KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

EZİNE VE ÇEVRESİNİN NEOTEKTONİK İNCELEMESİ, BİGA YARIMADASI

MERT AKIN

KOCAELİ 2021

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ

ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

EZİNE VE ÇEVRESİNİN NEOTEKTONİK İNCELEMESİ, BİGA YARIMADASI

MERT AKIN

Prof. Dr. Ömer Feyzi GÜRER		
Danışman,	**Kocaeli Üniversitesi**	**.....**
Dr. Öğr. Üyesi Aziz ÖZYAVAŞ		
Jüri Üyesi,	**Kocaeli Üniversitesi**	**.....**
Doç. Dr. Alper GÜRBÜZ		
Jüri Üyesi,	**Niğde Ömer Halisdemir Üniversitesi**	**.....**

Tezin Savunulduğu Tarih: 22.01.2021

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Kocaeli Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde yüksek lisans tezi olarak hazırlanan "Ezine ve Çevresinin Neotektonik İncelemesi, Biga Yarımadası" isimli bu çalışmada tez konusunu öneren ve tez çalışmasının her aşamasında zamanını, bilgi ve tecrübelerini benden bir an olsun esirgemeyen, saygıdeğer danışmanlarım Prof. Dr. Ömer Feyzi GÜRER'e ve Dr. Öğr. Üyesi Ercan SANGU'ya en içten dileklerimle sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Gerek arazi çalışmaları kapsamında, gerekse arazi çalışmaları sonrasında bilgi ve tecrübelerini esirgemeyen Prof.Dr. Aysan GÜRER'e teşekkür ederim.

Bu çalışma sırasında yardımlarını esirgemeyen değerli arkadaşım, meslektaşım Ahmed Yasin ODUNCU'ya teşekkür ederim.

Ve son olarak, bana her konuda olduğu gibi, tez çalışmamda da bana güvenen manevi ve maddi yardımlarını esirgemeyen aileme sonsuz teşekkür ederim.

Bu çalışma 2018/107 numaralı BAP ve 119Y065 numaralı TÜBİTAK projeleri ile desteklenmiştir. Her iki kuruma da teşekkürü bir borç bilirim.

Ocak - 2021 Mert AKIN

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR i
İÇİNDEKİLER ii
ŞEKİLLER DİZİNİ iv
TABLOLAR DİZİNİ xi
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ xii
ÖZET xiii
ABSTRACT xiv
GİRİŞ 1
1. GENEL BİLGİLER 2
1.1. Çalışma Alanı 2
1.2. Ulaşım 2
1.3. Morfoloji 3
1.4. İklim ve Bitki Örtüsü 4
1.5. Ekonomi 4
1.6. Materyal ve Yöntem 5
1.6.1. Saha çalışmaları 5
1.6.2. Büro çalışmaları 6
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR 7
3. BÖLGESEL JEOLOJİ VE TEKTONİK 17
3.1. Senozoyik Öncesi 19
3.1.1 Sakarya zonu 20
3.1.2. Ezine zonu 22
3.1.3. İzmir-Ankara zonu 23
3.2. Senozoyik 24
3.2.1. Çökel kayaçlar 24
3.2.2. Magmatik ve volkanik kayaçlar 25
4. ÇALIŞMA ALANININ JEOLOJİSİ 28
4.1. Stratigrafi 28
4.1.1. Çamlıca masifi (Pєç) 28
4.1.2. Karadağ masifi (Pєk) 33
4.1.3. Denizgören ofiyoliti (Kd) 36
4.1.4. Kestanbol granitoidi (Tk) 40
4.1.5. Hallaçlar volkaniti (Th) 44
4.1.6. Ezine volkaniti (Te) 46
4.1.7. Gazhanedere formasyonu (Tg) 49
4.1.8. Çanakkale formasyonu (Tç) 51
4.1.9. İlyasbaşı formasyonu (Ti) 53
4.1.10. Taştepe bazaltı (Tt) 55
4.1.11. Bayramiç formasyonu (Tb) 57
4.1.12. Alüvyon (Qal) 61
4.2. Yapısal Jeoloji 62
4.2.1. Doğrultu ve eğim 62

4.2.2. Kıvrım 64
4.2.3. Faylar 65
4.2.3.1. Kalafat fayı 65
4.2.3.2. Geyikli fay zonu 66
4.2.3.3. Çamköy fayı 68
4.2.3.4. Köprübaşı fayı 70
4.2.3.5. Savrantepe fayı 74
4.2.3.6. Dölyatağı fayı 75
4.2.3.7. Ahmetçeli fayı 76
4.2.3.8. Kestanbol fayı 76
4.2.3.9. Badel fayı 78
4.2.3.10. Çatalkaya fayı 79
4.2.3.11. Çınarköy fayı 79
4.2.3.12. Uluköy fayı 81
4.2.3.13. Akçin fayı 82
4.2.3.14. Kavakdağ yükselimi ile ilişkili ters faylar 84
4.2.4. Kinematik analiz 86
4.2.5. Kırık ve çatlaklar 91
4.2.6. Uyumsuzluklar 92
5. EKONOMİK JEOLOJİ 94
5.1. Kaolen 96
5.2. Kuvars 96
5.3. Granitoid 97
5.4. Kireçtaşı ve Mermer 98
5.5. Ofiyolit 99
6. BÖLGENİN DEPREMSELLİĞİ 100
6.1. Bölgenin Diri Fayları 101
6.1.1. Biga-Çan fay zonu 102
6.1.2. Kestanbol fayı 103
7. JEOARKEOLOJİ 104
7.1. Alexandria Troas Antik Kenti 104
7.2. Troya Antik Kenti 107
8. JEOTEKTONİK EVRİM VE TARTIŞMA 110
8.1 Kazdağ Masifi ve Yüzeylenmesi 110
8.2. K-G Sıkışma Evresi 111
8.3. K-G Gerilme Evresi 115
8.4. KAFS Evresi 121
9. SONUÇLAR 129
KAYNAKLAR 131
EKLER 148
KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER 150
ÖZGEÇMİŞ 151

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası 2
Şekil 1.2. Çalışma alanı ve çevresinin DEM görüntüsü (SP: Salihler Platosu, BH: Bayramiç Havzası, KY: Kavakdağ Yükselimi ve KD: Kaz Dağı) (kırmızı çerçeve çalışma alanı) 3
Şekil 1.3. Biga Yarımadası'nın drenaj ağı haritası (SP: Salihler Platosu, KY: Kavakdağ Yükselimi, KD: Kazdağ ve KN: Karamenderes Nehri) 5
Şekil 3.1. Türkiye ve yakın çevresinin tektonik haritası 18
Şekil 3.2. Anadolu ve çevresinin yükseklik, sismisite haritası ve GPS verileri 18
Şekil 3.3. Biga Yarımadası'nın 1/250.000 ölçekli jeoloji haritası (MTA, 2012'den değiştirilerek alınmıştır) 20
Şekil 4.1. Çalışma alanının GSK'sı (ölçeksiz) 29
Şekil 4.2. Çamlıca Masifi'ne ait mermer ve şistten genel bir görünüm (39.8745^{o} K, 26.32981^{o} D) 30
Şekil 4.3. Çalışma alanının dışında, altta mermer üstte yeşil şistten oluşan Çamlıca Masifi'nden genel bir görünüm (40.00649^{o} K, 26.43933^{o} D) 30
Şekil 4.4. Çamlıca Masifi'nin içerisinde yer alan Denizgören ofiyolitine ait dilim (39.86562^{o} K, 26.33036^{o} D) 31
Şekil 4.5. Çamlıca Masifi (solda) ile Denizgören ofiyolitinin (sağda) sınırı (K'den G'e bakış, 39.8489^{o} K, 26.3296^{o} D) 31
Şekil 4.6. Karadağ Masifi'nin bol kırık-çatlaklı masif kireçtaşından genel bir görünüm (39.79669^{o} K, 26.25337^{o} D) 34
Şekil 4.7. Karadağ Masifi'ne ait rekristalize kireçtaşından genel bir görünüm (39.7966^{o} K, 26.25402^{o} D) 34
Şekil 4.8. Karadağ Masifi (sağda) ile Kestanbol granitoidinin (solda) arasındaki sınır ilişkisi. (K'den G'e bakış, 39.74389^{o} K, 26.19029^{o} D) 35
Şekil 4.9. Kestanbol granitoidinin sokulması sonucunda deforme olan Karadağ Masifi'ne ait rekristalize kireçtaşından genel bir görünüm (39.7668^{o} K, 26.27551^{o} D) 35
Şekil 4.10. Ezine'nin 3 km kuzeyindeki ana yol üstünde Denizgören ofiyolitinin içerisinde yer alan gabro mostrası (39.83253^{o} K, 26.32577^{o} D) 38
Şekil 4.11. Travertenin içerisinde yer alan Denizgören ofiyolitine ait serpantinleşmiş harzburjitler (39.83214^{o} K, 26.32681^{o} D) 38
Şekil 4.12. Denizgören ofiyoliti ile Çamlıca Masifi'nin arasındaki bindirme sınırı K45^{o}B/45^{o}KD (39.99664^{o} K, 26.43394^{o} D) 39
Şekil 4.13. Denizgören ofiyolitinin üzerine itilmiş Çamlıca Masifi'nden genel bir görünüm (39.98432^{o} K, 26.35628^{o} D) 39

Şekil 4.14. Derbentabaşı Köyü'nün güneybatısında Karadağ (allta) ve Çamlıca (üstte) Masifi arasında iki fay ile sınırlanan yaklaşık KD-GB uzanımlı Denizgören ofiyoliti (ortada) (B'dan D'ya bakış, 39.87786^{o} K, 26.3184^{o} D)..... 39
Şekil 4.15. Kemertaş Tepe'nin GB'sındaki Hallaçlar volkaniti ile Denizgören ofiyoliti arasındaki sınır (G'den K'e bakış, 39.80706^{o} K, 26.28764^{o} D)..... 40
Şekil 4.16. Kestanbol granitoidinin içindeki K55^{o}D doğrultulu kuvars dolgulu çatlaklar (KD'dan GB'ya bakış, 39.7200^{o} K, 26.29312^{o} D)..... 41
Şekil 4.17. Taş ocağında üst düzeyleri aşırı derecede ayrışmış Kestanbol granitoidinden genel görünüm (39.73594^{o} K, 26.2526^{o} D)..... 42
Şekil 4.18. Kestanbol granitoidinin içerisindeki andezitik volkanit ksenolitleri (39.75071^{o} K, 26.34808^{o} D)..... 42
Şekil 4.19. Sazlıgöl Tepe'nin GB'sındaki Hallaçlar volkanitinin alterasyona uğramış yüzeylerinden genel bir görünüm (39.72802^{o} K, 26.32064^{o} D)..... 45
Şekil 4.20. Palamutluk Tepe'nin batısındaki Hallaçlar volkanitinin tüflerine ait genel bir görünüm (39.70085^{o} K, 26.38047^{o} D)..... 45
Şekil 4.21. Ezine volkanitine ait andezit ve latitlerden genel görünüm (39.74939^{o} K, 26.35259^{o} D)..... 47
Şekil 4.22. Ezine volkanitinin piroklastiklerinin içinde yer alan andezit ve latit bileşimli lav çakılları (39.75264^{o} K, 26.34295^{o} D)..... 47
Şekil 4.23. Ezine Volkanitinin içerisinde yer alan trakiandezit-bazalt daykları (39.7613^{o} K, 26.32349^{o} D)..... 48
Şekil 4.24. Ezine volkanitlerinde alterasyon nedeni ile gelişen zonlanma (39.7611^{o} K, 26.32408^{o} D)..... 48
Şekil 4.25. Gazhanedere formasyonundan genel bir görünüm (39.97109^{o} K, 26.33784^{o} D)..... 50
Şekil 4.26. Taşlıtarla Tepe'nin KB'sındaki Çanakkale formasyonuna ait altta marn, üstte çakıllı kumtaşından genel bir görünüm (39.96816^{o} K, 26.30328^{o} D)..... 52
Şekil 4.27. Çalışma alanının dışında, 6 km kuzeyindeki Kumkale kuzeyinde Çamrakdere üyesinin yatay kumtaşı, killi kireçtaşı katmanları (40.00107^{o} K, 26.25879^{o} D)..... 52
Şekil 4.28. Çalışma alanının dışında, yaklaşık 10 km kuzeyinde, Çanakkale-Ezine karayolunda Çanakkale formasyonuna ait yatay katmanlar (39.9645^{o} K, 26.29624^{o} D)..... 53
Şekil 4.29. İynebulla Tepe'nin GB'sındaki bazalt çakılları içeren İlyasbaşı formasyonu (39.89778^{o} K, 26.33286^{o} D)..... 54
Şekil 4.30. İynebulla Tepe'nin GB'sında Bazalt çakılları içeren İlyasbaşı formasyonu ve üzerinde yer alan sütunsal Taştepe bazaltı (39.89779^{o} K, 26.33315^{o} D)..... 55
Şekil 4.31. Hacıosman Tepe'nin GB'sındaki Denizgören ofiyolitinin üzerinde yer alan sütunsu Taştepe bazaltı ve oluşturduğu pişme zonu (GB'dan KD'ya bakış, 39,90152^{o} K, 26,31235^{o} D)..... 56
Şekil 4.32. Hacıosman Tepe'nin GD'sundaki Taştepe bazaltı tabanında yer alan akma breşleri ve üst düzeyde sutunsu lavlar (39.89989^{o} K, 26.33268^{o} D)..... 56

Şekil 4.33. Bayramiç formasyonunun karbonat çimentolu, çakıllı taban seviyesinden genel bir görünüm (39.79162^{o} K, 26.2491^{o} D) 58
Şekil 4.34. Bayramiç formasyonunun çakıltaşı ve kumtaşı ardalanmalı seviyelerinden genel bir görünüm (39.8106^{o} K, 26.1886^{o} D)..... 59
Şekil 4.35. Çalışma alanının dışında, 9 km güneydoğusunda, Dağahmetçe Köyü kuzeydoğusunda yer alan çakıl ocağında yer alan Bayramiç formasyonundan bir görünüm. İstifin alt kısmında kanal yapısı görülmektedir (39.6848^{o} K, 26.52089^{o} D)..... 59
Şekil 4.36. Bayramiç formasyonunda yer alan KB doğrultulu normal faylar (KB'dan GD'ya bakış, 39.799^{o} K, 26.20011^{o} D)..... 60
Şekil 4.37. Gökçebayır Köyü'nün batısında Bayramiç formasyonu (üstte) ile Ezine volkaniti (ortada) ve Karadağ Masifi arasındaki uyumsuzluk (KD'dan GB'ya bakış, 39.78969^{o} K, 26.25046^{o} D)..... 60
Şekil 4.38. Karamenderes Nehri ve çevresinin DEM görüntüsü 61
Şekil 4.39. Karamenderes Vadisi'nin Geç Pliyosen-Kuvaterner arasındaki şematik evrimi..... 62
Şekil 4.40. Bayramiç formasyonu ve üzerine uyumsuzlukla gelen Alüvyon arasındaki kaliş oluşumu (39.88768^{o} K, 26.28884^{o} D)..... 62
Şekil 4.41. Bayramiç formasyonunda fay nedeni ile gelişen K45^{o}D doğrultulu, 35^{o}GD'ya eğimlenme (bakış D'dan B'ya, 39.81497^{o} K, 26.33218^{o} D)..... 63
Şekil 4.42. Bayramiç formasyonunun güneye eğimlenmiş çakıltaşı-kumtaşı seviyeleri (D'dan B'ya bakış, 39.81468^{o} K, 26.33177^{o} D)..... 63
Şekil 4.43. Bayramiç formasyonunda fay nedeni ile gelişen tabakaların dikleşmesi (GB'dan KD'ya bakış, 39.8757^{o} K, 26.15789^{o} D)..... 64
Şekil 4.44. Bayramiç formasyonunda gelişen eğimlenme (bakış GB'dan KD'ya, 39.81511^{o} K, 26.33157^{o} D)..... 64
Şekil 4.45. DEM görüntüsünde Kalafat Fayı..... 66
Şekil 4.46. Kalafat Fayı'nı gösterir harita (resmin sol tarafı Batı)..... 66
Şekil 4.47. Geyikli Fay Zonu'na ait kayma düzlemi ve fay çizikleri (KB'dan GD'ya bakış, 39.86307^{o} K, 26.27843^{o} D)..... 67
Şekil 4.48. Geyikli Fay Zonu'nu gösterir harita (resmin sol tarafı GB) 67
Şekil 4.49. Geyikli Fay Zonu'nun morfolojideki izi..... 67
Şekil 4.50. Çamköy Fayı'nın topografyadaki izi 68
Şekil 4.51. Çamköy Fayı'nı gösterir harita (resmin sol tarafı Güney)..... 68
Şekil 4.52. Çamköy Fayı'nın fay düzlemi (KD'dan GB'ya bakış, 39.86154^{o} K, 26.31172^{o} D)..... 69
Şekil 4.53. Çamköy Fayı'nın düzlemi üzerinde sağ yanal atımı gösteren yatay oluklar (GD'dan KB'ya bakış, 39.85782 K, 26.30443 D) 69
Şekil 4.54. Çamköy Fayı'nın düzlemi üzerindeki sağ yanal atımı gösterir kayma çizgileri..... 70
Şekil 4.55. Köprübaşı Fayı'nın topografyadaki izi 71
Şekil 4.56. Köprübaşı Fayı'nı gösterir harita (resmin sol tarafı Güney)..... 71
Şekil 4.57. Köprübaşı Fayı'nın kayma düzlemi ve fay çizikleri (D'dan B'ya bakış, 39.83246^{o} K, 26.32678^{o} D)..... 71
Şekil 4.58. Köprübaşı Fayı'nın sol yanal atımı gösteren kayma düzlemi ve fay çizikleri (KB'dan GD'ya bakış, 39.84859^{o} K, 26.32976^{o} D) 72

Şekil 4.59. Köprübaşı Fayı nedeni ile İlyasbaşı formasyonunun Taştepe bazaltının, Çamlıca Masifi'nin de İlyasbaşı formasyonunun üzerine itilmesi (GB'dan KD'ya bakış, 39.89802° K, 26.33407° D) 72
Şekil 4.60. Şekil 4.59'un yakından görünümü 73
Şekil 4.61. Köprübaşı Fay'nın Çamlıca Masifi'ne ait mermerler üzerindeki sol yanal atımı gösteren kayma çizgileri (D'dan B'ya bakış, 39.89783° K, 26.3342° D) 73
Şekil 4.62. Savrantepe'nin doğusundaki K75°D doğrultulu normal faydan genel görünüm (D'dan B'ya bakış, 39,83279° K, 26,32535° D) 74
Şekil 4.63. Savrantepe Fayı'nın (solda) ve Köprübaşı Fayı'nın (sağda) görüldüğü lokasyon 74
Şekil 4.64. Dölyatağı Fayı'nın kayma düzlemi ve sol yanal atımı gösteren fay çizikleri (39.82983° K, 26.30873° D) 75
Şekil 4.65. Dölyatağı Fayı'nın topografya üzerindeki izi 75
Şekil 4.66. Ahmetçeli Fayı'nın DEM görüntüsü 76
Şekil 4.67. Ahmetçeli Fayı'nı gösterir harita (resmin sol tarafı B) 76
Şekil 4.68. Kestanbol Fayı'nın Google Earth üzerindeki görünümü 77
Şekil 4.69. Kestanbol Fayı'nın Karadağ Masifi'ndeki sol yanal oblik hareketi gösterir kayma çizgileri (GD'dan KB'ya bakış, 39.743308° K, 26.18928° D) 77
Şekil 4.70. Kestanbol Fayı'nı gösterir harita (resmin sol tarafı Güney) 78
Şekil 4.71. Badel Fayı'nın kayma düzlemi (KD'dan GB'ya bakış, 39.75071° K, 26.34808° D) 78
Şekil 4.72. Badel Fayı'nın fay düzlemindeki sağ yanal atımı gösteren kayma çizikleri (KD'dan GB'ya bakış, 39.75277° K, 26.34268° D) 78
Şekil 4.73. Badel Fayı'nın topografya üzerindeki izi (39.75277° K, 26.34269°D) 79
Şekil 4.74. Çatalkaya Fayı'nın genel görünümü (Koçali Köyü'nün güneyindeki taş ocağından, GB'dan KD'ya bakış, 39.73623° K, 26.25308° D) 79
Şekil 4.75. Çatalkaya Fayı'nın topografyadaki izi 80
Şekil 4.76. Çınarköy Fayı'nın kayma düzlemi (bakış KD'dan GB'ya, 39.74939° K, 26.35259 D) 80
Şekil 4.77. Çınarköy Fayı'nın topografyadaki izi 80
Şekil 4.78. Uluköy Fayı'nın fay düzlemi B'dan D'ya bakış, 39.71413° K, 26.24762° D) 81
Şekil 4.79. Uluköy Fayı'nın kayma düzlemi ve fay çizikleri (GB'dan KD'ya bakış, 39.7142° K, 26.24779° D) 81
Şekil 4.80. Uluköy Fayı'nın morfolojideki izi 82
Şekil 4.81. Akçin Fayı'nın morfolojideki izi 82
Şekil 4.82. Akçin Fayı'nı gösterir harita (resmin sol tarafı G) 83
Şekil 4.83. Akçin Vadisi'nden geçtiği düşünülen Akçin Fayı'nın yaklaşık yeri (39.75483° K, 26.48736° D) 83
Şekil 4.84. Ezine Meslek Yüksek Okulu güneyinde Ezine volkanitini kesen sağ yanal atımı olan oblik faylara ait bir düzlem (G'den K'e bakış, 39.75481°K, 26.36536° D) 83

Şekil 4.85. Geyikli doğusunda ters fay/bindirme gözlenen lokasyonu gösteren harita 84
Şekil 4.86. Ezine volkanitinin (altta) üzerine bindiren Karadağ Masifi (üstte) 84
Şekil 4.87. Ezine volkaniti (altta) üzerine bindiren Karadağ Masifi (üstte) (39.80286^{o} K, 26.21275^{o} D) 85
Şekil 4.88. Ezine volkaniti (altta) üzerine bindiren Karadağ Masifi (üstte) (39.80205^{o} K, 26.2118^{o} D) 85
Şekil 4.89. Ezine volkaniti ve Karadağ Masifi arasında gelişen ters faylar (GD'dan KB'ya bakış, 39.80297^{o} K, 26.21333^{o} D) 86
Şekil 4.90. Paleostres verilerini toplandığı lokasyonlar 87
Şekil 4.91. İnceleme alanından elde edilen fay kayma verilerinin analizi sonucu elde edilen stres yönleri ve ait oldukları tektonik fazlar 87
Şekil 4.92. Üç farklı faza ait paleostres verilerinin gül diyagramı üzerinde gösterimi (kırmızı diyagramlar; σ_1: sıkışma, mavi diyagramlar; σ_3: genişleme) 88
Şekil 4.93. Birbirini kesen kuvars damarları (GB'dan KD'ya bakış, 39.73595^{o} K, 26.25626^{o} D) 91
Şekil 4.94. K50^{o}D doğrultulu kuvars dolguları (GB'dan KD'ya bakış, 39.71997^{o} K, 26.29321^{o} D) 91
Şekil 4.95. Karadağ Masifi (Pɛk) ve Bayramiç formasyonu (Tb) arasındaki uyumsuzluk 92
Şekil 4.96. Dezingören ofiyoliti (Kd) ile Taştepe bazaltı (Tt) arasındaki uyumsuzluk ve pişme zonu (Pz) 93
Şekil 5.1. Çanakkale İli'nin Maden Haritası 94
Şekil 5.2. Biga Yarımadası ve çevresindeki jeotermal alanlar 95
Şekil 5.3. Kabuklaşma sorunu nedeni ile terk edilen jeotermal sera 96
Şekil 5.4. Çalışma alanında, Kestanbol granitoidlerinin içinde yer alan kuvars damarları 96
Şekil 5.5. Kestanbol granitoidine ait granitoid ocağından genel bir görünüm 97
Şekil 5.6. Kestanbol granitoidinden üretilen granitoid bloklarından genel bir görünüm 97
Şekil 5.7. Denizgören Köyü'nün kuzeydoğusunda yer alan Çamlıca Masifi'ne ait mermerden genel bir görünüm 98
Şekil 5.8. Kireçtaşı ve mermerden yapılan bir yol kenarı istinat duvarı 98
Şekil 6.1 Biga Yarımadası ve çevresindeki Mw=4-7 arasındaki depremler 104
Şekil 6.2. Biga Yarımadası'nın çoğunu oluşturan Çanakkale'nin depremsellik haritası 102
Şekil 6.3. Biga Yarımadası'nın Diri Fay Haritası 102
Şekil 7.1. Alexandria Troas'ın yerleşim planı 105
Şekil 7.2. Herodes Attikus Hamamı'nın kemeri 105
Şekil 7.3. Herodes Attikus Hamamı'nın kemerinde ve duvarlarında kullanılan Gülpınar formasyonu 106
Şekil 7.4. Granitoid sütünü ve işçilik izleri 106
Şekil 7.5. Troya antik kentindeki meclis binası 107
Şekil 7.6. Troya Müzesi'nden bir görünüm 108
Şekil 7.7. Troya Müzesi'nden bir görünüm 108

Şekil 8.1. Güney Biga yarımadasında Miyosen'in başından Pliyo-Kuvaterner dönemine kadar şematik K-G kesitler. (1) Çetmi yitim-yığışım kompleksinin orojenik çökmesi ve sıyrılma faylanması başlangıcı. (2) Erken Miyosen'in sonunda blok faylanma ve sıyrılma üstü (supradetachment) grabenler içinde Küçükkuyu formasyonunun depolanması. (3) Doğrultu atım faylanması; doğrultu atımlı fayların kesin yeri tam olarak belirli değildir. Alakeçi ve Şelale makaslama bölgeleri, farklı kabuk seviyelerinde ve zıt hareketlerle ayrı makaslama bölümlerini temsil eder 112
Şekil 8.2. Batı Anadolu'daki K-G havzaların gelişimini gösteren taslak şekil 113
Şekil 8.3. Genişlemeli havza tipleri ve birleşik tektonik ortam. a) supradetachment havzası, b) Rift havzası ve c) bir supradetachment ortamında rift tarzı havzaları 114
Şekil 8.4. Cross graben modeli 114
Şekil 8.5. Biga Yarımadası ve yakın çevresinde yer alan Eosen ve Oligosen yaşındaki plütonik ve volkanik kayaçların dağılımı 115
Şekil 8.6. KAFS (NAF) ve DAFS (EAF) nedeni ile gerçekleşen tektonik kaçma modeli 116
Şekil 8.7. Yay gerisi açılma (slab roll back) modeli 116
Şekil 8.8. Orojenik çökme modeli. İlk evrede ön-ülke havzasında sedimentasyon ve erozyon, son evrede ise tektonik ve sünek incelme, milonitleşme, kırılgan genişleme ve yanal kayma 117
Şekil 8.9. Biga Yarımadası ve yakın çevresinde yer alan volkanik kayaçlar (Kırmızı çerçeve Taştepe bazaltı) 118
Şekil 8.10. Biga Yarımadası batısı için Elmas ve Meriç (1998) tarafından önerilen faylar (kırmızı renkli) 119
Şekil 8.11. Güneybatı Biga Yarımadası'nın güneyini kapsayan jeoloji haritası. KZH, Kazdağ Horstu; EH, Ezine Horstu; EG, Etili Grabeni; GPG, Gülpınar Grabeni; BG, Bayramiç Grabeni 120
Şekil 8.12. Biga Yarımadası'nın yapısal elamanları 121
Şekil 8.13. Biga Yarımadası batısında gerçekleştirilen paloemagnetik çalışmaların verileri 122
Şekil 8.14. Biga Yarımadası'nın batısının Miyosen-Kuvaterner dönemindeki evrimi 123
Şekil 8.15. Budaklar Köyü'nün batısında, Bayramiç formasyonu içerisinde yer alan ters faylar (39.63236^{o} K, 26.35511^{o} D) 124
Şekil 8.16. Kavakdağ Yükselimi üzerinde aşınmadan korunmuş Bayramiç formasyonu mostrası (Gökçebayır batısı) 125
Şekil 8.17. Troia bölgesinde Karamenderes Körfezi'nin zamanla taşkın ovasına dönüşmesi 126
Şekil 8.18. Biga Yarımadası batısında Paleo-sahil çizgisi, Dümbek, Karamenderes ve Tuzla nehirlerini gösteren haritalar. Günümüz sahil şeridi noktalı çizgidir. İzobatlar m cinsinden verilmiştir. Haritalar, yayınlanmış topografik ve batimetrik haritalar kullanılarak oluşturulmuş, daha sonra Çanakkale Boğazı boyunca yüzey altı yükselti ve Bozcaada Adası'nın güneyindeki şelf boyunca çökme için düzeltme yapılmıştır. TF = Tuzla Fayı 127

Şekil 8.19. a. Batı Anadolu'nun duraylı Avrasya'ya göre birleşik hız alanı. Kalın mavi oklar, belirlenen ölçüm modu alanlarının hızlarını temsil eder (Kalın beyaz oklar, GPS istasyonlarında belirlenen hızlardır. İnce kırmızı-sarı oklar hız alanı. Hata elipsleri %95 güven düzeyindedir. b. GPS verilerinden derlenen normal gerinim oranları. Sarı oklar gerilimi gösterirken mavi oklar sıkıştırmayı gösterir. Ortalama gerinim oranı 0.11 μstrain/year (maksimum stres 0.31 μstrain/year) Ortalama sıkıştırma oranı −0.12 μstrain / year (maksimum sıkıştırma −0.47 μstrain / yıl). c. Tanımlanmış dahili olarak deforme olan bölgelerdeki ve mikrolevha içindeki (dahili olarak deforme olan bölgeler hariç) temel gerinim oranları. Deforme zonlarda ve mikro levha içlerinde tanımlanmış birincil gerilme oranları. Noktalar GPS istasyonlarıdır, farklı renkler bağımsız gerilme oranlarının ölçüldüğü lokasyonları gösterir. Ortadaki yıldızlar noktalarla aynı renktedir. Her bir temel şekil değiştirme hızı ekseninin uçlarında bir standart sapma hata elipsleri gösterilmiştir..... 128

TABLOLAR DİZİNİ

Tablo 4.1. Değerlendirmesi yapılan lokasyonlara ait kinematik analiz sonuçları..... 89

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

Kd : Denizgören ofiyoliti
Pєç : Çamlıca Masifi
Pєk : Karadağ Masifi
Qal : Alüvyon
Tb : Bayramiç formasyonu
Tç : Çanakkale formasyonu
Te : Ezine volkaniti
Tg : Gazhanedere formasyonu
Th : Hallaçlar volkaniti
Ti : İlyasbaşı formasyonu
Tk : Kestanbol granitoidi
Tt : Taştepe bazaltı

Kısaltmalar

B : Batı
BAGS : Batı Anadolu Gerilmeli Sistemi
By : Bin yıl
D : Doğu
DAFS : Doğu Anadolu Fay Sistemi
DEM : Digital Elevation Model (Sayısal Yükseklik Modeli)
G : Güney
GB : Güneybatı
GD : Güneydoğu
GSK : Genelleştirilmiş Stratigrafik Kesit
K : Kuzey
KAFS : Kuzey Anadolu Fay Sistemi
KB : Kuzeybatı
KD : Kuzeydoğu
My : Milyon yıl
NAFS : North Anatolian Fault System (Kuzey Anadolu Fay Sistemi)
OIB : Ocean Island Basalt (Okyanus Ortası Bazaltı)
WAES : Western Anatolian Expansion System (Batı Anadolu Gerilmeli Sistemi)

EZİNE VE ÇEVRESİNİN NEOTEKTONİK İNCELEMESİ, BİGA YARIMADASI

ÖZET

Biga Yarımadası'nın batısında Paleozoyik-Mesozoyik metamorfik masifler ve farklı yön ve dönemlerde gelişmiş genç fay sistemleri bulunmaktadır. Bu çalışmada metamorfik masifleri sınırlayan bu fayların türleri, oluşum süreleri ve kinematiği araştırılmıştır. Saha gözlemlerimiz ve kinematik çalışmalarımız, bölgede Neojen ile Kuvaterner arasında üç gerilim fazı olduğunu göstermiştir. Yapılan analize göre, Miyosen-Pliyosen'deki ilk aşamada bölge, Batı Anadolu'da etkin olan KB-GD yönlü gerilmenin etkisi altında kalmıştır. Bu gerilme ile Biga Yarımadası'nın güneyinde gelişen bir sıyrılma fayı ile Kazdağ, Çamlıca ve Karadağ Masifleri yükselmiştir. Bu genişlemeli rejim, batıya doğru üçgen şeklinde genişleyen Bayramiç ve Edremit Havzaları'nı açmıştır. İkinci aşamada, Orta-Geç Pleyistosen'de, kısa ömürlü KD-GB sıkışma rejimi bölgeyi etkiledi. Orta-Geç Pleyistosen sıkışmasında gelişen ters fay ve bindirmeler ile özellikle Kavakdağ Yükselimi başta olmak üzere tüm bölge yükselmiştir ve Kavakdağ Yükselimi nispeten bağımsız bir blok olarak davranmıştır. Üçüncü aşamada, Kuzey Anadolu Fay Sistemi'nin Marmara bölgesine girişi ile Orta-Geç Pleyistosen'de sağ-yanal atımlı ve sol aşmalı faylar gelişmiştir. Holosen boyunca gerilimin yönü Kuzey Anadolu Fay Sistemi'nin etkisi ile KD-GB'ye dönmüştür. Bölgeden elde ettiğimiz veriler, Miyosen-Pliyosen'de Batı Anadolu Genişleme Sistemi'nin, Orta-Geç Pleyistosen'de sıkışma rejiminin ve Holosen'de Kuzey Anadolu Fay Sisteminin Biga Yarımadası'nın morfotektonik gelişiminde ana rol oynadığını göstermiştir.

Anahtar Kelimeler: Batı Anadolu Gerilmeli Sistemi, Kuzey Anadolu Fay Sistemi, Neotektonik, Sıkışmalı Sistem.

NEOTECTONIC INVESTIGATION OF EZINE AND ITS ENVIRONS, BIGA PENINSULA

ABSTRACT

To the west of Biga Peninsula, there are Paleozoic-Mesozoic metamorphic massifs and young fault systems developed in different directions and periods. In this study, the types, formation times and kinematics of these faults bounding metamorphic massifs are investigated. Our field observations and kinematic studies have shown that there are three stress phases between the Neogene and the Quaternary in the region. According to the performed analysis, in the first phase of the Miocene-Pliocene, the region was affected by the NW-SE stress continuing over western Anatolia. With this extension, Kazdağ, Çamlıca and Karadağ Massifs were uplifted by a detachment fault that developed in the south of Biga Peninsula. This extensional regime which expanded triangularly towards the west opened Bayramiç and Edremit Basins. In the second phase, in the Middle-Late Pleistocene, the short-lived NE-SW compression regime affected the region. With the reverse faults and thrusts that developed in the Mid-Late Pleistocene compression, the whole region, especially the Kavakdağ Uplift, was uplifted and behaved as relatively independent block. In the third stage, with the entrance of the North Anatolian Fault System to the Marmara region, right-lateral and left step-over faults developed in the Mid-Late Pleistocene. During the Holocene, the direction of the extension turned to NE-SW with the effect of the NAFS. The data we obtained from the region showed that the WAES in the Miocene-Pliocene, the compressional regime in the Middle-Late Pleistocene and the NAFS in the Holocene played a major role in the morphotectonic development of the Biga Peninsula.

Keywords: Western Anatolian Extensional System, North Anatolian Fault System, Neotectonic, Compressional System.

GİRİŞ

Marmara Bölgesi'nin güneybatısında yer alan çalışma alanı, Biga Yarımadası'nın batısında, Ezine İlçesi ve çevresinde bulunmaktadır. Çalışma alanını kuzeyde Gökçali Köyü, doğuda Alikabaklar Köyü, güneyde Yahyaçavuş Köyü, batıda ise Dalyan Köyü sınırlamaktadır.

Biga Yarımadası, hemen hemen her türden kayaç topluluğunun bir arada bulunduğu, Kuzey Anadolu Fay Sistemi (KAFS) ile Batı Anadolu Gerilmeli Sistemi (BAGS) arasındaki geçiş zonunda bulunmaktadır.

Bu çalışmanın kapsamında, Ezine İlçesi'nin çevresindeki Neojen-Kuvaterner yaşlı birimlerin stratigrafisi, bölgedeki fayların geometrik ve kinematik özellikleri incelenmiştir.

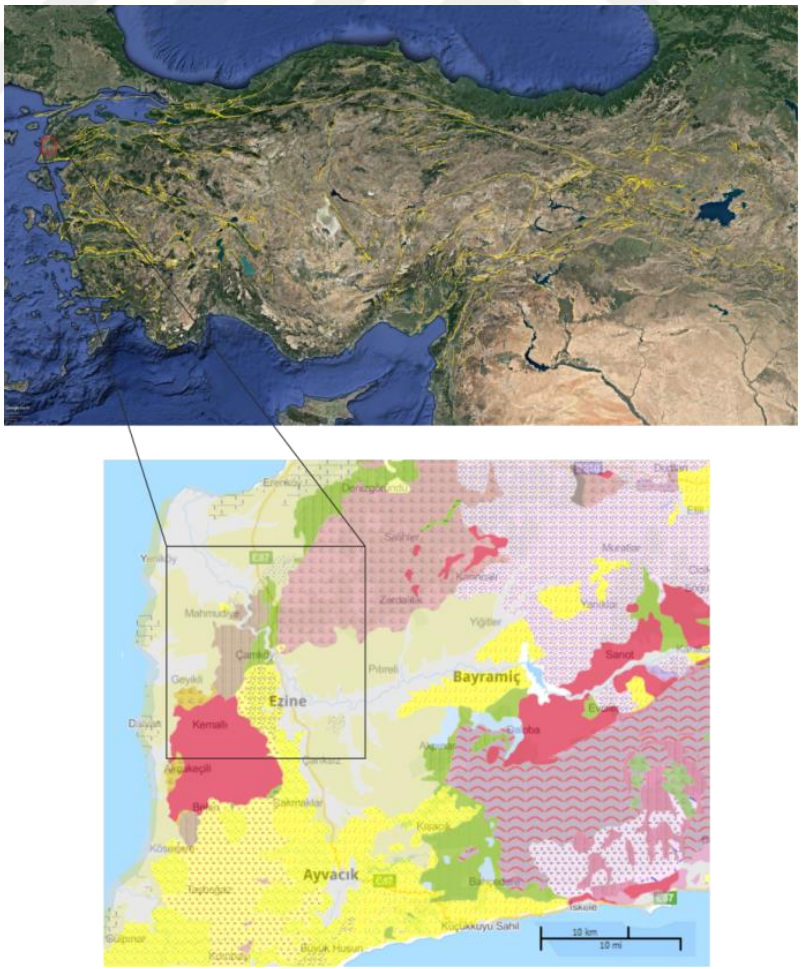
1. GENEL BİLGİLER

1.1. Çalışma Alanı

Çalışma alanı, Ezine (Çanakkale) ve çevresinde, 1/25000 ölçekli İ16a2, İ16a3, İ16b1, İ16b2, İ16b3, İ16b4, İa6c1, İ16c2 ve İ16d2 paftalarında yer almaktadır ve yaklaşık olarak 575 km^2'lik bir alan kaplamaktadır (Şekil 1.1).

1.2. Ulaşım

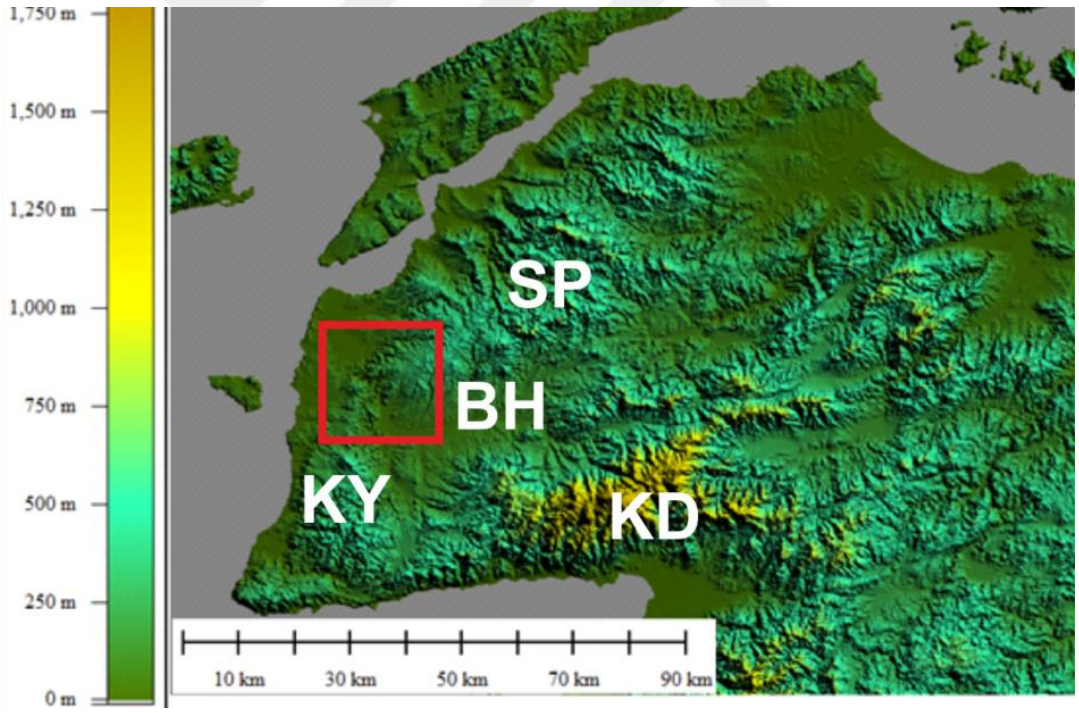
Çalışma alanında Geyikli-Ezine ilçeleri arasındaki yol asfalt olup, köyler arasında kalan yollar ise asfalt-stabilize yollardır. Her mevsim ulaşım yapılabilen Biga Yarımadası'nda, toplu ulaşım minibüsler tarafından sağlanmaktadır.



Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası

1.3. Morfoloji

Biga Yarımadası, günümüzde KAFS'nin kuzey ve güney kolları arasında geniş bir makaslama alanına karşılık gelir. Kuzeydeki Marmara Denizi ve güneydeki Edremit Havzası olmak üzere iki adet büyük depresyon bölgesi ile sınırlanan yarımadada Bayramiç, Biga, Yenice, Gönen, Kalkım, Çan, Pazarköy ve Gökçeyazı gibi daha küçük ölçekte havzalar yer alır. Biga Yarımadası'nda ana olarak KD-GB uzanımlı iki adet morfolojik yükselim yer almaktadır. a.1774 m yüksekliğindeki Kazdağ Yükselimi, b.764 m yüksekliğindeki Karamenderes ve Biga nehirlerinin kuzeyinde uzanan Salihler Platosu (Kayan 2019). Kazdağ ve Salihler yükselimleri Karamenderes Çayı ile birbirinden ayrılmıştır. 674 m yüksekliğindeki Kavakdağ Yükselimi ise, kenarları doğrultu atımlı faylarla sınırlanan yaklaşık K-G uzanımı ile bölgedeki yapısal gidişe aykırı olan bir yükselimdir. Bu üç yükselimin arasında ise KD-GB gidişli Bayramiç Havzası uzanır (Şekil 1.2).



Şekil 1.2. Çalışma alanı ve çevresinin DEM görüntüsü (SP: Salihler Platosu, BH: Bayramiç Havzası, KY: Kavakdağ Yükselimi ve KD: Kaz Dağı) (kırmızı çerçeve çalışma alanı)

KAFS'nin güney kolunda yer alan çalışma alanında yükselti düşük olup, çalışma alanının en yüksek tepesi Oligosen-Miyosen yaşındaki Kestanbol granitoidlerinin yer aldığı Çığırdağı Tepe'dir (529 m). Çalışma alanındaki diğer önemli yükseltiler ise

Dede Tepe (438 m), Karakızıl Tepe (400 m), Tekerek Tepesi (378 m), Fastımar Tepe (366 m), Burçak Tepe (349 m), Karlıyatak Tepe (350 m), Kızkafesi Tepe (329 m), Turplu Tepe (327 m), Aladağ (320 m)'dir. Ayrıca çalışma alanındaki en önemli akarsu da Ezine İlçesi'nin doğusunda bulunan Karamenderes Nehri'dir.

Biga Yarımadası'ndaki horst-graben morfolojisi, iki farklı tektonik rejimin etkisi ile oluşmuştur. Bölge, KAFS'nin doğrultu atımlı, BAGS'nin ise K-G yönlü gerilme rejimleri arasındaki geçiş zonundadır (Gürer ve diğ., 2003; Gürer ve diğ., 2006; Özburan ve diğ., 2008).

Ayrıca Biga Yarımadası'ndaki çalışma alanı ve çevresinde granitoid sokulumları ile ilişkili sıcak su çıkışları bulunmaktadır.

1.4. İklim ve Bitki Örtüsü

Kıyıları Akdeniz iklim kuşağunda yer alan Biga Yarımadası'nda, iç kesimlerde ise yarı karasal iklim hakimdir. Yıllık ortalama sıcaklık 15^{o}C civarındadır. Bölgede 1928 yılından günümüze ölçülen yüksek sıcaklık 39^{o}C, en düşük sıcaklık -11,2^{o}C dir. Yıllık toplam yağış 613.3 mm'dir.

Biga Yarımadası'nın drenaj ağı, bölgenin genel morfolojik özelliklerini ve KD-GB tektonik yapılarının uzanımını temsil eden kuzeybatı eğimli topografyaya göre gelişmiştir. Karamenderes Nehri, esas olarak Pliyosen yaşlı Bayramiç formasyonu içinde akışını sürdürür ve onu aşındırır. Karamenderes Nehri, havzanın batı ucunda, Araplar Boğazı'na girmek için keskin bir şekilde kuzeye yönelir. Nehrin 16.5 km uzunluğundaki menderesli geçit, başlıca Mesozoyik yaşlı metamorfit ve ofiyolit birimleri içinde açılmıştır (Şekil 1.3).

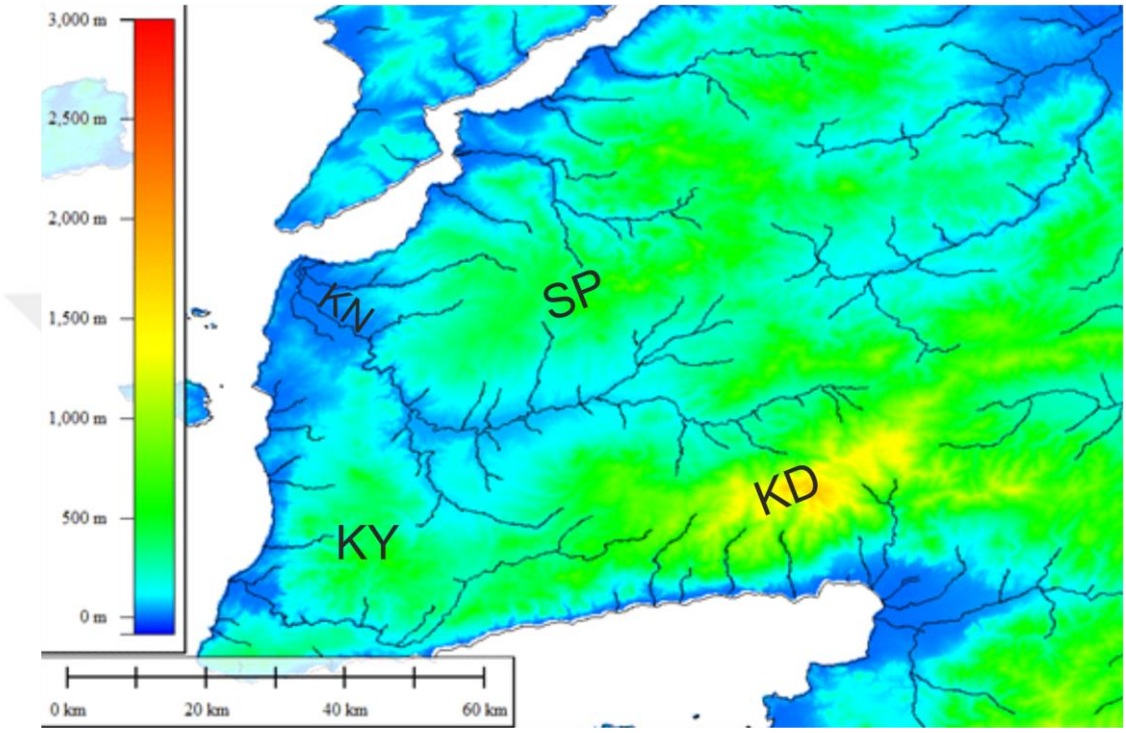
Bölgede, özellikle metamorfik birimler olan Çamlıca ve Karadağ Masifleri'nden oluşan yükseltilerde, sık bir bitki örtüsü bulunmaktadır.

1.5. Ekonomi

Biga Yarımadası'nın ana gelir kaynağı tarım ve hayvancılık olup, çoğunlukla endüstriyel makineler kullanılmaktadır. Bakacak Barajı ve Taşoluk Barajı'nın da su tutmaya başlaması ile bölgede neredeyse tarım ürünlerinin tamamı yetiştirilmektedir.

1.6. Materyal ve Yöntem

"Ezine ve Çevresinin Neotektonik İncelemesi, Biga Yarımadası" isimli yüksek lisans tezinin hazırlanması amacı ile yürütülen çalışma, saha ve büro çalışmaları olmak üzere iki adımda gerçekleştirilmiştir.



Şekil 1.3. Biga Yarımadası'nın drenaj ağı haritası (SP: Salihler Platosu, KY: Kavakdağ Yükselimi, KD: Kazdağ ve KN: Karamenderes Nehri)

1.6.1. Saha çalışmaları

Yüksek lisans tezinin kapsamında, çalışma alanı ve çevresinde daha önce yapılan çalışmalar derlenmiş ve incelenmiştir.

Çalışma alanını da kapsayan 1/25.000, 1/100.000 ve 1/500.000 ölçeğindeki jeoloji haritaları ve topografik haritalar gözden geçirilip değerlendirilmiş ve revize edilerek saha çalışması yapmak üzere çalışma alanına gidilmiştir. Arazi çalışmaları temmuz 2018 ve eylül 2019 tarihlerinde, 1/25.000 ölçekli İ16a2, İ16a3, İ16b1, İ16b2, İ16b3, İ16b4, İa6c1, İ16c2 ve İ16d2 paftalarında yapılmıştır. Çalışmalarda jeolog pusulası, GPS ve jeolog çekici kullanılmıştır.

Saha çalışmalarında farklı yaştaki ve özellikteki farklı litolojiler tespit edilmiş, sınır ilişkileri gözlemlenmiş, birimlerin makro özellikleri ortaya konulmuş ve genelleştirilmiş stratigrafik kesiti çıkarılmıştır. Mostra incelemelerinde GPS'den de yararlanılmış ve lokasyonlar maksimum doğruluk ile saha defterine ve haritaya işlenmiştir. Pusula ile doğrultu-eğim, foliasyon ve fay ölçümleri yapılmıştır.

1.6.2. Büro çalışmaları

Literatür ve saha çalışmaları ile edinilen veriler değerlendirilerek, 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası ve enine kesitler hazırlanarak bilgisayar ortamına aktarılmıştır. Tezin yazılmasında Microsoft Office Word programından yararlanılmıştır. Jeoloji haritası ve alınan enine kesitler çizilmiştir.

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Siyako ve diğ. (1989); Biga Yarımadası ve Gelibolu Yarımadası'ndaki Tersiyer yaşlı kayaların dört farklı zaman aralığında çökeldiğini, Biga Yarımadası'nda Erken-Orta Miyosen'de yaygın bir kalkalkalen magmatizma geliştiğini belirtmişlerdir. Bu magmatizmanın sebeninin Istıranca-Rodop Masifi ile Sakarya Masifi'nin muhtemelen Erken Eosen'de çarpışmasının olduğunu ve bu magmatizmanın ürünlerinin andezit, dasit, riyolit ve granodiyoritik plütonlar olduğunu ortaya koymuşlardır. Erken-Orta Miyosen'de kalkalkalen volkanizma ile eş yaşta, ufak gölsel havzalarda çökelimler olduğunu ve Geç Miyosen'de bu volkanizmanın durulup, Çanakkale Boğazı çevresinde sığ denizel kumtaşlarının çökeldiğini belirtmişlerdir. Pliyo-Kuvaterner'de ise Biga Yarımadası'nda flüvyal çökeller ve gölsel karbonatların depolandığını, Erken Miyosen'de ise Kuzey Anadolu Fayı'nın faaliyete başlaması ile Biga Yarımadası'nda KD doğrultulu sağ yanal doğrultu atımlı fayların oluştuğunu ortaya koymuşlardır.

Sümengen ve Terlemez (1991); Gelibolu Yarımadası ve çevresinde Tersiyer transgresyonunun Alt Eosen'de başladığını, (çamurtaşı–kumtaşı) havzanın Lütesiyen başlarında tekrar sığlaşmaya başladığını ve Orta Lütesiyende bölgenin tümüyle kara haline geldiğini belirtmişlerdir. Üst Lütesiyen'de çalışma alanının tümünün tekrar transgresyona uğradığını (neritik kireçtaşı), Üst Eosen'den başlayarak havzanın daha da derinleştiğini belirtmişlerdir (türbiditik kumtaşı-pelajik çamurtaşı). Üst Eosen sonlarına doğru havzanın tekrar sığlaşmaya başladığını, Oligosen'de (?) ise havzanın tamamen kara haline gelip ve çamurtaşı, kumtaşı ve çakıltaşından oluşan akarsu çökellerinin depolandığını belirtmişlerdir.

Ercan ve diğ. (1995); Biga Yarımadası ve civarındaki Tersiyer volkanizmasını Balıklıçeşme volkanitleri (Eosen), Çan volkanitleri (Oligosen), Kirazlı volkanitleri (Üst Oligosen), Behram volkanitleri (Alt-Orta Miyosen), Hüseyinfakı volkanitleri (Orta Miyosen) ve Ezine Bazaltı (Üst Miyosen) olmak üzere altı gruba ayırmışlardır. Eosen-Orta Miyosen'de oluşan tüm volkanitlerin kalkalkalen (sıkışma ile alakalı),

sadece Üst Miyosen yaşlı volkanitlerin alkalen (gerilme ile alakalı) olduğunu belirtmişlerdir. Jeokimyasal çalışmalar ve izotop çalışmaları, kalk-alkalen volkanizmayı oluşturan magmanın yüksek derecede kabuksal kirlenmeye uğrayıp melez bir nitelik kazandığını, alkali volkanizmayı oluşturan kaynağın ise farklı olup heterojen bir manto malzemesinin kısmi ergimesi ile meydana geldiğini ortaya koymuşlardır.

Karacık ve Yılmaz (1998); Ezine ve civarında (KB Türkiye) genç granit ve volkanik kayaların yaygın olduğunu, bu magmatik ve volkanik kayaların zamansal ve mekansal yakınlık gösterdiğini, Kestanbol granitoidinin bu bölgede bulunduğunu belirtmişlerdir. Erken Miyosen'de ignimbirit püskürmelerinin plütonik ve diğer volkanik kayalar ile kısmen eş zamanlı oluştuğunu, bütün bu kayaçların magmalarının hibrit ve eş kökenli olduğunu, Ege Bölgesindeki D-B uzanımlı grabenlerden önceki, sıkışmalı rejimde oluştuğunu ortaya koymuşlardır. Ezine-Ayvacık zonunda Erken-Orta Miyosen yaşlı volkanik ve sedimenter kayaçların, Sakarya Kıtası ile Torid Platforumu'nun çarpışması sonucunda K-G yönlü bir sıkışmaya uğradığını ve kıvrımlandıklarını tespit etmişlerdir.

Delaloye ve Bingol (2000); Kuzeybatı Anadolu'daki kuzeyden güneye gençleşen granitoidleri yaşlarına göre genç (Üst Kretase-Üst Miyosen) ve yaşlı (Kambriyen-Orta Jura) granitoidler olmak üzere ikiye ayırmışlardır. Bu granitoidlerin yitim ile ilişkili olup, kuzeyden güneye doğru gençleştiğini ortaya koymuşlardır.

Okay ve Satır (2000b); Biga Yarımadası'nda yer alan Kazdağ'ın metamorfizma ve granitoid sokulumu nedeni ile 24 my önce yüzeylendiğini, Pliyo-Kuvaterner'de ise iki fay segmenti ile basınç sırtı olarak yükseldiğini belirtmişlerdir. Kazdağı'ndaki yüksek dereceli metamorfik kayaçların, Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşındaki kalkalkali karakterli volkanik ve plütonik kayaçlar ile kesildiğini belirtip, bu magmatizmanın ve KB Türkiye'deki topografyanın slab roll back ile (dalan litosferin geriye dönmesi) ile ilişkili olduğunu ortaya koymuşlardır.

Yılmaz ve diğ. (2000); KB Anadolu'daki Tersiyer magmatizmasını, yitim ile ilişkili Oligosen-Erken Miyosen yaşındaki hibrit, felsik, kalkalkalen faz ve Geç Miyosen-Pliyosen yaşındaki, K-G gerilme ile ilişkili, alkali karakterli faz olmak üzere iki farklı faza ayırmışlardır. Erken Miyosen'de D-B yönlü gerilmeli rejim ile K-G yönlü

graben havzaların oluştuğunu ve kalkalkali hibrit magmanın yüzeye ulaştığını belirtmişlerdir. Geç Miyosen'de K-G yönlü genişlemeli rejimin başladığını ve oluşan bu çatlaklardan bazaltik lavların yüzeylendiğini, Geç Miyosen-Erken Pliyosen'de bu volkanizmanın sona erdiğini, erozyondan sonra K-G genişlemeli rejimin etkisi ile Miyosen yaşlı kayaçların, D-B doğrultulu normal faylar tarafından kesildiğini ortaya koymuşlardır.

Bozkurt (2001); Sismik açıdan çok aktif bir yer olan Marmara Bölgesi'nin hem KAFS, hem de BAGS'den etkilendiğini, KAFS'nin kaçma tektoniği nedeni ile oluştuğunu, KAFS'nin Doğu Anadolu'da Geç Miyosen'de faaliyete başladığını, Marmara Denizi'ne ise Pliyosen'de ulaştığını ortaya koymuştur.

Yılmaz ve Karacık (2001); Erken Miyosen'de, gölsel sedimentlerin çökeldiğini, K-G sıkışma rejimi sonucu tansiyon çatlakları ve K-KD doğrultulu faylar aracılığı ile gölsel çökeller üzerine kalkalkali ve andezitik karakterli volkanik kayaçların yerleştiğini, Alt-Orta Miyosen kayaçlarının K-G yönlü sıkışmalı tektonizma nedeni ile D-B kıvrımlandığını ortaya koymuşlardır. Geç Miyosen'de K-G yönlü gerilmeli rejim sonucu oblik-strike slip karakterli KD-GB ve K-KB/G-GD uzanımlı fayların oluştuğunu ve bu fayların Kazdağ-Ezine Horstlarını ve Etili-Gülpınar Grabenlerini kontrol ettiğini belirtmişlerdir. Geç Miyosen-Erken Pliyosen'de K-G yönlü gerilmeli rejimin ilk evresi sona erdikten sonra kuvvetli bir erozyonun başladığını, Geç Pliyosen'de ise tekrar başlayan K-G yönlü bir gerilme ile de D-B uzanımlı Edremit Grabeni'nin oluştuğunu ve Kazdağ Horstu'nun günümüzdeki şeklini aldığını ortaya koymuşlardır.

Gürer ve diğ. (2003); Marmara Bölgesi'nde KAFS'nin kollara ayrıldığını, KB Anadolu'nun K-G yönlü gerilme ve doğrultu atım rejimleri arasında geçiş zonu olduğunu ve iki tektonik rejimin birbirinden bağımsız olduğunu ortaya koymuşlardır. Bölgedeki horst ve graben morfolojisinin KAFS'nin segmentleri ve Batı Anadolu'daki K-G gerilme ile şekillendiğini de eklemişlerdir.

Kesgin ve Varol (2003); KB Anadolu'da Erken-Orta Miyosen'de, yoğun bir kalkalkalen volkanizma gerçekleştiğini belirtip, Geç Miyosen'de gelişen K-G gerilme sonucu oluşan grabenlerde, Geç Miyosen-Pliyosen yaşındaki Gazhanedere, Kirazlı ve Alçıtepe formasyonları gibi çökellerinin depolandığını ortaya

koymuşlardır. Pliyosen'de ise kaçma tektoniği nedeni ile K-G yönlü genişlemeli sisteme doğrultu atımlı fayların da eşlik ettiğini, gerilme nedeni ile kıtasal kabuğun inceldiğini ve bu fayların hala aktif olduğunu ortaya koymuşlardır.

Yılmaz Şahin ve diğ. (2004); Kestanbol plütonunun homejen ve kuvars monzonit ve monzogranit bileşiminde olduğunu, çok miktarda mafik magmatik anklav içerdiğini ve mafik dayklarının yerleştiğini, plütonun metamorfik temel kayalarına sokulduğunu ve bu kayaçları kontakt metamorfizmaya uğrattığını belirtmişlerdir. Kestanbol plütonunun metalumino, yüksek potasyumlu kalkalkalen karakter gösterdiğini ortaya koymuşlardır.

Özburan ve diğ. (2005); GB Marmara'da Erken-Orta Miyosen'de D-B yönlü gerilme sonucu K-G uzanımlı havzaların geliştiğini, Üst Miyosen'de K-G yönlü gerilme sonucu D-B yönlü havzaların geliştiğini ortaya koymuşlardır. Üst Miyosen-Alt Pliyosen'de K-G yönlü gerilmenin durması ile bölgesel bir aşınma evresi geliştiğini, Geç Pliyosen-Kuvaterner'de ise K-G yönlü gerilme ve KAFS'nin etkisi ile D-B doğrultulu normal ve KD-GB oblik faylar oluştuğunu belirtmişlerdir. Bölgedeki aktif fayların KD-GB doğrultulu sağ ve sol yanal atımlı oblik faylar ve D-B doğrultulu normal faylar olduğunu ortaya koymuşlardır. KAFS'nin güney kolunun GB Marmara'ya kadar D-B doğrultulu iken, GB Marmara'da rotasyon sonucunda KD-GB doğrultulu olduğunu, muhtemelen bunun sebebinin KAFS'nin bölgede daha önce oluşan KD-GB fayları izlemesi olduğunu da eklemişlerdir.

Aldanmaz ve diğ. (2006); KB Türkiye'de Geç Senozoyik'te gerilme ile ilişkili kıta içi alkali volkanizma meydana geldiğini belirtmişlerdir. Mantoda adiyabatik dekomprasyon ergimesi ile ilişkili volkanizma küçük hacimli alkali olivin bazaltları ve bazanitler ile temsil edildiğini, yapılan jeokimyasal analizler ile bu volkaniklerin OIB tipi olduğunu ortaya koymuşlardır.

Gürer ve diğ. (2006); GB Marmara'da Neojen-Kuvaterner yaşındaki çökellerin geniş yer kapladığını ve Geç Pliyosen-Kuvaterner'den beri bölgede K-G yönlü BAGS'nin ve D-B doğrultulu KAFS strike slip rejiminin etkili olduğunu belirtmişlerdir. Bölgenin doğusunda D-B olan strike slip fayların bölgenin batısında rotasyon sonucunda KD-GB doğrultulu olduğunu ortaya koymuşlardır. Neojen havzalarının KAFS'nin gelişiminden önce oluştuğunu, bölgenin günümüzdeki topografyasının

esas olarak D-B doğrultulu normal fayların ve KD-GB doğrultulu oblik faylar ile oluştuğunu, strike slip faylarının da yapılan incelemeler sonucunda ağırlıklı olarak sağ yanal olduğunu ortaya koymuşlardır.

Genç ve Altunkaynak (2007); Geç Kretase-Erken Tersiyer'de Torid-Anatolid Platformu ile Sakarya Kıtası'nın çarpışmalarından sonra KB Anadolu'da gelişen yaygın magmatik aktivitenin ürünlerinden biri olan Geç Oligosen-Erken Miyosen (26-21 my) yaşlı Eybek granitinin, manto ve kabuk karışımı hibrid bir magma kaynağından türemiş olduğunu belirtmişlerdir. Eybek granitinin (kalkalkalen), Orta-Geç Eosen dönemindeki dilim kopması ve buna bağlı gelisen magmatizma ile KB Anadolu'da Kazdağ silsilesinin bir çekirdek kompleksi olarak yükselme evresi (yaklaşık 24 my) arasındaki kritik bir dönemde geliştiğini ortaya koymuşlardır.

Kaymakcı ve diğ. (2007); KB Türkiye'de KAFS'nin oluşumundan önce, çok sayıda alkali volkanik serinin bölgedeki gerilme sebebi ile yerleştiğini, bazaltlarda yaptıkları jeokimyasal çalışmalar sonucunda bu volkanizmanın yaklaşık 4 milyon sene boyunca (7.65±0.36-11.16±0.21 my) aralıklı olarak faaliyet gösterdiğini ortaya koymuşlardır. Paleomanyetik ölçümler sonucunda, Biga Yarımadası'nın, Edremit, Yenice, Etili Fayları'nın etkisi ile saat yönünün tersine 33^{o}'ye kadar döndüğünü ve Geç Miyosen-Erken Pliyosen'de, yani Geç Pliyosen'de gelişen KAFS'den önce, bölgede doğrultu atımlı fayların aktif olduğunu belirtmişlerdir. K-KD doğrultu, günümüzde aktif olan Ganos, Etili, Yenice ve Edremit Faylarının KAFS'den önce oluştuğunu, Geç Pliyosende KAFS ile tekrar aktif hale geldiğini, aksi takdirde KAFS'nin oluşum yaşının Geç Miyosen yaşında olması gerektiğini ve bölgedeki alkali volkanizmanın KAFS tarafından kontrol edilmesi gerektiğini ortaya koymuşlardır.

Altunkaynak ve Genç (2008); Biga Yarımadası'ndaki çarpışma ile ilişkili volkanizmanın Orta Eosen'de (45± 0.9 my) başlayıp Geç Miyosen'e (8.32±0.19 my) kadar sürdüğünü belirtmişlerdir. Senozoyik yaşlı volkanizmanın ürünlerinin kalkalkalenden, şoşonitik, orta alkalen ve alkalene kadar değiştiğini ortaya koymuşlardır. Eosen-Orta Miyosen volkanizmasının evrimi sırasında iki farklı zenginleşme olduğunu belirtip, ilk aşamada önceki yitimlerin sonucunda kıtasal litosferik manto ve heterojen olarak metasomatizma ile zenginleşmiş bir magma türediğini, ikinci aşamada ise kabuksal kirlenmenin, metasomatize edilmiş mantodan

türetilmiş eriyikler ile yüzeylenmeleri sırasında Sakarya Kıtası'nın etkisi ile zenginleştiğini ortaya koymuşlardır. Eosen'den Erken Miyosen'e kadar magma evriminde kabuksal katkının arttığını da eklemişlerdir. Kazdağı'nın da manto ve kabuk ile kirlenen magmatik sokulum (upwelling) ile yükseldiğini ortaya koymuşlardır.

Özburan ve diğ. (2008); Marmara Bölgesi'nin KAFS ile kontrol doğrultulu atım rejimi ve Ege Bölgesi'ni etkileyen K-G yönlü gerilme rejimi tarafından kontrol edildiğini, KAFS'nin bölgeyi daha çok etkilediğini ortaya koymuşlardır. Marmara Bölgesi'nin güneydoğusunun, D-B yönlü doğrultu ve normal atımlı faylarla temsil edilirken, Marmara Bölgesi'nin güneybatısının ise, D-B yönlü normal faylar ve KD-GB yönlü doğrultu atımlı faylarla temsil edildiğini belirtmişlerdir. Bölgenin GD'sunda D-B doğrultulu olan KAFS'nin, bölgenin GB'sında KD-GB doğrultulu olmasınının sebebini Geç Pliyosen'de bölgede aktif olan KAFS'nin Geç Miyosen'de K-G sıkışma sonucu oluşan KD-GB doğrultulu fayları takip etmiş olabileceği olarak açıklamışlardır. Alt-Orta Miyosen çökellerinin de K-G sıkışma nedeni ile kıvrımlandığını da eklemişlerdir.

Cavazza ve diğ. (2009); KB Türkiye'de yer alan Kazdağ masifinin batısında bulunan milonit zonundan elde ettiği yaşları (17-14 my) Kazdağ Masifi'nin yüzeylenmesi ile bağdaştırmışlardır. Kazdağ metamorfitleri için iki aşamalı metamorfizma sonrası evrim modeli önermişlerdir. İlk aşamada, Geç Oligosen-Erken Miyosen'de düşük açılı detachment (sıyrılma) fayları ile ilişkili havzalarda Küçükkuyu formasyonunun çökeldiğini, 21 my soğuma yaşındaki granit Plütonların metamorfitleri kestiğini ortaya koymuşlardır. İkinci aşamada ise, Pliyo-Kuvaterner'de, KAFS'nin etkisi ile doğrultu atımlı faylar ve bölgedeki gerilmenin etkisi ile normal fayların hakim olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca, Ege Bölgesi'nin gerilme tektonizmasına uyumlu olarak masifin yüzeylenme yaşının kuzeyden güneye gençleştiğini ortaya koymuşlardır. Kazdağ Masifi'nin 24 my önce, 14 km derinlikte yüksek sıcaklıkta bölgesel metamorfizma geçirdiğini, Erken-Orta Miyosen'de ise karşılıklı sıyrılma fayları ile (20-10 my) önce ise yüzeylendiğini belirtmişlerdir.

Kurtuluş ve diğ. (2009); Edremit Körfezi'nde birbirine paralel bulunan, K-KB/G-GD doğrultulu düşük açılı normal fayların, sıkışma sonucu oluştuğunu, bu fayların alt

sedimenter çökelleri kestiğini ve kıvrımlandırdığını belirtmişlerdir. K-KD/G-GB doğrultulu yüksek açılı normal fayların da Edremit Havzası'nın kuzeyini oluşturduğunu ortaya koymuşlardır. Körfezin açılmasının Erken Neojen'de K-KB/G-GD doğrultulu düşük açılı normal faylar ile başladığını, daha sonra K-G gerilme ile açılan yüksek açılı K-KD/G-GB doğrultulu fayların havzanın kuzeyini şekillendirdiğini, Edremit Grabeni'nin Neojen-Holosen'de çapraz graben olarak oluştuğunu ortaya koymuşlardır. KAFS'nin yani strike slip fayların Edremit Körfezi'nin gelişiminde etkili olmadığını da eklemişlerdir.

Şahin ve diğ. (2010); olan Kestanbol granitoidinin, Geç Kretase'de Pontid ve Anatolid-Torid Platformu'nun çarpışmasından sonra, Erken Miyosen'de oluşan çarpışma sonrası granitoidlerden olduğunu belirtmişlerdir. Bölgedeki plütonizma ve volkanizmanın eş yaşlı olduğunu, Kestanbol granitoidinin batı ve doğu kesimlerinin büyük faylar ile sınırlandığını, granitoidin metamorfik kayaçların içine sokulduğunu, volkanik ve volkanosedimenter kayaçlar tarafından örtüldüğünü, mafik magmatik anklavlar içerdiğini ve sık sık mafik dayklar ile kesildiğini ortaya koymuşlardır. Anklavların, sinplütonik daykların ve mafik daykların hibrit ana magmanın kristalizasyonunun ileri aşamalarında oluştuğunu, granitoidin çarpışma sonrası kökenli, kalkalkali karakterli olduğunu ve yaşdaş felsik ve mafik magmaların değişik oranda ve değişik magma ortamlarında karışması ile oluştuklarını belirtmişlerdir.

Okay (2011); KB Türkiye'de meydana gelen Eosen yaşındaki kalkalkalen magmatizma için benzer jeokimyasal özellik gösteren iki hipotez bulunduğunu, bunlardan ilkinin dalmaya devam eden okyanusal litosferin Maastrihtiyen'de kıtasal litosferden kopması olduğunu, diğer hipotezin ise yay magmatizması olduğunu belirtmiştir. Dalan litosferin kopması hipotezi, dalan okyanusal kabuğun kıtasal litosferden kopup ayrılması ve oluşan yarığa astenosferden sokulan kayacın getirdiği ısı ile litosferik mantoda ergimeye yol açmasına dayanmaktadır. Eosen yaşlı plütonların Tavşanlı zonundan Karabiga'ya kadar uzanması nedeni ile dalma-batma hipotezini daha olası olduğunu vurgulamıştır.

Engin ve diğ. (2012); Yaptıkları jeokimyasal ve radyometrik araştırmalar sonucunda bölgede yay magmatizmasının geliştiğini, magmatik ve volkanik kayaların ana olarak iki farklı aşamada oluştuğunu, ilk aşamanın Jura öncesinde, ikinci aşamanın

ise Oligo-Miyosen'de oluştuğunu ortaya koymuşlardır. Oligo-Miyosen'de hareketin yönünün GD'dan KB'ya doğru olduğunu ve bu dönemde bölgede çok yoğun bir kalkalkalen magmatizmanın meydana geldiğini, bu granitlerin büyük bir bölümünün kalkalkalen magmatizmaya ait olduğunu ve yaşlarının 20-31 my arasında olduğunu ortaya koymuşlardır.

Genç ve diğ. (2012); Biga Yarımadası'ndaki Tersiyer yaşındaki kayaçların Orta Eosen yaşlı granitoid ve volkanitler ile başladığını, bölgedeki Eosen-Orta Miyosen yaşlı volkanizmanın kalkalkalen, yüksek potasyumlu bazalt-dasit bileşimli volkanik kayaçlar olduğunu ve dalma-batma sonucu ile geliştiğini, Üst Miyosen volkanitlerinin ise genişlemeli rejim ile ilişkili olup OIB karakterli olduğunu belirtmişlerdir. Eosen-Orta Miyosen yaşındaki volkanik kayaların zenginleşmiş litosferik mantodan türeyen, kıtasal kabuk ile kirlenmiş melez bir bileşimde olduğunu ortaya koymuşlardır.

Ilgar ve diğ. (2012); Orta-Geç Eosen'de Biga Yarımadası'nın kuzeyinde sığ-derin denizi temsil eden çökelimler olduğunu, Erken-Geç Miyosen'de bölgede birbirinden bağımsız gölsel çökelimler gerçekleştiğini, Geç Miyosen'de yelpaze çökellerinin çökeldiğini, Pliyosen yaşlı göl-lagün çökelimlerinin yarımadanın batısında çökeldiğini belirtmişlerdir. Pliyo-Kuvaterner'de ise tüm birimler üzerine çökelen ve geniş yayılım sunan akarsu çökellerinin çökeldiğini ortaya koymuşlardır.

Yılmaz (2012); Biga Yarımadası'nın güneyinde bulunan D-KD/B-GB uzanımlı Kazdağları'nın KD'ya dalımlı bir antiklinal olduğunu ve K-G gerilme ile bir horst olarak yükseldiğini, D-B uzanımlı fayların yanal atım bileşenlerinin de olduğunu, listrik (kürek) şeklinde olduklarını belirtmiştir. Edremit Körfezi'nin de bu süreçte gelişmiş bir asimetrik graben olduğunu, Anadolu Levhası'nın Yunanistan nedeni ile batıya doğru ilerleyemediği için güneybatıya (Ege Hendeği'ne) doğru döndüğünü, bu dönme hareketinin yol açtığı tektonizmanın da Kazdağlarını, Biga Yarımadası'ndaki KD-GB doğrultulu fayların ve çoğu tektonik unsurun ucunun Kuzeydoğuya bükülmesine yol açtığını ortaya koymuştur.

Akal (2013); Kestanbol granitoidinin monzonit ve granitten oluştuğunu, bu plütonun şoşonitik-ultrapotasik tephriphonolite dayklar tarafından kesildiğini belirtmiştir. Jeokimyasal çalışmalar ile daykların yaşını da Erken Miyosen olarak tespit edip, bu

daykların daha önce metamorfizmaya uğrayan, kıtasal, flogopit taşıyan manto kaynağından türediğini ortaya koymuştur. Kretase-Eosen arasında, Neotetis Okyanusu'nun kuzey kolunun, Sakarya Kıtası'nın altına dalması ile litosferik manto kaynağının metasomatize olduğunu öne sürmüştür.

Demoulin ve diğ. (2013); Biga Yarımadası'nın son düşey tektonik evriminde iki olayın birlikte etkisi olduğunu önermişlerdir. Güney Ege Hendeği gerisindeki K-G yay gerisi gerilme ile horst ve graben yapısının gelişimi ve Anadolu mikro levhasının batıya hareketi ile kuzey kenarı boyunca gelişen makaslama deformasyonu ile birlikte KAFZ'nun farklı yönelimdeki kolları boyunca gelişen transpresyon veya transtansiyon.

Aysal (2015); Biga Yarımadası'ndaki Oligo-Miyosen yaşındaki, çarpışma sonrası magmatizmanın ürünleri olan Kazdağ ve Yenice plütonlarının yaşını jeokimyasal yönemler ile 20.5±0.5 my ve 27.89±0.17 my olarak tespit etmiştir. Granitoidlerin yüksek potasyum ve kalkalkali özellikte olduğunu belirtip, ergiyiklerin kaynağının zenginleşmiş litosferik manto olduğunu eklemiştir. KB Türkiye'deki Oligo-Miyosen magmatizmasının, Sakarya Zonu ve Anatolid-Torid Platformu ile çarpışmasından sonraki slab roll-back ve yay ardı genişlemeli rejimle ilişkili kıtasal kabuk incelmesi ile olabileceğini belirtmiştir.

Gürer ve diğ. (2016); Biga Yarımadası'ndaki Kazdağ'ın ve Edremit Havzası'nın önemli morfolojiler olduğunu, yarımadanın güney ucunun K-KD doğrultulu Yenice-Gönen, Edremit, Havran-Balıkesir gibi fayların etkisinde olduğunu belirtmişlerdir. Yapılan analizlere göre Biga Yarımadası'nın KD-GB ve KB-GD yönlü gerilmeye uğradığını, KAFS'nin ve BAGS'nin Pliyo-Kuvaterner'de eş zamanlı çalıştığını, bu çift yönlü gerilmenin sonucunda transtensional tektonik rejim sonucu gelişen Edremit Çek-ayır Havzası'nın oluştuğunu, (sağ yanal-normal Havran-Balıkesir Fayı-Edremit Fayı arasında) ortaya koymuşlardır.

Sözbilir ve diğ. (2016); Edremit Körfezi'ni kuzeyden sınırlayan Edremit Fay Zonu'nun KAFS'nin güney segmentlerinden birinin olduğunu, yapılan analizler sonucunda, Miyosen'den günümüze kadar üç deformasyon aşaması sonucunda oluştuğunu ortaya koymuşlardır. İlk aşamada Kazdağ Sıyrılma Fayı'nın K-G gerilme sonucunda oluştuğunu, ikinci aşamada Pliyo-Kuvaternerde KAFS'nin Edremit

bölgesine ilerlemesi ile strike-slip rejiminin başladığını, üçüncü aşamanın ise K-KD/G-GB gerilme ile oluşan yüksek açılı normal fay olan Edremit Fay Zonu ile temsil edildiğini, Edremit Körfezi'nin ikinci aşamada oluşup, üçüncü aşamada modern görüntüsüne kavuştuğunu ortaya koymuşlardır. Kazdağ Sıyrılma Fayı'nın yüksek açılı normal fay olan Edremit Fay Zonu tarafından deforme edildiğini ve Edremit Körfezi'ne doğru gençleştiğini de eklemişlerdir.

Aydın ve diğ. (2019); KB Anadolu'da Geç Kretase-Erken Tersiyer'de Anatolid-Torid Platformu ile Sakarya Kıtası'nın çarpışması sonucu geniş ölçekli magmatizma geliştiğini, Biga Yarımadası'ndaki granitoidlerin de Neotetis'in kuzey kolunun kapanmasını takiben oluştuğunu, bu magmatizmanın Eosen ve Oligo-Miyosen olmak üzere farklı evrelerde geliştiğini belirtmişlerdir. Kestanbol granitoidinin Oligo-Miyosen yaşında olduğunu, çarpışma sonrası geliştiğini, kuvars monzonit bileşiminde olduğunu, metaalümino-peralümino karakter sunduğunu, çarpışma sonrası ortamda gelişen granitoyitlerin akışkan ve ergiyik metasomatizmasına uğramış bir litosferik manto kaynağın kısmi ergimesi ile oluştuğunu ortaya koymuşlardır.

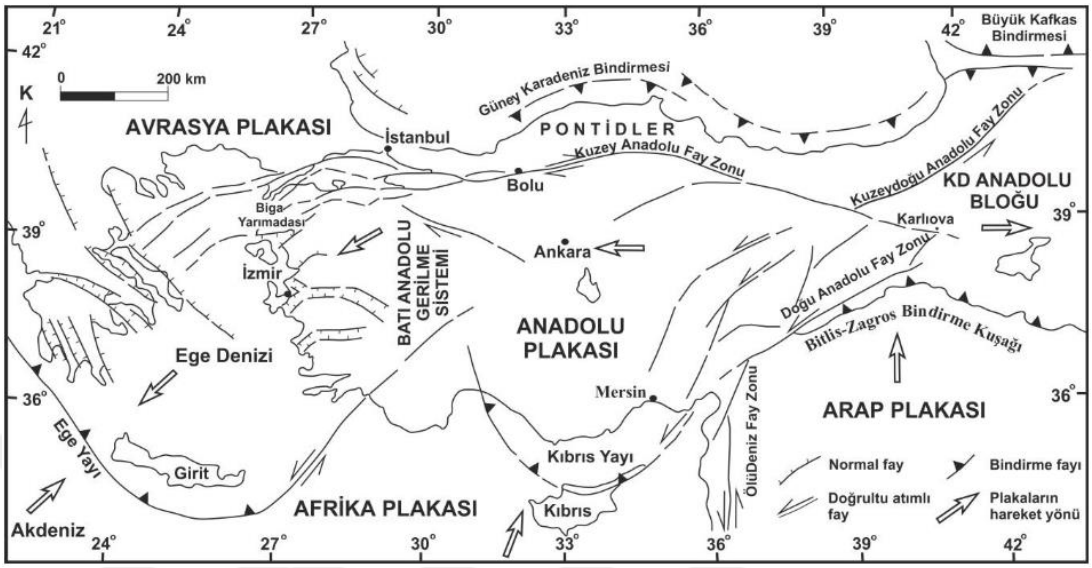
3. BÖLGESEL JEOLOJİ VE TEKTONİK

Alp-Himalaya Tektonik Kuşağı'nda yer alan Biga Yarımadası, oldukça yoğun tektonik ve volkanik aktivitenin bulunduğu bir yerde bulunmaktadır (Dewey ve Şengör, 1979). Batı Türkiye, Erken Senozoyik'de, Tetis Okyanusu'nun kapanmasından sonra, bir araya gelmiş kıtasal parçalardan oluşmaktadır (Okay ve diğ., 1996). Neotetis Okyanusu'nun kuzey kolu olan İzmir-Ankara-Erzincan Sütur Zonu, Kretase'de Sakarya Kıtası'nın altına dalmaya başlamıştır ve Orta Eosen'de İzmir-Ankara-Erzincan Sütur Zonu boyunca Anatolid-Torid Platformu, Sakarya Kıtası ile çarpışmıştır. Çarpışma sonucunda, Orta Eosen ile Geç Miyosen arasında yoğun bir magmatizma başlamıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz ve diğ., 1994). Senozoyik yaşlı magmatik kayaçlar bölgede sık mostra verdiklerinden dolayı bölgede skarn zonlarında Cu-Pb-Zn yatakları, Senozoyik yaşlı sedimenter kayaçlar içinde de linyit yatakları gelişmiştir (Ovalıoğlu ve diğ., 1973; Akyürek ve Soysal 1978). Bütün bu nedenler ile Biga Yarımadası, senelerdir araştırmacıların ilgi odağı olmuştur.

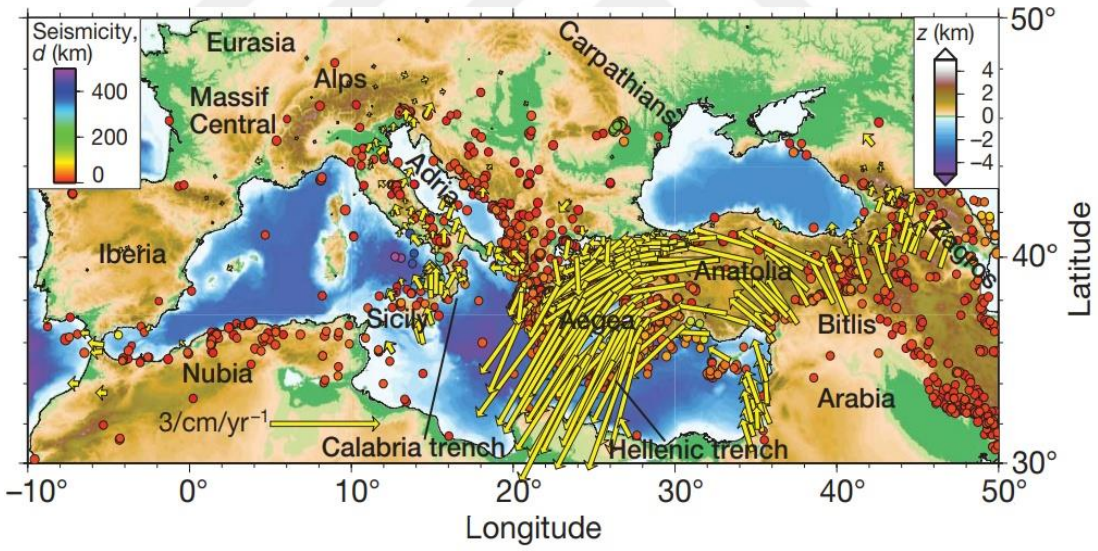
Yaklaşık 11-13 milyon yıl önce, Tetis Okyanusu'nun Bitlis-Zagros süturu boyunca kapanması ile Anadolu için paleotektonik dönem sona ermiş, neotektonik dönem başlamıştır. 5-11 milyon yıl önce Doğu Anadolu Bölgesi yükselmiş, kabuk kalınlaşmış ve kıta içi transform faylar olan sağ yanal KAFS ve sol yanal DAFS nedeni ile kama şeklindeki Anadolu Levhası batıya doğru tektonik olarak kaçmaya başlamıştır (Şekil 3.1) (Dewey ve Şengor, 1979; Şengör, 1980; Bozkurt, 2001). Yapılan GPS ölçümlerine göre, Biga Yarımadası, GB'ya doğru yaklaşık 3 cm/yıl hızla güneybatıya doğru hareket etmektedir (Şekil 3.2) (Reilinger ve diğ., 2006; Faccenna ve Becker, 2010).

Batı Anadolu'da BAGS olarak isimlendirilen, K-G yönlü gerilmeli sistem ile oluşan, doğu-batı uzanımlı grabenler yer almaktadır. Fay çözümleri de bölgede yaygın K-G gerilme nedeni ile sismik olarak dünyadaki en aktif bölgelerden biridir. Bu K-G yönlü gerilme Gediz, Bakırçay, Büyük ve Küçük Menderes gibi D-B doğrultulu

grabenleri sınırlayan birbirine paralel faylar tarafından karşılanmaktadır (Bozkurt, 2001).



Şekil 3.1.Türkiye ve yakın çevresinin tektonik haritası (Ekinci, 2013)



Şekil 3.2. Anadolu ve çevresinin yükseklik, sismisite haritası ve GPS verileri (Faccenna ve Becker, 2010)

Günümüzde, BAGS'ye göre Biga Yarımadası'nda daha etkili olan ve Geç Pliyosen'de geniş bir makaslama zonu ile faaliyete başlayan KAFS, KD doğrultulu ve genellikle sağ yanal doğrultu atımlı faylardan oluşmaktadır (Gürer ve diğ., 2006; Özburan ve diğ., 2008; Koçyiğit, 2009, Sangu ve diğ., 2020). Biga Yarımadası ve yakın çevresinin neotektoniğini BAGS ve KAFS eş zamanlı kontrol etmektedir (Taymaz ve diğ., 1991; Yılmaz ve diğ., 2000; Bozkurt 2001; Yılmaz 2017; Gürer ve

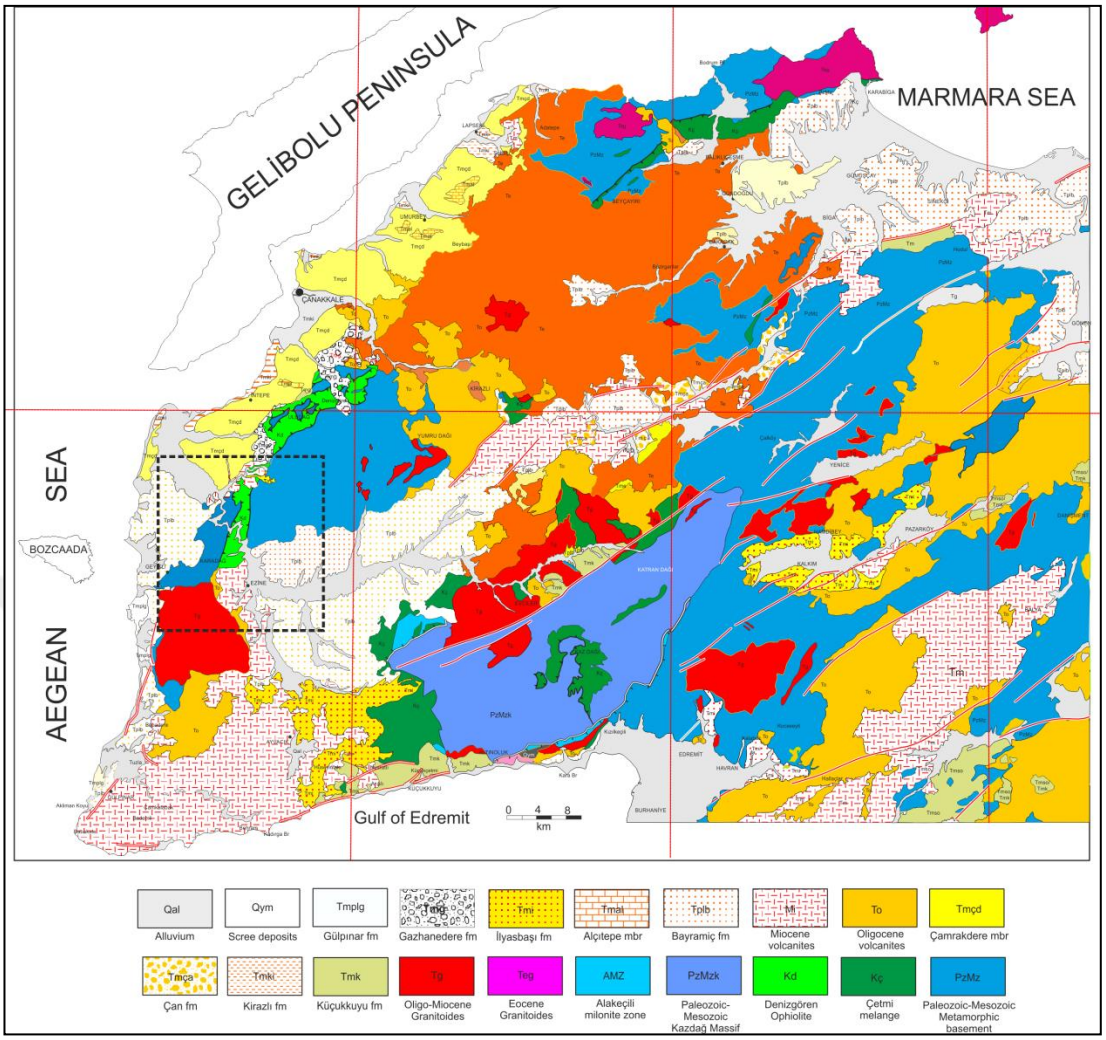
diğ., 2006; 2016). KAFS, Saros Körfezi'nin batısında KD-GB doğrultulu Yunan Makaslama Zonu'na dönüştüğü için Anadolu Levhası batıya hareket edememektedir (Şengör, 1980; Bozkurt, 2001). Anadolu Levhası, Yunanistan nedeni ile batıya doğru ilerleyemediği için Ege Hendeği'ne doğru güneybatıya, saat yönünün tersine dönmektedir. Bu dönme hareketinin yol açtığı tektonizma, Biga Yarımadası'ndaki KD-GB doğrultulu fayların ve çoğu tektonik unsurun ucunun kuzeydoğuya bükülmesine yol açmıştır (Yılmaz, 2012).

Biga Yarımadası'nda yer alan Üst Miyosen yaşındaki bazaltik lavlardan alınan veriler, yarımadanın KAFS'nin etkisi ile saat yönünün tersine 33°'ye kadar rotasyona uğradığını, Trakya'daki bazaltik lavlardan alınan veriler ise, Trakya Havzası'nın saat yönünde 73°'ye kadar rotasyona uğradığını göstermektedir. Biga Yarımadası'ndaki bazaltların K16°B, Trakya'daki bazaltların ise K56°D uzanımlı olması, her iki bazaltik serinin de Ege Gerilme Sistemi nedeniyle bölgedeki hakim genişleme yönü olan K-KD/G-GB ile ilişkili olmaması, başlangıçta aynı uzanımlı olan ve benzer jeokimyasal özellikler gösteren bazaltik lavların, KAFS'nin bölgedeki aktivasyonu sonucunda blok rotasyonları ile bugünkü konumunu aldığını göstermektedir (Reilinger ve diğ., 2000; Aldanmaz ve diğ., 2004; Kaymakcı ve diğ., 2007).

Kinematik analizler, Biga Yarımadası'nın, Miyosen ve sonrasında KD-GB ve KB-GD olmak üzere iki farklı gerilme tektoniği altında olduğunu göstermektedir (Sangu ve diğ., 2015; Gürer ve diğ., 2016). KB Türkiye'de Geç Miyosen ve sonrasında, KD-GB doğrultulu, KAFS'nin doğrultu atımlı fay segmentleriyle ilişkili Marmara Denizi, Yenice-Gönen, Uluabat ve Edremit Havzaları gibi basınç sırtları ve çek-ayır havzaları gelişmiştir (Okay ve diğ., 1989; Barka, 1992; Okay ve Satır, 2000a; Gürbüz ve Gürer 2008, 2009; Selim ve Tüysüz 2013; Gürer ve diğ., 2014; Le Pichon ve diğ., 2015; Karakaş ve diğ., 2018).

3.1. Senozoyik Öncesi

Gelibolu ve Biga Yarımadaları'nın stratigrafisi ana olarak Senozoyik öncesi ve Senozoyik olmak üzere ikiye ayrılmaktadır. Biga Yarımadası'nda Senozoyik öncesinde KD-GB uzanımlı tektonik zonlar yer almaktadır. Bunlar doğudan batıya doğru İzmir-Ankara zonu, Sakarya zonu, Çetmi melanjı ve Ezine zonundan oluşmaktadır (Şekil 3.3) (Okay ve diğ., 1990; Duru ve diğ., 2012).



Şekil 3.3. Biga Yarımadası'nın 1/250.000 ölçekli jeoloji haritası (MTA, 2012'den değiştirilerek alınmıştır)

3.1.1 Sakarya zonu

Biga Yarımadası'nda stratigrafik temeli Sakarya zonu oluşturmaktadır (Yılmaz, 1981). Sakarya zonunun temeli Karakaya öncesi birimlerden, Kazdağ Masifi'nden ve Karakaya kompleksinden oluşmaktadır. Karakaya öncesi birimler, Edremit-Havran'ın kuzeyinde yüzeylenen metasedimenter bir birim olan Geç Paleozoyik yaşındaki Kalabak formasyonu ve Kalabak formasyonunu yeşil şist metamorfizması öncesinde kesen Alt-Orta Devoniyen yaşındaki Çamlık metagranitoididir (Okay ve diğ., 1990; Aysal ve diğ., 2012; Duru ve diğ., 2012). Yiğitbaş ve diğ. (2014) Kalabak formasyonunu KD-GB yönlü, ve KD'ya dalımlı bir antiform oluşturan Kazdağ Masifi'ne, Pickett ve Robertson (2004) ve Okay ve Göncüoğlu (2004) ise Karakaya kompleksine dahil etmiştir.

Gnays, amfibolit ve mermerden oluşan Triyas yaşlı Kazdağ grubu, 50 km uzunluğunda, KD-GB yönelimlidir. Kazdağ grubu, Üst Paleozoyik yaşındaki çok sayıda granitoid tarafından kesilmekte olup, KD ve GB'ya dalımlı kompleks bir antiklinoryum oluşturmaktadır (Yılmaz, 1981; Okay ve diğ., 1990; Duru ve diğ., 2012; Yiğitbaş ve diğ., 2014). Kazdağ grubu amfibolit-granulit fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir ve son metamorfizma yaşı Oligo-Miyosen'dir (Bingöl, 1968; Okay ve Satır, 2000b; Yaltırak ve Okay, 2004; Şengün, 2016). Metamorfizma, Neotetis'in İzmir-Ankara kolunun Sakarya Kıtası'nın altına dalması sonucunda gerçekleşmiştir (Şengün, 2016). Kazdağ grubu Miyosen ve sonrasında yüzeylenmiştir (Okay ve Satır, 2000b; Duru ve diğ., 2012). Erken-Orta Miyosen yaşındaki Küçükkuyu formasyonunun Kazdağ grubundan malzeme almaması, Kazdağ grubunun Üst Miyosen'den sonra yükseldiğini göstermektedir. Edremit Körfezi ve çevresinde, Bayramiç formasyonunun 1500 metre kalınlığa ulaşması ise, Kazdağ grubunun Pliyo-Kuvaterner'de yükseldiğini göstermektedir (Siyako ve diğ., 1989).

Alakeçili milonit zonu, Kazdağ grubunun etrafındaki Oligosen-Erken Miyosen yaşındaki sıyrılma fayları ile Kazdağ grubunun yükselmesine bağlı gelişen kataklastik milonitik gnays ve metaserpantinitten oluşmaktadır. K-G doğrultulu lineasyon eksenleri, masifin batısında kuzeye, doğusunda ise güneye dalımlı olması sıyrılma faylarının sağ yönlü eğim atımı ile beraber oblik faya dönüşmüş olabileceğini göstermektedir (Okay ve diğ., 1990; Yaltırak, 2006; Duru ve diğ., 2012).

Sakarya zonunda geniş yayılımı olan, Permo-Karbonifer kireçtaşı blokları bulunan, çamurtaşı, radyolorit kumtaşı, konglomera, silttaşından oluşan, Erken Triyas yaşındaki Karakaya kompleksi, Kazdağ grubunun üzerinde yer almaktadır. Tüm Karakaya kompleksi, Liyas (Jura) öncesinde kuvvetli bir tektonizmadan etkilenmiştir (Bingöl, 1976).

Sakarya zonuna ait birimlerin üzerine uyumsuz bir dokanakla Jura ve Jura sonrası birimler gelmektedir (Yılmaz, 1981). Biga Yarımadası'nda Karakaya kompleksinin üzerine, çakıltaşları ile başlayıp üste doğru kumtaşı ve silttaşlarından oluşan bir istife geçen, Üst Liyas (Jura) yaşlı Bayırköy formasyonu gelmektedir. Bayırköy

formasyonunun üzerine paralel bir uyumsuzlukla gelen, karbonat miktarının artmasıyla orta-kalın tabakalı kireçtaşlarından oluşan, Geç Jura yaşındaki Bilecik kireçtaşı gelmektedir. Bilecik kireçtaşının üzerine ise paralel bir uyumsuzluk ile pelajik, killi kireçtaşlarından oluşan, Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Vezirhan formasyonu gelmektedir (Okay ve diğ., 1990; Duru ve diğ., 2012).

3.1.2. Ezine zonu

Ezine zonu, tektonik olarak Çetmi melanjı ile Sakarya zonundan ayrılmaktadır. Doğuya eğimli olan Karadağ Masifi, batıya eğimli olan Çamlıca Masifi ve bu birimlerin üzerine tektonik bindirme ile gelen Denizgören ofiyoliti olmak üzere üç alt tektonik birimden oluşmaktadır. (Okay ve diğ., 1990; Duru ve ve diğ., 2012).

Karakaya kompleksinin üzerine tektonik dokanak ile gelen, Ezine'nin K-KD'sunda geniş bir alanda yüzeylenen, Geç Edikaran-Erken Kambriyen yaşındaki Çamlıca Masifi, K-G doğrultulu, genellikle 20-60^{o} B'ya eğimli, iyi foliasyon gösteren, kuvars mika şistlerden oluşur. Yer yer değişik renklerde 1-10 metre kalınlığında mermer seviyeleri de yer alır. Çamlıca Masifi'nin içinde yer yer metabazik kayalar da bulunur. Çamlıca Masifi, 510±50^{o}C de, minimum 11 kbar basınçta, Maastrihtiyen'de (Geç Kretase) eklojit metamorfizması geçirmiştir. Ancak, daha sonra yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirdiği için, ilk metamorfizmanın izleri büyük oranda silinmiştir. Çamlıca Masifi, benzer litolojik ve metamorfik özellikler gösteren Rodop metamorfik kompleksinin bir parçasıdır (Okay ve diğ., 1990; Okay ve Satır, 2000a; Duru ve ve diğ., 2012; Tunç ve diğ., 2012).

Çamlıca Masifi, 30 km uzunluğundaki, eğimi 30-80^{o} B-KB'ya olan Ovacık Fayı boyunca Karadağ Masifi'nin ve Denizgören ofiyolitinin altında yer alır (Okay ve diğ., 1990).

Geç Prekambriyen-Erken Kambriyen yaşındaki, yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçiren Karadağ Masifi, tabanda metaşeyl, beyaz kuvarsit ve kalkşistten oluşur. İstif üste doğru rekristalize kireçtaşı-metaşeyl ardalanmasına ve masif rekristalize kireçtaşlarına geçer. En üstte ise metaklastik istif yer almaktadır. Karadağ Masifi, Denizgören ofiyoliti ile tektonik olarak üzerlenir (Okay ve diğ., 1990; Duru ve diğ., 2012; Tunç ve diğ., 2012).

Çamlıca Masifi ve Karadağ Masifi litolojik, stratigrafik, yapısal ve protolitlerinin kristallenme yaşı olarak büyük benzerlik göstermektedir (Yiğitbaş ve Tunç, 2020).

Kısmen serpantinleşmiş harzburjitten oluşan Denizgören ofiyoliti ise Çamlıca ve Karadağ Masiflerini tektonik olarak üzerler. (Okay ve diğ., 1990; Beccaletto ve Jenny, 2004; Duru ve diğ., 2012). Denizgören ofiyoliti, doğuda da Çamlıca Masifi'nin üzerinde Ovacık Fayı boyunca tektonik olarak yer alır (Okay ve diğ., 1990; Duru ve diğ., 2012). Denizgören ofiyolitinin yaşı Alt Kretase'dir (Okay ve diğ., 1996; Beccaletto ve Jenny, 2004). Denizgören ofiyolitinin Karadağ ve Çamlıca Masifini tektonik olarak üzerlemesi, tüm Rodopları etkileyen, Jura-Erken Kretase'de kuzeye doğru nap yerleşmesi ile gerçekleşen Balkan orojenezinin bir parçasıdır (Beccaletto ve Jenny, 2004).

Çetmi melanjı ise spilitleşmiş bazik volkanik ve piroklastik kayalar ve Üst Triyas, Üst Jura-Alt Kretase ve Üst Kretase yaşlı kireçtaşı bloklarından oluşur (Okay ve diğ., 1990). Melanj, Küçükkuyu'nun kuzeyinde K-G doğrultulu faylar ve makaslama zonları boyunca kesilip, bir araya getirilmiş kaya topluluğudur. Karmaşık makaslama zonları nedeni ile deformasyon heterojen olarak dağılmıştır. Eklojit fasiyesinde metamorfizma geçiren bu kayaçlara Elliayak eklojiti adı verilmiştir (Okay ve diğ., 1990; Duru ve diğ., 2012).

Önceki çalışmalar olan (Okay ve diğ., 1990; 1991; 1996; Beccaletto ve Jenny, 2004; Duru ve diğ., 2012) Biga Yarımadası'nın batısındaki metamorfik ve ofiyolitik kayaları kuzeyden güneye Ezine Zonu (Karadağ metamorfiti, Denizgören ofiyoliti, Çamlıca metamorfitleri), Ayvacık-Karabiga Zonu ve Sakarya Zonu olarak üçe ayırmıştır. Bu nedenle her bir zon istifsel ve yapısal olarak ayrı ayrı değerlendirilmiştir. Tunç ve diğerleri (2012), Yiğitbaş ve diğerleri (2104), Tunç ve diğerleri (2020) ise bütün bu zonların birbirinden bağımsız olmadığını, kenet kuşakları ile ayrılmadıklarını, yapısal ve stratigrafik olarak birbirlerinin devamı niteliğinde olduğunu ortaya koymuştur.

3.1.3. İzmir-Ankara zonu

Batı Anadolu'da Sakarya zonunun güneyinde yer alan ve bloklu flişden oluşan bir kuşak yer alır (Brinkmann, 1966). Geç Kretase-Paleosen yaşındaki İzmir-Ankara

zonu, Neotetis Okyanusu'nun kuzey kolunun kenet zonudur (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Genel olarak kumtaşı-kiltaşı ardalanmasından oluşan, türbiditik yapıdaki Bornova flişi, kapanmakta olan bir okyanusta hendek ortamını temsil etmektedir. Bornova flişinin üzerine tektonik olarak gelen Yayla melanjı ise tektonik dokanaklı, değişik boyuttaki gabro, serpantinit, bazalt bloklarından oluşmaktadır (Duru ve diğ., 2012).

3.2. Senozoyik

Biga Yarımadası'nda Senozoyik yaşlı istifin temelini yüksek derecede metamorfizma geçiren masifler, Triyas yaşlı Karakaya karmaşığı, bunların üzerine transgresif olarak gelen Jura-Kretase sedimenter istifi ve Üst Kretase yaşlı ofiyolitik melanj oluşturmaktadır (Şekil 3.3) (Siyako ve diğ., 1989; Ilgar ve diğ., 2012).

3.2.1. Çökel kayaçlar

Biga Yarımadası'nın sedimentasyonu genel olarak dört ayrı döneme ayrılmıştır. Orta Eosen'de başlayan ve bütün Batı Anadolu'yu etkileyen transgresyon, Orta-Geç Eosen'de yarımadanın kuzeyindeki sığ-derin denizel birimlerle (Fıçıtepe, Soğucak ve Ceylan formasyonları) temsil edilir. Orta Eosen yaşındaki Fıçıtepe formasyonu akarsu, moloz akması, düşük yoğunluktaki türbidit akıntı ve dalga işlemesi ile oluşmuştur. Fıçıtepe formasyonunun üzerine uyumsuz olarak gelen Orta Eosen yaşındaki Soğucak formasyonu, yarımadada sınırlı bir alanda yüzeylemektedir ve yarımadada resifal kireçtaşlarından oluşmuştur. Soğucak formasyonunun üzerine uyumlu olarak gelen Geç Eosen yaşındaki Ceylan formasyonu ise kaba taneli volkanoklastikler içerir ve dış yelpaze çökelidir. Oligo-Miyosen'de Biga Yarımadası'nda K-G yönlü sıkışma ve magmatizmanın neden olduğu önemli bir yükselme ve aşınma evresi yaşanmıştır. Bu nedenle yarımadada çok sayıda birbirinden bağımsız gölsel çökelimler gerçekleşmiştir (Siyako ve diğ., 1989; Yılmaz ve diğ., 2000; Ilgar ve diğ., 2012).

Erken-Geç Miyosen'de yarımadanın iç ve güney kesimlerinde birbirinden bağımsız küçük gölsel çökelim alanları oluşmuştur ve kömür, bitümlü şeyl, çamurtaşı ve kumtaşı çökelmiştir (Küçükkuyu, Çan, İlyasbaşı formasyonları). Bu çökellerde

kalkalkalen Erken-Orta Miyosen volkanizmasının ürünleri de depolanmıştır. Erken Miyosen yaşındaki Küçükkuyu formasyonu, derin göl türbidit çökellerinden oluşmaktadır. Küçükkuyu formasyonunun üzerine uyumlu olarak gelen Erken-Orta Miyosen yaşındaki Çan formasyonu kömür, şeyl, çamurtaşı ve kumtaşından oluşmaktadır. Çan formasyonunun üzerine uyumsuz olarak gelen İlyasbaşı formasyonu ise kıyı, delta, akarsu çökellerinden oluşmaktadır (Ediger, 1988; Ilgar ve diğ., 2012).

Geç Miyosen'de ise magmatizmanın durgunlaşması ve önemli bir yükselmeyle ve erozyonun başlaması ile beraber denizel sedimentasyon ürünü olan alüviyal yelpaze çökelleri çökelmiştir ve çökelim sadece Çanakkale Boğazı'nda gerçekleşmiştir (Gazhanedere ve Çanakkale formasyonları). Çanakkale Boğazı ve çevresindeki Miyosen yaşındaki birimler, güneydeki Miyosen birimlerinden volkanik ara katkı içermemesi ile ayrılır. Geç Miyosen yaşındaki Gazhanedere formasyonu akarsu çökellerinden oluşmuştur. Gazhanedere formasyonunun üzerine uyumsuzlukla gelen Çanakkale formasyonu Üst Miyosen yaşındadır ve Kirazlı, Çamrakdere ve Alçıtepe üyelerinden oluşmaktadır. Kirazlı üyesi kıyıyüzü-plaj, Çamrakdere üyesi lagün-gelgit düzlüğünde, Alçıtepe üyesi ise gelgit ortamında stromatolik kireçtaşlarından oluşmuştur (Siyako ve diğ., 1989; Atabey ve diğ., 2004; Ilgar ve diğ., 2012).

Pliyosen'de ise tüm yarımadada çok geniş yer kaplayan, kendinden önceki tüm birimleri uyumsuzluk ile örten Bayramiç formasyonu çökelmiştir. Bayramiç formasyonu, menderesli ve örgülü akarsu çökelleri ile alüvyon yelpazesi çökellerinden oluşmaktadır (Siyako ve diğ., 1989; Ilgar ve diğ., 2012).

3.2.2. Magmatik ve volkanik kayaçlar

Orta Eosen'de İzmir-Ankara-Erzincan Sütur Zonu boyunca Anatolid-Torid Platformu, kuzeyindeki Sakarya Kıtası ile çarpışmıştır. Bu çarpışma sonucunda, Biga Yarımadası'nda yoğun bir magmatizma gerçekleşmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Altunkaynak, 2007). Kalkalkalen magmatizmanın sebebi için benzer jeokimyasal özellikler gösteren iki farklı görüş bulunmaktadır. a.Dalmaya devam eden İzmir-Ankara Erzincan okyanusal litosfer Maastrihtiyen'de kıtasal litosferden koptu (Karacık ve diğ., 2008; Keskin ve diğ., 2008; Akgündüz ve diğerkeri, 2012), b.Yay magmatizması (Okay ve Satır, 2006; Okay, 2011; Engin ve diğ., 2012).

Eosen yaşındaki magmatik seriye ait plütonlar (Fıstıklı, Kapıdağ, İlyasdağ, Karabiga, Asartepe) asidik, volkanik (Balıklıçeşme) ise bazik-andezitik-asidik bileşimli kayaçlardan oluşurlar. Anatolid-Torid Platformu ile Sakarya Kıtası'nın çarpışması sonucu oluşan magmatizma, ikinci evre ürünlerini ise Oligosen-Orta Miyosen'de vermiştir. İkinci evre olan Oligosen-Orta Miyosen yaşındaki magmatik seri, Eosen yaşlı birinci evre magmatik serinin daha güneyinde yer almaktadır. Oligosen-Miyosen yaşlı magmatik seriye ait plütonlar (Çataldağ, Ilıca, Kozak, Eybek, Evciler, Kestanbol) granitik, volkanitler (Atikhisar, Yeniköy, Saraycık, Bağburun, Hallaçlar, Şapçı, Halazadağ, Ortatepe, Bademli, Babakale, Araplar, Behramkale, Ezine, Yürekli Hüseyinfakı, Ayvacık, Babadere, Işıkeli, Çamkabalak) ise andezitik-dasitik bileşimdeki kayaçlardan oluşmaktadırlar. (Siyakove diğ., 1989; Ercan ve diğ., 1995; Delaloye ve Bingöl, 2000; Dönmez ve diğ., 2005; Okay ve Satır, 2006; Karacık ve diğ., 2008; Akgündüz ve diğ. 2012; Genç ve diğ., 2012).

Eosen-Orta Miyosen'de magma, dalma-batma kökenli, kalkalkalen nitelikli lavlardan oluşmaktadır. Benzer jeokimyasal özellikler gösteren farklı yaşlardaki bu kayalar, aynı magmadan türemiş, evrimleşmiş bir magmadan türediğini göstermektedir. Bu yaştaki volkanik kayalar, zenginleşmiş litosferik manto kaynağından türemiş, kıta kabuğu ile kirletilmiş melez bir bileşimden oluşmaktadır. Melez bileşimdeki bu magma asimilasyon ve franksiyonel kristallenme ile farklı bileşimdeki kayaları oluşturmuştur. Biga Yarımadası'ndaki Eosen-Orta Miyosen yaşındaki volkanik ve plütonik kayalar zamansal ve mekansal ilişki içindedir (Genç, 1988; Karacık ve Yılmaz, 1998; Okay ve diğ., 1990; Ercan ve diğ., 1995; Altunkaynak, 2007; Akgündüz ve diğ. 2012; Genç ve diğ., 2012). Batı Anadolu'daki çarpışma sonrası gerçekleşen magmatizma, slab break-off, litosferik delaminasyon, astenosferin yükselmesi ve ergimesi nedeni ile gerçekleşmiştir (Dilek ve Altunkaynak, 2007).

Eosen-Orta Miyosen volkanizmasında iki farklı zenginleşme evresi bulunmaktadır. İlk evrede, önceki yitimlerin sonucunda kıtasal litosfer ile kirlenen ve hetorejen metasomatizma ile kirlenen bir magma türemiştir. İkinci evrede ise, ilk evrede oluşan magma, Sakarya Kıtası'nın etkisi ile kıtasal olarak daha da kirlenmiştir. Eosenden Erken Miyosen'e kadar magma evriminde kıtasal katkı artmıştır (Altunkaynak ve Genç, 2008). Erken-Orta Miyosen arasında ise kıtasal kirlenme azalmıştır (Dilek ve Altunkaynak, 2007).

Batı Anadolu'da Geç Miyosen-Geç Kuvaterner'de K-G yönlü genişlemeli rejimin etkisi ile oluşan D-B uzanımlı çatlaklardan alkalen, bazaltik lavlar yüzeylenmiştir. (Yılmaz ve diğ., 2000). K-G yönlü gerilmeli rejim nedeni ile yüzeylenen Üst Miyosen lavları, OIB benzeri element dağılımı göstermektedir. Bu volkanik kayaçlarda manto katkısı artmıştır ve kabuksal kirlenme, rift tipi bazalt lavlarının gelişiminde etkin bir rol oynamamıştır. KB Türkiye'deki Üst Miyosen yaşındaki alkali volkanizması 4 my boyunca episodik bir aktivite ile temsil edilmektedir .Biga Yarımadası'nda yüzeylenen Taştepe bazaltı, Batı Anadolu'daki Üst Miyosen yaşındaki volkanik kayaçlar arasındadır (Siyako ve diğ., 1989; Aldanmaz ve diğ., 2004; Aldanmaz ve diğ., 2006; Kaymakcı ve diğ., 2007; Genç ve diğ., 2012). Geç Miyosen yaşındaki volkanik kayaçlar adiyabatik dekomprasyon ergimesi ile ilişkilidir (Aldanmaz ve diğ., 2006). Batı Anadolu'da Kuvaterner yaşlı tek volkanizma ise Manisa ilindeki Kula Bazaltlarıdır. Kula bazaltı, Batı Anadolu'daki manto kökenine en yakın volkanizmadır (Ercan ve diğ., 1985).

4. ÇALIŞMA ALANININ JEOLOJİSİ

4.1. Stratigrafi

Çalışma alanının temelini stratigrafik olarak, Senozoyik öncesi yaşlı, birbirinin eşdeğeri olan (Yiğitbaş ve Tunç, 2020) KD-GB uzanımlı Çamlıca Masifi ve Karadağ Masifi oluşturmaktadır. Bu temelin üzerine ise, bir bindirme ile Mesozoyik yaşlı Denizgören ofiyoliti gelmektedir. Çamlıca Masifi, Karadağ Masifi ve Denizgören ofiyolitinden oluşan Ezine zonuna, Oligo-Miyosen'de Kestanbol granitoidi yerleşmiştir. Ezine zonunu, Oligosen yaşındaki Hallaçlar ve Erken Miyosen yaşındaki Ezine volkaniti uyumsuzluk ile örtmektedir. Üst Miyosen'de ise sırası ile birbirlerinin üzerine uyumsuzluk ile Gazhanedere, Çanakkale ve İlyasbaşı formasyonları çökelmiştir. Taştepe bazaltı ise İlyasbaşı formasyonu çökelirken faaliyete başlamıştır. Bütün bu istiflerin üzerine, çalışma alanında geniş bir yayılım gösteren Pliyosen yaşındaki Bayramiç formasyonu çökelmiştir. Güncel çökellerden oluşan Alüvyon ise bütün bu istifleri uyumsuzluk ile örtmektedir (Ek-A, Şekil 4.1).

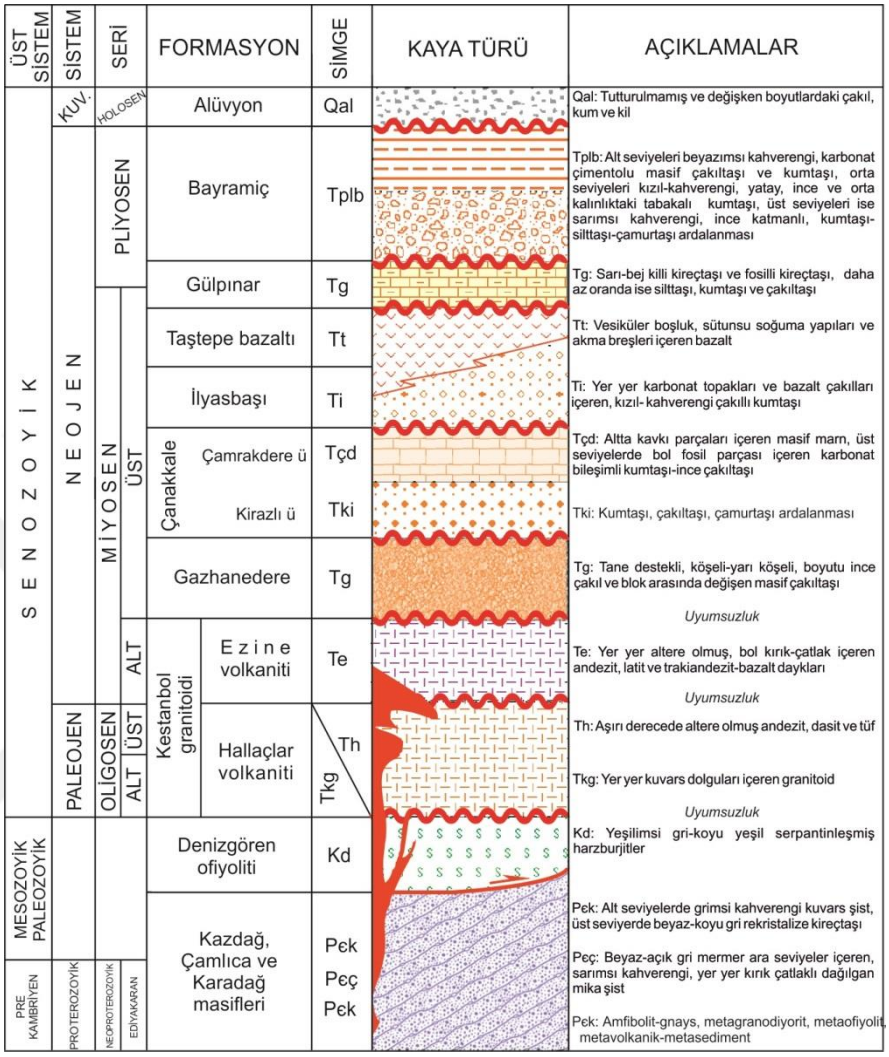
4.1.1. Çamlıca masifi (Pєç)

Ezine ve Karabiga arasında geniş alanlarda mostra vermekte olan metasedimenter birim, Okay ve diğ. (1990) tarafından Çamlıca Köyü'ne izafeten Çamlıca metamorfitleri olarak isimlendirilmiştir. Bu çalışmada ise Çamlıca Masifi adlaması kullanılmıştır. Çamlıca Masifi'nin tip kesiti Derbentbaşı Köyü ile Çamlıca Köyü arasındaki yol üzerinde bulunmaktadır (Okay ve diğ., 1990; Duru ve diğ., 2012).

Çamlıca Masifi, çalışma alanında Kemerdere Mahallesi'nin doğusunda, Karlıyatak Tepe ve çevresinde, Çamlıca Köyü ve batısında, Derbentbaşı Köyü ve doğusunda, Köprübaşı Köyü ve doğusunda, oldukça geniş bir alanda mostra vermektedir.

1600-2200 metre kalınlığındaki, protoliti genel olarak kırıntılı sedimenter kayaçlar olan Çamlıca Masifi, yaklaşık 300 km^2lik bir alanda mostra vermektedir ve metamorfik istif genel olarak kahverengi-koyu yeşilimsi, iyi foliasyon gösteren kuvars mika şistlerden oluşmaktadır. İstifin içinde yer yer 10 metre kalınlığında,

beyazımsı gri, masif mermer ve metakuvarsitler ile eklojit dilimleri yer almaktadır (Okay ve diğ., 1990; Okay ve Satır, 2000a; Duru ve diğ., 2012).



Şekil 4.1. Çalışma alanının GSK'sı (ölçeksiz)

Çalışma alanında Çamlıca Masifi, sarımsı kahverengi, yer yer kırık çatlaklı ve dağılgan mika şistlerden ve ara seviye olarak yer yer kırık çatlaklı, beyaz-açık gri renkteki masif mermerlerden oluşmaktadır (Şekil 4.2). Çalışma alanının dışında, yaklaşık 8 km kuzeyinde ise, sarımsı-kahverengi mika şistler, yerini yeşil şistlere bırakmaktadır (Şekil 4.3). Çalışma alanında, Çamlıca Masifi'nin foliasyonu yaklaşık K10^{o}D doğrultulu, 45-50^{o}KB'ya eğimlidir.

Şeytan Tepe'nin KB'sında, muhtemelen doğrultu atımlı fay etkisiyle, Çamlıca Masifi'nin içerisinde, 20-25 metre kalınlığında, haritalanamayacak kadar küçük Denizgören ofiyolitine ait ofiyolit dilimleri yer almaktadır (Şekil 4.4).



Şekil 4.2. Çamlıca Masifi'ne ait mermer ve şistten genel bir görünüm (39.8745^{o} K, 26.32981^{o} D)



Şekil 4.3. Çalışma alanının dışında, altta mermer üstte yeşil şistten oluşan Çamlıca Masifi'nden genel bir görünüm (40.00649^{o} K, 26.43933^{o} D)

Köprübaşı Köyü'nün güneyinde, Çamlıca Masifi ile Denizgören ofiyoliti sınırındaki fay çiziklerine göre Çamlıca Masifi, Denizgören ofiyolitinin üzerine itilmiştir (Şekil 4.5). Denizgören ofiyoliti, Çamlıca Masifi'nin üzerine tektonik bindirme ile yerleştikten sonra, muhtemelen fay tekrar aktif olmuştur.



Şekil 4.4.Çamlıca Masifi'nin içerisinde yer alan Denizgören ofiyolitine ait dilim (39.86562^{o} K, 26.33036^{o} D)



Şekil 4.5. Çamlıca Masifi (solda) ile Denizgören ofiyolitinin (sağda) sınırı (K'den G'e bakış, 39.8489^{o} K, 26.3296^{o} D)

Çalışma alanında alt sınır ilişkisi gözlemlenmeyen Çamlıca Masifi, Denizgören ofiyoliti tarafından tektonik bir bindirme ile üzerlenip, Hallaçlar volkaniti ve Taştepe

bazaltı tarafından kesilmektedir. Gazhanedere formasyonu, İlyasbaşı formasyonu, Bayramiç formasyonu ve Alüvyon tarafından ise uyumsuzluk ile örtülmektedir.

Çamlıca Masifi kuvars, muskovit, kalsit, biyotit, albit, klorit ve granat minerallerinden oluşmaktadır (Okay ve diğ., 1990; Okay ve Satır, 2000a; Duru ve diğ., 2012).

Denizgören ofiyoliti ile Çamlıca Masifi arasındaki bindirme fayı, Ovacık Fayı'dır. Ovacık bindirmesine yakın yerlerde, Çamlıca Masifi içerisinde K-G gidişli, güneye dalımlı lineasyon gelişmiştir (Okay ve diğ., 1990).

Çamlıca Masifi'nin mika şistlerinin protolitlerinin kristalizasyon yaşı, zirkonlardan alınan verilere göre Geç Prekambriyen-Erken Kambriyen'dir (Tunç ve diğ., 2012; Tunç ve diğ., 2014; Yiğitbaş ve Tunç, 2020). Okay ve diğ. (2000b) ise Çamlıca Masifi Geç Kretase'de metamorfizma geçirdiği için, masifin yaşının Kretase ve/veya öncesi olduğunu belirtmiştir.

Çamlıca Masifi, önce Geç Kretase-Erken Paleosen'de eklojit (551±5^{o}C sıcaklık, 21.5±0.3 kbar basınç) fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir. Daha sonra, basıncın düşmesi ile Geç Oligosen'de amfibolit fasiyesinde (640±50°C sıcaklık ve 5±1 kbar basınç) metamorfizma geçirmiştir. Çamlıca Masifi'nin tamamı, retrograd olarak yeşil şist fasiyesinde metamorfizması geçirdiği için eski metamorfizmanın izleri çok büyük oranda silinmiştir (Okay ve diğ., 1990; Şengün ve Yiğitbaş, 2006; Şengün ve diğ., 2010; Duru ve diğ., 2012; Şengün ve Zack, 2016). Metamorfizmalar, KD-GB doğrultulu kıvrım sistemlerinin denetiminde gelişmiştir (Şengün ve Çalık, 2017). Masifin metamorfizma derecesi kuzeyden güneye artmaktadır (Şengün ve Yiğitbaş, 2006; Duru ve diğ., 2012).

Şengün ve Yiğitbaş (2006) bu masifin Sakarya Kuşağı'nın doğusunda mostra veren İznik metamorfik topluluğunun eşleniği olabileceğini, Şengün ve Çalık (2017) ise, Çamlıca Masifi'nin, Kazdağ Masifi'nin örtü kayası olduğunu belirtmiştir. Sakarya Zonunun batı ucunda Çamlıca, Karadağ ve Karabiga masiflerinde görülür temeli oluşturan metamorfik kayalar ProtoTetis okyanus tabanının güneye, Gondwanaland kıtasının altına dalması esnasında oluşmuş bir melanj ve aktif kıta kenarı volkanik ada yayı topluluğunu temsil etmektedir (Yiğitbaş ve Tunç 2020).

4.1.2. Karadağ masifi (Pєk)

Ezine'nin batısında mostra veren birim, Okay ve diğ. (1990) tarafından Karadağ'a izafeten Karadağ grubu olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmada ise Karadağ Masifi olarak adlanmıştır. Karadağ Masifi'nin tip kesiti, Geyikli-Karadağ arasındaki yolun üzerindedir (Okay ve diğ., 1990; Duru ve diğ., 2012).

Çalışma alanında Karadağ Masifi, Geyikli'nin güneyinde, Gökçebayır Köyü ve kuzeybatısında, Karadağ ve kuzeybatısında, Bozalan Köyü'nün kuzeydoğusunda, Çamköy'ün kuzey-kuzeybatısında ve Pınarbaşı Köyü'nün güneybatısında mostra vermektedir.

Karadağ Masifi'nin alt seviyeleri yeşilimsi kahverengi mikaşist, ve mermerden oluşmaktadır. Alt seviyeleri oluşturan bu istif, rekristalize kireçtaşı-mikaşist ardalanması ile orta seviyeleri oluşturan masif, rekristalize kireçtaşına geçer. Üst seviyeler ise sık sık fasiyes değişimleri gösteren rekristalize kireçtaşı, metaklastik, bazik tüf ve kireçtaşı olistolit ve olistostromlardan oluşmaktadır (Okay ve diğ., 1990; Duru ve diğ., 2012). Karadağ Masifi'nin alt seviyelerinde yer alan mikaşist ve mermer istifi 300 metre kalınlığındadır. Rekristalize kireçtaşından oluşan orta seviyeler 800 metre, üst seviyelerde bulunan metaklastik istif ise 200-300 metre kalınlığındadır (Okay ve diğ., 1990; Duru ve diğ., 2012).

Çalışma alanında yer yer kuvarsit de içeren Karadağ Masifi, altta grimsi-kahverengi kuvarsşistten oluşurken, üst seviyelere doğru beyazımsı gri-koyu gri renkli, bol kırık çatlaklı, yer yer kuvars dolguları içeren, masif, rekristalize kireçtaşına geçmektedir (Şekil 4.6). Üst seviyeleri oluşturan ve boşluklar içeren gri kireçtaşları, Gökçebayır Köyü'nün kuzeyindeki taş ocağında net olarak gözlemlenmektedir (Şekil 4.7).

Çalışma alanında, Karadağ Masifi'ne ait kuvars şist ile Kestanbol granitoidinin sınırı faylıdır ve bu fay zonundaki kayaçlar ileri derecede parçalanmıştır. Bu fay zonundan Kestanbol granitoidi ile ilişkili sıcak su çıkışı bulunmaktadır (Şekil 4.8).

Çalışma alanında, Aladağ Köyü'nün güneydoğusunda, Karadağ Masifi'ne ait rekristalize kireçtaşı, Kestanbol granitoidinin sokulması sonucunda parçalanmıştır ve kontakt metamorfizmaya uğramıştır (Şekil 4.9).



Şekil 4.6. Karadağ Masifi'nin bol kırık-çatlaklı masif kireçtaşından genel bir görünüm (39.79669^{o} K, 26.25337^{o} D)



Şekil 4.7. Karadağ Masifi'ne ait rekristalize kireçtaşından genel bir görünüm (39.7966^{o} K, 26.25402^{o} D)



Şekil 4.8. Karadağ Masifi (sağda) ile Kestanbol granitoidinin (solda) arasındaki sınır ilişkisi. (K'den G'e bakış, 39.74389^{o} K, 26.19029^{o} D)



Şekil 4.9. Kestanbol granitoidinin sokulması sonucunda deforme olan Karadağ Masifi'ne ait rekristalize kireçtaşından genel bir görünüm (39.7668^{o} K, 26.27551^{o} D)

Çalışma alanında alt sınırı gözlemlenemeyen Karadağ Masifi, üzerine tektonik bindirme ile gelen Denizgören ofiyoliti tarafından üzerlenip, Kestanbol granitoidi, Hallaçlar volkaniti ve Taştepe bazaltı tarafından kesilmektedir. Bayramiç formasyonu ve Alüvyon tarafından uyumsuzluk ile örtülmektedir.

Kestanbol granitoidi tarafından kesilen Karadağ Masifi'nin kontakt zonunda granat, kuvars, hornblend, klinopiroksen, plajioklas, biyotit ve epidot mineralleri yaygındır. Minerallerde deformasyon sebebi ile kırılma-ufalanmalar bulunmaktadır (Duru ve diğ., 2012). Karadağ Masifi'nin tamamı yeşil şist metamorfizması geçirmiştir (Okay ve diğ.; 1990).

Karadağ Masifi'nin alt seviyelerinde yer alan mermer ve mika şistin metamorfizma yaşları, alınan mika şist örneğinden yapılan Rb/Sr jeokronolojik yaş tayini sonucu 631±86 my (Erken Kambriyen) olarak tespit edilmiştir. Tunç ve diğ. (2012, 2014) ve Yiğitbaş ve Tunç (2020) ise, Karadağ Masifi'ndeki zirkonlardan aldıkları veriler ile, Karadağ Masifi'ndeki mika şistlerin protolitlerinin sedimentasyon yaşını Geç Prekambriyen-Erken Kambriyen olarak tespit etmiştir.

Karadağ Masifi'nin orta seviyelerindeki rekristalize kireçtaşlarından elde ettikleri veriler ile Gözler ve diğ. (1984) Orta-Üst Permiyen, Okay ve diğ. (1990) ve Beccaletto ve Jenny (2004)-Üst Permiyen yaşını vermişlerdir.

Karadağ Masifi'nin üst seviyelerine ise pelajik kireçtaşlarındaki Gladigondollella sp. konodot fosilinden yola çıkarak Triyas yaşı verilmiştir (Beccaletto ve Jenny, 2004).

Denizgören ofiyolitinin Karadağ Masifi ve Çamlıca Masifi'ni tektonik olarak üzerlemesi, tüm Rodopları etkileyen, Jura-Erken Kretase'de kuzeye doğru nap yerleşmesi ile gerçekleşen Balkan orojenezinin bir parçasıdır (Beccaletto ve Jenny, 2004).

4.1.3. Denizgören ofiyoliti (Kd)

Okay ve diğ. (1990) tarafından en iyi gözlemlendiği yer olan Denizgören Köyü'ne izafeten Denizgören ofiyoliti olarak isimlendirmiştir. Bu çalışmada da Denizgören ofiyoliti adlaması kullanılmıştır. Denizgoren ofiyolitinin tip kesiti, Denizgören Köyü-Çanakkale yolunun üzerinde yer almaktadır. Denizgören ofiyoliti, Ezine zonunun üst kesimini oluşturmaktadır (Okay ve diğ., 1990; Duru ve diğ., 2012).

Çalışma alanında Denizgören ofiyoliti, Çamköy ve çevresinde, Derbentbaşı Köyü'nün batısında, Köprübaşı Köyü'nün batısı ve kuzeybatısında ve Kemerdere Mahallesi'nin güneybatısında mostra vermektedir.

Denizgören ofiyoliti, genellikle serpantinleşmiş harzburjit, bazalt ve küçük mostralar halinde gabrolardan oluşmaktadır (Okay ve diğ., 1990; Duru ve diğ., 2012).

Karadağ Masifi ile Denizgören ofiyoliti arasındaki tektonik dokanağa Okay ve diğ. (1990) Çamköy Fayı adını vermiştir. Fay boyunca milonitleşmiş metabazit ve amfibollerden oluşan ofiyolitin taban kayaları yer almaktadır (Beccaletto ve Jeny, 2004). Fayın, güneyde doğuya doğru ortalama 75^{o} eğimi bulunmaktadır ve fayın eğimi kuzeye doğru azalır. Taştepe'nin güneydoğusunda ise eğim 20^{o} ye kadar iner (Okay ve diğ., 1990).

Çamlıca Masifi ile Denizgören ofiyolitini tektonik olarak ayıran, uzunluğu 30 kmden fazla olan tektonik dokanağa ise Okay ve diğ. (1990) tarafından Ovacık Fayı adı verilmiştir. Bu bindirme fayının eğimi de Çamköy Fayı gibi kuzeye doğru azalmaktadır ve Ezine'nin kuzeyinde $70\text{-}80^{o}$ ye ulaşır (Okay ve diğ., 1990; Duru ve diğ., 2012). Ovacık Fayı'nın türü hakkında farklı araştırmacıların farklı görüşleri bulunmaktadır. a. Ovacık Fayı Geç Kretase'de bindirme fayı olarak, daha sonra normal fay olarak çalıştı (Okay ve diğ., 1990; Okay ve Satır, 2000a; Beccaletto, 2003), b. Ovacık Fayı sadece bindirme fayı olarak çalıştı (Şengün ve diğ., 2012), c. Transpresyonel sağ yönlü doğrultu atımlı fay olarak çalıştı (Şengün ve Koralay, 2017). Bu tez kapsamında yapılan çalışmada ise fayın önce (olasılıkla Kretase'de) ters fay olarak çalıştığı, Pliyosen'den sonra ise sol yanal atımlı bir fay olarak reaktive olduğuna dair veriler elde edilmiştir (4.2.3.4. Köprübaşı Fayı).

Denizgören ofiyoliti, çalışma alanında ağırlıklı olarak ileri derecede serpantinleşmiş harzburjitten, yer yer de gabrodan (Şekil 4.10) oluşmaktadır. Yer yer makaslanma zonları da içeren yeşil, yeşilimsi gri, koyu yeşil renkleri ile çalışma alanında kolayca tanınan serpantinleşmiş harzburjitler, yer yer aşırı kırık çatlaklı, dağılgan, kaygan ve dolguludur. Çalışma alanında Köprübaşı Köyü'nün güneyindeki Savran Tepe'nin doğusundaki yan yolun üzerinde, travertenlerin içinde Denizgören ofiyolitine ait serpantinler yer almaktadır (Şekil 4.11).

Denizgören ofiyoliti, çalışma alanının dışında, kuzeydoğusunda, Çamlıca Masifi'ne $K45^{o}B/45KD$ yönelimli bir fay ile bindirmektedir (Şekil 4.12). Çalışma alanının dışında, kuzeyinde ise, Çamlıca Masifi, Denizgören ofiyolitinin üzerine itilmiştir ve Çamlıca Masifi, ofiyolitten yer yer parça almıştır (Şekil 4.13).



Şekil 4.10. Ezine'nin 3 km kuzeyindeki ana yol üstünde Denizgören ofiyolitinin içerisinde yer alan gabro mostrası (39.83253^{o} K, 26.32577^{o} D)



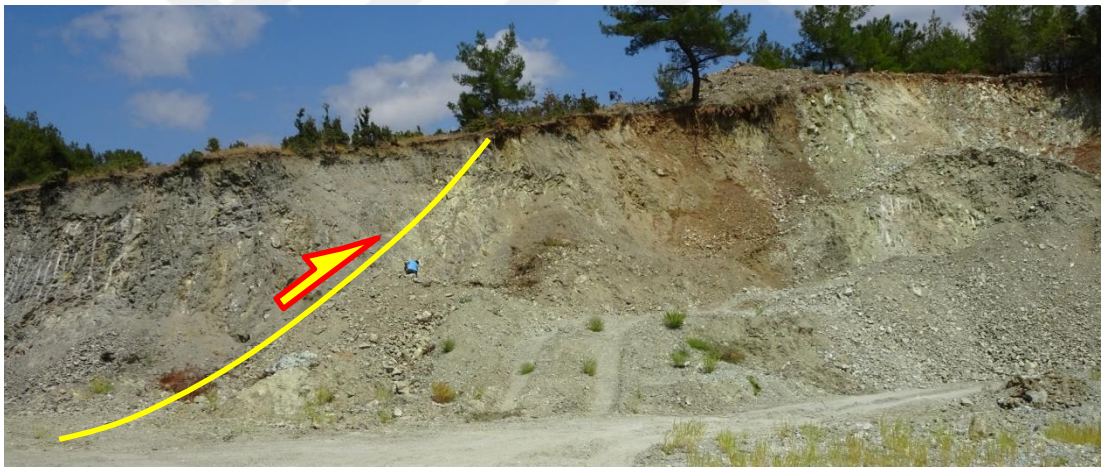
Şekil 4.11. Travertenin içerisinde yer alan Denizgören ofiyolitine ait serpantinleşmiş harzburjitler (39.83214^{o} K, 26.32681^{o} D)

Çalışma alanında Denizgören ofiyoliti, Çamlıca Masifi ve Karadağ Masiflerinin üzerine bindirme ile gelmektedir (Şekil 4.14). Hallaçlar volkaniti (Şekil 4.15), Ezine

volkaniti ve Taştepe bazaltı tarafından kesilip, Gazhanedere formasyonu ve Alüvyon tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir.



Şekil 4.12. Denizgören ofiyoliti ile Çamlıca Masifi'nin arasındaki bindirme sınırı K45^{o}B/45^{o}KD (39.99664^{o} K, 26.43394^{o} D)



Şekil 4.13. Denizgören ofiyolitinin üzerine itilmiş Çamlıca Masifi'nden genel bir görünüm (39.98432^{o} K, 26.35628^{o} D)



Şekil 4.14. Derbentabaşı Köyü'nün güneybatısında Karadağ (allta) ve Çamlıca (üstte) Masifi arasında iki fay ile sınırlanan yaklaşık KD-GB uzanımlı Denizgören ofiyoliti (ortada) (B'dan D'ya bakış, 39.87786^{o} K, 26.3184^{o} D)



Şekil 4.15. Kemertaş Tepe'nin GB'sındaki Hallaçlar volkaniti ile Denizgören ofiyoliti arasındaki sınır (G'den K'e bakış, 39.80706^{o} K, 26.28764^{o} D)

Denizgören ofiyolitinine ait metamorfik taban kayaçlarında milonitleşmiş metabazit ve amfibolitler çok yaygındır (Okay ve diğ., 1996; Jenny, 2004). Denizgören ofiyolitinin yaşı taban metamorfitlerinden alınan amfibolitler üzerinde yapılan jeokronolojik yaş tayini sonucu Apsiyen (Alt Kretase) olarak tespit edilmiştir (Okay ve diğ., 1996; Jenny, 2004).

4.1.4. Kestanbol granitoidi (Tk)

Yaklaşık 100-150 km^{2}lik bir alanda yüzeylenen granitoid, Kestanbol Köyü'ne izafeten Kestanbol granitoidi olarak isimlendirilmiştir (Bingöl, 1968). Granitoid, Bürküt (1966) tarafından Kestanbol Masifi, Andaç (1973) tarafından Kestanbol siyeniti, Karacık (1995) tarafından Kestanbol plütonu, farklı araştırmacılar tarafından Kestanbol graniti, Koralay ve diğ. (2018) tarafından ise Koçali graniti olarak isimlendirilmiştir. Bu çalışmada ise Kestanbol granitoidi adlaması kullanılmıştır.

Kestanbol granitoidi, çalışma alanında Körüktaşı Köyü, Koçali Köyü, Yavaşlar Köyü ve çevrelerinde, Gökçebayır Köyü'nün güneyinde, Hisaralan Mahallesi ve batısında geniş bir alanda mostra vermektedir.

Bölgedeki volkanik kayalar ile zamansal ve mekansal ilişkisi bulunan Kestanbol granitoidi, litolojik olarak homojen, batı ve doğu sınırları büyük faylarla sınırlı, I tipi bir granitoiddir (Şahin ve diğ., 2010; Akal, 2013).

Taze kırık rengi gri-mavimsi gri olan, iri taneli Kestanbol granitoidi genel olarak bol kırık çatlaklıdır ve yer yer bu kırık çatlaklar kuvars dolgu ile dolmuştur (Şekil 4.16). K80^{o}B doğrultulu kuvars dayk sistemi, K55-60^{o}D doğrultulu olan kuvars dayk sistemini sistematik olarak kesmektedir (Bölüm 4.2.4). Granitoid, Hisaralan Mahallesi'nin kuzeybatısında ayrışmış ve yuvarlanmıştır. Kestanbol granitoidi özellikle Kemallı Köyü ve çevresinde aşırı ayrışmıştır, dağılgandır ve kum halini almıştır (Şekil 4.17). Çalışma alanında iki adet granit ocağı yer almaktadır ve bu ocaklarda blok üretimi yapılmaktadır. Kestanbol granitodi, Çınarköy'ün kuzeyindeki Badel Tepe'nin kuzeybatısında yer alan granit ocağında, andezitik volkanitlerden ksenolit almıştır (Şekil 4.18).

Çalışma alanında Kestanbol granitoidi, Karadağ Masifi'ne plütonizma ile yerleşmiştir. Bayramiç formasyonu tarafından uyumsuzluk ile örtülmektedir. Kestanbol granitoidinin, Hallaçlar volkaniti ve Ezine volkaniti ile olan sınır ilişkisi ise net olarak tespit edilememiştir.



Şekil 4.16. Kestanbol granitoidinin içindeki K55^{o}D doğrultulu kuvars dolgulu çatlaklar (KD'dan GB'ya bakış, 39.7200^{o} K, 26.29312^{o} D)



Şekil 4.17. Taş ocağında üst düzeyleri aşırı derecede ayrışmış Kestanbol granitoidinden genel görünüm (39.73594^{o} K, 26.2526^{o} D)



Şekil 4.18. Kestanbol granitoidinin içerisindeki andezitik volkanit ksenolitleri (39.75071^{o} K, 26.34808^{o} D)

Monzonitik-granitik bileşimdeki Kestanbol granitoidi başlıca kuvars, alkali feldispat, plajiyoklaz, biyotit, hornblend minerallerinden oluşmaktadır. Zirkon, apatit ve sfen gibi minerallerden dolayı da radyojenik özellik göstermektedir. Alterasyon sonucunda klorit, kalsit ve kil mineralleri gelişmiştir. Jeokimyasal incelemeler sonucunda orta düzeyde SiO_2, yüksek K_2O, yüksek CaO ve orta değerde Al_2O_3 içerdiği tespit edilen granitoid, metalumino, yüksek potasyum içeren kalkalkalen karakter göstermektedir. (Şahin Yılmaz ve diğ., 2004; Şahin ve diğ.,2010; Akal, 2013; Aydın ve diğ., 2019).

Genel olarak, orta-iri boyutta tanesel doku gösteren granitoid, kalkalkalen-şoşonitik bileşimdeki, daha önce metamorfizmaya uğrayan, kıtasal, flogopit taşıyan manto kaynağından türeyen, Erken Miyosen yaşındaki tephriphonolite dayklar tarafından kesilmektedir. Granitoidden daha koyu renkte olan mafik dayklar ve anklavlar ise diyorit, kuvars diyorit ve kuvars monzodiyorit bileşimli kayaçlardan oluşmaktadır (Karacık ve Yılmaz 1998; Şahin ve diğ.,2010; Akal, 2013; Aydın ve diğ., 2019). Mafik ve felsik magmaların karışımı sonucunda, felsik granitoidlerin içinde mafik ve plütonizma ile eş yaşlı dayklar ve anklavlar yer almaktadır. Anklavlar ve mafik dayklar, ana magmanın kristalizasyonunun ileri aşamalarında oluşmuştur. Bu anklavların boyutları cm-metre arasında değişkenlik göstermektedir. Kestanbol granitoidi ile anklavların sınırı keskindir (Şahin Yılmaz ve diğ., 2004; Şahin ve diğ., 2010).

Kestanbol granitoidi için yapılan radyojenik yaş tayinleri ile 28±0,88 my Fytikas ve diğ. (1976), 21.5 ± 1.6 my (Birkle ve Satır, 1995) 22.3 ± 0.2 my ve 22.8 ± 0.2 my (Altunkaynak ve diğ., 2012) yaşları (Üst Oligosen-Alt Miyosen) tespit edilmiştir.

Geç Kretase-Erken Senozoyik'de Sakarya Kıtası ile Anatolid-Torid Platformu'nun çarpışmasını takiben, Oligo-Miyosen'de bölgeye yerleşen Kestanbol granitoidi, bu kayaları kontakt metamorfizmaya uğratmıştır (Karacık ve Yılmaz 1998; Şahin ve diğ., 2010). Granitoid, akışkan ve ergiyik metasomatizmasına uğramış bir litosferik manto kaynağın kısmi ergimesi ile oluşmuştur. Granitoidin gelişiminde kabuksal kirlenme önemli bir rol oynamaktadır. Kestanbol granitoidini oluşturan manto kaynağı, yitim ile ilişkili olan magmaların karakteristik jeokimyasal özelliğini yansıtmaktadır (Aydın ve diğ., 2019).

4.1.5. Hallaçlar volkaniti (Th)

Altere olmuş andezit, andezitik-bazaltik lavlar ve piroklastiklerden oluşan volkanite Krushensky (1976), Hallaçlar Köyü'ne izafeten Hallaçlar formasyonu adını vermiştir. Aynı birim Ercan ve diğ. (1995) tarafından Çan ve Kirazlı volkanitleri, Dönmez (2005) tarafından ise Hallaçlar volkaniti olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmada ise Hallaçlar volkaniti adlaması kullanılmıştır.

Çalışma alanında Hallaçlar volkaniti, Hisaralan Mahallesi'nin kuzey-kuzeybatısında, Karadağ Köyü'nün güneyinde ve Kızıltepe Köyü'nün çevresinde mostra vermektedir.

Volkanitler hidrotermal alterasyon nedeni ile renk değişimine uğramıştır. Kalınlığı yaklaşık 400 metre olan Hallaçlar volkaniti andezitik, dasitik kayaçlar, lav akıntıları, silisleşmiş kayaçlar ve bu kayaçların altere olmuş ürünlerinden oluşmaktadır. Hidrotermal alterasyon sonucu killeşme ve silisleşme meydana gelmiştir. Silisleşmenin yaygın olarak gözlemlendiği alanlarda altın, gümüş, bakır gibi elementler pozitif anomali göstermektedir. Bölgedeki metalik maden oluşumlar, genellikle Oligosen yaşındaki volkanizma ile ilişkilidir (Koç ve diğ., 1994; Ercan ve diğ., 1995).

Çalışma alanında Hallaçlar volkaniti, çoğunlukla aşırı derecede alterasyona uğraması nedeni ile dağılgan yapısı, sarımsı kahverengi-kızılımsı bir rengi (Şekil 4.19) ve grimsi beyaz renkli, dağılgan tüfleri ile arazide kolayca tanınabilmektedir (Şekil 4.20).

Çalışma alanında Hallaçlar volkaniti, Karadağ Masifi'ni keserek gelmiştir ve Ezine volkaniti tarafından kesilmektedir. Hallaçlar volkanitinin, Kestanbol granitoidi ile olan sınır ilişkisi ise net olarak tespit edilememiştir.

Alterasyona uğramamış yüzeylerden yapılan petrografik analizler sonucunda Hallaçlar volkanitinin büyük oranda andezitlerden, yer yer de dasitlerden oluştuğu tespit edilmiştir. Andezitik ve dasitik kayaçlar hipokristalin porfirik dokuludur. Plajioklas, biyotit, alkali feldspat başlıca fenokristalleri oluşturmaktadır (Ercan ve diğ., 1995; Genç ve diğ., 2012).



Şekil 4.19. Sazlıgöl Tepe'nin GB'sındaki Hallaçlar volkanitinin alterasyona uğramış yüzeylerinden genel bir görünüm (39.72802^{o} K, 26.32064^{o} D)



Şekil 4.20. Palamutluk Tepe'nin batısındaki Hallaçlar volkanitinin tüflerine ait genel bir görünüm (39.70085^{o} K, 26.38047^{o} D)

Hallaçlar volkanitinin altere olmamış andezitlerinden alınan örneklere yapılan radyometrik yaşlandırma sonucunda, volkanitin yaşı 23.6±0.6 my (Keushensky, 1976), 28.2±1.4 ve 28±0.9 my (Dayal, 1984), 34.3±1.2 ve 30.4±0.7 my (Ercan ve diğ., 1995), 26.5±1.1 my (Genç ve diğ., 2012) olarak tespit edilmiştir. Bu yaş verileri volkanizmanın Alt Oligosen-Üst Oligosen arasında gerçekleştiğini göstermektedir.

Geç Kretase-Erken Senozoyik'de Sakarya Kıtası ile Anatolid-Torid Platformu'nun çarpışması ile ilişkili Hallaçlar volkaniti, kalkalkalen karakterdedir ve yitim ile ilişkilidir. Bölgedeki magmatik ve Eosen-Orta Miyosen yaşındaki volkanik kayaçlar aynı magmadan türemiştir. Bu magma zenginleşmiş litosferik manto kaynağından türemiştir ve kıtasal kabuk ile kirletilmiştir. Magma asimilasyon ve franksiyonel kristallenme ile farklı bileşimdeki kayaçları oluşturmuştur (Krushensky, 1976; Genç 1988; Karacık ve Yılmaz, 1998; Şahin ve diğ., 2010; Genç ve diğ., 2012).

4.1.6. Ezine volkaniti (Te)

Siyako ve diğ. (1989) tarafından yoğun olarak mostra verdiği Ezine İlçesi'ne izafeten Ezine volkaniti olarak isimlendirilmiştir. Borsi ve diğ. (1972) tarafından Behram volkanitleri olarak adlandırılan birim, Öngür (1973) tarafından Ayvacık lavı olarak isimlendirmiştir. Bu çalışmada ise Ezine volkaniti adlaması kullanılmıştır.

Ezine volkaniti çalışma alanında, Çınarköy ve çevresinde, Danişment Mahallesi'nin çevresinde ve Hisaralan Mahallesi'nin kuzeydoğusunda mostra vermektedir.

Ezine volkaniti andezit, dasit, riyodasit ve trakiandezitten oluşmaktadır. Yer yer çok sert, bol çatlaklı olan volkanitlerde akma yapıları bulunmaktadır. Volkanite ait tüfler, gri, sarı ve beyaz renklerdedir ve alterasyon sonucunda bir kısmı kaolenleşmiştir. Volkanite ait ignimbiritler geniş alana yayılmış olup Alt-Orta Miyosen volkanizmasının son ürünlerindendir (Ercan ve diğ., 1995; Genç ve diğ., 2012; Siyako ve diğ., 1989).

Ezine volkaniti, çalışma alanında genel olarak yer yer bol kırık çatlaklı, pembemsi gri renkteki sert andezit ve latitten (Şekil 4.21), beyazımsı-açık gri dağılgan piroklastiklerden, yer yer de piroklastiklerin içerisindeki andezit ve latitler bileşimli, köşeli lav çakıllarından oluşmaktadır (Şekil 4.22). Volkanitin içerisinde yer yer trakiandezit-bazalt daykları yer almaktadır ve bu dayklar sonucunda küçük ölçekli pişme zonları gelişmiştir (Şekil 4.23). Ezine volkaniti yer yer alterasyona uğramıştır ve içerdiği andezit ve latitler tanınamaz hale gelmiştir. Ayrıca, Ezine volkanitinin içerisinde yer yer hidrotermal alterasyon ilişkili zonlanmalar gelişmiştir (Şekil 4.24).

Çalışma alanında Ezine volkaniti, Denizgören ofiyolitinin ve Hallaçlar volkanitinin üzerine keserek gelmektedir. Bayramiç formasyonu ve Alüvyon tarafından ise uyumsuzluk ile örtülmektedir. Ezine volkanitinin, Kestanbol granitoidi ile olan sınır ilişkisi ise tam olarak tespit edilememiştir.

Volkanitlerde yapılan petrografik çalışmalar sonucunda andezitik lavların porfirik, hyaloporfirik ve mikrolitik dokululudur. Volkanit ana olarak plajioklas, alkali felspat ve kuvars fenokristalleri ve biyotit minerallerinden oluşmaktadır. Plajioklazlar yer yer serisitleşmiş ve karbonatlaşmıştır (Ercan ve diğ., 1995; Genç ve diğ., 2012).



Şekil 4.21. Ezine volkanitine ait andezit ve latitlerden genel görünüm (39.74939^{o} K, 26.35259^{o} D)



Şekil 4.22. Ezine volkanitinin piroklastiklerinin içinde yer alan andezit ve latit bileşimli lav çakılları (39.75264^{o} K, 26.34295^{o} D)



Şekil 4.23. Ezine Volkanitinin içerisinde yer alan trakiandezit-bazalt daykları (39.7613^{o} K, 26.32349^{o} D)



Şekil 4.24. Ezine volkanitlerinde alterasyon nedeni ile gelişen zonlanma, (39.7611^{o} K, 26.32408^{o} D)

Ezine volkanitleri için, altere olmamış yüzeylerden alınan örneklere yapılan radyometrik yaş tayini sonucu 21.5-16.8 my yaşı elde edilmiştir (Borsi ve diğ., 1972). Ercan ve diğ. (1995) 21.9±0.6 my (Erken Miyosen) yaşlarını elde etmişlerdir. Genç ve diğ. (2012) ise çalışma alanının dışında bulunan Erken Miyosen yaşlı

Küçükkaya formasyonu ile ara düzeyli olduğu için volkanitlere Erken Miyosen yaşını vermiştir.

Ezine volkaniti de tıpkı Hallaçlar volkaniti gibi kalkalkalen karakterdedir ve Sakarya Kıtası ile Anatolid-Torid Platformu'nun çarpışması sonucu dalma-batma ile ilişkilidir. Bölgedeki magmatik ve Eosen-Orta Miyosen yaşındaki volkanik kayaçlar aynı magmadan türemiştir. Bu magma, zenginleşmiş litosferik manto kaynağından türemiştir ve kıtasal kabuk ile kirletilmiştir. Magma asimilasyonu ve franksiyonel kristallenme ile farklı bileşimdeki kayaçları oluşturmuştur (Krushensky, 1976; Genç 1988; Karacık ve Yılmaz, 1998; Genç ve diğ., 2012).

4.1.7. Gazhanedere formasyonu (Tg)

Çanakalle Boğazı'ndaki Miyosen yaşlı istifin tabanını oluşturan Gazhanedere formasyonu, ilk olarak Saltık (1974) tarafından adlandırılmıştır. Şentürk ve Karaköse (1987) Çanakkale formasyonunun Sarıyar üyesi, Atabey ve diğ. (2004) ise Sarıyar formasyonu olarak tanımlamıştır. Bu çalışmada ise Gazhanere formasyonu adlaması kullanılmıştır. Formasyonun tip kesiti Ulupınar Köyü'nün güneyindeki Sarıyar Mevkisidir (Ilgar ve diğ.,2012).

Çalışma alanında, Gazhanedere formasyonu, Civler Köyü ve Kemerdere Mahallesi'nin kuzeyindeki sınırlı bir alanda mostra vermektedir.

Çakıltaşları genelde tane destekli ve boyutları çok değişken olup, yarı yuvarlak yarı köşelidir. Ufak tane boylu çakıltaşları iyi bir tabakalanma gösterirken, iri çakıl ve bloktan oluşan çakıltaşları ise genel olarak masiftir. Formasyonun içindeki kumtaşları ise 40-75 cm kalınlığındadır ve orta-çok kaba kumlardan oluşmuştur. Düzlemsel paralel tabakalanma gösteren bu kumtaşlarının içerisinde merceğimsi çakıl taşları da yer almaktadır. Çamurtaşları ise masif veya paralel tabakalanma göstermektedir (Siyako ve diğ., 1989; Atabey ve diğ., 2004; Ilgar ve diğ., 2012).

Gazhanedere formasyonunun kalınlığı Biga Yarımadası'nda 60-200 metre arasındadır. Genel olarak yeşilimsi gri, kahverengi çakıltaşı, kumtaşı ve kırmızı-gri çamurtaşlarından oluşmaktadır (Siyako ve diğ., 1989; Atabey ve diğ., 2004; Ilgar ve diğ., 2012).

Çalışma alanında Gazhanedere formasyonu tane destekli, boyutu ince çakıl ve blok boyutunda değişen, çakılları genellikle köşeli ve yarı köşeli, ince kumlu, çakılları genellikle Denizgören ofiyolitinin serpantininden ve Çamlıca metamortitlerinin mermerlerinden oluşan masif çakıltaşından oluşmaktadır (Şekil 4.25).



Şekil 4.25. Gazhanedere formasyonundan genel bir görünüm (39.97109^{o} K, 26.33784^{o} D)

Çalışma alanında Gazhanedere formasyonu, Çamlıca Masifi'ni ve Denizgören ofiyolitini uyumsuzluk ile örtmektedir. Çanakkale formasyonu tarafından paralel uyumsuzluk ile örtülmektedir. Formasyon, Taştepe bazaltı tarafından ise kesilmektedir.

Gazhane formasyonuna Şentürk ve Karaköse (1987) formasyonun içerisindeki karbonat yumrularındaki ostrakod fosillerinden Erken Pannoniyen, Kaya (1992) ise Geç Astarasiyen (Orta Miyosen sonu) yaşını vermiştir.

Alüviyal yelpaze çökellerinden oluşan formasyon, içinde akarsu kanal tabanı gecikme çökellerini oluşturan kaba taneli çakıltaşları, düzlemsel paralel-çapraz katmanlı uzunlamasına ve enine bar çökellerine ait kumtaşı ve çakıltaşları, taşkın düzlüğü çökellerini oluşturan kırmızı çamurtaşları bulunmaktadır (Siyako ve diğ., 1989; Atabey ve diğ., 2004; Ilgar ve diğ., 2012).

4.1.8. Çanakkale formasyonu (Tç)

Biga Yarımadası'nda Çanakkale Boğazı boyunca yüzeylenen formasyona Şentürk ve Karaköse (1987) tarafından Çanakkale formasyonu ismi verilmiştir. Çanakkale formasyonunu, Ünal (1967) Ergene grubu ve Büyük Anafarlalar formasyonu, Önem (1974) Eceabat formasyonu, Saltık (1974) ise Gelibolu formasyonu, Gazhanedere formasyonu, Kirazlı formasyonu ve Alçıtepe formasyonu olarak isimlendirmiştir. Çalışma alanında yer alan Çamrakdere üyesi ise, Şentürk ve Karaköse (1987) tarafından adlandırılmıştır. Önem (1974) ve Saltık (1975)'in Kirazlı formasyonunun, Atabey ve diğ. (2004)'ün İntepe üyesinin karşılığıdır ve Çanakkale Boğazı'nın doğusu boyunca yüzeylenir. Çamrakdere Üyesi, yanal olarak Kirazlı, düşey olarak ise Alçıtepe üyesi ile geçişlidir (Atabey ve diğ., 2004; Ilgar ve diğ.,2012). Bu çalışmada ise Çanakkale formasyonu adlaması kullanılmıştır.

Çamrakdere üyesinin tip kesiti Gökçeali Köyü yakınlarında Balıkesir yolu yarmasında bulunmaktadır (Atabey ve diğ., 2004; Ilgar ve diğ.,2012).

Çalışma alanında Çanakkale formasyonunun Çamrakdere üyesi Taştepe Köyü'nün kuzeyinde ve Akçapınar Köyü'nün batısında mostra vermektedir.

Çanakkale formasyonu, genel olarak çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı, marn, kalkaranit ve oolitik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Kalınlığı 220-270 metre olan formasyon Kirazlı üyesi, Çamrakdere üyesi ve Alçıtepe üyesi olarak üç üyeye ayrılmaktadır. Bu üyeler birbirleri ile düşey ve yanal geçişlidir. Kalınlığı 70-90 metre aralığında değişen Çamrakdere üyesi, çamurtaşı, marn, silttaşı kumtaşı, kalkarenit ve çakıltaşından oluşur (Siyako ve diğ., 1989; Atabey ve diğ., 2004; Ilgar ve diğ.,2012).

Alt seviyelerde kahverengimsi gri renkteki masif, içerisinde kavkı parçaları içeren marndan, üst seviyelerde ise içerisinde bol miktarda fosil-kavkı parçası bulunan, sarımsı bej rengindeki karbonat bileşimli, kumtaşı-ince çakıltaşından oluşmaktadır. Birimler genel olarak yatay konumdadır (Şekil 4.26, 4.27, 4.28).

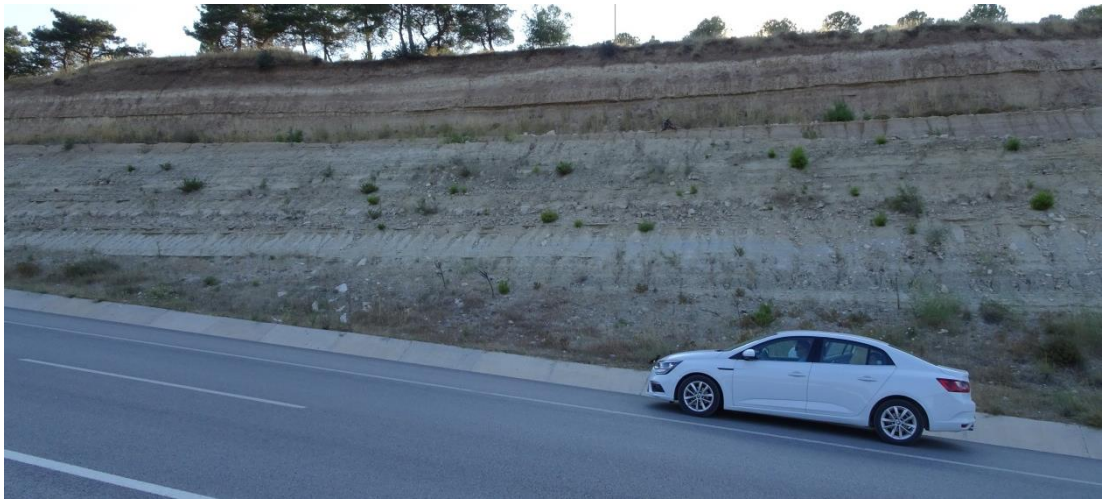
Çalışma alanında Çanakkale formasyonu, Gazhanedere formasyonu'nun üzerine paralel uyumsuzluk ile gelmektedir. Taştepe bazaltı tarafından kesilip, alüvyon tarafından örtülmektedir.



Şekil 4.26. Taşlıtarla Tepe'nin KB'sındaki Çanakkale formasyonuna ait altta marn, üstte çakıllı kumtaşından genel bir görünüm (39.96816^{o} K, 26.30328^{o} D)



Şekil 4.27. Çalışma alanının dışında, 6 km kuzeyindeki Kumkale kuzeyinde Çamrakdere üyesinin yatay kumtaşı, killi kireçtaşı katmanları (40.00107^{o} K, 26.25879^{o} D)



Şekil 4.28. Çalışma alanının dışında, yaklaşık 10 km kuzeyinde, Çanakkale-Ezine karayolunda Çanakkale formasyonuna ait yatay katmanlar (39.9645^{o} K, 26.29624^{o} D)

Çanakkale formasyonu kıyı, kıyıyüzü, lagün, gel-git düzlüğü, plaj, gelgit çekilme deltası ve ooid bankları olmak üzere farklı ortamlarda çökelmiştir. Bol miktarda fosil, kavkı parçası ve bitki kırıntıları da içeren Çamrakdere üyesinin içerisindeki marn ve kiltaşında tespit edilen ostrakod fosillerinden Orta-Geç Panoniyen (Geç Miyosen) yaşı verilmiştir. Alçıtepe üyesinin içerisinde tanımlanan Potmida atavus Partsch mollusk faunası ve ostrakod fosillerinden Orta-Geç Panoniyen (Geç Miyosen) yaşı verilmiştir (Şentürk ve Karaköse, 1987; Atabey ve diğ., 2004; Ilgar ve diğ., 2012).

Çamrakdere üyesine ait çamurtaşı içerisinde ostrakod fosilleri, marn ve çamurtaşları içinde lamellibranş fosilleri bulunmaktadır. Bu fosiller acı su ortamını temsil etmektedir. Üye gel-git düzlüğü ortamında çökelmiştir (Atabey ve diğ., 2004; Ilgar ve diğ., 2012).

4.1.9. İlyasbaşı formasyonu (Ti)

Biga Yarımadası'nda Ayvacık'ın kuzey ve kuzeydoğusunda yüzeylenen formasyon, Saka (1979) tarafından İlyasbaşı formasyonu olarak isimlendirilmiştir. Bu çalışmada da aynı adlama kullanılmıştır. İlyasbaşı formasyonunun tip kesit yeri Nusratlı Köyü doğusu yol yarmasında ve Bilaller Köyü'nde bulunmaktadır (Ilgar ve diğ., 2012).

Çalışma alanında İlyasbaşı formasyonu, Akçeşme Köyü'nün doğusunda sınırlı bir alanda mostra vermektedir.

Havzanın farklı kesimlerimde farklı litolojilerden ve farklı fasiyeslerden oluşan İlyasbaşı formasyonu, tabanda kızıl-kahverengi, çakıltaşından, üst seviyelerde ise marn, kumtaşı, tüf ve çamurtaşından oluşur. Formasyonun toplam kalınlığı 500 metre civarındadır (Siyako ve diğ., 1989; Ilgar ve diğ., 2012).

Çalışma alanında İlyasbaşı formasyonu, yatay ve yataya yakın tabakalanma gösteren, yer yer karbonat topakları da içeren kızıl-kahverengi çakıllı kumtaşı seviyelerinden oluşur. Formasyon, Taştepe bazaltından da çakıl almıştır (Şekil 4.29) ve sütunsu Taştepe bazaltı, İlyasbaşı formasyonunun üzerinde yer almaktadır (Şekil 4.30).

Çalışma alanında İlyasbaşı formasyonu, Çamlıca Masifi'nin üzerine uyumsuzluk ile gelmektedir. Formasyon, Taştepe bazaltı tarafından kesilip, alüvyon tarafından açısal uyumsuzlukla örtülmektedir.

İlyasbaşı formasyonu, kıyıötesi-geçiş, kıyıyüzü, plaj, ağız-barı tipi delta, akarsu ve kıyı kuşağı çamur düzlüğü çökellerinden oluşmaktadır (Siyako ve diğ., 1989; Ilgar ve diğ., 2012).

Gölsel havzada çökelen İlyasbaşı formasyonu dokanak ilişkilerine göre Üst Miyosen yaşındadır (Siyako ve diğ., 1989; Ilgar ve diğ., 2012). İlyasbaşı formasyonu, Üst Miyosen yaşındaki Taştepe bazaltından çakıl aldığı ve sütunsu Taştepe bazaltı, İlyasbaşı formasyonunun üzerinde yer aldığı için, bazaltik volkanizma, İlyasbaşı formasyonu çökelirken meydana gelmiştir.



Şekil 4.29. İynebulla Tepe'nin GB'sındaki bazalt çakılları içeren İlyasbaşı formasyonu (39.89778^{o} K, 26.33286^{o} D)



Şekil 4.30. İynebulla Tepe'nin GB'sında Bazalt çakılları içeren İlyasbaşı formasyonu ve üzerinde yer alan sütunsal Taştepe bazaltı (39.89779^{o} K, 26.33315^{o} D)

4.1.10. Taştepe bazaltı (Tt)

Genç faylar ile yüzeylenen, bazaltik lavlardan oluşan birime Siyako ve diğ. (1989) tarafından Taştepe Köyü'ne izafeten Taştepe bazaltı ismi verilmiştir. Ercan ve diğ. (1995) ise, aynı birimi Ezine volkaniti olarak isimlendirmiştir. Bu çalışmada ise Taştepe bazaltı adlaması kullanılmıştır.

Çalışma alanında Taştepe bazaltı, Pınarbaşı Köyü'nde, Akçapınar Mahallesi'nde, Civler Köyü ve güneyinde, Taştepe Köyü'nün kuzeydoğusunda ve Çetmi Köyü'nün kuzeybatısında genellikle küçük yüzlekler halinde mostra vermektedir.

Çalışma alanında Taştepe bazaltı, sütunsu soğuma yapıları, akma breşleri ve siyah-yeşilimsi gri rengi ile kolayca tanınan Taştepe bazaltı, Denizgören ofiyolitinin (Şekil 4.31) ve İlyasbaşı formasyonunun üzerinde sütunsal olarak bulunur (Şekil 4.32). Pınarbaşı Köyü'nün kuzeydoğusu başta olmak üzere, Taştepe bazaltının içinde yer yer vesiküler boşluklar yer almaktadır.

Çalışma alanında Taştepe bazaltı, Karadağ Masifi, Çamlıca Masifi, Denizgören ofiyoliti, Çanakkale formasyonu, Gazhanedere formasyonu ve İlyasbaşı formasyonunu kesmektedir. Alüvyon tarafındanda uyumsuzlukla örtülmektedir.



Şekil 4.31. Hacıosman Tepe'nin GB'sındaki Denizgören ofiyolitinin üzerinde yer alan sütunsu Taştepe bazaltı ve oluşturduğu pişme zonu (GB'dan KD'ya bakış, 39,90152^{o} K, 26,31235^{o} D)

Taştepe bazaltı, başlıca yer yer serpantinleşmiş olivin, plajiyoklaz ve ojit fenokristallerinden oluşmuştur. Bazalt lavları, amigdoloidal dokudadır ve boşlukları ikincil zeolit, kuvars ve kalsit dolguları ile dolmuştur. İntergranüler ve mikrolitik porfirik dokudaki hamur ise değişken boyutlardaki plajiyoklas çubukları, piroksen kristalleri ve volkan camından oluşmuştur (Ercan ve diğ., 1995; Genç ve diğ., 2012).



Şekil 4.32. Hacıosman Tepe'nin GD'sundaki Taştepe bazaltı tabanında yer alan akma breşleri ve üst düzeyde sutunsu lavlar (39.89989^{o} K, 26.33268^{o} D)

Yapılan radyometrik yaş tayinleri sonucunda, Taştepe bazaltının yaşı Borsi ve diğ. (1972) tarafından 9.7 my (Üst Miyosen), Ercan ve diğ. (1995) tarafından 9.9±0.6 ve 9.5±0.3 my (Üst Miyosen), Kaymakcı ve diğ. (2007) tarafından ise 7.65 ± 0.36 ve 11.16 ± 0.21 my (Üst Miyosen) olarak tespit edilmiştir.

Taştepe bazaltı, Batı Anadoluda Senozoyik yaşlı volkanizmanın son evresinde, Geç Miyosen'de K-G yönlü genişlemeli rejimin etkisi ile oluşan doğu-batı uzanımlı çatlaklar ile yüzeylenmiştir (Ercan ve diğ., 1995; Yılmaz ve diğ., 2000). Bazaltlar, okyanus adası bazaltları benzeri bir element dağılımı göstermektedir. Bölgede meydana gelen önceki kalkalkalen volkanizmanın aksine Taştepe bazaltında kabuksal kirlenme etkin bir rol oynamamıştır, manto kökenlidir. Taştepe bazaltı, mantodaki adiyabatik dekomprasyon ergimesi ile ilişkilidir ve volkanizma küçük hacimli alkali olivin bazaltları ve bazanitler ile temsil edilir. Alkali magmanın türediği manto, uyumsuz elementlerce zenginleşmiştir. Bu zenginleşme, tek bir manto kaynağının farklı oranlarda (%2-8) ergimesiyle ve çok aşamalı ergime süreçleriyle ilişkilidir (Aldanmaz ve diğ., 2002; Aldanmaz ve diğ., 2004; Aldanmaz ve diğ., 2006; Genç ve diğ., 2012).

4.1.11. Bayramiç formasyonu (Tb)

Biga Yarımadası'nda geniş yayılımlı olan Pliyosen yaşındaki formasyona, Siyako ve diğ. (1989) tarafından formasyonun en iyi gözlemlendiği yer olan Bayramiç Çayı'na izafeten Bayramiç formasyonu adı verilmiştir. Gözler ve diğ. (1984) Bayramiç formasyonunu Pliyosen çökelleri olarak incelemiştir. Bu çalışmada ise Bayramiç formasyonu adlaması kullanılmıştır.

Bayramiç formasyonu, çalışma alanında Geyikli İlçesi, Üvecik Köyü, Mahmudiye Köyü, Çamoba Köyü, Mecidiye Köyü, Akköy Köyü, Pazarköy, Çarıksız Köyü ve çevrelerinde, Çetmi Köyü'nün doğusunda Bayırtarla Tepe ve çevresinde, Aktaş Tepe kuzeybatısında çok geniş bir alanda mostra vermektedir.

Formasyon, farklı boyuttaki konglomera, kumtaşı, kiltaşı, marn, killi kireçtaşından oluşur. Formasyondaki konglomeraların boyları çok değişkendir (Gözler ve diğ., 1984). Bayramiç formasyonu, karasal alanlarda 200-300 metre kalınlığında iken, Edremit Körfezi'nde kalınlığı 1500 metreye yaklaşmaktadır (Siyako ve diğ., 1989).

Çalışma alanında genel olarak yatay ve yataya yakın paralel tabakalanma gösteren, yer yer masif, tane boyu alttan üste incelen Bayramiç formasyonu, tabanda beyazımsı kızıl-kahverengi, karbonat çimentolu, genellikle köşeli ve matriks destekli, kötü boylanmış, çakıl boyutları oldukça değişken, masif çakıltaşı ve kumtaşı seviyeleri ile temsil edilirken (Şekil 4.33), orta seviyelerde yatay, ince ve orta kalınlıktaki, düzlemsel tabakalanmalı, gevşek tutturulmuş, kızıl-kahverengi kumtaşı ile (Şekil 4.34), üst seviyelerde ise genellikle ince katmanlı, sarımsı kahverengi kumtaşı-silttaşı ve çamurtaşı ardalanması ile temsil edilmektedir. Formasyonun çakıllı seviyelerinde kanal dolguları bulunmaktadır (Şekil 4.35). Formasyon içinde bölgenin gerilmeli aktif tektoniği ile ilişkili KD doğrultulu lokal faylar da yer almaktadır (Şekil 4.36).

Çalışma alanında Çamlıca Masifi'ni, Karadağ Masifi'ni, Kestanbol granitoidini, Ezine volkanitini (Şekil 4.37), Taştepe bazaltını uyumsuzlukla örten Bayramiç Formasyonu, Alüvyon tarafından ise uyumsuzlukla örtülmektedir.

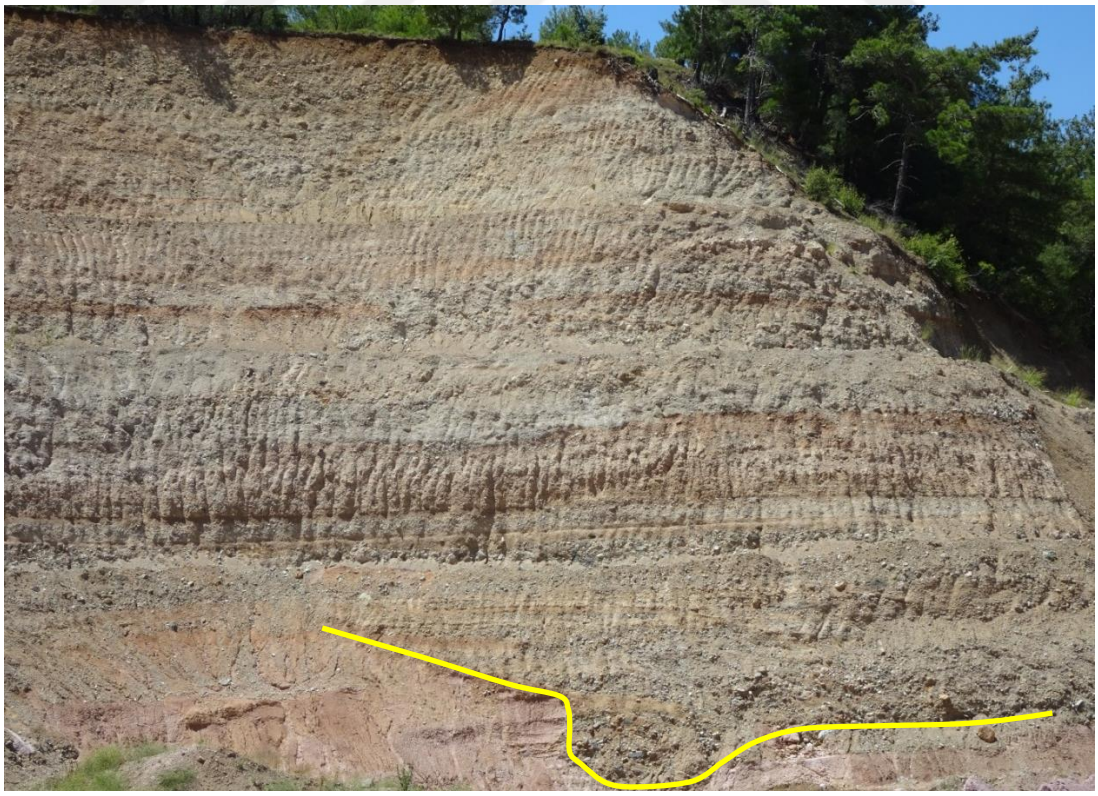
Bayramiç formasyonunun yaşını Gözler ve diğ., (1984) kireçtaşlarından alınan örneklerdeki Campylaea cf. bolivari (Gomez), Pseudomnicola sp. Fosillerinde yaptığı inceleme sonucunda Pliyosen olarak tespit etmiştir. Siyako ve diğ., (1989) ise formasyonun yaşının Pliyo-Kuvaterner olduğunu belirtmiştir.



Şekil 4.33. Bayramiç formasyonunun karbonat çimentolu, çakıllı taban seviyesinden genel bir görünüm (39.79162^{o} K, 26.2491^{o} D)



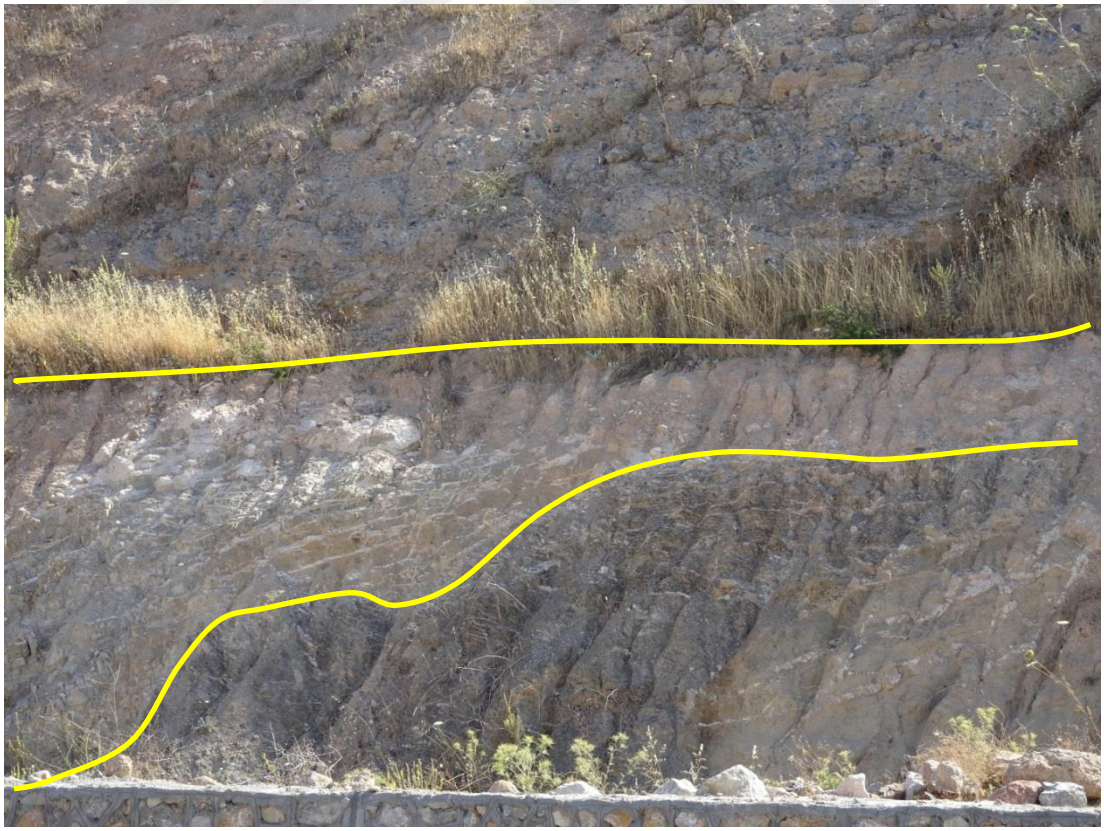
Şekil 4.34. Bayramiç formasyonunun çakıltaşı ve kumtaşı ardalanmalı seviyelerinden genel bir görünüm (39.8106^{o} K, 26.1886^{o} D)



Şekil 4.35. Çalışma alanının dışında, 9 km güneydoğusunda, Dağahmetçe Köyü kuzeydoğusunda yer alan çakıl ocağında yer alan Bayramiç formasyonundan bir görünüm. İstifin alt kısmında kanal yapısı görülmektedir (39.6848^{o} K, 26.52089^{o} D)



Şekil 4.36. Bayramiç formasyonunda yer alan KB doğrultulu normal faylar (KB'dan GD'ya bakış, 39.799° K, 26.20011° D)



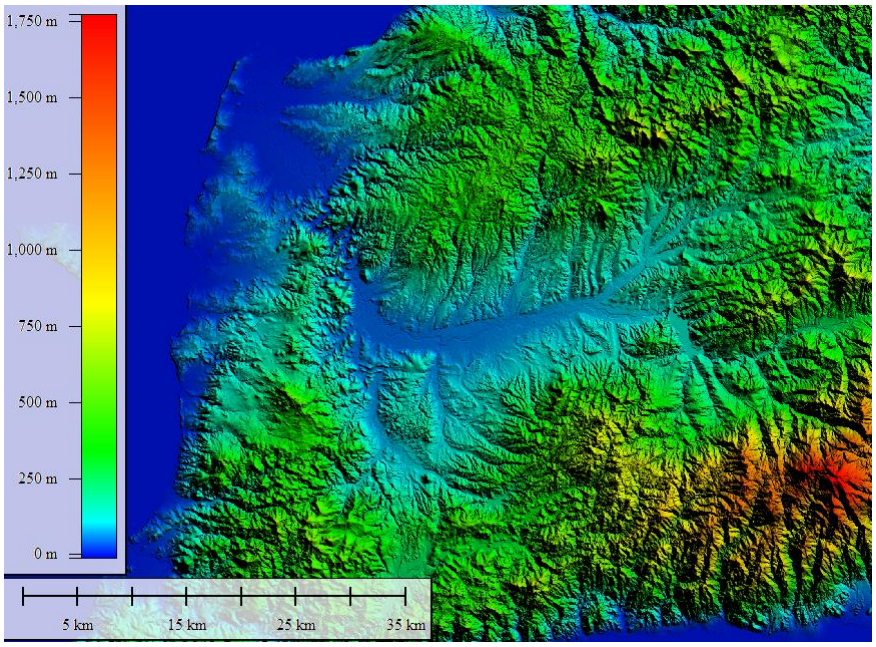
Şekil 4.37. Gökçebayır Köyü'nün batısında Bayramiç formasyonu (üstte) ile Ezine volkaniti (ortada) ve Karadağ Masifi arasındaki uyumsuzluk (KD'dan GB'ya bakış, 39.78969° K, 26.25046° D)

Bayramiç formasyonu Alüvyon yelpazesi, örgülü ve menderesli akarsu çökellerinden oluşmaktadır. Bayramiç formasyonu içinde erozyonal taban yüzeyli konglomeralar ile başlar, kumtaşlarına ve çamurtaşlarına geçer. Bu çökeller içinde yer yer dirsek barları da mevcuttur (Ilgar ve diğ., 2012).

4.1.12. Alüvyon (Qal)

Çalışma alanının en genç birimi olan ve kendisinden önceki bütün birimleri uyumsuzluk ile örten Kuvaterner yaşlı Alüvyon çökelleri, yaygın olarak Ezine İlçesi'nin kuzeybatısında ve doğusunda, Pınarbaşı Köyü'nün kuzeybatısında, çok geniş bir alanda, özellikle Karamenderes Nehri olmak üzere akarsular boyunca çökelmiştir. Tutturulmamış ve değişken boyutlardaki çakıl, kum, killerden oluşan Alüvyon, kuzeyden ve güneyden büyük faylar ile sınırlanmıştır (Şekil 4.38).

Karamenderes Çayı, Kavakdağ Bloğu'nun yükselmesi ve bu yükselimin Geç Kuvaterner'de saat yönünde dönmesi sebebi ile, Geç (?) Kuvaterner'de menderesler yaparak Ege Denizi'ne ulaşmıştır. Kavakdağ yükseliminden önce Karamenderes Çayı D-B yönünde akmakta iken yükselim sebebi ile KB'ya doğru, Troya antik kentine doğru akmaktadır (Şekil 4.39). Pınarbaşı Köyü'nün doğusunda, Karamenderes Çayı boyunca Bayramiç formasyonu ile Kuvaterner yaşlı alüvyon arasında kaliş oluşumları gerçekleşmiştir (Şekil 4.40).



Şekil 4.38. Karamenderes Nehri ve çevresinin DEM görüntüsü



Şekil 4.39. Karamenderes Vadisi'nin Geç Pliyosen-Kuvaterner arasındaki şematik evrimi (Gürer ve diğ., 2020)



Şekil 4.40. Bayramiç formasyonu ve üzerine uyumsuzluk ile gelen Alüvyon arasındaki kaliş oluşumu (39.88768^{o} K, 26.28884^{o} D)

4.2. Yapısal Jeoloji

Çalışma alanında, bölgenin neotektoniğinin daha iyi anlaşılabilmesi için çok sayıda tabaka doğrultu-eğim ve fay ölçümleri yapılmıştır.

4.2.1. Doğrultu ve eğim

Çalışma alanında, metamorfik temeli oluşturan birimlerden olan Çamlıca Masifi'ne ait kuvars mikaşistlerin foliasyonlarının doğrultusu ortalama K10^{o}D, eğimi ise 45-50^{o} KB'dır. Metamorfik temeli oluşturan diğer birim olan Karadağ Masifi'ne ait rekristalize kireçtaşının ortalama doğrultusu K-G, eğimi ise 40-60^{o}D'dur.

Çalışma alanındaki Üst Miyosen yaşındaki Gazhanedere, Çanakkale ve İlyasbaşı formasyonları, genel olarak yatay ve yataya yakındır. Çanakkale formasyonu,

çalışma alanının dışında, kuzeybatısında, Yeniköy'ün doğusunda yer alan sırt boyunca doğuya doğru düşük açıda eğim kazanmıştır. Çalışma alanının dışında, kuzeyinde yer alan Kumkale mevkiinde ise formasyon, güneye doğru düşük açıda eğim kazanmıştır (Kayan, 2019). Üst Miyosen yaşındaki İlyasbaşı formasyonu ise İynebulla Tepe'nin GB'sında, haritalanamayacak kadar küçük ölçekte, KB'ya doğru 5-10^{o} eğim kazanmıştır.

Pliyosen yaşlı Bayramiç formasyonu ise genel olarak yatay olmasına karşın, çalışma alanında, Uzunoluk Dere ve çevresinde ise GD'ya doğru yaklaşık 5^{o} eğim kazanmıştır. Ayrıca Çamköy'ün güneydoğusundaki Ardıçlı Tepe'nin doğusundaki ana yol üzerinde olduğu gibi, faylanma nedeni ile yer yer gözlemlenen ve haritalanamayacak kadar küçük ölçekli eğimlenmeler oluşmuştur (Şekil 4.41, 4.42). Çalışma alanının dışında, Üvecik Köyü'nün batısındaki Taşlı Tepe'nin doğusunda yer alan Bayramiç formasyonunun karbonatlı seviyelerinde, K50^{o}D ve K80^{o}D doğrultulu iki normal fay sistemi nedeni ile düşey katmanlar oluşmuştur (Şekil 4.43).



Şekil 4.41. Bayramiç formasyonunda fay nedeni ile gelişen K45^{o}D doğrultulu, 35^{o}GD'ya eğimlenme (bakış D'dan B'ya, 39.81497^{o} K, 26.33218^{o} D)



Şekil 4.42. Bayramiç formasyonunun güneye eğimlenmiş çakıltaşı-kumtaşı seviyeleri (D'dan B'ya bakış, 39.81468^{o} K, 26.33177^{o} D)



Şekil 4.43. Bayramiç formasyonunda fay nedeni ile gelişen tabakaların dikleşmesi (GB'dan KD'ya bakış, 39.8757^{o} K, 26.15789^{o} D)

4.2.2. Kıvrım

Çalışma alanı sınırları içerisinde küçük ölçekli açık kıvrım örnekleri gözlenmiştir. Ezine'nin kuzeybatısındaki Ardıçlı Tepe'nin doğusundaki yol üzerinde yer alan Pliyosen yaşındaki çökeller, K40-50^{o}D doğrultulu, 30-35^{o}GD'ya eğimlidir (Şekil 4.41, Şekil 4.44). Bölgedeki birçok küçük ölçekli olan bu kıvrımlar bölgedeki faylara bağlı olarak gelişmiştir.



Şekil 4.44. Bayramiç formasyonunda gelişen eğimlenme (bakış GB'dan KD'ya, 39.81511^{o} K, 26.33157^{o} D)

4.2.3. Faylar

Biga Yarımadası Geç Senozoyik-Kuvaterner arasında makaslama ve gerilme sistemlerinin karşılıklı etkileşimine maruz kalmıştır. Farklı yönlerde ve zaman aralıklarında fay sistemlerinin geliştiği bölge, BAGS'nin en kuzeyinde ve KAFS'nin en batısında yer alır. Bu nedenle bölge, gerilme ve doğrultu atım sistemleri arasındaki ilişkiyi anlamak için kritik yerlerden biridir.

Biga Yarımadası'nın günümüz morfolojisi Pliyo-Kuvaterner'deki tektonik süreçlerle belirlenmiştir. Yarımada, KAFS'nin en batısını oluşturan başlıca KD-GB uzanımlı faylar tarafından dilimlenmiştir. Faylar, doğrultu atım bileşeni olan sağ veya sol yanal atımlı faylardır ve etkiledikleri alanlarda transtansiyonal veya transpresyonal sistemler geliştirmişlerdir. Bölgede fayların sağ aşmalı olduğu bölümlerde gerilme ve çak-ayır havzalar, sola aşmalı olduğu bölümlerde ise sıkışma ve yükselimler gelişmiştir. Biga Yarımadası'nda yer alan Edremit Fay Zonu, Yenice-Gönen Fayı ve Manyas fayı son yüzyılda yüzey yırtılmasıyla sonuçlanan büyük deprem üretmiş faylardır. Yüzey kırılmasıyla sonuçlanmış depremler dışında Biga Yarımadası'nda yoğun bir sismik aktivite izlenir (Aktuğ ve diğ., 2009; Emre ve diğ., 2012).

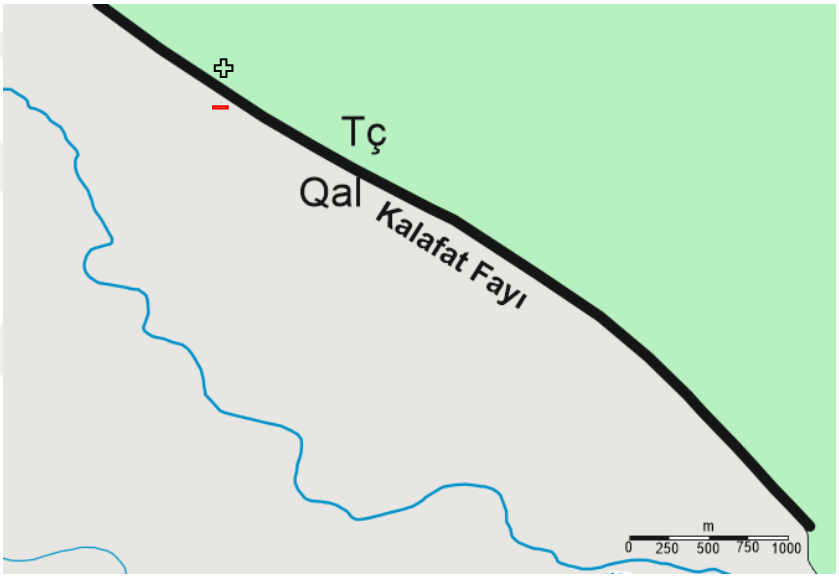
Çalışma alanında başta Çamköy, Geyikli, Kestanbol ve Köprübaşı Fayları olmak üzere, çok sayıda fay tespit edilmiştir. Fayların genellikle KD doğrultulu olduğu çalışma alanında KD doğrultulu faylar genel olarak sağ yönlü doğrultu atımlı ve eğim atımlı normal fay, KB doğrultulu faylar ise eğim atımlı normal ve sağ yönlü doğrultu atımlı faylardan oluşmaktadır. Çalışma alanında yer alan faylar, haritalanamayacak kadar küçük boyuttaki Kavakdağ Yükselimi ile ilişkili ters faylar dışında kuzeyden güneye aşağıda listelenmiştir.

4.2.3.1. Kalafat fayı

Kalafat Fayı, çalışma alanının dışında, 500 metre kuzeyinde yer alan Kalafat Köyü ile güneydoğuda ise Taştepe Köyü'nün 2 km güneydoğusu arasında, K45^{o}B doğrultulu, 6 km'si çalışma alanında olmak üzere toplam 8 km uzunluğundaki, güneybatı bloğu düşen normal faydır. Fay, kuzeydoğusundaki Çanakkale formasyonu ile, güneybatısındaki Alüvyon'u yan yana getirmektedir (Şekil 4.45, 4.46).



Şekil 4.45. DEM görüntüsünde Kalafat Fayı



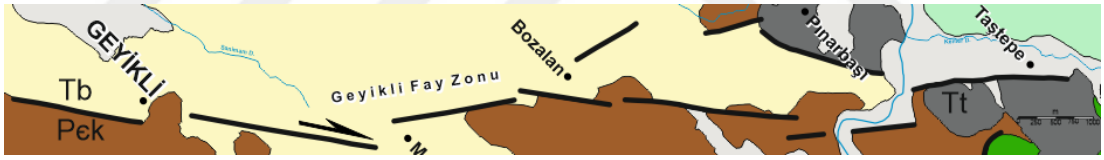
Şekil 4.46. Kalafat Fayı'nı gösterir harita (resmin sol tarafı Batı)

4.2.3.2. Geyikli fay zonu

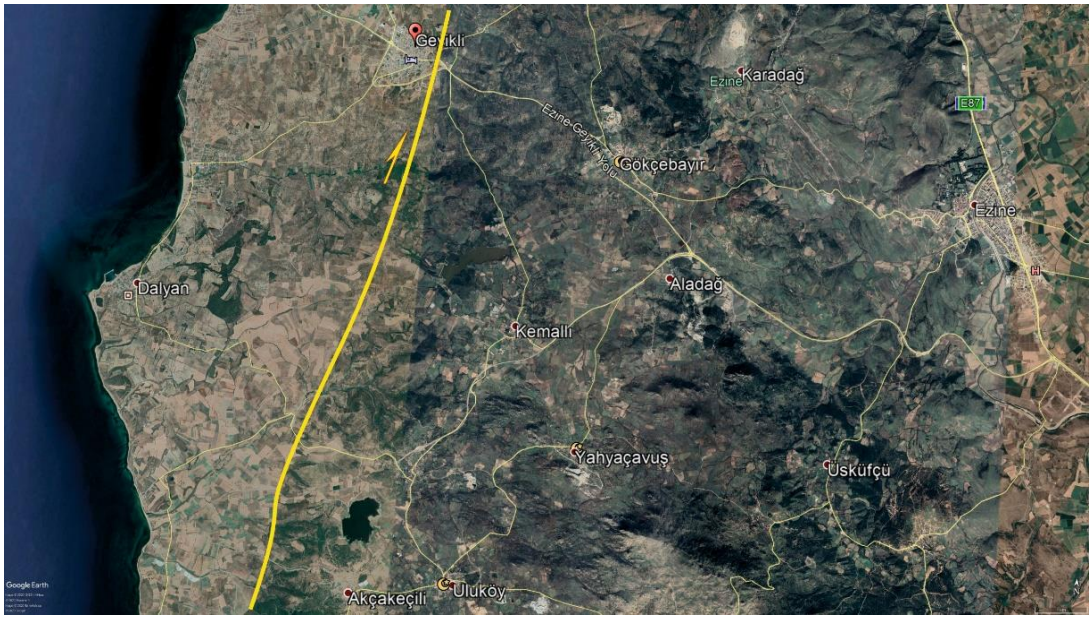
Güneyde Akçakeçili Köyü'nden, kuzeyde Akçapınar Köyü arasında, K35^{o}D doğrultulu, yaklaşık 20 km'si çalışma alanında olmak üzere, 30 km uzunluğundaki fayda belirgin bir kayma çizgisi gözlemlenememiştir. Çok kesin olmamakla beraber bazı morfolojik veriler, fayın sağ yanal oblik fay olduğunu göstermektedir. Geyikli Fay Zonu, batısındaki Bayramiç formasyonu ve Alüvyon ile doğusundaki Karadağ Masifi ve Taştepe bazaltını yan yana getirmektedir. Fayın morfolojideki izi oldukça belirgindir. Geyikli-Akçapınar arasında zonun batısında yer alan fay Kuvaterner etek düzlüğü ile doğusundaki dağlık yükselim arasında keskin bir topoğrafik uyumsuzluğa karşılık gelmektedir. (Şekil 4.47, 4.48, 4.49).



Şekil 4.47. Geyikli Fay Zonu'na ait kayma düzlemi ve fay çizikleri (KB'dan GD'ya bakış, 39.86307^{o} K, 26.27843^{o} D)



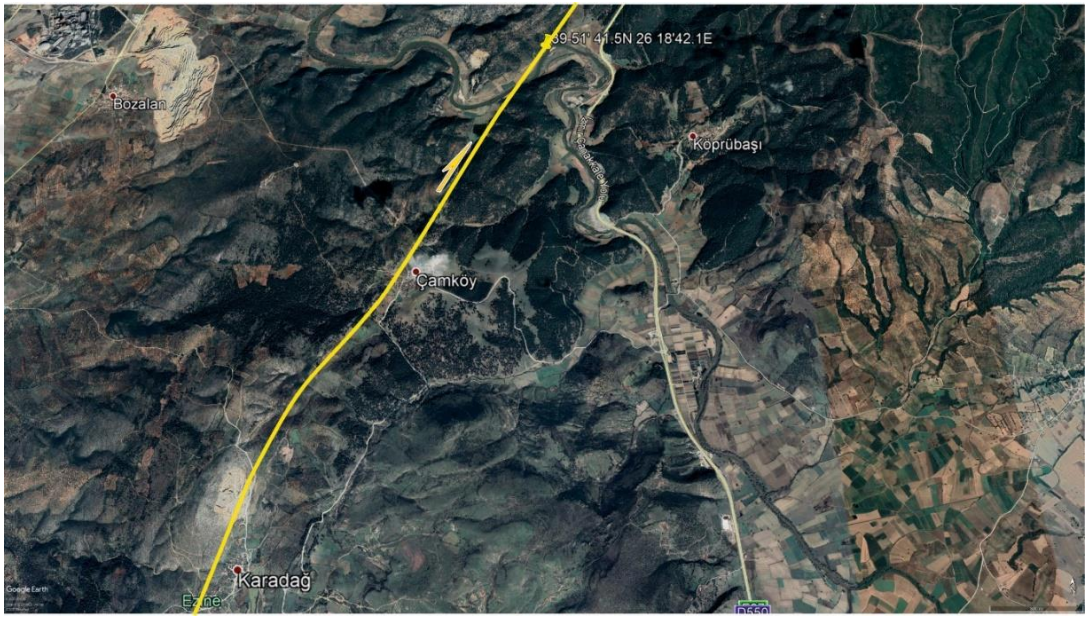
Şekil 4.48. Geyikli Fay Zonu'nu gösterir harita (resmin sol tarafı GB)



Şekil 4.49. Geyikli Fay Zonu'nun morfolojideki izi

4.2.3.3. Çamköy fayı

Çamköy Fayı, Karadağ-Derbentbaşı Köyleri boyunca uzanan, yaklaşık 20 km uzunluğundaki, sağ yanal atımlı bir faydır (Şekil 4.50, 4.51). Fay, Karadağ Masifi ile Denizgören ofiyolitini yan yana getirmektedir. Çamköy Fayı'nın güneyi K20^{o}D doğrultulu iken kuzey ise K10^{o}B doğrultuludur. Eğimi ise 80-85^{o}GD'yadır (Şekil 4.52). Fay, Karamenderes Nehri'nin menderesler şeklinde yön değiştirmesinde önemli rol oynamıştır.



Şekil 4.50. Çamköy Fayı'nın topografyadaki izi



Şekil 4. 51. Çamköy Fayı'nı gösterir harita (resmin sol tarafı Güney)

Çamköy Fayı en iyi Karamendres Nehri batısında KD-GB uzanan Çamlı ve Sivrikaya Tepe doğusunda gözlenir. Bu mevkide Karadağ Masifi'ne ait mermerler üzerinde yanal atımı gösterir fay olukları (corrugation) gelişmiştir (Şekil 4.53). Fay

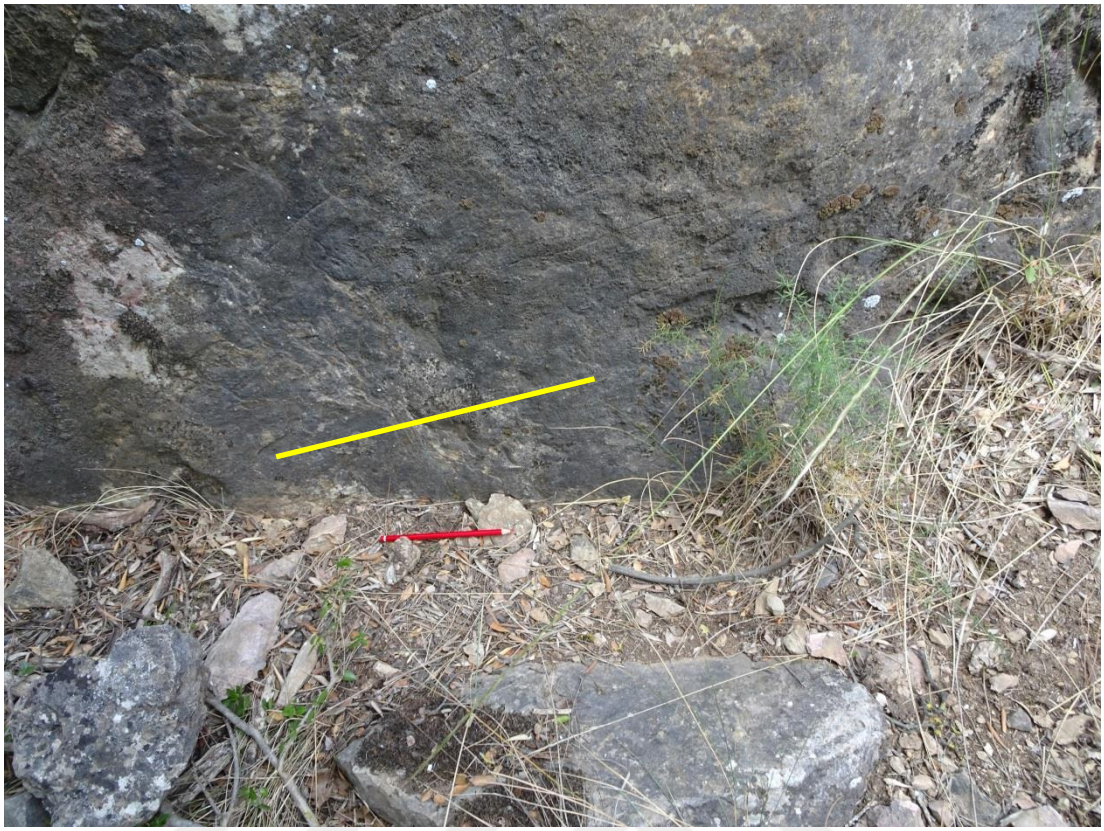
düzlemi üzerindeki fay çizgileri sağ yanal atımı egemen oblik normal fayı gösterir (Şekil 4.54).



Şekil 4.52. Çamköy Fayı'nın fay düzlemi (KD'dan GB'ya bakış, 39.86154^{o} K, 26.31172^{o} D)



Şekil 4.53. Çamköy Fayı'nın düzlemi üzerinde sağ yanal atımı gösteren yatay oluklar (GD'dan KB'ya bakış, 39.85782 K, 26.30443 D)

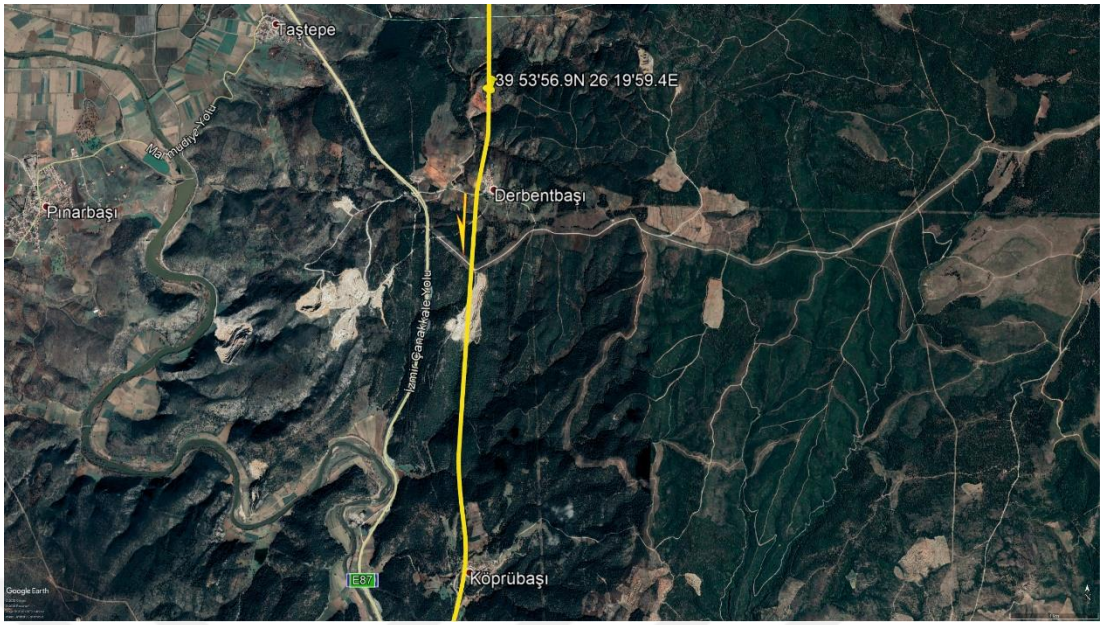


Şekil 4.54. Çamköy Fayı'nın düzlemi üzerindeki sağ yanal atımı gösterir kayma çizgileri

4.2.3.4. Köprübaşı fayı

Ezine İlçesi- Derbentbaşı Köyü boyunca uzanan, K-G doğrultulu sol yanal atımlı fay, yaklaşık 25 km uzunluğundadır. Fayın batısında Denizgören ofiyoliti, Ezine volkaniti ve Taştepe bazaltı, doğusunda ise Çamlıca Masifi ve Alüvyon yer almaktadır (Şekil 4.55, 4.56, 4.57, 4.58). Kuzeyde Denizgören Köyü'nden güneyde Köprübaşı Köyü'ne kadar olan fayın tamamına Ovacık Fayı adı verilmiştir (Okay ve diğerleri, 1990). Bu çalışmada ise fayın Derbentbaşı ile Ezine kuzeyi arasında kalan güney bölümüne Köprübaşı Fayı adı verilmiştir.

Köprübaşı Köyü'nün güneyinde (Şekil 4.5) Çamlıca Masifi, Denizgören ofiyolitinin üzerine yüksek açı ile itilmiştir ve Çamlıca Masifi, Denizgören ofiyolitinden yer yer parça alarak tektonik mercekler oluşturmuştur. Ayrıca, Şeytan Tepe'nin KB'sında, muhtemelen Köprübaşı Fayı ile ilişkili, Çamlıca Masifi'nin içerisinde, 15-20 metre kalınlığında, haritalanamayacak kadar küçük boyutta, Denizgören ofiyolitine ait ofiyolit dilimleri yer almaktadır (Şekil 4.4).



Şekil 4.55. Köprübaşı Fayı'nın topografyadaki izi



Şekil 4.56. Köprübaşı Fayı'nı gösterir harita (resmin sol tarafı Güney)



Şekil 4.57. Köprübaşı Fayı'nın kayma düzlemi ve fay çizikleri (D'dan B'ya bakış, 39.83246^{o} K, 26.32678^{o} D)



Şekil 4.58. Köprübaşı Fayı'nın sol yanal atımı gösteren kayma düzlemi ve fay çizikleri (KB'dan GD'ya bakış, 39.84859^{o} K, 26.32976^{o} D)

Derbentbaşı Köyü'nün kuzeyinde ise, Çamlıca Masifi, İlyasbaşı formasyonu ve üzerindeki Taştepe bazaltının üzerine sol yanal atım ile itilmiştir (Şekil 4.59, 4.60). Derbentbaşı Köyü'nün yaklaşık 1 km kuzeyinde yer alan taş ocağında, faya ait sol yanal atımı gösterir kayma çizgileri gözlemlenmiştir (Şekil 4.61).



Şekil 4.59. Köprübaşı Fayı nedeni ile İlyasbaşı formasyonunun Taştepe bazaltının, Çamlıca Masifi'nin de İlyasbaşı formasyonunun üzerine itilmesi (GB'dan KD'ya bakış, 39.89802^{o} K, 26.33407^{o} D)



Şekil 4.60. Şekil 4.59'un yakından görünümü



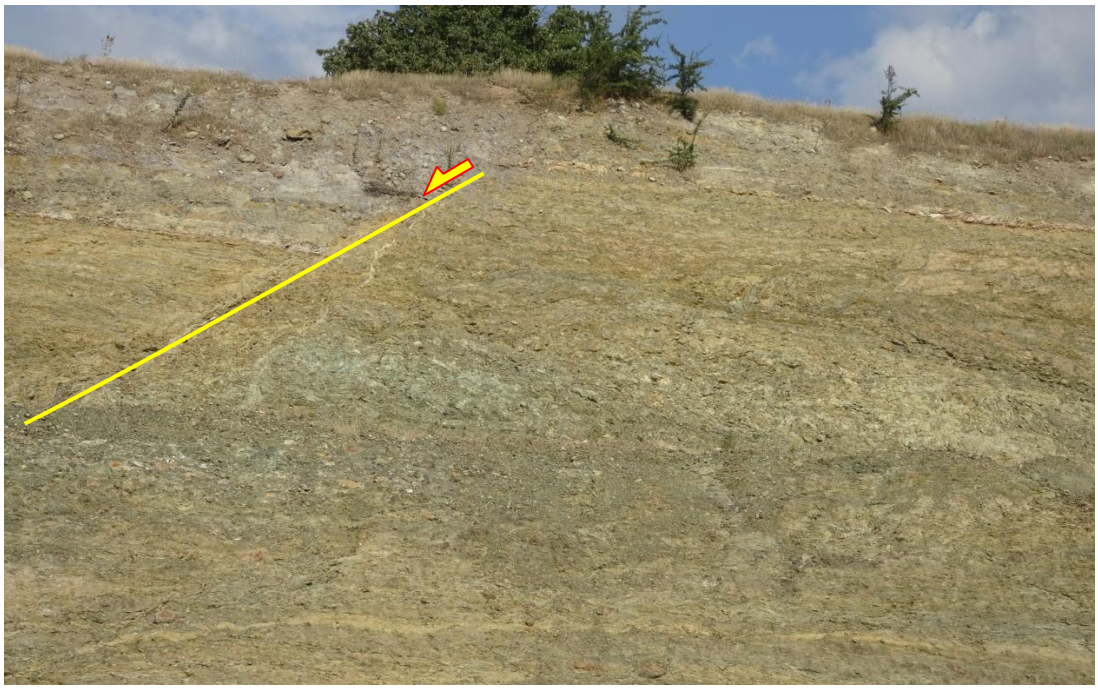
Şekil 4.61. Köprübaşı Fay'nın Çamlıca Masifi'ne ait mermerler üzerindeki sol yanal atımı gösteren kayma çizgileri (D'dan B'ya bakış, 39.89783^{o} K, 26.3342^{o} D)

Ovacık Fayı'nın türü hakkında farklı araştırmacıların farklı görüşleri bulunmaktadır. a.Ovacık Fayı Geç Kretase'de bindirme fayı olarak, daha sonra normal fay olarak çalıştı (Okay ve diğ., 1990; Okay ve Satır, 2000a; Beccaletto, 2003), b.Ovacık Fayı sadece bindirme fayı olarak çalıştı (Şengün ve diğ., 2012), c.Transpresyonel sağ yönlü doğrultu atımlı fay olarak çalıştı (Şengün ve Koralay, 2017).

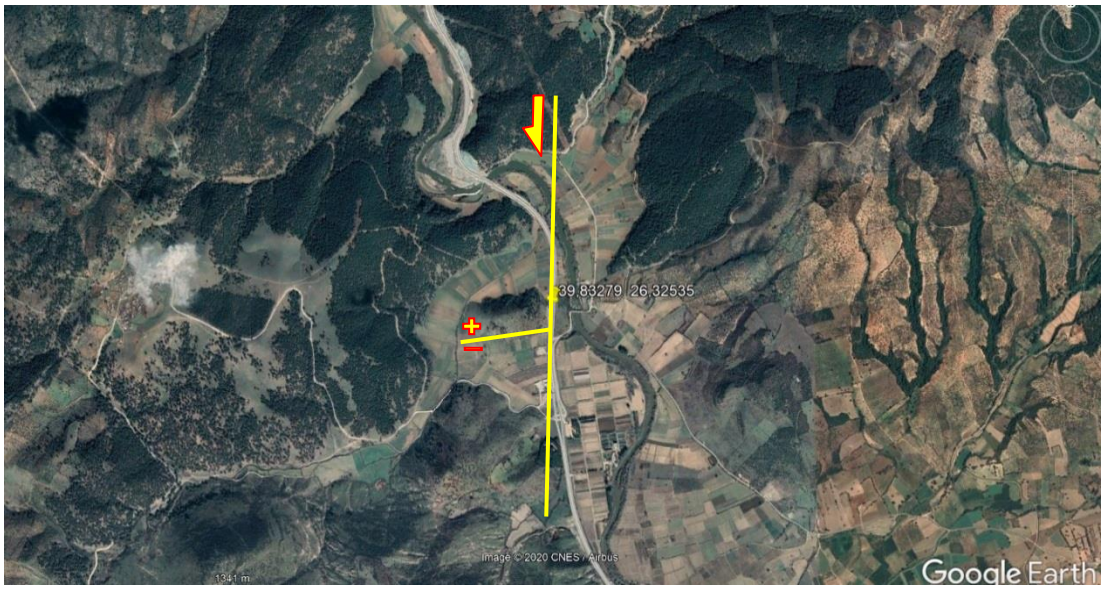
Bu çalışma kapsamında elde edilen veriler, Geç Mesozoyik'te bindirme fayı olarak çalışan Ovacık Fayı'nın güney bölümünün (bu çalışmada Köprübaşı Fayı) Kuvaterner (?)'de reaktive olup, sol yönlü doğrultu atımlı fay olarak çalıştığını göstermektedir.

4.2.3.5. Savrantepe fayı

Köprübaşı Köyü'nün güneybatısındaki Savrantepe'nin doğusundaki yolun batısında K75^{o}D doğrultulu ve yaklaşık 1 km uzunluğundaki bir normal fay, Denizgören ofiyolitini ve Bayramiç formasyonunu kesmiştir. Bu normal fayın güney bloğu düşüp, kuzey bloğu ise yükselmiştir (Şekil 4.62, Şekil 4.63).



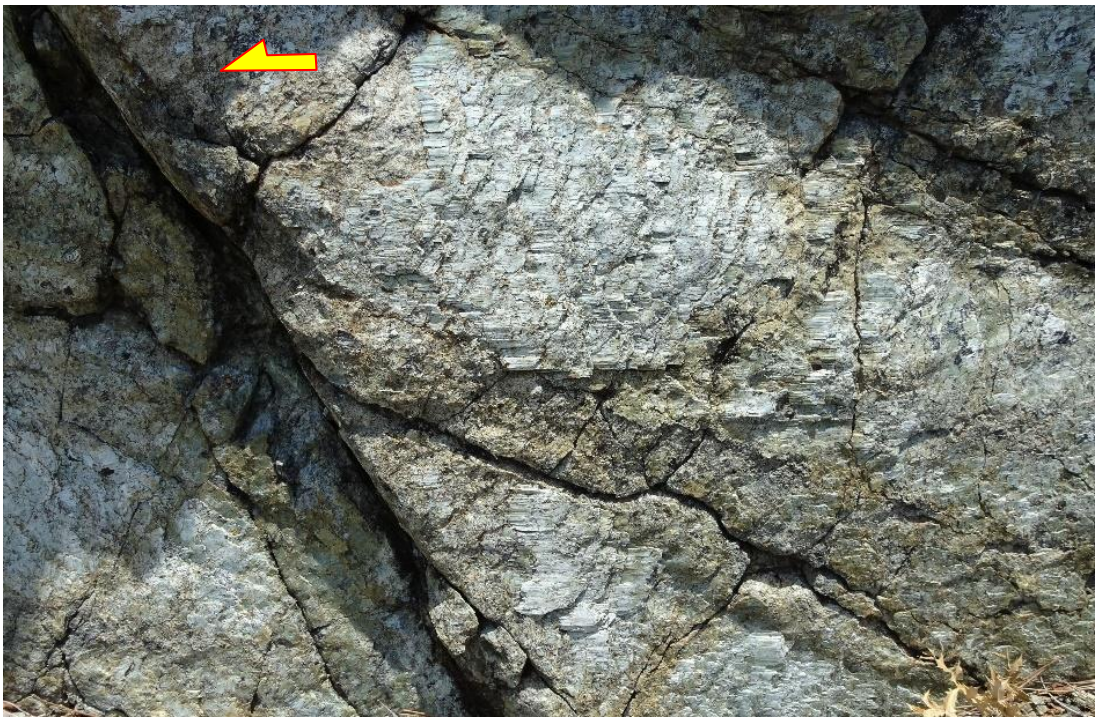
Şekil 4.62. Savrantepe'nin doğusundaki K75^{o}D doğrultulu normal faydan genel görünüm (D'dan B'ya bakış, 39,83279^{o} K, 26,32535^{o} D)



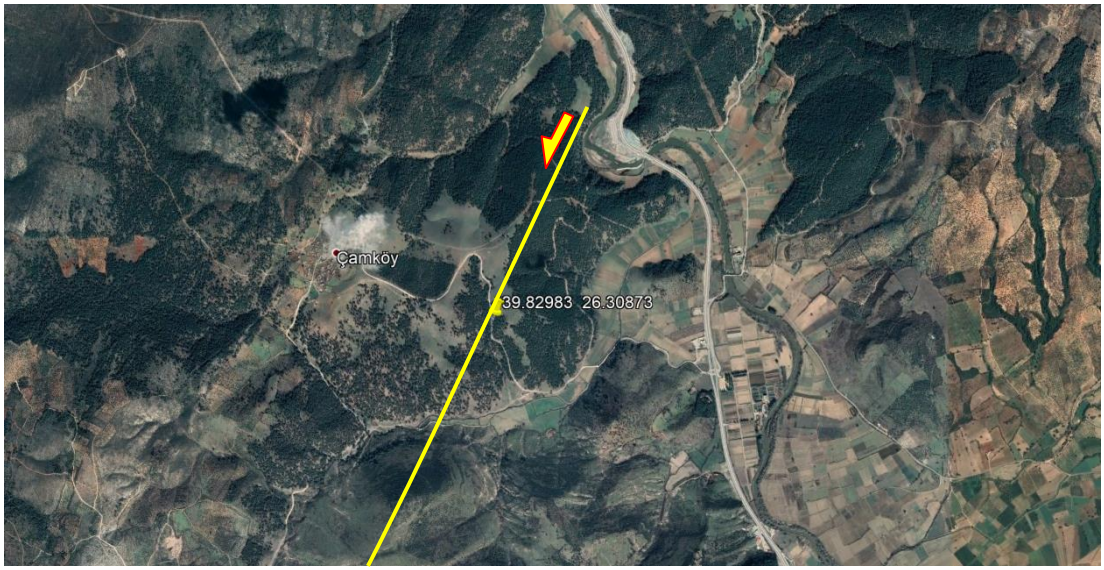
Şekil 4.63. Savrantepe Fayı'nın (solda) ve Köprübaşı Fayı'nın (sağda) görüldüğü lokasyon

4.2.3.6. Dölyatağı fayı

Çamköy'ün güneydoğusundaki Dölyatağı Tepe'nin doğu-kuzeydoğusundaki yol üzerindeki, yaklaşık 3 km uzunluğundaki, K45^{o}D doğrultulu sol yanal doğrultu atımlı fay, Denizgören ofiyolitini kesmektedir. Mineral uzamaları belirgin olan fay, doğudaki vadiye doğru yönelip vadiden geçmektedir (Şekil 4.64, 4.65).



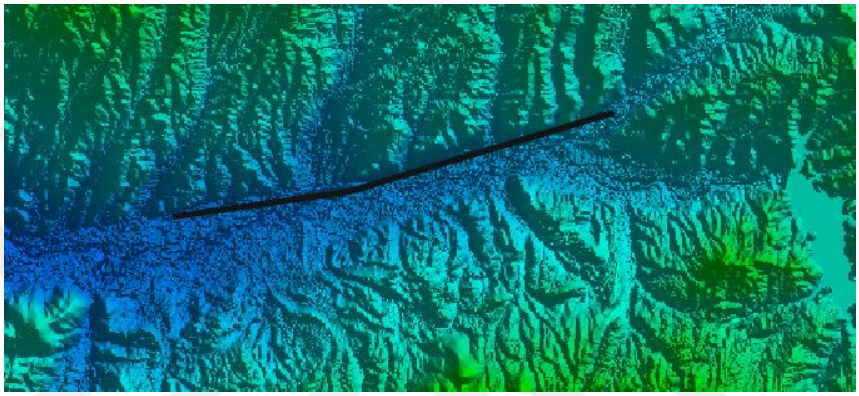
Şekil 4.64. Dölyatağı Fayı'nın kayma düzlemi ve sol yanal atımı gösteren fay çizikleri (39.82983^{o} K, 26.30873^{o} D)



Şekil 4.65. Dölyatağı Fayı'nın topografya üzerindeki izi

4.2.3.7. Ahmetçeli fayı

Ahmetçeli Fayı, batıda Güllüce Köyü'nün güneyi, doğuda ise Pazarkör Köyü'nün güneydoğusu arasında, K75-85^{o}D doğrultulu güney bloğu düşen, yaklaşık 5-6 km'si çalışma alanında olmak üzere, toplam 28 km uzunluğundaki normal fay, kuzeyindeki Bayramiç formasyonu ile, güneyindeki Alüvyonu yan yana getirmektedir. Her ne kadar yüzeyde fay düzlemi belirgin olmasa da, Ahmetçeli Fayı'nın morfolojideki çizgiselliği çok belirgindir (Şekil 4.66, 4.67).



Şekil 4.66. Ahmetçeli Fayı'nın DEM görüntüsü



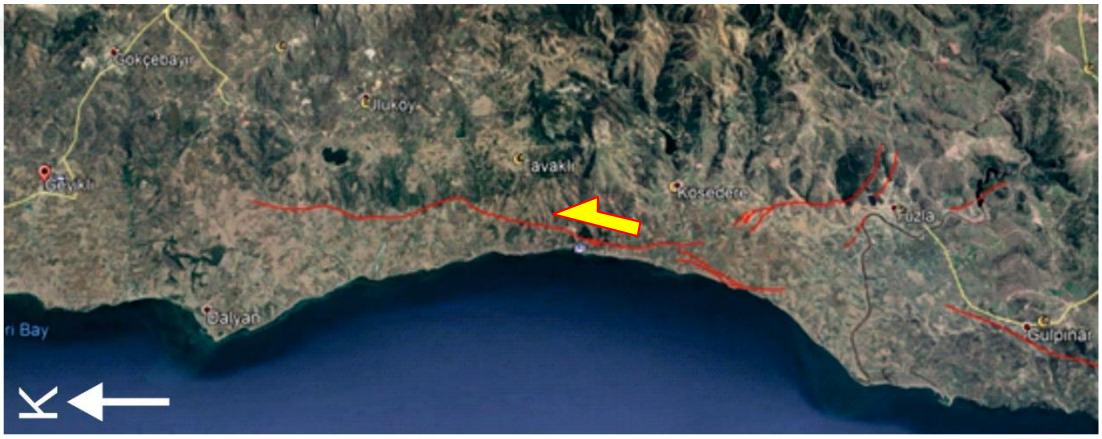
Şekil 4.67. Ahmetçeli Fayı'nı gösterir harita (resmin sol tarafı B)

4.2.3.8. Kestanbol fayı

Kuzeyde, Geyikli'nin güneyinde yer alan Kestanbol kaplıcasından başlayan fay, Ege Denizi boyunca güneye doğru uzanır ve Aşağıçamoba'ya kadar devam eder. Toplam 25 km uzunluğunda olan Kestanbol Fayı, iki segmentten oluşur. Yaklaşık 6-7 km'si çalışma alanında olan kuzey segmenti yaklaşık 14 km uzunluğunda olup, K10^{o}D genel doğrultudadır ve Kestanbol kaplıcası-Kösedere Köyü boyunca uzanır. Dizili sırt ve tepeler ile sığ akaçlamalı akarsu yataklarındaki dirseklenmeler, fayın kuzey ve güney segmentinin sol yönlü doğrultu atımlı fay olduğunu gösterir (Şekil 4.68, 4.69). Her ne kadar kesin olmasa da, kuzey segmentte her iki blokta izlenen morfolojik

tiltlenmeler, ters eğim atım bileşenli olabileceğine işaret etmektedir (Emre ve diğ., 2012). Fay, çalışma alanında Bayramiç formasyonunu ve Kestanbol granitoidini kesmektedir (Şekil 4.70)

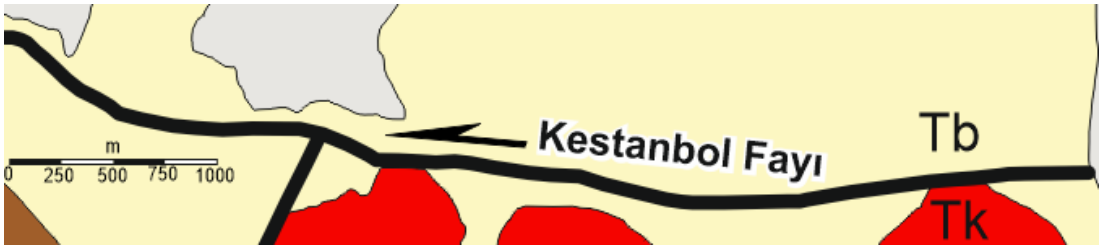
Tuzla yöresinde yer alan 11 km uzunluğundaki fay düzlemindeki kayma çiziklerine göre ise, güney segment normal eğim atımlıdır. Her ne kadar yüzey bulguları Holosen'de fay üzerinde yüzey yırtılmasıyla sonuçlanmış büyük depremlerin oluştuğuna işaret etse de, 14 km uzunluğundaki kuzey segmentin tanımlanması için plaeosismolojik kazılar da dahil olmak üzere daha ayrıntılı çalışmalara gerek vardır (Emre ve diğ., 2012).



Şekil 4.68. Kestanbol Fayı'nın Google Earth üzerindeki görünümü



Şekil 4.69. Kestanbol Fayı'nın Karadağ Masifi'ndeki sol yanal oblik hareketi gösterir kayma çizgileri (GD'dan KB'ya bakış, 39.743308^{o} K, 26.18928^{o} D)



Şekil 4.70. Kestanbol Fayı'nı gösterir harita (resmin sol tarafı Güney)

4.2.3.9. Badel fayı

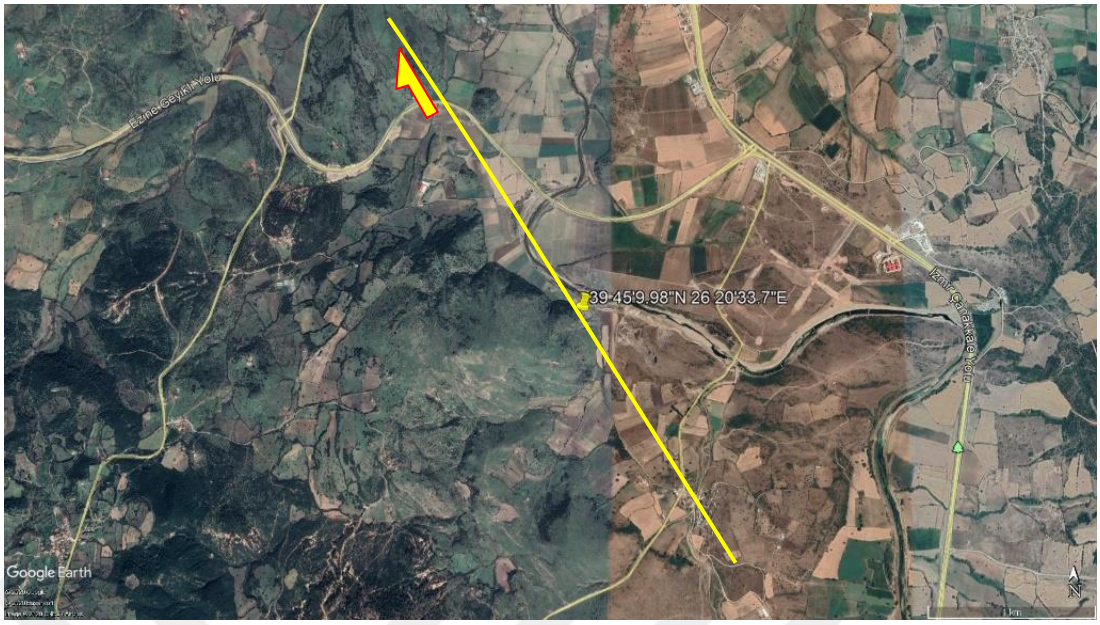
Çınarköy'ün kuzeyindeki Badel Tepe'nin kuzey-kuzeybatısındaki yol üstündeki Kestanbol granitoidine ait taş ocağında yer alan fay, K40^{o}B doğrultulu, 40-50^{o}KD'ya ve 80-90^{o}GB'ya eğimlidir (Şekil 4.71, 4.72). Yaklaşık 3 km uzunluğundaki Badel Fayı, kuzeyde batısındaki Ezine volkaniti ile Bayramiç formasyonunu ayırırken, güneyde ise Ezine volkanitini kesmektedir (Şekil 4.73).



Şekil 4.71. Badel Fayı'nın kayma düzlemi (KD'dan GB'ya bakış, 39.75071^{o} K, 26.34808^{o} D)



Şekil 4.72. Badel Fayı'nın fay düzlemindeki sağ yanal atımı gösteren kayma çizikleri (KD'dan GB'ya bakış, 39.75277^{o} K, 26.34268^{o} D)



Şekil 4.73. Badel Fayı'nın topografya üzerindeki izi (39.75277° K, 26.34269°D)

4.2.3.10. Çatalkaya fayı

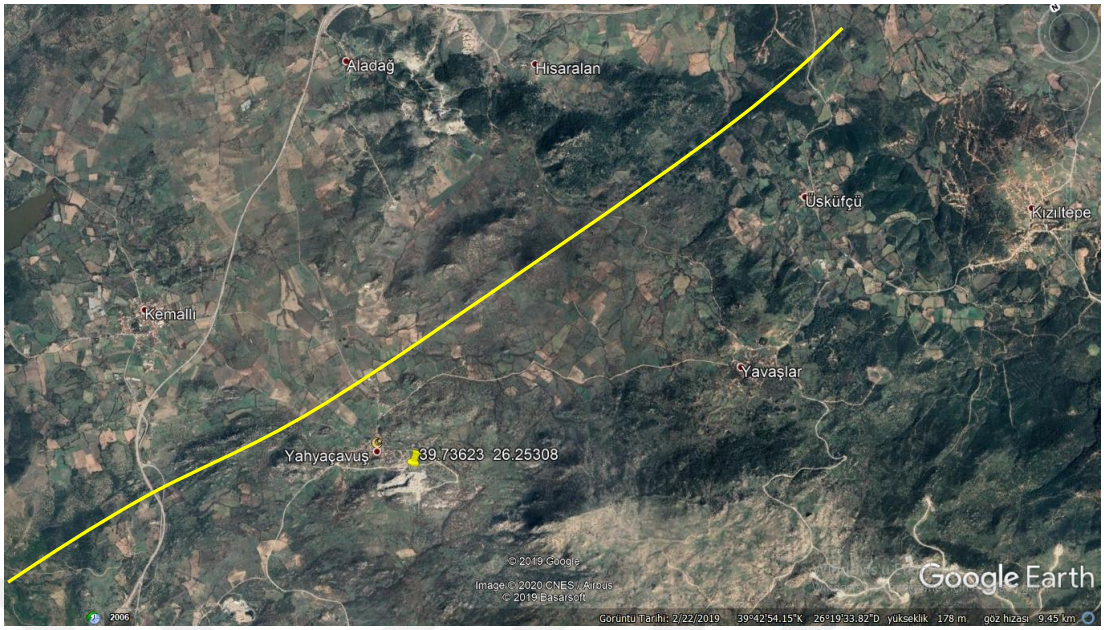
Hisaralan Mahallesi'nin GB'sındaki Çatalkaya Tepesi'nin güneyinde yer alan K65°D doğrultulu, yaklaşık 5 km uzunluğundaki ve düşey konumlu fay Kestanbol granitoidini kesmektedir (Şekil 4.74, 4.75).



Şekil 4.74. Çatalkaya Fayı'nın genel görünümü (Koçali Köyü'nün güneyindeki taş ocağından, GB'dan KD'ya bakış, 39.73623° K, 26.25308° D)

4.2.3.11. Çınarköy fayı

Çınarköy'ün kuzeyindeki Badel Tepe'nin güneyinde yer alan, D-B doğrultulu, sağ yönlü doğrultu atımlı, yaklaşık 2.5 km uzunluğundaki fay Ezine volkanitini kesmektedir (Şekil 4.76, Şekil 4.77).



Şekil 4.75. Çatalkaya Fayı'nın topografyadaki izi



Şekil 4.76. Çınarköy Fayı'nın kayma düzlemi (bakış KD'dan GB'ya, 39.74939^{o} K, 26.35259 D)



Şekil 4.77. Çınarköy Fayı'nın topografyadaki izi

4.2.3.12. Uluköy fayı

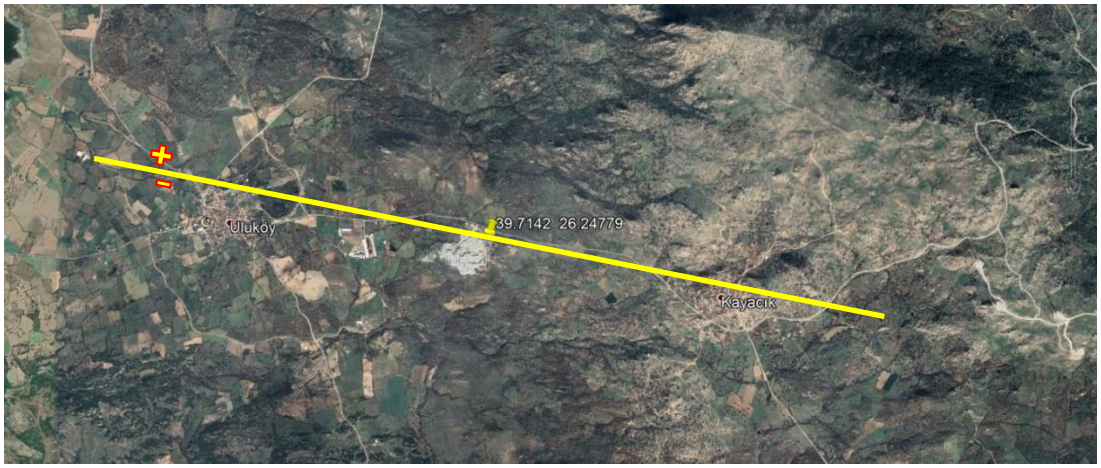
Uluköy'ün kuzeyinde yer alan Kestanbol granitoidinden oluşan maden ocağında yer alan, yaklaşık 2 km'si çalışma alanında olmak üzere 5 km uzunluğundaki K75^{o}B doğrultulu normal fayda, güney blok düşmektedir. Fay Kestanbol granitoidini kesmektedir (Şekil 4.78, 4.79, 4.80).



Şekil 4.78. Uluköy Fayı'nın fay düzlemi B'dan D'ya bakış, 39.71413^{o} K, 26.24762^{o} D)



Şekil 4.79. Uluköy Fayı'nın kayma düzlemi ve fay çizikleri (GB'dan KD'ya bakış, 39.7142^{o} K, 26.24779^{o} D)

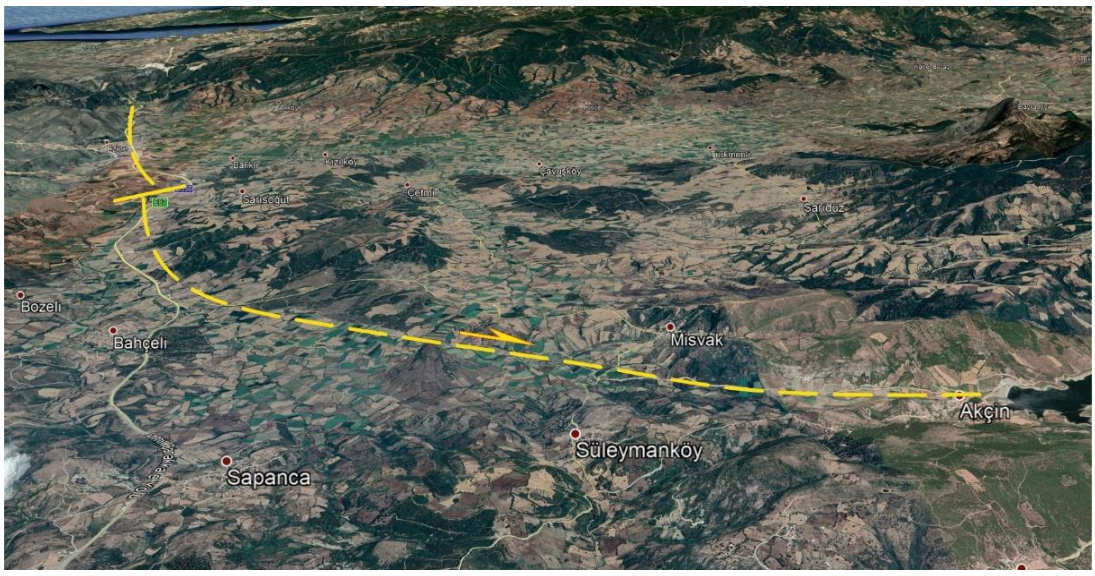


Şekil 4.80. Uluköy Fayı'nın morfolojideki izi

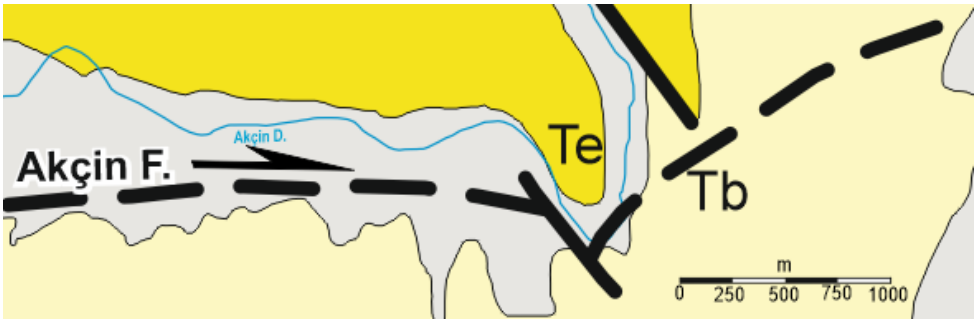
4.2.3.13. Akçin fayı

Kuzeyde Ezine, güneyde Akçin Köyü arasında yay gibi uzanan K10-75^{o}B doğrultulu, yaklaşık 25 km uzunluğunda ve sağ yönlü doğrultu atımlı bir faydır (Şekil 4.81, 4.82). Yaklaşık 5-6 km'si çalışma alanında olan fay, batısında yer alan Ezine volkaniti ile doğusundaki Bayramiç formasyonunu birbirinden ayırır. Fayın uzanımı Akçin Dere'nin gidişine paraleldir ve olasılıkla Akçin Dere Vadisi bu fay zonu ile açılmıştır (Şekil 4.83). Fay zonu, morfolojide topografik boyunlar, sağ yönde ötelenmiş sırt ve drenajlarla karakteristiktir.

Akçin Fayı, Ezine güneyinde Ezine Meslek Yüksek Okulu çevresinde K70-80^{0}B doğrultulu sağ yanal atımı olan oblik faylarla kesilmektedir (Şekil 4.84).



Şekil 4.81. Akçin Fayı'nın morfolojideki izi



Şekil 4.82. Akçin Fayı'nı gösterir harita (resmin sol tarafı G)



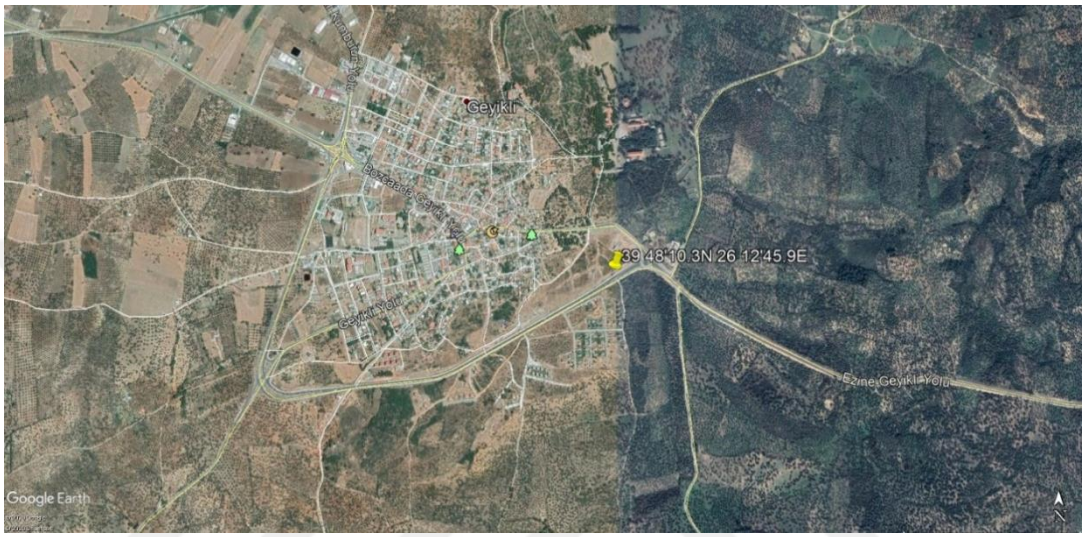
Şekil 4.83. Akçin Vadisi'nden geçtiği düşünülen Akçin Fayı'nın yaklaşık yeri (39.75483^{o} K, 26.48736^{o} D)



Şekil 4.84. Ezine Meslek Yüksek Okulu güneyinde Ezine volkanitini kesen sağ yanal atımı olan oblik faylara ait bir düzlem (G'den K'e bakış, 39.75481°K, 26.36536^{o} D)

4.2.3.14. Kavakdağ yükselimi ile ilişkili ters faylar

Geyikli doğusunda Geyikli-Ezine yolu üzerinde Karadağ Masifi ve Ezine volkaniti arasında, haritalanamayacak kadar küçük boyutlarda, doğrultu atımlı faylar olan sol yönlü Kestanbol Fayı, sağ yönlü Çamköy, Geyikli ve Akçin Faylarının etkisi ile oluşan birkaç ters fay/bindirme gözlemlenmiştir (Şekil 4.85).



Şekil 4.85. Geyikli doğusunda ters fay/bindirme gözlenen lokasyonu gösteren harita

Ters fay/bindirmeler en iyi Geyikli Kasabası'nın doğusunda Geyikli Country sitesi çevresinde gözlemlenir. Bu lokasyonda Karadağ Masifi ve Ezine volkaniti arasında farklı ters fay/bindirmeler yer alır (Şekil 4.86, 4.87, 4.88, 4.89). Ters fay düzlemleri genel olarak K10-20^{o}D, 50-60^{o}KB konumludur.



Şekil 4.86. Ezine volkanitinin (altta) üzerine bindiren Karadağ Masifi (üstte)



Şekil 4.87. Ezine volkaniti (altta) üzerine bindiren Karadağ Masifi (üstte) (39.80286^{o} K, 26.21275^{o} D)



Şekil 4.88. Ezine volkaniti (altta) üzerine bindiren Karadağ Masifi (üstte) (39.80205^{o} K, 26.2118^{o} D)



Şekil 4.89. Ezine volkaniti ve Karadağ Masifi arasında gelişen ters faylar (GD'dan KB'ya bakış, 39.80297^{o} K, 26.21333^{o} D)

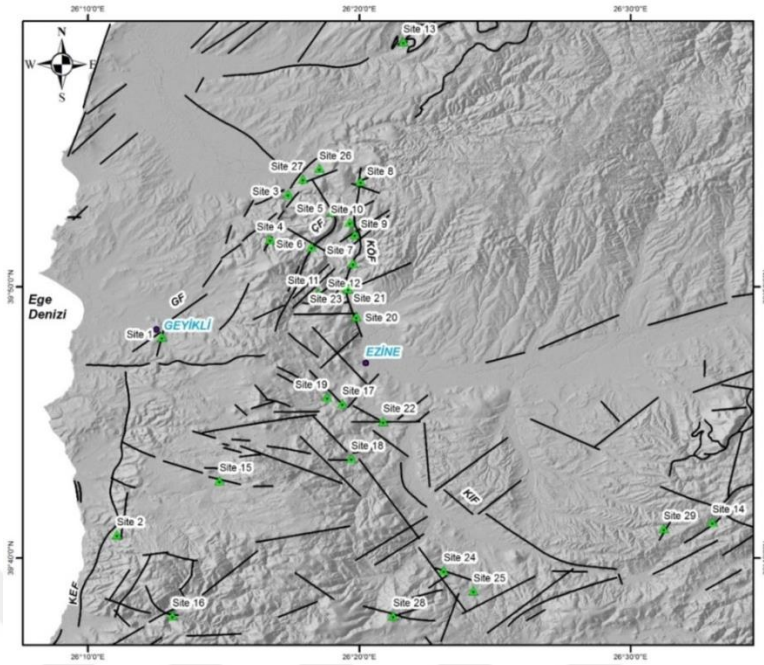
4.2.4. Kinematik analiz

Bu tez çalışması kapsamında arazide, pusula yardımıyla 29 lokasyondan, 221 adet fay çiziği verisi kullanılmıştır (Şekil 4.90, Tablo 4.1a, Tablo 4.1b). Elde edilen fay kayma verilerinin değerlendirilmesi için, Angelier'in (1994) "direct inversion (INVD)" yöntemi Sasvári ve Baharev (2014) tarafından hazırlanan SG2PS yazılımını kullanılmıştır.

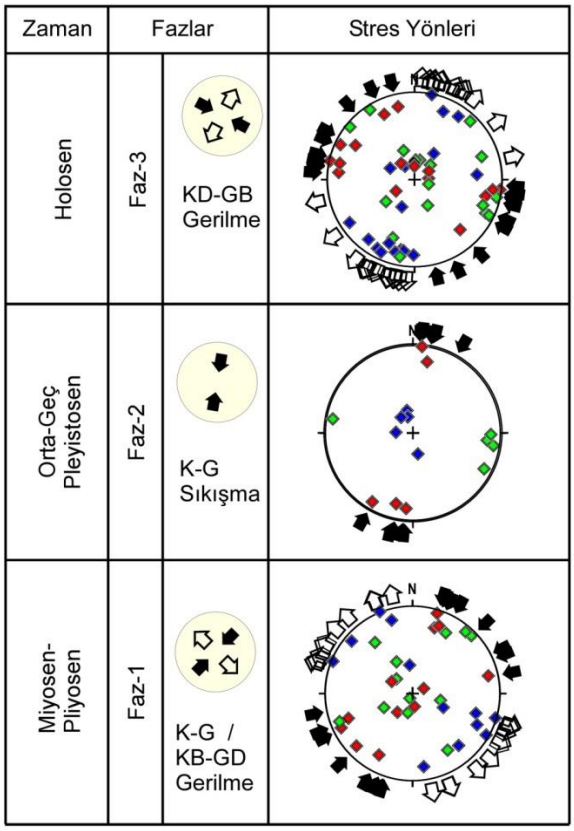
Hesaplanan paleostres sonuçları, ana gerilme eksenlerini (maximum, orta ve minimum gerilme eksenlerine karşılık gelen $\sigma1 \geq \sigma2 \geq \sigma3$), yönünü (yönelim ve dalım) ve gerilme oranını $R= (\sigma2-\sigma1) / (\sigma3-\sigma1)$ içerir. Ana stres rejimi, ana stres eksenlerinin yöneliminin bir fonksiyonudur: σ1 dikey olduğunda, genişlemeyi, σ2 dikey olduğunda, doğrultu atımı ve σ3 dikey olduğunda ve sıkışmayı gösterir. Bu üç rejimin her biri, 0 ile 1 arasında değişen bir R oranıyla ilişkilidir (Angelier, 1994).

Benzer maksimum yatay sıkışma ekseni veya minimum yatay gerilme eksenine sahip paleostres verilerinin aynı gruplar altında toplanmıştır (Şekil 4.91, 4.92). Bunlar i) KB-GD gerilme / KD-GB sıkışma (Faz 1), ii) KD-GB sıkışma (Faz 2). iii) KD-GB gerilme / KB-GD sıkışma (Faz 3).

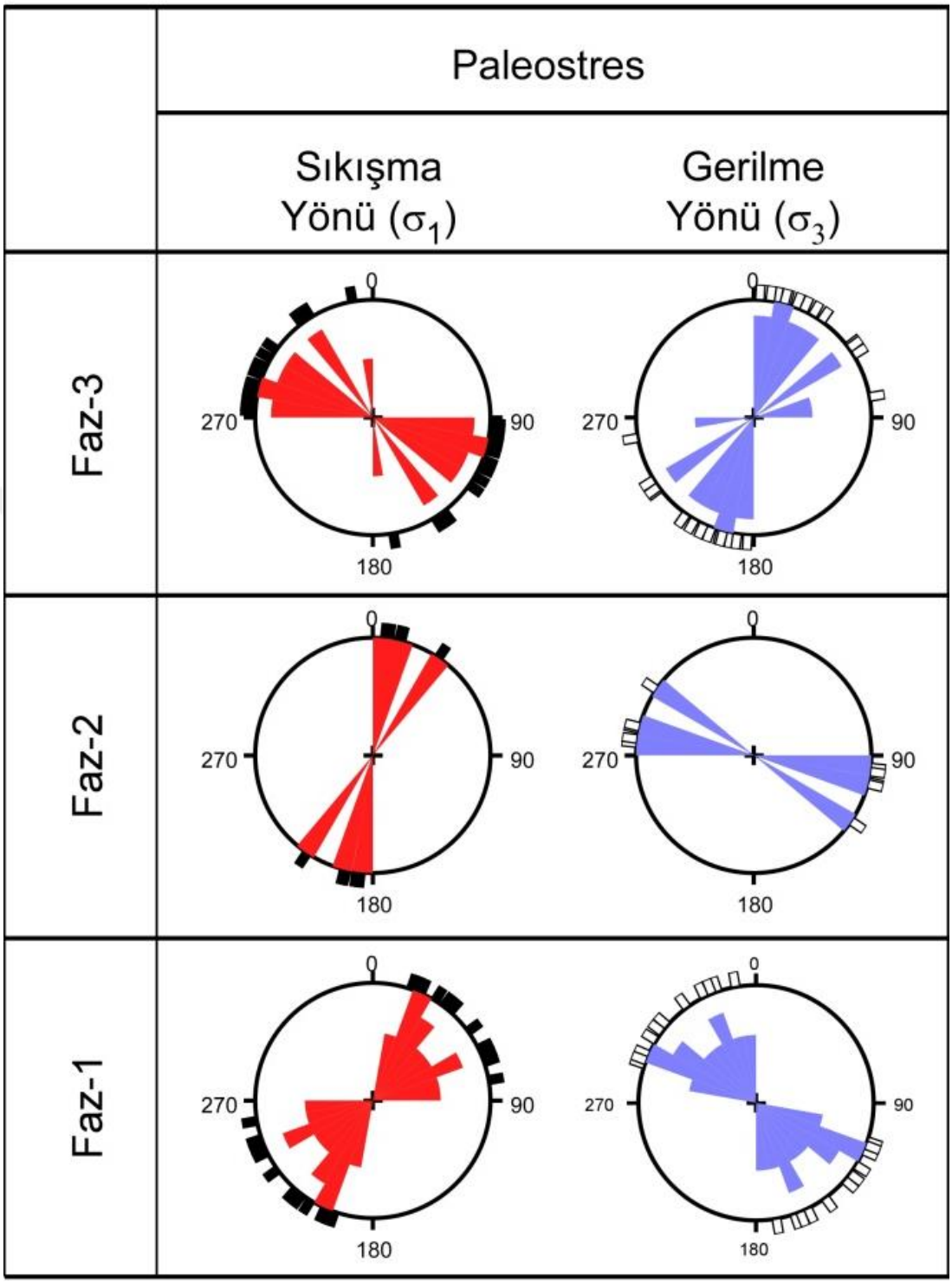
KB-GD sıkışma ekseni ve KD-GB genişleme eksenli doğrultu atımlı tektonik rejim, Biga Yarımadası'nda Pliyo-Kuvaterner 'den itibaren baskındır.



Şekil 4.90. Paleostres verilerini toplandığı lokasyonlar (Gürer ve diğ., 2020)



Şekil 4.91. İnceleme alanından elde edilen fay kayma verilerinin analizi sonucu elde edilen stres yönleri ve ait oldukları tektonik fazlar (Gürer ve diğ., 2020)



Şekil 4.92. Üç farklı faza ait paleostres verilerinin gül diyagramı üzerinde gösterimi (kırmızı diyagramlar; σ_1: sıkışma, mavi diyagramlar; σ_3: genişleme) (Gürer ve diğ., 2020)

Tablo 4.1. Değerlendirmesi yapılan lokasyonlara ait kinematik analiz sonuçları (Gürer ve diğ., 2020)

Lokasyon	Koordinat		σ1	σ 2	σ 3	R	Fay Sayısı	ANG (deg.)	Formasyon	Yaş
	Kuzey	Doğu								
Site 1	26.2123	39.80237	139/22	045/10	291/66	0.421	6	9.4	Karadağ Masifi	Prekambriyen-Paleozoyik
Site2	26.18459	39.68109	296/69	047/08	139/20	0.438	6	6.6	Karadağ Masifi	Prekambriyen-Paleozoyik
Site 3	26.28962	39.89016	216/66	029/24	121/02	0.633	8	11.4	Karadağ Masifi	Prekambriyen-Paleozoyik
Site 4	26.27862	39.8624	226/11	322/30	118/50	0.506	6	5	Karadağ Masifi	Prekambriyen-Paleozoyik
Site 5	26.31688	39.87917	012/20	279/08	168/68	0.226	5	5.2	Karadağ Masifi	Prekambriyen-Paleozoyik
Site 6	26.30421	39.85774	243/09	149/23	353/65	0.283	5	3.7	Karadağ Masifi	Prekambriyen-Paleozoyik
Site 7 –C	26.32967	39.84778	006/03	097/15	266/74	0.423	7	13.4	Çamlıca Masifi	Kretase Öncesi – Kretase
Site 7 –D			208/19	332/58	109/25	0.788	4	10.7	Çamlıca Masifi	Kretase Öncesi – Kretase
Site 8	26.33422	39.898	247/22	107/62	344/16	0.552	4	7	Çamlıca Masifi	Kretase Öncesi – Kretase
Site 9	26.33053	39.86551	078/12	309/71	171/14	0.741	6	4.7	Denizgören ofiyoliti	Üst Kretase
Site 10	26.32757	39.87292	281/02	017/73	191/17	0.375	7	8.6	Denizgören ofiyoliti	Üst Kretase
Site 11 –C	26.3085	39.82942	018/07	200/83	186/72	0.528	8	5	Denizgören ofiyoliti	Üst Kretase
Site 11 –D			185/12	092/12	320/73	0.544	5	9.3	Denizgören ofiyoliti	Üst Kretase
Site 11 –E			105/17	338/63	201/21	0.216	4	6.9	Denizgören ofiyoliti	Üst Kretase
Site 12	26.31763	39.82765	019/24	241/59	117/18	0.576	6	13.9	Denizgören ofiyoliti	Üst Kretase
Site 13 –D	26.36048	39.98381	281/14	115/76	012/03	0.437	6	9.1	Denizgören ofiyoliti	Üst Kretase
Site 13 –E			022/20	192/70	291/03	0.637	10	13.2	Denizgören fiyoliti	Üst Kretase
Site 14	26.55036	39.68885	099/10	190/09	321/76	0.726	7	6.2	Çetmi melanjı	Üst Kretase
Site 15	26.24766	39.71434	066/75	308/07	217/13	0.522	13	6.5	Biga granitoyidleri	Üst Oligosen - Alt Miyosen
Site 16	26.21861	39.63131	359/79	117/05	208/09	0.347	7	2.3	Biga granitoyidleri	Üst Oligosen - Alt Miyosen
Site 17	26.32303	39.76166	317/72	112/17	204/07	0.656	7	8.5	Hallaçlar volkaniti	Alt Oligosen - Alt Miyosen
Site 18	26.32849	39.72789	334/21	073/21	203/60	0.422	5	1.9	Hallaçlar volkaniti	Alt Oligosen - Alt Miyosen

Tablo 4.1.(Devam) Değerlendirmesi yapılan lokasyonlara ait kinematik analiz sonuçları (Gürer ve diğ., 2020)

Lokasyon	Koordinat		σ 1	σ 2	σ 3	R	Fay Sayısı	ANG (deg.)	Formasyon	Yaş
	Kuzey	Doğu								
Site 19	26.31374	39.76546	235/68	117/11	023/19	0.63	4	9.4	Ezine volkaniti	Alt - Orta Miyosen
Site 20	26.33152	39.81505	274/14	051/71	181/12	0.442	4	10.3	Ezine volkaniti	Alt - Orta Miyosen
Site 21	26.32589	39.83276	098/01	003/73	189/16	0.445	10	4.7	Ezine volkaniti	Alt - Orta Miyosen
Site 22	26.34805	39.75071	357/76	104/04	195/13	0.951	13	11.1	Ezine volkaniti	Alt - Orta Miyosen
Site 23	26.32662	39.83212	294/08	200/28	039/61	0.234	5	3.2	Ezine volkaniti	Alt - Orta Miyosen
Site 24	26.38522	39.65913	193/17	100/09	344/70	0.196	7	2.8	Ezine volkaniti	Alt - Orta Miyosen
Site 25	26.40346	39.64664	075/79	248/11	338/01	0.554	8	7.4	İlyasbaşı formasyonu	Üst Miyosen
Site 26	26.30883	39.90593	093/77	327/08	235/10	0.76	5	10.6	Taştepe bazaltı	Üst Miyosen
Site 27	26.29887	39.89943	299/24	155/61	036/15	0.859	5	7.7	Taştepe bazaltı	Üst Miyosen-Pleyistosen
Site 28 –C	26.35427	39.63129	210/09	118/10	340/76	0.687	6	3.2	Bayramiç formasyonu	Pliyosen
Site 28 –D			347/18	230/55	087/29	0.286	5	7.2	Bayramiç formasyonu	Pliyosen
Site 29	26.52036	39.68485	172/76	042/09	310/10	0.357	7	4	Bayramiç formasyonu	Pliyosen

4.2.5. Kırık ve çatlaklar

Çalışma alanında Çamlıca ve Karadağ Masifilerinde de kuvars dolgulu kırık-çatlaklar bulunsa da, sistematik kırık-çatlaklar Kestanbol granitoidinde tespit edilmiştir.

Koçali Köyü'nün güneydoğusunda, Kestanbol granitoidlerin içerisinde oluşan kırık-çatlaklara dolan kuvars damarları, K80^{o}B ve K50^{o}D doğrultulu olmak üzere sistematik yayılım göstermektedirler. Daha genç olan K80^{o}B doğrultulu olan kuvars damarları, daha yaşlı K50^{o}D doğrultulu olanları kesmiştir (Şekil 4.93).



Şekil 4.93. Birbirini kesen kuvars damarları (GB'dan KD'ya bakış, 39.73595^{o} K, 26.25626^{o} D)

Yavaşlar Köyü'nün güneyindeki Sarıcakkaya Tepe'nin kuzeyinde, Kestanbol granitoidinde bulunan kuvars dolguları, K50^{o}D doğrultulu, 80^{o}GD'ya eğimlidir (Şekil 4.94).



Şekil 4.94. K50^{o}D doğrultulu kuvars dolguları (GB'dan KD'ya bakış, 39.71997^{o} K, 26.29321^{o} D)

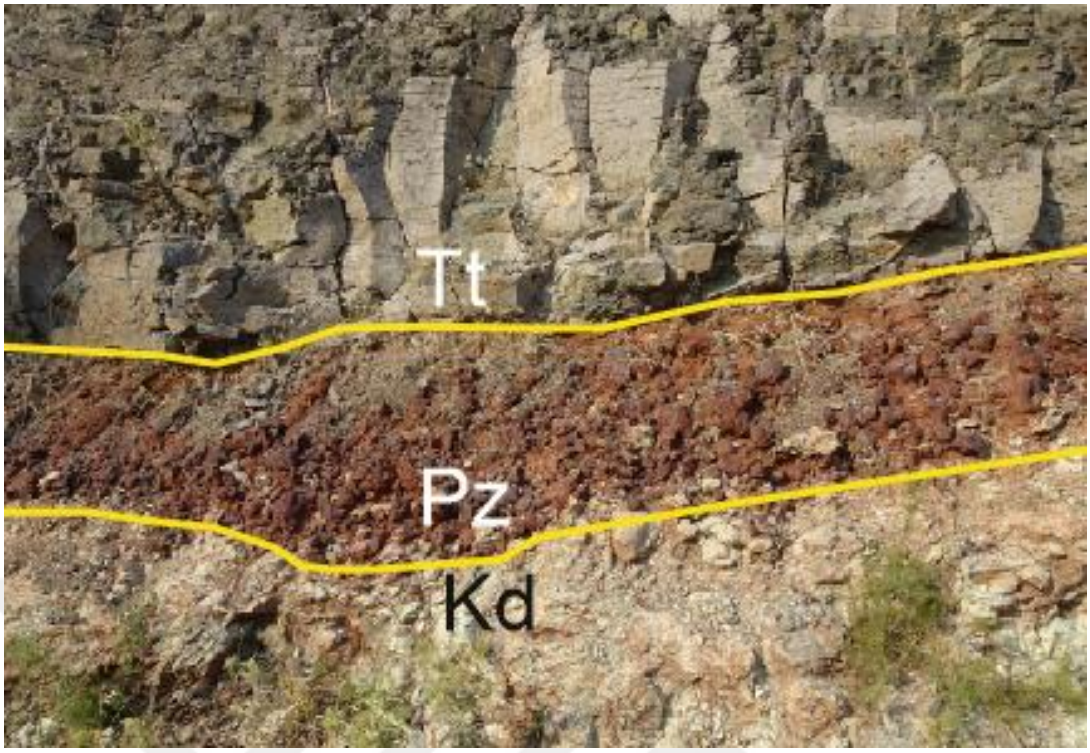
4.2.6. Uyumsuzluklar

Karadağ Masifi'nin üzerine Taştepe Köyü'nün güneyinde uyumsuzlukla Taştepe bazaltı, Gökçebayır Köyü'nde ise uyumsuzlukla, Bayramiç formasyonu gelmektedir (Şekil 4.95). Çamlıca Masifi'nin üzerine, Köprübaşı Köyü'nün güneyinde uyumsuzlukla Hallaçlar volkaniti, Akçeşme Köyü ve çevresinde uyumsuzlukla İlyasbaşı formasyonu ve Taştepe bazaltı, Kemerdere Mahallesi'nin doğusunda uyumsuzlukla Gazhanedere formasyonu Sutaşı Dere-Uzunoluk Dere boyunca ise uyumsuzlukla Bayramiç formasyonu gelmektedir. Denizgören ofiyolitinin üzerine ise, Karadağ Köyü'nün doğusunda uyumsuzlukla Hallaçlar volkaniti (Şekil 4.15), Taştepe Köyü'nün güneydoğusunda uyumsuzluk ile Taştepe bazaltı (Şekil 4.96) gelmektedir.

Hallaçlar volkanitinin üzerine, Gökçebayır-Hisaralan ve Kızıltepe Mahalleleri boyunca uyumsuzluk ile Ezine volkaniti gelmektedir. Ezine volkanitinin üzerine, Akçin ve Karamenderes Nehirleri boyunca uyumsuzlukla Alüvyon gelmektedir. Gazhanedere formasyonunun üzerine, Civler Köyü'nün kuzeybatısında, paralel uyumsuzluk ile Çanakkale formasyonu gelmektedir. Çanakkale formasyonunun üzerine, Taştepe Köyü'ndeki Kemer Deresi boyunca açısal uyumsuzlukla Alüvyon gelmektedir.



Şekil 4.95. Karadağ Masifi (Pєk) ve Bayramiç formasyonu (Tb) arasındaki uyumsuzluk



Şekil 4.96. Dezingören ofiyoliti (Kd) ile Taştepe bazaltı (Tt) arasındaki uyumsuzluk ve pişme zonu (Pz)

Taştepe bazaltının üzerine, Çetmi Mahallesinin kuzeybatısında uyumsuzlukla Bayramiç formasyonu, Akçapınar Mahallesi'nin güneyindeki Kemer Deresi boyunca ise uyumsuzlukla Alüvyon gelmektedir. Bayramiç formasyonunun üzerine ise, Karamenderes Nehri boyunca, açısal uyumsuzluk ile Alüvyon gelmektedir (Şekil 4.40).

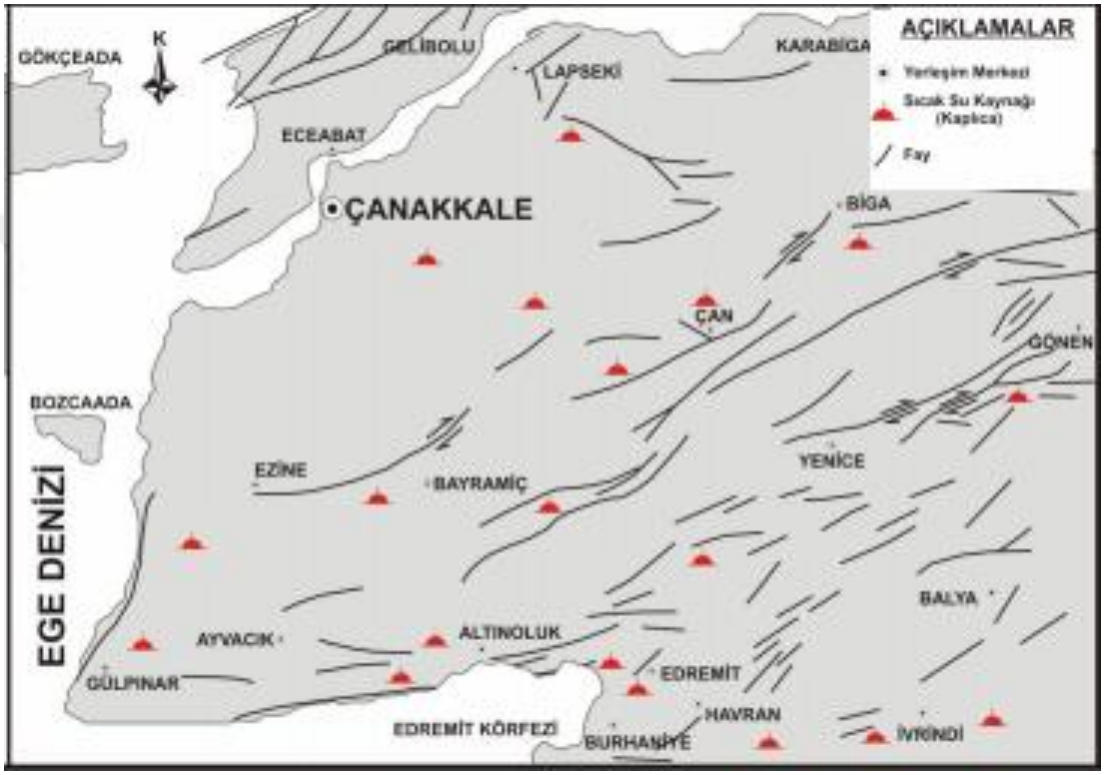
5. EKONOMİK JEOLOJİ

Biga Yarımadası'nda Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik'de magmatik sokulumlar gerçekleşmiştir. Paleozoyik ve Senozoyik yaşındaki plütonların sokulumu sonucunda skarn zonlarında ve faylanma ile bölgede metalik maden olan başta kurşun, çinko, bakır olmak üzere demir, altın ve antimuan cevherleşmeleri gelişmiştir (Şekil 5.1). Bu cevherleşmeler bölgede genellikle KD-GB uzanımlıdır ve bu yönelimin sebebi KB yönlü yitim (Anatolid-Torid/ Pontid) ve bu yitime bağlı oluşan magmatizmadır (Ovalıoğlu ve diğ., 1973; Anıl, 1984; Engin ve diğ., 2012; Yiğit, 2012; Demirela ve diğ., 2014).



Şekil 5.1.Çanakkale İli'nin Maden Haritası (MTA, 2010)

Magmatik sokulumlar sebebi ile cevherleşmelerin yanı sıra, Biga Yarımadası ve çevresinde çok sayıda jeotermal alan oluşmuştur (Şekil 5.2). Ölçülen kaynak sıcaklıkları ve debilere dayanarak, yarımadadaki jeotermal enerji, yaklaşık 10.000 hanenin ısınma ve ısıtma ihtiyacını karşılayabilecek kapasitededir (Yalçın ve Sarp, 2012). Çalışma alanının güneyinde, Alexandria Troas Antik Kenti'nde Kestanbol Jeotermal Alanı yer almaktadır.



Şekil 5.2. Biga Yarımadası ve çevresindeki jeotermal alanlar (Şanlıyüksel Yücel ve Baba, 2008)

Çalışma alanının güneyindeki Alexandria Troas Antik Kenti'nde bulunan, Kestanbol granitoidi ve Karadağ Masifi'nin dokanağında yer alan Kestanbol Fayı ile kontrol edilen, debisi 5 lt/sn olan Kestanbol jeotermal alanı, Biga Yarımadası'ndaki jeotermal alanlardan biridir. Sıcaklığı 59,5-74,1ºC arasında değişen jeotermal akışkan termal turizm, seracılık (Şekil 5.3) ve balneolojik uygulamalarda kullanılmaktadır. Kestanbol jeotermal alanında kabuklaşma problemi vardır ve kabuğu oluşturan mineraller kalsit, halit ve siderittir. Deniz seviyesinden 90 metre yüksekte olan Kestanbol Kaplıcaları, radon içeren suyu nedeni ile hücre yenilenmesini hızlandırmaktadır ve ağrı kesici özelliği özelliği bulunmaktadır (Demirsoy ve diğ., 2017; Kanmaz ve diğ., 2008; Marmara ve diğ., 2020).



Şekil 5.3. Kabuklaşma sorunu nedeni ile terk edilen jeotermal sera

5.1. Kaolen

Bölgedeki Oligosen yaşındaki Çan volkanitlerinin kırık çatlakları boyunca hidrotermal alterasyon sonucu kaolen gelişmiştir (Erdoğan ve diğ., 2012). Bu kaolenler bölgedeki seramik fabrikaları tarafından işletilmektedir.

5.2. Kuvars

Çamlıca Masifi'nin ve yer yer Kestanbol granitoidinin kırık hatlarında bulunan kuvars damarlarına çalışma alanında sık rastlanmaktadır. Bazı bölgelerde ekonomik olan bu kuvarslar, seramik fabrikalarında kullanılmaktadır (Şekil 5.4).



Şekil 5.4. Çalışma alanında, Kestanbol granitoidlerinin içinde yer alan kuvars damarları

5.3. Granitoid

Erdek ve Evciler plütonlarına ait kayaçlar çok sayıda anklav içerdiği için, blok olarak kesilebilmesine rağmen blok üretiminde değerlendirilememektedir (Erdoğan ve diğ., 2012). Bu nedenle bu ocaklardan alınan malzemeler, parke taşı ve kaldırım taşı olarak kullanılmaktadır.

Oligosen yaşındaki Karadoru granitleri mafik mineral içermemesinden dolayı içerisindeki feldspat ve kuvarslar seramik fabrikaları tarafından kullanılmaktadır (Aysal, 2005).

İçerisinde her ne kadar çok saydıda anklavlar yer alsa da, çalışma alanında yer alan Kestanbol granitoidinde açılan ocaklarda tezgah olarak kullanılmak üzere granitoid bloğu üretilmektedir (Şekil 5.5, Şekil 5.6).



Şekil 5.5. Kestanbol granitoidine ait granitoid ocağından genel bir görünüm



Şekil 5.6. Kestanbol granitoidinden üretilen granitoid bloklarından genel bir görünüm

5.4. Kireçtaşı ve Mermer

Biga Yarımadası'nda yer alan kireçtaşları, bölgede yaşayanlar tarafından ev yapımında yapı taşı olarak kullanılmaktadır. Ayrıca kireçtaşı blokları bölgede inşaat sektöründe, yol kenarındaki istinat duvarlarındave yol yapımı için agrega olarak kullanılmaktadır. Çamlıca ve Karadağ Masifilerinin çerisinde birçok mermer ocağı bulunsa da, bu ocakların hemen hepsi kalite sorunları nedeni ile terk edilmiştir (Şekil 5.7). Ayrıca, kireçtaşı ve mermerden elde edilen mıcırlar, köy yollarının yapımında kullanılmaktadır (Şekil 5.8).



Şekil 5.7. Denizgören Köyü'nün kuzeydoğusunda yer alan Çamlıca Masifi'ne ait mermerden genel bir görünüm



Şekil 5.8. Kireçtaşı ve mermerden yapılan bir yol kenarı istinat duvarı

5.5. Ofiyolit

Ezine'nin kuzeyinde, Derbentbaşı Köyü'ndeki Denizgören ofiyolitine ait serpantinleşmiş harzburjitler, çimento kili olarak aktif olarak üretilmektedir ve bölgedeki fabrikalarda işlenmektedir (Erdoğan ve diğ., 2012). Ayrıca, Denizgören ofiyolitine ait mıcırlar, köy yollarının yapımında kullanılmıştır.

6. BÖLGENİN DEPREMSELLİĞİ

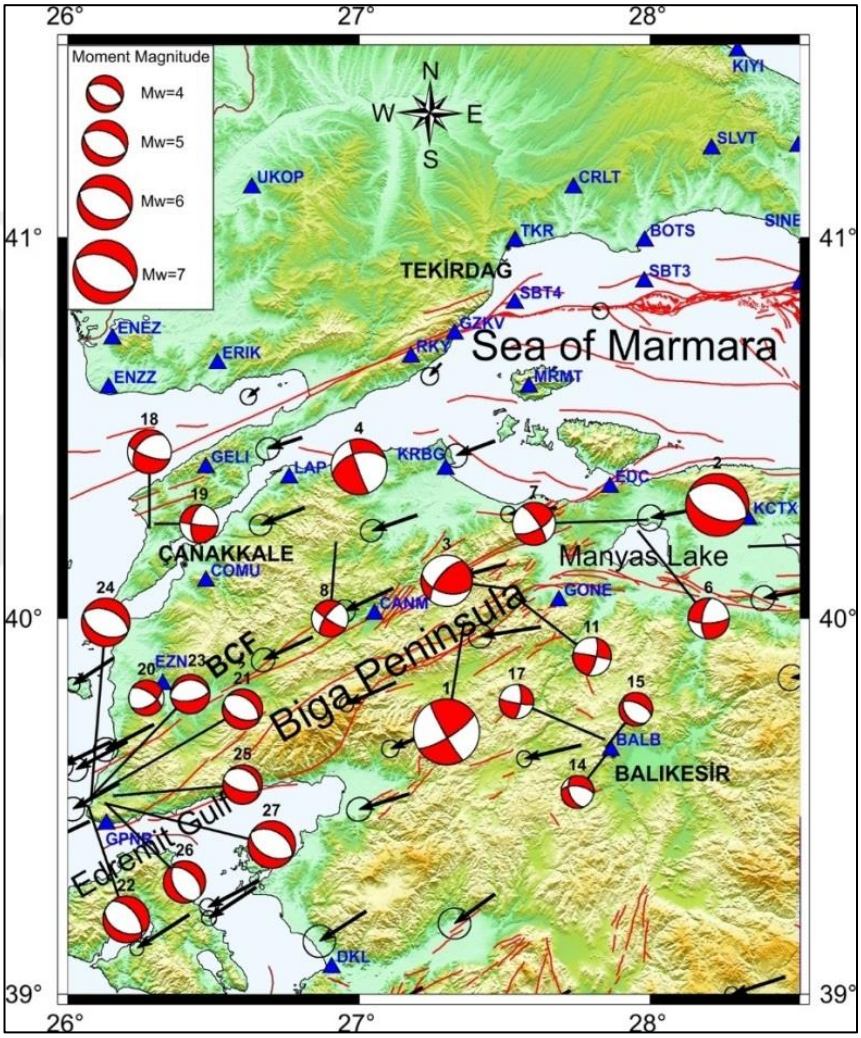
Marmara Bölgesi, KB Anadolu'nun sismik olarak en aktif bölgelerinden biridir. Fay ve deprem verileri Marmara Bölgesi'nin ana olarak doğrultu atımlı faylar nedeni ile ilişkili bir deformasyon etkisinde şekillendiğini gösterir (McKenzie 1978; Şengör ve diğ., 1985; Gürer ve diğ., 2006; Le Pichon ve Kreemer 2010; Selim ve Tüysüz 2013; Görgün ve Albora 2017; Sözbilir ve diğ., 2017).

Dünyanın en geniş kıta içi transform faylarından olan ve son yüzyılda 15 tane büyük deprem meydana getiren KAFS, Karlıova'dan Ege Denizi'ne kadar yaklaşık 1200 km boyunca uzanır. Hareket yönü, Anadolu Bloğunun Avrasya'ya göre 25-30 mm/yıl batıya doğru hareketinden türetilen GPS verileri ile örtüşmektedir (McClusky ve diğ., 2000; Reilinger ve diğ., 2006). Deformasyon bölgesi Saroz Körfezi'nden Çandarlı Körfezine kadar yaklaşık 190 km uzunluğunda bir bölgeye yayılmıştır (Taymaz ve diğ., 1991; Gürer ve diğ., 2006, Gürer ve diğ 2016; Sangu ve diğ., 2020).

KAFS, Marmara Denizi'nde iki ana kola ayrılır. Kuzey kol KAFS'ın en aktif segmentidir ve 17 Ağustos 1999 tarihindeki 7.5 büyüklüğündeki Gölcük Depremi KAFS'nin kuzey kolu üzerinde meydana gelmiştir. KAFS'nin sağ yanal atımlı, KD-GB doğrultulu güney kolu ise Marmara Denizi ve Biga Yarımadası'ndan geçerek Ege Denizi'ne doğru uzanır (Şekil 6.1) (Koçyiğit, 2009; Kartal ve diğ., 2015, Sözbilir ve diğ, 2017).

Biga Yarımadası'nın da yer aldığı KB Anadolu, Pliyo-Kuvaterner'de başlayan ve günümüze kadar eş zamanlı çalışan Ege Gerilme Sistemi ve ağırlıklı olarak sağ yönlü olan strike slip rejimi arasında geçiş zonu konumundadır. Bölgedeki horst ve graben morfolojisi KAFS'nin segmentleri ve Batı Anadolu Gerilme Sistemi ile şekillenmektedir (Gürer ve diğ., 2003; Gürer ve diğ., 2006). Doğrultu atımlı faylarda oluşabilen örgülü faylanma sebebi ile, Biga Yarımadası değişik boyutta çok sayıda bloktan oluşmaktadır (Koçyiğit 2009). KAFS, Ege Gerilme Sistemi'ne göre Biga Yarımadası'nda daha etkilidir (Özburan ve diğ., 2008; Koçyiğit, 2009). Bölgenin doğusunda D-B doğrultulu olan strike slip faylar, yarımadada KD-GB doğrultuludur.

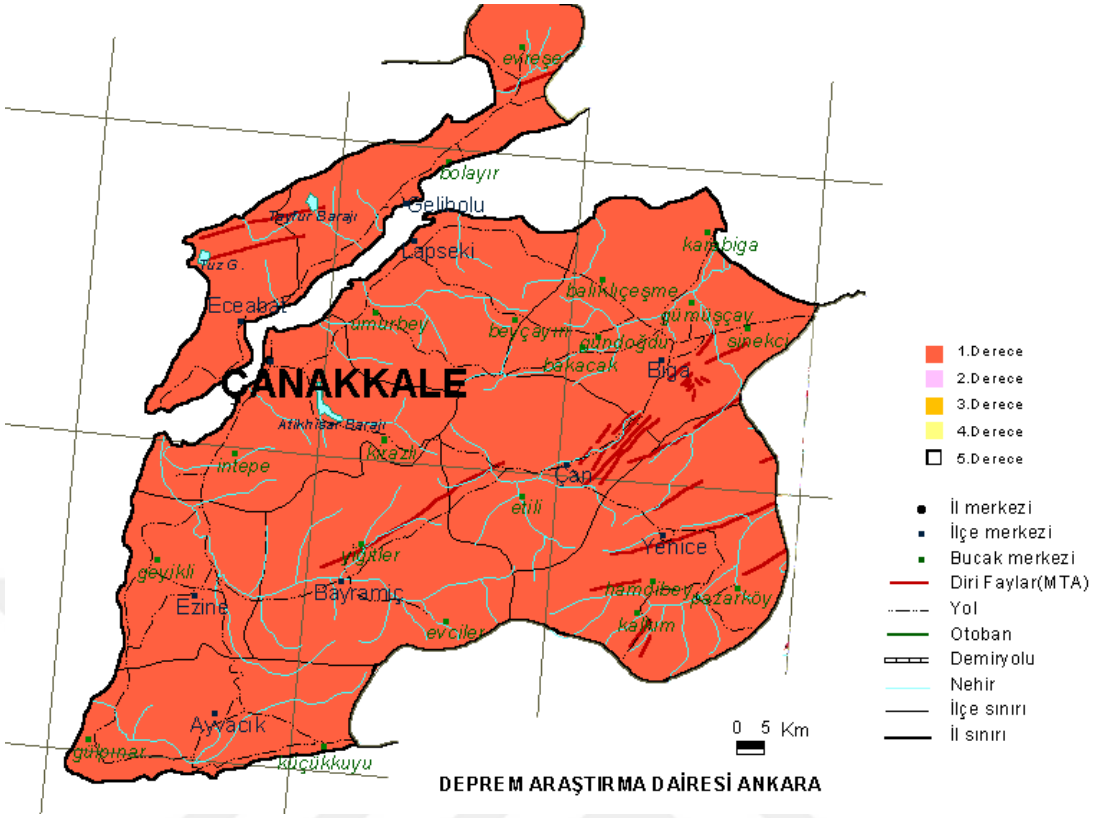
Bu bükülmenin muhtemel sebebi, Geç Pliyosen'de faaliyete başlayan KAFS'nin Geç Miyosen'de K-G sıkışma ile oluşan KD-GB doğrultulu fayları takip etmesidir (Gürer ve diğ., 2006; Kaymakcı ve diğ., 2007; Özburan ve diğ., 2008). Yapılan kinematik analizlere göre Biga Yarımadası, KD-GB ve KB-GD olmak üzere iki farklı gerilme tektoniği altındadır (Sangu ve diğ., 2015; Gürer ve diğ., 2016). Bölgedeki Geç Miyosen sonrası faylar oblik atımlıdır (Sangu ve diğ., 2015).



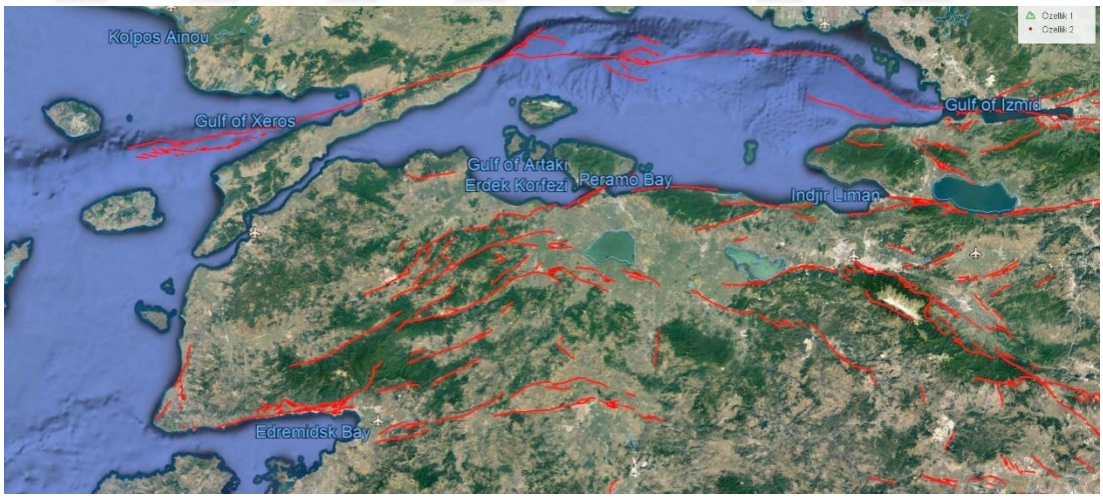
Şekil 6.1 Biga Yarımadası ve çevresindeki Mw=4-7 arasındaki depremler (Görgün ve Albora, 2017)

6.1. Bölgenin Diri Fayları

Biga Yarımadası, doğrultu atımlı fay sistemlerinde gelişebilen örgü sistemi nedeni ile çok sayıda bloğa ayrılmıştır. Biga Yarımadası'ndaki fay segmentlerinin neredeyse tümü sismik olarak aktiftir ve 6.0-7.0 büyüklüğünde bir deprem üretebilecek kapasitededir (Şekil 6.2, 6.3) (Koçyiğit, 2009; Emre ve diğ., 2012).



Şekil 6.2. Biga Yarımadası'nın çoğunu oluşturan Çanakkale'nin depremsellik haritası (AFAD,2010)



Şekil 6.3. Biga Yarımadası'nın Diri Fay Haritası (Emre ve diğ., 2013)

6.1.1. Biga-Çan fay zonu

K45^{o}D genel doğrultulu ve 41 km uzunluğunda olan fay sağ yanal atımlıdır. Biga Yarımadası'nda yıkıcı bir deprem üretebilecek faylar arasından bulunmaktadır. Fay zonu, Miyosen ve Pliyosen yaşlı kayaçları yan yana getirmektedir (Emre ve diğ., 2012; Kürçer ve diğ., 2019).

6.1.2. Kestanbol fayı

Biga Yarımadası batısında, genel olarak K-G doğrultulu olan Kestanbol Fayı, Ege Denizi'nin kıyısına paralel uzanan 25 km uzunluğundaki bir faydır. İki parçadan oluşan fayın kuzey segmenti, K10^{o}D doğrultuludur. Sol yönlü doğrultu atımlı fay olan bu fayın kuzeyi hakkında net veri bulunmadığı için yorum yapılamasa da, morfolojik tiltlenmeler kuzey segmentin eğim atımlı ters fay olabileceğini göstermektedir (Emre ve diğ., 2012; MTA, 2017; Sözbilir ve diğ., 2018).

K20^{o}B doğrultulu güney segment ise, 6 km uzunluğundadır ve Tuzla mevkiinde jeotermal su çıkışlarının olduğu bölgede, fay çok sayıda kırıktan oluşan zonal yapıdadır. Bu yöredeki fay düzlemlerindeki çizikler, Kestanbol Fayı'nın güney segmentinin sol yönlü doğrultu atım bileşenli normal fay olduğunu göstermektedir. Fay, Holosen'de yüzey yırtığı da oluşturan büyük depremler oluşturmuştur (Emre ve diğ., 2012; MTA, 2017; Sözbilir ve diğ., 2018).

7. JEOARKEOLOJİ

Biga Yarımadası'nda başta Alexandria Troas ve Troya olmak üzere, bölgedeki kayaçlardan yapılmış çok sayıda antik kent yer almaktadır.

7.1. Alexandria Troas Antik Kenti

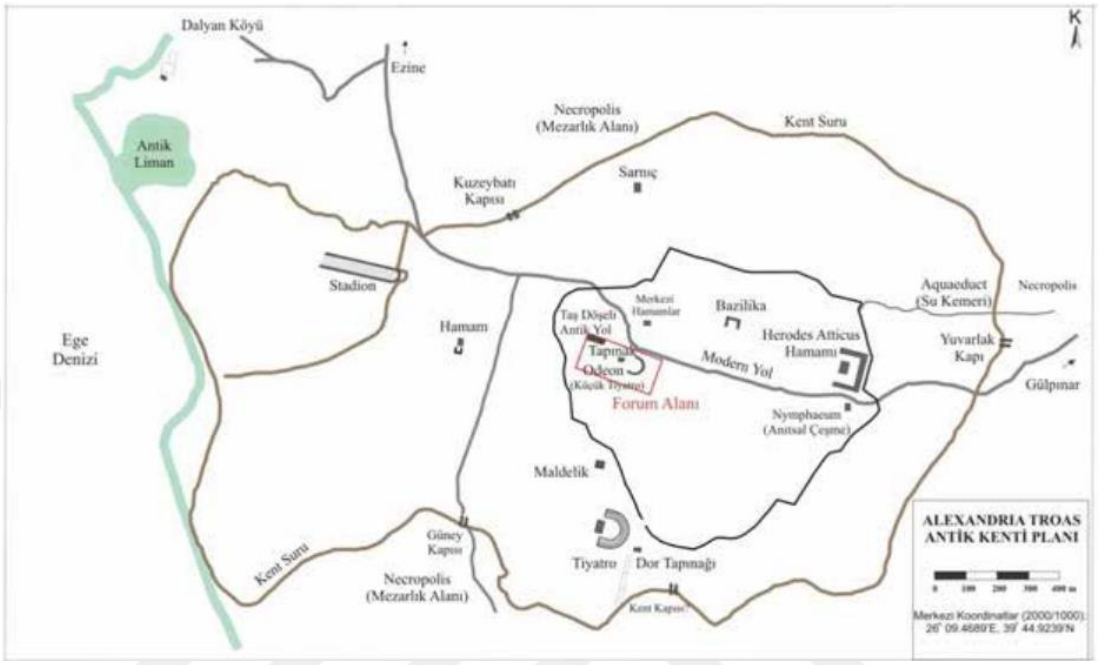
Ezine'nin batısındaki Dalyan Köyü'nün güneydoğusunda yer alan Alexandria Troas Antik Kenti, yaklaşık $4km^2$'lik bir alanda yer almaktadır (Şekil 7.1). MÖ.310 senesinde Büyük İskender'in komutanlarından biri olan Antigonos Monophtalmos tarafından Antigoia kenti olarak kurulmuştur ve MÖ.301 senesinde Büyük İskender'in ölümünden sonra Lysmimakhos, antik kentin adını Aleksandria Troas olarak değiştirmiştir. Aleksandria Troas, Troas'daki İskender'in kenti anlamına gelen Antik kentte tapınaklar, hamam, stadyum, çeşme, tiyatro, su yolu ve Anadolu'nun en büyük gymnasyumlarından biri olan Herodes Atticus Gymnasiumu bulunmaktadır (Kaşka ve Fırat, 2013; Kelkit, 2003).

Antik kentteki forumun yaklaşık 500 metre doğusunda yer alan Herodes Attikus Hamamı'nın MÖ.135 yılında inşa edildiği düşünülmektedir. 1809-1810'da kış aylarında gerçekleştiği düşünülen bir depremde hamamın büyük bir kısmı yıkılsa da, depremden sonra hamamdan geriye kalanların büyük bir kısmı günümüze kadar ulaşmıştır (Tutkun, 2016). Hamamın kemerleri ve duvarlarının yapımında bol miktarda Pelecypoda fosilli, killi-kumlu kireçtaşından oluşan Gülpınar formasyonu ve volkanik kayaçlar kullanılmıştır (Şekil 7.2, 7.3).

Ezine'nin güneybatısındaki Yahyaçavuş Köyü'nün KB'sında yer alan antik granitoid ocağının içerisinde granitoid sütünları bulunmaktadır. Antik ocağın aynasındaki işçilik izleri günümüzde de gözlemlenebilmektedir (Şekil 7.4). Antik çağlarda sütun olarak üretilen Kestanbol granitoidi, günümüzde ise blok olarak üretilmektedir.

Yahyaçavuş Köyü'nün KB'sında yer alan granitoid ocağındaki 7 adet granitoid sütunundan 4 tanesi günümüze tek parça olarak ulaşmıştır. 10-12 metre boyunda olan granitoid sütunlarının alt çapları 1.35 metre, üst çapları ise 1.65 metredir. Tek parça

halinde üretildikten sonra zımparalama yöntemi ile sütun haline getirilen ve ortalama 60 ton ağırlığındaki sütunlar, yaklaşık 15 km uzaktaki Aleksandreia Troas Antik Kenti'ne taşınıp ihraç edilmiştir (Ay ve Tolun, 2017; Gürler ve diğ., 2008).



Şekil 7.1. Alexandria Troas'ın yerleşim planı (Fırat, 2016)



Şekil 7.2. Herodes Attikus Hamamı'nın kemeri



Şekil 7.3. Herodes Attikus Hamamı'nın kemerinde ve duvarlarında kullanılan Gülpınar formasyonu



Şekil 7.4. Granitoid sütünü ve işçilik izleri

7.2. Troya Antik Kenti

Çanakkale'nin İntepe Köyü'nün güneybatısında yer alan Troya Antik Kenti, sadece Biga Yarımadası'nın değil, tarih sahnesinin en önemli antik kentlerinden biridir. Dokuz adet katmandan oluşan antik kent, dokuz defa afetler yüzünden yıkılmıştır. Jeopolitik konumu nedeni ile birçok savaşa neden olan antik kent, sırasıyla Perslerin, Büyük İskender'in, Selevkoslar'ın, Pergamon Krallığı'nın ve Romalıların egemenliğine geçmiştir. Heinrich Schliemann tarafından, 1870'li senelerde keşfedilen Troya, 1998'de ise UNESCO tarafından Dünya Mirası Listesi'ne dâhil edilmiştir. Antik kentte başta tiyatrolar, antik çeşme, meclis binası (Şekil 7.5) olmak üzere pek çok yapı yer almaktadır (Bayvas, 2020; Minaz, 2013).

Ayrıca Troya Müzesi'nde antik kente ait çok sayıda eser sergilenmektedir (Şekil 7.6, 7.7)



Şekil 7.5. Troya antik kentindeki meclis binası

Troya Antik Kenti ve çevresi, horst-graben sistemini oluşturan Üst Miyosen yaşındaki sığ deniz sedimanlarından oluşmaktadır. Ortalama 50-100 metre yüksekliğindeki platoların arasından, Paleo-Karamenderes Nehri akmaktadır.



Şekil 7.6. Troya Müzesi’nden bir görünüm



Şekil 7.7. Troya Müzesi’nden bir görünüm

Günümüzden 20.000-18.000 yıl önce deniz seviyesi, günümüzdeki deniz seviyesinden 100 metre düşük idi. Marmara ve Karadeniz birer göl, İstanbul ve Çanakkale boğazları akarsu vadileri idi. Karamenderes Nehri ise Çanakkale Boğazı'ndaki ana akarsuya kavuşarak sularını Marmara denizine akıtan bir akarsu idi (Kraft ve diğ., 1980).

Holosen'de (10.000 sene önce) denizin hızla yükselmesi ile gelişen transgresyon ile deniz önce Çanakkale Boğazı'na, sonra ise Karamenderes Nehri'nin ağzından güneye doğru sokulmuştur. Karamanderes Nehri ve çevresindeki kıyı çizgisi, transgresyon ve nehrin kıyıyı alüvyonlarla doldurması arasındaki dengeye bağlı olarak değişmiştir (Kayan, 2005).

Yaklaşık 7000 sene önce Deniz seviyesinin daha hızlı yükseldiği dönemde, kıyı çizgisi Karamenderes Nehri'nin ağzından güneye doğru ilerlemeye devam etmiş, önceki delta alanlarını kaplayarak güneyde Pınarbaşı yakınlarına kadar sokulmuştur. 6000 sene önce, transgresyon hızının azalması ile beraber Karamenderes Nehri, Ezine-Bayramiç Havzası'ndan getirdiği sedimanlar ile körfezi doldurmuştur ve kıyı çizgisi kuzeye doğru ilerlemiştir. Sondaj verileri, Troya Antik Kenti'nin güneyinin bu dönemde kıyı bataklıklarından oluştuğunu göstermektedir (Kayan, 1988; Kayan 1995).

5000-3000 sene önce ise deniz seviyesi muhtemelen bölgesel tektonik hareketler sebebi ile 2 metre alçalmıştır ve 2000 yıl kadar önce tekrar bugünkü seviyesine yükselmiştir. Bu seviye değişikliği, Troya ve çevresindeki ovaların gelişmesinde rol oynamıştır (Kayan, 2005).

8. JEOTEKTONİK EVRİM VE TARTIŞMA

8.1 Kazdağ Masifi ve Yüzeylenmesi

Biga Yarımadası'nda tektonostratigrafik yapısal en alt düzeyler Kazdağ Masifi'nde yüzeyler. Kazdağ Masifi, Biga Yarımadası'nın güneyinde, 50 km boyunca KD-GB uzanımlı, kuzeydoğuya dalımlı bir antiform oluşturmaktadır. Antiformun çekirdeğindeki yüksek derecedeki metamorfik çekirdek, daha zayıf dereceli metamorfik Geç Prekambriyen-Erken Paleozoyik birlik tarafından tektonik dokanakla örtülür. Önceki çalışmalarda Karadağ ve Çamlıca Masifleri olmak üzere ayrı ayrı isimlendirilen ve farklı yaşlarda yaşlandırılan metamorfik kayalar, litolojik, stratigrafik ve yapısal olarak büyük benzerlik göstermektedir ve Prekambriyen-Erken Paleozoyik yaşındadır. (Tunç ve diğ., 2012; Yiğitbaş ve diğ., 2014). Çamlıca Masifi, Kazdağ Masifi'nin örtü kayasıdır (Şengün ve Çalık, 2017). Karadağ ve Çamlıca Masifleri, Kazdağ Masifi'nin eşdeğeridir (Yiğitbaş ve Tunç 2020).

Eosen ve Oligosen'de Biga Yarımadası'nda meydana gelen K-G yönlü sıkışmalı tektonik rejim sonucunda bölgede yoğun bir magmatizma ve volkanizma gerçekleşmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz ve diğ., 2000; Yılmaz ve Karacık, 2001; Gürer ve diğ., 2003, 2006; Altunkaynak, 2007). Bu magmatizma ve devam eden sıkışma termal domlaşmaya neden olmuştur. Bunun sonucunda Kazdağ Masifi Oligo-Miyosen'de yüksek sıcaklık metamorfizmasına uğramıştır (Bingöl, 1968; Okay ve Satır, 2000b; Yaltırak ve Okay, 2004; Şengün, 2016).

Kazdağ Masifi'nin yükselimi ile ilgili farklı araştırmaların farklı görüşleri bulunmaktadır. a.KD-GB doğrultulu, sağ yanal atımlı faylar olan Yenice-Gönen Fay Zonu-Edremit Fay Zonu arasında, transpresyon ile basınç sırtı olarak yükseldi (Siyako ve diğ., 1989; Okay ve Satır, 2000a; Sangu ve diğ., 2015), b.Oligosen-Erken Miyosen'de Sıyrılma-Normal faylar ile çekirdek kompleksi olarak yükseldi (Yaltırak 2006; Altunkaynak ve Genç, 2007; Cavazza ve diğ., 2009; Duru ve diğ., 2012), c.Manto ve kabuk ile kirlenen magmatik sokulumla yükseldi (Altunkaynak ve Genç, 2007), d.K-G yönlü gerilme ile yükseldi (Yılmaz ve Karacık, 2001, Yılmaz, 2012),

e.Tektonik imbrikasyon, erozyon, Miyosen'de granit sokulumu ve Pleyistosen'de normal faylar ile yükseldi (Erdoğan ve diğ., 2013), f.Neotetis Okyanusu'na ait İzmir-Ankara kolunun kuzeye doğru Sakarya zonunun altına dalması nedeniyle Eosen-Oligosen'de Kazdağ grubunun iç yapısının birbirinin üzerine bindirmesi ile yükseldi (Şengün, 2016).

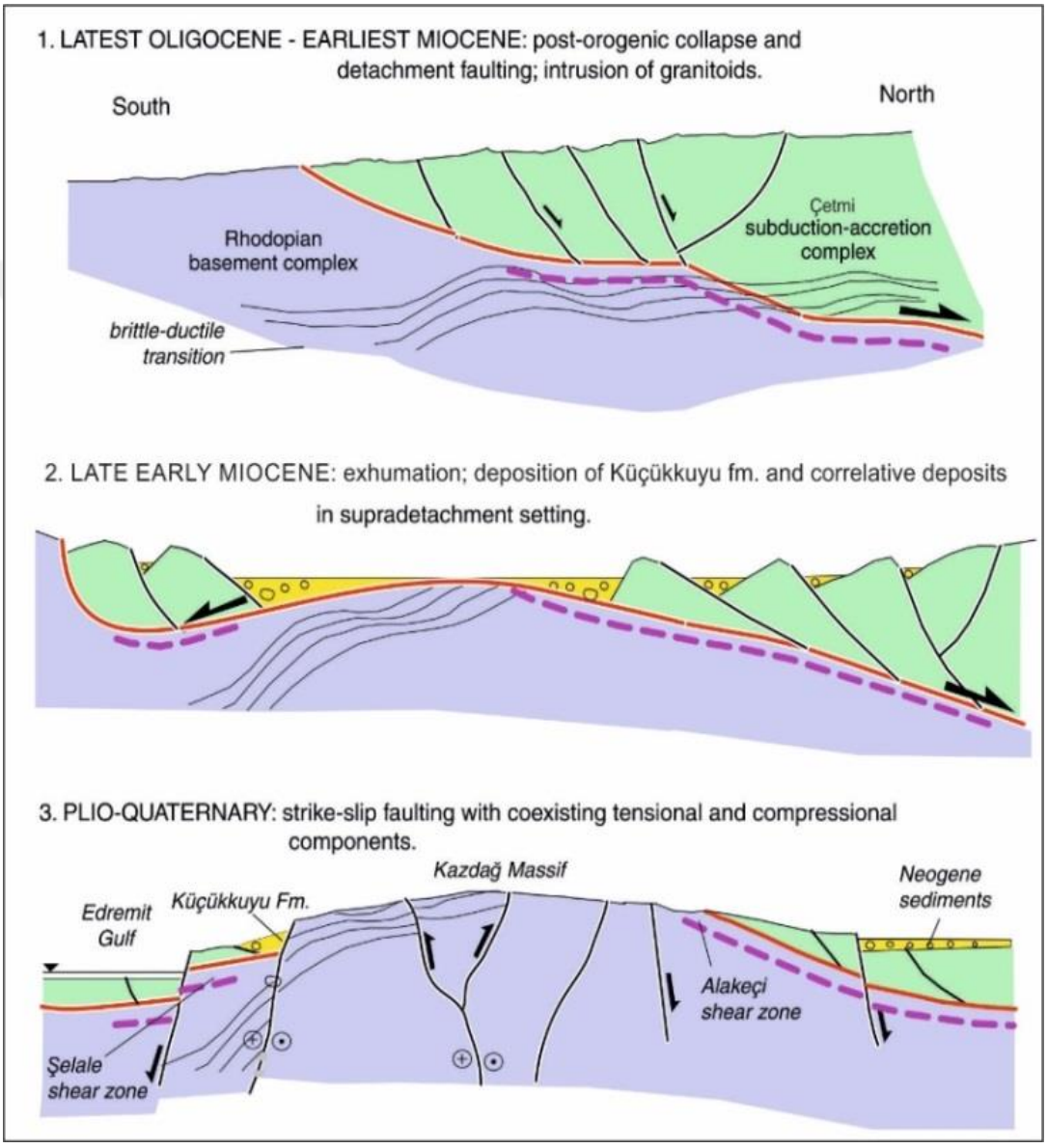
Kazdağ Masifi'nden elde edilen veriler, masifin 17-14 my arasında yükselmeye başladığını göstermektedir. Düşük açılı makaslama zonları, yüksek açılı normal faylar ve doğrultu atımlı fayların yanı sıra üst levha sedimanter istifin analizi ve önceki radyometrik yaşların stratigrafik analizi masifin iki aşamalı yapısal evrimine işaret etmektedir. İlk aşama olan Geç Oligosen-Erken Miyosen'de düşük açılı sıyrılma fayları ile ilişkili havzalarda (supradetachment grabenler) epiklastik, volkaniklastik ve volkanik kayalardan oluşan Küçükkuyu formasyonu çökelmiştir ve 21 my soğuma yaşındaki granit plütonları, masifi kesmiştir. İkinci aşama olan Pliyo-Kuvaterner'de ise, KAFS'nin batıya doğru yayılımı ile ilgili doğrultu atımlı faylanma ve günümüzde de devam eden K-G genişleme ile ilişkili normal faylanma etkindir (Şekil 8.1). Ayrıca Ege Bölgesi'nin gerilme tektonizmasına uyumlu olarak masifin yüzeylenme yaşı kuzeyden güneye gençleşmektedir. Kazdağ Masifi 24 my önce, 14 km derinlikte yüksek sıcaklıkta bölgesel metamorfizma geçirmiştir ve Erken-Orta Miyosen'de ise karşılıklı sıyrılma fayları ile (20-10 my) önce ise yüzeylenmiştir (Cavazza ve diğ., 2009).

8.2. K-G Sıkışma Evresi

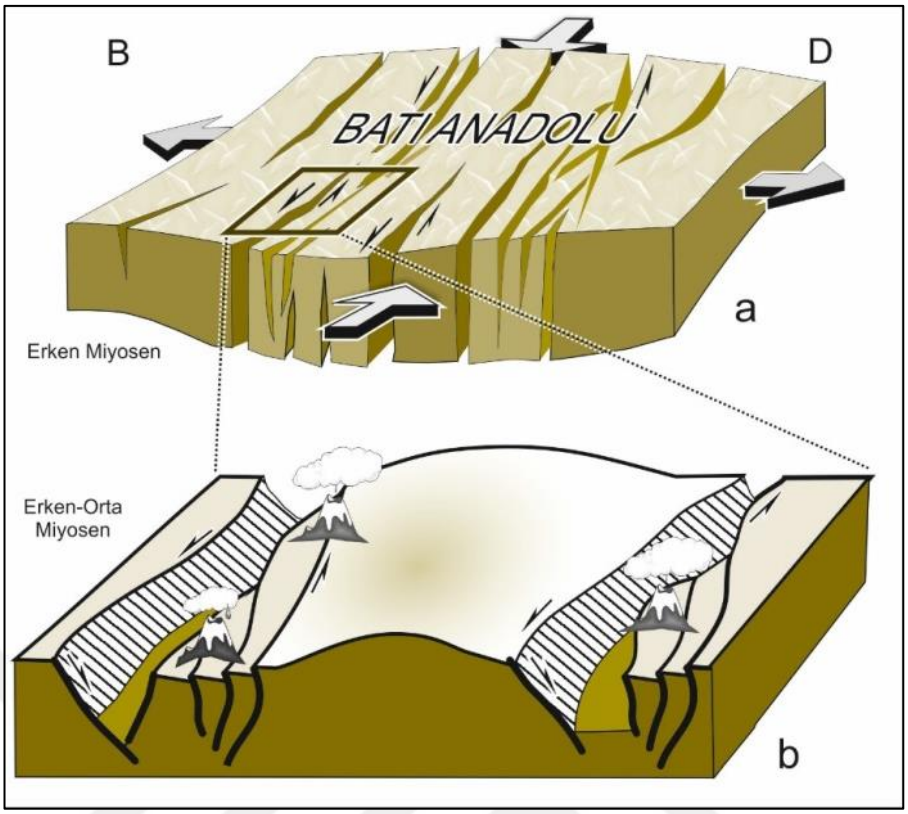
Batı Anadolu'da kuzeyde Marmara Denizi, güneyde ise Gökova Körfezi ile sınırlı, yaklaşık 385 km uzunluğundaki bir alanda, 20 adet irili ufaklı, yaklaşık K-G doğrultulu Miyosen yaşlı havza ve bu havzaları ayıran horstlar yer almaktadır. Bu havzalardan bir kısmı Erken Miyosen (ör, Demirci, Ören, Eskihisar), bir kısmı da Geç Miyosen-Pliyosen (ör, Karacasu, Bozdoğan) döneminde oluşmuştur. K-G doğrultulu grabenler, genellikle oblik atımlı faylar ile sınırlıdır (Yılmaz ve diğ., 2000).

Batı Anadolu'daki K-G yönlü havzaların kökenleri konusunda farklı araştırmacılar farklı modellerle açıklamışlardır. a.K-G yönlü havzalar Batı Anadolu'nun K-G yönlü sıkışması ile transpresyonel veya transtansiyonel olarak açılmışlardır (Şengör ve diğ.,

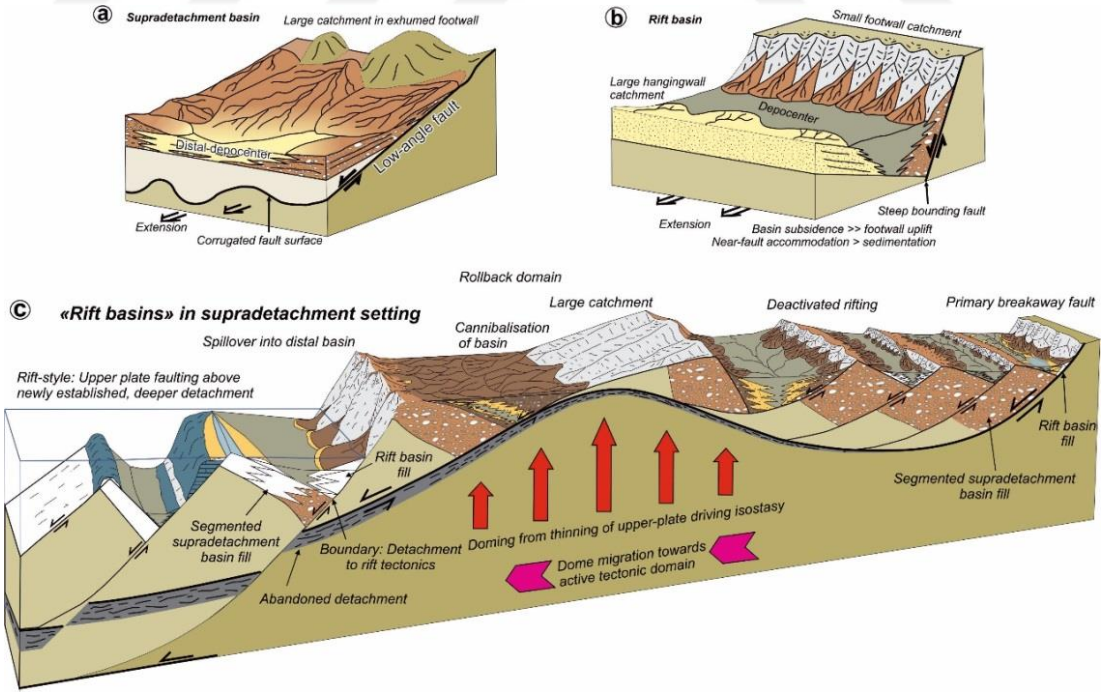
1984; Yılmaz ve diğ., 2000; Gürer ve diğ., 2006; 2009; 2013) (Şekil 8.2), b.Bu havzalar sıyrılma üstü havzalardır (supradetachment basin) (Sözbilir ve diğ., 2011; Öner ve Yıldırım, 2011; 2013; Asti ve diğ., 2019) (Şekil 8.3), c.K-G yönlü havzalar Geç Oligosen'den itibaren K-G yönlü gerilmeli rejimin ürünleridir (Cross graben) (Seyitoğlu ve Scott, 1991; 1992; Seyitoğlu ve Işık 2015) (Şekil 8.4).



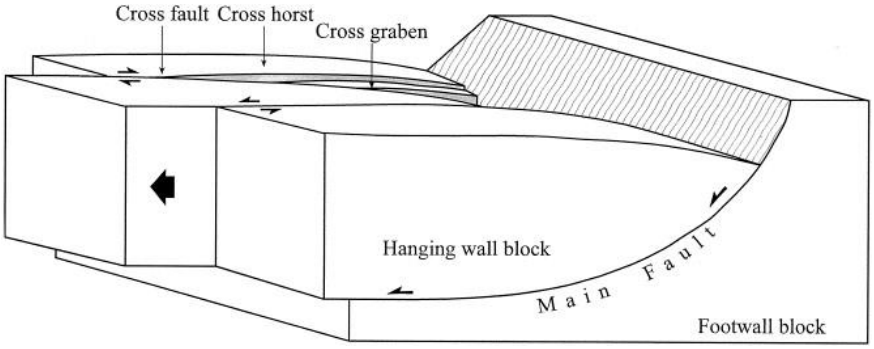
Şekil 8.1. Güney Biga yarımadasında Miyosen'in başından Plio-Kuvaterner dönemine kadar şematik K-G kesitler. (1) Çetmi yitim-yığışım kompleksinin orojenik çökmesi ve sıyrılma faylanması başlangıcı. (2) Erken Miyosen'in sonunda blok faylanma ve sıyrılma üstü (supradetachment) grabenler içinde Küçükkuyu formasyonunun depolanması. (3) Doğrultu atım faylanması; doğrultu atımlı fayların kesin yeri tam olarak belirli değildir. Alakeçi ve Şelale makaslama bölgeleri, farklı kabuk seviyelerinde ve zıt hareketlerle ayrı makaslama bölümlerini temsil eder (Cavazza ve diğ., 2009)



Şekil 8.2. Batı Anadolu'daki K-G havzaların gelişimini gösteren taslak şekil (Yılmaz ve diğ., 2000; Gürer ve diğ., 2009, 2013)



Şekil 8.3. Genişlemeli havza tipleri ve birleşik tektonik ortam. a) supradetachment havzası, b) Rift havzası ve c) bir supradetachment ortamında rift tarzı havzaları. a) ve b) Friedmann ve Burbank (1995) den yeniden çizilmiş ve değiştirilmiştir (Sæbø Serck ve diğ., 2020)



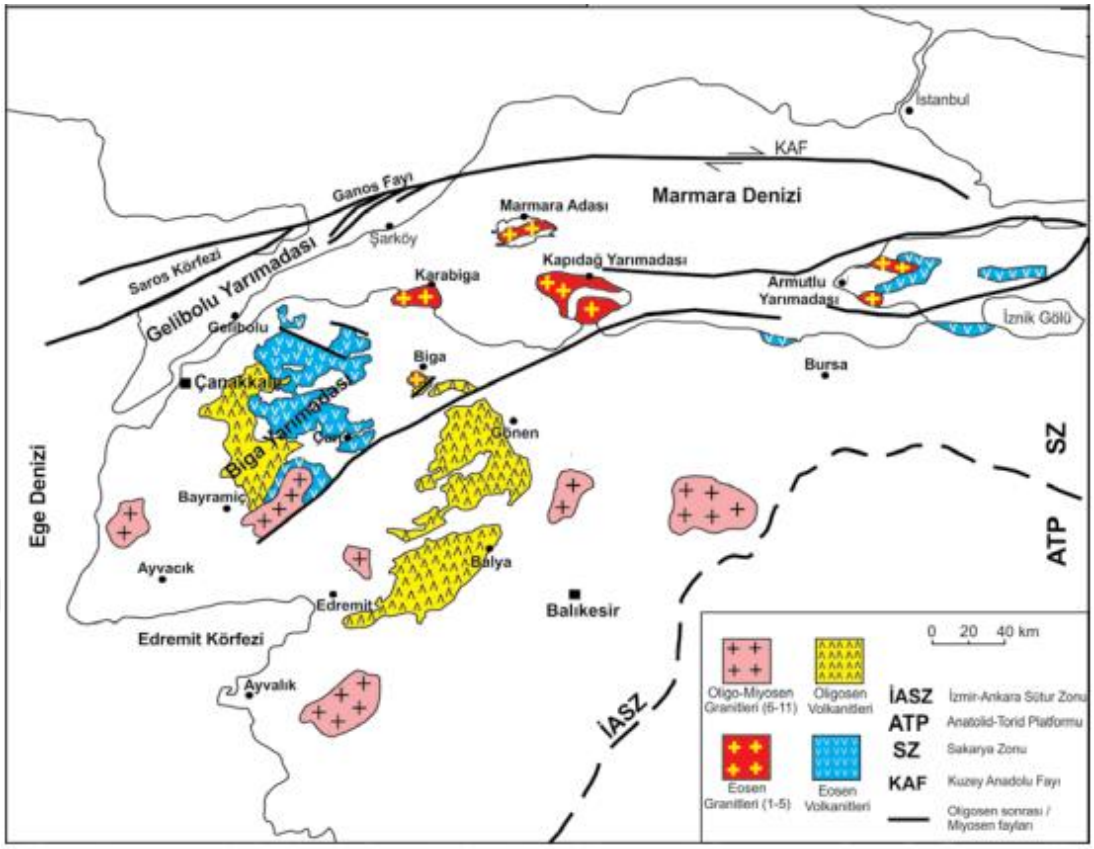
Şekil 8.4. Cross graben modeli (Bozkurt, 2003)

K-G doğrultulu havzaların gelişimi, bölgede günümüzde egemen yapısal unsur olarak görülen D-B grabenlerin gelişmeye başlamasından çok önce gelişmiştir K-G doğrultulu havzaların, D-B grabenlerle enine graben (cross graben) türü bir kökensel ilişkileri yoktur (Yılmaz ve diğ., 1998).

Biga Yarımadası'ndaki Alt-Orta Miyosen yaşındaki kayaçlarda D-B doğrultulu küçük ölçekli kıvrımlanmalar gelişmiştir. Bu kıvrımlanmaların sebebi, Orta Eosen'de İzmir-Ankara-Erzincan Sütur Zonu boyunca Anatolid-Torid Platformu'nun, kuzeyindeki Sakarya Kıtası ile çarpışmasıdır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Karacık ve Yılmaz 1998, Yılmaz ve diğ., 2000; Yılmaz ve Karacık, 2001; Altunkaynak, 2007; Özburan ve diğ., 2008).

Çalışma alanının da yer aldığı Ezine-Ayvacık bölgesinde Erken-Orta Miyosen'deki yapısal unsurlar daha sonraki bölgede gelişen K-G yönlü BAGS ve KAFS'nin KD-GB sağ yanal deformasyonu nedeniyle ilksel konumlarını yitirmişlerdir. Çalışma alanı ve yakın çevresinde yer alan en belirgin yükselimler KD-GB doğrultulu Kazdağ, Salihler Yükselimleri ve K-G doğrultulu Kavakdağ Yükselimi'dir (Karacık ve Yılmaz 1998, Yılmaz ve diğ., 2000).

Orta Eosen'de Anatolid-Torid Platformu ile Sakarya Kıtası'nın çarpışması sonucu Biga Yarımadası'nda yoğun bir bir kalkalkalen magmatizma gerçekleşmiştir. (Şengör ve Yılmaz, 1981; Altunkaynak, 2007). Bu magmatizma sonucunda oluşan plütonlar ve volkanitler asidik bileşimlidir (Şekil 8.5) (Siyako ve diğ., 1989; Ercan ve diğ., 1995; Delaloye ve Bingöl, 2000; Dönmez ve diğ., 2005; Karacık ve diğ., 2008; Akgündüz ve diğ. 2012; Genç ve diğ., 2012).



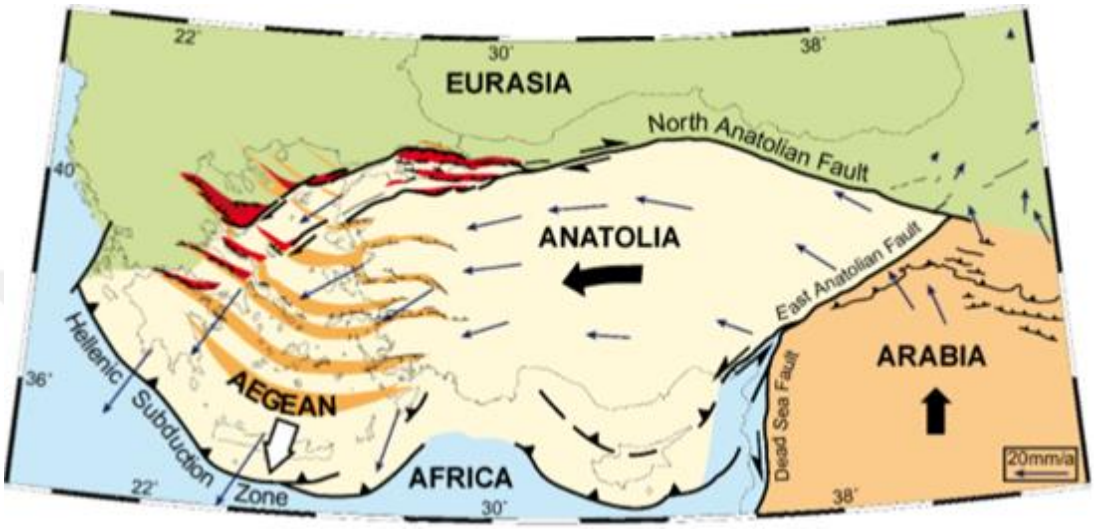
Şekil 8.5. Biga Yarımadası ve yakın çevresinde yer alan Eosen ve Oligosen yaşındaki plütonik ve volkanik kayaçların dağılımı (Akgündüz ve diğerleri, 2012)

8.3. K-G Gerilme Evresi

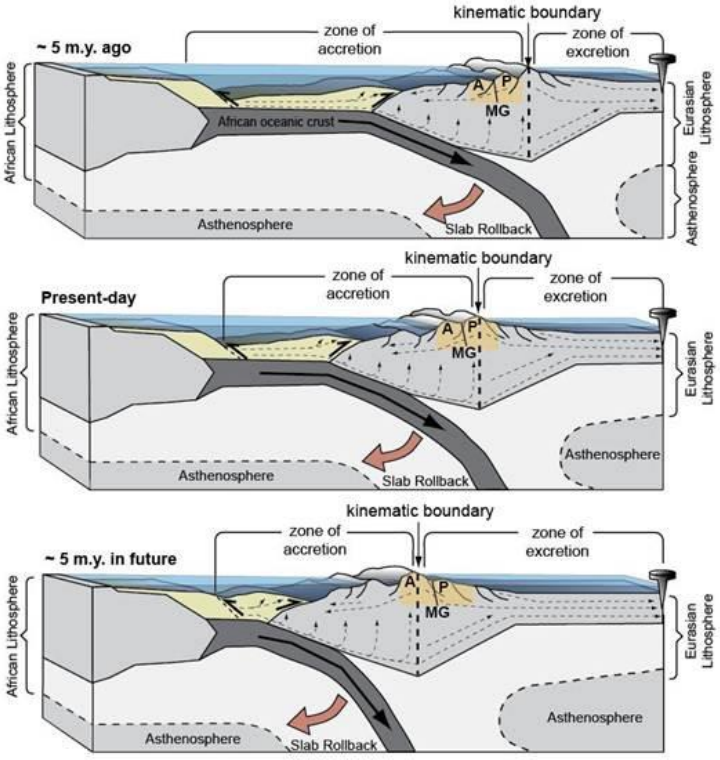
Batı Anadolu'daki K-G yönlü sıkışmadan sonra başlayan, günümüzde de devam eden K-G yönlü gerilmeli rejimin sebebini farklı araştırmacılar, muhtemelen birbiri ile bağlantılı üç ana model ile açıklamışlardır. a.Anadolu Bloğu'nun KAFS ve DAFS boyunca Geç Serravaliyen'den beri batıya doğru kaçması (Şekil 8.6) (Dewey ve Sengör 1979; Şengör ve diğ., 1985), b.Ege hendek sisteminin Oligosen-Pliyosen'den itibaren roll back ile G-GB'ya doğru göçü nedeniyle üst levhada olusan yay gerisindeki gerilme (Şekil 8.7) (McKenzie, 1978; Le Pichon ve Angelier, 1979; Gallen ve diğ., 2014), c.Neotetis Okyanusu'nun Oligosen-Eosende (25 my) kapanmasının ardından aşırı kalınlaşan kabuğun orojenik çökmesi (Şekil 8.8) (Seyitoğlu ve Scott 1991; 1992).

Geç Eosen-Oligosen'de başlayan bölgesel bir soyulma, bölgeyi Geç Miyosen-Erken Pliyosen döneminde etkili bir şekilde aşındırmıştır. Bu aşınmaya tektonik erozyon da eşlik etmiştir. İki kuvvetin kolektif etkileri altında, kabuk incelmiş ve Üst Miyosen-

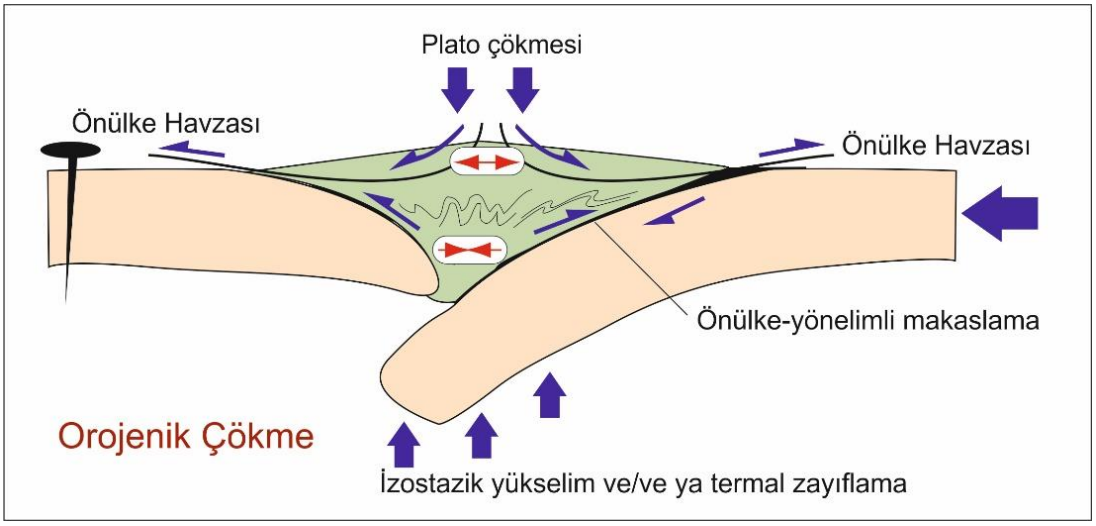
Alt Pliyosen tabakaları da dahil olmak üzere, istiflerin üzerinde oluşan, bölgesel olarak yassı bir erozyon yüzeyi oluşmuştur (Yılmaz 2017). Geç Miyosen döneminde, batı Anadolu bölgesi deniz seviyesine yakın bir yerde çökmüştür (Steinenger vd 1985; Görür, 1988; Görür vd 1997; Popov vd 2006; Yılmaz vd, 2010; Elmas vd 2011).



Şekil 8.6. KAFS (NAF) ve DAFS (EAF) nedeni ile gerçekleşen tektonik kaçma modeli (Armijo ve diğ., 1999)



Şekil 8.7. Yay gerisi açılma (slab roll back) modeli (Gallen ve diğ., 2014)



Şekil 8.8. Orojenik çökme modeli. İlk evrede ön-ülke havzasında sedimentasyon ve erozyon, son evrede ise tektonik ve sünek incelme, milonitleşme, kırılgan genişleme ve yanal kayma

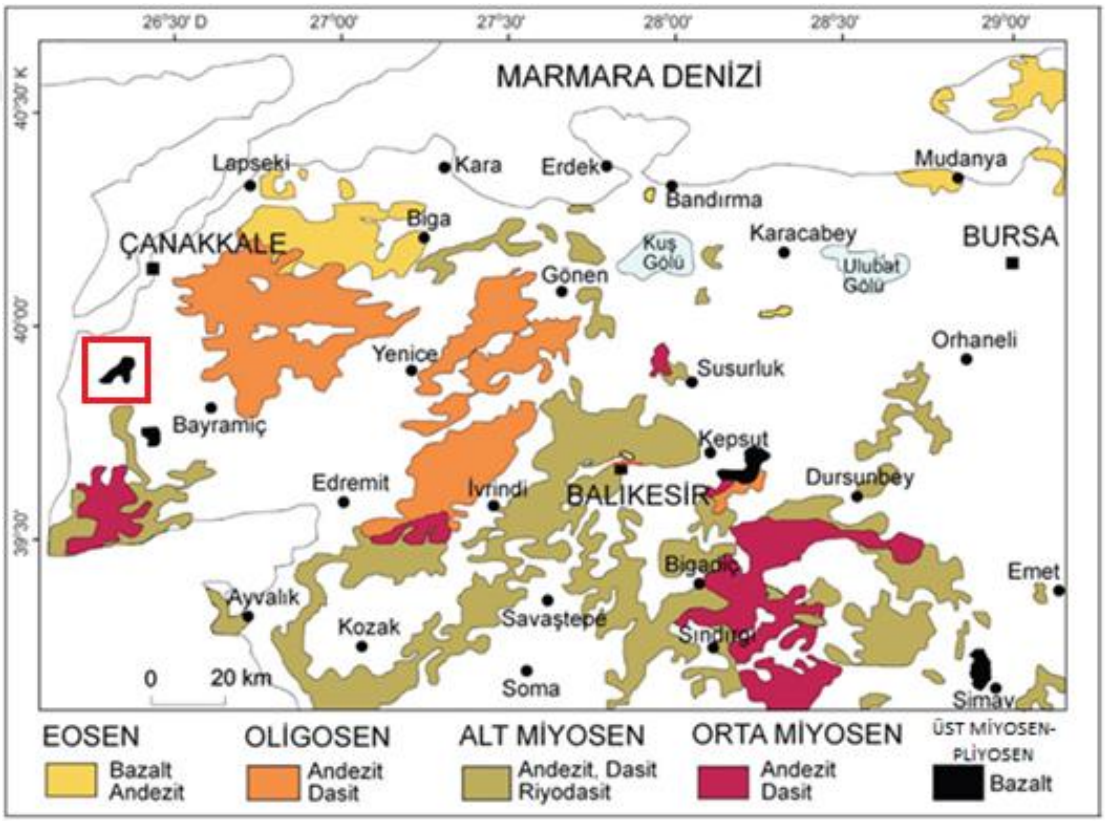
Karasal alanlarda kalınlığı 200 m olan Bayramiç formasyonunun Edremit körfezindeki kalınlığı, Edremit Körfezi'nde 1500 metreye kadar çıkmaktadır. Bu, Kazdağ Masifi'nin Pliyo-Kuvaterner'de yüzeylendiğini gösterir. Ayrıca, Miyosen yaşında olan Küçükkuyu formasyonuna ait birimlerin Kazdağ Yükselimi'nin kuzey ve güney eteklerinde görülmeleri ve bugün Edremit Körfezi'nin kuzeyinde 1776 metre yüksekliğe ulaşan Kazdağ Masifi'nden gelmesi beklenen kaba klastik malzemenin Küçükkuyu formasyonunda yer almamaktadır. Bu veriler, Küçükkuyu formasyonunun çökeldiği havzanın ilksel olarak bugünkü Kazdağı silsilesinin üzerinde yer aldığını ve Kazdağı'nın yükselişinin Üst Miyosen-Pliyosen'de olduğunu göstermektedir (Siyako vd 1989).

Batı Anadolu'da, günümüzde de devam eden K-G yönlü genişlemeli rejim nedeni ile, Miyosen-Geç Kuvaterner'de oluşan D-B uzanımlı çatlaklardan gerilme rejimlerine özgü, rift tipi alkali bazalt lavları yüzeylenmiştir. 4 milyon yıl boyunca aralıklarla oluşan bu yüzeylenmeler, kalkalkalen magmatizmaya göre çok daha küçük mostralar halinde yüzeylenmelerine rağmen (Şekil 8.9), kuzeyde Trakya Bölgesi'nden güneyde Denizli güneyine kadar Ege Bölgesi'nde yaygın olarak mostra vermektedir (Yılmaz ve diğ. 2000; Aldanmaz ve diğ., 2006; Gürer ve diğ., 2014).

Çalışma alanı sınırları içerisinde yer alan Taştepe bazaltı (Şekil 8.9), kıta içi alkali volkanik bir diziyi (alkali olivin bazalt ve bazanit) temsil eder (Aldanmaz ve diğ.,

2006). Bu alkali lavlar, bölgeye Erken Miyosen'de sıkışmalı rejim nedeni ile oluşan K-G faylar ile Geç Miyosen'den itibaren gerilmeli rejim nedeni ile oluşan yaklaşık D-B yönlü fayların kesiştiği lokal gerilme boşlukları boyunca yerleşmiş olmalıdır.

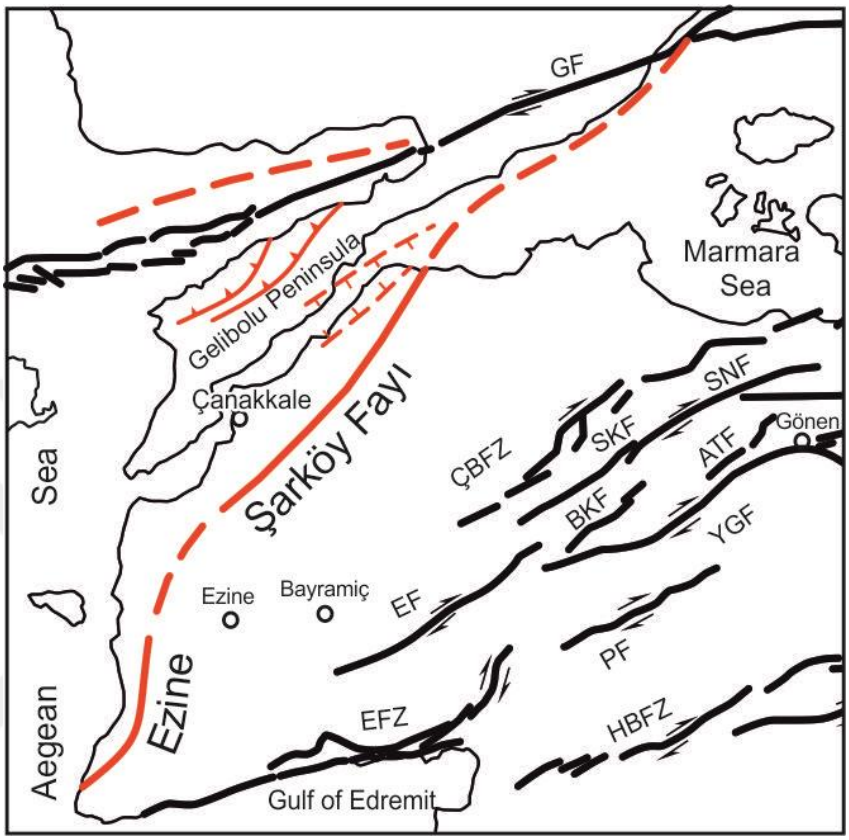
Kuzeybatı Anadolu'daki alkali bazalt lavlarının ^{40}Ar-^{39}Ar analizleri bunların yaklaşık 4 milyon yıllık aralıklarla gelişen volkanik aktiviteyi kapsadığını göstermektedir. Lavlarda yapılan paleomanyetik çalışmalar Trakya'da 73^{o} kadar saat yönünde ve Biga Yarımadası'nda saat yönünün tersine 33^{o} kadar rotasyon olduğunu ortaya koymuştur (Aldanmaz ve diğ., 2006; Kaymakçı ve diğ., 2007).



Şekil 8.9. Biga Yarımadası ve yakın çevresinde yer alan volkanik kayaçlar (Kırmızı çerçeve Taştepe bazaltı) (Erdem ve Aslan, 2015)

Elmas ve Meriç (1998) Gülpınar'dan Lapseki'nin doğusuna uzanan fayı sağ yanal doğrultu atımlı fay olarak yorumlamışlar ve Ezine-Şarköy Fayı olarak adlandırmışlardır. Bu fayın KAFS'nin kuzey ve güney kollarını birbirine bağladığını ileri sürmüşlerdir (Şekil 8.10). Elmas ve Meriç (1998)'e göre bu fay, Geç Aragoniyen-Orta Pannoniyen'de meydana gelmiştir. Taştepe bazaltının püskürmesini sağlayan Ezine-Şarköy Fayı, doğudaki temel birimleri ile batıdaki Orta-Üst Miyosen Pliyosen birimleri arasındaki sınırı oluşturmaktadır. Böylece, daha önce Biga

Yarımadası'nda geç Orta Miyosen-erken Üst Miyosen alüviyal fan-akarsu birikintilerinin (Sarıyar Üyesi ve Gazhanedere Formasyonu) gelişimini etkileyen bu fay, Erken Pliyosende yeniden aktif hale gelmiştir (Elmas ve Meriç 1998).

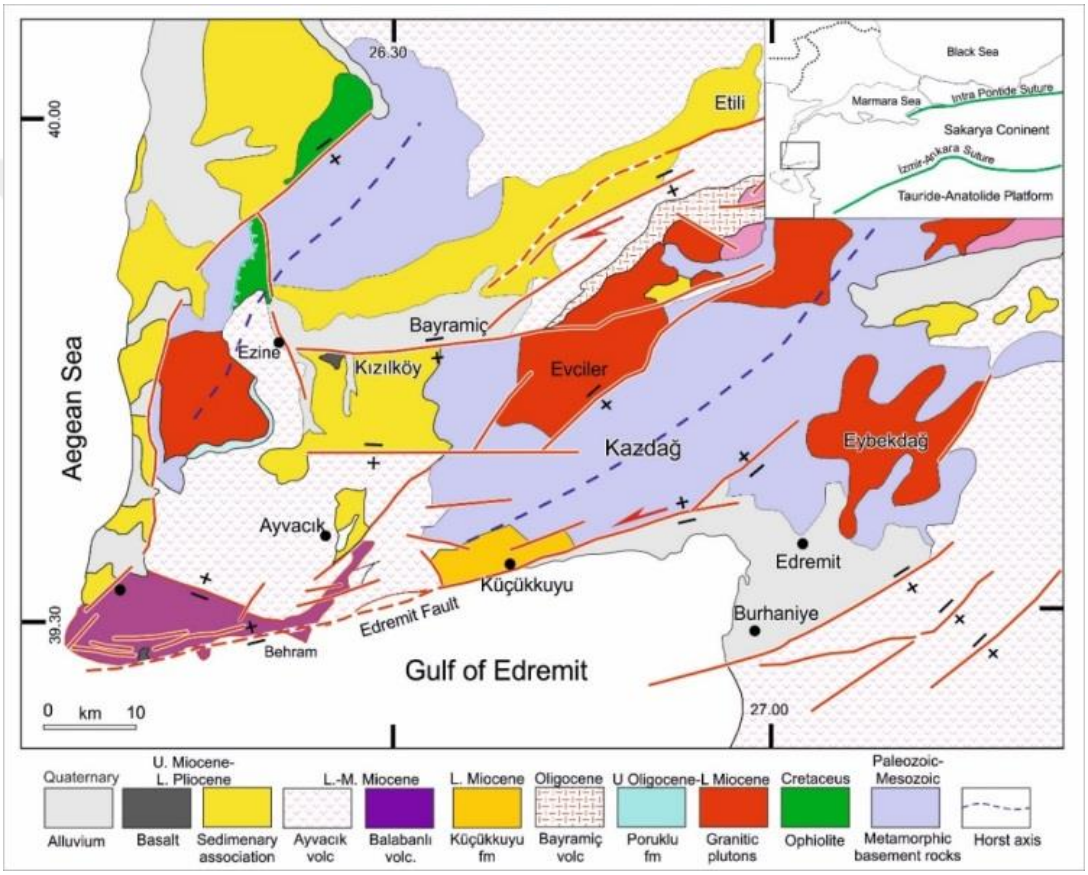


Şekil 8.10. Biga Yarımadası batısı için Elmas ve Meriç (1998) tarafından önerilen faylar (kırmızı renkli)

Yılmaz ve diğ., (2000) Bayramiç Grabeni'ni, Etili Grabeni'nin güneyinde açılan daha küçük bir graben olarak yorumlamışlardır (Şekil 8.11). Grabenin güneyinde D-B doğrultulu kuzeye yüksek açılarla eğimli faylar 10 km'den daha kısa uzunluklardadır. Kazdağ'ın bugünkü yapısal konuma yükselmesi muhtemelen bu aşamada gerçekleşmiştir. Bayramiç Grabeni, Edremit Graben ile eş zamanlı gibi görünmektedir, çünkü her ikisi de paraleldir ve genç D-B doğrultulu faylar tarafından oluşturulmuştur (Yılmaz ve diğ., 2000).

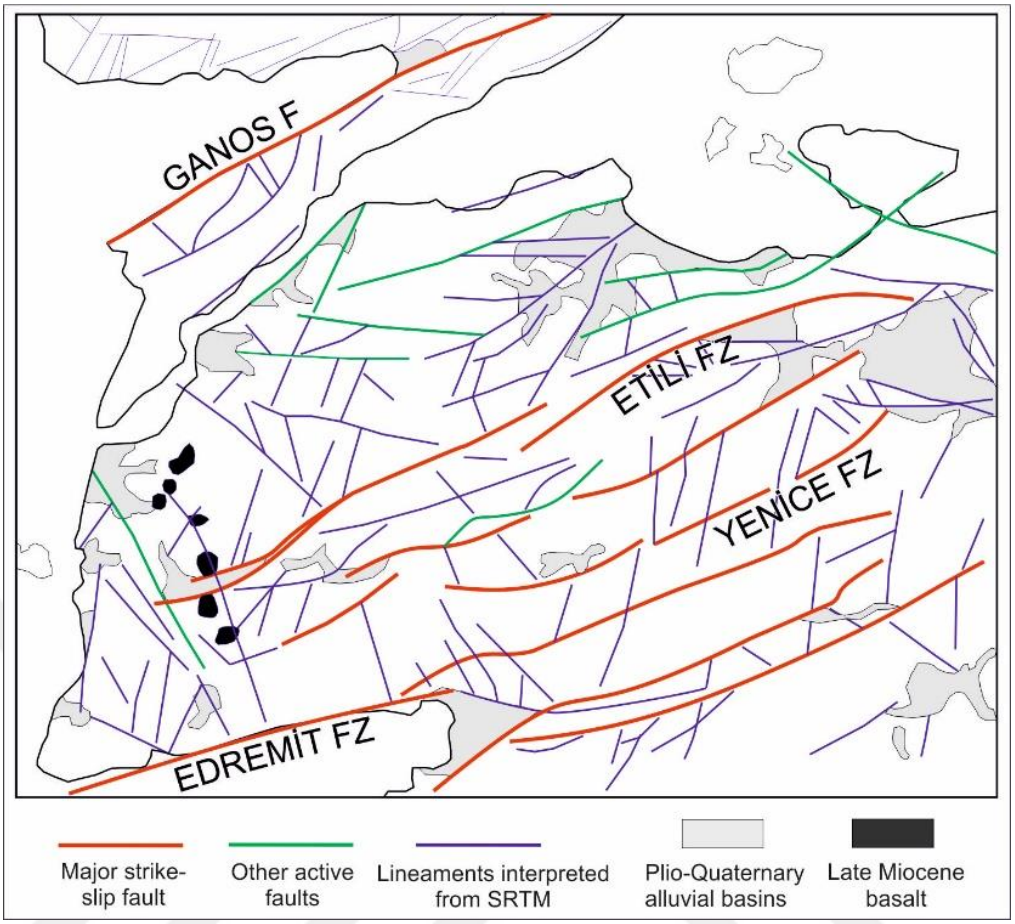
Kaymakçı ve diğ., (2007) KB Türkiye'de yaptıkları paleomanyetik amaçlı çalışmada, Biga Yarımadası'nın, Edremit, Yenice, Etili Fayları'nın etkisi ile saat yönünün tersine 33^{o}'ye kadar döndüğünü, Geç Miyosen-Erken Pliyosen'de, yani Geç Pliyosen'de gelişen KAFS'den önce, bölgede doğrultu atımlı fayların aktif olduğunu

önermişlerdir. K-KD doğrultulu ve günümüzde aktif olan Ganos, Etili, Yenice ve Edremit Faylarının KAFS'den önce oluştuğunu, Geç Pliyosende KAFS ile tekrar aktif hale geldiğini, aksi takdirde KAFS'nin oluşum yaşının Geç Miyosen yaşında olması gerektiğini ve bölgedeki alkali volkanizmanın KAFS tarafından kontrol edilmesi gerektiğini belirtmişlerdir (Şekil 8.12). Bu fay zonlarının bazılarındaki depremlerin odak mekanizması çözümleri, yakın zamanda aktif olduklarını ve sağ yanal doğrultu atım hareketine sahip olduklarını göstermektedir (Eyidogan, 1988).



Şekil 8.11. Güneybatı Biga Yarımadası'nın güneyini kapsayan jeoloji haritası. KZH, Kazdağ Horstu; EH, Ezine Horstu; EG, Etili Grabeni; GPG, Gülpınar Grabeni; BG, Bayramiç Grabeni (Karacık ve Yılmaz 1998; Yılmaz ve diğ., 2000)

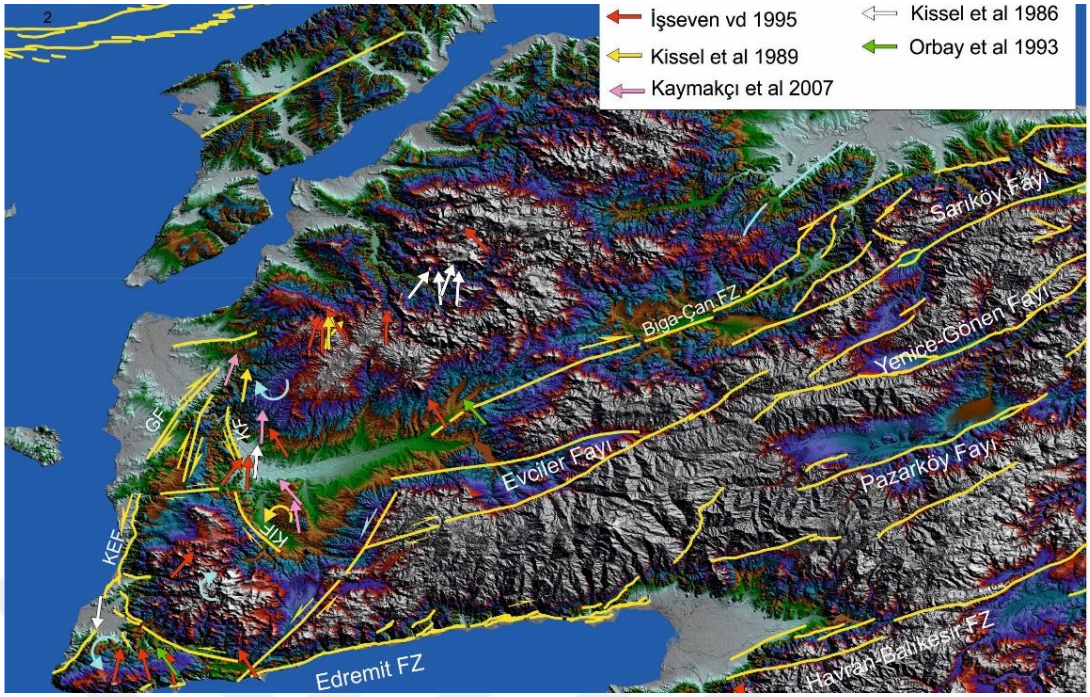
Bölgede en Geç Miyosen'den itibaren oluşan yaklaşık KB-GD yönlü gerilme etkisi ile Kazdağ Masifi, Alakeçili ve Şelale Sıyrılma Fayları ile yükselirken, Kazdağ Masifi'nin kuzeyinde (Bayramiç Havzası) ve güneyinde (Edremit Havzası) üçgen biçimli batıya doğru genişleyen depresyon alanları oluşmuştur.



Şekil 8.12. Biga Yarımadası'nın yapısal elamanları (Kaymakçı ve diğ., 2007)

8.4. KAFS Evresi

Olasılıkla Orta Kuvaterner ortalarında bölgeye ulaşan KAFS'nin kolları Kuvaterner'de Biga Yarımadası'nın batısı ve doğusunu farklı ölçülerde etkilemiştir. KAFS'nin Biga Yarımadası'nda KD-GB doğrultulu farklı kolları bulunmaktadır. Bu kollardan başlıcaları; Biga-Çan, Yenice-Gönen, Evciler, Pazarköy, Edremit ve Havran-Balıkesir Fay Zonları'dır. Evciler FZ ile Edremit FZ arasında kalan Kazdağ yükselimi sıkışarak yükselmiş ve olasılıkla saat ibresinin tersi yönünde rotasyon yaparak KD-GB yönelime sahip olmuştur (İşseven vd 1995). Ayrıca, bu evrede Kazdağ yükseliminin çevresinde birçok sağ ve sol yanal atıma sahip oblik faylar gelişmiştir. Batıda ise sola aşmalı Biga-Çan, Evciler ve Edremit Fay Zonu arasında kalan Kavakdağ yükselimi, Orta-Geç Pleyistosen'de belirgin bir sıkışmalı deformasyona uğramıştır. Kestanbol, Geyikli, Köprübaşı ve Akçin gibi oblik faylarla sınırlanan Kavakdağ Yükselimi başlıca üç ayrı bloğa bölünmüştür. Kavakdağ'ın kuzey, orta ve güney blokları farklı yönde rotasyona uğramıştır (Şekil 8.13).



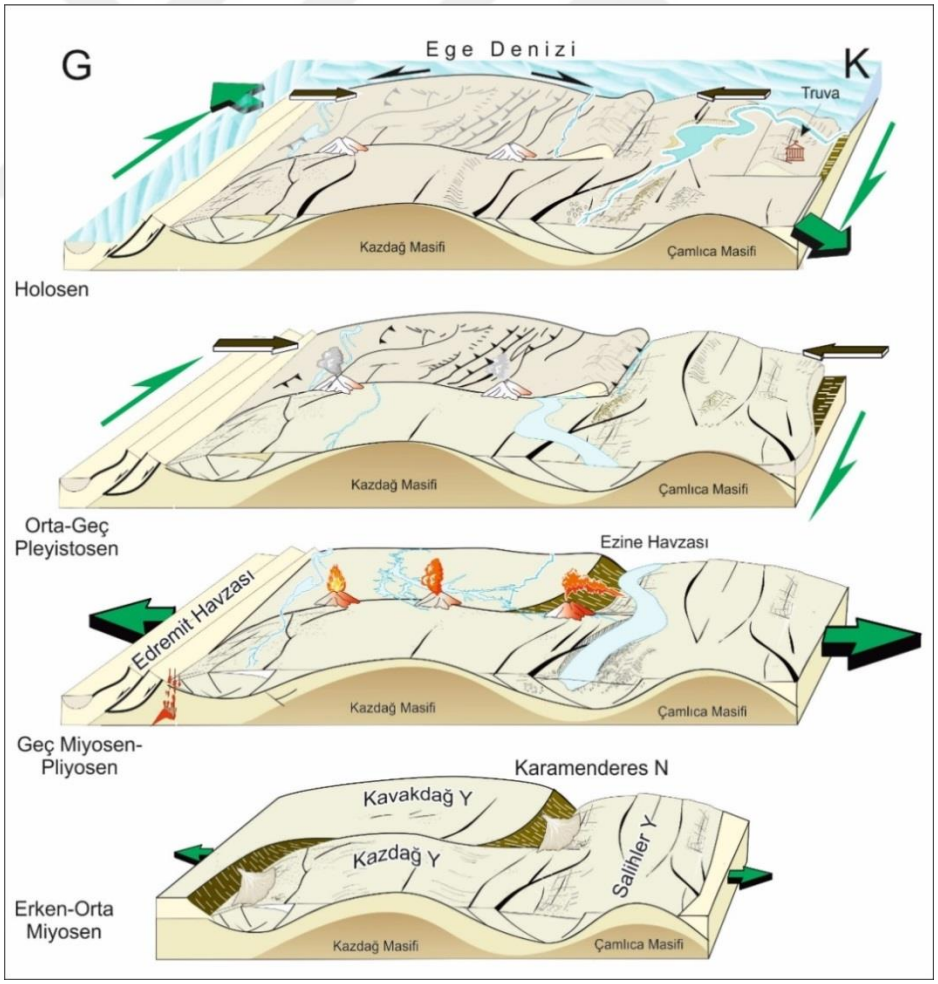
Şekil 8.13. Biga Yarımadası batısında gerçekleştirilen paloemagnetik çalışmaların verileri

Bölgede Miyosen-Pliyosen'de K-KB/G-GD yönlü gerilme sonucunda Kazdağ (Kazdağ Masifi) ve Salihler Yükselimi (Çamlıca Masifi) arasında yer alan çöküntüde alüviyal yelpaze, menderesli ve örgülü akarsu ortamlarında, kırıntılılardan Bayramiç formasyonu ve Alüvyon'dan oluşan, üçgen şeklindeki, batıya doğru genişleyen Bayramiç Havzası açılmıştır. Bayramiç Havzası'nda uzunlamasına (lonjitudinal), enine (transversal) akarsu sistemleri ve alüviyal yelpazeler gelişmiştir. Havzada uzunlamasına gelişen ve havzayı doğudan batıya drene eden Paleo-Karamenderes Nehri, Karamenderes Nehri'nin atasıdır (Şekil 8.14).

Karamenderes Nehri başta olmak üzere, akarsular ve yelpazelerin taşıdığı kırıntılılar (Bayramiç fm) tabanda sıyrılma fayı ile kontrol edilen Bayramiç Havzası'nı doldurmaya başlamıştır. Bölgede BAGS nedeni ile Miyosen'de başlayan K-KB/G-GD gerilmenin yönü, KAFS'nin bölgeye girmesi ile Holosen'de KD-GB'ya dönmüştür ve Bayramiç Havzası'nı daha da derinleştirmiştir. Derinleşen havzaya cevap olarak havzayı drene eden Karamenderes Nehri yatağını daha da derine doğru kazımıştır (Şekil 8.14).

Orta-Geç Pleyistosen'de ise, KAFS'nin sağ yanal atımlı, sola aşmalı fayları gelişmiştir. Biga Yarımadası'nı etkileyen bu faylar kuzeyden güneye Ganos, Biga-

Çan, Evciler, Edremit Fay Zonlarıdır. Olasılıkla Kazdağ Masifi'nin devamı olan Karadağ Masifi (Yiğitbaş ve Tunç, 2020), Orta-Geç Pleyistosen'de sola aşmalı bu faylar nedeni ile KD-GB doğrultulu sıkışma gerçekleşmiştir. Kestanbol granitoidi ve Miyosen yaşlı volkanosedimanter istiften oluşan Kavakdağ Yükselimi sol yanal aşmalı iki sağ yanal doğrultu atımlı fay ile sınırlanmıştır ve nispeten bağımsız bir blok şeklinde davranmıştır. Daha önce olasılıkla Kazdağ Yükselimi'nin batı devamı olan Kavakdağ Yükselimi, çevresine göre daha da yükselmiştir ve saat yönünde rotasyona uğramıştır. Bu saat yönündeki rotasyonu nedeniyle Bayramiç Havzası'nın batı kenarı Geç Pleyistosen'de kapanmıştır ve Karamenderes Nehri'nin önünde set oluşturmuştur (Şekil 8.14). Kavakdağ yükselimindeki sıkışmanın etkisi, Budaklar Köyü'nün batısında yeni açılan galeride, çalışma alanının dışında, yaklaşık 9 km güneyinde, Bayramiç formasyonunda oluşan ters faylar ile açıkça gözlenmektedir (Şekil 8.15).



Şekil 8.14. Biga Yarımadası'nın batısının Miyosen-Kuvaterner dönemindeki evrimi (Gürer ve diğ., 2020)

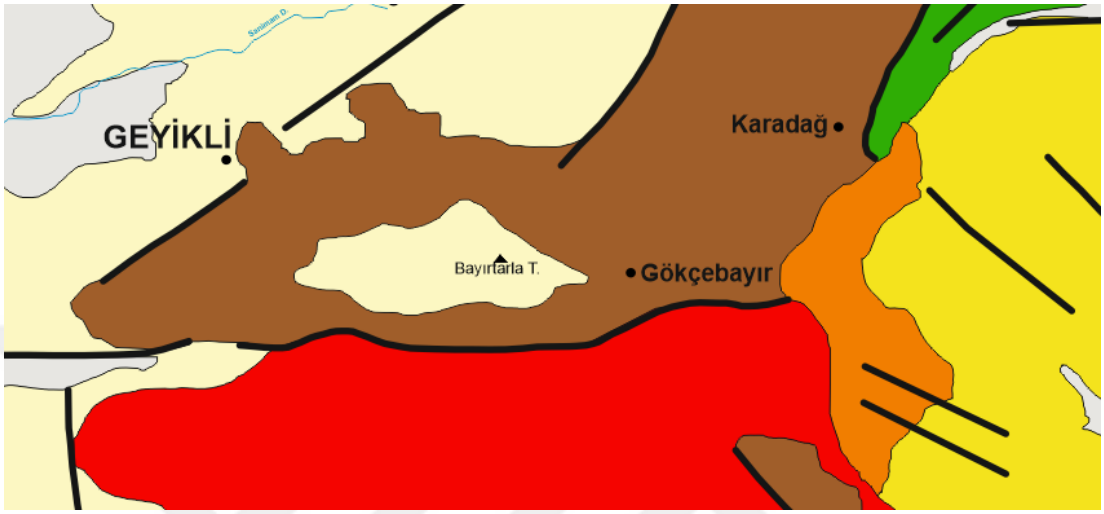


Şekil 8.15. Budaklar Köyü'nün batısında, Bayramiç formasyonu içerisinde yer alan ters faylar (39.63236^{o} K, 26.35511^{o} D)

Geç Pleyistosen'den itibaren Karamenderes Nehri'nin önünde set oluşması sonucunda akarsuyun önü kesilmiştir ve havza hızla doldurulmuştur. Bu aşamada havzada yer yer sığ gölsel alanlar da oluşmuştur. Böylece havza istifinde egemen olan kaba kırıntılılar üzerinde killi, kumlu karbonat çökelleri yer almıştır. Havza dolgusu, zamanla havzayı sınırlayan fayları aşarak kuzey ve güneydeki yükselimler üzerinde aşmalı olarak çökelmiştir. Böylece havzayı sınırlayan faylar birçok kesimde çökeller ile örtülerek maskelenmiştir. Geç Kuvaterner'de ise Karamenderes Nehri bu yükselimi aşmak için menderesler geliştirerek Ege Denizi'ne ulaşmıştır. Kavakdağ yükseliminden önce D-B yönünde akan Karamenderes Nehri, yükselimden sonra KB ya doğru Troia antik kenti yönünde akmaktadır.

Üst Pleyistosen'de Karamenderes Nehri, batısında yer alan Kavakdağ yükselimini aşmak için menderesli, antesedan bir vadi geliştirmiştir. Bu dönemde akarsu yatağı kuzeye doğru yönelmiştir. Yaklaşık 36.000 yıl önce Karamenderes ve Dümrek Nehirleri batı yönündeki yatağını değiştirerek kuzey yönünde akmaya başlamışlardır (İşler ve diğerleri, 2008).

Kavakdağ Yükselimi'nin akarsuyun önüne set çekmesi ile Bayramiç Havzası'nda çökelen Bayramiç formasyonun bir bölümü bu yükselimin batısında kalmıştır. Bununla birlikte Bayramiç formasyonunun aşınmadan korunmuş bazı düzeyleri Kavakdağ yükseliminin üzerinde korunmuştur (Şekil 8.16).

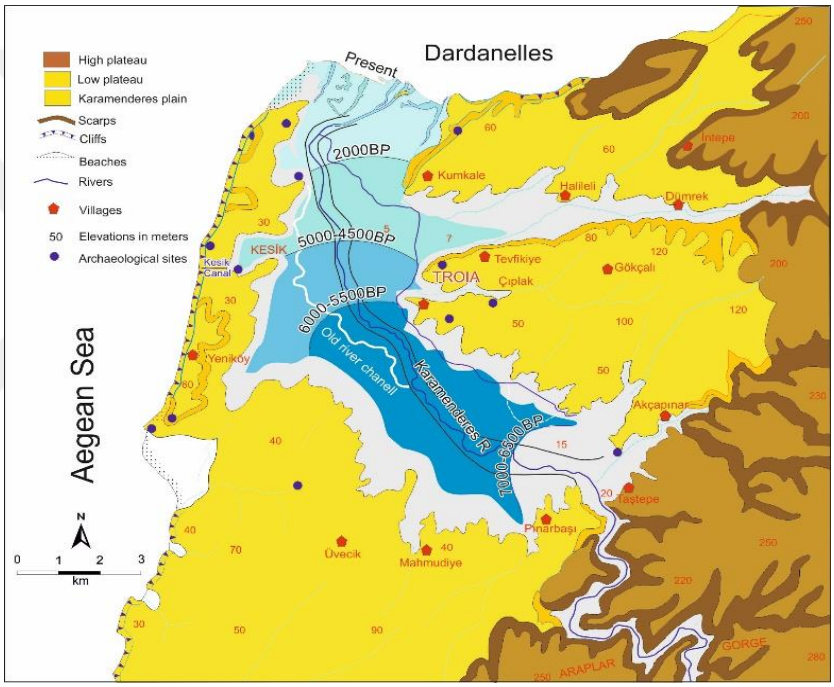


Şekil 8.16. Kavakdağ Yükselimi üzerinde aşınmadan korunmuş Bayramiç formasyonu mostrası (Gökçebayır batısı)

Son buzul devrinin sona erimesini takip eden ısınma döneminde (~11.800 yıl) yükselen deniz, Çanakkale Boğazı'na girerek Gelibolu ve Biga Yarımadalarını birbirinden ayırmıştır. Aynı dönemde Ege Denizi, antik dönemdeki Troia Körfezi boyunca yaklaşık 21 km kara içine doğru girmiş ve yaklaşık 130km^2 lik bir alanı (bugünkü Karamenderes Ovası) kaplamıştır. Deniz maksimum seviyesine ulaştığında (Erken Holosen sonu, yaklaşık 7000 yıl önce), deniz sahili Araplar Geçidi'ne kadar ulaşmıştır. Bu son deniz düzeyi yükselimi ile birlikte Karamenderes Nehri Kavakdağ Yükselimini Araplar Geçidi yoluyla aşarak Karamenderes düzlüğüne (Antik Troia Körfezi) akmaktadır. Akarsuyun getirdiği alüvyon, Troia Körfezi'ni doldurmaya başlamıştır. 7.000 yıldan günümüze deniz düzeyi yaklaşık 5 m kadar yükselmesine rağmen Karamenderes ve Dümrek Çayı'nın taşıdığı alüvyon denizi iterek bölgeyi tamamen kaplamıştır (Şekil 8.17). 5-2 by öncesine kadar bir sahil kenti olan Troia, Karamenderes Nehri'nin getirdiği alüvyonlar ile doldurulmuş ve Ege Denizi batı-kuzeybatı yönünde ötelenmiştir (Kayan, 2019).

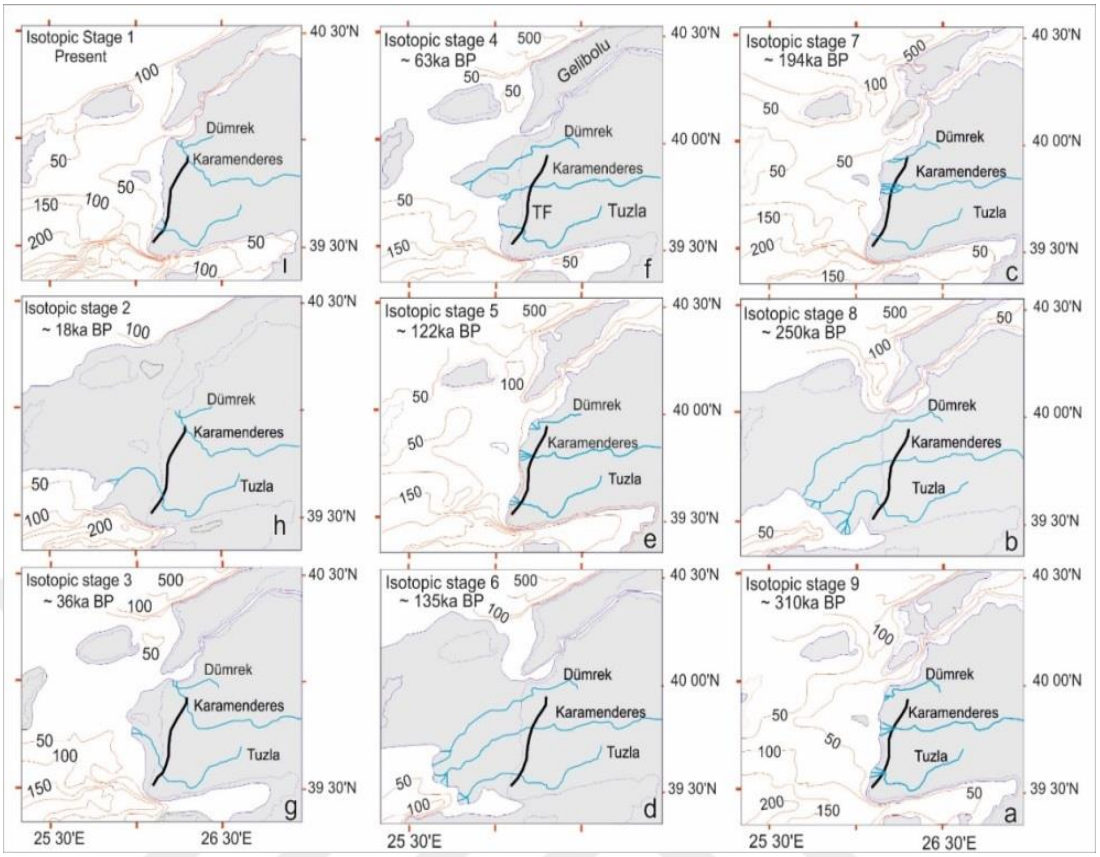
Biga Yarımadası'nın batısında yer alan Paleo-Karamenderes, Dümrek ve Tuzla Nehirleri, arasında yapılan sismik-stratigrafi çalışmasına göre en azından yaklaşık 63

by öncesine kadar batıya akışını sürdürmüştür. Yaklaşık 36 by dan sonra bu üç nehir yataklarını kuzeybatı yönünde değiştirmiştir (İşler ve diğ., 2008). Çökel bütçesi hesaplamaları ve klinoform eğim düşüşlerinden ve kanal eğilimlerinden çıkarılan paleo-akım yönleri, terrijen çökel arzının Tuzla, Karamenderes ve Dümrek nehirlerinden geldiğini göstermektedir. Buzul maksimumlarında maksimum alçak noktalar sırasında, nehirler Biga Yarımadası'ndan 65 km kadar denize doğru uzanıyordu. Bu zamanlarda, günümüzde Edremit Körfezi olan ve Biga Yarımadası ile Limnos Adası arasındaki alan nehir taşkın ovaları haline gelmiştir (İşler ve diğ., 2008).



Şekil 8.17. Troia bölgesinde Karamenderes Körfezi'nin zamanla taşkın ovasına dönüşmesi (Kayan 2001, 2019)

İşler ve diğ., (2008) tarafından yapılan bu çalışma Biga Yarımadası batısının Kuvaterner-Günümüz deniz düzeyi değişimi, çökel paterni, istifte gelişen uyumsuzluklar ve ~330 by dan bu yana değişen havza biçimini göstermesi açısından oldukça önemlidir. Çökelme istiflerinin hacimleri, Biga Yarımadası'nı drene eden Tuzla, Karamenderes ve Dümbek nehirlerinin kazıdıkları vadilerinden aşındığı tahmin edilen tortul hacimleri ile iyi bir şekilde karşılaştırılmaktadır. Bu çalışmada Tuzla Fayı'nın 330 by önce de var olduğu kabullenilmiştir. Bölgedeki üç akarsuyun yatağının değişimlerini ve sahil çizgisi değişimlerini buzul-östatik deniz düzeyi değişimleri (glacio-eustatic sea-level changes) ile ilişkilendirmişlerdir (Şekil 8.18).

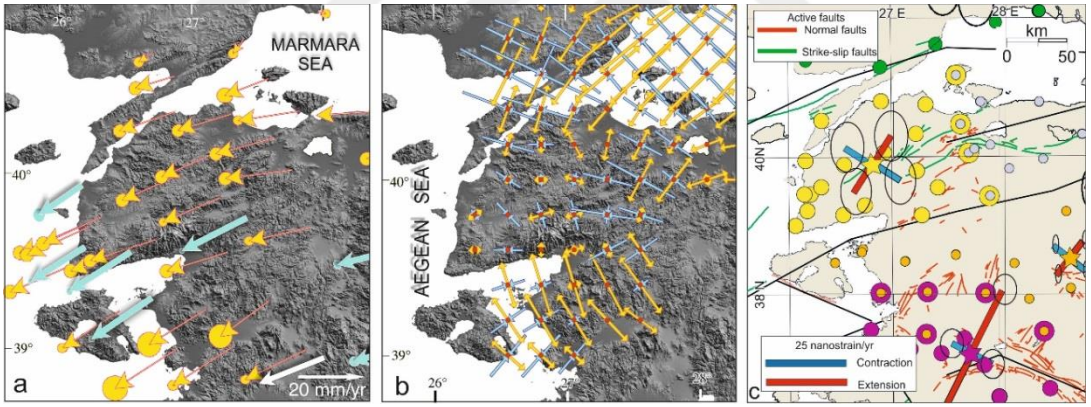


Şekil 8.18. Biga Yarımadası batısında Paleo-sahil çizgisi, Dümbek, Karamenderes ve Tuzla nehirlerini gösteren haritalar. Günümüz sahil şeridi noktalı çizgidir. İzobatlar m cinsinden verilmiştir. Haritalar, yayınlanmış topografik ve batimetrik haritalar kullanılarak oluşturulmuş, daha sonra Çanakkale Boğazı boyunca yüzey altı yükselti (Yaltırak ve diğ., 2002) ve Bozcaada Adası'nın güneyindeki şelf boyunca çökme için düzeltme yapılmıştır. TF = Tuzla Fayı (İşler ve diğ., 2008)

Olasılıkla Erken Kuvaterner'de Kuzey Anadolu Fay Sistemi'nin bölgeye girmesi ile bölgeyi etkileyen K-G yönlü gerilme sistemi yerini D-B yönlü sağ yanal makaslamalı sisteme bırakmıştır. Bu dönemde sağ yanal makaslama sistemi ve ilişkili faylar Biga Yarımadası'nda geniş bir alana yayılmıştır. Kuzeyden güneye Karabiga Fayı, Çan-Biga Fay Zonu, Yenice-Gönen Fayı, Evciler Fayı, Pazarköy Fayı, Edremit Fay Zonu ve Havran-Balıkesir Fay Zonu Biga Yarımadası'ndaki ana doğrultu atımlı faylardır (Emre ve diğ., 2012).

Biga Yarımadası, bu büyük faylarla sınırlanan belirgin ve yaygın olarak dağılmış KD-GB uzanımlı bloklara bölünmüştür. Bu yapıların uzunlukları birkaç kilometre ile birkaç on kilometre arasında değişir. Ancak bu yapısal desene/paterne aykırı duran bazı bloklar da vardır. Bu aykırı bloklardan en belirgin olanı K-G uzanımlı Kavakdağ Yükselimi, Biga Yarımadası'nın güneybatısında yer alır.

KAFS'nin Biga Yarımadası'na yerleşmesi ile birlikte bölgede fayların sağ aşmalı olduğu bölümlerde gerilme ve çak-ayır havzalar, sola aşmalı olduğu bölümlerde ise sıkışma ve yükselimler gelişmiştir. KAFS, Biga Yarımadası orta ve batısında sol aşmalı bir paterne sahip olduğu için bu bölümlerde KB-GD yönlü sıkışma etkilidir. Bölgedeki bu sıkışma GPS çalışmaları ile de kanıtlanmıştır. GPS verilerine göre Biga Yarımadası ve çevresi yılda yaklaşık 2-3 cm hızla batı ve güneybatıya doğru hareket etmektedir (Straub & Kahle 1997; Aktuğ ve diğ., 2009). GPS ölçülerine ait hız vektörlerinin, Marmara çevresinde DB yönlü olduğu, Ege kıyılarına ve Güneybatı Anadolu' ya doğru gidildikçe, GB' ya doğru sapma gösterdiği görülmektedir. En hızlı yanal hareketin Saroz körfezinde olduğu, Edremit körfezinde ise daha az olduğu görülmektedir (Şekil 8.19a, 8.19b). Nyst & Thatcher (2004)'e göre, Biga Yarımadası yaklaşık orta bölümünde gerilme 25 nanostrain/yıl dır ve KD-GB yönlüdür (Şekil 8.19). GPS çalışmaları Biga Yarımadası'nın KB-GD yönünde sıkıştığını göstermektedir (Şekil 8.19b, 8.19c).



Şekil 8.19a. Batı Anadolu'nun duraylı Avrasya'ya göre birleşik hız alanı. Kalın mavi oklar, belirlenen ölçüm modu alanlarının hızlarını temsil eder (Aktuğ ve diğ., 2009). Kalın beyaz oklar, GPS istasyonlarında belirlenen hızlardır (Aktuğ ve diğ., 2009). İnce kırmızı-sarı oklar Reilinger ve ark. (2006) ve Aktuğ ve diğ. (2009) hız alanı. Hata elipsleri %95 güven düzeyindedir. b. GPS verilerinden derlenen normal gerinim oranları. Sarı oklar gerilimi gösterirken mavi oklar sıkıştırmayı gösterir. Ortalama gerinim oranı 0.11 μstrain / year (maksimum stres 0.31 μstrain/year) Ortalama sıkıştırma oranı −0.12 μstrain / year (maksimum sıkıştırma −0.47 μstrain / yıl) (Straub ve Kahle, 1997). c. Tanımlanmış dahili olarak deforme olan bölgelerdeki ve mikrolevha içindeki (dahili olarak deforme olan bölgeler hariç) temel gerinim oranları. Deforme zonlarda ve mikro levha içlerinde tanımlanmış birincil gerilme oranları (Nyst & Thatcher 2004). Noktalar GPS istasyonlarıdır, farklı renkler bağımsız gerilme oranlarının ölçüldüğü lokasyonları gösterir. Ortadaki yıldızlar noktalarla aynı renktedir. Her bir temel şekil değiştirme hızı ekseninin uçlarında bir standart sapma hata elipsleri gösterilmiştir.

9. SONUÇLAR

Bölgedeki güncel jeolojik çalışmalara (Ör, Yiğitbaş ve Tunç 2020) ve bu tez kapsamında yapılan saha gözlemlerine göre Karadağ, Çamlıca ve Kazdağ Masifleri bir bütünün parçalarıdır. Masifler arasındaki bağlantı bölgede Miyosen'den itibaren gerçekleşen önce BAGS'nin KB-GD, sonra da KAFS'nin KD-GB yönlü gerilme etkisi ile kopmuştur.

Bölgeden elde edilen veriler, Ezine ve çevresinin morfotektonik gelişiminde i) Geç Miyosen-Pliyosen'de BAGS etkisi ile K-G/KB-GD gerilmeye uğradığını, ii) Orta-Geç Pleyistosen'de Doğu Akadeniz'de Eratosthenes denizaltı dağının Kıbrıs Yayı ile çarpışması ile ilşkili olarak KKD-GGB yönünde sıkıştığını (Kavakdak Yükselimi, bu sıkışma ile ilişkililidir Şekil 4.91), iii) Holosen'de ise KAFS etkisi ile KD-GB yönlü gerilmeye uğradığını göstermektedir.

Biga Yarımadası'nın batısı KD-GB uzanımlı, sağ yönlü doğrultu atımlı ve sola aşmalı/sıçramalı Biga-Çan, Evciler ve Edremit Fay Zonları'nın etkisi altındadır. Kazdağ (Kazdağ Masifi), Salihler (Çamlıca Masifi) ve Kavakdağ (Karadağ Masifi) Yükselimleri Pliyo-Kuvaterner'de bu üç fayın sola aşması ile gelişen sıkışma sonucunda ayrıca yükselmiş ve KD-GB yönelim kazanmış olmalıdır. Bölgedeki bu sıkışma rejimine olasılıkla Ganos Fayı'nın da etkisi olduğu düşünülmektedir.

Pliyo-Kuvaterner'de, KAFS'nin bölgeyi etkilemesi ile Biga Yarımadası'nda yeni bir tektonik rejim başlamıştır. Fay sisteminin bölgede kollara ayrılması sonucunda fay zonları oluşmuş ve fay zonu aşmalarında transtansiyonal ve transpresyonal rejimler egemen olmuştur. Bölgede her ne kadar BAGS ve KAFS etkili olsa da, bölgenin Kuvaterner'deki yapısal ve morfolojik özelliklerinden başlıca KAFS sorumludur.

Bu ana sonuçlardan başka, Okay ve diğ. (1990) tarafından isimlendirilen, Geç Mesozoyik'de Karadağ Masifi ve Denizgören ofiyolitinin arasında ters fay olarak gelişen Çamköy Fayı'nın olasılıkla Pleyistosen'de reaktive olarak sağ yanal atım kazandığı tespit edilmiştir.

Okay ve diğ. (1990) tarafından isimlendirilen, Çamlıca Masifi ile Denizgören ofiyolitininin arasında ters fay olarak gelişen Ovacık Fayı'nın güneyi, bu çalışma kapsamında Köprübaşı Fayı olarak adlandırılmıştır. Ovacık Fay'ı hakkında farklı araştırmacıların farklı görüşleri bulunmaktadır. a.Ovacık Fayı Geç Kretase'de bindirme fayı olarak, daha sonra normal fay olarak çalıştı (Okay ve diğ., 1990; Okay ve Satır, 2000a; Beccaletto, 2003), b.Bindirme fayı olarak çalıştı (Şengün ve diğ., 2012), c.Transpresyonel sağ yönlü doğrultu atımlı fay olarak çalıştı (Şengün ve Koralay, 2017). Bu çalışma kapsamında elde edilen veriler ise, Geç Mesozoyik'te bindirme fayı olarak çalışan Köprübaşı Fayı'nın Kuvaterner (?)'de reaktive olup, sol yönlü doğrultu atımlı fay olarak çalıştığını göstermektedir.

Pliyosen'den Orta-Geç Pleyistosen'e kadar D-B yönünde drene olan Karamenderes Nehri, Orta-Geç Pleyistosen'den itibaren KD-GB yönlü sıkışma ile yükselen Kavakdağ Yükselimi'nin sonucunda yönünü KB ya çevirerek bu yükselimi menderesler geliştirerek aşmaya çalışmıştır.

KAYNAKLAR

AFAD, Aylık Deprem Raporu, Kasım 2010, *T.C. Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi Başkanlığı*, 2010, 1-20

Akal C., Coeval Shoshonitic-Ultrapotassic Dyke Emplacements within the Kestanbol Pluton, Ezine-Biga Peninsula (NW Anatolia), *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2013, **22**, 220-238.

Akgündüz S., Duru O., Elmas M. A., KB Anadolu'da Eosen-Oligosen Çarpışma Sonrası Magmatizma: Asartepe Granitik ve Sarıkaya Volkanik Kayalarından Jeokimyasal ve Jeokronolojik Veriler Serdar, *İstanbul Yer Bilimleri Dergisi*, 2012, **25**(2), 119-143.

Aktuğ B., Nocquet J. M., Cingöz A., Parsons B., Erkan Y., England P., Lenk O., Gürdal M. A., Kilicoglu A., Akdeniz H., Tekgül A., Deformation of western Turkey from a combination of permanent and campaign GPS data: Limits to block-like behavior, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2009, **114**(B10), 1-23.

Akyürek B., Sosyal Y., Kırkağaç-Soma (Manisa), Savaştepe-Korucu-Ayvalık (Balıkesir), Bergama (İzmir) Civarının Jeolojisi, *MTA Jeoloji Etütleri Dairesi*, 475, 1978 (yayımlanmamış).

Akyürek B., Soysal Y., Biga Yarımadası Güneyinin (Savaştepe-Kırkağaç-Bergama-Ayvalık) Temel Jeoloji Özellikleri, *MTA Dergisi*, 1983, **95-96**, 1-12.

Aldanmaz E., Mantle Source Characteristics of Alkali Basalts and Basanites in an Extensional Intracontinental Plate Setting, Western Anatolia, Turkey: Implications for Multi-stage Melting, *International Geology Review*, 2002, **44**(2), 440-457.

Aldanmaz E., Kaymakcı N., Gürer Ö. F., KB Türkiye'de Doğrultu Atımlı Fay Geometrilerine Bağlı Üst Manto Adiabatik Dekompresyon Ergime Proseslerinini Denetleyen Mekanizmalar, *TÜBİTAK*, YDABAG-102Y069, 2004.

Aldanmaz E., Köprübaşı N., Gürer Ö. F., Kaymakçı N., Gourgaud A., Geochemical Constraints on the Cenozoic, OIB-type Alkaline Volcanic Rocks of NW TURKEY: Implications for Mantle Sources and Melting Processes, *Lithos*, 2006, **86**(1-2), 50-76.

Altunkaynak Ş., Collision-Driven Slab Breakoff Magmatism in Northwestern Anatolia, Turkey, *Journal of Geology*, 2007, **115**, 63-82.

Altunkaynak Ş., Dilek Y., Genç C. Ş., Sunal G., Gertisser R., Furnes H., Foland K. A., Yang J., Spatial, Temporal and Geochemical Evolution of Oligo-Miocene Granitoid Magmatism in Western Anatolia Turkey, *Gondwana Resarch*, 2012, **21**(4), 961-986.

Altunkaynak Ş., Genç Ş C., Petrogenesis and Time-Progressive Evolution of the Cenozoic Continental Volcanism in the Biga Peninsula, NW Anatolia, *Lithos*, 2008, **102**(1), 316-340

Andaç M., Biga Yarımadası'nda Ezine Siyenit Masifi ile Civarındaki Kayaçların Petrografisi ve Bu Kayaçlardan Meydana Gelen Radyoaktif Sahil Plaser Maden Yatağının Etüdü, Doçentlik Tez, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 1973.

Angelier J., *Fault Slip Analysis and Paleostress Rreconstruction*, 1, Continental Deformation. Pergamon Press, Oxford, 1994.

Anıl M., Yenice (Arapuçandere-Kurttaşı-Sofular ve Kalkım Handeresi) Pb-Zn-Cu Cevherleşmelerinin Köken Sorunu ve Tersiyer Volkanizmasıyla İlişkileri, *Jeoloji Mühendisliği*, 1984, **20**, 17-29.

Aral I. O., Göncüoğlu M. C., The Karakaya Complex: A Review of Data and Concepts, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2004, **13**, 77-95.

Armijo R., Meyer B., Hubert A., Barka A, Westwards Propagation of the North Anatolian Fault Into the Northern Aegean: Timing and Kinematics, *Geology*, 1999, **27**(3), 267-270.

Asti R., Faccenna C., Rossetti F., Malusa M. G., Franda C., Lirer F., Cosentino D., Gliozzi E., The Gediz Supradetachment System (SW Turkey): Magmatism, Tectonics, and Sedimentation During Crustal Extension, *Tectonics*, 2019, **38**(4), 1414-1440.

Atabey E., Ilgar A., Sakıtaş A., Çanakkale Havzasının Orta-Üst Miyosen Stratigrafisi, Çanakkale, KB Türkiye,*MTA Dergisi*, 2004, **128**, 79-97.

Ay M., Tolun V., Troas Bölgesi'ndeki Antik Granit Ocakları: Yeni Bulgular, *Çanakkale Araştırmaları Türk Yıllığı*, 2017, **25**, 265-295.

Aydın Ü., Şen P., Özmen Ö., Şen E., Biga Yarımadası'ndaki Granitoyitlerin (KB Anadolu, Türkiye) Petrolojik ve Jeokimyasal Özellikleri,*MTA Dergisi*, 2019, **160**, 81-116.

Aysal N., Biga (Çanakkale) Doğusunun Mesozoyik-Tersiyer Magmatizması ve Metamorfizmasının Petrolojisi, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 2005, 198470.

Aysal N., Mineral Chemistry, Crystallization Conditions and Geodynamic Implications of the Oligo-Miocene Granitoids in the Biga Peninsula, Northwest Turkey, *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015, **105**,68-84.

Aysal N., Ustaomer T, Ongen S., Keskin M., Koksal S., Peytcheva I., Fanning M., Origin of the Early-Middle Devonian Magmatism in the Sakarya Zone, NW Turkey: Geochronology, Geochemistry and Isotope Systematics, *Journal of Asian Earth Sciences*, 2012, **45**, 201–222.

Barka, A. A., The North Anatolian Fault Zone, *Annales Tectonicae*, 1992, **6**, 164-195.

Bayvas A., Türkiye'nin Dünya Miras Alanları Koruma ve Yönetimde Güncel Durum, UNESCO Türkiye Milli Komisyonu Somut Kültürel Miras İhtisas Komitesi, http://www.unesco.org.tr/Content_Files/Content/Yayinlar/dma.pdf/ (Ziyaret tarihi: 10 Şubat 2020).

Beccaletto L., Geology, Correlations, and Geodynamic Evolution of the Biga Peninsula (NW Turkey), Thèse de Doctorat, Université de Lausanne, Faculté des Sciences, Lausanne, 2003.

Beccaletto L., Bartolini A. C., Martini R., Hochuli P. A., Kozur H. W., Biostratigraphic Data from the Çetmi Melange, Northwest Turkey: Palaeogeographic and Tectonic Implications, *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2005, **221**(3-4), 215–244.

Beccaletto L., Bonev N., Bosch D., Bruguier O., Record of a Palaeogene Syn-collisional Extension in the North Aegean Sea: Evidence from the Kemer Micaschists (NW Turkey), *Geological Magazine*, 2007, **144**(2), 393-400.

Beccaletto L., Jenny C., Geology and Correlations of the Ezine Zone: a Rhodope Fragment in NW Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2004, **13**(2), 145−176.

Bekler T., Demirci A., Çanakkale, Preliminary Observations and Assessment of Çanakkale-Ayvacık Earthquake Activity, *Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, 2018, **4**(1), 1-13.

Bingöl E., Contribution a I'etude Geologique de la Partie Centrale et Sud-est du Masif de Kazdağ, Turquie, Doctoral Thesis, Nancy University,Faculté des Sciences et Technologies, Nancy, France, 1968.

Bingöl, E., Batı Anadolu'nun Jeotektonik Evrimi, *MTA Dergisi*, 1976, **86**, 14-34.

Birkle P., Satır M., Dating, Geochemistry and Geodynamic Significance of the Tertiary Magmatism of the Biga Peninsula, NW Turkey, Editors: Erler A., Ercan T., Bingöl E., Örçen S., *The Geology of the Black Sea Region*, Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara, 171-180, 1995.

Bonev N., Beccaletto L., from Syn- to Post-orogenic Tertiary Extension in the North Aegean, Region: Constraints on the Kinematics in the Eastern Rhodope-Thrace, Bulgaria-Greece and the Biga Peninsula, NW Turkey, *Geological Society, London, Special Publications*,2007, **291**(1), 113-142.

Borsi S., Ferrar C., Innocenti F., Mazzudi R., Geochronology and Petrology of Recent Volcanics of Eastern Aegean Sea, *Bulletin of Volcanology*, 1972, **36**, 473-496.

Bozkurt E., Neotectonics of Turkey-a Synthesis, *Geodinamica Acta*, 2001, **14**(1-3), 3-30.

Bozkurt E., Origin of NE-Trending Basins in Western Turkey, *Geodinamica Acta*, 2003, **16**(2-6), 61-81.

Boztepe-Güney A., Yılmaz Y., Demirbağ E., Ecevitoğlu B., Arzuman S., Kuşçu İ., Reflection Seismic Study Across the Continental Shelf of Baba Burnu Promontory of Biga Peninsula, Nortwest Turkey, *Marine Geology*, 2001, **176** (1-4), 75-85.

Brinkmann R., Geotektonische Gllederung von Westanatolian, *N. Jb. Geol. Palaont*, 1966, **10**, 603-618.

Bürküt Y., Kuzeybatı Anadolu'da Yer Alan Plütonların Mukayeseli Jenetik Etüdü, Doktora Tezi, İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 1966.

Cavazza W., Okay A.I., Zattin, M., Rapid Early–Middle Miocene Exhumation of the Kazdağ Metamophic Core Complex (Western Anatolia), *International Journal of Earth Sciences*, 2009, **98**(8), 1935-1947.

Dayal A., Yenice (Çanakkale) Granitinin Petrografisi ve Buna Bağlı Cevherleşmeler, Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir, 1984 (yayımlanmamış).

Delaloye M., Bingöl E., Granitoids from Western and Northwestern Anatolia: Geochemistry and Modelling of Geodynamic evolution, *International Geology Review*, 2000, **42**, 241-268.

Demirela G., Akiska S., Sönmez Sayılı İ., Kuşçu İ., Çataltepe (Lapseki-Çanakkale) Pb-Zn±Cu±Ag Yatağı'nın Jeolojisi ve Alterasyon Özellikleri, *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni* , **35**(2), 109-136.

Demirsoy N., Başaran C. H., Sandalcı S., *Kestampolis Kaplıcaları*, 1, Nobel Tıp Kitapevleri Tic. Ltd. Şti., İstanbul, 2017.

Demoulin A., Altın T. B., Beckers A., Characteristics and age of an uplift signal in the Biga Peninsula (NW Turkey) from a mix of geomorphic indices, *EGU general assembly 2013*, Munchen, Germany, 2013.

Dewey J. F., Şengör A. M. C., Aegean and Surrounding Regions: Complex Multiple and Continuum Tectonics in a Convergent Zone, *Bulletin of Geological Society of America*, 1979, **90**, 84-92.

Dilek Y., Altunkaynak Ş., Cenozoic Crustal Evolution and Mantle Dynamics of Post-Collisional Magmatism in Western Anatolia, *International Geology Review*, 2007, **49**(5), 431-453.

Dönmez M., Akçay A. E., Genç Ş. C., Acar Ş., Biga Yarımadasında Orta-Üst Eosen Volkanizması ve Denizel İgnimbiritler, *MTA Dergisi*, 2005, **131**, 49-61.

Duru M., Pehlivan Ş., Okay A. İ., Şentürk Y. ve Kar H., Biga Yarımadasının Tersiyer Öncesi Jeolojisi,Editörler: Yüzer E., Tunay G., *Biga Yarımadası'nın Genel ve Ekonomik Jeolojisi*, 1, Pozitif Matbaacılık Ltd. Şti., Ankara, 7-74, 2012.

Duru M., Pehlivan Ş., Şentürk Y., Yavaş F., Kar H., New Results on the Lithostratigraphy of the Kazdağ Massif in Northwest Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2004, **13**, 177-186.

Ediger V. Ş., Biga Yarımadası'ndaki Kömürlü Birimlerden Alınan Örneklerin Palinolojik Analizi, TPAO *Araştırma Grubu*, 1269, 1-17.

Ekinci Y. L., Biga Yarımadası'nın Temel Jeolojik Sorunlarına Potansiyel Alan Yöntemleri İle Bir Yaklaşım, Doktora Tezi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Çanakkale, 2013, 326588.

Elmas A., Meriç E., The Seaway Connection Between the Sea of Marmara and the Mediterranean: Tectonic Development of the Dardanelles, *International Geology Rewiew*, 1998, **40**(2), 144-162.

Elmas A., Yılmaz İ., Yiğitbaş E., Ullrich T., A Late Jurassic–Early Cretaceous metamorphic core complex, Strandja Massif, NW Turkey, *Int J Earth Sci*, 2011, **100**(6), 1251-1263.

Emre Ö., Doğan A., Yıldırım C., Biga Yarımadası'nın Diri Fayları ve Deprem Potansiyeli, Editörler: Yüzer E., Tunay G., *Biga Yarımadası'nın Genel ve Ekonomik Jeolojisi*, 1, Pozitif Matbaacılık Ltd. Şti., Ankara, 163-198, 2012.

Emre Ö., Duman T. Y., Özalp S., Elmacı H., Olgun Ş., Şaroğlu F., Açıklamalı 1:1.250.000 ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası,*Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Özel Yayın Serisi-30*,1, Pozitif Matbaacılık Ltd. Şti,Ankara, 89, 2013.

Engin T., Özkan Y. Z., Sarı R., Şen P., Gedikoğlu A., Özpener I., Biga Yarımadası'nın Metalojenisi, Editörler: Yüzer E., Tunay G., *Biga Yarımadası'nın Genel ve Ekonomik Jeolojisi*, 1, Pozitif Matbaacılık Ltd. Şti., Ankara, 207-272, 2012.

Erdem D., Aslan Z., Kalk-alkalen Şapçı (Balıkesir) Volkanitlerin Petrografisi ve Petrolojisi: Biga Yarımadası'nda (Kuzeybatı Türkiye) Çarpışma ile İlişkili Volkanizma, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 2015, **58**(3), 1-22.

Ercan T., Türkecan A., Batı Anadolu, Ege Adaları, Yunanistan ve Bulgaristan'daki Plütoların Gözden Geçirilişi, *Ketin Sempozyumu*, İstanbul, Türkiye, 20-21 Şubat 1984.

Ercan T., Türkecan A., Can B., Günay E., Çevikbaş A., Ateş M., Batı Anadolu'da Manisa-Balıkesir Arasındaki Tersiyer Yaşlı Yalancı Bazaltların Özellikleri, *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 1987, **30-31**, 31-42.

Ercan T., Satır M., Kreuzer H., Türkecan A., Çevikbaş A., Can B., Batı Anadolu Senozoyik Volkanitlerine Ait Yeni Kimyasal, İzotopik ve Radyometrik Verilerin Yorumu, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 1985, **28**,121 -136

Ercan T., Satır M., Steinitz G., Dora A., Sarfakıoğlu E., Adis C., Walter H. J., Yıldırım T., Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcada ve Tavşan Adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer Volkanizmasının Özellikleri, *MTA Dergisi*, 1995, **117**, 55-86.

Erdoğan B., Akay E., Hasözbek A., Satır M. ve Siebel W., 2013. Stratigraphy and Tectonic Evolution of the Kazdağ Masif (NW Anatolia) Based on Field Studies and Radiometric Ages, *International Geology Review*, 2013, **55**(16), 2060-2082.

Erdoğan M., Gençoğlu H., Mahmutoğlu Y., Biga Yarımadası'nın Endüstriyel Hammadde Olanakları, Editörler: Yüzer E., Tunay G., *Biga Yarımadası'nın Genel ve Ekonomik Jeolojisi*, 1, Pozitif Matbaacılık Ltd. Şti., Ankara, 273-288, 2012.

Erkül F., Erkül S. T., Eken Miyosen Alaçamdağ (Dursunbey-Balıkesir) Magmatik Kompleksinin Jeolojisi ve Batı Anadolu Genişleme Tektoniğindeki Konumu, *MTA Dergisi*, 2010,**141**, 1-27.

Eyidoğan H., Rates of Crustal Deformation in Western Turkey as Decuded From Major Earthquakes, *Tectonophysics*, 1988, **148**,83-92.

Faccenna C., Becker T. W., Shaping Mobile Belt from Small Scale Convection, *Nature*, 2010, **465**, 602-605.

Fırat M., Aleksandria Troas Antik Kenti HS Sektörü'nde Ele Geçen Volütlü Kandiller, *SDÜ Fen Edebiyat Fakültesi Sosyal Bilimler Dergisi*, 2016, **39**, 45-62.

Friedmann S. J., Burbank D. W., Rift Basins and Supradetachment Basins: Intracontinental Extansional End-members, *Basin Research*, 1995, **7**, 109-127.

Fytikas M., Giuliani O., Innocenti F., Marinelli G., Mazzuoli R., Geochronological Data on Recent Magmatism of the Aegean Sea, *Tectonophysics*, 1976, **31**, 29-34.

Gallen S. F., Wegmann K. W., Bohnenstiehl D. R, Pazzaglia F. J., Brandon M. T.,Fassoulas C., Active Simultaneous Upflit and Margin-Normal Extension in a Forearch High, Crete, Greece, *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, **398**, 11-24.

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

Genç Ş. C., Altunkaynak Ş., Eybek Graniti (Biga Yarımadası, KB Anadolu) Üzerine: Yeni Jeokimya Verileri Işığında Yeni Bir Değerlendirme, *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Dergisi*, 2007, **28**(2), 75-98.

Genç, Ş. C., Dönmez, M., Akçay, A. E., Altunkaynak, Ş., Eyüpoğlu M., Ilgar Y., Biga Yarımadası'nın Volkanizmasının Stratigrafik, Petrografik ve Kimyasal Özellikleri, Editörler: Yüzer E., Tunay G., *Biga Yarımadası'nın Genel ve Ekonomik Jeolojisi*, 1, Pozitif Matbaacılık Ltd. Şti., Ankara, 7-74, 2012.

Görgün E., Albora M., Seismotectonic Investigation of Biga Peninsula in SW Marmara Region Using Steerable Filter Technique, Potential Field Data and Recent Seismicity, *Pure and Applied Geophysics*, 2017, **174**(3), 3889-3904.

Görür N., Timing of Opening of the Black Sea Basin, *Tectonophysics*, 1988, 147(3-4), 242-267.

Görür N., Cagatay M. N., Sakınc M., Yaltırak C., Tchapalyga A., Origin of the Sea of Marmara as Deduced from Neogene to Quaternary Paleogeographic Evolution of its Frame, *International Geology Review*, 1997, 4, 342-352.

Gözler M. Z., Ergül E., Akçaören F., Genç Ş., Akat U., Acar Ş, Çanakkale Boğazı Doğusu, Marmara Denizi Güneyi, Bandırma-Balıkesir Edremit ve Ege Denizi Arasındaki Alanın Jeolojisi ve Kompilasyonu, *MTA*, 7430, 1984 (yayımlanmamış).

Güçtekin A., Köprübaşı N., Aldanmaz E., Karabiga (Çanakkale) Granitoyidinin Jeokimyası, *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri ve Araştırma Merkezi Bülteni*, 2004, **25**(29), 29-38.

Gündüz F. Ç., Örgülü G., Biga Yarımadası Üzerinde Meydana Gelen 2017 Gülpınar-Ayvacık Depremlerinin Kaynak Parametreleri, *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*, 2019, **29**(2), 1-10.

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

Gürer Ö. F., Sangu E., Aysan G., Çamlıca ve Karadağ Masiflerinin Yükselmesini Denetleyen Fayların Kinematik Analizi ve Batı Anadolu Gerilmeli Sistemi İçindeki Yeri, *TÜBİTAK*, 119Y065, 2020.

Gürer Ö. F., Sangu E., Özburan M., Neotectonics of the SW Marmara Gegion, NW Anatolia, Turkey, *Geological Magazine*, 2006, **143**(2), 229-241.

Gürer Ö. F., Sangu E., Özburan M., Gürbüz A., Sarıca-Filoreau N., Complex Basin Evolution in the Gökova Gulf Region: Implications on the Late Cenozoic Tectonics of Southwest Turkey, *International Journal of Earth Sciences*, 2013, **102**, 2199-2221.

Gürer Ö. F., Sangu E., Özburan M., Gürbüz A., Gürer A, Sinir H., Plio-Quaternary Kinematic Development and Paleostress Pattern of the Edremit Basin, Western Turkey, *Tectonophysics*, 2016, **679**, 199-210.

Gürer Ö. F., Sangu E., Özburan M., Gürbüz A., Sinir H., Gürer A., Edremit Grabenini Oluşturan Fayların Kinematiği ve Batı Anadolu Gerilmeli Sistemi İçindeki Yeri, *TÜBİTAK*, 111Y258, 2014.

Gürer Ö. F., Sarıca-Filoreau N., Özburan M., Sangu E., Progressive Development of the Büyük Menderes Graben Based on New Data, Western Turkey, Geological Magazine, 2009, **146**(5), 652-673.

Gürler G., Ilgar A., Öztan S., Magmadan Arkeolojik Sütunlara Bir Granitin Öyküsü: Jeosit Alanı Olarak Önerilen Çanakkale-Kestanbol Arkaik Dönem Taş Ocağı, *61. Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Ankara, Türkiye, 24-28 Mart 2008.

Holmes A.W., I. Bölge Trakya'nın Jeolojik Etüdü ve Stratigrafisi, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı*, 368, 1966 (yayımlanmamış).

Ilgar A., ,Demirci, E. S. ve Demirci Ö., 2012. Biga Yarımadası Tersiyer Sedimanter İstifinin Stratigrafisi. Editörler: Yüzer E., Tunay G., *Biga Yarımadası'nın Genel ve Ekonomik Jeolojisi*, 1, Pozitif Matbaacılık Ltd. Şti., Ankara, 75-121, 2012.

İşler E. B., Aksu E. A., Yaltırak C., Hiscott R. N., Seismic Stratigrapy and Quaternary Sedimantary History of the NE Aegean Sea, *Marine Geology*, 2008, **254**, 1-17.

İşseven T., Tapırdamaz M. C., Özçep F., Hisarlı M., Orbay N., Sanver M, Kuzeybatı Anadolu'nun Tektoniği ve Paleomanyetik Sonuçlar, *Jeofizik Dergisi*, 1995, 9(1), 201-212.

Kalafatçıoğlu A., Ezine Civarının ve Bozcaada'nın Jeolojisi Kalker ve Serpantinlerinin Yaşı, *MTA Dergisi*, 1963, **60**, 60-69.

Kanmaz K., Kanmaz E., Karalı M., Çan Yöresindeki Jeotermal Potansiyelin Kullanılabilirliğinin İncelenmesi , *Çan Değerleri Sempozyumu*, Çanakkale, Türkiye, 28-28 Ağustos 2008.

Karacık Z., Ezine-Ayvacık (Çanakkale) Dolayında Genç Volkanizma Plütonizma İlişkileri, Doktora Tezi, İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul,1995.

Karacık Z., Yılmaz Y., Geology of the Ignimbrites and the Associated Volcano-plutonic complex of the Ezine Area, Northwestern Anatolia, *Jonmal of Volcanology and Geothermal Research*, 1998, **85**(1-4), 251-264.

Karacık Z., Yılmaz Y., Pearce J. A., The Dikili-Çandarlı Volcanics, Western Turkey: Magmatic Interactions as Recorded by Petrographic and Geochemical Features, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2007, **16**(4), 493-522.

Karacık Z., Yılmaz, Y., Pearce, J. A., Ece, Ö. I., Petrochemistry of the South Marmara Granitoids, Northwest Anatolia, Turkey, *International Journal of Earth Sciences*, 2008, **97**,1181–1200.

Kartal R. F., Kadirioğlu F. T., Zünbül S., Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Kinematiği, *19. Aktif Tektonik Araştırma Grubu Çalıştayı*, Ankara, Türkiye, 7-9 Ekim 2015.

Kaşka M., Fırat M., Aleksandria Troas Kazısı 2013 Yılı Hellenistik Dönem Seramiği Bulguları, Editörler: Metin H., Polat Becks B., A. Becks R., Fırat M., *Pisidia Yazıları Hacı Ali Ekinci Armağanı*, Ege Yayınevi, 1, İstanbul, 47-56, 2015.

Kaya T., Bayraktepe'de (Çanakkale) Rhinocerotidae Fosilleri. *MTA Dergisi*, 1992, **114**, 145-154.

Kayan İ., Late Holocene Sea-level Changes on the Western Anatolian Coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1988, **68**(2-4), 205-218.

Kayan İ., The Troia Bay and Supposed Harbour Sites in the Bronze Age, *Studia Troica*, 1995, **5**, 211-235.

Kayan İ. : Kuzey Ege kıyılarımızın Kuvaterner jeomorfolojisi, *Türkiye Kuvaterneri Çalıştayı. İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü*, İstanbul, Türkiye, 21-23 Mayıs 2001.

Kayan İ., Karamenderes Deltasının (Çanakkale) Holosen Stratigrafisi ve Troia Jeoarkeolojisi Bakımından Değerlendirilmesi, *Türkiye Kuvaterneri Sempozyumu*, İstanbul, Türkiye, 2-3 Haziran 2005.

Kayan İ., Landscape Development and Changing Environment of Troia (North-Western Anatolia), Editors: Kuzucuoğlu C., Çiner A., Kazancı N., *Landscapes and Landforms of Turkey*, 1, Springer Nature, Cham, Switzerland, 277-291, 2019.

Kaymakcı N., Aldanmaz A., Langereis C., Spell T. L., Gürer O. F., Zanetti K. A., Late Miocene Transcurrent Tectonics in NW Turkey: Evidence from Palaeomagnetism and ^{40}Ar-^{39}Ar Dating of Alkaline Volcanic Rocks, *Geological Magazine*, 2007, **144**(2), 379-392.

Karakaş A., Selim H. H., Coruk Ö., Çatalbaş A., Taş Ö. K., Osmaneli (Bilecik) Lefke Yapı Taşının Jeolojik Ve Jeomekanik Özelliklerinin Değerlendirilmesi, *71. Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Ankara, Türkiye, 23 - 27 Nisan 2018.

Kaypak B., Gülpınar-Ayvacık (Çanakkale) Bölgesindeki Güncel Deprem Hareketleri, www.jeofizik.org.tr/resimler/ekler/1d01b624abaf10a_ek.pdf/, (Ziyaret tarihi: 18 Aralık 2017).

Kelkit A., Çanakkale İlinin Turizm Potansiyeli ve Çeşitlendirilmesi, *S. Ü. Ziraat Fakültesi Dergisi*, 2003, **17**(31), 18-23.

Keskin M., Genç S. C., Tüysüz O., Petrology and Geochemistry of Post-collisional Middle Eocene Volcanic Units in North-Central Turkey: Evidence for Magma Generation by Slab Breakoff Following the Closure of the Northern Neotethys Ocean, *Lithos*, 2008, **104**(1-4), 267-305.

Kesgin Y., Varol B., Gökçeada ve Bozcaada'nın Tersiyer Jeolojisi (Çanakkale) Türkiye, *MTA Dergisi*, 2003, **126**, 49-67.

Kissel C., Laj C., Poisson A., Savaşçin Y., Simeakis K., Mercler J. L., Paleomagnetic Evidence for Neogene Rotational Deformations in the Aegean Domain, *Tectonics*, 1986, **5**(5), 783-795.

Kissel C., Laj C., Poisson A., Simeakis K., A Pattern of Block Rotations in Central Aegea, Editors: Kissel C., Laj C., *Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation*, Kluwer Academic Publishers, New York, 115-129, 1989.

Koç Ş., Erdoğan S., Kadıoğlu Y. K., Havran (Balıkesir) Güneydoğusunda Yer Alan Volkanitlerin Epitermal Cevherleşme Potansiyeli, *MTA Dergisi*, 1994, **116**, 65-80.

Koçyigit A,. Biga Yarımadası'nın Yeni Tektonigi: Biga Fay Sistemi, KB Türkiye, *62.Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Ankara, Türkiye, 13-17 Nisan 2009.

Koçyiğit A., Yusufoğlu H., Bozkurt E., Evidence from the Gediz Graben for Episodic Two-stage Extension in Western Turkey, *Journal Geological Society London*, 1999, **156**, 605-616.

Koralay T., Ulusoy E., Deniz K., Kadıoğlu Y. K., Güllü B., Gürel M., Küçük Asya Bölgesi Granit Sütunların Kaynağı İçin Yeni Bir Bilgi Seti: Koçali Granit Ocakları (Çanakkale-Türkiye), *34. Arkeometri Sonuçları Toplantısı*, Çanakkale, Türkiye, 7-11 Mayıs 2018.

Köprübaşı N., Aldanmaz A., Geochemical Constraints on the Petrogenesis of Cenozoic I-Type Granitoids in Northwest Anatolia, Turkey: Evidence for Magma Generation by Lithospheric Delamination in a Post-Collisional Setting, *International Geology Review*, 2004, **46**(8), 705-729.

Kraft J. C., Kayan İ., Erol O., Geomorphic Reconstructions in the Environs of Ancient Troy, *American Association for the Advancement of Science*, 1980, **209**, 776-782.

Krushensky R. D., Neogene Calc-alkaline Extrusive and Intrusive Rocks of the Karalar Yeşiller Area, Northwest Anatolia, Turkey, *Bulletin Volcanologique*, 1976, **40**, 336-360.

Kurtuluş C., Doğan B., Sertçelik F., Canbay M., Küçük H. M., Determination of the Tectonic Evolution of the Edremit Gulf Basedon Seismic Reflection Studies, *Marine Geophysical Researches*, 2009, **30**(2),121-134.

Kürçer A., Özalp S., Özdemir E., Uygun-Güldoğan Ç., Duman T. Y., 18 Mart 1953 Yenice-Gönen Depremi (Ms=7.2) ışığında Yenice-Gönen Fayı'nın aktif tektonik ve paleosismolojik özellikleri, KB Türkiye, 2019, **159,** 26-63.

Le Pichon X., Angelier J., The Hellenic Arc and Trench System: A Key to the Neotectonic Evolution of the Eastern Mediterranean Area, *Tectonophysics*, 1979, **60**, 1-42

Le Pichon X., Kreemer C., The Mioceneto-present kinematic evolution of the eastern Mediterranean and Middle East and its implications for Dynamics, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2010, **38**, 323-351.

Le Pichon X., Şengör A. M. C., Kende J., İmren C., Henry P., Grall C., Karabulut H., Propagation of a strike slip plate boundary within an extensional environment: the westward propagation of the North Anatolian Fault, *Canadian Journal of Earth Sciences*, **53**(11), 1416-1439.

Marmara H., Şanlıyüksel-Yücel D., Özden S., Yücel M.A., Kestanbol Jeotermal Akışkanının Hidrokimyasının ve Çevresel Etkilerinin Belirlenmesi, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 2020, **63**, 97-116.

Mcclusky S., Balassanian S., Barka A., Demir C., Ergintav S., Georgiev I., Gürkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H., Kastens K., Kekilidze G., King R., Kotzev V., Lenk O., Mahmoud S., Mishin A., Nadariya M., Ozounis A., Paradissis D., Peter Y., Prelipin M., Reilinger R., Sanli I., Seeger H., Tealeb A., Toksöz M. N., Veis G, Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *Journal of Geophysical Research*, 2000, **105**, 5695–5719.

McKenzie D. P., Active Tectonics of the Mediterranean Regions, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1972, **30**(2), 109-185.

McKenzie D. P., Active Tectonics of the Alpine–Himalayan Belt: the Aegean Sea and Surrounding Regions, *Geophysical Journal International*, 1978, **55**(1), 217-254.

Minaz Ö., Truva Dönemi Takıları ve Günümüze Yansımaları, Yüksek Lisans Tezi, Haliç Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, İstanbul, 2013, 344764.

MTA, 2010, Çanakkale İli Maden ve Enerji Kaynakları, www.mta.gov.tr/v3.0/sayfalar/hizmetler/maden-haritalari/canakkale.pdf/, (Ziyaret tarihi: 4 Mayıs 2019).

MTA, Biga Yarımadası'nın Jeoloji ve Yer Altı Kaynakları Haritası,Editörler: Yüzer E., Tunay G., *Biga Yarımadası'nın Genel ve Ekonomik Jeolojisi*, 1, Pozitif Matbaacılık Ltd. Şti., Ankara,EK-1, 2012.

Nyst M., Thatcher W., New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean, *Journal of Geophysıcal Research*, 2004, **109**(B11), 1-23.

Okay A. I., High-Pressure/ Low-Tempreture Metamorphic Rocks of Turkey, *Geological Society of America*, 1986, **164**, 333-347.

Okay A. I., Tectonic Units and Sutures in the Pontides, Northern Turkey, Editor: Şengör A. M. C., *Tectonic Evolution of the Tethyan Region*, NATO ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences, London, 109-116, 1989.

Okay A. I., Tavşanlı Zonu: Anatolid-Torid Bloku'nun Dalma-Batmaya Uğramış Kuzey Ucu, *MTA Dergisi*, 2011, **142**, 195-226.

Okay, A. I., Satır, M., Upper Cretaceous Eclogite Facies Metamorphic Rocks from the Biga Peninsula, Northwest Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2000a, **9**, 47–56.

Okay A. I., Satır M., Coeval Plutonism and Metamorphism in a Latest Oligocene Metamorphic Core Complex in Northwest Turkey, *Geological Magazine*, 2000b, **137**(5), 495- 516.

Okay, A. I., Satır M., Geochronology of Eocene Plutonism and Petamorphism in Northwest Turkey: Evidence for a Possible Magmatic Arc, *Geodinamica Acta*, 2006, **19**(5), 251- 266.

Okay A. I., Satır M., Maluski H., Siyako M., Monie P., Metzger R., Akyuz S., Paleo- and Neo-Tethyan Events in Northwestern Turkey: Geologic and Geochronologic Constraints, Editors: Yin A.; Harrison, T.M., The Tectonic Evolution of Asia, Cambridge University Press, Cambridge, 420-441, 1996.

Okay A. I., Siyako M., Bürkan K. A., Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi, *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 1990, **2**(1), 83-121.

Orbay N., Düzgit Z., Gündoğdu O., Hisarlı M., Özçep F., Batı Anadolu'nun Paleomagnetizması ve Tektonik Gelişimi, 1993, *TÜBİTAK Raporu* (yayınlanmamış)

Ovalıoğlu R., Biga Yarımadasının Jeolojisi - Maden Yatakları ve Bakır-Kurşun-Çinko Mineralizasyonu İçin Ümitli Olan Bölgeleri, *Bilimsel Madencilik Dergisi*, 1973, 1973, **12**(6), 1-22.

Önem Y., Gelibolu Yarımadası ve Çanakkale Dolayının Jeolojisi, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı*, 877, 1974 (yayımlanmamış).

Öner Z., Dilek Y., Supradetachment Basin Evolution During Continental Extension: The Aegean Province of Western Anatolia, Turkey, *Geological Society of America Bulletin*, 2011, **123**, 2115-2142.

Öner Z., Dilek Y., Fault Kinematics in Supradetachment Basin Formation, Menderes Core Complex of Western Turkey, *Tectonophysics*, 2013, **608**, 1394-141.

Öngür T., Sandıklı (Afyon) Jeotermal Araştırma Bölgesine İlişkin Jeolojik Durum ve Jeotermal Enerji Olanakları, *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü*, 5520, yayımlanmamış, 1973.

Özburan M., Sangu E., Gürer Ö. F., Güneybatı Marmara Bölgesi'nin Genç Tektonizması, *Deprem Sempozyumu*, Kocaeli, Türkiye, 23-25 Mart 2005.

Özburan, M., Sangu, E. ve Gürer, Ö. F., Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Güney Marmara Bölgesi'ndeki Geometrik Ve Yapısal Özellikleri, 1. *Ulusal Doğal Afetler ve Yerbilimleri Sempozyumu*, Sakarya, Türkiye, 19-22 Mart 2008.

Pickett E. A., Robertson A. H. F., Significance of the Volcanogenic Nilüfer Unit and Related Componenets of the Triassic Karakaya Complex for Tethyan Subduction/Accretion Prosses in NW Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2004, **13**(2), 97-143.

Popov S. V., Shcherba I. G., Ilyina L. B., Nevesskaya L. A., Paramonova N. P., Khondkarian S. O., Magyar I., Late Miocene to Pliocene Palaeogeography of the Paratethys and its relation to the Mediterranean, *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2006, 238(1), 91-106.

Reilinger R. E., Ergintav S., Burgmann R., McClusky S., Lenk O., Barka A., Gurkan O., Hearn L., Feigl K. L., Cakmak R., Aktug B., Ozener H., Toksoz M. N., Coseismic and Postseismic Fault Slip for the 17 August, 1999, M= 7.5, Izmit, Turkey Earthquake, *Science*, 2000, **289**, 1519-1524.

Reilinger R., McClusky S., Vernant P., Lawrance S., Ergintav S., Cakmak R., Ozener H., Kadirov F., Guliev I., Stepanyan R., Nadariya M., Hahubia G., Mahmoud S., Sakr K., ArRajehi A., Paradissis D., AlAydrus A., Prilepin M., Guseva T., Evren E., Dmitrotsa A., Filikov S. V., Gomez F., Al Ghazzi R., Karam G., GPS Constraints on Continental Deformation in the Africa-Arabia-Eurasia Continental Collision Zone and Implications for the Dynamics of Plate Interactions, *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2006, **111**(B5), 1-52.

Saka K., Edremit Körfezi ve Civarı Neojeni'nin Jeolojisi ve Hidrokarbon Olasılıkları, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı*, 1341, 1979 (yayımlanmamış).

Saltık O., Şarköy-Mürefte Sahaları Jeolojisi ve Petrol Olanakları, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı*, 879, 1974 (yayımlanmamış).

Sangu E., Gürer Ö. F., Özburan M., Gürbüz A., Sinir H., Edremit Havzası ve Çevresinin Geç Senozoyik Fay Kinematikleri, Kuzey Anadolu Fay Sistemi'nin Rolü, KB Türkiye, *5. Uluslar arası Deprem Sempozyumu*, Kocaeli, Türkiye, 10-12 Haziran 2015.

Sangu E, Gürer Ö.F., Gürer A., Fault kinematic and Plio-Quaternary paleostress evolution of the Bakırçay Basin, Western Turkey, *International Geology Review*, 2020, **62**(10), 1245-1261.

Sæbø Serck C., Braathen A., Olaussen S., Osmundsen P. T., Midtkandal I., Yperen A. E., Indrevær K., Supradetachment to Rift Basin Transition Recorded in Continental to Marine Deposition; Paleogene Bandar Jissah Basin, NE Oman, *Basin Research*, DOI: 10.1111/bre.12484.

Sasvari A., Baharev A. SG2PS (structural geology to postscript converter) - A graphical solution for brittle structural data evaluation and paleostress calculation, *Computers & Geosciences*, 2014, **66**, 81-93.

Selim H., Tüysüz O., The Bursa-Gönen Depression, NW Turkey: A complex basin developed on the North Anatolian Fault (NAF), *Geological Magazine*, 2013, **150**(5), 801-821.

Seyitoğlu S., Işık V., Batı Anadolu'da Geç Senozoyik Genişleme Tektoniği: Menderes Çekirdek Kompleksinin Yüzeylemesi ve İlişkiki Havza Oluşumu, *MTA Dergisi*, 2015, **151**, 49-109.

Seyitoğlu G., Scott B., Late Cenozoic Crustal Extension and Basin Formation in West Turkey, *Geological Magazine*, 1991, **128**(2), 155-166.

Seyitoglu G., Scott B C., Late Cenozoic Volcanic Evolution of the NE Aegean Region, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2012, **54**, 157-176.

Siyako M., Burkan K. A., Okay A. I., Biga ve Gelibolu Yarımadaları Tersiyer Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları, *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 1989, **1**(3), 183–199.

Söylemezoğlu S., Yılmaz Y., Öngen S., Kuzeybatı Anadolu'da Çanakkale-Çan Yöresi Volkanik Kayaçlarının Jeolojik, Petrolojik Özellikleri ve Evriminin Araştırılması, Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 2009, 293777.

Sözbilir H., Özkaymak B., Uzela B., Sümera Ö., Eski C., Tepe Ç., Güler T., Yaralı G., Edremit Fay Zonu ile Havran–Balıkesir Fay Zonu'nun Jeolojik, Jeomorfolojik ve Paleosismolojik Özellikleri, *68. Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Ankara, Türkiye, 06-10 Nisan 2015.

Sözbilir H., Sarı B., Uzel B., Sümer Ö., Akkiraz S., TectonicIimplications of Transtensional Supradetachment Basin Development in an Extension-Parallel Transfer Zone: the Kocaçay Basin, Western Anatolia, Turkey, *Basin Research*, 2011, **23**(4), 423-448.

Sözbilir H., Sümera Ö., Özkaymak Ç., Uzela B., Güler T., Eski S., Kinematic Analysis and Palaeoseismology of the Edremit Fault Zone: Evidence for Past Earthquakes in the Southern Branch of the North Anatolian Fault Zone, Biga Peninsula, NW Turkey, *Geodinamica Acta*, 2016, **28**(4), 273-294.

Sözbilir H., Uzel B., Sümera Ö., Eski S., Softa M., Tepe Ç., Özkaymak Ç., Baba A., Çanakkale-Ayvacık Deprem Fırtınasının (14 Ocak-20 Mart 2017) Sismik Kaynakları, *Eskişehir Teknik Üniversitesi Bilim ve Teknoloji Dergisi B- Teorik Bilimler*, 2018, **6**, 1-17.

Sümengen M., Terlemez İ., Güneybatı Trakya Yöresi Eosen Çökellerinin Stratigrafisi, *MTA Dergisi*, 1991, **113**,17-30.

Steininger F.F., Senes J., Kleemann K., Rögl F., Stragigraphic Correlation Tables and Sediment Distribution Maps, Editor: Steininger F. F., Senes J., Kleeemann K., Rogl F, *Neogene Mediterranean Tethys and Paratethys*, 1, Institute of Paleontology, Univ of Viena, Viena, Austria, 1985.

Straub C., Kahle H. G., Recent crustal deformation and strain accumulation in the Marmara Sea region, NW Anatolia, inferred from repeated GPS measurements in active tectonics of Northwest Anatolia. In: C. Schindler and M. Pfister (Eds) *The Marmara Poly-project*. Hochschulverlag AG an der ETH, Zurich, 417-447, 1997.

Şanliyüksel Yücel D., Baba A., Kırkgeçit Sıcak Su Kaynağının (Biga-Çanakkale) Fiziksel ve Kimyasal Özelliklerinin Değerlendirilmesi, *Çanakkale İli Değerleri Sempozyumu*, Çanakkale, Türkiye, 25-31 Ağustos 2008.

Şengör, A. M. C., Turkiye'nin Neotektoniğinin Esasları, *Türkiye Keoloji Kurumu Konferans Serisi 2*, Türkiye, 1980.

Şengör A. M. C., Görür N., Saroğlu F., Strike-slip Faulting and Related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: Turkey as a Case Study, Editors: Biddle K. T., Christie-Blick N., Strike-slip Faulting and Basin Formation, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 227-264, 1985.

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

Şengör A M C, Yılmaz Y., Sungurlu O., Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: Nature and Evolution of the Western Termination of Palaeo-Tethys, Editors: Dixon J E., Robertson A H F., The Geological Evolotion of te Eastern Mediterranean, Special Publication 17, Society of London, London, 77-112, 1984.

Şengün F., Kazdağ Masifi'nde (Biga Yarımadası) Yer Alan Meta-Ofiyolitik Kayaların TitaniQ Termometresi ve Rutil İz Element Bileşimi, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 2016, **59**(2), 131-154.

Şengün F., Çalık A., Çamlıca Metamorfitlerinin (Biga Yarımadası, KB Türkiye) Metamorfizma Özellikleri ve Korelasyonu, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 2007, **50**(1), 1-16.

Şengün F., Davis P. B., Tunç İ. O., Yiğitbaş E., Petrology and Geochemistry of Eclogites from the Biga Peninsula, Northwest Turkey, *Geodinamica Acta*, 2012, **25**, 248-266.

Şengün F., Koralay O. E., Early Variscan Magmatism Along the Southern Margin of Laurasia: Geochemical and Geochronological Evidence from the Biga Peninsula, NW Turkey, *International Journal of Earth Sciences*, 2017, **106**, 811-826.

Şengün F., Yiğitbaş E., Biga Yarımadası Çamlıca Metamorfitlerinin Jeolojisi, Petrografisi ve Metamorfizması, *59. Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Ankara, Türkiye, 15-20 Mart 2006.

Şengün F., Zack T., Application of The Titanium-In-Quartz Thermobarometer to Eclogites from The Biga Peninsula, NW Turkey, *World Multidisciplinary Earth Sciences Symposium*, Prague, Czech Republic, 5-9 September 2016.

Şentürk K., Karaköse C., Çanakkale Boğazı ve Dolayının Jeolojisi, *Maden Tetkik Arama Raporu*, 9333, 1987 (yayımlanmamış).

Taymaz T., Jackson J.A., McKenzie D., Active tectonics of the north and Central Aegean Sea, *Geophysical Journal of International*, 1991, **106**, 433-490.

Tunç İ. O., Yiğitbaş E., Şengün F., Linnemann U., Biga Yarımadası'ndaki Kuzey Metamorfik Masiflerin (Çamlıca, Karabiga, Geyikli Metamorfikleri) Stratigrafisi ve U-Pb Zirkon Jeokronolojisi, *67.Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Ankara, Türkiye, 14-18 Nisan 2014.

Tunç İ. O., Yiğitbaş E., Şengün F., Wazeck J., Hofmann M., Linnemann U., U-Pb Zircon Geochronology of Northern Metamorphic Massifs in the Biga Peninsula (NWAnatolia-Turkey): New Data and a New Approach to Understand the Tectonostratigraphy of the Region, *Geodinamica Acta*, 2012, **25**(3-4), 202-225.

Tutkun M., Herodes Atticus Hamamı Kemer Restorasyonu (Strüktürel Sağlamlaştırma Projesi), *ARTİUM*, 2016, **4**(1), 1-12.

URL-1: http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/2/wp-content/uploads/2017/03/06_SUBAT_Ayvacik-Canakkalev11.pdf/, (Ziyaret tarihi: 12 Nisan 2020).

Ünal D., Trakya Jeolojisi ve Petrol İmkanları, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı*, 391, 1967 (yayımlanmamış).

Yalçın T., Sarp S., Biga Yarımadası Termal Sularının Jeokimyası ve Jeotermal Potansiyeli, Editörler: Yüzer E., Tunay G., *Biga Yarımadası'nın Genel ve Ekonomik Jeolojisi*, 1, Pozitif Matbaacılık Ltd. Şti., Ankara, 289-300, 2012.

Yaltırak C., Kazdağı'nın Tektonik Yapısı ve Edremit Körfezi'ni Karada Sınırlayan Fayların Karakterleri, *Aktif Tektonik Araştırma Grubu 10. Toplantısı (ATAG10)*, İzmir, Türkiye, 2-4 Kasım 2006.

Yaltırak C., Okay A. I., Edremit Körfezi Kuzeyinde Paleotetis Birimlerinin Jeolojisi, *İTÜ Dergisi*, 2004, **3**(1), 67-79.

Yaltırak C., Sakınç M., Aksu A E., Hiscott R N., Galleb B., Ülgen U B., Global Sealevel Variations and Raised Coastal Deposits Along the Southwestern Marmara Sea During the Last 224,000 Years. *Marine Geology*, 2002, **190**, 283–305.

Yılmaz Y., Sakarya Kıtası Güney Kenarının Tektonik Evrimi, *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*, 1981, **1**(2), 33-52.

Yılmaz Y., Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Depremselliği, *Kaz Dağları Ulusal Çalıştayı*, Balıkesir, Türkiye, 2-3 Haziran 2012.

Yılmaz Y., Morphotectonic Development of Anatolia and the Surrounding Regions, *American Geophysical Union*, 2017, 225, 11-91

Yılmaz Y., Genc Ş. C., Yiğitbaş E., Bozcu M., Yilmaz K., Kuzeybatı Anadolu'da Geç Kretase Yaşlı Kıta Kenarının Jeolojik Evrimi, *Türkiye 10. Petrol Kongresi*, Ankara, Türkiye, 11-14 Nisan 1994.

Yılmaz Y., Genç Ş. C., Gürer O. F., Bozcu M., Yılmaz K., Karacık, Z, Altunkaynak Ş., Elmas, A., When did the Western Anatolian Grabens Begin to Develop? A. Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, *Geological Society*, 2000, **173**(1), 353-384.

Yılmaz Y., Genç Ş. C. , Gürer Ö. F. , Karacık Z., Altunkaynak Ş., Bozcu M., Yılmaz K., Türkiye Denizleri, Editör: Görür, N., *Ege Denizi ve Ege Bölgesi'nin Jeolojisi ve Evrimi*, TÜBİTAK Yayınları, İstanbul, 211-336, 1999.

Yılmaz Y., Gökaşan E., Erbay A. Y., Morphotectonic Development of the Marmara Region, *Tectonophysics*, 2010, **488**(1-4), 51-70

Yılmaz Y., Güner Y., Şaroğlu F., Geology of the Quaternary Volcanic Centres of the East Anatolia, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1998, **85**, 173-210.

Yılmaz Y., Karacık Z., Geology of the Northern Side of the Gulf of Edremit and its Tectonic Significance for the Development of the Aegean Grabens, *Geodinamica Acta*, 2001, **14**(1), 31-43.

Yılmaz Şahin S., Güngör Y., Göker, F. A., Kestanbol Ezine Batısı (Çanakkale) Granitoyidinde Mafik ve Felsik Magma Ekileşiminin Makrosopik ve Mikroskopik Özellikleri, *57. Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Ankara, Türkiye, 8-12 Mart 2004.

Yılmaz Şahin S., Örgün Y., Güngör Y., Göker F. A., Gültekin A. H., Karacık Z., Mineral and Whole-Rock Geochemistry of Kestanbol Pluton (Ezine-Çanakkale) and their Mafic Microgranular Enclaves, NW Anatolia-Turkey: Some Evidences of Felsic and Mafic Magma Interaction, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2010, **19**(1), 101-122.

Yiğit O., A Prospective Sector in the Tethyan Metallogenic Belt: Geology and Geochronology of Mineral Deposits in the Biga Peninsula, NW Turkey, *Ore Geology Reviews*, 2012, **46**, 118-148.

Yiğitbaş E., Şengün F. ve Tunç İ.O., Biga Yarımadası (KB Anadolu)'nda Neojen Öncesi Tektonik Birlikler ve Bölgenin Jeodinamik Evrimine Yeni Bir Bakış, TÜBİTAK, 110Y281, 2014.

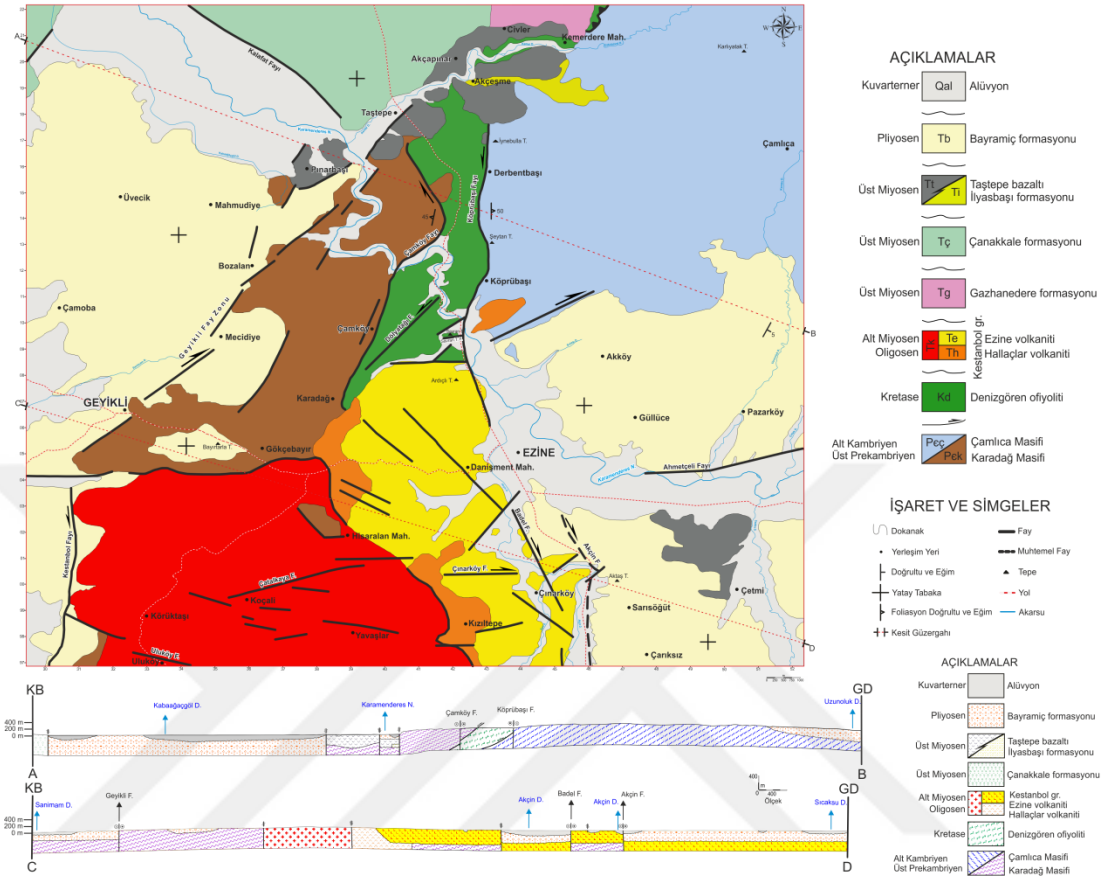
Yiğitbaş E., Tunç İ.O., Biga Yarımadası'nda Sakarya Zonunun Prekambriyen Metamorfik Kayaları; Geç Ediyakaran Gondwanaland Aktif Kıta Kenarı, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 2020, **63,** 277-302.

Zanchi A., Kissel C., Tapırdamaz C., Late Cenozoic and Quaternary Brittle Continental Deformation in Western Turkey, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 1993, **164**(4), 507-517.

EKLER

EK-A

EZİNE (ÇANAKKALE) ÇEVRESİNİN JEOLOJİ HARİTASI VE ENİNE KESİTLERİ (M. AKIN, 2021)



KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER

Akın M., Gürer Ö. F., Sangu E., Gürer A., Ezine (Çanakkale) ve Çevresinin Neotektonik İncelemesi, *5. Uluslararası Marmara Fen Bilimleri Kongresi Imascon 2020 Güz,* Kocaeli, Türkiye, 4-5 Aralık 2020.

ÖZGEÇMİŞ

İlk, orta ve lise öğretimini İstanbul'da tamamladı. 2012 yılında girdiği İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden 2016 yılında Jeoloji Mühendisi olarak mezun oldu. 2017'den beri Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda yüksek lisans öğrenimini yapmaktadır.