

T.C
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ
COĞRAFYA ANABİLİM DALI

DOKTORA TEZİ

BİGA ÇAYI BATI KESİMİNİN JEOMORFOLOJİSİ

ALAEDDİN ŞENCAN
(2502550103)

TEZ DANIŞMANI: Prof. Dr. BARIŞ MATER

2. DANIŞMAN: Yrd. Doç. Dr. T. AHMET ERTEK

İstanbul-2007

ÖZ

Bu çalışmanın amacı; Biga Yarımadası kuzeydoğusunda Biga Çayı batı kesiminin jeomorfolojik oluşum ve gelişimini ortaya koymaktır.

Genelde şistler, detritikler, andezit ve granodiyoritlerin geniş yer kapladığı inceleme sahası, Oligosen sonunda yükselmiş ve kara haline geçmiştir. İnceleme alanındaki birçok fay, diğer kırık sistemleri ve Biga Ovası'nı sınırlayan tektonik hatlar Kuzey Anadolu Fayı (KAF)'nın çeşitli uzantılarını oluşturur. Asimetrik yamaçlar, çizgisellikler, eğim kırıkları, kapma ve dirsekler, topoğrafik seviye farkları gibi jeomorfolojik şekiller genç tektonik hareketlerin varlığını gösterir.

İnceleme sahasında 330 m ile 468 m'ler arasında plato üzerinde yükselen belirgin relief, 200 m ile 330 m'ler arasında ve 100 m ile 200 m'ler arasında yüksek platolar ve 10 m ile 100 m arasında da alçak platolar olmak üzere üç ayrı jeomorfolojik birim ayırtlanmıştır.

ABSTRACT

The purpose of this study is to explain geomorphological development and evolution of the west part of Biga River which is placed at the northeastern part of the Biga Peninsula.

The area where schist, various detritics, andesite and granodiorite are widely distributed, became territory following tectonic uplifts during the late Oligocene. Several faults, especially tectonic. Lineations that borders the Biga Plain and several fracture systems seem to be several extensions of the North Anatolian Fault (NAF). Asymmetrical slopes, lineaments, knick points and slope breaks, stream captures and topographic level differences point out the existence of Neotectonic movements.

In the area, three main geomorphological units were identified: conspicuous relief (high hills) that stand over the altitudes ranging between 330 m and 468 m, high plateaux areas with elevations between 200 m and 300 m and low plateaux areas having elevations between 10 m and 100 m.

ÖNSÖZ

Bu çalışma; İstanbul Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Coğrafya Anabilim Dalı'nda "Biga Çayı batı kesiminin jeomorfolojisi" adıyla doktora tezi olarak sunulmuştur.

Biga Yarımadası, Çanakkale boğazı ve Marmara havzası ile ilgili yapılan çalışmalar yanında, bugüne kadar ayrıntılı olarak incelenmeyen Biga Yarımadası'nın kuzeydoğu kesimlerinin jeomorfolojisi ele alınmıştır. Araştırma alanı, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun bölgemizdeki uzantılarını oluşturan ve neotektonik hareketlerin etkisinde şekillenen arazi yapısıyla dikkati çeker. Saha; genel olarak ana morfolojik bölümlere ayrılmış, her bölümün özellikleri ile sınırları ortaya konulmuş ve ayrıntılı olarak jeomorfolojik gelişimi denetleyen ve etkileyen sistemler açıklanmıştır.

Jeomorfolojik-tektonik olayların yanında güncel morfordinamik faktörlerin de öneminin vurgulandığı saha, tektonizma ve akarsuların karşılıklı ilişkileri bakımından etkinlik kazandığı bir bölge durumundadır.

Tez çalışmalarımı yönlendiren yakın desteklerini gördüğüm başta tez danışmanı hocam Prof. Dr. Barış MATER'e, tez danışmanı hocam Yrd. Doç. Dr. T. Ahmet ERTEK'e, yetişmemde büyük emekleri geçen sayın Prof. Dr. Oğuz EROL'a şükranlarımı sunarım.

Tez izleme komitesi üyeleri olarak tez çalışmalarımı değerlendiren değerli hocalarım Prof. Dr. M. Yıldız HOŞGÖREN'e ve Prof. Dr. Nurten GÜNAL'a teşekkür ederim.

Tez ve arazi çalışmalarım sırasında desteklerini benden esirgemeyen Prof. Dr. Recep EFE'ye, gerek arazi çalışmalarımda gerekse CBS haritalarını oluşturma konusunda ve tezimin her aşamasında büyük desteklerini gördüğüm Yrd. Doç. Dr. A. Evren ERGİNAL'a teşekkürlerimi bir borç bilirim.

Araziden toplanan kayaç örneklerinin ince kesitlerin yorumlarını yapan ve değerli bilgilerinden yararlandığım İ.Ü. Mühendislik Fakültesi'nden Doç. Dr. Sabah Yılmaz ŞAHİN'e, örneklerin mikrofotolarını çeken Dr. Namık AYSAL'a çok teşekkür ederim.

Literatür desteği veren ve değerli fikirlerini paylaşan Doç. Dr. Erkan GÖKAŞAN'a, tez sahasına ait deprem episantrlarını ortaya koyan ve 5.7.1983 tarihinde 4 büyüklüğindeki depremin odak mekanizma çözümlünü hazırlayan B.Ü. Kandilli Rasathanesi'nden Dr. Doğan KALAFAT'a, deprem odak mekanizma çözümlünü yorumlayan Çanakkale 18 Mart Üniversitesi Jeoloji Bölümü'nden Doç. Dr. Süha ÖZDEN'e teşekkürlerimi sunarım.

İlgi ve alakalarını benden esirgemeyen özellikle arazi çalıőmalarımnda bana eşlik eden ve yardımlarını gördüğüm arkadaőım Yrd.Doç.Dr. Cengiz KAYACILAR'a, yine arazi çalıőmalarımnda önemli katkıları olan Biga Orman İşletme Müdürlüğü'nden Y.İşletme Müh. Muhammed AKKAYA'ya, kum analizlerinde yardımlarını gördüğüm Deniz Bilimleri ve İşletme Enstitüsü'nden Dr. Erol SARI'ya, tezime katkı sağlayan Bilgisayar Öğretmeni arkadaőım Hasan Esat SAĞLAM'a teőekkürü bir borç bilirim.

Bu çalıőmamı; babam Sabri ŞENCAN'a, annem Fatma ŞENCAN'a, tezin düzenlenmesindeki katkılarından dolayı kardeőim Bilgisayar Müh. Semra KUL'a, çalışmalarım boyunca maddi ve manevi desteğini gördüğüm eşim Emel ŞENCAN'a ve oğluma ithaf etmekten onur duyarım.

İÇİNDEKİLER

	Sayfa No
ÖZ (ABSTRACT)	iii
ÖNSÖZ	iv
İÇİNDEKİLER	vi
ŞEKİL LİSTESİ	viii
FOTOĞRAF LİSTESİ	xii
TABLO LİSTESİ	xvii
GİRİŞ	1
Araştırma Sahasının Yeri, Sınırları ve Genel Coğrafi Özellikleri	1
Amaç, Yöntem ve Malzeme	7
Önceki Çalışmalar	12
I.BÖLÜM: JEOLJİK ÖZELLİKLER	30
1.1. Litoloji ve Stratigrafi	30
1.1.1. Paleozoyik Formasyonları	30
1.1.2. Mesozoyik Formasyonları	31
1.1.3. Senozoyik Formasyonları	32
1.2. Tektonizma	38
1.3. Jeolojik Evrim	39
II.BÖLÜM: DEPREMSELLİK	42
III.BÖLÜM: DRENAJ ÖZELLİKLERİ	48
IV. BÖLÜM: JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLER	57
4.1. Jeomorfolojik Birimler	59
4.1.1. Plato Üzerinde Yükselen Belirgin Relief	59
4.1.1.1. Kuğuluburun Tepe	61
4.1.1.2. Dikmenkorusu Tepe	62
4.1.1.3. Kokarca Tepe	64
4.1.1.4. Sivri Tepe	65

4.1.2. Plato Sahaları	67
4.1.2.1. Biga-Danapınarı Platosu	70
4.1.2.2. Gürçeşme-Kemer Platosu	109
4.1.2.3. Karabiga-Kemer Platosu	142
4.1.2.4. Karabiga-Karahamzalar Platosu	165
4.1.3. Ova ve Vadi Tabanı Düzlükleri	173
4.1.3.1. Biga Ovası	173
4.1.3.1.1. Biga Ovası'nın batı ve kuzey kesimi	176
4.1.3.1.2. Biga Ovası'nın güney ve güneybatı kesimi	179
4.1.3.2. Kemer Dere Vadi Tabanı Düzlüğü	202
4.1.3.3. Şahmelek Deresi Vadi Tabanı Düzlüğü	206
V. BÖLÜM: KIYI ŞEKİLLERİ	209
VI. JEOMORFOLOJİK EVRİM	228
SONUÇ ve ÖNERİLER	232
KAYNAKÇA	239
EKLER	249
ÖZGEÇMİŞ	250

ŞEKİL LİSTESİ

Şekil 1: Biga Çayı batı kesiminin lokasyon haritası.	1
Şekil 2: Biga Çayı batı kesiminin yükselti basamaklarının dağılışı (A) ve hipsografik eğrisi (B).	3
Şekil 3: Biga Çayı batı kesiminin yükselti basamakları haritası.	4
Şekil 4: Kayaç örneklerinin alındığı lokasyon haritası.	31
Şekil 5: Batı Anadolu ve Ege GPS verileri (Reilinger and McClusky, 2001'den)	42
Şekil 6: Biga ve yakın çevresinin deprem episantr dağılışı haritası.	44
Şekil 7: Marmara Bölgesi'ndeki önemli depremler.	47
Şekil 8: Biga Çayı batı kesiminin drenaj haritası.	49
Şekil 9: Biga Çayı batı kesiminin akarsu yoğunluğu grafiği.	50
Şekil 10: Biga Çayı Çınarköprü istasyonuna ait 1965-1994 yılları aylık ortalama akım değerleri ve grafiği.	52
Şekil 11: Koca Çay Gürçeşme istasyonuna ait 1969-1994 dönemi aylık ortalama akım değerleri ve grafiği.	52
Şekil 12: Biga'nın 1931-1990 yıllarına ait ortalama sıcaklık, yağış ve buharlaşma değerleri ve grafiği (D.M.İ, 1990).	55
Şekil 13: Biga Çayı batı kesiminin morfolojik birimleri.	60
Şekil 14: Biga Çayı batı kesiminin eğim haritası.	
Şekil 15: Biga-Danapınarı Platosu'nda yükselmeler sonucu oluşan blok halindeki basamaklanmalar ve listrik özellikteki faylar.	64
Şekil 16: Akarsuların Biga Ovası'na yönelmeleri ve yerleşim yerlerini gösteren sayısal arazi modeli. Güneybatıdan bakış.	68
Şekil 17: Çalışma sahasını farklı açıdan gösteren sayısal arazi modeli. Güneyden bakış.	69
Şekil 18: İki blok arasındaki kontakt sahasına yerleşen Değirmendere'nin dik yamaçlı vadisi ve batısında yer alan eğimli plato sahası.	75
Şekil 19: Taban seviyesi değişimlerinin denetimindeki Zeytin Dere'nin eski talveglerinin rekonstrüksiyonu. Platonun doğu ve batı yamaçlarında düşey atımlar sonucu oluşan basamaklanmalar.	75
Şekil 20: Aynı bölgedeki plato üzerinde yer alan akarsuların kaynak sahasındaki az yarılmış vadileri.	75
Şekil 21: Düşey yönlü fayların neden olduğu blok hareketlerin kontakt sahasına yerleşen Kırkgeçit Deresi'nin platoyu yaran derin ve genç vadisi.	79
Şekil 22: Dikmen Köyü çevresinde Biga-Danapınarı Platosu'nun doğu ve batıya eğimlendiği sahada vadisini oluşturan Dikdere.	79
Şekil 23, 24: Düşey yönlü tektonik hareketlerin denetimindeki belirgin seviye farkları ve basamaklar.	81
Şekil 25, 26: Biga Çayı doğu ve batı yamaçlarında görülen fayların denetlediği farklı seviyelerdeki kademeler.	81
Şekil 27: Biga Çayı'nın eski talveğinin rekonstrüksiyonu.	85
Şekil 28: Biga-Danapınarı Platosu'nun sayısal arazi modeli (güneybatıdan bakış).	87
Şekil 29: Biga Çayı'nın gömüldüğü Biga-Danapınarı Platosu.	88
Şekil 30: Araştırma sahasının ve yakın çevresinin deprem episantr dağılımı.	89
Şekil 31: Araştırma sahasının üç boyutlu sayısal arazi modeli (güneyden bakış)	94

Şekil 32: Danapınarı-Dereköy arasında fay ve çizgiselliklerin neden olduğu bir çok dirsek ve kapmaların görüldüğü akarsu drenajı.	97
Şekil 33: Biga-Danapınarı Plato'sunun sayısal arazi modeli (güneyden bakış).	98
Şekil 34: Harmanlı-Çeltik köyleri arasındaki aşınım yüzeylerinin çizgisellikler yönünde orografik uzanışı.	99
Şekil 35: Biga-Danapınarı Platosu'nun sayısal arazi modeli (kuzeyden bakış).	100
Şekil 36: İnceleme sahasının sayısal arazi modeli (güneyden bakış).	101
Şekil 37: Gürçeşme Köyü güneybatısında tektonizmanın denetiminde Koca Çay'ın yamaçlarında oluşan belirgin yükselti farkı.	102
Şekil 38: Araştırma sahasının ve Biga-Danapınarı Platosu'nun güneybatıdan bakış açısına göre sayısal arazi modeli.	104
Şekil 39: Araştırma sahasının batıdan görünümüne göre sayısal arazi modeli.	112
Şekil 40: Araştırma sahasının kuzeybatıdan görünümüne göre sayısal arazi modeli.	113
Şekil 41: Dışbudak depresyonu ve Çınar Dere ile Çatalarmut Deresi arasındaki kapma olayı.	119
Şekil 42: Dışbudak depresyonu ve Çınar Dere-Kemer Dere Vadi Tabanı Düzlükleri.	121
Şekil 43, 44: Çınar Dere ile Çatalarmut Deresi arasındaki drenaj gelişimi ve kapma olayı. Kapmadan önceki drenaj gelişimi (Şekil 43), kapmadan sonraki drenaj gelişimi (Şekil 44).	122
Şekil 45: Çınar Dere'nin faya bağlı olarak yükselen kütleli epijenik yarması ve farklı seviyelerdeki kademe düzlükleri.	124
Şekil 46: Çınar Dere'nin epijenik boğaz vadisi.	125
Şekil 47: Araştırma sahasının sayısal arazi modeli ve Bey Ova doğusundaki menderes yenikleri (güneyden bakış).	126
Şekil 48: Hızırilyas Tepesi ve Bey Ovası'nı denetleyen doğu batı yönlü fay ve faya bağlı oluşan asimetric yamaçlar.	127
Şekil 49: Kemer Dere'nin eski talveğinin rekonstrüksiyonu.	129
Şekil 50: Gürçeşme-Kemer Platosu'nun kuzeybatıdan görünümü.	130
Şekil 51: Koca Çay'ın eski talveğinin rekonstrüksiyonu.	139
Şekil 52: 5 Temmuz 1983 tarihinde 4 büyüklüğündeki Biga depreminin odak mekanizması çözümü.	140
Şekil 53: Araştırma sahasının ve Karabiga-Kemer Platosu'nun sayısal arazi modeli (kuzeyden bakış).	143
Şekil 54: Araştırma sahasının ve Karabiga-Kemer Platosu'nun sayısal arazi modeli (kuzeydoğudan bakış).	144
Şekil 55: Karabiga kuzey kıyıları ve akarsu drenajı.	146
Şekil 56: Şahmelek koyu çevresinde akarsuların Karabiga-Kemer Platosu'na gömülmesi.	147
Şekil 57: Değirmencik Köyü güneyinde mermer ve şistleri etkileyen doğu batı yönlü fay.	154
Şekil 59: Karabiga-Kemer Platosu'nda farklı litolojik birimleri kesen aşınım yüzeyleri.	160
Şekil 60: Karabiga-Kemer Platosu'nda gelişen aşınım yüzeyleri.	161
Şekil 61: Şahmelek Deresi kuzeyinde Boztepe (225 m)'nin kuzeydoğu-güneybatı yönlü fayın denetimindeki asimetric yamaçları.	162

Şekil 62: Karabiga-Kemer Platosu'nun kıyılarına ait sismik yansıma profili (MTA).	163
Şekil 63: Batı Marmara ve araştırma sahası kıyılarında Bouguer anomalisi dağılışı.	164
Şekil 64: Araştırma sahası ve Biga Ovası'nın sayısal arazi modeli (doğudan bakış).	174
Şekil 65: Araştırma sahası ve Biga Ovası'nın sayısal arazi modeli (güneydoğudan bakış).	175
Şekil 66: Kum ve çakıllara ait örnek alım yerleri.	178
Şekil 67: Karabiga güneyi (Asar T) kumlarına ait granülometrik eğri.	179
Şekil 68: Bakacak kuzeyinde Pürenlik Tepe mevkiine ait çakılların yassılık indisi histogramı (ortanca değer Iys: 1.53).	183
Şekil 69: Bakacak kuzeyinde Pürenlik Tepe mevkiine ait çakılların yuvarlaklık indisi histogramı (ortanca değer Iyv: 261).	183
Şekil 70: Bakacak kuzeyinde Pürenlik Tepe kuzey yamacındaki 80 m seviyedeki depodan alınan 50 adet andezit-tüf çakılların yuvarlaklık ve yassılık indisi karşılaştırma diyagramı.	184
Şekil 71: Akkayrak Köyü güneyinde Biga Çayı yamaçlarına ait çakılların yassılık indisi histogramı (ortanca değer Iys: 1.71)	185
Şekil 72: Akkayrak Köyü güneyinde Biga Çayı yamaçlarına ait çakılların yuvarlaklık indisi histogramı (ortanca değer Iyv 270).	185
Şekil 73: Akkayrak Köyü güneyinde Biga Çayı batı yamacında 4 m seviyedeki akarsu taraçasından alınan 50 adet çakılın yuvarlaklık ve yassılık karşılaştırma diyagramı.	186
Şekil 74: Biga güneyinde Çınarlı Dere'nin 2 m yüksekliğindeki taraça deposundan alınan çakılların yassılık indisi histogramı (ortanca değer Iys: 1.87).	187
Şekil 75: Biga güneyinde Çınarlı Dere'nin 2 m yüksekliğindeki taraça deposundan alınan çakılların yuvarlaklık indisi histogramı (ortanca değer: Iyv 249).	187
Şekil 76: Biga güneyinde Apdiağa mevkiindeki Çınarlı Dere kuzey yamacında 2 m seviyedeki akarsu taraçasından alınan 50 adet çakılın yuvarlaklık ve yassılık indisi karşılaştırma diyagramı.	188
Şekil 77: Biga Çayı Akkayrak Köyü mevki kumlarına ait granülometrik eğri.	190
Şekil 78: Biga Ovası Akyaprak mevki kumlarına ait granülometrik eğri.	190
Şekil 79: Biga çevresine ait sondaj kesitleri.	193
Şekil 80: Çavuşköy çevresine ait sondaj kesitleri.	194
Şekil 81: Kaldırımbaşı Köyü çevresine ait sondaj kesitleri.	195
Şekil 82: Biga Ovası güneyi kuzeydoğu-güneybatı hattına ait sondaj kesitleri.	196
Şekil 83: Biga Ovası güney bölümüne ait sondaj kesitleri.	197
Şekil 84: Biga Ovası kuzey bölümüne ait sondaj kesitleri.	198
Şekil 85: Biga Ovası ve çevresine ait jeolojik kesitler.	200
Şekil 86: Biga Ovası ve Biga Çayı'nın ulaştığı Marmara Denizi kıyıları.	201
Şekil 87: Kemer Dere Vadi Tabanı Düzlüğü ve Gürçeşme-Kemer Platosu'nun sayısal arazi modeli (kuzeyden bakış).	203
Şekil 88: Çınar Dere'nin Otludere Köyü mevki kumlarına ait granülometrik eğri.	205
Şekil 89: Şahmelek Deresi Vadi Tabanı Düzlüğü ve Marmara Denizi kıyıları.	207

Şekil 90: Biga Çayı'nın (Kocabaş Çayı) Marmara Denizi'ne ulaştığı Karabiga kıyıları ve yakın çevresinin sayısal arazi modeli (kuzeyden farklı açılardan görünüm).	222
Şekil 91: Karabiga güneyi kumul kumlarına ait granülometrik eğri.	223
Şekil 92: Karabiga güneydoğusunda dalga ve rüzgarların işlevi sonucu oluşan balık sırtı şeklindeki kıyı kumulları.a:Kumullar b:Gölcük ve bataklık alan al:Alüvyon.	225
Şekil 93: 1931-1990 yılları arası Biga'ya ait rüzgarların yıllık ortalamalara göre toplam esme sayıları tablosu ve rüzgar gülü.	225
Şekil 94: Marmara ve araştırma sahası kıyılarının denizaltı topografyasının ana çizgileri (Ardel ve Kurter, 1973).	227

FOTOĞRAF LİSTESİ

Foto 1-A: İskelelediği Tepe'den alınan kalk şist/milonitik şist'e ait ince kesit mikrofotosu.	33
Foto 2-B: Hızırilyas Tepe'den alınan mikritik kireçtaşı'na ait ince kesit mikrofotosu.	33
Foto 3-C: Hızırilyas Tepe'den alınan kristalize kireçtaşına ait ince kesit mikrofotosu.	34
Foto 4-D: İskelelediği Tepe'den alınan kalk şist/milonitik şist'e ait ince kesit mikrofotosu.	34
Foto 5-E: Çınar Dere birleştirme boğazı doğu yamaçlarından alınan kuvars şist/milonit şist'e ait ince kesit mikrofotosu.	35
Foto 6-F: Hızırilyas Tepe'den alınan mikritik kireçtaşına ait ince kesit mikrofotosu.	35
Foto 7, 8: Yeniçiftlik doğusunda kalın tabakalar halindeki kireçtaşları ve yüzeyden itibaren küçük bloklar halinde parçalanmaları.	36
Foto 9: Karabiga güneyinde Çetmi Ofiyolit Melanjı ve ara katkılı mermer tabakalar. Tektonizmanın denetiminde deformasyona uğrayan tabakalardaki kıvrımlar ve bindirmeler ile basıncın etkisiyle oluşan metamorfik mermerler.	40
Foto 10 a, b: Biga Çayı'nın çekik dönemlerinde görülen kum adacıkları (Akkayrak Köyü batı ve güneyi).	56
Foto 11: Kokarca Tepe (410 m)'den batıya platolar ve Bakacak barajı.	65
Foto 12: Kokarca Tepe (410 m)'den güneye Dikmenkorusu Tepe (468 m)'ye bakış. AOM: Alt-Orta Miyosen aşınım yüzeyleri.	65
Foto 13: Kapanbelen Köyü kuzey yamaçlarını oluşturan aglomeralarda görülen yüzeysel erozyon.	77
Foto 14: Kapanbelen Köyü'nde aglomeralarda görülen eklem sistemleri.	77
Foto 15: Akkayrak Köyü'nün doğusunda yer alan farklı seviyelerdeki kademeler. P: Pehlivan Tepe (130 m), E.D: Biga Çayı'na doğru omuzlar halinde alçalan yamaçlar. VT Biga Çayı alüvyal vadi taban düzlüğü.	82
Foto 16, 17: Akkayrak Köyü güneyinde Kışla Dere kuzey yamaçlarında andezitler üzerinde yamaç erozyonu ve küresel ayrışma.	82
Foto 18: Akkayrak Köyü çevresi Biga Çayı doğu yamacında yer alan 3-4 m kalınlıktaki ince unsurlardan oluşan depolar.	83
Foto 19: Akkayrak Köyü'nden belirgin reliefi oluşturan Kokarca Tepesi ve doğu batı yönlü düşey atımlı fayın kontrolünde gelişen farklı seviyeler (kuzeybatıya bakış). VT: Biga Çayı vadi tabanı düzlüğü.	84
Foto 20: Kapanbelen Köyü'nden kuzeye Kokarca Tepe'ye bakış. Biga Çayı'na doğru alçalan yamaçlarda fay basamakları.	84
Foto 21: Eybekli Köyü çevresinde Biga Çayı'na doğru alçalan basamaklar. Kuzeyden güneye bakış.	85
Foto 22: Havdan Köyü kuzeydoğusunda denizel fosilli kireçtaşlarının günlenmenin de etkisiyle bloklar halinde parçalanması.	91
Foto 23: Sarıkaya ve Eybekli köyleri arasında kalan kesimde yarmalarda görülen Eosen detritikler (kumtaşı).	91
Foto 24: Sarıkaya Köyü çevresinde yol yarmalarında görülen aglomeralar.	92

Foto 25: Sarıkaya Köyü civarında Biga Çayı yamaçlarından taşınan iri çakıllı depolar (a). Eybekli Köyü civarında detritik formasyonlarda görülen yamaç kaymaları (b).	93
Foto 26: Çeltik Köyü kuzeyinde Kavak Dere'nin her iki yamacında görülen doğu-batı doğrultulu tektonizmanın denetlediği güneye dalışlı türbidit (şeyl, kumtaşı, marn) tabakaları.	95
Foto 27: Biga-Danapınarı Plato'sunun Bakacak barajı yamaçlarında oluşan fay basamakları.	103
Foto 28 : Bakacak barajı batı yamaçlarında mostra veren volkanitlerde (andezit, tuf) ortaya çıkan ayrışma küreleri (corestone).	103
Foto 29: Bakacak Köyü'nden Biga-Danapınarı Plato'suna bakış.	106
Foto 30: Biga-Danapınarı Platosu'nun gençleşme sonucu yarılmasıyla oluşan yayvan oluk sahası.	106
Foto 31, 32, 33 : Biga batı yamaçlarında denizel fosilli kireçtaşlarında görülen oda büyüklüğündeki Balıkkaya Mağarası ve oyuklu lapyalar.	107
Foto 34, 35, 36: Biga Çayı batı yamaçlarında karstik şekillerden diyaklaz ve oluklu lapyalar.	108
Foto 37: Kocarca Tepe (410 m)'de kireçtaşlarında gelişen karstik erime şekillerinden delikli lapyalar.	108
Foto 38: Gürçeşme-Kemer Platosu'nun Biga Ovası'na doğru uzantısını oluşturan düzlükler (doğudan batıya bakış).	111
Foto 39: Bakacak'tan kuzey ve kuzeybatıya uzanan Gürçeşme-Kemer Platosu'nun alçak düzlükleri.	111
Foto 40: Bakacak'tan batıya Gürçeşme-Kemer Platosu ve Koca Çay'ın vadi tabanı düzlüğü.	114
Foto 41: Çınar Dere'nin Bey Ovası'na ulaştığı kesim ve Gürçeşme-Kemer Platosu'nu oluşturan farklı yükseltilerdeki kademeler.	114
Foto 42: Dışbudak depresyonu. Kuzeyden güneye bakış.	116
Foto 43, 44: Çınardere vadi tabanından 5 m yükseklikteki kademelerde görülen kum, kil ve genç çakıllardan oluşan taraça depoları.	117
Foto 45: Dışbudak Köyü doğusunda yer alan Sayalık Tepe (100 m) güney yamaçlarında Neojen üzerinde görülen kırmızı renkli ayrılmış örtü mantosu.	117
Foto 46: Dışbudak Köyü kuzeydoğusunda karayolu kuzeyindeki yarmalarda yer alan Neojen üzerinde gelişen kırmızı renkli ayrılmış çakıllı örtü mantosu.	117
Foto 47: Dışbudak depresyonu kuzey ve kuzeydoğusunda Neojen depolardan oluşan tepeler (batıdan doğuya bakış).	118
Foto 48, 49: Dışbudak Köyü doğusunda Sayalık Tepe (100 m) güney yamaçlarında yer alan Neojen örtüden alınan killi kumtaşının ince kesit mikrofotoları.	118
Foto 50 : Çınar Dere'nin yan kolu olan Kocadere'nin faya bağlı ötelenmesi.	122
Foto 51: Çınar Dere boğaz vadisi doğu yamaçlarında melanja ait formasyonlar.	123
Foto 52: Bey Ova ve geride Hızırilyas Tepe. Batıdan doğuya bakış.	128
Foto 53: Hızırilyas Tepe (265 m) kuzey yamaçlarında 120° kuzeye dalışlı mermer tabakalar (taş ocakları mevkii).	131
Foto 54: Hızırilyas Tepesi (265 m) kuzey eteklerindeki birikinti yalpozeleri. Bey Ova'ya batıdan bakış.	131

Foto 55: Hızırilyas Tepe (265 m) kuzey yamaçlarında kireçtaşlarında gelişen delikli lapyalar.	132
Foto 56: İskelelediği Tepe (158 m)'den güneye Ayıtdere depresyonu.	133
Foto 57: Bey Ova doğusunda Devekaya Deresi'nin yerleştiği Üst Pliyosen vadi omuzları ve ovaya doğru gelişen hafif eğimli birikinti yelpazeleri.	135
Foto 58: Selviköy güneyinde detritikler (kumtaşı)'den oluşan tepeler (zemin ıslak olduğu için yeşil renkli görülmektedir).	137
Foto59: Karabiga-Kemer Platosu'nda granodiyoritler üzerinde kısa boylu akarsuların ayırdığı sırtlar ve su bölümleri.	148
Foto 60: Değirmencik-Kemer köyleri arasında kalan sahada Karabiga-Kemer Platosu'ndan görünüm (kuzeydoğudan güneybatıya bakış).	149
Foto 61: Aksaz-Değirmencik köyleri arasında kalan sahada Karabiga-Kemer Platosu'ndan görünüm (kuzeydoğudan bakış).	149
Foto 62: Marmara Denizi'ne ulaşan Kurtkaya Deresi ve Biga Ovası'na ulaşan Çamlı Deresi ve havzalarını ayıran su bölümü sahası (batıdan doğuya bakış).	150
Foto 63: Kurtkaya Deresi'nin taban düzeyi değişimlerine bağlı olarak oluşturduğu saplanmış gömük menderesler ile menderes yenikleri (kuzeyden bakış).	150
Foto 64: Değirmencik Köyü güneyinde fayın denetlediği kademeler.	154
Foto 65, 66: Değirmencik Köyü güneyinde Paleozoyik şistler içinde mermer bloklar.	155
Foto 67, 68: Değirmencik Köyü güneyinde Paleozoyik şistler.	155
Foto 69, 70: Karabiga-Aksaz Köyü arasında granodiyoritlerde gelişen sel yarıntıları.	157
Foto 71: Aksaz Köyü doğu kıyılarında yamaç erozyonu ve aşınım sonucu ortaya çıkan kaya blokları.	157
Foto 72: Karabiga kuzeybatısında arazi kaymaları.	157
Foto 73, 74: Kısa boylu sel karakterli akarsuların oluşturdığı farklı litolojik kayalarda gelişen koyalara açılan geniş yarıntılar. Gevşek malzemelerden oluşan granodiyoritlerdeki yarıntılar (Foto 73). Daha dirençli Paleozoyik şistlerdeki oldukça dik yarıntılar (Foto 74).	158
Foto 75: Karabiga kuzeybatısında granodiyoritlerden oluşan Karabiga-Kemer Platosu'ndan görünüm.	158
Foto 76: Granodiyoritin ayrışması sonucunda mostra önlerinde gelişen arenalar.	159
Foto 77: Karabiga-Kemer Platosu'nda granodiyorit üzerinde dikine çatlaklar boyunca ayrışma ve tor oluşumu.	159
Foto 78: Kemer Köyü kuzeydoğusunda yamaçlarda görülen Paleozoik şistlerin tektonizmanın denetiminde 45° eğimle kuzeye dalışı.	163
Foto 79: Üst Pliyosen (ÜP) omuzlarının arasına yerleşen Çamlı Deresi. Su bölümünden güneye bakış.	170
Foto 80, 81: Karabiga kuzeyinde yatık yamaçlı asılı vadi tabanı. Tektonik yükselme ve değişen taban seviyesine göre akarsuyun granodiyoritler içinde vadisini yeniden kazması sonucu geriye-derine aşınım mekanizmasıyla eski taban yukarıda kalmıştır.	172

Foto 82 : Öküzöldüren Tepe (195 m)' sinden Karabiga'ya akışlı Çalılıdere'nin granodiyoritler üzerinde ve yayvan yamaçlı vadisi içinde (kesik çizgiler) oluşturduğu genç Pleyistosen yarıntıları ile taraçalar (T).	172
Foto 83: Adliyeköy'den Biga Ovası'nın batı ve kuzey kesimi ile geride plato sahası AT: Plato üzerindeki adatepe (batıya bakış).	177
Foto 84 : Ece Gölü tabanı ve güneydeki Gürçeşme-Kemer Platosu seviyeleri.	
Foto 85: Bakacak kuzeyinde Pürenlik Tepe kuzey yamacındaki çakıllı depo.	182
Foto 86: Hızırilyas Tepe kuzey eteklerinde birikinti yelpazeleri ve Kemer Dere Vadi Tabanı Düzlüğü (batıdan bakış).	204
Foto 87: Aksaz Köyü'nden batıya doğru girintili ve çıkıntılı kıyılar.	210
Foto 88: Şahmelek Koyu doğu kıyıları ve kıyı çentikleri.	210
Foto: 89, 90: Kemer Köyü kuzeydoğu kıyılarında Paleozoik şistlerden oluşan farklı seviyelerdeki kademeler.	210
Foto 91, 92: Karabiga kuzeydoğu kıyılarında yer alan kademe düzlükleri.	211
Foto 93 : Kemer Köyü kıyıları. 50-80 m seviyelerdeki düzlükler.	211
Foto 94: Kemer Köyü batı kıyılarında deniz düzeyi değişimlerinin izlerini yansıtan kıyı çentikleri.	213
Foto 95, 96, 97: Kemer Köyü kuzeydoğu kıyılarında gözlenen abrazyon platformu oluşumu. Günlenmenin etkisiyle Paleozoyik şistlerden oluşan kayaların çatlaklı bloklara ayrılması ve dalgaların ileri geri hareketleriyle oluşan sahanlık.	213
Foto 98: Kemer Dere'nin Marmara Denizi kıyılarına ulaştığı kesimde oluşan kıyı oku. Arka planda güneydeki platonun kıyıya doğru alçalan 60 m-70 m seviyeleri.	214
Foto 99: Değirmencik Köyü kıyılarında yamaç döküntüsü ve kaya düşmeleri (kuzeyden güneye bakış).	214
Foto 100: Değirmencik Köyü kıyılarında şistlerdeki deformasyonlar (ductile deformasyonlar).	214
Foto 101: Değirmencik Köyü kuzey kıyılarında şistlerde görülen bindirmeler.	216
Foto 102 : Değirmencik kıyılarında Paleozoyik şistlerdeki damar sokulumu.	216
Foto 103: Değirmencik Köyü kıyılarında dalgaların aşınımıyla oluşan oluklar.	216
Foto 104: Değirmencik Köyü kıyılarında deniz seviyesinden 2 m yükseltide görülen denizel depolar.	217
Foto 105: Aksaz Burnu'na doğru plajlı ve dik kıyılar. Güneydoğudan kuzeybatıya bakış.	217
Foto 106: Aksaz Köyü batısında koylu kıyılar ve koylar önünde plaj gelişimi.	217
Foto 107: Aksaz Köyü doğu kıyılarında kuzey sektörlü rüzgarların etkili olduğu yüksek kıyılarda bitki örtüsünün yamaçlara yapışması.	218
Foto 108: Aksaz Köyü doğu kıyılarında kuzey sektörlü rüzgarların etkisiyle incir ağacının sarmal bir şekilde güneye doğru gelişimi.	218
Foto 109: Şahmelek Deresi Vadi Tabanı Düzlüğü ve kıyıları denetleyen faylar.	219
Foto 110: Şahmelek Deresi'nin ulaştığı koy ve burunlar.	219
Foto 111: Şahmelek Koyu doğu kıyılarında Paleozoik şistler arasında mostra veren kalın tabakalı kuvars damarı ve düşey atımlı fay.	220
Foto 112: Şahmelek Deresi'nin kıyı gerisinde oluşturduğu göllenmeler.	220
Foto 113: Karabiga kıyılarında Süleyman Dere'nin çekik dönemlerinde kum setti ile denizle bağlantısının kesilmesi sonucu oluşan göllenme.	220

Foto 114, 115, 116: Karabiga kuzeydoğusunda Kale Burnu kıyılarında kıyı aşınımını gösteren kayalıklar ve falez üzerinde bulunan Piriapos harabelerinin kıyı aşınımıyla tahrip olması.	221
Foto 117: Kale Burnu'ndan Karabiga kıyıları.	221
Foto 118: Biga Çayı'nın çekik dönemde denize ulaşamaması nedeniyle oluşan göl ve bataklıklar.	223
Foto 119: Balık sırtı şeklindeki kum setleri.	223
Foto 120: Karabiga güney kıyılarında dalga aşındırması ve fırtına setleri.	226

TABLO LİSTESİ

Tablo 1: Araştırma sahasında 1912-1984 yılları arasında 4'ten büyük depremlerin dağılışı tablosu.	45
Tablo 2: Araştırma sahası ve çevresinde 1900-2000 yılları arasında meydana gelen önemli depremler.	46
Tablo 3: Biga Çayı batı kesimine ait morfolojik birimler tablosu.	67

KISALTMALAR LİSTESİ

B.Ü.K.R.D.A.E.: Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü.

MTA: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü

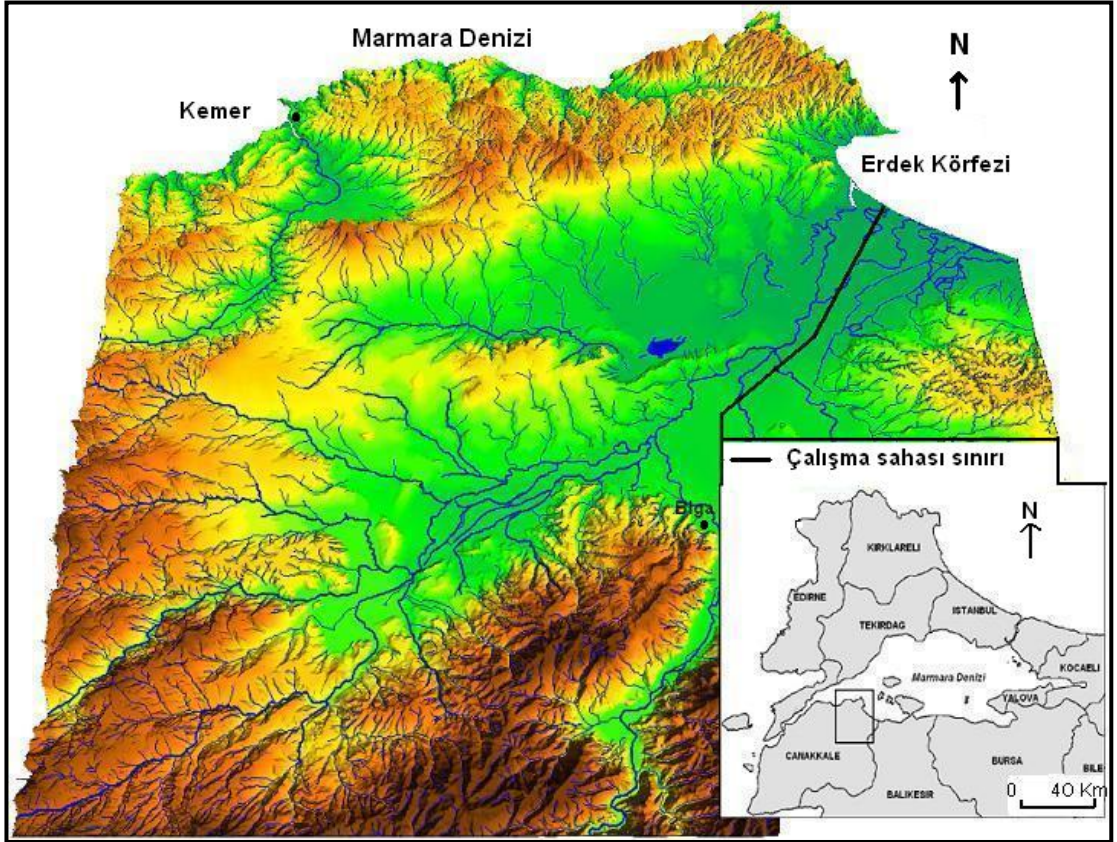
DSİ: Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü.

DMİ: Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü.

GİRİŞ

Araştırma Sahasının Yeri, Sınırları ve Genel Coğrafi Özellikleri

Araştırmanın konusu Güney Marmara bölümünün batısında yer alan Biga Yarımadası'nın kuzeydoğusunda bulunan Biga Çayı'nın batı kesimini kapsar. Doğu batı yönünde uzunluğu ortalama 23 km, kuzey-güney yönünde ise 38 km olan inceleme alanı yaklaşık 865 km² lik bir alanı kapsar. 1/25 000 ölçekli Türkiye Topoğrafya haritasının Bandırma H 18; a1, a2 , a3, a4, b1, b4, d1, d2 paftalarını içine alır ve geniş bölümünde bu paftaların sınırlarını takip eder. Sadece inceleme alanının kuzeydoğusunda Biga Çayı'nın doğusunu da kapsayacak şekilde Marmara Denizi'ne çizilecek bir hatla sınırlanır. Pafta sınırlarını takip etmesinin nedeni, inceleme alanının doğu ve batısını da kapsayan geniş bir bölgede doktora tezi olarak yapılan çalışmaların (Efe, 1993; Ecevit, 1998) bütünlük kazanmasını sağlamaktır. Çalışma alanı 40° 08' – 40° 28' kuzey enlemleri ile 27° 00' – 27° 19' doğu boylamları arasında yer alır.



Şekil 1: Biga Çayı batı kesiminin lokasyon haritası.

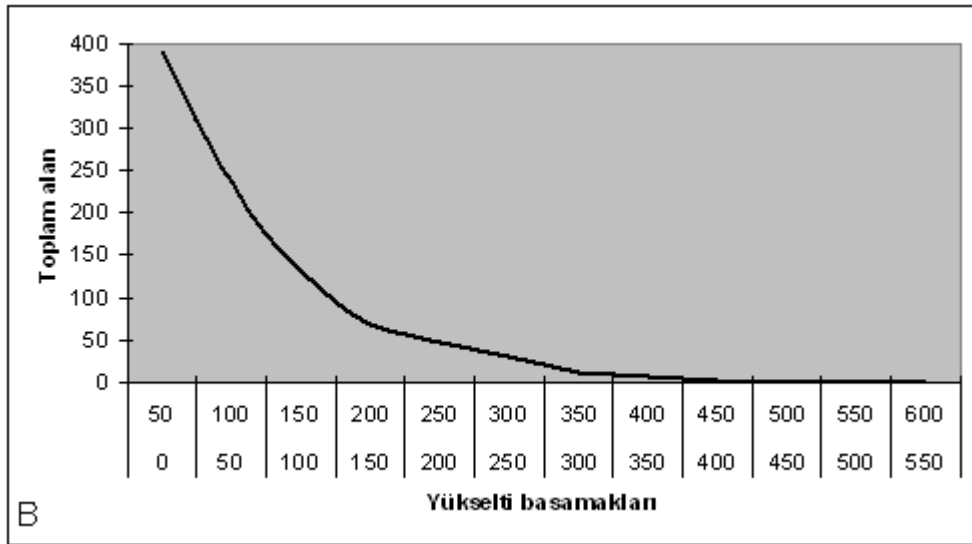
Çalışma alanının sınırları kuzeyden Marmara Denizi, Karabiga, batıya doğru Aksaz Köyü, Kemer Köyü batısına kadar güneye doğru Balıklıçeşme, Kozçeşme, Bakacak batısı ile Danapınarı, Dikmen ve Kapanbelen köylerini içine alacak şekilde geçer. Doğudan ise Çilingir Mahallesi'ni ve Akkayrak Köyü'nü kapsayarak Biga Çayı'nı izleyerek Biga'dan Karabiga'nın güneydoğusuna kadar uzanır (Şekil 1).

Araştırma sahasının güneyinde bulunan plato alanları ve platolar üzerinde yükselen belirgin relief, Biga Dağları'nın kuzeydoğu uzantılarını oluşturur. Bu alanlar kuzeye doğru alçalarak plato düzlüklerini meydana getirir. Ova düzlükleri inceleme alanının kuzeydoğu kıyı kesiminden orta bölümüne doğru geniş alana yayılır. Kuzeydeki sahaları oluşturan yüksek ve alçak plato düzlükleri Biga Ovası tabanında ve yüksek kıyılarda son bulur. Buna göre çalışma alanında üç ana morfolojik birim görülür: Güneyde az yer kaplayan belirgin relief, alçak ve yüksek platoların oluşturduğu alanlar, Biga-Koca Çay Ovası ve Kemer Dere Vadi Tabanı Düzlüğü ve Şahmelek Vadi Tabanı Düzlüğü'nün oluşturduğu kesimler. Yükselti basamakları dağılışı ve çizilen hipsografik eğri incelendiğinde (Şekil 2), araştırma sahasında yüksek olmayan plato sahaların hakim olduğu görülür. 0-150 m yükseltiler arasında kalan alanların yayılışı, toplam arazinin % 80'ini geçer (% 82). Saha, 0-468 m'ler arasında uzanır. En yüksek zirveler Biga'nın güneyinde ve güneybatısındaki plato üzerinde bulunur. Dikmenkorusu Tepe (468 m), Kuğuluburun Tepe (426 m), Eğrelti Tepe (414 m), Kokarca Tepe (410 m), Yağma Tepe (408 m), Lalebiten Tepe (389 m), Dedeler Tepe (388 m) buna örnektir (Şekil 3). Dikmen Köyü doğusundaki Dikmenkorusu Tepe (468 m) aynı zamanda araştırma alanının da en yüksek zirvesini oluşturur. Güneybatıda bulunan Sivri Tepe (343 m) yakın çevresinin en yüksek zirvesidir. Akarsular yüksek alanları oldukça sık bir şekilde parçalamıştır. Biga Çayı, Kocaçay, Kaynarca Dere ve Çanboğazı Deresi başta olmak üzere birçok akarsu derin vadilere ve arazinin parçalanmasına neden olmuştur. Akarsuların bir çok yerde fay ve çizgiselliklere yerleştiği, kapma ve dirseklerin meydana geldiği, ötelenmelerin yer aldığı, dantritik, subdantritik, subparalel, radyal ve kafesli drenaj tiplerinin geliştiği gözlenir.

Araştırma alanının kuzey bölümünü plato alanları oluşturur. Bu bölümde en yüksek zirve Örtülüce Köyü kuzeybatısında bulunan Hacıdede Tepesi (269 m)'dir. Eskibalıklı Köyü kuzeyinde Hızırilyas Tepe (265 m), Bakırtepe (244m), Büyükçam

Lower	Upper	Km2	%
0	50	389,167	42,3332
50	100	235,103	25,57427
100	150	130,822	14,23069
150	200	68,0398	7,401301
200	250	47,2816	5,143245
250	300	28,9723	3,151578
300	350	12,2055	1,327702
350	400	6,27117	0,682172
400	450	1,38676	0,15085
450	500	0,045172	0,004914
500	550	0,000666	7,24E-05
550	600	0,000158	1,72E-05
		919,2951	100

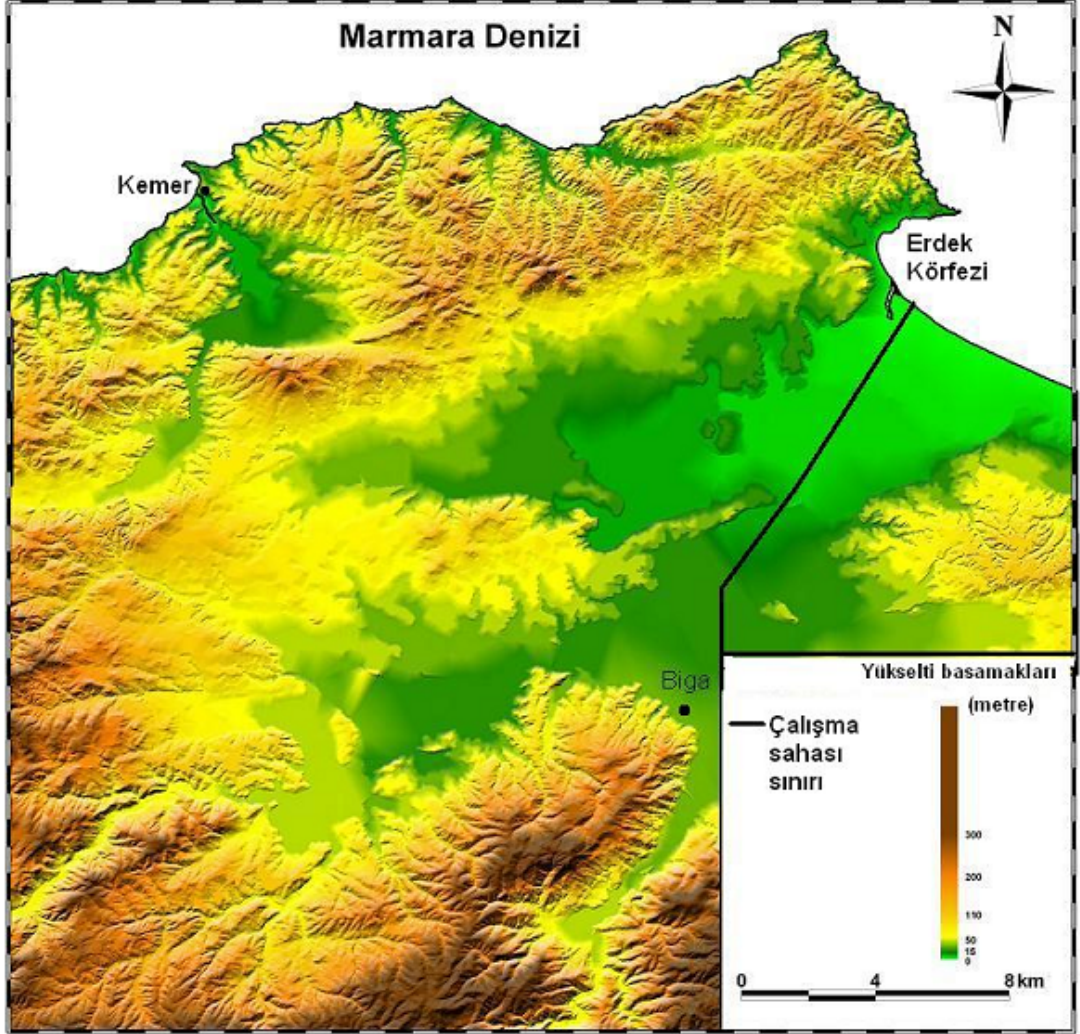
A



Şekil 2: Biga Çayı batı kesiminin yükselti basamaklarının dağılışı (A) ve hipsografik eğrisi (B).

Tepe (232 m), Şahmelek Limanı doğusundaki Boztepe (225 m) ve Aksaz Köyü güneybatısındaki Üveyik Tepe (215 m), Karatepe (212 m) diğer yükseltilerdir. Bu bölüm oldukça sık bir akarsu ağı ile parçalanmıştır. Yüksek zirveler akarsuların akış yönlerini ve uzunluğunu yönlendirmiştir. Zirvelerin daha çok güneyde yer alması (Hacıdede Tepe, Hızırilyas Tepe, Büyükçam Tepe, Bakır Tepe) Marmara Denizi'ne ulaşan akarsuların iç kesimlere kadar ilerlemesine neden olmuştur (Şahmelek Dere, Değirmencik Dere, Kemer Dere, Elmalık Dere). Bu zirveler aynı zamanda Marmara Denizi havzası ile Biga Ovası'nı ayıran su bölümü çizgisini oluşturur. Kıyılara yakın

yerlerde bulunan zirveler (Boztepe 225 m, İsmail Tepe 185 m, Bağlar Tepe 111 m) Marmara Denizi'ne dökülen kısa boylu akarsuların oluşmasına neden olmuştur.



Şekil 3: Biga Çayı batı kesiminin yükselti basamakları haritası.

İnceleme alanının en önemli akarsuları olan Biga Çayı ve önemli bir kolu durumundaki Koca Çay ile kollarının meydana getirdiği Biga-Koca Çay Ovası ve bunların kolları Marmara Denizi kıyılarından iç kesimlere doğru geniş alana yayılan bir delta ovası özelliğindedir. Kışın oluşan yağışlar Biga Ova tabanında geçici göl ve bataklıklara neden olur. Ova tabanının en alçak kesiminde yer alan günümüzde kurutulmuş tarım yapılan Ece Göl ve Ağa Göl bu göllerdendir.

Sahanın geniş bir bölümünün sularını drene eden Biga Çayı, kaynağını Kazdağı'ndan alan Çan Çayı'nın kuzeydoğuya doğru devamını oluşturur.

Kapanbelen Köyü güneyinde menderesler çizerek derin vadiler içinde akan Biga Çayı, Ovacık Köyü güneyinden itibaren geniş tabanlı vadi içinde Biga'da ova tabanına ulaşarak, Karabiga güneyinde zaman zaman yatak değiştirerek Marmara Denizi'ne dökülür. Bölgenin kuzeybatısındaki Çınar Dere, Kemer Dere, kuzeydoğudaki Şahmelek Deresi başlıca akarsular olup, Biga Ovası'ndan geçen Geyikkırı Dere, Kocadere ve güneyde yer alan Kaynarca Dere ile Çanboğazı Deresi kolları ile birlikte arazinin aşınmasında ve getirdikleri alüvyal malzeme ile Biga-Koca Çay Ovası'nın oluşumunda rol oynayan diğer akarsulardır.

İnceleme alanının basit rejimli iki önemli akarsuyundan biri olan Biga Çayı'nın yıllık ortalama akım miktarı ($15.5 \text{ m}^3/\text{s}$), diğer önemli akarsuyu olan Koca Çay'ın yıllık ortalama akım miktarından ($1.74 \text{ m}^3/\text{s}$) daha fazladır. Bu durum Biga Çayı'nın (Kocabaş Çayı) yağış alanının daha büyük olmasıyla ilgilidir. Biga Çayı yağış alanı 2095.6 km^2 , Yakacık Deresi (Koca Çay) yağış alanı 267.6 km^2 'dir. Her iki akarsudaki yükselme ve alçalmaların birbirine uyumu ve yıllık ortalama akımlarındaki belirgin yükselmeler aynı rejime sahip olduklarını ortaya koyar.

İnceleme alanında km^2 'ye düşen akarsu uzunluğu olarak hesaplanan akarsu yoğunlukları sahanın her yerinde aynı değerleri göstermez. İklim, arazinin morfolojik yapısı, litolojik özellikler, bakı, bitki örtüsü gibi etmenler akarsu yoğunluğunun derecesini tayin eder. Aynı litolojik yapılar üzerinde aynı akarsu yoğunluk değerleri görülür. Aynı eğim değerlerine sahip fakat farklı litolojik formasyonlar üzerinde farklı akarsu yoğunlukları dikkati çeker. Örneğin inceleme alanının güney kesimleri ile kuzey kesimleri genel olarak aynı ve yüksek eğim değerleri % 20-40 arasında değişim gösterirken litolojiye bağlı olarak farklı akarsu yoğunluklarına sahiptir.

Biga meteoroloji istasyonu verilerine göre sahada ortalama yıllık yağış 757 mm , ortalama yıllık sıcaklık ise $14.2 \text{ }^\circ\text{C}$ 'dir. En düşük ortalama sıcaklık Ocak ayında ($5.1 \text{ }^\circ\text{C}$), en yüksek ortalama sıcaklık ise Temmuz ayında ($23.3 \text{ }^\circ\text{C}$) gerçekleşir. Yıl içinde sekiz ayın ortalama sıcaklığı $10 \text{ }^\circ\text{C}$ 'nin üzerindedir. Sıcaklık ortalamaları yıl boyunca 0°C 'nin altına düşmez. Bölge, Marmara ikliminin etkisi altındadır. Kışlar ılık ve yağışlı, yazlar sıcak ve kurak geçer. Hakim rüzgar yönü kuzeydoğudan esen poyrazdır.

Biga'nın 1931-1990 yılları arasındaki döneme ait 56 yıllık ortalamaların esas alındığı yağış rejiminde, yağışların en çok Aralık ayında (123 mm), en az ise Ağustos

ayında (12.4 mm) düştüğü görülür. Yağışlar sonbaharda sıcaklığın azalmasına paralel olarak çoğalmakta, ilkbaharda sıcaklığın artışıyla birlikte azalmaktadır. Yağışların mevsimlere dağılışı şöyledir: İlkbahar % 23, yaz % 8, sonbahar % 27, kış % 42. Yağış rejiminin aylara ve mevsimlere dağılışı düzensiz olması akarsuların akımını etkilemekte taşkınlara ve çekiklere neden olmaktadır. Biga'da kar yağışlı günler sayısı oldukça azdır (yıllık ort. 5 gün). Kar yağışları en çok ortalama sıcaklığın en düşük olduğu Ocak ve Şubat aylarında görülür. Bu aylarda kar örtüsünün zeminde kalış süresi 3 günden azdır. Kar yağışlı günlerin sayısı, kar örtüsünün kalınlığı ve zeminde kalış süresi yeraltı sularını ve akarsulardaki akım miktarlarını etkiler.

Bakacak barajı, Biga Çayı'nın bir kolu olan Koca Çay üzerinde Gürçeşme Köyü'nün 2,5 km güneybatısında Kocaçukur Tepe ile Sivri Tepe arasında kurulmuştur. 18.1.1991 tarihinde inşaatına başlanmış ve 29.9.2000 tarihinde bitirilmiştir. Yapılış amacı, bölge sulaması ve taşkın kontrolüdür. Baraj gövdesi kil çekirdekli kaya dolgu tipinde olup, talvegten yüksekliği 65 m'dir. Biga Ovası'ndaki yeraltı suyu potansiyelinin önemsiz miktarda oluşu, Bakacak barajı ve sulamasının önemini arttırmıştır. Baraj, Koca Çay'ın akımı üzerinde de etkili olacaktır. Baraj gerisinde oluşan göl ve suyun kontrol edilmesi akarsuyun ve kollarının hızını ve aşınım faaliyetleri ile ilgili doğal döngüyü etkilemektedir. İnceleme sahasında halen işletmede olan ve inşası devam eden göletler; taşkın koruma, erozyon ve rusubat kontrol tesisleri de bulunur.

İnceleme sahasının eğim değerleri, Biga Ovası çevresindeki plato sahalarında 25° 'den yüksek değerlere sahip iken, plato üzerinde yer alan belirgin relieflerde ise % 35'i geçer. Plato sahalarından Biga Ova düzlüğüne geçişlerde eğim değerleri azalarak ova tabanında 0° yi bulur. Koca Çay vadisi , Hızırilyas Tepesi (265 m), Biga Çayı vadisi, Boztepe (225 m) eğimin yüksek değerlere ulaştığı alanlar olarak ortaya çıkar.

Saha, KAF'nın Biga Yarımadası'ndaki uzantılarının denetlediği deprensellik yönünden aktif bir sahadır. Araştırma sahası içinde 5-6 büyüklüğünde 2 adet ve yakın çevresinde 6-7 büyüklüğünde 1 adet deprem kaydedilmiştir.

Doğal bitki örtüsü yönünden inceleme sahasında görülen ağaç formasyonu; kestane, gürgen, meşe, kızılçam, kavak ve söğüt türleridir. Maki formasyonunu oluşturan türler ise şunlardır: Kocayemiş, funda, süpürge çalısı, menengiç, pırnal

meşesi, kermez meşesi, delice zeytin (yabani zeytin), akçakesme, katran ardıcı, karaçalı ve kızılıçık.

İnceleme alanının kıyıları genellikle falezli, dik kıyılarıdır. Bir çok kesimde yükseltinin hemen kıydan itibaren başlaması dik ve yüksek kıyıları oluşturur. Bu yerler dalgalar tarafından sürekli aşındırılmakta ve falez gerilemesine neden olmaktadır. Kıyılarda yer alan dalga aşınım düzlükleri bazı yerlerde iç kesimlere kadar genişlerken, bazı yerlerde özellikle dik kıyılarda dar düzlükler şeklinde görülür. Kıyıdaki geniş alüvyal taban düzlükleri iç kesimlere kadar uzanan akarsular tarafından oluşturulan alanlardır. Örneğin Kemer Dere, Şahmelek Deresi ve Karabiga güneyindeki Kocabaş Çayı'nın oluşturduğu alüvyal düzlükler bu şekildedir. Bazı kesimlerde kıyılar fayların denetiminde gelişmiştir.

Çalışma alanında Biga ilçe merkezi yer alır, bunun yanı sıra 70'e yakın köy bulunur. Bu köyler özellikle Biga Ovası'nda toplu yerleşmeler olarak dikkati çeker.

Amaç, Yöntem ve Malzeme

Biga Yarımadası'nın kuzeydoğusunda Biga Çayı batı kesiminin jeomorfolojisini ele alan bu doktora çalışmasının amacı; inceleme alanındaki ana yerşekillerini tanımlamak, morfolojik gelişimde etkili olan tektonizma ile etken ve süreçleri ortaya koymak, ana morfolojik birimlerin ayırtlanması yanında elementer yer şekillerinin incelenmesi, dağılışı ve gelişim evrelerini sistemli bir şekilde açıklamak, Biga Ovası'nın oluşumunu yapılan çalışmalarla ve sedimantolojik yöntemlerle destekleyerek ortaya koymak, güncelliğini devam ettiren tektonik olayların morfoloji üzerindeki denetimini araştırmaktır.

Önceki araştırmalar daha çok Çanakkale Boğazını ele almış ve boğazın oluşumuna ve gelişimine ışık tutacak çalışmalar üzerinde yoğunlaşmıştır. Bu çalışmaların tez sahasının oluşumuyla yakından ilgili olması, dolayısıyla Biga Yarımadası'nın kuzeyine ait yeterli çalışmaların yapılmayışı ve bu konudaki boşluğu doldurmak için, son yıllarda yapılan tez sahamızın doğu ve batısını ele alan çalışmalarla bir bütünlük oluşturması bakımından çalışmamız önem taşımaktadır.

1999 Marmara Depremi'nden sonra Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ilgili çalışmaların revize edilmesi ve ortaya konulan yeni modeller ışığında (Görür, Le Pichon at.ol.) KAF'nın, Biga Yarımadası'ndaki güney uzantılarının morfolojik

şekillenme üzerindeki yansımalarını güncelleme açısından ortaya koyma ihtiyacı doğmuştur.

İlk aşamada çalışma alanı ve yakın çevresiyle ilgili gerekli literatür kaynakları toplanmış ve değerlendirilmiştir. 1/25000 ölçekli topografya haritası üzerinde morfometri ve jeoloji haritalarından da yararlanılarak belirgin relief, plato alanları, ova ve vadi tabanı düzlüklerinin ayırtlanmasında, özellikle su bölümü ve talveg hattı, plato yamaçları dikkate alınmış, bununla birlikte eğim basamakları, yapıları ayıran tektonik uzanımlar, eğim değerleri, litolojik farklılıklar, drenaj özellikleri de baz alınarak morfolojik birimler haritası hazırlanmıştır.

Litolojik yapı ile jeomorfolojik birimlerin ilişkisini açıklamak amacıyla MTA Genel Müdürlüğü ve DSİ kaynaklarından yararlanılarak derlenen 1/25000 ölçekli jeoloji haritası çizilmiştir. 1/25000 ölçekli topografya haritalarından yararlanılarak 4 cm'de bir alınan 28 adet kuzey-güney ve 39 adet batı-doğu yönlü seri profiller çıkarılarak, özellikle aşınım yüzeylerinin ve diğer yer şekillerinin belirlenmesine çalışılmıştır.

Seri profiller daha sonra karşılaştırılmış; süperimpoze, izdüşürümsel (mürtesem) ve bileşik profiller şeklinde düzenlenerek yer şekillerinin oluşumu konusunda önemli bilgiler elde edilmiştir. Bu profillerden yararlanılarak farklı dönemlere ait aşınım yüzeyleri değişik renklerle ayrılıp, elde edilen morfometri haritasına taşınarak renklendirilmiştir.

Çalışma sahasının bazı kesimlerine ait ayrıca profiller çizilmiş ve profiller jeolojik kesitlerle desteklenmiş, jeomorfoloji-jeoloji ilişkisi kurularak şekillendirici süreçlerin etkinliği ortaya konulmuştur.

1/ 25000 ölçekli topoğrafya haritaları yüksek çözünürlükte JPEG formatında taranmıştır. Sahanın coğrafi koordinatları 1/ 25 000 ölçekli topoğrafya haritaları üzerinden MAPINFO PROFESSIONAL 7.5 SCP programında belirlenmiştir. Ardından eşyükselti eğrileri 10 m'de bir sayısallaştırılarak saha için bir sayısal veri tabanı oluşturulmuştur. Bu sayısal verilerden saha ve çevresinin üç boyutlu sayısal arazi modelleri yapılmıştır. Aynı veriler üzerinden detaylı drenaj, topoğrafya, eğim ve bakı haritaları üretilmiştir. Arazi modellerinin çeşitli bakış açılarından ayrı ayrı modelleri yapılmış ve arazinin genel görünümü 45° lik açılarla 8 ayrı modelleri hazırlanmıştır. MAPINFO 7.1 programında saha ve yakın çevresinde meydana

gelmiş büyüklüğü 2-6 arasında değişen deprem verileri kullanılarak bu verileri aynı sayısal veri tabanı üzerine aktarılmış ve buradan bir episantr dağılımları haritası oluşturulmuştur.

Deprem episantr dağılımları haritasından bir adet 4 büyüklüğündeki depremin Kandilli Rasathanesi'nde odak mekanizma çözümü yapılmış ve sahanın tektonik gelişimine ışık tutması açısından veri elde edilmiştir. Araştırma sahasındaki belirgin ve önemli görülen jeomorfolojik şekillerin bulunduğu yerler, sahanın morfolojik gelişimine ışık tutacak özellikte olduğu için ayrıca ele alınmış, scan işlemi ardından bilgisayar ortamında sayısallaştırılarak üç boyutlu görüntüler elde edilmiştir.

Akarsu yoğunluk haritası çiziminde akarsu uzunlukları 1/25 000 ölçekli topoğrafya haritasının sahaya ait paftaları üzerinde yapılmıştır. 1 km² ye düşen akarsu uzunlukları hesaplanırken, bir kenarı 4cm (arazide 1 km² lik) olan birimlere bölünmüştür. Ardından her karedeki akarsu uzunlukları ölçülmüş ve bulunan değerler ilgili karelere yazılmış, böylece her km²'ye ait akarsu uzunlukları ortaya konulmuştur. Bu amaçla mevsimlik ve devamlı akarsular ile örgülü yataklardaki tüm kollar hesaba katılmıştır. Bunlar haritaya aktarıldıktan sonra değer sınıfları ayrılmış ve bunlara ait alanlar farklı taramalarla belirtilmiştir.

Araştırmalarımızı destekleyici olarak uygulanan diğer bir yöntem, "Raisz ve Henry'nin ortalama yamaç tayini metodu"na göre inceleme alanının eğim haritasının hazırlanmasıdır (Bilgin, 1986). Buna göre; eş yükseklik eğri aralıklarının 8 mm'den büyük olduğu alanların eğim değerleri % 0-5, 8 mm-4 mm arasında olduğu alanların eğim değerleri % 5-10, 4 mm-2 mm arasındaki alanların eğim değerleri % 10- 20, 2 mm-1 mm arasındaki aralıkların eğim değerleri % 20-40 , 1 mm'den küçük aralıklara ait değerler ise % 40'dan fazla eğimli alanlar şeklinde taranmıştır.

Arazi çalışmalarında toplanan her biri ortalama 100 gr ağırlıktaki kum örnekleri, İ.Ü. Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü Sedimantoloji Laboratuvarında tane boy analizi yapılmadan önce tanelerin etüvde birbirinden ayrılması sağlanmış ve 100° sıcaklıkta kurutulmuştur. Elek delik çapları (1.4 - 1.0 - 0.5 - 0.25 - 0.125 - 0.063) aşağıdan yukarıya büyüyen elekler üst üste konularak, otomatik sallayıcı ile 15 dakika elenmiştir. Eleme işleminden sonra, her elekte kalan miktar kendinden daha küçük elekte kalan miktarla toplanmış ve kümülatif değerler

tablosu oluşturulmuştur. Bu sonuçlar yarı-logaritmik kağıt üzerinde çizilerek granülometrik eğriler elde edilmiş ve yorumlanmıştır.

Arazinin değişik yerlerinden alınan 50 çakıllık örnekler, indis ölçekleri kullanılarak ölçülmüştür. Elde edilen değerler yassılık için; $I_{ys}=L+1/2E$ yuvarlaklık için; $I_{yv}=2r_1/L.1000$ formüllerine (Kurter ve Hoşgören, 1986) uygulanmış yuvarlaklık ve yassılık indis tabloları oluşturulmuştur. Daha sonra indis histogramları çizilerek ortanca değerler bulunmuş, tablolardaki değerlerden yuvarlaklık ve yassılık indisi karşılaştırma diyagramı elde edilmiştir. Yukarıda açıklanan kum ve çakıl örneklerinin, tane boyu analizleri ve çakıl indisi ölçümlerinin oluşturduğu sedimentolojik analizler sayesinde, inceleme sahasının morfolojik geçmişine ait hidrodinamik koşulların yorumlanmasına çalışılmıştır. Çökel taşınması ve birikimi sırasında etkin olan süreçlerin ve çökelme ortamının özellikleri ile akarsu rejimlerinin belirlenmesi mümkün olmuştur. Analizleri yapılan kum ve çakıl örneklerinin sahadan alındıkları yerler ilgili bölümde sayısal arazi modeli üzerinde noktalanarak gösterilmiştir.

Yukarıda açıklanan sedimentolojik analizleri destekleyici olarak ilgili kurumdan elde edilen sondaj kesitlerinin de yorumları yapılarak, sahanın bilhassa Biga Ovası'nın çökel ortamının özellikleri ortaya konulmuştur.

Relief analizlerinde, sahadaki başlıca akarsuların boyuna ve enine vadi profilleri oluşturulmuştur. Boyuna profiller ile taban seviyesi alçalmaları ya da litolojik farklardan kaynaklanan dönem basamakları ya da gençleşme başlarını, yatak boyunca eğim durumlarını ve vadi gelişimiyle ilgili konveksite ve konkavite durumlarını ortaya koymak mümkün olmuştur. Enine vadi profilleri ile vadi yamaçlarının gelişim aşamaları ve denge profilleri yoluyla, eski talveg rekonstrüksiyonu ile kaynak ağız arasında son yarıma basamakları ortaya konulmuştur. Böylece, topoğrafyayı işleyen morfodinamik faktörler arasındaki bağlantıyı kurma ve jeomorfolojik evrimde kesintilere neden olan tektonik etkinliği ortaya koyma yoluna gidilmiştir. Hipsografik eğri çizilerek sahanın genel jeomorfolojik özellikleri ve yükselti basamaklarının alansal dağılışı ortaya konulmuştur.

Çalışma sahasının çeşitli yerlerinden alınan kayaç örneklerinin 6 tanesinin İ.Ü. Mühendislik Fakültesi Jeoloji Bölümü'nde ince kesitleri alınarak mikrofotoları

çekilmiş ve yorumları yapılmıştır. Kayaç örneklerinin alındığı yerler sayısal arazi modelleri üzerinde noktalanarak gösterilmiştir.

Büro çalışmaları ile arazideki gözlem ve araştırmalarla elde edilen veriler koordineli olarak karşılaştırılarak, uygunluk dereceleri ortaya konulmuş ve haritalara işlenmiştir. Biga Çayı batı kesiminin orijinal bir jeomorfoloji haritası yapılmıştır. Bunun yanında çalışmalarımız fotoğraf, şekil, tablo ve diyagramlarla desteklenerek tamamlanmıştır.

Harita Genel Komutanlığı'nın hazırlamış olduğu 1/ 25 000 ölçekli Türkiye Topoğrafya haritalarından yararlanılmıştır. MTA, DSİ, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü gibi kurumların hazırlamış olduğu jeoloji ve depremsellik haritalarından faydalanılmıştır. Bunun yanında DSİ'nin hazırladığı sondaj logları ve açıklamaları teze katkı sağlamıştır.

Önceki Çalışmalar

İNANDIK (1957), “Türkiye kıyılarının başlıca morfolojik meseleleri” isimli makalesinde inceleme sahasımızın da kıyılarını oluşturan Marmara kıyılarının, çok yeni kıyılar olduğunu ortaya koymaktadır. Yazar, 1958 yılında ele aldığı “ Türkiye kıyılarına genel bakış” isimli makalesinde ise, Güney Marmara kıyılarının yapının kontrolünde gelişen yüksek kıyılar olduğunu, bir çok kesimde Paleozoyik masiflere ait formasyonların dik falezleri oluşturduğunu ifade etmiştir. İnceleme sahasının kıyıları genel olarak bu şekildedir.

ARDEL ve İNANDIK (1957) tarihli Marmara Denizi'nin gelişimi ve oluşumu ile ilgili araştırmalarında konuyu iki aşamada değerlendirmişlerdir. Birincisi, Marmara'nın Karadeniz'e bağlı olduğu dönem; ikincisi ise, Akdeniz sularının istilasından sonraki dönem. Buna bağlı olarak, Marmara Denizi'nin oluşumu Dördüncü Zaman'dan önce başlamış ve bir iç deniz olarak son şeklini alması Dördüncü Zaman'da olmuştur.

ARDEL (1958) “Marmara Bölgesi'nin yapı ve reliefi ve bu münasebetle ortaya atılan problemler” isimli makalesinde, morfolojik bakımından bölgeyi tâli bölgelere ayırmış havzaların oluşumunu ve Biga-Karabiga ovasının menşeyini tektonik nedenlere bağlayarak Üst Neojen'den itibaren hareketli olan halen Dördüncü Zaman'da devam eden subsidans sahaları olduğunu belirtmiştir. 1965 tarihli araştırmasında ise, Güneydoğu Marmara havzalarının oluşumunda tektoniğin ve aşınmanın, özellikle flüvyal aşınmanın önemli rolü olduğunu belirtmiştir. Pliyosen sonuna doğru olan hareketlerle başlayan kazılma, havzalarda biriken Neojen dolgusunu ortadan kaldırmaya başlamış ve bu olay Kuvaterner'de devam etmiş, Neojen havzaların orta kısmında tamamen ortadan kalkmış ancak kenarlarda kalmıştır.

Ardel, 1967-1968'de, Türkiye kıyılarının Flandriyen transgresyonundan bu yana meydana gelmiş yeni kıyılar olduğunu ifade etmiştir. 1975'teki incelemesinde ise, tez sahasının da kıyılarını oluşturan Marmara Denizi'nin oluşumunu açıklamış, Marmara çanağının kuzey ve güneyindeki havzalar gibi bir subsidans havzası olduğunu kaydetmiştir.

İŞCAN ve BAYIR, 1963 tarihli MTA raporunda, çalışma alanımızın içindeki Biga Ovası'nı da kapsayan Çan-Biga ovalarının hidrojeolojik etüdünü yapmıştır. Öz

olarak yeraltı suyunun beslenme koşullarını ve rezerv tespitini araştıran rapor; kumlu, çakıllı, killi olan alüvyal seride, kumlu ve çakıllı tabakaların yeraltı suyu bakımından en elverişli katmanlar olduğunu belirtmiştir.

BİLGİN (1969) Biga Yarımadası'nda bulunan havzaların Miyosen'den önce muhtemelen Oligosen-Miyosen arasında tektonik hareketlerle oluştuğunu belirtmiştir. Kazdağı kütlesi yükselmiş ve güneyindeki alan geniş bir havza halinde çökmüştür. Miyosen/Pliyosen tektonik hareketleriyle iç havzalardaki Miyosen depoları dislokasyona uğramışlardır. Geniş çapta aşınım sonucu, Miyosen serileri tesviye edilirken havza çevrelerinde Üst Pliyosen aşınım yüzeyleri gelişmiş ve Miyosen yüzeyleri geniş ölçüde daraltılmıştır. Kazdağı kütesinin güney ve batı kısımlarında görülen Miyosen yüzeylerinin kuvvetli meyiller göstermesi, kütleinin Miyosen sonunda yükseldiğini ortaya koymuştur.

Pliyosen/Pleyistosen tektonik hareketlerle Üst Pliyosen yüzeyleri meyillenmiş, östatik gençleşmeye bağlı olarak yarılmalar meydana gelmiştir.

Sonuç olarak inceleme alanındaki topoğrafyanın çeşitli safhalar halinde geliştiği ve polisiklik topoğrafya şeklinde ortaya çıktığı belirtilmiştir.

BİNGÖL vd. (1973) Biga-Bayramiç-Çanakkale arasında ve inceleme bölgemizde geniş alanlara yayılan volkanizmanın ilk olarak Orta Eosen'de etkili olduğunu andezitik lav, tuf ve aglomera volkanitlerini oluşturduğunu açıklamışlardır. Volkanitler fosilli detritik tabakalarla arakatlı ve detritikler tarafından örtülü olarak gözlenir. Araştırmacılara göre, bölgede ikinci volkanizma Alt Miyosen ile Üst Miyosen arasında oluşmuştur. Bunun sonucunda andezit, dasit, riyodasit, riyolitik lav, tuf ve ignimbitik oluşumlar meydana gelmiştir.

ERCAN (1979) Batı Anadolu, Trakya ve Ege adalarında geniş alanlara yayılan Tersiyer ve Kuvaterner boyunca devam etmiş kalkalkalin ve alkalın özellikteki volkanik aktiviteyi karşılaştırmış ve plaka tektoniği açısından oluşumları yorumlamıştır.

Araştırmacı, inceleme bölgemizde de geniş alanlarda yüzlekler veren Orta Eosen ve Miyosen yaşlı kalkalkalin volkanitlerin kökensel olarak birbirinden farklı gibi göründüklerini belirtmiştir. Buna bağlı olarak, volkanik kayaları oluşturan magmatik eriyiklerin kimyasal bileşimleri ile oluşumda etkin olan jeolojik koşullar arasında ilişkilerin saptandığını vurgulamıştır.

GÖZLER vd. (1983) Marmara Denizi güneyi, Bandırma-Balıkesir-Edremit ve Ege Denizi arasında kalan bölgenin jeolojisi ile ilgili MTA ortak raporunda belirtilen çalışmalar sonucunda; Bölgede, Paleozoyik sonu-Alt Kretase sonuna kadar hakim tansiyon kuvvetlerinin oluşturduğu kuzeydoğu-güneybatı yönlü kırık sistemlerin geliştiğini, Üst Kretase-Alt Eosen arasında kuzeydoğu-güneybatı ve doğukuzeydoğu-batıgüneybatı yönlü bindirmeler meydana geldiğini belirtmişlerdir. Alt Eosen sonuna kadar sıkıştırma kuvvetlerine bağlı olarak meydana gelen kıtasal kabuk kalınlaşması, kuzeydoğu-güneybatı yönde uzanan tansiyon fayları ve bindirmeleri kesen, kuzeybatı-güneydoğu yönlü doğrultu atımlı faylar eşliğinde incelmeye başlamıştır.

ALSAN vd. (1984) 5 Temmuz 1983 Biga depremi ve onu izleyen deprem etkinliğini bin saatlik süre içinde inceledikleri makalede, yörede genel olarak kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu gerilimlerin olduğunu, bölgenin kırıklı yapısı nedeniyle levhaların hareketlerinden doğan stresin mikro depremler şeklinde bu kırıklardan boşalmasına yol açtığını vurgulamışlardır.

ARDOS (1984)' göre Biga-Gümüşçay Ovası güney ve kuzeyden genç tektonik hatlarla sınırlanmış olup, biri karasal fasiyeste gelişmiş Neojen, diğeri alüvyonlardan oluşmuş iki kademe halindedir. Neojen, ovanın kenar kısımlarını çevreler. Bu aynı zamanda Marmara havzalarının ortak bir özelliğidir.

Biga-Gümüşçay Ovası, Neojen'den önce çökmüş ve Neojen sırasında karasal-limnik depolarla dolmuştur. Bunu takiben özellikle kuzey yarısı genç tektonik hareketlerle tekrar çökmüştür. Ancak günümüzdeki durumunu, karasal Neojen depolarının yer yer aşınımla süpürülüp, bunların yerini Kocabaş Çayı'nın getirdiği alüvyonların doldurmasıyla elde etmiştir.

KÖPÜK (1987) "Gümüşçay ve çevresinin jeomorfolojisi" isimli doktora çalışmasında inceleme alanımızın doğusunda bulunan Gümüşçay ovası ve çevresinin jeomorfolojik gelişimini ortaya koymuştur.

YILMAZ (1987) "Karabiga-Kemer arasının kıyı jeomorfolojisi" ile ilgili çalışmasında; özellikle Kemer Köyü yakınlarında 20 ve 60 m yükseltilerdeki denizel taraçalarda bol miktarda denizel kavrık ve kabuklar bulmuştur. Aynı yerde kuvars çakılları üzerinde yapılan yassılık ve yuvarlaklık indis değerlerinin ortaya konulduğu araştırmada, çakılların denizel ortamda işlendiği sonucuna varılmıştır.

Kıyıların jeomorfolojik gelişimde Pliyosen/Pleyistosen arasındaki epirojenik hareketler ve Pleyistosen'deki iklimik-östatik ve tektonik-östatik hareketler rol oynamıştır.

SİYAKO vd. (1989) Biga ve Gelibolu yarımadalarının Tersiyer jeolojisiyle ilgili yaptıkları araştırmalarda, yükselme ve aşınma evlerinden oluşan dört çökme devresi ortaya konulmuştur: Maestrihtiyen-Erken Eosen, Orta Eosen-Oligosen, Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner.

İlk evreye ait çökellerin yayılım alanları çok sınırlıdır. Orta Eosen-Oligosen döneminde ise kalın bir klastik istif gelişmiştir. Ceylan Formasyonu olarak adlandırılan türbidit özelliğindeki bu detritik formasyonlar inceleme alanının güney kesimindeki plato sahasında Kozçeşme-Çeltik-Biga arasında geniş olarak aflöre eder. Miyosen'de kalkalkalen volkanik aktiviteler etkili olmuş, Pliyo-Kuvaterner döneminde ise karasal çökeller oluşmuştur.

Kuzay Anadolu Fay Zonu (KAFZ)'nin, Erken Miyosen'de faaliyete başladığını ve bu tektonik rejimin günümüzde halen devam ettiğini ortaya koymuşlardır. Biga Yarımadası'nda KAFZ'na bağlı çok sayıda kuzeydoğu-güneybatı yönlü fayları tespit etmişler ve haritalamışlardır. Buna göre, araştırma bölgemizde bulunan önemli fay sistemleri olan Biga Fayı ve Ayıtdere Fayı ile diğer faylar KAFZ'nun uzantılarını teşkil ederler.

HERECE (1990) Kuzey Anadolu Fayı (KAF)'nın Biga Yarımadası'ndaki uzantılarını ele aldığı ve 1953 Yenice-Gönen deprem kırığı ile ilgili sonuçlarını ortaya koyduğu makalesinde, Biga Yarımadası'nda kuzeydoğu-güneybatı yönlü belirgin ana kırıkların KAF'nın güneybatı uzantılarını oluşturduğunu, günümüzde halen hareket eden KAF'nın En Üst Pliyosenden itibaren etkili olduğunu belirtmiştir. Aynı yönlü kırıklar inceleme alanımızda da gözlenmektedir.

OKAY vd. (1990) „Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi“ konulu araştırmalarında, Ayvacık-Karabiga Zonu'nun sahamızın kuzeyinde Karabiga'dan Ayıtdere batısına doğru yüzeylenen Geç Kretase/Paleosen yaşta Çetmi Ofiyolit Melanjı'ndan oluştuğunu, bu melanj içerisinde Triyas kireçtaşı bloklarının yer aldığını ve bunun Ayvacık-Karabiga Zonu için karakteristik olduğu konusunda bilgiler vermektedirler.

Karabiga batısında ve ofiyolitli melanjin kuzeyinde yüzlek veren Çamlıca Metamorfikleri olarak gruplandırılan Paleozoyik şistlerin, ofiyolit melanj ile muhtemelen Tersiyer yaşta dik eğimli faylarla tektonik dokunakta olduğunu ortaya koymuşlardır.

Çalışmalarımızda yukarıda açıklanan iki ayrı jeolojik yapıyı ayıran faylar, morfolojik olarak ortaya konulmuştur.

Araştırmacılar, Pontid-içi Okyanusu'nun kapanması sonucu Erken Tersiyer'de oluşan Alpin bindirmeler, çalışma alanımızın da üzerinde yer aldığı Biga Yarımadası'nda kıta kabuğunun kalınlaşmasına Geç Tersiyer'de kısmi ergimeler ile Geç Oligosen-Erken Miyosen magmatizmasının geniş alanlara yayıldığını belirtmişlerdir. Çalışma alanımızda volkanik kökenli granodiyoritler, Karabiga ile Aksaz Köyü arasında ve Değirmencik Köyü güneyine kadar geniş yayılım gösterir.

EFE (1993) İnceleme alanımızın doğusunu oluşturan çalışmalarında, Biga ve Gönen çayları arasında kalan alanın jeomorfolojik gelişimini ortaya koymuş ve inceleme alanının Alt Miyosen'de başlayıp günümüze kadar uzanan zamanda akarsu ve tektonik süreçlerin etkisinde kalarak bugünkü jeomorfolojik görünümünü kazandığını belirtmiş ve farklı kademelerde bulunan aşınım yüzeylerini ayırtlamıştır.

1993'te Karabiga-Tahirova arasındaki kıyı kesiminin çevresel açıdan jeomorfolojisini inceleyen araştırmacı, ekolojik ortamı etkileyen etmen ve süreçleri açıklayarak çevresel jeomorfoloji sorunlarını ortaya koymuştur. 1994 tarihindeki diğer makalesinde, Biga Yarımadası'nda tektonik ve jeomorfolojik evrimi açıklamış ve ana yerçekilleri dışında diğer tektonik kökenli yerçekillerini de ortaya koymuş ve beş bölüm halinde incelemiştir.

EROL (1975) "Çanakkale Yöresinin Bazı Denizel Kuvaterner Depoları" isimli makalesinde Çanakkale yöresinin Kuvaterner'deki gelişimini açıklamış ve buna bağlı oluşan kıyı oynamalarını tespit etmiştir. Yapılan araştırmalarda, değişik noktalardan toplanan Kuvaterner deniz fosillerinin Akdeniz Tirenien fasiyesini temsil ettiğini ortaya koymuştur. Yazar, 1980 yılındaki çalışmasında ise aşınım ve birikim dönemlerini yaşıt (korelan) tortullar prensibiyle incelemiştir. Bu sistem, yükseklerde aşınım, çanaklarda aşınımın yaşıtı (korelanı) tortulların oluşturduğu sistemdir.

1981'de "Biga Yarımadası batı ve güney kesiminin jeomorfoloji" isimli çalışmasında, inceleme alanımızın da bulunduğu Biga Yarımadası'nın Neojen

başlarından itibaren tektonik hareketlerin kontrolünde bugünkü jeomorfolojisinin oluşmaya başladığını, Miyosen ortasına kadar tek bir tektonik blok halinde iken, Miyosen sonlarına kadar yarımada'nın kuzeydoğu-güneybatı uzanışlı büyük bir tektonik blok görüntüsünde olduğunu belirtmiştir. Tektonik hareketler eski kütle'nin parçalanıp yükselmesine, bazı alanlarda ise havza oluşumuna neden olmuştur. Biga Yarımadası'nın Miyosen'den günümüze kadar olan jeomorfolojik gelişimi, tektonik hareketlere iklim değişimlerinin de eşlik etmesiyle beş dönem halinde gerçekleşmiştir. Pliyosen sonları-Kuvaterner başlarında Biga Yarımadası blok olarak güney ve batı faylarının etkisiyle kuzeye çarpılmıştır. 1987'te ise, deniz düzeyi değişimlerini Pleyistosen içinde bölümlere ayırmış, Akdeniz sularının yöreyi ilk istilasının Tirenien döneminde olduğunu ve boğaz oluğunda 35, 15 ve 8 metrelerde Tirenien depoları meydana geldiğini vurgulamıştır.

1989 tarihli "Marmara Bölgesi'nde Jeomorfoloji Araştırmaları" isimli incelemesinde, Marmara Denizi'nin Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun güneyinde yer alan fosilli denizel depoların 70 metrelere kadar çıkmasını ve dağ bloklarının yüksek olmasını, Zon'un kuzey kesimine göre bu farkın, farklı blok hareketleriyle açıklanması gerektiğini ifade etmiştir.

ECEVİT (1998), yılındaki inceleme alanının batısında yaptığı doktora çalışmasında; başlıca morfolojik birimleri ortaya koymuş, Miyosen-Pliyosen dönemlerine ait farklı aşınım seviyelerini ayırtlamış ve taraça sistemlerini belirlemiştir. Akarsu taraçaları, gömük menderesler, boğaz vadiler, genç yarılmalar Pliyosen'den sonra meydana gelen tektonik ve östatik hareketlerin kanıtlarını oluşturmakta ve saha ileri gençlik aşamasında bulunmaktadır.

KAHLE vd. (1998) "The strain rate field in the Eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements" isimli çalışmalarında Anadolu Bloğu'nun günümüzdeki hareket vektörünü belirlemek için yapılan GPS çalışmalarının sonuçlarında Marmara Denizi'nin kuzeybatı-güneydoğu yönünde sıkışıyor olduğu belirlenmiştir.

BARKA (1999) Marmara Denizi'nin kuzey yarısında yer alan yaklaşık 1200 m derinlikteki üç çukurluk, KAF'ının kuzey kolunun İzmit körfezi ve Gaziköy Gelibolu segmentleri (fay parçaları) arasında büyük bir pull-apart (iki doğrultu atımlı fay parçası arasında normal faylarla çöken alan) yapının parçaları olarak açılmaktadır.

Bu basenler (çukurluk) birbirinden iki kuzeydoğu-güneybatı uzanan sırtla ayrılmaktadır. Bunlar Orta Marmara sırtı ve Batı Marmara sırtı olarak adlandırılmıştır. Bu modelde İzmit Körfezi ile Ganos arasındaki kısma tamamen genişleme rejimi hakimdir. Sadece iki lokal yükselim orta sırtta gözlenmektedir.

Bu kinematik özellikleri deprem aktivitesi açısından değerlendirildiğinde Marmara Denizi'ni baştan başa geçen bir fay olmadığı, sırtlara üzerindeki doğrultu atım bileşenli fayların deprem aktivitesi açısından önemli rol oynadığı ortaya çıkmaktadır.

Bu bilgiler ışığında 17 Ağustos 1999 Marmara depremi değerlendirildiğinde bu deprem sırasında her ne kadar çok kesin olmasa da, Yalova segmentinin kırılmadığı anlaşılmaktadır. Bu durumda bu depremin devamının bu fay parçasının kırılması ile gerçekleşmesi olasıdır. Bu depremden önce Çınarcık çukurluğunda orta büyüklükte bir depremin meydana gelmesi de söz konusu olabilir. Bu açıdan bakıldığında bölgede artçı deprem aktivitesinin yakından izlenmesi gerekir.

BARKA vd. (1999) 17 Ağustos 1999 Marmara depremi ve 12 Kasım 1999 Düzce depremlerinin, Bolu batısında üç ana kola ayrılan KAFZ'nun kuzey kolu üzerinde meydana geldiğini belirtmişlerdir. KAFZ üzerinde bu depremlerden önce meydana gelmiş olan depremlerin modellemesinde, 1999 depremlerin olduğu bölgelerde stresin en fazla arttığı İzmit Körfezi çevresi 17 Ağustos 1999 Marmara depremi ile kırılmıştır. Bu deprem, 1939-1967 depremlerinin modellemesinde stresin azaldığı bölgede yer alan Düzce bölgesinde stresin artmasına neden olmuştur. Buna bağlı olarak Düzce bölgesi de 12 Kasım 1999 depremi ile kırılmıştır.

OKAY vd. (1999) Son yıllarda yapılan GPS ölçümlerine göre İstanbul istasyonu sabit kabul edilirse Marmara Denizi'nin güneyinde kalan bütün kesimler yılda yaklaşık 2 cm batıya hareket etmektedir. Bu hareket belli bir süre Marmara Denizi'nden geçen Kuzey Anadolu Fayı (KAF) boyunca bir yırtılmaya ve depreme neden olacaktır. İstanbul güneyinde Marmara Denizi içerisinde üç büyük aktif fay bulunmaktadır. İzmit Körfezi'ne kadar tek kol olarak gelen KAF, körfez içinde önce ikiye ayrılmakta, daha sonra kuzeydeki kol körfez çıkışında kuzey sınır fayı ve güney sınır fayı olmak üzere tekrar ikiye çatallanmaktadır. 17 Ağustos 1999 Marmara depremi muhtemelen Armutlu Yarımadası'nı kuzeyden sınırlayan fay boyunca meydana gelmiştir. Bu üç fay arasında en aktif görüneni kuzey sınır fayıdır.

Yatay yöndeki yırtılmalar, düşey yöndeki yırtılmalara göre genelde daha büyük depremler oluşturur. Marmara Denizi'nde bulunan derin çukurlar bu bölgede yatay hareketlerin yanında önemli ölçüde düşey hareketlerin de olduğunu işaretlemektedir. Bu bilgilere göre Marmara Denizi'nde olası depremin şiddetinin Marmara depreminden daha düşük olma olasılığı vardır.

SAĞLAMER vd. (1999) Yapılan çalışmada 17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminin yerbilimleri açısından ön değerlendirilmesi yapılmış, depremin karada İzmit Körfezi ve Düzce güneybatısı arasında yaklaşık 120 km uzunluğunda bir yüzey kırığı meydana getirmiş olduğu ve bu kırığın üzerinde 4.2 m'ye varan sağ-yanal yer değiştirmelerin olduğu belirtilmiştir. Arazi gözlemlerine göre, faylanma genelde dört segmentten oluşmaktadır ve İzmit Körfezi ile Akyazı arasında kalan segmenti ana kırığı oluşturmaktadır. Bu deprem sonrasında fayın batıya uzantısı olan Karamürsel-Yalova segmenti ve Çınarcık çukurluğunda kırılmamış ise ki bu konuda çalışmalar devam etmektedir, deprem riski eskiye oranla yükselmiş bulunmaktadır. Aktivitenin önümüzdeki en fazla 30 yıl içinde batıya, komşu segmentlere sıçrayıp benzer büyüklükte bir deprem meydana getirmesi mümkündür. KAF hattının Marmara Denizi'nin güneyi boyunca uzandığı bölgede hem sismik aktivite çok yüksek hem de zemin koşulları oldukça elverişlidir.

TAYMAZ (1999) Yazar, son yıllarda ülkemizi etkileyen önemli depremlerin (Marmara ve Düzce depremleri dahil) kabuk içindeki odak derinliklerinin 10-15 km olduğunu belirtmiştir. Kırılgan üst kabuk içerisinde oluşan bu depremlerin yol açtığı yıkım ve hasar da büyük olmuştur.

1999 Gölcük-Sapanca-Düzce depremlerinin sismolojik parametrelerine göre, KAF'nın Mudurnu vadisi ve Düzce Fayı dolayındaki davranışı çok karmaşıktır. Buna karşın, depremlerin kaynak (faylanma / kırılma) mekanizması çözümleri de oldukça basit ve bölgenin jeolojisi, jeomorfolojisi ve kırık sistemleriyle uyum gösterir. Yazar, 2001 tarihli araştırmasında ise Marmara Denizi tabanındaki en belirgin özellik olarak, Ganos Fayı'ndan Gölcük Fayı'na kadar yılda 20 mm sağ yanal doğrultu-atımlı hareketi üzerinde biriktiren ana bir fayın olduğunu belirtmiştir. Çınarcık çukurluğunun güneydoğusunda normal faylar, batısında ise bindirme yapıları şeklinde aktif bir sistemin varlığı dikkati çekiyor. Bu hareket Çınarcık çukurunun kuzeyindeki sağ yönlü doğrultu-atımlı hareketin nedeni olabilir.

TAYMAZ ve TAN (2001) 17 Ağustos 1999 Marmara depreminin yüzey kırıklarının Sapanca Gölü ve Adapazarı Ovası'nı doğu-batı yönünde boydan boya katettiğini, Adapazarı ve Düzce ovalarının alüvyon altındaki taban topoğrafyasının güney Marmara Denizi çukurluklarıyla benzer geometride bulunduğunu belirtmişlerdir. Marmara Denizi'nde toplanan ve değerlendirilen sismik veriler de bu benzerliğe işaret ediyor. Son iki depremin (17 Ağustos 1999 Marmara Mw = 7.4, 12 Kasım 1999 Düzce Mw =7.1) yüzey kırıklarının özellikleri Marmara Denizi'ne uyarlandığında, tartışılanların aksine Marmara Denizi içerisinde KAF'nın çok karmaşık yapı ve geometrisi bulunması gerektiği ortaya çıkıyor.

Jeofiziksel ve jeolojik bulguların ışığında, Marmara Denizi ve çevresinde oldukça fazla aktif fay (kırık) zonunun varlığı gözlenmiş bulunuyor. Depremler (özellikle yıkıcı depremler) bölgenin tektonik yapısının incelenmesi ve jeolojik evriminin ayrıntılarıyla anlaşılması konusunda önemli veriler sunmaktadır.

EMRE vd. (2000) Araştırmacılar, Gölcük ve Düzce depremlerinin yüzey kırıkları ve sismolojik özelliklerini ortaya koymuşlar, 12 Kasım 1999 Düzce depremi, 17 Ağustos 1999 Marmara depreminde kırılmanın, Düzce Fayı'nın doğu bölümünü tetiklemesi sonucunda olduğunu belirtmişlerdir. Artçı depremlerle yüzey kırıkları karşılaştırıldığında episantrların segmentlerin uç bölümlerinde yoğunlaştığı görülür. Bu benzeşim, Marmara Denizi için yorumlandığında 17 Ağustos 1999 depreminde Çınarcık segmentinin kırılmış olma olasılığını arttırmaktadır. İzmit Körfezi içinde toplanan sismik yansıma profillerinin incelenmesinden de anlaşıldığı gibi, körfezin önce normal faylar yoluyla kuzeydoğu-güneybatı yönünde gerilerek açıldığı, daha sonra tüm bu yapıyı parçalayarak kestiği anlaşılmaktadır.

Adapazarı ve Düzce ovalarının alüvyon altındaki taban topoğrafyası sismik veriler eşliğinde değerlendirildiğinde, Marmara Denizi çukurluklarıyla benzer geometrik yapıda olduğunu işaretliyor. Buna göre KAF'nın deniz içinde çok karmaşık yapıda ve geometride olmaması gerektiği sonucu ortaya çıkıyor. Bu yorum KAF'nın Marmara Denizi içinde doğu-batı yönlü tek bir zon biçiminde uzandığı tezini desteklemektedir

ERCAN (2000) Bu çalışmada, Marmara Denizi'ndeki depremin nerede olacağı ve Marmara'nın kaç depremlerle boydan boya yırtılacağı konusunda olasılıklar üzerinde durmuştur. Bu olasılıklar; Kuzey kırığı boyunca (İzmit-Hereke-Darıca-Yassı

Ada-Mürefte-B.Çekmece), Marmara ortası (İmralı kuzeyi, Çınarcık önünden Mürefte-B.Çekmece kolu ile birleşecektir), İznik-Gemlik kolu (Akyazı-İznik-Gemlik-Bandırma-Sarıköy-Etili-Ezine-Ege), Ulubat-Manyas kolu (Akyazı-Osmanlı Bursa-Ulubat Gölü-Manyas Gölü-Gönen).

İnceleme alanımızın, yakınlığı açısından İznik-Gemlik kolu ve Ulubat-Manyas kolunu izleyen kırıkların aktifliğinden daha çok etkileneceği bir gerçektir.

ERTEK vd. (2000) 1800'lü yılların sonundan günümüze kadar Marmara Denizi kıyılarında birçok araştırmacı tarafından saptanmış olan kıyı taraçaların altimetrik olarak en yüksek 180-190 m'lerde, en alçak 2-5 m seviyelerde bulunduğunu belirtmişlerdir.

Tektonik aktivite açısından Kuzey Anadolu Fay Sistemi'nin Marmara Denizi ve çevresinde etkili olduğu, denizel taraçaların büyük bir kısmının neotektonik hareketlere bağlı olarak ilksel durumlarını kaybettiklerini ifade etmişlerdir.

EYİDOĞAN (2000) 17 Ağustos Kocaeli depremini izleyen artçı sarsıntıları konu alan çalışmasında, doğuda Akyazı'nın kuzeyinde kuzey-doğu yönünde kavis yaptığını, batı da ise yoğunluğu artmış olarak Prens adaları ve Armutlu Yarımadası'nda konumlandığını belirtir. Artçı sarsıntıların dağılımı Büyükada'nın güneybatısına kadar uzanmakta ve burada bulunan fayların harekete geçtiğini işaretlemektedir.

Sonuç olarak 17 Ağustos 1999 depremini izleyen ve ardından 12 Kasım 1999 (Mw=7.1) gibi büyük bir depremin meydana gelişi, KAF üzerinde gerilme dağılımlarının ve fayların birbirini tetikleme mekanizmasının ne kadar karmaşık ve kestirilmesi zor bir davranış biçimi olduğunu ortaya koymaktadır.

FERRARİ vd. (2000) Araştırmacıların Marmara Bölgesi ile ilgili incelemeleri şunlardır: 18. yüzyılda Marmara Bölgesi'ndeki bütün faylar boşluk bırakmayacak şekilde hareket etmişlerdir. Yani 1766 yılına kadar biriken atım miktarları depremler ile boşaltılmıştır. 1900 yılından itibaren günümüzde Marmara Denizi'nin doğu ve batısında meydana gelen büyük depremlerle biriken atım boşalmış bulunmaktadır. Fakat Marmara Denizi içinde biriken atımın boşaltılmadığı 160 km uzunluğundaki bir sismik boşluk olarak ifade edilebilecek bölge kırılmadan kalmıştır. 1999 Marmara ve Düzce depremleri Marmara Denizi'nin doğu kısmındaki biriken atımları boşaltarak o bölgelerdeki boşlukları doldurmuştur. Kırılmanın Marmara Denizi'nde

devam etmemesini araştırmacılar, denizdeki fayların geometrisi, fayların farklı hareket özellikleri gibi çeşitli olasılıklara bağlamışlardır. Gelecek birkaç on yılda (30-40 yıl) KAF'nın Marmara Denizi altındaki bölümü de hareket ederek bu deprem dizisi tamamlanacaktır.

ÖZEL vd. (2000) İncelemeye göre 17 Ağustos 1999 Marmara depremini izleyen 6 ay içinde, depremin dış merkezinin doğusunda ve batısında yüzlerce artçı sarsıntı kaydedilmiştir. Bu kümelenmelerden biri Adalar'ın güneybatısına doğru Çınarcık basenini izleyen kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu hat boyunca toplanmıştır. Derinlik kesitlerinde de görülen bu kümelenme, kırığın Adalar'ın altına kadar devam ettiği izlenimini vermektedir.

İzmit depreminin artçı sarsıntıları ile eş zamanlı bir başka deprem aktivitesi de, İzmit depreminin yaklaşık 200 km batısındaki, Tekirdağ açıkları ile Marmara Adası açıkları arasındaki bölgede olmuştur. Bu aktivitenin Marmara depreminin tetikleme sonucu olduğu düşünölmektedir. Komşu faylara olan enerji ve stres transferi nedeniyle Marmara Denizi içinde de deprem aktivitesi eş zamanlı görölmüştür. Buna bağlı olarak stres dengesinin bozulması, inceleme alanımızın kuzeydoğusunda yer alan bölgede olası bir deprem riskini yükseltmiştir.

PINAR vd. (2000) 17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminin ($M_s=7.8$) oluş mekanizması araştırılmıştır. Buna göre, ana şok 200 km uzunluğundaki Yalova Gölyaka hattı üzerinde bulunan altı fay segmentinin kırılmasıyla meydana gelmiştir. Bu segmentlerin dördü karada, diğerleri ise körfezde ve Marmara Denizi'nin doğusunda yer alır. Kuzey Anadolu Fayı (KAF), Marmara Denizi'ne girdiğinde kollara ayrılmıştır. 1999 Marmara depremi, KAF'nın kuzey kolu üzerinde meydana gelmiş ve kırığı daha da batıya ilerletmiştir. Marmara depreminin bu kollardan hangisini oynattığını ortaya koymak, bundan sonra olabilecek depremin yeri hakkında ipucu verebilir. Tarihsel verilere göre, kırılmanın batısında yer alan Marmara Denizi'nde 1766 yılından beri büyük bir deprem meydana gelmemiştir. 1912 şarköy-Mürefte ($M_s=7.3$) deprem bölgesine kadar olan alan, birçok araştırmacı tarafından deprem riski olan yerler olarak nitelendirilmektedir.

LE PICHON vd. (2000) Araştırmalara göre Marmara Denizi'nde doğuda İzmit segmenti ve batıda Ganos Fayı arasında kalan bölüm, tek bir fay tarafından (Marmara Fayı olarak adlandırılmışlardır) kesilmektedir. Yanal atımlı aktif fay

durumundaki Marmara Fayı yanal özellik gösteren iki parçadan meydana gelmektedir. Bu parçalardan bir tanesi 80 km uzunluğundaki batı parçasını oluşturmakta, diğeri ise 65 km uzunluğundaki doğu parçasını oluşturmaktadır. Marmara Fayı doğu parçası birbirine paralel iki kol oluşturur. Bu kollardan kuzeyde bulunan Çınarcık çukurluğunun ortasından geçer, güneydeki kol ise çukurluğun güney yamacının eteğinde yer alır.

Araştırmacılara göre; doğudaki İzmit segmenti 17 Ağustos 1999 depreminde yırtılmıştır. Batıdaki Ganos Fayı ise en son 1912 depreminde yırtılmıştır. Bu bilgilere göre, Marmara Fayı'nın doğu parçası 250, batı parçası ise 500 yıldan günümüze kadar kırılmamıştır. Ayrıca Marmara Denizi'nin güneyinde aktif fayların bulunmadığını belirtmişlerdir. Bu durum Marmara Denizi'ndeki aktif faylara uzaklığı açısından inceleme bölgesini de yakından ilgilendirmektedir.

LE PICHON vd. (2001) Marmara Denizi tabanındaki en belirgin özelliğin, Ganos Fayı'ndan Gölcük Fayı'na kadar olan bölümde sağ yanal doğrultu-atımlı hareketi üzerinde biriktiren ana fayın varlığını ortaya koymuşlardır. Marmara Denizi'nin kuzeyinden geçen fay dört farklı birime ayrılabilir: 140 km uzunluğundaki Ganos birimi (Bu fayın 12 km'si deniz altındadır), Doğrultu atımlı olan ve kuzey Marmara havzalarını boydan boya kesen ana Marmara Fayı birimi, Çınarcık çukurunu kesen gerilme bileşenli 36 km uzunluğundaki Çınarcık Fayı birimi ve Kocaeli depreminde kırılan Gölcük Fayı.

1912 yılında Ganos Fayı kırılmıştır. Yüz yıldan zamanımıza kadar kırılmayan bölümler ise Çınarcık ve ana Marmara faylarıdır.

SİYAKO vd. (2000) Marmara Denizi ile ilgili çalışmada; sismik kesitlerden yararlanarak yorumlanmış olan jeoloji kesitleri incelendiğinde, yer yer 1200 m'ye varan çukurlukların geliştiği bu havzayı tek bir fay segmentiyle oluşturmanın oldukça zor olduğunu belirtmişlerdir. Dolayısıyla, KAF İzmit Körfezi'nden Gaziköy'e kadar olan bölümde tek çizgi halinde olmayıp, doğrultu değişimleri de olan ve bir takım sıçramalar yaparak uzanan dört ayrı segmentten oluşur. Genel olarak Marmara Denizi'nin ortalarından geçen bu segmentler, denizin uzun eksenine paraleldir. Bu geometrik biçime uyumlu olarak yayılım gösteren çökeller Pliyo-Kuvaterner yaşlıdır.

ARPAT (2001) Marmara’da deprem tehlikesiyle ilgili Őu temel yaklaŐımları ileri sűrműŐtűr: Marmara Denizi ek-ayır kűkenli deĐildir; dolayısıyla gűnűműzdeki diri fayları bu modelin dıŐında aramak gerekir.

Marmara Denizi’ne doĐudan 17 AĐustos 1999 ‘da yenilmiŐ olan doĐrultu-atımlı fay girer. Batıda ise, Gazikűy’den Saros Kűrfezi’ne kadar uzanan TekirdaĐ űnlerinde ve denizde de devam eden, en son 1912’de bűyűk bir depreme yol açmıŐ bulunan baŐka bir doĐrultu atımlı fay yer alır. Buna baĐlı olarak, Anadolu levhasının Asya levhasına gűre, Marmara Denizi’nde yaklaŐık olarak yılda 2 cm hareketi bu iki fay arasında da devam ettiĐine gűre, bu havza içinde de bűyűk boyutta doĐrultu atımlı faylar yer almalıdır.

Bu konu edilen faylar Marmara ukurluklarının oluŐmasından sorumlu olamazlar. ukurlukların, űst kabukta oluŐturduĐu zayıf kuŐakları izleyerek Marmara’yı kesme olasılıkları en yűksektir.

Sűz konusu bu faylar Marmara ukurluklarına son birkaç yűzbin yılda yerleŐmiŐ olup, deniz tabanında bűyűk boyutta yer Őekilleri oluŐturabilecek sűreyi bulamamıŐlardır.

Yukarıdaki yaklaŐımlara ek olarak, 17 AĐustos 1999 depreminde yenilmiŐ olan fayın ınarcık’ın batısında Esenkűy’e kadar gelmiŐ olduĐu gűrűlmektedir. Bu fayın daha batıya uzantısı Yazar’a gűre, doĐrultu atımlı fay sistemi Marmara’nın ukurluklarına atlamadan űnceki dűnemde, Marmara’nın en etkin fayı olmalıydı. İnceleme alanımızın da yakın kuzeyinden geçen bu fayın yani, kabaca ınarcık’tan Marmara Adası’nın kuzey kıyısına uzanan fay parçasının gűnűműzdeki etkinliĐinin bűyűk űlűde azalmıŐ olması beklenir.

ERTEK ve YILDIRIM (2001)’de 20.yy. baŐından gűnűműze kadar literatűre geçmiŐ denizel taraçaların sahip oldukları űzellikleri jeomorfolojik açıdan yorumlayarak, Marmara Denizi’nin Pleyistosen’deki genel űstatik ve tektonizmasını derleme yaparak ortaya koymuŐlardır.

İnceleme alanımızın kıyılarını da kapsayan bu çalıŐmada, genel olarak 6 ana yűkselti aralığında tanımlanan Akdeniz taraçaları ile bazı acısu ve Karadeniz kűkenli taraçaların 97 farklı seviyede bulduklarını belirtmiŐlerdir. Buna bağlı olarak Marmara Denizi kıyı taraçalarının oluŐumunda űstatik hareketler rol oynamıŐ, pozitif ve negatif tektonik hareketlerden etkilenerak ilksel konumlarını kaybetmiŐlerdir.

GÖRÜR (2001) Marmara Denizi'nin çukurluk ve sahanlıklarında çeşitli jeolojik ve jeofizik ölçümlerin yapıldığı araştırmada başlıca şu sonuçlar ortaya konulmuştur:

Kuzey Marmara çukurluğu boyunca uzanan aktif bir fay zone mevcuttur (Marmara Fayı). Bu zone içinde en büyük fay 110 km uzunluğunda olup, Tekirdağ ile Orta Marmara sırtı arasında uzanmaktadır. İkinci büyük fay ise 65 km uzunlukta, Orta Marmara sırtında büküm yaparak Çınarcık çukurluğunun içerisinde iki kola ayrılarak körfeze doğru uzanır.

Gelecek bir depremde Marmara Fayı'nın parçalı kırılması daha büyük bir olasılıktır. Bu durumda da meydana gelecek depremin büyüklüğünün 7'yi geçmesi beklenmiyor.

1912 depremine neden olan faylanmanın denizaltında Tekirdağ Çukurluğu'na doğru devam ettiği tespit edilmiştir.

Armutlu batısında Çınarcık çukurluğunu güneyden sınırlayan İmralı Fayı'nın normal bileşeni egemen olan aktif bir fay olduğu ortaya konmuştur.

Bugüne kadar yapılmış olan ve bundan sonrada yapılacak araştırmalar, Marmara Bölgesi'nin bir deprem kuşağı içerisinde bulunduğu gerçeğini değiştirmeyecektir. Buna bağlı olarak inceleme alanımız da bu deprem kuşağının kapsama alanı içerisinde dir. Yazar, 2002 yılında yayınlanan "Deprem Geliyor" isimli makalesinde ise, tarihsel depremler ışığında Marmara Denizi'nde olası bir depremin, 1999'dan itibaren ilk yıl içinde olma olasılığını %32, ilk 22 yıl içinde %50 ve otuz yıl içinde de %62 olarak ifade etmektedir.

ÖZALAYBEY vd. (2001) Araştırmacılar, Marmara Denizi tabanında hem doğrultu-atımlı hem de normal fay hareketinin aynı zamanda olmasının; yüzeyde kuzey-güney yönlü gerilme, daha derinde ise sağ yanal atımlı bir hareket olduğunu belirtmişlerdir. İzmit Körfezi'nde ve Marmara Denizi'nde görülen büyük çukurlukların ve çöküntü alanlarının yüzeydeki gerilme sistemine bağlı gelişmiş olabileceğini; fakat bugün aynı sistemin bölgenin depremsellik özelliklerine büyük bir etkisi olmadığını öne sürmüşlerdir.

ÜŞÜMEZSOY (2001) İnceleme alanımızın da bulunduğu Kuzeybatı Anadolu ve Marmara Bölgesi'ndeki tektonik rejimi ortaya koyduğu çalışmasında, Kuzeybatı Anadolu ve Güney Marmara masifleri olarak bilinen dağ kütlelerinin (Uludağ,

Kapıdağ, Marmara Adası, Orta Marmara sırtı) Üst Miyosen’de yükselerek çevresinde çöküntü alanlarını oluşturduğunu belirtmiştir. Biga ve Kazdağı masiflerinin de bulunduğu Kuzeybatı Anadolu bloğu kuzey kenarı, güneydoğu yönlü bir çekilme ile batı Marmara çukurlarının açılmasına neden olmuştur. Daha sonra Ege, Üst Miyosen’den sonra saatin tersi yönünde dönerek batı Marmara çukurlarını verev kesen Tekirdağ ve Silivri faylarının oluşmasına neden olmuştur. Gerilmeli tektonik rejim ile gelişen Marmara çukurları, KAF’nın bölgeye girmesiyle sıkışmalı bir yanal atım tektoniğe dönüşür. Sıkışmalı genç tektonik dönemde oluşan KAF parçaları gerilmeli dönem yapılarını keser. Marmara Denizi’nin batı kesiminin açılımını oluşturan gerilme rejimi; Marmara Adası, Orta Marmara sırtı sıyrılma fay hattıdır. Biga Yarımadası’nı kesen güneybatı gidişli yanal atımlı faylar ise sıyrılma tektoniğini kontrol eden dilimleri sınırlayan faylar olarak oluşur. Buna bağlı olarak Biga Yarımadası’nda aktif fay zonlarından biri de inceleme alanımızı etkileyen Edincik-Çan-Biga fay hattıdır. Marmara Adası-Orta Marmara sırtını çevreleyen sıyrılma fay zonu batıda Biga bloğundaki Biga Fay zonuna uzanır. Biga Yarımadası, Edincik, Çan, Biga fayları ve bu faylarda oluşan depremler Yenice, Gönen ve Manyas depremleri de Kuzey Ege tektoniğinin deprenselliğini oluşturur. Bu durumda kuzeybatı Anadolu ve batı Marmara, Ege tektonik rejiminin içinde gelişen ayrı bir sistemdir.

Araştırmacı, Marmara’yı boydan boya kateden yanal atımlı bir sistem ve yırtılmaları oluşturacak fayların olmadığını, derin kayma hızlarının çok sığ derinliklerde sıfırlandığını yani fayların çok sığ olduğunu açıklar. GPS verilerine dayandırdığı görüşünü Marmara ile KAF’nın ayrı kinematiği olan sistemler olduğunu ve KAF’nın Marmara’da uzanımı olmadığını ileri sürmüştür.

KAF tek kol olarak Marmara’ya girmekte ve Yalova-Çınarcık-Esenköy-Bozburun-İmralı hattı boyunca uzanmaktadır. Dolayısıyla Çınarcık çukuru kuzey ve güney kenar faylarının düşey olması nedeniyle 17 Ağustos’ta yırtılmasıyla bunlara stres aktarılamayacağını vurgulamıştır. Yalova-Çınarcık fayında yırtılma oranının küçük olması Armutlu bloğunun batıya kaçamayıp güneye doğru dönmek durumunda olmasından kaynaklanır. Bunu engelleyen blok ise Orta Marmara sırtının en kuzey ucunu oluşturan Uludağ-Marmara Adası-Biga bloğunun da yer aldığı Güney Marmara bloğudur. İmralı ile Marmara Adası doğusunda son bulan Yalova

Çınarcık fayının devamını oluşturan İmralı fayında tetiklemeyi işaret eden sismolojik etkinlik görülmemektedir.

Batı Marmara ve Doğu Marmara arasındaki Orta Marmara sırtı yanal atımlı bir sistemle yırtılmadığı için sismik boşluk değil tektonik boşluk söz konusudur.

Sonuç olarak, 17 Ağustos depremi yeni dönem tektonik (genç tektonik) ile aktif tektoniğin (en genç tektoniğin) yapıların kesinlikle ayırt edilmesi gerektiğini ortaya koyar.

BARKA ve ER (2002) Bu çalışmada Marmara Denizi ile ilgili deprem tehlikesi hesabının beş temel parametresi olduğu belirtilmiş, bunlar; tarihsel deprem kayıtları, fay parçalarının geometrisi ve uzunluğu, Marmara'da depremlerin tekrarlanma periyotları, 17 Ağustos depreminin kırılma gerilimini arttırması ve fayın Marmara Denizi içindeki yıllık hareket miktarı olarak açıklanmıştır. Güncel çalışmalara göre Marmara Denizi içinde doğuda İzmit Körfezi çıkışı ile batıda Gaziköy-Saros segmentleri arasında fay üç ana segmentten oluşmaktadır. Bunlar, Hersek-Adalar segmenti, Orta Marmara segmenti, Batı sırt segmenti.

Marmara Denizi'nin kuzey yarısında bulunan yaklaşık 1200 m derinlikteki üç çukurluk KAF'nın kuzey kolunun İzmit Körfezi ve Gaziköy-Gelibolu segmentleri arasında büyük bir pull-apart (çek-ayır) yapının parçaları olarak açılmaktadır. Bu çukurluklar birbirinden iki kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı sırtla ayrılır. Bunlar Orta Marmara sırtı, Batı Marmara sırtı olarak adlandırılmıştır. Sağ-yanal çek-ayır alanda ana faylara paralel ikincil genişleme meydana gelmekte, aynı anda ana faylara paralel faylar, ikincil konjuget (ikiz) doğrultulu atımlı faylar ve ana faylara dik veya yüksek açılı normal faylar meydana gelmektedir. Ortaya konulan modellemede İzmit Körfezi ile Ganos arasında tamamen genişleme rejimi hakimdir. Sadece iki lokal yükselim orta sırtta gözlenmektedir. Buna göre Marmara Denizi içinde faylar üzerinde bir sıkışma görülmemekle beraber geniş bir alana yayılan bir genişleme hakimdir. Batı sırtın biraz daha dönmesi halinde doğrultu-atımın sağ yanaldan sol yanala geçeceği, sırtların transtensiyonel (açılmalı) özellikle olduğu belirtilmiştir.

Modelleme sonuçlarına göre, Marmara Denizi'ni baştan başa geçen tek bir fay segmenti olmadığı, sırtlar üzerindeki doğrultu atımlı fayların büyük depremler açısından önemli rol oynadığı ortaya konulmaktadır. Çek-ayır basenlerde sürekli mikrosismik aktivitenin görülmesiyle birlikte orta büyüklükte depremlerin meydana

geldiği anlaşılmaktadır. Buna karşılık sırtlardan geçen doğrultu atımlı fayların ise büyük depremlerle hareket ettiği, bu depremler arası fazla bir sismik aktivite olmadığı görülmektedir. Her üç basende yoğun bir mikro aktivite ortaya çıkarken orta sırt ve Ganos-Saros arasında fazla bir deprem aktivitesi görülmez. Çünkü bu bölümlerde ana doğrultu-atımlı segmentler yer almaktadır.

KALAFAT vd. (2002) 1999 Marmara ve Düzce depremlerini konu alan bu çalışmada bölgede değişik periyotlarda artçı deprem etkinliği izlenmiş, dış merkez dağılım haritaları 17 Ağustos ve 12 Kasım depremlerinin eşşiddet haritaları çizilmiş ve 1999 ve 2000 yıllarında gerçekleşen bazı önemli depremlerin mekanizma çözümleri yapılmıştır. Buna göre iki büyük depremin etkisi inceleme alanımıza altı şiddetinde yansımıştır.

Marmara Denizi'nin içinden geçen kırıklar ve bu kırıkların üreteceği depremler konusunda farklı görüş ve tezleri, iki grup altında toplamak mümkündür. Birincisi İzmit Körfezi'nden tüm Marmara Denizi'ni boydan boya geçen bir fayın olduğu görüşüdür ki bununla ilgili kesin bilgiler ortaya konamamıştır. Diğer görüş ise, Marmara Denizi tabanının çok kırıklı bir yapı oluşturduğu ve olası bir depremin tek bir büyük kırılma ($M_s = 7.8$) ile meydana gelmeyeceği şeklindedir.

Sonuç olarak belirtmek gerekirse 17 Ağustos 1999 depremi sonucunda oluşan deprem etkinliği, Marmara Denizi içerisinde gerilme birikim ve aktarımın karada olduğu gibi düzenli olmadığını, deniz içinde bu birikimin olası büyük bir faya değil, irili ufaklı birçok faya aktarıldığı izlenimini vermiştir.

YALTIRAK vd. (2002) Çalışmalarında, Mürefte yakınlarında izlenen denizel taraçaların tektonik yükselmenin bir eseri olduğu iddialarını, Batı Marmara kıyılarındaki denizel taraçalarda yapılan U/Th yaş tayinlerinin yorumlanması ile sayısal olarak da desteklemiştir. Söz konusu çalışma sonucunda, Çanakkale Boğazı'nı kapsayacak şekilde Batı Marmara'nın yaklaşık son 225 bin yıldır, yılda yaklaşık 0.40 mm yükselmekte olduğunu belirlemiştir. Yazarlar ayrıca, bu sıkışmanın KAFZ'nun yarattığı bir restraining bend tarafından geliştirilmiş olduğunu da belirtmişlerdir.

GÖKAŞAN vd. (2003) “ Morpho-tectonic evolution of the Marmara Sea inferred from multi-beam bathymetric and seismic data” adlı makalelerinde, Karabiga'dan Mürefte'ye uzanan ve Çanakkale Boğazı Marmara çıkışını kesen

kuzeybatı-güneydoğu eksenli çok kanallı bir sismik kesitte, Karabiga açıklarında izlenen ve pozitif çiçek yapısı oluşturan bir doğrultu atımlı fay, kara morfolojisi de dikkate alınarak kuzeydoğu-güneybatı yönünde Çanakkale Boğazı doğu kıyısı boyunca uzatılmıştır.

I. BÖLÜM: JEOLJİK ÖZELLİKLER

İnceleme alanını, genel olarak Paleozoyik (Permien)'ten Holosen'e kadar değişik jeolojik dönemlerde oluşmuş ve farklı litolojik özelliklere sahip kayaç toplulukları oluşturur. Özellikle Senozoyik formasyonlardan volkanitler ve detritikler geniş bir alanda yüzeyleyir. Biga güney ve güneybatısı oldukça karışık litolojik yapı sunar.

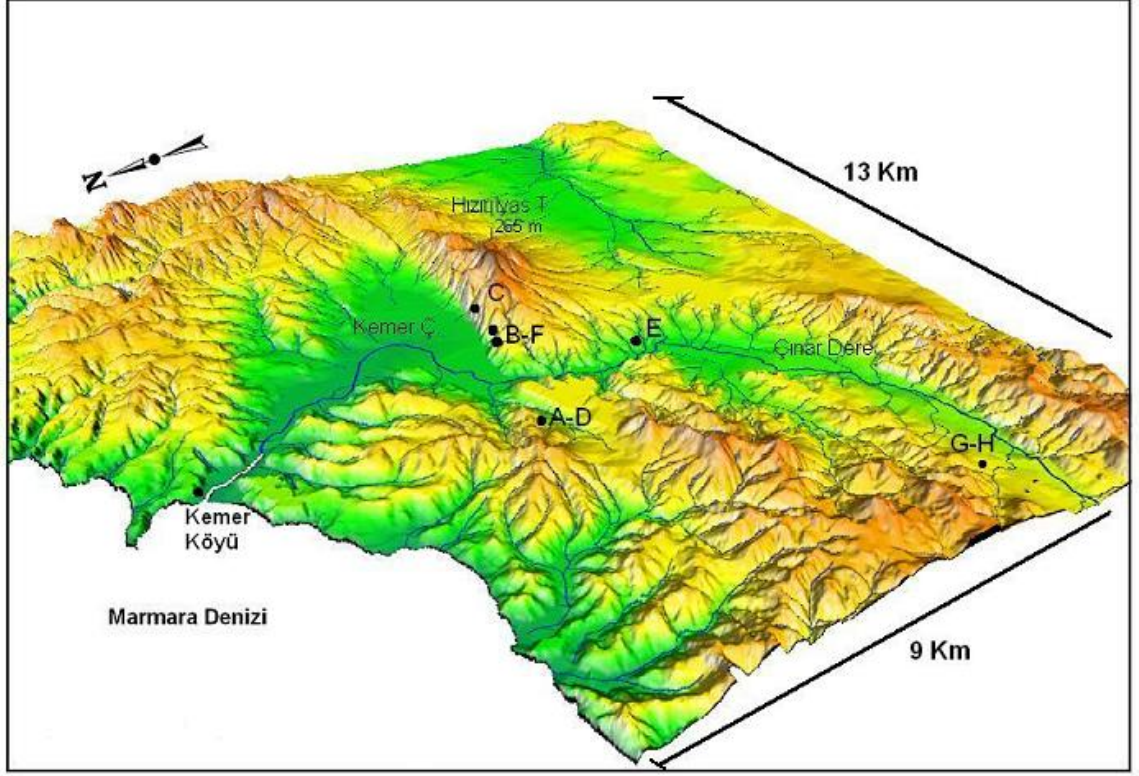
1.1. Litoloji ve Stratigrafi

1.1.1. Paleozoyik Formasyonları

Biga metamorfit grubu içinde yer alan Paleozoyik arazi, Danapınarı Köyü, Filiköy ve Dikmen Köyü çevresinde, Sarısıvat Köyü doğusu ile Havdan Köyü güneydoğusunda, Şahmelek Limanı doğusunda ve Aksaz Köyü güney ve doğusunda yer alır. Paleozoyik seri Permien kireçtaşı, şist, mermerler ve ofiyolit (serpantin) lerle temsil edilir. Paleozoyik formasyonları inceleme alanının kuzeybatısında, Aksaz Köyü batısı ve Şahmelek Koyu doğusunda geniş alanlarda yüzeyleyir (Ek 3).

Aksaz-Bekirli köyleri çevresinde geniş alan kaplayan Çamlıca Metamorfitleri (Okay vd., 1990) olarak isimlendirilen şistler, Ayvacık-Karabiga Zonu'nda yer alan ofiyolitli melanjin kuzeyinde yüzeyleyir. Çamlıca Metamorfitleri'nin oluşturduğu Paleozoyik arazinin geniş alanında mikaca zengin, iyi follasyon gösteren, kırmızı, gri, koyu gri, kahverengi kuvars-mikaşist ve fillatlar gözlenir. Bu oluşumlar içinde bir ile yüz metre kalınlıkta seviyeler halinde kalkşist, metakuvarsit ve mermerler yer alır. Kayaç örneklerinin (Şekil 4) ince kesitlerine ait mikrofotolarında Paleozoyik şistler içinde; fosiller (Foto 1-A), mermerler (Foto 2-B), fosil içeren mermerler (Foto 3-C) görülmekte, kalsit ve klorit bakımından oldukça zengin oldukları dikkati çekmektedir (Foto 4-D). İnceleme alanının kuzeyinde yer alan Çamlıca Metamorfitleri, Orta Eosen veya daha genç sedimanter ve volkanik kayaçlar ile uyumsuz bir şekilde örtülür. Aynı bölgede yer alan muhtemelen Geç Tersiyer yaşta büyük bir granodiyorit kütlesi Paleozoyik metamorfitleri keser. Çamlıca Metamorfitleri ile Ayvacık-Karabiga Zonu'nu oluşturan ofiyolitli melanjin tektonik bir dokunakla ayrılır. Bu kesimde muhtemelen Tersiyer yaşta dik eğimli faylar oluşmuştur (Okay vd., 1990). Tektonik hat, Karabiga'dan Ayıtdere Köyü'nün batısına kadar uzanır. Çamlıca Metamorfitleri'ni, Alt Triyas öncesi döneme atfedilen

araştırmacılar da vardır (Bingöl vd., 1973). Permiyen yaşlı koyu gri renkli neritik kireçtaşları ise Biga ve Eybekli Köyü arasındaki plato alanlarında gözlenir ve faylarla kesilmiştir.



Şekil 4: Kayaç örneklerinin alındığı lokasyon haritası.

1.1.2. Mesozoyik Formasyonları

Mesozoyik arazi geniş yer kaplamamakla birlikte genel olarak Edremit grubunu oluşturan Triyas yaşlı kireçtaşı, detritikler (kumtaşı-kiltaşı), spilitler ile temsil edilir (Gözler vd., 1983). Detritik ve spilitler Kapanbelen Köyü ile Havdan Köyü çevresinde geniş alanda yüzeylenir. Kapanbelen Köyü güneyinde detritikler diyabaz daykları tarafından kesilmiştir. Ayıtdere Köyü, Karapürçek Köyü çevresinde ve Biga güneybatısında görüldüğü gibi kireç taşları geniş aflörmanlar yerine kesintili ve dar alanlarda yüzeylenir.

Biga ofiyolit grubu içinde yer alan ve Karabiga'dan batıya doğru Karapürçek Köyü, Eskibalıklı Köyü'nün bulunduğu Ayıtdere Köyü batısına doğru 35-40 km. uzunlukta ve 3-4 km eninde kuşak halinde uzanan Çetmi Ofiyolit Melanjı (Okay vd., 1990) yüzeylenir. Üst Kretase/Paleosen (Siyako vd., 1989) yaştaki ofiyolitli melanj,

Paleozoyik Çamlıca Metamorfitleri ile tektonik dokunakta olup, Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşı büyük bir granodiyorit kütlesi tarafından kesilmiştir. etmi Ofiyolit Melanjı yoğunluğuna göre spilit, değişik tipte kireçtaşı blokları, şeyl, kumtaşı, serpantin ve radyolaritten oluşur. Spilitler, denizaltı lav ve tüflerden meydana gelmiş olup, genellikle ilksel özelliklerini korumuştur. Kemer ayı boyunca spilitler ile ilksel ilişkili radyolarit ve kırmızı mikritler gözlenmektedir. Taşların ince kesitlerine ait mikrofotolarında fosilli Paleozoyik mermerler, mikritleşmiş mermerler görülür (Foto 3-C). Melanj içinde muhtemelen ofiyolit yerleşimi sırasında meydana gelen bindirmeleri karakterize eden milonit dokusu izlenir (Foto 5-E).

etmi Ofiyolit Melanjı içinde beyaz renkli kalın tabakalı masifler halinde kireçtaşı blokları yer alır. Bu bloklardan alınan örnekler Geç Triyas faunası vermiştir. Dolayısıyla kireçtaşı blokları Üst Triyas yaşındadır. Karapürçek Köyü kuzeyinde kalın tabakalı, gri, beyaz kısmen rekristalize neritik kireçtaşlarından alınan örnekler Noriyen-Resiyen (Üst Triyas) yaşında fauna vermiştir. Bu neritik kireçtaşlarını ince tabakalı kırmızı pelajik kireçtaşları ve Kretase yaşı ince tabakalı siltli mikritler örter. Siltli mikritlerin üzerine ise değişik litolojik özellikteki volkanik kayalar gelmektedir. Bey Ova güneyinde Hızırilyas Tepe (265 m)' yi etkileyen doğu-batı yönlü fayın yamacında, melanjdan alınan kayaçların ince kesitlerinde çatlaklar içine dolmuş sparit kalsitler dikkati çeker (Foto 6-F). Buna göre, Geç Triyas ile Geç Kretase arasında muhtemelen tüm Jura'yı içine alan bir stratigrafi ortaya çıkar (Okay vd., 1990).

Biga güneybatısında Dereköy formasyonunu oluşturan Üst Jura-Alt Kretase yaşı çörtlü kireçtaşları (Gözler vd., 1983) dağınık aflörmanlar halinde yüzeylenmektedir.

1.1.3. Senozoyik Formasyonları

İnceleme alanındaki Tersiyer formasyonlarının oluşturduğu istif, Orta Eosen neritik kireçtaşları ve bu kireçtaşlarını uyumlu olarak örten andezit ve andezitik tuf arakatkılı Üst Eosen türbiditleri ile başlar (Okay vd., 1990).

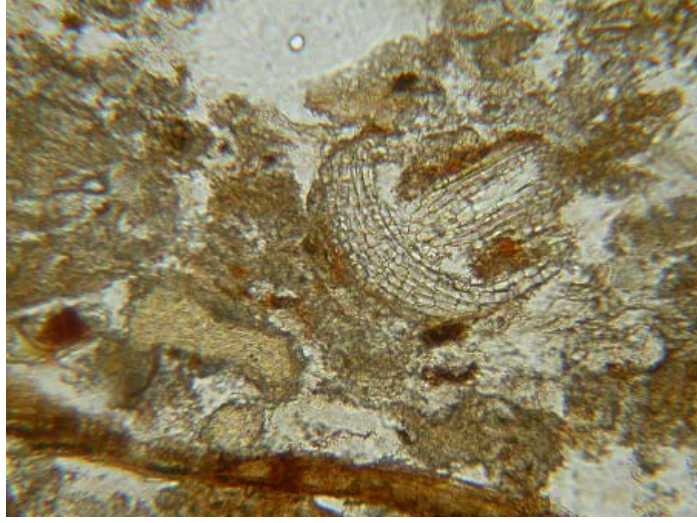


Foto 1-A: İskelegediği Tepe'den alınan kalk şist/milonitik şist'e ait ince kesit mikrofotosu.

Büyütme oranı: $2,5 \times 10$

Mineral bileşimi: Kalsit, klorit, sernit, opak mineral, kuvars.

Kayaç adı: Kalk şist/milonitik şist.

Doku ve açıklama: Genel görünüm fay dokusu kayaçları olup, milonitik şist dokusu belirgindir.

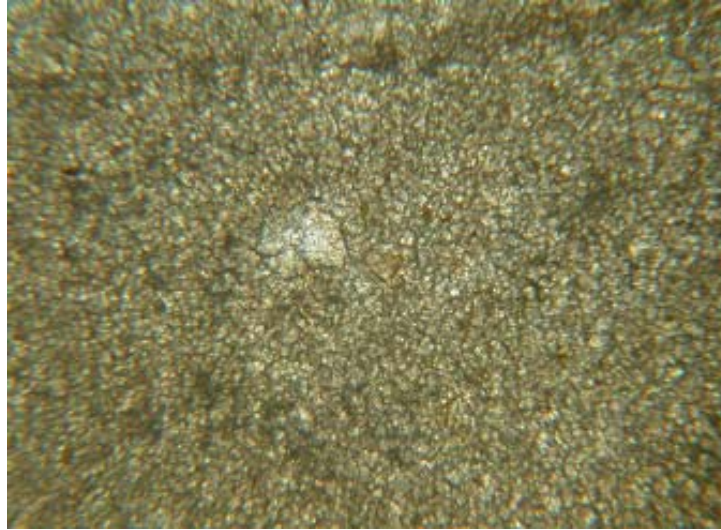


Foto 2-B: Hızırlyas Tepe'den alınan mikritik kireçtaşı'na ait ince kesit mikrofotosu.

Büyütme oranı: $6,3 \times 10$

Mineral bileşimi: Genellikle mikritik ancak çok az sparitik kalsit içeriyor, killi kısımlarda çok az demiroksit'de gözleniyor.

Kayaç adı: Mikritik kireç taşı.

Doku ve açıklama: Tane olabilecek bileşenler çok az, çatlak içeriyor ve kalsit kristalleriyle dolmuş durumdadır.

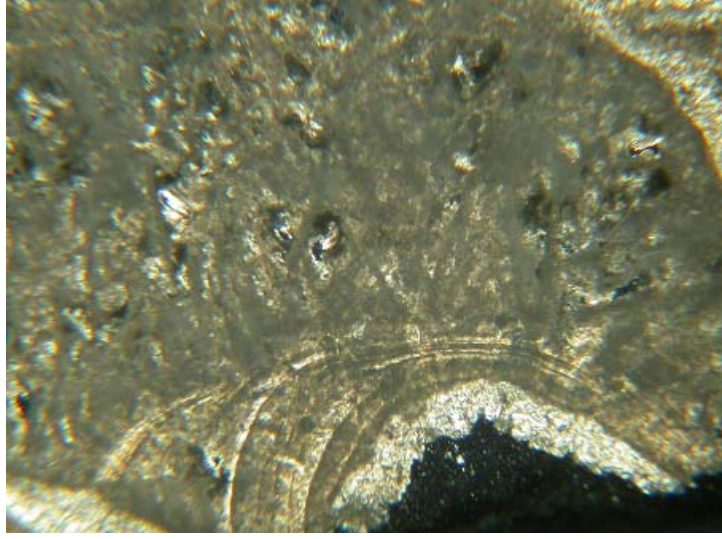


Foto 3-C: Hızırlyas Tepe'den alınan kristalize kireçtaşına ait ince kesit mikrofotosu.

Büyütme oranı: $2,5 \times 10$

Mineral bileşimi: Kalsit, kil min (bazı kesimlerde) mikritik malzeme, çok az fosil kavkısı içeriyor.

Kayaç adı: Kristalize kireçtaşı.

Doku ve açıklama: Sparitik, bazı kesimlerde kalsit kristalize olmuştur.

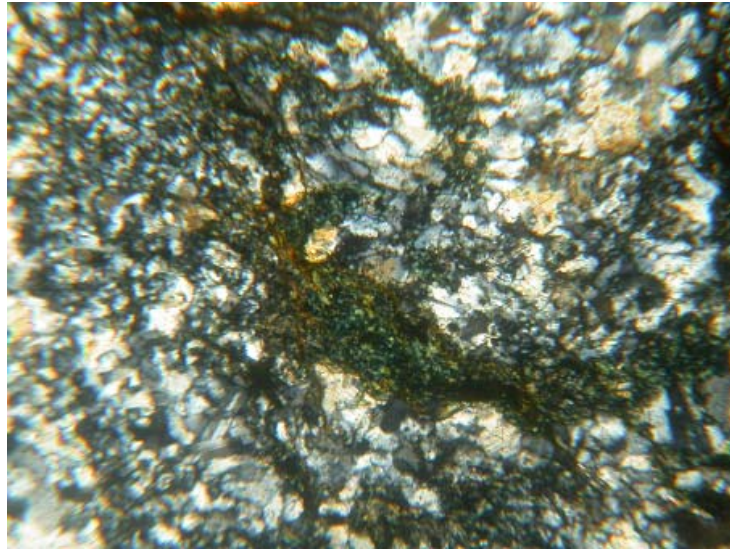


Foto 4-D: İskelegediği Tepe'den alınan kalk şist/milonitik şist'e ait ince kesit mikrofotosu.

Büyütme oranı: $2,5 \times 10$

Mineral bileşimi: Kalsit, klorit, sernit, opak mineral, kuvars.

Kayaç adı: Kalk şist/milonitik şist.

Doku ve açıklama: Ardalanmalı kalsit ve klorit birlikteliği, fay zonu kayaçlarıdır ve milonitik şist dokusu belirgindir.

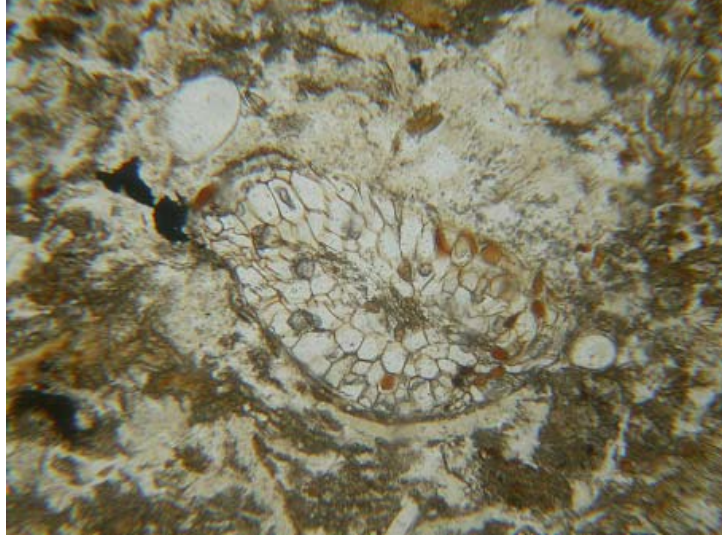


Foto 5-E: Çınar Dere birleştirme boğazı doğu yamaçlarından alınan kuvars şist/milonit şist'e ait ince kesit mikrofotosu.

Büyütme oranı: 2,5×10

Mineral bileşimi: Kuvars, klorit, senzit, demiroksit min.± opak min.

Kayaç adı: Kuvars şist/milonit şist.

Doku ve açıklama: Kataklastik doku, milonitik dokuda mikrofaylar.

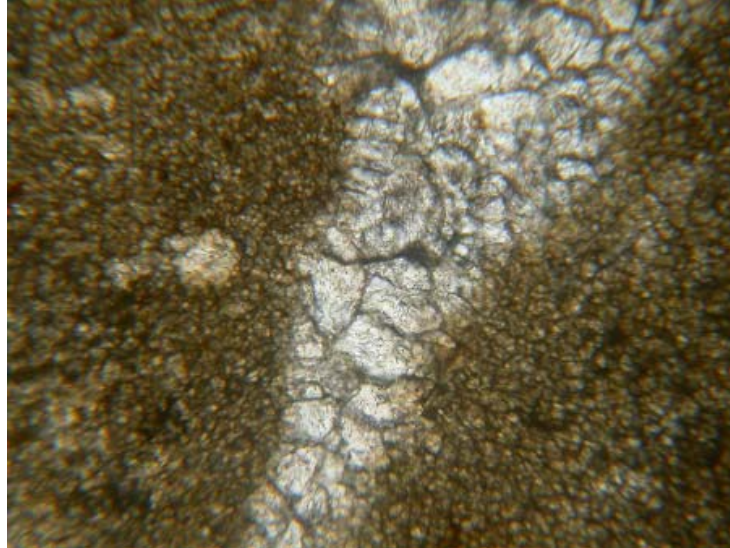


Foto 6-F: Hızırlyas Tepe'den alınan mikritik kireçtaşına ait ince kesit mikrofotosu.

Büyüme oranı: 6,3×10

Mineral bileşimi: Genellikle mikritik ancak çok az sparitik kalsit içeriyor, killi kısımlarda çok az demiroksit de gözleniyor.

Kayaç adı: Mikritik kireçtaşı.

Doku ve açıklama: Tane olabilecek bileşenler çok az, çatlak içeriyor ve kalsit kristalleri ile dolmuş.

Batıda Kozçeşme Köyü ve Asarlı Köyü'ne kadar yayılım gösteren, güneyde Çeltik Köyü ile Biga arasında yüzeylenen ve yüzölçüm olarak bölgede en geniş alanı oluşturan ve „Ceylan Formasyonu“ (Ünal, 1967) olarak adlandırılan formasyonlar, genellikle türbidit özelliği gösteren kumtaşı ile şeyl ve marnlardan oluşur. Formasyonun kalınlığı 500 m. kadar olup, akarsular tarafından üstten aşındırılmıştır. Bu istif içinde iki asitik tuf seviyesi ve yer yer izlenen Soğucak kireçtaşı (Lütesiyen-Orta Eosen) olistolitleri bulunur. Ceylan Formasyonu'ndan alınan fosil örneklerde birimin yaşı Üst Eosen olarak tespit edilmiştir.

Orta Eosen kireçtaşları Yeniçiftlik Köyü, Kayapınar Köyü çevresinde ve Gürçeşme Köyü güneyinde aflöre eder. Kireçtaşları kalın tabakalar ve bloklar şeklinde yüzeylenir (Foto 7, 8).



Foto 7

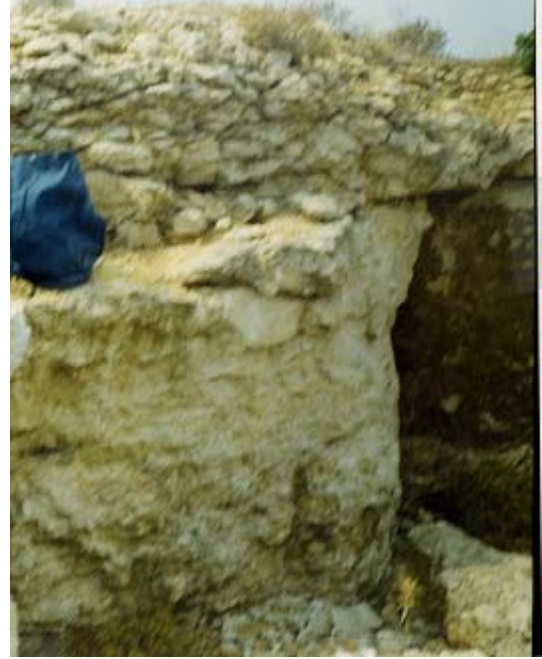


Foto 8

Foto 7, 8: Yeniçiftlik doğusunda kalın tabakalar halindeki kireçtaşları ve yüzeyden itibaren küçük bloklar halinde parçalanmaları.

İnceleme alanında mostra veren ilk volkanizma faaliyetleri Orta Eosen'de etkisini göstermiş genellikle andezitik lav, tuf ve aglomeraları oluşturmuştur. Bu volkanitler Yeniçiftlik Köyü Gürgendere Köyü arasında, Bakacak Köyü

güneybatısında ve Dışbudak Köyü kuzeyinde yüzeyleyir. Volkanik kayalar fosilli Eosen detritikleriyle (kumtaşı) yer yer arakatkılı, yer yer de detritikler tarafından örtülmüştür (Bingöl vd., 1973). Bakacak barajı batı yamaçlarında mostra veren volkanitler üzerinde Eosen fliş (kumtaşı, kiltası) formasyonları tabakalı bir yapı gösterir. Bu tabakalı yapılarda kalsit damarlar dikkati çeker. Aynı litolojik formasyonlar Biga Çayı batı yamaçlarında da görülür. Burada mostra veren kesimlerde Eosen flişleri büyük çakıllı bloklardan meydana gelmiştir.

Bölge, Oligosen sonunda yükselmiş ve kara haline geçmiştir. Karasallaşma sırasında Eosen-Oligosen tortuları büyük ölçüde aşınmıştır. Bu nedenle karasal, gölsel ve sığ denizel özellikteki Miyosen çökeltileri ve volkanitleri değişik birimler üzerinde yer alır (Siyako vd.,1989).

İkinci volkanik faaliyet Alt Miyosen'de başlamış ve çeşitli evrelerle devam ederek Üst Miyosen'e kadar sürmüştür. Bunun sonucunda andezit, riolitik lav, tüf ve aglomera gibi oluşumlar yüzeylemiştir (Bingöl vd., 1973). Karabiga-Aksaz Köyü arasında geniş bir sahada yüzeyleyen yaşı izotopik olarak tayin edilen, çeşitli araştırmacılar tarafından ortaya konulan ve yaşlandırmaları 20-31 my arasında değişen granodiyoritler, Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşını verir (Okay vd., 1990). Beyazımsı ve sarımsı renkli granodiyoritler günlenme sonucu ufak taneler halinde çözünerek arena oluşturur. Biga'nın güneyi ile Akkayrak Köyü arasında kalan kesimde Biga Çayı'nın her iki yamacında Erken-Orta Miyosen'de oluşmuş andezit, riolitik, tüf ve aglomera gibi çakıl ve blok tüflerinden oluşan seriler mostra verir. Orta Eosen ve Miyosen yaşlı volkanitler kökensel yönden birbirlerinden farklı gibi görünmektedir (Ercan, 1979).

Bölgede Miyosen-Pliyosen karasal fasiyeste olup, üstte kum, kil, çakıl, silt; altta ise marn ve kısmen kalkerler ile temsil edilir. Bu durum Hacıhüseyin Yaylası Köyü, Balıklıçeşme Köyü çevresinde gözlenebilmektedir. Kumlu, çakıllı, killi seri kırmızı renkte olup, kalker ve marnlar beyazdır. İstif genel olarak yatay tabakalı gevşek bir seriden oluşur (İşcan ve Bayır, 1963). Buna göre kırmızı renkli Pliyosen karasal depolar, beyaz renkli Miyosen gölsel formasyonları uyumlu olarak örter. Bu durum aynı zamanda Miyosen/Pliyosen geçiş fasiyesini verir.

Kuvaterner alüvyonları akarsu vadi tabanlarında (Kemer Çayı, Çınar Dere, Biga Çayı, Koca Çay, Şahmelek Deresi), akarsu taraçalarında, Biga-Koca Çay Ova

tabanında ve denize doğru genişlediği alanda gözlenmektedir. Akarsuların yüksek yerlerden aşındırarak taşıdıkları kumlu, killi, çakıllı, siltli gevşek alüvyonlardan oluşan tortullar, akarsuların kaynak kesimlerine doğru incelmekte, ova tabanı ve denize açılan yerlerde ise kalınlığı artmaktadır. Biga, Çavuşköy, Çınarköprü, Gündoğdu ve Danişment köyleri Pleyistosen taban dolgularından oluşan ova tabanında yer alır. Karabiga güneyindeki kumullar Holosen'e aittir.

1.2. Tektonizma

Paleozoyik-Kuvaterner dönemleri arasında değişik jeolojik zamanlarda oluşmuş ve çeşitli litolojik birimlerden meydana gelen inceleme alanı, güneyde bulunan Sakarya Zonu'nu kuzeydeki Rodop-Istranca Masifi'nden ayıran bir kenet kuşağı üzerinde yer alır (Siyako vd., 1989). Triyas'ta oluşan Karakaya orojenezi, Tersiyer dönemindeki Alp orojenezi ve bunu izleyen Geç Tersiyer'de meydana gelen doğrultu-atımlı fay hareketleri yapının ana hatlarını belirlemiştir (Okay vd., 1990).

Karakaya kompleksini oluşturan birimlerin bir çoğunun yaşlarının yeterli ölçüde tespit edilememesi ve Alpin orojenez sırasında meydana gelen sıkışmalı ve doğrultu atımlı fayların önceki tektonizmayı maskeleymesi Permo-Triyas dönemindeki tektonik evrimle ilgili verileri sınırlamaktadır. Karakaya orojenezi bitiminde yani en Geç Triyas ve Erken Liyas'ta bölge yükselmiş ve aşınmış Liyas'ta tekrar transgresyona uğramıştır (Okay vd., 1990).

Rodop-Istranca Masifi ile Sakarya Zonu muhtemelen Erken Eosen sonunda çarpışarak tüm bölge yükselmiş ve aşınmıştır. Orta Eosen'de başlayan transgresyon sonucu çökeller birikmeye başlamış, derinleşme ve çökel istifli Geç Eosen'de devam etmiş ve geniş bir alanda türbiditler çökelmiştir. Kuzey Anadolu Fayı (KAF)'nın etkinlik kazanmasına bağlı olarak (Şengör, 1979) Paleotektonik dönemden, Neotektonik döneme geçilerek yeni bir tektonik rejim başlamıştır. Bölgede, kuzeydoğu-güneybatı yönlü faylar muhtemelen Miyosen başlarında oluşmuş ve günümüze kadar faaliyetlerini sürdürmüşlerdir.

Üst Miyosen ve Pliyosen de volkanik olayların etkisini kaybetmesine karşılık KAF etkinliğini sürdürmeye devam etmiştir (Siyako vd., 1989). Üst Miyosen'de

meydana gelen yoğun tektonik hareketler araştırma alanının ana yapısı durumundaki Alt-Orta Miyosen çatı düzünün kırılmasına ve topoğrafik yapının kuzeye doğru meyillenerek alçalmasına neden olmuştur. Bu dönemde Tetis-Paratetis bağlantısı da sağlanmış bulunmaktadır (Herece, 1990). Başlangıçta eğime bağlı olarak akışını sürdüren akarsular, Pliyosen ve Pleyistosen'de devam eden genç tektonik hareketlerin etkisiyle taban düzeyinin de evreler halinde alçalmasına bağlı olarak, fay ve çizgiselliklere yerleşmiş, çeşitli drenaj tipleri oluşturmuştur. Yüksek kesimlerden aşınan çökeller, tektonizmanın kontrolünde alçalın kesimlerde tortulanmıştır.

Sahada yer alan en önemli fay muhtemelen KAF'nın tâli kollarından birini oluşturan Biga Fayı'dır. Biga Fayı inceleme alanına güneydoğudan girer ve kuzeydoğu-güneybatı yönünde uzanarak Dikmen Köyü güneyinden bölgenin dışına çıkar.

Biga Ovası'nı güneyden sınırlayan diğer tektonik uzanım ise, Biga-Danapınarı Platosu'nun kuzeybatı kesimini kuzeydoğu-güneybatı yönünde katederek orografik uzanımı belirler. Karabiga-Karahamzalar Platosu'nu kuzeyden denetleyen kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu uzanım ise platoda, belirgin bir seviye farkına neden olmuştur.

Araştırma sahasının bugünkü morfolojik özellikleri kazanmasında etkili olan oluşum, Orta Miyosen sonundan itibaren başlayan ve günümüze kadar devam eden Neotektonik hareketlerdir. Genç tektonik hareketler; kuzeydoğu-güneybatı, doğu batı, kuzey-güney yönlü yapısal hatlar, kuzeydoğu-güneybatı, doğu-batı, kuzeybatı güneydoğu yanal ve düşey doğrultulu faylanmalar, tali faylar, yanal basıncın etkisiyle tabakalarda kıvrım ve bindirmeler (Foto 9), tektonik yükseltilere neden olmuş, topoğrafik diskordans, tektonik şev, akarsularda dirsek ve ötelenmeler, çizgisel vadiler, asılı vadiler, asimetrik sırt ve tepeler, basamaklanmış yamaçlar, epijenik boğaz, genç V şekilli çentik vadiler, asimetrik vadiler, gömük menderesler gibi bir çok morfolojik izleri oluşturmuştur.

1.3. Jeolojik Evrim

Biga Yarımadası'nda kuzeydoğu-güneybatı yönünde uzanan dört büyük tektonik kuşak ayırtlanmıştır. Bunlar kuzeybatıdan itibaren; Gelibolu, Ezine,



Foto 9: Karabiga güneyinde Çetmi Ofiyolit Melanj'ı ve mermer tabakalar. Tektonizmanın denetiminde deformasyona uğrayan tabakalardaki kıvrımlar ve bindirmeler ile basıncın etkisiyle oluşan metamorfik mermerler.

Ayvacık-Karabiga ve Sakarya zonlarıdır (Okay vd.,1990). Biga Yarımadası Sakarya Zonu'nun en batı ucunda yer alır. Bunlardan Ayvacık-Karabiga Zonu, Ezine Zonu ile Sakarya Zonu arasında bulunur ve Geç Kretase/Paleosen yaştaki Çetmi Ofiyolit Melanjı'ndan oluşur. Bölge, Sakarya Zonu'nu kuzeyindeki Rodop-Istranca Masifi'nden ayıran ofiyolitli melanj ile simgelenen bir kenet kuşağı üzerinde yer alır. Bu ofiyolitli melanj içinde Paleosen pelajik kireçtaşlarının varlığı, Neotetis'in kuzey kolunun Paleosen sonuna kadar kısmen açık olduğunu gösterir.

Rodop-Istranca Masifi ile Sakarya Zonu muhtemelen Erken Eosen sonunda çarpışmış, bölge yükselerek aşınmış ve karasal birimler çökelmiştir (Siyako vd., 1989).

Orta Eosen'de Batı Anadolu'nun tamamını etkileyen önemli bir transgresyon başlamış ve yükselim alanlarında neritik karakterli Soğucak Kireçtaşı (Holmes, 1966) olarak simgelenen çökeller geniş bir bölgede istiflenmiştir.

Üst Eosen'de Soğucak Kireçtaşı'nın çökeliminden sonra, Biga Yarımadası'nın bulunduğu Havza'nın güney şelfi giderek derinleşmiş, transgresyon devam etmiş genellikle türbiditlerden oluşan ve inceleme alanında da geniş alanlara yayılan Ceylan Formasyonu (Ünal, 1967) çökelmiştir. Yükselim alanlarında Soğucak

Kireçtaşları gelişmeye devam etmiştir. Ceylan Formasyonu, Soğucak Kireçtaşı üzerinde uyumlu ve dereceli bir dokunakla yer alır.

Oligosen sonunda Biga Yarımadası'nda önemli bir yükselme ve aşınma dönemi olmuştur. Bu yükselim sonucunda Biga Yarımadası'nın güneyinde Orta Eosen-Oligosen istifini tümüyle aşınmıştır. Bu nedenle karasal, gölsel ve sığ denizel özellikteki Miyosen çökelleri ve volkanitleri farklı birimler üzerinde bulunur.

Erken-Orta Miyosen'de ve olasılıkla Geç Miyosen başlarında Biga Yarımadası'nda yoğun bir kalkalkalen magmatizma ile birlikte karasal birimler de çökelmiş ve aynı zamanda yeni bir tektonik rejim başlamıştır. Bu volkanizmaya bağlı olarak, inceleme alanında da görülen andezit, dasit, riyolit ve asitik tüfler yaygın olarak yüzlek verirler. Yine çalışma alanının kuzeyinde de görüldüğü gibi genellikle granodiyorit bileşimi sığ sokulumlar bölgeye yerleşmiştir. Bu evrede Kuzey Anadolu Fayı'nın etkinlik kazanması (Şengör, 1979) ile oluşan birbirinden ayrı çöküntü havzalarında farklı litolojiler yer almıştır. Bölgedeki KAF sisteminin etkisindeki kuzeydoğu-güneybatı yönlü faylar, muhtemelen Miyosen başlarında oluşmuş ve faaliyetlerini günümüze kadar devam ettirmişlerdir (Siyako vd., 1989). Biga Fayı'nda Miyosen volkanitleri 4 km kadar sağa atılmıştır (Ek 3). Sağ yanal atımları saptanan fayların dışında bu fayların yer yer morfolojik olarak çok belirgin düşey atımları da bulunmaktadır. Biga Yarımadası'ndaki kuzeydoğu-güneybatı yönlü sağ-yanal doğrultu atımlı faylar, KAF'nın en güneybatıdaki uzantılarını oluştururlar (Herece, 1990).

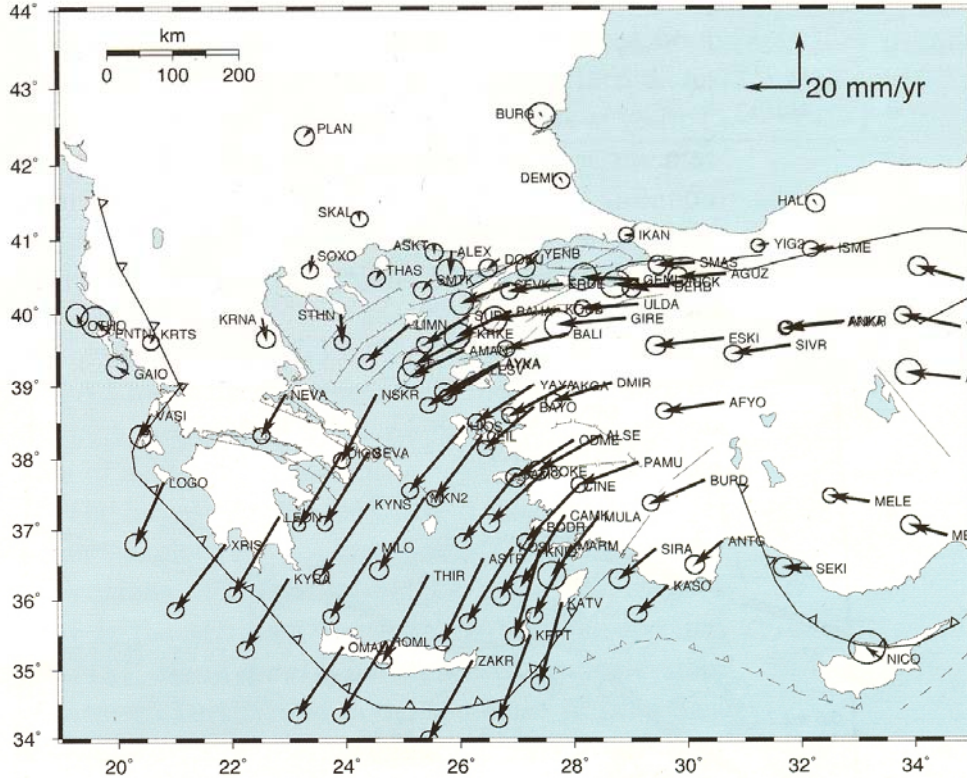
Geç Miyosen ve Pliyosen'de kalkalkalen volkanizma etkisini kaybetmiştir. Bu dönemde, Kuzey Anadolu Fayı etkinliğini sürdürmüş, Kazdağ basınç sırtı şeklinde yükselmiştir. Bu tektonik ve sedimanter rejim büyük ölçüde günümüzde de devam etmektedir (Siyako vd., 1989).

Biga Yarımadası'nda Pliyo-Kuvaterner döneminde çakıltaşı, kumtaşı ve şeylden oluşan flüviyal sedimanlar ile gölsel karbonatlar çökelmiş (Siyako vd., 1989) ve az miktarda alkali bazaltik volkanizma meydana gelmiştir (Okay vd., 1990). Günümüzde batıya hareket eden KAF ise, Üst Pliyosen'den itibaren etkindir (Herece, 1990).

II. BÖLÜM: DEPREMSELLİK

İki kıta arasındaki okyanusun Paleosen-Eosen'de kapanması sonucu oluşan Pontid içi Kenet Çizgisi adı verilen (Şengör ve Yılmaz, 1981) zon, Marmara Denizi'nin de oluşumunu kontrol eden zayıflık zonunu oluşturur.

Kuzeydeki Avrasya ve güneydeki Afrika ana levhaları arasında, Türkiye'nin üzerinde bulunduğu kara parçasının büyük bir bölümünü oluşturan Anadolu levhası bu iki kıtanın çarpışması sonunda sıkışıp yükselmiş ve batıya doğru hareket etmiştir. Yaklaşık uzunluğu 1600 km olan Kuzey Anadolu Fayı (KAF) Anadolu levhasının kuzey sınırı oluşturur. Bu levhanın hızı batıya doğru yılda 2 cm'dir (Şekil 5). Levha hareketleri nedeniyle fay zonu üzerinde sürekli bir gerilme birikimi oluşmaktadır. Gerilme yüklemeleri üst kabukta kırılmaları tetiklemekte ve fay zonunun büyük bir kısmı birbirini izleyen depremler dizisi şeklinde kırılmalara yol açmaktadır (Ferrari vd., 2000).



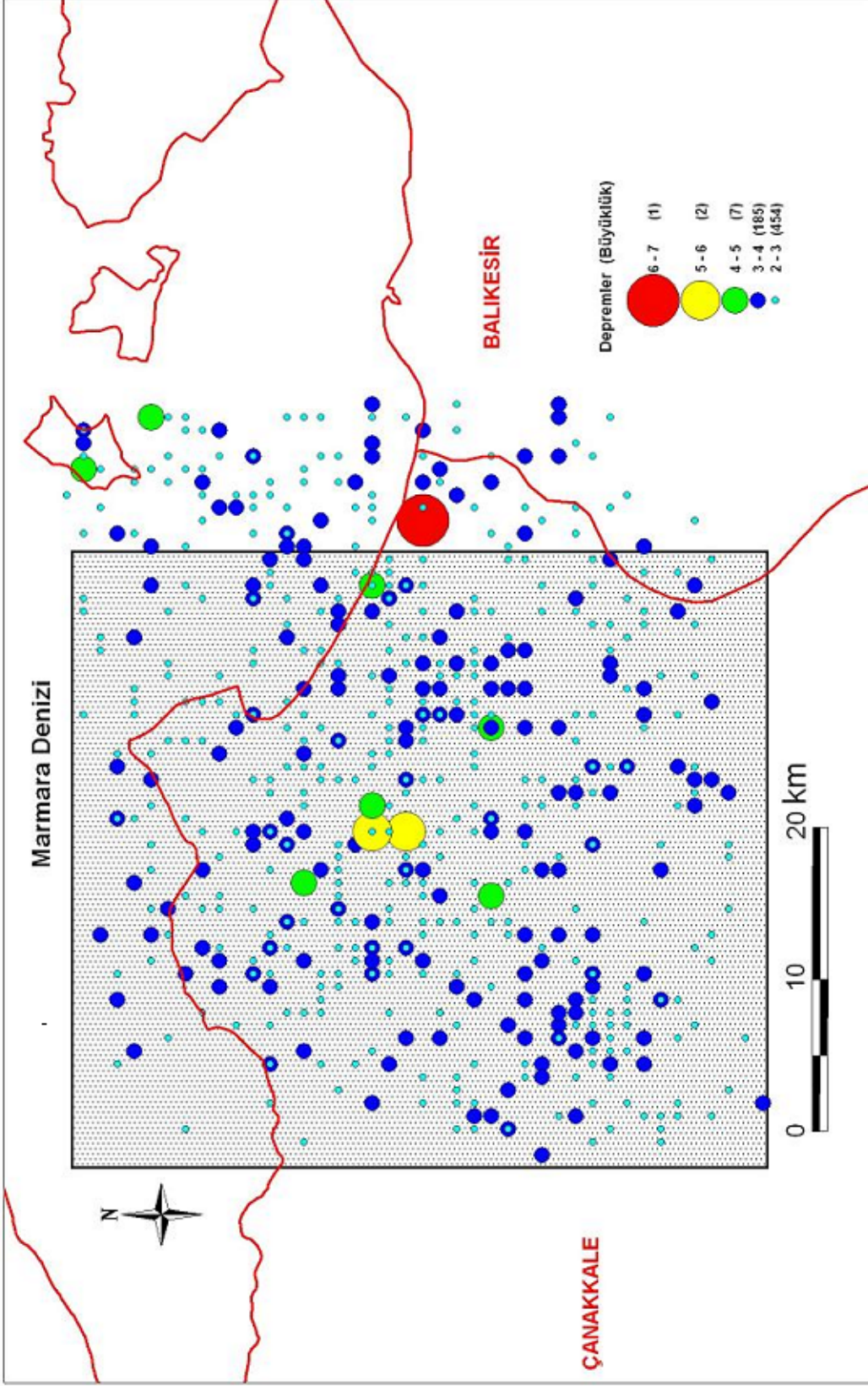
Şekil 5: Batı Anadolu ve Ege GPS verileri (Reilinger and McClusky, 2001'den)

Marmara Bölgesi'nde son jeolojik çağlarda oluşmuş fay sistemleri tektonik yapı üzerinde önemli etkiye sahiptir (Ketin, 1968). Güney Marmara bölümünde yer

alan inceleme alanı, Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)'nun denetlediği Biga Yarımadası'nda yer alır ve Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Türkiye Deprem bölgeleri haritasına göre, birinci derece deprem kuşağında bulunur. Sahada ve yakın çevresinde 1 adet 6-7 büyüklüğünde, 2 adet 5-6 büyüklüğünde depremler kaydedilmiştir (Şekil 6;Tablo 1). KAF Zonu levha tektoniği açısından önemlidir. Kuzey Anadolu deprem zonu faylar, çukurlar, çökme havzaları gibi tektonik oluşumlardan meydana gelmiş bir dislokasyon şerididir (Lahn, 1949). İnceleme alanındaki Ayıtdere Fayı, Biga Fayı (Siyako vd., 1989) ve diğer kırık sistemleri, Biga çöküntü ovasını sınırlayan tektonik hatlar muhtemelen KAF'nın etkisi altında bulunur. Biga güneyi Kapanbelen Köyü güneydoğusunda Kırkgeçit Deresi'ni etkileyen fay sistemleri sıcak su kaynaklarının (Kırkgeçit kaplıcaları) oluşmasına neden olmuştur. Bu durum bölgenin kırıklı yapısına işaret eder. Biga Fayı, KAF Zonu'nun batıya doğru devamı olan Sarıköy-İnova Fayı'na (Herece, 1990) kabaca paralel olarak kuzeydoğu-güneybatı yönünde uzanır ve tektonik kırık hatlarının denetimindedir. Levhaların bağıl hareketlerinden kaynaklanan stres, kırıklardan mikro depremler şeklinde boşalmaktadır (Alsan vd., 1984).

Yukarıda açıklandığı gibi inceleme sahası, tektonik olarak hareketli olup bölgede şiddetli depremler meydana gelmektedir. 5 Temmuz 1983'te Biga-Karabiga arasında meydana gelen Biga depremi ($M_s=6.1$) Marmara Bölgesi'nde de şiddetle hissedilmiş can ve mal kayıplarına yol açmıştır (Alsan vd., 1984). Depremden en çok Çan, Biga, Gümüşçay, Çınarköprü, Eğridere çevresi etkilenmiştir. Bu durum, yüksek sahalardan aşınan malzemenin Biga Ovası'nda kalın alüvyal düzlükleri oluşturması ve bu gevşek yapılı zeminlerde kurulan yerleşmelerin depremlerden daha fazla etkilendiğini gösterir.

1983 Biga depremi ve bölgede daha önce meydana gelen depremlerin odak mekanizması çözümleri incelendiğinde, genel olarak kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu gerilimlerin hakim olduğu (Alsan vd., 1984), Biga artçı depremlerinin episantr dağılımları incelendiğinde ise artçı depremlerin yine aynı doğrultuda yayıldıkları görülür. Burada artçı depremlerin Biga alüvyal çöküntü ovasında yoğunlaştığı, bölgenin sismik bakımından oldukça aktif olduğunu belirtmek gerekir.



Şekil 6: Biga ve yakın çevresinin deprem episantır dağılışı haritası.

KOORDYNAT ARALIĞI : 40.0- 40.5 N - 26.8 -27.8 E							
BÜYÜKLÜK ARALIĞI M>= 4.0							
TOPLAM 25 DEPREM							
16	09	1912	210418	4010	2680	M D2 M	49M
21	10	1912	0931	4050	2700	8 15 8	458
21	10	1912	2340	4050	2700	8 15 8	488
04	01	1935	1441304	4040	2749	1 30 1	648
04	01	1935	1518546	4012	2765	C 12 C	468
04	01	1935	1519180	4037	2717	B 5 8	458 1. HAT 1.NO
ESKİ							
04	01	1935	1620046	4030	2745	1 20 1	638
22	10	1935	0729428	4031	2721	1 10 1	528
18	03	1953	202030	4000	2740	8 30 8	50
18	03	1953	222800	4000	2740	8 30 8	488
18	03	1953	2328550	4000	2740	M D2 M	45M
19	03	1953	125342	4010	2730	8 48 8	488
22	03	1953	131712	4000	2730	8 26 8	428
24	03	1953	202013	4000	2750	8 12 8	478
31	03	1953	1824	4010	2730	8 15 8	451
24	10	1954	2337191	4046	2753	1 10 1	488
21	08	1966	0130435	4033	2740	4 12 4	498
03	03	1969	0059105	4008	2750	4 06 4	587564 475
05	03	1969	1441164	4006	2756	4 33 4	474 475
18	11	1975	454283	4026	2729	4 7 4	415
28	5	1983	240152	4002	2689	4 9 4	444
5	7	1983	12 1270	4033	2721	4 7 4	584554 595 2.
HAT 5.NO ÇÖZÜMÜ VAR							
5	7	1983	1730431	4026	2716	4 4 4	414 3.HAT
1.NO *****							
30	1	1984	558258	4050	2749	4 10 4	45N
14	11	1984	1424249	4033	2723	4 6 4	41N 2.
HAT 6.NO ***** VERİ AZ							
KALAFAT, 2007							

Tablo 1. Araştırma sahasında 1912-1984 yılları arasında 4'ten büyük depremlerin dağılışı tablosu.

Araştırma sahasında belirtilmesi gereken bir başka deprem etkinliği ise, Karabiga deprem etkinliğidir (Ayhan vd., 1987). 5 Temmuz 1983 Biga depreminden sonra en yoğun dönemine ulaşmış olup, Marmara Denizi'nin tektonik hatları boyunca yer alan Karabiga deprem etkinliği, bölgede depremselliğin güncelliğini koruduğunu göstermektedir.

Son yüzyılda meydana gelen büyük depremler 5.7 ile 7.6 arasında değişmekte bölge ve çevresinin büyük depremler üreten potansiyele sahip olduğu görülmektedir (Tablo 2). Marmara Denizi tabanında irili ufaklı birçok fayın bulunduğu, bu fayların çoğunun aktif olduğu ve deprem ürettikleri bölgede, deprem etkinliğinin yoğun oluşundan anlaşılmaktadır (Kalafat vd., 2002). İnceleme alanını da etkileyecek olan Marmara Denizi'ndeki depremselliğin $M > 6.0$ 'dan büyük depremlerin görüldüğü

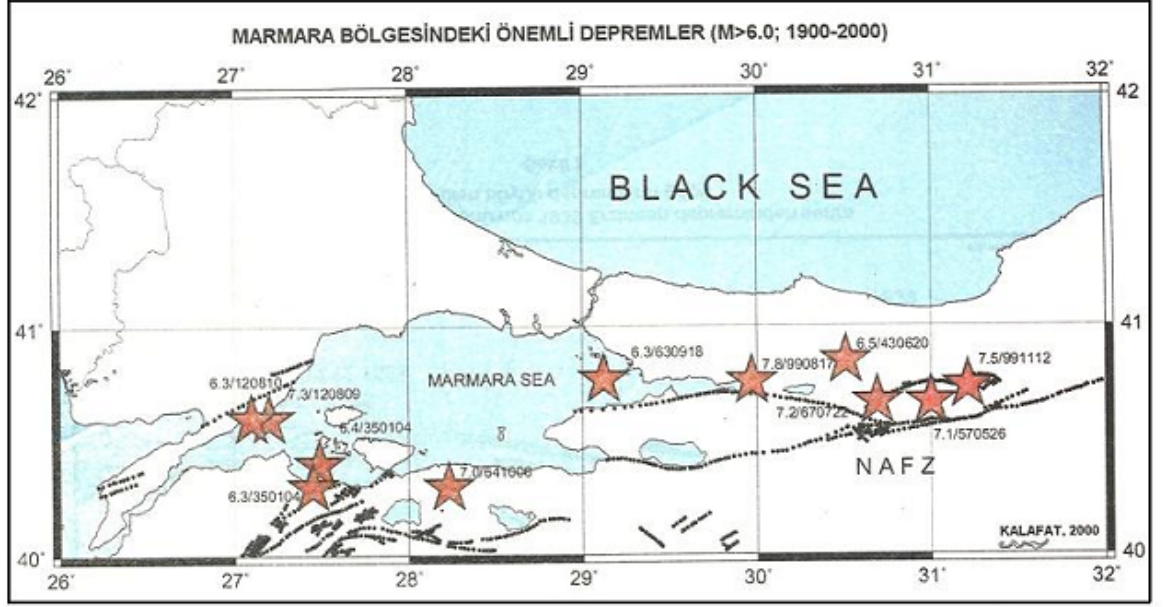
TARİH	BÜYÜKLÜK	YER
1901	5.9	Ayvalık
1912	7.4	Saros-Marmara
1919	6.9	Soma-Balıkesir
1935	6.4	Erdek-Marmara Adası
1942	6.2	Bigadiç-Balıkesir
1944	6.8	Edremit Körfezi-Ayvacık
1953	7.2	Yenice-Gönen
1963	6.4	Çınarcık-Yalova
1964	6.9	Manyas
1965	5.9	Saros
1967	7.1	Mudurnu-Adapazarı
1969	5.7	Gönen
1970	7.1	Gediz
1971	5.6	İvrindi
1975	6.6	Saros
1983	6.1	Biga
1999	7.4	İzmit/Marmara
1999	7.2	Düzce

B.Ü.K.R.D.A.E

Tablo 2: Araştırma sahası ve çevresinde 1900-2000 yılları arasında meydana gelen önemli depremler.

harita incelendiğinde (Şekil 7), Marmara Denizi içinde iki önemli depremin dışında büyük bir deprem olmaması bu bölgeyle ilgili modellerin açıklanmasını kısıtlamıştır. Fakat 1935 yılında Marmara Adası ($M_s=6.4$) ve 1963 yılındaki Çınarcık ($M_s=6.3$) depremleri, Marmara Denizi'nde bu büyüklükte depremlerin olabileceğini işaretler. KAF'nda Marmara ve Düzce depremlerinden sonra oluşan kırılma boyunca yoğun deprem etkinliği görülmektedir. Bununla birlikte Marmara Denizi içinde Marmara Adası kuzeyi, Kapıdağ Yarımadası-İmralı arasında yoğun olmak üzere inceleme alanının Karabiga-Kemer bölümünün (kuzey bölüm) kıyılarında da artçı deprem

etkinliklerin dikkati çekmesi, oldukça önemlidir. Marmara ve Düzce depremlerinin inceleme alanını -VI- şiddetinde etkilediği belirtmek gerekir (Kalafat vd., 2002).



Şekil 7: Marmara Bölgesi'ndeki önemli depremler (M>6.0; 1900 - 2000)

Bölgenin sismik hareketliliği beraberinde birçok sorunlar getirmektedir. Toprağın suya doygun olduğu dönemlerde (Aralık-Nisan) depremin tetikleyeceği, özellikle eğimli yamaçlarda heyelan, akma, kopma ve çökme gibi kütle hareketleri artabilecektir. Gevşek alüvyal tabanın geniş alan kaplaması özellikle yer altı suyunun aynı dönemde yüzeye yakın olması, bazı yıllarda taşkınların görülmesi depremin şiddetini artırıcı rol oynar. Biga Ovası'nda yerleşmelerin fazla oluşu konunun önemini artırmaktadır.

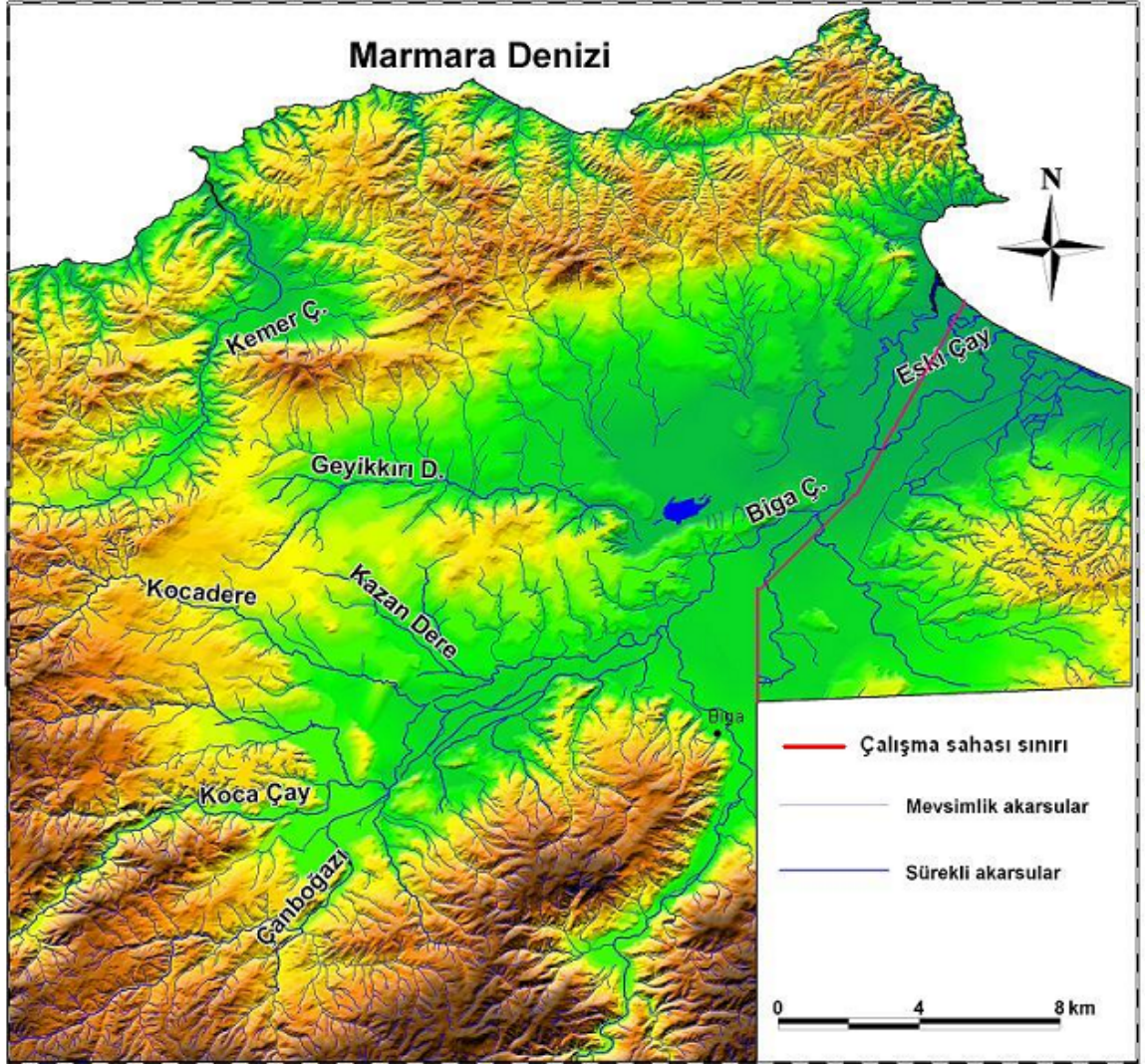
III. BÖLÜM: DRENAJ ÖZELLİKLERİ

Akarsuların kuruluş ağı olarak şunlar ifade edilebilir. Şahmelek Koyu ile Örtülüce Köyü arasında çizilecek hattın batı kesiminde yapısal hatların kuzeye eğimli olması ve su bölümü çizgisinin daha güneyde yer alması sonucu, Marmara Denizi'ne yönelen akarsuların vadilerini iç kesimlere kadar uzattıkları, kuzey-güney yönlü topoğrafik eğimin denetlediği dantritik drenaj ağının (Değirmencik Dere, Elmalık Dere, Soğuksu Dere, Kurtkaya Dere) kurulduğu gözlenir. Hattın doğu kesiminde ise, bu kurala uymayan doğu-batı yönlü Şahmelek Deresi'nin geniş bir alanın su toplama havzası durumunda olduğu görülür. Karabiga ve Aksaz Köyü arasındaki bölge en yüksek akarsu yoğunluk değerleri gösteren kesimlerdir (Ek 2). Burada litolojinin granodiyorit gibi gevşek dirençsiz litolojik kayalardan meydana gelmesi ve bitki örtüsünün cılız oluşu, akarsular tarafından oldukça sık yarılmasına, çizgisel erozyonun yoğun oluşuna neden olmuştur. Değirmencik-Aksaz köyleri güneyinde Paleozoyik şistlerden oluşan kesimlerde akarsuların düzgün uzanışı, yan kolların yoğun olmayışı, buna bağlı olarak arazinin daha az parçalanmış olması nedeniyle akarsu yoğunluğu oran olarak daha düşük değerler gösterir. İnceleme sahasının kuzeyindeki iki ayrı litolojiden oluşan bu birimler üzerinde akarsu yoğunluk değerlerinin farklı olduğu görülmektedir.

İnceleme alanının en düşük akarsu yoğunluk değerlerinin görüldüğü, Biga Ovası'nda yer alır (Ek 2). Tokatkırı, Geyikkırı, Yeniçiftlik, Balıklıçeşme gibi yerleşmelerin çevresinde olduğu gibi düşük eğim değerleri gösteren (% 0-5) Biga Ova tabanında (Ek 7) akarsular örgülü yatağa sahip olsalar da akarsu yoğunlukları düşük değerler gösterir.

Akarsuların oluşturduğu drenaj şekillenmesinde ise, Karabiga batısında Neojen depoları üzerinde az eğimli bir alanda Karaköy Dere, Karaağaç Dere, Selvi Dere, Taşlı Dere gibi akarsuların oluşturduğu dallı budaklı subdantritik özellikteki drenaj ağı dikkati çeker (Şekil 8).

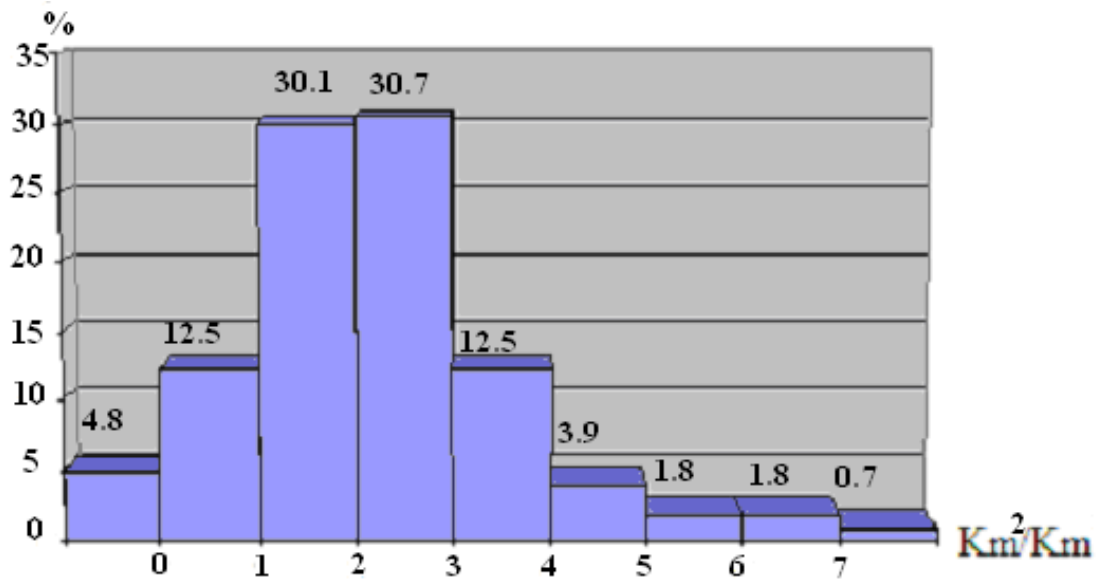
Biga Ova tabanında doğu-batı yönlü uzanan Geyikkırı Dere, Karacaali Dere, kuzey kesimlerden inen Çeşmeler Dere, Yayla Dere gibi yan kollar, eğimin de azalmasına bağlı olarak paralel drenaj ağı özelliği taşır.



Şekil 8: Biga Çayı batı kesiminin drenaj haritası.

Şahmelek Koyu ile Karabiga arasında kalan bölümde bitki örtüsünün cılız oluşu, sahanın akarsular tarafından yoğun olarak parçalanması, suyun azlığı, toprağın ince ve bazı yerlerde olmayışı tarımı engellemekte, günlenmenin de etkisiyle kolay aşınabilen gevşek taneli granodiyoritler geniş yer kapladığı için de çizgisel ve yüzeysel erozyon etkili olmaktadır. Km²'ye düşen akarsu uzunluğunun bazı alanlarda 7 km²/ km²'yi geçtiği bu bölüm (Ek 2), inceleme alanında yarılmının fazla olduğu ve yamaç erozyonunun en şiddetli görüldüğü yerleri oluşturur. % 20-40 arasındaki yüksek eğim değerlerinin (Ek 7) geniş alan kaplaması da aşınımı şiddetlendirmektedir. Saha genelinde arazinin akarsularla yarıma derecesini ve

çizgisel erozyonun etkilerini ortaya koymak mümkündür (Şekil 9). Şekilde akarsu yoğunluğu grafiğinde, km^2 'ye düşen akarsu uzunlukları 1-3 km^2/km arasındaki değerlerde toplanmış olup inceleme alanının % 61'ini oluşturur. Diğer oranlar ise akarsuların olmadığı yerler % 4.8; 0-1 km^2/km arasındaki değerler % 12.5; 3-4 km^2/km arasındaki değerler % 12.5; 4 km^2/km 'den büyük yoğunluklar ise % 8.2'lik yer kaplar.



Şekil 9: Biga Çayı batı kesiminin akarsu yoğunluğu grafiği.

Akarsu yoğunluk haritası incelendiğinde (Ek 2), birbirine yakın alanlarda akarsu yoğunluklarında önemli farklar gözlenir. Örneğin, güneybatıda Danapınarı-Harmanlı köyleri arasında Kapan Tepe (230 m) ve Sivri Tepe (275 m)'nin bulunduğu kesimler, düşük yoğunluk değerlerine sahiptir. Bu tepelerin çevresine göre en yüksek alanları meydana getirmesi ve akarsuların kaynak sahalarını oluşturması ve yoğun drenaj ağına sahip olmaması nedeniyle düşük yoğunluk değerleri gösterir. Buna bağlı olarak akarsu ve ona karışan yan kolların oluşturduğu alanlar, akarsu yoğunluklarının yüksek olduğu yerler olarak ifade edilebilir.

Sahanın ana akarsuyu olan Biga Çayı tabanında birçok yerde menderesli akış gösterir. Biga Ovası taban düzlüğünde ise Biga Çayı serbest menderesler şeklinde akmakta, Biga ilçesinden itibaren ise Biga-Danapınarı platosunu dik yamaçlarla yararak geniş tabanlı derin vadi içinde drene olmakta ve Kapanbelen Köyü

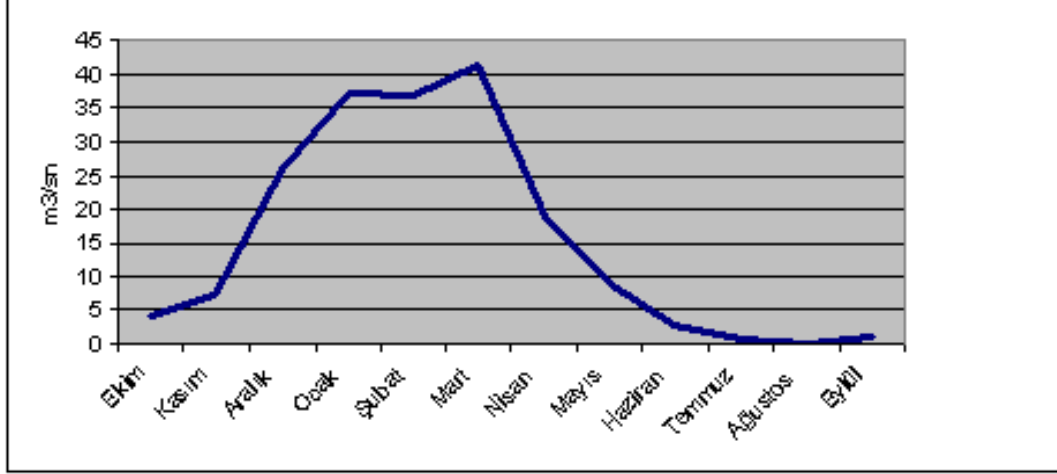
kuzeydoğusundan itibaren ise daha dar ve derin boğaz vadi oluşturarak, Çan Çayı'na bağlanmaktadır. Biga Çayı fay ve çizgiselliklerin kontrolünde ani dirseklerle drenaj sapmaları gösterir. Daha çok sel karakterli kısa boylu akarsular (Oyluk Dere, Habibçe Dere, Karanlık Dere, Andık Dere, Kışla Dere, Soğuksu Dere) yan kollarını oluşturur. Şeytan Dere, Kırkgeçit Deresi ve Fukara Dere daha uzun boylu diğer yan kollarıdır.

Şiddetli yağışların etkisiyle yatakları yeterli derinlikte olmayan akarsular eğimin azaldığı düz alanlarda taşıdıkları suyu yüzeye yayarak çevreye büyük zararlar verir. Biga-Koca Çay Ovası çevredeki yüksek kesimlerden kaynağını alan akarsular için yerel taban seviyesi durumundadır. Havzanın drenajını sağlayan akarsuların yağışların etkisiyle yataklarından taşması ova tabanında bataklık ve göllenmelere neden olmakta, taban suyunun yükselmesine ve taşkın suların getirdiği taş, blok, çakıl, kum, kil, silt gibi sedimentlerin tarım alanlarına zarar vermesine neden olmaktadır.

İnceleme alanının iki büyük akarsuyunu oluşturan Biga Çayı ve Koca Çay yataklarının yeterince derin olmaması nedeniyle, yağışlı dönemlerde özellikle sağanak yağışların olduğu zamanlarda yan kollardan gelen suları drene edemezler. Bu nedenle her iki akarsu 60'lı yıllarda zaman zaman görülen taşkınlara neden olmuştur. D.S.İ Etüt ve Plan Dairesi'nin yayınladığı taşkın yıllıkları incelendiğinde önemli tarihi taşkınlar; 27 Kasım 1955, 3 Temmuz 1962, 3 Ekim 1962, 18 Aralık 1963, 27 Aralık 1964 taşkınlarıdır. Özellikle Koca Çay üzerinde yapılmış olan Bakacak Barajı ve yan kolların ıslahı taşkın zararlarını azaltacaktır. Taşkınların en çok etkili olduğu alanlar; Biga Ovası'nda Adliyeköy, Çavuşköy, Akköprü, Çınarköprü, Güleçköy, geçici taşkınlara neden olan Ece Gölü çevresi, Biga Çayı vadi tabanı, Koca Çay vadi tabanı taşkından etkilenen yerler olarak dikkati çeker.

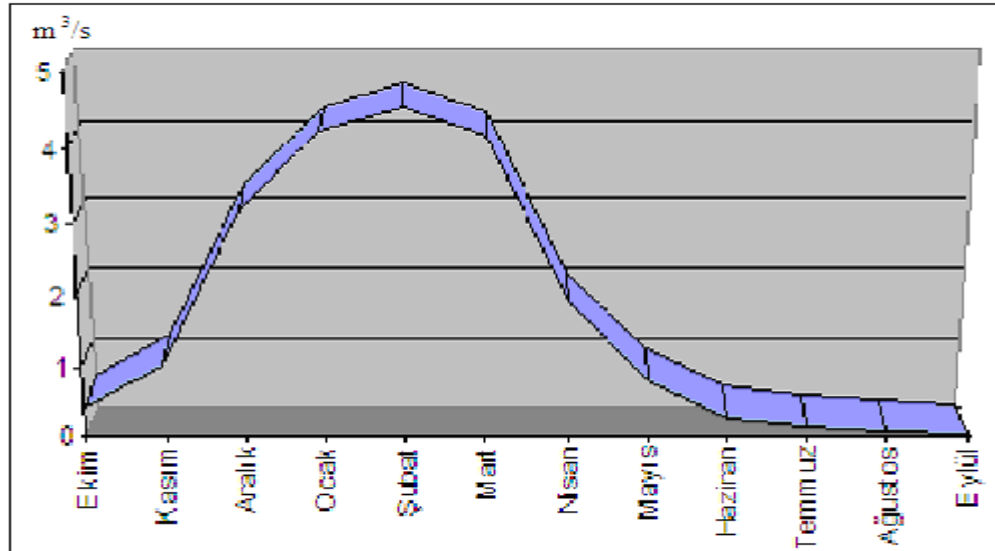
Biga Çayı'nda (Şekil 10) Mart ayında ortalama akım miktarı en yüksek değere yükselir ($41 \text{ m}^3/\text{s}$). Aralık, Ocak, Şubat, Mart aylarındaki akım miktarları ($140.7 \text{ m}^3/\text{s}$), yıllık akımın ($186 \text{ m}^3/\text{s}$) % 76'sını oluşturur. Biga (Kocabaş) Çayı'nın önemli kollarından biri olan Koca Çay (Yakacık Deresi)'de yapılan ölçümlerde (Şekil 11) aylık ortalama akımın en yüksek değere çıktığı ay Şubat'tır ($4.55 \text{ m}^3/\text{s}$). Aralık, Ocak, Şubat, Mart aylarındaki toplam ortalama akım miktarları ($16.13 \text{ m}^3/\text{s}$), yıllık toplam akımın ($20.95 \text{ m}^3/\text{s}$) % 77'sini oluşturur. Buna bağlı olarak taşkın gibi

Rasat süre,yıl	Kot (m)	Yağış Alanı km ²	E	K	A	O	Ş	M	N	M	H	T	A	E	Yıllık ort m ³ /s
30	8	2095.6	4.24	7.63	25.7	37.1	36.9	41.0	18.9	9.00	3.11	1.008	0.317	1.19	15.5



Şekil 10: Biga Çayı Çınarköprü istasyonuna ait 1965-1994 yılları aylık ortalama akım değerleri ve grafiği.

Rasat sür.yıl	Kot (m)	Yağış.al.km ²	EK.	K	A	O	Ş	M	N	M	H	T	A	EY.	Y.ort.m ³ /s
26	48	267.6	0.445	1.044	3.19	4.24	4.55	4.15	1.93	0.837	0.287	0.157	0.091	0.038	1.75



Şekil 11: Koca Çay Gürçeşme istasyonuna ait 1969-1994 dönemi aylık ortalama akım değerleri ve grafiği.

çevre sorunlarına neden olur. Her iki akarsu için yaz ve sonbahar mevsimleri akım miktarlarının oldukça azaldığı, su eksikliğinin görüldüğü çekik dönemlere karşılık gelen mevsimlerdir.

Koca Çay; Pekmezli, Savaştepe, Kahvetepe köyleri arasında örgülü bir şekilde birçok kola ayrılarak akmakta, yağışlı dönemlerde ise akımın artmasına bağlı olarak Pekmezli Dere, Uzgua Dere ve diğer akarsuların getirdiği sularla “Batak Ova” denilen sahada göllenmelere neden olmaktadır. Eğimin az oluşu taban suyunun yükselmesine ve zeminin doygun duruma gelerek yaz döneminde bataklıklarla kaplanmasına yol açmaktadır. Araştırma alanının kuzeybatısında Kemer Dere’nin drene ettiği yerel taban düzeyi durumundaki Bey Ovası’nda, çevredeki yüksek alanlardan gelen kısa boylu akarsuların yağışların etkisiyle oluşturduğu göllenmeler dikkati çeker. Yaz döneminde ise çekiklere ve buharlaşmaya bağlı olarak bataklıklar oluşur.

Karabiga-Çınarköprü Köyü arasında kalan ovada akarsular, yatakları derin olmayan sel karakterli akarsulardır. Bu akarsuların ova tabanında yatakları tamamen kaybolur. Yağışların şiddetli olduğu aylarda taşkınlara yol açarlar.

Karacaali ve Geyikkırı akarsularının kuzey bölümündeki yan kollarını oluşturan Yayla Dere, Çeşmeler Dere, Ayetli Dere, yağışlı aylarda sığ olan yataklarından taşarak Biga Ovası tabanında taşkınlara neden olur. Günümüzde tarım arazisi olarak kullanılan Ece Gölü’nün çevresinde bulunan akarsuların getirdiği sular burada göllenmeye yolaçar.

İnceleme alanında taşkınlar sonucu göllenmelere yolaçan iki geçici göl sahası bulunur. Bunlar Ece Göl sahası ve Ağa Göl sahası. Ece Gölü’nün oluştuğu alan, Karacaali ve Geyikkırı köyleri çevresinden gelen Geyikkırı Deresi’nin sularını biriktirmesiyle oluşur. Yeniçiftlik ve Adliyeköy arasında bulunan göl, yazın sahası daralmakta (1,2 km²) ve bataklıklar oluşmakta, kışın ise yağışların ve Geyikkırı Deresi’nin kaynak sahasından ve yan kollardan toplanan suların birikmesiyle alanı (10-12 km²) genişlemekteydi (İşcan ve Bayır, 1963). Göl alanında taban suyunun yüksekliği, organik maddece zengin turba özelliği taşıyan siyah renkli toprakları oluşturur. Siyah renkli topraklardan kahverengi toprakların yayıldığı alana geçişler aynı zamanda göl havzasının sınırlarını belirler. Göl sularının bir bölümün yeraltına sızması ve yazın şiddetli buharlaşma gölün yüzölçümünde meydana gelen

değişmelerin başlıca nedenleridir. 1967 yılında D.S.İ'nin Biga-Bakacak Projesi sulama sahası kapsamında Ece Gölü kollektörü ve Yeniçiftlik belde sakinleri tarafından açılan ilave drenaj kuyuları ve ilave drenaj kanallarıyla göl bataklık saha tamamen kurutulmuş kuru ziraate açılmıştır.

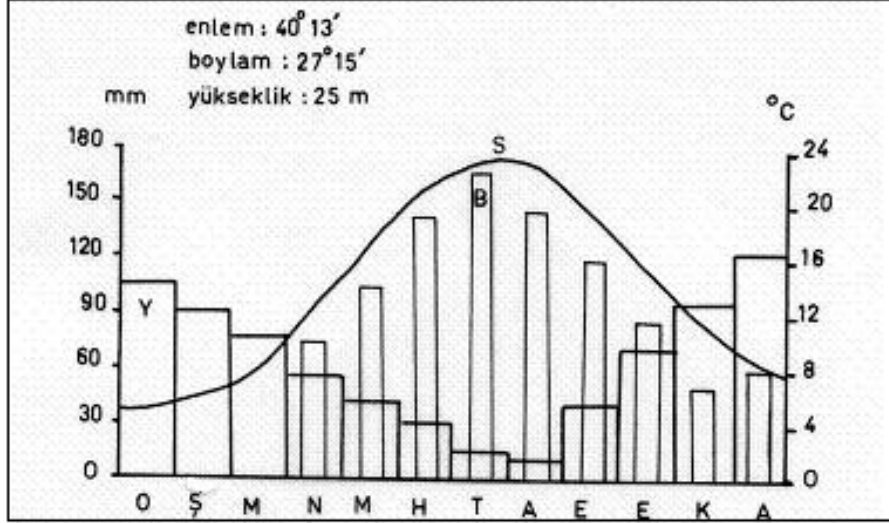
Pekmezli Köyü ve Ağaköy arasında bulunan, yağışlarla beslenen diğer geçici göl ise Ağa Göl'dür. 70 ha.'lık alana yayılan göl suları yazın tamamen çekilmekte mera olarak kullanılmaktadır. Genel olarak ifade etmek gerekirse bölgedeki akarsular yazın çekik dönemlerde denize ulaşamamakta, kıyı gerisinde göllenme ve bataklıklara neden olmaktadır (Kocabaş Dere, Şahmelek Dere, Kemer Dere ağız kesimlerinde olduğu gibi).

Yaz döneminde yağışların azalması sıcaklığın ve buharlaşmanın yükselmesine bağlı olarak su problemi ortaya çıkar .Ağustos yağış miktarı 12.4 mm, Temmuz ortalama sıcaklık 23.3 °C, buharlaşma 166.9 mm'dir (Şekil 12). Akarsularda yaz ve bahar aylarında akımın azalması buharlaşmanın artması çekiklere neden olmakta, Biga Çayı ve Koca Çay gibi önemli akarsu yataklarının sadece derin kesimlerinde birikintiler oluşmakta, diğer bölümlerinde sular çekilmektedir. Akkayrak Köyü çevresinde olduğu gibi akım azalmasına bağlı olarak Biga Çayı üzerinde, kum adacıkları şeklinde birikim şekilleri oluşmaktadır (Foto 10). Karabiga'nın güneyinde Biga Çayı'nın çekik dönemlerinde denize ulaşamaması nedeniyle göllenmeler oluşur. Göllenmelerin çevresi ise Biga Çayı'nın taşkın yatağını oluşturan bataklık alanlarla kaplıdır.

Tarım alanlarının sulanması için Koca Çay ve Biga Çayı başta olmak üzere yer üstü suları yeterli olmadığı için yeraltı suyundan kuyular açılarak yararlanılır. Bu durum aşırı pompajdan kaynaklanan su problemine neden olmaktadır. Biga Ovası'nda yeraltı suyu beslenemi alüvyon sahaya düşen yağıştan süzülme, akarsuların su toplama havzalarından gelen derelerin ve sel sularının yeraltına süzülmesi ile yüzeysel akıştan olmaktadır. Yeraltı suyu boşalımı ise sığ ve derin kuyulardan çekilen sularla ve denize boşalım ile olmaktadır.

Biga Ovası yeraltı suyu işletmesine fazla uygun değildir. Genel olarak sular yüksek sertlikte çok tuzlu sulardır ve sulamada kullanılabilecek özelliktedir. Biga Ovası'nda yeraltı su potansiyeli önemsiz bir düzeyde olup, derin sondajlarla sulama için yeterli ve ekonomik yeraltı suyu sağlanamamıştır. İnceleme alanını oluşturan

Meteorolojik eleman,	Rasat sür. (Yıl)	Aylar												YILLIK
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Ortalama sic.°C	24	5.1	6.0	7.8	12.4	17.2	21.5	23.3	22.8	19.3	14.8	11.0	7.8	14.0
Ort. Yağış mik. (mm)	56	106.6	89.1	77.7	54.6	42.0	28.5	16.2	12.4	37.7	73.4	95.1	123.3	756.6
Ort. Buharlaşma (mm)	23				74.0	105.5	143.1	166.9	146.0	118.9	86.7	49.6	39.8	950.5



Şekil 12: Biga'nın 1931-1990 yıllarına ait ortalama sıcaklık, yağış buharlaşma değerleri ve grafiği (D.M.İ, 1990).



a



b

Foto 10 a, b: Biga Çayı'nın çekik dönemlerinde görülen kum adacıkları (Akkayrak Köyü batı ve güneyi).

diğer litolojik formasyonlar yeraltı suyu bakımından ümit verici değildir. Yeraltı suyu bakımından en elverişli formasyonlar; kumlu, çakıllı, killi alüvyal seride kumlu ve çakıllı tabakalardır. Açılan sondaj kuyuların sularını, alüvyon ve Miyosen-Pliyosen konglomera ve kumtaşı seviyelerinden almaktadır. Biga Ovası'nda açılan adi keson ve tulumbalı kuyulardan genellikle içme, kullanma, suvarma suyu bazı kuyulardan ise sulama suyu olarak yararlanılmaktadır (İşcan ve Bayır, 1963).

IV. BÖLÜM: JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLER

Araştırma sahasının en yüksek yerleri güneyde olup, 468 m'yi bulan tepelerden meydana gelmiştir. Yükselti kuzeye doğru azalmaktadır. Biga Ova tabanında 6 m'ye inen yükselti değerleri kuzeydeki platolar üzerinde tekrar 270 m'ye çıkar.

Biga Ovası plato sahaları tarafından çevrelenmiş bir havzada yer alır. Ovanın suları Kocaçay tarafından drene edilir.

Ana akarsular kuzeye doğru yönelme gösterir. Gençleşmiş "V" şekilli çentik vadiler ve boğazlar, geniş tabanlı alüvyal vadiler, tektonik yapı hatlarına uyum sağlayan çok sayıda dirsek ve ötelenmelerin görüldüğü kafesli drenaj gözlenmekte, yoğun olarak dantritik drenaj örnekleri dikkati çekmektedir.

Güneyde plato sahasındaki yapısal hatlar kuzeydoğu-güneybatı yönünde uzanmakta ve akarsuların yönelmesini de kontrol etmektedir. Saha genelinde yapısal hatların kuzeye eğimli olduğu görülmektedir.

Araştırma sahası, genel olarak Paleozoyik şistlerden oluşan temel arazi üzerinde; Mesozoyik spilit ve detritikler (kumtaşı, kıltaşı), melanj; Tersiyer andezitler, detritikler (kumtaşı), granodiyorit; Neojen (kum, çakıl, kil) formasyonlarından oluşur.

Sahada, Orta Eosen/Oligosen döneminde kalın bir klastik istif gelişmiştir. Ceylan Formasyonu (Ünal, 1967) olarak adlandırılan türbidit özelliğindeki bu detritik formasyonlar inceleme alanında, Kozçeşme-Çeltik-Biga arasında geniş olarak mostra verir ve sahanın yüksek platolarını oluşturur. 100-300 m yükseltilerde yer alan yüksek platolar inceleme sahasının yaklaşık % 30'unu oluşturur (Şekil 2, 3). İstifin derinleşmesi sonucunda gerilme kuvvetlerinin oluşturduğu fayların etkisiyle asitik volkanizma meydana gelmiş, yaygın bir Oligo-Miyosen granodiyorit çıkışı olmuş ve inceleme alanının kuzey kesimini (Karabiga-Aksaz Köyü çevresinde yer alan yüksek plato sahası) kaplamıştır. Aşınımına karşı dirençsiz gevşek unsurlardan oluştuğu için plato sahalarını oluşturur. Özellikle bu kesimdeki kıyı bölgelerinde yer alan yüksek plato sahasının yamaçları geçici akarsularla yarılmıştır. Oligosen sonunda bölge, yeniden yükselmiş ve karasallaşma sırasında Eosen-Oligosen tortulları büyük ölçüde aşınmıştır. Bu nedenle karasal, gölsel ve sığ denizel

özelliğindeki Miyosen çökelleri ve volkanitleri değişik birimler üzerinde bulunur. Erken-Orta Miyosen’de yoğun bir volkanizma faaliyetleri başlamış, Biga-Kapanbelen Köyü arasında andezit, riyolit ve asitik tüfler volkanik araziler oluşmuştur (Siyako vd., 1989). Bunlar, sahanın güneydoğusundaki belirgin reliefi oluşturur. Platolar üzerinde 300-468 m’ler arasında yükselen belirgin relief inceleme sahasının yaklaşık % 2’sini kaplar.

İnceleme alanında en geniş yeri kaplayan platoların yükselti değerleri 330 m’lere çıkmakta ve 10 m’ye kadar inmektedir. Plato alanları Paleozoyik şistler, Eosen detritik (kumtaşı) ile andezitler ve Tersiyer granodiyoritler üzerinde yayılım gösterir. Kuzeyde yer alan değişik kademelerdeki düzlükler Paleozoyik şistler ve Tersiyer (Geç Oligosen-Erken Miyosen) granodiyoritler ile Neojen örtüden (kum, çakıl, kil) oluşur. Batıda yayılan platolar, Eosen andezit ve detritiklerden (kumtaşı) oluşmakta, güneydeki plato alanların ise yoğun olarak Paleozoyik şistler, Eosen detritikler (kumtaşı) den meydana geldiği görülür. Biga Ovası’nı çevreleyen ve bazı alanlarda Neojen örtü formasyonları üzerinde gelişen alçak plato sahası 100 m’den daha alçak seviyeler halinde, 10 m’ye kadar alçalır ve alüvyal dolgulu Biga Ova tabanına düşük eğimlerle iner. İnceleme alanında 50-100 m yükseltilerde görülen alçak plato alanları sahanın % 25’ini oluşturur. 0-50 m’ler arasındaki Ova ve Vadi Taban Düzlükleri ise, inceleme sahasının % 42’sini oluşturur.

İnceleme sahasının konusu olan Biga Çayı batı kesimindeki topoğrafya, çeşitli yüzey kademelerinden meydana gelmiştir. Farklı yükseltilerde bulunan ve seviye uygunluğu gösteren, çeşitli yaştaki ve litolojik özellikteki formasyonları kesmesi nedeni ile bu yüzeyler birer aşınım yüzeyi özelliği gösterir. Aşınım yüzeyleri akarsular tarafından yarılarak parçalanmış yüzeyler ve kademeler şeklinde gençleşmeye uğramışlardır.

Sahanın geniş bölümünde eğim değerleri % 20-40 arasındadır. Eğim değerlerinin % 40’ı geçtiği yerler kuzeydeki Marmara Denizi kıyılarıdır. Eğim değerlerinin en az olduğu yerler ise (% 0-5) Biga Ovası düzlükleridir (Ek 7).

Km²’ye düşen akarsu yoğunlukları sahanın % 60.8’inde 2-3 km²/ km arasında değişir (Ek 2).

Çalışılan sahada lokal alanlarda yayılım gösteren az gelişmiş sığ bir karst topoğrafyası görülmektedir. Biga batısındaki plato alanlarında , Kayapınar ve

Yeniçiftlik köyleri çevresinde ve Hızırilyas Tepe (265 m) kuzey yamaçlarında bu alanlar dikkati çeker.

Yaklaşık 48 km uzunluğundaki inceleme sahasının kıyıları, yüksek kıyılar halinde uzanmakta koy ve burunların birbirini takip ettiği, litoloji ile tektonik hatların kontrolünde gelişen kısmen tektonik kıyılardır. Kıyıları oluşturan litoloji genellikle, Paleozoyik şistlerden ve Geç Oligosen-Erken Miyosen granodiyoritlerden meydana gelmiştir.

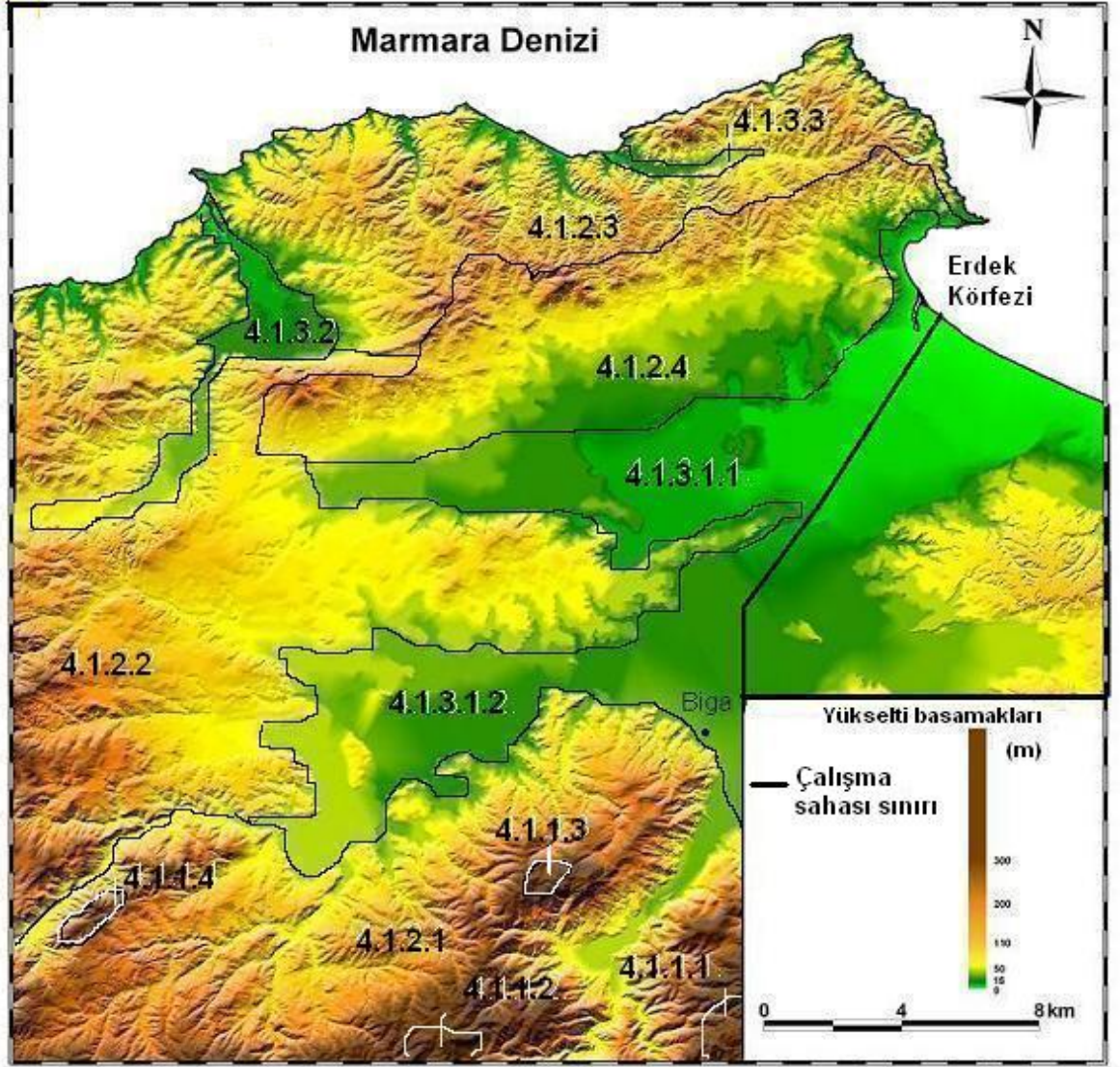
4.1. Jeomorfolojik Birimler

Biga Çayı'nın batı kesimini konu alan bu çalışmada, ana jeomorfolojik birimler ayırt edilirken morfolojik açıdan bütünlük gösteren kütleler ve bu kütlelerin ana akarsular tarafından yarılarak birimleri ayırması, belirgin yükselti farklılığı, aynı litolojiye ait kayaçların dağılımı, tektonik uzanımlar ve belirgin eğim kırıkları, alüvyal vadi taban düzlükleri gibi özellikler dikkate alınmıştır.

Sahanın genel fizyografyası sayısal yükseklik modeli üzerinde incelendiğinde (Şekil 13) üç ana jeomorfolojik birim ayırtlanır. Bunlardan birincisi, inceleme alanının güneyinde geniş yer kaplayan plato düzlüklerinin üzerinde yükselen, çevresine göre yükselti farklılığı gösteren, farklı aşınım nedeniyle belirgin eğim kırıkları ve aşınım diklikleriyle çevresinden ayrılan, dirençli temel kayaçlardan meydana gelen (Paleozoyik şistler ve serpantinler, Mesozoyik split ve detritikler, Tersiyer granodiyoritler ve detritikler) zirveleri oluşturan belirgin relieftir. İkincisi, belirgin relieften araziye ait profil serilerinde de görüldüğü gibi (Ek 6) keskin morfolojik diskordanslar halinde ve aşınım yüzeyleri basamaklarıyla ayrılan “plato sahaları”, sonuncusu ise, akarsuların toplandığı taban düzeyi durumundaki Biga Ovası ve kuzeyde Marmara Denizi'ne açılan vadi tabanı düzlüklerinden oluşan “Ova ve Vadi Tabanı Düzlükleri”dir.

4.1.1. Plato Üzerinde Yükselen Belirgin Relief

Çalışma sahamızda Ana Jeomorfolojik Birimler içinde alan olarak en az yer kaplayan ve çevresine göre en yüksek yerleri oluşturan 330-468 m'ler arasında yayılan zirve, omuz ve sırt sistemlerini oluşturan en üst kademedeki yüzeyler, plato



Şekil 13: Biga Çayı batı kesiminin morfolojik birimleri.

sahalarından belirgin yamaçlarla ayrılarak belirgin reliefi oluşturur. İnceleme alanının çatı düzü=tavanı durumundaki Alt-Orta Miyosen aşınım yüzeylerinin geliştiği belirgin relief tropikal nemli bir iklimin etkisi altında gelişmiş bir “yontukdüz’ün (peneplen)” oluştuğu dönemdir (Erol, 1989). Bu dönemde hafif fakat sürekli tektonik hareketlere rağmen denüasyon aşınım süreçleri üstün geldiği için, yassı reliefte önemli bir değişme olmamıştır (Ek 4, 5).

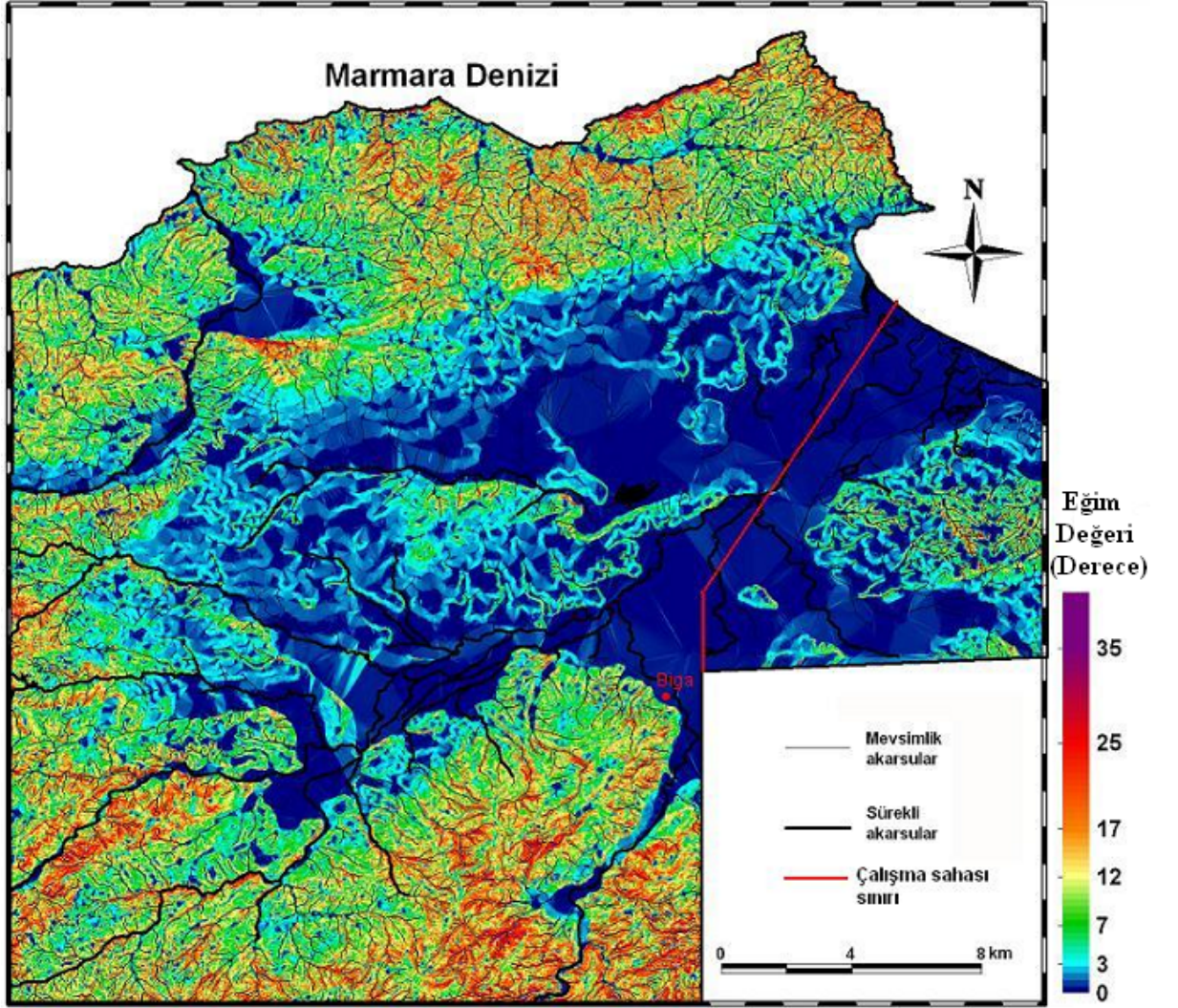
Güneyde dört ayrı sahada görülen belirgin relief şunlardır: Kuğuluburun Tepe, Dikmenkorusu Tepe, Kokarca Tepe ve güneybatıda yer alan Sivri Tepe.

4.1.1.1. Kuğuluburun Tepe

Biga Çayı doğusunda orografik çizgisel uzanım üzerinde gözlenen tepe-sırt dizisi “Kuğuluburun Tepe Belirgin Relief” olarak adlandırılmıştır. Güneyden kuzeye doğru Kuğuluburun Tepe (426 m), Kaçak Tepe (365 m), Künk Tepe (405 m), Eğrelti Tepe (414 m) başlıca yükselteleri oluşturur. Bu tepeler, Mesozoyik spilit ve detritikler (kumtaşı, kıltaşı) ile Tersiyer andezit, tuf ve riyolit gibi volkanik formasyonlardan oluşur. Bu alanlar aynı zamanda inceleme sahasının dışında da devam eden Biga Dağları'nın kuzeye doğru uzandığı sahanın güney sınırlarını oluşturur. Çevredeki platolara göre dik yamaçlar şeklinde ortaya çıkan belirgin reliefin oluşumunda litolojinin etkisiyle farklı aşınım ve tektonizmadan kaynaklanan olaylar rol oynamıştır. İnceleme alanının çatısı durumundaki araziye kesen yüzeyler, zirve ile sırtlar üzerinde ve parçalar halinde uzanmakta olup; seviye uygunluğu göstermesi, çeşitli jeolojik yaşta ve farklı dirençteki formasyonları kesmesi nedeniyle en yüksek kademede yer alan ve en eski aşınım yüzeyi parçalarına karşılık gelen düzlüklerdir. Alt-Orta Miyosen aşınım yüzeyleri olarak gelişen bu yüzeyler diğer belirgin reliefler ile seviye uygunluğu gösterir.

Belirgin reliefi oluşturan engebeli topoğrafyanın tepe-zirveler şeklinde yükseltelere sahip olması, akarsuların da radyal drenaj şeklinde gelişimine neden olmuştur. Bu yükseltelerden kaynağını alan akarsuların sık bir drenaj ağına sahip olduğu ve eğim değerleri fazla olduğu için (Şekil 14) kuvvetli aşınım nedeniyle derin vadiler ve dik yamaçlar oluşturduğu görülür. Vadi yamaçları genellikle simetrik olup “V” şekilli genç çentik vadiler özelliği taşır. Akarsular Biga Çayı'nın kolları durumundadır. Vadilerin aralarında akarsularla aynı doğrultuda yüzey kademeleri halinde sırtlar şeklinde uzanan aşınım yüzeyi parçaları dikkati çeker.

Eğrelti Tepe (414 m) ve Künk Tepe (405 m) arasındaki tektonik hatta yerleşen Güllükağzı Deresi'nin kaynak bölümleri asimetric vadi oluşturur. Kaçak Tepe (365 m) ile Künk Tepe (405 m) arasına yerleşen Elmalı Köyü'ne doğru uzanan derin vadi simetrik vadi profili sunmakta, Triyas spilit ile detritik (kumtaşı, kıltaşı) kantağına yerleştiği bölümlerde ise asimetric vadi morfolojisi göstermektedir (Ek 1; Ek 3).



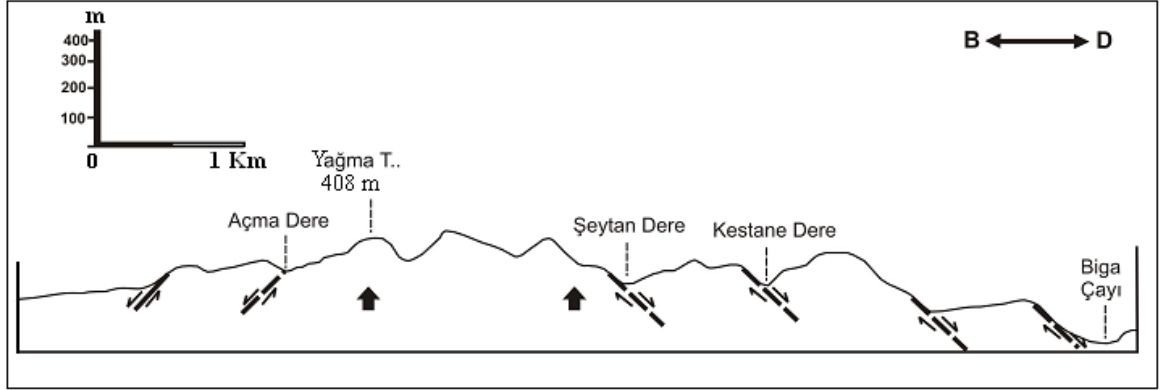
Şekil 14: Biga Çayı batı kesiminin eğim haritası.

4.1.1.2. Dikmenkorusu Tepe

İnceleme sahasının güneyinde genel olarak Eosen detritikler (kumtaşı) ve Paleozoyik şistlerden oluşan, Biga-Danapınarı platosunun yayıldığı sahada çevresine göre belirgin yüksekliğiyle ve dik yamaç eğimleriyle (%20-40) dikkati çeken yüksek kütle, “Dikmenkorusu Tepe Belirgin Relief”olarak isimlendirilmiştir. Dikmen Köyü’nü çevreleyen hakim tepeleri oluşturan Dikmenkorusu Tepe (468 m), Yağma Tepe (408 m), Velinin Tepe (405 m), Lalebitten Tepe (400 m), Kavak Tepe (382 m), Kocayüksek Tepe (380 m) başlıca yükseltilerdir. Kütle, Paleozoik temeli oluşturan ofiyolit (serpantin), şistler, mermerler ve Tersiyer detritikler (kumtaşı) ile granodiyorit gibi karışık bir yapı arzeder. Bu formasyonlar üzerinde gelişen

düzlükler kütleli yapıyı lakayt keserler. Aynı yükseltilerdeki kademe basamakları şeklinde ortaya çıkan ve çevresine göre belirgin yükseltileri ile dikkati çeken seviyeler, sahanın en eski aşınım yüzeylerini oluşturan Alt-Orta Miyosen aşınım yüzeyleridir. Çok farklı dirençteki kayaçları kesen ve akarsular tarafından parçalanmış yüzeylerin orografik uzanımları kuzeydoğuya doğrudur. Yapısal hatların, tektonik uzanımların ve çizgiselliklerin kuzeydoğuya yönelimleri ile özellikle Biga Fayı'nın Ovacık Köyü güneyinden itibaren güneybatıya uzantılarının ve bindirme zonlarının da morfoloji üzerinde rolü olduğunu belirtmek gerekir (Ek 3). Akarsuların fay ve çizgiselliklere yerleşerek bir çok yerde topoğrafyayı uzun tepe ve sırtlar şeklinde dilimlediği, bazı yerlerde dirsekler oluşturarak yapı hatlarına uyum sağladığı gözlenir. Genç tektonik hareketler akarsu drenajını denetlemiştir.

Dikmen Köyü kuzeyinde Yağma Tepe (408m), Velinin Tepe (405m) arasında Paleozoyik ofiyolit (serpantin) ve şistlerden oluşan jeolojik yapı içinde dik yamaçlı (% 20-40) "V" şekilli genç, derin çentik vadi oluşturan Karanlık Dere ile Kocayüksek Tepe (380 m) ve Sivri Tepe (349 m) arasında vadisini derinleştiren Şeytan Dere, plato üzerinde yükselen ve belirgin reliefi oluşturan Alt-Orta Miyosen yüzeylerini derin bir şekilde yarmış, fay ve çizgiselliklere yerleşerek simetrik yamaçlı vadileri oluşturmuştur (Şekil 15). Karanlık Dere'nin kaynak sahasında topoğrafyaya gömülme oranı 65 m'dir. Velinin Tepe (405 m) ile Yağma Tepe (408 m) arasındaki gömülme oranı ise 100 m'yi bulmaktadır. Bu kesimlerde akarsular genel olarak fay ve çizgisel hatlara yerleşmiştir. Bunun sonucunda birbirini dikine ve verevine kesen fay sistemleri akarsuların bir çok yerde dirsek yapımlarına neden olmuştur. Örneğin, Dikmenkorusu Tepesi (468 m) kuzey yamaçlarından kaynağını alan Kızılcık Dere, Kocayüksek Tepesi (380 m) batı yamaçlarında vadisini kazdığı çizgisel hat boyunca kuzeydoğuya akmakta ve Gülbahçe Tepesi (323 m) güneyinde 80° keskin bir dirsek yaparak güneydoğuya yönelmektedir. Karagedik Tepesi (293 m) güney yamaçlarında 90 m ve çok dik yamaçlarla platoyu yaran Kızılcık Dere, yine Dikmenkorusu Tepesi (468 m) kuzey yamaçlarından kaynağını alan ve çizgisel fay hattı vadisine yerleşerek kuzeydoğuya yönelen Şeytan Dere ile birleşir ve tekrar bir dirsek ile doğu-batı yönlü çizgiselliğe yerleşerek devam eder. Sivri Tepe (349 m) batı yamaçlarında güneyden gelen Kestane Dere'yi de alan Şeytan Dere, bu kesimde eğim kırığı oluşturarak yatağını derinleştirir. Eğim kırığın



Şekil 15: Biga-Danapınarı Platosu'nda yükselmeler sonucu oluşan blok halindeki basamaklanmalar ve listrik özellikteki faylar.

olduğu yerde gençleşme başını oluşturan Şeytan Dere ağız kesiminde tekrar Biga kırık sistemine yerleşerek çizgisel akışa devam eder ve Çayıorman mevkiinde Biga Çayı'na bağlanır. Şeytan Dere'nin bazı kesimlerde tektonizmanın denetiminde asimetrik vadi yamaçları oluşturduğu görülür.

4.1.1.3. Kokarca Tepe

Biga güneybatısında Sarısıvat Köyü çevresindeki Kokarca Tepe (410 m), Asar Tepe (410 m) gibi yüksek zirveler "Kokarca Tepe Belirgin Relief" olarak isimlendirilmiştir (Foto 11). Bu sahadaki litolojik yapı Paleozoik mermerler, şistler, Permiyen kireçtaşı, Triyas detritikler (kumtaşı, kıltaşı), Kretase kireçtaşı, Tersiyer granodiyoritlerden oluşan oldukça karmaşık bir yapı sunar. Bu formasyonları yüzeyleyen düzlükler aynı seviye kademelerini oluşturması, çevre plato sahalara göre belirgin yükselteleri nedeniyle, inceleme alanının en yüksek ve en eski yüzeyleri olan Alt-Orta Miyosen aşınım yüzeylerini oluşturur.

Kokarca Tepe (410 m)'yi güneyden kesen doğu-batı doğrultulu fay (Ek 3) farklı seviye basamakları oluşturmuş, kuzey-güney yönlü akış gösteren akarsularda ötelenmelere neden olmuştur. Çizgisel hatlar aşınım yüzeyi parçalarını ve akarsuların uzanımlarını, Sarp Dere yukarı kesimlerinde olduğu gibi yönlendirmiştir (Foto 12).

Kretase çörtlü kireçtaşları üzerinde gelişen ve dar alanda görülen karstik şekiller dikkati çeken diğer morfolojik şekillerdir.



Foto 11: Kokarca Tepe (410 m)'den batıya platolar ve Bakacak barajı.

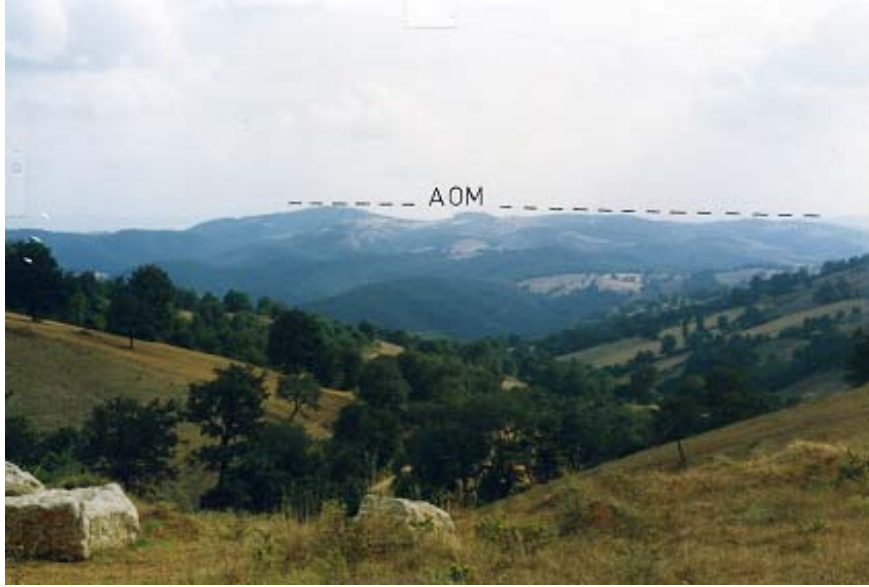


Foto 12: Kokarca Tepe (410 m)'den güneye Dikmenkorusu Tepe (468 m)'ye bakış.
AOM: Alt-Orta Miyosen aşınım yüzeyleri.

4.1.1.4. Sivri Tepe

Biga-Danapınarı Platosu'nun batısında bulunan Sivri Tepe (343 m) Kireçlik Tepe (302 m) inceleme alanının diğer belirgin reliefini oluşturur. 300 m'yi geçen bu belirgin relief çevresini oluşturan plato alanlarından belirgin bir yükselti basamağı ile

ayırılır. En yüksek seviyeleri oluşturan tepeler Eosen yaşlı volkanik kökenli andezitlerden oluşur. Bu andezit tepeleri detritiklerden (kumtaşı) meydana gelen formasyonlar çevreler. Buna bağlı olarak belirgin reliefi oluşturan bu tepelerin oluşumunu farklı aşınmayla açıklamak gerekir. Andezit kayaçların aşınmaya karşı kumtaşlarından daha dirençli oluşu platolar üzerinde yükselen belirgin reliefi oluşturmuştur. Bölümün ve inceleme alanının çatı düzünü oluşturan parçalı yüzeyler, Dikmenkorusu Tepe ve Kokarca Tepe Belirgin Relief'lerin kuzeye doğru alçalmış devamı niteliğinde olup, aynı dönemde oluşan aşınım yüzeylerine karşılık gelir. Kuzeydoğu-güneybatı yönlü orografik yapısal uzanım gösteren ve yüzey kademelerini oluşturan belirgin reliefin yamaçları arasında belirgin eğim farkı vardır. Kuzeybatı yamaçlar oldukça dik olup, güneydoğu yamaçlar az eğimlidir. Bu asimetric yamaçlar lav akıntılarının oluşturduğu yapıyla ilgilidir. Aynı olay akarsuların boylarını da etkilemiştir ve kaynağını zirvelerden alan akarsuların boyları dik yamaçlarda daha kısa, eğimin az olduğu yamaçlarda ise daha uzundur. Belirgin relief, 330-468 m'ler arasında dağılım gösterir.

Aşağıda Ana Jeomorfolojik Birimler ile bunların bölüm ve alt bölümleri bir tablo halinde gösterilmiştir (Tablo 3).

4.1.1 PLATO ÜZERİNDE YÜKSELEN BELİRGİN RELİEF

4.1.1.1 Kuşuluburun Tepe

4.1.1.2 Dikmenkorusu Tepe

4.1.1.3 Kokarca Tepe

4.1.1.4 Sivri Tepe

4.1.2 PLATO ALANLARI

4.1.2.1 Biga-Danapınarı Platosu

4.1.2.2 Gürçeşme-Kemer Platosu

4.1.2.3 Karabiga-Kemer Platosu

4.1.2.4 Karabiga-Karahamzalar Platosu

4.1.3 OVA VE VADİ TABANI DÜZLÜKLERİ

4.1.3.1 Biga Ovası

2.1.3.1.1 Biga Ovası'nın batı ve kuzey kesimi

2.1.3.1.2 Biga Ovası'nın güney ve güneybatı kesimi

4.1.3.2 Kemer Dere Vadi Tabanı Düzlüğü

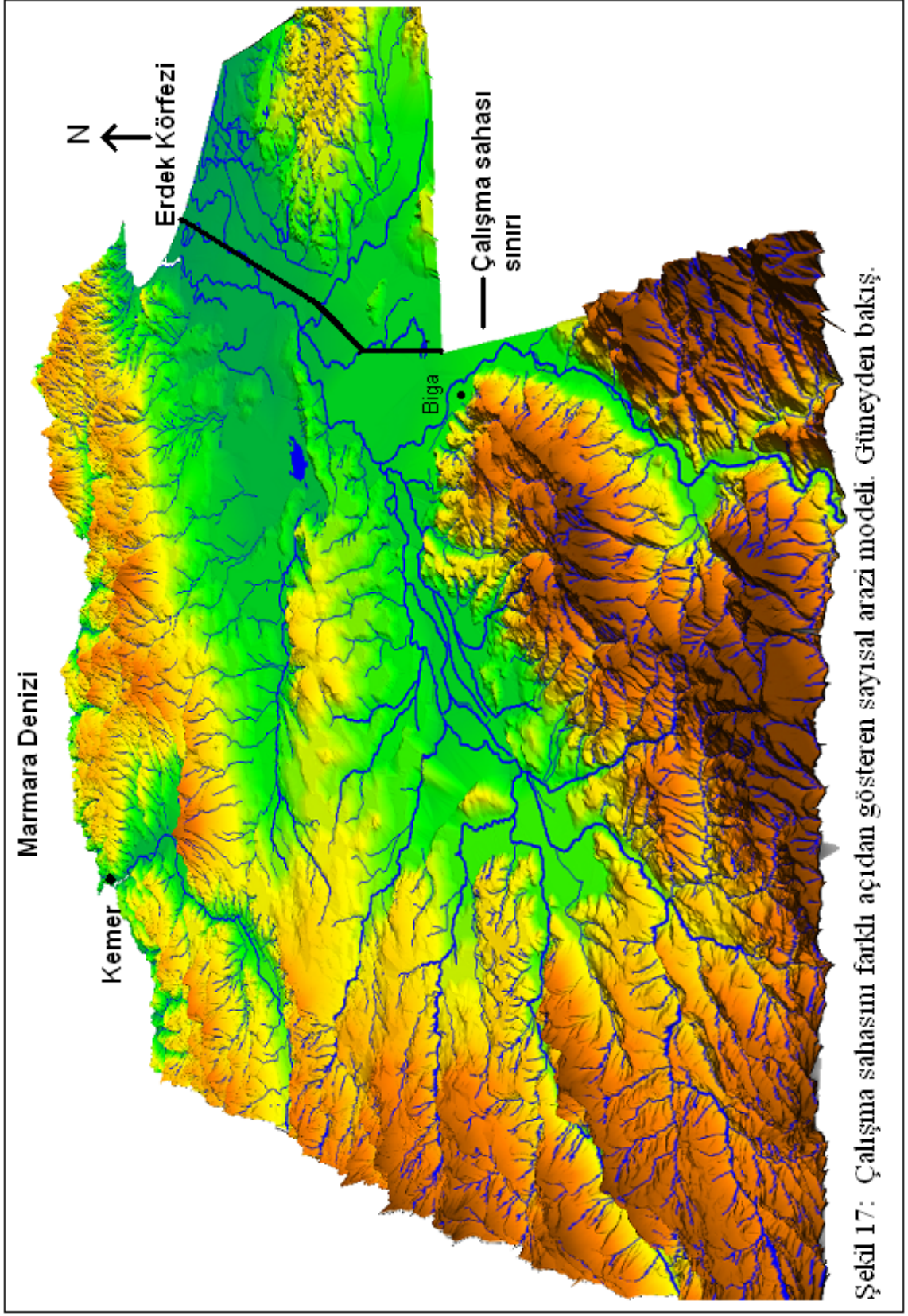
4.1.3.3 Şahmelek Deresi Vadi Tabanı Düzlüğü

TABLO 3: Biga Çayı batı kesimine ait morfolojik birimler tablosu.

4.1.2. Plato Sahaları

Plato alanlarını oluşturan kesimler sahanın güney, batı ve kuzeyinde bulunur. Yüksek alanların çevrelediği geniş bir çöküntü çanak durumundaki Biga Ovası geniş alüvyal düzlükleri temsil eder. Ay şeklinde bir morfolojik yapıya sahip oldukça engebeli alanlardan oluşan platolar, kütleli bir yapı göstermekle birlikte yer yer derin vadiler ve geniş tabanlı vadilerle kesilmiştir. Kuzey kesimdeki Karabiga-Kemer Platosu ve bu platonun güneyinde Biga Ovası düzlüklerine oldukça düşük eğimlerle bağlanan (Şekil 14) alçak plato alanlarını oluşturan Karabiga-Karahamzalar Platosu, ova düzlüğüne az eğimli düzlüklerle açılan batı kesimleri oluşturan alanlar Gürçeşme-Kemer Platosu ve kademeli olarak Biga Ova düzlüğünde sonlanan güney kesimleri oluşturan alanlar Biga-Danapınarı Platosu olarak ayırtlanmıştır (Şekil 13). Morfolojik bölümlerin ayırtlanmasında su bölümü hattı, talveg hattı, belirgin relieften plato düzlüklerine geçişte seviye farkı ve eğimli yamaçlar, Biga Ovası'nı sınırlayan ve yükselti kademelerini belirleyen plato yamaçları dikkate alınmıştır. Bunun yanında ayırtlanan bölümlerin kütleli olarak bütünlük oluşturması, jeolojik formasyonların yayılımı, arazinin akarsularla yarıлма derecesi dikkate alınan diğer özelliklerdir.

Ortalama 10-330 m'ler arasında bulunan platoların yükseltisi çevre sahalardan Biga Ovası'na doğru azalır (Şekil 14). Plato yüzeyleri engebeli ve vadiler tarafından parçalanmış yer yer derin yarılmış olup, değişik yükseltilerde yüzey kademelerinden oluşur. Yüzeylerin birkaç seviye halinde gelişmesi ve seviyelerin uygunluk göstermesi, çeşitli yaş ve cinsteki formasyonları kesmesi nedeniyle aşınım yüzeyi özelliği gösterirler. Bu aşınım yüzeylerinden daha eski dönemde oluşan bölgenin çatı düzü durumundaki aşınım yüzeyleri ise, aynı yüzeyler içinde adeta ada



Şekil 17: Çalışma sahasını farklı açıdan gösteren sayısal arazi modeli. Güneyden bakış.

4.1.2.1. Biga-Danapınarı Platosu

Plato düzlükleri ve bu düzlükler üzerinde yükselen zirvelerden meydana gelen belirgin relieflerin çevresindeki alçak sahalara, Biga-Danapınarı Platosu ismini almakta, Biga alüvyal ova tabanından tektonik bir basamaklanmayla ayrılarak, inceleme alanının güneyindeki engebeleri röliyefi oluşturmaktadır. Bölümün kuzeybatı sınırı batıda Koca Çay vadisinden başlar ve Gürçeşme-Kemer Platosu'ndan Koca Çay vadisi talveg hattı boyunca ayrılmaktadır. Bakacak'a kadar devam eden talveg sınırı, güneye doğru dirsek yaparak Biga Ovası alüvyal taban düzlüğünü izleyerek Cihadiye Köyü kuzeyinden kuzeydoğuya doğru devam eden plato sınırı, platonun basamak düzlükleri şeklinde alçaldığı yüzeylerin alçak ve az eğimli yamaçların Biga Ova tabanında son bulduğu hat boyunca Biga ilçesine doğru devam eder. Biga güneyinden itibaren devam eden sınır doğal bir duvar gibi dik yamaçları ovadan ayırır. Dirsek yaparak Biga Çayı vadisini enine keser ve Abdiağa Çiftliği Köyü kuzeyinde pafta sınırında son bulur (Şekil 13). Çeltik ve Akpınar köyleri arasında kuzeydoğu-güneybatı yönlü uzanan tektonik çizgisellik platonun kuzeybatısında uzanır (Ek 1).

Bölümün batı sınırı Koca Çay'dan başlayarak güneye doğru Kocapüren Tepe (307 m) ve Çolağın Tepesi batı yamaçlarından Danapınarı Köyü batısındaki Kaynarca Deresi kaynak bölümünü saha içinde bırakacak şekilde Karahasan Tepe'den doğuya devam eder. Bölümün güney sınırı Karahasan Tepe'den Çilingir Mahallesi ve Kuğuluburun Tepesi (426 m) güney yamaçlarına kadar çizilecek hat bölümün güney sınırını belirler. Bu hat üzerinde Kulabaşı Tepe, Kumluk Sırtı, Kırmızıyol Sırtı gibi tepe ve sırt dizisinden oluşan engebeler yer alır.

Bölümün doğusunu oluşturan sınır Kuğuluburun Tepe (426 m), Eğrelti Tepe (414 m), Dedeler Tepe (388 m), Kuru Tepe (248 m) doğu yamaçlarından çizgisel bir hat şeklinde geçerek Abdiağa Çiftliği kuzeyinde ova tabanında sonlanır.

Yapısal hatların kuzeydoğu-güneybatı uzanışı, belirgin relieflerin yer aldığı ve araştırma sahasının da en yüksek bölümünü oluşturması dolayısıyla diğer plato alanlarına göre yüksekçe plato olması, Paleozoyik şistler ve Eosen detritiklerin geniş alanlarda mostra vermesi, ana akarsuların yapısal hatlara uyumu, platonun akarsular

tarafından oldukça sık ve derin yarılması, Biga-Danapınarı Platosu'nu diğer plato sahalarından ayıran başlıca özelliklerdir.

Araştırma sahasının güneyinde Biga Ovası taban düzlüklerinin vadi içlerine doğru güney güneybatı yamaçlara doğru sokulduğu, Biga Çayı alüvyal vadi tabanının yerleştiği kesimler, kademe basamakları şeklinde yükselen plato ve plato üzerinde zirveler halinde yükselen belirgin relieflerden oluşan bütünlük gösteren bir küttedir.

Saha, Biga Çayı ile Koca Çay ve bunların kolları tarafından oldukça sık yarılmış parçalı bir topoğrafya görüntüsündedir. Buna bağlı olarak aşınım yüzeyleri dar alanlarda ve parçalar halinde yayılım gösterir. Belirgin reliefelere doğru akarsuların sokulduğu genç ve dik yamaçlı vadiler görülür. Havdan, Sarısıvat Dikmen köyleri ile Çilingir Mahallesi ve Bakacak Çiftliği arasında kalan engebeli topoğrafya, akarsular ve kolları tarafından oldukça dik ve derin yarılmış vadi yamaçlarından oluşur. Biga-Danapınarı Platosu batısını oluşturan sahanın da aynı şekilde, kuzeydoğudan güneybatıya uzanan platolar üzerinde yükselen tepeler dizisinin (Kocayanık Tepe 227 m., Nar Tepe, Kireçlik Tepe, Küçüksivri Tepe, Sivri Tepe 343 m, Arıkaya Tepe 281m) Koca Çay vadisine bakan yamaçları oldukça diktir.

Bölümün en büyük dış drenajını sağlayan akarsuyu Biga Çayı'dır. Biga Çayı Kapanbelen Köyü güneyinden itibaren Çan Çayı adını alarak inceleme alanının sınırları dışına çıkar. Genel olarak kuzeydoğu-güneybatı yönünde akış gösteren Biga Çayı aynı yönde uzanan fayın yol açtığı çöküntüye yerleşmiş derin ve geniş tabanlı vadi oluşturarak yan kollarıyla, bölümün doğusunu oluşturan kesimlerde arızalı bir topoğrafyanın şekillenmesine neden olmuştur. Biga Çayı'nın saplanmış gömük menderes yaptığı yamaçlar daha dik, diğer yamaçlar daha az eğimlidir. Özellikle Kapanbelen Köyü güneyinde bu durum daha belirgindir.

Bölümün ikinci büyük akarsuyu ise Biga Çayı'nın da en büyük kolunu oluşturan Koca Çay, güneybatı-kuzeydoğu yönünde dik yamaçlı ve geniş tabanlı vadi içinde akışa sahiptir. Koca Çay üzerinde taşkın kontrolü ve sulama amaçlı Bakacak barajı inşa edilmiştir.

Arazi genelinde akarsu şebekesi dantritik drenaj tipinde olup, drenaj ağında topoğrafyanın eğimi doğrultusunda akış gösteren konsekan akarsularla birlikte, fay ve çizgiselliklere yerleşmiş subsekan özellikteki akarsular dikkati çeker. Bölümün bir

diğer özelliği yapısal orografik uzanımların kuzeydoğu-güneybatı yönlü oluşudur. Saha, bu özelliği ile de diğer bölümlerden ayrılmaktadır. Orografik uzanımların yönünü, tektonik hareketlerin bir sonucu olarak ortaya çıkan fayların denetimindeki yapısal hatlar belirlemiştir. Özellikle büyük akarsuların bu yönde uzandıkları, yan kolların ise yamaçlar boyunca ana akarsulara ulaştıkları gözlenir. Biga Çayı doğusundaki engebeli röliyefi oluşturan yapısal hatlar ise kuzey-güney yönlü uzanımı ile dikkati çeker.

Biga güneybatısında yer alan kütleli yapının, Biga Çayı tabanına doğru fay basamaklı yamaçlarının oldukça dik oluşu nedeniyle yan kolların boyları kısa olup, yağışlı dönemlerde su taşıyan sel karakterli akarsulara dönüşürler. Tütünlük Deresi, Çelebi Deresi, Oylukdere, Karanlık Dere, Akdere, Köydere, Andıkdere, Soğuksu Deresi, Kışla Dere bu özelliği taşır. Kütleli bloğun Koca Çay havzasına bakan yamaçlarında basamak faylanmalar görülmekle birlikte, eğim değerleri %5-20 arasında (Şekil 14; Ek 7) olduğu için daha uzun boylu akarsuların varlığı dikkati çeker. Bunlar arasında Zeytin Dere, Mandal Dere, Kirazlıgeçit Dere, Değirmendere Koca Çay'ın güneydoğu kollarını oluştururken, güneybatıda ise Kaynarca Dere, Çanboğazı Deresi diğer kollarını oluşturur.

Biga-Danapınarı Platosu'nun oluşturduğu kütleli yapının yamaçlarının farklı eğim durumları, tektonik hareketlerle ve Biga Fayı'nın (Siyako vd., 1989) tektonik etkinliği ile ilgili olmalıdır (Ek 5). Biga Fayı ve diğer fayların tepe-sırt-omuz sistemlerini oluşturduğu yamaçlarda belirgin basamak faylara neden olması, dik yamaçların oluşumuna yol açmıştır.

Biga-Danapınarı Platosu'nda yer alan farklı seviyelerdeki kademelerden oluşan alanlarda türbidit özelliğindeki Eosen kumtaşları geniş olarak yüzeylenir. Paleozoyik şistler geniş sahalarda mostra veren diğer formasyonları oluşturur. Bölümün doğu yarısı karışık bir litolojik yapı gösterir. Daha sınırlı alanlarda granodiyorit, riyolit, andezit tüfler, spilit, ofiyolit (serpantin) ve kireçtaşlarından oluşan kayaçlar dikkati çeker. Litoloji ve yapısal etkenler denetiminde yükselti, eğim ve akarsularla yarıma derecesi açısından değişken özellikler gösteren platoda, akarsu şebekesinde kafesli, paralel, subparalel gibi değişik drenaj paternleri gelişmiştir.

Orta Miyosen sonu tektonik hareketler Biga'nın güneybatısında yer alan platonun bütünüyle yükselmesine Biga Ovası ve Biga Çayı'na doğru basamak faylar

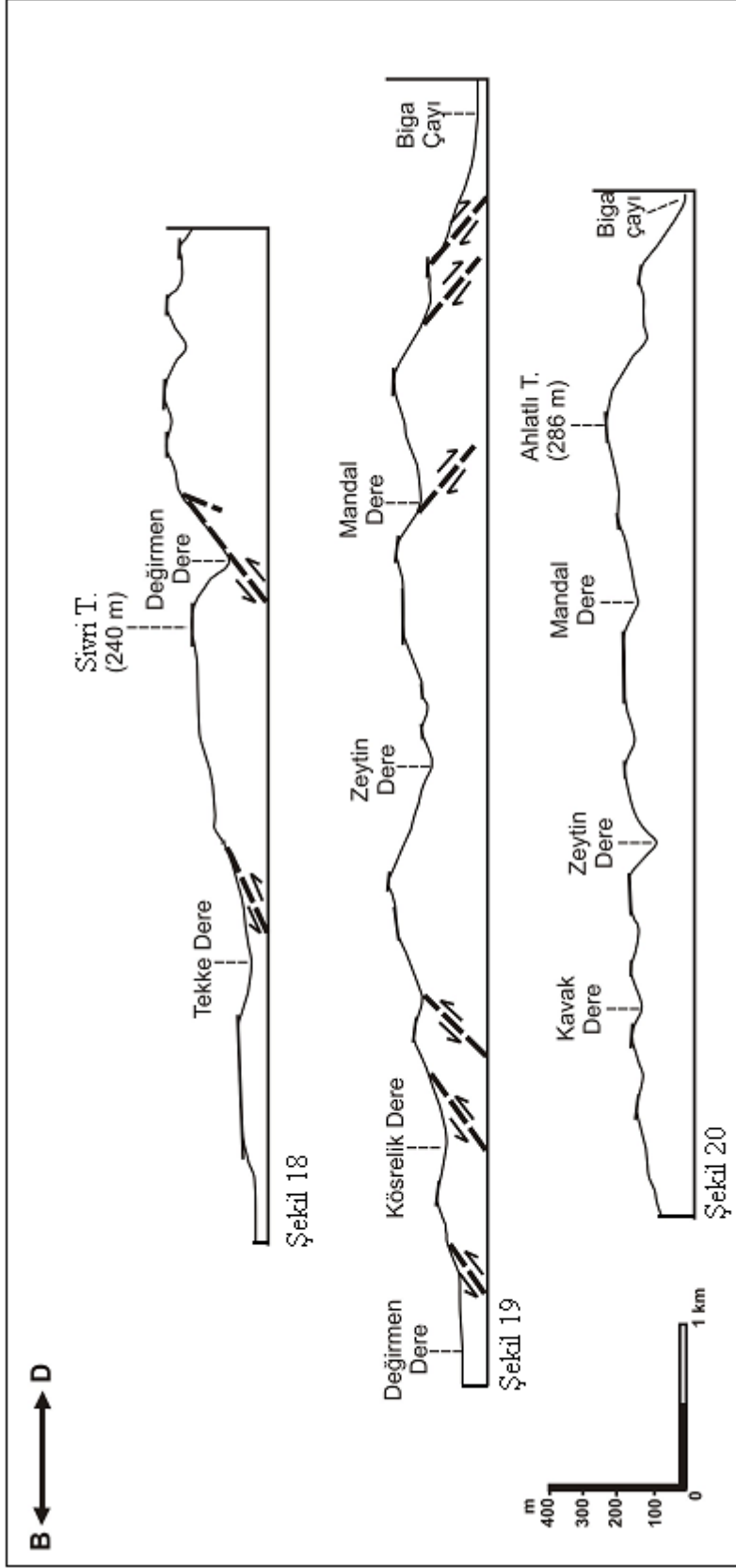
eşliğinde çökmesine neden olmuştur. Basamaklı yapı gösteren bu fay blokları değişik seviyelerde yer alan parçalı düzlükleri oluşturur. Denüstasyonal süreçlerin de etkisiyle düzlükler aynı kademe seviyelerinde bulunan çeşitli yaştaki litolojik yapıları kesen aşınım yüzeyleri olarak gelişmiştir. Tektonizmanın etkilediği oluklara akarsular yerleşmiştir.

Bölümü oluşturan platonun kuzeydoğu-güneybatı yönlü orografik uzanımın kütleli yükselimi, faylarla sınırlanarak yükselmiş bir tektonik blok görünümündedir.

Biga güneybatısında dik yamaçlarla yükselen kütle, merkezi kesimlerden çevreye Biga çöküntü ova tabanı ve Biga Çayı'na doğru, değişik seviyelerde eğim kırılması ve düşey atımla oluşan fay basamaklarının oluşturduğu bir yapı arzeder. Değişik kademelerde yer alan, seviye uygunluğu gösteren ve jeolojik formasyonların topoğrafya yüzeyi tarafından kesilmesi sonucu oluşan yüzeyler, birbirini çevreleyen ve birbirinin zararına gelişmiş aşınım yüzeyleri olarak gözlenir. Orta Miyosen sonlarında ilk tektonik hareketlerin neden olduğu faylanmalar, Alt-Orta Miyosen çatı düzünün basamak-bloklar halinde çökmesine neden olmuştur. Buna bağlı olarak alçalan bloklar üzerinde yeni bir morfolojik döngü başlamış, denüstasyonal süreçlerle işlenen yüzeyler Alt-Orta Miyosen aşınım yüzeylerinin geliştiği belirgin reliefleri çevreleyen ve bu yüzeylerin zararına gelişen aynı zamanda yapısal eğiminde kontrol ettiği kademe seviyelerini oluşturur. Örneğin, detritiklerden (kumtaşı, kıltaşı) meydana gelen Kokarca Tepe (410 m)'nin bulunduğu belirgin relieften fayla düşey atım sonucu oluşan %20-40 dik yamaçlar ve basamaklar halinde Havdan Köyü'nün ve Burçak Tepe (277 m)'nin üzerinde bulunduğu yüzeylere bağlanır. Bu yüzeyler 200-230 m'ler arasındaki kademe düzlüklerini oluşturur ve % 5-10 arasında kuzeydoğuya eğimlidir. Saha genelinde yükseltileri 200-330 metreler arasında yayılım gösteren yüzeyler, bu kademede yer alan seviyelere referans oluşturur. Mandal Dere ve Zeytin Dere dik yamaçlarla (% 20-40) platoya gömülmüştür. 330 m'den kaynağını alan Mandal Dere, Burçak Tepe (277 m) doğusunda 200 m'de vadi tabanını oluşturmuştur ve 77 m yatağına gömülmüştür. Bu kesimde akarsu spilit ve detritiklerden (kumtaşı) oluşan kantağa oturmuştur. Batı yamaçları % 20-40 eğim değerleri gösterirken, doğu yamaçları ise % 10-20 eğim değerleri gösterir. Başlangıçta kuzeydoğu-güneybatı yönlü çizgisellikte akan Mandal Dere, Burçak Tepe (277 m) kuzeydoğusunda 140° lik bir dirsekle kuzeye yönelmiş ve terkettiği

vadisi, kuru vadi tabanı halinde kalmıştır. Mandal Dere, 90° lik başka bir dirsek oluşturarak kuzeybatı-güneydoğu yönlü çizgiselliğe yerleşmiştir. Mandal Dere dirsek oluşturduğu kesimler arasında konglomera ve kireçtaşı kantağına yerleşmiş, genç çentik vadi oluşturarak platoyu derin yarmıştır. Bu kesimde bir alt kademe yüzeylerini temsil eden başlıca yükselti; Havdan Köyü kuzeydoğusunda Arpalık Tepe (251 m) Değirmen Tepe (263 m), Ahlatlı Tepe (286 m), Burçak Tepe (277 m) sayılabilir. Akarsular ve kolları tarafından yarıldıkları için oldukça parçalı yüzeyler şeklinde ortaya çıkar. Ahlatlı Tepe (286 m) ve Değirmen Tepe (263 m) arasında kalan sahada Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşları üzerinde flüvyo-karstik bir depresyonun gelişimi dikkati çeker (Ek 1).

Kokarca Tepe Belirgin Relief'ten basamakla ayrılan, Sivri Tepe (240 m) ve Çerkez Tepe (307 m)'nin yükseldiği plato sahasında 220-307 m arasında batıya % 15 eğimli kademe seviyeleri dikkati çeker. Çöken blok yükselen blok ile topoğrafik seviye farkı oluşturmuş, farklı seviyelerde yeni bir aşınım döngüsü başlamış ve aşınım yüzeyleri oluşmuştur. İki blok arasında kuzey-güney yönlü çizgiselliğe yerleşen Değirmen Dere, dik yamaçlı derin vadi oluşturarak platoyu yarmıştır (Şekil 18). "V" şekilli genç çentik vadi profili gösteren Değirmen Dere'nin vadi oluşumunda türbidit karakterli detritikler (kumtaşı) üzerinde yatağını derinleştirmesinin de rolü önemlidir. Sarısvat Köyü'nün bulunduğu (350 m) inceleme sahasının en eski kademe seviyeleri ile Çerkez Tepe (302 m)'nin bulunduğu alt kademe seviyelerinin yükselti farkı 48 m'dir. Değirmen Dere'nin bu kesimde doğu-batı yamaçları % 20-40 arasında eğimlidir. Platoya, üst kademe yüzeylerinden itibaren gömülme derecesi batı yamaçlarda 130 m, doğu yamaçlarda ise 150 m'dir. Genç tektonik hareketler Değirmen Dere vadisinin yerleştiği plato üzerinde ve farklı yükselti kademelerinde yer alan aşınım yüzeylerini kesintiye uğratan gençleşme hareketlerini denetlemiştir. Kuzey-güney yönlü çizgisel vadide akan Değirmen Dere, Kışla Sırtı'nın alçaldığı kesimde dirsek oluşturarak, vadisini verevine kesen kuzeybatı-güneydoğu yönlü diğer bir çizgiselliğe yerleşerek Koca Çay'a bağlanır (Ek 1). Değirmen Dere'nin, Kışla Sırtı yamaçlarında değişen taban seviyesine bağlı olarak vadisini tekrar kazması sonucu, geriye aşınım dalgasının



Şekil 18: İki blok arasındaki kontakt sahasına yerleşen Değirmendere'nin dik yamaçlı vadisi ve batısında eğimli plato sahası.

Şekil 19: Taban seviyesi değişimlerinin denetiminde Zeytin Dere'nin eski talveğlerinin rekonstrüksiyonu. Platonun doğu ve batı yamaçlarındaki düşey atımlar sonucu oluşan basamaklanmalar.

Şekil 20: Aynı bölgedeki plato üzerinde akarsuların kaynak sahasındaki az yarılmış vadileri.

eğim kırığına neden olduğu önceki talveğini oluşturan nokta, gençleşmenin izlerini taşır ve burada bir gençleşme başı oluşmuştur.

Havdan Köyü batısında platoya gömülen Zeytin Dere'nin çizgisel vadisinde aktığı ve geniş yayvan yamaçlardan oluşan oluk biçimli çok dönemli (polisiklik) vadisi morfolojik yapısıyla dikkati çeker (Şekil 19). Taban seviyesi değişmelerine bağlı olarak akarsu geriye-derine aşınım sonucu plato yüzeyini yarmıştır. Akarsu, detritiklerden (kumtaşı) oluşan Karaçalılık Tepe (284 m) ile Pırnal Tepe (255 m) seviyelerinin yer aldığı platoya dik eğimli (% 20-40) yamaçlarla 130 m gömülmüştür. Zeytin Dere vadi profili kaynak sahasına doğru "V" şekilli çentik vadi özelliği gösterir. Biga Ova tabanına ulaştığı kesimlerde ise yamaç eğiminin azaldığı ve yarı olgun vadi tabanı oluşturduğu görülür. Zeytin Dere'ye paralel akış gösteren Kavak Dere, Bağlıkarkası Deresi, Söğütlü Dere, Mandal Dere gibi akarsuların kaynak kesimlerinde, plato yüzeyi ile talvegleri arasındaki yarıma derecelerinin az oluşu dikkati çeker (Şekil 20). Akarsuların geriye derine aşınım dalgasının etkili olmadığı eski vadi yatakları üzerinde eğim kırıkları gençleşme başı olarak dikkati çekmekte, kaynak kısımları ise akarsuların sık yataklarını oluşturmaktadır. Burada dikkat çeken diğer bir konu, farklı kademe seviyelerindeki aşınım yüzeylerinden bir alt basamakla ayrılan yüzeylerin kontakt kesimlerine akarsular yerleşmiş, tektonizma ve çizgisel geriye-derine aşındırma olayları ortak rol oynamıştır. Bu kesimlerde çizgisel uzanımların platoyu kuzeybatı-güneydoğu yönünde katettiği ve akarsuların da uzanımlarını denetlediği ve aşınım yüzeylerinin parçalar halinde geliştiği platonun, sırtlara dönüşerek aynı yönde uzandığı görülür.

Kapanbelen Köyü'nün bulunduğu 220-230 m kademelerdeki omuz seviyeleri batıya 5° eğimle, belirgin reliefi oluşturan Sivri Tepe (349 m)'nin bulunduğu kütlelerin % 20-40 eğime sahip dik yamaçlarına yamanmıştır. Buradaki seviye farkının yükseltisi 75 m'dir. Mesozoyik detritik (kumtaşı, kiltası) formasyonlarından oluşan seviyeler, üst kademe yüzeylerinden fay eşliğinde basamak-bloklarla düşen ve batıya doğru muhtemelen listrik faylanmayı işaret eden morfolojik bir yapı gösterir. 220 m'de yer alan yükselti basamaklarından itibaren Biga Çayı'nın 50 m'deki taban seviyesine kadar olan yarıma derecesi 170 m'dir ve vadi yamaçları %20-40 eğim değerleri gösterir. Aynı eğim değerleri gösteren doğu yamaçlardan itibaren özellikle Adayolu Sırtı'nın oluşturduğu 150-180 m arasında uzanan kademe seviyelerinden

itibaren platoya gömülme oranı ise 100 m'dir. Biga Çayı bu kesimlerde karşılıklı yamaçlarda (eğim % 20-40) konkav ve konveks şekiller meydana getirmiş, kütlelerin yükselmesine bağlı olarak geniş menderes yeniği dikliklerini oluşturarak platoya gömülmüştür (Ek 5; Profil 43). Kapanbelen Köyü kuzey yamaçlarını oluşturan aglomera formasyonlarında yüzeysel erozyon ve eklem sistemleri dikkati çeker (Foto 13-14).



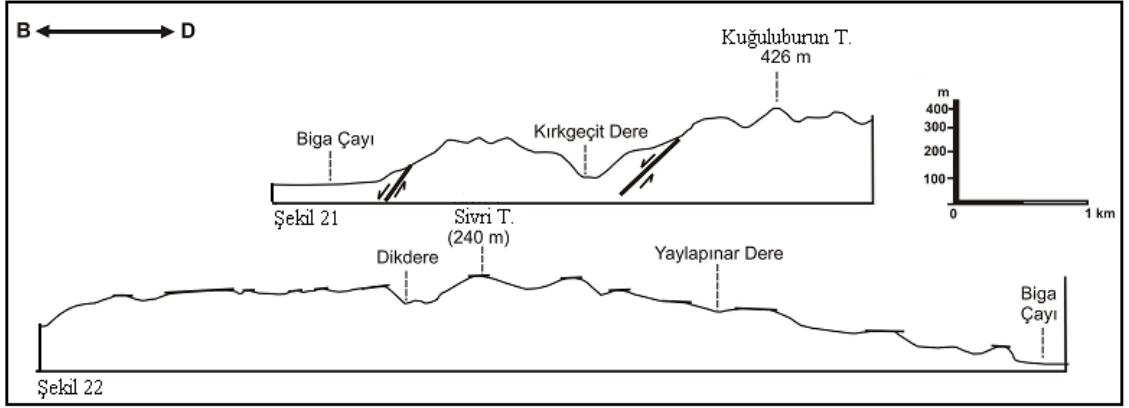
Foto 13: Kapanbelen Köyü kuzey yamaçlarını oluşturan aglomeralarda görülen yüzeysel erozyon.



Foto 14: Kapanbelen Köyü'nde aglomeralarda görülen eklem sistemleri.

Biga-Danapınarı Platosu güneydoğusunda yer alan Kırkgeçit Deresi'nin içine yerleştiği vadinin her iki yamaçlarını oluşturan tepelerde, Kuğuluburun Tepesi (426 m)'nin yer aldığı plato üzerindeki en yüksek kademe seviyelerini gösteren belirgin relief ile güneyden kuzeye doğru yükseltisi azalan 150-180 m ile 195-225 m seviyelerinde iki farklı yüzey kademelerinin yer aldığı detritik (kumtaşı, kiltası) ve spilitler üzerinde gelişen aşınım yüzeylerinin bulunduğu Adayolu Sırtı arasındaki belirgin yükselti farkı, jeomorfolojik diskordansı oluşturur (Şekil 21). Biga Çayı'nın yan kolu olan Kırkgeçit Deresi simetrik ve dik eğimli (% 20-40) yamaçlarıyla platoyu yarmıştır. Akarsuyun, genç tektonik hareketlerle taban düzeyinde meydana gelen değişmelere bağlı olarak yayvan tekne biçimli geniş vadi omuzlarının oluşturduğu kademe seviyelerine gömülme oranı, ağız kesimlerinde Adayolu Sırtı'nın bulunduğu yüzeylerden talveğe kadar 100 m'dir. Kırkgeçit Deresi bu kesimlerde dar alanlı vadi tabanı oluşturur. Yarıлма derecesi, kaynak sahasına doğru 170 m'yi bulmaktadır. Akarsuyun yamaçları kuzeydoğu-güneybatı ve kuzeybatı güneydoğu yönlü faylarla kesilmiş ve vadi boyunca ötelenmeler, menderi kıvrımlar, farklı yüzey basamakları halinde gelişen talveğe doğru dilimlenmiş eğimli sırtlar bu sahadaki morfolojiyi oluşturur. Fayların varlığı sıcak su kaynaklarının ortaya çıkmasına neden olmuştur (Kırkgeçit kaplıcaları).

Dikmen Köyü güneyinde Harman Tepe (300 m), Emincik Tepe (310 m)'nin bulunduğu platoyu oluşturan batıya doğru eğimli yüzeyler ve Kırmızıgül Sırtı'nın bulunduğu doğu yamaçlarında eğimli yüzeyler, inceleme alanının çatı düzünü oluşturan Alt-Orta Miyosen aşınım yüzeylerinin çevresinde gelişmiş bir alt kademedede oluşan aşınım yüzeylerini oluşturur. Kumluk Sırtı'nın üzerinde bulunduğu ve inceleme sahasının en eski kademe seviyelerini oluşturan Alt-Orta Miyosen aşınım yüzeyleri, muhtemelen fayların ve tektonizmanın kontrolünde platonun bütünüyle yükselmesine bağlı olarak 10° batıya ve 20° doğuya doğru eğimlenmiştir. Denüdayonal süreçler ile tektonik yükselim-eğimlenme hareketlerin denetimindeki eğimli yapısal yüzeyler çevresinde bir alt kademe seviyelerinde aşınım yüzeyleri oluşmuş, taban seviyesi değişimlerine bağlı olarak akarsular platoya gömülmüştür. Bu akarsulardan Dikdere, şistler içinde plato yüzeyinden 70-80 m kadar yatağını kazarak "V" şekilli çentik vadisine yerleşmiştir (Şekil 22).



Şekil 21: Düşey yönlü fayların neden olduğu blok hareketlerin kontakt sahasına yerleşen Kırkgeçit Deresi'nin platoyu yaran derin ve genç vadisi.

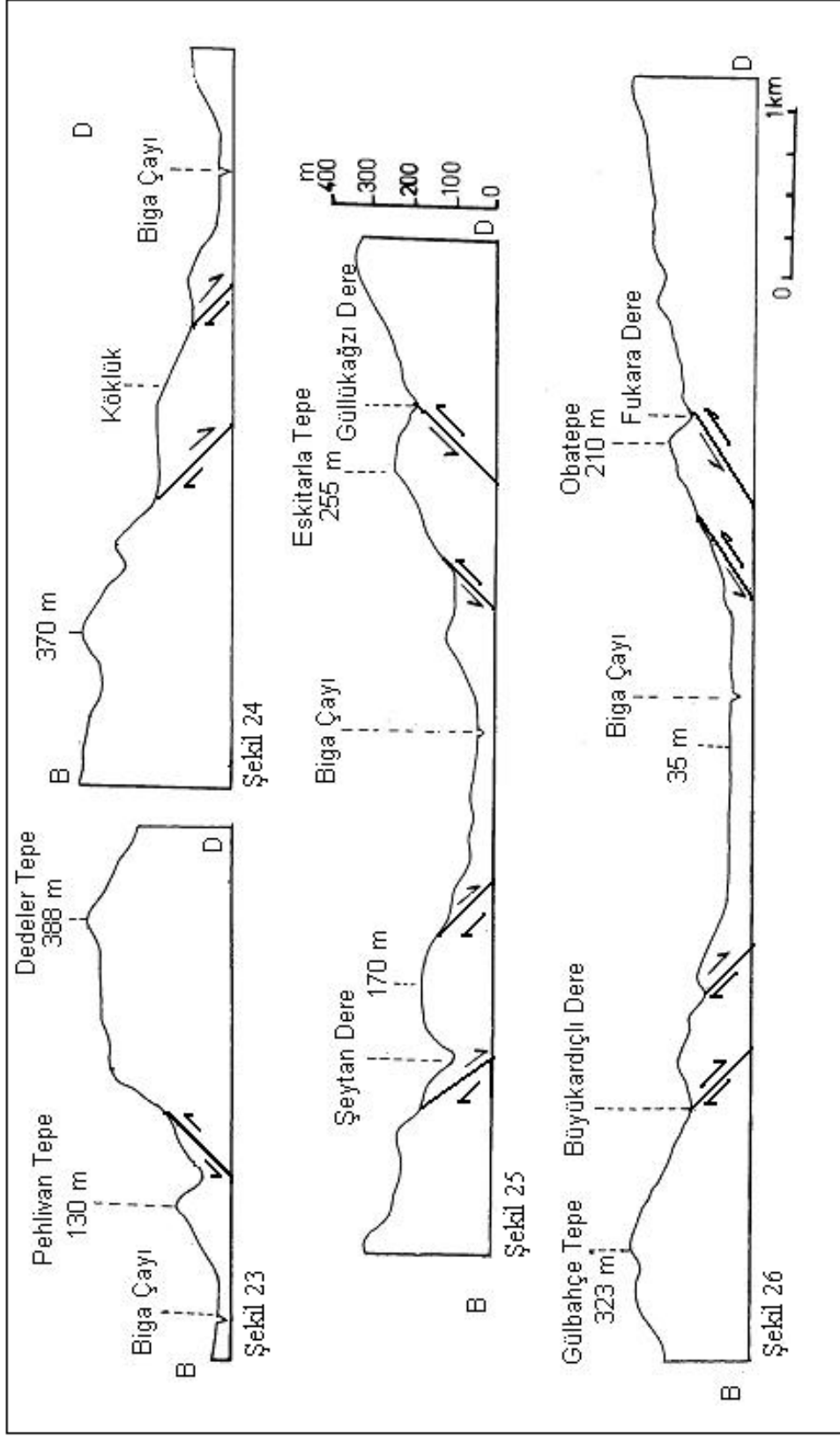
Şekil 22: Dikmen Köyü çevresinde Biga-Danapınarı Platosu'nun doğu ve batıya eğimlendiği sahada vadisini oluşturan Dikdere.

Akkayrak Köyü güneyinde Biga Çayı'nın bir kolu olan Fakara Dere, Obatepe (209 m) ve Dedeler Tepe (388 m) arasında riyolit, tüf ve andezitler içinde tektonik yükselmelere ayak uydurarak derin ve dik yamaçlı (% 20-40) vadisini kazarak plato yüzeyine gömülmüştür. 240-300 m kademe seviyelerindeki aşınım yüzeylerinden oluşan platodaki derin vadisine yerleşen Fakara Dere, bir alt kademe seviyelerinde uzanan Oba Tepe (209 m) doğusundaki boğaz vadisinde aşınım yüzeyinden itibaren yarıлма derecesi 70 m'dir. Fakara Dere'nin güney kolunu oluşturan Güllükağzı Deresi ise detritikler (kumtaşı, kiltası) içinde fay ve çizgiselliklerin denetiminde doğu-batı doğrultusunda akarken, 120°'lik bir dirsekle kuzeybatı-güneydoğuya yönelmiştir. Eskitarla Tepe (255 m) ile Beyaz Tepe (265 m) arasında % 20-40 eğimli yamaçlardan oluşan asimetrik vadi profili gösteren akarsu, detritikler ve spilitlerden oluşan kantağa yerleşerek platoyu 65 m yarmıştır. Güllükağzı Deresi'nin Eğrelti Tepe (414 m) ve Künk Tepe (405 m)'nin oluşturduğu inceleme sahasının en eski aşınım seviyelerinin geçtiği zirveler arasında ise 270-320 m seviyelerinde topoğrafyaya gömülmüştür. Bu kesimlerde vadilerin kazılma oranları 85-135 m arasında değişir. Biga-Danapınarı Platosu'nda volkanitler ve şistler, plato üzerinde yüksek zirvelerin oluşturduğu belirgin reliefler olarak ortaya çıkar.

Biga-Danapınarı Platosu'nda, kütleli yükselim ve eğimlenme hareketleri sırasında oluşan gerilimlerin yol açtığı listrik faylar şeklinde kırıkların dilimlediği bloklar, Biga Çayı'na doğru basamaklı morfolojik yapıyı oluşturur (Şekil 15). Kırıkların oluşturduğu zayıf direnç zonlarına akarsular yerleşmiştir. Akarsular tarafından derin yarılmayan kesimler geriye ve derine aşınım dalgasının etkili olmadığı kesimlerdir.

Fay basamaklarının morfolojik izlerinin görüldüğü diğer bir örnek, Biga Çayı'nın doğu ve batısındaki plato yamaçlarında gelişen Akkayrak Köyü ve Köklük mevkinin bulunduğu kademe seviyeleridir (Şekil 23, 24). Akkayrak Köyü doğusunda yer alan Dedeler Tepe (388 m)'nin düşey atımla alçalan blok (Pehlivan Tepe 130 m) arasındaki topoğrafik seviye farkı yaklaşık 260 m'dir (Foto 15). Bu kesimde 35 m yükseltide alüvyal tabanını oluşturan Biga Çayı'nın Pehlivan Tepe'den talveğe kadar yarıma derecesi 95 m'dir. Biga Çayı'nın bu kesimlerde geniş tabanlı alüvyal vadisinin yamaçları asimetrik bir profil gösterir. Ovacık Köyü'nün bulunduğu detritiklerden (kumtaşı) oluşan yamaçlar % 5-10 eğim değerlerine sahip iken, Akkayrak Köyü'nün bulunduğu ve andezitlerden oluşan (Foto 16, 17) ve % 20-40 eğim değerleri gösteren yamaçların daha dirençli olmaları nedeniyle litoloji farklılığından kaynaklanan bir morfoloji sunar. Biga Çayı'nın yarım ay şeklindeki kayma yamacı taraçaları, eski yatağına ait terk edilmiş yatağı ve kuzeydoğuya yöneldiği noktada fayın denetlediği keskin dirseği ve yer yer vadi boyunca izlenen menderes yeniği dikliği bu kesimlerde izlenen diğer şekillerdir. Köklük mevki, 160 ile 170 m, 180-210 m farklı kademe seviyelerinin oluşturduğu yüzeyler üzerinde bulunur. Kokarca Tepe Belirgin Relief'ten düşey blok hareketleriyle meydana gelen seviye değişimleri, taban seviyesi değişikliklerine bağlı olarak işlenmiş ve farklı yükselti basamaklarında bulunan yüzeyleri oluşturmuştur. Biga Çayı her iki yamacında bulunan farklı yükseltilerdeki seviyelerin, faylar eşliğinde düşey atımlar sonucu yeni kademeler oluşturmasıyla karşılıklı yamaçlarda seviye uygunluğu ortaya çıkmış, buna bağlı olarak meydana gelen taban düzeyi değişimleri nedeniyle, dönemseller iç içe sistemler topluluğu oluşmuştur (Şekil 25, 26).

Ovacık-Akkayrak köyleri arasında Ovacık Köyü'nün de üzerinde yer aldığı tekne biçimli geniş vadi yamaçlarını oluşturan omuzlar, tektonik hareketlerin oluşturduğu taban seviyesindeki değişimlere bağlı olarak Biga Çayı tarafından



Şekil 23, 24: Düşey yönlü tektonik hareketlerin denetimindeki belirgin seviye farkları ve fay basamakları.
 Şekil 25, 26: Biga Çayı doğu ve batı yamaçlarında görülen fayların denetimlediği farklı seviyelerdeki kademeler.

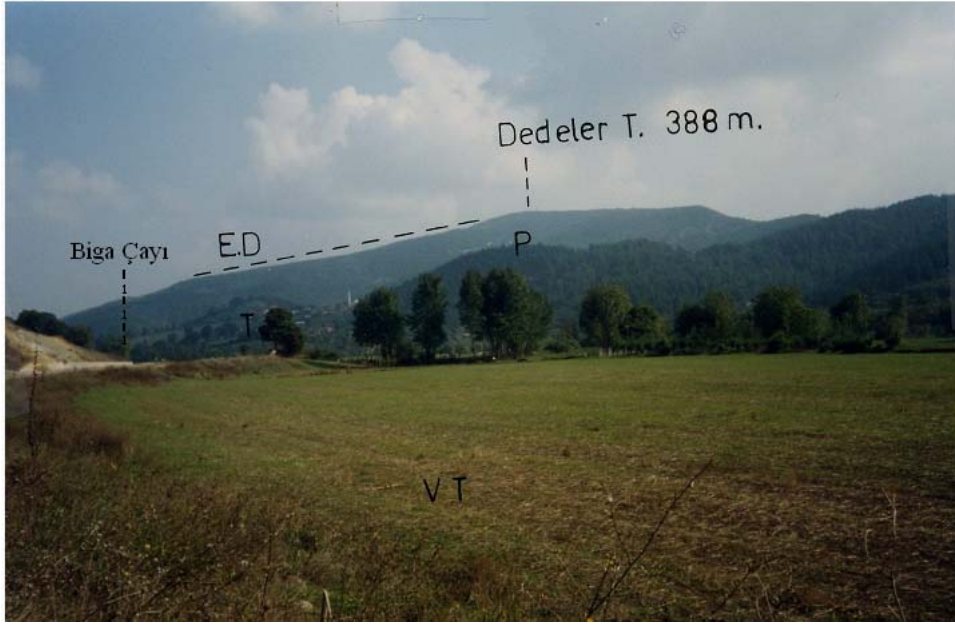


Foto 15: Akkayrak Köyü'nün doğusunda yer alan farklı seviyelerdeki kademeler.
P: Pehlivan Tepe (130 m), E.D: Biga Çayı'na doğru eğimli düzlükler halinde alçalan yamaçlar, VT: Biga Çayı alüvyal vadi taban düzlüğü.



Foto 16, 17: Akkayrak Köyü güneyinde Kışla Dere kuzey yamaçlarında andezitler üzerinde yamaç erozyonu ve küresel ayrışma.

yarılmıştır. Buna bağlı olarak Akkayrak Köyü'nün gerisindeki yüzeyler (riyolit, tüf) ova tabanına doğru alçalan omuzlar halinde ortaya çıkmıştır. Genç tektonik hareketlerle taban düzeyinin yeniden alçalmasıyla Biga Çayı yatağını derinleştirerek Pleyistosen taraçalarını oluşturmuştur. Flandriyen Transgresyonu sonunda (2-4 m) aşındırma hızı azalan Biga Çayı, yatağını doldurmuş ince taneli kum depolarından oluşan geniş tabanlı Holosen yaşlı alüvyal dolgulu vadi tabanını meydana getirmiştir (Foto 18). Bu dönemde iri taneli çakıllar, akarsuyun kaynak sahasına yakın



Foto 18: Akkayrak Köyü çevresi Biga Çayı doğu yamacında yer alan 3-4 m kalınlıktaki ince unsurlardan oluşan depolar.

kesimlerde olması gerekir. Denizin çekilerek günümüz seviyesine gelmesiyle (regresyon) Biga Çayı yeniden Holosen yaşlı alüvyal dolgulu vadi tabanına gömülerek güncel vadi tabanı ve çizgisel yatağına yerleşmiş, güncel taraçalarını oluşturmuştur. Biga Çayı'nın çekik dönemlerde yatağında biriktirdiği kum adacıkları, diğer birikim şekillerine örnek teşkil eder (Foto 10).

Biga-Danapınarı plato düzlükleri çok farklı yükselti basamaklarında gözlenen aşınım yüzeylerine karşılık gelmekte, aşınım yüzeylerinde görülen morfometrik dalgalanma; litolojik yapı farkından, tektonikten ve akarsu enerjisi farkından kaynaklanmaktadır.

Düşey atımlı fayların ve taban seviyesi değişimlerine bağlı duraklamaların izlerini taşıyan ve birbirinin zararına gelişen aşınım yüzeyi parçalarını (Foto 19, 20), Kokarca Tepe'den (410 m) Biga Ovası'na doğru inen belirgin kademe seviyelerinden de gözlemlemek mümkündür (Ek 4; Profiller 15, 16, 17). Buna göre, Kokarca Tepe (410 m), Asartepe (400 m)'nin bulunduğu belirgin relieften Biga Ovası ve Biga Çayı'na doğru faylar eşliğinde basamaklanma ve çökmelerin olduğunu belirtmek

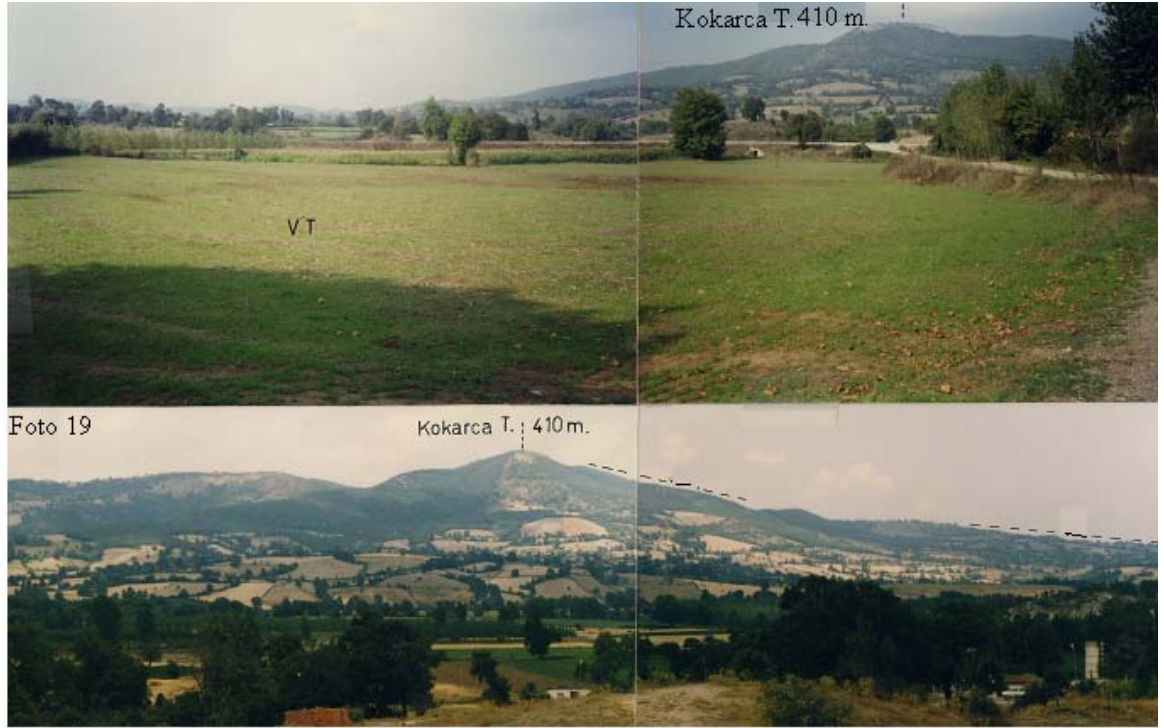


Foto 19

Foto 19: Akkayrak Köyü'nden belirgin reliefi oluşturan Kokarca Tepesi ve doğu batı yönlü düşey atımlı fayın kontrolünde gelişen farklı seviyeler (kuzeybatıya bakış). V.T: Biga Çayı vadi tabanı düzlüğü.

Foto 20: Kapanbelen Köyü'nden kuzeye Kokarca Tepe'ye bakış. Biga Çayı'na doğru alçalan yamaçlarda fay basamakları.

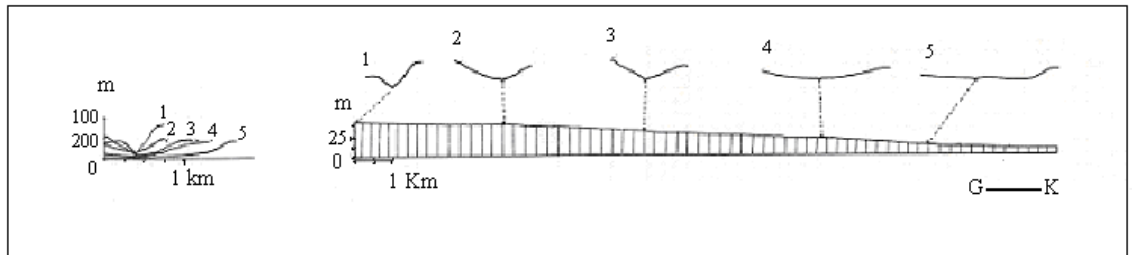
gerekir. Bloklar halinde çökme hareketleri Biga-Danapınarı Platosu'nu oluşturan aşınım yüzeylerinin kademeler halinde kırılmalarına neden olmuştur. Platodaki ilk seviye farkının Kokarca Tepe Belirgin Relief'i yüzeyleyen Alt-Orta Miyosen yüzeylerini deforme etmesi nedeniyle Orta Miyosen sonlarında meydana geldiği, düşen bloklar üzerinde farklı yükseltilerde aşınım yüzeylerinin geliştiği, yeni fayların Biga havzasına doğru basamaklar oluşturmasıyla alçalan blok üzerinde yarı olgun omuzlar halinde daha genç kademe seviyelerinin geliştiği belirtilebilir (Foto 21). Genç tektonik hareketler taban düzeyinin alçalmasına neden olmuş, Biga Çayı omuz sistemlerine gömülmüştür.

Biga Çayı'nın enine profillerde (Ek 5; Şekil 27) yamaçlardaki asimetriler, yamaçların karşılıklı durumlarında yükselti farkları, iç bükey ve dış bükey yamaçlar, geniş tabanlı yatak gibi vadi şekilleri dikkati çeker. Karşılıklı yamaçlardaki



Foto 21: Eybekli Köyü çevresinde Biga Çayı'na doğru alçalan basamaklar.Kuzeyden güneye bakış.

seviyelerin farklı oluşu, tektonik düşey atımlarla ilgilidir. İç bükey ve dış bükey yamaç ile asimetriler, mendereslenme yamaçlardaki farklı litolojiden ve yana aşındırmadan kaynaklanır. Biga Çayı'nın aşağı kesimlerinde yamaç profillerinde yatıklaşma görülmekte, vadi tabanı genişlemektedir. Biga Çayı'nın araştırma sahasında yer alan bölümünün boyuna profili incelendiğinde (Şekil 27), akarsuyun talveğinde belirgin bir eğim kırığı gözlenmez ve eğim değerleri de oldukça düşüktür. Araştırma sahasına girdiği yerde 40 m yükseltiden akan Biga Çayı, ovaya ulaştığı 8 m yükseltiye kadar olan bölümün eğimi % 0.17'dir. Buradaki yarıлма 32 m'dir. Fakat 40 m yükseltiden 2 nolu enine vadi profilinin bulunduğu 38 m yükseltiye kadar talveg eğiminin % 0.05 olması, bu noktadan itibaren ova tabanına kadar eğimin % 0.21 olarak artış göstermesi, belirgin olmayan bir eğim kırığını işaretler. Çok farklı litolojik birimlerin de bulunduğu bu bölüm, Biga Çayı'nın aktığı alüvyal dolgulu geniş tabanın daraldığı yere karşılık gelir. Buna bağlı olarak taban düzeyi değişikliğini yansıtan geriye aşınım noktası durumundadır.

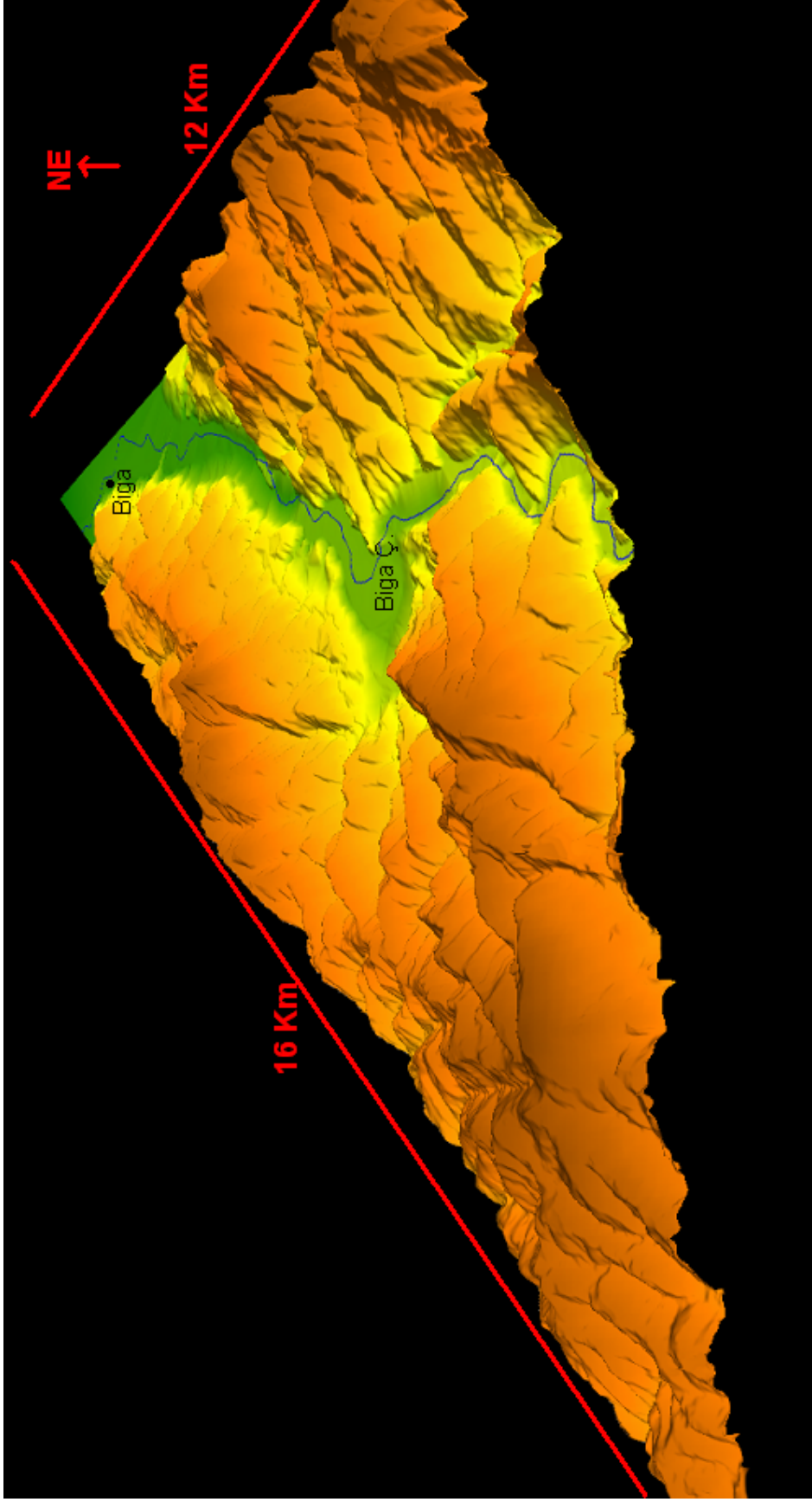


Şekil 27: Biga Çayı'nın eski talveğinin rekonstrüksiyonu.

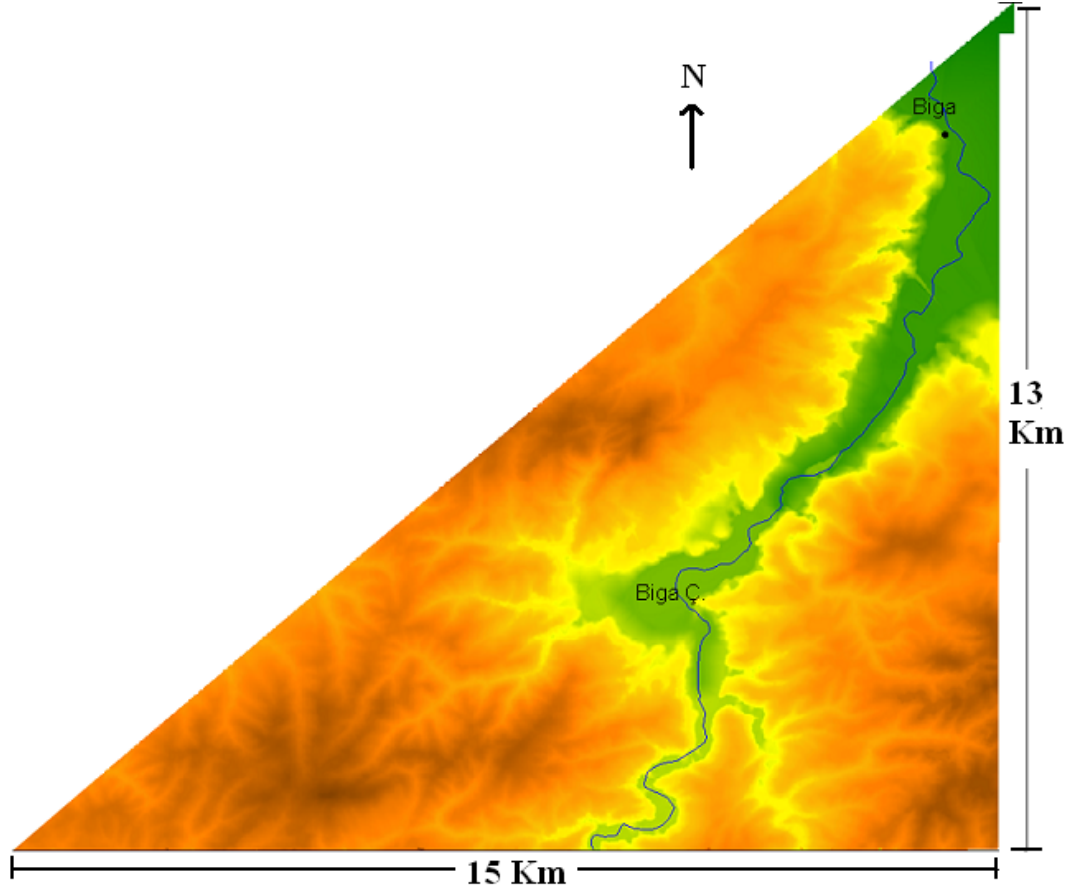
Platonun, Ovacık Köyü güneydoğusunda Biga Çayı'nın menderes yaparak kuzeydoğuya doğru belirgin bir drenaj sapması, kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu Biga Fayı ile ilgilidir (Şekil 28, 29). Aynı yönde dizilen 6 adet 3-4 magnitudündeki deprem verileri bunu destekler (Şekil 30). Biga Fayı'nın inceleme sahasındaki uzunluğu yaklaşık 15 km'dir. Biga Çayı, fayın içine yerleşerek geniş tabanlı vadi içinde kuzeye doğru akarak Biga Ovası'na bağlanır. Biga Fayı sağ yanal atımlı bir faydır. Jeoloji haritasında da görüldüğü gibi (Ek 3), Biga güneyinde her iki yamaçta bulunan Miyosen volkanitleri 4 km kadar sağa atılmıştır (Siyako vd., 1989). Bu fayın, morfolojik olarak çok belirgin olan düşey atımlarını da tespit etmek mümkündür. Sağ blok hem yanal atılmış, hem de düşey olarak yükselmiştir. Bu durum Eybekli Köyü ve Dedeler Tepe (388 m) arasındaki aşınım yüzeylerinde gözlenir (Ek 1). Platoya gömülen Biga Çayı'nın doğru yamaçlarında yükseltinin kısa mesafede artması, farklı yükseltilerde gelişen kademelerin de kısa mesafede değişme göstermesine neden olmuştur.

Biga Fayı, Ovacık Köyü güneyinden güneybatıya doğru devam ederek Biga Çayı tabanından ayrılır ve Şeytan Dere'nin içine yerleştiği hat üzerinden Dikmen Köyü ile Dikmenkorusu Tepe (468 m) arasındaki boyun noktasından geçer. Aynı kademelerde bulunan Dikmenkorusu Tepe (468 m) ile Kavaklı Tepe (382 m)'nin üzerinde bulunduğu Alt-Orta Miyosen aşınım yüzeyinin fayla düşey olarak kesilmesi ve basamaklanması sonucunda bu iki tepe arasında 85 m'lik bir yükselti farkı oluşmuştur. Buna göre Biga Fayı'nın yaşı Orta Miyosen sonu olmalıdır. Biga Fayı kuzeyde ova tabanında morfolojik izini kaybettirir.

Yukarıdaki açıklamalar ışığında genel bir değerlendirme yapılırsa belirgin relief ve plato yüzeylerinden oluşan kütleli yapı, Biga Çayı tabanına doğru genellikle normal basamak faylar eşliğinde dilimlenerek yükselmiş olmalıdır. Bu tip faylanmalara yol açan tektonik hareketler, taban seviyesinin alçalmasına bağlı olarak tüm aşınım yüzeylerini etkileyen yeniden şekillenmenin olduğu morfolojik döngüleri meydana getirir. Her morfolojik döngü, aynı aşınım döngüsünün farklı aşamalarını oluşturur. Değişen taban seviyesine göre oluşan geriye derine aşınım sürecinin en genç yer şekli jenerasyonundan başlayarak damgasını vurduğu ve en eski yer şekli jenerasyonların zararına geliştiği belirtilebilir. Buna göre yükselen sahalarda aşınım, alçalan alanlar birikim sahalarda yeni yüzeyleri oluşturur. Akarsu drenajında



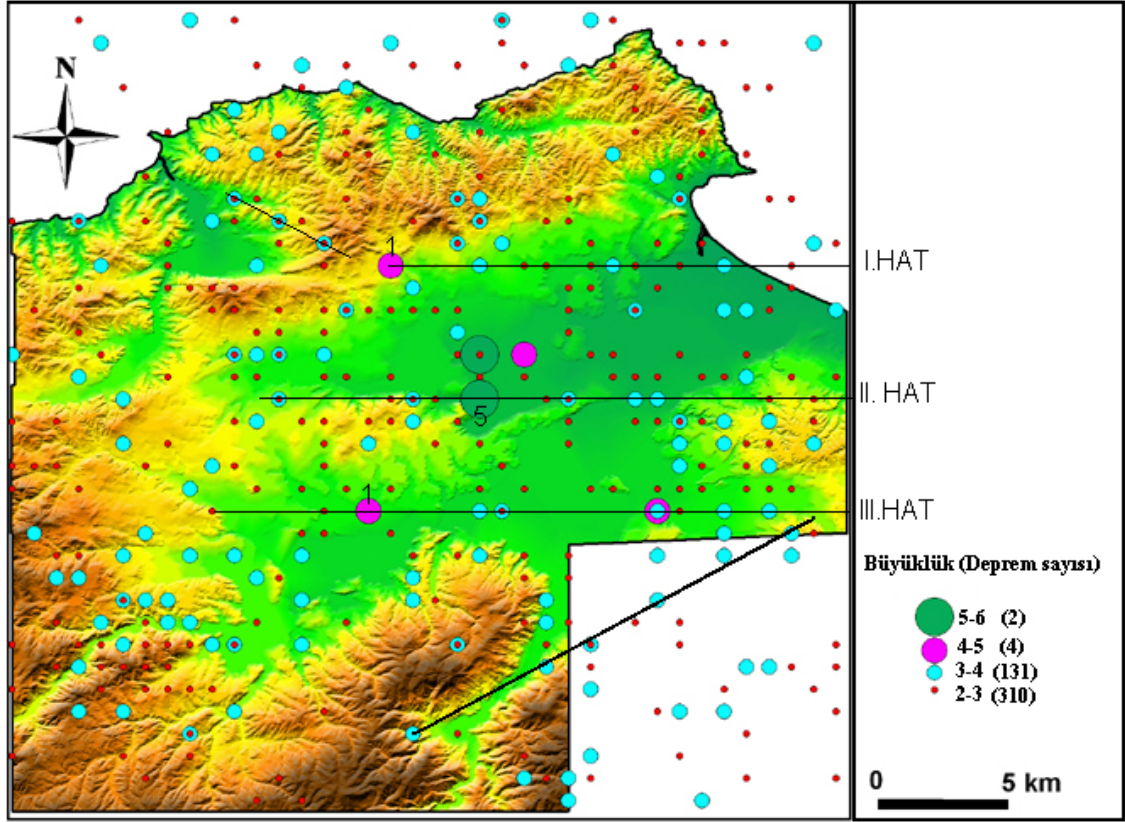
Şekil 28: Biga-Danapınarı Plato'sunun sayısal arazi modeli (güneybatıdan bakış).



Şekil 29: Biga Çayı'nın gömüldüğü Biga-Danapınarı Platosu.

çizgisellikler, kapma ve dirsekler, yeniden yarıma sonucu oluşan gençleşme başı gibi morfolojik izler görülür. Genç tektonik hareketlerin neden olduğu negatif taban düzeyi değişimleri, plüviyal salınımlar, akarsuların yeniden canlanması ve vadi tabanlarına gömülmesiyle en alçak kademe seviyelerinde yer alan taraçalar oluşmuştur. Taraçalar, Pleyistosen'de seviye oynamalarına bağlı olarak değişik kademelerdeki seviyeler şeklinde meydana gelmiştir.

Kokarca Tepe (410 m) ve Asar Tepe (410 m)'nin oluşturduğu belirgin relieften kaynağını alan ve batıdan gelen Çubuklu Deresi'nin bir kolu durumundaki Sarp Deresi'nin, gerek tektonik çizgiselliğin gerekse yamaçlar arasındaki litolojik yapı farklılığının neden olduğu zayıf direnç zonunda açtığı derin vadi, iç bükey ve dış bükey yamaçlardan oluşan asimetrik vadi profili ile dikkati çeker. Çizgisel uzanım Asartepe (410 m) ve Kamçılık Tepe (182 m)'nin bulunduğu sırtların yamaçlarını keserek dışbükey yamaçları oluşturur. Bu kesimde Sarp Deresi çok dik



Şekil 30: Araştırma sahasının ve yakın çevresinin deprem episantr dağılımı.

yamaçlarla plato sahasına 90 m gömülmüş ve kaynak sahasında çok dik “V” şekilli genç yamaçlarıyla topoğrafyaya yerleşmiştir. Sarp Deresi aynı zamanda farklı litolojik kayaların kontakt oluşturduğu bindirme fay zonuna yerleşmiştir (Ek 3). Batı yamaçlarda Triyas yaşlı detritikler (kıltaşı-kumtaşı) ve Oligosen-Miyosen granit/granodiyoritler yer alırken doğu yamaçlarda ise Eosen yaşlı detritikler (kumtaşı) yüzeylenir.

Sarısvat Köyü'nün kuzeydoğusunda bulunan doğu-batı uzanışlı fay üzerinde, Kokarca Tepe (410 m), Asar Tepe (410 m)'nin bulunduğu çatı düzünü oluşturan aşınım yüzeylerinin bulunduğu bloğun yükselmesine, Burçak Tepe (277 m) ile Pırnal Tepe (255 m)'nin bulunduğu ve 240-270 m yükselti basamaklarında aşınım yüzeylerinin geliştiği bloğun alçalması plato düzlüklerinde belirgin seviye farkına yol açmıştır. Platoyu kesen aşınım yüzeyleri 10° kuzeye eğimlidir. Kuzey ve güney bloklar arasında 130 m'lik bir seviye farkı oluşmuştur. Düşey atımın yanında, karmaşık bir jeolojik yapıyı oluşturan farklı yaşlardaki litolojik formasyonların da

yanal atımla karşılıklı durumlarının değiştiği görülür (Ek 3). Özellikle Triyas detritiklerde (kumtaşı, kıltaşı) ve metamorfit mermerler gibi formasyonlarda görülen ötelenmeler net olarak izlenir.

Kaynağını Sarısıvat Köyü güney yamaçlarından alan Triyas detritikler (kumtaşı-kıltaşı) formasyonlar içinde vadisini oluşturan Çubuklu Deresi, Çuçul Tepe (250 m) ile Dedeler Yolu Sırtı (220 m) arasında yer alan kademelerde plato yüzeyine gömülerek epijenik boğaz vadisini kazmıştır. Boğaz vadinin batısında keskin bir dirsek ile doğuya yönelen akarsu, Oligosen-Miyosen granit/granodiyorit kayaları keserek Paleozoyik mermerlerden oluşan temele saplanmış ve topoğrafyayı derin bir şekilde yarmıştır. Plato düzlüklerini kesen aşınım yüzeylerinden dik yamaçlarla (% 20-40) yaklaşık 90 m derine epijenik gömüldüğü boğaz vadiden çıkan Çubuklu Deresi, Eosen detritikler (kumtaşı) içindeki vadi tabanı genişleyerek Kuvaterner alüvyonların oluşturduğu tabandan Çayıorman mevkiinde Şeytan Deresi'ne bağlanır. Çubuklu Deresi'nin boğazdan çıktığı kesimlerde yatak profilinde eğim kırıkları dikkati çeker. Akarsu yatağında gözlenen bu eğim kırıkları, genç tektonik hareketlerin denetiminde alçalan taban seviyesine bağlı olarak meydana gelen geriye derine aşındırmanın neden olduğu gençleşme başını oluşturan noktalar. Eğerlidere Tepe (285 m), Ahlatlı Tepe (285 m), Değirmen Tepe (263 m) zirveleri ile temsil edilen ve 280-290 m ile 240-270 m kademe seviyelerinde yayılan aşınım yüzeylerinin geliştiği plato düzlükleri, kuzeydoğu-güneybatı yönlü eğim atımlı normal faylarla Biga Çayı'na doğru basamaklar halinde alçalmış (Ek 3) ve 150-170 m, 180-210 m yükselti aralığındaki seviyeler, alçak kademe seviyelerini meydana getirmiştir (Ek 5; Profil 50, 51). Bu fay aynı zamanda Biga Fayı'na paralel uzanan ve Biga-Danapınarı Platosu'yla aynı yönde uzanan fay sistemlerinden biridir. KAF'nın da sahamızdaki uzantılarını oluşturmalıdır. Çöken kütleler üzerinde yer yer sırtlar uzanır. Faylar farklı litolojik formasyonları sınırlar. Üst Jura–Alt Kretase kireçtaşları yükselen kütleyi (Foto 22), Eybekli Köyü'nün üzerinde kurulduğu Eosen detritikler (kumtaşı) ve Sarıkaya Köyü'nün bulunduğu aglomera formasyonları alçalan kütleyi oluşturur (Foto 23, 24). Sarıkaya Köyü civarında sarı, yeşil renkli, köşeli kırıntılı iri çakıllı bloklardan oluşan ve yamaçlardan taşınan depolar Biga Çayı batı yamaçlarında mostra verir. Eybekli Köyü güneydoğu yamaçlarında ise heyelanlar dikkati çeker (Foto 25 a, b).



Foto 22 : Havdan Köyü kuzeydoğusunda denizel fosilli kireçtaşlarının günlenmenin de etkisiyle bloklar halinde parçalanması.



Foto 23: Sarıkaya ve Eybekli köyleri arasında kalan kesimde yarmalarda görülen Eosen detritikler (kumtaşı).

Biga-Danapınarı platosunu batı kesiminden kuzeydoğu-güneybatı yönünde kateden tektonik uzanım, plato düzlüklerini oluşturan farklı yükseltilerdeki seviyelerin Biga Ovası tabanına doğru kademeli alçalımlarına neden olmuştur (Ek 1; Şekil 31). Örneğin, Sarıca Köyü 50-60 m, Gemicikırı Köyü 40-80 m, İskender Köyü



Foto 24: Sarıkaya Köyü çevresinde yol yarmalarında görülen aglomeralar.

30-60 m, Akyaprak Köyü 30-40 m seviyelerinde alçalan kademe üzerinde bulunan köylerdir. Tektonik uzanımın belirlediği yükselen blok üzerindeki plato düzlüklerinde ise; Akpınar Köyü 90-130 m, Keltepe 90 m, Pürenlik Sırtı 160-190 m, Kayrak Tepe 180 m, Geredelli Köyü 90-110 m ve Çeltik Köyü 80-110 m kademe seviyelerinde uzanan aşınım yüzeylerinin üzerinde yer alır. Bu kesimlerde kademelerdeki geçişler genellikle topoğrafyada belirgin yükselti farkı şeklinde olmamıştır. Platonun batı yamaçlarının % 5'e kadar azalan yamaç eğimlerinden de bu durum anlaşılmaktadır (Şekil 14; Ek 7). Alçak kademelerdeki farklı yükselti basamaklarını oluşturan plato düzlükleri, detritik (kumtaşı) formasyonları yüzeylemiş olup, üzerinde toprak tabakasının oldukça kalın olduğu gözlenir. Kademe seviyeleri arasında yükselti farklarının belirgin olmamasında, litolojik birimlerin aynı olmasının da önemli rolü vardır. Kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı çizgisellikler platoyu da aynı yönde uzanan sırtlar halinde dilimlemiştir. Bu sırtları aynı yönde uzanan akarsular (Tekke Dere, Değirmen Dere, Kavak Dere, Zeytin Dere) ayırmıştır. Buna göre genç tektonik hareketlerle (Pliyosen sonu) Biga Çayı ve Biga Ovası'nın çökmesine neden olan kuzey ve güneydeki tektonik uzanımlar ovanın oluşumunu kontrol etmiş ve çevresi için yerel taban düzeyi rolü oynamıştır. Biga-Danapınarı Platosunu denetleyen Biga havzasını, kütleli yapıdan ayıran kuzeydoğu-güneybatı yönlü tektonik uzanım, plato sahasının yükselmesine neden olurken aynı zamanda bazı kesimlerde tabakaların eğim ve dalışlarına neden olmuştur. Örneğin, Çeltik Köyü kuzeyinde bulunan Kavak Dere, yamaçlarında mostra veren doğu-batı doğrultulu yaklaşık 35° güneye dalışlı tabakaları kuzey-güney yönünde kateder (Foto

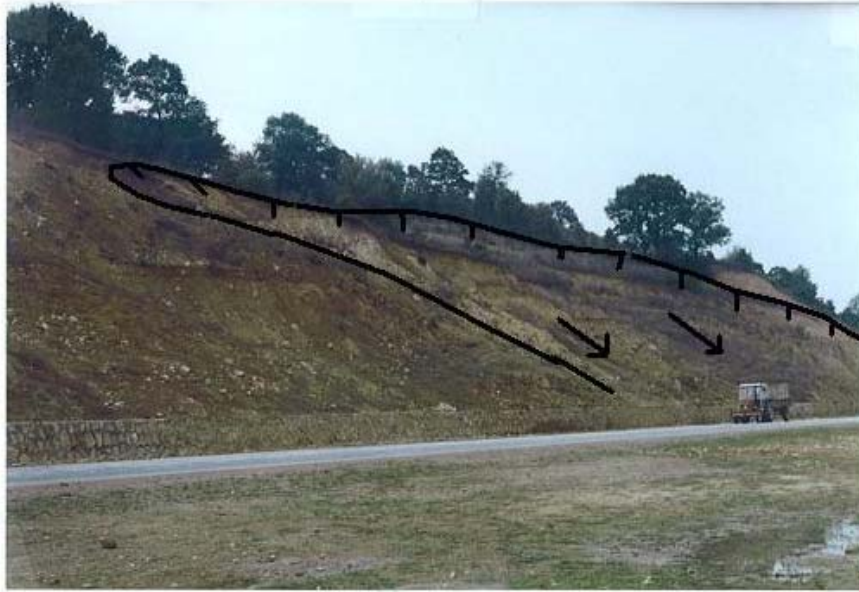
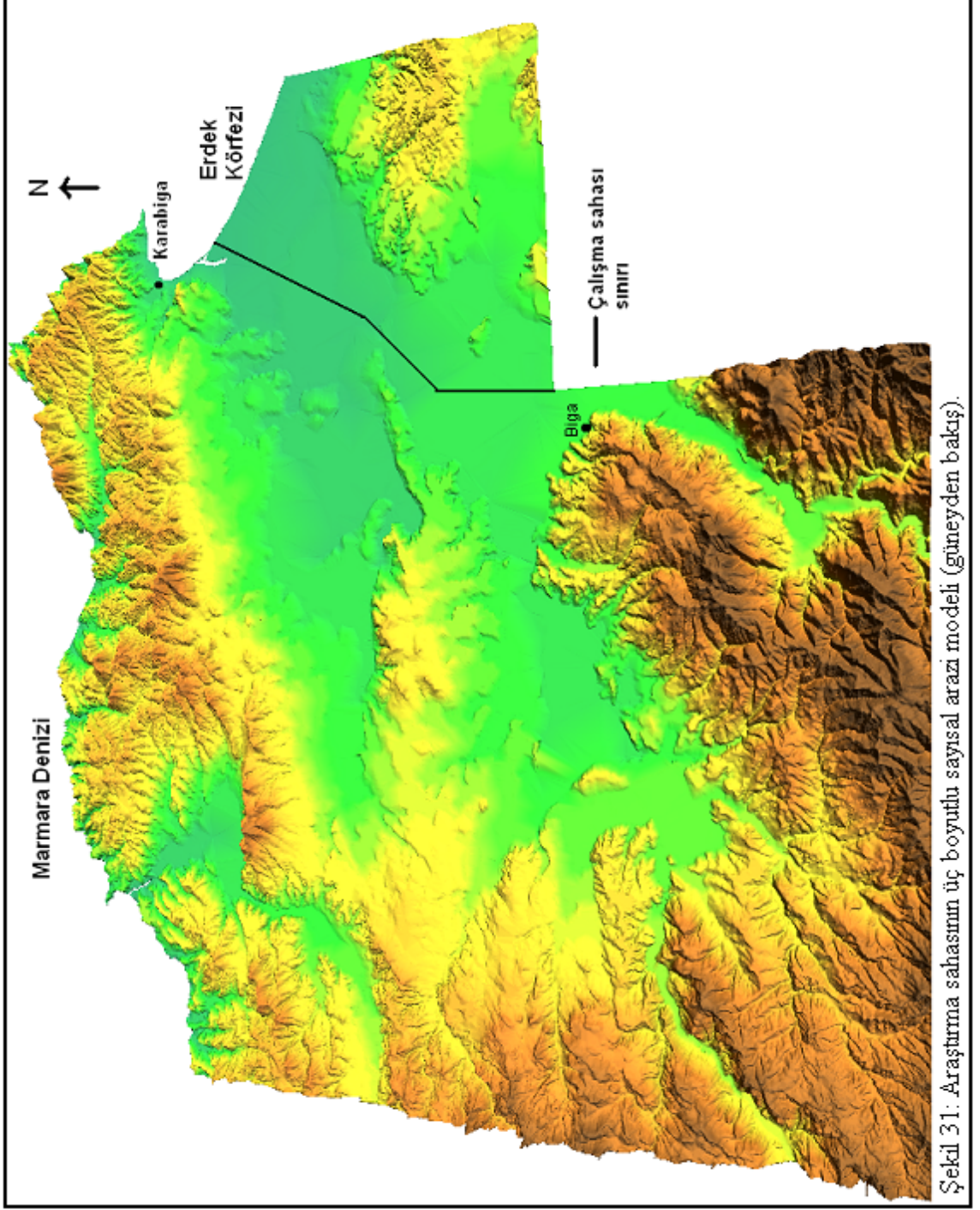


Foto 25: Sarıkaya Köyü civarında Biga Çayı yamaçlarından taşınan iri çakıllı depolar (a). Eybekli Köyü civarında detritik formasyonlarda görülen yamaç kaymaları (b).

26). Kavak Dere, gençleşmeye bağlı değişen taban seviyesine göre, türbidit özelliği gösteren kumtaşı, şeyl ve marnlardan oluşan eğimli tabakaları yarmıştır. Akarsu simetrik ve dik eğimli olan her iki yamaçta, 130-140 m seviyelerinde gelişen



Şekil 31: Araştırma sahasının üç boyutlu sayısal arazi modeli (güneyden bakış).



Foto: 26 Çeltik Köyü kuzeyinde Kavak Dere'nin her iki yamacında görülen doğu-batı doğrultulu tektonizmanın denetlediği güneye dalışlı türbidit (şeyl, kumtaşı, marn) tabakalar.

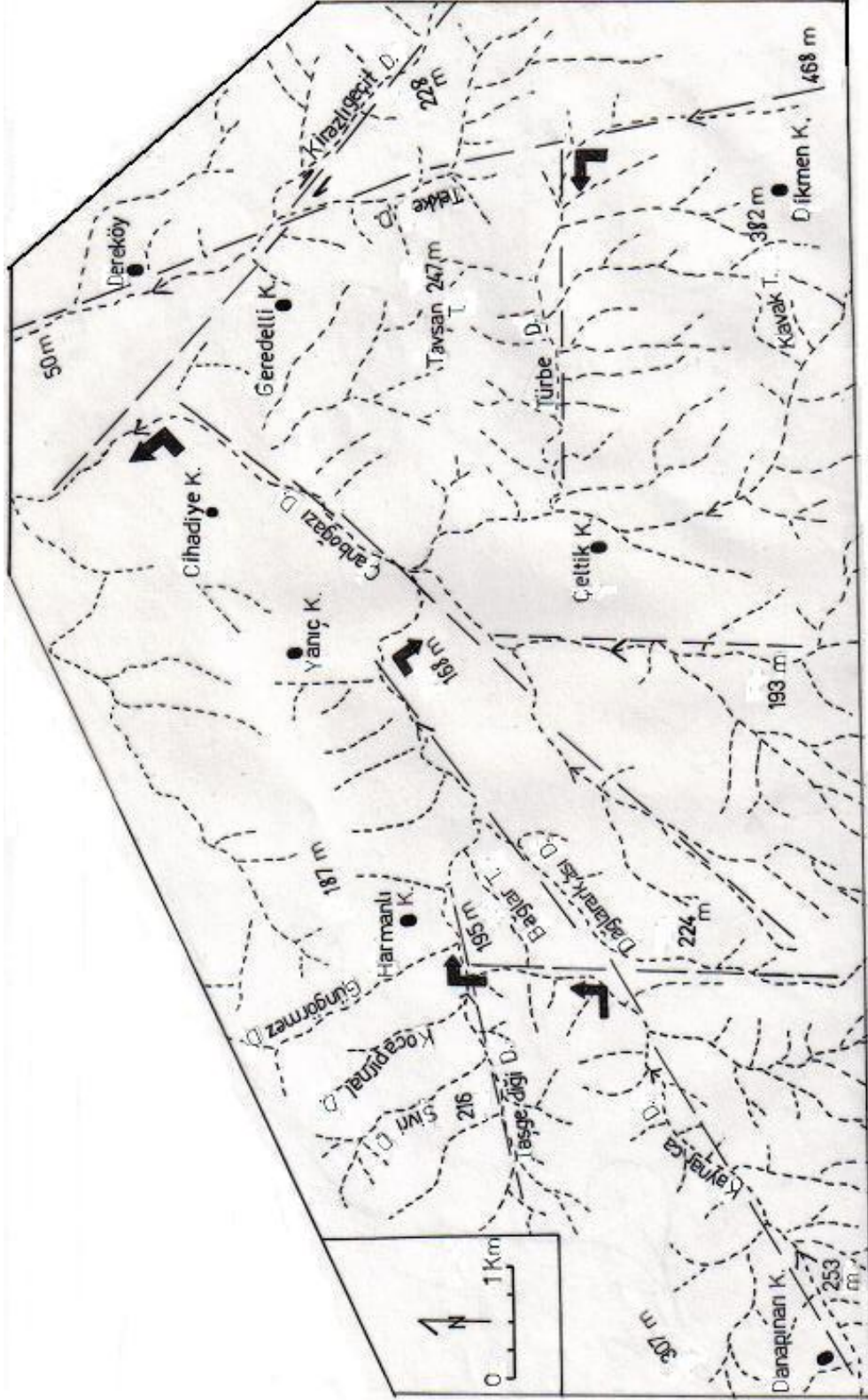
yüzeylerden itibaren vadi tabanına kadar 50 m platoya gömülmüştür. Genç tektonik hareketler diğer taraftan plato düzlüklerinde farklı kademelerde yer alan seviye değişimlerine de neden olmuştur. Örneğin, Gemicikırı Köyü batısında kuzeydoğu-güneybatı yönlü fay, üzerinde Tavşan Tepe (65 m) ve Kuru Tepe (60 m)'nin bulunduğu yüzeylerde deformasyona neden olmuş ve yüzeyler kuzeybatıya 35°, güneydoğuya 40° sıkışmalı bir tektonik rejimin denetiminde antiklinal ekseni halinde eğimlenmiştir (Ek 3). Kavak Dere'ye doğudan katılan ve çizgiselliğe yerleşerek batıya yönelen Tekke Deresi topoğrafik eğime göre subsekan özelliktedir. Tekke Dere'nin üzerine yerleşerek vadisini kazdığı fayın kuzeyinde Tavşan Tepe (247 m)'nin bulunduğu blok alçalmış, güneyde Kavak Tepe (382 m)'nin bulunduğu blok ise yükselmiştir. Dolayısıyla fayın düşey atımlı blok hareketleri, platoyu oluşturan yüzeyler üzerinde topoğrafik bir yükselti farkı meydana getirmiştir

Dereköy ve Dikmen köyleri arasında kuzey-güney yönlü tektonik çizgisellikle akan Tekke Dere, kaynak sahasında meydana gelen doğu-batı yönlü

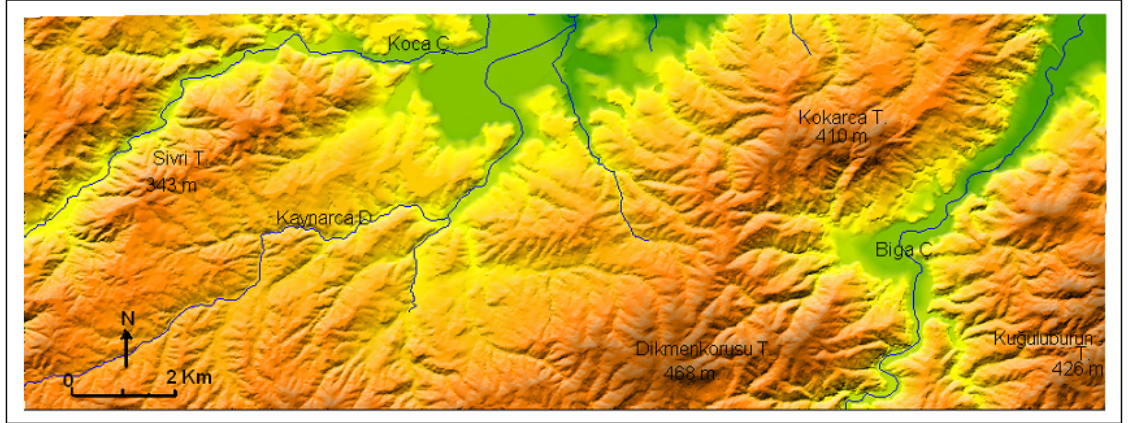
dislokasyon sonucu 110°'lik bir dirsek oluşturmuş, kuzey-güney yönlü ikinci bir tektonik çizgiselliğe yerleşerek dik yamaçlı genç bir vadi profili çizmiştir. Tekke Deresi'nin kaynak sahasını oluşturan Vakıf Dere'nin plato yüzeylerine gömülme oranı 100 m kadar iken, aşağı kesimlerde Tavşan Tepe (247 m) ile Kaledüzü Tepesi (225 m) arasında yer alan kademe seviyelerinden itibaren yarılma derecesi 115-130 m arasında değişir.

Kuvaterner'deki flüvyal gelişime bağlı olarak Danapınarı Köyü-Dereköy arasında kalan kesimde yapısal uzanımların yönlendirdiği ve yapıyı kesen kuzeydoğu-güneybatı, kuzey-güney, doğu-batı, kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu fay ve çizgisellikler akarsu drenajını yönlendirmiş, çok sayıda kapma ve dirseklerin görüldüğü drenaj ağı ortaya çıkmıştır (Şekil 32, 33). Plato düzlüklerinde birbirini verevine kesen fay ve çizgisel uzanımların kesiştiği kesimlerde dirsek ve kapmalardan oluşan morfolojik gelişim dikkati çeker. Danapınarı Köyü güneyinden kaynağını alan Paleozoyik şistlerden oluşan plato yüzeyinde vadisini kazan ve kuzeydoğu-güneybatı yönünde faya yerleşen Kaynarca Dere, aynı doğrultuyu takip etmesi gerekirken Bağlar Tepe (195 m)'nin güneybatısında vadisini verevine kesen muhtemelen daha genç kuzey-güney yönlü kırık sisteminin denetiminde ve 130°'lik bir dirsekle kuzeye yönelerek, batıdan gelen Taşgediği Deresi'ne birleşmiştir. Akarsuyun bu kesimde Bağlar Tepe (195 m)'nin bulunduğu ve 170-195 m'lerdeki yüzeyler ile 190-210 m seviyelerinde bulunan yüzeylerin oluşturduğu platoya, talveğe kadar (120 m) 90 m gömüldüğü ortaya çıkmaktadır. Kaynarca Deresi'nin yukarı kesimlerinde platoya gömülme oranı ise, üst basamak aşınım yüzeyinden vadi tabanına kadar 50 m civarındadır. Muhtemelen Kaynarca Dere'nin bir kolu olan Dağlararkası Deresi de Kaynarca Dere'yi denetleyen kuzey-güney yönlü tektonik çizgiselliğe yerleşmiş ve Ortayol Sırtı batısında dirsek yaparak kuzeydoğu-güneybatı yönlü tektonik kökenli hatta oturmuştur. Dağlararkası Deresi'nin Davulga Tepe (285 m) batısında ötelenmesi, Ortaburun Sırtını dilimleyen aynı yönde ve paralel uzanan bir başka tektonik çizgisellik ile ilgili olmalıdır. Akarsuların aynı litolojik birimler içinde yataklarını oluşturmaları, tektonizmanın morfoloji ve akarsu drenajını denetlediğini ortaya koyar.

Kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu dislokasyonda akan Çanboğazı Deresi Cihadiye Köyü kuzeydoğusunda, Geredelli Köyü doğusunda yer alan Kirazlıgeçit



Şekil 32: Danapınan-Dereköy arasında fay ve çizgiselliklere yerleşerek bir çok dırsek ve kapmaların görüldüğü akarsu drenajı

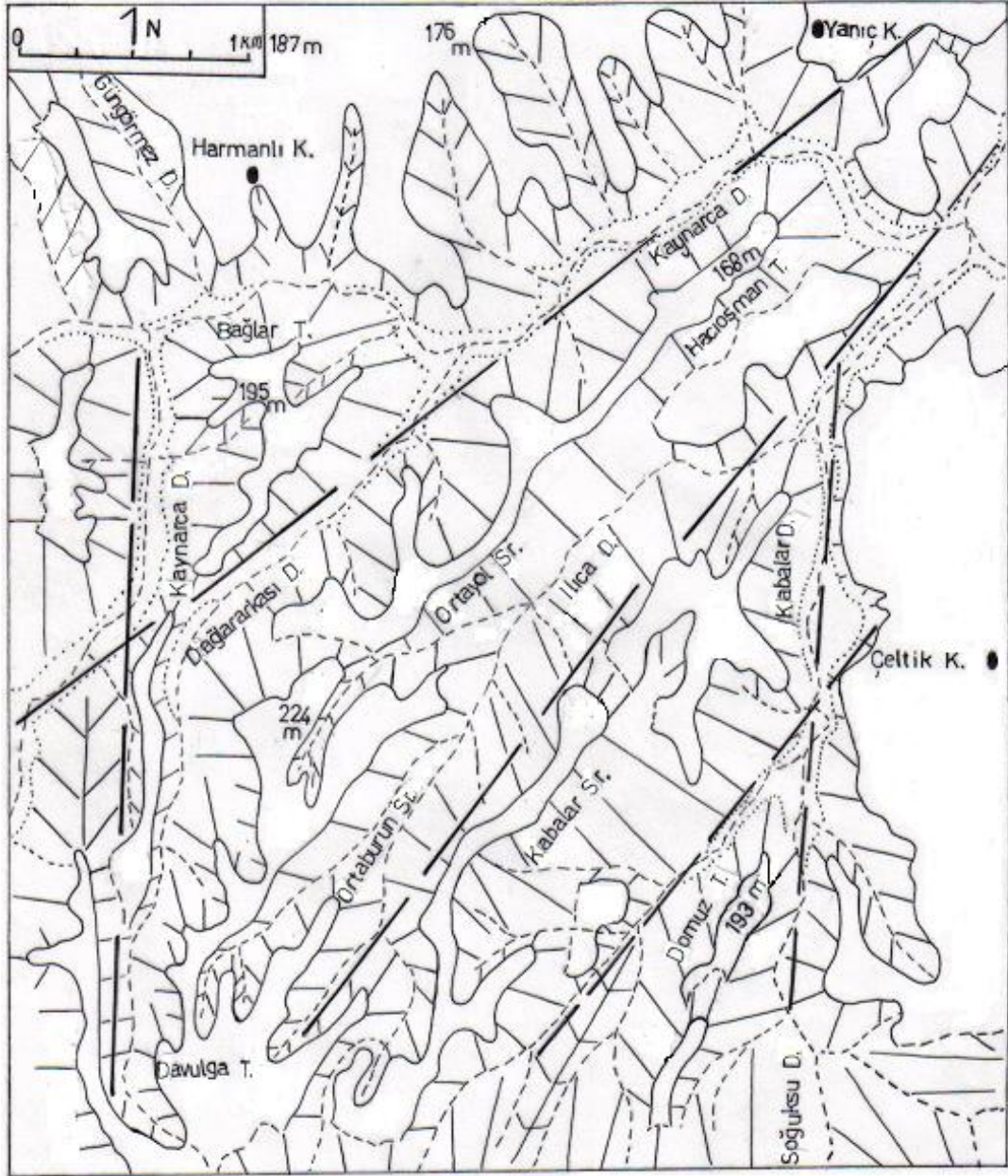


Şekil 33: Biga-Danapınarı Plato'sunun sayısal arazi modeli (güneyden bakış).

Deresi'nin içine yerleştiği kuzeybatı-güneydoğu yönlü sağ yanal atımlı ve muhtemelen ova tabanında maskelenen faydan etkilenerek dirsekle kuzeybatıya yöneldiği dikhati çeker. Burada fayın sağ yanal atım hareketi Çanboğazı Deresi'ni kuzeybatıya ötelemiş olmalıdır. Buna bağlı olarak bu kesimde kırıklı yapıya uyum sağlamış fay topoğrafyasında görülen kafesli drenaj özellikleri gelişmiştir.

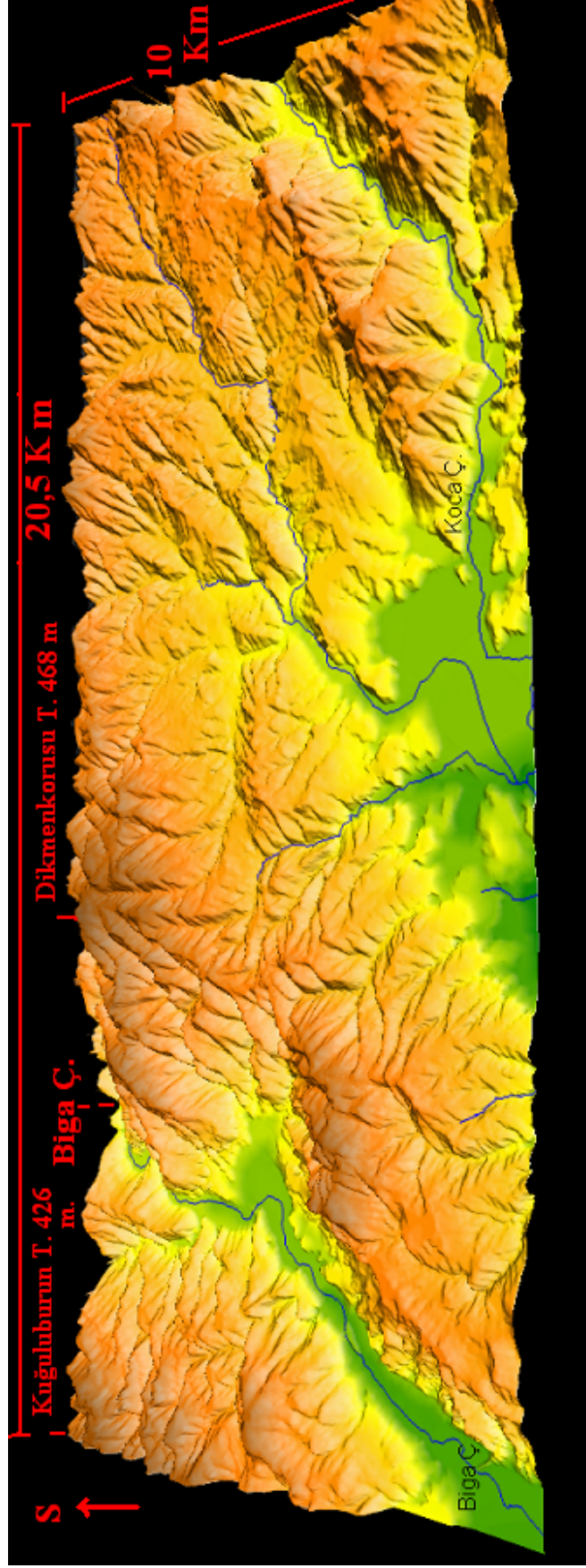
Bu bölgede, kırık sistemlerinin dilimlediği ve yönlendirdiği topografik eğim yönünde oluşan bir drenaj ağı gelişmiştir. Fay ve çizgisel uzanımların yönü, plato düzlüklerinden meydana gelen kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda uzanan uzun sırtlardan oluşan aşınım yüzeylerinin orografik uzanımlarıyla da paralellik gösterir (Şekil 34). Yüzeylerin eğimi Davulga Tepesi (285 m) ve Ortayol Sırtı (224 m)'nin bulunduğu plato yüzeyinin kuzeye eğimi % 3.5'tur. Kuzeye doğru bu değerler azalmaktadır (% 0.5). Fayların neden olduğu asimetric sırt, yamaç ve vadiler, çizgiselliğe yerleşen akarsular, keskin dirsek ve ötelenmeler tektonizmanın morfolojiyi kontrol ettiğini ortaya koymaktadır (Şekil 35, 36).

Gürçeşme Köyü güneyinde Koca Çay'ın vadi yamaçlarını kateden kuzeydoğu-güneybatı yönlü fay hattı, Geyik Tepe (230 m)'nin üzerinde bulunduğu kütlelerin basamak şeklinde çökmesine, Sivri Tepe (343 m) ve Arıkaya Tepesi (281 m)'nin oluşturduğu kademe seviyelerinden meydana gelen belirgin reliefin ise yükselmesine neden olmuştur. İki kütle arasında topografik seviye farkı zirveler dikkate alındığında 113 m'dir (Şekil 37).

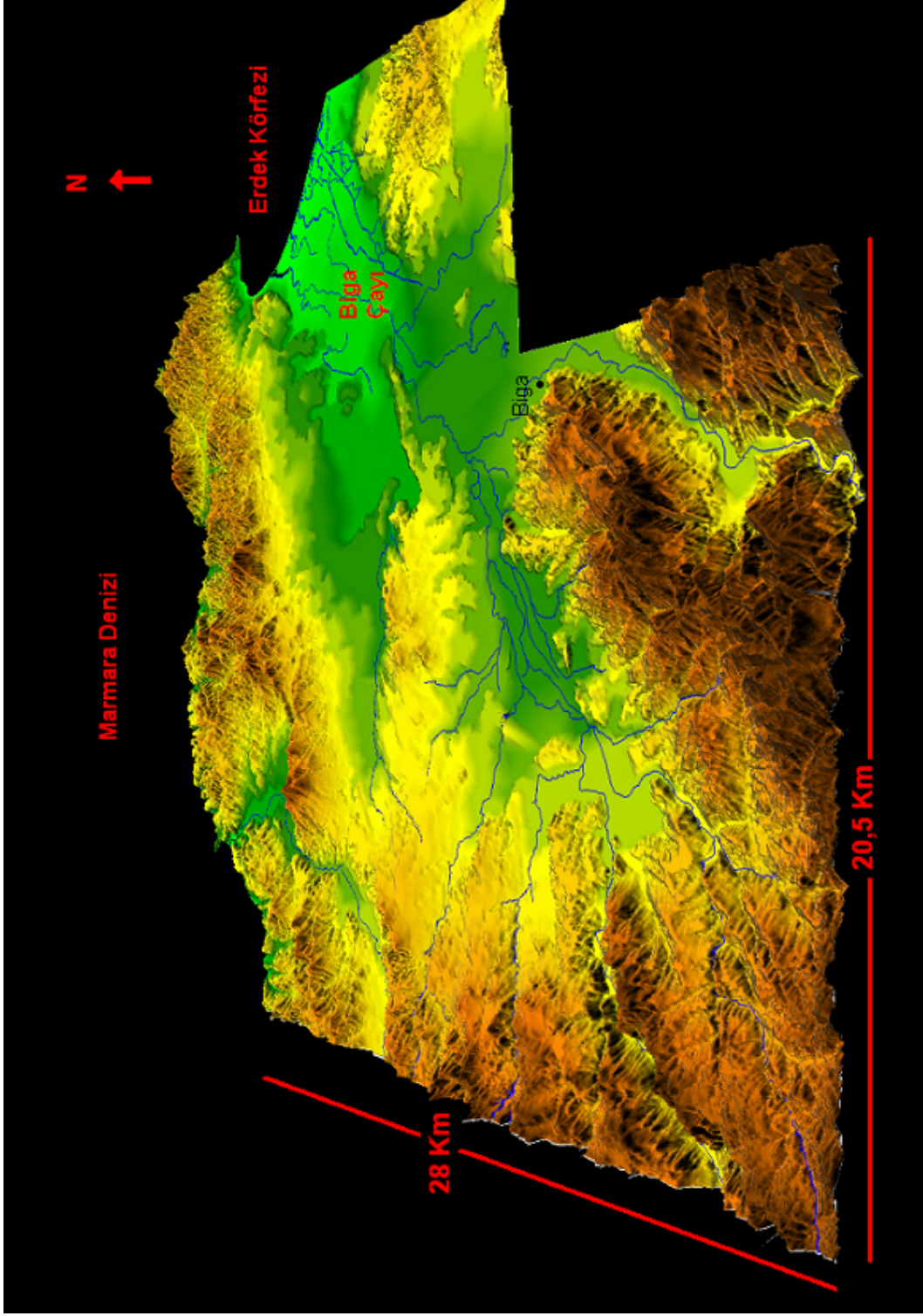


Şekil 34: Harmanlı-Çeltik köyleri arasındaki aşınım yüzeylerinin çizgisellikler yönünde orografik uzanışı.

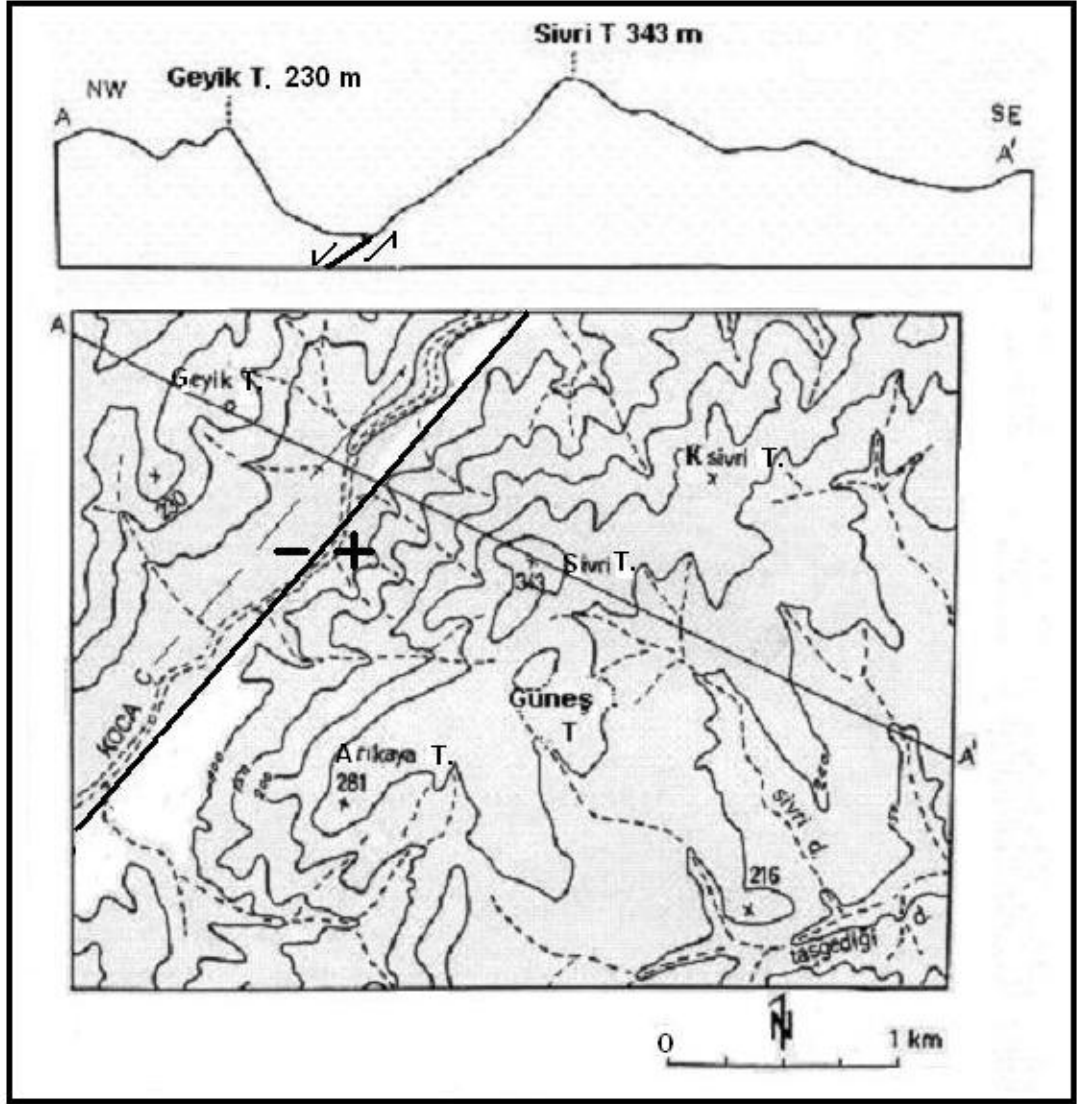
Kuzeydoğudoğu-güneybatıbatı yönünde uzanan sol yönlü doğrultu atımlı yanal fay, yukarıda açıklanan kuzeydoğu-güneybatı yönlü fayı ve doğuda Kireçlik Tepe (302 m)'yi yanal atımla öteleyen kuzey-güney yönlü fayı etkilemiştir. Kireçlik Tepe (302 m)'yi oluşturan Tersiyer kireçtaşları güneybatıya doğru, Koca Çay vadisini kateden kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu fay, Kocatepe (284 m) güneyinde batıya ötelenmiştir (Ek 3). Buna göre kırık sistemleri, belirgin reliefin bulunduğu



Şekil 35: Biga-Danapınan Platosu'nun sayısal arazi modeli (kuzeyden bakış).



Şekil 36: İnceleme sahasının sayısal arazi modeli (güneyden bakış).



Şekil 37: Gürçeşme Köyü güneybatısında tektonizmanın denetiminde Koca Çay'ın yamaçlarında oluşan belirgin yükselti farkı.

ve Alt-Orta Miyosen aşınım yüzeylerinde oluşturduğu deformasyon nedeniyle muhtemelen Orta Miyosen sonu tektonik hareketlerin denetiminde gelişmiş olmalıdır (Foto 27). Kuzeydoğudoğu-güneybatıbatı doğrultulu fayın ise diğer faylarda yanıl atıma neden olması, daha genç bir tektonizmanın varlığıyla ilgili olmalıdır.

Kaynağını inceleme alanının dışından alan Koca Çay, Eosen detritik kumtaşları ve Eosen volkanik-andezitler içinde (Foto 28) yer yer iki formasyonu ayıran kontakt sahalarda vadisini kazmıştır (Şekil 38). Bu kesimlerde dik yamaçlar oluşturarak geniş vadi tabanı içinde menderesler çizerek akan, geniş bir havzanın

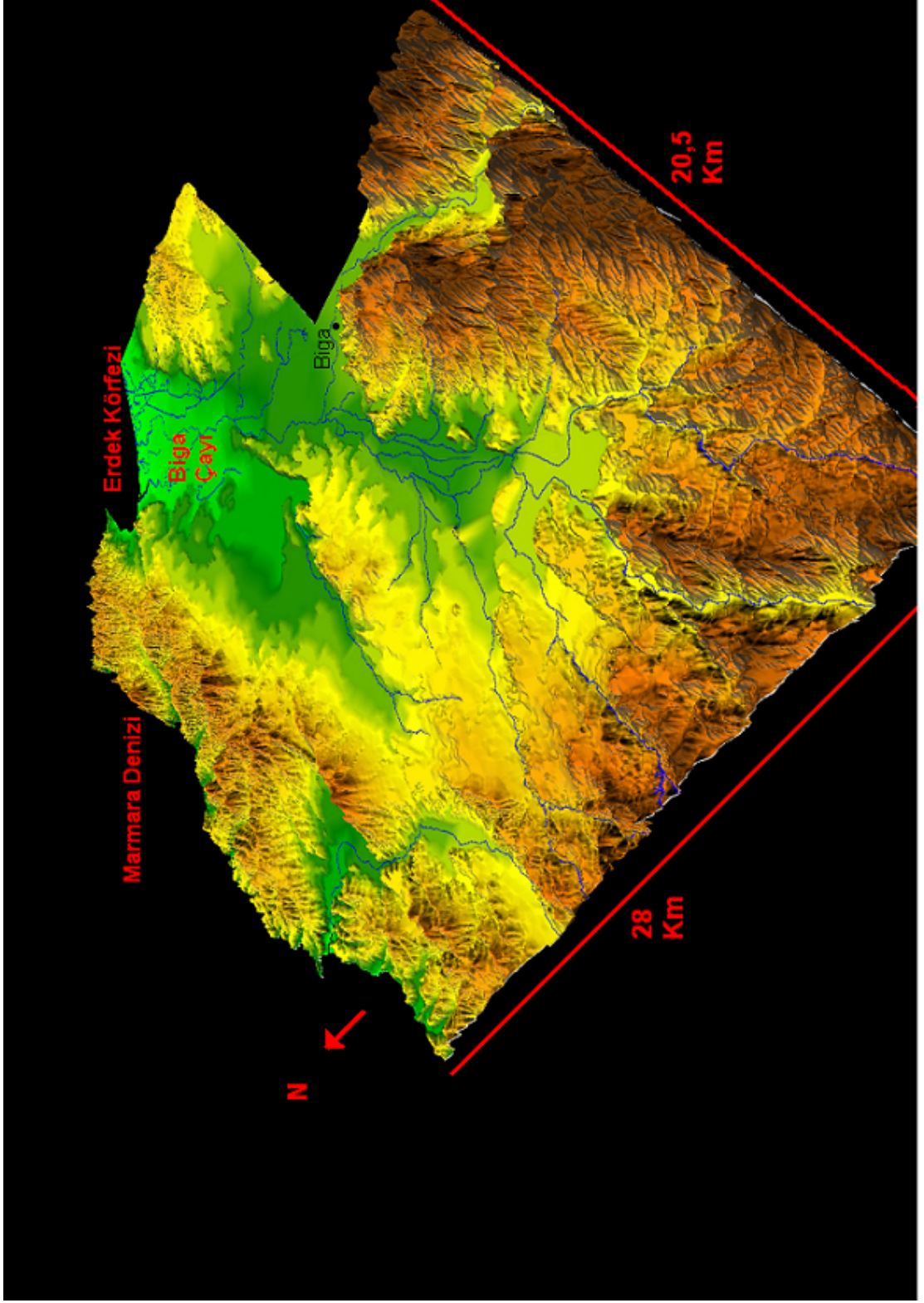


Foto 27: Biga-Danapınarı Plato'sunun Bakacak barajı yamaçlarında oluşan fay basamakları.



Foto 28 : Bakacak barajı batı yamaçlarında yüzlek veren volkanitlerde (andezit, tüf) ortaya çıkan ayrışma küreleri (corestone).

sularını drene eden bazı bölümlerinde fayların denetiminde ötelenmeler gösteren Koca Çay, Biga Çayı'nın en büyük kolunu oluşturur. Andezitlerden oluşan doğu yamaçları (Sivri Tepe 343 m) farklı aşınım sonucu belirgin reliefi oluşturmakta ve güneydoğuya doğru eğimi azalarak birbirine paralel uzun sırtlar meydana getirmiştir. Bu sırtlardan Bodurtepe Sırtı'nın güneydoğuya doğru Güneş Tepe (315 m)'den itibaren Taşgediği Deresi dik yamaçlarına kadar olan eğimi % 6.6'dır. Doğuya doğru paralel uzanan sırtların eğimi ise % 8'i bulur. Sırtlar arasında Güngörmez Deresi, Kocapırmal Deresi, Sivri Dere gibi çizgisel uzanımlara yerleşen paralel-konsekant kısa boylu akarsuların oluşturduğu yapı, doğu-batı yönlü akan Taşgediği Deresi'nin



Şekil 38. Araştırma sahasının ve Biga-Danapınarı Platosu'nun güneybatıdan bakış açısına göre sayısal arazi modeli.

içine yerleştiği fay hattı tarafından adeta bıçak gibi kesilerek vadi olduğunda sonlanır (Şekil 32). Sel karakterli kısa boylu akarsular Koca Çay'ın yan kollarını oluşturur ve Koca Çay 30 m yükseltiden itibaren ova tabanına kadar yatık yamaçlı geniş tabanlı vadi görüntüsü alır. Koca Çay, Bakacak yerleşim alanının doğusunda ova düzlüğüne açılır.

Yukarıdaki açıklamalara bağlı olarak inceleme alanında tektonizma ilk olarak Orta Miyosen sonundan itibaren belirgin reliefleri etkileyerek çatı düzünün faylar eşliğinde kırılmasına neden olmuştur. Tektonizmanın morfolojik yapıyı denetlediği hareketler evreler halinde devam etmiştir. Fayların neden olduğu platodaki seviye farklarına bağlı oluşan taban düzeyi değişimleri akarsuların aşındırma hızını etkilemiş, değişik yükselti kademelerinde aşınım yüzeyleri meydana gelmiş ve bir çok alanda akarsular, fay ve çizgiselliklere yerleşerek drenaj sisteminin değişmesine neden olmuştur.

Genç tektonik hareketler plato alanların yükselmesine, Biga havza tabanının biraz daha alçalmasına neden olmuştur. Taban seviyesi değişimlerine bağlı olarak Miyosen aşınım yüzeyleri yarılmış ve geniş oluklu Miyosen vadileri içine daha dik yamaçlı yayvan, tekne biçimli Pliyosen vadileri sokulmuştur (Foto 29, 30). İnceleme sahası genelinde Pliyosen şekillenme dönemi Miyosen-Pliyosen arasındaki tektonik kırıklar-blok halinde basamaklanma şeklinde başlamıştır (Erol, 1989). Biga-Koca Çay havza çevresinde Miyosen eğimli aşınım yüzeylerinin zararına gelişmiş, bu yüzeyleri çevreleyen ve basamakla ayrılmış alçak kademelerde yer alan yüzeyler, havza tabanına doğru eğimli ve bir alt basamakla ayrılan yüzeyleri oluşturmuştur. Klimatik açıdan yağışlı, ılıman bir iklime bağlı olarak flüviyal süreçlerin etkili olduğu eğimli yüzeylerden oluşan bir morfolojiye sahip olup; tepe, omuz ve sırt sistemleri olarak gelişmiştir. Yüzeylerin yayılım gösterdikleri alanlar batıda, Koca Çay vadisi doğu yamaçlarında omuz ve sırtlar şeklinde gelişmiş, Harmanlı-Çeltik köyleri çevresinde geniş alanlarda, Geredelli-Akpınar köyleri arasında Koca Çay alüvyal tabanına doğru eğimli yüzeyler olarak ve Biga Çayı vadi tabanına doğru omuz ve sırt dizisi olarak yayılır. Tektonizma ve iklimik-flüvyal süreçler Miyosen aşınım döngüsünde kesintiye neden olmuş, yeni bir morfolojik döngüyü ve yeni bir şekillenme dönemini başlatmıştır. Bu nedenle Miyosen yer şekli jenerasyonu ile Pliyosen yer şekli jenerasyonu arasında genellikle jeomorfolojik diskordans vardır.



Foto 29: Bakacak Köyü'nden Biga-Danapınarı Plato'suna bakış.



Foto 30: Biga-Danapınarı Platosu'nun gençleşme sonucu yarılmalarıyla oluşan yayvan oluk sahası.

Farklı yükselti basamaklarında ve yüksek seviyelerde gelişen yüzeyler, aşınım özelliğinde olup, Biga-Koca Çay havzasına doğru birikim yüzeyleri olarak geliştiği belirtilebilir (özellikle Biga Ovası'nın kuzeyinde az eğimli plato yüzeylerin geliştiği Neojen'e ait dolguların oluşturduğu birikim yüzeyleri). Taban seviyesinin değişmesine bağlı gelişen en alt kademe seviyelerinin yayıldıkları sahalar 10-200 m'ler arasında dağılım gösterir. Seviye uygunluğu göstermesi, değişik jeolojik yaşta ve litolojik özellikteki formasyonları yüzeylemesi nedeniyle aşınım yüzeylerinin geliştiği plato üzerinde; Çeltik, Harmanlı, Geredelli, Akpınar, Eybekli, Ovacık köyleri yer alır. Bağlar Tepe (195 m), Hacıosman Tepe (168 m), Domuz Tepe (193 m), Kayrak Tepe (180 m), Balıkkaya Tepe (180 m), Kamçılık Tepe (182 m) başlıca yükseltileri oluşturur. Bakacak güneyinde Harmanlı Köyü çevresinde görülen kırmızı renkli topraklar, Miyosen aşınım yüzeylerinden Harmanlı havzasına doğru aktarılan flüvyal depoları oluşturur.

Biga-Danapınarı Platosu, karstik şekiller yönünden çeşitlilik sunmaz. Karstik oluşumlar lokal bir alanda dikkati çeker. Bu konuda karstik kireçtaşlarının çok fazla geniş alan kaplamaması, karstik kaide seviyesinin düşük değerler göstermesi, Mesozoyik yaşlı kireçtaşlarının saf olmaması, formasyonların faylarla kesilmesi büyük rol oynar (Ek 3). Biga-Danapınarı Platosu'nu oluşturan bu bölümde çeşitli alanlarda görülen karstik şekillerden mağara, oyuklu ve diyaklaz lapyalar gelişmiştir.

Biga batısında Mesozoyik yaşlı çörtlü kireçtaşlarının oluşturduğu yamaçlarda gelişen karstik şekiller önem taşır. Burada bulunan oda büyüklüğündeki mağaralar (bu mağaralardan büyük olanına yerel isimle Balıkkaya Mağarası denilmektedir) dikkati çeker (Foto 31). Engebeli ve oldukça karışık jeolojik yapıdan oluşan bu sahada diğer karstik oluşumlardan oyuklu lapyaların (Foto 32, 33), kalkerlerin çatlaklarında gelişen diyaklazlı lapyaların (Foto 34, 35) oluştuğu görülür.

Diğer karstik şekiller, Sarısvat Köyü'nün kuzeydoğusunda yer alan Kokarca Tepesi (410 m)'nde gözlenir. Burada mostra veren Mesozoyik yaşlı kireçtaşları üzerinde oyuklu lapyalar gelişmiştir (Foto 36, 37). Karstik şekiller Kuvaterner şekilleri olup, genel olarak sığ bir karstlaşma ortaya çıkmıştır.



Foto 31

Foto 32

Foto 33

Foto 31, 32, 33 : Biga batı yamaçlarında denizel fosilli kireçtaşlarında görülen oda büyüklüğündeki Balıkkaya Mağarası ve oyuklu lapyalar.



Foto 34

Foto 35

Foto 36

Foto 34, 35, 36: Biga ayı batı yamaçlarında karstik Şekillerden diyaklaz ve oluklu lapyalar.



Foto 37: Kokarca Tepe (410 m)'de kireçtaşlarında gelişen karstik erime Şekillerinden delikli lapyalar.

4.1.2.2. Gürçeşme-Kemer Platosu

Araştırma alanının batı bölümünü oluşturan ve Biga Ovası'nı batıdan çevreleyen, doğudan Biga Ovası tabanına doğru alçak ve geniş plato düzlükleri halinde uzanan ve ova tabanına çok yatık yamaçlarla yamayan kuzey-güney yönlü uzanan plato sahasını oluşturur. Plato, güneyden Koca Çay vadisi talveg hattı boyunca Biga-Danapınarı Platosu'ndan ayrılır. "Biga Ovası'nın güney ve güneybatı kesimi" adı verilen ova tabanının batı ve kuzey sınırlarını, yine "Biga Ovası'nın batı ve kuzey kesimi" adı verilen ova tabanının güney sınırlarını izleyerek, Hankaya Tepe (82 m) kuzeybatısında yer alan Çatalarmut Deresi su bölümünden kuzeye yönelir. Hızırilyas Tepe (265 m), Boz Tepe (212 m), Dededüz Tepe (166 m) su bölümü hattını izleyerek kuzeye devam eder ve Devekaya Deresi'nin su bölümünden batıya talveğini izleyerek Kemer Dere Vadi Tabanı Düzlüğü'nde sonlanır Platonun kuzeye doğru devamı ise Çınar Dere kuzeyinde, Kemer Dere Vadi Tabanı Düzlüğü'nün Bey Ova mevkiinde batı sınırlarını izleyerek Marmara Denizi'nde son bulur. Bölümün en yüksek noktası Kozçeşme Köyü güneybatısındaki Tahta Tepe (315 m)'dir. Plato alanının diğer önemli yükselteleri; Armut Tepe (314 m), Koca Tepe (284 m), Kara Tepe (272 m), Hızırilyas Tepe (265 m), Karadavulga Tepe (263 m), Küp Tepe (229 m), Çilek Tepe (208 m), Kocayüksek Tepe (218 m), Boz Tepe (212 m)'dir. Bu zirveler gerek tektonik yükselmeler, gerek farklı aşınım nedeniyle, gerekse litolojik bakımdan dirençli tepelere karşılık gelir.

Farklı seviyelerdeki kademelerden oluşan Gürçeşme-Kemer Platosu, Biga-Danapınarı Platosu'ndan daha alçak oluşu, daha düşük eğim değerleriyle (Şekil 14; Ek 7) ve diğer platolardan yapısal hatların doğu-batı yönlü orografik uzanımlarıyla ve geniş alanlara yayılan andezit çıkışlarıyla farklılık gösterir.

Marmara Denizi'ne dökülen Kemer Dere (Çınar Dere), Biga Çayı (Koca Çay)'nın yan kolu durumundaki Kocadere ve platonun güney sınırını oluşturan Koca Çay başlıca akarsulardır. Akarsu şebekesi dantritik drenaj özelliğinde olup, doğu batı yönlü eğim doğrultusunda akış gösteren konsekan akarsuları oluşturur. Bununla birlikte çizgisel uzanımlara yerleşmiş subsekan akarsular da bulunmaktadır (Kocadere gibi). Çınar Dere güney yamaçlarında kancalı drenaj tipi de görülür. Bazı zirveler de ise radyal drenaj kurulmuştur. Kum ve çakıllardan oluşan Kuvaterner

alüvyonları üzerine yerleşen akarsular, Biga Ovası'ndan geriye ve derine, yana aşınım süreçlerinin denetiminde bu formasyonlar içinde yataklarını oluşturmuşlardır. Koca Çay, Sulugeçit Dere, Kocadere, Sazlık Dere, Çınar Dere değişik yaşta ve farklı litolojik formasyonları yarararak Kuvaterner alüvyal yatak üzerinde eğim doğrultusunda akışa sahiptir. Kıyı kesiminde, güneydeki yüksek zirvelerden kaynaklarını alan akarsular paralel uzanarak Marmara Denizi'ne dökülür. Büyükdalyan Dere, Küçükdalyan Dere, Domuz Dere gibi. Bu akarsular kaynaklarını Kocakışla Tepe (112 m), İskelegediği Tepe (158 m), Kaşan Tepe (162 m), Zeytin Tepe (186 m), Kocayüksek Tepe (218 m) gibi zirvelerden alır. Akarsuların gömüldüğü platolar uzun sırtlar halinde yarılmış ve Marmara Denizi kıyılarına burunlar halinde dik uzanarak falezleri oluşturmuştur.

Alüvyal taban düzlüğü üzerinde, batıdan gelen Çınar Dere'nin güneyinde kalan alanlarda Tersiyer yaşlı andezitler ile detritikler (kumtaşı) platoda geniş yayılım gösteren formasyonlardır. Çınar Dere'nin kuzeyinde ise, daha dar sahalarda Paleozoyik şistler, melanj, Tersiyer andezitler ve Neojen örtü plato sahasını oluşturur.

Gürçeşme-Kemer Platosu'nda, farklı seviyelerde kademelerin oluşturduğu platoların doğu-batı yönlü orografik uzanışı dikkati çeker. Özellikle kuzeyde Çilek Tepe (208 m) ve Sarıyaprak Tepe (205 m)'nin bulunduğu kademelerin uzanışı ile güneyde Armut Tepe (314 m), Karadavulga Tepe (263 m)'nin yer aldığı seviyeler ve Maltepe (143 m), Tahta Tepe (315m)'nin bulunduğu yüzeyler, Biga Ova tabanına doğru batı-doğu yönlü kademelenme gösterir. Akarsuların da aynı yönde platoyu yardığı görülür. Plato sahası, doğuya Biga Ovası'na doğru girinti yapmakta ve eğimin de oldukça düşük değerler göstermesiyle (Foto 38; Şekil 14; Ek 7) dikkati çekmektedir.

Gürçeşme-Kozçeşme köyleri arasında kalan kesimde 200-315 m kademe seviyelerinde gelişen ve platonun en yüksek kademeleri için referans oluşturan aşınım yüzeylerinin, platonun alçak kademelerdeki devamı halinde uzanan fakat farklı aşınım döngüsünde gelişen yüzeylerin alçalarak, Biga Ovası'na doğru farklı kademe seviyelerinde yüzeyler halinde ortaya çıktığı görülür (Foto 39). Tektonizma ve akarsuların denetiminde şekillenmiş plato, akarsuların kaynak sahalalarında daha dar yüzeyler halinde ortaya çıkmış ve derin vadilerle yarılmışken, Biga Ovası taban



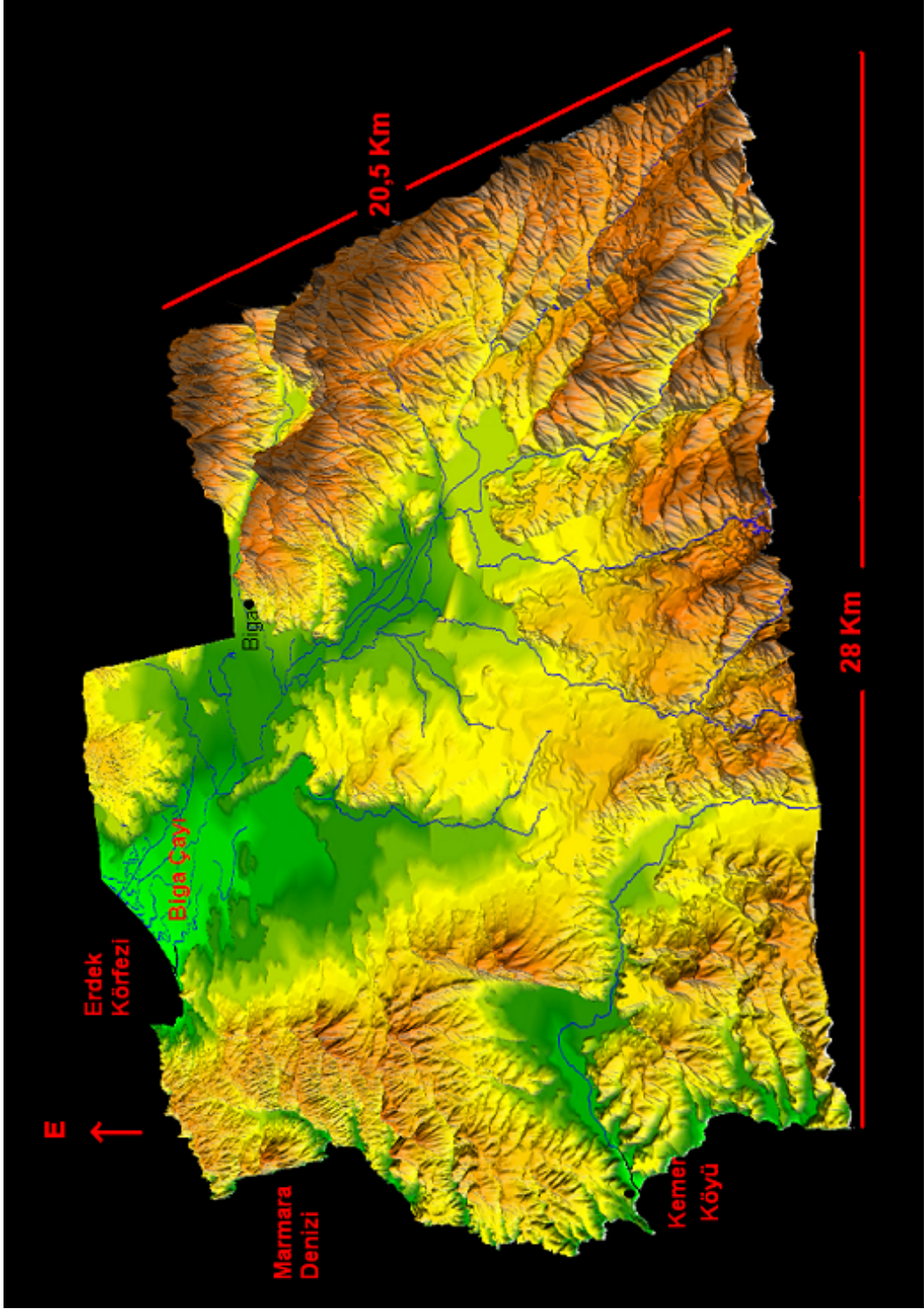
Foto 38: Gürçeşme-Kemer Platosu'nun Biga Ovası'na doğru uzantısını oluşturan düzlükler (doğudan batıya bakış).



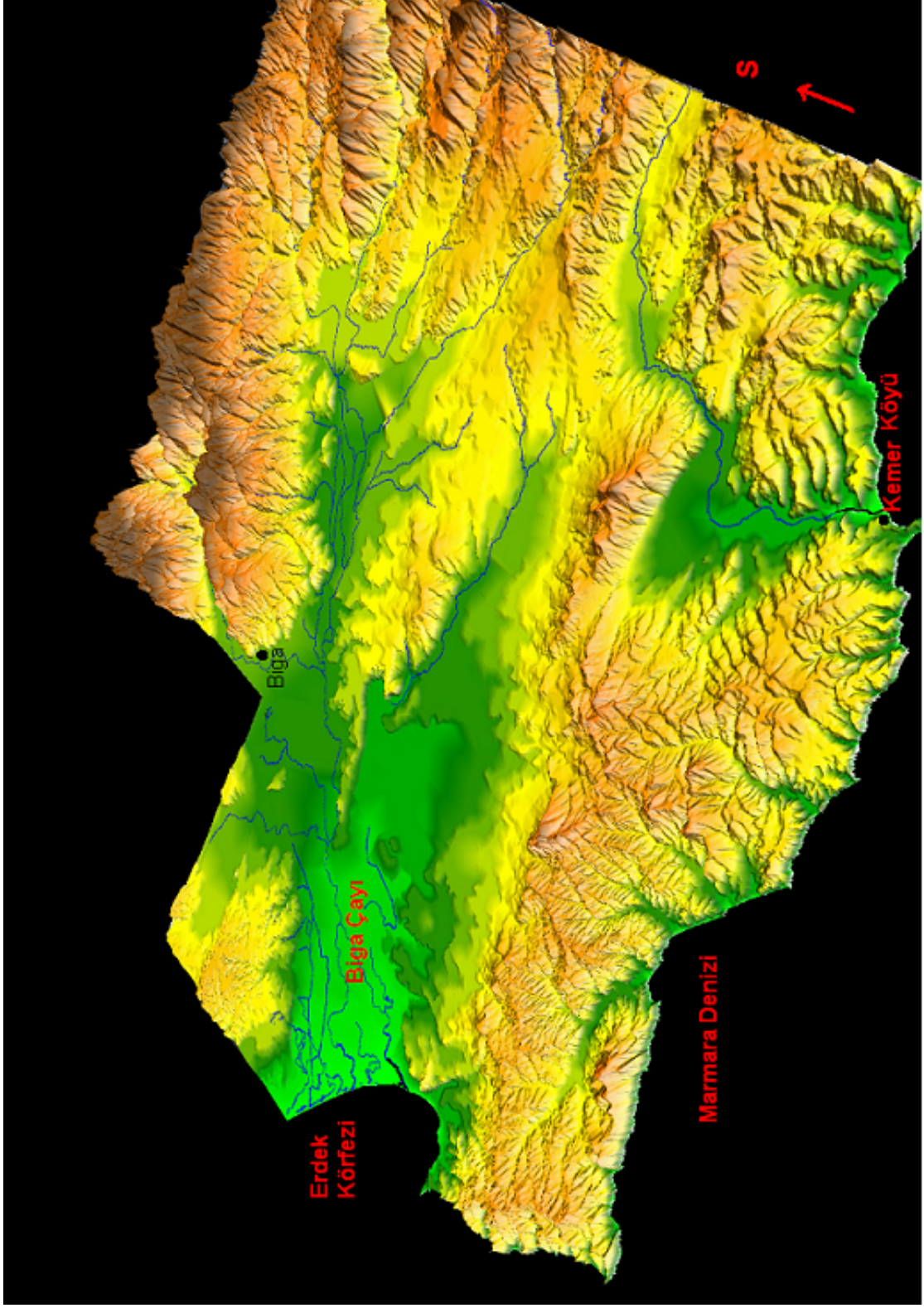
Foto 39: Bakacak'tan kuzey ve kuzeybatıya uzanan Gürçeşme-Kemer Platosu'nun alçak düzlükleri.

düzlüğüne doğru ise daha geniş yüzeyler halinde ortaya çıkar (Şekil 39, 40; Ek 1). Geniş alan kaplayan bu yüzeyler içinde gelişen drenaj, sığ ve yatık yamaçlı vadi morfolojisi gösterir (Foto 40). Balıklıçeşme, Selviköy, Asarlı, Kozçeşme gibi yerleşimlerin yer aldığı platolar tektonik basamakla batıda dar alanlı parçalı plato düzlüklerinden ayrılarak, daha alçak kademe düzlükleri halinde Biga Ovası'na doğru eğimli sahaları oluşturur.

Bölümün kuzeyinde Marmara Denizi'ne ulaşan Çınar Dere, Paleozoyik yaşlı metamorfik şistler, Mesozoyik melanj ve Pliyosen detritik kayaları yarmış, Kuvaterner alüvyonlarından meydana gelen alüvyal taban düzlüğünü oluşturmuştur. Platonun en önemli akarsuyu durumundaki Çınar Dere'nin, Çınardere Köyü'nün güneybatısından itibaren oluşturduğu vadi tabanında sonlanan yamaçlar asimetrik yamaç özelliği gösterir. Bu kesimde Çınar Dere'nin kuzey yamaçları daha az eğimli iken, güney yamaçları daha dik sırt ve omuzlar şeklinde vadi tabanında kesintiye



Şekil 39: Araştırma sahasının batıdan görünümüne göre sayısal arazi modeli.



Şekil 40: Araştırma sahasının kuzeybatıdan görünümüne göre sayısal arazi modeli.

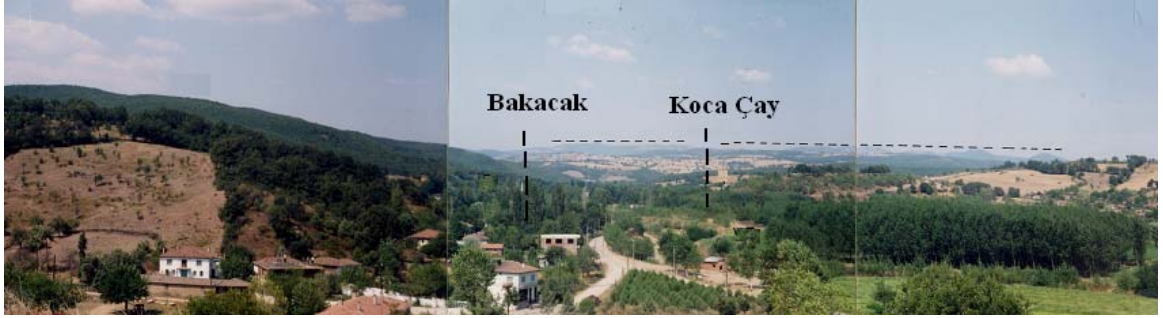


Foto 40. Bakacak'tan batıya Gürçeşme-Kemer Platosu ve Koca Çay'ın vadi tabanı düzlüğü.

uğrar. Burada 190-230 m kademelerde yer alan seviyelerin geliştiği güneydeki plato sahasının yüksek ve yamaçların oldukça dik oluşu (% 20-40), Çınar Dere'nin çizgisel yatağının buradan akmasına neden olmuş ve asimetric yamaç morfolojisi meydana gelmiştir.

Batı-doğu yönünde akışa sahip Çınar Dere, plato üzerinde yükselen kuzeyde Kanlıkavak Tepe (195 m) ile güneyde Küp Tepe (229 m)'nin arasında yayvan oluk sahası içinde yer alır. Bu oluk sahasına yerleşen Çınar Dere'nin, alçalan taban seviyesine göre yatağını kazması ve bu dönemde platoyu yarararak omuzlar halinde gelişmesi, gençleşme sonucu taban seviyesinin yeniden alçalmasına bağlı olarak vadisinin kazılması ve platoya gömülmesi şeklinde morfolojik gelişim gösterir (Foto 41). Çınar Dere Vadi Tabanı Düzlüğü kuzey ve güney yamaçları üzerinde plato sahasındaki başlıca tepeler; kuzeyde Sayalık Tepe (100 m), Kırmızı Tepe (107 m), Çiftlik Tepe (86 m) güneyde ise Andık Tepe (100 m) ve Çam Tepe (90 m)'dir. Bu güneyde yer alan tepelerin yamaçları ile vadi tabanı düzlüğü arasındaki sınır, fayın denetiminde gelişmiştir.

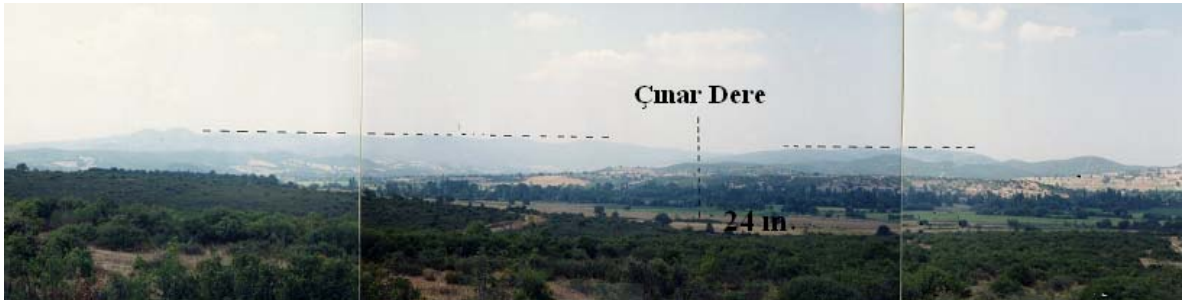


Foto 41: Çınar Dere'nin Bey Ovası'na ulaştığı kesim ve Gürçeşme-Kemer Platosu'nu oluşturan farklı yükseltilerdeki kademeler.

Dışbudak Köyü'nün bulunduğu doğu-batı doğrultulu Çınar Dere'nin oluşturduğu vadi taban düzlüğünün de bulunduğu geniş saha, aynı yönde uzanan depresyon içinde yer alır (Foto 42). Depresyonu dolduran geniş bir Neojen gölüne ait depolar, Çınar Dere tarafından büyük oranda boşaltılarak dış drenaja bağlanmıştır. Subsekant depresyon şeklinde gelişen havzanın kuzeyinde Dışbudak Köyü doğusunda, kuzeydeki yüksek alanlardan taşınan malzemelerden oluşan sarı renkli Neojen kalıntıları (Pliyosen detritikler) Çınar Dere'nin alüvyal tabanına alçalarak birkaç kademe düzlükleri şeklinde yamanır. Dışbudak Köyü'nün 500 m doğusunda ve Çınar Dere vadi tabanından (45 m) 5 m yüksekliğindeki 50-60 m seviyelerdeki düzlüklerin; kum, kil, enerjisi düşük iyi yuvarlanmış genç çakıllardan oluşan depolardan meydana geldiği, aynı depo içinde kireç konkresyonların mevcut olduğu görülür (Foto 43, 44). Bu seviyelerin hemen üzerinde ise 65-70 m kademeleri yer alır. Bu farklı kademeler Çınar Dere'nin kuzey yamaçlarında, kayma yamacı taraçaları olarak gelişen ve % 10-20 eğimli yamaçlara sahip morfolojik bir yapı gösterir. Dışbudak Köyü kuzeyinde doğuya doğru 140 m, 115 m, 130 m ve 100 m (Sayalık Tepe) seviyelerdeki kademeler, plato üzerindeki diğer kademeleri oluşturur. Bu kesimde yer alan en yüksek seviyedeki kademeler Kanlıkavak Tepe (195 m) zirvelerinden geçer. Çınar Dere'nin inceleme sahasının en batı kesiminden itibaren 60 m yükseltide yer alan alüvyal taban düzlüğü bu kesimde doğuya doğru 45 m'ye kadar azaldığı dikkate alındığında, en eski plato yüzeyinden itibaren akarsuyun yatağını kazması, 135-150 m arasında değişir. Platoyu oluşturan kademelerin farklı yükseltilerde yer alması gömülmenin devreler halinde geliştiğini gösterir. Dışbudak Köyü doğusundaki 100 m yükseltideki Sayalık Tepe'nin güney yamaçlarında yapılan incelemede, Neojen üzerinde kırmızı renkli ayrıışmış istif dikkati çekmekte ve 0,5-1 m kalınlığında örtü mantosu bulunmaktadır (Foto 45). Bu sahada, kırmızı depolar Neojen kalıntılarını oluşturur (Foto 46, 47). Buradan alınan kayaç örneklerinin ince kesitlerin mikrofotoları incelendiğinde (Şekil 4; Foto 48-G, 49-H), ince taneli kumtaşı olmasından dolayı, derin bir ortamı ya da kaynağından daha uzağa taşınarak çökelmeyi karakterize eden bir ortamı işaretler. Boylanma ve yuvarlaklık değerlerinin iyi olması taşınmanın fazlalığını göstermektedir. Genellikle kuvars daha az olarak feldspat bileşenlerden oluşması muhtemelen metamorfik bir kökenden



Foto 42: Dışbudak Depresyonu. Kuzeyden güneye bakış.

beslenmiş olabileceğini göstermektedir (Sabah Yılmaz Şahin ile sözlü görüşme, Ocak 2007).



Foto 43

Foto 44

Foto 45

Foto 43, 44: Çınardere vadi tabanından 5 m yükseklikteki kademelerde görülen kum, kil ve genç çakıllardan oluşan taraça depoları.

Foto 45: Dışbudak Köyü doğusunda yer alan Sayalık Tepe (100 m) güney yamaçlarında Neojen üzerinde görülen kırmızı renkli ayrıışmış örtü mantosu.



Foto 46: Dışbudak Köyü kuzeydoğusunda karayolu kuzeyindeki yarmalarda yer alan Neojen üzerinde gelişen kırmızı renkli ayrıışmış çakıllı örtü mantosu.

Dışbudak depresyonunun boşaltılması batıdan başlamış fakat Neojen gölüne ait depolar ortamdand tamamen süpürülmemiştir. Neojen kalıntıları çok ince çakıl dizilimleri şeklinde istiften oluşur. Çınar Dere, güneyinde vadi taban düzlüğünü sınırlayan doğu-batı doğrultulu fay dikliğine yerleşmeden önce Neojen depolarının maskeleydiği yamaçlar, örtü sıyrıldıkça fay sathı dikliği şeklinde ortaya çıkmış, akarsu



Foto 47: Dışbudak depresyonu kuzey ve kuzeydoğusunda Neojen depolardan oluşan tepeler (batıdan doğuya bakış).

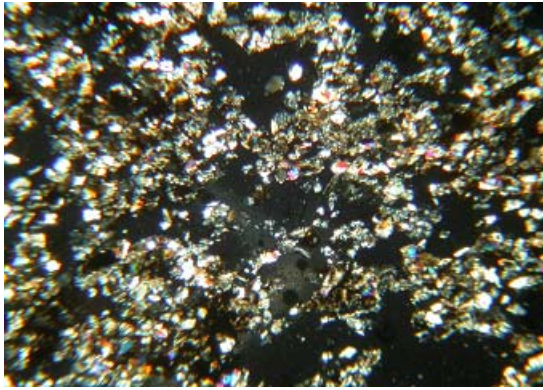


Foto 48-G

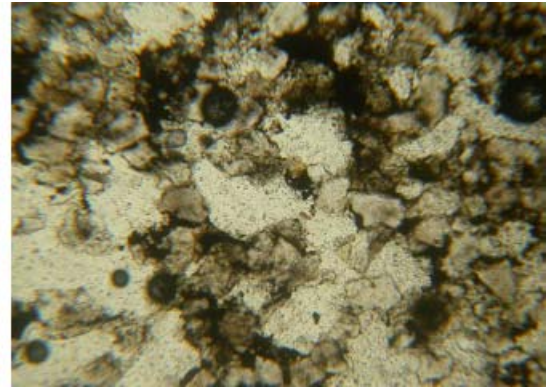
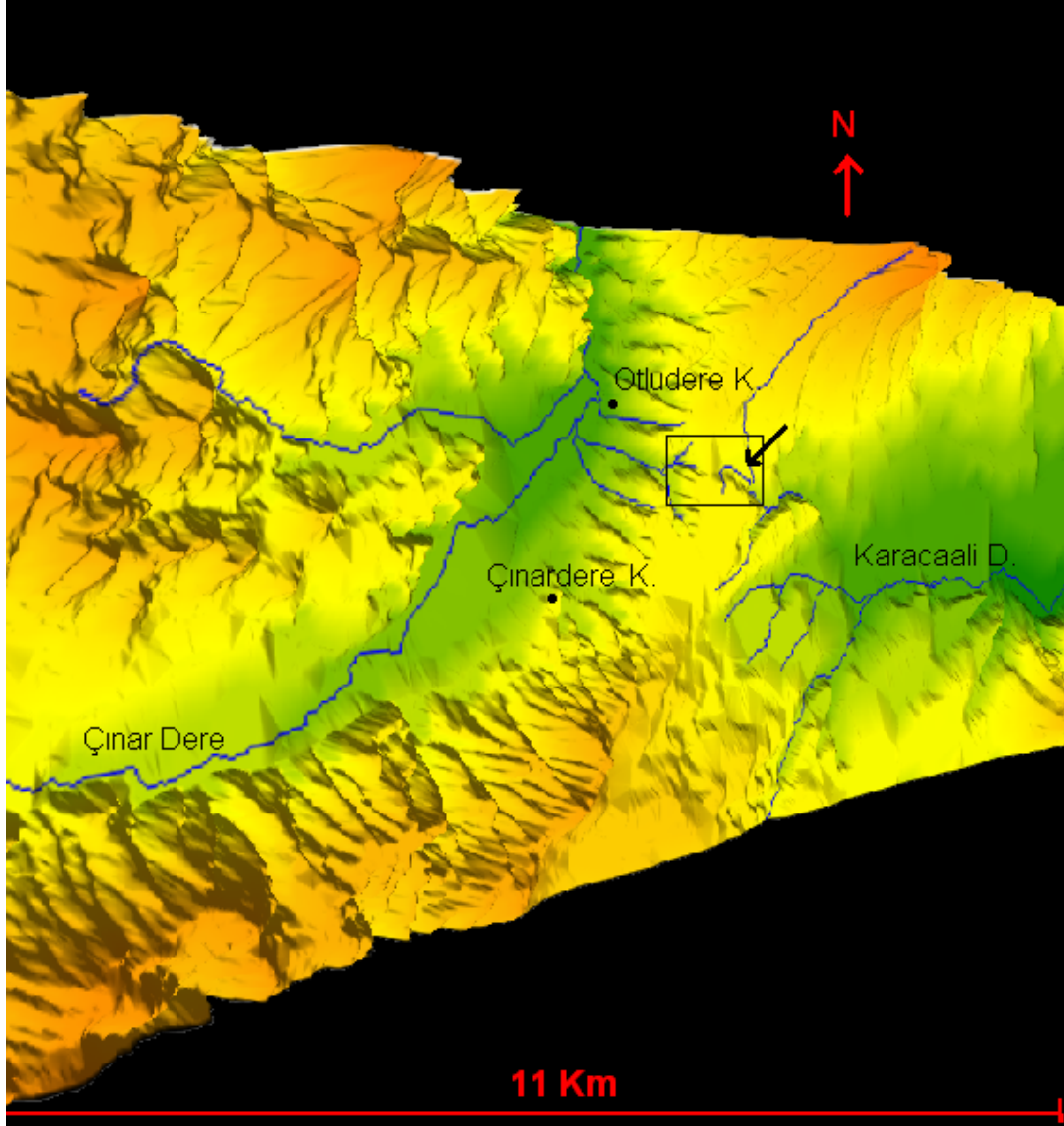


Foto 49-H

Foto 48, 49: Dışbudak Köyü doğusunda Sayalık Tepe (100 m) güney yamaçlarında yer alan Neojen örtüden alınan killi kumtaşının ince kesit mikrofotoları.

güneye doğru kayarak kayma yamacı taraçalarını ve çok geniş açıyla menderes yeniğini oluşturmuş, faya yerleşmiştir (Şekil 41). Sonraki safhada genç yarılmalarla bu kesimlerde daha küçük ölçekte menderes yenikleri gelişmiştir. Akarsuyun yerleştiği tektonik uzanım Neojen örtünün ve andezitlerin kontağına oturmuştur. Çınar Dere bu kesimlerde bir çok dirsekler yapar. Çınar Dere Vadi Tabanı Düzlüğü'nü güneyden sınırlayan, Kocakaya Tepe (204 m), Andık Tepe (100 m), Çam Tepe (90 m)'den oluşan ve 70-110 m seviyelerin geliştiği kademeler ile 160-172 m seviyelerindeki en yüksekteki plato üzerinde bulunan Küp Tepe (229 m)'nin yükseldiği 180-220 m seviyeleri oldukça dik yamaçlarla (% 20-40) alüvyal vadi taban düzlüğünde son bulur. Çınar Dere'nin güney yamaçları dikkate alındığında kazılma oranı 170-185 m arasında değişir. Andezitlerden meydana gelen güneydeki kütleli kesen fayın oluşturduğu dik yamaçlar üzerinde fay façetası, asılı vadi gibi morfolojik izler görülmemektedir. Bu durum muhtemelen aktivitesi devam eden bir



Şekil 41: Dışbudak depresyonu ve Çınar Dere ile Çatalarmut Deresi arasındaki kapma olayı.

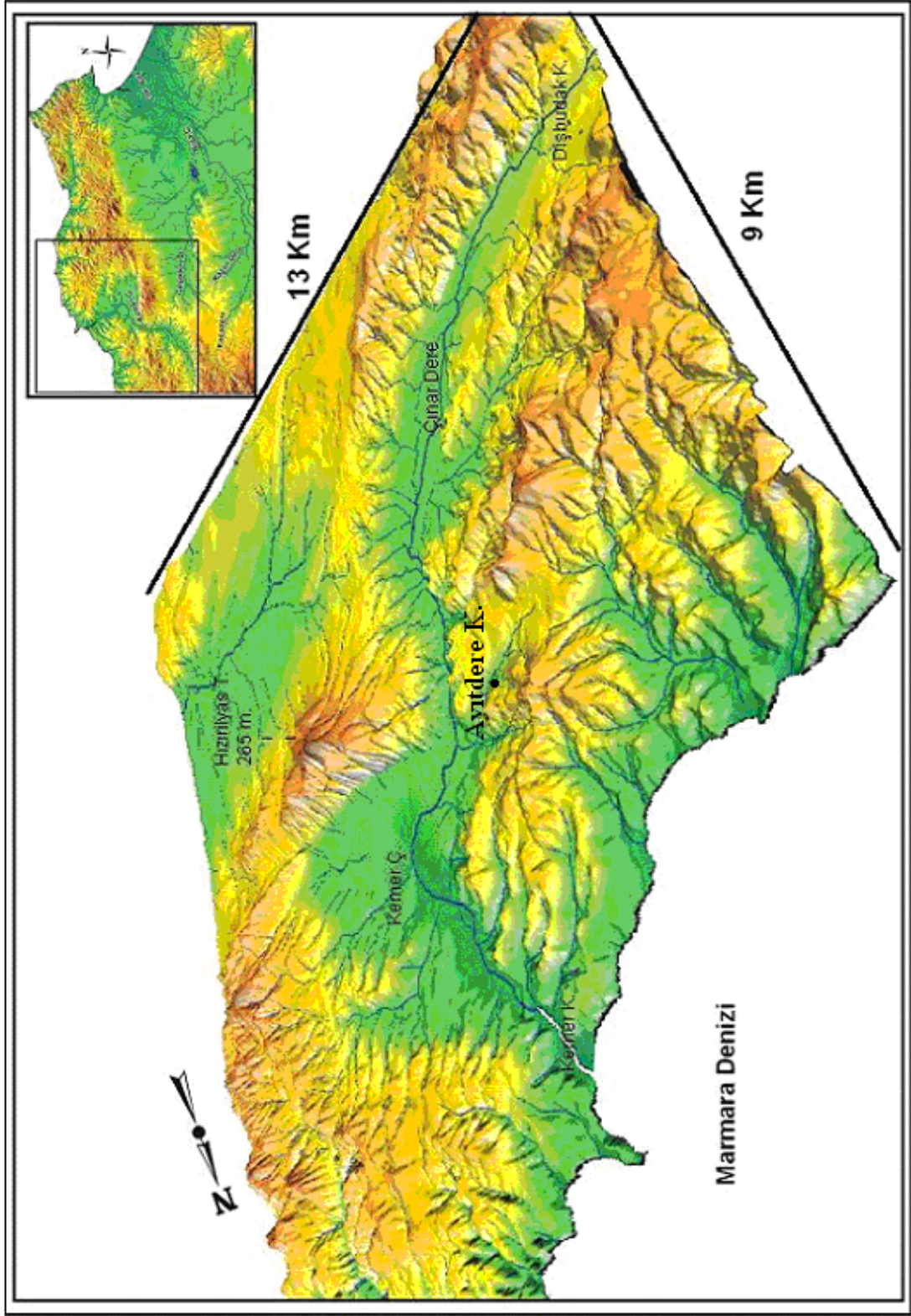
fayı işaretlemektedir. Fakat, Deprem episantr haritasında (Şekil 30), aynı doğrultuda büyüklüğü 2-4 arasında değişen depremler fayların aktifliğini gösterir. Fay yamaçlarındaki genç yarılmaların sel karakterli akarsular tarafından oluşturulması genç tektonik hareketlerin aktifliğini teyit etmektedir. Çınar Dere'nin her iki yamacında bulunan plato sahasının en yüksekteki seviyelerini oluşturan Kanlıkavak Tepe (195 m) ve Küp Tepe (229 m)'nin oluşturduğu kademeler, aynı dönemde oluşan eşlenik seviyeleri meydana getirir. Kuzey yamaçların kolay süpürülen gevşek Neojen örtü formasyonlardan oluşması ve güney yamaçları oluşturan andezitlerin

aşınmaya daha dirençli oluşu, doğu-batı doğrultulu fayın etkisi, Çınar Dere'nin bu kesimde güneye kaymasına, mendereslenmeye ve asimetrik yamaçlardan meydana gelen morfolojiye neden olmuştur.

Taraça üzerine kurulan Çınardere Köyü güneybatısında Çınar Dere'nin yan kolları durumundaki kuzeybatı-güneydoğu yönlü ve kaynağını Zeytin Tepe (176 m)'den alan akarsuların doğuya dirsek oluşturarak yaptığı ötelenmeler, Çınar Dere Vadi Tabanı Düzlüğü'nü güneyden sınırlayan doğu-batı doğrultulu fayın yükselme ile birlikte sol yanal atıma da sahip olduğunu gösteren morfolojik izlerdir (Şekil 42; Foto 50). Bu kesimde ana akarsunun akışına ters yönde akış gösteren kancalı drenaj paterni gelişmiştir. Aynı şekilde Dışbudak Köyü doğusunda Çınar Dere'nin kuzey kollarını oluşturan Neojen araziye yerleşmiş akarsuların yaptığı ötelenmeler, kuzeydoğu-güneybatı yönlü çizgisel uzanımın denetiminde dikkati çeken diğer morfolojik oluşumlardır.

Çınar Dere'nin Otludere Köyü güneyinde kuzeye doğru yaptığı kapma dirseği ve Çınar Dere'nin yan kolu ile Biga Ovası'nın sularını drene eden doğu-batı doğrultulu Karacaali Deresi'nin kaynak sahasındaki devamını oluşturan Çatalarmut Deresi'nin kuru vadi tabanı dikkati çeker. Başlangıçta, batıdan gelen Çınar Dere, geniş bir mendereslenme yaparak kuzeye yönelmiş, Otludere Köyü güneydoğusunda Çatalarmut Deresi'ni oluşturarak Biga Ovası'na bağlanmıştır. Plato üzerinde açtığı vadi taban düzlüğünü terk ederek kuzeye doğru dirsek yapan Çınar Dere, önündeki kütleyi yarmış ve epijenik boğaza yerleşmiştir. Bey Ovası'nı ve Hızırilyas Tepe (265 m)'nin yer aldığı kütleyi denetleyen doğu-batı doğrultulu fayın neden olduğu sağ yanal atım, Çınar Dere'nin dirsek yaparak kuzeye yönelmesinin ve bu harekete bağlı olarak ta, akarsuyun güney yamaçta geniş bir alanda menderes yeniği dikliği oluşturmasının nedeni olmalıdır. Kapma nedeniyle Çatalarmut Deresi'nin Çınar Dere ile bağlantısı kesilmiş ve Çınar Dere'nin önceki vadi tabanını oluşturan bu eşik sahası, kuru vadi tabanı şeklinde yüksekte kalmıştır (Şekil 41, 42, 43, 44). Çınar Dere; Koca Çay, Sulugeçit Dere, Kocadere gibi akarsularla birlikte orografik uzanımların denetiminde doğuya yönelmekte iken, kapma olayı ile birlikte akış yönünü kuzeye çevirmiştir.

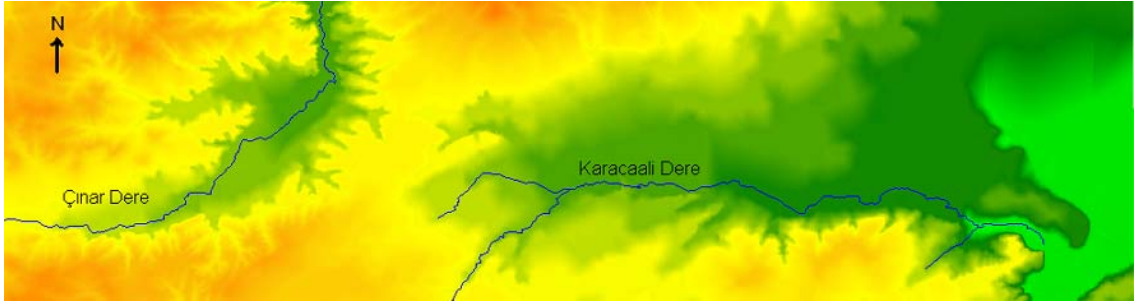
Kemer Çayı'nın güneye doğru uzantısı durumundaki Çınar Dere'nin geniş alüvyal taban düzlüğü içinde kuzeye doğru akarken, Otludere-Ayıtdere köyleri



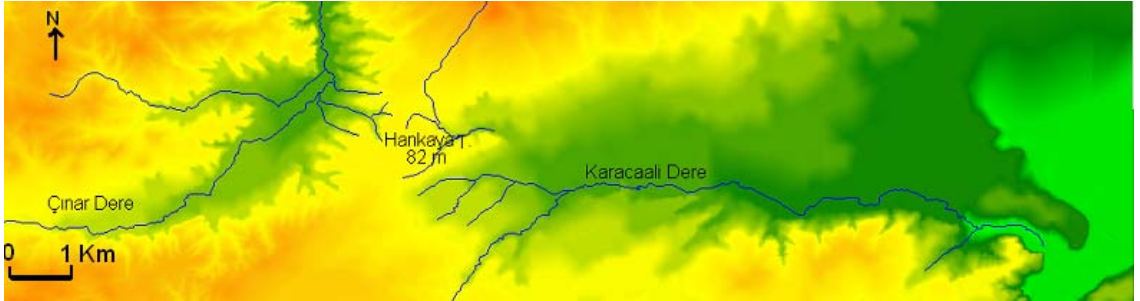
Şekil 42: Dışbudak depresyonu ve Çınar Dere-Kemer Dere vadi tabanı düzlükleri.



Foto 50 : Çınar Dere'nin yan kolu olan Kocadere'nin faya bağlı ötelenmesi.



Şekil 43



Şekil 44

Şekil 43, 44: Çınar Dere ile Çatalarmut Deresi arasındaki drenaj gelişimi ve kapma olayı. Kapmadan önceki drenaj gelişimi (Şekil 43), kapmadan sonraki drenaj gelişimi (Şekil 44).

arasındaki Çetmi Ofiyolit Melanj formasyonlarını yarararak (Foto 51) geniş bir alüvyal taban düzlüğü durumundaki Bey Ovası'na açılması dikkati çeker (Şekil 45). Bey Ova ile güneyindeki zirve yükseltilerden oluşan Hızırilyas Tepe (265 m) ve Boz Tepe (212 m)'nin bulunduğu kütleyi ayıran ve Karapürçek Köyü kuzeyinden Ayıtdere Köyü batısına kadar uzanan doğu-batı yönlü “Ayıtdere Fayı” olarak isimlendirilen

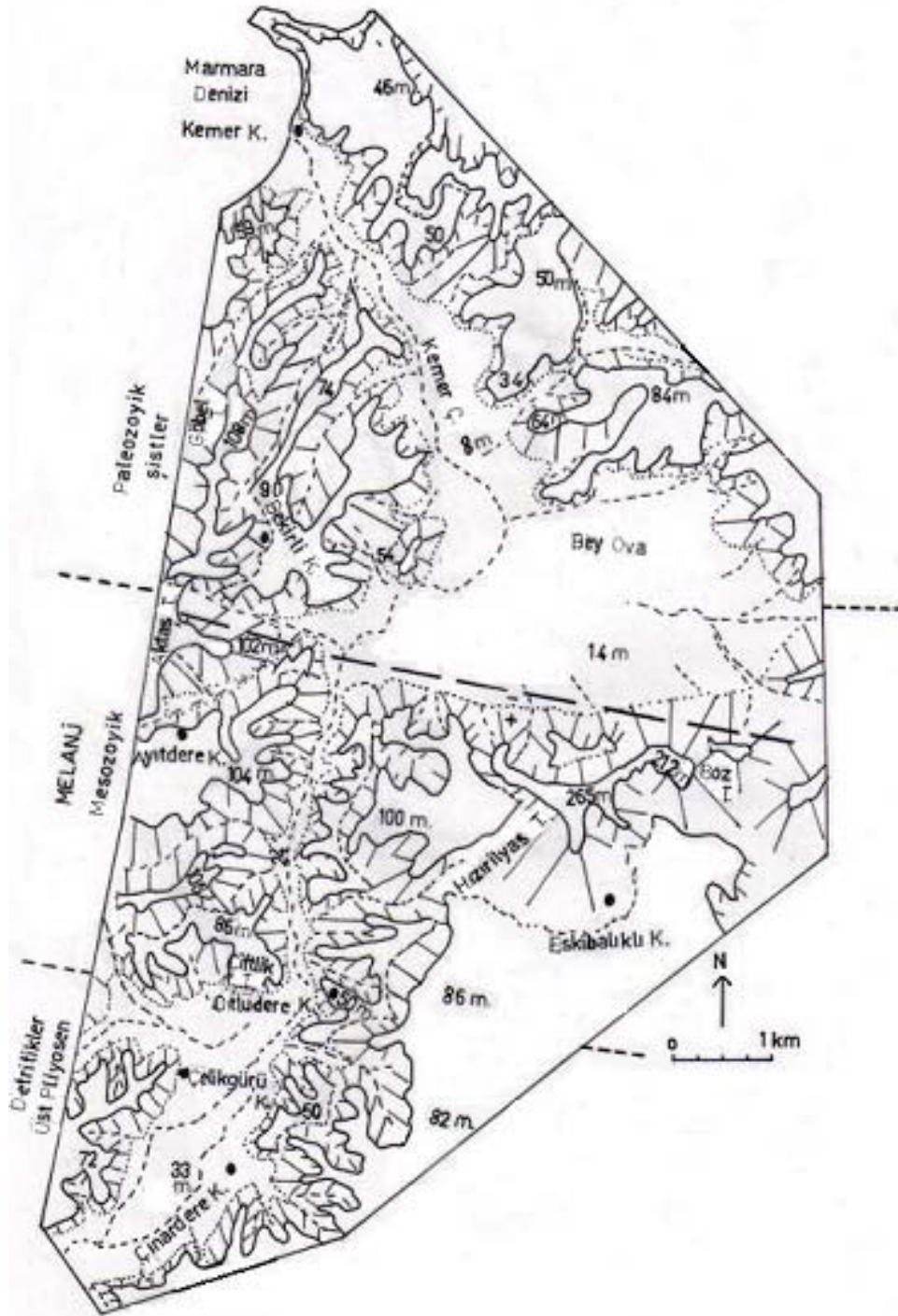
(Siyako vd., 1989) dislokasyonun denetimindeki blok yükselmiş, buna karşılık Bey Ovası alüvyal taban düzlüğünün ise çökerek alçalmasına neden olmuştur. Yükselen



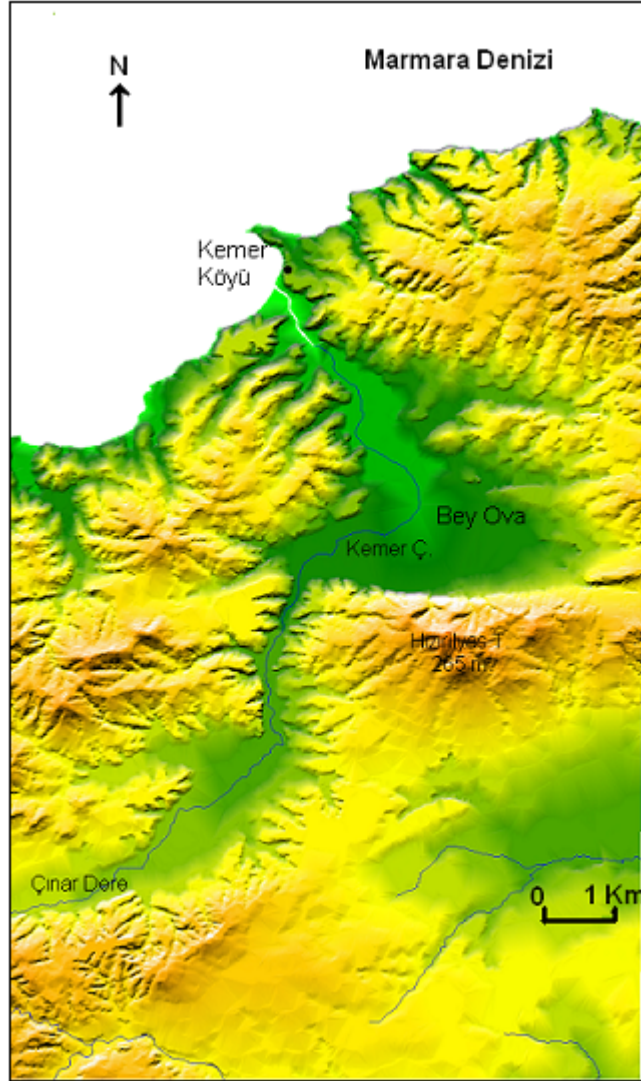
Foto 51: Çınar Dere boğaz vadisi doğu yamaçlarında melanja ait formasyonlar.

bloğun batıdaki devamını oluşturan ve dalma batma zonunun güneyinde bulunan (Ek 3) Zeytin Tepe (186 m) ve Kocayüksek Tepe (218 m)'nin yer aldığı kütlelerin de yükselmesini denetlemiş olmalıdır. Bu durumda Çınar Dere, alüvyal taban düzlüğünde akarken faya bağlı tektonik yükselmeye önüne çıkan kütleyi adeta testere gibi yarararak epijenik olarak platoya gömülmüş, tektonik hareketlerle alçalan Bey Ovası'na ise alüvyonlarını geniş alana yayarak alüvyal taban düzlüğü oluşturmuştur (Şekil 46). Ayıtdere Fayı muhtemelen sağ yanal atıma da sahiptir. Sağ yanal atımın denetiminde Bey Ovası doğuya doğru açılmış olmalıdır. Kemer Dere'nin doğu yamaçlarındaki çok geniş alanda yay çizen menderes yeniği dikliğinin Kemer Dere tarafından muhtemelen bu tektonik harekete bağlı olarak oluşturulmuştur. Sonraki safhada, gençleşme sonucu taban düzeyi alçalmasına bağlı olarak gelişen, daha alçakta yer alan kademe düzlüklerinde yanal aşınımın etkisiyle daha küçük ölçekte oluşan menderes yeniği (Şekil 47), buradaki fayın aktif olduğunu ve genç tektoniğin devamlılığının işaretlerini oluşturur (Şekil 30). Plato yüzeyine gömülen birleştirme boğazın doğu yamaçlarında 40-50 m, 40-60 m, 45-60 m, 50-60 m, 50-70 m seviyelerdeki kademeler ile batı yamaçlardaki 70-80 m, 70-100 m, 90-100 m, 90-120 m seviyelerdeki kademelenme, yükselme ve yarılmaların genç

tektonik hareketlerin denetiminde dönemler halinde oluştuğunu gösteren morfolojik işaretlerdir (Şekil 45). Bu kademeler dar alanlı yarı olgun parçalı düzlükler halinde

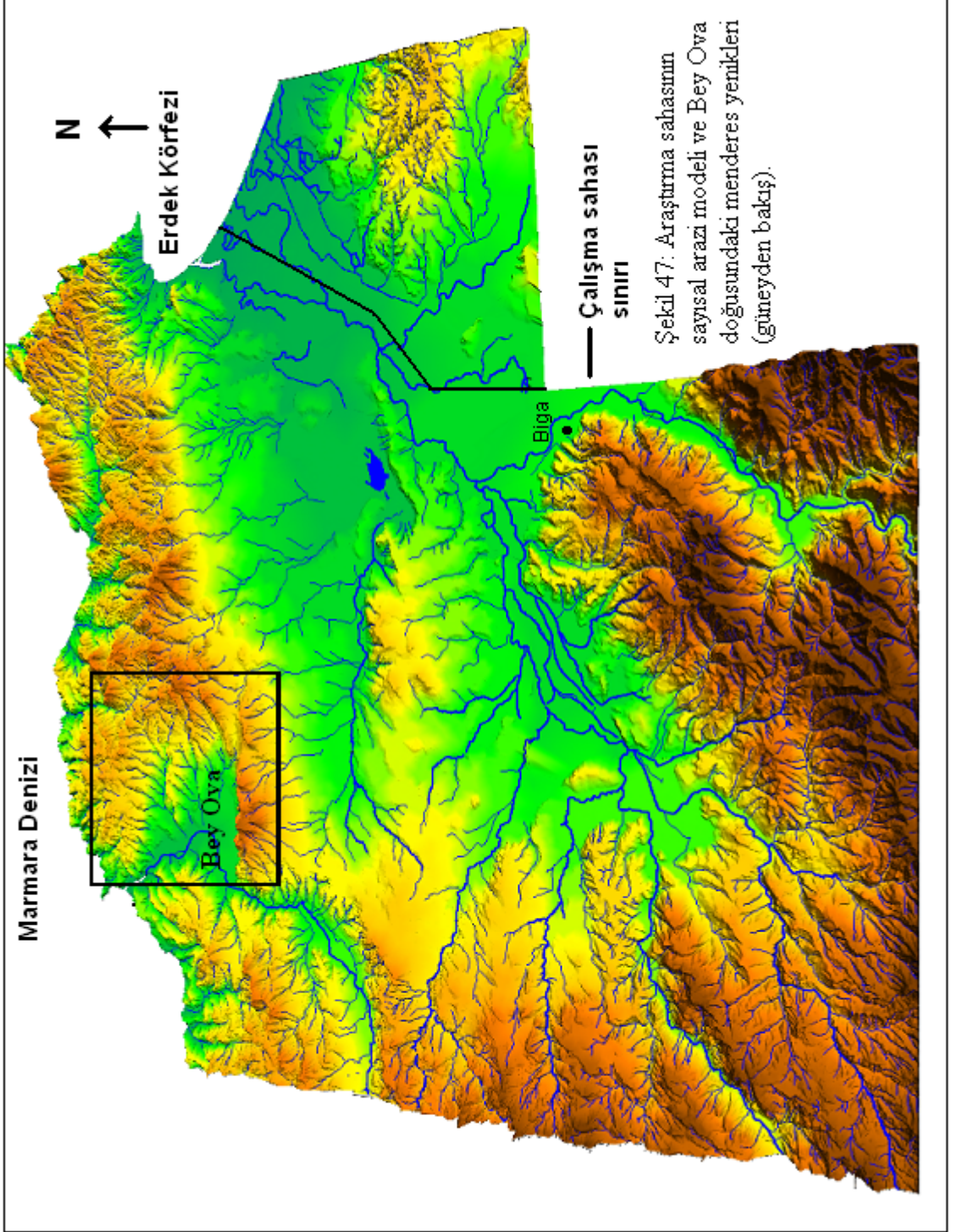


Şekil 45: Çınar Dere'nin faya bağlı olarak yükselen kütleyi epijenik yarması ve farklı seviyelerdeki kademe düzlükleri.

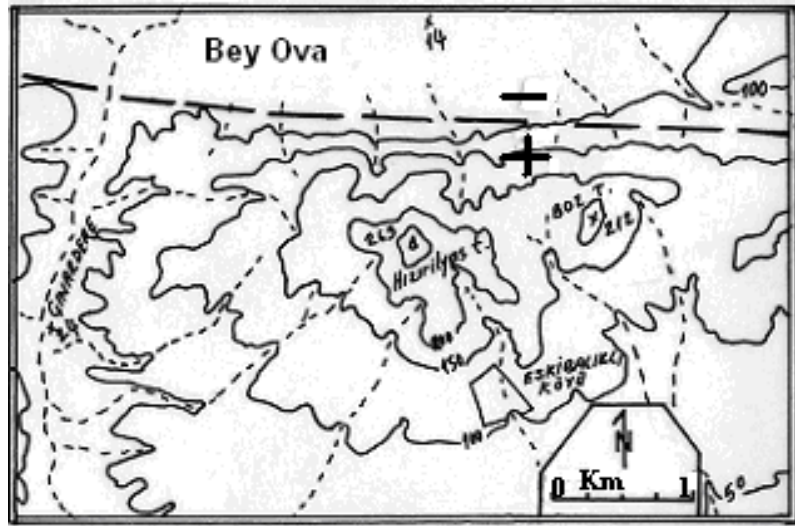


Şekil 46: Çınar Dere'nin epijenik boğaz vadisi.

gelişmiştir ve platodaki aralıklı ancak hızlı yükselmeleri gösterir. Buna göre boğaz vadideki en genç yarıma yani 40-50 m seviyesinden itibaren 20 m yükseltideki vadi taban düzlüğüne kadar 20 m'dir. Çınar Dere'nin oluşturduğu boğaz vadinin doğu ve batısındaki plato yüzeylerinin en yüksek seviyelerini oluşturan Hızırilyas Tepe (265 m) ve Kocayüksek Tepe (218 m) zirveleri eşlenik seviyeler olarak dikkati çeker. Bekirli Köyü ve Beyoba Mahallesi'nin bulunduğu geniş alüvyal taban düzlüğü, sularını dışarı gönderen çanak şeklinde ova tabanı durumundadır. Fayın etkilediği blok 250 m'den yüksek olup (Hızırilyas Tepe 265 m), Bey Ovası'nda yükselti 14 m'dir. Bu normal fay görüntüsü alçalan ve yükselen blok arasındaki belirgin yükselti



farkı, düşey atımın oldukça belirgin olduğunu gösteren morfolojik izlerdir (Şekil 42, 48; Foto 52). Kemer Dere'nin boyuna profili incelendiğinde (Şekil 49), talveği boyunca belirgin bir eğim kırığı gözlenmez. 60 m yükseltideki tabanda akan Çınar Dere-Kemer Dere'nin deniz seviyesine kadar olan talveg eğimi % 0.29 olup, oldukça düşük değer ifade eder. Enine vadi profilleri ise oldukça yatık yamaçlar sunar ve geniş tabanlı vadi görünümündedir. Beyoba Mahallesi'nin bulunduğu ova tabanın yükseltisi ile; Otludere, Çelikkürü, Çınardere köylerinin bulunduğu vadi tabanının yükselti farkının az olduğu, eğime bağlı olarak Marmara Denizi'ne ulaştığı görülür. Bu durumda Çınar Dere ve kuzeye devamını oluşturan Kemer Dere, doğu-batı doğrultulu faya bağlı olarak önündeki yükselen kütleyi keserek akışa devam etmiştir. Bu kesimdeki plato yamaçlarını oluşturan kademe basamakları akarsular tarafından işlenmiş ve parçalanmıştır (Şekil 50). O halde, fayın oluşumu Çınar Dere yatağının morfolojik gelişiminden daha yeni olmalıdır. Geniş tabanlı Holosen yaşlı vadi tabanında çizgisel yatağına yerleşen Çınar Dere'nin vadi gelişimi, ileri olgunluk aşamasında olduğu görüntüsünü verir. Yaklaşık 3 m kalınlığındaki kum ve küçük çakıllı dağınık depolar, taban dolgusunu oluşturur.



Şekil 48: Hızırlyas Tepesi ve Bey Ovası'nı denetleyen doğu-batı yönlü fay ve faya bağlı oluşan asimetrik yamaçlar.

Hızırlyas Tepesi (265 m)'nin yer aldığı kütleyi kontrol eden doğu-batı yönlü fay, yamaçların asimetrik şekillenmesine neden olmuştur. Fayın etkilediği kuzey yamaçlar oldukça eğimli iken (% 20-40), Eskibalıklı Köyü'nün kurulduğu güney

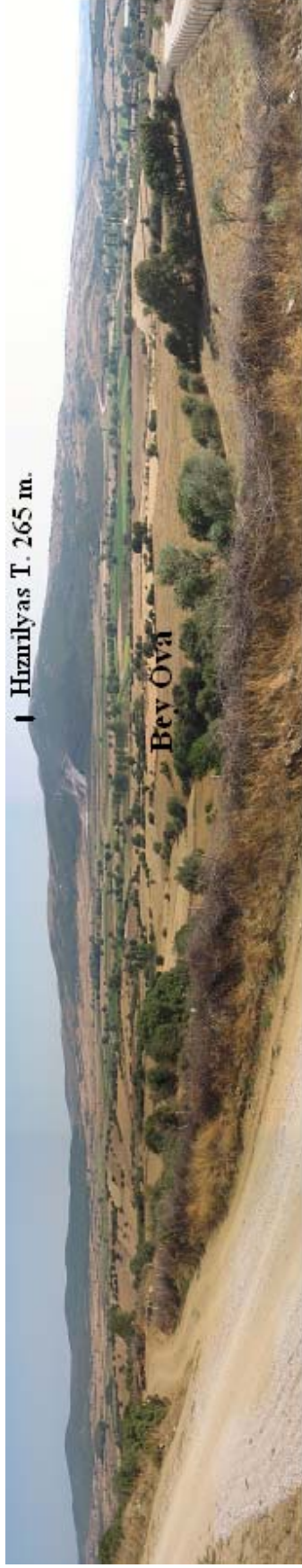
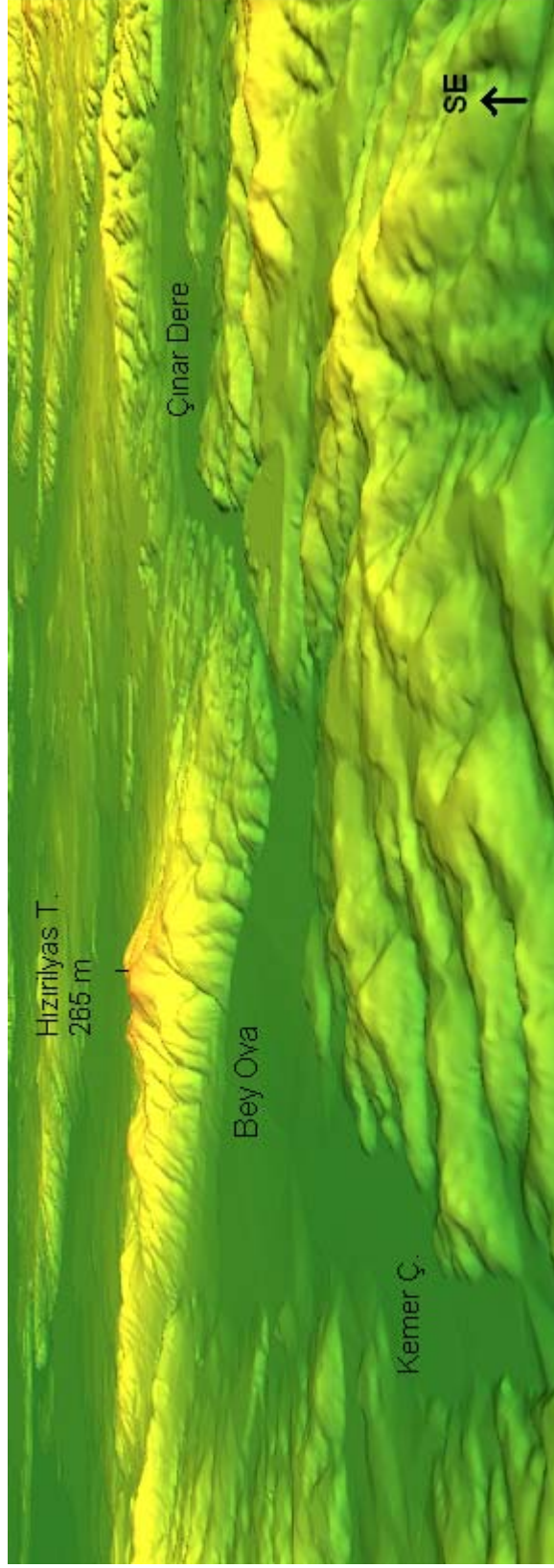


Foto 52: Bey Ova ve geride Hızırlyas Tepe. Batıdan doğuya bakış.



Şekil 50: Gürçeşme-Kemer Platosu'nun güneydoğudan görünümü.



Foto 53: Hızırilyas Tepe (265 m) kuzey yamaçlarında 120° kuzeye dalışlı mermer tabakalar (taş ocakları mevki).



Foto 54: Hızırilyas Tepesi (265 m) kuzey eteklerindeki birikinti yalpozeleri. Bey Ova'ya batıdan bakış.

daha uzun boylu akarsuların varlığı dikkati çeker. Kuzey yamaçlarda, dar sahada kireçtaşları üzerinde gelişen oyuklu lapyalar bulunur (Foto 55).



Foto 55: Hızırilyas Tepe (265 m) kuzey yamaçlarında kireçtaşlarında gelişen delikli lapyalar.

Ayıldere Köyü kuzeyinden geçen Aktaş Tepe (102 m), İskelegediği Tepe (158 m), Kocakışla Tepe (112 m) güney yamaçlarından geçen tektonik uzanım, Ayıldere Fayı'nın batıya doğru devamı niteliğindeki dalma-batma zonuna karşılık gelen morfolojik bir yapı gösterir (Ek 1; Ek 3). Ayıldere Köyü'nü çevreleyen çanak Flüvyo-karstik depresyon durumundadır (Şekil 40, 42; Foto 56). Kuzeyinde İskelegediği Tepe (158 m)'nin bulunduğu yamaçlardan alınan kayaç örneğinin ince kesitinin mikro filmde görüldüğü gibi (Şekil 4-D), depresyonun kuzeyindeki kütle Paleozoyik şistlerden (kuvars, şist) meydana gelmiştir. Depresyon, doğudan Kemer Çayı yan kolu tarafından boşaltılmıştır. Akarsu bu kesimde güneybatı yönünde gelişerek kontağa yerleşmiş ve depresyonun içini boşaltmıştır. Drenaj, Ayıldere Fayı'nın denetiminde gelişmiş, akarsu depresyonun güney yamaçları boyunca Melanj örtüyü sıyrarak kireçtaşlarını ortaya çıkarmıştır. Akarsu burada kireçtaşları üzerinde altta temel formasyon olarak şistlerin bulunması nedeniyle derine gelişme imkanı bulamadığı için karstik gelişimi kısmen engellenmiş ve Flüvyo-karstik depresyona neden olmuştur. Depresyonu güneyden çeviren tepeler ise (Zeytin Tepe 186 m) Mesozoyik serpantin ve kireçtaşı-detritiklerden meydana gelmiştir. Doğu-batı doğrultulu dalma batma zonu depresyonun kuzey yamaçlarını sınırlar. Sonuç olarak Kemer Dere'nin yan kolu durumundaki akarsu, Ayıldere Fayı kontrolünde gelişmiş,



Şekil 56: İskelelediği Tepe (158 m)'den güneye Ayıtdere depresyonunu.

depresyonu dış drenaja bağlayarak Flüvyo-karstik depresyonun oluşumuna yol açmıştır.

Dededüz Tepe (166 m) kuzeydoğusunda bulunan Kemer Dere Vadi Tabanı Düzlüğü'ne yönelen Devekaya Deresi ile Biga Ovası'na yönelen Çeşme Dere'nin melanjin içine yerleştiği yayvan omuzlu tekne biçimli vadilerinin kaynak sahasını oluşturan su bölümü dikkati çeker (Foto 57). Biga Ovası ile Bey Ovası'nı ayıran bu eşik sahası aynı zamanda Gürçeşme-Kemer Platosu'nu, Karabiga-Kemer Platosu'nu ve Karabiga-Karahamzalar Platosu'nu ayıran sınırı oluşturur. Su bölümünde taban seviyesi daha alçakta olan ve batıya akışlı Devekaya Deresi'nin taban seviyesinin alçalmasına bağlı olarak gençleşme sonucu geriye ve derine sokularak, Üst Pliyosen tekne biçimli vadi sistemlerine yerleşmiş ve kuzey yamaçlarda Sarıtış Sırtı'nın yer aldığı 100-120 m, güney yamaçlarda ise aynı kademeleri karşılayan 110-120 m seviyeleri omuzlar halinde ortaya çıkmıştır. Dededüz Tepe (166 m)'nin 150-160 m'deki plato düzlüklerini oluşturan yükselti seviyeleri ise, belirgin bir basamakla vadi omuzları oluşturan kademelerden dönemsel basamaklar halinde ayrılır. Vadi yamaçların genellikle % 10-20 eğim değerlerine sahiptir. Devekaya Deresi'nin 50 m yükseltideki Bey Ova tabanından itibaren su bölümüne kadar olan (95 m) yarıлма derecesi 45 m'dir. Platodaki bu yarıлма derecesi Sarıtış Sırtı'nın oluşturduğu plato sahasından (100 m) itibaren ise 50 m'dir. Devekaya Deresi'nin batı yamaçlarından, Bey Ovası'na doğru hafif eğimli birikinti yelpazeleri oluşmuştur. Önceden kaynağını kuzeydoğudan alan Çeşme Deresi Karapürçek Köyü batısında, kapma sonucu batıya dirsek yaparak kuzeybatıya yönelmiştir. Devekaya deresi'nin ve Çeşme Deresi'nin dirsekle kuzeybatıya yönelmesi, Hızırilyas Tepe (265 m)'yi etkileyen doğu-batı doğrultulu fayın muhtemelen doğuya devamı olan dalma batma zonundaki vadi oluşuna bu akarsular yerleşmiştir.

Balıkliçeşme Köyü batısında kuzeydoğu-güneybatı yönlü Zeytin Tepe (176 m)'nin de bulunduğu plato düzlüklerini denetleyen tektonik uzanım, farklı eğim değerleri gösteren asimetrik yamaçların oluşumuna neden olmuştur (Şekil 39, 40, 42; Ek 1). Zeytin Tepe'nin güneydoğu yamaçları % 5-10 eğim değerleri gösterirken buna karşılık, Çınar Dere vadisine doğru eğimli kuzeybatı yamaçları ise yamaç eğiminin artmasına bağlı olarak % 10-20 eğim değerleri gösterir ve yarılmaya bağlı olarak daha dar alanlı parçalı yüzeyler halinde ortaya çıkar. Selviköy ve Balıkliçeşme



Foto 57: Bey Ova doğusunda Devekaya Deresi'nin yerleştiği Üst Pliyosen vadi omuzları ve ovaya doğru gelişen hafif eğimli birikinti yelpazeleri.

Köyü'nün bulunduğu 50-105 m arasında değişen kademe seviyelerinden meydana gelen plato, Biga Ovası'na doğru geniş alanlar halinde uzanan % 0-5 eğimli düzlüklerden oluşur (Şekil 14; Ek 7). Örneğin, Balıklıçeşme güneyinde yer alan Beşkarış Tepe (119 m) ile güneydoğuda Pekmezli Köyü güneyine kadar (yükselti 30 m) kuzeybatı-güneydoğu yönünde 8,5 km uzanan platonun eğimi % 1'dir. Karacaali Deresi ile Kocadere ve kolları tarafından plato sahası geniş yüzeyler halinde parçalanmıştır. Alçak kademe düzlüklerinin geniş alanlar halinde yayıldığı bu kesimlerde, platonun akarsular tarafından yarıлма derecesi oldukça düşük değerler yansıtır.

Asarlı-Gürgendere köyleri arasında Koca Çay'ın kolu olan Kocadere vadisi, kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu tektonik uzanımına yerleşmiş ve vadi yamaçlarında asimetriye neden olmuştur. Batıdaki Evcik Tepe (192 m)'nin yükseldiği platonun vadiye inen yamaçları daha az eğimli olmasına karşılık, çizgiselliğin etkilediği Çiğdem Tepe (156 m) yamaçlarının eğim değerlerinin daha yüksek olduğu görülür (Ek 5; Profil 59). Tektonizma muhtemelen, Çiğdem Tepe'nin bulunduğu kütleinin güneydoğuya eğimlenmesine neden olmuştur. Örneğin, Kozçeşme Köyü güneyinde Meşali Tepe (220 m)'den güneydoğuya batı-doğu doğrultulu Gemici Dere-Sazlık Dere'nin kuzey kolu olan Kayacık Dere'ye (taban yükseltisi 70 m) doğru eğim yaklaşık 3 km mesafede % 5.45'tir. Bu kesimde eğim kuzeydoğuya doğrudur. Örneğin 150 m yükseltideki Kozçeşme Köyü'nden yaklaşık 2,5 km mesafede Kocadere'nin güneydoğuya dirsek yaptığı vadi tabanına kadar (talveg yükseltisi 60 m) olan eğim derecesi % 4'tür. Aynı çizgisel uzanım Asarlı Köyü ve Selvi Köyü arasındaki plato sahasının da güneydoğuya eğimli yüzeyler (% 0-5) halinde ortaya

çıkmasının nedeni olmalıdır. Tektonik çizgisellik düşey yönde seviye farkı da oluşturur. Gürgendere Köyü ve Evcik Tepe (192 m)'nin bulunduğu 160-190 m seviyeleri ile Çiğdem Tepe (156 m) ile Asarlı Köyü'nün bulunduğu 120-150 m seviyeleri arasında belirgin bir yükselti farkı ortaya çıkmıştır (Şekil 40). 90 m yükseltideki vadi tabanından itibaren Kocadere, 120-150 m seviyelerdeki kademedan 30 m platoya gömülmüştür. Kocadere'nin kaynak sahasında bu yarılma derecesi, 70 m'dir. Bu kesimde Kocadere, asimetrik vadi yamaçları içinde akması yanında (Ek 5; Profil 58, 59) vadi taban düzlüğünün genişliğine bağlı olarak mendereslenmeler yapar. Başlangıçta kuzeydoğu-güneybatı yönünde akış gösteren Kocadere, Asarlı Köyü kuzeybatısında keskin bir dirsek yaparak kuzeybatı-güneydoğu yönünde 90°'lik bir açı oluşturur. Kocadere'nin dirsek yaptığı kesimde, plato düzlüklerinin çevrelediği 100-150 m genişlikteki alüvyal vadi taban düzlüğü dikkati çeker. Başlangıçta Asarlı Köyü ve Balıklıçeşme Köyü doğrultusunda drenaja sahip Kocadere dirsek yaparak, kuzeybatı-güneydoğu çizgiselliğe yerleşmiştir (Şekil 39; Ek 1). Burada belirtilmesi gereken diğer bir nokta, Kocadere vadisinin iki ayrı litolojik formasyonun kontakt sınırında alüvyal vadi taban düzlüğünü oluşturmasıdır (Ek 3). Evcik Tepe (192 m)'nin bulunduğu kuzeybatı yamaçlar Eosen andezitlerden, Çiğdem Tepe (156 m)'nin bulunduğu güneydoğu yamaçlar ise, Tersiyer detritiklerden (kumtaşı) oluşur (Foto 58). Kocadere'nin, Biga Ova tabanına kadar bu iki ayrı formasyon sınırında alüvyal vadi taban düzlüğü oluşturmuş ve geriye aşınım mekanizmasıyla plato sahasını yarmıştır. Dolayısıyla tektonizma, yapı ve litolojik özelliklerin, akarsu ağının morfolojik oluşum ve gelişimini yönlendirdiğini belirtmek gerekir. Kocadere'nin kaynak sahasındaki vadi enine profili simetriktir. Çünkü bu kesimlerde akarsu tamamen andezitlere gömülerek dik yamaçları (% 20-40) oluşturur (Ek 7). Kocadere'nin batı yamaçlarını oluşturduğu plato düzlükleri, üzerinde Kara Tepe (272 m)'nin de yer aldığı 250-270 m seviyelerdeki kademedan oluşur. Akarsuyun doğu yamaçlarını oluşturduğu plato düzlükleri ise üzerinde Koca Tepe (210 m)'nin yer aldığı 190-210 m seviyelerdeki kademelerden oluşur. Bu son kademe seviyelerinden itibaren Kocadere'nin plato içinde açtığı vadi derinliği, vadi tabanı 120 m yükseltide olduğuna göre 70 m'dir.

Danişment Köyü batısında yer alan Sulugeçit Dere detritikler (kumtaşı) formasyonları içinde doğu-batı yönlü tektonik uzanıma yerleşmiş, tektonizma kuzey

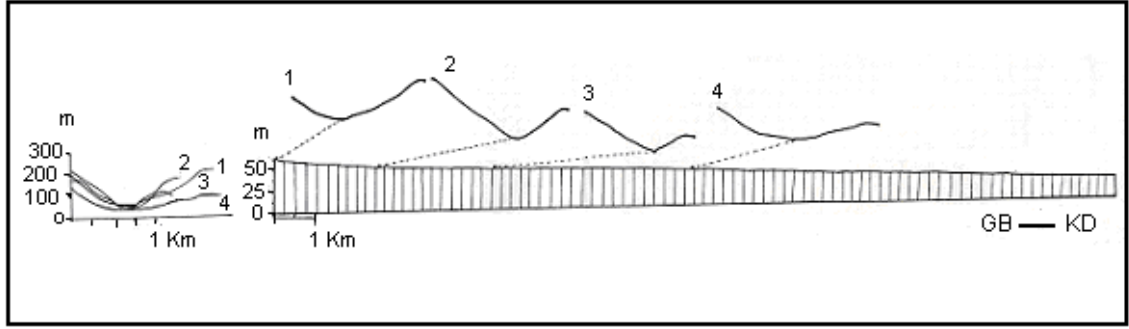


Foto 58: Selviköy güneyinde detritikler (kumtaşı)'den oluşan tepeler (zemin ıslak olduğu için yeşil renkli görülmektedir).

ve güneydeki kütleler arasında belirgin yükselti farkına neden olmuştur. Fay, Göktepe (48 m) ve Yeldeğirmeni Tepe (74 m) arasında batıdan gelen Sazlık Deresi'nin keskin bir dirsekle güneye ötelenmesine yol açmıştır (Şekil 39, 40; Ek 1). Doğu-batı ve kuzeybatı-güneydoğu yönlü faylar, platonun Biga Ovası'na doğru uzanışını ve eğimini denetlemiştir. Örneğin, fay sistemleri Taşdam Tepe (116 m) batısından itibaren yaklaşık 3 km mesafedeki Danişment Köyü'ne doğru uzanan (ova tabanı 40 m yükseltide) plato sahasının % 2.76 olarak eğimlenmesine neden olmuştur.

Gürçeşme-Kemer Platosu'nun güney sınırını oluşturan Koca Çay fay hatlarının denetlediği genç tektonik hareketlerin denetimindedir. Koca Çay'ın kuzeybatı yamaçlarını oluşturan Kocaçukur Tepe (317 m) ve Koca Tepe (284 m)'nin yer aldığı orografik olarak kuzeydoğu-güneybatı doğrultuda uzanan plato, aynı yönlü ve farklı yönlerde kırık ve çizgiselliklerin kontrolünde düşey yönlü atımlar eşliğinde plato sahasında belirgin seviye farkı oluşturmuştur (Ek 5; Profil 48, 49, 50). Tersiyer yaşlı detritikler (kumtaşı) üzerinde gelişen vadiye doğru, bloklar halinde düşey atımların neden olduğu çok farklı kademe basamakları oldukça dik eğimli yamaçları

(% 20-40) oluşturur (Şekil 14; Ek 7). Koca Çay'ın batı yamaçlarını oluşturan platonun en yüksekteki kademe seviyeleri 295-310 m'deki seviyelerdir. Koca Tepe (284 m)'nin bulunduğu 260-280 m, 210-240 m, Bağlar Sırtı'nın bulunduğu 210-230 m, 200-230 m, 200-210 m, Geyik Tepe (200 m)'nin yer aldığı 180-200 m, Kurumera Sırtı'nın bulunduğu 150-160 m seviyelerdeki kademeler, plato yamaçlarında dar sahali parçalı basamaklar halinde gelişmiştir. Koca Çay'ın doğu yamaçlarını oluşturan plato sahası ise, Biga-Danapınarı Platosunda yer alan Sivri Tepe (343 m)'nin bulunduğu 310-340 m, Güneş Tepe (315 m)'nin bulunduğu 290-315 m, Arıkaya Tepe (281 m)'nin yükseldiği 270-290 m seviyeleri platonun en yüksekteki seviyelerini oluşturur. Platonun dik yamaçlarında (% 20-40) gelişen 260-280 m, 220-230 m, 170-180 m, 110-120 m yükseltilerdeki kademe basamakları, Koca Çay'ın diğer yamacındaki seviyeler ile uyum sağlar. Bu her iki yamaçtaki kademelenme gösteren dar alanlı yüzeyler, genç tektonik salınımların denetiminde tektonik aktivitenin olduğu dönemlerde oluşmuş farklı seviyeler olarak gelişmiştir. Dolayısıyla platodaki aralıklı ve hızlı yükselmelerin kanıtını oluştururlar. Geniş tekne biçimli vadi oluşu, orografik yapının uzanışı ve kırıklar birbirine paralellik gösterir. Tektonizmanın arazinin yapısı ve Koca Çay vadisini önemli ölçüde biçimlendirdiği ortaya çıkmaktadır. Vadi uzanışının oldukça kıvrımlı oluşu ve yamaçlardaki geniş menderesler, yan kollarda görülen ötelenmeler, akarsuyun genç tektonik hareketler eşliğinde platoya derin bir şekilde gömüldüğünü kanıtlar (Şekil 39, 40). Koca Çay'ın platoya, batıda yer alan en üstteki seviyelerinden (295-310 m) itibaren vadi taban düzlüğüne (50 m) kadar gömülme derecesi, 245 m'dir. Akarsuyun batı yamaçlardaki 200-230 m kademe seviyelerinden itibaren oldukça dik yamaçlarla (% 20-40) platoya 150 m gömülmüştür. Akarsuyun, doğusunda yer alan en üstteki seviyelerden itibaren (310-340 m) platoya gömülme oranı ise 260m'yi bulur. Koca Çay'ın inceleme alanı sınırları içinde yer alan bölümünün boyuna profili incelendiğinde (Şekil 51) belirgin bir eğim kırığı gözlenmez. Koca Çay'ın kısa mesafede ova tabanında sonlanması nedeniyle, taban seviyesi değişimlerine bağlı eğim kırıklarını akarsuyun daha yukarı bölümlerinde aramak gerekir. Akarsuyun eğim değeri oldukça düşüktür. Araştırma sahasındaki başlangıç noktası olan 65 m yükseklikten akan Koca Çay'ın, 25 m yükseltideki ova tabanına kadar olan eğimi



Şekil 51: Koca Çay'ın eski talveğinin rekonstrüksiyonu.

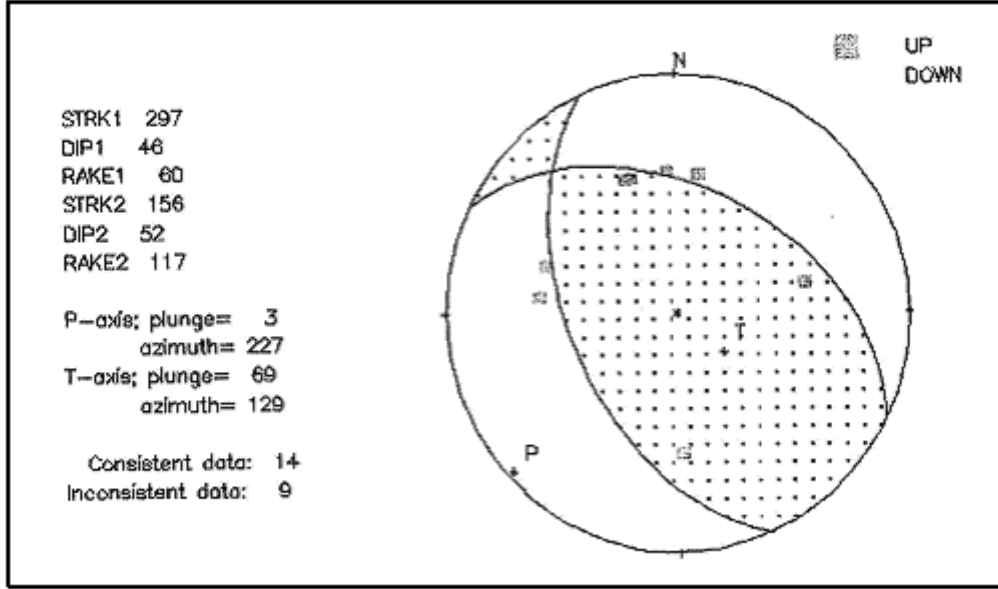
% 0.2'dir. Buradaki yarıma miktarı ortalama 40 m'dir. Enine vadi profillerinde ise yamaçların dik ve derin olduğu görülür.

Suları drene edilen Ece Gölü batısında yer alan kireçtaşlarından oluşan plato üzerinde (Kocakaya Tepe 67 m) toprak tabakasının gelişmediği, bazı yerlerde çok ince tabaka şeklinde geliştiği görülür. Aynı formasyonlara Kayapınar ve Yeniçiftlik köyleri çevresinde de rastlanır. Derin deniz izlerini işaretleyen kireçtaşları formasyonları üzerinde belirgin ölçüde karstik şekiller görülmez (Foto 7, 8).

Deprem episantr dağılışı haritasında ve tabloda görüldüğü gibi (Şekil 30; Tablo 1), Biga Ovası'nı doğu-batı yönde kateden bir çok fay bulunmaktadır. Bunlardan 2 numaralı hat üzerinde 5 numara ile belirtilen yerde meydana gelen 5 Temmuz 1983 Biga depreminin fay düzlemlerinden biri doğrultusu K 79,5° D, Eğim KB 10,5° ve eğim açısı 32,4° olan bindirme bir faylanmayı göstermektedir. Diğer fay düzlemi ise K 64,3° B doğrultulu, eğim yönü GB 25,7° ve eğim açısı 62,9° olan ters bir faylanmayı göstermektedir (Alsan vd. 1984).

Tarafımızdan tespit edilen ikinci bir odak mekanizma çözümünde ise (Şekil 30; Tablo 1), 5 Temmuz 1983 depreminin güneybatısında 3 numaralı hat üzerinde 1 numara ile belirtilen yerde yine aynı tarihte oluşan 4 büyüklüğündeki deprem ele alınmıştır. Bu deprem kırığı da yukarıdaki deprem gibi doğu-batı yönlü bir fay boyunca olmuştur. Bu depremin odak mekanizma çözümünde ise (Şekil 52), P doğrultusunda sıkışma T doğrultusunda açılma ile karakterize edilen bir ters faylanma görülmektedir (Süha Özden ile sözlü görüşme, Mart 2007). İnceleme sahasında 1984 yılından zamanımıza kadar büyük bir deprem olmamıştır. Tablo 1'de

belirtilen diğer depremlerin ise odak mekanizma çözümleri oldukça zordur (Doğan Kalafat ile sözlü görüşme Şubat 2007).



Şekil 52: 5 Temmuz 1983 tarihinde 4 büyüklüğündeki Biga depreminin odak mekanizması çözümü.

Yukarıdaki doğu-batı yönlü fay hatlarının sınırladığı Gürçeşme-Kemer Platosu'nun doğuya doğru devamını oluşturan plato sahasının, yukarıdaki veriler ışığında ve güneyindeki akarsuların doğuya doğru yaptığı dirsekler ve ötelenmeler (drenaj özellikleri bölümünde ayrıntılı olarak açıklanmıştır) dikkate alındığında, sıkışmalı yanal atımlı faylanmalar denetiminde geliştiği belirtilebilir. İnceleme alanındaki tektonik olayları yükselme ve alçalan havzalar şeklinde yerel olarak ortaya koymak gerekir. Aynı fay hatları üzerinde bazı yerlerde sıkışma bazı yerlerde yatay doğrultu atımlar olabilmektedir (Erkan Gökaşan ile sözlü görüşme, Mart 2007) Araştırma sahası, KAF'nın oluşturduğu levha sınırı dolayısıyla kabuğun daraldığı bir sıkışma zonu içinde yer almaktadır (Alsan vd., 1984). Biga Ovası'nı iki ayrı kesime ayıran plato sahasını ve kuzey ile güneyindeki alçak alüvyal düzlüklerin morfolojik oluşum ve gelişimini yukarıdaki bilgiler ışığında değerlendirmek gerekir.

Kemer-Gürçeşme Platosu kıyıları küçük koyların ve burunların oluşturduğu falezlerin geniş alanlar kapladığı kıyılardır. Güneydeki plato alanlarının daha alçak kademe seviyeleri halinde Marmara Denizi kıyılarına uzanan burun ve sırtların

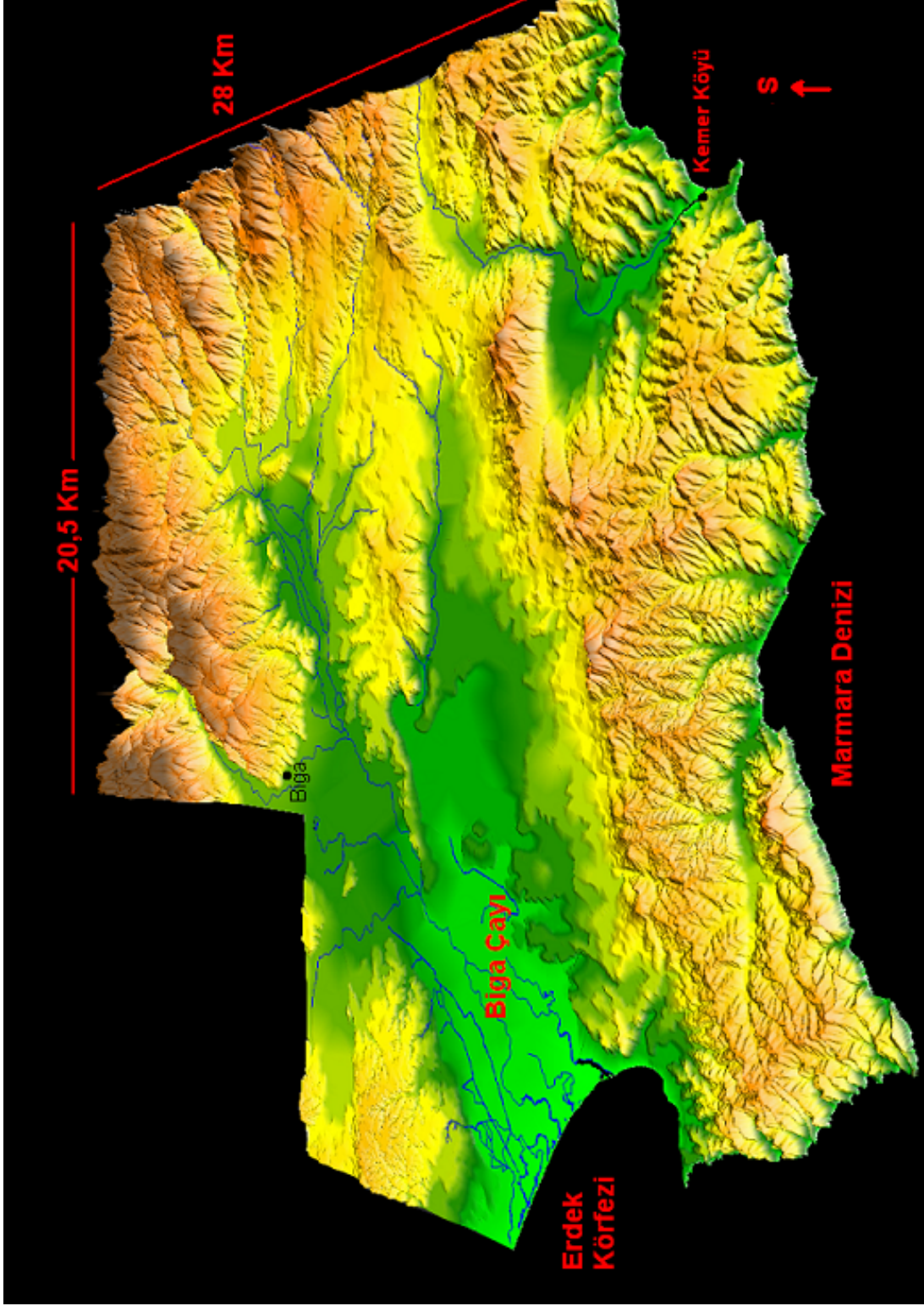
aralarında (Kamanlı Sırtı, Uyku Sırtı, Kavaklı Burnu) kısa boylu akarsular (Sarıtış Dere, Büyükdalya Dere, İskele Dere) güneye doğru sokularak, geriye ve derine aşınım mekanizmasıyla platoyu yarmış ve önlerinde dar alanlı kıyı düzlüklerini oluşturmuştur. Plato düzlüklerini oluşturan sırtların kıyıya uzantıları burunları ve dik falezleri oluşturur. Paleozoyik şistlerden oluşan ve 50-60 m, 50-70 m, 60-70 m seviyelerinde kademe düzlükleri halinde Marmara Denizi'ne uzanan sırtlar, güneydeki plato düzlüklerini oluşturan 140-150 m, 100-120 m yükseltilerdeki seviyelerin kıyı kesimlerde alçalarak devam eden kademe düzlüklerini oluşturur (Ek 4; Profil 1, 2, 3, 4, 5). Dedeboyırı Sırtı'nın geliştiği kıyıya inen yamaçların daha az eğimli olduğu gözlenir. Bunun nedeni sırtları oluşturan orografik uzanışların tektonizmanın denetiminde gelişmesidir (Şekil 42; Ek 1).

4.1.2.3. Karabiga-Kemer Platosu

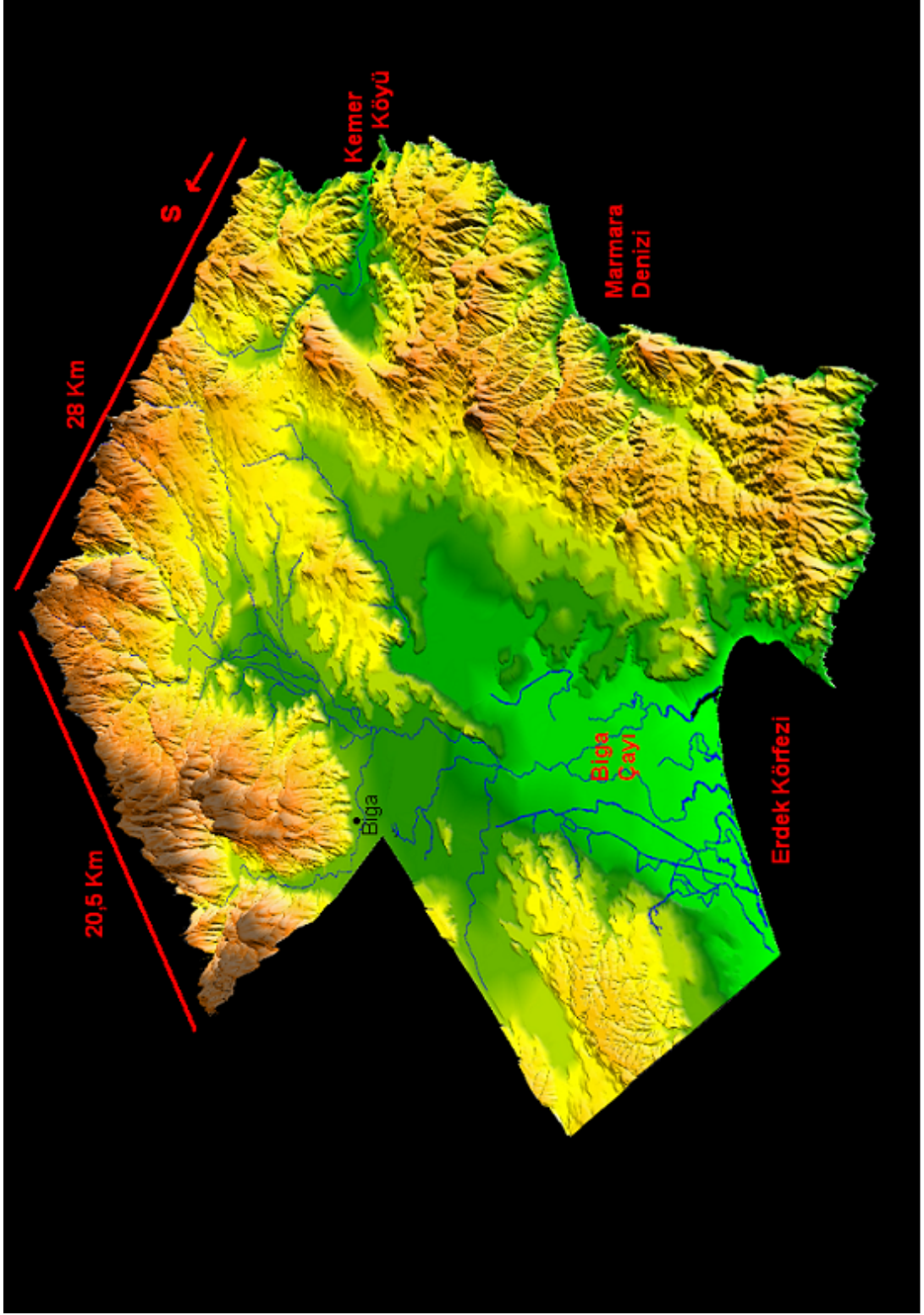
Araştırma sahasının kuzey bölümünde plato sahasını oluşturan düzlükler, Karabiga-Kemer Platosu olarak isimlendirilmiştir. Doğu-batı yönünde uzanan engebeli saha, doğuya doğru daralır ve güneyde Karabiga-Karahamzalar Platosu'ndan su bölümü hattı ile ayrılır. Su bölümü hattı, Karabiga kuzeydoğusunda Kale Burnu'ndan başlayarak kuzeye doğru Karnava Tepe (49 m), Kapanlar Tepe (140 m), Öküzöldüren Tepe (195 m)'den güneybatıya Sakar Tepe (149 m), Kışla Tepe (156 m), Karaköy Tepe (163 m), Hacidede Tepe (269 m) kuzeyindeki su bölümü hattından batıya doğru Küçükçam Tepe (195 m), Büyükçam Tepe (232 m)'den güneybatıya doğru Bakır Tepe (244 m) ve Devekaya Deresi ile Çeşme Deresi'nin su bölümünden batıya doğru Devekaya Deresi'nin talveği boyunca uzanarak Kemer Dere Vadi Tabanı Düzlüğü'ne iner. Buradan kuzey ve kuzeybatıya doğru yönelen sınır, alüvyal taban düzlükleri ile plato yamaçlarını ayırarak Marmara Denizi'nde son bulur. Karabiga-Kemer Platosu'nu kuzey ve kuzeydoğudan Marmara Denizi çevreler.

Yapısal hatların kuzey-güney doğrultuda uzanışı, akarsuların plato sahasını aynı yönde parçalaması ve çok parçalı dar alanlı düzlüklerin oluşumu (Ek 1), litolojik olarak Paleozoyik şistler ve granodiyoritlerin çok geniş alanlara yayılması, drenaj ağının yoğunluğu (Ek 2) çizgisel ve yüzeysel erozyonun özellikle granodiyoritler üzerinde yoğunluğu, platonun yamaç eğim değerlerinin yüksek oluşu (Şekil 14; Ek 7), Karabiga-Kemer Platosu'nu inceleme sahasında yer alan diğer platolardan ayıran morfolojik özelliklerdir (Şekil 53, 54).

Akarsular, Marmara Denizi ve batıda yer alan Kemer Çayı'na yönelmişlerdir. Platonun en önemli akarsuyu olan Şahmelek Deresi, doğu-batı doğrultusunda alüvyal taban düzlüğünde Şahmelek Koyu'ndan Marmara Denizi'ne dökülür. Kuzeyinde Boz Tepe (225 m), Yuvarlak Tepe (161 m), İsmail Tepe (185 m), doğuda Yassı Tepe (170 m), Öküzöldüren Tepe (195 m), güneyden Sakar Tepe (149 m), Karaköy Tepe (163 m), Enbağ Tepe (180 m) ve batıdan Kurtkaya Tepesi (152 m)'den geçen su bölümü hattı ile çevrili su toplama alanı durumundadır. Diğer başlıca akarsular ise, Değirmencik Dere, Elmalık Dere ve Kurtkaya Deresi platonun güneyine su bölümü hattına kadar uzanmakta ve kuzeyden Marmara Denizi'ne dökülmektedir. Plato



Şekil 53: Araştırma sahasının ve Karabiga-Kemer Platosu'nun sayısal arazi modeli (kuzeyden bakış).

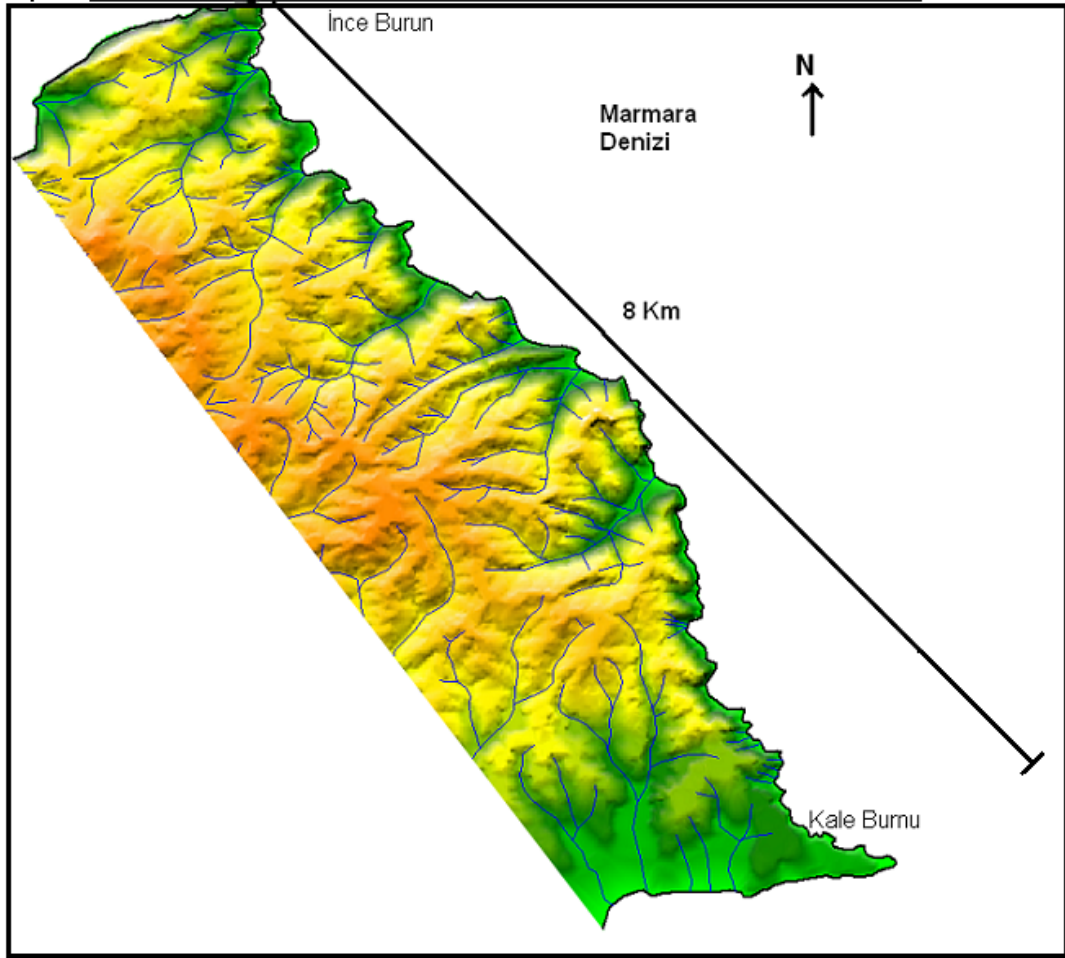


Şekil 54: Araştırma sahasının ve Karabiga-Kemer Platosu'nun sayısal arazi modeli (kuzeydoğudan bakış).

sahasının kuzeydoğusunda Marmara Denizi'ne yönelen sel karakterli kısa boylu subparalel drenaj paterni gösteren akarsular (Döşeme Dere, Kalemli Dere, Kartalyuva Dere, Söğütlü Dere, Sarp Dere, Cendere Deresi, Mersin Dere, Kalemli Dere, Kılarya Dere gibi) granodiyoritlerden oluşan platoyu genç ve V şekilli çentik vadilerle su bölümü hattına kadar 1,5-2 km arasında değişen uzunluklarla yarmışlardır (Şekil 55). Platonun kuzeybatısında Paleozoyik şistler içinde Marmara Denizi'ne dökülen diğer kısa boylu akarsular ise 1,5-2,5 km arasında değişen uzunluklarla güneydeki plato sahasına gömülmüştür. Kemer Çayı'na yönelen platonun diğer akarsuları ise, doğudaki su bölümü hattından batıya uzanır. Burhanlı Dere bunlardan biridir. Akarsular, platoda yoğun olarak eğim yönünde akışlı konsekant özelliğinde dantritik drenaj paterni gösterir. Burada platoyu oluşturan litolojinin homojenliği önemli bir faktör oluşturur. Akarsular geniş alanlarda plato sahasını kuzey-güney yönünde sırtlar haline dönüştürmüştür. Akarsuların aynı yönlü çizgisellikler içinde faylara oturduğu ve bir çok yerlerde dirsekler yaptığı görülür (Şekil 56; Foto 59).

Plato sahasında, Paleozoyik şistler ve özellikle Tersiyer granit-granodiyoritler geniş alanlara yayılır. Granodiyoritlerden oluşan formasyonların aşınımına dirençsiz gevşek yapıları nedeniyle çizgisel aşınım ve yüzeysel sular tarafından kolay işlendikleri dikkati çeker

İnceleme alanının platoların geniş yer kapladığı kuzey kesimini oluşturan Karabiga-Kemer Platosu, farklı seviyelerdeki kademelerin yer aldığı ve aşınım yüzeylerinin geniş alana yayıldığı sahadır (Ek 1). Platoda Bakır Tepe (244 m), Büyükçam Tepe (232 m), Boz Tepe (225 m), Üveyik Tepe (215 m) ve Kara Tepe (212 m)'den meydana gelen zirveler başlıca yükseltileri oluşturur. Şist, granodiyorit ve serpantinlerden oluşan bu tepeler, yükselti seviyelerinin uygunluk göstermesi ve farklı litolojik birimleri yüzeylemesi bakımından, platonun en yüksek seviyelerini temsil ederler. Araştırma alanının bütünü içinde bu kademeler, 200-330 m kademe seviyelerinde bulunan yüzeyler için referans yüzeylerdir. Bu seviyelerde gelişen yüksek kademelerdeki plato alanları az yer kaplamasına karşılık, bölümün en eski seviyeleri olarak dikkati çeker. 100-200 m yükselti basamakları arasındaki farklı seviyelerdeki kademelerin geliştiği plato sahası bölümde geniş yer kaplar (Foto 60). Karabiga-Kemer Platosu, yükselti değerleri bakımından alçak plato özelliği taşır

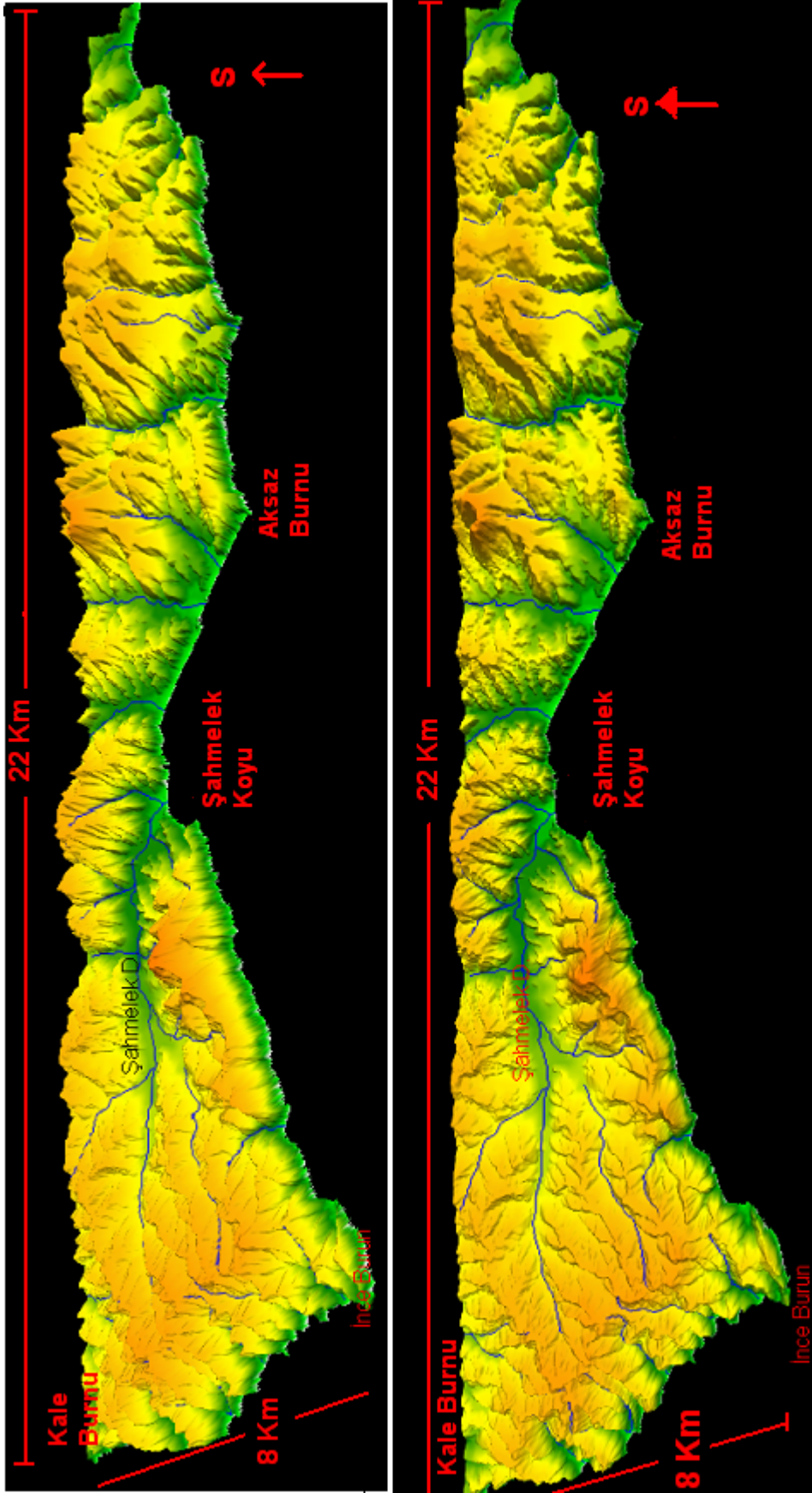


Şekil 55: Karabiga kuzey kıyıları ve akarsu drenajı.

(Foto 61). Akarsular tarafından oldukça sık yarılmış, dar alanlı ve uzun sırtlar şeklinde bölümlenmiştir (Ek 1).

Karabiga-Kemer Platosu kıyılarının morfolojik özellikleri olarak; oldukça dik, yüksek, kayalık, girintili-çıkıntılı çok sayıda koy ve burunların yer aldığı falezli kıyılardır. Kemer Burnu, Aksaz Burnu, Şahmelek Burnu, İnce Burun önemli çıkıntıları oluşturur. Kemer Koyu ve Şahmelek Koyu da başlıca girintilerdir. Aksaz Burnu'ndan batı kıyılara doğru, güneydeki yüksek kademe düzlüklerinden oluşan plato sahasının devamı olan ve basamakla ayrılan seviyeleri oluşturan düzlükler uzun sırtlar ve geniş kademeler halinde oldukça dik yamaçlar ile kıyılarda son bulur ve falezlerle nihayetlenir. Bunlar, akarsularla derin yarılmıştır.

Aksaz Köyü doğusunda Marmara Denizi'ne dökülen Çınar Dere-Kurtkaya Deresi ile güneyde Örtülüce Köyü'nden Biga Ova tabanına yönelen Çamlı



Şekil 56: Şahmelek koyu çevresinde akarsuların Karabiga-Kemer Platosu'na gömülmesi.



Foto 59 : Karabiga-Kemer Platosu'nda granodiyoritler üzerinde kısa boylu akarsuların ayırdığı sırtlar ve su bölümleri.

Deresi'nin aynı tektonik çizgiselliğe yerleşen vadileri ve 150-170 m seviyelerdeki su bölümü sahası dikkati çeker. Kurtkaya Deresi'nin kaynak sahası oldukça dik eğimle su bölümünde sonlanır. Fakat, Çamlı Deresi'nin su bölümüne yakın kaynak sahası daha az eğimlidir (Foto 62, 63). Platonun litolojik özelliği (granodiyoritler) ve bitki örtüsünden yoksunluk gibi faktörler benzer özellikte olmasına karşın, bu durumu taban seviyesinin yükselti farklılığı ve bakı ile açıklamak mümkündür. Bölgede hakim olan kuzey sektörlü rüzgarların getirdiği yağışlar daha etkili olmakta, akarsulara daha hızlı intikal ederek yamaçların işlenmesini kolaylaştırmakta, yan kolların etkisiyle aşınımı canlandırmakta ve dik yamaçlı, parçalı alanlardan oluşan plato sahası ortaya çıkmaktadır. Plato sahasının geniş bir alanının çıplak ve gevşek yapılı kolay aşınan granodiyoritlerden oluşması, günlenmenin etkisi ve Kurtkaya Deresi'nin taban düzeyinin (Marmara Denizi) daha alçakta oluşu da platonun yarılması üzerinde önemli etkiye sahiptir. Kurtkaya Deresi, Enbağ Tepe (180 m) batısında kuzeybatıya doğru dirsek yaparak kuzeye akışlı Fındıklı Deresi'ne bağlanmış ve Kurtkaya Tepe (152 m) ile Çakalhendeği Tepe (129 m) arasında kalan kesimden itibaren kaynak sahasına doğru kuzeybatı-güneydoğu yönlü tektonik uzanımına yerleşmiştir. Kurtkaya Tepe (152 m)'nin bulunduğu ve kuzey-güney yönlü



Foto 60: Değirmencik-Kemer köyleri arasında kalan sahada Karabiga-Kemer Platosu'ndan görünüm(kuzeydoğudan güneybatıya bakış)



Foto 61: Aksaz-Değirmencik köyleri arasında kalan sahada Karabiga-Kemer Platosu'ndan görünüm (kuzeydoğudan bakış).

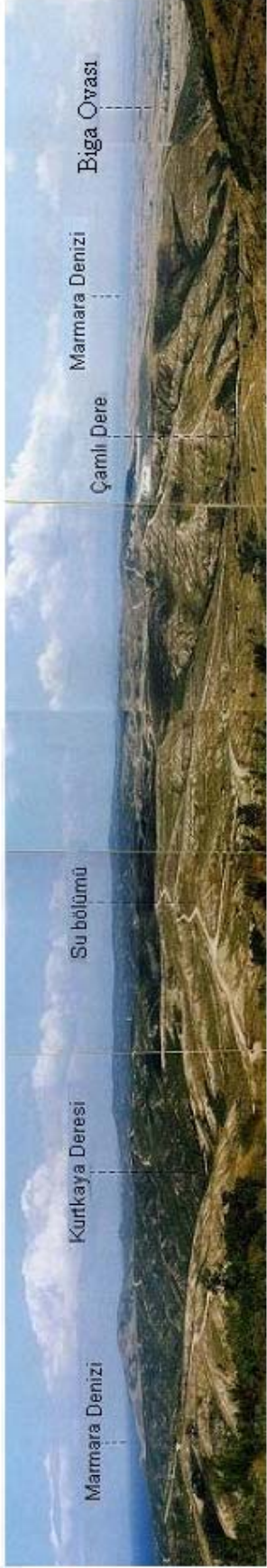


Foto 62. Marmara Denizine ulaşan Kurtkaya Deresi ve Biga Ovası'na ulaşan Çamlı Deresi ve havzalarını ayıran su bölümü sahası (batıdan doğuya bakış).

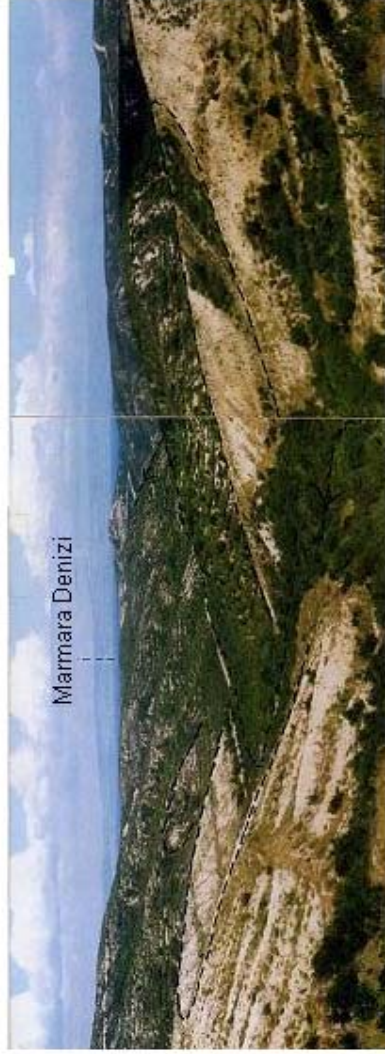


Foto 63. Kurtkaya Deresi'nin taban düzeyi değişimlerine bağlı olarak oluştuğu saptanmış gömük menderesler ile menderes yarıkları (kuzeye bakış).

uzanan 130-150 m seviyelerindeki kademe düzlüklerinin oluşturduğu platodan, 20 m yükseltide yer alan Çınar Dere'nin taban düzlüğüne kadar gömülme oranı 110 m'dir. Çakalhendeği Tepe (129 m)'nin yükseldiği yine kuzey-güney yönlü uzanım gösteren 100-120 m seviyelerindeki plato sahasından itibaren Çınar Dere'nin yarıma oranı 80 m'dir. Bu kesimde Kurtkaya Deresi'nin yamaç eğimleri % 20-40 arasında değerlere sahip olmakla birlikte, akarsuyun güneybatı yamaçları kuzeydoğu yamaçlarından daha yüksek eğim değerleri gösterdiği için, asimetrik vadi morfolojisi ortaya çıkmıştır. Enbağ Tepe (180 m)'nin yer aldığı 160-180 m seviyelerinden itibaren Kurtkaya Deresi kaynak sahası bölümünde (vadi taban yüksekliği 80 m) 80 m platoya gömülmüştür. 150-170 m seviyelerinde yer alan platonun (Fındıklı Tepe 170 m) doğu ve batısındaki akarsular tarafından (Kurtkaya Deresi, Fındıklı Deresi) vadi tabanına kadar olan yarıması 70 m kadardır. 140-150 m seviyelerinde yer alan su bölümünde, Karaköy Deresi kaynak sahasının Kurtkaya Deresi ile aynı çizgiselliğe yerleşmesi ve geniş bir dirsekle güneye Biga havzasına yönelmesi, tektonik uzanımın ve dirseklerin akarsu drenajı üzerindeki denetiminin morfolojik gelişimini açıklar.

Kurtkaya Deresi'nin yatak içinde menderesler çizerek yer yer menderes yenikleri ve vadi omuzları oluşturduğu gözlenir. Yamaçlardan süpürülen malzemeler, akarsular ve yan kollarıyla daha alçaktaki tortulanma alanlarına (Marmara Denizi) taşınır. Su bölümünden itibaren kuzey akları oluşturan farklı yükseltilerde yer alan kademelerin geliştiği plato, akarsular tarafından oldukça sık parçalanmış engebeli bir sahayı oluşturur.

Değirmencik Köyü doğusunda Marmara Denizi'ne yönelen Değirmencik Dere ve yukarı kesimini oluşturan Kocakışla Deresi'nin kısmen Paleozoyik şistler ve yoğun olarak granodiyoritlerden meydana gelen plato üzerinde fay çizgiselliklerine yerleştikleri, bir çok dirsekler ve dik yamaçlar (eğim % 20-40) oluşturduğu gözlenir. Tektonik kökenli çizgisellikler omuz-sırt sistemlerini keskin bir şekilde ayırmış, akarsuyun yan kolları yamaçları işlemiştir. Değirmencik Dere ilk dirsek yaptığı yere kadar olan aşağı kesimlerde her iki yamacında 60-80 m seviye kademelerini oluşturan plato düzlüklerine, talveğe kadar (yükselti 5-10 m) 50-55 m gömülmüştür. Platonun bu kesimlerde en alçak seviyelerdeki kademelerini oluşturan plato düzlükleri doğu-batı yönlü fayın denetiminde özellikle batı yamaçlardaki yüzeylerin % 7 oranında kuzeye eğimlenmesine neden olmuştur. Değirmencik Dere'nin bu

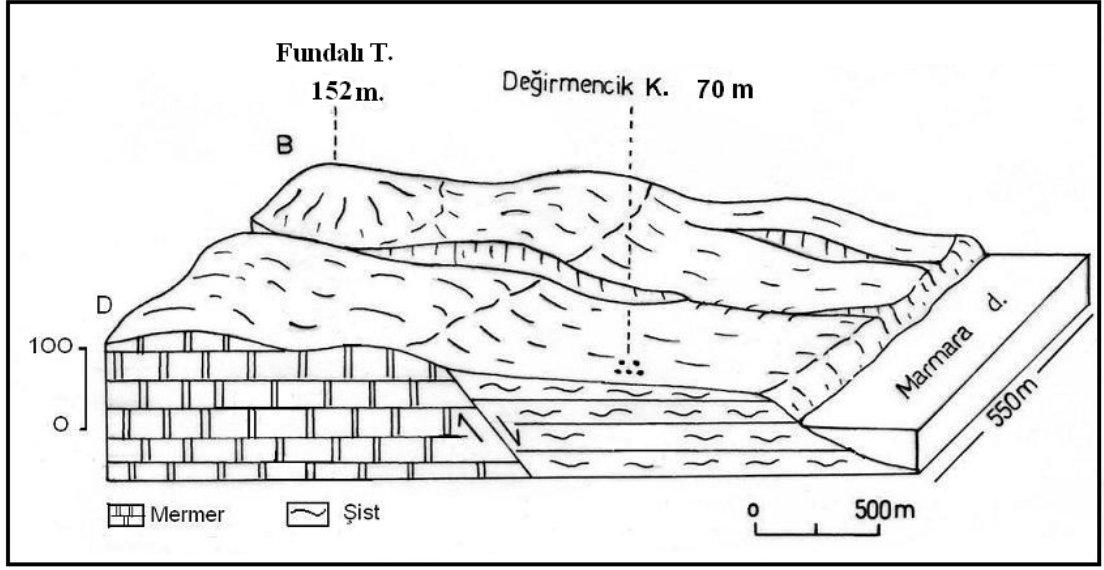
kesimde vadi tabanı biraz daha geniştir. Değirmencik Dere'nin kaynak sahasına doğru devamını oluşturan Kocakışla Dere'nin, yan kollarıyla birlikte platoyu parçalamasıyla ortaya çıkan sırtlar vadi yamaçlarını oluşturur. Kocakışla Deresi, batı yamaçlarında Güzel Tepe (163 m)'nin yükseldiği 140-160 m, 120-130 m, 110-130 m, 100-110 m, 90-100 m, 80-90 m, 60-80 m seviye kademeleri dikkati çeker. Kocakışla Deresi 140-160 m'lerdeki kademededen 50 m yükseltideki talveğe kadar 90 m platoyu yarmıştır. Karatepe (212 m)'nin yer aldığı 200-210 m kademesinin yamaçlarından itibaren ise 140 m platoya gömülmüştür. Akarsuyun, Kara Tepe (212 m)'nin yer aldığı doğu yamaçlarında gelişen kademelerin yükseltileri şöyledir. 190-210 m, 180-190 m, 110-130 m, 90-100 m, 70-90 m, 60-70 m seviyeleri. Kocakışla Deresi'nin bu kesimde 190 m'den itibaren platoya gömülme oranı 140 m'dir. Genç tektonik yükselmeler eşliğinde her iki yamaçtaki eşlenik seviyeler, yarı olgun yüzeylerin gelişimini denetleyen tektonizma ve devresel yarılımların morfolojik izleridir. Kocakışla Deresi'nin kaynak sahasına doğru batı yamaçlarında 140-160 m seviyelerden (Kocakışla Tepesi, 161 m), talveğe kadar (70 m) yarılması 70 m; doğu yamaçlarında 170-190 m seviyelerinden (Çançinoğlu Tepe, 190 m) talveğe kadar (90 m) kadar platoya gömülme oranı 100 m'yi bulur. Değirmencik Dere'nin kaynak sahasını oluşturan Sorgun Deresinin, Sorgun Tepe (170 m)'nin yer aldığı zirvelerden geçen seviyelerden 80 m vadi tabanına kadar platoyu 90 m yarmıştır. Su bölümü hattını oluşturan Büyükçam Tepe (232 m) seviyelerine sokulan akarsu, 160 m yükseklikte yer aldığı tabanına kadar 72 m platoya gömülmüştür.

Karabiga-Kemer Platosu'nda kuzey-güney doğrultulu tektonik uzanımlar tektonizmanın kontrolünde platoyu denetleyerek yapısal hatların gelişimine, plato düzlüklerini oluşturan kademelerin de aynı doğrultuda gelişmesine, fay hatlarına yerleşen akarsuların doğu ve batı yamaçlarında belirgin yükselti farkları oluşturmalarına ve platoda yükselme alçalma şeklinde blok hareketlerine neden olmuştur. Örneğin, Değirmencik Deresi'nin kaynak sahasına kadar uzanan plato sahasının batı yamaçlarında yükselen zirveler; Güzel Tepe (163 m), Kocakışla Tepe (161 m), Sorgun Tepe (170 m) platonun alçalan kademelerini oluştururken, doğu yamaçlarındaki plato üzerinde yükselen zirveler ise; Kara Tepe (212 m), Çançinoğlu Tepe (190 m) ve Büyükçam Tepe (232 m) yükselen kademeler olarak dikkati çeker. Bu kesimlerde yamaçlardaki düşey atım yaklaşık 70 m kadardır. Fakat Değirmencik

Dere'nin ağız kesimlerinde ise durum tersinedir. Batı yamaçlarındaki zirve ile (147 m) doğu yamaçlarındaki zirve (112 m) arasında 35 m'lik bir seviye farkı ortaya çıkar. Diğer bir örnek, Aksaz Köyü doğusunda yer alan tektonik uzanımaya yerleşen Çınar Dere-Kurtkaya Deresi'nin gömüldüğü platonun her iki yamaçlarındaki Çakalhendeği Tepe (129 m) ile Kurtkaya Tepesi (152 m) arasında düşey yönlü hareketlerden kaynaklanan yaklaşık 25 m'lik yükselti farkıdır. Kaynak sahasında ise, Fındıklı Tepe (142 m) ile Enbağ Tepe (180 m) arasında düşey atım miktarı yaklaşık 40 m'ye ulaşır. Yerel ölçekteki bu yükselme ve alçalmalar, Karabiga-Kemer Platosunu denetleyen genç tektonik hareketlerin morfolojik gelişimi de yönlendirdiğini ortaya koyar.

Değirmencik Köyü güneyinde Fundalı Tepe (152 m)'nin bulunduğu 100-140 m ve 120-150 m seviyelerinden belirgin eğim kırığı ile ayrılan 70-90 m alçak seviyeleri oluşturan kademelerin morfolojik izlerini tespit etmek mümkündür (Şekil 57; Foto 64). Uzun sırtlar halinde kuzey-güney yönlü kademe basamakları halinde uzanan iki farklı seviyedeki kademenin oluşumunda, genelleştirilmiş 90 m izohips eğrisini takip eden ve iki ayrı litolojik birimi ayıran (güneyde Paleozoyik yaşlı mermerler ve kuzeyde Paleozoyik şistler) doğu-batı yönlü fayın denetiminde gelişmiştir (Foto 65, 66, 67, 68). Fay, Değirmencik Dere'nin de doğuya doğru ötelenmesinin nedeni olmalıdır (Ek 1). Plato sahasında en alçak kademe seviyeleri güneydeki platonun kıyı kesimlerinde devamı olan daha alçak seviyedeki kademelerini oluşturur.

Aksaz Köyü'nden Marmara Denizi'ne dökülen Elmalık Deresi ağız kesiminde izlenen asimetric yamaç oluşumuna neden olan fay ve yamaçlardaki farklı litolojik yapı dikkati çeker (Şekil 58). 100-130 m seviyelerinde plato düzlüğünün geliştiği ve Kamış Tepe (119 m)'nin yükseldiği kütleyi kateden ve Elmalık Dere'ye inen yamaçların oldukça eğimli olmasına yol açan kuzeydoğu-güneybatı yönlü fay, asimetric vadi gelişimine neden olmuş doğu ve batı yamaçlarda belirgin eğim farkı ortaya çıkmıştır. Kütlenin Elmalık Dere'ye inen yamaçları % 40, kuzeybatıya bakan yamaçları ise % 20 eğimlidir. Elmalık Dere, platoya bu kesimde 80 m gömülmüştür (vadi taban yükseltisi 20 m). Kamış Tepe (119 m)'nin bulunduğu kütlenin faya bağlı tektonik yükselme ve kuzeybatıya doğru eğimlenerek az eğimli yamaçları oluşturması asimetric vadi oluşumuna zemin hazırlamıştır. Vadi gelişiminde



Şekil 57: Değirmencik Köyü güneyinde mermer ve şistleri etkileyen doğu batı yönlü fay.

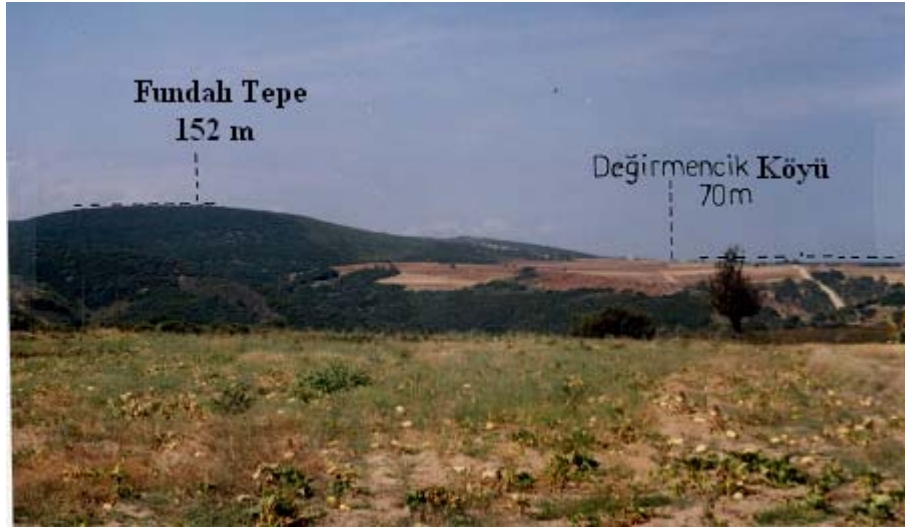


Foto 64: Değirmencik Köyü güneyinde fayın denetlediği kademeler.

yamaçlardaki farklı litolojik formasyonların varlığı da önemlidir. Bu kesimde Elmalık Dere'nin Paleozoyik şistlerden oluşan batı yamaçları oldukça dik iken, granodiyoritlerden oluşan doğu yamaçlarının az eğimli olmasının bir diğer nedeni, granodiyoritlerin günlenmenin etkisiyle daha kolay çözülmesi, gevşek unsurlardan oluştuğu için aşınmaya dirençsiz oluşları, akarsu ve yüzeysel erozyon nedeniyle kolaylıkla işlenmesidir.



Foto 65



Foto 66

Foto 65, 66: Değirmencik Köyü güneyinde Paleozoyik şistler içinde mermer bloklar.



Foto 67



Foto 68

Foto 67, 68: Değirmencik Köyü güneyinde Paleozoyik şistler.

Foto 70



Foto 69

Foto 71

Foto 69, 70: Karabiga-Aksaz Köyü arasında granodiyoritlerde gelişen sel yarınıtları
Foto 71: Aksaz Köyü doğu kıyılarında yamaç erozyonu ve aşınım sonucu ortaya çıkan kaya blokları.



Foto 72: Karabiga kuzeybatısında arazi kaymaları.



Foto 73

Foto 74

Foto 73, 74: Kısa boylu sel karakterli akarsuların oluşturduğu farklı litolojik kayalarda gelişen koylara açılan geniş yarıntılar. Gevşek malzemelerden oluşan granodiyoritlerdeki yarıntılar (Foto 73). Daha dirençli Paleozoyik şistlerdeki oldukça dik yarıntılar (Foto 74).



Foto 75: Karabiga kuzeybatısında granodiyoritlerden oluşan Karabiga-Kemer Platosu'ndan görünüm.

arena malzemesi yer alır ve dikine çatlaklar boyunca ayrışmaya bağlı olarak tor oluşumu görülür (Foto 76, 77).

Gençleşmeye bağlı taban seviyesi değişimlerinin oluşturduğu geriye aşınım şeklindeki salınım hareketlerinin denetiminde, Karabiga-Kemer Platosu'nda gelişen aşınım yüzeylerinde eğim kırıkları dikkati çeker. Akarsular ve yüzeysel erozyonun etkisiyle kuzeye eğimli parçalı yüzeyler oluşmuştur (Şekil 59). Farklı yaşta değişik litolojik birimleri kesen (şistler ve granodiyoritler) aşınım yüzeyi parçalarının (Üst Pliyosen), yüzeylerin oluşumunda daha genç muhtemelen Pliyosen/Kuvaterner arasındaki tektonik hareketler rol oynamış olmalıdır (Şekil 60).

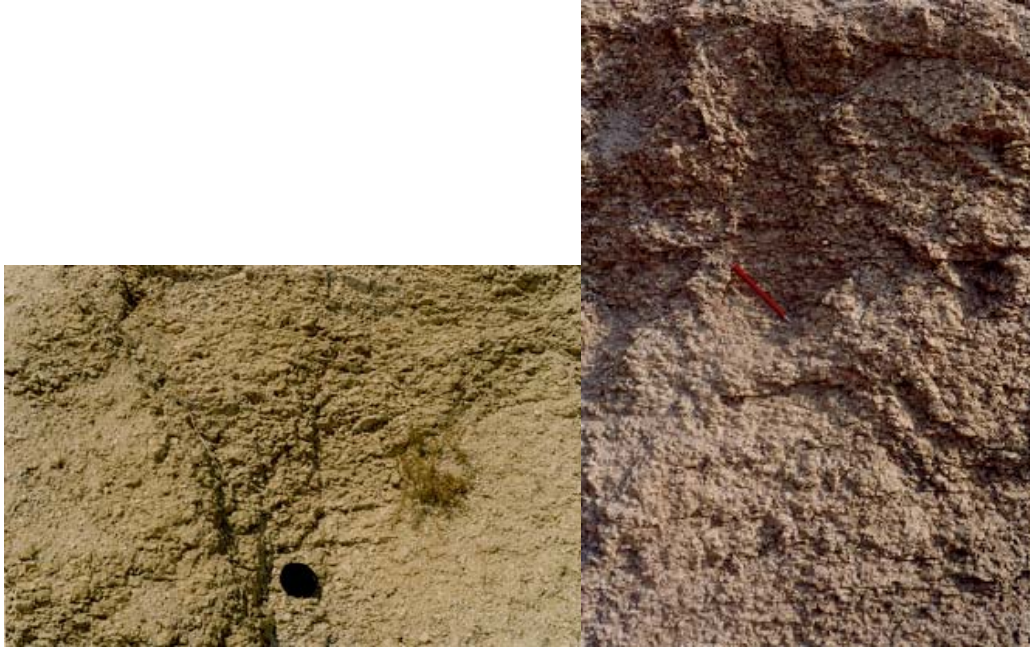
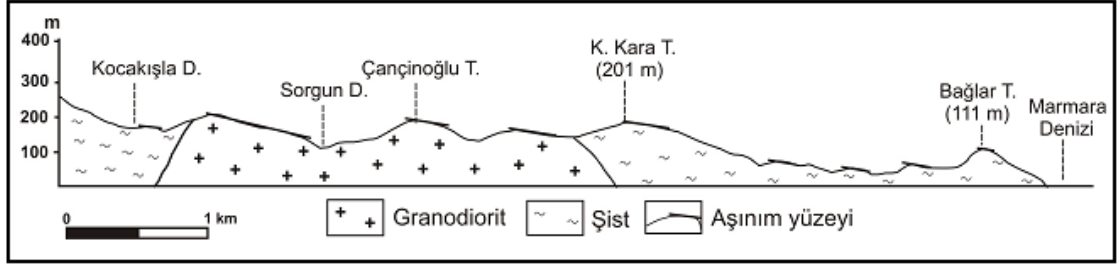


Foto 76: Granodiyorit in ayrışması sonucunda mostra önlerinde gelişen arenalar.



Foto 77: Karabiga-Kemer Platosu'nda granodiyorit üzerinde dikine çatlaklar boyunca ayrışma ve tor oluşumu.

Şahmelek Koyu ile İnce Burun arasında yaklaşık 7 km uzunluğunda kuzeydoğu-güneybatı yönlü Marmara Denizi kıyıları boyunca platoyu dik yamaçlarla sınırlayan fay, Boz Tepe (225 m), Zeytin Tepe (173 m)'nin bulunduğu Paleozoyik şistlerden oluşan kütle nin yükselmesine ve güneye doğru eğimlenmesine neden olmuştur. Tektonizmaya bağlı oluşan yükselerek eğimlenme hareketleri kuzey ve güney yamaçları arasında eğim farklılığı nedeniyle asimetrik yamaçları oluşturur.

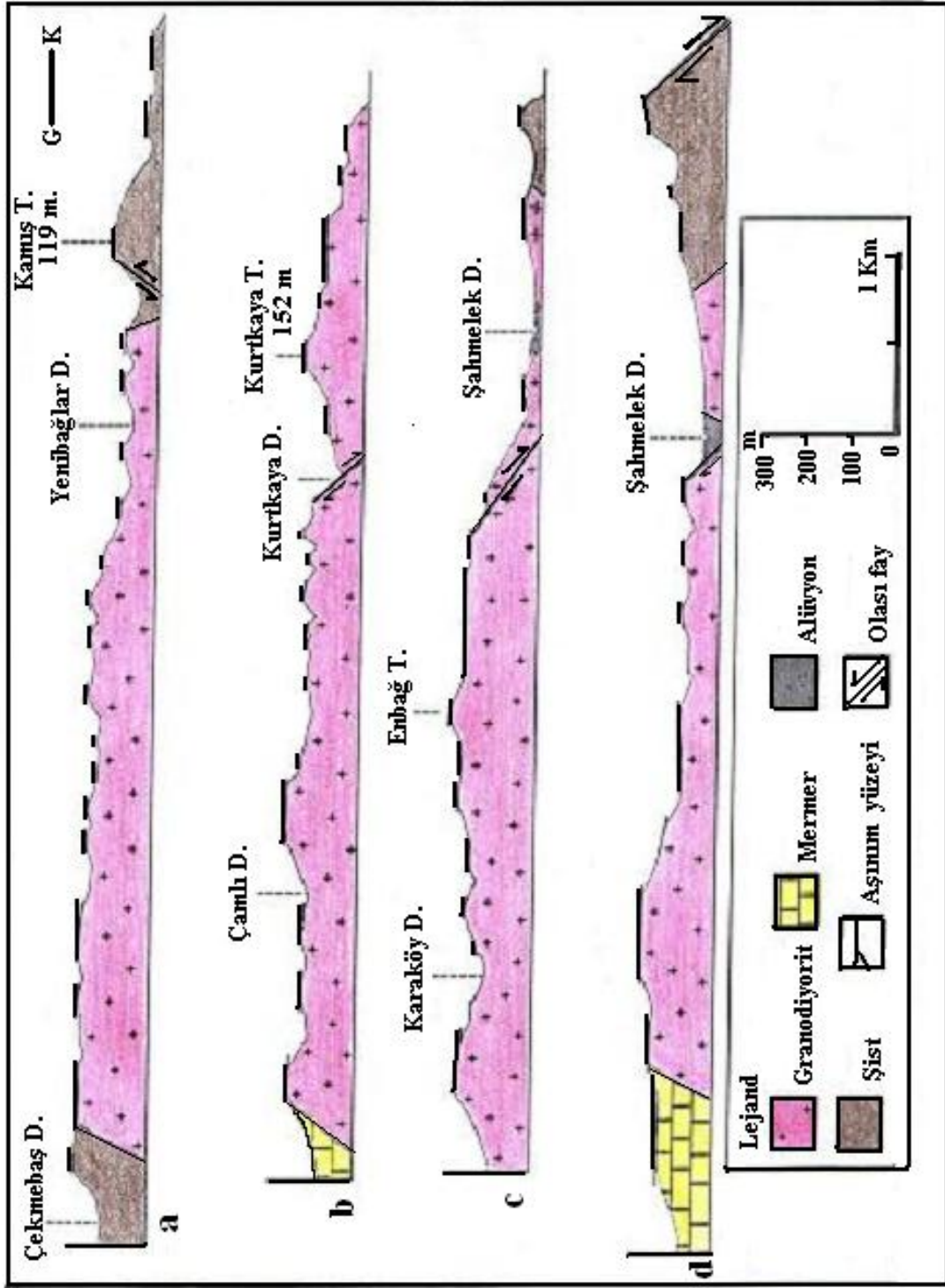


Şekil 59: Karabiga-Kemer Platosu'nda farklı litolojik birimleri kesen aşınım yüzeyleri.

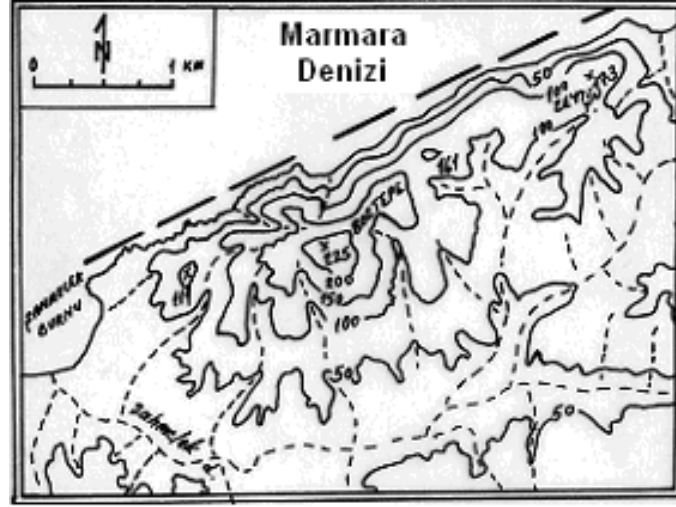
Boz Tepe (225 m) kütesinin kuzey yamaçlarında asılı vadi dikkati çekerken ve eğim değerleri %40'ı geçerken, güney yamaçlarda % 20-40 arasında eğim değerlerinden % 10-20 ve % 0-5 arasında değişen eğim değerlerine geçişler, farklı seviyelerdeki kademelerle birlikte dikkati çeken morfolojik bir özellik gösterir (Şekil 61). Eğim değerleri litolojik sınırı da verir. Örneğin şistlerden oluşan yamaçlarda eğimler %20-40'tır. Granodiyoritlerde ise yamaç eğimi %10-20 ve %0-5'lere iner. Şahmelek Deresi'nin kuzey yamaçlarında 200-210 m, 190-200 m, 130-150 m 110-140 m, 40-60 m seviye kademeleri ve güney yamaçlarda gelişen 110-120 m, 90-100 m seviyeleri ile 150 m ve 177 m zirvelerden geçen seviyeler, devresel yükselmeler eşliğinde 20 m yükseltideki vadi tabanından akan akarsuyun platoya gömüldüğünün morfolojik kanıtlarıdır.

Karabiga-Kemer Platosu'nun başlıca akarsuyu olan Şahmelek Deresi, vadi taban düzlüğü içinde doğu-batı doğrultulu Marmara Denizi'ne ulaşır. Şahmelek Deresi çok geniş bir alanın sularını toplar. Vadi taban düzlüğünü sınırlayan güney yamaçları çizgiselliklerin denetiminde gelişmiştir ve vadiye uzanan sırtlarda menderes yeniği diklikleri dikkati çeker. Akarsuyun alüvyal tabanını sınırlayan kuzey yamaçlarda ise, kayma yamacı taraçaları görülür. Boz Tepe (225 m)'yi denetleyen fayın güneye eğimlenmesi, Şahmelek Deresi'nin de güneye doğru yer değiştirmesine neden olmuş ve kuzey yamaçlarda granodiyoritler üzerinde 40-60 m yükseltide kayma yamacı taraçaları oluşmuştur.

Kemer Köyü kuzeydoğusunda kıyı kesiminde kuzeydoğu-güneybatı yönlü fay, Paleozoyik şistlerden oluşan litolojik yapı üzerinde kıyıya doğru alçalan plato düzlüklerinin geliştiği burunları etkileyerek düşey atımlara neden olmuştur. Genç



Şekil 60: Karabiga-Kemer Platosu'nda gelişen aşınım yüzeyleri.



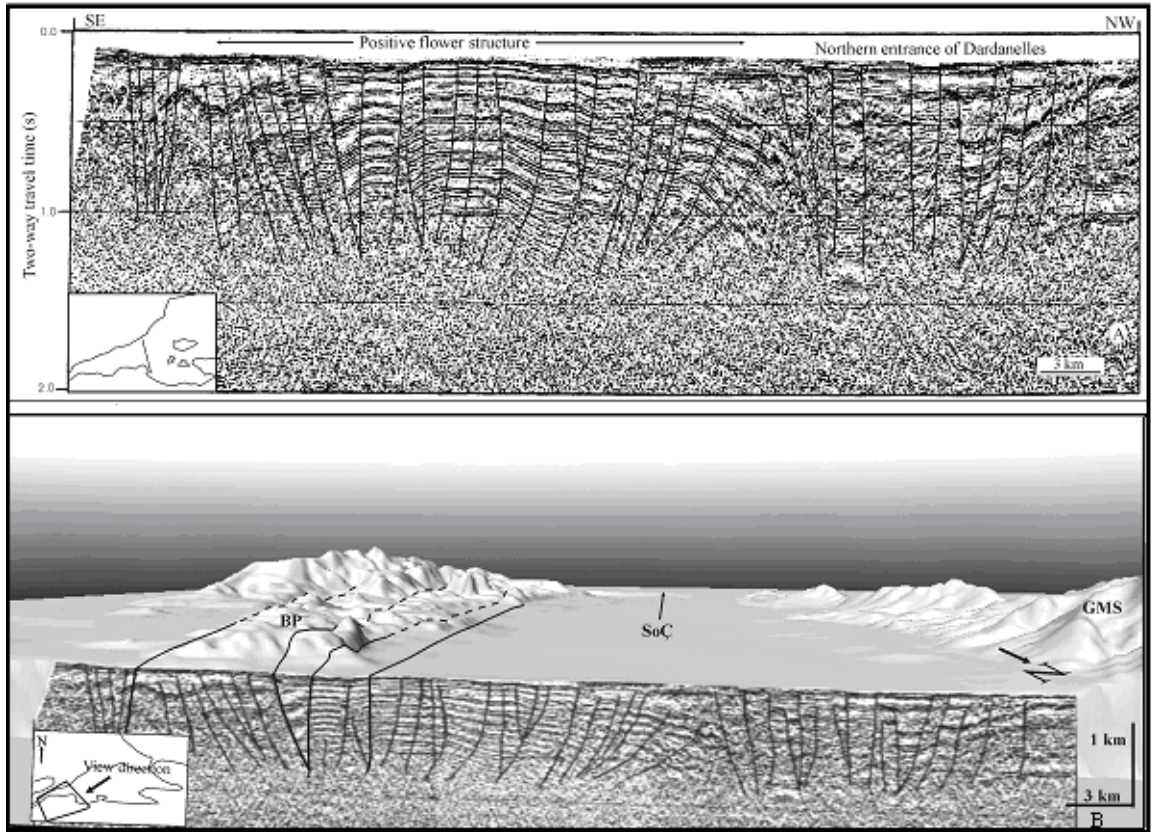
Şekil 61: Şahmelek Deresi kuzeyinde Boztepe (225 m)'nin kuzeydoğu-güneybatı yönlü fayın denetimindeki asimetrik yamaçları.

tektonik hareketler, bu kademeler üzerinde basamak, eğim kırığı, eğimlenme gibi çeşitli deformasyonlara neden olmuştur (Foto 78). Parion harabelerinin bulunduğu Paleozoyik şistlerden oluşan yarma incelendiğinde, tabakaların 45° eğimle kuzeye dalışları tektonizmanın şiddetini ortaya koyar.

Karabiga-Kemer Platosu kuzeydoğu kıyılarıyla ilgili MTA Sismik 1 Araştırma gemisi tarafından toplanan sismik kesit (Şekil 62) incelendiğinde; Gökaşan vd. (2003)'e göre, yansıma yüzeyleri faylar tarafından deforme edilmiş olsalar da paralel iç yansımaya sahip çökelleri göstermektedir (üstteki şekil). Çanakkale Boğazı çıkışında bu çökellerin derinde yer alan bölümlerinin, yaklaşık olarak Karabiga Burnu karşısında yükselerek, deniz tabanına kadar ulaştıkları ve bu anlamda bölgede gömülü bir sırt oluşturdukları gözlenmektedir (üstteki şekil). Gökaşan vd. (2003), söz konusu yükselmenin sıkışma bileşenli bir doğrultu atımlı fay zonu tarafından geliştirilmiş olduğunu ve bu fayın kuzeydoğu-güneybatı istikametinde Biga Yarımadası'na doğru devam ettiğini belirtmişlerdir. Yazarlar kara morfolojisini de dikkate alarak, bu fayın Karabiga burnunu sınırlayan yamaçları kontrol ederek karaya doğru devam ettiğini de ortaya koymuşlardır (alttaki şekil). Dolu vd. (2007) makalelerinde bu fayın varlığını teyit etmişlerdir.

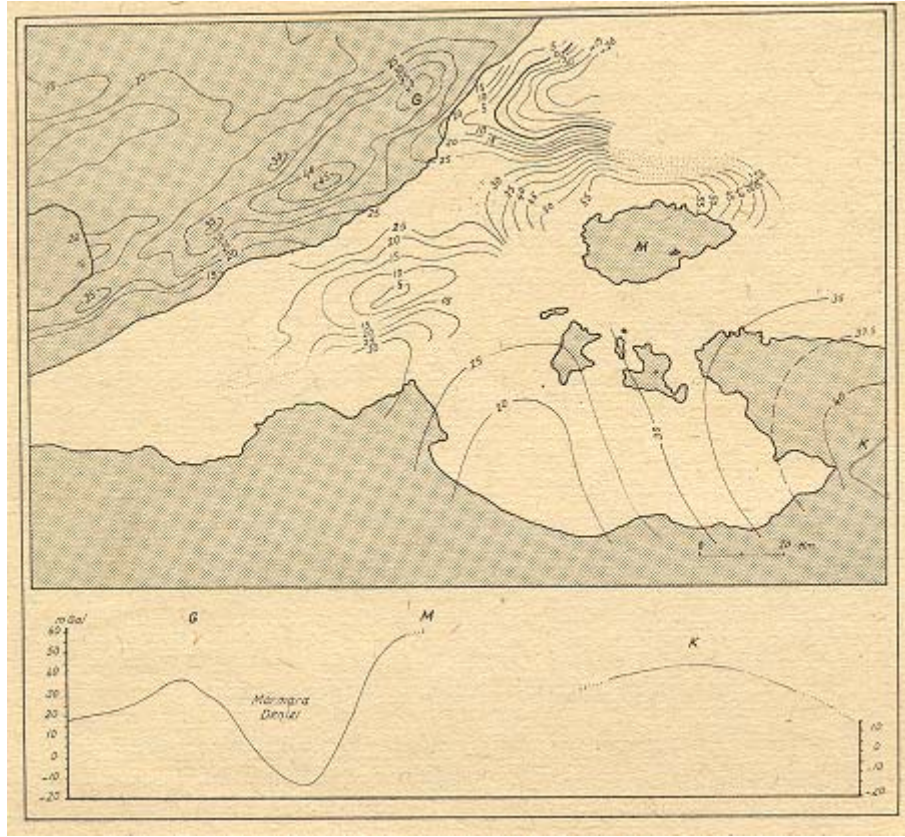


Foto 78: Kemer Köyü kuzeydoğusunda yamaçlarda görülen Paleozoik şistlerin tektonizmanın denetiminde 45° eğimle kuzeye dalışı.



Şekil 62: Karabiga-Kemer Platosu'nun kıyılarına ait sismik yansıma profili (MTA).

Yukarıdaki açıklamalara ek olarak platonun Karabiga ile Kemer Köyü arasında kalan kesimde, gerek kuzey kıyılarını etkileyen fayların gerekse platonun sınırları dışında kalan ve güneyinden geçen, belirgin eğim kırığına yol açan kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu tektonik uzanımın denetiminde yükselmelere neden olması yanında, morfolojik olarak da gözlemlendiğinde kuzeydoğuya yani Kale Burnu ve İnce Burun arasında kalan sahanın Marmara Denizi'ne doğru yaptığı büyük çıkıntı, olasılıkla yanal tektonik hareketlerin de kütleli etkilemiş olduğunu göstermektedir. Bu durum Erdek Körfezi'nin çökmesine bağlı olarak ta, bu kütleli büyük bir çıkıntı halinde ortaya çıkmış olabileceğini düşündürmektedir (Erkan Gökaşan ile sözlü görüşme, Mart 2007). Bu ifade ve şekil 62'deki açıklamalar Bouguer anomalisi (Erinç, 1996; s:154) ile de tutarlılık gösterir (Şekil 63). İnce Burun ve Kale Burnu arasında 25 ve 30 mGal olarak ifade edilen eşdeğer pozitif anomaliler bölgenin yükseldiğini, Marmara çukuru ve Erdek Körfezi'ne doğru ise negatif anomali değerleri bölgedeki alçalma hareketlerine kanıt oluşturduğu şeklinde yorumlanabilir. (Erinç, 1996)



Şekil 63: Batı Marmara ve araştırma sahası kıyılarında Bouguer anomalisi dağılışı.

4.1.2.4. Karabiga-Karahamzalar Platosu

Karabiga-Kemer Platosu'ndan kuzeyde su bölümü hattı ile ayrılan, Biga Ovası'na doğru alçak seviyelerden oluşan az eğimli düzlüklerin, "Biga Ovası'nın batı ve kuzey kesimi" olarak isimlendirilen alüvyal ova tabanını kuzeyden ve kuzeybatıdan alçak yamaçlarla sınırladığı saha, Karabiga-Karahamzalar Platosu olarak ayrı bir morfolojik birim olarak ayırt edilmiştir. Platoyu, kuzeydeki plato sahasından ayıran ve su bölümü hattından geçen sınır, Karabiga-Kemer Platosu'nu ele alan bölümde ayrıntılı olarak çizilmiştir. Sınır batıda, Çeşme Dere su bölümü hattından Dededüz Tepe (166 m), Boz Tepe (212 m) ve Hızırilyas Tepe (265 m) zirvelerinden geçen su bölümü hattını izleyerek, güneyde Çatalarmut Deresi kaynak sahasındaki su bölümünde Gürçeşme-Kemer Platosu'ndan ayrılır.

Karabiga-Karahamzalar Platosu, kuzey-güney doğrultusunda akarsular ve kolları tarafından az yarılmaması, yatık yamaçlı vadi profilleri göstermesi, inceleme sahasının en alçak kademelerdeki plato alanları olarak geniş alanlar kaplaması ve kuzeydeki yüksek kademelerde platoyu yaran akarsuların taşıdıkları malzemeleri, güneydeki alçak kademelerde plato sahasında biriktirmesiyle oluşan Neojen örtüsünün geniş alanlarda yayılımı gibi özellikleriyle diğer platolardan ve Karabiga Kemer Platosu'ndan ayrı bir birim olarak ayırtlanmıştır.

Akarsular kuzey-güney yönünde akışlıdır. Selvi Dere, Karağaç Dere, Killi Dere, Çamlı Dere, Çeşmebaşı Dere başlıca akarsulardır. Plato üzerinde subdantritik bir drenaj ağı kurulmuştur.

Plato üzerinde yükselen Çarardı Tepe (62 m), Çar Tepe (84 m), Tepeüstü Tepe (45 m) gibi sert metamorfik mermerlerden oluşan kayaçlar, farklı litolojik birimlerden meydana gelen tepelerdir ve platonun yüksek alanlarını oluşturur. Bu formasyonlar (Üst Kretase-Paleosen yaşlı mermer) Karabiga-Kemer Platosu'nda geniş alana yayılan granodiyoritlerden daha yaşlı olmaları nedeniyle ayrılırlar.

Platoyu kuzeyden, kuzeydoğu-güneybatı yönünde kateden tektonik uzanım belirgin bir seviye farkına neden olmuş, kaynak sahalarında platoyu dar ve derin vadilerle yararak Biga Ovası'na yönelen kuzey-güney yönlü akarsuların bu kesimlerde doğuya doğru dirsek yaparak ötelenmelere yol açmıştır. Tektonik uzanım kuzeydeki kütlelerin yükselmesine neden olmuş, güneyden gelerek bu yüksek

seviyelerde yer alan kütleyle geriye ve derine aşınım mekanizmasıyla sokulan akarsuların aşınım faaliyetleri canlanmış ve platoyu derin bir şekilde yarmışlardır. Kuzeydoğu-güneybatı yönlü tektonik uzanımın denetiminde güneye doğru az eğimli yüzeyler oluşmuş ve akarsular bu geniş yüzeyleri kuzey-güney yönlü parçalamışlardır. Karabiga-Karahamzalar Platosu'nda, Hızırilyas Tepe (265 m) güneyinden Karapürçek Köyü'ne kadar 130-100 m'lere kadar eğim değerleri % 20-40; 60 m'ye kadar eğim değerleri % 5-10; 60 m'den Biga Ovası'na doğru eğim ise, % 0-5 arasında değerler gösterir. Karapürçek Köyü'nden doğuya doğru 100 m'ye kadar eğim değerleri % 20-40 iken, 100 m ile 50 m yükselti arasında % 5-10, 50 m yükseltiden Biga Ovası'na doğru platonun eğimi ise % 0-5'tir. Platoya ait eğim değerlerinin kuzeyden güneye azalması akarsuların yarıma dereceleri ile paralellik gösterir. Eğim değerlerinin en yüksek olduğu akarsuların kaynak sahalarında yarıma oranları daha yüksek değerlere sahiptir. Platoda tektonik olarak alçalan sahalar, kuzeydeki yüksek kesimlerden akarsular tarafından getirilen malzemelerin güneydeki birikim ortamlarında tortulanmasıyla alçak seviyelerdeki kademelerin geliştiği düzlükleri oluşturur. Neojen örtüden oluşan bu kademe düzlükleri üzerine Karaköy Dere, Selvi Dere, Kurt Dere, Yayla Dere, Asma Dere, İncirli Dere, Çeşmeler Dere, Taşlı Dere gibi yatık yamaçlı yayvan profil gösteren geniş tabanlı vadilerden oluşan akarsular yerleşmiştir.

Tektonik uzanım, doğudan batıya doğru Bağlık Dere, Çalılı Dere, Sarımeşelik Dere, Çınarlı Dere, Çamlı Dere, Kurt Dere, Çeşme Dere gibi akarsuların kaynak sahalarında batıya dirsek yaparak ötelenmelere neden olmuştur. Karabiga-Karahamzalar Platosu'nda topoğrafik yükselti farkına ve eğim kırığına neden olan kuzeydoğu-güneybatı yönlü fayın, aynı zamanda sağ yanal doğrultu atımına da dikkat çekmek gerekir. Sağ yanal doğrultu atımlı olması, Erdek Körfezi ile Marmara Denizi arasında kalan Karabiga-Kemer Platosu'nu oluşturan yüksek kütlelerin de doğuya doğru çıkıntı yapmasının nedeni olmalıdır.

Kuzeydoğu-güneybatı yönünde uzanan alçak seviyelerdeki kademelerden oluşan plato sahası, aynı zamanda inceleme sahasının Biga Ovası'na doğru alçalan en alçak seviyeleridir. Yoğun olarak Pliyosen-Kuvaterner formasyonlarından (üstte; kırmızı renkli kum, çakıl, kil, altta ise beyaz marn) oluşan saha (Bayır ve İşcan, 1963) akarsular tarafından az yarılmış, yayvan vadi ve yatık yamaçlar halinde ortaya

çıkmakta yükseltisi, Geyikkırı ve Karacaali Deresi alüvyal taban düzlüğü ve Biga Ovası taban düzlüğüne kadar yaklaşık 10 m'ye kadar inmektedir.

Neojen karasal-gölsel depolardan meydana gelen plato, Pliyosen / Pleyistosen tektonik hareketlerin denetiminde flüvyal süreçlerle Biga havzasına doğru eğimlenmiş (% 0-5) ve değişen taban seviyesine göre akarsular platoya yerleşmiştir. Güneye eğimli plato düzlükleri aynı yönde akarsular tarafından alüvyal taban düzlükleriyle geniş alanlı parçalı yüzeylere ayrılmıştır (Ek 1). Bu kesimlerde platonun akarsular tarafından yarıma derecesi azdır. Fakat akarsuların kaynak sahalarındaki yüksek seviyelerdeki kademeleri oluşturan platoya gömülme dereceleri yüksek değerler gösterir. Akarsuların aşağı kesimlere doğru platoyu oluşturan farklı seviye basamakları yatık yamaçlarla (eğim % 5-10) ayrılmıştır. Taban seviyesinde görülen yükselme sonucu akarsu sistemlerinin aşındırma gücü zayıflamış ve getirdikleri malzemelerle vadilerini doldurmuşlardır. Böylece eski vadi tabanları üzerinde yeni bir birikim dönemi başlamış, akarsular geniş tabanlı vadileriyle kuzeye platoya doğru sokulmuşlardır. Taban seviyesi alçalmasına bağlı olarak akarsular, vadi tabanlarının yeniden yarılmasıyla günümüzdeki çizgisel yataklarına yerleşmişlerdir. Bu gelişim sırasında akarsular yüksek plato alanlarına doğru geriye ve derine aşınım mekanizmasıyla sokulurken derin vadiler kazmış, güneyde yer alan alçak platolarda ise taban seviyesi farkının az oluşu nedeniyle akarsularda yana aşındırma faaliyetleri egemen olmuştur. Günümüzde sığ yataklarda akan yazın kuruyan kısa boylu akarsular ve kolları alçak plato alanlarında yatık yamaçlar şeklinde morfolojiye neden olmuş ve geniş alanlara yayılan kuzey-güney yönünde sırtlar halinde ortaya çıkan kademe yüzeylerini oluşturmuştur. Sonuç olarak bugün genç tektonik hareketler eşliğinde taban seviyesi değişimlerine bağlı olarak aşındırma-biriktirme süreçleri morfolojiyi önemli ölçüde denetlemiş, akarsu ağının kuruluşu, platoda topoğrafik diskordans, glasiler, akarsuların kaynak sahalarında ötelenmeler, kuzeydeki yüksek kesimlerden taşınarak gelen malzemeler alçak kademelerde yer alan platonun meydana gelmesine neden olmuştur.

Çakırlı Köyü kuzeybatısında tektonik uzanıma yerleşen Çeşmebaşı Deresi, kaynak sahasına doğru 150°'lik geniş bir dirsekle kuzeye yönelerek yüksek seviyelerde yer alan platoya sokulmuş, Büyükçam Tepe (232 m), Küçükçam Tepe (195 m) arasında kazdığı vadisine yerleşmiştir. Çeşmebaşı Deresi, batıda Taşlı Tepe

(170 m), doğuda Çeşme Tepe (109 m) arasındaki yamaçlardan kuzeye yüksek plato sahasını 2,5 km geriye ve derine aşındırmıştır. Akarsuyun, Büyükçam Tepe (232 m) zirvelerinin oluşturduğu seviyelerden 140 m yükseltideki talveğe kadar 90 m platoya gömüldüğü izlenir. Çeşmebaşı Deresi'nin batı yamaçlarında 180-200 m, 160-180 m, 160-170 m, 150-160 m, 130-150 m, 120-140 m ve 120-130 m seviyelerdeki kademeler; doğu yamaçlarda ise 90-120 m, 130-150 m, 160-170 m kademelerde yer alan seviyeler sırtlar halinde güneye uzanır. Akarsuyun her iki yamacındaki eşlenik seviyeler devresel yarıma basamaklarını işaretleyen yarı olgun kademeler olarak ortaya çıkar. Tektonik hatların denetlediği Çeşmebaşı Deresi çizgiselliklere bağlı olarak bir çok yerde belirgin dirsekler oluşturmuştur. Çeşmebaşı Deresi'nin 90° lik dirsek oluşturduğu Çakırlı Köyü batısından Karapürçek Köyü'ne doğru kuzeydoğu-güneybatı yönlü gelişen uzunluğu 2 km'yi geçen flüvyo-karstik bir depresyonun oluşumu dikkati çeker. Örtü formasyonları durumundaki melanjin altında yer alan Triyas yaşlı kireçtaşlarının varlığı ve kuzeydoğu-güneybatı yönlü tektonik uzanımın ve dalma batma zonunun denetiminde Çeşme Dere'nin de geriye aşınımıyla bu bölgeye sokulmasıyla örtü formasyonları sıyrılmış, flüvyo-karstik bir depresyon ortaya çıkmıştır. Akarsu burada kireçtaşları üzerinde altta temel formasyon olarak Paleozoyik şistlerin bulunması nedeniyle derine gelişme imkânı bulamadığı için karstik gelişim kısmen engellenmiş ve flüvyo-karstik depresyon şeklinde ortaya çıkmıştır. Köy Tepe (102 m) gibi tepeler depresyon içinde aşınım artığı tepeleri oluşturur. Depresyonun kuzeybatı-güneydoğu yamaçları arasında gerek tektonizmadan gerekse farklı aşınım nedeniyle litolojiden kaynaklanan (kuzeybatı yamaçlar melanj, güneydoğu yamaçlar Neojen depolar) belirgin bir seviye farkı görülür.

Örtülüce-Çakırlı köyleri arasında Hacıdede Tepe (269 m)'nin bulunduğu 260-270 m, 240-250 m ve 210-220 m seviyelerde yer alan % 20-40 eğimli yamaçların oluşturduğu platoyu yaran kuzey-güney yönlü akışlı kısa boylu akarsular, plato sahasına 200 m yükseltideki talveğe kadar 70 m gömülmüştür. Akarsuların, yüksek kademeler oluşturan platoyu yardığı 80 m ile 200 m yükselti arasında 1 km'lik mesafedeki eğim değeri %12'dir.

Örtülüce Köyü'nden geçen Çamlı Deresi, batıda 240-260 m seviyelerinde yer alan Hacıdede Tepe (269 m) ve 210-220 m seviyeler ile doğuda 150-170 m seviyeleri

oluşturan Domuz Tepe (159 m) arasında kalan ve dik eğimli yamaçlar oluşturan (%20-40) plato sahasına gömülmüştür (Foto 79). Çamlı Deresi'nin üst seviyelerinden talveğe kadar yarıлма oranı (talveg yükseltisi 80 m) 160 m'lik bir yükselti farkı oluşturur. Akarsuyun doğu yamaçlarının yer aldığı ve 150-170 m seviyelerdeki kuzey-güney yönlü uzanan sırtları oluşturan platodan itibaren yarıлması 70 m'dir. Batı yamaçlarında gelişen 210-220 m seviyeleri dikkate alındığında platonun yarıлма derecesi 130 m'dir. Melanj'dan meydana gelen Hacıdede Tepe (269 m) ile Domuz Tepe (159 m) arasında 110 m'lik belirgin seviye farkı, Çamlı Dere'nin de yerleştiği fay hatlarından ve granodiyoritlerin aşınımına daha dirençsiz olmaları nedeniyle daha alçak sahaları oluşturması yani farklı aşınımından kaynaklanır. 150 m yükseltilerden kaynaklarını alan Çamlı Dere, 62 m yükseltide yer alan Örtülüce Köyü'nde derin yardığı kuzeydeki plato sahasından, güneyde yer alan daha alçak seviyelerdeki kademelerin oluşturduğu platoda, yatık yamaçlı derin olmayan vadisinde Biga Ovası alüvyal düzlüklerine yönelir. Çamlı Deresi Örtülüce Köyü'nün kuzeyinden itibaren yüksek kademelerde bulunan platoya sokulması yaklaşık 2 km'dir. Çamlı Deresi'nin yerleştiği platoda, yarılmaya bağlı olarak Üst Pliyosen yüzeyleri omuzlar halinde ortaya çıkmıştır. Pliyosen-Kuvaterner tektonik hareketlerin neden olduğu taban düzeyi değişimleri ve genç yarılmalar sonucunda günümüzdeki vadisine yerleşmiştir.

Çamlı Deresi doğusunda yine kuzey-güney yönlü akışa sahip Karaköy Deresi, kuzeydeki yüksek kütleden oluşan platoyu geriye ve derine aşınımına derin bir şekilde yarmıştır. Akarsu batıda Domuz Tepe (159 m) doğuda Karaköy Tepe (163 m) arasındaki kaynak sahasında bir çok kollara ayrılmıştır. Bu kesimlerde km² ye düşen akarsu yoğunlukları 3-4 iken, güneye doğru yoğunluk 1-2 değerleri arasındadır (Ek 2). Kaynak sahasında akarsu yoğunluk değerlerinin daha fazla oluşunun nedeni, geniş alanda yayılım gösteren granodiyoritlerin aşınımına daha dirençsiz olmalarıdır. Karaköy Deresi güneye doğru melanj, kireçtaşı ve Neojen'den oluşan formasyonlara yerleştiği için litoloji farkından dolayı daha düşük akarsu yoğunlukları gösterir. Benzer durum yamaç eğimleri açısından da paralellik gösterir. Karaköy Deresi'nin melanjı yardığı vadisinin yamaç eğimi %5-10 iken, kireçtaşı ve granodiyoritler içinde açtığı vadisinin yamaçları ise %20-40 eğim değerlerine sahiptir. Karaköy Deresi, Karabiga-Karahamzalar Platosu'nun kuzeydeki yüksek kademelerini oluşturan alanlara, yaklaşık 2,5 km sokulmuş ve % 20-40 eğimli dik yamaçlarla

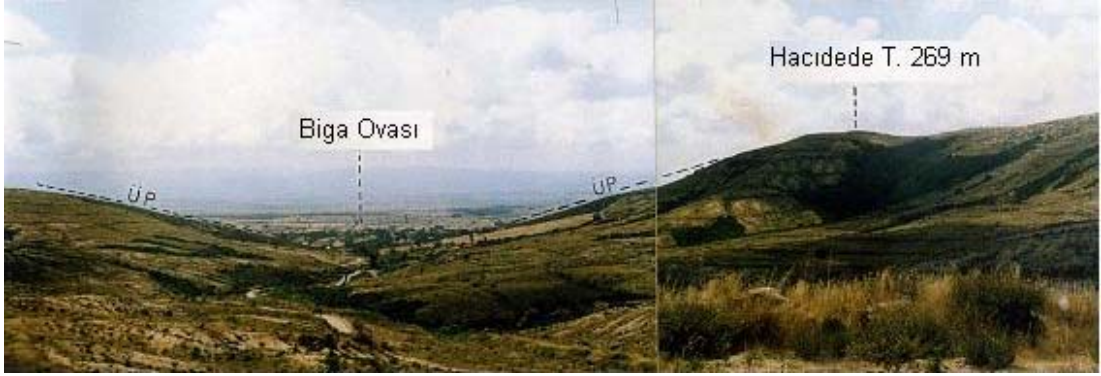


Foto 79: Üst Pliyosen (ÜP) omuzlarının arasına yerleşen Çamlı Deresi. Su bölümünden güneye bakış.

platoyu derin bir şekilde yarmıştır. Akarsuyun kaynak sahasından Biga Ovası'na kadar katettiği mesafe 8 km'yi geçer. 150-170 m seviyeleri, Karabiga-Karahamzalar Platosu'nu kuzeydeki Karabiga-Kemer Platosu'ndan ayıran su bölümü sahasını oluşturur. Domuz Tepe (159 m)'nin yer aldığı 140-160 m seviye kademeleri ile Karaköy Tepe (163 m)'nin bulunduğu 150-160 m seviye kademelerinden Karaköy Deresi talvegine (yükselti 60 m) kadar olan yarıma oranı 80-90 m civarındadır. 50 m yükseltide çok sığ yatakta akan Karaköy Deresi, 60 m yükseltide ve 650 m mesafede, 80 m derinliğinde vadisini kazacak enerjiye ulaşmıştır. Karaköy Deresi, kaynak sahasından Biga Ovası'na kadar fay hatlarına yerleşmiş ve üç yerde belirgin dirsekler oluşturmuştur. Karaköy Deresi batı yamaçları 110-130 m seviyelerinin eşlenik seviyelerine doğu yamaçlarında da izlenmesi, yükselmenin tektonizmaya oluştuğunu ve yarı olgun kademe yüzeylerinin ortaya çıktığını işaretler.

Karabiga batısında bulunan Cınarlı Dere kuzeye doğru gelişerek, melanj formasyonlarını yarmış ve kaynak sahasında granodiyoritlere gömülmüştür. Doğusunda Kara Tepe (140 m) ve batısında 153 m yükseltideki zirveler arasında kuzeyde yüksek kademelerden oluşan platoya, doğuya yaptığı dirsekten Kışla Tepe (156 m)'den geçen su bölümü hattına kadar yaklaşık 2,5 km plato sahasını yarmıştır. Dirsekten güneye Cınarlı Dere'nin katettiği mesafe ise yaklaşık 4,5 km'dir. Kara Tepe (140 m)'nin yer aldığı 120-140 m seviyelerinde Cınarlı Dere'nin yarıması (talveg yükseltisi 50 m) 70 m'dir. Akarsuyun kaynak sahasının yerleştiği granodiyoritler içinde bir çok kısa yan kollara ayrılmıştır. Bu kesimlerde km² ye düşen akarsu yoğunluğunun fazlalığı dikkati çeker (Ek 2). Platonun güneydeki alçak

seviyelerdeki kademelerden, kuzeyde yer alan yüksek seviyelerdeki kademelere geçişlerin olduğu kesimde Cınarlı Dere'nin doğuya yaptığı dirsek, kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda uzanan fay hattının morfolojik işaretleridir. Cınarlı Dere de diğer akarsular gibi kuzey-güney yönlü tektonik çizgiselliklere yerleşmiş, vadi boyunca iki belirgin dirsek yapmıştır. Bu dirseklere neden olan tektonizma, plato sahasını oluşturan yüzeylerde de görülen yanal atımları denetlemiştir (Ek 1). Bloğun orografik uzanımı ve yamaçların eğimi kuzeydoğu-güneybatı yönlü tektonik uzanımına karşılık gelir. Platonun su bölümüne yakın sahalarını oluşturan ve en eski seviyelerin geliştiği platodan bir alt basamakla, Neojen depolardan oluşan akarsularla az yarılmış ve az eğimli düzlüklerden oluşan daha alçak kademelerdeki geniş platolara geçilir.

Karabiga kuzeyinde eski akarsu yatağı durumundaki yayvan vadi tabanında tektonik yükselme ve taban seviyesi değişimlerine bağlı olarak meydana gelen geriye ve derine çizgisel aşınım dalgasının etkisiyle eğim kırığı oluşmuş ve akarsuyun kaynak sahasını oluşturan eski tabanı, yüksekte kalmıştır (Foto 80, 81). Gençleşmeye bağlı diğer bir örnek aynı bölgede Çalidere'nin, granodiyoritler içinde 160-170 m seviyelerde omuzlar içinde yatağını oluşturması, 130-140 m, 140-160 m, 150-160 m seviyelerinde sırtların oluşturduğu plato yüzeylerini yarması ve Pleyistosen'de yeniden yarılarak, 80-100 m kademelerde platonun daha alçak düzlüklerini oluşturmasıdır (Foto 82).

Sonuç olarak akarsular kuzeydeki kaynak sahalarına kadar, yükselmiş plato alanlarına 2-2,5 km sokulmuşlar ve düşey atımdan kaynaklanan seviye farkından dolayı, taban düzeyi değişimlerine bağlı olarak geriye ve derine aşınımın canlanmasıyla platoya 70-90 m derin vadilerle gömülmüşlerdir. Genç yarıntılar, glasiler, genç V şekilli çentik vadiler, dirsek ve ötelenmeler gibi morfolojik oluşumlar sahanın, genç tektonik hareketlerin denetiminde gelişen yarı olgun bir topoğrafya görüntüsünde olduğunu göstermektedir.

Karabiga batısına doğru ve Eskibalıklı, Karahamzalar ve Örtülüce köyleri doğusunda görülen az eğimli (% 5-10) yüzeyler (Şekil 14; Ek 7) aşınım glasileri olarak dikkati çeker. Gözlemlerimize göre, toprak tabakasının olmadığı veya bazı yerlerde çok ince geliştiği, döküntü-detritik malzemenin görülmediği yüzeyler, kuzeydeki yüksek platonun yamaçlarından itibaren, kuzey-güney yönünde sırtlar halinde uzanan güneydeki alçak plato düzlüklerini oluşturan kademelere belirgin

Foto 80



Foto 82



Foto 81

Foto 80, 81: Karabiga kuzeyinde yatık yamaçlı asılı vadi tabanı. Tektonik yükselme ve değişen taban seviyesine göre akarsuyun granodiyoritler içinde vadisini yeniden kazması sonucu geriye-derine aşınım mekanizmasıyla eski taban yukarıda kalmıştır. Foto 82 : Öküzöldüren Tepe (195 m)' sinden Karabiga'ya akışlı Çalılıdere'nin granodiyoritler üzerinde yayvan yamaçlı vadisi içinde (kesik çizgiler) oluşturduğu genç Pleyistosen yarıntıları ve taraçalar (T).

olmayan geçişlerle bağlanır. Eskibalıklı, Karahamzalar ve Örtülüce köyleri aşınım glasileri üzerinde kurulmuştur. Eğimli yüzeyler halinde kuzey-güney yönlü uzanan ve yarıkurak iklim şartlarını karakterize eden glasiler, fazla derin olmayan sel yarıntılarıyla işlenmiştir. Bunun yanında Süleyman Dere, Bağlık Dere, Sazlıdere, Düzdavulay Dere gibi kısa boylu mevsimlik akarsular glasileri birbirinden ayırmıştır.

4.1.3. Ova ve Vadi Tabanı Düzlükleri

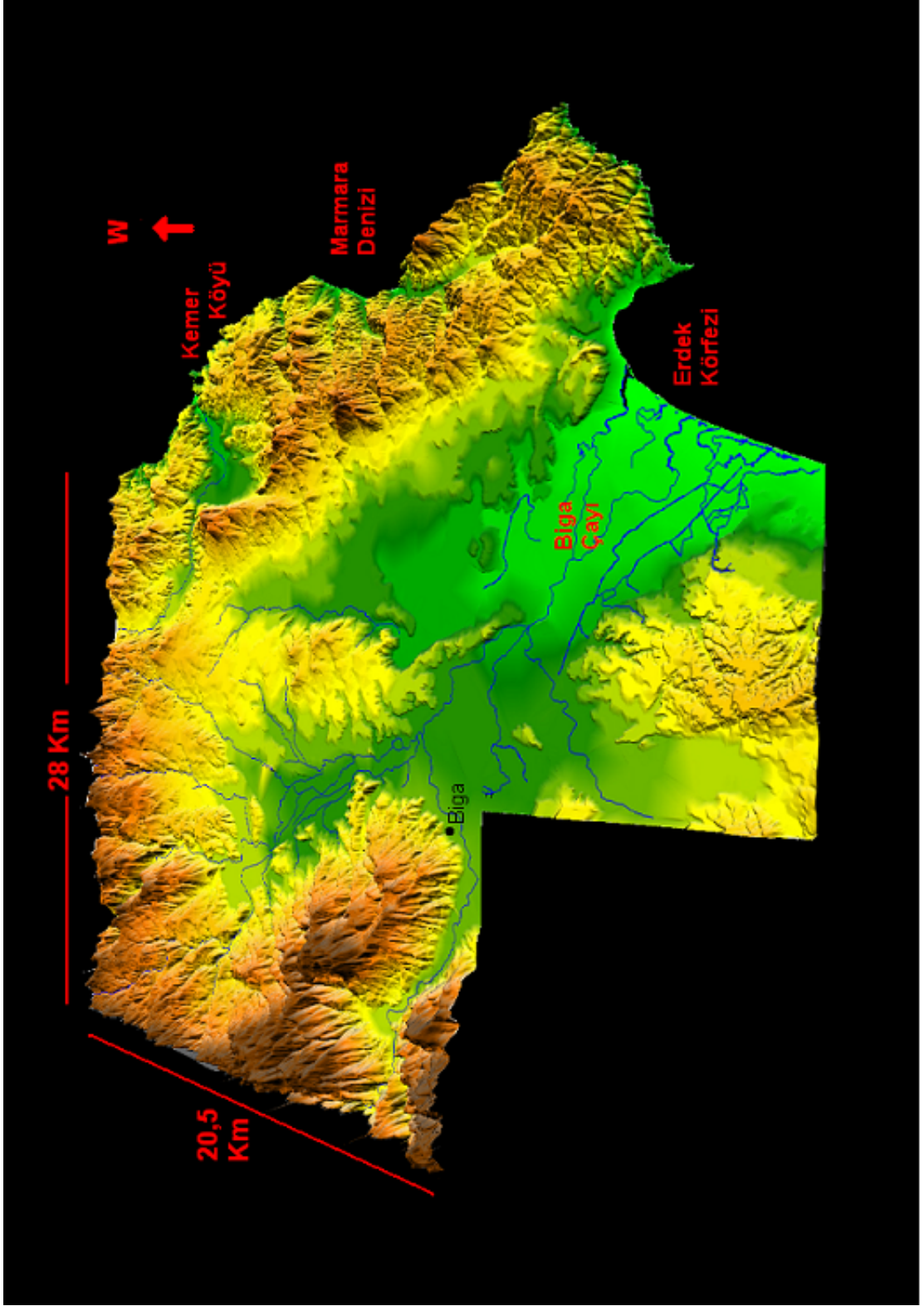
Bu bölümde teze konu olan Biga Çayı'na ait Biga Ovası'ndan ve bunun yanısıra Kemer Dere ve Şahmelek Deresi vadi tabanı düzlüklerinden bahsedilmiştir.

4.1.3.1. Biga Ovası

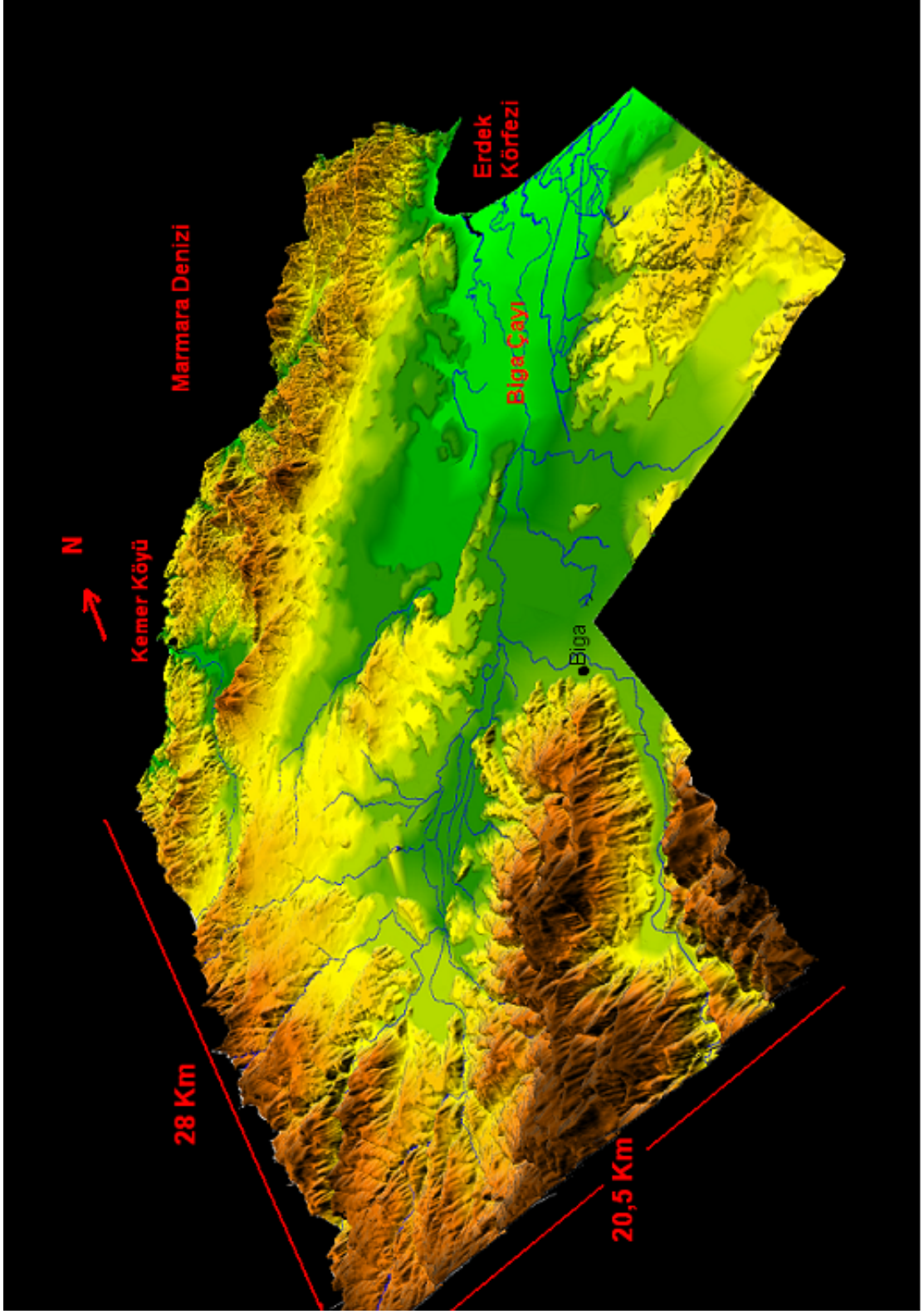
Biga Yarımadası'nın kuzeydoğusunda yer alan doğuya doğru genişleyerek devam eden çalışma alanının orta ve doğu kesiminde kalan Biga Ovası, gerek Biga Çayı ve kollarının (özellikle Koca Çay) gerekse kuzeydeki plato sahasından gelen akarsular ve yüzey sularının getirdiği malzemelerin biriktiği tortulanma alanıdır. Tabanda biriken tortullar, Biga Çayı (Kocabaş Çayı) ve kolları tarafından drene edilen adeta içi boşaltılmakta olan bir çanak görüntüsü vermekte, alüvyal dolgulu çöküntü ovası özelliği taşımaktadır (Şekil 64).

Biga alüvyal ova tabanı güneyden Biga-Danapınarı Platosu, batıdan Gürçeşme-Kemer Platosu, kuzeyden Karabiga-Karahamzalar Platosu ile sınırlanır. Güneyden ve batıdan Eosen detritikler (kumtaşı) ve Tersiyer andezitlerle, kuzeyden ise Neojen formasyonları ile çevrilidir.

Balıklıçeşme-Selviköy doğrultusundan doğuya doğru ova tabanına sokulan Tersiyer yaşlı volkanitler (andezit, tüf) ve detritikler (kumtaşı) ile Eosen kireçtaşlarından meydana gelen jeolojik yapı, Gürçeşme-Kemer Platosu'nun doğu uzantıları olarak yarımadaya benzer morfolojisiyle ovanın ortasında Biga Ovası'nı iki ayrı bölüme ayırmıştır (Ek 3). Karacaali Dere ve doğuya doğru devamı olan Geyikkırı Deresi'nin sularını topladığı kuzey bölümünü oluşturan Biga Ovası'nın batı ve kuzey kesimi ile Kocadere ve Koca Çay'ın sularını topladığı güney bölümünü oluşturan Biga Ovası'nın güney ve güneybatı kesimi (Şekil 65). Bu iki su toplama alanını ayıran su bölümü, Taştepe (120 m) ve Kaymakam Tepe (120 m), Dede Tepe (116 m)'nin bulunduğu batıya doğru yükselen bir eşikle ve Karaboğa Tepe (62 m) su bölümünden Çınarköprü Köyü doğusuna çizilecek hatla ayrılır. Güneybatı-kuzeydoğu yönünde drenaja sahip Koca Çay, Akköprü Köyü doğusunda Biga Çayı'nın bir kolunu oluşturmakla birlikte, batı-doğu yönlü drenaj gösteren Geyikkırı Deresi ise bugün kurutulmuş tarım alanı olarak kullanılan Ece Gölü batısında kaybolur.



Şekil 64: Araştırma sahası ve Biga Ovası'nın sayısal arazi modeli (doğudan bakış).



Şekil 65. Araştırma sahası ve Biga Ovası'nın sayısal arazi modeli (güneydoğudan bakış).

Aşağıda Biga Ovası, batı ve kuzey kesimi ile güney ve güneybatı kesimi olarak iki bölüm halinde ele alınmıştır.

4.1.3.1.1. Biga Ovası'nın Batı ve Kuzey Kesimi

Biga Ovası'nın batı ve kuzey kesimini oluşturan ve Geyikkırı Deresi'nin sularını topladığı alanın bulunduğu bu kesimde (Foto 83), batı-doğu yönünde akan Geyikkırı Deresi-Karacaali Deresi, güneyden Gelberi Dere, Karaazmak Dere, Lahanalık Dere, Bahçe Dere, kuzeyden Ayetli Dere, Çeşmeler Dere, Yayla Dere gibi yan kolları aldıktan sonra Yeniçiftlik doğusunda Biga Çayı'na ulaşmadan ova tabanında kaybolur. Geyikkırı Deresi-Karacaali Deresi'nin kuzeydeki % 0-5 güneye eğimli plato alanlarına sokulan yan kolları durumundaki akarsular, yatık yamaçlı az derin vadilerde alüvyal taban düzlükleri oluşturarak platoyu geniş alanlı yüzeyler halinde parçalamışlardır.

Güleçköy-Çınarköprü köyleri arasında uzanan Adliye Köyü'nün de üzerinde kurulduğu yüzeyler eski göl tabanı seviyelerine karşılık gelir. Güleç Köyü, detritik malzemeden oluşan depoyu yüzeyleyen eski göl tabanı seviyeleri üzerinde kurulmuştur (Ek 3). Gölsel sedimantasyon ortamını yansıtan depo, taban seviyesi değişimlerine bağlı olarak yarılmış ve eski göl tabanı durumundaki yüzeyleri oluşturmuştur. Bununla birlikte alüvyal ova tabanında adaya benzer şekilde yükselen Kocaada (12 m), Tokatkırı Köyü (14 m), doğusunda İncirli Tepe (21 m) Salkımlı Tepe (15 m), Kademlieneç Sırtı (24 m)'nin bulunduğu yüzeyler ve Karabiga'ya doğru uzanan sistemler, eski göl tabanını oluşturan sedimentlerin akarsularla yarılmaması sonucu ortaya çıkmış seviyeler halinde eski göl ortamının izlerini yansıtır. Suları drene edilmiş Ece Gölü'nün batısı, Bağlar Sırtı, Azatlı Çiftliği doğu ve güneyindeki kademe seviyeleri eski göl tabanı durumundaki yüzeylere karşılık gelir. Günümüzde tarım alanı olarak kullanılan Ece Gölü, havzanın en çukur alanını oluşturur (Foto 84). Eski göl alanı yaklaşık 10 km² iken bugün ise yaklaşık 1 km²'ye inmiştir. Ece Gölü'nün eski Ece Gölü'ne ait seviyeler 3 m'lerde iken, eski seviyeler Adliye Köyü'nde 45 m'lere çıkar. Karabiga-Karahamzalar alçak platosunu oluşturan Neojen depoları (Pliyosen-Kuvaterner) kesen Üst Pliyosen yüzeylerine yamanmış durumdadır. Karabiga güneyinde Koca Çayı'nın (Biga Çayı) batısında bulunan ova

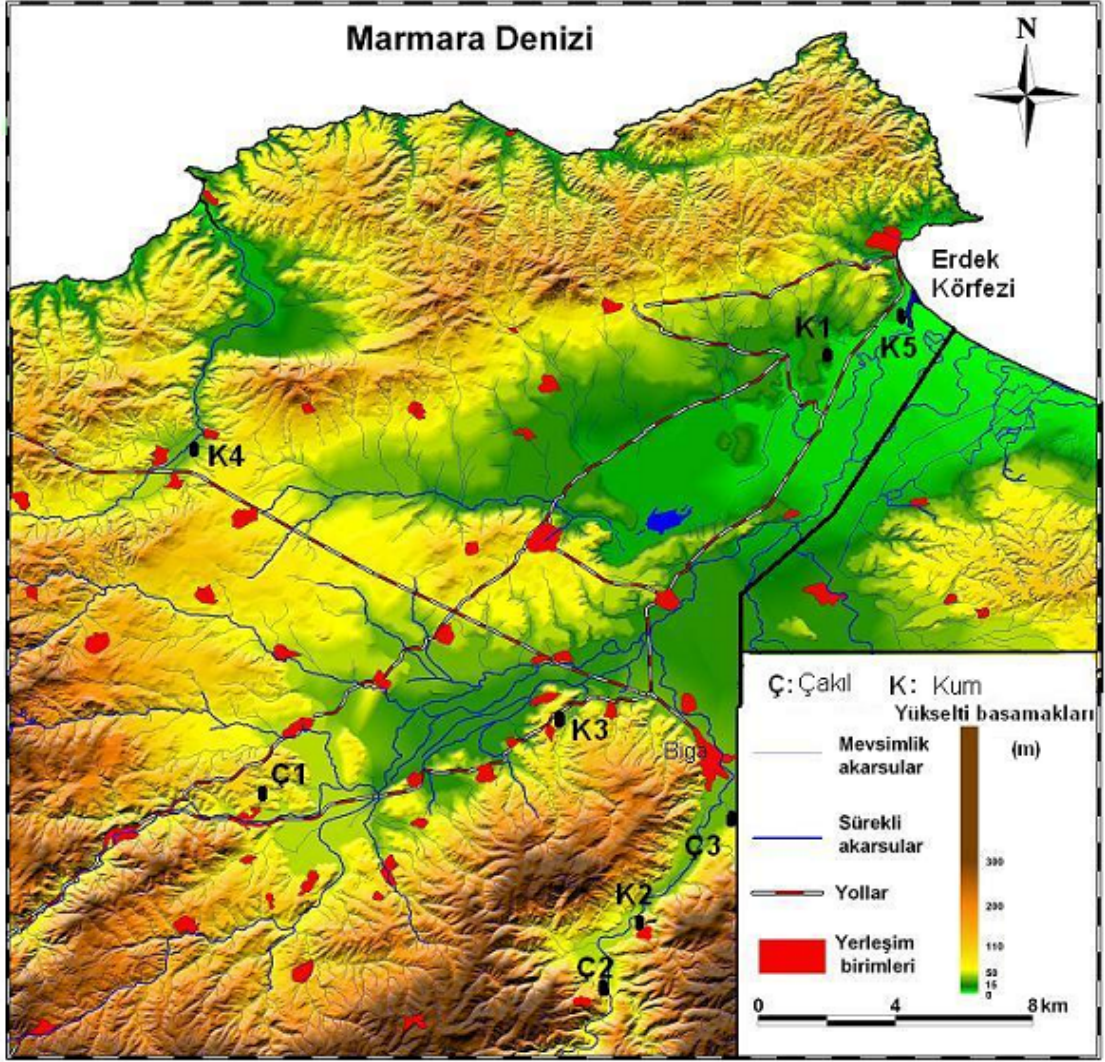


Foto 83: Adliyeköy'den Biga Ovası'nın batı ve kuzey kesimi ile geride plato sahası
AT: Plato üzerindeki adatepe (batıya bakış).



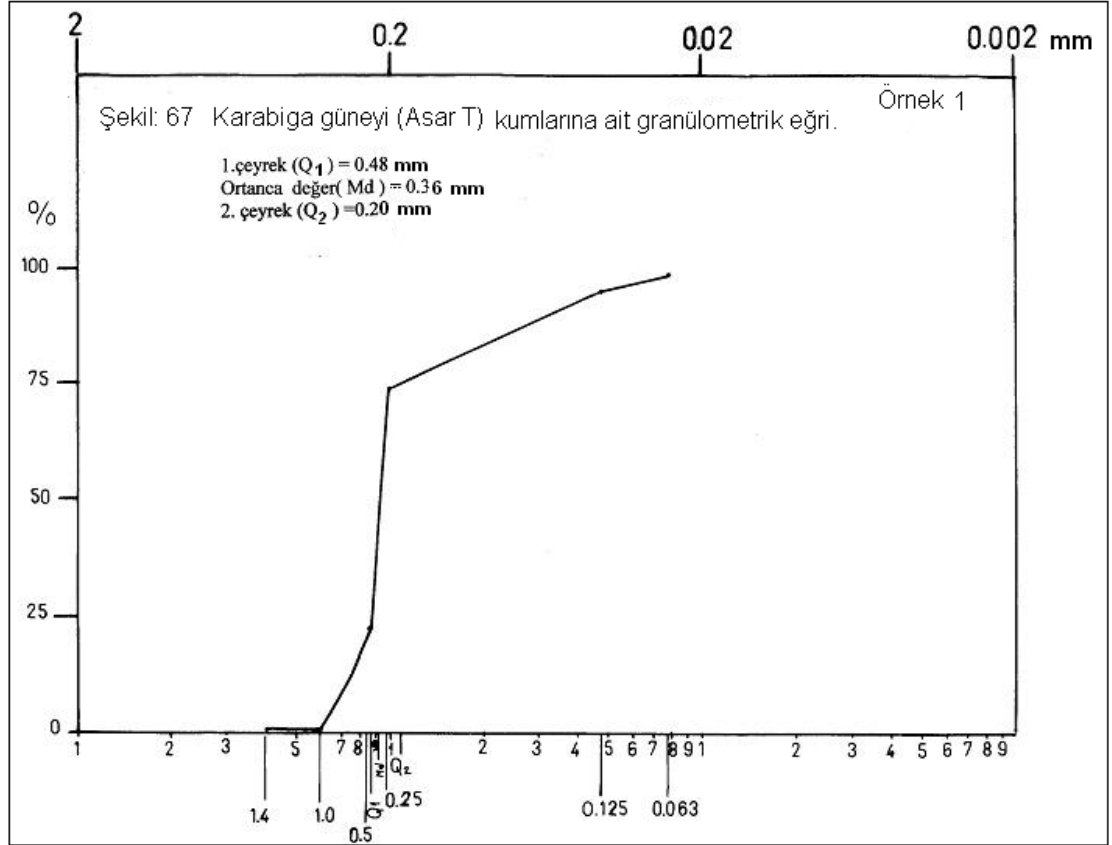
Foto 84 : Ece Gölü tabanı ve güneydeki Gürçeşme-Kemer Platosu seviyeleri.

tabanında yükselen Asar Tepe (26 m); kum, kil gibi ince unsurların depolandığı ortamı yansıtmaması bakımından dikkati çeker. Birikim ortamında oluşan depo, taban seviyesi değişimlerine bağlı olarak yarılmış seviyelere karşılık gelir. Asar Tepe'nin doğu yamaçlarındaki yarmayı oluşturan, 45 cm kalınlığındaki killi tabakanın altında 4 m yüksekliğindeki depodan alınan kum örneğinin (Şekil 66) granülometrik analizi sonucu çizilen eğride (Şekil 67), ortanca değer (M_d)=0.36 mm, birinci çeyrek (Q_1)=0.48 mm ve ikinci çeyrek (Q_2)=0.20 mm'dir. Bu değerler deponun orta kum boyutundaki malzemeden meydana geldiğini, bununla birlikte ince kum boyutundaki unsurların da varlığını ifade eder. Eğri sigmoidittir. Depoda büyük boyutlu eleman birikimi de dikkati çeker. Bu tip eğri, belirli boyutlardaki unsurların gruplandığı ortamları gösterir. Orta kum boyutlarının yer aldığı eğrinin orta kısmı oldukça dik,



Şekil 66: Kum ve çakıllara ait örnek alım yerleri.

büyük ve küçük boyutlu malzeme birikimini açıklayan eğrinin yüzdeleri düşük olduğu için az eğimlidir. Büyük boyutlu elemanların yüzde oranlarının düşük olması, gücün belli bir sınırı aşmadığını, etkenin bunları taşıyamamış olmasından ileri gelir. Çok küçük boyutlu unsurlar genelde yollarına devam ettikleri için sahada az birikmiştir. Depoda orta kum boyut oranı 51.23' tür. Diğer oranlar % 21.96 iri kum, % 21.35 ince kum, % 4,58 çok ince kum, % 0.88 çok iri kum şeklinde takip eder. Depo, taşıyıcı faktörün öncelikle kuvvetli olduğu, orta kum boyutunun çok olması gücün aniden kesilerek birikimi, ancak etkisinin giderek azalmasına bağlı olarak küçük unsurların biriktirildiğini ortaya koyar. Orta ve ince unsurlardaki tabakalanma,



zayıf taşıma gücünün yanında malzemenin yavaş bir tempo ile nakledildiği ortamı işaretliyor. Kıyı kordonları ve göl gidegeni bu tip eğri verirler.

Biga Ovası doğuya doğru uzanmaktadır. Biz bunun batı kısmını inceleme sahası olarak ele aldık.

4.1.3.1.2. Biga Ovası'nın Güney ve Güneybatı Kesimi

Kaynağını sahanın dışından alan ikinci büyük akarsu olan Koca Çay (İpkaiye Çayı) güneybatıda Doğandere, Sarp Dere gibi önemli kolları da olarak Bakacak doğusundan Biga Ovası'na girer. Güneyden Bakacak Dere, Çanboğazı Dere, Tekke Dere gibi başlıca kolları alarak, Batak Ova kesiminde birçok yatak değiştirerek Pekmezli Dere, Kocadere, Uzgu Dere, Kavak Dere gibi kolları da alarak Akköprü Köyü doğusunda Biga Çayı'na ulaşır.

Danişment Köyü güneydoğusunda Yeldeğirmeni Tepe (74 m)'nin bulunduğu Eosen fliş'lerden (detritik-kumtaşı) oluşan yapı, batıdaki litolojik yapının devamı olup, ovanın genç tektonik hareketlerle çökmesi ve Sazlıkdere, Arılık Dere ve Koca Çay'ın yerleşmesi ve getirdikleri malzemeler sonucunda alüvyal ova tabanında adatepe morfolojisiyle ortaya çıkmıştır.

Ağaköy, Doğanlı Köyü, Güleç Köy arasında kalan kesimde Uzgua Dere, Ayvalı Dere, Kuzgun Dere, Yolarası Dere gibi subparalel drenaj paterni gösteren kuzey-güney yönlü akarsular kuzeydeki % 0-5 güneye eğimli plato sahasına sokularak detritik (kumtaşı)'lerden oluşan düzlükleri geniş yüzeyler halinde parçalamış ve alüvyal vadi tabanlarına yerleşmişlerdir. Vadi tabanları fazla derin yapılmamış olup, yamaçlar yatık yamaçlar şeklinde ortaya çıkmıştır. Bu kesimdeki akarsuların doğuya doğru dirsek yaparak kancalı bir drenaj göstermeleri sağ yanal atımlı bir fayın denetiminde gerçekleşen ötelenmeler olmalıdır (Ek 1). Kuzgun Dere'de yaklaşık 400 m sağ yanal bir ötelenme sözkonusudur. Bu ötelenme miktarı Uzgua Dere'de 250 m'yi geçer. Kuzgun Dere kuzeydeki plato sahasına 55 m seviyelerinden 20 m yükseltideki talveğine kadar 20 m gömülmüştür. Kaynaktan ağız kesimine kadar eğimi ise % 2.9'dur. Uzgua Dere ise, 55 m seviyelerinden 40 m yükseltide yer alan talveğe kadar 15 m platoyu yarmıştır. 70 m yükseltideki kaynak sahasından 23 m'de yer alan ağız kesimine kadar eğim değeri ise, % 3.3'tür. Ayvalı Dere ve çok geniş bir dirsekle Güleçköy güneyinden Biga Çayı'na ulaşan Yolarası Dere'nin platoya gömülmesi ise 20 m ve 25 m'dir. Bu akarsuların eğim değerleri ise, % 2.7 ve % 2.5 arasında değişir.

Ağaköy batısında andezitlerden oluşan plato sahasına geriye aşımınla sokulan akarsularda da görülen doğuya dirsekler, genç tektonik hareketlerin neden olduğu sağ yanal atımın her iki litolojik formasyondan oluşan (andezit ve detritikler=kumtaşı) platoyu denetlediği ve platoyu yaran akarsularda dirseklere ve platoda güneye eğimlere neden olduğunu belirtmek gerekir.

Güleçköy-Adliyeköy arasında Biga Çayı'nın keskin bir dirsekle doğuya dönmesi aynı şekilde sağ yanal atımlı bir fayın sonucu olmalıdır. Biga-Danapınarı Platosu'ndan kaynağını alan ve Biga Ovası'nda Kocaçay'ın yan kollarını oluşturan, bu kesimlerde belirgin dirsekler yapan Çanboğazı Dere, Köşrelik Dere, Tekke Dere,

Kavak Dere kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu fayın denetlediği ve fay topoğrafyasında görülen kafesli drenaj özellikleri gösterir.

Bakacak kuzeyinde Pürenlik Tepe mevkiinde Koca Çay'ın kolu olan Şaban Dere'nin güney yamacında çakıllı depo yer alır (Foto 85). 80 m seviyelerinde andezit-tüf çakıllarından alınan 4-7 cm boyutundaki 50 çakıllık örneğin morfometrik ölçümü sonucu çizilen indis histogramlarına göre, yassılık indisi ortanca değeri $I_{ys}=1.53$, yuvarlaklık indisi ortanca değeri $I_{yv}=261$ 'dir (Şekil 68, 69). Diyagramda yassılık değerleri 1.25-1.75 arasında toplanmakta, yuvarlaklık değerleri ise oran olarak oldukça dağınık bir özellik göstermektedir. Buna göre; yassılık değerlerinin az, yuvarlaklık değerlerinin orta olması malzemenin uzun yol katetmediğini, yeterince işlenmediğini (yuvarlaklaştırılmadığını) ancak sel karakterli bir akarsu tarafından taşınarak biriktirilmiş olduğu belirtilebilir. Çevredeki volkanik alanlardan koparılıp getirilen deponun yuvarlaklık ve yassılık indisi karşılaştırma diyagramı incelendiğinde ve yassılık ile yuvarlaklık indisi ortanca değerleri karşılaştırıldığında ($I_{ys}=1.53$; $I_{yv}=261$), deponun flüvyal kökenli olduğu belirtilebilir (Şekil 70).

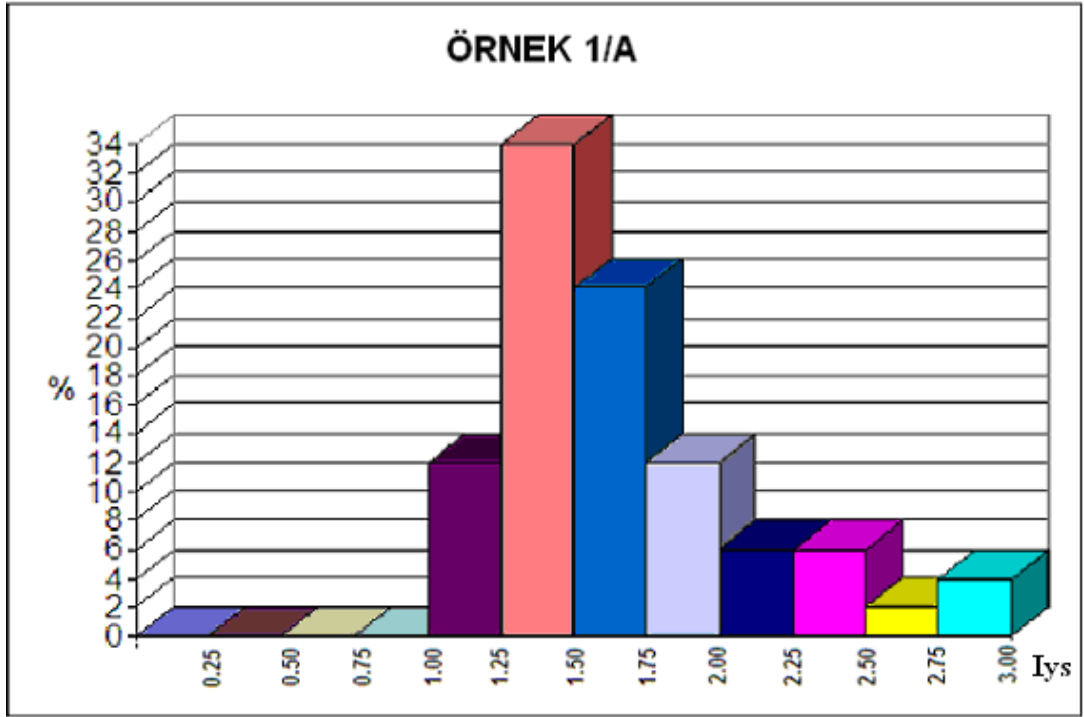
Akkayrak Köyü güneyinde Biga Çayı'ndan 3-4 m yüksekliğinde batı yamacından alınan kuvars çakıllarından oluşan 5,5-9 cm boyutundaki 50 çakıllık örneğin morfometrik ölçümlerine göre çizilen indis histogramlarında (Şekil 71, 72), yassılık indisi ortanca değeri $I_{ys}=1.71$, yuvarlaklık indisi ortanca değeri $I_{yv}=270$ 'tir. Diyagramda yassılık değerleri 1.25-2.25 arasında, yuvarlaklık indis değerleri ise 200-400 arasında toplanma gösteriyor (yaklaşık %70'i). Yuvarlaklık oranları taşıyıcı süreçlerin gücündeki ani yükselme ve azalmayı ifade etmektedir. Yassılık değerlerin az, yuvarlaklık değerlerini orta olması, gözlemlerimize göre çakılların depoda düzensiz sıralanışı gibi özelliklere bakılarak bu deponun flüvyal fasiyeste olasılıkla akışı düzenli olmayan sel karakterli akarsular tarafından depolanmış çakıllar olduğu belirtilebilir. Fakat, yuvarlaklık ve yassılık indisi karşılaştırma diyagramı incelendiğinde ve yassılık ile yuvarlaklık indisi ortanca değerleri karşılaştırıldığında ($I_{ys}=1.71$; $I_{yv}=270$) diyagramdaki dağılımlara göre, malzemenin daha sonra denizel-gölsel ortamın etkisinde şekillenmiş olduğu ifade edilebilir (Şekil 73).

Biga güneyinde Apdiağa Köyü mevkiinde Biga Çayı'nın kolu durumundaki Çınarlı Dere'nin 2 m yüksekliğindeki eski tabanını oluşturan çakıl deposundan alınan 6-9 cm boyutlarındaki 50 adet kuvars çakıl örneğinin morfometrik ölçümleri sonucu

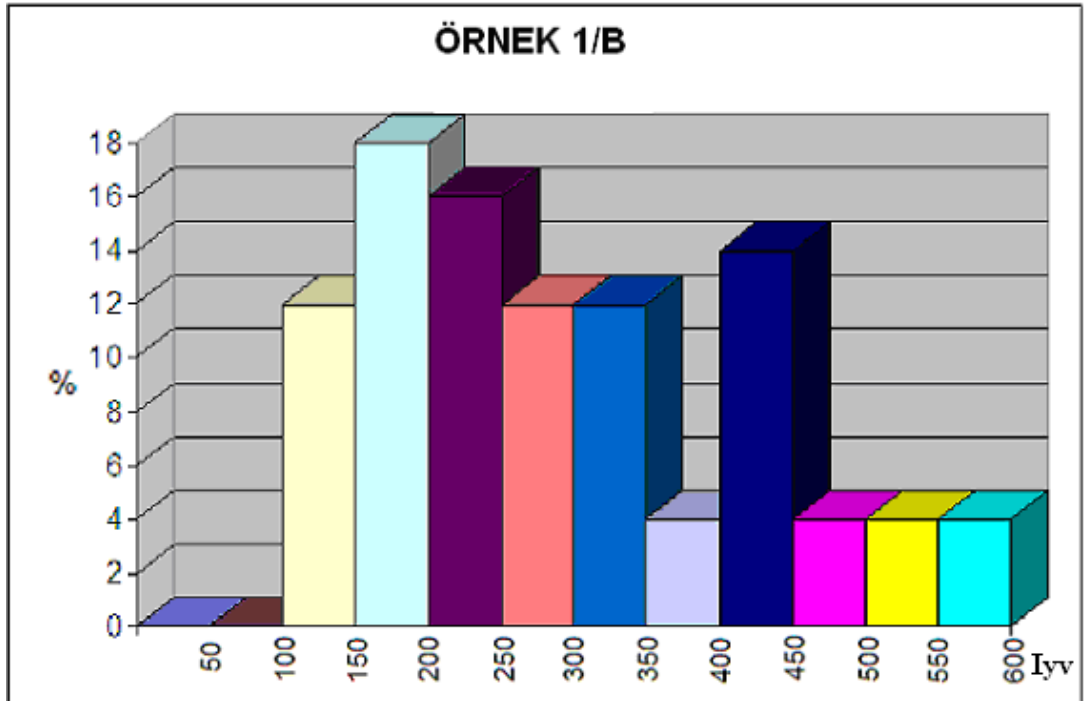


Foto 85: Bakacak kuzeyinde Pürenlik Tepe kuzey yamacındaki çakıllı depo.

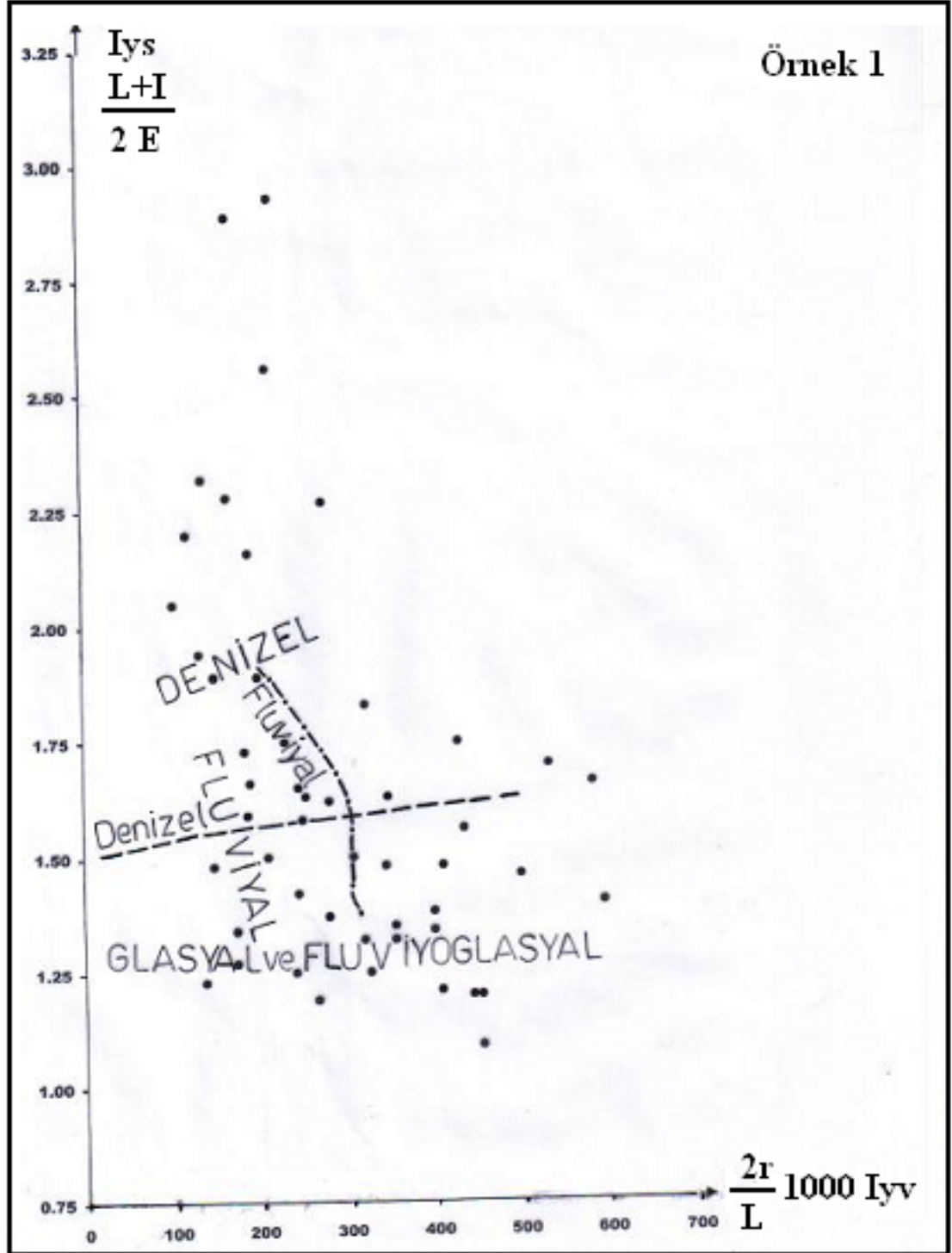
çizilen indis histogramlarına göre (Şekil 74, 75), yassılık indisi ortanca değeri $I_{ys}=1.87$, yuvarlaklık indisi ortanca değeri $I_{yv}=249$ 'dur. Yassılık histogramında bir maksimum bulunması, şekillendirici sürecin hızının öncelikle kuvvetli olduğu ve giderek hızının azaldığı şeklinde açıklamak mümkündür. Yassılık indis değerleri diğer örnek çakıllara göre biraz daha yüksek değerler gösterir. Yuvarlaklık indis değerlerinin orta oluşu ve histogramında iki maksimum görülmesi, bu çakılların flüvyal fasiyeste olasılıkla akışı düzenli olmayan zamanla sel karakterinin azaldığı ancak zaman zaman da arttığı akışların sonucu olduğu fikrini verir. Gerek yassılık, gerekse yuvarlaklık indis değerleri oldukça dağınık bir sınıflama gösterir. Bu durum römaniye çakıl histogramlarındaki görünümü verir. Buna göre yuvarlaklık ve yassılık indisi karşılaştırma diyagramındaki dağılımlar incelendiğinde ve yassılık ile yuvarlaklık indisi ortanca değerleri karşılaştırıldığında ($I_{ys}=1.87$; $I_{yv}=249$), Biga Ovası güneyinden aşınım sonucu akarsularla getirilen malzemenin daha sonra denizel gölsel ortamın kontrolünde şekillendiği ortaya konulabilir (Şekil 76).



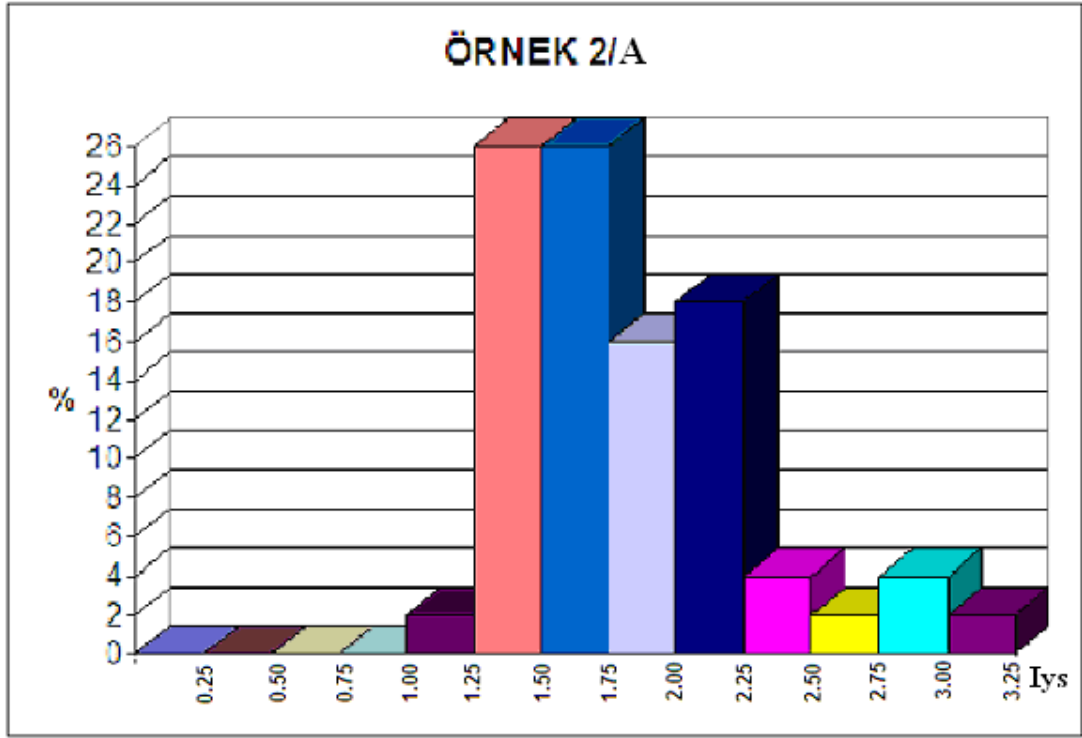
Şekil: 68: Bakacak kuzeyinde Pürenlik Tepe mevkiine ait çakılların yassılık indisi histogramı (ortanca değer Iys: 1.53).



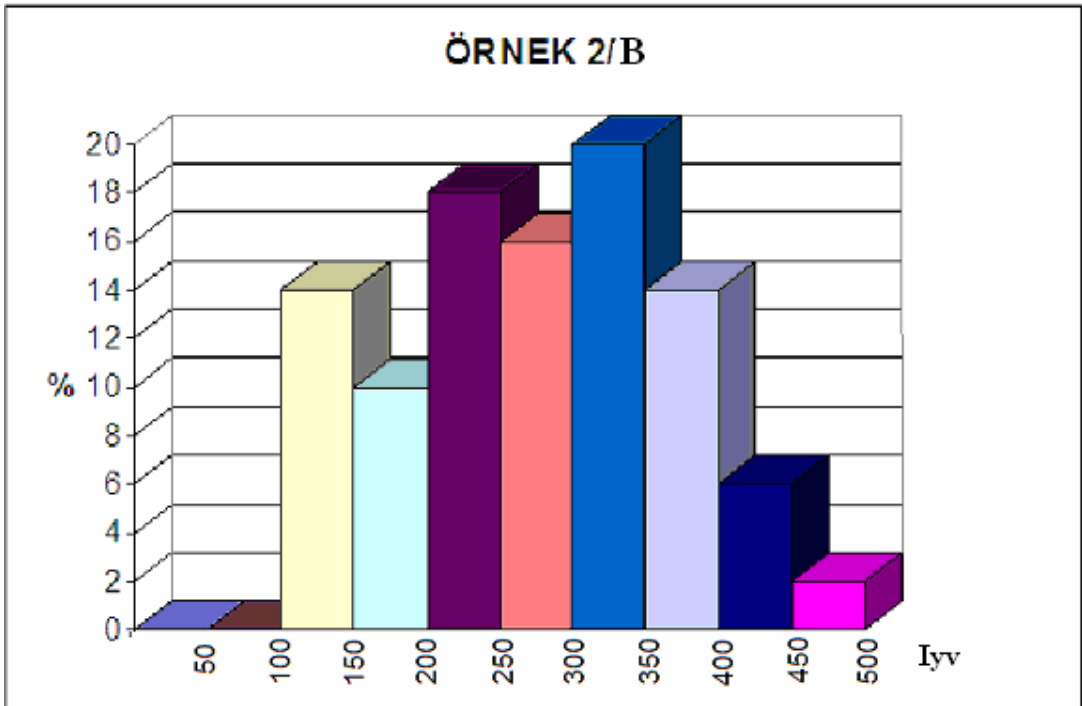
Şekil: 69: Bakacak kuzeyinde Pürenlik Tepe mevkiine ait çakılların yuvarlaklık indisi histogramı (ortanca değer Iyv: 261).



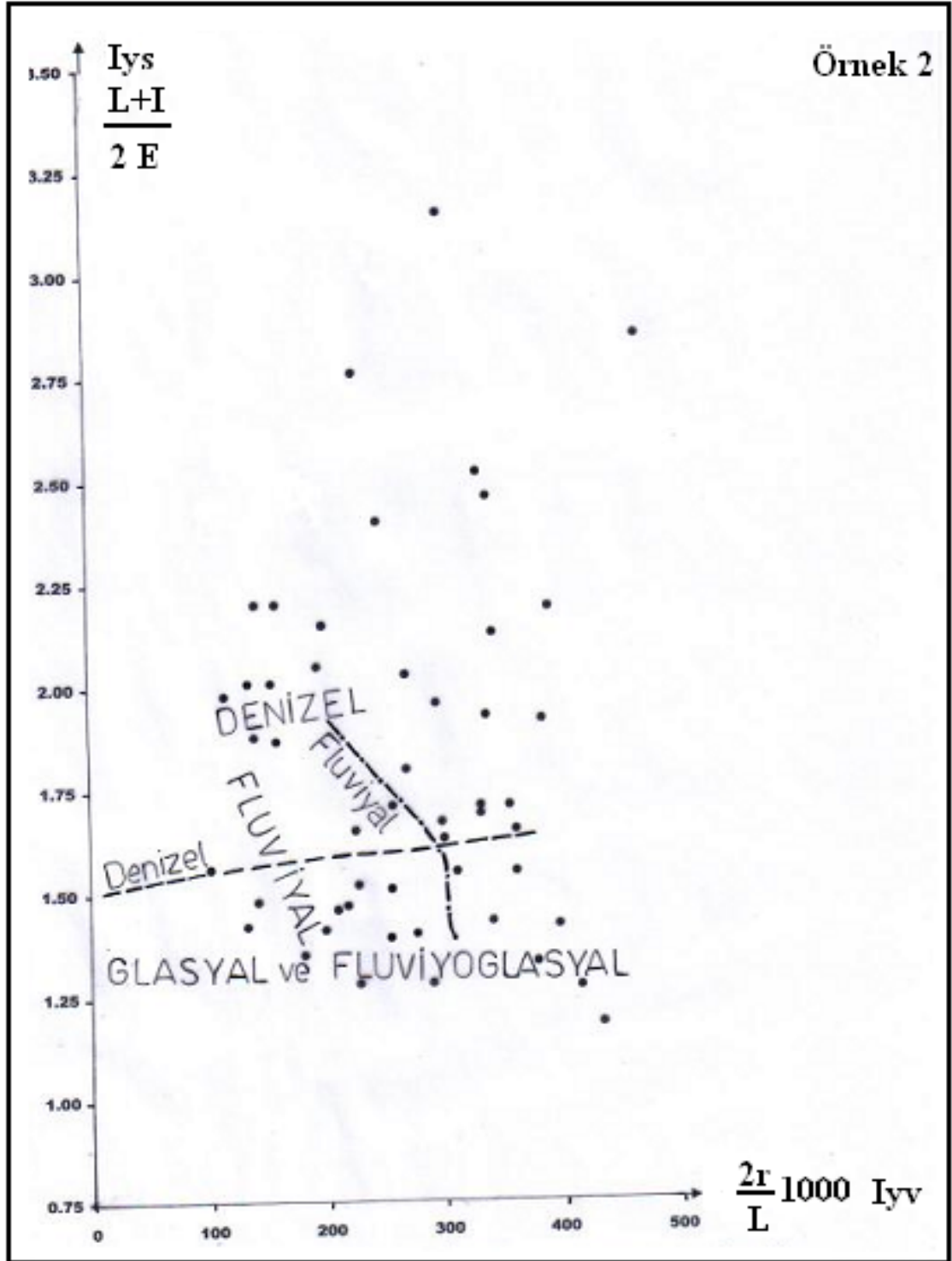
Şekil 70: Bakacak kuzeyinde Pürenlik Tepe kuzey yamacındaki 80 m seviyedeki depodan alınan 50 adet andezit-tüf çakılların yuvarlaklık ve yassılık indisi karşılaştırma diyagramı.



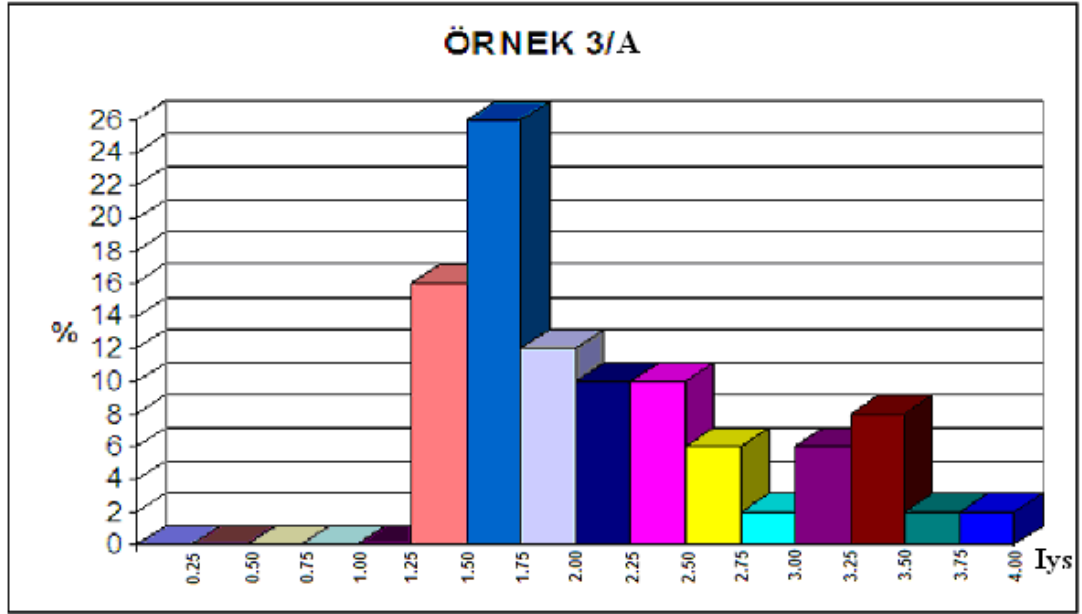
Şekil 71: Akkayrak Köyü güneyinde Biga Çayı yamaçlarına ait çakılların yassılık indisi histogramı (ortanca değer Iys: 1.71).



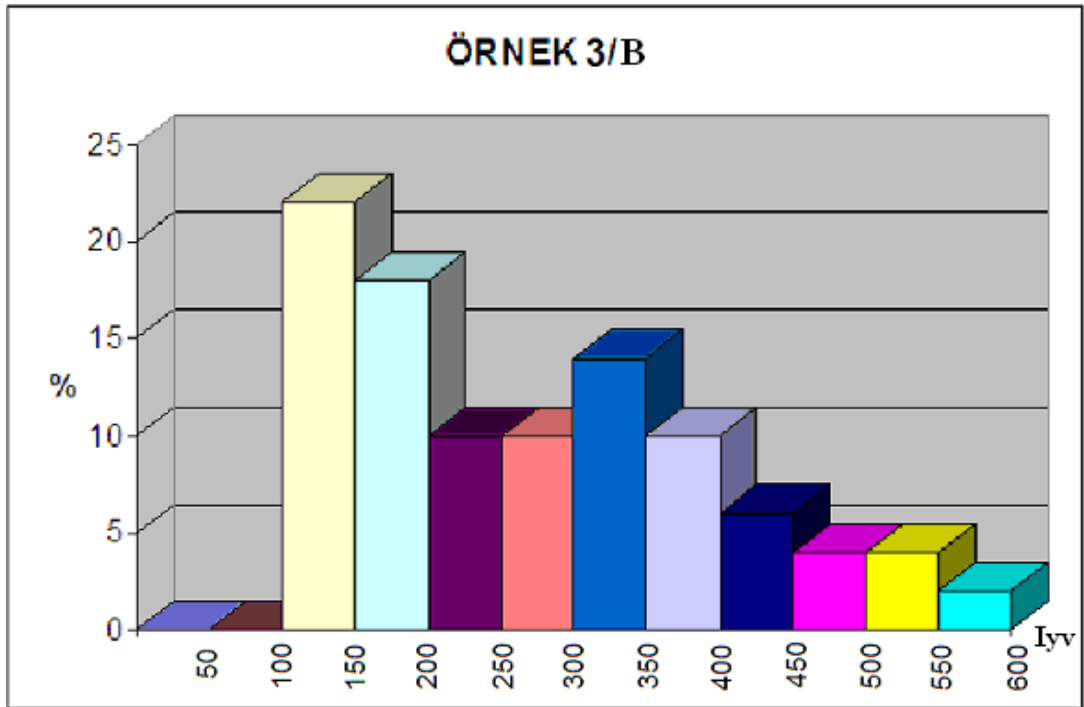
Şekil 72: Akkayrak Köyü güneyinde Biga Çayı yamaçlarına ait çakılların yuvarlaklık indisi histogramı (ortanca değer Ivyv 270).



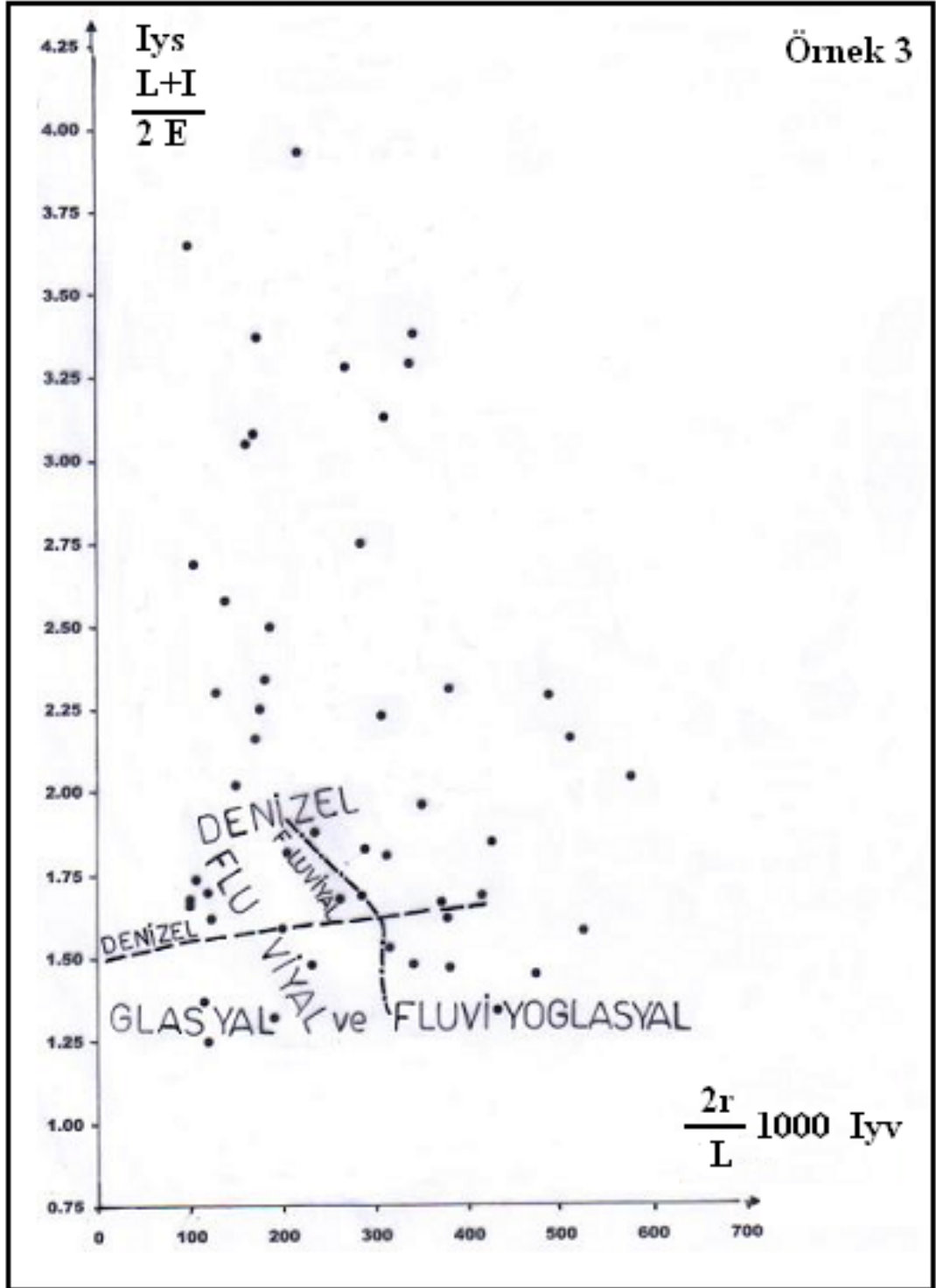
Şekil 73: Akkayrak Köyü güneyinde Biga Çayı batı yamacında 4 m seviyedeki akarsu taraçasından alınan 50 adet çakılın yuvarlaklık ve yassılık karşılaştırma diyagramı.



Şekil: 74: Biga güneyinde Çınarlı Dere'nin 2 m yüksekliğindeki taraça deposundan alınan çakılların yassılık indisi histogramı (ortanca değer Iys: 1.87).



Şekil: 75: Biga güneyinde Çınarlı Dere'nin 2 m yüksekliğindeki taraça deposundan alınan çakılların yuvarlaklık indisi histogramı (ortanca değer: Ivv 249).

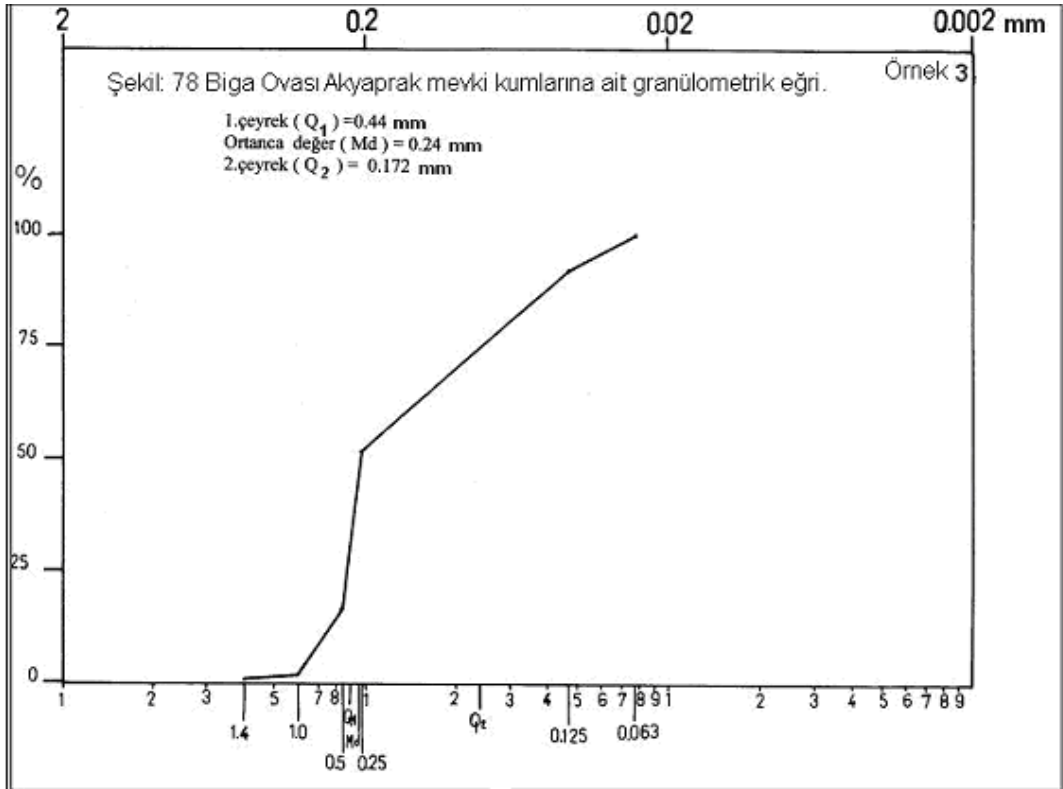
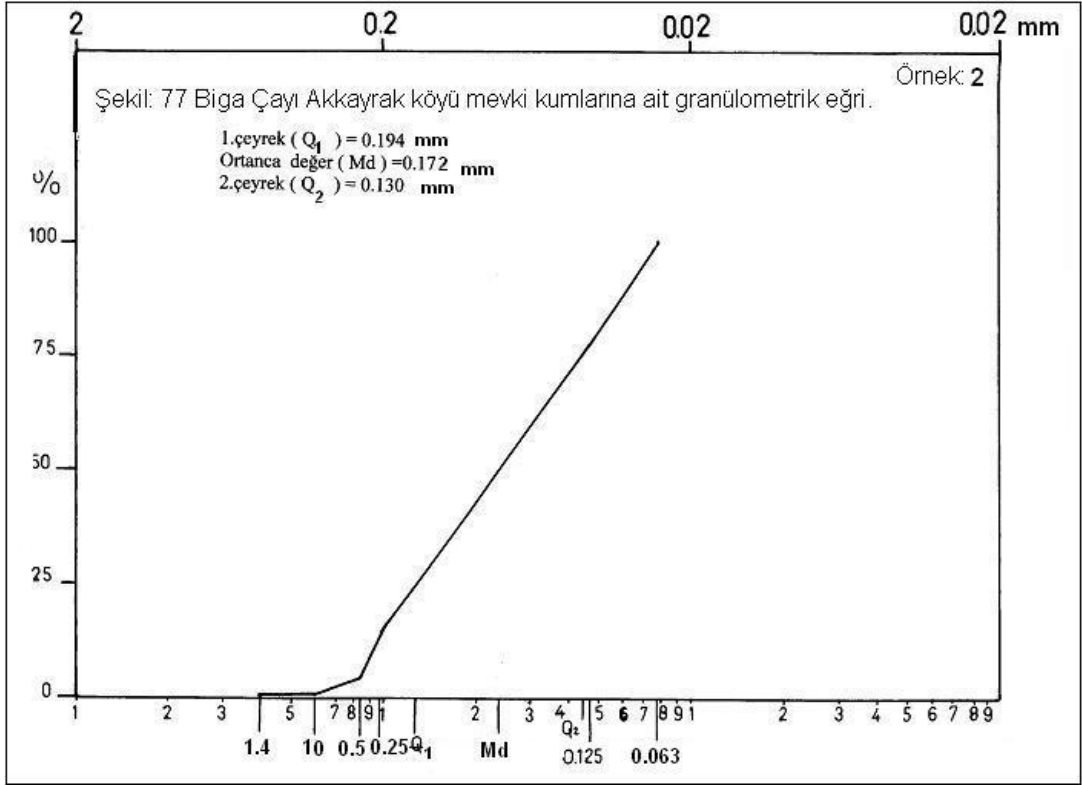


Şekil 76: Biga güneyinde Apdiğa mevkiindeki Çınarlı Dere kuzey yamacında 2 m seviyedeki akarsu taraçasından alınan 50 adet çakılın yuvarlaklık ve yassılık indisi karşılaştırma diyagramı.

İnceleme bölgesinden alınan yukarıdaki çakıl örnekleri hakkında şu ortak sonuç çıkarılabilir. Yassılık indis değerlerinin düşük olması ve yuvarlaklık indis değerlerinin orta derece olması, malzemenin uzun yol katetmediği ve az işlendiği (sel karakterli akarsular) denizel/gölsel ortamın da şekillenmede etkisinin önemli olduğu sonucuna varılır. Bölgede, günümüzde olduğu gibi deponun oluştuğu dönemde de sağanak yağış ve sellenmeler gibi benzer iklim şartlarının görüldüğü sonucu ortaya çıkar.

Akkayrak Köyü Biga Çayı'nın doğu yamaçlarındaki 4 m kalınlığındaki eski yatağı durumundaki deponun orta kesiminden alınan kum örneğinin (Örnek 2) granülometrik analizi sonucu çizilen eğride (Şekil 77; Foto 18), ortanca değer (Md)=0.172 mm, birinci çeyrek (Q_1)=0.194 mm, ikinci çeyrek (Q_2)= 0.130 mm'dir. Bu değerler depoda ince boyutlu unsurların hakim olduğunu gösterir. Buna göre eğri logaritmiktir. Çünkü eğri küçük boyutlu elemanlara yaklaştıkça ani olarak eğimlenmektedir. Burada ince boyutlu malzemeler akarsuyun etkisiyle bir süre yol almış ve sonra kuvvetin ani olarak kesilmesi sonucu depolanmıştır. Kaba unsurların çok az oluşu gücün belli bir sınırı aşmadığını, ince unsurların yüzdesinin yüksek oluşu ise deponun oldukça sakin bir ortamda oluşabileceğini işaret ediyor. Bu durum unsurları nakleden akarsuyun olgun bir vadi içinde aktığı fikrini vermektedir. Eğrinin dikliği taban seviyesine ulaşan akarsular ve az eğimli düzlüklere çıkan seller bu şekilde ani hız değişikliğine uğrarlar. Depodaki ince kum boyutu % 62.76 , çok ince kum % 23.29, orta kum %8.93, iri kum % 3.89, çok iri kum % 1.1'dir. Buna göre Biga Ovası taban seviyesine yakın yerdeki ve eğimin azalmasına bağlı olarak geniş tabanlı yatağında akmakta olan Biga Çayı, gücün önemli ölçüde azalmasına bağlı olarak ince boyutlu malzemeleri bu kesimde biriktirmiştir. Akarsuyun güncel yatağına yerleşmesi sonucunda depolar yarılmış ve akarsu birikim taraçası ortaya çıkmıştır. İri boyutlu unsurları inceleme alanının güneyinde kaynağa yakın kesimlerinde aramak gerekir.

Akyaprak Köyü kuzeyinde 40 cm kalınlığındaki toprak tabakası ile altındaki 45 cm kalınlığındaki kum deposunun yer aldığı yarmadan alınan kum örneğinin (Örnek 3) granülometrik analizi sonucu çizilen eğride (Şekil 78), ortanca değer (Md)= 0.24 mm, birinci çeyrek (Q_1)=0.44 mm, ikinci çeyrek (Q_2)=0.172 mm'dir. Bu değerler deponun ince kum boyutundaki unsurların daha çok olduğunu (% 40.16),



bununla birlikte orta kum boyutundaki değerlerin de oran olarak yüksek olduğunu işaretler (% 35.2). Diğer unsurların oranları iri kum (% 15.42), çok ince kum (% 7.79), çok iri kum (% 1.43)'tür. Eğri sigmoidtir ve belirli boyutlardaki unsurların sınıflandığı ortamları gösterir. Orta ve ince unsurların depoda hakim oluşu ve düzenli bir tabakalanma göstermesi, zayıf bir taşıma gücü ile malzemenin yavaş bir tempo ile nakledildiği ve deponun sakin bir ortamda oluşabileceği fikrini vermektedir. Bu ortam bir gl ayağının taban depolarında olabilir. Buna göre Akyaprak Köyü'nün bulunduğu seviyeler taban seviyesi değişimlerine bağlı olarak yarılmadı sonucunda eski göl tabanını karşılayan yüzeyler şeklinde ortaya çıkmıştır.

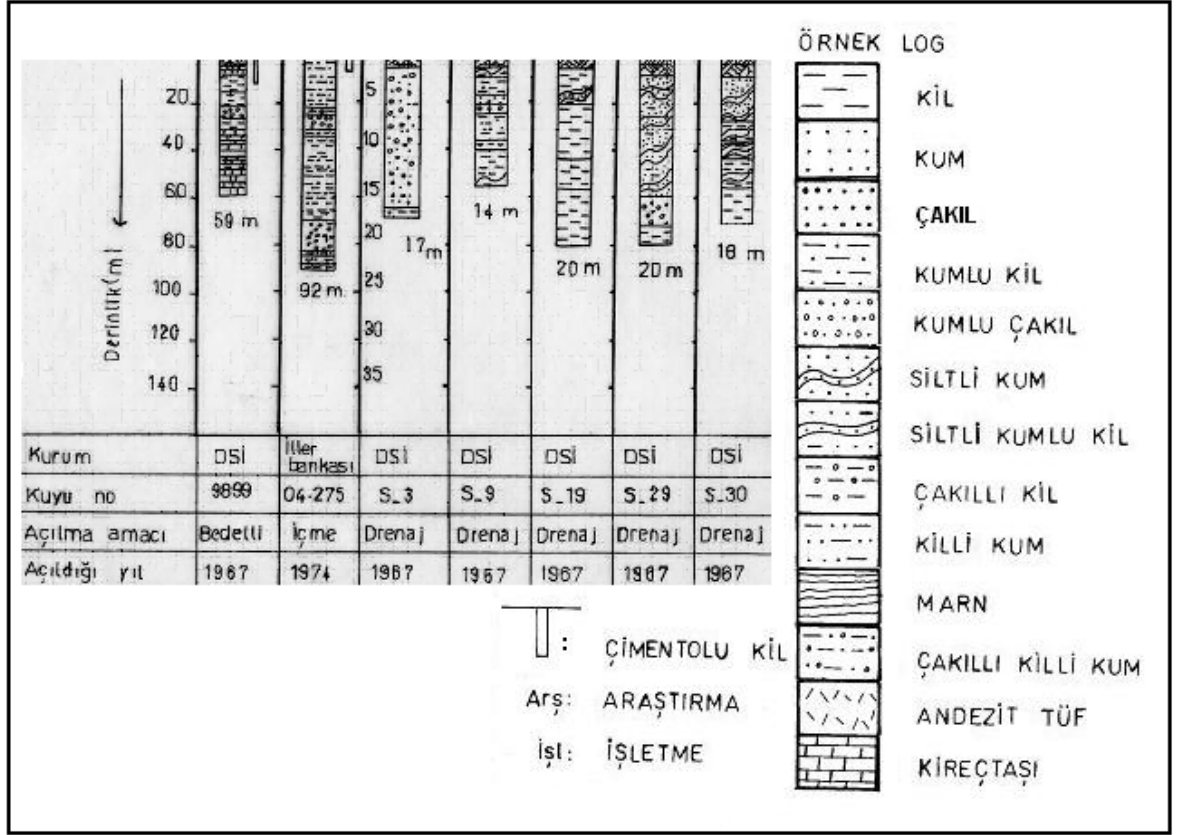
Biga Ovası ve Çevresine ait Sondajların Değerlendirilmesi

Biga'da 1967-74 yılları arasında DSİ ve İller Bankası tarafından açılan sondaj kuyuları incelendiğinde (Şekil 79), en derin kuyu 92 m'ye iner. 04.275 no'lu kuyu logunda en üstte 22 m'ye kadar kumlu killi malzeme görülür. Bu seriden sonra çakıllı kil ve kumlu kil istifi arasında 6 m kalınlığında çakıl seviyeleri geçilir. Daha sonra 36 m kalınlığında kil ve kumlu killi seriden sonra, çakıl istifi (12 m kalınlığında) yer alır. Burada iki ayrı durgun ortam arasında (kumlu kil istifi) enerjisi yüksek aşınımın canlandığı iki kısa devrenin varlığı (çakıl istifi), ince unsurların birikimine neden olan durgun ortamın kesintiye uğradığını göstermektedir.

İkinci derin sondaj 59 m derinliğe kadar açılan 9899 no'lu kuyudur. Burada kısa dönemler durgun ortamları karakterize eden kum ve kil seviyelerinin arasında 5 m'lik çakıl istifi yer alır. Bu istiften itibaren kireçtaşı tabakaları arasındaki kısa dönemler, durgun ortamları temsil eden kil istiflerinin ardalanmalı bulunduğu devreleri işaretler.

Biga'da açılan sondajlardan diğerleri; 14-20 m derinliklerdeki sığ kuyulardır. Bunlardan 5-3 no'lu kuyuda toprak katmanından sonra 15 m kalınlığında kumlu çakıl istifi yer alır. Bu durum enerjisi yüksek uzun bir dönemin varlığını gösterir. Fakat, S-19 no'lu kuyuda 20 m derinliğe kadar devam eden kil seviyesi durgun su ortamına ait fasiyeste gelişmiştir. S-9 no'lu kuyuda ise, 14 m derinliğe kadar inilmiş olup; kil, kumlu-kil, kumlu-çakıl, killi kum istifleri ardalanmalı bir özellik gösterir. Bu olay, ortamın kısa dönemler halinde değişimlerini işaretler. S-29 ve S-30 no'lu kuyularda, genel olarak killi kum seviyelerinde sellenme şeklinde akarsu taşkınlarının varlığını ortaya koyan kum bankları (S-29 no'lu kuyu) ve 15-20 m'ler arasında da çakıl ve kil ardalanması yer alır. Kum ve kil istiflenmesini oluşturan seviyelerde de banklar söz konusudur. S-29 no'lu kuyuda 3 m kalınlığındaki çakıl istifi dikkati çeker.

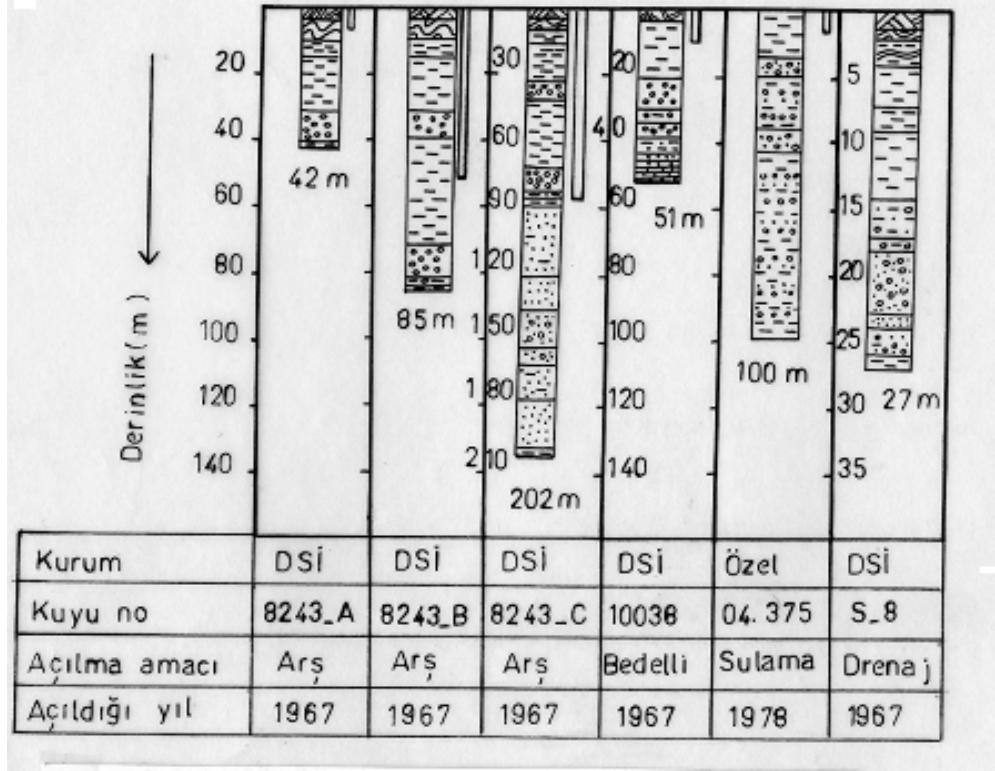
Ovadaki alüvyal depodaki çakıllar; güneydeki yüksek alanlardan gelen akarsuların hızlı aktıkları, iri malzeme taşıdıklarını ve akarsuların hızlarının ani olarak kesilerek malzeme biriktirdiği eğimli sahadan, ovaya geçiş yaptığı yerdeki depolanmayı gösterir. Depo içindeki tane boyutlarının küçülmesi ve derecelenme göstermesi, akım hızının azaldığını belirtir. S-29 ve S-30 no'lu kuyulardaki kil ve kum gibi ince unsurlar arasındaki merccekler, menderesler çizen bir akarsuyun



Şekil 79: Biga çevresine ait sondaj kesitleri.

depolarını oluşturur. Dolayısıyla, alüvyal depodaki malzemelerin boyut bakımından derecelenme göstermeleri, birikim süreçleri ile unsur boyutları arasındaki ilişkileri işaretler.

Çavuşköy'de DSİ ve Özel İdare tarafından 1967-78 yılları arasında açılan çeşitli kuyu logları incelendiğinde (Şekil 80), 202 m derinliğe kadar inildiği görülür. Bu kuyuların ortak özelliği olarak kıl seviyeleriyle başlayan bir istif söz konusudur. 8243-A, 8243-B , 8243-C kuyularında kıl seviyeleri 30 m'ye kadar inmekte, daha sonra çakıl seviyeleri gelmekte, kıl ve çakıl seviyeleri ardalanmalı bir şekilde devam etmektedir. Fakat 8243-C no'lu kuyuda 90 m'den itibaren killi kum seviyesi yaklaşık 200 m'ye kadar (110 m kalınlık) iner. Ara seviyelerde çakıllı kum istifi yer alır. Genel olarak bu üç kuyuda durgun su ortamını karakterize eden dönemlerin geniş yer tuttuğu ve bu dönemlerin arasında da enerjisi yüksek kısa dönemlerin varlığı belirtilebilir.

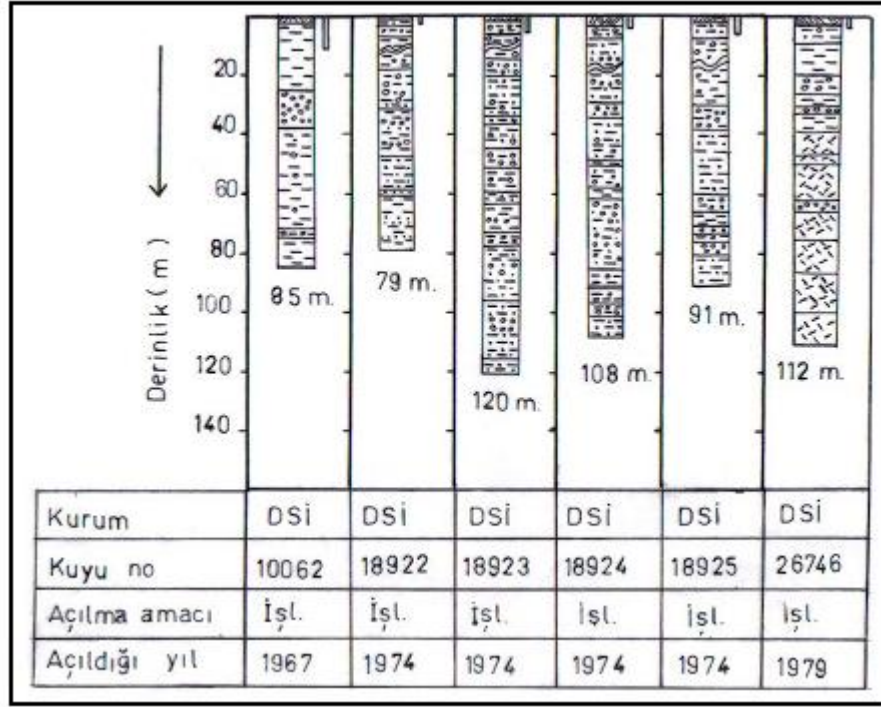


Şekil 80: Çavuşköy çevresine ait sondaj kesitleri.

10038 no'lu kuyuda 20 m'ye kadar inen kil istifi, 51 m'ye kadar kalın olmayan istifler halinde çakıl, çakıllı kil, çakıl, kumlu kil ve kum seviyeleri şeklinde devam eder. 04375 no'lu kuyuda ise, yüzeyden 14 m derinliğe ulaşan kil seviyesi, 100 m derinliğe kadar kumlu-çakıl ve çakıllı-killi-kum seviyeleri şeklinde depo, uzun bir döneme karşılık gelen ve menderesler çizen akarsuyun varlığını gösterir. Burada ince ve iri unsurlu malzeme birikimi aynı dönemde gerçekleşmiştir.

S-8 no'lu kuyudaki sondaj verileri, yukarıda açıklanan çökel şartlarına benzerlik gösterir. Burada da yaklaşık 15 m'ye inen kil seviyesinden sonra 27 m derinliğe kadar çakıllı-killi-kum istifi, çakıllı-kil, kumlu-çakıl-kum, çakıl-kum, çakıllı-killi-kum ve kil seviyeleri şeklinde 15 m kalınlığındaki durgun su birikim ortamından sonra, enerjisi biraz daha artmış görünen birikim ortamını işaretleyen çökel istifi bulunur.

Kaldırımbaşı Köyü'nde 1967-74-79 yıllarında DSİ tarafından açılan çeşitli kuyuların loglarında (Şekil 81), 10062 no'lu kuyuda killi ve çakıllı kil istifi 85 m derinliğe kadar iner ve bunun arasında 12 m kalınlığında yüksek enerjili bir aşınım sürecinin etkisiyle oluşmuş birikim ortamını karakterize eden çakıl istifi görülür.

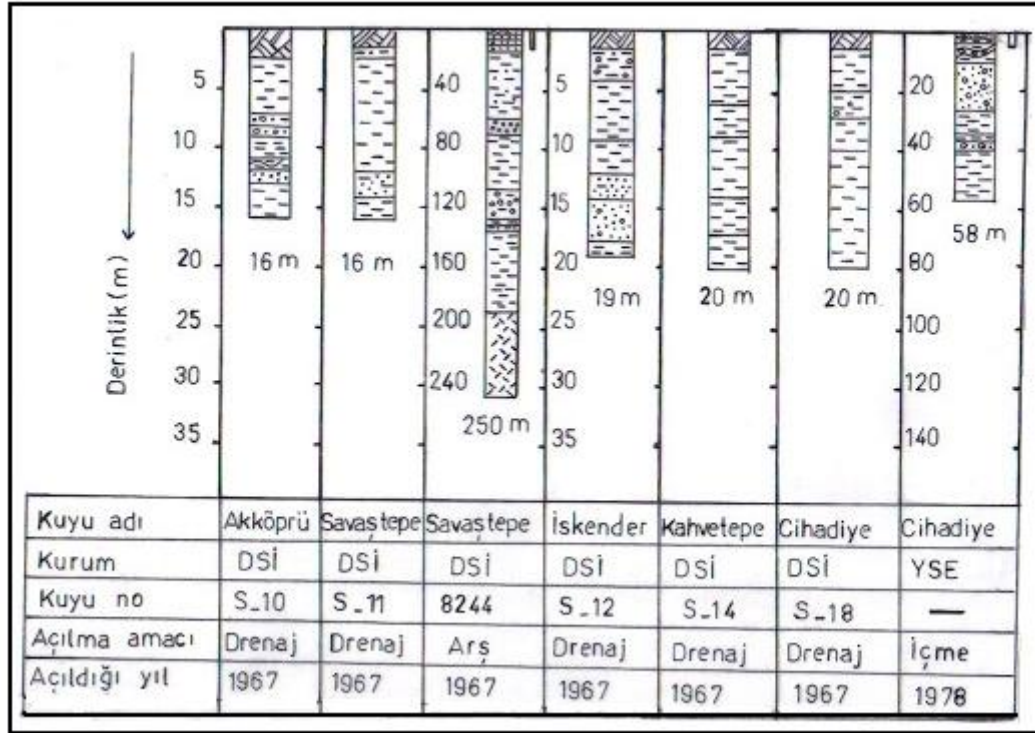


Şekil 81: Kaldırımbaşı Köyü çevresine ait sondaj kesitleri.

18922, 18923, 18924 ve 18925 no'lu kuyu sondajları istif olarak benzerlik gösterir. Burada çakıllı, killi kum, kumlu kil, çakıllı kil seviyeleri kısa dönemler halinde ardalanmalı çökel istif şeklinde yer alır. Bu durum aşınım ve birikim etmenlerinin karışık bir şekilde ve sürekli gerçekleştiğini, hem küçük hem de iri unsurların sürekli bir birikim ortamında birlikte çökeldiğini, ortamın enerjisinde genel olarak belirli bir düzen görüldüğü şeklinde açıklanabilir.

26746 no'lu kuyuda diğer sondajlardan farklı olarak 40 m'ye kadar çakıllı killi kum, kil, çakıllı kil, kil, çakıl, kil şeklinde ardalanma gösteren istif, bu derinlikten sonra andezit, tuf tabakasına geçilir. Bu tabakalar arasında da aşınım süreçlerinin canlanmasına bağlı olarak 3-4 m kalınlığında çakıl seviyesinin varlığı dikkati çeker.

Biga Ovası'nın güney kesiminde 1967-78 yılları arasında DSİ ve YSE tarafından kuzeydoğu-güneybatı hattında açılan kuyu loglarında (Şekil 82), S-14 ve S-18 no'lu 20 m derinliğe kadar açılan kuyular, kil istiflerinden oluşması nedeniyle



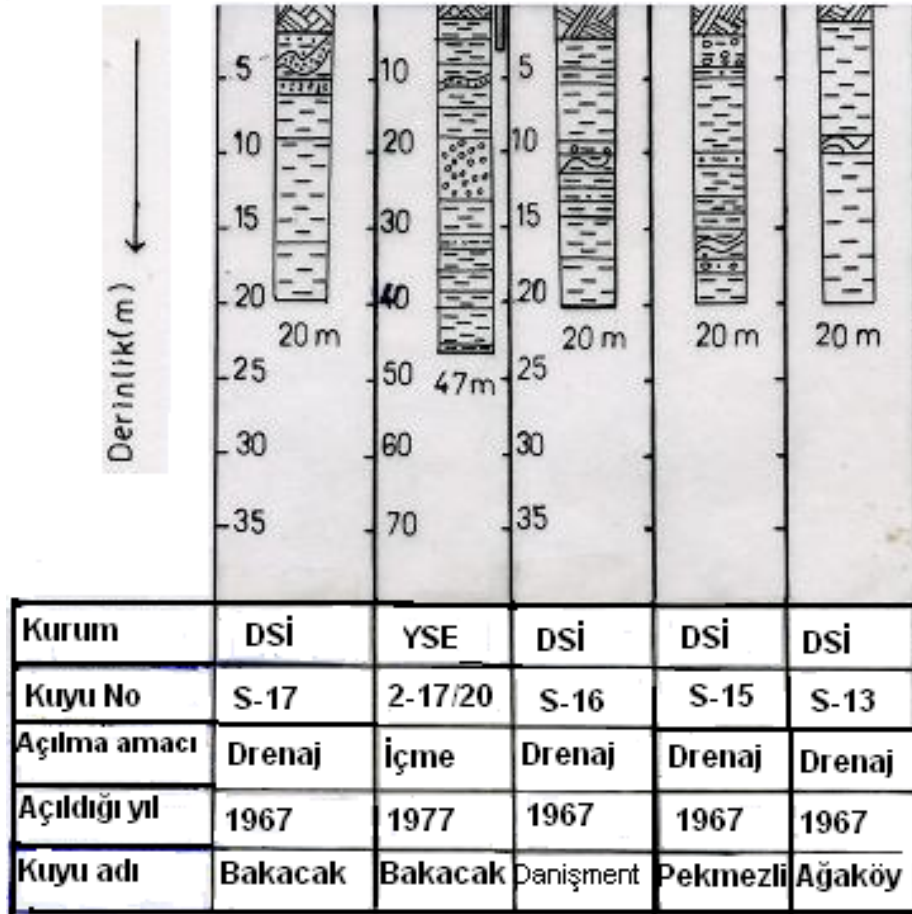
Şekil 82: Biga Ovası güneyi kuzeydoğu-güneybatı hattına ait sondaj kesitleri.

benzer ve sade özellik gösterir. Ova tabanında açılan kuyularda kalın toprak örtüsü dikkati çeker. Bölgedeki tüm sondajların içinde en derin kuyu, Savaştepe Köyü'nde açılan 8244 no'lu 250 m derinlikteki kuyudur. Burada 190 m'ye inen kumlu kil ve kil çökellerin arasında 10 m ve 20 m kalınlığında enerjik bir aşınım ortamına ait çakıl istiflerinin varlığı dikkati çeker. Yüzeşte toprak tabakasından sonra 12 m'lik kum seviyesini belirtmek gerekir. 190 m derinlikten itibaren andezit-tüf tabakasına geçilir. Bu hat üzerinde derinliğe kadar çökel ortamın kalınlığı hakkında fikir edinmek mümkündür. Aynı yerde açılan S-11 no'lu kuyuda ise, kil istifinin arasında kumlu kil seviyeleri bulunur.

YSE ait diğer kuyuda ise 58 m'ye inen kil istifinin arasında 16 m'lik kumlu çakıl seviyesi yer alır. Bu özellik, durgun su ortamını oluşturan sedimentasyonun kesintiye uğradığını ve aşınım süreçlerin canlanmasına bağlı olarak iri unsurların depo içinde yer aldığını işaretler.

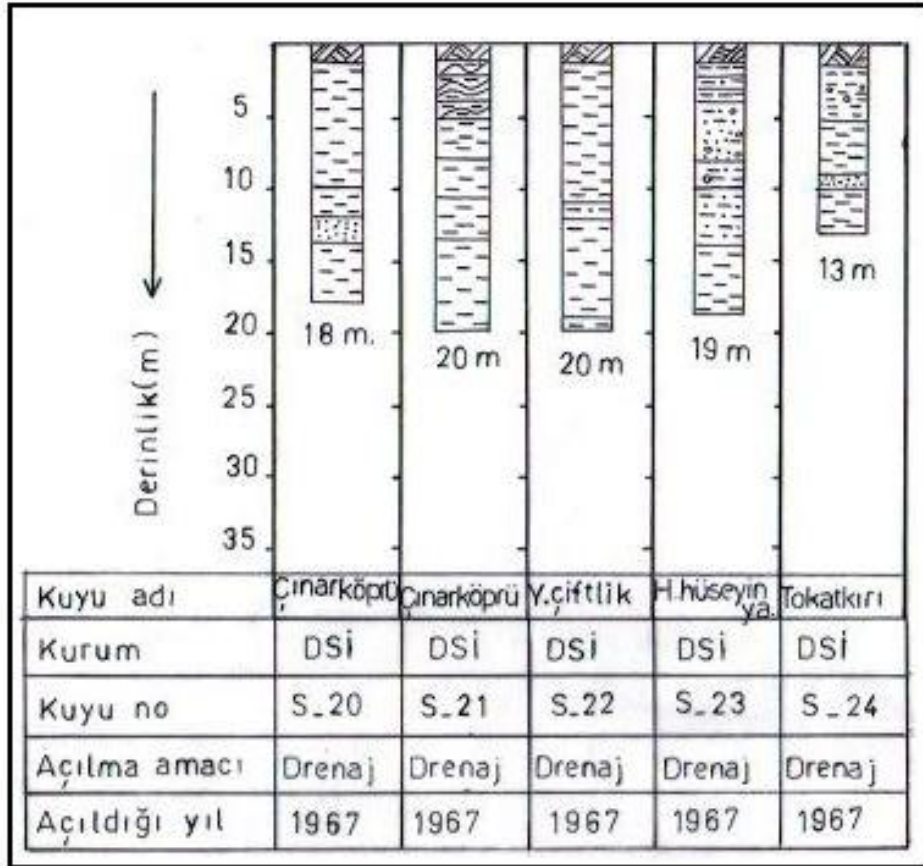
S-10 no'lu kuyu 16 m'ye kadar inen kil çökellerinde çakıllı killi kum ve kum seviyeleri ardalanmalı bir özellik sunar. S-12 no'lu kuyu logunda toprak tabakasının altında 2.5-3 m çakıllı killi kum seviyesinden itibaren 8 m kalınlığında kil istifi yer alır. Daha sonra 6 m kumlu çakıl istifinden sonra kil sedimentleri 19 m'ye kadar devam eder.

Biga Ovası'nın güney bölümüne ait DSİ ve YSE tarafından 1967-77 yıllarında açılan sondaj kesitlerinde (Şekil 83); 20 m derinliğe kadar açılan dört kuyu bulunur. S-13, S-15, S-16, S-17 no'lu kuyularda kil istifleri, ince seviyeler şeklinde kumlu kil, kum bankları (S-17) ve çakıllı kil, kumlu çakıl seviyeleri tarafından kesintiye uğrar. S-15 no'lu kuyu 2 m kalınlığında çakıllı kil seviyesiyle başlar. Bu kesimdeki kuyular içinde en derin ve en ilginç olanı 47 m'lik 2-17/20 no'lu kuyudur. Burada kil istiflerinden oluşan iki durgun dönem arasında 8 m kalınlığında enerjisi yüksek ortamın eseri olan çakıl serisi, durgun ortamı kesintiye uğratır.



Şekil 83: Biga Ovası güney bölümüne ait sondaj kesitleri.

Biga Ovası kuzey bölümüne ait DSİ tarafından 1967 yılında açılan kuyu loglarına ait kesitler incelendiğinde (Şekil 84), Çınarköprü ve Yeniçiftlik köylerinde açılan S-20, S-21, S-22 no'lu kuyular benzerlik gösterir. Sığ kuyular olarak dikkati çeken sondajlarda açılan en derin seviye 20 m'dir. Bu derinliğe kadar devam eden kil istifleri durgun su ortamının çökel kalınlığını ortaya koyar. Hacıhüseyin Yaylası ve Tokatkırı köylerinde açılan S-23 ve S-24 no'lu kuyu logları incelendiğinde, çökel özellikleri diğer üç kuyudan çok farklı olmamakla birlikte genel olarak kil seviyeleri kumlu killi çakıllı killi kum (özellikle S-23 no'lu kuyuda) şeklinde karışık bir istiflenme gösterir. S-24 no'lu kuyuda ise çakıllı kil ve kil çökelleri 13 m'ye kadar iner. Kil istifinin arasında 1m kalınlığında kum seviyesi dikkati çeker.



Şekil 84: Biga Ovası kuzey bölümüne ait sondaj kesitleri.

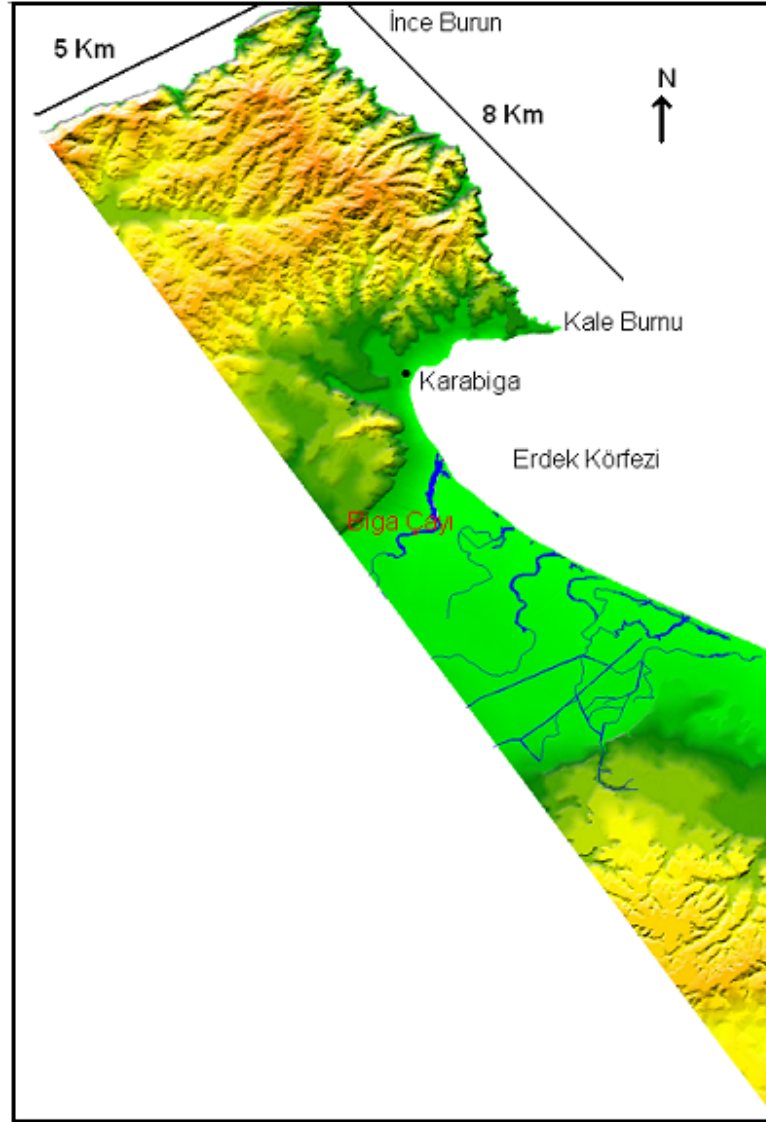
Biga Ovası'nın Oluşumu ve gelişimi

Biga Ovası'nın yer aldığı havzanın tektonik-jeomorfolojik oluşum ve gelişimin açıklanmasında; Miyosen'den önce çöken Biga havzasını Neojen'de karasal ve gölsel (limnik) Miyosen ve Pliyosen depoları doldurmuştur (Ardos, 1984). Pliyosen-Kuvaterner genç tektonik hareketleriyle Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ve ona bağlı diğer dislokasyonların etkisiyle (inceleme alanında ovayı kuzey ve güneybatıdan sınırlayan tektonik uzanımlar) yeniden çökmesi sonucu, değişen taban seviyesine bağlı olarak karasal tortullar yer yer aşınım ile süpürülmüştür. Bunların yerini Biga Çayı, Koca Çay ve kollarının gömüldüğü güneydeki kütle ve kuzeydeki yüksek alanlardan gelen akarsuların getirdiği alüvyal depolar almıştır. İnceleme alanına ve Biga Ovası'na ait jeolojik kesitler (Şekil 85) ve sondaj verileri (Şekil 79, 80, 81, 82, 83, 84) incelendiğinde, çevredeki plato sahalarının oluşturduğu yüksek alanlardan çizgisel ve yüzeysel aşınımın etkisiyle gelen malzemelerin (kumlu-killi, çakıllı, siltli, kalkerli, marnlı) Kuvaterner alüvyonlarının altındaki Miyosen-Pliyosen karasal kökenli tortulları oluşturduğu görülür. Sarıca, Gemicikırı, Balıklıçeşme, Akyaprak, Karahamzalar ve Hacıhüseyin Yaylası köyleri gibi. Biga Ova tabanını çevreleyen köyler aynı depoları yüzeyleyen seviyeler üzerinde yer alır. Hacıhüseyin Yaylası, Tokatkırı, Yeniçiftlik, Çınarköprü, Cihadiye, Bakacak, Çavuşköy, Kaldırımbaşı, Savaştepe, Akköprü, İskender, Ağaköy, İpkaiye, Kahvetepe, Pekmezli, Danışment gibi köylerde ve Biga'da değişik amaçlarla açılan sondajlarda; kil, kum, çakıl, kumlu kil, kumlu çakıl, siltli kum, siltli kumlu kil, çakıllı kil, killi kum, marn seviyeleri ortaya konulmuştur. Kil gibi çok ince unsurların çökel kalınlığı, durgun su ortamını işaretleyen lagüner bir fasiyeste oluştuğunu gösterir. Zaman zaman çevreden gelen enerjisi yüksek flüvyal kökenli iri unsurların birikimi söz konusudur.

Çevresindeki eğimli plato sahaları için yerel taban seviyesi durumundaki Biga Ovası aynı zamanda delta özelliği taşıyan bir ovadır (Foto 83). Ovanın Marmara Denizi'ne bağlandığı Karabiga kıyıları, çizgisel uzanan alçak kıyılarıdır. Deltayik özellikte olmasına rağmen, denize doğru çıkıntı oluşmamıştır. Bunun başlıca nedenleri; ovanın, Miyosen öncesi ve Pliyosen-Kuvaterner genç tektonik hareketleriyle çökmelere uğraması dolayısıyla subsidans özelliği göstermesi, Kuzey Anadolu Fayı ve östatik hareketlerin yol açtığı taban seviyesi değişimlerine bağlı

olarak kıyı oynamaları ve aşınım ve birikim olaylarının sıralanması delta çıkıntısını dolayısıyla deltanın denize doğru gelişiminin engellendiği faktörler arasındadır (Şekil 86).

Bu bilgilere göre ovada tortulanma ortamı karasal sedimantasyon ile gösel-flüvyal sedimantasyonun nöbetleşe işlevi sonucu gerçekleşmiş ve Marmara havzasının oluşumuna yol açan tektonik olayların kontrolünde gelişmiştir. Ova, bugünkü görünümünü karasal depoların yer yer aşınım ile süpürülüp, bunların yerini flüvyal kökenli alüvyonların doldurması ile elde etmiştir (Ardos, 1984; s: 50).

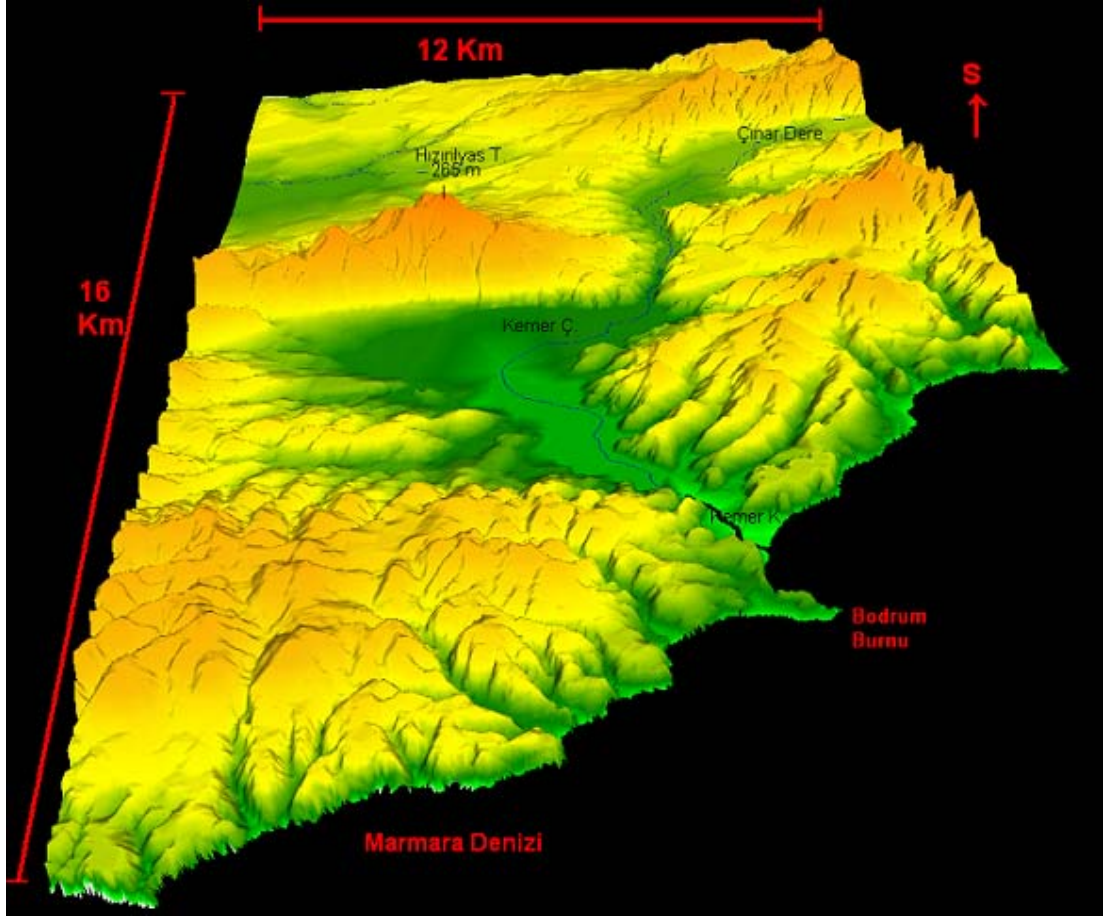


Şekil 86: Biga Ovası ve Biga Çayı'nın ulaştığı Marmara Denizi kıyıları.

4.1.3.2. Kemer Dere Vadi Tabanı Düzlüğü

Karapürçek-Ayıldere köyleri arasında doğu-batı yönlü Ayıldere Fayı'nın güneyden sınırladığı vadi tabanı düzlüğü, Bekirli Köyü-Beyoba Mahallesi arasında doğu-batı yönündeki en geniş yeri 4 km'dir (Şekil 87). Kemer Dere'nin geçtiği kuzeybatı-güneydoğu yönünde taban uzunluğu yaklaşık 6,5 km'dir. Alçalan taban düzeyine uyum sağlayarak yatağını derinleştiren Kemer Dere, alüvyal taban düzlüğünde eğiminde azalmasına bağlı olarak serbest menderesler yaparak Marmara Denizi'ne ulaşır ve denize ulaştığı alanda kumsal kıyılar oluşmuştur. Güneyde yer alan birikinti yelpazelerinden itibaren 15 m yükseltideki alüvyal taban düzlüğünün deniz seviyesine kadar olan eğimi (uzaklık 6,5 km) % 0.23'tür (Şekil 49). Taban düzlüğü, plato düzlüklerinin alüvyal tabanı çok yatık yamaçlarla çevrelediği yerlerden itibaren başlar. Paleozoyik şistlerden oluşan kademe yüzeyleri omuzlar halinde akarsularla yarılmış olarak her iki yamaçta basamaklar halinde sırtları oluşturur. Kemer Dere Taban Düzlüğü'nde sonlanan ve Hızırilyas Tepe (265 m) kuzey eteklerinden Bey Ova'ya doğru gelişen % 5-10 eğime sahip (Şekil 14; Ek 7) kolüvyal depolar, birikinti yelpazeleri oluşturur (Foto 86). Bey Ovası piedmont ovası görünümündedir. Birikinti yelpazelerini oluşturan doğu kesimdeki korelat depolar birleşerek burada bir dağeteği (piedmont) ovası oluşturur. Birikinti yelpazelerin yamaçlardan inen akarsularla yarılması da doğu-batı doğrultulu fayın aktif olduğunu, alüvyal taban düzlüğünün oluşumunu denetlediğini gösterir.

Würm glasyasyonunda negatif östatik hareketlere bağlı olarak deniz seviyesi günümüzdeki seviyesinden -90-100 m alçalmış ve değişen taban düzeyine göre Kemer Dere havzayı boşaltarak vadisini derinleştirmiştir. Bu dönemi izleyen son transgresyonda deniz düzeyinin yükselmesiyle (+2,+4) Kemer Dere ağız kesimi boğulmuş ve aynı zamanda birikim dönemi başlamıştır. Holosen'de deniz seviyesi günümüz düzeyine gelince Kemer Dere birikim döneminde (Flandriyen transgresyonu) oluşturduğu geniş alüvyal taban içinde çizgisel vadisine gömülmüştür. Sürekli akışa sahip Kemer Dere, taşkınlarda çizgisel yatağını değiştirerek alüvyal malzemeyi geniş alana yaymakta ve bataklıklara neden olmaktadır.



Şekil 87: Kemer Dere Vadi Tabanı Düzlüğü ve Gürçeşme-Kemer Platosu'nun sayısal arazi modeli (kuzeyden bakış).

Kemer Dere Vadi Tabanı Düzlüğü'nün güneye devamı olan Çınar Dere'nin oluşturduğu vadi taban düzlüğü daralır, epijenik birleştirme boğaz ile birbirine bağlanır. Güneybatıya doğru devam eden Çınar Dere, Dışbudak Köyü'nün yer aldığı depresyonun sularını dış drenaja bağlamış ve doğu-batı yönlü faya yerleşmiştir. Otludere Köyü'ne kadar kuzey-güney yönlü akış gösteren Çınar Dere, Otludere Köyü ve Çınardere Köyü güneybatısında yer alan Çam Tepe (90 m)'ye kadar uzanan doğrultuda kuzeydoğu-güneybatı yönünde ve Çam Tepe'nin batısından itibaren de doğu-batı yönünde uzanır. Çınar Dere Vadi Tabanı Düzlüğü'nde serbest menderesler ve bazı kesimlerde de keskin dirsekler yapar. Dışbudak Köyü güneyinde alüvyal tabanın yükseltisi 60 m iken, boğaza girmeden Otludere Köyü batısında taban yükseltisi 25 m'ye düşer. Bu durumda 7 km uzunluğundaki alüvyal vadi tabanının eğim değeri % 1.25'dir. Eğim değerlerinin düşük olması Çınar Dere'nin serbest

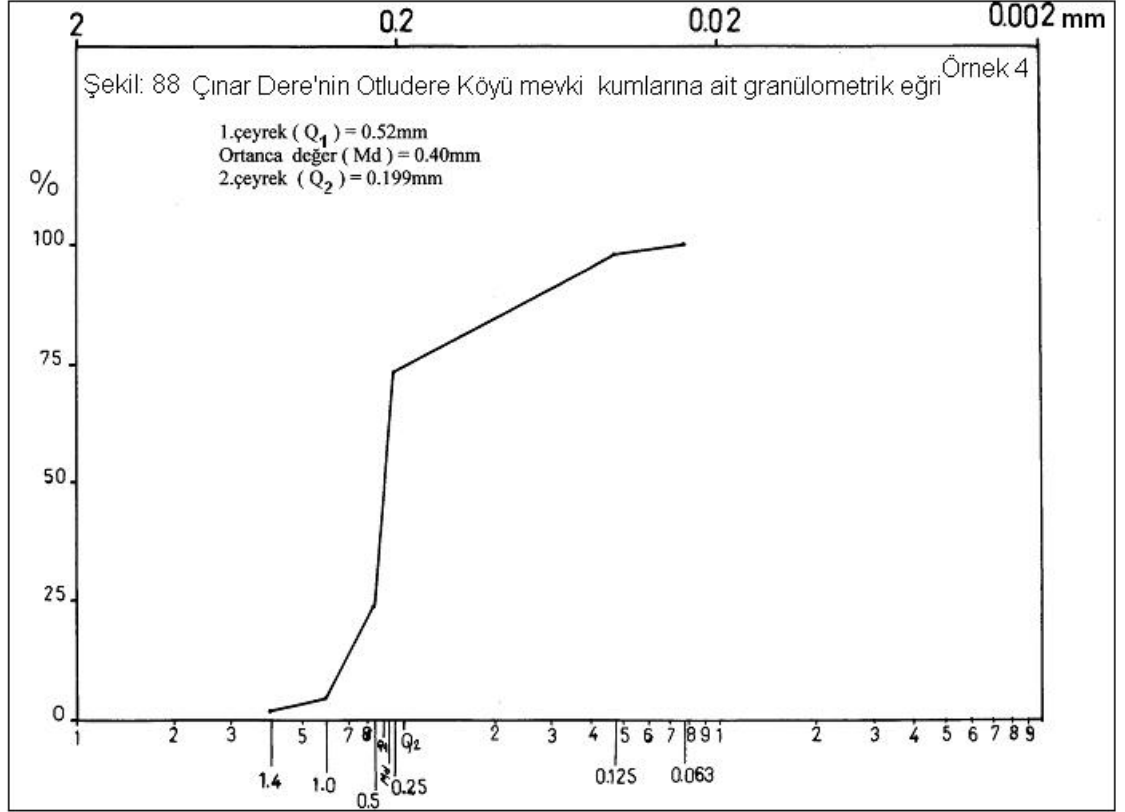


Foto 86: Hızırilyas Tepe kuzey eteklerinde birikinti yelpazeleri ve Kemer Dere Vadi Tabanı Düzlüğü (batıdan bakış).

menderesler oluşturmalarına neden olmuştur. Çınar Dere, Dışbudak Köyü güneyinde daha dar alanlı tabana sahip iken (tabanın kuzey-güney genişliği 100 m'dir), doğuya doğru 300 m ve Çınardere Köyü batısında ise yaklaşık 625 m'yi bulmaktadır. Otludere Köyü batısında ise, Çınar Dere'nin batıdan gelen yan kolu olan Kanlıkavak Dere'nin ana akarsuya bağlandığı kesimde alüvyal vadi tabanının doğu-batı yönünde daha da geniş düzlüklere dönüştüğü görülür. Kaynak sahasına doğru Neojen formasyonları ile Tersiyer andezit formasyonların kontağına yerleşen Çınar Dere Vadi Tabanı Düzlüğü, Çelikkürü, Çınardere ve Otludere köyleri arasında kalan kesimlerde tamamen Neojen formasyonları üzerinde vadi tabanını oluşturmuştur.

Otludere Köyü'nün 1 km güneyinde Çınar Dere'nin 3 m kalınlığındaki kum ve küçük çakılların karışık bulunduğu deposundan alınan kum örneğinin granülometrik analizi sonucu çizilen eğride (Şekil 88), ortanca değer (M_d)=0.40mm, birinci çeyrek (Q_1)=0.52 mm, ikinci çeyrek (Q_2)=0.199 mm'dir. Bu değerler depoda orta kum boyutundaki elemanların hakim olduğunu gösteriyor. Orta kum boyutları % 48.38, ince kum % 25.55, iri kum % 19.98, çok iri kum % 4.33, çok ince kum % 1.76'dır. Eğri sigmoid'tir. Buna göre depo belirli boyuttaki unsurların sınıflandığı birikim ortamını ifade eder. Orta kum boyutundaki unsurların oranı yüksek olduğu için eğri dikeye yakındır. Burada güneyden kuzeye akmakta olan Çınar Dere'nin gücünün azalmasına bağlı olarak iri elemanların biriktiği, gücün kesilmesi sonucunda orta kum boyutundaki unsurların depolandığı şeklinde açıklamak gerekir. İri unsurların azlığı taşıyıcı etkenin bu unsurları buraya kadar taşıyamamış olmasından ileri gelir. Eğrinin şekli, kum örneği aldığımız Çınar Dere'nin eski taraça dolgusunun

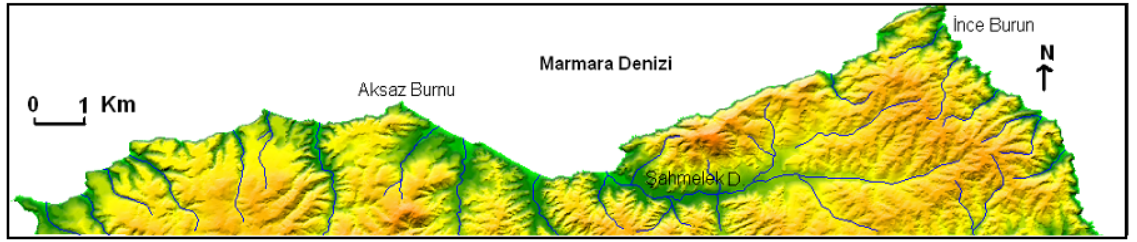
analiz sonuçlarına uyum gösterir. Depo, akarsuyun Holosen'deki geniş tabanlı eski yatağı durumundaki taraça dolgusunu karşılar.



4.1.3.3. Şahmelek Deresi Vadi Tabanı Düzlüğü

Aksaz Köyü doğusunda bulunan doğu-batı yönünde vadi taban düzlüğü içinde akan ve Marmara Denizi'ne ulaşan Şahmelek Deresi ve kollarından oluşan drenaj, Tersiyer (Geç Oligosen-Erken Miyosen) granodiyoritlerin oluşturduğu kayalar üzerinde gömülerek dantritik bir drenaj ağı oluşturur. Şahmelek Deresi Vadi Tabanı Düzlüğü, doğu-batı yönünde yaklaşık 5,5 km uzanır. Marmara Denizi'ne ulaştığı kesimlerde taban genişliği 325 m olup, yukarı kesimlerde ise bu genişlik 550 m'yi geçer. Kaynak sahasındaki 50 m yükseltiden Marmara Denizi'ne kadar olan yatak eğimi % 1.66'dır. Plato düzlükleriyle çevrilmiş, çevresine göre alçakta ve drenajın yöneldiği su toplama alanı durumunda olan ve geniş alüvyal taban düzlüğünde akan Şahmelek Deresi'nin asimetric vadi yamaç gelişimi dikkati çeker. Kuzeyde Boztepe (225 m) kütesinin kıyıları da etkileyen kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu fayın denetiminde yükselmesi ve güneye doğru daha az eğimli yamaçlarının paralel kısa boylu akarsular tarafından yarılarak sırtlar şeklinde bölünmesiyle, Şahmelek Deresi Vadi Tabanı Düzlüğü'ne doğru geniş yüzeyler ortaya çıkmıştır (Şekil 61). Şahmelek Deresi, Boz Tepe (225 m) kütesinin yükselmesine bağlı olarak güney yamaçlara doğru kayarak ötelenmiş, geniş bir mendereslenme yaparak menderes yeniği dikliklerini oluşturmuş ve günümüzdeki çizgisel yatağına yerleşmiştir. Vadi taban düzlüğünü güneyden sınırlayan doğu-batı doğrultulu çizgisel uzanım, güney yamaçların da oldukça dik eğimli yamaçlar halinde ortaya çıkmasına neden olmuştur. Güney yamaçların oldukça dik eğimler (% 20-40) göstermesi (Şekil 14; Ek 7) genel olarak doğu-batı yönlü tektonik uzanımın varlığını işaret eden morfolojik izlerdir. Sol yanal doğrultulu atım, Şahmelek Deresi güney kollarından biri olan Çam Dere'nin yaklaşık 90° dirsek yaparak 100 m batıya ötelenmesine neden olmuştur. Şahmelek Deresi'nin doğuya doğru devamı olan Kocaçiftlik Dere'ye güneyden katılan akarsuda ise batıya doğru ötelenme miktarı 350 m'yi geçer. Şahmelek Deresi'nin kuzey kollarının da aynı zamanda batıya doğru ötelendiği dikkati çeker. Bu tektonik çizgiselliği dikine kesen çizgisel hatlar vardır. Bunlardan en belirgin olanı Şahmelek Deresi'nin bir kolu olan Çınarlı Dere'nin içine yerleştiği Çandere Sırtı yamaçları ve Karaköy Tepesi (163 m) kuzeyinde plato düzlüklerini uzun sırtlara dönüştürerek asimetric yamaç profiline neden olan fay gibi.

Aynı zamanda Şahmelek Deresi'nin orta kesimindeki ismi olarak anılan Kocaçiftlik Deresi kuzeyinde yer alan ve vadi tabanı düzlüğünde sonlanan bu az eğimli (% 5-10) geniş yüzeylerin kayma yamacı taraçası halinde ortaya çıktığı görülür. Akarsuyun önceki tabanının bu yamaçlara daha yakın akması da önemli rol oynamış olmalıdır. Şahmelek Deresi Vadi Tabanı Düzlüğü'nü doğu-batı yönlü güney yamaçlardan sınırlayan tektonik uzanımın muhtemelen devamı olan kuzeybatıya doğru Aksaz Burnu'na kadar düz bir kıyı çizgisi oluşturduğu izlenir (Şekil 89). Akarsuyun döküldüğü Şahmelek Koyu'nun genişliği ve tektonik uzanımın olasılıkla devamı olan batimetrik verilere de dayanarak denizaltında devam ettiği izlenimini verir (Ardel ve Kurter, 1973).



Şekil 89: Şahmelek Deresi Vadi Tabanı Düzlüğü ve Marmara Denizi kıyıları.

Kuvaterner'deki tektonik hareketler ve iklim değişmelerine bağlı oluşan bu morfolojik gelişimi şu şekilde açıklayabiliriz. Günümüzden 20-25 bin yıl önce negatif östatik hareketler sonucu aynı zamanda daha yağışlı olan Würm glasyasyonunda, denizlerin bugünkü seviyesi -90 -100 m kadar alçalınca havzaya yerleşen Şahmelek Deresi yatağını hızla aşındırarak derinleştirir. Bu dönemi takiben Flandriyen transgresyonu ile tekrar deniz seviyesinin yükselmesine bağlı olarak (+2, +4m) meydana gelen birikim sürecinde vadi tabanını doldurarak geniş alüvyal vadi düzlüğünü oluşturmuştur. Akarsuyun ağız kesiminde ise boğulmaya bağlı olarak tektonizmanın denetlediği geniş bir koy meydana gelmiştir. Holosen'de deniz seviyesi günümüzdeki seviyesine gelince Şahmelek Deresi Holosen yaşlı vadi tabanında çizgisel yatağına gömülmüştür. Kıyı şeridinde ise gerek denizin gerek akarsuyun ortak işlevi sonucu kıyı birikim şekillerinden kum gibi küçük tanelerin oluşturduğu kumsallar oluşmuştur. Genel olarak ifade edilirse bölgede,

tektonizmanın damgasını vurduğu, deniz seviyesi değişimleri ile çizgisel ve denüasyonel (yüzeysel akış) süreçler morfolojik yapıyı kontrol etmiştir.

V. BÖLÜM: KIYI ŞEKİLLERİ

İnceleme alanının kuzeyinde yer alan Marmara Denizi kıyıları yaklaşık 48 km uzunluğunda olup Kemer Köyü, Aksaz Köyü, Şahmelek Koyu ve Karabiga kıyılarını oluşturan kıyı düzlükleri (kumsallar) dışında; genellikle dik, falezli, girintili ve çıkıntılı Paleozoyik şist ve granodiyoritlerden oluşan yüksek kıyılardır (Foto 87, 88). Akarsuların platoyu yarıp denize ulaştıkları yerlerde daha dar alanlı kıyı düzlükleri (kumsallar) görülür. Bölümde en geniş koy Şahmelek Koyu olup, Kale Burnu, Kemer Burnu, Aksaz Burnu, İnce Burun başlıca çıkıntılardır. Kıyı açıklarında bazı adalar da dikkati çeker (Yumurta Adası, Değirmencik Adası=Büyük Ada gibi). Kıyılarda gelişen aşınım şekilleri falez, ölü falez, sözde falez, abrazyon platformu ve falez çentikleri gibi kıyı şekilleri olup, birikim şekilleri ise doğal plaj (kumsal) kıyı oku ve kıyı kumullarıdır.

İnceleme alanının kıyıları, dalgalar tarafından aktif olarak aşınmakta ve geriletilmektedir. Genellikle kolay aşınan gevşek yapılı granodiyorit gibi kayaçların bulunduğu doğu kıyıları, kayaçlarda çatlak ve yarınların oluşmasıyla dalgaların aşındırmasıyla kolaylıkla parçalanmakta, büyük blokların parçalanması ve denize akması şeklinde oldukça girintili çıkıntılı kıyıları halinde ortaya çıkmaktadır. Falezlerin önünde aşınım sonucu kopan arta kalmış bloklar, kıyı açıklarında kara ile aynı litolojik yapıdaki adalar kıyı aşınım ve gerilemesinin çok şiddetli olduğunu işaret eder. Fakat bu küçük adaların oluşumunda pozitif deniz düzeyi değişimlerinin de etkili olduğunu eklemek gerekir. Kıyıları, akarsu ve sel sularının plato yamaçlarını işleme, kuzey sektörlü hakim rüzgarların etkisi ve tektonizma gibi olayların denetiminde gelişmektedir.

Araştırma sahasının kıyıları yüksek kıyılardır (Foto 89, 90, 91, 92). Şistler ve granodiyoritlerden meydana gelen ana kayayı oluşturur. Falezlerle kesintiye uğrayan 50-80 m seviyelerde yer alan kademe düzlükleri, güneydeki plato sahalarının kuzeye devamı olan alçalan kademelerini oluşturur (Foto 93). Dolayısıyla, inceleme alanının kıyılarındaki seviyeler, güneydeki plato sahalarından bir alt basamakla ayrılmış burunlar halinde ortaya çıkar. Bu kademe düzlüklerinin yamaçları dalgalar tarafından aşındırılmakta ve akarsular tarafından yarılarak uzun sırtlar halinde kıyılara uzanmaktadır (Şekil 56). Pliyosen-Kuvaterner genç tektonik hareketlerin denetlediği



Foto 87

Foto 88

Foto 87: Aksaz Köyü'nden batıya doğru girintili ve çıkıntılı kıyılar.

Foto 88: Şahmelek Koyu doğu kıyıları ve kıyı çentikleri.



Foto: 89, 90: Kemer Köyü kuzeydoğu kıyılarında Paleozoik şistlerden oluşan farklı seviyelerdeki kademeler.



Foto 91, 92: Karabiga kuzeydoğu kıyılarında yer alan kademe düzlükleri.



Foto 93 : Kemer Köyü kıyıları. 50-80 m seviyelerdeki düzlükler.

araştırma alanının kuzeyinde yer alan kıyıların yükselmeye eşlik etmesiyle bu kademe seviyeleri de yükselmiş olmalıdır. Kıyıları etkileyen faylar bunun kanıtını ortaya koyar (Ek 1, Ek 3). Kemer Köyü'nde Parion harabelerinin bulunduğu kademe düzlüklerini etkileyen faylar (Foto 78) kıyıları denetleyen tektonizmanın varlığı ile ilgilidir. Çeşitli araştırmacılar tarafından Marmara Denizi kıyılarında 2-3, 8-10, 15-20, 50-60 ve 80-100 hatta 180-190 m yükseltide Pleyistosen deniz taraçalarının bulunduğu ortaya konulmuştur. Bu taraçaların bir kısmının tektonik, bir kısmının östatik hareketler sonucu oluştuğu sanılmaktadır (Erinç, 2001; s:374). Buna rağmen

yukarıda bahsedilen kıyıda 30-40 m seviyeleri halinde uzanan denizel taraça düzlüklerinde aranmasına rağmen denizel fosillere, kavkılara ve depo karakteri taşıyan kum ve çakıllara rastlanmamıştır.

Kemer Köyü batısında falezlerde gözlenen 2,5 m kadar yükseklikte falez çentikleri, denizin günümüz seviyesinden daha yüksekte bulunduğunu işaretler (Foto 94). Kıyı çentikleri, genellikle Dunkerkiyen (Versiliyen veya Nis) seviyelerini gösterir (Ardos, 1996; s:46).

Kemer Köyü doğu kıyılarında görülen kıyı aşınım şekillerinden bir diğeri de, abrazyon platformu (dalga aşınım düzlüğü) (Foto 95, 96, 97). Kıyılarda dik yamacın üzerinde ve gerisinde sel ve seyelan sularının etkisi, kütle ve çözülme hareketleri, denizin yüksek kıyıları aşındırması ve alttan oyması ile yıkılmalar ve göçmelerin meydana gelmesi kıyı önünde yığılan blok, çakıl ve kumların dalgalar tarafından ufalanıp parçalanması, bu unsurların dalgaların ileri geri hareketleriyle aşınım olaylarını hızlandırması falezlerin gerilemesine neden olur. Dalga aşındırmasının ileri aşamalarında kıyı boyunca sığ ve nispeten geniş bir denizaltı platformu meydana gelir. Kıyı çizgisinin önünde falezlerin gerilemesine bağlı olarak meydana gelen bu abrazyon platformunun oluşturduğu sahanlık, falezlerin gerilemesine bağlı olarak genişler. Kemer Burnu kıyılarında Paleozoyik şistlerden oluşan kıyılardaki kayaçlar, günlük ve yıllık sıcaklık farklarının etkisiyle çatlaklı bloklara ayrılmıştır. Dalgaların, falezleri alttan aşındırmasıyla kıyı çizgisi önünde düz bir sahanlık olarak meydana gelen abrazyon platformu, Bodrum Burnu kıyılarında oluşum ve gelişimine devam etmektedir.

Kemer Dere'nin Marmara Denizi'ne ulaştığı kesimde dar sahada gelişen kıyı oku dikkati çeker. Doğudan gelen akıntılar nedeniyle, kıyı oku kuzeybatıya doğru gelişmektedir (Foto 98). Kıyı gerisinde göllenme ve bataklıklar oluşur.

Paleozoyik şistlerden oluşan Değirmencik Köyü kıyıları, fay dikliğinin denetiminde gelişen sözde falezleri oluşturan 50 m yükseltideki seviyelerin geliştiği dik kıyılardır (Foto 99). Yamaç döküntüsü ve kaya düşmeleri ile kıyı aşınımı kıyılardaki yerleşmeleri de tehdit etmektedir. Yüksek kıyılarda gözlenen şistlerdeki deformasyonlar (Foto 100), tektonik bindirmeler kıyıların fayların denetiminde geliştiğini doğrulamaktadır. Balıkçı koyundaki falezlerde kuzey blok, şistlerden oluşan güney blok üzerine bindirmiş ve sıkışma nedeniyle güney blok 55° kuzeye



Foto 94: Kemer Köyü batı kıyılarında deniz düzeyi değişimlerinin izlerini yansıtan kıyı çentikleri.



Foto 95, 96, 97: Kemer köyü kuzeydoğu kıyılarında gözlenen abrazyon platformu oluşumu. Günlenmenin etkisiyle Paleozoyik şistlerden oluşan kayaçların çatlaklı bloklara ayrılması ve dalgaların ileri geri hareketleriyle oluşan sahanlık.



Foto 98: Kemer Dere'nin Marmara Denizi kıyılarına ulaştığı kesimde oluşan kıyı oku. Arka planda güneydeki platonun kıyıya doğru alçalan 60 m-70 m seviyeleri.



Foto 99: Değirmencik Köyü kıyılarında yamaç döküntüsü ve kaya düşmeleri (kuzeyden güneye bakış).



Foto 100: Değirmencik Köyü kıyılarında şistlerdeki deformasyonlar (ductile deformasyonlar).

dalmıştır (Foto 101). Tabaka doğrultusu doğu-batı yönlüdür. Kıyıları oluşturan kayalarda damar sokulumları dikkati çeker (Foto 102). Dalgaların işlevi sonucunda kıyılarda oluşan mağara boyutunda boşluklar, dalgaların oldukça tahripkâr olduğunu göstermekte ve deniz seviyesinden itibaren 2 m yükseltiye kadar çakıllardan oluşan denizel depolar dikkati çekmektedir (Foto 103, 104).

Değirmencik Köyü kıyılarında kıyı birikim şekillerinden dar bir sahada kıyı okunun geliştiği gözlenir.

Kıyı düzlükleri Aksaz Köyü doğu ve batısında, Şahmelek Koyu kıyılarında olduğu gibi geniş alan kaplar (Foto 105). Aksaz Burnu ile Aksaz Köyü doğusunda yer alan Kurtkaya Deresi'nin denize açıldığı kesimler arasında kalan kıyılar, 3,5 km uzunluğunda düzenlenmiş ölü falezlerin ortaya çıktığı kumsal kıyılar özelliğindedir. Doğal plajlar (kumsal) oluşum bakımından kıyılarda görülen bir birikim şeklidir. Buradaki kıyılar genellikle çakıl ve daha çok kumlardan oluşur. Bu malzemeler akarsular tarafından getirilen kum ve çakılların dalga ve akıntılar tarafından kıyı boyunca taşınması, koylarda ve sığ kıyılarda birikerek plajlı kıyıları oluşturmasıyla meydana geldiği gibi, kıyılardaki kayaların kimyasal ve fiziksel ayrışmaları sonucu çakıl ve kum boyutundaki malzemelerin küçük koy ve kıyıların önünde birikmesiyle de oluşabilir (Foto 106). Plajların gerisinde dalgaların etkisinden kurtulmuş dik yamaçlar ölü falezleri oluşturur. İnceleme sahasının Marmara Denizi kıyılarında dik yamaçlar üzerinde gelişen bitki örtüsünün, kuzey sektörlü rüzgârların etkisiyle aksi yönde yamaçlara yapışarak gelişmelerini sürdürmeleri ve Aksaz Köyü doğusunda gözlenen bir incir ağacının dallarının sarmal bir şekilde güneye doğru uzanması kuzey sektörlü rüzgârların bu kesimlerde oldukça etkili olduğunu göstermektedir (Foto 107, 108).

Şahmelek Koyu ile İnce Burun arasında uzanan kıyılar, tektonik uzanımların denetiminde gelişen faylı kıyıları oluşturur (Foto 109, 110, 111). Paleozoyik şistlerden oluşan ve en yüksek yerinin Boztepe (225 m)'nin oluşturduğu kütle, kıyıdan itibaren yükseldiği için oldukça diktir. Kısa boylu akarsular tarafından parçalandığı için de girintili ve çıkıntılı kıyılar meydana gelmiştir.

Şahmelek Koyu'na dökülen Şahmelek Deresi'nin denize ulaştığı yerde ağzının kum settiyle kapandığı görülür (Foto 112). Akarsuların yazın çekik dönemlerinde gözlenen bu durum, dalgaların taşıdığı malzemelerin birikmesiyle



Foto 101

Foto 102

Foto 101: Değirmencik Köyü kuzey kıyılarında şistlerde görülen bindirmeler.

Foto 102 : Değirmencik Köyü kıyılarında Paleozoyik şistlerdeki damar sokulumu.



Foto 103: Değirmencik Köyü kıyılarında dalgaların aşınımıyla oluşan oluklar.

ilgilidir. Yani akarsuyun getirdiği malzeme azalır, dalgaların işlevi artar. Bunun sonucunda kıyı gerisinde göllenmeler oluşur. Aynı durum Karabiga güneyinde Süleyman Dere ağız kesiminde de görülür (Foto 113). Ancak yine de gerek deniz işlevi sonucu taşınan materyaller gerekse Şahmelek Deresi'nin getirmiş olduğu alüvyal malzeme zamanla bu koyu dolduracaktır.

Karabiga kuzeydoğusunda Kale Burnu kıyıları 10-20 m alçak seviyeleri karşılayan kademe düzlüklerinden ve dik falezlerden oluşur. Kuzey sektörlü rüzgarların da şiddetiyle dalgaların aşındırması oldukça tahribkârdır. Kuzeye doğru



Foto 104: Değirmencik Köyü kıyılarında deniz seviyesinden 2 m yükseltide görülen denizel depolar.



Foto 105: Aksaz Burnu'na doğru plajlı ve dik kıyıları. Güneydoğudan kuzeybatıya bakış.



Foto 106. Aksaz Köyü batısında koylu kıyıları ve koyların önünde plaj gelişimi.



Foto 107



Foto 108

Foto 107: Aksaz Köyü doğu kıyılarında kuzey sektörlü rüzgarların etkili olduğu yüksek kıyılarda bitki örtüsünün yamaçlara yapışması.

Foto 108: Aksaz Köyü doğu kıyılarında kuzey sektörlü rüzgarların etkisiyle incir ağacının sarmal bir şekilde güneye doğru gelişimi.

kıyıda ki yamaçlar bloklar halinde kaymakta, falez yamaçlarında günlük ve yıllık sıcaklık farklarının etkisiyle büyük çatlaklar ve oyuklar oluşmakta, yükselen dalgaların etkisiyle aşınım artmaktadır. Karadan kopan bloklar, çok sayıda burun ve koylar, koylar gerisinde dar şeritler halinde plajlar görülür. Piriapos harabelerine ait kalıntıların kıyıda ki dik falezlerin üzerinde yer almaları kıyılarda ki aşınım ve gerileme olaylarının şiddetini ortaya koymakta ve güncel morfodinamik olayların etkinliğini göstermektedir (Foto 114, 115, 116).

Karabiga'nın inceleme sahasının içinde kalan doğu ve güney kıyıları 6 km uzunluğunda kumsal kıyıları halinde uzanır. Biga Çayı ağız kesiminden doğuya inceleme alanının dışına doğru devam eden kumsal kıyıların yaklaşık uzunluğu 9,5 km'dir. Kıyıları plaj oluşturarak düz bir çizgi halinde düzenlenmiş alçak kıyılarıdır (Foto 117). Biga Çayı ve Koca Çayı olarak Karabiga güneyinde Marmara Denizi'ne dökülen Kocabaş Çayı Biga Ovası'nda menderesler yaparak akmakta, yaz mevsiminde denize döküldüğü yerde ağzının kum setleriyle kapanması sonucu kıyı gerisinde göllenmelere neden olmakta (Şekil 90; Foto 118), sazlık ve bataklıklarla kaplanmaktadır. Kış mevsiminde akımın artmasına bağlı olarak kum settinden taşarak denize bağlanır. Dalgaların getirdiği kumların kıyılarda birikerek plaj oluşumuna yol açarak, kuzey sektörlü rüzgârların da devreye girmesiyle kum setleri



Foto 109: Şahmelek Deresi Vadi Tabanı Düzlüğü ve kıyıları denetleyen faylar.



Foto 110: Şahmelek Deresi'nin ulaştığı koy ve burunlar.



Foto 111



Foto 112

Foto 111: Şahmelek Koyu doğu kıyılarında Paleozoyik şistler arasında mostra veren kalın tabakalı kuvars damarı ve düşey atımlı fay.

Foto 112: Şahmelek Deresi'nin kıyı gerisinde oluşturduğu göllenmeler.



Foto 113: Karabiga kıyılarında Süleyman Dere'nin çekik dönemlerinde kum setti ile denizle bağlantısının kesilmesi sonucu oluşan göllenme.

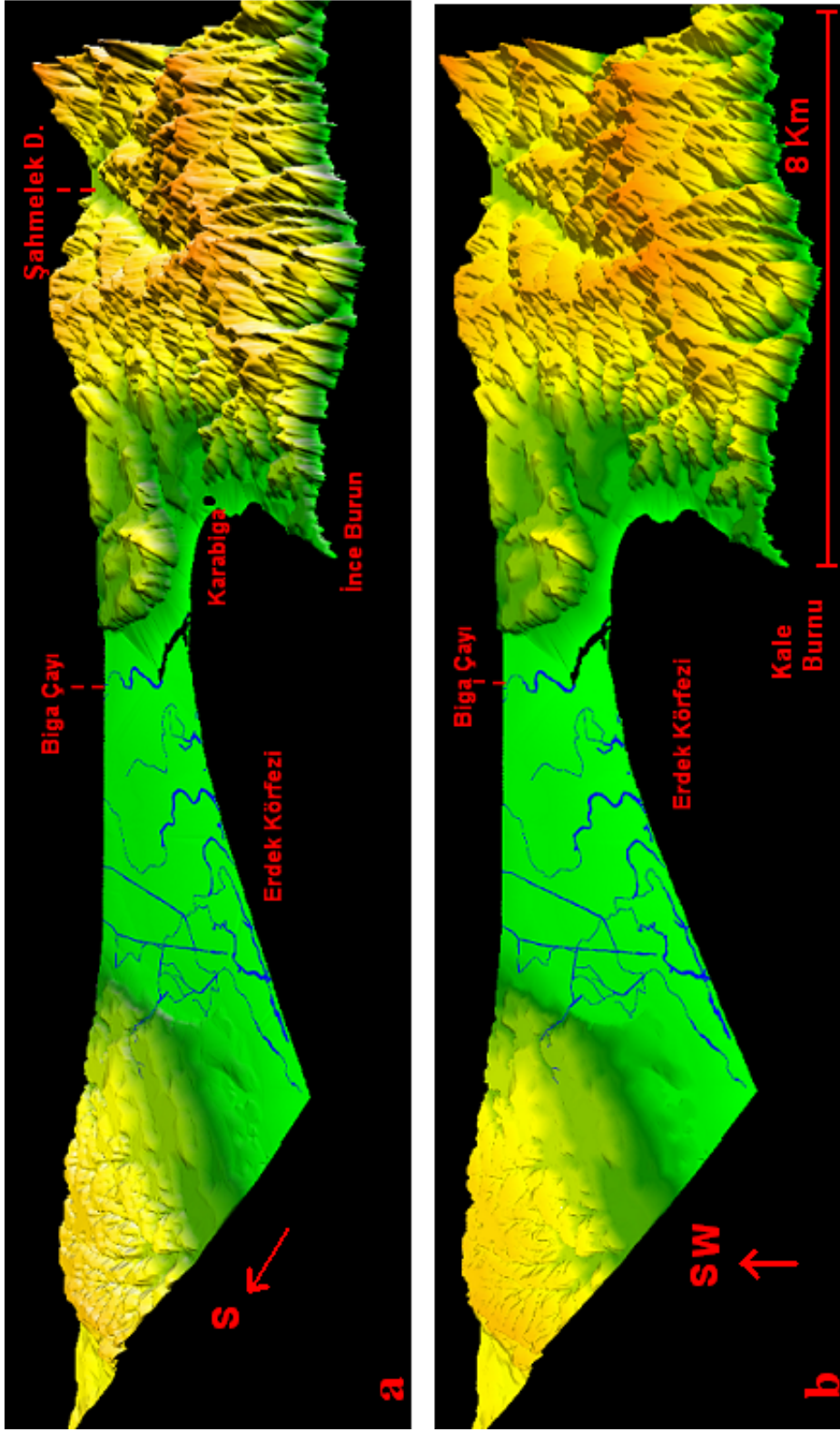


Foto 114, 115, 116: Karabiga kuzeydoğusunda Kale Burnu kıyılarında kıyı aşınımını gösteren kayalıklar ve falez üzerinde bulunan Piriapos harabelerinin kıyı aşınımıyla tahrip olması.



Foto 117: Kale Burnu'ndan Karabiga kıyıları.

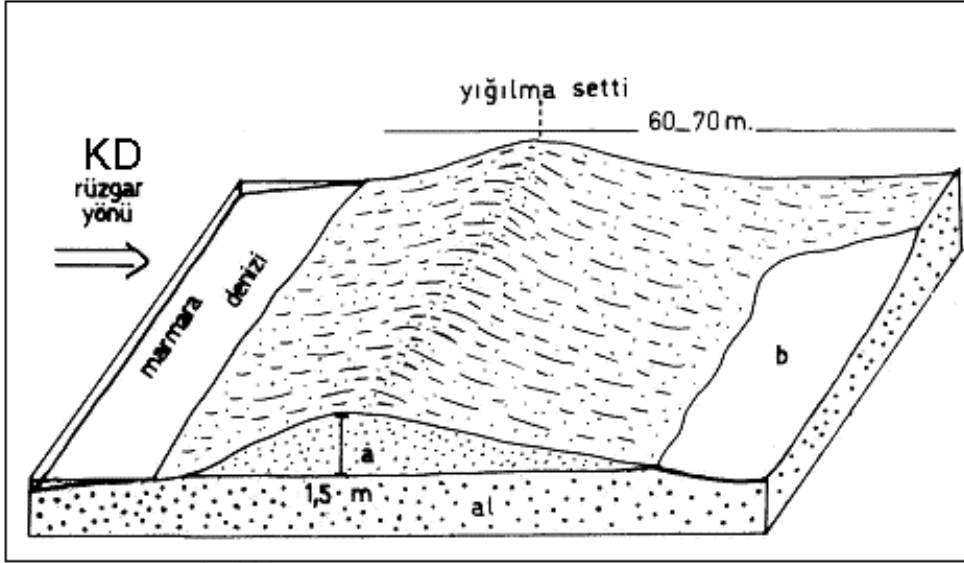
(yığılma seti) ile kıyı kumullarının oluşmasına neden olmaktadır. Kıyı kumulları tuzcul bitkiler tarafından yer yer işgal edilmiş ve kumulların hareketi yavaşlatılmıştır (Foto 119). Karabiga güneyi kıyından 50 m kadar içeride kumul depolarından alınan kum örneğinin granülometrik analizinde çizilen eğride (Şekil 91), ortanca değer (M_d)=0.32 mm, birinci çeyrek (Q_1)=0.44 mm, ikinci çeyrek (Q_2)= 0.198 mm'dir. Bu değerler deponun orta kum boyutundaki unsurlardan meydana geldiğini, bununla birlikte ince kum boyutundaki malzemenin de varlığını gösterir (ince kum % 26.90,



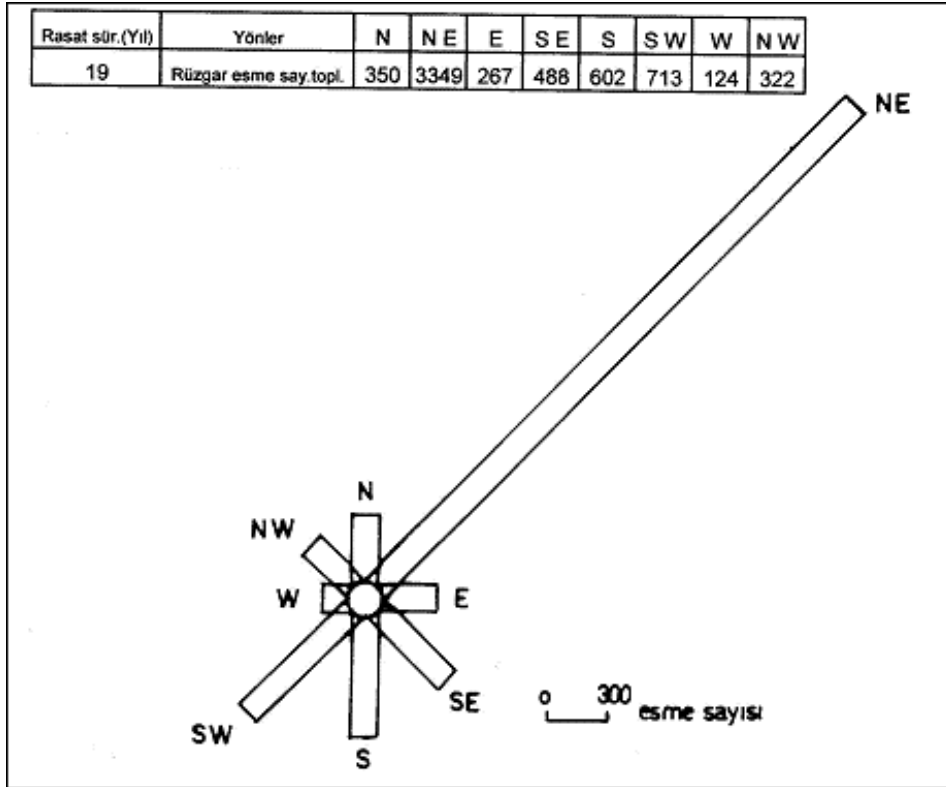
Şekil 90: Biga Çayı'nın (Kocabaş Çayı) Marmara Denizine ulaştığı Karabiga kıyıları ve yakın çevresinin sayısal arazi modeli (kuzeyden farklı açılardan görünüm).

aldığımız kumul deposunun ifade ettiği eğri tipini karşılar. Taşıyıcı faktörün öncelikle kuvvetli olması sonucu iri unsurların biriktiği, gücün aniden kesilmesine bağlı olarak orta kum boyutundaki unsurların depolandığı, orta ve ince unsurların yüzde oranlarının yüksekliği zayıf taşıma gücünü ve unsurların yavaş bir tempo ile nakledildiği ortamı ortaya koymaktadır. Kıyılarda kıyıya yatay olarak uzanan kum setleri balık sırtına benzer asimetrik bir şekil çizer (Şekil 92). Kumulların denize bakan tarafı dalgaların etkisiyle daha dik olup, karaya bakan yamaçları daha az meyillidir. Bu durum rüzgârların esme yönüyle ilgilidir. Bölgede kuzey sektör içinde kalan kuzeydoğudan esen poyraz birinci derece hakim rüzgâr yönüdür (Şekil 93). Kuzeydoğudan esen rüzgârlarla diğer yönlerden esen rüzgârlar arasında esme sayısı bakımından büyük fark vardır. Yıl içinde esen rüzgârların %53'ü kuzeydoğudan eser. Kıyılarda yaz mevsiminde dalgaların enerjisinin azalmasına bağlı olarak fırtına setleri oluşur (Foto 120). Bu mevsimde kumlar kuru olduğu için özellikle kuzeydoğu rüzgârların etkisiyle kıyı gerisine ilerlemekte ve bu ilerleme 60-70 m'yi bulmaktadır. Kıyı gerisindeki alanın ova oluşu da kumulların rüzgârlar tarafından iç kesimlere doğru ilerlemesini ve daha geniş alana yayılmasını kolaylaştırır. Kum yığınları göl ve bataklıkların başladığı, saz ve kamış gibi sulak alanları seven bitki örtüsünün bulunduğu kesimlere kadar devam eder. Kış mevsiminde fırtına dalgalarının yükselmesine bağlı olarak kıyı zonunu oluşturan zemin ıslanmakta, ince malzemelerin kara içlerine doğru hareketi yavaşlamakta veya durmaktadır. Yaz mevsiminin çekik dönemlerinde ise rüzgârların kuru haldeki kum yığınlarını iç kesimlere savurması nedeniyle kumul ilerlemesi daha aktif hale gelir. Kocabaş Çayı'nın yeraltından denizle bağlantısı devam ederek, set gerisinde oluşan lagüne deniz suyu karışır (İşcan ve Bayır, 1963).

Tez sahasındaki -200 m derinliğe kadar devam eden şelf sahası İnce Burun'dan itibaren Marmara Adası kuzeyine kadar 25 km'yi geçer (Şekil 94). İnceleme sahasında denizaltı topoğrafyası iki aşamadan meydana gelir. 0 m-40 m arası izobatların çok sık olduğu alanlar ve 40 m-200 m arası izobatların seyrek olduğu alanlar. Biga Çayı'nın döküldüğü ve Biga Ovası'nın kıyılarını oluşturan kıyı şeridi izobatlardan da anlaşıldığı gibi sığ kıyılar olarak dikkati çeker. Karabiga'dan Kemer Köyü batısına kadar kıyıların dik ve falezli kıyılar olması nedeniyle, 0-40 m'ler arasında uzanan izobatların oldukça sık olarak kıyıları çevrelediği, 40 m izobat



Şekil 92: Karabiga güneydoğusunda dalga ve rüzgarların işlevi sonucu oluşan balık sırtı şeklindeki kıyı kumulları. a:Kumullar b:Gölcük ve bataklık alan al:Alüvyon.



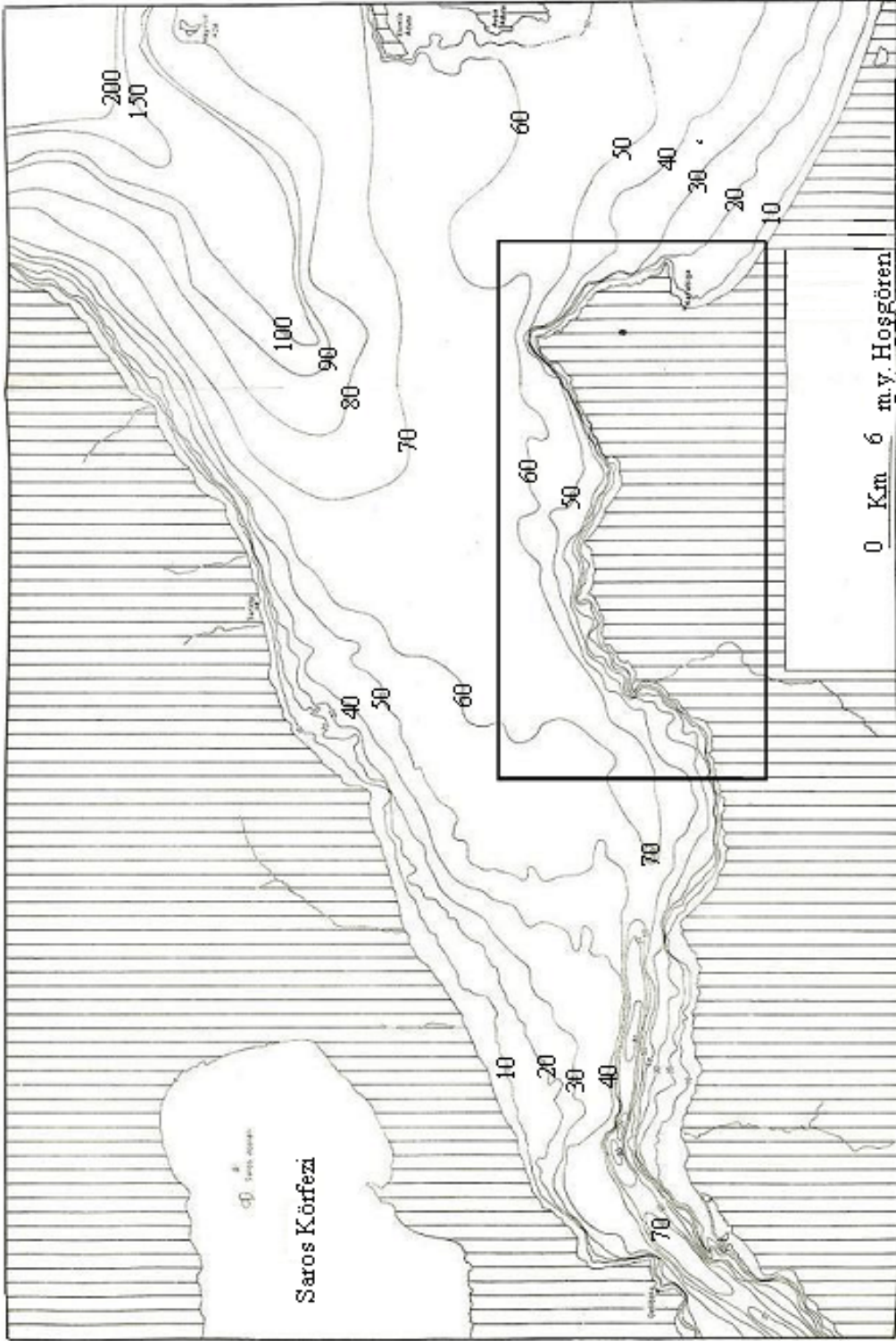
Şekil 93: 1931-1990 yılları arası Biga'ya ait rüzgarların yıllık ortalamalara göre toplam esme sayıları tablosu ve rüzgar gülü.



Foto 120: Karabiga güney kıyılarında dalga aşındırması ve fırtına setleri.

eğrisinden sonra derinliğin şelf üzerinde, Marmara Denizi açıklarına doğru yavaş bir şekilde arttığı görülür.

Bölgenin kuzey kıyıları İstanbul Boğazı yoluyla Marmara Denizi'ne giren ve Çanakkale Boğazı'na yönelen ana akıntının etkisi altındadır. İnce Burun ile Karabiga güneyi arasındaki kıyıları ise, ana akıntıdan ayrılan ve doğuya doğru devam eden küçük bir kol ile yine ana akıntıdan ayrılarak Erdek Körfezi'nden kıyı boyunca batıya devam eden akıntılar etkilemektedir. Bu akıntılar yer yer ters akıntılar oluşturur (İnandık, 1964; Ardel, 1975).



Şekil 94: Marmara ve araştırma sahası kıyıların denizaltı topografyasının ana çizgileri (Ardel ve Kurter, 1973).

VI. BÖLÜM: JEOMORFOLOJİK EVRİM

İnceleme alanı Oligosen sonunda yükselerek kara haline geçmiştir. Karasallaşma sırasında şiddetli bir aşınım başlamış ve Eosen/Oligosen tortuları büyük ölçüde aşınmış; karasal, gölsel ve sığ denizel Miyosen çökelleri ile volkanitler farklı litolojik birimler üzerinde yer almıştır. Saha, Orta Miyosen sonunda nemli sıcak iklim şartlarında penplenasyona uğramış genel taban seviyesine kadar düzleştirilmiştir. Bu dönem, belirtilen iklim koşulları altında gelişen bir aşınım devresi ve alçak alanlarda korelat depoların biriktiği göl ortamları ile temsil edilir (Erol, 1980). İnceleme sahasının en yüksek kademelerini oluşturan yüzeyler, 330 ile 470 m'lerde yayılan Kuğuluburun Tepe (426 m), Dikmenkorusu Tepe (468 m), Kokarca Tepe (410 m), Sivri Tepe (343 m) gibi başlıca yükseltelerin oluşturduğu platolar üzerinde yükselen zirvelerle temsil edilir.

Orta Miyosen sonu (Serravaliyen)-Üst Miyosen'de (Erol, 1989) meydana gelen yoğun tektonik faylanmalar yükselen ve alçalan bloklar şeklinde seviye farkına neden olmuş, yeni taban düzeyi oluşmuştur. KAF'nın göreceli hareketlerinden kaynaklanan kuzeydoğu-güneybatı, doğu-batı, kuzeybatı-güneydoğu yönlü faylarda yanal ve düşey hareketler meydana gelmiştir. İnceleme sahasında karşılaşılan büyük seviye farkları neotektoniğe bağlı lokal faylanmalar kontrolünde gelişmiştir.

Üst Miyosen'de meydana gelen yoğun tektonik hareketler aynı zamanda Alt Orta Miyosen çatı düzünün kırılmasına neden olmuş, dönemin sonlarına doğru kurak, yarıkurak iklim şartları altında sertgen adatepeler, denüstasyonal süreçlerin oluşturduğu geniş oluklar, eğimli aşınım etek düzlükleri gibi bu döneme ait morfolojik şekillenmeler ve 200-330 m'ler arasında yayılım gösteren II.basamak yüzeyler ortaya çıkmıştır. Üst Miyosen'de gelişen bu yeni aşınım süreciyle çatı düzünü oluşturan belirgin reliefin yayılım sahası daralmıştır.

Pliyosen başlarında şiddetlenen tektonik hareketlerin etkisiyle taban düzeyi değişmelerine bağlı olarak akarsular faaliyete geçmiştir. Başlangıçta Üst Miyosen yüzeylerinde gelişen akarsular yeni taban seviyesine göre yataklarını kazdıkları için daha aşağı kesimlerde gömülmeye başlamıştır. Pliyosen boyunca artan tektonik

etkinlik morfolojik aşınım döngüsünde kesintilere neden olmuş, yeni taban düzeyi değişmelerine bağlı olarak oluşan aşınım yüzeyleri, daha yükseklerde bulunan yüzeylerin zararına gelişerek onları deforme etmiştir (Erol, 1980). Bunun yanında bazı kesimlerde faylanmalara bağlı, yüzeylerde basamaklanma gelişmiştir. Örneğin Karabiga-Karahamzalar Platosu'nun kuzeyinde yer alan kuzeydoğu-güneybatı yönlü tektonik uzanım, düşey atım sonucu belirgin seviye farkı oluşturmuştur. Bu atım aynı zamanda kuzeydeki granodiyoritlerle güneyde yer alan Neojen depoların oluşturduğu iki farklı litolojik birimi ayırır. Buna bağlı olarak Üst Pliyosen yüzeyleri 10-200 m arasındaki yükseltilerde gelişen farklı kademe seviyelerini oluşturur.

Pliyosen sonlarında ise, Üst Miyosen sistemlerine bağlandıkları yerlerde aşınım, Biga havzası kenarlarına doğru ise birikim şeklinde gelişen aşınım-birikim şeklindeki Pliyosen yüzeyleri, geniş ve yayvan profil gösteren vadilerde omuz sistemleri olarak ortaya çıkar.

Pliyosen/Kuvaterner arasındaki genç tektonik hareketler eşliğinde düşey yönlü şiddetli faylanmalar sonucunda Biga havzası KAF ve ona bağlı havzayı kuzeyden ve güneyden sınırlayan dislokasyonların etkisiyle alçalarak kuzey ve güneydeki yüksek alanlardan gelen aşınım malzemelerinin tortulanma alanı haline gelmiş, sahada topografik diskordans oluşmuş ve bugünkü jeomorfolojik manzaraya damgasını vurmuştur. Pliyosen yüzeyleri, gençleşme ve akarsularla yarılarak yeni bir aşınım dönemi başlamış, akarsular geniş tekne biçimli vadi sistemlerinde omuzlar oluşturmuş, geniş yüzeyler halinde flüvyal süreçlerin de devreye girmesiyle Biga havzasına doğru eğimlenmiştir. Kocabaş Çayı (Biga Çayı) Pliyo-Kuaterner boyunca Biga havzasındaki Miyosen göl depolarını büyük oranda süpürerek ortamdan uzaklaştırmış, tabanına alüvyonlarını biriktirmiş, havza kenarlarını Pliyosen depolar çevrelemiştir. Bu sırada Marmara havzası karasal ortamdadır. Akarsular şiddetli tektonik yükselmelere ayak uydurmuş ve epijenik boğaz vadilere gömülmüştür (Çınar Dere ve Biga Çayı gibi). Biga Çayı, Biga-Danapınarı Platosu'nu güneye doğru yarararak derin boğaz oluşturmuş, Kapanbelen Köyü doğusuna kadar geniş alüvyal taban düzlüğüne yerleşmiştir. Vadi taban gelişimini safhalar halinde sürdürerek oluşturan akarsular önceki tabanlarına gömülmüşlerdir. Fayların yönlendirdiği çizgiselliklere yerleşen akarsularda dirsekler, kapmalar, ötelenmeler, eğim kırıkları ortaya çıkmış faylı, kafesli drenaj ağı kurulmuştur (Harmanlı-

Danapınarı köyleri arasında olduğu gibi). Akarsu şebekesi genelde dantritik drenaj olarak gelişmiştir. Subsekant akarsular çizgisellikler ve formasyonların kontakt sınırlarına yerleşerek yataklarını kazmışlardır. Genç tektonik hareketlerle taban seviyesinin alçalması sonucunda Ayıtdere Köyü'nün bulunduğu subsekant depresyon, Kemer Dere'nin yan kolu tarafından boşaltılmış flüvyo-karstik bir depresyondur. Tektonizma, yapı ve litolojik özellikler akarsuların kuruluş ağının morfolojik oluşum ve gelişimini yönlendirmiştir.

İnceleme sahasının jeomorfolojik evrim süreci içerisinde ve Kuvaterner'de oluşumunu sürdüren diğer bir morfolojik şekil de glasilerdir. Glasiler, Eskibalıklı, Karahamzalar ve Örtülüce köyleri çevresinde, kuzeydeki yüksek kütlenin eteklerinden güneye Biga Ovası'na doğru hafif eğimli düzlükler halinde gelişmiştir.

Pleyistosen ortalarında tektonik hareketlerle Akdeniz sularının Ege ve Marmara havzasına sokulmasıyla Treniyen transgresyonuna bağlı olarak denizel taraça yüzeyleri meydana gelmiştir. Üst Pleyistosende Würm regresyonuna bağlı olarak aynı zamanda nemli-ılıman bir iklimin etkisiyle akarsular daha etkin hale gelerek, bugünkü vadilerini en çukur kısımlarda çakıllardan oluşan gerçek akarsu taraçalarını oluşturmuştur. Flandriyen transgresyonu sırasında Üst Pleyistosen'deki çakıllı taraçalar Holosen taraçalarının (güncel) altına gömülmüştür.

Genel taban seviyesine yakın akarsuların son transgresyon olaylarına bağlı olarak yataklarında birikim faaliyetleri geniş tabanlı Holosen vadi tabanlarını oluşturmuş, deniz düzeyinin günümüz seviyesine gerilemesiyle de Holosen'deki akarsu taraçaları ortaya çıkmıştır. Biga Ovası, havzayı çevreleyen yüksek kütlelerden gelen akarsuların taşıdığı alüvyonların doldurmasıyla deltayik bir ortam kazanmıştır. Ancak burada tam bir Biga Çayı deltasından bahsetmek henüz mümkün değildir.

Alüvyal taban düzlüklerinin faylarla sınırlandığı kesimlerde yamaç erozyonunun oluşturduğu kolüvyal malzemelerden oluşan birikinti yelpazeleri, jeomorfolojik evrimde Kuvaterner şekilleri olarak dikkati çeker. Hızırilyas Tepe (265 m) kuzey eteklerinde gelişen yelpazeler, Bey Ova'sına kısmen piedmont ovası özelliği kazandırmıştır. Üst Pliyosen sonlarına doğru oluşmaya başlayan bu flüvyal birikinti şekilleri, Holosen boyunca gelişerek günümüzde de gelişim sürecine devam etmektedir.

İnceleme sahasının kıyılarında; dalgaların işleviyle yüksek kıyılarda falezler, aşınım düzlükleri, falez çentikleri, akıntı ve dalgaların denetiminde kumlu ve çakıllı plajlar, kıyı okları, alçak kıyılarda rüzgârların etkisiyle kumullar meydana gelmiştir. Saha; girintili, çıkıntılı çok sayıda burun ve koyların geliştiği, fayların denetlediği yüksek kıyılar ve aktif falezler olarak ortaya çıkar.

Sonuç olarak araştırma sahası yukarıda açıklanan jeomorfolojik gelişimi sonucunda, orta bölümde Biga Ovası'nın bulunduğu havza ve çevresini kuşatan farklı yükselti kademelerinde gelişen, aşınım yüzeylerinin geliştiği platolardan ve bu platolar üzerinde yükselen çatı düzü durumundaki belirgin relieflerden oluşan bir saha görünümündedir.

SONUÇ ve ÖNERİLER

İnceleme alanı güneyde bulunan Sakarya Zonu ile kuzeydeki Rodop-Istranca Masifi'nden ayıran kenet kuşağı üzerinde bulunur (Siyako vd., 1989) Sakarya Zonu ile Rodop-Istranca Masifi muhtemelen Erken Eosen sonunda çarpışarak bölge bütünüyle yükselmiş ve aşınmıştır. Saha, KAF'ın oluşturduğu levha sınırı dolayısıyla kabuğun daraldığı bir sıkışma zonu içinde yer alır. Araştırma alanının bugünkü morfolojik özelliklerinin oluşmasında Orta Miyosen sonundan itibaren başlayan ve günümüze kadar gelen neotektonik hareketler etkili olmuştur.

Araştırma sahası, genel olarak Paleozoyik şistlerden oluşan temel arazi üzerindedir; Mesozoyik split ve detritikler (kumtaşı, kıltaşı), melanaj; Tersiyer andezitler, detritikler (kumtaşı), granodiyorit; Neojen (kum, çakıl, kil) formasyonlarından oluşur. Sahanın çeşitli yerlerinden alınan kayaç örneklerinin ince kesitlerinin mikrofotolarında, Paleozoyik şistler içinde; fosiller, mermerler, fosil içeren mermerler görülmekte, kalsit ve klorit bakımından oldukça zengin oldukları dikkati çekmektedir. Melanj içinde muhtemelen ofiyolit yerleşimi sırasında meydana gelen bindirmeleri karakterize eden milonit dokusu izlenir. Kayaçların bu özellikleri yanında ortamın oluşum şartları da ortaya konulmuştur. Örneğin, Çınar Dere kuzeyindeki Neojen örtüyü oluşturan kumtaşının ince taneli olmasından dolayı derin bir ortamı veya kaynağından daha uzağa taşınan bir çökeltme ortamını karakterize ettiği belirtilebilir.

Saha, yükselti basamaklarına göre; 0-50 m'ler arasında yer alan Ova ve Vadi Tabanı Düzlükleri sahanın % 42'sini, 50-100 m'ler arasında yayılan alçak platolar % 25'ini, 100-300 m'ler arasındaki yükseltilerde bulunan yüksek platolar sahanın yaklaşık % 30'unu oluşturur. Platolar üzerinde 300-500 m'ler arasında yükselen belirgin relief ise inceleme sahasının yaklaşık % 2'sini oluşturur.

İnceleme alanında üç ana jeomorfolojik birim ayırtlanır. Kuzey, batı ve güney kesimlerinde platolar geniş yer kaplarken, güneydeki platolar üzerinde yükselen Kuğuluburun Tepe (426 m), Dikmenkorusu Tepe (468 m), Kokarca Tepe (410 m), Sivri Tepe (343 m)'den oluşan zirveler, belirgin reliefi oluşturur. Biga Ovası ve ana akarsuların oluşturduğu vadi tabanı düzlükleri ise, "Ova ve Vadi Tabanı Düzlükleri" başlığıyla incelenmiştir.

Coğrafi Bilgi Sistemleri'nden yararlanılarak relief analizleri yapılmış, sayısal arazi modelleriyle ilgili yükselti basamakları ve eğim haritaları, deprem episantr dağılım haritaları, akarsu drenaj haritaları, üç boyutlu görüntüler ve değişik açılardan elde edilen görüntülerle sahanın, morfolojik gelişimi ile ilgili daha net veriler sağlanmıştır.

İnceleme alanında en geniş yeri kaplayan platoların yükselti değerleri 330 m'lerden 10 m'lere kadar hafif eğimlerle iner. Plato alanları Paleozoyik şistler , Eosen detritik (kumtaşı) ile andezitler ve Tersiyer granodiyoritler üzerinde yayılım gösterir. Kuzeyde yer alan değişik kademelerdeki düzlüklerin Paleozoyik şistler ve Tersiyer (Geç Oligosen-Erken Miyosen) granodiyoritler ile Neojen örtüden (kum, çakıl, kil) oluşur. Batıda yayılan platolar ise, Eosen andezit ve detritiklerden (kumtaşı) oluşmuş, güneydeki plato alanları ise yoğun olarak Paleozoyik şistler, Eosen detritikler (kumtaşı) den meydana gelmiştir. Biga Ovası'nı çevreleyen ve bazı alanlarda Neojen örtü formasyonları üzerinde gelişen alçak plato sahası 100 m'den daha alçak seviyeler şeklinde, 10 m yükseltiye kadar alçalır ve alüvyal dolgulu Biga Ova tabanına düşük eğimlerle iner.

İnceleme alanının kuzey ve güney bölümlerini ayıran Biga Ovası çöküntü alanının kuzeyde ve güneyde, kuzeydoğu-güneybatı yönlü tektonik dislokasyon hatlarıyla belirgin eğim kırığı oluşturduğu ve bir seviye farkının meydana geldiği, kuzey ve güneydeki kütlelerin bu dislokasyon hatlarından oluşan yapının denetiminde kütleli olarak yükseldiği, Biga Ova tabanının ise çökmesiyle şekillenen bir morfolojik gelişme gösterdiği izlenir. Kuzey Anadolu Fayı (KAF) sistemi içinde bulunan Biga Fayı ve havzayı kuzeyden ve güneyden sınırlayan bu tektonik uzanımlar eşliğindeki çökme hareketleri oluşumunu sürdürmektedir. Biga güneyindeki Kırkgeçit kaplıcaları bölgedeki fayların aktifliğini kanıtlamaktadır. Sahada, 5-6 büyüklüğünde 2 adet, yakın çevresinde 6-7 büyüklüğünde 1 adet ve çok sayıda 5'ten küçük depremlerin kaydedilmiş olması bölgenin sismik hareketliliği bakımından önem taşır. Biga Ovası'nı doğu-batı yönde kateden faylar üzerinde aktif bir fayın varlığını işaretleyen 4 büyüklüğündeki depremin odak mekanizma çözümünde, P doğrultusunda sıkışma, T doğrultusunda açılma ile karakterize edilen bir ters faylanma görülür. Genel olarak ifade etmek gerekirse bölgenin sıkışmalı yanal atımlı faylanmalar denetiminde geliştiği belirtilebilir. Bu, jeomorfolojik-

tektonik oluşumun yanında fay ve çizgisellikler drenaj şebekesinin kuruluşunu da denetlemiştir.

Biga Ovası, Marmara havzasının oluşumunu etkileyen tektonik hareketlerin kontrol ettiği, akarsuların aşınım ve birikim faaliyetleri üzerinde etkili olduğu buna bağlı olarak, taban seviyesi değişimlerinin neden olduğu aşınma-boşalma-birikim süreçlerinin birbirini takip etmeleriyle oluşmuş henüz tam olgunlaşmamış deltayik bir ortama da sahip, alüvyal dolgululu bir çöküntü ovasıdır. Bakacak kuzeyinde Koca Çay'ın kolu olan Şaban Dere'nin güney yamaçlarından, Akkayrak Köyü güneyinde Biga Çayı batı yamaçlarından ve Apdiğa Köyü mevkiinde Biga Çayı'nın kolu olan Çınarlı Dere'nin eski tabanından alınan çakıl örnekleri incelendiğinde, yassılık indis değerlerinin düşük olması ve yuvarlaklık indis değerlerinin orta derece olması, malzemenin uzun yol katetmediği ve az işlendiği (sel karakterli akarsular) denizel/gösel ortamın da şekillenmede etkisinin önemli olduğu sonucuna varılır. Bölgede, günümüzde olduğu gibi deponun olduğu dönemde de sağanak yağış ve sellenmeler gibi benzer iklim şartlarının görüldüğü sonucu ortaya çıkar.

İnceleme sahasının çeşitli yerlerinden alınan kum örneklerinin analizi sonucunda sahanın morfolojik geçmişine ait hidrodinamik koşullar yorumlanmış ve çökme ortamının özellikleri, taşıyıcı faktörlerin enerjisi ortaya konulmuştur. Akyaprak Köyü kuzeyinde 40 cm kalınlığındaki toprak tabakası ile altındaki 45 cm kalınlığındaki kum deposunun yer aldığı yarmadan alınan kum örneğinin granülometrik analizi sonucunda, orta ve ince unsurların depoda hakim oluşu ve düzenli bir tabakalanma göstermesi, zayıf bir taşıma gücü ile malzemenin yavaş bir tempo ile nakledildiği ve deponun sakin bir ortamda oluşabileceği fikrini vermektedir. Bu ortam bir göl ayağının taban depolarında olabilir. Buna göre Akyaprak Köyü'nün bulunduğu seviyeler taban seviyesi değişimlerine bağlı olarak yarılması sonucu eski göl tabanını karşılayan yüzeyler şeklinde ortaya çıkmıştır.

Biga Ovası ve çevresinde 1967-79 yılları arasında DSİ, YSE, İller Bankası ve Özel İdare tarafından açılan sondaj verileri incelendiğinde; kil, kum, çakıl, kumlu kil, kumlu çakıl, siltli kum, siltli kumlu kil, çakıllı kil, killi kum, marn seviyeleri ortaya konulmuştur. Kil gibi çok ince unsurların çökel kalınlığı, durgun su ortamını işaretleyen lagüner bir fasiyeste oluştuğunu gösterir. Zaman zaman çevreden gelen enerjisi yüksek flüvyal kökenli iri unsurların birikimi söz konusudur. Çevredeki plato

sahalarının oluşturduğu yüksek alanlardan aşınım ile gelen malzemelerin (kumlu-killi, çakıllı, siltli, kalkerli, marnlı) Kuvaterner alüvyonlarının altındaki Miyosen-Pliyosen karasal kökenli tortulları oluşturduğu görülür. Biga Ova tabanını çevreleyen köyler aynı depoları yüzeyleyen seviyeler üzerinde yer alır.

Orta Miyosen sonu tektonik hareketler Biga-Danapınarı Köyü arasındaki güney kütleinin bütünüyle yükselmesine Biga Ovası ile Biga Çayı'na doğru basamak faylar eşliğinde çökmesine ve kuzeydoğu-güneybatı yönlü orografik uzanımına neden olmuştur.

İnceleme alanında genel olarak bütün sistemlerin kuzeye doğru eğimlendiği ve akarsuların genellikle yapıya uyum sağladığı gözlenir. Bu bağlamda Miyosen aşınım yüzeylerinin de olduğu yapı, Pliyosen sonu genç tektonik hareketlerden önemli ölçüde etkilenmiştir.

İnceleme alanında geniş alanlar kaplayan, çeşitli yaş ve litolojik kayaları kesen farklı yükselti kademelerinde gelişen aşınım yüzeylerinin oluşması ve çarpılması gençleşmeyi işaretleyen başlıca relief unsuru olarak dikkati çeker. Tektonizma ve östatik hareketlerin oluşturduğu taban seviyesindeki değişimlere bağlı olarak belirgin seviye farkları oluşmuştur. Profil serilerinde de görüldüğü gibi, 330-468 m'lerde görülen en üst kademedeki Alt-Orta Miyosen aşınım yüzeyleri; 200-330 m'ler arasında yayılan yüzeylere referans oluşturan aşınım yüzeyleri, 100-200 m yükseltilerde yer alan yüzeylere referans oluşturan aşınım yüzeyleri ile 10-100 m'ler arasında geniş yüzeyler halinde uzanan Biga Ovası'na doğru eğimli seviyeler dönemsel gençleşmeleri gösterir. Bunlardan Alt-Orta Miyosen yüzeyleri çatı düzü durumundaki yapısal düzlüklerdir. Diğer kademelerdeki yüzeyler ise bu yapının çevresinde, taban düzeyi değişimleri ve gençleşmeye bağlı olarak denüdasyonel (yüzeysel aşınım) süreçlerle işlenmiştir. 10-100 m'lerdeki kademe yüzeylerinin gelişiminde flüvyal süreçler etkili olmuş, geniş alanlı yüzeylerin Biga Ovası'na doğru eğimli olmasında da Pliyosen / Pleyistosen arasındaki tektonik hareketlerin büyük rolü olmuştur.

Bölgede jeomorfolojik evrime göre ilk akarsu drenajı ve vadi gelişimi, Pliyosen'de kurulmuş, Kuvaterner boyunca gelişimine devam etmiştir. Pliyosen sonu-Kuvaterner başlarında tektonik hareketler sonucu ortaya çıkan yükselimler; akarsuların yana aşındırmasıyla meydana gelen kayma yamacı taraçaları, menderes

yenikleri, akarsuların geriye ve derine aşındırmasıyla ortaya çıkan genç yarılmalar, genç “V” şekilli çentik vadiler, akarsu vadilerinde eğim kırıkları, kuru vadiler, kapma dirsekleri ve ötelenmeler, epijenik boğaz vadiler, glasiler şeklinde ortaya çıkmış ve genç tektoniğin morfoloji üzerindeki kanıtlarını oluşturmuştur. Saha, yarı olgun bir topoğrafya görünümündedir.

Akarsularda dantritlik,subdantritlik, subparalel, radyal, kafesli ve kancalı drenaj tipleri gelişmiştir.

Km²'ye düşen akarsu uzunluğu olarak hesapladığımız (km²/km) akarsu yoğunlukları sahanın her yerinde aynı değerleri göstermez. İklim, arazinin yapısı, litolojik özellikler, bakı, bitki örtüsü gibi etmenler akarsu yoğunluğunun derecesini tayin eder. Aynı litolojik yapılar üzerinde aynı akarsu yoğunluk değerleri görülür. Aynı eğim değerlerine sahip fakat farklı litolojik formasyonlar üzerinde farklı akarsu yoğunlukları dikkati çeker.

Yaptığımız Raisz ve Henry'nin ortalama yamaç tayini metoduna ve sayısal arazi modellerinden üretilen eğim haritalarına dayanarak, eğim değerleri oldukça yüksek değerler gösterir. Biga Ovası çevresindeki plato sahalarında eğim 25° 'den yüksek değerlere sahip iken, plato üzerinde yer alan belirgin relieflerde ise eğim % 35'i geçer. Bu durum çizgisel ve yüzeysel erozyonu arttırmaktadır. Özellikle kuzeyde platoların yer aldığı ve gevşek litolojiden oluşan granodiyoritler üzerinde kuvvetli aşınım görülür. Plato sahalarından Biga Ova düzlüğüne geçişlerde eğim değerleri azalarak ova tabanında 0° yi bulur.

Geniş tabanlı vadilere yerleşen akarsular, Würm glasyasyonunda deniz seviyesinin -90 -100 m'ye çekildiği dönemde taban seviyesindeki alçalmaya bağlı olarak kazılmış ve geniş oluklu vadi tabanlarına yerleşen drenaj sistemleri olarak ortaya çıkmıştır. Flandriyen transgresyonu sırasındaki birikim döneminde vadi olukları doldurulmuş ve geniş tabanlı alüvyal vadiler şeklinde güncel morfolojik şekillenmeyi oluşturmuştur.

Araştırma sahasında geniş alanlar kaplamayan sığ bir karstlaşma görülür. Pliyosen sonu ve Kuvaterner'de devam eden karstik şekillerden, lapyalar ve mağara oluşumu (Balıkkaya Mağarası) arazinin çeşitli yerlerinde kireçtaşlarının dağılımına bağlı olarak ortaya çıkar. Bunun yanısıra Ayıtdere Köyü'nün bulunduğu mevkiide

eski bir karstik depresyon günümüzde flüvyo-karstik bir depresyona dönüşmüş durumdadır.

İnceleme alanının kıyı özellikleri ise; yüksek, dik, kayalık, falezli, yapının ve fayların kontrolünde gelişen birçok koy ve burunlardan oluşan girintili ve çıkıntılı, cepli, çentikli morfolojik özellikler gösteren, aşınım ve kıyı gerilemesinin çok hızlı olduğu, çeşitli birikim şekillerinin görüldüğü kıyılar olarak dikkati çeker. Falezler, bir taraftan dalgalar bir taraftan çözülme ve kütle hareketleri, sel ve seyelan suları, kısa boylu akarsular tarafından yatıklaştırılmakta ve geriletilmektedir. Ölü falez ve sözde falez diğer kıyı aşınım şekilleridir. Kıyı aşınım şekillerinden bir diğeri de dalga aşınım düzlüğü (abrazyon platformu) ile denizin günümüz seviyesinden daha yüksekte olduğunu gösteren falez çentikleridir.

Akarsu ağzlarının bulunduğu kıyılar, alçak kıyıları oluşturmakta bu kesimlerde kumlu ve çakıllı plaj (kumsal), kıyı okları, kumullar kıyı birikim şekilleri olarak dikkati çekmektedir.

Ekosistemi oluşturan sulak alanlar bazı sorunlarla karşı karşıya bulunur. İnsanlar saz ve kamış gibi bitki örtüsünü keserek kum setlerinin sulak alana doğru ilerlemesini hızlandırmakta, kıyılardan kumların çekilmesiyle doğal denge bozulmaktadır. Bu bölümde yer alan Karabiga kıyılarında genel olarak, akarsuların çekik dönemlerinde dalgaların getirdiği kum ve çakılların birikmesiyle denizle bağlantılarının kesildiği ve göllenmelere neden olduğu gözlenir.

Hakim rüzgar yönünün poyraz olması, morfolojik bakımdan uygun şartlar göstermesi ve korunaklı kıyılara sahip olması gibi özellikler açısından bölge kıyıları, yerel gereksinimi karşılayacak rüzgâr gücünden elektrik enerjisi üretme çalışmaları için elverişli şartlar gösterir.

Güncel morfodinamik etken ve süreçler çevresel jeomorfoloji açısından birçok problemlere neden olmaktadır. Akarsulardaki taşkınların çevreye zararları, çekik zamanlarda denize ulaşamayan akarsuların oluşturduğu göllenme ve bataklıklar, eğimli sahalarda görülen özellikle sel ve seyelan sularının oluşturduğu toprak erozyonu, akıntı ve dalgaların kıyının şekillenmesi üzerindeki etkileri, kumullar, Biga Ovası'nın genç faylarla sınırlanması ve sismik hareketlilik araştırma sahasının başlıca sorunlarıdır.

Bölgedeki deprem aktivitesine karşı çeşitli önlemlerin alınması kaçınılmazdır. Bu önlemler arasında; zemin tabiatına uygun dayanıklı binaların yapılması, su havzalarında deprem sonrası ortaya çıkabilecek olumsuz durumların takip edilmesi (Bakacak barajı, yapılan ve yapılmakta olan göletler için), Kırkgeçit kaplıcaları gibi sıcak su-mineral içeren su kaynaklarındaki değişimlerin sürekli gözlenmesi, heyelan gibi kütle hareketlerinin ortaya çıkaracağı olumsuz etkilere karşı çalışmalar yapılması, Marmara Denizi'ndeki olası depremlerin oluşturacağı dalga etkisinin ne oranda olacağı, kıyıda bulunan yerleşmeleri etkilemesi bakımından sonuçlarının ortaya konulması, bölgenin deprem istasyon ağı ile sismik hareketliliğin daha hassas ve yakından izlenmesi gibi önlemlerin alınması gerekmektedir. Bölgede depremler tektonizmanın oluşturduğu kırık sistemlerinin kontrolünde gelişmekte ve alüvyal dolgulu ovalarda depremin yıkıcı etkileri daha fazla olmakta ve halen etkinliğini sürdürmektedir. Depremsellik yörede genç tektonik hareketlerin halen devam ettiğini göstermektedir. Ovada tarımın yapılmasına devam edilmesi, anakayadan oluşan yamaç ve plato düzlüklerinden ise yerleşme ve mühendislik yapıları kurularak faydalanılması esas olmalıdır.

KAYNAKÇA

- AKYOL, H.: (1949), Türkiye’de akarsu rejimleri, **T.C. Derg.**, Yıl: VI-VIII, Sayı: XI-XII, sf:1-34, Ank.
- ALSAN, E., TEZUÇAN, L., BAŞARIR, E., AYHAN, E., SANCAKLI, N.: (1984), ‘‘5 Temmuz 1983 Biga depremi ve artçı deprem etkinliği’’ **Deprem Araşt. Bül.**, Yıl: II, Sayı: 46, Ank.
- ARDEL, A., İNANDIK, H.: (1957), ‘‘Marmara Denizi’nin teşekkül ve tekamülü’’ **T.C.D.**, No:17, sf:1-19, İst.
- ARDEL, A., KURTER, A.: (1957), Marmara’nın denizaltı reliefi. **Coğr. Ens. Derg.**, No:8, sf:83-90, İst.
- ARDEL, A.: (1958), Marmara Bölgesi’nin yapı ve reliefi ve bu münasebetle ortaya atılan problemler. **Coğ. Araş. Derg.**, Cilt:2, No:21, sf:20-30. Ank.
- ARDEL, A.: (1960), Marmara Bölgesi’nin yapı ve reliefi, **T.C.D.**, Coğ. Ens. Yay., Sayı:20, No:21
- ARDEL, A.: (1965), Anadolu havzalarının teşekkül ve tekamülü hakkında düşünceler. **İ.Ü. CED.** Cilt:8, Sayı:15, sf: 60-73. İst.
- ARDEL, A.: (1967-1968), ‘‘Türkiye kıyılarının teşekkül ve tekamülüne toplu bakış’’ **Türk Coğrafya Derg.**, Sayı:24-25, sf:1-13. Ank.
- ARDEL, A., KURTER, A.: (1973), ‘‘Marmara Denizi (Fiziki Etüd)’’ **İ.Ü., C.E.D.**, Cilt:10, Sayı:18-19, sf: 57-70, İst.
- ARDEL, A.: (1975), Umumi coğrafya dersleri, **Coğ. Ens. Yay.**, Cilt:2, Fasikül:1, No:19, İst.
- ARDOS, M.: (1971), ‘‘Aşınım satırları ve penelenlerle münasebetleri’’ **Jeom.Derg.**, Sayı:3, sf: 44-45, Ank.
- ARDOS, M.: (1972-a), ‘‘Morfolojik metodlarla fayların yaşlarının tespiti’’ **Jeom. Derg.**, Yıl:4, Sayı: 4, sf: 35-45, Ank.
- ARDOS, M.: (1973), ‘‘Genç tektonik hareketlerin Türkiye’nin jeomorfolojisi üzerine olan etkileri’’, Cumhuriyetin 50.yılına armağan, **İ.Ü., Edeb. Fak. Mat.**, sf:181-186, İst.
- ARDOS, M.: (1979), ‘‘Türkiye jeomorfolojisinde neotektonik’’, **İÜ. Coğ. Ens. Yay.**, No:113, İst.

- ARDOS, M.: (1984),”Türkiye ovalarının jeomorfolojisi”, Cilt:1, **İ.Ü.Yay.**, No: 3263, İst.
- ARDOS, M.: (1985),”Jeomorfoloji açısından Türkiye ovalarının oluşumları ve gelişimleri”, **İ.Ü.Coğr. Derg.**, Sayı:1, sf:111-126, İst.
- ARDOS, M.: (1993-1996),”Türkiye’de akarsu şebekesinin Kuvaterner’ deki oluşumu ve gelişimi”, **İ.Ü. Coğr.Derg.**, Sayı: 4, sf:1-6, İst.
- ARDOS, M.: (1996),”Türkiye’de Kuvaterner jeomorfolojisi”, **Çantay kitabevi**, 2.baskı, İst.
- ARPAT, E.: (2001), Eldeki verilere göre Marmara’da deprem tehlikesi, **Cumhuriyet Bilim ve Teknik**, Sayı:722, s:18-19.
- ATALAY,İ.: (1994),”Genel Fiziki Coğrafya (genişletilmiş 3. baskı)”, **Ege Üniv. Basımevi**, İzmir.
- ATALAY, İ.: (1994), Türkiye Coğrafyası (genişletilmiş 3. baskı), **Ege Üniv. Basımevi**, İzmir.
- AYHAN, E., KALAFAT, D., İNCE, Ş., ÖĞÜTÇÜ, Z.: (1987),”24 Nisan 1988 Kuzey Marmara denizi depremi ve artçı deprem etkinliği”, **Deprem Araşt. Bül.**, Yıl:14, Sayı:59, Ank.
- AYHAN, E. ve diğ.: (1989), 1976-1986 yılları arasında batı Türkiye’de diri fay zonlarının ve depremlerin etkinliği, **Deprem Araş. Bül.**, Yıl:16, Sayı: 64, s:5-95, Ank.
- AYHAN, M. E., DEMİR, Ç., LENK, O., KILIÇOĞLU, A., ALTINER, Y., BARKA, A., ERGİNTAV, S., ÖZENER, H.: (2002),”Interseismic strain accumulation in the Marmara Sea region”, **Bulletin of seismological Society of Amerika**, 92,1,pp.,216-229.
- BARKA, A., ALTUNEL, E., AKYÜZ, S., SUNAL, G., HARTLEB, R., USLU, O.B., TOROMAN, E.: (1999),”12 Kasım 1999 Düzce depremi”,**Tübitak Bilim ve Teknik**, Sayı: 385, sf: 40-42.
- BARKA, A.: (1999),”Marmara Denizi’nin deprem mekanizması”,**Tübitak Bilim ve Teknik**, Sayı: 383, sf: 28-32.
- BARKA, A., ER, A.: (2002),” Depremi bekleyen şehir İstanbul”, **Om Yay.** İst.
- BARKA, A., AKYÜZ, H.S., ALTUNEL, E., SUNAL, G., ÇAKIR, Z., DİKBAŞ, A.,

YERLİ, B., ARMİJO, R., MEYER, B., CHABALIER, J. B., ROCKWELL, T., DOLAN, J. R., HARTLEB, R., DAWSON, T., CHRISTOFFERSON, S., TUCKER, A., FUMAL, T., LANGRIDGE, R., STENNER, H., LETTIS, W., BACHHUBER, J., PAGE, W.: (2002), "The surface rupture and slip distribution of the 17 August 1999 İzmit earthquake (M:7.4) North Anatolian Fault, **Bulletin of the seismological society of America**, 92,1, pp. 43- 60.

BİLGİN, T.: (1969), "Biga Yarımadası güneybatı kısmının jeomorfolojisi", İ.Ü. Yay.1453, **Coğr. Ens. Yay.** 55, 273 s., İst.

BİLGİN, T.: (1986), Genel Kartoğrafya, Cilt:II, İ.Ü. Yay., No: 1676, **Coğr. Ens. Yay.**, No:64, İst.

BİNGÖL, E., AKYÜREK, B., KORKMAZER, B.: (1973), "Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve karakaya formasyonun bazı özellikleri" MTA, Cumhuriyetin 50.yılı **Yer bilimleri kongresi**, Tebliğler, 17-19 Aralık, sf: 70-76, Ank.

BİNGÖL, E., AKYÜREK, B., KORKMAZER, B.: (1973), "1/25000 ölçekli çeşitli gayeli jeoloji haritalarından Biga Yarımadası jeolojisinin ön kompilasyonu", **MTA, Rapor no:7847**, Ank.

BİNGÖL, E.: (1976), Batı Anadolu'nun jeotektonik evrimi, **MTA. Derg.**, Sayı:86, s:14-35, Ank

CRAMPIN, S., ÜÇER, S. B.: (1973), Marmara Denizi'nin sismik etüdü, **Yer bilimleri kongresi**, Tebliğler, MTA, Ank.

DARKOT, B., TUNCEL, M.: (1981), "Marmara Bölgesi Coğrafyası", İ.Ü. Yay., No: 2510, **Coğr. Ens. Yay.**, No.118, İst.

D. M. İ.: (1990), "1931-1990 yılları arası Biga'ya ait rasatlar".

DOĞAN, E., KURTER, A.: (2000), "Marmara Denizi'nin jeolojik oşinografisi. İ.Ü. Dnz. Bil. ve İşl. Enst.

DOLU, E., GÖKAŞAN, E., MERİÇ, E., ERGİN, M., GÖRÜM, T., TUR, H., ECEVİTOĞLU, B., AVŞAR, N., GÖRMÜŞ, M., BATUK, F., TOK, B., ÇETİN, O.: (2007), Quaternary evolution of the Gulf of İzmit (NW Turkey): a sedimentary basin under control of the North Anatolian Fault Zone, **Geo-Mar Letters**.

DÖNMEZ, Y.: (1984), "Umumi klimatoloji ve iklim çalışmaları", İ.Ü. Yay., No: 2506, **Coğr. Ens. Yay.**, No.102, İst.

- DÖNMEZ, Y.: (1985), " Bitki Coğrafyası" İ.Ü. Yay. No:3319, **Coğr. Ens. Yay.** No: 3213, İst.
- DSİ.: (1975), " Biga-Bakacak projesi planlama raporu", XXV. Bölge Md., Balıkesir.
- DSİ.: (1975), Akım gözlem yıllığı, Ank.
- DSİ.: (1979), " Bakacak barajı kati projesi", **Temel su müh.**, Adi komandit şirk.
- ECEVİT, N. G., 1998, "Kemel-Lapseki-Beyçayırı dolaylarının jeomorfolojisi. İ.Ü., Sos. Bil. Ens., Fiz. Coğr. Anabil. Dalı., Basılmamış Doktora Tezi, No: 7305, İst.
- ECEVİTOĞLU, B., TOK, B.: (2003), Morpho-tectonic evolution of the Marmara Sea inferred from multi-beam bathymetric and seismic data, **Geo-Marine Letters**, 23/1, 19-33.
- EDİGER, V.Ş.: (1990), Paleopalynology of coal- bearing Miocene sedimentary rocks associated with volcanics of the Biga Peninsula (NW Turkey) and the effect of volcanism on vegetation, N. Jb. Geol. Palaont. Abh. 180-2, s:259-277, Stuttgart.
- EFE, R.: (1993), "Marmara Denizi güneyinde, Karabiga-Tahirova arasındaki kıyı kesiminin çevresel jeomorfolojisi. **T.C.D.**, Sayı.28, sf:293-306, İst.
- EFE, R.: (1993), "Biga Yarımadası kuzeydoğusunda, Armutçuk dağları ile Biga ve Gönen çayları arasındaki çevrenin jeomorfolojisi", İ.Ü. Deniz. Bil. ve İşl. Ens., Doktora tezi, İst.
- EFE, R.: (1994), "Biga Yarımadası'nda neotektoniğin jeomorfolojik izleri. **T.C.D.**, Sayı: 29, sf: 209-242, İst.
- E.İ.E.: (1991), " Su yılı akım değerleri". Yay: 95-5.
- E.İ.E.: (1994), " 1965-1994 yılları akım değerleri".
- EMRE, Ö., TAYMAZ, T., DUMAN, T.Y., DOĞAN, A.: (2000), Gölcük ve Düzce depremleri yüzey kırıkları ve sismolojik özellikler, **Tübitak Bilim ve Teknik**, Sayı:386, s:38-42.
- ERCAN, T.: (1979), Batı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Senozoyik volkanizması, **Jeo. Müh. Derg.**, Sayı: 9, s: 23-46, Ank.
- ERCAN, A.: (2000), " Marmara Fayı bütün mü kırılacak, yoksa parçalı mı?" **Tübitak Bilim ve Teknik**, Sayı: 387, sf: 66-68.
- ERİNÇ, S., BİLGİN, T.: (1956), " Türkiye'de drenaj tipleri", **İ.Ü. CED.**, cilt:4, Sayı:7, sf: 124-155, İst.
- ERİNÇ, S.: (1971), " Jeomorfoloji II (3.Baskı)", **İ.Ü. Coğr. Enst. Yay.**, No:27, İst.

- ERİNÇ, S.:(1973),” Türkiye'nin şekillenmesinde neotektoniğin rolü ve jeomorfoloji-jeodinamik ilişkileri”, **Jeomorfoloji Derg.**, Yıl:5, Sayı.5, sf:15-25, Ank.
- ERİNÇ, S.: (1988),” Havzaların jeomorfolojik evrimi hakkında düşünceler”**İ.Ü. Deniz. Bil. ve Coğr. Ens. Bülteni**, Sayı:5, No:5, İst.
- ERİNÇ, S.: (1982),” Jeomorfoloji I (3.Baskı)”, **İ.Ü. Ed. Fak. Yay.**, No:2931 İst.
- ERİNÇ, S.: (1984),” Klimatoloji ve metodları”, **İ.Ü. Deniz Bil.ve Coğr.EnsYay.**, No:2, İst
- EROL, O.: (1968),” Çanakkale boğazı çevresinin jeomorfolojisi hakkında ön not”, **Coğr. Araşt. Derg.**, Sayı:2, Ank.
- EROL, O., NUTTALL, C.P.: (1975), Çanakkale yöresinin bazı denizel kuvaterner depoları, **Coğr. Araşt. Derg.**, Sayı:5-6, Ank.
- EROL, O.: (1979),” Dördüncü Çağ (Kuvaterner) jeolojisi ve jeomorfolojisinin ana çizgileri”, **Ank. Üniv. Coğr. Araşt. Ens. Yay.**, No.22, Ank.
- EROL,O.: (1980),” Türkiye’de Neojen ve Kuvaterner aşınım dönemleri ile bu dönemlerin aşınım yüzeyleriyle yaşıt (korelan) tortullara göre belirlenmesi”, **Jeom. Derg.**, Sayı: 8, sf:1-40, Ank.
- EROL, O., ve diğ.: (1981),” Biga Yarımadası jeomorfoloji araştırmasının morfotektonik sonuçları”, **Türkiye Jeol. Kur. Bilimsel ve Tekn. Kurult. 35.**, Özetler, 11-12, Ank.
- EROL, O.: (1981),” Biga Yarımadası batı ve güney kesiminin jeomorfolojisi”, **MTA., ortak rapor**, No: 6975.
- EROL, O.: (1982), Batı Anadolu genç tektoniğin jeomorfolojik sonuçları, **T.J.Kurultayı**, Ank.
- EROL, O.: (1983), Çanakkale yöresi güney kesiminin jeomorfolojisi, 37. Türkiye **Jeol. Bil. ve Tekn. Kurult. Bil. Özet.**, 153.
- EROL,O.: (1983),” Türkiye'nin genç tektonik ve jeomorfolojik gelişimi”, **Jeom. Derg.**, Sayı:11, sf.1-22, Ank.
- EROL,O.: (1984),” Genel Klimatoloji”, Ank.Üniv.
- EROL, O.: (1987), Çanakkale yöresinde kuvaterner kıyı oynamaları , **Ank. Üniv. Dil ve Tarih Coğr. Fak. Derg.**, Ayrı basım, Ank.
- EROL,O.: (1989),” Türkiye'nin jeomorfolojik evrimi”, **İ.Ü. Den.Bil.ve Coğr.Ens.**, İst.

- EROL, O.: (1989),”Marmara Bölgesi’nde jeomorfoloji araştırmaları”, **Jeom.Derg.**, sf:17, Bildiri Özetleri.
- EROL, O.: (1992), Klimajeomorfoloji, **İ.Ü. Deniz Bil. ve Coğr. Ens. Yay.**, No:10, İst.
- EROL, O.: (1993-a), Ayrıntılı jeomorfoloji haritaları çizim yöntemi, **İ.Ü. Deniz Bil. ve Coğr. Ens. Bülteni**, Sayı:10, s:19-38, İst.
- ERTEK, T. A., YILDIRIM, C., GÜNEYSU, A.C., YALTIRAK, C.: (2000),” Marmara Denizi kıyı taraçaları korelasyonu” **I.Ulusal Dz. Bl. Konf.**, Bildiri özet., ODTÜ., Ank.
- ERTEK, T. A., YILDIRIM,C.: (2001),” Marmara Denizi kıyı taraçaları korelasyonu ve yorumu”,**Türk. Kuvatleri Çalıştayı** , İ.T.Ü., İst.
- EYİDOĞAN, H.: (2000), “Artçı sarsıntıların dansı” Cumhuriyet Bilim ve Teknik, Sayı: 684, sf: 20-21.
- FERRARİ, A. H, BARKA, A., NALBANT, S. S., JACQUES, E., MEYER, B., ARMİJO, R., TAPPONİER, P., KİNG, G.C.P.: (2000),” 17 Ağustos 1999 İzmit depremi sonrasında Marmara’da deprem riski”, **Tübitak Bilim ve Teknik**, Sayı:389, sf: 54-58.
- GÖKAŞAN, E., USTAÖMER, T., GAZİOĞLU, C., YÜCEL, Z. Y., ÖZTÜRK, K., TUR, H., GÜLEN, L., PINAR, A., KALAFAT, D., ÖZEL, N., HORASAN, G., YILMAZER, M., HENDEN, İ.: (1980-81), Uzay görüntülerinden Türkiye’nin çizgisellik haritası ve maden aramaları için hedef sahalarının seçilmesi, bölgesel çizgiselliklerinin deprem ve sıcak su kaynakları ile ilişkisi, **MTA. Derg.**, Sayı:95-96, s:68-76, Ank.
- GÖRÜR, N.: (2001),”Marmara Denizi’nde iki yıllık araştırmanın sonuçları”, **Cumhuriyet Bilim ve Teknik**, Sayı:753, sf: 2.
- GÖRÜR, N.: (2002),” Deprem geliyor”, **Tübitak Bilim ve Teknik**, Sayı:413 sf:42.
- GÖZLER,M.Z.,ERGÜL,E.,AKÇAÖREN,F.,GENÇ,Ş.,AKAT,A.,ACAR,Ş.,1983,”Ça nakkale boğazı doğusu-Marmara Denizi güneyi-Bandırma-Balıkesir- Edremit ve Ege Denizi arasındaki alanın jeolojisi ve kompilasyonu”, **MTA, Jeoloji Daire Bşk. raporu.**, No.7430, Ank.
- HERECE, E.: (1990), 1953 Yenice-Gönen deprem kırığı ve Kuzey Anadolu Fay sisteminin Biğa yarımadasındaki uzantıları, **MTA. Derg.**, No:111, s:47-59, Ank.

- HOFFMAN, P. F., GROTZINGER, J. P.: (1993), "Orographic precipitation, erosional unloading, and tectonic style", **Geolgy**, v.21, p.195-198, Printed in U.S.A.
- HOLMES, A. W.: (1966), I. Bölge Trakya'nın jeolojik etüdü ve stratigrafisi, **TPAO Arama Grubu Rap.** No, 368.
- İLHAN, E.: (1969), "Türkiye tektoniğinin, jeomorfoloji ile ilişkisi, **Jeom. Derg.**, Yıl: 1, Sayı:1, sf:12-32, Ank.
- İNANDIK, H.: (1955), "Morfolojide taraçalar meselesi", **Türk Coğr.Derg.** Yıl:XII, Sayı: 13-14, İst.
- İNANDIK, H.: (1957), "Türkiye kıyılarının başlıca morfolojik meseleleri", **İ.Ü.CED.**, No:8, sf: 67-77, İst.
- İNANDIK, H.: (1957), "Vadi yamaçlarının teşekkülü", **T.C.D.**, Sayı:17.
- İNANDIK, H.: (1958), Türkiye kıyılarına genel bakış, **İ.Ü. CED.**, Cilt:5, Sayı:9, s:50-72, İst.
- İNANDIK, H.: (1960), Akarsularımızın düzensizlik katsayıları, **İ.Ü.Coğr. Ens. Derg.**, Cilt: 6, Sayı:11, İst.
- İNANDIK, H.: (1971), "Deniz ve Kıyı Coğrafyası", **İ.Ü.Coğr.Ens.Yay.**, No:47 (2.baskı), İst.
- İŞCAN, A., BAYIR, M.: (1963), "Çan-Biga ovaları **Hidrojeolojik etüd raporu**", XXV.Bölge Md., Balıkesir.
- IŞIKARA, A.M.: (2002), Surface fault breaks, aftershock distribution and rupture process of the 17 August 1999 İzmit, Turkey, Earthquake, **Bulletin of the Seismological Society of Amerika**, 92, 1, pp.230-244.
- KAHLE, H. G., STRAUB, C., REİLİNGER, R., MC CLUSKY, S., KİNG, R., HURST, K., VEİS, G., KASTENS, K., CROSS, P.: (1998), The strain rate field in the Eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements, **Tectonophysics**, 294, 237-252.
- KALAFAT, D., ÖZ, G., KARA, M., ÖĞÜTÇÜ, Z., KILIÇ, K., PINAR, A., YILMAZER, M.: (2000), Türkiye ve dolayları deprem kataloğu (1981-1997), **B.Ü. KRDAE.Yay.**, No:699, İst.
- KALAFAT, D., ÖZ, G., ÖZEL, N., KARA, M., ÖĞÜTÇÜ, Z., HORASAN, G., PÜSKÜLCÜ, S., KILIÇ, K., GÜNGÖR, A., İNCE, Ş., GÖRGÜN, E., PINAR, A., KAFADAR, N., YILMAZER, M., KEKOVALI, K., KÖSEOĞLU, A., ÇOMOĞLU,

- M., GÜNEŞ, Y., SUVARIKLI, M.: (2002),” 17 Ağustos 1999 İzmit, 17 Kasım 1999 Düzce depremi ve artçı deprem etkinlikleri”, **B.Ü. KRDAE. Yay**, No:702 İst.
- KETİN, İ.: (1959), Türkiye'nin orojenik gelişmesi, **MTA. Derg.**, Sayı:53, s:78-88, Ank.
- KETİN, İ.: (1966), Anadolu'nun tektonik birlikleri, **MTA. Derg.**, Sayı:66, s:20-34, Ank.
- KETİN, İ.: (1968), Türkiye'nin genel tektonik durumu ile başlıca deprem bölgeleri arasındaki ilişkiler, **MTA. Derg.**, Sayı:71, s:129-134, Ank.
- KETİN, İ.: (1969), Kuzey Anadolu Fayı hakkında, **MTA. Ens. Derg.**, Sayı:72, s:1-27, Ank.
- KETİN, İ.: (1977),”Türkiye'nin başlıca orojenik olayları ve paleocoğrafik evrimi”, **MTA. Derg.**, No: 88, sf:1-4, Ank.
- KETİN, İ.: (1983), Türkiye jeolojisine genel bir bakış, **İTÜ. Yay.**, No:1259, s:540-551, İst.
- KÖPÜK, G.: (1987), Gümüşçay ve çevresinin jeomorfolojisi. İ.Ü. Dz. Bil. ve Coğr. Enst. Basılmamış Y.Lisans Tezi, No: 80, İst.
- KURTER, A.: (1979), Türkiye'nin Morfoklimatik Bölgeleri. **İ.Ü. Coğr. Enst. Yay.** No:106, İst.
- KURTER, A., HOŞGÖREN, M.Y.: (1986),”Jeomorfoloji tatbikatı (genişletilmiş 2.baskı)”, **İ.Ü.Ed. Fak.Yay.**, No:1944, İst.
- LAHN, E.: (1949), Türkiye yer depremleri ile tektonik arasındaki münasebetler hakkında, **TCD Yıl:VI-VIII**, Sayı: XI-XII, Ank.
- LE PICHON, X., TAYMAZ, T., ŞENGÖR, C.: (2000),” The Marmara Fault and the Future Marmara Sea Earthquake AGU Fall meeting”, San Francisco, USA.
- MATER, B.: (1986),”Toprak oluşumu, erozyon ve korunması”, **İ.Ü. Deniz. Bil.ve Coğr. Ens. Yay.**, No:6, İst.
- LE PICHON, X., ŞENGÖR, A.M.C., DEMİRBAĞ, E., RANGİN, C., İMREN, C.: (2001), Marmara'daki faylara ilişkin problemler ve genel sonuçlar, **Cumhuriyet Bilim ve Teknik**, Sayı:739, s:14-15.
- MATTHEWS, R.K.: (1990),” Quaternary sea-level change”, studies in geophysics National academy pres, Washington, D.C.
- MTA.: (1987),”Türkiye jeoloji haritası (1/500000 ölçekli)”, Ank.

- OKAY, A.İ., SİYAKO, M., BÜRKAN, K.A.: (1990),” Biga Yarımadası'nın Jeoloji ve Tektonik evrimi”, **TPJD Bülteni**, C: 2/1, sf: 83-121.
- ÖZALAYBEY, S., KARABULUT, H., ERGİN, M., AKTAR, M., BOUCHON, M.: (2001), Yüzeyledeki faylar derinde birleşiyor, **Cumhuriyet Bilim ve Teknik**, Sayı:739, s:14-15.
- ÖZEL, N., KALAFAT, D., PINAR, A., HORASAN, G., CRANSWICK, E., YILMAZER, M., KARA, M., ÖĞÜTÇÜ, Z.: (2000), 17 Ağustos 1999 İzmit ve 12 Kasım 1999 Düzce depremlerinin artçı sarsıntuları, **Batı Anadolu'nun depremselliği sempozyumu**, Bildiriler.
- PEKCAN, N.: (1995), Karst jeomorfolojisi, **Filiz kitabevi yay.**, 122 sf., İst.
- PINAR, N.: (1943), Marmara Denizi havzasının sismik jeoloji ve meteorolojisi, **İ.Ü. Fen Fak. Monografileri**, Sayı:5, İst.
- PINAR, A., KALAFAT, D., HORASAN, G., ÖZEL, N.: (2000), 17 Ağustos 1999 Kocaeli depremi: Ana şok ile büyük artçıların ilişkisi, **Batı Anadolu'nun Depremselliğinin sempozyumu**, Bildiriler.
- REİLİNGER, R. and MCCLUSKY, S.: (2001),”GPS constraints on block motions and deformation in western Turkey and the Aegean: implications for earthquake hazards” (Ed. T.Taymaz). Symposia on Seismotectonics of The North-western Anatolia–Aegean and Recent Turkish Earthquakes”. Scientific Activities 2001, pp. 14-20, İTÜ, İstanbul.
- SAKINÇ, M., BARGU, S.: (1989), İzmit körfezi güneyindeki Geç Pleyistosen (Tireniyen) Çökel stratigrafisi ve bölgenin neotektonik özellikleri, **T.J.Bülteni**, C:32, Sayı:1-2, s:51-64, Ank.
- SİYAKO, M., BÜRKAN, K. A., OKAY, A. İ.: (1989),” Biga ve Gelibolu yarımadalarının Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları”, **TPJD Bülteni**, C:1/3, sf:183-199.
- SİYAKO, M., TANIŞ, T., ŞAROĞLU, F.: (2000),”Marmara Denizi'nin aktif fay geometrisi”, **Tübitak Bilim ve Teknik**, Sayı:388, sf:66-71.
- ŞAROĞLU, F., EMRE, Ö., BORAY, A.: (1987), Türkiye'nin diri fayları ve depremsellikleri **MTA. Jeoloji Etüt Dairesi**, Rapor No:8174, Ank.
- ŞENGÖR, A.M.C.: (1979), The North Anatolian Transform Fault: its age, offset and tectonic Significance. **Jour. Geol. Soc. London**, 136, 269-282.

- ŞENGÖR, A.M.C.: (1980),” Türkiye'nin Neotektoniğinin esasları”,**T.J.K. Yay.**, 405, Ank.
- ŞENGÖR, A.M.C., YILMAZ, Y.: (1981), Tethyan evolution of Turkey : a plate tectonic approach *Tectonophysics*, v.75, 181-241.
- TAYMAZ, T.: (1999), Marmara Bölgesi'nin aktif tektoniği Gölcük-Düzce depremleri, **Tübitak Bilim ve Teknik**, Sayı:385, s:44-47.
- TAYMAZ, T.: (2001), Marmara depreminin otopsi raporu, **Tübitak Bilim ve Teknik**, Sayı:403, s:26-27.
- TAYMAZ, T., TAN, O.: (2001), İstanbul depremi, **Tübitak Bilim ve Teknik**, Sayı:399, s:26-28
- TUROĞLU, H.: (2000), Coğrafi bilgi sistemlerinin temel esasları, **Acar Yay.**, s:246, İst.
- ÜŞÜMEZSOY, Ş.: (2001),” 17 Ağustos sonrası Marmara'da deprem riski”, **İnkılap Yay.**, No:38, İst.
- YALÇINLAR, İ.: (1969),”Strüktürel jeomorfoloji”,Cilt: II (2.baskı), **İ.Ü.Coğr. Enst. Yay.**, No: 800, İst.
- YALÇINLAR, İ.: (1985),”Strüktürel jeomorfoloji I”, **İ.Ü.Ed. Fak.Yay**, No: 800 ,İst.
- YALTIRAK, C., SAKINÇ, M., AKSU, A.E., HİSCOTT, R.N., GATLEB, B., ULGEN, U.B.: (2002), Late Pleistocene uplift history along the southwestern Marmara Sea determined from raised coastal deposits and global sea-level variations, **Mar Geol.**, 190/1-2, 283-305.

EKLER

Ek 1 : Jeomorfoloji haritası

Ek 2 : Akarsu yoğunluğu haritası

Ek 3 : Jeoloji haritası

Ek 4 : K-G yönlü profiller

Ek 5 : D-B yönlü profiller

Ek 6 : Çakıştırılmış profiller

Ek 7 : Eğim haritası

Ek 8 : Topoğrafya haritası

ÖZGEÇMİŞ

1964 Tekirdağ, Çorlu doğumluyum. İlk, orta ve lise eğitimimi İstanbul, Küçükçekmece’de bitirdim. 1984-1988 yılları arasında İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümü’nde lisans eğitimimi tamamladım. Aynı yıl İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Jeomorfoloji Anabilim Dalı’nda Yüksek Lisans eğitimime başladım. 1990 yılında, “Çınarcık ve güneyinin jeomorfolojisi” konulu tez çalışmasıyla Yüksek Lisans eğitimimi tamamladım. 1991 yılında, İ.Ü. Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü Jeomorfoloji Anabilim Dalı’nda Doktora eğitimime başladım.

1991-1992 döneminde Yedek Subay Öğretmen olarak askerlik görevimi Bingöl’de tamamladıktan sonra 1995 yılına kadar Kahramanmaraş’ta öğretmenlik görevimi sürdürdüm. 1997 yılında İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Fiziki Coğrafya Anabilim Dalı’na geçiş yaptım. Halen Küçükçekmece’de coğrafya öğretmeni olarak görev yapmaktayım. Evli ve 1 çocuk babasıyım.

YAYINLARI:

Erol, O., Şencan, A., 1996, “ Çınarcık ve Güneyinin Jeomorfolojisi”, Türk Tarih Kur., Coğr. Araş., Sayı: 4, Ankara