

T.C.
ÇANAKKALE ONSEKİZ MART ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**YENİCE-GÖNEN CİVARININ NEOTEKTONİK
ÖZELLİKLERİ
VE
18 MART 1953
YENİCE-GÖNEN DEPREM (Mw: 7,2)
FAYI'NIN PALEOSİSMOLOJİSİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Akın KÜRÇER

ÇANAKKALE

2006

T.C.
ÇANAKKALE ONSEKİZ MART ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YENİCE-GÖNEN CİVARININ NEOTEKTONİK
ÖZELLİKLERİ VE 18 MART 1953
YENİCE-GÖNEN DEPREM (Mw:7,2)
FAYI'NIN PALEOSİSMOLOJİSİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Hazırlayan : Akın KÜRÇER
Danışman : Prof. Dr. Salih Zeki TUTKUN

ÇANAKKALE
2006

**Bu çalışma Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK-
YDABAG 103Y 007 numaralı proje) ve Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi
Bilimsel Araştırma Projeleri (COMU-BAP 2002/45 numaralı proje) tarafından
desteklenmiştir**

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa no</u>
İÇİNDEKİLER	II
ŞEKİLLER LİSTESİ	V
TABLolar LİSTESİ	IX
KISALTMALAR LİSTESİ	X
ÖZ	XI
ABSTRACT	XII
BÖLÜM 1. GİRİŞ	1
1.1. Çalışmanın Amacı	2
1.2. Çalışma Yöntemi ve Uygulanan Teknikler	3
1. 2. 1. Literatür tarama ve ön saha çalışmalar	3
1. 2. 2. Saha çalışmaları	3
1. 2. 3. Tez Yazım Çalışmaları	12
1.3. Önceki Çalışmalar	14
1. 4. Coğrafi Konum ve Ulaşım	20
1. 4. 1. Çalışma alanının sınırları	20
1. 4. 2. Çalışma alanına ulaşım olanakları	21
1.5. Morfoloji, İklim ve Bitki Örtüsü	22
1.5.1. Morfoloji	22
1.5.2. İklim ve Bitki Örtüsü	24
BÖLÜM 2. STRATİGRAFI	26
2.1. Metamorfik Temel Kayaları	29
2.1.1. Kazdağ Metamorfikleri (Pkm)	29
2.1.2. Karakaya Kompleksi Metamorfik Kayaları	33
2.1.2.1. Torasan Metamorfikleri (Trkt)	34
2.1.2.2. Çal Birimi (Trkç)	36
2.1.2.3. Orhanlar Grovak' ı (Trko)	38
2.2. Mesozoyik Çökel Kayaları	40
2.2.1. Bayırköy Formasyonu (Jba)	40
2.2.2. Bilecik Kireçtaşı (Jbi)	42

2.3. Ofiyolitik Kayalar (Krük)	44
2.4. Magmatik Kayalar	45
2.4.1. Plütonik kayalar (Tgr)	46
2.4.2. Çan Volkanitleri (Tv1-Tv2)	48
2.4.3. Tersiyer Volkanizmasının oluşumu ve Kökeni üzerine	51
2.5. Neojen Çökel Kayaları (Mk-Plb)	54
2.6. Kuvaterner Tortulları	57
BÖLÜM 3. YAPISAL JEOLJİ	61
3.1. Bölgesel Tektonik	62
3.1.1. Anadolu Bloğu'nun batıya doğru rotasyonal kaçış hareketi	66
3.1.2. Batı Anadolu'da etkin olan K-G ve KD-GB gerilmeler	69
3.2. Biga Yarımadası'nın Aktif Tektoniği	71
3.2.1. Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Biga Yarımadası'ndaki uzantıları	72
BÖLÜM 4. PALEOSİSMOLOJİ	74
4.1. İnceleme Alanının Depremselliği	75
4.2. 18 Mart 1953 Yenice–Gönen Depremi (Mw:7.2)	79
4.3. Paleosismoloji Çalışmaları	94
4.3.1. Ketin (Muratlar) Hendeği	97
4.3.1.1. Ketin Hendek Yeri Jeofizik Çalışmaları	97
4.3.1.2. Ketin Hendek Yeri Mikrotopografya Çalışmaları	101
4.3.1.3. Ketin Hendek Çalışmaları	102
4.3.2. Seyvan Hendeği	116
4.3.2.1. Seyvan Hendek Yeri Mikrotopografya Çalışmaları	116
4.3.2.2. Seyvan Hendek Çalışmaları	118
4.3.3. Karaköy Hendeği	127
4.3.3.1. Karaköy Hendek Yeri Jeofizik Çalışmaları	127
4.3.3.2. Karaköy Hendek Yeri Mikrotopografya Çalışmaları	129
4.3.3.3. Karaköy Hendek Çalışmaları	131
4.4. Yenice–Gönen Fayı'nın Deprem Tekrarlanma Periyodu	134
4.5. Yenice–Gönen Fayı'nın yaşı, toplam atımı ve atım oranı	135

BÖLÜM 5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR	136
BÖLÜM 6. ÖZET	139
SUMMARY	141
BÖLÜM 7. KAYNAKLAR	143
TEŞEKKÜR	157

ŞEKİLLER LİSTESİ

	<u>Sayfa no</u>
Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası	2
Şekil 1.2. Yeniden canlanmış bir fay sarplığı gerilemesini gösteren teorik diyagramlar	7
Şekil 1.3. Çalışma alanının Türkiye 1:100 000 ölçekli pafta indeksindeki konumu	20
Şekil 1.4. Çalışma alanına ulaşım olanaklarını gösterir harita	22
Şekil 1.5. Çalışma alanı ve çevresinin topografik ve batimetrik haritası	24
Şekil 2.1. Çalışma alanının genelleştirilmiş tektonostratigrafi kesiti	28
Şekil 2.2. Kazdağ Metamorfiteeri içerisinde gözlenen çok kalın mermer tabakaları	30
Şekil 2.3. Kazdağ Metamorfiteeri' ni kesen granitler	30
Şekil 2.4. Kazdağ Metamorfiteeri içerisinde gelişmiş disharmonik Kıvrımlanmalar	31
Şekil 2.5. Çınarcık–Sazak yolunda Torasan Metamorfiteeri'ne ait fillatlardan bir görünüm	35
Şekil 2.6. Çal Birimi içerisinde metrik boyutta gözlenen Permiyen kireçtaşı bloğu	36
Şekil 2.7. Çal Birimi içerisindeki konglomera seviyeleri ve bunları kesen faylar	37
Şekil 2.8. Orhanlar Grovakı ile Bilecik Kireçtaşı'nın dokanak ilişkisi	39
Şekil 2.9. Orhanlar Grovak'ı ve içerisindeki metaşeyl seviyelerini kesen normal fayın görünümü	40
Şekil 2.10. Bayırköy Formasyonu ve Çal Birimi'nin dokanak ilişkisi	41
Şekil 2.11. Bilecik Kireçtaşı'nın masif ve sarp morfoloji gösteren kesimleri	43
Şekil 2.12. Kanlıoba Melanjı içerisindeki serpantinlerden bir görünüm	45
Şekil 2.13. Granitik kayaçlarla Çan Volkanitleri' nin dokanak ilişkisi	47
Şekil 2.14. Çan Volkanitleri'ndeki aglomera seviyelerinden bir görünüm	49
Şekil 2.15. Çan Volkanitleri'nde yer alan kömürlü volkanoklastik istifin görünümü	49
Şekil 2.16. Çan Volkanitleri içerisinde kömür ara seviyeleri	50

Şekil 2.17. Çan Volkanitlerinde görülen alterasyon	50
Şekil 2.18. Neojen taban konglomerası	55
Şekil 2.19. Bayramiç Formasyonu'na ait kırıntılı kayalar	56
Şekil 2.20. Yenice kuzeybatısında Neojen kırıntılı çökellerinden bir görünüm	57
Şekil 2.21. Akarsu tortullarından bir görünüm	58
Şekil 2.22. Akçapınar Köyü batısında Bilecik Kireçtaşı'nın faylanmasına bağlı olarak gelişen koluvial tortullar	59
Şekil 2. 23. Yenice–Gönen baraj yolu güneyinde Çan Volkanitleri Üzerinde gözlenen yamaç molozu	60
Şekil 3.1. Doğu Akdeniz bölgesinin aktif tektonik haritası	63
Şekil 3.2. Ege bölgesinin ana yapısal unsurlarını gösterir harita	64
Şekil 3.3. Ege denizi ve çevresinin ana tektonik özellikleri ve GPS ölçümlerinden elde edilen hız vektörleri	67
Şekil 3.4. Batı Anadolu, İç Anadolu ve Isparta Dirseği ile ilgili tektonik bölgeleri ve bu bölgelerdeki gerilme yönlerini gösteren harita	70
Şekil 3.5. Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)'nun Biga Yarımadası'ndaki uzantıları	73
Şekil 4.1. İnceleme alanı ve dolaylarında meydana gelen tarihsel ve aletsel depremler	78
Şekil 4.2. İnceleme alanı ve dolaylarında meydana gelen aletsel depremlere ait fay düzlemi çözümleri	78
Şekil 4.3. Gönen–Yenice dolayının jeoloji haritası	80
Şekil 4.4. Gökçesu Köyü güneyinde yüzey kırığının geçtiği alanda meydana gelen düşey yer değiştirme	81
Şekil 4.5. Kalfa köy güneyi fay düzleminin görünümü	82
Şekil 4.6. Kalfa köy civarında Yenice–Gönen Fayı'nın morfolojik görüntüsü	83
Şekil 4.7. Çakmak köyü güneybatı girişinde gözlenen bir ters fay	84
Şekil 4.8. Yenice-Gönen Depremi sırasında Muratlar Köyü yakınlarında gözlenen Kuzey Anadolu Fayı köy yolunun 1,5 m kadar sağ-yanal ötelendiği nokta	85
Şekil 4.9. Kumköy kuzeyi Araplar gölü mevkiinde izlenen küçük ölçekli Bir çöküntü gölü (sag-pond)	86

Şekil 4.10. Gaybular güneybatısındaki Bozkıraç tepede gözlenen çizgisel sırt	87
Şekil 4.11. Karasukabaklar köyü cami içerisindeki K 60 B gidişli yüzey kırığı	88
Şekil 4.12. Karasukabaklar–Güzeloba köyleri arasında, Yenice-Gönen asfaltındaki güncel heyelanlar	89
Şekil 4.13. Karasukabaklar – Güzeloba köyleri arasında, Yenice-Gönen barajı civarında gözlenen yamaç molozu	89
Şekil 4.14. Karaköy güneyinde 1953 depremi sonrası oluşmuş fay sarpılığı	90
Şekil 4.15. Çakır köyü güneyinde 1953 depremi sonrası 1,5 m sağ-yanal ötelenmiş dut ağaçları	91
Şekil 4.16. Seyvan köyü güneyinde 1953 depremi sonucunda oluşmuş fay sarpılığı	92
Şekil 4.17. Yenice güneyi Üççeşmeler mevkiinde gözlenen fay düzlemi	93
Şekil 4.18. Sazak Köyü güneyi Derealanı mevkiinde sağ-yanal çarpılmış üçgen yüzeyler	94
Şekil 4.19. Ketin Hendek Yeri’nde Sismik Kırılma Çalışmaları	97
Şekil 4.20. Ketin Hendek yeri MUR1 profili P dalgası hız kesiti	98
Şekil 4.21. Muratlar (Ketin) Hendek Yeri’nde Doğru Akım Özdirenç çalışmaları	99
Şekil 4.22. Ketin Hendek Yeri MUR1 profili yer elektrik kesiti	99
Şekil 4.23. Ketin Hendek Yeri MUR2 profili P dalgası hız kesiti	100
Şekil 4.24. Ketin Hendek Yeri MUR2 profili yer elektrik kesiti	100
Şekil 4.25. Ketin hendek yeri mikrotografya haritası	101
Şekil 4.26. Ketin hendek yeri mikrotopografya haritasından üretilmiş Sayısal Yükseklik Modeli	102
Şekil 4.27. Ketin Hendek Yeri’nde kazı çalışmaları	103
Şekil 4.28. Ketin Hendeği temizleme çalışmaları	103
Şekil 4.29. Ketin Hendeği gridleme çalışmaları	104
Şekil. 4.30. Ketin Hendeği örnekleme çalışmalarından bir görünüm	104
Şekil 4.31. Ketin Hendeği loglama çalışmaları	105
Şekil 4.32. Ketin Hendeği doğu duvarına ait log.	106
Şekil 4.33. Ketin Hendeği batı duvarına ait log.	107
Şekil 4.34. Ketin Hendeği doğu ve batı duvarlarının korelasyonu.	108
Şekil 4.35. Ketin Hendek Yeri’nde kazılan küçük hendek.	109

Şekil 4.36. Ketin Küçük Hendeği doğu duvar logu	110
Şekil 4.37. Ketin Küçük Hendeği batı duvar logu	111
Şekil 4.38. Ketin Küçük Hendeği doğu ve batı duvarlarının korelasyonu.	112
Şekil 4.39. Ketin hendeği batı duvarında gözlenen kum daykısı	113
Şekil 4. 40. Ketin Hendeği batı duvarında büyük ölçekli kum daykısını kesen küçük ölçekli kum daykısı	114
Şekil 4.41. Ketin Küçük Hendeği Batı Duvarı'nda sınıvlaşma yapıları	114
Şekil 4.42. Seyvan hendek yeri mikrotopografya haritası	117
Şekil 4.43. Seyvan hendek yeri mikrotopografya haritasından üretilen sayısal yükseklik modeli	118
Şekil 4.44. Yenice-Gönen Fay Sarplığı üzerindeki Seyvan Hendeği kazı çalışmaları.	119
Şekil 4.45. Seyvan Hendeği gridleme çalışmaları	119
Şekil 4.46. Seyvan Hendeği doğu duvarı yorumlanmış mozayik fotoğrafı	120
Şekil 4.47. Seyvan Hendeği batı duvarı yorumlanmış mozayik fotoğraf	121
Şekil 4.48. Seyvan Hendeği doğu duvarı logu	122
Şekil 4.49. Seyvan Hendeği batı duvarı logu	123
Şekil 4.50. Seyvan Hendeği doğu ve batı duvarlarının korelasyonu	124
Şekil 4.51. Seyvan hendeğinde meydana gelen paleosismik olaylar için önerilen Model	126
Şekil 4.52. Karaköy hendek yeri P dalgası hız kesiti	128
Şekil 4.53. Karaköy hendek yeri yer elektrik kesiti	128
Şekil 4.54. Karaköy hendek yeri mikrotopografya haritası	130
Şekil 4.55. Karaköy mikrotopografya haritasından üretilmiş Sayısal Yükseklik Modeli	131
Şekil 4.56. Karaköy Hendeği batı duvarı yorumlanmış mozayik fotoğraf	132
Şekil 4.57. Karaköy Hendeği batı duvar logu	133

TABLULAR LİSTESİ

	<u>Sayfa no</u>
Tablo 4.1. İnceleme alanı ve dolaylarında meydana gelen tarihsel aletsel periyoda ait depremler	76
Tablo 4.2. Ketin hendeklerinden alınan toprak numunelerinin radyokarbon analiz sonuçları	116
Tablo 4.3. Seyvan hendeğinden alınan toprak numunelerinin radyokarbon analiz sonuçları	127

KISALTMALAR LİSTESİ

B: Batı

cm: Santimetre

ÇOMU-BAP: Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri

D: Doğu

DAF: Doğu Anadolu Fayı

G: Güney

GB: Güneybatı

GD: Güneydoğu

GPS: Global Positioning System

K: Kuzey

KAF: Kuzey Anadolu Fayı

KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu

KB: Kuzeybatı

KD: Kuzeydoğu

km: Kilometre

m: Metre

ma: Milyon yıl

mm: Milimetre

mm/yıl: Yılda milimetre

M.S: Milattan Sonra

MTA: Maden Tetkik Arama Estitüsü

SPT: Standart Penetrasyon Testi

TÜBİTAK: Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu

YGF: Yenice-Gönen Fayı

ÖZ

18 Mart 1953 de, KAFZ' nun güney koluna ait faylardan Yenice-Gönen Fayı üzerinde, 263 kişinin ölümüne neden olan yıkıcı bir deprem (Mw:7,2) meydana gelmiştir. Deprem dış merkezi Yenice ilçesinin yaklaşık 12 km doğusu (Karasukabaklar köyü) olup, odak derinliği 10-12 km civarındadır. Deprem sırasında, Gönen doğusu ile Yenice güneybatısı arasında 65 km lik bir yüzey kırığı oluşmuştur.

Bu çalışmanın amacı, Yenice-Gönen dolayının neotektonik özelliklerinin ortaya çıkarılması ve 18 Mart 1953 Yenice-Gönen deprem (Mw:7,2) fayının paleosismolojik özelliklerinin araştırılmasını kapsamaktadır.

Bu çalışmada, 1953 Yenice-Gönen depremi sonucunda oluşan yüzey kırığı haritalanmış ve ayrıca bölgenin 1/100 000 ölçekli jeoloji haritası da yapılmıştır. Yüzey kırığı üzerinde belirlenen üç hendek yerinde sırasıyla, mikrotopografik çalışmalar, sığ jeofizik çalışmalar ve hendek kazı, loglama ve örnekleme çalışmaları yapılmıştır. Hendek yerleri Karaköy, Seyvan ve Ketin (Muratlar) hendeği olarak isimlendirilmiştir. Seçilen örneklerin yaşlandırılmasında ¹⁴C yöntemi uygulanmıştır.

Seyvan köyü civarındaki hendekte M.S 620 ile tarihlendirilen bir deprem saptanmıştır. Fayın başka bir kolunda ise belirgin yüzey ötelemesi üretmiş ve son 4500 yıl ile tarihlendirilen en az iki paleosismik olay saptanmıştır. Gönen kasabası yakınlarında (Muratlar köyü) kazılan bir başka hendekte, sadece 1953 depreminden önce meydana gelmiş, M.S. 1440 olarak tarihlendirilen depremde belirgin sivilaşmalar saptanmıştır. Son hendek olan, Karaköy hendeğinde ise herhangi bir aktivite belirtisine rastlanılmamıştır.

Hendek çalışmaları ve yaşlandırma sonuçları temel alınarak büyük ölçekte yüzey kırığı oluşturabilecek depremlerin tekrarlanma aralığı 666 ± 154 yıl olarak bulunmuştur. Bu çalışmada, Yenice-Gönen Fayı' nın toplam atımı 2,3 km kadar hesaplanmıştır. Yenice-Gönen Fayı üzerindeki atım oranı ise 6,4 mm/yıl olarak bulunmuştur.

Anahtar Kelimeler: Kuzey Anadolu Fayı, Yenice – Gönen Fayı, Yenice – Gönen Depremi, Paleosismoloji

ABSTRACT

On March 18, 1953, a strong earthquake ($M_w=7.2$) was occurred on the Yenice–Gönen Fault, that is the Southern Strand of NAFZ, with 263 casualties. The epicenter of the main shock was located approximately 12 km east of Yenice town (Karasukabaklar village), and focal depth determinations varied from 10 to 12 km. A 65 km-long surface rupture formed during earthquake between east of Gönen and southwest of Yenice.

The aim of this study is covered to the investigation of neotectonical properties of the vicinity of Yenice and Gönen and paleoseismological properties of March, 18, 1953 ($M_w:7,2$)Yenice-Gönen Earthquake Faults.

In this study, the geology of the study area and surface ruptures which occurred because of Yenice-Gönen earthquake have been mapped in scale of 1/100.000. On the surface rupture, three trench sites were determined where microtopographic studies, shallow geophysical survey and trench excavating, logging and sampling studies have been done. Trench sites are namely as the Ketin (Muratlar), Seyvan and Karaköy trenches. Selected samples were dated using the ^{14}C AMS method.

A trench at the area of Seyvan village has shown that an earthquake of paleoseismical age *ca.* 620 AD has ruptured a different strand of the same fault, producing rather significant surface displacement, while there are indications that at least two older events occurred during the past 4.5 millenia. Another set of trenches excavated near Gönen town (Muratlar) revealed extensive liquefaction not only during the 1953 event, as is also documented by various sources, but also during a previous earthquake, dated at 1440 AD. Finally, one more trench at Karaköy has shown no indications of recent reactivations.

Based on the trenching and dating results, we conclude that there is a recurrence interval in the order of *ca.* 666 ± 154 years for large, ground-rupturing earthquakes. In this study, total displacement of Yenice–Gönen Fault has been estimated 2,3 km. longest. In addition to slip rate of Yenice–Gönen Fault has been calculated as a 6,4 mm/year.

Key words: North Anatolian Fault, Yenice – Gönen Fault, Yenice – Gönen Earthquake, Paleoseismology

6. ÖZET

Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) dünyanın en aktif fay zonlarından birisidir. 1200 km den fazla uzunluğa sahip olan KAFZ, batıya doğru hareket eden Anadolu plakasının kuzey sınırını oluşturur. Kuzey Anadolu Fay Zonu doğuda Karlıoava üçlü birleşim noktasından başlar, KB yönünde Vezirköprü civarında sola doğru bir büküm yapar ve batıya doğru devam eder. Kargı civarında sola doğru bir başka büküm yapar ve GB ya yönelir. Mudurnu vadisi batısında bir at kuyruğu yapısı sunarak Marmara ve Kuzey Ege de üç kola ayrılır (Şengör ve Barka, 1992). Bu kollar kuzey, orta ve güney kol olarak isimlendirilir. Kuzey kol Sapanca Gölü güneydoğusundan başlayıp, İzmit Körfezi güneyinden geçerek, Marmara Denizi içerisinde Saros Körfezi'ne, oradan da Kuzey Ege'ye uzanır. Biga Yarımadası'ndaki KD-GB gidişli, düşey atım bileşenli, sağ - yanal doğrultu atımlı faylar, KAFZ nin orta ve güney kollarını temsil eder. Orta kol, Sapanca Gölü güneydoğusundan başlayıp, Geyve, Pamukova, İznik Gölü güneyini takip ederek, Marmara Denizi güney kıyı şeridinden Kapıdağ Yarımadası'na kadar uzanır. Buradan itibaren sola doğru büküm yapar ve Biga Yarımadası'nı güneybatı yönünde kat eder. KAFZ nin orta kolu Biga Yarımadası'nda birkaç aralı-aşmalı faydan oluşur. Bu faylar, kuzeydoğudan güneybatıya doğru sırasıyla Edincik fayı, Biga-Çan fay zonu, Sarıköy-İnova fayı ve Etili Fayları'dır. KAFZ nin güney kolu ise Bursa fayı, Uluabat fayı, Manyas - Mustafa Kemalpaşa fayı, Yenice-Gönen fayı, Pazarköy - Hamdibey fayı ve Edremit fayından oluşur. Tarihsel sismisite, jeolojik veriler ve GPS ölçümleri, KAFZ kuzey kolunun güneydeki diğer iki kola oranla daha aktif olduğunu göstermektedir (Barka, 1997).

18 Mart 1953 de, KAFZ' nin güney koluna ait faylardan Yenice-Gönen Fayı üzerinde, 263 kişinin ölümüne neden olan yıkıcı bir deprem (Mw:7,2) meydana gelmiştir. Deprem dış merkezi Yenice ilçesinin yaklaşık 12 km doğusu (Karasukabaklar köyü) olup, odak derinliği 10-12 km civarındadır. Deprem sırasında, Gönen doğusu ile Yenice güneybatısı arasında 65 km lik yüzey kırığı oluşmuştur.

Bu çalışmada, 1953 Yenice-Gönen depremi sonucunda oluşan yüzey kırığı haritalanmış ve bölgenin 1/100 000 ölçekli jeoloji haritası yapılmıştır. 1953 deprem kırığının haritalama çalışmaları sırasında Gönen ile Yenice arasında farklı aşınım aşamalarında başka fay saplıkları da gözlenmiştir. Bu fay sarplıkları Yenice-Gönen Fay Zonu'nun Kuvaterner'de birden fazla faylanmaya uğradığını göstermektedir. Yüzey kırığı üzerinde belirlenen üç

hendek yerinde sırasıyla, mikrotopografik çalışmalar, sığ jeofizik çalışmalar ve hendek kazı, loglama ve örnekleme çalışmaları yapılmıştır. Hendek yerleri Karaköy, Seyvan ve Ketin (Muratlar) hendeği olarak isimlendirilmiştir. Seçilen rnekerin yaşlandırılmasında ¹⁴C yöntemi uygulanmıştır. Gerek mikrotopografik çalışmalara bağlı fay sarplığı morfolojisi, gerekse hendeklerden elde edilen veriler; Yenice–Gönen Fayı üzerinde, 1953 depreminden önce iki paleosismik olayın varlığını göstermektedir.

Seyvan köyü civarındaki hendekte M.S 620 ile tarihlendirilen bir deprem saptanmıştır. Fayın başka bir kolunda ise belirgin yüzey ötelenmesi üretmiş son 4500 yıl ile tarihlendirilen en az iki paleosismik olay saptanmıştır. Bu alandaki malzeme toprak, koluvyal ve fluviyal kl ardalanmasından oluşmaktadır. Gönen kasabası yakınlarında (Muratlar köyü) kazılan bir başka hendekte, sadece 1953 depreminde değil, M.S. 1440 olarak tarihlendirilen önceki bir depremde de belirgin olarak ađđa çıkmış olan sıvılaşma saptanmıştır. Bu alanda kırmızımsı renkli karasal kller iki farklı yaşlı sarı renkli sıvılaşmış kum tarafından kesilmiştir. Bu olay, fayın reaktivasyonuna ve uniform davranışına işaret etmektedir. Son olarak, Karaköy hendeğinde ise herhangi bir aktivite belirtisine rastlanılmamıştır. Hendek alışmaları ve yaşlandırma sonuçları temel alınarak büyük ölçekte yüzey kırığı oluşturabilecek depremlerin tekrarlanma aralığı 666 ± 154 yıl olarak bulunmuştur.

Bu alışmada, Yenice–Gönen Fayı' nın toplam atımı 2,3 km hesaplanmıştır. Yenice–Gönen Fayı zerindeki atım oranı 6,5 mm/yıl, yaşı ise 354 000 yıl (Orta Pleyistosen) olarak bulunmuştur.

SUMMARY

Neotectonical Features of the vicinity of Yenice-Gönen and Paleoseismology of March 18, 1953 (Mw:7,2) Yenice-Gönen Earthquake Fault

The North Anatolian Fault Zone (NAFZ) is one of the most active fault zones in the earth. It is a dextral strike-slip fault and more than 1200 km long which forms the northern boundary of the westward moving Anatolian plate. The NAFZ starts around Karlıova tripple junction in the east and it runs NW to Vezirköprü where it makes a left bend, and continues westward. Around Kargı, it makes another left bend and then runs in a SW direction. To the west of Mudurnu valley it consists of three strands in the Marmara and Northern Aegean regions, illustrating a horse-tail splay (Şengör and Barka, 1992). These strands are name as the northern, central and southern strands. The Northern strand starts from southeast of Sapanca Lake, and then passes through the Gulf of İzmit, Marmara Sea, Saros Bay and Northern Aegean Sea. The Central Strand follows the path through southeast of Sapanca Lake, Geyve, Pamukova, south of İznik Lake, Mudanya, southern coast of Marmara Sea and Kapıdağ Peninsula, where it makes a left bend and continues southwest in the Biga Peninsula. The Central Strand of NAFZ consists of several en-echelon faults in the Biga Peninsula. These faults are named as Etili fault, Sarıköy-İnova fault, Biga-Çan Fault Zone and Edincik fault from northeast to southwest respectively. The Southern Strand of NAFZ consists of the Edremit fault, Pazarköy-Hamdibey fault, Yenice-Gönen fault, Manyas-Mustafa Kemal Paşa fault, Uluabat fault and Bursa faults. The long term seismicity, GPS measurements and geological data suggest that the northern strand of the NAFZ is more active than the other two southern strands (Barka, 1997).

On March 18, 1953, a strong earthquake (Mw=7.2) was occurred on the Yenice-Gönen Fault, that is the Southern Strand of NAFZ, with 263 casualties. The epicenter of the main shock was located approximately 12 km east of Yenice town (Karasukabaklar village), and focal depth determinations varied from 10 to 12 km. A 65 km-long surface rupture formed during earthquake between east of Gönen and southwest of Yenice.

In this study, the geology of the region and surface ruptures which occurred because of Yenice-Gönen earthquake have been mapped in scale of 1/100.000. During the mapping of the 1953 Yenice-Gönen earthquake fracture zone between Yenice-Gönen a number of scarp

in different stages of erosion were also observed. These scarps indicate multiple faulting events during the Quaternary. On the surface rupture, three trench sites were determined where microtopographic studies, shallow geophysical survey and trench excavating, logging and sampling studies have been done. Trench sites are namely as the Ketin (Muratlar), Seyvan and Karaköy trench sites. Selected samples were dated using the ^{14}C AMS method. Both fault scarp morphology related to microtopographic studies and the observations at the trenches show, on the Yenice Gönen Fault at two paleoseismic events, which have occurred before the 1953 earthquake.

A trench at the area of Seyvan village has shown that an earthquake of paleoseismic age *ca.* 620 AD has ruptured a different strand of the same fault, producing rather significant surface displacement, while there are indications that at least two older events occurred during the past 4.5 millenia. The site material consists of soil, colluvial and fluvial alternations. Another set of trenches excavated near Gönen town (Muratlar) revealed extensive liquefaction not only during the 1953 event, as is also documented by various sources, but also during a previous earthquake, dated at 1440 AD. Terrestrial reddish deposits are intruded by two generations of yellowish liquefied sand, clearly differentiated in terms of grain size and colour, indicating thus successive reactivations of the fault, which seems to behave in a uniform way. Finally, one more trench at Karakoy has shown no indications of recent reactivations. Based on the trenching and dating results, we conclude that there is a recurrence interval in the order of *ca.* 666 ± 154 years for large, ground-rupturing earthquakes.

In this study, total displacement of Yenice–Gönen Fault has been estimated 2,3 km. In addition, slip rate of Yenice–Gönen Fault has been calculated 6,5 mm/year. Finally we assume that this fault may have been 354 000 in age (Middle Pleistocene).

T.C.
ÇANAKKALE ONSEKİZ MART ÜNİVERSİTESİ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ BÖLÜM BAŞKANLIĞI'NA

Danışmanı olduğum Akın KÜRÇER “**18 Mart 1953 Yenice – Gönen Depremi (Mw:7,2) Aktif Yüzey Kırığının Araştırılması**” isimli yüksek lisans tezini tamamlamış olup, ek te bilgilerinize sunulmuştur. Tez savunma sınavının 31. 08. 2005 tarihinde saat 14:00 de yapılması planlanmaktadır. Aşağıdaki isimler sınav jürisi olarak önerilmektedir.

Bilgilerinizi ve gereğini saygılarımla arz ederim.

1.08.2005

Prof. Dr. Salih Zeki TUTKUN

Asil Jüri:

Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ (ÇOMU- Mim. Fak. Jeoloji Müh. Böl.)

Prof. Dr. Salih Zeki TUTKUN (ÇOMU- Mim. Fak. Jeoloji Müh. Böl.) (**Danışman**)

Doç. Dr. Süha ÖZDEN (Cumhuriyet Üniv. Müh.- Mim. Fak. Jeoloji Müh. Böl.)

Yedek Jüri:

Prof. Dr. Orhan TATAR (Cumhuriyet Üniv. Müh.- Mim. Fak. Jeoloji Müh. Böl.)

Yrd. Doç. Dr. Mustafa BOZCU (ÇOMU- Mim. Fak. Jeoloji Müh. Böl.)

T.C.
ÇANAKKALE ONSEKİZ MART ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ BÖLÜM ANABİLİM DALI BAŞKANLIĞI

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ BÖLÜM ANABİLİM DALI

TOPLANTI SAYISI : 20

TOPLANTI TARİHİ: 01.08.2005

Anabilim Dalı Kurulu, Bölüm Başkanı Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ Başkanlığı'nda 01.08.2005 günü toplanarak aşağıdaki kararları almıştır.

KARAR : 33 Anabilim Dalımız Yüksek Lisans çalışması yapmakta olan **Akın KÜRÇER**' in 31.08.2005 tarihinde yapılacak olan tez savunma sınavına asil jüri üye olarak davet edilen Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği öğretim üyelerinden **Doç. Dr. Süha ÖZDEN**' in yolluk ve yevmiyesinin Fen Bilimleri Enstirüsü tarafından karşılanmasına;

KARAR : 34 Anabilim Dalımızda Yüksek Lisans çalışması yapmakta olan **Akın KÜRÇER** Yüksek Lisans çalışmasını tamamlamıştır. Adı geçen öğrencinin tez savunma tarihinin 31.08.2005 günü saat 14:00 olarak önerilmesine ve tez savunma sınavı için jüri üyelerinin aşağıdaki gibi belirlenmesine;

Asil Jüri:

Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ (ÇOMU- Mim. Fak. Jeoloji Müh. Böl.)
Prof. Dr. Salih Zeki TUTKUN (ÇOMU- Mim. Fak. Jeoloji Müh. Böl.) (**Danışman**)
Doç. Dr. Süha ÖZDEN (Cumhuriyet Üniv. Müh.- Mim. Fak. Jeoloji Müh. Böl.)

Yedek Jüri:

Prof. Dr. Orhan TATAR (Cumhuriyet Üniv. Müh.- Mim. Fak. Jeoloji Müh. Böl.)
Yrd. Doç. Dr. Mustafa BOZCU (ÇOMU- Mim. Fak. Jeoloji Müh. Böl.)

KARAR VERİLMİŞTİR. 01.08.2005

Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ

Prof. Dr. Salih Zeki TUTKUN
Üye

Yrd. Doç. Dr. Alper BABA
Üye

Yrd. Doç. Dr. Ayten ÇALIK
Üye

Yrd. Doç. Dr. Özcan YİĞİT

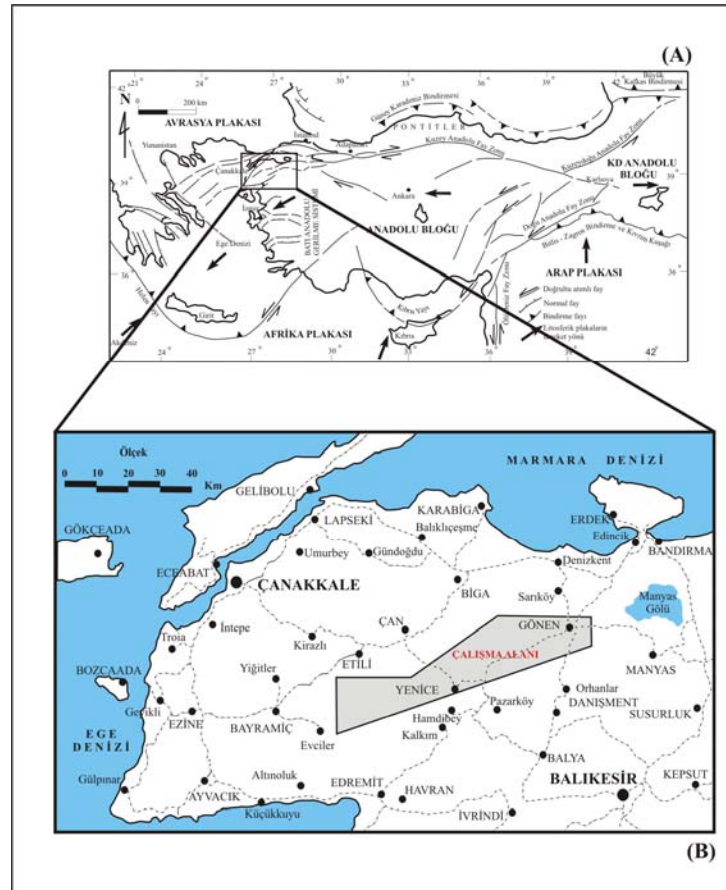
BÖLÜM I

1. GİRİŞ

1.1. Çalışmanın Amacı

Bu çalışmada, 18 Mart 1953 Yenice-Gönen Depremi (Mw:7,2) sonrasında oluşan yüzey kırığı üzerinde yapılan paleosismoloji çalışmaları ile Yenice-Gönen Fayı (YGF) üzerinde meydana gelebilecek olan büyük depremlerin deprem tekrarlanma aralığı, YGF'nin yıllık atım oranı, toplam atımı ve yaşı gibi paleosismolojik özelliklerinin ortaya çıkarılması amaçlanmıştır.

İnceleme alanı, Kuzeybatı Anadolu'da, Biga Yarımadası'nın orta-güneydoğu kesiminde yer alır (Şekil 1.1 A-B).



Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası (A: Şengör ve diğ., 1985'den değiştirilmiştir. B: Karayolları Genel Müdürlüğü www.kgm.gov.tr adresinden alınmıştır).

1.2. Çalışma Yöntemi ve Uygulanan Teknikler

Bu çalışma,

- 1- Literatür tarama ve ön saha çalışmaları,
 - 2- Saha çalışmaları,
 - 3- Tez yazımı
- olmak üzere üç aşamada gerçekleştirilmiştir.

1. 2. 1. Literatür tarama ve ön saha çalışmaları; Bu aşamada; ilk olarak çalışma bölgesi ile ilgili yapılan jeolojik-jeofizik ve jeomorfolojik çalışmalar derlenmiştir. Daha sonra, çalışma sahası ve yakın dolaylarının çeşitli ölçeklerdeki topografik harita ve hava fotoğrafları temin edilmiştir. Topografik harita ve hava fotoğrafı incelemeleri sayesinde, çalışılacak olan saha için kilit noktalar tayin edilmiştir. Literatür tarama ve ön saha çalışmalarının son safhasında, inceleme alanına üç günlük bir ön gezi düzenlenmiştir.

1. 2. 2. Saha çalışmaları;

- a- Jeolojik harita alımı
- b- Sığ jeofizik çalışmalar (Doğru akım öz direnç ve sismik kırılma)
- c- Mikrotopografya çalışmaları
- d- Paleosismoloji çalışmaları

olmak üzere dört aşamada gerçekleştirilmiştir.

a- Jeolojik harita alımı çalışmaları; Yazarın bölgedeki ilk çalışmaları, Prof. Dr. Salih Zeki TUTKUN yönetiminde, 2001 yılında başlatılan “Bayramiç–Ezine-Kestanbol (Çanakkale) arasında Kuzey Anadolu Fayı’nın Güney Kolu’nun Jeolojik-Tektonik Özellikleri ve Depremselliği” başlıklı, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projesi’ne (ÇOMU-BAP 2001/22) katılımı ile başlamıştır. 2002-2003 yılları arasında, yine Prof. Dr. Salih Zeki TUTKUN tarafından yürütülen “1953 Yenice Depremi (Mw: 7,2) Aktif Yüzey Kırığının Araştırılması” başlıklı proje (ÇOMU-BAP 2002/45) ile çalışmaları devam etmiştir.

Daha sonra, 2003-2004 yılları arasında aynı araştırmacının yrtclgnde başlatılan ‘‘Biga Yarımadası’nda Kuzey Anadolu Fay Zonu’ nun Etili ve Yenice kollarının neotektonik–paleosismolojik özellikleri’’ adlı, Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu (TBTAK-YDABAG 103Y 007 numaralı proje) projesi kapsamında, geniş ve yetkin bir meslektaş topluluğu ile saha ve paleosismoloji çalışmaları yapmıştır.

2002 yılında başlatılan harita alımı çalışmaları, 2004 yaz dönemini de kapsayan  arazi sezonunda gerçekleştirilmiştir. Harita alımında, 1/25 000 ölçekli temel topografya haritası kullanılmış, jeolojik harita yapımı, başlıca kaya–stratigrafi birimi ayırımına dayandırılmıştır.

b- Sığ Jeofizik alışmalar; çalışma alanında jeolojik haritalama çalışmaları sonrasında belirlenen olası hendek (trench) noktalarında doğru akım özdirenç ve sismik kırılma metodları uygulanarak profiller elde edilmiştir. Aşağıda bu metodlar kısaca anlatılacaktır.

Doğru Akım zdiren Yöntemi

Özdirenç yöntemi, en eski jeofizik yöntemlerden biridir ve ortamların sahip olduğu farklı fiziksel değişimlere bağlı olarak elektrik akımını iletme (veya direnç gösterme) zelliğinin ölçülmesi temeline dayanmaktadır. Yer elektrik direnci, büyük bir oranda ortamdaki sıcaklık, basınç, gözeneklilik, geçirgenlik, ortamın su doğunluğu ve suyun yer içindeki dağılımı gibi özelliklere bağlı olarak değişmektedir. Doğru akım özdirenç yönteminde, yeryüzünde toprağa çakılan iki paslanmaz metal–elik elektrot aracılığı ile yer içine elektrik akımı gönderilir. Yeryüzündeki diğer iki noktada yerleştirilen elektrotlar yardımı ile de yer içinde oluşan gerilim farkı ölçülür. Akımın yer içindeki iletimi, ortamın iletkenlik özelliklerine bağlı olarak değişmektedir ve akım yer içinde elektronik iletim, elektrolitik iletim, dielektrik iletim olmak üzere 3 farklı yolla gerçekleşmektedir. Topraktaki iletkenlik elektrolitiktir. Bu tip iletkenlikte özdirenç, ortamdaki iyonların devingenlik (mobility), derişim ve çözünme dereceleri ile değişim göstermektedir ve iletkenlik sıcaklık ve çözünmüş tuz miktarındaki artışa paralel olarak artmaktadır.

Doğru akım özdirenç yönteminin başarısı önemli oranda yeraltındaki özdirenç zıtlığına ve bu zıtlığı belirleyebilmek için seçilen dizilimin tepkisine bağlıdır. Dizilim türleri ise, akım uçlarının konumuna bağlı olarak Tek Kutuplu ve Çift Kutuplu Dizilimler olmak üzere iki sınıfa ayrılmaktadır.

İki tabakalı bir yer modelinde (tek bir ara sınır), yani üst tabakanın elektrik özdirenci alttaki tabakaninkinden ya yüksek veya düşük değerde bulunması koşulunda, artan elektrot aralığına karşın yeraltı akım akış şekli farklı gerçekleşir. Eğer alttaki katman dirençli ise elektrik akımı, artan elektrot genişliğine (artan $AB/2$) bu iki katman sınırına doğru dikleşerek yer içinde akar. Karşıt olarak, eğer alttaki katman üstteki katmana göre daha iletken ise, bu kez yine artan $AB/2$ için elektrik akımı her iki tabaka sınırına paralel görünümüne yakın olarak akar.

Özdirenç yönteminde yapılan ters çözüm çalışmalarıyla genel olarak; gözlemsel veriden yeraltındaki yapıyı yansıtan modele ve model değişkenlerine (uzunluk, genişlik gibi) ulaşılmaktadır. Son yıllarda içinde analitik ve benzeşim modelleri, basit iki ve üç boyutlu homojen olmayan ortamlar ve kontaklar, dayklar gibi yapılar için oldukça geliştirilmiştir (Bu bölüm, Candansayar, 2004'ten alınmıştır).

Sismik Yöntem

Sismik yöntem, yüzeyde yapay olarak oluşturulan elastik dalgaların yeraltında yapılardan kırılarak veya yansıyarak yeryüzünde ulaşması ve yüzeydeki alıcılar (jeofonlar) tarafından kaydedilmesi temeline dayanmaktadır. Titreşimlerin jeofonlara geliş süreleri, titreşim merkezine olan uzaklıklarına ve yeraltındaki katmanların derinliklerine bağlı olarak değişmektedir. S ve P dalgaları içerisinden geçtiği ortamın rijidite ve yoğunluğuna bağlı olarak sıvı veya suya doygun ortamlarda karakteristik özellikler sunarlar. Dalgaların bu davranış özelliklerinden yer altının modellenenebilmesi mümkün olabilmektedir.

Sismik çalışmalarda, ya yeryüzünde patlayıcı kullanılarak ya da bir ağırlık düşürülmek suretiyle sismik dalga oluşturulur. Bu dalgaların yeraltından yansıyıp yeryüzüne dönüş zamanı belirli şekilde düzenlenmiş jeofonlar (algılayıcılar) aracılığıyla alınarak kayıt

merkezine gönderilir ve burada kaydedilir. Atış noktası ile jeofonlar arasındaki uzaklık yeraltında inilmek istenen derinliğe bağlı olarak değişir.

Jeofonlar ve bunlara bağlı kayıt cihazları tarafından kaydedilen sismik veriler bilgisayar programları yardımıyla işlenerek çeşitli yan etkilerden arındırılır, kalitesi artırılır ve kesitler halinde çizilirler. Elde edilen kesitler mevcut yüzey ve kuyu jeolojisi verilerinin de yardımı ile jeolog ve jeofizikçiler tarafından yorumlanır (Bu bölüm, Başokur, 2004'ten alınmıştır).

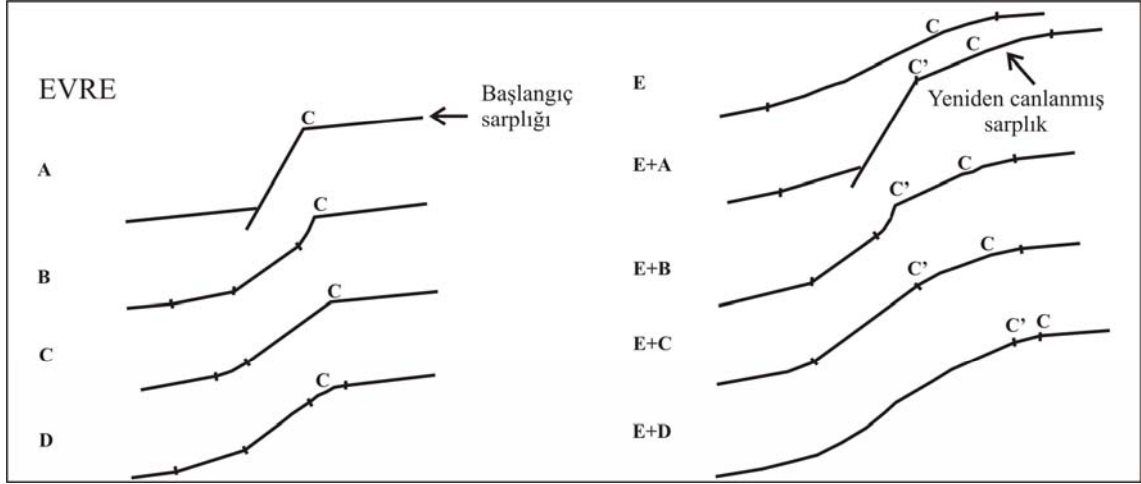
Veri toplama çalışmalarında, Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'ne ait SARIS çok kanallı doğru akım öz direnç aleti ve ABEM Terraloc MK6 sismik kırılma aleti kullanılmıştır.

c- Mikrotopografya çalışmaları; Mikrotopografya çalışmaları yardımıyla fay sarplığı ve civarının morfolojik koşulları belirlenmektedir. Fay sarplığı, sismojenik fay düzleminin yüzeye doğru bir devamıdır. Fay sarplığının karakteristik özellikleri, derinde kırılan fay düzleminin ana parametrelerinin bir ifadesidir. Fay sarplığı üzerinde yapılan çalışmalara dayanarak, bu sarplığı meydana getiren depremin büyüklüğü hakkında gerçek bir tahminde bulunmak mümkün olabilir. Bu çalışma, özellikle aletsel dönemden önce meydana gelen depremler için çok önemlidir.

Fay zonunun jeomorfolojisi, belli bir fay boyunca tekrarlı yüzey faylanması oluşturmuş geçmiş depremlere ait delillerin tanımlanması için ilk ve temel yaklaşımdır. Yumuşak sedimanlardaki fay sarplığı morfolojisi, bu sarplığın bir veya daha fazla depremler sonucu meydana geldiğini öğrenmek için incelenebilir. Uygun jeomorfolojik ve iklimsel şartlar altında eski fay sarplıkları korunabilir. Erozyonel süreçler, deprem sonrası fay sarplığı profilini düzleştirir ve geriletir. Yeni bir fay sarplığı olduğu zaman, bu sarplık öncekine eklenir ve profilin eğimlenmesine neden olur (Demirtaş, 1997'de yer alan Wallace, 1977'ye göre), fakat bu eğim, tek bir deprem olayı için oldukça yüksek bir sarplığı koruyarak zamanla kaybolur.

Daha önce var olan bir fay sarplığında yeniden gelişen bir faylanma, yeni bir serbest yüzey meydana getirir ve fay sarplığının gerilemesi tekrar baştan devreye girer

(Demirtaş, 1997’de geçen Wallace, 1977’ye göre). Yeni fay sarplığının zirve kısmı, baş tarafına doğru geriler ve orijinal zirveden farklı olarak yeni bir şekil ortaya çıkar (Şekil 1.2). Wallace (1977), fay sarplığının üst kısmındaki dış bükeyliklerin her birinin, bir depremi temsil ettiğini belirtmiştir.



Şekil 1.2. Yeniden canlanmış bir fay sarplığı gerilemesini gösteren teorik diyagramlar (Demirtaş, 1997).

Başlangıçtaki fay sarplığının gerilemesi A’dan E’ye kadar devam eden evreler içerisinde gelişmiştir. Sarplıkların zirveleri C ile gösterilmektedir. E+A evresinde sarplık yeniden faylanmış ve yeni bir zirve (C’) meydana gelmiştir. C’ zamanla baş tarafa doğru yeniden gerileyerek orijinal C’ye yaklaşmıştır (Demirtaş, 1997’ye göre Wallace, 1977).

Fay sarplığı morfolojisi ile her bir eski deprem arasındaki detaylar arasında bazı problemler bulunmaktadır. Fay sarplığında bir çok depremin dış bükey şekilleri aynı fay izinde bir çok depremden ziyade tek bir depremde oluşan bir çok basamak şeklinde küçük sarplıklar oluştururlar. Eski depremlerde doğrultu boyunca ilk fay sarplığı geometrisindeki değişkenlik düşünülerek, çoklu olayların oluşturduğu zirvelerin nadir veya yaygın olup olmadığını saptamak amacıyla bir çok yerlerde profiller ölçülmelidir. Son olarak, bir fay sarplığında bir çok zirvelerin olmayışı ise, bu fay sarplığının tek bir depremde meydana geldiğini belirtmez. Tekrarlı faylanma hareketleri, daha önceki

depremlerde meydana gelen izleri silerek tüm fay sarplığı yüzeyini yeniden şekillendirebilir.

Tüm bu belirsizliklerin giderilebilmesi amacıyla, bu araştırmada da mikrotopografya çalışmaları yapılmıştır. Daha önceden, jeolojik haritalama ve sığ jeofizik çalışmalarıyla tespit edilen üç yerde, Total Station kullanılarak mikrotopografik haritalar ve bu haritalardan bilgisayar ortamında AUTO-CAD programı kullanılarak üretilen, fay sarplıklarına dik doğrultuda aynı ölçekli topografik profiller hazırlanmıştır. Daha sonra oluşturulan haritalar sayısallaştırılarak, hendek yerlerinin üç boyutlu blok diyagramları elde edilmiştir.

d- Paleosismoloji çalışmaları; Paleosismoloji; jeolojik verilerden yararlanarak eski depremlerin yeri, doğası ve zamanı hakkında bilgi elde etmeye çalışan; bu yolla bir fay üzerindeki deprem tekrarlanma periyodunu belirlemeye çalışan bir jeoloji metodudur.

Aynı fay üzerinde tekrarlanan depremler ile meydana getirilmiş toplam deformasyonun ve her bir ayrı depremin tanımlanması ve yaşlandırılması, fayın sismik davranışlarının belirlenmesine olanak sağlar. Her bir depremde oluşan kayma miktarı, kayma hızı, kırık uzunluğu, tekrarlanma periyodu ve son büyük depremden bu yana geçen zaman miktarı gibi parametreler, sismik tehlikenin olabilirlik analizlerinin esasını teşkil eden segmentasyon ve tekrarlanma modellerinin geliştirilmesinde kullanılan jeolojik veri tabanını oluşturur. Günümüzde, paleosismolojik çalışmalar dünyanın sınırlı sayıda sismik bölgelerinde yapılmaktadır.

Paleosismolojik araştırmalar, geçmiş depremlerin kayıtlarını tanımlamaya dayanır. Bu kayıtlar, sismojenik fayın ana şok derinliğindeki deformasyonu yansıtan, büyük magnitüdü depremlerin oluşturduğu yeryüzünün sürekli deformasyonunun doğrudan bir sonucudur. Bu deformasyonlar, fay sarplıkları ve sismojenik bir yapının civarında birkaç kilometre karelik bir alan içerisinde, yatay ve düşey deformasyonlar olarak görünür.

Paleosismolojik araştırmalar yapılırken genellikle aşağıdaki metodoloji izlenmektedir;

- 1- Jeolojik haritalama, sığ jeofizik ve mikrotopografya çalışmaları ile belirlenen hendek yerlerinde, hendeklerin tasarlanması: Bu aşamada, fayın tipine de bağlı

olarak, hendeklerin hangi doğrultularda ve hangi boyutlarda açılacağı tasarlanır. Örneğin normal faylarda, fay sarplığına dik doğrultuda; doğrultu atımlı faylarda ise, faya dik ve paralel olmak üzere iki yönde açılır. Böylelikle faya dik doğrultuda düşey atım bileşeni, faya paralel doğrultuda da yanal atım bileşeni hakkında bilgi elde edilebilir.

- 2- Hendeklerin kazılması: Hendek açma tekniği, paleosismolojik araştırmalarda kullanılan en önemli tekniklerdendir. Bu yöntem; diri faylar boyunca geçmişte yüzey kırığı oluşturmuş eski depremlerin izlerini kaydeden genç çökeller içerisinde kazılacak hendeklerde, eski depremler sonucu oluşmuş organik seviyelerin bulunması ve yaşlandırılması esasına dayanır. Hendekler uygun kazıcılarla, genellikle, 1–4 metre genişliğinde, 5–20 metre uzunluğunda ve 3-5 metre derinliğinde; fayın tipine de bağlı olarak, fay blokları üzerinde çökelmiş, deprem izlerinin jeolojik kayıtlarda saklanmasını sağlayacak ve bu izleri yaşlandırabilecek organik materyali içerebilecek, genç alüvyon çökelleri içerisinde kazılır.
- 3- Hendek duvarlarının temizlenmesi: Hendekler kazıldıktan sonra en az 1 gün hendek duvarları kurumaya bırakılır. Bundan sonra hendek duvarları uygun aletlerle düzeltilir ve temizlenir. Bunun yapılmasının amacı, loglama sırasında karmaşaya meyil vermemektir. Örneğin, kazıcının tabandan çıkardığı killi bir seviyeyi hendek duvarlarına sıvaması sonucunda, hatalı yorumların yapılabileceği gerçeği göz önünde bulundurulmalıdır.
- 4- Hendek duvarlarının gridlenmesi: Hendek duvarları temizlendikten sonra, 1 m² lik gridlere ayrılır. Böylelikle hem loglama sırasında kolaylık sağlanmış olur, hem de hendek duvarlarının korelasyonu sağlanır.
- 5- Örnekleme çalışmaları: Hendek duvarlarının gridlenmesi işleminden sonra, yaşlandırma analizlerinin yapılması için, hendek duvarlarının uygun yerlerinden, yaşlandırma tekniğinin amacına uygun örnekler alınmaktadır. Paleosismoloji çalışmalarında genellikle Karbon-14 (¹⁴C) yaşlandırma tekniği, bazı durumlarda da Termoluminesans tekniği uygulanmaktadır. Paleosismik olayların alt ve üst

sınırlarını belirtebilecek seviyelerde, karbonca zengin materyaller tespit edilerek, uygun aletlerle, el değmeden alınarak, korunaklı bir biçimde analiz edilecek laboratuarlara iletilmesi gerekmektedir. Paleosismolojik araştırmaların en önemli kısmı; eski depremlerin, deformasyonu kaydeden sedimanların ve jeomorfolojik yapıların yaşlandırılmasıdır. Paleosismolojide yaşlandırma için kullanılan en yaygın yaşlandırma metodu, Karbon – 14 (¹⁴C) metodudur.

Doğal radyoaktifliğe, yeryüzünün doğal saati denilebilir. Özellikle radyoaktif yapısı olan Karbon-14 (¹⁴C) izotopu yardımıyla, antik - testi ve çömlüklerden firavun mumyalarına; fosillerden antika ahşap eşyalara kadar her alanda yaş tayini yapılabilir.

Atmosferdeki CO₂ molekülleri ¹²C, ¹³C ve ¹⁴C İzotoplarını içermektedirler. Bunlardan ¹⁴C izotopu radyoaktif özelliğe sahip olup, beta ışınması yaparak bozunur. Diğer yandan, uzaydan gelen kozmik ışınlar atmosferde bulunan ¹⁴N atomlarını;



denkleme göre ¹⁴C izotoplarına dönüştürür. Dolayısıyla, beta bozunması sonucu ¹⁴C izotopunun miktarı azalsa da; kozmik ışınlar tarafından ¹⁴C üretilmektedir. Yani ¹⁴C izotopunun bozunma hızı ile ¹⁴N izotopundan ¹⁴C izotopunun oluşma hızı arasında bir denge vardır. Bu denge sayesinde atmosferdeki ¹⁴C miktarı sabit kalır. Bunun sonucu olarak atmosferdeki ¹⁴C izotopunun, ¹²C izotopuna oranı sabit bir değer alır. Bu değer bir tane ¹⁴C atomuna karşılık 7,2 x 10¹¹ tane ¹²C atomu şeklinde olup 1,4 x 10⁻¹² dir.

Bilindiği gibi karbon atomları (¹²C, ¹³C, ¹⁴C, CO₂ bileşigi C¹²CO₂, ¹³CO₂) halinde fotosentez ile bitkilere, bitkilerin besin olarak kullanımı sonucu hayvan ve insanlara geçer. Canlı organizmada CaCO₃ gibi kararlı bileşiklerin oluşumunda kullanılan karbon atomları kemik ve diş yapısına geçer. Buna bağılı olarak, fosilleşmiş kalıntılarda ¹⁴C yöntemi ile canlı yaşı tayin edilebilir.

Bir bitki canlı kaldığı sürece bitki dokularında ¹⁴C miktarı, atmosferdeki miktarı gibi sabit kalmaktadır. Ancak bitki öldüğü anda fotosentez durur ve bitkinin, atmosferden CO₂ absorblaması sona erer. Yani, dışarıdan ¹⁴C alımı durduğu halde bitkinin

bünyesindeki ^{14}C izotopları bozunmaya devam eder ve ^{14}C İzotopunun, ^{12}C izotopuna oranı ($^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$) bozulur. Bitki ne kadar süre önce öldü ise, içerdiği ^{14}C miktarı da o kadar az olur. ^{14}C izotopunun yarılanma süresi 5730 yıldır. Yani 5730 yıl sonra ^{12}C miktarı değişmezken, ^{14}C miktarı yarıya inecektir. Buna bağlı olarak da ^{14}C izotopunun bozunma hızı yarıya inecektir. Yasayan bir canlıdaki ^{14}C bozunma hızı 1 gram karbon için 1 dakikada 16 bozunma (16 bozunma /g.dk) olarak bilinmektedir.

Eğer bir kemik parçasında yapılan ^{14}C sayımı 8 bozunma/g'dk ise bu sonuç canlının 5730 yıl önce ölmüş olduğunu gösterir. Bu yöntem ilk kez Willard Frank Libby adlı bir profesör tarafından bulunmuştur. Prof. Libby, bu buluşuyla birçok tarihi yanılığın ortaya çıkarmış ve 1960 yılında Nobel ödülünü kazanmıştır.

^{14}C yöntemi ile yaş hesaplamalarında;

$$K = 0,693 / t_{1/2} \quad \text{ve} \quad \log N_0 / N = kt / 2,303$$

formülleri kullanılır. Bu formüllerdeki k herhangi bir radyoaktif elementin bozunma hız sabitini; $t_{1/2}$ o elementin yarılanma süresini; N_0 radyoaktif maddenin başlangıçtaki miktarını; N ise maddenin t süre sonra bozunmadan kalan miktarını gösterir. ^{14}C yöntemi ile yaş tayinini bir örnekle inceleyelim. Ahşap bir arkeolojik eserde elde edilen karbonun 1 gr dakikada 10 karbon-14 sayımı vermektedir. Bu eserin yaklaşık olarak yaşı şu şekilde hesaplanır.

^{14}C izotopunun yarı ömrü 5730 yıl olduğundan k bozunma hız sabiti;

$$K = 0,693 / t_{1/2} = 0,693 / 5730 = 1,21 \times 10^{-4} \text{ yıl}^{-1} \text{ olarak hesaplanır.}$$

Bu eserin yaşı ise;

$$\log N_0 / N = kt / 2,303 \text{ formülünden,}$$

$$\log (16 \text{ bozunma / gr.dak.}) / (10 \text{ bozunma / gr.dak.})$$

$$(1,21 \times 10^{-4} \text{ yıl}^{-1}) \times t / 2,303 \text{ ise;}$$

$$t = 2,303 \times \log 1,6 / = 1,21 \times 10^{-4} \text{ yıl}^{-1}$$

$$= 3885 \text{ yıl}$$

olarak bulunur (Bu bölüm; Ozgoren.8m.com/klakor/aykonusu.htm adresinden alınmıştır).

- 6- Fotoğraflama, Loglama ve Yorumlama: Hendek duvarlarındaki bütün işler tamamlandıktan sonra, hendek duvarlarının mozayik şeklinde fotoğraflaması ve 1:20 cm ölçeğinde loglaması yapılır. Loglama sırasında, deprem horizonları,

koluviyal kamalar vb. paleosismolojik kayıtlar olabildiğince ayrıntılı çizilmelidir.

- 7- Örneklerin analiz edilmesi ve sonuçlarının yorumlanarak paleosismik sonuçların elde edilmesi: Paleosismolojik çalışmaların final aşamasında, analiz edilen örneklerden elde edilen yaş verileri değerlendirilerek, paleosismik olayların sayısı, tarihi ve tekrarlanma periyotları belirlenerek, gelecekte olabilecek depremler için yaklaşımlarda bulunulur. Buradan ulaşılan sonuçlar, bölgesel sismik risk analizlerine temel teşkil etmektedir.

Bu çalışmada da, yukarıda verilen metodolojiye bağlı kalınmıştır. Belirlenen üç yerde, tasarlandığı biçimiyle hendekler kazılmış, devamında sırasıyla temizleme, gridleme, örnekleme, fotoğraflama–loglama-yorumlama ve analiz sonuçlarının değerlendirilmesi sayesinde paleosismolojik sonuçlara ulaşılmıştır. Üç hendekten alınan toplam 7 toprak örneğinin radyokarbon analizleri, Georgia Üniversitesi İzotop Çalışmaları Uygulama Merkezi' nde (University of Georgia - Center for Applied Isotope Studies-Thessaloniki-Greece) yaptırılmıştır.

1.2.3. Tez Yazım Çalışmaları: Bu aşamada elde edilen tüm veriler birlikte değerlendirilerek, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Tez Yazım Kuralları'na uygun olarak yazılmıştır. Rapor yazım aşamasında da, araştırmanın niteliğine uygun olarak, saha gözlemlerine ve paleosismolojik çalışmaların tanıtımına ağırlık verilmiş, bunlardan elde edilen sonuçlar mümkün olduğunca sade bir biçimde verilmiştir. Böylece tez başlıca yedi bölüm halinde düzenlenmiştir. Bunlar şu şekilde tanıtılabilir;

- 1- Giriş
- 2- Stratigrafi
- 3- Yapısal Jeoloji
- 4- Paleosismoloji çalışmaları
- 5- Tartışma ve Sonuçlar
- 6-Özet
- 7- Kaynaklar

Giriş bölümünde araştırmanın amacı özetlenmiş, bu amaca yönelik çalışma yöntemleri tanıtılmıştır. Daha sonra, bölgede bundan önce yapılmış olan çalışmalar kısaca özetlenmiştir. Son olarak inceleme alanının tanıtımını amaçlayan coğrafi konum–ulaşım ve morfoloji–bitki örtüsü bölümlerine yer verilmiştir.

Stratigrafi bölümünde birimler olabildiğince zaman–stratigrafi olarak sıralanmaya çalışılmıştır. Birimlerin petrografik nitelikleri bu bölümde ayrı ayrı alt başlıklar halinde ilgili birim içerisinde tanıtılmıştır. Kaya birimlerinin tanımı-genel yayılımı, istif ve litolojisi, dokanak ilişkileri ve yapısal nitelikleri ayrıntılı olarak verilmiştir.

Yapısal Jeoloji bölümünde, bölgesel ölçekten yerel ölçeye doğru bir sıralanım izlenmiş, Bölgesel tektonik çatı içerisinde, çalışma alanının konumundan ve yapısal sorunlarından bahsedilmiştir. Çalışma alanında yer alan yapısal unsurların tanıtımı yapılmış ve neotektonik anlamları tartışılmıştır. Bu bölümde ayrıca çalışma alanının sismotektonik özellikleri tanıtılmıştır.

Paleosismoloji bölümünde, sığ jeofizik çalışmalar, mikrotopografya ve hendek çalışmaları tüm ayrıntılarıyla anlatılmıştır. Hendeklerden elde edilen veriler ışığında, Yenice-Gönen Fayı'nın paleosismolojik nitelikleri belirlenmiş, radyokarbon analiz sonuçları ve hendeklere ait loglar bu bölümde verilmiştir.

İncelemede elde edilen yeni bulgular, tartışma ve sonuçlar bölümünde verilmiştir.

Son olarak çalışmanın amaç, kapsam, metod ve sonuçlarını içeren geniş bir özet verilmiştir. Bu bölüm, aynı zamanda söz konusu çalışmanın bütünü hakkında bilgi edinilebilecek bölümdür.

1.3. Önceki Çalışmalar

Bu bölümde, doğrudan, 1953 Yenice-Gönen deprem kırığı ile ilgili yapılan bir kaç çalışmaya ilaveten, inceleme alanı ve dolayının jeolojisi, genç tektoniği, genç magmatizmasını konu alan çalışmalardan bazılarına yer verilmiştir.

Ketin ve Roesli, 1953; 18 Mart 1953 Yenice-Gönen Depremi sonrası ilk makrosismik çalışmaların yapıldığı iki çalışmadan birisi olan bu araştırmada, 4,2 m ile 1,5 m arasında değişen sağ-yanal ötelenmeler kaydedilmiştir.

Pınar, 1953; 18 Mart 1953 Yenice-Gönen depremi sonrası, dış-merkez alanında yapılan bir başka makrosismik çalışmadır. Bu çalışmaya göre, Yenice-Gönen Depremi, Marmara Denizi ile Edremit Körfezi arasında kalan bir alanda, KAF' nın güney kolu üzerinde meydana gelmiş ve 60 km yüzey kırığı oluşturmuştur.

McKenzie, 1972; Doğu Akdeniz bölgesinin aktif tektoniği konulu araştırmada, 1953 Yenice-Gönen Depremi odak mekanizma çözümünü vermektedir. Buna göre 1953 Yenice-Gönen depremi, GB-KD gidişli sağ-yanal doğrultu atımlı faylanma vermektedir.

Bingöl, 1976; Batı Anadolu'nun jeotektonik evrimi ile ilgili yapmış olduğu çalışmasında, jeolojik, jeofizik ve petrografik verilere dayanarak, Batı Anadolu'nun Ege adaları ve Yunanistan ile birlikte, Üst Tersiyer'e kadar aynı jeotektonik evrimi geçirdiğini belirtmiştir. Araştırmacıya göre; Batı Anadolu Pliyo-Kuvaterner'de, Ege adalarıyla birlikte, Yunanistan'ın doğusundan geçen bir hat boyunca güneye doğru hareket etmiştir.

Gözler ve diğ., 1984; Çanakkale Boğazı doğusu-Marmara Denizi güneyi-Bandırma-Balıkesir-Edremit ve Ege Denizi arasındaki alanın jeolojik özelliklerini incelemişlerdir.

Herece, 1985; Yenice-Gönen Deprem kırığı üzerinde, ilk ayrıntılı haritalama çalışmalarını içeren, yayımlanmamış bir yüksek lisans çalışması bulunmaktadır.

Okay, 1987; Biga Yarımadası batı kesimlerinin jeolojisi konulu çalışmada, Biga Yarımadası'nın batı kesiminde, Üst Kretase-Paleosen sırasında bir araya gelmiş 4 ana tektonik birim tanımlamıştır. Bu birimler alttan üste doğru Karakaya Kompleksi, Çetmi Melanjı, Çamlıca Metamorfileri, Ezine Birimi' dir. Araştırmacı; Bayramiç güneyinde ve Karabiga batısında geniş yayılımı olan, başlıca spilit, kireçtaşı, şeyl, grovak, radyolarit ve serpantinitten yapılu, içerisinde Üst Triyas ve Üst Kretase yaşları veren kireçtaşı blokları bulunan birimi Çetmi Ofiyolitik Melanjı olarak tanımlamıştır. Araştırmacı; Çetmi Ofiyolitik Melanjı ile Kazdağ metamorfileri arasında, Çaldağ Köyü'nden güneye ve doğuya doğru giden orman yolları üzerinde rahatlıkla izlenebilen ve başlıca ezik gnays ve metaserpantinitten oluşan ve yapısal kalınlığı 2 km olan zonu, Alakeçi Milonit Zonu olarak tanımlamıştır. Çetmi Ofiyolitik Melanjı içerisinde, Kaz Dağ Metamorfileri' nin kuzeyinde geniş bir alanda Çaldağ Kireçtaşı Üyesi tanımlanmıştır. Kutluoba köyü güneyinde (Bayramiç Güneybatısı) bir lokalitede iyi korunmuş *Megaladont sp.* fosillerine dayanarak Çaldağ Kireçtaşı Üyesi'ne Noriyen (Geç Triyas)–Liyas (Erken Jura) yaşı verilmiştir. Bayramiç güneyindeki Çetmi Ofiyolitik Melanjı'nı oluşturan kayaların yaşı Orta Triyas'tan Üst Kretase'ye kadar değişir. Melanj, Miyosen kayaları tarafından uyumsuzlukla örtüldüğünden, bölgede melanjın yerleşme yaşı Üst Kretase - Miyosen arasında sınırlandırılmıştır.

Herece, 1988; Yenice–Gönen Depremi ve Biga Yarımadası'ndaki diğer bazı genç tektonik olayları tartıştığı bir çalışmadır.

Okay, 1988, Çan-Yenice-Biga Arasının Jeolojisi ve Tektoniği konulu çalışmada Biga Yarımadası' nın kuzeydoğu kesiminin jeoloji haritasını yapmış, bölgenin tektonik yapısını çözmeye yönelik önerilerde bulunmuştur. Araştırmacıya göre; bölgede Triyas yaşlı Karakaya Orojenezi ve Üst Kretase–Orta Eosen yaşlı Alpin Orojenezi olmak üzere iki önemli deformasyon fazı gözlenmektedir. Miyosen'den günümüze ise Kuzey Anadolu Fayı'na bağlı olarak gelişmiş kuvvetli bir yanal atım tektonizması yaşanmaktadır.

Okay, 1989, Edremit–Balya-Manyas Arasının Jeolojisi ve Tektoniği konulu çalışmada bölgenin tektonik yapısını çözmeye yönelik arazi ve jeolojik harita alımı çalışmaları yapmıştır. Araştırmacıya göre; Miyosen'de yaygın kalkalkalen volkanizmanın ve Kuzey

Anadolu Fayı'nın faaliyete başlaması ile bölge, çok sayıda düşey ve muhtemelen yanal atımlı faylarla kesilmiştir. Andezitik lavların bir kısmı da muhtemelen bu faylardan çıkan yarık erüpsiyonlarıdır. Genellikle KKD-GGB gidişli olan bu faylar faaliyetlerini günümüze kadar sürdürmüşlerdir.

Siyako ve diğ., 1989; Biga ve Gelibolu Yarımadaı'nın Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanaklarını araştırdıkları çalışmalarında, Erken-Orta Miyosen'de kalkalkalen volkanizmayla eş zamanlı olarak, faylarla sınırlanmış ufak göl havzalarında şeyl, silttaşı, tuf ve linyit çökeldiğini belirtmiştir. Pliyo-Kuvaterner' de ise Gelibolu ve Biga Yarımadaı' nda flüviyal çökeller ve gösel karbonatlar depolanmıştır. Erken Miyosen'de Kuzey Anadolu Fayı araştırcılara göre faaliyete başlamış ve Biga Yarımadaı'nda kuzeydoğu-güneybatı gidişli sağ yanal atımlı faylar oluşmuştur. Araştırcılar, Biga ve Gelibolu Yarımadaı' nda, Pliyo-Kuvaterner döneminde çakıltaşı, kumtaşı ve şeylden oluşan flüviyal sedimanlar ile gösel karbonatlardan oluşan birimi Bayramiç Formasyonu olarak adlamış ve tip yeri olarak Bayramiç ayı (Karamenderes ayı kuzeyi), Gönen ve Manyas kuzeyleri olarak vermişlerdir. Birimin kalınlığı kara alanlarında 200-300 m, Edremit Körfezi'nde 1500 m'ye kadar çıkmakta olup, sığ denizel karşılığı Edremit Körfezi civarındaki İlyas Paşa Formasyonu'dur. Biga Yarımadaı'nın en batı kesimlerindeki Gülpınar çevresinde ve Bayramiç ayı'nın güney kesimlerinde 40-50 m kalınlıktaki gösel karbonatlar Bayramiç Formasyonu ile yanal geçişlidir. Aynı alışmada, Kazdağ silsilesinin, Geç Miyosen-Pliyosen'de eş zamanlı hareket eden iki yanal atımlı fay arasında sıkışarak yükselen bir basınç sırtı olduğu belirtilmektedir.

Herece, 1990; 1953 Yenice-Gönen Deprem Kırığı ve Kuzey Anadolu Fay Sistemi'nin Biga Yarımadaı'ndaki uzantılarını incelediği çalışmasında, Biga Yarımadaı'ndaki KD-GB yönlü aralı-aşmalı (en-echelon) fayların, KAF'nın en batıdaki uzantıları olduğuna dikkat çekmektedir. Araştırcı; YGF boyunca, Yenice güneyindeki granit intrüzyonunu referans alarak, 2,8 km lik maksimum yanal atım önermektedir. Araştırcı; 50 km lik yüzey kırığı saptadığı haritalama çalışmaları sırasında, gözlemlediği farklı aşınım seviyelerindeki fay sarplıklarına dayanarak, YGF'nın, Kuvaterner'de birden fazla faylanmaya uğradığını belirtmiştir.

Ambraseys ve Finkel, 1991; Marmara bölgesi ve İstanbul' un geçmişten günümüze sismisitesine yönelik çalışmalar yapmışlardır. Özellikle tarihsel ve aletsel dönem depremlerini tanımlamışlardır.

Taymaz ve diğ., 1991; Orta ve Kuzey Ege'nin aktif tektonizması ile ilgili yaptıkları çalışmada, 1969 Gönen depreminin bindirme bileşeninin hakim olduğu bir deprem olduğunu belirtmekte ve Biga Yarımadası' nın bindirme bileşeni ile yükselmekte olduğuna işaret etmektedirler.

Saroğlu ve diğ., 1992; MTA adına Türkiye Aktif Fay Haritası'nı yapmışlardır. Bu haritaya göre, YGF yaklaşık 50 km uzunluğunda aktif bir faydır.

Efe, 1994; Biga Yarımadası'nda neotektoniğin jeomorfolojik izlerini araştırmıştır. Araştırmacıya göre, genç tektonik hareketler, Biga Yarımadası'nda belirgin jeomorfolojik şekiller oluşturmuştur. Genç tektonik olaylar sonucunda Miyosen öncesi yüzeyler; Kazdağ, Armutçuk dağları gibi alanlarda yükselmiş, Kazdağ kuzeyindeki alanlarda olduğu gibi çarpılmış ya da Ezine, Kalkım, Etili, Ayvacık, Gönen, Biga gibi alanlarda olduğu gibi çökerek ovaları meydana getirmiştir. Ayrıca araştırmacı, YGF'nin, Yenice çöküntü alanında, hem düşey hem de yanal atım özelliği gösterdiğini belirtmiş, Seyvan ile Yenice arasında kalan alanda, kuzey bloğun düşmesiyle 1 metrelik sarplık meydana geldiğini belirtmiştir.

Ercan ve diğ., 1995; Biga Yarımadası, Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan adalarındaki Tersiyer volkanizmasının özelliklerini araştırdıkları çalışmada, Eosen–Geç Miyosen aralığında oluşmuş volkanik kayalar, saha ve laboratuvar çalışmalarına dayanarak 6 grupta toplamıştır. Araştırmacılar, volkanik kayaların bölgedeki tektonik rejim ile de ilişkili olduğunu belirtmiş olup; kalkalkalen volkanitlerin sıkışma rejimi etkisinde, alkalen volkanitlerin ise açılma rejimi etkisinde oluştuklarını öne sürmüşlerdir.

Straub, 1996; Marmara denizi bölgesindeki güncel kabuksal deformasyon ve stres birikimiyle ilgili çalışmalar yapmıştır.

Barka, 1997; Marmara denizi bölgesinde yaptığı çalışmada, KAF' nın Adapazarı doğusundan itibaren kollara ayrıldığını belirtmiş, Biga Yarımadası' nın neotektonik çatısını ise KAF' nın güney kollarına ait aralı-aşmalı (en-echelon) geometri segmentlerin oluşturduğunu belirtmiştir. Barka'ya göre bu faylardan en önemlileri, Biga-Çan Fay zonu, Sarıköy-İnova Fayı, Yenice-Gönen Fayı ve Havran-Edremit faylarıdır. Bu fayların sıçrama yaptığı kesimlerde ise irili ufaklı çek-ayır (pull-apart) havzalar gelişmiştir. Bayramiç, Yenice, Aşağı İnova ve Ezine havzaları bu tip havzalardır. Barka, bu çalışmasında, Pazarköy, Edremit ve Yenişehir civarlarını sismik boşluk olarak değerlendirmiştir.

Genç, 1998; Biga Yarımadası'nda yaygın mostra veren Tersiyer (başlıca Neojen) yaşlı Bayramiç Magmatik Topluluğu'nun gelişimi ve evrimini inceleyerek bunun bölgenin Neotektonik gelişimindeki rolünü tartışmıştır.

Yılmaz ve Karacık, 1999; Edremit Körfezi kuzey kenarının jeolojisi ve Ege Grabenleri' nin gelişimindeki tektonik anlamı konulu çalışmalarında, bölgesel tektonik çatı açısından 3 farklı safha tanımlamışlardır. Buna göre; Erken-Orta Miyosen periyodunda, bölgede yaklaşık kuzey-güney yönlü sıkışma rejimi etkilidir. Üst Miyosen-Erken Pliyosen dönemi kuzey güney gerilme rejimin erken safhasını oluşturur. Geç Pliyosen ise kuzey-güney gerilme sisteminin son safhasıdır.

Yılmaz ve diğ., 2000; Tüm Batı Anadolu gerilme sisteminin ve bu gerilme sistemi içinde Biga yarımadasının genç tektoniğini incelemiştir.

Gözübol, 2001; Gönen ilçe merkezi ve Denizkent sahalarının imara esas zemin etüt raporunu hazırlamıştır. Bu çalışmada, 46 adet araştırma sondajı, 17 adet araştırma çukuru açmış ve sondajlarda Standart Penetrasyon Testleri (SPT) yapmıştır. Araştırmacı, alüvyondaki SPT değerlerinin 25 in altında olması nedeniyle sıvılaşma riskine dikkat çekmektedir. Ayrıca raporunda, 1953 Yenice-Gönen Depremi sırasında fay hattı üzerinde kum fişkırmalarının olduğuna ilişkin gözlemsel tespitlerden bahsetmektedir.

Okay ve diğ., 2001; Batı Türkiye'deki üzerleme-yitim ve çarpışmanın Üst Kretase–Alt Eosen sedimanter kayıtlarındaki yansımalarını incelemişlerdir. Araştırmacılara göre; Batı Türkiye'deki Geç Kretase–Erken Eosen Tetis evrimi, ofiyolit üzerlemesi, yüksek basınç, düşük sıcaklık metamorfizması, yitim, yay magmatizması ve kıta-kıta çarpışması ile karakterize olunur. Araştırmacılara göre, Geç Kretase'de Batı Türkiye, kuzeyde Pontidler ve güneyde Anatolid-Toridler olmak üzere iki kıtadan oluşmaktadır. Bu kıtalar İzmir, Ankara Neotetis Okyanusu ile birbirinden ayrılmaktadır. Çarpışma sırasında Pontidler üst plakayı, Anatolid–Toridler ise alt plakayı oluşturmaktadır.

Yaltırak, 2002; Marmara Denizi ve çevresinin tektonik evrimini tartıştığı çalışmada, Marmara Denizi içerisindeki havzaların farklı yaşta iki ayrı fay sisteminin etkisiyle oluştuğunu belirtmektedir. Bunlardan ilki, Miyosen–Erken Pliyosen yaşlı Trakya–Eskişehir Fay Zonu, diğeri ise Geç Pliyosen–Günümüz yaş aralığına sahip KAF ve kollarıdır. Araştırmacı, Kuzey Anadolu Fay Zonu' nun, Marmara Denizi doğusundan itibaren Kuzey, Orta ve Güney olmak üzere üç kola ayrıldığını, 1953 Yenice–Gönen depreminin, orta kolun, doğu bölümünde meydana geldiğini belirtmiştir.

Okay ve Göncüoğlu, 2004; Karakaya Kompleksi' nin tanımı ve oluşum modelleriyle ilgili yapmış oldukları çalışmada, Karakaya Kompleksi'ni Alt Karakaya Kompleksi ve Üst Karakaya Kompleksi olarak iki grupta incelemişlerdir. Araştırmacılara göre, Alt Karakaya Kompleksi yapısal ve muhtemelen stratigrafik olarak altta yer alan Paleozoyik sonu veya Triyas'ta yeşil-şist ve mavi-şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş, mafik lav, mafik piroklastik kaya, şeyl ve kireçtaşı aralanmasından oluşmaktadır. Üst Karakaya Kompleksi ise kuvvetlice deforme olmuş Permien ve Triyas yaşlı klastik, volkanoklastik ve volkanik kayalardan oluşur. Üst Karakaya Kompleksi içinde çok sayıda Karbonifer ve Permien yaşta ortama yabancı kireçtaşı blokları yer alır.

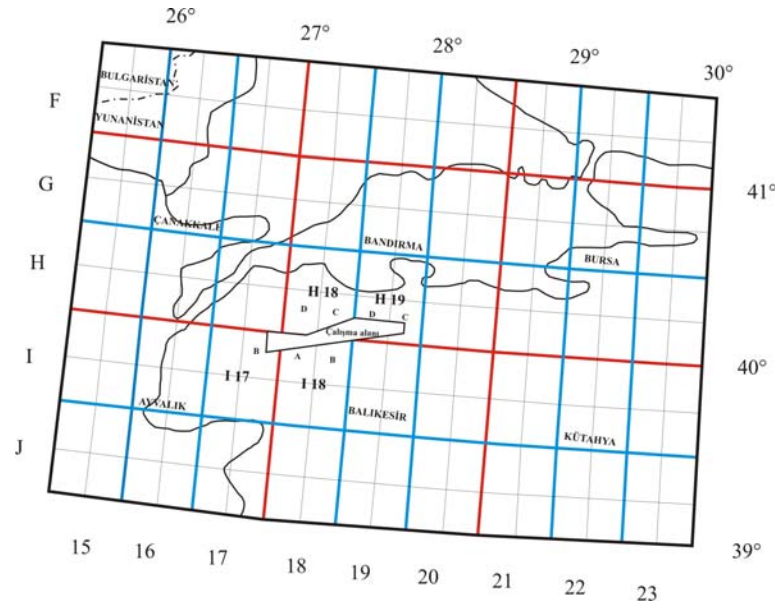
Tokay ve Dirik, 2004; 1953 Yenice–Gönen deprem kırığının fay geometrisi ve atım dağılımıyla ilgili yaptıkları çalışmada, YGF' ni, uzunlukları 4 ile 7 km arasında değişen 7 segmente ayırmışlardır. Araştırmacılara göre, Yenice–Gönen Depremi sırasında, Yenice civarında 88–300 cm arasında değişen sağ–yanal atım, bazı alanlarda da 150 cm yi

bulan düşey atım meydana gelmiştir. Sağ–yanal atım, Gönen’e doğru dereceli olarak 150 cm ye düşmektedir. Kırığın doğu ve batı uçlarında sağ–yanal atım gözlenmemiştir.

1. 4. Coğrafi Konum ve Ulaşım

1. 4. 1. Çalışma alanının sınırları

Çalışma alanı, 1/25 000 ölçekli, Bandırma H-19 c1- d1-d2 paftalarının güney, d3 paftasının kuzey kesimlerini, c4 paftasının kuzeybatısını, d4 paftasının tamamını, Bandırma H-18 c3-c4 paftalarının güney kesimlerini, Balıkesir I-18 a1-a2 ve b1-b2 paftalarının tamamını, Balıkesir I-18 a3-a4 paftalarının kuzey kesimlerini, Ayvalık I-17 b2 paftasının tamamını kapsamaktadır (Şekil 1.3).



Şekil 1.3. Çalışma alanının Türkiye 1:100 000 ölçekli pafta indeksindeki konumu.

Çalışma alanı; Çanakkale ilinin 96 km güneydoğusunda yer alan Yenice ilçesi ile Balıkesir ilinin 104 km kuzey - kuzeybatısında yer alan Gönen ilçesinin arasında yer alır. Harita alanı içerisinde önemli yerleşim merkezleri, Çanakkale'ye bağlı Yenice ile Balıkesir'e bağlı Gönen ilçeleridir. Yerleşim alanları daha çok az engebeli bölgelerde yoğunlaşmıştır.

1. 4. 2. Çalışma alanına ulaşım olanakları

İnceleme alanına ulaşım; kuzeybatıdan Çan-Yenice karayolu, kuzeyden Biga-Gönen karayolu, güneybatıdan Edremit-Kalkım-Hamdibey-Yenice güzergahını takip eden karayolu, güneyden Balya-Gönen karayolu, doğudan Manyas-Gönen karayolu ile kuzeydoğudan ise Bandırma-Gönen karayolu, güneydoğudan Balya-Pazarköy karayolu ile mümkündür (Şekil 1.4). Yüksek alanlara ise ulaşım patikalarla ve stabilize yollarla sağlanabilmektedir.

Gönen, Bursa-Çanakkale devlet yolunun hemen hemen tam ortasında ve geçiş güzergâhı üzerindedir. Her iki kente de eşit mesafede, 2-2,5 saat uzaklıktadır. İstanbul ve Ankara yönünden gelişlerde Bursa'dan itibaren Karacabey, Bandırma hattından devam ederek, Çanakkale yönünde yirminci km' den itibaren, Denizkent kavşağı dönüşünden sonra yirminci km Gönen'dir. Ayrıca, İstanbul yönünden deniz yoluyla Bandırma'ya gelindikten sonra anlatılan yol izlenerek ulaşım sağlanabilir. Bununla birlikte İzmir-Manisa ve Kütahya-Afyon yönlerinden gelişlerde de, kavşak ve birleşim noktası Balıkesir olup; kuzeye devamla Susurluk üzerinden Kemalpaşa yol ayrımından sola dönülmek suretiyle yol aldıktan sonra;

1. Manyas üzerinden (Aksakal beldesi ve Okçugöl köyü yol ayrımı kullanılarak ayrı ayrı) gidilebilir,
2. Bandırma üzerinden de ulaşım mümkündür.

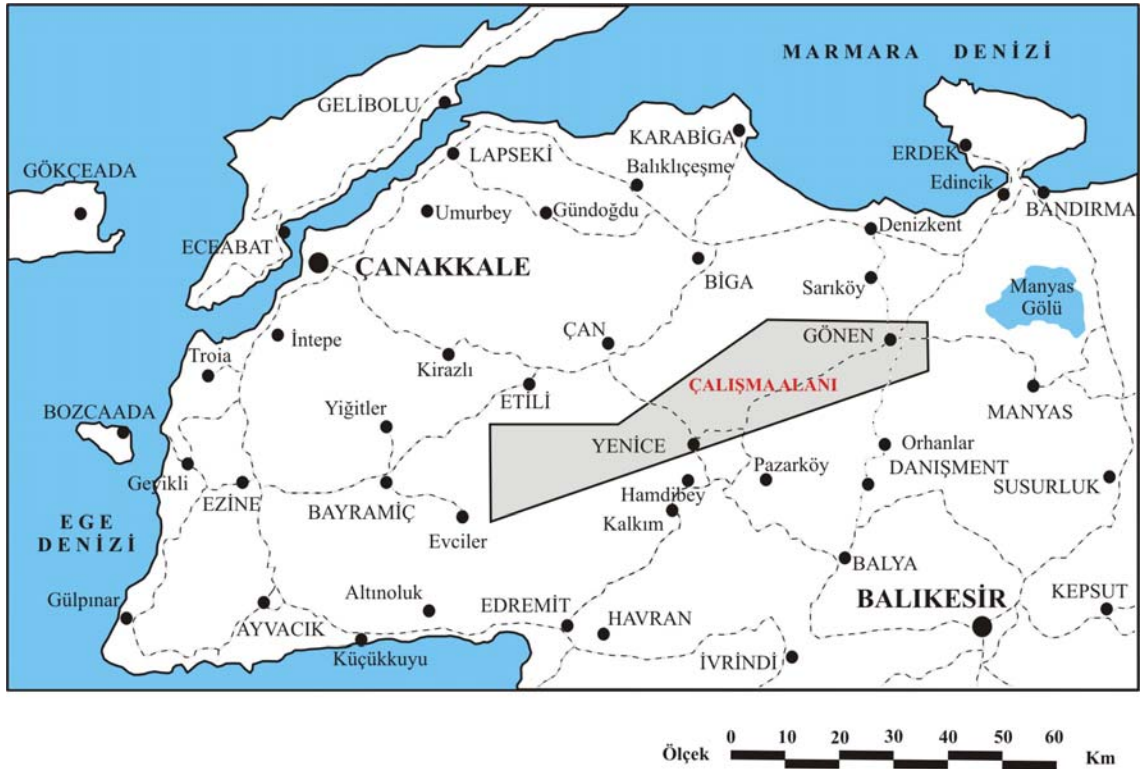
Bu tercih ve güzergâhlardan başka olarak; Çanakkale yönünden Lapseki ve Biga üzerinden ya da Çan tarafından Biga'da birleşen yol kullanılarak, Denizkent-Tahirova çiftliği kavşağı yoluyla 22 km sonra Gönen'e ulaşılır.

Trakya yöresinden, Gelibolu-Lapseki ya da Çanakkale-Eceabat denizyolu kullanıldığı takdirde de yukarıda anlatıldığı üzere Gönen'e ulaşılır.

Çok tercih edilmemekle birlikte, Balya yolu kullanılarak, Balıkesir-Körfez yolu üzerinde (otuzbirinci km) Güngörmez köprüsü dönüşüyle, Balya üzerinden Balıkesir-Gönen toplam 95 km'dir. Bu yol Gönen'i Körfeze (ve de Ege'ye) bağlayan en kısa yoldur. Yapımı devam eden yeni yolun tamamlanmasıyla kısılacak mesafe ve yol

şartlarındaki iyileşme, İzmir-Ege ve Bandırma denizyolu hattının alternatif yolu olmaya adaydır.

Gönen'e ulaşımında bir diğer alternatif de, Gönen Baraj yolu adıyla anılan Gönen'i Yenice ilçesine bağlayan yoldur. Doğrudan baraja açılan yol, Kazdağları eteklerinden dolaşarak Yenice'ye oradan da Körfez'e ve Ege'ye açılmaktadır. Mesafenin kısalığı, yolun tenhaliği, sürüş rahatlığı, altyapı sorunlarının giderilmiş oluşu bu yolu cazip kılmaktadır.



Şekil 1.4. Çalışma alanına ulaşım olanaklarını gösterir karayolları haritası (Karayolları Genel Müdürlüğü, www.kgm.gov.tr adresinden alınmış ve değiştirilmiştir).

1.5. Morfoloji, İklim ve Bitki Örtüsü

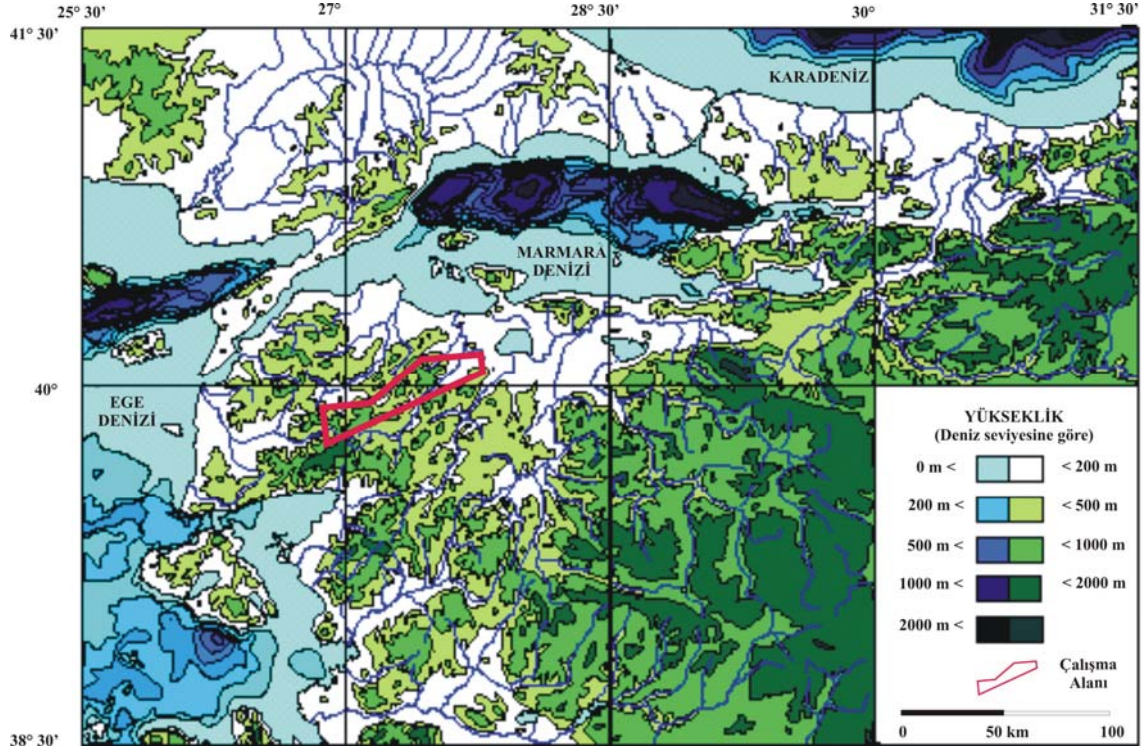
1.5.1. Morfoloji

İnceleme alanı ve dolayı, morfolojik açıdan genelde sarp, yer yer de çöküntü alanlarından oluşmaktadır. Yükseklikler; 30–50 metre ile 500–1000 metre arasında

değişir (Şekil 1.5). Doruklar yaklaşık kuzeydoğu–güneybatı ve doğu–batı gidişlidir. Yenice ilçe merkezinin denizden yüksekliği 276 m, Gönen ilçe merkezinin denizden yüksekliği 30 m civarındadır. İnceleme alanında, kuzeydoğudan güneybatıya doğru başlıca yükseltiler; Asar Tepe (374 m–Çakmak Köyü batısı), Kara Tepe (324 m–Ekşidere Köyü güneydoğusu), Ayazçal Tepe (502 m–Gaybular Köyü kuzeybatısı), Kocakır Tepe (661 m–Karasukabaklar Köyü güneydoğusu), Sarıçalı Tepe (639 m–Güzeloba Köyü kuzeydoğusu), Asar Tepe (526 m–Çakır Köyü kuzeyi), Döllük Tepe (543 m–Seyvan Köyü güneyi), Güvemgedik Tepe (885 m–Yenice güneyi), Arapgürü Tepe (803 m–Sazak Köyü güneybatısı), Çal Tepe (723 m–Eskiyayla Köyü kuzeydoğusu), Kocaseki Tepe (435 m–Zeybekçayırı Köyü kuzeyi), Ağı Dağı (980 m–Kanlıoba Köyü batısı) dir.

Yenice Çayı (Küçük Agonya) ve Kocaçay, çalışma alanının en önemli akarsularını oluşturur. Yenice Çayı; Yenice batısında, Kaz Dağı' nın doğu uzantılarından doğar ve doğu–kuzeydoğu yönünde akar. Kocaçay ise, Yenice güneybatısında, inceleme alanı dışında kalan bir noktada, Kazdağı' nın doğu uzantılarından olan, Sakardağı' ndan doğar ve Yenice güneyindeki Kalkım- Hamdibey–Pazarköy çöküntüsünü doğu – batı yönünde kat ederek kuzeye bükülür ve Yenice doğusunda, Yenice Çayı ile birleşir. Buradan itibaren kuzeydoğu yönünde akarak, Gönen dolaylarına gelen akarsu, burada Gönen Çayı adını alır ve kuzeye doğru büküm yaparak, Erdek Körfezi batısından Marmara Denizi' ne dökülür. Bu görünümüyle bölgedeki morfolojik gidiş ile uyumluluk sergiler.

Bölge morfolojisi, yapı ve litolojinin birlikte etkisi ile şekillenmiştir. İnceleme alanındaki, Yenice ve Gönen çöküntü alanlarını sınırlayan yüksek alanlar; metamorfik topluluk kayaları, kireçtaşları ve magmatik kayalardan yapıları iken, nispeten alçak alanlar havza içi çökellerden oluşmaktadır. Dayanımlı kayalar arasından akan Yenice ve Gönen Çayları, Neojen karasal tortullarının aşınım düzlüklerine geldiklerinde, düşük eğimli yayvan yataklara ulaşmaktadırlar. Yüksek alanlardan taşıdıkları gercisi Gönen, Yenice, Sazak gibi yayvan alanlara seren drenaj sistemleri, bu alanlarda fazla kalın olmayan alüvyon örtüleri meydana getirmişlerdir.



Şekil 1.5. Çalışma alanı ve çevresinin topografik ve batimetrik haritası (Pfister ve Schindler, 1997).

1.5.2. İklim ve Bitki Örtüsü

İnceleme alanının iklim özelliği, Akdeniz, Karadeniz ve Karasal ikliminin karışımı olan Marmara iklimi türündedir. Bu durumu bitki örtüsü özellikleri de desteklediğinden inceleme alanında Akdeniz, Karadeniz, karasal iklimde yetişebilen bitki türleri görülmektedir. Yenice ve dolaylarında, Akdeniz iklimi özellikleri kendini belli eder. Ancak Akdeniz iklimi enlemin etkisi karasallık nedeniyle bazı özelliklerini yitirmiştir. Bu kesimlerde, yazlar kurak ve sıcak, kışlar ılıman ve yağışlıdır. İklim özellikle Yenice ilçe merkezi çevresinde karasal özellikler taşır. Gönen dolaylarında ise, Marmara iklim tipi egemendir. Yazlar ılıman ve yağışsızdır. Kışlar ise yağışlı ve soğuktur. İnceleme alanında en soğuk ay Ocak, en sıcak ay ise Temmuz' dur. Bölge, orta derece yağış alır (650-700 mm/yıl). Çalışma alanında, Ekim'den Nisan ayına kadar don olayı görülür. Yörede rüzgarlar daha çok kuzeydoğu ve güneybatı yönlerinden esmekle beraber, zaman zaman şiddetli lodos da eser.

Bölge topraklarından küçük akarsular kaynaklanır. Bu küçük akarsular Gönen çayı ve Kocaçay'ın başlangıç kollarını oluştururlar. Bu akarsular aracılığı ile Marmara denizine dökülürler. Dolayısıyla yöredeki akarsular açık havza özelliği gösterirler.

İnceleme alanındaki toprakların büyük bir kısmı tarıma elverişli olduğu için, karakteristik bitki örtüsünü belirleyecek geniş alanlar fazla yoktur. Buna rağmen bitki türü bakımından zengin bir çeşitlilik görülür. Havza içerisinde 250-300 m yükseltiye kadar maki hakim iken, Kazdağı gibi yüksek alanlarda ormanlar geniş alanlar kaplar. Bölgedeki fayların genel trendi ile çizgisel bitki anomalisi arasında belirgin bir uyum söz konusu değildir.

Çalışma alanında, özellikle de Yenice ve çevresinde en dikkati çeken özelliklerinden birisi de bitki örtüsü özelliğidir. Çoğunlukla yapraklı türlerle iğneli türlerin oluşturduğu karışık ormanlar yaygındır. Bölge ormanlarında Akdeniz, Karadeniz, Karasal iklimde yetişen türler görülür. Yöre ormanlarında görülen belli başlı türler şunlardır: Kızılçam, Karaçam, Meşe Türleri, Kestane, Gökmar, Gürgen, Kayın, Çınar, Kızılağac, Karaağaç, Dişbudak, İhlamur ve Fındıktır.

BÖLÜM II

2. STRATİGRAFI

Bu bölümde kaya birimleri; metamorfik temel kayaları, Mesozoyik yaşlı çökel kayaları, ofiyolitik kayalar, mağmatik kaya toplulukları, Neojen yaşlı çökel kayalar ve Kuvaterner yaşlı örtü kayaları olmak üzere 6 alt bölüme ayrılmıştır. Birimler, olabildiğince zaman–stratigrafi birimleri olarak sıralanmaya çalışılmış, petrografik nitelikleri ayrı ayrı alt başlıklar halinde, ilgili birim içerisinde tanıtılmıştır. Kaya birimlerinin; tanımı-genel yayılımı, istif ve litolojisi, dokanak ilişkileri ve yapısal nitelikleri ayrıntılı olarak verilmiş, harita, kesit ve resimlerle anlatımda sadelik amaçlanmıştır. İsimlemelerde, karışıklıklara yol açmamak için, önceki çalışmalarda kullanılan isimlemeler tercih edilmiştir.

İnceleme alanındaki birimlerin tektonostratigrafik ilişkilerini yansıtan Şekil (2.1)'de de görüleceği üzere, temelde Paleozoyik yaşlı Kazdağ Metamorfitleri yer alır. Birimin üzerinde tektonik bir dokanakla, Erken–Orta Triyas yaşlı Karakaya Kompleksi bulunmaktadır. Karakaya Kompleksi üzerinde uyumsuzlukla, bir taban konglomerası ile başlayan ve kireçtaşları ile devam eden Orta–Geç (?) Jura yaşlı Bayırköy Formasyonu ve Geç Jura yaşlı Bilecik Kireçtaşı bulunmaktadır. İnter Pontid Okyanusu' nun kapanım ürünleri olan Üst Kretase–Paleosen yaşlı Kanlıoba Melanjı, alttaki birimler üzerinde tektonik bir dokanakla durmaktadır. Biga Yarımadası'nda geniş alanlarda yüzlekler veren, inceleme alanında da geniş bir alanda yayılım gösteren, Tersiyer magmatizmasının ürünleri Geç Oligosen yaşlı, Çan Volkanitleri ve benzer yaşlı granitik kayalar, temeldeki kayaları örtmüş ve/veya içlerine sokulmuşlardır. İnceleme alanında Neojen, Geç Miyosen yaşlı taban konglomerası ile başlar ve üzerindeki Pliyosen yaşlı Bayramiç Formasyonu ile son bulur. Çalışma sahasında, fay kontrollü çöküntü alanlarında yüzlekler veren alüvyal ve flüvyal nitelikli Kuvaterner birimleri tüm birimleri uyumsuzlukla örtmektedir.

Üst Sistem	Sistem	Seri	Kat	Grup	Formasyon	Üye	Kaya türü	Litolojik Açıklamalar	
S E N O Z O Y İ K	Kuvaterner	Holosen						Akarsu taraçaları ve alüvyon	
								Uyumsuzluk	
	Tersiyer	Neojen	Pliyosen			Bayramiç Formasyonu			
			Miyosen	Üst		Gazlıdere Fm.			
		Paleojen	Oligosen	Üst			Çan volkanitleri / Çakıroba granitoidü		 Uyumsuzluk Kömür ara katkılı volkanik kumtaşı, kıltaşı, marn ardalınaması Andezit, dasit, bazalt türü lav, tuf ve aglomera Granit, granodiyorit
			Paleosen						
	M E S O Z O Y İ K	Kretase	Üst			Kanlıoba melanjı			
		Jura	Üst			Bilecik Kireçtaşı			Tektonik dokanak Dolomitik kireçtaşı, amonitik kireçtaşı, rekristalize kireçtaşı,
		Triyas	Orta- (?)Üst				Bayırköy Fm.		Spilit, kçt, şistlerden türemiş çakıltaşı
			Alt - Orta				Karakaya Kompleksi	Orhanlar Govağı / Çal birimi	Uyumsuzluk Kireçtaşı blokları içeren metagrovak, metaşeyl
Paleozoik		Karbonifer				Kazdağ Grubu	Torasın metamorfileri		Kireçtaşı blokları içeren spilit, metakumtaşı, şist
									Fillit, mermer, metatuf, mikaşist
							Tektonik dokanak Kalkşist, mermer, mika gnays		

Şekil 2.1. Çalışma alanının genelleştirilmiş tektonostratigrafi kesiti (Ölçeksiz).

2.1. Metamorfik Temel Kayaları

Metamorfik temel kayaları, Kazdağ Metamorfitleri ve Karakaya Kompleksi metamorfik kaya toplulukları olmak üzere iki grupta verilmiştir.

2.1.1. Kazdağ Metamorfitleri (Pkm)

Tanım–Genel yayılım

Kazdağ Masifi, 55 km uzunluğunda, 15 km genişliğinde, KD–GB doğrultulu yapısal bir yükselim olup, metamorfik kayalardan oluşur. Bu görüntüsüyle bölgedeki genel yapısal hatlar ile uyum sergilemektedir. Birim, ilk defa Bingöl vd. (1975) tarafından Kazdağ Grubu olarak tanımlanmış, daha sonra Okay (1987) tarafından, Kazdağ Metamorfitleri olarak adlanmıştır.

Okay vd. (1996) Kazdağ Metamorfitleri' ne ait gnayslardan elde ettiği zirkon yaşı 308 ± 16 ma yıldır ve Orta Karbonifer' e karşılık gelir. Bu Geç Hersiniyen yaşlarının yanı sıra Bingöl (1969); iki gnays örneğindeki mikalardan 26 ± 3 ve 27 mal yaş elde etmiştir. Okay ve Satır (2000) ise Kazdağ Metamorfitlerine ait 9 gnays örneğindeki muskovit ve biyotitlerden yaptıkları Rb/Sr yaş tayini sonucu; 19 ma muskovit ve 22 ma biyotit yaşları elde etmişlerdir. Bu çalışmada yaş verisi olarak 308 ± 16 ma yaş verisi kabul edilmiştir.

Kazdağ Metamorfitleri inceleme alanında, Eskiyayla, Zeybekçayırı ve Kanlıoba köyü güney ve doğu kesimlerinde görülür.

İstif ve Litoloji

İnceleme alanında Kazdağ Metamorfitleri; amfibolit, gnays, mikaşist, ve gnaysların egemen oldukları kesimlerin üst seviyelerinde yer alan kalın bir mermer dizisi (Şekil 2.2) ile temsil olunur. Birim, granitik kayalarla yer yer kesilmektedir (Şekil 2.3). Gnaysların bazı kesimlerinde kısmi ergimeye uğradıkları ve bunun sonucunda dayanım

farklılığından kaynaklanan disharmonik kıvrımlı migmatitik granitlerin geliştikleri gözlenmiştir (Şekil 2. 4).



Şekil 2.2. Kazdağ Metamorfitleri içerisinde gözlenen çok kalın mermer tabakaları (Eskiyayla Köyü kuzeydoğusu-Çaltepe mevki, UTM Koordinatları: 04260-17321) (Kuzey'den Güney'e bakış).



Şekil 2.3. Kazdağ Metamorfitleri' ni kesen granitler (Eskiyayla Köyü doğusu-Gazekli tepe mevki, UTM Koordinatları: 03700-16500) (Güney'den Kuzey'e bakış).



Şekil 2.4. Kazdağ Metamorfitleti içerisindeki gnayslarda gelişmiş disharmonik kıvrımlanmalar (Eskiyayla Köyü doğusu–Çaltepe tepe mevki, UTM Koordinatları: 04709-17017) (Kuzey’den Güney’e bakış).

Birimin görülebiln en alt kesimlerinde, amfibolit ve gnayslar yer almakta ve bunlar üste doğru mika şistlere geçmektedir. Yer yer ara seviyeler halinde kuvarsit bantları da içeren istifin tavanını ise, çok kalın katmanlı (>1 m, yer yer 3-4 m) mermerler oluşturmaktadır. Tabandaki amfibolit ve gnayslar, yeşilimsi–sarımsı renkli olup, belirgin yapraklanma düzlemlerine sahiptir. Özellikle gnays seviyeleri arasında, bordo–şarabi renkli, oldukça dayanımlı, kalın katmanlı (30 cm–1 m) kuvarsit seviyeleri bulunmaktadır. İstifin tavanını oluşturan mermerler ise, sarımsı-boz renkli olup, çok dayanımlı oldukları için topografyada belirgin yükselteler oluşturmuşlardır. İstifin kalınlığı ile ilgili bir bulguya ulaşılamamıştır.

Dokanak ilişkileri ve yapısal sorunlar

İnceleme alanında Kazdağ Metamorfitleri, stratigrafik olarak en alt birliği teşkil etmesine karşın, morfolojik olarak en üst seviyelerde yer almaktadır. Bunun nedeni, kısmen litolojik olmakla beraber, daha çok tektoniktir.

Kazdağ Metamorfitleri' nin, hem Karakaya Kompleksi hem de Kanlıoba Melanjı ile olan dokanağı tektoniktir.

Karakaya Kompleksi' nin çökeltme ortamını ve tektonik gelişimini izah eden, birisi rift modeli, diğeri yitim-eklenme modeli olmak üzere, iki model söz konusudur (Okay ve Göncüoğlu, 2004). Bu modellerden her ikisinde de, Karakaya Denizi' nin Geç Triyas' ta kapandığı görüşü kabul edilmektedir. Karakaya Kompleksi, oluşumunu takip eden dönemde, Kazdağ Metamorfitleri üzerine itilmiş, sonraki neotektonik rejim değişimiyle birlikte, yüksek açılı bir normal fay ile Kazdağ Masifi üzerinden sıyrılmıştır. Benzer ilişki Kanlıoba Melanjı için de geçerlidir. İnter Pontid Okyanusu'nun kapanmasını takip eden dönemde, ofiyolitik kütle Kazdağ Masifi üzerine itilmiş, sonraki dönemde, Kuzey Anadolu Fayı'nın bölgedeki uzantılarından olan Eskiya-la-Zeybekçayırı Fayı ile masif üzerinden kuzeye doğru sıyrıldığı düşünülmektedir.

Kazdağ Metamorfitleri' nin, Karakaya Kompleksi ile olan dokanağı açık değildir. Dokanak ilişkisi; her iki kaya grubunun gerek litolojik gerekse yapısal konum farklılıklarına göre belirlenmiştir. Eskiya-la-Sazak köyleri arasında, Bıçkı dere mevkiinde, Kazdağ Metamorfitleri' ne ait kayalar, amfibolit-mikaşist ve mermerlerden oluşmakta olup, kuzeydoğuya dalımlı bir antiklinal yapı sunmaktadırlar. Bu alandan doğuya doğru (Sazak köyü güneybatısı-Başmezartepe mevki) gidildikçe, hem litoloji hem de yapı değişmektedir. Sazak köyü dolaylarında Kazdağ Metamorfitleri' nin yerini; kuzeye doğru 40°-45° eğimli belirgin yapraklanma düzlemlerine sahip, Karakaya Kompleksi birimlerinden olan, fillat-kloritşist-metatüflerden oluşmuş Torasan Metamorfitleri almaktadır.

Kazdağ Metamorfitleri' nin granitik kayalarla olan dokanağı intrüziiftir. Bu ilişki en iyi Eskiya-la köyü doğusunda gözlenmektedir. Eskiya-la Köyü'nden doğuya doğru

gidildikçe dereceli olarak önce kontak metamorfik zona, sonra da Kazdağ Metamorfikleri' ne ait mika şistlere geçilir.

Kazdağ Masifi' nin yükselerek bugünkü konumunu alması ile ilgili iki görüş söz konusudur. Siyako vd. (1989)'ne göre, Masif' in yükselimi, Erken Miyosen yaşlı (İnci, 1984) Küçükkuşu Formasyonu'nun (Saka, 1979) oluşumundan sonradır. Yılmaz (2001)'a göre ise Kazdağ'ın yükselerek bugünkü konumunu alması, Erken Pliyosen sonrasıdır. İnceleme alanında, Kazdağ Masifi'nin yükselimi yaşı ile ilgili bir bulgu olmamasına karşın, yazarın Bayramiç–Ezine arasında yaptığı saha çalışmalarına göre, bu yaş Erken Pliyosen sonrası olmalıdır. Çünkü; anılan alanda, Bayramiç Formasyonu, Kazdağ Masifi' ne ait çakıl ve bloklar ihtiva eden kalın bir çökel istif sunmaktadır.

2.1.2. Karakaya Kompleksi Metamorfik Kayaları

Pontidlerin Sakarya Zonu'nda geniş yayılımı olan, Jura öncesi bu orojenik kompleks, ilk defa Bingöl vd. (1975) tarafından Karakaya Formasyonu olarak, Biga Yarımadası'nda tanımlanmıştır. Karakaya Formasyonu' nun tek bir birimden ziyade, bir çok muhtemel eş yaşlı birimlerden oluşması ve bu birimler arası ilişkilerin açık olmaması sebebiyle, bir çok araştırmacı formasyon yerine “Kompleks” terimini kullanmışlardır (Şengör vd., 1984; Okay, 1988, 1989; Okay ve Göncüoğlu, 2004). Uluslararası Stratigrafi Komitesi tarafından hazırlanan Uluslararası Stratigrafi Kılavuzu (1977), bir litostratigrafi birimi olarak kompleksin tanımını şu şekilde yapmaktadır; “ Bir veya birden fazla kaya sınıfına ait (tortul, magmatik veya metamorfik), çeşitli tipte kayalardan oluşan ve bu kayalar arasındaki ilksel ilişkiler, geçirdikleri çok karmaşık deformasyondan ötürü belirlenemeyen litostratigrafi birimine KOMPLEKS denir.....Kompleks, merteye olarak grup, formasyon ya da üyeye eş değer olabilir”. Bu tanımdan da anlaşılacağı üzere, grup ya da formasyon ile kompleks arasındaki en önemli fark, birinde kayalar arasındaki ilksel ilişkilerin bilinmesi, diğerinde ise kuvvetli deformasyon nedeniyle belirsiz olmasıdır.

Bu çalışmada, birim içerisinde, birbirleriyle olan ilişkileri çok net olmamakla birlikte, benzer yaşta, fakat değişik havza koşulları ve tektonik ortamları yansıtan üç farklı tektonik birlik haritalanmış ve bu çalışmada formasyon yerine kompleks terimi tercih

edilmiştir. Adlandırmalarda, önceki çalışmalarda kullanılan adlar kullanılmıştır. Bu birimler, alttan üste doğru;

- Torasan Metamorfitlei,
- Çal Birimi
- Orhanlar Grovakı' dır.

2.1.2.1. Torasan Metamorfitlei (Trkt)

Tanım–Genel yayılım

Torasan Metamorfitlei, ilk defa Okay (1988) tarafından tanımlanmış olup, başlıca ince–orta taneli, belirgin bir yapraklanma gösteren açık gri–gümüş renkli fillat, grafitli mikaşist, metatüflerden oluşmakta ve seyrek olarak mermer ara seviyeleri içermektedir.

Çalışılan sahada birim, Yenice–Çan karayolu güney kesimlerinde, Sazak köyü ve dolaylarında yüzeylemektedir. Birimin en iyi gözleendiği alan ise Çınarcık–Sazak yolu ve çevresidir.

İstif ve Litoloji

Torasan Metamorfitlei, Kazdağ Metamorfitlei üzerinde duran, Karakaya Kompleksi' ne ait en alt tektonik birliği oluşturur. Birim başlıca, gri–gümüş renkli fillat, grafitli mikaşist ve yeşilimsi renkli metatüften oluşmakta olup, kuzeye 45°–50° eğimli yapraklanma düzlemlerine sahiptir (Şekil 2.5). İçerisinde, yer yer kalınlıkları 10 m yi bulan, koyu gri–kırmızımsı renkli mermer ara seviyeleri ve mega blokları barındırır. Bu bloklar en iyi Çınarcık köyü civarında gözlenir.



Şekil 2.5. Çınarcık–Sazak yolunda Torasan Metamorfileri’ ne ait filatlardan bir görünüm (UTM Koordinatları: 15095-21418) (KD’ dan GB’ ya bakış).

Dokanak ilişkileri ve yapısal sorunlar

Torasan Metamorfileri, tabanda tektonik olarak Kazdağ Metamorfileri’ni üzerler. Birimin tavanında, Karakaya Kompleksi’ne ait Çal Birimi bulunmaktadır. Arazide bu iki birim arasındaki dokanak izlenememekle birlikte, önceki çalışmalardan bu dokanağın tektonik olduğu belirtilmektedir (Okay, 1988). Bu iki birimin haritalama sırasındaki ayrımı, litolojik ve yapısal konum farklılıklarına göre yapılmıştır. Çal birimi, Torasan Metamorfileri’ nin aksine, daha çok olistostromal niteliktedir. Bünyesinde mm’den km’ye varan boyutlarda, yabancı blokları sıkça barındıran daha kaotik bir iç yapıya sahiptir ve sık aralılarla değişen yapraklanma düzlemleri sunar.

Torasan Metamorfileri, Karakaya Kompleksi birimleri içerisinde en düzenli içyapı sunan birimdir. Yapraklanma doğrultuları kendi içerisinde uyumluluk göstermekte olup, genellikle 45°-50° ile kuzeye doğrudur.

2.1.2.2. al Birimi (Trkç)

Tanım–Genel yayılım

Birim ilk defa Blanc (1969) tarafından al Köyü Serisi olarak adlanmış ve tanımlanmıştır. Birimin ismi, Yenice–an karayolu kuzey kenarında yer alan al Köyü’nden gelmektedir. Sonraki dönemlerde birim, Karakaya Kompleksi içerisinde değerlendirilmiş ve al Birimi olarak adlandırılmıştır (Okay, 1988, 1989).

Birimin en belirgin özelliği, boyutları mm ile km arasında değişen, genellikle bol fosilli Permiyen kireçtaşı blokları içermesidir. Bu bloklar genellikle, spilit hamuru içerisinde, nadiren de meta kumtaşları içerisinde gözlenmektedir (şekil 2.6).

İnceleme alanında birim, Yenice kuzey ve kuzeybatısında, Yenice–an karayolunun kuzey kesimlerinde mostra verir.



şekil 2.6. al Birimi içerisinde metrik boyutta gözlenen Permiyen kireçtaşı bloğu (Aşağıkaraaşık köyü güneyi, UTM Koordinatları: 16947-25064) (GD’dan KB’ya bakış).

İstif ve litoloji

Çal birimi, başlıca spilit, metakumtaşı, şist ve değişik boyda Permiyen kireçtaşı blokları içeren olistostromal nitelikli bir birimdir. Olistolitler genellikle, yeşilimsi renkli spilit hamuru içerisinde yer alır. Spilitler ve olistolitler birimin büyük bir bölümünü oluştururlar. Birim içerisinde, özellikle Çal ve Aşağıkaraaşık köyü dolaylarında, sarımsı–gri renkli, meta kumtaşı ile Karaköy kuzeyindeki Arap uçan dere mevkiinde, meta şeyl, kuvarsit bantları ve bordo–şarabi renkli konglomera seviyeleri bulunur. Bu konglomera seviyeleri dike yakın eğimli, küçük atımlı faylarla kesilmiştir (Şekil 2.7).



Şekil 2.7. Çal Birimi içerisindeki konglomera seviyeleri ve bunları kesen faylar (Karaköy kuzeyi, Arapuçan dere mevki, UTM Koordinatları: 31410-27123) (KD' dan GB' ya bakış).

Dokanak ilişkileri ve yapısal sorunlar

Çal Birimi'nin tabanında, Karakaya Kompleksi'nin en alt seviyelerini oluşturan Torasan Metamorfitleri bulunmaktadır. Birimin üzerinde ise, stratigrafik olarak uyumsuz bir dokanakla, Orta–Geç (?) Jura yaşlı Bayırköy Formasyonu bulunur. Birimin taban dokanağı açık değildir, ancak tavan dokanağı, Çal köyü batısında yer alan Çavuştaşı tepenin güneyinde açıkça görülebilir. Bu alanda Bayırköy Formasyonu, malzemesini Çal Birimi'nden aldığı, fazla kalın olmayan (3-4 m) bir taban konglomerası ile Çal Birimi üzerinde uyumsuzlukla durmaktadır.

Nevruz ve Çakıroba köyü dolaylarında, birimin içerisine sokulan granitik kütlelerin kontak metamorfizması sonucu bu alanlarda alterasyon zonları gelişmiştir.

2.1.2.3. Orhanlar Grovak'ı (Trko)

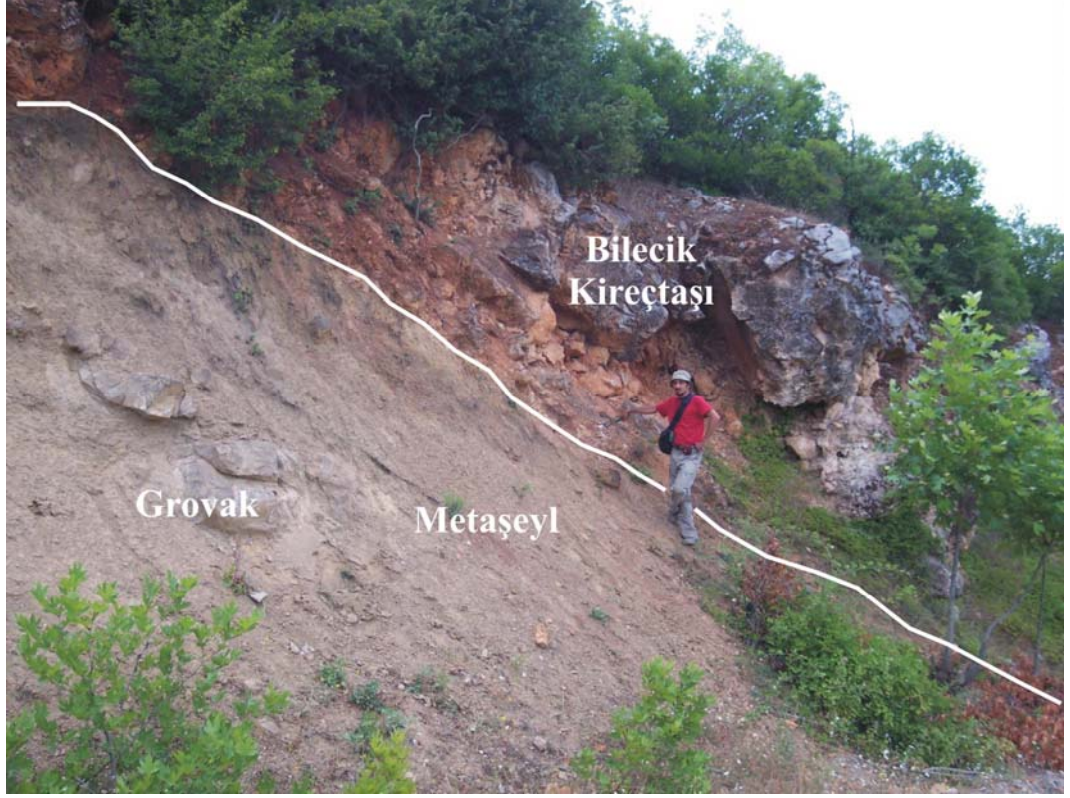
Tanım-Genel yayılım

Birim ilk defa Brinkman (1971) tarafından Orhanlar Tabakaları olarak isimlendirilmiş ve tanımlanmış, daha sonra Okay (1989) tarafından Orhanlar Grovak'ı olarak değiştirilmiştir. Orhanlar Grovak'ı; sarımsı kahve renkli, şeyl–kumtaşı–volkanosedimanter kayalardan oluşmakta olup yer yer kireçtaşı blokları da barındırmaktadır.

İnceleme alanında, sadece Yenice–Hamdibey karayolu, Söğütçükçal tepe mevkiinde ve Karasu köyü güneydoğusunda küçük bir alanda mostra vermektedir.

İstif ve litoloji

Orhanlar Grovak'ı, sarımsı–kahve renkli, bol kırıklı, tabakalanmanın genellikle belirgin olmadığı; şeyl, orta–iri taneli, kötü boylanmalı grovak ve volkanosedimanter kayalardan oluşur. Çalışma sahasının sınırları dışında, Pazarköy dolaylarında (Pazarköy güneyi–Akçapınar mevki), Orhanlar Grovak'ı, yer yer 3-4 m kalınlığa sahip olup, Bilecik kireçtaşı tabakaları ile uyumlu–geçişli bir istif sunmaktadır (Şekil 2.8).



Şekil 2.8. Orhanlar Grovakı ile Bilecik Kireçtaşı'nın dokanak ilişkisi (İnceleme alanı sınırları dışındaki Pazarköy güneyi–Akçapınar mevki–GB'dan KD'ya bakış).

Dokanak ilişkileri ve yapısal sorunlar

Çalışılan sahada, Orhanlar Grovakı'nın taban dokanağı gözlenememiştir. Birimin tavan dokanağı, Bilecik kireçtaşı ile uyumlu-geçişlidir. Birim, yer yer küçük atımlı, normal faylarla kesilmiştir (Şekil 2.9).



Şekil 2.9. Orhanlar Grovak'ı ve içerisindeki metaşeyl seviyelerini kesen normal fayın görünümü (Karasu köyü güneydoğusu - KD' dan GB' ya bakış).

2.2. Mesozoyik Çökel Kayaları

Mesozoyik çökel kayaları, Bayırköy Formasyonu ve Bilecik Kireçtaşı olmak üzere iki grupta incelenmiştir.

2.2.1. Bayırköy Formasyonu (Jba)

Tanım–Genel yayılım

İnceleme alanında, Karakaya Kompleksi birimlerinden Çal birimi üzerine taban konglomerası ile başlayan üste doğru kireçtaşlarına geçen birim, Okay (1989) tarafından Bayırköy Formasyonu olarak isimlendirilmiştir.

Çalışma alanında, Yenice–Çan karayolunun kuzeydoğu kesiminde yer alan Çal köyü dolaylarında küçük bir alanda mostra verir.

İstif ve litoloji

Birim; Çal köyü civarında, üzerine uyumsuzlukla geldiği Çal Birimi'nden türeyen grimsi–kahverengi, orta–kalın katmanlı, kötü boylanmalı taban kongloması ile başlar ve üste doğru grimsi beyazımsı, yer yer pembemsi renkli kireçtaşlarına geçer. Bu ilişki Çal Köyü batısındaki Çavuştaşı tepede gözlenebilir (Şekil 2.10).



Şekil 2.10. Bayırköy Formasyonu ve Çal Birimi'nin dokanak ilişkisi (Çal Köyü batısındaki Çavuştaşı tepe güneyi, UTM Koordinatları: 12956-25912) (Güney'den Kuzey'e bakış).

Dokanak ilişkileri ve yapısal sorunlar

Bayırköy Formasyonu, tabanda Karakaya Kompleksi Çal Birimi üzerinde uyumsuzlukla yer alır. İnceleme alanı sınırları içerisinde Bayırköy Formasyonu'nun tavan dokanağı gözlenememiştir. Okay (1989), Bayırköy Formasyonu'nun tavan dokanağının Bilecik Kireçtaşı ile uyumlu–geçişli olduğunu belirtmiştir.

2.2.2. Bilecik Kireçtaşı (Jbi)

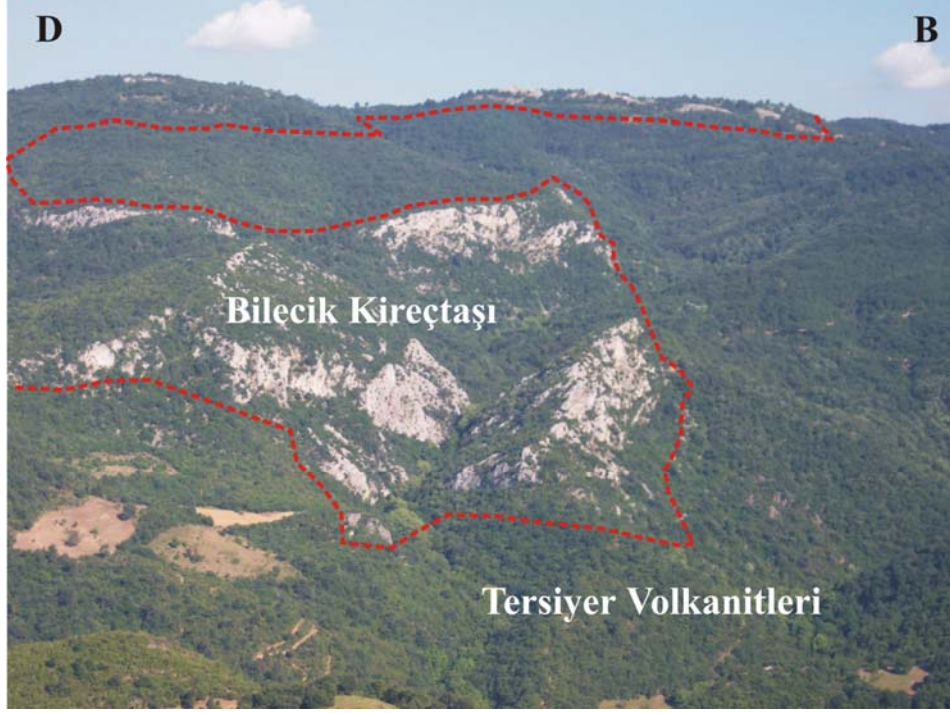
Tanım–Genel yayılım

Bayırköy Formasyonu üzerine gelen açık renkli, kalın katmanlı, yer yer masif görünümlü birimin ismi Orta Sakarya bölgesinden gelmektedir (Altınlı, 1975).

İnceleme alanında, Yenice–Gönen karayolu boyunca Ortaoba, Gaybular, Ilıcaoba köyleri ile Gönen KB'sındaki Dereköy, Akçapınar ve İncirli köyleri dolaylarında gözlenir.

İstif ve litoloji

Bilecik Kireçtaşı, beyazımsı–gri renkli, çoğunlukla masif yer yer de orta–kalın katmanlı, sert, bol çatlaklı, çatlakları kalsit dolgulu, kireçtaşı, rekristalize kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşı seviyelerinden oluşur. İnceleme alanında, özellikle Yenice–Gönen karayoluna paralel dar ve derin vadinin kuzey ve güney kesimlerinde masif ve sarp yükseltiler şeklinde izlenen (Şekil 2.11) Bilecik Kireçtaşı, bazı alanlarda ise orta–kalın katmanlı ve düşük topografyalıdır.



Şekil 2.11. Bilecik Kireçtaşı'nın masif ve sarp morfoloji gösteren kesimleri (Ortaoba Köyü güneyi) (Ortaoba'dan Güney'e bakış).

Dokanak ilişkileri ve yapısal sorunlar

İnceleme alanında Bilecik Kireçtaşı'nın taban ve tavan dokanakları izlenememiştir. Ancak, birimin tabanında da Bayırköy Formasyonu, tavanında ise paralel bir uyumsuzlukla (Görür, 1989 ile sözlü görüşen Okay, 1989) Senomaniyen–Turoniyen yaşlı Vezirhan Formasyonu'nun yer aldığı rapor edilmiştir (Altınlı, 1975; Saner, 1980).

Bilecik Kireçtaşı'nın Çan Volkanitleri ile olan dokanağı uyumsuzdur. Çan Volkanitleri Bilecik Kireçtaşı üzerine akmış ve dokanağında pişme zonu oluşturmuştur. Bu ilişki en iyi Yenice–Çan karayolu Ortaoba güneydoğusunda gözlenir. Birimin Neojen ve Kuvaterner yaşlı çökel kayalarıyla olan dokanağı ise stragrafik olarak uyumsuzdur.

2.3. Ofiyolitik Kayalar (Krük)

Tanım–Genel Yayılım

İnceleme alanının güneybatısındaki Kanlıoba ile Zeybekçayırı Köyü dolaylarında yüzlek veren birim, Kanlıoba Melanjı olarak adlandırılmıştır (Okay, 1988).

İstif ve Litoloji

Kanlıoba güneybatısında Kanlıoba Melanjı, metakumtaşı, metaşeyl ardalanması ile başlar, üste doğru içerisinde yer yer serpantinit blokları barındıran çamurtaşı istifine geçer, doğuya doğru ise serpantinit blokları daha masif olarak görünür. İstif bu alanda 70°-75° ile kuzeye eğimlidir. Birimin çoğunluğu mavimsi yeşilimsi renkli serpantinitlerden oluşur (Şekil 2.12). Serpantinitler içerisinde yer yer ezik zonlar halinde gnaysik ve spilitik seviyeler bulunur.

Kanlıoba Melanjı'nın, benzer stratigrafik ve litolojik özellikleri nedeniyle, Çetmi Ofiyolitik Melanjı'nın (Okay,1987), inceleme alanındaki karşılığı olduğu düşünülmektedir. Kanlıoba Melanjı'nın Çetmi Ofiyolitik Melanjı ile eşleştirilmesine gerekçe olarak üç madde sayılabilir;

- 1- Kanlıoba Melanjı'nın da tıpkı Çetmi Melanjı'nda olduğu gibi Kazdağ Metamorfizmi ile olan dokanağı tektoniktir.
- 2- Tıpkı Çetmi Melanjı'nda olduğu gibi Oligo-Miyosen yaşlı sığ sokulumlarla kesilmiştir (Çetmi Melanjı için Evciler plütönu, Kanlıoba Melanjı için Eskiya-la-Zeybekçayırı bölgesindeki granodiyoritik kütleler)
- 3- Miyosen volkanitleri tarafından her iki melanj da örtülmektedir.



Şekil 2.12. Kanlıoba Melanjı içerisindeki serpantinitlelerden bir görünüm (Kanlıoba Köyü doğusu, UTM Koordinatları: 97530-13245).

Dokanak ilişkileri ve yapısal sorunlar

Kanlıoba Melanjı'nın Kazdağ Metamorfizmaları ile olan dokanağı tektoniktir. Tektonik dokanağın türü hakkında fay düzlemi kanıtları olmamakla beraber, morfolojik ve bölgesel tektonik bilgilere göre KAF'nın bölgedeki uzantılarından olmalıdır. Kanlıoba Melanjı'nın yerleşimi sırasında Kazdağ Masifi ile meydana gelen tektonik dokanağın, KAF'nın bölgedeki aktivitesi ile tekrar aktivite kazandığı düşünülmektedir.

2.4. Magmatik Kayalar

Torid-Anatolid ve Sakarya kıtaları arasındaki çarpışma sonrası Oligo-Miyosen periyodunda, Batı Anadolu'da geniş yayılım gösteren bir magmatik aktivite gelişmiştir. Bunun ürünleri hem plütonik hem de volkanik kayalardır.

Magmatik kayalar, Plütonik kayalar ve Çan Volkanitleri olmak üzere iki grupta verilmiştir.

2.4.1. Plütonik kayalar (Tgr)

Tanım–Genel yayılım

İnceleme alanında Alpin yaşta olduğu düşünülen birkaç küçük mostra halinde granodiyoritik kayalar bulunur. Yenice güneyi, Çakıroba ve Nevruz köyleri arası, Sazak güneybatısı, Eskiayla, Zeybekçayırı ve Kanlıoba köyü dolaylarında gözlenen granodiyoritik kayalar, granit, granodiyorit, kuvarslı monzodiyorit bileşimindedir. Anıl ve diğerleri (1989), Çakıroba–Nevruz granitoyidinde yaptıkları K-Ar yaş tayini sonucu, 24 ma yaş elde etmişlerdir.

Litoloji

İnceleme alanının güneybatı kesimlerinde, Kanlıoba, Zeybekçayırı dolaylarında yüzlekler veren plütonik kayaların, benzer litolojik özellikleri ve stratigrafik konumları ve morfolojik konumları gereği, Evciler plütununun bu bölgedeki uzantıları olduğu düşünülmektedir. Evciler plütunu, Kazdağ kuzeyinde Çetmi Ofiyolitik Melanji'ni kesen ve dokanağında kontak bir zon meydana getiren KD-GB uzanımlı bir plütundur. Kanlıoba, Zeybekçayırı dolaylarında, Çetmi Ofiyolitik Melanji' nin yöredeki eşdeğeri olan Kanlıoba Melanji'ni kesen, KD-GB uzanımlı granodiyoritik kütleler, benzer litolojik, morfolojik ve yaş verilerine dayanılarak Evciler Plütunu' nun eşdeğeri olarak düşünülmektedir.

Eskiayla Köyü dolaylarında gözlenen granitik kütle, orta taneli plajiyoklaz, kuvars, hornblend ve muskovitten oluşmuş, homojen dokulu ve eş tane boyuna sahip granodiyoritik kayalardan oluşur.

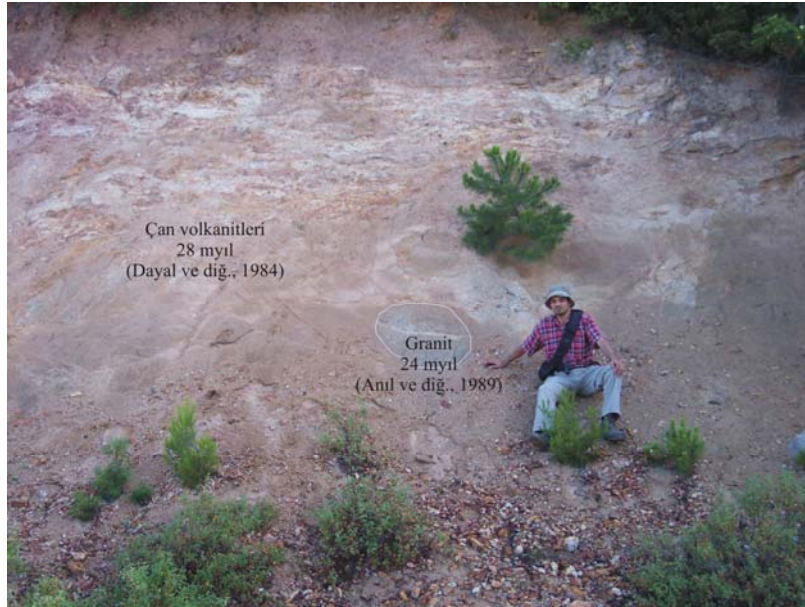
Yenice güneyindeki granodiyoritik kütle; Yenice Ovası'nın kuzeyindeki Nevruz–Çakıroba Granodiyoriti' nin, Yenice – Gönen Fayı tarafından kesilmesi ile güneybatıya

doğru ötelenmiş olarak görülür. Bu alanda granit, faylanmaya bağlı olarak oldukça arenitleşmiştir.

Nevruz–Çakıroba Granodiyoriti (Anıl vd.,1989)’ni oluşturan minerallerin çoğu çıplak gözle rahatlıkla seçilebilmektedir. Bunlar, kuvars, feldispat, plajiyoklaz, biyotit ve hornblenddir. Tanesel dokuya sahip kayaç, yer yer KD-GB gidişli dayklarla kesilmiştir. Dayklar birkaç cm ile birkaç on cm arasında değişen kalıklara sahip olup, pembemsi renkli ortoklaz, kuvars ve nadir olarak da koyu renkli mineral içerir. Çakıroba köyü kuzey–kuzeydoğusunda gözlenen dayklarda pirit, kalkopirit ve manyetit cevherleşmelerine rastlanılmıştır. Anıl (1989), Çakıroba Granodiyoriti’ne bağlı olarak skarnlaşmalar ve Şelit cevherleşmesi saptamıştır.

Dokanak ilişkileri ve yapısal sorunlar

Plütonik kayaların, Kazdağ Metamorfileri, Karakaya Kompleksi ve Mesozoyik Karbonat Kayaları ile olan dokanağı intrüziftir. Benzer yaşı granit ve Çan Volkanitlerinin dokanağı da intrüziftir. Bu ilişki en iyi, Yenice–Gönen karayolu Güzeloba Köyü güneyinde gözlenmektedir (Şekil 2. 13).



Şekil 2.13. Granitik kayaçlarla Çan Volkanitleri’ nin dokanak ilişkisi (Yenice–Gönen karayolu, Güzeloba Köyü güneyi) (Güney’den Kuzey’e bakış).

2.4.2. Çan Volkanitleri (Tv1-Tv2)

Tanım–Genel yayılım

İnceleme alanında geniş alanlarda yayılım sunan volkanik (Tv1) ve volkanoklastik kayalar (Tv2), Ercan vd. (1995) tarafından “Çan Volkanitleri” olarak isimlendirilmişlerdir. Çan Volkanitlerinin yaşı, Dayal (1984)’ ın Yenice dolaylarındaki andezitik lavlarda yapmış olduğu radyometrik yaş tayini (K/Ar) ile elde ettiği $28,2 \pm 1,4$ ve $28,0 \pm 0,9$ ma yaşlara göre Üst Oligosen’dir.

Çan Volkanitleri; andezit, dasit, riyodasit türde lav, tuf ve aglomeralardan oluşmakta (Tv1) (Şekil 2.14), üst seviyelere doğru kömür ara katkılı volkanoklastik bir istif geçmektedir (Tv2) (Şekil 2.15 ve 2.16).

İnceleme alanında, Çan Volkanitleri içerisindeki lav ve tüflerin büyük çoğunluğu alterasyona uğramış (Şekil 2.17), faylara yakın kesimlerde ve granit dokanağına yakın alanlarda silisifiye olmuştur. Bunlar arazide, sarımsı, kırmızımsı, kahverengi ve yeşil renklerde görülür. Ayrışmamış lavlar ise genellikle koyu renklerde izlenir.

Volkanoklastik istif; taban seviyelerinde beyazımsı–sarı renkli kumtaşları ile başlar, üste doğru yeşilimsi gri renkli kilitaşlarına geçer. Kilitaşlarının üzerinde kalınlıkları birkaç santimetre ile 1-1,5 m arasında değişen kömür ara katkılı marnlar bulunur. İnceleme alanında kömür ara katkılı bu seviyeler, Gaybular köyü KB’ sında, Küpçıkı köyü GB’sı nda, Kavakoba köyü GB’sında ve Korudeğirmeni köyü GD’sunda izlenir.



Şekil 2.14. Çan Volkanitleri'ndeki aglomera seviyelerinden bir görünüm (Gaybular–Ortaoba eski köy yolu).



Şekil 2.15. Çan Volkanitleri'nde yer alan kömürlü volkanoklastik istifin görünümü (Gaybular KB'sı, UTM Koordinatlar: 42725-33846) (Güney'den Kuzey'e bakış).



Şekil 2.16. Çan Volkanitleri içerisindeki kömür ara seviyeleri (Küpçıktı köyü–Soğuksu Dere mevkii, UTM Koordinatlar: 66050-38286) (Kuzey’den Güney’e bakış).



Şekil 2.17. Çan Volkanitlerinde görülen alterasyon (Yenice–Gönen karayolu, Güzeloba köyü GB’sı, UTM Koordinatlar: 34723-24335) (Güney’den Kuzey’e bakış).

2.4.3. Tersiyer Volkanizmasının oluşumu ve Kökeni üzerine

Kuzeybatı Anadolu Tersiyer volkanizmasının jeokimyasal özellikleri, volkanolojik evrimi ve kökeni konusunda yapılan çalışmalar ve tartışmalar uzun zamandan beri devam etmektedir, Biga Yarımadası'nın bulunduğu bölgenin, geçmişte "Sakarya kıtası" olarak adlandırılan kesimi ile daha güneyde yer alan Toros kıtası arasında bulunan okyanusun kapanması ve kıta-kıta çarpışmasının Geç Kretase'de başlayıp Erken Tersiyer'de sona erdiği (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz vd., 1994) öne sürülmekte, ancak kıtaların okyanusal gerecin bütünüyle yok olmasının ardından birbirlerine kuzey-güney yönlü yakınlaşmalarının Eosen'de de devam ettiği belirtilmektedir (Yılmaz, 1995). Bu yaklaşma kıta kabuğu ve litosferde kısalıp kalınlaşma ile karşılanmış ve sıkışma sistemi olasılıkla Orta Miyosen'e kadar sürmüştür (Yılmaz, 1989). Ayrıca, Okay (1984), Okay ve Kelley (1994) ile Harris ve diğerleri (1994) gibi araştırmacılar da benzer fikirler öne sürmekte ve Kuzeybatı Anadolu'da yüzlekler veren mavişist topluluklarına değinerek bu kayaların, Jura-Alt Kretase döneminde güneydeki Toros kıtasının (Taurid-Apulia plakası), kuzeydeki Pontid kıta kenarını temsil eden Sakarya zonu altına dalmakta olduğunu gösterdiklerini, bu iki plaka arasındaki çarpışmanın Orta Eosen'den daha önce olasılıkla Üst Kretase'de meydana geldiğini belirtmektedirler.

Orta Miyosen'de ise K-G yönlü sıkışma, yerini, K-G gerilme sistemine bırakmış, bu yeni tektonik rejim sonucu olarak da bölgede graben sistemi gelişmiştir (Yılmaz, 1995). Bu yeni tektonik rejimin sebebi ise, Doğu Anadolu'da Arap plakası ile Anadolu plakası arasında meydana gelen Eosen sonrası çarpışması, Doğu Anadolu ve Kuzey Anadolu transform faylarının gelişimi, böylece Anadolu plakasının batıya doğru olan hareketi ile bu plakanın batıya olan hareketini frenleyecek Yunan makaslama zonunun bulunmasıdır (Şengör, 1979; Şengör ve Kidd, 1979). Böylece Ege bölgesinde doğu-batı yönde bir sıkışma, bunun sonucu olarak kuzey-güney yönde de bir gerilme rejimi etkin olmuştur. Bu dönemde etkin bir magmatik faaliyet de başlamıştır, Biga Yarımadası'ndaki Eosen volkanitleri, jeolojik ve jeokimyasal özellikleri göz önüne alınarak, yukarıda belirtilen paleotektonik görüşler çerçevesinde değerlendirildiğinde, bir ada yayı volkanizma sisteminin yitimle ilişkili son ürünleri olarak meydana gelmiş olabilecekleri ortaya çıkar (Ercan vd., 1995). Hatta bunların bölgede çarpışma sonrası volkanizmasının (Post-Collisional Volcanism) ilk ürünleri olarak meydana gelebilecekleri de gözden uzak

tutulmamalıdır. Nitekim Biga Yarımadası'ndaki Eosen volkanizmasının, daha doğuda Armutlu Yarımadası'nda bulunan yüzleklerinde çalışan Genç ve Yılmaz (1994), bölgede yitimle ilişkili yay magmatizmasının etkinliğinin Alt Tersiyer'de sona erdiğini ve Orta Eosen'de yeni bir magmatik rejimin etkin olduğunu, bunun çarpışma sonrası magmatizması olarak nitelendirilebileceğini öne sürmektedirler. Bölgede dalma-batma olayından sonra etkin olan plaka çarpışması sonucunda kabuk kalınlaşması meydana gelmiş ve Eosen'den Miyosen'e kadar süren dönemde, üst manto kökenli magma sıkışmaya bağlı olarak kısalıp kalınlaşan kıta kabuğundan etkilenecek ve jeokimyasal olarak kirlenmeye uğrayarak yeryüzüne ulaşmıştır. Oligosen ve Erken- Orta Miyosen yaşlı volkanik kayaçların jeokimyasal özellikleri ile stronsiyum ve Neodmiyum izotopsal değerleri, bunların tümünün melez (hibrid) nitelikli olduklarını işaret etmektedir (Ercan vd., 1995). Orta Miyosen'den sonra bölgede yeni bir tektonik rejim etkin olması ve kuzey-güney yönlü gerilme sisteminin gelişmesi sonucunda kabuk incelmeye meydana gelmiş ve önceleri kıta kabuğundan kirlenmeye uğrayarak hibrid volkanitleri meydana getiren magma, gerilme sistemi içinde kıta kabuğu normal kalınlığına dönerken, bu özelliğini kaybederek ince kabuk içinde daha temiz olarak yeryüzüne ulaşmış ve Geç Miyosen yaşlı alkali nitelikli bazaltik lavları meydana getirmiştir (Ercan vd., 1995).

Ercan vd., (1995)'nin çalışmasına göre; Stronsiyum izotop oranları arttıkça, Neodmiyum izotop oranları azalmakta, Üst Miyosen öncesi tüm volkanitler melez volkanitlerin izotop değerlerini taşımaktadırlar. İzotopsal değerlerin, örneklerin yaşları ile olan ilişkileri incelenerek; bölge magmatizmasının 40 ma dan bu yana izotopsal evrimi belirginleştirilmiştir. Örneğin, Neodmiyum izotop oranı ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) Eosende 0.51259 iken 15 ma öncesine doğru bu oransallık değeri giderek düşmüş ve kıtasal kabuğun etkileri artmıştır. Ancak 10 ma önce birdenbire bu oransallık artmış ve 0.51299'a çıkmış manto köküne yaklaşmıştır. Stronsiyum izotop oranları da ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) aynı sonucu vermektedir. 40 ma önce bu oranlar 0.7059 civarında iken 15 ma öncesine doğru kabuksal özümlemenin artmasıyla birlikte giderek artarak 0.7088'e ulaşmıştır. 10 ma öncesinde yeni tektonik rejimle meydana gelen lavlarda ise birdenbire 0,7030'a düşerek manto bileşimine yaklaşmış, kıtasal kabuğun etkileri azalmıştır. Trakya Yarımadası Senozoyik volkanizmasında yapılan izotopik ölçümler de Biga Yarımadası'ndakilere tamamen uyum sağlamaktadır (Ercan, 1992). Biga Yarımadası

güneyinde, geniş bir alanda yaygın yüzlekler veren eş yaşlı volkanitlerle yapılan izotopsal ölçümler de aynı sonuçları vermekte, Kuvaterner yaşlı Kula alkali bazaltlarının manto köküne en yakın jeokimyasal özellikler taşıdıkları gözlenmektedir (Ercan vd., 1985; Gülen vd., 1986; Güleç, 1991; Ercan, 1993). Buna karşın, Biga Yarımadası'ndaki Erken-Orta Miyosen volkanizmasının daha güneye doğru devamı niteliğinde olan Midilli adasındaki volkanitlerde izotopsal çalışmalar yapan Pe-Piper (1994) gibi araştırmacılar, özellikle kurşun izotop oran ölçüm değerlerinin bu volkanitleri oluşturan magmanın manto ve üst kabuğa yakın bileşimli olduğunu gösterdiğini belirtmekte, ancak bu volkanitlerin sıkışma tektonik rejimi içinde değil, gerilme tektonik rejimi içinde meydana geldiğini öne sürmektedirler. Böylece Batı Anadolu magmatizmasının en önemli sorunlarının tektonik rejimin K-G yönlü sıkışmadan aynı yönlü gerilmeye geçerken meydana gelmiş olan değişimi, geçişin tam zamanı ve magmatizma ile tektonik rejim değişikliği arasındaki kesin ilişki olduğu görülmekte ve özellikle geniş alanlarda yaygın yüzlekleri olan Miyosen volkanizmasının Biga Yarımadası'ndan daha başka yerlerde olan yüzleklerinde de daha ayrıntılı çalışmalar yapılmasının gereği ortaya çıkmaktadır. Öte yandan, Biga Yarımadası'ndaki volkanik kayalarda son yıllarda yapılan Paleomanyetik çalışmalar az sayıda olmakla birlikte bazı veriler elde edilmiştir (İşseven vd., 1995). Biga Yarımadası'nda elde ettikleri paleomanyetik verileri değerlendirerek; Üst Oligosen yaşlı volkanizmanın bulunduğu alanlarda saatin tersi yönünde 20°-30° arasında bir rotasyon olduğunu, Erken-Orta Miyosen yaşlı volkanizmanın bulunduğu alanlarda. Edremit körfezinin kuzeyi için saatin tersi yönünde 25° lik rotasyon, güneyi için ise yine saatin tersi yönünde 15°-40° derece arasında rotasyonların bulunduğunu, Geç Miyosen yaşlı alanların ise saatin tersi yönünde 16° lik bir rotasyona sahip bulunduğunu saptamışlar, bu verilerin ışığı altında Kuzeybatı Anadolu'nun Neojen'den bu yana saatin tersi yönünde bir rotasyon hareketi yaptığını ve Edremit körfezinin kuzey ve güney kesimindeki levhaların birbirlerine göre farklı hızda hareket etmesi sonucu Edremit körfezinin açıldığını belirtmişlerdir (İşseven vd., 1995).

2.5. Neojen ökel Kayaları (Mk-P11-P12)

Tanım–Genel Yayılım

İnceleme alanında; Neojen ökel Kayaları, stratigrafik konumu gereği Geç Miyosen yaşıld olduğu düşünölen bir taban konglomerası ile başlar. Biga Yarımadası'nda Geç Miyosen yaşındaki alacalı çakıltaşı, kumtaşı, şeyl ve seyrek ince kireçtaşı seviyelerinden oluşun birim, Kopp (1964) ve Saltık (1974) tarafından Gazhandere Formasyonu olarak tanımlanmıştır. İnceleme alanındaki taban konglomerasının Gazhandere Formasyonu'nun karşılığı olduğu düşünölmektedir. Gazhandere Formasyonu'nun altında, Geç Oligosen yaşıld an Volkanitleri (Dayal, 1984) ve bu volkanitlerle uyumlu-geçişli kömür ara katkılı volkanoklastikler bulunur. Kömür ara katkılı bu volkanoklastik istifin, an Formasyonu içerisindeki kömür seviyelerinin karşılığı olduğu düşünölmektedir. an Formasyonu içerisindeki kömür seviyelerinden yapılan palinolojik incelemeler, bunların Benda ve Meulenkamp (1979) tarafından önerilen Eskihisar sporomorf topluluğuna çok benzediğini ve Erken-Orta Miyosen için karakteristik olduğunu göstermiştir (Ediger, 1988). Gazhandere Formasyonu, Pliyosen yaşıld Bayramiç Formasyonu (Siyako vd., 1989) tarafından örtölür. İnceleme alanında Bayramiç Formasyonu, gösel karbonat kayaları ve flüviyal karakterde çökellerden oluşmaktadır. İnceleme alanında Gönen ve çevresindeki az eğimli yamaçlarda mostra veren birim, kötü ve çok kötü boylanmış başlıca çakıltaşı, kumtaşı, kiltası ve bloklu çökellerden oluşur. Daha çok an Volkanitleri'ne ait çakıl ve bloklar ihtiva eden Bayramiç Formasyonu yanal ve düşey çok değişken bir istif sunmaktadır. Bayramiç Formasyonu'nun kalınlığı, Edremit Körfezi'ndeki Edremit-1 kuyusundan ve sismik kesitlerden elde edilen bilgilere göre 1500 m'yi bulmasına karşın (Siyako vd., 1989), Gönen ovasından yapılan sondaj verilerine göre ortalama 50 m dir (Gözöbol, 2001)

Neojen Tortul Kayaları, Gönen ve Yenice çöküntü alanları ile Yenice KB'sında yer alan Bekten Köyü ve Etili Beldesi civarında yüzlek vermektedir.

İstif ve Litoloji

Neojen çökel kayaları tabanda Gazhandere Formasyonu ile başlar. Gazhandere Formasyonu fazla kalın olmayan bir kongloması ile temsil olunur. Sarımsı-kahverengi, kötü boylanmalı, orta-iyi çimentolu, orta-kalın katmanlı olarak izlenen birim, tabanındaki kayaların çakıl ve bloklarını ihtiva eder (Şekil 2.18). İçerisinde andezit, bazalt türü volkanik çakıllar ve kireçtaşı blokları tanınabilmektedir.

Konglomeranın en iyi gözlemlendiği alan, Gönen batısındaki Karağaçalan Köyü KB'sıdır. Bazı alanlarda (Örneğin Gönen doğusunda), birim üzerinde, sarımsı-kahverengi, orta-iyi çimentolu, iyi boylanmalı, çapraz tabakalı, ince-orta katmanlı, yer yer laminalı kumtaşı, kiltası, silttaşı ardaşmasından oluşan Bayramiç Formasyonu'na (P11 ve P12) ait kırıntılı kayalar bulunur (Şekil 2.19). Bazı alanlarda ise (Örneğin, Gönen güney ve batısında) taban çakıltaşlarının üzerinde Bayramiç Formasyonu'na ait gölsel karbonat kayaları (P12) bulunur. Gölsel karbonat kayaları, Bayramiç Formasyonu içerisindeki kırıntılılar ile (P11) yanal ve düşey geçişlidir. Yenice dolaylarında ise Neojen çökelleri taban kongloması olmaksızın doğrudan karasal kırıntılı çökellerle temsil olunur (Şekil 2.20).



Şekil 2.18. Neojen taban kongloması (Karağaçalan Köyü kuzeybatısı, UTM Koordinatlar, 50965-37730) (Güney'den Kuzey'e bakış).



Şekil 2.19. Bayramiç Formasyonu'na ait kırıntılı kayalar (P11) (Küpçıktı köyü, UTM Koordinatlar, 66610-38063) (KB'dan GD'ya bakış).



Şekil 2.20. Yenice kuzeybatısında Neojen kırıntılı çökellerden bir görünüm, UTM Koordinatlar; 20232-20895) (Kuzey'den Güney'e bakış).

Dokanak ilişkileri

Neojen çökelleri tabandaki birimler üzerinde uyumsuzlukla yer alır. Bazı alanlarda (Örneğin, Yenice dolayları) Neojen çökelleri doğrudan metamorfik temel kayalarını ve magmatik kayaları uyumsuzlukla örter. Gönen doğu ve güneyinde, Çan Volkanitleri içerisindeki kömür ara katkılı seviyeler ile olan litoloji ve konum farklılığı, birimin bu istifte de dokanağının uyumsuz olduğunu göstermektedir. Neojen tortulları, Kuvaterner yaşlı örtü birimleri tarafından uyumsuzlukla örtülür.

2.6. Kuvaterner Tortulları

Kuvaterner tortulları; akarsu tortulları, kolüviyal tortullar ve yamaç molozundan oluşur. Akarsu tortulları; Yenice–Gönen çayları ve bu çayların taşkın düzlükleri ile Sazak vadisi, Bekten köyü dolayları ve Etili civarında izlenir. Akarsulara yakın alanlarda çakıl ve blok boyu malzemedan yapılı, kötü boylanmalı, kötü çimentolu, yer yer kanal dolgulu çakıltaşı, kumtaşından oluşan birim içerisinde ara seviyeler halinde çamurtaşı mercekleri de bulunmaktadır (Şekil 2.21). Akarsu tortulları; taşkın düzlüklerinde nispeten daha ince taneli tortullardan oluşur.

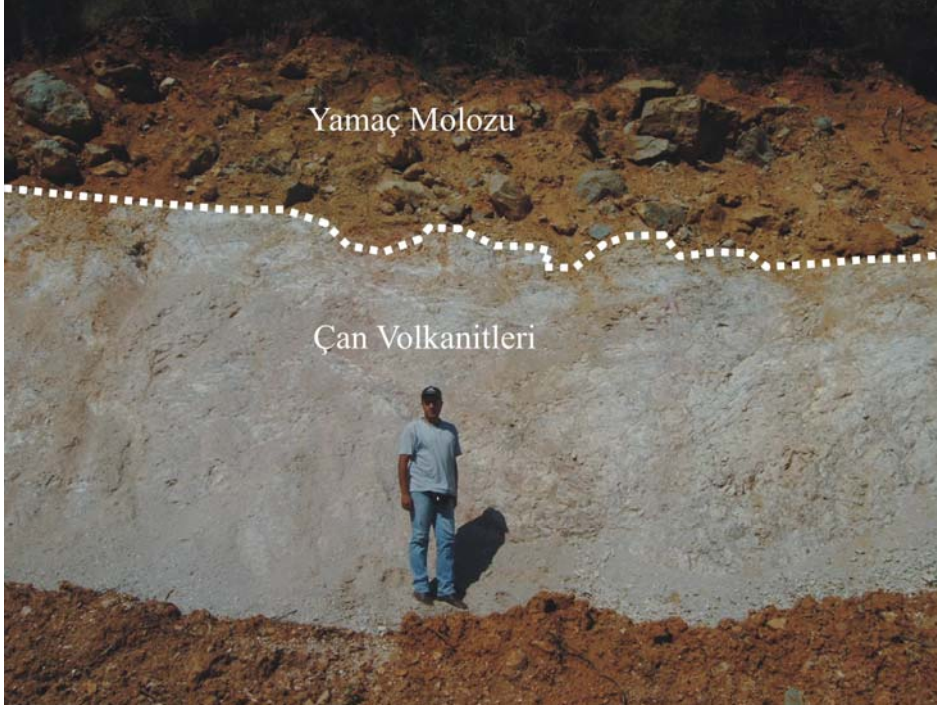


Şekil 2.21. Akarsu tortullarından bir görünüm (Yenice–Gönen karayolu güneyi, UTM Koordinatlar, 50 000-34 125) (Güney’den Kuzey’e bakış).

İnceleme alanında, düşey atım bileşenli faylara yakın kesimlerde, faylanmaya katılan birimlerden türemiş, kötü boylanmalı, kötü çimentolu, düzensiz içyapı sunan koluviyal tortullar gözlenir. Bu birimler sahada en iyi Akçapınar ve Gaybular Köyü civarında izlenir (Şekil 2.22). Yamaç molozu ise, YGF’nın aktivitesine bağlı olarak, özellikle Yenice–Gönen karayolu civarında izlenir (Şekil 2.23).



Şekil 2.22. Akçapınar Köyü batısında Bilecik Kireçtaşı'nın faylanmasına bağlı olarak gelişen koluvial tortullar (A: Genel görünüm, B: Yakından görünüm) (UTM Koordinatlar; 49522-40743) (GD'dan KB'ya bakış).



Şekil 2. 23. Yenice–Gönen baraj yolu güneyinde Çan Volkanitleri üzerinde gözlenen yamaç molozu, UTM Koordinatlar; 47021-33074) (Kuzey'den Güney'e bakış).

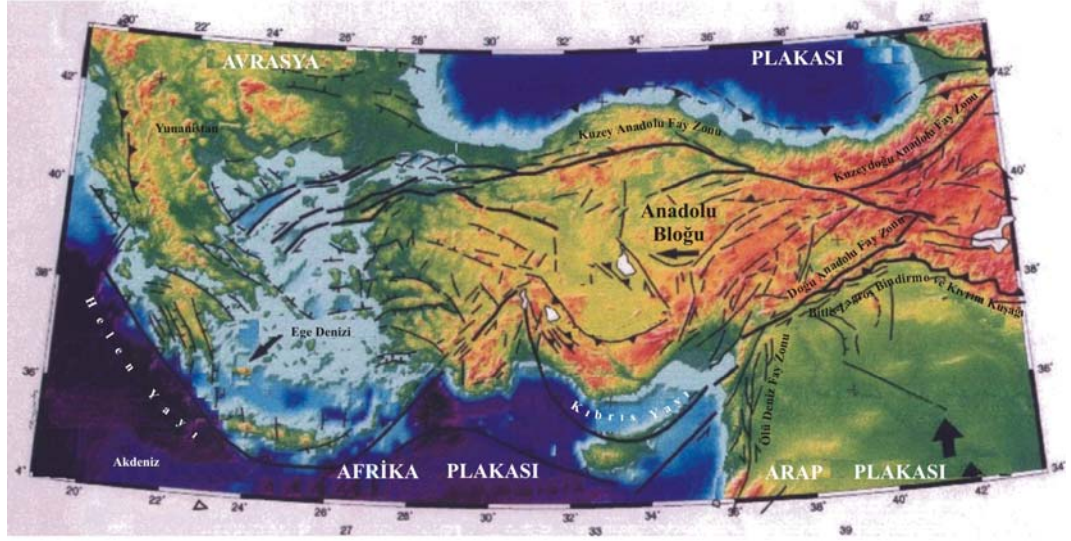
BÖLÜM III

3. YAPISAL JEOLOJİ

İnceleme alanını da kapsayan Biga Yarımadası, günümüzde hem Batı Anadolu Gerilme Sistemi'nin hem de KAFZ batı uzantılarının etkisiyle biçimlenmiştir. İnceleme alanının yapısal jeolojik özelliklerinin anlaşılması açısından; bu bölümde bölgesel ölçekten yerel ölçeğe doğru bir sıralama izlenmiştir. Önce Türkiye'nin genel tektonik çatısından bahsedilmiş, daha sonra Ege Bölgesi olarak nitelendirilen coğrafik alanının genel tektonik özelliklerine değinilmiş, son olarak da inceleme alanını da kapsayan Biga Yarımadası'nın neotektonik özellikleri ve inceleme alanının bu genel tektonik yapı içerisindeki yeri tartışılmıştır.

3.1. Bölgesel Tektonik

Anadolu'nun da içinde yer aldığı Alp-Himalaya dağ oluşum kuşağı, Afrika/Arabistan ve Hindistan Levhaları'nın kuzeye doğru hareket etmeleri ve Avrasya Levhası ile çarpışmaları sonucunda oluşmuştur. Bu kıtasal çarpışma geniş bir deformasyon zonu oluşturmuş olup bu tür deformasyon son yüzyılın en çok çalışılan konuları arasında yer almıştır. Bu kompleks jeolojik sürecin Doğu Akdeniz bölümünde, Anadolu-Ege Bloğu saatin tersi yönünde rotasyonel bir hareketle Girit merkezli Helenik yayına doğru kaçmaktadır (Şengör, 1979) ya da çekilmektedir (Mercier vd., 1989) (Şekil 3.1). Bu yanal kaçış hareketinin kuzey sınırını KAF belirlemektedir. Güney sınırını ise doğuda DAF, Güney Anadolu'da ise Kıbrıs ve Helen yayları oluşturmaktadır. Kıbrıs ve Helen yayları boyunca Afrika Kıtası'nın kuzey kenarındaki okyanusal litosfer Anadolu ve Ege'nin altına dalarak yitirilmektedir. Isparta Dirseği bu iki yayın birleşim alanıdır ve son derece kompleks bir yapıya sahiptir (Blumenthal, 1962; Brunn vd., 1971; Poisson, 1984, 1990, Poisson vd., 1984, Macoux, 1987; Kissel vd., 1993; Frizon vd., 1995).

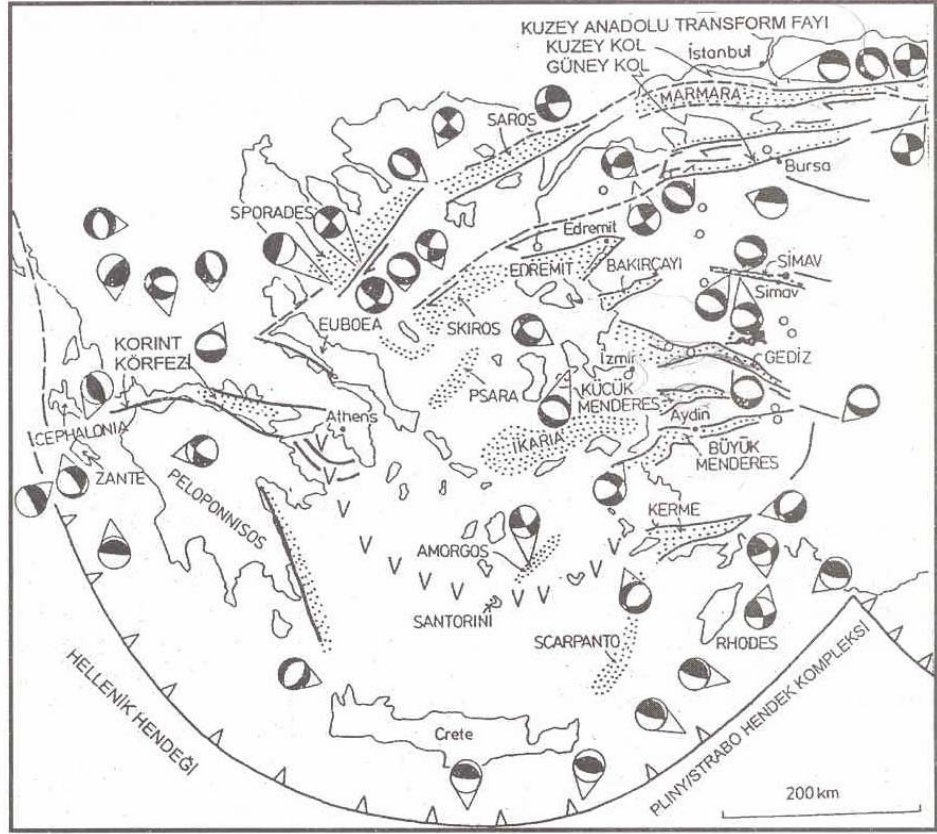


Şekil 3.1. Doğu Akdeniz bölgesinin aktif tektonik haritası (Barka ve Reilinger, 1997).

Ege Bölgesi; Yunan anakarasının güneyi, Ege Denizi ve Batı Anadolu'yu içeren bir bölgeyi belirtir. Bu bölge; güneyde Hellen yitim zonunun topografik belirtisi olan derin denizel hendeğe kadar uzanır. Tüm bu yöre, yitim zonundan kuzeye doğru, Bulgaristan'ın da bir kesimini kapsayacak şekilde, kuzey-güney yaklaşık 800 km yi bulan bir zon boyunca günümüzde çoğunlukla gerilme tektoniğinin etkisinde biçim değişimine uğramaktadır.

Ege Denizi'nin kapladığı alan, çoğunlukla 600 m den daha sığdır. 600 m den daha derin kesimler, Kuzey Ege'de yer alan Kuzey Ege Çanağı ile, güneyde Grid adası kuzeyindeki Grid Çanağıdır (Şekil 3.2).

Ege Gerilme Rejimi, kuzeyde Arnavutluk, Yugoslavya, Makedonya, Bulgaristan, Kuzey Yunanistan, doğuda Batı Anadolu, Batıda Yunanistan ve güneyde Hellen yitim zonuna kadarki geniş bir alanı etkilemektedir. Bu bölge D-B ve K-G yönünde yaklaşık 800 x 800 km lik bir alana karşılık gelmektedir.



Şekil 3.2. Ege bölgesinin ana yapısal unsurlarını gösterir harita (Dewey ve Şengör, 1979).

Güneyde, Hellen yitim zonunda, Doğu Akdeniz okyanus tabanı kuzey yönünde yitime uğramaktadır. Yitim, deprem verilerine göre 150 km derine kadar izlenebilmektedir (Papazachos, 1990). Yitime bağlı volkanizma, Hellen yitim zonunda 100 km ye kadarki kesimde magma geliştirmemekte, yay volkanizması 100-150 km arasındaki derinliğe ulaşan levhada gelişmektedir (McKenzie ve Yılmaz, 1991). Bu yitimin ürünleri bir çift volkanik yay kuşağıdır. Bunlardan güneyde yer alanı, aktif volkanizma kuşağını temsil eder. Bu kuşakta volkanizma yaklaşık 4 ma önce başlamış (Pe Piper vd., 1983) ve 2 ma kadar sürerek daha sonra güney kuşağa göç etmiştir. Güney kuşakta volkanizma aktiftir; örneğin Santorini 1950 yılında püskürmüştür. Nysiros'ta 1888'de, Methana'da ise M.Ö 250 yıllarında volkanik faaliyet saptanmıştır (Angelier, 1979).

Deniz jeofiziği çalışmaları ile Ege Denizi'nin batimetrisi ayrıntılı olarak ortaya konmuş olup, deniz tabanının belirgin batimetrik unsurları, Batı Anadolu'dan Ege Denizi'ne

uzanan çanaklardır. En kuzeyde yer alan çanak, KAF kuzey kolunun devamında, Saros Körfezi'nden başlayarak batı yönünde açılıp genişleyen Magnezia'ya kadar ulaşır, Yunanistan'da Aynaros'a kadar uzanan çanaktır. Bu çanak Anadolu veya Kuzey Ege Çanağı olarak bilinmektedir. Anadolu çanağının en batı (Sporad çanağı, Lyberis vd., 1982) ve en doğu (Saros çanağı) kesimi 1000-1500 m derinliğe ulaşmaktadır.

Güneye doğru ikinci büyük çanak ise Skiros çanağıdır. Bu çanak, Edremit körfezinin doğal bir devamı gibi görülmektedir. Ancak çanak, Edremit körfezini kuzeyden sınırlayan fay boyunca az-çok D-B gidiş gösterirken, Ege Denizi'nin orta kesiminde KD-GB konumlu bir durum sergilemektedir. Bu çanak da batı yönünde genişlemektedir.

Ege Denizi'nin orta kesimlerinde yer alan Psara Çanağı, Skiros çanağının KD-GB uzantısına paralel bir konum sergilemekte ve onun yaklaşık 250 km güneyinde yer almaktadır. Bu çanağın doğu yönünde, Batı Anadolu graben havzalarıyla doğrudan bir bağlantısı yoktur.

Daha güneydeki Patmos çanağı (Ikaria), Patmos ve Sisam adalarının kuzeyinde yer alır. Bu çanak, Büyük Menderes Grabeni'nin tam devamında olmamakla birlikte, uzay görüntülerinden onun kuzeye atılmış bir devamı gibi görülmektedir.

Ege bölgesinde kabuk kalınlığını saptamaya yönelik farklı yöntemlerle çalışmalar yapılmıştır. Airy izostatik dengelenim gravite anomali verileri (Allen ve Morelli, 1971; MTA, 1979; Meissner vd., 1987; Akçığ, 1988), düşük dalga dağılımı (lowe wave dispersion) (Ezen, 1993), Rayleigh ve düşük dalgaların birlikte değerlendirilmesi (Mindavelli ve Mitchell, 1989) verileri ile; Ege'de kabuk kalınlığının İç Anadolu ve Yunan ana karasında 40 km'yi aşkın kalınlıklardan, Ege Denizi'ne doğru 30 km'ye kadar tedricen azaldığı, Ege Denizi içinde gerilmenin en fazla olduğu alanlarda ise 28 km'nin altına düştüğü saptanmıştır. Kabuğun ince olduğu alanlar ile batimetrisinin en derin olduğu alanların çakışması, topografya haritası ile kabuk kalınlığı haritasının genel uyumu; bölge topoğrafyasının gravite anomali değerlerini bölgesel ölçekte yansıttığını işaret etmektedir.

Isı akısını saptama çalışmaları, genellikle sıcak su ölçümleri ve silika sıcaklığı yöntemlerine dayandırılmıştır. Biga Yarımadası'nda 200 ü aşkın sondaj kuyu ısı akısı 100-120 m.wat/m² (Tezcan ve Turgay, 1991), Batı Anadolu'da ise ortalama 105 m.wat/m² (İlkışık, 1995) olarak saptanmıştır. Ancak bu ortalama değer bazı graben alanlarında, örneğin Denizli depresyonu ile Büyük Menderes depresyonunun kesiştiği yörelerde 250 m.wat/m² gibi çok yüksek değerlere ulaşmaktadır. Bu değerler Doğu Akdeniz ve Karadeniz'den elde edilen 20-30 m.wat/m² değerleri ile karşılaştırıldığında çok yüksektir. Sıcak alanlardan ölçülen He³ /He⁴ oranları ve R / Ra oranları, sıcak su bileşimine değişik değerlerde, yer yer % 50 ye varan manto katkısının olduğuna işaret etmektedir (Pfister, 1997).

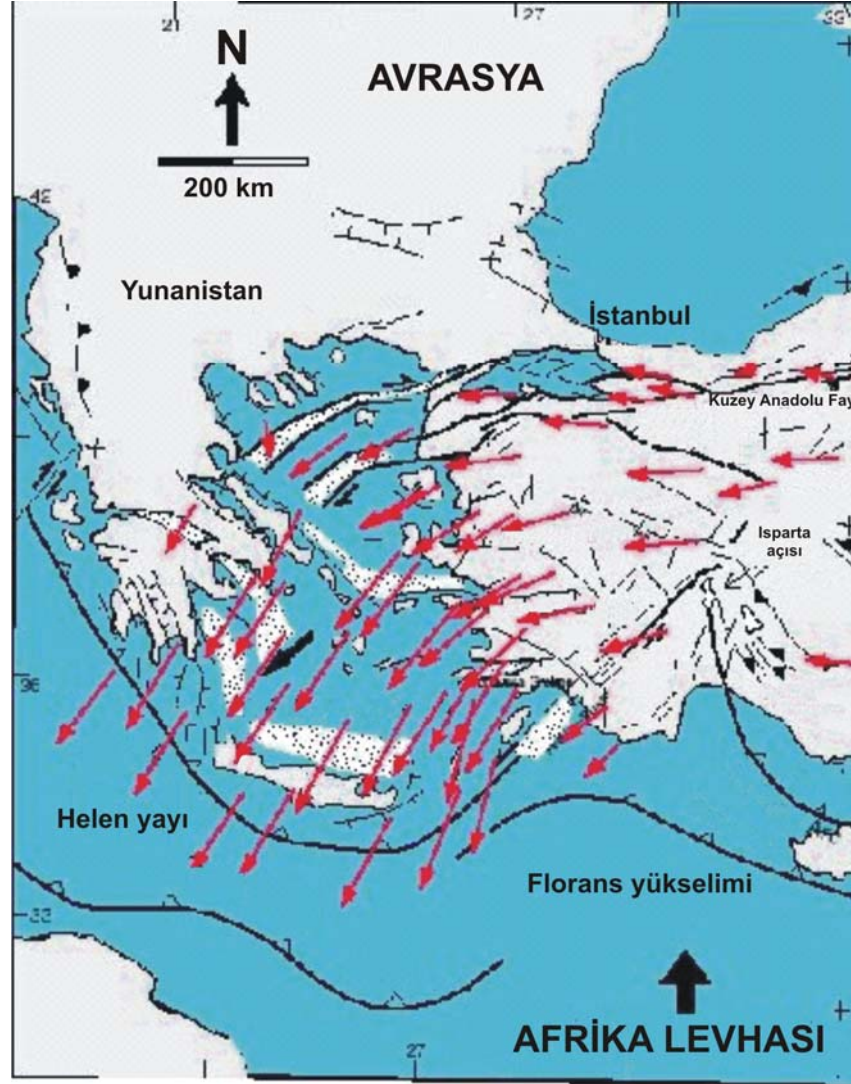
Ege Bölgesi, günümüzde aktif K-G ve KD-GB gerilme deformasyonları etkisindedir. Başlıca iki etkin hareketin denetiminde tektonik gelişim göstermektedir.

- 1- Anadolu Bloğu'nun batıya doğru rotasyonel kaçış hareketi
- 2- Batı Anadolu'da etkin olan K-G ve KD-GB gerilmeler

3.1.1. Anadolu Bloğu'nun batıya doğru rotasyonel kaçış hareketi

Arabistan ve Lavrasya levhaları, Bitlis suture zonu boyunca Orta Eosen sonunda, yaklaşık 40 ma önce çarpışmışlardır (Yılmaz, 1993). Bu çarpışma, Hindistan-Asya çarpışması ile yaklaşık aynı döneme rastlar. Levhaların yaklaşmaya devam etmeleri, Erken Miyosen'den sonra Doğu Anadolu'da kıta kabuğunu kısaltıp kalınlaştırmıştır. Geç Miyosen sonuna doğru, yakınlaşma, Doğu Anadolu'nun kendi hacmi içinde kısaltmaya neden olan yapılar oluşturularak karşılanırken (bindirme tektoniği), 50 km'yi bulan kıta kabuğu (Canitez ile sözlü görüşen Yılmaz 2000'den) bu dönemden sonra KAF ve DAF boyunca kırılmıştır. KAF ve DAF, günümüzde Anadolu Bloğu olarak adlandırılan kütlelerin sınırlarını teşkil etmektedir. Anadolu bloğu Pliyosen'den başlayarak batı yönünde harekete geçmiştir (Şaroğlu ve Yılmaz, 1987). Anadolu Bloğu'nun Karlıova üçlü birleşme noktasından (triple junction) batı yönünde kaçmaya başlamasıyla, Arabistan-Lavrasya çarpışmasının neden olduğu sıkışma batıya aktarılmaya başlanmıştır. Batı Anadolu ve Ege, günümüzde de bu rejim ile önemli ölçüde denetlenmektedir. GPS (Global Positioning System) verilerine göre (Reilinger

vd., 1997); Anadolu bloğu doğu ve orta kesimlerde, batı yönünde 18-22 mm/yıl hareket etmektedir. Hareket batıda saatin tersi yönünde bir rotasyonel harekete dönüşerek Ege Hendeğine doğru yüksek bir hızla (40 mm/yıl) ilerlemektedir (Muller vd., 1997) (Şekil 3.3).



Şekil 3.3. Ege denizi ve çevresinin ana tektonik özellikleri ve GPS ölçümlerinden elde edilen hız vektörleri (Barka ve Reilinger, 1997).

Güncel araştırmalar, Anadolu-Ege bloğunun saatin tersi yönünde rotasyonel hareketinin iki ana sebebi olduğunu göstermektedir;

1- Doğu Anadolu’ da Arabistan ve Avrasya levhalarının çarpışması ve bu sıkışma bölgesinden üçgen şeklinde kıtasal Anadolu bloğunun batıya kaçması,

2- Helenik yayında batan okyanus kabuğunun ağırlığı sebebiyle arkın geriye güneye doğru geri çekilmesi (roll-back) sonucunda Batı Anadolu ve Ege Denizi’nde meydana gelen yaklaşık KKD-GGB gerilmedir (genişleme). Bu yapıların gelişimi ile ilgili ayrıntılı jeolojik araştırmaların (Arpat ve Bingöl, 1969; Koçyiğit, 1984; Hancock ve Barka, 1987; Emre,1988, 1996; Seyitoğlu ve Scott, 1991, 1996 ; Patton, 1992) yanı sıra birçok tektonik ve sismo-tektonik modeller ortaya atılmış ve tartışılmıştır (McKenzie, 1972, 1978; Alptekin, 1973, 1978; Papazachos, 1973; Mercier, 1979; Mercier vd., 1987; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör, 1980; 1982; 1987).

Dewey ve Şengör (1979) Batı Anadolu ve Ege Denizi’ndeki K-G gerilmenin nedenini; Anadolu bloğunun Kuzey Anadolu fayı boyunca batıya kaçması, Helen yayı tarafından karşılanması ve bunun neticesinde Batı Anadolu’ da meydana gelen D-B sıkışma ve devamındaki K-G gerilme olarak açıklamışlardır. Buna karşılık;

Le Pichon and Angelier 1981, McKenzie 1978 gerilmenin tamamen Helen yayındaki dalma-batma ile ilgili olduğunu savunmuşlardır.

Koçyiğit (1984); Batı Anadolu’da ki bu yapıların KB-GD, KD-GB, K-G ve D-B yönelimli 4 ayrı genişleme yönünde eşyaşlı blok faylanma şeklinde geliştiğini ileri sürmüştür.

Şengör vd., (1985) ve Şengör (1987) Batı Anadolu’da yer alan bu farklı doğrultudaki yapıları “cross-graben” olarak yorumlamıştır. Bu modelde D-B ana grabenlerine yüksek açılı veya dik yapılar grabenin tavan bloğunun parçalanması ile ilgili yapılar olarak kabul edilmiştir.

Taymaz vd., (1991), Jackson (1995) kırık tahtalar modeli ile Ege Denizi’ndeki deformasyonu izah etmeye çalışmışlarsa da bu modelin bu günden çok Anadolu bloğunun rotasyonal hareketi öncesi deformasyonu izah ettiği düşünülmektedir.

Barka ve Reilenger (1997) GPS ve neotektonik verileri göz önüne alarak Eskişehir fayı ve Fethiye-Burdur fayı ile sınırlı bir Batı Anadolu bloğu tanımlamışlardır.

England vd., (1997) kıtasal kabuğun hareketinin tamamen üst mantodaki viskoz malzemenin akmasına tabi olarak hareket ettiğini ve deformasyonun yaygın (diffuse) yani fay zonlarına konsantre olmadığını iddia etmektedirler. Buna karşılık

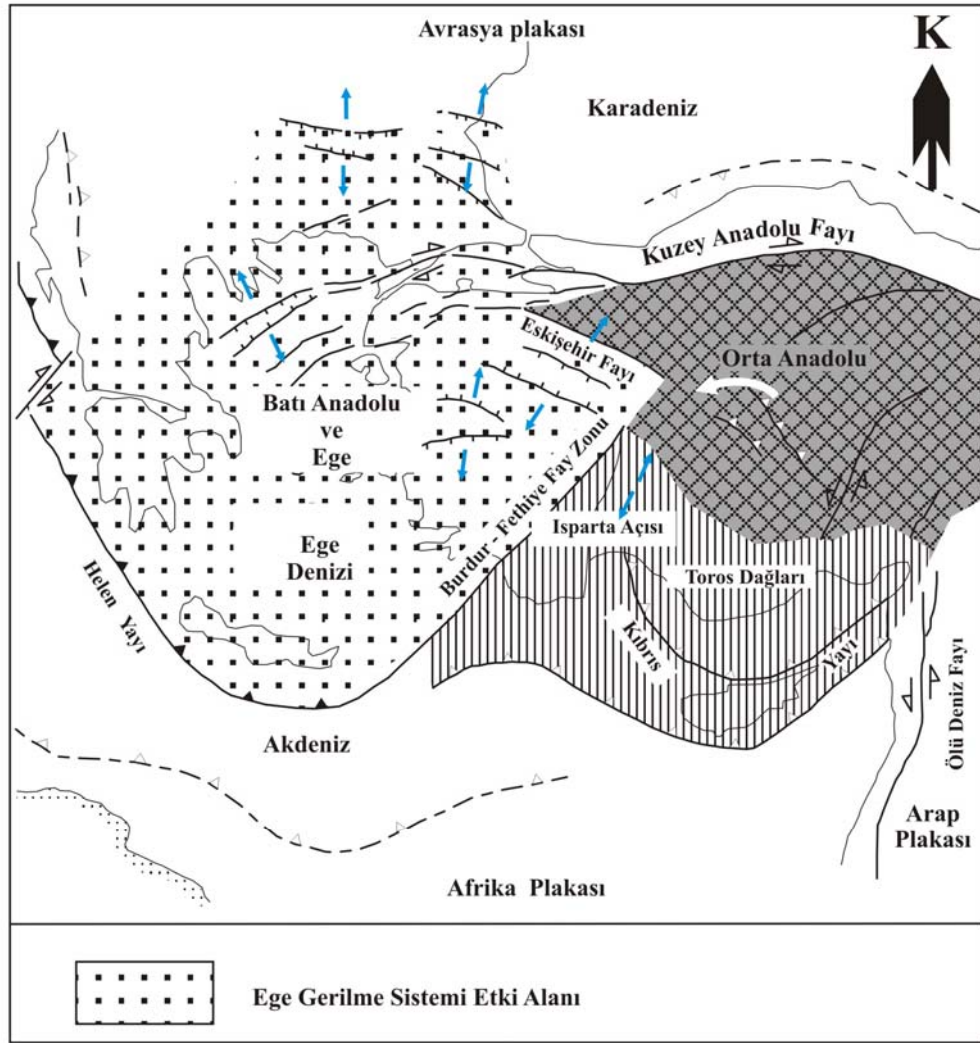
Armijo vd., (1997) hareketlerin daha çok sınır koşulları tarafından sağlandığını ve deformasyonun belli sınırlar veya faylar boyunca meydana geldiği görüşünü ortaya koymuşlardır. Güncel GPS verileri her iki görüşün bazı alanlarda geçerli olduğunu göstermektedir.

Bütün bu farklı görüşlerden anlaşılacağı gibi bu bölgedeki deformasyonla ilgili kinematik özellikler ve dinamik olaylar son derece karışıktır. Her ileri sürülen fikrin belirli doğruları olmasına rağmen problemler henüz tam anlaşılammıştır.

Anadolu bloğunun batıya hareketinin motoru, Şengör ve Kidd (1979)'e göre Doğu Anadolu'da kısalıp kalınlaşma, McKenzie (1972)'e göre ise bu kalınlaşmanın depo ettiği gravitasyonel potansiyel enerjidir.

3.1.2. Batı Anadolu'da etkin olan K-G ve KD-GB gerilmeler

Anadolu bloğu içerisindeki açılma rejimi doğuda; D-B'dan batıya doğru KD-GB ve K-G'e kadar değişmektedir (Mercier vd., 1989). Anadolu Bloğu'nun doğusundaki DKD-BGB yönündeki açılma, batıya doğru tedrici olarak Eskişehir civarında KD-GB, Batı Anadolu'da yaklaşık K-G ve Kuzey Ege Denizi'nde KB-GD yönünde rotasyona uğramıştır. Gerilme yönlerindeki bu değişimin temel nedeni Anadolu Bloğu'nun batıya doğru rotasyonel hareketidir. Anadolu bloğunun batıya hareketinin, Ege ve Batı Anadolu'da K-G ve KD-GB yönlü gerilmelerle karşılandığı görüşü, günümüzde yaygınca kabul görmektedir. Günümüzde Batı Anadolu–Ege bölgesi olarak tanımlanan alan bu K–G ve KD-GB yönlü gerilme sistemleri içerisinde biçim değiştirmektedir (Şekil 3.4).



Şekil 3.4. Batı Anadolu, İç Anadolu ve Isparta Dirseği ile ilgili tektonik bölgeleri ve bu bölgelerdeki gerilme yönlerini gösteren harita (Barka ve Reilinger, 1997'den değiştirilmiştir).

Ege bölgesinin K-G ve KD-GB yönlü gerilmeler içinde biçim değiştirmesinin en açık verisi, D-B ve KB-GD doğrultulu grabenlerdir. Grabenleri sınırlayan kenar fayları boyunca bölge sismik olarak aktiftir. Ege bölgesinde K-G ve KD-GB yönlü gerilmelerin sürmekte olduğu sismik kayıtlarla belgelenmektedir. Bölgede sismik aktivite, yaklaşık D-B ve BKB-DGD gidişli kuşaklar boyunca yoğunlaşmıştır. Bunlar grabenleri sınırlayan fay zonlarına karşılık gelmektedir. Bu aktivite, $30^{1/2}$ Doğu ile 26° Doğu boylamları arasında görülmekte, batıya ve doğuya doğru ise etkisi azalmaktadır. Sismik aktivite, normal fayların hareketleriyle bağlantılıdır.

Batı Anadolu ve Ege bölgesinde, Gökova grabeninden Edremit körfezine kadarki tüm yörede en yaygın yapı unsurları, K-G açılma rejimi altında gelişmiş olanlardır. Özellikle GD Ege Bölgesi'ndeki yapılar ise KD-GB doğrultulu açılma etkisindedir (Koçyiğit vd., 2000; Temiz vd., 1998). Bu yapılar bölgenin her yaştaki Neojen kaya grubunu etkilemiştir.

Ege gerilme rejimi, Kuzey Anadolu Fayı'nın etkisi altındaki Biga Yarımadası ve kuzeyindeki alanlarda, Ege grabenlerinden daha karmaşık bir yapı sistemi oluşturmaktadır. Bu yörelerde KAF'nın sağ yanal atımlı hareketi ile Batı Anadolu gerilme sisteminin düşey atım egemen hareketlerinin bileşkesi içinde karmaşık yapı unsurları gelişmiştir.

3.2. Biga Yarımadası'nın Aktif Tektoniği

Biga Yarımadası'nda yapılar birbirini izleyen üç tektonik dönemde oluşmuştur. Bunlar sırasıyla; Karakaya Orojenezi, Tersiyer-Alpid Orojenezi ve Geç Tersiyer yaşlı tektonik hareketlerdir. Karakaya Orojenezi'nin ilk evresinde değişik Karakaya Kompleksi birimleri üst üste gelmiş ve derinde gömülen alt Karakaya Kompleksi birimleri metamorfizmaya uğramış ve kıvrımlanmıştır. Orojenezin ikinci evresinde ise yapısal istif faylanmalara bağlı olarak kesilmiş ve parçalanmıştır. Biga Yarımadası'ndaki en önemli Erken Tersiyer-Alpid olayı ofiyolitik melanj birimlerinin kıtasal kökenli kayalar üzerine yerleşmesidir. Bu iki birim arasındaki tektonik dokanakların çoğu ya Neojen yaşlı kayalar tarafından örtülmüş ya da Geç Tersiyer yaşta dik eğimli faylar halinde canlanmıştır. Biga Yarımadası'nda Erken Miyosen'de başlayan yaygın kalkalkalen volkanitlerin üzerinde yer alan Çan, Kalkım, Yenice ve Etili gibi ufak gölsel havzalar doğrultu atımlı faylarla kontrol edilmiştir. Çöküntü alanlarının etrafında genç fayların bulunması bunların Oligosen ve Pleyistosen'de de etkin olan tektonik dönemde önemli ölçüde çöktüğünü gösterir. Biga Yarımadası'ndaki çizgisellikler Pliyosen sedimantasyonu sırasında çökel havzalarının gelişimini yapısal olarak kontrol etmiştir (Herece, 1985). Bu doğrultu faylanma Edremit Körfezi ile Bandırma arasında yer alan KD-GB gidişli bir zonda yoğunlaşmıştır. Bu zon yanal atımı 1,5 km ile 8 km arasında değişen bir çok doğrultu atımlı fayı kapsar (Siyako vd., 1989).

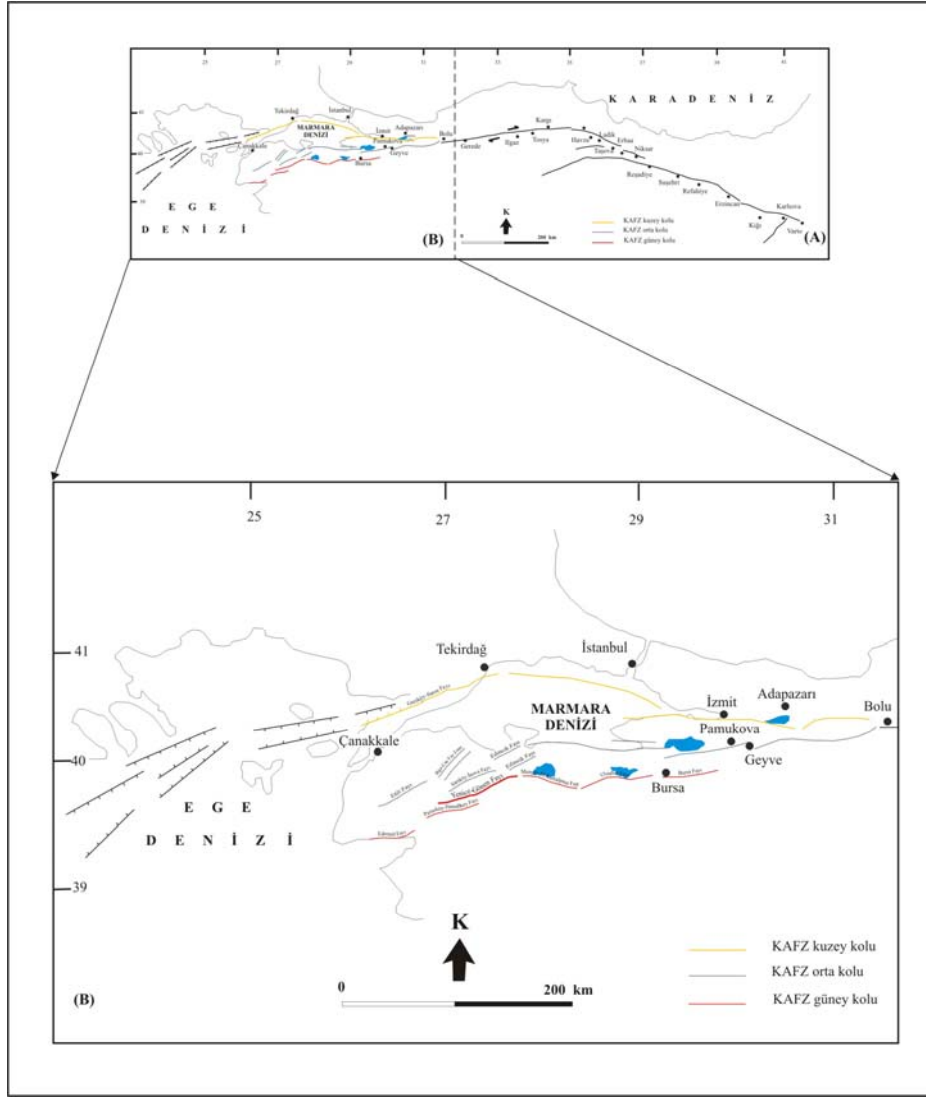
Miyosen’de başlayıp günümüzde de halen devam eden tektonik hareketlerin Biga Yarımadası’nın jeomorfolojisi üzerinde çok önemli etkileri olmuştur. Bu tektonik olaylar sonucu Miyosen öncesi yüzeyler bazı yerlerde yükselmiş (Kazdağ gibi), bazı yerlerde çarpılmış (Kazdağ kuzeyi), veya çökerek ovalar (Ezine-Bayramiç, Kalım-Hamdibey-Pazarköy, Etili, Ayvacık, Yenice, Gönen ve Biga) meydana gelmiştir. Bu ana şekillerin dışında; fay basamağı, asimetrik vadi, tektonik şev, çizgisel vadi, ötelenmiş dere yatakları gibi tektonik kökenli yer şekilleri Biga Yarımadası’nda Genç tektonizmanın jeomorfolojideki izlerini oluşturmaktadır. Biga Yarımadası’ndaki önemli sıcaqsu kaynakları (Kırkgeçit, Gönen, Ekşidere, Ilıcaoba, Çan, Tepeköy, Hıdırlar, Bardakçılar, Güre, Derman vb.) ile aletsel dönemdeki şiddetli depremler genç tektonik hareketlerin günümüzde de devam ettiğinin göstergesidir.

Biga Yarımadası, günümüzde, hem Batı Anadolu Gerilme Sistemi’nin hem de Kuzey Anadolu Fay Zonu batı uzantılarının etkisiyle biçim değiştirmektedir. Bu tür deformasyonun ürünleri, düşey atım bileşenli sağ–yanal doğrultu atımlı faylar, bu fay sistemleriyle ilişkili tektonosedimanter havzalar ve doğrultu atımlı deformasyon yapılarıdır.

3.2.1. Kuzey Anadolu Fay Zonu’nun Biga Yarımadası’ndaki uzantıları

Karlıova’dan başlayarak yaklaşık 1200 km lik çizgisel bir zon şeklinde Adapazarı doğusuna ulaşan KAFZ, buradan itibaren bir atkuyruğu yapısı (horsetail structure) sunarak (Şengör ve Barka, 1992) kuzey, orta ve güney kol olmak üzere üç kola ayrılmaktadır. Kuzey kol Sapanca Gölü güneydoğusundan başlayıp, İzmit Körfezi güneyinden geçerek, Marmara Denizi içerisinden Saros Körfezi’ne, oradan da Kuzey Ege’ye uzanır. Biga Yarımadası’ndaki KD-GB gidişli, düşey atım bileşenli, sağ-yanal doğrultu atımlı faylar, KAFZ’ nun orta ve güney kollarını temsil eder. Orta kol, Sapanca Gölü güneydoğusundan başlayarak Geyve, Pamukova, İznik Gölü güneyini takip ederek Marmara Denizi güney kıyı şeridinden Kapıdağ Yarımadası’na kadar uzanır. Buradan itibaren Kapıdağ Yarımadası’nı GB yönünde keserek, KD-GB gidişli birkaç aralı–aşmalı (en-echelon) fay ile Biga Yarımadası’nı kat eder. Bu faylar, kuzeyden güneye doğru sırasıyla Edincik Fayı, Biga-Çan Fay Zonu, Sarıköy-İnova Fayı ve Etili Faylarıdır. Güney kol ise Bursa, Uluabat, Manyas-Mustafa Kemalpaşa, Yenice–Gönen,

Pazarköy-Hamdibey ve Edremit segmentlerinden oluşur (Şekil 3.5). Biga Yarımadası'nda, özellikle Çanakkale boğazı çevresinde, Kuzey Anadolu Fay Sistemi içerisinde gelişmiş KB-GD gidişli normal faylar da bulunmaktadır.



Şekil 3.5. KAFZ'nun Biga Yarımadası'ndaki uzantıları.

A: KAFZ genel, B: KAFZ'nun Biga Yarımadası'ndaki uzantıları (Barka, 1997 ve Şaroğlu vd., 1992'den değiştirilmiştir).

BÖLÜM IV

4. PALEOSİSMOLOJİ

Paleosismoloji; jeolojik verilerden yararlanarak eski depremlerin yeri, doğası ve zamanı hakkında bilgi elde etmeye çalışan; bu yolla bir fay üzerindeki deprem tekrarlanma periyodunu belirlemeye çalışan bir jeoloji metodudur. Aynı fay üzerinde tekrarlanan depremler ile meydana getirilmiş toplam deformasyonun ve her bir ayrı depremin tanımlanması ve yaşlandırılması, fayın sismik davranışlarının belirlenmesine olanak sağlar. Bu tür çalışmalarda, çalışılan bölgede meydana gelmiş olan tarihsel ve aletsel depremlerin iyi bilinmesi gerekir (Demirtaş, 1997).

Bu bölümde, önce inceleme alanı ve dolaylarındaki tarihsel ve aletsel depremlere ait bilgiler sunulmuş, ardından 18 Mart 1953 Yenice–Gönen Depremi (Mw: 7,2) hakkında bilgiler verilmiştir. Son olarak, paleosismoloji çalışmaları ayrıntılı olarak anlatılmış, hendeklere ait loglar bu bölümde verilmiştir.

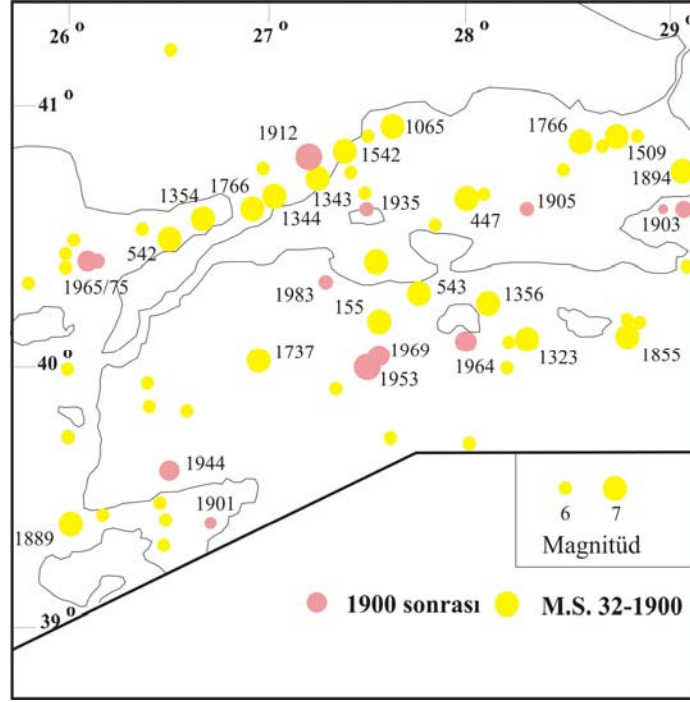
4.1. İnceleme Alanının Depremselliği

İnceleme alanı dolaylarında hem tarihsel hem de aletsel dönemde birçok yıkıcı deprem meydana gelmiştir. Tablo 4.1 ve Şekil 4.1 bu depremlere ait bazı bilgileri içermektedir. Şekil 4.2’de ise aletsel periyotta meydana gelen depremlerin fay düzlemi çözümlenmeleri verilmiştir.

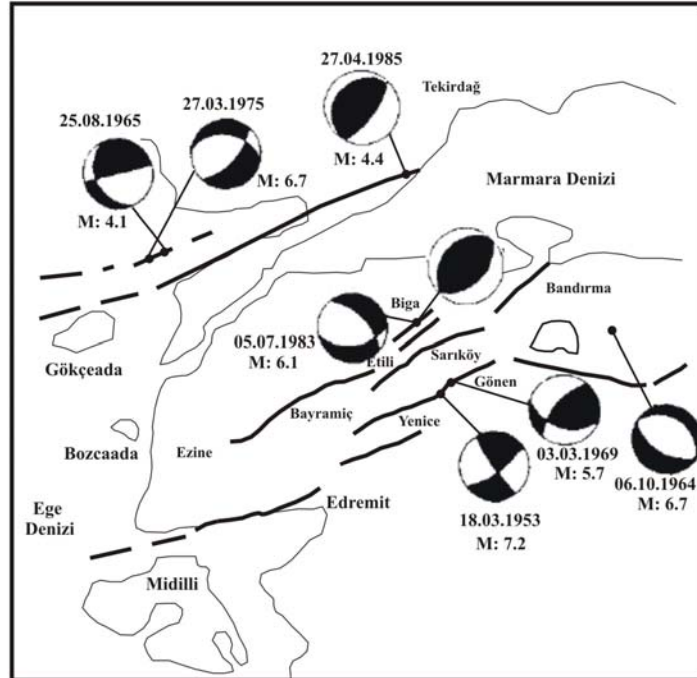
Tablo 4.1. İnceleme alanı ve dolaylarında meydana gelen tarihsel ve aletsel periyoda ait depremler (Ambraseys ve Finkel, 1991; Ambraseys ve Jackson, 2000; Ambraseys, 2000; Barka ve diğ., 2000, Atabey, 2000)

Tarih	Yer	Şiddet / Büyükölük	Can Kaybı	Açıklama
120 – 128	Kapıdağ	?	?	İzmit ve İzmit'i etkilemiş Kapıdağ yarımadası civarında tsunami oluşturmuştur
155	Sarıköy	?	?	Sarıköy civarında meydana gelmiştir.
24 Ağustos 358	Marmara denizi	?	?	Marmara merkezli gerçekleşen depremde İzmit'te tsunami meydana gelmiştir.
26 Ocak 447	Marmara denizi	?	?	İstanbul ve İzmit'i etkileyen depremde gemiler batmış, karada ölü balıklar bulunmuştur.
24-25-26 Eylül 477-480	Marmara denizi	?	?	Çanakkale, Bozcaada, Gelibolu, İzmit ve İstanbul'u etkileyen depremde tsunami oluşmuş ve sahil kesiminde binalar tahrip olmuştur
543	Edincik	?	?	Edincik civarında meydana gelmiştir.
Ağustos 545	Çanakkale	?	?	Çanakkale boğazında tsunami oluşturmuştur
15 Ağustos 553	Marmara	?	?	İstanbul ve İzmit'i etkileyen depremde sular karaya doğru 2000 m ilerlemiştir
14 Aralık 557	Marmara	?	?	İstanbul ve İzmit'i etkileyen depremde sular karaya doğru 3000 m ilerlemiştir
Ekim 989	Marmara	?	?	Marmara'nın doğusunda tsunami oluşturan bir depremdir
14 Ekim 1344	Marmara	?	?	Tüm Marmara sahilleini etkileyen depremde tsunami oluşmuş,2000 m içerilere kadar su baskınlarına neden olmuştur. Bu deprem Gelibolu kalesinin surlarını da tahrip etmiş, Gazi Süleyman Paşa'ya fetihtе yardımcı olmuştur.
10 Eylül 1509	İstanbul	7,4	5000- 6000	İstanbul'u etkileyen bu depremde dalga boyunun 5-6 m yi bulduğu tsunamiler oluşmuştur. Sular İstanbul surlarının üzerinden aşmış, İzmit kalesinin surları ise tamir edilemeyecek hale gelmiştir. Bu depremde Gelibolu'da ağır hasar gören kentler arasındadır.
5Nisan 1646	Marmara	?	?	136 geminin batmasına neden olan dev dalgalar meydana getirmiştir. Bu depremin tarihinin 1641 olduğu yönünde bilgiler bulunmaktadır. Bu deprem Cevizli köyünün tamamen yıkılmasına neden olmuştur.
6 Mart 1737	Etili	?	?	Etili civarında meydana gelen depremde 49 km yüzey kırığı oluşmuştur.
Eylül 1754	İzmit	?	?	İzmit körfezinde meydana gelen bu şiddetli deprem tsunami yaratmamıştır
22 Mayıs 1766	Marmara	?	4000- 5000	Bu depremde tsunami oluşmuş, Çanakkale körfezi sahillerinde ve Mudanya'da önemli derecede hasara yol açmıştır

7 Şubat 1809	Bozcaada doğusu	6,1	?	Bozcaada'nın doğusundaki kara alanında meydana gelen depremde en fazla hasar Çıplak vadisi ve Bayramiç dolaylarında meydana gelmiştir. Deprem Ege Denizi'ndeki gemiler tarafından da hissedilmiştir.
8 Şubat 1826	Karesi	6,2	?	Ezine bölgesinde can kaybına, Bayramiç dolaylarında da yıkıma neden olmuş, Midilli, İstanbul ve İzmir'den de hissedilmiştir.
4 Nisan 1852	Çanakkale boğazı	5,7		Gelibolu ve Kaley-i Sultaniye (Çanakkale) de yıkıma neden olmuş, İstanbul ve İzmir dolaylarında da hissedilmiştir.
28 Şubat 1855	Bursa	7,1	?	Bursa bölgesinde yıkıma neden olmuştur.
11 Nisan 1855	Bursa	6,3		Uludağ kuzeyinde meydana gelen depremde Susurluk ağır hasar görmüştür. Mudanya, Kurşunlu ve Gemlik'te hissedilmiştir.
21 Ağustos 1859	Saros Körfezi	6,8		Saros Körfezinde meydana gelen depremde Gelibolu Yarımadası ve Gökçeada'da yoğun hasara neden olmuş, Çanakkale'de iki ev yıkılmıştır.
13 Ekim 1877	Marmara adası	5,5		Marmara köyünde 94, Paşa limanında 34 ev yıkılmış, deprem Çanakkale'den hissedilmiştir.
10 Temmuz 1894	İstanbul	7	474	6 m yi aşan tsunami sonucunda İstanbul sahilleri sular altında kalmıştır. Hatta Adalar'da suyun 15 m kadar yükseldiği belirtilmektedir.
09 Ağustos 1912	Mürefte	7,4	1114	8-9 Ağustos 1912 tarihinde, gece saat 3 te meydana gelen deprem, Mürefte ve Şarköy civarı ile Tekirdağ, Gelibolu ve Çanakkale'yi etkilemiştir. Mürefte de 850 Şarköy de 1085 bina yıkılmıştır. Bu depremde Gelibolu'nun da büyük bölümü yıkılmıştır.
04 Ocak 1935	Marmara Adası	6,7	5	Marmara adasında meydana gelen bu depremde Marmara adasının batıda kalan bir kısmının kırılıp denize düşmesine neden olmuştur.
06 Ekim 1944	Edremit	7	27	Akhisar, Manisa, Tekirdağ ve Gönen'de hissedilen depremde, Babakak burnu denize doğru kaymış ve çıkıntı yapmıştır.
18 Mart 1953	Yenice-Gönen	7,2	263	Merkezi Yenice nin 12 km KD su olan depremde 65 km lik yüzey kırığı oluşmuştur. Deprem Marmara bölgesinin büyük bir bölümünde hissedilmiştir.
18.09.1963	Çınarcık	6,3	1	Bu deprem sonucu Mudanya körfezi GB sahili olduğu gibi deniz kabuğu ile kaplanmıştır.
06 Ekim 1964	Manyas	6,7	73	Manyas Gölü güney düzlüklerindeki ilçe merkezlerinde ve köylerde yoğun hasara neden olmuştur. Manyas Ulubat köyleri arasında kalan bölge sıvılaşma meydana gelmiştir.
03 Mart 1969	Gönen	5,7	1	Gönen civarında 15 km yarıçaplı bir alanda yapılara zarar veren depremde, Muratlar köyünde 2, Hacıvelioba köyünde 3 ev yıkılmıştır.
27 Mart 1975	Gelibolu	6,7	7	Sabah saat sekizde gerçekleşen deprem hasara yol açmıştır.
5 Temmuz 1983	Biga	6,1	3	Biga yerleşim merkezi başta olmak üzere Eğridere, Gümüşçay, Çınarköprü, Kaldırımbaşı, İskender, Gemicikırı, Sarıkavak, Akyaprak köyleri ve Kocaçay köprüsü hasar görmüştür.
17 Ağustos 1999	Kocaeli	7,4	17500	Ülkemizin yaşadığı son büyük deprem Marmara bölgesinde yoğun hasara neden olmuş, ancak Gelibolu'da hasara neden olmamıştır.



Şekil 4.1. İnceleme alanı ve dolaylarında meydana gelen tarihsel ve aletsel depremler (Barka, 1997'den değiştirilmiştir).



Şekil 4.2. İnceleme alanı ve dolaylarında meydana gelen aletsel depremlere ait fay düzlemi çözümleri (Barka, 1997'ye göre McKenzie, 1972, 1978; Jackson ve McKenzie, 1984; Alsan, 1984; Kıyak, 1986 ve Kalafat, 1995' den derlenmiştir).

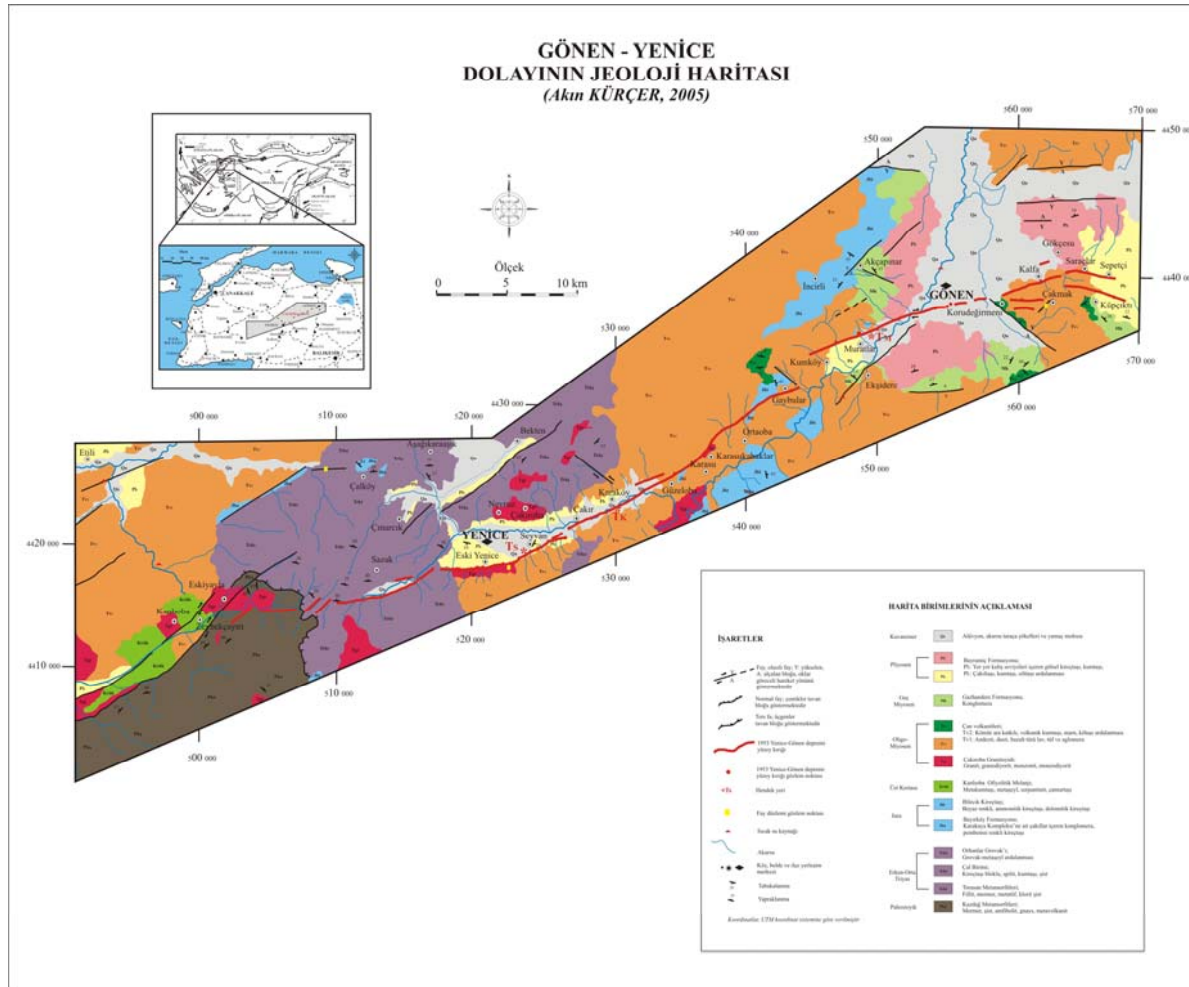
4.2. 18 Mart 1953 Yenice–Gönen Depremi (Mw:7.2)

18 Mart 1953 tarihinde saat 21:06’ da deprem dışmerkezi Yenice’nin 12 km DKD’sundaki Karasukabaklar Köyü olan, Mw.7,2 büyüklüğünde bir deprem meydana gelmiş olup, odak derinliği 10-12 km arasındadır (Herece, 1985). 65 km’lik yüzey kırığının oluştuğu deprem sonucunda, 263 kişi hayatını kaybetmiştir. Deprem Çanakkale, Edirne, İstanbul, Adapazarı, Bursa, Balıkesir, Dikili, Foça ve Karaburun’dan hissedilmiş, 8000 den fazla bina zarar görmüş, 211 okul, 176 resmi bina, 27 cami yıkılmıştır (Barka vd., 2000).

Deprem sonrası dış merkez alanının ayrıntılı makro sismik incelemesi, Pınar (1953) ve Ketin ve Roesly (1953) tarafından iki ayrı çalışma olarak yürütülmüş, YGF’nin ilk haritalama çalışması ise Herece (1985) tarafından yapılmıştır. Tokay ve Dirik (2004) ise fayın yüzey kırık geometrisi ve atım dağılımıyla ilgili çalışmışlardır. YGF üzerinde literatürde deprem tekrarlanma periyoduna yönelik herhangi bir çalışma bulunmamaktadır.

1953 Yenice-Gönen depremi sırasında gelişen yüzey kırığı Şekil 4.3’deki haritada gösterilmiştir. Yüzey kırığı Gönen’in 13 km doğusundaki Saraçlar köyüne bağlı Sepetçi mahallesinden başlamaktadır. Sepetçi mahallesi ile Saraçlar köyü arasında, K85B doğrultusunda, karasal Neojen çökelleri ile andezitik lavlar ve tüfler içerisinde 2 km devam eden fay, Bandırma H19 c4 paftasında 65.451 (boylam)-40.471 (enlem) noktasında yüzey kırığı oluşturmuş ve Sepetçi mahallesinde 1 kişinin ölümüne neden olmuştur.

Saraçlar köyünden itibaren, B-GB yönünde Gökçesu köyüne doğru devam eden kırık, Gökçesu köyü güneyinde, yaklaşık andezit–Neojen tortul kayaları sınırında, K65D doğrultusunda Kalfa köye doğru devam etmektedir. Deprem sonrasında, Bandırma H19 c4 paftasında 64.139 (boylam)-40.556 (enlem) noktasında yüzey kırığı oluşmuş ve fayın eğim atım bileşeni kuzey bloğun yaklaşık 50 cm düşmesine neden olmuştur (Şekil 4.4). Yüzey kırığı, kuzeydoğu yönünde 150-200 m. mesafedeki Börüceli tarla mevkiine, güneybatı yönünde ise Kalfaköy güneyine geçmektedir.



Şekil 4.3. Gönen–Yenice dolayının jeoloji haritası.



Şekil 4.4. Gökçesu Köyü güneyinde yüzey kırığının geçtiği alanda meydana gelen düşey yer değiştirme (UTM Koordinatları: 64.139 - 40.556) (DKD'dan BGB' ya bakış).

Kalfaköy güneyindeki andezitler içerisinde, Bandırma H19d3 paftasında 62.517 (boylam)-39.954 (enlem) noktasında, K65D gidişli yüzey kırığı oluşturan fay; 62.149 (boylam)-39.824 (enlem) noktasında belirgin fay düzlemi olarak izlenebilmektedir (Şekil 4.5). Fay düzleminin durumu: K64D, 82KB, 29KD (Sağ yanal- Normal bileşenli).



Şekil 4.5. Kalfaköy güneyi fay düzlemi'nin görünümü (UTM Koordinatları: 62.517-39.954) (Kuzey'den Güney'e bakış).

Kalfaköy güneyinden itibaren K65D doğrultusunda, Kalfa köy-Korudeğirmeni köyü arasındaki, andezit-alüvyon sınırına paralel, andezitler içerisinde devam eden fay, buradan sonra Korudeğirmeni köyü kuzeyindeki Gönen'in alüvyon çökellerine geçer (Şekil 4.6).



Şekil 4.6. Kalfaköy civarında Yenice–Gönen Fayı'nın morfolojik görüntüsü (Kalfaköy'e KB' dan bakış).

Yukarıda belirtilen güzergaha paralel ikinci bir kırık ise, Küpçıktı köyü doğusundaki Dikmen tepeden başlamaktadır. Bandırma H19 c4 paftasında 67.737 (boylam)-38.816 (enlem) noktasında, karasal Neojen  kelleri içerisinde K75B doğrultusunda yüzey kırığı oluşmuş ve depremde Küpçıktı köyünde 3 kişi ölmüştür.  akmak köyü civarındaki andezitler içerisinde birbirine paralel iki parça halinde K85B doğrultusunda devam eden fay, Bandırma H19d3 paftasında 61.024 (boylam)-38.578 (enlem) noktasında (Őeytan evleri mevkiinde) yüzey kırığı oluşturmuş ve güney blokta 30-40 cm düşüm meydana getirmiştir.  akmak köyü civarındaki ikinci kırık ise  akmak köyü içerisinden batı yönünde, Asar tepe güneyinden geçerek, Korudeğirmeni köyü doğusundaki kömür ara katkılı volkanotortullara, oradan da Gönen'in alüvyon  kellerine geçmektedir.

 akmak köyü, sağ-yanal iki fayın, sola doğru sıçrama yaptığı bir alana karşılık gelmektedir. Bu nedenle, bu alanda lokal ters faylar gelişmiştir. Örneğin Tütüncü nahiyesinden  akmak köyüne çıkan yol üzerinde, andezitler içerisinde Bandırma H19 d3

paftasında 61.024 (boylam) - 38.578 (enlem) noktasında düzlemsel olarak izlenebilen lokal bir ters fay saptanmıştır (Şekil 4.7).

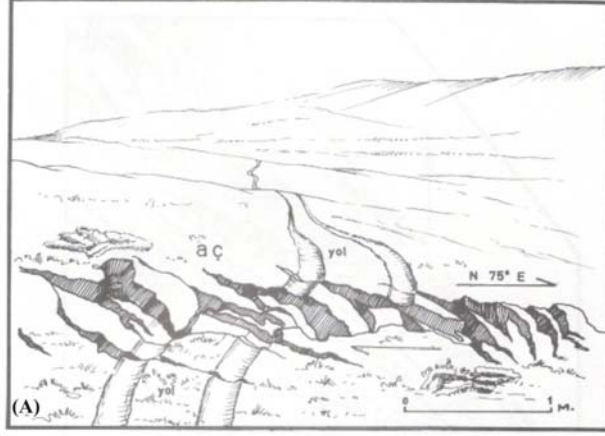


Şekil 4.7. Çakmak köyü güneybatı girişinde gözlenen bir ters fay (UTM Koordinatları: 61.024-38.578) (GD'dan KB'ya bakış).

Korudeğirmeni köyü kuzeyinden itibaren Gönen'in alüvyon çökellerine giren YGF, Gönen ilçe merkezinde; Bandırma H19 d3 paftasında 55.938 (boylam)-38.182 (enlem) (Gönen Mezarlığı 20 m güneyi), 55.747 (boylam)-38.073 (enlem) (Gönen su deposu 250 m GD su) ve 54.975 (boylam)-37.972 (enlem) (Tirnova mahallesi, Eski Hacıvelioba köy yolu) noktalarında yüzey kırığı oluşturmuştur. Gönen'deki ölü sayısı 36 olup, fayın buradaki gidişi K75D dur.

Gönen' in alüvyon çökelleri içerisinde, Bandırma H19 d3 paftasında (Bakırlı Köyü güneyi) Gönen Çayı'nı yaklaşık 1 km sağ-yanal öteleyen fay, buradan itibaren GB yönünde Yenice-Gönen asfaltını Bandırma H19 d4 paftası 50.750 (boylam)-36.388 (enlem)

noktasında kesmektedir. Bandırma H19d4 paftası 50.553 (boylam)-36.309 (enlem) noktasında yüzey kırığı oluşturan Yenice–Gönen Fayı'nın, Muratlar Köyü yakınlarında eski bir köy yolunu 1,5 m sağ-yanal ötelelediği rapor edilmektedir (Şekil 4.8 A) (Ketin ve Roesly,1953). Muratlar Köyü sakinlerinden edinilen bilgiler doğrultusunda bu nokta saptanmıştır. YGF; 50.525 (boylam)-36.293 (enlem) noktasında Muratlar Köyü DKD sundaki eski köy yolunu K75D doğrultusunda kesmiş ve 1,5 m sağ-yanal ötelemiştir (Şekil 4.8 B). Bu nokta hendek (trench) yeri olarak belirlenmiştir.



Şekil 4.8. Yenice-Gönen Depremi sırasında Muratlar Köyü yakınlarında gözlenen Kuzey Anadolu Fayı köy yolunun 1,5 m kadar sağ-yanal ötelendiği nokta (A: Ketin ve Roesly, 1953) (GGD'dan KKB'ya bakış).

Fay, buradan itibaren Sandık tepe 350 m GD' sında, Bandırma H19 d4 paftası 49.643 (boylam)-35.949 (enlem) noktasında, K67D doğrultusunda yüzey kırığı oluşturmuş ve GB yönünde, Göynük tepenin kuzeyindeki koruluk mevkiine doğru ilerlemiştir.

Yüzey kırığı, Muratlar kuzeyindeki koruluk mevkiinden güneybatıya doğru andezitler içerisinde ilerleyerek, Kumköy kuzeyindeki Güzelin tepe güney yamaçlarına ulaşmaktadır. Kumköy kuzeyindeki, Bandırma H19d4 paftası 47.816 (boylam)-35.347 (enlem) noktasında (Araplar gölü mevkiinde), andezitler içerisinde K70D doğrultulu yüzey kırığı oluşmuş olup, burası aynı zamanda bir çöküntü gölü (sag-pond) özelliğindedir (Şekil 4.9). Depremde Kumköy’de 4 kişi ölmüştür.



Şekil 4.9. Kumköy kuzeyi Araplar gölü mevkiinde izlenen küçük ölçekli bir çöküntü gölü (UTM Koordinatları: 47.816-35.347).

Kumköy kuzeybatısından itibaren sola doğru sıçrama yapan yüzey kırığı, Gaybular köyü kuzeyindeki andezitler içerisinde, K75D doğrultusunda devam ederek, Bandırma H19c4 paftasında 42.839 (boylam)-31.163 (enlem) noktasında yüzey kırığı oluşturmuş ve 1 kişinin ölümüne neden olmuştur.

Yüzey kırığı, bu noktadan itibaren Gaybular-Ortaoba eski köy yolundaki (Sakar sırtına giden yol) sıcak su kaynağının olduğu, Bandırma H18c3 paftasında 42.651 (boylam)-

31.222 (enlem) noktasından geçerek, Sakar sırtı ile Çaltepe arasında Jura kireçtaşı mostrasını yaklaşık 500 m sağ-yanal öteleyerek, Ortaoba köyü kuzeyine ulaşmaktadır. YGF; Gaybular-Ortaoba eski köy yolunda, morfolojik olarak izlenebilmektedir (Şekil 4.10).



Şekil 4.10. Gaybular güneybatısındaki Bozkıraç tepede gözlenen çizgisel sırt (GD'dan KB'ya bakış).

Gaybular kuzeyinden itibaren, K75D doğrultusunda Ortaoba kuzeyine gelen kırık, Çaltepe kuzeybatısındaki andezitler içerisinde, Bandırma H18c3 paftası 40.922 (boylam)-29.831 (enlem) noktasında güney bloğun düşmüş olduğu fay sarpılığı şeklinde izlenebilmektedir. Fayın bu alandaki gidişi K60D dur. Ayrıca bu alanda (bir önceki lokasyondan 300 m KD da) 41.154 (boylam)-29.981 (enlem) noktasında bir sıcak su kaynağı bulunmaktadır. Bu kaynağın kuzeydoğusundan itibaren K75D doğrultusunda kırık orman içerisinde 100 m kadar izlenebilmektedir.

Ortaoba ile Karasukabaklar köyü arasında, sola doğru sıkıştırılan büküm (restraining bend) yapan fay, Karasukabaklar köyünde, Bandırma H18 c3 paftasında 38.892 (boylam)-28.294 (enlem) noktasında DKD-BGB doğrultusunda yüzey kırığı oluşmuştur. Karasukabaklar köyü Yenice–Gönen Depremi'nin dış-merkez alanına karşılık gelmektedir. Karasukabaklar köyü içerisinde, camii mevkiinde K60B gidişli bir yüzey kırığı daha oluşmuştur (Şekil 4.11). Bu kırığın ana fayın antitetik kırıklarından olduğu düşünülmektedir. .

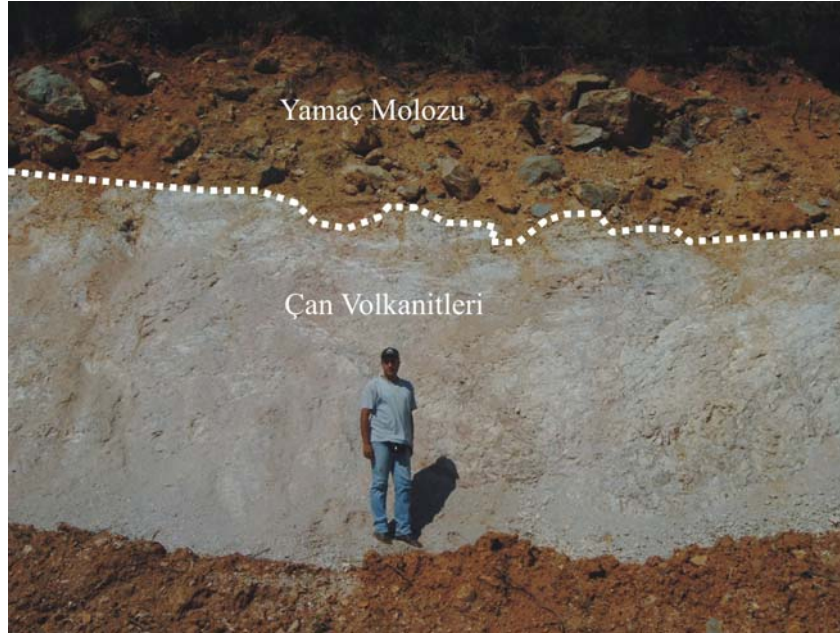


Şekil 4.11. Karasukabaklar köyü camii içerisindeki K60B gidişli yüzey kırığı (GD'dan KB'ya bakış).

Karasukabaklar–Güzeloba köyleri arasında, özellikle Yenice-Gönen asfaltı civarında gözlenen güncel heyelanlar (Şekil 4.12) ve baraj civarında gözlenen volkanitler üzerindeki yamaç molozları (Şekil 4.13), fayın bu alandaki aktivitesine işaret etmektedir.



Şekil 4.12. Karasukabaklar–Güzeloba köyleri arasında, Yenice-Gönen asphaltındaki güncel heyelanlar (GD'dan KB'ya bakış).



Şekil 4.13. Karasukabaklar–Güzeloba köyleri arasında, Yenice-Gönen barajı civarında gözlenen yamaç molozu (Kuzey'den Güney'e bakış).

Karasukabaklar ve Karasu köyü kuzeyinde, andezitler içerisinde ilerleyen fay, Güzeloba köyü 300 m kuzeydoğusundaki Düzbostanlık sırtı mevkiinde, (Balıkesir I18b2 paftasında 35.832 (boylam)-25.832 (enlem) noktasında) K65D doğrultusunda ve güney bloğun

yaklaşık 1 m düştüğü yüzey kırığı oluşturmuştur. Deprem sırasında, harita alanı dışında, kuzeydeki Ballıçay köyünde 1 kişi ölmüştür.

Güzeloba güneybatısından itibaren Yenice'nin alüvyon çökellerine giren fay, Karaköy yaklaşık 600 m güneyindeki Harman yeri mevkiinde, kuzey bloğun 1,2 metre düşmüş olduğu halen izlenebilen fay sarplığı şeklinde görülmektedir (Şekil 4.14). Bu noktanın koordinatları, Balıkesir I 18 b1 paftasında 31.580 (boylam)-23.277 (enlem) olup, ikinci hendek yeri olarak belirlenmiştir. Deprem sırasında Karaköy' de 15 kişi ölmüştür.



Şekil 4.14. Karaköy güneyinde 1953 depremi sonrası oluşmuş fay sarplığı (UTM Koordinatları: 31.580 - 23.277) (Kuzey'den Güney' e bakış).

Karaköy güneyinden itibaren, Yenice Çayı'nın güney kenarına yaklaşık paralel olarak, Çakır güneyine gelen fay, Balıkesir I18b1 paftası 28.770 (boylam)-21.890 (enlem) noktasında dut ağaçlarını 1,5 m sağ yanal ötelemiş (Şekil 4.15) ve 28.380 (boylam)-21.652 (enlem) noktasında yüzey kırığı meydana getirmiştir.



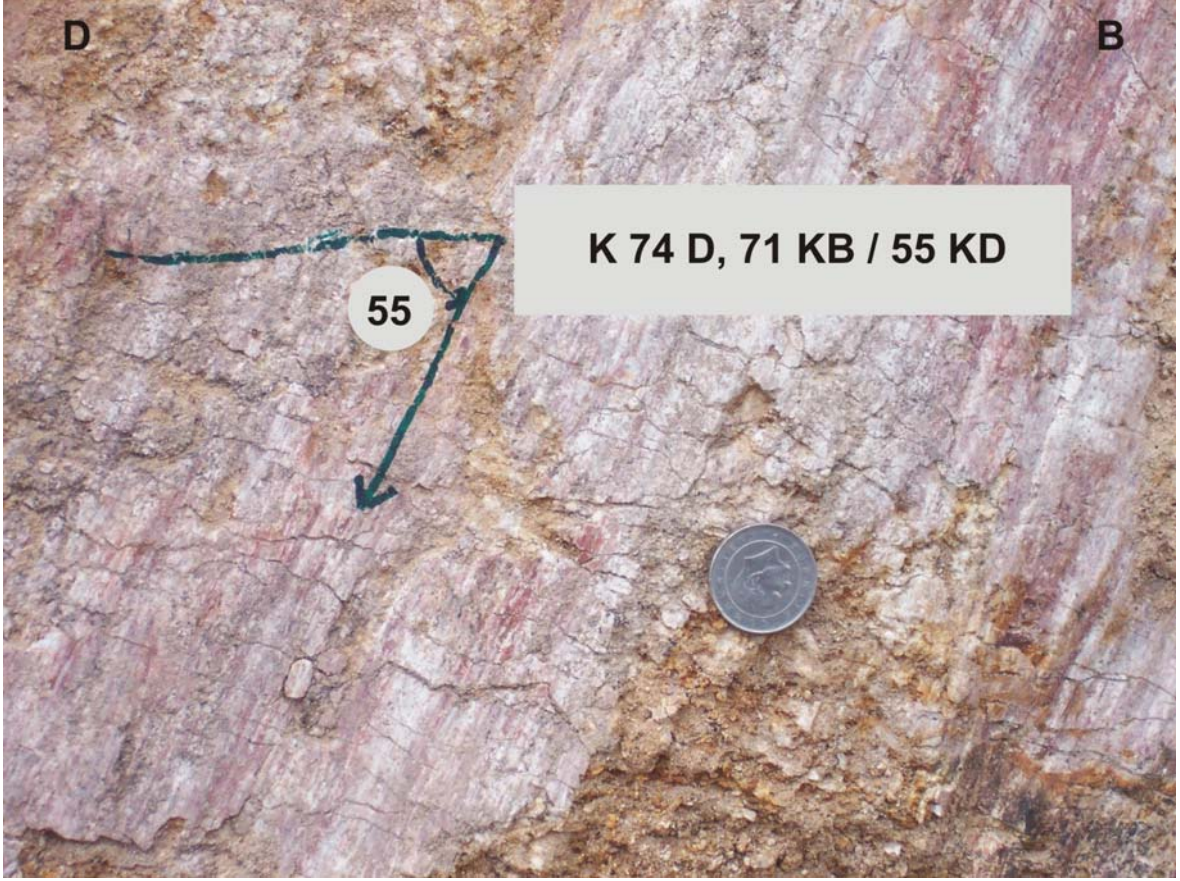
Şekil 4.15. Çakır köyü güneyinde 1953 depremi sonrası 1,5 m sağ-yanal ötelenmiş dut ağaçları (UTM Koordinatları: 28.770 - 21.890) (GD'dan KB'ya bakış).

Yüzey kırığı, Çakır güneyinden itibaren K75D doğrultusunda, Yenice-Gönen asfaltını Balıkesir I18b1 paftasında 27.125 (boylam)-21.120 (enlem) noktasında keserek, Seyvan güneyine geçmektedir. Seyvan köyü güneyinde sırasıyla; 26.832 (boylam)-20.918 (enlem) noktasında, 26.619 (boylam)-20.751 (enlem) noktasında, 26.017 (boylam)-20.304 (enlem) noktasında, 25.211 (boylam)-19.897 (enlem) (bu nokta üçüncü hendek yeri olarak belirlenmiştir, Şekil 4.16), 25.139 (boylam)-19.870 (enlem) noktasında, 24.953 (boylam)-19.831 (enlem) noktasında, K76D doğrultusunda 24.544 (boylam)-19.472 (enlem) noktasında (Eski Yenice güneydoğusu) ise K83D doğrultusunda yüzey kırığı oluşmuştur. Yenice-Gönen depremi sırasında, Seyvan dolaylarında 100 cm yanal atım, yaklaşık 20-30 cm düşey atım meydana gelmiş ve depremde 1 kişi ölmüştür. Bu alanda yapılan detay gözlemlerde birden fazla fay sarplığının var olduğu anlaşılmıştır.



Şekil 4.16. Seyvan köyü güneyinde 1953 depremi sonucunda oluşmuş fay sarplığı (UTM Koordinatları: 25.211-19.897 (Kuzey'den Güney'e bakış)).

Seyvan güneyinden itibaren, Eski Yenice güneyine geçen kırık, burada en iyi Üççeşmeler mevkii ve yakın dolaylarında izlenebilmektedir. Yenice-Hamdibey stabilize yolundan batıya sapan orman yolunda, arenitleşmiş granitler içerisinde (Balıkesir I18b1 paftası 23.930 (boylam)-18.929 (enlem) noktasında) iyi korunmuş bir fay düzlemi gözlenmiştir (Şekil 4.17). Fay düzleminin durumu; K74D, 71KB, 55KD (Sağ yanal bileşenli-Normal fay) olarak ölçülmüştür. Bu nokta YGF'nin karakterini yansıtmaması açısından oldukça önemlidir. Gönen-Yenice arasında tipik doğrultu atımlı faylanma karakteri sunan YGF, Seyvan'dan itibaren GB'ya doğru, normal eğim atım bileşeninin baskın olduğu verev atımlı normal fay karakteri sunmaktadır.



Şekil 4.17. Yenice güneyi Üççeşmeler mevkiinde gözlenen fay düzlemi (UTM Koordinatları: 23.930 -18.929) (Kuzey'den Güney'e bakış).

Eski Yenice'den itibaren, yaklaşık D-B doğrultusunda devam eden fay, Eski Yenice GB'sı, Mandıralar mevki çamlık orman içerisinde (Balıkesir I18a2 paftası 21.760 (boylam)-18.700 (enlem) noktasında) ve eski su deposu 100 m kuzeyi, yayla yeri mevki (20.803 (boylam)-18.550 (enlem) noktasında)'de kuzey bloğun 1 m düşmüş olduğu yüzey kırığı şeklinde gözlenmiştir.

Fay buradan itibaren batıya yönelerek Sazak vadisine ulaşmaktadır. Sazak vadisine Kabukluyatak sırtı mevkiinde giren fay, buradan GB'ya dönerek Derealanı mevkiine ulaşmaktadır. Derealanı mevkiinde sağ-yanal çarpılmış üçgen yüzeyleyler şeklinde izlenebilen fay (Şekil 4.18), buradan itibaren batıya doğru, Karakaya Formasyonu ve Kazdağ masifi metamorfik kayalarını birkaç aralı-aşmalı (en-echelon) fay ile geçtikten sonra, Eskiayla köyü güneydoğusundaki Kartaldere mevkiinde son bulmaktadır.



Şekil 4.18. Sazak Köyü güneyi Derealanı mevkiinde sağ-yanal çarpılmış üçgen yüzeyler (Kuzey'den Güney'e bakış).

4.3. Paleosismoloji Çalışmaları

Paleosismoloji çalışmaları, ayrıntılı jeolojik haritalama çalışmaları sonrasında belirlenen üç noktada gerçekleştirilmiştir. Hendekler;

- 1- Ketin (Muratlar) Hendeği
- 2- Karaköy Hendeği
- 3- Seyvan Hendeği

olarak isimlendirilmiştir. Belirlenen noktalarda sırasıyla, sığ jeofizik (Sismik Kırılma ve Doğru Akım Öz direnç), mikrotopografya ve hendek çalışmaları yapılmıştır.

Jeofizik çalışmalar kapsamında, arazi çalışmaları ve verilerin değerlendirilmesi aşamasında, Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü öğretim üyesi Yrd. Doç. Dr. Emin ULUGERGERLİ ve Araş. Gör. Yıldırım GÜNDOĞDU ile Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden Yrd. Doç. Dr. Cemal KAYA katkı sağlamışlardır.

Veri Toplama

Veri toplama çalışmalarında Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'ne ait ABEM Terraloc MK6 sismik kırılma aleti ve SARIS çok kanallı doğru akım öz direnç aleti kullanılmıştır. Çalışmada tüm profillerde aynı alan parametreleri ile veri toplanmıştır. Parametreler alan şartlarına, hedeflenen derinliğe göre seçilmektedir. Bu parametreler yöntemlere göre ayrılarak aşağıda verilmiştir.

A. Sismik Kırılma

Kaynak:	Balyoz
Dalga türü:	P dalgası
Jeofon (alıcı) sayısı:	24
Jeofon aralığı:	1.5 m
Profil boyu:	34.5 m
Atış sayısı:	7
Atış uzaklıkları (ilk jeofon (0) olmak üzere):	
Düz dış atış:	1. jeofondan 9 m geride (-9).
Düz atış:	1. jeofondan 0.75 m geride (-0.75).
Düz ara atış:	6. ve 7. jeofonlar arası (8.25).
Orta atış:	12. ve 13. jeofonlar arası (17.25).
Ters ara atış:	18. ve 19. jeofonlar arası (26.25).
Ters atış:	24. jeofondan 0.75 m ilerde (35.25).
Ters dış atış:	24. jeofondan 9 m ilerde (43.5).

B. Doğru Akım Özdirenç

Elektrot (alıcı) sayısı:	25
Elektrot aralığı:	1.5 m
Profil boyu:	36 m
Elektrod dizilimi:	Eş-merkezli dört elektrot (Wenner Schlumberger)
Bir profile ölçülen veri (Görünür Özdirenç):	130

Sonuç ve Yorumlar

Veri işlem aşamasında her iki yöntemle toplanan veriler iki-boyutlu ters çözüm algoritmaları ile değerlendirilmiştir. P dalgası hız kesiti ile yer elektrik kesitlerinin 0 noktaları aynı noktayı işaret etmemektedir. Sismik kesitlerin 0 noktası, yer elektrik kesitlerine göre 1.5 m ilerdedir.

Mikrotopografya çalışmaları kapsamında Kabasakal Mühendisliğe ait Total Station kullanılmıştır. Hendek alanlarında mikrotopografya haritaları ve bu haritalardan üretilmiş topografik profiller oluşturulmuştur. Elde edilen haritalar sayısallaştırılmış ve sayısal yükseklik modelleri oluşturulmuştur.

Trench çalışmalarının tüm aşamalarında Selanik Aristotle Üniversitesi Jeoloji bölümünden Prof. Dr. Spyros Pavlides ve Dr. Alexandros Chatzipetros katkı sağlamışlardır. Hendeklerde sırasıyla kazı, temizleme, loglama ve örnekleme çalışmaları yapılmış; alınan toprak numunelerinin ¹⁴C analizleri Georgia Üniversitesi İzotop Uygulamaları Merkezinde (University of Georgia - Center for Applied Isotope Studies-Thessaloniki-Greece) yaptırılmıştır.

Aşağıda üç hendek yerinde yapılan çalışmalar ayrıntılı olarak anlatılacaktır;

4.3.1. Ketin (Muratlar) Hendeği

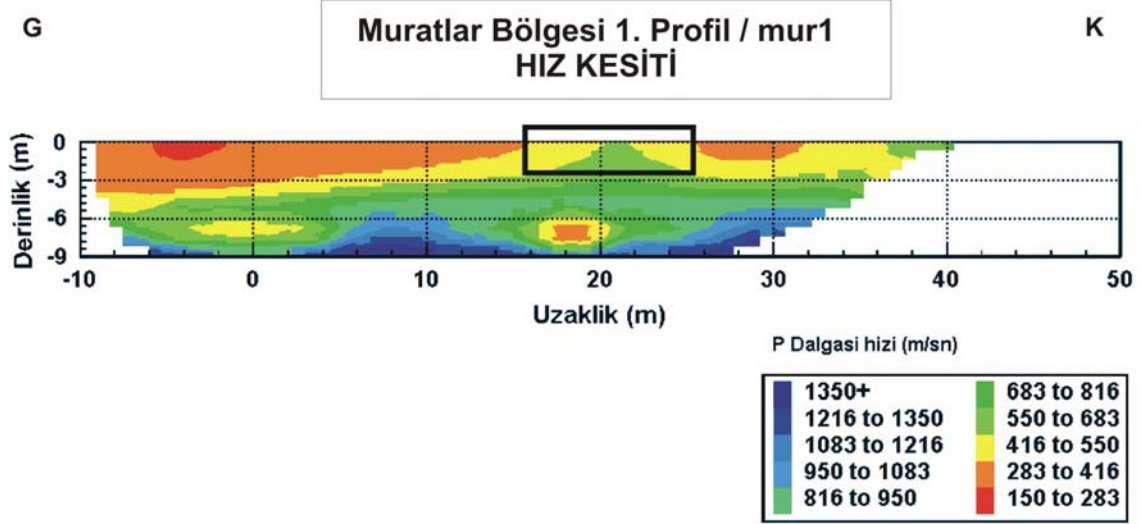
Yenice–Gönen Depremi sonrası ilk makrosismik inceleme Ketin ve Roesly (1953) tarafından gerçekleştirilmiştir. Ketin ve Roesly (1953) raporlarında, Muratlar köyü dolaylarında eski bir köy yolunun 1,5 m kadar sağ-yanal ötelendiğini belirtmişlerdir. Öyle ki bu bilgi, ülkemizde ders kitabı olarak okutulan Genel Jeoloji kitabında dahi kendisine yer bulmuştur (bakınız; Şekil 4.8 A). Muratlar hendeği, Prof. Dr. İhsan Ketin’e ithafen “Ketin Hendeği” olarak isimlendirilmiştir. Ketin Hendeğek yeri, Gönen ilçesine bağlı Muratlar köyü yaklaşık 500 m doğusundaki Muratlar Köyü’ne ait mera alanındadır.

4.3.1.1. Ketin Hendeğek Yeri Jeofizik Çalışmaları

Ketin Hendeğek Alanı’nda yaklaşık olarak birbirine paralel ve yaklaşık 50 m. aralıklı iki profilde jeofizik ölçümler yapılmıştır. Bu iki profil sırasıyla MUR1 ve MUR2 olarak adlandırılmıştır. MUR1 profilinde yapılan sismik kırılma çalışmaları (Şekil 4.19) sonucu elde edilen P dalgası hız kesiti Şekil 4.20’de verilmiştir.



Şekil 4.19.Ketin Hendeğek Yeri’nde Sismik Kırılma Çalışmaları.



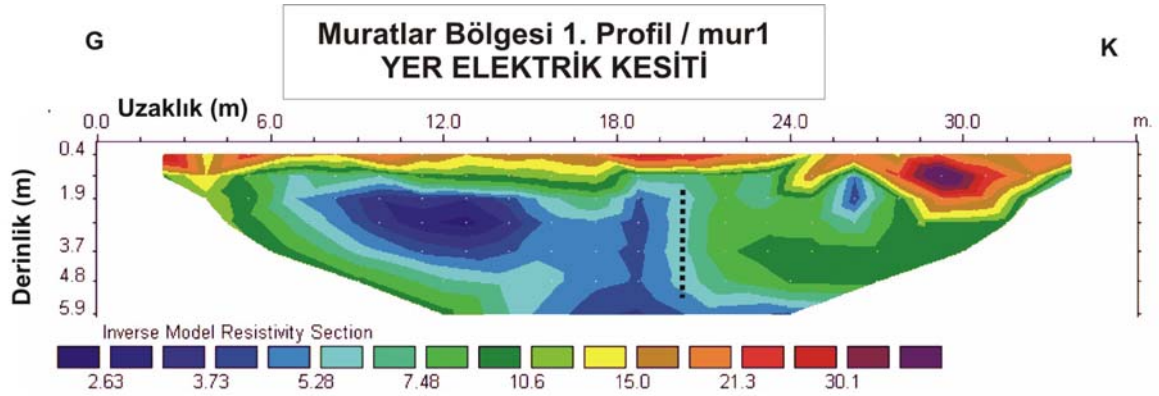
Şekil 4.20. Ketin Hendek yeri MUR1 profili P dalgası hız kesiti.

P dalgası hız kesitinde kırık bölgesi yaklaşık olarak 20 m civarında izlenmektedir (siyah düz dikdörtgen). Yüzeydeki güncel birim kırık bölgesini doldurmaktadır. Düşey kayma miktarı çok az olduğundan (yaklaşık 10 cm) kesitte belirlenememiştir. Yaklaşık 6 m derinlikte engebeli taban birimi yüzeyi görülmektedir (lacivert renkli kısımlar).

Aynı profil üzerinde yapılan doğru akım öz direnç çalışmalarında (Şekil 4.21) elde edilen yer elektrik kesiti ise Şekil 4.22’de verilmiştir.



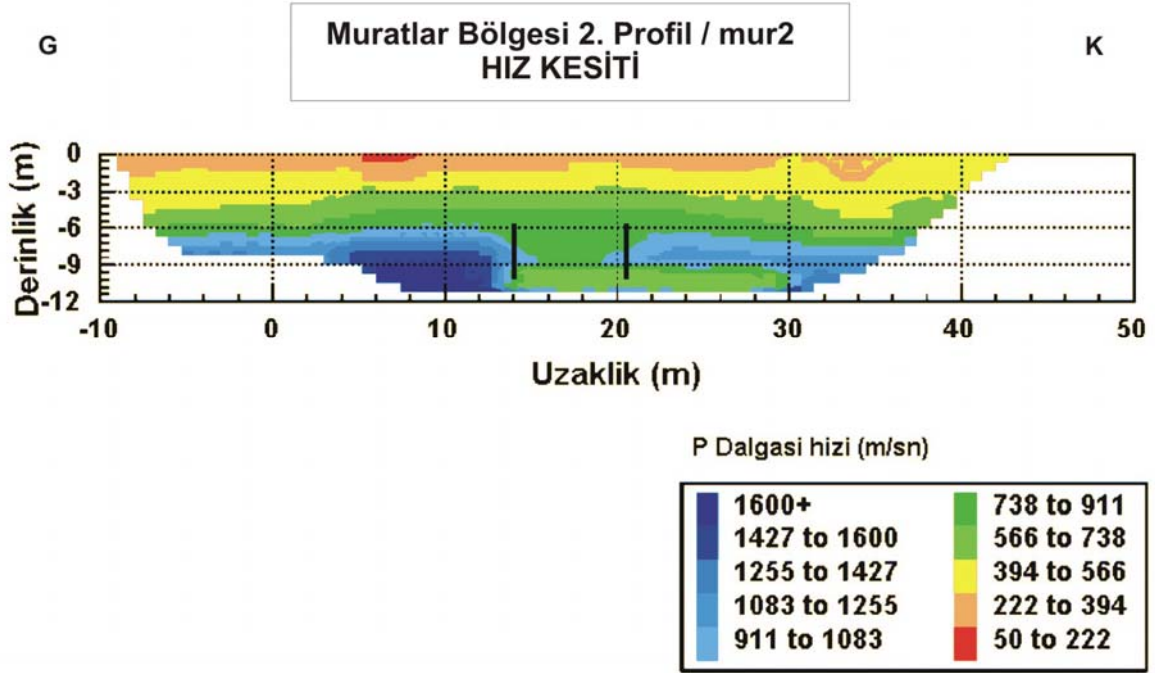
Şekil 4.21. Muratlar (Ketin) Hendek Yeri'nde Doğru Akım Özdirenç çalışmaları.



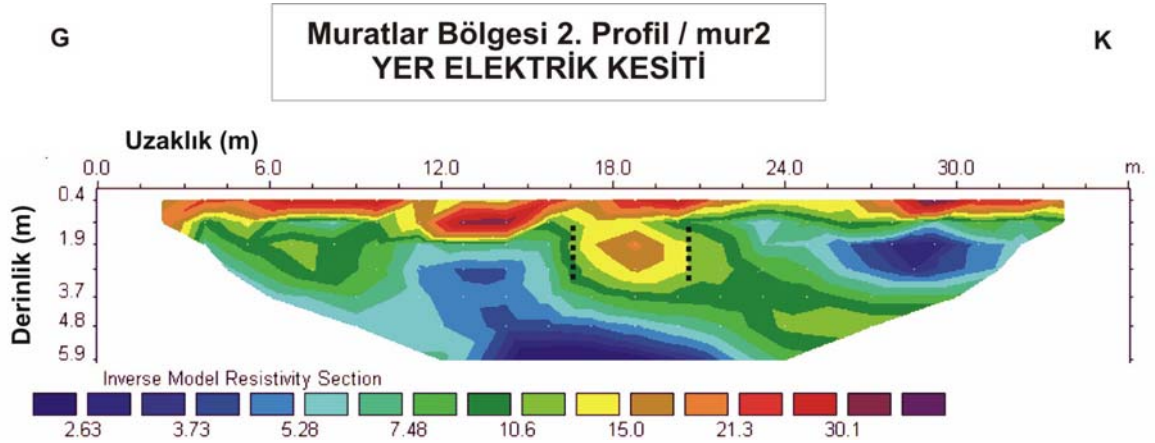
Şekil 4.22. Ketin Hendek Yeri MUR1 profili yer elektrik kesiti.

Yer elektrik kesitlerinde, P dalgası hız kesitinde belirlenen kırık bölgesinin sadece bir kırığı görülebilmektedir (siyah kesikli çizgi). Belirti yaklaşık olarak 20 m civarındadır.

MUR2 profilinde yapılan çalışmalardan elde edilen P dalgası hız ve yer elektrik kesitleri Şekil 4.23 ve Şekil 4.24' de verilmiştir.



Şekil 4.23. Ketin Hendek Yeri MUR2 profili P dalgası hız kesiti.

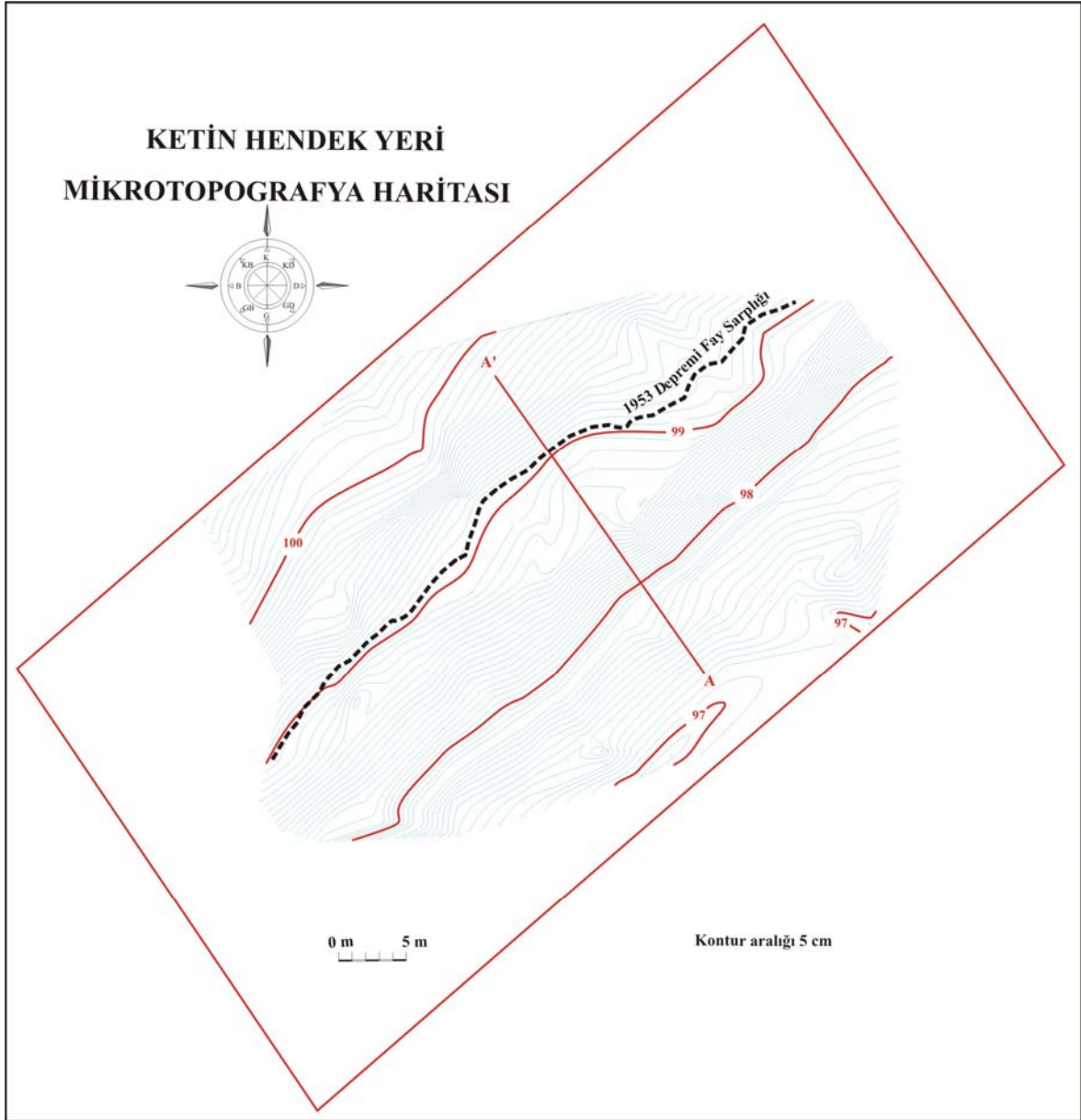


Şekil 4.24. Ketin Hendek Yeri MUR2 profili yer elektrik kesiti.

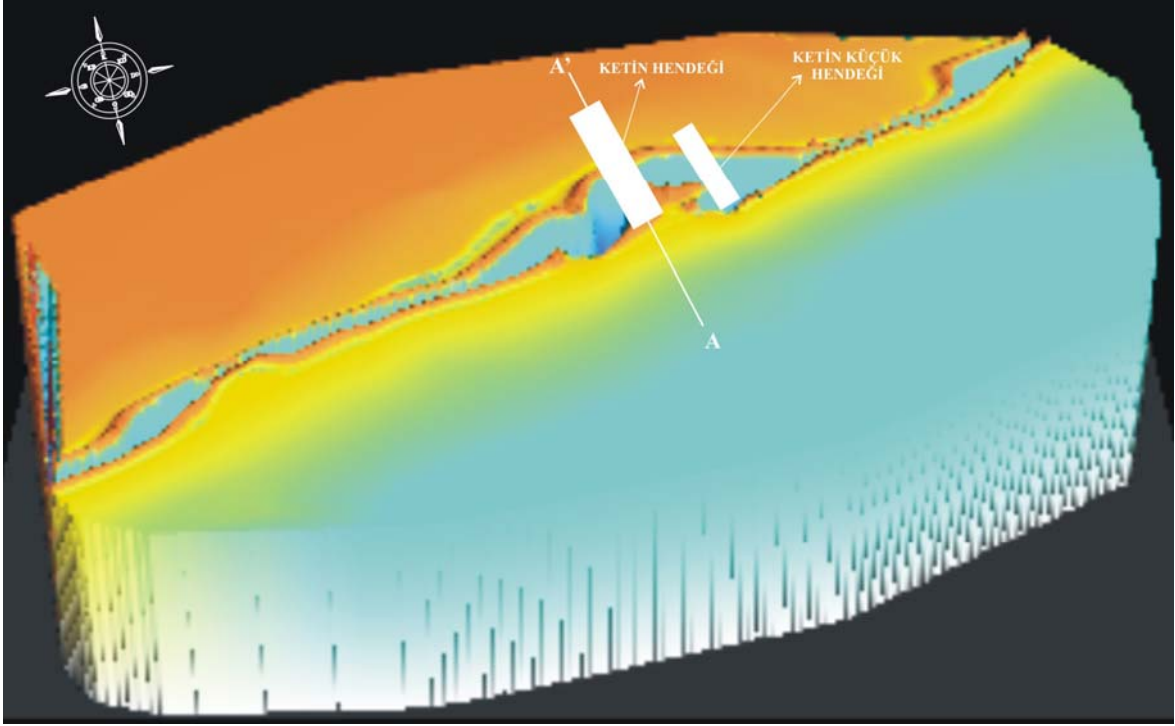
Sismik kesitte, 6 m derinlikte yüzeyi düz olarak izlenebilen taban birimini kesen kırık bölgesi görülmektedir (düz çizgiler arası). Bu kırık bölgesi yaklaşık olarak 14 m ile 18 m arasındadır. Yüzey güncel birimlerle örtüldüğünden kırık bölgesi izi yüzeyde görülemez. Aynı belirti, yer elektrik kesitinde de belirlenmiştir (kesikli çizgiler arası – Şekil 4.24).

4.3.1.2. Ketin Hendek Yeri Mikrotopografya Çalışmaları

Ketin hendek yerinde yapılan mikrotopografik çalışmalarda; harita (4.25) ve sayısal yükseklik modelinden de (4.26) görüleceği üzere yaklaşık 20. m de fay belirtisi görülmektedir. Bu veri, Muratlar 1- Sismik ve Elektrik kesitleriyle son derece uyumludur (bakınız; Şekil 4.20 ve 4.22).



Şekil 4.25. Ketin hendek yeri mikrotografya haritası (A-A' Jeofizik kesit hatlarını göstermektedir).



Şekil 4.26. Ketin hendek yeri mikrotopografya haritasından üretilmiş Sayısal Yükseklik Modeli.

4.3.1.3. Ketin Hendek Çalışmaları

Ayrıntılı jeolojik, jeofizik ve mikrotopografya çalışmaları sonucunda belirlenen Ketin hendek yeri, Gönen ilçesine bağlı Muratlar köyü yaklaşık 500 m doğusundaki Muratlar Köyü'ne ait mera alanında yer almaktadır. Burada 6 m uzunluğunda 3,5 m derinliğinde açılan hendeğe ilaveten bir küçük hendek bir de gözlem çukuru açılmıştır. Burada sırasıyla kazı, temizleme, gridleme, örnekleme ve loglama çalışmaları yapılmıştır (Şekil 4.27-28-29-30-31).

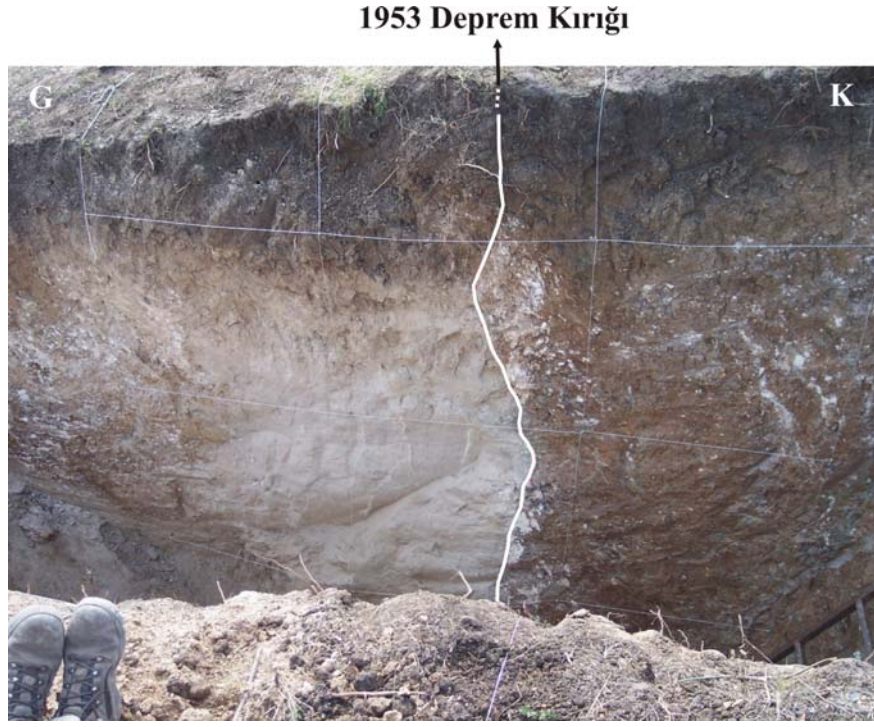
Ketin hendeğine ait loglar aşağıda verilmiştir (Şekil 4.32-33-34).



Şekil 4.27. Ketin Hendek Yeri'nde kazı çalışmalarından bir görünüm



Şekil 4.28. Ketin Hendeği temizleme çalışmaları (Fotoğrafın sol tarafında renk tonu farkı ile belirginleşen çizgisellik 1953 deprem kırığına karşılık gelmektedir).



Şekil 4.29. Ketin Hendeği gridleme çalışmaları. Fotoğrafta 1953 deprem kırığının güneyinde yer alan beyazımsı renkli birim metrik ölçekte bir kum daykındır (Doğu'dan Batı'ya bakış).

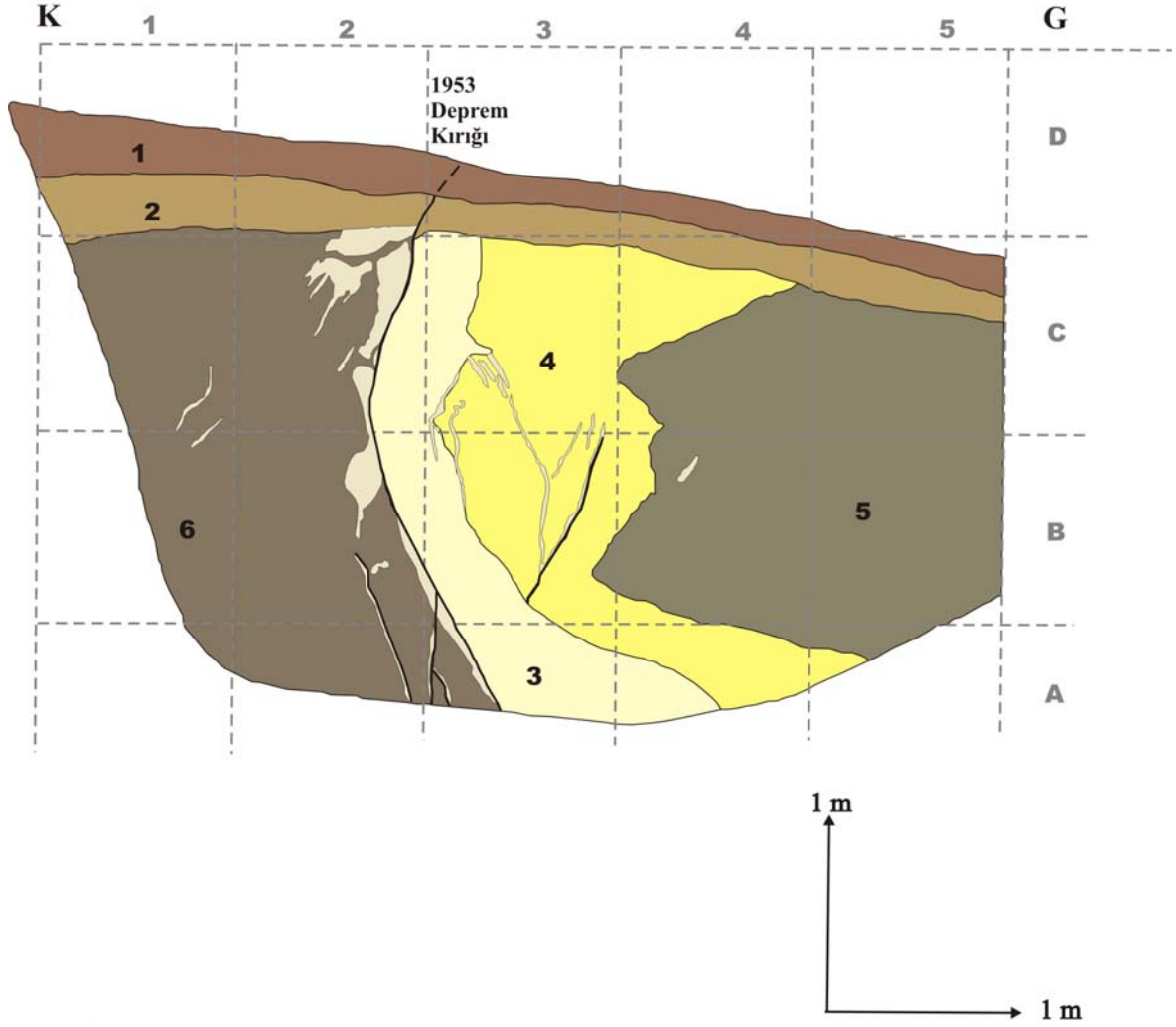


Şekil. 4.30. Ketin Hendeği örnekleme çalışmalarından bir görünüm. Fotoğrafta fay izi her iki duvarda da görülmektedir (Güney'den Kuzey'e bakış).



Şekil 4.31. Ketin Hendeği loglama çalışmalarından bir görünüm. Fotoğrafta kırmızı renkli çiviler ile belirginleştirilen çizgisellik 1953 deprem kırığına karşılık gelmektedir (Batı'dan Doğu'ya bakış).

Ketin Hendeği-Doğu Duvarı

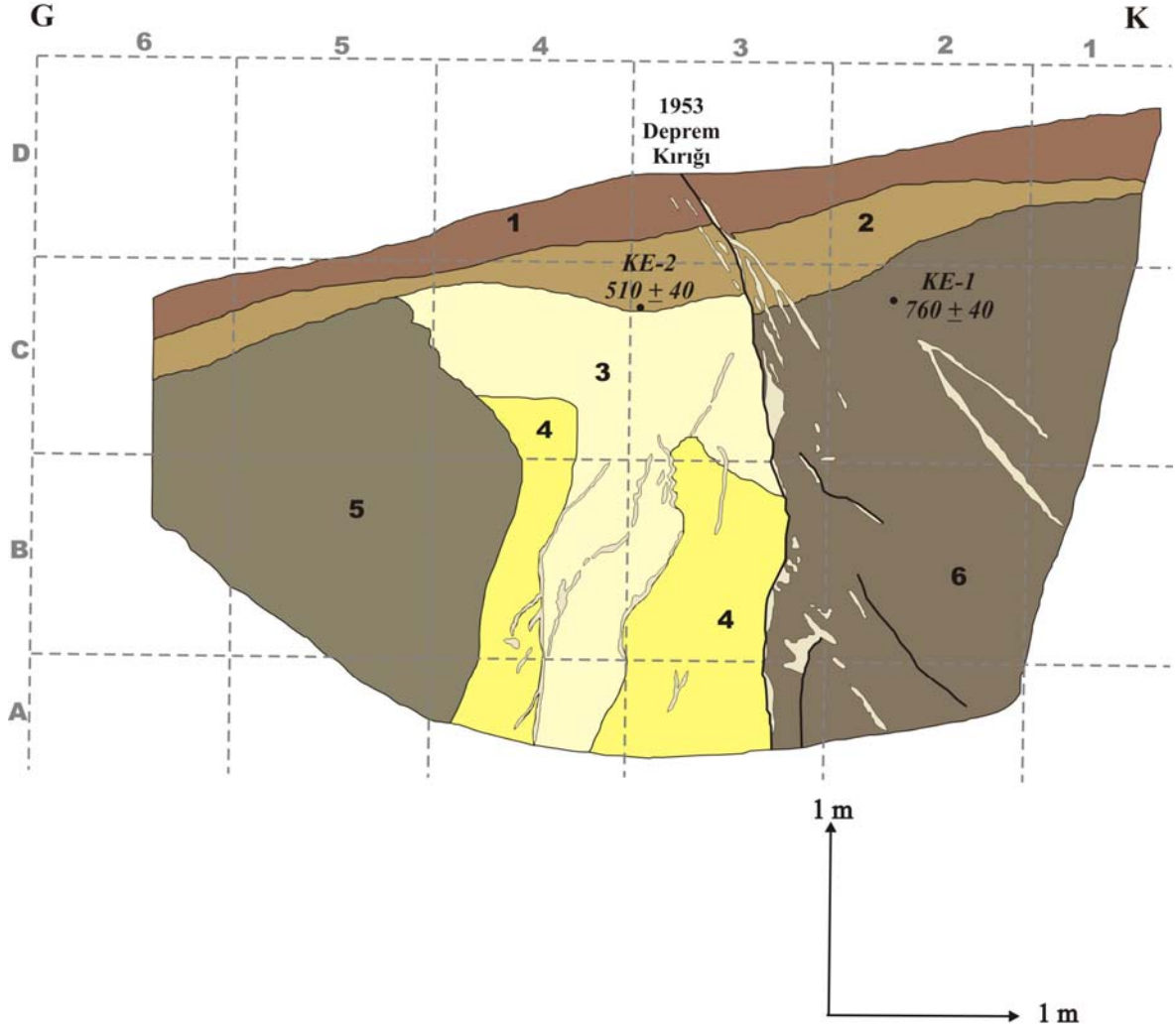


AÇIKLAMALAR

- 1** Koyu-gri, kahverengi iyi gelişmiş güncel toprak seviyesi. Genellikle orta-iri taneli kumdan yapılı, nadir olarak da siltli kilden oluşmakta ve yer yer 2 cm boyutunda çakıllar içermektedir. 2 numaralı birim ile dereceli geçişlidir.
- 2** Muhtemelen 1 numaralı birimin taban seviyelerine karşılık gelen kırmızımsı kahverengi, orta-iri taneli kum, siltli kil ve nadiren de çakıl içeren birimin taban seviyeleri düzensizdir. İçerisindeki kumlar muhtemelen 3 numaralı birime aittir.
- 3** Muhtemelen 4 numaralı birimin yeniden sıvılaşması ile oluşmuş, açık beyaz renkli, sıvılaşmış kum. İçerisinde belirgin akma yapıları gözlenmektedir. Yanal sınırları karışık olan birimin 2 numaralı birim ile olan tavan dokanağı da düzensizdir.
- 4** Sarımsı renkli kum. 3 numaralı birime çok benzer, fakat 3 numaralı birim tarafından kesilmektedir. Yersel akma izleri görülmektedir.
- 5** Kırmızımsı kahverengi, orta taneli kum. İçerisinde düzensiz kalış yumruları barındırmaktadır.
- 6** Kırmızımsı kahverengi, masif yapılı kumlu kil. 3 ve 4 numaralı birimle dokanağında kalış yumruları görülmekte olup, açılma çatlaklarına enjekte olmuş, açık gri renkli kum seviyeleri içermektedir.

Şekil 4.32. Ketin Hendeği doğu duvarına ait log.

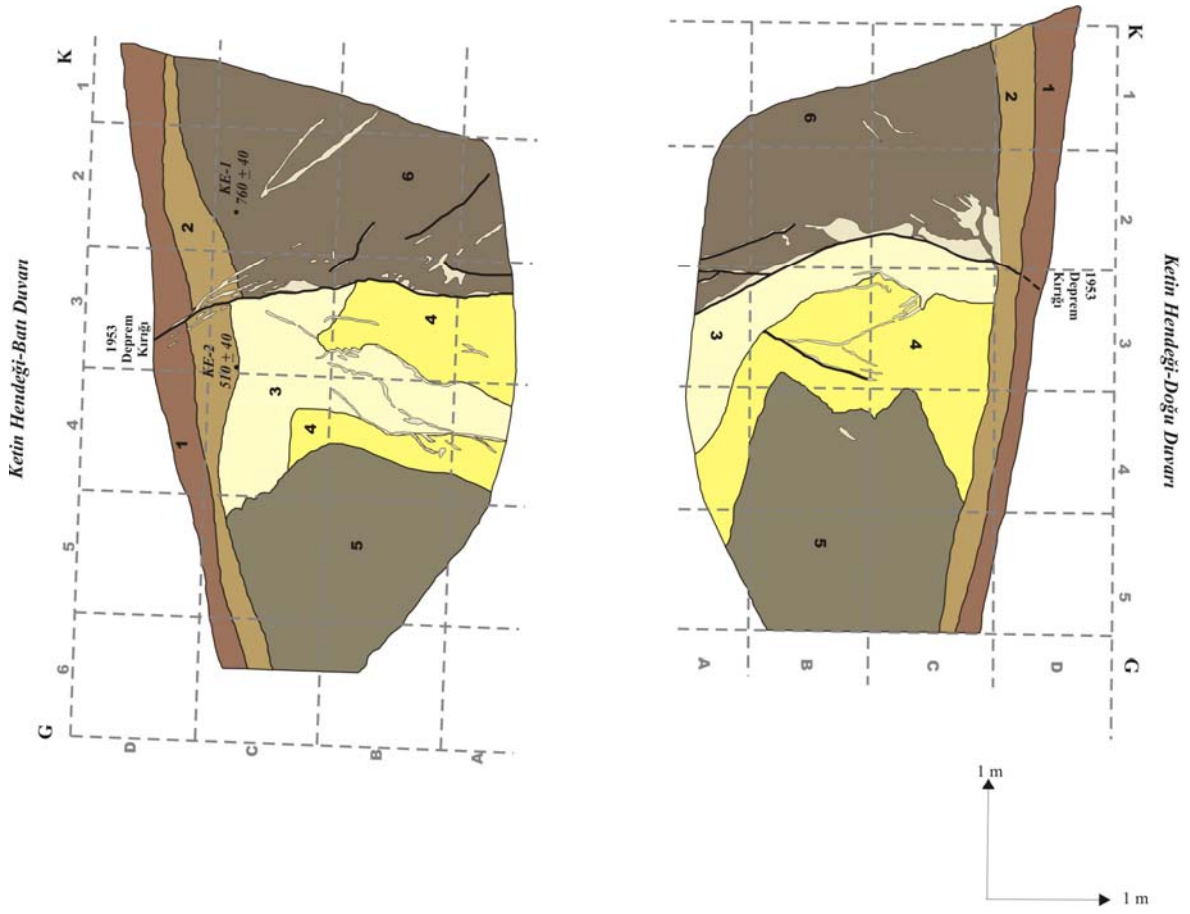
Ketin Hendeği-Batı Duvarı



AÇIKLAMALAR

- 1** Koyu-gri, kahverengi iyi gelişmiş güncel toprak seviyesi. Genellikle orta-iri taneli kumdan yapılı, nadir olarak da siltli kilden oluşmakta ve yer yer 2 cm boyutunda çakıllar içermektedir. 2 numaralı birim ile dereceli geçişlidir.
- 2** Muhtemelen 1 numaralı birimin taban seviyelerine karşılık gelen kırmızımsı kahverengi, orta-iri taneli kum, siltli kil ve nadiren de çakıl içeren birimin taban seviyeleri düzensizdir. İçerisindeki kumlar muhtemelen 3 numaralı birime aittir.
- 3** Muhtemelen 4 numaralı birimin yeniden sıvılaşması ile oluşmuş, açık beyaz renkli, sıvılaşmış kum. İçerisinde belirgin akma yapıları gözlenmektedir. Yanal sınırları karışık olan birimin 2 numaralı birim ile olan tavan dokanağı da düzensizdir.
- 4** Sarımsı renkli kum. 3 numaralı birime çok benzer, fakat 3 numaralı birim tarafından kesilmektedir. Yersel akma izleri görülmektedir.
- 5** Kırmızımsı kahverengi, orta taneli kum. İçerisinde düzensiz kalış yumruları barındırmaktadır.
- 6** Kırmızımsı kahverengi, masif yapılı kumlu kil. 3 ve 4 numaralı birimle dokanağında kalış yumruları görülmekte olup, açılma çatlaklarına enjekte olmuş, açık gri renkli kum seviyeleri içermektedir.
- KE-1** Örnek lokasyonu ve elde edilen C-14 yaşı

Şekil 4.33. Ketin Hendeği batı duvarına ait log.



AÇIKLAMALAR

- 1** Koyu-gri, kahverengi iyi gelişmiş güncel toprak seviyesi. Genellikle orta-iri taneli kumdan yapılı, nadir olarak da siltli kilden oluşmakta ve yer yer 2 cm boyunda çakıllar içermektedir. 2 numaralı birim ile dereceli geçişlidir.
- 2** Muhtemelen 1 numaralı birimin taban seviyelerine karşılık gelen kırmızımsı kahverengi, orta-iri taneli kum, siltli kil ve nadiren de çakıl içeren birimin taban seviyeleri düzensizdir. İçerisindeki kumlar muhtemelen 3 numaralı birime aittir.
- 3** Muhtemelen 4 numaralı birimin yeniden sıvılaşması ile oluşmuş, açık beyaz renkli, sıvılaşmış kum. İçerisinde belirgin akma yapıları gözlenmektedir. Yanal sınırları karışık olan birimin 2 numaralı birim ile olan tavan dokanağı da düzensizdir.
- 4** Sarımsı renkli kum. 3 numaralı birime çok benzer, fakat 3 numaralı birim tarafından kesilmektedir. Yersel akma izleri görülmektedir.
- 5** Kırmızımsı kahverengi, orta taneli kum. İçerisinde düzensiz kalış yumruları barındırmaktadır.
- 6** Kırmızımsı kahverengi, masif yapılı kumlu kil. 3 ve 4 numaralı birimle dokanağında kalış yumruları görülmekte olup, açılma çatlaklarına enjekte olmuş, açık gri renkli kum seviyeleri içermektedir.
- KE-1** Örnek lokasyonu ve elde edilen C-14 yaşı

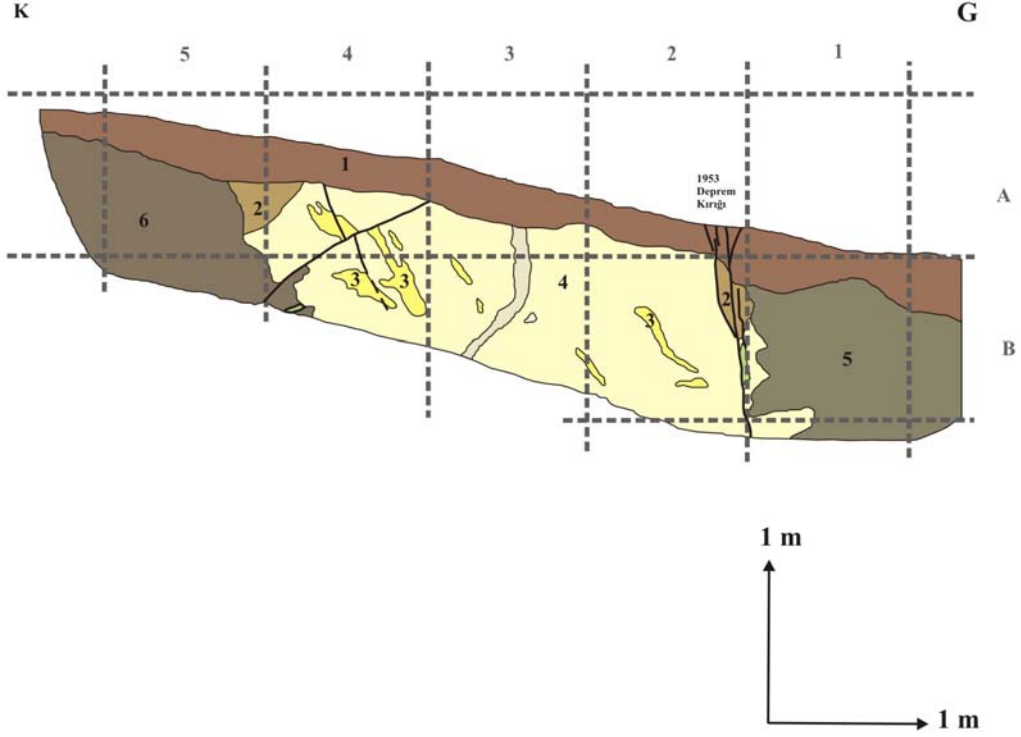
Şekil 4.34. Ketin Hendeği doğu ve batı duvarlarının korelasyonu.

Ketin hendeğinde yoğun sıvılaşma yapıları gözlenmiştir. Bu sıvılaşma yapılarının yanıl yayılımlarının olup olmadığının teyit edilmesi amacıyla, Ketin hendeğine paralel ikinci bir hendek daha kazılmış ve Ketin Küçük Hendeği olarak isimlendirilmiştir (Şekil 4.35). Bu hendeğe ait loglar Şekil 4.36-37-38 de verilmiştir.



Şekil 4.35. Ketin Trenç Yeri'nde kazılan küçük hendek (Güney'den Kuzey'e bakış).

Ketin Küçük Hendek-Doğu Duvarı

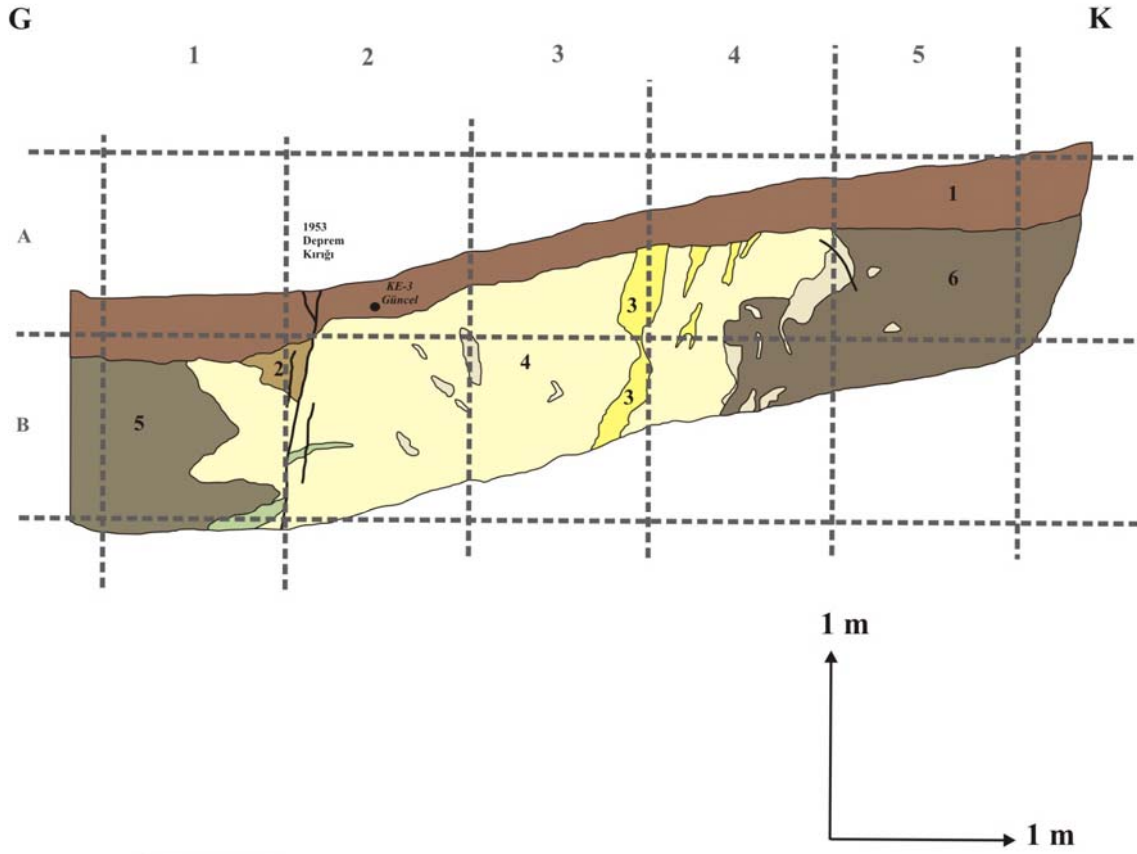


AÇIKLAMALAR

- | | |
|---|---|
| 1 | Koyu-gri, kahverengi iyi gelişmiş güncel toprak seviyesi. Genellikle orta-iri taneli kumdan yapı, nadir olarak da siltli kilden oluşmakta ve yer yer 2 cm boyutunda çakıllar içermektedir. |
| 2 | Muhtemelen 1 numaralı birimin taban seviyelerine karşılık gelen kırmızımsı kahverengi, orta-iri taneli kum, siltli kil ve nadiren de çakıl içeren birimin yan ve düşey sınırları düzensizdir. |
| 3 | 4 numaralı birim içerisinde gelişmiş, sarımsı-beyaz renkli, çakıllı kumdan oluşan sıvılaşma yapıları. |
| 4 | 5 ve 6 numaralı örtü birimlerini keserek çıkan, açık beyaz renkli, sıvılaşmış kumdan yapı büyük ölçekli kum daykı. İçerisinde yeşilimsi renkli kil daykları ve beyazımsı renkli kalış yumruları barındırmaktadır. |
| 5 | Kırmızımsı kahverengi, orta taneli kum. İçerisinde düzensiz kalış yumruları barındırmaktadır. |
| 6 | Kırmızımsı kahverengi, masif yapılı kumlu kil. |

Şekil 4.36. Ketin Küçük Hendeği doğu duvar logu.

Ketin Küçük Hendek-Batı Duvarı

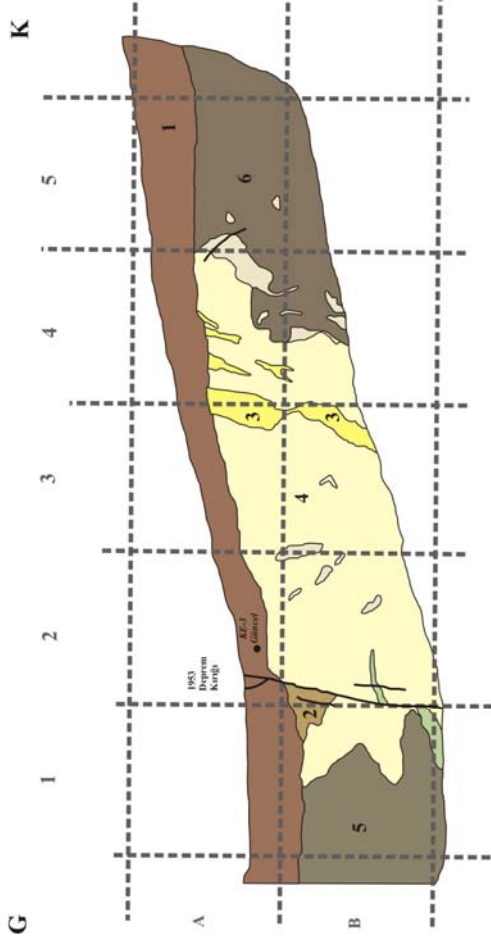


AÇIKLAMALAR

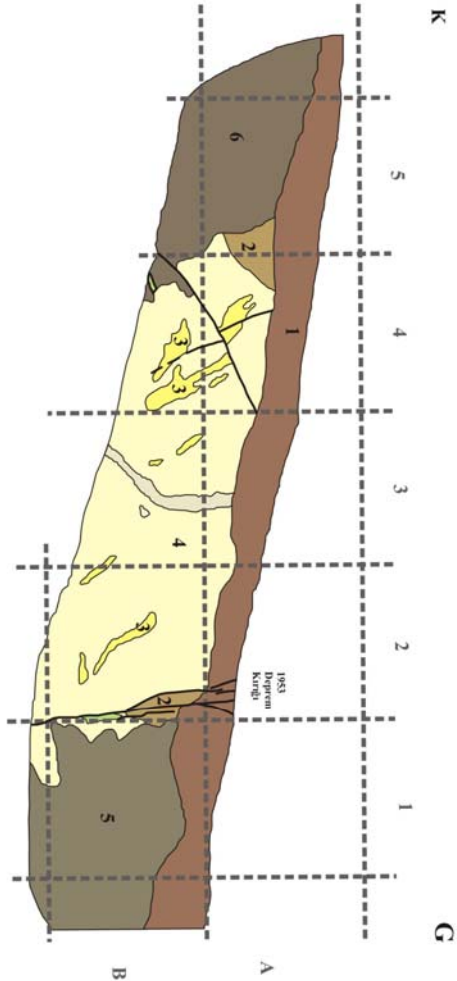
- | | |
|-------------|---|
| 1 | Koyu-gri, kahverengi iyi gelişmiş güncel toprak seviyesi. Genellikle orta-iri taneli kumdan yapıtlı, nadir olarak da siltli kilden oluşmakta ve yer yer 2 cm boyutunda çakıllar içermektedir. |
| 2 | Muhtemelen 1 numaralı birimin taban seviyelerine karşılık gelen kırmızımsı kahverengi, orta-iri taneli kum, siltli kil ve nadiren de çakıl içeren birimin yan ve düşey sınırları düzensizdir. |
| 3 | 4 numaralı birim içerisinde gelişmiş, sarımsı-beyaz renkli, çakıllı kumdan oluşan sivilaşma yapıtları. |
| 4 | 5 ve 6 numaralı örtü birimlerini keserek çıkan, açık beyaz renkli, sivilaşmış kumdan yapıtlı büyük ölçekli kum dayktı. İçerisinde yeşilimsi renkli kil daykları ve beyazımsı renkli kalış yumruları barındırmaktadır. |
| 5 | Kırmızımsı kahverengi, orta taneli kum. İçerisinde düzensiz kalış yumruları barındırmaktadır. |
| 6 | Kırmızımsı kahverengi,masif yapıtlı kumlu kil. |
| KE-3 | Örnek lokasyonu ve Elde edilen C-14 yaşı |

Şekil 4.37. Ketin Küçük Hendeki batı duvar logu.

Ketin Küçük Hendek-Batı Duvarı



Ketin Küçük Hendek-Doğu Duvarı



AÇIKLAMALAR

- | | |
|----------|---|
| 1 | Koyu-gri, kahverengi iyi gelişmiş güncel toprak seviyesi. Genellikle orta-iri taneli kumdan yapılı, nadir olarak da siltli kilden oluşmakta ve yer yer 2 cm boyutunda çakıllar içermektedir. |
| 2 | Muhtemelen 1 numaralı birimin taban seviyelerine karşılık gelen kırmızımsı kahverengi, orta-iri taneli kum, siltli kil ve nadiren de çakıl içeren birimin yan ve düşey sınırları düzensizdir. |
| 3 | 4 numaralı birim içerisinde gelişmiş, sarımsı-beyaz renkli, çakıllı kumdan oluşan sıvılaşma yapıları. |
| 4 | 5 ve 6 numaralı örtü birimlerini keserek çıkan, açık beyaz renkli, sıvılaşmış kumdan yapılı büyük ölçekli kum daykı. İçerisinde yeşilimsi renkli kil daykları ve beyazımsı renkli kalış yumruları barındırmaktadır. |
| 5 | Kırmızımsı kahverengi, orta taneli kum. İçerisinde düzensiz kalış yumruları barındırmaktadır. |
| 6 | Kırmızımsı kahverengi, masif yapılı kumlu kil. |
| | Örnek lokasyonu ve Elde edilen C-14 yaşı |

Şekil 4.38. Ketin Küçük Hendeği doğu ve batı duvarlarının korelasyonu.

Ketin Hendek yerinde açılan iki hendekte yapılan gözlemlerde aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir;

Ayrıntılı mikrostratigrafi çalışmaları sonucunda Ketin hendek yerinde, kronolojik olarak birbirinden farklı eski sıvılaşma yapıları (paleoliquefaction structure) saptanmıştır. Şekil 4.34 teki korelasyon logunda görülen 5 ve 6 numaralı birim; fotoğraflarda kırmızı, kahverengi ve tonlarında izlenen kumlu, killi ve siltli seviyelerdir. Şekil 4.34’ te 4 numara ile gösterilen birim ise eski bir sıvılaşma yapısını yansıtmakta olup, kendisinden daha genç olan 3 numaralı bir başka kum daykı tarafından kesilmiştir (Şekil 4.39). 3 numaralı kum daykının 4 numaralı birimin yeniden sıvılaşması ile oluştuğu düşünülmektedir.

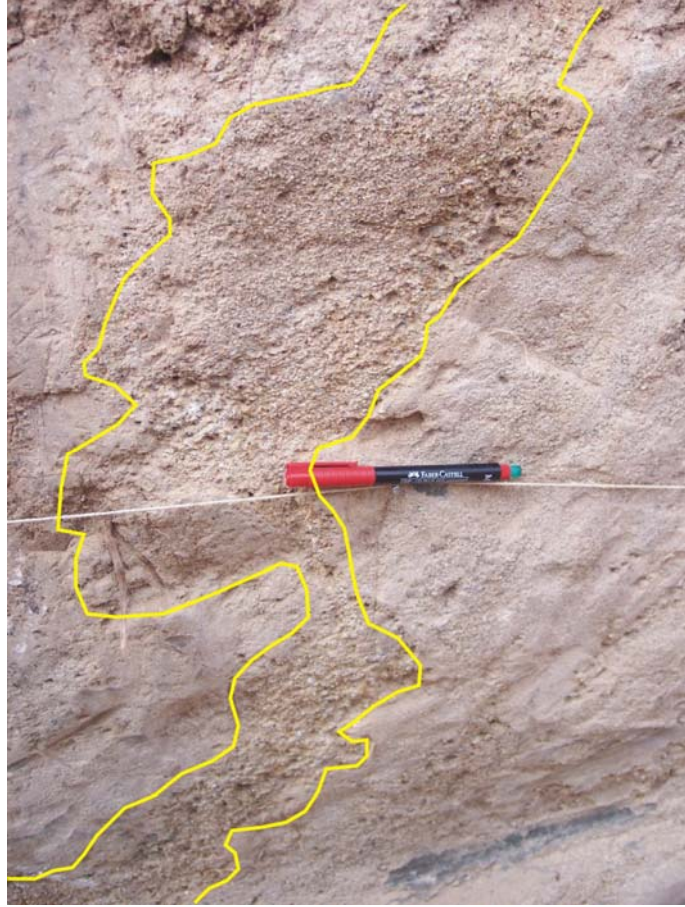


Şekil 4.39. Ketin hendeği batı duvarında gözlenen kum daykı (D’ dan B’ ya bakış).

3 numaralı kum daykı yakından incelendiğinde, bu birimin de birkaç cm kalınlığında küçük ölçekli kum daykları tarafından kesildiği anlaşılmıştır (Şekil 4.40). Bu durum, Ketin küçük hendeğinde daha net olarak gözlenmektedir (Şekil 4.41). Fotoğraflarda açıkça görülen beyaz renkli kalışleşmiş zon ise kabaca 1953 yüzey kırığına karşılık gelmektedir.



Şekil 4. 40. Ketin Hendeği batı duvarında büyük ölçekli kum daykını kesen küçük ölçekli kum daykları (Doğu'dan Batı'ya bakış).



Şekil 4.41. Ketin Küçük Hendeği Batı Duvarı'nda sınıvlaşma yapıları.

Magnitüdü 5-5,5 tan büyük depremler şartlar uygun ise sıvılaşmaya neden olmaktadır. Sıvılaşma sonucunda genellikle kum daykları ve küçük kum kraterleri meydana gelmektedir. Sıvılaşma, deprem dalgalarının geçişi sırasında boşluk suyu basıncının artmasına bağlı olarak gelişmektedir. Eğer boşluk suyu basıncındaki artış, taneleri bir arada tutmaya yarayan basınca eş bir değere ulaşırsa, efektif gerilme sıfıra iner ve sedimentler sıvılaşır. Sıvılaşmaya en uygun zeminler, iyi boyplanmalı, kohezyonsuz suya doymuş temiz kumlardır. İri taneli ve çakıllı zeminlerin, deprem dalgalarının geçişi sırasında su kaçırdığı ve boşluk suyu aşırı bir basınç oluşturmadığı için sıvılaşma oluşturmadığı bilinmektedir. Ancak bazı durumlarda iri taneli, çakıllı zeminlerin davranışı tekrarlı sismik yükler altında, kumların bu yükler altındaki davranışından çok fazla farklılık göstermez ve potansiyel olarak sıvılaşabilirler (Ulusay, 2001).

Yüzeyde kum volkanların, örtü kayalarında da kum dayklarının oluşabilmesi ve sıvılaşma için ideal koşullar, yer altı su seviyesinin yüzeye yakın olması, 4 m den az derinlikteki sıvılaşmaya uygun zeminlerin 1-2 m kalınlığında kohezif örtü kayalarıyla örtülü olmasıdır. Bu şartları sağlayan başlıca sıvılaşma alanları ana drenaj sistemlerinin taşkın ovası düzlükleri veya kıyı düzlükleridir.

Gönen ilçe merkezi ve Denizkent sahalarının imara esas zemin etüd raporunda yer alan sondaj bilgilerine göre (Gözübol, 2001), Standart Penetresyon Testlerinde (SPT) penetresyon sayılarının 25'in altında olması sebebiyle sıvılaşma potansiyelinin olduğundan bahsedilmektedir. Aynı rapordaki sondaj kuyu loglarına göre, ortalama 4-5 m derinlikte sıvılaşmaya müsait kumlu seviyeler ve bunları örten 1-2 m kalınlığında kohezif örtü kayaları mevcuttur. Ayrıca, yöre halkından edinilen bilgilere göre, 1953 Yenice-Gönen depremi sırasında Gönen ve dolaylarında kum fışkırımları meydana gelmiştir. Tüm bu bilgiler birlikte değerlendirildiğinde yörede eski depremler sırasında yoğun sıvılaşma olaylarının meydana gelmiş olabileceği görülmektedir.

Ketin hendeklerinde fayın karakteri neredeyse tamamen doğrultu atım karakterinde olup, düşey bir yer değiştirme ölçülmemiştir.

Ketin hendeklerinden toplam üç adet toprak numunesi alınmıştır (Örnek noktaları için, Şekil 4.33 ve 4.37' ye bakınız). Örneklerin Radyokarbon analiz sonuçları Tablo 4.2 de verilmiştir.

Tablo 4.2. Ketin hendeklerinden alınan toprak numunelerinin radyokarbon analiz sonuçları

Örnek numarası	Radyokarbon yaşı	Düzeltilmiş ¹³ C yaşı (Yıl)
KE-1/1	730 ± 40	760 ± 40
KE-1/2	430 ± 40	510 ± 40
KE-1/3	Güncel	-

KE-1/2 numaralı örnekten alınan 510 ± 40 yıllık yaş, M.S 1440 olarak yaşlandırılan bir depreme işaret etmektedir.

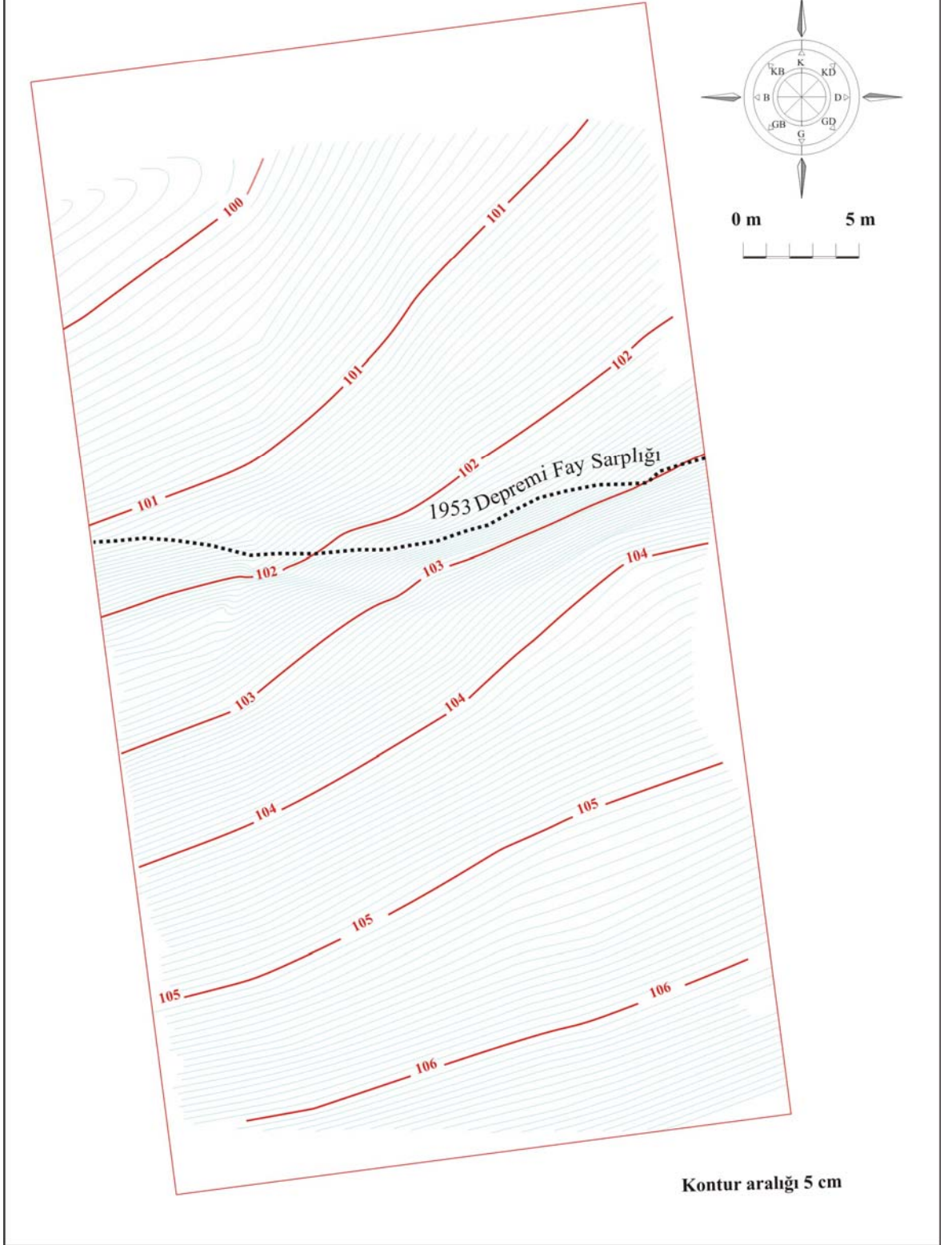
4.3.2. Seyvan Hendeği

Seyvan hendek yerinde elverişsiz hava koşulları nedeniyle jeofizik çalışmalar gerçekleştirilememiştir. Bu alanda sırasıyla mikrotopografya ve hendek çalışmaları gerçekleştirilmiştir.

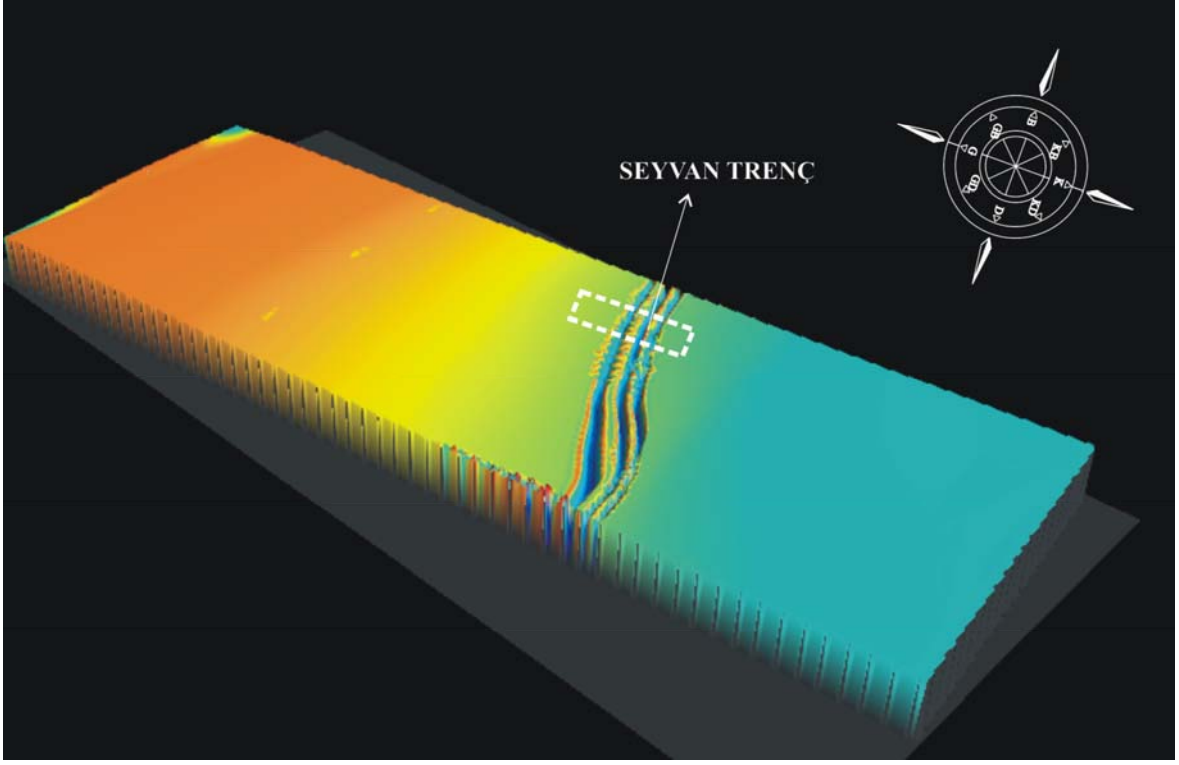
4.3.2.1. Seyvan Hendek Yeri Mikrotopografya Çalışmaları

Seyvan hendek yerinde yapılan mikrotopografik çalışmalarda; harita (4.42) ve sayısal yükseklik modelinden de (4.43) görüleceği üzere birkaç fay sarplığı görülmektedir. Bu durum Seyvan hendek bölgesinde tekrarlı yüzey faylanmalarına işaret etmektedir. Hendek loglarından elde edilen bilgiler ile mikrotopografya çalışmaları sonucu elde edilen bulguların uyumu dikkat çekicidir.

SEYVAN HENDEK YERİ MİKROTOPOGRAFYA HARİTASI



Şekil 4.42. Seyvan hendek yeri mikrotopografya haritası



Şekil 4.43. Seyvan hendek yeri mikrotopografya haritasından üretilen sayısal yükseklik modeli (Taralı alan hendek yerini göstermektedir)

4.3.2.2. Seyvan Hendek Çalışmaları

Ayrıntılı jeolojik ve mikrotopografya çalışmaları sonucunda belirlenen Seyvan hendek yeri, Yenice ilçesine bağlı Seyvan Köyü köyü 500 m güneybatısında yer alır. Seyvan Hendeği 1953 depreminde meydana gelen fay sarplığı üzerinde, faya dik doğrultuda 10 m uzunluğunda ve ortalama 4 m derinliğinde açılmıştır.

Burada sırasıyla kazı, temizleme, gridleme, örnekleme, ve loglama çalışmaları yapılmıştır (Şekil 4.44-45).

Seyvan hendeğine ait fotomozayikler ve loglar aşağıda verilmiştir (Şekil 4.46-47-48-49-50)



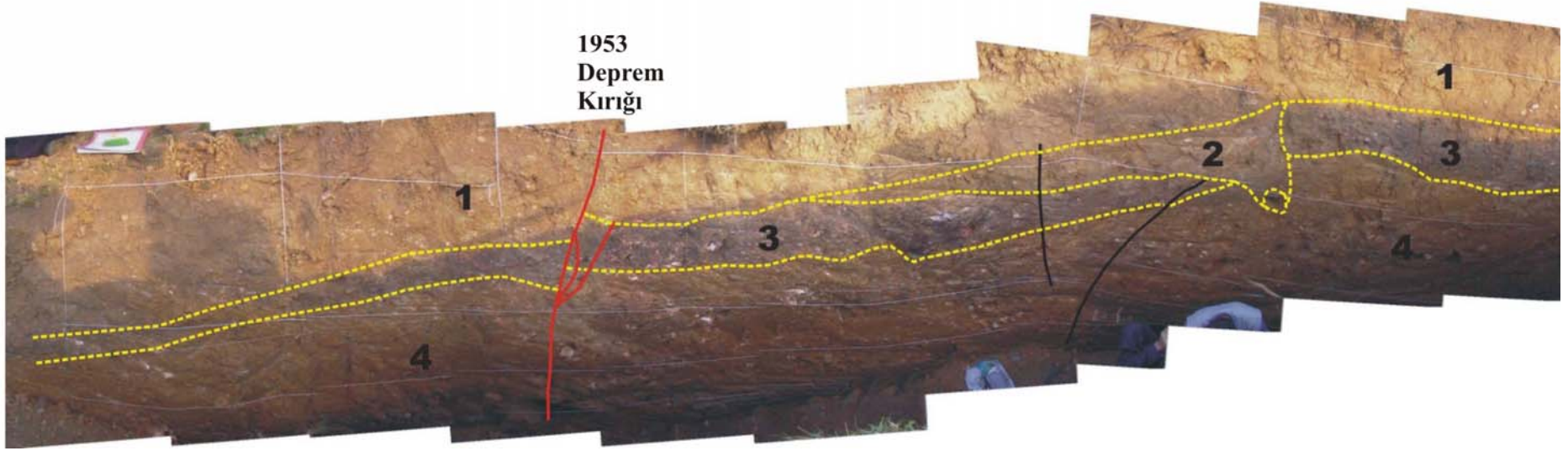
Şekil 4.44. Yenice-Gönen Fay Sarplığı üzerindeki Seyvan Hendeği kazı çalışmaları (Kuzey'den Güney'e bakış).



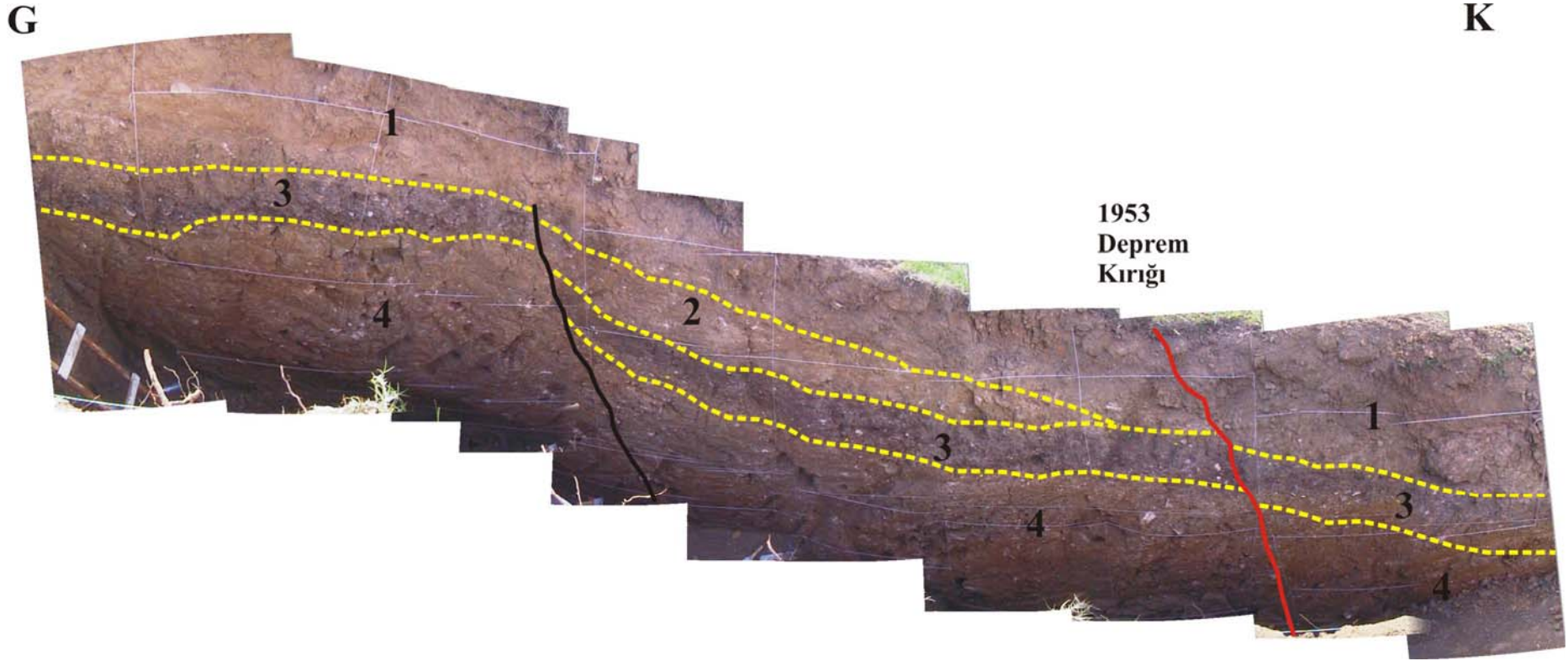
Şekil 4.45. Seyvan Hendeği gridleme çalışmaları. Hendeğin batı duvarındaki siyah renkli paleotoprak seviyesi loglama çalışmalarında referans seviye olarak seçilmiştir (Kuzey'den Güney'e bakış).

K

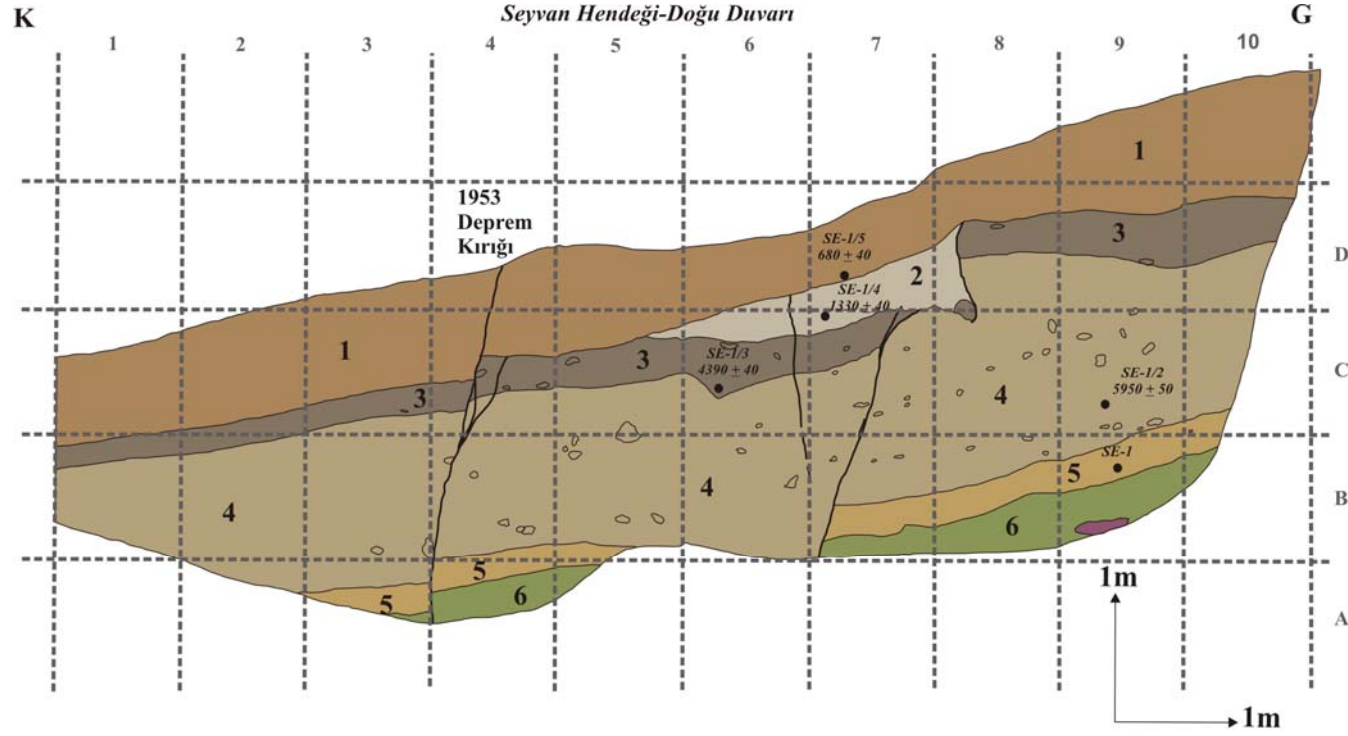
G



Şekil 4.46. Seyvan Hendeği doğu duvarı yorumlanmış mozayik fotoğrafı. Gridleme 1x1 m olarak yapılmıştır (Batı'dan Doğu'ya bakış).



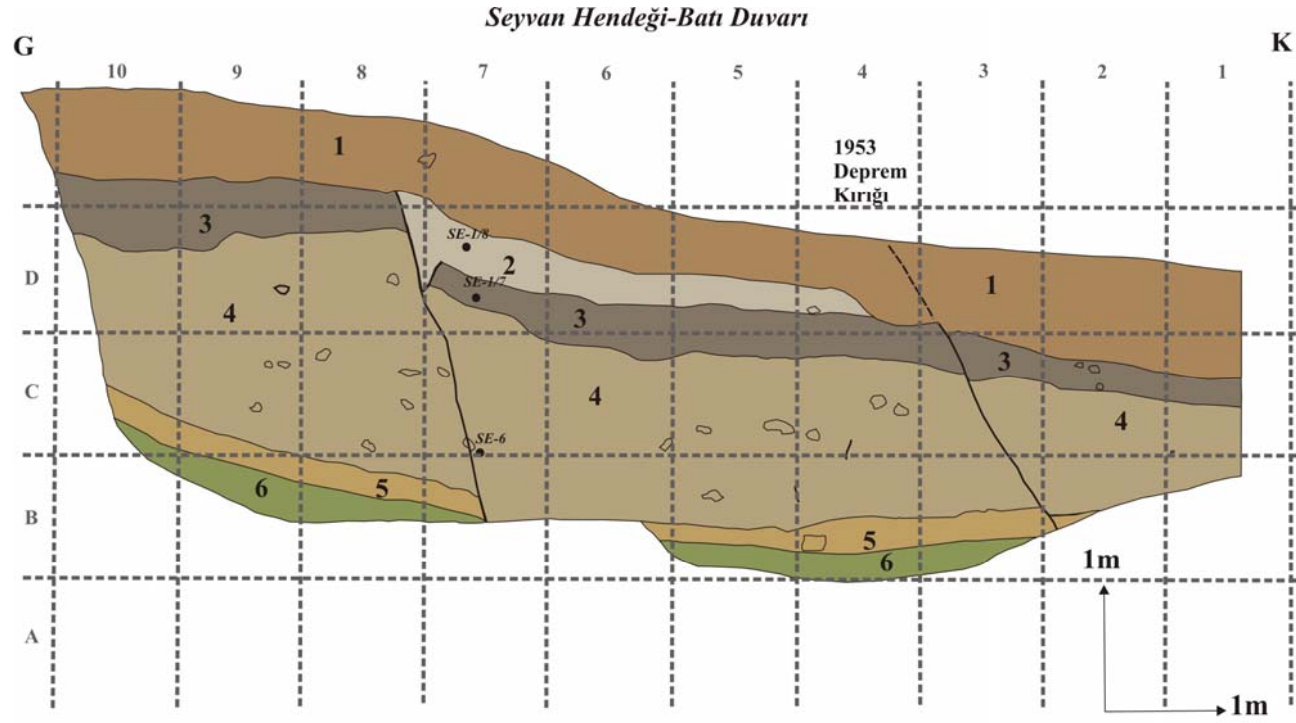
Şekil 4.47. Seyvan Hendeği batı duvarı yorumlanmış mozayik fotoğrafı. Gridleme 1x1 m olarak yapılmıştır (Doğu'dan Batı'ya bakış).



AÇIKLAMALAR:

- 1 Kahverengi, iyi boyanmalı kum ile morfolojik olarak üst kesimlerden türeyen köşeli çakıllar içeren, dayanımsız toprak.
- 2 Güney kesimdeki fay ile ilişkili koluviyal kama. İçerisinde açık beyaz renkli orta taneli kum-çakıllar bulunmaktadır.
- 3 Koyu gri renkli, iyi gelişmiş paleo toprak seviyesi. Taban seviyeleri 4 numaralı birim ile dereceli geçişlidir.
- 4 Açık kahverengi, sarı renkli, orta-iri taneli kum ile 2 cm den büyük çakıllar içeren, nadiren de farklı litolojide kaya blokları barındıran kalın koluviyal birim. İçerisinde kil mercekleri ve kil topları mevcuttur.
- 5 Kahverengi, seyrek çakıllı kil. 6 numaralı birim ile dereceli geçişlidir.
- 6 Kahverengi-yeşil renkli, seyrek çakıllı kil.
- Örnek lokasyonu ve elde edilen C-14 yaşı.

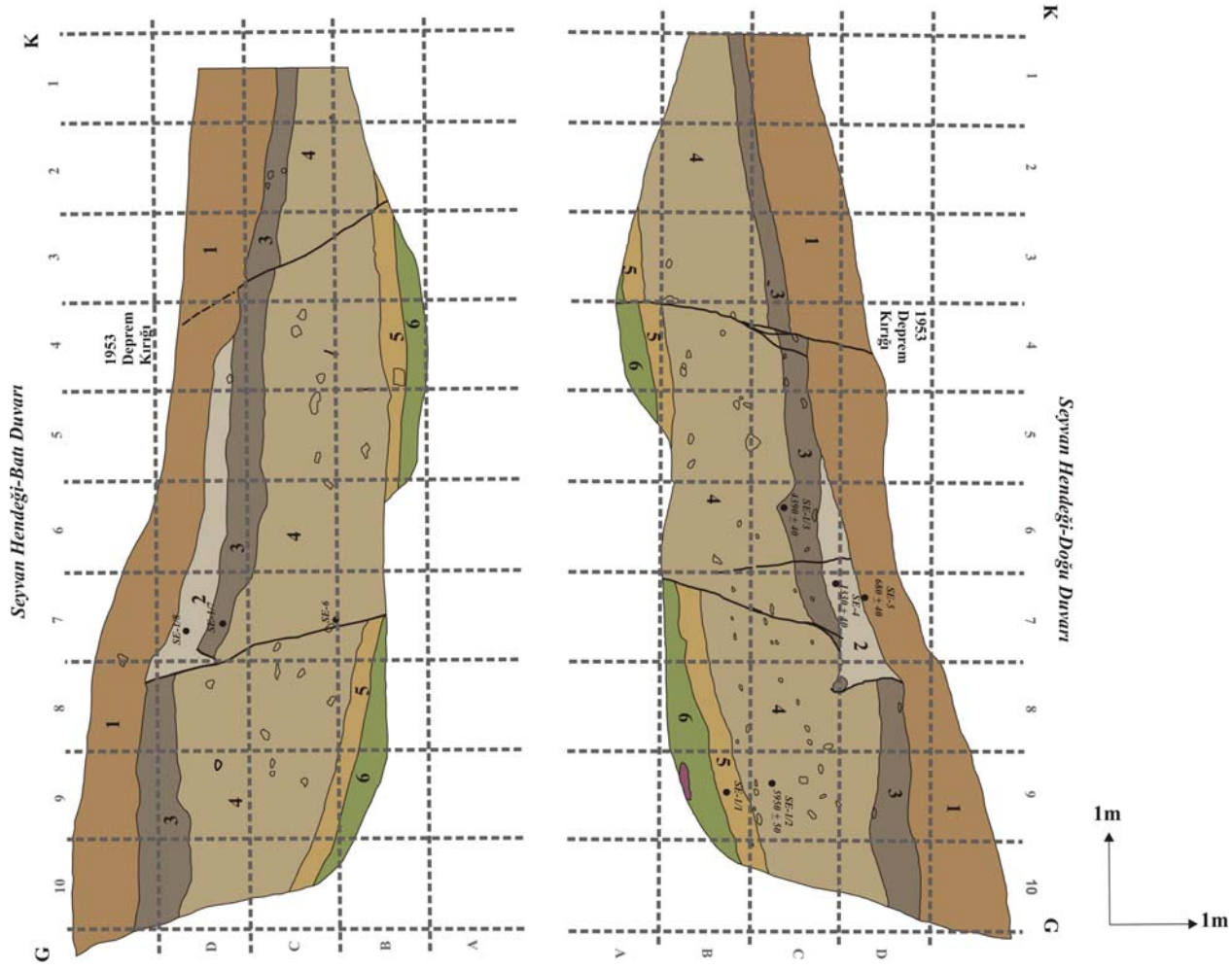
Şekil 4.48. Seyvan Hendeği doğu duvarı logu



AÇIKLAMALAR:

- 1 Kahverengi, iyi boylanmış kum ile morfolojik olarak üst kesimlerden türeyen köşeli çakıllar içeren, dayanımsız toprak.
- 2 Güney kesimdeki fay ile ilişkili koluviyal kama. İçerisinde açık beyaz renkli orta taneli kum-çakıllar bulunmaktadır.
- 3 Koyu gri renkli, iyi gelişmiş paleo toprak seviyesi. Taban seviyeleri 4 numaralı birim ile dereceli geçişlidir.
- 4 Açık kahverengi, sarı renkli, orta-iri taneli kum ile 2 cm den büyük çakıllar içeren, nadiren de Farklı litolojide kaya blokları barındıran kalın koluviyal birim. İçerisinde kil mercekleri ve kil topları mevcuttur.
- 5 Kahverengi, seyrek çakıllı kil. 6 numaralı birim ile dereceli geçişlidir.
- 6 Kahverengi-yeşil renkli, seyrek çakıllı kil.
- Örnek lokasyonu.

Şekil 4.49. Seyvan Hendeği batı duvarı logu



Şekil 4.50. Seyvan Hendeği doğu ve batı duvarlarının korelasyonu (Açıklamalar için Şekil 4.48 ve 4.49'a bakınız).

Hendek fotoğrafları ve logları incelendiğinde kılavuz seviye olarak göze çarpan paleo-toprak seviyesinin (bakınız; Şekil 4.50' de ki 3 numaralı birim) 1953 depreminden önce bir veya birkaç defa kesildiği açıkça görülebilmektedir. Şekil 4.46'daki 4 ve 2 numaralı birimler hem geometri hem de litoloji olarak tipik birer koluviyal kama niteliğindedir.

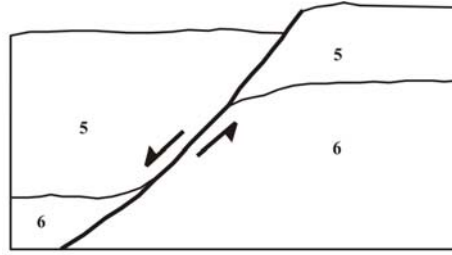
4 numaralı koluviyal kamanın oluşumu birinci paleosismik olaya işaret etmektedir. 4 numaralı kolüviyal kamanın oluşumundan sonra bölge sismik bakımdan uzunca bir suskunluk dönemine girmiş ve 3 numaralı paleo-toprak seviyesi gelişmiştir. Sonrasında ise 2 numaralı kolüviyal kamayı oluşturan en az bir deprem meydana gelmiştir.

2 numaralı kolüviyal kamanın oluşumundan sonra 1953 depremine kadar geçen sürede 1 numaralı güncel toprak seviyesi gelişmiş ve 1953 depremiyle bu seviye de kesilmiştir. Yukarıda anlatılan paleosismik olaylar Şekil 4.51 de özetlenmiştir.

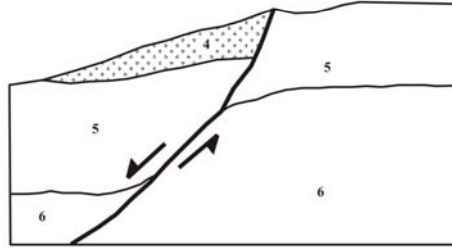
Seyvan hendeğinde 2 numaralı koluviyal kamayı oluşturan fayın atımı göz önüne alındığında 1953 depreminde meydana gelen atımın neredeyse üç katı büyüklüğünde düşey atımın varlığı açıkça görülmektedir. Fay sarplığı yüksekliği ile paleosismik olayların sayısı arasında bir ilişki vardır. Her bir sarplığın oluşumundan sonra meydana gelen her paleosismik olay, artan fay sarplığı olarak kaydedilir. Eğer en küçük fay sarplığı, tek bir depremi temsil ediyorsa, o zaman eski yüzeyleri öteleyen depremlerin sayıları, toplam atımın en küçük atıma bölünmesi ile kabaca tahmin edilebilir. Bu durumda, geçmişte oluşan ötelenme miktarı ile en yeni ötelenme miktarı eşit kabul edilir. Yani karakteristik deprem modeli (Characteristic earthquake model) kabul edilir (Demirtaş, 1997).

Seyvan Hendeği'ndeki,1953 depreminde meydana gelen düşey atım, 20 cm dir. 2 numaralı koluviyal kamayı oluşturduğu düşünülen fay üzerindeki atım miktarı 60 cm dir (bakınız; Şekil 4.48).

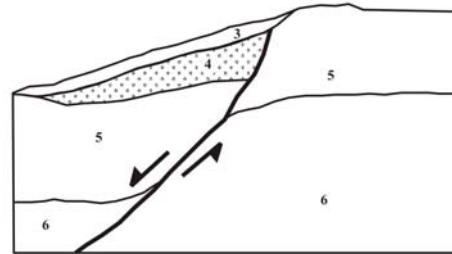
Eğer en küçük atım verisi olan 20 cm göz önüne alınır ve karakteristik deprem modeli benimsenirse o zaman 60 cm lik düşey atımın oluşumundan sorumlu üç paleosismik olayın varlığından bahsetmek mümkündür.



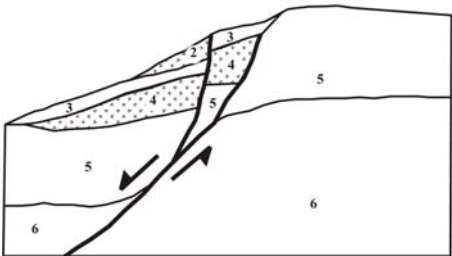
A: 4 numaralı kolüvyonu oluşturan birinci deprem



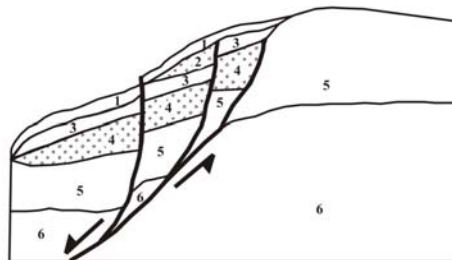
B: 5 ve 6 numaralı birimleri öteleyen fayın tavan bloğunda 4 numaralı kolüvyon oluşumu



C: 4 numaralı kolüvyon oluşumundan sonra uzun bir suskunluk dönemi ile 3 numaralı paleo-toprak seviyesi gelişmiştir.



D: 2 numaralı kolüvyonu oluşturan ikinci deprem



E: İkinci depremden 1953 depremine kadar geçen sürede tüm birimleri örten 1 numaralı güncel toprak seviyesi gelişmiş ve 1953 depremi ile bu seviye de kesilmiştir

Şekil 4.51. Seyvan hendeğinde meydana gelen paleosismik olaylar için önerilen model

Seyvan hendeğinden toplam 4 adet toprak numunesi alınmıştır (Örnek noktaları için, Şekil 4.48'e bakınız). Örneklerin Radyokarbon analiz sonuçları Tablo 4.3' de verilmiştir.

Tablo 4.3. Seyvan hendeğinden alınan toprak numunelerinin radyokarbon analiz sonuçları

Örnek numarası	Radyokarbon yaşı	Düzeltilmiş ¹³ C yaşı (Yıl)
SE-1/2	5910 ± 50	5950 ± 50
SE-1/3	4400 ± 40	4390 ± 40
SE-1/4	1300 ± 40	1330 ± 40
SE-1/5	680 ± 40	680 ± 40

SE-1/4 numaralı örnekten alınan 1330 ± 40 yıllık yaş, M.S 620 olarak yaşlandırılan bir depreme işaret etmektedir. Bu yaş, 2 numaralı kolüvyonun yaşıdır.

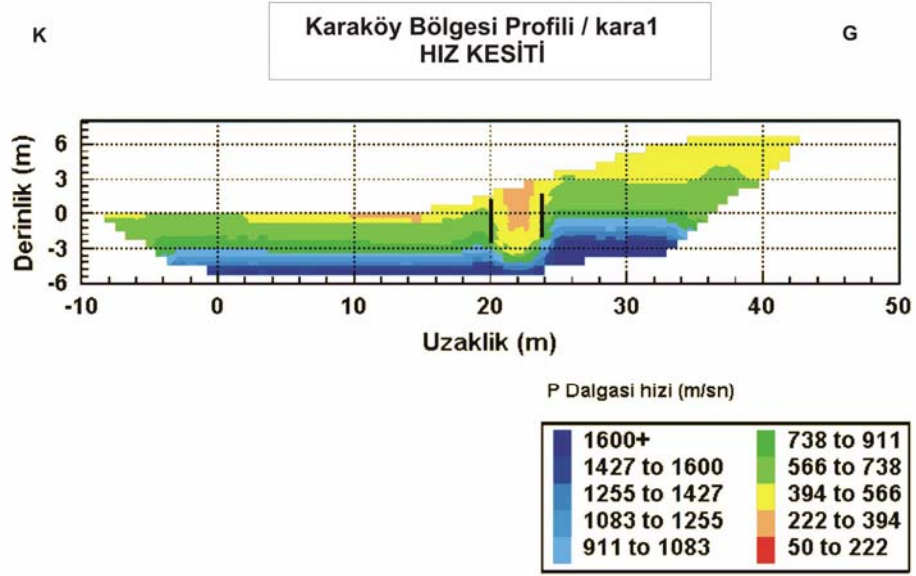
Ayrıca 3 numaralı paleotoprak seviyesinden (SE-1/3) 4390 yıllık yaş elde edilmiştir. SE-1/3 numaralı örnek 3 numaralı paleo-toprak seviyesinin taban seviyelerinden alınmıştır. 3 numaralı paleo-toprak seviyesindeki toplam 60 cm düşey atım göz önüne alındığında son 4500 yıl içerisinde M.S. 620 olarak tarihlendirilen depremden başka en az iki depremden daha bahsetmek mümkündür.

4.3.3. Karaköy Hendeği

Karaköy Hendeği yerinde sırasıyla Jeofizik, Mikrotopografya ve hendek çalışmaları yapılmıştır.

4.3.3.1. Karaköy Hendeği Yeri Jeofizik Çalışmaları

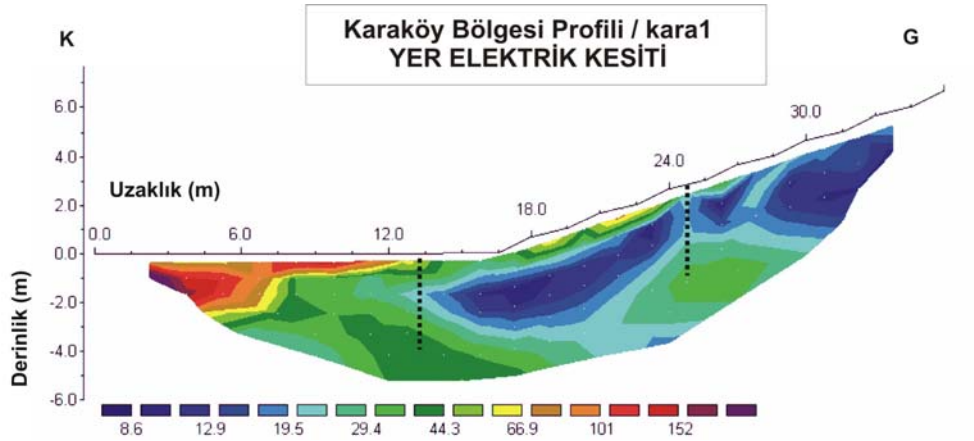
Karaköy hendeği alanında sismik kırılma ve doğru akım öz direnç yöntemleriyle jeofizik profiller alınmıştır. Karaköy sismik kırılma çalışmaları sonucu elde edilen P dalgası hız kesiti Şekil 4.52’de verilmiştir.



Şekil 4.52. Karaköy hendek yeri P dalgası hız kesiti.

Aranan kırık bölgesi belirtisi 20 m ile 24 m arasında görülmüştür (düz çizgiler arası). Taban birimi (lacivert) 3 m derinlikte izlenebilmektedir.

Şekil 4.53'te aynı profilde yapılan doğru akım öz direnç çalışmalarından elde edilen yer elektrik kesiti verilmiştir.



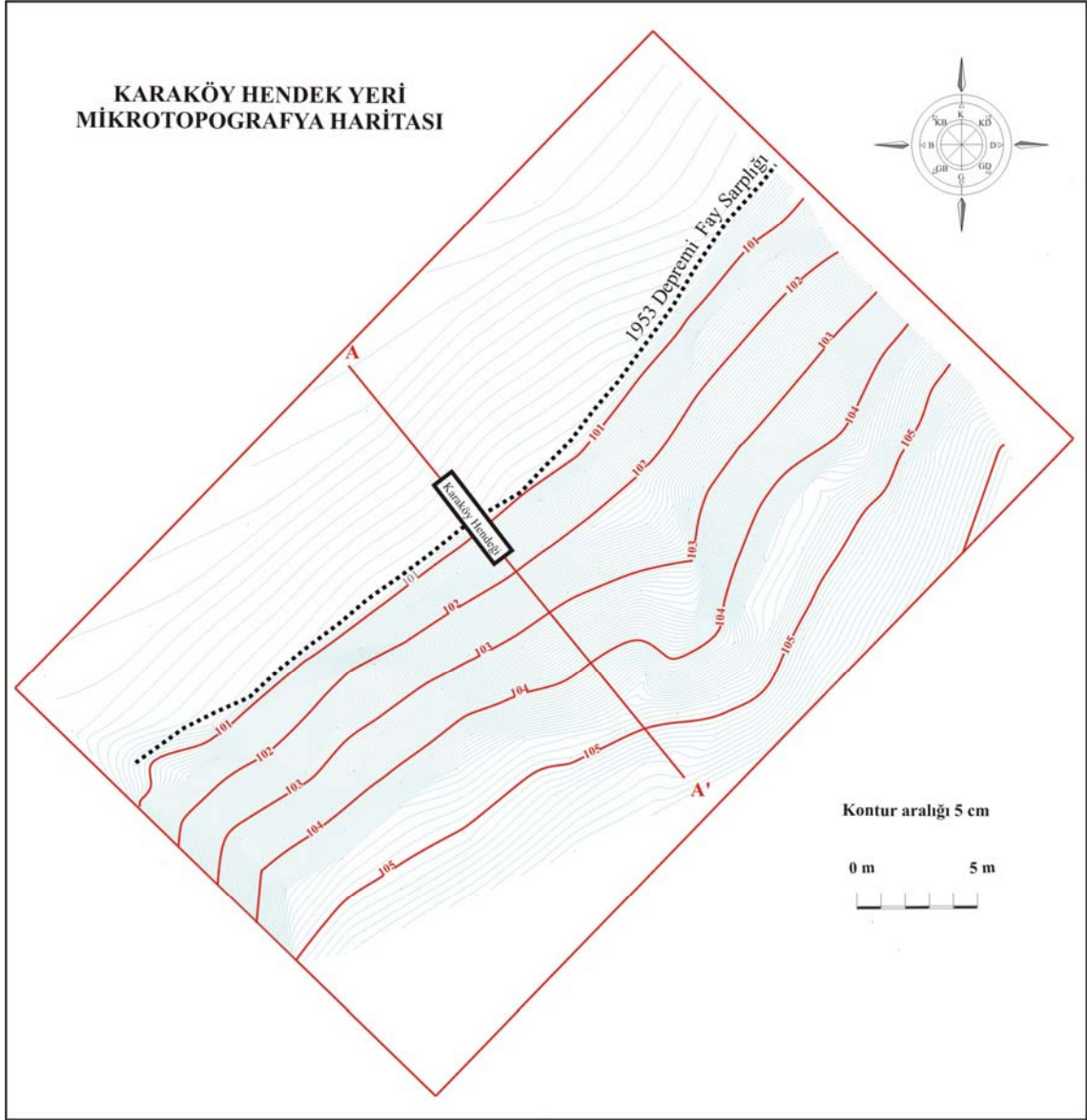
Şekil 4.53. Karaköy hendek yeri yer elektrik kesiti

Karaköy yer elektrik kesitinde kırık bölgesinin bir kolu yaklaşık 24 m civarında izlenebilmektedir. Diğer kırık 12-15 m civarında belirlenmiştir (kesikli çizgi).

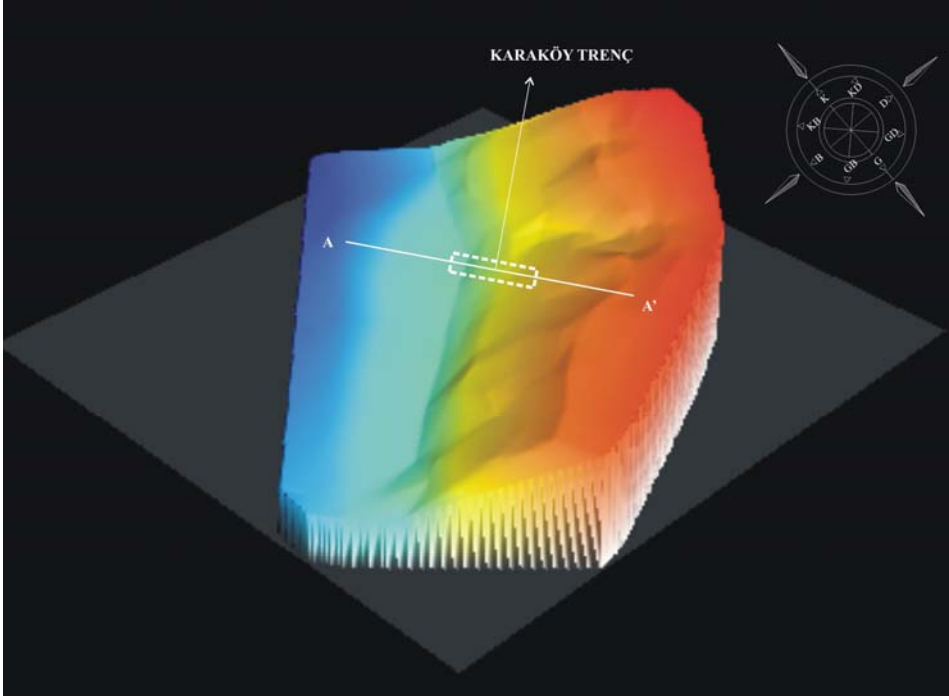
Sismik ve elektrik yöntemler yerin farklı fiziksel parametreleri için cevap aradığından, bu yöntemler ile elde edilen kesitler birebir uyumlu olmayabilir. Yapılan veri işlem ve modelleme çalışmalarında kırık bölgesi, alanda yüzeyde gözle takip edilebilen izlerle yaklaşık olarak aynı bölgelerde belirlenmiştir. İki-boyutlu modelleme tekniğinden dolayı belirtiler kesitlerde daha geniş olarak elde edilirler. Elde edilen tüm bu bulgulardan çalışılan alandaki kırık bölgesini oluşturan kırık yapısı, yanal yöndeki değişim jeolojik bilgiden tamamlanarak, oblik atımlı normal fay olarak tanımlanabilir.

4.3.3.2. Karaköy Hendek Yeri Mikrotopografya Çalışmaları

Karaköy hendek yerinde yapılan mikrotopografik çalışmalarda; harita (4.54) ve sayısal yükseklik modelinden de (4.55) görüleceği üzere yaklaşık 15. m de fay belirtisi görülmektedir. Bu veri, Karaköy Elektrik kesitindeki 12-15 m civarında saptanan kırık ile son derece uyumludur (bakınız; Şekil 4.53).



Şekil 4.54. Karaköy hendek yeri mikrotografya haritası (A-A' Jeofizik kesit hatlarını göstermektedir).



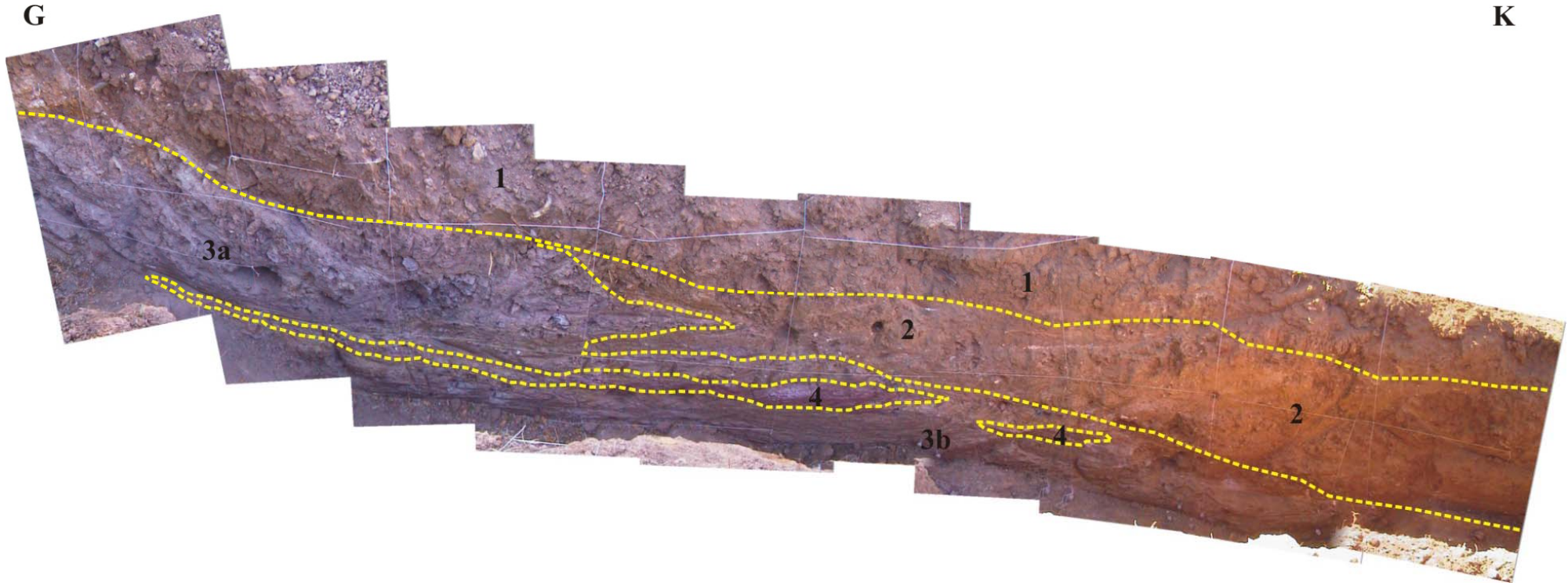
Şekil 4.55. Karaköy mikrotografya haritasından üretilmiş Sayısal Yükseklik Modeli (A-A' Jeofizik kesit hatlarını, taralı alan hendek yerini göstermektedir).

4.3.3.3. Karaköy Hendek Çalışmaları

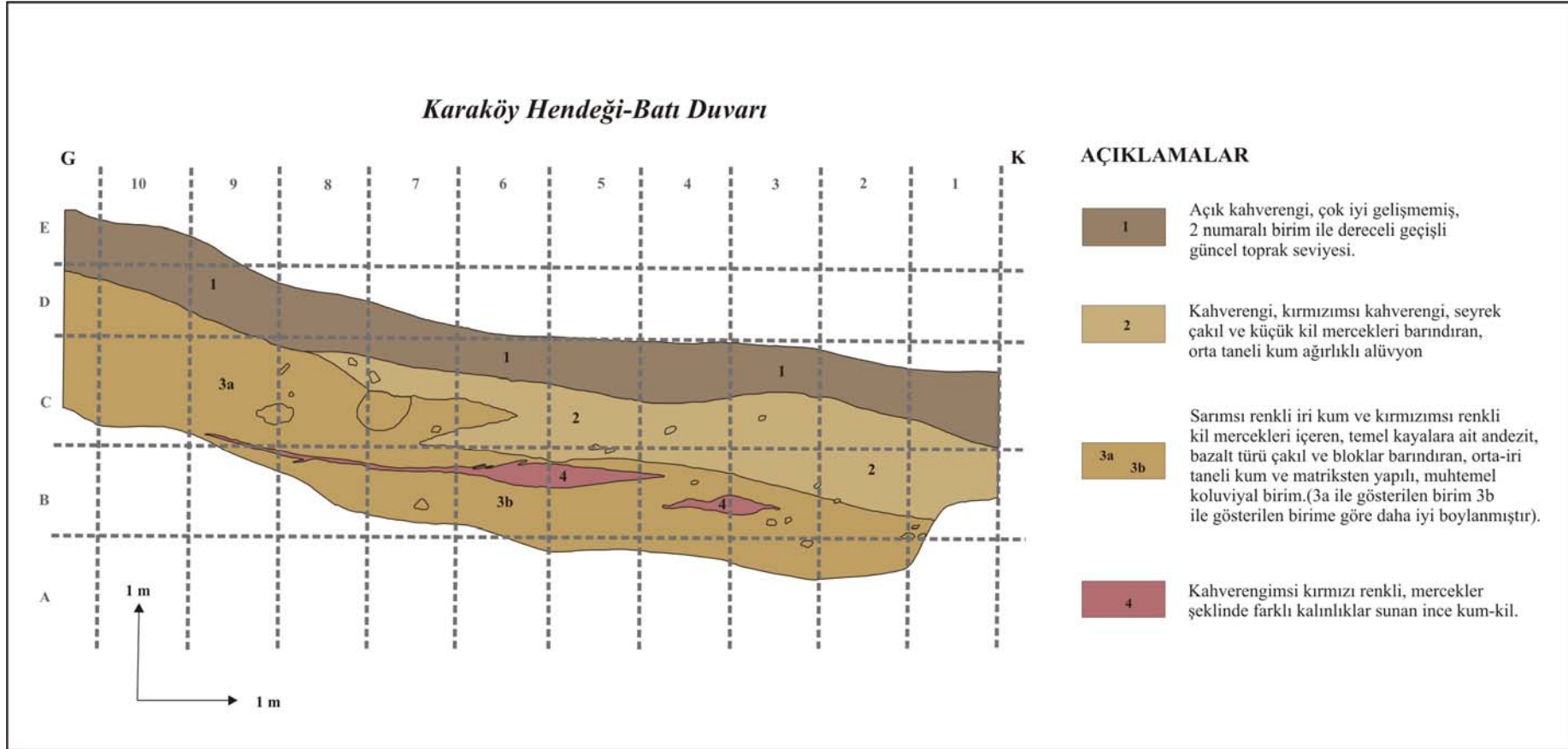
Ayrıntılı jeolojik, jeofizik ve mikrotopografya çalışmaları sonucunda belirlenen Karaköy hendek yeri, Yenice ilçesine bağlı Karaköy'ün 500 m güneyinde yer alır. Karaköy Hendeği 1953 depreminde meydana gelen fay sarplığı üzerinde, faya dik doğrultuda 10 m uzunluğunda ve ortalama 3 m derinliğinde açılmıştır.

Burada sırasıyla kazı, temizleme, gridleme, örnekleme, ve loglama çalışmaları yapılmıştır.

Seyvan hendeğine ait fotomozayik ve log aşağıda verilmiştir (Şekil 4.56-57).



Şekil 4.56. Karaköy Hendeği batı duvarı yorumlanmış mozayik fotoğraf.



Şekil 4.57. Karaköy Hendeği batı duvar logu.

Karaköy hendeğinde yapılan fay kazı çalışmalarında paleosismolojik anlamda önemli sayılabilecek bilgiler kaydedilememiştir. Bunun en büyük nedeni kazı alanı olarak seçilen bölgenin morfolojik yapısıdır. Karaköy hendek yerine ait jeofizik kesitler incelendiğinde (Şekil 4.52-53), birisi morfolojinin yükselmeye başladığı alanda bir diğeri de bundan 4-5 m güneyde iki kırık görülmektedir. Kazı çalışmalarında kullanılan iş makinesinin kabiliyeti, morfolojik olarak yüksekte kalan alanın kazılabilmesine olanak sağlamamıştır.

Ancak mikrostratigrafik incelemeler sonucunda hendek logunda (bakınız; Şekil 4.57) 3 ile gösterilen birimin muhtemelen bir kolüvyal malzeme olduğu düşünülmektedir. Bu kolüvyumu oluşturan kırık ise sismik ve elektrik kesitlerinde 24. m civarında görülen kırık olmalıdır (bakınız; Şekil 4.52-53).

4.4. Yenice–Gönen Fayı’nın Deprem Tekrarlanma Periyodu

Bu çalışmada, Yenice–Gönen Deprem Fayı’nın deprem tekrarlanma aralığının bulunması hedeflenmiştir. Ketin ve Seyvan hendeklerinden elde edilen yaş bulgularına göre MS. 620 ve M.S. 1440 yılları ile tarihlendirilen iki deprem saptanmıştır. Ayrıca Seyvan hendeğinden edinilen bir başka bulgu; YGF üzerinde bu depremlerden başka, son 4500 yıl içerisinde en az iki depremin daha olduğu yönündedir. Bunlara ilaveten bir de bu tez çalışmasının konusunu teşkil eden 1953 Yenice–Gönen Depremi bilinmektedir. Tüm bu bilgiler birlikte değerlendirildiğinde Yenice–Gönen Fayı üzerinde deprem tekrarlanma aralığının 666 ± 154 yıl olarak bulunmuştur.

1. deprem: 620 (820 yıl sonra ikinci deprem)
2. deprem: 1440 (513 yıl sonra ikinci deprem)
3. deprem: 1953

(Ortalama 666 yıl ± 154 yıl)

4.5. Yenice–Gönen Fayı'nın yaşı, toplam atımı ve atım oranı

Bu çalışmada, YGF'nin yaşı, toplam atımı ve atım oranı ile ilgili yeni bulgulara ulaşılmıştır.

Herece (1990), YGF'nin toplam atımı için, Yenice güneyindeki granitler ile Yenice kuzeyindeki Çakıroba Granitoyidi'ni referans göstererek 2,8 km'lik atım önermiştir. Ancak yapılan ayrıntılı jeolojik haritalama sonucunda atımın 2,3 km olduğu anlaşılmıştır (bakınız; EK Jeoloji haritası).

1953 Yenice–Gönen depremi sonrasında maksimum 4,3 m lik sağ-yanal atım rapor edilmiştir (Ketin ve Roesly, 1953). Bu çalışmadan elde edilen 666 yıllık deprem tekrarlanma aralığı göz önüne alındığında, YGF üzerindeki yıllık hareket hızının 6,5 mm olduğu anlaşılmıştır. Bu değer bölgesel tektonik verilerle uyusmaktadır. Güncel GPS ölçümleri YGF üzerindeki hareket hızının 7 mm/yıl olduğunu göstermektedir (Kreemer vd., 2004).

YGF'nin toplam atımı 2,3 km, yıllık hareket hızı 6,5 mm dir. Bu veriler; YGF'nin yaşının 354 000 yıl (Orta Pleyistosen) olduğuna işaret eder.

BÖLÜM V

5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

1- Bu çalışmada, Yenice batısı ile Gönen doğusunu da kapsayan bir alanın 1: 100 000 ölçeğinde jeoloji haritası yapılmıştır. Buna göre inceleme alanının temelini Kazdağ Metamorfileri oluşturmaktadır. Kazdağ Metamorfilerinin üzerinde tektonik bir dokanakla Erken-Orta Triyas yaşlı Karakaya Komplexi birimleri bulunmaktadır. Bu birimlerin üzerinde bir taban konglomerası ile başlayan ve kireçtaşı ile devam eden Orta-Geç Jura yaşlı Bayırköy Formasyonu yer almakta ve üste doğru Üst Jura yaşlı Bilecik Kireçtaşı'na geçmektedir. Üst Kretase–Paleosen yaşlı Kanlıoba ofiyolitik melanji temel birimler üzerinde tektonik bir dokanakla durmaktadır. İnceleme alanında Oligo-Miyosen de etkin olan magmatizma ürünü plütonik kayalar ve Çan volkanitleri kendisinden yaşlı birimleri kesmekte veya örtmektedir. İnceleme alanında Neojen çökel kayaları taban konglomerası ile temsil olunan Gazhandere Formasyonu ile başlamakta ve üste doğru birbirleriyle yanal ve düşey geçişli karasal kırıntılı kayalar ile gölsel karbonat kayalarından oluşan Pliyosen yaşlı Bayramiç Formasyonu'na geçmektedir. Alüvyon, akarsu taraçaları ve koluvyal çökellerden oluşan Kuvaterner yaşlı örtü birimleri tüm birimleri uyumsuzlukla örtmektedir.

2- Bu çalışmada, 1953 Yenice-Göner depremi sırasında oluşan yüzey kırığının 65 km olduğu anlaşılmıştır. Önceki çalışmalarda 50 km olarak rapor edilen yüzey kırığı, Göner'in doğusundaki Sepetçi mahallesinden başlayıp, Yenice GB' sındaki Eskiayla köyü civarında son bulmaktadır. Yüzey kırığının Göner doğusunda kalan kesimi geometrik ve morfolojik özellikleri bakımından Manyas Fayı ile uyum sergilemektedir. Bu durum, 1953 Yenice-Göner Depremi sırasında 50 km lik YGF'na ilave olarak bir miktar da Manyas-Mustafa Kemalpaşa Fayı'nın batı uzantısının aktivite kazanmış olabileceğini göstermektedir.

3- YGF; doğu, orta ve batı kesimlerinde farklı geometrik özellikler sunmaktadır. Fayın doğrultusu, doğu bölümünde (Göner doğusu), K85B olup, fayların sıçrama yaptığı alanlarda sıkışma yönüyle uyumlu lokal ters faylar gelişmiştir. Orta bölümde (Göner–Yenice arasında) doğrultu K65-75D olup, bir miktar normal bileşene sahip sağ-yanal faylanma karakterindedir. Bu alan daha çok sola doğru bükümlerle geçildiğinden, sıkıştırıcı bükümler (restraining bend) ile karakteristiktir. Batı bölümünde ise (Yenice

ve batısı), normal bileşen artmakta ve fay, verev atımlı normal fay karakterine dönüşmektedir. Yenice batısındaki metamorfik kayalar içerisinde, fay aralı-aşmalı (en-echelon) geometri sunmaktadır.

4- YGF üzerinde yapılan hendek çalışmalarından elde edilen verilere göre, bölgede özellikle Gönen ve civarında yoğun sıvılaşma olaylarının meydana geldiği saptanmıştır. Bu durum; gelecekte bölge veya yakın civarında meydana gelebilecek depremlerde sıvılaşmanın olabileceğine işaret etmektedir. Özellikle Sarıköy-İnova Fayı üzerinde meydana gelebilecek bir depremin Gönen ve civarında sıvılaşma yaratabileceği göz önünde bulundurulmalıdır. Bu nedenle Sarıköy-İnova Fayı'nın paleosismik özelliklerini ortaya çıkarmaya yönelik çalışmalar yapılmalıdır.

5- Mikrotopografya, sığ jeofizik ve hendek çalışmalarına dayanılarak, bölgede 1953 depreminden önce iki depremin varlığı saptanmış ve radyokarbon yöntemi ile tarihlendirilmiştir.

6- YGF üzerinde 1953 yılından önce M.S. 620 ve M.S. 1440 yılları ile tarihlendirilen iki depremden başka, son 4500 yıl içerisinde en az iki deprem daha saptanmıştır.

7- Elde edilen yaş verilerine göre YGF üzerinde deprem tekrarlanma aralığı 666 ± 154 yıl olarak bulunmuştur.

8- YGF üzerindeki hareket hızı 6,5 mm/yıl olarak bulunmuştur. Bu değer, bölgesel jeolojik, tektonik ve jeodetik bilgiler ile uyumaktadır.

9- Bu çalışmada YGF üzerindeki toplam atım 2,3 km bulunmuştur. Buna göre YGF'nin yaşı 354 000 yıl (Orta Pleyistosen) olarak bulunmuştur.

6. ÖZET

Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) dünyanın en aktif fay zonlarından birisidir. 1200 km den fazla uzunluğa sahip olan KAFZ, batıya doğru hareket eden Anadolu plakasının kuzey sınırını oluşturur. KAFZ doğuda Karlıoava üçlü birleşim noktasından başlar, KB yönünde Vezirköprü civarında sola doğru bir büküm yapar ve batıya doğru devam eder. Kargı civarında sola doğru bir başka büküm yapar ve GB ya yönelir. Mudurnu vadisi batısında bir at kuyruğu yapısı sunarak Marmara ve Kuzey Ege de üç kola ayrılır (Şengör ve Barka, 1992). Bu kollar kuzey, orta ve güney kol olarak isimlendirilir. Kuzey kol Sapanca Gölü güneydoğusundan başlayıp, İzmit Körfezi güneyinden geçerek, Marmara Denizi içerisinden Saros Körfezi'ne, oradan da Kuzey Ege'ye uzanır. Biga Yarımadası'ndaki KD-GB gidişli, düşey atım bileşenli, sağ-yanal doğrultu atımlı faylar, KAFZ nin orta ve güney kollarını temsil eder. Orta kol, Sapanca Gölü güneydoğusundan başlayıp, Geyve, Pamukova, İzmit Gölü güneyini takip ederek, Marmara Denizi güney kıyı şeridinden Kapıdağ Yarımadası'na kadar uzanır. Buradan itibaren sola doğru büküm yapar ve Biga Yarımadası'nı güneybatı yönünde kat eder. KAFZ nin orta kolu Biga Yarımadası'nda birkaç aralı-aşmalı faydan oluşur. Bu faylar, kuzeydoğudan güneybatıya doğru sırasıyla Edincik fayı, Biga-Çan fay zonu, Sarıköy-İnova fayı ve Etili Fayları'dır. KAFZ nin güney kolu ise Bursa fayı, Uluabat fayı, Manyas-Mustafa Kemalpaşa fayı, Yenice-Gönen fayı, Pazarköy -Hamdibey fayı ve Edremit fayından oluşur. Tarihsel sismisite, jeolojik veriler ve GPS ölçümleri, KAFZ kuzey kolunun güneydeki diğer iki kola oranla daha aktif olduğunu göstermektedir (Barka, 1997).

18 Mart 1953 de, KAFZ' nin güney koluna ait faylardan YGF üzerinde, 263 kişinin ölümüne neden olan yıkıcı bir deprem (Mw:7,2) meydana gelmiştir. Deprem dış merkezi Yenice ilçesinin yaklaşık 12 km doğusu (Karasukabaklar köyü) olup, odak derinliği 10-12 km civarındadır. Deprem sırasında, Gönen doğusu ile Yenice güneybatısı arasında 65 km lik yüzey kırığı oluşmuştur.

Bu çalışmada, 1953 Yenice-Gönen depremi sonucunda oluşan yüzey kırığı haritalanmış ve bölgenin 1/100 000 ölçekli jeoloji haritası yapılmıştır. 1953 deprem kırığının haritalama çalışmaları sırasında Gönen ile Yenice arasında farklı aşınım aşamalarında

başka fay sarpılıkları da gözlenmiştir. Bu fay sarpılıkları YGF'nin Kuvaterner'de birden fazla faylanmaya uğradığını göstermektedir. Yüzey kırığı üzerinde belirlenen üç hendek yerinde sırasıyla, mikrotopografik çalışmalar, sığ jeofizik çalışmalar ve hendek kazı, loglama ve örnekleme çalışmaları yapılmıştır. Hendek yerleri Karaköy, Seyvan ve Ketin (Muratlar) hendeği olarak isimlendirilmiştir. Seçilen örneklerin yaşlandırılmasında ¹⁴C yöntemi uygulanmıştır. Gerek mikrotopografik çalışmalara bağlı fay sarpılığı morfolojisi, gerekse hendeklerden elde edilen veriler; YGF üzerinde, 1953 depreminden önce iki paleosismik olayın varlığını göstermektedir.

Seyvan köyü civarındaki hendekte M.S 620 ile tarihlendirilen bir deprem saptanmıştır. Fayın başka bir kolunda ise belirgin yüzey ötelenmesi üretmiş son 4500 yıl ile tarihlendirilen en az iki paleosismik olay saptanmıştır. Bu alandaki malzeme toprak, koluvyal ve fluvial çökel aralanmasından oluşmaktadır. Gönen kasabası yakınlarında (Muratlar köyü) kazılan bir başka hendekte, sadece 1953 depreminde değil, M.S. 1440 olarak tarihlendirilen önceki bir depremde de belirgin olarak açığa çıkmış olan sıvılaşma saptanmıştır. Bu alanda kırmızımsı renkli karasal çökeller iki farklı yaşlı sarı renkli sıvılaşmış kum tarafından kesilmiştir. Bu olay, fayın reaktivasyonuna ve uniform davranışına işaret etmektedir. Son olarak, Karaköy hendeğinde ise herhangi bir aktivite belirtisine rastlanılmamıştır. Hendek çalışmaları ve yaşlandırma sonuçları temel alınarak büyük ölçekte yüzey kırığı oluşturabilecek depremlerin tekrarlanma aralığı 666 ± 154 yıl olarak bulunmuştur.

Bu çalışmada, YGF'nin toplam atımı 2,3 km hesaplanmıştır. YGF üzerindeki atım oranı 6,5 mm/yıl, yaşı ise 354 000 yıl (Orta Pleyistosen) olarak bulunmuştur.

SUMMARY

Neotectonical Features of the vicinity of Yenice-Gönen and Paleoseismology of March 18, 1953 (Mw:7,2) Yenice-Gönen Earthquake Fault

The North Anatolian Fault Zone (NAFZ) is one of the most active fault zones in the earth. It is a dextral strike-slip fault and more than 1200 km long which forms the northern boundary of the westward moving Anatolian plate. The NAFZ starts around Karlıova triple junction in the east and it runs NW to Vezirköprü where it makes a left bend, and continues westward. Around Kargı, it makes another left bend and then runs in a SW direction. To the west of Mudurnu valley it consists of three strands in the Marmara and Northern Aegean regions, illustrating a horse-tail splay (Şengör and Barka, 1992). These strands are named as the northern, central and southern strands. The Northern strand starts from southeast of Sapanca Lake, and then passes through the Gulf of İzmit, Marmara Sea, Saros Bay and Northern Aegean Sea. The Central Strand follows the path through southeast of Sapanca Lake, Geyve, Pamukova, south of İznik Lake, Mudanya, southern coast of Marmara Sea and Kapıdağ Peninsula, where it makes a left bend and continues southwest in the Biga Peninsula. The Central Strand of NAFZ consists of several en-echelon faults in the Biga Peninsula. These faults are named as Etili fault, Sarıköy-İnova fault, Biga-Çan Fault Zone and Edincik fault from northeast to southwest respectively. The Southern Strand of NAFZ consists of the Edremit fault, Pazarköy-Hamdibey fault, Yenice-Gönen fault, Manyas-Mustafa Kemal Paşa fault, Uluabat fault and Bursa faults. The long term seismicity, GPS measurements and geological data suggest that the northern strand of the NAFZ is more active than the other two southern strands (Barka, 1997).

On March 18, 1953, a strong earthquake (Mw=7.2) was occurred on the Yenice-Gönen Fault, that is the Southern Strand of NAFZ, with 263 casualties. The epicenter of the main shock was located approximately 12 km east of Yenice town (Karasukabaklar village), and focal depth determinations varied from 10 to 12 km. A 65 km-long surface rupture formed during earthquake between east of Gönen and southwest of Yenice.

In this study, the geology of the region and surface ruptures which occurred because of Yenice-Gönen earthquake have been mapped in scale of 1/100.000. During the mapping of the 1953 Yenice-Gönen earthquake fracture zone between Yenice-Gönen a number of scarp in different stages of erosion were also observed. These scarps indicate multiple faulting events during the Quaternary. On the surface rupture, three trench sites were determined where microtopographic studies, shallow geophysical survey and trench excavating, logging and sampling studies have been done. Trench sites are namely as the Ketin (Muratlar), Seyvan and Karaköy trench sites. Selected samples were dated using the ^{14}C AMS method. Both fault scarp morphology related to microtopographic studies and the observations at the trenches show, on the Yenice Gönen Fault at two paleoseismic events, which have occurred before the 1953 earthquake.

A trench at the area of Seyvan village has shown that an earthquake of paleoseismic age *ca.* 620 AD has ruptured a different strand of the same fault, producing rather significant surface displacement, while there are indications that at least two older events occurred during the past 4.5 millenia. The site material consists of soil, colluvial and fluvial alternations. Another set of trenches excavated near Gönen town (Muratlar) revealed extensive liquefaction not only during the 1953 event, as is also documented by various sources, but also during a previous earthquake, dated at 1440 AD. Terrestrial reddish deposits are intruded by two generations of yellowish liquefied sand, clearly differentiated in terms of grain size and colour, indicating thus successive reactivations of the fault, which seems to behave in a uniform way. Finally, one more trench at Karakoy has shown no indications of recent reactivations. Based on the trenching and dating results, we conclude that there is a recurrence interval in the order of *ca.* 666 ± 154 years for large, ground-rupturing earthquakes.

In this study, total displacement of Yenice-Gönen Fault has been estimated 2,3 km. In addition, slip rate of Yenice-Gönen Fault has been calculated 6,5 mm/year. Finally we assume that this fault may have been 354 000 in age (Middle Pleistocene).

BÖLÜM VII

7. KAYNAKLAR

Akçıĝ, Z., (1988); Batı Anadolu nun Yapısal Sorunlarının Gravite Verileri ile İrdelenmesi., Türk. Jeol. Kur. Bült., 31, 2, 63-70.

Allan, T. D. and Morelli, C., (1971); A Geophysical Study of the Mediterranean Sea, Boll. Geofis. teor. ed appl., 13, 50, 99-142.

Alptekin, O. (1973); Focal mechanism of earthquakes in western Turkey and their tectonic implications. Doktora tezi, Faculty of New Mexico Institute for Mining and Technology (yayımlanmamış)

Alptekin, Ö., (1978); Batı Anadolu depremlerinin odak mekanizmaları ve bunların aktif tektonik ile ilişkileri 2. Odak mekanizmaları ve plaka tektoniği modeli, Jeofizik, C. 7, s. 3, 35-57 s

Ambraseys, N.,N. ve Finkel, C.,F., (1991); Long-term seismicity of İstanbul and of the Marmara region, Engin. Seis. Earthq. Engin. Report, 91/8, Imperial College.

Ambraseys, N.N., (2000); The seismicity of the Marmara sea area 1800-1899, Journal of Earthquake, engineering, vol.4, no.3., 377-401.

Ambraseys, N.,N. ve Jackson, J.A., (2000); Seismicity of the Sea of Marmara Turkey) since 1500, Geophys. J. Int. (2000) 141, F1-F6.

Angelier, J., (1979); Recent Quaternary Tectonics in the Hellenic Arc: Examples of Geological Observations on Land, Tectonophysics, 52, 267-275.

Anıl, M., Saupe, F., Zimmermann, J. L. and Öngen, S. (1989); K/Ar age determination of the Oligo-Miocene NevruzÇakıroba(Yenice-Çanakkale) quartz-monzonite stocks. 43rd Geological Congress of Turkey, Abstracts, pp. 25-6.

Armijo, R. Lyon-Caen, H. ve Papanastassiou, D., (1991); A possible normal fault rupture for the 464 BC Sparta earthquake. *Nature*, 351.

Armijo, R. Lyon-Caen, H. and Papanastassiou, D.,(1992); East-west extension and Holocene normal-fault scarps in the Hellenic arc. *Geology*, 20, 491-494.

Armijo, R., Meyer, B., King, G. C. P., Rigo, A. and Papanastassiou, D., (1996); Quaternary Evolution of the Corinth Rift and its Implications for the Late Cenozoic Evolution of the Aegean, *Geophys. J. Int.*, 126, 11-53.

Arpat, E ve Bingöl E., (1969); The rift system of the western Turkey, thoughts on its development, *Bull. Miner. Res. Explor. Inst. Turk.*, 73, 1-9

Atabey, E., (2000); Deprem, Maden Tetkik ve Arama genel müdürlüğü yayınları, eğitim serisi no: 34, Ankara.

Barka, A. A. (1992); The North Anatolian fault. *Anneles Tectonicae*, VI, 164-195.

Barka, A., (1997); Neotectonics of the Marmara sea region, *Active tectonics of the Northwestern Anatolia- The Marmara Poly-Project*.vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, pp:55-87.

Barka, A. and Reilinger, R., (1997). Activ tectonics of the Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data, *Annali Geop.* 11 (3), 587-610.

Barka, A., Altunel, E., Akyüz, S., Sunal, G., Hartleb, R., Uslu, O.B ve Toroman, E. (2000); Yeryüzü ve Deprem, Boyut yayın grubu, Ankara.

Başokur, A.T., (2004); Genel Jeofizik Ders Notları, Ankara Üniversitesi Ders Notları.

Benda, L. and Meulekamp, J.E., (1979); Biostratigraphic correlations in the eastern Mediterranean Neogene. 5. Calibration of sporomorph associations, marine microfossils and mammal zones, marine and continental stages and the radiometric scale: *Ann. Geol. Pays. Helen.*, 1, 61-70.

Bingöl, E., Akyürek, B. ve Korkmazer, B., (1975); Biga yarımadasının jeolojisi ve Karakaya Formasyonunun bazı özellikleri (The geology of the Biga Peninsula and some features of the Karakaya Formation). Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliği, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü (MTA) Publications, 70–77 (in Turkish with English abstract). (Ankara region). *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü (MTA) Dergisi* 88, 73–94 (in Turkish with English abstract).

Bingöl, E., (1976), Batı Anadolu'nun Jeotektonik evrimi: *MTA Derg.*, 86, 14-35, Ankara.

Blumenthal, M. M., (1963); Le systeme structural du Taurus sud Anatolien. *Paul Fellot*, 2, Soc. Geol. France, 611-662.

Brunn, J.H., Dumont, J.F., De Graciansky, P.C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J. Poisson, A. (1971); Outline of the geology of the Western Taurides. In *Geology and History of Turkey* (ed A.S. Campwell), Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, 225-257.

Candansayar, E. (2004); Ankara Üniversitesi Ders notları (yayınlanmamış).

Dayal, A. (1984); Yenice (Çanakkale) granitinin petrografisi ve buna bağlı cevherleşmeler; Doktora tezi. Dokuz Eylül Üniversitesi. Fen Bilimleri Ens. İzmir.

Demirtaş, R., (1997); Paleosismoloji, Afet İşleri Genel Müdürlüğü yayınları, Ankara.

Dewey, J. F. and Şengör. A.M.C., (1979); Aegean and surrounding regions: complex multi-plate and continuum tectonics in a convergent zone, *Geol. Soc. America Bull.* Part 1. 90., 84-92 p.

Ediger, V.Ş., (1988); Biga Yarımadası'ndaki kömürlü birimlerden alınan örneklerin palinolojik analizi: TPAO Araştırma Grubu Rap. No: 1269, 17 s.

Efe, R., (1994); Biga Yarımadası'nda neotektoniğin jeomorfolojik izleri, Türkiye Coğrafya Dergisi, sayı:29, 209 – 242.

Emre, T., (1996); Gediz Grabeninin jeolojisi ve tektoniği, Turkish Journ. of Earth Sciences, v.5, 171-186 s

Ercan, T., Satir, M., Kreuzer, H., Turkecan, A., Gunay, E., Cevikbas., A., Ates, M., Can, B., (1985); Batı Anadolu senozoyik volkanitlerine ait yeni kimasal, izotopic ve radyometrik verilerin youumu, Türkiye Jeoloji Kurumu Bulteni, C. 28, 121-136.

Ercan, T. (1992); Trakya'daki Senozoyik volkanizması ve bölgesel yayılımı: Jeoloji Müh. Derg., 41, 37-50.

Ercan, T. (1993);1993, Interpretation of Geochemical radiometric and isotopic data on Kula vofcanics (Manisa- Western Anatolia): Türkiye Jeol Bült., 36/1, 113-130

Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G., Dora, A., Sarıfakioğlu, E., Adis, C., Valter, H.J. ve Yıldırım, T. (1995); Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer Volkanizmasının Özellikleri, MTA Dergisi, 117, 55-86.

Frizon de Lamotte, D., Poisson, A., Aubourg, C., and Temiz, H. (1995); Post-Tortonian westward and southward thrusting in the core of the Isparta re-entrant (Taurus, Turkey). Geodynamic implications. Bull. Soc. Geol. France, 166, 59-67.

Genç, Ş.C. ve Yılmaz, Y., (1995); Evolution of the Triassic continental margin, Northwest Anatolia. Tectonophysics 243, 193–207.

Genç, Ş.C, (1998); Evolution of the Bayramiç Magmatic Complex, Northwestern Anatolia. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85(1-4), 233-249.

Gözler, M.Z., Erül, E., Akçaören, F., Genç, Ş., Akat, U. Ve Acar, Ş., (1984); Çanakkale boğazı doğusu- Marmara denizi güneyi-Bandırma-Balıkesir-Edremit ve Ege denizi arasındaki alanının jeolojisi ve komplikasyonu, MTA Enstirüsü rap.

Gözübol, A.M., (2001); Gönen İlçe merkezi Denizkent sahalarının imara esas zemin etüd raporu, İstanbul Üniv. Araş. Ve Yardım vakfı, proje no: UJ1-6 / 2001.

Güleç, N., (1991); Crust-mantle interaction İn western Turkey: implications from Sr and Nd İsoptop geochemistry of Tertiary and Ouaternary -volcanics: Geol. Mag. 128/5, 417-435.

Harris, N.B.; Kelley, S. ve Okay, A.I., (1994); Post-Collision magmatism and tectonics in Northwest Anatolia: Contrib. Mineral. Petrol., 117, 241-252.

Hancock, P. L. and Barka, A. (1987); Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey, Journ. of Structural Geology, 9/5-6, 573-584

Herece,E., (1985); The Fault trace of 1953 Yenice-Göner Earthquake and Some Examples OF Recent Tectonic Events in the Biga Peninsula of Northwest Turkey: Penn State University, Ms. S. Thesis 143 s.

Herece,E., (1988); 1953 Yenice-Göner depremi ve Biga Yarımadasındaki diğör bazı genç tektonik olaylar: 42. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri özleri, 5., 57

Herece, E., (1990); 1953 Yenice-Göner deprem kırığı ve Kuzey Anadolu fay sisteminin Biga Yarımadası'ndaki uzantıları, MTA Dergisi, 111, 47-59.

İlkisik, O. M., (1995); Ege Bölgesi nde Yerkabugunun Jeotermik Yapisi., Unpublished Report.

İnci, U. (1984); Stratigraphy and organic features of the bituminous shales from Demirci and Burhaniye (in Turkish). *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni* 5, 27–40.

İşseven, T.; Tapırdamaz, M.C.; Özçep, F.; Hisarlı, M.; Orbay, N. ve Sanver, M., (1995); Kuzeybatı Anadolu'nun tektoniği ve Paleomagnetik sonuçlar; *Jeofizik*,9, 201-212.

Jackson, J. and McKenzie, D.P., 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 77, 185-246.

Jackson, J. (1994); Active tectonics of the Aegean region. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 239-271.

Kalafat, D., (1995); Anadolu nun Tektonik Yapılarının Deprem Mekanizmaları Açısından İrdelenmesi., Ph.D, Istanbul University, 217p.

Ketin, İ. ve Roesly, F., (1953); Makroseismische Untersuchungen über das nordwestanatolische Beben vom 18. März 1953. *Eclogae Geol. Helv.* 46, 187-208.

Kissel, C., Averbuch, O., Frizon de Lamotte, D., Monod, O. & Allerton, S., (1993); First Paleomagnetic evidence for a post-Eocene clockwise rotation of western Taurides thrust belt east of the Isparta re-entrant (southwestern Turkey). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 117, 1-14.

Koçyiğit, A., (1984); Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik Gelişim, *TJK Bült.*, 24/1, 1-16

Koçyiğit, A., Ünay, E., Saraç, G. (2000); Episodic graben formation and extensional neotectonic regime in west Central Anatolia and the Isparta Angle: a case study in the Aks,ehir–Afyon graben, Turkey, in: Bozkurt E., Winchester J.A., Piper J.D.A. (Eds.), *Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area*, Geological Society Special Publication no. 173, Geological Society, London, pp. 405–421.

Kopp, K.O. (1964); Geologie Thrakiens II: Die Insein und der Chersones: N. Jb. Geol Pal. Abh., 119, 172-214.

Kreemer, C., Chamot-Roke, N. and Le Pichon, X., (2004); Constraints on the evolution and vertical coherency of deformation in the North Aegean from a comparison of geodetic, geologic and seismologic data. Earth and Planetary Science Letters, 225, 329-346.

Le Pichon, X and Angelier, J., (1981); The Aegean Sea, Phil. Trans. R. Soc. London, Ser., A 300, 357-372 p.

Lyberis, N., Yürür, T., Chorowicz, J., Kasapoğlu, E. and Gündoğdu, N., 1992. The East Anatolian Fault: an oblique collision belt, Tectonophysics, 204, 1-15.

Marcoux, J. (1987); Histoire et topologie de la Neo-Tethys. These de Doctorat Detat. L'Universite Pierre et Marie Curie, Paris, 569 p.

McKenzie, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region, Geophys. J. R. Astr. Soc., 30 (2), 109-185.

McKenzie, D.P., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: The Aegean sea and surrounding regions (tectonics of aegean region), Geophys. J. R. Astr. Soc., 55, 217-254.

McKenzie, D. P. & Yilmaz, Y., (1991); Deformation and Volcanism in Western Turkey and the Aegean, Bull. Tech. Univ. Istanbul, 44.

Mercier, J.L., (1979); Signification néotectonique de l'arc orogénique, Une revue des idées, Revue de geologie dynamique et de geographie physique, (Serie 2) 21, No. 1, January-March, 5-15.

Mercier, J.L., Sorel, D., and Simeakis, K., (1987); Changes in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone the Aegean Arc from the Pliocene to the Present, Anales Tectonicae, 1/1, 20-39.

Mercier, J.L., Sorel, D., and Vergely, P. (1989); 1989. Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. *Basin Research*, 2, 49-71.

Mindevalli, O. Y. & Mitchell, B., (1989); Crustal Structure and Possible Anisotropy in Turkey from Seismic Surface Wave Dispersion., *Geophys. J. Int.*, 98, 93-106.

Mueller, S., Kahle, H.-G. & Barka, A. A., (1997); Plate Tectonic Situation in the Anatolian-Aegean Region, *ATNAMPP*, 13-28.

Okay, A.I., (1984); Distribution and characteristics of the north-west Turkish Blueschists: *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 17,455-466.

Okay, I.A, (1987); Biga Yarımadası'nın Batı Kesiminin Jeolojisi ve Tektoniği. TPAO Arama Grubu, Rapor no: 2374.

Okay. I.A., (1988); Çan – Yenice – Biga arasının jeolojisi ve tektoniği. TPAO Arama grubu, rapor no: 2544, Ankara.

Okay, I.A, (1989); Edremit- Balya- Manyas Arasının Jeolojisi ve Tektoniği, TPAO Arama Grubu, Rapor no: 2657.

Okay ve Kelley, S.P., (1994); Tectonic setting, Petrology and geochronology of jadeite + glaucophane and chloritoid + glaucophane schists from north-west Turkey: *Jour. Metamorphic Geol.* 12, 455-466.

Okay, A. I., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. and Akyüz, S. (1996); Paleo- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey: geological and geochronological constraints. In *Tectonics of Asia* (eds A. Yin and M. Harrison), pp. 420–441. Cambridge University Press

Okay, I.A. ve Satır, M., (2000); Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey, *Geol. Mag.* 137 (5), 2000, pp. 495–516.

Okay, İ., A., Tansel, İ. ve Tüysüz, O., (2001); Obduction, subduction and collision as reflected in the Upper Cretaceous-Lower Eocene sedimentary record of western Turkey. Geol. Mag. 138 (2), pp. 117-142.

Okay, A.İ. ve Göncüoğlu, M.C., (2004); The Karakaya Complex: A River of Data and Concepts. Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.), Vol. 13, pp. 77-95.

Papazachos, B. C., (1973); Distribution of Seismic Foci in the Mediterranean and Surrounding Area and its Tectonic Implication, Geophys. J. R. Astron. Soc., 33, 421-430.

Papazachos, B. C., (1990); Seismicity of the Aegean and Surrounding Area, Tectonophysics, 178, 287-308.

Patton, S., (1992); Active normal faulting, drainage patterns and sedimentation in southwestern Turkey, Journal of the Geological Soc. of London, 149, 1031-1044

Philippson, A. (1910-1915). Reisen und Forschungen im Westlichen Kleinasien. Ergänzungshefte 167, 172, 177, 180, 183 der Petermanns Mitteilungen, Gotha, Jüstus Perthes.

Pe-Piper, (1994); Lead isotopic compositions of Neogene volcanic rocks from the Aegean extensional area; Chem. Geol., 118,27-41.

Pfister, M., Balderer W., Greber, E., Kahle, H.-G., Mayer-Rosa, D., Mueller, S., Rybach, L., Shindler, C., Sellami, S. & Straub, C., (1997); Synthesis of the MARMARA Poly-Project, Active Tectonics of Northwestern Anatolia-The Marmara Poly -Project (Ed: C.Schindler, M. Pfister), 539-565.

Pinar, N., (1953), Preliminary Note on the Earthquake of Yenice Gönen, Turkey, March 18, 1953: Bull. of the Seismo.Soc. of Am,c.43,s.307-310.

Poisson, A. (1984); The extension of the Ionian trough into SW Turkey. In: J. F. Dixon & A. H. Robertson Eds., The geologic evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London Spec. Pub. 17, 241-249.

Poisson, A., Akay, E., Dumont, J. F. and Uysal, S. (1984); Isparta Angle (W Taurids): A Mesozoic paleorift. In: O. Tekeli and C. Göncüoğlu Eds., Geology of the Taurus belt, sp. Pub. MTA, Ankara, 11-26.

Reilinger, R. E., McClusky, S. C., Oral, M. B., King, R. W., Toksöz, M. N., Barka, A. A., Kinik, I., Lenk, O. & Sanli, I., (1997); Global Positioning System Measurements of Present-day Crustal Movements in the Arabia - Africa-Eurasia Plate Collision Zone, J. Geophys. Res., 102, B5, 9983-9999

Saka, K., (1979); Edremit körfezi ve civarı Neojeni'nin jeolojisi ve hidrokarbon olanakları : TPAO Aarama grubu raporları, rapor no: 1341, 17s.

Saltık, O. (1974); Şarköy-Mürefte sahaları jeolojisi ve petrol olanakları, TPAO Arama Grubu Rapor no, 879, 24 s.

Saner, S., (1980); Mudurnu-Göynük havzasının Jura ve sonrası çökelim nitelikleriyle paleocoğrafya yorumlanması: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 23, 39-52.

Seyitoğlu, G and Scott, B.C., (1991); Late Cenozoic crustal extension basin formation in west Turkey, Geological Magazine, 128, 155-166

Seyitoğlu, G. and Scott, B.C., (1996); The age of the Alaşehir graben (west Turkey) and its tectonic implications, Geological Journal, 31, 1-11

Siyako, M., Bürkan., K.A., Okay, I. A., (1989); Biga ve Gelibolu Yarımadaı'nın Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları, TPJD Bülteni, C.1/19, 183-189.

Straub, C., 1996. Recent crustal deformation and Strain accumulation in the Marmara sea region, NW Anatolia, inferred from GPS Measurements Zurich.

Şaroğlu,F., Emre, Ö. ve Kuşcu, İ., (1992), Türkiye diri fay haritası, MTA, Ankara.

Şengör, A.M.C., (1979); On some 50 % extension in the Aegean area and its implications for orogenic reconstructions in the Taurides, Rapp. Comm. Int. Mer. Mediterranean, 25/26, 2a, 41-42 p..

Şengör, A.M.C. and Kidd, W.S.F., 1979. Post-collision tectonics of the Turkish-İranian plateau and a comparison with Tibet, Tectonophysics, 55, 361-376.

Şengör, A.M.C., 1980. Türkiye'nin neotektoniğinin esasları, TJK, Yerbilimleri dizisi, 40s.

Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, Tectonophysics, 75, 181-242.

Sengör, A. M. C., (1982); Ege nin Neotektonik Evrimini Yoneten Etkenler, Batı Anadolu' nun Genç Tektonigi ve Volkanizmasi Paneli, T.J.K. (Ed: Erol, O.).

Şengör, A.M.C., Satır, M. Akkök, R. (1984); Timing of tectonic events in the Menderes massif, Western Turkey: Implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey. Tectonics , 3, 693-707.

Şengör, A.M.C., Görür, N. and Şaroğulu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones tectonic escape: Turkey as a case study, in Strike-slip deformation, Basin formation and Sedimentation, edited by Biddle, K.T. and Christie-Blick, N., Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 37, 227-264.

Şengör, A.M.C., (1987); Cross faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey, in: Coward M.P., Dewey J.F. and Hancock P.L. eds. Continental extensional tectonics, Geological Society Special Publication, 28, 575-589 p.

Şengör, A.M.C. ve Barka, A., (1992); Evolution of escape related strike-slip systems: Implications for distribution of collision orogens. Abstracts, 29th IGC, Japan.

Taymaz, T., Jackson, J. and McKenzie, D.P., 1991. Active tectonics of the North and Central Aegean Sea, Geophys., J. Int., 106, 433-490.

Temiz, H., Gürsoy, H. and Tatar, O., 1998; Kinematics of Late Pliocene-Quaternary normal faulting in the south-eastern end of the Gediz graben, western Anatolia, Turkey. *International Geology Review*, 40, 638-646.

Tezcan, A. K. & Turgay, M. I., (1991); Geothermal Atlas of Europe, Catalogue of Heat Flow Density Data: Turkey., *Geothermal Atlas of Europe* (Eds: E. Hurtig, V. Cermák, R. Haenel and V. Zui), 84-85

Tokay, F. Ve Dirik, K., (2004); The 1953 Yenice – Gönen Earthquake (Mw:7,2) rupture-fault geometry and slip distribution (SW Strand of North Anatolian Fault System-Turkey), 5. th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Thessaloniki, Greece, V:2, P:657-658.

Ulusay, R. (2001); Uygulamalı Jeoteknik Bilgiler, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları, no:38, s: 270-275.

Yılmaz, Y., (1989); An approach to the origin of young volcanic rocks of VWestern Turkey: in: A.M.C. Şengör (ed.), *Tectonic Evolution of the Tethyan Region*, Kluwer. The Hague, 159-189.

Yılmaz, Y. (1995); Ege bölgesinde genç magmatizmanın oluşumu ile litosferin evrimi arasındaki ilişki üzerine düşünceler: *Jeofizik*, 9,107-110.

Yılmaz, Y., Altunkaynak, Ş.; Karacık, Z.; Gündoğdu, N. ve Temel, A., (1994); Development of neo-tectonic related magmatic activities in VWestern Anatolian: IAVCEI Uluslararası Volkanoloji Kongresi, Abstracts, Ankara

Yılmaz, Y., Genç, Ş. Can, Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., Elmas, A., (2000); Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, Geological Society, London. Special Publications, 173,353-384.

Yılmaz, Y., ve Karacık,Z., (1999); Geology and petrology of the Kestanbol pluton, NW Anatolia, Journal of Conference Abstracts, European Union of Geosciences, V 4/1, p. 679.

Yılmaz, Y., (2001); Kazdağları ve yakın çevresinin jeolojik özellikleri, 1. Ulusal Kazdağları Sempozyumu bildirileri, s: 19-25.

Wallace, R.E., (1977); Profiles and young dfault scarps, North-Central Nevada: Geological Society of America, Bulletin, v.88, p. 1267-1281.

TEŞEKKÜR

Bir yüksek lisans tezi olan bu araştırma, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesinde Prof. Dr. Salih Zeki TUTKUN denetiminde hazırlanmıştır. Konunun seçiminden araştırmanın sonuna kadar her aşamada, desteklerinden dolayı hocam sayın Prof. Dr. Salih Zeki TUTKUN'a teşekkür ederim.

Arazi çalışmaları aşamasında arazi tecrübelerinden, yazım aşamasında da yapıcı eleştiri ve yorumlarından yararlanma fırsatı bulduğum Prof. Dr. Erdiç YİĞİTBAŞ'a teşekkürü bir borç bilirim.

Tezin final aşamasında yapıcı eleştiri ve katkıları nedeniyle Doç. Dr. Süha ÖZDEN'e ayrıca teşekkür ederim.

Tezin Jeofizik çalışmaları kısmında katkılarından dolayı, Ankara Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü öğretim üyesi Yrd. Doç. Dr. Emin ULUGERGERLİ ve Araştırma Görevlisi Yıldırım GÜNDOĞDU ile Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü öğretim üyesi Yrd. Doç. Dr. Cemal KAYA'ya sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Tezin Paleosismoloji çalışmalarının kazı, loglama, örnekleme ve numunelerin yaşlandırılması aşamalarında katkı sağlayan; Selanik Aristotle Thessaloniki Üniversitesi'nden Prof. Dr. Spyros PAVLIDES ve Dr. Alexandros CHATZIPETROS' a sonsuz teşekkür ederim.

Bu çalışma Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi-TÜBİTAK ortaklığı ile yürütülen bir proje kapsamında gerçekleştirilmiştir. Bu birlikteliğin, araştırmanın sağlıklı bir biçimde yürütülmesindeki katkıları tartışılmaz. TÜBİTAK araştırmanın bütçe kısmında önemli destekler sağlamıştır. Bu nedenle TÜBİTAK' a teşekkür ederim.

Araştırmanın gelişimi içinde birçok uzman ve meslektaş çeşitli konularda katkıda bulunmuşlardır. ÇOMU Jeoloji Mhendisliği Bölümü'nden başta, Yrd. Doç. Dr. Mustafa BOZCU olmak üzere, Yrd. Doç. Dr. Sevinç KAPAN-YEŞİLYURT' a, Yrd. Doç. Dr.

Ayten ÇALIK' a, Jeoloji mühendisi zkan ATEŐ' e, stajyer ğrenciler Hasan zer TUTULMAZ, Erdem GÜNDOĞDU, Erdem GÜVEN ve Sedat GÜNGÖR' e teşekkür ederim.

Mezunu bulunduğum Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nn tüm ğretim kadrosuna, özellikle Yapısal Jeoloji-Tektonik Grubu'na teşekkür ederim.

Paleosismolojik arazi çalışmaları sırasında konaklama ve iş makinesi yardımıyla katkı sağlayan, Gönen Belediye başkanı sayın Hüseyin YAKAR' a, Gönen ve Yenice yöre halkına ayrıca teşekkür ederim.

Tezin yazım aşamasında katkı sağlayan ve yoğun arazi dönemlerinde beni sabırla destekleyen eŐim Jeoloji mühendisi Handan KÜRÇER' e Őranlarımı sunarım.

7. KAYNAKLAR

Akçıĝ, Z., (1988); Batı Anadolu nun Yapısal Sorunlarının Gravite Verileri ile İrdelenmesi., Türk. Jeol. Kur. Bült., 31, 2, 63-70.

Allan, T. D. and Morelli, C., (1971); A Geophysical Study of the Mediterranean Sea, Boll. Geofis. teor. ed appl., 13, 50, 99-142.

Alptekin, O. (1973); Focal mechanism of earthquakes in western Turkey and their tectonic implications. Doktora tezi, Faculty of New Mexico Institute for Mining and Technology (yayımlanmamış)

Alptekin, Ö., (1978); Batı Anadolu depremlerinin odak mekanizmaları ve bunların aktif tektonik ile ilişkileri 2. Odak mekanizmaları ve plaka tektoniği modeli, Jeofizik, C. 7, s. 3, 35-57 s

Ambraseys, N.,N. ve Finkel, C.,F., (1991); Long-term seismicity of İstanbul and of the Marmara region, Engin. Seis. Earthq. Engin. Report, 91/8, Imperial College.

Ambraseys, N.N., (2000); The seismicity of the Marmara sea area 1800-1899, Journal of Earthquake, engineering, vol.4, no.3., 377-401.

Ambraseys, N.,N. ve Jackson, J.A., (2000); Seismicity of the Sea of Marmara Turkey) since 1500, Geophys. J. Int. (2000) 141, F1-F6.

Angelier, J., (1979); Recent Quaternary Tectonics in the Hellenic Arc: Examples of Geological Observations on Land, Tectonophysics, 52, 267-275.

Anıl, M., Saupe, F., Zimmermann, J. L. and Öngen, S. (1989); K/Ar age determination of the Oligo-Miocene NevruzÇakıroba(Yenice-Çanakkale) quartz-monzonite stocks. 43rd Geological Congress of Turkey, Abstracts, pp. 25–6.

Armijo, R. Lyon-Caen, H. ve Papanastassiou, D., (1991); A possible normal fault rupture for the 464 BC Sparta earthquake. *Nature*, 351.

Armijo, R. Lyon-Caen, H. and Papanastassiou, D.,(1992); East-west extension and Holocene normal-fault scarps in the Hellenic arc. *Geology*, 20, 491-494.

Armijo, R., Meyer, B., King, G. C. P., Rigo, A. and Papanastassiou, D., (1996); Quaternary Evolution of the Corinth Rift and its Implications for the Late Cenozoic Evolution of the Aegean, *Geophys. J. Int.*, 126, 11-53.

Arpat, E ve Bingöl E., (1969); The rift system of the western Turkey, thoughts on its development, *Bull. Miner. Res. Explor. Inst. Turk.*, 73, 1-9

Atabey, E., (2000); Deprem, Maden Tetkik ve Arama genel müdürlüğü yayınları, eğitim serisi no: 34, Ankara.

Barka, A. A. (1992); The North Anatolian fault. *Anneles Tectonicae*, VI, 164-195.

Barka, A., (1997); Neotectonics of the Marmara sea region, *Active tectonics of the Northwestern Anatolia- The Marmara Poly-Project*.vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, pp:55-87.

Barka, A. and Reilinger, R., (1997). Active tectonics of the Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data, *Annali Geop.* 11 (3), 587-610.

Barka, A., Altunel, E., Akyüz, S., Sunal, G., Hartleb, R., Uslu, O.B ve Toroman, E. (2000); *Yeryüzü ve Deprem*, Boyut yayın grubu, Ankara.

Başokur, A.T., (2004); Genel Jeofizik Ders Notları, Ankara Üniversitesi Ders Notları.

Benda, L. and Meulekamp, J.E., (1979); Biostratigraphic correlations in the eastern Mediterranean Neogene. 5. Calibration of sporomorph associations, marine microfossils

nd mammal zones, marina and continental stages and the radiometric scale: Ann. Geol. Pays. Helen., 1, 61-70.

Bingöl, E., Akyürek, B. ve Korkmazer, B., (1975); Biga yarımadasının jeolojisi ve Karakaya Formasyonunun bazı özellikleri (The geology of the Biga Peninsula and some features of the Karakaya Formation). Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliği, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü (MTA) Publications, 70–77 (in Turkish with English abstract). (Ankara region). Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü (MTA) Dergisi 88, 73–94 (in Turkish with English abstract).

Bingöl, E., (1976), Batı Anadolu'nun Jeotektonik evrimi: MTA Derg., 86, 14-35, Ankara.

Blumenthal, M. M., (1963); Le systeme structural du Taurus sud Anatolien. Paul Fellot, 2, Soc. Geol. France, 611-662.

Brunn, J.H., Dumont, J.F., De Graciansky, P.C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J. Poisson, A. (1971); Outline of the geology of the Western Taurides. In Geology and History of Turkey (ed A.S. Campwell), Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, 225-257.

Candansayar, E. (2004); Ankara Üniversitesi Ders notları (yayınlanmamış).

Dayal, A. (1984); Yenice (Çanakkale) granitinin petrografisi ve buna bağlı cevherleşmeler; Doktora tezi. Dokuz Eylül Üniversitesi. Fen Bilimleri Ens. İzmir.

Demirtaş, R., (1997); Paleosismoloji, Afet İşleri Genel Müdürlüğü yayınları, Ankara.

Dewey, J. F. and Şengör. A.M.C., (1979); Aegean and surrounding regions: complex multi-plate and continuum tectonics in a convergent zone, Geol. Soc. America Bull. Part 1. 90., 84-92 p.

Ediger, V.Ş., (1988); Biga Yarımadası'ndaki kömürlü birimlerden alınan örneklerin palinolojik analizi: TPAO Araştırma Grubu Rap. No: 1269, 17 s.

Efe, R., (1994); Biga Yarımadası'nda neotektoniğin jeomorfolojik izleri, Türkiye Coğrafya Dergisi, sayı:29, 209 – 242.

Emre, T., (1996); Gediz Grabeninin jeolojisi ve tektoniği, Turkish Journ. of Earth Sciences, v.5, 171-186 s

Ercan, T., Satir, M., Kreuzer, H., Turkecan, A., Gunay, E., Cevikbas., A., Ates, M., Can, B., (1985); Batı Anadolu senozoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal, izotopic ve radyometrik verilerin yorumu, Türkiye Jeoloji Kurumu Bulteni, C. 28, 121-136.

Ercan, T. (1992); Trakya'daki Senozoyik volkanizması ve bölgesel yayılımı: Jeoloji Müh. Derg., 41, 37-50.

Ercan, T. (1993);1993, Interpretation of Geochemical radiometric and isotopic data on Kula volcanics (Manisa- Western Anatolia): Türkiye Jeol Bült., 36/1, 113-130

Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G., Dora, A., Sarıfakioğlu, E., Adis, C., Valter, H.J. ve Yıldırım, T. (1995); Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer Volkanizmasının Özellikleri, MTA Dergisi, 117, 55-86.

Frizon de Lamotte, D., Poisson, A., Aubourg, C., and Temiz, H. (1995); Post-Tortonian westward and southward thrusting in the core of the Isparta re-entrant (Taurus, Turkey). Geodynamic implications. Bull. Soc. Geol. France, 166, 59-67.

Genç, Ş.C. ve Yılmaz, Y., (1995); Evolution of the Triassic continental margin, Northwest Anatolia. Tectonophysics 243, 193–207.

Genç, Ş.C, (1998); Evolution of the Bayramiç Magmatic Complex, Northwestern Anatolia. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85(1-4), 233-249.

Gözler, M.Z., Erül, E., Akçaören, F., Genç, Ş., Akat, U. Ve Acar, Ş., (1984); Çanakkale boğazı doğusu- Marmara denizi güneyi-Bandırma-Balıkesir-Edremit ve Ege denizi arasındaki alanının jeolojisi ve komplikasyonu, MTA Enstitüsü rap.

Gözübol, A.M., (2001); Gönen İlçe merkezi Denizkent sahalarının imara esas zemin etüd raporu, İstanbul Üniv. Araş. Ve Yardım vakfı, proje no: UJ1-6 / 2001.

Güleç, N., (1991); Crust-mantle interaction In western Turkey: implications from Sr and Nd İsoptop geochemistry of Tertiary and Ouaternary -volcanics: Geol. Mag. 128/5, 417-435.

Harris, N.B.; Kelley, S. ve Okay, A.I., (1994); Post-Collision magmatism and tectonics in Northwest Anatolia: Contrib. Mineral. Petrol., 117, 241-252.

Hancock, P. L. and Barka, A. (1987); Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey, Journ. of Structural Geology, 9/5-6, 573-584

Herece,E., (1985); The Fault trace of 1953 Yenice-Gönen Earthquake and Some Examples OF Recent Tectonic Events in the Biga Peninsula of Northwest Turkey: Penn State University, Ms. S. Thesis 143 s.

Herece,E., (1988); 1953 Yenice-Gönen depremi ve Biga Yarımadasındaki diğer bazı genç tektonik olaylar: 42. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri özleri, 5., 57

Herece, E., (1990); 1953 Yenice-Gönen deprem kırığı ve Kuzey Anadolu fay sisteminin Biga Yarımadası'ndaki uzantıları, MTA Dergisi, 111, 47-59.

İlkisik, O. M., (1995); Ege Bölgesi nde Yerkabugunun Jeotermik Yapısı., Unpublished Report.

İnci, U. (1984); Stratigraphy and organic features of the bituminous shales from Demirci and Burhaniye (in Turkish). Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni 5, 27-40.

İşseven, T.; Tapırdamaz, M.C.; Özçep, F.; Hisarlı, M.; Orbay, N. ve Sanver, M., (1995); Kuzeybatı Anadolu'nun tektoniği ve Paleomagnetik sonuçlar; Jeofizik,9, 201-212.

Jackson, J. and McKenzie, D.P., 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, Geophys. J. R. Astr. Soc., 77, 185-246.

Jackson, J. (1994); Active tectonics of the Aegean region. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 239-271.

Kalafat, D., (1995); Anadolu nun Tektonik Yapılarının Deprem Mekanizmaları Açısından İrdelenmesi., Ph.D, Istanbul University, 217p.

Ketin, İ. ve Roesly, F., (1953); Makroseismische Untersuchungen über das nordwestanatolische Beben vom 18. März 1953. Eclogae Geol. Helv. 46, 187-208.

Kissel, C., Averbuch, O., Frizon de Lamotte, D., Monod, O. & Allerton, S., (1993); First Paleomagnetic evidence for a post-Eocene clockwise rotation of western Taurides thrust belt east of the Isparta re-entrant (southwestern Turkey). Earth Planet. Sci. Lett., 117, 1-14.

Koçyiğit, A., (1984); Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik Gelişim, TJK Bült., 24/1, 1-16

Koçyiğit, A., Ünay, E., Saraç, G. (2000); Episodic graben formation and extensional neotectonic regime in west Central Anatolia and the Isparta Angle: a case study in the Aks,ehir–Afyon graben, Turkey, in: Bozkurt E., Winchester J.A., Piper J.D.A. (Eds.), Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area, Geological Society Special Publication no. 173, Geological Society, London, pp. 405–421.

Kopp, K.O. (1964); Geologie Thrakiens II: Die Insein und der Chersones: N. Jb. Geol Pal. Abh., 119, 172-214.

Kreemer, C., Chamot-Roke, N. and Le Pichon, X., (2004); Constraints on the evolution and vertical coherency of deformation in the North Aegean from a comparison of geodetic, geologic and seismologic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 225, 329-346.

Le Pichon, X and Angelier, J., (1981); The Aegean Sea, *Phil. Trans. R. Soc. London, Ser., A 300*, 357-372 p.

Lyberis, N., Yürür, T., Chorowicz, J., Kasapoğlu, E. and Gündoğdu, N., 1992. The East Anatolian Fault: an oblique collision belt, *Tectonophysics*, 204, 1-15.

Marcoux, , J. (1987); Histoire et topologie de la Neo-Tethys. These de Doctorat Detat. L'Universite Pierre et Marie Curie, Paris, 569 p.

McKenzie, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30 (2), 109-185.

McKenzie, D.P., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: The Aegean sea and surrounding regions (tectonics of aegean region), *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 55, 217-254.

McKenzie, D. P. & Yilmaz, Y., (1991); Deformation and Volcanism in Western Turkey and the Aegean, *Bull. Tech. Univ. Istanbul*, 44.

Mercier, J.L., (1979); Signification néotectonique de l'arc orogénique, Une revue des idées, *Revue de geologie dynamique et de geographie physique, (Serie 2) 21, No. 1*, January-March, 5-15.

Mercier, J.L., Sorel, D., and Simeakis, K., (1987); Changes in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone the Aegean Arc from the Pliocene to the Present, *Anales Tectonicae*, 1/1, 20-39.

Mercier, J.L., Sorel, D., and Vergely, P. (1989); 1989. Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. *Basin Research*, 2, 49-71.

Mindevalli, O. Y. & Mitchell, B., (1989); Crustal Structure and Possible Anisotropy in Turkey from Seismic Surface Wave Dispersion., *Geophys. J. Int.*, 98, 93-106.

Mueller, S., Kahle, H.-G. & Barka, A. A., (1997); Plate Tectonic Situation in the Anatolian-Aegean Region, *ATNAMPP*, 13-28.

Okay, A.I., (1984); Distribution and characteristics of the north-west Turkish Blueschists: *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 17,455-466.

Okay, I.A, (1987); Biga Yarımadası'nın Batı Kesiminin Jeolojisi ve Tektoniği. TPAO Arama Grubu, Rapor no: 2374.

Okay. I.A., (1988); Çan – Yenice – Biga arasının jeolojisi ve tektoniği. TPAO Arama grubu, rapor no: 2544, Ankara.

Okay, I.A, (1989); Edremit- Balya- Manyas Arasının Jeolojisi ve Tektoniği, TPAO Arama Grubu, Rapor no: 2657.

Okay ve Kelley, S.P., (1994); Tectonic setting, Petrology and geochronology of jadeite + glaucophane and chloritoid + glaucophane schists from north-west Turkey: *Jour. Metamorphic Geol.* 12, 455-466.

Okay, A. I., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. and Akyüz, S. (1996); Paleo- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey: geological and geochronological constraints. In *Tectonics of Asia* (eds A. Yin and M. Harrison), pp. 420–41. Cambridge University Press

Okay, I.A. ve Satır, M., (2000); Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey, *Geol. Mag.* 137 (5), 2000, pp. 495–516.

Okay, İ., A., Tansel, İ. ve Tüysüz, O., (2001); Obduction, subduction and collision as reflected in the Upper Cretaceous-Lower Eocene sedimentary record of western Turkey. Geol. Mag. 138 (2), pp. 117-142.

Okay, A.İ. ve Göncüoğlu, M.C., (2004); The Karakaya Complex: A River of Data and Concepts. Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.), Vol. 13, pp. 77-95.

Papazachos, B. C., (1973); Distribution of Seismic Foci in the Mediterranean and Surrounding Area and its Tectonic Implication, Geophys. J. R. Astron. Soc., 33, 421-430.

Papazachos, B. C., (1990); Seismicity of the Aegean and Surrounding Area, Tectonophysics, 178, 287-308.

Patton, S., (1992); Active normal faulting, drainage patterns and sedimentation in southwestern Turkey, Journal of the Geological Soc. of London, 149, 1031-1044
Philippon, A. (1910-1915). Reisen und Forschungen im Westlichen Kleinasien. Ergänzungshefte 167, 172, 177, 180, 183 der Petermanns Mitteilungen, Gotha, Justus Perthes.

Pe-Piper, (1994); Lead isotopic compositions of Neogene volcanic rocks from the Aegean extensional area; Chem. Geol., 118,27-41.

Pfister, M., Balderer W., Greber, E., Kahle, H.-G., Mayer-Rosa, D., Mueller, S., Rybach, L., Shindler, C., Sellami, S. & Straub, C., (1997); Synthesis of the MARMARA Poly-Project, Active Tectonics of Northwestern Anatolia-The Marmara Poly -Project (Ed: C.Schindler, M. Pfister), 539-565.

Pinar, N., (1953), Preliminary Note on the Earthquake of Yenice Gönen, Turkey, March 18, 1953: Bull. of the Seismo.Soc. of Am,c.43,s.307-310.

Poisson, A. (1984); The extension of the Ionian trough into SW Turkey. In: J. F. Dixon & A. H. Robertson Eds., The geologic evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London Spec. Pub. 17, 241-249.

Poisson, A., Akay, E., Dumont, J. F. and Uysal, S. (1984); Isparta Angle (W Taurids): A Mesozoic paleorift. In: O. Tekeli and C. Göncüoğlu Eds., Geology of the Taurus belt, sp. Pub. MTA, Ankara, 11-26.

Reilinger, R. E., McClusky, S. C., Oral, M. B., King, R. W., Toksöz, M. N., Barka, A. A., Kinik, I., Lenk, O. & Sanli, I., (1997); Global Positioning System Measurements of Present-day Crustal Movements in the Arabia - Africa-Eurasia Plate Collision Zone, J. Geophys. Res., 102, B5, 9983-9999

Saka, K., (1979); Edremit körfezi ve civarı Neojeni'nin jeolojisi ve hidrokarbon olanakları : TPAO Aarama grubu raporları, rapor no: 1341, 17s.

Saltık, O. (1974); Şarköy-Mürefte sahaları jeolojisi ve petrol olanakları, TPAO Arama Grubu Rapor no, 879, 24 s.

Saner, S., (1980); Mudurnu-Göynük havzasının Jura ve sonrası çökelim nitelikleriyle paleocoğrafya yorumlanması: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 23, 39-52.

Seyitoğlu, G and Scott, B.C., (1991); Late Cenozoic crustal extension basin formation in west Turkey, Geological Magazine, 128, 155-166

Seyitoğlu, G. and Scott, B.C., (1996); The age of the Alaşehir graben (west Turkey) and its tectonic implications, Geological Journal, 31, 1-11

Siyako, M., Bürkan., K.A., Okay, I. A., (1989); Biga ve Gelibolu Yarımadaı'nın Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları, TPJD Bülteni, C.1/19, 183-189.

Straub, C., 1996. Recent crustal deformation and Strain accumulation in the Marmara sea region, NW Anatolia, inferred from GPS Measurements Zurich.

Şaroğlu,F., Emre, Ö. ve Kuşcu, İ., (1992), Türkiye diri fay haritası, MTA, Ankara.

Şengör, A.M.C., (1979); On some 50 % extension in the Aegean area and its implications for orogenic reconstructions in the Taurides, Rapp. Comm. Int. Mer. Mediterranean, 25/26, 2a, 41-42 p..

Şengör, A.M.C. and Kidd, W.S.F., 1979. Post-collision tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet, Tectonophysics, 55, 361-376.

Şengör, A.M.C., 1980. Türkiye'nin neotektoniğinin esasları, TJK, Yerbilimleri dizisi, 40s.

Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, Tectonophysics, 75, 181-242.

Sengör, A. M. C., (1982); Ege nin Neotektonik Evrimini Yoneten Etkenler, Bati Anadolu' nun Genç Tektonigi ve Volkanizmasi Paneli, T.J.K. (Ed: Erol, O.).

Şengör, A.M.C., Satır, M. Akkök, R. (1984); Timing of tectonic events in the Menderes massif, Western Turkey: Implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey. Tectonics , 3, 693-707.

Şengör, A.M.C., Görür, N. and Şaroğulu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones tectonic escape: Turkey as a case study, in Strike-slip deformation, Basin formation and Sedimentation, edited by Biddle, K.T. and Christie-Blick, N., Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 37, 227-264.

Şengör, A.M.C., (1987); Cross faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey, in: Coward M.P., Dewey J.F. and Hancock P.L. eds. Continental extensional tectonics, Geological Society Special Publication, 28, 575-589 p.

Şengör, A.M.C. ve Barka, A., (1992); Evolution of escape related strike-slip systems: Implications for distribution of collision orogens. Abstracts, 29th IGC, Japan.

Taymaz, T., Jackson, J. and McKenzie, D.P., 1991. Active tectonics of the North and Central Aegean Sea, Geophys., J. Int., 106, 433-490.

Temiz, H., Gürsoy, H. and Tatar, O., 1998; Kinematics of Late Pliocene-Quaternary normal faulting in the south-eastern end of the Gediz graben, western Anatolia, Turkey. *International Geology Review*, 40, 638-646.

Tezcan, A. K. & Turgay, M. I., (1991); Geothermal Atlas of Europe, Catalogue of Heat Flow Density Data: Turkey., *Geothermal Atlas of Europe* (Eds: E. Hurtig, V. Cermák, R. Haenel and V. Zui), 84-85

Tokay, F. Ve Dirik, K., (2004); The 1953 Yenice – Gönen Earthquake (Mw:7,2) rupture-fault geometry and slip distribution (SW Strand of North Anatolian Fault System-Turkey), 5. th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Thessaloniki, Greece, V:2, P:657-658.

Ulusay, R. (2001); Uygulamalı Jeoteknik Bilgiler, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları, no:38, s: 270-275.

Yılmaz, Y., (1989); An approach to the origin of young volcanic rocks of Western Turkey: in: A.M.C. Şengör (ed.), *Tectonic Evolution of the Tethyan Region*, Kluwer. The Hague, 159-189.

Yılmaz, Y. (1995); Ege bölgesinde genç magmatizmanın oluşumu ile litosferin evrimi arasındaki ilişki üzerine düşünceler: *Jeofizik*, 9,107-110.

Yılmaz, Y., Altunkaynak, Ş.; Karacık, Z.; Gündoğdu, N. ve Temel, A., (1994); Development of neo-tectonic related magmatic activities in Western Anatolian: IAVCEI Uluslararası Volkanoloji Kongresi, Abstracts, Ankara

Yılmaz, Y., Genç, Ş. Can, Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., Elmas, A., (2000); Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, Geological Society, London. Special Publications, 173,353-384.

Yılmaz, Y., ve Karacık,Z., (1999); Geology and petrology of the Kestanbol pluton, NW Anatolia, Journal of Conference Abstracts, European Union of Geosciences, V 4/1, p. 679.

Yılmaz, Y., (2001); Kazdağları ve yakın çevresinin jeolojik özellikleri, 1. Ulusal Kazdağları Sempozyumu bildirileri, s: 19-25.

Wallace, R.E., (1977); Profiles and young dfault scarps, North-Central Nevada: Geological Society of America, Bulletin, v.88, p. 1267-1281.