

**T.C.
PAMUKKALE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**ESKİHİSAR / LAODİKYA FAY ZONU'NUN ÜZERLİK-
AKHAN (DENİZLİ) YERLEŞİM YERLERİ ARASINDAKİ
KESİMİNİN YAPISAL VE PALEOSİSMOLOJİK
ÖZELLİKLERİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

TÜRKER GEDİK

DENİZLİ, KASIM - 2019

**T.C.
PAMUKKALE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**



**ESKİHİSAR / LAODİKYA FAY ZONU'NUN ÜZERLİK-
AKHAN (DENİZLİ) YERLEŞİM YERLERİ ARASINDAKİ
KESİMİNİN YAPISAL VE PALEOSİSMOLOJİK
ÖZELLİKLERİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

TÜRKER GEDİK

DENİZLİ, KASIM - 2019

**Bu tez çalışması Bilimsel Araştırma Koordinasyon Birimi tarafından
2019FEBE030 nolu proje ile desteklenmiştir.**

Bu tezin tasarımı, hazırlanması, yürütülmesi, araştırmalarının yapılması ve bulgularının analizlerinde bilimsel etiğe ve akademik kurallara özenle riayet edildiğini; bu çalışmanın doğrudan birincil ürünü olmayan bulguların, verilerin ve materyallerin bilimsel etiğe uygun olarak kaynak gösterildiğini ve alıntı yapılan çalışmalara atfedildiğine beyan ederim.

TÜRKER GEDİK

ÖZET

**ESKİHİSAR/ LAODİKYA FAY ZONUNUN ÜZERLİK-AKHAN
(DENİZLİ) YERLEŞİM YERLERİ ARASINDAKİ KESİMİNİN YAPISAL
VE PALEOSİSMOLOJİK ÖZELLİKLERİ
YÜKSEK LİSANS TEZİ
TÜRKER GEDİK
PAMUKKALE ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

(TEZ DANIŞMANI:DOÇ. DR. ALİ KAYA)

DENİZLİ, KASIM - 2019

Eskihisar / Laodikya fayı, Denizli horst-graben sistemini Denizli ve Bozburun alt grabenlerine ayıran Karakova horstunun güneybatısında yer alır. KB-GD doğrultulu olan fay, inceleme alanında sağ yanal atım bileşenli normal fay karakterine sahiptir. Eskihisar / Laodikya fayı güneydoğuda Eskihisar'dan başlayıp kuzeybatıda Üzerlik yerleşim yerine kadar uzanır. Denizli ve çevresi, tarihsel ve aletsel dönem boyunca büyük ölçüde sismik aktiviteye sahne olmuştur. Laodikya ve çevresindeki antik kentlerde hasara sebep olan birçok deprem meydana gelmiştir. Bilinen en eski deprem M.Ö. 65 yılında meydana gelmiştir. Sonra M.S. 60 yılındaki depremde Laodikya yıkılmış ve tekrar inşa edilmiştir. Ardından 494, 1702 ve 1717 depremleri büyük hasarlara ve can kayıplarına sebep olmuş ve neticede şehir terk edilmiştir. M.Ö. 27 depremi ile 494 depremleri Eskihisar/Laodikya fayı üzerinde meydana geldiği ve hatta 1702 depremi ile Laodikya'nın kuzeybatısından geçen Gümüşçay'ın yatağının yönünün değiştiği belirtilmektedir. Yapılan araştırmada, Eskihisar / Laodikya fayının kestiği dere yataklarının sağ yönlü dirsek yaptığı görülmüştür. Fay hattı üzerinde paleosismolojik inceleme yapmak amacıyla 3 adet hendek açılmıştır. Sadece Bozburun mahallesinin yaklaşık 200 metre güneyinde açılan T1 hendeğinde paleosismolojik çalışma yapılmış, Bozburun mahallesinin yaklaşık 1.5km kuzeybatısında açılan hendeklerde ise fay izine rastlanmamıştır. T1 hendeğinde gözlemlenen paleodepremleri OSL/TL ve C14 yaşlandırma analizleri ile yaşlandırabilmek için numuneler alınmıştır. Neticede tarihsel ve aletsel döneme ait deprem kayıtlarından elde edilen verilerle deprensellik çalışması yapılmış, T1 hendeğindeki faylarda gözlenen düşey atım miktarlarına göre paleodepremlerin $M=6.4$ ile $M=6.9$ büyüklüğü arasında meydana gelmiş oldukları tahmin edilmiştir. OSL/TL ve C14 analizlerinden elde edilecek sonuçlar ile depremlerin tekrarlanma periyodu ortaya konularak, çalışılan fayın gelecekte meydana getireceği muhtemel depremin zamanı tahmin edilebilecektir.

ANAHTAR KELİMELELER: Paleosismoloji, OSL, Denizli, Deprem, Laodikya, Aktif tektonik

ABSTRACT

STRUCTURAL AND PALEOSEISMOLOGICAL PROPERTIES OF ESKİHİSAR/LAODIKEIA FAULT ZONE BETWEEN THE SECTION OF SETTLEMENTS ÜZERLİK-AKHAN (DENİZLİ)

MSC THESIS

TÜRKER GEDİK

PAMUKKALE UNIVERSITY INSTITUTE OF SCIENCE
GEOLOGICAL ENGINEERING

(SUPERVISOR: ASSOC. PROF. DR. ALİ KAYA)

DENİZLİ, NOVEMBER 2019

The Eskihisar / Laodikeia fault is located in the southwest of Karakova horst which separates the Denizli graben-horst system into the Denizli and Bozburun sub-grabens. Fault in direction of NW-SE is normal fault which has generally with right lateral strike-slip component and starts from the Eskihisar in the southeast and extends to the Üzerlik settlement in the northwest. Denizli and its surroundings have witnessed high seismic activity during the instrumental and historical periods. Many earthquakes have occurred that caused great damages and casualties in Laodikeia and surrounding cities. The first known earthquake occurred in 65 B.C. Laodikeia is collapsed and rebuilt after in the earthquake of 60 A.D. Afterwards, they suffered great damage and loss of life with 494, 1702 and 1717 earthquakes and as a result the city was abandoned. The earthquakes occurred on the Eskihisar / Laodikeia fault in 27 B.C. and 494, and even the 1702 earthquake diverted of course of Gümüşçay which was passing through the northwest of Laodikeia. In this study, stream beds have been seen which intersected with the Eskihisar/Laodikeia fault are head to the right. 3 different trenches have been opened in order to make paleoseismological research. Only one trench could be studied for paleoseismological research with name T1 opened approximately 200m in the southwest of Bozburun district. Another 2 trenches have been opened approximately 1.5km in the northwest of Bozburun district but fault traces couldn't be found. Samples collected for OSL/TL and C14 dating analysis from T1 trench for dating paleoearthquakes. Consequently, seismicity studies were conducted and estimated that paleoearthquakes occurred with magnitudes between $M=6.4$ and $M=6.9$ according to total vertical throw of normal faults that observed at the T1 trench. with the results that will be acquired from OSL/TL and C14 dating analysis, repetition period will determine and estimate the date of future possible earthquake.

KEYWORDS: Paleoseismology, OSL, Denizli, Earthquake, Laodikeia, Active Tectonics

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖZET.....	i
ABSTRACT	ii
İÇİNDEKİLER.....	iii
ŞEKİL LİSTESİ.....	v
TABLO LİSTESİ.....	vii
ÖNSÖZ.....	viii
1. GİRİŞ.....	1
1.1 Çalışma Alanı	2
1.2 Amaç ve Kapsam.....	3
1.3 Materyal ve Yöntem	3
1.3.1 Jeolojik Çalışmalar	4
1.3.2 Jeomorfolojik Çalışmalar.....	4
1.3.3 Jeofizik Çalışmalar	4
1.3.4 Hendek Çalışmaları	4
1.3.5 Laboratuvar Çalışmaları	5
1.3.6 Paleosismolojik Verilerin Değerlendirilmesi.....	6
2. STRATİGRAFİ.....	7
2.1 Neojen Öncesi	10
2.1.1 Zeybekölen Tepe Formasyonu.....	10
2.1.2 Gereme Formasyonu	10
2.1.3 Çatalca Tepe Kireçtaşı.....	11
2.2 Neojen	11
2.2.1 Kızılburun Formasyonu	11
2.2.2 Sazak Formasyonu	12
2.2.3 Sakızcılar Formasyonu	12
2.2.4 Kolonkaya Formasyonu.....	13
2.3 Kuvaterner.....	13
2.3.1 Asartepe Formasyonu	14
2.3.2 Traverten.....	14
2.3.3 Alüvyon	15
3. YAPISAL JEOLJİ	16
3.1 Bölgesel Tektonik.....	16
3.2 Çalışma Alanının Yapısal Jeolojik Özellikleri	20
4. DEPREMSELLİK.....	24
4.1 Batı Anadolu'nun Depremselliği.....	25
4.2 Denizli Havzasının Depremselliği.....	32
4.2.1 Aletsel Dönem Depremleri	32
4.2.2 Tarihsel Dönem Depremleri	33
5. PALEOSİSMOLOJİ	38
5.1 Jeolojik Çalışmalar	38
5.2 Jeomorfolojik Araştırmalar	39
5.3 Jeofizik Araştırmalar.....	41
5.4 Hendek Açma Çalışmaları	43
5.5 Laboratuvar Çalışmaları.....	50
6. SONUÇLAR.....	57

7. KAYNAKLAR	61
8. EKLER	72
ŞEKİL A.1	72
9. ÖZGEÇMİŞ.....	73



ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1. 1: Çalışma alanının yer bulduru haritası.	2
Şekil 2. 1: Çalışma alanı ve çevresinin jeoloji haritası (Akyol ve diğ. 2016).....	7
Şekil 2. 2: Denizli havzasının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Topal 2003'ten Şimşek 1984; Sun 1990; Konak ve diğ. 1990; Taner 2001, ölçeksiz).....	9
Şekil 3. 1: Türkiye'nin ve çevresinin genel tektonik hatları (Barka 1992).	17
Şekil 3. 2: Türkiye ve çevresinin GPS hız vektörleri. Koyu renkli vektörler Arap levhasından Ege-Kıbrıs yayına doğru hız miktarının arttığını gösterir (Reilinger ve diğ. 2006).	18
Şekil 3. 3: Batı Anadolu'daki fayların kayma hızlarını gösteren harita. Üstteki sayılar (parantezsiz olanlar) doğrultu atım hızlarını (pozitif değerler sol yönlü), alttaki sayılar (parantez içinde olanlar) normal atım hızlarını (pozitif değerler yaklaşım) gösterir (Reilinger ve diğ. 2006).	19
Şekil 3. 4: Denizli Grabeni'nin genel görünümü ve stratigrafisi (Hançer 2019).....	21
Şekil 3. 5: Çalışma alanı ve çevresinin aktif fay haritası (Emre ve diğ. 2011).	22
Şekil 4. 1: Türkiye geneli $M > 4$ olan aletsel dönemde meydana gelmiş deprem episantırları (KOERİ).	24
Şekil 4. 2: Türkiye geneli $M > 5$ olan aletsel dönemde meydana gelmiş deprem episantırları (KEORİ).	24
Şekil 4. 3: Türkiye ve çevresinin GPS hızlarına göre ortalama yer değiştirme miktarları (Reilinger ve diğ. 2006).	26
Şekil 4. 4: Batı Anadolu'da 1900 yılından günümüze kadar meydana gelmiş olan $M > 4.0$ olan deprem episantırları (KOERİ).	26
Şekil 4. 5: Fethiye-Burdur fayı üzerinde meydana gelmiş $M > 6$ olan deprem episantır noktaları (KOERİ).	28
Şekil 4. 6: Batı Anadolu'da aletsel dönemde $M > 7.0$ olan depremler (KOERİ).	29
Şekil 4. 7: Batı Anadolu'da $M > 6$ olan deprem episantır noktaları (KOERİ).	31
Şekil 4. 8: Çalışma alanı ve yakın çevresinde meydana gelmiş olan $M > 4.9$ olan deprem episantır noktaları (KOERİ).	33
Şekil 4. 9: Çalışma alanında ve yakın çevresinde meydana gelmiş tarihsel deprem episantır noktaları (Tan ve diğ. 2008; MTA 2012).	35
Şekil 4. 10: Gümüşçay deresinin günümüzdeki yatağı.	36
Şekil 5. 1: Bozburun mahallesinin yaklaşık 250 metre güneybatısındaki İzmir yolu üzerinde bulunan yol yarması ve enine jeolojik kesiti.	39
Şekil 5. 2: Bozburun mahallesinin kuzeybatısındaki dere yataklarının faylanmalarla birlikte sağ yönlü dirsek yapması.	40
Şekil 5. 3: Hendek çalışması yapılan yerler.	40

Şekil 5. 4: Özdirenç tomografi yöntemi ile ölçüm yapılan profil lokasyonları.	42
Şekil 5. 5: Profil-1 özdirenç tomografi kesiti.	42
Şekil 5. 6: Profil-2 özdirenç tomografi kesiti.	43
Şekil 5. 7: Profil-3 özdirenç tomografi kesiti.	43
Şekil 5. 8: Farklı depremlerde oluşan kolüvyon kamalarını gösterir şekil (Schwartz ve Coppersmith 1984).	45
Şekil 5. 9: T1 hendeğinin genel görünümü.	45
Şekil 5. 10: T1 hendeğinin batı duvarına ait enine jeolojik kesit (ölçek 1/33).	47
Şekil 5. 11: T1 hendeği batı duvarının mozayik fotoğrafı.	47
Şekil 5. 12: T1 hendeği batı duvarının yakından görünümü. (sol üstten sağ alta doğru giden sarı-yeşil renkli bayrakla işaretlenmiş zon ana fay hattıdır).	48
Şekil 5. 13: Ana faya ait kayma çiziklerinin yakından görünümü.	48
Şekil 5. 14: T2b hendeğine ait görünüm (fay izine rastlanmadığı için paleosismolojik çalışma yapılamamıştır).	49
Şekil 5. 15: Paleodoz miktarının sıfırlanma süreci (Preusser ve diğ. 2008).	51
Şekil 5. 16: OSL/TL analizi için çelik ve plastik tüpler kullanılarak örnek alma.	52
Şekil 5. 17: OSL/TL analizi için çelik ve plastik tüpler kullanılarak örnek alımı.	53
Şekil 5. 18: Karanlık oda koşullarına uygun laboratuvarında numune işleme süreci.	54
Şekil 5. 19: Karanlık oda koşullarına uygun laboratuvarında numune işleme süreci.	55
Şekil 5. 20: Wells ve Coppersmith (1994)'ün maksimum yer değiştirme ile moment magnitüd arasındaki bağlantısı.	56

TABLO LİSTESİ

Sayfa

- Tablo 4.1:** Batı Anadolu'da aletsel dönemde $M>7.0$ olan depremler (KOERİ) .. 27
- Tablo 4.1 (devam):** Batı Anadolu'da aletsel dönemde $M>7.0$ olan depremler (KOERİ).....**Hata! Yer işareti tanımlanmamış.**
- Tablo 4. 2:** Denizli ve yakın çevresinde meydana gelmiş olan tarihsel depremler (Tacitus 190; Comes 1546; Pınar ve Lahn 1952; Soysal ve diğ. 1981; Guidoboni ve diğ. 1994; Ambraseys ve Finkel 1995; D'Andria 2003 ve Kumsar ve diğ. 2015'ten derlenmiştir). 34
- Tablo 4.2 (devam):** Denizli ve yakın çevresinde meydana gelmiş olan tarihsel depremler (Tacitus 190; Comes 1546; Pınar ve Lahn 1952; Soysal ve diğ. 1981; Guidoboni ve diğ. 1994; Ambraseys ve Finkel 1995; D'Andria 2003 ve Kumsar ve diğ. 2015'ten derlenmiştir). 34

ÖNSÖZ

Merak etme ile başlayan bir bilimsel araştırma süreci, problemin belirlenmesi, hipotez üretme, gözlem yapma, veri toplama ve hipotezin test edilmesi ile devam eder. Elde edilen veriler hipotezi desteklemez ise, yeni bir hipotez kurar ve aynı süreçlerden geçerek, hipotez doğrulanana kadar bu işlemler tekrarlanır. Bilim de bu araştırmalar ışığında ilerler, yeni problemleri merak konusu haline getirir.

Bu yüksek lisans tez çalışmasında da tüm bu bilimsel süreçleri benimle birlikte yürüterek eleştirileriyle beni yönlendiren, yöntem ve literatür konusunda her çağrıma hızla yanıt veren, tez danışmanım Doç. Dr. Ali KAYA'ya tüm destekleri için teşekkür ederim.

Literatüre erişebilmem için yardımlarını esirgemeyen ve kaynaklarını benimle paylaşan hocalarım Doç. Dr. Mete HANÇER'e ve Arş. Gör. Dr. Savaş TOPAL'a, ayrıca manevi olarak desteğini hissettiğim değerli hocam Doç. Dr. Sefer B. ÇELİK'e de teşekkürlerimi sunarım.

Pamukkale Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'ndeki değerli hocalarıma, bilgi, tecrübe ve arkadaşlıklarını benimle paylaştıkları için kendimi şanslı hissediyorum. Kendilerine saygı ve sevgilerimi sunuyorum.

Projenin gerçekleşmesi için sunduğu maddi desteklerinden dolayı Pamukkale Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinatörlüğü'ne teşekkür ederim.

Hendek çalışmalarının yapılabilmesinde büyük katkıları olan Denizli Büyükşehir Belediyesi Su ve Kanalizasyon İdaresi Genel Müdürü Prof. Dr. Mahmud GÜNGÖR'e, Şube Müdürü İbrahim KÖSE'ye ve Jeoloji Müh. Osman KURT'a destekleri için çok teşekkür ederim.

Bu çalışmanın gerçekleşebilmesi için bana kapılarını açan, destekleri olmasaydı projenin beni çok zorlayacağını bildiğim, değerli arkadaşım Selim DUMLU'ya çok teşekkür ederim. Yine proje süresince kapılarını bana açan kıymetli arkadaşlarım Emre TUNCEL ve değerli eşi Sinem TUNCEL'e, Cavit ERDEM ve değerli ailesine minnettarım. Desteklerini unutmayacağım.

Eğitim hayatım boyunca hem maddi hem manevi olarak, kuşkusuz en büyük destekçim olan kıymetli aileme ve her zaman yanımda olan, arazi ve laboratuvar çalışmalarında dahi yalnız bırakmayan sevgili eşim Ceren GEDİK'e de minnettarım.



1. GİRİŞ

Dünyada yaşamın mümkün olabilmesi ve çeşitlenmesinde şüphesiz en etkili faktör, gezegenin sahip olduğu tektonik faaliyet yeteneğidir. Bu faaliyetler neticesinde kabukta meydana gelen hareketler levhaları ayırabilir veya çarpıştırabilir ve neticede hem deprem üretir hem de farklı jeolojik oluşumlar meydana getirir.

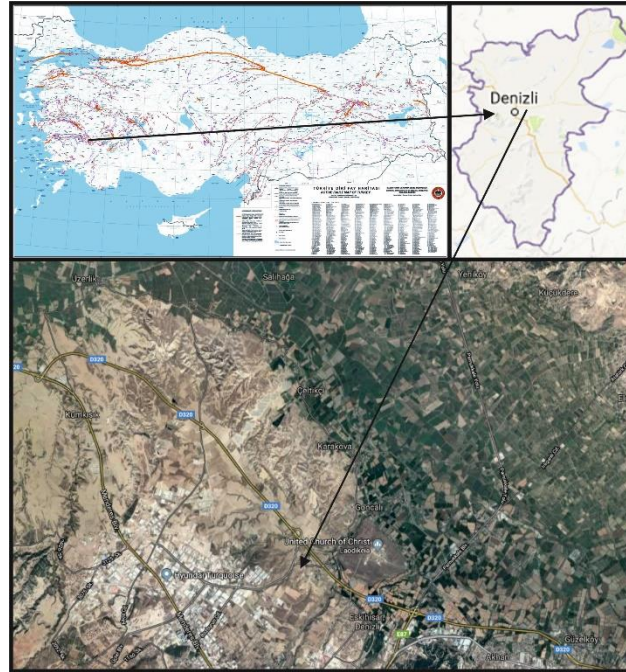
Meydana gelmiş olan büyük depremlerin merkez üslerine baktığımızda, bu depremlerin bahsedilen levha sınırlarında gerçekleşmiş olduğu açıkça görülmekte, bu alanlar deprem kuşakları olarak adlandırılmaktadır. Dünyada 3 büyük deprem kuşağı bulunmaktadır. Bunlar; Atlantik, Alp-Himalaya ve Pasifik deprem kuşaklarıdır. Türkiye, Alp-Himalaya deprem kuşağı üzerinde yer alan ve sınırları içerisinde büyük depremlerin de meydana geldiği bir ülkedir.

Türkiye, Avrasya, Arap ve Afrika tektonik levhaları arasında yer almaktadır. Orta (erken?) Miyosen'de Arap levhasının Türkiye'nin güneydoğusunda Bitlis-Zagros kenet kuşağı boyunca Avrasya levhasıyla çarpışmaya başlaması ile kıtasal litosfer, okyanusal litosfer gibi kolay bir şekilde dalamayacağından, bu çarpışma kıta kabuğunun yamulması ile karşılanmış ve yine kıta kabuğunun K-G doğrultusunda kısalıp kalınlaşmasına sebep olmuştur. Ancak kabuk kalınlığının artmasıyla yükselen litosferik basınç bir süre sonra kabuktaki yamulmayı gittikçe zorlaştırmıştır. Sonuçta, Anadolu levhası Kuzey ve Doğu Anadolu transform fayları ile doğudaki bu sıkışma zonundan batı yönüne doğru Akdeniz litosferi üzerine itilmeye başlamıştır. Kuzey Anadolu transform fayı Türkiye'nin batısında KD-GB doğrultulu Yunan makaslama zonuna dönüşmesi ile Anadolu bloğunun batı yönünde ilerlemesi engellenmiştir. Anadolu bloğunun batı yönünde daha fazla ilerleyememiş olmasından dolayı Batı Anadolu'da D-B doğrultulu sıkışma rejimi ile birlikte K-G doğrultulu çekme gerilme meydana gelmiş ve bu gerilme de Batı Anadolu'daki Ege graben sistemini oluşturmuştur (Şengör 1980).

Denizli, bu horst-graben sisteminin Ege bölgesindeki en büyük temsilcileri olan Gediz ve Büyük Menderes Grabenleri'nin kesişim bölgesinde yer alarak sınırları içerisinde büyük depremlere de ev sahipliği yapmıştır. 1900 yılından itibaren aletli deprem kayıt sistemlerinin kullanılmaya başlanmasıyla çalışma alanına ait depremsellik incelemelerinde rahatlıkla veri elde edilebilirken, bu tarihten önceki depremlere ait kayıtlara ancak tarihi yazıtlar, kitabeler, hatıratlar ve raporlar gibi metinler incelenerek ulaşılabilmektedir (Uluskan 2007). Denizli'de meydana gelmiş olan bilinen ilk yıkıcı deprem M.Ö. 65 yılında meydana gelmiştir (Soysal ve diğ. 1981).

1.1 Çalışma Alanı

Çalışma alanı, Denizli il merkezinin yaklaşık 5 km KKB'sında bulunan, Eskihisar mahallesi ile Laodikya antik kentinin arasında kalan bölgenin doğuda Akhan'dan başlayarak batıda Üzerlik'e kadar olan kısmıdır (Şekil 1.1). Yaklaşık 14 km uzunluğa ve 3 km genişliğe sahiptir. Akhan, Denizli-Ankara istikametinde bulunmaktadır. Denizli grabeni'nin içinde, Karakova yükselimini ve güneyi çalışma kapsamında incelenmiştir.



Şekil 1. 1: Çalışma alanının yer bulduru haritası.

1.2 Amaç ve Kapsam

Gediz ve Büyük Menderes Grabenleri'nin kesişim bölgesinde bulunan Denizli havzası güneybatıda KB-GD doğrultulu Babadağ Fay Zonu, kuzeydoğuda ise aynı doğrultuya sahip Pamukkale Fay Zonu tarafından sınırlanmıştır. Havza içerisinde kenar faylarına paralel/yarı paralel sentetik ve antitetik faylar bulunmaktadır.

Havza içerisinde yer alan faylardan biri olan ve Karakova horstunun güneybatısında bulunan KB-GD doğrultulu Eskihisar / Laodikya fayı, güneydoğu kesimde Eskihisar'dan başlayıp kuzeybatıda Üzerlik yerleşim yerine kadar uzanır.

Birinci derece deprem bölgesinde yer alan Denizli ve çevresi tarihin çeşitli zamanlarında yıkıcı depremlere sahne olmuş ve bazılarında büyük can kayıpları yaşanmıştır. Denizli civarında meydana geldiği bilinen en eski yıkıcı deprem M.Ö. 65 yılında gerçekleşmiştir (Soysal ve diğ. 1981). Ardından M.S. 60 yılında meydana gelen deprem Laodikya'da büyük hasara sebep olmuş ve yeniden inşa edilmiştir (Tacitus M.S. 109). Tespit edilmiş olan bir sonraki yıkıcı deprem ise 494 yılında meydana gelmiştir. Bu depremde, Lykos Vadisi'nde inşa edilmiş olan Laodikya'nın da dahil olduğu Hierapolis, Tripolis ve Kolossai kentleri tamamen yıkılmış ve eski güçlerine tekrar erişememişlerdir (Ramsey 1895; Guidoboni 1994).

Bu çalışma kapsamında bölgede bilinen tarihsel ve aletsel dönem deprem kayıtları incelenerek, yapılacak olan paleosismolojik çalışmalar neticesinde bölgenin depremselliği belirlenmeye çalışılacaktır.

1.3 Materyal ve Yöntem

Çalışma öncelikle sahada yapılmış olan jeolojik incelemelerle başlayıp, sırayla jeomorfolojik, jeofizik, hendek ve laboratuvar çalışmaları ile devam etmiştir. Tüm bu araştırmalar neticesinde elde edilen veriler yorumlanmıştır.

1.3.1 Jeolojik Çalışmalar

Çalışma alanında yapılan araştırmalar ile tespit edilen faylar, fayların tipleri ve atım miktarları önce uydu görüntüleri üzerinde ve daha sonra sahada yerinde detaylı olarak incelenip haritalanmıştır.

1.3.2 Jeomorfolojik Çalışmalar

Çalışma alanı uydu görüntüleri ile incelenerek jeomorfolojik özellikleri ortaya konmuştur. Eskihisar / Laodikya fayının kestiği birçok dere yatağında, atım nedeniyle dirsekler oluşmuş ve dere yatakları sağ yönlü yönelime sahip olmuştur.

1.3.3 Jeofizik Çalışmalar

Jeolojik ve jeomorfolojik çalışmalar neticesinde Eskihisar / Laodikya fayının geçtiği yerler belirlenmiş ve bu alanlar üzerinde çoklu elektrot rezistivite yöntemi ile fayların yüzey altındaki devamlılığı tespit edilmiştir. 5 metre aralıklarla oluşturulan ortalama 240'ar metre uzunlukta toplam 3 adet profil üzerinde wenner-schlumberger elektrot dizilimi kullanılarak alınan verilerden 2 boyutlu enine kesitler elde edilmiştir.

1.3.4 Hendek Çalışmaları

Jeofizik araştırmalar ile yüzey altında da devamlılığı kesinleştirilen fay üzerinde 3 ayrı noktada T1, T2a ve T2b isimlerinde 3 ayrı hendek açılmıştır. Açılmış olan hendeklerden sadece Bozburun mahallesinin yaklaşık 200 metre güneybatısındaki T1 hendeğinde paleosismolojik çalışma yapılabilmışken, Bozburun mahallesinin yaklaşık 1.5km kuzeybatısında açılmış T2a ve T2b hendeklerinde fay izine rastlanamadığı için yapılamamıştır. T2a ve T2b hendekleri için önceden belirlenen uygun lokasyonlar, Laodikya antik kentinin sit alanı sınırları içinde kaldığından zorunlu olarak fayın yaklaşık 1.5km batısında açılmıştır. KB doğrultulu Laodikya çöküntüsüne denk gelen bu hendek

yerlerinde sedimantasyon birikim hızı fayın kayma hızından yüksek olmasından dolayı fay/fayların üzerinde kalın bir alüvyon örtüsü çökelmiş olup derinde kalan faylar gözlenememiştir. T1 hendeğinin batı duvarı temizlenip 1mx1m olacak şekilde karelajlanmış ve hendek logu çizilmiştir. Deprem nedeniyle yüzey kırığı meydana getirmiş ve üzeri örtüldüğü düşünülen noktalardan çelik ve plastik tüpler yardımı ile gün ışığına maruz kalmadan Optik Uyarmalı Lüminesans (Optical Stimulated Luminescence–OSL) / Termolüminesans (Thermally Stimulated Luminescence-TL) ve C14 (radyokarbon) yaşlandırma yöntemleri için örnekler alınmıştır.

1.3.5 Laboratuvar Çalışmaları

Hendeklerde tespit edilen uygun seviyelerden alınmış numuneler OSL/TL analizleri için ön hazırlığa tabi tutulmuştur. Bu kapsamda öncelikle Pamukkale Üniversitesi Kaya mekaniği laboratuvarı karanlık oda ortamına dönüştürülerek numuneler analize hazırlanmıştır. Araziden çelik ve plastik tüpler yardımıyla alınan örneklerin her iki ucu gün ışığına maruz kalma ihtimali olduğu için atılmıştır. Kalan numune 90 ve 140 mikron açıklıklı eleklerden geçirilmiş, 90 mikron açıklıklı eleğin üstünde kalan malzemeye önce %10 seyreltik HCl uygulanarak kalsitlerin, ardından %35 seyreltik H₂O₂ uygulanarak organik maddelerin yok olması sağlanmıştır. Bu işlemler sırasında her bir adımdan sonra numune saf su ile yıkanmış, kuvars ve feldspat taneleri ayırtlanmıştır. Son olarak %40 seyreltik HF uygulanarak kalan numunenin içindeki feldspat minerallerinin de bertaraf edilmesiyle kuvars tanelerinin kaldığı numuneler etüvde 40 derece sıcaklıkta kurutularak yine gün ışığı almayan plastik ambalajlar ile OSL/TL yaşlandırma analizi için Ankara Üniversitesi Nükleer Bilimler Enstitüsü Tarihlendirme Laboratuvarına gönderilmiştir.

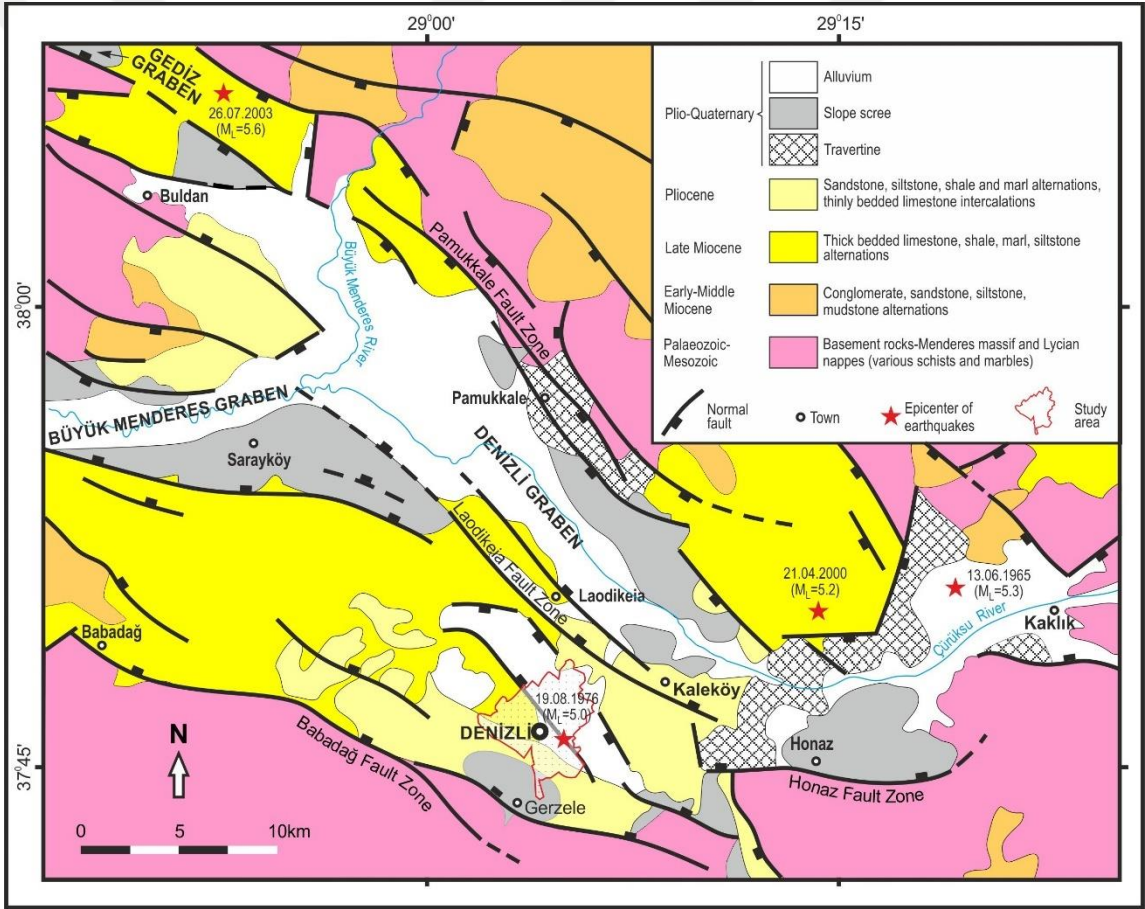
1.3.6 Paleosismolojik Verilerin Değerlendirilmesi

OSL/TL yaşlandırma analizlerinin sonucunda elde edilecek yaş verileri ile tarihsel ve aletsel dđnem depremleri karşılaştırılıp yorumlanacaktır. Tezin yazımı aşamasında yaşlandırma analizleri henüz yapılmadığından paleodepremlerin yaşları ve tekrarlanma periyotları hakkında yorum yapılamamıştır. Sonuçlar elde edildiğinde bu fay üzerinde meydana gelen paleodepremler hakkındaki bilgiler yapılacak bir makalede sunulacaktır.



2. STRATİGRAFİ

Çalışma alanı ve çevresinde yer alan temel kayalar Paleozoyik-Mezozoyik yaşlı Menderes Masifine ait metamorfik kayalar ile Likya Naplarına ait ofiyolitik birimler den oluşmaktadır. Temel üzerinde yer alan Neojen birimler ise konglomera, kumtaşı, siltaşı, çamurtaşı kireçtaşı, şeyl gibi sedimanter kayalardan meydana gelmektedir. Neojen birimleri sırayla Kuvaterner yaşlı traverten, yamaç molozları ve alüvyonlar örter (Şekil 2.1).



Şekil 2. 1: Çalışma alanı ve çevresinin jeoloji haritası (Akyol ve diğ. 2016).

Çalışma alanı ve çevresi, Neojen öncesi, Neojen ve Kuvaterner olmak üzere üç ayrı zamanda oluşmuş jeolojik birimlerden meydana gelmiştir. Neojen öncesi birimler Zeybekölen Tepe Formasyonu, Gereme Formasyonu ve Çatalca Tepe Kireçtaşı'ndan oluşmaktadır. Neojen birimler ise Denizli grubu olarak adlandırılan Kızılburun, Sazak,

Sakızcılar ve Kolonkaya Formasyonlarından oluşmaktadır. Fakat çalışma alanında Neojen birimlere ait sadece Kolonkaya Formasyonu bulunmaktadır. Kuvaterner yaşlı çökeller ise Asartepe Formasyonu, traverten ve alüvyonlardan meydana gelmektedir (Topal 2003; Şekil 2.2).

Paleosismolojik çalışmaların yürütüldüğü hendekler civarında Neojen öncesi yaşlı birimler gözlenmeyip Neojen yaşlı birimlerden ise sadece Kolonkaya formasyonu yer almaktadır. Ancak bölgesel stratigrafinin daha iyi anlaşılabilmesi için çalışma alanının çevresinde yüzeylenen Neojen öncesi ve Neojen yaşlı birimlerin özelliklerine aşağıda kısaca değinilecektir.

S E N O Z O Y İ K	Üst Sistem	Litolojik Özellikler														
	Sistem	Seri, Kat	Grup	Formasyon	Kalınlık (m)											
K O Y O Z O Y İ K	NEOJEN					Alüvyon/Traverten Alüvyon Yelpaze/Yamaç molozu										
				ASARTEPE	50-150	Çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı ardalanması										
	KUVATERNER ÜST MİYOSEN DENİZLİ	ÜST MİYOSEN DENİZLİ			KOLONKAYA	860-1100	Marn, killi kireçtaşı ve çamurtaşlarıyla ardalanma gösteren kumtaşları									
					SAKIZCILAR	150-200	Killi kireçtaşı, marn, kil, silttaşı ve ince kum ara seviyeleri									
					SAZAK	250-300	Kiltaşı, silttaşı, killi kireçtaşı, marn, masif kireçtaşı									
					KIZILBURUN	150	Bloklu çakıltaşı, kumtaşı, kiltaşı, silttaşı									
					TEMELE						Kristalize kireçtaşı, Kuvarsit, Şist, Mermer					

Şekil 2. 2: Denizli havzasının geliştirilmiş stratigrafik kesiti (Topal 2003'ten Şimşek 1984; Sun 1990; Konak ve diğ. 1990; Taner 2001, ölçeksiz).

2.1 Neojen Öncesi

Neojen öncesi kayalar sahada Zeybekölen Tepe Formasyonu ve Gereme Formasyonu ile Çatalca Tepe Kireçtaşı birimlerinden ibarettir (bkz. Şekil 2.1) (Okay 1986).

2.1.1 Zeybekölen Tepe Formasyonu

Formasyon, Menderes masifinin ana kütlelerinde bulunan eşdeğerlerinden hem litolojik hem kalınlık olarak farklılık gösterdiği için Okay (1986) tarafından ilk defa adlandırılmıştır. Menderes masifinin en üst birimini oluşturan formasyonun kalınlığı 1000 metreyi aşmakta ve genellikle rekristalize pelajik kireçlerinden ve şeyllerden oluşmaktadır. Formasyona ait kayalar Tavas ilçesinin doğusunda ve Honaz Dağı'nın yamaçlarında görülebilmektedir. Rekristalizasyonun kuvvetli olması nedeniyle Formasyona doğrudan yaş vermek mümkün olmamış olsa da ihtiyatlı bir biçimde birimin yaşı Paleosen-Alt Eosen olarak kabul edilmiştir (Okay 1986; Şekil 2.1).

2.1.2 Gereme Formasyonu

Formasyon ilk kez Phillipson (1918) tarafından adlandırılmıştır. Ardından Graciansky (1968) ve Bernoulli ve diğ. (1974) tarafından detaylı bir şekilde incelenmiştir. Yaklaşık 500 metre kalınlığı bulunan, masif-kalın tabakalı, gri, koyu gri renkli dolomitlerden oluşmuştur. Yüzeysel ayrışma neticesinde oluşmuş olan gözenekli cüruf tipi dolomitler formasyon için çok karakteristiktir. Neredeyse tümü dolomitlerden oluşmuş olan Gereme Formasyonu içerisinde fosil bulunamamış, ancak Milas, Bodrum dolaylarındaki dolomitleşmemiş kayalarda tespit edilen fosillere göre birime Üst Triyas-Liyas yaşı verilmiştir (Bernoulli ve diğ. 1974). Aynı yaş söz konusu formasyon için de ihtiyatlı bir biçimde kabul edilmiştir. Gereme Formasyonu, Zeybekölen Tepe Formasyonu üzerinde tektonik dokanakla yer alır ve bu formasyonun üzerine ise Çatalca Tepe Kireçtaşı Formasyonu gelmektedir (Okay 1989).

2.1.3 Çatalca Tepe Kireçtaşı

Birimi ilk olarak Okay (1989) adlandırmıştır. Masif-kalın tabakalı ve seyrek ufak çört yumrulu kireçtaşlarından oluşan birimin kalınlığı 750 metre civarındadır. Birim genellikle mikrit, dismiktit ve seyrek biyomiktrit özelliğindedir ve hafif derecede rekristalizasyon geçirmiştir. Alınan numunelerden elde edilen fosillere göre birim Jura-Alt Kretase yaşlıdır ancak Sandak birimi istifinin genel özelliklerine de bakarak (Erakman ve diğ. 1986) Çatalca Tepe Kireçtaşları'na Dogger-Üst Kretase yaşı verilmiştir (Okay 1989).

2.2 Neojen

Bölgedeki Neojen yaşlı çökeller ilk kez Gökteş (1990) tarafından “Denizli Grubu” olarak adlandırılmış ve tanımlanmıştır. Geç Miyosen yaşlı Neotektonik dönem çökellerinden oluşan grup Kızılburun, Sazak, Sakızcılar ve Kolonkaya Formasyonları'ndan meydana gelmektedir (Şekil 2.2). Çalışmanın gerçekleştirildiği alanda sadece Kolonkaya Formasyonu'na ait birimler mevcuttur (Şekil 2.1).

2.2.1 Kızılburun Formasyonu

Formasyon ilk kez Şimşek (1984) tarafından adlandırılmıştır. Birim bloklu konglomera, çakıltaşı, kumtaşı, kiltası ve silttaşlarından oluşmakta ve bazı seviyelerde killi kireçtaşı ara katkıları içermektedir. Birim kendisinden yaşlı diğer tüm birimleri aşıl uyumsuzlukla örmetedir (Şimşek 1984).

Sun (1990) formasyonun kalınlığını 150 metre ve yaşını linyitli seviyelerden aldığı numunelerden yapılan polen tayini sonucu Üst Miyosen olarak belirtmektedir. Kızılburun Formasyonu Denizli havzasının KB kesimlerinde Buldan ve çevresinde yüzeilenmektedir. İnceleme alanında gözlenmemektedir (bkz. Şekil 2.2) (Topal 2003).

2.2.2 Sazak Formasyonu

Formasyon ilk olarak Şimşek (1984) tarafından adlandırılmıştır. Kızılburun Formasyonu üzerine geçişli dokanakla gelen kiltası, silttaşı killi kireçtaşı, marn ve masif kireçtaşlarından oluşan formasyon Sarayköy ilçesinin KB'sında Sazak Köyü civarında tanımlanmıştır (Şimşek 1984).

Sun (1990) formasyonun kalınlığını 250-300 metre olarak belirtmiş, ayrıca oluşum ortamı için ise Sarayköy'ün batısındaki jiplere bakarak düşük enerjili bir göl olduğunu, fosil türlerine dayanarak derin olmadığını ve suyun acı olduğunu ifade etmiştir.

Birimin yaşı ile ilgili Kastelli (1971), Taner (1974) ve Göktaş (1990) yaptıkları çalışmalarda Üst Miyosen – Alt Pliyosen yaşlarını vermişlerdir. Son olarak Taner (2001) Kolonkaya Formasyonu için Üst Miyosen yaşını vermesiyle birlikte Sazak Formasyonunun yaşı stratigrafik konumu sebebiyle Üst Miyosen'in orta seviyeleri olarak kabul edilmiştir (Şekil 2.2) (Topal 2003).

2.2.3 Sakızcılar Formasyonu

Formasyon ilk kez Konak ve diğ. (1990) tarafından adlandırılmış, ismini Sakızcılar Köyü'nden (Uşak) almıştır.

Killi kireçtaşı, marn, kiltası, silttaşı ve çok ince ara düzeylerinden oluşan birimin kalınlığı 150-200 metredir. Birimin Kolonkaya Formasyonu ile aynı gölde, bir yelpazenin iraksak kesiminin, sığ bir göle ulaştığı ortamda fakat karasal etkinliklerin görüldüğü bölümde oluşmuştur (Sun 1990).

Sakızcılar Formasyonu için eski çalışmalarda Alt Pliyosen yaşı kabul edilmişse de (Taner 1974; Şimşek 1984), son olarak Taner (2001) Kolonkaya Formasyonunu Üst Miyosen olarak yaşlandırmasının ardından stratigrafik olarak Kolonkaya'nın altında bulunması nedeniyle Sakızcılar Formasyonu'nun yaşı için bu çalışmada Üst Miyosen'in orta-üst seviyeleri olarak kabul edilmiştir (Topal 2003; Şekil 2.2).

2.2.4 Kolonkaya Formasyonu

Formasyon ilk kez Şimşek (1984) tarafından adlandırılmıştır. Kolonkaya Formasyonu, Sazak Formasyonu üzerine geçişli dokanakla gelmiş, bunun üzerine de Kuvaterner yaşlı Asartepe Formasyonu uyumsuz olarak yerleşmiştir. Birim kıltaşı, silttaşı kireçtaşı ve marn ara düzeyleri içeren egemen kumtaşı istifi ile ayırtlanmıştır (bkz. Şekil 2.1) (Topal 2003).

Neojen birimlere ait çalışma alanında gözlenebilen tek formasyon Kolonkaya Formasyonu'dur. Sarımsı rengin hâkim olduğu birim yanal geçişler gösterir, ayrıca sıklıkla kuvars çakıllarına rastlanılmaktadır. Birimdeki tabakalar kolaylıkla görülebilmekte, çakıllar ise yer yer yuvarlaklaşmış, orta ve yarı köşeli, bazı alanlarda iyi tutturulmuştur (Topal 2003).

Sun (1990), formasyonun çökelim ortamının düşük enerjili göl ortamı olduğunu ve zaman zaman gölü besleyen akarsuların göl içinde etkinliklerini sürdürdüklerini, bulunan fosillerden edinilen bilgiler doğrultusunda ortamın somatr olduğunu ifade etmiştir.

Formasyonun yaşı ile ilgili Kastelli (1971), Taner (1975), ve Şimşek (1984) daha önceki çalışmalarda Alt Pliyosen yaşını vermiş olsalar da yine Taner (2001) son çalışmasında birimin yaşını Üst Miyosen olarak düzeltmiştir.

2.3 Kuvaterner

Asartepe Formasyonu Pliyo-Kuvaterner yaşlı flüviyal çökeller ile ayırtlanmıştır. Kuvaterner çökelleri alüvyon yelpazeler ve travertenler olarak incelenmiştir (Şekil 2.2) (Topal 2003).

2.3.1 Asartepe Formasyonu

Formasyon ilk kez Ercan ve diğ. (1977) tarafından adlandırılmıştır. Birim, Konglomera, kumtaşı ve silttaşlarından oluşan alüvyal kökenli çökellerden meydana gelmiştir (bkz. Şekil 2.2).

Birimin kalınlığı 50-150 metredir, ayrıca birim genelde kızılımsı, kahverengi, turuncu renklerde görülse de kirli beyaz ve sarımsı renklerde de görülmektedir. Çakıltaşı-kumtaşı-silttaşı-çamurtaşından meydana gelen birim az belirgin orta-kalın tabakalar göstermektedir. Yer yer kıltaşı ve marn mercikleri de görülmüştür (Topal 2003).

Sun (1990)'a göre Asartepe Formasyonu'nun içerdiği kaya topluluğu, temelin meydana getirdiği topoğrafya üzerinde akan, alüvyon yelpazesine başlayıp, örgülü ve menderesli akarsu çökelleriyle devam eden flüvyal bir ortamı işaret etmektedir. Alüvyon yelpazelerinde kötü boylanmalı ve köşeli taneli birimler, marn, kumtaşı ve silttaşları ise akarsuyun menderesli kanallarında meydana gelmiştir. Bu flüvyal ortam hiçbir zaman göl ortamına ulaşamamıştır.

Ercan ve diğ. (1977) Asartepe Formasyonu'na stratigrafik konumu nedeniyle Pliyo-Kuvaterner yaşı vermiş olsa da formasyona yaş verebilecek herhangi bir veri yoktur.

2.3.2 Traverten

Denizli havzası, güncel Pamukkale travertenlerine ek olarak havzanın diğer bazı kesimlerinde bulunan traverten oluşumları nedeniyle de önemli bir yere sahiptir (Özkul ve diğ. 2002).

Travertenler, oluşum sırasına ve sonrasına ait tektonik özellikler barındırdıklarından dolayı tektonik açıdan önemlidirler (Altunel 1996). Bu nedenle aktif tektonik çalışmalarında yaygın şekilde kullanılmaktadırlar (Altunel 1996; Çakır 1999; Hancock ve diğ. 1999; Altunel 2000).

Çakır (1999)'a göre; Denizli havzasındaki ve Gediz Grabeni'ndeki traverten rezervlerinin, uzunlukları en fazla 13 km olan aktif normal fayların ya uç kısımlarında ya da sıçrama yaptıkları bölgelerde oluştuğu görülmüştür. Gediz Grabeni'nin doğu ucunda yer alan Balkayası travertenleri ve Denizli havzasında yer alan Gölemezli ve Pamukkale travertenlerinin de bu şekilde oluştuğu görülmektedir (Şekil 2.2).

2.3.3 Alüvyon

Alüvyonlar Neojen birimler üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. İnceleme sahasında gözlenen birim çakıl, kum, silt ve kil boyutlu gevşek malzemeden meydana gelmektedir.

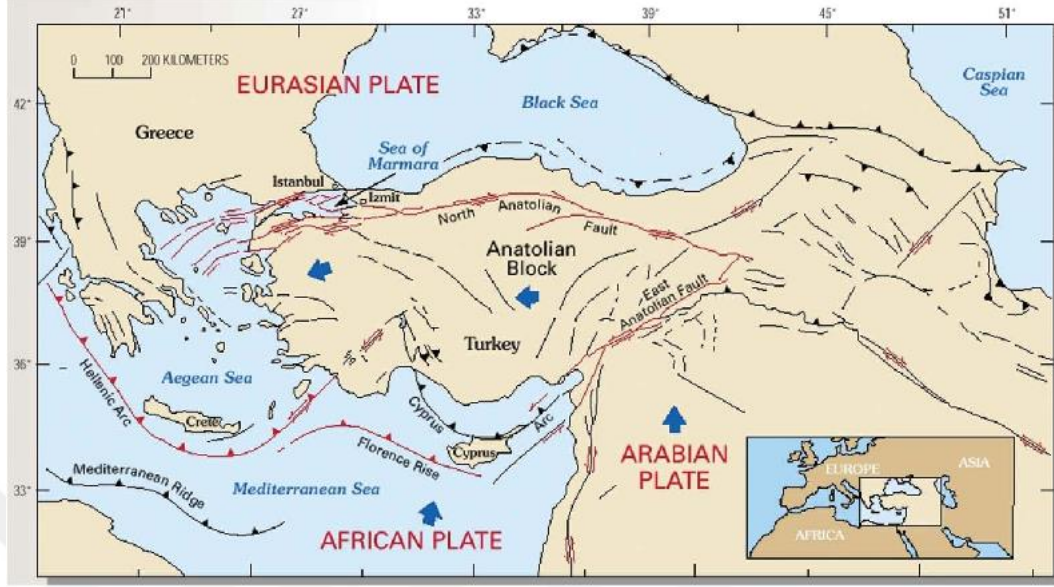
3. YAPISAL JEOLJİ

Çalışma alanı, Türkiye’de neotektonik dönemin başlangıcı olarak kabul edilen Arap-Avrasya levhalarının çarpışmasının ardından batı Anadolu’da gelişen genişleme tektoniğine ait horst-graben sisteminin en önemli temsilcileri olan Büyük Menderes ve Gediz Grabenleri’nin kesiştiği bölgede bulunur. Bu nedenle graben çevresi ve havza içi genellikle yanal atım bileşeni olan normal faylar tarafından kontrol edilir.

3.1 Bölgesel Tektonik

Şengör (1980), bir bölgede meydana gelmiş olan son tektonik rejim değişikliğinden günümüze kadar meydana gelmiş olan tektonizma süreçlerinin tümünü Neotektonik olarak tanımlamıştır. Terim ilk kez W.A. Obrutschow tarafından 20. yüzyılın başlarında kullanılmış ve Türkiye için Miyosen’den günümüze kadar olan en genç jeolojik tarih olarak tanımlamıştır (Murawski 1972).

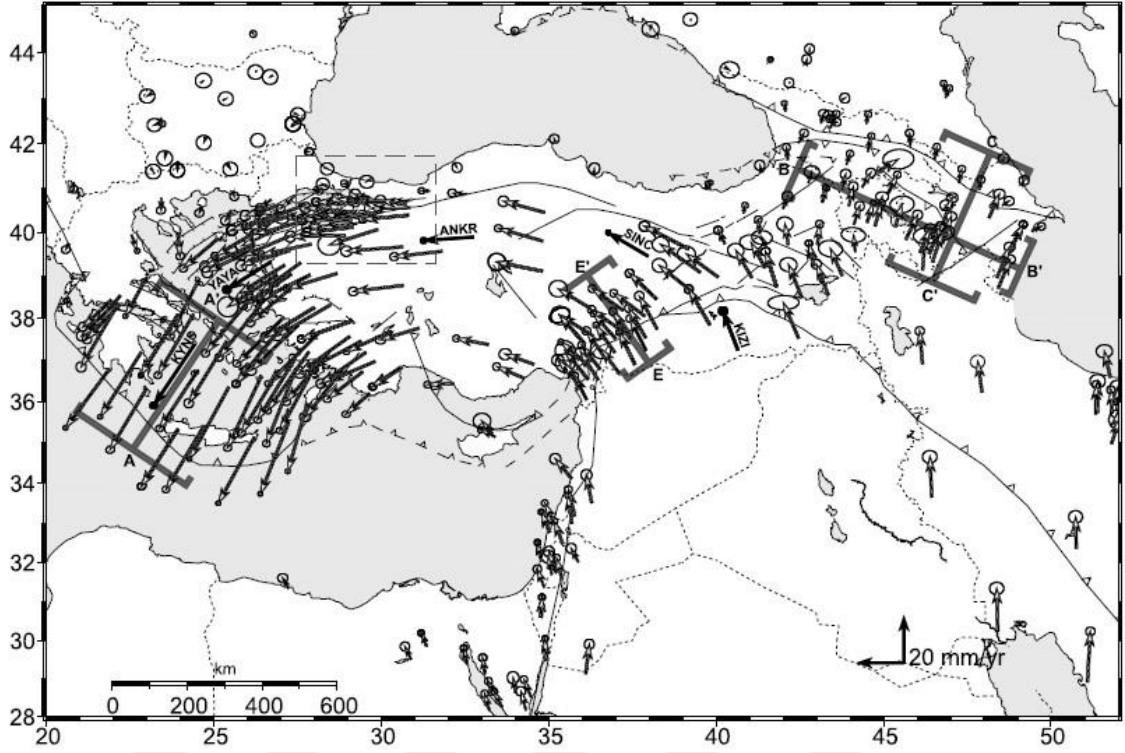
Arap ve Avrasya litosferik levhaları Geç-Orta Miyosende Bitlis kenet kuşağı boyunca çarpışmaya başlamış (Şengör ve Yılmaz 1981), bu çarpışma Türkiye’nin tamamında bölgenin tektoniğini etkileyen ana etmeni meydana getirmiştir. Bu çarpışma neticesiyle sıkışmaya başlayan Avrasya ve Arap levhalarının sıkışan uçları arasında Doğu Anadolu, K-G doğrultusunda kısaltmaya ve kalınlaşmaya başlamıştır. Hızla yükselme neticesinde daha fazla kalınlaşma zorlaşınca yana doğru itilmek daha kolay hale gelmiş, böylece Türkiye’nin önemli bir bölümü, özellikle doğu kesimleri, Torid/Anatolid platformunun kenarı boyunca batıya doğru hareket etmeye başlamış, Akdeniz tabanı üzerine doğru ilerlemiştir (McKenzie 1972; Şengör 1979; Şengör ve Kidd 1979; Şekil 3.1).



Şekil 3. 1: Türkiye'nin ve çevresinin genel tektonik hatları (Barka 1992).

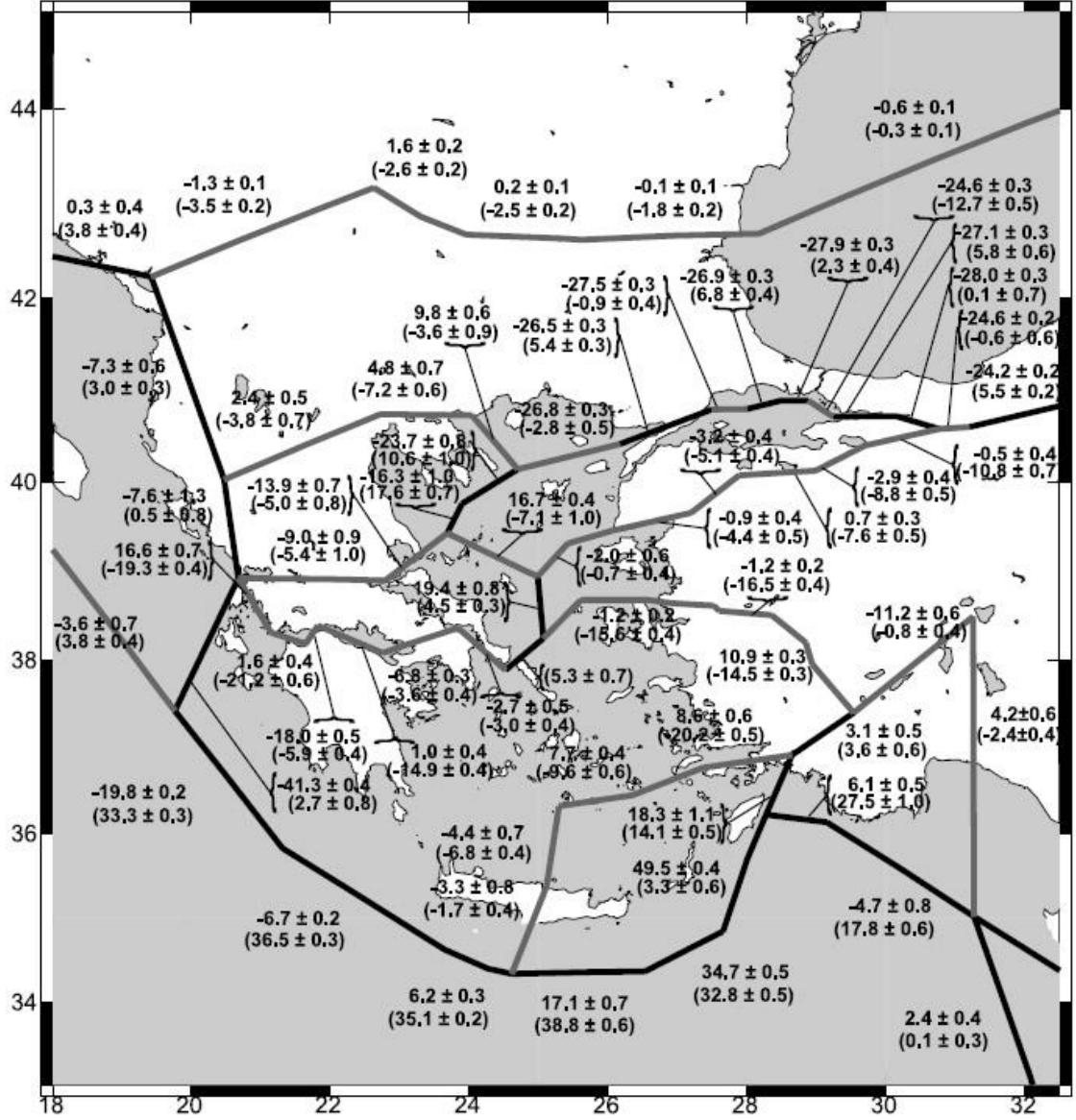
Türkiye'nin ve çevresinin günümüzdeki şeklini meydana getirmiş olan önemli neotektonik yapılar sağ yönlü Kuzey Anadolu Fay Sistemi, sol yönlü Doğu Anadolu ve Ölüdeniz Fay Sistemleri ve güneyde Ege-Kıbrıs aktif dalma-batma zonudur (Koçyiğit 2005; Barka 1992; Şekil 3.1).

Arabistan-Afrika ve Avrasya levhalarının kesişim zonlarından 1988-2005 yılları arasında elde edilen GPS kaynaklı hız verileri, Arabistan, bitişiğindeki Zagros ve orta İran, Türkiye ve Ege/Peloponez, göreceli olarak Avrasya'nın da dahil olduğu yeryüzünün büyük bir kısmının saatin tersi istikameti şeklinde yılda 20-30 mm hızla döndüğünü gösterir. Bu hareket dönüş modeli, Ege-Kıbrıs bindirme sistemine doğru yılda 50mm'ye kadar hız kazanır (Reilinger ve diğ. 2006; Şekil 3.2).



Şekil 3. 2: Türkiye ve çevresinin GPS hız vektörleri. Koyu renkli vektörler Arap levhasından Ege-Kıbrıs yayına doğru hız miktarının arttığını gösterir (Reilinger ve diğ. 2006).

Türkiye'nin güneybatısı aktif karasal genişleme alanıdır ve aslında birkaç on yıldır sismotektonik ve aktif genişleme tektoniğini incelemek için doğal bir laboratuvar haline gelmiştir. Bu nedenle yerli ve yabancı birçok araştırmacının yakın ilgisini çekmiştir. Güneybatı Anadolu genişleme bölgesi kuzeyde Kuzey Anadolu Fay Sistemi ve İnönü-Eskişehir Fay Zonu, doğuda Tuz Gölü fayı ve orta Anadolu Fay Sistemi, güneyde ise doğu Akdeniz kıyı şeridi ve açık deniz bölümü tarafından sınırlanmıştır. Bu zon içerisinde Miyosen-Orta Pliyosen zaman aralığında D-B, KB, KD ve K-G doğrultulu horst ve graben serileri meydana gelmiştir (Koçyiğit 2005).



Şekil 3.3: Batı Anadolu'daki fayların kayma hızlarını gösteren harita. Üstteki sayılar (parantezsiz olanlar) doğrultu atım hızlarını (pozitif değerler sol yönlü), alttaki sayılar (parantez içinde olanlar) normal atım hızlarını (pozitif değerler yaklaşım) gösterir (Reilinger ve diğ. 2006).

Batı Anadolu'da meydana gelen K-G yönlü genişleme hızı, Reilinger ve diğ. (2006) tarafından yapılan çalışmada Ölüdeniz'in güney açıklarında normal atım hızı 6,1mm/yıl iken, sol yönlü doğrultu atım hızı 27,5mm/yıl'a kadar çıkmaktadır. Yine aynı çalışmada Denizli civarlarında normal atım hızı 10,9mm/yıl, sağ yönlü doğrultu atım hızı 14,5mm/yıl olarak ölçülmüştür (Şekil 3.3). Batı Anadolu, dünyada kabuk genişleme hızı en yüksek olan yerlerden biridir (Jackson 1994).

3.2 Çalışma Alanının Yapısal Jeolojik Özellikleri

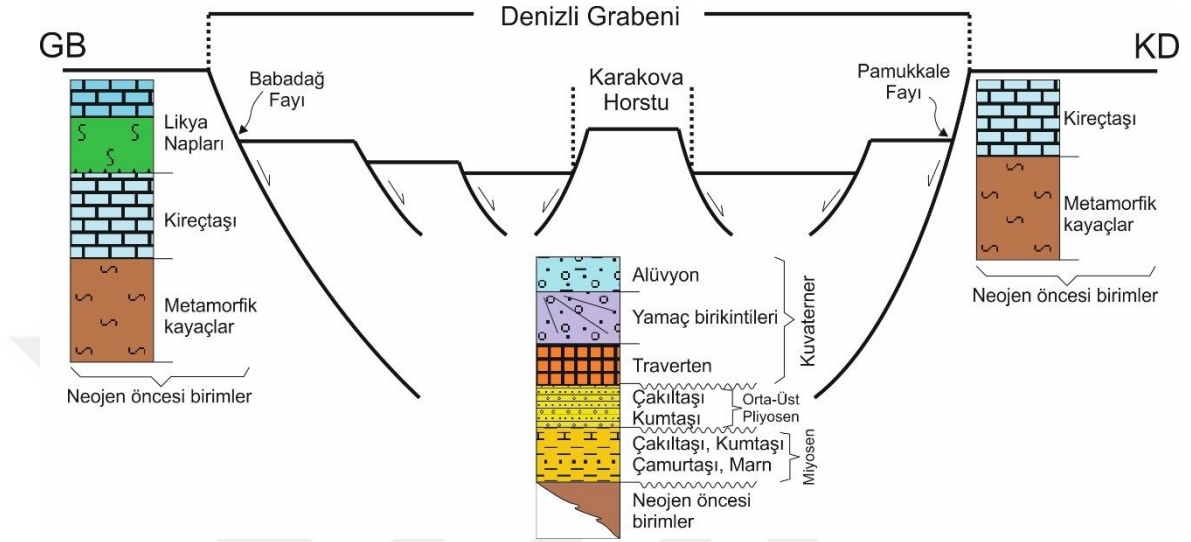
Şimşek ve diğ. (1978) Gediz Grabeni ile Büyük Menderes Grabeni'nin kesiştiği bölgenin doğusundaki çöküntü alanını Çürüksu Grabeni olarak isimlendirmişlerdir. Bazı araştırmacılar ise Denizli havzası ismini kullanmışlardır (Şimşek ve diğ. 1978; Westaway 1990, 1993; Çakır 1999).

Denizli horst-graben sistemi, Türkiye'nin güneybatısındaki genişlemeli bölgenin evrimsel tarihi bakımından önemli bir yapıdır. Denizli oldukça iyi bilinen üç büyük grabenin; Büyük Menderes, Küçük Menderes ve Gediz Grabenleri'nin yaklaşan uçlarının doğu-güneydoğusunda yer alır ve KD-GB doğrultulu Çivril grabeni ve D-B/KD-GB doğrultulu Acıgöl Grabeni ile kesişir. Tümüyle Denizli horst-graben sistemi, 7-28 km genişlikte ve 62 km uzunlukta, Menderes masifinin metamorfik kayaları ile Likya naplarının Oligosen öncesi kayaları ve graben öncesi dolguları da içeren Oligosen – Alt Miyosen yaşlı molasik serileri üzerinde gelişmekte olan ve aktif olarak gelişen bir rift sistemidir. Yeni gelişen ana graben başlangıçta şimdikinden daha genişti ve evrimsel tarihi boyunca yükselerek nispeten küçük ölçekli sentetik ve antitetik faylar tarafından küçük ölçekli Eskihisar ve Laodikya alt-horstlarına, Denizli ve Bozburun alt-grabenlerine ayrılmıştır (Koçyiğit 2005). Havzadaki Neojen öncesi temel birimler ile Neojen birimlerin ilişkisi Şekil 3.4' te görülmektedir (Hançer 2019).

Havza, Karakova'nın güneyindeki her iki tarafı faylarla sınırlı alan boyunca yükselen ve KB-GD doğrultulu havza içi bir horst haline gelmiş olan Karakova horstu ile kısmen ikiye ayrılmıştır (Hançer 2019, Şekil 3.4). Bu yükselim boyunca birçok antitetik ve sentetik faylar Neojen istifi kesmektedir. Denizli il merkezi Babadağ fayı ile Karakova yükselimi'nin güneyi arasında yer almaktadır (Şekil 3.4).

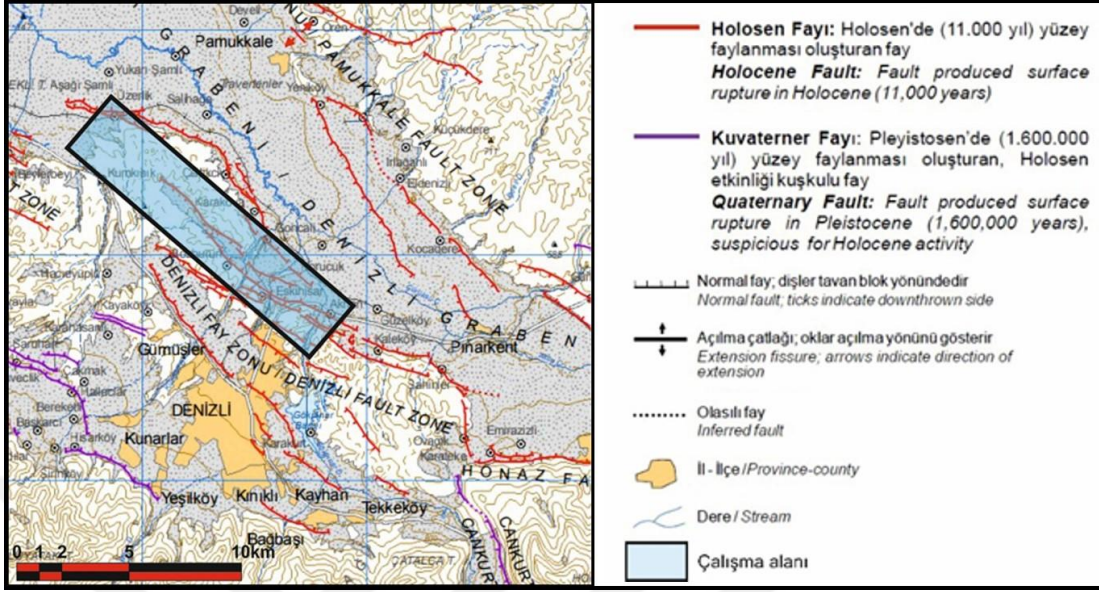
Denizli havzası, KB-GD uzanımlı, kuzeyden ve güneyden normal faylarla sınırlandırılmış bir çöküntü alanıdır. Havzayı sınırlayan normal faylar, uzunlukları en fazla 13 km olan, birbirine paralel 1-2 km'lik sıçrama genişliğine sahip fay segmentlerinden oluşmaktadır. Kuzey kesimdeki fay segmentleri Pamukkale'den

başlayarak, Hierapolis, Akköy ve Tripolis segmenti olarak isimlendirilmiştir (Çakır 1999; MTA 1964; Şekil 3.5).



Şekil 3. 4: Denizli Grabeni'nin genel görünümü ve stratigrafisi (Hançer 2019).

Havzanın güney kenarını Babadağ Fay Zonu sınırlar. Babadağ Fay Zonu da Pamukkale Fay Zonu gibi birden fazla fay segmentinden meydana gelmiştir. Babadağ'dan başlayıp Bağbaşı'ya kadar olan segment Babadağ fayı olarak isimlendirilmiştir (Şekil 3.4). Babadağ fayının güneydeki taban bloğunda Menderes masifi metamorfikleri ve Likya napları ile ofiyolitler, kuzeydeki tavan bloğu üzerinde ise Neojen ve Kuvaterner birimler yer almaktadır. Babadağ fayının diğer segmenti Karateke'den başlayıp Kızılyer'e kadar uzanan yaklaşık D-B doğrultulu olan Honaz fayıdır. Eğimi kuzey yönünde 40°-60° ve uzunluğu 13km'dir. Düşük ve orta büyüklüklerde deprem üretmiş olan Honaz fayı, 1965 yılında meydana gelmiş olan M=5.7 büyüklüğündeki depremde yüzey kırığı oluşturmuştur. 2000 yılında ise M=5.2 büyüklüğünde bir deprem daha üretmiştir (Bozkuş ve diğ. 2001).



Şekil 3. 5: Çalışma alanı ve çevresinin aktif fay haritası (Emre ve diğ. 2011).

Eskihisar/Laodikya Fay Zonu, en az 5km genişliğinde bir fay zonu şeklinde gelişmiştir. Fayların uzunlukları 1km ile 10km arasında değişmektedir (Şekil 3.5). Fay zonu, Neojen yaşlı kil, silt, çakıl ve kum birimleri içerisinde geliştiği için fay izleri kolayca silinmiş ve takip edilemez hale gelmiştir. Yani 10km'den daha uzun fayların olma ihtimali yüksektir. Nitekim üzerinde çalışılmış olan (T1 hendeği) fayın 200 metre kuzeyinden geçen fay, doğuda Kale yerleşim yerinin 2km güneydoğusundan başlayıp kuzeybatıya doğru Eskihisar'ın kuzeyi ve Laodikya'nın güneyinden geçerek, Kumkısık üzerinden Sarayköy ilçesine kadar ulaşabileceği, uydu görüntülerindeki jeomorfolojik veriler kullanılarak (dere ötelenmeleri, ani topoğrafik değişimler) tahmin edilmektedir. Bu durumda fayın en az 25km uzunlukta olabileceği tahmin edilmektedir. Bu uzunluktaki bir fayın üretebileceği deprem de o nispette büyük olacaktır.

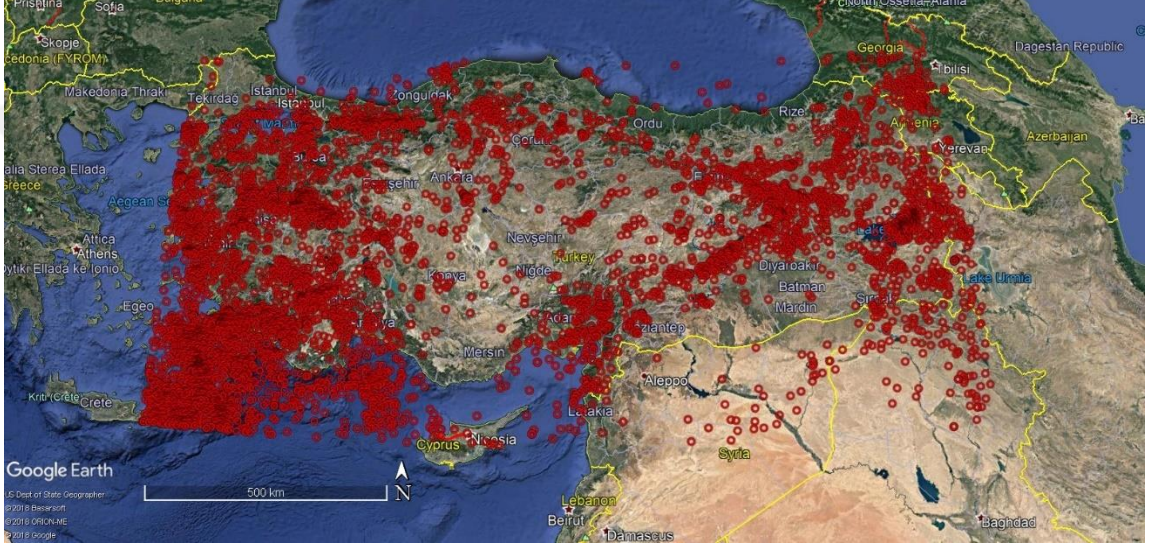
Depremsellik başlığı altında değinildiği gibi M.Ö. 27, M.S. 494 ve 1702 depremleri, Laodikya ile Eskihisar arasından geçen KB-GD doğrultulu çöküntü alanında meydana geldiği bazı kaynaklardan anlaşılmıştır. Ambraseys ve Finkel (1995) Gümüşçay'ın yatağının yön değiştirmesine sebep olan depremin 1702 yılındaki deprem olduğunu belirtirken, Pococke (1743) ise 1717 yılında meydana gelen depremin sonucunda olduğunu belirtmiştir. Pococke (1743) bu olay ile ilgili görüşünü, 1717 yılındaki depremden sadece 20-25 yıl sonra bölgeye ziyareti sonrasındaki bilgi ve

belgelere dayandırdığından daha gerçekçi görülmüştür. Ancak her iki yazarın bilgileri doğrultusunda depremin Eskişehir/Laodikya fayının üzerinde meydana geldiği tahmin edilmektedir.

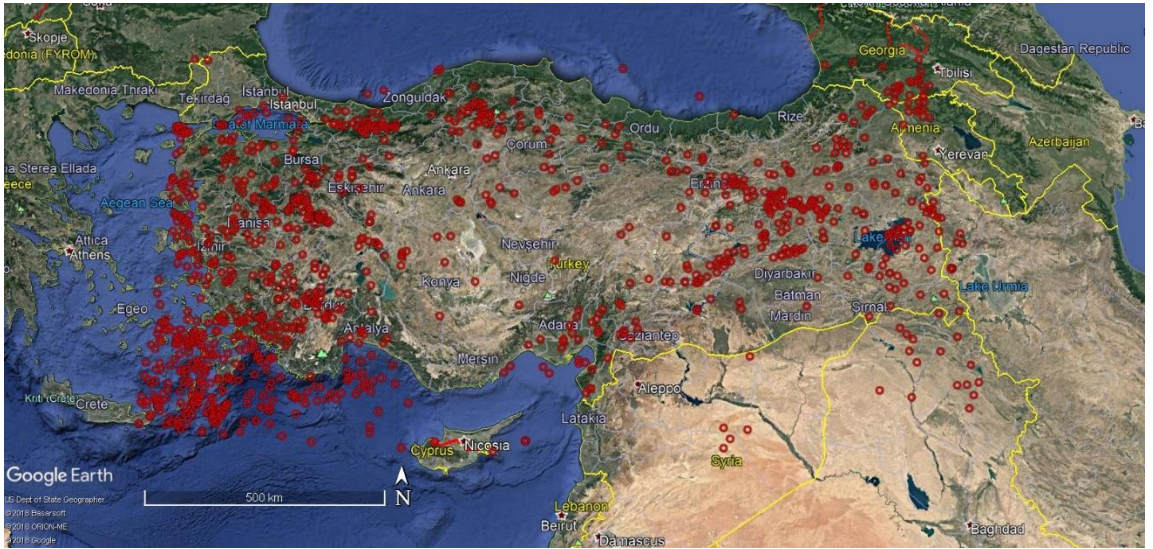


4. DEPREMSELLİK

Türkiye, dünya üzerinde sismik olarak en aktif bölgelerden biridir. Bu nedenle binlerce insanın öldüğü, fiziki ve ekonomik yıkıma sebep olduğu büyük depremlerle ilgili uzun bir tarihi geçmişe sahiptir (Bozkurt 2001). Aletsel dönemde $M > 4$ ve $M > 5$ olan depremlerin episanırları Şekil 4.1 ve Şekil 4.2’de görülmektedir.



Şekil 4. 1: Türkiye geneli $M > 4$ olan aletsel dönemde meydana gelmiş deprem episanırları (KOERİ).



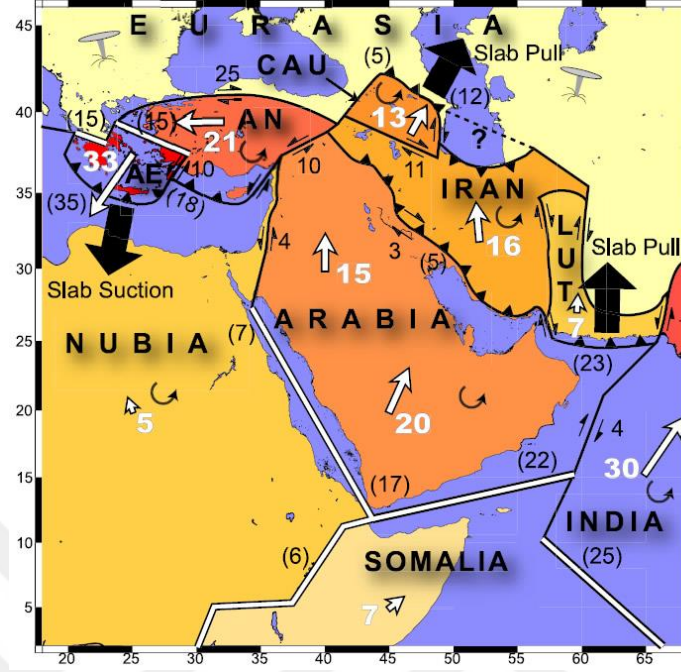
Şekil 4. 2: Türkiye geneli $M > 5$ olan aletsel dönemde meydana gelmiş deprem episanırları (KEORİ).

4.1 Batı Anadolu'nun Depremselliği

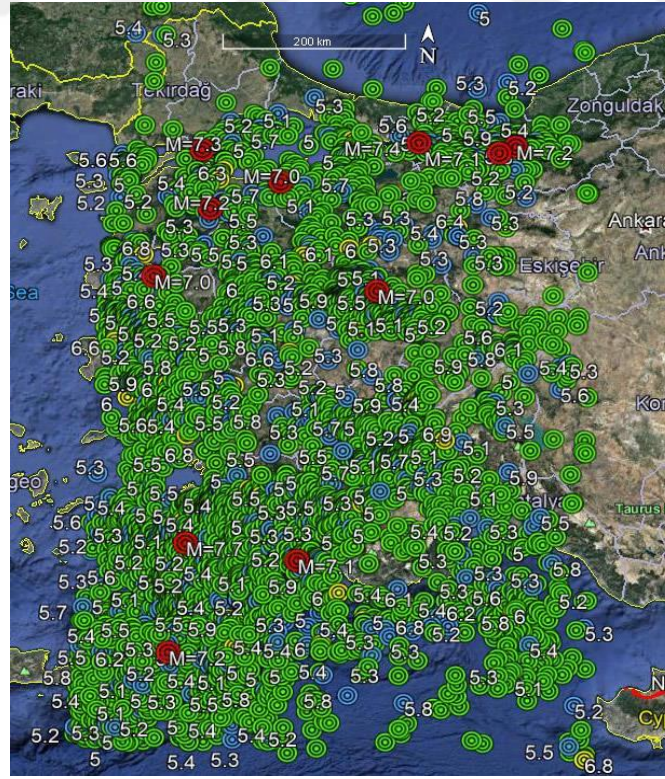
Batı Anadolu ve Ege bölgesi tarihsel ve aletsel dönem içinde oldukça aktif bir deprem zonu olmuş ve bölgedeki birçok medeniyet üzerinde derin izler bırakmıştır. Ayrıca batı Anadolu'daki büyük depremler genellikle yüzey kırıkları oluşturmuştur. Sözü edilen zonun Güney kısmında dalma-batma zonu olan Kıbrıs-Ege yayı görülür ve özellikle Girit ve Rodos adasında büyüklüğü $M=6.0$ 'dan büyük depremler üretir. Yine bu zonda bulunan KD-GB doğrultulu Burdur-Fethiye fayında önemli depremler meydana gelmektedir. Sismik moment ve deprem odak mekanizması çözümleri ile yürütölen bir çalışma güneybatı Anadolu'nun K-G yönünde yılda 13,5mm hızla genişlediğini ve yılda 0,5mm incelendiğini göstermiştir (Eyidoğan 1988).

Reilinger ve diğ. (2006) 1988-2005 yılları arasındaki GPS verilerinden elde ettiği ve yorumladığı çalışmada Anadolu bloğu'nun ortalama yılda 21mm hızla batı yönünde kaydığını ve Batı Anadolu'nun güneybatı yönünde yaklaşık yılda 31mm hızla ilerlediğini belirtmiş, Kıbrıs-Ege dalma batma zonuna yaklaştıkça hız ivmelerinin yükseldiğini göstermiştir (Şekil 4.3).

Türkiye'nin batısı, sismik faaliyetler açısından oldukça aktiftir. Aletsel dönem kayıtlarına bakıldığında Marmara, Ege ve Batı Akdeniz bölgelerinde meydana gelen $M=4.0-4.9$ arasında yaklaşık 3500, $M=5.0-5.9$ arasında yaklaşık 650, $M=6.0-6.9$ arasında 55 deprem gerçekteşmiştir (KOERİ; Şekil 4.4).



Şekil 4. 3: Türkiye ve çevresinin GPS hızlarına göre ortalama yer değiştirme miktarları (Reilinger ve diğ. 2006).



Şekil 4. 4: Batı Anadolu'da 1900 yılından günümüze kadar meydana gelmiş olan $M > 4.0$ olan deprem episantırları (KOERİ).

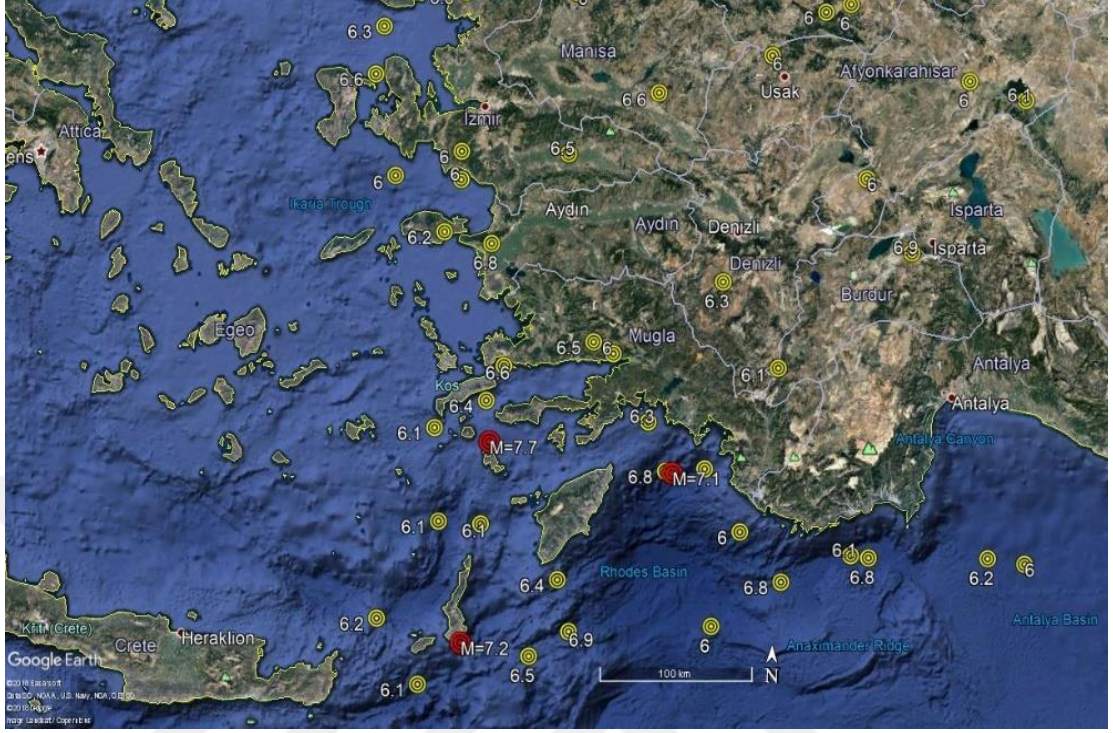
Meydana gelen depremlerin episantr noktalarına bakıldığında Kütahya-Simav-Gediz-Banaz arasında kalan bölgede büyüklükleri $M=4.0$ ile $M=7.9$ arasında olan depremlerin yoğunluk gösterdiği görülmektedir. Yine benzer şekilde Karaburun'un kuzeyi ile Seferihisar'ın batısı, Gökova Körfezi ve Antalya açıkları ile Kuzey Anadolu fay hattının batı kesimlerinde, Düzce ile Gölcük arasında kalan bölgede deprem episantr noktalarının yoğunluk gösterdiği ve hatta 3 adet büyüklüğü $M=7.0$ ve üzerinde depremin de olduğu görülmektedir (Şekil 4.4; Tablo 4.1; KOERİ).

Tablo 4.1: Batı Anadolu'da aletsel dönemde $M>7.0$ olan depremler (KOERİ).

No	Tarih	Enlem	Boylam	Derinlik	Büyüklük	Yer
1	12.11.1999	40.74	31.21	25.0	7.2	Düzce
2	17.08.1999	40.76	29.97	18.0	7.4	Kocaeli
3	28.03.1970	39.21	29.51	18.0	7.0	Kütahya
4	06.10.1964	40.30	28.23	34.0	7.0	Bursa
5	26.05.1957	40.67	31.00	10.0	7.1	Düzce
6	25.04.1957	36.42	28.68	80.0	7.1	Akdeniz
7	18.03.1953	39.99	27.36	10.0	7.2	Çanakkale
8	09.02.1948	35.41	27.20	30.0	7.2	Akdeniz
9	26.06.1926	36.54	27.33	100.0	7.7	Akdeniz
10	18.11.1919	39.26	26.71	10.0	7.0	Balıkesir
11	09.08.1912	40.60	27.20	16.0	7.3	Tekirdağ

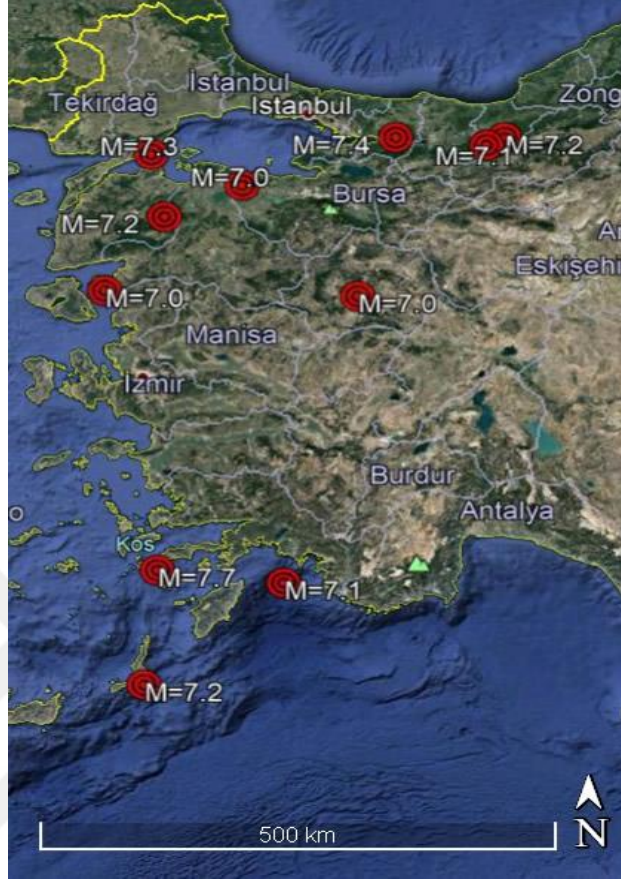
Bir diğer önemli sismik alan Fethiye-Burdur fayı ve yakın civarıdır. Özellikle $M=6.0$ 'dan büyük depremler fay üzerinde belirgin bir hat oluşturmakta ve hatta 2 adet $M=7.0$ 'dan büyük depremin episantr noktası da yine bu fayın üzerine düşmektedir (KOERİ; Şekil 4.5).

Batı Anadolu'nun güney sınırını oluşturan Ege-Kıbrıs yayı boyunca büyüklüğü $M=4.0$ ile $M=7.7$ arasında yoğun miktarda deprem meydana getirdikleri de görülmektedir (Şekil 4.5; KOERİ).



Şekil 4. 5: Fethiye-Burdur fayı üzerinde meydana gelmiş $M>6$ olan deprem episantr noktaları (KOERİ).

Batı Anadolu'da aletsel dönemde kaydedilen, büyüklüğü $M=7.0$ 'dan büyük olan 11 deprem gerçekleşmiştir (Tablo 4.1). Depremlerin episantrları Şekil 4.6'da verilmiştir. Çok sayıda can kaybı ve hasar meydana getiren depremlerin ilki 1912 yılında Güneydoğu Trakya'da meydana gelmiştir. Büyüklüğü $M=7.4$ olan depremde 50 km'lik yüzey faylanması oluşmuştur. Fay, önemli ölçüde sağ yönlü doğrultu atım bileşenli normal fay karakterlidir. Fay üzerinde 3 metre kadar sağ yönlü doğrultu atım miktarı ölçülmüştür. Depremde 2836 kişi ölmüş 7353 kişi yaralanmış, 24980 ev ve 313 kilise ve cami yıkılmıştır (AFAD).



Şekil 4. 6: Batı Anadolu'da aletsel dönemde $M>7.0$ olan depremler (KOERİ).

Yüzey kırığı meydana getirdiği tespit edilmiş, büyüklüğü $M=7.0$ 'dan büyük olan bir deprem de 18.03.1953 tarihinde Çanakkale-Yenice'de meydana gelmiş, 50 km uzunluğunda yüzey kırığı oluşmuştur. Sağ yönlü atım miktarı asfalt ve stabilize yollarda 1.5 ile 4.3 metre arasındadır (AFAD). 26 Mayıs 1957 tarihinde Düzce-Gölyaka'da meydana gelen $M=7.1$ büyüklüğündeki depremde de Abant gölünün kuzeydoğusundan Dokurcan'a kadar yüzey kırığı oluşmuş, çeşitli heyelanlar meydana gelmiştir. Yüzey kırığı 1944 Karabük depreminde meydana gelmiş olan yüzey kırığının devamı niteliğindedir.

Bolu-Abant'ta meydana gelen 26.05.1957 tarihli deprem Düzce merkezli olarak bildirilmiş olsa da Abant depremi olarak bilinmektedir. Büyüklüğü $M=7.1$ olarak kaydedilen depremde Karacasu'da bulunan kaplıcaların sıcak su debilerinde %50 artış gözlenmiştir. İğneciler köyü yakınlarında 160cm yatay ve 35-40cm düşey atım

gözlenmiştir. Bazı noktalardan da su çıkışları olduğu belirtilmiştir (Eyidoğan ve diğ. 1991).

Bursa-Karacabey merkezli 1964 yılında meydana gelen depremin büyüklüğü $M=7.0$ olarak kaydedilmiş, adı “Manyas depremi” olarak anılmıştır. 73 kişinin hayatını kaybettiği deprem Yunanistan’ın kuzeyi, Bulgaristan ve Ege adalarında hissedilmiştir. Bu depremden önce büyüklüğü $M=5.0$ olan öncü deprem meydana gelmiş, 22 Ekim tarihine kadar 797 adet artçı deprem kaydedilmiştir (Kürçer ve diğ. 2016). Erentöz ve Kurtman (1964) depremden hemen sonra gerçekleştirdikleri saha çalışmalarında 5-10cm genişlik ve 10-200 m uzunluğunda yanal yayılmaya bağlı yüzey deformasyonları olarak yorumlanan bir dizi yarık tespit etmişlerdir. Ketin (1966) ise bölgede yaptığı incelemelerde KB-GD doğrultulu, 30-40 metre genişlik ve 10-50cm açıklıkta ve $26-55^\circ$ açılarla bir dizi çatlak tespit etmiş, depreme neden olan fayın D-B doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı fay olabileceğini belirtmiştir.

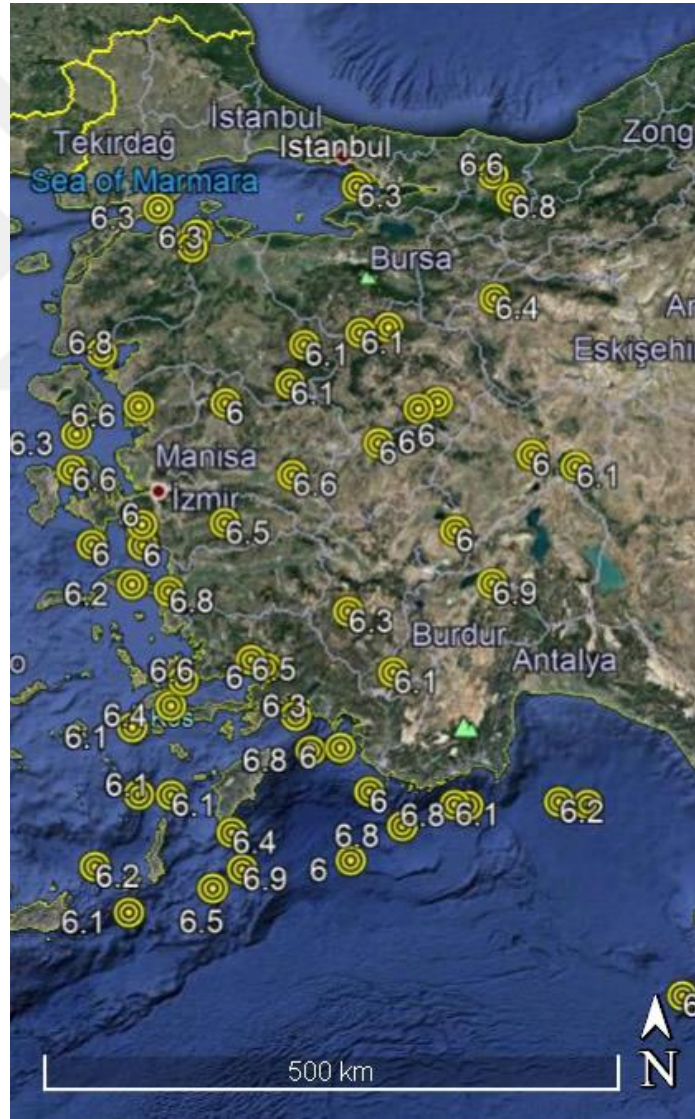
Önemli miktarda can kaybı ve yıkımın olduğu bir diğer deprem de Kütahya Simav’da 7.0 büyüklüğünde meydana gelmiştir. 28.03.1970 tarihindeki deprem, Gediz depremi olarak anılmaktadır. Deprem sırasında 40 km uzunluğunda bir kırık meydana gelmiş, maksimum atım 225cm olarak ölçülmüştür (Eyidoğan ve diğ. 1991). $M=5.0$ ’dan büyük depremlerin de olduğu artçı sarsıntılar bir yıldan fazla sürmüş, 1086 kişi hayatını kaybetmiştir (AFAD). Simav Grabeni’nin kuzeydoğu kenarında yer alan Eynal ılıcasının birkaç noktasında çok çamurlu fakat kuvvetli sıcak su kaynakları oluşmuştur (Eyidoğan ve diğ. 1991).

Türkiye’nin tarihindeki en yıkıcı depremlerden biri hiç şüphesiz 17.08.1999 tarihinde Gölcük’de gerçekleşen $M=7.4$ olan depremdir. Depremde 18373 kişi hayatını kaybetti, 23781 kişi yaralandı, 505 kişi sakat kaldı. 328000 ev ve işyeri hasar görmüş, toplamda 52 ülkeden yardıma gelinmiştir. Tutkun (1999)’a göre tek parça halinde oluşan fay sağ yönlü doğrultu atımlı ve yaklaşık 130 km uzunluğundadır. Deprem aynı zamanda 2.6 metre yanal atıma sebep olmuştur (AFAD).

17 Ağustos 1999 depreminden kısa süre sonra, 12 Kasım 1999 tarihinde Düzce’de meydana gelen depremden, Gölcük depreminde batı kesimi kırılan fayın 43km’lik doğu

kısmı kırılmış, fayın doğu bölümü sağ yönlü doğrultu atımlı, sağ bölümü ise oblik fay niteliğindedir. Sağ yönlü yanal atım 4.1 metre, eğim atım yaklaşık 3 metre olarak ölçülmüştür (AFAD).

Batı Anadolu'da büyüklüğü 6.0'dan büyük olarak kaydedilmiş olan 55 depremden (Şekil 4.7) biri Afyon-Sultandağ' da 03.02.2002 tarihinde meydana gelmiş olan $M=6.1$ büyüklüğündeki depremdir. Depremde 100'den fazla bina hasar görmüş, 40'tan fazla vatandaşımız hayatını kaybetmiştir (AFAD).



Şekil 4. 7: Batı Anadolu'da $M>6$ olan deprem episantr noktaları (KOERİ).

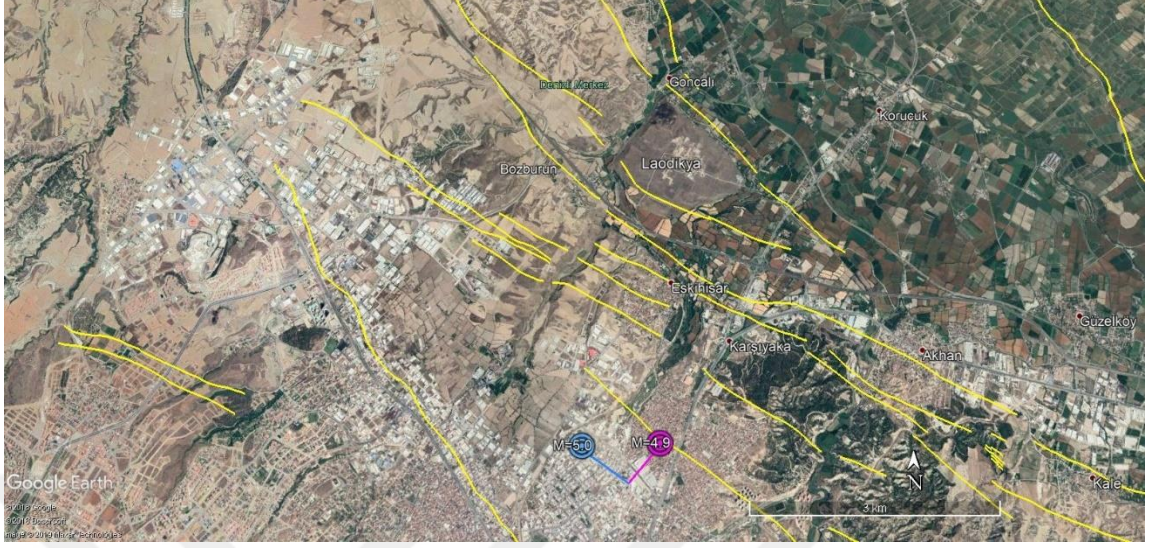
Batı Anadolu büyüklükleri $M=5.0$ ile $M=6.0$ arasında olan yaklaşık 650 adet deprem meydana gelmiştir. Bir örnek, merkez üssü Denizli-Çivril sınırlarında olan Dinar depremi 01.10.1995 tarihinde $M=5.9$ büyüklüğünde meydana gelmiştir. Depremde 90 vatandaşımız ölmüş, 200'den fazla kişi ağır yaralanmıştır. Ayrıca 4340 bina ağır, 3712 bina orta ve 6104 bina hafif hasar görmüştür. Deprem ile, KB-GD doğrultulu sağ yönlü doğrultu atım bileşenli normal fay olan Keçiborlu-Dinar-Çivril fay hattının Dinar-Çivril arasındaki 10 km'lik kısmı kırılmış, fay boyunca 20-25cm düşey, 5-10cm sağ yönlü doğrultu atımlar meydana gelmiştir (Demirtaş ve diğ. 1995). Yine $M=5.9$ büyüklüğündeki diğer önemli deprem de İzmir-Seferihisar'da meydana gelen 20.10.2005 tarihindeki $M=5.9$ büyüklüğündeki depremdir. Bu depremden sadece 3 gün önce 17.10.2005 tarihinde art arda büyüklükleri sırayla $M=5.0$, $M=5.8$, ve $M=5.5$ olan 3 deprem meydana gelmiştir. Depremde 1 kişi kalp krizi geçirerek hayatını kaybetmiştir. Bölgede büyüklükleri $M=2.4$ ile $M=5.9$ arasında toplamda 839 adet deprem meydana gelmiş, toplamda meydana gelen artçı deprem sayısı 3500'ü bulmuştur (KOERİ).

4.2 Denizli Havzasının Depremselliği

Denizli havzası, tarihsel ve aletsel dönemde birçok deprem üretmiştir ve günümüzde yoğun nüfusa ve gelişmiş sanayiye sahip olan Denizli'nin depremselliği birçok araştırmacı tarafından çalışma konusu olmuştur. Bölgede inşa edilmiş olan antik yerleşim yerlerinin yıkılmasında ve halkının başka alanlara göç etmesine neden olan en büyük etmen de yine depremlerdir.

4.2.1 Aletsel Dönem Depremleri

Çalışma alanında aletsel dönem içinde Eskişehir'in yaklaşık 2.5 km güneyinde 1900 yılında meydana gelen $M=5.0$ büyüklüğündeki depremden başka, Karakova horstunun kenar faylarında meydana gelmiş herhangi bir büyük deprem bulunmamaktadır. Aynı depremle hemen hemen aynı lokasyonda episantrları bulunan $M=4.9$ büyüklüğünde 1904 tarihli bir deprem daha kaydedilmiştir (Şekil 4.8).



Şekil 4. 8: Çalışma alanı ve yakın çevresinde meydana gelmiş olan $M > 4.9$ olan deprem episantir noktaları (KOERİ).

4.2.2 Tarihsel Dönem Depremleri

Tarih boyunca medeniyetler üzerinde de büyük olumsuz sonuçlar doğuran, halkların göçüne sebep olan, farklı zamanlarda büyük depremler meydana gelmiştir. Ancak aletsel dönemde depremin yeri ve büyüklüğü hakkında daha doğru bilgiler elde edilebilirken, tarihsel dönem depremleri için aynı bilgilere erişim, tarihsel kaynakların araştırılması sonucu mümkün olabilmektedir. Aynı şekilde bir bölgenin depremselliği hakkında yapılan çalışmalarda arkeolojik yazıt, kitabe, çağdaş tarihçilerin kaleme aldıkları eserler, hatıratlar, resmî belge ve raporların incelenmesi de büyük önem arz etmektedir (Uluskan 2007).

Laodikya ve Denizli çevresinde meydana gelmiş tarihsel depremlere bakıldığında bölgeyi etkileyen büyük depremlerin sıklıkla ciddi hasar ve can kayıpları meydana getirdikleri görülebilir (Tablo 4.2).

Tablo 4. 2: Denizli ve yakın çevresinde meydana gelmiş olan tarihsel depremler (Tacitus 190; Comes 1546; Pınar ve Lahn 1952; Soysal ve diğ. 1981; Guidoboni ve diğ. 1994; Ambraseys ve Finkel 1995; D’Andria 2003 ve Kumsar ve diğ. 2015’ten derlenmiştir).

No	Tarih	Yer	Şiddet
1	M.Ö. 65	Honaz Denizli	VIII
2	M.Ö. 27	Aydın Efes Nazilli	
3	M.Ö. 20	Denizli Akhisar	VIII
4	M.S. 17	Manisa Aydın Denizli	IX
5	M.S. 60	Pamukkale Honaz Denizli	IX
6	284-305	Pamukkale	VII
7	494	Laodikya	VIII
8	7. yüzyıl başları	Laodikya	VIII
9	7. yüzyılın sonları	Hierapolis	VII
10	1354	Yenicekent (Pamukkale)	VII
11	1358	Pamukkale	VII/IX
12	1568	Denizli (Pamukkale)	VII
13	09.06.1651	Honaz Denizli	VIII
14	25.02.1702	Denizli Sarayköy Pamukkale	VIII
15	19.11.1717	Denizli	VIII
16	Nisan, 1886	Denizli (Laodikya)	VI
17	Ocak, 1887	Denizli ve çevresi	VII
18	20.09.1899	Denizli Nazilli Aydın	IX
19	Aralık, 1899	Denizli (Merkez)	VI

Çalışma alanını ve çevresini etkilediği bilinen en eski deprem M.Ö. 65 yılında meydana gelmiş olan depremdir (Tablo 4.2). Hançer (2019) yapmış olduğu çalışmada bu depremin 40cm kadar atım oluşturmuş olabileceğini belirtmiştir. Bazı araştırmacılar bu depremin büyüklüğünü $M=6.4$ ile $M=6.6$ arasında hesaplamışlardır (Wells ve Coppersmith (1994), Pavlides ve Caputo (2004), Schwarts ve Copperschmits (1984)). Yine araştırmacılara göre bu büyüklükteki depremin 11-14 km arasında uzunlukta yüzey kırığı oluşturmuş olması gerekir.

Eskihisar/Laodikya fayı üzerinde meydana geldiği belirtilen bir deprem de M.Ö. 27 yılında (Guidoboni 1994) Aydın, Efes ve Nazilli bölgesinde hissedilen depremdir. Depreme ait deformasyon bilgileri mevcut değildir (Şekil 4.9).

M.S. 17 ve M.S. 60 yıllarında meydana gelen depremlerde Hierapolis büyük hasar görmüştür (D'Andria 2003). Aynı şekilde Laodikya da M.S. 60 yılında meydana gelen depremle yıkılmış ve kendi kaynaklarıyla, yardım almadan tekrar inşa edilmiştir (Tacitus M.S. 109). Pınar (1952) bu depremde Laodikya ve Colossae'nin yıkıldığını ve hasar bölgesinin Dinar'a kadar uzandığını, depremin merkez üssünün Pamukkale civarında bulunabileceğini belirtmiştir (Şekil 4.9). Ancak Kondorskaya ve Ulomov (1999) depremin merkez üssünü Eskihisar'ın 2.5 km güneyine yerleştirmiştir. Şekil 4.9 'da çalışma alanı ve yakın çevresinde meydana gelmiş olan tarihsel depremlerin episantr noktaları görülmektedir (Tan ve diğ. 2008; MTA 2012).



Şekil 4. 9: Çalışma alanında ve yakın çevresinde meydana gelmiş tarihsel deprem episantr noktaları (Tan ve diğ. 2008; MTA 2012).

Laodikya'nın ikinci kez yıkılması M.S. 494 yılındaki depremle gerçekleşmiştir (Şekil 4.9). Comes M. (1546) 494 yılında Laodikya, Hierapolis, Tripolis ve Agathicum (Agatha Kome, Alacain) şehirlerinin aynı depremle aynı anda yıkıldığını belirtmiştir.

Guidoboni (1994) bu depremin merkez üssünü M.Ö. 27 yılı depremi ile aynı lokasyonu göstermiştir (Şekil 4.9).

Çalışma alanında meydana gelmiş ve önemli deformasyona sebep olmuş depremlerden biri de 1702 depremidir (Şekil 4.9). Depremin tarihi hakkında farklı görüşler olsa da Uluskan (2007) 1703 yılının doğru kabul edilmesi gerektiğini öne sürmektedir. Ambraseys ve Finkel (1995) Kos adasındaki bir görgü tanığını kaynak göstererek, Şekil 4.10'da günümüzdeki yatağı gösterilen Eskihisar yakınlarındaki Gümüşçay'ın yön değiştirdiğini ve 12.000 kişinin öldüğünü belirtmiştir. Ancak Uluskan (2007) yaptığı araştırmada Denizli'nin nüfusu hakkında edindiği bilgilere dayanarak, toplam nüfusun yaklaşık 12.000 kişi olduğunu, kısa süre önce meydana gelen salgınlar ve çekirge sürülerinin istilasını nedeniyle çok sayıda kişinin hayatını kaybettiği, bu nedenle 12.000 kişi olarak belirtilen can kaybının gerçekçi olmadığını ileri sürmektedir. Nitekim Pocke (1743) aynı deprem için 12.000 kişinin "mahvolduğu (perished)" (perişan olduğu) ifadesini kullanmıştır.



Şekil 4. 10: Gümüşçay deresinin günümüzdeki yatağı.

Denizli'de büyük hasara sebep olan en önemli depremlerden biri de 18 Kasım 1717 tarihli depremdir. Depremde Denizli kale, cami ve mescitler, okullar, han, hamam ve dükkânlarıyla birlikte tamamen yıkıldı. 6.000 kişinin hayatını kaybettiği tahmin edilen

depremde Eskişehir'in da dahil olduğu bazı köyler tamamen yıkıldı, buralarda da ciddi can ve mal kayıpları yaşandı (Ambraseys ve Finkel 1995).

Yukarıda bahsedilen iki yıkıcı depremden sonra 1354 ile 1744 yılları arasında meydana gelen depremler can ve mal kayıplarına sebep olmuştur (Ateş ve Bayülke 1977).

Laodikya'nın yıkılmasına sebep olan ve Eskişehir / Laodikya fayı üzerinde meydana geldiği belirtilen M.Ö. 27 ile M.S. 494 depremleri çalışmanın dayanak noktasını oluşturmaktadır.



5. PALEOSİSMOLOJİ

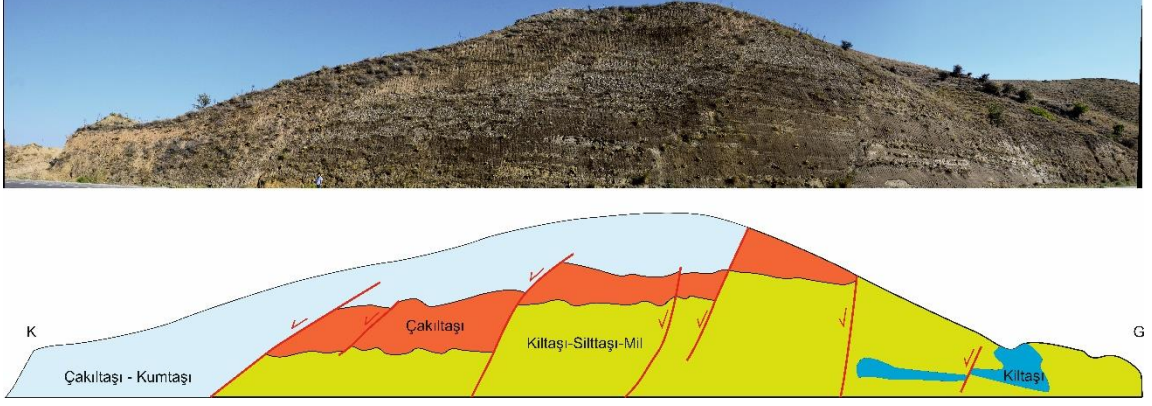
Paleosismoloji teriminin tanımına bakıldığında farklı kaynakların farklı tanımlamalarına denk gelirse de McCalpin (2009)'in belirttiği gibi ortak bir noktada buluşabilirler. McCalpin (2009) bu terimi, tarih öncesi zamanlarda meydana gelmiş olan depremleri yer, zaman ve büyüklük bakımından inceleyen bilim dalı olarak tanımlamıştır.

Paleosismolojik çalışmaların amacı, sismik olarak tehlike değerlendirmesi yapmak için, jeolojik ve jeomorfolojik veriler kullanılarak büyük depremler üzerinde çalışma yapmaktır. Çalışılan fay üzerinde meydana gelen depremler neticesinde oluşan toplam deformasyon ve ayrı ayrı her depremin tanımlanıp yaşlandırılması fayın sismik olarak davranışının tanımlanmasına imkan verir. Bu anlamda, çalışılan fayın her bir depremde oluşturduğu kırık uzunluğu, kayma miktarı ve hızı, tekrarlanma periyodu ve meydana getirdiği son büyük depremde sonra geçen zaman parametreleri fayın meydana getirebileceği muhtemel depremlerin tekrarlanma modellerini geliştirmek için kullanılan jeolojik veri tabanını meydana getirir (Demirtaş 1997).

5.1 Jeolojik Çalışmalar

Çalışma alanı ve civarının jeolojisi hakkında bilgi edinmek için yapılan saha çalışmaları yapılmıştır. Yapılan saha çalışmalarında KB-GD doğrultulu ve KD'ya eğimli Eskihisar/Laodikya Fay Zonunu meydana getiren fayların da hemen hemen tamamının benzer eğim miktarlarıyla aynı yönde eğimlendikleri görülmüştür.

Bozburun mahallesinin yaklaşık 200 metre güneybatısında açılmış olan yol yarımında fay zonunu meydana getiren çok sayıdaki fayın ana faya paralel sentetik geliştiği ve 62° eğime sahip sağ yanal atım bileşenli normal faylardan oluştuğu görülmüştür (Şekil 5.1).



Şekil 5. 1: Bozburun mahallesinin yaklaşık 250 metre güneybatısındaki İzmir yolu üzerinde bulunan yol yarması ve enine jeolojik kesiti.

5.2 Jeomorfolojik Araştırmalar

Paleosismolojik bir çalışmanın temel gerekliliklerinden biri, çalışmanın yapılması planlanan alan ile ilgili jeomorfolojik incelemeler yapmaktır. Belirli bir fay zonu boyunca yüzey kırıkları meydana getirmiş depremlerin yüzeyde oluşturduğu izleri tanımlamak ilk aşamada gelir. Geçmiş depremlere ait bilgi edinmek için fay zonu boyunca atıma uğrayan jeomorfolojik yapıların incelenmesi gerekir. Tektonik veri edinilebilecek jeomorfolojik yapılar genellikle dereler, alüvyon yelpazeler, alüvyal teraslar ve havzalardır Fay zonu üzerinde meydana gelmiş olan uzun süreli deformasyonlar yüzeyde gözle görülür şekil bozulmaları ve anomaliler yaratır. Öyle ki, derelerin yön değiştirmesi, yelpazelerin geriye tiltlenmesi, gençleşen dere profilleri, saptırılan nehir tabakaları gibi yapılar sıklıkla jeomorfolojik veri toplamak için kullanılırlar (Demirtaş 1997).

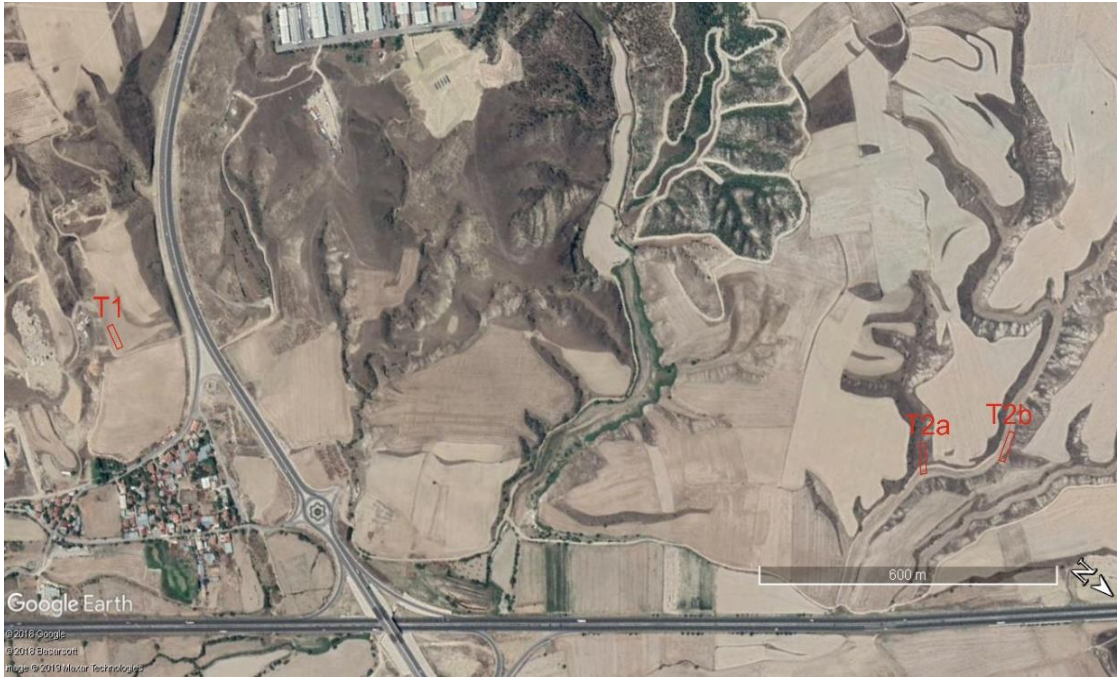
Eskihisar/Laodikya fayı boyunca yapılan araştırmalarda, fayın kestiği dere yatakları ana faya paralel gelişen sentetik faylar boyunca genellikle sağ yönlü dirsek yaparak (ani yön değiştirerek) yön değiştirmiştir (Şekil 5.2).

Benzer şekilde Ambraseys ve Finkel (1995), Gümüşçay'ın 1702 depreminde yön değiştirdiğini belirtmiştir. Fay zonu boyunca KD bloğu düşey atıma uğramış, buna ek olarak fayların ezilme zonu içerisinde sağ yanal bileşen izleri ve ana faya paralel gelişen sentetik fayların da benzer yüzey deformasyonları meydana getirdiği görülmüştür. Fay

zonu boyunca yüzey kırığı meydana getirdiği belirlenen alanlardan, ileride bahsedilecek olan hendek açma çalışmaları için 3 ayrı alan belirlenmiştir (Şekil 5.3).



Şekil 5. 2: Bozburun mahallesinin kuzeybatısındaki dere yataklarının faylanmalarla birlikte sağ yönlü dirsek yapması.



Şekil 5. 3: Hendek çalışması yapılan yerler.

5.3 Jeofizik Araştırmalar

Jeomorfolojik araştırmalar neticesinde belirgin yzeye kırığı meydana getirmiş fayların yzeye altındaki davranışlarını tespit edebilmek, sonraki aşamalar olan hendek açma, numune alma ve yaşlandırma süreçleri için oldukça önemlidir. Hendek açma çalışmalarından önce yapılacak jeomorfolojik ve jeofizik çalışmalarla, geçmiş depremlerin izlerinin korunduğu uygun sedimantasyon alanlarının tespit edilmesi çalışmanın sonuçları açısından oldukça önemlidir.

Yeraltının zdiren değerindeki hem yatay yönde hem de düşey yöndeki değişimleri ile oluşturulan 2 boyutlu modeller, yeraltı yapıları hakkında oldukça sağlam sonuçlar vermektedir.

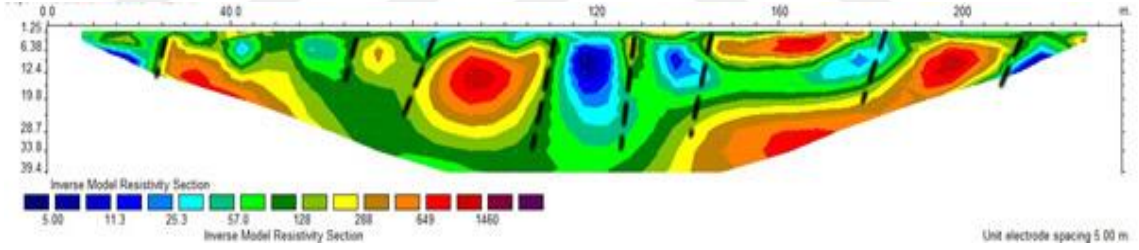
Bu alışma kapsamında yapılacak olan çoklu elektrot rezistivite yöntemi, temelde elektrot arası mesafeler sabit kalmak koşulu ile elektrot dizilimlerinin hat boyunca kaydırılmasına dayanır. Yöntem zdiren tomografi olarak da adlandırılmaktadır. Ancak genellikle kullanılan 4 elektrot ile hat boyunca kaydırılarak ayrı ayrı ölçümler alınması yerine, çok daha fazla elektrot kullanılarak tek bir hat boyunca tek seferde ölçüm yapma imkanı sağlayan cihazlar kullanılarak elde edilen veriler, bilgisayar programları sayesinde ters özümlemesi (inversiyon yöntemi) yapılarak modellenir ve yeraltının yatayda ve düşeydeki özdirenç değişimlerine ait verilerle oluşturulan 2 boyutlu kesit ile yeraltına ait yapısal ve sedimantolojik bilgiler elde edilir.

Bu alışma kapsamında hendek açılmasına uygun olarak belirlenmiş 3 ayrı lokasyonun her birini ihtiva edecek şekilde 235 metrelik serimler ile özdirenç tomografi yöntemi ile ölçümler yapılmıştır (şekil 5.4).

İlk profil alışması Bozburun'un hemen güneybatısında Profil-1 isimli serimle gerçekleştirilmiş, profilin 25, 67, 85, 112,130,145,182 ve 215 metreleri arasında rezistivite değerlerinde anomaliler veren birimler belirlenmiş, bu anomalilerin olduğu yerler muhtemel fay yerleri olarak yorumlanmıştır (şekil 5.5).



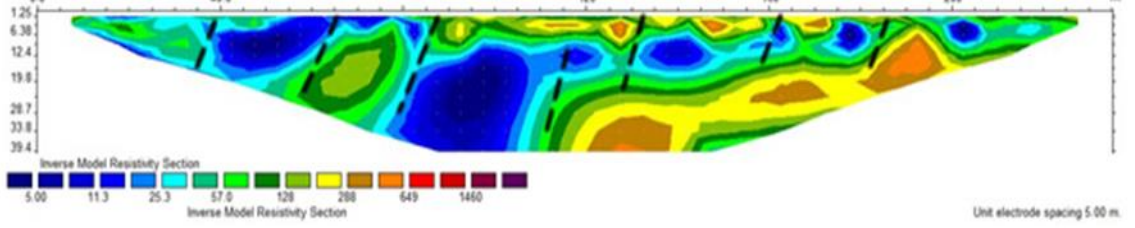
Şekil 5. 4: Özdirenç tomografi yöntemi ile ölçüm yapılan profil lokasyonları.



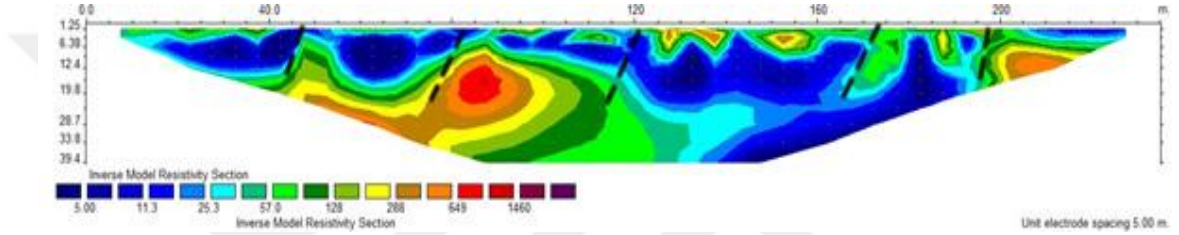
Şekil 5. 5: Profil-1 özdirenç tomografi kesiti.

Profil-2 ismi ile yapılan özdirenç tomografi çalışması Bozburun'un hemen batısında gerçekleştirilmiştir. Profilin 40-67-85-112-130-145-182 ve 215 metreleri arasındaki özdirenç değerlerinde tespit edilmiş olan anomalilerin olduğu yerler muhtemel fay yerleri olarak yorumlanmıştır (Şekil 5.6).

Son çalışma Profil-3 isimli olan profilde 47, 80, 125, 175 ve 200 metrelerinde tespit edilmiş olan özdirenç değerlerindeki anomalilerin olduğu yerler muhtemel fay yerleri olarak yorumlanmıştır (Şekil 5.7).



Şekil 5. 6: Profil-2 özdirenç tomografi kesiti.



Şekil 5. 7: Profil-3 özdirenç tomografi kesiti.

5.4 Hendek Açma Çalışmaları

Hendek açma çalışması ile yüzey kırıkları oluşturmuş olan geçmiş depremler hakkında jeolojik veriler elde edilmesi amaçlanır. Paleosismoloji çalışmalarında yoğun olarak kullanılan hendek çalışması için deprem meydana getirmiş olan fayın yerinin hassasiyetle tespit edilmiş olması şarttır. Ayrıca hendek açılacak lokasyonların tespitinde yaşlandırma yapılacak sedimanların (kolüvyon kamaları) korunması en muhtemel bölgeler seçilmelidir. Fayın tipi açılması planlanan hendeklerin şekillerini de etkiler. Eğim atımlı faylarda faya dik olacak şekilde hendek açılırken, doğrultu atımlı faylarda fay doğrultusuna hem dik hem paralel bir çift hendek açılır. Bu şekilde hem düşey atım hem yanal atım miktarları belirlenebilir. Hendekler fay tarafından etkilenmeyen alanlara kadar uzatılarak açılır ve çalışanların güvenliği de göz önünde bulundurularak genellikle 20-30 m uzunlukta 3-5 m arası derinlikte ve yaklaşık 2-3 m genişlikte açılır. Hendek açıldıktan sonra duvarlar el aletleri kullanılarak iyice düzleştirilir ve belirgin hale getirilir. Duvar, hendeğin sonundan başlayarak girişe doğru 1m x 1m olacak şekilde ip ve çivi kullanılarak

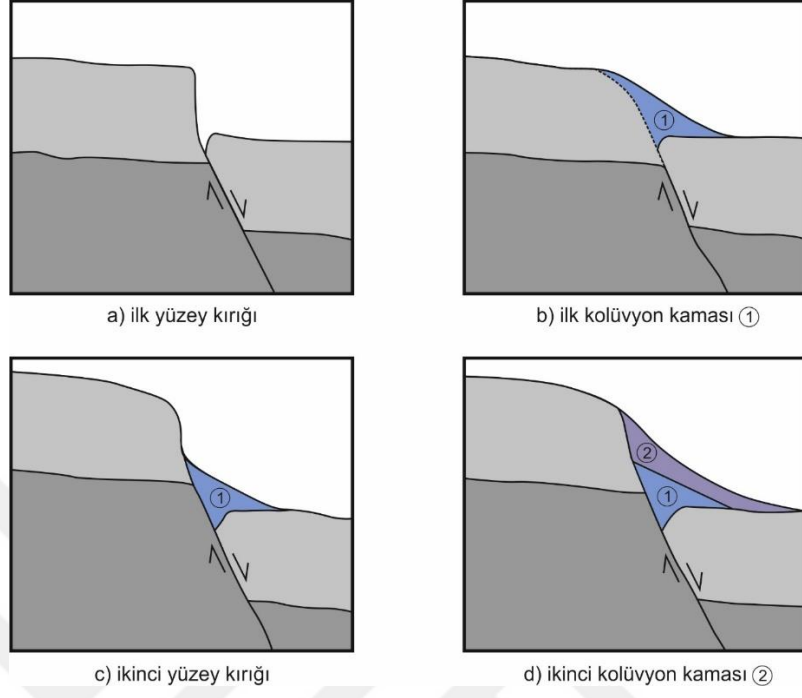
karelajlaması yapılır. Karelajlama, duvarın ölçekli şekilde haritalanabilmesi için oldukça önemlidir (Demirtaş 1997).

Hendek duvarında görülen tüm sedimanter ve tektonik yapılar çiviler ve küçük renkli bayraklar kullanılarak belirgin hale getirilerek 1:20 ölçekli hendek logları çizilir. Sedimanter ve tektonik yapılar ayrı ayrı incelenir ve karşılaştırılır, her bir paleodepreme ait jeolojik kayıtlar incelenir, faylara ait izlerin geometrisi, hareket tipi ve deformasyon miktarları belirlenerek değerlendirilir (Demirtaş 1997).

Hendek çalışmalarının son ve en önemli aşaması fay üzerinde meydana gelen paleodepremlerin yaşlarını tespit etmektir. Deprem meydana geldiği andaki zemin yüzeyinin stratigrafik seviyesine deprem horizonu denilir. Paleodepremlerin yaşlarını tespit etmek için bu horizonların yaşlarının tespit edilmesi gerekir. Genellikle bir depremin yaşı, horizonun hemen altındaki ve hemen üstündeki sedimanların yaşları ile sınırlıdır. Hendeklerde yüzey kırığı oluşumlarını belirten ön belirgin özellik kolüviyal kamalardır (Şekil 5.8). Şekil 5.8'de iki farklı deprem olayına ait kolüvyon kamasının gelişimi görülmektedir (Schwartz ve Coppersmith 1984). Bu kamalar eğimli atımlı faylarda meydana gelen kaymalardan veya topoğrafyanın yanal olarak yan yana gelmesinden kaynaklanan, zemin yüzeyinde meydana gelen ani ve kesin yükselimler ile doğrudan ilişkilidir. Kolüviyal kamalar, yüzey kırığını kısmen örten veya bu kırığın kendisinin erozyona uğramasıyla oluşan kama şekilli yapılardır. Yüzey kırığı meydana geldiğinde, deprem horizonu, sedimanlar ile kama şeklinde örtülür. Buna göre, deprem horizonu üzerine gelen sedimanların yaşı deprem sonrasına, horizon altındaki sedimanların yaşı ise deprem öncesine aittir (Demirtaş 1997).

Arazi çalışmaları kapsamında T1, T2a ve T2b hendekleri açılmış, T1 hendeğinde paleosismolojik çalışmalar gerçekleştirilmiştir. T2a ve T2b hendeklerinde fay izine rastlanmadığından paleosismoloji çalışmaları yapılamamıştır.

T1 hendeği Bozburun mahallesinin yaklaşık 240 metre güneyinde KKD-GGB yönünde 44 metre uzunluğunda 4-5 metre derinlikte ve 2-3 metre genişlikte açılmış, hendeğin batı duvarında detay çalışmalar gerçekleştirilmiştir (Şekil 5.9).



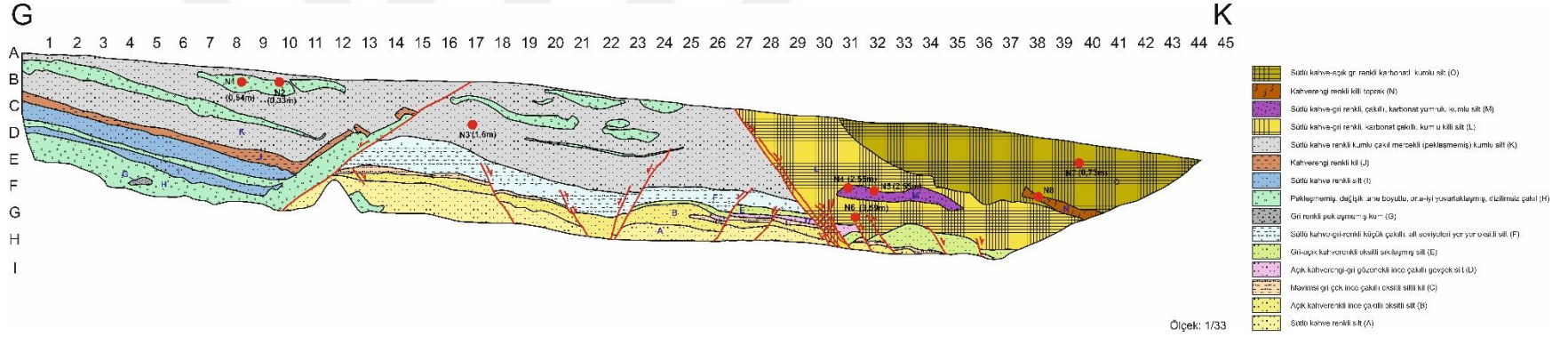
Şekil 5. 8: Farklı depremlerde oluşan kolüvyon kamalarını gösterir şekil (Schwartz ve Coppersmith 1984).



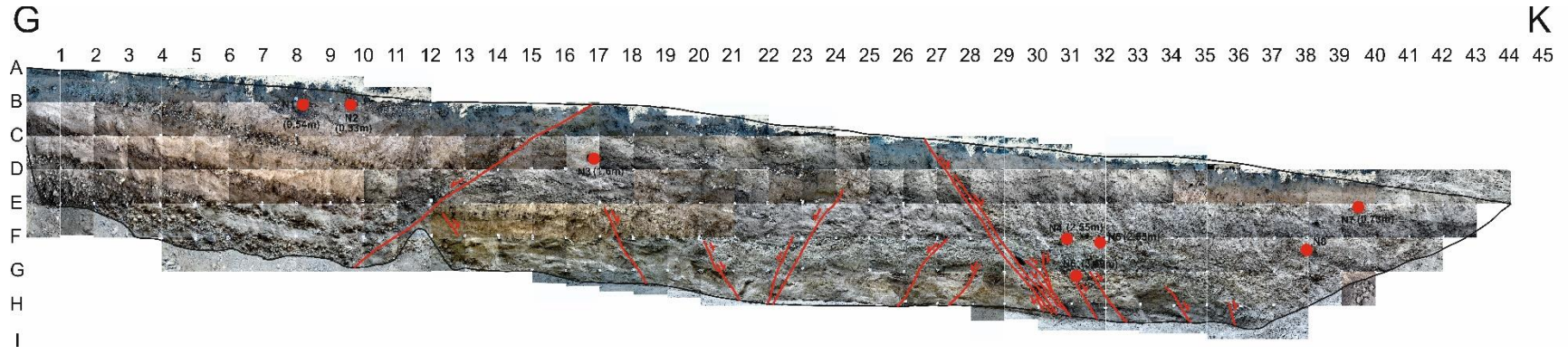
Şekil 5. 9: T1 hendeğinin genel görünümü.

T1 hendeğinin orta kısmında küçük bir horst yapısı bulunmaktadır (Şekil 5. 10 ve Şekil 5. 11). Hendeğin güney kesiminde bulunan güney yönüne 40 ° ile yaklaşık güneye eğimli (215/40) olan antitetik fay ile hendeğin kuzey kesimindeki yine yaklaşık 45° eğimli fayın arasında kalan bölüm hendekte rastlanan jeolojik birimler hendeğin en yaşlı birimleridir. Hendekteki ana fay 30/52 doğrultulu 62° eğime sahip sol yanal bileşenli normal faydır (Şekil 5.12 ve Şekil 5.13).

T1 hendeğindeki birimler; yaşlıdan gence doğru sütlü kahve renkli silt, açık kahverenkli ince çakıllı oksitli silt, mavimsi gri renkli, çok ince çakıllı oksitli siltli kil, açık kahverengi-gri renkli oksitli sıkılaştırılmış silt ve sütlü kahve-gri renkli küçük çakıllı, alt seviyeleri yer yer oksitli silt horstun merkezini meydana getirmiştir. Horstun yaşlı birimleri üzerine antitetik fayın güneydeki tavan bloğuna ait birimler sırayla yaşlıdan gence doğru pekleşmemiş, değişik tane boyutlu, orta iyi yuvarlaklaşmış, dizilimsiz çakıllar ve sütlü kahve renkli siltler ardalanmış, üzerine kahverengi renkli kil gelmiştir. Bu birimlerin üzerine sütlü kahve renkli, kumlu pekleşmemiş çakıl mercekli, kumlu silt yüzeye kadar devam etmektedir. Hendeğin kuzey kesimindeki ana fayın kuzeyinde ise sığ gölsel çökellere ait sütlü kahve renkli, karbonat çakıllı kumlu killi silt ve sütlü kahve-açık gri renkli karbonat yumrulu kumlu silt gelmekte, bu birim içerisinde kahverengi renkli killi toprak da ayırt edilebilmektedir (Şekil 5.10).



Şekil 5. 10: T1 hendeğinin batı duvarına ait enine jeolojik kesit (ölçek 1/33).



Şekil 5. 11: T1 hendeği batı duvarının mozayik fotoğrafı.



Şekil 5. 12: T1 hendeği batı duvarının yakından görünümü. (sol üstten sağ alta doğru giden sarı-yeşil renkli bayrakla işaretlenmiş zon ana fay hattıdır).



Şekil 5. 13: Ana faya ait kayma çiziklerinin yakından görünümü.

T2a hendeği K30D istikametinde 56 metre uzunlukta, 3 metre derinlikte ve 1.2 metre genişlikte açılmış, killi birim içerisinde fay izine rastlanamamıştır. T2b hendeği ise T2a hendeğinin 160 metre kuzeybatısında 35 metre uzunlukta, 2 metre derinlikte ve 1 metre genişlikte açılmış, bu hendekte de kil içerisinde fay izine rastlanamadığından detay çalışma yapılamamıştır (Şekil 5.14). T2a hendeğinde yüzeyden yaklaşık 1.5-2 metre derinlikte kiremit parçalarına rastlanmıştır. T2a ve T2b hendekleri için önceden planlanmış lokasyonlarının Laodikya antik kentinin sit alanı sınırları içerisinde kalmış olması, hendek lokasyonlarının zorunlu şekilde değişmesini gerektirmiştir. Bu nedenle bu hendekler Bozburun mahallesinin yaklaşık 1.5km kuzeybatısında açılmıştır. Laodikya sit alanı içinde olmasından dolayı zorunlu olarak planlanan hendek yerlerinin değiştirilmesi sonucunda, paleosismolojik veri elde etmek için çok da uygun olmayan kil gibi litolojilerin içinde açılan T2a ve T2b hendeklerinde fay izlerine ve dolayısıyla da kolüvyon kamalarına rastlanılamamıştır. Bu nedenle çalışma T1 hendeğine yoğunlaştırılmıştır.



Şekil 5. 14: T2b hendeğine ait görünüm (fay izine rastlanamadığı için paleosismolojik çalışma yapılamamıştır).

Hendekten alınan OSL/TL ve C14 analizleri için alınan örneklere ait lokasyonlar hendeğin enine jeolojik kesiti ve mozaik fotoğrafı üzerinde gösterilmiştir (Şekil 5.10 ve Şekil 5.11). Buna göre OSL/TL analizleri için alınan N1 örneği yüzeyden 0.54 metre, N2 örneği 0.33 metre, N3 örneği 1.6 metre, N4 örneği 2.55 metre, N5 örneği 2.55 metre, N6 örneği 3.59 metre ve N7 örneği 0.73 metre derinliklerden alınmıştır. C14 yaşlandırma analizi için alınan örnek ise hendeğin kuzey kısmında yer alan organik maddece zengin birimden, yüzeyden itibaren 2.2 metre derinlikten alınmıştır.

T1 hendeğinin 27'nci metresinin kuzey kısmında sıg ve buharlaşma ortamlarını temsil eden kalış tipi karbonatça zengin birimler çökelmiştir. Çökelim ortamının bataklık veya sıg göl olduğu şeklinde yorumlanmıştır. N8 numunesinde elde edilecek C14 yaşlandırma analizinin sonucuna göre, bataklık veya sıg göl ortamının hangi zamanda etkin olduğu tahmin edilebilecektir.

5.5 Laboratuvar Çalışmaları

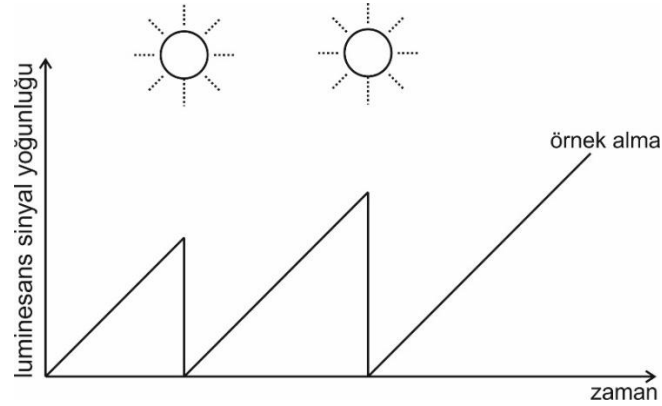
Hendek araştırmalarından alınmış olan numunelerin yaşlandırılması, fayın meydana getirdiği depremlerin tekrarlanma periyodunu tespit edebilmek için son derece önemlidir. Bu nedenle yaşlandırma yöntemi belirlendikten sonra yöntemine uygun olarak büyük bir titizlikle numune alımı yapılmalıdır.

Luminesans yaşlandırma Kuvaterner araştırmalarında geniş bir yelpazede uygulanmıştır. Termoluminesans'ı bir araştırma yöntemi olarak kullanılmasını öneren ilk çalışmalardan biri Daniels ve diğ. (1953)'dir. Birkaç yıl sonra termoluminesans seramiklerin yaşlandırılmasında kullanıldı (Grögler ve diğ. 1958)

Bu çalışma için OSL/TL yaşlandırma tekniği kullanılmıştır. OSL/TL yaşlandırma, Geç Kuvaterner'deki, yaşları birkaç yüzyıldan 100 bin yıla kadar, özel durumlarda ise 1 milyon yıla kadar olan gömülmüş sedimanların son kez gün ışığı gördüğü zamanı tahmin etmeye yarayan bir tekniktir. Genellikle kuvars ve feldspat minerallerinin dozimetre olarak kullanılmasından dolayı neredeyse tüm sedimanter minerallere uygulanabilir. Daha çok karbonun olmadığı yerlerde kullanım için idealdir (Geological Survey of India).

Luminesans tekniği, kristalleşmiş mineral tanelerinin en son gün ışığına veya birkaç yüz derece santigrad sıcaklığa maruz kaldığı zamandan günümüze kadar geçen süreyi değerlendirmek için uygun bir tekniktir. Yöntem, kuvars veya feldspat gibi optik ve termal olarak duyarlı ışığı veya luminesans sinyalini kullanır. Gün ışığına veya ısıya maruz kaldıkça tane içindeki luminesans sinyali tamamen yok olana (sıfırlanana) kadar silinir (Şekil 5.15). Tane, bir kez gün ışığından izole olduğunda ve normal çevre sıcaklığında kaldığında, luminesans sinyali tekrar birikir ve doğal olarak meydana gelen radyoaktivite tarafından indükte olmuş olur. Bir mineralin, sıfırlamadan bu yana doğal radyasyona maruz kalma nedeniyle kütlesi başına absorbe ettiği enerji miktarı paleodoz ($1 \text{ J kg}^{-1} = 1 \text{ Gy (Gray)}$) olarak adlandırılır. Yaşlandırma, bir örneğin doğal luminesans sinyalinin yapay ışın saçınımı tarafından indükte olması ile kıyaslanarak tanımlanır. Mineralden yayılan zayıf ama ölçülebilir luminesansın tespiti ve kaydı için gerekli uyarımı sağlayabilecek çeşitli laboratuvar teknikleri geliştirilmiştir. Son kez gün ışığına veya ısıya maruz kaldıktan sonra geçen zaman (a), paleodozu'un (Gy) doz oranına ($Gy a^{-1}$) bölümü ile hesaplanır. Bu ilişki aşağıdaki denklem ile temsil edilir (Preusser ve diğ. 2008).

$$\text{Luminesans yaş } (a) = \frac{\text{Paleodoz } (Gy)}{\text{Doz oranı } (Gy a^{-1})}$$



Şekil 5. 15: Paleodoz miktarının sıfırlanma süreci (Preusser ve diğ. 2008).

Yaşlandırma çalışmaları için en önemli nokta doğru örnek almaktır. Ayrıca detaylı olarak jeolojik (fotoğraf, arazi notları gibi), özellikle sedimanter birikme ortamı ve sediman yükü ile ilgili (örnek derinliği, depolanma sonrası yer değiştirdiğine ait izler, sedimantasyondaki kesiklikler, sedimantasyon döngüsü) bilgi toplamak elzemdir. Geçmişteki ve günümüzdeki hidrojeolojik koşullar da (sediman nemi) olabildiğince belirtilmelidir. Düzgün bir radyasyon alanı sağlamak için örnek en az 50cm kalınlığında homojen bir tabakadan alınmalıdır. Eğer belirtilen şekilde bir tabaka mevcut değilse, sahada gama radyasyon ölçümü (portatif gama spektrometre veya gama sayacı) yapılarak doz oranını etkileyebilecek heterojen etkiyi minimize etmek gerekir. Paleodoz ölçümü yapılacak örnek gün ışığı maruz kalmadan alınmalı ve yeni temizlenmiş yüzeye çelik veya plastik tüp kullanılarak (Şekil 5.16 ve Şekil 5.17) alınmalı, tüpün her iki ucu gün ışığına maruz kalacağı için için buralar atılmalıdır. Atılan bu kısımlar doz oranı hesaplamasında kullanılabilir (Preusser ve diğ. 2008). Çalışmada yıllık doz ölçümü için metal tüpler ile alınan örneklerin çevresinden numuneler toplanmıştır.



Şekil 5. 16: OSL/TL analizi için çelik ve plastik tüpler kullanılarak örnek alma.



Şekil 5. 17: OSL/TL analizi için çelik ve plastik tüpler kullanılarak örnek alımı.

Luminesans ölçümleri yapılmadan önce bir hazırlık prosedürü gerçekleştirilerek kuvars ve k-feldspatlar ayrıştırılır. Paleodoz miktarını belirlemek için yapılan tüm hazırlık çalışmaları luminesans kaybını önlemek için kontrollü laboratuvar aydınlatması (karanlık oda koşulları) altında gerçekleştirilir. Çoğu luminesans cihazı düşük yoğunluklu kırmızı ve turuncu ışıklarla donatılmıştır. Numuneye ilk adımda önce HCl (Hidroklorik asit) uygulanarak karbonatların, ardından H₂O₂ (Hidrojen peroksit) uygulanarak organik materyallerin yok edilmesi sağlanır. Numuneler her bir asit uygulamasından sonra deiyonize (saf) su ile yıkanır. Belirli tane boyları elenerek veya çökeltmek ayrıştırılır. Kum boyutlu taneler için kuvars ve feldspat ayırmaları, yoğunluğu 2.58g/cm³, 2.62g/cm³ ve 2.70g/cm³ olan ağır sıvılar kullanılarak izole edilir (Mejdahl 1985).

OSL/TL yaşlandırma analizi için T1 hendeğinden alınan numuneler 90 ve 140 mikron elekler kullanılarak elenmiştir (Şekil 5.18). Bu sayede 90 mikrondan küçük ve 140 mikrondan büyük taneciklerin süreçten bertaraf edilmeleri sağlanmıştır. Numunelere önce HCl (Hidroklorik asit, %10) uygulanmış, tepkimeleri bitene kadar karıştırılarak bekletilmiştir (Şekil 5.19). Bu şekilde numune içerisindeki karbonatlı bileşiklerin ve varsa canlı kavrıklarının çözünmesi sağlanmıştır. Ardından numuneler saf su ile 3 defa yıkanmıştır. Yıkanmış numuneye bir sonraki aşamada H₂O₂ (Hidrojen Peroksit, %35)

uygulanmış ve numune içerisindeki muhtemel organik maddelerin çözünmesi sağlanmıştır. En az 1 gün süren bu işlem neticesinde numuneler 3'er defa saf su ile yıkanmıştır. Bu aşamada numune kuvars ve feldspat taneciklerinden oluşmaktadır. Kalan numunelere 70 dakika boyunca HF (Hidroflorik asit, %40) uygulanarak feldspat taneciklerinin de çözünmesi sağlanmış, ardından numuneler tekrar saf su ile yıkanmıştır. HF uygulanan numunelerde tepkime sonucu karbonatlı bileşikler meydana geldiği bilinmektedir. Bu nedenle ikinci kez HCl uygulanmış, saf su ile yıkanarak nihayetinde etüvde düşük sıcaklıklarda kurutulan numuneler ışık geçirmeyen plastik kaplara yerleştirilerek analize hazır hale getirilmiştir.



Şekil 5. 18: Karanlık oda koşullarına uygun laboratuvarında numune işleme süreci.



Şekil 5. 19: Karanlık oda koşullarına uygun laboratuvarında numune işleme süreci.

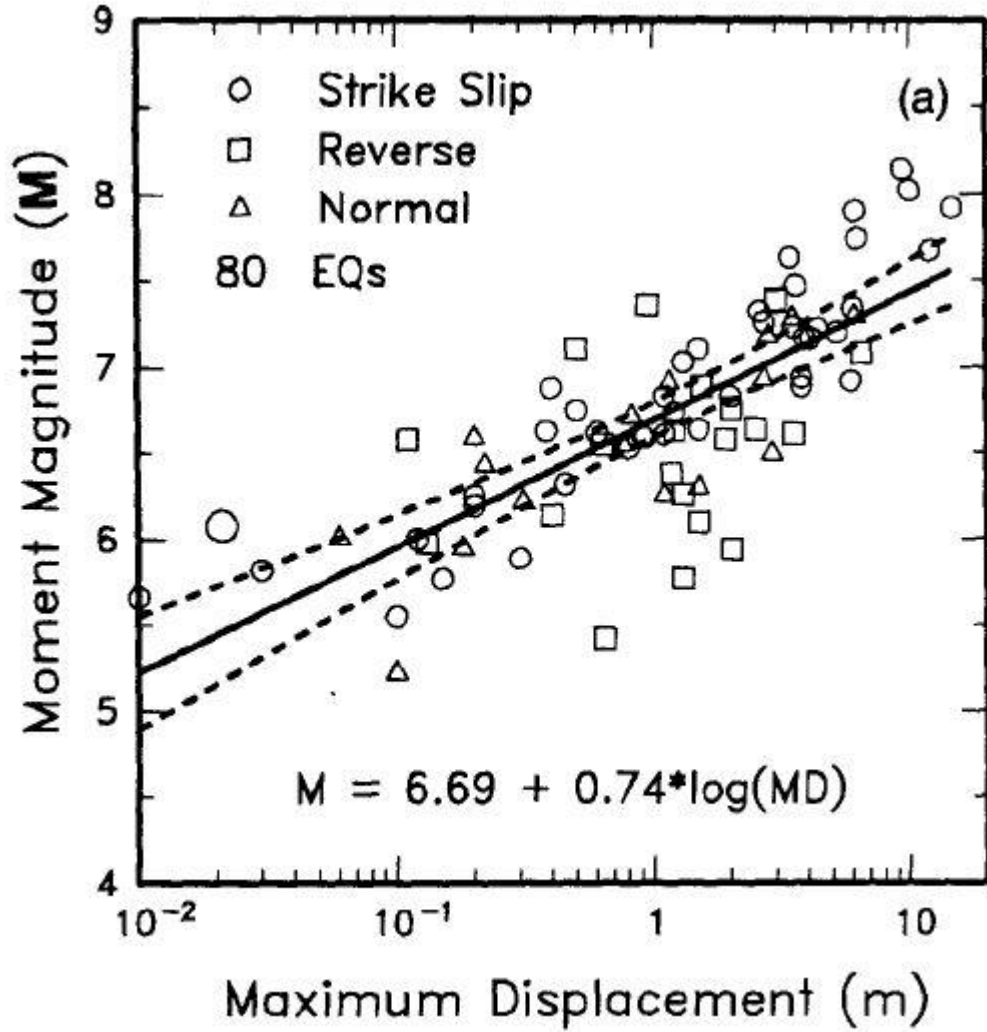
OSL/TL analizi için numune alınan noktaların hemen çevresinden yıllık doz ölçümü için de numuneler toplanmıştır. Yıllık doz analizi için uranyum-toryum, potasyum, potasyum oksit ve rubidyum yaşlandırma yöntemleri uygulanabilmektedir. Yöntem XRF analizi olarak anılmaktadır.

Yukarıda bahsedilmiş olan araştırmaların ardından yaşlandırma analizlerinden elde edilecek olan veriler ile bir sonraki büyük depremin ne zaman olabileceği hakkında bilgi edilebilecektir. Ancak depremin ne zaman meydana geleceği kadar hangi büyüklükte meydana gelebileceği de en az bir o kadar önemlidir.

Wells ve Coppersmith (1994), aletsel dönemde meydana gelmiş bir çok depreme ait yer değiştirme miktarlarını kullanarak yaptıkları ampirik çalışma sonucunda yer değiştirme miktarlarına karşılık depremin magnitudü (ölçülen) arasında pozitif bir korelasyon olduğunu ortaya koymuşlardır (Şekil 5.20). Açılan fay araştırma hendeklerindeki faylar üzerinde meydana gelmiş olan yer değiştirme miktarı ölçülerek, bu

araştırmacıların hazırlamış olduğu grafikten faydalanarak paleodepremlerin hangi büyüklükte meydana gelmiş olabileceği hakkında bir tahmin yapılabilmektedir.

Bu alışma kapsamında açılmış olan T1 hendeğinde 3 ayrı deprem olayı belirlenmiş, atım miktarları ölçülerek Wells ve Coppersmith (1994)'in Şekil 5.20'de gösterilen grafiği kullanılarak deprem büyüklüklerinin $M=6.4$ ile $M=6.9$ arasında değiştiği tahmin edilmiştir.



Şekil 5. 20: Wells ve Coppersmith (1994)'ün maksimum yer değiştirme ile moment magnitüd arasındaki bağlantısı.

6. SONUÇLAR

Batı Anadolu bölgesi dünyadaki en aktif yer değıştirme oranlarına sahip yerlerden birisidir.

Denizli havzası temelde Neojen öncesi birimler olarak adlandırılan Menderes masifinin üst seviyelerine ait kristalize kireçtaşı, kuvarsit, şist ve mermerler bulunmaktadır. Üzerine Neojen birimler yaşlıdan gence doğru sırasıyla Kızılburun formasyonuna ait bloklu çakıllı kumtaşı, kıltaşı ve siltaşı, Sazak formasyonuna ait Kıltaşı, siltaşı, marn ve masif kireçtaşları, Sakızcılar formasyonuna ait killi kireçtaşı, marn, kil, siltaşı ve ince kum ara seviyeler ve Kolonkaya formasyonuna ait Marn, killi kireçtaşı ve çamurtaşı ardalımalı kumtaşları gelir. İstifin en genç birimleri ise Kuvaterner yaşlı Sazak formasyonuna ait çakıltaşları, kumtaşı siltaşı ve çamurtaşı ardalıması üzerine güncel alüvyon yelpaze ve yamaç molozları ile travertenler gelmektedir.

Denizli, Batı Anadolu'daki K-G doğrultulu genişleme rejimiyle oluşan KB-GD doğrultulu Gediz Grabeni ile yaklaşık D-B doğrultulu Küçük Menderes ve Büyük Menderes Grabenleri'nin kesiştiği bölgenin hemen doğusunda yer alır, bu alanın güneydoğusunda KD-GB doğrultulu Acıgöl Grabeni bulunur.

Denizli Grabeni'nin kenar kısımlarını kuzeyden ve güneyden sınırlayan fay zonları tek bir parçadan oluşmayıp, irili ufaklı (1-13km) birçok segmentten oluşmaktadır. Grabenin güneybatısını KB-GD doğrultulu Babadağ fayı, güney-güneydoğu kısmını Honaz fayı, kuzeydoğu kısmını ise Pamukkale fayı sınırlar. Havza kenarı ve havza içi faylar genellikle sağ yönlü doğrultu atım bileşenli normal fay karakteristiğinde ve genellikle listrik özelliktedir.

Karakova horstu, Denizli Grabeni'ni KB-GD doğrultulu olacak şekilde yaklaşık iki alt grabene ayırır. Karakova horstunun güneybatısında bulunan Eskihisar/Laodikya fayı güneydoğuda Eskihisar'dan başlar, kuzeybatıda Üzerlik yerleşim yerine kadar uzanır.

1988 ve 2005 yılları arasında kaydedilen GPS verilerine göre Denizli'de normal atım hızı 10.9mm/yıl, sağ yönlü doğrultu atım hızı 14.5mm/yıl olarak ölçülmüştür

(Reilinger ve diğ. 2006). Ölçülen bu kayma hızları yakın dönem kayma hızlarıdır. İncelen bu fayların uzun dönem kayma hızlarının da belirlenmesi gereklidir.

Bölgede sismik olarak oldukça aktiftir ve hem tarihsel dönemde hem de aletsel dönemde büyük depremler meydana gelmiştir. Bölgede meydana geldiği bilinen ilk deprem M.Ö. 65 yılında gerçekleşmiştir. Ardından M.Ö. 27, M.S. 17, M.S. 60, 494, 1702 ve 1717 yıllarında meydana gelen depremlerle Laodikya, Hierapolis, Tripolis, Kolossai şehirlerinde yıkımlara ve can kayıplarına sebep olmuştur.

M.S. 60 yılında meydana gelen depremde Laodikya büyük hasar almış ve yeniden inşa edilmiştir. Ancak 494 yılında meydana gelen depremle tekrar büyük hasar alan Laodikya, bir daha eski gücüne kavuşamamıştır (Ramsey 1895, Guidoboni 1994). 1702 yılında meydana gelen depremle de Laodikya'nın günümüzde batı-kuzeybatısından geçen Gümüşçay deresinin yönünün değiştiği belirtilmiştir (Pococke 1743, Ambraseys ve Finkel 1995).

Bozburun mahallesinin yaklaşık 230 metre güneyinde T1, yaklaşık 1.5 km kuzeybatısında ise T2a ve T2b isimli hendekler sırayla 44, 54 ve 35 metre uzunluklarda açılmıştır. T2a ve T2b hendeklerinde fay izine rastlanmadığından detay çalışmaya girilememiştir.

T1 hendeğinde gözlenen fayların oluşturduğu depremler 2 bölümde incelenebilir. Mini horstun içerisinde gözlenen fayların oluşturduğu depremler, ana fayın kuzeyinde gözlenen fayların oluşturduğu depremlerden daha yaşlıdır. T1 hendeğinde ana fay eğim yönü ve miktarı 30/52 olarak ölçülmüş, 62° sol yanal atım bileşeni tespit edilmiştir. Fayın toplam düşey atımı en az 5 metredir. T1 hendeğinin güney tarafına antitetik fayın eğim yönü ve miktarı 215/40 olarak ölçülmüştür.

Havzayı kuzeyden sınırlayan KB-GD doğrultulu ve 55° eğimli, sol yönlü doğrultu atım bileşenli oblik normal fay ile 10 m güneyindeki yine KB-GD doğrultulu 40° GB'ya eğimli antitetik fay arasında mini bir horst gelişmiştir. Bu horst, hendeğin 10-30 metreler arasında yer alır. Mini horst içerisinde gelişmiş faylanmalara ait, birimleri atıma uğratan 6 adet fay ayırtlanmıştır. Bunlardan, Hendeğin 17'nci metresindeki (F17-F18) ve 20'nci

metresindeki faylar kuzeydoğudaki ana faya paralel gelişmiş sentetik kırıklar olup, sırasıyla 25cm ve 40cm düşey atımlara sahiptirler. Yine bu mini horstun içinde gelişmiş olan 22'nci ve 28'nci metrelerde, güneyden kuzeye doğru 4 ayrı antitetik (güneye eğimli) fay gözlenmiştir.

T1 hendeği içindeki fayların oluşturduğu depremler 3 ayrı olay olarak incelenmiştir. Mini horstun içerisinde, aynı dönemde meydana geldiği düşünülen 2 ayrı olay meydana gelmiştir. Son olay ise ana fayın kuzeyinde gelişen fayların meydana getirdiği deprem olarak incelenmiştir.

Mini horstun içerisinde meydana gelmiş olan ilk olay ana faya paralel gelişen sentetik fayların meydana getirdiği depremdir. Bu faylara ait toplam düşey atım 50cm olarak ölçülmüş, Wells ve Coppersmith (1994)'in önerdiği maksimum yer değiştirme-moment magnitüd diyagramı kullanılarak, $M=6.6$ büyüklüğünde bir deprem meydana getirmiş olabileceği tahmin edilmektedir. Wells ve Coppersmith (1994)'in yer değiştirme-moment magnitüd grafiğini ortaya koydukları çalışmayı kullanarak tarihsel dönem depremlerinin büyüklükleri tahmin edilebilmektedir.

İkinci olay yine aynı alan içerisinde gelişen ana faya paralel gelişen antitetik fayların meydana getirdiği depremdir. Bu depremi oluşturabilecek fayların toplam düşey atımı 40cm olarak ölçülmüş, Wells ve Coppersmith (1994)'in önerdiği aynı abak kullanılarak, $M=6.4$ büyüklüğünde bir depremin meydana gelmiş olabileceği tahmin edilmektedir.

Birinci ve ikinci olayın birbirinden ayrılmalarındaki en büyük etken, fayların ince çakıllı silt biriminin birinci olayda sadece tabanının, ikinci olayda ise hem tabanının hem tavanının kesilmiş olmasıdır.

T1 hendeğinin kuzey kısmında yer alan fayların KB-GD doğrultulu ve KD yönünde 52° eğimli olan sol yanal atım bileşenli ana fayın mini horstun kuzeyini sınırladığı, günümüzde de iç havza kenarını sınırlayan ana fay niteliğinde olduğu görülmüştür. Fayın kuzey kısmında yer alan, bu faya paralel gelişmiş sentetik fayların toplam düşey atımı 1.10m olarak ölçülmüştür. Bu fayların hepsinin üst seviyelerinin aynı

noktada sonlandığı verisine dayanarak bu fayların hepsinin aynı depremle oluştuğunu düşünölmüştür. Wells ve Coppersmith (1994)'in önerdiği diyagram kullanılarak bu fayların meydana getirdiğı depremin büyüklüğü $M=6.9$ olarak tahmin edilmektedir.

Mini horstu güneyden sınırlayan KB-GD doğrultulu ve 40° GB yönünde eğimli antitetik ana fayın tüm birimleri keserek yüzeye ulaştığı görölmüştür. Fay üzerindeki toplam düşey atım 3m olarak ölçölmüştür.

Hendek içerisindeki başlıca stratigrafisi, iki fayın arasındaki horsttan başlayarak tabanda geneli açık renkli silt, oksitli silt, killi silt birimlerinin üzerine pekleşmemiş çakıl birimi ve silt aralanmasının üzerinde kahverengi kil tabakası gelmiştir. Üzerine içerisinde yine pekleşmemiş çakıl mercekleri de içeren silt örtmüştür. En genç birimler ana fayın eğim istikametinde istiflenen karbonatça zengin, sütlü kahve açık gri renkli kumlu siltli killi birimler gelmektedir. Bu birimler içinde ender olarak karbonatlı sığ gölssel ortamı temsil eden gastropod canlı kabuklarına rastlanmıştır.

T1 hendeğindeki çalışmalarda gözlenen fayların meydana getirdiğı depremlerin zamanlarını ortaya koyabilmek için, fayların etkilemediğı birimlerin en alt seviyelerinden taban blokta N1, N2 ve N3, tavan bloktan ise N4, N5, N6 ve N7 numuneleri OSL/TL yaşlandırma analizi için alınmış, numuneler Ankara Üniversitesi Nükleer Bilimler Enstitüsüne gönderilmiştir. OSL/TL analizleri için alınan örnekler yaşlandırma analizlerine gönderilmeden önce zayıflatılmış ışık koşullarında analize hazır hale getirilmiştir. Ayrıca tavan blokta yer alan organik maddece zengin bir seviyeden C14 (radyokarbon) yaşlandırma analizi için numune (N8) alınmış, bu numune TÜBİTAK-MAM'a gönderilmiştir.

Yıllık doz analizi için alınan örnekler öğütölerek Pamukkale Üniversitesi İleri Teknoloji Uygulama ve Araştırma Merkezi (İLTAM) tarafından XRF analizi yapılmıştır.

OSL/TL ve C14 yaşlandırma analizleri için laboratuvar gönderilen örneklerden elde edilecek sonuçlara göre depremlerin tahmini oluş zamanları, tekrarlanma periyotları ve son büyük depremden sonra geçen süreler hesaplanarak, gelecekte meydana gelmesi muhtemel depremin ne zaman gerçekleşebileceğı tahmin edilebilecektir.

7. KAYNAKLAR

Altunel, E., “Hierapolis ve yakın çevresinde tarihsel deprem aktivitesi (L’attivit a sismica a Hierapolis e nelle zone limitrofe)” (eds: F. D’Andria ve G. Silvestrelli), *Lykos Vadisi Türk Arkeoloji Araştırmaları (Ricerche Archeologiche Turche Nella Valle Del Lykos)*, Lecce: Congedo Editore, 229-325, (2000).

Altunel, E., “Pamukkale Travertenlerinin Morfolojik  zellikleri, Yaşları ve Neotektonik  nemleri”, *MTA Dergisi*, 118, 47-64, (1996).

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

Ateş, R. ve Bay lke, N., “19 Ağustos 1976 Denizli Depremi”, *Türkiye Jeofizik iler Derneği*, 6, 1, 49-79, (1977).

Akyol, E., Kaya, A. ve Alkan, M., “Geotechnical land suitability assessment using spatial multi-criteria decision analysis”, *Arabian Journal of Geosciences*, 9(498), 1-12, (2016).

Barka, A. A., “The North Anatolian fault zone”, *Annales Tectonicae*, 6, 164-195, (1992).

Bernoulli, D., Graciansky, P. C., ve Monod, O., “The Extension of the Lycian Nappes (SW Turkey) into the Southeastern Aegean Islands”, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 67, 39-90, (1974).

Bozkurt, E., “Neotectonics of Turkey – a synthesis”, *Geodinamica Acta*, 14, 3-30, (2001).

Bozkuş, C., Kumsar, H.,  zkul, M. ve Hançer, M., “Seismicity of active Honaz fault an extentional tectonic regime”, *Int. Earth Sci. Coll. On the Aegean Region*, 7-16, (2001).

Comes, M., “The Chronicle of Marcellinus [online]”, <http://digiliblt.lett.unipmn.it/xtf/view?docId=dlt000345/dlt000345.xml;brand=default>, (1995).

Çakır, Z., “Along-Strike Discontinuity of Active Normal Faults and Its Influence on Quaternary Travertine Deposition: Examples from Western Turkey”, *Tr. J. of Earth Sciences*, 8, 67-80, (1999).

D’Andria, F., *Arkeoloji Rehberi Hierapolis (Pamukkale)*, (Çev: N. Fırat), Ege Yayınları, (2003).

Daniels, F., Boyd, C. A. ve Saunders, D. F., “Thermoluminescence as a research tool”, *Science*, 117, 343-349, (1953).

Demirtaş R. et al., “1 Ekim 1995 Dinar Depremi”, *Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı, Sismoloji Şube Müdürlüğü*, 72, 1-19, (1995).

Demirtaş, R., *Paleosismoloji*, Ankara: Afet İşleri Genel Müdürlüğü Yayınları, (1997).

Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S. ve Elmacı, H., “1/1250000 ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi Denizli (NJ 35-12) Paftası”, *MTA Genel Müdürlüğü*, (2011).

Erakman, B., Meşhur, M., Gül, M. A., Alkan, H., Öztaş, Y. ve Akpınar, M., “Fethiye-Köyceğiz-Tefenni-Elmalı-Kalkan Arasında Kalan Alanın Jeolojisi”, (eds: Güven, A., Dinçer, A. ve Derman, A.S.), *Türkiye 6. Petrol Kongresi*, Ankara, Türkiye Petrol Jeologları Derneği, TMMOB Petrol Mühendisleri Odası, 23-32, (1986).

Ercan, T., Dinçel, A., Günay, E., ve Türkecan, A., “Uşak Yöresinin Jeolojisi ve Volkanitlerinin Petrolojisi”, *MTA Derleme*, 6354, (1977).

Erentöz, C. ve Kurtman, F., “1964 yılı Manyas depremi üzerine rapor”, *MTA Enstitüsü Dergisi*, 63, 1-5, (1964).

Ergin K., Güçlü, U., ve Uz, Z., *Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu*, İstanbul: İTÜ Maden Fak. Arz Fiziği Enst. Yayınları No:24, (1969).

Eyidoğan, H., “Rates of crustal deformation in western Turkey as deduced from major earthquakes”, *Tectonophysics*, 148, 83-92, (1988).

Eyidoğan, H., Utku Z., Güçlü, U., ve Değirmenci, E., *Türkiye Büyük Depremleri Makro-Sismik Rehberi*, İstanbul: İTÜ, (1991).

Göktaş, F., “Denizli M22-b1, Denizli M22-b2 ve Denizli M22-b3 Paftalarının Jeolojisi”, *MTA Ege Bölge Müdürlüğü Arşivi*, (1990).

Graciansky, P. C., “Teke Yarımadası (Likya) Torosları'nın Üst Üste Gelmiş Ünitelerinin Stratigrafisi ve Dinaro-Toroslar'daki Yeri”, *MTA Dergisi*, 71, 73-92, (1968).

Grögler, N., Houtermans, F. G. ve Stauffer, H., “Radiation damage as a research tool for geology and prehistory”, *Quinta Rassegna Internazionale Elettronica e Nucleare*, Roma, 275-285, (1958).

Guidoboni, E, et al, “CFTI4Med, Catalogue of Strong Earthquakes in Italy (461 B.C.-1907) and Mediterranean Area (769 B.C.-1500)”, *INGV-SGA*, (1994).

Hancock, P. L., Chalmers, R. M. L., Altunel, E. ve Çakır, Z., “Travertines: using travertines in active fault studies”, *Journal of Structural Geology*, 21, 903-916, (1999).

Hançer, M. “Geological evidences belonging to late holocene seismic activity in South Of Denizli Graben (Southwestern Of Turkey, South-East European Part)” *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, 14, 1, 137-153, (2019).

Hançer, M., “Study of the Structural Evolution of the Babadağ-Honaz and Pamukkale Fault Zones and the Related Earthquake Risk Potential of the Buldan Region in SW Anatolia, East of the Mediterranean”, *Journal of Earth Science*, 24, 3, 397-409, (2013).

Jackson, J. A., “Active tectonics of the Aegean Region”, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 22, 239-271, (1994).

Kastelli, M., “Denizli-Sarayköy-Çubukdağ- Karacasu alanı jeoloji incelemesi”, *MTA Enstitüsü Raporu*, 4573, (1971).

Ketin, İ., “6 Ekim 1964 Manyas depremi esnasında zeminde meydana gelen tansiyon çatlakları”, *Türkiye Jeoloji Kurumu*, 10, 1-2, 44-51, (1966).

Koçyiğit, A., “The Denizli graben-horst system and the eastern limit of western Anatolian continental extension: basin fill, structure, deformational mode, throw amount and episodic evolutionary history, SW Turkey”, *Geodinamica Acta*, 18(3-4), 167-208, (2005).

Konak, N., Akdeniz, N. ve akır, M. H., “al-ivril-Karahallı dolayının jeolojisi”, *MTA Derleme*, 8945, (1990).

Kumsar, H., Aydan, ., Şimşek, C. ve D’Andria, F., “Historical earthquakes that damaged Hierapolis and Laodikeia antique cities and their implications for earthquake potential of Denizli basin in western Turkey”, *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 75(2), 519-536, (2015).

Kürer, A., zalp, S. ve zdemir, E., “6 Ekim 1964 Manyas Depremi (Ms=6.9) Üzerine Bir Değerlendirme”, *Doğal Kay. ve Eko. Bült*, 21, 47-54, (2016).

McCalpin, J. P., *Paleoseismology*, Amsterdam-Londra: Academic Press, (2009).

McKenzie, D., “Active Tectonics of the Mediterranean Region”, *Geophysical Journal International*, 30, 109-185, (1972).

Mejdahl, V., “Thermoluminescence dating of partially bleached sediments”, *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 10, 711-715, (1985).

Murawski, H., “*Geologische Wörterbuch*”, Stuttgart: Enke, (1972).

Okay, A. İ., “Denizli’nin Güneyinde Menderes Masifi ve Likya Naplarının Jeolojisi”, *MTA Dergisi*, 109, 45-48, (1989).

Okay, A. İ., “Denizli-Tavas arasındaki bölgenin jeolojisi”, *TPAO Arama Grubu Raporu*, 2042, (1986).

Özkul, M., Varol, B. ve Alçiçek, M.C., “Denizli travertenlerinin petrografik özellikleri ve depolanma ortamları”, *MTA Dergisi*, 125, 13-29, (2002).

Pavlidis, S. ve Caputo, R., “Magnitude versus faults’ surface parameters: quantitative relationships from the Aegean Region” *Tectonophysics*, 380, 159-188, (2004).

Phillipson, A., *Kleinasien: Handbuch der Regionalen Geologie*, Heidelberg: Carl Winter’s Universitätsbuchhandlung, 183, (1918).

Pınar, N. ve Lahn, E., *Türkiye Depremleri İzahlı Kataloğu*, Ankara: T.C. Bayındırlık Bak. Yapı ve İmar İşleri Reisliği Yayınları, (1952).

Pococke, R., “A Description of the East, and some other countries [online]”, (17.08.2019), https://archive.org/details/gri_33125009339611/page/n473, (1743).

Preusser, F., Degering, D., Fuchs, M., Hilgers, A., Kadereit, A., Klasen, N., Krbetschek, M., Richter, D. ve Spencer J. Q. G., “Luminescence dating: basics, methods and applications”, *Eiszeitalter und Gegenwart Quaternary Science Journal*, 57, 95-149, (2008).

Ramsey, W.M., “The Cities and Bishoprics of Phrygia [online]”, (20.08.2019), <https://archive.org/details/citiesandbishop00ramsgoog/page/n6>, (1895).

Reilinger, R., et al., “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*, 111, B05411, (2006).

Schwartz, D. P. ve Coppersmith, K. J., “Fault Behavior and Characteristic Earthquakes: Examples From the Wasatch and San Andreas Fault Zones”, *Journal of Geophysical Research*, 89, 5681-5698, (1984).

Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D. ve Altınok, Y., *Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu, (M.Ö.2100 – M.S.1900)*, Ankara: TÜBİTAK, (1981).

Sun, S., et al. “Denizli-Uşak arasının jeolojisi ve linyit olanakları”, *MTA Enstitüsü Raporu*, 9985, (1990).

Şengör, A. M. C. ve Kidd, W.S.F., “Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet”, *Tectonophysics*, 55, 3-4, 361-376, (1979).

Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y., “Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach”, *Tectonophysics*, 75, 181-241, (1981).

Şengör, A. M. C., “The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance”, *Journal of the Geological Society*, 136, 269-282, (1979).

Şengör, A. M. C., “Türkiye’nin neotektoniğinin esasları”, Türkiye Jeoloji Kurumu Konferans Serisi: 2, Ankara, (1980).

Şimşek, Ş., “Denizli Sarayköy-Buldan Alanının Jeolojisi ve Jeotermal Enerji Olanakları”, Doktora Tezi, *İstanbul Üniversitesi Yer Bilimleri Fakültesi*, İstanbul, (1984).

Şimşek, Ş., Eşder, T., Uğurlu, A., Suludere, Y. ve Erişen, B., “Aydın-Denizli Jeotermal alanlarının Jeoloji Haritası”, *MTA Arşiv*, 37077, (1978).

Tacitus, C., “The Annals [online]”, (20.08.2019), <http://classics.mit.edu/Tacitus/annals.10.xiv.html>, (M.S. 109).

Tan, O., Tapırdamaz, M.C. ve Yörük, A., “The Earthquake Catalogues for Turkey”, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 405-418, (2008).

Taner, G., “Denizli Bölgesi Neojenine ait katların stratigrafik konumlarında yeni düzenleme”, *54. Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Ankara, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası (JMO), 54-79, (2001).

Taner, G., “Denizli Bölgesi Neojenin Paleontolojik ve Stratigrafik Etüdü”, *MTA Dergisi*, 82, 89-127, (1974).

Topal S., “Denizli Neojen İstifinin Stratigrafisi ve Tektonik Özellikleri”, Yüksek Lisans Tezi, *Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü*, Denizli, (2003).

Tutkun S. Z. et al., “17 Ağustos 1999 Gölcük Depremi Oluşturan Aktif Yüzey Kırığının Jeolojik İncelemesi”, *TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Haber Bülteni*, 99/2-3, 9-13, (1999).

Uluskan, M., “Osmanlı Kaynaklarına Göre 1703 ve 1717 Denizli Depremleri”, (eds: A. Özçelik, M.Y. Ertaş, Y. Kılıç, Y. Avcı, S. İnan, S. Parlaz), *Uluslararası Denizli ve Çevresi Tarih ve Kültür Sempozyumu*, 1, Denizli, Isparta, 355-360, (2006).

Wells, D. L. ve Coppersmith, K. J., “New Empirical Relationship among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 4, 974-1002, (1994).

Westaway, R. “Neogene evolution of the Denizli Region of western Turkey”, *Journal of Structural Geology*, 15, 1, 37-53, (1993).

Westaway, R., "Block rotation in western Turkey: 1. Observational evidence",
Journal of Geophysical Research, 95, 19857-19884, (1990).

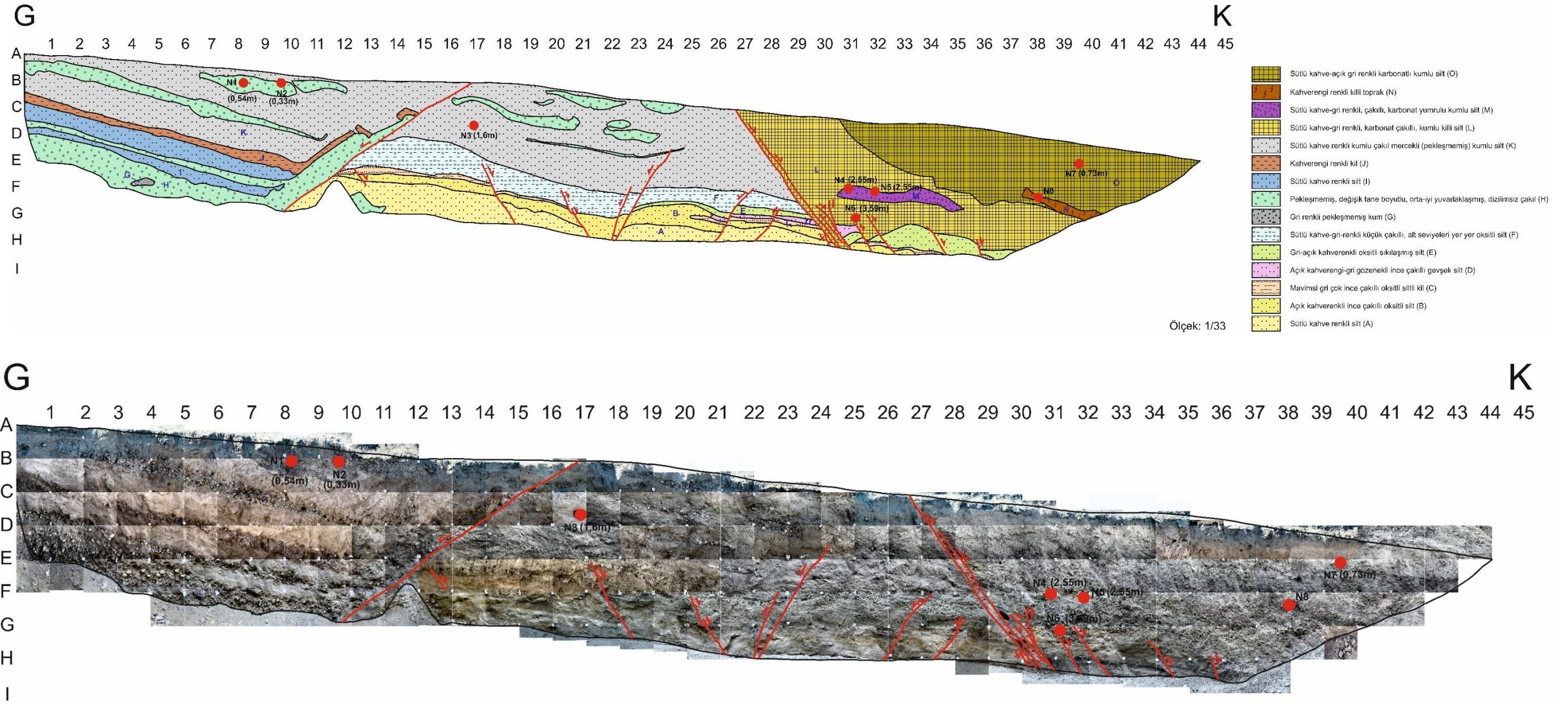




EKLER

8. EKLER

ŞEKİL A.1



9. ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Türker Gedik

Doğum Yeri ve Tarihi : Tokat / 03.06.1988

Lisans Üniversite : Pamukkale Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Böl.

Elektronik Posta : turker@turkergedik.com.tr

İletişim Adresi : Armutalan mah. Tokatlılar Sitesi C/Blok No:31
Marmaris/Muğla