir. Bu ani yer değiştirmeler ise bir noktada biriken birim deformasyon enerjisinin açığa çıkması, boşalması, diğer bir deyişle mekanik enerjiye dönüşmesi ile ve sonuç olarak yer katmanlarının kırılma ve yırtılma hareketi ile olmaktadır. Deprem ile fay arasındaki ilişki Şekil 1.8 de sunulmuştur. Bu gerilme boşalması tektonik sınırlar boyunca her zaman aynı anda aynı miktarda olmaz. Gerilme boşalmasının olmadığı, uzun süre hareketsiz kalan bir fayın deprem üretme potansiyelinin en fazla olduğu yere “*sismik boşluk*” denir (McCann ve diğer., 1979).

Depremler, özellikle litosferin üst kısmında, meydana gelir (Sholz, 1998). Çünkü kayalar özellikle yerin 11 km derinliğin altında (Tse ve Rice, 1986) plastik bir davranış sergilerler (Şekil 1.8).

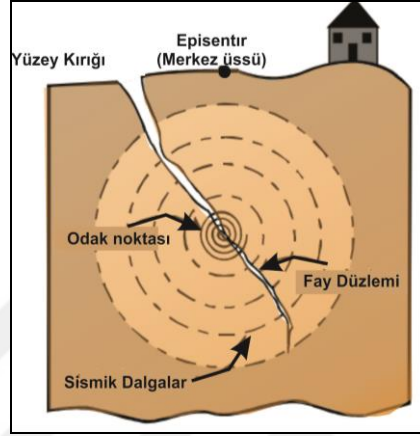


Şekil 1.7 Yerin iç yapısı (U.S. Geological Survey, 2021) Tüm depremler litosfer adı verilen taşkürede meydana gelmektedir



Şekil 1.8 Deprem döngüsünde, bir doğrultu atımlı faya ait kayma modeli(Yaklaşık 11 km derinlikte model duraysız bölgeden duraylı bölgeye geçmektedir) (Tse ve Rice, 1986)

Yüzey doğru kırılmalık kazanan kayalar enerji boşalımı esnasında zayıflık düzlemi (fay düzlemi) boyunca kırılırlar. Bir fay düzleminin kırılmaya başladığı yer odak noktası (**hiposantur** veya iç merkez), odak noktasına en yakın olan yer üzerindeki nokta da **episentur** (dış merkez veya merkez üssü) olarak tanımlanır (Şekil 1.9) (Kerr ve diğer., 2003).



Şekil 1.9 Oluşan bir depremin odak noktası (Kerr ve diğer., 2003'ten değiştirilerek)

Sismik dalgalar: Depremler, fay kırılması nedeniyle oluşturulan çeşitli sismik dalgalardan kaynaklanırlar (Day, 2012). Sismik dalgalar P ve S dalgalar olmak üzere iki ana türe ayrılır ve sismometre denen alet ile ölçülür. Primer dalga veya boyuna dalga olarak da bilinen **P dalgası**, yayılma hızı en fazla olan sismik dalgalardır. Sahaya ilk olarak varan P dalgalarının yayılma hızı 6 ile 8 km/s arasında değişir ve genellikle yıkıcı özelliği yoktur. **S dalgaları** ise ikincil dalgalar olup; içinden geçtikleri kaya kütlesi boyunca 3 ile 4 km/s lik bir yayılma hızıyla hareket ederler (Yeats ve diğer., 1997).

Depremin şiddeti ve büyüklüğü: Yer kabuğunun belirli derinliklerinde meydana gelen bir depremin, yeryüzünde yapılar, doğa ve insanlar üzerindeki etkisinin bir ölçüsü olan “**deprem şiddeti**”, şiddet cetveline göre değerlendirilmektedir. "Mercalli Cetveli (MM)" ve "Değiştirilmiş Mercalli (DM)" şiddet cetvelleri günümüzde kullanılan başlıca şiddet cetvelleri olup I-XII şiddet derecesini kapsamaktadır (Stover ve Coffman, 1993). Genellikle şiddeti VI ve daha küçük olan depremler yüzeyde hasar meydana getirmezken, şiddeti VI ile XII arasında ki depremler yapılarda ve

doğada önemli hasarlar can ve mal kayıplarına sebebiyet verirler. Depremi şiddet simgesi (I) dır ve bir depremdeki en büyük şiddet değeri I_0 olarak belirlenir. Eş şiddet çizgileri (izoseist) dairesel bir görüme veya depreme sebep olan fayın doğrultusu boyunca uzanan elips şeklinde olabilir. Uzaklığa bağlı deprem şiddetinin nasıl azalacağı konusunda İpek ve diğer. (1965) yaptıkları çalışma ile Türkiye için;

$$I = I_0 + 3,58 - 3,33 \log x \quad (1.1)$$

bağıntısını elde etmişlerdir. Burada I , depremin şiddetini; I_0 , depremin en büyük şiddet değerini ve x , depremin merkez üssü ile hissedildiği yer arasındaki mesafeyi temsil etmektedir. Değiştirilmiş Mercalli şiddet cetveli yanında Avrupa Makrosismik Ölçeği (EMI), Medvedev-Sponheur-Karnik (MSK) ve Japon (JM) ölçekleri en çok kullanılan ölçeklerdir. Modifiye Mercalli Ölçeği ve deprem şiddet ölçeği (I_0) ve tanımlamaları Şekil 1.10 da ve açıklamaları **Tablo 1.1** de sunulmuştur.

Tablo 1.1 Değiştirilmiş Mercalli şiddet ölçeği (DMIS) (Richter, 1958)

<u>Şiddet (I)</u>	<u>Büyüklik (M)</u>	<u>Açıklama</u>
I	1.0 - 3.0	Hissedilmez.
II		Nadiren hissedilir.
III	3.0 - 3.9	Binaların üst katlarında oturanlar tarafından hissedilir.
IV		Herkes tarafından hissedilebilir. Avizeler, sokak lambaları titreşebilir.
V	4.0 - 4.9	Herkes tarafından hissedilir ve korku verebilir. Dengesiz nesneler düşüp kırılabilir.
VI		Herkes tarafından hissedilir ve korku verebilir. Bazı ağır mobilyalar hareket edebilir. Genel olarak yapılarda az hasara yol açabilir.
VII		İyi tasarlanmamış yapılarda hasara yol açabilir. Bazı bacalar yıkılabilir.
VIII		Tasarımı kötü yapılarda yıkıma ve hasara sebebiyet verebilir. Bacalar devrilebilir, duvarlar yıkılabilir.
IX	6.0 - 6.9	İyi tasarlanmış yapılarda da hasar görülebilir. Yer yer yıkımlar görülür. Binalar temellerinden kayabilir.
X		Ahşap yapıların hepsi yıkılabilir. Demiryolları eğilir.
XI	7.0 ≤ M	Birçok bina yıkılabilir. Demiryolları büyük oranda eğilir ve bükülür.
XII		Tüm binalar yıkılır. Ufuk çizgisi oynak bir yüzeye dönüşür.

ESI-2007	ÖNCELİKLİ ETKİ		İKİNCİL ETKİLER JEOLÖJİK VE JEOMORFOLOJİK KAYITLARLA İLGİLİ				DİĞER İKİNCİL ETKİLER		DİĞER İKİNCİL ETKİLER	
	Yüzey Yırtılması	Atım	Uzunluk	Genişlik	Şev Hareketleri	Sıvılaşma Asamaları	Deniz dalgı anamnelisi ve tsunamisi	Hidrojeolojik Anomali	Ağaç Hasarları	Etkilenen Alan
ÇEVRESEL ETKİ ÇOK AZ										
I-III	Etkisi Yok	Etkisi Yok	Nadir	Nadir	Nadir	Sadece kuru seviyeler (simit)	Deniz seviyesinde değişimler	Geçici su seviyesi değişikliği	Ağaç Hasarları	Nadir
IV	Etkisi Yok	Etkisi Yok	Etkisi Yok	Etkisi Yok	Etkisi Yok	Silt	Dalgalar < 1 m	Suyun ısınması	Ağaç Hasarları	Epsentral zonu içerisinde 1 km²
VII	Etkisi Yok	Etkisi Yok	Etkisi Yok	Etkisi Yok	Etkisi Yok	Kum	Dalgalar 1-2 m	Suyun ısınması	Ağaç Hasarları	10 km²
VIII	Etkisi Yok	Etkisi Yok	Etkisi Yok	Etkisi Yok	Etkisi Yok	Çakıl	Dalgalar 3-5 m	Suyun ısınması	Ağaç Hasarları	100 km²
IX	Etkisi Yok	Etkisi Yok	Etkisi Yok	Etkisi Yok	Etkisi Yok	Kum kaynamaları	Dalgalar > 10 m	Suyun ısınması	Ağaç Hasarları	1.000 km²
X	Etkisi Yok	Etkisi Yok	Etkisi Yok	Etkisi Yok	Etkisi Yok	Dev dalgalarda	Tsunamiler	Suyun ısınması	Ağaç Hasarları	5.000 km²
XI	Etkisi Yok	Etkisi Yok	Etkisi Yok	Etkisi Yok	Etkisi Yok	Dev dalgalarda	Tsunamiler	Suyun ısınması	Ağaç Hasarları	10.000 km²
XII	Etkisi Yok	Etkisi Yok	Etkisi Yok	Etkisi Yok	Etkisi Yok	Dev dalgalarda	Tsunamiler	Suyun ısınması	Ağaç Hasarları	50.000 km²
Hem jeolojik hem de jeomorfolojik değişimler										
Genellikle jeolojik bazen jeomorfolojik değişimler										
Sadece jeoloji değişimleri										
TANIMLANMIŞ ZARAR VEREN										
TAHRİB EDİCİ										
ÇOK TAHRİB EDİCİ										
YIKICI										
TANIMLANMAMIS VE SİMGELER										

Şekil 1.10 Çevresel değişimlere göre belirlenmiş Sismik Şiddet Ölçeği 2007 –ESI 2007 (Silvia ve diğer., 2008 ve Reichter ve diğer., 2009 ‘dan değiştirilerek)

Deprem büyüklüğü: Richter tarafından 1935 yılında bulunan bir yöntemle deprem sırasında açığa çıkan enerjinin bir ölçüsü olarak tanımlanmıştır. Bunun için “Magnitüd” terimi kullanılmıştır (Richter, 1935; Gutenberg ve Richter, 1956). Kaydedilen zemin hareketinin mikron cinsinden genliğinin 10 tabanına göre logaritması olarak tanımlanan “*magnitüd*”, yeryüzünde en yüksek 8,9 olarak kaydedilmiştir (AFAD, 2020). Sismograflar depremin büyüklüğü için bazı ölçekler tanımlamışlardır ve bunların en yaygın olarak kullanılanlarını aşağıdaki gibi özetlemişlerdir (USGS, 2020) :

Lokal magnitüd (M_L): Depremin yerel büyüklüğü, Richter ölçüsüne göre belirlenir ve aşağıdaki formül ile hesaplanmaktadır (Richter, 1935):

$$M_L = \log A + 2,556 \log D - 1,67 \quad (1.2)$$

(A: Mikrometre olarak ölçülen yer hareketi D: Depremin meydana geldiği mesafeye olan uzaklıktır (km)). Bu yöntem büyüklüğü < 6,0 ve uzaklığı 700 km den az depremler için kullanılır.)

Cisim dalgası büyüklüğü (M_b): Sicim dalgalarının (P ve S dalgalarının) genliği dikkate alınarak tanımlanan büyüklük olup aşağıdaki formül ile ifade edilmektedir (Gutenberg ve Richter, 1956):

$$M_b = \log(A/T) + Q(h, X) \quad (1.3)$$

(A: micron olarak yer hareketinin genliğini, T: saniye cinsinden hareketin periyodunu ve Q(h, X): derinlik ve uzaklığa bağlı düzeltme fonksiyonu olarak kullanılır)

Moment magnitüd (M_w): Moment büyüklüğü: Bu ifade genellikle yıkıcı depremlerin büyüklüğü belirlemekte kullanılmaktadır. Moment büyüklüğünün belirlenebilmesi için önce sismik momentin (M₀) belirlenmesi gerekmektedir (Yeats ve diğer., 1997). Sismik moment (M₀) aşağıdaki formül ile hesaplanabilir (Idriss, 1985):

$$M_0 = \mu A_f D \quad (1.4)$$

(μ : fay düzlemi boyunca materyalin kayma modülünü ifade eder (N/m²), A_f : kayan fay düzleminin alanını ifade eder (m²), D: atım miktarını simgeler (m)). Sismik moment (M_0) kullanılarak aşağıdaki denklem yardımıyla moment büyüklüğü hesaplanabilir (M_w) (Kanamori (1977); Hanks ve Kanamori (1979):

$$M_w = -6,0 + 0,67 \log M_0 \quad (1.5)$$

Yüzey dalgası büyüklüğü (M_s): 20 saniyelik bir periyoda sahip yüzey dalgalarının genliğine göre hesaplanan yüzey dalgası büyüklüğü (M_w), aşağıdaki formüle göre hesaplanmaktadır (Gutenberg ve Richter, 1956):

$$M_s = \log A' + 1,66 \log \Delta + 2,0 \quad (1.6)$$

(A' : maksimum yer değiştirmeyi ifade eder (μm) , Δ :sismografa derece olarak dış merkez uzaklığını ifade eder (yerin çevresi 360° olarak alınır)).

Post-Sismik dönemden sonra başlayan “*deprem döngüsü*” esnasında biriken enerji “*yırtılma zonunun*” boyutunu ve yer değiştirme miktarını yani “*atım*” ı belirler. $M > 6$ olan depremler bir kaç metre uzunluğunda yüzey kırığı oluşturabilir (Scholz, 1990). Arazi gözlemlerine dayalı verileri kullanarak deprem büyüklüğü ile fay yırtılma parametreleri arasında bir çok ampirik ilişki geliştirilmiştir. Bu ampirik ilişkilerden doğrultu atımlı faylar için kullanılanları Sümer ve diğer (2018) den özetlenerek aşağıda sunulmuştur (Tablo 1.2).

Araştırmacılar, doğrultu atımlı fay sınıflamasını “*sol yanal (LL) ve sağ yanal (RL)*” olmak üzere iki sınıfta yapmış ve yüzey kırılması uzunluğu (YKU), fay uzunluğu (FU), maksimum atım miktarı (MAM) arasındaki ampirik ilişkiyi aşağıdaki gibi tanımlamışlardır:

Tablo 1.2 Sol yanal (LL) ve sağ yanal (RL)doğrultu atımlı faylarda yüzey kırılması uzunluğu (YKU), fay uzunluğu (FU), maksimum atım miktarı (MAM) arasındaki ampirik ilişki (Sümer ve diğer (2018) den değiştirilerek)

Denklem Formülü	Fay Türü	N	FN	Katsayılar/hata oranları		std	R ²
				c	m		
Mw=m.log(YKU/FU)+c	RL	61	47	4,597/±0,284	0,5912/±0,07 13	±0,78	0,8613
	LL	28	27	5,133 / ±0,393	0,4865 / ±0,0908	±0,59	0,899
Log(MAM)=m.log(YKU) +c	RL	56	56	-1,616 / ±0,044	1,22 / ±0,116	±0,44	0,843
	LL	24	24	-1,678 / ±0,686	1,07 / ±0,051	±0,64	0,829

(N: Toplam veri sayısı, FN: denklemler için seçilen uyumlu veri sayısı, c ve m: katsayı, R²: Korelasyon katsayısı ve std: standart sapma)

Kayma Hızı ve Tekrarlanma Aralığı: Bir fayın ortalama kayma hızı, belirli bir süre içerisinde tavan ve taban bloğunun birbirine göre hareket etme miktarıdır (Ding 1982, 1993; Wallace 1987; Deng *ve diğer.*, 2002; Zhang *ve diğer.*, 2007). Aktif bir fayın kayma hızı, o fayın potansiyel sismik gücünü ve yaratabileceği sismik tehlikeyi değerlendirebilmek açısından son derece önemli bir parametredir (Molnar 1979; Ding 1982, 1993; Wallace 1987; Wen 1991, 1993; Deng *ve diğer.* 2002; Field 2007; Zhang *ve diğer.* 2007).

Aktif bir faya ait hesaplanabilecek kayma hızları literatürde 2 bölümde incelenir (Kürçer ve diğer., 2016) . Bunlar:

1-) Birkaç-on yıl mertebesinde fay zonunun sahip olduğu kayma hızı değerı olup; GPS ve uydu ölçümleri sonucunda hesaplanabilir. Bu hıza, “jeodezik” veya “kısa dönem” kayma hızı da denir (Şenyurt, 2013; Zabcı, 2012). Ancak bu kavram “jeolojik” kısa dönem” kayma hızı ile karıştırılmamalıdır. “**Jeolojik kısa dönem kayma hızı**” Holosen yaşlı ötelenmiş birimlerden elde edilen kayma hızıdır ve paleosismolojik çalışmalar ile belirlenebilir (McCalpin, 2009). Özellikle Kuzey Anadolu Fay Zonu üzerinde yapılan jeolojik ve GPS verilerine dayalı olarak yapılan jeodezik ölçümlere bakıldığında aralarında hız farkı olduğu (jeodezik değerlerin daha

yüksek olduğu) görülmektedir (Aksoy ve diğer., 2010; Hubert-Ferrari ve diğer., 2002; Kozacı ve diğer., 2007; Kozacı ve diğer., 2009; Meghraoui ve diğer., 2012; Polonia ve diğer., 2004; Pucci ve diğer., 2008; Zabcı, 2012). Bunun nedeni; jeolojik ve jeodezik ölçümlerin sistematik hatalar içermesi veya ölçümlerin yanlış değerlendirilmesinden kaynaklanabilmektedir.

2-)”**Uzun dönem kayma hızı**” ise, milyonlarca yıllık (Geç Pleyistosen den itibaren) bir dönemi yansıtır ve bölgesel jeomorfolojiden (teraslar, havza ve dağ gelişimleri) ve dere ötelenmeleri belirlenerek elde edilir. Bu çalışmada fayın “uzun dönem kayma hızı” ötelenmeler baz alınarak hesaplanacağı için bu başlık altında sadece dere ötelenmeleri baz alınarak hesaplanan **uzun dönem kayma hızından** bahsedilmiştir.

Uzun Dönem Kayma Hızı: Genellikle, aktif bir fayın uzun dönem kayma hızı, hesaplanan toplam atımın karşılık gelen jeolojik yaşa bölünmesinden elde edilir. Ancak bu yöntem, atımların hesaplandığı yükselen terasların, ötelenen alüvyal fanların saha ölçümlerinin yanlış yapılmasından kaynaklanan belirsizlikler içerebilmektedir (Ren Z., ve diğer. 2013). Bu belirsizliklerin en önemlisi son “event” (deprem) ten sonra günümüze kadar geçen süre, ikincisi ise ilk “event” ten jeolojik formasyonun oluşumuna kadar geçen süredir. Ren Z., ve diğer. (2013) nin yapmış oldukları diferansiyel yöntemde kayma hızını, atım diferansiyeli ile doğrultu atımlı faylar boyunca yer alan yaşlı ve genç teraslar arasındaki yaş farklılıklarının oranı olarak tanımlamışlardır. Araştırmacılar bu şekilde hesaplanan uzun dönem kayma hızındaki belirsizlikleri minimize etmiş olduklarını savunmaktadırlar. Kısaca, araştırmacılar günümüz çalışmalarda yapılan *hatalı hesaplama yöntemini* aşağıdaki gibi özetlemişlerdir:

$$R_c = \frac{D}{T} \quad (1.7)$$

(R_c: hesaplanan kayma hızı; D: toplam atım; T: ötelenmiş terasın yaşı)

Ancak bu hesaplama yönteminin en büyük handikabı, ilk deprem ile ötelenen derenin jeolojik oluşum yaşı arasındaki süreyi belirlenmesinin oldukça güç olduğudur.

Yan ve Lin (2017) doğrultu atımlı bir fay olarak çalışan Xianshuihe Fay Zonunda yaptıkları paleosismolojik çalışmaları kapsamında fayın uzun dönem kayma hızını, tektonik jeomorfoloji ile belirlemeye çalışmışlardır. Araştırmacılara göre, nehirlerdeki sistematik ötelenmeler ve atımların; *doğrultu atımlı fayların* aktif bir fay olup olmadığına karar verilmesinde en büyük kanıtlar olduğunu belirtmişlerdir (Matsuda, 1975b; Wallace, 1975, 1990; Maruyama ve Lin, 2002; 2004) ve ötelenme miktarı ile ötelenen nehrin memba kısmının uzunluğu arasında aşağıdaki formülü kullanmışlardır:

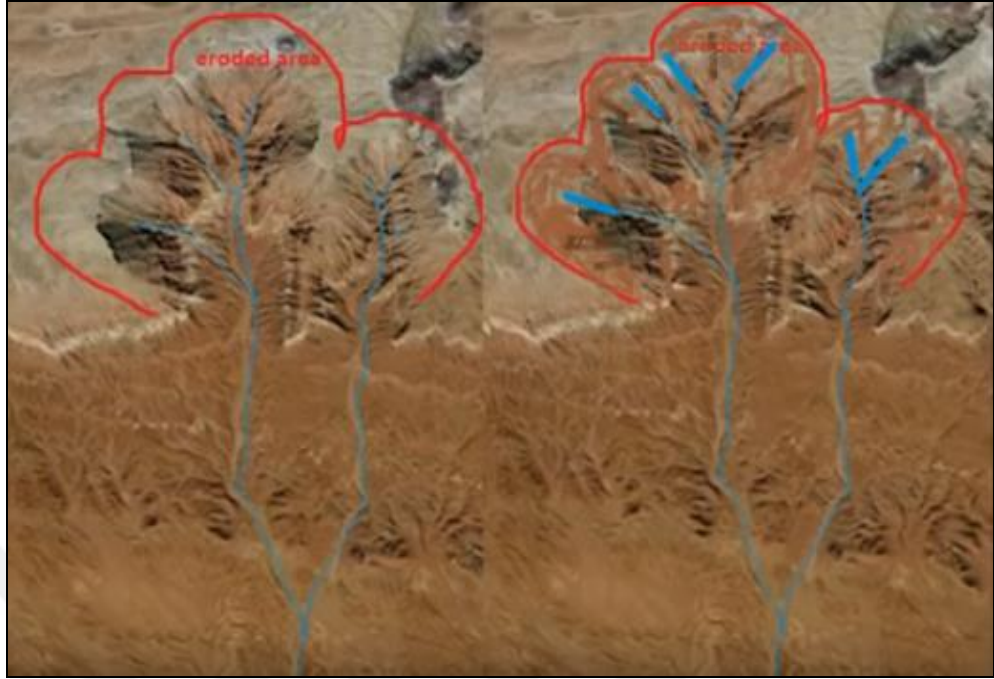
$$D = a \cdot L \quad (1.8)$$

(Burada, **D**= toplam ötelenme miktarı (m); **a**= katsayı; **L**= ötelenen nehrin memba kısmı uzunluğu (m) (Russell, 1926; Matsuda, 1975b; Gaudemer ve diğer., 1989; Maruyama ve Lin, 2000, 2002, 2004; Yan ve Lin, 2015)).

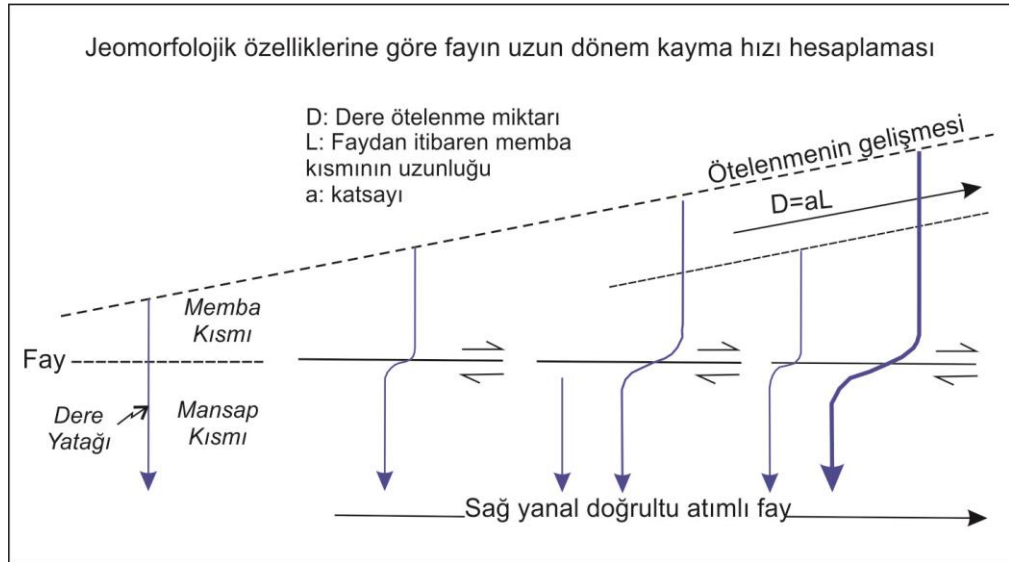
Denklem (1.8), bir akarsu vadisinin (yatağının) memba ucunda meydana gelen ve mecranın bu doğrultuda uzamasına neden olan erozyon olarak tanımlanan “*oyuntu başı erozyonu*” (headward erosion) (Dizdar, 2003) (Şekil 1.11) ile doğrultu atımlı fayın neden olduğu yer değiştirme arasındaki ilişkiyi açıklamaktadır (Yan ve Lin, 2017). Denklem (1.8) de yer alan **D** ve **L** nin birimi metredir ve **a** istatistiksel bir katsayıdır. Doğrultu atımlı faylarda uzun dönem kayma hızı **S** ile ifade edilir ve dere ötelenmelerini kullanılarak Denklem (1.9) ile hesaplanabilir.

$$S = h \cdot a \quad (1.9)$$

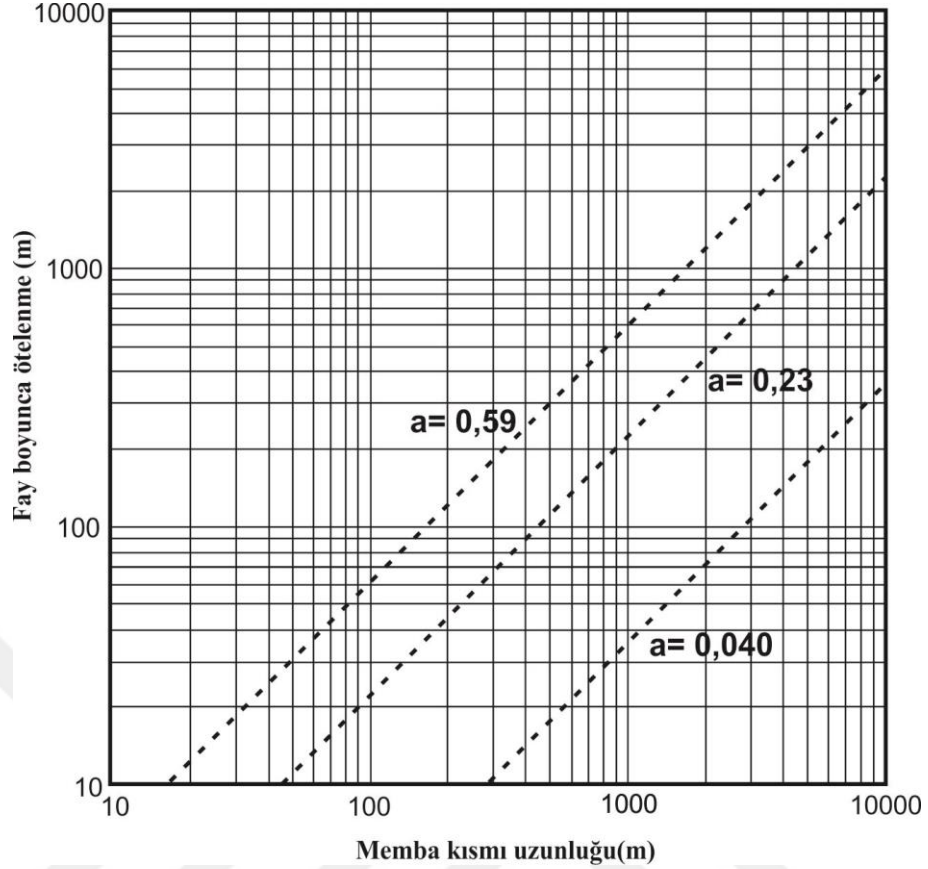
Burada **h=10** olarak alınabilir (Güneybatı Japonya ve Çin’deki doğrultu atımlı faylar için belirlenmiş bir katsayıdır) (Matsuda, 1975b; Maruyama ve Lin, 2000). Burada **S**, fayın yıllık milimetre ölçeğindeki hızını ifade etmektedir. Denklem (1.9) de yer alan **a** katsayısı, **D** ve **L** arasında lineer (doğrusal) bir bağıntı abağı olan Şekil 1.12 den belirlenebilir.



Şekil 1.11 Bir akarsu yatağının bir doğrultu boyunca uzamasına sebep olan “oyuntu başı erezyonuna” (headward erosion) (Dizdar, 2003)

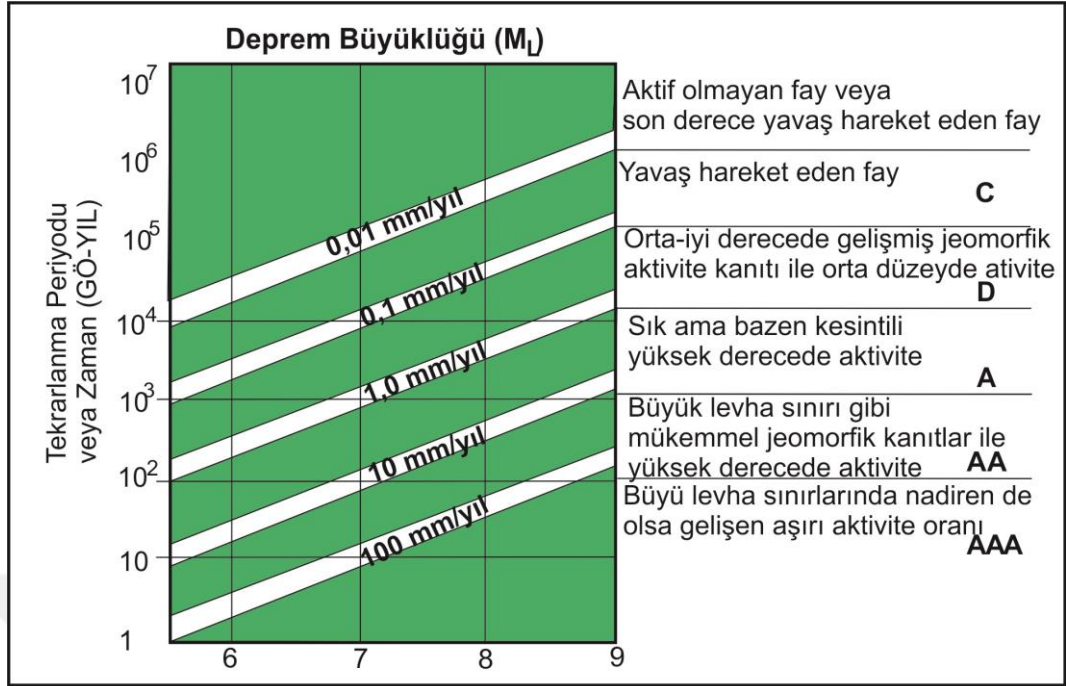


Şekil 1.12 Sağ yanal doğrultu atımlı bir aktif fayın neden olduğu dere ötelenmeleri ve “a” katsayısının belirlenmesi (Yan ve Lin, 2017’ den değiştirilerek)



Şekil 1.13 “a” katsayısının belirlendiği ve fay zonu boyunca nehir yatağında meydana gelen ötelenme ile nehrin memba kısmına ait uzunluğu arasındaki ilişkiyi gösteren logaritmik abak (Russell, 1926; Matsuda, 1975b; Gaudemer ve diğer., 1989; Maruyama ve Lin, 2000, 2002, 2004; Yan ve Lin, 2015, 2017) (Örneğin Denklem (9) ve Şekil 13 kullanılarak; “ $a_{ort}=0,28$ ” elde edilmesi durumunda; incelenen fayın yıllık kayma hızı $s=0,28 \times 10 = 2,8$ mm/yıl olarak elde edilecektir)

Tekrarlanma Aralığı: Birkaç sismik döngü ile oluşan ve ko-sismik atım içeren uzun dönem kayma hızı, büyük depremlerin ($M \sim 8$) tekrarlanma aralıklarını belirlemek için kullanılabilir (Tapponnier ve diğer., 2001; Huang ve diğer., 2019). Depremin uzun dönem tekrarlanma aralığı ile depremin büyüklüğü arasındaki ilişki kullanılarak fayın kayma hızının tahmin edilebileceği abak; Slemmons ve De Polo (1989) tarafından belirlenmiş ve Salomon ve diğer. (2013) tarafından geliştirilmiştir (Şekil 14). Bazı araştırmacılar da bu abağı, kayma hızı oranını kullanarak tektonik aktiviteyi sınıflandırmışlardır (Koukouvelas ve diğer., 2017; Slemmons, 1982; Kürçer ve Gökten 2014; Slemmons ve Depolo, 1986; Koukouvelas ve diğer., 2018).



Şekil 1.14 Deprem büyüklüğü ile depremin tekrarlanma periyodu arasındaki ilişki (Slemmons ve de Polo, 1986; Salomon ve diğer., 2013; Garcia ve Casa, 2014)

Fayın kayma hızının paleosismolojik çalışmalara veya GPS yöntemine göre hesaplanma yöntemleri Türkiye’de 1994 yılından itibaren hız kazanmıştır. Bu tarz çalışmalar özellikle Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ile Doğu Anadolu Fayı (DAF) üzerinde yoğunlaşmıştır. Buna karşın, Batı Anadolu’da yürütülen paleosismolojik çalışmalar yok denecek kadar azdır. Tablo 3 te, MTA Diri fay haritasında aktif olarak belirlenmiş doğrultu atımlı faylar ve normal faylar üzerinde yapılmış ve GPS ölçümlerine göre ve/veya jeolojik/jeomorfolojik çalışmalara göre belirlenmiş kayma hızları yer almaktadır. Tablo 1.3’den de görüleceği gibi Gülbahçe Fay Zonu üzerinde yapılan GPS ölçümlerine göre kayma hızı 6 mm/yıl olarak belirlenmiştir.

Tablo 1.3 Türkiye'deki önemli diri fayların aktivitesini belirlemeye yönelik 1994 yılından itibaren yapılan çalışmalar (1- Reilinger ve diğer. (2006); 2-Ayhan ve diğer. (1999); 3-McClusky ve diğer (2000) 4-Cenni ve diğer.(2001); 5-Ambraseys(1998); 6-Cenni ve diğer.(2007); 7-Kozacı ve diğer.(2019);8- Gürboğa ve Gökçe (2019); 9-Kürçer ve diğer.(2011); 10-12 Gürboğa ve Gökçe (2019); 11- Altınel ve diğer.(1999); 13-Dijle Baysal ve diğer.(2010); 14-Onur (2013); 15-Aktuğ ve diğer. (2013); 16- Seyitoğlu ve diğer.(2016); 17-Armijo ve diğer.(1999); 18-Aksoy ve diğer. (2010); 19-Meghraoui ve diğer. (2012); 20-Schindler(1997); 21-Polonia ve diğer.(2004); 22- Dolan(2009); 23-Dikbaş ve diğer.(2009); 24-Pucci ve diğer.(2008); 25-Kondo ve diğer.(2010); 26-Kozacı ve diğer.(2010); 27- Hubert-Ferrari ve diğer.(2002); 28-Zabci(2012); 29-Aktar ve diğer. (2007); 30- Aktuğ ve Kılıçoğlu (2006); 31-Kürçer ve diğer.(2019); 32- Pamukçu ve diğer.(2013); 33-Ökaymak (2014); 34- Aksoy (2009); 35-Polonia ve diğer.(2004); 36-Dikbaş ve diğer. (2009); 37-Ambraseys (2006); 38- Pucci ve diğer. (2008); 39- Kondo ve diğer. (2010); 40- Kozacı ve diğer. (2007); 41-Westaway (1994); 42- Sözbilir ve diğer. (2016); 43-Softa ve diğer. (2018)

Fay	Segment	GPS			Geology				Fay türü
		Hız (mm/yıl)	Standart Sapma (mm/yıl)	Referans	Hız (mm/yıl)	Standart Sapma (mm/yıl)	Yaşlandırma Türü	Referans	
NAF	Ganos	26.5	0.3	1	18.3	0.6	Geomorph.	34	SSF
NAF	Ganos	26.5	0.3	1	22.3	0.5	C14	34	SSF
NAF	Ganos	26.5	0.3	1	17	0.7	C14	34	SSF
NAF	İzmit (Marmara Sea)	27.1	0.3	1	10		Geomorph.	35	SSF
NAF	İzmit	27.1	0.3	1	21.9	3	OSL	36	SSF
NAF	Marmara District			1	20	4	Historical earthquake.	37	SSF
NAF	Düzce-Mudurnu	24.6	0.2	1					SSF
NAF	Düzce	10		2	15	3.2	OSL	38	SSF
NAF	Bolu-Gerede	24.2	0.2	1	17		C14	39	SSF
NAF	Tosya	24.2	0.2	1	18.5	3.1	Geomorph.	27	SSF
NAF	Tosya	24.2	0.2	1	18	5	C14	27	SSF
NAF	Tosya	24.2	0.2	1	20.5	5.5	Cl-36	40	SSF
NAF	Tosya	24.2	0.2	1	18.6	3.5	Be-10	40	SSF
NAF	Erzincan	25.7	0.2	1	18	3.5	Geomorph.	27	SSF
NAF		10	1	1	11	2	Geology	41	SSF
EAF		18	4	3,4					SSF
WA		24	3	3,4					SSF
Aegean Sea		32	2	3,4					
Aegean Sea					8		Geomorph.	5,6	
NAF	Yaylabeyi	22		7,8					SSF
Salt Lake F.	Acıınar	0.05		9,10					SSF
Salt Lake F.	Helvadere	0.03		9,10					SSF
Dinar F.	Dinar	1		11,12					NF
Gülbahçe F. Z.	Balıkhova	8		13					SSF
Seferihisar F		15		14					SSF
Orhanlı F		9		14					SSF
EAF	Karlıova	13.1	1.6	15					SSF
EAF	Palu-Sincik	13.1	1.6	15					SSF
NAF	North of Marmara Dist.	15.8		16					SSF
NAF	North of Marmara Dist.	3.7		16					SSF

Tablo 1.3 devamı

NAF	Ganos				14	1	Geology & geomorph.	17	SSF
NAF	Güzelköy				22.5	0.5	Geology & geomorph.	18	SSF
NAF	Güzelköy				26.9	0.6	Geology & geomorph.	18	SSF
NAF	Yeniköy				17	0.3	Geology & geomorph.	18	SSF
NAF	Ganos				17.7	18.9	Geology & geomorph.	18	SSF
NAF	Ganos				17.9		Geology & geomorph.	18	SSF
NAF	Güzelköy				17	5	Geology & geomorph.	19	SSF
NAF	Marmara Denizi				22		Geology & geomorph.	20	SSF
NAF	Marmara Denizi				10	1.5	Geology & geomorph.	21	SSF
NAF	Marmara Denizi				17		Geology & geomorph.	22	SSF
NAF	Adapazarı				21.9	3	Geology & geomorph.	23	SSF
NAF	Düzce				14	2.1	Geology & geomorph.	24	SSF
NAF	Düzce				15.2	3.5	Geology & geomorph.	24	SSF
NAF	Düzce				15	3.2	Geology & geomorph.	24	SSF
NAF	Gerede				20		Geology & geomorph.	25	SSF
NAF	Eksik				20.5	5.5	Geology & geomorph.	26	SSF
NAF	Eksik				20.5	8.5	Geology & geomorph.	26	SSF
NAF	Tahtaköprü				18.6	3.4	Geology & geomorph.	26	SSF
NAF	Tahtaköprü				16.4	6.4	Geology & geomorph.	26	SSF
NAF	Eksik				18.5	3.5	Geology & geomorph.	27	SSF
NAF	Gerede				18.5	3.5	Geology & geomorph.	27	SSF
NAF	Destek				18.5	3.5	Geology & geomorph.	27	SSF
NAF	Mihar				18.5	3.5	Geology & geomorph.	27	SSF
NAF	Tosya				18	5	Geology & geomorph.	27	SSF
NAF	Elmalı				18.7	3.2	Geology & geomorph.	28	SSF
NAF	Elmalı				19.9	4.2	Geology & geomorph.	28	SSF
NAF	Yedisu				20.2	3.2	Geology & geomorph.	28	SSF
NAF	Mihar				17.7	5.4	Geology & geomorph.	28	SSF
NAF	Kelkit vadisi				21	7.3	Geology & geomorph.	28	SSF
NAF	Kargı				18.8	4	Geology & geomorph.	28	SSF
NAF	Tosya				18.8	6.6	Geology & geomorph.	28	SSF
Seferihisar F.	Sığacık Gulf	7		29					SSF
Block between Gülbahçe Fault and Tuzla Fault	Eastern part of the block	5	1	30					SSF
Block between Gülbahçe Fault and Tuzla Fault	Southern part of the block	6	1	30					SSF
Yenice-Gönen F.	NW Biga	8		31					SSF
Hono Mount. F.	Denizli				0.38		Geology	33	NF
Gülbahçe F.Z.	Barbaros village	6		32					SSF
Havran-Balıkesir F.	Turplu					3.59	C14	42	SSF
Havran-Balıkesir F.	Gökçeyazı					3.78	C14	42	SSF
Along Black Sea F. And Borjomi-Kazbegi F.	Eastern Pontides					>0.5	Gepmorph.	43	TF
Manisa F.Z.	Eastern part					0.26	Geomorph.	44	NF
Manastır F.Z.						0.1	Geomorph.	44	NF

(SSF: Doğrultu atımlı fay; TF: Ters fay; NF: Normal fay)

1.4 Yöntemler

Tezin hazırlanmasında kullanılan malzemeler ve yöntemler; Büro, Arazi ve Laboratuvar çalışmaları başlıkları olmak üzere üç bölümde incelenmiştir. Her bir alt başlık atında öncelikle yapılan çalışmaya özgü terminolojik kavramlara yer verilmiştir.

1.4.1 Büro Çalışmaları

Büro çalışmaları kapsamında öncelikle, Gülbahçe Fay zonu ve yakın çevresi ile ilgili önceki çalışmalar değerlendirilmiş, elde edilen bilgilerle bölgenin Tarihsel ve Aletsel Deprem Katalogları hazırlanmıştır. Bu deprem katalogları ile ilgili Büro çalışmalarının son adımında bölgenin uydu ve hava fotoğraflarının elde edinilmesi ve sayısallaştırılması çalışmaları gerçekleştirilmiştir.

1.4.1.1 Önceki Çalışmalar

Çalışma alanının içinde bulunduğu İzmir Balıkesir Fay Zonu (İBTZ) boyunca uzanan ana faylar üzerinde ilk çalışmalar Kaya (1979, 1982) tarafından yürütülmüştür (Sözbilir ve diğer., 2005). Araştırmacıya göre İBTZ boyunca uzanımları K-G ve KD-GB yönlü olan fayların sebebi, Neojen öncesi yaşlı eski zayıflık zonlarının harekete geçmesidir. Araştırmacı bölgenin, batıdan doğuya doğru basamaklarla oluşan bir yapısal-stratigrafik tekrarlanmadan meydana gelen bir çöküntü alanı olduğunu söylemektedir. Yazar, bu çöküntü alanının batıdan doğuya doğru sırasıyla, Karaburun Yükseltisi, Foça çöküntüsü, Yamanlar yükseltisi, Akhisar çöküntüsü ve Menderes yükseltisi olarak sıralandığını belirtmektedir.

K ve KD yönlü faylarla sınırlı bu D-B yönlü grabenlerin Ege Çöküntü Bölgesinde, K-G doğrultusunda genişlemeye sebebiyet vermesi nedeniyle (Ketin, 1948; Mc Kenzie, 1972; Le Pichon ve Anelier, 1981; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Jackson ve McKenzie, 1984; Şengör ve diğer., 1985; Seyitoğlu ve Scott, 1991; Özel ve Günay, 2000; İnci ve diğer., 2003; Sözbilir ve diğer., 2009; Sözbilir ve diğer., 2019; Uzelli ve diğer., 2017), bölgenin her yıl 1,1 cm ile 2,0 cm arasında değişen hızlarla batıya doğru ilerlediği tespit edilmiştir

(Şengör ve diğer.,1985; Şengör,1987; Reilinger ve diğer.,1997; Erkül ve diğer., 2005; Sözbilir ve diğer.,2009; Yılmaz ve diğer., 2000; Sözbilir ve diğer., 2009).

Erdoğan (1990), Batı Anadolu'nun paleotektonik yapısını üç kuşakta incelemiştir. Bunlar, batıdan doğuya Karaburun kuşağı, İzmir Ankara zonu ve Menderes Masifidir. Karaburun kuşağı üzerinde geniş bir alanı haritalayan araştırmacı çalışmasında, platformun K-G doğrultulu ve doğuya eğimli bindirme faylarıyla kesikli olduğunu ve tüm platformun nap şeklinde İzmir-Ankara havzası içine taşındığını söylemiştir. Emre ve diğer. (2005) tarafından hazırlanan raporda, Karaburun kuşağının bu tektonik dokanağının, günümüzde aktif Gülbahçe fayının paleotektonik yapısına karşılık gelme olasılığından bahsedilmektedir.

Bozkurt ve Sözbilir (200), yaptıkları çalışmada, İBTZ arasında bulunan bu fay sisteminin, fay çiziklerine dayanarak, sol ve sağ yönlü doğrultu atımlı fay olarak çalıştıklarını belirlemişlerdir.

Sözbilir ve diğer. (2005)'nin 17 Ekim 2005 tarihli deprem sonrasında Sığacık – Demircili Koyu'nda yaptıkları çalışmada, yüzey deformasyonlarının sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma mekanizmasının oluştuğunu tespit etmişlerdir. Araştırmacıların yine aynı bölgede meydana gelen 21 Ekim 2005 tarihli deprem sonrasında yaptıkları çalışmada; D-B doğrultulu ve eğim atımlı bileşenlerin de oluştuğunu belirlemişlerdir. Karada yapılan bu çalışmalar ile Ocakoğlu ve diğer. (2005)'nin Sığacık Körfezi'nde yaptıkları çalışmalar birleştirilmiş ve bunun sonucunda birden fazla fay segmentlerinden meydana gelen Gülbahçe Fay Zonunun, negatif çiçek yapısı oluşturduğu tespit edilmiştir (Ocakoğlu ve diğer., 2005; Sözbilir ve diğer., 2005; Benetatos ve diğer., 2006, Aktar ve diğer., 2007; Gök ve Polat, 2011). Ayrıca araştırmacılar, 2005 yılında meydana gelen deprem serilerinin nedenlerini, bu negatif çiçek yapısına bağlamışlardır.

Yapılan hidrojeolojik araştırmalarda çalışma alanında karada önemli su çıkışlarının varlığı tespit edilmiş ve bu suların sıcaklığının 37⁰C olduğu belirlenmiştir (Tarcan, 1990; Altan, 2014, Uzelli ve diğer., 2017).

Pekçetinöz (2010)'ün Gülbahçe Körfezi'nde yaptığı batimetri çalışmalarına göre, körfezin orta kısmında, 15-20 m derinliğinde, mercan kümelerinin neden olduğu konik şekilli “Morfolojik Yükselti” lerin yer aldığını belirlemiştir. Araştırmacı aynı zamanda, fayların civarında bulunan bu mercanların deniz tabanında yığılmalarına sıcak su çıkışlarının olmasını sebep olarak göstermektedir.

Uzelli ve diğer. (2015), hazırladıkları çalışmada, Gülbahçe jeotermal sahasının oluşum mekanizmasını incelemişler ve Ege Bölgesindeki diğer jeotermal sahalarından farklı olarak, bu alandaki jeotermal sahalarının doğrultu atımlı fayların egemenliğinde olduğunu, kaynaktaki akışkanın yüzey sıcaklığının 31-37 derece arasında olduğunu tespit etmişlerdir.

Tan (2012), bölgede yaptığı jeofiziksel çalışmalar kapsamında, Sığacık Körfezi'nde düşük olan deprem aktivitesinin, 17 Ekim 2005 depreminden sonra KB yönünde mikro-sismik aktivitenin arttığını, bunun da Batı Anadolu ile Yunanistan arasında genişleme bölgesinde yer alan muhtemel KB-GD yönlü doğrultu atımlı fayı işaret ettiğini belirtmektedir.

Altan (2014), Gülbahçe ve Sığacık Körfezlerini tek kanallı ve çift kanallı sığ sismik yansıma verileri ile araştırmış; karada ve denizde birçok sıcak su çıkışlarının olması nedeniyle bölgeyi tektonik olarak çok aktif bölge olarak tanımlamıştır. Ayrıca araştırmacı, yaptığı çalışmada bölgede yer alan birimleri altta Miyosen yaşlı temel ile üstte yatay tabakalı Pliyo-Kuvaterner yaşlı çökeller olarak ayırtlanmıştır. Araştırmacının bölgede haritalandırmış olduğu doğrultu atımlı fayların, tüm birimleri keserek deniz tabanına ulaşması nedeniyle, bu fayları aktif olarak tasvir etmiştir.

Gürçay ve Çifçi (2019), Karaburun kıyıları ve yakın çevresinde yaptıkları araştırmalarda, bölgenin aktif tektoniğini ve stratigrafisini gösterebilmek için yüksek çözünürlüklü ve kaliteli görüntüler kullanarak sismik veriler toplamışlar ve yorumlamışlardır.

Aktar ve diğer. (2007)'nin Karaburun yarımadası çevresinde yaptıkları çalışmada, 17 Ekim 2005 tarihinde Sığacık Körfezinde batıdan doğuya doğru sırasıyla meydana gelen $M_w=5,4$; $M_w= 5,8$ ve $M_w=5,9$ büyüklüğündeki depremlerin episentirlerini

M1; M2 ve M3 olarak isimlendirmiş ve bu deprem sekansının sismolojik açıdan, birbirine bağlı ve deformasyon farkını ileten v-şekilli konjuge doğrultu atımlı fayların bir kanıtı olduğunu vurgulamışlardır. Ancak, aynı araştırmacılar, M-1 deprem çözümü sonucunda aktivitesinin Gülbahçe Fay zonundan farklı olduğunu, M1 in aktivitesinin Gülbahçe Fay zonuna denk gelmesinin olası olmadığını belirtmişlerdir. Bunun yanında, Nyst ve Thatcher (2004) e ise Gülbahçe ve Urla Faylarını konjuge doğrultu atımlı fay olarak tanımlamışlardır.

Aktuğ ve Kılıçoğlu (2009) yaptıkları çalışmada, İzmir ve çevresini yoğun bir GPS ağı ile izlemişler ve bölgedeki deformasyonu analiz etmişlerdir. Araştırmacılar, öncelikle Türkiye ve çevresinin ITRF 2005 de GPS nokta koordinat ve hızlarını belirlenmişler, daha sonra Avrasya-Sabit sistemde ve Anadolu-Sabit sistemde yatay hız alanını hesaplamışlardır. Yaptıkları çalışmaya göre, maksimum gerilmenin İzmir Körfezinde olduğu ve bunun batıya doğru arttığını belirlemişlerdir. Araştırmacılar, Gülbahçe-Karaburun Fayı ile Tuzla fayı arasında yer alan bloğun doğu yönünde $3-5 \pm 1$ mm / yıl ve güney yönünde $5-6 \pm 1$ mm / yıl hızlarla hareket ettiğini hesaplamışlardır. Elde ettikleri bu değerlerin, Karaburun Yarımadası ile İzmir Körfezi'nin kuzey kısmı arasındaki doğu-batı yönünde kısılmasının ve Batı Anadolu ve Doğu Ege'nin genel yayılım rejimine uygun olduğunu savunmuşlardır. Araştırmacılar, Yarımada'daki Doğu-batı yönündeki kısılmanın ve kuzey-güney yönündeki uzamanın, Gülbahçe Karaburun Fayının sağ yanal faylanması ve saat yönünde dönmesi ile yakından ilişkili olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca araştırmacılara göre, Karaburun ve Foça arasındaki hareket, sağ-yanal atımlı Gülbahçe Fayının kuzeye Foça'ya doğru uzandığını göstermektedir.

Reilinger ve diğer. (2006), yaptıkları GPS ile yaptıkları çalışmalarında, büyük blokların kayma hızlarını hesaplarken son jeolojik periyodu (3-5 Milyon yıl) olarak kullanmışlardır.

Baysal ve diğer. (2010), Küresel Konumlandırma Sistemi (GPS) verilerinden yararlanarak İzmir ve yakın çevresinde tektonik hareketlere bağlı değişimleri incelemişlerdir. Yaptıkları çalışmalar sonucunda, Karaburun yarımadasının saat yönünde döndüğünü ve 2003 yılında büyüklüğü $M_w = 5.6$ olan Seferihisar depreminin deprem merkezine < 15 km yerler için en fazla 1,5 cm lik bir atım

yarattığını belirlemişlerdir. Araştırmacılar bölgeye ait hız değerlerini kullanarak hız alanları oluşturmuşlar ve bunları ITRF 2000’de, daha sonra Avrasya-Sabit sistemde ve Anadolu-Sabit sistemde değerlendirmişlerdir. ITRF 2000’deki noktaların hızlarının Karaburun Yarımadası için 10 mm/yıl, Anadolu Sabit sisteminde 8 mm/yıl civarında bir hızla blok şeklinde hareket ettiğini belirlemişlerdir. Ayrıca araştırmacılar, Karaburun Yarımadası’nı GD-D yönünde bir sıkışmanın ve KD-K yönünde bir genişlemenin hakim olduğunu söylemektedirler.

Duman ve diğer. (2016) Türkiye’ nin Sismotektonik Haritasını hazırlamak için yaptıkları çalışmada, jeoloji, jeofizik, sismik ve jeodezi verilerini kullanmışlardır. Çalışmada, Batı Anadolu Bölgesinin sismotektoniği aletsel dönem boyunca meydana gelen 3 önemli olayın etkilediği anlatılmaktadır. Bunlar, 1955 yılında Gediz Graben Sisteminde Ms 6.8 büyüklüğünde meydana gelen deprem, 1969 yılında Tuzla Fayının meydana getirdiği Ms 6.5 büyüklüğünde deprem ve 2005 yılında Gülbahçe Fayının yarattığı Mw 5.9 büyüklüğündeki depremler olup bunların kayma hızlarının 0,3 ile 6,0 mm/yıl arasında değiştiğini vurgulamaktadırlar (Aktuğ ve diğer., 2009; 2013).

Pamukçu ve diğer. (2013), te yaptıkları çalışmada, Karaburun yarımadasının güneyinde GPS verilerinin değerlendirilmesiyle hız değişimlerini ve yatay hareketleri belirlemişlerdir. Özellikle Barbaros Köyünün batısında kalan kısımda soğuk su çıkışlarının doğusunda kalan kısımda ise sıcak su çıkışlarının olmasının bölgenin jeotermal alan potansiyeline sahip olduğunu belirten araştırmacılar, GPS verilerine alanın hız vektörlerinin Avrasya sabit çözümlerine göre ortalama 6 mm/yıl olduğunu hesaplamışlardır. Araştırmacılar Gülbahçe Fay zonunun yer aldığı kısımda batıdan doğuya doğru geçerken meydana gelen paleomanyetik değişimlerin kuzeyde Edremit’e kadar uzandığını ve bunun İzmir-Balıkesir Transfer zonunun sınırını oluşturduğunu vurgulamaktadırlar.

Çirmik ve diğer. (2017), Gülbahçe Fayının, İzmir Körfezi ile Karaburun yarımadasını yapısal ve morfolojik açıdan birbirinden ayıran oldukça karmaşık bir yapıya sahip olduğunu ve mutlaka detaylı bir şekilde çalışılması gerektiğini vurgulamaktadırlar. Ayrıca araştırmacılar, bölgenin jeodinamik modellemesini

yaparak, Sığacık Körfezinde daralma söz konusu iken, Gülbahçe Körfezinde bir genişlemenin meydana geldiğini belirlemişlerdir.

Özel ve diğer. (2006) İzmir Körfezi'nin aktif fayları üzerine yapmış oldukları jeolojik ve jeofizik çalışmalarda, Gülbahçe Fayının düşey bileşeninin az olmasını ve sismik karakteristiğinin olmasını bu fayın doğrultu atımlı fay olarak çalıştığını belirlemişlerdir.

Gürçay ve Çifçi (2019) Sığacık Körfezi deniz tabanında yaptıkları çalışmada, deniz tabanını kesen aktif fayların yanında, gömülü fayların da varlığını tespit etmişlerdir.

Ulutaş (2019) araştırmasında, Karaburun yarımadasında yer alan fayları incelemiş, fay segment uzunluğu ile sismik moment arasındaki bağıntıyı kullanarak 24 km uzunluğundaki Gülbahçe Fay zonunun $M_w=6,7058$ büyüklüğünde bir deprem oluşturabileceğini hesaplamıştır.

Karaburun yarımadasının jeolojisi hakkında Kalafatçıoğlu (1961) nun yaptığı araştırmaya göre, yarımadayı çevreleyen körfezlerin her iki kıyısında Neojen tuf ve kalkerlerin görülmesi nedeniyle, bu körfezler Neojen' den sonra (1,8-5,3 milyon yıl) oluşmaktadır.

Helvacı ve diğer. (2009), Neojen volkaniklerinin Karaburun Yarımadası'nda farklı jeodinamik özelliklere sahip iki önemli alanda yer aldığını savunmuşlardır. Araştırmacılara göre bunlardan ilki, volkanik aktivitenin güneyde yer alan Yunanistan ile sınırlandırılan Ege yayı ve diğeri de kuzeyde Marmara Denizi ile sınırlandırılmış volkanik bölgedir. Araştırmacılar ayrıca, Karaburun Yarımadası'nın Neojen stratigrafisinin, çeşitli tortul ve volkanik birimler içeren bir yanardağ-sedimanter ardalanması ile temsil edildiğini savunmaktadırlar.

İzmir-Balıkesir Transfer Zonunda yer alan Karaburun yarımadasının temelini Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı kayalar ve bunları uyumsuzlukla kesen ve üzerleyen Miyosen yaşlı volkanik, çoğunlukla andezitik lavlar, kayalar oluşturmaktadır (Akal, 2019).

Göktaş ve Çakmakoglu (2018), MTA 1:100 000 ölçekli Urla – L 17 Paftası adı altında hazırladıkları çalışmada, inceleme alanında yer alan Karaburun Kuşağının temelinde Siluriyen-Karbonifer yaşlı Dikendağ formasyonu ile karbonat kayalardan oluşan Alandere formasyonunun yer aldığını, bu temeli Mesozoyik yaşlı çakıltası ve derin deniz çökelleri içerikli Gerence formasyonunun uyumsuzlukla üzerlediğini belirtmektedirler. Bu derin denizel çökelleri sırasıyla, Erken Ladinien'de kırmızı mikritler içeren Camiboğazı formasyonu, Geç Triyas yaşlı sığ denizel çökel içerikli Güvercinlik formasyon, Jura yaşlı Nohutalan formasyonu, uyumsuzlukla üzerleyen Aktepe formasyonu, Kampanien-Maastrihtien yaşlı Balıklıova formasyonu, kumtaşı çamurtaşı egemen Haneybaşı üyesi, Geç Kretase-Erken Tersiyer yaşlı İzmir flişi üzerlemektedir. Bölgenin Neojen dönemi karasal çökeller ve magmatiklerle simgelendiğini belirten araştırmacılar, İzmir flişini Kocadağ volkanitleri ile Foça Tufünün uyumsuzlukla üzerlediğini, bu birimlerin üzerinde sırasıyla kireçtaşı içerikli Güvendik ve Çamlı formasyonları, Orta Miyosen yaşlı Yeniköy formasyonu, Geç Orta Miyosen yaşlı Cumaovası volkanitlerinin yer aldığını söylemektedirler. Bu birimlerin üzerinde yer alan Pleyistosen yaşlı Ballıkaya çakıltasının doğrultu atımlı fay olan Gülbahçe-Karaburun fay zonundaki sıçrama nedeniyle meydana geldiğini belirten araştırmacılar, tüm bu birimlerin Holosen yaşlı olan delta, alüvyal fan çökellerinin uyumsuzlukla üzerlediğini açıklamaktadırlar. Ayrıca araştırmacılar bölgede yer alan fayların K-G yönlü genişlemeye karşılık gelen, uzun süreksizliklerin KD ve KB gidişli doğrultu atımlı fayları, D-B yönlü sıkışmaya karşılık gelen fayların ise normal faylar olduğunu belirtmektedirler.

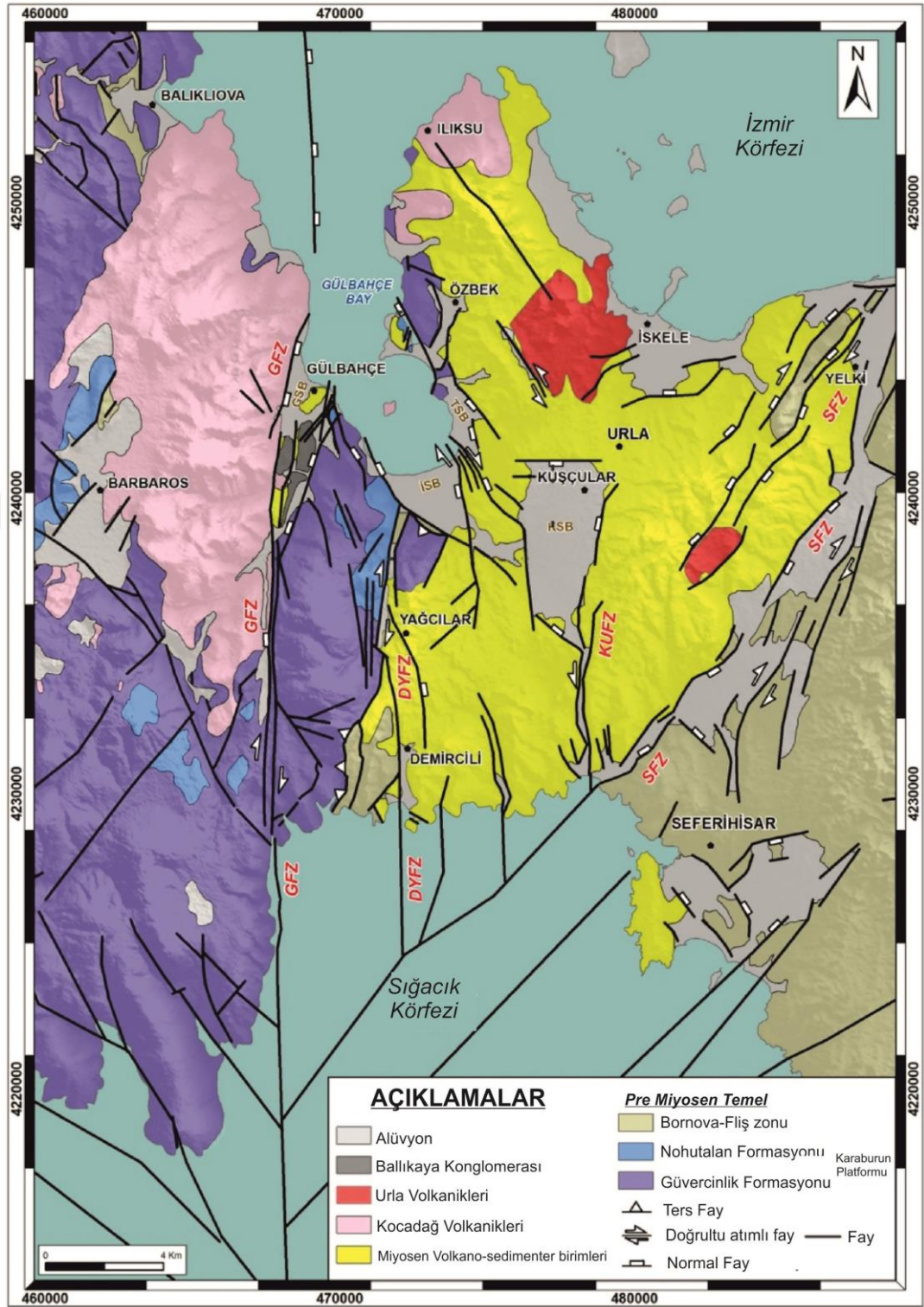
Özel ve Günay (2000), Gülbahçe Körfezi'nin Neotektonik yapısını incelemiş, sismik ve gravite verilerine göre D-B uzanımlı İzmir grabeni ile K-G doğrultulu Fay sisteminin denizde kesiştiğini ve aktivitesini devam ettirdiğini öngörmüşlerdir.

Karadaki uzunluğu 24 km olan (Sözbilir ve diğer., 2009; 2017; Emre ve diğer., 2005) GBFZ'nin sualtındaki uzunluğunun, Ocaoglu ve diğer. (2005) tarafından yapılan sismik yansıma çalışmaları sonucunda 70,0 km olduğu belirlenmiştir.

Sözbilir ve diğer. (2008), yaptıkları çalışmada İzmir Körfezi'nin K-G uzanımlı çekme kuvvetleri ve D-B uzanımlı sıkışma kuvvetleri etkisinde oluştuğunu ve K-G ve KD-GB yönlü doğrultu atımlı faylarla şekillendiğini savunmuşlardır.

Araştırmacıların 2009 yılında yaptıkları çalışmada, 2003-2005 yılları arasında meydana gelen İzmir depremlerinin ana ve artçı şoklarının negatif çiçek yapısının, KD/KB doğrultu atımlı faylar ve D-B oblik atımlı faylarla şekillenmiş olan tektonik çatıyla uyumluluk gösterdiğini belirtmişlerdir. Araştırmacılara göre Urla havzasındaki fayların aktif olduğunun en büyük kanıtı; bölgede 2005 yılında meydana gelen depremlerin odak mekanizma çözümlemelerinin Benetatos ve diğer. (2006) ve Aktar ve diğer. (2007) tarafından yapılmış olması ve çözümlerin araştırmacılar tarafından haritalanan Kuvaterner fayları üzerinde çıkmış olmasıdır.

Uzelli ve diğer. (2017) yaptıkları çalışmada, bölgenin genel jeolojisini sadeleştirerek, temelde Paleozoyik-Senozoyik yaşlı temel kayaçların yer aldığını, Kretase yaşlı Kocadağ volkaniklerin bu birimleri uyumsuz bir şekilde üzerlediğini, bu birimlerin üzerinde Miyosen yaşlı volkano-sedimenter birimlerin yer aldığını ve tüm bu birimleri güncel çökellerin uyumsuzlukla üzerlediğini belirtmişlerdir (Şekil 1.15). Araştırmacılar, Batı Anadolu'daki jeotermal alanların normal fay kontrolü altında olurken, Karaburun yarımadasındaki jeotermal alanların doğrultu atımlı fayların kontrolü altında olduğunu belirtmektedirler. Ayrıca araştırmacılar Gülbahçe Jeotermal Sahasının, KB-GD ile KD-GB doğrultulu fayların kesiştiği bir alanda (GBFZ ile Yağcılar Fay Zonunun kesiştiği alanda) yer aldığını belirtmişlerdir. Bu sahanın gelişiminin denizel kökenli suların bu doğrultu atımlı faylar boyunca sirkülasyonu sonucu oluştuğunu vurgulamışlardır.



Şekil 1.15 Gülbahçe ve Urla bölgesinin ana tektonik yapıları sahip jeoloji haritası (Uzelli ve diğer., 2017'den değiştirilerek)(Kısaltmalar: SFZ: Seferihisar Fay Zonu, KUFZ: Kuşçular-Urla Fay Zonu, DYFZ: Demircili-Yağcılar Fay Zonu, GFZ: Gülbahçe Fay Zonu, İSB: İçmeler Havzası, TSB: Turasan Havzası, GSB: Gülbahçe Havzası, KSB: Kuşçular Havzası)

1.4.1.2 Tarihsel ve Aletsel Deprem Kataloğu

Tektonik açıdan aktif bir bölgenin tarih öncesi (< MS. 1900 yıl ve öncesi) meydana gelmiş depremlerini belirleyebilmek için başta Koeri (2017) olmak üzere Papadopoulos ve Chalkis (1984); Guidoboni ve diğer. (1994); Stiros (1995); Papazachos ve Papazachou (1997); Stiros ve diğer. (2000); Pirazzoli (1986a); Murray (2005); Lesvigne (2015); Robert (1978); Tan ve diğer. (2004); Moberg (2015); Behr (1968); Burrell (1980); Göncü (2013); Ramsay (1885); Hasluck (1906); Alatepeli (2009); Yegül ve Favro (2019); Ergin ve diğer. (1967); Şakar ve Ersoy (2020); Taxeidis (2003); Emre ve diğer. (2005); Kouskouna ve Sakkas (2013); Ambraseys ve Finkel (1995) makale ve deprem kataloglarından da yararlanılmıştır. Elde edilen detaylı bilgi ve görseller Bölüm 5' te verilmiştir.

İzmir ve çevresinde 1900 yılından sonra meydana gelmiş $M \geq 4.0$ ve üzeri diri fay verileri Emre ve Özalp (2011) ile Emre ve diğer. (2011)'den birleştirilerek derlenmiş ve bunların yanında Ambraseys ve Finkel (1987); Ayhan ve diğer.(1981), EHB (1998), EMSC-CSEM (2016) ve AFAD-DDA (2020) deprem kataloglarından; ISC (2017); Kalafat ve diğer. (2011)' den yararlanılmıştır. Konu ile ilgili elde edilen veriler ve yöreye ait aletsel deprem kataloğu Bölüm 5' te sunulmuştur.

1.4.1.3 Uydu Görüntüleri ve Hava Fotoğraflarının Hazırlanması

Saha çalışmaları öncesinde, 1:25.000 ölçekli topoğrafik haritalar ve yüksek çözünürlüklü uydu görüntüleri üzerinde inceleme alanının jeomorfolojik özellikleri araştırılmıştır. Bu amaçla Landsat 7 ve Landsat 8 ve Google Earth uydu görüntülerinin yanı sıra, MTA Yerbilimleri Harita Görüntüleyici ve Çizim Editörü üzerinden bölgede bulunan fayların konumu ve geometrisi ayrıntılı olarak incelenmiştir.

Bu çalışmalar sonucunda sahada fayların konumu ölçek farklılığından kaynaklanan yersel konum hatası da dikkate alınarak doğru bir şekilde belirlenmiş ve olası hendek yerleri saha çalışmaları sırasında detaylı bir şekilde değerlendirilerek kesinleştirilmiştir. İnceleme alanının sayısal yükseklik verileri kullanılarak sayısal

yükseklik modeli ve ArcMap 10.5 yazılımı kullanılarak yükseklik ve eğim haritaları hazırlanmıştır.

Haritalama çalışmalarında altlık olarak 1/25 000 ölçekli K17a1, K17a2, K17a4, K17a3 ve K17d1 pafta numaralı topoğrafik haritalar kullanılmıştır (Şekil 1.16). Ayrıca, Harita Genel Müdürlüğü, Ankara'dan ilgili paftaların 1:30.000 ölçekli hava fotoğrafları istenmiş ve 1995 yılı 7 adet Ortofoto temin edilmiş ve bu ortofotolardan stereoskop yardımıyla bölgeye ait belirli jeomorfolojik özellikler belirlenmeye çalışılmıştır (Şekil 1.17). Ancak, temin edilen fotoğraf kalitesinin düşük ve ölçeğinin büyük olması nedeniyle yapısal öğelerin detaylı yorumlaması yapılamamıştır.



Şekil 1.16 Çalışma alanının 1/25.000 ölçekli pafta isimleri



Şekil 1.17 Harita Genel Müdürlüğünden temin edilen 1:30.000 ölçekli hava fotoğraflarının steresokop yardımıyla incelenmesi

Çalışma alanına ait Bölüm 3.1 de detaylı anlatılan jeomorfolojik özelliklerin belirlenmesi, sayısal yükseklik modelinin altlık olarak kullanılmasıyla yapılmıştır. Sayısallaştırma sırasında UTM (Universal Transverse Mercator) koordinat sistemi kullanılmıştır.

1.4.1.4 Morfometrik Analizler

Tezin bu bölümünde; elde edilen uydu görüntülerinden yararlanarak doğrultu atımlı fayların analizinde kullanılan morfometrik analiz yöntemleri (Örn: Saber ve diğer., 2018; Baize ve diğer., 2015; Crupa ve diğer., 2017; Walker ve Allen, 2012; Khalifa ve diğer., 2018; Avcı ve Günek, 2015) açıklanmaya çalışılmıştır.

Erozyon süreçleri ile tektonik aktivite ilişkilerinin belirlenmesinde morfometrik analizlerin kullanılması, bölgenin morfolojik özelliklerinin belirlenmesinde anahtar rol oynamaktadır (Saber ve diğer., 2018). Aktif bir fayın drenaj sistemlerinin üzerindeki etkisi, jeomorfolojik modelleme ve morfometrik yaklaşımlarla açıklana bilinir. Böylece, drenaj havzasının evrimi, yapısal özellikleri ve litolojik faktörleri anlaşılabilir. Morfometrik indeks analizler, bir çok bölgenin tektonik aktivitesinin kontrol edilmesinde kullanılmıştır (Örneğin; Rockwell ve diğer., 1984; Schumm, 1986; Lifton ve Chase, 1992; Cox, 1994; Silva, 1994; Hurtrez ve diğer., 1999; Keller ve Pinter, 2002; Silva ve diğer., 2003; Chen ve diğer., 2003; Zovoili ve diğer., 2004; Panek, 2004; El Hamdouni ve diğer., 2008; Perez-Pena ve diğer., 2010; Dehbozorgi

ve diğer., 2010; Font ve diğer., 2010; Sarp ve Düzgün, 2012; Yıldırım, 2014; Saber ve diğer., 2016, 2017, 2018).

Tektonizmanın aktif olduğu bölgelerde, özellikle doğrultu atımlı fayların sebebiyet verdiği deformasyonun etkileri, nehirlerdeki yatay ötelenmeler sayesinde net bir şekilde gözlenebilir (Cowgill, 2007; Cowgill ve diğer., 2009; Fu ve Awata, 2007; Fu ve diğer., 2005; Walker ve Allen, 2012). Doğrultu atımlı faylar boyunca gerçekleşen dere ötelenmeleri, hareketin yönü ve drenaj sisteminin nasıl geliştiği hakkında önemli ip uçları sağlamaktadır (Fu ve diğer., 2005; Walker ve Allen, 2012; Khalifa ve diğer., 2017).

Çalışma alanındaki normal fay bileşenli doğrultu atımlı fay üzerinde yapılan morfometrik analizler aşağıdaki gibidir:

- a) Hipsometrik eğri (Hc)
- b) Hipsometrik integral (HI),
- c) Havza şekli (Bs),
- d) Drenaj yoğunluğu (Dd),
- e) Dağ önü sinüslülük oranı (Smf),
- f) Vadi tabanı genişliğinin vadi yüksekliğine oranı (Vf) ve
- g) Üçgen Yüzey Eğim Açısı ve Yükselim Oranı
- h) Asimetri faktörü (AF) (Khalifa ve diğer., 2018; Walker ve Allen, 2012; Saber ve diğer., 2018).

Bu değerlendirmelerden “*dağ önü sinüslülük oranı (Smf)*”, “*vadi tabanı genişliğinin vadi yüksekliğine oranı (Vf)*” ve “*üçgen yüzey eğim açısı ve yükselim oranı*” aktif olarak yükselen alanlar uygulanması nedeniyle sadece “**normal fay kontrolü altındaki**” havzalara uygulanmıştır.

Bunların dışında doğrultu atımlı fayın, çalışma alanı içerisinde ötelenen dere ve sırtlar, çizgisel gidişli vadiler ve alüvyal yelpazeler tez kapsamında irdelenmiştir.

a) Hipsometrik eğri (Hc):

Bir bölgenin jeomorfolojik gelişim evrelerinin belirlenmesinde kullanılan (Strahler, 1952) hipsometrik eğri, o bölgeye ait yükseklik dağılımını gösterir (Pike ve Wilson, 1971) ve röletif yüksekliğin röletif alan üzerine iz düşürülmesiyle elde edilir (Denklem 1.10) (Langbein, 1947; Strahler, 1952; El Hamdouni ve diğer., 2008; Dehbozorgi ve diğer., 2010; Mahmood ve Gloaguen, 2012; Selim ve diğer., 2013; Köle, 2016).

$$y = h/H \text{ x } a/A \quad (1.10)$$

Denklem (1.10)'da;

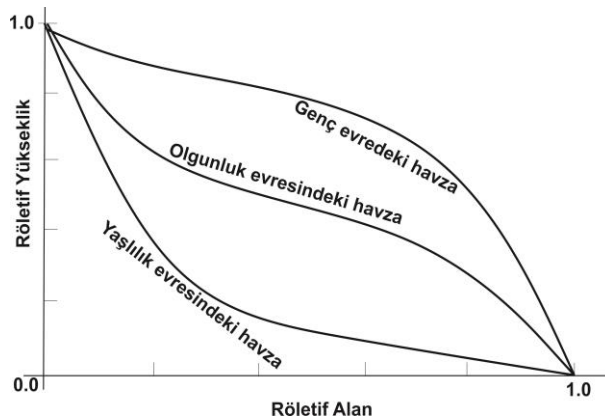
h : Değerlendirmeye alınan yükseklik (m),

H : Havza rölyefi (max. yükseklik – min. yükseklik) (m),

a : Alınan yüksekliğin alan değeri (m^2),

A : Havzanın toplam alanını (m^2) ifade eder (Strahler, 1952).

Şekil 1.18 'de görüldüğü üzere, dış bükey şekilli hipsometrik eğri genç evredeki havzayı, “S” şekilli hipsometrik eğri olgunluk evresindeki ve iç bükey eğri ise yaşlılık evresindeki havzayı ifade etmektedir. Dış bükeylik, dere akışının fazla, iç bükeylik ise aşınmaya bağlı olarak dere akış gücündeki azalmayı işaret eder (Özdemir, 2011; Oskay, 2019; Topal, 2019).



Şekil 1.18 Rölötif yüksekliğin rölötif Alana oranı ile elde edilen hipsometrik eğriler (Strahler, 1952'den değiştirilerek)

b) Hipsometrik integral (Hi),

Hipsometrik eğri altında kalan alan olarak tanımlanan hipsometrik integral (Hi); denklem (1.11) ye göre hesaplanmaktadır (Strahler, 1952; Pike ve Wilson, 1971; Keller ve Pinter, 1996).

$$Hi = \frac{\sum (h_{max} - h_{min})}{n} \quad (1.11)$$

$$h_{max} - h_{min}$$

Burada;

Hi: Hipsometrik integrali, Hmax: Maksimum yükseklik değerini, Hmin: Minimum yükseklik değerini ve $\bar{h}$: Ortalama yükseltiyi ifade etmektedir.

Tez kapsamında yer alan alt drenaj havzalarının Hipsometrik İntegrali, ArcGIS 10.5 programı ve Hypsometric Integral Toolbox for ArcGIS uzantısı kullanılmıştır. Bunun için önce Spatial Analyst Tools _ Fill _ FlowDir_FlowAcc_WatershedFlow_SnapPou_WatershedFlow2_StreamT_Stream Dissolve kullanılmıştır. Elde edilen veriler Hi indis sınıflama tablosunda değerlendirilmiştir.

Hipsometrik integralin aldığı değerlere göre Hi indis sınıflaması El Hamdouni ve diğer. (2008), Dehbozorgi ve diğer (2010), Mahmood ve Gloaguen (2012) ve Selim ve diğer. (2013) tarafından geliştirilmiş ve Tablo 1.4 te sunulmuştur:

Tablo 1.4 Hi indis sınıflaması (Köle, 2016 dan değiştirilerek)

Sınıf	Değer aralığı	Açıklama
Sınıf I	$Hi \geq 0,5$	Baskın dışbükey hipsometrik eğri geometrisi. Yüksek oranda genç aktif tektonik aktivite
Sınıf II	$0,4 \leq Hi < 0,5$	İçbükey ve dışbükey hipsometrik eğri geometrisi
Sınıf III	$Hi < 0,4$	Baskın içbükey hipsometrik eğri geometrisi. Düşük oranda genç aktif tektonik aktivite

c) Havza Şekli (Bs)

Drenaj havzalarının geometrisi, havza şekil endekslerinden belirlene bilinir (Bs) (Cannon, 1976; Bull ve McFadden, 1977; Ramírez-Herrera, 1998; El Hamdouni ve diğer., 2008; Omidali ve diğer., 2015; Saber ve diğer., 2018). Bs indeksi;

$$Bs = B_l / B_w \quad (1.12)$$

Formülü ile tanımlana bilinir. Burada B_l, drenaj havzasının uzunluğunu, B_w ise havzanın en geniş kısmının uzunluğunu ifade etmektedir. Yüksek Bs değerleri, drenaj havzasının uzunlamasına geometrisini ve bu da yüksek tektonik aktiviteyi ifade etmektedir (Ramírez-Herrera, 1998; Softa ve diğer., 2018; Saber ve diğer., 2018). Düşük Bs değerleri ise, dairesel havzaları ve dolayısıyla düşük tektonik aktiviteyi ifade etmektedir (Mahmood ve Gloaguen, 2012).

d) Drenaj Yoğunluğu (Dd),

Çalışma alanının jeolojisi, iklim özellikleri, havzaları hakkında genel bir bilgi veren drenaj yoğunluğu (Dd) (Horton, 1932; Rana ve diğer., 2016; Tarboton, ve diğer., 1992; Utlu ve Özdemir, 2018), akarsuyun yan dallarla birlikte toplam uzunluğunun (L), havzanın alanına (A) oranı ile elde edilir (Denklem 13) (Keller ve Pinter, 2002; Khalifa ve diğer., 2018).

$$Dd \text{ (km/km}^2\text{)} = L / A \quad (1.13)$$

Bir alanda yüksek Dd değerlerinin gelişebilmesi için, o alanda daha uzun süre tektonik bir aktivitenin olmaması gereklidir. Bu nedenle yüksek Dd değerleri düşük aktiviteyi işaret eder (Keller ve Pinter, 2002; Khalifa ve diğer., 2018). Genellikle yüksek Dd, havzaların akarsular tarafından parçalanma derecesinin ve yüzeysel akışın yüksek olduğunu ve havzanın olgunluk safhasında olduğunu göstermektedir. Ayrıca genel olarak, dayanımı yüksek kaya kütlelerinin olduğu araziler (sızma etkisi nedeniyle) düşük Dd değerlerine sahiptirler (Patton, 1988; Özdemir, 2011; Uzun,

2019). Drenaj yoğunluğunun fazla olduğu yerlerde yamaç eğimi artmaktadır (Özdemir, 2011; Uzun, 2019).

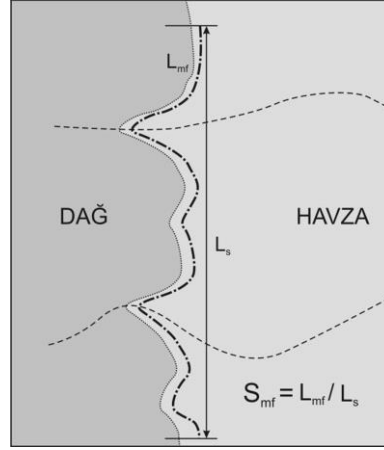
e) Dağ önü sinüslük oranı (Smf),

Aktif tektonizma ile kontrol edilen dağ önünün morfolojik evrimini tanımlamada kullanılan dağ önü sinüslük oranı, zamanla dağ önünde akarsuların sebep olduğu erozyon ile düzgün bir dağ önünün oluşturduğu çizgisellik arasındaki orandır (Şekil 1.19) (Bull 1977a; 1978; Bull ve McFadden, 1977; Keller ve Pinter, 2002; Rockwell ve diğer., 1984; Silva ve diğer., 2003; Wells ve diğer., 1988; Topaloğlu, 2012, s.66).Dağ önü sinüslük oranı (Smf) aşağıdaki formülle ifade edilir.

$$Smf= Lmf/ Ls \quad (1.14)$$

Burada; Lmf, Dağ eteğinde oluşan kıvrımlı yapının uzunluğu, Ls, Dağ önü cephesinin yatay uzunluğu ifade etmektedir.

Aktivitesi yüksek alanlarda, dağ önünün düz bir çizgiyle ifade edilmesi ve böylece düşük Smf değerinin elde edilmiş olması gerekir Yapılan çalışmalarda tektonizmanın aktif olduğu alanlarda Smf değeri 1.0 ile 1.6 arasında elde edildiği, aktif fayların gözlenmediği, erozyonun fazla olduğu kısımlarda ise Smf değerinin 1.8 ile 5.0 arasında değiştiği saptanmıştır (Bull ve McFadden, 1977; Keller ve Pinter, 2002, Rockwell ve diğer., 1984, Silva ve diğer. ,2003; Yıldırım, 2014; Saber ve diğer., 2018). Tez kapsamında dağ önü sinüslük oranının hesaplanmasında bu sınır değerler kullanılmıştır.



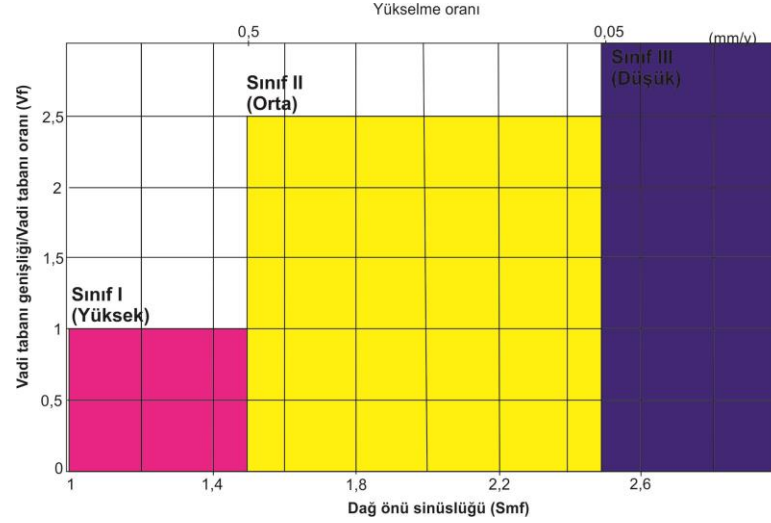
Şekil 1.19 Dağ önu sinüslük oranının hesaplanması (Keller ve Pinter 2002)

f) Vadi tabanı genişliği-Vadi yüksekliği oranı (Vf),

Vadi tabanı genişliği ile vadi yüksekliğinin birbirine oranı, nehirlerin tektonik değerlendirmesinin belirlenmesi açısından önemli bir göstergedir (Keller ve Pinter, 2002). Bir şev üzerindeki tektonizmanın etkisi morfometrik analizlerle belirlenebilmektedir. Vf değerinin yüksek veya düşük değerlerde elde edilmesi vadinin şekline bağlıdır. Vf, aşağıda gösterilen Denklem 1.15 ile belirlenir.

$$Vf = 2.Vfw / [(Eld - Esc) + (Erd - Esc)] \quad (1.15)$$

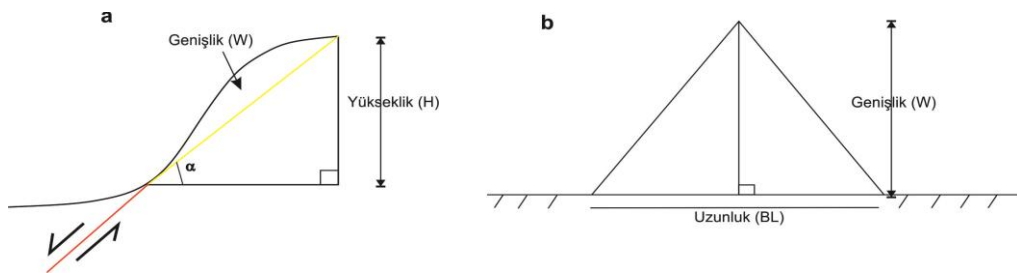
Burada, Vfw, vadi tabanının genişliğini, Erd ve Eld, sırasıyla vadinin sağ ve sol kenarının yüksekliğini ve Esc vadi tabanının ortalama yüksekliğini göstermektedir (Bull ve McFadden, 1977; Rockwell ve diğer., 1984; Silva ve diğer., 2003; El Hamdouni ve diğer., 2008). Vf değerinin düşük olması ($Vf < 1.0$ – “V” biçimli vadi) yükselme oranının yüksek olduğunun bir göstergesidir (Bull ve McFadden, 1977; Rockwell ve diğer., 1984). Vf değerinin >1.0 olması ise “U” – biçimli vadiyi ve yatay erozyon gelişimini ve dolayısıyla düşük aktiviteyi göstermektedir (Bull ve McFadden, 1977; Silva ve diğer., 2003). Şekil 1.20 de Vf ile Smf arasındaki ilişkiyi gösteren abak görülmektedir. Her iki değer arasındaki oranın 0 ile 0.5 olması yüksek aktiviteyi; 0,5 ile 0,05 arasında olması orta derecedeki aktiviteyi ve $<0,05$ olması düşük aktiviteyi göstermektedir (Değer sınırları Rockwell ve diğer., 1984'ten alınmıştır) (Saber ve diğer., 2018).



Şekil 1.20 Vadi tabanı genişliği ile vadi yüksekliğinin birbirine oranı (Vf) ile dağ önü sinüslüğü (Smf) arasındaki ilişki (Sınır değerler Rockwell ve diğer., 1984'ten alınmıştır) (Saber ve diğer., 2018)

g) Üçgen Yüzey (Ütü altı yapısı) Eğim Açısı ve Yükselim Oranı

Özellikle normal fay kontrolü altındaki dağ önlerinde gözlenen üçgen yüzeyler (*triangular facets*), litolojide “üçgen façeta” ya da “ütü altı yapısı olarak” da isimlendirile bilinirler (Petit ve diğer., 2009; Özkaymak ve Sözbilir, 2012; Tsimi ve Ganas, 2015; Eski ve diğer., 2020). Taban uzunluğu (BL), genişlik (W) ve yükseklik (H) gibi üç temel parametreden oluşan üçgen yüzeyin geometresi Şekil 1.21 de sunulmuştur.



Şekil 1.21 a) Üçgen yüzeyin profil kesiti. H= yüzeyin tepe noktası ile temeli arasındaki mesafe (m) α= şev açısı (derece) b) Normal fay boyunca üçgen yüzeyin görüntüsü (Tsimi ve Canas, 2015' ten değiştirilerek)

Tsimi ve Canas (2015) ASTER DEM görüntüleri üzerinde yaptıkları çalışmada üçgen yüzeylere ait yükseklik, genişlik, şev açıları ve taban uzunlukları arasındaki ilişkileri incelemişler ve bunlara bağlı fayların taban bloğundaki yükselim hızını hesaplamışlardır. En yüksek lineer-korelasyon ile elde ettikleri denklemler aşağıda sunulmuştur:

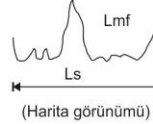
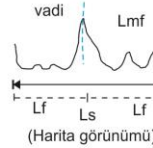
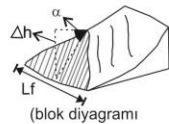
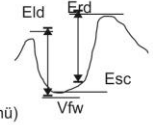
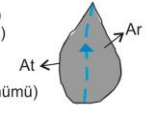
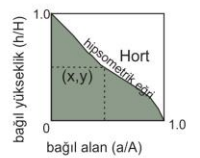
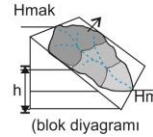
$$W=0,59BL+81 \quad r=0,84 \quad (1.16)$$

$$H=0,33BL+40 \quad r=0,66 \quad (1.17)$$

$$H=4,7\alpha-25 \quad r=0,51 \quad (1.18)$$

Burada W, vadi genişliğini; H, vadi yüksekliğini; BL, taban uzunluğunu; α ise üçgen yüzey eğimini ifade etmektedir. Tez kapsamında incelenen morfometrik indislerin tanımlamaları ve kullanılan formüller Tablo 1.5 te özetlenmiştir.

Tablo 1.5 Tez kapsamında incelenen morfometrik indislerin özet tanımlamaları ve bulunmasında kullanılan formüller (Kullanılan kaynaklar: (Wells ve diğer., 1988 ve Ramirez - Herrera, 1998'den değiştirilmiştir)(Kaynaklar: (1) Bull, 1977; (2) Bull ve McFadden, 1977; (3) Keller ve Pinter, 2002; (4) Keller, 1986; (5) Silva ve diğer., 2003; (6) Pérez-Peña ve diğer., 2010; (7) Wells ve diğer., 1988; (8) Ramirez-Herrera, 1998; (9) Petit ve diğer., 2009; (10) Hare ve Gardner, 1985)

Morfometrik İndisi	Formül	Ölçüm Yöntemi	Açıklama	Kaynak
Dağönü sinüslüğü (Smf)	$(Smf=Lmf / Ls)$		Dağönünün toplam uzunluğunun (Lmf), dağönünün çizgisel bir hat boyunca ölçülen uzunluğuna (Ls) oranı ile tanımlanır. Aktif dağönleri çizgisel gidişli iken; tektonik durgunluk döneminde etkili olan dere ve yamaç süreçleri bu çizgiselliği bozmaya eğilimlidir.	(1, 2, 3, 4, 5, 6)
Üçgen yüzey yüzdesi	Lf/Ls		Dağönleri boyunca tanımlanan iyi gelişmiş üçgen yüzeylerin uzunluklarının (Lf), dağönünün çizgisel bir hat boyunca ölçülen toplam uzunluğuna (Ls) oranıdır. Aktif dağ önleri yüksek yüzdeye sahip geniş ve belirgin üçgen yüzeyler ile tipiktir.	(7,8)
Üçgen yüzey eğimi / yüksekliği oranı	$\alpha / \Delta h$		Üçgen yüzey eğiminin (α) yüzey yüksekliğine (Δh) oranıdır. Tektonik olarak aktif dağönlerinde gelişen üçgen yüzeyler yüksek eğim ve yükseklik değerlerine sahiptir. Eğim/yükseklik oranları ise düşüktür.	(9)
Vadi tabanı genişliği / yüksekliği oranı (Vf)	$Vf=2Vfw / [(Eld - Esc) + (Erd - Esc)]$		Vadi tabanı genişliğinin (Vfw) vadinin sağ (Erd) ve sol (Eld) kenarlarının ortalama yüksekliklerine oranı ile tanımlanır. Burada Esc, vadi tabanının yüksekliğidir. U şekilli vadiler nispeten yüksek Vf değerlerine sahipken hızlı yükselime işaret eden V şekilli vadi tabanları düşük Vf değerleri sunar.	(2,3)
Asimetri faktörü (AF)	$AF= 100 (Ar / At)$ $AF = 100 (Ar / At)$		Drenaj havzasının (akış yönüne bakarken) sağında kalan alanın (Ar), havzanın toplam alanına (At) oranı ile tanımlanır. Bu indis, drenaj havzasının akış doğrultusuna akış doğrultusuna dik yönde herhangi bir tektonik eğimlenmenin olup olmadığını denetler.	(3,10)
Hipsometrik eğri	$x=a/A$ $y=h/H$		Drenaj havzasının kapladığı alanların yükseklik dağılımını tanımlar. Dışbükey hipsometrik eğriler tipik olarak genç, az aşınmış ve hızlı yükselen havzaları işaret eder. S şekilli eğriler ortaderecede aşınmış havzaları, içbükey eğriler ise, nispeten yaşlı, yüksek derecede aşınmış havzaları ve tektonik durgunluk ortamını işaret etmektedir.	(3)
Hipsometrik integral, (HI)	$HI= (hort - hmin) / (hmak - hmin)$		Hipsometrik ağırlı altında kalan alanı tanımlar. Havza alanı-havza yüksekliği dağılımı olarak bilinir. Yüksek HI değerleri, topoğrafyanın ortalama değerlere göre yüksek olduğunu; düşük HI değerleri ise, alçak topoğrafyayı ve yüksek derecede aşınmış yaşlı havzaların varlığını işaret eder.	(3)

1.4.2 Arazi Çalışmaları

Arazi çalışmaları kapsamında öncelikle arazide yer alan birimlerin jeolojik ve yapısal özelliklerinin belirlenmesine yönelik çalışmalar yapılmıştır. Daha sonra alanda yer alan kaya birimlerin dayanım parametrelerini belirlemek için hat etüdü yapılmış; elde edilen verilerle birimlerin Jeolojik Dayanım İndeksleri (GSI)

belirlenmeye çalışılmıştır. Bunun yanında bu bölümde; paleosismoloji çalışmaları için açılacak olan hendek yerlerinin belirlenmesine, hendeklerin açılmasına ve hendeklerin hazırlanmasına yönelik arazi çalışmaları anlatılmıştır.

1.4.2.1 Jeolojik Haritalama ve Yapısal Özelliklerin Belirlenmesine Yönelik Çalışmalar

Bu bölümde, tez alanında yer alan birimlerin litolojik özelliklerini, havza çökellerinin sedimantolojik ve stratigrafik özelliklerini ve birimler arasında gözlenen kırık/çatlak/fay gibi süreksizlikleri belirlenerek 1/25.000 ölçekli topoğrafik harita üzerine işleme çalışmaları yürütülmüştür. Elde edilen veriler detaylı bir şekilde Bölüm 3 te irdelenmiştir.

1.4.2.2 Kaya Dayanım Parametrelerinin hesaplanması

Tez alanındaki kaya türlerinin dayanımları Jeolojik Dayanım İndisine (GSI) (Hoek, 1998; Sönmez ve Ulusay, 1999) göre belirlenmiştir. Böylece inceleme alanındaki kaya türlerinin aşınmaya karşı dayanımları da belirlenmeye çalışılmıştır.

Uygulamalı Jeolojide, birbirinden farklı kaya kütle sınıflandırmaları Terzaghi Kaya Kütle Sınıflandırması'ndan (1946) itibaren hız kazanmıştır. Tez kapsamında yer alan kaya kütlelerinin dayanımını belirlemek için, kullanım kolaylığı sağlayan ve görsel ve öznel sayılabilecek bir değerlendirmeye dayanan güncel GSI Sistemi (Ulusay ve Sönmez, 2007) kullanılmıştır. Hoek ve diğer., tarafından 1995 yılında geliştirilmiş olan Jeolojik Dayanım İndisi (GSI) adı verilen bu abak çeşitli araştırmacılar tarafından geliştirilmiş ve 2002 yılında son halini almıştır (Şekil 1.22). Sistemi daha duyarlı ve uygulayıcıdan kaynaklanabilecek hatayı en aza indirebilmek için abağın son versiyonuna; kaya kütlelerinin yapısal özellikleri, hacimsel eklem sayısı değerlendirmeleri ile birlikte; süreksizliklerinin yüzey koşullarına ait puanlandırmalar Ulusay ve Sönmez tarafından 2002 yılında geliştirilmiştir.

Kaya kütlelerinin tanımlanması için, saha çalışmaları sırasında yapılan 10 m lik hat etüdüleriyle, aşağıda belirtilen fiziksel parametreler belirlenmiştir (ISRM, 1981);

a) Hacimsel eklem sayısı (J_v),

b) Süreksizlik yüzey koşulları (pürüzlülük, bozunma ve dolgu)

Elde edilen veriler GSI abağına Şekil deki gibi işaretlenir ve kaya kütlesinin dayanımı belirlenmiş olunur (Tablo 6). GSI değerini belirleyebilmek için; öncelikle arazide ölçülen hacimsel eklem sayısı (J_v) (1) ile yapısal özellik oranı (SR) (2) belirlenir. Belirlenen yapısal özellik puanı, SR, GSI abağında işaretlenir (3). Süreksizlik yüzey koşulları, SCR, pürüzlülük, bozunma, dolgu özellikleri, belirlendikten sonra (4), elde edilen değer GSI abağında işaretlenir (5) . 5. ve 3. noktadaki değerler abakta kesiştirilir ve kaya kütlesinin GSI değeri elde edilir (6) (Şekil 1.22).

GSI abağında yer alan ve kaya kütlesinin jeolojik dayanım indeksindeki değerini hesaplanmada önemli bir parametre olan hacimsel eklem sayısının (J_v) belirlenmesinde, arazide yapılacak hat etüdü çalışmaları dikkate alınır. Sondaj loglarından elde edilen RQD değerlerine göre veya hat etüdü boyunca yapılan çatlak aralıklarının ölçüm değerlerine göre belirlenen hacimsel eklem sayısı, en son 1996 yılında Palmström tarafından aşağıda önerilen eşitlikle tayin edilebilmektedir:

$$J_v = \frac{N_1}{L_1} + \frac{N_2}{L_2} + ... + \frac{N_n}{L_n} \quad (1.19)$$

Burada; N_n : Hat etüdü boyunca sayılan süreksizliklerin sayısıdır. L_n : Ölçüm hattının uzunluğudur (süreksizliklere dik yönde alınan)

Süreksizliklere dik yönde alınamayan ölçüm hatlarında (Şekil 1.23), görünür uzaklık kullanılır ve her eklem takımının hat boyunca hesaplanmış gerçek süreksizlik aralıkları aşağıdaki formülle hesaplanır:

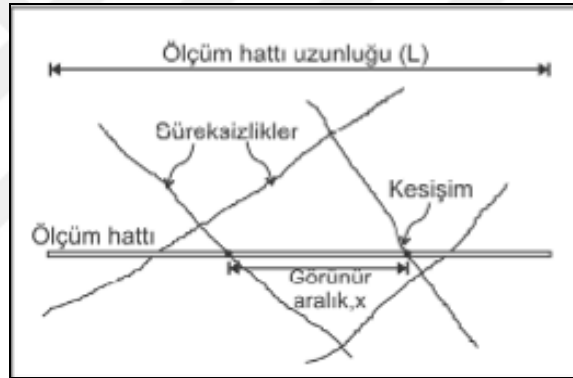
$$J_v = \frac{1}{s_1} + \frac{1}{s_2} + ... + \frac{1}{s_n} = \sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{s_i} \right) \quad (1.20)$$

Burada, n: eklem takımı sayısını ve S: Gerçek süreksizlik aralığını ifade etmektedir.

Tablo 1.6 Kaya sınıfları ve puanları

Sınıf No.	1	II	III	IV	V
Tanımlama	Çok iyi dayanımlı kaya	İyi dayanımlı kaya	Orta dayanımlı kaya	Zayıf dayanımlı kaya	Çok zayıf dayanımlı kaya
Puan	100-76	75-56	55-36	35-16	<16

Şekil 1.22 elde edilen puan Tablo 6 da yerleştirilerek kaya kütesinin dayanım sınıflandırmasındaki yeri belirlenmiş olunur



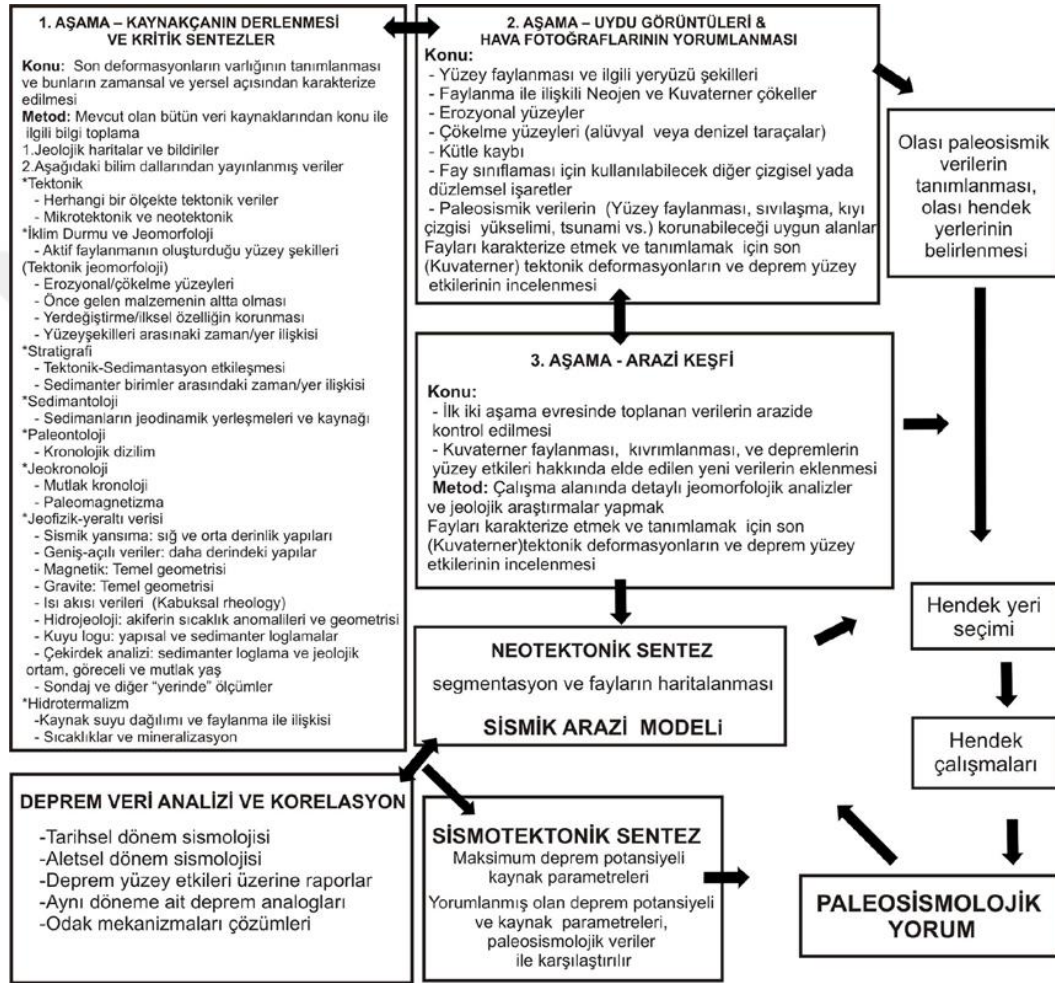
Şekil 1.23 Süreksizliklere dik yönde alınamayan ölçüm hattı boyunca gözlenen görünür aralık (Ulusay ve Sönmez, 2007).

1.4.3 Paleosismoloji Çalışmaları

Paleosismoloji, aletsel dönem öncesi ve sonrası meydana gelmiş depremlerin yerinin, büyüklüğünün ve oluş zamanlarının hendek tabanlı çalışmalar ile belirlenmesini hedefleyen bir çalışma yöntemidir (Solonenko, 1973; Wallace, 1981; McCalpin ve Nelson, 2009). Aktif fayların yüzeyde oluşturdukları fay izleri üzerinde hendek açılması ile fayın sismolojik özelliklerinin ortaya çıkarılmasında yaygın olarak kullanılan paleosismoloji, doktora tez kapsamında Michetti ve diğer. (2005)

tarafından önerilen akış şemasına benzer şekilde çalışmalar yürütülmüştür (Tablo 1.7).

Tablo 1.7 Aktif fayların paleosismolojik çalışmalar sonucunda sismik risk değerlendirmesi için yapılacak çalışma yöntemi (Audemard, 1989; Michetti ve diğer., 2005; Özkaymak, 2012)



Paleosismoloji çalışmaları hendek yerlerinin seçimi için yapılan arazi ve Lidar çalışmaları, hendek açım çalışmaları, ve lüminesans ve radyokarbon yaşlandırma çalışmaları olmak üzere beş ana başlıkta anlatılmaya çalışılmıştır.

1.4.3.1 Hendek öncesi çalışmalar

Hendek çalışmalarına başlamadan önce; çalışma alanı ile ilgili önceki çalışmalar derlenmiş, bölgenin jeolojik ve jeomorfolojik özelliklileri belirlenmiş, elde edilen

veriler sayısallaştırılmış haritalara işlenmiş, ötelenmenin arazi ve uydu görüntüleri ile saptanmış bir derede lidar görüntüleri alınmıştır. Aynı zamanda, aletsel ve tarihsel deprem katalogları ve detaylı çalışmalar için birçok kütüphane ve seyyah dolaşarak tarihi kazılar hakkındaki kitaplar araştırılarak bölgenin deprem kataloğu hazırlanılmaya çalışılmıştır. Konuyla ilgili üniversitelerin Tarih bölümleri hocalarıyla fikir alışverişinde bulunulmuştur. Tez kapsamında oluşturulan tarihsel ve aletsel deprem katalogları aşağıdaki kaynakçalar incelenerek belirlenmiştir:

- 1691 Bonito:** World / 3700 B.C. – 1690
- 1756 Seyfart:** Europe / up to 18th century
- 1840-1841 von Hoff:** World / 3460 B.C. – 1759
- 1848-1850 Perrey:** Mediterranean / 306 B.C.– 1850
- 1858 Mallet:** World /1606 B.C. - 1842
- 1881 Schmidt:** Mediterranean /1000 B.C. – 1838
- 1885 O'Reily:** Europe
- 1911 Milne:** World / 7 – 1899
- 1932 Sieberg:** Mediterranean / 2200 B.C. – 1930
- 1941 Calvi:** Mediterranean
- 1974 Shebalin ve diğer.,** Mediterranean / 2100 B.C. -1900
- 1980 Poirier ve Taher :** Mediterranean / 200 – 1800
- 1994 Guidoboni ve diğer.:** Mediterranean / up to 10th century
- 1995 Ambraseys ve Finkel:** Turkey and Middle East / 1500-1800
- 1997 Papazachos ve Papazachou:** Greece and adjacent areas
- 2003 Taxeidis:** Eastern Aegean / historical period
- 2005 Guidoboni ve Comastri:** Eastern Med. / 1000- 1499
- 2009 Ambraseyes:** Eastern Med. ve Middle East / up to 1900

Tüm bu veriler ışığı altında hazırlanan aletsel ve tarihsel kataloglar Bölüm 5 te detaylı bir şekilde sunulmuştur. Elde edilen kataloglar ile Bölüm 1.4.1.4 te bahsedilen morfometrik çalışmalar ve fayın karakteristik özellikleri ile ana kaya ile yüzey-sedim an litolojisi değerlendirilerek hendek yeri için pilot alanlar belirlenmeye çalışılmıştır. Hava fotoğraflarının yetersiz olduğu yerlerde LİDAR (Light Detection

And Ranging) ölçümlerinden yararlanılmaya çalışılmıştır. Lidar çalışma yöntemleri ve elde edilen veriler Bölüm 3 te detaylı bir şekilde anlatılmıştır.

Geç Pleyistosen-Holosen yaşlı fay aktivitesinin ve bu fayların ürettiği depremlerin büyüklüğünün ve atımlarının belirlenmesinde, tekrarlanma periyodunun hesaplanmasında oldukça önemli veriler sunması beklenen hendeklerin doğru yerlerde açılması gereklidir. Paleosismolojik araştırmalar için açılacak hendek yerlerinin belirlenmesinde kullanılan veriler, sismotektonik ve sismo-gravitasyonel olmak üzere ikiye ayrılır ve bunlar sırasıyla birincil veriler ve ikincil veriler olarak isimlendirilirler (McCalpin, 1996).

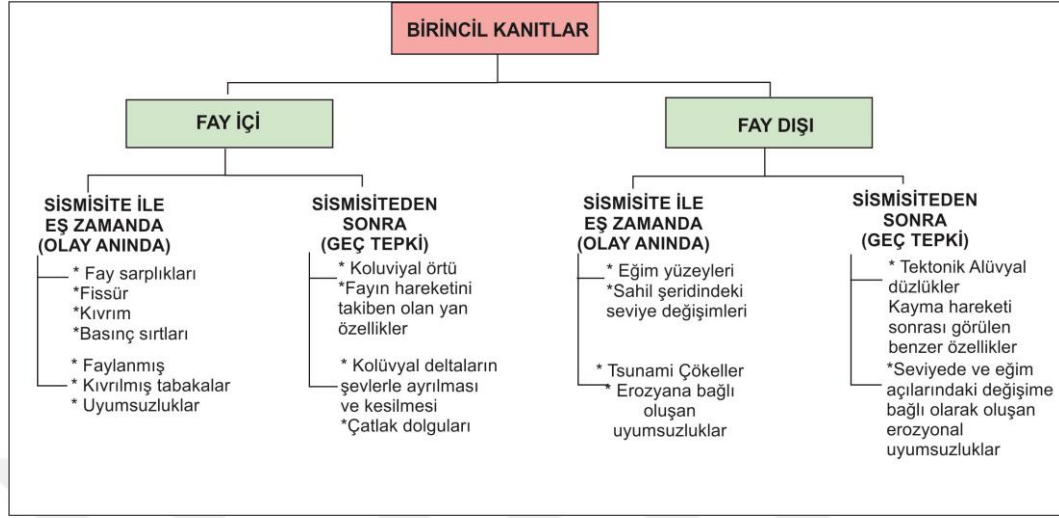
Deprem sarsıntılarının yeryüzünde yaratmış olduğu deformasyonlar birincil ve ikincil izler olmak üzere iki alt grupta toplanabilir (Tablo 8 ve Tablo 9). Aşağıdaki tablolarda da belirtildiği gibi deprem ile eş zamanlı oluşmuş fay sarplıkları, kıvrımlar, basınç sırtları gibi jeomorfolojik belirteçler fay yerini işaret eden birincil izler olup; kum çıkışlarının gözlemlendiği, bitki örtüsündeki bozulmalar, kum daykları gibi izler ikincil izlerdir.

Tablo 1.8 ve Tablo 1.9de verilen verilerin değerlendirilmesi sonucunda hendek yerlerinin seçiminde;

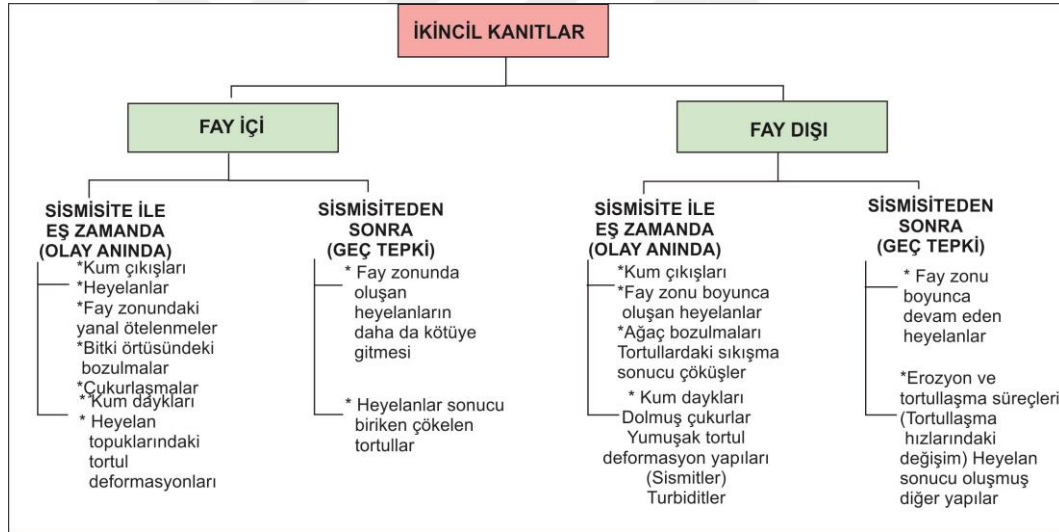
- Öncelikle deprem esnasında meydana gelen fay sarplıklarının yaklaşık yerlerinin belirlenmesi gereklidir ve ayrıca,
- Fay tarafından kesilmiş ve yaşlandırma yapılabilecek uygun sedimanların geliştiği yerlerin belirlenmesi gerekmektedir.

Hendek içerisindeki paleodeprem izlerini belirlemek için McCalpin (2009)' dan yararlanılmıştır. Buna göre, depremlerle ilişkili faylar boyunca meydana gelen yer değiştirmeler sonucu oluşan izler, birincil veriler olarak tanımlanmıştır. Depremlerin yarattığı yer sarsıntısı sonucu oluşan izler ise, ikincil veriler olarak incelenmeye çalışılmıştır.

Tablo 1.8 Paleodeprem izlerini araştırmada kullanılan tektonik deformasyon ile oluşan birincil izler



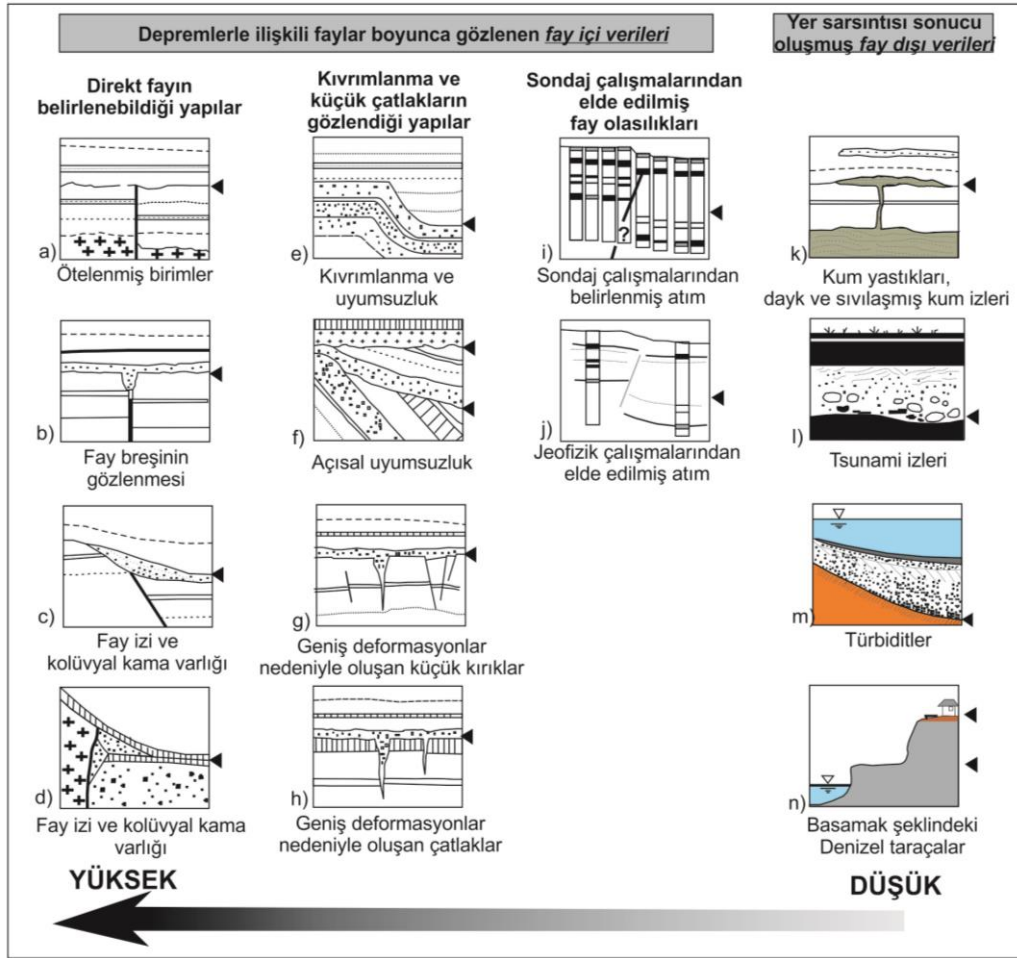
Tablo 1.9 Paleodeprem izlerini araştırmada kullanılan ve sismik sarsıntılar ile oluşan ikincil izler



Faydan uzak bölgelerde yer alan ve deprem sarsıntıları ile oluşmuş sıvılaşma, türbiditler, kaya düşmeleri ve tsunami tortulları gibi izler, depreme sebep olmuş fayın belirlenmesinde oldukça zayıf kalmaktadırlar (Toda, 2011). Çünkü bu tip izler fırtınalar, aşırı sediman yüklenmesi, yamaç denge yenilmesinden de kaynakla bilmektedir. Bu nedenle, hendek duvarlarında paleodeprem izlerini belirlemede, sismojenik faylanmanın doğrudan ürünleri olan kolüvyal kama birikintilerinden ve Holosen çökellerinden yararlanılabilir.

Hendek duvarlarında gözlenen ve yukarıya doğru devam eden bir fayın aniden kesilerek, üzerinin deforme olmamış Holosen çökelleriyle örtülmüş olması hali paleodeprem olaylarının en kolay belirlenebilen yöntemidir (Bonilla ve Lienkaemper, 1990) (Şekil 1.24 a). Özellikle faylanma ile gelişen çatlaklar, deprem sonrası daha genç malzemelerle doldurulan kırıklardır (Şekil 1.24 b). Bu tarz çatlak dolguları genellikle doğrultu atımlı fayların sebep olduğu büyük yüzey kırılmalarından sonra oluşurlar (Toda, 2011). Kolüvyal kama, tavan bloğunun çökmesi sonucunda oluşan fay sarplığının üzerini örten ve bu sarplığın erozyonundan oluşmuş çökelleri içeren kama biçimli tortullardır (Şekil 1.24 c, d). Kolüvyal kama, deprem sonrası tortulları temsil eder ve gevşek çökelti içinde meydana geldiğinde, şevin bozunması söz konusudur. Kolüvyal kamalar, sadece normal faylarda değil normal fay bileşenli doğrultu atımlı faylarda ve ters faylarda da gözlenebilir.

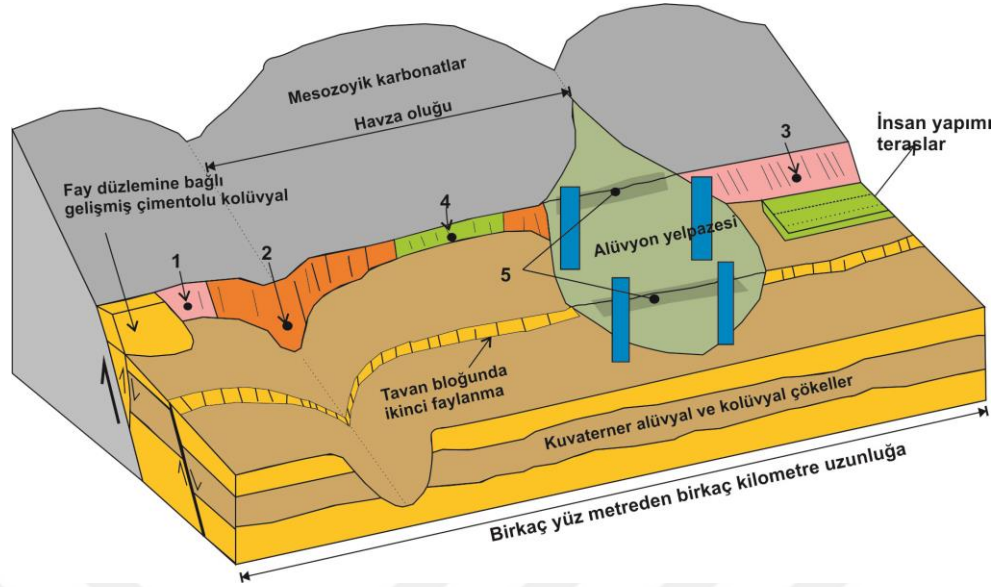
Kıvrımlanma ve açısal uyumsuzluklar, sedimanların fay veya erozyon gibi sebeplerden ötürü deformasyona uğramasıyla oluşur (Şekil 1.24 e, f). Bir fayın yukarıya doğru sonlanması belirlenemiyorsa, açısal uyumsuzluk deprem horizonunun tanımlanmasında yardımcı olabilir. Burada önemli olan, tabakaların belirli bir eğim sunarken yatay sedimantasyonun gözlenmesidir. Atımın az olduğu ve yüzey koşullarının kuru olduğu alanlarda birçok gerilim çatlaklarının ve deformasyonla ilgili küçük kırıkların oluşması mümkündür (Şekil 1.24 g, h). Sondaj kuyu loglarından alınacak log kesiti ile fayın muhtemel yeri ve atım miktarı belirlenebilir (i). GPR (Ground –Penetrating radar) gibi uygun jeofiziksel yöntemler kullanılarak da süreksizlerin yerleri belirlenebilir (j). Yer sarsıntıları sonucu oluşmuş (artezyen kaynakları olmayan) kum fışkırmaları, dayk ve sıvılaşmış kum izleri, zemin bozulmaları nedeniyle devrilmiş ağaçlar ve yanal yayılmalar gibi izler de depreme sebep olmuş fayın kökeni araştırmada yardımcı olabilir (k).



Şekil 1.24 Paleodepremlerin belirlenmesinde kullanılan tipik stratigrafik izler (küçük içi siyah dolgulu üçgenler deprem horizonunun tabanını temsil etmektedir) (Faydan uzak bölgelerde oluşmuş sıvılaşma, kum yastıkları, türbiditler, tsunami tortulları gibi izler fayın tanımlanmasında düşük derecedeki kanıtlardır) (Toda, 2011' den değiştirilerek)

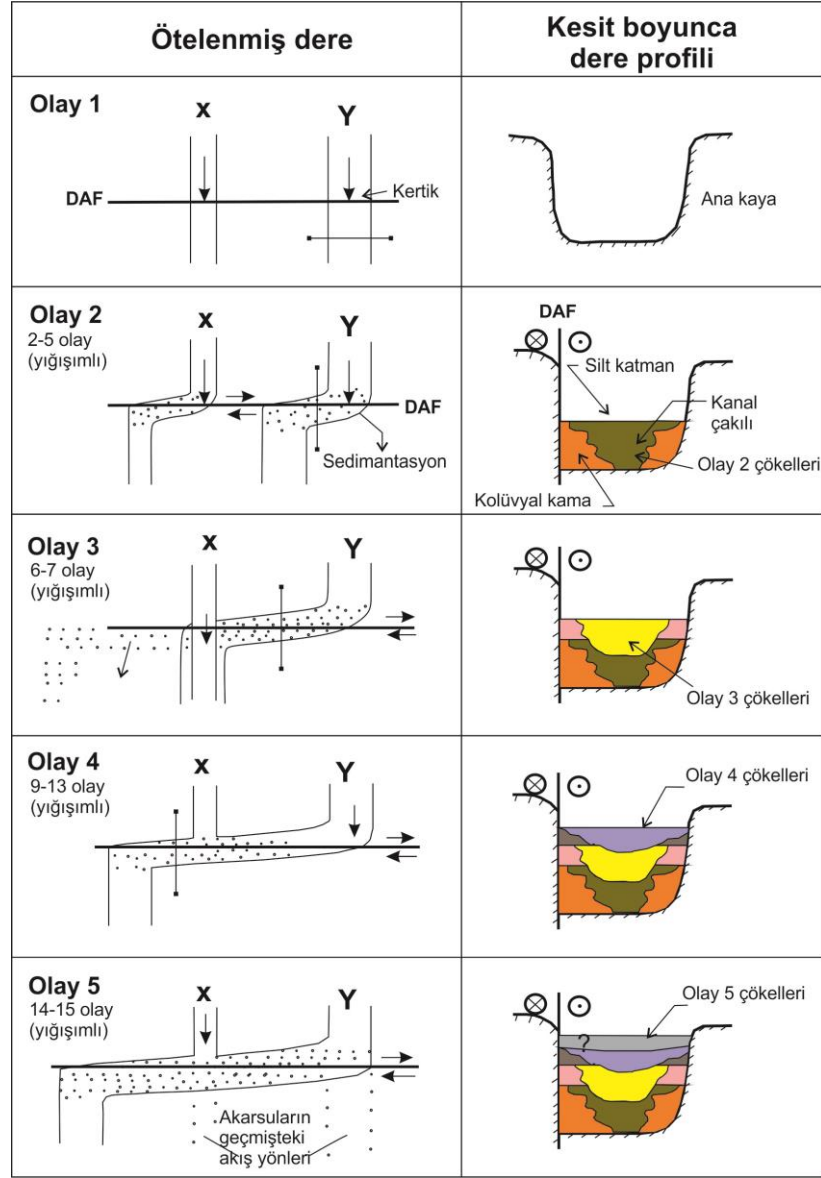
Bunların yanında paleosismolojik araştırmalar için uygun olmayan hendek yerleri Şekil 1.25 de gösterilmiştir. Hendeğin açılması planlanan yerler toprak kaymasının olduğu alanlardan, alüvyon yelpazenin fay izini tamamen örtüğü kalın kısımlarından ve insan aktivitesinin olduğu (tarla, taş ocağı gibi) alanlardan uzak olmalıdır.

Ayrıca, hendek yerlerinin belirlenmesinde jeolojik ve jeomorfolojik verilerin yetersiz olduğu durumlarda ise GPR (Ground –Penetrating radar) gibi uygun jeofiziksel yöntemler kullanılarak ta hendek yeri uzunluğu ve derinliği belirlenebilir (Bound ve diğer., 2007).



Şekil 1.25 Normal fayda Paleosismolojik analizlerin yapılması esnasında hendek yerlerinin belirlenmesinde izlenecek yollar (1), (2) ve (3) bölgelerinden kaçınılmalıdır. Fay izinin net bir şekilde gözlenebildiği (4) bölgesinde ve Holosen çökellerinin gözlenebildiği alüvyon yelpazesinin uç kısımlarında hendek açılabilir (mavi dikdörtgenler açılması uygun hendek yerlerini işaret etmektedir) (Mechernich ve diğer., 2015)

GBFZ'nin doğrultu atımlı bir fay yapısında olması nedeniyle; dere ötelenmesine sebebiyet veren ve sağ yönlü işleyen bir doğrultu atımlı fayın yaratacağı tektono-sedimentolojik süreçler Şekil 1.26 da sunulmuştur. Her bir fay hareketi yeni çökelen kolüvyal kamalar döngüsünü yaratmaktadır. Bu nedenle dere ötelenmeleri, normal faylardan farklı olarak birikimli (yığışmalı) kanal dolgusu şeklinde ifade edilmektedir. Fay boyunca uzanan kanalı bu kolüvyal kamalar tamamen doldurur. Genellikle konsolide olmamış bu kısımlar, silt, kil, kum, çakıldan oluşurlar (yamaç sarplığında yer alan birimin özelliğine göre değişir) (Wallace, 1978).



Şekil 1.26 Bir doğrultu atımlı fay boyunca gelişen tektono-sedimentolojik süreçler(Sol taraf iki derenin sağ yönlü çalışan bir doğrultu atımlı fay tarafından birden çok defa ötelenmesi durumunu göstermektedir (1.olay hariç). Sağ taraf ise fay boyunca enine kesitleri göstermektedir. Sol tarafta meydana gelen olaylar sağ kısımda renklendirilerek ifade edilmeye çalışılmıştır. Her bir olayı temsil eden çökelin alt kısmı paleodepremleri temsil edebilir. Bunun için radyokarbon gibi yaş tayini analizlerinin yapılması gereklidir)(Weldon ve diğer., 1996)

1.4.3.2 Lidar Çalışmaları

Tezin bu bölümünde, paleosismoloji çalışmaları için açılacak hendek yerlerinin belirlenebilmesi amacıyla 2019 yılında yapılan Lidar çalışmalarından bahsedilmiştir. Uzaktan Algılama çalışmalarında kullanılan (Dağ, 2013) Lazer kısaltmasının açılımı

Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation anlamına gelmektedir. Lazer cihazı yüksek seviyede ayarlanmış, doğrusal, uyumlu ve faz elektromanyetik radyasyon üreten ve geri alan bir cihazdır. Bu sistemler sayesinde arazi yüzeylerinde çok yoğun ve fazla miktarda, hızlı 3Boyutlu konum bilgisi elde edilmektedir. Genel kullanımı LiDAR (Light Detection and Ranging-Işık Algılama ve Mesafe ölçer)' dir. LiDAR ölçüm sistemleri aktif algılayıcılar ile yapılan uzaktan algılama yöntemidir. Bu sistemler optik bir sensor yardımıyla bir yüzey veya nesne arasındaki mesafeyi ölçmekte ve haritalamaktadır. LiDAR ölçümleri yapılırken lazer ışığının ölçüm yüzeyi ile olan yansıma ilişkisinden faydalanılmaktadır.

LiDAR sistemlerinin iki farklı türü bulunmaktadır. Bu sistemleri iki farklı kısımda aşağıdaki gibi sınıflandırmak mümkündür: ALS (Hava Platform Temelli), TLS (Yersel Lazer Tarayıcı). Yapılan bu çalışmada ise Yersel Lazer Tarayıcı kullanılmıştır.

TLS Lazer Tarayıcı Sistemleri (Yer temelli): Yersel lazer tarayıcı (TLS) olarak da tanımlamak mümkündür. Bu cihaz, yüksek seviyede ayarlanmış doğrusal, uyumlu ve faz elektromanyetik radyasyon üretir ve geri alabilir. Bu demektir ki bu sistemler, aktif algılayıcı bulunduran uzaktan algılama sistemleri içerisine yer almaktadır .

TLS sistemlerinde sabit bir tripod üzerinden ölçüm alınmaktadır. Bu sistemleri kullanmak, taranmak istenen alanın tek seferde taranmasına olanak sağlar. Bununla birlikte taranması gereken alanın büyük bir alan olması durumunda birden fazla istasyondan alınan ölçümler ve bu ölçümlerin çeşitli yöntemler yardımıyla dijital ortamda birleştirilmesi ile de yorumlamaya gidilebilmektedir.

TLS sistemleri düşük maliyet ve kısa sürede ölçüm alınması gibi avantajları da bünyesinde barındırmaktadır. Bu sistemler yardımıyla hassas (2-5 mm hata ile) 3 boyutlu modeller oluşturulabilmektedir.

TLS sistemleri, kısa bir süre içerisinde çalışılan alanın 3B modelini noktalar halinde koordinatları ile ortaya koyup bu noktalardan oluşan nokta bulutları üzerinde mühendislik çalışmaları yapılmasına olanak sağlamaktadır. TLS sistemleri için tarama yoğunluğu genellikle hava LiDAR' larından farklı olarak 50 ile 10.000

nokta/m²'dir (Özdoğan, 2015). Bu sistemlerin kullanım alanları aşağıdaki gibi sıralamak mümkündür;

- Arkeolojik araştırmalar,
- Ulaşım ve alt yapı çalışmaları,
- Petrol platformları,
- Mimari uygulamaları
- Yerbilimleri alanında yapılacak araştırmalar,
- Kıyı uygulamaları,
- Tünel araştırmaları,
- Enerji hatları.

Proje kapsamında yapılan bu çalışmada, Dokuz Eylül Üniversitesi Maden Mühendisliği Bölümü'nde yer alan TLS sistemi mikro topoğrafya, 3 boyutlu görüntü ve kesit alma işlemleri için kullanılmıştır. Burada amaç doğrultu atımlı fay tarafından kaynaklanan dere ötelenmelerinin ölçülmesidir. TLS sistemleri temelde 4 donanımsal parçadan oluşmaktadır (Şekil 1.27). Bunlar;

Tarayıcı: Tarayıcı ünite nokta bulutunu oluşturan lazer ışınını gönderen ve geri alan donanımlardır (Özdoğan, 2015). Tarayıcıların büyük bir kısmı uçuş zamanı yöntemini kullanmaktadır (6000 metreye kadar). Bununla birlikte bir kısım faz farklı yöntemi ile ölçüm yapmaktadır (100 m'den az mesafeler için).

Güç Kaynağı: Tarayıcı ünitelere güç vermek için bataryalar veya doğrudan enerji sağlamak için jeneratörler güç kaynağı olarak kullanılmaktadır.

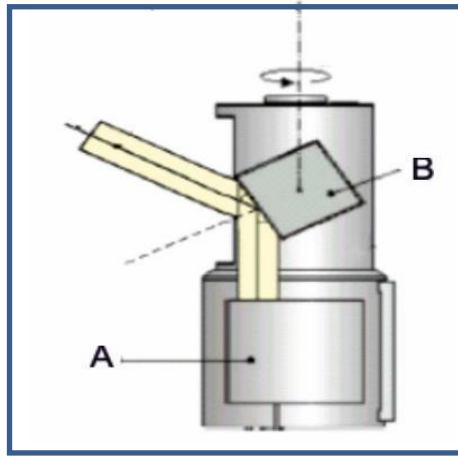


Şekil 1.27 a) TLS sistemini oluşturan tarayıcı, tripod, güç kaynağı ve kontrol panelinden bir görüntü
b) TLS sisteminin kurulması (Kişisel arşiv, 2019)

Tripod: Tarayıcı üniteyi taşımakta büyük rolü olan ve aynı ünitenin yatay konumda durmasını sağlamaktadır. Yardımcı donanımlardan biridir.

Kontrol Ünitesi: Tarayıcı ünitenin aldığı verileri saklayan genellikle dizüstü veya tablet bilgisayarlardır (Özdoğan, 2015). Bununla birlikte bazı tarayıcılar üzerlerinde verileri saklayabilmektedir.

Çalışma Prensipleri: TLS, düşey ve yatay eksenlerden lazer ışınını gönderen bir mekanizmaya sahiptir. Tarayıcının elektronik ünitesinden (Şekil1.28, A) çıkan ışın, cihazın gövdesinde bulunan hızla dönen optik üniteye (Şekil1.28, B) çarpmaktadır. Ve böylece ışın, bu yüzeyden yansyarak yatay ile bir açı yapacak şekilde cihazdan çıkmaktadır. Tarayıcı cihaz veri aldıkça düşey eksen etrafında çok küçük açılarla dönerek taramaya devam etmektedir. Sözü geçen bu işlem tarama işlemi tamamlanana kadar devam etmektedir.

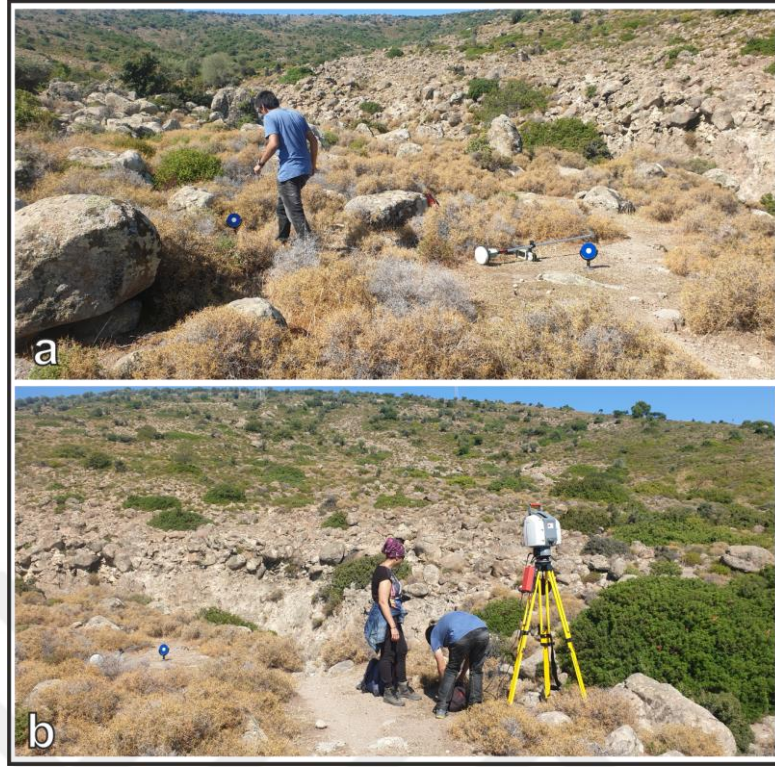


Şekil 1.28 TLS cihazın çalışma prensibi (Vozikis ve diğer., 2004'ten değiştirilerek)

Yapılacak olan her bir taramanın sonunda veriler nokta bulutu olarak adlandırılan noktalar halinde kullanıcıya sunulmaktadır. Bu nokta bulutunda yer alan her bir lazer noktası kutupsal koordinatlar ile (r , ϕ , θ) tarayıcıya kayıt edilmektedir. Kutupsal koordinatlar ile ifade ettiğimiz bu noktaların koordinatları (x , y , z) tarayıcı yazılımı tarafından hesaplanarak; kullanıcıya kartezyen koordinatlar biçiminde sunulmaktadır.

TLS ile Yapılan Arazi Çalışmaları: TLS ile bir obje ya da alanın tamamını görüntüleyebilmek için birden fazla tarama istasyonundan taramanın yapılması gerekebilmektedir. Yapılacak olan her tarama işlemi sonucunda oluşturulan nokta bulutlarına tarayıcı alet merkezli özgün koordinatlar atanmaktadır. Bu nedenden dolayı bu tarz birden fazla noktadan yapılan tarama çalışmalarında bu nokta bulutlarının birleştirilmesi gerekmekte ve tek bir nokta bulutu biçiminde çalışılması gerekmektedir. Daha sonraki aşamada bu nokta bulutları jeoreferanslama ile istenilen koordinat sistemine dönüştürmek mümkündür.

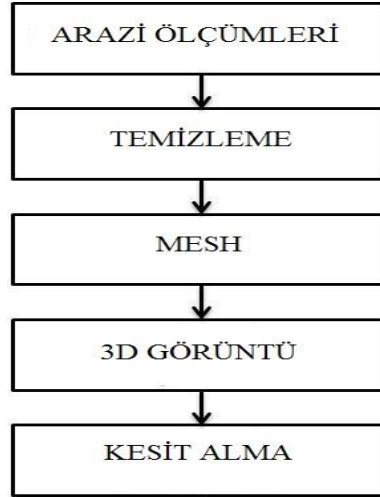
Hedef yardımı ile birleştirilmesi: Bu yöntemde genellikle özel malzemeler ile kaplanmış geri yansımali hedefler, yer kontrol noktaları olarak kullanılmaktadır. Hassas tarama (2mm x 2mm) yapıldığı zaman hedeflerin orta noktaları bu yöntem sayesinde otomatik olarak tespit edilebilmektedir. Tarama alanı içerisinde en az 3 tane bulunması zorunludur (Şekil 1.29). Her ölçümde ortak olan bu hedef noktaları yardımıyla nokta bulutlarını birleştirmek kolaydır.



Şekil 1.29 Gülbahçe Fayının batı kolu üzerinde kurulan a) Hedef noktaları ve b) Lidar cihazının arazi görüntüsü (Kişisel arşiv, 2019)

Hedef noktaları aynı zamanda birleştirilen nokta bulutlarının cihazın kendi koordinat sisteminden jeodezik koordinat sistemine dönüştürülmesinde de kullanılmaktadır. Lazer tarama sonucu elde edilen nokta bulutları içerisinde bulunan hedeflerin merkezleri totalstation veya GPS (GNSS – DGPS) yardımıyla okunduktan sonra bu koordinatlar tarayıcı yazılımında tanımlanmakta ve tüm nokta bulutu gerçek jeodezik koordinatlara taşınmaktadır (Özdoğan ve Deliormanlı, 2016).

Yapılan arazi çalışmasında tarama cihazı olarak LeicaScan Station II modeli kullanılmıştır. Tarama yoğunluğu 300m mesafede 10-15cm duyarlılıkla gerçekleştirilmiştir. Tarama sonucu elde edilen istasyonlara ait nokta bulutlarının değerleri 3 hedef kullanılarak birleştirilmiştir. Ölçümlerde hedefler 2 mm x 2 mm duyarlılıkla taranmıştır. Daha sonra hedeflerin merkezinden GNSS ile elde edilen jeodezik koordinat değerleri kullanılarak birleştirilmiş olan nokta bulut değerleri jeodezik koordinatlara dönüştürülmüştür (Şekil1.30).



Şekil 1.30 TLS tekniğinde kullanılan işlem adımları

1.4.3.3 Hendek Çalışmaları

Gülbahçe Fay Zonu' nun Bölüm 1.4.1.3.2 kısmında açılan çalışmalarından sonra belirlenen lokasyonlarda 3 adet hendek açılmıştır. Hendekler fay doğrultusuna dik bir şekilde D-B yönünde açılmıştır. Hendek 1 GBFZ'nin orta kolunda 468051/ 4239663 ve 468088/ 423950 koordinatları arasında; Hendek-2 batı kolunda 467829/4242823 ve 467805/4242828 koordinatları arasında ve Hendek-3 doğu kolunda 467829/4242823 ve 467839/ 4242832 koordinatları arasında açılmıştır. Hendek-1, 4 m genişliğinde, 41 m uzunluğunda, 3 m derinliğinde; Hendek-2 ise 3,5 m genişliğinde, 24 m uzunluğunda, 3 m derinliğinde; Hendek-3 ise 3,5 genişliğinde, 18 m uzunluğunda ve 2,5 m derinliğinde açılmıştır. Tüm hendekler açıldıktan sonra kuzey ve güney duvarları kepçe izlerinden temizlenmiş, ip ile karelaması yapılmış, renkli çivilerle süreksizlikleri belirlenmiş ve hendekler, jeolojik loglamasının yapılabilmesi için uygun hale getirilmiştir (Şekil 1.31).

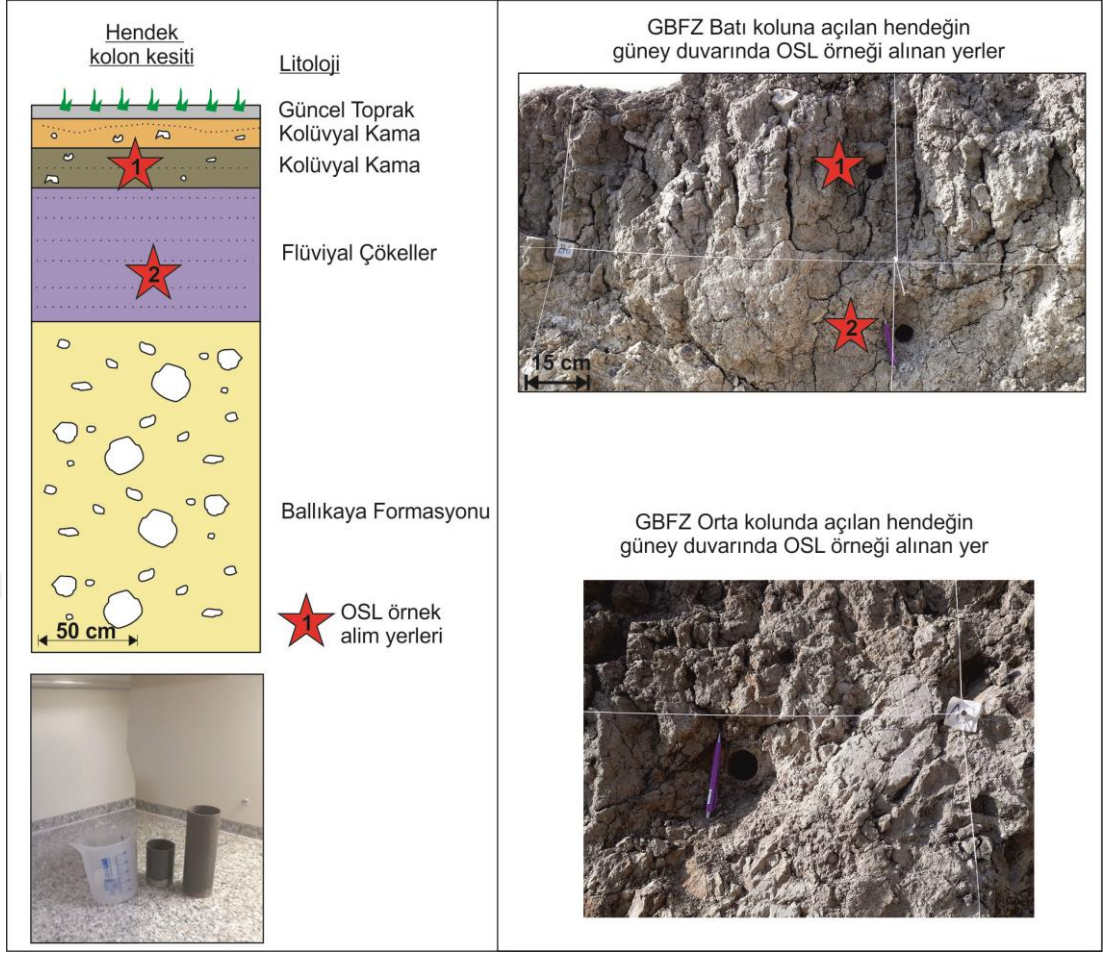
GBFZ boyunca açılan hendeklerin duvarlarında yer alan birimler ayırtlanmaya ve deformasyon izlerini net bir şekilde gözlenmeye çalışılmıştır. Açılan hendeklerin sürekli açık kalabilmesi mümkün olmadığından, hendek içerisinde yapılacak gözlemlerin ve çizilecek hendek loglarının çok detaylı bir şekilde (Grant, 2007) hazırlanmıştır. Hazırlanan hendek loglarında belirlenen Kuvaterner döneme ait fay önü çökellerini, kolüvyal kama çökeliği içeren seviyelerden OSL örnekleri; kömür

veya organik malzemece zengin paleotoprak seviyelerinden ise ^{14}C örnekleri alınmıştır (Şekil 1.32). Ancak bu teknikler tek başına kullanıldığında her birinin kendi içinde litoloji, yaş sınır aralığı, organik materyal eksikliği gibi kendine özgü aksayan yönleri bulunmaktadır. Oluşabilecek eksikleri, hataları en aza indirebilmek amacıyla tez kapsamında hem ^{14}C hem de OSL tekniği kullanılarak yaş tayini yapılmaya çalışılmıştır.

Alınan OSL numunelerinin ışığa duyarlı olması nedeniyle, örneklerin araziden alınma işlemi gece saatlerinde yapılmıştır. Araziden alınma esnasında 5,5 cm çapında x 15 cm uzunluğunda iki ucu açık galvaniz borular kullanılmıştır. Galvaniz borular, jeolog çekici yardımıyla örnek alınacak çökel içine dik bir şekilde çakılmış ve numuneler alınmıştır (Şekil 1.32). Hassas bir şekilde alınan numuneler hiç hareket ettirilmeden, Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Lüminesans yaşlandırma laboratuvarına, kırmızı ışık altında incelenmek üzere bırakılmıştır.



Şekil 1.31 Hendek açma ve temizleme ve kareajlama çalışmalarından görüntüler a) Doosan marka kepçe ile hendeklerin açılması b) Hendek duvarlarının temizlenmesi c) ve d) Hendek duvarlarının 1 x 1 m aralıklarla kareajlanması ve loglanması (Kişisel arşiv, 2019)

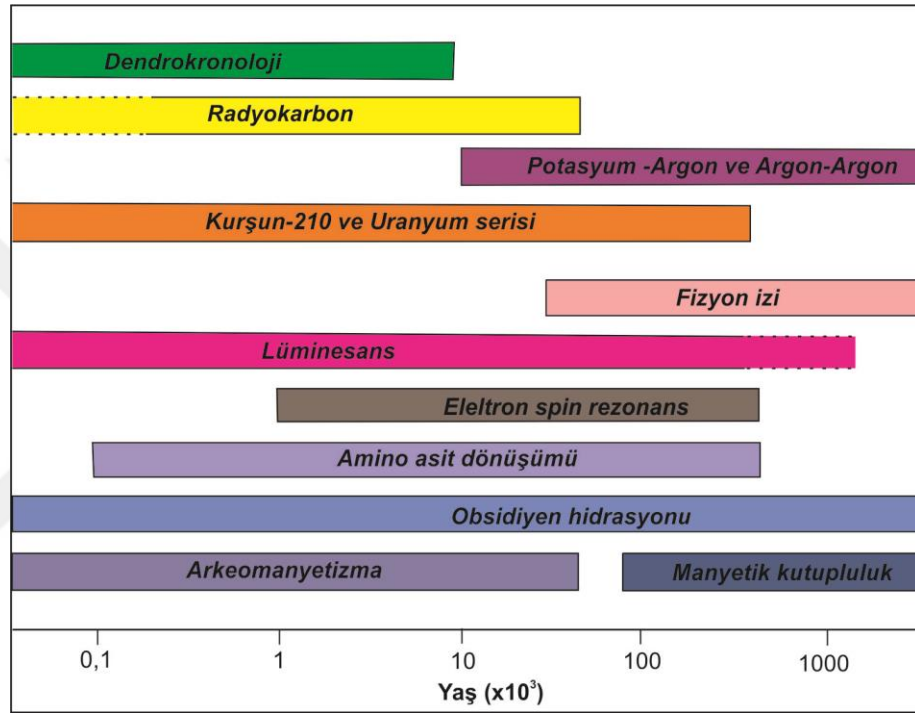


Şekil 1.32 GBFZ'nin Batı kolunda açılan hendeğin ölçülü kesiti ve siltli-killi ince kum içerikli flüviyal çökel ile az çakıllı killi kumlu kolüvyal kamadan alınan OSL numunesinin duvardaki yeri (Kişisel arşiv, 2019)

1.4.3.4 Lüminesans Tarihleme

Tarih öncesi depremlerin yeri, zamanı, büyüklüğü ve gelecekte üretebileceği depremleri araştıran paleosismolojide (McCalpin, 2009), oluşan deformasyonların jeokronolojik sıralaması Şekil 1.33 de sunulan farklı yöntemler Tablo 1.10 da sunulan farklı malzemeler kullanılarak yapıla bilinir. Doğada çökelmiş organik ve inorganik malzemelerin Kuvaterner yaşlandırılmasında en çok kullanılan Radyokarbon Yaşlandırma (C14) yöntemi dışında, yapısında tuzaklanmış elektronların çıkarılması tekniğine dayanan lüminesans yöntemi 1970 li yıllardan itibaren hızla artan bir ivme ile kullanılmaktadır (Doğan ve diğer., 2016; Lawson, 2017; Şahiner ve diğer.,2017). Mineral yapısındaki tuzaklanmış elektronların

çıkartılma işleminin ışık yoluyla yapılmasına Optik Uyarmalı Lüminesans (OSL), ısı yoluyla çıkartılma işlemine de Termolüminesans (TL) denir (Huntley ve diğ., 1985; Godfrey-Smith ve diğ., 1988; Rhodes, 1988; Aitken, 1992; 1998; Kırıkkaya ve diğ., 2005; Doğan, 2010). Uyarma sonucu gözlemlenen lüminesans şiddeti, tuzaklarda biriken elektron sayısı ve soğurduğu iyonize radyasyon dozuyla orantılıdır (Aitken, 1985).



Şekil 1.33 Paleosismolojik çalışmalarda kullanılan yaşlandırma yöntemlerinden bazıları (Lian ve Roberts, 2006 ve Doğan, 2010'dan değiştirilerek)

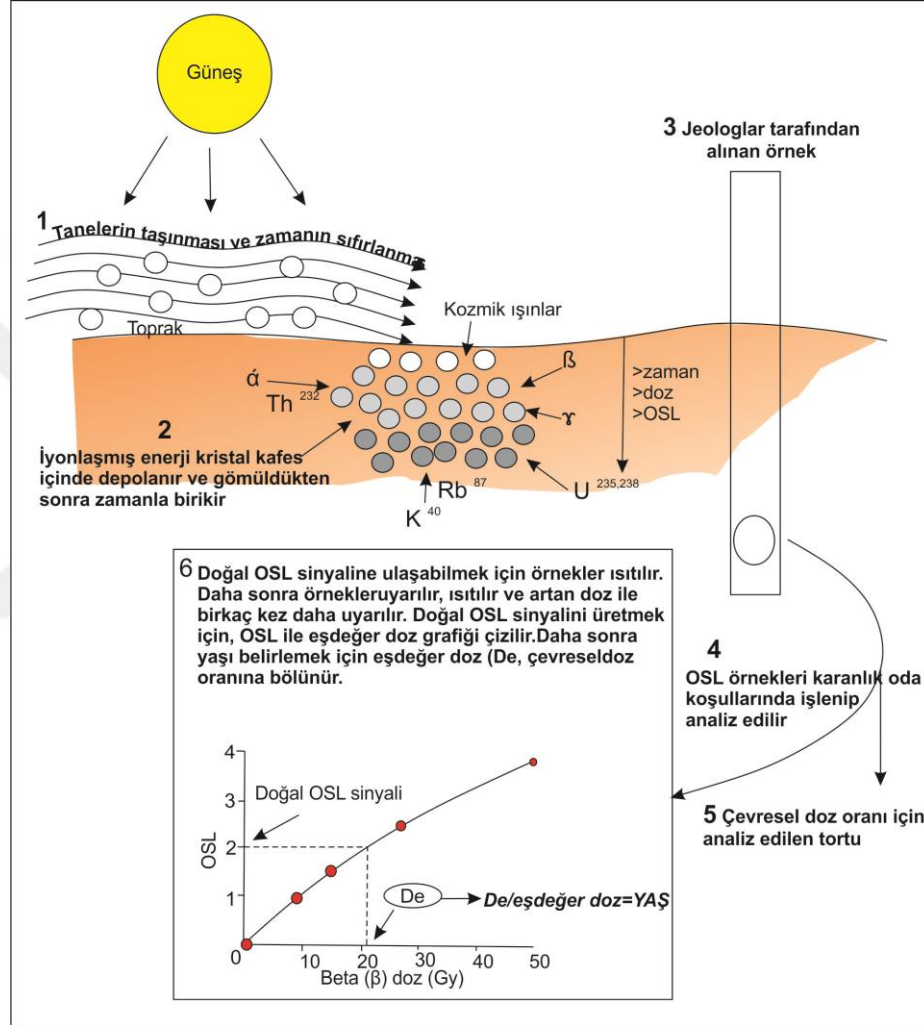
Toprakta doğal olarak bulunan ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K gibi radyoaktif elementlerden kaynaklanan radyasyon (Şekil 1.34) (Aitken, 1985), çevrede bulunan minerallerin kristal yapısındaki tuzakların elektronlarla dolmasını sağlar.

Tablo 1.10 Yaşlandırma yöntemlerine göre, kullanılan malzemeler (Fattahi, 2009)

Yöntem	Yaş Aralığı (ka)	Tarhlendirilen materyal örneği
Radyokarbon	0,1-70	Ahşap, bitki
Kozmejenik	1>1000	Kolüvyal yüzey
Fizyon	50>1000	Zirkon,obsidiyen

Tablo 1.10 devamı

Uranyum serisi	0,1-800	Kalsit
Lüminesans	0,01>1000	Kolüvyal, flüvyal
Elektron Spin		
Rezonans (ESR)	1-800	Diş minesi
Dendrokronoloji	<10	Ağaç halkaları
Paleomanyetizma	0,1-10, 100-10000	Sedimentler, kalsit, çanak, çömlek



Şekil 1.34 Doğadaki radyasyon kaynakları ve OSL ile yaş belirleme aşamaları. (Çökeltilerdeki radyasyon, ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K ve ^{87}Rb 'nin bozulması sırasında yayılan alfa, beta ve gama radyasyonundan, bunların ürünlerinden ve kozmik ışınlardan gelir) (Mallinson, 2008' den değiştirilerek)

Lüminesans tarihlendirme yöntemi özellikle, arkeolojik çalışmalarda ve flüvyal jeomorfolojiden yararlanarak tektonik aktivitenin yorumlanmasında kullanılmaktadır (Aitken, 1985; 1998; Roberts, 1997; Murray ve Olley, 2002; Liritzis, 2000; Liritzis

ve diğer., 2002; Wintle, 2008; Preusser ve diğer., 2008; Fuchs ve Lang, 2009; Rittenour, 2008; Fattahi, 2013). Özellikle laboratuvar ortamında yapılan uyarılmalar sonucunda, Geç Kuvaterner (son 100-200 bin yıl) içerisinde depolanan çökel katmanların en son ışığa maruz kaldığı (gömülme) tarih ve arkeolojik ürünlerin (çanak, çömlek, seramik, briket, harç vb.) üretim tarihleri hesaplanabilmektedir (Şahiner ve diğer., 2017).

Lüminesans tarihlendirme, depremle ilişkili çökeltilerin yaşını belirlemek için kullanılan çok güçlü bir yöntemdir (Aitken, 1998). Çünkü Lüminesans tarihlendirmede, dünyadaki en yaygın mineraller olan kuvars ve feldispat kullanılmaktadır. Paleosismik rekonstrüksiyon için TL tarihlemesinin başarılı bir şekilde uygulanmasının ardından (Fattahi, 2009), paleo-depremleri belirlemek ve tarihlendirmek için, çökeltilerin OSL yöntemiyle yaşlandırılması da oldukça sık kullanılmaya başlanmıştır.

Paleo depremlerin yaşlandırılması ve onların tüm özellikleri (bölgenin jeomorfolojisi, yapısal jeolojisi, sedimantolojisi, çeşitli jeofizik kayıtları, diğer araştırmaların sonuçları, vb.) yorumlanarak, deprem tehlikesi risk değerlendirmesi yapılabilmektedir (Fattahi, 2013). Deprem tehlikelerini tayin etmede genel olarak kullanılan ana parametreler, son depremin süresi, fayın kayma oranı ile büyük depremlerin ortalama tekrarlanma periyodudur. Bu yüzden deprem tehlikesinin değerlendirilmesinde zamanın kesin ve doğru ölçümü gereklidir.

Bu çalışmada, paleo-depremlerin lüminesans ile yaşlandırma tekniklerinden, Optik uyarmalı lüminesans yönteminin kullanılması nedeniyle sadece bu yöntemin yapılış mekanizmasına yer verilmiştir.

Optik Uyarmalı Lüminesans (OSL) Mekanizması: Yarılanma ömrü bilinen bir radyoaktif maddenin, bulunduğu ortamdaki kuvars ve feldispat minerallerinde depolanma miktarının ölçülmesi bize mutlak yaşı verir. Bu depolanma miktarlarının ölçülmesi için ışık enerjisinin kullanılmasına Optik Uyarmalı Lüminesans (OSL) yöntemi denir (Huntley ve diğer.,1985). Rutin OSL ölçümlerinde doğrudan kullanılan iki ana uyarma metodu vardır: 1) Sadece feldspatlarla kullanılması daha

uygun olan kızılötesi uyarımlı lüminesans (IRSL). 2) Hem kuvars hem de feldspatlarda işe yarayan görünür ışık uyarımlı lüminesans.

Lüminesans Mekanizmasında radyasyona maruz kalmış bir mineralde elektronların çıkarılması aşamaları:

Radyasyon kaynaklarından yayılan ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K gibi radyoaktif elementler, doğada sediment içerisindeki kuvars ve feldspat minerallerinde depolanırlar (Aitken, 1985; Fattahi, 2009) (Şekil 1.35 a).

OSL yönteminde, kuvars ve feldspat gibi lüminesans verimliliği yüksek mineraller, iyonize ışığa maruz kaldıklarında valans bandından koparılan elektronlar bu minerallerin yasak enerji aralığındaki tuzaklarda tutulurlar (Şekil 1.35 b).

Bu tuzaklama işlemi örneklerin tuzaklarının en son sıfırlandığı andan günümüze kadar geçen süre boyunca devam eder. Tuzaklarda biriken elektronların ışık ile uyarılırlar (Şekil 1.35 c).

Işık ile uyarılan elektronların, tuzakları boşaltmaları sonucunda oluşan lüminesans şiddeti, doza göre ölçeklendirilir. Böylece, malzemenin yaşı belirlenir (Aitken, 1988; Kırıkkaya ve diğer., 2005) (Şekil 1.35 d).

Belirlenen bir gelecekteki tuzaklanmış elektron sayısı bilinirse, şimdiki tuzaklanmış elektron sayısının yardımıyla geçmiş zaman dilimi hesaplanabilir.

OSL ölçüm süreci birçok farklı yöntemle yapılabildiği gibi bu tez kapsamında önemli iki farklı protokole yer verilmiştir. Bunlar:

1-) SAR (Single Aliquot Regeneration) protokolü (Wintle ve Murray, 2000) olarak adlandırılan ve yenileme (regenerasyon) yöntemi olan bu yöntemde, doğal sayımların alınacağı örneklerin bulunduğu grup dışındaki diğer grupların hepsi ışıkla uyarılarak OSL sinyalleri sıfırlanır. Doz hızı bilinen bir kaynakla çeşitli dozlarda dozlanan örneklerden elde edilen OSL sonuçları ile doğal örneklerin verdiği OSL sonuçları direk karşılaştırılarak bu metodla paleodoz elde edilir. SAR protokolü ince taneciklerde, Standart SAR protokolü (tek tablet için tek eşdeğer doz (De) (Duller, 1991) ile İkili SAR (D-SAR) tek tablet için iki eşdeğer doz (De) protokolü şeklinde

uygulana bilinir (Roberts ve Wintle, 2001; Banerjee ve diğer., 2001; Watanuki ve diğer., 2003; Thomas ve diğer., 2003; Stokes ve diğer., 2003; Zhang ve diğer., 2007).

2-) MAAD protokolü ise doz ekleme yöntemidir. Bu yöntem, seçilen bir örneğin beta ya da gama kaynağıyla tuzaklanarak, elektron yoğunluğunun doygunluğa ulaşana kadar ışınlaması yöntemidir (Aitken, 1985; Ikeya, 1993; Mejdahl, 1988 ve Barabas ve diğer., 1988). Lüminesans tarihlendirme uygulamalarında, materyalin lüminesans saatinin en son sıfırlandığı andan günümüze kadar geçen zaman dilimi belirlenir. Rutin Optik Uyarımlı Lüminesans (OSL) ölçümlerinde doğrudan kullanılan iki ana uyarım metodu vardır: Bunlardan ilki sadece feldspatlarla kullanılması daha uygun olan kızıl ötesi uyarımlı lüminesans (IRSL; Hütt ve diğer., 1988); diğeri ise hem kuvars hem de feldspatlarda işe yarayan görünür ışık uyarımlı lüminesans (OSL; Huntley ve diğer., 1985) yöntemleridir.

Polimineral ince taneciklere uygulanan IR (infrerad) uyarım sonrası OSL sinyalleri yönteminin IRSL sinyali kullanarak elde edilenden daha fazla güvenilir olduğu düşünülmektedir (Doğan, 2010; Murray ve Wintle, 2000).

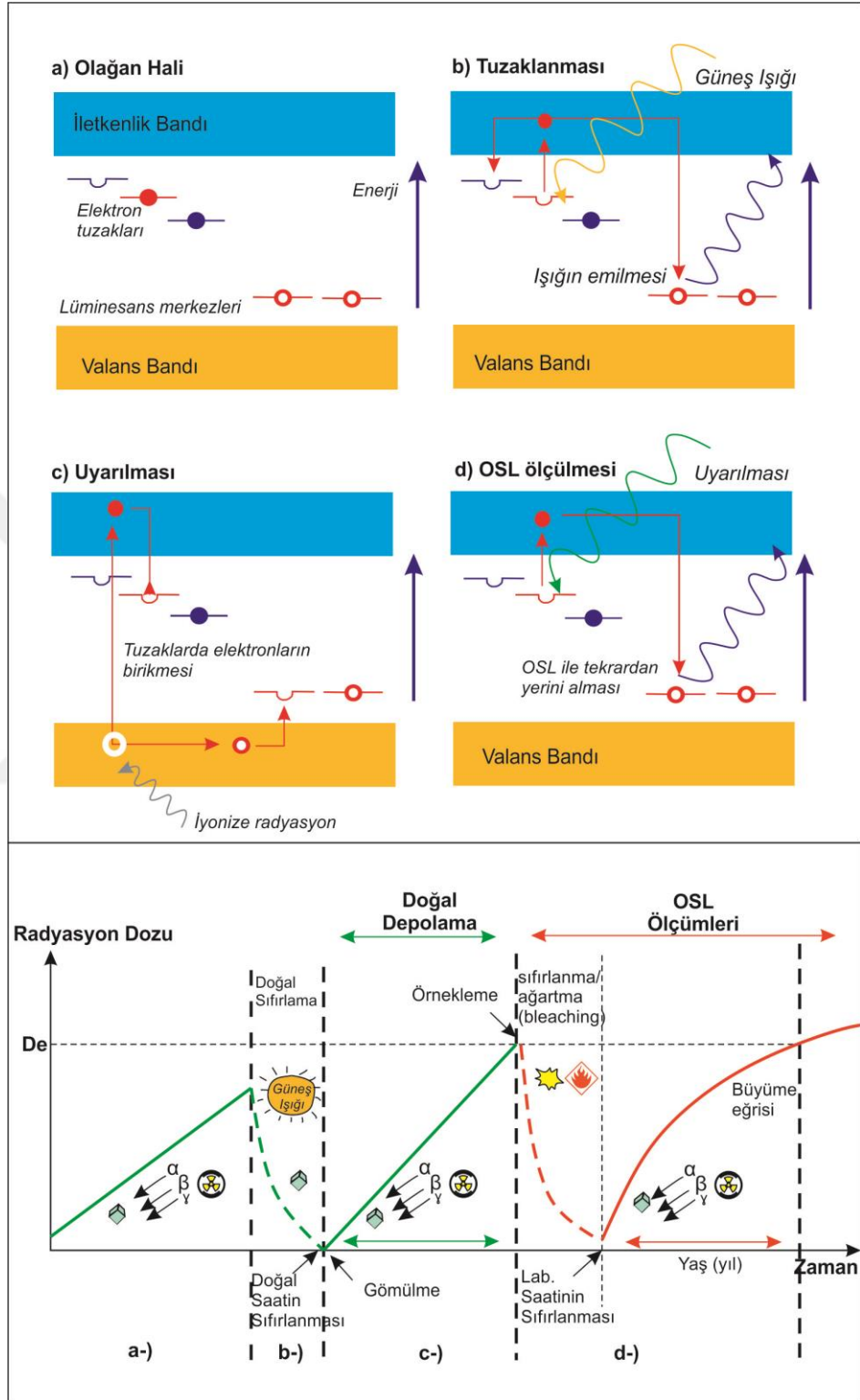
OSL tekniği, aşağıda belirtilen üç temel çalışma üzerine kuruludur:

- (1) Kuvars mineralinin laboratuvar ortamında sediment malzemedan ayrıştırılması,
- (2) OSL-SAR protokolü kullanılarak "paleo-doz" un bulunması, (3) Malzeme alınan ortamın "yıllık doz hızı" nın saptanması.

Yaş basit bir şekilde ışığın şiddetinin (Eşdeğer doz (Gy) soğurulan radyasyon dozuna oranı (Yıllık Doz (Gu/y) olarak bulunur (Murray ve Wintle, 2000) (Denklem 1.21).

$$\text{Yaş} = \text{Eşdeğer doz (Gy)} / \text{Yıllık Doz (Gu/y)} \quad (1.21)$$

OSL yaşlandırma yöntemi kuvars kristalleri için 150 By, feldispat kristalleri için son 1 milyon yıla kadar kullanılabilir (Wallinga ve diğer., 2002). Ancak, doğal saatin sıfırlanmasında ve ortam dozunun ölçülmesindeki güçlükler nedeniyle hata oranı zaman içinde artmaktadır (Stokes ve diğer., 2001; Lian ve Roberts, 2006).



Şekil 1.35 Lüminesans Mekanizmasında radyasyona maruz kalmış bir mineralde elektronların a-) Olağan hali b) Tuzaklanması c) Uyarılması d) Çıkarılması aşamaları (Rhodes, 2011, Şahiner, 2015 ve Doğan, 2010' dan değiştirilerek)

1.4.3.5 Radyokarbon Yaşlandırma

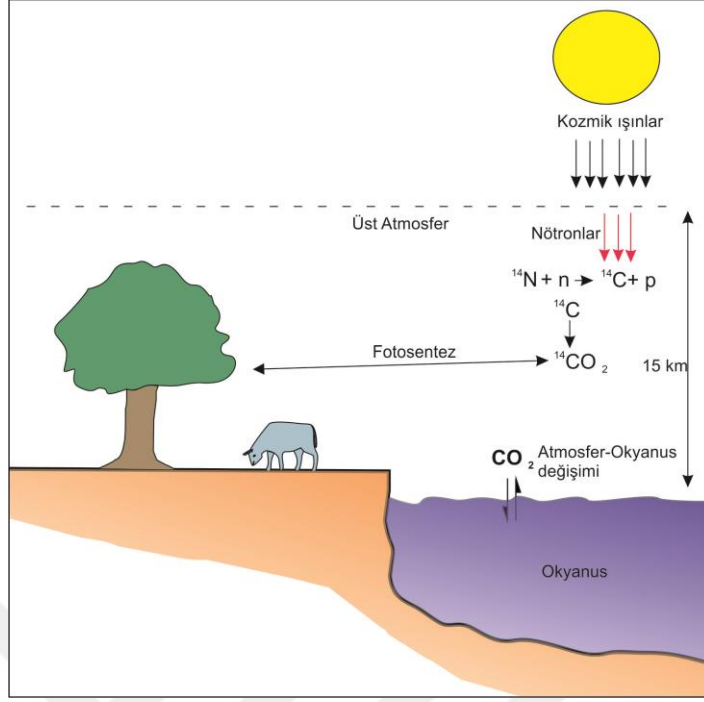
W.F.Libby tarafından bulunmuş olan radyokarbon tarihleme yöntemi, eser miktarda karbon içeren malzemede C^{14} (radyokarbon) izotopunun yoğunluğu ya da radyoaktivitesi ölçülerek, yaklaşık son 50.000 yıldan daha genç olan (Bradley, 1999) malzemelerin yaşlandırılması yöntemidir (Libby ve diğer., 1949; Godwin, 1962; Rom ve diğer., 2000; Hajdas, 2008).

Kozmik ışınların atmosferdeki nitrojen gazıyla tepkimesi sonucu oluşan C^{14} (radyokarbon) izotopu atmosferdeki oksijen gazıyla tepkimeye girerek radyoaktif karbondioksit molekülünü oluşturur ve atmosfere yayılır. Dünyamızdaki canlıların vücutlarına atmosfere yayılım sonucu karışan C^{14} , canlılarda zamanla belirli bir yoğunluğa ulaşır (Şekil 1.36) (Libby ve diğer., 1949; Aitken, 1990).

Organizmanın ölmesiyle, vücudundaki C^{14} sabit oranda bozunmaya başlar. Böylece “radyokarbon saati” çalışmaya başlar (Walker, 2005). Karbonun o andaki radyoaktivitesine A_0 , C^{14} izotopunun yarılanma süresi olan 5730 yıl sonraki aktivitesi $A_0/2$ olur. Yani, fosil malzemedeki ilk aktivite her 5730¹ yıllık zaman diliminde bir öncekine göre yarılanarak azalır. Fosil malzemenin içindeki C^{14} miktarının modern C^{14} karşılaştırılmasıyla, söz konusu malzemenin yaşı belirlenir (Libby ve diğer., 1949; Taylor, 1987). Radyokarbonun bozulma eğrisi Şekil 1.37 de görüldüğü gibi doğrusal olmayıp, üstel bir azalma söz konusudur ve yaklaşık 10 yarılanma ömründen sonra canlının vücudunda başlangıçtaki (A_0) C^{14} miktarının sadece %0,01 kadarı kalmaktadır (Bowman, 1990).

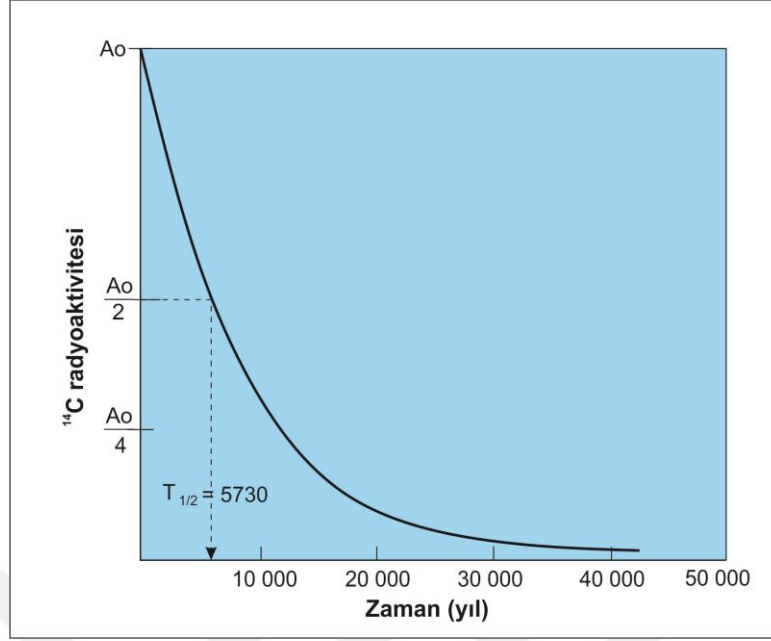
Konvansiyonel radyokarbon yaşını hesaplarken, 1950 yılı günümüz olarak alınmalı ve radyokarbon yaşı, yıl olarak günümüzden önce (GÖ; before present,BP) olarak verilmelidir (Stuiver ve Polach, 1977) .

* Libby ve arkadaşlarının 1950 yılında makalede ^{14}C izotopunun yarılanma süresi 5568 yıl olarak ölçülmüştür. Ancak günümüzde gelişmiş sayaçlara göre bu değer 5730 yıl olarak belirlenmiştir. Bu iki değer birbirine oranı (5730/5568) 1,03 bulunur ve buna konvansiyonel radyokarbon yaşı denir.



Şekil 1.36 Kozmojenik ^{14}C üretimi ve dağılımının küresel karbon döngüsü (^{14}C , atmosferin üst kısmında hızlı bir şekilde okside olur ve atmosferdeki radyoaktif olmayan CO_2 ile bitkiler ve hayvanlar aracılığıyla karışır) (Aitken, 1990 ve Hajdas, 2008 den değiştirilerek)

Bu yaş, kalibre edilmemiş bir radyokarbon yaşı olup; fosil malzemenin takvim yaşını değil; radyokarbon yaşını göstermektedir (Örneğin 7300 +/- 80 BP) (Stuiver ve diğer, 1998). Ancak kalibrasyonlu radyokarbon yaşı ise “cal.7300+/- 80 BP” şeklinde ifade edilir (Cal: calendar, takvim yaşı).



Şekil 1.37 ^{14}C izotopunun yarılanma süresi ile canlının öldükten sonraki geçen zaman arasındaki üstel ilişki grafiği (A_o : Canlının öldüğü anda vücudunda bulunan ^{14}C radyoaktivitesi; T =Canlının öldüğü andan günümüze geçen süre) (Walker, 2005 ten değiştirilerek)

Bir kalıntının yaşını veren bağıntı;

$$T = 8267 \ln (A_o / A) \quad (1.22)$$

Formülünden hesaplanır (Burada $8267 = ^{14}\text{C}$ izotopunun ortalama ömrünü, A_o : Canlının öldüğü anda vücudunda bulunan ^{14}C radyoaktivitesini; T =Canlının öldüğü andan itibaren günümüze kadar geçen süreyi ifade etmektedir) (Taylor, 1987, Bowman, 1990).

Radyokarbon Sayım Teknikleri: Libby 1950 yılında fosil malzemedeki ^{14}C miktarını, yaptığı β bozunumunun ölçülmesi yoluyla belirlemiştir ve bu yöntem ivme kütle spektrometresi tekniğinin (AMS) 1977 yılında geliştirilmesine kadar devam etmiştir (Stuiver ve Polach, 1977; Aitken, 1999). ^{14}C atomlarının yoğunluğunu doğrudan ölçme tekniğine dayanan AMS tekniği, çok az örnek gereksinimine ihtiyaç duyulması ve çok hızlı sonuç vermesi gibi üstünlükleri olması yanında çok pahalı bir yöntemdir (Taylor, 2009).

Radyokarbon tarihlendirme yöntemi, içerisinde karbon bulunan, odun, turba, kemik, böcek, toprak gibi malzemelerin yaşını belirlemekte kullanılabilir. (Roberts, 1989). Şüphesiz ki günümüzde ~50.000-150 yıl aralığında oluşmuş malzemelerin yaşlarının belirlenmesinde en çok kullanılan yöntemin Radyokarbon Tarihleme yöntemi olmasına karşın (Roberts, 1989); yaşlandırma aralığının kısıtlı olması, organik malzeme bulunmadığı zaman o yerin tarihlemesi yapılamaması ve bazen de o bölgeye dışardan organik bir malzemenin taşınma olasılığının olması, radyokarbon zaman ölçeği içerisinde, atmosferdeki ^{14}C aktivitesinde meydana gelen değişkenliğin yanlış tespit edilmiş olması gibi dezavantajları da mevcuttur (Taylor, 1996; Stuiver ve diğer., 1998; Reimer ve diğer., 2004).

1.4.4 Laboratuvar çalışmaları

Hendek tabanlı paleosismolojik çalışmalar kapsamında GBFZ'nin kollarında üç adet hendek açılmış ve yaşlandırma çalışmaları için OSL ve ^{14}C örnekleri alınmıştır. OSL numuneleri gün ışığı tamamen kesilerek, kırmızı ışık altında (Şekil 1.38), keski, maket bıçağı ve kalem spatula ile açılmış ve tüpün alt ve üst kısmından 2,5 cm'lik bölümlerindeki örnekler su içeriğini tespit etmek amacıyla alınmıştır. Geriye kalan örnekler ise ayrı behere konularak ağırlığı tartılmış ve her 5 saatte bir ağırlığı ölçülerek 50° 'lik etüvde kurumaya bırakılmıştır. Akabinde kuruyan örnekler belirli eleklerden (700 mikron mesh ile 75 mikron mesh arası) geçirilmiştir. Miktora göre saptanan > 700; 700-425; 425-250; 250-150; 150-75 ve <75 mikron mesh boyutundaki örnekler sırasıyla %10 HCl, %30 H_2O_2 asitleme işlemi gerçekleştirilmiştir (Aitken, 1998; Spencer ve Robinson, 2008). Elde edilen numune ağır mineraller ve diğer minerallerce zengin olduğundan ağır sıvı (Sodyum metatungstate içerisinde yoğunluk farkından) kullanılarak kuvars ve feldspat mineralleri diğer minerallerinden ayrıştırılmıştır. En son olarak elde edilen örnek, içerdiği alfa ışınları ve floritleri ortamdan uzaklaştırmak için %40'lık HF ve %10 HCl işlemlerinden geçirilerek, eşdeğer doz incelenmesi için ince tanecik kuvars elde edilmesi sağlanmıştır. Elde edilen kuvars tanecikleri mineral tüplerine koyularak, Ankara Üniversitesi Nükleer Bilimler Enstitüsü'ne eşdeğer doz ölçümü için gönderilmiştir. İlgili laboratuvarda ise elde edilen saf kuvars tanelerini paslanmaz çelikten yapılmış olan disklerin üzerine yerleştirilerek tabletler hazırlanmış ve 24

adet disk Tek Tablet Yenileme (SAR) sürecine göre incelenmiştir. Yıllık doz ölçümleri için araziden OSL örneklerinin alındığı çevreden başka bir örnek torbasında numuneler alınmış ve DEÜ laboratuvarında alt örneklerle ayrıştırılarak MTA'ya kütle spektrometresi yardımıyla bir yılda soğurmuş oldukları U, Th, K oranlarının tespiti amacıyla gönderilmiştir.



Şekil 1.38 OSL örneklerinin lüminesans yaşlandırma laboratuvarında kırmızı ışık altında etüvde kurutma için hazırlanması ve kullanılan elek ve dereceli kaplar (Kişisel arşiv, 2019)

Tez kapsamında açılan üç hendeğin belirlenen paleotoprak seviyelerinden ve hendek duvarlarında tespit edilen organik maddece zengin kısımlarından radyokarbon yaşlandırma çalışması için birer adet numune alınmıştır. Toplanan örnekler, Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü, Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK), Marmara Araştırma Merkezi (MAM) Radyokarbon Laboratuvarı'na gönderilmiştir. Elde edilen radyokarbon sonuçları Reimer ve diğer., (2013); Ramsey ve Lee'nin (2013) OxCal programının yardımıyla kalibre edilmiştir. Ayrıca, elde edilen OSL ve ^{14}C yaşları, Bayesian yöntemi kullanılarak OxCal'da tarihi depremlere göre oryante edilmiştir.

BÖLÜM İKİ

STRATİGRAFİ

Çalışma alanı ve çevresinde yer alan birimler; temel kayaçlar, volkanik kayaçlar, sedimanter kayaçlar ve genç örtü kayaçlar olmak üzere dört bölümde incelenir. Temel kayaçları Karniyen-Resiyen yaşlı Güvercinlik Formasyonu ve Liyas-Malm yaşlı Nohutalan Formasyonu; volkanik kayaçları Alt Miyosen yaşlı Kocadağ Volkanikleri; volkano-sedimanter kayaçları Orta Miyosen yaşlı Güvendik formasyonu olarak tanımlanan kayaçlar; Kuvaterner çökellerini ise Pleyistosen yaşlı Ballıkaya Çakıltası ile alüvyon, yamaç molozu, alüvyon yelpazesi çökelleri, yelpaze deltası-su üstü-çökellerinden oluşan Holosen yaşlı çökeller oluşturmaktadır (Göktaş ve Çakmakoglu, 2018; Uzelli ve diğer., 2017).

Tez kapsamında incelenen birimlerin isimleri ve birimlerin yaşları Göktaş ve Çakmakoglu (2018)' den yararlanılarak hazırlanmıştır. Uzelli ve diğer. (2017) tarafından önerilen bölgenin kuşak jeoloji haritası Şekil 2.1 de sunulmuş olup; tez kapsamında incelenen bölgenin genelleştirilmiş stratigrafi istifi de Şekil 2.2 de sunulmuştur.

Gülbahçe fay zone ve yakın çevresinde yapılan arazi çalışmalarından elde edilen veriler 1/25.000 ölçekli topoğrafik haritaya işlenmiş ve litostratigrafik birimler, Karniyen-Resiyen yaşlı Güvercinlik Formasyonu ile Liyas Malm yaşlı Nohutalan Formasyonundan oluşan Temel Kayaları; Alt Miyosen yaşlı Kocadağ Volkanikleri ile Orta Miyosen yaşlı Güvendik Formasyonundan oluşan Volkano-sedimanter Kayaçlar ve Kuvaterner Çökelleri başlıkları altında incelenmiştir.

2.1 Temel Kayaları

2.1.1 Güvercinlik Formasyonu

Çalışma alanının güney doğusunda yüzlek veren Güvercinlik Formasyonuna ait Kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşlarına Brinkmann ve diğer. (1967, 1972) tarafından Karniyen-Resiyen yaşlarını vermeleri yanında, birime Çakmakoglu ve Bilgin (2003,

Yaş	Formasyon	Litoloji
Holosen	Alüvyon	Alüvyon, alüvyon yelpazesi çökelleri, sığ denizel çökeller, kolüvyal birikinti
Pleyistosen	Ballıkaya çakıltası	Çakıl taneleri kilitaşı, kumtaşı ve çamurtaşından oluşmuş, klastik ara destekli, kırıklı-çatlaklı konglomera
Orta Miyosen	Miyosen volkano-sedimanter birimler	Beyaz kalın eklemli ve ayrırmış kireçtaşı, marn-tüf-kahverengi/gri çamurtaşı ve arjilik kireçtaşı arakatlı
Erken Miyosen	Kocadağ volkanitleri	Siyah-gri renkli dikey yönde eklemli andezit, tüf aglomera ve volkanik breş
Liyas-Malm	Nohutalan Formasyonu	Konglomera, kumtaşı-çamurtaşı-tüf ara katkı
Karniyen-Resiyen	Güvercinlik Formasyonu	Parçalanmış kireçtaşı, Cladocoropsis'li dolomitik kireçtaşı ve dolomit
		Magalodon içerikli parçalanmış oolitlik kireçtaşı, silt taşı, kumtaşı ve pisolitlik konglomera , açık gri laminalı dolomit, dolomitik kireçtaşı

Şekil 2.2 Çalışma alanının stratigrafik kolon kesiti (Uzelli ve diğer., 2017' den değiştirilerek)

2006) tarafından Orta- Geç Triyas yaşı verilmiştir. Oldukça sığ bir ortamda çökelen birim (Göktaş ve Çakmakoglu 2003, 2006), altta Camiboğazı ve üstte Nohutalanı formasyonu ile geçişlidir.

Genel olarak birim altta, sarımsı krem renkli, masif-kalın tabakalı, bol algli kireçtaşları ile başlar ve üste doğru ince-orta tabakalı, pembemsi sarı renkte, kumlu, bol Megalodon'lu kireçtaşları ve kalın katmanlı dolomitik kireçtaşı (Erdoğan ve diğer., 1990) ile devam eder. Bu birimleri, beyaz renkli, kalın tabakalı, iri Megalodon'lu kireçtaşı, yeşilimsi-kahvemsı sarı, kahvemsı kırmızı, bordo renkli kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı, çakılcıklı kumtaşı ile marn, killi-kumlu kireçtaşı, dolomit ve beyaz renkli dolomitik kireçtaşlarının ardalanmalı bir şekilde takip ettiğini belirten Göktaş ve Çakmakoglu (2018) formasyonun laminalı dolomit ve beyaz renkli orta-kalın katmanlı kireçtaşları ile sona erdiğini belirtmektedirler. Özellikle çalışma alanın güney doğusunda yer alan Yağcılar deresi ile Kapıkaya deresi arasında yüzlek veren (**Şekil 2.3**) Güvercinlik formasyonu, masif-kalın tabakalı üste doğru incelen bir tabakalanma sunan koyu grimsi sarı renkli kireçtaşları, yer yer marn, çakıllı kumtaşı, killi-kumlu kireçtaşı ve dolomit ile ardalanmalı bir şekilde yer almaktadır. Güvercinlik formasyonuna ait kireçtaşları az-orta dereceli çatlaklı, eklem yüzeyleri pürüzlü ve dayanımı iyi olarak tanımlanmıştır.



Şekil 2.3 GBFZ'nin doğu kolunda yer alan ve Güvercinlik formasyonuna ait koyu-grimsi sarı renkli kireçtaşlarından bir görüntü (koordinat: 468350/4238497, bakış açısı GD) (Kişisel arşiv, 2019)

Miyosen istifinin üst bölümünü oluşturan kireçtaşları ise Öngür (1972) tarafından “Urla konglomera-kireçtaşı formasyonu” nun kireçtaşı bölümü olarak tanımlanmıştır. Beyazımsı, orta derecede pekleşmiş ve tabakalar ve bol çatlaklı bir görünüm sunan kireçtaşları çalışma alanının özellikle Hacıgebeş Tepesinde dar bir alanda yüzlek vermektedir (Şekil 2.4).



Şekil 2.4 Hacıgebeş Tepesi'nde dar bir alanda yüzlek veren Güvercinlik Formasyonuna ait kireçtaşları (Koordinat: 467892 – 423 97 86)(Bakış açısı: B)(İnsan boyu: 1,75 cm) (Kişisel arşiv, 2019)

2.1.2 Nohutalan Formasyonu

Çakmakoglu ve Bilgin (2003, 2006) tarafından Cladocoropsis'li kireçtaşları olarak tanımlanan Nohutalan Formasyonuna Erdoğan ve diğer. (1990) tarafından Liyas ve Malm yaşı verilmiştir. Birim genel olarak, Yellicebelen Dağı, Birgi, Nohutalan köyleri ile Kenelidağı Tepesi ile İçme Tepeleri arasında gözlenmektedir (Çakmakoglu ve Göktaş, 2018). Genelde orta-kalın tabakalı ve gri renkte olan kireçtaşlarının orta kesimleri gri, açık gri, beyaz renklidir. Altta gri, açık gri renkli kireçtaşı ve bunlarla girik gri, kül renkli dolomit, dolomitik kireçtaşı bulunur. Birimin alt dokanağı Güvercinlik Formasyonu ile geçişli dokanak sunmaktadır. Üst kısımda ise çalışma alanında gözlenmeyen Aktepe formasyonu uyumsuz bir şekilde yer almaktadır (Çakmakoglu ve Bilgin, 2006). Çalışma alanının özellikle doğusunda, Çarpan tepesinin eteklerinde dar bir alanda Nohutalan Formasyonuna ait dolomitik kireçtaşları gözlenmektedir (Şekil 2.5). Birim genel olarak orta-kalın tabakalı ve açık-beyazımsı gri renklidir. Birimin üzerinde tarihi kaplıca yer almaktadır. GBFZ'nin doğu kolu üzerinde yüzlek veren Nohutalan formasyonu çatlaklı kırıklı

olup; eklem yüzeyleri az derecede pürüzlü ve orta derece bozunmanın gözlemlendiği bir yapı sunmaktadır. Bu nedenle Nohutlan formasyonu, orta dayanımlı olarak sınıflandırılmıştır.



Şekil 2.5 Çalışma alanının doğusunda dar bir bölgede gözlenen Nohutlan formasyonuna ait Kireçtaşları (Korrdinat: 469739/4242330)(defter boyu 17 cm; bakış açısı KD) (Kişisel arşiv, 2019)

2.2 Volkanik Kayaçlar

Çalışma alanının batı sınırını oluşturan Geç-Erken Miyosen yaşlı Kocadağ volkanik kayaçlarının ana kütesini oluşturan (Göktaş ve Çakmakoglu, 2018), volkanoklastik üyenin erken ürünleri riyoliktir (Göktaş, 2011) ve genel olarak piroklastik akma ünitelerini ve lahar düzeylerini temsil etmektedir. Araştırmacılara göre başlıca piroklastikler, bloklu kül akması ve temel türbülansı şeklindedir. Mavimsi gri renkli ve bol biyotitli kaba kül matriks içinde yer alan perlitik riyolit klastları siyahımsı/mavimsi koyu gri renkli ve küt köşelidir. Daha üst seviyelerinde, homojen olmayan matriks içeren çakıllı kumtaşı seviyeleri (Göktaş, 2016) belirgin olmayan sınırlar sunmaktadır (Göktaş ve Çakmakoglu, 2018). Çalışma alanında Kocadağ volkanitleri ise, kirli beyaz renkli tüfit, aglomera ve çatlaklı kırıklı yer yer pempemsi kırmızı renkli bir yapı sunan andezitlerden meydana gelmektedir.

Volkanik kayalar, kuzeyde Karacaören Deresinden güneyde Kırkala Deresine, batıda Barbaros Köyünden doğuda Gülbahçe Körfezine kadar çalışma alanının geniş bir bölümünü kapsamaktadır. Helvacı ve diğer. (2009) ve Vorsi ve diğer. (1972) nin Kocadağ volkanitleri üzerinde yaptıkları K/Ar yaşları ve $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırma çalışmalarında sırasıyla 17,5+/-0,1 My ve 16,6 My yaşları elde etmişlerdir. İzmir Yüksek Teknoloji Enstitüsü'nün batı yamacında yer alan Kocadağ Volkanitleri, tuf, aglomera ve andezit kaya birimlerinin büyük boyutlarda bloklar halinde gözlenmektedir (Şekil 2.6).

Özellikle İYTE kampüsünün batısında yer alan Sineklikışla deresi boyunca yer alan volkanitlerin ileri derece bozunmaya uğradığı ve dayanımının oldukça düşük olduğu gözlenmiştir. Şekil de de görüldüğü gibi, volkanik malzeme içerisinde blok boyutunda çakılların yer aldığı belirlenmiştir.

Kocadağ volkanitleri ile onu üzerleyen Pleyistosen yaşlı Ballıkaya çakıltası ile Holosen yaşlı yamaç molozu, alüvyon yelpazesi çökelleri arasındaki dokanak Gülbahçe Fayı ile sınırlandırılmıştır. Hacıgebeş tepesi yakınlarında gözlenen Urla Kireçtaşları ise, Kocadağ volkanitleri üzerinde transgresif aşmalı olarak yer almaktadır (Göktaş ve Çakmakoglu, 2018).



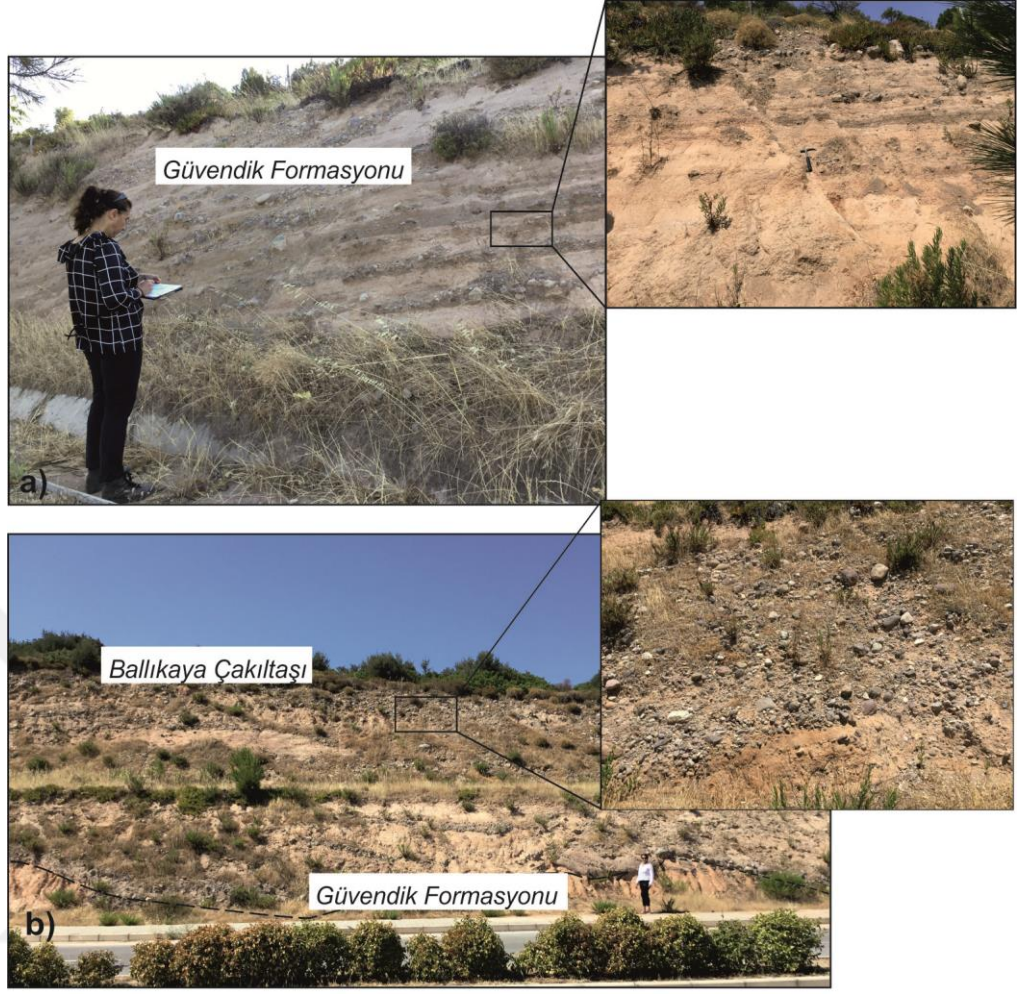
Şekil 2.6 İzmir Yüksek Teknoloji kampüsünde Ballıkaya Deresi yakınlarında yer alan Kocadağ volkanitlerinden bir görüntü (Bakış açısı=Kuzey)(Koordinat= 467656/4241803) (Kişisel arşiv, 2019)

2.3 Volkano-Sedimanter Kayaçlar

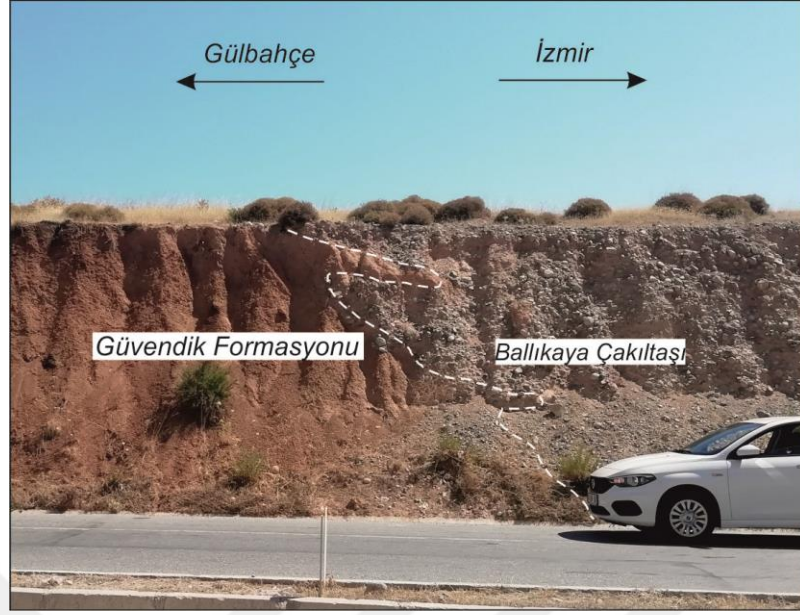
2.3.1 Güvendik Formasyonu

Urla bölümündeki “Karaburun formasyonu” (Kaya, 1979) ile Foça Bölümünde Aliğa Formasyonu (Donmez ve diğer., 1998) ile aynı stratigrafik konumda olan Güvendik Formasyonu, tipik olarak volkanik bileşenli kumtaşı bileşenlerinden oluşmaktadır. Orta Miyosen yaşlı olan (Akartuna, 1962) ve genel olarak kırmızımsı kahverenkli gözlenen Güvendik Formasyonu mostra veren yerlerde alttan üste veya anal yönde tane boyu derecelenmesi göstermektedir. Köşeli-yarı köşeli çakılların kökeni yer yer İzmir filişinden ve yer yer Kocadağ volkanitlerinden türemedir (Göktaş ve Çakmakoglu, 2018). Kızıl renkli çakıltası birimi üzerinde çamurtaşı-silttaşı - kumtaşı düzensiz ardalanmasından oluşan istif Göktaş (2011) tarafından “Güvendik Formasyonu” olarak isimlendirilmiştir.

Çalışma alanının özellikle İYTE kampüsünün Ballıkaya Tepesinde yüzlek veren birim Ballıkaya Çakıltası ile grift olmuş bir şekilde yer almaktadır (Şekil 2.7). Bol çatlaklı bir görünüm sunan çamurtaşı-silttaşı-kumtaşı ardalanması iyi derecede pekleşmiştir. İYTE Kampüsü dışında Gülbahçe Merkez karayolu üzerinde yüzlek veren kızilımsı kahverenkli çamurtaşı-silttaşı-kumtaşının düzensiz ardalanmasından oluşan Güvendik formasyonu pekleşmesi az, dayanımı çok düşük bir görünüm sunmaktadır (Şekil 2.8). Formasyona ait kumtaşı-çamurtaşı seviyeleri ile kendini üzerleyen Ballıkaya çakıltası açısal uyumsuzdur.



Şekil 2.7 a) Ballıkaya Tepesi civarında gözlenen Çamurtaşı-Silttaşı-kumtaşı ardalanmasından oluşan Güvendik formasyonu çok çatlaklı kırıklı bir görünüm sunmaktadır b) Güvendik formasyonu ile açısal uyumsuz bir şekilde üzerleyen Ballıkaya çakıltası (İnsan yüksekliği= 175 cm; a)Koordinat= 468882-4241833; b)Koordinat=468900-4241522) (Kişisel arşiv, 2019)



Şekil 2.8 İYTE Kampüsü dışında yer alan Gülbahçe-İzmir karayolu üzerinde yer alan Güvendik formasyonuna ait kızılımsı kahverenkli pekleşmesi az kumtaşı- çamurtaşı ardalanması ile Ballıkaya çakıltası arasında gözlenen açısal uyumsuzluk (kesik çizgiler) (468900/4241889)(bakış açısı D) (Kişisel arşiv, 2019)

2.4 Kuvaterner Çökelleri

2.4.1 Ballıkaya Çakıltası

Genel olarak çakıltası biriminden oluşan Ballıkaya çakıltası az da olsa çakıllı kumtaşı içeren seviyelerden oluşmaktadır (Filiz ve Tarcan, 1990). Özellikle İYTE kampüsü çevresinde baskın olarak gözlenen Ballıkaya Çakıltası, GBFZ nin sıçrama/serbestlenme alanı içerisinde kalmaktadır (Emre ve diğer., 2005). Çakıltası biriminin tanelerinin kökeni Kocadağ volkanitlerine ait olup; yuvarlaklaşması iyi, paketlenme derecesi orta ve iyi derecededir. Çalışma alan içerisinde yer alan ve Orta Miyosen yaşlı olan Güvercinlik Formasyonunu uyumsuzlukla üzerleyen Ballıkaya Çakıltası Pleyistosen yaşlı olduğu Göktaş ve Çakmakoglu (2018) tarafından önerilmiştir. Örgülü akarsuda alüvyon yelpazesi çökelimini yansıtan birimin tabanında gözlenen çakıltaları moloz akması çökelidir (Göktaş ve Çakmakoglu, 2018).

Birim içerisinde yer alan çakılların litolojik özelliklerine bakıldığında Ramos ve Sopena (1983) sınıflamasına benzer yapılar sunduğu gözlenmiştir (Şekil 2.9). Birim içerisinde yer yer çapı 10 cm ile 20 cm arasında değişen çakıllı seviyeler ile birlikte tane boyu daha küçük olan volkanik kökenli yuvarlaklaşması iyi çakıl içerikli olduğu, bu çakıllı seviyelerin çok katlı tekrarlanan kanal dolgusu şeklinde yanal yönde ilerlediği, yer yer kalınlığı 1,0 m yi bulan pekleşmesi iyi kumtaşı seviyelerin bulunduğu gözlenmiştir (Şekil 2.10).

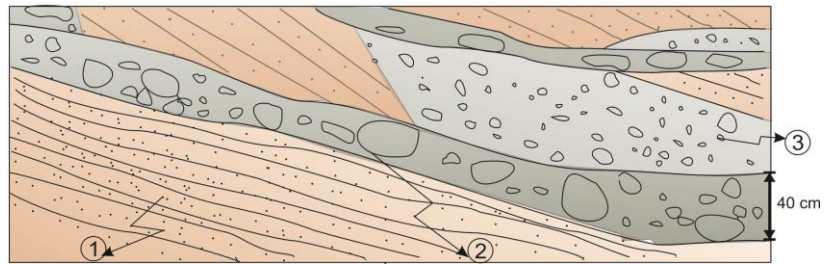
FASİYES	TABAKALANMA VE SEDİMANTER YAPILAR	MODEL	YAPI VE DOKU	KALINLIK (m)
MASİF KONGLOMERATA TABAKALARI	MASİF VE İMBRİKE YAPI GÖSTEREN ÇAKILLAR		ÇAKIL BOYUTU: 5-30 cm	0.5-1.5
	BASİT YATAY TABAKALANMA, İBRİKE YAPI GÖSTEREN ÇAKILLAR		YUVARLAK-YARI YUVARLAK ÇAKILLAR	
	TÜMSEK VE YİĞİNLAR OLUŞTURAN İMBRİKE YAPILI ÇAKILLAR		KUM ORANI AZ MATRİKS	
ÇAPRAZ TABAKALANMALI KONGLOMERALAR	YASSI VE ÇAPRAZ TABAKALAR			0.8-1.0
YANAL YAYILMA GÖSTEREN KONGLOMERALAR	YANAL YAYILMA YAPILARI, İMBRİKE YAPILI ÇAKILLAR İLE KUMTAŞI ÖRTÜLERİ		ÇAKIL BOYUTU: 3-20 cm	0.6-1.8
	YANAL VE DÜŞEY YAYILMA YÜZEYLERİ-EKLEMLER		ORTA DERECEDE BOYLANMIŞ ÇAKILLAR Kumlu MATRİKS	
KANAL DOLGUSU KONGLOMERALAR	MASİF YAPI		ÇAKIL BOYUTU: 3-20 cm	1.0-1.8
	KARMAŞIK YAPILI, TABAKALI DOLGULAR		YUVARLAK-YARI YUVARLAK ÇAKILLAR	
	ÇAPRAZ TABAKALI ENİNE DOLGULAR		KUM ORANI FAZLA MATRİKS	
	ÇAPRAZ TABAKALAR VE ÇOK KATLI OLUK BENZERİ DOLGULAR			
ORTA-KABA KUMTAŞI BİRİMLERİ	DÜZLEMSEL YADA DÜŞÜK AÇILI ÇAPRAZ TABAKALAR, NADİREN OLUK OLUŞUMU		ORTA-KABA TANE BOYUNDA MALZEME	0-5

Şekil 2.9 Pleyistosen yaşlı Ballıkaya çakıltaşlarının Ramos ve Sopena (1983)' e göre sedimantolojik özellikleri

Kanal dolgusu boyunca biriken blok boyutundaki çakıl taneleri bize akış hızının en kaba taneleri bile hareket ettirecek kadar güçlü olduğunun bir göstergesidir. Bunlar, akış hızının azalmasıyla diğer küçük boyuttaki taneler için bir tuzak görevi görüp hem yatay yönde tabakalanmaya hem de düşey yönde tekrarlanmaya sebebiyet verdiği sonucu ortaya çıkmaktadır (Şekil 2.11).



Şekil 2.10 Ballıkaya tepesinde yer alan ve volkanik kökenli blok boyutunda çakıltası ile pekleşmesi iyi killi-siltli-kumlu bağlayıcı içerikli Ballıkaya çakıltası (İnsan yüksekliği=175 cm, Koordinat=468662-4241877) (Kişisel arşiv, 2019)



Şekil 2.11 Ramos ve Sopena (1983) sınıflamasına göre karmaşık yapılı, çok katlı tabakalı dokular içeren kanal dolgusu çakıltılarından oluşan Ballıkaya çakıltası'nın kesit görünümü ((1)Pekleşmesi az-orta derece olan kumtaşı 2) Yuvarlaklaşması iyi tane boyu 2 cm-20 cm arasında değişen çakıltası seviyeleri 3)Yuvarlaklaşması iyi, tane boyu 1 cm-5cm arasında olan çakıltası içerikli ve matriksi kum olan seviyeler) (Koordinat=468906-4241524) (Kişisel arşiv, 2019)

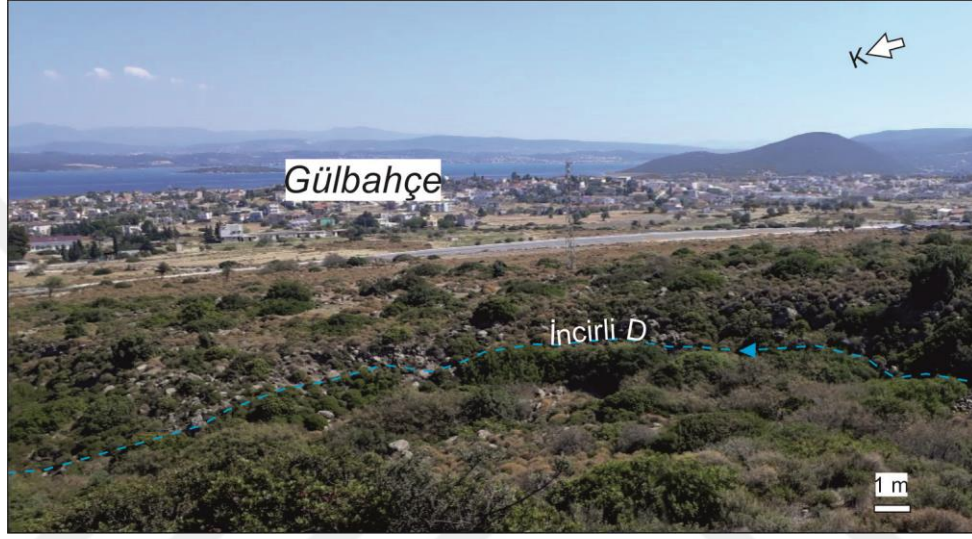
2.4.2 Holosen Çökelleri

Holosen çökelleri, alüvyon yelpazesi ve yelpaze deltası çökelleri olarak çalışma alanında gözlenmektedir. Pleyistosen yaşlı çakıltası birimi Holosen yaşlı alüvyon yelpazesi ve yelpaze deltası çökelleriyle açısal uyumsuz olarak örtülmüştür. Yelpaze deltalarının su üstü bölümlerindeki çökel topluluğu, çoğunlukla tutturulmamış, kötü-çok kötü boylanmalı blok boyutundaki çakıl ve daha az oranda kumdan oluşmaktadır. Akarsu yan kolları önünde gelişen bu tür alüvyon düzlükleri, Gülbahçe Körfezi güneyindeki Malkaça Mevkii sahilinde akarsu egemen alüvyon yelpazesi tortullaşmasını yansıtan birimin başlıca kaya türü bileşenleri Kocadağ Volkanitleri'nden türemiştir (Şekil 2.12).



Şekil 2.12 Sineklikışla Deresi boyunca yer alan Kocadağ volkanitleri ve onları uyumsuz bir biçimde üzerleyen Alüvyon yelpazesi çökelleri (en büyüğü 200 cm olan bloklardan oluşan, köşeli-yarı yuvarlak çakıllardan oluşmaktadır) (İnsan yüksekliği=175 cm)(Bakış açısı=Kuzey)(Koordinat=467787/4243225) (Kişisel arşiv, 2019)

Özellikle Gülbahçe köyü kuzeyinde, İncirli Deresi ile Cinlipınar Deresi arasında kalan kısımda GBFZ etkisiyle oluşmuş K-G gidişli ve Gülbahçe Körfezi'ne açılan yelpaze delta çökelleri gelişmiştir. Tektonik deformasyonun yoğun olduğu bölgelerde (Gülbahçe mahallesinin KB sahil şeridi boyunca) depolanan yelpaze deltası çökelleri, volkanik kökenli çakıllar ile kırmızımsı kahve renkli kumlardan oluşmaktadır (Şekil 2.13).



Şekil 2.13 İncirli deresi boyunca gözlenen ve çoğunlukla tutturulmamış çakıl ve daha az oranda kumdan oluşmuş yelpaze delta çökelleri (Koordinat:468112-4243404) (Kişisel arşiv, 2019)

BÖLÜM ÜÇ

TEKTONİK JEOMORFOLOJİ

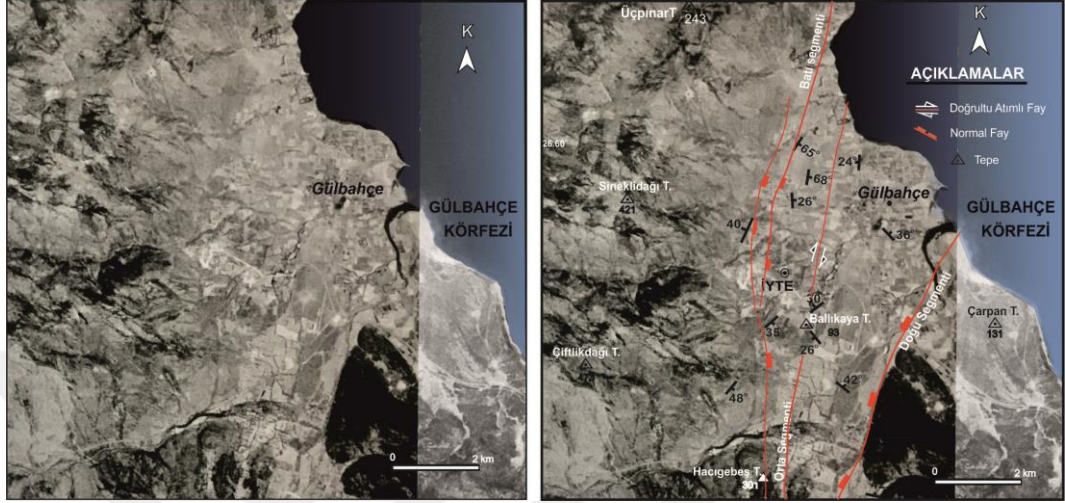
Gülbahçe Fay Zonu' nun (GBFZ), özellikle yapılaşmanın ve yerleşimin fazla olduğu İzmir Yüksek Teknoloji Enstitüsü ve Gülbahçe mahallesi civarında farklı yapısal bölümlerinin belirlenmesinde ve potansiyel olarak en aktif segmentin tahmin edilmesinde paleosismolojik çalışmalar yanında, jeomorfolojik çalışmalardan da yararlanılmıştır. Tez kapsamında incelenen GBFZ , doğrultu atımlı fay karakterinde olması nedeniyle, bu fay zonları üzerinde oluşan “ötelenen dere ve sırtlar, terk edilmiş eski dere kanalları, alüvyon yelpazelerin çizgisel sıralanışı, fay zonunun sıçradığı yerde aşmalı fay (en-echelon fault) nedeniyle oluşan çek-ayır havzası” gibi morfolojik özelliklerden de yararlanılmış ve GBFZ nin uzun dönem kayma hızı tahmin edilmeye çalışılmıştır.

3.1 GBFZ nin Morfolojik Özellikleri

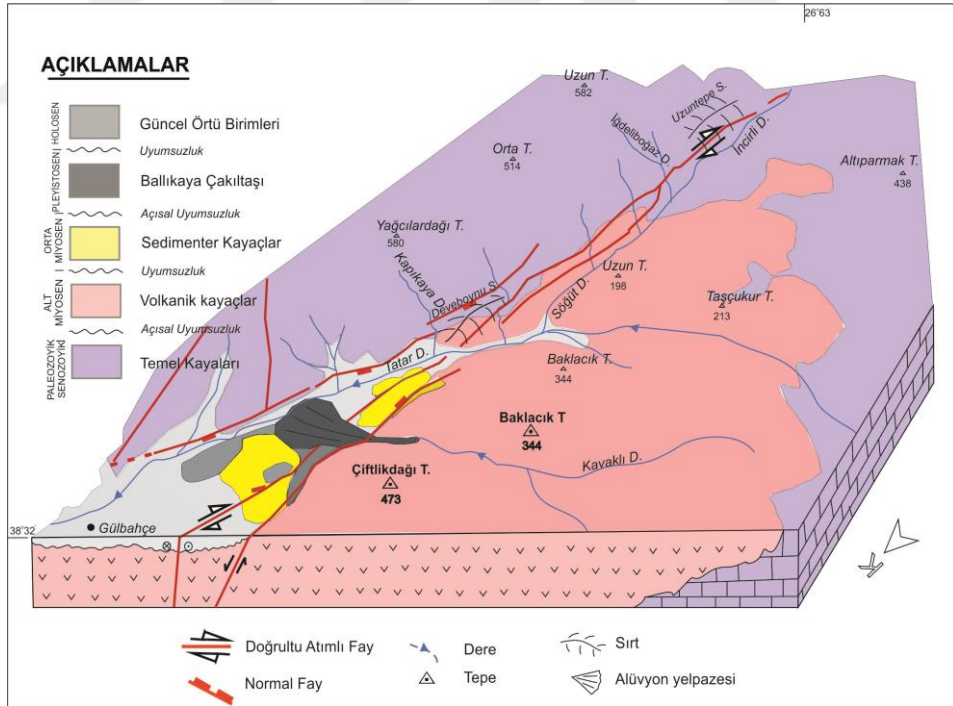
Karadaki uzunluğu yaklaşık 24 km ve genişliği 2 km olan GBFZ, morfolojik olarak Sığacık Körfezinden kuzeyde yer alan Tatar Deresine kadar çizgisel bir yapıya sahip olmakla birlikte, özellikle Kapıkaya deresinde at kuyruğu yapısı sunarak üç kola ayrılır (Şekil 3.1). Tez kapsamında incelenen bu üç kol Doğu-Orta ve Batı kol olarak adlandırılmıştır. GBFZ ye ait doğu ve batı kolları, Triyas yaşlı Nohutalan ve Güvercinlik formasyonlarını Miyosen volkaniklerinden ayırmıştır. Holosen yaşlı alüvyon yelpaze yatakları ve yelpaze delta yatakları, GBFZ' nin batı kolunun önünde yer alır ve esas olarak Kocadağ volkaniklerinden türeyen, işlenmemiş çakıl ve kumlardan oluşur. Ayrıca Miyosen yaşlı Kocadağ volkanikleri ve volkanik olmayan sedimanları ve Kuvaterner sedimanları GBFZ' nin orta kolu boyunca açığa çıkmıştır.

Şekil 3.2' de görülen Uzuntepe Sırtının ve Deveboynu Sırtının karşısında vadilerin bulunması tipik olarak doğrultu atım morfolojisinin karakterize etmektedir. Bunun yanında; sağ yanal doğrultu atımlı faylarda genişleme sonucu gelişen sıçrama yapılarının gözlenmesi; normal fay bileşenli doğrultu atımlı faylarda gelişmiş negatif çiçek yapılarının hendek duvarlarında gözlenmesi; ayrıca Bölüm 3.1.1 de

detaylandırılan üçgen yüzeylerin gözlenmiş olması yine GBFZ' nin normal fay bileşenli bir doğrultu atımlı fay yapısı niteliğinde olduğunu gösteren önemli morfolojik izlerdir.



Şekil 3.1 Çalışma alanına ait 1/30000 ölçekli orto-fotoları



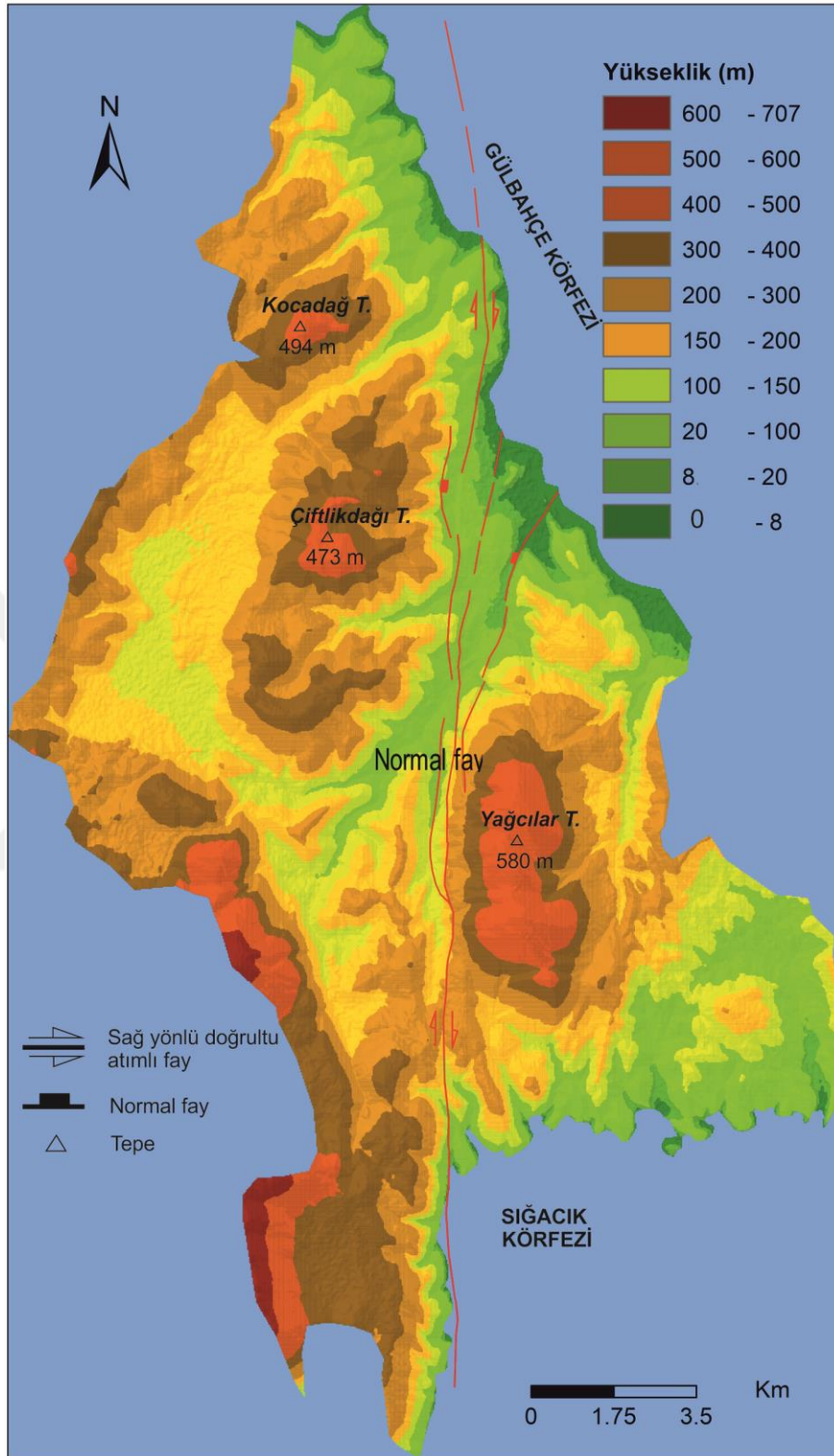
Şekil 3.2 GBFZ' nin orta ve güney kısımlarında kalan bölgenin litolojik, yapısal ve morfolojik özelliklerini gösteren blok diyagramı

Tez alanının sayısal yükseklik modeli SRTM verileri kullanılarak ArcMap 10.5 ile oluşturulmuştur (Şekil 3.3). Alanın KB kesimlerinin düşük yükseklikte iken,

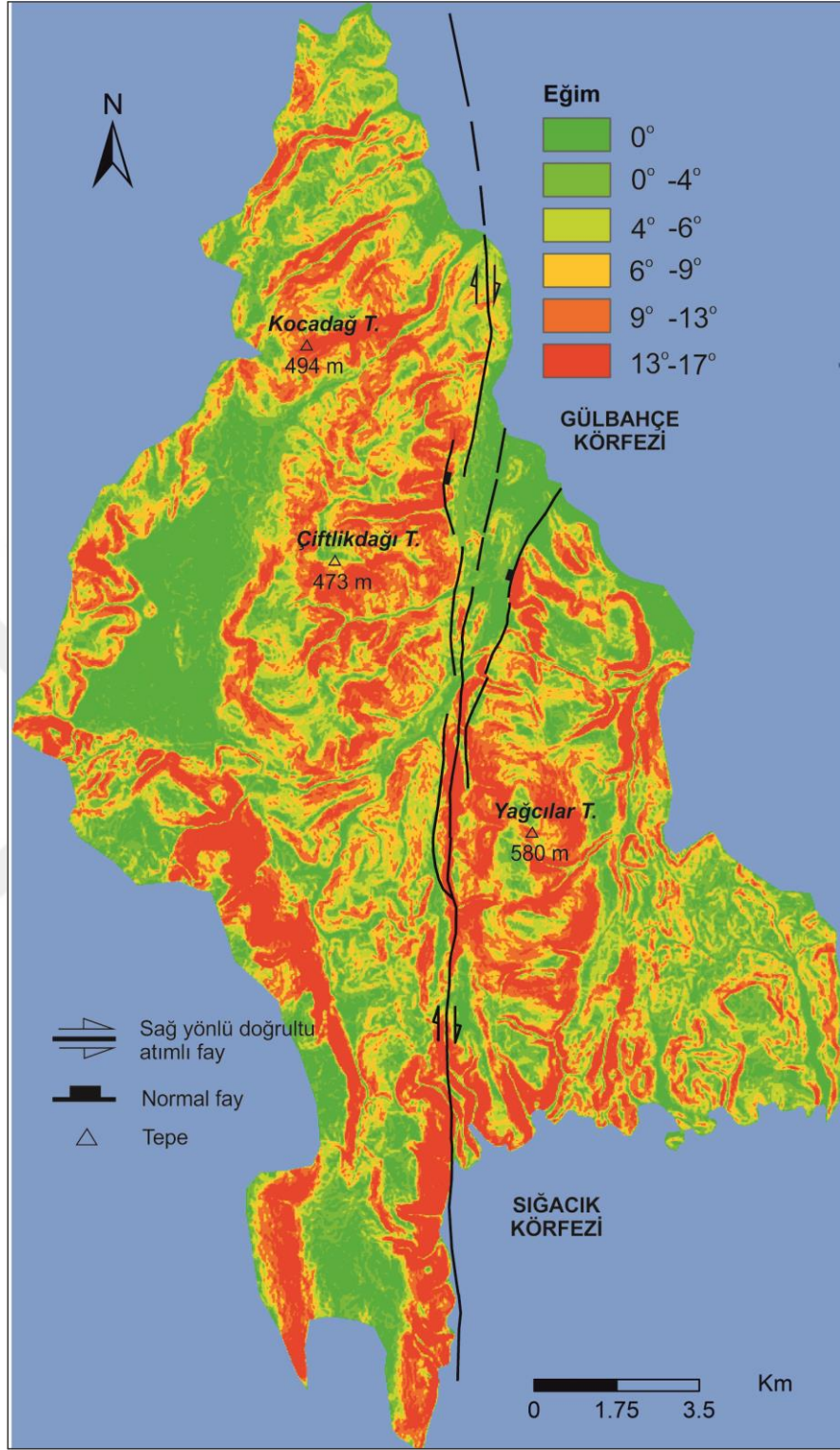
doğuya doğru yüksekliklerin 300 m ile 600 m arasına çıktığı belirlenmiştir. Çalışma alanının batısında bulunan Kocadağ (494 m) ile doğusunda bulunan Yağcılar dağı (580 m) çalışma alanın en yüksek kısımlarını oluşturmaktadır. Ayrıca bölgede özellikle eğimin az olduğu yerlerde dantritik drenaj tipinin (ağaca benzeyen) hakim olduğu görülmektedir. Ancak kollar arasındaki mesafenin geniş olması bize yağış miktarının az veya geçirimsizliğin fazla olduğuna işaret etmektedir.

Tez kapsamında incelenen alanın 1:30.000 ölçekli yükseklik haritası ve eğim haritası ArcMap 10.5 programı ile yapılmıştır. Şekil 3.4 e göre, bölgede özellikle yüksekliğin arttığı kesimlerinde eğimin 17° dereceye kadar çıktığı belirlenmiştir. Eğim haritası incelendiğinde K-G uzanımlı GBFZ boyunca yer alan kesimlerde eğimlerin 13° ile 17° derece arasında değiştiği ve dik yamaçları oluşturdukları; genişlemeli rejimin etkisinde olan (Bknz. Bölüm 4.1) Gülbahçe mahallesi ve çevresinde ise eğimin çok düşük olduğu (0° ile 4° arasında) belirlenmiştir.

Jeomorfolojik indisleri değerlendirmeden önce, tez kapsamında yer alan kayaların dayanımları arazi çalışmaları esnasında yapılan hat etüdü çalışmaları ile belirlenmeye çalışılmıştır. Hat etüdü kapsamında incelenen kayaların, kaya kütlelerinin yapısal özellikleri, hacimsel eklem sayısı değerlendirmeleri ile birlikte; süreksizliklerinin yüzey koşullarına ait durumları Tablo 3.1 de sunulmuştur. Tablo 3.1' de gösterildiği gibi, temel kayaları oluşturan Güvercinlik Formasyonu ve Nohutalan Formasyonuna ait kireçtaşlarının GSI' e göre belirlenmiş kaya kütle puanları sırasıyla 72 ve 55 elde edilmiştir. Buna göre Güvercinlik Formasyonuna ait Kireçtaşının dayanımı iyi, Nohutalan Formasyonuna ait Kireçtaşının dayanımı orta olarak belirlenmiştir. İYTE Eğitim Kampüsü ve civarında yer alan Kocadağ Volkanitlerinin hat etüdü ölçümleri sonrasında yapılan GSI değerlendirmelerine göre kaya kütle puanı 35 elde edilmiş ve dayanımı zayıf olarak belirlenmiştir.



Şekil 3.3 Tez alanın ArcMap 10.05 te oluşturulmuş 1/30.000 ölçekli sayısal yükseklik modeli. (Çalışma alanının batısında bulunan Kocadağ (494 m) ile doğusunda bulunan Yağcılar dağı (580 m) çalışma alanın en yüksek kısımlarını oluşturmaktadır)



Şekil 3.4 Tez alanının ArcMap 10.05 te oluşturulmuş 1:30.000 ölçekli eğim haritası

Tablo 3.1 Tez kapsamında yer alan kaya birimlerine ait Hoek ve Brown (1999) a göre GSI değerlendirmeleri ve kaya dayanım tanımlaması

<u>Birim</u>	<u>Formasyon</u>	<u>Hacimsel</u> <u>Ekleme</u> <u>Savısı (Jv)</u>	<u>Pürüzlülük</u>	<u>Bozunma</u>	<u>Dolgu</u>	<u>Birime ait Görüntü</u>	<u>GSI</u> <u>puanı</u>	<u>Tanımlama</u>
Kireçtaşı	Güvercinlik Formasyonu	1,5	Pürüzlü	Az derecede	Sert <5 mm		72	Dayanımı iyi
Kireçtaşı	Nohutalan Formasyonu	2	Az pürüzlü	Orta derecede	Sert <5 mm		55	Dayanımı Orta
Kocadağ volkanitleri	-	3	Düz	İleri derecede	Yumuşak <5 mm		35	Dayanımı Zayıf
Kumtaşı-Çamurtaşı-Silttaşı ardalanması	Güvendik Formasyonu	3	Az Pürüzlü	Orta derecede	Yumuşak <5 mm		47	Dayanımı Orta
Ballıkaya Çakıltası	-	3	Pürüzlü	Az derecede	Yumuşak <5 mm		42	Dayanımı Orta

Özellikle İYTE kampüsü civarında yüzlek veren Kocadağ Volkanitlerinin düşük kaya kütle puanı almasının nedeni, Gülbahçe Fay Zonunun kuzey bölümündeki fayların yarattığı yüksek gerilime maruz kalması ve bu gerilim altında ileri derecede eklemli bir kaya haline gelmesi olarak açıklana bilinir. Yağcılar formasyonuna ait Kumtaşı - Kıltaşı - Silttaşı ardalanması ve Ballıkaya Çakıltasının kaya kütle sınıflandırması sırasıyla 47 ve 42 elde edilmiştir. Bu birimlerin dayanımı GSI e göre orta dayanımlı oldukları belirlenmiştir.

3.1.1 Morfometrik İndisler

Gülbahçe Fay Zonunun kuzey bölümünde yer alan 30 drenaj havzası için normal fay kontrolü altında gelişebilecek ve Bölüm 1.4.2.6 de açıklanan ve aşağıda konu

başlıkları verilen morfometrik analizler uygulanmıştır. Gülbahçe Havzasının orta ve güney kısımlarında yer alan drenaj havzalarının doğrultu atımlı fay kontrolü altında olması nedeniyle ötelenen dere ve sırtlar irdelenmiştir. GBFZ' nin üzerinde aşağıda sunulan morfometrik analizler yapılmıştır:

- a) Hipsometrik indisi (HI),
- b) Havza şekli (Bs),
- c) Drenaj yoğunluğu (Dd),
- d) Dağ önü sinüslülük oranı (Smf),
- e) Asimetri faktörü (AF),
- f) Vadi tabanı genişliğinin vadi yüksekliğine oranı (Vf)
- g) Üçgen Yüzey Eğim Açısı ve Yükselim Oranı

Bu morfometrik analizler, yapısal bir süreksizliğin aktif olup olmadığının belirlenmesinde kullanılan önemli parametrelerdir (Khalifa ve diğer., 2018; Walker ve Allen, 2012; Saber ve diğer., 2018). Hesaplama ve analizlerde ana girdi olarak sayısal yükseklik modeli (SYM) kullanılmıştır. SYM, Gülbahçe Havzasının yer aldığı 1/25.000 ölçekli topografya haritalarının 10 m izohips aralığında sayısallaştırılması ile elde edilmiştir.

a) Hipsometrik integral (HI indisi): Röletif yüksekliğin röletif alan üzerine iz düşürülmesiyle elde edilen (Langbein, 1947; Strahler, 1952; El Hamdouni ve diğer., 2008; Dehbozorgi ve diğer., 2010; Mahmood ve Gloaguen, 2012; Selim ve diğer., 2013; Köle, 2016) hipsometrik İntegralin (HI) GBFZ' nin etkisi altındaki alt drenaj havzaları üzerinde yapılan hesaplamalara göre; HI değerleri inceleme alanının kuzey bölümünde $0,42 > HI > 0,28$ arasında yer aldığı belirlenmiştir.

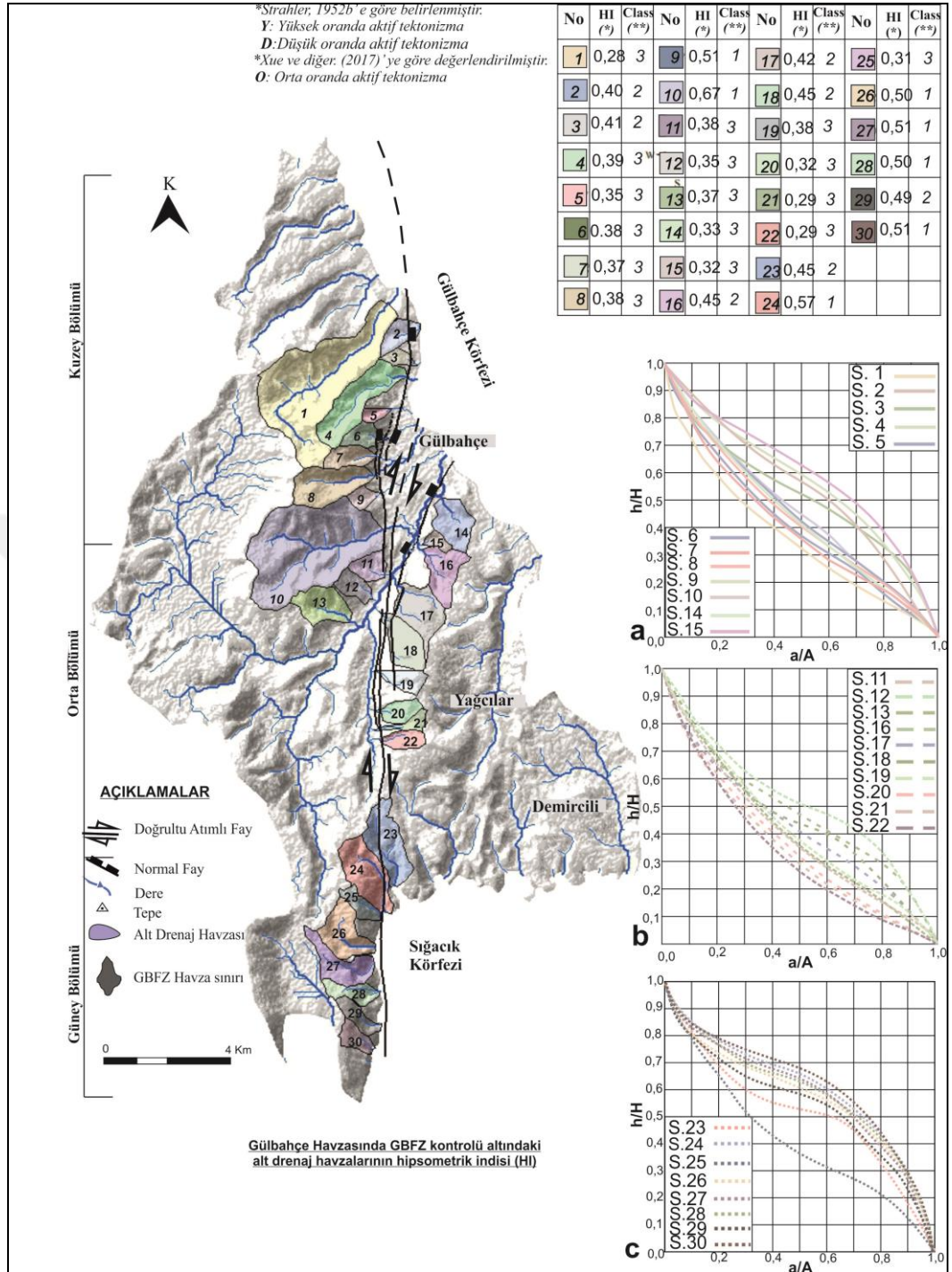
Bu değerler, Xue ve diğer. (2017) ' e göre değerlendirilmiş ve orta ve yüksek oranda aktif tektonizmayı işaret ettiği belirlenmiştir. Çalışma alanının orta bölümünde yer alan ve özellikle İYTE eğitim kampüsünün içinde yer aldığı 10 numaralı drenaj havzasının HI değeri $HI=0,67$ elde edilmiştir. Bu değer tüm arazide elde edilen en yüksek değer olup, tektonizmanın bu kısımda aktif olduğunu

göstermektedir. Çalışma alanında yer alan havzaların orta ve düşüğe yakın HI indisi alması ise, bu bölgelerde düşük oranda aktif tektonizma ile açıklana bilinir. Paleozoyik yaşlı volkanik kayalar ile Neojen yaşlı kırıntılı kayaların yüzlek verdiği drenaj havzalarında, daha düşük HI değerleri verdiği belirlenmiştir ($0,38 > HI > 0,29$).

Gülbahçe havzasının alt drenaj havzalarının seçiminde GBFZ etkisi altında olabilecek 30 alt havza belirlenmiştir. Teorik olarak düşük HI değerleri denge aşamalarındaki, yüksek değerleri ise tektonik aktiviteler sırasında gelişen drenaj havzalarını temsil etmektedir (Strahler, 1952; Willgoose ve Hancock, 1988; Eski ve diğer., 2020).

b) Havza Şekli (B_s): Aktif tektonik alanlardaki genç drenaj havzaları genellikle normal şekillerinden daha uzun bir görünüm sunmaktadırlar (Bull ve McFadden, 1977). Buna nazaran, daha yaşlı havzalar, dairesel bir şekle dönüşme eğilimindedirler. Çalışma alanında belirlenen 30 adet havzanın drenaj havza uzunlukları ile havzaların en geniş kısımlarının uzunlukları belirlenmiş ve birbirlerine bölünmesi ile Tablo 3.2 de verilen değerler elde edilmiştir. Elde edilen değerler El Hamdouni ve diğer. (2008) de önerilen 3 ana kısımda incelenmiştir: 1: ($B_s \geq 3$) 2: ($3 > B_s > 2$) 3: ($B_s < 2$).

Elde edilen verilere göre özellikle 6 ve 11 numaralı havzalarda yani çalışma alanının kuzey ve güney kesimlerinde havza şeklinin $B_s \geq 3$ ve 1' e yakın bir sınıf aralığında olduğu ve bu bölgede yer alan havzanın daha genç ve dolayısıyla yüksek tektonik aktiviteyle (El Hamdouni ve diğer., 2007) ilişkilendirile bilinir.



Şekil 3.5 Gülbağçe havzasında GBFZ etkisi altındaki 30 alt drenaj havzanın Hipsometrik indisi (HI) haritası a)Gülbağçe havzasının kuzey bölümünde b)orta bölümünde c)güney bölümünde yer alan drenaj havzalarına ait hipsometrik eğriler (altlık olarak çalışma alanının hillshade görüntüsü kullanılmıştır).

Tablo 3.2 Gülbahçe Havzanda yer alan 30 alt havzaya ait havza şekli değerleri (renkli işaretlenmiş alanlar uzamış havzaları dolayısıyla, genç drenaj havzalarını işaret etmektedir)

Havza adı	Alan (km ²)	Bl (km)	Bw (km)	Bs	Sınıf
1	9,88	4,67	2,74	1,7	3
2	2,37	2,68	1,3	2,06	2
3	2,33	2,83	1,05	2,69	2
4	2,43	2,68	1,17	2,29	2
5	9,56	5,08	2,52	2,01	2
6	2,99	3,52	1,08	3,25	1
7	0,47	1,26	1,11	1,13	3
8	1,76	1,73	0,9	1,92	3
9	1,7	1,81	0,66	2,74	2
10	1,91	2,09	1,57	1,33	3
11	1,71	2,76	0,9	3,06	1
12	0,85	1,97	0,7	2,81	2
13	0,74	1,84	0,65	2,83	2
14	0,71	1,43	0,83	1,72	3
15	0,85	1,55	0,97	1,59	3
16	0,39	1,05	0,72	1,45	3
17	0,32	1,16	0,43	2,69	2
18	0,92	1,94	0,75	2,58	2
19	0,88	1,34	1,01	1,32	3
20	1,62	2,55	1,55	1,64	3
21	1,68	2,18	1,37	1,59	3
22	0,75	1,5	0,67	2,23	2
23	0,33	0,89	0,86	1,03	3
24	0,78	2,08	0,79	2,63	2
25	0,43	1,96	0,77	2,54	2
26	0,75	1,93	0,73	2,64	2
27	0,68	1,78	0,64	2,78	2
28	1,55	1,81	1,28	1,41	3
29	1,59	1,71	1,65	1,03	2
30	2,08	2,04	1,57	1,29	2

c) Drenaj Yoğunluğu (Dd): Akarsuyun yan dallarla birlikte toplam uzunluğunun (L), havzanın alanına (A) oranı ile elde edilen drenaj yoğunluğu (Dd) (Horton, 1932; Rana ve diğer., 2016; Tarboton, ve diğer.,1992; Utlu ve Özdemir, 2018), çalışma

alanında 30 alt havza için belirlenmiştir. Dd (km/km²) değerlerinin GBFZ çevresinde yer alan 30 havza için 0,54 ile 2,96 arasında değiştiği belirlenmiştir (Tablo 3.3).

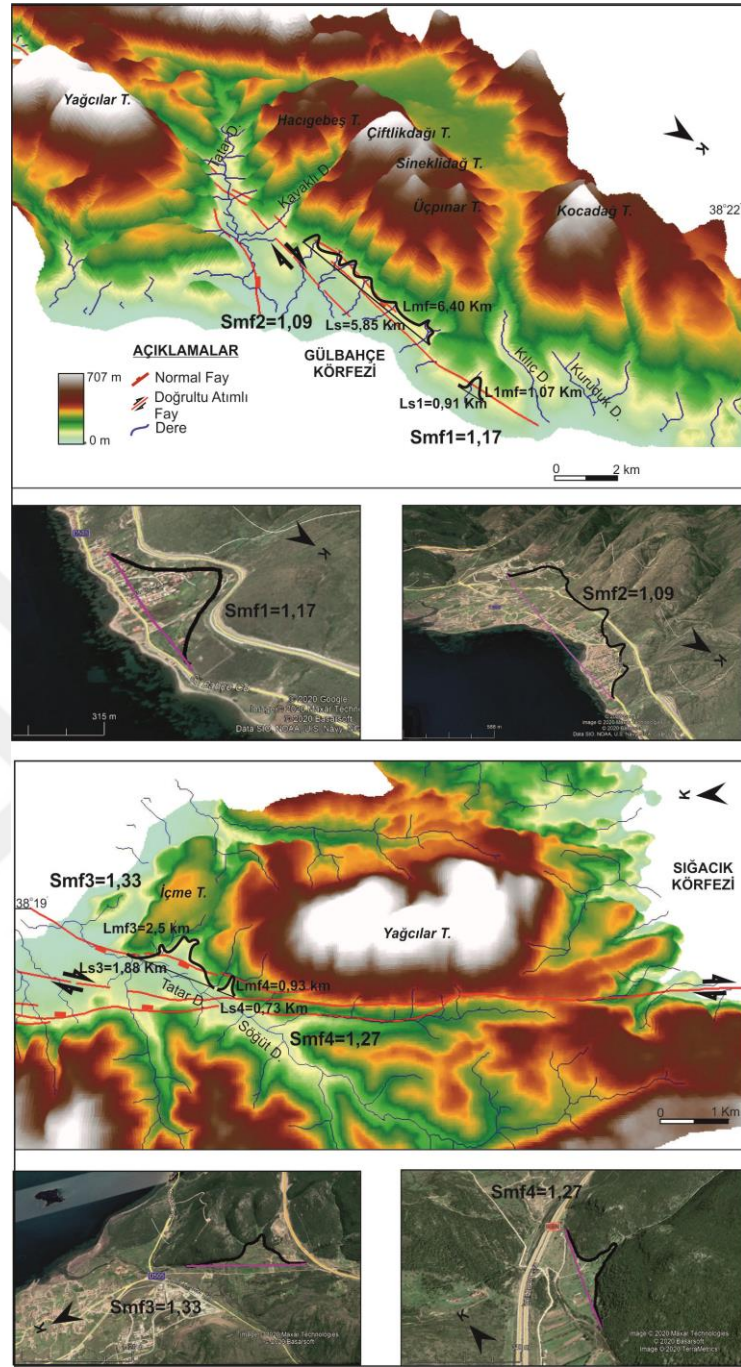
Tablo 3.3 Gülbahçe Havzanda yer alan 30 alt havzaya ait drenaj yoğunluğu (Dd) değerleri (renkli işaretlenmiş alanlar yüksek Dd değeri dolayısıyla düşük tektonizmayı işaret etmektedir)

Havza adı	Alan (km2)	L(km)	Dd (km/km2)	Havza adı	Alan (km2)	L(km)	Dd (km/km2)
1	9,88	8,50	0,86	16	0,39	0,56	1,43
2	2,37	2,45	1,03	17	0,32	0,95	2,96
3	2,33	3,20	1,37	18	0,92	1,83	1,98
4	2,43	3,50	1,44	19	0,88	0,76	0,86
5	9,56	7,40	0,77	20	1,62	2,08	1,28
6	2,99	3,50	1,17	21	1,68	1,71	1,01
7	0,47	0,95	2,02	22	0,75	0,84	1,12
8	1,76	1,05	0,59	23	0,33	0,56	1,69
9	1,70	0,92	0,54	24	0,78	1,05	1,34
10	1,91	2,06	1,07	25	0,43	0,74	1,72
11	1,71	2,16	1,26	26	0,75	1,17	1,56
12	0,85	1,60	1,88	27	0,68	1,24	1,82
13	0,74	0,99	1,33	28	1,55	0,96	0,61
14	0,71	0,60	0,84	29	1,59	1,40	0,88
15	0,85	0,97	1,14	30	2,08	3,40	1,63

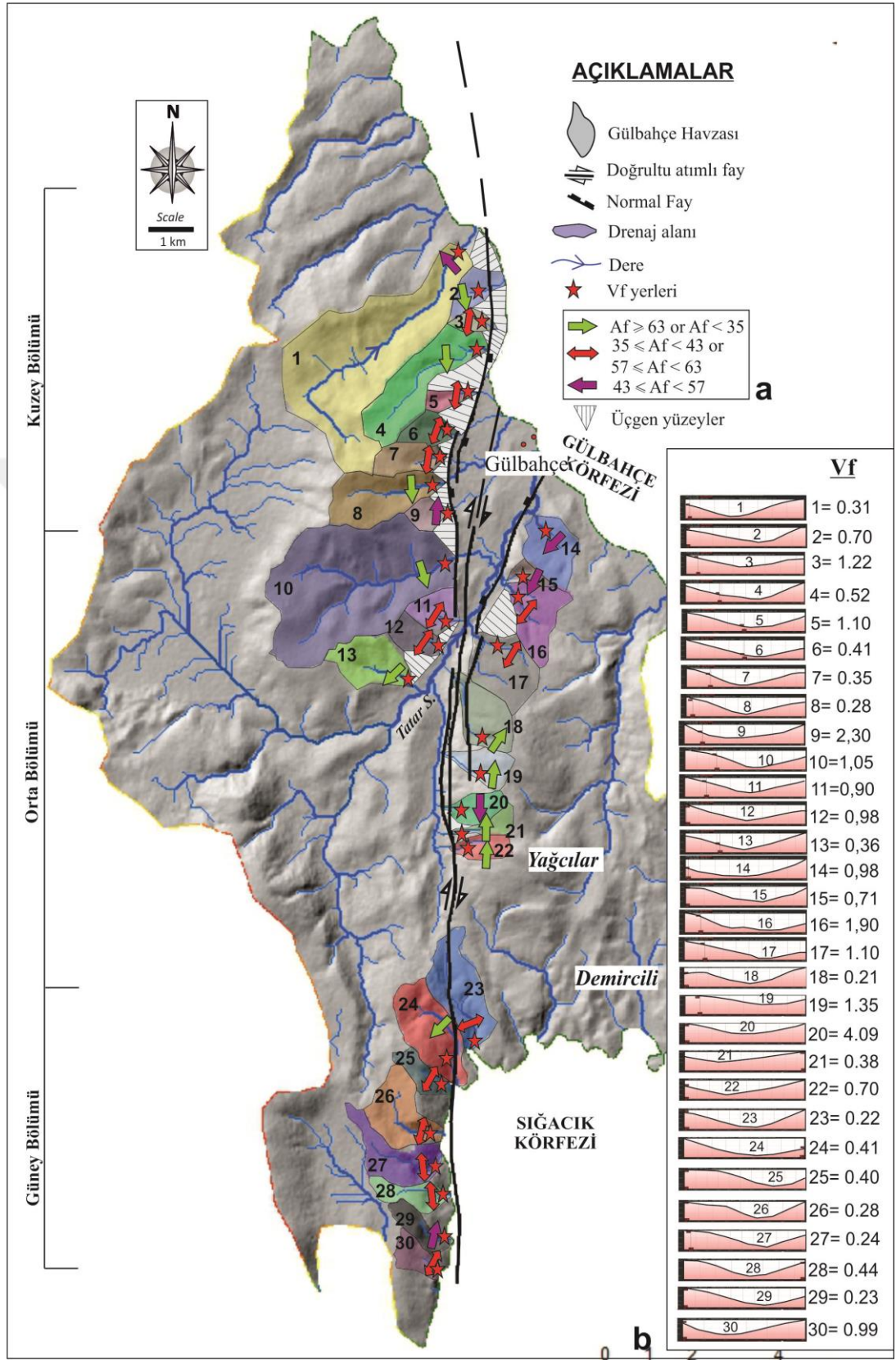
d) Dağ önü sinüslülük oranı (Smf): Dağ eteğinde oluşan kıvrımlı yapının uzunluğu ile dağ önü cephesinin yatay uzunluğu arasındaki oran olarak hesaplanan Smf; normal fay kontrolü altındaki 17 drenaj ağı için değerlendirildiğinde $1,09 < Smf < 1,33$ arasında olduğu belirlenmiştir. Aktif dağ önlerinde meydana gelen yükselmeler Bull tarafından 2008 yılında belirlenmiş olan sınır değerlere göre değerlendirilmiştir. Buna göre, $Smf < 1,41$ değerleri düşük, $1,4 < Smf < 3$ arasındaki değerler orta derecedeki aktif tektonizmayı gösteren sınır değerler olarak kabul edilmiştir (Bull ve McFadden, 1977; Keller ve Pinter, 2002; Rockwell ve diğer., 1984; Silva ve diğer., 2003; Yıldırım, 2014; Saber ve diğer., 2018). Buna göre, çalışma alanının özellikle İYTE eğitim kampüsü tarafında kalan kısmının yüksek tektonik aktiviteye ($Smf=1,09$), kuzeyde yer alan Gülbahçe Öğretmen Evlerini bölgesi ($Smf = 1,17$) ile İçme Tepesi ($Smf=1,33$) ve Kapıkaya deresi ($Smf=1,27$) kısmında kalan bölgede orta derece tektonik aktiviteye sahip dağ önüne sahip olduğu belirlenmiştir (Şekil 3.6).

e) Asimetri Faktörü (AF): Gülbahçe Faz Zonunu oluşturan 3 kol üzerinde toplam 30 havza üzerinde hesaplanan asimetri faktörü değerleri hesaplanmaya çalışılmıştır. Fay zonu 3 bölümde incelenmiştir. Kuzey bölümünü oluşturan toplam 9 havzanın AF değerleri 15 ile 56 arasında, orta bölümünü oluşturan toplam 13 havzanın AF değerleri 31- 72 arasında ve güney bölümünü oluşturan toplam 8 havzanın AF değerleri 44-78 arasında olduğu belirlenmiştir (Şekil 3.7). Özellikle İYTE Kampüsü ve civarının da içinde yer aldığı Gülbahçe Havzasının orta bölümü ve güney bölümündeki alt drenaj havzalarının yüksek asimetri faktörüne sahip olduğu belirlenmiştir.

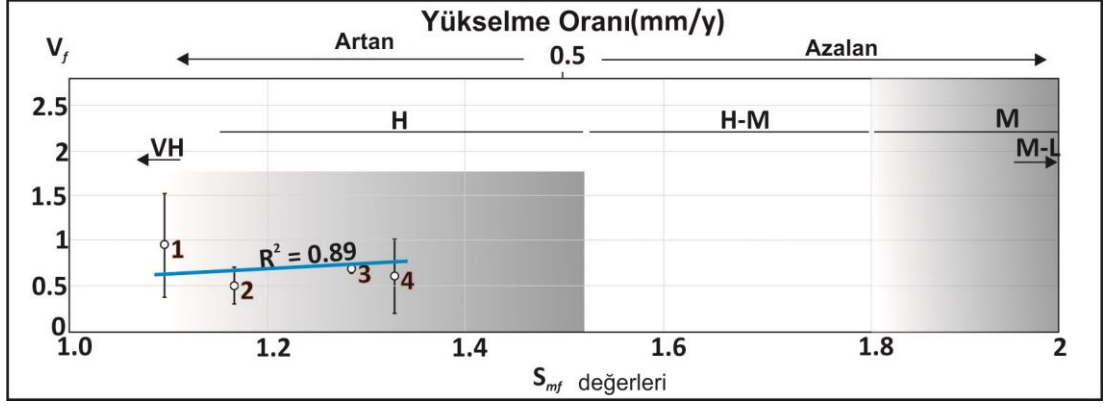
f) Vadi tabanı genişliğinin vadi yüksekliğine oranı (Vf): Gülbahçe Fay Zonu' ndaki **yükselen blok üzerinde tanımlanan** 30 drenaj havzasından elde edilen sonuçlar Şekil 3. de sunulmuştur. Bu değerlere göre, Gülbahçe Havzasının kuzeyinde normal fay kontrolü altındaki 30 drenaj havzası için Vf değeri ortalama 0,86 ve ortalama Smf değerinin 1,22 olduğu belirlenmiştir. Vadi tabanı genişliği ile vadi yüksekliğinin birbirine oranı (Vf) ile dağ önü sinüslülüğü (Smf) arasındaki ilişki Şekil de değerlendirilmiştir. Gülbahçe Havzasının normal fay kontrolü altındaki drenaj havzalarına ait Vf ile Smf arasındaki ilişki, Rockwell ve diğer. (1984)' e göre değerlendirildiğinde; GBFZ nin batı bölümü için yıllık yükselme oranı $0,68 \text{ mm y}^{-1}$ olarak elde edilmiştir (Şekil 3.7).



Şekil 3.6 Gülbahçe Fay Zonunun sırasıyla kuzey ve orta bölümlerinde tektonizmaya bağlı dağ önu sinüslüğü (Smf) değerleri ve Google Earth görüntüleri



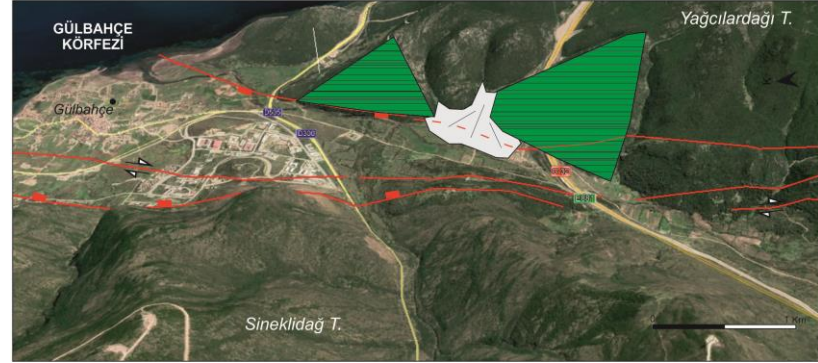
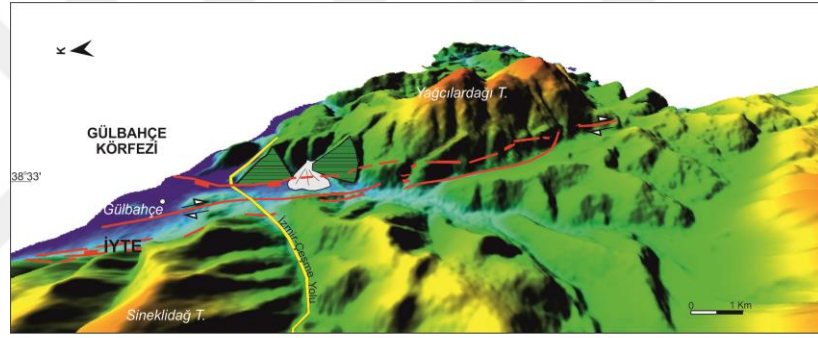
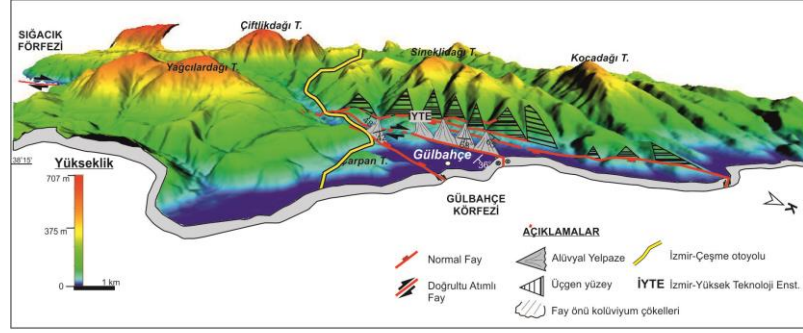
Şekil 3.7 GBFZkontrolü altındaki 30 havzaya ait Vf ve AF değerlerinin ArcMap 10.5 programında değerlendirilmesi (30 drenaj havzası için Vf değeri ortalama 0,86 olarak elde edilmiştir)



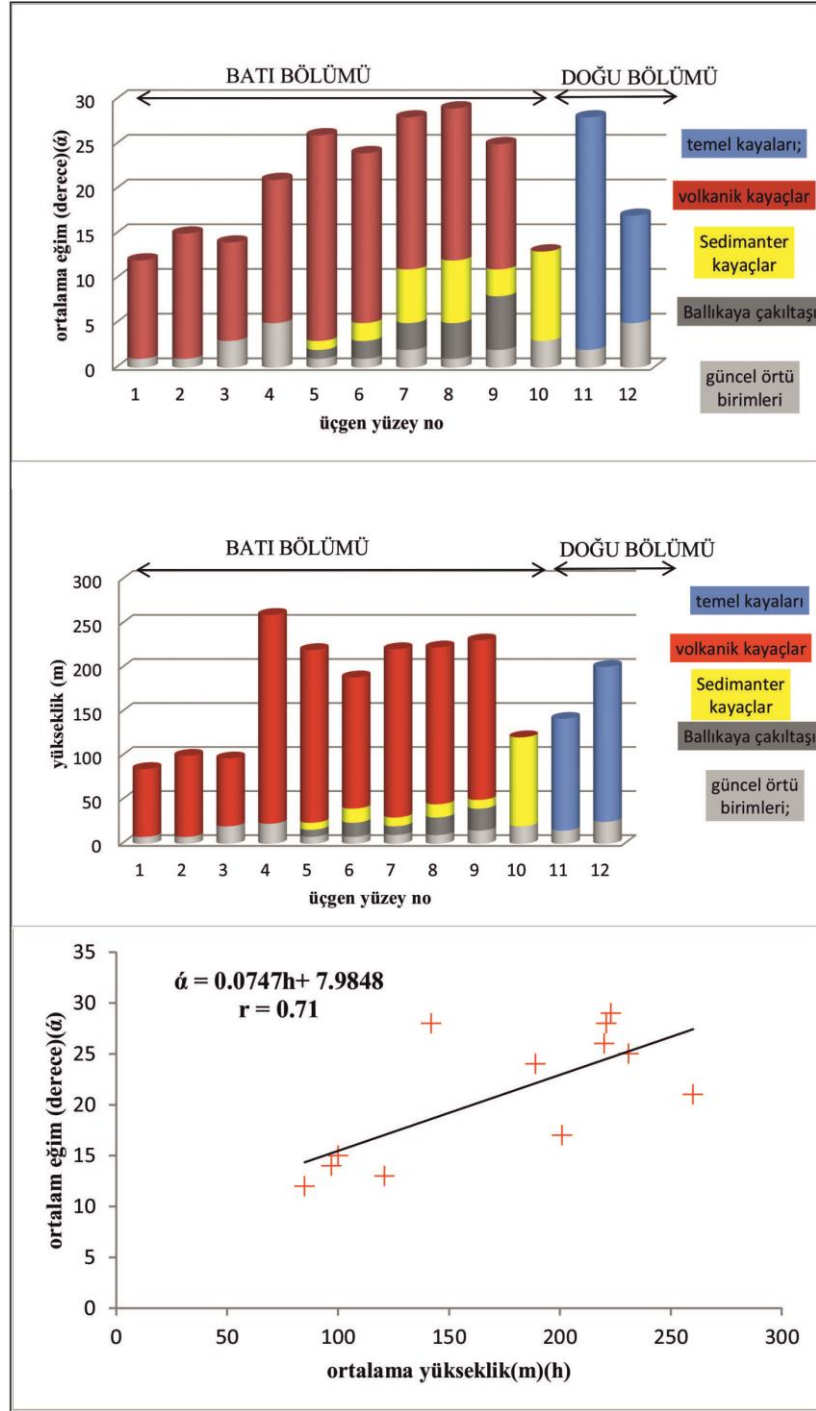
Şekil 3.7 Gülbahçe Havzasının normal fay kontrolü altındaki drenaj havzalarına ait V_f ile S_{mf} arasındaki ilişki (Rockwell ve diğer., 1984; Saber ve diğer., 2018) (GBFZ nin kuzey bölümü için yıllık yükselme oranı $R^2=0,89$ korelasyon katsayısı ile ortalama $0,68 \text{ mm y}^{-1}$ olarak elde edilmiştir) (Burada VH: Çok yüksek, H: Yüksek, H-M: Orta-Yüksek, M: Orta, ML: Düşük-Orta, L:Düşük yükselme oranını ifade etmektedir)

g) Üçgen Yüzey Eğim Açısı ve Yükselim Oranı

Gülbahçe yerleşim alanının kuzey bölümünde yer alan toplam 12 adet üçgen yapı belirlenmiştir (Şekil 3.8). Sinekliadağ boyunca (batı bölümü) yer alan üçgen yüzeylerin ortalama yüzey eğimi $\alpha=21,29^\circ$, Çarpan Tepesi boyunca (doğu bölümü) yer alan üçgen yüzeylerin ortalama yüzey eğimi $\alpha=22,50^\circ$ dir. Üçgen yüzeylerin ortalama eğimi ile ortalama yüksekliği arasında doğrusal bir ilişki vardır ve denklemi: $\alpha=0.0747h + 7.9848$ $r = 0.71$ olarak belirlenmiştir. Korelasyon katsayısının yüksek değer olması üçgen yüzeylerin eğimi ile yüksekliği arasındaki ilişkinin doğrusala yakın olduğunu göstermektedir (Şekil 3.9).



Şekil 3.8 Gulbahce Havzasında normal faylar denetimindeki üçgen yüzeyler a)kuzey bölümü (1 ile 10 arasındaki numaralı üçgen yüzeyler) b)orta bölümü (10 ile 11 numaralı üçgen yüzeyler)



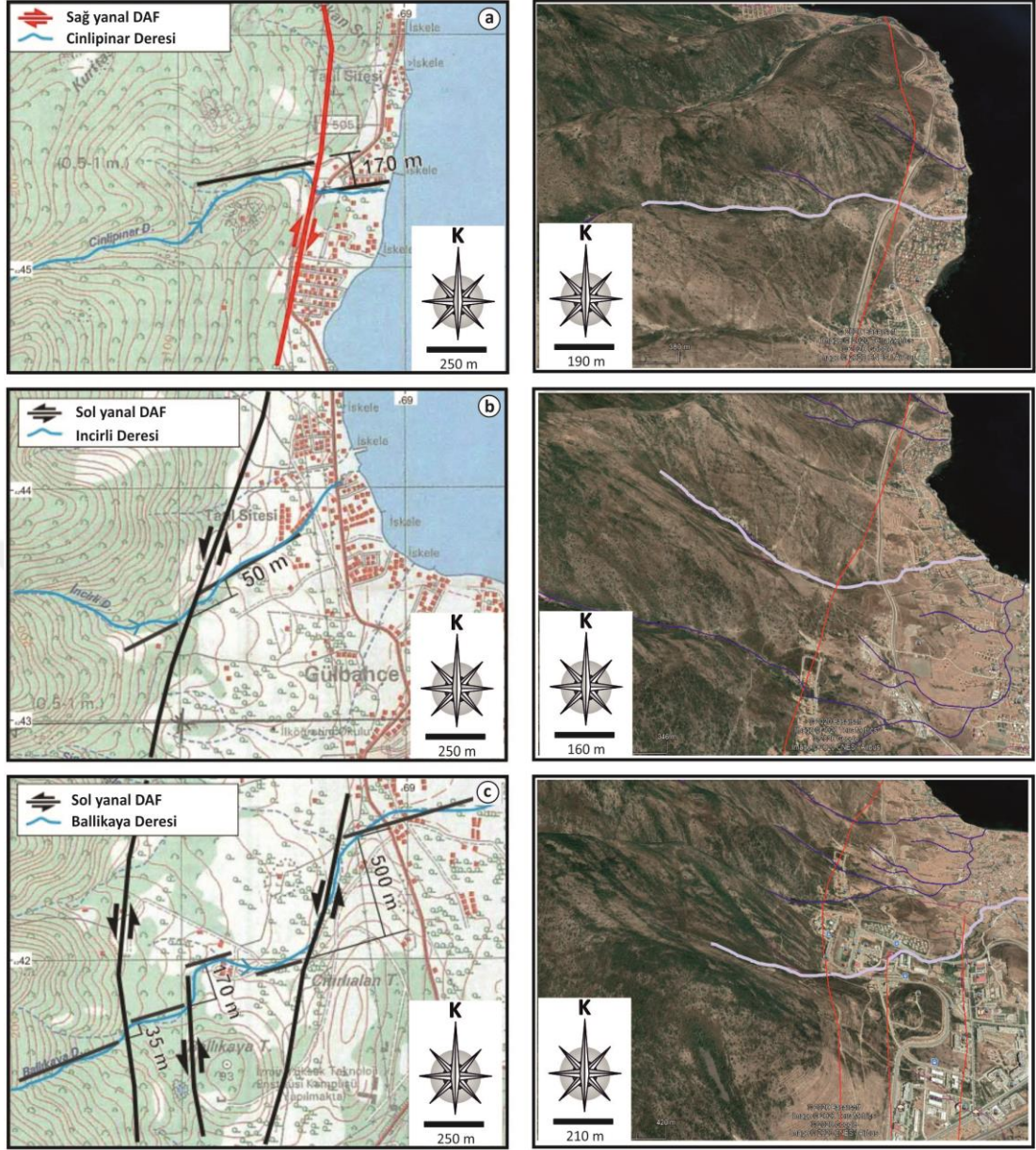
Şekil 3.9 GBFZ'nin kuzey bölümünde tanımlanan üçgen yüzeylerin morfometrik analizleri a) Üçgen yüzeylerin ortalama eğim grafiğini b) yüksekliğini c) ortalama eğim ile ortalama yükseklik arasındaki ilişkiyi göstermektedir

3.1.2 GBFZ etkisiyle gelişen dere ötelenmeleri

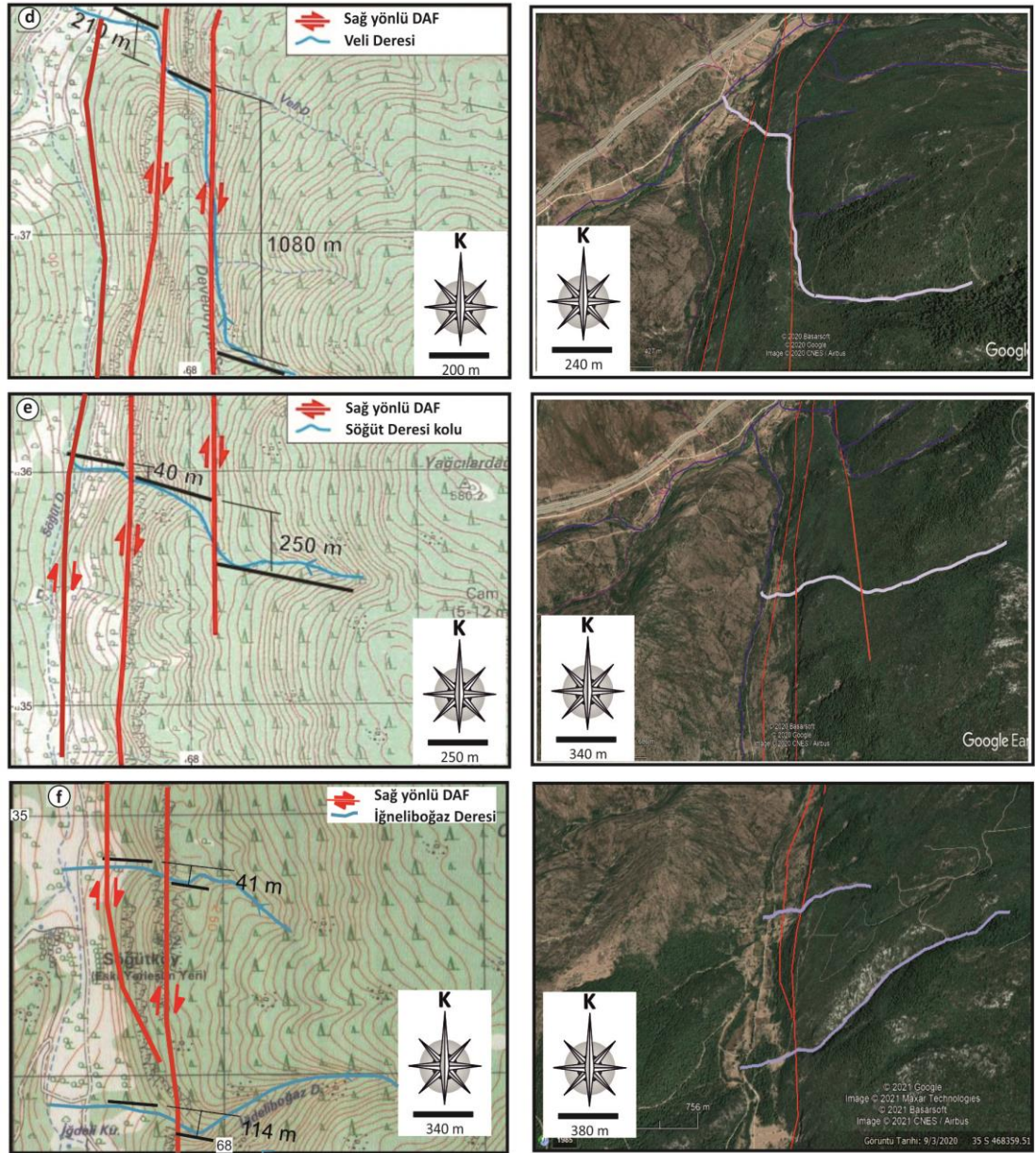
Bir sahanın doğrultu atımlı fay kontrolü altında olduğunun en önemli belirteci olan dere ötelenmeleri GBFZ boyunca net bir şekilde gözlenebilmektedir. GBFZ etkisi altında gelişmiş dere ötelenmeleri Şekil 3.10 ve Şekil 3.11 de sunulmuştur. Fay hareketlerine bağlı olarak, akış yukarı kanallarından birinin akış aşağı kanalı ile birleşerek (kanal kapması) derenin akması ile eski kanal terk edilir (Schumm ve diğer, 2002). Şekil de gösterildiği gibi D, kanal ötelenme miktarını L ise Bölüm 1.3.1.3’ de detaylı bir şekilde anlatılan memba kısmı uzunluğunu göstermektedir. Tez alanında arazi ve ofis çalışmaları ile tespit edilen 9 adet dere ötelenmesinin yerleri ve miktarları Tablo 3.4 de sunulmuştur.

Tablo 3.4 GBFZ kontrolü altında meydana gelen dere ötelenmeleri (D), memba kısmı uzunluğu (L) ve a katsayısı

Yer No.	GBFZ Kolu	Long.(D)	Lat.(K)	Ötelenme miktarı (D) (m)	Dere Adı	Memba kısmı uzunluğu (L) (m)	a katsayısı (Formül 8)
D1	Batı	468608	4245369	170	Cinlipınar	2968	0,06
D2		467608	4243494	50	İncirli	1348	0,04
D3	Orta	468582	4242042	500		2050	0,24
D4		468066	4241938	170	Ballıkaya	1426	0,12
D5		467727	4241647	35		1012	0,03
D7	Doğu	468170	4236551	1080	Veli	836	1,29
		468032	4237295	210		2085	0,10
D8		467657	4234621	41	Söğüt deresi kolu	550	0,07
D9		467735	4233635	114	İğdeliboğaz	919	0,12



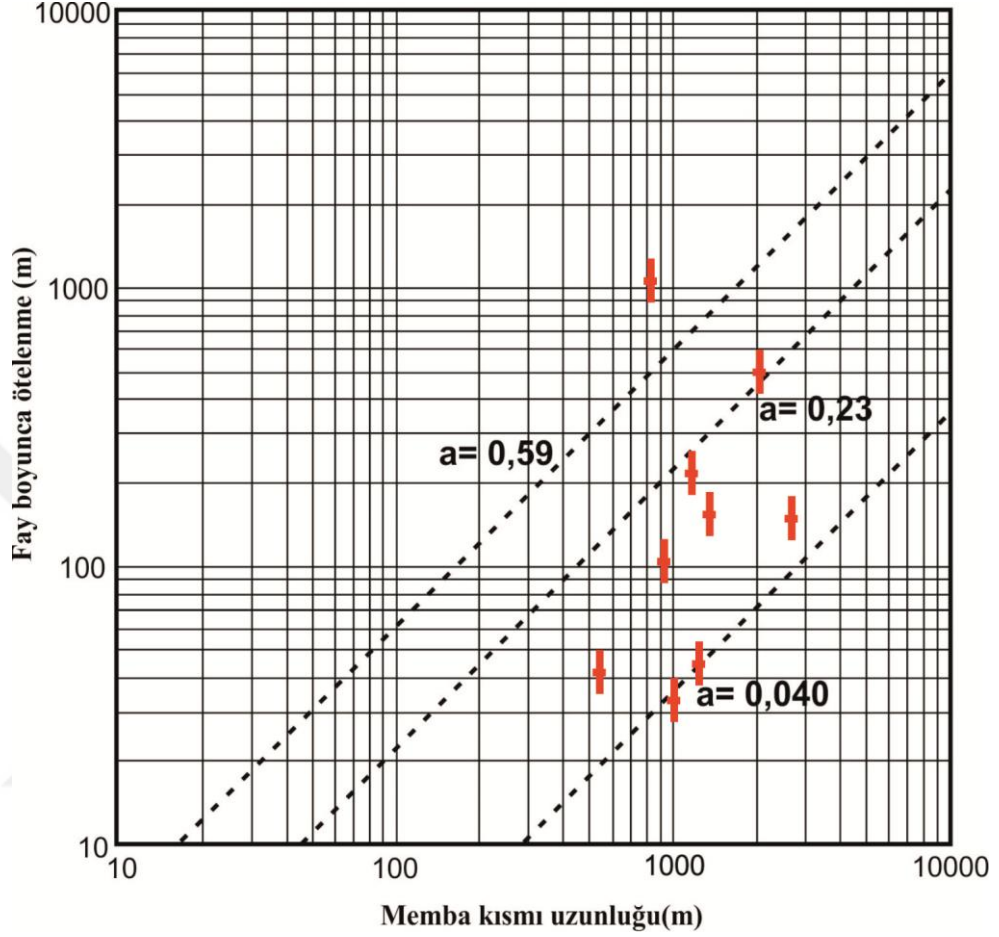
Şekil 3.10 GBFZ'nin kuzey kısmında, sol ve sağ yönlü doğrultu atımlı fay kontrollü dere atımları ve Google Earth görüntüleri (a) Cinlipınar deresinde görülen 170 m lik atım (b) İncirli deresinde gözlenen 50 m lik atım (c) Ballıkaya deresinde görülen 50m, 175 m ve 35 m lik sol yönlü çalışan doğrultu atımlı fayın yarattığı atımlar (Kırmızı renkli çizgi sağ yönlü doğrultu atımlı fayı; siyah çizgi sol yönlü doğrultu atımlı fayı ifade etmektedir)



Şekil 3.11 GBFZ'nin orta ve güney kısmında, sağ yönlü doğrultu atımlı fay kontrolünde meydana gelen dere atımları ve Google Earth görüntüleri (d) Veli deresinde görülen 210 m ve 1080 m lik atım (e) Söğüt deresi kolunda belirlenen 40 m ve 250 m lik atım (f) Söğüt deresi kolunda belirlenen 41 m lik atım ve İğdeliboğaz deresinde gözlenen 114 m lik atım

GBFZ tarafından ötelendiği derelerin memba kısmı uzunlukları (l), SRTM (90 m çözünürlüklü) verileri Global Mapper programında kullanılarak belirlenmiştir. 6 derede ölçülen 9 yer değiştirmenin değerlendirmesine göre (Tablo 3.4); en yüksek atım GBFZ'nin Doğu kolu boyunca Veli deresinde (1080 m), Batı kolu boyunca Cinlipınar deresinde (170 m) ve Orta kolu boyunca Ballıkaya deresinde (500 m) meydana gelmiştir. Formül 8 e göre ($D=aL$) ve Şekil 13 kullanılarak; " $a_{ort}=0,13$ " elde edilir. Buna göre GBFZ'nin uzun dönem yıllık kayma hızı $s = 0,13 \times 10 = 1,3 \text{ mm/yıl}$

olarak elde edilmiştir (“a” katsayısı, Yen ve Lin (2017)’nin Japonya’da doğrultu atımlı faylar üzerinde belirledikleri 10 sabit sayısı ile çarpılmıştır) (Şekil 3.12).



Şekil 3.12 GBFZ nin neden olduğu ve Çizelge ‘de belirtilen dere ötelenmeleri ile memba kısmı uzunlukları arasındaki logaritmik ilişki

Gülbahçe Fay Zonunun uzun dönem yıllık ortalama kayma hızı 1,3 mm/yıl, Yan ve Lin (2017)’ e göre belirlenmiş ve elde edilen bu değer diğer araştırmacıların bölgesel ölçekte yaptıkları çalışmalarla karşılaştırılmıştır. Bölüm 1.3.1.3 Tablo 1’ de görüldüğü üzere İBTZ alanı içerisinde yer alan fayların jeomorfolojik ölçümlere dayanılarak hesaplanan uzun dönem kayma hızları 0,26 mm/yıl ile 8 mm/yıl arasında değişmektedir. GBFZ için elde edilen 1,3 mm/yıl bu sınır değerler arasında kalmaktadır.

3.1.3 GBFZ ve Re-aktivite

Bazı makalelerde Batı Anadolu'nun Geç Miyosen' den beri reaktife olduğu, bölgenin bazen sıkışan-bazen de genişleyen tektonik gerilmeler etkisi altında olduğu belirtilmektedir (Arpat ve Bingöl, 1969; Bozkurt ve Sözbilir, 2006; Uzel ve Sözbilir, 2008; Özkaymak, 2013). Cumaovası havzası üzerinde Uzel ve Sözbilir (2008) yaptıkları çalışmada; KD-GB uzanımlı Orhanlı Fay zonunun Kretase' den beri hem sağ hem de sol yönlü hareket ettiğini ve bu reaktivasyonların Körfez Bölgesi için olağan olduğunu belirtmişlerdir. GBFZ nin reaktivasyonunun incelenmesi üzerine yapılan çalışmalarda, tez alanında yer alan ve Lidar çalışmalarına uygun olan dereler araştırılmıştır. Özellikle İncirli Deresi boyunca yapılan arazi çalışmalarında (Şekil 3.13) fayın bu derede önce sol yönlü çalıştığı ve dereyi 50 m ötelediği belirlenmiştir.



Şekil 3.13 GBFZ nin batı bölümünde yer alan İncirli deresinde meydana gelen 50 m sol yönlü atım (Koordinat: 467842-4243253) (Kişisel arşiv, 2019)

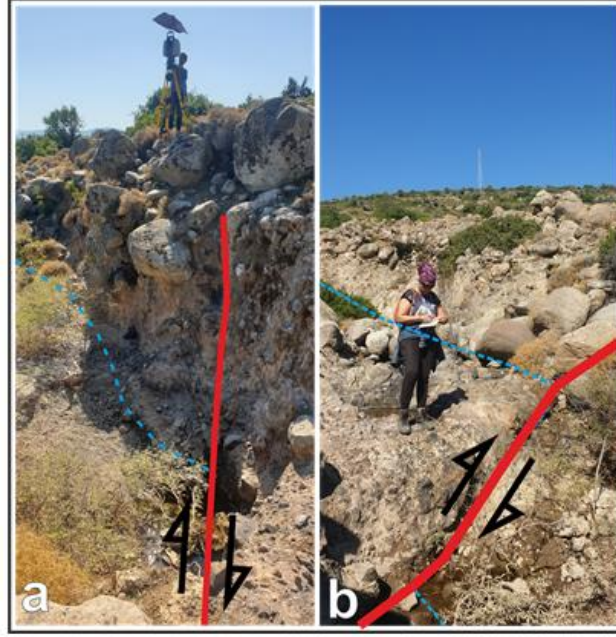
Ancak, İncirli Deresinde arazide yapılan kinematik ölçümlerde, derenin ilerleyen süreçte sağ yanal atımlı fay etkisinde etkinden kaldığı belirlenmiştir (Şekil 3.14). Fay zonu içinde ölçülen fay düzlemlerinin yaklaşık K-G uzanımlı ve batıya doğru 55-90 arasında değiştiği, fay düzlemi üzerinde ölçülen 40° lik rake açısının fayın bu kesimlerde sağ yanal oblik hareket ettiğini göstermiştir (Tablo 3.5). Fay etkisinde meydana gelen dere ötelenme miktarının belirlenmesi için yapılan Lidar sonuçlarına göre sağ yanal atım miktarı 2.70 metre olarak ölçülmüştür (Şekil 3.15 ve Şekil 3.16).



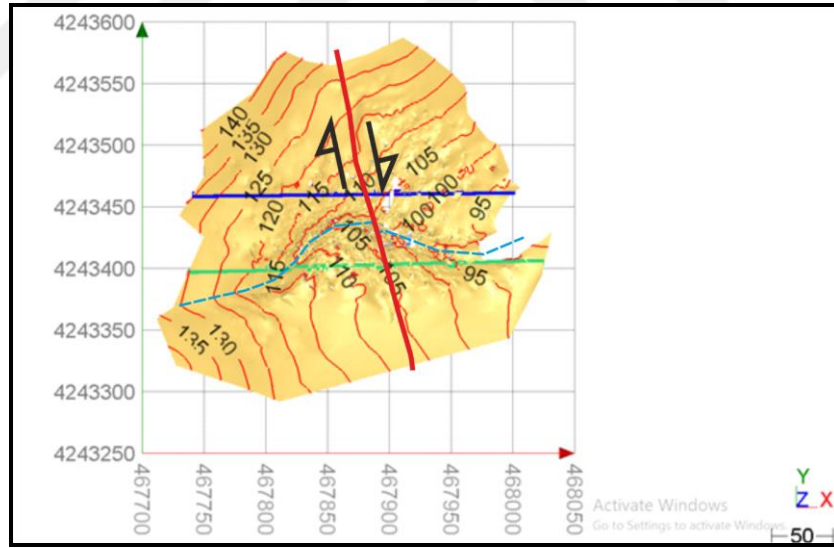
Şekil 3.14 İncirli Deresi güneyinde yapılan incelemeler sırasında alınan kinematik ölçümler (467918/4243230) (Kişisel arşiv, 2019)

Tablo 3.5 Gülbahçe Fayı üzerinde derenin sağ yanal ötelendiği fay zonu boyunca alınan fay ölçümü değerleri

<u>Koordinat</u>	<u>Doğrultu / Eğim Rake açısı</u>
0467812/4243255	K 15° D / 90°
0467812/4243255	K 10° D / 75° KB
0467818/4243251	K 30° B / 55° KD; R:40° GD
0467821/4243250	KG/75° B



Şekil 3.15 Lidar ölçümü yapılan yerde Gülbahçe fayı tarafından sağ yanal ötelenen derenin arazi görüntüsü (insan boyu 175 cm; bakış açısı (a) da GD (b) de KB ya doğru; koordinat: 467923/4243237) (Kişisel arşiv, 2019)



Şekil 3.16 İncirli deresi üzerinde 2 mm x 2 mm duyarlılıkla taranarak oluşturulmuş nokta bulut değerlerinin jeodezik koordinatlara dönüştürülmesiyle oluşturulmuş haritası

Gözlemlenen ve ölçülen bu sonuçlara göre GBFZ nin ilk hareketi sol yönlü; son hareketinin de sağ yönlü olduğu, GBFZ'nin İncirli deresini son fazda 2,70 m sağ yanal ötelediği belirlenmiştir. Bu durum da bize bu fay zonunun farklı zamanlarda farklı tektonik gerilmeler etkisi altında kaldığını ve reaktife olduğunu göstermektedir.

BÖLÜM DÖRT

YAPISAL JEOLojİ

Bu bölümde, Gülbahçe Fay zonunun kuzey kısmında yapılan ayrıntılı çalışmaları ile haritalanan yapısal veriler sunulmuştur. Havzada ve açılan hendekler içerisinde tanımlanan fayların kayma düzlemleri üzerinde yapılan doğrultu eğim ölçümleri ile rake açıları, kinematik analiz çözüm metoduyla yorumlanmıştır. 1/25 000 ölçekli topografik harita kullanılarak yürütülen saha çalışmaları sonucunda; Gülbahçe Havzasında egemen olan yapısal elemanlar incelenmiştir.

4.1 Gülbahçe Fay Zonu (GBFZ) boyunca incelenen gözlem noktaları

GBFZ boyunca yer alan yapısal öğeleri tanımlamak ve yer alan süreksizliklere ait kinematik analizleri yapabilmek için, çalışma alanı boyunca toplam 9 gözlem noktasında (Şekil 4.1) fotoğraflar çekilmiş ve fay izinin gözlemlendiği kısımlarda kinematik ölçümler yapılmıştır.

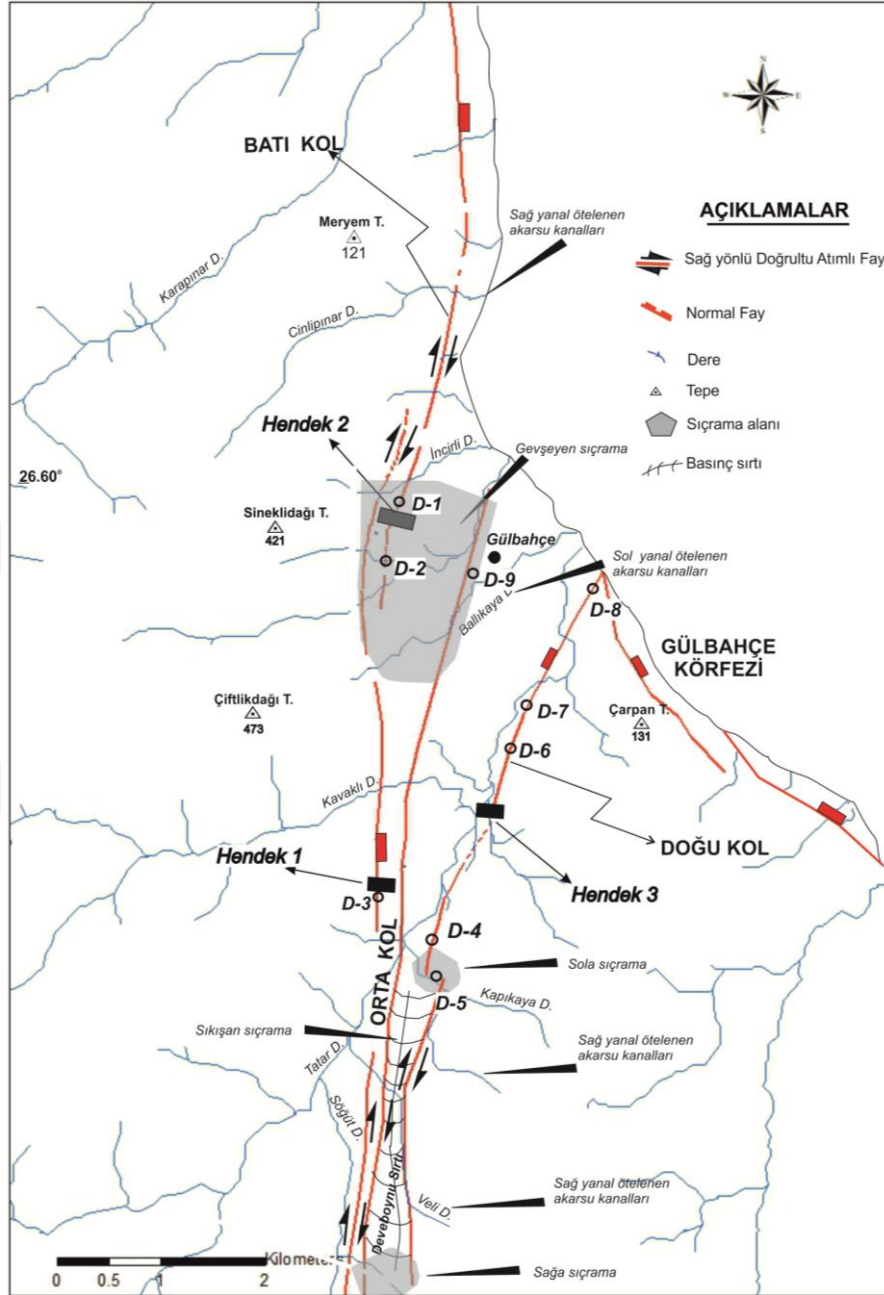
DURAK 1 GBFZ nin batı kolu üzerinde yer alan gözlem noktasında boyları 50 cm yi bulan ve kökeni volkanik kayalar olan iri bloklu alüvyon yelpaze çökelleri üzerinde gelişen derenin fay tarafından ötelendiği gözlenmektedir (Şekil 4.2).

DURAK 2 GBFZ nin batı kolu üzerinde yer alan ve volkano-sedimanter birimler ile Holosen yaşlı fay önü çökelleri arasındaki fay izinin gözlemlendiği gözlem noktasıdır. Bu hat boyunca Hendek 2 ve Hendek 4 açılmıştır (Şekil 4.2).

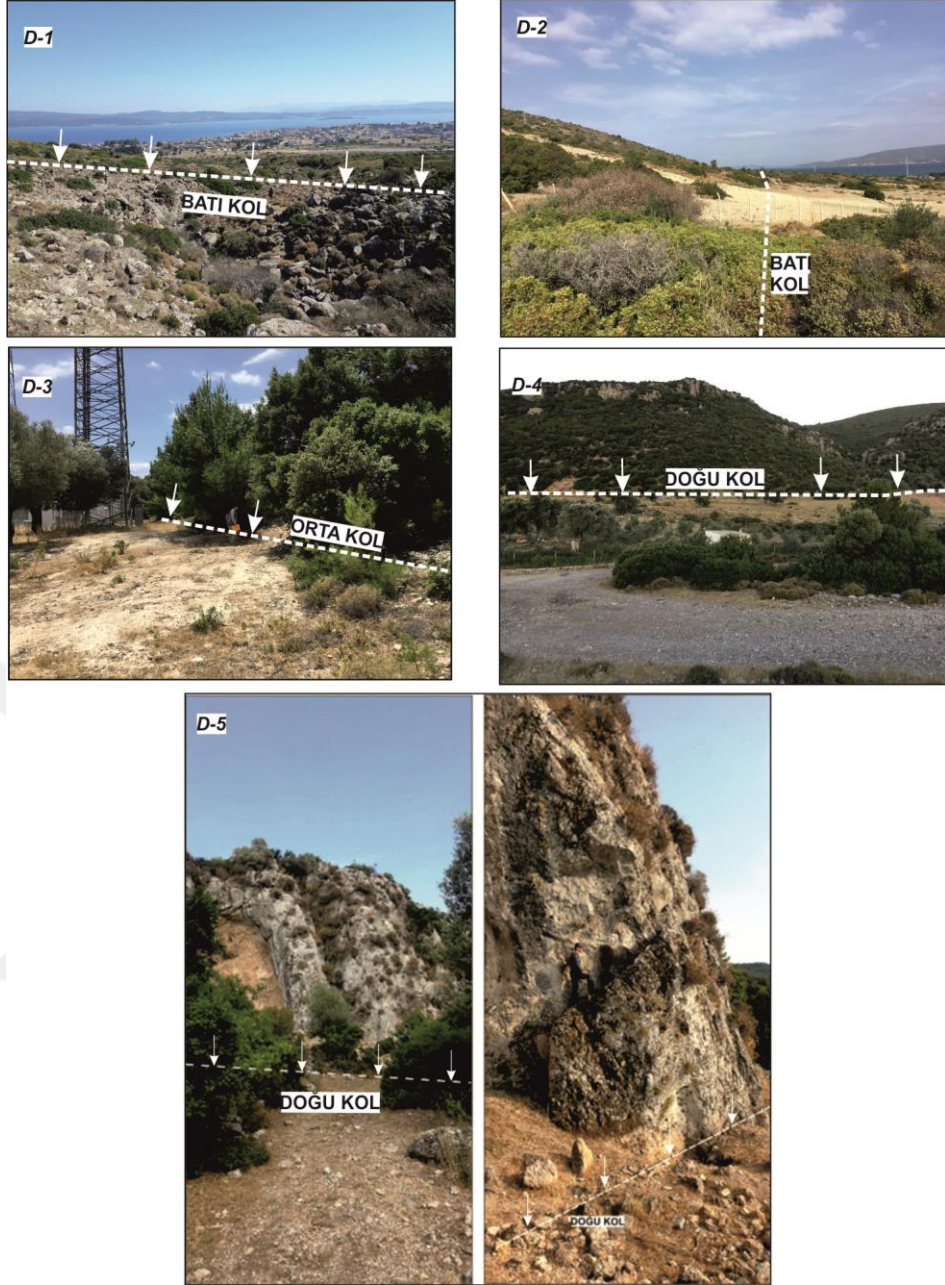
DURAK 4- DURAK- 5 DURAK 6-DURAK 7 ve DURAK 8 GBFZ nin Doğu Kolu üzerinde alınan gözlem noktalarına ait fotoğraflar olup; Kapıkaya Deresinden Gülbahçe Merkezinde yer alan Tarihi hamama kadar yer alan kısmı kapsamaktadır. GBFZ nin Doğu Kolu Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı Karaburun Platformuna ait denizel kireçtaşları boyunca K-G hattı boyunca ilerlemektedir (Şekil 4.2 ve Şekil 4.3). Söz konusu lokasyonlarda fay izi net bir şekilde haritalanabilmektedir.

DURAK 9 İnceleme alanında gözlenen oblik atımlı normal faylar genellikle İYTE kampüs içerisinde yer alan Ballıkaya Çakıltaşlarında ve Nohutalan kireçtaşlarında net olarak gözlenebilmiştir. Ballıkaya çakıltaşı içerisinde gözlenen

faylardan en büyüğü Çıtırılıalan Tepe içinde gözlenmektedir. Fayın konumu K10°D / 80° KB olarak ölçülmüştür (Şekil 4.3).



Şekil 4.1 Gülbahçe Havzasının kuzeyinde yer alan K-G uzanımlı Gülbahçe Fay Zonunun havza içi faylanma geometrisini gösteren fay haritası (Gülbahçe yerleşim alanının batısında gözlenen doğrultu atımlı fay önce sol atımlı hareket (1) daha sonra sağ yönlü (2) doğrultu atımlı hareket ederek derelerde önemli ötelenmelere sebebiyet vermiştir)(D=Fay sarplıklarının ve izinin gözlemlendiği durak noktaları



Şekil 4.2 (D1) İri bloklardan oluşan alüvyon yelpazesi üzerinde fay tarafından ötelenmiş dereyi gösteren arazi fotoğrafı (Durak 1) (464724/4243192) (D2) volkano-sedimanter birimler ile fay önü çökelleri arasındaki GBFZ nin Batı Kolunun arazi görüntüsü (Durak 2) (467807/4242842) (D3) sedimanter birimler ile fay önü çökelleri arasındaki GBFZ nin Orta Kolunun arazi görüntüsü (Durak 3)(468081/4239666) (D4) Güvercinlik Formasyonuna ait kireçtaşları ile Holosen yaşlı alüvyonlar arasında izlenen GBFZ nin Doğu Koluna ait fay şevi ve fay düzlemleri (Durak 4)(468344/4238537) (D5) GBFZ nin Doğu kolunda Güvercinlik Formasyonu'na ait kireçtaşları ile fay önü kolüvyal çökelleri arasında uzanan yüksek eğim açılı fay şevinin uzaktan ve yakından görüntüsü (Durak 5)(468459/4238435) (Kişisel arşiv, 2019)

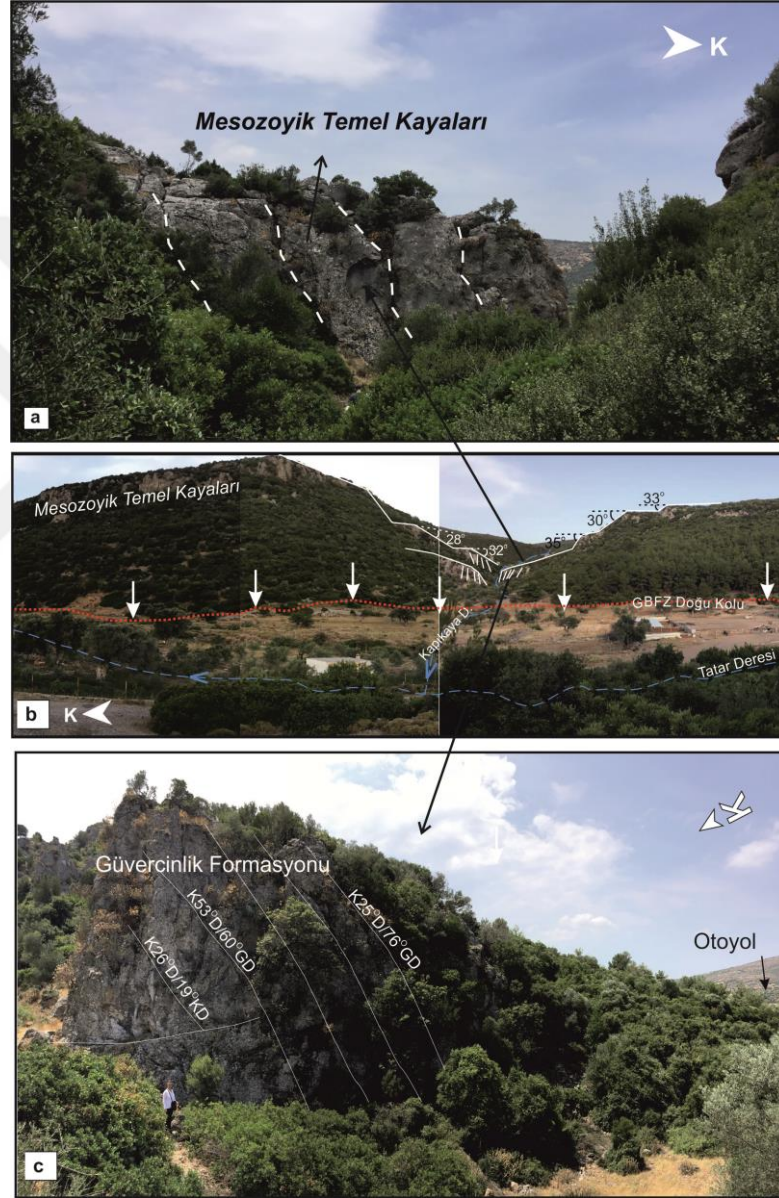


Şekil 4.3 (D6) GBFZ nin Doğu koluna KB yönünden bir bakış (Durak 6)(468957/4240126) (D7) Çeşme-Urta karayolu sağ tarafında yer alan GBFZ nin Doğu koluna ait fay sarplığının uzaktan görüntüsü (Durak 7)(469126/4240823) (D8) GBFZ nin Doğu kolu üzerindeki fay şevinin arazi görüntüsü (Durak 8)(469788/4241903) (D9) Gülbahçe Fay Zonu'na bağlı fay kolları arasında kalan Ballıkaya (Gülbahçe) Çakıltısı içinde (Çıtırılalan Tepesi civarı) gözlenen doğrultu atım bileşeni yüksek faylanmalar (İnsan boyu=160 cm) (Durak 9)(469036/4241689) (Kişisel arşiv, 2019)

4.2 Kinematik Analizler

Normal fay bileşenli doğrultu atımlı fay yapısında olan GBFZ özellikle Kapıkaya Deresi boyunca Pleyistosen - Holosen yaşlı alüvyal - kolüvyal çökelleri ile Mesozoyik temel kayalar birbirinden ayırmaktadır (Şekil 4.4a). Güvercinlik formasyonuna ait kireçtaşları boyunca ilerleyen GBFZ, Kapıkaya deresinde sola

sıçrama yapmaktadır (Şekil 4.4b). Bu sıçrama bölgesinde tektonik genişlemeye bağlı olarak normal faylar ile oluşmuş basamaklı yapılar ve basamaklı yapılara bağlı gelişmiş eklem setleri (Şekil 4.4a ve c) görülmektedir. Kapıkaya deresinin doğru ilerleyen iç kesimlerinde Güvercinlik formasyonuna ait kireçtaşlarında yer alan kayma düzlemlerinde düşük rake açısına ($\sim 10^\circ$) sahip fay çiziklerinin yer aldığı tespit edilmiştir (Şekil 4.5).



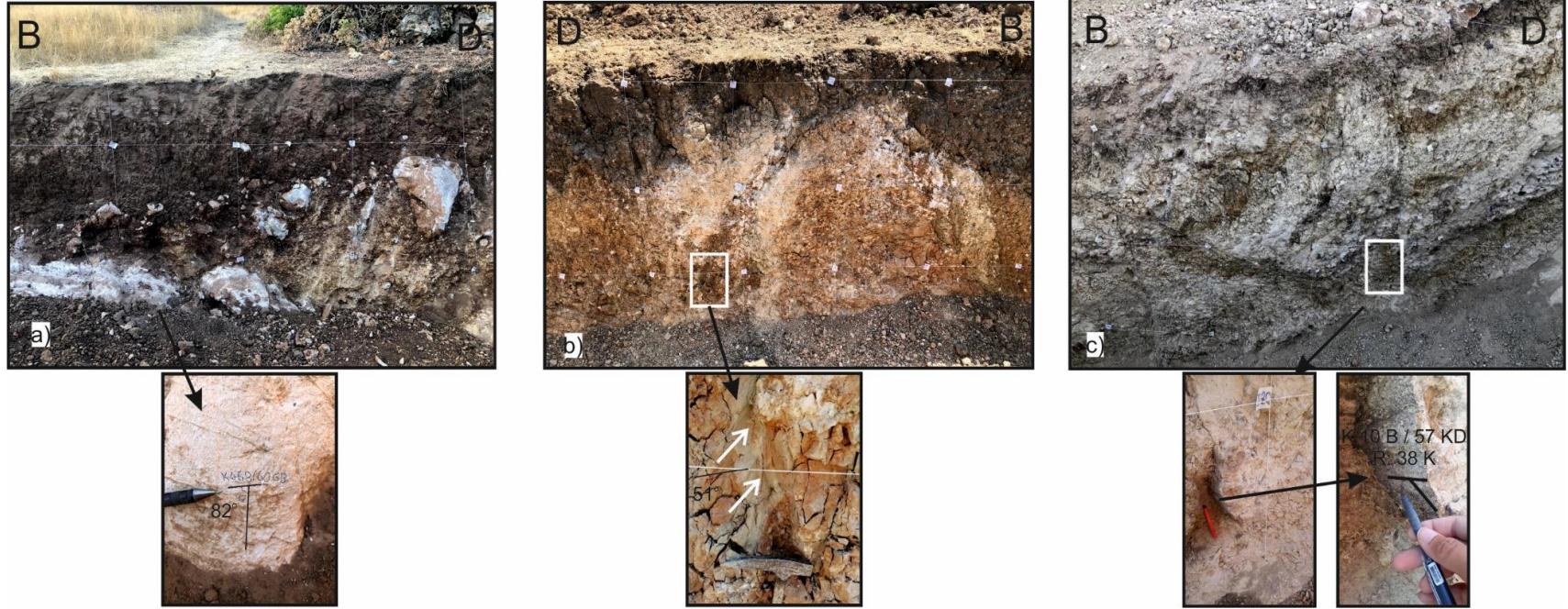
Şekil 4.4 (a) Çalışma alanının güney doğusunda ve Çeşme otoyolu' na yer alan ve Kapıkaya deresini kesen GBFZ nin doğu kolunda doğrultu atımlı faylarla gelişmiş basamaklı normal fay yapısı ve eklem setleri (beyaz çizgilerle gösterilmiştir) (b) Normal faylara bağlı gelişmiş eklem setleri (c) Güvercinlik formasyonuna ait kaya biriminde GD yönünde gelişen makaslama çatlakları (Bakış açısı Güneye; İnsan yüksekliği: 175 cm) (Koordinat: 468382-4238504) (Kişisel arşiv, 2019)



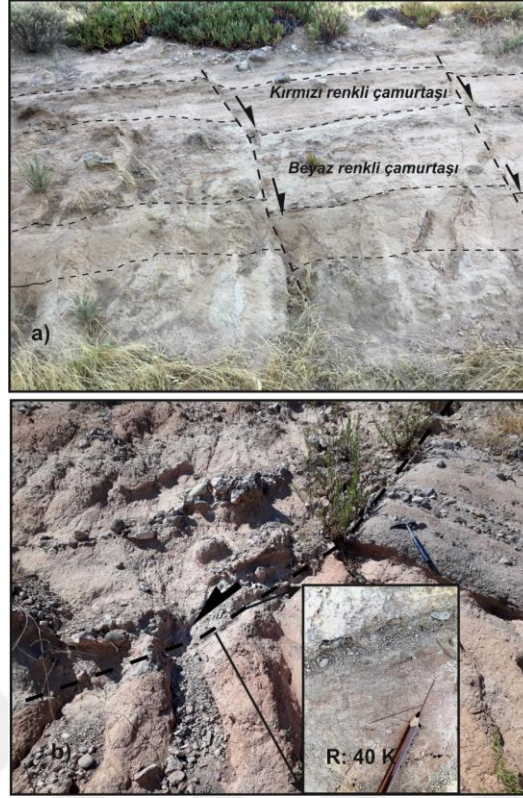
Şekil 4.5 Kapıkaya Deresinin güneyinde yer alan Güvercinlik Formasyonuna ait Kireçtaşlarında gözlenen sağ yanal atımlı (düşük rake açısı) doğrultu atımlı faya ait fay çizikleri (insan boyu 170 cm) (Koordinat: 468376/4238491) (Kişisel arşiv, 2019)

Fay hatları boyunca yapılan gözlemlere ek olarak, açılan hendeklerde de özellikle Miyosen birimler ile Ballıkaya çakıltası biriminde çok sayıda fay düzlemi gözlenmiştir. Hendek duvarlarında ana fay zonuna belli bir açıda gelişen faylanmaların varlığı dikkat çekicidir (Şekil 4.6). Bu fayların önemli bir bölümü KB-GD doğrultulu eğim ve oblik atımlı faylar konumundadır. İncirli Deresi güneyinde volkanik kayalar ile kolüvyal çökeller arasındaki hat boyunca eğim atım bileşeni yüksek normal faylanmaların varlığı dikkat çekicidir. Bu kesimlerde volkanik kayalar üzerindeki fay düzlemleri net bir şekilde gözlenebilmektedir.

İYTE Kampüsü içerisinde yer alan Ballıkaya Tepesinin farklı doğrultuda açılmış şevlerinde yapılan saha gözlemlerinde altta Güvendik formasyonun üzerinde ise Ballıkaya çakıltılarının bulunduğu kesimlerde $K 38^0 - 50^0 B / 60^0 - 65^0 GB$ konumlu oblik atım bileşenli normal fayların varlığı tespit edilmiştir (Şekil 4.7).



Şekil 4.6 İnceleme alanında açılan hendeklerde ana fay oblik gelişen faylarda yapılan kinematik ölçümler a) GBFZ nin doğu kolunda açılan hendekten alınan fay düzleminin ve fay çizliğinin ölçümü (sırasıyla $K 46^\circ B / 60^\circ GB R:82^\circ K$) b) GBFZ nin orta kolunda açılan hendekten alınan fay düzleminin ve fay çizliğinin ölçümü (sırasıyla $K 54^\circ B / 60^\circ GB R:51^\circ K$) c) GBFZ nin batı kolunda açılan hendekten alınan fay düzleminin ve fay çizliğinin ölçümü (sırasıyla $K 10^\circ B / 57^\circ KD R:38^\circ K$) (Kişisel arşiv, 2019)



Şekil 4.7 İYTE Kampüsü içerisinde yer alan şevlerde Ballıkaya çakıltaşlarında gözlenen normal faylar (atım miktarları 4 ile 20 cm arasında değişebilmektedir) (Koordinat: 468288-4241299) (Kalem boyu:15 cm) (Kişisel arşiv, 2019)

GBFZ' boyunca yapılan kinematik ölçümlere göre orta kol 44° ile 88° arasında rake açısına sahiptirler. Bunun yanında batı kolda da ölçülen rake açılarının yaklaşık 35° ile 89° arasında değiştiği belirlenmiştir (Şekil 4.8). Bu da bize bölgede oblik atımlı normal fay bileşenli sağ yanal doğrultu atımlı faylanmanın hakim olduğunu göstermektedir (Tablo 4.1).

Ancak, İYTE Kampüsü içerisinde Ballıkaya çakıltaşlarının yüzlek verdiği Ballıkaya Tepesi eteklerinde doğrultu atımlı faya işaret eden fay düzlemlerinin rake açısı yer yer 10° olarak ölçülmüştür. Bunun yanında Güvercinlik Formasyonuna ait kireçtaşlarının gözlemlendiği Kapıkaya deresinin iç kesimlerinde yapılan fay düzlemi ölçümlerinde de rake açısı $\sim 10^{\circ}$ olarak ölçülmüştür.

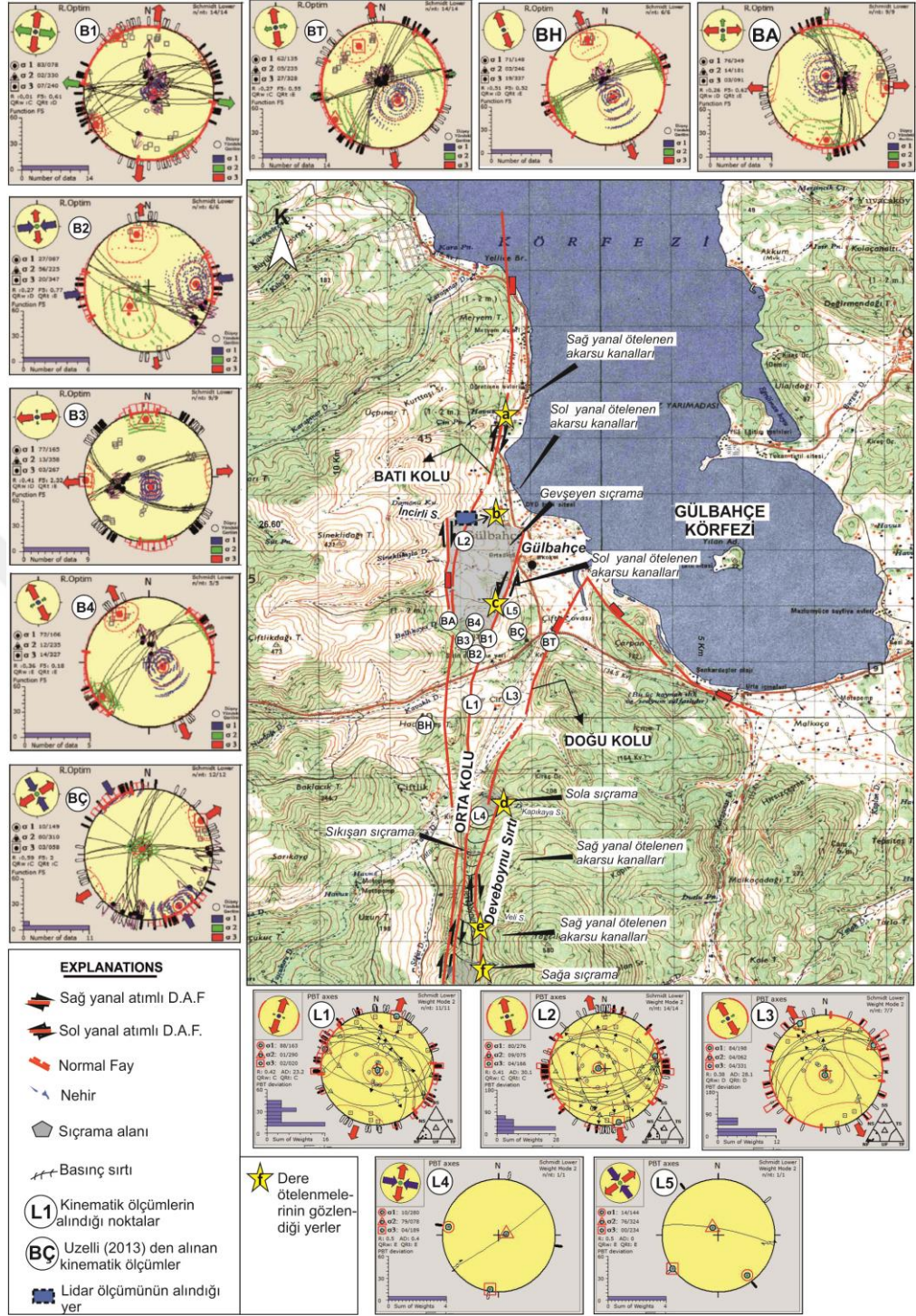
Tez kapsamında açılmış üç hendekte tanımlanan fay düzlemleri boyunca gözlenen fay çizikleri ölçülmüş ve genel olarak rake açılarının 38° ile 51° arasında değiştiği

belirlenmiştir. Bu fay düzlemi ölçümleri küçük normal bileşene sahip sağ yönlü doğrultu atımlı faylanmaya işaret etmektedir.

Gerek yüzeyde gözlenen fay düzlemlerinden alınan ölçümlere göre gerekse Hacıgebeş Tepesinden sonra GBFZ nin Batı-Orta ve Doğu olarak isimlendirilen 3 kolunda açılan 3 adet hendekten alınan toplam 41 adet fay düzlemi, fay çiziziği ve sapma açısı ölçümü Win_tensor 5.9.0 programı ile değerlendirilmiştir (Şekil 4.8).

Analizlerde kullanılan fay düzlemi doğrultu eğimleri ve rake (yatım) açıları Tablo 4 'te verilmiştir. Elde edilen sonuçlar, en büyük asal gerilimi olan sigma 1'in genel olarak düşeye yakın olduğu ve en küçük asal gerilim eksenini olan sigma 3'ün ise yaklaşık kuzey-güney doğrultusunda ve yataya yakın konumda olduğuna işaret etmektedir (L1, L2 ve L3). Bu veriler genişlemeli bir rejimin varlığına işaret etmektedir. (orta kısımda koyu renkteki daire ile gösterilmiştir). Bununla beraber bazı ölçümlerde sigma 1 ve sigma 3'ün yataya yakın konumda olduğu ve makaslamalı bir rejimin (orta kısımda içi boş daire ile sembolize edilmiştir) görülmektedir (L4 ve L5). Çalışma alanında ayrıca Uzelli (2013) tarafından alınmış kinematik ölçümler de değerlendirilmiş ve toplu olarak Şekil 32 de sunulmuştur.

Genel olarak, kayma çizgileri için üç ana asal gerilme (σ_1 , σ_2 , σ_3) bulunmakla birlikte; Angelier ve Mechler (1977) ye göre sıkışma bölgelerinde en büyük sıkışma gerilmesi (σ_1); açılma bölgelerinde ise en küçük gerilme bileşeni (σ_3) baskındır. Bu üç ana gerilmeler arasındaki R oranı bölgedeki rejimin türünü belirler ve $0 < R < 1$ dir (Carey, 1976; 1979, CareyGailhardis ve Mercier, 1987; Özden ve diğer., 2007). $0,15 < R < 0,45$ olduğunda ortamda transtansiyonel tektonik rejimi; $0,45 < R < 0,55$ olduğunda ortamda doğrultu atımlı fayın varlığını; $0,55 < R < 0,85$ olduğu durumda ise ortamda transpresyonel tektonik rejimi ifade eder.



Şekil 4.8 GBFZ içindeki faylanmalara ait düzlemlerin (gerek inceleme alanında yüzlek veren kayma düzlemlerinden gerekse paleosismolojik araştırmalar çerçevesinde açılan hendeklerden alınan fay ve makaslama düzlemleri) kinematik ölçümleri ve bunların Win-Tensor 5.9.0 programında değerlendirilmesi (*L ile tanımlanan lokasyonlar tez kapsamında alınan ölçüm noktalarıdır. B ile gösterilen lokasyonlar Uzelli, T (2013) ten değiştirilerek alınan ölçüm lokasyonlarıdır*)(Yıldız işaretli noktaların Google Earth görüntüleri Şekil 3.12 ve 3.13 te sunulmuştur)

Tablo 4.1 Arazi çalışmaları kapsamında GBFZ de yer alan 5 istasyondan alınan toplam 41 adet fay düzlemi, fay çizdiği ve sapma açısı ölçümleri

Lokasyon No	Fay Düzlemi	Rake	Fay Türü	Koordinat (UTM)
L1 (orta kol)	K 5° D / 66° KB	R:86°K	Normal Fay	468107/4239810
	K 54 B / 60 GB	R:51 K	Normal Fay	
	K 26° D / 64° KB	R:86°K	Normal Fay	
	K 34° D / 64° KB	R:74°K	Normal Fay	
	K 5° B / 54° GB	R:85°G	Normal Fay	
	K 34° D / 36° KB	R:86°G	Normal Fay	
	K 8° D / 36° KB	R:88°G	Normal Fay	
	K 50° D / 54° KB	R:61°K	Normal Fay	
	K 24° D / 56° KB	R:44°G	Oblik atımlı	
	K 34° D / 56° KB	R:80°K	Normal Fay	
	K 13° B / 35° KD	R:74°K	Normal Fay	
L2 (batı kol)	K 10° B / 65° KD	R:88°G	Normal Fay	467822/4242851
	K 10° B / 57° KD	R:38°K	Oblik atımlı	
	K 11° B / 50° KD	R:70°K	Normal Fay	
	K 8° D / 31° KB	R:38°K	Oblik atımlı	
	K 10° B / 82° KD	R:55°K	Normal Fay	
	K 15° D / 38° GD	R:68°K	Normal Fay	
	K 8° D / 36 KB	R:75°K	Normal Fay	
	K 16° D / 46° KB	R:89°G	Normal Fay	
	K 20° B / 44° KD	R:74°K	Normal Fay	
	K 30° D / 72° KB	R:70°K	Normal Fay	
	K 64° D / 76° KB	R:35°K	Oblik atımlı	
	K 10° D / 50° GD	R:65° K	Normal Fay	
	K 25° B / 20° KD	R:70°G	Normal Fay	
	K 14° B / 64° GB	R:39°K	Oblik atımlı	
	K30B/55KD	40 GD	Oblik atımlı	467818/ 4243251
L3 (doğu kol)	K 46° B / 60° GB	R:82° K	Normal Fay	468964/4240085
	K 20° B / 54° GB	R:84° K	Normal Fay	
	K 13° B / 39° GB	R:89° G	Normal Fay	
	K 19° B / 31° GB	R:82° K	Normal Fay	
	K 12° B / 30° GB	R:74° K	Normal Fay	
	K 5° D / 58° KB	R:86° K	Normal Fay	
	K 51° D / 67° KB	R:60° G	Normal Fay	
	K 36° B / 53° GB	R:75° G	Normal Fay	
L4 (Güvercinlik Form.)	K 35 B / 85KD	R:10G (R1)	Doğrultu Atımlı Fay	468406/4238710
L5 (Ballıkaya çakıltası)	K10D / 80 KB	R: 10 G	Doğrultu Atımlı Fay	469065/4247652
	K50B / 88 GB	R:40 K	Oblik atımlı	
	DB/70K			
	K65B/78 GB			
	K70D/75 GD			

Normal fay bileşenli doğrultu atımlı fayların gözlemlendiği ortamlarda R oranının $0,15 < R < 0,85$ aralığında olması beklenir. Aksi halde normal faylanmanın iki eksenli asal gerilmeli ve radyal olarak gelişmesi beklenir (Carey, 1979; Carey-Gailhardis ve Mercier 1987; Özden ve diğer., 2007). Bu değerlendirmelere göre; L4-L5-BÇ

gözlem noktalarında $R > 0,5$ olması nedeniyle doğrultu atımlı faylanmadan transpresyonel tektonik rejime geçişi ifade eder. Kaldı ki bu bölgede Deveboynu sırtının da gözlenmesi bunun doğruluğunu kanıtlamaktadır. Gülbahçe bölgesinin diğer geri kalan kısımlarında ise $R < 0,5$ olması nedeniyle bölge transtansiyonel tektonik rejim etkisi altındadır (Tablo 4.2). Gülbahçe havzasının tektonik kuvvetleri Uzelli (2015) tarafından yapılmış kinematik ölçümlerle karşılaştırıldığında; özellikle Tatar deresi (BT), Ballıkaya – 4 (B4) ve Ballıkaya 1 nolu (B1) istasyonlardan alınan ölçümlerin bu tez kapsamında L1 (orta kol) istasyonundan alınan ölçümlerle uyumlu olduğu; yer yer Orta Kol ve çevresinde makaslama rejim ve doğrultu atımlı faylanmayı destekleyici ölçümlerin de yer aldığı (Uzelli (2015)’ e ait Çıtırhlalan istasyonu (BÇ) ile bu tez kapsamında incelenen L4 ve L5 istasyonları) belirlenmiştir.

Tablo 4.2 Ana gerilme eksenleri arasındaki R oranına göre Gülbahçe bölgesinde gözlenen tektonik rejimler (L ile belirtilmiş lokasyonlar bu tez kapsamında alınmış ölçümlerdir. B ile belirtilen lokasyonlar Uzelli (2015) e ait ölçümlerdir).

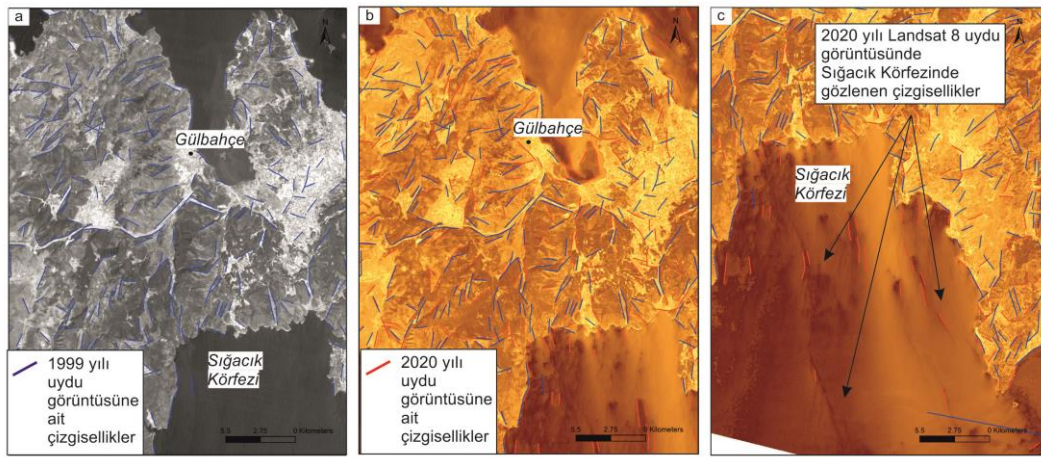
Tektonik Rejim	Fay Kolu	Lokasyon	Fay Doğrultusu	Veri Sayısı	σ_1	σ_2	σ_3	R
Transpresyonel rejime geçiş	Orta Kol	L4	KD-GB	1	10/280	79/078	04/189	0,5
		L5	KD-GB	1	14/144	76/324	00/235	0,5
		BÇ	KD-GB	12	10/149	80/310	03/050	0,59
Transtansiyonel rejim	Batı Kol	L1	K-G	11	88/163	01 / 90	02 / 020	0,42
		L2	K-G	14	80/276	09 / 075	04 / 062	0,41
	Doğu kol	BT	KD-GB	14	62/135	05 / 235	27/ 320	0,27
		L3	K-G	7	84/198	04 / 062	04 / 331	0,38

4.2.1 GBFZ ve yakın çevresinin çizgi yoğunluğunun hesaplanması

Gülbahçe Körfezinden Tatar deresine kadar kademeli ve kırıklı bir şekilde 3 koldan ilerleyen GBFZ’nin, Sığacık Körfezine denize ulaştığı yerdeki durumu; 1999 yılı Landsat 5 Thematic Mapper (TM) uydu görüntüsüne ait (30 m yersel çözünürlüklü) 5 ve 7 numaralı bant ve 2020 yılına ait Landsat 8 uydu görüntüsüne Thematic Mapper (TM) (15 m yersel çözünürlüklü) ait 5 ve 7 numaralı bantlar

karşılaştırılarak belirlenmeye çalışılmıştır. Bunun için öncelikle USGS nin web sayfasından ilgili alanın Landsat 5 ve Landsat 8 uydu görüntüleri indirilmiştir. Tez alanının çizgisellik değişimlerini incelemek için üç ayrı program kullanılmıştır. Bunlar Geomatica, ArcGIS 10.5 ve Rockworks 15 programlarıdır.

Öncelikle; Geomatica → Algorithm → Lineament Extraction ikonlarını kullanarak uydu görüntülerinden çizgisellikler yaratılmıştır. Elde edilen dosya .shapefile olarak kaydedildikten sonra ArcMap'te çizgisellikler değerlendirilmiştir (Şekil 4.9).

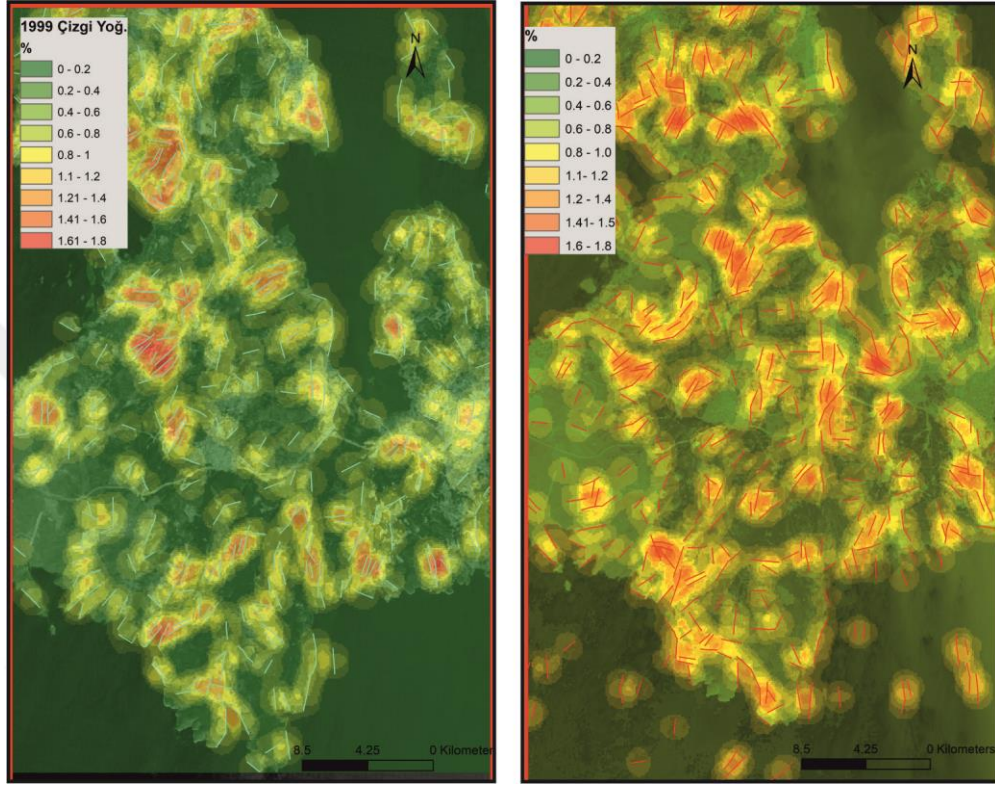


Şekil 4.9 a)1999 yılı Landsat 5 uydu görüntüsünden elde edilen çizgisellikler (mavi çizgiler) b)2020 Landsat 8 uydu görüntüsünden elde edilen çizgisellikler(kırmızı çizgiler) c) 2020 yılı Landsat 8 uydu görüntüsünden Sığacık Körfezinde belirlenen çizgisellikler

Elde edilen çizgisellikler, ArcMap 10.5' te “*Split line at vertices*” komutu ile Output özellikleri sınıflandırıldıktan sonra, 1999 ve 2020 çizgisellik dosyalarının ayrı ayrı split.shp file'ları oluşturulmuştur. Her bir çizgiselliğin başlangıç ve bitiş noktalarının koordinatları otomatik olarak belirlenmiş ve her bir hücrenin etrafındaki yarıçap içinde kalan alanın büyüklüğü hesaplanmıştır. ArcMap 10.5'in “*line density*” özelliğini kullanarak bölgenin çizgi yoğunluğu 1999 ve 2020 yılı için Şekil 4.10 ki gibi belirlenmiştir.

Çalışma alanının 1999 yılı ve 2020 yılı çizgisellik yoğunluğu şekilleri incelendiğinde Gülbahçe Körfezinde ve Sığacık Körfezindeki çizgi yoğunluğu % 1,1 ile % 6 arasındayken 2020 yılında bu değerin % 7 ile % 13 oranına çıktığı ve

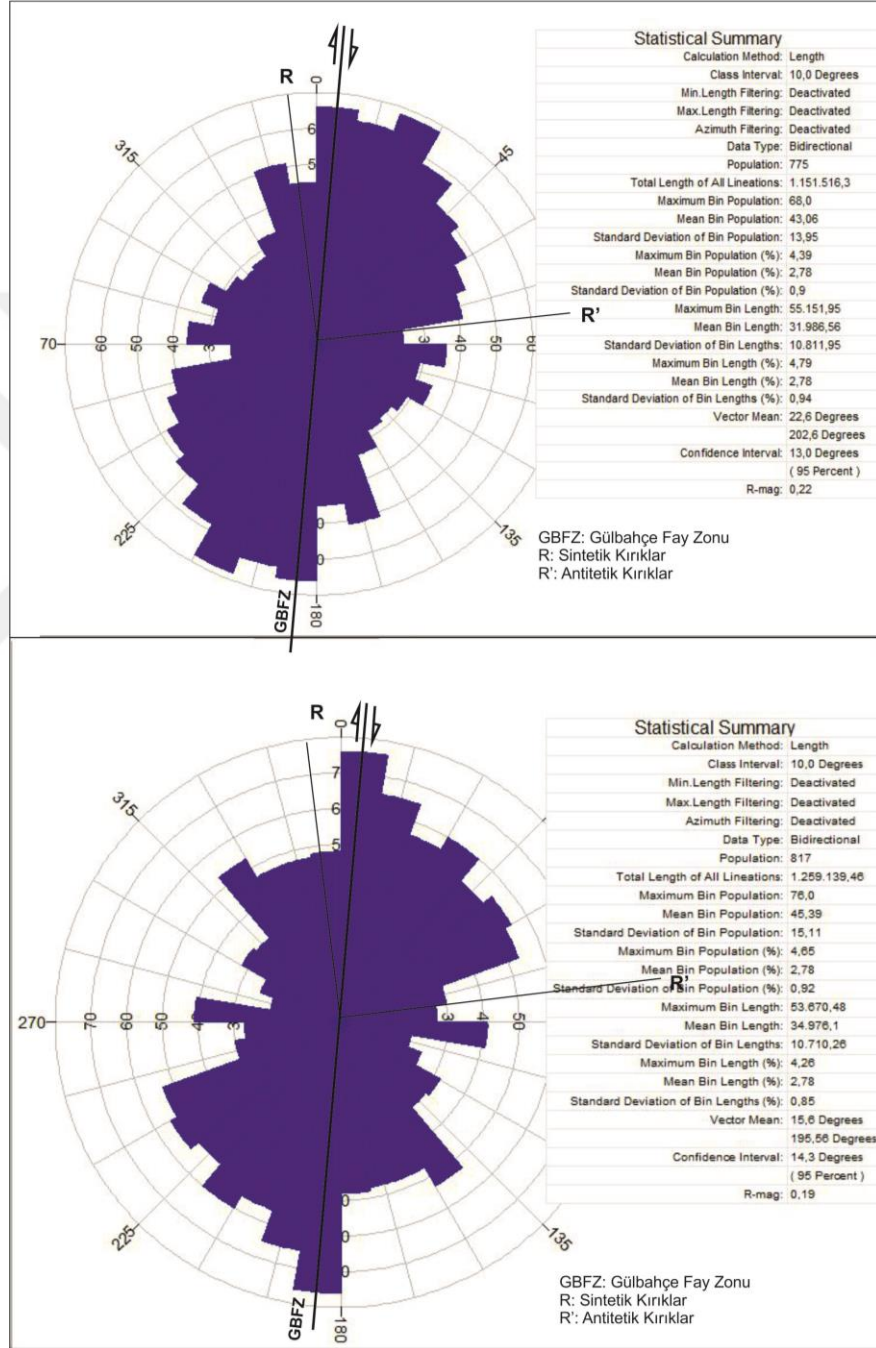
özellikle GBFZ'nin güney kısmında Sığacık Körfezi'nde ki çizgiselliğin oldukça belirlenmiştir. 2020 yılı Eylül ayına ait olan bu Landsat 8 uydu görüntüsünden elde edilen Sığacık Körfezi'nde ki bu çizgiselliğin artış sebebi 2005 Sığacık depremi olabilir.



Şekil 4.10 1999 yılı Landsat 5 ve 2020 yılı Landsat 8 uydu görüntülerinden, ArcMap 10.5 ve Geomatica programları yardımıyla elde edilen “çizgi yoğunluğu”

Elde edilen çizgisellikler ArcGIS 10.5 te koordinatlandırılıp .dxf dosyası olarak kaydettikten sonra dosyalar Rockworks 15 'te açılmış ve tüm koordinatların Lineament Endpoint özelliğinden yararlanarak çizgiselliklerin doğrultu gül diyagramları belirlenmiştir. Elde edilen gül diyagramları Şekil 4.11 de sunulmuştur. 1999 uydu görüntüsünden elde edilen çizgiselliklerin toplam uzunluğu 1.151 km; 2020 uydu görüntüsünden elde edilen çizgiselliklerin toplam uzunluğu 1.259 km dir. Program çıktısına göre tüm çizgiselliklerin ortalama doğrultusu 1999 yılı uydu görüntüsü için 22° ; 2020 yılı uydu görüntüsü için 15° olarak hesaplanmıştır.

Elde edilen verilere göre 1999 yılına ait KG ve K22D olmak üzere iki önemli çizgisellik doğrultusu söz konusu iken; 2020 yılında KG çizgisellik doğrultusunun baskın olduğu görülmektedir. Bu yapılardan KG yönlü olanlar GBFZ ye ait olup; bulunan sonuçları desteklemektedir.



Şekil 4.11a) 1999 yılına ait Landsat uydu görüntülerinden elde edilen çizgiselliklerin gül diyagramları ve doğrultuları b) 2020 yılına ait Landsat uydu görüntülerinden elde edilen çizgiselliklerin gül diyagramları ve doğrultuları

BÖLÜM BEŞ

PALEOSİSMOLOJİ

1994 yılından itibaren Türkiye’de hız kazanmaya başlamış olan paleosismolojik çalışmalar çoğunlukla Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ile Doğu Anadolu Fayı (DAF) üzerinde yoğunlaşmıştır. Buna karşın, Batı Anadolu’da yürütülen paleosismolojik çalışmalar yok denecek kadar azdır (Özkaymak,2012).Bölgedeki sıcak su çıkışlarının gözleniyor olması (Tarcan, 1990; Pamukçu ve diğer. 2013; Altan, 2014; Ulutaş, 2019; Uzelli, 2019) ve fay hatlarının önündeki alüvyon yelpazelerinin varlığı ile son on bin yılda (Holosen) yüzey faylanması ile sonuçlanmış depremlere kaynaklık etmesi nedeniyle bu fayın aktif olduğu düşünülse de (Emre ve diğer., 2005) Gülbahçe Fayının; Pleyistosen ve Holosen aktivitesi tam olarak ortaya konmamıştır.

Bu bölümde, fay zonu boyunca yapılan jeolojik, jeomorfolojik, sismotektonik ve yapısal çalışmaları sonrasında yerleri belirlenerek açılan hendeklerde yapılan paleosismolojik çalışmalar anlatılmaktadır. Gülbahçe Fay Zonu’unda meydana gelmiş ve yüzey kırığı oluşturmuş depremlerin belirlenebilmesi için inceleme alanında üç hendek açılmıştır. GBFZ’ nin üç kolunda açılmış bu hendekler batı, orta ve doğu hendeği olarak isimlendirilmiştir. Aşağıda öncelikle bölgenin sismotektonik özellikleri tanıtılacak, daha sonra tez alanında yürütülen paleosismolojik çalışmalar hakkında bilgi verilecektir.

5.1 Bölgenin Sismotektonik Durumu

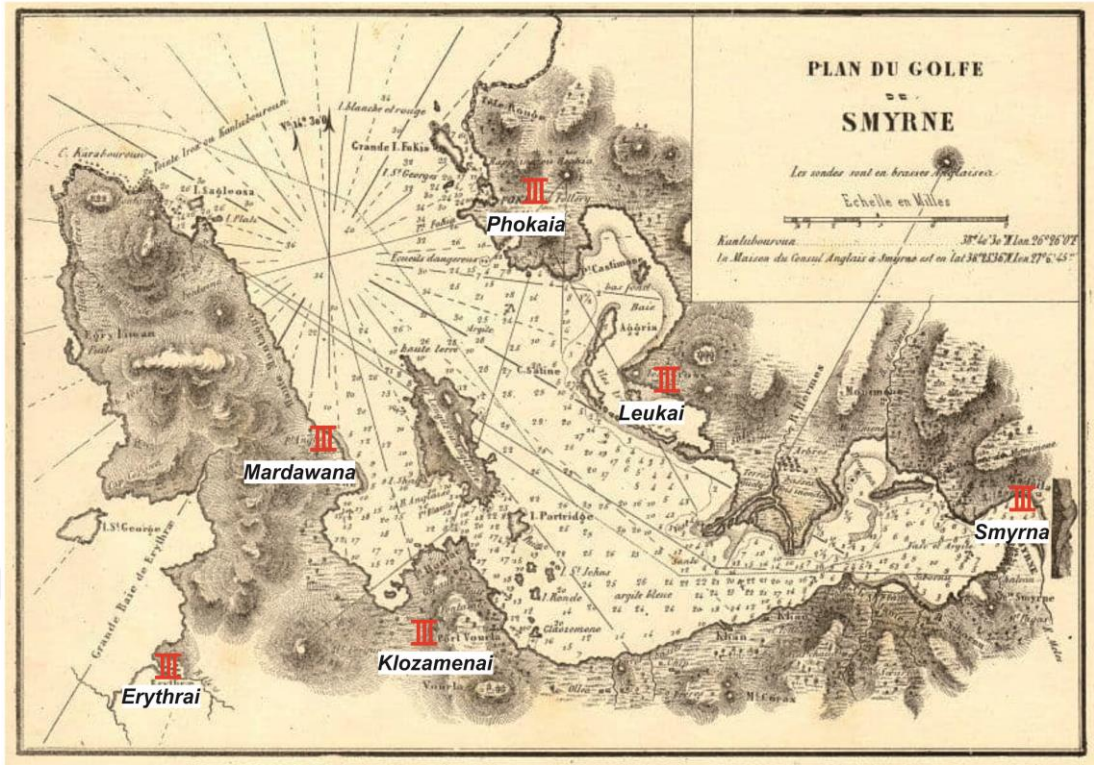
Çalışma alanı, Batı Anadolu Bölgesi’nin K-G genişleme tektoniği içerisinde bulunan İzmir-Balıkesir Transfer Zonu (IBTZ) nun en batı sınırında yer almaktadır (Şengör ve diğer. 1985; Şengör, 1987; Reilinger ve diğer. 1997; Erkül ve diğer., 2005; Sözbilir ve diğer. 2009). Bölgede Geç Oligosen-Erken Miyosen’de başlayan bu genişleme, KD/GB oblik atımlı normal fay ve doğrultu atımlı fay sistemiyle çalışan havzaların oluşmasına sebebiyet vermiştir (Emre ve Sözbilir, 2007; Uzel ve Sözbilir, 2008).

Tarihsel dönem deprem kataloglarını incelediğimizde söz konusu diri fayların bölgede yoğun bir sismik aktiviteye neden olduğunu görmekteyiz.

5.1.1 Tarihsel Dönem Depremleri

Tarihsel belgelere göre bölgede meydana gelmiş en yıkıcı depremlerin ilki MS 47 yılına ait olup; Samos ve Smyrna’ da (Guidoboni ve diğer., 1994; Stiros, 1995; Papazachos ve Papazachou, 1997; Stiros ve diğer., 2000; Pirazzoli, 1986a; Murray, 2005; Lesvigne, 2015; Robert, 1978; Tan ve diğer., 2004) VII-VIII şiddetinde hissedildiği belirtilmiştir. Kimi araştırmacılara göre de depremin merkezi kuzey Sakız adası olmakla birlikte (Papadopoulos ve Chalkis, 1984) depremin meydana geliş yılını 46 ve büyüklüğünü de $M=6.2$ olarak belirlemişlerdir (Bakınız EK-1). Ancak, çoğu araştırmacının depremin meydana geliş tarihini 47 yılı olarak vurgulaması ve daha net deliller sunması nedeniyle tez kapsamında bu depremin meydana geliş tarihi 47 yılı olarak alınmıştır. Özellikle Pirazzoli (1986a), Pirazzoli ve diğer. (1996b), İzmir ve yakın civarında 47 yılında meydana gelen depremin özellikle Samos’ ta meydana gelen su yükselmesine sebebiyet verdiğini belirtmektedir. Ayrıca Lesvigne (2015) yaptığı araştırmada bu depremin tarihini kesin olarak 47 yılı olarak belirtmiştir. Çünkü deprem Claudius döneminde meydana gelmiştir ve Claudius imparatorluk unvanını biri Yunanca diğeri de Latince yazılmış lahitten 47-48 yıllarında aldığı belirlenmiştir. 47 depremiyle Smyrna’ nın tiyatrosu yıkılmış ve Claudius’ un müdahalesi ile birkaç şehir ve bu tiyatronun onarılması sağlanmıştır.

Gülbahçe Fay zonunun içerisinden kat ederek ilerlediği İzmir’in Urla ilçesi literatürde Klazomenai olarak anılmaktadır (Şekil 5.1). Klazomenai kentinde en eski kültür olarak Kalkolitik Çağ tespit edilmiş olup M.Ö.4 bine aittir (<http://ankusam.ankara.edu.tr/limankara/>) (Tuğcu, 2017). İlk kentleşme ise M.Ö. 1050 yılında İyonlar tarafından kurulmuştur (Web arşiv, 2021).



Şekil 5.1 1864 yılına ait Smyrna (İzmir) antik kent yerleşim haritası (Anonim)

M.S. 177 yılının son aylarında veya 178 yılının ilk aylarında X şiddetinde meydana gelen deprem sonrası kentin yeniden yenilendiği Roma Dönemine ait bazı sikkelerin arka yüzlerinden anlaşılmaktadır (Behr, 1968; Burell, 1980). Bu deprem bazı kayıtlara M.S. 177 olarak geçse de (Lesvigne, 2015) Roma Döneminin çeşitli evrelerine ait bazı sikkelerin arka yüzlerinde İskender'in rüyasının illüstrasyonu yer almaktadır. Bunlar içerisinde en erken örnek M.S. 178 depremi sonrası kentin yeniden imarını sağlayan Marcus Aurelius dönemine aittir (Ramsay, 1885). Bu depremin ertesi yılında yazılmış olan Palinodie sur Smyrna adlı eserde Smyrna' da ki tahribatın onarımlarının hala devam ettiği belirtilmiştir.

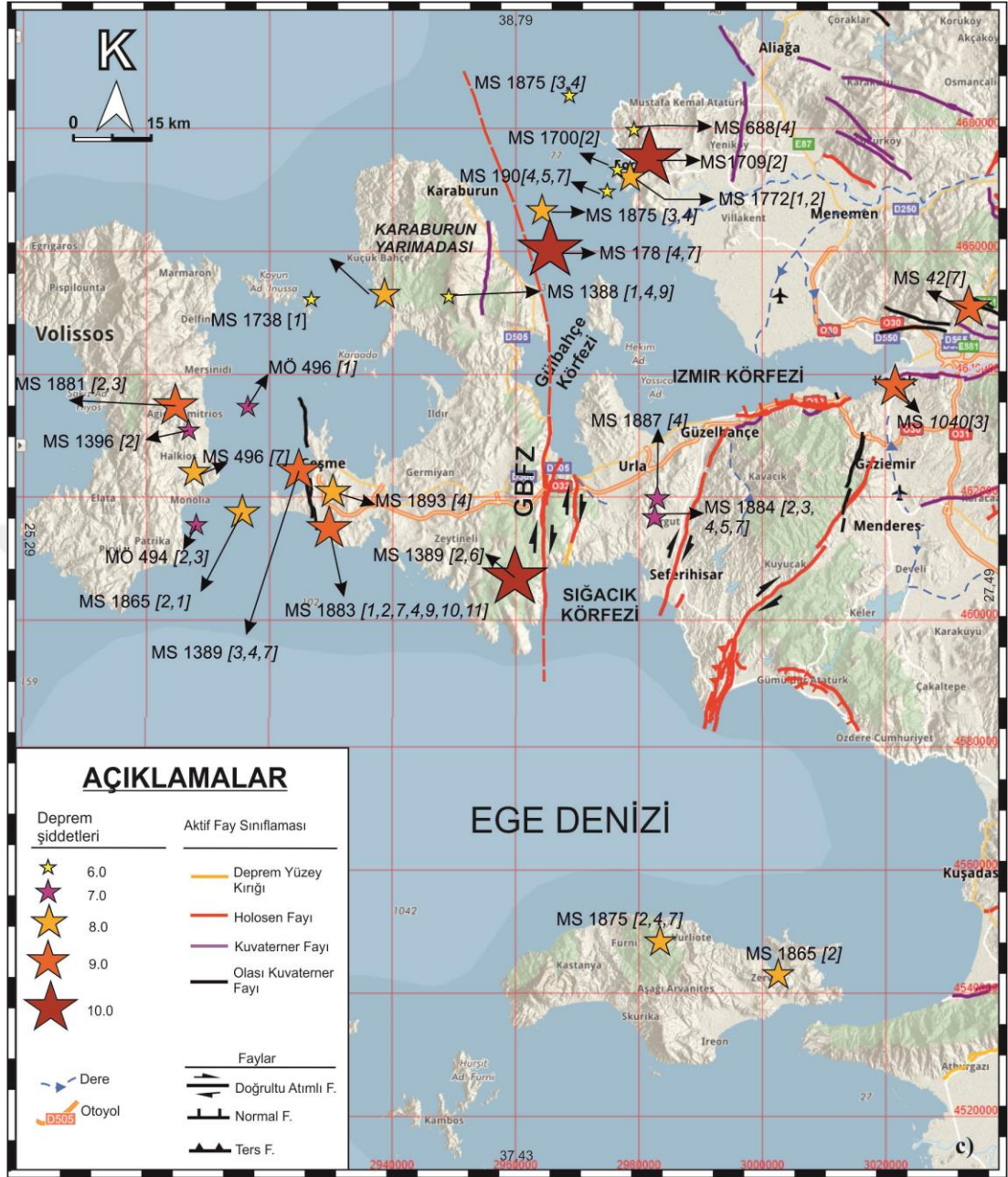
1039 değil 1040 olarak yer alan bu depremi Kedrinos' un modern kayıtlar kronolojisine göre çok feci bir deprem olarak nitelendirilmiş ve Smyrna' da birçok yıkıma ve heyelana sebep olan bu depremin şiddeti kayıtlara IX olarak geçmiştir (Taxeidis, 2003; Emre ve diğer., 2005; Downey, 1955). Araştırmacılar, 1040 depreminin özellikle İstanbul'dan Ege adalarına kadar birçok bölgede hissedildiğini ve İzmir'de birçok önemli binalarının yıkıldığını belirtmektedirler.

Tarihsel deprem kataloglarında IX-X şiddet aralığında hissedildiği belirtilen 1389 depreminin (Papadopoulos ve Chalkis, 1984; Papazachos ve Papazachou, 1997; Moberg, 2015; KOERI, 2020) ; özellikle Sakız ile Gülbahçe arasında çok yıkıcı olduğu birçok evin yıkıldığı, birçok kişinin öldüğü, tsunamiye neden olduğu ve bu depremin Foça'dan bile hissedildiği kayıtlara geçmiştir (Taxeidis, 2003). Araştırmacı, Milli Kütüphane'de bulunan Palermo, Biblioteca Nazionale II, D.26 kodundaki verilerine dayalı hazırladığı makalede, Kral John'un döneminde 20 Mart 1389 saat: 8.00 ' de meydana geldiğini belirttiği depremin, Sakız adasında birçok kilisede tahribata yol açtığını, Metropolis Kutsal tapınağının bir basamağının başka bir evin üzerine düştüğünü, Agios Galaktionos' un kubbesinin ve diğer birçok kilisenin yıkılmasına sebebiyet verdiğinden bahsetmektedir. Öyle ki, Anogia' da yaşayan insanlar, tepede inşa edilmiş Tourloti Kilisesine doğru kaçmışlardır. Aynı depremin Foça kalesinde yıkımlara ve insanların ölümüne sebebiyet verdiği belirtilmektedir. Ergin ve diğer. (1967), Pınar ve Lahn (1952), Guidoboni ve Comastri (2005) ve Soysal ve diğer. (1981)' e göre şehri vuran 1389 tsunamisinin sebebi, merkez üssü Sakız adası ile Smyrna arasında gerçekleşen bir depremdir. Depremin merkez üssü olarak büyük hasar ve can kayıplarının yaşandığı Sakız adasını gösteren Taxeidis (2003)'e karşı; Yunanistan'ın ulusal deprem kataloğu web sayfası (Kouskouna ve diğer., 2020.) ve Avrupa Deprem Kataloğu (Giardini ve diğer., 2012) Gülbahçe dolaylarının 1389 depreminin merkez üssü olabileceğinden bahsetmektedir. Ayrıca, Papadopoulos ve Sözdinler (2018) yaptıkları araştırmada 1389 yılı depreminin Midilli Adasının güneyine kadar hissedildiğinden ve deprem sonrası meydana gelen tsunaminin kıyıda 300 m şehir içine kadar ilerlediğinden bahsetmektedirler. 1389 depreminin Ahikerya Adasında da hasara yol açmıştır (Lampros, 1910a; 146; Schreiner, 1975, s. 615).

Bölgeyi önemli oranda etkilemiş son tarihsel deprem 1688 depremidir. Bu deprem, 20-30 saniye sürmüş ve X şiddetinde hissedilmiştir. Smyrna' da bulunan evlerin üçte birinin yıkıldığı ve 17 camiden sadece üç tanesinin ayakta kalabildiği, 500-600 kişinin öldüğü, Fransız caddesinin özellikle çok büyük hasar aldığı ve depremden 14 saat sonra Smyrna' da çok büyük bir yangın meydana geldiği kayıtlara geçmiştir (Cornelis De Bruyn, b.t)(<http://www.spanishsuccession.nl>).

Araştırmacı Cornelis De Bruyn (b.t), Kaptan Jon Ogle' nin günlüğünden alıntılar yaparak hazırladığı makalede, deprem esnasında kaldıkları evin yıkıldığından ve birçok denizci arkadaşının öldüğünden, şehrin bütün caddelerinin ve evlerinin yıkıldığından ve korkunç bir depremin arkasından başlayan yangının ayakta kalan evlerin de yıkılmasına sebebiyet verdiğinden bahsetmektedir. Ambraseys (2009) ise bu depremde İzmir şehrinin çok kötü hasar aldığını, birçok binanın yıkıldığı ve 15.000-16.000 kişinin öldüğünü belirtmektedir. Ayrıca araştırmacı deprem sonrası küçük ölçekte bir tsunami meydana geldiğini, kıyıda yaklaşık 60 cm yükseklikte ki dalgaların şehir merkezine doğru ilerlediğinden bahsetmektedir.

Tarihsel dönem boyunca bölgede ve GBFZ yakın çevresinde meydana gelmiş ≥ 6 olan depremlerin Google Earth görünümü şekil 5.2 de sunulmuştur.



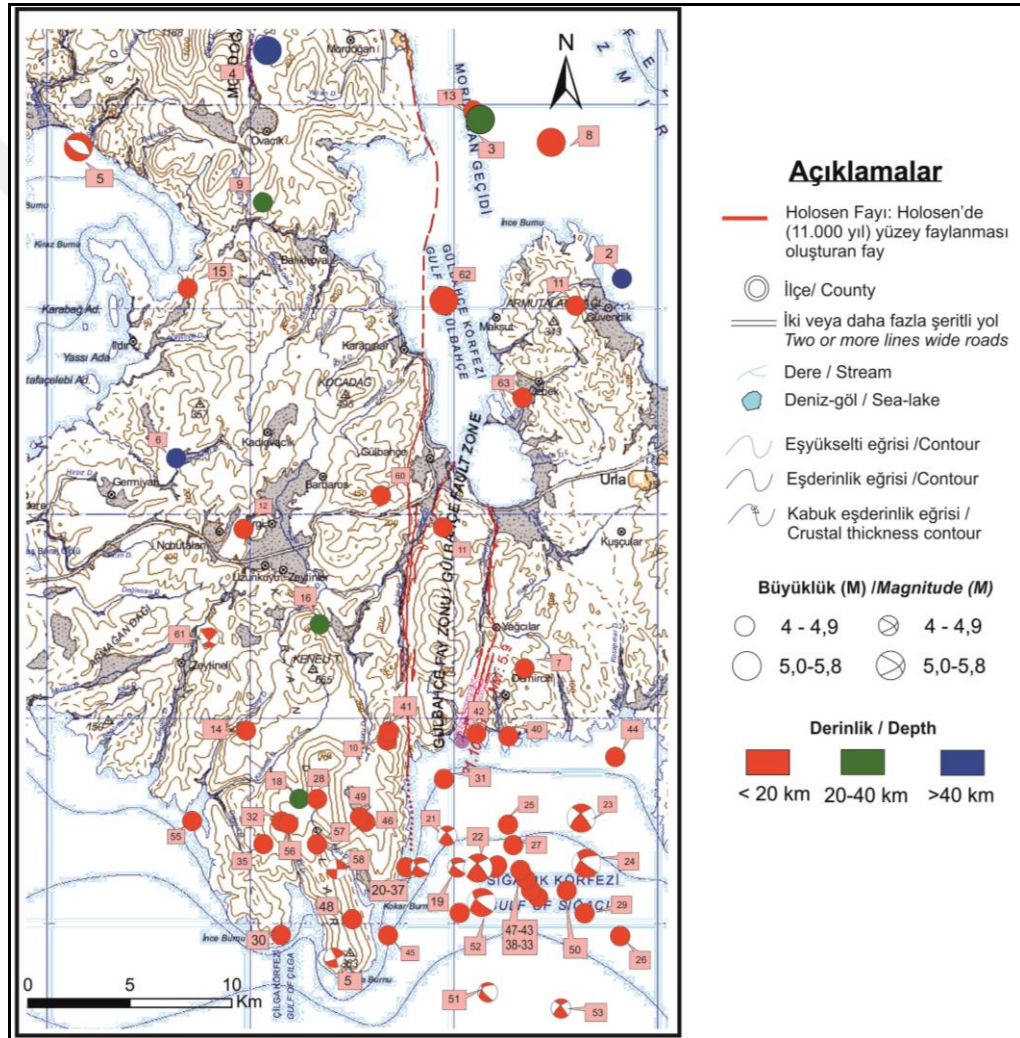
Şekil 5.2 Tarihsel dönem boyunca bölgede ve GBFZ yakın çevresinde meydana gelmiş $I \geq 6$ olan depremlerin Google Earth’ teki görünümü. Bu depremlerden en şiddetli deprem 1883 yılına ait olup $I_0 = 9$ şiddetinde hissedilmiştir (Uzel ve diğer. 2013). Diri fay bilgileri Emre ve Özalp (2011) ile Emre ve diğer. (2011)’ nden birleştirilerek alınmış, tarihsel deprem lokasyonları ise Baştürk ve diğer., 2017 den alınmıştır([1]: Papazachos ve Papazachou (1997); [2]: Taxeidis (2003); [3] Ambraseys (2009); [4]: Ergin ve diğer. (1967); [5]: Pınar ve Lahn (1952);[6]: Guidoboni ve Comastri (2005) ; [7]: Soysal ve diğer. (1981); [8]: Soloviev ve diğer.(2000); [9]: Shebalin ve diğer. (1974); [10]: Sieberg (1932); [11]: Milne (1911))

Tablo 5.1 Urla ve çevresinde tarihsel dönem boyunca $I \geq 6$ olan depremler (Referanslar Şekil 5.2 ye ait açıklamalar kısmında sunulmuştur)(Başarır Baştürk ve diğer., 2017' den derlenerek)

Zaman	Enlem / Boylam	Yer	Şiddet	Referans
M.Ö. 494 [2] [3]	38.40°N / 26.20°E [1]	Chios (Sakız Adası)	VII [1] [3]	[1];[2];[3]
M.Ö. 496 [1]	38.36°N / 26.13°E [2]		$I_{EMS} = 7.0$ [2]	
178	38.60°N / 26.65°E [4]	İzmir ve Ege Adaları	X	[4,7]
190	38.66°-26.75°	Foça	IV	[4, 5, 7]
688	38.40°-26.75°	Foça	VI	[4]
1040	38.40°-27.18°	Smyrna (İzmir) [diğer]	IX	[3]
20 Mart 1389	38.50°N / 26.50°N [9] 38.16°N / 26.31°E [6]	Chios (Sakız Adası) [diğer] Gülbahçe Fay Zonu [2] [6]	VI [4] VIII [1] IX [7] VIII-IX [6] X [9] [2]	[2]; [8];[9]
1396	38.37°N / 26.13°E	Chios (Sakız Adası)	VII	[2]
1700	38.67°N / 26.76°E	Foça	VI	[2]
3 Temmuz 1709	38.67°N / 26.76°E [2]	Foça	X [2]	[2]
1738	38.50°N / 26.30°E [1]	Chios (Sakız Adası)	VI	[1]
24 Kasım 1772	38.80°N / 26.70°E [2]	Foça	VIII [2]	[1]; [2]
11 Kasım 1865	38.30°N / 26.20°E [1] 38.37°N / 26.13°E [2]	Chios (Sakız Adası)	VIII [1] [2]	[1]; [2]
11 Ekim 1865	37.77°N / 26.97°E [2]	Samos Adası	VIII [2]	[2]
31 Ağustos 1875	37.80°N / 26.80°E [2] [7] 38.78°N / 26.70°E [4]	Samos (Sisam Adası) [diğer] Karlovası (Samos) [4]	VIII [2] [4] [7]	[2];[4];[7]
01 Kasım 1875 [diğer]	38.50°N / 26.40°E [4]	Karaburun, Mordoğan [4]	VIII [4]	[3] ; [4]
05 Kasım 1875 [3]	38.56°N / 26.57°E [4]	Karaburun [4] [3]	VIII [4]	
3 Nisan 1881	38.25°N /			
15 Ekim 1883	38.30°N / 26.30°E [4] [7] 38.40°N / 26.10°E [9] 38.30°N / 26.60°E [1] 38.30°N / 26.43°E [2]	Chios ve Smyrna [11] Çeşme Yarımadası [diğer]	IX [1] [4] [7] [10] IX-X [9]	[1];[2];[4];[7];[9];[10];[11]
Şubat 1884	38.40°N / 27.00°E [4]	Urla, İzmir	VII [2,3,4,5,7]	[2,3,4,5,7]
Ocak 1887	38.00°N / 28.00°E [4]	Urla, İzmir	VII [4]	[4]
Haziran 1893	38.31°N / 26.30°E [2]	İzmir ve Çeşme	VIII [4]	[4]

5.1.2 Aletsel Dönem Depremleri

Kadiroğlu ve diğer. (2017) tarafından hazırlanmış aletsel dönem (1900-Günümüz) kataloğu ve KOERI üzerinde kaynak mekanizması çözümü verilmiş deprem verilerine göre GBFZ’ nunda büyüklüğü $M_w \geq 4$ olan toplam 63 adet deprem meydana gelmiştir (Şekil 5.3). Bu depremlerin büyüklüklerini, derinliklerini depremlerin zamanını, yerini ve kullanılan referansları gösteren tablo Tablo 5.2 de sunulmuştur.



Şekil 5.3 İzmir ve yakın çevresinin aletsel deprem aktivitesini gösteren sismotektonik haritası (Uzel ve diğer., 2013'den değiştirilerek) (Diri fay verileri Emre ve Özalp (2011) ile (Emre ve diğer., (2011)'den birleştirilerek derlenmiştir (Referanslar: [1,62]: Ambraseys ve Finkel, 1987; [2,3,4,8]: Ayhan ve diğer., 1981; [5,15,23, 51, 53]: EHB; [6,7,9,10,11,12,13,16,21, 22, 24, 25, 31, 33, 37, 40, 42, 43, 44, 46, 47, 48, 49, 56, 58, 59, 60, 61]: ISC; [14, 18, 19, 20, 26, 27, 28, 29, 30, 32, 34, 35, 36, 38, 41, 45, 50, 52, 54, 55, 57]: Kalafat ve diğer., 2011; [17]: EMSC-CSEM; [39,63]: AFAD-DDA)

Tablo 5.2 İzmir ili ve yakın çevresinde 1900-2019 tarihleri arasında oluşan ve odak mekanizma çözümü verilen aletsel dönem depremlerin zamanı, yeri, derinliği, büyüklüğü, fay parametreleri ve kullanılan referanslar

Tarih	Magnitude	Derinlik(km)	Longitude	Lattitude	Referans
07.01.1915	4.3	10	38.3	26.65	1
01.05.1953	4.9	70	38.41	26.75	2
02.05.1953	5	40	38.48	26.67	3
02.05.1953	5.1	25	38.51	26.55	4
06.04.1969	5.5	15.2	38.467	26.444	5
06.04.1969	4.3	57	38.33	26.5	6
03.10.1976	4	19	38.238	26.696	7
12.11.1976	5	6	38.47	26.71	8
01.06.1983	4.6	22.1	38.443	26.548	9
13.07.1983	4.5	9.5	38.206	26.619	10
20.05.1986	4	10	38.398	26.724	11
23.12.1989	4.6	5.8	38.299	26.538	12
26.02.1991	4.9	14	38.484	26.666	13
28.06.1999	4.1	5	38.21	26.54	14
19.05.2002	4.1	16.8	38.405	26.506	15
29.01.2005	4	10	38.257	26.581	16
17.10.2005	5.5	17.9	38.134	26.672	17
17.10.2005	4.1	20	38.18	26.57	18
17.10.2005	4.2	13	38.15	26.64	19
17.10.2005	4.3	17	38.15	26.63	20
17.10.2005	4.2	8.8	38.164	26.653	21
17.10.2005	4	10	38.15	26.659	22
17.10.2005	5.8	7.3	38.172	26.728	23
17.10.2005	5.2	17.8	38.152	26.731	24
17.10.2005	4.3	6.1	38.169	26.687	25
17.10.2005	4.2	15	38.12	26.75	26
17.10.2005	4	14	38.16	26.69	27
17.10.2005	4.1	18	38.18	26.58	28
17.10.2005	4	10	38.13	26.73	29
17.10.2005	4.4	11	38.12	26.56	30
17.10.2005	4.1	5.3	38.189	26.651	31
17.10.2005	4.3	16	38.17	26.56	32
17.10.2005	4	9	38.137	26.704	33
17.10.2005	4	11	38.16	26.58	34
18.10.2005	4.4	14	38.16	26.55	35
18.10.2005	4	15	38.15	26.68	36
19.10.2005	4.3	16.7	38.15	26.638	37
19.10.2005	4	12	38.14	26.7	38
20.10.2005	5.8	15	38.15	26.67	39

Tablo 5.2 devamı

20.10.2005	4.4	3.6	38.208	26.687	40
20.10.2005	4	18	38.21	26.62	41
20.10.2005	4	9.1	38.209	26.669	42
20.10.2005	4	3.9	38.145	26.697	43
20.10.2005	4	6	38.199	26.747	44
21.10.2005	4	9	38.12	26.62	45
21.10.2005	4	10	38.17	26.607	46
21.10.2005	4	1.4	38.149	26.694	47
23.10.2005	4.1	10	38.127	26.6	48
24.10.2005	4	13.9	38.172	26.604	49
28.10.2005	4	5	38.14	26.72	50
29.10.2005	4.1	6.4	38.095	26.676	51
29.10.2005	4.1	6	38.13	26.66	52
31.10.2005	4.4	4.5	38.088	26.717	53
31.10.2005	4.1	6	38.11	26.59	54
02.11.2005	4.1	1.6	38.17	26.51	55
05.11.2005	4	1.1	38.169	26.564	56
10.11.2005	4	12	38.15	26.59	57
16.11.2005	4	1.5	38.149	26.591	58
12.06.2006	4	9.7	38.151	26.681	59
23.04.2007	4.1	10.1	38.314	26.615	60
11.11.2007	4.2	9.1	38.251	26.519	61
10.07.1901	5	10	38.4	26.65	62
16.07.2020	4.5	10.0	38.403	26.667	63

Şekil 5.3 te yer alan depremlerin odak mekanizma çözümlemeleri incelendiğinde; çok azının sağ yönlü yanal atımın varlığını ve baskın olarak eğim atımlı normal faylanmayı işaret etmektedir. Özellikle 17-10-2005 tarihinde Karaburun yarımadasının güneyinde $M_w=5.9$ büyüklüğünde meydana gelen depremin İYTE kampüsü içerisinde yer alan lojmanlarda hasarlara sebebiyet verdiği rapor edilmiştir (Sözbilir ve diğer., 2005). Çeşitli sismoloji verilerinden alınan kayıtlara göre bu depremin dış merkez lokasyonlarının GBFZ' nın güney kısmında yoğunlaştığı; ancak yapılan çözümlemeler kırılmanın sağ veya sol yönlü çalışması nedeniyle GBFZ ile tam bir uyum içinde olmadığı belirlenmiştir.

5.2 Paleosismolojik Çalışmalar

5.2.1 Hendek Çalışmaları

5.2.1.1 Hendek -1

Hendek-1, yaklaşık 4 metre genişliğinde, 41 metre uzunluğundadır ve fayın uzanımına yaklaşık dik (D-B) doğrultuda açılmıştır (Şekil 5.4). Hendeğin her iki duvarında güncel toprak ile birlikte toplam on bir birim belirlenmiştir. Hendeğe gözlenen en yaşlı birim olan (birim 1); sarımsı beyaz renkli kumtaşından (birim 1c), turuncu-sarı, kırmızımsı kahverengi renkli kumtaşından (birim 1b) ve beyazımsı gri kumtaşından (birim 1a) oluşmaktadır. Ayrıca bu birim, gelişi güzel dağılmış piroklastik malzemeler ve kırıklar içermektedir. Bu birim, KB ve KD eğilimli faylar tarafından kesildiği gözlenmiştir. Birim 2, volkanik kökenli çakıllardan oluşmuş konglomera ve koyu bej sarı renkli masif kumtaşı ardalanmasıyla temsil edilmektedir. Birim 1 ve birim 2, çikolata kahverengi renkli çakıllı killi çamur (birim 3) tarafından uyumsuz bir şekilde üzerlenir. Bu birimin üzerinde sırasıyla, kremsi kahverengi renkli kumlu çamur (birim 4), bej kahverengi renkli killi siltli çamur (birim 5), bejimsi kahverengi killi siltli çamur (birim 6), açık kahverengimsi killi çamur (birim 7), organik maddece zengin kahverengi çamur (birim 8), koyu kahve renkli çakıl içerikli çamur (Birim 9), organik maddece zengin seviyeler içeren kahverengi çamur (Birim 10) akarsu çökelleri olarak belirlenmiştir. Bej çakıllı seviyelerle karakterize edilen birim 11 ise tüm birimleri uyumsuz bir şekilde üzerlemektedir.

Yaşlandırma çalışmaları

Aktif fayların geçmiş dönemde hareket zamanlarını ve tekrarlanma periyotlarını belirlemek amacıyla Hendek 1 den; toplam 16 adet OSL örneği ve 1 adet ¹⁴C örneği alınmıştır. Hesaplanan yaşların, hendeğin her iki duvarındaki stratigrafik sıralanmasıyla uyumlu olduğu görülmüştür. Hendek 1'den alınan örneklerin elde edilen yaşlar $0,85 \pm 0,10$ by ile $129,55 \pm 9,85$ by arasında tarihlendirilmiştir (Tablo 5.3). Radyokarbon tarihi için kalibre edilen yaş $MS 1441 \pm 29$ (Tablo 5.4) tır (by: bin yıl).

Hendek içindeki olayların değerlendirilmesi

Hendek -1 den elde edilen verilere göre; hendek duvarlarında dört olay tespit edilmiştir. İlk olay, birim 3'ün çökmesinden sonra birim 4 ile arasında meydana gelmiştir. Çünkü, birim 3 ü deforme eden fay, birim 4'ün alt dokanağına kadar ilerlemekte ancak kesmemektedir. Bu nedenle, OSL örneğini ilk olayın üst sınırını temsil eden birim 4'te ki flüvyal çökellerinden alınmıştır (örnek numarası GB-OSL-16 ve 9). Bu OSL örnekleri, sırasıyla 40.59 ± 4.09 by ve 43.3 ± 1.73 by yaşlarını vermiştir. İlk olayın alt sınırını temsil etmesi amacıyla hendek duvarından GB-OSL-15 numaralı OSL örneği alınmış ve örnek 51.86 ± 3.48 by yaşını vermiştir. İkinci olay, flüvyal yelpaze çökelleri olarak tanımlanan birim 5'i kesmektedir ve flüviyal çökeller olarak tanımlanan birim 6 tarafından örtülmektedir. Birim 5'in çökmesinden sonra, meydana gelen normal fay ile kolüvyal kama çökelmiş olmalı ancak erozyon bu kamanın taşınmasına ve hendek duvarında tespit edilememesine neden olmuştur. İkinci olay hendeğin doğu duvarında 36 ile 37 m leri arasında gözlenmiştir. İkinci olayın alt sınırını temsil eden Birim 5'ten OSL numunesi 23.39 ± 2.13 by yaşını vermiştir. Bu birimi üzerleyen ve ikinci olayın üst sınırını temsil eden birim 6 dan alınan OSL numunesi ise 20.21 ± 1.71 by yaşını vermiştir. Hendeğin batı ve orta kısımlarında 7 ve 8 m aralığında üçüncü olay gözlenmiştir. Bu üçüncü olay her ikisi de paleo-toprak olan birim 7 ve birim 8 arasında gerçekleşmiştir ve belirlenen yaş aralığı sırasıyla, 1.35 ± 0.16 by ve 14.91 ± 1.12 by dır.

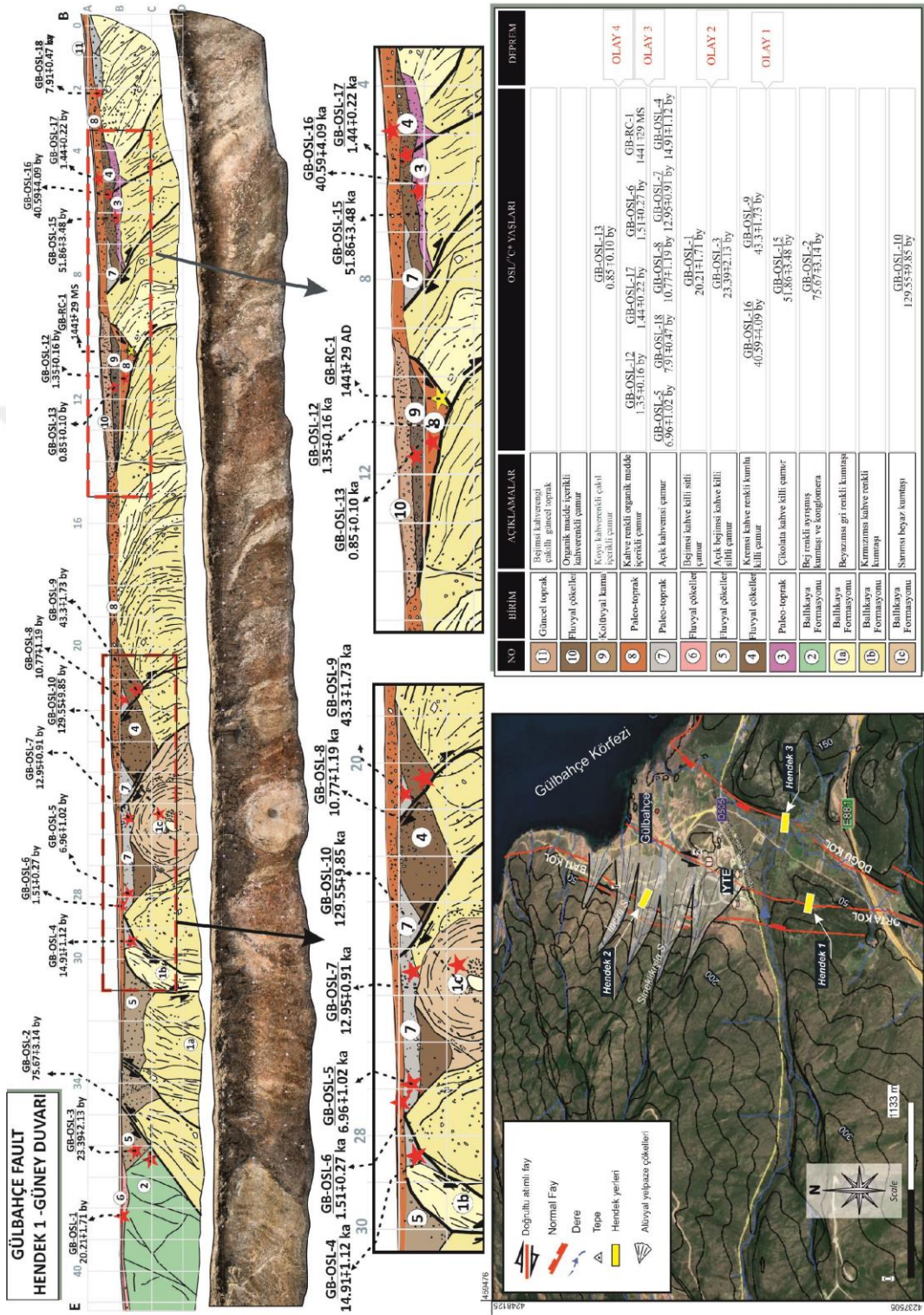
Bu birimlerin üzerinde yer alan paleotoprak birim 8 ve birim 9 arasında da normal faylanmaya bağlı olarak gelişmiş dördüncü olay yer almaktadır ve numunelerden elde edilen yaşlar sırasıyla 1.35 ± 0.16 by ve 0.85 ± 0.10 by dır. Üçüncü olaydan sonra oluşan kolüvyal kama, büyük ihtimalle yüzey erozyonu ile ortamdan süprülmüş olması nedeniyle gözlenememektedir (Şekil 5.4).

Tablo 5.3 Hendeklerden alınan OSL örneklerine ait Eşdeğer Doz (De), doz oranı ve hesaplanan OSL Yaşları (W: Su İçeriği, D: Derinlik) (Tabloda belirtilen 3 numaralı hendek GBFZ' nin doğu kolunda açılan hendeği, 2 numaralı hendek batı kolunda açılan hendeği ve 1 numaralı hendek orta kolunda açılan hendeği ifade etmektedir)

Hendek	Örnek No	Tane boyu (μm) ¹	Yıllık doz			W	D	Koordinat (UTM)	Eşdeğer	
			U (ppm)	Th (ppm)	K (%)				Doz	Yaş (by)
									Gy	
3	GD-OSL-1	250-425	0.4±0.1	3.0±0.1	0.6±0.1	0.1	175	38,3053 ⁰ - 26,6438 ⁰	11.3±1.2	11.92±1.42
	GD-OSL-2	250-425	0.7±0.1	5.5±0.1	1.6±0.1	0.2	135	38,3053 ⁰ - 26,6438 ⁰	13.51±0.16	6.87±0.29
	GD-OSL-3	150-250	5.4±0.1	4.5±0.1	2.3±0.1	0.2	33	38,3053 ⁰ - 26,6438 ⁰	2.8±0.1	0.81±0.04
	GD-OSL-4	150-250	0.9±0.1	7.6±0.2	1.6±0.1	0.2	20	38,3053 ⁰ - 26,6438 ⁰	1.56±0.05	0.73±0.04
2	GL-OSL-1	250-425	0.8±0.1	13.6±0.2	2.1±0.1	0.2	65	38,3333 ⁰ - 26,6322 ⁰	146.5±4.3	50.23±2.39
	GL-OSL-2	425-700	0.8±0.1	6.3±0.1	2.3±0.1	0.3	35	38,3333 ⁰ - 26,6322 ⁰	59.6±0.9	22.46±0.94
	GL-OSL-3	150-250	0.9±0.1	4.4±0.1	1.5±0.1	0.2	52	38,3333 ⁰ - 26,6322 ⁰	125.5±1.4	66.36±2.81
1	GB-OSL-1	250-425	1.7±0.1	4.5±0.3	1.0±0.1	0.1	20	38,3044 ⁰ - 26,6346 ⁰	34.3±2.5	20.21±1.71
	GB-OSL-2	250-425	2.9±0.1	13.2±0.6	1.4±0.1	0.1	115	38,3044 ⁰ - 26,6346 ⁰	216.6±4.0	75.67±3.14
	GB-OSL-3	250-425	3.7±0.1	10.9±0.2	1.0±0.4	0.1	80	38,3044 ⁰ - 26,6346 ⁰	60.5±5.0	23.39±2.13
	GB-OSL-4	250-425	0.1±0.1	7.0±0.2	1.3±0.1	0.2	35	38,3044 ⁰ - 26,6346 ⁰	24.2±1.5	14.91±1.12
	GB-OSL-5	250-425	1.1±0.1	8.3±0.2	1.1±0.1	0.3	40	38,3044 ⁰ - 26,6346 ⁰	19.0±2.0	11.71±1.30
	GB-OSL-6	250-425	0.3±0.1	6.6±0.2	1.2±0.1	0.1	12	38,3044 ⁰ - 26,6346 ⁰	2.49±0.44	1.51±0.27
	GB-OSL-7	250-425	2.6±0.1	6.7±0.2	1.3±0.1	0.2	55	38,3044 ⁰ - 26,6346 ⁰	27.4±1.7	12.69±0.91
	GB-OSL-8	150-250	0.3±0.1	6.6±0.3	1.0±0.1	0.1	45	38,3044 ⁰ - 26,6346 ⁰	15.8±1.6	10.77±1.19
	GB-OSL-9	250-425	4.1±0.1	7.7±0.3	1.1±0.1	0.2	80	38,3044 ⁰ - 26,6346 ⁰	102.1±1.6	43.3±1.73
	GB-OSL-10	150-250	3.2±0.1	9.7±0.3	3.5±0.1	0.1	175	38,3044 ⁰ - 26,6346 ⁰	115.3±6.5	129.55±9.85
	GB-OSL-12	250-425	0.1±0.1	4.6±0.2	0.5±0.1	0.2	80	38,3044 ⁰ - 26,6346 ⁰	6.24±0.71	1.35±0.16
	GB-OSL-13	150-250	0.1±0.1	1.4±0.2	0.8±0.1	0.1	60	38,3044 ⁰ - 26,6346 ⁰	0.84±0.09	0.85±0.10
	GB-OSL-15	150-250	0.1±0.1	0.1±0.1	0.6±0.1	0.2	75	38,3044 ⁰ - 26,6346 ⁰	37.5±0.6	51.86±3.48
	GB-OSL-16	250-425	0.1±0.1	0.1±0.1	0.7±0.1	0.2	60	38,3044 ⁰ - 26,6346 ⁰	32.4±2.6	40.59±40.09
	GB-OSL-17	250-425	0.2±0.1	0.1±0.1	0.7±0.1	0.2	25	38,3044 ⁰ - 26,6346 ⁰	1.18±0.17	1.44±0.22
	GB-OSL-18	150-250	0.1±0.1	0.1±0.1	0.9±0.1	0.2	30	38,3044 ⁰ - 26,6346 ⁰	7.37±0.16	7.91±0.47

Tablo 5.4 GBFZ boyunca açılan hendeklerden toplanan odun kömürü parçacıklarından elde edilen radyokarbon yaşları

Hendek	Örnek	Koordinat (UTM)	Yaş(MS)
3	GD-RC-1	38,3053 ⁰ -26,6438 ⁰	1337±29
2	GL-RC-1	38,3333 ⁰ -26,6322 ⁰	636±29
1	GB-RC-1	38,3044 ⁰ -26,6349 ⁰	1441±29



Şekil 5.4 GBFZ nin orta kolunda açılan Hendek-1'in logu ve foto-mozaiği ve GBFZ boyunca açılan hendeklerin Google Earth görüntüsü (GoogleEarth, 2021)

5.2.1.2 Hendek -2

İzmir Yüksek Teknoloji Enstitüsü Lojman Evlerinin yakınında yer alan Hendek-2 24 m uzunluğunda ve 3,5 m genişliğinde ve 3m derinliğinde açılmıştır. Hendek-2 GBFZ' nin batı kolunda düşen bloktan ani yükselim yapan kesimde faya dik doğrultuda (D-B) kazılmıştır. Hendeğin her iki duvarında da güncel toprak ile birlikte 5 birim ayırtlanmıştır.

Hendeğin tabanında yer alan birim 1, beyazımsı gri renkli, çok parçalı kırıklı yer yer sarımsı kahve renkli kumtaşından (birim 1b) ve açık sarımsı –yeşilimsi kahve renkli çok parçalı kırıklı kumtaşından (birim 1a) oluşmaktadır. Birim 1 KB ve KD eğimli birçok fay ile kesilmiştir. Birim 1 sırasıyla, açık yeşilimsi bej renkli çakıllı, siltli, killi kum (birim 2) ve yeşilimsi kahve renkli çakıllı killi çamur (birim 3) ve koyu yeşilimsi kahve renkli köşeli bloklu-çakıllı çamur (birim 4) tarafından üzerlenmektedir. Birim 5, koyu pembemsi kahve renkli olup; çakıllı çamur içermektedir ve bu birimleri örtmektedir. Tüm bu birimleri bejimsi kahve renkli bloklu çamur içerikli güncel toprak uyumsuz bir şekilde üzerlemektedir (birim 6) (Şekil 5.5).

Yaşlandırma çalışmaları

GBFZ' nun, geçmiş dönemde hareket zamanlarını ve tekrarlanma periyotlarını belirlemek amacıyla Hendek 2 den; toplam 2 adet OSL örneği ve 1 adet ¹⁴C örneği alınmıştır. Hesaplanan yaşlar, hendeğin her iki duvarındaki stratigrafik sıralanmayla uyumlu olduğu görülmüştür. Hendek 2'den alınan örneklerin elde edilen yaşları 22.46 ± 0.94 by ile 66.36 ± 2.81 by arasında tarihlendirilmiştir (Tablo 2). Radyokarbon tarihi için kalibre edilen yaş $MS 636 \pm 29$ (Tablo 3) tır (*by:bin yıl*).

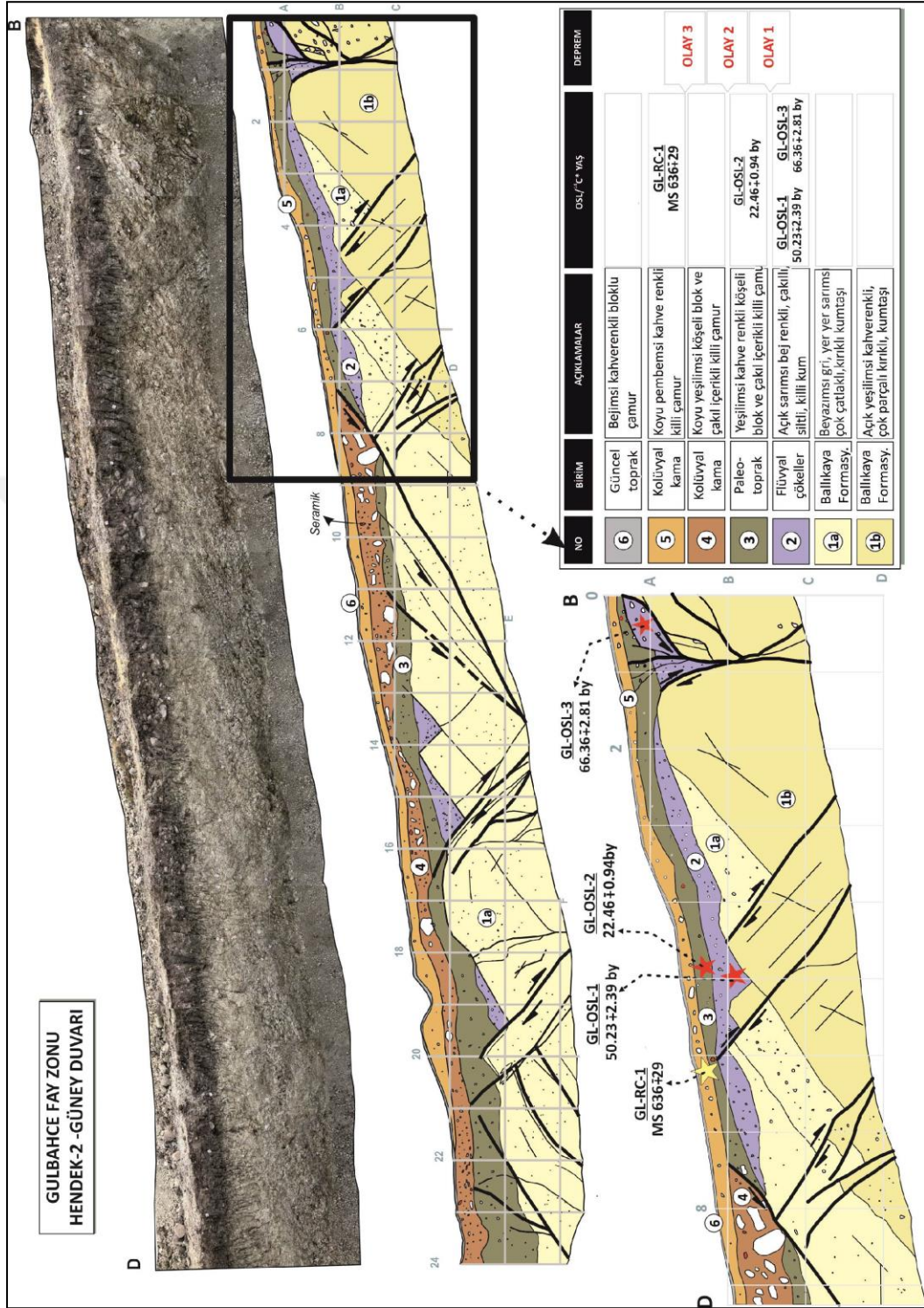
Hendek içindeki olayların değerlendirilmesi

Hendek duvarından elde edilen verilere göre Hendek-2 de üç olay belirlenmiştir. Hendeğin batı ucunda birim 1 ve birim 2 yi keserek düşmesine sebebiyet veren düşük eğimli normal fay (ortalama eğim: 56^0) oldukça dikkat çekicidir. Birim 3 tüm bu fay sistemini üzerlemektedir. Bu nedenle, ilk olayın alt sınırı belirleyebilmek için birim 2

den alınan GL-ODL-1 örneğinden 50.23 ± 2.39 by yaşı elde edildi. Birim 3' ten alınan GL-OSL-2 örneği ise ilk olayın üst sınırını tanımlar ve yapılan deneyler sonucunda 22.46 ± 0.29 by yaşı elde edilmiştir. Ayrıca hendek çalışmaları esnasında Hendek-2 ' nin batı ucunda doğrultu atımlı faylara özel negatif çiçek yapısı görülmektedir. Bu yapı birim 2 yi kesmekte ve birim 3 tarafından üzerlenmektedir (Şekil 5.5).

Hendeğin 10. ile 23. metrelerinde fay setinin birim 3' ü kestiği açıkça görülmektedir. Özellikle hendeğin 7 ile 8. metreler arasında birim 3'ün fay tarafından kesilerek yaklaşık 1 metre ötelendiğini belirlenmiştir. Bu fay, birim 4 tarafından örtülmüştür. Bu nedenle, birim 5'ten GL-RC-1 radyokarbon örneği ve birim 3'ten GL-OSL-2 örneği alınmış ve sırasıyla $MS\ 636 \pm 29$ ve 22.46 ± 0.29 by yaşları elde edilmiştir. Bu yaşlar son olayın alt ve üst sınırlarını temsil etmektedir.

Bunun yanında, birim 4'ten bir adet radyokarbon örneği alınarak ikinci olayın alt ve üst sınırı belirlenilmeye çalışılsa da; alınan numune de veri sağlayabilecek malzemenin olmaması nedeniyle tanımlanamamıştır.



Şekil 5.5 GBFZ nin batı kolunda açılan Hendek-2'nin logu ve foto-mozaiği (Kişisel arşiv, 2019)

5.2.1.3 Hendek - 3

Hendek-3 GBFZ' nin doğu kolunda 18 m uzunluğunda, 3,5 m genişliğinde ve 2,5 m derinliğinde fay doğrultusuna dik bit biçimde ağılmıştır. Her iki hendek duvarında da 13 farklı birim ile birlikte güncel toprak ayırtlanmıştır. Hendeğin doğu kısmında yer alan kireğtaşı KB doğrultulu normal fayın tavan bloğuna ait bir birim olup hendeğin temel kayasını oluşturmaktadır (birim 1). Dayanımı iyi olan bu birim, yer yer koyu gri-sütlü kahverengi bir çamur dolgusu ile kesilmiştir. Bu temel, sırasıyla koyu kahve renkli çamur içerikli paleo-toprak (birim 2) ve koyu sarımsı-kahve renkli çakıllı kumlu kolüvyal kama (birim 3) tarafından örtülmektedir. Bu birimleri, paleo-toprak olarak tanımladığımız sarımsı-kahve renkli siltli çamur (birim 4) ve kolüvyal kama olarak tanımladığımız kırmızımsı-kahve renkli çakıllı çamur (birim 5) zerlemektedir. Bu birimler koyu kahvemsı renkli siltli killi çamur içerikli paleo-toprak (birim 6) ve sarımsı kahve renkli killi siltli çakıllı kum içerikli kolüvyal kama (birim 7) zerlemektedir. Bu birimleri üzerleyen ve sırasıyla yeşilimsi kahve renkli killi kumlu çamur içerikli paleo-toprak (birim 8) ve kolüvyal kama olarak nitelendirdiğimiz koyu pembemsı kahve renkli çamur (birim 9) yer almaktadır. Tüm bu birimleri sırasıyla, sütlü kahve renkli çakıllı kum kolüvyal kama olarak (birim 10), yeşilimsi kahve renkli siltli çamur paleo-toprak (birim 11) ve koyu kahve renkli çakıllı kum (birim 12) flüviyal şkel olarak örtmektedir. Hendeğin en st kısmında ise bu birimleri uyumsuz bir biçimde örten açık kahve renkli siltli killi şamurdan oluşan güncel toprak yer almaktadır (birim 13) (şekil 5.6).

Yaşlandırma alışmaları

Hendek -3' te var olan depremleri yaşlandırmak için hendek duvarlarından toplamda 4 adet OSL rneği ve 1 adet radyokarbon rneği alınmıştır. Hesaplanan yaşlar, hendek duvarlarında gözlemlenen stratigrafik sıraya uyduğu belirlenmiştir. Hendek duvarlarından elde edilmiş yaşlar sırasıyla 0.73 ± 0.04 ve 11.92 ± 1.42 aralığında olup (Tablo 5.3); kalibre edilmiş radyokarbon yaşı ise M.S. 1337 ± 29 dir (Tablo 5.4).

Hendek içindeki olayların değerlendirilmesi

Hendek duvarlarından elde edilen stratigrafik ve yaş verilerine göre, Hendek-3' te beş olay saptanmıştır. İlk olayın, birim 2' ye ait sedimanların çökmesinden sonra ve kolüvyal sedimanlar içeren birim 3'ün çökmesinden önce meydana geldiği tespit edilmiştir. Ancak, ne yazık ki bu olay için herhangi bir kronolojik yaş verisi bulunamamıştır. Hendekte yer alan ikinci olay, birim 4' te gözlenen faylanma ve deformasyona bağlı olarak belirlenmiştir. Hendeğin batı kısmında 1 ve 3. metrelerinde net olarak gözlenen normal fay, stratigrafik olarak birim 4'ü kesmekte ve birim 5 tarafından üzerlenmektedir. Birim 5'ten GD-OSL-1 numaralı OSL örneği ve birim 4'ten bir adet radyokarbon örneği alınmıştır. OSL örneğinden elde edilen yaş 11.92 ± 1.42 by iken, ne yazık ki birim 4' ten alınan radyokarbon örneğinin içerisinde yaş verebilecek numune bulunmaması nedeniyle yaşlandırılmamıştır.

Hendekteki üçüncü olay ise, paleo-toprak sedimanlarının (birim 6) çökmesinden sonra meydana gelmiştir. Ardından kolüvyal kama sedimanları (birim 7) bu kamanın üzerine çökmüştür. Paleo-toprak birim olan birim 6'nin uygun malzeme içermemesi nedeniyle ve olayın alt sınırını belirlenebilmesi için birim 5'ten 1 adet OSL örneği alınmıştır. Birim 5'e ait GD-OSL-1 numunesinin yaşı 11.92 ± 1.42 by elde edilmiştir. Birim 7' den alınan GD-OSL-2 numunesi üçüncü olayın üst sınırını oluşturmaktadır ve 6.87 ± 0.29 by yaşı elde edilmiştir. Birim 9' dan elde edilen ^{14}C örneğinin yaşı, birim 7 ile birim 9 arasında yer alan dördüncü olayın üst sınırını tanımlamakta olup; $M.S 1337 \pm 29$ yaşı elde edilmiştir (Şekil 5.6). Hendek-3' te belirlenen son olay ise birim 9 ile onu üzerleyen kolüvyal kama (birim 10) arasındadır. Birim 10'dan alınan GD-OSL-3 numunesinden 0.81 ± 0.04 by yaşı elde edilmiş ve bu da son olayın üst sınırı olarak kabul edilmiştir.

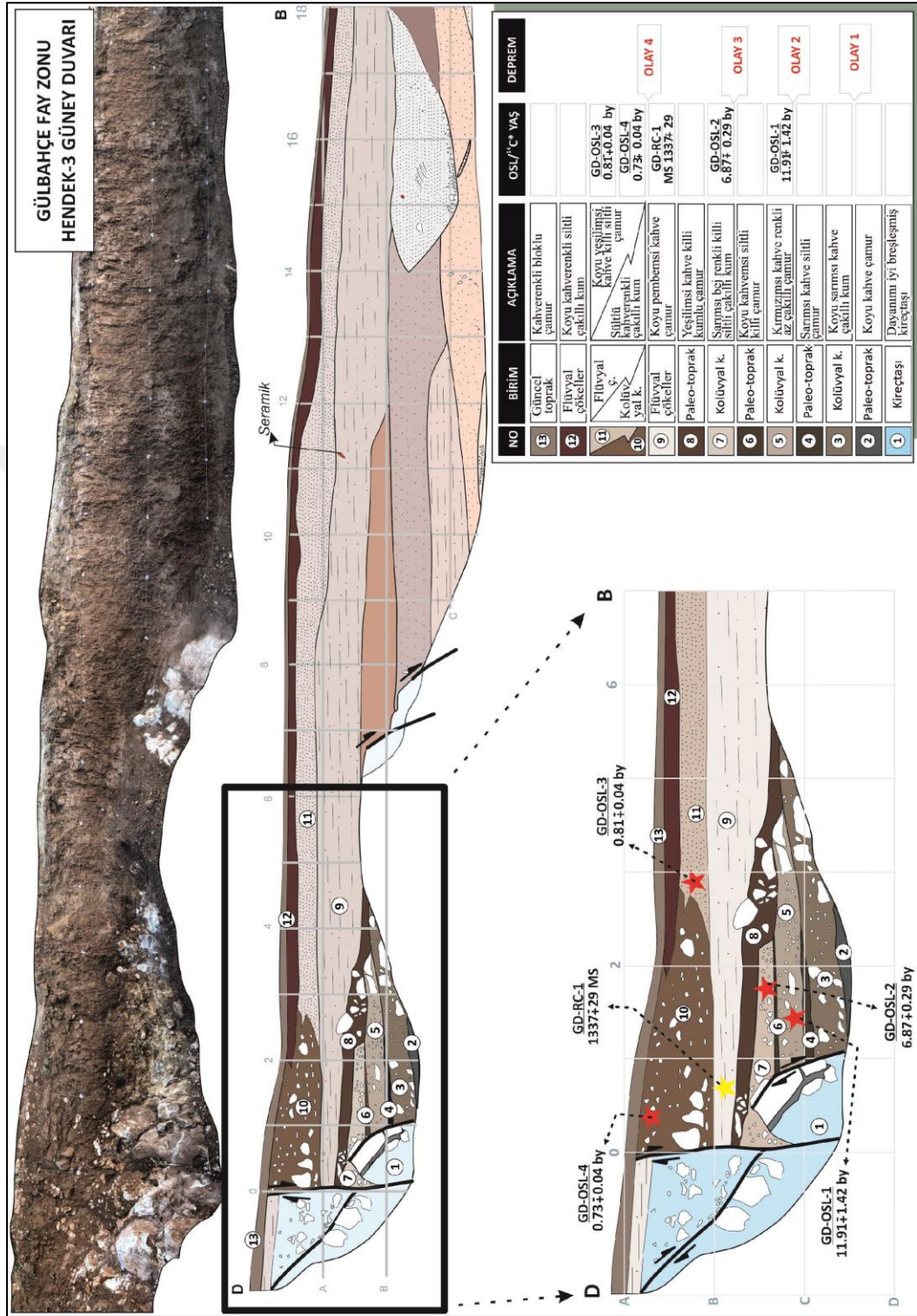
Hendek-1 içerisinde tespit edilen çok sayıdaki süreksizlik yüzeyinden yapılan kinematik çizimleri Şekil 5.5 de sunulmuştur. Kayma yüzeylerine ait kinematik çizimler Win-Tensor programında yapılmıştır. Bu yüzeyler genel olarak sentetik, antitetik ve ana kayma düzlemlerine aittir.

Hendek-2 içerisinde tespit edilen çok sayıdaki süreksizlik yüzeyinden yapılan kinematik çizimleri Şekil 5.7te sunulmuştur. Kayma yüzeylerine ait kinematik

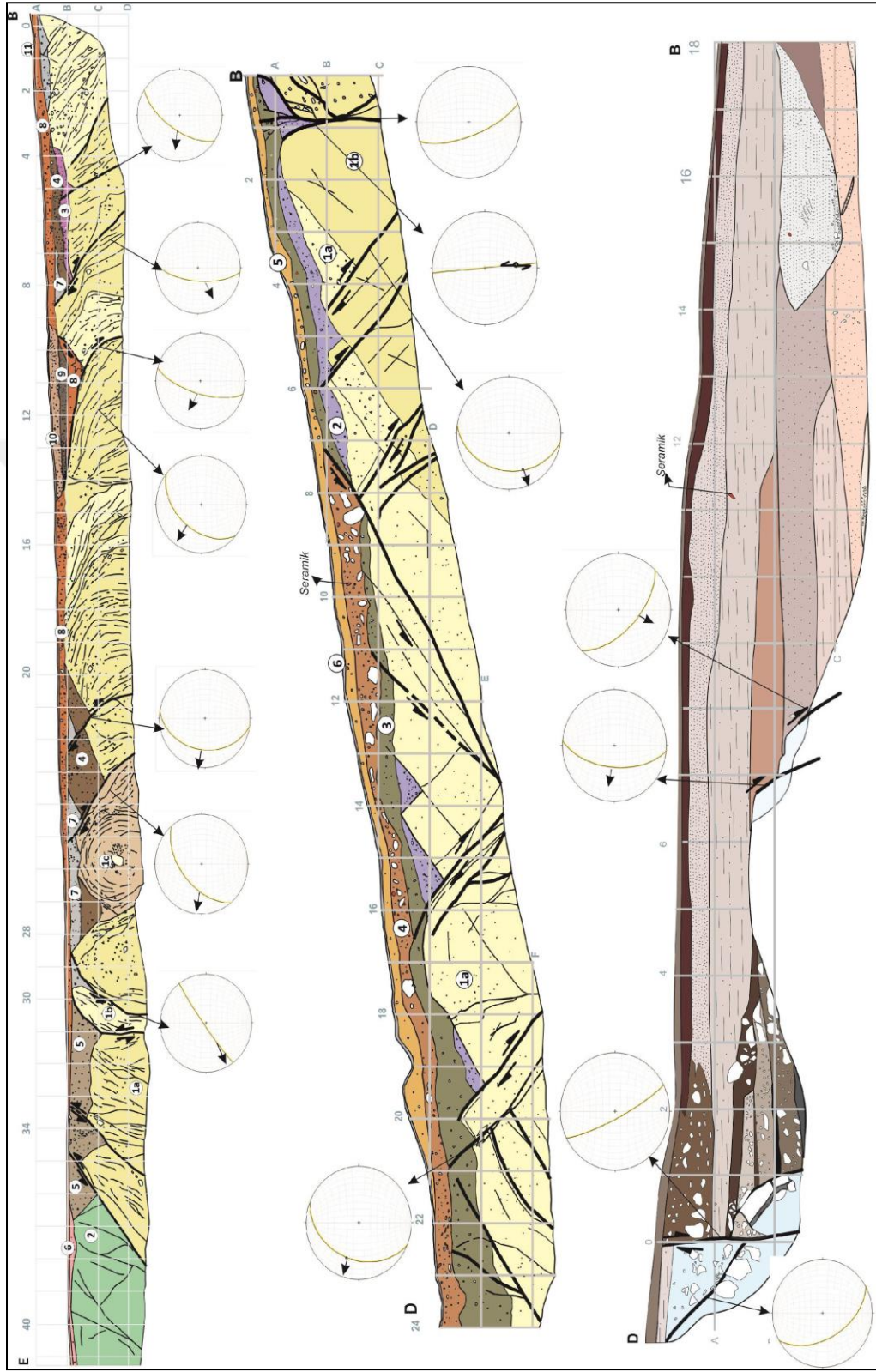
izimler Win-Tensor programında yapılmıştır. Bu yüzeyler genel olarak sintetik, antitetik ve ana kayma düzlemlerine aittir.

Hendek-3 içerisinde tespit edilen çok sayıdaki süreksizlik yüzeyinden yapılan kinematik çizimleri şekil 5.7de sunulmuştur. Kayma yüzeylerine ait kinematik izimler Win-Tensor programında yapılmıştır. Bu yüzeyler genel olarak sintetik, antitetik ve ana kayma düzlemlerine aittir.





Şekil 5.6 GBFZ nin doğu kolunda açılan Hendek-3'ün logu ve foto-mozaiği (Kişisel arşiv, 2019)

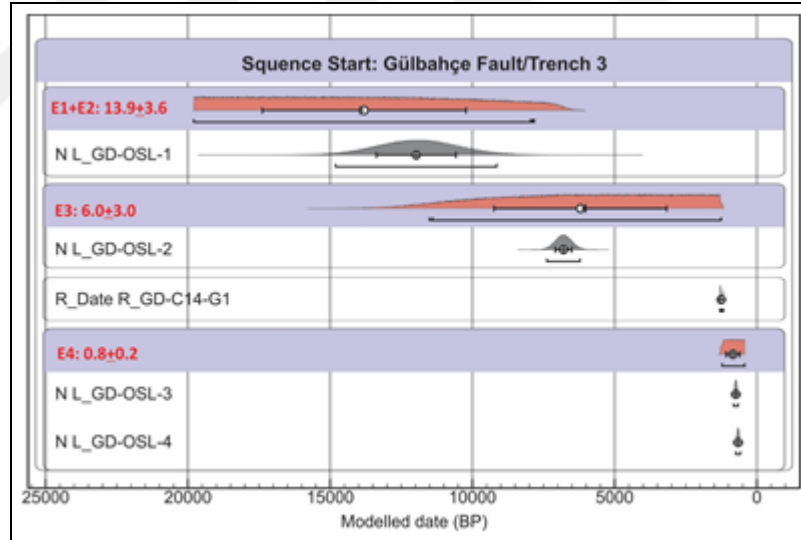


Şekil 5.7 Yukarıdan aşağıya Hendek-1; Hendek-2 ve Hendek-3 te alınan kayma yüzeylerine ait ölçümlerin Win-Tensor programında yapılan kinematik çizimleri. Düzlemin doğrultusu, eğim açısı, eğim yönü ve rake açılarından oluşan bu ölçümler hendek ler içerisinde açılmalı hareketin baskın olduğunu göstermektedir

5.2.2 Paleosismolojik Yorum

Tez kapsamında incelenen alanda yapılan detaylı hendek çalışmaları sonrasında GBFZ' nin dört önemli deprem ürettiği belirlenmiştir. Açılan hendeklerden alınan numuneler R programlama ve Oxcal dilinde birlikte istatistiki olarak ve deprem olayları aralıkları tespit edilmiştir.

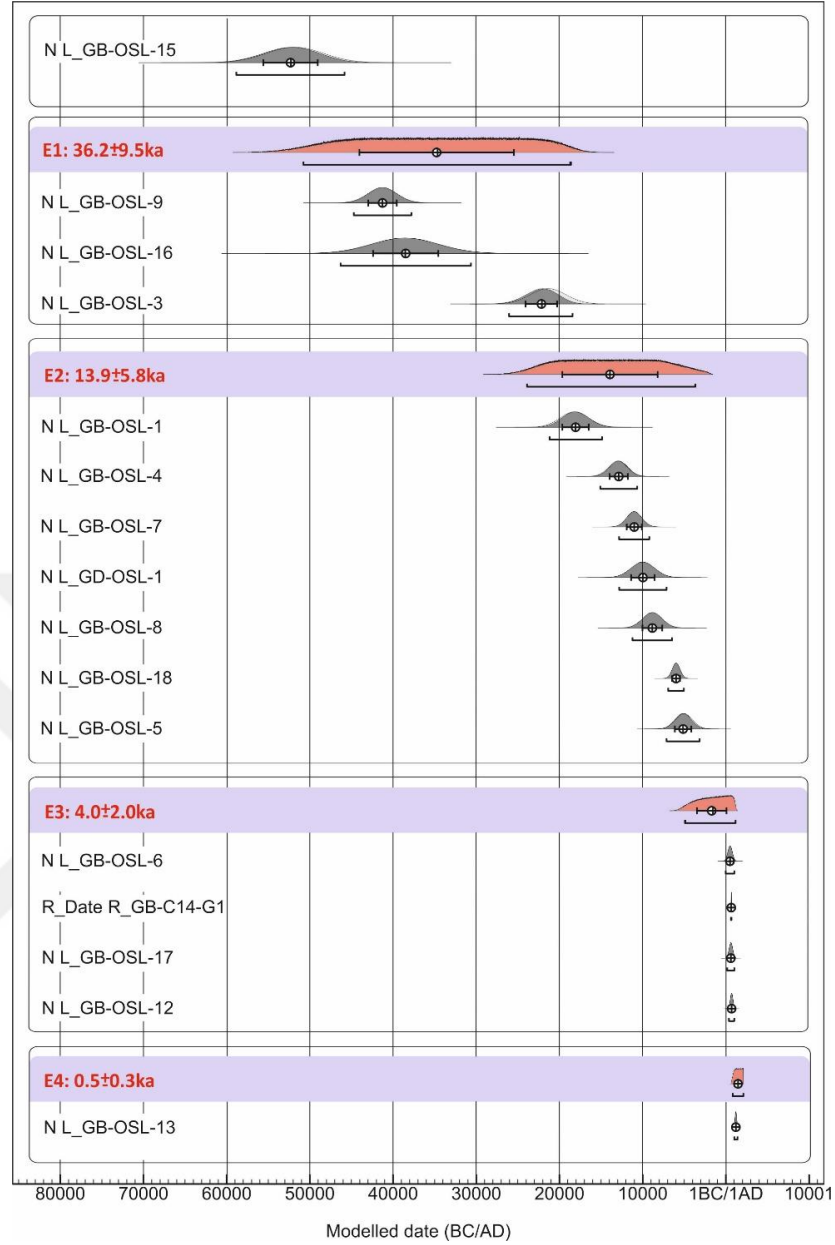
GBFZ' nin doğu kolunda açılan Hendek-3' ten alınan örnekler hendekte; dört deprem olayının meydana geldiği belirlenmiştir (Şekil 5.8). Hendek-3' te 4 farklı olaya karşılık gelen 4 kolüvyal kama tanımlanmıştır. Yapılan paleosismolojik değerlendirmelere göre; ilk deprem $11,91 \pm 1,42$ by'da ve ikinci deprem ise bu tarihten sonra; üçüncü deprem $6,87 \pm 0,29$ by'da meydana gelmiştir. Hendek -3'ün güney duvarından alınan GD-C14-G1 ve GD-OSL-3 ve 4 numunelerinden elde edilen verilere göre sırasıyla E4 deprem olayı için MS 1337 ± 29 ile 0.73 ± 0.04 by yaşları elde edilmiştir.



Şekil 5.8 Hendek-3 için ^{14}C ve OSL örneklerinin OxCal v4.2.2 (Bronk R., 2008, 2009; Reimer ve diğer., 2009) ile yapılan analiz sonuçlarına göre, hendekte belirlenen üç deprem (E1-E3)

Özellikle, E4 deprem olayı ise MS 1389 depremiyle ilişkilendirilmiştir.

GBFZ' nin orta kolunda açılan Hendek-1' ten alınan örnekler hendekte; 36.2 ± 9.5 by dan sonra dört deprem olayının meydana geldiğini göstermektedir (Şekil 5.9).



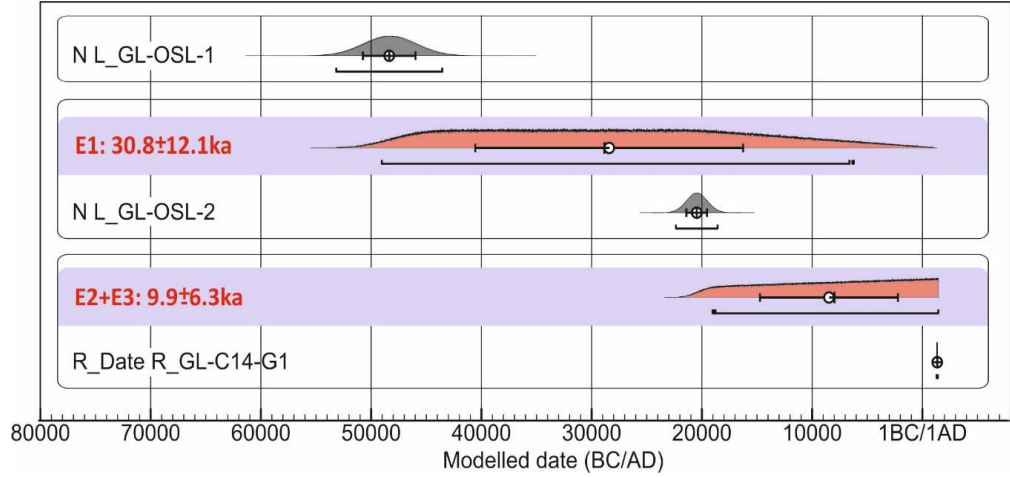
Şekil 5.9 Hendek-1 için ^{14}C ve OSL örneklerinin OxCal v4.2.2 (Bronk R., 2008, 2009; Reimer ve diğer., 2009) ile yapılan analiz sonuçlarına göre, hendekte belirlenen dört deprem (E1-E4)

Hendek-1’ de yer alması beklenen kolüvyal kamalar, büyük ihtimalle yüzey erozyonu ile ortamdan süprülmüş olması nedeniyle gözlenememiştir veya ta tekrarlı fay hareketlerinin olması nedeniyle kolüvyal kamalarda çok az tane boyu farklılığının gelişmesi nedeniyle ayırt edilememiştir. Bu nedenle yaşların alt ve üst sınırlamaları için örnekler, normal faylanma ile meydana gelen flüviyal çökellerden ve onları üzerleyen paleo-topraklardan alınmıştır. E3 ve E4 deprem olayları yapılan Oxcal v4.2.2 analizine göre sırasıyla 4.0 ± 2.0 by ve 0.5 ± 0.3 by yaşları elde edilmiştir.

E3 deprem olayı tarihsel deprem kataloğunda yer alan ve Samos merkezli (Guidoboni ve diğer. 1994; Stiros, 1995; Papazachos ve Papazachou, 1997; Stiros, 2000; Pirazzoli, 1986a; Murray, 2005) olduğu söylenen MS 47 depremi ile ilişkilendirilmiştir. **E4** deprem olayı ise; şiddeti IX olan ve merkezi deprem kataloğuna göre Sakız adası olan MS 1389 depremiyle ilişkilendirilmiştir. Kral John' nun notlarından elde edilen bilgilere göre bu deprem Sakız adasıyla İzmir arasında (Kouskouna ve Sakkas, 2013; Taxeidis, 2003) yer alan ve çok büyük bir ihtimal ile GBFZ tarafından üretilmiş bir deprem olmalıdır. Çünkü bu şiddetteki bir depremi üretebilecek başka bir fay o bölgede bulunmamaktadır. Aynı zamanda, İncirli Deresinde yapılan Lidar ölçümlerine göre belirlenen 2,70 m sol yanal atımın bu MS 47 veya MS 1389 depremleriyle meydana gelmiş olması büyük ihtimaldir.

Bölüm 1.4.2.4 başlığı altında da belirtildiği gibi büyük bir depremin kayma hızının az veya fazla veyahut ta güvenilir olup olmadığı hususundaki güvensizliği ortadan kaldırabilmek için; toplam atım ile karşılık gelen yaş orantısı kurulması gereklidir. Bunun için de ilk ve son depremin meydana geldiği zaman aralığının kesin olarak bilinmesi gereklidir (Ren ve diğer., 2013). Şekil 5.4 te yer alan Hendek-1 de hendeğin 8 ile 9. metresinde meydana gelen olay ile; fayın yükselen bloğunda yer alan birim 8'in yaklaşık 50,0 cm lik atım ile düştüğü görülmektedir. Atımın gözlemlendiği birim 8'in yaşı, alınan numunelerin analizlerine göre, 0.85 ± 0.10 by ile 1.51 ± 0.27 by arasında yer almaktadır. Birimin yaşı Holosen'de ortalama 1365 yıl olarak kabul edilirse, kısa dönem kayma hızı 0.36 mm/sn olarak belirlenir. Bu değer, Ege Bölgesi için yapılan paleosismolojik çalışmalar sonunda belirlenen değerler arasında yer almaktadır (Örneğin: Kaya (2018), Çardak-Denizli GB-Türkiye' de yaptığı çalışma için 0,60 mm/yıl; Özkaymak (2012) Manastır fayı için 0,26 mm/yıl).

GBFZ' nin batı kolunda açılan Hendek-2' ten alınan örnekler hendekte; $30,8 \pm 12,1$ by dan sonra üç deprem olayının meydana geldiğini göstermektedir (Şekil 5.10). Ancak, tarihsel deprem kataloglarında o bölge için $9,9 \pm 6,3$ by ile $30,8 \pm 12,1$ by arasında meydana gelmiş herhangi büyük bir depreme rastlanılmamıştır (Tablo 5.5).



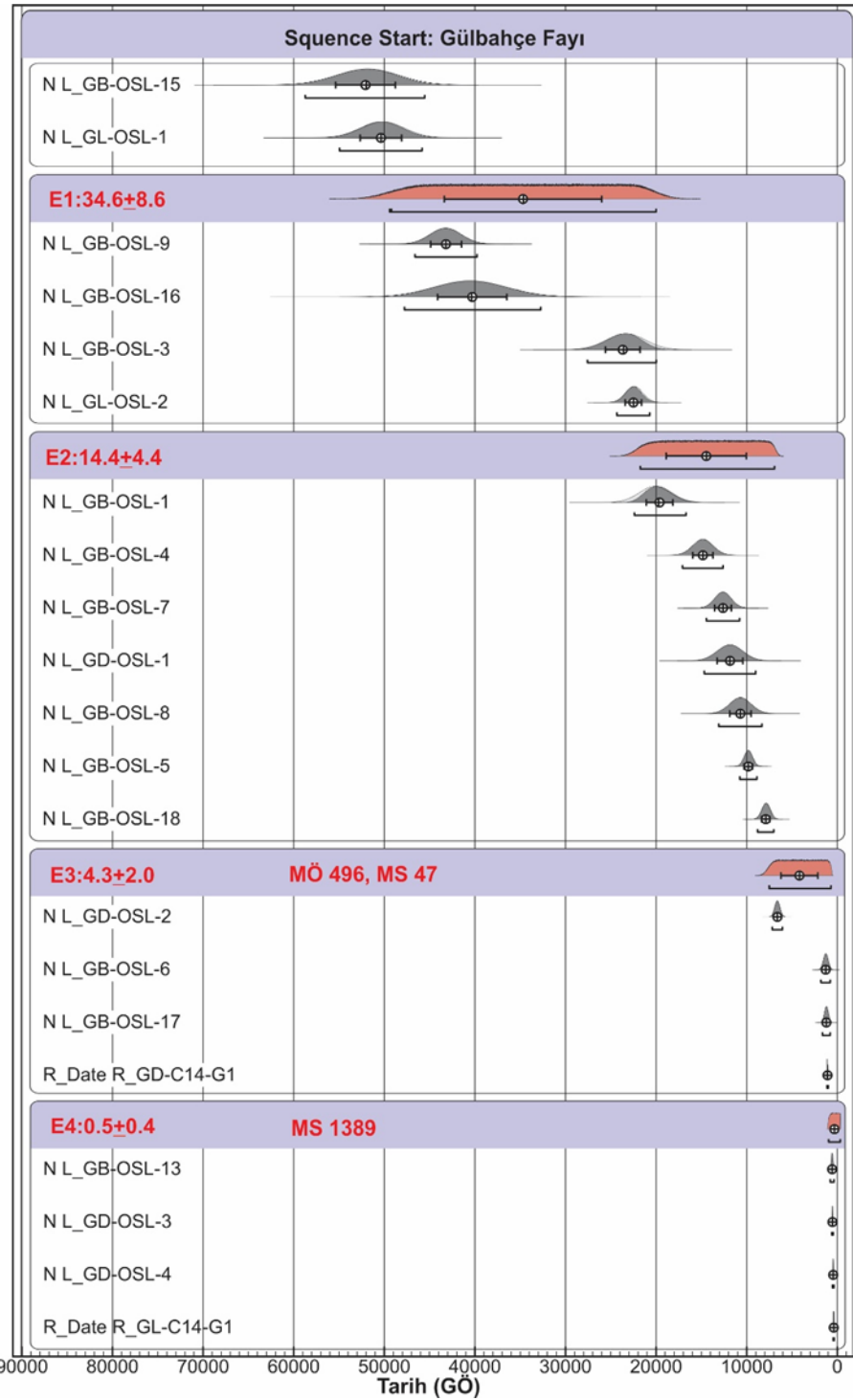
Şekil 5.10 Hendek-2 için OSL örneklerinin OxCal v4.2.2 (Bronk R., 2008, 2009; Reimer ve diğer., 2009) ile yapılan analiz sonuçlarına göre, hendekte belirlenen üç deprem (E1-E3)

Gülbahçe Fayının orta, doğu ve batı kollarında gerçekleştirilen hendek kazılarında saptanan olaylar birlikte ele alındığında, fayın geçmişte 4 adet depreme kaynaklık ettiği belirlenmiştir. Her bir farklı olay olarak saptanan bu depremler, R programlama ve Oxcal dilinde birlikte istatistiki değerlendirildiğinde; E1:34,6±8,6by; E2:14,4±4,4by; E3: 4,3±2,0by; ve E4: 0,5±0,4by olarak bulunmuştur (Şekil 5.11). Saptanan olaylar, tarihsel dönem depremleri ile karşılaştırıldığında, E3 ve E4 olayları tarihsel deprem kataloglarıyla deneştirildiğinde, sırasıyla E3 olayı için, MÖ 496, MS 47 depremleriyle, E4 olayı ise, MS 1389 depremleriyle deneştirilebilir.

Diğer E1-E2 olayları ise, fayın kaynaklık ettiği ancak tarihsel kataloglarda bulunmayan MÖ tarih öncesi depremlere atfedilebilir (Şekil 5.11). Fayın üretmiş olduğu depremlerden yola çıkarak, fayın tekrarlanma aralığı Holosen dönemi için; 1400 yıl ile 6200 yıl arasında değiştiği söylenilebilir. Deprem tekrarlanma periyotlarını Holosen için irdelediğimizde 1,4 by ile 6,2 by arasında; Pleyistosen için 5.5by ile 24.8 by hesaplamıştır. Elde edilen bu sonuçlar bize, GBFZ için değişken ve tutarlı olmayan yinleme aralığını göstermektedir. Belirlenen tutarsızlık ve değişken aralığı, Türkiye ve ABD' deki birçok doğrultu atımlı faylar ile ilgili yapılmış çalışmalarda da bahsedilmektedir (Örneğin: Biasi ve diğer., 2002; Üner ve diğer., 2019; Kürçer ve diğer., 2019, Mosafari ve diğer., 2019).

Tablo 5.5 GBFZ de açılmış olan Hendek1- (T), Hendek-2 (T2) ve Hendek-3(T3) hendek duvarlarından elde edilmiş olay aralıkları ve bunlara karşılık gelen tarihsel depremler

T1-Olayları	%95.4-2 sigma-Oxcal modeli	C_Depremler
E1	MÖ 43680–MÖ 24730	Tarih öncesine ait
E2	MÖ 17680- MÖ 6080	Tarih öncesine ait
E3	MÖ 3980 –MS 20	Tarih öncesine ait-Tarihsel
E4	MS 1220 – MS 1820	MS 1389
T2-Olayları		
E1	MÖ 40880 – MÖ 16000	Tarih öncesine ait
E2+E3	MÖ 14780 – MÖ 1580	Tarih öncesine ait
T3-Olayları		
E1+E2	MÖ 15480 – MÖ 8280	Tarih öncesine ait
E3	MÖ 6900 – MÖ 980	Tarih öncesine ait-Tarihsel
E4	MÖ 1020 – MS 1420	MS 1389



Şekil 5.11 GBFZ kollarında açılan Hendek-1, Hendek-2 ve Hendek-3 lerinden alınan numunelerin yaşlandırma sonuçlarına göre elde edilen E1-E4 deprem periyotlarına göre hazırlanmış OxCal v4.2.2 (Bronk R., 2008, 2009; Reimer et. Al., 2009)' den tercih edilen model(Sırayla listelenen yaşlar, stratigrafik sıradadır. Önceki olasılık dağılım işlevi (Pdf) yaşları, kalibre edilmiş radyokarbon ve OSL yaşları ile tanımlanır. Posterior Pdf yaşları, Bayesian OxCal analizinden hesaplanmıştır)

Tablo 5.6 Gölbaşı Fay Zonu'na ait deprem gerçekleşme zamanları, gömülme süreleri ve deprem tekrarlanma periyotları

E ^a	Olay zamanları A (ka)			Olaylararası zaman I (by) (AE _{first} -AE _{second})			Tekrarlanma Aralığı ^b R (by)									
	A _{min}	A _{average}	A _{max}	I _{min} (AE _{min} - AE _{max})	I _{average} (AE _{average} - AE _{average})	I _{max} (AE _{max} - AE _{min})	R _{Holosen}	R _{average}	R _{max}	R _{Pleyistosen}	R _{min}	R _{average}	R _{max}	R _{Butunsel}		
														R _{min}	R _{average}	R _{max}
E1	26.0 ^P	34.6 ^P	43.2 ^P	7.2 ^{PE}	20.2 ^{PE}	33.1 ^{PE}	1.4	3.8	6.2	5.5	4.1	15.2	24.8	11.4		18.6
E2	10.1 ^P	14.4 ^P	18.7 ^P	3.7 ^{PE}	10.1 ^{PE}	16.4 ^{PE}										
E3	2.3 ^H	4.3 ^H	6.3 ^H	1.4 ^{HE}	3.8 ^{HE}	6.2 ^{HE}										
E4	0.1 ^H	0.5 ^H	0.9 ^H													

a: Oxcal' dan türetilmiş tercih edilen modele göre (Bronk R., 2008, 2009; Reimer ve diğer., 2009).

b*: Formüle göre hesaplanmış tekrarlanma periyodu

Formül:

Rmin: (AE1min-AE2max) +(AE2min-AE3max) +(AE3min-AE4max)/n-1

Rort: (AE1ort-AE2ort) +(AE2ort-AE3ort) +(AE3ort-AE4ort)/n-1

Rmax: (AE1max-AE2min) +(AE2max-AE3min) +(AE3max-AE4min)/n-1

E: Olay, n: olay sayısı, H: Holosen, P: Pleyistosen, HE: Holosen'deki olay, PE: Pleyistosen'deki olay

BÖLÜM ALTI

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Tezin bu bölümünde; tez çalışmaları boyunca yapılmış arazi çalışmaları özetlenmiş, elde edilen stratigrafik, jeomorfolojik, yapısal ve paleosismolojik sonuçlar değerlendirilmiştir. Tez kapsamında özellikle GBFZ'' nin kuzey kısmı daha çok çalışılmıştır. Çünkü gerek yerleşim alanlarının çalışma alanının kuzey bölümünde olması, gerek 2005 yılında meydana gelen Sığacık depreminde kuzey bölümünde yer alan binalarda hasarların gözlenmiş olması ve gerekse de GBFZ'nin güney kısmının çok yoğun bitki örtüsüyle kaplı olması çalışmaların GBFZ' nin kuzey kısmında yoğunlaşmış olmasına sebebiyet vermiştir.

KD-GB uzanımli İBTZ, İzmir ile Balıkesir arasında karada yaklaşık 250 km boyunca devam eden ve çok sayıda aktif fay segmentleri içeren neotektonik bir zondur (Kaya, 1979; Okay ve Siyako, 1991; Ring ve diğer., 1999; Sözbilir ve diğer., 2003a, b; Erkül ve diğer., 2005; Kaya ve diğer., 2007; Sözbilir ve diğer., 2007; Özkaymak ve Sözbilir, 2008; Uzel ve Sözbilir, 2008; Sözbilir ve diğer., 2011; Emre ve diğer., 2011; Özkaymak ve diğer., 2013). Bu aktif faylardan en önemlisi olan ve tez konusunu oluşturan fay, karadaki uzunluğu 24 km ve denizdeki uzunluğu 46 km ve genişliği yaklaşık 2 km olan Gülbahçe Fay Zonu (GBFZ)' dur. GBFZ üzerinde alınan ölçümlere göre fay zonunun, ortalama 55 ° -90 ° eğime genel olarak 40 ° ile 45 ° arasında gözlenen kayma çiziklerine sahip olduğu belirlenmiştir.

Yaklaşık K-G yönünde uzanım sunan Gülbahçe Fay Zonu boyunca gözlemlenen temel kayaçları, Paleozoyik-Senozoyik yaşlı Güvercinlik Formasyonu ve Nohutalan Formasyonuna ait sedimanter kayaçlar; volkanik kayaçları Alt Miyosen yaşlı Kocadağ Volkanikleri; volkano-sedimanter kayaçları Miyosen yaşlı Yağcılar formasyonu olarak tanımlanan kayaçlar; Kuvaterner çökellerini ise Pleyistosen yaşlı Ballıkaya Çakıltası ile Holosen yaşlı çökeller oluşturmaktadır (Çakmakoglu ve Göktaş, 2018; Uzelli ve diğer., 2017). Çalışma alanının geniş bir bölümünü kaplayan Kuvaterner çökellerini oluşturan Ballıkaya Çakıltası, GBFZ nin sıçrama/serbestlenme alanı içersinde kalmaktadır (Emre ve diğer., 2005). Çakıltası biriminin tanelerinin kökeni Kocadağ volkanitlerine ait olup; yuvarlaklaşması iyi,

paketlenme derecesi orta ve iyi derecededir. Birim içerisinde yer yer çapı 10 cm ile 20 cm arasında değişen çakıllı seviyeler ile birlikte yer yer kalınlığı 1,0 m yi bulan pekleşmesi iyi kumtaşı seviyeleri içermektedir. Çalışma alanının genelinde gözlenen Holosen çökelleri ise, kötü-çok kötü boyanmalı blok boyutundaki çakıllardan ve kum boyutundaki çökellerden oluşmuştur. Çalışma alanının kuzeyinde özellikle Sineklikışla deresi boyunca gözlenen alüvyon yelpazesi çökellerinin kaynağı uyumsuz bir şekilde üzerlediği Kocadağ volkanitlerinden olup; tane boyutu bloktan çakıla kadar değişmektedir. Tez kapsamında incelenen birimlerin Jeolojik Dayanım İndeksleri (GSI) hat etüdü yapılarak tanımlanmıştır. Buna göre inceleme alanın doğu kısmında yer alan Güvendik Formasyonuna ait Kireçtaşlarının dayanımı iyi; inceleme alanın kuzeybatısında yer alan Nohutalan Formasyonuna ait Kireçtaşlarının dayanımı orta; çalışma alanın batısında yer alan Kocadağ volkanitlerinin dayanımı zayıf; İYTE kampüsü boyunca gözlenen Güvercinlik Formasyonuna ait Kumtaşı/Çamurtaşı/Silttaşı ardalanmasının dayanımı orta ve İYTE kampüsü sınırları içerisinde gözlenen Ballıkaya çakıltaşının dayanımının orta olduğu belirlenmiştir.

Karaburun ve Urla bloklarını birbirinden ayıran (Emre ve diğer., 2005; Sözbilir ve diğer., 2009) ve K-G ve KKB-GGD uzanımında doğrultu atımlı fay niteliğinde olan GBFZ' nin jeomorfolojik özelliklerinin belirlenmesinde; “ötelenen dere ve sırtlar, terk edilmiş eski dere kanalları, alüvyon yelpazelerin çizgisel sıralanışı, fay zonunun sıçradığı yerde aşmalı fay (en-echelon fault) nedeniyle oluşan çek-ayır havzası” gibi morfolojik özelliklerden de yararlanılmıştır. Sığacık Körfezinden Kapıkaya Deresine kadar sağ atımlı doğrultu atımlı fay karakterinde olan orta kol, özellikle İYTE Kampüsü civarında sıçrama yaparak fay kollarına ayrılmaktadır. Sağa sıçrayan kollar arasında küçük ölçekli sağ yanal ve sol yanal atımlı fayların varlığı tespit edilmiştir. Özellikle GBFZ nin batı kolu kısmında yer alan İncirli deresi, önce sol yanal atımlı oblik hareket göstererek yaklaşık 50,0 m lik bir atıma sahip olduğu, harita ve arazi çalışmaları ile tespit edilmiştir. İncirli deresinde gözlenen bu ötelenmenin GBFZ nin bu kısımda sol yönlü çalıştığı, özellikle, Tatar deresi ile Söğüt deresi ve kollarında GBFZ nin sağ yönlü çalıştığı dere ötelenmelerinden ve alınan kinematik ölçümlerden anlaşılmıştır.

Wilcox ve diğer. (1973); Harding (1974; 1976); Withjack ve Jamison (1986) çalışmalarında belirtildiği gibi, başlangıçta tek bir düz fay kolu şeklinde ilerleyen fay, yırtamayacağı bir engele geldiğinde kırıklı bir şekilde ilerler ve fay kollara ayrılır. GBFZ, morfolojik olarak Sığacık Körfezinden kuzeyde yer alan Tatar Deresine kadar çizgisel bir yapıya sahip olmakla birlikte, özellikle Kapıkaya deresinde çiçek yapısı sunarak üç kola ayrılmaktadır. Tez kapsamında incelenen bu üç kol **Doğu-Orta ve Batı kol** olarak adlandırılmıştır. GBFZ ye ait bu doğu ve batı kolları, Triyas yaşlı Nohutalan ve Güvercinlik formasyonlarını Miyosen volkaniklerinden ayırmıştır.

GBFZ' nin aktif tektoniğini işaret eden jeomorfolojik verilerin araştırılması için Gülbahçe havzası 30 alt havzaya ayrılmıştır. Rölatif yüksekliğin rölatif alan üzerine iz düşürülmesiyle elde edilen hipsometrik İntegral (HI) GBF' nin kuzey bölümü için $0,42 > HI > 0,28$ arasında yer aldığı hesaplanmış ve bu değerlerin, Xue ve diğer. (2017) ' nin yaptığı tanımlamaya göre orta ve yüksek oranda aktif tektonizmayı işaret ettiği belirlenmiştir. Özellikle İYTE kampüsü çevresinde $HI=0,67$ değerine sahip olması ve Tatar deresi çıkışında sıcak su çıkışlarının yer alması bu bulgunun doğru olduğunu kanıtlar niteliktedir.

Otuz alt havzanın, havza uzunluklarının havza genişliğine oranı ile belirlenen havza şekli indeksi (B_s) nin kuzey ve güney kesimlerde $B_s \geq 3$ ve sınıf 1 olduğu belirlenmiştir. Bu bölgelerde yer alan havzanın daha genç ve dolayısıyla yüksek tektonik aktiviteyle ilişkilendirilmiştir. Drenajın yan dallarla birlikte toplam uzunluğunun havza alanına oranı ile belirlenen drenaj yoğunluğu (D_d); bu alt havzalar için hesaplanmış ve D_d ' nin 0,54 ile 2,96 arasında değiştiği belirlenmiştir. Bu değerlere göre, Gülbahçe havzasının kuzey kısmı daha yüksek tektonizmayı işaret etmektedir. Özellikle Gülbahçe Mahallesinin batısında, volkano-sedimanter kayalar ile alüvyon sınırı boyunca gözlemlenen üçgen yüzeyler gibi morfolojik özellikler GBFZ' nin normal bileşene sahip doğrultu atımlı fay karakterinde olduğunu işaret etmektedir. Bu normal fay kontrolü altındaki 17 drenaj ağı için dağ önü sinüslük oranı (Smf) hesaplanmış ve $1,09 < Smf < 1,33$ değerleri elde edilmiştir. Elde edilen bu Smf , Bull (2008)' e göre değerlendirilmiş ve çalışma alanının özellikle İYTE eğitim kampüsü tarafında kalan kısmının yüksek tektonik aktiviteye ($Smf=1,09$),

kuzeyde yer alan Gülbahçe Öğretmen Evlerini bölgesi ($S_{mf} = 1,17$) ile İçme Tepesi ($S_{mf}=1,33$) ve Kapıkaya deresi ($S_{mf}=1,27$) kısmında kalan bölgede orta derece tektonik aktiviteye sahip dağ önüne sahip olduğu belirlenmiştir.

Gülbahçe Fay Zonundaki yükselen blok üzerinde tanımlanan 30 drenaj havzası için V_f oranı $V_f=0,86$ olarak hesaplanmıştır. V_f ve S_{mf} değerleri Rockwell ve diğer. (1984)' e göre değerlendirildiğinde GBFZ' nin kayma hızı 0,62 mm/y olarak elde edilmiştir.

Normal fayların önemli jeomorfolojik belirteçlerinden biri olan üçgen yüzeyler GBFZ' nin batı kolu ve doğu kolu boyunca gözlenmekte olup; batı kolu boyunca yer alan üçgen yüzeylerin ortalama eğimi $\alpha=21,29^\circ$, Çarpan Tepesi boyunca (doğu bölümü) yer alan üçgen yüzeylerin ortalama yüzey eğimi $\alpha=22,50^\circ$ dir.

Özellikle GBFZ nin batı kolu kısmında yer alan İncirli Deresi'nin harita ve arazi çalışmaları ile, önce sol yanal atımlı oblik hareket göstererek yaklaşık 50,0 m lik bir atım ile ötelendiği tespit edilmiştir. Ancak, dere içerisinde yapılan ölçümlerde derenin ilerleyen süreçte sağ yanal atımlı fay etkisinde etkisinde kaldığı, fay düzlemlerinin yaklaşık K-G uzanımlı ve batıya doğru 55-90 arasında değiştiği, fay düzlemi üzerinde ölçülen 40° lik rake açısının fayın bu kesimlerde sağ yanal oblik hareket ettiğini kanıtlamıştır. Ayrıca, Lidar sonuçlarına göre sağ yanal atım miktarı 2.70 metre olarak ölçülmüştür. Bölgede yer alan K-G uzanımlı doğrultu atımlı fayların hem sol hem de sağ yönlü hareketine işaret eden bu durum, bu zonun farklı zamanlarda yeniden hareket ettiğini göstermektedir (reaktivasyon).

Gülbahçe havzasının tektonik kuvvetlerin gerilim yönlerini belirlemek için yapılan jeolojik haritalama çalışmalar için L1-L2-L3-L-4 ve L5 lokasyonlarından alınan ölçümler WinTensor programında değerlendirilmiştir. Elde edilen verilere göre GBFZ' nin orta kolu üzerinde yapılan L4 ve L5 lokasyonu ve çevresinde transpresyonel rejime geçiş söz konusudur. Nitekim GBFZ nin güney kısmında bulunan Deveboynu sırtının gözlenmesi bunu doğrulamaktadır. GBFZ'nin batı ve Doğu kollarına ait sırasıyla L1,L2 ve L3 lokasyonlarında fay düzlemlerine ait kayma çizgilerinin programda yapılan kinematik analizlerine göre bölge transtansiyonel (genişlemeli) tektonik rejimin etkisi altındadır. Tez kapsamında, önceki

Çalışmalardan elde edilen kinematik veriler de değerlendirilmiş ve L1, L2 ve L3 lokasyonlarında gözlenen açılmalı rejim ile L4 ile L5 lokasyonlarında gözlenen makaslamalı rejime uyumlu olduğu belirlenmiştir.

Gülbahçe Fay Zonunun dere telenmelerine göre hesaplanmış uzun dönem yıllık ortalama kayma hızı, 1,3 mm/yıl olarak hesaplanmıştır. Bu değer, İBTZ içerisinde yer alan fayların jeomorfolojik ölçümlerine dayanılarak hesaplanan uzun dönem kayma hızları sınır değerleri arasında kaldığı belirlenmiştir.

Tarihsel verilerden ve hendek içi yaşlandırma çalışmalarından yararlanarak belirlenmiş olan ve GBFZ'nin üretmiş olduğu son deprem olan 20 Mart 1389 tarihli depremin eş-şiddet haritası ($I_0 = X$) hazırlanmıştır. GBFZ'nin üreteceği olası büyük bir depremde Gülbahçe ve çevresinin nasıl etkilenebileceği konusunda ışık tutuldu.

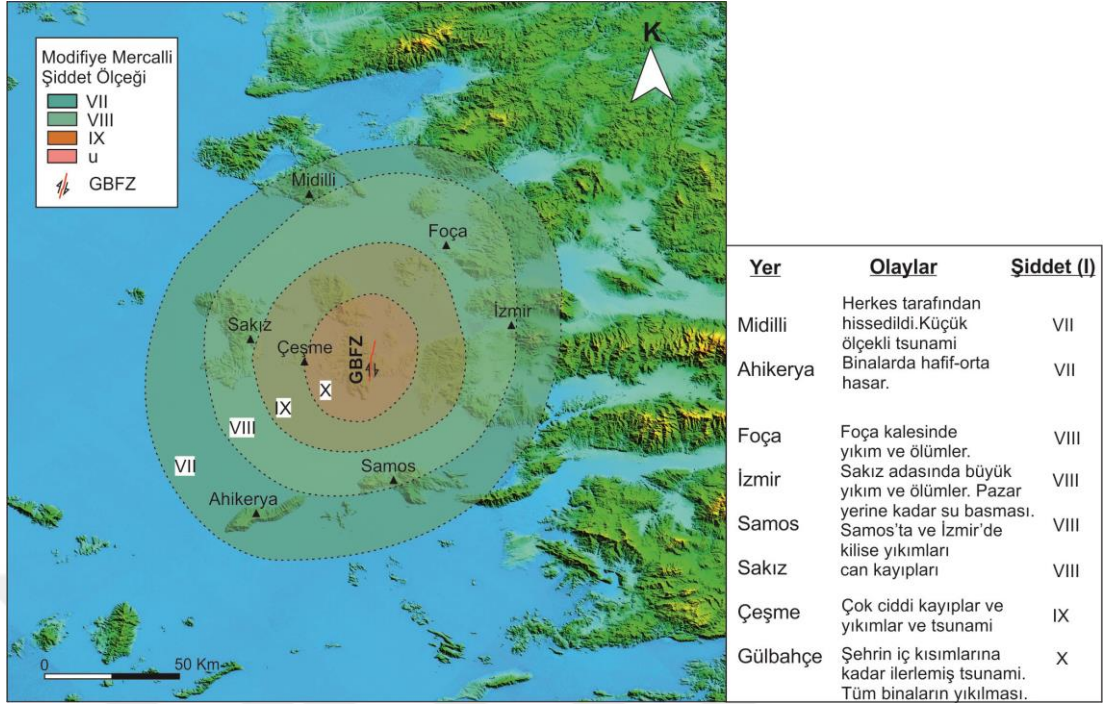
Gülbahçe ve yakın çevresine ait 1999 yılı Landsat 5 ve 2020 yılı Landsat 8 uydu görüntülerinden çizgi yoğunlukları belirlenmiştir. 1999 yılı Landsat 5 uydu görüntüsünde oluşturulan gl diyagramında ortalama çizgi doğrultusu 22 derece; 2020 yılı Landsat 8 uydu görüntüsünde 15 derece olarak belirlenmiştir. Topoğrafyada gözlenen tüm çizgiselliklerin tektonizmayı işaret ettiğinin düşünülmesi yanlıştır. Ancak uydu görüntülerinden elde edilen çizgiselliklere ait doğrultuların GBFZ'nin doğrultusuyla uyumlu bulunan çizgisellik doğrultularıyla uyumlu olduğu tespit edilmiştir. Ayrıca 2020 yılı Eylül ayına ait olan Landsat 8 Thematic Mapper (TM) uydu görüntüsünde gözlemlenen GBFZ'nin Sığacık Körfezi deniz altındaki doğrultusunun, 1999 yılı uydu görüntüsünde gözlenmemesinin sebebinin 2005 Sığacık depremi olma ihtimali yüksektir.

Aktif fayların geçmiş dönemde hareket zamanlarını ve tekrarlanma periyotlarını belirlemek amacıyla, GBFZ'nin Batı, Orta ve Doğu kollarında açılan  hendekten toplam 23 OSL ve 3 ^{14}C rneği alınmış ve laboratuvarda analiz edilmiştir. Hesaplanan yaşların, hendek duvarlarındaki stratigrafik sıralanmayla uyumlu olduğu grlmştir.  hendeğin duvarlarından elde edilen OSL ve ^{14}C yaşlandırma sonuçlarına göre, bölgede E1:34,6±8,6by; E2:14,4±4,4by; E3: 4,3±2,0by; ve E4: 0,5±0,4by olmak üzere dört deprem periyodu belirlenmiştir. Deprem tekrarlanma periyotlarını Holosen için irdelediğimizde 1400 yıl ile 6200 yıl arasında değiştiği

hesaplanmıştır. Elde edilen bu sonuçlar bize, GBFZ için değişken ve tutarlı olmayan yineleme aralığını göstermektedir ki bu da Türkiye’de yapılan paleosismolojik çalışmalarla uyumlu bir sonuçtur.

Bu geniş aralık ve tekrarlanma periyodu iki şekilde açıklana bilinir (I) GBFZ’nin sebep olduğu depremler hendeklerin yer aldığı kısımlarda yüzey kırılmasına sebebiyet vermemiştir veya hendeklerden numune alma çalışmaları esnasında yüzey kırılmalarına ait kanıtlar gözden kaçırılmış olunabilir (ii) yüzey kırılması ile oluşmuş kolüvyal kamalar heyelanlar nedeniyle ortamdan uzaklaşmış olabilir.

Hendeklerden alınan numunelerin yaşlandırma sonuçlarının OxCAL ile kalibrasyonuna göre (Baknz Bölüm 5.2) GBFZ ‘nin en son 20 Mart 1389 yılında ürettiği depremin eş-şiddet haritası Modifiye Mercalli Ölçeği (Bknz Şekil 1.10) baz alınarak hazırlanmış ve **Şekil 7.1** de sunulmuştur. Eş-şiddet haritasındaki deprem ile ilgili bilgiler Papadopoulos ve Chalkis (1984); Papazachos ve Papazachou (1997); Moberg (2015); Taxeidis (2003); Lampros (1910a); Schreiner (1975); SHEEC(2012); Ergin ve diğer. (1967), Pınar ve Lahn (1952), Guidoboni ve Comastri (2005) ve Soysal ve diğer. (1981) makale ve kataloglardan elde edilmiş ve Bölüm 1.3.1 de belirtilen Denklem (1.1) kullanarak; uzaklığa bağlı deprem şiddetinin nasıl azalacağı belirlenmiş ve ilgili izoseist çizgileri çizilmiştir.



Şekil 7.1 20 Mart 1389 tarihli depremin eş-şiddet haritası ($I_0 = X$) ve haritanın hazırlanmasında kullanılan ve tarihsel verilerde etkilenmiş olduğu belirlenen yerleşim yerleri (Bölüm 1.3.1 de gösterilen Formül 1 için x uzaklığı Ahikerya Adası için 77 km; Samos adası için 58 km; İzmir için 49 km; Foça için 41 km; Midilli adası için 82 km; Sakız adası için 39 km ve Çeşme için 29 km alınmıştır.)

Jeolojik çalışmaların yanı sıra, GNSS (Küresel navigasyon uydu sistemi) değerleri ve sismik döngülerden elde edilen jeodezik yineleme aralığını değerlendirmek için Gülbahçe bölgesinde jeofizik ve jeodezik çalışmalarla ilgili sınırlı sayıda çalışma bulunmaktadır. Bu çalışmalardan, Çırmık ve diğer. (2017), mikro yerçekimi ve GNSS verilerine göre GBFZ'nin fay türünün doğrultu atımlı fay olduğunu belirtmiştir. Ayrıca Eyubagil ve diğer. (2020) Urla ilçesi için GNSS verileriyle GBFZ'nin kayma oranını ve jeodezik yineleme aralığını ortaya koymuştur. Araştırmacılar, Gülbahçe Fay Zonunun doğusundaki alanların sabit kalırken batısındaki alanların güneye doğru 2,5 ile 3,5 mm/yıl aralığında hareket ettiğini belirlemişlerdir. Araştırmacıların yaptıkları jeodezik çalışmalara göre GBFZ'nin $M > 7$ büyüklüğünde deprem üretme potansiyali %99 olasılıkla 1260 yıl olarak hesaplamışlardır. Bu değerler, tez kapsamında paleosismolojik veriler ile Holosen için elde edilen tahmin aralığıyla ($R_{mim} = 1400$ yıl)(bkz. Tablo 5.6) uyumlu olduğu görülmektedir.

Wells ve Coppersmith (1994) eşitliğine göre, depremin büyüklüğü (Denklem 6.1) ve maksimum yer değiştirmesi (Denklem 6.2) şu şekilde ifade edilebilir:

$$M = 5.16 + 1.12 \log SRL \quad (6.1)$$

$$M = 6.81 + 0.78 \log MD \quad (6.2)$$

Burada M moment büyüklüğüdür, SRL fay kırılma uzunluğu, MD maksimum yer değiştirmeyi ifade etmektedir.

Emre ve diğer. (2016)' leri GBFZ'nin her bir kolunun uzunluğunu baz alarak bölgedeki en yüksek tahmini deprem büyüklüğünü $M_w = 6.64$ ile 6.71 olarak belirlemişlerdir.. Tez kapsamında bu değer, Denklem (6.1) 'e dayanarak, 7.20 olarak hesaplanmıştır. Bunun sebebi de; Emre ve diğer. (2016) aksine, tez kapsamında incelenen GBFZ' nin tüm kollarının birlikte hareket ettiği ve fay zonun toplam buyunun 70 km (karadaki uzunluğu 24 km ve denizdeki uzunluğu 46 km) olduğu kabul edilmesinden kaynaklanmaktadır Bu nedenle GBFZ' nin gelecekte 7.20 büyüklüğünde bir deprem üretebileceği söylenebilir.

Hendeklerden alınan numunelerin yaşlandırma sonuçlarına göre GBFZ ' nin en son MS.1389 yılında ürettiği depremin lidar sonuçlarından elde edilen İncirli deresindeki 2.7 m' lik atım (6.2) denklemine göre değerlendirildiğinde tahmini bir deprem momenti $M=7.15$ olarak hesaplanır. Fay bölgesinin son aktivasyonundan bu yana geçen süre, günümüz tarihi ile 632 y^{-1} dır. Bu sonuçlar Gülbahçe Fay Zonu' nun yakın özelliğinde yıkıcı bir deprem üretme potansiyeli kapsamında değerlendirilmesi gerektiğini göstermektedir. 30 Ekim 2020 ($M_w: 6.9$) depremi dikkate alındığında, gerilme vektörleri GBFZ, Seferihisar Fayı, Tuzla Fayı, Yağcılar Fayı gibi fayların yükselen bloğuna aktarılabilir. GBFZ, Kuzey Samos Fayı'nın yükselen bloğu üzerinde bulunan doğrultu atımlı faylardan biri olduğu için, bu faylar üzerinde paleosismolojik çalışmaların yapılması şiddetle tavsiye edilmektedir.

KAYNAKLAR

- Afet ve Acil Durum Yönetim Başkanlığı Resmi İnternet Sitesi.(2020). *Deprem dairesi kataloğu*. 30 Aralık 2020, <https://www.deprem.afad.gov.tr/ddakatalog>
- Aitken M.J. (1985). *Thermoluminescence dating*. San Diego: Academic Press.
- Aitken, M.J. (1992). Optical Dating, *Quaternary Science Revision*, 11, 127-131.
- Aitken M.J. (1998). *An introduction to optical dating*. London: Oxford University Press.
- Akartuna, M. (1962). İzmir, Torbalı, Seferihisar, Urla bölgesinin jeolojisi hakkında,. *MTA Dergisi*, 59, 1-18.
- Aksoy, M. E. (2009). *Active tectonics and paleoseismology of the Ganos fault segment and seismic characteristics of the 9 August 1912 Mürefte Earthquake of the North Anatolian Fault (Western Turkey)*. Doktora Tezi, Strasbourg Üniversitesi, Strasbourg.
- Aksoy, M. E., Meghraoui, M., Vallée, M., ve Çakır, Z. (2010). Rupture characteristics of the AD 1912 Mürefte (Ganos) earthquake segment of the North Anatolian fault (western Turkey). *Geology*, 38(11), 991-994.
- Aktar, M., Karabulut, H., Özalaybey, S. V. ve Childs, D. (2007). A conjugate strike-slip fault system within the extensional tectonics of Western Turkey. *Geophysical Journal International*, 171 (3), 1363–1375.
- Aktuğ, B. ve Kılıçoğlu, A. (2006). Recent crustal deformation of İzmir, western Anatolia and surrounding regions as deduced from repeated GPS measurements and strain field, *Journal of Geodynamics*, 41, 471-484.

Aktuğ, B., Nocquet, J. M., Cingöz, A., Parsons, B., Erkan, Y., England, P., ...ve Tekgöl, A. (2009). Deformation of western Turkey from a combination of permanent and campaign GPS data: Limits to block- like behavior. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B10).

Aktuğ, B., Ozener, H., Dogru, A., Sabuncu, A., Turgut, B., Halicioglu, K., ... ve Havazli, E. (2013). Slip rates and seismic potential on the East Anatolian Fault System using an improved GPS velocity field. *Journal of Geodynamics*, 94, 1-12.

Altan, Z. (2014). *İzmir, Gülbahçe ve Sığacık körfezleri'nin sığ sismik yansıma verileri ile araştırılması*. Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.

Ambraseys, N. N., ve Finkel, C. (1995). *The seismicity of Turkey and adjacent areas: a historical review, 1500-1800*. İstanbul: Beyoğlu.

Ambraseys, N. N., ve Jackson, J. A. (1998). Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. *Geophysical Journal International*, 133(2), 390-406.

Ambraseys, N. N. (2006). Comparison of frequency of occurrence of earthquakes with slip rates from long-term seismicity data: the cases of Gulf of Corinth, Sea of Marmara and Dead Sea Fault Zone. *Geophysical Journal International*, 165(2), 516-526.

Ambraseys, N. N. (2009). *Earthquakes in the Eastern Mediterranean and the Middle East: A Multidisciplinary Study of Seismicity up to 1900*. England: Cambridge University Press.

Ambraseys, N. N., ve Finkel, C. F. (1987). The Saros–Marmara earthquake of 9 August 1912. *Earthquake Engineering ve Structural Dynamics*, 15(2), 189-211.

- Anderson, E. M. (1951). *The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain* (2d ed.). London: Oliver ve Boyd.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A., ve Barka, A. (1999). Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: timing and kinematics. *Geology*, 27(3), 267-270.
- Avcı, V. ve Günek, H. (2015). Uludere Havzası'nın (Bingöl) jeomorfolojik özelliklerinin belirlenmesinde morfometrik analizlerin kullanımı. *Adıyaman Üniversitesi Sosyal Bilimler enstitüsü dergisi*, 21, 745-770.
- Ayhan, E. E., Alsan, N., Sancaklı, S.B. ve Üçer, B. (1981). Türkiye ve dolayları deprem kataloğu (1881-1990). *Boğaziçi Üniversitesi Yayınları*, 126.
- Ayhan, M. E., Bürgmann, R., McClusky, S., Lenk, O., Aktug, B., Herece, E., ve Reilinger, R. E. (1999). Kinematics of the Mw= 7.2, 12 November 1999, Düzce, Turkey earthquake. *Geophysical Research Letters*, 28(2), 367-370.
- Azor, A., Keller, E.A. ve Yeats, R.S. (2002). Geomorphic indicators of active fold growth; South Mountain-Oak Ridge Anticline, Ventura Basin, Southern California. *Geological Society of America Bulletin*, 114, 745-753.
- Badgley, P.C. (1965). *Structural and Tectonic Principles*. New York: Harper and Row Publishers.
- Baize, S., Audin, L., Winter, T., Alvarado, A., Moreno, L.P., Taibe, M., Reyes, P., Kauffmann, P ve Yepes, H. (2015). Paleoseismology and tectonic geomorphology of the Pallatanga fault (Central Ecuador), a major structure of the South-American crust. *Geomorphology*, 237, 14-28.
- Barabas, M., Bach, A. ve Mangini, A. (1988). An Analytical Model for the Growth of ESR Signals, *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 14, 1/2, 231-235.

Barka, A. A., ve Kadinsky Cade, K. (1988). Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7(3), 663-684.

Baştürk, B.N., Özel, N.M., Altınok, Y. ve Duman, T.Y. (2017). Türkiye ve yakın çevresi için geliştirilmiş tarihsel dönem (MÖ 2000 - MS 1900-) deprem katalogu. Türkiye Sismotektonik Haritası Açıklama Kitabı (Ed. T.Y. Duman), Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, *Özel Yayınlar Serisi*, 34, 239.

Batı Anadolu Çöküntü Bölgesi'nin Paleosismoloji Projesi Sonuç Raporu (2007), www.docplayer.biz.tr/11658975-Bati-anadolu-cokuntu-bolgesi-nin-paleosismoloji-projesi-dpt-2002-k-120050-sonuc-raporu.html

Baysal, D., Aktuğ, B. ve Koçyiğit, A. (2010). GPS nokta koordinatlarındaki zamana bağlı değişimlerin analizi ve yorumu: İzmir bölgesinde uygulama. *Harita Dergisi*, 144.

Benetatos, C., Kiratzi, A., Ganas, A., Ziazia, M., Plessa, A., ve Drakatos, G. (2006). Strikeslip motions in the Gulf of Sigacik (western Turkey): Properties of the 17 October 2005 earthquake seismic sequence. *Tectonophysics*, 426, 263-279.

Bowman, S. (1990). *Radiocarbon dating*. Univ of California Press, 1.

Bonilla, M.G., Lienkaemper, J.J. (1990). Visibility of fault strands in exploratory trenches and timing of rupture events. *Geology*, 18, 153–156

Bozkurt E., ve Sözbilir, H. (2006). Evolution of the large-scale active Manisa Fault, southwest Turkey: implications on fault development and regional tectonics. *Geodinamica Acta* 19, 427–453.

Bradley, R. S. (1999). *Paleoclimatology, reconstructing climates of the Quaternary*. CA: Academic Press.

- Bull, W.B. (1977 a). *Tectonic geomorphology of the Mojave Desert, California*. U.S. Geological survey contract report 14-0-001-G-394. Office of Earthquakes, Volcanoes, and Engineering, Menlo Park, California.
- Bull, W.B., McFadden, L.D. (1977). Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: Doehring, D.O. (Ed.), *Geomorphology in Arid Regions*. Proceedings of the Eighth Annual Geomorphology Symposium, The State University of New York: Binghamton.
- Bull, W. B. (2008). *Tectonic geomorphology of mountains: a new approach to paleoseismology*. Oxford: Wiley.
- Burbank, D. W., ve Anderson, R. S. (2009). *Tectonic geomorphology*. West Sussex: John Wiley & Sons and. xiv+454 s.
- Cannon, P.J. (1976). Generation of explicit parameters for a quantitative geomorphic study of Mill Creek drainage basin. *Oklahoma Geology Notes* 36 (1), 3–16.
- Caputo, R. (1995). Inference of a seismic gap from geological data: Thessaly (Central Greece) as a case study. *Annals of Geophysics*, 38(1).
- Caputo, R., ve Helly, B. (2008). The use of distinct disciplines to investigate past earthquakes. *Tectonophysics*, 453(1-4), 7-19.
- Carey, E. (1976). *Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles: calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des Stries de Glissement*. Thèse de 3^o cycle, Université de Paris-Sud, Orsay.
- Carey-Gailhardis, E., ve Mercier, J. L. (1987). A numerical method for determining the state of stress using focal mech. of earthquake populations: application to

Tibetan teleseisms and microseismicity of Southern Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 82, 165-179.

Cenni, N., D'Onza, F., Viti, M., Mantovani, E., Albarello, D., ve Babbucci, D. (2001). Post seismic relaxation processes in the Aegean-Anatolian system: insights from space geodetic data (GPS) and geological/geophysical evidence. *Bollettino Di Geofisica Teorica Ed Applicata*, 43, 23-36.

Cenni, N., Viti, M., Baldi, P., Mantovani, E., Ferrini M, D'Intinosante, V., Babbucci, D., ve Albarello, D. (2007) Short-term (geodetic) and long-term (geological) velocity fields in the Northern Apennines. *Bollettino della Società geologica Italiana*. 127(1), 93–104.

Chen, Y.C., Sung, Q., ve Cheng, K.Y. (2003). Along-strike variations of morphotectonic features in the Western Foothills of Taiwan: tectonic implications based on streamgradient and hypsometric analysis. *Geomorphology*, 56, 109–137.

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. *Bulletin of the Geological Society of America* 106, 571–581.

Cowgill, E. (2007). Impact of riser reconstructions on estimation of secular variation in rates of strike-slip faulting: revisiting the Cherchen River site along the Altyn Tagh Fault, NW China. *Earth and Planetary Science Letters*, 254, 239–255.

Cowgill, E., Gold, R.D., Chen, X.H., Wang, X.F., Arrowsmith, J.R., ve Southon, J. (2009). Low Quaternary slip rate reconciles geodetic and geologic rates along the Altyn Tagh fault, northwestern Tibet. *Geology*. 37, 647–650.

Cornelis De Bruyn. (b.t). 8 Ağustos 2020,
http://www.spanishsuccession.nl/naval/convoy_smyrna_1688_1690.html.

- Crowell, J.C. (1974a). Origin of Cenozoic basins in southern California, in Dott, R.H. and Shavers, R.H. Crowell JC (1974a) Origin of late Cenozoic basins in southern California. ... In: Dott RH, Shaver RH (eds) Modern and ancient geosynclinal sedimentation. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications*, 19, 292-303.
- Crupa, W.E., Khan, S.D., Huang J., Khan, A.S. ve Kasi, A. (2017). Active tectonic deformation of the western Indian plate boundary: A case study from the Chaman Fault System. *Journal of Asian Earth Sciences*, 147, 452-468.
- Cunningham, W. D., ve Mann, P. (2007). Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends. *Geological Society*, 290(1), 1-12.
- Çakmakoğlu, A. ve Bilgin, Z.R. (2003), Karaburun Yarımadası'nın Neojen öncesi stratigrafisi. *MTA Dergisi*, 132, 33-61.
- Day, R.W. (2004). Geoteknik deprem mühendisliği el kitabı, New York: R.R. Donnelley and Sons Company.
- Dehbozorgi, M., Pourkermani, M., Arian, M., Matkan, A.A., Motamedi, H., ve Hosseiniasl, A. (2010). Quantitative analysis of relative tectonic activity in the Sarvestan area, central Zagros, Iran. *Geomorphology*, 121, 329-341.
- Deng, Q. D., Zhang, P. Z., Ran, Y. K., Yang, X. P., Min, W. ve Chu, Q. Z. (2002). Basic characteristics of active tectonics of China. *Science in China (Ser D)*, 46, 356- 72.
- dePolo, C. M., Clark, D. G., Slemmons, D. B., ve Aymand, W.H. (1989). Historical Basin and Range Province surface faulting and fault segmentation. In fault segmentation and controls of rupture initiation and termination (D. P. Schwartz, and R Sibson, Eds.), *U.S. Geology Survey Open File Rep.*, 89-315, 131-162.

- Dewey, J.F., ve Sengör, A.M.C. (1979). Aegean and surrounding regions: complex multiple and continuum tectonics in a convergent zone. *Geology Society of America Bulletin*, 90, 84–92.
- Din, G. Y. (1982). Stream offsets of strike-slip faulting and earthquakes. *Earthquake*, 1–10 (in Chinese).
- Din, G. Y. (1993). Displacement of the Yellow River at Shapotou, Ningxia Hui Autonomous Region. *Quaternary Sciences*, 70–387 (in Chinese).
- Dikbaş, A., ve Akyüz, H. S. (2009). Palaeoseismological investigations on the Karadere segment, North Anatolian fault zone, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20(4), 395-410.
- Dizdar M.Y. (2003). Erezyon ve toprak koruma terimleri sözlüğü. Ankara, *TMMOB Ziraat Mühendisleri Odası Teknik Yayınları Dizisi*.
- Doğan, T. (2010). *Optiksel uyarılmayla lüminesans (OSL) tarihlendirme yöntemini kullanarak Doğu Anadolu fay sisteminin (DAFS) paleosismolojik analizi*, Doktora Tezi, Çukurova Üniversitesi, Adana.
- Doğan, U., Şenkul, Ç. Ve Karabıyıkoglu, M. (2016). Optik ve infrared uyarmalı lüminesans yaşlarına ne kadar güvenmeliyiz?: Kapadokya bölgesindeki Kızılırmak sekileri örneği ile eleştirel bir değerlendirme. *Türkiye Jeoloji Kurultayı*.
- Dolan, J. (2009). Possible transient strain accumulation along the North Anatolian Fault (NAF): 712 Precursor or Artifact? In 1509. *Marmara Earthquake Symposium Program*. Istanbul Teknik University.
- Dooley, T., McClay, K. ve Bonora, M. (1999). 4D evolution of segmented strike-slip fault systems: applications to NW Europe. In: Fleet, A. ve Boldy, S. (Eds.)

- Petroleum geology of northwest europe: proceedings of the 5th Conference, Petroleum Geology '86, *Geological Society*, 215–225.
- Downey, G. (1955). Earthquakes at Constantinople and Vicinity, AD 342-1454. *Speculum*, 30(4), 596-600.
- Dramis, F. ve Blumetti, A.M. (2005). Some considerations concerning seismic geomorphology and paleoseismology. *Tectonophysics*, 408, 177-191.
- Duller, G.A.T. (1991). Equivalent dose determination using single aliquots. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 24, 217-226.
- Duman, T.Y., Çan, T., Emre, Ö., Kadirioğlu, F.T., Başarır, B. N., Kılıç, T., Arslan, S., Özalp, S., Kartal, R.F., Kalafat, D., Karakaya, F., Eroğlu, A. T., Özel, N.M., Ergintav, S., Akkar, S., Altınok, Y., Tekin, S., Cingöz, A., Kurt, A.İ. (2016). Seismotectonics database of Turkey. *Bull Earthq Eng.* <https://doi.org/10.1007/s10518-016-9965-9>.
- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J., Keller, E.A.(2008). Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology*, 96, 150–173.
- Engdahl, E.R., R. van der Hilst, and R. Buland (1998). Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, *Bulltein Seismic Society of America*, 88, 722-743.
- European-Mediterranean seismological centre earthquake catalogue. (2016). 28 Eylül 2019 Tarihli depremler. 01 Ekim 2019, <http://www.emsc-csem.org>.
- Emre, Ö., Erkal, T., Tchapylyga, A., Kazancı, N., Keçer, M. ve Ünay, E. (1998), Neogene - Quaternary evolution of the eastern Marmara region, northwest Turkey, *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 120, 119–145.

- Emre, Ö ve Sözbilir, H. (2007). Tectonic evolution of the Kiraz basin, Küçük Menderes graben: evidence for compression/uplift-related basin formation overprinted by extensional tectonics in West Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16, 441–470.
- Emre, Ö., Duman. T.Y., Özalp S., Olgun Ş, Elmacı, H., Şaroğlu, F., ve Çan, T. (2016) Active fault database of Turkey. *Bulltein of Earthquake Engineering*. <https://doi.org/10.1007/s10518-016-0041-2>.
- Emre, Ö., Özalp, S., Doğan, A., Özaksoy, V., Yıldırım, C. ve Göktaş, F. (2005). İzmir ve yakın çevresinin diri fayları ve deprem potansiyelleri, *Jeoloji Etütleri Dairesi*, Rapor No:10754, 86 .
- Emre, Ö., Özalp, S., ve Duman, T.Y. (2011). 1: 250,000 scale active fault map series of Turkey. İzmir (NJ 35-7) Quadrangle, Serial Number (6). *General Directorate of Mineral Research and Exploration*, Ankara.
- Erdoğan, B. (1990). İzmir-Ankara zonu ile Karaburun kuşağının tektonik ilişkisi, *MTA Dergisi*, 110, 1-15.
- Ergin, K., Güçlü U. ve Uz Z. (1967). ‘‘Türkiye ve civarının deprem kataloğu (MS. 11-1964)’’. *İstanbul Teknik Üniversitesi. Maden Fakültesi Arz Fiziği Enstitüsü yayınları*.
- Erkanal, H. (2014). Klazomenai/Liman Tepe’nin limanları. *Harbors and Harbor Cities in the Eastern Mediterranean*, BYZAS, 19, 295-303.
- Erkül, F., Helvacı, C. ve Sözbilir, H. (2005). Evidence for two episodes of volcanism in the Bigadiç borate basin and tectonic implications for western Turkey. *Geological Journal*, 40, 1-16.

Earthquake Glossary. 16 Mart 2019.

<https://earthquake.usgs.gov/learn/glossary/?term=magnitude>.

Erturac, M.K., (2016). *Tektonik Jeomorfoloji*. 16 Mart 2021, www.researchgate.net/publication/316220379.

Eski, S., Sözbilir H., Uzel B., Özkaymak Ç., ve Sümer Ö. (2020). Gölarmara Fayı'nın morfotektonik evriminin cbs tabanlı yöntemlerle araştırılması, Gediz Grabeni, Batı Anadolu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 63,345-372, doi:10.25288/tjb.679584.

Eyubagil, E. E., Solak, H. İ., Kavak, U. S., Tiryakioğlu, İ., Sözbilir, H., Aktuğ, B., ve Özkaymak, Ç. (2021). Present day strike-slip deformation within the southern part of the İzmir-Balıkesir Transfer Zone based on GNSS data and implications for seismic hazard assessment in western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 30(2).

Fattahi, M. (2009). Dating Past earthquakes and related sediments by thermoluminescence methods: A Review. *Quaternary International*, 199 (1-2), 104-146.

Fattahi, M. (2013). Luminescence dating, earthquake, and tectonic activity. *Springer Science+Business Media Dordrecht*, doi:10.1007/978-94-007-6326-5_120-1.

Filiz, Ş. ve Tarcan, G. (1990). Gülbahçe Körfezi güneyindeki jeotermal alanın hidrojeolojik, hidrojeokimyasal ve izotopsal incelenmesi, *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 2/1, 69-52.

Frankel, K.L., ve Owen L.A (2013). Transform Plate Margins and Strike-slip fault systems, *Treatise on Geomorphology*, 5, 37-70.

- Font, M., Amorese, D., Lagarde, J.L. (2010). DEM and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: the Normandy intraplate area (NW France). *Geomorphology*, 119, 172–180.
- Fu, B., Awata, Y., Du, J., ve He, W. (2005). Late Quaternary systematic stream offsets caused by repeated large seismic events along the Kunlun fault, northern Tibet. *Geomorphology*, 71, 278–292.
- Fu, B., ve Awata, Y. (2007). Displacement and timing of left-lateral faulting in the Kunlun Fault Zone, northern Tibet, inferred from geologic and geomorphic features. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 253–265.
- Garcia, V.H. ve Casa, A. L. (2014). Quaternary tectonics and seismic potential of the Andean retrowedge at 33– 348S. *Geological Society, London, Special Publications*, first published February 27. doi 10.1144/SP399.11.
- Gaudemer, Y., Tapponnier, P. ve Turcotte, D. (1989). River offsets across active strike-slip faults. *Ann. Tecton.* 3, 55–76.
- Giardini, D., Woessner, J., Danciu, L., Crowley, H., Cotton, F., Grünthal, G., ... ve Rovida, A. (2012). Seismic hazard harmonization in Europe (SHARE): online data resource. Swiss Seism. Serv ETH Zurich Zurich Switz. Doi, 10.
- Godfrey-smith, D. I., Huntley, D. J. ve Cheen, W., H. (1988). Optical dating studies of quartz and feldspar sediment extracts. *Quaternary Science Revision*, 7, 373-380.
- Godwin, H. (1962). Half-Life of Radiocarbon. *Nature*, 195, 984.
<https://doi.org/10.1038/195984a0>.

- Gök, E. ve Polat O. (2011). İzmir kuvvetli yer hareketi deprem istasyon ağı: İzmirNET. *Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, 15-3, 233-243.
- Göktaş, F. ve Çakmakoğlu, A. (2018). 1: 100.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları serisi. *Urla-L16 Paftası*, 258.
- Göncü, H. (2013). *Smyrna Akropolü (Kadifekale) yapı evreleri*. Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.
- Grant, L.B. (2007) Historical seismicity – paleoseismology. In: Schubert G (ed) *Treatise of Geophysics*, 4, 567–589.
- Graveleau, F., Strak, V., Dominguez, S., Malavieille, J., Chatton, M., Manighetti, I., ve Petit, C. (2015). Experimental modelling of tectonics–erosion–sedimentation interactions in compressional, extensional, and strike–slip settings. *Geomorphology*, 244, 146-168.
- Grohmann C.H., Hargitai H. (2014) Surface Roughness. In: Encyclopedia of Planetary Landforms. Springer, New York, NY. https://doi.org/10.1007/978-1-4614-9213-9_633-1.
- Guidoboni, E., Comastri, A., ve Triana, G. (1994). *Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10th century*. Rome: Istituto Nazionale di Geofisica.
- Guidoboni E., ve Comastri A. (2005). *Catalogue of earthquakes and tsunamis in the Mediterranean area from the 11th to the 15th century*. INGV-SGA, Bologna.
- Guidoboni, E., Stiros, S., ve Jones, R. E. (1996). Archaeology and historical seismology: the need for collaboration in the Mediterranean

area. *Archaeoseismology: Athens, Institute of Geology ve Mineral Exploration, and The British School at Athens.*

Gutenberg, B., ve Richter C.F. (1956). Earthquake magnitude intensity, energy and acceleration, *Annals of Geophysics.*, 981, 7-12.

Gürboğa, Ş., ve Gökçe, O. (2019). Paleoseismological catalog of Pre-2012 trench studies on the active faults in Turkey. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 159(159), 63-87.

Gürçay, S. ve Çifçi, G. (2019). Multi-channel marine seismic survey and preliminary results off-shore Karaburun ridge (western Sığacık Gulf-Aegean Sea). *Jornal of Scientific Perspectives*, 3, 229-236

Gürer, Ö. F., Kaymakçı, N., Çakır, Ş., ve Özburan, M. (2003). Neotectonics of the southeast Marmara region, NW Anatolia, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(9), 1041-1051.

Hajdas, I. (2008). Radiocarbon dating and its applications in Quaternary studies. *Eiszeitalter und Gegenwart Quaternary Science Journal*. 57/1-2, 2-24.

Hanks, C., ve Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale, *Journal of Geophysical Research*. 84, 2348- 2350.

Hansen, T. C., Koza, M. M., ve Kuhs, W. F. (2008). Formation and annealing of cubic ice: I. Modelling of stacking faults. *Journal of Physics: Condensed Matter*, 20(28).

Harding, T. P. (1974). Petroleum traps associated with wrench faults. *AAPG Bulletin*, 58(7), 1290-1304.

- Harding, T. P. (1976). Tectonic significance and hydrocarbon trapping consequences of sequential folding synchronous with San Andreas faulting, San Joaquin Valley, California. *AAPG Bulletin*, 60(3), 356-378.
- Harding, T. P. (1985). Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. *AAPG Bulletin*, 69, 582–600.
- Hare, P.W., ve Gardner, T.W. (1985). Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In Morisawa, M., Hack, J.T. (Eds.), *Tectonic Geomorphology. Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium*. Allen ve Unwin, Boston.
- Hasluck, F. W. (1906). Poemanenum. *The Journal of Hellenic Studies*, 26, 23-31.
- Hubert-Ferrari, A., Armijo, R., King, G., Meyer, B., ve Barka, A. (2002). Morphology, 826 displacement, and slip rates along the North Anatolian Fault, Turkey. *Journal of 827 Geophysical Research: Solid Earth*. <https://doi:10.1029/2001JB000393>.
- Horton, R.E. (1932). Drainage basin characteristics. *Trans. Am. Geophys. Union*, 13, 350-361.
- Humair, F., Abellan A., CArrea D., Battista M., Epard, J., ve Jaboyedoff M. (2015). Geological layers detection and characterisation using high resolution 3D point clouds: example of a box-fold in the Swiss Jura Mountains. *European Journal of Remote Sensing*, 48:541-568.
- Huang, X., Jing, Z., Xie, F., ve Zhao J. (2019). Late quaternary slip rate of the east segment of the Yushu fault in the central-eastern Tibetan Plateau. *Quaternary International*. 532, 146-156.

Huntley, D. J., Godfrey-Smith, D. I., ve Thewalt, M. L. W. (1985). Optically Dating of Sediments. *Nature*, 313, 105-107.

Hurtrez, J.E., Lucazeau, F., Lavé, J., ve Avouac, J.P. (1999). Investigation of the relationships between basin morphology, tectonic uplift, and denudation from the study of an active fold belt in the Siwalik Hills, central Nepal. *Journal of Geophysic Researches of Earth Surface*. 104, 12779–12796.

Hütt, G., Jaek, ve I., J Tchonka. (1988). Optical dating: K-feldspars optical response stimulation spectra. - *Quaternary Science Reviews*, Elsevier.

Idriss, I., M. (1985). Evaluating Seismic Risk in Engineering Practice. *Proceedings of the Eleventh International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*. San Francisco.

İnci, U., Sözbilir, H., Erkül, F., ve Sümer, Ö. (2003). The cause of the earthquakes between the Urla and Balıkesir is a fossil fault. *Cumhuriyet Newspaper Science Technic Journal*, 848, 6-7 (in Turkish).

Ikeya, M., (1993). New applications electron spin resonance, Dating dosimetry and microscopy, *World Scientific Pub. Co. Pte. Ltd.*

İzmir Büyükşehir Belediyesi, (2019). *İzmir deprem senaryosu ve deprem master planı*. 21 Kasım 2019, <http://www.izmir.bel.tr/izmirdeprem/>

Jackson, J., ve McKenzie, D. (1984). Active tectonics of the Alpine–Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 77, 185–264.

Jackson, P. (1987). The corrugation and bifurcation of fault surfaces by cross-slip. *Journal of structural geology*, 9(2), 247-250.

Jeoloji bilgi sayfası, (2019). *Yerin İç Yapısı*. 18 Eylül 2019, <http://www.jeolojitr.com/2018/10/plaka-tektonigi.html> .

Kadiroğlu, F.T., Kartal, R.F., Kılıç, T., Kalafat, D., Duman, T.Y., Eroğlu Azak, T., Özalp, S. ve Emre, Ö. (2017), Türkiye ve yakın çevresi için geliştirilmiş aletsel dönem (1900 - 2012) deprem kataloğu ($M \geq 4,0$). Türkiye Sismotektonik Haritası Açıklama Kitabı (Ed. T.Y. Duman). *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Özel Yayınlar Serisi*, 34, 1246.

Kalafat, D., Kekovalı, K., Akkoyunlu, F., ve Ögütçü, Z. (2011). Source mechanism and stress analysis of 23 October 2011 Van Earthquake ($M_w = 7.1$) and aftershocks. *Journal of Seismology*, 18(3), 371-384.

Kalafatçıoğlu, A. (1961). Karaburun yarımadasının jeolojisi. M.T.A. Dergi, no. 56, Ankara

Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *J Geophys Res.*, 82, 2981-2987.

Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute, (2020). *Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Estitüsü*. 22 Aralık 2020, <http://www.koeri.boun.edu.tr/bilgi/buyukluk.htm>

Kaya, O. (1979). Ortadoğu Ege çöküntüsünün (Neojen) stratigrafisi ve tektoniği, *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 22, 233-274.

Kaya, A. (2018). Mikrozonlama bölgelerinde paleosismolojik araştırmalar: Çardak örneği (Denizli, GB Türkiye). *Niğde Ömer Halisdemir Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 7(3), 1113-1118.

- Kaya, O., Ünay, E., Göktaş, F. ve Saraç, G. (2007). Early Miocene stratigraphy of Central West Anatolia, Turkey: implications for the tectonic evolution of the Eastern Aegean area. *Geological Journal*, 42, 85–109.
- Keller, E.A. (1986). *Investigation of active tectonics: use of surficial earth processes*. Active Tectonics National Academy Press, Washington D.C.
- Keller, E.A., ve Pinter, N. (2002). *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*, 2. *Prentice Hall*, Upper Saddle River, N.J.
- Keller, E. A., ve Pinter, N. (1996). *Active tectonic, Earthquakes, Uplift and Landscape*. New Jersey: Prentice Hall.
- Kerr, J., Nathan, S., Van Dissen, R., Webb, P., Brunsdon, D., ve King, A. (2003). *Planning for development of land on or close to active faults-an interim guideline to assist resource management planners in New Zealand*. 18 Haziran 2020, <http://www.mfe.govt.nz>.
- Ketin, I. (1948). Über die tektonisch-mechanischen folgen aus den grossen Anatolischen erdbeben des letzten dezzenniums. *Geologische Rundschau.*, 36, 77-83.
- Khalifa, A., Çakır, Z., Owen, L.A, ve Kaya, Ş. (2018). Morphotectonic analysis of the East Anatolian Fault, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 27,110-126. <https://doi:10.3906/yer-1707-16>.
- Kırıkkaya, E.B., Özer, A.M., Oskay, T. (2005). Paleosismolojik çalışmalarda lüminesans yöntemlerle yaş tayini tesbiti ve Kocaeli fayından alınan örnekler üzerinde optik uyarmalı lüminesans yöntem (OSL) ile yapılan bir çalışma. *Deprem Sempozyumu*, Kocaeli.

- Kim, Y-S., ve Sanderson, D.J. (2006). Structural similarity and variety at the tips in a wide range of strike-slip faults: a review. *Terra Nova*, 18(5), 330–344.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2006.00697>.
- Kondo, H., Özaksoy, V., ve Yildirim, C. (2010). Slip history of the 1944 Bolu- Gerede earthquake rupture along the North Anatolian fault system: Implications for recurrence behavior of multisegment earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B4).
- Koukouvelas, I. K., Zygouri, V., Papadopoulos, G. A., ve Verroios, S. (2017). Holocene record of slip-predictable earthquakes on the Kenchreai Fault, Gulf of Corinth, Greece. *Journal of Structural Geology*, 94, 258-274.
- Koukouvelas, I., K., Zygouri, V., Konstantinos, N. ve Verroios, S. (2018). Treatise on the tectonic geomorphology of active faults: The significance of using a universal digital elevation model. *Journal of Structural Geology*, 116, 241-252
- Kouskouna, V., ve Sakkas, G. (2013). The University of Athens hellenic macroseismic database (HMDB. UoA): historical earthquakes. *Journal of seismology*, 17(4), 1253-1280.
- Kouskouna, V., Sakkas, G. ve Makropoulos, K. (2020). *Earthquakes Catalogue*, 04 Mayıs 2020, Hellenic Macroseismic Data. <http://macroseismology.geol.uoa.gr/>
- Kozacı, Ö., Dolan, J., Finkel, R., and Hartleb, R. (2007). Late Holocene slip rate for the North 899 Anatolian fault, Turkey, from cosmogenic ³⁶Cl geochronology: Implications for the 900 constancy of fault loading and strain release rates. *Geology*, 35, 867-870
- Kozacı, Ö., Dolan, J.F., ve Finkel, R.C. (2009). A late Holocene slip rate for the central North 895 Anatolian fault, at Tahtaköprü, Turkey, from cosmogenic ¹⁰Be geochronology: 896 Implications for fault loading and strain release rates. *Journal*

of Geophysical Research: 897 Solid Earth, 114: B01405.
<https://doi:10.1029/2008JB005760>.

Kozacı, Ö., Dolan, J. F., Yönlü, Ö., ve Hartleb, R. D. (2010). Paleoseismologic evidence for the relatively regular recurrence of infrequent, large-magnitude earthquakes on the eastern North Anatolian fault at Yaylabeli, Turkey. *Lithosphere*, 3(1), 37-54.

Köle, M.M. (2016). Devrez Çayı Vadisinin Tektonik Özelliklerinin Morfometrik İndisler ile Araştırılması. *İTÜ Edebiyat Fakültesi Coğrafya Dergisi*, 33.

Kupfer, D.H. (1960). Problems of Fault Nomenclature, *Bulletin - American Association of Petroleum Geologists*, 4, 501-505.

Kronolojisi, A. D. S. N. D., ve Bakış, Y. K. E. B. Chronologie des tremblements de terre à Smyrne dans l'antiquité: approche critique des sources écrites.

Kürçer, A., Gökten, Y. E., ve Yelezer, L. (2011). Tuzgölü Fay Zonu Üzerinde Paleosismolojik Hendek Çalışmaları, Orta Anadolu, Türkiye. *Aktif Tektonik Araştırma Grubu*, 15, 13-14.

Kürçer, A. ve Gökten, Y.,E. (2014). Neotectonic-period characteristics, seismicity, geometry and segmentation of the tuz gölü fault zone. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*. 149, 19-68.

Kürçer, A., Özalp, S., Özdemir, E., Uygun Göldoğan, Ç., ve Duman, T. Y. (2016). Yüzey Kırığı Oluşturmuş Faylar üzerinde aktif tektonik ve paleosismolojik araştırmalar hakkında örnek çalışma: Yenice Gönen Fayı, KB Türkiye. *MTA Doğal Kaya. ve Ekoloji. Bülteni*, 21, 1-18.

Kürçer, A., Özalp, S., Özdemir, E., Göldoğan Ç.U., ve Duman, T.Y. (2019). Active tectonic and paleoseismologic characteristics of the Yenice-Gönen fault, NW

- Turkey, in light of the 18 March 1953 Yenice-Gönen Earthquake ($M_s=7.2$). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 159, 9-62.
- Lampros, S. (1910a) Enthyniseon syllogi proti, *Neos Hellinomnion*, 7, 113-316, Athens.
- Langbein, W. B. (1947). *Topographic characteristics of drainage basins*. U.S: G.P.O., <https://doi.org/10.3133/wsp968C>.
- Lawson, M., (2017). The application of luminescence to tectonics: Improvements to luminescent dating and its Utilization n high-energy depositional environments, Ph.D.Thesis, University of California (in English).
- Lyell, C. (1830). Being an attempt to explain the former changes of the Earth's surface, by reference to causes now in operation. *Principles of Geology*, 1, 511.
- Le Pichon, X., ve Angelier, J. (1979). The Aegean arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60, 1-42.
- Lian, O.B., ve Roberts, R.G. (2006). Dating the quaternary: progress in luminescence dating of sediments. *Quaternary Science Reviews*, 25 (19-20), 2449-2468.
- Libby, W.F., Anderson, E.C. ve Arnold, J.R. (1949). Age determination by radiocarbon content. *World-Wide Assay of Natural Radiocarbon Science*, 109, 227-228.
- Lifton, N.A., ve Chase, C.G. (1992). Tectonic, climatic and lithologic influences on landscape fractal dimension and hypsometry: implications for landscape evolution in the San Gabriel Mountains, California. *Geomorphology*, 5, 77-114.

- Liritzis, I. (2000). Advances in thermo- and opto-luminescence dating of environmental materials (sedimentary deposits): Part I: Techniques *Global Nest: The Int J* 2(1):3–27, and Part II: Applications. *Global Nest.*, 2(1), 29–49.
- Liritzis, I., Galloway, R.B., Hong, D., ve Kyparissi-Apostolika, N. (2002) OSL dating of three prehistoric ceramics from Theopetra cave, Greece: a case study. *Mediterr. Archaeol Archaeometry*, 2(2), 35–43.
- Lowell, J. D. (1972). Spitsbergen Tertiary orogenic belt and the Spitsbergen Fracture Zone. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 3091–3102.
- Mahmood, S.A., ve Gloaguen, R. (2012). Appraisal of active tectonics in Hindu Kush: insights from DEM derived geomorphic indices and drainage analysis. *Geoscience Frontiers*, 3 (4), 407 – 428.
- Mallinson, D. (2008). A brief description of optically stimulated luminescence dating, <http://core.ecu.edu/geology/mallinsond/OSL>.
- Maruyama, T., ve Lin, A. (2000). Tectonic history of the Rokko active fault zone (southwest Japan) as inferred from cumulative offsets of stream channels and basement rocks. *Tectonophysics*, 323, 197–216.
- Maruyama, T., ve Lin, A. (2002). Active strike-slip faulting history inferred from offsets of topographic features and basement rocks: a case study of the Arima–Takatsuki Tectonic Line, southwest Japan. *Tectonophysics*, 344(1-2), 81-101.
- Maruyama, T., ve Lin, A. (2004). Slip sense inversion on active strike-slip faults in southwest Japan and its implications for Cenozoic tectonic evolution. *Tectonophysics*, 383(1-2), 45-70.

- Matsuda, T. (1975b). Active fault assessment for Irozaki Fault System, Izu Peninsula. Reports on the earthquake of the Izu Peninsula, 1974, and the Disaster., 121–125 (in Japanese with English abstract).
- McCalpin, J. (1996). Field techniques in paleoseismology. *International Geophysics*. 62, 33-83. [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(96\)80069-6](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(96)80069-6).
- McCalpin, J. P. (Ed.). (2009). *Paleoseismology*. Amsterdam-London: Academic press.
- McCann, W. R., Nishenko S. P., Sykes L. R. ve Krause, J. (1979). Seismic gaps and plate tectonics: Seismic potential for major boundaries, *Pure Application of Geophysic.*, 117, 1082–1147.
- Mcclay, K., ve Bonora, M. (2001). Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. *AAPG Bulletin*, 85, 233–260.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., ... ve Kastens, K. (2000). Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B3), 5695-5719.
- McKenzie, D.P. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal of Royal Astronomi*, 30 (2), 109–185.
- Mechernich, S., Schneiderwind, S., Mason, J., Papanikolaou, I. D., Deligiannakis, G., Pallikarakis, A., ... ve Reicherter, K. (2015). The seismic history of the Pisias fault (eastern Corinth rift, Greece) from fault plane weathering features and cosmogenic ³⁶Cl dating. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(5), 4266-4284.

- Meghraoui, M., Aksoy, M. E., Akyüz, H. S., Ferry, M., Dikbaş, A., ve Altunel, E. (2012). Paleoseismology of the North Anatolian fault at Güzelköy (Ganos segment, Turkey): Size and recurrence time of earthquake ruptures west of the Sea of Marmara. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(4).
- Mejdahl, V., (1988). Long-term Stability of the TL Signal in Alkali Feldspars. *Quaternary Science Revision*, 7, 357-360.
- Meteroloji Genel Müdürlüğü (2021). 19 Haziran 2019. <http://izmir.mgm.gov.tr>
- Milne, J. (1911). The observatory at Messina. *Nature*, 85, 515–516. <https://doi.org/10.1038/085515a0>.
- Michetti, A. M., Audemard, F. A. M., ve Marco, S. (Eds.) (2005). Future trends in paleoseismology: Integrated study of the seismic landscape as a vital tool in seismic hazard analyses. *Tectonophysics. Special Issue*, 408 (1–4), 3–21.
- Moberg, K. (2015). *Seismic hazard of the Izmir region, Turkey, based on a probabilistic seismic hazard assessment and stochastic ground motion simulations*. Master's thesis, The University of Bergen.
- Molnar, P. (1979). Earthquake recurrence intervals and plate tectonics. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 69, 115–34.
- Marinos, P., ve Hoek, E. (2000). GSI: a geologically friendly tool for rock mass strength estimation. In *ISRM international symposium*. International Society for Rock Mechanics and Rock Engineering.
- Murray, J. (2005). The urban earthquake imagery and divine judgement in John's apocalypse. *Novum Testamentum*, 47(2), 142-161.

- Murray, A. S., ve Wintle, A. G. (2000). Luminescence dating of quartz using an improved single aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation measurements*, 32(1), 57-73.
- Murray, A.S. ve Olley, J.M. (2002). Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz. *Geochronometria*, 21, 1–16
- Nian X., Zhang W., Wang Z., Sun Q., Chen J., Chen Z., ve Hutchinson S. (2018). The chronology of a sediment core from incised valley of the Yangtze River delta: Comparative OSL and AMS 14C dating. *Marine Geology*, 395, 320-330.
- Nugroho, S.K., Gibson, N.P., de Mooij, E.J., Herman, M.K., Watson, C.A., Kawahara, H., ve Merritt, S.R., (2020). Detection of Fe I emission in the dayside spectrum of WASP-33b. *The Astrophysical Journal Letters*, 898(2), L31.
- Nurlu, M. (2017). I. Planlama ve yapılaşma açısından yüzey faylanması tehlikesinin değerlendirilmesi klavuzu Çalıştay kitabı. *Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları*.
- Ocakoğlu, N., Demirbağ, E. ve Kuşçu, İ. (2005). Neotectonic structures in İzmir Gulf and surrounding regions (western Turkey): Evidences of strike-slip faulting with compression in the Aegean extensional regime. *Marine Geology*, 219, 155–171.
- Okay, A.İ., Siyako, M. (1991). The new position of the İzmir-Ankara Neo-Tethyan suture between İzmir and Balıkesir. *Ozan Sungurlu Sempozyumu Bildirileri Kitabı*, 333-355.
- Okay, A. ve Siyako, M. (1993). İzmir-Balıkesir arasında İzmir-Ankara Neo-Tetis kenarının yeni konumu. Türkiye ve çevresinin tektoniği-petrol potansiyeli. S. Turgut, (ed.), *Ozan Sungurlu Sempozyumu Bildirileri Kitabı*, 333-355.

- Okay, A.İ., Satır, M., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. ve Akyüz, S. (1996). Paleove Neo-Tethyan events in northwestern Turkey: Geologic ve geochronologic constrains. In A. Yin, T.M. Harrison (ed.). *The tectonic evolution of Asia*, 420–441.
- Okay, A. I., Demirbağ, E., Kurt, H., Okay, N., ve Kuşçu, İ. (1999). An active, deep marine strike-slip basin along the North Anatolian fault in Turkey. *Tectonics*, 18(1), 129-147.
- Okay, A. İ., Kaşlılar-Özcan, A., Imren, C., Boztepe-Güney, A., Demirbağ, E., ve Kuşçu, İ. (2000). Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study. *Tectonophysics*, 321(2), 189-218.
- Omidali, M., Arian, M., ve Sorbi, A. (2015). Neotectonics of Boroujerd Area, SW Iran by index of active tectonics. *Open Journal of Geology*, 5(05), 309.
- Orbay, N., Sanver, M., Hisarlı, M., İşseven, T. ve Özçep, F. (2000). Karaburun Yarımadası'nın paleomagnetizması ve tektonik evrimi. *Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM 2000), Bildiriler Kitabı*, 59–67.
- Owen, A. W., Armstrong, H. A., ve Floyd, J. D. (1999). Rare earth element geochemistry of upper Ordovician cherts from the Southern Uplands of Scotland. *Journal of the Geological Society*, 156(1), 191-204.
- Özalp, S., Emre, Ö., Şaroğlu, F., Özaksoy, V., Elmacı, H., ve Duman, T. Y. (2018). Active fault segmentation of the Çivril Graben System and surface rupture of the 1 October 1995 Dinar earthquake (Mw 6.2), Southwestern Anatolia, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 166, 136-151.

- Özdemir, H. (2011). Havza morfometrisi ve taşkınlar. Fiziki coğrafya araştırmaları; sistematik ve bölgesel, içinde Edition:5, *Türk Coğrafya Kurumu Yayınları*. (Ed.) Deniz Ekinci, 507-526.
- Özden, S., Över, S., Kavak, K. Ş., ve İnal, S. S. (2008). Late Cenozoic stress states around the Bolu Basin along the North Anatolian Fault, NW Turkey. *Journal of Geodynamics*, 46, 48-62. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2008.04.004>
- Ozdogan, M.V., ve Deliormanli, A.H. (2016). Monitoring of landslide at Tuncbilek open pit stripping area with Terrestrial laser scanner and optical images. *IOP Conf. Ser. Earth and Environ. Sci.*, 44, 4, 042035. <https://doi:10.1088/1755-1315/44/4/042035>
- Özel, E. ve Cem, G. (2000). Gülbahçe Körfezinin neotektonik yapısı. *DEÜ Mühendislik Fakültesi Fen ve Mühendislik Dergisi*, 2, 27-38.
- Özkaymak, Ç. (2015). Tectonic analysis of the Honaz Fault (western Anatolia) using geomorphic indices and the regional implications. *Geodinamica Acta*, 27(2-3), 110-129.
- Özkaymak, Ç. ve Sözbilir, H. (2008). Stratigraphic and structural evidence for fault reactivation: the active Manisa fault zone, western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 615–635.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., Uzel, B., ve Akyüz, H. S. (2011). Geological and palaeoseismological evidence for late Pleistocene– Holocene activity on the Manisa Fault Zone, western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20(4), 449-474.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., Gecievi, M. O., ve Tiryakioğlu, İ. (2019). Late Holocene coseismic rupture and aseismic creep on the Bolvadin Fault, Afyon Akşehir Graben, Western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 28(6), 787-804.

- Pamukçu, O., Gönenç, T., Çırmık, A. ve Kahveci, M. (2013). Sismik riski yüksek olan İzmir-Karaburun'un güneyinde yapılmış mikrogravite ve gps çalışmaları. *TMMOB Jeofizik Dergisi*, 18, 59–66.
- Panek, T. (2004). The use of morphometric parameters in tectonics geomorphology (on the example of the western Beskydy MTS). *J. Geogr.*, 1, 111–126.
- Pantosti, D., ve Yeats, R. S. (1993). Paleoseismology of great earthquakes of the late Holocene. *Annals of Geophysics*, 36(3-4).
- Papadopoulos, G. A., ve Chalkis, B. J. (1984). Tsunamis observed in Greece and the surrounding area from antiquity to the present times, *Marine Geol.*, 56, 309–317.
- Papadopoulos, G. A., ve Sözdinler, Ö. (2018). The East Aegean Sea strong earthquake (Mw6.3) of 12 June 2017 and its associated tsunami: a detailed study. *DRMKC Support System*.
- Papanikolaou, I. D., Roberts, G. P., ve Michetti, A. M. (2005). Fault scarps and deformation rates in Lazio–Abruzzo, Central Italy: Comparison between geological fault slip-rate and GPS data. *Tectonophysics*, 408(1-4), 147-176.
- Papazachos, B. C., Koutitas, Ch., Hatzidimitriou, P. M., Karacostas, B. G., ve Papaioannou, Ch. A. (1986). Tsunami hazard in Greece and the surrounding area, *Annales Geophysicae*, 4B(1), 79–90.
- Papazachos, B.C., ve Papazachou C.B. (1997). The earthquakes of Greece, *Ziti Publishing*.
- Patton, P.C., (1988). Drainage basinmorphometry and floods. In: Baker VR, KochelRC, Patton PC (ed.) *Flood geomorphology*, 51–65.

- Pavlidis, S., ve Caputo, R. (2004). Magnitude versus faults' surface parameters: quantitative relationships from the Aegean Region. *Tectonophysics*, 380(3-4), 159-188.
- Peacock, D.C.P., ve Sanderson, D.J. (1991). Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *Journal of structural Geology*, 13- 6, 721-733.
- Pekcetinöz, B. (2010). İzmir ve civar körfezlerdeki jeotermal alanların araştırılması (Gülbahçe Örneğinde). Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi. İzmir.
- Perez-Pena, J.V., Azor, A., Azanon, J.M., ve Keller, E.A. (2010). Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology*, 119, 74–87.
- Petit, C., Meyer, B., Gunnell, Y., Jolivet, M., San'kov, V., Strak, V. (2009). Height of faceted spurs, a proxy for determining long-term throw rates on normal faults: Evidence from the North Baikal Rift System, Siberia. *Tectonics*, 28. <https://doi:10.1029/2009TC002555>.
- Pınar, N., ve Lahn, E. (1952). ‘‘Türkiye depremleri izahlı kataloğu’’, *Bayındırlık Bakanlığı Yapı ve İmar İşleri Reisliği Yayınları*, 36 (6).
- Pigati, J.S., Rech, J.A., ve Nekola .C. (2010). Radiocarbon dating of small terrestrial gastropod shells in North America. *Quaternary Geochronology*, 5,, 519-532.
- Pike, R.J., ve Wilson, S.E. (1971). Elevation Relief Ratio, Hypsometric Integral and Geomorphic Areaaltitude Analysis. *Geological Society of America Bulletin*, 62, 1079 – 1084.
- Pirazzoli, P.A. (1986a). The Early Byzantine tectonic paroxysm. *Z.Geomorphol.*, 62, 31-49.

- Polonia, A., Torelli, L., Gasperini, L., ve Mussoni, P. (2012). Active faults and historical earthquakes in the Messina Straits area (Ionian Sea). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12(7), 2311-2328.
- Preusser, F., Degering, D., Fuchs, M., Hilgers, A., Kadereit, A., Klasen, N., ... ve Spencer, J. Q. (2008). Luminescence dating: basics, methods and applications. Eiszeitalter ve Ggenwart. *Quaternary Science Journal*, 57(1/2), 95-149.
- Pucci, S., De Martini, P. M., ve Pantosti, D. (2008). Preliminary slip rate estimates for the Düzce segment of the North Anatolian Fault Zone from offset geomorphic markers. *Geomorphology*, 97(3-4), 538-554.
- Ramírez-Herrera, M.T. (1998). Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt. *Earth Surface Processes Landforms*, 23, 317–332.
- Ramos, A., ve Sopena, A., (1983). Gravel bars in low-sinuosity streams. Modern and ancient fluvial systems, (Eds.,J.D. Collison and J. Lewin) *Special Publication International Association Sediment*, 6, 310-312.
- Ramsay, W. M. (1885). Notes and inscriptions from Asia Minor. *The American Journal of Archaeology and of The History of the Fine Arts*, 1(2/3), 138-151.
- Ramsey, C. B., ve Lee, S. (2013). Recent and planned developments of the program OxCal. *Radiocarbon*, 55(2), 720-730.
- Ramsey, E., Rangoonwala, A., ve Jones, C. E. (2015). Structural classification of marshes with polarimetric SAR highlighting the temporal mapping of marshes exposed to oil. *Remote Sensing*, 7(9), 11295-11321.
- Rana, N., Singh, S., Sundriyal, Y. P., Rawat, G. S., ve Juyal, N. (2016). Interpreting the geomorphometric indices for neotectonic implications: An example of

Alaknanda valley, Garhwal Himalaya, India. *Journal of Earth System Science*, 125(4), 841-854.

Rathje, E., Bachhuber, J., Cox, B., French, J., Green, R., Olson, S., ... ve Mann, P. (2010). Geotechnical engineering reconnaissance of the 2010 Haiti earthquake. *GEER Association*. 15 Eylül 2020, http://www.geerassociation.org/GEER_Post%20EQ%20Reports/Haiti_2010/Cover_Haiti10.html, Report No. GEER-021.

Reid, H. F. (1910). The mechanism of the earthquake: The California earthquake of April 8, 1906. *Report of the State Investigation Commission*, 2.

Reilinger, R. E., McClusky, S. C., Oral, M. B., King, W., ve Teksöz, M. N. (1997). Global positioning system measurements of present crustal movements in the Arabia- Africa-Eurasia plate collision zone. *J.Geophys. Res.*, 102, 9983-9999.

Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., ... ve Nadariya, M. (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., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C. J. H., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G. S., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S. W., Ramsey, C. B., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C. E. (2004). IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 26 - 0 ka BP. *Radiocarbon*, 46, 1029-1058.

Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., ... ve Grootes, P. M. (2013). IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), 1869-1887.

- Ren Z., Zhuqi Z., Tao C., ve Weitao W. (2013). Theoretical and quantitative analyses of the fault slip rate uncertainties from single event and erosion of the accumulated offset. *Island Arc*, 22, 185–196.
- Richter, C.F. (1935). An instrumental earthquake magnitude scale, *Bulltein of Seismic Society of America*, 1-31.
- Ring, U., Susanne, L. ve Matthias, B. (1999). Structural analysis of a complex nappe sequence and late orogenic basins from the Aegean Island of Samos, Greece. *Journal of Structural Geology*, 21, 1575–1601.
- Rittenour, T. M. (2008). Luminescence dating of fluvial deposits: applications to geomorphic, paleoseismic and archaeological research. *Boreas*, 613–635.
- Roberts, N. (1989). *The Holocene, an environmental history*. Cambridge: Blackwell.
- Roberts, R.G. (1997). Luminescence dating in archaeology: from origins to optical. *Radiation Measurements*, 27, 819–892.
- Robertson, A.H.F., ve Pickett, E.A. (2000). Paleozoic-Early Tertiary Tethyan evolution of melanges, rift and passive margin units in the Karaburun Peninsula (western Turkey) and Chios island (Greece). In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A. (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geological Society London, Special Publication*, 43–82.
- Rockwell, T.K., Keller, E.A. ve Johnson, D.L. (1984). Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California. In: Morisawa, M. (Ed.), *Tectonic Geomorphology*. Proceedings of the 15th Annual Geomorphology Symposium. Allen and Unwin Publishers, Boston.

- Rhodes, E. J.(1988). Methodological considerations in the optical dating of quartz. *Quaternary Science Reviews*, 7, 395- 400.
- Rhodes, E.J. (2011). Optically stimulated luminescence dating of sediments over the past 200,000 years: *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 39, 461-488.
- Rom, W., Brenninkmeijer, C.A.M., Ramsey, C.B., Kutschera, W., Priller, A., Puchegger, S., Rockmann, T. ve Steier, P. (2000). Methodological aspects of atmospheric (CO)-C-14 measurements with AMS. *Nuclear instruments ve methods in physics research section b-beam interactions with materials and atoms*, 172, 530-536.
- Russell, R.J.(1926). Recent horizontal offsets along the Haywards Fault.*The Journal of Geology*, 34, 507–511.
- Saber, R., Caglayan, A., ve Isik, V. (2016). Comparison of Tectonic Activity at East Anatolian Fault Zone (Turkey) and the Aras Fault Zone (Iran) Using Morphometric Indices. *In: The 34th National and the 2nd International Geosciences Congress*, 22–24 February, Tehran/Iran (Extended Abstract).
- Saber, R., Caglayan, A., ve Isik, V. (2017). Morphometric Analysis of North Bozghush Fault Zone, NW Iran. *70th Geological Congress of Turkey*, Abstract book, 592–593.
- Saber R., Caglayan A., ve Isik V. (2018). Relative tectonic activity assessment and kinematic analysis of the North Bozghush fault zone, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 164, 219-236.
- Sarp, G., Duzgun, S. (2012). Spatial analysis of morphometric indices: the case of Bolu pullapart basin, western section of North Anatolian Fault System, Turkey. *Geodinamica Acta*, 25, 86–95.

- Savaşçın, Y. (1978). *Foça- Urla Neojen Volkanitlerinin Mineralojik ve Jeokimyasal İncelenmesi ve Kökensel Yorumu*, Doçentlik Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, 74.
- Schindler, C. O. N. R. A. D. (1997). Geology of northwestern Turkey: results of the Marmara poly-project. *Active tectonics of northwestern Anatolia—the Marmara poly-project*, 329-373.
- Scholz, C.H. (1990). *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi:10.1093/gji/105.2.557>.
- Segall, P., ve Pollard, D. D. (1980). Mechanics of discontinuous faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 85(B8), 4337–4350. <https://doi:10.1029/jb085ib08p04337>.
- Selim, H.H., Tüysüz, O., Karakaş, A., ve Taş, K.Ü. (2013). Morphotectonic Evidence from The Southern Branch of The North Anatolian Fault (NAF) and Basins of The South Marmara Sub-Region, NW Turkey. *Quaternary International*, 292, 176 – 192.
- Seyitoğlu, G., ve Scott, B.C. (1992). The age of the Büyük Menderes graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geological Magazine*, 129, 239-242.
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C. (1991). Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geological Magazine*, 128, 155–166.
- Seyitoğlu, G., Ecevitoglu, B. G., Avcı, E., Güney, Y., Tün, M., Esat, K., ve Aldaş, G. G. U. (2015). Determining the main strand of the Eskişehir strike-slip fault zone using subsidiary structures and seismicity: a hypothesis tested by seismic reflection studies. *Turkish Journal of Earth Sci.*, 24(1), 1-20.

- Shebalin, N. V., Karnik, V. ve Hadzievski, D. (1974). Catalogue of earthquakes. Part I, 1901-1970, Part II, Prior to 1901.
- Sibson, R. H. (1986). Earthquakes and lineament infrastructure. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, *Mathematical and Physical Sciences*, 317(1539), 63-79.
- Sibson, R. H. (1989). Earthquake faulting as a structural process. *Journal of Structural Geology*, 11(1-2), 1-14.
- Sieberg A (1932) Erdbebengeographie, Handbuch der Geophysik, Band IV. *Borntraeger, Berlin*, 527–1005.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., ve Bardají, T. (2003). Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology*, 50, 203–225.
- Stiros, S. C., Laborel, J., Laborel-Deguen, F., Papageorgiou, S., Evin, J., ve Pirazzoli, P. A. (2000). Seismic coastal uplift in a region of subsidence: Holocene raised shorelines of Samos Island, Aegean Sea, Greece. *Marine Geology*, 170(1-2), 41-58.
- Slemmons, D. B. (1982). Determination of design earthquakes magnitudes for microzonation. In *Proceedings of the 3rd International Earthquake Microzonation Conference*, Seattle, WA.
- Slemmons, D.B., ve DePolo, C.M., (1986). Evaluation of Active Faulting and Associated Hazards. Studies in Geophysics: Active Tectonics. *National Academy Press*, Washington, D.C.

- Softa, M., Emre, T., Sözbilir, H., Spencer, J. Q., ve 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.
- Solonenko, V. P. (1973). Paleoseismogeology. *Izv. AS USSR, Phys. Solid Earth*, 9, 3–16 (in Russian) .
- Soloviev, A. A., Vorobieva, I. A., ve Panza, G. F. (2000). Modelling of block structure dynamics for the Vrancea region: source mechanisms of the synthetic earthquakes. In *Seismic Hazard of the Circum-Pannonian Region* (97-110). Basel: Birkhäuser..
- Soysal, H., Sipahioğlu S., Kolçak D., Altınok Y. (1981). “Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu (2100 B.C.–1900 A.D.)”, *TÜBİTAK, Rapor No: TBAG-341*.
- Soysal, H. (1985). Tsunami (Deniz taşması) ve Türkiye kıyılarını etkileyen tsunamiler, *I.Ü. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Bülteni*, 2, 59–67.
- Sözbilir, H., Özkaymak, Ç., Uzel, B., Sümer, Ö. (2019). Eski Yapısal Hatların Riftleşme Sırasındaki Rolü. *Türkiye Jeoloji Kurultayı*, 72.
- Sözbilir, H., Uzel, B., Sümer, Ö., İnci, U., Ersoy, Y., Koçer, T., Demirtaş, R. ve Özkaymak, Ç. (2008). D-B Uzanımlı İzmir Fayı ile KD uzanımlı Seferihisar Fayı’nın birlikte çalıştığına dair veriler: İzmir Körfezi’ni oluşturan aktif faylarda kinematik ve paleosismolojik çalışmalar, Batı Anadolu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 52 (2), 91-114.
- Sözbilir, H., Erkül, F. ve Sümer, Ö. (2003a). Gümüldür (İzmir) ve Bigadiç (Balıkesir) arasında uzanan Miyosen sonrası yaşlı KD-Doğrultulu accommodation zonuna ait saha verileri, Batı Anadolu [Field evidence for post-Miocene NE-trending

accommodation zone lying between Gümüldür (İzmir) and Bigadiç (Balıkesir), west Anatolia]. *Geological Congress of Turkey*, Ankara, Abstracts, 85–86.

Sözbilir, H., İnci, U., Erkül, F. ve Sümer, Ö. (2003b). An active intermitten transform zone accommodating N –S extension in Western Anatolia and its relation to the North Anatolian fault system. International workshop on the North Anatolian East Anatolian and Dead Sea fault systems: Recent Progress in Tectonics and Paleoseismology, and Field Training.

Sözbilir, H., Sümer, Ö., Uzel, B., Ersoy, Y., Erkul, F., İnci, U. ve Helvacı, C. (2005). İzmir'deki Deprem Dizilerinin Nedeni: faylardaki çiçek yapısı. *Cumhuriyet Bilim Teknik Dergisi Deprem Araştırmaları*, 976, 18-19.

Sözbilir, H., Sümer, Ö., Uzel, B., Özkaymak, Ç., Ersoy, Y. Erkül, F., İnci, U. ve Helvacı, C. (2007). Batı Anadolu'da İzmir-Balıkesir transfer zonu içinde kalan aktif doğrultu-atımlı faylarla sınırlı havzaların jeolojik özellikleri [Geological features of basins bordered by active strike-slip faults that located in the İzmir-Balıkesir transfer zone, western Anatolia]. 11th Meeting of Active Tectonics Research Group, Abstracts, 42.

Sözbilir, H., Sümer, Ö., Uzel, B., Ersoy, Y., Erkül, F., İnci, U., Helvacı, C. ve Özkaymak, Ç. (2009). 17-20 Ekim 2005 Sığacık Körfezi (İzmir) depremlerinin sismik jeomorfolojisi ve bölgedeki gerilme alanları ile ilişkisi, *Batı Anadolu. Türkiye Jeoloji Bülteni*, 52 (2), 217-238.

Sözbilir, H., Sarı, B., Uzel, B., Sümer, Ö. ve Akkiraz, S. (2011). Tectonic implications of transtensional supradetachment basin development in an extension-parallel transfer zone: the Kocaçay Basin, western Anatolia, Turkey. *Basin Research*, 23, 423–448, <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2010.00496.x>.

Sözbilir, H., Sümer, Ö., Özkaymak, Ç., Uzel, B., Güler, T., ve Eski, S. (2016). Kinematic analysis and palaeoseismology of the Edremit Fault Zone: evidence for

- past earthquakes in the southern branch of the North Anatolian Fault Zone, Biga Peninsula, NW Turkey. *Geodinamica Acta*, 28(4), 273-294.
- Schumm, S.A. (1986). Alluvial river response to active tectonics. In: active tectonics studies in geophysics. *Nat. Acad. Press*, Washington, D.C.
- Schumm, S. A., Schumm, S. A., Dumont, J. F., ve Holbrook, J. M. (2002). Active tectonics and alluvial rivers. *Cambridge University Press*.
- Spencer, J. Q., ve Robinson, R. A. (2008). Dating intramontane alluvial deposits from NW Argentina using luminescence techniques: Problems and potential. *Geomorphology*, 93(1-2), 144-155.
- Skripkin, V. V. ve Kovaliukh, N. N. (1998). Recent developments in the procedures used at the SSCER laboratory for the routine preparation of lithium carbide. *Radiocarbon*, 40(1), 211-214.
- Stahl, T., Quigley, M. C., McGill, A., ve Bebbington, M. S. (2016). Modeling earthquake moment magnitudes on imbricate reverse faults from paleoseismic data: Fox peak and forest creek faults, South Island, New Zealand. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 106(5), 2345-2363.
- Stokes, S., Hetzel, R., Bailey, R.M., Tao, M.X., (2003). Combined 14C single aliquot regeneration (sar) equivalent dose estimates from source proximal chinese loess, *Quaternary Science Reviews*, 22, 975-983
- Strahler, A.N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63, 1117 – 1141.
- Stuiver, M., ve Polach, H. A. (1977). Discussion reporting of 14 C data. *Radiocarbon*, 19(3), 355-363.

Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht J. and Spurk, M. (1998). INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration, 24000-0 cal BP. *Radiocarbon*, 40, 1041-1083.

Sümer, Ö., Karagöz, O., ve Akın, A. L. A. K. (2018). Fay parametreleri ve deprem büyüklüğü arasındaki ilişkiler için yeni bir program: FaultStat. *Afyon Kocatepe Üniversitesi Fen Ve Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 18(3), 1089-1101.

Sylvester, A. ve Smith, R. (1976). Tectonic transpression and basement controlled deformation in the San Andreas fault zone, Salton trough, California. *AAPG Bulletin*, 60, 2081–2102.

Säynäjoki, R., Packalén, P., Maltamo, M., Vehmas, M., ve Eerikäinen, K. (2008). Detection of aspens using high resolution aerial laser scanning data and digital aerial images, *Sensors*, 8, 5037-5054. [https://doi: 10.3390/s8085037](https://doi.org/10.3390/s8085037).

Şahiner, E., Erturanç, M.K., Meriç, N. (2017). Termal-Asistan optik uyarmalı lüminesans (TA-OSL) tekniğiyle milyon yıl mertebesindeki jeolojik örneklerin tarihlendirilmesi: Gediz Taraçaları, Kula/Manisa. *Türkiye Jeoloji Bülteni*. 60, 489-506.

Şakar, G., ve Ersoy, A. (2020). Geç antik çağ Smyrnası'ndan bir onophoros (an onophoros from late antique Smyrna). *TÜBA-KED Türkiye Bilimler Akademisi Kültür Envanteri Dergisi*, (21), 209-221.

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

Şengör, A.M.C. (1987). Cross faults and differential stretching of hanging wall in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey. In: Coward 313 MP, Dewey JF, Hancock P (ed.) Continental extensional tectonics. *Journal of the Geological Society of London, Special Publication 28*, 575–589.

- Şengör, A.M.C., Görür, N., ve Şaroğlu, F. (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: Biddle, K. ve Christie-Blick, N. (Ed.), Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications*, 37, 227-264.
- Tarcan, G. (1990). Gülbahçe Körfezi güneyindeki jeotermal alanın hidrojeolojik, hidrokimyasal ve izotopsal incelemesi. *Türkiye Petrol Jeologları Bülteni*, C.2/1, 52-69.
- Tan, O. (2013). The dense micro-earthquake activity at the boundary between the Anatolian and the Aegean microplates. *Journal of Geodynamics*, 65, 199-217.
- Tan, O., Papadimitriou, E. E., Pabucçu, Z., Karakostas, V., Yörük, A., ve Leptokaropoulos, K. (2014). A detailed analysis of microseismicity in Samos and Kusadasi (Eastern Aegean Sea) areas. *Acta Geophysica*, 62(6), 1283-1309.
- Tapponnier, P., Ryerson, F.J., Van der Woerd, J., Meriaux, A.S., Lasserre, C. (2001). Longterm slip rates and characteristic slip: keys to active fault behaviour and earthquake hazard. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes/Earth Planet. Sci.*, 333 (9), 483-494.
- Tarboton, D.G., Bras, R.L., ve Rodriguez-Iturbe, I. (1991). On the extraction of channel networks from digital elevation data: *Hydrological Processes*, 5, 81-100.
- Taxeidis, K. (2003). *Study of Historical Seismicity of the Eastern Aegean Islands*, PhD Thesis, Athens.
- Taylor, R. E. (1987). Radiocarbon dating: an archaeological perspective. *Academic Press*, 212.

- Taylor, R. E. (2009). Radiocarbon dating. V. Gornitz (Ed.), *Encyclopedia of Paleolimatology and Ancient Environments Dordrecht: Springer*, 863-869.
- Taylor, R. E. (1996). Radiocarbon dating: the continuing revolution. *Evolutionary Anthropology*, 4, 169-181.
- Tchalenko, J. S. (1970). Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin*, 81(6), 1625-1640.
- Tepe, Ç. (2013). *Kemalpaşa havzasını kontrol eden holosen dönemi aktif fayların jeolojisi, jeomorfolojisi ve kinematik analizi, Gediz grabeni güneybatı kolu, Batı Anadolu*. Yüksek Lisans Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.
- Toda, S. (2011). Paleoseismology. *Encyclopedia of Earth Sciences Series*, 954-977.
- Topal, S. (2019). Karacasu Fayı'nın (GB Türkiye) göreceli tektonik aktivitesinin jeomorfik indislerle incelenmesi, *Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Dergisi* 9 (1), 37-48.
- Tse, S. T. ve Rice, J. R. (1986), Crustal Earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties, *J. Geophys. Res.-Sol. Earth and Planets*, 91(B9), 9452–9472.
- Tsodoulos, I. M., Stamoulis, K., Caputo, R., Koukouvelas, I., Chatzipetros, A., Pavlides, S., ... ve Ioannides, K. (2016). Middle–Late Holocene earthquake history of the Gyrtoni Fault, Central Greece: Insight from optically stimulated luminescence (OSL) dating and paleoseismology. *Tectonophysics*, 687, 14-27.
- Tuğcu, İ. (2017). Liman tepe / Klazomenai antik limanı doğu mendireği çalışmaları. *Çukurova Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Dergisi*, 26(1), 85-101.

Twiss, R.J., ve Moores, E.M. (1992). Structural geology, W.H. Freeman and Company, New York.

Urbancic, T. Roskar Z., Fras M.K, ve Grigillo D. (2019). New target for accurate terrestrial laser scanning and unmanned aerial vehicle point cloud registration. *Sensors*, [https://doi: 10.3390/s19143179](https://doi.org/10.3390/s19143179).

Ujvari G., Molnar M., Novothny A., Gergely B.P., Kpvcacs J., Varhegyi A. (2014). AMS 14C and OSL/IRSL dating of the Dunaszekcső loess sequence (Hungary): chronology for 20 to 150 ka and implications for establishing reliable age-depth models for the last 40 ka. *Quaternary Science Reviews*, 106, 140-154.

U.S. Geological Survey. (b.t). 19 Kasım 2019, www.usg.gov.tr.

Utlü, M., Özdemir, H. (2018). The role of basin morphometric features in flood output: a case study of the Biga River Basin. *J. Geog.* 36, 49– 62. <https://doi.org/10.26650/JGEOG408101>.

Uzelli, T., Mungan, G. G., Baba, A., ve Sözbilir, H. (2014). Structural controls on Gülbahçe Geothermal System and its hydrogeochemical properties (Western Turkey). *8th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology*.

Uzelli, T., Baba, A., Mungan, G., Dirik, K., ve Sözbilir, H. (2017) Conceptual model of the Gülbahçe geothermal system, Western Anatolia, Turkey: Based on structural and hydrogeochemical data. *Geothermics*, 68, 67–85.

Uzel, B., ve Sözbilir, H. (2008). A first record of a strike-slip basin in Western Anatolia and its tectonic implication: The Cumaovası Basin. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 559–591.

- Uzel, B., Sözbilir, H., ve Özkaymak, Ç. (2012). Neotectonic evolution of an actively growing superimposed basin in western Anatolia: The inner bay of İzmir, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22/4, 439–471.
- Uzel, B., Sözbilir, H., Özkaymak, Ç., Kaymakci, N., ve Langereis, C.G. (2013). Structural evidence for strike-slip deformation in the İzmir–Balıkesir Transfer Zone and consequences for late Cenozoic evolution of Western Anatolia (Turkey). *Journal Geodynamics*, 65, 94–116.
- Uzun, M. (2019). Evaluation of fluvial processes and formation of drainage network with morphometric indices in Dilderesi Basin (Kocaeli). *International Journal of Geography and Geography Education (IGGE)*, 40, 454-477.
- Ünay, E., Emre, Ö., Erkal, T., ve Keçer, M. (2001). The rodent fauna from the Adapazarı pull-apart basin (NW Anatolia): its bearings on the age of the North Anatolian Fault. *Geodinamica Acta*, 14(1-3), 169-175.
- Von Hansen, Gross, H., ve Thoennesen, U. (2008). Line-based registration of terrestrial and airborne LiDAR data. *ISPRS Arch. Photogramm. The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Science*. XXXVII-B3a, 161–166.
- Vozikis G., Haring A., Evangelos Vozikis E., ve Kraus K. (2004). Laser Scanning: A new method for recording and documentation in archaeology. *Proc. of FIG Working week 2004*, “The Olympic Spirit in Surveying”, Athens, Greece.
- Walker, M. J. C. (2005). Quaternary dating methods. (2nd ed.), *Chichester: Wiley*.
- Walker, F., Allen M.B. (2012). Offset rivers, drainage spacing and the record of strike-slip faulting: The Kuh Banan Fault, Iran. *Tectonophysics*,. 530-531, 251-263.

- Wallace, R.E. (1975). The San Andreas Fault in the Carrizo Plain-Temblor Range Region, California. San Andreas fault in Southern California: A guide to San Andreas Fault From Mexico to Carrizo Plain: *California Division of Mines and Geology Special Report, 118*, 241–250.
- Wallace, R.E. (1981). Active faults, paleoseismology and earthquake hazards in the western United States. In: Earthquake Prediction: An International Review (ed: Simpson, D.W. and Richards, T.G.). *Maurice Ewing Ser.*, 4, 209–216.
- Wallace R.T., 1987. Grouping and migration of surface faulting and variations in slip rates on faults in the great basin province. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77, 868–76.
- Wallace, R.E. (1990). The San Andreas Fault System, California. U.S. *Geological Survey Professional Paper.*, 1515.
- Wallinga, J., Murray, A. S., ve Bøtter-jensen, L. (2002). Measurement of the dose in quartz in the presence of feldspar contamination. *Radiation Protection Dosimetry*, 101, 367-370.
- Web arşiv, (2020). *İon kentinin kuruluşu*. 15 Şubat 2020, <https://web.archive.org/web/20060303071350/http://www.klazomeniaka.com/02-klazomenai-kurulus.html>
- Wegener, A.L. (1922). The origin of continents and ocean. *Discovery*. 3 no. 29, 114-18.
- Weldon, R. J., McCalpin, J. P., ve Rockwell, T. K. (1996). Paleoseismology of strike-slip tectonic environments. In *International Geophysics*, 62, 271-329.
- Wells, S. G., Bullard, T. F., Menges, C. M., Drake, P. G., Karas, P. A., Kelson, K. I., ... ve Wesling, J. R. (1988). Regional variations in tectonic geomorphology along

- a segmented convergent plate boundary pacific coast of Costa Rica. *Geomorphology*, 1(3), 239-265.
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84-4, 974-1002.
- Wen, X. Z. (1991). Quantitative studies of active faults and assessments of their earthquake potentials // Institute of Geology. In SSB (ed.) *Researches on Active Faults*, 1, 174–83 (in Chinese).
- Wesson, R.L., Helley, E.J., Lajoie, K.R., Wentworth, C.M. (1975). Faults and future earthquakes. In: Borchardt, R.D. (Ed.), Studies for seismic zonation of the San Francisco Bay Region. *United States Geological Survey*, 5–30.
- Westaway, R. (2004). Kinematic consistency between the Dead Sea Fault Zone and the Neogene and Quaternary left-lateral faulting in SE Turkey. *Tectonophysics*, 391(1-4), 203-237.
- Wilcox, R. E., Harding, T. P., ve Seely, D. R. (1973). Basic wrench tectonics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 57, 74-96.
- Willgoose, G., Hancock, G. (1998). Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form and process in transport-limited catchment. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Group*, 23 (7), 611-623.
- Wintle, A.G. (2008). Fifty years of luminescence dating. *Archaeometry*, 50(2), 276–312.
- Withjack, M. O., ve Jamison, W. R. (1986). Deformation produced by oblique rifting. *Tectonophysics*, 126, 99-124.

- Wood, R., Pettinga, J., Bannister, S., Lamarche, G., ve McMorran, T. (1994). Structure of the Hanmer strike-slip basin, Hope fault, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin*, 106, 1459–1473.
- Yan, B., ve Lin, A. (2017). Holocene activity and paleoseismicity of the Selaha Fault, southeastern segment of the strike-slip Xianshuihe Fault Zone, Tibetan Plateau. *Tectonophysics*, 694, 302-318.
- Yeats, R.S., Sieh, K., ve Allen, C.R. (1997). The Geology of Earthquakes. *Oxford University Press*, New York.
- Yegül, F., ve Favro, D. (2019). Roman architecture and urbanism: from the origins to Late Antiquity. *Cambridge University Press*.
<https://doi.org/10.1017/9780511979743.011>.
- Yıldırım, C. (2014). Relative tectonic activity assessment of the Tuz Gölü fault zone; Central Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, 630, 183–192.
- Yılmaz, Y., Genç Ş.C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., Elmas, A. (2000). When did the western Anatolian grabens begin to develop? In Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. *Winchester JA, Piper JAD (eds). Special Publications*, 173, 131-162.
- Zabcı, C. (2012). *Kuzey Anadolu fayı'nın Ilgaz (Çankırı) – Karlıova (Bingöl) arasında kalan kesiminin morfolojik tabanlı son beşbin yıllık kayma hızı tarihçesi ve depremselliği*. Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi. İstanbul.
- Zhang, P. Z., Molnar P. ve Xu x. W. (2007). Late Quaternary and present-day rates of slip along the Altyn Tagh Fault, northern margin of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, 26, 5010. doi:10.1029/2006TC002014.

Zovoili, E., Konstantinidi, E., ve Koukouvelas, I.K. (2004). Tectonic geomorphology of escarpments: the cases of Kompotes and Nea Anchialos faults. *Bull. Geol. Soc.*, 36, 1716–1725.



EKLER

Tablo A.1

YIL	KOORDİNAT		YER	ŞİDDET (I)	BÜYÜKLÜK (M)	REFERANS	AÇIKLAMALAR
	ENLEM	BOYLAM					
46-1	36.4	25.4	İorthern Crete		6.2	Papadopoulos, G. A. and Chalkis, B. J. (1984)	According to Guidoboni's Catalogue the Roman province of Asia suffered from devastating earthquakes in 27 BC, and in AD 17, 23, 47, 53, and 60. In total, some twenty-seven different cities spread across the province are listed as having been damaged by these earthquakes, with several cities being stricken more than once. 'O Conspicuous in this list (at least from the perspective of this paper) are six of the seven cities to which John's writing was addressed-Laodicea, Thyatira, Sardis, Philadelphia, Smyrna, and Ephesus.23-Cibyra; AD 47-Cibyra, Samos, Smyrna, Ephesus, Laodicea and Hierapolis. The available information for the earthquake at circa AD 47 comes from two inscriptions commemorating the reconstruction of a certain temple destroyed by the earthquake. Concerning the older coastal uplift events, any correlation with historical earthquakes can only be tentative, for their dating is imprecise. No reports of seismic coastal change are available, while many unnoticed earthquakes seems to have hit Samos during this period. Consequently, the uplift of the upper (older) platform may correlate with both the event circa 200 BC and the AD 47 event
47-2	37.84	27.16	Samos, Smyrna	VII		Guidoboni et al. (1994); Stiros S.C. (1995); Papazachos B.and Papazachou C., (1997); Stiros S.C. et al., 2000; Pirazzoli P.A. (1986a); Murray J.S. (2005)	
47-3			Samos			Lesvigne, M.V. (2015)	There was a very severe destruction in Smyrna Agora and destruction in Ephesus.
47-4			Samos			Robert L. (1978)	Minor, L. Robert ("Documents d'Asie Mineure," Bulletin de Correspondance Hellinique 102 [1978] 395
47-5	37.84	27.160	Samos	VIII	6.9	Tan O. et al (2004)	
177-1	38.4	27.100	akız or Samo:	X		Moberg, K. (2015) ;	When Commodus had been raised to share the title of Augustus with his father, Smyrna was rocked by a disastrous earthquake. As soon as the news came to Aristides on his estate, he dashed off a monody on the city's fall, and then wrote to the two emperors the next day to ask for their aid. Aristides' letter is rather vague about the scenes of devastation at Smyrna: so many temples, so many gymnasiums, the streets, the agora, the harbor. Commodus became Augustus in mid-177 C.E., at least before June 17 (Behr 1968, 112 n. 68, however, preferred to date the earthquake shortly after January 177. There is an illustration of Alexander's dream on the back of some coins belonging to various phases of the Roman Period. The earliest example among these is a coin belongs to the period of Marcus Aurelius, who rebuilt the city after AD 178 earthquakes.
177-2			Smyrna			Behr C.A. (1968); Burell B. (1980)	Tom. I., P. II., tab. 76. The inscription is conjecturally referred to Smyrna, and the earthquake mentioned in it is supposed to be the great earthquake of 178 A. D. The word <i>στειλίδαν</i> , apparently a form of the accusative of <i>στύλις</i> , <i>στύλιδα</i> , may, perhaps, mean "the upright boundary wall" of the sacred precinct of the Ganymedeital.
178-3			Smyrna			Göncü H. (2013)	There is epigraphic evidence related to the earthquake that occurred in Poimaneon in AD 178, which confirms Poseidon as a god of earthquakes. An altar was dedicated to Poseidon by Claudianus at Poseidon's oracular order after this earthquake.
178-4			Smyrna			Ramsay W.M. (1885)	
178-5			Smyrna			Hasluck F.W. (1906)	
178-6			Agora			Alatepeli S. (2009)	Among many other buildings, the temple of Tiberius, together with the Theatre and the Agora, were ruined. Fires broke out and many people perished. The ground opened up, causing additional damage, and landslides and slumping of the ground blocked the inner harbour. Neighbouring cities, including Ephesus 55 kmto the south of Smyrna, suffered little or no damage The agora enclosure, not fully excavated, had monumental, double-storied, triple-aisled porticos on the east and west sides. Dated to the mid-second century, the building must have been damaged in the severe earthquake of 178 ce; the west portico was restored under the emperor Marcus Aurelius. One of the most interesting features of the Smyrna agora is the magnificent vaulted basement composed of a perfectly preserved armature of stone piers and arches, the ends strengthened by ribbed cross-vaults.
178/179-7			Agora			https://www.cambridge.org/core . Earthq. Catalogue	
178-8			Agora			Yegül F. and Favro, D. (2019)	

Tablo A.1 devamı

178-9			Smyrna			Lesvigne, MV. (2015)	In the first months of 178, an earthquake occurred again. This earthquake is the worst earthquake in Smyrna's ancient history. There are two articles about this situation. The first is the letter between Marcus Aurelius and his son Commodus, who has been deputy emperor since the beginning of 177, to save the city after the earthquake in Smyrna. The second text was written the following year. In this article, it is written that the restructuring of the city continues and the city is rebuilt.
178-10			Smyrna			Murray, J.S. (2005)	Guidoboni's list (see Catalogue of Ancient Earthquakes, 174-6, 180-5, 188-90, and 5) includes: 27 BC-Laodicea, Thyatira, Tralles, Chios and Kos; AD 17-Sardis, Magnesia-by-Sipylus, Temnus, Philadelphia, Aegeae, Apollonis, Mostene, Hierocaesarea, Myrina, Cyme, and Tmolus; AD 23-Cibyra; AD 47-Cibyra, Samos, Smyrna, Ephesus, Laodicea and Hierapolis; AD 53-Apamea; and AD 60-Laodicea, Colossae and Hierapolis. After a pause of several decades (which may reflect gaps in sources as much as a lack of seismic activity), we have records (see Guidoboni, Catalogue of Ancient Earthquakes, 229-30, 233-8) of several major quakes in the second century: in 105/6 (Elaea, Myrine, Pitane and Cyme); in the 120's (Cyzicus); in 142-44 ("towns in Rhodes and Asia," Kos and Stratoniceia); in 160/1 (Cyzicus); and in 178-180 in Smyrna
688-1	38.4	27.2	myrna (Konak)	IX		Ergin, K., Güçlü, U. and Uz, Z. (1967).	Death more than 20.000 people
688-2	38.4	27		IX		Moberg, K. (2015)	
688-4			Smyrna	IX		www.deprem.gov.tr	"The number of sources of this earthquake is three or less. It does not contain enough information. Documentation needs to be developed.
688-3			Smyrna	IX		Şakar G. and Ersoy A. (2020)	It is understood that the city lost its economic, social and political reflex after the Izmir centered IX earthquake in 688 and Threats and occupation disasters during the 7th century
2 Febr uary 1040-1	38.417	27.15	İzmir	IX		Taxeidis, K. (2003)	There is a lot of information that this earthquake happened in 1040, not in 1039. An earthquake with a maximum intensity of 9 occurred in the eastern part of Asia Minor, especially in the center of Izmir. The earthquake was felt all over the city. The result was terrible. Important buildings were destroyed.
1039-2	38.4	27.3	Smyrna	VIII	6.8	Emre Ö. et.all. (2005)	Cedrenos reported that the earthquake was very catastrophic. Many regions and The city was damaged by this earthquake. Izmir was a dreadful landscaped because the most beautiful buildings collapsed and many people was dead.
Febr uary 1041-3			İzmir			Downey, G. (1955)	Scylitzes in Cedrenus, 2.522.4-6, Bonn ed.: earthquakes at Constantinople and elsewhere, especially Smyrna.
20 Mar 1389-1	38.400	26.3	Chios	IX	6.8	Papadopoulos, G.A. & Chalkis, B.J (1984); Papazachos B. and Papazachou C. (1997)	
1389-2	38.255	26.573	GBFZ	X		Kouskouna V.& Sakkas G. (2013)	
1389-3			Sakız			www.deprem.gov.tr	
1389-4	38.4	26.3				Moberg, K. (2015); http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/2/deprem-bilgileri/tarihsel-depremler/	
			İzmir/Chios IX				" In 1389, Saturday, March 20, at 8 o'clock, during the reign of King John there was a big earthquake. The walls of Chios and many houses and churches were cracked and destroyed.
20 Marc h 1389-5	38.255	26.573	Between Chios and Çeşme	X		Taxeidis, K. (2003)	The sea was boiling. Smyrna was destroyed like a kulas (castle). Nea Fokea and Ikaria (Karia) suffered a complete destruction. Conclusion: To summarize the information in the two notes, that Earthquake can be described as follows: On 20 March 1389, at 2-3 o'clock. Chios Island was shaken by a big earthquake. The earthquake destroyed most of the castle, many houses and churches. Two women became victims. We had disasters from the same earthquake in Smyrna, the Phocaea fortress but also the (perfect) total destruction in Ikaria and on the east coast of Chios. Because the earthquake that hit the city and caused a wave of the sea, with the epicenter in the sea area between the island of Turkey occurred.
1389-6	38.700	26.200			6.7	http://geophysics.geo.auth.gr/the_seisnet/WEBSITE_2005/station_index_en.html	

Tablo A.1 devamı

1688-	38.417	27.150	iciraltı/Balıçov	X	6.8	(Papazachos et al., 1997; Papazachos & Papazachou, 1997; Ambraseys & Finkel, 1995; Taxeidis, K. (2003)	The earthquake occurred at 11:45 and its duration was 20-30 seconds. Three-quarters of homes and public buildings collapsed. Most of the disasters happened in the lower parts of the city. Seventeen mosques in Smyrna, only three remained standing, were half-destroyed. The fire burned the markets (bazaars), where all the inns were located. Three inns, which housed 500-600 men of the caravans of the area, collapsed and crushed all who dwelt in them. There were no survivors
1688-	38.414	27.154				Voyage au Levant, c'est-à-dire dans les principaux endroits de l'Asie ... Yazar: Cornelis De Bruyn (1700) http://www.spanishsuccession.nl/naval/convoy_smyrna_1688_1690.html	From the ship Devonshire, Captain John Ogle in Ancona 8 August: We are 23 days from Smyrna. There, on the last of June O.S. (10 July) in the afternoon a strong earthquake significantly damaged the French street (might mean the Christian quarter), a large part of the city. Three hours after the quake a fire erupted from below the ruins and crossed from the French street to the rest of the city. Meanwhile more quakes succeeded, so we conclude that most of Smyrna is now in ruins. Sir Catter and some other English merchants have died when their houses fell. Misters Bernardisson and Perej, missing for 14 hours, are assumed to be buried beneath the ruins of their homes. Mister Stehens has been found dead. The frigate Zara is about to leave as soon as the English and what they can save are on boardohc 28 Aug 1688.