T.C.

İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ

SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ

COĞRAFYA ANABİLİM DALI

DOKTORA TEZİ

MARMARA DENİZİ GÜNEY KIYILARININ JEOMORFOLOJİSİ

SÜMEYRA KURT

2502090371

TEZ DANIŞMANI

PROF. DR. DENİZ EKİNCİ

İSTANBUL, 2013

T.C.

İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ

SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ

COĞRAFYA ANABİLİM DALI

DOKTORA TEZİ

MARMARA DENİZİ GÜNEY KIYILARININ JEOMORFOLOJİSİ

Bu çalışma, İstanbul üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeleri Yürütücü Sekreterliği tarafından"19483" Proje numarası ile desteklenmiştir.

SÜMEYRA KURT

2502090371

TEZ DANIŞMANI

PROF. DR. DENİZ EKİNCİ

İSTANBUL, 2013

T.C. İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER
1982 ENSTİTÜSÜ

DOKTORA

TEZ ONAYI

ÖĞRENCİNİN

Adı ve Soyadı : **Sümeyra KURT** Numarası : **2502090371**

Anabilim/Bilim Dalı : **Coğrafya Anabilim Dalı** Danışman Öğretim Üyesi : **Prof. Dr. Deniz EKİNCİ**

Tez Savunma Tarihi :**24.06.2013** Tez Savunma Saati :

Tez Başlığı : **Marmara Denizi Güney Kıyılarının Jeomorfolojisi**

TEZ SAVUNMA SINAVI, Lisansüstü Öğretim Yönetmeliği'nin **50. Maddesi** uyarınca yapılmış, sorulan sorulara alınan cevaplar sonunda adayın tezinin **KABULÜ'NE** OYBİRLİĞİ / ~~OYÇOKLUĞUYLA~~ karar verilmiştir.

JÜRİ ÜYESİ	İMZA	KANAATİ (KABUL / RED / DÜZELTME)
1- Prof. Dr. Suna DOĞANER		Kabul
2- Prof. Dr. Barbaros GÖNENÇGİL		Kabul
3- Prof. Dr. Deniz EKİNCİ		Kabul
4- Yrd. Doç . Dr. M. Akif SARIKAYA		KABUL
5- Yrd. Doç. Dr. Murat ATEŞ		KABUL

YEDEK JÜRİ ÜYESİ	İMZA	KANAATİ (KABUL / RED / DÜZELTME)
1- Yrd. Doç. Dr. Hüsniye DOLDUR		
2- Yrd. Doç. Dr. Yusuf KILINÇ		

MARMARA DENİZİ GÜNEY KIYILARININ JEOMORFOLOJİSİ

SÜMEYRA KURT

ÖZ

Bu çalışmada, Marmara Denizi'nin güney kıyılarının jeomorfolojik oluşum ve gelişimi ortaya konulmuştur. Jeomorfolojik özellikler, açıklayıcı şekil, tablo, fotoğraf, grafik ve haritalarla desteklenmiştir. Çalışmada Coğrafi Bilgi Sistemleri ve Uzaktan Algılama teknikleri kullanılmıştır. Bu bilgiler arazi çalışmalarıyla irdelenmiş ve doğrulanmıştır.

Tektonik yönden hareketli bir konumda bulunan inceleme sahasının şekillenmesinde birçok yerde jeolojik ve jeomorfolojik izleri görülen Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizi'ndeki uzantılarının önemli etkileri olmuştur. Eğim kırıklıkları, topoğrafik seviye farkları ve asimetrik yamaçlar gibi jeomorfolojik şekiller genç tektonik hareketlerin varlığını göstermektedir. Tektonik olayların yanında güncel morfodinamik faktörlerin de etkisinde kalan saha, dış etmen ve süreçlerin etkisiyle falezli yüksek kıyılar ve bunların arasında koy, körfez ve plaj örtülerinden oluşan alçak kıyılardan oluşmaktadır.

GEOMORPHOLOGY OF THE SOUTH COASTS OF THE MARMARA SEA

SÜMEYRA KURT

ABSTRACT

This study presents the geomorphological formation and development of the South Coasts of the Marmara Sea. These geomorphological features were supported with explanatory figures, tables, pictures, diagrams and maps. In this study, Geographical Information Systems and Remote Sensing techniques were used. This information was confirmed with field works.

The study area which is active tectonic location, the branches of North Anatolia Fault in the Marmara Sea are effective. Besides the Marmara Sea, geological and geomorphological forms of this fault are observed in many places. Soma geomorphological forms such as topographic level differences and asymmetric slopes show the presence of neo tectonic activity. In addition to tectonic events, the area is also influenced by the actual morphodynamic factors. With the effect of external factors and process, the area consists of high cliffed coasts and among them are some low coasts such as bays, gulfs and, beaches.

ÖNSÖZ

Bu çalışma; İstanbul Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Coğrafya Anabilim Dalı'nda "Marmara Denizi Güney Kıyılarının jeomorfolojisi" adıyla doktora tezi olarak sunulmuştur. Araştırma, giriş ve sonuç kısımları hariç dört bölüm olarak ele alınmıştır. Giriş kısmında inceleme sahasının yeri, sınırları ve genel özelliklerinin yanı sıra amaç, kapsam, yöntem, malzeme ile konu ve alan bakımından daha önceki çalışmalar üzerinde durulmuştur.

Birinci bölümde, Marmara Denizi Güney kıyılarının jeomorfolojisi üzerinde etkili olan tektonik ve litolojik özellikler açıklandıktan sonra ikinci bölümde başlıca etmen ve süreçler üzerinde durulmuştur. Üçüncü bölümde ise; Marmara Denizi güney kıyılarının jeomorfolojik oluşum ve gelişim özellikleri açıklandıktan sonra, dördüncü bölümde; günümüzde var olan jeomorfolojik şekiller ayrıntılı bir şekilde açıklanmıştır. Kapsam dâhilinde inceleme sahasındaki yerşekillerinin oluşumları, yapı ve süreç gibi değişken faktörlere bağlı olarak ana hatları ile tespit edilerek, tektonik ve litolojik özellikler ortaya konulmuştur. Varolan yapılar, oluşum özelliklerine göre tek tek incelenmiştir. Son olarak olası bir deniz seviyesi yükselmesinin Marmara Denizi'nin güney kıyılarındaki etkileri ele alınarak açıklanmıştır.

"Marmara Denizi Güney Kıyılarının Jeomorfolojisi" başlıklı bu incelemeyi takdim ederken, yalnızca bu tezin hazırlanması sırasında değil, doktoraya başlama aşamamdan beri ve çalışmalarım boyunca kendisinden her türlü yardım ve desteği gördüğüm başta tez danışman hocam Sayın Prof. Dr. Deniz EKİNCİ'ye en içten teşekkürlerimi sunarım.

Tez izleme komitesi üyeleri olarak tez çalışmalarımı değerlendiren değerli hocalarım Prof. Dr. Suna DOĞANER'e ve Doç. Dr. Mehmet Akif SARIKAYA'ya teşekkür ederim.

Tezim için gerekli olan harita ve verilerin temininde yönlendirici katkılarından ve haritaların oluşturulması sırasında Coğrafi Bilgi Sistemleri ve Uzaktan Algılama Teknikleri'nin kullanımındaki yardımlarını benden esirgemeyen

değerli hocam Yard. Doç. Dr. Ahmet KARABURUN'a, CBS ve Uzaktan Algılama programlarının kullanımı sırasında oluşan sorunların giderilmesindeki katkı ve yardımlarından dolayı Araş. Gör. Hasan DİNÇER ve Himmet HAYBAT'a teşekkürlerimi bir borç bilirim.

Tez haritalarımın oluşturulması aşamasında Harita Genel Komutanlığı'ndaki verileri elde etmemde kolaylaştırıcı ve samimi gayret ve yardımlarından dolayı Yük. Müh. Albay Tuncer ÖZERBİL'e, ve Yüzbaşı Selçuk CEYHAN'a, Deniz Kuvvetleri Komutanlığı Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairsi Başkanlığı'ndan Marmara Denizi'nin batimetri verilerinin temini sırasındaki yardımları için Kurmay Albay Cengiz EKİN'e teşekkürlerimi sunarım.

Tezimi destekleyen İstanbul Üniversitesi Rektörlüğü Bilimsel Araştırma Projeleri Yürütücü Sekreterliğine teşekkür ederim.

Son olarak arazi çalışmalarında beni yalnız bırakmayan sevgili kardeşim Savaş KURT'a ve bana gösterdikleri sabır ve özveri ile yapmış oldukları maddi-manevi yardımlardan dolayı da aileme en içten teşekkürlerimi sunarım.

Sümeyra KURT

Haziran, 2013

İÇİNDEKİLER **Sayfa No**

ÖZ iii
ABSTRACT iv
ÖNSÖZ vi
ŞEKİL LİSTESİ x
FOTOĞRAF LİSTESİ xvi
TABLO LİSTESİ xix
GİRİŞ 2
İnceleme Sahasının Konumu ve Genel Coğrafya Özellikleri 11
Amaç ve Kapsam 14
Materyal ve Yöntem 16
Önceki Çalışmalar 26
I. YAPI ÖZELLİKLERİ 48
1.1. Litolojik Yapı 48
1.1.1. Paleozoyik 52
1.1.2. Mesozoyik 58
1.1.3. Senozoyik 64
1.2. Tektonik Yapı 80
II. ETMEN VE SÜREÇLER 85
2.1. İç Etmen ve Süreçler 86
2.1.1. Tektonik Hareketler 86
2.1.2. Volkanizma 101
2.2. Dış Etmen ve Süreçler 105
2.2.1. İklim 105
2.2.2. Akarsular 114
2.2.3. Dalga ve Akıntılar 124

2.2.4. Gel Git olayları 128
2.1.5. Kütle Hareketleri 129
2.2.6. Toprak 131
2.2.7. Bitki Örtüsü 134
2.2.8. Canlılar 139

III. ZAMAN 148

3.1. Paleotektonik 148
3.1.2. Neotektonik 151

IV. YERŞEKİLLERİ 164

4.1. Rölyefin Ana Çizgileri 169
4.2. Rölyefin Elemanları 181
4.2.1. Alçak Kıyılar 181
4.2.1.1. Deltalar 183
4.2.1.2. Art kıyı Setleri 227
4.2.1.3. Ön kıyı Setleri 228
4.2.1.4. Kıyı Okları ve Kordonları 229
4.2.1.5. Kumullar.. 232
4.2.1.5. Marşlar 236
4.2.1.7. Lagünler 239
4.2.1.8. Plajlar 244
4.2.1.9. Tombololar 252
4.2.1.10. Koy ve Körfezler 256
4.2.1.11. Birikim Platformları 265

4.2.2. Yüksek Kıyılar 265
4.2.2.2. Abrazyon Platformları 268
4.2.2.1. Falezler 269
4.2.2.2. Asılı Vadiler 286
4.2.2.3. Taraçalar..... 287
4.2.2.4. Burunlar 289

SONUÇ 292

KAYNAKLAR 310

EKLER 340

ÖZGEÇMİŞ 345

ŞEKİL LİSTESİ Sayfa No

Şekil 1: Kıyının Jeomorfolojik Birimleri 6
Şekil 2: Kıyının Jeomorfolojik Elemanları 8
Şekil 3: Kıyı ile İlgili Tanımlar 10
Şekil 4: İnceleme Sahasının Konumu 11
Şekil 5: İnceleme Sahasının Jeoloji Haritası 51
Şekil 6: İnceleme Sahası ve Çevresinin Litolojik Birimler Direnç Haritası 76
Şekil 7: İnceleme Sahasını Etkileyen Neotektonik Birlikler 90
Şekil 8: KAFZ'nun Marmara Denizi İçerisindeki Kolları 93
Şekil 9: İnceleme Sahası ve Çevresinde Meydana Gelen Depremler 99
Şekil 10: İnceleme Sahasının Fay Haritası 100
Şekil 11: İnceleme Sahası Kıyılarındaki İstasyonların Ortalama Sıcaklık Grafiği 108
Şekil 12: İnceleme Sahası Kıyılarındaki İstasyonların Ortalama Yağış Grafiği ... 110
Şekil 13: İnceleme Sahasındaki Meteoroloji İstasyonlarına Ait Rüzgâr Gülleri..... 113
Şekil 14: İnceleme Sahasındaki Başlıca Akarsuların Akım ve Yağış Grafiği 116
Şekil 15: İnceleme Sahasındaki Akarsuların Dağılış Haritası 123
Şekil 16: Marmara Denizi'nde Etkili Olan Akıntılar 127
Şekil 17: İnceleme Sahası ve Çevresinin Toprak Haritası 132
Şekil 18: İnceleme Sahası ve Çevresinin Bitki Örtüsü Haritası 135
Şekil 19: İnceleme Sahasındaki Yerleşim Merkezlerinin Nüfus Grafiği 143
Şekil 20: Marmara Denizinin Batimetri Haritası 154
Şekil 21: Marmara Denizinde Yer Alan Çukurluklar 156
Şekil 22: Marmara Denizi'nde Silivri-Bandırma Arasının Profili 157
Şekil 23: Marmara Denizi'nde İmralı Adası-Gemlik Arasının Profili 157
Şekil 24: İnceleme Sahasındaki Kıyı Tipleri 166
Şekil 25: İnceleme Sahasının Yerşekilleri Haritası 168
Şekil 26: İnceleme Sahasının Topoğrafya Haritası 173
Şekil 27: İnceleme Sahasının Yükselti Seviyeleri Haritası 174
Şekil 28: İnceleme Sahasının Genel Rölyef Haritası 175

Şekil 29: İnceleme Sahasında Bakı Sınıflarının Dağılışı 176
Şekil 30: İnceleme Sahasının Bakı Haritası 177
Şekil 31: İnceleme Sahasında Eğim Sınıflarının Dağılışı 178
Şekil 32: İnceleme Sahasının Eğim Haritası 180
Şekil 33: Delta Sahalarındaki Kıyı Şekilleri 186
Şekil 34: Bayram Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 189
Şekil 35: Alpavut Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 190
Şekil 36: Armutlu Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası..... 190
Şekil 37: Kemer Çayı Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 191
Şekil 38: Karatepe Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 192
Şekil 39: Dikilitaş Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 192
Şekil 40: Çınar Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 193
Şekil 41: Şahmelek Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 194
Şekil 42: Sarımeşelik Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 194
Şekil 43: İzmir Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 195
Şekil 44: Biga Çayı Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 196
Şekil 45: Gönen Çayı Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 198

Şekil 46: Sazlı Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 199
Şekil 47: Alişan Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 200
Şekil 48: Katırkervan Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 200
Şekil 49: Muğla Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 201
Şekil 50: Kirazlı Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 202
Şekil 51: Panayır Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 202
Şekil 52: Gürgen Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 203
Şekil 53: Kesikdağ Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 204
Şekil 54: Değirmen Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 204
Şekil 55: Ceylan Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 205
Şekil 56: Eğri Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 206
Şekil 57: Ballıpınar Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 208
Şekil 58: Kocasu Çayı Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 209
Şekil 59: Çınarlı Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 210
Şekil 60: Kal Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 210

Şekil 61: Tatlısu Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 210
Şekil 62: Büyük Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 211
Şekil 63: Karanlık Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 212
Şekil 64: Karsak Çayı Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 212
Şekil 65: Küçükkumla Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 214
Şekil 66: Büyükkumla Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 214
Şekil 67: Karaca Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 215
Şekil 68: Kestane Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 216
Şekil 69: Yaman Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 216
Şekil 70: İlbat Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 217
Şekil 71: Fıstıklı Dere Delta Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 218
Şekil 72: Armutlu Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 218
Şekil 73: Çalı Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 219
Şekil 74: Torluk Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 220
Şekil 75: Eskideğirmen Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 220

Şekil 76: Çınarlı Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 221
Şekil 77: Koca Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 222
Şekil 78: Güngörmez Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 222
Şekil 79: Ay Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 223
Şekil 80: Doğan Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 224
Şekil 81: Selimmandıra Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 224
Şekil 82: Eyrek Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 225
Şekil 83: Balaban Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 225
Şekil 84: Elmalı Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası 226
Şekil 85: Çardak-Bayramdere Arası Plajlı Kıyılar 234
Şekil 86: Kavakdere-Kirazlı Arasının Plajlı Kıyılar..... 234
Şekil 87: Belkıs Tombolosu Plajlı Kıyılar 235
Şekil 88: İnceleme Sahasının Plajlı Kıyılar 245
Şekil 89: Aksaz ve Şahmelek Koyu Arasının Plajlı Kıyılar 246
Şekil 90: Karabiga-Biga Çayı Arasının Plajlı Kıyılar 247
Şekil 91: Biga Çayı-Bozlar Arasının Plajlı Kıyılar 248
Şekil 92: Gönen Çayı ve Çevresinin Plajlı Kıyılar..... 249
Şekil 93: Kapıdağ Yarımadası'nın Batısındaki Plajlı Kıyılar 250
Şekil 94: Kapıdağ Yarımadası'nın Doğusundaki Plajlı Kıyılar 250
Şekil 95: Kurşunlu-Kumsaz Arasının Plajlı Kıyılar 252
Şekil 96: Kapıdağ Yarımadası Yükselti Seviyeleri Haritası 254

Şekil 97: Kapıdağ Yarımadası Yükselti Seviyeleri Haritası 255
Şekil 98: İnceleme Sahasının Falezli Kıyılar 270
Şekil 99: Bayramdere-Kirazlı Arası Falezli Kıyılar 271
Şekil 100: Kirazlı-Değirmencik Arası Falezli Kıyılar 100
Şekil 101: Değirmencik-Şahmelek Koyu Arası Falezli Kıyılar 273
Şekil 102: Aksaz-Karabiga Arası Falezli Kıyılar 274
Şekil 103: Misakça-Edincik Arası Falezli Kıyılar 274
Şekil 104: Kapıdağ Yarımadası'nın Güneyi Falezli Kıyılar 277
Şekil 105: Kapıdağ Yarımadası'nın Batısı Falezli Kıyılar 277
Şekil 106: Kapıdağ Yarımadası Kuzey ve Doğusunun Falezli Kıyılar 278
Şekil 107: Bandırma-Dutlimanı Arası Falezli Kıyılar 279
Şekil 108: Dutlimanı-Kurşunlu Arası Falezli Kıyılar 280
Şekil 109: Kurşunlu-Kanlıgöl Arası Falezli Kıyılar 280
Şekil 110: Eğerce-Kumyaka Arası Falezli Kıyılar 281
Şekil 111: Mudanya-Kurşunlu Arası Falezli Kıyılar 282
Şekil 112: Kurşunlu-Kapaklı Arası Falezli Kıyılar 282
Şekil 113: Kapaklı-Fıstıklı Arası Falezli Kıyılar 284
Şekil 114: Bozburun-Esence Arası Falezli Kıyılar 284
Şekil 115: Esence-Çınarcık Arası Falezli Kıyılar 286
Şekil 116: Çardak-Adatepe Arası Deniz Seviyesi Değişimi 300
Şekil 117: Karabiga-Bozlar Arası Deniz Seviyesi Değişimi 301
Şekil 118: Bozlar-İzmir Dere Arası Deniz Seviyesi Değişimi 302
Şekil 119: Gönen Çayı Deltasında Deniz Seviyesi Değişimi 303
Şekil 120: Erdek Körfezi'nde Deniz Seviyesi Değişimi 304
Şekil 121: Kapıdağ Yarımadası'nın Kuzeyinde Deniz Seviyesi Değişimi 305
Şekil 122: Kocaçay Deltasında Deniz Seviyesi Değişimi 306
Şekil 123: Erdek Körfezi'nde Deniz Seviyesi Değişimi 307
Şekil 124: Çınarcık-Çiftlikköy Arasında Deniz Seviyesi Değişimi 309

FOTOĞRAF LİSTESİ Sayfa No

Foto 1: Değirmencik Köyü Güneyi ile Kemer Köyü Kuzeydoğusundaki Paleozoyik Şistler ve Üzerlerindeki Deformasyonlar 56
Foto 2: Çınar Dere Boğaz Vadisi Doğu Yamaçlarındaki Melanjlar 62
Foto 3: Karabina Kıyılarındaki Granodiyoritler ve Üzerindeki Yarıntılar 68
Foto 4: Kışla Dere Yamaçlarındaki Andezitler ve Üzerindeki Yamaç Erozyonu 1
Foto 5: Karabiga Güneyinde Tektonizmanın Denetiminde Deformasyona Uğrayan Ofiyolit Melanjlar ve Mermer Tabakalar 82
Foto 6: Karabiga-Kemer Platosu'nda Granodiyoritler Üzerindeki Su Bölümü Çizgileri 83
Foto 7: Kavak Dere'nin Yamaçlarındaki Şeyl, Kumtaşı ve Marn Tabakaları 96
Foto 8: Bandırma Yakınlarındaki Rüzgâr Enerji İstasyonu 112
Foto 9: Gönen Çayı 118
Foto 10: Kocabaş (Biga) Çayı Ağzı 120
Foto 11: Kocasu Çayı'nın Kolu Murat Çayı'nın Bursa-Balıkesir Yolundaki Köprüden Görünüşü 121
Foto 12: Dalga Erozyonun Etkili Olduğu Kıyı (Mudanya)..... 125
Foto 13: Adatepe'nin Güneydoğusunda Toprak Örtüsü Üzerindeki Zeytin Ağaçları 133
Foto 14: Bayramdere Vadisi ve Yamaçlarındaki Yarı Nemli Ormanlık Saha 136
Foto 15: Kocaçay'ın Güney ve Doğusundaki Langoz Ormanları 137
Foto 16: Kocabaş Çayı (Biga Çayı) Çevresindeki Tuzcul Bitkiler 138
Foto 17: Boğazköy'ün Güneydoğusundaki Fıstık Çamı Sahası 138
Foto 18: Eğerce'nin Doğusundaki Fosil Falez Üzerinde Gözlenen Biyoerozyon İzleri . 140
Foto 19: Denizkent Tatil Yerleşmesi 144
Foto 20: Kumkent Tatil Yerleşmesi 145
Foto 21: Bandırma ve Gemlik Sahilerinde Doldurularak Genişletilen Kıyılar 146
Foto 22: Güzelce Kıyısındaki Feribot İskelesi 146
Foto 23: Suni Bir Kanal İçerisinde Akan Karsak Çayı ve Ağzı (Gemlik)..... 147
Foto 24: Zeytinliklerdeki Yerleşim Alanları (Mudanya'nın Doğusu ve Gemlik'in Kuzeyi) 147

Foto 25: Biga Çayı Batı Yamaçlarında Denizel Fosilli Kireçtaşları, Oluklu Lapyeler ve Balıklıkaya Mağarası 153
Foto 26: Kemer Köyü Batısında Deniz Seviyesi Değişimlerinin İzleri Olan Kıyı Çentikleri 171
Foto 27: Alçak Kıyılar Üzerindeki Kumkent Tatil Yerleşmesi 182
Foto 28: Gönen Çayı ve Alçak kıyılardaki Lagünler 182
Foto 29: Bayramdere Göleti 188
Foto 30: Karsak Çayı'nın Gemlik Şehir Merkezindeki Bölümü ve Ağzı 213
Foto 31: Eşkel Koyu'nun Batısındaki Kıyı Şekilleri 228
Foto 32: Kocabaş Çayı Ağzı Kıyı Seti 229
Foto 33: Kocabaş Çayı Lagünü Önündeki Kıyı Oku ve Ortofoto Görüntüsü 231
Foto 34: Kocabaş Çayı Çevresindeki Kumullar 235
Foto 35: Eğerce Kıyılarındaki Kumullar 235
Foto 36: Gönen Çayı Çevresindeki Sazlık Saha 238
Foto 37: Kocabaş Çayı Gerisindeki Keten Göl (Lagün) ve Bataklık Saha 238
Foto 38: Gönen Çayı'nın Batısındaki Hoyrat Göl 240
Foto 39: Gönen Çayı'nın Doğusundaki Lagünler 240
Foto 40: Gönen Çayı'nın Doğusundaki Yarıntı Göl 240
Foto 41: Kocabaş Çay Lagünü 243
Foto 42: Kocaçay'ın Doğusundaki Arapçiftliği Lagünü 244
Foto 43: Biga Çayı'nın Batısındaki Plajlı Kıyı 248
Foto 44: Belkıs Tombolosu'nun Edincik Tarafından Görünüşü 256
Foto 45: Gemlik Körfezi'nin Kuzey Yamaçtan Görünüşü 258
Foto 46: Gemlik Körfezi ve Ova Üzerindeki Gemlik Yerleşmesi 258
Foto 47: Erdek Körfezi'nin Kuzeydeki Tepeden Görünüşü 259
Foto 48: Bandırma Körfezi 261
Foto 49: Bandırma Körfezi'ne Boşaltılan Atıksu Borusu 261
Foto 50: Eğerce'nin Doğusundaki Koylu Kıyılar 263
Foto 51: Güzelyalı Sahili ve "C" Şekilli Koy 264
Foto 52: Kemer Köyü Kuzeydoğu Kıyılarındaki Abrazyon Platformu 269

Foto 53: Eğerce'nin Doğu Kıyılarındaki Abrazyon Platformu 269
Foto 54: Karabiga-Şahmelek Arasındaki Falezli Yüksek Kıyılar 271
Foto 55: Kapıdağ Yarımadası Kuzeydoğusu Falezli Kıyılar 276
Foto 56: Bandırma Körfezi'nin Doğusundaki Ölü Falezler 279
Foto 57: Zeytinbağı Limanının Doğusundaki Yüksek Kıyılar 283
Foto 58: Mudanya'nın Doğusundaki Falezli Kıyılar 283
Foto 59: Karabiga'nın Kuzeyinde Yatık Yamaçlı Asılı Vadi Tabanı 287
Foto 60: Karabiga'nın Batısındaki İnce Burun 290

TABLO LİSTESİ Sayfa No

Tablo 1: İnceleme Sahası Kıyılarındaki İstasyonların Ortalama Sıcaklıkları 108
Tablo 2: İnceleme Sahası Kıyılarındaki İstasyonların Ortalama Yağış Değerleri 110
Tablo 3: Maksimum Rüzgâr Hızı (m/sn) ve Yönü (1970-2012) 112
Tablo 4: İnceleme Sahasındaki Başlıca Akarsuların Akım Verileri (DSİ, 2012) . 122
Tablo 5: İnceleme Sahasındaki Yerleşim Merkezlerinin Nüfusları (TUİK, 2012) 143
Tablo 6: İnceleme Sahasında Bakı Sınıflarının Dağılışı 176
Tablo 7: İnceleme Sahasında Eğim Sınıflarının Dağılışı 179

Giriş

Yerkabuğunun oluşumundan günümüze kadar geçen milyarlarca yıllık sürede, tektonik hareketlere bağlı olarak, geniş kara parçalarını etkileyen yükselmeler, alçalmalar, kıvrılmalar, kırılmalar, çanaklaşmalar ve kubbeleşmeler meydana gelmiştir. Bu sırada volkanik faaliyetlerin de zaman zaman suların altında zaman zaman da suların üzerinde etkinliğini sürdürmesiyle, büyük kara parçaları ve yükseltiler oluşmuştur. Öztatik ve izostatik nedenlerle yükselen okyanus ve denizler, kimi zaman yükselerek karaları işgal ederken, kimi zaman da alçalarak karalardan çekilmiştir. Yeryuvarın jeomorfolojik gelişimi de bu hareketlere bağlı olarak birçok sahada kesintiye uğrayarak, yeni oluşum ve gelişim dönemleri ile çok farklı yerşekilleri meydana gelmiştir (Ekinci, 2004; Ekinci, 2007).

Bütün bu aktivitelere bağlı olarak, dünya karasal yüzeyinin %15'ni kaplayan ve dünya nüfusunun % 60'ının yaşadığı kıyı alanları yeryüzünde ilk kıyıların oluşmaya başladığı zamandan günümüze kadar çok çeşitli yerşekilleri meydana gelmiş ve gelmektedir. (Drummond, 1997; Prabaharan, 2010; Erdem, 2006; Doygun vd., 2003). Prekambriyen'den Kuvaterner'in Holosen devrine kadar kıyı alanlarının şekillenmesinde etkili olan en önemli etkenler yeryüzünün şekillenmesinde de etkili olan iç ve dış kuvvetlerdir. Epirojenik ve orojenik hareketler, dalga, akarsu, buzul ve rüzgâr gibi etmenler yeryüzünde kıyıların şekillenmesinde ve değişiminde uzun yıllar etkili olan güçleri oluşturmuştur. Bu güçlere bağlı olarak kıyı bölgelerinin jeomorfolojik yapılarında önemli ölçüde değişiklikler meydana gelmiştir (Maiti ve Bhattacharya, 2009; Collin vd., 2011). Kıyısal bölgelerde doğal faktörlerin oluşturduğu bu değişimler, kısa dönemli, uzun dönemli ve epizodik olmak üzere üç farklı şekilde oluşmuştur (Tağıl ve Cürebal, 2005). Denizlerin alçalıp yükselmesiyle oluşan etkiler kısa dönemli değişimleri oluştururken, iklim değişimleri, periyodik fırtına ve dalgaların oluşturduğu etkiler daha uzun dönemli ve kalıcı değişimleri meydana getirmiştir. Uzun dönemli değişimler 10 ile 100 yıllık bir sürede gerçekleşirken, kısa dönemli olanlar 5-10 yıllık sürede meydana gelmiştir. Kısa süreli değişimlerde aynı kıyıda birkaç kilometre aralıklarla bir tarafta çekilme

gözlenirken diğer tarafta karanın ilerlemesi ya da durağan olması gözlenebilmektedir. Epizodik değişimler ise, fırtınalar gibi ani doğal olaylar sonucunda meydana gelmektedir (Krueger vd., 2008; Tağıl ve Cürebal, 2005).

İnsanoğlunun yeryüzündeki etkisinin belirgin olarak hissedilmeye başlandığı 18. yüzyıldan günümüze ise özellikle insan yerleşmelerine sahne olan kıyı bölgelerinin jeomorfolojik oluşum ve değişiminde doğal faktörlerin yanında beşeri faktörlerin de etkisi oldukça fazla olmuştur. Yenilenebilir bir doğal kaynak niteliğinde olmayan kıyısal bölgeler, çeşitli ekonomik ve toplumsal etkinlikler için de vazgeçilemez bir öneme sahip olduğundan, doğal ve yapısal özelliklerini her geçen gün kaybetmeye devam etmektedir (Makota vd., 2004; Isobe, 1998; Ekinci, 2004; Ekinci, 2007). Kıyısal bölgelerdeki bu değişimin belirgin olarak yaşandığı ülkelerden birisi olan Türkiye, Karadeniz'de 1785 km, Marmara Denizi'nde 1089 km, Ege Denizi'nde 2805 km, Akdeniz'de 1577 km ve Adalar'da 1067 km ile oldukça uzun kıyı şeridine sahiptir (Önsoy, 2002; Çölkesen ve Sesli, 2007). Ancak uzun bir kıyı şeridine sahip bir ülke olmasına rağmen Türkiye kıyıları ve ona ait jeomorfolojik özelikler yeterince çalışılmamıştır. Marmara Denizi ve kıyıları ile ilgili çalışmalar ise 17 Ağustos 1999 depreminden sonra yoğunlaşmaya başlamıştır. Bu çalışma, Türkiye'nin kıyılarından dünyanın en önemli yollarının kesiştiği, Asya ve Avrupa gibi iki büyük kıtanın birbirine en çok yaklaştığı yerde bulunan Marmara Denizi'nin güney kıyılarındaki jeomorfolojik yapı ve özellikleri ile olası deniz seviyesi yükselmelerinden kaynaklanan etkileri kapsamaktadır. Çalışma alanı olarak özellikle Marmara Denizi'nin güney kıyılarının seçilmesinde bu denizin dünya çapındaki öneminin yanısıra, Marmara Denizi'nin güneyinde kıyı tipleri ve çeşitliliğinin kuzeyine göre daha fazla olması önemli bir etken olmuştur.

Marmara Denizi'nin Trakya'daki kıyıları, çalışmaya konu olan güney kıyılarına oranla daha düz ve monotondur. Bu kesimde Büyükçekmece koyu dışında önemli bir girintiye rastlanmaz. Ergene Havzası'nın olduğu platoda dik ve ölü falezler yer almaktadır. Bunların önünde ise dar plajlar uzanmaktadır. Denize ulaşan akarsu ağızlarında, alçak kıyı ovaları ve geniş plajlar bulunmaktadır. Ganos (Işıklar Dağı) Kütlesi'nin olduğu batı kesimde ise yüksek ve dik kayalık kıyıların birden bire

denize indiği görülmektedir. Güneydeki kıyılarda ise girinti ve çıkıntı daha fazladır. Gemlik, Bandırma ve Erdek Körfezleri, Kapıdağ Yarımadası'nın yüksek ve çentikli kıyıları, Gönen ve Kocasu ağzında yer alan geniş, alçak, düz kıyı ovaları ve deltaları bunlardan bazılarıdır. Ayrıca Marmara Denizi kıyılarında denizden farklı yüksekliklerde kıyı taraçalarının varlığı da tespit edilmiştir. Bu durum yakın bir dönemde öztatik hareketlerin ve tektonik aktivitelerin olduğunu göstermesi bakımından büyük önem taşımaktadır (Kurter, 2000).

Jeomorfoloji alanındaki çalışmalarıyla bilinen Amerikalı bilim adamı Grove Karl Gilbert, yerşekilleri ve onların oluşum ve gelişimleri arasındaki ilişkiyi Yerşekilleri = f (yapı + süreç + zaman) eşitliği ile ifade etmiştir (Hoşgören, 2010). Bu faktörlerin herhangi birisinde meydana gelen bir değişiklik yerşekillerinin değişmesine yol açtığından çalışma sahasındaki yerşekilleri bu üç faktörün etki ve dağılımına göre incelenmiştir. Buna göre çalışma içerik bakımından giriş ve sonuç bölümlerinden başka dört bölüm olarak ele alınmıştır. Giriş bölümünde kıyı ile ilgili temel kavramlar, inceleme sahasının sınırları, coğrafi konumu, amaç, kullanılan materyal, yöntem ve önceki çalışmalar üzerinde durulmuştur. Birinci bölümde, Marmara Denizi Güney kıyılarının tektonik ve litolojik yapı özellikleri açıklandıktan sonra ikinci bölümde, inceleme sahasının jeomorfolojisi üzerinde etkili olan etmen ve süreçler açıklanmıştır. Üçüncü bölümde ise Marmara Denizi güney kıyılarının jeomorfolojik oluşum ve gelişim özellikleri ile iklim ve tektonik aktivitelerin sonucunda meydana gelen deniz seviyesi değişimleri üzerinde durulmuştur. Dördüncü bölümde, günümüzde var olan jeomorfolojik şekiller ayrıntılı bir şekilde ele alınmıştır. Kapsam dâhilinde inceleme sahasındaki yerşekillerinin oluşumları, yapı ve süreç gibi değişken etkenlere bağlı olarak ana hatları ile tespit edilerek, tektonik ve litolojik özellikler ortaya konulmuştur. Varolan yapılar, oluşum özelliklerine göre tek tek incelenmiştir. Ana yerşekilleri tespit edildikten sonra, bu ana yer şekilleri üzerindeki elemanter yer şekilleri (farklı seviyelerdeki sahayı parçalayan akarsuların toplandığı tabanları, kıyı kuşağındaki delta ovaları, taraça vb. ile batimetrik ve oşinografik özellikleri vb.) belirlenerek harita üzerinde gösterilip daha anlaşılır hale getirilmiştir. Litolojik anlamda ise bölgedeki kayaçların özellikleri

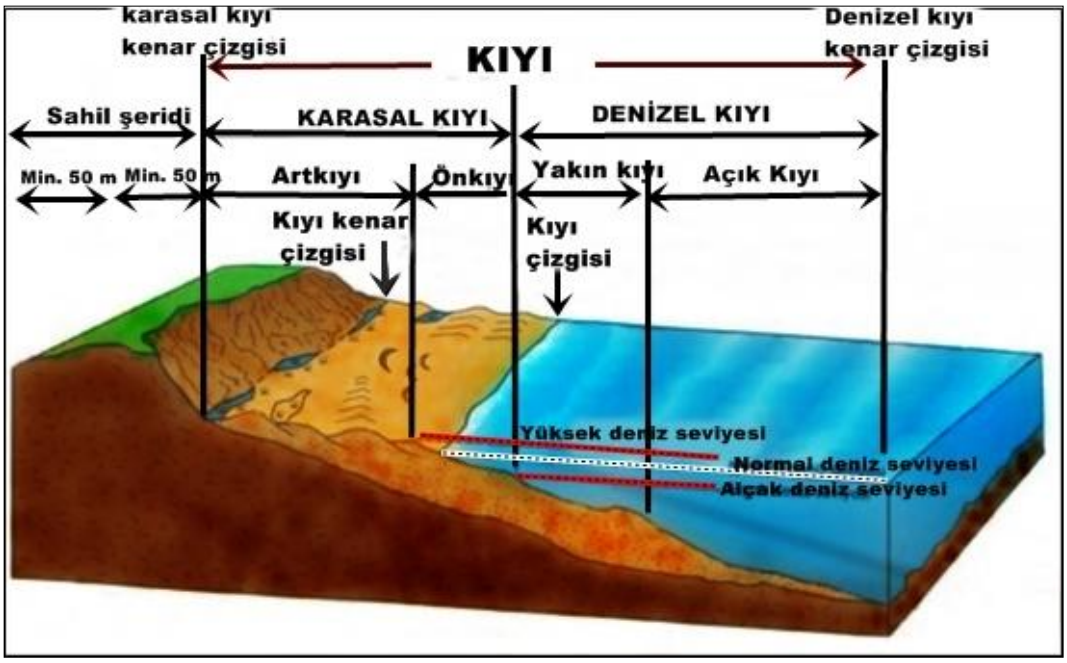
üzerinde durulmuştur. Süreç kapsamında, geçmişten günümüze etkili olan iç etmen ve süreçler (epirojenez, orojenez, faylanma vb.) ile dış etmen ve süreçler açıklanmıştır.

Deniz seviyesindeki değişimler milyonlarca yıldan bu yana sahil hatlarını şekillendirmeye devam ettiğinden, günümüzden yaklaşık 3000 yıl öncesinden bugüne kadar sahil hattı kara yönünde ilerlemeye devam etmektedir. Bütün dünya kıyılarında belirgin olarak görülen bu durumun Marmara Denizi'nin güney kıyılarındaki gelişim süreci ve etkileri ele alınarak açıklanmıştır. Çalışma sonucunda elde edilen sonuçlar, sonuç bölümünde değerlendirilmiştir.

Devletin hüküm ve tasarrufu altında ve doğal kaynak niteliğinde olan kıyılar, bazı alt elemanları olan jeomorfolojik birimler olduğundan, kıyı ve kıyı elemanlarının tanımlanmasında jeomorfolojik bakış açısının ayrı bir önemi vardır. Günümüzde, alçak ve yüksek kıyılarda önemli iki sınır niteliğinde olan "Kıyı ve Kıyı Kenar Çizgisi" gibi bazı kıyı birimlerinin sınırları ve tanımlanmasında önemli sorunlar yaşanmaktadır. Bu nedenle, inceleme sahası kıyılarının jeomorfolojik özelliklerine geçmeden önce, kıyıların jeomorfolojik birimlerinin tanımlanması faydalı olacaktır.

Kıyı: Jeomorfolojik olarak kıyının tanımı, deniz ya da göl sularının en alçak oldukları zamandaki sınır ile falezlerin tabanı arasında kalan sınırdır. Kara ile su kütlesi arasında geçiş zonu olarak ifade edilen kıyı, kendine göre karakteristik özellikleri olan bir yerşeklidir. Bu yönüyle kıyı, kıyı çizgisi, karasal kıyı kenar çizgisi, ön kıyı, art kıyı, kıyı, açık kıyı, denizel kıyı kenar çizgisi gibi bölümler ve bu bölümleri tanımlayan yer şekillerinden oluşmaktadır (Erinç, 2001; s: 313-314; Hoşgören, 2010; s: 47-48; Turoğlu, 2010; Şekil 1). 17 Nisan 1990 tarihinde yürürlüğe giren 3621 sayılı kıyı kanunu ve bunun bazı maddelerinde değişiklik yapılmasını içeren 3830 sayılı uygulama yönetmeliğine göre ise kıyı; deniz, göl ve akarsuların kıyı çizgisi boyunca devam eden kumluk, çakıllık, taşlık ve bataklık alanlarının kara yönündeki doğal çizgisi arasında kalan alan olarak tanımlanmaktadır (KK, 1990; KKUDY, 1992a; KKUDY, 1992b; Şekil 3). Başka bir ifade ile kıyı, kıyı kenar çizgisi ile kıyı çizgisi arasında kalan mesafedir. Kıyının su içindeki bölümüne

denizel kıyı, kıyı çizgisi ile kıyı kenar çizgisi arasında kalan ve denizin karasal ortam üzerinde doğrudan veya dolaylı olarak etkili olduğu alan ise "karasal kıyı" olarak adlandırılmaktadır. Denizel kıyı alanındaki, kum birikimlerinden oluşan su içindeki kıyı boyu kum tepelerinin yer aldığı bölüm "yakın kıyı", denizel kıyının deniz tarafındaki son bulduğu bölüm ise "açık kıyı" olarak ifade edilmektedir (Şekil 1). Yakın kıyı, aynı zamanda dalga kırılma zonudur. Açık kıyı zonun genişliği, batimetrik özelliklere, kıyı dinamizmine ve meteorolojik koşullara bağlıdır (Erinç, 2001; Hoşgören, 2010; s: 313-314; s: 47-48).



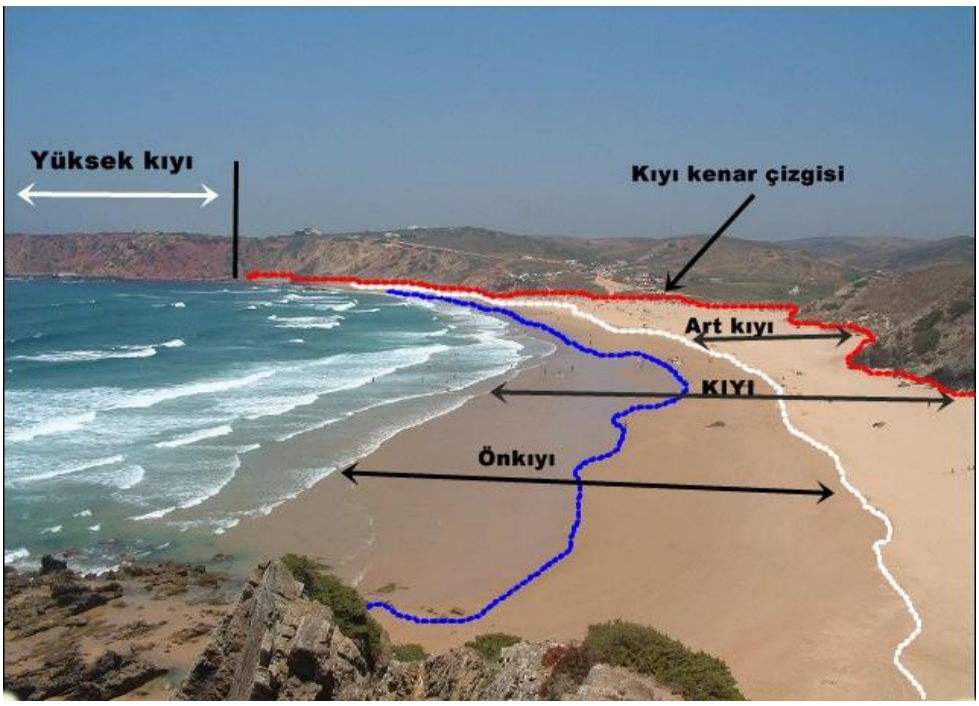
Şekil 1: Kıyının Jeomorfolojik Birimleri

Kumluk, çakıllık, taşlık, kayalık, sazlık ve bataklık alanların kara tarafında sona erdiği sınır çizgisi kıyıların derinliğini belirlediğinden, kıyılar genel görünümlerine göre, "alçak kıyılar" ve "yüksek kıyılar" olmak üzere iki grupta incelenmektedir. **Yüksek kıyı;** plajı olmayan, genellikle falezle sonlanan ve kıyı ile kıyı kenar çizgisinin çakıştığı kıyılardır (KK, 1990; KKUDY, 1992a; KKUDY, 1992b; Şekil 1). Bu kıyılarda oluşan falezler, dalga ve akıntıların yapmış oldukları aşındırma faaliyetleri sonucunda meydana gelen ve ana kayanın cinsine ve tektonik

yapıya göre bazen 80-90 metre yüksekliğe kadar ulaşabilen dikliklerdedir (Turoğlu, 2009). **Alçak kıyı:** Kıyı çizgisinden sonra da devam eden, su hareketlerinin oluşturduğu plaj, hareketli ve sabit kumulları da içeren kıyı kordonu, lagün alanları, sazlık, bataklık ile kumluk, çakıllık, taşlık ve kayalık alanları içeren kıyılardır (KK, 1990; KKUDY, 1992a; KKUDY, 1992b; Erinç, 2001; Şekil 2 ve 3). Alçak kıyılar, ön kıyı ve art kıyı olmak üzere iki bölümden oluşmaktadır. Suların en alçak sevide olduğu kıyı ile suların normal zamanındaki kıyı arasında kalan kıyı çizgisi "ön kıyı", suların ençok yükseldiği seviyedeki kıyı ile normal zamandaki kıyı çizgisi arasında kalan kıyı "art kıyı" olarak adlandırılmaktadır (Hoşgören, 2010; s: 47-48; Şekil 2). Bu kıyıların oluşmasındaki etkenler; dalgalar, kıyı boyu akıntıları, med-cezir olayları ve rüzgârlardır. Kıyılar, bu etmenler sonucunda oluşan aşındırma ve biriktirme faaliyetleri ile belirginleşir. Plaj hilalleri, kıyı okları, kumlardan oluşan koy setleri, alçak ve yüksek plaj setleri ön kıyı üzerinde oluşan jeomorfolojik delillerdir. Art kıyılar ise rüzgarın etkisiyle taşınan denizel kökenli malzemelerin oluşturtuğu ve zaman zaman üzerinde kurakçıl halofitlerin (tuzlu topraklarda, deniz kıyılarında yetişen bitkiler) geliştiği, sazlık, bataklık ve lagüner alanlardır. Genellikle iyi derecede yıkanmış olduklarından bunların üzerinde karasal kökenli (alüvyal malzeme) malzeme de yoktur. Art kıyıların genişlikleri kıyı zonu ve çevresinin topoğrafik özllklerine bağlı olarak değişmektedir. Özellikle deltalar ve kıyı boyu ovaları ve düzlüklerinde yüzlerce ya da kilometrelerce genişlikte uzanabilmektedirler (Erinç, 2001; s: 333; Hoşgören, 2010; s: 64-66; Turoğlu, 2009).

Kıyı Çizgisi: Jeomorfolojik olarak kıyı çizgisi, meteorolojik olaylara ve med-cezir gibi doğal olaylara göre değişebilen kara ile deniz arasında kalan sınırdır. Bu nedenle kıyı çizgisinin yeri sabit olmayıp ön kıyı içerisinde değişkenlik göstermektedir (Erinç, 2001; s: 313; Hoşgören, 2010; s: 47; Turoğlu, 2009; Van ve Binh, 2008; Boak ve Turner, 2005). Kıyı çizgisindeki değişim falezli ve dar kıyılarda çok belirgin olmazken, kıyı ovaları gibi alçak kıyılarda büyük boyutlara ulaşabilmektedir (Hoşgören, 2010 s: 47). Kıyı çizgisinin deniz tarafına çekilerek oluşturduğu çizgi, "alçak deniz seviyesi kıyı çizgisi" ve denizin kara tarafına ilerlemesi ile oluşan sınır çizgisi ise "yüksek deniz seviyesi kıyı çizgisi" olarak ifade

edilmektedir (Hoşgören, 2010 s. 47; Turoğlu, 2010; Şekil 1, 2). Ülkemizde yürürlükte olan kıyı kanunu ve bazı maddelerinde değişiklik yapılmasına dair olan 3830 numaralı uygulama yönetmeliğine göre ise kıyı çizgisi, deniz, göl ve akarsularda, suyun taşkın durumları dışında kara parçasına değdiği noktaların birleşmesinden oluşan ve meteorolojik olaylara göre değişen doğal çizgidir (KK, 1990; Şekil 3).



Şekil 2: Kıyının Jeomorfolojik Elemanları (Portekiz Kıyıları)

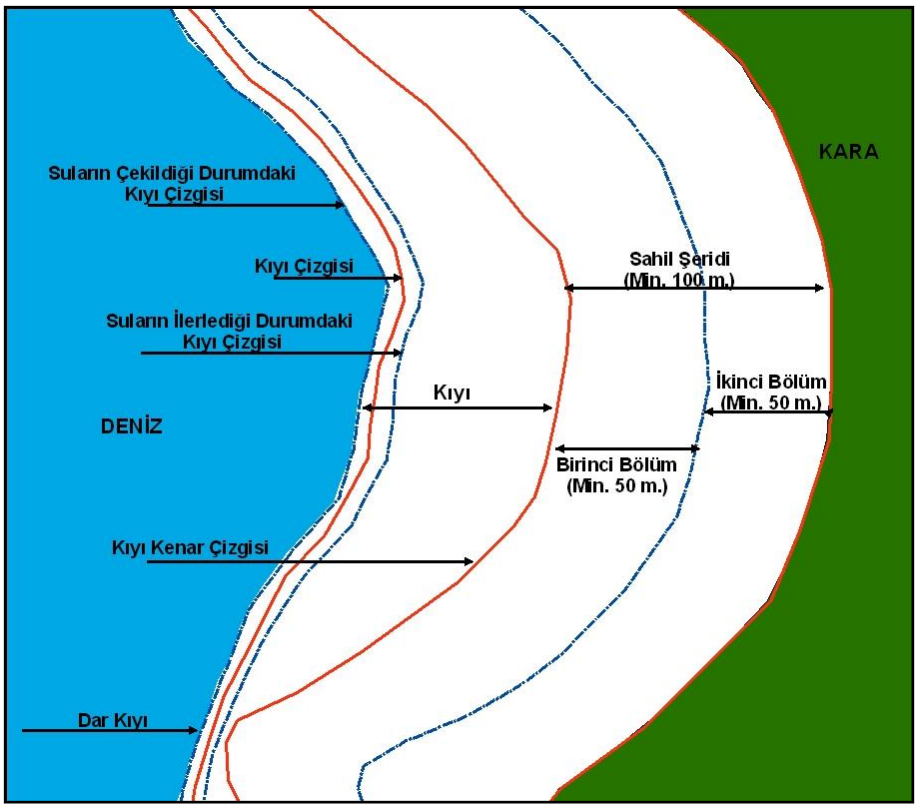
Kıyı Kenar Çizgisi: Jeomorfolojik anlamda, denizel koşulların etkisi altındaki alan ile karasal koşulların etkisi altındaki alanı birbirinden ayıran ve karasal kıyı olarak tanımlanan alanın kara yönündeki doğal sınırı (karasal kıyı kenar çizgisi) ile, kıyı dinamiklerinin etkilerinin deniz tabanında tamamen ortadan kaybolduğu deniz tarafındaki sınır (denizel kıyı kenar çizgisi) arasında kalan çizgidir (Erinç, 2001; s: 314; Turoğlu, 2010). Karasal kıyı kenar çizgisi aynı zamanda korunması gereken doğal kaynak niteliğindeki kıyının kara yönündeki sınırını belirlediği gibi, yerleşimin ve özel mülkiyetin deniz yönündeki sınırını da temsil etmektedir (Hoşgören, 2010; Turoğlu, 2010; Şekil 1). 17 Nisan 1990 tarihli ve 20495 sayılı

Resmi Gazete'de yayınlanan kıyı kanunu ve uygulama yönetmeliğine göre, deniz, doğal ve yapay göl ve akarsuların alçak basık kıyı özelliği gösteren kesimlerinde kıyı çizgisinden sonraki kara yönünde su hareketlerinin oluşturduğu (ön kıyı), kumsal ve kıyı kumullarından oluşan kumluk, çakıllık, kayalık, taşlık, sazlık, bataklık ve benzeri alanların (art kıyı) doğal sınırıdır (KK, 1990; Şekil 2, Şekil 3). Arazinin eğim, yükselti, yarılma derecesi vb. jeomorfolojik özellikleri, kıyının kara tarafındaki sınırını belirleyen önemli faktörler olduğundan, kıyı kenar çizgisi ile kıyı çizgisinin parallel olarak uzanması mümkün değildir (Erinç, 2001; s: 314; Turoğlu, 2010).

Kıyısal Bölge: Karanın, deniz suları altında kalan bölümü ile denizin etkilediği kara tarafı ve karanın etkilediği deniz tarafındaki alan olarak bilinmektedir (Erdem, 2006). Erinç (2001) ve Hoşgören (2010)'e göre ise falezlerin gerisinden başlayıp, karanın içerisine doğru uzanan ve genişliği belli olmayan bir zon olarak tanımlanmıştır. Bu alan, lagün, körfez ve düzlük gibi denizden uzak olan alanları kapsadığı gibi sahil hattı ve plajları da içine almaktadır. Başka bir ifadeyle bu alan kara ve deniz arasındaki geçiş bölgesidir (Klein ve, Lichter, 2006; Bailey vd., 2008).

Sahil (Plaj): Dalga hareketlerine bağlı olarak suların en fazla yükseldiği dönem ile en çok çekildiği dönem arasında kumların yayıldığı bölgeye "sahil (plaj)" adı verilir. Sahiller sabit zonlar olmakla birlikte genişlikleri jeolojik yapıya göre değişebilmektedir (Köksal vd., 2005).

Sahil Şeridi: 13 Ekim 1992 tarihinde 21374 numaralı Resmi Gazete'de yayınlanan kıyı kanunu ve uygulama yönetmeliğine göre, deniz, tabii ve suni göllerin kıyı kenar çizgisinden itibaren kara yönündeki yatay olarak en az 100 metre genişliğindeki alanıdır (KKUDY, 1992a; Şekil 3). Bu bölüm, sahil şeridinin birinci bölümü ve ikinci bölümü olmak üzere iki bölümden oluşur. Kıyı kenar çizgisinden itibaren, kara yönündeki ilk 50 metrelik kısım, sahil şeridinin birinci bölümü olarak adlandılırır. Sahil şeridinin birinci bölümünden sonra kara yönünde devam eden ikinci 50 metrelik bölüm ise sahil şeridinin birinci bölümüdür. Bu bölüm aynı zamanda toplumun yararlanmasına açık olması gereken alandır (KKUDY, 1992a; Şekil 2).

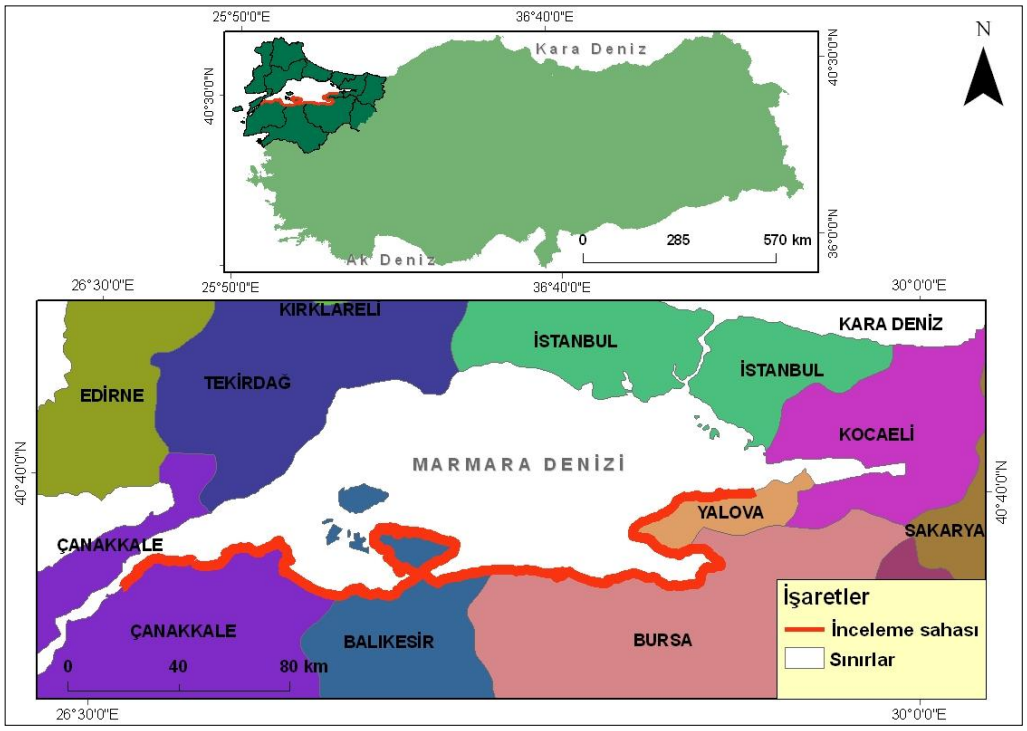


Şekil 3: Kıyı ile İlgili Tanımlar. 17 Nisan 1990 tarih ve 3621 sayılı, 11Temmuz 1992 tarih ve 3830 sayılı, değişiklik RG: 30 Mart 1994, 21890 kanunlara göre.

Kıta Sahanlığı: Kıyılar, kıtaların sona erdiği bir sınır olmadığından, kıtalar deniz altında da bir noktaya kadar devam etmektedir. Jeolojik ve jeomorfolojik anlamda kıta sahanlığı, genellikle kıtanın açık derin deniz diplerine kadar uzanan su altında kalmış doğal uzanım bölümlerinden biri olarak tanımlanmaktadır. "kıta şelfi", "kıta düzü", "kıta eşiği" olarak da bilinen kıta sahanlığı, farklı derinliklere ve çukurlara sahip olmakla birlikte, genel eğimi 1/8 derece ile 3 derece arasında değişmektedir. Genişliği ise 1-1000 km arasındadır. Dış sınırının su derinliği yeryüzü ortalamasına göre 130 m olan, fakat genellikle kıtanın deniz altında 200 m derinliğe kadar uzanan doğal parçasıdır. (Köksal vd., 2005; Sakallıoğlu, 1977).

İnceleme Sahasının Konumu ve Genel Coğrafya Özellikleri

Coğrafi Koordinat Sistemine göre, 26° 09' 49"–30° 22' 40" doğu boylamları ile 40° 00' 00" - 41° 18' 45" kuzey enlemleri arasında uzanan inceleme sahası, batıda Çanakkale Boğazı girişinde yer alan Çardak Feneri'nden başlayıp, doğuda Yalova-Çiftlikköy'de sona ermektedir. Bu iki nokta arasındaki kıyının uzunluğu yaklaşık 500 km'dir. 1/100000 ölçekli Türkiye topoğrafya haritasının H17, H18, H19, H20, H21, H22, G19, G21, G22 paftalarını kapsayan çalışma, idari birimler bakımından, Marmara Denizi'nin güneyindeki Çanakkale, Balıkesir, Bursa ve Yalova olmak üzere 4 ilin kıyılarında gerçekleştirilmiştir (Şekil 4).



Şekil 4: İnceleme Sahasının Konumu

İnceleme sahasının en önemli oşeonografik değeri olan Marmara Denizi'nin şelf alanlarının toplamı 6077 km²'dir. Bu alan, denizin toplam alnının %55'ini kapsamaktadır. İnceleme alanındaki Armutlu-Çardak arası şelfin alanı ise, 4194 km²

iken, eğimi 0,28º - 0,42º arasında değişmektedir. Bu kesimde şelfin en geniş (30 km) olduğu yer Kapıdağ Yarımadası ile İmralı Adası arasıdır (Abalı, 2005).

Marmara Denizi, Akdeniz ve Karadeniz arasında yaklaşık 210 km uzunluğunda ve 75 km genişliğinde bir iç denizdir (Çağatay vd., 2000; Algan, 2000). Bu nedenle, dalga gücünün orta değerde olduğu Marmara Denizi'nde aynı zamanda, derinlik ve tuzluluk farklılığına bağlı olarak oluşan, çift yönlü bir akıntı sistemi bulunmaktadır (Şekil 16). Kıyılarının toplam uzunluğu 1089 km. (Çölkesen ve Sesli, 2007) olan Marmara Denizi, boğazlar hariç tutulduğunda 11.200 km^2 yüzey alanına ve 1390 m maksimum derinliğe sahiptir (Kurter, 2000; s: 27-30). Marmara Denizi komşu denizlere, sırası ile 65 m ve 35 m derinliklerle Çanakkale ve İstanbul Boğazları ile bağlanmıştır (Sancar ve Çağatay, 2011). Bu nedenle boğazlar ile birlikte "Türk Boğazlar Sistemi" olarak da anılmaktadır. Marmara Denizi doğuya doğru İzmit ve Gemlik Körfezleri gibi dar ve derin körfezlerle devam etmektedir. Güneyde ise Erdek ve Bandırma Körfezleri yer almaktadır. Toplam 53 tane adaya sahip olan Marmara Denizi'nin batı ve doğudaki en uç noktaları, Çanakkale Boğazı'nın Ege Denizi çıkışındaki 27º 18′ Doğu Meridyeni ile İzmit Körfezi sonunda 29º 57′ Doğu Meridyeni'dir. Bu iki nokta arasındaki mesafe 280 kilometredir. En güneydeki uç noktası 40º Kuzey Paraleli'nin geçtiği Çanakkale Boğazı'ndaki Karanlık limandır. Kuzeyde ise 41º 14′ 20" Kuzey Paraleli'nin geçtiği İstanbul Boğazı'nın Karadeniz ağzıdır. Bu iki nokta arasındaki mesafe ise 80 kilometredir (Kurter, 2000; s: 27-30; Çağatay vd., 2000). Boğazların dâhil edilmemesi halinde Marmara Denizi'nin İstanbul Boğazı sınırı, Ahırkapı Feneri-Selimiye hattından, Çanakkale Boğazı sınırı ise Gelibolu-Çardak Fenerleri hatlarından geçirilmiştir (Kurter, 2000).

Prekambriyen'den günümüze kadar farklı yaş ve litolojik özelliklerdeki formasyonlara sahip olan inceleme sahasında, Prekambriyen ve Paleozoyik yaşlı mermer, gnays, metagranit gibi metamorfik kayaçlar ve bunların da üzerinde Ordovisiyen'den Jura'ya kadar olan devirlere ait kırıntılı ve korbonatlı kayaçlar bulunmaktadır. Stratigrafik olarak Kretase yaşlı kırıntılı sedimentler ve karbonatların da yer aldığı sahada, Mesozoyik yaşlı kayaçlar ile Eosen'e ait granodiyorit,

Oligosen'e ait kırıntılı tortullar ile Miyosen'den günümüze kadar olan zamanda oluşmuş karasal kırıntılar kimi yerlerde uyumlu kimi yerlerde de uyumsuz bir şekilde istif meydana getirmiştir. Bu istiflerin de üzeri yer yer alüvyonlar ile örtülmüştür.

Tektonik yönden hareketli bir konumda yar alan inceleme sahasının şekillenmesinde akarsular ile birçok yerde jeolojik ve jeomorfolojik izleri görülen genç tektonik hareketlerden Kuzey Anadolu Fayı'nın önemli etkileri olmuştur. Kuzeydeki ovalık ve alçak saha ile güneydeki platoluk ve tepelik saha birbirilerinden basamak şeklindeki faylar ile ayrılmıştır. Tektonik birlikler olarak, kuzeyden Ergene, kuzeydoğudan İstanbul Zonu, doğudan İç-Pontid Yayı, güney doğudan Sakarya Zonu ve güneybatıdan da Rodop Masifi'nin uzantılarıyla çevrilidir. Bütün bu morfolojik birimler faylarla birlikte belirli bir zaman sürecinde oluşup gelişmiştir.

İnceleme sahasının şekillenmesinde dalga ve akıntıların yanısıra, Marmara Denizi'ne dökülen 50 adet akarsu ve bunların kollarının önemli rolleri olmuştur. Dalga ve akıntılar, kıyı gerisinde kumsalları ve falezleri oluştururken, akarsular da yüksek kesimleri derin ve sık vadilerle yardıktan sonra, denize ulaştıkları yerlerde delta ovalarını oluşturmuşlardır.

İnceleme sahası kıyılarında yarı bataklık şeklinde sığ göller bulunmaktadır. Bunların başlıcaları, Güvemalan köyü kuzeyindeki Hoyrat Gölü, Mısakça'nın batısında Tahirova, Kiremitçi ve Köremin gölleri, Bayramdere'nin doğusundaki Dalyan Gölü, Ballıkaya'nın batısındaki Arapçiftliği Gölü, Bozlar'ın batısındaki Kapaklı Gölü ve Bayramdere'nin batısındaki Tatlı Göl'dür.

İklim özellikleri yönüyle, kışları Akdeniz iklimi kadar ılık, yazları Karadeniz iklimi kadar yağışlı olmayan ve "Marmara iklimi" olarak ifade edilen iklim özellikleri görülmektedir. Bu iklimde, yaz mevsimi az da olsa yağışlı geçerken, kış mevsimi de Karasal iklimdeki kadar soğuk olmamaktadır. Yıllık ortalama sıcaklık ise 14.4 ºC 'dir. Etkin rüzgar yönü mevsimlere göre değişmekle birlikte genellikle Poyraz (KD)'dır. İklimin uygun olması nedeniyle bitki örtüsü de çeşitlidir. Kıyı ve kıyı gerisindeki tepelik alanlarda bozulmuş ormanların yerini tarım bitkileri almıştır.

İnceleme sahası toprak çeşitliliği yönüyle zonal, intrazonal ve azonal topraklara sahiptir. Ova tabanlarında yükseklerden taşınıp biriktirilen azonal

topraklara rastlanırken, daha yükseklerde ise zonal topraklar görülmektedir. Ova tabanları aynı zamanda yeraltı suyu bakımından zengin alüvyal sahalar olduğundan, deprem şiddetini artırıcı özelliklere sahiptir.

Amaç ve kapsam

Jeomorfoloji biliminin temel amacı; karalar üzerinde ve deniz altında yerkabuğu yüzeyindeki, iç ve dış etmen ve süreçler (epirojenez, orojenez, faylanma, volkanizma gibi) tarafından oluşturulan yer şekillerini tanımlamak, onların oluşum ve gelişim evreleri ile coğrafi dağılışlarını nedenleriyle birlikte ortaya koymak olduğundan, bu çalışmada jeomorfoloji biliminin genel amaç ve ilkeleri doğrultusunda, Marmara Denizi güney kıyılarına ait jeomorfolojik özelliklerin ortaya konulması hedeflenmiştir. Uluslararası çalışmalarda kıyıların daha ayrıntılı çalışıldığı ve sayı bakımından dikkat çekici olduğu görülmektedir. Özellikle kıyı çizgisi değişimi, kıyı jeomorfoloji ve kıyı kullanımı gibi farklı alanlarda birçok çalışma yapılmıştır. Günümüzde, dünyadaki çevresel duyarlılığın artmasına paralel olarak, kıyı alanlarının ekolojik boyutu ile ilgili koruma ve kullanma yönünün, çevresel jeomorfoloji kapsamında değerlendirilmiş olduğu görülmektedir. Son yıllarda kıyı alanlarının bütün bu özelliklerinin yanısıra, birçok modellemeleri de yapılarak geçmiş, şimdiki ve gelecek durumları ortaya konulmaya ve kıyıların oluşumundan günümüze kadar geçirdiği süreçler incelenerek, sürdürülebilirlilik kapsamında gelecekteki boyutu açıklanmaya çalışılmaktadır. Oysa göl kıyıları hariç, 8333 km'lik kıyı uzunluğuna sahip bir ülke olmasına rağmen Türkiye'de, kıyı ve ona ait jeomorfolojik özellikler yeterince çalışılmamıştır. 17 Ağustos 1999 depreminden sonra ilgi odağı haline gelen Marmara Denizi ve kıyıları ile ilgili çeşitli çalışmalar yapılmıştır. Daha çok Marmara Denizi'ndeki faylar ve depremselliği üzerinde yoğunlaşan bu çalışmaların içerisinde Marmara Denizi kıyılarının farklı ve daha dar alanlarındaki jeomorfolojik özelliklerini ortaya çıkaran çalışmalar olsa da sayılarının çok fazla olduğu söylenemez. Marmara Denizi kıyılarının sosyal ve ekonomik anlamda öneme sahip olması, yüksek nüfus yoğunluğu ve bulundurduğu sanayi

kuruluşları dikkate alındığında, bölgenin jeomorfolojik özelliklerinin ayrıntılı olarak ortaya konulması konusunu önemli kılmaktadır.

Marmara Denizi kıyıları da rölyefin ana ve elemanter unsurlarının belirlenmesi, bunların jeomorfolojik tarihçesi ve insan faktörünün kıyının jeomorfoloji üzerindeki etkileri gibi jeomorfolojik özellikler bakımından ortaya konulması gereken farklı konuları içermektedir. Marmara denizinin çökme süreci, Akdeniz sularının burayı istilası ve zamanlaması, tektonik mekanizmanın tipi, kıyılardaki taraçalar, kıyı depoları içindeki fosiller halihazırda var olan şekiller ile olası denizi seviyesi değişimleri ve neticeleri buradaki başlıca sorular olarak ifade edilebilir. Son yıllarda insanlık ve gelecekteki gelişmeler için kıyıların önemli bir alan olarak kabul edilmesi nedeniyle jeomorfoloji biliminde öncelikli çalışma sahalarından birini oluşturduğu görülmektedir. Bu tespitlerden dolayı inceleme sahasında kıyıların oluşumu ve gelişimi nasıldır? Bu alanda yaygın olan kıyı şekilleri nelerdir? Güncelliğini devam ettiren fay hareketliliğinin inceleme sahasının morfoloji üzerindeki etkisi nasıldır? İnsanların kıyı jeomorfolojisi üzerinde etkisi var mıdır? Olası bir deniz seviyesi yükselmesinin Marmara Denizi'nin güney kıyılarında oluşturacağı etkiler nelerdir? gibi sorulara da cevaplar aranmıştır.

Bu çalışma, Marmara Denizi'nin kuzey ve doğu kıyılarının jeomorfolojisini ele alan diğer çalışmalarla bütünlük oluşturması açısından Çanakkale-Çardak ile Yalova-Çiftlikköy arası ile sınırlandırılarak başlıca iki farklı amaca yönelik olarak yapılmıştır. İlk amaç; farklı su özelliklerine sahip iki komşu deniz olan Karadeniz ve Akdeniz arasındaki Marmara Denizi'nin Çanakkale Boğazı girişinde yer alan Çardak Feneri ile Yalova-Çiftlikköy arasındaki kıyılarının ana yerşekillerini tanımlamak, morfolojik gelişiminde etkili olan etmen ve süreçleri ortaya koymak, elemanter yer şekilleri olarak bilinen farklı seviyelerdeki sahayı parçalayan akarsuların birikim alanları, onların tabanları, kıyı kuşağı, aşınım yüzeyleri, bu yüzeyler üzerindeki yükseltiler gibi yerşekillerinin incelenmesi, dağılışları ve gelişim evrelerini sistemli bir şekilde açıklamak ve güncelliğini devam ettiren fayların kıyı morfoloji üzerindeki etkisini araştırmaktır. Denizel etkenler de dikkate alınarak kıyı şekillerinin oluşum ve gelişim özelliklerinin açıklandığı çalışmada, jeomorfolojik özelliklerin yanısıra insan

faktörünün değişime ve gelişime olan etkisi de tespit edilmiştir. Olası bir deniz seviyesi yükselmesinin Marmara Denizi'nin güney kıyılarında oluşturacağı etkilerin belirlenmesi ise çalışmanın ikinci amacını oluşturmaktadır. Bu amaçla çalışma alanının haritaları oluşturulup, uydu görüntüleri ve ortofotolar yardımıyla sahanın doğruya yakın görüntüleri elde edilmiştir. Günümüzde var olan yerşekillerinin hangi sürecin etkisinde şekillendiği (akarsular, rüzgârlar, buzullar, dalgalar gibi.) ve bu süreçlere bağlı olarak oluşan aşındırma, taşıma ve biriktirme ürünü olup olmadıklarına göre de özellikleri harita üzerinde gösterilmiştir. Bütün bu çalışmalar haritalar ile anlaşılır hale getirildikten sonra yorumlanarak sonuçlandırılmıştır.

Materyal ve Yöntem

Günümüzde mekânsal veri işlemede kullanılan birçok teknik vardır. Kıyılardaki değişimlerin belirlenmesinde; Aerofotogrametry (Havafotografı), Uzaktan Algılama (Remote Sensing) ve Lidar (Light Detection Ranging), GPS (Global Positioning System - Küresel Konumlandırma Sistemi) ve Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) en yaygın olarak kullanılan tekniklerdir (Maiti ve Bhattacharya, 2009; Demirci, 2008). Bu tekniklerin kıyısal alanlarda kullanıldığı sistem, Kıyı Coğrafi Bilgi Sistemi (Coastal Geographic Information System) olarak adlandırılmaktadır. Aşağıda kıyısal bölgelerin jeomorfolojik özelliklerinin belirlenmesinde genellikle kullanılan tekniklerden kısaca bahsedildikten sonra inceleme sahasında kullanılan materyal ve yöntemler anlatılmıştır.

Fotogrametri: Cisimler ve onların çevrelerinden etrafa yayılan ışınların oluşturduğu fotoğrafik görüntülerin yaydıkları elektromanyetik enerjinin kayıt, ölçme ve yorumlamaları yapılarak cisimler ve çevreleri hakkında güvenilir bilgilerin elde edildiği bir tekniktir. Bu teknik ile cisimlerin şekli, boyutları ve konumu bir veya birkaç resimden faydalanarak hassas bir şekilde ortaya konulabilmektedir. Fotogrametride hava fotoğrafları ve uydu görüntüleri kullanıldığından bu fotoğraflar siyah-beyaz (pankromatik) veya renkli kızıl ötesi (color infrared) olabilmektedir. Hava fotoğrametrisi için çekilen fotoğraflar enine % 2, boyuna ise % 60 oranında bindirilirler. Bunlara fotoğrafik bindirmeler adı verilmektedir. Bu teknik ile

geometrik ve radyometrik olarak çok kaliteli görüntüler elde edilebilmektedir (Ekercin ve Üstün, 2004). Fotogrametri yöntemi kullanılarak; arazi kullanım haritalarının hazırlanması, kıyı planlaması, orman alanlarındaki değişimin belirlenmesi, yapılaşma alanların belirlenmesi, kaçak yapıların tespiti, vb. çalışmaların yanısıra kıyı çizgisi ve kıyısal bölgelerdeki değişimler de belirlenebilmektedir (Çölkesen ve Sesli, 2007). Kıyı çizgilerinde ve kıyısal bölgelerde yaşanan bu değişimler eski ve yeni tarihli 1:25000 ya da daha büyük ölçekli hava fotoğrafları kullanarak daha kolay belirlenebildiğinden (Krueger vd., 2008), seçilen bölgenin eski ve yeni tarihli hava fotoğrafları temin edilip karşılaştırmalarının yapılması bunun için yeterli olabilmektedir. Daha sonra fotoğraf ile arazi arasındaki ilişkiyi ortaya koyabilmek için arazide belli sayıda kontrol noktaları oluşturulmaktadır. Fotoğrafların çekim anındaki konumuna getirme işlemi olan yöneltme yapıldıktan sonra ayrıntılar belirlenerek işlem bitirilmektedir. Yöneltme işlemi, iç yöneltme, karşılıklı yöneltme, mutlak yöneltme, sayısallaştırma ve detay alımı ve irdeleme aşamalarından oluşmaktadır (Sesli, 2006).

- İç yöneltme: Fotoğraf koordinat sistemi ile piksel koordinat sistemi arasındaki dönüşümdür.
- Karşılıklı yöneltme: Birden fazla çekilmiş bir ya da daha fazla fotoğrafın yöneltme parametrelerinin belirlenmesidir.
- Mutlak yöneltme: Fotoğraf koordinat sistemi ile belirlenen nesne ve arazi koordinat sistemi arasındaki bağlantının sağlanmasıdır.
- Sayısallaştırma ve detay alımı: Arazi koordinat sistemine dönüştürülen her bir verinin fotoğrametrik değerlendirmesinin yapılarak detayların elde edilmesidir.

Uzaktan Algılama: Cisimlere bir temas olmadan sadece algılayıcı sistemleri kullanarak yeryüzü hakkındaki bilgi edinme tekniğidir. Uzaktan algılama çalışmalarında kullanılan görüntüler piksel adı verilen genelde şekli kare olan görüntü elemanlarının bir araya gelmesiyle oluşmuş dijital görüntülerdir (Yang vd., 1999). Bu teknoloji, yeryüzünden yansıyan ve etrafa yayılan enerjinin algılanması, kaydedilmesi, eldeki materyal hakkında bilgi çıkarmak için işlenmesi ve analiz

edilmesi sırasında kullanılır (Prabaharan vd., 2010). Bu sistemde en önemli faktör, cisimlerden yayılan elektromanyetik enerjinin algılanmasıdır. Elektromanyetik enerji ışık hızı ile harmonik dalgalar şeklinde hareket eden enerjilerin tamamıdır. Bu sırada elde edilen enerji elektromanyetik spektrum içinde tanımlanır (Ozaner, 1980). Dalga boylarının karakteristik özelliklerine göre spektrumun bölümleri isimlendirilir. Örneğin, morötesi (Ultraviolet), kızılötesi (infrared), görünür (visible) ve mikro dalga bölgeler bunlardan bazılarıdır. En çok kullanılan dalga boyları ise, 0,30 μm den 15 μm ye kadar uzanan optik dalga boylarıdır. Uzaktan algılanmış görüntülerin yorumlanma ve sınıflandırma doğrulukları, konumsal, spektral, radyometrik ve zamansal olmak üzere dört çeşit çözünürlük işlemi ile yapılmaktadır (Çölkesen ve Sesli, 2007; Tunay ve Ateşoğlu, 2004). Uzaktan algılamanın ana bölümlerini, hava fotoğrafları, radar, lansat uydu görüntüleri ve termografi oluşturmaktadır. Hava fotoğrafları, üç boyutlu incelenebilmesi, üzerinde eğim ve yükseklik ölçümleri yapılabilmesi ve çok küçük ya da çok büyük ölçeklerde elde edilebildiğinden dolayı kulanımı her geçen gün artmaktadır. Özellikle dalgalı ve akıntılı kıyılarda derinlik hesaplamak da hava fotoğrafı ile mümkün olabilmektedir. Radarda, dalgaların boyu 0.3 cm.den daha büyük olduğundan bulutlar tarafından engellenemez. Gece-gündüz her türlü hava şartlarında başarı ile uygulanabildiğinden dolayı ekvatoral ve kutup bölgelerinde rahatlıkla kullanılabilmektedir (Ozaner, 1980; Gazioğlu ve Yücel, 2000). Landsat uydu görüntülerinin ise en önemli avantajı, kapsadığı alanın genişliğidir. Örneğin, bir landsat görüntüsü 34.225 km² lik bir alanı kaplarken 23x23 ebatında ve 1:20000 ölçeğindeki düşey bir hava fotoğrafı sadece 20 km² lik bir alanı gösterebilmektedir. Bu nedenle landsat uydu görüntüleri, özellikle kıyısal bölge ile ilgili çalışmalarda tercih edilmektedir. Landsat uydularında bant 7'de su kaynakları siyah renkte görüldüğünden kara ile deniz arasındaki sınır net olarak belirlenebilmektedir. Radar algıları 64 km eninde ve birkaç yüz kilometre uzunluğunda geniş bir alanı kapsayabildiklerinden uzun fakat dar bir kıyı şeridinde daha uygun kullanışlıdır. Bu teknikte kara ile su arasındaki ayrım ve kıyılarda yapılan setler daha net görülebildiğnden kıyı çizgisi net bir şekilde ortaya çıkarılabilmektedir. Termografi tekniğinde ise kızılötesi algılamada yerdeki

cisimlerin yaydığı ancak gözümüzün göremediği ısılar kaydedilmektedir. Buna göre, soğuk cisimlerin koyu, sıcak cisimlerin açık tonlarda görüldüğü fotoğrafa benzer algılar kaydedilebilmektedir. Bu teknik aynı zamanda, yer kontrolünü de gerçekleştirdiği için kıyı araştırmalarında yaygın olarak kullanılmaktadır (Ozaner, 1980; Gazioğlu ve Yücel, 2000). Uzaktan algılama tekniği, küresel iklim değişikliği ve kötüleşen ekoloji nedeniyle kıyılarda yaşanan değişimin belirlenmesinde son yıllarda en çok tercih edilen tekniklerden birisidir (Alesheikh ve Ghorbanali 2007). Bu teknik ile su yüzeyindeki değişimler, dalga yüksekliği, deniz yüzeyi sıcaklığındaki değişimler, kıyı birimleri arasındaki göreceli değişikliklerin belirlenmesi, topoğrafik ve batimetrik bilgiler ve jeomorfolojik yapının analizi kolay bir şekilde yapılabilmektedir (Maiti ve Bhattacharya, 2009; Zhang vd., 2009). Günümüzde çok kısa sürede ve ekonomik bir şekilde uzaktan algılanmış veriler yardımıyla ulaşılmak istenen bilgiye ulaşılabilmektedir. Bu nedenle bir çok alanda uzaktan algılama en çok tercih edilen kaynaklardan biridir (Alesheikh ve Ghorbanali, 2007; Tunay ve Ateşoğlu, 2004).

Lidar: Lazer darbeleri kullanılarak bir nesne veya bir yüzeyin uzaklığını anlamaya yarayan teknolojidir. Diğer bir değişle, havadan lazer ile profil oluşturma tekniğidir. Radar tekniğinden farkı, radarda kullanılan radyo dalgaları yerine ışığın (lazer darbelerinin) kullanılması ve radardan daha aktif olmasıdır. Uzaklık ölçümü, uzaklığı ölçülecek nesne ya da yüzeye gönderilen lazer darbesinin gönderiliş zamanı ile nesneye çarpıp gelen yansımanın tekrar kaynağa ulaşma zamanı arasındaki farka göre yapılmaktadır. (Krueger vd., 2008; Pe'eri ve Long, 2011). Lidar sistemi, yersel ölçme ve hava fotogrametrisi yöntemleri ile karşılaştırıldığında geniş arazilerin topoğrafik ölçümlerinde daha hızlı ve düşük maliyetli bir yapıda olduğundan son yıllarda yaygın olarak kullanılmaktadır. Lidar sistemi ile 1 m ya da daha sık aralıklarla sayısal arazi modeli oluşturulması mümkün olabilmektedir. Topoğrafik veri toplama işlemleri ise son derece hızlı yöntemlerle yapılabilmektedir. Örneğin, 500 km' lik bir kıyı çizgisi çalışmasının sonuçları 24 saatte elde edilebilmektedir (Ekercin ve Üstün, 2004). Bu teknik ile son derece hassas ve detaylı topografik ölçümler yapılabildiğinden, kıyı şeridi çıkarma çalışmalarında kullanılmaktadır.

Bunun dışında, arazi örtüsü, kentleşme, orman örtüsü ve sel alanlarında hidrolik ve hidrolojik modellemelerde de kullanılmaktadır (Krueger vd., 2008; Pe'eri ve Long, 2011).

Günümüzde jeomorfolojik çalışmalar için gerekli yüksek doğrulukta topografik veri sağlayan Lidar teknolojisi, jeomorfolojik birimler içinde dağlık, tepelik alanlar, platolar, vadiler, boğazlar, sekiler, birikinti koni ve yelpazeleri, karstik şekiller, buzul şekilleri, zirve düzlükleri, yontuk düzlükler (peneplen), menderesler, fay kaynaklı kırıklı yapıların bulunduğu alanlarda ve çeşitli şekillerde taşınan materyalin yığıldığı alanlarda hacimsel değişimin izlenmesinde kullanıldığı gibi, şekillenmenin boyutu ve geleceğe dönük etkilerinin saptanmasında da son derece faydalı veriler sağlamaktadır. Lidar verileri, kıyı alanlarındaki kumul hareketlerin hacimsel değişimini yıllık olarak belirlemede ve ileriye dönük, iklim değişikliğinin etkilerinin görüleceği kıyı alanlarında transgresyon boyutunun değerlendirilmesinde de kullanılan önemli bir tekniktir (Duran ve Daban, 2007).

GPS: Amerika birleşik Devletleri Savunma Bakanlığı tarafından kurulup işletilen ve 24 saat boyunca oldukça hassas bir şekilde pozisyon ve seyrüsefer bilgisi sağlayan bir sistemdir (Barnes, vd., 2003; Yavaşoğlu ve Tari, 2010). GPS, savunma amacı dışında, 1980'li yıllarda yerbilimleri çalışmalarında da kullanılmaya başlanmış ancak, kendi içinde var olan yörünge ve hesaplama tekniği gibi problemler nedeniyle ilk çalışmalardan elde edilen sonuçlar istenen verimlilikte olmamıştır. Günümüzde ise GPS tekniği ile bölgesel ve küresel ölçekte çalışmalar yapılabilmektedir. Uyduların hassas yörünge parametrelerinin belirlenmesi, yerküreyle ilgili gravitasyon modelleri ile yer kabuğu ve kıta hareketlerinin incelenmesi GPS'in kullanıldığı önemli alanlardır (Erdoğan ve Şahin, 2006; Rongxing Li, 2002). GPS, yüksek doğruluk gerektiren jeodezik ve dinamik amaçlı uygulamaların yanısıra, pratik konumlama, nokta sıklaştırma ve harita ihtiyacını da kolayca karşılayan bir yöntemdir. Fay sistemini ve kıtasal blokları temsil edecek şekilde seçilen (Yavaşoğlu ve Tari, 2010) bu tekniğin kullanılacağı alanlarda oluşturulan bölgesel ve IGS (Uluslararası GPS Ağı) gibi küresel ağlar yardımıyla yer hareketleri, uydu parametreleri, atmosferik çalışmalar akarsu ve deniz seviyesi ölçümleri ve bölgesel

jeodezik çalışmalar yapılabilmektedir (Dai vd., 2001; Kaıchang Dı, 2002). Bunun dışında bu teknik ile çalışma bölgelerinde var olan blokları tanımlayacak ve bölgesel ölçekli hareketlerden (heyelan, hafriyat vb.) etkilenmeyecek şekilde faya yakın ve uzak noktalar da belirlenebilmektedir. Ulaştığı konum duyarlılığı ve sağladığı ölçü kolaylığı nedeniyle de GPS, konum bilgisine ihtiyaç duyulan tüm alanlarda etkin olarak kullanılmaktadır. GPS kullanımının diğer önemli bir avantajı da toplanan verinin doğrudan sayısal formda olmasıdır. Bu özellik sayesinde araziden toplanan verinin herhangi bir kayba uğramaksızın kullanılabilmesi, işlenmek ve değerlendirilmek üzere bilgisayar ortamına aktarılabilmesi sağlanmaktadır. GPS sonuçları sadece çok süratli değil aynı zamanda klasik yöntemlere göre 10-1000 kez daha duyarlı ve ekonomik olduğundan son 10 yılda haritacılık mesleğinde ve her türlü CBS uygulamasında yaygın olarak kullanılabilmektedir. Ayrıca, mareograf istasyonlarında mutlak ve göreli deniz seviyesi değişimleri ile düşey yerkabuğu hareketleri araştırmalarında da GPS'den faydalanılmaktadır (Tuşat ve Turgut, 2005; Yavaşoğlu ve Tari 2010; Gao, 2002).

CBS: Bir konuma dayalı gözlemlerle elde edilen grafik ve grafik olmayan bilgilerin toplanması, saklanması, işlenmesi ve kullanıcıya sunulması işlemlerinin bütünüdür (Tecim, 1999; Demirci, 2008). En kısa anlamıyla CBS, veri işleme ve analiz etme programıdır. Ancak burada en önemli konu, bilgiye temel oluşturacak verinin varlığıdır. Çünkü veri olmadan bilgi sisteminin varlığından söz edilemez (Demirci, 2008). Sürdürülebilir bir yaşamın doğa, çevre ve insan üçgeninde bütünlük içerisinde devam ettirilebilmesi, kirletici unsurların yok edilmesi yada azaltılması günümüzde CBS ile daha kolay yapılabilmektedir (Jayappa vd., 2006; Sesli vd., 2002). CBS ile hem mekânsal hem de zamansal değişimleri kaydetme, analiz etme, işleme ve görselleştirme işlemleri daha kolay olduğundan (Tecim, 1999), CBS teknolojisi kıyı yönetiminde, kıyı kullanımı ve kıyı çizgisi değişimlerinin belirlenmesinde ve kıyı jeomorfolojindeki değişimlerin belirlenmesinde etkili bir yöntem olarak kullanılmaktadır (Mousavil vd., 2007). Değişimlerin belirlenmesi ve kontrol edilmesi yoluyla da çevresel bozulmalara karşı erken dönemde önlem alınmasını sağlaması CBS'nin önemini artırmaktadır. CBS, mekânın fiziki ve beşeri

özelliklerini gösteren jeomorfoloji, jeoloji, meteoroloji, klimatoloji, yükselti gibi çeşitli tematik haritaların üretilmesinde en çok tercih edilen yöntemlerdendir. CBS'de çizilen bir özellik, birbirinden farklı katmanlar olarak eklenip, bilgisayarda kaydedildiğinden çeşitli haritaların oluşturulmasında kullanılabilmektedir. Bu nedenle CBS ile haritaların çizimi ve kullanımı çok kolay ve hızlı olabilmektedir (Demirci, 2008). Coğrafi tabanlı bilginin depolanması, analizi, kullanımı ve görüntülenmesi için CBS önemli bir mekanizma sağlamaktadır (Jayappa vd., 2006). Bunların dışında, kent ve altyapı bilgi sistem uygulamaları, arazi kullanımı ve planlamasına yönelik uygulamalar, çevresel uygulamalar, jeolojik uygulamalar, ormancılık ve tarım uygulamaları, ticari uygulamalar ve güvenlik amaçlı uygulamalar gibi daha bir çok alanda bilgi çağına geçiş sürecinin bir yansıması olarak CBS yaygın bir şekilde kullanılmaktadır (Demirci, 2008; Çölkesen ve Sesli, 2007; Doygun vd., 2003). Coğrafi Bilgi Sistemleri'nin (CBS) jeomorfoloji çalışmalarında kullanımı ise, sayısal ve sözel veri tabanı oluşturularak kullanıcıya birçok kolaylık sağlanmaktadır. Oluşturulan veri tabanı yardımıyla da Sayısal Yükselti Modeli (SYM), eğim haritası, bakı haritası ve çeşitli profiller gibi birçok jeomorfolojik özelliği ortaya koyabilecek veri kaynakları oluşturulabilmektedir (Akar vd., 2006).

İnceleme sahasına ait jeomorfolojik özelliklerin anlaşılmasında, sahanın jeolojik ve litolojik özelliklerinin bilinmesi ve anlaşılması son derece önemlidir. Bu nedenle bu çalışmada, sahaya ait litolojik birimlerin veya formasyonların, analiz işlemlerinde katman olarak kullanılması ve dağılış özelliklerin daha kolay ortaya koyulabilmesinden dolayı CBS tekniği kullanılmıştır. Kıyı çizgisi ve deniz seviyesi değişimleri ise, USGS Global Visualization Viewer (USGS Küresel Görselleştirme Görüntüleyici)'den elde edilen 12 Haziran 1984 ve 18 Temmuz 2011 yıllarındaki Landsat TM (Thematic Mapper) 30 metre çözünürlüklü uydu görüntülerinden Uzaktan Algılama tekniği (Erdas programı) kullanılarak belirlenmiştir. Bu teknikte öncelikle parçalar halinde olan görüntüler birleştirilmiştir. Daha sonra Normalize Edilmiş Vejetasyon Farklılık İndeksi (NDVI) kullanılarak görüntü iyileştirilerek, ArcMap'te kıyı çizgileri oluşturulmuştur. Deniz seviyesinin 1 ve 5 metrelerdeki

değişimleri geology.com adlı internet sitesinin "Global Sea Level Rise Map" bölümünden elde edilmiştir. Öncelikle inceleme sahası kıyılarını gösteren haritadan alınan kesitler JPEG formatına dönüştürülerek 2011 yılı uydu görüntüsünden elde edilen kıyı çizgisine göre koordinatlandırılmıştır. İkici aşamada ise deniz seviyesinin 1 ve 5 metre yükselmesi durumunda su ile örtüleceği düşünülen kıyı kuşağını gösterebilmek için yeni bir poligon üretilmiştir. Son olarak üretilen poligon ile deniz sularının örteceği kıyı kuşağı taranarak gerekli haritalar oluşturulmuştur. Bu teknikte oluşturulan haritalardaki hata payı ise ± 4'tür.

MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüt Dairesi'nden elde edilen 17 adet 1/100000 ölçekli jeoloji haritası paftaları yüksek çözünürlükte JPEG formatında tarandıktan sonra, geometrik düzeltmeleri yapılıp (UTM, WGS 84, Zone 35N), sayısallaştırılarak CBS ortamında değerlendirebilmek ve analizini yapabilmek için hazır hale getirilmiştir. Veritabanı oluşturulduktan sonra çalışma alanına ait litolojik birimlerin dağılışları Spatial Analyst Modeli kullanılarak tespit edilmiştir. Veri girişi ve analizi işlemleri için ArcGIS 9.3 CBS yazılımı kullanılarak haritalar oluşturulmuştur. İnceleme sahasının sınırları ArcGIS programında Clip (kesme) yöntemi ile belirlenmiştir. Buna göre, Çanakkale-Çardak ile Yalova-Çiftlikköy arasındaki saha kıyı çizgisinden karaya doğru 2 kilometre olarak kesilmiştir.

İnceleme sahasının jeomorfolojik özelliklerinin belirlenmesinde ikinci aşamada, temel altlık olarak Harita Genel Komutanlığı'ndan elde edilen Marmara Denizi kıyılarının tamamın gösterildiği 96 adet 1/100000 ölçekli pafta vektör formatta alınarak kullanılmıştır. 1/00000 ölçekli Topografya haritalarından Marmara Denizi kıyılarındaki ana jeomorfolojik birimler (delta, göl, ulaşım ağı, yerleşme, tepe vb.) belirlenmiştir. Topografya paftalarından ise genel jeomorfolojik özellikler ana çizgileriyle ortaya konmuştur. Vektör veriler gerekli düzeltmeleri yapıldıktan sonra 2 km olarak belirlenen inceleme sahası sınırlarına göre kesilmiştir. Sonraki aşamada ise, izohips eğrileri 10 metre aralıklarla geçirilmiştir. Üretilen bu eşyükselti eğrileri ve yükseklik noktalarından öncelikle düzensiz üçgen ağı olarak adlandırılan ve tesselation-vector gösterme arasında hibrid bir model olan TIN'e (Triangulated Irregular Network) dönüştürülmüştür. TIN'nin kullanılma sebebi, engebeli ve arazi

yüzeyinin çok değişim gösterdiği bölgelerde fazla yoğunlukta nokta olması ve düz alanlarda ise daha az sayıda nokta kullanımına izin vermesidir. Bu teknik ile ayrıca, tepe, sırt, çukur ve vadi gibi jeomorfoloji çalışmalarında önemli olan yüzeyler gerçek bölgelerinde gösterebilmektedir (Akar vd., 2006; Gülgen, 2004). TIN'e dönüştürülen vektör verilerden inceleme sahası kıyılarındaki jeomorfolojik birimlerin (delta, falez, taraça, kumul vb.) haritaları ayrı oluşturulmuştur. Haritaların oluşturulması sırasında Harita Genel Komutanlığı'ndan alınan ve 2008 yılında üretilen 0.45 cm çözünürlükteki renkli sayısal ortofotolardan (UTM, WGS 84, Zone 35N) faydalanılmıştır. Ortofotoların hata payı ±4'tür.

İnceleme sahasına ait rüzgâr, yağış ve sıcaklık verileri 9 adet meteoroloji istasyona ait olup, bunlar Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğünden, akarsulara ait akım verileri ise Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü'nden temin edilmiştir. Sıcaklık, yağış ve rüzgâr yönü ve hızı verileri tablolaştırıldıktan sonra grafiğe dönüştürülmüştür.

Batimetrik veriler, Deniz Araştırmaları Koordinatörlüğü Seyir ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı'nca hazırlanan izobat eğrilerinin temini ile sağlanmıştır. Elde edilen bu verilerden Marmara Denizi'nin Batimetri haritası ile Marmara Denizi'nde etkili olan akıntıların haritaları oluşturulmuştur.

Toprak özellikleri Köy Hizmetleri Genel Müdürlüğü'nün (KHGM) hazırlamış olduğu 1/200.000 ve 1/100.000 ölçekli toprak sınıflandırma sistemiyle uyumlu haritalarından tekrar düzenlenerek oluşturulmuştur.

Yazım aşamasında oluşturulan tablolar ve hesaplamalar Excel programında yapılmıştır. Bunun yanı sıra, çizim ve görüntülerin işlenmesinde Photo Shop Programından da yararlanılmıştır.

2011 yıllarına ait Landsat TM (Thematic Mapper) uydu görüntüsü ve ortofotodan faydalanılarak, başta yerleşim yerlerinin, akarsuların, ulaşım ağlarının ve açık alanların ortaya konulacağı zemin örtü özellikleri tespit edilmiştir. Yine bu görüntülerden inceleme alanında son yıllarda meydana gelen mekânsal değişiklikler çıkarılmıştır. Bu temel haritalarının değerlendirilmesi ve birbirleriyle olan ilişkileri ArcMap programının Spatial Analaysis uzantısı kullanılarak tespit edilmiştir. Dijital

Görüntü İşleme tekniklerinin kullanımı sonucunda coğrafi verinin zenginleştirilmesi sağlanıp, veriler daha nesnel olarak yorumlanmıştır.

CBS kullanılarak çalışma alanı ile ilgili olarak, İnceleme sahasının lokasyon haritası, hidrografya haritası, jeoloji haritası, genelleştirilmiş bitki örtüsü haritası, toprak haritası, topografya haritası, Marmara Denizi'nin batimetri haritası, zemin direnç haritası ve profiller oluşturulmuştur. İnceleme sahasının geniş olmasından dolayı jeoloji ve topografya haritaları parçalara bölünerek hazırlanmıştır.

İnceleme sahası kıyılarında Haziran ve Temmuz (2012) aylarında arazi incelemesi yapılmıştır. Bu çalışmaların sonucunda topografya paftaları ve uydu görüntüleri üzerinden tespit edilen jeomorfolojik birimler, yerinde görülmüş ve yerşekillerine ait güncel özellikler arazide incelenmiştir.

Çalışmanın son aşamasında, arazide ve masa başında elde edilen veriler ve haritalar birlikte değerlendirilerek coğrafi bir bakış açısıyla yazım aşamasına geçilip, çalışma tamamlanmıştır.

Önceki Çalışmalar

Bu bölüm, konu ve temel çerçeve bakımından kıyıların jeomorfolojik özellikleri, kıyı çizgisi değişimleri, kıyı değişimindeki etken ve süreçler vb. konularda ulusal ve uluslararası alanda yayımlanmış eserler ile inceleme bölgesinde yapılmış çalışmaları kapsamaktadır. Bu nedenle öncelikle kıyılar hakkında dünyada ve Türkiye'de yapılan çalışmalar, yayımlandığı yıl sırasına göre açıklanmış ve daha sonra da sahada yapılan çalışmalar üzerinde durulmuştur.

Konu Bakımından Önceki Çalışmalar

Ardel, A., ve Tümertekin, E., (1955), "Trakya'da Coğrafi Müşahedeler" çalışmasında 1951-1952 ve 1954 yıllarının yaz aylarında bölgede yapılan incelemelerin sonucunda, Trakya'nın fiziki ve beşeri özellikleri detaylı olarak incelemişlerdir. Çalışmada, İstanbul-Edirne arasında kalan kıyısal bölgenin alçak kıyı özelliğinde olduğu ve arazinin genel olarak Üst Miyosen'e ait kil, kum ve marnla bunların üzerinde kalkerlerden meydana geldiğinden bahsedilmiştir.

Ardel, A., (1957), "Trakya'nın Jeomorfolojisi" adlı makalesinde ise çalışma alanını 5 bölüme ayırarak incelemiştir. Bunlar; Trakya'nın kuzey, kuzeydoğu ve kısmen de doğusunu kaplayan Istıranca Dağları, bu dağlarla, güneyde Silivri-Marmaraereğlisi ve Tekirdağ hinterlandındaki 125-130 metrelik yayla ve Tekirdağ'ın batı ve güneybatısındaki Ganos Dağı ve Gölcük Paleozoik Kütlesi ile bunların kuzey eteğinde uzanan 230-250 metrelik plato tarafından çerçevelenmiş olan Ergene Havzası, Trakya'nın batısında yer alan Meriç Vadisi, Saros Körfezi ile Çanakkale Boğazı arasında kuzeybatı-güneydoğu istikametinde uzanan Gelibolu Yarımadası ve Trakya'nın kıyı bölgesidir. Bu çalışmada Trakya kıyıları genellikle girinti ve çıkıntısı az olan yüksek kıyılar gurubuna dâhil edilmiştir. Makalede, Şarköy- Mürefte, Tekirdağ, Marmaraereğlisi ve Silivri kıyılarında yüksekliği 4-110 metreler arasında değişen kıyı taraçaları tespit ettiğinden bahsetmiştir.

Kurter, A., ve Bener, M., (1963), "İstanbul ve Yakın Çevresinin Jeomorfolojisine Ait ilk Not" adlı makalelerinde, İstanbul ve yakın çevresinin

rölyefi, yapısı ve buradaki jeomorfolojik problemler belirlenerek, mevcut hava fotoğrafları incelenmiş, çeşitli jeomorfolojik gözlemlerde bulunmuşlardır. Çalışmada, Trakya-Kocaeli platosunun güney kısmında Üçüncü Zamana ait transgrift depolara ve onların üzerinde diskordant durumda Üst Miyosen'e ait tortul serilerin yer aldığı anlatılmıştır. Güneye doğru tedricen alçalan platonun, yer yer dik falezler teşkil ederek Marmara kıyısını oluşturduğundan bahsedilmiştir. Ayrıca, inceleme sahasında yakın bir jeolojik geçmişe ait alüvyal boğulma şekillerinin görüldüğü ve özellikle Haliç'in Flandriyen Transgresyonu sonucu deniz istilasına maruz kalmasının bunu teyit eder mahiyette olduğu da belirtilmiştir.

Ardel, A., (1967-1968), "Türkiye Kıyılarının Teşekkül ve Tekamülüne Toplu Bakış" adlı makalesinde Türkiye kıyılarında, deniz istilasına maruz kalmadan önce tektonik hareketlere bağlı şekillerin etkili olduğu ve Türkiye kıyılarının Flandriyen transgresyonundan bu yana meydana gelmiş yeni kıyılar olduğunu ifade edilmiştir.

Yalçınlar, İ., (1970), "Batı Anadolu'nun Strüktür ve Rölyef Şekilleri Üzerine Müşahedeler" adlı çalışmasında 6 bölüme ayırarak incelenen çalışma alanındaki yerşekillerinin oluşum ve gelişimini anlatmıştır. Çalışmada Gediz Vadisi ile Marmara Denizi arasında kalan arazinin Hersinyen granit batolitleri ile Hersinyen ve Alpin strüktürlerdeki tektonik doğrultuların birbiriyle kesiştikleri kısımlara tekabül ettiğinden bahsedilmiştir.

Focke, W., J., (1978), "Limestone Cliff Morphology on Curacao (Netherlands Antilles)" adlı çalışmada falez kayalarında çentik oluşumu için klasik dalga aşındırmasının yanısıra, daha çok mercanlı yosunlara bağlı olarak meydana gelen biyo-erozyonun da ekili olduğu üzerinde durmuştur. Çalışmada, Hollanda Antilleri kıyılarının, ağırlıklı olarak kalker kayalıklardan oluştuğu ve deniz tarafında oluşan çentiklerin, kara tarafında oluşan boşluklarla birleşmesi durumunda aslılı halde kalan kaya kütlesinin çekme dayanımı aşıldığında kaya bloğu ana kayadan koparak kıyıyı gerektiği anlatılmıştır.

Erol, O., (1983), "Türkiye'nin Genç Tektonik ve Jeomorfolojik Gelişimi" adlı çalışmasında, farklı yapısal özellikleri nedeniyle Kuvarterner'de Ege ve Marmara Denizlerinin kıyı tiplerinin farklı olduğu belirtilmiştir. Makalede, Ege

Denizi kıyıları graben yapılarını enine ya da çapraz keserken, Marmara Denizi kıyılarının boyuna yapısal havzaların kenarına az çok paralel bir uzanış gösterdiğinden bahsedilmiştir. Ayrıca, Pliyosen sonlarına doğru Pliyosen havzalarını dolduran formasyonlar üzerinde, ova tabanı görünümünde oldukça geniş alüvyal dolgu düzlüklerin geliştiği ve daha sonra bunların akarsu kapması ile birbirine bağlanarak günümüzdeki akarsu ağının ana çizgilerinin ortaya çıktığı anlatılmıştır.

Ardos, M., (1985), "Jeomorfoloji Açısından Türkiye Ovalarının Oluşumları ve Gelişimi" adlı çalışmasında, Türkiye ovalarının oluşum ve gelişimleri ile ilgili tektonik, karstik, fluvyal ve kıyı ovaları olarak 4 guruba ayrılarak incelemiştir. İncelemeler sonucunda Türkiye'deki ovaların büyük bir kısmının tektonik kökenli olduğu ancak, kıyı ovaları üzerinde deniz seviyesi değişimlerinin de etkili olduğu sonucuna varmıştır.

Beşiktepe, Ş., vd., (1994), "The Circulation and Hydrography of the Marmara Sea" Progress in Oceanography" adlı çalışmada, ODTÜ-DBE R/V Bilim gemisi ile, sıcaklık, tuzluluk, çözünmüş oksijen, akıntı bulguları toplayıp, Marmara Denizi'nin dolaşım, su kütlesi yapısı ile hidrografisinin yıllık ve mevsimlik değişimini ortaya koymuşlardır. Karadeniz suları, Marmara Denizi'ne İstanbul Boğazı üst akıntısı olarak katılır ve havzayı Çanakkale Boğazı üst akıntısı olarak terk eder. Ege Denizi suları ise Çanakkale Boğazı alt akıntısı olarak Marmara Denizi'ne katılır ve havzayı İstanbul Boğazı alt akıntısı olarak terk eder. Buna göre, Marmara Denizi'nin oşinografik özelliklerinin komşu denizlerin sularının kontrolü altında olduğu sonucuna varılmıştır.

Drummond, E., J., (1997), "Building a Coastal GIS Using Digital Photogrammetry" adlı makalede kıyı bölgelerinin önemi üzerinde durularak, kıyıların, deniz, insan ve çevre arasındaki interaktif bölgeler olduğu anlatılmıştır. Bu öneminden dolayı dünya nüfusun %60'ının kıyısal bölgelerde yaşadığı belirtilmiştir. Çalışmada, Coğrafi Bilgi Sistemleri ile Fotoğrametri yönteminin kıyı alanlarındaki değişim ve gelişimi izlemede önemli bir araç olarak kullanıldığı da anlatılmıştır.

Altınok, Y., Ersoy, Ş., (2000), "Tsunamis Observed on and Near Turkish Coasts" adlı çalışmalarında, 8333 km'lik kıyı uzunluğuna sahip Türkiye kıyılarında

tarihi kayıtlara göre 90'ın üzerinde tsunami meydana geldiği ve bunların Türkiye kıyılarını önemli oranda etkilediği anlatılmışlardır. Bunların özellikle, Marmara Denizi, İstanbul, İzmit, İzmir ve Fethiye ve İskenderun körfezlerinde kümelenen bir alan üzerinde daha etkili olduğu tablolar halinde ve örneklerle ayrıntılı olarak açıklanmıştır.

Kırkgöz, S., M., (2002), "Kıyı Erozyonunun Boyutları" adlı çalışmasında, Türkiye'de İskenderun yakınlarındaki Payas beldesi kıyılarında dalga iklimi kullanılarak yaptığı hesaplamada, söz konusu kıyı kesiminde kuzeye doğru net bir kıyı boyu sediment aşınımının varlığını belirlemiştir. Buna göre, bölgedeki kıyı erozyonunun başlıca sebebinin, kıyı boyu sediment hareketleri olduğu ve sürecin, alüvyon formasyonunda oluşan erozyon şevindeki kayma ve yıkılmalar ile hızlandığı sonucuna varılmıştır. Beldenin kıyı bölgesinde uzun yıllar boyunca alüvyal arazide meydana gelen erozyon sonucunda kıyı çizgisi kara yönünde ilerleyerek kıyıda yüksekliği 10 metreye ulaşan bir yar oluştuğundan da bahsetmiştir.

Atakan, B., (2003), "İstanbul İlinde Maltepe- Kartal ve Kuyukcular-Pendik Arası Sahil Dolgu Alanlarının Peysaj Planlama Açısından İrdelenmesi" adlı çalışmada kıyının mevcut kullanım durumları da incelenerek bazı planlama ve tasarım örnekleri geliştirilmiştir. Çalışmada ayrıca, bugüne kadar Anadolu ve Avrupa yakalarında yaklaşık 2 milyon m² alanın reaksiyonel amaçlı olarak doldurulduğu tespit edilmiştir.

Makota vd., (2004), Tanzania'da Dar es Salaam limanının kuzeyinde yer alan Kunduchi–Manyema körfezi kıyılarında 1981 ve 2002 yılları arasında Uzaktan Algılama ve Coğrafi Bilgi Sistemleri ile yaptıkları incelemelerde mevsim rüzgarları ve gel-gitler sonucu 2.62 ha karanın aşındırıldığını tespit etmişlerdir. Kunduchi-Manyema'da yer alan nehirin ağzında ise en etkili erozyon 1981 ve 1992 yılları arasında gerçekleşirken, 1981'de nehir ağzında en dar yerin genişliği 79 m iken 1992'de 325 metreye ulaştığını görmüşlerdir.

Yalçıner, A., C., vd., (2005), "26 Aralık 2004 Hint Okyanusu Depreşim Dalgası, Malezya Kıyılarındaki Etkileri" adlı makalede, Hint Okyanusu depreşim dalgasının Malezya kıyılarında 3.5 metre yüksekliğinde tırmanarak, 68 can kaybı ve

çeşitli düzeylerde kıyı yapıları, nehir ağızları ve tesislerde hasarlar meydana getirdiğinden bahsedilmiştir. Bu durumun, Türkiye'de beklenen ortalama düzeydeki depreşim dalgalarının etkilerini anlamak açısından önemi üzerinde durularak, Malezya kıyıları, Langkhawi ve Penang adalarında gerçekleştirilen alan çalışmasının sonuçları, dalga erişim zamanları, tırmanmalar, hasarlar, can kayıplarının nedenleri ayrıntılı olarak anlatılmıştır.

Boak, E., H., ve Turner, I., L., (2005), "Shoreline Definition and Detection: a Review" adlı çalışmada kıyı çizgisi, su ile kara arasında kalan sınır olarak tanımlandıktan sonra, CPS, hava fotoğrafı, uzaktan algılama yöntemi ve LİDAR (Light Detection and Ranging) teknolojileri ile kıyı çizgisinin daha sistemli ve kolay bir şekilde belirlenebildiği anlatılmıştır.

Ersoy, Ş., ve Görüm, T., (2005), "Türkiye ve Dünya Kıyılarının Tektonik Özellikleri" adlı çalışmada, kıyıyı tanımladıktan sonra, kıyılardaki plaj, aşınım düzlüğü, kıyı oku, kıyı seti, lagün ve falez gibi bazı yapısal şekillerin oluşumunda rüzgar, dalga, akıntı ve gelgit olaylarının çok etkili olmasına rağmen, daha geniş ölçekte kıyıları asıl şekillendiren olayların milyonlarca yıldan beri süregelen kıtaların hareketleri olduğu açıklanmıştır. Coğrafi konum, jeolojik yapı ve kayaçların türü, deniz düzeyi değişimleri, okyanusal hareketler ve ekoloji gibi faktörler kıyıların morfolojik gelişimini yersel ve bölgesel ölçekte denetleyen önemli faktörler olmasına rağmen, kıyıların oluşumunun aslında levha tektoniği adı verilen olaylarla gerçekleştiği vurgulanmıştır. Çalışmaya göre, tektonik aktiviteler, iklimlerdeki dalgalanmalar, kıyı ovalarındaki çökme ve oturmalar, izostatik dengelenme sonucu kıtaların hareketi, sıcaklık ve yoğunluk akıntıları sonucu okyanusal hacim değişimleri, buzul alanlarının genişlemesi ya da daralması gibi etkilerle kıyılarda deniz düzeyleri değişmektedir. Ancak, bu değişimler kıyının gerçek tipinin ortaya konmasına imkân tanımadığından, kıyıları deniz düzeyine göre, morfolojiye göre veya buzullara ya da akarsulara göre sınıflamak yerine kıtaların levha sınırlarında meydana gelen olaylara göre sınıflamanın daha etkili bir yaklaşım olduğu söylenmiştir. 1971 yılında Inman ve Nordstom'un yaptıkları sınıflamaya göre kıyılar, levha önü (aktif kıta kenarı), levha ardı (pasif kıta kenarı) ve kenar deniz kıyıları

olmak üzere üçe ayrıldığın da bahsedilmiştir. Buna göre kıyı morfolojisi, kıtasal düzlüğün, genişliği, eğimi ve buradaki plaj oluşumu gibi çökelmenin dinamiğini belirleyen ana faktör levha hareketlerinin kontrolünde gelişir. Bu sınıflamanın büyük ölçekli kıyılarda kullanılmış olmasına rağmen, Türkiye ve ona komşu denizlerin kıyılarında da uygulanmasının, kıyıların morfolojisinin daha kolay anlaşılmasını sağlayacağı belirtilmiştir.

Bhatt, N., Bhonde, U., (2006), "Geomorphic Expression of Late Quaternary Sea Level Changes Along the Southern Saurashtra Coast, Western India" adlı Hindistan'ın batı kıyılarında yapmış oldukları çalışmada, Geç Kuvaterner dönemimi ve sonrasındaki deniz seviyesi değişimlerinin Hindistan kıyılarına olan etkilerini belirlemişlerdir.

Jayappa vd., (2006)'nin Hindistan'da Sagar adası kıyılarında 1996-1999 yılları arasında yapmış oldukları araştırma ve ölçümlerde 2.65 kilometre karelik alanda etkili olan erozyonun 11.35 km²'ye yükseldiğini tespit etmişlerdir. Bu durumu, bölgede etkili olan gel-git, dalgalar ve fırtınalar gibi doğal olaylara bağlamışlardır. Çalışmada, adanın batı ve kuzey taraflarında daha etkili olan bu olaylara bağlı olarak kıyıda 12 km'lik bir alanda 3-11 m yüksekliğinde sediment birikimlerinin meydana geldiği de tespit edilmiştir.

Döker, M., F., (2006), "İstanbul İli Marmara Denizi Kıyı Dolgu Alanlarının Tespiti ve Bu Alanlarda Arazi Kullanımı" adlı çalışmasında, İstanbul'un Marmara Denizi kıyılarında dolgu alanlarını ve miktarını tespit ederek, bu dolgu alanlarındaki arazi kullanımı hakkında bilgiler vermiştir.

Ersoy, Ş., (2007), "Marmara Kıyılarının Tsunami Potansiyeli ve Üsküdar" adlı makalede, tsunami dalgasının tanımını yaptıktan sonra, fiziksel özellikleri anlatılarak, tsunami dalgalarının derin denizlerden kıyılara doğru hareketi, sığ sulardaki ve karadaki davranışları, Marmara Denizi kıyılarındaki geçmiş ve gelecek tsunami potansiyeli ile tehlike boyutları hakkında ayrıntılı bilgiler vermiştir.

Gaur vd., (2007), "Shoreline Changes During the Last 2000 Years on the Saurashtra Coast of India: Study Based on Archaeological Evidences" adlı çalışmada, arkeolojik kazılardan elde edilen verilere göre, tektonik hareketler, dünya

üzerinde birçok tarihi şehirde kıyıların jeomorfolojik görünümünün değişmesine ve kıyısal bölgelerdeki arkeolojik yerleşmelerin etkilenmesine sebep olduğu belirtildikten sonra, Hindistan'ın batısında yer alan Bet Dwarka Adası kıyıları son 2000 yıldır tektonik hareketlere bağlı deniz seviyesi yükselmesi sonucu oluşan erozyona nedeniyle değiştiği anlatılmıştır.

Andriani, F., G., ve Walsh, N., (2007), "Rocky Coastgeomorphology and Erosional Processes: A Case Study Along the Murgia Coastline South Of Bari, Apulia-SE Italy" adlı ve İtalya'nın güneydoğu kıyılarında yapmış oldukları çalışmalarında, kıyı erozyonu ve kıyı gerilemesinde dalgaların yanısıra, kaya yapısının ve insan faktörünün de belirleyici olduğu ortaya konulmuştur. Çalışmada, diğer kaya türlerine göre karbonatlı kayalardaki falezlerin aşınma ve gerilemesinde farklılıklar gözlendiği belirtilmiştir. Buna göre, tipik Akdeniz kıyısı yapı özelliğinde olan güneydoğu İtalya kıyılarındaki karbonat kayalar, ortamdaki suyun çözücülüğüne bağlı olarak çözünmeye uğradıklarından, yamaç kenarlarındaki yüksek çözücülükten etkilenerek, yamaç kenarı aşınması ve falez duraysızlığına önemli katkı sağlamıştır. Bu etkenlere bağlı olarak inceleme sahası kıyılarında son 100 yıl içinde yaklaşık 20 m' lik bir gerileme olduğu hesaplanmıştır.

Ari vd., (2007), "Determination and Control of Longshore Sediment Transport: A Case Study" adlı makalede, kıyıya doğru olan taşınımların, kıyı basamağını tekrar meydana getirdiğinden, kıyıların yenilenmesine sebep olduğu anlatılmıştır. İstanbul Boğazı'nın Karadeniz'e açıldığı kesimde yer alan Karaburun balıkçı barınağında yapılan inceleme sonucunda barınağın, doğu-batı yönündeki katı madde taşınımı sonucu, ağzında oluşan kum yığılmasına bağlı olarak kullanılamaz hale geldiğini tespit etmişlerdir. Barınağın yakınındaki kıyı çizgisinde ise 2 yıl içinde 10 m'lik değişim tespit edilmiştir.

Kılınç, İ., (2008), "Marmara Denizi'nde Meydana Gelebilecek Bir Denizaltı Heyelanının İstanbul Kıyılarına Etkileri" adlı çalışmada, Doğu Marmara'da İstanbul Tuzla açıklarında bulunan heyelan bölgesinde meydana gelebilecek hareketlenmeler ve bunun sonucunda Tuzla sahilinde oluşacak tsunami dalgalarının yükseklikleri ve belirli bir noktaya ulaşması için gerekli olan zaman hesaplanmıştır. Ayrıca, heyelan

bölgesinde 400 m ile 800 m'lik derinlikteki yamaçta bulunan heyelan bölgesi ele alınarak iki ayrı tipte denizaltı heyelanı simülasyonu yapılmıştır. Son olarak, heyelan kalınlığı ve genişliği arttıkça dalga yüksekliğinin de arttığı görülmüştür.

Bekaroğlu, E., (2008), "Doğu Akdeniz'de Geç Holosen'de Yükselmiş Kıyı Çizgileri Üzerine Bir Değerlendirme" adlı makalesinde Doğu Akdeniz'in birçok kıyı bölgesinde, tarih çağlarında yükseldiği bilinen kıyı çizgilerinin bir değerlendirmesi yapılmıştır. Çalışmada, Girit Adası'nın batı kıyılarında, Sikliye Adası'nda, Yunan Adaları'nda, Korint Körfezi'nde, Teselya'da, Alanya'da ve Levent kıyılarında bulunan yükselmiş kıyı çizgileri, radyokarbon yöntemi kullanılarak M.S. 4. yüzyılın ortaları ile MS 6. yüzyılın ortaları arasındaki iki yüzyıllık zaman dilimine tarihlenmiştir.

Kurt vd., (2010a), "Coastline Changes in Istanbul between 1987 and 2007" adlı makalelerinde ise tüm İstanbul kıyılarında toplam 1678 hektarlık bir alanın doldurulduğu ve yapılan dolgularla kıyı çizgisinin 32 kilometre değiştiği belirlenmiştir. Çalışmada en fazla Marmara Denizi kıyılarının doldurulduğu tespit edilmiştir.

Kurt vd., (2010b)'nin "İstanbul Kıyılarında 1987 ve 2007 Yılları Arasında Arazi Kullanımında Meydana Gelen Değişimler" adlı makalelerinde, İstanbul'un 1987 ve 2007 yıllarına ait 30 m çözünürlükteki Landsat uydu görüntülerini Erdas 9.1 yazılımı kullanarak kontrollü sınıflandırma yöntemi ile sınıflandırmışlardır. Çalışmada, kıyı çizgisinden karaya doğru olan 1000 metrelik bir kıyı bölgesindeki arazi kullanımına bağlı kıyısal bölgedeki değişim tespit edilmiştir.

Hoşgören, Y., M., (2010), "Jeomorfoloji'nin Ana Çizgileri II" adlı çalışmasının kıyı topografyası bölümünde kıyının tanımını yaparak kıyıdaki jeomorfolojik birimler hakkında bilgiler vermiştir. Burada kıyı bölgelerindeki yerşekillerinin oluşumunda etkili olan faktörler üzerinde durmuştur. Ayrıca deltaların kıyı jeomorfolojisi içerisindeki yerini belirttikten sonra kıyı tiplerini ve özelliklerini açıklamıştır.

Alan Bakımından Önceki Çalışmalar

Ardel, A., (1943), "Marmara Bölgesinin Güneydoğu Havzalarının Morfolojik Karakterleri" adlı çalışmada, Marmara Denizi'nin güneydoğusundaki havzaların oluşum özellikleri ve genel yapılarını anlatmıştır. İzmit Körfezi ile Uludağ arasında kalan depresyonların kıyıdan içeri doğru gidildikçe yükseldiği, Uludağ ile Marmara Deniz arasındaki depresyonların ise hemen hemen aynı yapıda oldukları belirlenmiştir. Bölgede yer alan bazı depreyonların sular altında kalarak kıyıdaki körfezleri ve gölleri oluşturduğundan bahsedilmiştir.

Ardel, A., (1948-1949), "Armutlu Yarımadası" adlı çalışmasında kapsamlı bir şekilde yarımadayı anlatmıştır. Yarımadanın kıyılarının yüksek kıyılar olduğunu ve bu durumun son transgresyondan kaynaklandığından bahsetmiştir. Denizin, yarımadanın kuzey ve güneyinde, gençleşmiş vadilerin ağız tarafını istila ederek, dar ve girintili çıkıntılı koyları meydana getirdiğini açıklamıştır. Çalışmada, Armutlu Yarımadası, bir Hersinyen masifi olup oluşumunda çok karışık bir evre geçirdiği, yarımadadaki yüksek sahaların Pliyosen sonundaki hareketlerle oluştuğu, fakat topoğrafya şekillerinde asıl etkili olan faktörün aşınma olduğu detaylıca anlatılmıştır.

Ardel, A., ve İnandık, H., (1957), "Marmara Denizi'nin Teşekkül ve Tekamülü" ile ilgili çalışmalarında, Marmara Denizi'nin Karadeniz'e bağlı olduğunu ve daha sonra Akdeniz sularının istilasına uğradığını iki dönem halinde anlatmışlardır. Buna bağlı olarak, Marmara Denizi'nin oluşumu Dördüncü Zaman'dan önce başlamış ve bir iç deniz olarak son şeklini alması Dördüncü Zaman'da oluşmuştur. Çalışmada ayrıca, Marmara Denizi'nin güneyinde kalan dağlık ve tepelik sahaların defalarca kıvrılıp, kırıldığını ve aşınmaya maruz kalarak tesviye edildiğini ifade etmişlerdir. Bu aşınım yüzeylerinin daha sonra yeni depolarla örtülerek fosilleştiğini de tespit etmişlerdir.

İnandık, H., (1958), "Türkiye Kıyılarına Genel Bakış" adlı makalesinde İstanbul'dan Tekirdağ'a kadar olan kıyı bölgesinde Üst Miyosen devrine ait marn, gre, konglemera veya kalker tabaklardan oluşan gevşek kıvrımlı bir yapının varlığından bahsetmiştir. Makalede, Marmara çukurunun İstanbul Boğazı ile

Çanakkale Boğazı arasında uzanan kuzey kısmı Istıranca ve İstanbul Paleozoik masiflerine yaslanmış olan örtü tabakalarının ya da bu masiflerin oluşturduğu alçak platoların kenarı olduğu anlatılmıştır. Ayrıca bu çalışmada, Marmara Denizi'nin kuzey kıyılarına nazaran güney kıyılarının daha girintili çıkıntılı olduğu, birçok yerde koy ve körfezlerin oluştuğu belirtilmiştir. Burada yer alan Kapıdağ Yarımadası'nın da, Dördüncü Zaman'ın yeni devrelerinde kıyıya yakın olan büyük bir adanın karaya bağlanması sonucunda meydana geldiğinden de bahsedilmiştir. Flandriyen transgresyonu sırasında haliçli ve rialı kıyılar halinde olan Marmara Denizi kıyılarının zaman içerisinde kapanarak günümüzdeki kıyı morfolojisinin ortaya çıktığı açıklanmıştır.

Ardel, A., (1960), "Marmara Bölgesi'nin Yapı ve Reliefi" adlı makalesinde bölgede, Paleozik, Mesoziok ve Tersiyer'e ait arazilerin yaygın olmasına rağmen, en yaygın oluşumun Tersiyer'e ait arazi olduğundan bahsetmiştir. Neojen'e ait birimlerin ise genellikle göl depolarında yer aldığını, fakat bu depoların alt kısmının hiç olmazsa Üst Oligosen kayaçlarının olması gerektiğini ifade etmiştir. Makalede ayrıca, Marmara Bölgesi'ndeki alüvyonlarla kaplı havzaların birbirinden Paleozoik, Mesozoik ve Tersiyer'e ait eşiklerle ayrıldığı da anlatılmıştır. Trakya'nın Marmara kıyılarının girinti ve çıkıntısının az olan düzleşmiş kıyılar olduğunun da anlatıldığı makalede, özellikle dikkati çeken kıyı taraçalarından ve yüksekliklerinden bahsedilmiştir.

Bilgin, T., (1969), "Biga Yarımadası Güneybatı Kısmının Jeomorfolojisi" adlı kitabında, Biga Yarımadası'nın güneybatı kesiminin jeolojik ve jeomorfolojik özellikleri açıklanmıştır. Sahanın jeolojik geçmişi de ayrıntılı olarak anlatılmıştır.

Ardel, A., ve Kurter., A., (1973), "Marmara Denizi (Fiziki Etüd)" adlı çalışmalarında, Marmara Denizi'nin oluşum ve gelişimini incelemişlerdir. Marmara Denizi kıyılarındaki kara alanlarının ve denizaltı topografyasının jeomorfolojik özellikleri hakkında bilgiler vererek, kıyı jeomorfolojisi ve oşinografik özellikleri konusunda ayrıntılı açıklamalar yapmışlardır.

Hüsam, Ş., (1987), **"**Gönen Çayı Deltası ve Çevresinin Kıyı Jeomorfolojisi" adlı çalışmasında deltanın jeolojik ve jeomorfolojik özelliklerini açıklamış ve deniz batimetrisiyle ilgili değerlendirmeler yapmıştır.

Yılmaz, K., (1987), "Karabiga-Kemer arasının kıyı jeomorfolojisi" adlı çalışmada Karabiga-Kemer arasındaki bölgedeki jeomorfolojik birimlerden aldığı çakıllar üzerinde yassılık ve yuvarlaklık analizleri yaparak, jeomorfolojik yapı ve oluşumunu açıklamıştır.

Önder, F., ve Göncüoğlu, C., M., (1989), "Armutlu Yarımadası'nda (Batı Pontidler) Üst Triyas Konodontları" adlı ve İznik'in kuzeydoğusunda, Elmalı köyü yakınında yaptıkları çalışmada, eski araştırmalarda Paleozoyik yaşta olduğu öne sürülen metakırıntıların arasındaki rekristalize kireçtaşları içerisinde Üst Triyas konodontları (apatit mineralinden oluşan, küçük, diş benzeri fosil) tespit etmişlerdir. Paleozoyik yaşta olduğu belirtilen karbonat kayalarının yaşının Erken Mesozoyik'e (Üst Triyas) kadar çıktığı belirlenmiştir. Çalışmada ayrıca, İznik metamorfiklerinin şist-mermer birimi, kaya türü ve yaşı bakımından Kuzeybatı Anadolu'da yaygın olarak izlenen Karakaya formasyonu ile benzer olduğu sonucuna da varılmıştır.

Siyako, M., vd., (1989)'nin **"**Biga ve Gelibolu Yarımadalarının Tersiyer Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları" ile ilgili yaptıkları araştırmalarda, Tersiyer kayaları arasında yükselme ve aşınma evlerinden oluşan dört çökelme devresi ortaya konulmuştur. Bunlar: Maestrihtiyen-Erken Eosen, Orta Eosen-Oligosen, Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner'dir. İlk evredeki çökellerin yayılım alanları çok sınırlıdır. Orta Eosen-Oligosen dönemindeki çökeller ise kalın bir klastik istif halinde gelişmiştir. Ceylan Formasyonu olarak adlandırılan bu formasyonlar, Kozçeşme-Çeltik-Biga arasında geniş bir alanda yer alır. Miyosen'de volkanik aktiviteler etkili olurken, Pliyo-Kuvaterner döneminde karasal çökeller oluşmuştur. Çalışmada ayrıca, Kuzay Anadolu Fay Zonu (KAFZ)'nun, Erken Miyosen'de faaliyete başladığı ve bu tektonik etkinin günümüzde de devam ettiği belirtilmiştir. Buna göre, araştırma bölgesindeki önemli fay sistemlerinden olan Biga ve Ayıtdere faylarının KAFZ'nun uzantıları olduğu sonucu elde edilmiştir. Bunlar dışında, Biga Yarımadası'nda çok sayıda KD-GB yönlü faylar tespit edilip haritalandırılmıştır.

Okay, A., İ., vd., (1990)'nin " Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi" çalışmalarında, Ayvacık-Karabiga Zonu'nun Karabiga'dan Ayıtdere batısına kadar yüzeylenen Geç Kretase-Paleosen yaşta Çetmi Ofiyolit Melanjı'ndan oluştuğunu açıklamışlardır. Bu alan içerisinde Triyas kireçtaşı bloklarının yer aldığını ve bunun Ayvacık-Karabiga Zonu için karakteristik olduğu konusunda da bilgiler vermişlerdir. Erken Tersiyer'de oluşan Alpin bindirmeler, Biga Yarımadası'nda kıta kabuğunun kalınlaşmasına neden olduğunu belirten araştırmacılar, Geç Tersiyer'de kısmi ergimeler ile Geç Oligosen-Erken Miyosen magmatizmasının geniş alanlara yayıldığını da belirtilmiştir. Çalışma alanındaki volkanik kökenli granodiyoritlerin, Karabiga ile Aksaz Köyü arasında ve Değirmencik Köyü güneyine kadar geniş yayılım gösterildiğini ayrıntılı olarak anlatmışlardır.

Efe, R., (1993a), **"**Biga Yarımadası Kuzeydoğusunda Armutçuk Dağları ile Biga ve Gönen Çayları Arasındaki Çevrenin Jeomorfolojisi" adlı çalışmada bölgenin, Alt Miyosen'den günümüze kadar olan zamanda akarsuların ve tektonik olayların etkisinde kalarak bugünkü jeomorfolojik görünümünü kazanmasını ayrıntılı olarak anlatmıştır

Efe, R., (1993b), "Marmara Denizi Güneyinde Karabiga-Tahirova Arasındaki Kıyı Kesiminin Çevresel Jeomorfolojisi" adlı çalışmasında Karabiga-Tahirova Arasındaki Kıyı Kesiminin Çevresel Jeomorfolojisini incelemiştir. Çalışma alanındaki ekolojik ortamı etkileyen etmen ve süreçleri açıklayarak jeomorfolojik ortamdaki çevresel sorunları ortaya koymuştur.

Straub, C., ve Kahle, K., H., (1995), "Active Crustal Deformation in the Marmara Sea Region, NW Anatolia, Inferred from GPS Measurements" adlı makalelerinde, Küresel Konumlandırma Sistemi (GPS) kullanarak 1990, 1992, ve 1994 yıllarında Marmara Denizi çevresinde ölçümler yaptıklarını ve Kuzey Anadolu Aktif Fay Zonu ile bağlantı halinde olan diğer aktif fay zonları ile ilgili incelemeleri sonucunda Anadolu'nun batıya doğru hareket halinde olduğu sonucuna vardıklarını anlatmışlardır.

Erol, O., ve Şencan., A., (1996), "Çınarcık ve Çevresinin Jeomorfolojik Etüdü" ile ilgili çalışmada, sahada yer alan ana birimler ortaya konulmuş, aşınım yüzeyleri belirlenmiş ve bu olayların hangi süreçlerle meydana geldiği ortaya çıkartılarak, Samanlı Dağları ve İzmit Körfezi'nin oluşumuna jeomorfolojik yöntemlerle ışık tutulmuştur.

Ergin, M., vd., (1997), "Sea-Level Changes and Related Depositional Environments on the Southern Marmara Shelf" adlı çalışmayı, Marmara Denizi'nin güneyinde son büyük deniz seviyesi değişimleri ve etkilerini araştırmak amacıyla yapmışlardır. Çalışma sonucunda, ortalama 60 km derinlikte, 45 km uzunluğunda ve 15 km genişliğinde bir kemer boyunca rastlanan iri taneli çakıl ve kumlarda yapılan incelemeler sonucunda bu uzantının, Geç Pleistosen'deki regresyon ve Erken Holosen boyunca da deniz seviyesindeki düşme ilgili olduğu kanaatine varılmıştır.

Sakınç, M., ve Yaltırak, C., (1997), "Güney Trakya Sahillerinin Denizel Pleyistosen Çökelleri ve Paleocoğrafyası" adlı çalışmada, Trakya güney sahilleri boyunca yer alan denizel depoların basamaklar halinde farklı yükseklikte olmalarının sbebi, deniz seviyesindeki değişimlerden daha fazla etkili olan, farklı iki mekanizmanın denetiminde olmasına bağlanmıştır. Bunlardan ilki, Orta-Geç Pleyistosen'de başlayan transgresyonla ilerleyen denizin yayıldığı paleotopoğrafyanın farklı yerlerinde çökelmiş birimlerin günümüze kadar gelmiş olmasıdır. İkincisi ise birimlerin her lokalitede farklı miktarlarda yükselmesidir. Marmara Denizi ve Saroz Körfezi kıyılarını kapsayan çalışmada, kıyıda oluşan bütün taraçaların Marmara Denizinin tektonik olarak aktif kenarlarında sıkışma kontrollü yükselmiş olduğu ve günümüzde deniz düzeyi üzerindeki tüm taraçaların konumlarının tektonik oldukları belirtilmiştir. Son olarak, Holosen yaşlı genç depoların da bugünkü deniz seviyesinden yüksekte olması, bölgede sıkışma kontrollü tektonik rejimin halen sürdüğü vurgulanmıştır.

Cürebal, İ., vd., (1998), "Belkıs Tombolosunun Jeomorfolojik ve Uygulamalı Jeomorfolojik Özellikleri" adlı çalışmalarında, Marmara Denizi'nin güney kıyısında en çok dikkati çeken kıyı birikim şekillerinden birisi olan Belkıs Tombolosu'nun biri batıda, diğeri doğuda olmak üzere çift tombolo karakterinde

geliştiği açıklanmıştır. Çalışmada batı tombolosu, ikili kıyı oku şeklinde ve bu kıyı oklarından biri, kuzey-kuzeybatı, diğeri güney-güneydoğu doğrultusunda, daha çok kuzey taraftan ilerleyen kuvars kumları ile beslenerek oluştuğu doğu, tombolosunun ise kuzeyden güneye doğru ilerleyerek şekillendiği belirtilmiştir. Genişliği 1700 m uzunluğu ise 1500 m olan bu tombolonun, doğusunda kumullar, batısında plaj kumları, kuzey ve güneyinde taraçalı bir morfolojik karaktere sahip alüvyal sahalar, ortasında ise bir bataklığın yer aldığı anlatılmıştır.

Kazancı, N., vd., (1999), "Kocasu ve Gönen Çayı deltalarının (Marmara Denizi) Güncel Morfolojileri ve Tortul Fasiyesleri" makalelerinde, Güney Marmara'nın iki büyük akarsuyu olan Kocasu ve Gönen çaylarının birbirinden 80 km aralıkla denize ulaştıkları ve morfolojik bakımdan farklılık gösteren ayrı delta sistemleri oluşturduklarını anlatmışlardır. Gönen Çayı deltası denize doğru 5.5 km kadar ilerlediği ve toplam 28 km²'lik bir delta alanına sahip olduğu, Kocasu deltasının ise denize doğru 3,5 km ilerlediği ve 48 km²'lik bir alana yayıldığından bahsedilmiştir. Deltanın oldukça fazla olan yanal büyümesinin sebebi ise yörede baskın olan kuzeydoğu rüzgârlarının oluşturduğu dalgaların etkisine bağlanmıştır. Her iki deltada da kara yönünde aktif sağ yanal, doğrultu atımlı faylara yaslandığı belirtilmiştir. Çalışmanın sonucunda, Kocasu ve Gönen çaylarının deltalarının eş yaşta oluştuklarını ve muhtemelen erken Holosen'de ilerlemeğe başladıkları ve güncel deniz seviyesinin son bin yıldır durağanlık döneminde olduğu kanaatine varılmıştır.

Soykan, A., Cürebal, İ., (1999), "Gönen Çayı (Tahirova) ile Belkıs Tombolosu Arasının Kıyı Jeomorfolojisi" adlı makalelerinde Gönen Çayı (Tahirova) ile Belkıs Tombolosu arasının kıyı jeolojisi ve jeomorfolojisini ayrıntılı olarak anlatmışlardır.

Algan, O., A., (2000), "Marmara Denizi'nin Sedimentolojik ve Jeokimyasal Özellikleri ile Paleoşinografisi" hakkındaki makalesini İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü'nün, "Marmara Denizi'nin Jeolojik Oşinografisi" isimli kitabında yayınlamıştır. Makalede, Marmara Denizi'nin güney şelf alanının kuzeyine göre daha geniş olduğundan (3600 km²) ve kıyı zonunda güçlü nehirlerin

(Biga, Gönen ve Kocasu) varlığından bahsedilmiştir. Marmara Denizi güney kıyılarının batıda Çanakkale Boğazı'nın girişinden başlayıp, doğuda ise Gemlik Körfezi'ne kadar yaklaşık 200 km'lik bir uzunluğa sahip olduğu belirtildiği çalışmada, Kapıdağ ve Gemlik Körfezi arasındaki şelf alanının doğuya ve batıya doğru daralmakla birlikte 32 km genişliğe sahip olduğu da anlatılmıştır. Bu şelf alanındaki Kocasu, Gönen ve Biga nehirleri denize doğru ilerleyerek sediment prizmaları oluşturdukları da makalede detaylı bir şekilde açıklanmıştır.

Gökaşan, E., (2000), "Marmara Denizi'nin Jeolojik Özellikleri" adlı makalesini İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü'nün Marmara Denizi'nin Jeolojik Oşinografisi isimli kitabında yayınlamıştır. Makalede, Marmara Denizi'nin oluşumu, gelişimi ile ilgili düşünceler, Marmara Denizi öncesi jeolojik oluşumlar, İstanbul Boğazı ve civarının jeolojisi ile aktif tektonik hatlar, jeomorfolojik özellikler, batimetri ve yapısal unsurlar hakkında detaylı bilgiler vermiştir.

Güneysu, C., (2000), İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü'nün Marmara Denizi'nin Jeolojik Oşinografisi isimli kitabında, "Marmara Denizi ve Kıyılarının Jeomorfolojik Özellikleri" adlı makalesini yayınlamıştır. Makalede, Marmara Denizi ve yakın çevresinin ana jeomorfolojik özellikleriyle deniz tabanının jeomorfolojik özellikleri hakkında bilgiler vermiştir.

Kurter, A., (2000), "Marmara Denizi Coğrafyası" adlı makalesinde Marmara Denizi kıyılarındaki kıyı tipleri ve görünümleri ile Marmara Denizi hakkında bilgiler vermiştir. Ayrıca Marmara Denizi kıyılarında çeşitli yükseltilerde kıyı taraçaların varlığından bahsetmiştir.

Doğan, E., vd., (2000), "Marmara Denizi Çevresinde Uzaktan Algılama ve Coğrafi Bilgi Sistemleri Çalışmaları" adlı yayınlarında, Uzaktan Algılama ve Coğrafi Bilgi Sistemleri'nin kullanımı anlatıldıktan sonra, Marmara Denizi ve çevresinin sayısal arazi modelleri oluşturulmuştur.

Demir, H., vd., (2000)'nin, "Bandırma Alternatif Kıyı Dolgu Projesi Fizibilite Çalışması" adlı çalışmalarında Marmara Denizi'nin bir iç deniz olmasından dolayı yumuşak bir dalga iklimine sahip olduğu, bu nedenle Bandırma kıyılarında

yabancı moloz türü malzemeler yerine kıyı ekolojisine daha az zarar veren doğal kum kullanılarak kıyıda dolgular yapılması gerektiğini söylemiştir. Bunun yanında, kıyı çizgisi değişiminin belirlendiğinden de bahsedilmiştir.

Altınok, Y., vd., (2000), "Tarihsel Veriler Işığında Marmara Denizinde Depreşim Dalgaları (Tsunamiler)" adlı çalışmada, Türkiye kıyılarında 3000 yılı aşkın bir sürede 90'ın üzerinde tsunami oluştuğu ve bu dalgaların üçte birinin Marmara Denizi'nde meydana geldiği belirtilmiştir. İzmit Körfezi, İstanbul kıyıları, Gemlik Körfezi, Kapıdağ Yarımadası ve Gelibolu kıyıları bu dalgaların yoğunlaştığı yerler olarak gösterilmiştir. M.S. 120-1999 yılları arasında oluşmuş olan depreşim dalgaları (tsunami) tarihsel sırasına göre numaralandırılarak tablo üzerinde gösterilmiştir.

Adatepe, M., F., (2000), "Marmara Denizi Gravite ve Manyetik Özellikleri" adlı çalışmada, KAF zonunun, karakteristik özelliği gereği sağ yönlü doğrultu hareketini Sakarya Nehri'nin doğusuna kadar sürdürdüğü ve buradan itibaren üç kola ayrıldığı açıkladıktan sonra, bu fayın günümüzde diğerlerine göre daha aktif olan kuzey kolunun, İzmit Körfezi'ni de kapsayan tektonik bir birim içinde batıya doğru yönelerek, Marmara Denizi içerisinde ilerleyerek devam ettiğini ayrıntılı olarak anlatmıştır.

İmren, C., vd., (2001)'nin "The North Anatolian Fault within the Sea of Marmara: A New İnterpretation Based on Multichannel Seismic and Multibeam Data" çalışmalarında, Marmara Denizi'ndeki faylar çok kanallı sismik yansıma verileri kullanılarak incelenmiştir. İncelemeler sonucunda, İzmit Körfezi'nden batıya doğru uzanan ve Çınarcık havzasında iki kola ayrılarak havzanın yamaçlarını kontrol eden fayın KD-GB istikametli Kuzey kırığının, Trakya'da izlenen fayın devamına karşılık geldiği görülmüştür.

Okay, A., I., vd., (2000), "Active Faults and Evolving Strike-Slip Basins in the Marmara Sea, Northwest Turkey: A Multichannel Seismic Reflection Study" adlı çalışmalarında, Kuzey Anadolu Fay sistemi ve onunla bağlantılı Doğu Marmara Denizi havzaları, yeni elde edilen çok-kanallı sismik yansıma verileri kullanılarak incelenmiştir. Çalışmada 1200 km uzunluğundaki bu fay zonunun, Ganos (15 km uzunluğunda), Orta Marmara (105 km) ve Kuzey Sınır (45 km) fay segmentleri

olmak üzere birkaç koldan oluştuğu ve 17 Ağustos 1999 depreminden sonra doğuda İzmit segmentinin de bu zona katıldığı anlatılmıştır. İkinci doğrultu atımlı aktif fay zonun ise Marmara Denizi'nin güneyinde ve 2,5 km'den daha kalın bir şekilde Pliyosen-Kuvarterner sedimentlerinden oluşmuş olarak uzandığı belirtilmiştir.

Yaltırak, C., (2002), "Tectonic Evolution of the Marmara Sea And Its Surroundings" adlı çalışmasında, Marmara Denizi havzasında, iki farklı yaşlı fay sisteminin varlığından bahsetmiştir. Bunlar, Erken Miyosen-Erken Pliyosen Trakya-Eskişehir Fay Zonu ve kolları, diğeri ise Geç Pliyosen-Son Kuzey Anadolu Fay zonu ve kollarıdır. Çalışmaya göre, Geç Neotektonik dönemde, Kuzey Anadolu Fay Zon'u, Ganos, Bandırma-Behramkale ve Manyas-Edremit Fay Zonları ile birlikte bir dizi olarak batıya doğru genişlemiştir. Bandırma-Behramkale Fay Zonu daha sonra sıkışma tektoniğinin egemen olduğu bir bölge oluşturarak, Bandırma yakınlarında güneye döner. Bu eğilmenin, Gemlik Körfezi ve Bandırma Körfezi'nin doğu bölümleri arasında doğrultu atımlı harekete ek olarak gerginliğe neden olduğu Küresel Konumlandırma Sistemi (GPS) kullanılarak tespit edilmiştir.

Yaltırak, C., vd., (2002), "Late Pleistocene Uplift History Along the Southwestern Marmara Sea Determined from Raised Coastal Deposits and Global Sea-Level Variations" adlı makalelerinde, Batı Marmara kıyılarında ve Mürefte yakınlarında görülen denizel taraçaların tektonizmaya bağlı yükselmenin bir eseri olduğu iddialarını, denizel taraçalarda yapılan U/Th yaş tayinlerinin yorumlanması ile sayısal olarak da desteklemiştir. Yapılan çalışma sonucunda, Çanakkale Boğazı'nı da içine alacak şekilde Batı Marmara'nın yaklaşık son 225 bin yıldır, yılda yaklaşık 0.40 mm yükselmekte olduğu da belirlenmiştir. Bu sıkışmanın KAF Zonu'nun oluşturduğu bir restraining bend tarafından geliştirilmiş olduğu da makalede belirtilmiştir.

Yalçıner, C., A., vd., (2002)'nin "Tsunamis in the Sea of Marmara: Historical Documents for the Past, Models for the Future" adlı makalelerinde, son 2000 yıldır İzmit Körfezi, İstanbul kıyıları, Gemlik Körfezi, Kapıdağ ve Gelibolu Yarımadaları kıyılarını etkileyen 30'dan fazla tsunami meydana geldiği açıklanmıştır. Multi-beam (Çok-ışınlı), sığ batimetri ve derin sismik yansıma verileri

kullanılarak Marmara Denizi'nde olası bir tsunami sonucu kuzey ve güney kıyıların etkilenme olasılıkları üzerinde durulmuştur. Yapılan duyarlılık analizlerinden sonra 3 farklı tahmin geliştirilmiştir. Bunlar, İstanbul Yenikapı sahilden, Tuzla sahilden uzakta heyelan olması ve Armutlu kabuğunda bir deprem olması ve bu depremden sonra iki heyelan meydana gelmesi şeklindedir. Olası Armutlu depremine göre bazı noktalarda su yüzeyinin 5 m'yi aşacak bir yüksekliğe ulaşacağı tahmin edilmektedir. Bu sonuçlara göre, Marmara Denizi'nde oluşacak tsunami dalgaları en yakın sahil kıyısına 5 dakika içerisinde ulaşacaktır. Yüksekliği 20 m'den az olan kesimlerde tsunami dalgalarının güçlü ve yıkıcı etkiler yapacağı belirtilmiştir.

Ambraseys, N., N. (2002), "Seismic Sea-Waves in the Marmara Sea Region During the Last 20 Centuries" adlı çalışmasında Marmara Denizi'nde son 20 yüzyıl boyunca durumunda en az 7 şiddetinde bir depremin olacağı ve bunun da kıyılarda meydana gelen sismik dalgalar hakkında bilgiler vermiştir. Çalışmada, Marmara Denizi'nde oluşan faylar üzerinde durulduktan sonra geçmişte olduğu gibi günümüzde de, bu fayların harekete geçmesi tsunamilere sebep olacağı anlatılmıştır.

Çağatay, M., N., vd., (2003), "Sea-Level Changes and Depositional Environments in the İzmit Gulf, Eastern Marmara Sea, During the Late Glacial-Holocene Period" adlı İzmit Körfezi'nin batı ve orta bölümlerinde gerçekleştirdikleri çalışmalarında, İzmit Körfezi'nin ve Marmara Havzası'nın, Akdeniz'in suları ile istila edildiği ve daha sonra Geç Holosen döneminde İzmit Körfezi'nin ve Karamürsel havzasının kuzey kenarında deniz seviyesinin yükseldiğine dair izlere çökelme ortamlarında rastlandığı anlatılmıştır.

Gökaşan, E., vd., (2003), "Morpho-Tectonic Evolution of the Marmara Sea İnferred from Multi-Beam Bathymetric and Seismic Data" adlı makalelerinde, Çanakkale Boğazı Marmara çıkışını kesen kuzeybatı-güneydoğu eksenli çok kanallı bir sismik kesitte, Karabiga açıklarındaki pozitif çiçek yapısı oluşturan bir doğrultu atımlı fayın, kara morfolojisi de dikkate alınarak kuzeydoğu-güneybatı yönünde Çanakkale Boğazı doğu kıyısına kadar uzandığı anlatılmıştır.

Altınok, Y., vd., (2003)'nin "Şarköy-Mürefte 1912 Earthquake's Tsunami, Extension of the Associated Faulting in the Marmara Sea, Turkey" adlı çalışmada

Marmara Denizi'nde depremlerin sebep olduğu tsunamilerin varlığı tarihsel verilerde mevcut olduğu ve 1912 yılındaki Mürefte-Şarköy depremi ile 1999'daki İzmit depremlerinin de tsunamiye sebep olduğu ve batı ve güney kıyılarda heyelanlar meydana geldiği anlatılmıştır.

Robertson, F., H., A., ve Ustaömer, T., (2004), "Tectonic Evolution of the Intra-Pontide Suture Zone in the Armutlu Peninsula, NW Turkey" adlı çalışmalarında, Armutlu Yarımadası'nı Armutlu metamorfikleri ve İznik Metomorfikleri olmak üzere iki metamorfik birim halinde incelemişlerdir. Çalışmada, Armutlu Yarımadası'nın tektonik yapısı hakkında bilgiler verilmiştir.

Hébert, H., vd., (2005), "Tsunami Hazard in the Marmara Sea (Turkey): A Numerical Approach to Discuss Active Faulting and Impact on the Istanbul Coastal Areas" adlı çalışmalarında, dünyanın en aktif faylarından olan Kuzey Anadolu Fay sisteminin Marmara Denizi'ndeki varlığı ile ilgili bilgiler verildikten sonar, bu fayın doğrultu atımlı bir fay olduğu, bu nedenle tehlikeli tsunami dalgalarına sebep olmayacağı belirtilmiştir. Ancak, deprem sonrasında oluşabilecek denizaltı heyelanları ve çamur akması gibi sebepler sonucunda tsunami dalgalarının oluşmasının mümkün olduğu ve kıyılarda oluşturacağı hasar üzerinde durulmuştur. Marmara Denizi'nin doğusu için geliştirilen modeller doğrultusunda tüm Marmara Denizi kıyıları için bir etki değerlendirilmesi yapılmıştır.

Çopuroğlu, M., vd., (2005)'nin "Büyük Çekmece-Marmara Ereğlisi Arası Kıyı ve Deniz Alanı Çökellerinin Jeomekanik Özellikleri" adlı çalışmalarında, Büyük çekmece ile Marmara Ereğlisi arasındaki kıyı bölgesi, Oligosen yaşlı akarsu ve delta ortamlarında çökelmiş kumtaşı-kiltaşı-çamurtaşından oluştuğu anlatılarak, Osmancık Formasyonu olarak ifade edilen ve Oligosen yaşlı birimin üzerinde yeralan Holosen istifinin kalınlığı 0-15 m arasında olduğu açıklanmıştır. Holosen istifinin üstünde organikçe zengin yeşilimsi gri killi, kalişli ve bitki kırıntılı, odun kömürü ve kremit parçaları içeren boz toprakların yer aldığı belirtilmiştir. Kumtaşlarının oluşturduğu tepelik alanların kuzeyden başlayıp, güneydeki kıyıya kadar uzandığı anlatıltıktan sonra, bu tepelik alanların, yüksekliği 10-30 m.arasında

değişen falezli kıyıları ve burunların arasındaki alçak ovalarla kıyıdaki cep plajlarını oluşturduğu anlatılmıştır.

Abalı, H., (2005), "Marmara Denizi'nde Tsunami Tehlikesinin Değerlendirilmesi" adlı çalışmada, Uzaktan Algılama teknolojileri ve Sayısal Arazi Modeli (SAM) kullanılarak muhtemel bir tsunami dalgasının, Marmara Denizi'nde jeomorfolojik ve arazi kullanım özelliklerine göre etkileyeceği kıyı alanlar belirlenmiştir.

Okumuş, A., (2006), "Biga Çayı İle Gönen Çayı Agzı Arasındaki Kıyının Kullanımı ve Planlaması" adlı çalışmasında, olası deniz seviyesi yükselmelerinde ortaya çıkacak olan sorunlar, çalışma alanında yapılan arazi çalışmaları haritalandırılarak sayısal verilerle açıklanmıştır. Deniz seviyesindeki olası 1 m yükselmede yaklaşık olarak çalışma sahasının %6,57'sinin, 2,5 m olası yükselmede % 8,09'unun, denizin kabarık olacağı dönem göz önüne alındığında ise, %14'ünün tamamen boğulmaya uğrayacağı örneklerle anlatılmıştır. Tahirova Deltası'nda Yarıntı Göl, Köremin Gölü ve Güvemalan'ın kuzeyindeki Hoyrat Gölü'nün boğulmalara uğrayacak olan önemli lagünler olduğu belirtilmiştir. Deniz seviyesindeki 1 m'lik yükselme ile özellikle kıyıya kurulan ikinci konutlardan Pınarkent, Aydınkent, Kumkent ve çevresi ile Denizatı sitesinin boğulmaya uğrayacak yerleşim alanlarının başında geldiği de vurgulanmıştır. Gönen Çayı deltasının ise büyük bir kısmının, Çeşmealtı Ovası'nın kuzeyindeki alanın ve Biga-Bandırma karayolu Akınkent ile Pınarkent arasındaki alanın da olası yükselmelerden etkileneceği de belirtilmiştir.

Çolakoğlu, G., (2006), "Karacaören (Çanakkale) Civarının Neojen Stratigrafisi ve Mollusuk Faunası" adlı çalışmada Biga Yarımadası'nın temelini Paleozoyik yaşlı Kazdağ Metamorfitleri olarak adlandırılan kayaçların oluşturduğu anlatılmış ve Alt-Orta Miyosen'de volkanik kayaçlarla birlikte yer yer karasal çökellerin de eş yaşlı olarak meydana geldiğinden bahsedilmiştir. Bu dönemin çeşitli evrelerinde yoğun bir volkanizmanın egemen olduğu ile ilgili bilgiler verilmiştir. Ayrıca, Biga Yarımadası'nda Paleosen esnasında tektonik yönden aktif, derin denizel bir ortamın var olduğu konusunda da detaylı açıklamalar yapılmıştır.

Şencan, A., (2007), "Biga Çayı Batı Kesiminin Jeomorfolojisi", adlı çalışmasında, Biga Yarımadası'nın kuzeydoğu kesimlerinin jeomorfolojisi ele alınmıştır. Çalışma alanı kıyılarının 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 çektiği anlatılmıştır. Çalışma alanı içerisindeki Biga ovasının ise 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-taşıma-birikim süreçlerinin birbirini takip etmeleriyle oluştuğu belirtilerek, ovanın henüz tam olgunlaşmamış alüvyal dolgulu bir çöküntü ovası olduğu ile ilgili bilgiler de verilmiştir.

Artüz, L., M., (2007), "Bilimsel Açıdan Marmara Denizi" adlı çalışmada, M. Levent Artüz'ün editörlüğünde Marmara Denizi ve kıyıları ayrıntılı olarak incelenerek yüzey şekilleri, denizel taraçalar ve denizaltı topoğrafyası, boğazları, hidrolojik özellikleri, Marmara Denizi ve çevresinin jeolojisi, güncel tektonik konumu ve yapısı, morfolojisi, havza çökellerinin fasiyesi, batimetrisi, ve akıntı sistemleri hakkında açıklamalar yapılmıştır.

Meriç, E., ve Algan, O., (2007), "Paleoenvironments of the Marmara Sea (Turkey) Coasts from Paleontological and Sedimentological Data" adlı makalelerinde Marmara Denizi kıyılarında yapmış oldukları sondajlardaki incelemelerin sonuçları ile ilgili ayrıntılı bilgiler vermişlerdir. Marmara Denizi'nin son buzul dönemi ve sonrasında geçirdiği değişiklikler hakkındaki detaylar verildikten sonra, Geç Kuvaterner döneminde depolanan sedimentlerin hızlarının her kıyıda farklı olduğu, örneğin güney kıyılardaki sedimantasyonun daha hızlı olmasının sebebinin güçlü nehirlerin varlığından kaynaklandığı söylenmiştir. Çalışmada, Geç Kuvaterner döneminde Marmara Denizi'nin Karadeniz ile olan bağlantısı da açıklanmıştır.

Öztürk, B., Erginal, E., A., (2008), "Bayramdere Havzasında (Biga Yarımadası, Çanakkale) Havza Gelişiminin Morfometrik Analizler ve Jeomorfik

İndislerle İncelenmesi" adlı çalışmada Marmara Denizi'nin güneybatı kesiminde, Çanakkale Boğazı'nın kuzeydoğu çıkışında yer alan ve Biga Yarımadası'nın kuzey kıyılarından Marmara Denizi'ne dökülen Bayramdere'nin drenaj havzasının gelişimi ve havza gelişimini kontrol eden yapısal faktörler, morfometrik analizler ve indis uygulamalarına göre ele alınmıştır.

Yaman, E., (2008), "Kocaçay Deltası Ornito Faunasının Tespiti ve Alanı Etkileyen Çevresel Faktörler" adlı çalışmada Kuş Gölü'nden gelen Karadere, Ulubat Gölü'nden gelen Ulubat Deresi ve Bursa'dan gelen Nilüfer Çayı'nın, Kocaçay'ı oluşturduğu ve Kocaçay'ın da Kocaçay deltasına ve Marmara Denizi'ne açıldığı anlatılmıştır. Deltanın batı kesimini, toplam alanı 194 hektar olan Dalyan ve Poyraz gölleri kaplarken, 600 hektar alanı sazlıklar, 730 hektarlık alanı ormanlar, doğu bölümünde ise 391 hektar alan ile Arapçiftliği Gölü, tarım alanları, kumullar, sazlıklar ve geniş çamur düzlüklerinin yer aldığından bahsedilmiştir. Çalışma alanında yer alan Arapçiftliği Gölünün bir lagün olduğu ve alüvyon gölü özelliği taşıdığı belirtilmiştir.

I. YAPI ÖZELLİKLERİ

Kıyılardaki plaj, aşınım düzlüğü, kıyı oku, kıyı seti, lagün, falez ve delta gibi yapısal şekillerin oluşumunda temel koşular, dalga, akıntı, gelgit, jeolojik yapı, tektonik hareketler, iklim, akarsu, toprak, bitki örtüsü ve canlılara ait özelliklerdir (Maiti ve Bhattacharya, 2009; Collin vd., 2011; Hoşgören, 2010; Erinç, 2001; s: 308-313; Erol 2003; Ersoy ve Görüm, 2005; Drummond, 1997). Kıyıların oluşum ve gelişiminde rol oynayan bu güçler yapı, süreç ve zaman ilişkisi içerisinde gerçekleşmektedir. Yapı, hem litolojik ve hem de tektonik anlamdadır. Yani zeminin hangi kayaçlardan oluştuğu ve bu kayaçlara ait tabakaların duruş özelliklerini ifade etmektedir. Örneğin, kayaçların fiziksel ve kimyasal özellikleri aşınmaya karşı duyarlılıklarının da farklı olmasına sebep olmaktadır. Süreç, belli bir düzen içerisinde meydana gelen olaylardır. Akarsu aşındırması, buzul biriktirmesi bir süreçtir. Zaman ise jeomorfolojik gelişimin hangi evrede gerçekleştiğini ifade etmektedir. Çünkü gençlik, olgunluk ve yaşlılık evrelerinde topoğrafya şekilleri birbirinden farklıdır.

Yerşekillerinin çok çeşitli olmasında önemli rol oynayan faktörlerden biri, çeşitli taş, tabaka ve kütlelere bağlı olarak meydana gelen yapısal özelliklerdir. Yapı, biri doğrudan doğruya tabakalara ve tabakaların geometrik durumuna (tektonik yapı), diğeri de, taş adı verilen litolojik maddelerin kimyasal bileşim ve fiziksel özelliklerine (litolojik yapı) bağlı olmak üzere başlıca iki şekilde ifade edilmektedir. Bir taraftan bu iki yapının diğer taraftan da dış faktörlerin, çok çeşitli olan tesirleri, rölyefin son derece büyük değişiklikler göstermesine sebep olmaktadır. Kıyı morfolojisi üzerinde litolojik ve tektonik yapı özelliklerinin etkisi büyük önem taşıdığından, aşağıda inceleme sahasının litolojik ve tektonik yapı özellikleri ve kıyı şekillerinin oluşmasındaki etkileri açıklanmıştır.

1.1. Litolojik Yapı

Litolojik yapıyı yerkabuğunu meydana getiren kayaçlar oluşturmaktadır. Kayaçlar su, gaz ve organik maddelerin dışında yerkabuğunu meydana getiren ana

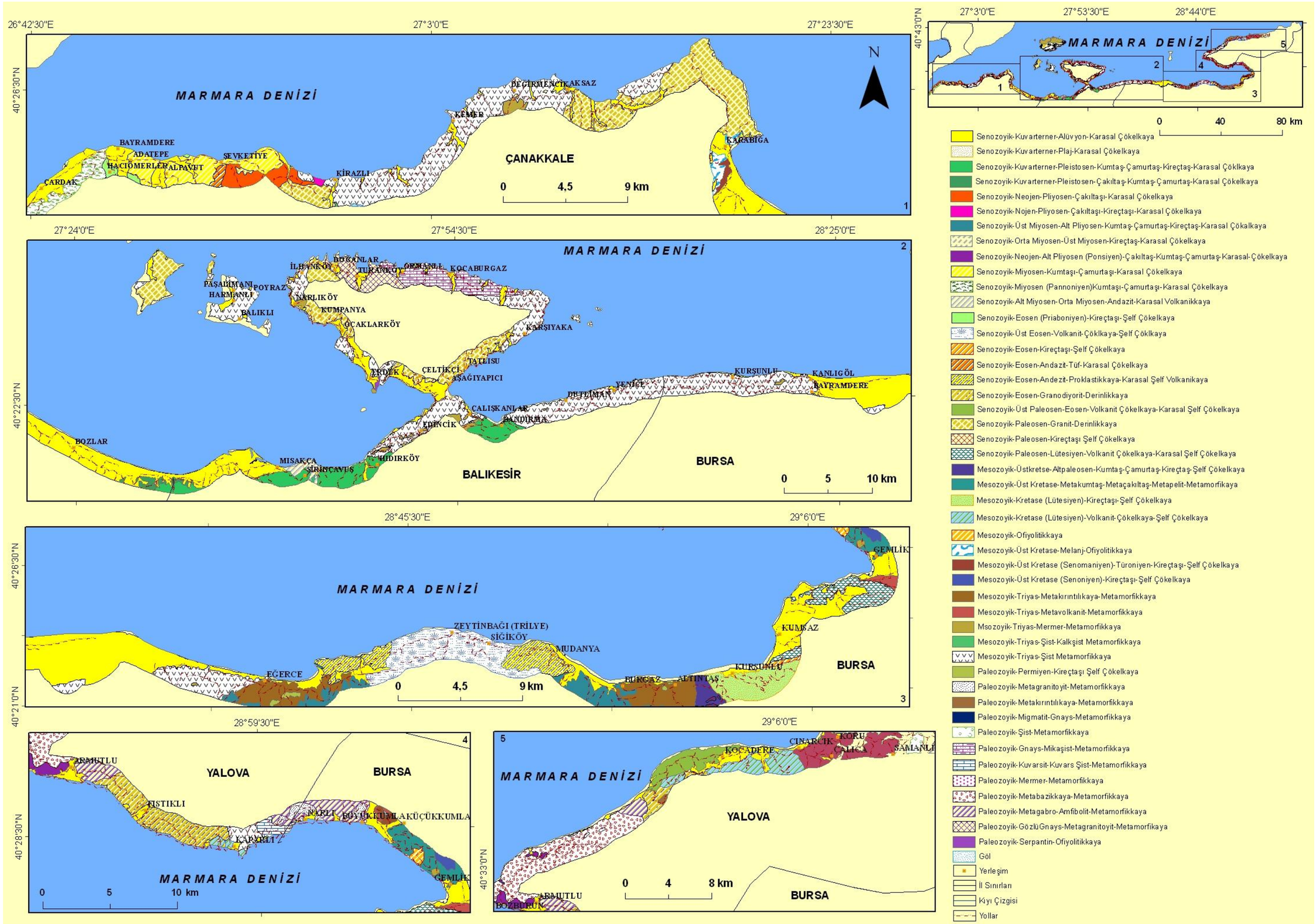
unsurlardır. Kayaçların diyaklâzlarla (şistleşme ve tabakalaşma yüzeyleri zayıf direnç sahaları) ya da zayıf direnç hatları ile kesilmeleri sonucunda kayaların dirençleri azalır. Zayıf direnç sahaları boyunca daha etkin ve daha derin bir şekilde sokulan kimyasal çözülme dış süreçler, oldukça kısa bir zaman sonra kayacın parçalanıp ayrışmasına neden olmaktadır. Gevşek maddeler blok, çakıl, kum, silt ve kil gibi farklı boyuttaki unsurlardan yapılmışlardır. Bir deponun boyut sınıflarının sayısal yöntemlerle incelenmesi olarak bilinen granülometrik özellikler, kayaçların gözenekliliği, geçirimliliği, su tutma kapasitesi, mekanik parçalanmaya karşı etkisi gibi konularda önemli rol oynamaktadır. Bu nedenle, gevşek maddelerin unsur boyutları, unsur şekilleri ve granülometrik karakterleri ile bunların akarsularla arındırılmaları, taşınmaları ve depolanmaları arasında da önemli bir bağlantı bulunmaktadır.

Yerşekillerinin oluşum ve gelişimlerinde kayaçların fiziksel ve kimyasal özelliklerindeki farklılıkların önemli rolleri vardır. Farklı özellikteki kayalar, farlı yerşekilerinin meydana gelmesine sebep olmaktadır. Bu özellikler, kayaçların aşındırma etmen ve süreçlerine karşı dayanıklı veya dayanıksız olmalarını tayin etmektedir. Örneğin, kalkerlerin erime özelliklerine göre oluşan yerşekillerinin etkili olduğu alanlarda "karst topoğrafyası" gelişmiştir. Ancak, bu topoğrafyaya ait yerşekilleri, daha az yaygın olarak jips, kayatuzu, tebeşir ve dolomit gibi suda eriyebilen kayaçlar üzerinde de meydana gelebilmektedir. Kayaçların aşındırmaya karşı gösterdikleri dirençteki farklılık, topoğrafya yüzeyinde önemli seviye farkları meydana getirmektedir. Dayanıklı kayaçlardan oluşan kısımlar nispeten yüksek sahaları, buna karşılık kolayca aşındırılarak ortadan kaldırılabilen kısımlar ise alçak sahaları meydana getirmektedir (Hoşgören, 2010; s: 50).

Kıyı şekilleri üzerinde kıyıyı oluşturan tabakaların durumu ve bu tabakaların litolojik özellikleri etkili olduğundan, kıyı çizgisine paralel uzanan kıvrılmaların olduğu sahalarda kıyılar genellikle düz bir uzanış gösterir. Böyle bir sahada aynı dirençteki tabakalar denizle uzun bir mesafe boyunca devam ettiğinden, dalgalar tarafından çeşitli tabakalar arasındaki direnç farklarından doğan bir aşınma meydana gelmez. Ancak, kıvrım doğrultusu kıyıya dik açı oluşturduğunda, farklı dirençteki

tabakaları dalgalar daha fazla aşındıracağından kıyılar, girintili çıkıntılı bir şekil kazanır. Tabakaların denize doğru meyilli olduğu kıyılarda aşınma tabaka yüzeyleri boyunca oluşan kaymalar sonucunda kolaylaşacağından daha yatık profilli falezler oluşurken, tabakaların karaya doğru eğimli ya da yatay olduğu kıyılarda ise daha dik falezler meydana gelmektedir (Erinç, 2001; s: 328-332). Örneğin, Samanlı Dağları'nın kuzeyindeki kıyıya paralel uzanan fay çizgileri nedeniyle litolojinin kontrolünde oluşan yüksek falezli ve faylı kıyılar meydana gelmiştir. Ayrıca, bu durum kıyıdaki şelf alanının daralmasına da sebep olmuştur.

Aşınmanın kolay olduğu ve gevşek yapılı granodiyorit gibi kayaçların bulunduğu kıyılar, çatlak ve yarıntıların oluşması sonucu dalgaların aşındırmasıyla kolaylıkla parçalanabilmektedir. Büyük blokların parçalanması ve denize doğru akması sonucu da oldukça girintili çıkıntılı kıyılar ortaya çıkmaktadır. Kıyı açıklarında kara ile aynı litolojik yapıdaki adalar ve falezlerin önünde aşınım sonucu kopan blokların varlığı, kıyı aşınma ve gerilemesinin çok şiddetli olduğunun işaretleridir. (Şencan, 2007). İnceleme sahasının litolojik ve tektonik yapı özelliklerine göre Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı formasyonlarda oluşan kayaç istifleri ve dağılış özellikleri aşağıda açıklanmıştır (Şekil, 5).



Şekil 5: İnceleme Sahasının Jeoloji Haritası (MTA)

1.1.1.Paleozoyik

İnceleme sahasında Paleozoyik yaşlı kayaçlar genellikle metamorfiktir. Bunlar volkanik kompleksler şeklinde (lav, tüf ve volkanik konglemera) görünmektedir. Paleozoyik volkanizma, yer yer aşınma ile yüzeye çıkmış olan derinlik kayaçları olarak kendini göstermektedir. Bunların çoğu granit kütleleridir. Genellikle yuvarlak ya da eliptik şeklindeki bu kütleler, Armutlu, Kapıdağ ve Biga yarımadalarındaki alçak sahalarda yer almaktadır. Bunlardan granit, aşınmaya karşı dirençlidir. Görüldüğü yerlerde hem kalın, hem de geniş sahaları kaplamaktadır (Ardel, 1960). Paleozoyik'e ait açık kahverenkte killi şistler, yeşil şistler, kuvarsitler, mikaşistler, gerek yapı ve gerekse rölyef bakımından birbirinden farklı iki ayrı gurup halindedir. Bunlardan ilki metamorfik şistler granit kütlelerinin etrafını çevrelemektedir. İkincisi ise küçük çapta billurlu gabro ve serpantin kütleleridir. Sahada görülen Paleozoyik yaşlı şistler yamaçları, az eğimli tepe ve sırtları oluştururken, daha dayanıklı kristalize kalker ve kuvarsitler ise daha dik bir rölyef meydana getirmiştir (Efe, 1996).

1.1.1.1. Serpantin, Ofiyolitikkaya

Armutlu ve Bozburun çevresinde ince ve kaba dokunuşlu yeşil serpantinler küçük kütleler halinde bulunsalar da her yerde aynı kütlevi değildir. Bazı yerlerde uzaktan kütlevi gibi görünseler de yakından şistleşmiş oldukları anlaşılmaktadır. Kıyı masiflerinin denize bakan tarafındaki diklikler, yer yer ölü falezlidir (Ardel, 1949). Bu serinin inceleme sahası içerisinde görülen miktarı 0.4 km²'lik bir alandadır (Şekil 5). Serpantinitler açık yeşil, koyu yeşil, grimsi yeşil renkli ve nadiren sert, cilalı düzlemler oluştururlar. Çataklı olduğundan kolay parçalanmakta ve ayrışmaktadır. Zamanla alterasyona uğrayarak Krizotil, Lizardit ve Antigorit'i oluştururlar. Ofiyolitkkayalar ise ultrabaziktir. Bunlar, serpantin, radyolorit, kireçtaşı gibi karmaşık kayaçlardan meydana gelmişlerdir. Ofiyolitkkayalar hidrotasyon olayından etkilenerek yeşil renkli serpantine dönüşebildiklerinden yeşil kayaçlar olarak da bilinirler (Öz, 2003).

1.1.1.2. Gözlü Gnays, Metagranitoyit, Metamorfikkaya

Paleozoyik yaşlı seri, Kapıdağ Yarımadası'nın kuzeyinde Doğanlar ve Turanköy arasında 16.7 km²'lik bir sahada bulunmaktadır (Şekil 5). Gözlü gnays biyotit, muskovit, feldispat ve kuvarstan oluşur. İçerisindeki iri feldispat ve kuvars kristalleri bulunmasından dolayı bu adı almıştır. Beyaz minerallerin miktarı, koyu renk minerallerin miktarına eşit veya daha azdır (Evirgan, 1981). İri kristalli bir kayaçtır. Kayacı oluşturan minerallerden aynı olanlar bir araya gelerek tabakalar ya da zonlar halinde toplanmışlardır (Hoşgören, 2010; s: 96). Önceden bölgesel metamorfizmaya uğramış, meta-serpantinit dilimleri içeren meta-kırıntılı bir istif ve bu istifle yer yer arakatkılı meta-karbonat, metacort, metabazit ara seviyeleri metagranitoyidlerin yan kayaçlarını oluşturmaktadır. Bunlar en şiddetli bölgesel metamorfizma zonunu karakterize etmektedir (Erinç, 2002; s: 91).

1.1.1.3. Metagabro, Amfibolit, Metamorfikkaya

Bunlar bazalt-gabro gurubundan ultrabazik kayaların veya üst malzemelerinin metamorfizmaya uğraması sonuncunda oluşan metamorfik kayalardır. Kimyasal bileşimleri türedikleri malzemeye benzemekle birlikte, minerolojik bileşimleri ve yoğunlukları farklıdır. Amfibolit, bazaltik mağmanın gittikçe artan basıncın etkisiyle değişikliğe uğraması sonucunda oluşur (Erinç, 2002; s: 92). İçerisinde hornblend ve pljyoklas mineralleri bulunmaktadır. İnceleme sahasında Armutlu'nun kuzeybatısı, Narlı, Büyükkumla ve Esenköy çevresinde yeralan seri 10.1 km²'lik bir alan kaplamaktadır (Şekil 5). Sahasındaki amfibolitler, irili ufaklı granitik plutonlarla kesilmiş olup, gnaysik dokuya sahiptir. Amfibolitler yer yer granit çakılları içeren ve genellikle metagrovak, metakuvarsit ve sleytten oluşan bir metakırıntılı birim ile uyumsuz olarak bulunur. Yalova ve yakın civarındaki daha dar alanda genellikle Bakacak formasyonu ile Eosen yaşlı formasyonlar tarafından uyumsuz olarak örtülmüştür (Bozkurt ve Kurtuluş, 2009).

1.1.1.4. Metabazikkaya, Metamorfikkaya

Bozburun ve Esenköy arasındaki 34.3 km²'lik bir alanda kıyı ve kıyı gerisinde yer almaktadır (Şekil 5). Koyu renkli ve silis bakımından fakir, demir ve magnezyum bakımından ise daha zengin bir ekstrüsif kayadır. Bazıları camsı olurken, bazıları da ince tanelidir. Genellikle porfir dokusu göstermektedirler. Böyle durumlarda ince taneli bir hamur içerisinde olivin, ojit ve plajyoklas fenokristalleri yer almaktadır. Bazalt akıntılarının yüzeyi genellikle süngerimsidir. Boşlukları ise çoğunlukla kalsit, klorit, zeolit mineralleri gibi mineraller tarafından doldurulmuştur (Erinç, 2002, 87-93)

1.1.1.5. Mermer, Metamorfikkya

Bozburun ve Esence arasındaki metagabro ve amfibolitler arasında yer yer bulunan seri yaklaşık 1 km²'lik bir alana yayılmıştır (Şekil 5). Paleozoyik yaşlı istif içerisindeki mermer, kalker ya da dolomitlerin kontak veya bölgesel metamorfizmaya uğramaları sonucunda meydana gelmişlerdir. Diğer kayaçlardan iri unsurlu olmalarıyla ayrılmaktadır. Saf olanları beyaz renkte olurken, katışık maddelerden oluşanlar farklı renklerde olabilmektedir. Siyah mermerler bütümlü maddeler içermektedir. Diopsit, hornblend, serpantin ve talk mermere yeşil renk veren unsurlardır. Kırmızı olanlar hematit, kahverengi olanlar ise limonite bağlı olarak renklenmişlerdir. Mermerler çok yoğun ve geçirimli kayaçlar olduklarından suda eriyebilme özelliğine sahiptirler. Bu nedenle diğer şartların da elverişli olduğu durumlarda üzerlerinde karstik şekiller oluşabilmektedir. Topoğrafya yüzeyinde eğimli ve yüksek sahaların oluşmasında etkilidirler (Hoşgören, 2010; s: 97).

1.1.1.6. Kuvarsit, Kuvars, Şist, Metamorfikaya

Aşındırıcı etmen ve süreçlere karşı yüksek direnç gösterdikleri için çevrelerindeki litolojik istiflere göre yüksek rölyef teşkil etmektedirler. Bu nedenle inceleme sahasında yüksek kesimlerde yayılım göstermektedirler. Renkleri, kızıl, sarı

ve kavuniçidir. Çeşitli kuvars, feldispat, metamorfik ve mağmatik kayaç parçalarından oluşmuşlardır. Ortalama tane büyüklüğü 1-3 mm olup, daha büyük ve daha küçük çapta olabilmektedir. Tanelerin küçük boyutlu ve silisli çimento ile bağlı olması, bu istifin dirençli ve geçirimsiz özellik göstermesini sağlamıştır. Kayacın içerisindeki silisin dış etmen ve süreçler tarafından uzaklaştırıldığı yerlerde yerşekilleri aşındırmanın etkisiyle hızla ortadan kaldırılmaktadır (Ekinci, 2004). Taneleri birbirine silisli çimento ile bağlı olan sert ve sıkı dokulu kuvarsitler inceleme sahasının doğu bölümünü oluşturan Gemlik Körfezi'nin kuzeyindeki Kapaklı ve Narlı yerleşmeleri arasında 2.5 km²'lik bir sahada görülmektedir. Bu kesimde yüksek ve daha eğimli falez gibi yerşekillerinin oluşmasında etkili olmuşlardır (Şekil 5).

1.1.1.7. Gnays, Mikaşist, Metamorfikkaya

Asıl unsurları kuvars, mika ve feldispattan meydana gelen gnaysların kimyasal bileşimleri granit ile aynıdır. Granitten çıplak gözle ya da mikroskopla bakıldığında unsurların belli doğrultuda dizilmiş olması ile ayrılır. Kristal boyları iri ile orta arasında değişmektedir. Koyu ve açık renkli bantlar halindedir. Bu serideki mikaşistler ince levhalar halinde kolayca ayrılabilen sulu alüminyum silikat minerallidir (Erinç, 2002). Bu seriyi oluşturan kayaçlar geniş aflörmanlar halinde görülmekle birlikte, genellikle birkaç metrelik tabakalar halinde ardalanmalı olarak bulunurlar. Paleozoyik seri inceleme sahasında, Kapıdağ Yarımadası'nın kuzeyinde Doğanlar, Turanköy, Ormanlı, Kocaburgaz ve Kestanelik köyleri ve çevresinde 33.8 km²'lik bir sahada yeralmaktadır (Şekil 5).

1.1.1.8. Şist, Metamorfikkaya

Paleozoyik şist, metamorfikkaya serisi inceleme sahasında Yalova-Samanlı çevresi ile Biga-Değirmencik köyü çevresindeki 2.1 km²'lik bir sahada yer almaktadır (Şekil 5; Foto 1). Kimyasal bileşeni kile benzeyen bu kayaçlar, yapraklar ve levhalar halinde bulunduğundan kolayca parçalanırlar. İçlerinde kalker,

organizma kalıntıları, silis, mika ve kömür bulunmaktadır (Hoşgören, 2010; s: 86). Büyük bir kısmı muskovit, klorit, talk ve biotit gibi basıklaşmış minerallerden oluşmuştur. Feldispat ve kuvars gnayslardan olduğu için daha azdır. Minerallerin basık ve genellikle çok kıvrımlı olması şistlerin her yönde aynı olmayan bir basınç altında olduğunu göstermektedir. Mineralojik özellikleri ile minerallerin yüksek oranda su içermesine bakılırsa, daha düşük sıcaklık ve basınçlar altında gelmişlerdir (Erinç, 2002; s: 27-39).

Foto 1: Değirmencik Köyü Güneyi ile Kemer Köyü Kuzeydoğusundaki Paleozoyik Şistler ve Üzerlerindeki Deformasyonlar (Şencan, 2007).

1.1.1.9. Migmatit, Gnays, Metamorfikkaya

Paleozoyik yaşlı istif, Gemlik'in kuzeydoğusunda yaklaşık 2 km²'lik bir sahada bulunmaktadır (Şekil 5). Bunlar yüksek dereceli metamorfizma sonucunda oluşan orta ve iri kristalli metamorfik kayaçlardır. Şerit görünümleriyle ayrıt edilebilirler. İçerisinde kuvars, feldispat ve mika mineralleri bulunmaktadır. İstif

içerisindeki migmatit kayaçlar, tortul katmanların arasına magmanın girmesi sonucundaki değişime bağlı olarak meydana gelmiştir. Metamorfizma sırasında ısı ve basınç çok yüksekse kayaçtaki değişimler de büyük olur. Ancak, bu sırada metamorfizmanın sona ermesiyle koyu renkli mineraller erimeden kalmaktadır. Erimiş açık renkli minerallerin, erimemiş koyu renkli mineraller arasında girmesiyle yarı erimiş, yarı erimemiş metamorfikler (migmatit) oluşmaktadır. Bunların mineral bileşimleri ganystan pek farklı değildir. (Hoşgören, 2010; s: 95-96).

1.1.1.10. Metakırıntılıkaya, Metamorfikkaya

Paleozoyik yaşlı metakırıntılı kaya serisi, Esenköy'ün güneydoğusunda 0.5 km²'lik bir alan kaplamaktadır (Şekil 5). İstif, metakırıntılıkayalar ve içlerinde ufaklı bloklar halinde ve düzensiz olarak saçılan kireçtaşı bloklarından oluşmuştur. Litolojik özelliğine göre mor renkten bej renge kadar değişik renklerde bulunmaktadır (Ercan vd., 1990).

1.1.1.11. Metagranitoyit, Metamorfikkaya

Paleozoyik yaşlı istif, Narlı ve Büyükkumla çevresindeki metagabro, amfibolitler arasında 1.8 km²'lik bir sahada bulunmaktadır (Şekil 5). İstif granitten diyorite kadar değişen bir mineralojik bileşlim sergiler. Genellikle taneli, ince taneli porfirik ve mikropegmatitik dokular gösteren metagranitoyitin içerisinde ana mineral olarak kuvars, ortoklas, plajiyoklas, hornblend ve biyotit bulunmaktadır. Granitoyid içerisinde genellikle plajiyoklaslar normal zonlanmalı olup, bu oran asit gruplara doğru artmaktadır (Erinç, 2002).

1.1.1.12. Kireçtaşı, Şelf, Çökelkaya

Paleozoyik yaşlı istif, Eğerce ve Altıntaş'ın güneyinde yaklaşık 0.3 km²'lik bir alanda yer yer dağılmış bir halde bulunmaktadır (Şekil 5). Derinlik, dalga ve akıntı gibi etkilere göre farklı özellikler gösterirler. Dalga ve akıntı etkilerinin zayıf olduğu durumlarda ince kumlu, milli ve killi unsurludur. Paleosen yaşlı bu istif,

paleosen volkanit çökelkayalar üzerinde ya da çevresinde izlenir. Derinlik, dalga ve akıntı gibi etkilere göre farklı özellikler gösterirler. Dalga, akıntı ve karasal etkilerinin zayıf olduğu durumlarda ince kumlu, milli ve killi unsurludur. Paleozoyik yaşlı bu istif, paleozoyik metagranitoyitik metamorfik kayalar üzerinde ya da çevresinde izlenir (Erinç, 2002; s: 70-80)

1.1.2. Mesozoyik

Paleozoyik istiflerinin üzerinde Üst Kretase ve Alt Paleosen'e ait; Kumtaş, Çamurtaş, Kireçtaş, Şelf Çökelkaya; Üst kretaseye ait, Metakumtaş, Metaçakıltaş, Metapelit, Metamorfikkaya: Kireçtaşı, Şelf Çökelkaya; Volkanit Çökelkaya; Fiyolitikkaya; Melanj, Ofiyolitikaya; Üst Kretase (Senomaniyen) yaşlı, Kireçtaşı, Şelf Çökelkaya; Üst Kretase (Senoniyen) yaşlı, Kireçtaşı, Şelf Çökelkaya; Triyas'a ait, Metakırıntılıkaya, Metamorfikkaya; Metavolkanit, Metamorfikkaya; Mermer, Metamorfikkaya; Şist, Kalşist, Metamorfikkaya; Şist, Metamorfikkaya istifleri yer alır.

İnceleme sahasında Kretase ve Triyas yaşındaki istiflerin varlığı, sahanın özellikle Kretase devrinde önemli hareketler geçirdiğini ve transgresyonlara uğradığını göstermektedir. Bu dönemde meydana gelen tektonik hareketlerle birlikte volkanik faaliyetler de etkisini artırmıştır. Volkanizma Sanomaniyen (Üst Kretase)'de başlamış ve Orta Eosen'e kadar sürmüştür. Volkanitler, zaman zaman çökel kaya istifleriyle ara tabakalı olarak bu istifleri keserken, zaman zamanda de lav akıntıları ve dayklar şeklinde istifleri kesmiş olarak bulunurlar. Volkanizma ve çökelkaya istifleri arasında da sıkı bir ilişki bulunmaktadır. Çökelmelerin olduğu sırada volkanik ürünler de taşınarak çökellerde ardalanmalı kaya istifleri meydana getirmiştir. Genellikle çatlaklı olarak bulunan volkanik istiflerin ayrışamayan kısımları basınca karşı dayanıklıdır. Volkanik malzemenin dışında kumtaşı, kireçtaşı gibi oluşukların ise minerolojik kompozisyonuna göre dirençleri değişmektedir. Çimento ya da matrikslerin kimyasal bileşimleri kayaların bileşimlerine etki yapar. Örneğin, çimentosu ve matriksi silis olan kayaçlar dirençli olurken, karbonat veya

killi kayaçlar kimyasal ayrışmaya karaşı güçlü olamadıklarından dirençiz olurlar (Erinç, 2002; s: 70-70; Hoşgören 2010; s: 87-93; Ekinci, 2004).

İnceleme sahasındaki metamorfik topluluklar Mudanya'dan başlayarak batıya doğru, Bandırma, Kapıdağ, Marmara Adası, Gönen doğusu ve Karabiga bölgelerinde mosta vermekte ve genel olarak faylarla sınırlandırılmış yüksek alanları meydana getirmektedir. Bu kesimlerde Karakaya Komleksine ait birimler en yaygın litolojileri oluşturmaktadır.

1.1.2.1. Şist, Metamorfikkaya

Triyas yaşlı bu kayaçlar inceleme sahasında, Kirazlı, Kemer, Değirmencik, Aksaz, Edincik, Çalışkanlar, Kapıdağ Yarımadası'nda Erdek, Narlıköy, İlhanköy, Kestanelik, Tatlısu ve çevresi, Paşalimanı, Bandırma, Yenice, Kurşunlu çevresinde, Eğerce'nin batısında, Kapaklı ve Büyükkumla kıyılarında toplam 200.8 km²'lik bir sahada görülmektedir (Şekil 5). Şistler kimyasal bileşimleri yönüyle kile benzemektedirler. İçlerinde organizma kalıntıları, kalker, silis ve kömür bulunan bu kayaçlar yapraklar halinde olduklarından kolay parçalanırlar. Metamorfik şistler kristalen yapıdadırlar. Bu yapı, ince minerallerin kayaç içerisinde birbirine paralel bir şekilde dizilmesiyle meydana gelmiştir. (Erinç, 2002; s: 92; Hoşgören, 2010; s: 93-102).

1.1.2.2. Şist, Kalşist, Metamorfikkaya

Triyas'a ait kayaçlar Kirazlı'nın güneyinde 0.5 km²'lik bir yer almaktadır (Şekil 5). Kalsitler genellikle beyaz ya da renksizdir. Yarı saydam olan bu kayaçlar birbirini verev kesen üç klivaj yüzeyi ve bunun sonucu olan rombik yüzeylere sahiptir. Şistlerin kimyasal bileşimleri kile benzer. Bunlar yapraklar halinde bulunurlar. İçlerinde organizma kalıntıları, kalker, silis, mika da bulunabilmektedir. İnce levhalı olduklarından kolayca parçalanabilme özelliğindedirler (Erinç, 2002; s: 92; Hoşgören, 2010; s: 93-102).

1.1.2.3. Mermer, Metamorfikkaya

Triyas yaşlı kayaçlar, Kemer, Değirmencik ve Aksaz, Edincik, Çalışkanlar, Erdek, Narlıköy, Bandırma, Kurşunlu, Gemlik'in kuzeybatısı çevresindeki şistler arasında toplam 45.9 km²'lik bir alanda bulunmaktadır (Şekil 5). Kalker ya da dolomitlerin kontak veya bölgesel metamorfizmaya uğramaları sonucunda meydana gelmişlerdir. Metamorfizma esnasında kireçtaşları yeniden kristalleştiğinden, yeni yapı kazanır ve içlerinde yeni mineraller oluşur (grena, muskovit vb.). Bileşimleri kalsiyum karbonat ve nadiren kalsiyum ve magnezyum karbonattır. İçinde az miktarda silis, silikat, feldispat, demiroksit, manganoksit, pirit, mika, flüorit ve organik maddelerde bulunur. Diğer kayaçlardan iri unsurlu olmalarıyla ayrılmaktadır. Saf olanları beyaz renkte olurken, katışık maddelerden oluşanlar farklı renklerde olabilmektedir. Siyah mermerler bütümlü maddeler içermektedir. Diopsit, hornblend, serpantin ve talk mermere yeşil renk veren unsurlardır. Kırmızı olanlar hematit, kahverengi olanlar ise limonite bağlı olarak renklenmişlerdir. Mermerler çok yoğun ve geçirimli kayaçlar olduklarından suda eriyebilme özelliğine sahiptirler. Bu nedenle diğer şartların da elverişli olduğu durumlarda üzerlerinde karstik şekiller oluşabilmektedir. Topoğrafya yüzeyinde eğimli ve yüksek sahaların oluşmasında etkilidirler (Erinç, 2002; s: 92; Hoşgören, 2010; s: 97).

1.1.2.4. Metavolkanit, Metamorfikkaya

Triyas'a ait kayaçlar, Büyükkumla'nın kuzeyinde, Gemlik'in güneyinde ve Şevketiye'nin güneyinde ve güneydoğusunda 3.6 km ²'lik bir alanda bulunmaktadır (Şekil 5). Gnays ve şist serileri arasında bulunan bu kayaçların kalınlığı 20-25 m'den birkaç km'ye kadar değişebilmektedir. Mor, grimsi ve gri renklerdeki kayaçlar sert ve masiftirler. Metavolkanitler yaygın olarak, kalınlıkları birkaç milimetreden metreye kadar değişen feldispat kuvars, muskovit ve turmalinden oluşan pegmatitik damarlarla kesilmektedir. Metavolkanitlerin arazideki belirgin özelliği, bol miktarda piroksen ve anortitçe zengin olan ve homfelstik doku gösteren, yaşlı daykları içermeleridir (Candan ve Kun, 1991). İnceleme sahasında özelikle Armutlu

Yarımadası'nın temel kayalarını Pamukova metamorfitleri oluşturmaktadır. Amfibolit, amfibol şist, granit, metavolkanit, metagrovak, metakuvarsit ve fillitten oluşan metamorfitler zaman zaman aplit, pegmatit ve kuvars damarlarıyla kesilmiştir.

1.1.2.5. Metakırıntılıkaya, Metamorfikkaya

Triyas yaşlı kayaç istifi, Eğerce kıyıları ve güneyi, Altıntaş ve Burgaz çevresi 19.9 km²'lik alanda yer almaktadır (Şekil 5). İstif, metakırıntılı kayalar ve içlerinde ufaklı bloklar halinde ve düzensiz olarak saçılan kireçtaşı bloklarından oluşmuştur. Litolojik özelliğine göre mor renkten bej renge kadar değişik renklerde oluşmuştur (Ercan vd., 1990).

1.1.2.6. Kireçtaşı, Şelf Çökelkaya

Üst Kretase (Senoniyen) yaşlı seri, Gemlik'in kuzeyinde yaklaşık 0.3 km²'lik bir sahada yeralmaktadır (Şekil 5). Derinlik, dalga ve akıntı gibi etkilere göre farklı özellikler gösterirler. Dalga ve akıntı etkilerinin zayıf olduğu durumlarda ince kumlu, milli ve killi unsurludur. Üst kretase yaşlı bu istif, Paleosen Üst Kretase Triyas yaşlı metakırıntılı kaya üzerinde ya da çevresinde izlenir (Erinç, 2002; s: 40-45).

1.1.2.7. Melanj, Ofiyolitikaya

Üst Kretase yaşlı kaya istifi, Karabiga ve güneyinde 2.4 km²'lik sahada oluşmuştur (Şekil 5; Foto 2). Bu kayaçlar genellikle granüler dokuda ve ferromagnezyumlu minerallerden meydana gelmiştir. Renkleri koyu ve içerisinde feldispat bulunmaz. Horblenit, piroksenit ve peridotit türleri de bulunmaktadır. Maden cevheri bakımından zengindirler. Demir, magnezyum, nikel platin, krom gibi madenler içermektedirler. Deniz dibi yayılması sonucunda meydana gelmişlerdir. Hidratasyon olayından etkilendiklerinden renkleri yeşildir (Hoşgören, 2010; s: 74).

Foto 2: Çınar Dere Boğaz Vadisi Doğu Yamaçlarındaki Melanjlar (Şencan, 2007).

1.1.2.8. Ofiyolitikkaya

Mezozoyik yaşlı kayaç, Gemlik ile Büyükkumla arasındaki 0.9 km²'lik kıyı alanında bulunmaktadır (Şekil 5). Bunlar, deniz dibi yayılması sonucunda oluşmuş kayaçlardır. Hidrotasyon olayından etkilenerek yeşil renkli serpantine dönüşebildiklerinden yeşil kayaçlar olarak da bilinirler. Hemen hemen tüm ofiyolitlerin tabanında, ofiyolitin okyanus litosferinden sıyrılması sırasında oluşan, ofiyolit tabanı metamorfitleri yer almaktadır. Ofiyolit-tabanı metamorfizması ise okyanus içi bindirmesi sırasında ortaya çıkan sürtünme ısısı ve sıcak ofiyolit dilimin alta doğru ilettiği ısı sonucunda gelişir. Bu tip metamorfik kayalarda ısı üstten alta doğru iletildiğinden, metamorfizma derecesi istifin üstüne doğru artmaktadır. Deniz içinde gelişen bu metamorfizmaya uğramış olan kayalar okyanus ya da deniz kabuğu istiflerini oluştururlar (Hoşgören, 2010; s: 74).

1.1.2.9. Volkanit Çökelkaya, Şelf Çökelkaya

Kretase yaşlı kaya istifi, Yalova'nın batısındaki Kocadere ve güneyinde, Çınarcık'ın güneybasında, Kapaklı kıyısında 8.5 km²'lik bir alanda yer almaktadır (Şekil 5). Volkanik kayaçlar spilitleşmiş bazalt, bazalt, andezit, bazaltik andezit, trakiandezit, dasit ve riyolit türde lav, aglomera ve tüfler şeklindedir. Lavlar çoğunlukla andezit ve bazaltik andezit türlerindedir. Denizaltı volkanizması özellikleri taşıyan Kretase yaşlı volkanitlerde en yaygın bulunan ve ileri derecede bozulma gösteren andezitik lavların bileşimini plajiyoklaz, daha az olarak da hornblend, biyotit, ojit ve opak mineraller oluşmuştur. Andezitik lavlar porfirik, hyaloporfirik ve pilotaksitik dokudadır (Ercan, 1998).

1.1.2.10. Kireçtaşı, şelf Çökelkaya

Kretase yaşlı istif, Altıntaş ve Kurşunlu kıyısında ve çevresinde 12.4 km²'lik alanda oluşmuştur (Şekil 5). Derinlik, dalga ve akıntı gibi etkilere göre farklı özellikler gösterirler. Dalga ve akıntı etkilerinin zayıf olduğu durumlarda ince kumlu, milli ve killi unsurludur. Kretase yaşlı bu istif, Kretase yaşlı volkanit çökelkayalar üzerinde ya da çevresinde izlenir (Hoşgören, 2010; s: 75-79).

1.1.2.11. Metakumtaşı, Metaçakıltaşı, Metapelit, Metamorfikkaya

Üst Kretase yaşlı istif, Gemlik ve Küçükkumla arası kıyı ve çevresindeki 8.7 km²'lik alanda yeralmaktadır (Şekil 5). İstif, metakumtaşı, metaçakıltaşı ve metapelit (sleyt, fillit, şist), seviyeleri ile ardalanmalı ve oldukça deforme yeşil renkli yer yer tabakalanmalı kalın metamorfik kayaçlardan oluşmaktadır. Bu istif genellikle sığ deniz ortamının hâkim olduğu çökel istifi özelliğindedir (Ekinci, 2004). Birimin egemen litolojisini oluşturan kumtaşları sarı-kahve ve yeşil renkli olup, bol miktarda metamorfik ve volkanik kayaç parçaları içermektedir. Metakumtaşlarının bileşenlerini kuvars, plajiyoklaz, ortoklaz, serizit/muskovit, biyotit, kalsit, kayaç parçaları ve opak mineraller oluşturmaktadır. Blastopsamitik (metakumtaşı) dokulu,

kötü boylanmalı bu kayaçlarda mikroyönlenme ve fillosilikatça (levha silikatları) zengin seviyelerde sleyt dilinimi gözlenmektedir. Bağlayıcı malzemesini ise büyük ölçüde fillosilikat matriks ve daha az kalsit çimento oluşturmaktadır. İçerisinde yer yer bazalt, kuvarsit ve şist kayaç parçaları da bulunmaktadır (Tetiker vd., 2009).

1.1.2.12. Kumtaşı, Çamurtaşı, Kireçtaşı, Şelf Çökelkaya

Üst Kretase-Alt Paleosen yaşlı bu istif, Altıntaş ve güneyi, Bozburun çevresinde 3.4 km²'lik bir sahada yer almaktadır (Şekil 5). İstif, kum boyutundaki klastlar ile daha küçük boyuttaki malzemelerden oluşan bir hamurdan ve kimyasal olarak çökelmiş bağlayıcı bir çimentodan meydana gelmiştir. İçerisindeki tanelerin çoğunluğu kuvarstan, hamur ise genellikle kil ya da mil boyutundaki klastik unsurlardan oluşur Ancak, çimento değişik kimyasal bileşenlerden meydana gelebilir. Bununla birlikte bağlayıcı bir hamur ve çimentodan meydana gelmeyen kumtaşları kolayca ufalanır ve aşınır. Kalsit ve demiroksit ile çimentolaşmış kumtaşları daha dirençlidir. Aşınmaya karşı en dirençlileri ise taneleri silisli bir hamur ve çimento ile bağlanmış olanlarıdır. Bunlar morfolojik olarak daha belirgin şekiller meydana getirirler. Bu istif içerisinde yoğun kireçtaşı izlenmesine karşın, katışıksız kireçtaşı azdır. Detritik (klastik/kırıntılı) olanların seviyeleri iyi çimentolanmamış olup hava ile temasa geçtiğinde dağılgandır. Çimentosu karbonat olan kumtaşları, genellikle aşındırıcı güçlere ve özellikle de suya karşı direnci her zaman güvenilir değildir. Çamurtaşları, genel olarak kil minerallerinden oluşmuştur. Ancak, az miktarda silt boyunda kuvars ve damarcıklar halinde kalsit içermektedir (Erinç, 2002; 53-70).

1.1.3. Senozoyik

Senozoyik, altta Paleosen'e ait Volkanit Çökelkaya, Karasal Şelf Çökelkaya; Kireçtaşı, Şelf Çökelkaya; Granit, Derinlikkaya; Eosen yaşlı, Volkanit Çökelkaya, karasal Şelf Çökelkaya; Granodiyorit, Derinlikkaya; Andezit, Proklastikkaya, Karasal Şelf Volkanikkaya; Eosen Andezit, Tüf, Karasal Çökelkaya; Üst Eosen yaşlı,

Volkanit Çökelkaya, Şelf Çökelkaya; Kireçtaşı, Şelf Çökelkaya; Alt Miyosen yaşlı, Andezit, Karasal Volkanikkaya; Miyosen, Kumtaşı, Çamurtaşı, Karasl Çökelkaya; Kumtaşı, Çamurtaşı, Karasal Çökelkaya; Ortada Neojen'e ait, Çakıltaşı, Kumtaşı, Çamurtaşı, Karasal Çökelkaya; Orta Miyosen yaşlı Karasal Çökelkaya; Üst Miyosen yaşlı, Kumtaşı, Çamurtaşı, Kireçtaşı, Karasal Çökelkaya; Çakıltaşı, Kumtaşı, Kireçtaşı, Karasal Çökelkaya; Çakıltaşı, Karasal Çökelkaya ve en üstte Kuvarterner yaşlı, Çakıltaşı, Kumtaşı, Çamurtaşı, Karasal Çökelkaya; Plaj, Karasal Çökelkaya; Alüvyon, Karasal Çökelkaya istifleri tarafından temsil edilmektedir.

Senozoyik arazi, Paleosen'in sedimenter kayaçları, Eosen'in volkanik ve sedimenter kayaçları, Nojen çökellerinden meydana gelmektedir. Eosen arazilerini aktif volkanizmanın sonucunda ortaya çıkan volkanitler ve volkanitlerden türeyen detritiklerin oluşturduğu sığ deniz çökelleri temsil etmektedir. Eosen istiflerin karekterine göre, denizin Paleosen'de çekildiği ve Eosen başlarında ise sahanın trangresyonla tekrar deniz istilasına uğradığı düşünülmektedir. İnceleme sahasında genel olarak konglemera, kumtaşı, marn ve kireçtaşlarından oluşan Neojen arazisi kendisinden daha yaşlı formasyonlar üzerinde diskordan olarak gelmektedir. İnceleme sahasının en genç birimleri ise Kuvarterner'e ait alüvyonlar ve gölsel çökeller tarafından temsil edilmektedir. Genellikle kum, çakıl ve bloklardan meydana gelen alüvyonlar inceleme sahası kıyılarındaki delta ovalarının dolgularını oluşturmaktadır.

Tersiyer'e ait Miyosen-Pliyosen yaşlı dasit, andezit, riyolit ve tüfler inceleme sahasında geniş alan kaplamaktadır. Biga'nın güneyinden başlayan ve Biga Çayı'nın batısına kadar devam eden Eosen yaşlı kumlu kireçtaşlarıyla yan yana bulunan formasyonlar yer almaktadır. Kumtaşları açık kahverengi, açık gri olup, andezit ve kuvars tanelerinden oluşmuştur. Bunlar gevşek tutturulmuş bir yapıdadır. Marn ve killi kireçtaşları açık sarı ve yumuşaktır.

Gönen Çayı'nın doğu ve batısında karasal Neojen depoları geniş yer kaplamaktadır. Bunlar marn, kil, kum, kumtaşı ve konglemeralardan oluşmuştur. Alt seride ise Miyosen'e ait kalker, kil ve marn, üstte ise Pliyosen yaşlı kum, killi kum, kumtaşı ve konglemeralar yer almaktadır. Sahada Biga, Gümüşçay ve Tahirova

dolaylarında Pleyistosen yaşlı birimler geniş bir alanda bulunmaktadır. Kil, sit, kum ve çeşitli ebatlardaki çakıllardan oluşan taban dolgusu alüvyal seki düzlüklerini oluşturmaktadır. Alüvyon kalınlığı ise Tahirova'da 15-20 m, Biga ve Karabiga ovalarında 50-80 m, Biga Çayı vadisinde ise 10-50 m kalınlığında bir alüvyal tabaka bulunmakatadır. Gönen ve Biga çaylarının denize dökülme sahalarında Holosen'e ait alüvyal kumlar yer almaktadır (Efe, 1986). Alüvyonlar akarsuların taşıyıp biriktirdikleri silt, kil ve çakıllardan meydana gelmiştir. Kıyı boyunca oluşan kumlar ise dalgalar ve rüzgârlar tarafından oluşturulmuşlardır.

1.1.3.1. Volkanit Çökelkaya, Karasal Şelf Çökelkaya

Paleosen yaşlı istif, Kumsaz ve Gemlik arasında 20.6 km²'lik sahada yer almaktadır (Şekil 5). Volkanik kayalar, egemen olarak andezit-latit türü lav ve bunların piroklastiklerinden oluşmuştur. Ayrıca, yer yer dasit, riyolit, traki-bazalt lavları da gözlenir. Tutturulmamış volkanik ve çökel kaya çakılları ise kum, silt ve çamurdan oluşmuştur (Ercan vd., 1990)

1.1.3.2. Kireçtaşı, Şelf Çökelkaya

Paleosen yaşlı istif, inceleme sahasında Mudanya-Altıntaş'ın güneyinde 0.3 km²'lik bir alanda oluşmuştur (Şekil 5). Deniz içerisinde birikmelerinden dolayı deniz fasiyeslidirler. Derinlik, dalga ve akıntı gibi etkilere göre farklı özellikler gösterirler. Dalga ve akıntı etkilerinin zayıf olduğu durumlarda ince kumlu, milli ve killi unsurludur. Paleosen yaşlı bu istif, Paleosen yaşlı volkanit çökelkayalar üzerinde ya da çevresinde izlenir (Erinç, 2002; s: 53-70).

1.1.3.3. Granit, Derinlikkaya

Biga Yarımadası'nda Karabiga-Aksaz arasındaki kıyı kuşağı ile Kapıdağ Yarımadası'nda Aşağıyapıcı, Tatlısu, Ocaklar, İlhanköy kıyıları ve Armutlu-Bozburun arasında toplam 112 km²'lik bir alanda yayılmış olarak bulunan Paleosen yaşlı bu istif, petrografik olarak holokristalen (tümü kristalli doku) özelliktedir (Şekil

5). İçerisindeki mineraller iç ve dış etkiler sonucunda ayrışır ve kaolinize olurlar. Genellikle açı renk (açık gri, beyaz ve pembemsi) hâkimdir. Çıplak gözle bakıldığında içerisinde bol miktarda feldispat ve kuvars görülür. Ortalama % 5-20 kuvars içerir. Kuvars oranın azlığı ve plajioklas mineralleriinin varlığı aşınıma karşı direnci kısmen direnci azalttığından orta derecede dirençli kayaçlardan olmuştur. Damar kayaçları olarak görülen granitlerde, Armutlu-Bozburun arasında olduğu gibi hidrotermal etkiler sonucu içerisindeki mineraller bozularak yeniden kristallenmeler meydana gelebilmektedir (Erinç, 2002; s: 33). İçerisindeki kuvars mineralleri parçalanma, amfiboller ise kloritleşme gösterirler. Mikalarda bükülmelerin olması milonitleşme, bu alandaki granit bölgesinin oldukça hareketli olduğunu göstermektedir. Tektonik ve mağmatik hareketler günümüze kadar granit kuşağını deformasyona uğratmıştır. Bu deformasyonlar sonucunda ortaya çıkan çatlaklar kayacın geçirimsiz yapısını bozarak orta derecede geçirimli olmasına neden olmuştur (Ekinci, 2004). Armutlu Yarımadası'nda yer alan granitler yapı olarak ufak taneli, kalk-alkali özellikli ve iri taneli ortoklas, horblend ve biyotitten oluşmuştur.

1.1.3.4. Volkanit Çökelkaya, Karasal Şelf Çökelkaya

Eosen yaşlı istif, Çınarcık'ın batısındaki Kocadere ile Esenköy arasında ve Şevketiye'nin batısındaki Adatepe kıyısında 20.6 km²'lik bir alan kaplamaktadır (Şekil 5).Volkanit çökelkayalar çoğunlukla andezit-latit türü lav ve bunların piroklastiklerinden oluşmuştur. Karasal şelf çökelkayalar, dalga ve akıntıların etkileri hafif ince çakıllı, klastik ya da biyoklastik malzemenin yaygın olduğu kayaçlardır. Çakılların basıklığı fazladır. Boyut ve bileşimleri yönüyle fluvyal kumlardan daha iyi elenmiştir. Çakıl, kum, mil ara tabakaları vardır. Tabakaların alansal yayılışları genellikle geniştir. Volkanik sahalarda lav ya da proklastik maddelerden oluşurlar.

1.1.3.4. Granodiyorit, Derinlikkaya

Bunlar granit ile diorit arasındaki kayalardır. Alkalin ve asit feldispatların varlığı ile kendini göstermaktedir. İçerisinde plajioklas feldispatlar hâkim

durumdadır. Biotit, hornmlend ve ojid ise içerisindeki diğer minerallerdir. Kuvars miktarı kayanın hacminin % 5'inden fazladır. Granitten daha koyu renklidir. Koyu renk minerallerin fazla olmasından dolayı renk gri ile koyu gri arasında değişmekle birlikte bazıları yeşilimsi ya da gri-pembe ve pembe renklidir Petrografik olarak holokristalen kayaçlardandır (Erinç, 2002; s: 38). Asit mağma kökenli ve Eosen yaşlı bu taşlara, Karabiga, Kapaklı ve Fıstıklı arası ile Esenköy'ün güneyinde 19.3 km²'lik alanda rastlanmaktadır (Şekil 5; Foto 3).

Foto 3: Karabiga Kıyılarındaki Granodiyoritler ve Üzerindeki Yarıntılar

1.1.3.5. Andezit, Proklastikkaya, Karasal Şelf Volkanikkaya

Eosen yaşlı istif, Mudanya'nın güneyi ve batısı ile Eğerce'nin doğusunda yaklaşık 15 km²'lik bir alanda görülmektedir (Şekil 5). İstif içerisindeki andezitler genellikle pembe, yeşil ve gri renkli bir çimento içerisinde beyaz renkli plajiyoklas, hornblen ve biyotit kristallerinden meydana gelen bir kayaç özelliğindedir. Kırılma yüzeyi pürtülü iken taze yüzeyinin tonu daha koyudur. Andezitik lavlar akışkan özellik gösterdiklerinden çokgen soğuma eksenleri göstermektedirler. Bu lavlar petrografik olarak porfirik hyalopilitik-İntersertal dokuda olup, genellikle magmanın yeryüzüne ani çıkışı sonrasında hızlı bir şekilde soğuması ile oluşan volkanik cam ve plajiyoklas mikrolitlerinden bir hamur maddesi içerisinde bulunan plajiyoklas

(andezin, labrador, sanidin, albit), piroksen (egrinojit, egrinofit), hornblend, biyotit, az kuvars, fenokristalllerden oluşmuştur. Plajiyoklaslarda, killeşme, kloritleşme, zeolitleşme, karbonatlaşma, limonitleşmeler de görülebilmektedir. Plajiyoklaslar, genellikle andezin daha az oligoklas ve labrador türde bulunmaktadır. Ojitler az ve bir kısmı da idiomorf olup, üralitleşme ve epidorlaşma gösterirler (Ekinci, 2004). Proklastik kayalar ise, doğrudan patlamalı volkanik aktiviteyle magma veya kayanın parçalanması sonucu oluşmaktadırlar. Bunlar, patlama ile kırıklanmanın çok etkili olduğu durumda çökelebilirler. Piroklastik çökellerin çok kısa bir sürede yerleşmesi nedeniyle hidrolik boylanma bu kayaçlar üzerinde etkili değildir. Piroklastik kırıntılar doğrudan volkanik yollarla oluşmuşlardır. Bunlardaki cam ve kristal arasındaki bağ yeterince güçlü olduğu için, piroklastik akıntılarla taşınma, nehir ortamı, kumul ve deniz kıyısının aşındırıcı etkisinde bile cam kabuk sağlam kalabilmektedir (Ergül, 2001).

1.1.3.6. Andezit, Tüf, Karasal Çökelkaya

Eosen yaşlı istif, Şevketiye'nin güneyinde yaklaşık 1 km²'lik alanda yer almaktadır (Şekil 5; Foto 4). Bu istif içerisinde yer alan tüf, yapı özellikleri andezit, proklastikkaya, karasal şelf volkanik kaya istifinde açıklanan andezite göre katmanları hava ile temasta dağılgan özelliktedir. Tamamıyla çimentolanmamış ve diyajeneze uğramamış olduğundan boşluklu, hafif ve pekişmesi de oldukça zayıftır. Bu yüzden zayıf dirençli ve orta geçirimli yapı özelliğindedir. Rengi tüflerin baskın olduğu sahalarda kirli sarı, açık sarı, kızıl konglomera seviyelerinin egemen olduğu yerlerde gri, kül, renginde olurken, kumlu seviyelerin olduğu kesimlerde ise yeşil, haki renklidir. Tüflü seviye içerisinde blok boyutunda volkanik ve tortul elitolitlerin yer alması, istifin oluşumu sırasında hızlı bir sedimantasyonun varlığını göstermektedir. Katmanlanma, tüflü seviyelerde ince ile masif arasında değişirken, kumlu seviyelerde ince orta katmanlı arasında değişmektedir. İstifin andezitler ile olan ilişkisi, tüflü seviyelerin aşamalı olarak artması ile gerçekleşmiştir. İki istif arasında tedrici geçiş olmuştur (Ekinci, 2004; Erinç, 2002; s: 35).

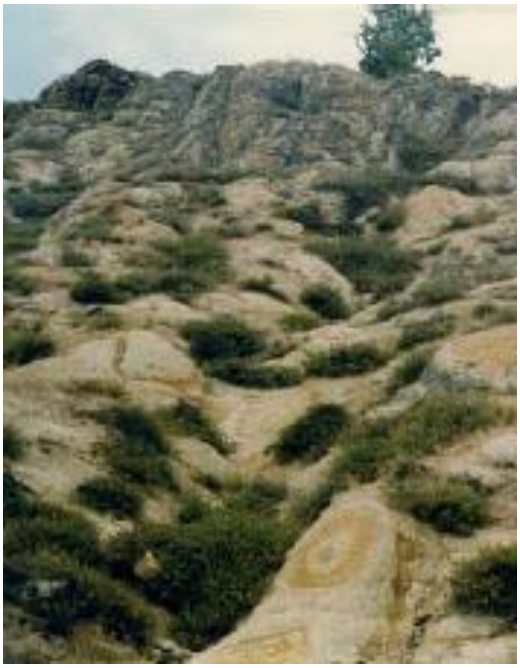


Foto 4: Kışla Dere Yamaçlarındaki Andezitler ve Üzerindeki Yamaç Erozyonu

1.1.3.7. Volkanit Çökelkaya, Şelf Çökelkaya

Üst Eosen yaşlı istif, Zeytinbağı ve Kumyaka (Sığıköy) kıyıları ve çevresinde 8.5 km²'lik alanda bulunmaktadır (Şekil 5). İnceleme alanındaki volkanik kayaçlar karasal ortamda lav ve tüf gibi değişik ürünler oluşturmuşlar, yer yer de çökel kayaçlarla birlikte çökelme ortamlarında sedimantasyona da katılarak çökel-volkanit kaya ardalanmaları meydana getirmişlerdir. Lavlar çoğunlukla andezit, yer yer de dasit, kısmen de riyodasit ve riyolit bileşimindedir. Andezitik lavlar, genellikle pembe, mor, köyü gri ve boz renkte, düzensiz kırıklı, köşeli kırılmalı, ender akma yapılı olup, yer yer iki feldispat ve mika kristalleri belirgindir (Ercan vd., 1990).

1.1.3.8. Kireçtaşı, Şelf Çökelkaya

Eosen yaşlı istif, Adatepe'nin doğusu ve güneyi ile Çınarcık'ın batısındaki Kocadere çevresinde 2.1 km²'lik alanda oluşmuştur (Şekil 5). Çınarcık-Yalova hattının sahil kesiminde mostra veren istif, Bu kesimde Yalakdere Formasyonu içerisinde yer alır. Formasyon içinde grimsi siyah renkli olarak bulunan çakıltaşı

birimleri, iyi tutturulmuş, kötü boylanmış, yuvarlak ve farklı cins çakıllar da bulunur. Orta Eosen'de bölgede önemli bir trangresyonun başlamış olması, denizel kireçtaşlarının çökelmesini sağlamıştır (Bozkurt ve Kurtuluş, 2009).

1.1.3.9. Andezit, Karasal Volkanikkaya

Alt Miyosen-Orta Miyosen yaşlı istif, Misakça ve Şirinçavuş arasındaki kıyı ve kıyı gerisinde 4,5 km²'lik bir sahada görülmektedir (Şekil 5). İstif içerisindeki andezitler genellikle pembe, yeşil, gri bir çimento içerisinde beyaz renkli plajiyoklas ve az miktarda da hornblend ile biyotit kristallerden meydana gelmiştir. Kimyasal bileşenleri dioritlere benzer. Genellikle porfirik ya da vitofirik dokuda bulunurlar. İçerisindeki hornblend ve andezin mineralleri fenokristal halindedir (Erinç, 2002; s: 35).

1.1.3.10. Kumtaşı, Çamurtaşı, Karasal Çökelkaya

Miyosen (Pannoniyen) yaşlı istif, Çardak ve Bayramdere arasındaki kıyının gerisinde 16.4 km²'lik bir alanda görülmektedir (Şekil 5). Kumtaşları kum boyutundaki unsurlardan meydana gelmiştir. Unsurları birbirine bağlayan doğal çimento kalkerli, silisli, demirli ve killi gibi bileşimlerdir. Kayanın dayanıklılığında çimentonun cinsi rol oynamaktadır. Silisli çimentoya sahip olanları, kalkerli çimentolu olanlardan daha dayanıklıdır. Asitli sulardan etkilendiği durumlarda kayaç parçalanmaktadır (Erinç, 2002; 53-70). Bu serinin taneleri birbiri ile iyice çimentolanmadığından hava ile temasa geçtiğinde dağılgandır. Az dirençli ve az geçirimli olan bu istif farklı yaşlardaki kayaçlardan oluşan bloklar içerir. Bu istifin birçok bölümünde oldukça hızlı çökel özelliğinde, çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı akmaları meydana gelmektedir. Renkleri farklı yerlerde yeşil, sarı, mavi, krem, menekşe ve kızıldır (Ekinci, 2004).

1.1.3.11. Kumtaşı, Çamurtaşı, Karasal Çökelkaya

Miyosen yaşlı istif inceleme sahasında Karabiga'nın batısı ve güneyi, Adatepe'nin batısı ve güneyi ile Alpavut'un çevresindeki 14.4 km²'lik alanda yaygın olarak görülmektedir (Şekil 5). İnceleme sahasında oluşan çökel istif, tane boyu ve tabaka kalınlığı yukarı doğru incelen bir özelliğe sahiptir. İstif içerisinde farklı litolojiler birbiri ile yanal ve düşey geçişlidir. Tabanda yer yer iri taneli, köşeli, yarı köşeli volkanik ve metamorfiklerden derlenmiş kahverengi tane destekli çakıltaşları bulunmaktadır. İstifteki çamurtaşları, kil içeren, plastik davranmayan, masif veya foliasyonsuz (yapraklanmasız) bir sedimanter kayaçtır. Çakıltaşları yanal olarak birkaç yüz metre, düşey olarak ise birkaç on metre devamlıdır (Karacık ve Gürer, 2005).

1.1.3.12. Çakıltaşı, Kumtaşı, Çamurtaşı, Karasal Çökelkaya

Neojen-Alt Pliyosen (Ponsiyen) yaşlı istif inceleme sahasında Bozburun-Armutlu arasındaki kıyı boyunca ve Bozburun'un kuzeyindeki metamorfik kayaların içerisinde yer yer dağınık halde bulunmaktadır. Bu kayaç istifinin inceleme sahasındaki kapladığı toplam alan 20.9 km²'dir (Şekil 5). Çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı ardalanmasından meydana gelen istif mavi ve gri renkleri ile karakteristik ve ortalama 1-20 cm arasında değişen kalınlıkta, ince-orta katmanlıdır. Taneler iyi çimentolanmadığından dolayı özellikle fluvyal süreçlere karşı dirençsizdir. Dağılgan olduklarından hava ile temasa geçtiklerinde dağılırlar. Kolay ayrıştıklarından toprağımsı görünürler. Fazlaca derin olmayan ve giderek derinleşen deniz ortamında çökelmişlerdir (Ekinci, 2004).

1.1.3.13. Kireçtaşı, Karasal Çökelkaya

Orta Miyosen-Üst Miyosen yaşı istif, Yalova ve Çiftlikköy güneyinde 3.2 km²'lik bir alanda bulunmaktadır (Şekil 5). İstif içerisinde farklı lokasyonlarda kireçtaşı düzeyleri izlenir. Genellikle tutturulmamış olan istif çapraz tabakalanmalı

ve demiroksit nodüllüdür. Tektonizmaya bağlı olarak kıvrımlı ve kırıklı bir yapı kazanan birim yer yer heyelanlıdır. Çoğunlukla yataya yakın bir eğime sahip olan kireçtaşları yer yer killi seviyeler içerir. Kireçtaşı istifinin alt seviyeleri genellikle masif, üstte doğru ise belirgin tabakalanmalıdır. Kalınlığı değişkendir (Bozkurt ve Kurtuluş, 2009).

1.1.3.14. Kumtaşı, Çamurtaşı, Kireçtaşı, Karasal Çökelkaya

Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı istif, Mudanya-Burgaz güneyi ile Eğerce'nin güneyinde 11.6 km²'lik bir alanda bulunmaktadır (Şekil 5). Bu istifin içerisinde de iyi çimentolanma olmadığından fluvyal süreçlere karşı direnci azdır. Oldukça dağılgan olduğu için de hava ile temasa geçtiğinde dağılmaktadır. Genellikle tekdüze bir şekilde kumtaşı, çamurtaşı, kireçtaşı ardalanması ile devam eder. Kumtaşları laminalı, derecelenmeli, tane destekli, volkanik ve metamorfik kaya parçalı türbiditik çökellerdir. İstif üst kesimlere doğru çamurtaşı ve kireçtaşı ardalanmasından oluşan bir nitelik kazanır (Bozkurt ve Kurtuluş, 2009).

1.1.3.15. Çakıltaşı, Kumtaşı, Kireçtaşı, Karasal Çökelkaya

Neojen yaşlı istif, Kirazlı'nın batısında yaklaşık 21 km²'lik bir alanda yer almaktadır (Şekil 5). Yaygın olarak çakıltaşı ve kumtaşlarından oluşan formasyon tabanda kalın tabakalı bir taban konglomerası ile başlar. Çakıltaşları ise mercek şeklinde, derecelenmeli, eş zamanlı ya da farklı yaşlı kırıntılar ve çakıllar içermektedir. Kumtaşları gri renkli, dereceli, laminalı, tane destekli, ince-kaba taneli olarak bulunmaktadır. Kumtaşı ve çakıltaşlarında çimento, kalkerli veya killidir. İstif, Paleozoyik ve Triyas yaşlı formasyonlar üzerinde uyumsuz olarak bulunmaktadır. Üstte Paleosen-Orta Eosen yaşlı İncebel Formasyonu ile uyumlu olan istif, Miyosen yaşlı Kılıç Formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmüştür. Çakıltaşlarını oluşturan taneler, ince-orta boylu, yuvarlak, yarı yuvarlak ve gevşek tutturulmuş orta-iyi boylanmalıdır (Bozkurt ve Kurtuluş, 2009).

1.1.1.3.16. Çakıltaşı, Karasal Çökelkaya

Neojen-Pliyosen yaşlı istif, Şevketiye'nin güneyi ve güneydoğusunda yaklaşık 6 km²'lik bir alanda oluşmuştur (Şekil 5). Çakıltaşlarını oluşturan taneler, ince-orta boylu, yuvarlak, yarı yuvarlak ve gevşek tutturulmuş orta-iyi boylanmalıdır. Altındaki ve üstündeki fasiyeslerle yanal ve düşey geçişli olarak bulunur. İstif, Neojen çökellerinin en üstünde yer almaktadırlar. Beligin ince-orta katmanlı olanlar 5-10 m kalınlığındadır. Bu istif beyaz ve bej rengi diğer birimlerden ayrılır. Çoğunlukla ince katmanlı ve yer yer laminalıdır (Karacık ve Gürer, 2005).

1.1.3.17. Kuvarterner Çökelleri

İnceleme sahasındaki Kuvarterner çökelleri, Çakıltaşı, Kumtaşı, Çamurtaşı, Karasal Çökelkaya; Kumtaşı, Çamurtaşı, Karasal Çökelkaya; Plaj, Karasal Çökelkaya ve Alüvyon, Karasal Çökelkaya istiflerinden oluşmaktadır. Bunlardan Kuvarterner-Pleistosen yaşlı, çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı istifi 2.1 km²'lik bir alanda bulunmaktadır. Kumtaşı, çamurtaşı, karasal çökelkaya istifi, Bozlar'ın güneydoğusunda, Misakça ve Şirinçavuş'un güney ve güneydoğusunda, Hıdırköy'ün batı ve doğusunda, Bandırma'nın batı ve güneyindeki 36.7 km²'lik bir alanda görülmektedir. İnceleme sahasında Kuvarterner-Pleistosen yaşlı plaj, karasal çökelkaya istifi: Kapıdağ Yarımadası'nın kuzeyindeki Doğanlı, Kocaburgaz, İlhanköy, batısındaki Ocaklarköy kıyıları ile Belkıs tombolosunun doğusundaki yaklaşık 2 km²'lik bir alanda görülmektedir. Kuvarterner yaşlı alüvyon, karasal çökelkaya istifinin ise inceleme sahasında 199.4 km²'lik bir alanda yer aldığı görülmüştür (Şekil 5).

Kuvarterner çökel istiflerinde alt seviyeler sıkı çimentolanmış volkanik kaya ve kireçtaşı çakılları kapsayan taban konglomerası ile ile başlamaktadır. Üst seviyelere doğru gevşek tutturulmuş kumtaşlarına, daha üst seviyelerde ise siltli kum ve marnlara geçmektedir. Bunların üzerinde alüvyal çökeller yer almıştır. Alt seki çökelleri kıyıdan yaklaşık 1 km içerideki yamaç önlerinde yüzeylenir. Tabanlar kumtaşı-çakıltaşı ile başlarken, üste doğru kumtaşı ve silttaşına geçer. Denizel

kökenli birimler kıyı boyunca plaj, kıyı kordonu, kıyı düzlüğü, bataklık çökelleri ve lagün çökelleri mevcuttur (Bozkurt ve Kurtuluş 2009). İnceleme sahasında yeralan en genç formasyonlar Kuvarterner yaşlı alüvyal malzemelerdir.

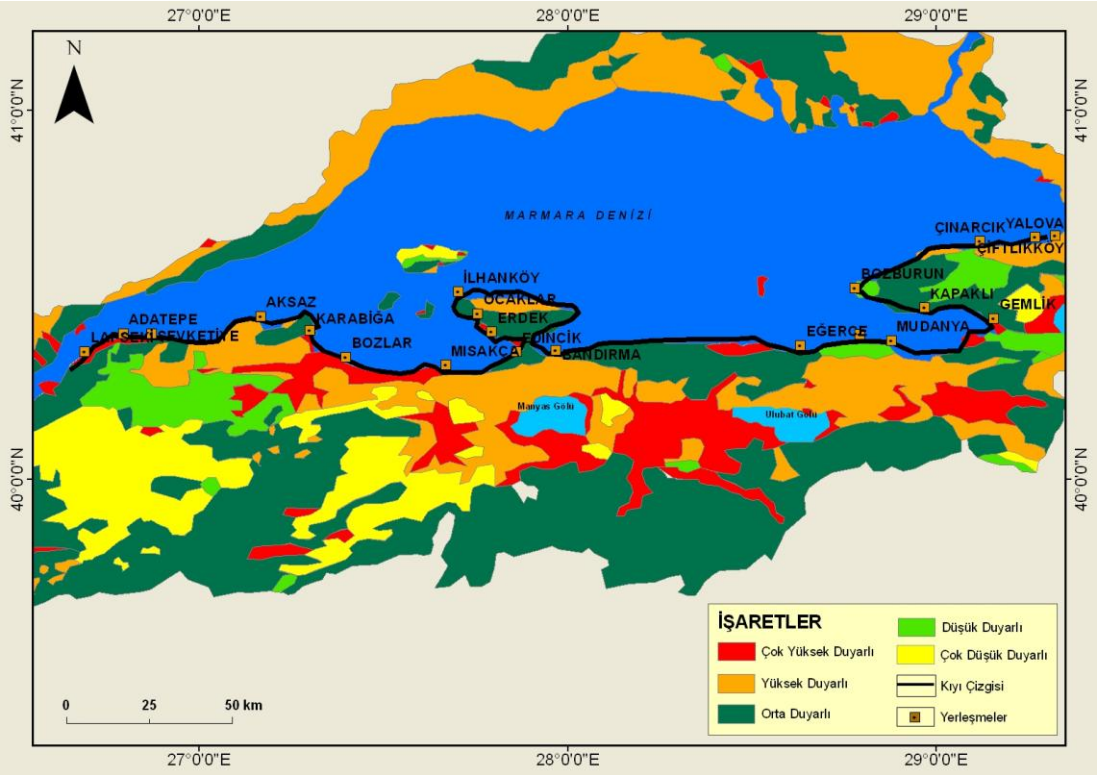
İnceleme sahası kıyılarında Marmara Denizi'ne dökülen birçok irili ufaklı akarsu ve derelerin getirip kıyıda biriktirdiği alüvyonlar geniş ve hemen hemen bütün sahil boyunca uzanan ve kıyıya paralel şeritler halinde alüvyal bir saha meydana getirmişlerdir. Akarsuların yüksek yerlerden aşındırarak taşıdıkları kumlu, killi, çakıllı, siltli gevşek alüvyonlardan oluşan tortullar, akarsuların kaynak kesimlerine doğru incelirken, ova tabanı ve denize açılan yerlerde kalınlığı artmaktadır. Bu alüvyonları oluşturan malzemeler ise volkanik tüf ve çakıllar ile birlikte kısmen de çakıllardan oluşmuşlardır. İnceleme sahasındaki alüvyonların kalınlığı güçlü akan akarsuların birimkim sahalarında 15-20 m'yi geçmektedir (Efe, 1993). Bu durum birikmenin yaşının çok genç olduğunu da ortaya koymaktadır. Turbalıklar ve bataklıklar Kuvarterner formasyonun deniz içerisine doğru devam ettiğini göstermektedir. Alüvyon, karasal çökelkaya istifinin inceleme sahasında 199.4 km²'lik bir alanda yer aldığı görülmüştür (Şekil 5).

İnceleme sahasındaki bu litolojik birimler, aşınmaya karşı dirençleri yönüyle çok yüksek dirençli, yüksek dirençli, orta dirençli, düşük dirençli ve çok düşük dirençli, kayaçlar olmak üzere guruplanarak incelenmiştir.

Sahada, jeolojik dönemlerdeki yan basınçların etkisiyle meydana gelen kayalar çok yüksek direnç özelliğine sahiptir. Genellikle silisli ve güçlü çimento içeren bu kayaların başında metamorfikler, Jura dönemine ait metagranitler ve Eosen devrine ait granitoyitler gelmektedir. Dirençli kayalar ise güçlü çimentosu olan orta katmanlı bir özellik göstermektedir. Miyosen dönemine ait karasal kırıntılar bu kayaların başında gelmektedir.

Orta dirençteki kayalar kil ve karbonat gibi zayıf ve sıkı çimentosu olmayan bir özelliktedir. Bunlar, yer yer boşluklu, pekişmesi az ve gözenekli yapıdaki kayaçlardır. Triyas ve Jura dönemine ait karbonatlar ve kırıntılar bu guruptaki kayaçları oluşturmaktadır. Düşük dirençteki kayaçların çimentosu zayıf ve taneler de birbirine çok zayıf bir şekilde bağlanmıştır. Oligosen döneminde oluşan kırıntılar bu

guruptaki kayaçlardandır. Çok düşük dirençteki kayaçların ise çimentosu olmadığından taneler birbirine bağlı değildir (Erol, 1996; Güneysu, 2000; s: 30-79). Çakıllı ve bloklu bir şekilde olan bu kayaçlar inceleme sahasında görülen Kuvarterner'e ait alüvyonlardır. Buna göre, inceleme alanında aşınıma karşı dirençleri bakımından litolojik birimlerin, % 0.004'ü çok düşük duyarlı, % 0.06'sı düşük duyarlı, % 0.24'ü orta duyarlı, % 0.18 yüksek duyarlı ve % 0,11'i de çok yüksek duyarlı olduğu görülmüştür (Şekil 6).



Şekil 6: İnceleme Sahası ve Çevresinin Litolojik Birimler Direnç Haritası (MTA)

İnceleme sahasının sahip olduğu stratigrafik özellikler kıyı yapılarının oluşumu ve gelişmesi üzerinde önemli etkileri olmuştur. Çünkü kıyılar, kıyıda mevcut olan tanelerin çapı, biçimi, dağılışı, dizilişi, zeminin kohezyon durumu ve kayaçların mekanik duraylılığı ya da stabilitesi gibi özelliklere bağlı olarak şekillenmektedir. Bu özellikler doğrultusunda litolojik açıdan inceleme sahasına bakıldığında, Şevketiye ile Karabiga arasındaki kıyılarda Eosen yaşlı flişler, gnays,

mikaşist, kalşist, kuvarsit, kristalize, kireçtaşı ve mermer mercekleri oluşmuştur. Bu kayaçlar aşınıma karşı dirençli olduklarından, falezlerin oluşmasına yol açarak yüksek kıyı tiplerinin meydana gelmesinde etkili olmuşlardır. Bu nedenle litolojik yapısından dolayı Karabiga ve Karakuşluk Burnu arasındaki kıyılar alçak kıyı özelliliğinde iken, Karakuşluk Burnu-Kapıdağ arasındaki kıyılar yüksek kıyı özelliğindedir. Bu alanda geniş bir kıyı ovası ve üzerinde çakıllı kumlu plaj, lagün gölleri meydana gelmiştir. Kocabaş Çayı ve Gönen Çayı'nın getirdikleri alüvyonlarla ise deltalar oluşmuştur. Kapıdağ ve Marmara Adaları, Prekambriyen öncesinde deformasyon geçirmiş metamorfitler ile onları kesen Pliyosen yaşlı granodiyorit kayaçlar ve Kuvaterner yaşlı alüvyonlardan meydana gelmiştr (Güneysu, 2000 s: 30-79).

İnceleme sahasının batısında yer alan Biga Yarımadası'nda Senozoyik zamanında 2500 m den daha fazla kalınlıkta olan çökel dizi ve farklı kimyasal bileşimlere sahip, kayaçlar yer almaktadır. Alt-Orta Miyosen'de ise volkanik kayalarla birlikte yer yer karasal birimler de çökelmiştir. Üst Miyosen-Pliyosen döneminde flüviyal ortamı gösteren alacalı konglomera, kumtaşı, şeyl ve kireçtaşları oluşurken, Üst Miyosen döneminde bu çökeller ile sığ denizel kumtaşı, çakıltaşı, şeyl, marn ve kireçtaşları meydana gelmiştir (Ercan, 1998; Şekil 5).

Karabiga-Kapıdağ arasındaki kıyılarda ise Neojen yaşlı karasal kireçtaşı, marn, kumtaşı, Mesozoik kireçtaşları yer almaktadır. Edincik ve Şirinçavuş arasında geniş alana yayılmış olan volkanitlerin üzerinin Pliyosen gölsel tortuları ile örtülü olması Üst Miyosen'e ait olduklarını göstermektedir. Düzpınar mevkiinden Tahirova'ya kadar olan kesimde Üst Miosen-Alt Pliyosen'e ait gölsel sedimentler kesintisiz bir şekilde devam etmiştir. Kırmızı ve alacalı renkli bu çökeller Bandırma ile Gönen Çayı arasında da oluşmuştur. Gürcü Çiftliği olarak bilinen kesimin kuzeyinde deniz kıyısındaki dar bir alanda faylanmaların etkisiyle travertenler oluşmuştur. Gönen Çayı ile Belkıs tombolosu arasındaki kıyı kuşağında kristalize kireçtaşlarının olduğu molozlar bulunmaktadır. Bu kesimdeki en genç oluşumlar Sazlıdere ile Tahirova arasında görülen Kuvaterner'e ait alüvyonlardır (Cürebal, 1999).

Kapıdağ Yarımadası ve Marmara Adaları'nda son yıllarda yapılan jeolojik incelemelerde, Permiyen öncesinde başkalaşım geçirmiş metamorfitler ile onları kesen Kuvaterner yaşlı alüvyonların varlığı tespit edilmiştir (Güneysu, 2000; s: 30-79; Şekil 5). Dalyan Burnu'ndan kuzeydoğuda Çakıl köyüne kadar uzanan ve yaklaşık 11 km'lik bir alan boyunca metamorfik ve şist yapı gösteren kayaçlar bulunmaktadır. Bu kayaçlar, granitik kayaçlara oranla erozyonel etkilere daha açık olduklarından kıyı boyunca koylar kaybolarak daha düz bir kıyı çizgisi uzanmaktadır. Kestanelik köyü doğusundan Ormanlı köyü doğusuna kadar ganayslar devam etmektedir. Ocaklar'dan Erdek'in güneydoğusuna kadar kristalli ve şistli metamorfik kayaçlar oluşmuştur. İlhanlıköy'ün güneybatısı ile Balyozfeneri Burnu arasındaki çakılların amfibüllü şist, granit, andezit ve mermerden oluşmuşlardır. Ocaklar'ın güneydoğusundaki Kavaklı Dere'nin vadi yamaçları amfibollü şist, bazalt, andezit ve granit içerikli çakıllardan meydana gelmiştir. Bu kesimdeki Kavaklı Dere, Muhla Dere ve Katırkirman Dere kristalli ve şistli özellikli metamorfik kayaçlar üzerinde akmaktadır. Kapıdağ Yarımadası'nın güneydoğusundan ve Bandırma-Mağara Burnu arasına kadar olan bölgede kıyı kesimi, gnays ve şistlerden oluşmuştur. Bu kesimde aynı zamanda doğu yönlü kıyı akıntılarının etkili olduğu görülmektedir (Şekil 16). Bu litolojik yapı özelliğinden dolayı Kapıdağ Yarımadası'nın kuzey kıyıları doğuda Çakılköy ile batıda İlhanköy arasında yaklaşık 40 km boyunca yarımadanın en girintili ve çıkıntılı ve dik yamaçlı yüksek falezli bölümünü oluşturmaktadır. Yarımadanın güneydoğusu Aşağıyapıcı köyü ile Çakıl köyü arasında yaklaşık 20 km boyunca daha geniş tabanlı ve yatık yamaçlı vadilerle daha alçak yamaçlı falezlerden oluşmuştur. Yarımadanın güneybatı kıyıları ise litolojik özelliğinden dolayı kıyı çizgisi daha düzgün bir hat boyunca uzanmıştır. Bu kesimde daha çok birikim şekilleri yaygındır.

Buruncu mevkisinden Gemlik'e kadar olan kıyı bölgesinde andezit, Eosen yaşlı fliş, Üst Kretase yaşlı kumtaşı, konglemera ve marnlardan meydana gelmiştir. Mudanya-Gemlik arasında Eosen ve Kretase yaşlı flişler bulunmaktadır. Burunucu-Mudanya arası denize doğru çıkıntılı ve dik falezlerle kaplıdır. Kumyaka civarındaki flişler iri unsurlu ve çimentolaşmış bir halde bulunurken, bazı yerlerde marn, marnlı

kalker ve kalkerler meydana gelmiştir (Güneysu, 2000; s: 30-79). Gemlik-Bozburun arası kıyılar ise kumtaşı, konglemera, gnays, mikaşist, granitlerden oluşmuştur (Güneysu, 2000; s: 30-79; Şekil 5). Armutlu Yarımadası'nda yaygın olarak killi şist, seri şist, serpantin şist, mikalı ve şisti kuvarsit, klorit şist, kristalen kalker ve mermer bulunmaktadır. Armutlu'nun batısında yer alan 50-250 m yükseltilerdeki tepelik sahalarda konglemera ve çakıllar yer almaktadır. Bozburun kıyılarında yeşil renkli şistler yaygındır. Narlı köyü çevresinde metamorfik şistler ve gnayslar oluşmuştur. Karacaali ve Küçükkkumla arasında yeşil, esmer ve gri renkli şistler ve şistlerin parçalanmasıyla da iri taneli kumlar meydana gelmiştir. Buyükkumla-Haydariye köyleri arasında gnays içeren alttaki seri ile konkordan ve dereceli geçiş yerlerinde yukarıya doğru gnays, mika şist ve anfibol şistler hâkim durumdadır. Mermer ve kristalin kalkerler Çınarcık kıyılarındaki metamorfik serinin en üst kısmını meydana getirmiştir. Mermerler alt seri kayaçlarından olan gnays, mikaşist, amfibol şist kayaçlarıyla dereceli geçiş özelliğindedir (Erol, 1996; Güneysu, 2000; s: 30-79).

Yalova'nın güneyinde ve kıyıdan nispeten daha yüksek arazide daha çok Paleozoik yaşlı kristalin şistler, mermer ve kristalin kalker sahaları geniş yer kaplamaktadır. Bölümde Kocadere dışındaki akarsular büyük bir bölümü cılız ve güçsüz aktıklarından deniz içerisinde ve kıyı gerisinde alüvyon biriktirme yönüyle çok etkili değillerdir. Kıyılardaki bu litolojinin dirençlilik durumu, inceleme sahası kıyılarının içe ya da dışa doğru gelişimini sağlamıştır.

1.2.Tektonik Yapı

Yapı, hem kayaçları hem de onların meydana getirdiği tabakaların özelliklerini ifade etmektedir. Tektonik yapıdan kastedilen, kayaçların dizilişleri ve tabaka özellikleridir. Kayaçların meydana getirdiği tabakaların birbirlerine göre durumları tektonik yapı olarak adlandırılmaktadır. Tektonik yapının yatay, monoklinal, kıvrımlı, faylı, dom ve diskordant tipleri bulunmaktadır.

Yatay yapı, birbiri üzerinde yer alan tabakaların yatay ya da yataya yakın olması durumudur. Aşınmaya karşı farklı dirençteki tabakaların üst üste bulunduğu yatay yapılı sahalarda akarsuların vadileri simetriktir. Akarsu ağları dantritiktir. Boyuna profillerde sert tabakaların aflöre (yüzeye çıktığı) yerlerde eğim kırıklığı oluşur. Monoklinal yapı, birbiri üzerinde duran tabakaların bir yöne doğru eğimli olmasıyla meydana gelir. Tabakaların eğim yönünde akmasıyla konsekant akarsular ve vadileri oluşur. Vadiler simetrik olmakla birlikte tabakalara eğim yönünde dik veya verev akan akarsulara subsekant akarsular, vadilerine ise subsekant vadiler denir. Buradaki vediler disimetriktir. Eğim yönünde akan akarsuların sert tabakaları kestikleri yerlerde kornişli vadiler oluşur. Kıvrımlı yapı, yatay olan tabakaların yan basınçların etkisiyle kıvrılması durumudur. Bu sırada dikey yükselen bölüm antiklinal, aşağı doğru kıvrılıp alçalan bölüm ise senklinali oluşturmaktadır. Antiklinalin çekirdeğinde yaşlı, senklinalinkinde ise genç tabakalar bulunmaktadır. Bu tip arazilerde akan akarsular konsekant akarsulardır. Faylı yapılar ise bir düzlem boyunca birbirine göre yer değiştiren yerkabuğu bloklarının oluşturdukları yerşekilleridir. Bu yapı tiplerinde iki tarafı genellikle normal fay basamakları şeklinde alçalan yükselmiş yerkabuğu blokları (horst) ve bunların arasında alçalan bloklar (graben) oluşur. Faylı yapılı sahalarda konsekant akarsu ağları gelişir. Yatay kesitlerinin daire ya da elipse benzediği kubbe şeklindeki tek antiklineller ise domlu yapıları oluşturmaktadır. Domlar, tektonik hareketlerle oluşabildikleri gibi mağmatik olaylar sonucunda da meydana gelebilmektedir. Bu yapıda akan akarsular da konsekant akarsulardır. Diskordant örtülü yapılarda, kara halinde bulunan anacak, sonradan deniz ya da göllerle işgal edilen sahalarda topoğrafya yüzeyleri deniz ve

göllerin tortularıyla kaplanır. Bu sahanın tekrar kara haline geçmesiyle kıvrımlı, kırıklı, monoklinal gibi yapılarda olabilen örtü tabakalı bir yapı oluşur. Bu tip yapılarda örtü ile temel arasındaki uyumsuzluk diskordant olarak ifade edilmektedir. Bu tip yapılarda akarsular önce konsekant özelliktedir. Ancak yataklarını gittikçe derinleştirdiklerinde ve yeni kolların örtü tabakalarının yapısına uyarak temele inmesiyle sürempozisyon akarasular ve vadileri meydana gelmektedir (Hoşgören, 2010; s: 123-126).

Tektonik anlamda yapının yerşekilleri üzerinde önemli etkileri olmaktadır. İklim ve deniz düzeyi değişmeleri, akarsuların kıyılara taşıdığı tortuların delta ovalarında birikmesi ve insan etkinlikleri, kıyı şekilleri ve değişimleri üzerinde etkili olan önemli faktörleri oluştursalar da bu değişikliklerin başlıca nedeni tektonik olaylardır (Erol, 2003). Örneğin, Karadeniz ve Akdeniz Bölgeleri'nin kıyılarında uzanan dağ sıralarının meydana getirmiş oldukları sade yapılar, az girinti ve çıkıntılı kıyıları meydana getirdikleri halde, hem kırılmanın hem de kıvrılmanın olduğu Ege Bölgesi kıyılarında daha fazla girintili ve çıkıntılı bir kıyının meydana gelmesine neden olmuşlardır. Marmara Denizi'nde ise kuzey kıyıları girinti ve çıkıntısı az olan, daha sade bir yapıda iken, güney kıyıları Ege kıyılarının yapısını hatırlatır şekilde koy ve körfezlerin yoğunlukta olduğu girintili-çıkıntılı bir yapı özelliğini almıştır (Ardel, 1967-1968; Ardel ve İnandık, 1957).

Jeolojk tarihçe içerisinde meydana gelen tektonik hareketler, inceleme sahası ve çevresindeki kıyılarda bulunan kayaçların farklı şekillerde kıvrılmasına ve kırılmasına da neden olmuştur. Orta Miyosen sonunda başlayan ve günümüze kadar devam eden Neotektonik hareketlerin etkisiyle inceleme sahasının morfolojik yapısında 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, tektonik yükselimler oluşmuştur (Foto 5). Bu sırada, topoğrafik diskordans, tektonik şev, akarsularda dirsek ve ötelenmeler, çizgisel vadiler, asılı vadiler, asimetrik sırt, tepe ve vadiler, basamaklanmış yamaçlar gibi birçok morfolojik şekiller meydana gelmiştir (Siyako vd., 1989; Şencan, 2007).

Foto 5: Karabiga Güneyinde Tektonizmanın Denetiminde Deformasyona Uğrayan Ofiyolit Melanjlar ve Mermer Tabakalar (Şencan, 2007'den)

Tortoniyen'den başlayan ilk faylanmalar, Alt ve Orta Miyosen çatı düzünün kırılıp kuzeye doğru alçalmasına neden olduğundan, taban düzeyinde oluşan alçalmalar sonucunda akarsu sisteminde bazı değişiklikler de meydana gelmiştir. Dantritik (ağaç dalları şeklinde) yapıda olan akarsu ağları zamanla tektonizmanın etkisiyle Gönen Çayı ve Çınar Dere'de olduğu gibi fay ve çizgisellere uyarak birçok yerde paralel ve kancalı direnajlar oluşturmuşlardır (Efe, 1993a). Kuzey yamaçlar az eğimli iken, güney yamaçları daha dik sırt ve omuzlar şeklinde olan vadi yamaçları asimetrik özellik göstermektedir. Bununla birlikte sahada çizgisel uzanımlara yerleşmiş olan Kocadere gibi subsekant akarsular da bulunmaktadır. Bazı zirvelerde ise radyal drenajlar meydana gelmiştir.

İnceleme sahasında kıyı gerisindeki platolarda aşınım yüzeyleri çarpılma nedeniyle eğimlenmiş ve deforme olmuş gibi görünmektedir. Bu eğimlenme güneyden kuzeye doğru olduğundan, güneydeki akarsular eğimli yüzey üzerinde, konsekant olarak akmaktadır. Akarsu ağı, kuzeye doğru hafif eğimli yüzeyi

katederek denize doğru yönelmiştir. Eğim kırıklarının varlığı, ağız kısımlarında "V" profilin olması tektonik çarpılmanın genç Neotektonik dönemde meydana geldiğini göstermektedir. Bir kısmı yazın kuruyan akarsular henüz gençlik safhasındadır. Sahada, Kuvaterner'de meydana gelen yükselmeler, aynı zamanda dik eğimli vadilerin oluşumuna da neden olmuştur. Bu yükselmeler, akarsuların Paleozoyik temele gömülmelerine neden olmuştur. Bu durumun oluşma sebebi, kabuk hareketleri ve deniz seviyesindeki değişimlerle ilgilidir.

Sahada yapısal hatlar genellikle kuzeye eğimlidir. Su bölümü çizgisi de güneyde olduğundan, Marmara Denizi'ne yönelen akarsular vadilerini iç kesimlere kadar uzatarak kuzey-güney yönlü ve topoğrafik eğimin denetlediği dantritik drenaj ağı meydana getirmişlerdir (Foto 6).

Foto 6: Karabiga-Kemer Platosu'nda Granodiyoritler Üzerindeki Su Bölümü Çizgileri (Şencan, 2007'den)

İnceleme sahasının batısında yer alan Biga Yarımadası'nda geniş tabanlı alüvyal vadiler, tektonik yapı hatlarına uyum sağlayan çok sayıda dirsek ve ötelenmelerin görüldüğü kafesli drenaj ağları ve yoğun olarak dantritik drenaj örnekleri dikkati çekmektedir. Saha genelinde yapısal hatların genel eğiliminin

kuzeye doğru olduğu görülmektedir. Güneydeki platoluk sahanın yapısal hatları ise kuzeydoğu-güneybatı yönünde uzanmaktadır (Efe, 1993a; Şencan, 2007).

Erdek Körfezi'nin güney kıyılarında ise Pliyosen sonu ve Pleyistosen'de etkin bir tektonik aktivite ile meydana gelen Edincik-Bandırma Fayı oluşmuştur. Bu fay boyunca Pliyosen havzanın denüdasyonel topoğrafyası parçalanarak, bloklu yapı haline dönüşmüştür. Bloklu yapının alçak rölyefinde ise Erdek Körfezi meydana gelmiştir (Cürebal, 1999).

II. ETMEN VE SÜREÇLER

Kıyıların oluşum ve gelişiminde çok çeşitli etmen ve süreçler rol oynamaktadır. Bunlardan faaliyetleri için gerekli olan enerjiyi yerkürenin iç kısmından alanlar iç etmen ve süreçleri oluşturmaktadır. Epirojenez, Orojenez, faylanma, depremler, levha hareketleri iç etmen ve süreçlerdendir. Bunlar yeryüzünde çeşitli boyutlarda farklı şekiller meydana getirmektedir. Orajenez ile dağ sıraları ve aralarındaki oluk şeklindeki çukurlar oluşur. Normal ya da ters atımlı faylanmalarla horst ve grabenler meydana gelir. Epirojenez ile geniş yerkabuğu parçaları kubbeleşip yükselir ya da çanaklaşıp alçalır. Volkanizmaya bağlı olalarak volkan konileri, maarlar, lav akıntıları gibi yerşekilleri oluşur. Faaliyetleri için gerekli olan enerjiyi güneşten alan kimyasal ayrışma, mekanik parçalanma, akarsular, buzullar, dalgalar, akıntılar, rüzgârlar ve canlılar da dış etmen ve süreçleri meydana getirmektedir. Bunlar, iç etmen ve süreçlerin meydana getirdiği şekilleri aşındırarak ortadan kaldırmaya ve sahayı düzleştirerek taban seviyesine yaklaştırmaya çalışırlar.

Jeoloji, jeomorfoloji ve kartoğrafya alanındaki çalışmalarıyla bilinen Amerikalı bilim adamı Grove Karl Gilbert, yerşekilleri ve onların oluşum ve gelişimleri arasında yukarıda açıklanan bu ilişkiyi " Yerşekilleri = f (yapı + süreç + zaman) eşitliği ile ifade etmiştir (Hoşgören, 2010; s: 11-12). Bu faktörlerin herhangi birisinde meydana gelen bir değişiklik yerşekillerinin de değişmesine yol açmaktadır. Yapının hem litolojik hem de tektonik anlamı olduğundan, kayaçların farklı fiziksel ve kimyasal özellikte olmaları aşındırmaya karşı farklı dayanıklıkta olmasına yol açmaktadır. Süreç ise akarsu aşındırması, buzul biriktirmesi gibi belli bir düzen içerisinde tekrarlanan olaylar dizisini ifade etmektedir. Yüzey şekilleri üzerinde mekanik ve kimyasal yolarla değişiklikler meydana gelmesine sebep olan olaylar dizisi süreci ifade etmektedir. Süreç, akarsular, buzullar, dalgalar, rüzgârlar, akıntılar gibi bazı etkenlerin kontrolünde gerçekleşir. Kayaçların ayrışması, parçalanması, taşınması ve birikmesi bir süreçtir.

Zaman faktörü de jeomorfolojik gelişimin hangi evrede bulunduğunu açıklamaktadır. Gençlik, olgunluk ve yaşlılık evrelerindeki topoğrafyanın görünümü

farklı olacağından, jeomorfolojik gelişim sürecinde taban seviyesinde ve topoğrfyada farklılıklar meydana gelmektedir. Zaman, değişik yerşekillerinin oluşmasına imkân veren farklı litolojik istifler ile çok yönlü şekillendirici faktörler denetiminde, geçmişten günümüze yerkabuğunun geçirdiği jeomorfolojik gelişimi, başka bir ifade ile jeomorfolojik tarihçeyi kapsamaktadır.

Aşağıda inceleme sahasındaki iç ve dış etmen ve süreçlerin yerşekilleri üzerindeki etkileri açıklanmıştır.

2.1. İç Etmen ve Süreçler

Yerkabuğu parçalarının (levha ya da plakalar) yatay hareketleri ile yine yerkabuğunun epirojenez, orojenez, faylanma, depremler ve volkanizma gibi faaliyetleri iç etmen ve süreçleri oluşturmakatadır. İç etmenler kıyı şekillenmesi üzerinde iki şekilde etkili olmaktadır. İlk olarak, kıyının asıl şeklini ve kıyı bölgesinin yapısını etkiler. Kıyının volkanik maddelerden oluşması, kıvrımlı, faylı ya da diskordant örtülü bir karakterde olması, şekillenmesi ve gelişmesi üzerinde önemli rol oynamktadır. İkinci olarak ise taban seviyesinde değişikliklere neden olarak kıyı şekillenmesinde kesintilerin oluşmasıyla etkili olmaktadır. Bunlar kıyılarda çeşitli boyutlarda kıyı şekilleri meydana getirebilmektedir. Örneğin, faylanmalarla yerkabuğu blokları yükselirken, horst adı verilen dağlık kütleler ve çöken bölümlerinde de garabenler oluşur. Tektonik yükselmelerle kıyı taraçaları oluşur. Volkanizma sırasında ise lav akıntıları, lav örtüleri ve koniler gibi şekiller oluşur. Aşağıda iç etmen ve süreçlerin inceleme sahası olan Marmara Denizi'nin Güney kıyılarındaki etkileri açıklanmıştır (Erinç, 2001; s: 310).

2.1.1. Tektonik Hareketler

Yerkabuğu sabit olmayan ve hareket halinde bir yapıya sahiptir. Yerkabuğunda yatay olarak bulunması gereken tortul tabakaların kıvrılmış, bükülmüş, kırılmış ve eğimlenmiş olarak uzanmaları bu hareketliliğin en belirgin delilleridir. Yerkabuğunda meydana gelen bu biçimsel bozulmalar, yerkürenin içinde güçlü basınçların varlığından kaynaklanmaktadır. Bu gerilmelerin etkisinde kalan

maddenin biçimi, yavaş yavaş bozularak yerkabuğunda şekil değişimleri meydana gelmektedir. Yerkabuğundaki bu kırılma, kıvrılma, takım halinde yükselme ve çökme gibi hareketlerin tamamı tektonizma ya da tektonik hareketler olarak adlandırılmaktadır (Hoşgören, 2010; s: 13-15). Yerkabuğu, yatay doğrultuda meydana gelen bu hareketlerin yanı sıra, epirojenez, orojenez ve faylanma gibi düşey doğrultulu hareketlerin de etkisi altında bulunmaktadır. Bir kısmının yavaş, bir kısmının da hızlı meydana geldiği bu hareketlerin kaynağı iç kuvvetlerdir. Örneğin, İskandinavya Yarımadası ve Finlandiya'nın buzul devrinin sona ermesinden günümüze kadar epirojenik olarak yılda 1 cm kadar yükselmesi ve kubbeleşmesi yavaş meydana gelen bir tektonik olayın sonucudur. Depremler ise çok hızlı meydana gelen ve yerkabuğu üzerinde çok daha küçük değişikliklere neden olan olaylardır. Yerkabuğunda meydana gelen hareketler, yerşekillerinin oluşum ve gelişimleri üzerinde büyük etkiye sahiptir. Örneğin, jeosenklinallerde biriken kalın tortul depoların, orojenik hareketler sonucunda kıvrılıp ya da kırılıp yükselmeleriyle kıvrımlı dağlarla (antiklinal) bunların arasında oluk şeklindeki çukur alanlar (senklinaller) meydana gelmektedir. Yerkabuğundaki kıvrılamayacak kadar sert olan kısımların yan basınç ve gerilimlerle kırılmasıyla faylar ve faylar boyunca yükselen bölümlerinde ise yerkabuğu blokları dağları (horstlar) oluşmaktadır. Horstların arasında alçalan çukur alanlarda ise, grabenler meydana gelmektedir. Yerkabuğunda iç kuvvetlere bağlı olarak meydana gelen bu tektonik yapılar üzerinde, dış kuvvetler olarak adlandırılan akarsular, rüzgârlar, buzullar gibi aşındırma etmenleri tarafından işlenerek niteliklerine göre farklı yerşekilleri meydana gelmektedir (Hoşgören, 2010; s: 12-13).

Kıyısal bölgelerde meydana gelen ani ve dikey tektonik yükselmeler, kıyı çizgilerinin de dikey doğrultuda yer değiştirmesine ve kıyı jeomorfolojinin değişimine sebep olmaktadır. Tektonik hareketlerle kıyılarda meydana gelen yükselmelerle kıyı taraçaları oluşurken, tektonik alçalma, bükülme ya da eğilme durumunda ise kara yüzeyindeki şekiller deniz altında kalarak kıyı görünümü ve çizgisi değişmektedir. Bunların en belirgin örneği, Doğu Akdeniz kıyılarında M.S. 4. yüzyıl ortaları ile 6. yüzyıl ortalarında 200 yıllık bir dönemde meydana gelmiştir.

Yunanistan, Türkiye, Suriye ve Lübnan'ın belirli kıyılarında tespit edilen yükselmiş kıyı çizgilerinden alınan örnekler üzerinde yapılan radyokarbon tarihlendirmeleri ve ayrıca tarihi kayıtlardan elde edilen sismik verilere göre bu dönemde Doğu Akdeniz'de en az 1500 km uzunluğunda bir alan Erken Bizans Tektonik Paroksizması adı verilen yüksek bir sismik aktiviteyle 0.5 ile 1 metre yükselmiştir. Bu sırada kıyı çizgisindeki maksimum yükselme de Girit Adası'nın güneybatı kenarında meydana gelmiştir. Buna sebep olan temel faktör olarak da Afrika plakası ile Ege-Anadolu mikroplakası arasındaki çarpışma gösterilmektedir (Bekaroğlu, 2008; Lambeck, 1996, Erinç, 2001; s. 163-165).

Tektonik hareketlere bağlı olarak okyanus ve deniz sularında tsunami adı verilen büyük ve dev dalgalar da meydana gelmektedir. Liman dalgası anlamında olan tsunamiler, deniz ve okyanus tabanlarındaki çökmeler, toprak kayması, volkanik hareketler, depremler ve heyelanlar sonucu su yüzeyinde oluşan büyük titreşim yada kütle hareketleriyle kıyılarda büyük dalgalara yol açarlar. Bu sırada kıyılarda büyük hasarlar ve değişimler meydana gelmektedir (Gedik vd., 2005). Daha çok büyük deniz ve okyanuslarda oluşan bu dalgalar Marmara ve Karadeniz gibi iç denizlerde de meydana gelmektedir. Örneğin, tarihsel verilerde Karadeniz'de 20'den fazla tsunami olduğu belirlenmiştir. Marmara denizinin tabanıyla ilgili son yıllarda yapılan çalışmalar sonucunda da kıyıya yakın yamaçlarda önceden oluşmuş heyelanların varlığı da bunu doğrulamaktadır (Gedik vd., 2005; Cığızoğlu vd., 2007). Tarihsel verilere göre M.Ö. 1500 yılından günümüze kadar geçen 3500 yıllık süre içinde Türkiye kıyılarında yüzden fazla tsunami dalgası etkilerinin olduğu yapılan araştırmalarla belirlenmiştir (Alpar vd., 2005). 17 Ağustos 1999 Kocaeli depremi de bir kıyı bölgesi felaketi olarak tsunaminin son örneklerindendir. Bu deprem sırasında Marmara Denizi kıyılarında önceden doldurulan alanlar ve sığ kıyılar sular altında kalarak kıyı jeomorfolojisinin değiştiği görülmüştür (Şeker ve Kabdaşlı, 2002).

Türkiye, Avrupa ve Afrika levhalarının hareketi sonucu oluşan Alp Orojenezi ile Hint-Asya levhalarının çarpışması sonucu oluşan Himalaya Orojenezi arasında kalan Alp-Himalaya Orojenik Sistemin, Akdeniz bölümünde yer alan bir ülkedir. Bu yönüyle, tektonik olarak çok hareketli bir bölgede yer alan Türkiye'nin jeomorfolojik

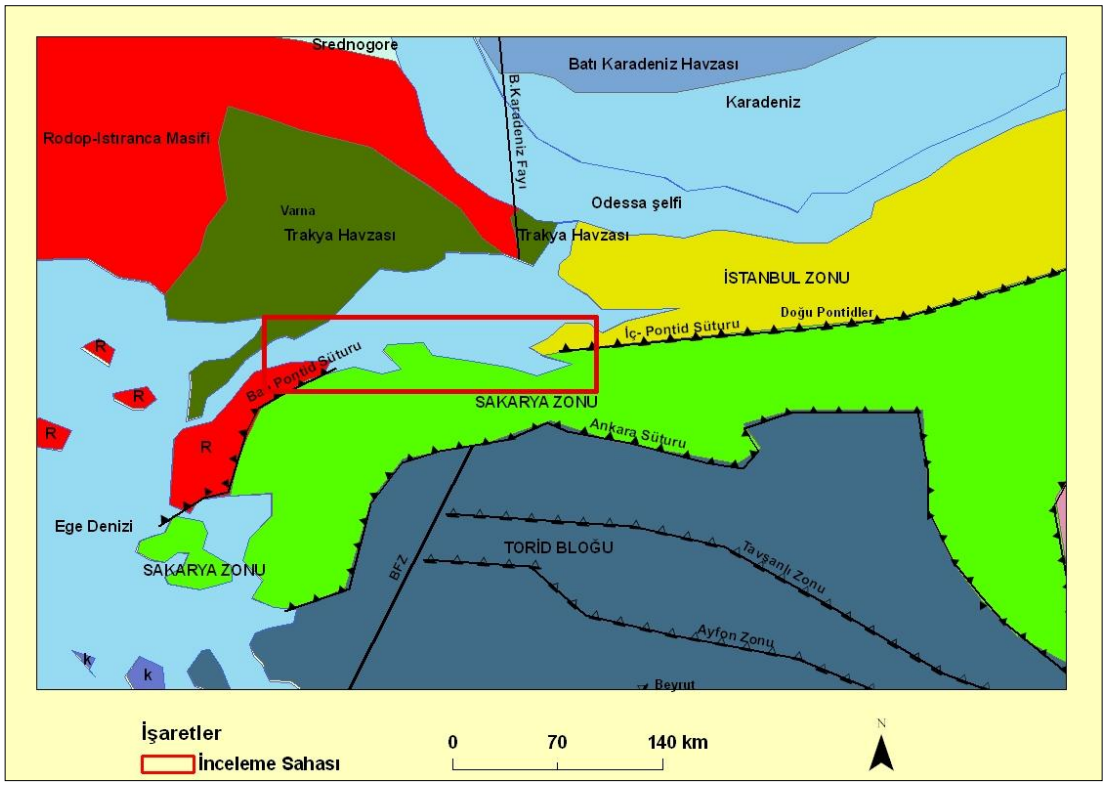
gelişiminde, tektonizmanın oldukça etkili olduğu görülmektedir. (Erinç, 2001; 233-236; Atalay, 2004; Erol, 1983).

Afrika ve Arap levhalarının Avrasya levhasına doğru hareket etmesi Türkiye'deki tektonik hareketlerin oluşma sebebi olduğundan, Avrasya levhası ile Arap levhası arasında sıkışan Anadolu levhası batıya doğru hareket ederek faylanmalara sebep olmaktadır. Bu sırada, Bitlis-Zagros ve Kafkasya hattında çarpışma, Helenik (Girit) ve Kıbrıs yayında dalma olurken, Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Fayları boyunca da yanal atım şeklinde faylanmalar meydana gelmektedir. Örneğin, Doğu Anadolu Fayı'nda 25 km'lik bir atım oluştuğu belirlenmiştir. Bu alanda oluşan sıkıştırma sonucunda Orta Anadolu'nun bulunduğu levha da batıya doğru yılda 10–20 mm arasında hareket etmiştir. Batıya doğru hareket eden Kuzey Anadolu Fayı'nın yıllık hareketi sismik bulgulara göre 40 mm/yıl, jeolojik bulgulara göre ise 5 mm/yıl olarak hesaplanmıştır (Adatepe, 2000; s: 97-113; Algan, 2000; s: 393-473; Alpar, 2000; s: 113-126; Gökaşan, 2000; 177-393; Güneysu, 2000; 30-79; Erol, 1983).

Anadolu'da bu tektonik hareketlenmeler meydana gelirken, Marmara Denizi ve yakın çevresi, Triyas Orojenezi, Tersiyer Alpin Orojenezi ve Geç Tersiyer yaşlı tektonik hareketler olmak üzere üç tektonik dönemde oluşmuştur. Triyas Orojenezi döneminde öncelikle, birimler metamorfizmaya uğrayıp, kıvrılarak deformasyon geçirmiştir. Daha sonra ise, doğrultu atımlı faylanmalara bağlı olarak birimler kesilerek parçalanmıştır. Jeolojik birimlerin Neojen kayaları ile örtülmesi ya da Tersiyer yaşta dik eğimli fayların oluşması ise Erken Alpin orojenezi döneminde gerçekleşmiştir. Geç Tersiyer döneminde oluşan tektonik hareketler sonucunda ise faylarla sınırlandırılarak, tektonik kökenli havzalar meydana gelmiştir.

Marmara Denizi Güney kıyıları jeolojik açıdan, farklı yaş ve türde birbirlerine tektonik sınırlarla kenetlenmiş olarak duran formasyonlar arasında bulunmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Ek 1). Bu alandaki tektonik birlikler; İstanbul-Zonguldak Zonu, Istranca Masifi - Ergene Havzası (Pontidler), Sakarya Kıtası ve Armutlu-Almacık Zonu (İntra-Pontid Suturu) olarak adlandırılmıştır (Yılmaz vd., 1997; Görür vd., 1997; Şekil 7). Buna göre, Batı ve kuzeybatıdan Ergene Havzası ve Istranca

Masifi ile çevrilidir. Istranca Masifi, İstanbul Zonu ile komşu olup, batı ve kuzeybatıdan Ergene Havzası'nın tortulları ile kaplıdır. Kuzeyde Üst Kretase yaşlı volkanitlerden oluşan Srednogora Zonu (Tüysüz, 1999; Görür vd., 1997), güneyinde, Sakarya Kıtası Zonu yer almaktadır. Sakarya Zonu'nun Jura öncesi temelini Kazdağı ve Uludağ masifleri ile tektonik ilişkide olan (Bingöl vd., 1973; Okay vd., 1991) Permiyen–Triyas yaşlı Karakaya Karmaşığı oluşturmuştur.



Şekil 7: İnceleme Sahasını Etkileyen Neotektonik Birlikler (Tüysüz, 1999'dan değiştirilerek)

Karakaya Kompleksi birimleri Biga Yarımadası'nın doğusunda yaygın olarak bulunmaktadır (Yılmaz, 1997; Okay ve Göncüoğlu, 2004; Şekil 5). Biga'nın hemen batısında ise Paleosen istifi yer alır. Bu alanda etrafı Neojen volkanitleri ve Eosen kumtaşları çevrilmiş olarak kireçtaşları yaklaşık 2 km genişliğinde bir alanda mostra verir. Biga'nın batısında kireçtaşı, kalsitürbidit, moloz akıntısı, grovak, bazalt ve çok sayıda iri kireçtaşı bloklarından oluşmuş Paleosen yaşında bir birim bulunmaktadır. Bu birimin de üzerinde uyumsuz bir şekilde Orta Eosen yaşlı Soğucak Kireçtaşı

gelmektedir (Yıkılmaz, 2002; Efe, 1993a). Armutlu Yarımadası ile sınırlı bölgedeki diğer tektonik birlik ise Armutlu-Almacık Metamorfikleri'dir (Yılmaz vd., 1997). Batıda, Gazhanedere Formasyonu'na ait çamur taşları, Oligosen ve Eosen temel birimlerini örtmektedir (Siyako vd., 1989; Yaltırak, 2002; Ek 1). Bunun da üzerinde Üst Miyosen yaşlı kıyı fasiyesinde çökelmiş masif kumtaşları (Kirazlı Formasyonu) bulunmaktadır. Biga yarımadasında ve doğusunda aşınma nedeni ile Kretase yaşlı birimler genellikle korunmamıştır (Şekil 5).

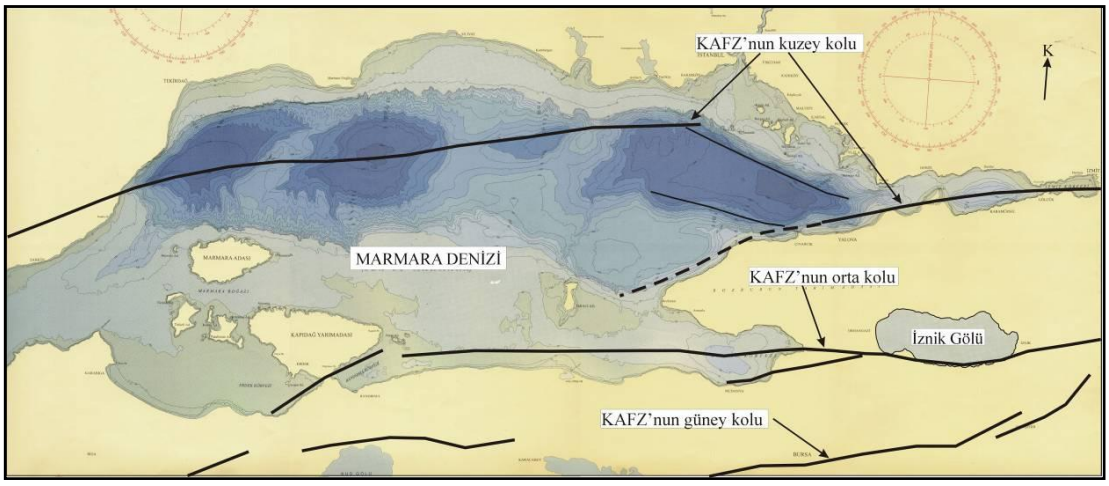
İnceleme sahası ve çevresinde, etkisi günümüze kadar devam eden Miyosen dönemi tektonik hareketlerinin çok önemli etkileri olmuştur. Rodop-Istranca Masifi ile Sakarya Zonu'nun Erken Eosen'de çarpışması sonucu tümüyle yükselen Marmara Denizi çevresi şiddetli bir aşınıma maruz kalmıştır. Rodop-Istıranca Masifi ile Sakaraya Zonu'nun Erken Eosen döneminde çarpışması sonucu Biga Yarımadası ve yakın çevresi tümüyle yükselmiş ve şiddetli aşınmalara maruz kalmıştır. Orta Eosen'de başlayan ve Geç Eosen boyunca devam eden transgrasyon sonucunda oluşan derinleşme ve gerilme kuvvetlerinin etkisiyle, faylar boyunca volkanizma meydana gelmiştir (Efe, 1993a). Bu dönemden sonra yaşanan yoğun volkanizma sonucu yeni bir tektonik hareketliliğin başlaması ise Erken Orta Miyosen'de gerçekleşmiştir. Bu sırada, Kuzey Anadolu Fayı da etkinlik kazanmıştır. Geç Miyosen dönemi başladığında, volkanizmanın durmasıyla, sığ denizel ve flüvyal klastikler kuzey kesimde çökelmişlerdir. Ancak, volkanizmanın etkisini, Üst Miyosen ile Alt Pliyosen'de kaybetmesine rağmen, tektonik hareketler oluşmaya devam ettiğinden, Marmara Denizi'nin güneyinde yeni faylanmalar meydana gelmiştir. Bu kesimde, Kuvaterner başlarında bazı alanlarda çökmeler yaşanırken, bazı alanlarda da yükselmeler olmuştur. Tektonik oluşumlar arasındaki bu farklılık, aynı zamanda Ege ve Marmara Denizi'nin kıyı tipleri arasındaki önemli farklılığın da nedeni olmuştur. Ege Denizi'nde kıyılar graben yapılarını enine ya da çapraz keserken, Marmara Denizi kıyılarında kıyı çizgileri, yapısal çizgileri Boğazlar gibi bazı su altında kalmış erozyon çukurları ya da bazı yerel faylar boyunca çapraz olarak kesmiştir. (Erol, 1983; Efe, 1994).

Marmara Denizi, Anadolu levhasının doğudaki sıkışma rejiminden batıda gevşeme rejimine geçiş bölgesinde olduğundan karmaşık bir tektonik yapıya sahiptir. Erzincan'ın doğusundan başlayan ve Kuzey Anadolu boyunca ilerledikten sonra Marmara Bölgesi'ne ve oradan da Ege Denizi'ne ulaşan doğu-batı uzanımlı sağ-yanal atımlı Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun, levha hareketlerinden dolayı GPS verilerine göre yaklaşık 25 mm/yıl kaydığı tespit edilmiştir (Alpar, 2000; s: 113-126).

Yerkabuğundaki bu hareketlilik, oluşumundan günümüze kadar hızlı ya da yavaş bir şekilde devam etmektedir. Örneğin, GPS (Küresel Pozisyon Sistemi) ölçümlerine göre, Arap Yarımadası her yıl 18±2 mm kuzeybatıya doğru ilerlerken Anadolu Yarımadası, Kuzey Anadolu Fayı boyunca senede 24±2mm, Doğu Anadolu fayı boyunca da senede 9±2 mm batıya hareket ettiği tespit edilmiştir. Bu sırada, Batı Anadolu ise yılda 30±1 mm güneybatıya hareket etmiştir. Bunun sonucunda, Kuzey Anadolu Fayı batı kesiminde kollara ayrılmış ve bu kollar boyunca, Pamukova düzlüğü ve kıyılarda, İznik Gölü, Gemlik Körfezi, İzmit Körfezi ve Marmara Denizi gibi çöküntü alanları meydana gelmiştir (Tüysüz, 2009).

Doğuda Varto'dan başlayan Kuzey Anadolu Fay Zonu, batıda Ege Denizi'ne kadar 1350 km boyunca tepecikler, gölcükler, sırtlar, ötelenmiş dere yatakları ve sıcak su kaynakları meydana getirerek devam etmektedir. Sağ yanal doğrultu atımlı ve halen hareket halinde olan Kuzey Anadolu Fayı'nın bugüne kadar ölçülen toplam atımı ise 25–80 km arasında değişmektedir (Biricik, 2001; Erol, 1983). Güney Anadolu Fayı'nın Karlıova'daki kesişme noktasından Amasya'ya kadar kuzeybatı yönünde uzandıktan sonra Amasya ile Tosya arasında bir yay yaparak batıya yönelen KAF, Mudurnu'da, batıya doğru devam eden iki kola ayrılmıştır. Sapanca, İzmit ve Gölcük'ün kuzeyini izleyen kuzeydeki kol, Marmara Denizi'ne ulaşırken, Mürefte-Şarköy arasında Gelibolu Yarımadası'nı doğu batı yönünde keserek Saroz Körfezi'nde Ege Denizi'ne girmektedir. Orta kol ise Mudurnu'dan batıya doğru Geyve-Mekece-İznik Gölü'nü takip ederek Gemlik Körfezi'ne ulaşmaktadır. Gemlik-Bandırma arasında Marmara Denizi güney kıyılarını takip ederek Kapıdağ Yarımadası'nı karaya birleştiren kıstak üzerinden Erdek Körfezi, Gönen Çayı

Deltası, Denizkent ve Karabiga'nın doğusuna kadar uzanmaktadır (Şekil 8, 10)**.** Daha sonra, Kocabaş (Biga) Çayı vadisi boyunca Çan ve Bayramiç üzerinden geçerek Ege denizine ulaşmaktadır. Orta koldan Edincik'in batısında ayrılan diğer kol ise Sarıköy-İnova Fayı'nı oluşturmuştur. Bu kolun da güneyinde uzanan güney kol ise Sakarya, Geyve, Yenişehir, Bursa, Uluabat, Kemalpaşa, Manyas ve Gönen'e kadar doğu-batı doğrultusunda uzanarak bir süre devam ettikten sonra, Gönen Çayı vadisi boyunca Yenice, Pazarköy'ü de geçerek Edremit Körfezi'nde Ege Denizi'ne ulaşmaktadır. Her iki kolun da Biga Yarımadası'nda güneybatı yönünü izleyerek Ege Denizi'ne ulaştığı tespit edilmiştir. Ancak, bu fayın Biga Yarımadası'nda birçok segmentten meydana geldiği belirlenmiştir. Fayların genel uzanış yönleri ise, GB-KD doğrultuludur (Adatepe, 2000; s: 97-113; Algan, 2000; s: 393-473; Alpar, 2000; s: 113-126; Gökaşan, 2000; 177-393; Güneysu, 2000; 30-79; Erol, 1983; Şekil 10). Son zamanlarda Marmara Denizi ve çevresinde yapılan araştırmalara göre, bu fayın yakın bir zamanda kırılma ihtimalinin yüksek olduğu görülmüştür (Tüysüz, 2009).



Şekil 8: KAFZ'nun Marmara Denizi İçerisindeki Kolları (Meriç vd., 2009'den)

Kuzey Anadolu Fayı (KAF)'nın etkinlik kazanmasıyla, Paleotektonik dönemden, Neotektonik döneme geçilerek yeni bir tektonik rejim başlamıştır (Şengör, 1979). Orta Miyosen sonunda başlayan ve günümüze kadar devam eden Neotektonik hareketlerin etkisiyle inceleme sahasının morfolojik yapısında,

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, tektonik yükselimler meydana gelmiştir. Bu sırada, topoğrafik diskordans, tektonik şev, akarsularda dirsek ve ötelenmeler, çizgisel vadiler, asılı vadiler, asimetrik sırt ve tepeler, basamaklanmış yamaçlar, asimetrik vadiler gibi birçok morfolojik şekiller oluşmuştur (Siyako vd., 1989; Şencan, 2007).

Aktif tektonizma açısından çok genç bir alanda bulunan inceleme sahası, fay hatlarıyla kuşatılmış bir karakter gösterdiğinden, kırıklarla geçirgenliğin artmasına paralel olarak akarsularla taşınan malzemenin miktarı da artmıştır. Bu nedenle, inceleme sahası kıyılarında deltaların oluşum ve gelişimi de etkilenmiştir. Başlangıçta eğime bağlı olarak akışını sürdüren akarsular, Pliyosen ve Pleyistosen'de etkinliğini devam ettiren genç tektonik hareketlerin etkisiyle taban düzeyinin alçalmasına bağlı olarak, fay ve çizgiselliklere yerleşmişlerdir. Yüksek kesimlerden aşınan çökeller de tektonizmanın kontrolünde alçalan kesimlerde yığılarak tortulanmıştır. Örneğin; Biga Yarımadası'nda, Pliyosen-Kuvaterner dönemindeki genç tektonik hareketler (Kuzey Anadolu Fayı) ve ona bağlı diğer dislokasyonların etkisiyle çöken taban seviyesini Biga Çayı ile Koca Çay ve kollarının getirdiği alüvyonlar doldurmuştur. Bu nedenle, çevresindeki eğimli plato sahaları için yerel taban seviyesi durumundaki Biga Ovası aynı zamanda delta özelliği taşıyan bir ova durumundadır. Ancak, tektonik hareketler sonucu oluşan çökmelerle subsedans özelliği kazanması ve Kuzey Anadolu Fayı ile östatik hareketlerin etkisi sonucu taban seviyesinin değişmesi gibi nedenlere bağlı olarak, deltayik özellikte olmasına rağmen, denize doğru çıkıntı oluşturamamıştır. Bu ovanın Marmara Denizi'ne bağlandığı Karabiga kıyıları, çizgisel uzanan alçak kıyılar özelliğindedir (Ercan, 1998; Şencan, 2007).

Kuzey Anadolu Fayı'nın birçok kola ayrıldığı alanlardan birisi olan Biga Yarımadası'nın bugünkü morfolojik görünümü kazanmasında bu fay zonunun kollarının etkisi büyük olduğundan, ana morfolojik yapıyı doğu-batı doğrultulu çöküntü alanları ile bunlar arasında yer alan yükselimler oluşturmuştur. Morfolojik

yapıda, mağmatik ve metamorfik kayalar yüksek alanları oluştururken, genç çökeller ile volkanik kayalar, düzlük ve az engebeli alanları meydana getirmiştir. Pliyosen sonu tektonik hareketlerle Biga Çayı ve Biga Ovası'nın çökmesine neden olan kuzey ve güneydeki tektonik uzanımlar, ovanın oluşumunu kontrol ederek, çevresi için yerel taban düzeyi rolü oynamıştır. Akarsular ise gençleşmeye bağlı olarak değişen taban seviyesine göre, türbidit özelliği gösteren kumtaşı, şeyl ve marnlardan oluşan eğimli tabakaları yarmıştır. Örneğin, Kavak Dere simetrik ve dik eğimli olan her iki yamaçta da 130-140 m seviyelerindeki yüzeylerden vadiye doğru 50 m kadar platoya gömülmüştür. Aynı litolojik birimler içinde akarsuların yataklarını oluşturmuş olmaları, tektonizmanın morfoloji ve akarsu drenajını denetlediğini ortaya koymaktadır. Tektonik hareketler plato düzlüklerinde de farklı kademelerde seviye değişimlerine neden olmuştur. Örneğin, Üzerinde Tavşan Tepe (65 m) ve Koru Tepe (60 m)'nin bulunduğu yüzeyler, tektonizmaya bağlı deformasyonlar sonucunda 35° kuzeybatıya, 40° de güneydoğuya doğru sıkışmalı bir tektonik rejimin denetiminde antiklinal ekseni halinde eğimlenmiştir (Ercan, 1998; Şencan, 2007; Foto 7). Faylanmaların Gönen Çayı gibi akarsular ve deltalarının denize doğru gidiş yönünün değişmesi üzerinde de etkili olduğu tespit edilmiştir (Kazancı vd., 1997).

Foto 7: Kavak Dere Yamaçlarındaki Şeyl, Kumtaşı, Marn Tabakaları (Şencan, 2007'den)

İnceleme sahasının ortasında yer alan Kapıdağ Yarımadası da Türkiye'nin Neotektonik gelişimi sırasında, Oligosen'de Kazdağı ve çevresinin yükselmesi, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Marmara Bölgesi'nde kuzey ve güney kollarına ayrılması ve Ege genişleme siteminin devreye girmesi gibi çeşitli tektonik olaylara maruz kalmıştır (Okay, ve Satır, 2000; Seyitoğlu, ve Scott, 1991; Yılmaz vd., 2000). Erdek Körfezi'nin güney kıyılarında da Pliyosen sonu ve Pleyistosen'de etkin bir tektonik aktivite meydana gelmiştir. Bu tektonik aktivite ile sağ yönlü doğrultu atımlı Edincik-Bandırma Fayı gelişmiştir. Bunun sonucunda ise fayın kuzeyindeki Pliyosen havzanın topoğrafyası parçalanarak önce bloklu yapı özelliği kazanmış, ardından da bloklu yapının alçalmasıyla da Erdek Körfezi'ni işgal etmiştir (Cürebal, 1999).

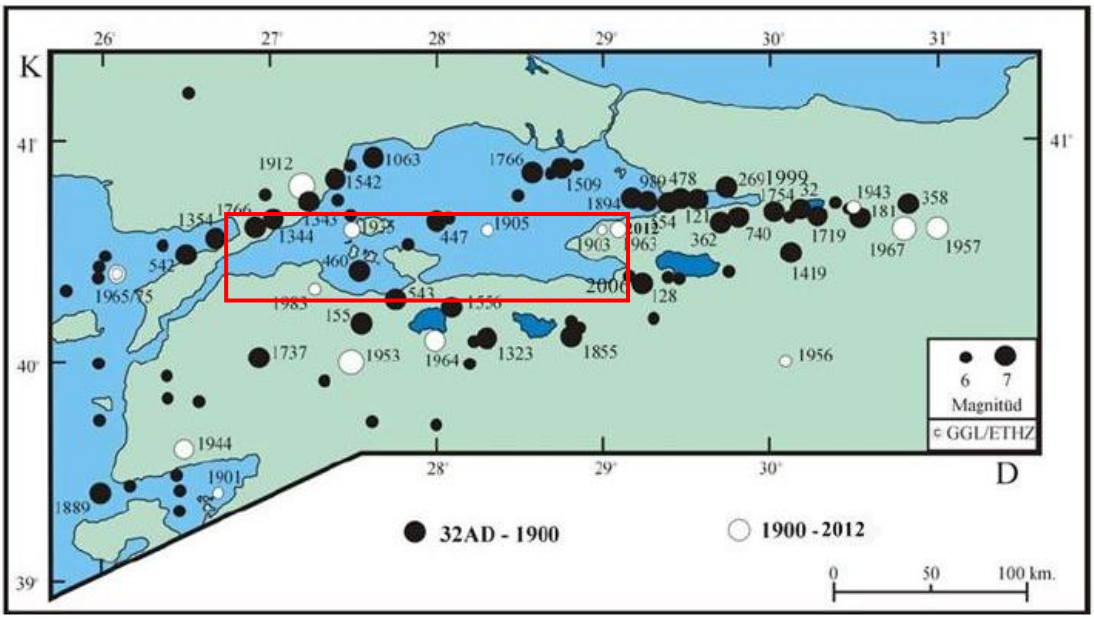
İnceleme sahasının doğusunda yer alan Gemlik Körfezi de Kuzey Anadolu Fayı'nın orta kolu üzerinde Geç Pliyosen-Erken Pleyistosen döneminde gelişen fayların etkisiyle 11x36 km boyutunda oluşmuş bir havzadır (Şekil 8). Körfezin Güney kıyıları, fay denetimli morfolojik yapılardan oluşurken, kuzey sahilleri 20-30 m yüksekliğinde falezlerden ve bunları kesen kuzey-güney doğrultulu vadilerden

meydana gelmiştir (Meriç vd., 2005). Gemlik Körfezi'nde, Marmara Denizi'ndeki çukurlarından 50 m derinlikteki bir sırt ile ayrılan ve KD-GB yönünde uzanan bir çukur yer almaktadır (Şekil 20). Bu çukur, karadaki dandiritik drenaj ağı özellikleri gösteren ve 70-80 m derinliğe kadar uzanan deniz altı vadileri ile yarılmıştır. Körfez'de bu çukurdan başka, karadaki faylar ile uyumlu ve bir kısmı körfezin oluşumunu denetleyen birçok fay da yer almaktadır. Bunlar, Armutlu Yarımadası'nın batısında KB-GD yönlü uzanan düşey bileşenli faylar, güney kıyı çizgisine paralel gelişen deniz içi fayları ve körfezin ortasından geçen doğu-batı doğrultulu faylardır. Deniz tabanında yer alan ve yaklaşık 3-4 m kalınlıktaki en üst birim ise son Akdeniz transgresyonundan sonra (12.000 yıl B.P.) çökelmiştir (Yaltırak ve Alpar, 2002; Şekil 8, 10).

İnceleme sahasının günümüzdeki morfolojik görünümü kazanmasında önemli yeri olan doğrultu atımlı faylar, akarsu sistemlerinde de bazı değişikliklere neden olmuştur. Önceden dantritik bir yapıda olan akarsu ağları zamanla tektonizmanın etkisiyle fay ve çizgisellere uyarak, bazı yerlerde paralel ve kancalı direnajlar oluşturmuşlardır. Örneğin, inceleme sahasının en doğu ucunu oluşturan Yalova-Çınarcık yakınlarındaki Kocadere yerleşmesinin güneyinde yer alan Çıplakdere sırtı ile Arabayolu arasında uzanan doğu-batı yönlü fay Alt-Orta Miyosen yüzeylerini keserek İzmit Körfezi'ne doğru basamaklanmıştır. Bu nedenle Karpuzdere de bu faya yerleşerek asimetrik bir vadi oluşturmuştur. Doğu-batı uzanımlı Kuzey Anadolu Fay'ı bu bölümündeki kıyıları etkileyerek şelf sahasının daralmasına yol açmıştır (Şencan, 1990). Gönen Çayı deltasının hemen güneyinde ise sağ yönlü, doğrultu atımlı ve aktif Edincik-Bandırma Fayı, daha da güneyde Sarıköy Fayı bulunmaktadır (Şekil 8, 10). Bu iki fayın etkisiyle Gönen Çayı'nın drenaj gelişimi etkilenerek, faylar arasında kalan alanın göreceli olarak yükselmesi sonucu akarsu gömük menderesler den oluşan yaklaşık 8 km'lik bir boğaza antesedant olarak gömülmüştür. Saplanmış gömük menderesler varlığı delta gerisindeki genç tektonik aktiviteyi gösteren en önemli delillerdir (Kazancı vd., 1999). Gönen Çayı boğazındaki fayın Üst Miyosen (Ponsinyen) depolarını kesmesi ve Ponsinyen depolarının yatay durumlarının bozulması, Denizkent ve Bozlar dolayındaki Pleyistosen ve Holosen

şekillerinin kesintiye uğramış olması, Orta Miyosende başlayan tektonik rejimin günümüze kadar devam ettiğini göstermektedir. İnceleme sahasında sık sık depremlerin meydana gelmesi de bu tektonik rejimin halen devam ettiğinin en önemli delilleridir (Efe, 1993a; Şekil 9).

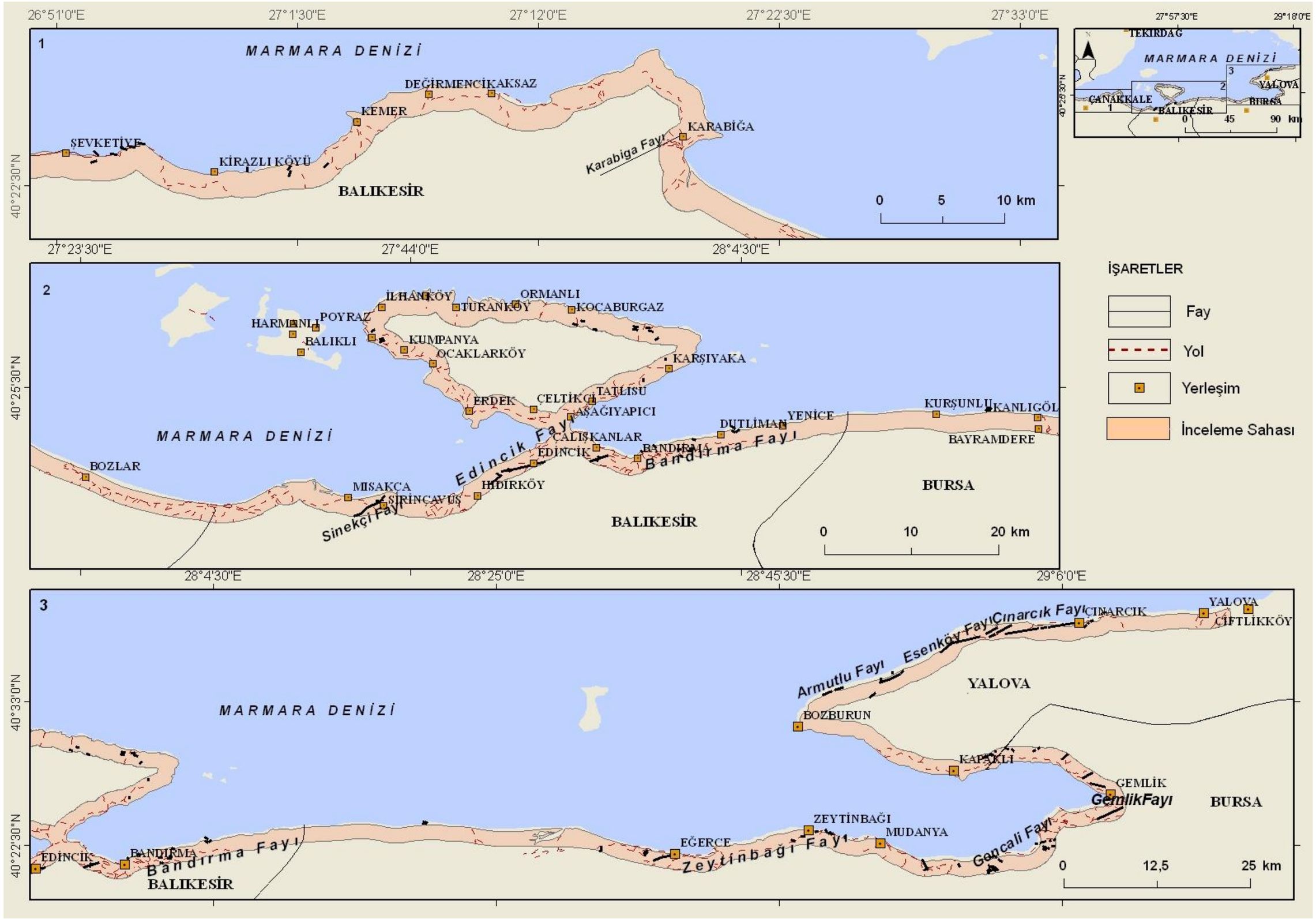
Erken Orta Miyosen'de etkinlik kazanan Kuzey Anadolu Fayının etki alanı içerisinde yer alan Marmara Denizi ve çevresinde fay hatlarına bağlı irili ufaklı birçok deprem meydana gelmiştir. Anadolu'yu doğu-batı doğrultusunda ikiye ayıran Kuzey Anadolu Fay Zonu aynı zamanda, Avrasya Levhası ile Anadolu Levhası arasındaki sınırı da oluşturduğundan, günümüze kadar bu sahada çok sayıda deprem de meydana gelmiştir (Şekil 8, 9). Sahada hasar yapıcı ve yıkıcı depremler genellikle Gönen Havzası içerisindeki Yenice-Gönen Fayı üzerinde meydana gelmiştir. Yenice-Gönen Fayı'nın jeolojik özelliklerine göre, sıkışma rejiminin etkisi altındadır. Bu depremlerden 1953, 1969 ve 2003 depremleri Yenice-Gönen Fayı'nın kuzey kolu üzerinde oluşmuştur. Bu durum Güney Marmara Bölgesi'ndeki Kuzey Anadolu Fayı'nın güney kolunu oluşturan fayların her an hareket edebilecek kadar aktiviteye sahip olduğunu göstermesi bakımından büyük önem taşımaktadır. İnceleme sahasının önemli deprem sahalarından birisi de Armutlu Yarımadası'dır. KAF'ın iki kolu, yarımadanın kuzey ve güneyinden geçtiğinden yarımada, bu tektonik yapıların da etkisiyle oldukça aktif bir deprem sahasıdır. Depremlerin meydana gelmesinde genellikle sağ yönlü doğrultu atım gösteren faylanmalar ve kısmen normal ve ters faylanmaların etkili olması, sahanın karmaşık bir tektonik özelliğe sahip olduğunu göstermektedir. Yarımada'nın batı ucunda yer alan Gemlik'te 22.10.2006 tarihinde meydana gelen M_L=5.2 büyüklüğündeki deprem de sahadaki tektonik aktivitenin devam ettiğini göstermektedir (Selim vd., 2005; Tunç vd., 2011; Şekil 9).



Şekil 9: İnceleme Sahası ve Çevresinde Meydana Gelen Depremler (Selim vd., 2005'den)

İnceleme sahasının ortasında yer alan Erdek Körfezi'nin güney kıyılarında Pliyosen sonu ve Pleyistosen'de etkin bir tektonik aktivite sonucunda ise sağ yönlü doğrultu atımlı Edincik-Bandırma Fayı meydana gelmiştir. Bu kısa boylu fay hatları boyunca da günümüze kadar birçok deprem ve depreme bağlı deformasyonlar oluşmuştur (Cürebal, 1999; Şekil 9, 10).

İnceleme sahasındaki tektonik aktivitelere bağlı olarak Gönen, Gemlik, Armutlu ve Yalova çevrelerinde jeotermal alanlar oluşmuştur. Armutlu Yarımadası üzerindeki termal sahalar, kuzeyde Yalova-Termal ve batı ucunda Armutlu'dadır. Bunların yüzey suyu sıcaklıkları 60°C-70°C'dir. Yarımadanın güney ve doğusunda yer alan Gemlik, Keramet ve Soğucak'daki termal alanlarının sıcaklıkları 20°C-30°C civarındadır. Gönen havzasında ise kırık hatlar boyunca sıcaklığı 25°C-77°C arasında olan sıcak su kaynakları oluşmuştur (Tunç vd., 2011; Efe, 1986).



Şekil 10: İnceleme Sahasının Fay Haritası (MTA)

2.1.2. Volkanizma

Volkanizma, yeryüzününün şekillenmesinde önemli rolü olan ve yeraltında bulunan mağmanın yeryüzeüne doğru sokulması ya da yükelmesi sürecidir. Yükselmenin yerkabuğu içerisinde olmasıyla derinlik volkanizması (plütonizma), mağmanın yeryüzüne çıkmasıyla da yüzey volkanizması meydana gelmektedir.

Derinlik volkanizmasıyla meydana gelen batolit, lakolit, bismalit, fakolit, lapolit, filon, sil ve nek kayaçlarından oluşan kütleler şekil ve bulunuş durumlarına gore çeşitli tiplerde olurlar. Bunların bir kısmının yüzeyleri çevrelerindeki kayaçların tabaka yüzeylerine parallel olduklarından konkordant kütleleri oluştururken, bazıları da çevredeki tabaka yüzeylerini kestiklerinden dolayı discordant kütleler halinde bulunurlar. Derinlik volkanizması sonucunda meydana gelen şekiller ise örtü tabakalarının aşındırılarak ortadan kaldırılmasıyla yeryüzünde ortaya çıkmaktadır (Hoşgören, 2010).

Yeryüzünün şekillenmesinde yüzey volkanizması, derinlik volkanizmasına göre daha fazla etkii olmaktadır. Volkanizmayla yeryüzüne çıkan lavlar, volkan konileri, maarlar, lav akıntıları, lav örtüleri, piroklastik madde örtüleri gibi şekiller meydana getirirler. Bu madderin yeryüzüne çıkması volkan püskürmesiyle olmaktadır. Volkanlardan çıkan kül gibi küçük unsurların deniz ya da göllere taşınıp çökmesiyle volkan tüfü olarak adlandırılan kayaçlar meydana gelir. Bunlar detritik ya da kimyasal tortul kayaçlarla ara katman olarak bulunurlar. Bunun sebebi, çöklemeler sırasında bu kayaçların da oluşmasıdır. Volkanik kayaçlar tabakalı olabildikleri gibi tabakasız da oluşabilmektedir. Lapilli gibi iri unsurların lavlardan oluşan bir çimento maddesi ile birleşmesi sonucunda volkan breşi, aglomera gibi kayaçlar oluşur. Volkanlardan çıkan lavların yeryüzüne çıkıp soğumasıyla oluşan katılaşım kayaçları, granit, diyorit, siyenit, gabro ve ultrabazik gibi gurupları vardır (Hoşgören, 2010; s: 129-140). Bu kayaçların aşınmaya karşı özellikleri litolojik yapı bölümünde açıklandığından aşağıda inceleme sahası kıyılarında volkanizmaya bağlı olarak oluşan kayaçların inceleme sahasındaki dağılışı üzerinde durulmuştur.

İnceleme sahasında Orta Eosen'de başlayan ve Geç Eosen boyunca devam eden derinleşme ve gerilme kuvvetlerinin etkisiyle, faylar boyunca asitik volkanizma meydana gelmiştir (Efe, 1993a). Erken Orta Miyosen'de ise yaygın bir volkanizma gerçekleşmiştir. Bunun sonucunda andezit, dasit, riyolit, tüf çıkışları ve granodiyorit bileşimleri sahaya yerleşmiştir. Geç Miyosen dönemi başladığında, volkanizmanın durmasıyle, sığ denizel ve flüvyal klastikler kuzey kesimlerde çökelmiştir. Volkanizmanın etkisini tamamen kaybetmesi de Üst Miyosen ile Alt Pliyosen'de olmuştur.

İnceleme sahasının batısında yer alan Biga Yarımadası Senozoyik zamanında 2500 m den daha fazla kalınlıkta olan çökel dizi ve farklı kimyasal bileşimlere sahip, mağmatik kayaçlardan oluşmaktadır. Oligo-Miyosen döneminde bölgedeki mağmatik etkinlik sonucunda granitler ve granodiyoritik kayalar ile andezit, dasit, trakiandezit, riyodasitlerle temsil edilen volkanik kayalar meydana gelmiştir. Alt-Orta Miyosen'de ise volkanik kayalarla birlikte yer yer karasal birimler de çökelmiştir. Üst Miyosen-Pliyosen döneminde flüvyal ortamı gösteren alacalı konglomera, kumtaşı, şeyl ve kireçtaşları oluşurken, Üst Miyosen döneminde bu çökeller ile sığ denizel kumtaşı, çakıltaşı, şeyl, marn ve kireçtaşları meydana gelmiştir (Ercan, 1998; Şekil 5; Ek 1). Sahada, Ceylan Formasyonu (Şencan, 2007) olarak adlandırılan Orta Eosen-Oligosen dönemine ait kalın bir klastik istif gelişmiştir. Sahanın 100-300 m yükseltilerdeki platolarını oluşturan istifin derinleşmesi sonucunda gerilme kuvvetlerinin oluşturduğu fayların etkisiyle asitik volkanizma meydana gelmiştir. Bunun sonucunda yaygın bir Oligo-Miyosen granodiyorit çıkışı, Karabiga-Aksaz köyü çevresindeki plato sahasını kaplamıştır. Oligosen sonunda bölge yeniden yükseldiğinden, karasallaşma sırasında Eosen-Oligosen tortulları büyük ölçüde aşınarak karasal, gölsel ve sığ denizel özellikteki Miyosen çökelleri ve volkanitleri farklı birimler üzerine yayılmıştır. Erken-Orta Miyosen'de başlayan yoğun volkanizma faaliyetleri sonucunda Biga-Kapanbelen köyü arasında andezit, riyolit ve asitik tüflerden oluşan volkanik araziler meydana gelmiştir (Siyako vd., 1989).

Karabiga-Kapıdağ arasındaki kıyılarda ise andazit, granit, granodiyorit neojen yaşlı karasal kireçtaşı, marn, kumtaşı, Mesozoik kireçtaşı ve Paleozoik yaşlı metamorfik kayaçlar yer almaktadır. Misakça- Karakuşluk Burnu arasında andezitler, şistler, radyolitler oluşmuştur. Sert volkanit kütle üzerinde yüksekliği 60-70 m civarında denize doğru eğimli falezler oluşmuştur. Edincik ve Şirinçavuş arasında andezit, dasit, tüf ve aglomeralardan oluşan volkanik kompleks yer almaktadır. Geniş alana yayılmış olan bu volkanitlerin üzerinin Pliyosen gölsel tortuları ile örtülü olması Üst Miyosen'e ait olduklarını göstermektedir. Gönen Çayı ile Belkıs Tombolosu arasındakı kıyı kuşağında ise uzunluğu 750 m, genişliği 300 m'ye ulaşan ve içerisinde metamorfik şist ve kristalize kireçtaşlarının olduğu molozlar bulunmaktadır (Cürebal, 1999).

Kapıdağ Yarımadası ve Marmara Adaları'nda son yıllarda yapılan jeolojik incelemelerde, Permiyen öncesinde başkalaşım geçirmiş metamorfitler ile onları kesen Paleosen yaşlı granodiyoritik kayaçların varlığı tespit edilmiştir (Güneysu, 2000; s: 30-79; Şekil 5). Dalyan Burnu'ndan kuzeydoğuda Çakıl köyüne kadar uzanan ve yaklaşık 11 km'lik bir alan boyunca metamorfik ve şist yapı gösteren kayaçlar bulunmaktadır. Bu kayaçlar, granitik kayaçlara oranla erozyonel etkilere daha açık olduklarından kıyı boyunca koylar kaybolarak daha düz bir kıyı çizgisi uzanmaktadır. Kestanelik köyü doğusundan Ormanlı köyü doğusuna kadar ganayslar devam etmektedir. Bu kesimden Doğanlar köyü doğusuna kadar, granit, gnays özelliğindeki litolojik yapı uzanırken, İlhan köye kadar da granitlerden oluşan anakaya özelliğine geçilmektedir. İlhan köyden, güneydeki Ocaklar'a kadar olan kesim granitlerden oluşurken, Ocaklar'dan Erdek'in güneydoğusuna kadar ise kristalli ve şistli metamorfik kayaçlar oluşmuştur. İlhan köyün güneybatısı ile Balyozfeneri burnu arasındaki çakılların amfibüllü şist, granit, andezit ve mermerden oluşmuşlardır. Ocaklar'ın güneydoğusundaki Kavaklı Dere'nin vadi yamaçları amfibollü şist, bazalt, andezit ve granit içerikli çakıllardan meydana gelmiştir. Bu kesimdeki Kavaklı Dere, Muhla Dere ve Katıkirman Dere kristalli ve şistli özellikli metamorfik kayaçlar üzerinde akmaktadır. Kapıdağ Yarımadası'nın güneydoğusundan ve Bandırma-Mağara Burnu arasına kadar olan bölgede kıyı

kesimi, gnays ve şistlerden oluşmuştur. Bu kesimde aynı zamanda doğu yönlü kıyı akıntılarının etkili olduğu görülmektedir. Bu litolojik yapı özelliğinden dolayı Kapıdağ Yarımadası'nın kuzey kıyıları doğuda Çakılköy ile batıda İlhanköy arasında yaklaşık 40 km boyunca yarımadanın en girintili, çıkıntılı ve dik yamaçlı yüksek falezli bölümünü oluşturmaktadır. Yarımadanın güneydoğusu Aşağıyapıcı köyü ile Çakıl köyü arasında yaklaşık 20 km boyunca daha geniş tabanlı ve yatık yamaçlı vadilerle daha alçak yamaçlı falezlerden oluşmuştur. Yarımadanın güneybatı kıyıları ise litolojik özelliğinden dolayı kıyı çizgisi daha düzgün bir hat boyunca uzanırken, daha çok birim şekilleri etkili olduğu görülmektedir (Şekil 5).

Gemlik Körfez'in batı ucunda yer alan Zeytinbağı-Mudanya arası andezit ve flişlerden meydana oluşmuştur. Mudanya-Gemlik arasında Eosen ve Kretase yaşlı flişler bulunmaktadır. Gemlik-Bozburun arası kıyılar ise gnays ve granitlerden oluşmuştur (Güneysu, 2000; s: 30-79; Şekil 5). Armutlu'nun doğu ve kuzeydoğu'sunda yer alan 50-250 m yükseltilerdeki tepelerde andezit ve konglomeralar bulunmaktadır. Bozburun kıyılarında yeşil renkli şistler yaygındır. Armutlu'dan Kapaklı'ya kadar olan kesimde ise büyük bir granit kütlesi yer almaktadır. Yalova'nın güneyinde ve kıyıdan nispeten daha yüksek arazide daha çok paleozoik yaşlı kristalin şistler, mermer ve kristalin kalker sahaları geniş yer kaplamaktadır. Armutlu Yarımadası'nda görülen andezitik lav ve aglomeralardan oluşan volkanik istifler Sarısu volkanitleri olarak isimlendirilmiştir. Yaklaşık 1 m yüksekliğe ulaşan bazalt ve bazaltik andezit blok ve çakıllar volkanik bir matris içerisinde bulunmaktadır. Lav akıntılarını bazalt, bazaltik andezit türü kayaçlar oluşturmaktadır. Proklastik düzeyler ise andezitik tüf ve kaya parçalarından oluşmaktadır.

İnceleme sahasının kıyılarındaki volkanizmaya bağlı olarak oluşan litolojinin dirençlilik durumu, kıyının içe ya da dışa doğru gelişimini sağlamıştır. Kıyı genişliliği ile devamlılığı fazla olmayan çakıllı kumlu plaj örtüleri ve falezler Çardak'tan Yalova'ya kadar devam etmektedir.

2.2. Dış Etmen ve Süreçler

İç etmen ve süreçler tarafından meydana getirilen yerşekillerini aşındırarak ortadan kaldıran ve yeni şekiller oluşturan fiziksel parçalanma, kimyasal ayrışma, yeraltı suları, akarsular, dalgalar, akıntılar, rüzgarlar gibi kuvvetler dış etken ve süreçleri oluşturmaktadır. Dış etmen ve süreçlerin inceleme sahası kıyılarında oluşturduğu etkiler aşağıda açıklanmıştır.

2.2.1. İklim

İnsanlık tarihinin ilk zamanlarından günümüze kadar geçen süreçte yeryüzü buzullarla kaplanmış ve bu sırada doğal ve beşeri çevreler büyük ölçülerde etkilenmiştir. Örneğin, Günümüzden yaklaşık 80 000 ile 20 000 yıl önce Avrupa kıtasının kuzey kesimleri tamamen buzullarla kaplanmıştır. Günümüzden yaklaşık iki milyon yıl önce ise iklimsel değişikliklere bağlı olarak Kuvaterner döneminde aşırı soğuma sonucu okyanus ve denizlerde oluşan buz tabakaları büyüdükçe okyanuslardaki sular çekilerek deniz seviyesi bugünküne göre yaklaşık 110 ile 120 metre alçalmıştır. Bunun sonucunda Sibirya ve Alaska birleşerek tek bir kara parçası hâline gelmiştir. Ayrıca, önceden kıta sahanlığı olan yerler zamanla sığ denizlerin içerisinde kara parçası olarak yükselmişlerdir. Bu sırada oluşan buzul sedimanlar da günümüzde kıta sahanlığı durumunda olan deniz altlarında birikmiştir. Sedimanlar, zaman zaman fırtına dalgaları ve gel gitsel akıntılarla tekrar hareketlenip, erozyona sebep olarak kıyıların değişiminde etkili olmaya devam etmiştir (Goudie, 2000; Özkan, 2000**)**. Bu dönem 4000 yıl kadar sürmüş, daha sonra buzullar çekilmeye ve sıcaklık artmaya başlamıştır.

Günümüzde ise çeşitli beşeri sebeplere bağlı oluşan sera gazlarının etkisiyle dünya, küresel ısınma ve iklim değişikliği ile karşı karşıya bulunmaktadır. Deniz seviyesinin yükselmesi üzerinde küresel ısınmaın ekisi jeomorfolojik olaylardan daha fazladır (Goudie, 2000). Küresel ısınma üzerinde enerji üretim ve tüketiminin % 36, endüstriyel faaliyetlerin %24, ormancılığın %18, tarımsal etkinliklerin % 9 ve diğer kaynakların % 3 etkisi vardır (Uğurlu ve Örçen, 2007). Meydana gelecek bu

iklim değişiklikleri, özellikle su kaynakları ve kıyısal bölgeler üzerinde olumsuz etkiler meydana getirmektedir (Suursaar vd., 2008; Öztürk, 2002). İklim değişiminden en çok etkilenen alanlardan biri olan kıyılarda kyı çizgileri deniz seviyesinin yükselmesine bağlı olarak gün ya da yıl içerisinde kara yönünde yer değiştirmektedir (Turner vd., 2007). Kıyının özelliğine göre değişmekle birlikte deniz seviyesi 1cm yükseldiğinde kıyı çizgisi de kara yönünde 100 cm yer değiştirmektedir. Son yıllarda küresel sıcaklık artışına bağlı olarak, deniz seviyesi de yükselmekte ve buna göre 21. yüzyılın sonuna kadar deniz sularının yaklaşık 50 cm yükselmesi tahmin edilmektedir. Deniz seviyesinin yükselmesine bağlı olarak kıyılarda yer alan lagün göllerinin seviyeleri de 50 cm yükseleceğinden kıyı çizgileri de karaya doğru ilerleyecektir. Bu arada birbirine komşu olan lagün göllerinin birleşmesiyle de daha büyük ve derin lagünler oluşacaktır. Zamanla böyle yerlerde göllerin çevresindeki mera ve tarım alanları da sular altında kalacağı tahmin edilmektedir (Uzun, 2006).

Dünyanın birçok yerinde iklime bağlı kıyı değişimlerinin devam ettiği yapılan araştırmalarla tespit edilmiştir. Buna gore, dünya genelinde yaşanacak olan olası bir deniz seviyesi yükselmesinden öncelikli olarak zarar görecek alanlar alçak kıyılar ve buralardaki yerleşim alanları olduğundan Türkiye'de yapılan bir araştırmada Çanakkale kenti kıyılarında imara açılmış alanlarının %17'si olası deniz seviyesi yükselmesinden etkileneceği belirlenmiştir (Koç ve Öztürk, 2007). İklimin kıyı topoğrafyası üzerindeki etkisi, soğuk iklimlerde denizin donması ve dolayısıyla dalga aşındırmasının durması, kurak iklim bölgelerinde akarsularla kıyılara taşınan yük miktarının azalması ve buna bağlı olarak kyılardaki birikim şekillerinin azalması gibi etkenlerle kendini göstermeketdir. Rüzgarlar ise özellikle kıyı kumullarının oluşumunda rol oynamaktadır.

İklim elemanlarından yağış, sıcaklık ve rüzgârlar, yerşekilleri üzerinde etkili olan faktörlerdir. İnceleme alanı, Karadeniz ve Akdeniz iklimleri arasında geçiş iklim özelliğinde olduğundan güncel morfodinamikler üzerinde farklı etkiler görülmektedir. Örneğin akarsular, Ekim-Mart dönemindeki yağış artışı nedeniyle, debilerindeki artışlara bağlı olarak aşındırma ve taşıma işlevlerini daha çok bu

dönemde yapmaktadır. Nisan-Eylül döneminde yağışların azalmasına bağlı olarak debileri azaldığından, bu etki de azalmaktadır.

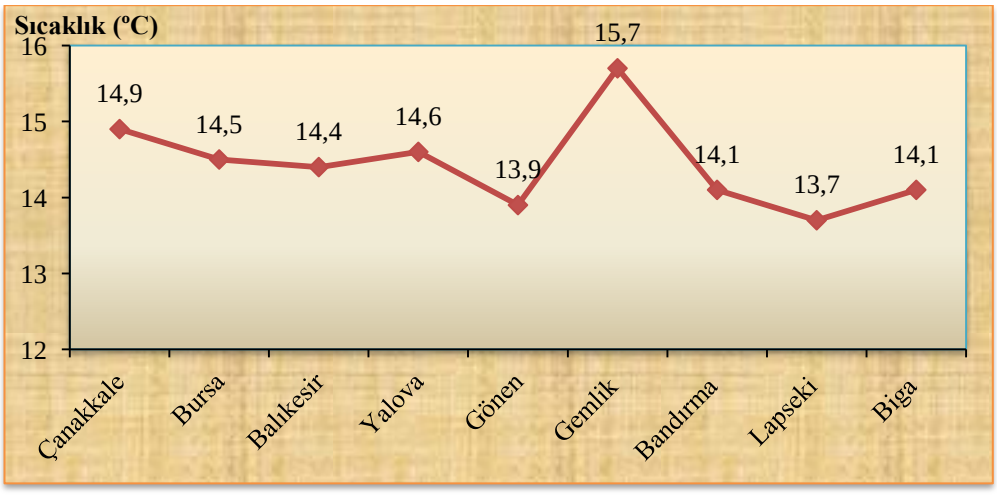
İnceleme sahası, iklim özelliğinden dolayı, mevsimlere göre farklılıklar gösteren sıcaklık değerlerine sahiptir. Bu nedenle Akdeniz iklimine göre serin, Karadeniz iklimine göre de daha sıcak iklim koşulları hüküm sürmektedir. Yıllık ortalama sıcaklık dağılışı 13.7 °C ile 14.9 ºC arasında değişim göstermektedir. Sıcaklık genel olarak kıyı kesimlerde daha fazladır (Tablo 1). Bu durum denizellik ve karasallık faktörlerinden kaynaklanmaktadır. 1970 ve 2012 yılları arasında Çanakkale, Bursa, Balıkesir, Yalova, Gönen, Gemlik, Bandırma, Lapseki ve Biga istasyonlarından elde edilen ölçümlere göre, inceleme sahasının uzun yıllar yıllık ortalama sıcaklığı 14.4 ºC'dir. En sıcak ay 25.3 ºC ile Temmuz ayı, en soğuk ay ise 4.6 ºC ile Ocak'tır. Buna göre en sıcak ay ile en soğuk ay sıcaklık ortalaması arasındaki fark (Amplitud) 14.7 ºC dir. İstasyonlara göre yıllık ortalama sıcaklıklar, Çanakkale'de 14.9 ºC, Bursa'da 14.5 ºC, Balıkesir'de 14.4 ºC, Yalova'da 14.6 ºC, Gönen'de 13.9 ºC, Gemlik'te 15.7 ºC, Bandırma'da 14.1 ºC, Lapseki'de 13.7 ºC ve Biga'da 14.1 ºC'dir (Tablo 1; Şekil 11). En düşük sıcaklık ortalaması 4.6 ºC (Ocak) ile Lapseki'de görülmektedir. Yıllık ortalama yüksek sıcaklık değerleri dikkate alındığında ise Lapseki'de Temmuz ve Ağustos aylarında 23,3 ºC' ve 22,8 ºC' sıcaklıklar görülmektedir. İnceleme sahasında kış aylarında en yüksek sıcaklık ortalaması 6,6 ºC (Ocak) ile Yalova'da görülmektedir. Yalova'nın Temmuz ayı sıcaklık ortalaması ise 23,8 ºC'dir. Yaz aylarında en yüksek sıcaklık ortalaması ise 25,3 ºC ile Gemlik'te ölçülmüştür. Kış aylarındaki en yüksek ortalama sıcaklıklar 6.6 ºC ile Yalova ve 6.3 ºC ile Çanakkale istasyonlarında ölçülmüştür. İstasyonlar arasında az da olsa görülen bu sıcaklık farklılığının sebebi, konumlarındaki ve denize yakınlık durumlarındaki farklılıktan kaynaklanmaktadır. Maksimum ve minimum sıcaklık değerlerine bakılarak inceleme sahasında don olayının görülmediği söylenebilir (Tablo 1, Şekil 11).

İnceleme sahasındaki sıcaklık ile akarsu akım değerlerindeki değişim arasında tam bir uyum söz konusudur. Sıcaklık ve buharlaşmanın az olduğu Aralık-Mart döneminde akım artarken, sıcaklık ve buharlaşmanın fazla olduğu Haziran-

Eylül döneminde akım azalmaktadır. Ancak, insan faktörü etkili olduğu durumlarda farklılıklar ortaya çıkabilmektedir. Örneğin, Eylül ve Ekim aylarında yağışlarda artış olmasına rağmen, aşırı su sıkıntısına bağlı olarak aşırı pompaj yapılması nedeniyle akım miktarı artmamaktadır.

Tablo 1: İnceleme Sahası Kıyılarındaki İstasyonların Ortalama Sıcaklık Değerleri (ºC) (1970-2012)

İstasyon Adı	Rasat Süresi (Yıl)	O	Ş	M	N	M	H	T	A	E	E	K	A	Ortalama
Çanakkale	40	6.3	6.5	8.4	12.6	17.5	22.4	25.1	24.9	20.8	16	11.5	8.1	14.9
Bursa	40	5.4	6.2	8.5	13	17.7	22.3	24.6	24.3	20.1	15.3	10.4	7.1	14.5
Balıkesir	36	4.9	5.8	8.2	13.3	17.9	22.6	24.4	24	20.6	15.6	10.1	6.4	14.4
Yalova	40	6.6	6.8	8.4	12.6	17	21.5	23.8	23.6	20	15.9	11.5	8.5	14.6
Gönen	32	5.2	5.5	7.8	12.1	16.7	21.5	23.6	23.3	19.3	14.9	10	7	13.9
Gemlik	15	7	7	9.5	13.8	18.4	23	25.3	25.1	21.8	16.6	11.9	8.5	15.7
Bandırma	32	5.3	5.4	7.6	12.1	16.6	21.4	23.6	23.6	20	15.6	10.5	7.1	14.1
Lapseki	13	4.6	4.7	7.2	11.5	15.2	20.7	23.8	25	21	14.7	9.3	6.6	13.7
Biga	59	5.1	6	7.8	12.4	17.2	21.5	23.3	22.8	19.3	14.8	11	7.8	14.1

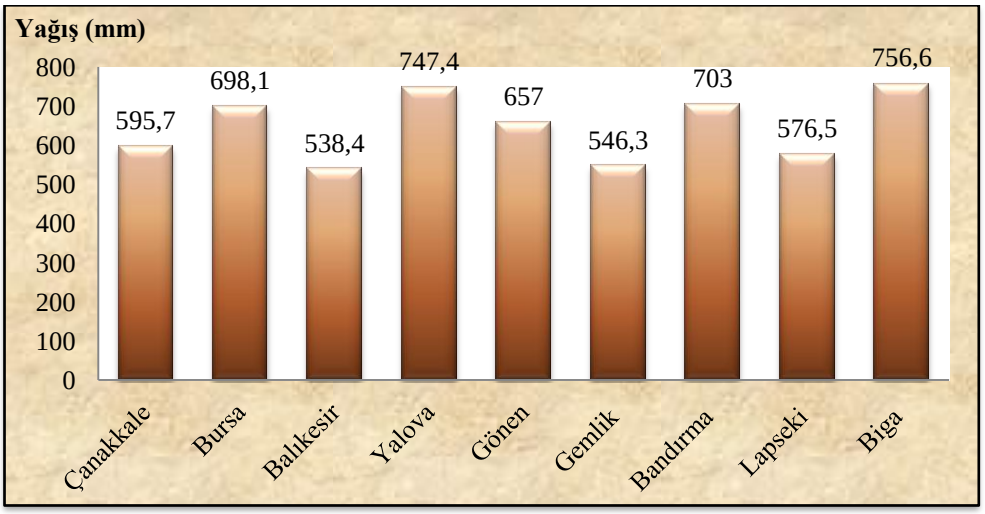


Şekil 11: İnceleme Sahası Kıyılarındaki İstasyonların Ortalama Sıcaklık Grafiği (ºC) (1970-2012)

1970 ve 2012 yılları arasında Çanakkale, Bursa, Balıkesir, Yalova, Gönen, Gemlik, Bandırma, Lapseki ve Biga istasyonlarından elde edilen ölçümlere göre, inceleme sahasının uzun yıllar yıllık ortalama yağış miktarı 638 mm'dir. İstasyonlara göre yıllık ortalama yağışlar, Çanakkale'de 642,6 mm, Bursa'da 698,2 mm, Balıkesir'de 415,4 mm, Yalova'da 747,4 mm, Gönen'de 657 mm, Gemlik'te 546,3 mm, Bandırma'da 703 mm, Lapseki'de 576,5 mm ve Biga'da 756,6 mm'dir (Tablo 2, Şekil 12). Yıllık ortalama yağış değerlerine bakıldığında Biga istasyonunun diğerlerine göre daha fazla yağış aldığı görülmektedir. Biga'da en fazla yağış 123 mm ile Aralık ayında görülürken, en düşük yağış ortalaması 12,4 mm. ile Ağustos ayında ölçülmüştür (Tablo 2, Şekil 12). En düşük yağış miktarı ise Ağustos ayında 5,2 mm ile Çanakkale istasyonuna aittir. İnceleme sahasında yağışın mevsimlere dağılışı incelendiğinde, Akdeniz yağış rejiminin etkili olduğunu söylemek mümkündür (Tablo 2, Şekil 12). Bu verilere göre, akarsuların akımları ve dolayısıyla taşkınların ve çekiklerin meydana gelme sıklığı da etkilenmektedir. Akarsuların aşındırma, taşıma ve biriktirme işlevleri de debilerinin arttığı dönemlerde daha etkili olmaktadır (Tablo 7). Tablodan da görüldüğü gibi Ekim, Kasım, Aralık aylarında akım ile yağış arasında bir paralellik bulunmaktadır. Yağış miktarında Ocak ve Eylül ayları arasında sürekli bir düşüş görülürken, Mart ayına kadar yükselme, sonrasında yağışa paralel olarak azalmaktadır. Ocak-Mart döneminde yağışların zaman zaman kar şeklinde olması, Şubat ve Mart aylarında yüksek kesimlerdeki karların eriyerek akarsu akımını artırdığı sonucuna varılabilir. Yağışların mevsimlere göre farklılık göstermesi morfolojik şekillenmenin de mevsimlere göre farklı olmasına sebep olmuştur. Yağışlar sebebiyle meydana gelen sel erozyonu, yamaç erozyonu, aşındırma ve biriktirme olayları, kış aylarında daha fazla meydana gelmektedir. Yağışların neden olduğu taşkın ve çekikler de bu dönemde oluşan akarsu akım miktarlarındaki değişimlerden ileri gelmektedir.

Tablo 2: İnceleme Sahası Kıyılarındaki İstasyonların Ortalama Yağış Değerleri (mm) (1970-2012)

İstasyon Adı	Rasat Süresi (Yıl)	O	Ş	M	N	M	H	T	A	E	E	K	A	Toplm
Çanakkale	40	81	69.8	67.5	46.3	33.2	20.9	13.1	5.2	19.8	53.2	88.8	96.9	642.6
Bursa	40	79.5	72.2	66.8	65.6	44.6	34.6	17.7	16.6	41.1	75.3	83.2	100.9	698.2
Balıkesir	40	67.8	56.3	54.5	51.1	45.3	17.6	9.7	6.7	18.8	41.4	79.8	89.4	415.4
Yalova	40	86.9	69.8	69.5	53	33.8	41.7	22.4	33.3	51.6	89	89.2	107.2	747.4
Gönen	32	88.8	75.1	62.8	55.4	38.6	25.1	11.5	14.6	28.4	55.8	96.5	104.4	657
Gemlik	32	70.5	49.2	41.7	53.5	48.1	24.2	25.6	6.2	20.2	54.9	74.7	77.5	546.3
Bandırma	32	101.3	74.6	67.9	55.5	34.4	23.2	17.5	15.3	33.3	69.3	97.7	113	703
Lapseki	8	65.6	43.7	53.9	49.1	36.3	29.8	11.7	9	11.5	58.6	80.9	126.4	576.5
Biga	59	107	89	77.7	54.6	42	28.5	16.2	12.4	37.7	73.4	95.1	123	756.6



Şekil 12: İnceleme Sahası Kıyılarındaki İstasyonların Ortalama Yağış Grafiği (mm) (1970-2012)

İnceleme sahasında kış ve ilkbahar aylarında Lodos (SW), Haziran ve Kasım ayına kadar ise Poyraz (NE) etkili olmaktadır (Tablo 3, Şekil 13). Kuzeyden esen rüzgârlar kış aylarında sıcaklıkların düşmesinde rol oynamaktadır. Kuzey ve Kuzeydoğudan gelen hava kütleleri dağlık alanlara çarparak batı ve güneybatıya doğru yönelmektedir. Diğer etkili bir rüzgâr olan Lodos, kış aylarında sıcaklıkların yükselmesine neden olmaktadır. Kış aylarında etkili olan güney rüzgârları dağlık

sahaları aşarak geldiklerinden sıcak ve kuru bir havanın oluşmasına sebep olmaktadır.

Kuzey yönlü Yıldız ve Poyraz rüzgârları hem dalga hareketleri açısından hem de hem kumulların hareketleri yönüyle önem taşımaktadır. Her iki rüzgârın da estiği dönemlerde kıyıdaki sularda ortalama 1-1.5 m kabarmalar meydana gelmektedir. Buna bağlı olarak da denizin tuzlu suları lagünlere karışmaktadır.

En hızlı esen rüzgâr 38.7 m/sn hızla (SW) Çanakkale'de Şubat ayında esen Poyraz rüzgârıdır. En az hızla esen rüzgarın ise (9.4 m/sn) SW yönünden Gemlik'te Aralık ayında esen rüzgar olduğu görülmektedir (Tablo 3, Şekil 13). İnceleme sahasındaki istasyonunda kış aylarında genellikle NNE ve NE sektörlü rüzgârlar etkili olurken yaz aylarında NE ve NNE yönlü rüzgârlar etkili olmaktadır (Tablo 3, Şekil 13).

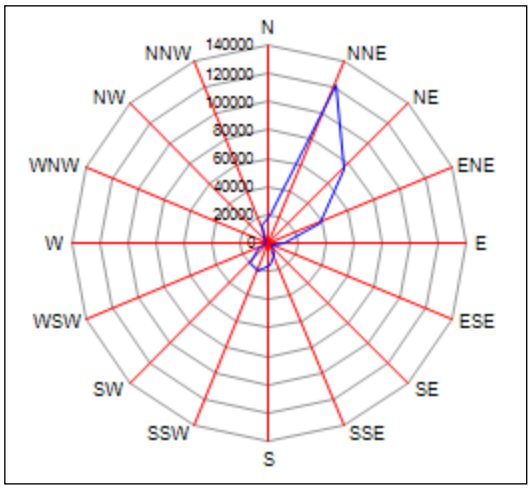
Rüzgârın estiği yöne göre sıcak ya da soğuk esmesi, etkili olduğu yerde farklı sonuçlara sebep olmaktadır. Örneğin, sıcak rüzgârlar bitkileri erken olgunlaştırırken, soğuk rüzgârlar sıcaklık ihtiyacını artırmaktadır. Şiddetli esen rüzgârlar ise bitkilerde deformasyonlara neden olmakta ve buharlaşmayla su ihtiyacını artırmaktadır.

Günümüzde rüzgâr enerjisi yenilenebilir oluşu ve kirletici etkiler taşımaması nedenleriyle alternatif enerji kaynaklarından biri haline gelmiştir. Diğer önemli bir sebep ise rüzgâr türbinlerinin çevreye zarar veren gaz emisyonuna neden olmaması nedeniyle iklim değişikliğini önlemede büyük bir role sahip olmasıdır. Rüzgârın hızı, arazisinin pürüzlülük durumu ve arazi eğimine bağlı olarak değiştiğinden, meteorolojik ölçümleri, yerel koşulları göz önüne alarak değerlendirmeden "rüzgâr çiftliği" adı verilen rüzgâr enerji istasyonları kurulmamaktadır. Buna göre, inceleme sahasında Çanakkale, Bandırma, Lapseki, Kapıdağ (Erdek), Karabiga, Zeytinbağ (Bursa)'da rüzgar enerji istasyonları kurulmuştur (Foto 8). Bu nedenle inceleme sahasındaki rüzgâr enerji potansiyelinin belirlenmesi, rüzgâr enerjisinin daha yaygın olarak kullanılabilirliğini artırması açısından büyük önem taşımaktadır.

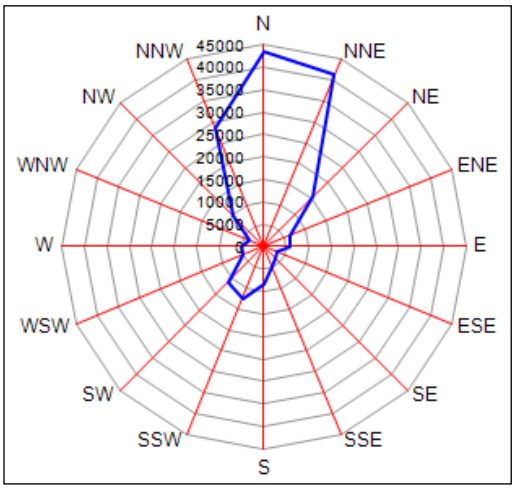
Foto 8: Bandırma Yakınlarındaki Rüzgâr Enerji İstasyonu

Tablo 3: Maksimum Rüzgâr Hızı (m/sn) ve Yönü (1970-2012)

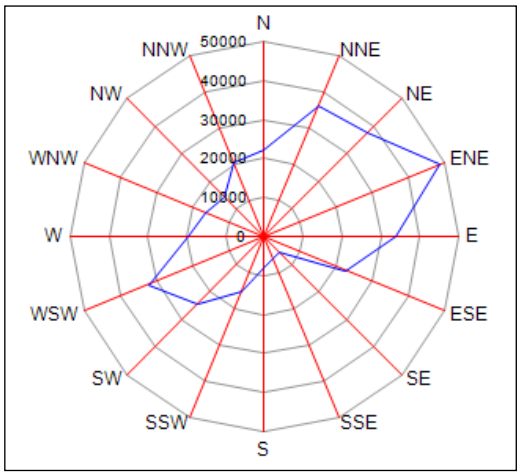
İstasyon Adı	Yükselti	Rasat Süresi (Yıl)	O	Ş	M	N	M	H	T	A	E	E	K	A
Çanakkale	6	42	35.2 SSE	38.7 SW	35.4 SSE	34.5 SSE	32.0 SSE	23.6 SSW	31.8 NW	23.0 NNE	32.7 W	29.6 SSW	33.9 SSW	33.1 SSE
Bursa	100	42	29.9 S	29.1 S	29.2 S	26.7 SSW	22.9 SW	20.1 N	17.8 NE	17.2 ENE	25.6 W	26.0 S	31.2 SSW	30.7 SSW
Balıkesir	102	29	23.0 SSW	28.5 S	26.0 SSW	23.0 SW	20.9 SW	22.0 SW	28.9 NNE	19.5 NNE	24.0 SW	21.5 S	27.2 S	23.0 NNE
Yalova	4	42	18.8 SSE	22.8 SSW	20.7 S	16.1 W	19.0 NW	15.5 W	18.0 WNW	15.5 NNE	16.7 WNW	17.4 NNW	18.0 WNW	19.5 N
Erdek	3	5	23.9 N	17.4 N	18.8 S	14.0 NNE	13.1 WNW	13.4 N	16.1 NE	19.9 N	18.2 NE	26.4 NE	20.3 N	21.4 ENE
Gemlik	10	21	9.4 NE	9.4 SW	12.3 NW	9.4 NE	9.4 N	9.4 NE	12.3 NE	9.4 SW	12.3 N	12.3 NE	9.4 NE	9.4 NE
Bandırma	58	42	34.3 N	28.9 N	29.4 NNE	29.4 S	23.3 NNW	24.6 NE	23.5 N	25.1 NNE	23.8 NE	29.7 N	27.6 S	29.8 S
Çınarcık	20	31	37.4 N	37.4 ENE	22.2 S	43.6 SSW	21.4 WSW	16.7 ESE	15.4 WNW	23.0 NE	25.0 WSW	22.6 W	25.4 S	25.0 SSW
Gönen	30	42	33.2 NW	30.4 WNW	35.4 SSW	31.3 SSW	27.6 NNE	25.5 NW	34.0 ENE	25.9 NW	31.4 NW	27.6 WNW	30.5 SSW	34.5 SSW



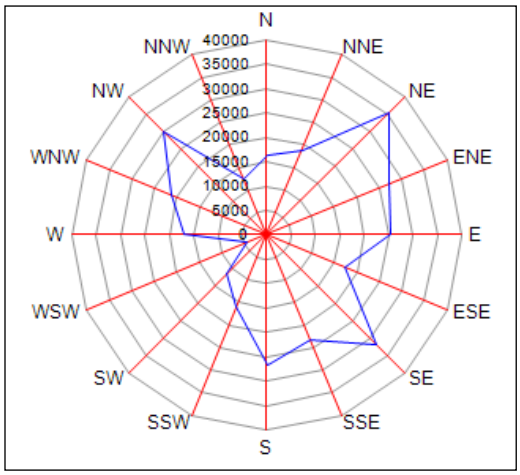
Çanakkale



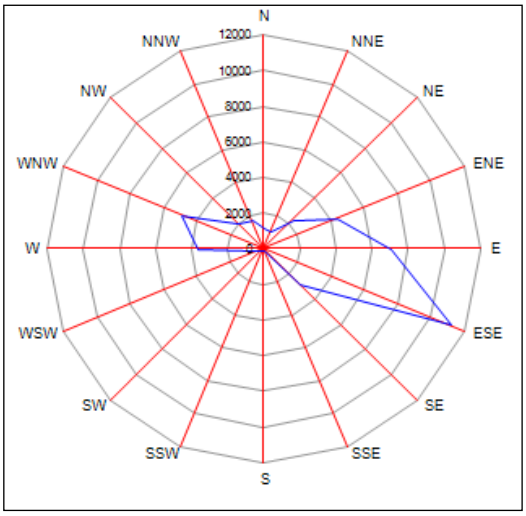
Balıkesir



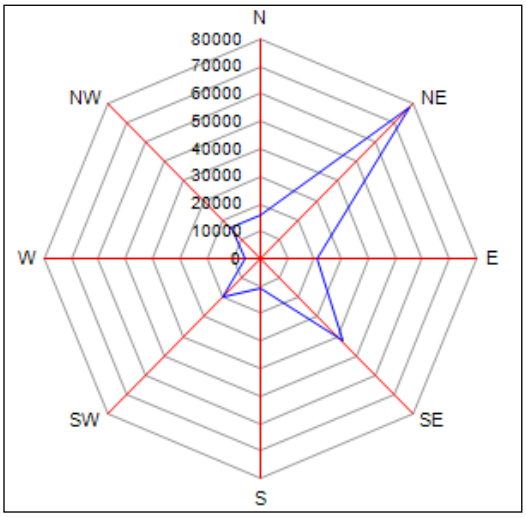
Bursa



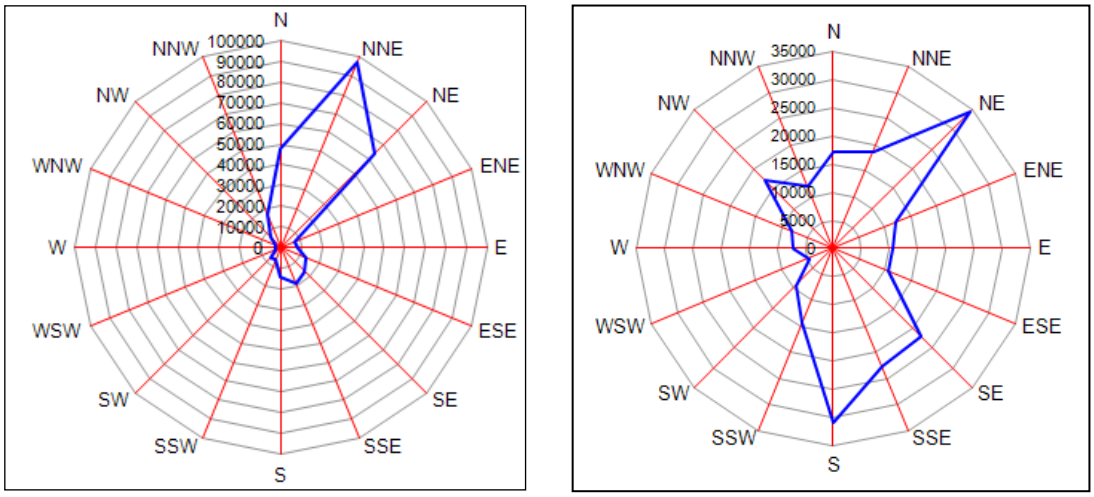
Yalova



Gemlik



Erdek



Bandırma Çınarcık

Şekil 13: İnceleme Sahası ve Çevresindeki Meteroloji İstasyonlarına Ait Rüzgâr Gülleri (1970-2012)

Marmara Bölgesi genel iklim özellikleri açısından geçiş tipi olarak adlandırılan Marmara iklimi özelliklerini yansıtmaktadır. Kışları Akdeniz iklimi kadar ılık, yazları Karadeniz iklimi kadar yağışlı olmayan bu iklim bölgesinde, yaz kuraklığı da Akdeniz iklimindeki kadar fazla olmayıp, az da olsa yağışlı geçer. Kış ayları Karasal iklim kadar soğuk olmazken, yaz mevsimi de fazla kurak değildir. Yıllık sıcaklık ortalaması 14.4 ºC dolayında iken yıllık yağış ortalaması ise 638 mm'dir. Bu özelliklerinden dolayı Marmara iklimi, Karasal, Karadeniz ve Akdeniz iklimleri arasında geçiş özelliği göstermektedir. Saha, hem Akdeniz, hem de Karadeniz yağış rejimlerinin özelliklerini taşıdığından, kuzey yamaçlar güney yamaçlara göre daha fazla yağış almaktadır. Bu durumun oluşma sebebi, kuzeyden gelen hava kütlelerinin kuzey yamaçlar boyunca yükselmesidir.

2.2.2. Akarsular

Yeryüzünde doğal bir yatağa bağlı olarak akan su kütleleri olan akarsular, aşındırma ve biriktirme faaliyetleri yaparak kıyıların şekillenmesi üzerinde etkili olmaktadır. Orta Miyosen'den günümüze kadar devam eden Neotektonik hareketlerle şekillenen inceleme sahası, akarsular yönüyle oldukça zengin olmasına rağmen,

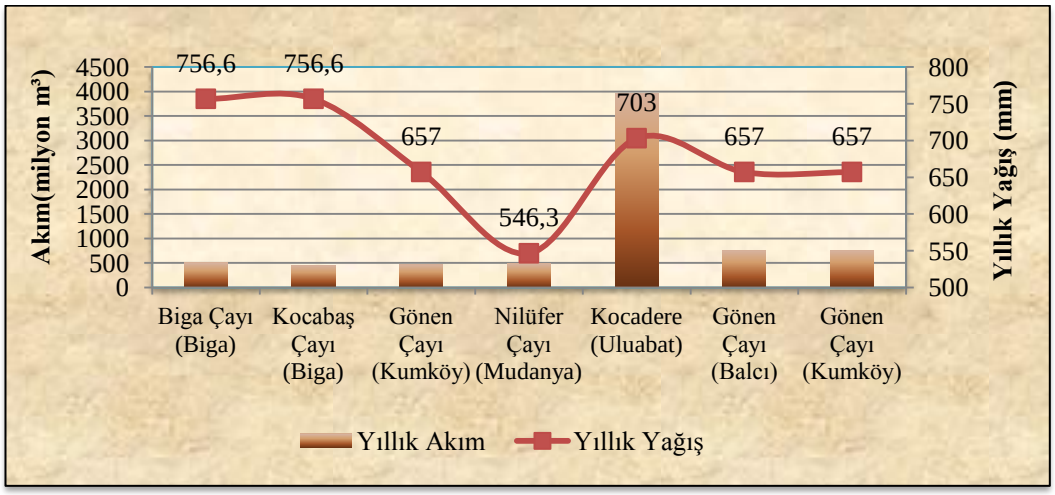
akarsu yoğunluğu sahanın her yerinde aynı değildir. İklim, arazinin morfolojik yapısı, litolojik özellikler, bakı, bitki örtüsü gibi etmenler akarsu yoğunluk derecesi üzerinde etkili olmuştur (Şengör vd., 1985; Görür vd., 1997). Bu nedenle, aynı eğim değerlerine sahip, fakat farklı litolojik formasyonlar üzerinde yer alan akarsuların yoğunluk değerlerinin de farklı olduğu görülmüştür. İnceleme sahasında en düşük akarsu yoğunluğu, Kapıdağ Yarımadası'nın güney ve güneybatısı ile Biga Yarımadası'nda bulunmaktadır (Tablo 8; Şekil 11). Sahada akarsular ve onlara karışan yan kolların oluşturduğu alanlar, akarsu yoğunluklarının yüksek olduğu sahaları meydana getirmiştir.

İnceleme sahasındaki akarsu akım değerleri tablosu ile yağış ve sıcaklık değerleri tabloları (Tablo 1, 14) incelendiğinde, sahanın deniz kıyısı olması ve iklim özelliğine göre, yağış-akım arasında pozitif bir ilişki izlenirken, sıcaklık ve akım arasında negatif bir ilişkinin olduğu görülmektedir. İnceleme sahası, Akdeniz ikliminin etkisinde olduğundan, yazlar kurak geçerken, kışlar yağışlı olmaktadır. Bu nedenle, yağışın arttığı kış döneminde akarsuların akım değerleri de artmaktadır. Ancak, yağışların azaldığı, sıcaklığın ve sulama amaçlı kullanımın artmaya başladığı Mayıs ayından itibaren akım değerlerinde belirgin düşüşler görülmektedir. Sıcaklığın düştüğü ve bunun sonucunda da buharlaşmanın da az olduğu Aralık-Mart döneminde akım miktarı artmaktadır. Haziran-Eylül döneminde ise sıcaklık yükseldiğinden akım azalmaktadır. Nisan-Mayıs ve Eylül-Ekim dönemlerinde yeterince yağış olmasına rağmen tarımsal üretim amacıyla yapılan aşırı sulamadan dolayı akım değerlerinde düşüşler görülmektedir. Bu dönemde sürekli akarsuların yataklarındaki su miktarı oldukça azalırken, birçok mevsimlik akarsu tamamen kurumaktadır. DSİ tarafından son zamanlarda ova tabanlarında derin kuyular açılmaya çalışılmış olsa da alüvyonun su tutma kapasitesi düşük olduğundan iyi sonuçlar alınamamıştır (Efe 1993a).

İnceleme sahasındaki akarsular, iklim koşullarından dolayı sel karakterlidir. Bu nedenle zaman zaman taşkınlara sebep olmaktadır. Örneğin, sahanın en büyük iki akarsuyu olan Gönen ve Biga çayları Türkiye'de düzensizlik katsayıları en yüksek (800) akarsulardır (Efe 1993a). Her iki akarsu da ovaya ulaşmadan önce, dere yataklarının temizlenmesi, yamaçlarının düzenlenmesi gibi iyileştirme çalışmalarının

yapılması ve doğal bitki örtüsünün korunması gibi nedenlerden dolayı taşkınların etkisi kısmen azaltılmıştır.

Suya ihtiyaç duyulmayan dönemde akarsular bol su taşırken, suya ihtiyaç olan dönemde akarsuların taşıdığı su miktarı da düşmektedir. Ancak, yeraltı sularının kullanımı aşırı derece arttığı ve yağışların yetersiz olduğu dönemlerde pompajlamalar nedeniyle akarsu yataklarının birkaç km içerisine kadar deniz suyu karışma riski ortaya çıkmaktadır.



Şekil 14: İnceleme Sahasındaki Başlıca Akarsuların Akım ve Yağış Grafiği

İnceleme sahasının en büyük akarsuları Biga Çayı (Kocabaş Çayı), Gönen Çayı ve Kocasu Çayı'dır. Bunlardan Biga Çayı (Kocabaş Çayı) 2100 km², Gönen Çayı ise 2174 km² akaçlama havzasına sahiptir (Efe, 1993a). Kocasu Çayı'nın ise göllerle birlikte drenaj alanı 27 600 km²'dir Sahada bu akarsudan başka, daha kısa boylu olarak Marmara Denizi'ne dökülen dereler de bulunmaktadır. Bunlar; Elmalı Dere, Balaban Dere, Eyrek Dere, Selimmandıra Dere, Doğan Dere, Ay Dere, Güngörmez Dere, Koca Dere, Çınarlı Dere, Eskideğirmen Dere, Torluk Dere, Çalı Dere, Armutlu Dere, Fıstıklı Dere, İlbat Dere, Yaman Dere, Kestane Dere, Karaca Dere, Büyükkumla Dere, Küçükkumla Dere, Karsak Çayı, Karanlık Dere, Büyük Dere, Tatlısu Dere, Kal Dere, Çınarlı Dere, Ballıpınar Dere, Eğri Dere, Ceylan Dere, Değirmen Dere, Kesikdağ Dere, Gürgen Dere, Panayır Dere, Kirazlı Dere, Muğla

Dere, Katırkervan Dere, Alişan Dere, Sazlı Dere, İzmir Dere, Sarımeşelik Dere, Şahmelek Dere, Çınar Derei, Dikilitaş Dere, Karatepe Dere, Kemer Çayı, Armutlu Dere, Alpavut Dere ve Bayram Dere'dir.

İnceleme sahasında yer alan başlıca akarsular ve A.Ort. (m^3/s), Verim ($1/s/km^2$), Akış (mm), Akım (milyon m^3) özellikleri aşağıda açıklanmıştır.

Gönen Çayı: Kaz Dağları'nın kuzeydoğu eteklerinden doğmaktan sonra Gürgen, Öldüren ve Kocakatran dağlarına düşen yağışlarla beslenerek akışa geçmektedir. Yenice ve Gönen'i geçerek Sarıköy yakınlarında Keçidere, Sarıköy, Keten ve Çerpeş derelerini derelerini alarak, Sarıköy ovası ve Tahirova arasındaki eşikte oluşturduğu boğaz içerisinden geçip, Turuplu dereyi de aldıktan sonra Marmara Denizi'ne dökülmektedir (Foto 9). Akaçlama havzası 1402 km^2'dir (Efe, 1993a). Gönen Çayının akarsu şebekesi, kollarıyla birlikte ağaç dallarına benzer şekilde olduğundan dantritik drenaj karakterindedir. Eğime bağlı olarak kaynak kısmında fazla olan akım, eğimin ova tabanında azalmasına bağlı olarak azalmaktadır. Uzun yıllar yıllık ortalama akım miktarı 19.3 m^3/sn'dir (Tablo 4; Şekil 15). Akımın % 70'den fazlası kış aylarında oluşmaktadır. Yaz aylarında (Temmuz-Eylül) ise toplam akımın ancak %1'lik kısmı meydana gelmektedir. Gönen Çayı'nda kurak dönemdeki denüdasyon 0,003 ton/km^2/yıl olurken, yağışlı dönem denüdasyonu 0,141 ton/km^2/yıl olarak belirlenmiştir (Kazancı vd., 1997). Gönen Çayı'nın denüdasyon hızının bu kadar yüksek olmasının nedeni gönen Çayı havzasının, orta ve yukarı kısımlarındaki tektonik hareketlerle yükselmesi ve akarsu havzasında antropojen etkilere bağlı olarak bitki örtüsünün tahrip edilmesidir. Eğimin ani azalması ve akarsu yatağının çok derin olmaması Gönen Çayı'nın yağışlı dönemlerde yatak dışına taşmasına yol açmıştır. Ancak, Gönen Çayı üzerine yapılan Gönen Barajı ile su tutulmaya başlaması taşkınları azaltmış ve yazın ortaya çıkan su açığını az da olsa gidermiştir (Okumuş, 2006).

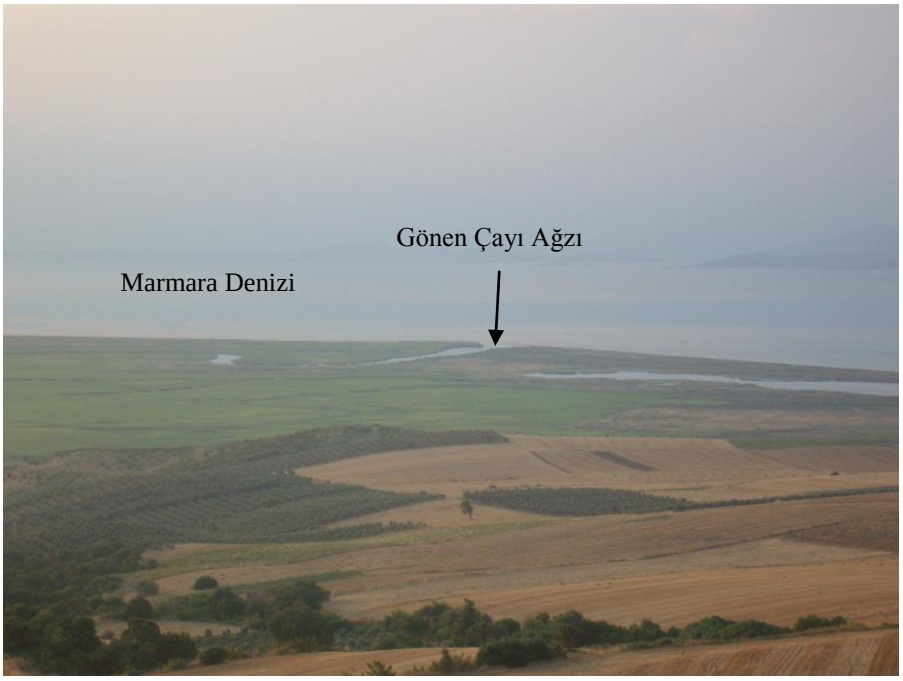


Foto 9: Gönen Çayı

Gönen Çayı'nın içerisinde aktığı havza, Tersiyer'deki tektonik hareketlerle oluşmuştur. Havzadaki morfolojik şekillerin oluşmasında Gönen Çayı ve kollarının oluşturduğu vadiler etkili olmuştur. Bu vadiler eski masifleri parçalayarak geniş oluklar meydana getirmişlerdir. Bir kısmı inceleme sahası sınırlarında yer alan ve Marmara Denizi'nin güneyinde bulunan Kocaçay, Nilüfer, Susurluk ve Gönen çayları Pliyosen sonunda havzada birleşerek Erdek Körfezi'ne dökülmüşlerdir. Ancak, daha sonra fay ve kaide seviyesinin alçalması gibi bazı jeomorfolojik olaylar sonucunda Gönen Çayı'nın bu akarsulardan ayrılmıştır. Gönen ovasındaki alüvyon birikmesi de bu değişiklikten sonra meydana gelmiştir. Gönen Çayı ve kolları Neojen yapı üzerindeki konsekant vadilerde akmaktadır (Efe,1993a).

Biga Çayı: Kaz dağı'ndan doğup Çan ve Biga yerleşmelerini geçerek Adliye ve Çınarköprü yakınlarından Gümüşçay'ı da alıp Karabiga'nın doğusunda Marmara Denizi'ne dökülmektedir (Foto 10). Akaçlama havzası 2100 km²'dir. Uzun yıllar yıllık ortalama akım miktarı 15.05 m³/sn'dir (Tablo 4; Şekil 15). Akımın % 70'den fazlası Aralık-Mart döneminde oluşmaktadır. Yaz aylarında (Temmuz-Eylül) ise toplam akımın %3'lük kısmı meydana gelmektedir. Aralık-Nisan döneminde su

fazlası ortaya çıkarken, Haziran-Ekim döneminde su eksikliği meydana gelmektedir. Eğimin ani azalması ve akarsu yatağının çok derin olmaması Biga Çayı'nın yağışlı dönemlerde yatak dışına taşmasına yol açmaktadır. Yağışlı dönemlerde taşkınlardan en çok etkilenen yerler Biga Çayı (Kocabaş Çayı) kenarındaki Gümüşçay, Çınarköprü ve Çeşmealtı yerleşmeleri ve çevresindeki tarım alanlarıdır. Biga Çayı (Kocabaş Çayı) kollarından Gümüşçay (Hoşap Çayı) üzerindeki Taşoluk Barajı ve Uzundere üzerindeki Bakacak Barajı ile su tutulmaya başlamasına bağlı olarak taşkınların azaldığı izlenmiştir (Efe,1993a; Okumuş, 2006).

Geniş bir sahanın sularını drene eden Biga Çayı, Kapanbelen köyü kuzeydoğusundan itibaren dar ve derin bir boğaz vadi oluşturarak, Çan Çayı'na bağlandığından, kaynağını Kazdağı'ndan alan Çan Çayı'nın kuzeydoğuya doğru devamı durumundadır. Kapanbelen köyünün güneyinde menderesler çizerek derin vadiler içinde akan Biga Çayı, Ovacık köyü güneyinden itibaren geniş tabanlı vadi içerisinde zaman zaman yatak değiştirerek aktıktan sonra denize dökülmektedir. (Tablo 4; Şekil 15). Oyluk Dere, Habibçe Dere, Karanlık Dere, Andık Dere, Kışla Dere ve Soğuksu Dere daha çok sel karakterli kısa boylu yan kollarını oluşturmaktadır. Daha uzun boylu diğer yan kolları ise Şeytan Dere, Kırkgeçit Dere ve Fukara Dere'dir. Biga (Kocabaş) Çayı'nın kollarından biri olan Koca Çay (Yakacık Deresi) da Pekmezli, Savaştepe, Kahvetepe köyleri arasında birçok kola ayrılarak akmakta ve "Batak Ova" denilen sahada yağışlı dönemlerde akımın artmasına bağlı olarak, Pekmezli Dere ve diğer akarsuların getirdiği sularla birlikte göllenmelere neden olmaktadır. Bu sahada yaz döneminde su çekilmesi ve buharlaşma nedeniyle bataklıklar meydana gelmektedir.

Foto 10: Kocabaş (Biga) Çayı Ağzı

Koca (Kocasu) Çay: Uzunluğu 321 km olan akarsu, Simav Çayı, Orhaneli Çayı, Mustafakemalpaşa Çayı, Kocaçay ve Nilüfer Çayı gibi büyük yan kollardan oluşmaktadır (Şekil 15; Foto 11). Göllerle birlikte drenaj alanı 27 600 km²'dir. Kocasu Çayı 8 km uzunlukta ve 150-1500 m genişlikteki Karacabey boğazını geçtikten sonra denize ulaşır. Boğaza girişte genç tektoniğin etkilerini yansıtan drenaj ağına sahip Nilüfer Çayı'nı da kendisine katarak, kendi alüvyonlarını 1.5-4.5 m kadar yararak menderesli dar bir kanalda akmaktadır. Manyas ve Ulubat göllerinden geçerken tortullarının bir kısmını bu göllere bıraktığından denize ulaştığı yerdeki birikim alanı çok geniş değildir. Akarsuyun yan kollarından Simav Çayı üzerinde iki adet sulama göleti bulunmaktadır. Drenaj alanında genellikle Neojen yaşlı sedimanter ve volkano-sedimanter birimler bulunmaktadır. Ayrıca bu kesimde bulunan Neojen öncesi kaya toplulukları üzerinde akarsu fay hatlarını izlemektedir. Bu nedenle ovalar dışında akarsu vadileri diktir. Kocasu Çayı'nın Nilüfer Çayı ile birlikte uzun yıllar ortalamasına göre akımı 140.3 m³/sn dir (Tablo 4; Şekil 15). Kocasu Çayı, Gemlik-Bandırma arasındaki kıyıların falezli olması ve tüm Güney Marmara'nın drenajının denize ulaştığı tek geçidin Karacabey boğazı olması

nedeniyle geçtiği sahanın morfolojisinin gelişiminde önemli rol oynamıştı. Yağışlı dönemde sediment taşıyan akarsu, kurak dönemde Bursa ve çevresinin atık kanalı durumundadır (Kazancı vd., 1999; Akbulut vd., 1985). Akarsuyun alüvyal tabanı Güney Marmara Şelfi'nin tektonik olarak alçalmasına ve Postglasyal (yaklaşık 18000 yıl önce)'dan günümüze kadar deniz seviyesindeki yükselmeye bağlı olarak alüvyal boğulmaya uğramıştır. Bunun sonucunda Kocasu Çayı Würm'den (18000 yıl önce) Flandriyen Transgresyonu (yaklaşık 6000 yıl önce)'na kadar günümüzdeki seviyesinden daha alçakta akarken, Flandriyen Transgresyonu'nda deniz seviyesindeki 2 m yükselmeyle oluşan alüvyal boğulma ile 3 m seviyesine ulaşmıştır. Transgresyondan sonra ise deniz seviyesindeki alçalma sonucunda Kocasu Çayı günümüzdeki yatağına yerleşmiştir. 2 m'lik Flandriyen seviyesi ile 3 m'lik boğulma seviyesi arasındaki 1 m'lik fark ise Güney Marmara Şelfi'nin tektonik çökmesi sonucunda boğazın yükselmesiyle ortaya çıkmıştır. Bu şelf alanının tektonik olarak yükselme hızı 0.2m/1000 yıldır. Bu da 5000 yılda 1 m'dir (Yıldırım, 2001).

Foto 11: Kocasu Çayı'nın Kolu Murat Çayı (Bursa-Balıkesir Yolundaki Köprüden Görünüşü)

Tablo 4: İnceleme Sahasındaki Başlıca Akarsuların Akım Verileri (DSİ, 2012)

Akarsu Adı	Yılı	ÖLÇÜM DEĞERLERİ												
			E	**K**	**A**	**O**	**Ş**	**M**	**N**	**M**	**H**	**T**	**A**	**E**	**Yıllık**
Biga Çayı (Biga)	36	**A.Ort.**	3.74	7.23	27.2	36.9	38.1	42	20.7	8.94	3	0.95	0.37	1.13	15.8
		Verim	1.79	3.45	13	17.6	18.2	20	9.89	4.27	1.43	0.45	0.18	0.54	7.56
		Akış	4.78	8.94	34.8	47.1	43.9	53.6	25.6	11.4	3.71	1.22	0.48	1.4	239
		Akım	10	18.7	72.9	98.8	92.1	112	53.7	24	7.77	2.56	1.01	2.93	500
Kocabaş Çayı (Biga)	11	**A.Ort.**	5.61	10.1	26.2	24.7	44.1	36	12.4	6.89	2.13	1.19	0.74	1.61	14.3
		Verim	3.39	6.07	15.8	14.9	26.7	21.7	7.48	4.16	1.29	0.71	0.44	0.97	8.64
		Akış	9.07	15.7	42.4	39.9	64.5	58.2	19.4	11.2	3.34	1.92	1.2	2.52	273
		Akım	15	26.1	70.1	66.1	107	96.4	32.1	18.5	5.53	3.18	1.99	4.18	451
Gönen Çayı (Kumköy)	24	**A.Ort.**	2.67	9.57	26.2	32.3	36.2	32.3	18	9.69	4.13	1.15	0.48	0.78	14.7
		Verim	2.24	8.02	21.9	27	30.4	27.1	15.1	8.13	3.47	0.96	0.40	0.65	12.4
		Akış	5.99	20.8	58.8	72.4	73.5	72.5	39.2	21.8	8.98	2.59	1.08	1.7	390
		Akım	7.15	24.8	70.1	86.4	87.7	86.5	46.8	26	10.7	3.09	1.29	2.03	465
Gönen Çayı (Kumköy)	11	**A.Ort.**	3.05	6.52	51.9	59.4	61.6	52	27.5	13.3	4.68	1.79	0.66	2.13	23.9
		Verim	2.1	4.49	35.8	40.9	42.5	35.8	19	9.15	3.23	1.23	0.45	1.47	16.5
		Akış	5.63	11.6	95.8	110	103	95.9	49.2	24.5	8.37	3.29	1.22	3.8	520
		Akım	8.17	16.9	139	159	149	139	71.3	35.6	12.1	4.78	1.77	5.52	754
Gönen Çayı (Balcı)	6	**A.Ort.**	2.11	23	20.9	38.3	71.2	86.9	23.8	10.1	4.28	2.04	1.61	2.55	23.9
		Verim	1.71	18.6	16.9	30.9	57.5	70.1	19.2	8.16	3.45	1.65	1.3	2.06	19.3
		Akış	4.57	48.1	45.3	82.8	139	188	49.8	21.8	8.94	4.42	3.48	5.34	609
		Akım	5.66	59.6	56.1	103	172	233	61.7	27.1	11.1	5.47	4.31	6.61	754
Nilüfer Çayı (Mudanya)	47	**A.Ort.**	5.16	7.52	17	19.5	22.4	24.8	31.8	29.3	14.7	5.1	2.81	2.94	15.3
		Verim	4	5.82	13.2	15.1	17.4	19.2	24.6	22.7	11.4	3.95	2.18	2.28	11.8
		Akış	10.7	15.1	35.3	40.4	42.1	51.5	63.8	60.8	29.6	10.6	5.83	5.9	373
		Akım	13.8	19.5	45.6	52.1	54.3	66.5	82.3	78.5	38.1	13.7	7.53	7.61	481
Kocadere (Uluabat)	48	**A.Ort.**	28.7	42.7	100	189	256	277	240	162	96.9	51.5	28.5	23.9	125
		Verim	1.33	1.97	4.63	8.74	11.8	12.8	11.1	7.5	4.48	2.38	1.32	1.11	5.79
		Akış	3.56	5.12	12.4	23.4	28.6	34.4	28.7	20.1	11.6	6.39	3.53	2.87	183
		Akım	76.8	111	268	506	618	743	621	434	251	138	76.3	62	3948

Şekil 15: İnceleme Sahasındaki Akarsuların Dağılış Haritası

2.2.3. Dalga ve Akıntılar

Kıyı jeomorfolojisi üzerinde en önemli etkenlerden birisi olan dalgalar, rüzgarların etkisiyle meydana gelmektedir. Kıyı aşındırılmasında en önemli rolü şüphesiz dalgalar oynamaktadır. Dalgaların bu tür yollardan yaptığı bütün aşındırma etkilerine abrazyon adı verilmektedir. Dalganın kıyı morfolojisi üzerindeki etkisi, kıyıya yakın sığ sularda oluşan ve dalga hareketinin düzenini kaybetmesi sonucunda oluşan dalga çatlamalarıyla meydana gelmektedir. Çatlama olayı ne kadar açıkta başlarsa dalgaların kıyı üzerindeki aşındırma etkileri de o kadar az olmaktadır. Dalga şekillendirmesinde dalga frekansının da rolü büyük olduğundan, dalga frekansı arttıkça dalganın aşındırma etkisi de artmaktadır (Erinç, 2001; s: 316-325).

Kıyıdaki sedimentler fırtınaların ve güçlü rüzgarların sebep olduğu dalgalar tarafından daha kolay aşındırılıp taşınırlar. Dalgaların etkisiyle kıyıya dik yönde ve denize doğru olan taşınım kıyılarda aşınmaya sebep olurken, kıyıya doğru olan taşınım yığılmayı meydana getirir. Ancak dalgakıran ve iskelelerin olduğu yerlerde bu etki azalmaktadır. Kıyıya dik oluşan katı madde taşınımları da kıyılarda uzun dönmeli etkiler meydana getirmektedir. Kıyıya doğru olan taşınımlar ise yığılmayı ve kıyı basamağını tekrar meydana getirdiğinden kıyıların yenilenmesine sebep olmaktadır.

Dalgalar tarafından yazın kumlar sudan karaya doğru taşındığından sahiller yaz mevsiminde daha uzun ve geniş olur. Kışın ise sahiller kısalır ve eğim düzleşir. Sahillerden taşınan kumlar ise sahilden daha uzak bölgelerde yığılır. Bu durum, sahillerin mevsimlere göre değişiklik göstermesine neden olmaktadır (Köksal vd., 2005; Türker ve Kabdaşlı, 2002; Valvo vd., 2005).

Dalgaların en önemli özelliklerinden birisi de, kıyıya yaklaştıklarında farklı açılarda kırılmaya uğramasıdır. Kıyı çizgisine paralel bir açı yaparak kırılan dalgalar kıyı boyu katı madde taşınımına yol açarken, kıyı çizgisine dik kırılan dalgalar kıyıya dik yönde katı madde birikmesine sebep olurlar. (Arı vd., 2007). Kıyı profillerinde dalgaların etkisi kayalık ve kumul kıyılarda farklı olmaktadır. Kayalık kıyılarda oluşan değişimler morfolojik yapıda kalıcı değişiklikler meydana getirmektedir. Ancak çakıl ve kumlardan oluşan kumul kıyılarda dalgaların oluşturduğu

değişiklikler kalıcı olmadığından tekrar eski yapısına geri dönebilmektedir (Türker ve Kabdaşlı, 2002; Foto 12).

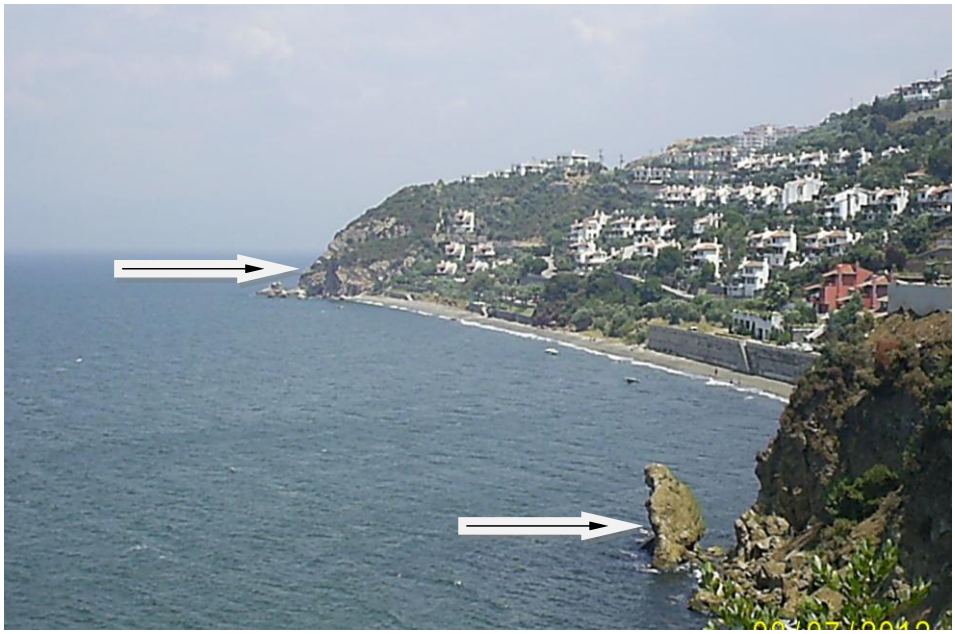


Foto 12: Dalga Erozyonun Etkili Olduğu Kıyı (Mudanya)

Kıyıların şekillenmesi üzerinde dalgalardan sonra diğer önemli bir etken de akıntılardır. Akıntılar oluşum mekanizmalarına göre, kıyı akınıtısı, alt akıntı ve gelgit akıntısı gibi çeşitleri vardır. Akıntıların morfolojik bakımdan etki derecesi ve şiddetleri, rüzgârın şiddetine, dalgaların enerjisine, denizen derinliğine ve kıyının şekline bağlı olarak değişmektedir (Erinç, 2001; s: 316-325). Dalgaların kıyıya herhangi bir açı ile gelmesi kıyıya paralel ya da dik akıntıları oluşturur. Bunlar sınır akıntıları olarak adlandırılan ve genellikle kuzey-güney doğrultulu akıntılardır. Batı yönündeki sınır akıntıları yüzey akıntılarının en büyüğüdür. Sınır akıntıları açık okyanus akıntılarına göre daha değişken özellikler gösterirler. Gel-gitlere bağlı olarak oluşan gel-git akıntıları ise yatay su hareketleridir. Ancak her gelgit olan sahilde gel-git akıntısı olmayabilir. Kıyı akıntıların en önemli özelliği ve etkisi, dalgaların ve akarsuların getirdikleri malzemeyi taşımak ve uygun şartlarda biriktirmek olduğundan, kıyısal bölgelerde dalgalar ve akıntılar birlikte hareket ederek, dalgalar tarafından kıyıdan alınan sedimentler akıntılar tarafında

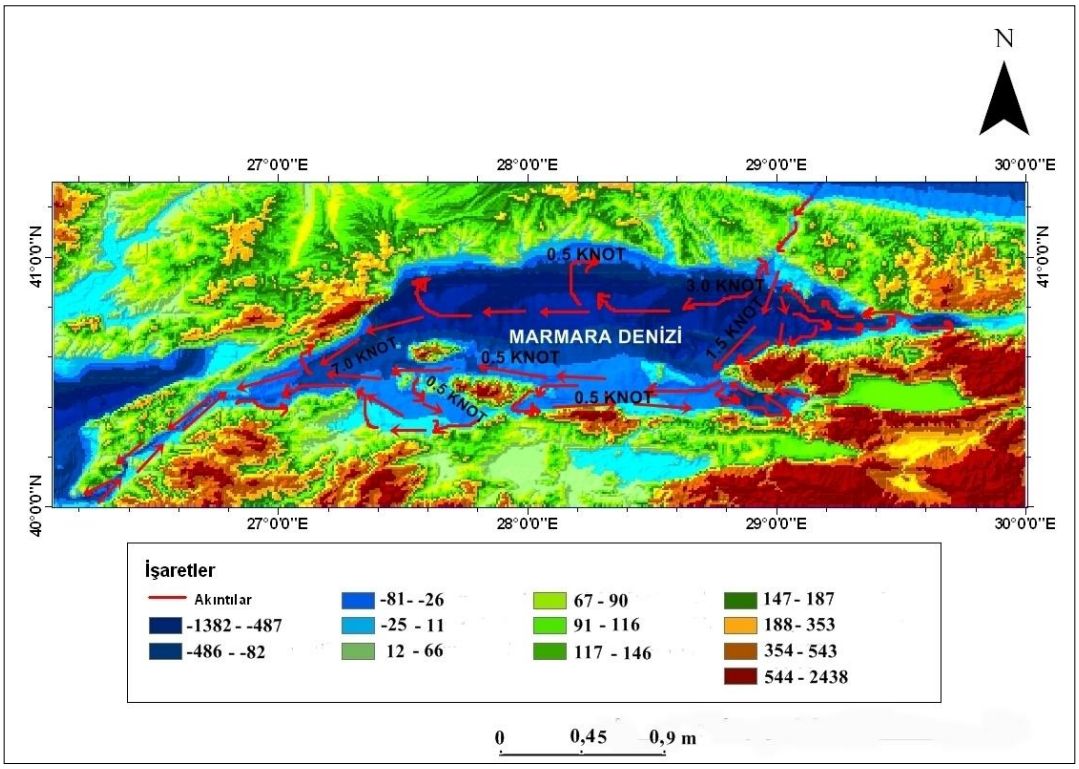
taşınmaktadır. Bunun sonucunda da, dalgalar ve akıntıların etkisiyle okyanus ve denizlere yılda 10^9 ton sediment taşınmaktadır (Köksal vd., 2005; Türker ve Kabdaşlı, 2002). Dalgalar tarafından oluşturulan akıntılar da sahillere ve sığ sulara sediment taşıyarak kıyıları şekillendirip morfolojik görünümü değiştirmeye devam etmektedir.

İnceleme sahası kıyılarında birbirine doğru ilerleyen farklı akıntılar bulunmaktadır (Şekil 16). Bunlardan ilki, suların yaklaşık olarak 25 m derinlikte yer aldığı ve bir ara yüzey ile birbirinden ayrılan derinlik akıntılarıdır. Tuzluluk ve yoğunluk farkından kaynaklanan derinlik akıntılarında Akdeniz kökenli ağır sular, Çanakkale Boğazı'ndan Marmara Denizi'ne girerek yoğunluk seviyeleri boyunca derinlere çökmektedir. Yoğunluklarıına bağlı olarak tabakalaşan dip suları, çukurları doldurduktan sonra, üst seviyelerin oransal farkından dolayı İstanbul Boğazı'nı izleyerek Karadeniz'e yönelmektedir. İnceleme sahası kıyılarının morfolojisinde etkili olan akıntılardan ikincisi ise, yüzey akıntılarıdır. Yüzey akıntıları Marmara Denizi'nin genelinde, Karadeniz ve Ege Denizi doğrultusunda kuzeydoğu-güneybatı yönünde, saniyede ortalama 11400 m³ su kültesi taşıyarak akmaktadır. En etkili olduğu yerler, İstanbul Boğazı'nın güneyi, Karadeniz eşiği kuzeyi, Çanakkale Boğazı' nda Nara Burnu batısındaki kıyılardır (Artüz, 2007; Şekil 16). Her iki akıntı sisteminde de İstanbul Boğazı'ndan geçen yüzey suları, Marmara Denizi'nde açılım ve dağılım göstererek, önce güneye doğru ilerledikten sonra Armutlu (Bozburun) Yarımadası'na çarpıp batıya dönmektedir. İmralı yönünde ilerleyerek, Gemlik ve Bandırma Körfezleri arasındaki alana da geldikten sonra Adalar'ı çevreleyerek İzmit Körfezi ve batı yönünde akmaya devam etmektedir. Güneye ve batı yönüne ilerleyen akıntılar Marmara Denizi'nin orta kesimlerinde birbirleri ile tekrar karşılaşmaktadır. Marmara Adaları'nı sarmaladıktan sonra fiziksel engeller nedeniyle kollara ayrılarak batı yönünde ilerleyerek Çanakkale Boğazı'na ulaşmaktadır (Şekil 16).

İnceleme sahası kıyılarında birbirine doğru ilerleyen akıntılardan biri batıda Çardak'ın doğusundan başlayarak, Şevketiye'yi geçtikten sonra Kemer'in batısında Karabiğa'nın doğusundan gelen akıntı ile karşılaşır. İkincisi, Karabiga'dan başlayıp doğuya doğru ilerleyerek Denizkent açıklarında, Erdek Körfezi'nden başlayarak

Misakça açıklarına gelen akıntı ile karşılaşır. Bu akıntılar kuzeydoğudan esen rüzgarın etkisiyle zayıflayarak dip akıntılarına dönüşerek kuzeye yönelmektedir. Kapıdağ Yarımadası'nın kuzeydoğusundan gelen akıntı ise Armutlu Yarımadası'nın batısından gelen akıntı ile Eğerce yakınlarında karşılaşmaktadır.

Marmara Denizi'nde doğrusal yönlü akıntıların yanısıra, ters akıntılar da bulunmaktadır. Bunlar, doğrusal akıntının fiziksel bir engele çarpmasından dolayı oluşan akıntılardır. Fiziksel engelle karşılaştığında kıyı boyunca ve fiziksel engellerin yapısına bağlı olarak, bir süre ters yönde ilerledikten sonra tekrar ana akıntı yönüne akmaktadır. Akıntıların etkisiyle inceleme sahasının kıyıları boyunca akarsuların ağızları doğuda batıya, batıda ise doğuya doğru yönelmiştir (Efe, 1993a; Artüz, 2007; Şekil 16).



Şekil 16: Marmara Denizi'nde Etkili Olan Akıntılar (Deniz Kuvvetleri Kom. SODB, 2012)

2.2.4. Gel Git Olayları

Deniz seviyesinde gün içerisinde belirli zaman aralığında meydana gelen periyodik ve tahmin edilebilir alçalma ve yükselme olaylarına "gel-git" adı verilir. Bu durumu etkileyen temel faktörler; Ay ve Güneş'in etkileşimi ile dünyanın dönüşüdür. Dünya, Ay'a göre daha büyük olduğundan, kendi ekseni etrafında bir tam dönüşünü 24 saatte tamamlamaktadır. Bu süre içerisinde 2 gel ve 2 git durumu meydana gelerek kıyıları etkilemektedir. Ancak, etkisi az da olsa atmosferdeki periyodik basınç değişimlerine bağlı olarak kıyı içi ve kıyı dışı rüzgarların etkisiyle meydana gelen "meteorolojik gel-gitler de zaman zaman kıyılarda etkili olabilmektedir (Türkeş vd., 2000). Gel-git hareketleri, dalgalar ve akıntılar gibi kıyı morfolojisinin değişiminde etkili olan temel faktörlerdendir. Bilim adamlarının kıyılarda yapmış oldukları incelemeler göre etkili oldukları yere bağlı olmakla birlikte gel-git ve dalgaların etkisiyle deniz seviyelerinin yılda yaklaşık 2-9 mm/yıl yükseldiği belirlenmiştir. (Phıllıps, 2008). Gel-git hareketleri özellikle alçak kıyılarda kıyı çizginin metrelerce geriye ya da ileriye kaymasına sebep olabilmektedir. Gel-gitin etkili olduğu zamanlarda düşey ve yatay su hareketlerinin birleşmesiyle gel-gitsel akıntılar meydana gelmektedir. Bunlar yatay su hareketleridir. Bu durum özellikle okyanus ve büyük deniz kıyıklarında belirgin olarak görülebilmektedir. Gel-gitin meydana geldiği fakat gel-gitsel akıntının oluşmadığı bazı sahillerde kıyı boyu akıntıları, sedimentleri sahile paralel olarak bir yerden başka bir yere taşıyarak kıyı morfolojisinin değişmesine sebep olmaktadır. Gel-git sırasında oluşan dalgaların periyoduna, yüksekliğine ve dip topoğrafyasına bağlı olarak denizde rip akıntıları meydana gelmektedir. Bu akıntılar kıyı boyunca sediment hareketine neden olarak sahil hattının zamanla güçlenmesini sağlamaktadır (Köksal vd., 2005; Pugh, 1987).

Büyük deniz ve okyanus kıyılarında daha belirgin olarak görülen gel-git olayları özellikle Kuzeybatı Avrupa ve Avustralya kıyılarında bahar aylarında etkisini hissettirmektedir. Türkiye kıyıları genel olarak dik ve denizlerindeki gel-git amplitüdü çok az (± 30 cm) olduğundan kıyı çizgisinde, gel ve git arasındaki değişim çok fazla olamamaktadır. Gel-git olaylarına bağlı olarak kıyılardaki su seviyesindeki

değişim, en fazla ekvatora yakın yerlerde meydana gelmektedir. Bu kesimlerde 0.5 metreye ulaşan büyüklükte gel-gitler oluşabilmektedir. Okyanuslarda ise, 2.0 metre ile 10.0 metre arasında deniz seviyesi değişimleri gözlenebilmektedir. Örneğin; Kanada'nın Atlas Okyanusu kıyısı ile (12.9 m.) Fundy Körfezi'nde (15 m.) yüksek seviyelerde deniz seviyesi değişimleri ölçülmüştür (Ozaner, 1980).

Gel-git olayları sonucunda kıyılardaki akarsu ağızlarında da gittikçe daralan huni şekilli haliç veya ria adı verilen bir akarsu ağız tipleri ortaya çıkmaktadır. Haliç ve rialar, deniz seviyesinin günümüzden daha alçakta olduğu Würm devresinde vadilerin ağız kısımlarının derinleşmesiyle meydana gelen körfezlerdir. Bu dönemden sonraki Flandriyen devresinde deniz seviyesinin yükselmesi sonucu, akarsuların ağız kısımları ve aşağı kısımları deniz istilasına uğradığından, dar körfezler meydana gelmiştir (Erinç, 2001). Bu tür alanlarda deniz kıyıdan yüzlerce km içerilere kadar sokulmuştur. İstanbul'daki Haliç bunların küçük bir örneğidir. Haliç'in önünden kuvvetli bir boğaz akıntısının geçmesi ve iç kısımlara girerek dolaşması bu alanın dolmasını engellemiştir. Ancak, delta oluşumunun önüne geçemediğinden, Haliç'e dökülen Alibeyköy ve Kâğıthane derelerinin ağızlarında delta meydana gelmiştir. Bununla birlikte, Marmara Denizi'nin bir iç deniz olmasından dolayı inceleme sahası kıyılarında gel-git olayı önemli bir düzey değişikliği oluşturamamaktadır. Ancak, hâkim rüzgârların şiddetine bağlı olarak itilen yüzey suyu kıyılarda bazen 1 metreye yaklaşan düzey değişikliğine neden olabilmektedir. Karayel, Yıldız ve Poyraz gibi kuzeyden esen rüzgârların itmesiyle Yalova, Mudanya ve Bandırma kıyılarında deniz düzeylerinde belirgin yükselmeler görülmektedir (Artüz, 2007).

2.2.5. Kütle Hareketleri

Ayrışma ile oluşmuş malzemenin ya da kaya kütlelerinin yerçekiminin etkisiyle jeolojik, jeomorfolojik, klimatolojik, meteorolojik etken ve süreçler ile insanların çeşitli etkinliklerine de bağlı olarak, yamaçlardan aşağıya doğru yavaş ya da hızlı bir şekilde kütlesel olarak yer değiştirmesi olayına "kütle hareketi" denilmektedir. Yamaç dengesinin bozulması kütle hareketlerinin oluşumunda en

önemli etkenlerden biridir. Bu dengeyi bozan faktörler, zeminin litolojik özellikleri, bileşimi, çatlak sistemleri, basınç ve gerilme durumlarıdır. Meydana geldiği yere, hareket eden malzemenin cinsine ve hareketin hızına göre çeşitli türlerde oluşabilen kütle hareketleri, kaya düşmesi, akma, kayma, devrilme, heyelan ve çökme şeklinde meydana gelmektedir (Öztürk, 2002; Kuşçu, 2004).

Yüzölçümünün % 80'ni kütle hareketlerini kolaylaştıran eğimli ve sarp arazilerden oluşan Türkiye, iklim, jeomorfolojik ve jeolojik özellikler yönünden her türlü kütle hareketinin oluşabilmesi için uygun koşullara sahiptir. Jeolojik yapısının ve iklim özelliklerinin elverişli olmasından dolayı kütle hareketlerinin en yaygın ve sık meydana geldiği bölge Karadeniz Bölgesi'dir. Ancak, kütle kaymasının önemli tetikleyicisi olan, çökellerin duraysızlaştığı sırada meydana gelen ve bölgeyi etkileyen tektonik kökenli hareketlerin meydana geldiği diğer bölgelerin özellikle kıyıya yakın alanlarında ve kıyılarında da kütle hareketleri görülmektedir (Öztürk, 2002; Kuşçu, 2004). Akarsulara ve deniz kıyısına yakınlık, heyelan olaylarını arttırıcı bir faktör olduğundan, hem yamaç topuğunu erozyona uğratması, hem de yamacı oluşturan malzemenin suya doymasını sağlamasından dolayı kıyıdaki dalgaların duraylılık üzerinde oluşturduğu olumsuz etki sonucu bazı pasif heyelanların topuk kısımları aktivite kazanmakta ve akma olaylarına sebebiyet vermektedir. Bu hareketler ise geriye doğru ilerleyerek yeni hareketlerin oluşmasına neden olmaktadır (Dalgıç vd., 2010).

Marmara Denizi'nde buzul dönemlerinde, vadilerin derine kazma aşamasında genişlemeler olmuş ve vadiler derinleştikçe dikleşen vadi yamaçları stabilitesini koruyamadığı için de heyelanlar meydana gelmiştir. Sonraki aşamalarda denizin yükselmesi ile dere yataklarının derine oyma işlemi tamamlanmış ve heyelanlar stabil hale gelmiştir. Günümüzde de, Marmara Denizi'nin özellikle, Çınarcık, Marmara Ereğlisi ve Tekirdağ basenlerinin yamaçlarında heyelan meydana geleceği ve buna bağlı depreşim dalgalarının (tsunami) oluşacağı tahmin edilmektedir. Bu heyelan alanlarının en büyükleri Armutlu Yarımadası önü ile İmralı Yarımadası arasında 17x4 km² genişliğinde bir alanı içine alan heyelan bölgesidir. Diğeri ise Tuzla açıklarında bulunan heyelan bölgesidir (Kılınç, 2008).

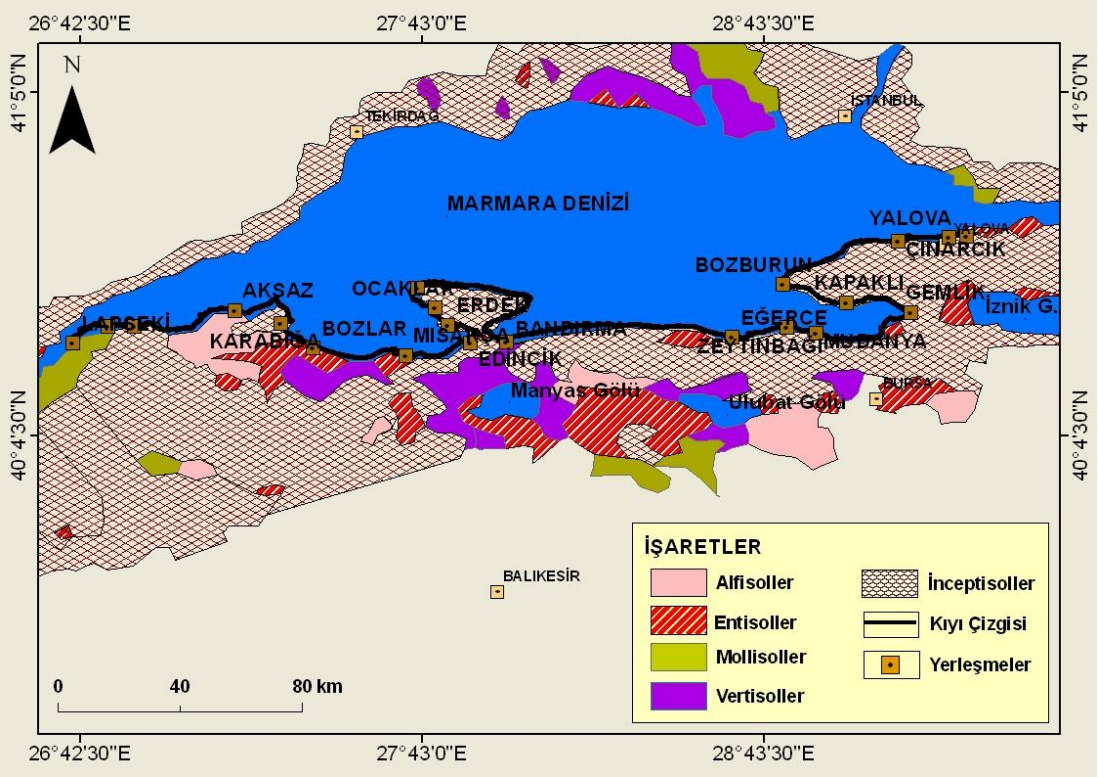
Marmara Denizi'nin doğusundaki sığ ve orta-derin sismik kesitlerde sualtı göçmelerinin tespit edilmesi ve kıta yamaçlarının dibinde yer alan birikintilerin varlığı sualtı göçmelerinin geçmişte olduğu gibi, gelecekte de gerçekleşme olasılığını düşündürmektedir. Marmara Denizi'nde denizaltı heyelanlarına bağlı olarak ortaya çıkacak olan depreşim dalgaları, kıyı alanlarının topoğrafyası ve kıyı yapıları üzerinde önemli etkiler meydana getirecektir. Marmara Denizi'nde depreşim dalgası meydana gelmesi durumunda, bu dalgalar kuzey kıyılara 5 dakika içerisinde, güney kıyılara ise 10 dakikada ulaşarak yoğun bir şekilde yapılaşmış ve yüksek oranda nüfuslanmış olan Marmara denizi kıyı alanlarında yıkıcı etkiler oluşturacağı ve kıyı morfolojisini değiştireceği tahmin edilmektedir (Alpar vd., 2000; Kılınç, 2008).

2.2.6. Toprak

İnceleme sahası, yapı, iklim, jeomorfoloji, bitki örtüsü ve zamana bağlı olarak 5 farklı toprak türüne sahiptir. En geniş alana sahip olan topraklar İnceptisoller'dir. Bu topraklar daha çok akarsuların yüksek sahalardan taşıyarak eğimin azaldığı yerlerde biriktirdiği sedimentler üzerinde oluşmuşlardır. Genç yapıda olduklarından horizonları henüz oluşmamış olan inceptisoller kolayca erozyona uğradıkları için delta oluşumunu kolaylaştıran topraklardır. İnceleme sahasındaki ikinci toprak çeşidi olan Entisoller ise daha çok kalüvyal malzemenin üzerinde ve profil gelişimi zayıf olan bir türde gelişmiştir. Entisol'ler, Biga Yarımadası ile Kapıdağ Yarımadası arası, Bayramdere-Eğerce arası ve Gemlik'in kıyısında görülmektedir (Şekil 17). Sahadaki üçüncü toprak türü de Mollisoller'dir. Kalker ve marn gibi daha çok dirençsiz formasyonlar üzerinde ve düz ya da hafif eğimli alanlarda görülen bu topraklar inceleme sahasında Çanakkale-Çardak çevresinde görülmektedir.

Diğer bir toprak türü olan Vertisolller de yağışın az olduğu alçak hafif engebeli sahalarda ve kireç yönünden zengin anakayalarda görülmektir (Şekil 17). Genellikle kireçtaşı, marn, kil, kumtaşı ardalanması üzerinde gelişen bu topraklar, su ile doygun hale geldiklerinde şişerken, kurak dönemlerde büzülmeye ve çatlamaya uğramaktadırlar. İnceleme sahasında Eğridere, Çesmealtı Kanibey, Bozlar Sığırcık, Gerlengeç, Güvemalan köyleri ile Denizkent'in dogusundan başlayarak Tahirova'ya

kadar olan kesimde Biga-Bandırma karayolunun güneyinde adacık halinde bulunmaktadır. Genellikle, kireçtaşı, kil, kumtaşı ardalanması üzerinde oluşan bu topraklar, kil bakımından da oldukça zengindir. Ancak, su ile doygun hale geldiklerinde şişme gösterirken, kurak dönemde su azlığı nedeniyle büzülmeye ve çatlamaya uğrarlar.



Şekil 17: İnceleme Sahası ve Çevresinin Toprak Haritası (Köy Hizm. Genel Müd.)

İnceleme sahasındaki en son toprak çeşidi ise kurak dönem aylarının uzun olduğu sahalarda kahverengi ve kırmızımsı renkte oluşan Alfisoller'dir. Bu toprak türü de Gönen Çayı deltasının batısı, Edincik'in doğusundaki Şirinçavuş köyünün kuzeyindeki andezit, dasit, tüfler üzerinde, bitki örtüsünün zayıf olduğu sahalarda görülmektedir. Bitki örtüsünün yok denecek kadar az olması, eğim değerinin yüksekliği ve antropojen etkiler nedeniyle toprağın kalınlığı fazla değildir.

İnceleme sahası akarsular tarafından sık sık derin vadiler ile yarılmış olduklarından kireçsiz-kahverengi orman topraklarının oluşması için uygun bir

topoğrafya meydana getirmiştir. Sahada bu tür toprakların varlığı, kıyıda deltaların oluşumu açısından oldukça önemli bir etkiye sahiptir. Genç karakterli bir yapı özelliğinde olan İnceptisollerin inceleme sahasında yaygın olarak bulunması da delta oluşumunu oldukça kolaylaştırmıştır. Çünkü bu topraklar erozyonla kolaylıkla aşınıp taşınabilme özelliğine sahiptir (Foto 13).

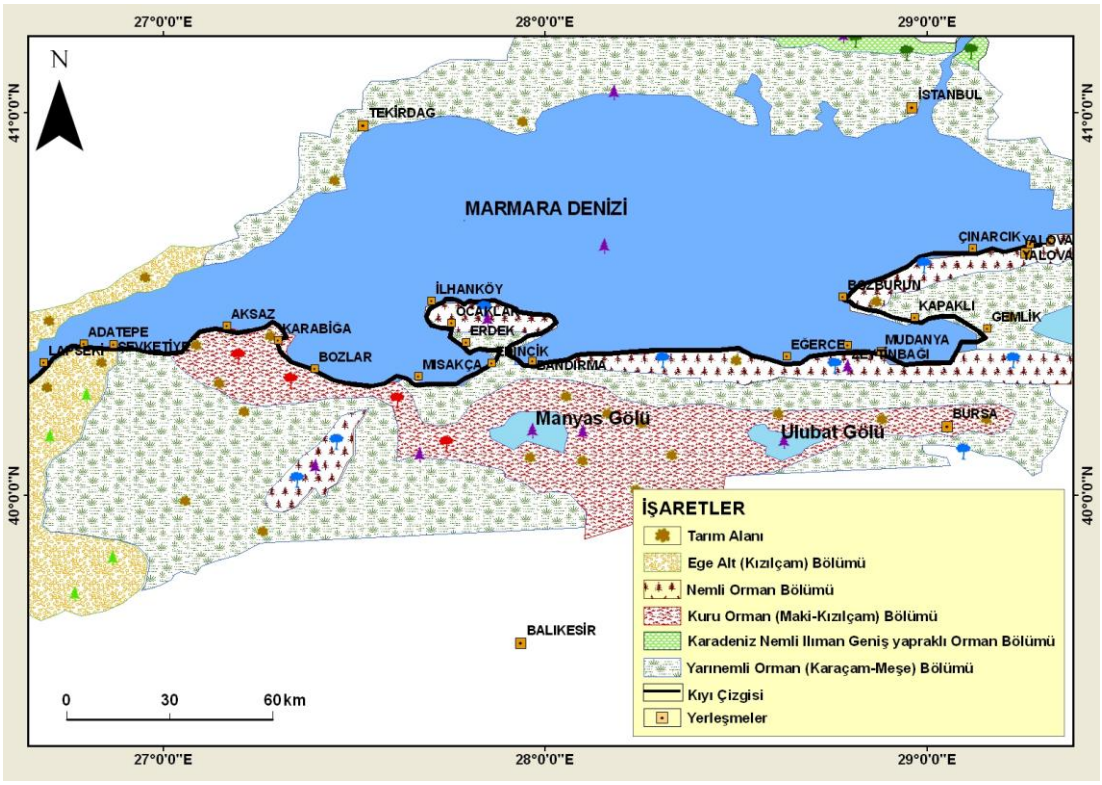
Foto 13: Adatepe'nin Güneydoğusunda Toprak Örtüsü Üzerindeki Zeytin Ağaçları

İnceleme sahası genellikle yumuşak kayaçlardan oluştuğundan bu kayaçlar üzerinde aşınıp taşınmaya daha elverişli olan"rendzina" ve "kırmızı-kahverengi Akdeniz toprakları" da oluşmuştur. Genellikle orta derecede yağış alan ve ılıman iklimlerde yayılış gösteren rendzinalar, İntrezonal topraklar gurubundadır. A-C horizonludur. Kireç bakımından zengin olan bu toprakların üzerinde fundalıklar ve meralar yer almıştır. Bu topraklara Çınarcık'tan doğuya doğru olan kıyı bölgesinde rastlanmaktadır. Anakayaya bağlı olarak gelişen Rendzinalar bu kesimde kalker ve marnlar üzerinde oluşmuşlardır. Azonal toprak gurubunda olan ve organik madde yönüyle de zengin olan alüvyal topraklar ise kıyı boyunda oluşmuş olan ovalar üzerine yayılmış olarak bulunmaktadır. Bu topraklar taban suyu seviyesinin çok

yüksek olduğu alanlarda oluştuklarından, taşkın dönemlerinde tamamen sularla kaplanırlar. A-C horizonlu genç topraklar olduklarından, kil ve killi balçık durumundadırlar. İnceleme alanındaki bu topraklar şartların uygun olduğu dönemlerde mera olarak kullanılmaktadır.

2.2.7. Bitki Örtüsü

Jeomorfolojinin bitki örtüsü üzerindeki etkisi yükselti ve bakı özelliğine göre olmaktadır. Yükselti ve bakı özelliklerine göre iklim şartlarının farklılık göstermesi, bitki örtüsünün de farklı olmasına sebep olmaktadır. Bitki örtüsü, iklim şartlarına bağlı olarak meydana gelen şekillendirici etmenlerin, etkinlik dereceleri, zamanları, süreleri ve hızları üzerinde etkili olan bir faktördür. Bitki örtüsü oranının fazla olduğu alanlar, yağmur damlalarının doğrudan toprağa düşerek onun yerinden oynamasını ve taşınmasını engelleyerek mekanik parçalanmayı yavaşlatmaktadır (Hoşgören, 2010; s: 147). Bununla birlikte ormanların yer yer tahrip edilerek ortadan kaldırıldığı ve bitki örtüsü kapalılık oranlarının azaltıldığı alanlarda fiziksel parçalanma daha hızlı olmaktadır. Böyle arazilerde mekanik yolla yamaç gelişimi, çıplak yamaçlara oranla daha yavaş meydana gelmektedir. Bitki toplulukları rüzgarların deflasyon etkisine de engel olduğundan aşınma etkisi en aza inebilmektedir. Bitki örtüsünün az ya da hiç olmadığı kısımlarda mekanik parçalanma, eğim değerlerine ve yağış durumuna bağlı olarak oldukça yüksek düzeylere ulaşabilmektedir. Bu nedenle bu alanlardan aşınan malzeme akarsularla aşınıp, taşınarak kıyılarda biriktirilmektedir. Bu durum delta oluşumunu kolaylaştırıp, hızlandırmaktadır (Ekinci, 2004).



Şekil 18: İnceleme Sahası ve Çevresinin Bitki Örtüsü Haritası

Karadeniz ve Akdeniz iklimleri arasında kalan inceleme sahasında bitki örtüsünün dağılışını denizellik, yükselti ve bakı faktörleri belirlemektedir. Bu nedenle dağların kuzeye bakan yamaçlarında nemli-ılıman, nemli soğuk iklim koşullarında yetişen kayın, köknar, karaçam ormanları yer almaktadır. Bu ormanlar inceleme sahasında Armutlu Yarımadası'nın kuzeye bakan kesimleri, Kapıdağ Yarımadası'nın güneyi ve Gönen-Bandırma arasında görülmektedir. Bandırma-Gemlik arası ile Kapıdağ Yarımadası'nın kuzeyinde Karadeniz kökenli nemcil çalılar ve ormangülleri yer alır (Atalay, 2004; Foto 14). Biga Yarımadası'nda Akdeniz kökenli olan maki ve kızılçam (Pinus brutia) toplulukları, yüksek kesimlerde ise meşe ve karaçam ormanları yaygındır (Şekil 18). Bunların dışında inceleme sahası kıyıları ve özellikle Gemlik Körfezi çevresinde zeytinlikler önemli yer kaplamaktadır (Foto 24). Boğazköy ve Fıstıklı çevresinde fıstık çamları, alüvyal vadi tabanlarında ise bağlar ve elma bahçeleri geniş bir alana yayılmıştır (Foto 17). Akarsular civarında ise suyu seven kavak, söğüt ve çınar türleri yaygın olarak görülmektedir.

Foto 14: Bayramdere Vadisi ve Yamaçlarındaki Yarı Nemli Ormanlık Saha

İnceleme sahasında Kocaçay'ın güneyinde ve doğusunda Karadağ ormanının uzantısı olan Longoz (subasar) ormanları yer almaktadır. Türkiye'de az sayıdaki orman türlerinden biri olan Langoz ormanları, denize doğru akan derelerin getirdiği kumların kıyıda birikerek set oluşturması ve dere ağzını kapatması sonucunda akarsuyun biriktiği yerde oluşan ekosistemlerdir. Yalnızca belirli ağaç, bitki ve kuş türlerinin yaşadığı sahada 57 çeşit bitki türü tespit edilmişti. Su ile birlikte gelen kil ve organik materyaller toprağı zenginleştirdiğinden, oldukça sık ağaçlardan oluşan bu ormanlar yağmur ormanları gibi yağmura ve havanın nemine bağlı değil, daha çok taban suyuna bağımlı olarak gelişmektedir. Türkiye'de Kırklareli, Sakarya, Sinop ve Samsun'da longoz niteliğinde çok az oranda orman bulunduğundan, Longoz ormanlarının varlıklarını sürdürmeleri çok önemlidir. Bu nedenle Kocaçay Deltası korunması gereken sahalardan birini oluşturmaktadır (Web 7; Foto 15).

Foto 15: Kocaçay'ın Güney ve Doğusundaki Langoz Ormanları

Doğal şartlarda inceleme sahası ve çevresinin Akdeniz kökenli ya da nemli ormanlarla kaplı olması gerekirken, tarım alanları çok geniş yer kaplamaktadır. Bu durum bitki örtüsünün tahrip edildiğini göstermektedir. Bu nedenle, inceleme sahasının bitki örtüsünü, fundalık-makilik, meralık, sazlıklar, boş alanlar ve ağaçlandırma sahaları olarak sınıflamak da mümkündür (Okumuş, 2006). Fundalık ve maki alanları ovaların kenarlarında ve yamaçlarında görülürken, sazlık ve holomorfik bitkiler ovalık alanlarda denize yakın yerlerde görülmektedir. Özellikle kıyıdaki deltaların kuzeyi ve kumsal civarları sazlık ve holomorfik bitkilerle kaplıdır (Foto 16).

Orman örtüsünün yoğun olduğu alanlardan akarsulara sediment sağlanması azalırken, arazinin çıplak olduğu alanlarda sediment sağlanması önemli ölçüde arttığından inceleme alanında görülen çeşitli türdeki zemin örtüleri kıyı jeomorfolojisinin önemli bir parçası olan deltaların oluşum ve gelişimlerinde etkili rol oynamıştır.

Foto 16: Kocabaş Çayı (Biga Çayı) Çevresindeki Tuzcul Bitkiler

Foto 17: Boğazköy'ün Güneydoğusundaki Fıstık Çamı Sahası

2.2.8. Canlılar

Kayalık kıyılarda, deniz suyu ile sürekli temas eden kaya yüzeylerinde canlılar (alg, liken gibi bitkiler ve gastropoda gibi hayvanlar) tarafından sürtünme izleri, küçük delikler, havuzcuklar, çentikler gibi çeşitli boyojenetik şekiller meydana getirilmektedir. Bu kıyılarda aşındırma (biyoerozyon) şekillerinin yanı sıra kabuk birikim şekilleri de oluşmaktadır. Sıcak denizlerde ise mercan adı verilen canlıların iskelet atıklarının yığılması sonucunda resif adı verilen birikim şekilleri meydana gelebilmektedir. Bu küçük canlıların meydana getirdiği biyoerozyon şekilleri, kayalık kıyılarda farklı ekolojik zonlara bağlı olarak ortaya çıkmaktadır. Yengeç gibi küçük canlılar kıyıları kazıyarak ve oyarak aşındırırlar. Suda yaşayan bazı algler ve onları yiyen gastropodalar kıyıları aşındırırlar. Alg, liken gibi bitkilerin salgıladıkları asitler ve küçük hayvanların yumurtalarından çıkan asitler de kıyılardaki kayaları kimyasal aşındırma yoluyla aşındırarak kıyı jeomorfolojisi üzerinde etkili olmaktadırlar (Hoşgören, 2010; s. 61-62; Erinç; 2001; s: 325-327). İnceleme sahasında Eğerce'nin doğu kıyılarında yaklaşık 3-4 m yükseklikte ön yüzü dik bir duvar görünümünde ve üzerinde biyoerozyon şekilleri olan bir fosil falez bulunmaktadır. Flandriyen Transgresyonu'nda deniz seviyesinin Akdeniz havzasında günümüz deniz seviyesine göre daha yüksekte olduğundan, 3-4 m civarındaki biyoerozyon şekilleri ve falez çentikleri sahadaki aktif tektoniği göstermektedir. Aynı özellikteki çentiklere Malkara Koyu'nda da rastlanması bu sahanın Flandriyen Transgresyonu'ndan günümüze kadar yaklaşık 2-3 m kadar yükseldiğini göstermektedir.

Kıyılarda insanlar da çeşitli yollarla kıyı şekillenmesi üzerinde etkili olmaktadır. İnsanların kıyılarda inşa ettikleri rıhtım, dalgakıran, liman gibi tesislerle kıyıların şeklini değiştirdikleri gibi bu kesimlerdeki doğal jeomorfolojik gelişim sürecinde kesinti ve bozulmalara neden olmaktadır.

Foto 18: Eğerce'nin Doğusundaki Falez Üzerinde Gözlenen Biyoerozyon İzleri

İlk çağlardan bu yana insan yerleşimleri için en önemli alanlardan biri olan kıyılar, insanlar tarafından da doğal dengeyi bozan kullanımlara bağlı olarak tahribata uğratılmakta ve değiştirilmektedir (Gaur vd., 2007; Makota vd., 2004). Kıyısal bölgelerin ekolojik yapıları denizden bilinçsizce kum alınması, çeşitli amaçlar için doldurulması (konut, sanayi, ticaret, tarım, rekreasyon vb.), dalgakıranlar ve kıyısal yapıların inşası gibi sebeplerle bozulmakta ve kıyı erozyonları meydana gelmesine sebep olunmaktadır (Aykut vd., 2005; Turan vd., 2008). Dünya nüfusunun yaklaşık 1 milyarı (% 40 – 60) 100 km'lik bir kıyı şeridinde yaşadığından bir çok kıyı kenti sahip olduğu elverişli imkanlar nedeniyle aşırı nüfuslanmaya bağlı olarak yoğun kıyı kullanımıyla karşı karşıya kalmaktadır (Mackenzie, 2003). Kıyılarının yoğun olarak kullanıldığı Avrupa ülkelerinde kıyı bölgelerindeki nüfus yoğunluğu iç kesimlere göre % 10 daha fazladır. Fransa, İspanya ve İtalya gibi Akdeniz'e kıyısı olan bazı ülkelerde bu rakam % 50'ye ulaşmıştır. Portekiz, Hollanda ve Belçika kıyıları da Avrupa'da nüfun yoğun olduğu alanları oluşturmaktadır. Avrupa ülkelerinde kıyılarda yapılan konutlar, hizmet ve eğlence sektörü ve yapay alanlar için kıyıların % 61'i kullanılarak kıyısal bölgenin değişmesine sebep olunmaktadır (EEA, 2006).

Beşeri müdahaleler nedeniyle kıyı jeomorfolojisinin değiştiği alanlardan birisi de kumsalları ve doğal bitki örüsü ile uluslararası düzeyde ilgi gören Kocaçay deltası kıyılarıdır. Kocaçay'ın ağız kesimi hariç, deltanın diğer kıyı kuşağı ince-orta

kumdan oluşan 2-250 m genişlikte bir plaja sahiptir. Plaj gerisinde, güncel atıklarla kirlenmiş 750 m kadar genişliğinde kumullar yer almıştır. Kumullar, Kocaçay'ın batısında 11,5 km ve doğusunda ise 14,5 km'lik bir kıyı boyunca uzanmaktadır. Uzunluğuna göre Türkiye'nin en uzun 7'nci Akdeniz Bölgesi'nde Burnaz, Anamur, Side kumulları, Ege Bölgesi'nde Pananos (İzmir), Marmara Bölgesi'nde Kasatura, Kilyos ve Karasu), alan bakımından da 11'inci kumulunun olduğu bu saha aynı zamanda Marmara Bölgesinin en uzun ve alan bakımında da en büyük 2'nci kumulu durumundadır. Kocaçay Deltası kıyı kumulları, Kuzeybatı Anadolu kıyılarında uluslararası önemde ve doğal rezerv niteliğindeki 4 alandan biridir**.** Sahil boyunca üzerinde birçok kumul bitkileri bulunmktadır. Sahada 57 çeşit bitki türü tespit edilmiştir. Ancak, deniz dibinden inşaat malzemesi olarak kaçak kum çekilmesi dalyan oluşumunu bozarak, dalyan kapıları ile deniz arasındaki bağlantıyı daraltmıştır. Bu nedenle 2007 yılında Bursa valiliği tarafından doğal sit alanı ilan edilmiştir (Kazancı vd., 1999; Sayılı vd., 1997; Web 6). Gemlik'ten Bandırma'ya doğru bir sahil yolu yapılarak deltanın ekolojik zenginliği herkesin hizmetine sunulabilir.

Kıyı bölgelerindeki deltalar yerleşim faliyetleri yönüyle oldukça önemli sahalar olduğundan insanlar ilk yerleşmelerini hep bu sahalara kurmuşlardır. Marmara Denizi kıyılarındaki büyük yerleşim merkezlerinden olan Çanakkale'nin Sarıçay deltasında, Gemlik'in ise Karsak Çayı deltasında kurulmuş olması bu düşünceyi desteklemektedir. Bu yönüyle deltalar aynı zamanda arkeolojik yönden açık hava müzesi durumundadır. İnceleme sahasında bunun en karakteristik örneği Biga Çayı deltasında görülmektedir. Kıyıdaki dik falezlerin üzerinde yer alan Piriapos harabelerine ait kalıntıların varlığı delta sahsındaki eski yerleşmenin delili durumundadır. Delta alanları canlı çeşitliliği de ekoturizm faaliyetler açısından da oldukça önemli sahalardır (Doğaner, 1992). Örneğin, Kocasu deltası yaban hayatı geliştirme sahası olarak ilan edilen ve ekoturistik faaliyetler açısından önemli bir alan olarak bilinmektedir.

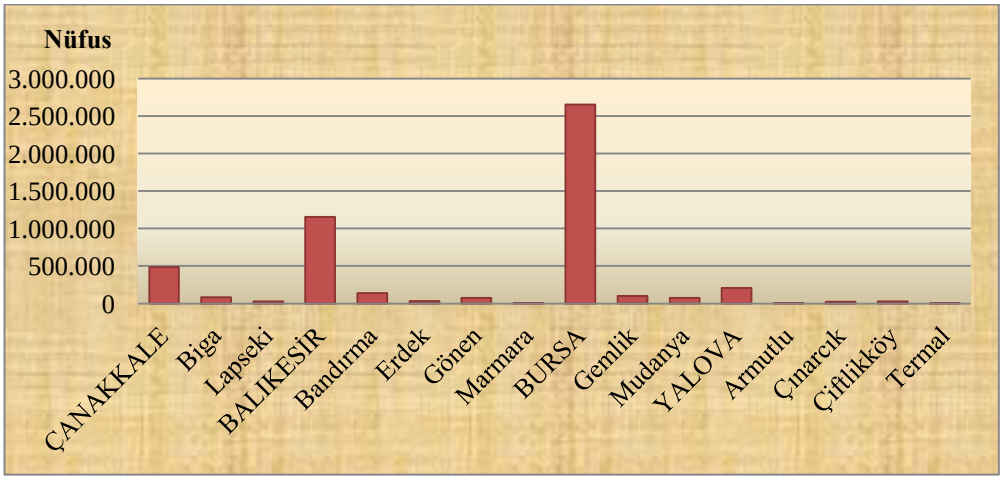
Marmara Denizi kıyılarında hem yapım masraflarının az olması hem de turizmin gelişmesine katkıda bulunmasından dolayı kıyı boyunca karayollarının yapımı 1960 yılından beri hızlı bir şekilde devam etmiştir. Bunun sonucunda da bir

çok yerde kumsallar molozlarla doldurularak jeomorfolojik yapı da tahrip edilmiştir. Ulaşım amacı dışında reaksiyonel kullanım için de kıyılar doldurulmaktadır. Bu durumun en açık örneği İstanbul kıyılarında görülmektedir. Sadece 1987 ve 2007 yılları arasında bile bütün İstanbul kıyılarında 1678 hektarlık alanın doldurulduğu Coğrafi Bilgi Sistemleri ve Uzaktan Algılama teknikleri de kullanılarak yapılan bir çalışmada belirlenmiştir. Bu dolgu alanlarının en büyük oranının (906 hektar) ise İstanbul'un Marmara Denizi kıyılarında olduğu görülmüştür (Kurt vd., 2010).

Marmara Denizi kıyıları ticaret, iklim, balıkçılık, verimli tarım alanları ve rekreasyon gibi sebepler yönüyle cazip olmalarından dolayı Türkiye'nin en yoğun nüfuslanmış alanlarından biridir. Bu nedenle inceleme sahasında nüfus genellikle kıyı şehirlerindeki yerleşim birimlerinde toplanmıştır. İnceleme sahası sınırları içinde 4 il ve 12 ilçe olmak üzere toplam 16 yerleşim birimi bulunmaktadır. Bu ilçelerde toplam 3.352.084 kişi yaşamaktadır. Nüfusun en kalabalık olduğu ilçe Bandırma (138.206)'dır. Bunda liman ve sanayi şehri olma özelliği etkili olmuştur (Tablo 5, Şekil 19). Beşeri müdahalelere bağlı olarak, kıyılarda yapılan çalışmalar ve yapılar nedeniyle kıyı çizgileri, kıyı akıntı sistemleri, dalga dinamizmi, doğal görünüm ve kıyı morfolojisi değiştirilmeye devam edilmektedir.

Tablo 5: İnceleme Sahasındaki Yerleşim Merkezlerinin Nüfusları (TUİK, 2012)

ADI	TÜRÜ	NÜFUSU
Çanakkale	İl	486.445
Biga	İlçe	82.037
Lâpseki	İlçe	25.952
Balıkesir	İl	1.154.314
Bandırma	İlçe	138.206
Erdek	İlçe	33.294
Gönen	İlçe	73.637
Marmara	İlçe	8.206
Bursa	İl	2.652.126
Gemlik	İlçe	101.590
Mudanya	İlçe	73.639
Yalova	İl	206.535
Armutlu	İlçe	7.823
Çınarcık	İlçe	24.488
Çiftlikköy	İlçe	27.640
Termal	İlçe	4.900
TOPLAM	İlçe	**3.352.084**



Şekil 19: İnceleme Sahasındaki Yerleşim Merkezlerinin Nüfus Grafiği (TUİK, 2012)

Günümüzde özellikle büyük şehirlerde insanların kentin yorucu ve gürültülü ortamından uzaklaşarak tabiatla iç içe daha sağlıklı bir ortamda yaşama isteği deniz kenarlarına yapılan konutları iyi bir yatırım aracı haline getirmiştir. Devletin kıyısal bölgelerdeki turistik ve rekreasyonel aktiviteleri desteklemesi de kıyılardaki konut sayısını ve nüfusu artırmıştır (Tablo 5, Şekil 19). Ancak kıyılardaki yapılaşmada en

çok dikkati çekeni genellikle yılın belli dönemlerinde kullanılan ikinci konutlardır. Son yıllarda denize kıyısı olan bölgelerde değerli tarım alanları kolay kazanç sağlamasından dolayı ikinci konut ve turistik amaçlı kullanımlara dönüştürülmüştür (Doğaner, 1992). Bu nedenle inceleme sahası kıyılarında yoğunlaşan ikinci konutlar nedeniyle nüfus her geçen gün artmaya devam etmektedir. Özellikle yaz aylarında bu yerleşmelerde nüfusun aşırı artması sonucu belediye hizmetlerinde bile aksamalar meydana gelmektedir. En eskisi (Denizkent) 1960'lı yıllarda kurulan ikinci konutlara günümüzde Denizkent'in doğusunda Durukent ve Pınarkent, batısında Aydınkent ve Akınkent, Bozlar'ın batısında Denizatı ve Gerlengeç'in kuzeyinde Kumkent, Kumyaka ve Mudanya yakınlarındaki Kümeevler, Armutlu sahilindeki Armutlu tatil siteleri gibi siteler de eklenmiştir. İnceleme sahasında bunlardan başka, Gönen Çayı deltası ve Çınar dere deltalarında da yazlık yerleşimler yoğun olarak bulunmaktadır. Bayramdere deltasının üzerine ise tatil köyü kurulmuştur. Ancak, bu durum kıyı ekosistemleri özellikle de deltayik ekosistemler açısından oldukça önemli etkiler oluşturmuştur. Çünkü bu alanlarda artan nüfus ve beşeri etkiler, inceleme sahası kıyılarındaki antropojenik süreci hızlandırmıştır (Foto 19, 20).

Foto 19: Denizkent Tatil Yerleşmesi

Foto 20: Kumkent Tatil Yerleşmesi

Türkiye'de kıyılar birçok kıyı ülkesinde olduğu gibi sanayileşmeye bağlı hızlı nüfuslanma ve yapılaşmadan zarar gören ve yenilenmesi mümkün olmayan doğal kaynaklardır. Avrupa'nın en geniş kumul sistemine sahip olan ülkemizin kıyı şeridinde 845 kilometrelik alan kıyı kumullarından oluşmaktadır. Bu alan 8333 kilometrelik kıyı şeridimizin % 10'unu kaplamaktadır. Ancak, Türkiye'de kumullar henüz jeomorfolojik ve ekolojik değerler olarak görülmemektedir. Bu nedenle de sürekli tahrip edilmeye devam edilmektedir. Örneğin, inceleme sahasının ortasında yer alan Bandırma'nın Levent sahilinde 1995 yılında DLH (Demiryollar, Limanlar ve Hava Meydanları İnşaatı Genel Müdürlüğü) tarafından dalgakıran ve kıyı düzenlemesi yapılmıştır. Bu çalışmada kıyı, kaya ve molozlarla doldurularak betonlaştırılmıştır (Yılmaz ve Serbest, 2005; Demir vd., 2000). İnceleme sahası kıyılarının yer yer yapay dolgu ile doldurulması, istinat duvarları ve kayaçlarla sınırlandırılması sonucunda doğal dinamikler ve etkinlikleri de zayıflamıştır (Foto 21).

Foto 21: Bandırma ve Gemlik Sahilerinde Molozlarla Doldurularak Genişletilen Kıyılar

Kıyılara yapılan yollar, turistik tesisler, yazlık konutlar ve diğer yapılaşmalar kıyı sistemindeki uzun dönemli etkileri oluşturduğundan, kumsalların bu yapılar arasında sıkışıp kalmasına sebep olunuştur. Bu nedenle kumsallar doğal yollarla beslenemediklerinden zamanla erozyona maruz kalarak kıyı jeomorfolojisinin olumsuz etkilenmesine sebep olunmuştur (Ongan, 1997).

Foto 22: Güzelyalı Kıyısındaki Feribot İskelesi

İnceleme sahasında geniş düzlüklerin yanı sıra eğimli araziler yerleşme yerlerinin seçimini, gelişme tarzını ve yol şebekesini de etkilemiştir. Son yıllarda meydana gelen hızlı şehirleşme beraberinde arazi kullanımında önemli değişiklikler meydana getirmiştir. Doğal bitki örtüsü ve özellikle bölge ekonomisinde önemli bir yeri olan zeytinlikler tahrip edilmiş ve bu sahalar yerleşmeye açılmıştır (Foto 24). Akarsular ise zamanla kirletilmiş ve son dönemde bu akarsular suni kanallar içerisine

alınmıştır (Foto 23). Böylece inceleme sahasındaki akarsuların aşındırma, taşıma ve biriktirme faaliyetleri de azaltılmıştır.

Foto 23: Suni Bir Kanal İçerisinde Akan Karsak Çayı ve Ağzı (Gemlik)

Foto 24: Zeytinliklerdeki Yerleşim Alanları (Mudanya'nın Doğusu ve Gemlik'in Kuzeyi)

III. ZAMAN

Yerşekillerinin oluşum ve gelişimi bir süre dâhilinde gerçekleşmektedir. Bu süre içerisinde topoğrafya gençlik, olgunluk ve yaşlılık evrelerinden geçerek farklı görünümlere sahip olmaktadır. Örneğin, gençlik evresinde akarsuların vadileri "V" şeklindedir. Vadi tabanları ise henüz aşındırılıp düzleştirilmemiştir. Sert kayaçların olduğu bölümlerde eğim kırıklıkları görülür. Su bölümü sahaları ise henüz geniştir. Olgunluk evresinde ise vadilerin enine profilleri "V" şeklinden uzaklaşarak genişleyip yatıklaşır. Bu sırada su bölümü sahaları daralır ve sert kayaçlardan oluşan eğim kırıklıkları da ortadan kalkar. İhtiyarlık evresinde, vadiler iyice genişleyeceğinden yamaçlar yatıklaşır. Su bölümü ortadan kalkar ve saha taban seviyesine yakın bir seviyeye kadar aşındırılıp düzleştirilmiş olur. Aşınmanın devam etmesi durumunda "aşınım ovaları" meydana gelir (Hoşgören, 2010; s: 152-153). Kıyılardaki litolojik ve tektonik yapının özelliğine göre, dalgalar, akıntılar, rüzgar ve akarsular gibi etmen ve süreçler kıyının jeomorfolojik oluşum ve gelişimini etkilenmektedir. Marmara Denizi güney kıyılarında, Paleozoik'ten başlayıp Mesozoik, Tersiyer ve Kuvaterner'e kadar çeşitli formasyonlar ve farklı oluşumlar meydana gelmiştir. Bunlar Paleotektonik ve Neotektonik başlıkları altında aşağıda incelenmiştir.

3.1. Paleotektonik

İnceleme sahasında yakın zamanda yükselmiş olan I. Zaman Paleozoik yaşlı masifin etkisi çok fazladır. Masifin önündeki İzmit Körfezi ve Doğu Marmara çukurları ise IV. Zamanda (Kuvaterner'de) meydana gelen çökmeler ve çanaklaşmalar sonucu bu alanda tektonik kökenli bir kıyının ortaya çıkmasına neden olmuştur. Bu nedenle, bu kısımdaki kıyıların, yükselmiş ve alçalmış bloklar arasındaki faylar ve fleksürlerle çizilmiş olduğunu gösteren önemli kanıtlar tespit edilmiştir. Örneğin, Armutlu Yarımadası'nın denize doğru olan çıkıntısı, Paleozoik Masif'in son kısmı oluşturmaktadır. Deniz altında da devam eden bu kütle, İmralı Adası'nda yeniden su üzerinde gözükmektedir. Yarımada'nın güneyindeki Gemlik

Körfezi ise bu alandaki diğer önemli çukurlaşma sahasıdır. Mudanya ile Bandırma arasında ana hatlarıyla doğu-batı doğrultusunda uzanan kıyı, düz bir kıyı değildir. Bu uzanışta fayların da rol oynadığı tahmin edilmektedir. Kıyıdaki girinti ve çıkıntıların yoğunluğu, kıyı boyundaki sıradağların alçalmaları ve yükselmeleri ile ilişkilidir. Kıyıda dağların alçaldığı yerlerde burunlar, deltalar ve küçük kıyı ovaları gibi yerşekilleri bulunmaktadır. Bu kıyılar, özellikle Paleozoyik şistlerin yüzeye çıktığı sahalarda, oldukça yüksek ve dik falezlerin yer aldığı yüksek kıyı özelliğindedir (Artüz, 2007).

İnceleme sahası kıyılarında jeomorfolojik gelişmenin farklı evrelerini gösteren aşınım yüzeylerinden en yüksek ve en eskisi 600-700 m'lerdeki Alt-Orta Miyosen aşınım yüzeyleridir. Plato görünümündeki bu aşınım yüzeyleri tektonik hareketlere rağmen, geriye aşındırma orta kesimlere kadar erişemediğinden yassı rölyef durumunu korumuş ve akarsular tarafından az yarılmıştır. 250-600 m'ler arasındaki yükselti basamaklarındaki başka bir aşınım yüzeyi de Üst Miyosen aşınım yüzeyleri olarak adlandırılmaktadır. 100-200 m'ler arasında dağılım gösteren yüzeyler ise Pliyosen aşınım-birikim yüzeyleridir. Aşınım yüzeyleri, farklı jeolojik dönemlerde meydana gelen tektonik ve östatik nedenlerle taban seviyesi değişmeleri ve iklim süreçlerinin denetimi altında oluşmuştur. Sıcaklık ve yağış gibi iklim etmenleri yerşekilleri üzerinde farklılıklara yol açmıştır. Yontuk düzlerin oluşması, Orta Miyosen gelişim evresinde, tropikal nemli bir iklimin etkisiyle gerçekleşmiştir. Bu dönemdeki sürekli ve hafif tektonik hareketler nedeniyle aşınım yüzeylerinde bazı yavaş değişmeler meydana gelmiştir. Üst Miyosen aşınım yüzeyleri, Alt-Orta Miyosen aşınım yüzeylerinin devamı niteliğindedir. Ancak bunlar, tektonik nedenlerle yükselmiş olan dağların eteklerinde ve üzerinde, Üst Miyosen'de hüküm süren kurak şartlardaki iklimin etkisiyle oluşmuşlardır (Erol ve Şencan, 1996).

Aalt-Orta Miyosen'den itibaren denudasyonal süreçlerle aşınım dönemlerine bağlı olarak akarsu ağları meydana gelmiştir. Akarsu şebekesine yapısal ve litolojik faktörler de etki ederek arızalı bir görünüme neden olmuştur. Aşınım yüzeyleri ile faylanmalar arasındaki ilişki değerlendirildiğinde ilk faylanmaların Alt-Orta Miyosen'de olduğu gözlenmiştir. Üst Miyosen ve Pliyosen aşınım yüzeyleri farklı

yaşlardaki kayaçları kesmiştir. Pliosen'den itibaren sık bir akarsu ağı, faylanmalar ve alçalan taban seviyesine bağlı olarak yan kollarıyla topografyaya gömülmüştür. Akarsular mevcut yapıya da uyum sağlayarak sübsekant bir özelliğe sahip olmuşlardır. Miyosen ve Pliosen aşınıım yüzeylerine yerleşmiş akarsu ağları, Kuvaterner'de taban seviyesi alçalmalarına bağlı olarak vadilerini derin bir şekilde kazmışlardır. Bunun sonucunda da bu yüzeyler üzerinde arızalı ve parçalı bir rölyef meydana gelmiştir (Erol ve Şencan, 1996). En büyükleri Biga, Gönen, Kocasu Çayları olan bu akarsular yüksek kesimleri dar ve derin vadilerle yardıktan sonra Marmara Denizi'ne ulaştıkları yerlerde delta ovaları oluşturarak kıyının şekillenmesi üzerinde etkili olmuşlardır.

İnceleme sahasında farklı yükseltilerde (30-80 m) Pleistosen seki sistemleri, denizel ve akarsu sekileri (taraçaları) bulunmaktadır. Bu sekiler tektonik yükselmeler ve kaide seviyesinde meydana gelen değişmeler sonucunda oluşmuşlardır Sahanın genelinde Miyosen-Pliyosen arasındaki şekillenmeler, tektonik kırıklar-blok halinde basamaklanma şeklinde başlamıştır (Erol ve Şencan, 1996).

Sahasının şekillenmesinde akarsuların yanında birçok yerde jeolojik ve jeomorfolojik izleri görülen tektonik hareketlerin de etkisi büyüktür. Günümüzdeki morfolojik görünümün oluşmasında en belirgin izler düşey ve doğrultu atımlı faylara aittir. Tortoniyen'den başlayan ilk faylanmalar, Alt ve Orta Miyosen çatı düzünün kırılıp kuzeye doğru alçalmasına neden olduğundan, taban düzeyinde oluşan alçalmalar sonucunda akarsu sisteminde bazı değişiklikler de meydana gelmiştir. Dantritik bir yapıda olan akarsu ağları zamanla tektonizmanın etkisiyle fay ve çizgisellere uyarak birçok yerde paralel ve kancalı direnajlar oluşturmuşlardır. Örneğin, oluşumu Üst Kretase sonu ile Paleosen başlarına rastlayan Kapıdağ Granit Masifi'nin yaşının 73.9±8 milyon yıl olabileceği tahmin edilmektedir. Kuvaterner yaşlı alüvyonlar ise tombolonun en genç birimleri olarak kabul edilmektedir (Cürebal vd., 1998).

Tektonizmanın morfolojik yapıyı denetlenmesi evreler halinde devam etmiştir. Fayların etkisiyle platolardaki seviye farklarına bağlı olarak oluşan taban düzeyi değişmeleri akarsuların aşındırma hızını etkilemiştir. Bunun sonucunda farklı

yükselti kademelerinde aşınım yüzeyleri meydana gelmiştir. Birçok alanda ise akarsular, fay ve çizgiselliklere yerleşerek drenaj sisteminin değişmesine neden olmuştur. Genç tektonik hareketlerle plato alanları yükselirken, Biga ve Gönen, çaylarının havzalarının tabanları gibi akarsu havzalarının tabanlarının alçalmasına neden olmuştur. Taban seviyelerindeki değişimlere bağlı olarak Miyosen aşınım yüzeyleri yarılarak, geniş oluklu Miyosen vadileri içine tekne biçimli Pliyosen vadileri sokulmuştur.

3.2. Neotektonik

Genel olarak Marmara Denizi'nin güney kıyıları zamanımızdan yaklaşık 10.000 yıl kadar önce bugünkü seviyesine ulaşan son deniz kabarması olan Flandriyen Transgresyonu sonucunda sular altında kalarak, yaygın bir morfolojik ifade ile boğulmuş kıyılar kategorisine girmektedir. Sahanın kıyıları öztatik ve izostatik hareketler sonucunda karaların alçalması ve deniz seviyesinin yükselmesi gibi nedenlerle oluşan alçak ve yüksek kıyılardan meydana gelmiştir. Yüksek kıyılardaki jeomorfolojik gelişimin ilk evreleri olan gençlik döneminin başlarında burun ve adaların dalga aşındırmasına maruz kalmalarına bağlı olarak ön kısımlarında ve ortalama deniz seviyesinin üzerinde falez çentikleri ve yalıyarlar oluşmuştur. Zamanla falezlerin gerilemesi sonucunda ise deniz seviyesinin altında ve falez önlerinde abrazyon platformları meydana gelmiştir. Gençlik evresinin sonuna doğru falezlerin gerilemesine bağlı olarak dalga aşındırma düzlükleri genişlemiştir. Kıyıdaki enkaz göçüne bağlı olarak da kıyı boyunca plajlar, kıyı okları, kıyı kordonları, tombolo ve çeşitli birikim şekilleri meydana gelmiştir. Kıyıda denize ulaşan akarsuların ağız kısımlarında ise farklı büyüklüklerde deltalar oluşmuştur. Kuvaterner yaşlı alüvyonlar ise sahadaki en genç birimleri olarak kabul edilmektedir (Cürebal vd., 1998). Olgunluk evresinin ilk zamanlarında kıyı çizgisi delta alanlarında denize doğru olsa da genellikle karaya doğru ilerlemeye devam etmiştir. Kıyı çizgisi falezlerin önlerindeki kumsallar ve eski koyların ağızlarını kapatan kıyı kordonları boyunca düz bir uzanışa geçmiştir. Kıyıda oluşan lagünler ise kıyı çizgisinin gerilemesi ve kara yönündeki birikim sahaları nedeniyle gittikçe

küçülmüşlerdir. Zamanla dolan lagünler yer yer tuzlu bataklıkların olduğu bir saha haline dönüşmüştür.

İhtiyarlık evresinde falezli ve dik kıyıların geriletilmesi durmaktadır. Buna bağlı olarak kıyı çizgisi yakınındaki su derinliği azaldığından dalga aşındırma gücü minimuma inmektedir. Bu şekilde oluşan kıyılarda fırtınalı zamanlarda bile dalgalar falezlerin tabanına kadar ulaşamazlar. Ancak inceleme sahası kıyılarında henüz bu durumu görmek pek mümkün değildir. Dalga aşındırması ve falezlerin etkinliği günümüzde de devam etmektedir. Buradan da inceleme sahasındaki jeomorfolojik gelişiminin henüz gençlik evresinde olduğu anlaşılmaktadır. Örneğin, inceleme sahasının ortasında yer alan Kocasu Çayı'nın oluşturduğu Kocasu deltası yelpazesinde 30-100 cm yükseklikte, 150-500 m uzunlukta eski kıyı kordonları ya da eski kumsallar, deniz seviyesinin yükselmesi sonucu sırt şeklinde lagünler veya denizel bataklıklar içerisinde kalmışlardır. Bu oluşumların tortullar içine gömülmemiş olması deniz seviyesi yükseliminin çok yeni olduğunu göstermektedir (Kazancı 1999).

Sahanın temeli Paleozoyik devirlere ait tortul, mağmatik ve metamorfik kayaçlardan meydana gelmiştir. Mezozoyik ve Tersiyer'e ait tabakalarla bir miktar dolduktan sonra, Tersiyer'de meydana gelen tektonik hareketler ve Alp kıvrımları volkanik çıkışlara neden olmuştur. İkinci zamanda Marmara Denizi transgresyona maruz kalmış ve sular altında kalarak, bu zamanın örtüleri ile örtülmüştür. Miyosen-Pliyosen arasında canlanan tektonik hareketlerle birlikte, pliyosen başlarında yeni bir döneme geçilmiştir. Bu dönemde yağışlı, ılıman bir iklim hakim olmuştur. Ancak, oluşan yeni ve daha alçak taban düzeylerine uyumlu bir akarsu aşındırması etkili olmuştur. Pliyosen aşınım yüzeyleri 100-200 m'ler arasında yer almıştır. Oligosen'de yeniden kırılmalar, yükselmeler, çökmeler ve kıvrılmalar meydana gelerek bazı yerler yükselmiş (Biga ve Armutlu yarımadaları gibi), ovalık sahalar ise çökmüştür. Pliyosen ve Kuvaterner başlarında meydana gelen tektonik hareketler bugünkü topoğrafyanın oluşmasında önemli bir rol oynamıştır. Örneğin, inceleme sahasının ortasında yer alan Biga'nın batısında Mesozoyik yaşlı çörtülü kireçtaşlarından oluşan

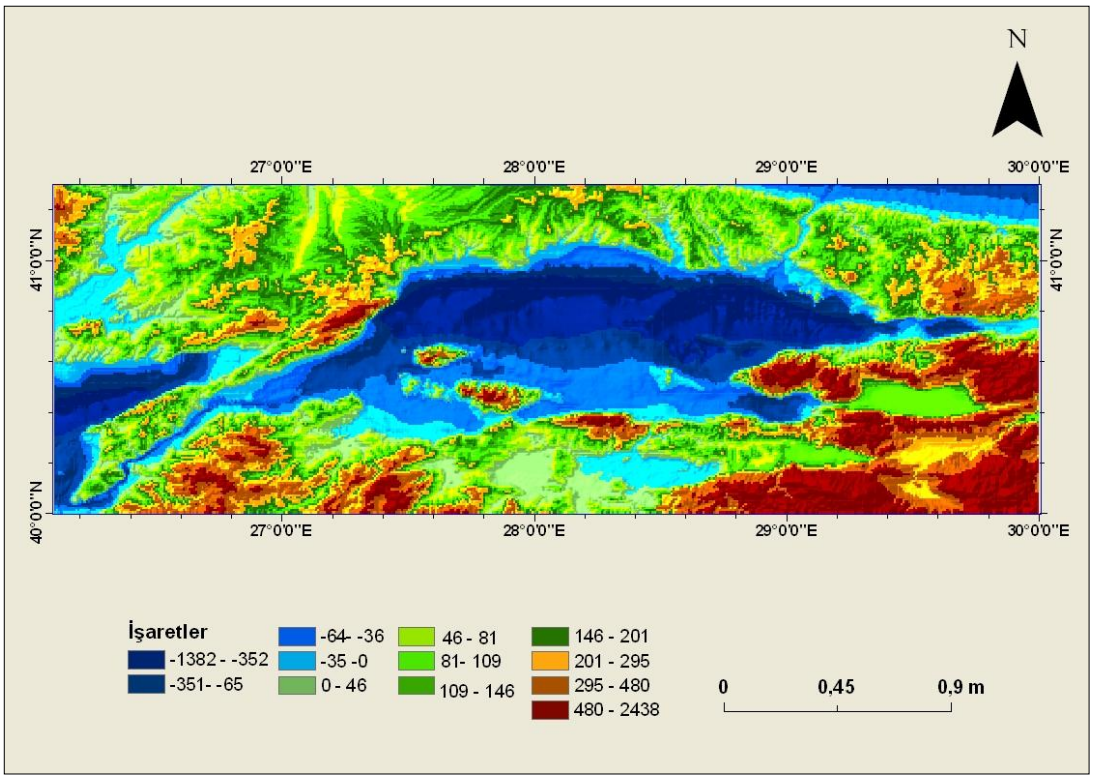
yamaçlarda Kuvaterner yaşlı diyaklazlı ve oyuklu lapyalardan meydana gelen karstik şekiller oluşmuştur (Şencan, 2007; Foto 25).

Foto 25: Biga Çayı Batı Yamaçlarında Denizel Fosilli Kireçtaşları, Oluklu Lapyeler ve Balıklıkaya Mağarası

İnceleme sahasının ortasında yer alan Kapıdağ Yarımadası da Türkiye'nin neotektonik gelişimi sırasında, Oligosen'de Kazdağı ve çevresinin yükselmesi, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Marmara Bölgesi'nde kuzey ve güney kollarına ayrılması ve Ege genişleme siteminin devreye girmesi gibi çeşitli tektonik olaylara maruz kalmıştır (Okay, ve Satır, 2000; Seyitoğlu, ve Scott, 1991; Yılmaz vd., 2000). Erdek Körfezi'nin güney kıyılarında da Pliyosen sonu ve Pleyistosen'de etkin bir tektonik aktivite meydana gelmiştir. Bu tektonik aktivite ile sağ yönlü doğrultu atımlı Edincik-Bandırma Fayı gelişmiştir. Bunun sonucunda ise fayın kuzeyindeki Pliyosen havzanın topoğrafyası parçalanarak önce bloklu yapı özelliği kazanmış, ardından da

bloklu yapının alçalmasıyla da Erdek Körfezi ortaya çıkmıştır (Cürebal, 1999). Armutlu-Bozburun'a kadar olan kıyı bölümü ise Oligosen-Miyosen dönemindeki hareketlerle başlayıp, Kuvaterner başlarında en yüksek seviyedeki yükselimlerle günümüzdeki şekline ulaşan ve büyük bir kısmı 400 m'yi aşan horst ve grabenler oluşmuştur. Bu dönemde, Armutlu Yarımadası horst şeklinde yükselirken, Gemlik Körfezi de graben şeklinde çökmüştür (Ardel 1943; Ardel, 1968; Şekil 24).

İnceleme sahasının kuzeyindeki en önemli oluşum olan Marmara Denizi ise Akdeniz ve Karadeniz arasında kalan bir iç denizdir (Çağatay vd., 2000; Algan, 2000; s: 393-473). Boğazlar hariç tutulduğunda 11,200 km^2 yüzey alanına ve 1390 m maksimum derinliğe sahip olan Marmara Denizi'nin hacmi 3380 km^3'tür (Kurter, 2000; s: 27-30; Kuşçu vd., 2002). Komşu denizlere, sırası ile 65 m ve 35 m derinliklerle Çanakkale ve İstanbul Boğazları ile bağlanmıştır (Sancar ve Çağatay, 2011; Şekil 20).



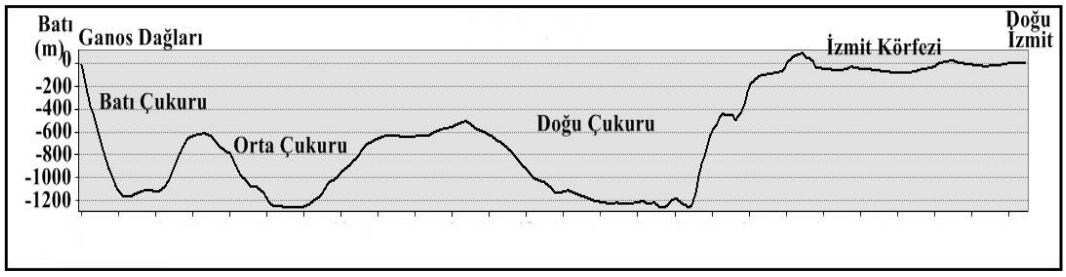
Şekil 20: Marmara Denizi'nin Batimetri Haritası (Deniz Kuvvetleri Kom. SODB)

Marmara Denizi'nin günümüzdeki son şeklini alana kadar geçirdiği aşamalar küresel deniz seviyesi değişimleri ile ilişkilidir (Algan, 2000; s: 393-473). Jeolojik dönemler boyunca, Çanakkale Boğazı yolu ile Akdeniz'e ve İstanbul Boğzı yoluyla da Karadeniz'e bağlı olan Marmara Denizi zaman zaman her iki denizin de etkisinde kalarak farklı zamanlarda transgresyon ve regresyonlara maruz kalmıştır (Gökaşan, 2000; s: 177-393). İlk Akdeniz Transgresyonu sırasında günümüzden biraz daha derin olan Marmara Denizi, daha sonra meydana gelen regresyon döneminde Akdeniz ile olan bağlantısı tamamen kesilerek seviyesi de düşmüş ve derinliği 70-100 metre arasında değişen bir göl haline gelmiştir.

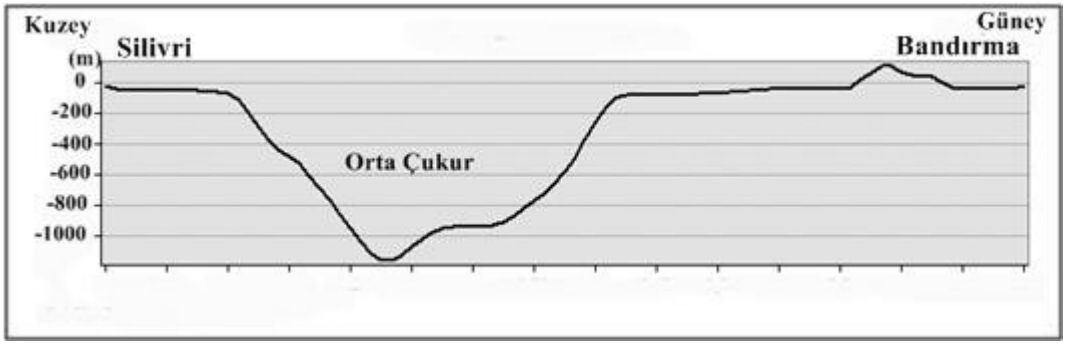
Marmara Denizi'nin kıta yamaçlarındaki ve derinliği fazla olan çukur alanlardaki sedimentlerin varlığı bu denizin, Son Buzul Dönemi'nde tatlı su gölü olduğunu göstermesi bakımından önem taşımaktadır (Algan, 2000; s: 393-473). Bu dönemde denizin çevresindeki akarsular, vadilerini derin bir şekilde kazmaya başlamış ve Flandrien Transgresyonu sırasında akarsu vadileri de sular altında kalmıştır. Bu transgresyon ile birlikte çevrede limanlı ya da rialı kıyılar meydana gelmiştir. Dördüncü Zaman'da Ergene, Ulubat ve Manyas Gölü havzaları gibi göl alanı durumunda olan Marmara Denizi, kenarlarındaki faylar boyunca çöktükten ve zamanla buzulların erimesinden sonra suların yükselmesiyle Karadeniz ve Akdeniz'in sularının çöken alanı doldurması sonucu, Dördüncü Zaman'ın sonlarında günümüzdeki son şeklini almıştır. (Ardel ve İnandık, 1957; Yalçınlar, 2001). Çökme olayları sırasında İstanbul Boğaz'ına ulaşan akarsuların açtığı derin vadilerin büyük bir bölümü de sular altında kaldığından İstanbul Boğazı'ndaki Haliç de bu dönemdeki meydana gelmiştir (Ardel, 1968; Yalçınlar, 2001). Marmara Denizi kıyılarında yer alan falezlerin varlığı da bu oluşumların günümüze yakın bir dönemde meydana geldiğini gösteren önemli delillerdir. Örneğin; Üsküdar-Harem iskelesinin doğusunda silt ve kumtaşlarının dalgalar tarafından aşındırılmasıyla oluşmuş 15-20 metre yükseltiye sahip Karbonifer dönemine ait olduğu sanılan falezler yer alır. Kadıköy'ün güneyinde yer alan Moda Burnu önlerinde de 5-6 metre yüksekliğe sahip falezler vardır. Moda iskelesinin önünde ise deniz altında 300-400 metre devam eden dalga aşınım düzlüğü oluşmuştur. Buradaki şekiller belirgin ve

çok yüksek olmadığından yakın bir dönemde (8-9 bin yıl) oluştuğu tahmin edilmektedir (Yalçınlar, 2001).

Marmara Denizi, morfolojik ve tektonik yapı özellikleri bakımından Kuzey Anadolu Fay (KAFZ) Zonu boyunca uzanan dört büyük denizaltı depresyonundan oluşmaktadır. Bunlar, Çınarcık (1238 m), Silivri (1390 m), Orta ve Tekirdağ (1112 m) çukurlarıdır (Şekil 21, 22). Derinlikleri 1100 m'den fazla olan bu depresyonlar, şelf bölgelerinden aşağıya kıta yamaçları ile inilen ve çevrelerine göre daha yüksek olan eşiklerle (sırt) ayrılmaktadır. Depresyon alanlarını birbirinden ayıran bu sırtlar, Marmara Denizi içerisinde -360 m ile -650 m derinlikler arasında yer alan önemli morfolojik birimlerdir. Diğerlerine göre daha geniş ve büyük olan, Çınarcık Çukuru, KAF'ın yaklaşık K45B yönlü Trakya-Eskişehir fayını kesmesi sonucu ötelenmenin etkisiyle açılmıştır (Alpar 2000; s: 113-126; Artüz, 2007). Kama görünümlü Çınarcık Çukuru, KB-GD yönünde ve 1150-1270 m arasında değişmektedir. Doğu baseni en fazla 2289 m derinlik ile aynı zamanda Marmara Denizi'nin de en derin noktasını oluşturmaktadır (Alpar, 2000; s: 113-126; Algan 2000; s: 393-473). Marmara Denizi'nde Şelfin dış sınırı yaklaşık 100 m derinliğindedir. Bu şelf alanlarının bir bölümünde İzmit, Gemlik, Bandırma, Erdek, Silivri ve Tekirdağ körfezleri oluşmuştur (Şekil 23). Kıta şelf alanının genişliği Marmara Denizi Güney kıyıları boyunca 40 km'ye varan genişliğe sahip olmasına rağmen kuzey kıyılarda 10 km'dir.

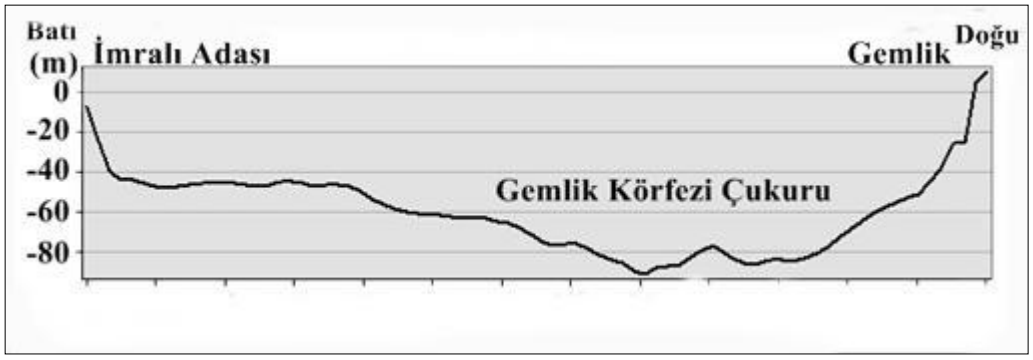


Şekil 21: Marmara Denizinde Yer Alan Çukurluklar



Şekil 22: Marmara Denizi'nde Silivri-Bandırma Arasının Profili

Marmara Denizi güneyinde de Würm döneminde eski göl tabanları durumunda olduğu düşünülen birçok çukur alanın varlığı tespit edilmiştir. Bu çukurlardan en önemlisi -55 m ile -105 m arasında derinliğindeki Gemlik Körfezi çukurudur (Şekil 23). Marmara Adası ile Kapıdağ Yarımadası arasındaki çukurluk ve Bandırma Körfezi çukurları bu bölümdeki derinliği -50 m ve -70 m arasında değişen diğer önemli çukurlardır. Güney Marmara şelf alanı üzerinde, çukurlar ve denizaltı vadileri dışında, deniz altında devamlılığı olan deltalar da bulunmaktadır. Lapseki'nin kuzeyinde deniz altında -70 metre kadar devamlılığı olan Bayramdere deltası, Gönen Çayı'nın oluşturduğu Gönen Çay'ı deltası (deniz altında 5,5 m), Kocasu Çayı'nın oluşturduğu Kocasu Çayı deltası (deniz altında 3,5 m) bunlardan bazılarıdır (Güneysu, 2000; s: 30-79).



Şekil 23: Marmara Denizi'nde İmralı Adası – Gemlik Arasının Profili

Farklı derinlik ve genişliklerdeki çukurlardan başka, Marmara Denizi'nin güneyinde ve kuzeydoğusunda, denizaltı kanyonları da bulunmaktadır. Çınarcık Baseni'nin kuzeyinde sık aralıklarla yer alan kanyonların boyları kısa olmakla birlikte derinliği fazla değildir. İmralı Adası'nın kuzeyinde yer alan kanyon ise yaklaşık 10 km ile Marmara Denizi'ndeki en uzun kanyonu oluşturmaktadır. Güneydeki diğer kanyon ise üzerinde Armutlu platosunun yer aldığı kanyondur. Marmara Denizi'nin kuzeyindeki kanyonların boyları güneydekilere göre daha kısadır. Bunun sebebi, bu kesimin genelinde hakim olan heyelan morfolojisinin etkili olmasıdır. Heyelanlar daha çok dik yamaçlarda meydana geldiği düşünüldüğünde, Tuzla açıklarında tespit edilen -700 m derinlikte başlayıp, -1140 m derinlikte son bulan ve 8 km²'lik alanı kaplayan heyelanın varlığı bu durumu açıklamaktadır. Tekirdağ Baseni'nin güney yamacındaki yaklaşık 53 km²'lik alanı kaplayan heyelan ise Marmara Denizi'ndeki en büyük heyalan olarak bilinmektedir (Abalı, 2005).

Deniz altı topografyası, kıyıların önemli morfolojik unsurlarından birisi olan deltaların birikim alanı olması nedeniyle büyük önem taşımaktadır. Aniden derinleşen bu tür alanlarda delta oluşumu ve gelişimi güç olacağından, bir sahada deltanın oluşup, hızlı bir şekilde gelişebilmesi için kıyının sığ olması gerekmektedir. Bu nedenle, Marmara Denizi'nin güney kıyılarındaki derinliğin birdenbire artmadığı kesimler, delta oluşumu ve gelişmesi için elverişli bir ortam oluşturmaktadır. Ancak, aniden derinleşen kıyı kuşağında dalgaların etkinliğinin de aratmasına bağlı olarak deltaların yerini falezler almıştır.

İnceleme sahasının jeomorfolojik gelişimi sırasında Marmara Denizi'nin seviyesinde de geçmişten günümüze önemli değişimler meydana gelmiştir (Foto 26). Kıtasal buzulların ilerlemesi ya da eriyerek geri çekilmesi sonucu milyonlarca yıldan beri deniz seviyeleri ve sahil hatları değişmeye devam ettiğinden, deniz seviyesinin yükselmesi kıyı çizgisinin değişmesine ve kara yönüne doğru ilerlemesine sebep olmuştur. Bu durumun etkileri özellikle alçak kıyılarda daha belirğin olarak ortaya gerçekleşmiştir.

Jeolojik dönemlerdeki östatik, izostatik ve tektonik faktörlerin sonucunda değişen deniz seviyesi, iklim değişimlerinin yüksek frekansta ve yüksek amplitütte

meydana geldiği Kuvaterner boyunca sıklıkla değişmiştir (Jordan ve Maschner, 2000). Kuvaterner'deki iklim değisiklikleri, küresel hidrolojik döngüde önemli değişimler meydana getirerek soğuk dönemlerde düşük, sıcak dönemlerdeyse yüksek deniz seviyelerinin oluşmasına neden olmuştur (Bekaroglu, 2008). Örneğin, günümüzden yaklaşık 3000 yıl önce, okyanuslardaki buzların erimesi deniz seviyesinin artmasına ve sahil hatlarının kara yönünde ilerlemesine sebep olmuştur. İklim değişimlerinin en yüksek seviyede meydana geldiği Kuvaterner döneminde nehir yataklarında biriken buzul dönemine ait olan sedimentler, önceden oluşan buz tabakalarının büyümesine ve suların çekilerek deniz seviyesinin düşmesine sebep olmuştur. Bunun sonucunda yaklaşık 30 000 ile 19 000 yıl önce Son Glasyal Maksimum sırasında deniz seviyesi günümüzden 120-125 m aşağı düşmüştür. Bu düşme sonucu kıyı bölgelerinde önceden kıta sahanlığı olan yerler kara haline gelmiş ve günümüzdeki akarsular, bugünkü döküldükleri yerden kilometrelerce uzakta denize ulaşmışlardır (Vellanoweth ve Erlandson, 2004; Atalay, 2005). Bu dönemde Türkiye'de Gediz Nehri, Karaburun yakınlarında Ege Denizi'ne dökülmüştür. Bu sırada Karadeniz'in Ege ve Akdeniz ile bağlantısı kesimiş ve tatlı su gölü haline gelmiştir. Marmara Denizi'nin üçte ikisi kara haline gelmiştir. Buzul ve nehir sedimentleri de şu anda kıta sahanlığı olan deniz altlarında toplanmışlardır. Jeolojik dönemlerden Son İnterglasyal'den Holosen baslangıcına kadar olan yaklaşık 120 bin yıllık dönemde sıcaklıklar günümüzden 2-3 °C daha sıcak geçtiğinden küresel deniz seviyesinin bugünkü deniz seviyesine yakın olduğu tespit edilmiştir. (Suursaar vd., 2008; Houghton vd., 2001; Lambeck, 1996). Dördüncü Jeolojik Zaman'ın son çağı olan ve günümüz olarak da adlandırılan Holosen'den günümüze kadar geçen sürede (yaklaşık 15 000 yıl) deniz seviyesi 100 metreden fazla yükselmiştir (Atalay, 2001). Bu yükselmenin yaklaşık 6000 yıl önce sona erdiği tahmin edilmektedir. Gel-git ve deniz seviyesi ölçüm kayıtlarına göre ise küresel ortalama deniz seviyesi 19. yüzyılın sonundan günümüze kadar geçen 100 yıl süresince yaklaşık 10-25 cm kadar yükseldiği belirlenmiştir (Türkeş ve Çetiner, 2000).

Jeolojik devirlerdeki iklim değişiklikleri, yalnızca dünya coğrafyasını değiştirmekle kalmamış, buzul hareketleri ve deniz seviyesindeki değişimler yoluyla

özellikle kıyı alanlarındaki ekolojik sistemlerde de kalıcı değişiklikler meydana getirmiştir (Türkeş vd., 2000; Douglas, 2001). Kıyı bölgesindeki arazilerin su altında kalması, plaj ve sahil erozyonları, yeraltı ve yüzey sularının tuzlanması, yüksek su seviyesi gözlemleri ile fırtına ve sel tahribatının artması bunların başlıcalarıdır (Karaca ve Ünal, 2003; Leatherman, 2001).

Marmara Denizi'nde de Son Buzul Maksimum döneminin ardından, dünya deniz seviyesindeki artışlara bağlı olarak Akdeniz suları G.Ö. 12 000 yılında Çanakkale Boğazı eşik seviyesine ulaşmış ve Marmara Denizi'ne akmaya başlamıştır (Çağatay vd., 2000). Holosen başlangıcında su seviyesinin -83 m'de durağan hale geldiği kıyı aşındırma düzlüklerinin varlığından anlaşılmaktadır. Bu dönemin sonrasında yaşanan regresyon ile -65 m'lerdeki deniz seviyesi -71 m'ye gerilemiş ve bu seviyede durağan deniz seviyesi yaşanmıştır (İriş ve Çağatay, 2008).

Deniz seviyesinin yükselmesi özellikle alçak kıyılarda sahilerin sular altında kalmasına sebep olmuştur. Deniz seviyesinin yavaş yavaş yükselerek şimdiki durumuna gelmesiyle Marmara Denizi kıyılarında tektonik oluklarla, geniş tabanlı vadiler, birer koy ve körfez haline gelmiştir. Deniz seviyesi en yüksek seviyesinde olmasına rağmen günümüzden 4000 yıl önce kıyı çizgisinde yer alan akarsuların deltaları denize doğru ilerlemeye devam etmiştir. Bu sırada kıyı çizgisinin gerilediği yapılan araştırmalarla tespit edilmiştir (Çiçek vd., 2008; Öner, 2001).

Kuvarterner dönemi boyunca gerçekleşen deniz seviyesi değişimleri Marmara Denizi'nin bugünkü kıyıların şekillenmesi üzerinde önemli bir paya sahiptir. Özellikle kıyı ovalarının gelişiminde ve kıyı şekillerinin değişmesinde deniz seviyesi değişimlerinin etkisi büyüktür (Gönençgil, 2008; s: 45). Bu dönemde oluşan deltalar, günümüzde deniz altında yer almakta olup, çoğunlukla kıta sahanlıkları üzerindedir. Deniz seviyesindeki değişime bağlı olarak kıyı ovaları, son buzul çağında deniz seviyesinin alçakta olduğu dönemde bugünkünden daha alçakta iken günümüzde deniz suları altında kalmış ve kıyıdaki akarsuyun daha baskın duruma geçmesiyle üstleri delta birikintileri ile örtülmüştür. Kıyıda oluşan deltaların zamanla genişlemesiyle de kıyı çizgisi denize doğru çekilerek bugünkü konumuna gelmiştir (Öner vd., 2005; Atalay, 2001). Örneğin, Çanakkale kıyılarında 10.000 yıl kadar

önce Holosen Transgresyonu ile deniz Karamenderes nehrinin aşağı kesimine sokulmuştur. Bundan sonra alüvyal birikmenin etkisiyle kıyı çizgisi kuzeye doğru çekilmiştir. Bronz çağına rastlayan ve günümüzden 5000 ile 3500 yıl önce deniz seviyesinde 2 m. kadar bir alçalmanın olması Karamenderes deltasının ilerlemesini hızlandırarak kıyı çizgisinin gerilemesine sebep olmuştur (Kayan, 2001).

Deniz seviyesi değişimi üzerinde jeolojik dönemlerden günümüze kadar iklimlerde yaşanan bu değişimlerin yanısıra, tektonik ya da volkanik olarak aktif olan alanlarda meydana gelen kabuk hareketlerinin de önemli etkileri olmuştur. Levha sınırlarına yakın olan bölgelerde kabukta meydana gelen deformasyonlar ya da aktif volkanik alanlardaki kabukta meydana gelen kabarmayla deniz seviyeleri değişebilmektedir. Bu değişimler zamanla deltalarda biriken sediment hareketini de etkileyerek deniz seviyesinin yükselmesine neden olmaktadır. Örneğin, Son Glasyal Maksimum'un bitiminden deniz seviyesinin bugünkü pozisyonuna ulaştığı zamana kadar okyanus ve denizlere taşınan yaklaşık 50 milyon km su, kıyılarda sediment birikimine de neden olmuştur. Deniz seviyesindeki 0.3 m artış, tahmini olarak 30 metrelik bir alanda erozyona neden olduğundan fırtına dalgaları ve gel-gitsel akıntılarla tekrar hareketlendirilen bu sedimentler, kıyı şekillenmeleri üzerinde etkili olmaya devam etmektedir (Özkan, 2000; Bekaroglu, 2008).

Küresel iklim değişimine bağlı deniz seviyesi yükselmeleri ve bunların kıyılarda ve kıyı çizgilerinin değişimlerine olan ettkilerinin devam ettiği yapılan araştırmalarla tespit edilmiştir. Örneğin; 1800'lü yılların sonunda 1900 – 1940 yılları arasında küresel ortalama sıcaklık 0,5 derece artmıştır. Bu artışın ardından 25 yıllık bir soğuma dönemi yaşanmış ve 1970, 1980, 1990'larda küresel ortalama sıcaklıkların tekrar artmasıyla 1990'lı yıllarda, 1978 yılından sonra en sıcak 8 yıl yaşanmıştır. 1998 yılı, hem kuzey hem de güney yarım kürede 1860 yılından beri yaşanan en sıcak yıl olmuştur. Bu dönem yaklaşık 140 yıllık küresel sıcaklık kaydının en sıcak yılı olmasının yanı sıra, bu yılda daha önce hiç görülmediği kadar çok sayıda ve etkili doğal afetler de meydana gelmiştir. Gel-git ve deniz seviyesi ölçüm kayıtlarına göre, 19. yüzyılın sonundan günümüze kadar, küresel ortalama deniz seviyesinin yaklaşık 10-25 cm. yükseldiği ve bu yükselmenin her yıl 2 mm ile

devam ettiği tespit edilmiştir (Türkeş vd., 2000; Öztürk, 2002; Aksay vd., 2005; Gönençgil, 2008; s: 67-81).

Deniz seviyesi değişiminde denizaltı depremlerinin de etkisi büyüktür. Tsunami (depreşim dalgası) adı verilen ve daha çok Pasifik Okyanusu gibi büyük su kütlelerinde etkili olan bu depremler nedeniyle kıta kıyılarına ulaşan okyanus dalgaları, deniz seviyesinden ortalama 7-13 metre yüksekliğe kadar ulaşabilmektedir. Bu sırada su kütlelerinin hızları, büyük mesafeleri çok kısa sürede aşabilecek bir nitelik kazanmaktadır. Özellikle sualtı heyelanlarının sebep olduğu depreşim dalgaları (tsunami) en fazla 5 dakika içinde ulaşabildikleri en yakın kıyı alanlarında etkili olabilmektedir. Örneğin; Türkiye'de 1999 yılında meydana gelen Marmara depreminde tsunami nedeniyle oluşan büyük dalgalar ve deniz seviyesinin yükselmesi nedeniyle kıyıdaki birçok yerleşim alanı sular altında kalmıştır (Gürdal, 2002; Alpar vd., 2005).

Kütle hareketlerinin yaşandığı ülkelerden birisi olan Türkiye'nin denizlerinde benzer durumlar geçmişte olduğu gibi günümüzde de zaman zaman görülebileceği tahmin edilmektedir. Örneğin; sık sık denizaltı kütle hareketlerine maruz kalan ve dünyanın en aktif faylarından birisi olan Kuzey Anadolu Fay'ının doğu-batı doğrultusunda kestiği alanda yer alan Marmara Denizi'nde önümüzdeki otuz sene içerisinde büyüklüğü 7'den fazla olmak üzere bir ya da iki depremin meydana geleceği tahmin edilmektedir. Bu depremler sırasında deniz sularında meydana gelecek hareketliliğin özellikle Marmara Denizi kıyılarındaki nüfus, yerleşim alanları ve her türlü kıyı ve denizaltı yapılarını tehdit edeceği tahmin edilmektedir (Görür ve Çağatay, 2009).

Bir iç deniz olan Marmara Denizi'nde yaşanmış ve sayıları otuzu aşan tsunamilerden geçmişten günümüze kadar en fazla etkilenen yerler, Kapıdağ Yarımadası, İzmit Körfezi, Istanbul, Trakya kıyıları, Mudanya ve Marmara Adası kyıları olmuştur. Ancak, her Marmara depreminin tsunamiye neden olmadığı, kısmen küçük ölçekli su hareketleri şeklinde, kısmen de kıyılarda büyük dalga yükselimlerine neden olabilecek şekilde orta şiddette olduğu da gözlenmiştir. Marmara Denizi içinde kaydedilen sismik kesitlerde kıta yamaçları üzerinde önemli

heyelan yapıları tespit edildiğinden, bu tsunamilerin esas nedeninin özellikle deprem sırasında oluşabilen sualtı heyelanları olduğu düşünülmektedir. Tuzla Körfezi açıklarında, Armutlu Yarımadası kuzey sahillerinde ve Batı Tekirdağ çukurluğundaki heyelan yapıları bunların en belirgin olanlarıdır (Alpar vd., 2005; Ambraseys, 2002). Tarihsel kayıtlardan edinilen bilgilere göre sismik kaynaklı dalgaların çoğunlukla Ege Denizi'nin kuzeydoğusu ve Marmara Denizi'nde meydana geldiği görülmüştür. Yapılan incelemer sonucunda, tsunami dalgalarının çoğunlukla İzmit ve Gemlik Körfezleri, Kapıdağ Yarımadası, İstanbul ve Gelibolu kıyılarında yoğunlaştığı anlaşılmıştır. (Yalçıner vd., 2002; Abalı, 2005).

Marmara Denizi içerisinde, güney kesimde 10, kuzey kenarda ise 7 büyük denizaltı heyelan bölgesi tespit edilmiştir. Marmara Denizi içerisindeki faylarda oluşacak bir hareketlenme sonucunda önemli tsunami dalgalarının meydana gelebileceği nümerik matematiksel modeller ile ispatlanmıştır. Buna göre, tarihi kayıtlarda yer alan ve günümüzde de birçok araştırmacı tarafından teyit edilen 5-6 metreye kadar çıkabilecek tsunami dalga yüksekliğinin oluşabileceği sonucu elde edilmiştir (Kılınç, 2009). Buna göre, gelecekte muhtemel bir tektonik hareket sonucunda Marmara Denizi kıyılarında tsunami dalgalarının kıyı morfolojisi üzerinde etkili olacağı tahmin edilmektedir.

İnceleme sahasının batı ucu olan Çanakkale-Çardak ile doğu ucundaki Yalova-Çiftlikköy arasındaki kıyı kuşağı iklim değişimi, tektonik hareket ya da yüksek ölçekte bir deprem sırasında deniz seviyesinin 1 m yükselmesiyle yaklaşık 80 km²'lik bir kıyı zonu, 5 m yükselmesiyle ise 186.7 km²'lik bir kıyı kuşağı deniz suları altında kalacağı hesaplanmıştır. Deniz seviyesinin yükselmesi toprak kaybının yanında kıyıya yakın temiz su kaynaklarının denizle birleşmesine neden olarak beşeri ve ekonomik hayatı olumsuz yönde etkileyecektir.

IV. YERŞEKİLLERİ

İnceleme sahası kıyılarında yapı, litolojik özellikler, iç ve dış etmen ve süreçlerin etkilerine bağlı olarak rialı, tektonik ve alüvyal birikimli delta kıyı tipleri oluşmuştur. Rialı kıyılar, ağız kısımları deniz istilasına uğramış çok sayıda derin akarsu vadilerinin olduğu kıyılardır. Denizin akarsu vadilerini istila etmesi sonucunda kıyıda girintili çıkıntı bir şekilde karanın içlerine doğru sokulan koy ve körfezler meydana gelmiştir. Bu kesimler akarsular tarafından derin bir şekilde yarılmış olan nispeten yüksek sahalardır. Deniz istilası ise Flandrien Transgresyonu sırasında meydana gelmiştir. Flandriyen Transgresyonu sonucunda sular altında kalarak, yaygın bir morfolojik ifade ile "boğulmuş kıyılar" meydana gelmiştir. Deniz basması sonucunda sular altında kalan sahalarda morfolojik özelliklerine bağlı olarak farklı kıyı tipleri oluşmuştur (Şekil 24).

İnceleme sahasında Kapıdağ Yarımadası kıyıları ve Gemlik Körfezi'nde Gemlik-Bozburun arası yüksek rialı kıyılar şeklindedir. Boyları kısa olmasına rağmen güçlü akan akarsuların getirdiği alüvyonların riaları doldurmasıyla Armutlu, Fıstıklı, Küçükkumla ve Büyükkumla gibi kıyı ovaları oluşmuştur (Ardel 1943; Ardel, 1968). Bu nedenle, geniş girintilerden oluşan kıyı, kısa mesafeler boyunca burunlarla birbirinden ayrılan ve koylardan meydana gelen "çentikli kıyı" görünümünü almıştır. (Ardel, 1948; Doğaner, 1992).

İnceleme sahasının ortasında yer alan Kapıdağ Yarımadası ise Dördüncü Zaman'ın son dönemlerinde kıyıya yakın ve büyük bir adanın kıyı oku ile karaya bağlanması sonucunda meydana gelmiştir. Yüksek kayalık kıyılar ve falezlerle çevrilmiş olan yarımada oldukça girintili ve çıkıntılı bir kıyı çizgisine sahiptir (şekil 24). Kapıdağ Yarımadası'nın batısında yer alan Erdek Körfezi'nin güney kıyıları Karabiga'ya kadar alçak kıyılar olarak devam etmektedir. Karabiga ile Lapseki arası ise oldukça girintili ve çıkıntılı yüksek kıyı özelliğindedir. Güneyden faylarla sınırlandırılmış olan Yarımada'nın doğusunda Bandırma Çukurluğu ve Erdek Körfezi yer almaktadır (İnandık, 1958; Ardel, 1960; Artüz, 2007; Şekil 24).

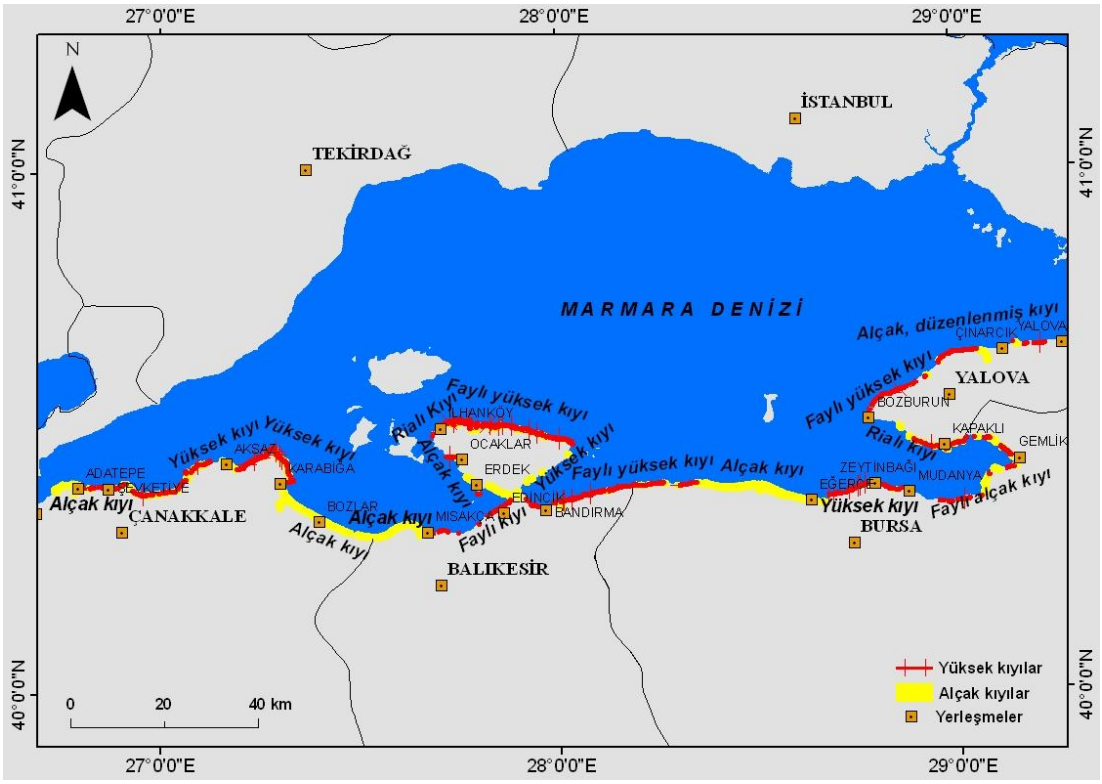
Delta kıyıları ise deltaların oluştuğu alçak kıyılardır. Bunlar deltaların çeşitli şekillerde oluşmalarına bağlı olarak farklı görünümlerde olabilmektedir. Örneğin Gönen, Biga ve Kocaçay deltalarında olduğu gibi üçgen şeklindeki basit deltalarda kıyı denize doğru üçgen şeklinde çıkıntı yapar. Çıkıntıların kenarları ise düzdür. Deltaların kıyıları asıl kıyı tiplerinden değildir. Bunlar kıyıya sonradan eklenen deltaların oluşumuyla meydana gelmişlerdir (Hoşgören, 2010). İnceleme sahasındaki 50'ye yakın akarsuyun oluşturduğu irili ufaklı delta alanları aynı zamanda delta kıyılarını meydana getirmiştir.

Marmara Denizi, Kuzey Anadolu Fay (KAF) zonun en aktif kuzey kolunun doğu-batı yönünde kat ettiği tektonik bir deniz alanı olduğundan mevcut fay çizgilerinin kıyıya paralel uzanması nedeniyle inceleme sahasında yüksek ve falezli kıyılar oluşmuştur. Doğu-batı doğrultulu Kuzey Anadolu Fayı sahanın kıyılarını etkileyerek, şelf sahasının daralmasına yol açmıştır. Bu nedenle özellikle fayların olduğu kesimlerde kıyılar tektonizmanın ve litolojinin kontrolünde gelişen faylı kıyılardır (Erol ve Şencan, 1996; Kurter, 2000; s: 27-30).

Tektonik kıyılar, kıyıya paralel uzanan fay düzlemleriyle belli olmaktadır. Genç oluşumlu faylı kıyılarda dalga aşındırma düzlüğü yoktur. Falezler ise fay düzlemine karşılık gelen sözde falez şeklindedir. Sözde falezlerin üst kısımlarında asılı vadiler oluşmuştur (Hoşgören, 2010). İnceleme sahasında Erdek Körfezi'ne bakan kıyının gerisindeki kuzeydoğu-güneybatı yönünde asılı vadilerin yüksekte asılı kalmaları üzerinde Edincik Fayı'nın etkili olduğu düşünülmektedir (Cürebal vd., 1998). Armutlu-Bozburun'a kadar olan kıyı bölümü ise büyük bir kısmı 400 m'yi aşan horst ve grabenlerden oluşmuştur. Bu oluşum, Oligosen-Miyosen dönemindeki hareketlerle başlamış ve Kuvaterner başlarında en yüksek seviyedeki yükselimlerle günümüzdeki şekline ulaşmıştır. Bu dönemde, Armutlu Yarımadası horst şeklinde yükselirken, Gemlik Körfezi de graben şeklinde çöktüğünden, Gemlik Körfezi'nde tektonik kırıklar boyunca uzanan kıyılar faylı kıyı özelliğindedir (Ardel 1943; Ardel, 1968; Şekil 24).

İnceleme sahası kıyıları koy ve körfezlerin yoğunlukta olduğu oldukça girintili çıkıntılı bir yapıya sahiptir. Kıyıda tektonik alçalmaların etkili olduğu

yerlerde koylar, yükselmelerin etkili olduğu kesimlerde ise burunlar mevcuttur (Şekil 25). Paleozoik masifin önündeki İzmit Çukuru ile Doğu Çukuru, Kuvaterner'de meydana gelmiş çökme ve çanaklaşmalarla oluşmuşlardır. Buradaki kıyılar da bu tektonik olayların etkisiyle oluşmuşlardır. Örneğin; Armutlu Yarımadası'nın güneyinde yer alan Gemlik Körfezi böyle bir çukurlaşma sırasında meydana gelmiştir (İnandık, 1958; Ardel, 1960; Şekil 23).



Şekil 24: İnceleme Sahasındaki Kıyı Tipleri

Marmara Denizi güneyinde, derinlikleri 80 m'yi geçmeyen ve kayalık kıyılardan oluşan ada ve adacıklar yer almaktadır. Son deniz transgresyonu olan Flandriyen sonucunda bugünkü yapılarını kazandıkları kabul edilen bu topoğrafik unsurlar, Marmara, Avşa, Paşalimanı ve İmralı adaları ile Ekinlik, Koyun, Mamalı, Hasır, Pala, Fener, Asmalı adacıklarıdır.

Marmara Denizi güney kıyılarının jeomorfoloji üzerinde etkili olan temel parametreler, litolojik yapı ve değişimi başta olmak üzere, faylar, dalgalar, akıntılar,

formasyonların yapısal konumu, kıyıya ulaşan akarsuların etkinliği, canlılar ve hâkim rüzgâr yönüdür. Bu etkenlere bağlı olarak şekillenen kıyı jeomorfolojisi, aşağıda alçak ve yüksek kıyılar olmak üzere iki ana başlık altında incelenmiştir.

Şekil 25: İnceleme Sahasının Yerşekilleri Haritası

4.1. Rölyefin Ana Çizgileri

İnceleme sahası eğim, bakı ve parçalanma gibi temel özellikleri farklı yerşekli unsurlarının bir arada bulunduğu topografya özelliğine sahiptir. Aşınım yüzeylerinden oluşan eğimli ve dalgalı plato ile kıyı kuşağı, farklı akarsu vadileri, yamaçlar, Paleotektonik ve Neotektonik şekiller flüvyal morfoklimatik koşullar altında şekillenen başlıca rölyef elemanlarıdır. Bu jeomorfolojik şekiller belirli zaman birimlerindeki oluşumları sırasında gerek tektonik ve gerekse klimatik-öztatik değişimlerle kesintiye uğramışlardır.

İnceleme sahası, alçak kademedeki deniz seviyesinde bulunan kıyı ile bunun güneyinde yer alan alçak tepelik ve platoluk alanlardan oluşmaktadır. Taban kademesinde 0 metreden başlayan yükselti, kuzeyde (Kapıdağ Yarımadası) en yüksek değer olan 690 metreye ulaşmaktadır (Şekil 25, 26, 27). Sahada jeomorfolojik birimler olarak göze çarpan kesim, Kapıdağ Yarımadası'nın batısında kalan Biga ve Gönen çaylarının oluşturdukları alüvyal ovalardır. Kapıdağ Yarımadası'nın batısından Gemlik kıyılarına kadar uzanan platoluk alan üzerinde ise Kurşunlu ve Kocadere ovaları önemli jeomorfolojik birimler olarak yer almıştır. Armutlu'dan başlayıp İzmit'in güneyine kadar devam eden ve içerisinde Armutlu Yarımadası'nın da olduğu kesimde yükseltisi 900 m'ye kadar ulaşan dağlık arazi göze çarpmaktadır. İzmit Körfezi'ne kadar devam eden kıyının bu bölümünde yine alüvyal kıyı ovaları uzanmaktadır (Güneysu, 2000; s: 30-79).

İnceleme sahası jeomorfolojik özellikleri yönüyle yer yer farklılıklara göstermesine rağmen yükselti çoğu yerde aynı kalmıştır. Sadece güneydeki ve Kapıdağ Yarımadası'nadaki zirveler 600 m.yi geçerken, tepelik alanlarada yükselti genellikle 300-600 metre arasında değişmektedir. Sahayı akaçlayan Kocasu, Gönen ve Biga çayları Marmara Denizi'ne boşalan ve en fazla tortul sağlayan akarsulardır (Şekil 26). Ttopoğrafya ve yükselti seviyeleri haritaları incelendiğinde 0-300 metre arasındaki yükseltinin daha geniş alan kapladığı görülmektedir. Özellikle Çardak ile Erdek Körfezi arasında kalan kesimde 300 m'nin altındaki yükseltiler alçak kıyı ve düzlüklerden oluşmaktadır. 300m'nin üzerindeki yükseltiler Kapıdağ Yarımadası'nın

kuzeyi ve kuzeybatısı (Kesik Tepe) ile Bandırma-Kocadere arasının güneyi, Gemlik Körfezi'nin kuzeyinde Narlı-Fıstıklı arasının kuzeydoğusu ve Bozburun-Esence arasının güneyinde yer almaktadır. Kıyı kuşağı boyunca yer alan tepelerin yükseltileri ise 50-200 m'ler arasında değişmektedir. Kıyı gerisinde geniş alan kaplayan platoların yükselti değerleri 300 m'lere çıkmakta ve 10 m'ye kadar inmektedir. Paleozoyik şistler, Eosen detritik (kumtaşı) andezitler ile Tersiyer granodiyoritlerden ve Neojen örtüden (kum, çakıl, kil) oluşan plato sahası alüvyal dolgulu ova tabanlarına düşük eğimlerle inmektedir. Plato düzlüklerinden gelen akarsuların eğimleri ise kıyı ovalarındaki alüvyal taban düzlüğüne doğrudur (Şekil 25, 26, 27). Akarsular da yapısal hatlara uyum göstererek, yer yer geniş tabanlı vadilerin oluşumuna yol açmıştır.

İnceleme sahasını kıyıları yaklaşık 500 km uzunluğunda olup kıyı düzlükleri (kumsallar) dışında, genellikle dik, falezli, girintili, çıkıntılı ve birçok yerde Paleozoyik şist ve granodiyoritlerden oluşan yüksek kıyılardır (Şekil 24, 25, 26). Kıyı gerisindeki akarsuların platoyu yararak denize ulaştıkları yerlerde daha dar alanlı kıyı düzlükleri (kumsallar) görülür. Kıyı boyunca gelişen aşınım şekilleri falez, ölü falez, sözde falez, abrazyon platformu gibi kıyı aşınım şekilleri ve doğal plaj (kumsal) kıyı oku, kıyı kumulları gibi birikim şekilleridir. Kıyılar, dalgalar tarafından aktif olarak aşındırılmakta ve geriletilmektedir. Kolay aşınma özelliğindeki granodiyorit gibi kayaçların bulunduğu kıyılar, dalgaların aşındırmasıyla kolaylıkla parçalanmaktadır. Bunun sonucunda büyük blokların parçalanmasıyla da oldukça girintili çıkıntılı kıyılar ortaya çıkmaktadır (Foto 3). Falezlerin önlerinde aşınmaya bağlı olarak kopan bloklar, kıyı açıklarında kara ile aynı litolojik yapıdaki Yumurta Adası, Değirmencik Adası (Büyük Ada) gibi adaları oluşturmuştur. Oluşumunda pozitif deniz düzeyi değişimlerinin de etkili olduğu bu küçük adaların varlığı aynı zamanda kıyı aşınım ve gerilemesinin çok şiddetli olduğunu göstermektedir. Kıyı şekilleri, akarsu, sel suları, kuzey sektörlü hâkim rüzgârların etkisi ve tektonizma gibi olayların denetiminde gelişimini sürdürmektedir. Kıyılarda oluşan yükseltiler, güneydeki plato sahalarından ayrılmış burunlar halinde ortaya çıkmaktadır. Yamaçları dalgalar tarafından aşındırılan kademe düzlükleri ise akarsular tarafından

yarılarak uzun sırtlar halinde denize doğru uzanmaktadır (Şekil 25, 26, 27). Bu kademe seviyelerinin, Kuvaterner'de meydana gelen genç tektonik hareketlerin denetiminde kıyının yükselmesi ile birlikte yükselmiş olduğu düşünülmektedir (Şencan, 2007). İnceleme sahası kıyılarını etkileyen fayların varlığı bunun delili gibidir (Şekil 10).

İnceleme sahası kıyılarında tektonik ve öztatik hareketler sonucu oluşan 2-3, 8-10, 15-20, 50-60 ve 80-100 yükseltilerdeki Pleyistosen deniz taraçalarının varlığı tespit edilmiştir (Erinç, 2001; s: 374). Kıyı boyunca uzanan falezlerde meydana gelen ve yaklaşık 2-2,5 m kadar yükseklikteki falez çentikleri ise deniz seviyesinin günümüzden daha yüksekte bulunduğunu göstermektedir (Foto 26).

Foto 26: Kemer Köyü Batısında Deniz Seviyesi Değişimlerinin İzleri Olan Kıyı Çentikleri (Şencan, 2007'den)

İnceleme sahası kıyılarında şelf alanı Marmara Denizi'nin kuzey kıyılarına göre oldukça geniştir. İzmit Körfezi'nden başlayıp Gaziköy'e kadar dar bir kıyı şeridi boyunca uzanan ve en geniş bölgesi 10 km'yi geçmeyen kuzey kıyıları şelf

alanın yüzölçümü 1883 km²'dir (Abalı, 2005; Çopuroğlu vd., 2005). Güneyde ise Armutlu Yarımadası'ndan başlayıp, Çanakkale'nin girişinde son bulan şelf alanı 4194 km²'dir. Bu kesimde şelfin en geniş olduğu bölge 30 km ile Kapıdağ Yarımadası ile İmralı Adası arasıdır (Abalı, 2005; Güneysu 2000; 30-79). İmralı Adası'nın kuzeyinde güneydoğuya doğru yönelen şelf alanı Bozburun Yarımadası kıyılarını takip ettikten sonra İzmit Körfezi boyunca devam etmektedir. Şelf alanı üzerinde denizaltı vadileri ve onların çevrelerinde akarsu taraça düzlükleri olarak yorumlanan küçük düzlükler yer almaktadır (Güneysu, 2000; s: 30-79). Bu alanda topoğrafik olarak dikkati çeken diğer bir unsur da Kocasu deltasında, Mudanya'da (Bayramtepe-Esence), Belkıs Tombolosu'nda, Gönen Çayı deltasında, Biga Çayı deltasında görülen farklı kum şekilleridir.

İnceleme sahası şelfinin en önemli özelliklerinden birisi de İmralı Adası'nın batısından geçerek Çınarcık Çukurluğu'nun batısına kadar uzanan ve bugün Marmara Denizi'nin suları altında kalmış bir nehir yatağının olmasıdır. Bu yatağın Marmara Denizi'nin henüz oluşmadığı dönemlerde, Karadeniz'e kadar uzandığı düşünülmektedir. Nehir yatağının menderesli yapıya sahip olması da yatak eğiminin düşük olduğunu göstermesi bakımından önem taşımaktadır (Tüysüz, 2009).

Şekil 26: İnceleme Sahasının Topoğrafya Haritası

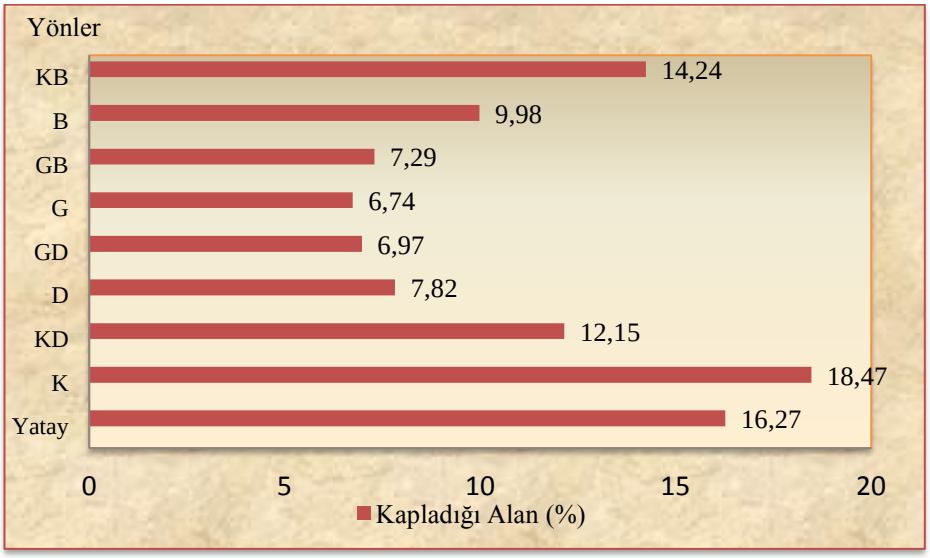
Şekil 27: İnceleme Sahasının Yükselti Seviyeleri Haritası

Şekil 28: İnceleme Sahasının Genel Rölyef Haritası

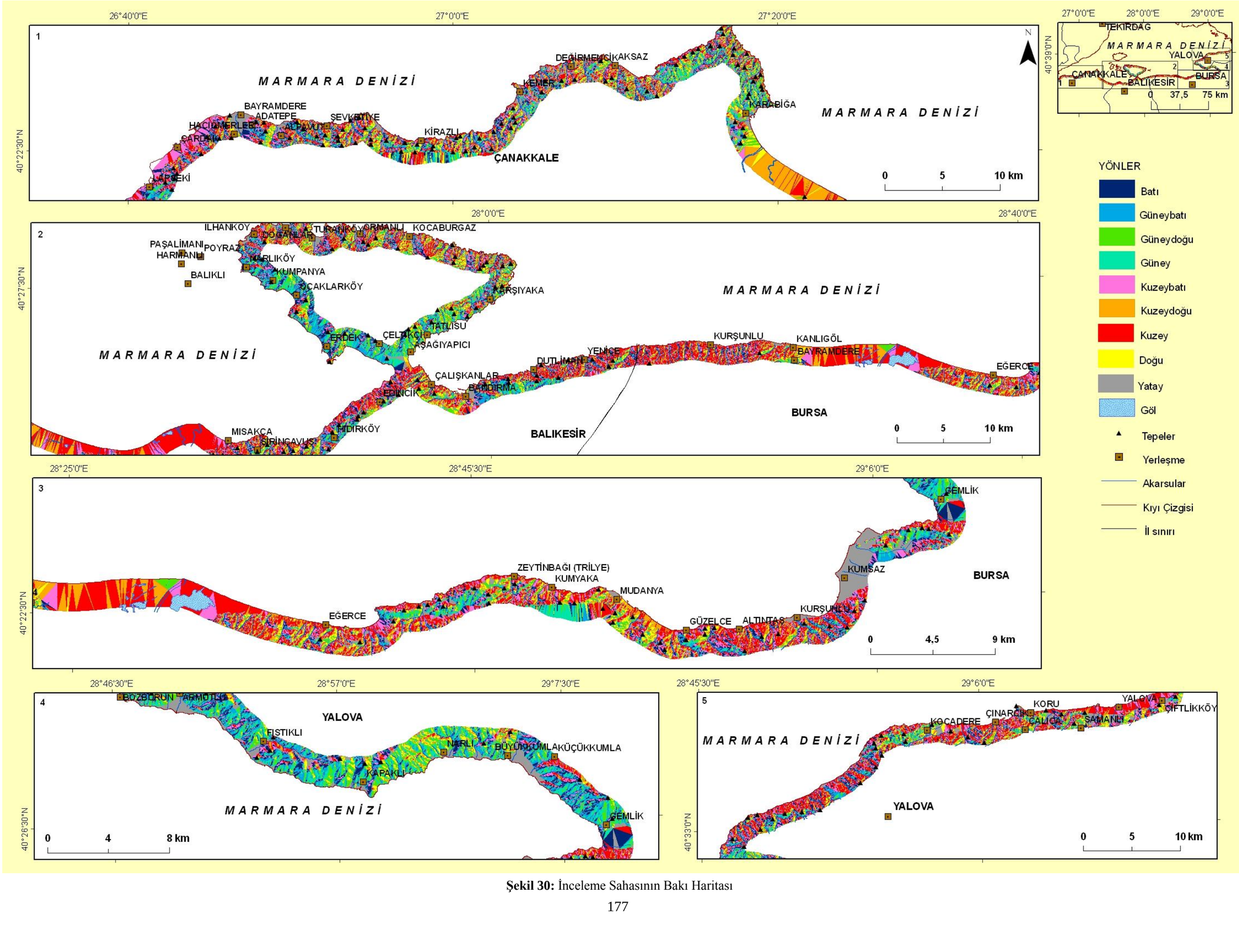
İnceleme sahasında bakının kuzey sektörlü yönlerde yoğunlaşmakla birlikte, tüm yönlere dağıldığı görülmektedir (Şekil 29, 30). Sahada tüm alanın (849 km²) % 18,47'si (156,87 km²) Kuzey'e, % 14,24'ü (120,95 km²) Kuzeybatı'ya, % 12,15'i (103,21 km²) Kuzeydoğu'ya, % 9,98'i (84,76 km²) Batı'ya, % 7,82'i (66,45 km²) Doğu'ya, % 7,29 (61,93 km²) Güneybatı'ya, % 6,97'si (59,23 km²) Güneydoğu'ya, % 6,74'ü (57,24 km²) Güney'e, bakmaktadır. Geriye kalan % 16,27'lik alan ise yatay sahalar olarak tespit edilmiştir (Tablo 6).

Tablo 6: İnceleme Sahasında Bakı Sınıflarının Dağılışı

Bakı (Yönler)	**Kapladığı Alan (km²)**	**(%)**
Yatay	138,17	16,27
K	156,87	18,47
KD	103,21	12,15
D	66,45	7,82
GD	59,23	6,97
G	57,24	6,74
GB	61,93	7,29
B	84,76	9,98
KB	120,95	14,24



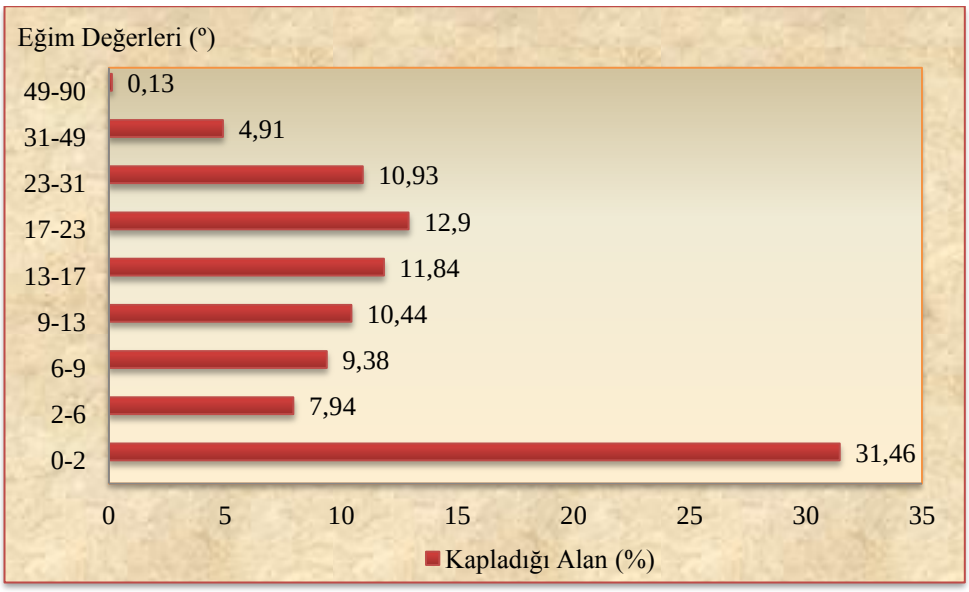
Şekil 29: İnceleme Sahasında Bakı Sınıflarının Dağılışı



Şekil 30: İnceleme Sahasının Bakı Haritası

İnceleme sahasında gerek tektonik nedenlerle, gerekse aşınma ve parçalanma sonucunda eğim değerlerinin birbirinden farklı olduğu alanlar meydana gelmiştir (Şekil 31, 32; Tablo 7). Minimum 0°, maksimum 31,46° arasında değişen eğim değerlerinin ortalaması ise 3,49°' dir.

Eğim değerlerinin alansal dağılışı bakımından toplam alan içerisinde (849 km²) % 31,46'lık oranla (276,1 km²) yayılış alanındaki 0–2º arasındaki eğim değerlerinin en büyük paya sahip olduğu görülmektedir (Şekil 31; Tablo 7).



Şekil 31: İnceleme Sahasında Eğim Sınıflarının Dağılışı

Bu değerleri, % 12,9'luk (109,54 km²) paya sahip 17-23º, % 11,84'lük (10,05 km²) paya sahip 13-17º, % 10,93'lük (92,85 km²)paya sahip 23-31º, % 10,44'lik (88,69 km²) alanda dağılmış olan 9-13º arasındaki sahalar izlemektedir (Tablo 7). Bu büyük değerleri, % 9,38 oranla 79,71 km² alana sahip 6-9º, % 7,94 oranla 67,46 km² dağılış alanına sahip 2-6, % 4,91 oranla 41,73 km² yüzölçümünde bulunan 31-49º arasındaki, % 0,13 oranla 1,14 km² yayılış alanına sahip 49-90º arasındaki eğim değerleri izler. Tablo ve grafikteki dikkat çeken husus eğimin 23º ye kadar olan bölümü tüm alanın % 83,96'sına (712,55 km²) sahip iken bu değerden büyük

derecelerin yalnızca tüm alanın % 15,97'sine (135,72 km²) sahip olmasıdır (Şekil 31).

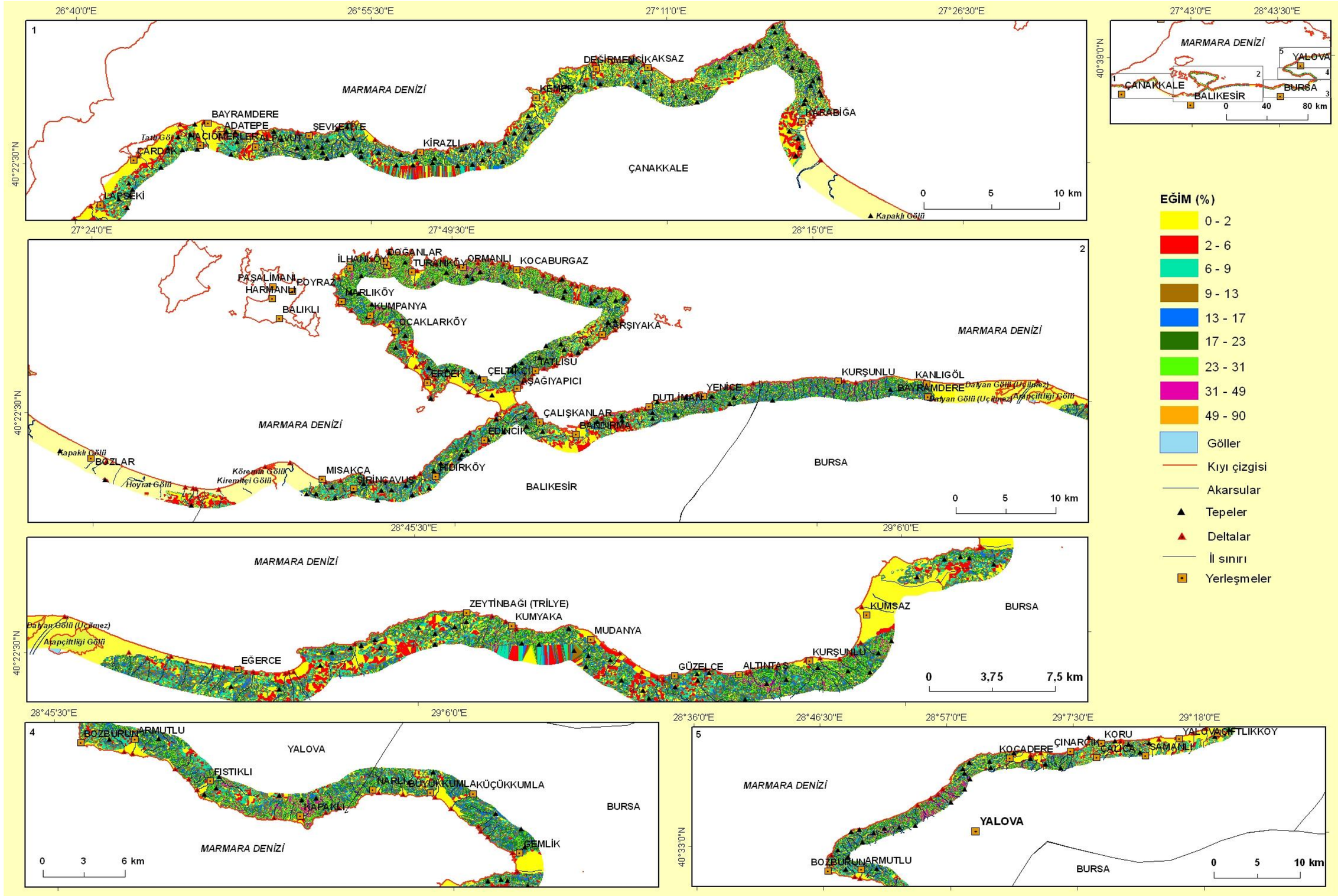
Tablo 7: İnceleme Sahasında Eğim Sınıflarının Dağılışı

Eğim Değerleri (°)	Kapladığı Alan (km²)	(%)
0-2	267,1	31,46
2-6	67,46	7,94
6-9	79,71	9,38
9-13	88,69	10,44
13-17	100,05	11,84
17-23	109,54	12,9
23-31	92,85	10,93
31-49	41,73	4,91
49-90	1,14	0,13

Sahada rölyefi değiştirerek, onu farklı oranlarda parçalayan, her yöne doğru gelişmiş yamaç ve farklı eğim değerleri kazandıran kuvvet, flüvyal etmen ve süreçlere aittir. Suların ilk kanalize oldukları, akarsuyun en sade şekli olan sel yatakları, sürekli ve debisi yüksek büyük akarsuların ya da kanalize olamadan akan seyelan sularının aşındırma ve taşıma işlevini yürüttükleri görülmektedir (Ardel, 1968).

Eğim değerlerinin sıfır derece olduğu birikim alanlarında flüvyal süreç düşük düzeyde olup inceleme sahasında büyük bir sahaya karşılık gelmez. Ancak bu sahaların dışında ve kıyı gerisinde kalan alanlarda gerek mevsimlik gerekse sürekli akarsular aşındırma ve taşıma faaliyetlerini devam ettirmektedir.

Sahada eğim, kıyı ovaları çevresindeki plato sahalarında 20°'den yüksek değerlere sahipken, plato üzerinde yer alan belirgin rölyeflerde 30°'yi geçer. Platoluk sahalarından ova düzlüğüne geçişlerde ise eğim değerleri azalarak ova tabanında 0° yi bulur. Tepelerin yer aldığı kesimler, eğimin yüksek değerlere ulaştığı alanları oluşturmaktadır. Eğim değerlerinin en az olduğu yerler ise (% 0-2) ova düzlükleridir (Şekil 31, 32).



Şekil 32: İnceleme Sahasının Eğim Haritası

4.2. Rölyef Elemanları

Çalışmanın bu bölümünde inceleme sahası kıyılarındaki ana jeomorfolojik birimler ayırt edilerek yaklaşık 500 km uzunluğundaki inceleme sahası kıyıları litoloji ve tektonik hatların kontrolünde gelişen yüksek ve alçak kıyılar olarak incelenmiştir.

4.2.1. Alçak Kıyılar

Alçak kıyılar, kıyı çizgisinin başlangıç aşamasında genellikle düz ve önünde açığa doğru yavaş bir şekilde derinleşen sığ bir denizin yer aldığı kıyılardır. Böyle kıyılarda büyük dalgalar kıyı çizgisine ulaşamadan, bu çizginin oldukça açığında kırılır ya da çatlarlar. Kırılma ya da çatlama zonunda deniz tabanı derinleşirken, kara tarafındaki zonda sediment birikimi başlar. Bu birikim, denizaltı seti ya da denizaltı kordonu olarak adlandırılmaktadır. Denizaltı setlerinin zamanla büyümesi ve yükselmesi sonucu yüzeyde oluşan setli kıyıda, kıyı seti ile kara arasında lagünler meydana gelir. Kıyıda oluşan küçük dalgalar ise zaman zaman alçak falezler meydana getirebilmektedir. Kıyı gelişiminin buraya kadar olan aşaması gençlik evresi olarak adlandırılmaktadır (Hoşgören, 2010)

İnceleme sahası kıyılarında alçak kıyı özelliği gösteren sahalar, Karabiga-Kapıdağ Yarımadası arasındaki kıyı kuşağı ile başlamaktadır. Bu kesimde Karabiga-Karakuşluk arası litolojik özelliklerine göre alçak kıyı özelliğindedir (Foto 27 ve 28). Kıyıda geniş bir kıyı ovası, çakıllı-kumlu bir plaj, irili ufaklı lagün gölleri ve Karakuşluk Burnu'na doğru uzanan delta ovası bulunmaktadır. Kıyı alanının bu şekilde gelişmesinde, güneyden gelen Kocabaş ve Gönen çaylarının ve yan kollarının getirdikleri alüvyal malzemenin kıyı boyunca birikmesi ve batı yönlü akıntıların kıyı çizgisi boyunca yaptıkları aşındırma ve biriktirme faaliyetleri etkili olmuştur.

Foto 27: Alçak Kıyılar Üzerindeki Kumkent Tatil Yerleşmesi

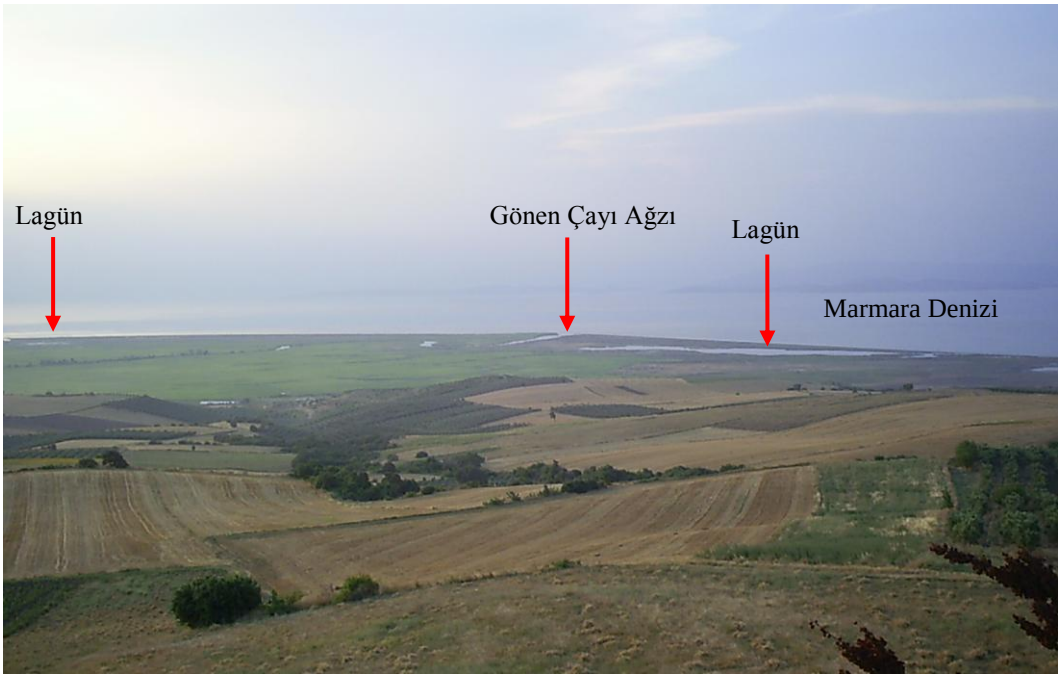


Foto 28: Gönen Çayı ve Alçak Kıyılar Üzerindeki Lagünler

Kapıdağ Yarımadası'nın anakara ile birleştiği saha kıyı çizgisinin fazla girinti ve çıkının olmadığı düz kıyı özelliğindedir. Dalyan Burnu'ndan Çakıl köyünün kuzeydoğusuna kadar devam eden ve yaklaşık 11 km uzunluğundaki kıyı kesiminde koyların yerine düz bir kıyı çizgisi uzanmaktadır. Bunun nedeni, kıyıyı oluşturan litolojik yapının erozyonel etkiye daha açık (metamorfik ve şistli yapı gösteren kayaçlar) olmasıdır. Büyükakça Koyu'ndan İlhan köye kadar uzanan kıyı kesimi de derin vadilerin ve girinti-çıkıntının olmadığı alçak kıyı özelliğindedir (Şekil 24,25). Bu durumun oluşmasında litolojik yapının yanısıra, kuzeydoğu rüzgârlarının etkisinin bakıya bağlı olarak azalmasıdır. Kapıdağ Yarımadası kıyıları içerisinde kıyı çizgisinin en düz uzandığı kesim ise İlhan köyden başlayıp, Belkıs mevkiine kadar devam eden ve daha çok birikim şekillerinin görüldüğü güneybatı kıyılarıdır. İlhan köyün güneybatısında yer alan Narlı köyün batısında kıyı oklarının oluşabilmesinden de anlaşıldığı gibi alçak kıyı özelliğindedir. Ocaklar Koyu'nun güneyinden Erdek'e kadar uzanan kıyı boyu da üzerinde genişliği 30 m ile 75 m arasında değişen plajların olduğu alçak kıyılardır. Kapıdağ Yarımadası'nın güneydoğusunda bulunan Mağara Burnu ile Burunucu arası kıyıları, üzerinde Koca Dere delta ovasının oluştuğu alçak kıyılar gurubundadır. Bu kesimde aynı zamanda Dalyan ve Arapçiftliği lagünleri de oluşmuştur. Gemlik-Bozburun arası ise, genişliği ve devamlılığı fazla olmayan çakıllı ve kumlu plaj örtülerinin olduğu alçak kıyılar olarak devam etmektedir (Güneysu, 2000; s: 30-79). Koruköy-Çınarcık arasındaki kıyı koy şeklinde ve düzenlenmiş koylu kıyı özelliğindedir. Çınarcık-Yalova arasında kıyı düz uzanırken bunu ince ve uzun olan Deveboynu Burnu bozmaktadır (Şekil 24, 25).

4.2.1.2. Delta Alanları

Akarsular, şelf alanının geniş olduğu kıyılarda birikim şekilleriyle kendini göstermektedir. Bu birikim şekillerinden birisi olan deltalar, kıyı ile kıyı gerisindeki aşınma-taşınma dengesinin kurulduğu ve bu denge sonucunda büyük boyutlarda depolanmanın olduğu birikim sistemleridir. Bir akarsuyun döküldüğü kıyıda akarsuyun getirdiği malzeme (alüvyon) birikiyorsa bu bir deltadır (Şekil 33). Ancak, akarsuyun getirdiği alüvyonlar kıyıda birikmeyip çeşitli faktörlerle kayboluyorsa o

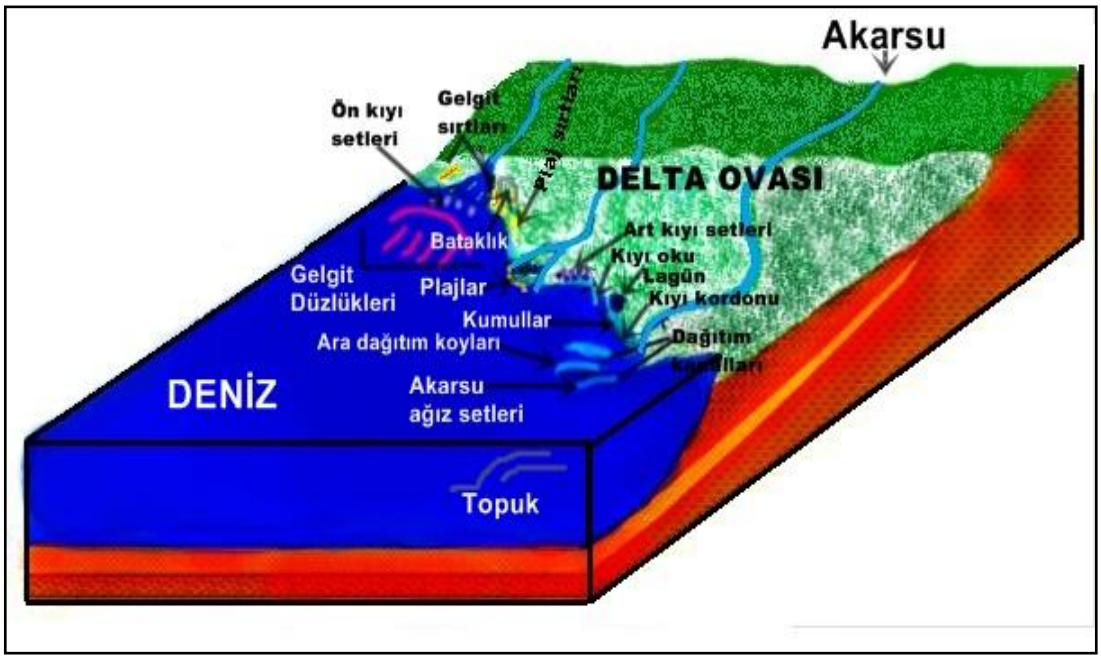
zaman kıyıda delta oluşmaz. Kıyının çok derin olması ya da alüvyonların kıyı akıntıları tarafından başka yerlere taşınması gibi nedenler de delta oluşmasını ve gelişmesini engellemektedir.

Deltalar, akarsuların deniz veya göllere döküldükleri yerlerde (ağız kısımlarında) getirdiği materyalleri yığarak oluşturdukları delta işaretine (Δ) benzeyen biriktirme şekilleridir. Oluşumu ve gelişiminde akarsuların yanısıra, dalgalar, kıyı akıntıları ve gel-git olaylarının da önemli rolleri vardır. Bu nedenle deltaların olduğu kıyılarda, kıyı okları, kıyı kordonları, kıyı kumulları, lagünler gibi kıyı şekilleri de yaygın olarak görülmektedir (Şekil 33). Kıyı önü ve gerisinde biriken malzemenin özelliği, drenaj alanının iklimi, litolojik yapısı, drenaj özellikleri, jeomorfolojisi, tektonizması, kıyıdaki topografya'nın sahip olduğu eğim ve insan faaliyetleri gibi etkenlere bağlı olarak değişim göstermektedir. Bu özelliklerin etkisiyle, akarsu egemen delta, dalga egemen delta ve gel-git egemen delta olmak üzere çeşitli tiplerde delta sistemleri gelişmektedir. Akarsu egemen deltaların boyları genellikle uzun olmaktadır. Dalga egemen deltalar sivri uçlu bir kıyı şekline sahipken, gel-git egemen deltalar, haliç görünümlü bir yapı şekli göstermektedir (İnandık, 1971; Gollaway, 1975; Elliott, 1978; Coleman ve Roberts, 1988; Whateley ve Pickering, 1989; El Sohby vd., 1989; Reading vd., 1996; Kazancı vd., 1997; Erinç, 2001; Hoşgören, 2010; Erol, 2003; Web-1, Web-2, Web-3).

Deltalar kıyı jeomorfolojisine ait yerşekillerinden olduğundan, yalnızca deniz kıyılarında değil, göl kıyılarında da meydana gelmektedir. Akarsular tarafından kıyıya bol miktarda alüvyon biriktirilmesi öncelikle akarsuyun ağız kısmında ve deniz dibinde başlar. Zamanla ileriye ve yanlara doğru yayılarak yükselene birikim malzemeleri su yüzüne çıkarak belirginleşmektedir. Bu nedenle deltalar, deniz seviye aşamaları ya da sediment sağlamaları bakımından, kara fasiyesinde gölsel deltalar, kıyı fasiyesinde lagün deltaları, sığ deniz fasiyesinde kıtasal şelf deltaları, sığ deniz fasiyesinde kıta kenarı deltaları olmak üzere farklı şekillerde oluşabilmektedir (Schwartz, 2005; Özşahin, 2009; Web–1, Web–2, Web–3).

Deltalar doğal sediment depoları olduğundan, biriken yükün durumu, akım ve diğer kaynaklardan sağlanan toplam sediment özelliklerine bağlı olarak değişiklik

göstermektedirler. Deltalarda biriken tortullar, sedimantolojik özelliklerine ve tane boyutlarına göre, kil (0.1–0.002), silt (0.002–0.02), kum (0.002–0.02), çakıl ve çamur- balçık karışımı (0.02–2 2'den büyük) malzeme olmak üzere 5 farlı şekilde sınıflandırılmaktadır (Kazancı vd., 1999; Gao, 2007; Ekinci, 2004; Ekinci, 2007). Deltaların bu karakteri oluşum ve gelişiminin açıklanması bakımından oldukça önemlidir (Kazancı vd., 1997; Kazancı vd., 1999). Örneğin, delta alanında çok bulunan malzeme hangisi ise delta temel olarak o türden bir fasiyesin karakterini taşımaktadır. Ancak, çoğunlukla her deltada birden fazla fasiyes özellikleri görülebilmektedir. Deltada kil fasiyesi baskın olarak bulunurken, kil kadar baskın olmayan ikinci bir malzeme olarak da kum bulunuyorsa, bu delta killi-kum egemen delta türündendir. Ayrıca, deltada biriken malzemenin boyutu karadan denize doğru ilerledikçe daha da küçülmektedir. Bileşimi bu örnekte olduğu gibi karışık olan bir deltadaki sedimentlerin tane boyutları genellikle 0.1–0.002 veya 0.02–2 arasında değişiklik göstermektedir. Bu tür sedimantolojik özelliklerdeki deltalara "karışık veya çamur egemen deltalar" adı verilmektedir (Hoşgören, 2010; Kazancı vd., 1999; Gao, 2007; Ekinci, 2004; Ekinci, 2007).



Şekil 33: Delta Sahalarındaki Kıyı Şekilleri (Monroe ve Wicander, 2007'den değiştirilerek)

Dördüncü Zaman'ın buzul (Würm) devrinden sonra iklimdeki iyileşme ile birlikte akarsu havzalarında hızlanan erozyon sonucunda denize taşınan malzeme miktarı da artmıştır. Bu dönemde deniz seviyesindeki yükselmeye rağmen, akarsuların taşıdıkları sediment miktarındaki artışlardan dolayı deltalar büyümüştür. Örneğin; Marmara Denizi'nin güney kıyılarında Kapıdağ Yarımadası ile Gemlik Körfezi arasında şelf alanı 32 kilometre genişliğinde olduğundan, bu şelf alanının gerisinde kalan Gönen ve Biga nehirleri büyük miktarda (2,2 x 10^6 ton/yıl) sediment taşıyarak kıyı önünde deltalar oluşturmuşlardır (Çağatay vd., 2000; Kazancı vd., 1999; Hoşgören, 2010). Ancak, Gönen Çayı her yıl 0.8582 ton/km²/yıl miktarda yük taşıdığı halde, Yenice ve Gönen ovalarını geçerken taşıdığı sedimentin bir kısmını bu ovalarda biriktirdiğinden dolayı güncel deltası yeterince gelişememiştir. Bu durum kıyıdaki diğer birçok akarsu da da tespit edilmiştir (Özşahin, 2009).

Drenaj alanlarının iklimi, morfolojisi, tektonizması, kıyının eğimi ve buradaki enerjiye göre çeşitli tiplerde delta sistemleri gelişebilmektedir (Orton ve Reading, 1993). Delta sistemlerinin, yaşlı ya da güncel olması, oluşum dönemindeki kıyı ve kıyı gerisi hakkında bilgi vermektedir. Güncel olan deltalarda, bazı delta yapıcı etkenler gözlenebildiğinden, yakın geçmişteki jeolojik durum görülebildiği gibi, yaşlı delta fasiyeslerinin daha kolay yorumlanmasına da yardım etmektedir. Kocasu Çayı'nın delta düzlüğünde 2-4 ve 0-2 metreler arasında, Gönen Çayı'nın ise 2-6 m ve 0-2 metreler arasında basamaklanmanın gözlenmesi, deniz seviyesinin bugünküne göre daha yüksekte bulunduğunu göstermektedir. Buna göre, deltaların gelişmeye başladığı dönemin başında Marmara Denizi'nde seviyenin günümüzden yaklaşık 4-6 metre daha yüksekte olduğu sonucuna varılmıştır (Kazancı vd., 1999).

Gel-git olayının etkisinin çok az olduğu Marmara Denizi kıyısındaki 511 adet akarsuyun birçoğunun ağız kısımlarında farklı büyüklüklerde deltalar meydana gelmiştir. Bu deltaların inceleme sahası kıyısında yer alanları; Elmalı Dere Deltası, Balaban Dere Deltası, Eyrek Dere Deltası, Selimmandıra Dere Deltası, Doğan Dere Deltası, Ay Dere Deltası, Güngörmez Dere Deltası, Koca Dere Deltası, Çınarlı Dere Deltası, Eskideğirmen Dere Deltası, Torluk Dere Deltası, Çalı Dere Deltası, Armutlu Dere Deltası, Fıstıklı Dere Deltası, İlbat Dere Deltası, Yaman Dere Deltası, Kestane Dere Deltası, Karaca Dere Deltası, Büyükkumla Dere Deltası, Küçükkumla Dere Deltası, Karsak Çayı Deltası,

Karanlık Dere Deltası, Büyük Dere Deltası, Tatlısu Dere Deltası, Kal Dere Deltası, Çınarlı Dere Deltası, Kocasu Çayı Deltası, Ballıpınar Dere Deltası, Eğri Dere Deltası, Ceylan Dere Deltası, Değirmen Dere Deltası, Kesikdağ Dere Deltası, Gürgen Dere Deltası, Panayır Dere Deltası, Kirazlı Dere Deltası, Muğla Dere Deltası, Katırkervan Dere Deltası, Alişan Dere Deltası, Sazlı Dere Deltası, Gönen Çayı Deltası, İzmir Dere Deltası, Biga Çayı Deltası, Sarımeşelik Dere Deltası, Şahmelek Dere Deltası, Çınar Dere Deltası, Dikilitaş Dere Deltası, Karatepe Dere Deltası, Kemer Çayı Deltası, Armutlu Dere Deltası, Alpavut Dere Deltası ve Bayram Dere Deltası'dır.

Aşağıda inceleme sahası kıyılarında tespit edilen 50 adet delta, Coğrafi Koordinat Sistemine göre konumları, drenaj havzası, birikim havzası, yüzölçümü, deltanın kıyıdaki uzunluğu, genişliği, deltadaki akarsuyun uzunluğu ve deltanın oluşumundaki etmenler, litolojik özelliklerine göre incelenmiştir. Deltaların gösterildiği haritalarda birden fazla veri olduğundan, harita işaretleri sadece Gönen Çayı deltası haritasında gösterilmiştir.

Bayram Dere Deltası: İnceleme sahasının batı ucunda bulunan Bayramdere'nin ağzında 4 km²'lik bir alanda oluşmuştur. Deltanın oluştuğu sahada kıyının uzunluğu 3 km 'dir. Deltadaki akarsuyun uzunluğu 3 km ve deltanın genişliği de 4 km'dir (Şekil 34; Foto 29). Yay şekilli olan delta kumullu yapıdadır. Bayramdere kaynağını, Beyçayırı yerleşmesinin 2 km kuzeyinde yer alan Dumanlı Dağları'ndan (600-650 m) almaktadır. Sahasında Üst Miyosen denizel kırıntılılar, kireçtaşları, Eosen'e ait ayrışmamış volkanitler ve andezitler ile Eosen granodioritler geniş bir alanda yüzeylenmiştir (Şekil 5).

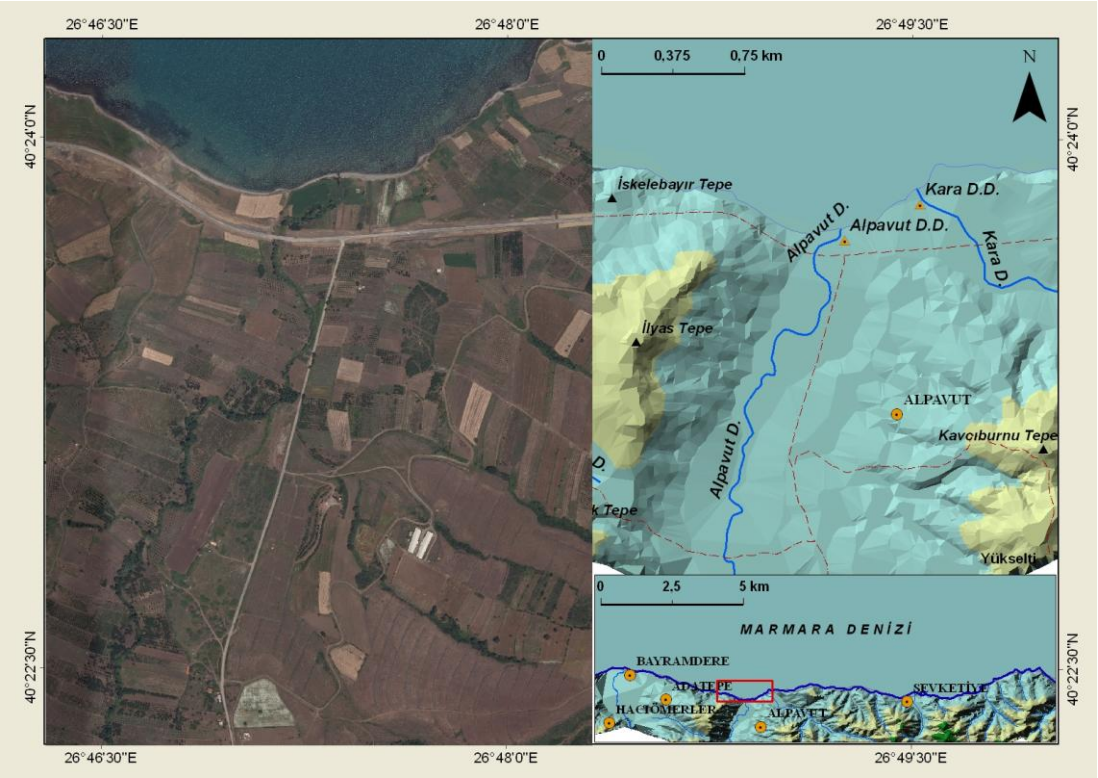
Foto 29: Bayramdere Göleti

Şekil 34: Bayram Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

Alpavut Dere Deltası: Alpavut Dere tarafından Alpavut yerleşmesinin batısında 1,7 km²'lik bir alanda oluşmuştur. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 1,3 km, deltanın genişliği ise 2,5 km'dir. Deltadaki akarsuyun uzunluğu 2 km'dir. Dalga ve akıntıların egemen olduğu delta küt şeklindedir (Şekil 35).

Armutlu Dere Deltası: Armutlu derenin birikim sahası olan deltanın alanı 0,2 km²'dir. Deltanın oluştuğu yerdeki kıyının uzunluğu 0,4 km, Armutlu derenin deltadaki uzunluğu ise 0,9 km'dir. 0,6 km genişliğindeki küt şekilli deltanın oluşumunda dalga ve akıntılar da etkili olmuştur (Şekil 36).

Kemer Çayı Deltası: Kemer Çayı'nın oluşturduğu deltanın alanı 0,7 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 1,1 km, genişliği ise 1,2 km'dir. Oluşumunda dalga ve akıntıların da etkili olduğu küt şekilli delta alanında Kemer Çayı'nın uzunluğu 1,1 km'dir (Şekil 37).



Şekil 35: Alpavut Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

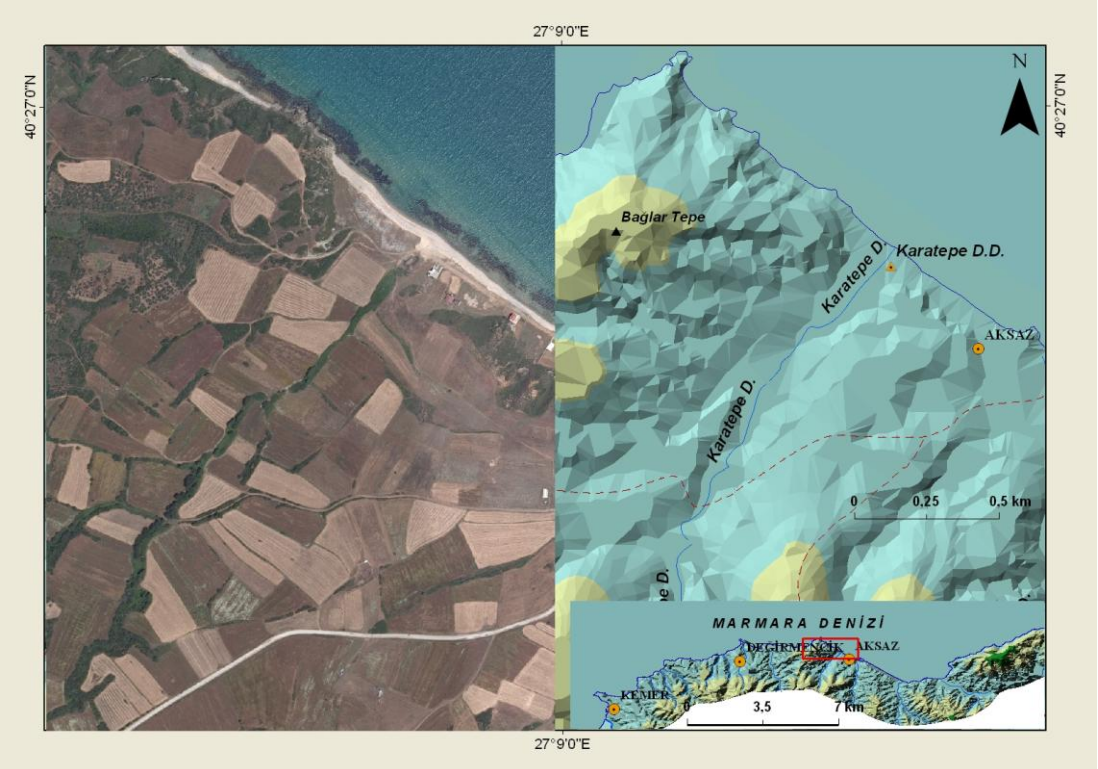
Şekil 36: Armutlu Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

Şekil 37: Kemer Çayı Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

Karatepe Dere Deltası: Karatepe Dere'nin oluşturduğu deltanın alanı 0,4 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 0,6 km, genişliği ise 0,8 km'dir. Oluşumunda dalga ve akıntıların da etkili olduğu küt şekilli delta alanında Karatepe Dere'nin uzunluğu 0,8 km'dir (Şekil 38).

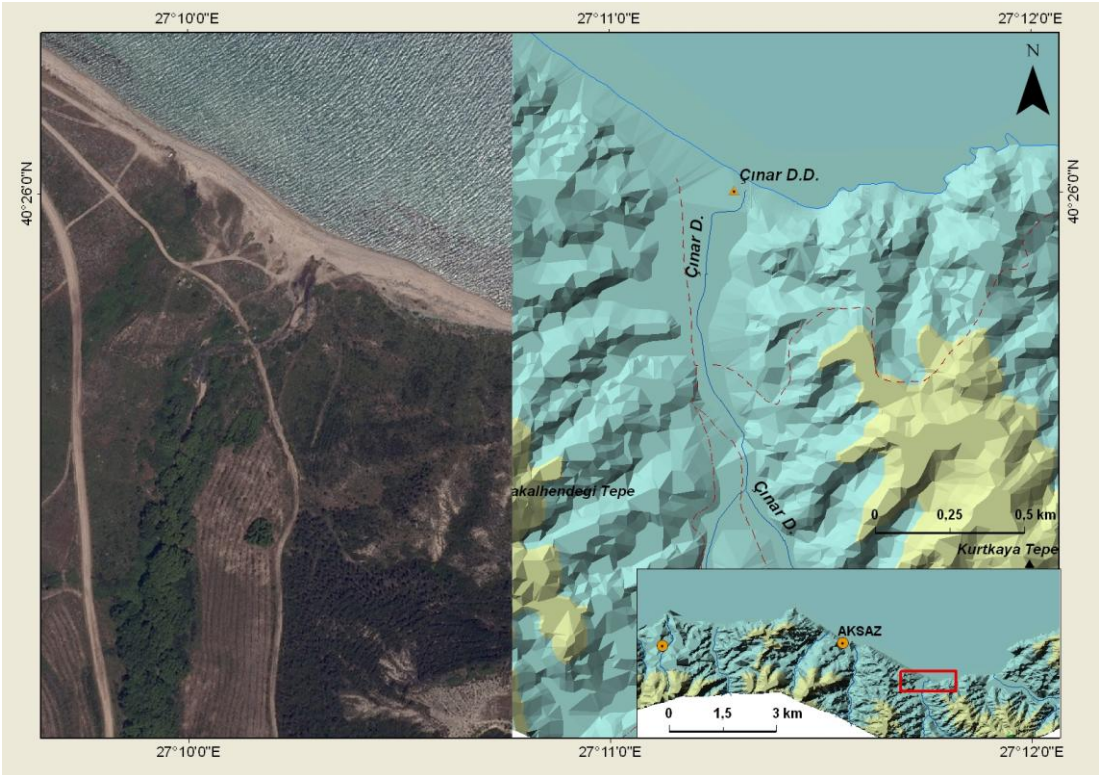
Dikilitaş Dere Deltası: Dikiltaş Dere'nin oluşturduğu deltanın alanı 0,2 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 0,6 km, genişliği ise 0,5 km'dir. Oluşumunda dalga ve akıntıların da etkili olduğu küt şekilli delta alanında Karatepe Dere'nin uzunluğu 0,5 km'dir (Şekil 39).

Çınar Dere Deltası: Çınar Dere'nin oluşturduğu deltanın alanı 0,08 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 0,6 km, genişliği ise 0,3 km'dir. Oluşumunda dalga ve akıntıların da etkili olduğu küt şekilli delta alanında Çınar Dere'nin uzunluğu 0,5 km'dir (Şekil 40).



Şekil 38: Karatepe Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

Şekil 39: Dikilitaş Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

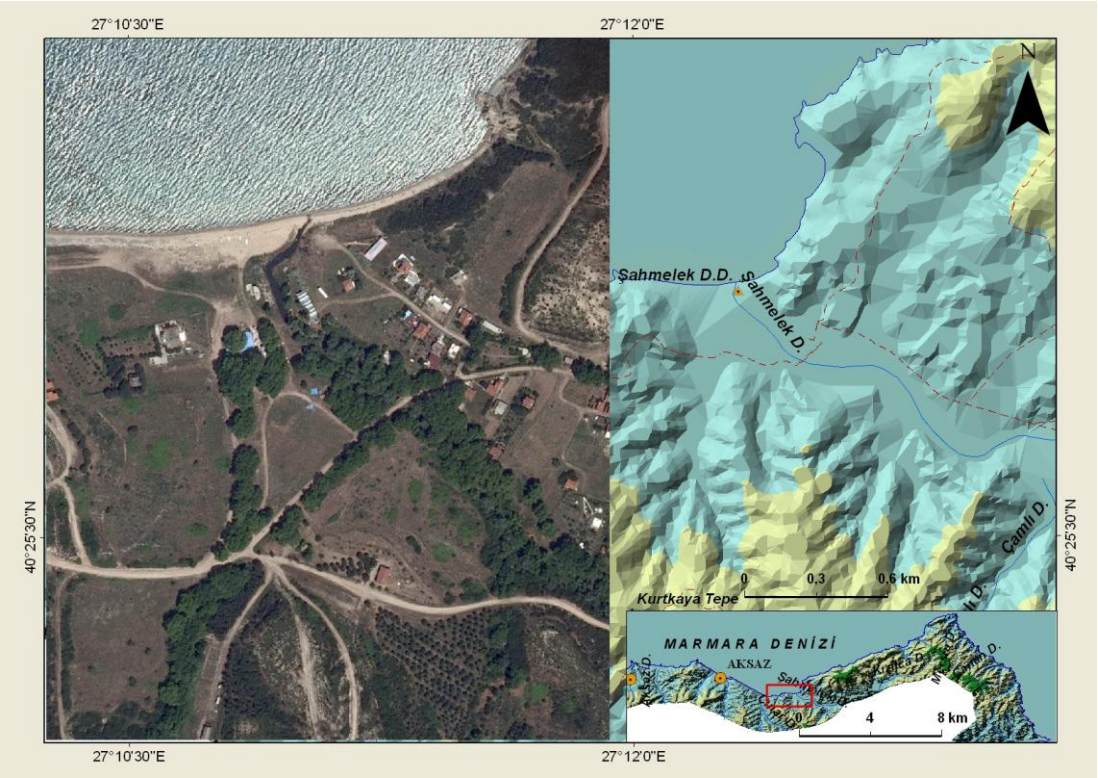


Şekil 40: Çınar Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

Şahmelek Dere Deltası: Şahmelek Dere'nin oluşturduğu deltanın alanı 0,2 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 0,6 km, genişliği ise 0,5 km'dir. Oluşumunda dalga ve akıntıların da etkili olduğu küt şekilli delta alanında Şahmelek Dere'nin uzunluğu 0,5 km'dir (Şekil 41).

Sarımeşelik Dere Deltası: Sarımeşelik Dere'nin oluşturduğu deltanın alanı 1,2 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 1,3 km, genişliği ise 1,6 km'dir. Oluşumunda dalga ve akıntıların da etkili olduğu küt şekilli delta alanında Sarımeşelik Dere'nin uzunluğu 1,4 km'dir (Şekil 42).

İzmir Dere Deltası: İzmir Dere'nin oluşturduğu deltanın alanı 0,5 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 1,0 km, genişliği ise 0,9 km'dir. Oluşumunda dalga ve akıntıların da etkili olduğu küt şekilli delta alanında İzmir Dere'nin uzunluğu 0,8 km'dir (Şekil 43).



Şekil 41: Şahmelek Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

Şekil 42: Sarımeşelik Dere Deltası Ortofotosu ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

Şekil 43: İzmir Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

Biga Çayı Deltası: Biga Çayı ve onun önemli bir kolu olan Koca Çay'ın kollarıyla birlikte meydana getirdiği Biga-Koca Çay Ovası, Marmara Denizi güney kıyılarından iç kesimlere doğru yayılan bir delta ovasıdır (Efe,1993a). Yüzölçümü 163,9 km², kıyı uzunluğu 7,6 km, genişliği 19,9 km ve deltadaki akarsuyun uzunluğu ise 17,0 km'dir. Oluşumunda dalga ve akıntıların birlikte etkili olduğu deltanın geometrisi küt şeklindedir. Biga Çayı'nın taşıyıp biriktirdiği kum, mil, silt, kil ve çakıl gibi unsurlardan oluşan delta alanındaki alüvyal tabakanın kalınlığı yaklaşık 80 km'dir. Kıyı gerisi terk edilmiş akarsu yatakları ve azmaklarla kaplıdır. Biga Çayı'nın denize döküldüğü yerin batısında bulunan ölü falezler ve küçük göllerin varlığı bu alanın halen dolmakta olduğunu göstermektedir. Kıyıdaki oluşum süreci nedeniyle akarsu sık sık yatak değiştirmektedir. Bu nedenle ova tabanında birçok kopuk menderesler ve terk edilmiş yataklar (azmak) bulunmaktadır. Kıyıda etkili olan rüzgârın yönüne dik uzanan kumullar, dalgaların da hareketiyle akarsuyun önüne setler oluşturmuştur. Eğimin çok az olmasından dolayı akarsu bu setleri aşamayıp kıyı gerisinde küçük gölcükler meydana getirmiştir. Dölecik, Kuleağılı, Kor, Sarıbatak, Kocaada, İdeli ve Küçükada Biga ovasının kuzeyinde bu şekilde oluşan bataklık ve gölcüklerdir (Efe, 1993; Şekil 44).

Şekil 44: Biga Çayı Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

Gönen Çayı Deltası: Marmara Denizi'nin güneyindeki en önemli tortul birikim alanlarından biri üzerinde yaklaşık 28 km² lik bir alanda yer alan Gönen Çayı deltasını, Gönen Çayı oluşturmuştur. Günümüzde Tahirova olarak da bilinen deltanın kumsal uzunluğu yaklaşık 13 km, doğuya doğru en geniş yeri 5,5 km' dir. Delta, Gönen Çayı'nın batısında 10 km boyunca uzanmaktadır. Doğu ve batı uçları birleştirildiğinde yaklaşık 2,5 km yüksekliğinde bir ikizkenar üçgeni andıran Gönen Çayı deltasının (Kazancı vd., 1997) DSİ sondajlarına göre en fazla tortul kalınlığı 64 m' dir. Bu kalınlığın en üstünde kumlu seviyeler (14 m), alta doğru ise çakıllı (7,5 m), kumlu-çakıllı (8,5 m), killi-çakıllı (16 m) ve siltli-çakıllı (18 m) seviyeler sıralanmaktadır. Deltanın üzerinde eski akarsu yatakları, bataklıklar, menderesler ve kumullar bulunmaktadır (Cürebal, 1999; Şekil 45). Oluşan yeni menderesler doğuda, terk edilmelerin ise batıda bulunması, akarsu yatağının doğuya doğru kaydığını göstermektedir. Terk edilen eski yataklarda ve oluşan çukurlarda suların birikmesiyle küçük göller ve bataklıklar meydana gelmiştir.

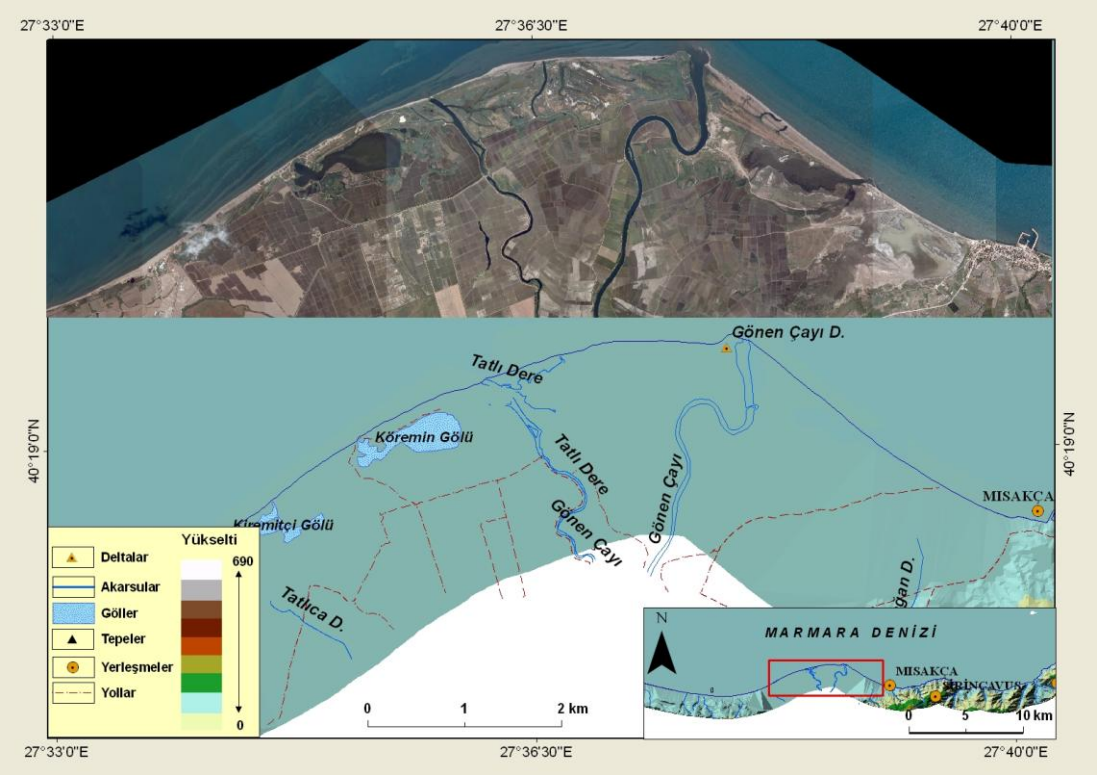
Deltayı oluşturan Gönen Çayı'nın yatağının her iki tarafındaki eski dağıtım kanallarının ağızlarında lagünler oluşmuştur. Yaz döneminde daralan, kış döneminde ise genişleyen lagünlerden bazıları Yarıntı ve Tahir göllerdir. Bir kısmı da bataklık durumunda olan lagünlerin bataklık alanları, denizel kökenlidir. Ancak, bu lagünler akarsu taşkınları sırasında tatlı su ile de beslenmektedir. Genellikle tüm eski ve yeni dağıtım kanallarının ağızlarında değişken boyutlarda lagünler oluşmuştur. Lagünlerin bazıları yağışlı dönem dışında kurur. Lagünlerin çevresindeki sucul bitkiler bazı gölleri tümüyle kaplamıştır.

Deltanın ağız kısmında oluşan kum setleri 0,5 ile 1 m yüksekliğinde ve 10-70 m uzunluğunda sıralanmaktadır (Okumuş, 2006; Şekil; 45). Deltanın su dışı düzlüğü kültür bitkileri ve sucul bitkilerle kaplıdır. Delta üzerinde her ikisi de doğuya doğru olan iki menderes büklümü oluşmuştur. Bu büklümlerden güneydeki, kuzeydekine göre daha büyüktür. Delta üzerinde oluşmuş olan kum setleri de ayrı bir rölyef oluşturmuştur. Deltanın güneyinde, sağ yönlü, doğrultu atımlı ve aktif Edincik-Bandırma Fayı, daha güneyde Sarıköy Fayı bulunur. Bu iki fay arasında kalan alanın yükselmesi sonucu akarsu gömük mendereslerden oluşan yaklaşık 8 km' lik bir boğaza antesedan olarak saplanmıştır. Bu oluşum, genç tektonik aktiviteyi gösteren en önemli delildir. Erdek Körfezi'nin taban topografyasına bakılarak, delta önünde KB' ya doğru devam eden yayvan şekilli bir sualtı vadisinin oluştuğu sanılmaktadır. Bu morfolojik yapının Marmara Denizi'ndeki son seviye alçalması döneminde, bugünkü şelf üzerinde gelişmiş olan Gönen çayının eski vadisi olduğu düşünülmektedir. Delta üzerinde yer alan çok sayıdaki dağıtım kanallarının araları taşkın düzlüğü halindedir (Kazancı vd., 1999).

Delta kıyısı 1-15 m arası genişlikte ve kaba kumludur. Bu genişlik, Denizkent yerleşim yeri yakınlarında 30 m'ye varan plâjlı özelliktedir. Ancak, plaj sık sık dağıtım kanallarının denize boşalımı ya da lagün girişleri ile kesildiğinden dolayı, parçalı ve kıyı boyuna dizilmiş kum yamaları şeklindedir. Deltada biriken tortular lagün ve plâjlı kıyı hariç, tamamı alüvyal niteliktedir. Dağıtım kanallarında ince çakıl-ince kum boyu arası, taşkın ovasında ise silt-kil boyu tortullar depolanmıştır. Deltanın kıyıları kuzeybatı ve kuzeydoğudan gelen rüzgârlara açık olduğundan

dalgaların etkisi oldukça fazladır. Dalgalar kıyı çizgisinden denize doğru, 1-1.5 km derinlikte uzanan şelf üzerinde kıyıya ulaşmadan çatlamaktadır (Hüsam 1987).

Gönen Çayı'nın doğu batısında oluşmuş olan delta ovasının doğu ucu Misakça köyüne kadar devam etmektedir. Bu bölümde pirinç tarımı yaygın olarak yapılmaktadır. Ovanın batı bölümünü ise Tahirova Devlet Üretme Çiftliği oluşturmaktadır. Bu kesimde terk edilmiş yatakların çevresindeki bataklıklar kurutularak modern sulama kanalları açılmıştır. Ova üzerinde pirinç başta olmak üzere mısır, kavun, karpuz, domates, şekerpancarı ve buğday tarımı yapılmaktadır.

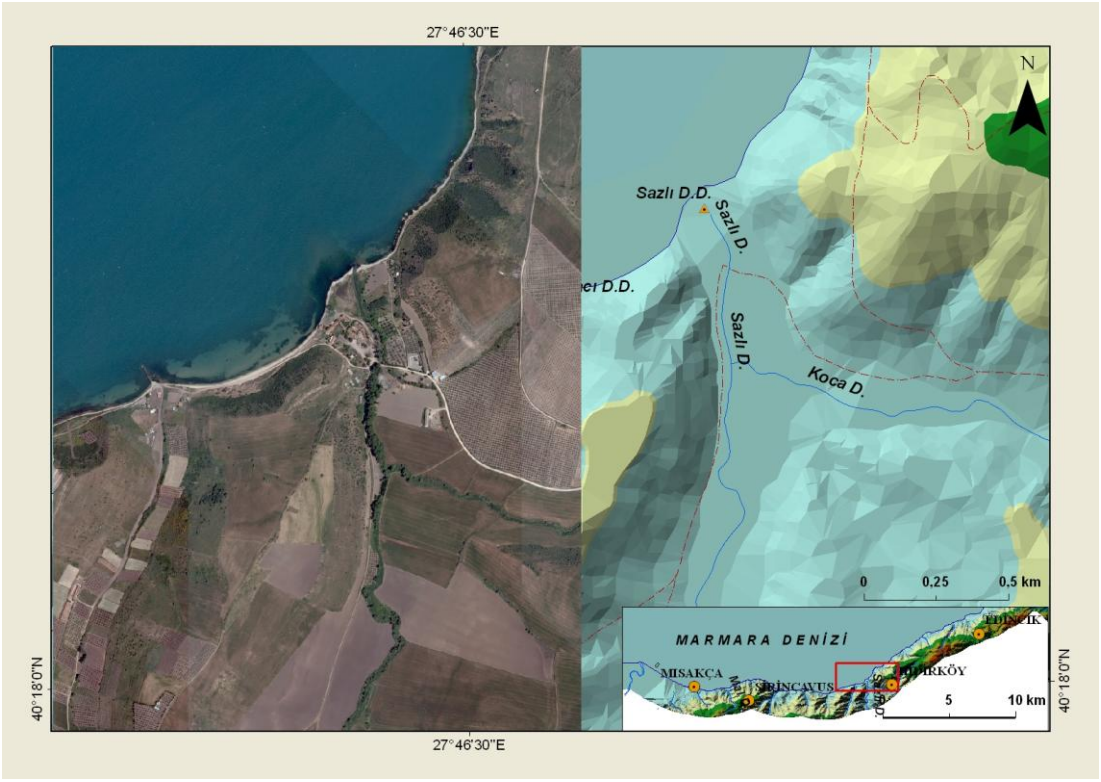


Şekil 45: Gönen Çayı Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

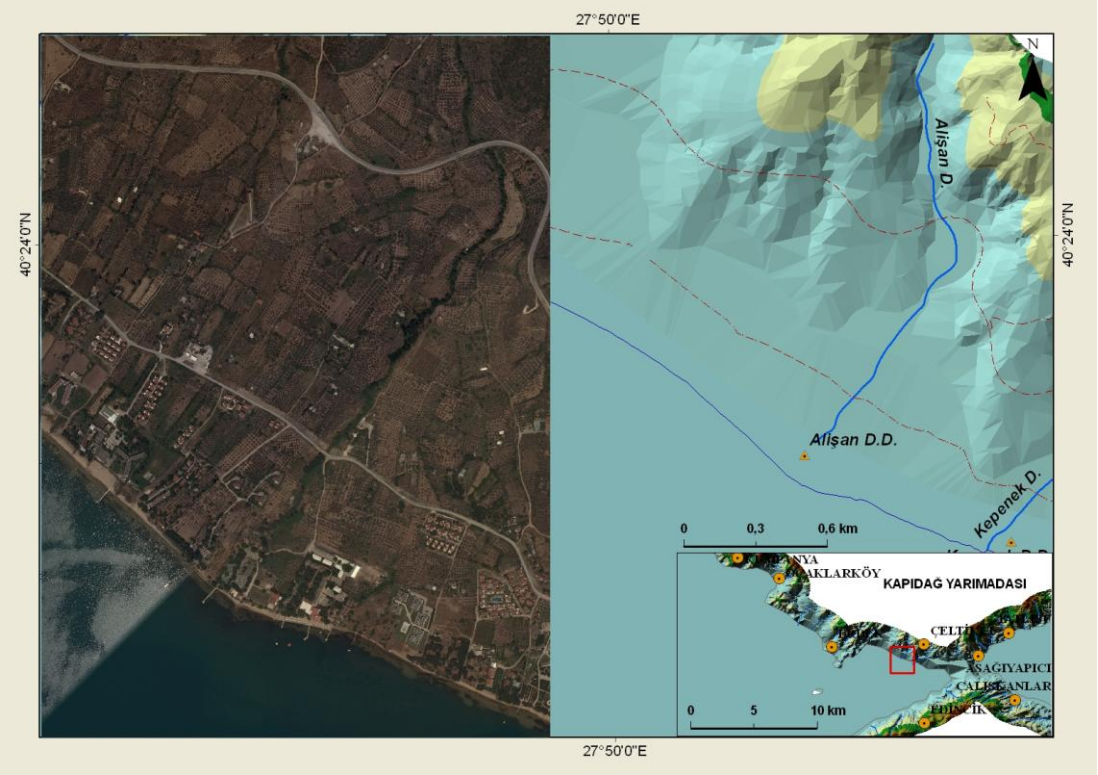
Sazlı Dere Deltası: Sazlı Dere'nin oluşturduğu deltanın alanı 0,1 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 0,6 km, genişliği ise 0,6 km'dir. Oluşumunda dalgaların da etkili olduğu kumlu yapıdaki yay şekilli delta alanında Sazlı Dere'nin uzunluğu 0,6 km'dir (Şekil 46).

Alişan Dere Deltası: Sazlı Dere'nin oluşturduğu deltanın alanı 1,0 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 1,9 km, genişliği ise 1,2 km'dir. Oluşumunda dalga ve akıntıların da etkili olduğu küt şekilli delta alanında Sazlı Dere'nin uzunluğu 1,1 km'dir (Şekil 47).

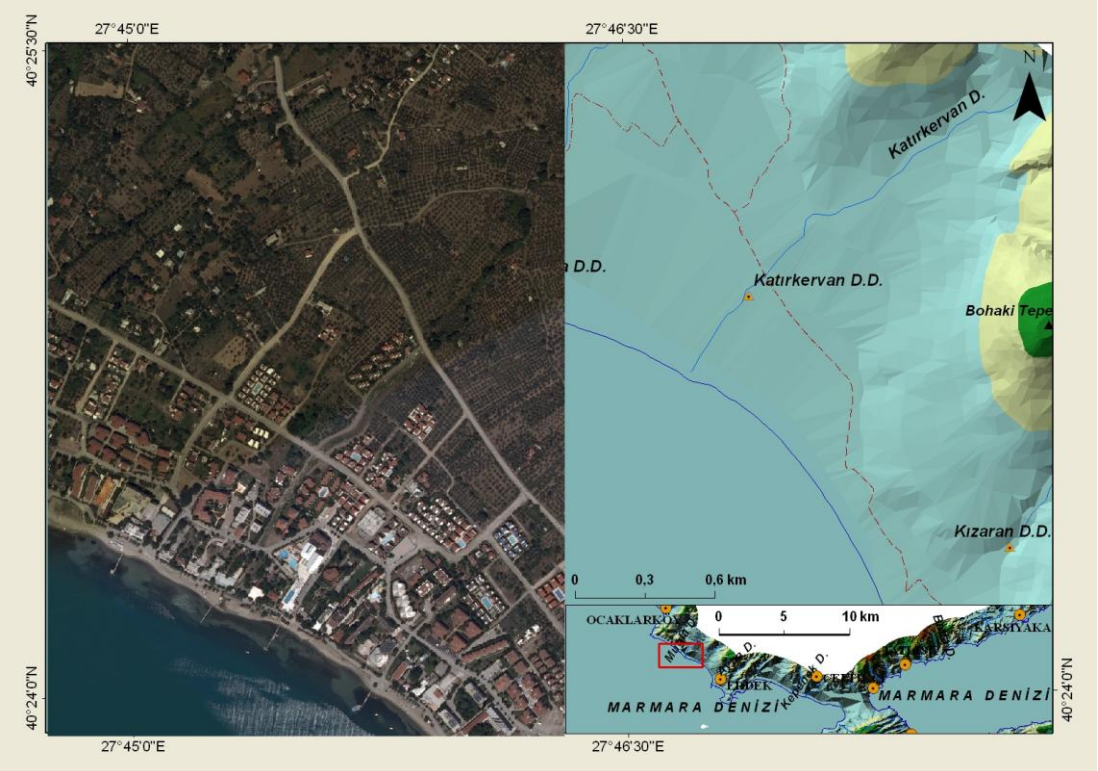
Katırkervan Dere Deltası: Katırkervan Dere'nin oluşturduğu deltanın alanı 0,7 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 1,0 km, genişliği ise 1,2 km'dir. Oluşumunda dalga ve akıntıların da etkili olduğu küt şekilli delta alanında Katırkervan Dere'nin uzunluğu 1,1 km'dir (Şekil 48).



Şekil 46: Sazlı Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası



Şekil 47: Alişan Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

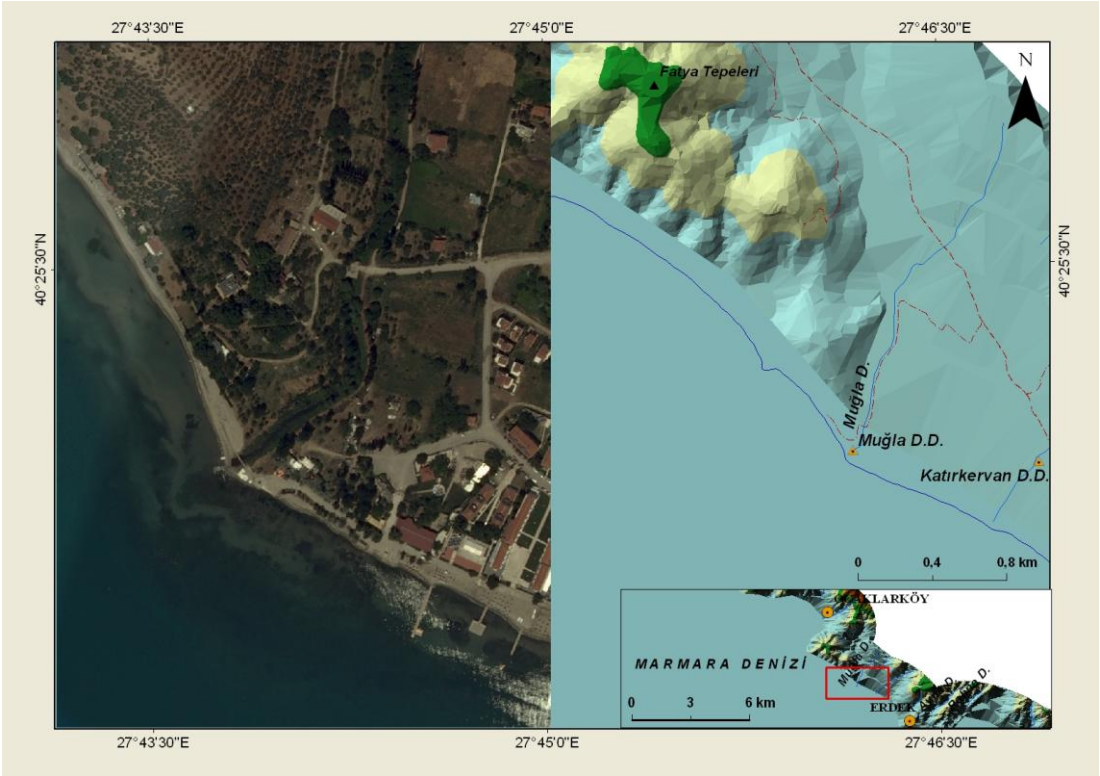


Şekil 48: Katırkervan Dere Deltası Ortofotosu ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

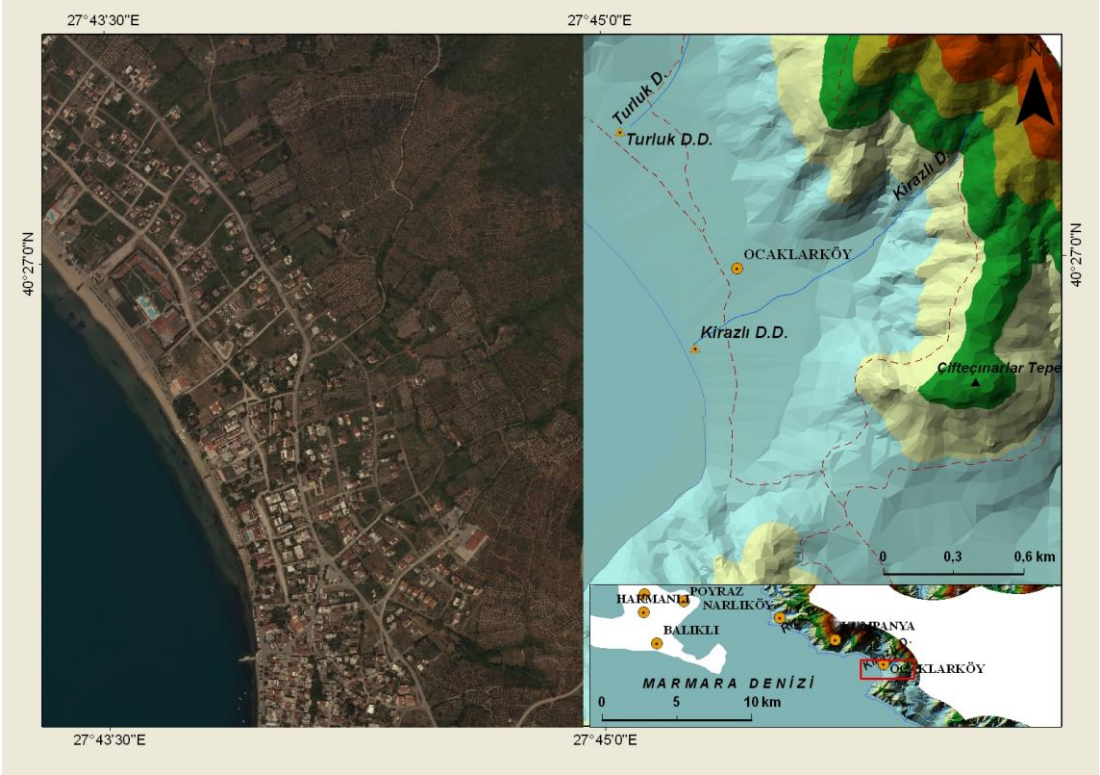
Muğla Dere Deltası: Muğla Dere'nin oluşturduğu deltanın alanı 0,5 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 0,9 km, genişliği ise 0,9 km'dir. Oluşumunda dalga ve akıntıların da etkili olduğu küt şekilli delta alanında Muğla Dere'nin uzunluğu 0,9 km'dir (Şekil 49).

Kirazlı Dere Deltası: Kirazlı Dere'nin oluşturduğu deltanın alanı 0,8 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 1,2 km, genişliği ise 1,0 km'dir. Oluşumunda dalga ve akıntıların da etkili olduğu küt şekilli delta alanında Kirazlı Dere'nin uzunluğu 1,0 km'dir (Şekil 50).

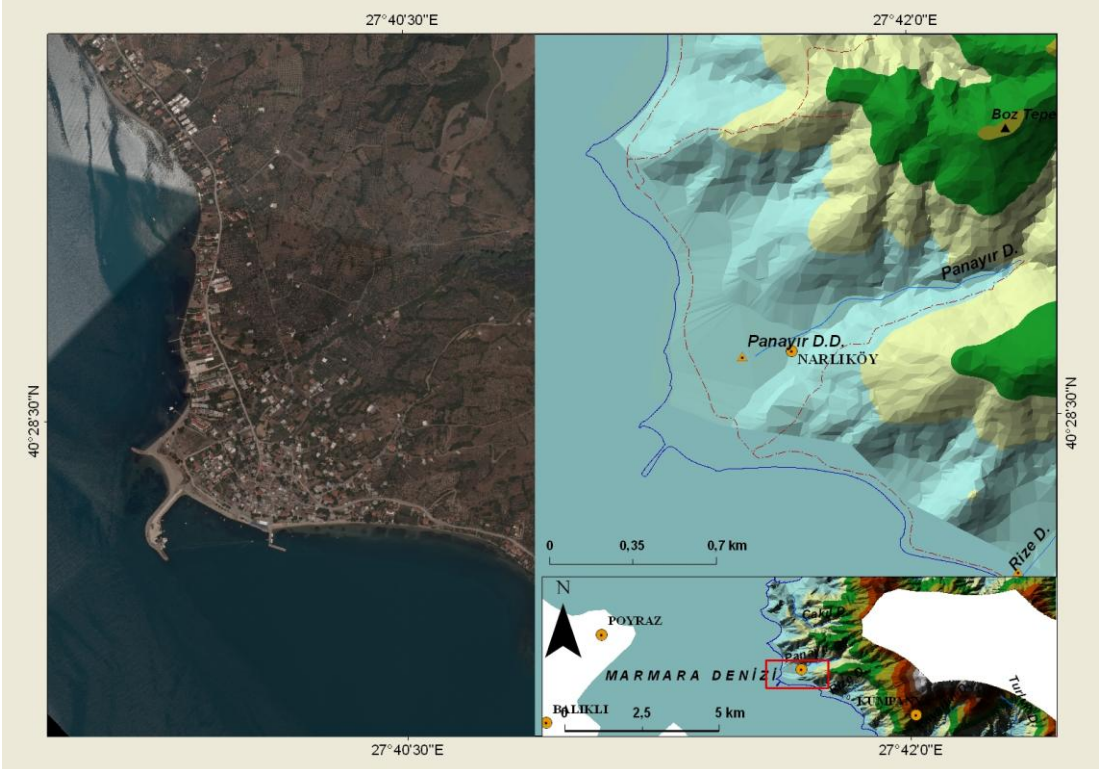
Panayır Dere Deltası: Panayır Dere'nin oluşturduğu deltanın alanı 0,4 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 0,7 km, genişliği ise 0,9 km'dir. Oluşumunda dalga ve akıntıların da etkili olduğu küt şekilli delta alanında Panayır Dere'nin uzunluğu 0,8 km'dir (Şekil 51).



Şekil 49: Muğla Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası



Şekil 50: Kirazlı Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

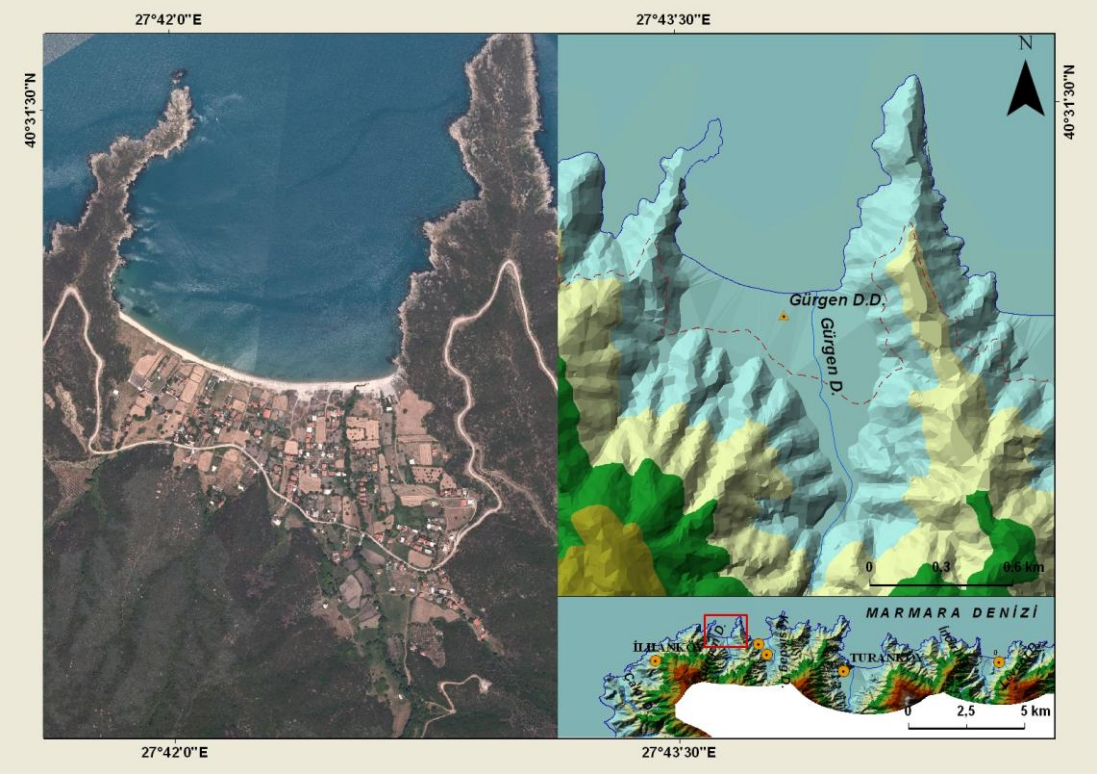


Şekil 51: Panayır Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

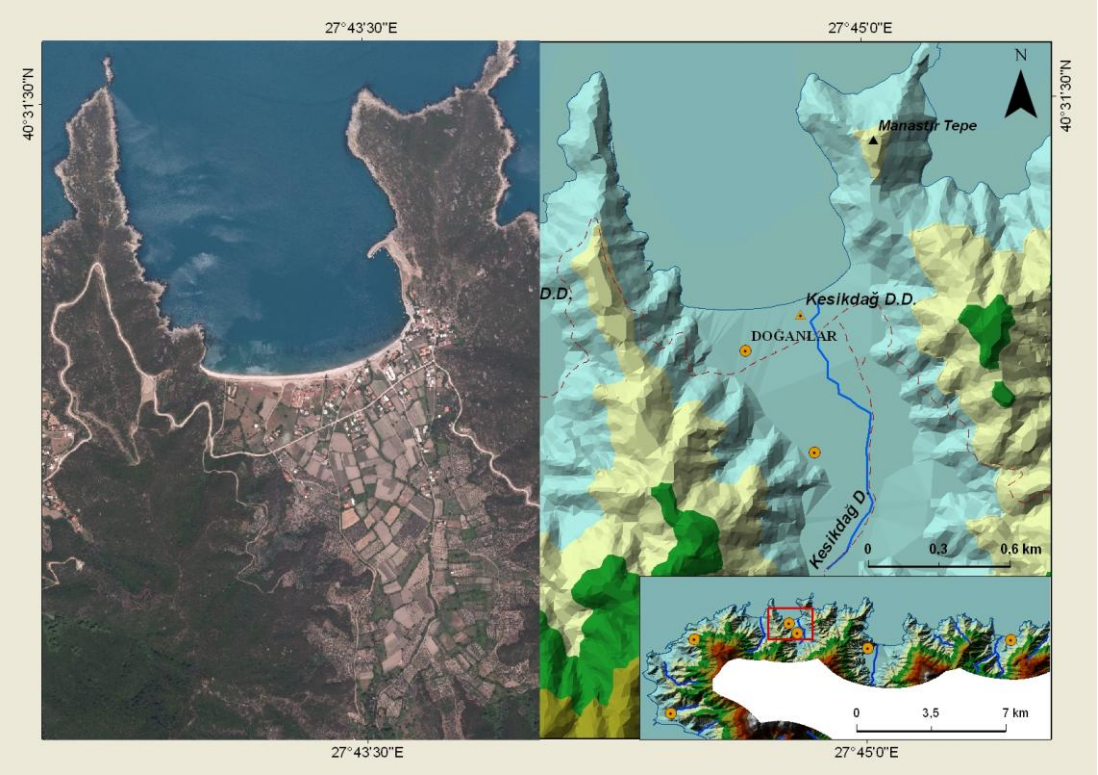
Gürgen Dere Deltası: Gürgen Dere'nin oluşturduğu deltanın alanı 0,4 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 0,8 km, genişliği ise 0,8 km'dir. Oluşumunda dalga ve akıntıların da etkili olduğu küt şekilli delta alanında Gürgen Dere'nin uzunluğu 0,8 km'dir (Şekil 52).

Kesikdağ Dere Deltası: Kesikdağ Dere'nin oluşturduğu deltanın alanı 0,5 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 1,0 km, genişliği ise 1,1 km'dir. Oluşumunda dalga ve akıntıların da etkili olduğu küt şekilli delta alanında Kesikdağ Dere'nin uzunluğu 1,0 km'dir (Şekil 53).

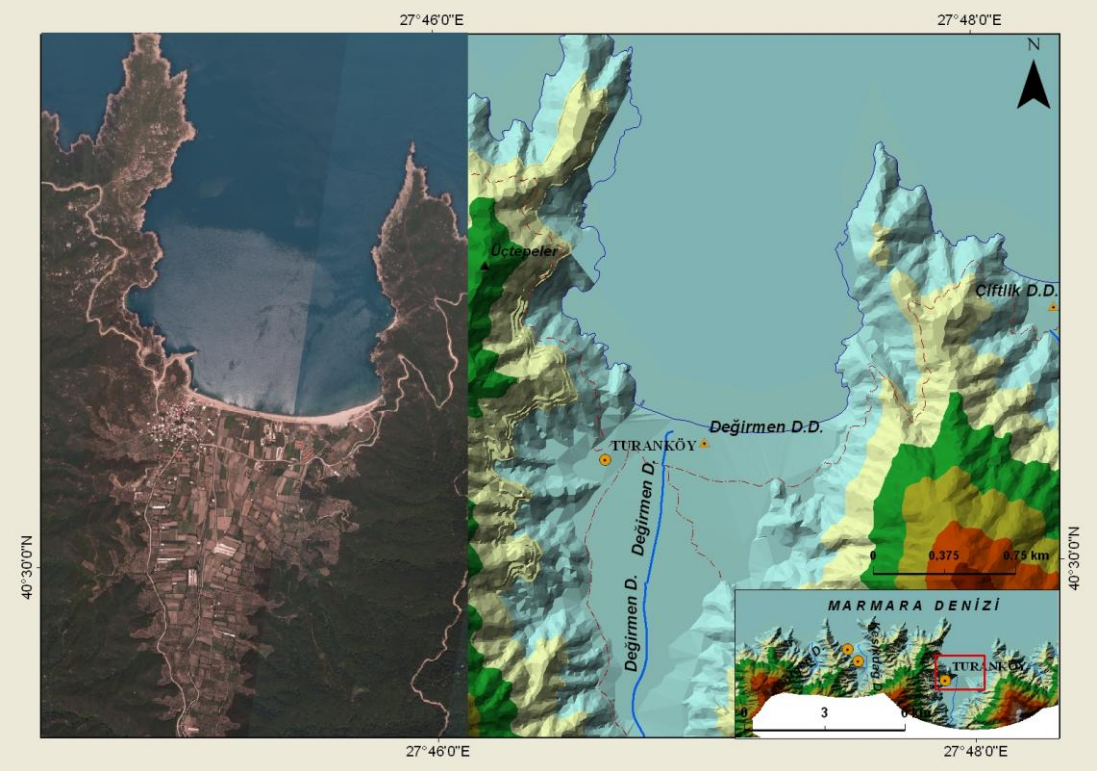
Değirmen Dere Deltası: Değirmen Dere'nin oluşturduğu deltanın alanı 0,8 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 1,2 km, genişliği ise 1,0 km'dir. Oluşumunda dalga ve akıntıların da etkili olduğu küt şekilli delta alanında Değirmen Dere'nin uzunluğu 1,0 km'dir (Şekil 54).



Şekil 52: Gürgen Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası



Şekil 53: Kesikdağ Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

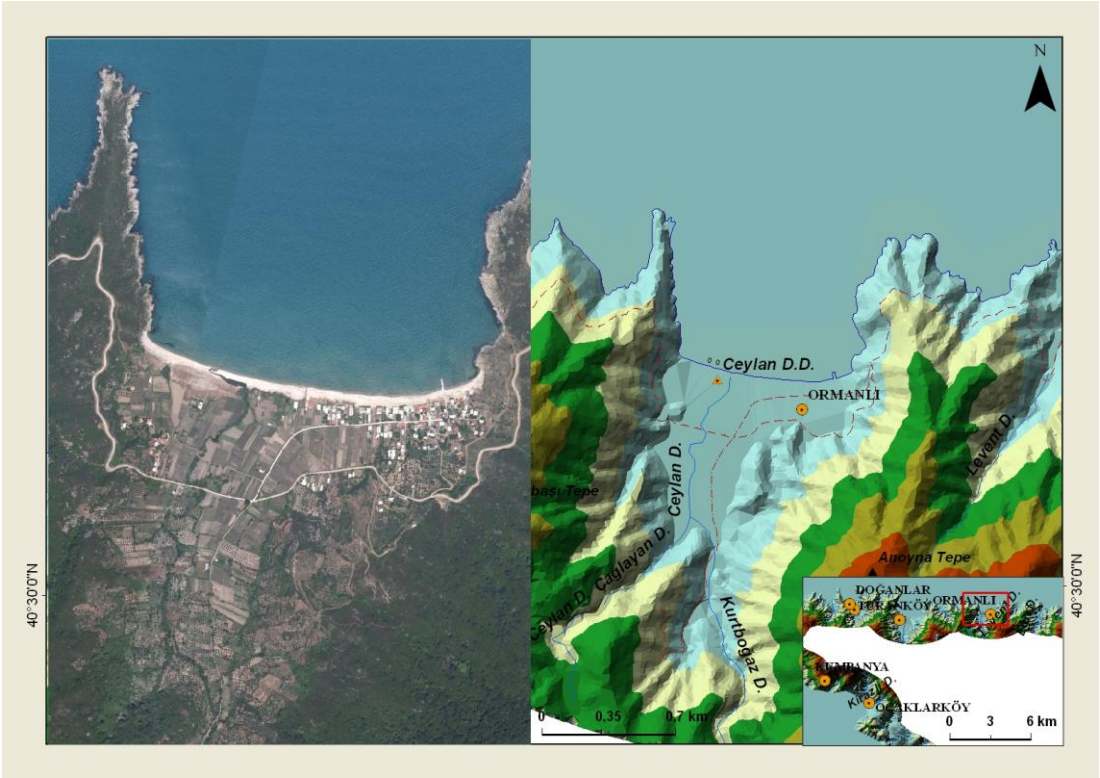


Şekil 54: Değirmen Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

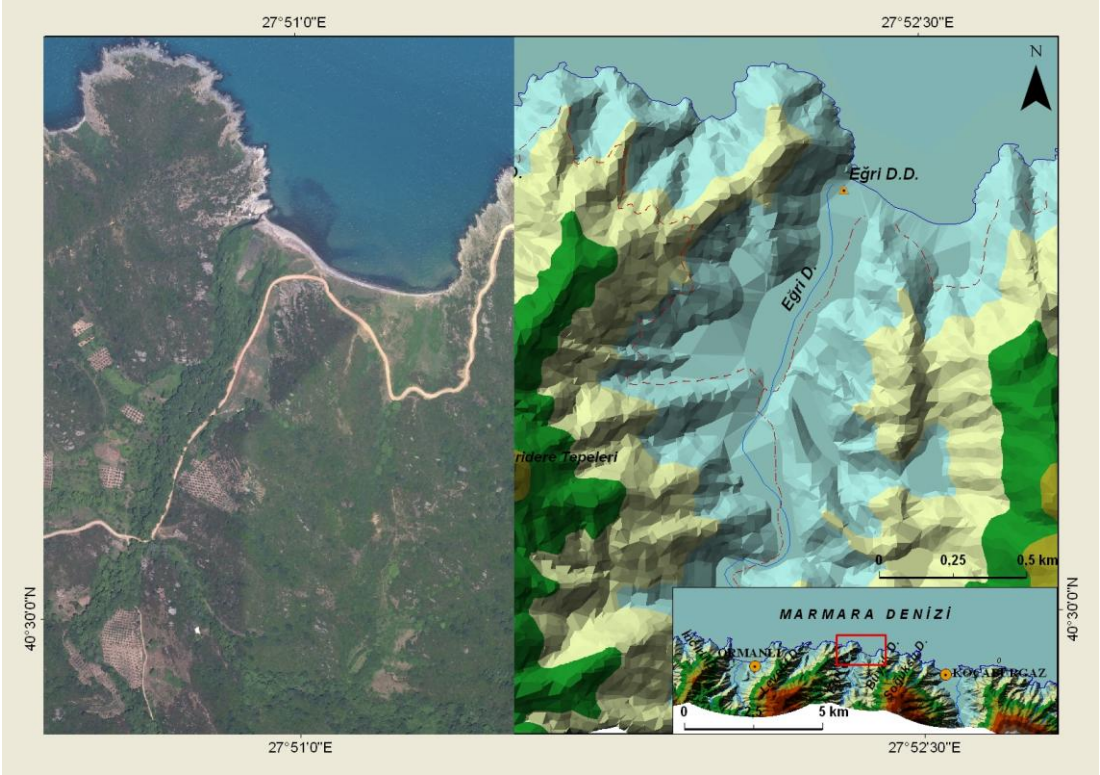
Ceylan Dere Deltası: Ceylan Dere'nin oluşturduğu deltanın alanı 0,5 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 1,0 km, genişliği ise 1,2 km'dir. Oluşumunda dalga ve akıntıların da etkili olduğu küt şekilli delta alanında Ceylan Dere'nin uzunluğu 0,9 km'dir (Şekil 55).

Eğri Dere Deltası: Eğri Dere'nin oluşturduğu deltanın alanı 0,03 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 0,19 km, genişliği ise 0,28 km'dir. Oluşumunda dalga ve akıntıların da etkili olduğu küt şekilli delta alanında Eğri Dere'nin uzunluğu 0,26 km'dir (Şekil 56).

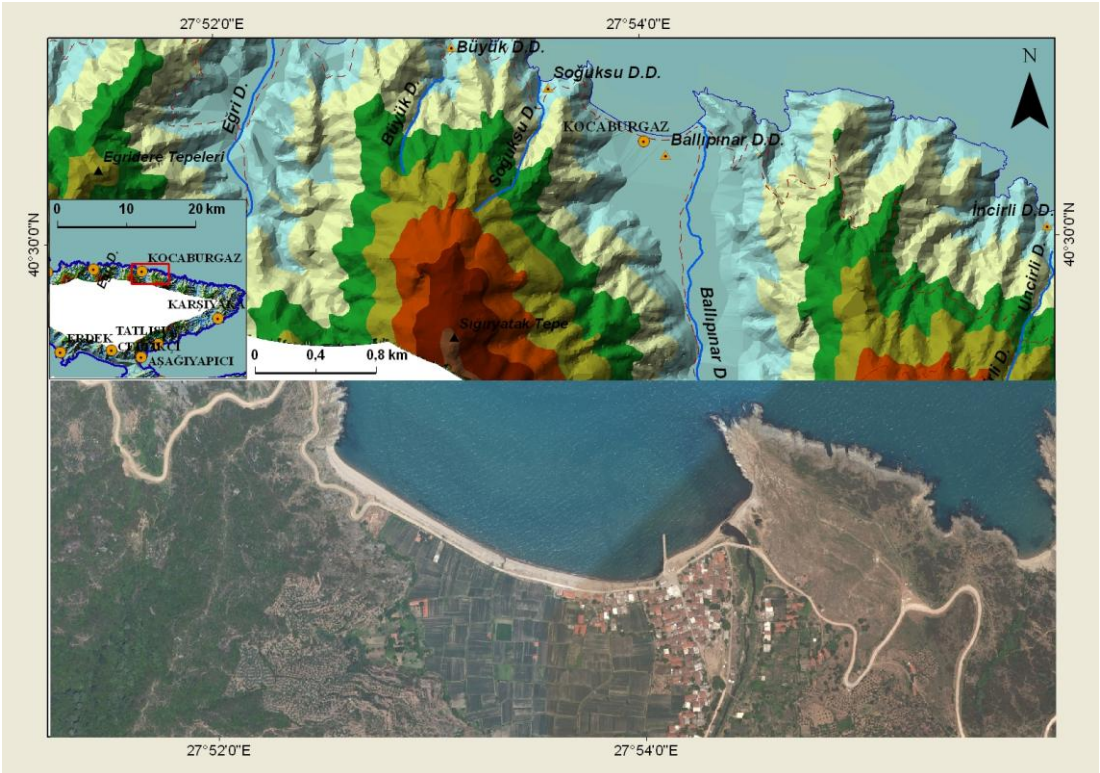
Ballıpınar Dere Deltası: Eğri Dere'nin oluşturduğu deltanın alanı 0,7 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 0,9 km, genişliği ise 1,1 km'dir. Oluşumunda dalga ve akıntıların da etkili olduğu küt şekilli delta alanında Eğri Dere'nin uzunluğu 1,0 km'dir (Şekil 57).



Şekil 55: Ceylan Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası



Şekil 56: Eğri Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

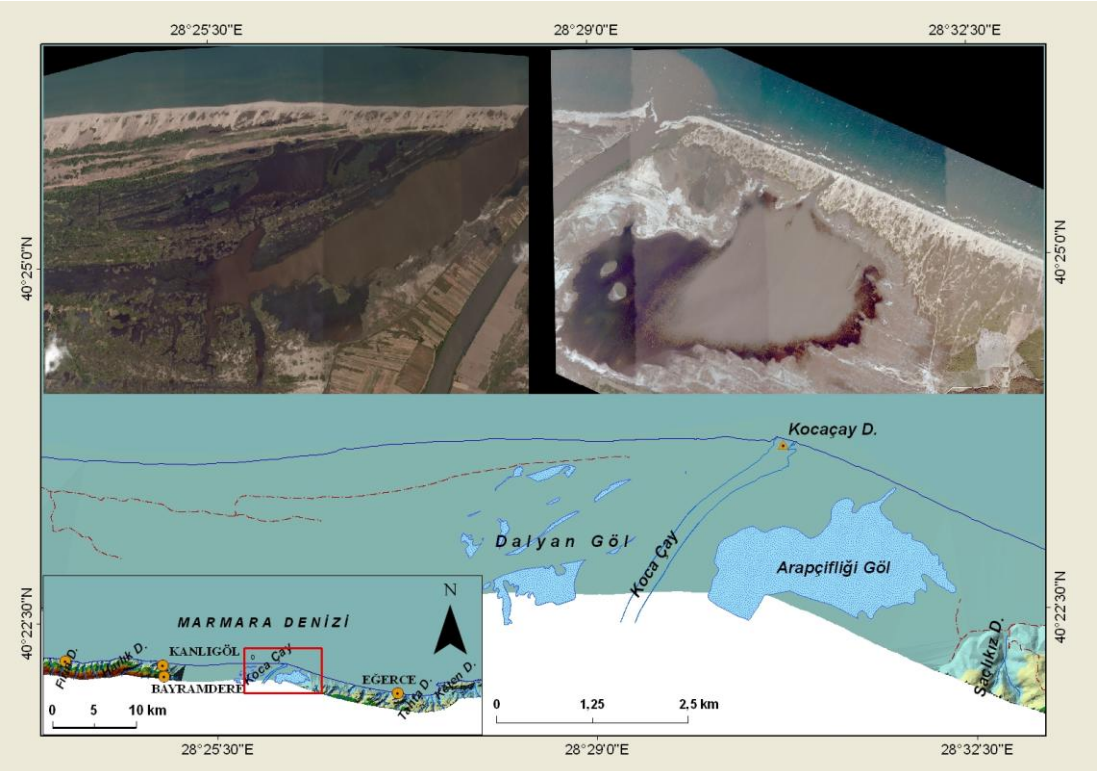


Şekil 57: Ballıpınar Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

Kocasu Çayı Deltası: Kocasu Çayı'nın oluşturduğu delta, yapı özelliği bakımından dalga ve çamur-egemen, geometrisi yönüyle basık üçgensi ve süreçleri yönüyle de dalga-egemen bir deltadır. Batıdan doğuya doğru daralan bir geometriye sahiptir (Şekil 58). Drenaj alanı aktif tektoniğin etkisi altındadır. Deltayı oluşturan Kocasu çayı kayalar içine gömülmüş bir halde yaklaşık 8 km uzunluğundaki Karacabey boğazını geçerek bir tek ağızdan denize ulaşmaktadır. Çay'ın delta üzerindeki kanal uzunluğu 4,5 km dir. Deltanın su dışındaki düzlüğü yaklaşık 48 km², kıyı uzunluğu 21 km ve en geniş yeri ise 3,5 km²'dir. Deltadaki akarsu uzunluğu ise 4,6 km'dir. Deltayı iki bölüme ayıran Kocasu çayı delta üzerinde sağa büklümlü dar bir kanalda akmaktadır. Batıda oluşan delta parçası doğudakinden daha büyüktür. Delta alanında mevsimlik oluşan yarıklardan başka, aktif dağıtım kanalları oluşmamıştır. Delta en fazla güncel ağız bölümünde ilerlemektedir. Akarsu ağzının iki yanında, düzensiz geometrili ve zaman içinde konumları değişebilen lagünler (Arapçiftliği, Dalyan ve Poyraz göl) meydana gelmiştir (Şekil 58). En fazla yüksekliğin 4 m olduğu delta düzlüğünde en geniş alan 0,5-1 m arası yükseklikliklerdir. Deltanın doğu yarısındaki en yüksek bölüm 2 m kadardır. Bu bölüm aynı zamanda faya yaslanmış bir haldedir. Batı parçası Bayramdere köyü yakınına kadar uzanmaktadır. Kocasu Çayı'nın ağız kesimi hariç, deltanın diğer kıyı kuşağı ince-orta kumdan oluşan 2-250 m genişlikte bir plaja sahiptir. Plajdaki kum boyu homojen yapıda ve batıya doğru kabalaşmaktadır. Plaj gerisinde, güncel atıklarla kirlenmiş 750 m kadar genişleyebilen kumullar yer almıştır. Dokusal olarak kumsal kumlarının özelliklerini taşıyan bu kumullar rüzgârın tesirleriyle elenmenin sonucunda tane boyu orta kum boyu egemendir. Bu kesimde inşaat malzemesi olarak kum alınması sonucu topografya yer yer bozulmuştur (Kazancı vd., 1999; Sayılı vd., 1997). Bu nedenle 2007 yılında Bursa valiliği tarafından doğal sit alanı ilan edilmiştir (Web 6).

Deltanın batı kesimini, toplam alanı 194 hektar olan Dalyan ve Poyraz gölleri kaplarken, 600 hektar alanı sazlıklar, 730 hektarlık alanı ormanlar, doğu bölümünde ise 391 hektar alan ile Arapçiftliği Gölü, tarım alanları, kumullar, sazlıklar ve geniş çamur düzlüklerinin yer almaktadırr. Arapçiftliği Gölünün bir lagün olmakla birlikte alüvyon gölü özelliği taşımaktadır (Yaman, 2008).

Basamaklı bir topografya ya sahip olan aktif delta önü ve delta ilerisi bölümlerinin sınırı ve derinliği belirgin değildir. Ancak, kıyıya çok yakın kesimlerde, 6-8 m derinliklerden itibaren killi tortulların artmaya başlaması aktif delta önünün çok geniş olmadığını düşündürmektedir (Akbulut ve Algan, 1985). Büyük deltalarda genellikle delta-drenaj alanı, delta düzlüğü ve boşalım, delta genişliği ve delta kıyı boyu arasında doğru orantı vardır. Deltanın yüzey alanı büyüdükçe de alüvyal tortullar genişleşip kalınlaşmaktadır (Coleman vd., 1988). Kocasu deltasının çökellerinde bu durumun tersi özelliklerin görülmesi temel sebebi dağıtım kanallarının gelişememesidir. Bunun da sebebi, deltayı oluşturan akarsuyun Karacabey boğazında çok dar ve kayalarla sınırlanmış bir zeminden geçerken yanal yönde gezinememesidir. Ayrıca, delta düzlüğündeki aktif fayın varlığı da dağıtım kanallarının oluşumunu engellemektedir.

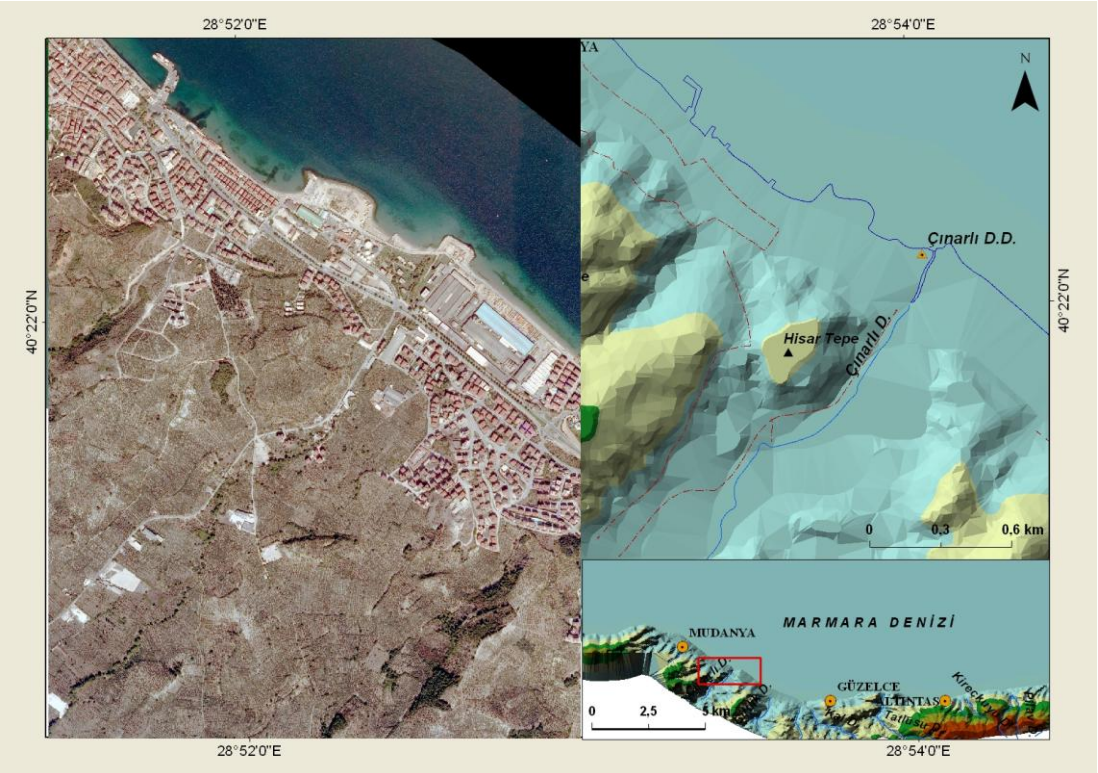


Şekil 58: Koca Çay Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

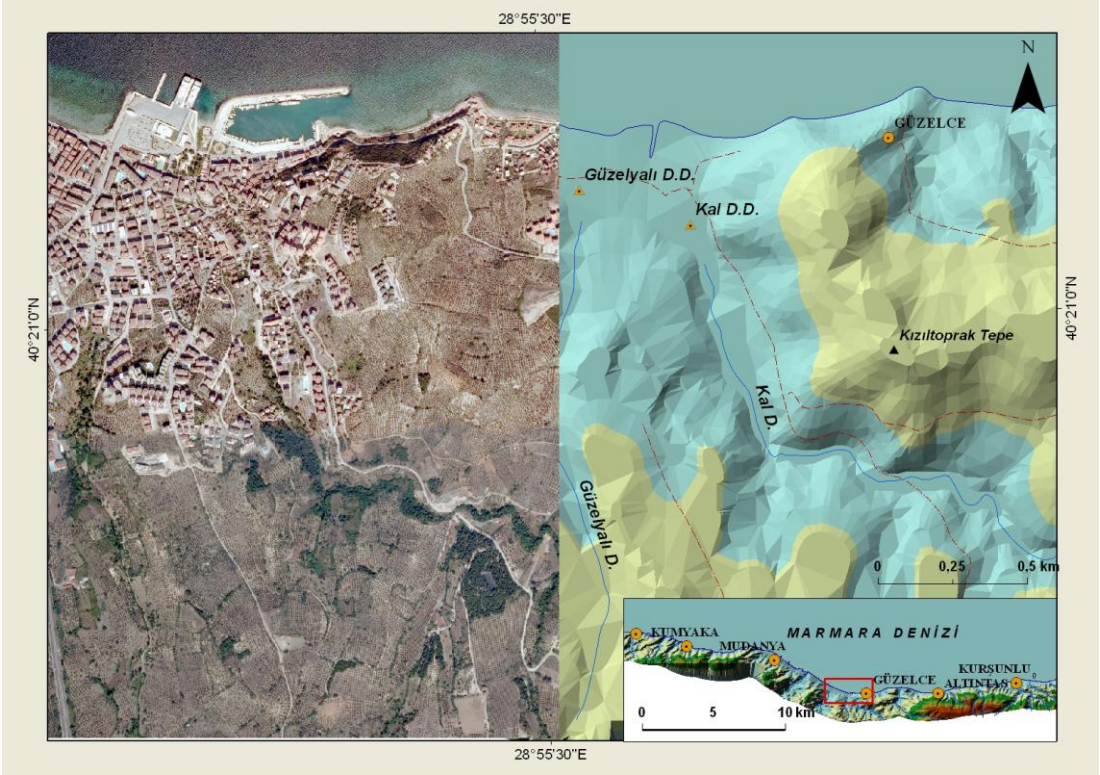
Çınarlı Dere Deltası: Çınarlı Dere'nin oluşturduğu deltanın 1,0 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 1,6 km, genişliği ise 1,2 km'dir. Oluşumunda dalgaların da etkili olduğu kumlu yapıdaki yay şekilli delta alanında Çınarlı Dere'nin uzunluğu 1,1 km'dir (Şekil 59).

Kal Dere Deltası: Kal Dere'nin oluşturduğu deltanın 0,4 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 0,9 km, genişliği ise 0,9 km'dir. Oluşumunda dalgaların da etkili olduğu kumlu yapıdaki yay şekilli delta alanında Kal Dere'nin uzunluğu 0.8 km'dir (Şekil 60).

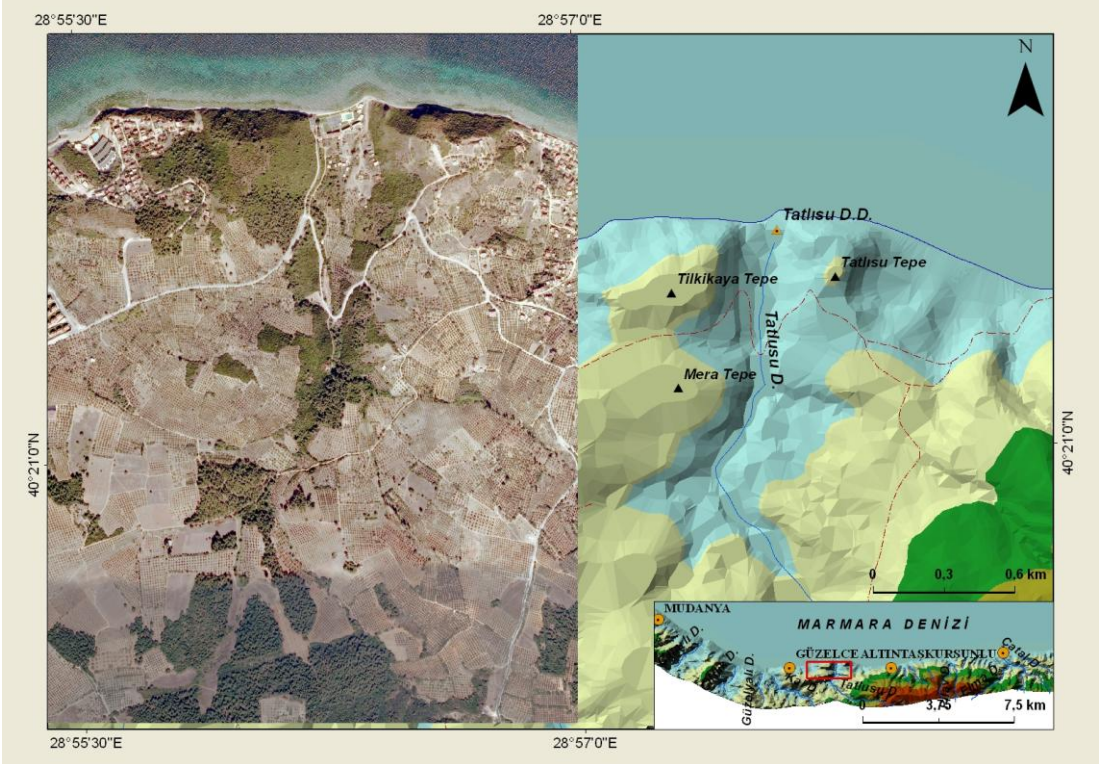
Tatlısu Dere Deltası: Tatlısu Dere'nin oluşturduğu deltanın 0,1 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 0,5 km, genişliği ise 0,5 km'dir. Oluşumunda dalgaların da etkili olduğu kumlu yapıdaki yay şekilli delta alanında Tatlısu Dere'nin uzunluğu 0,4 km'dir (Şekil 61).



Şekil 59: Çınarlı Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası



Şekil 60: Kal Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası



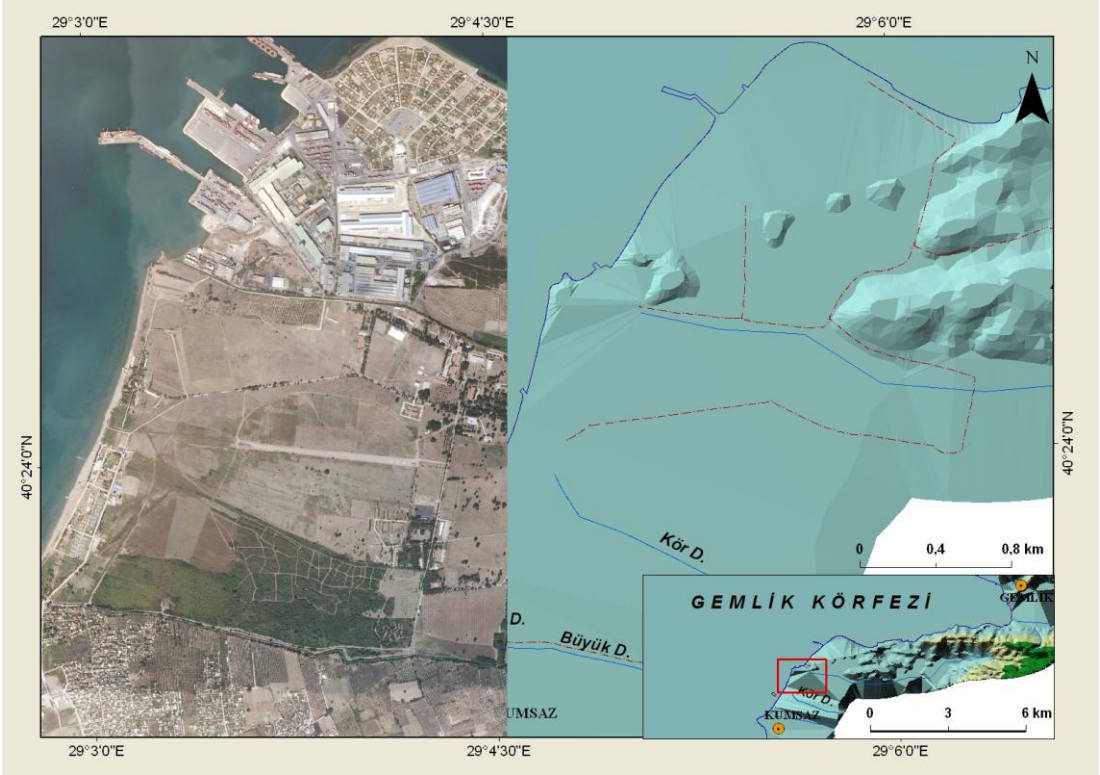
Şekil 61: Tatlısu Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

Büyük Dere Deltası: Büyük Dere'nin oluşturduğu deltanın 4,9 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 3,0 km, genişliği ise 3,1 km'dir. Oluşumunda dalgaların da etkili olduğu kumlu yapıdaki yay şekilli delta alanında Büyük Dere'nin uzunluğu 3,0 km'dir (Şekil 62).

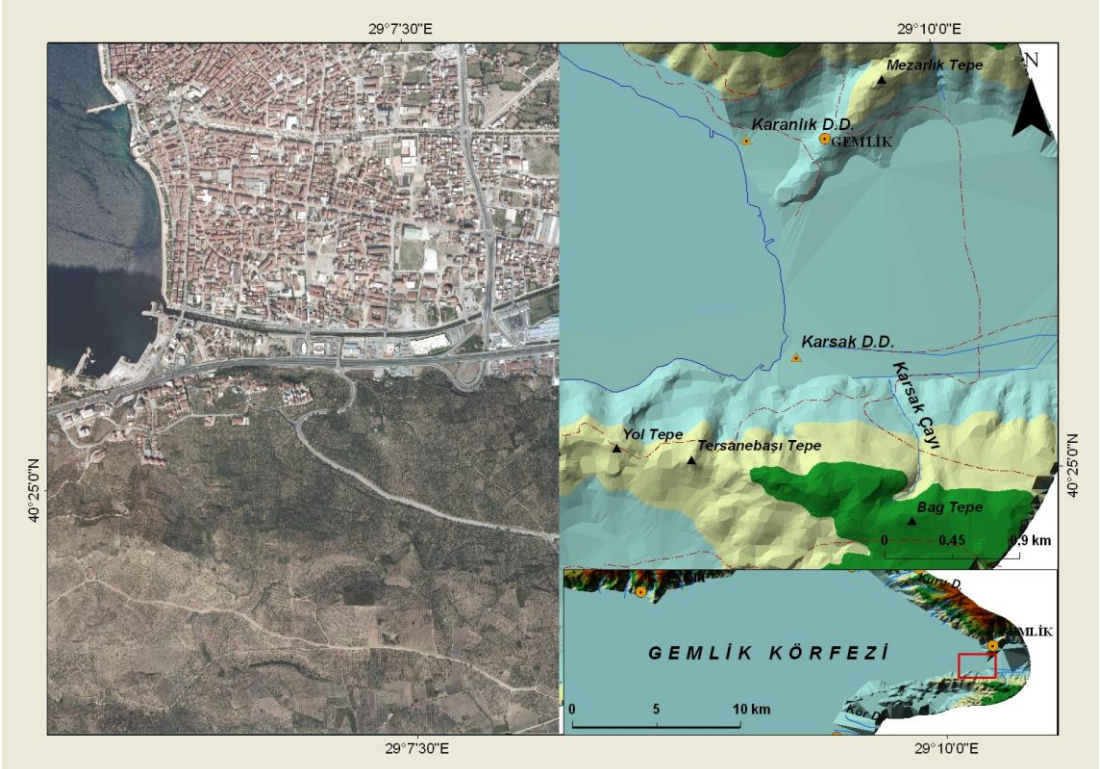
Karanlık Dere Deltası: Karanlık Dere'nin oluşturduğu deltanın 3,4 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 2,8 km, genişliği ise 2,1 km'dir. Oluşumunda dalgaların da etkili olduğu kumlu yapıdaki yay şekilli delta alanında Karanlık Dere'nin uzunluğu 2,1 km'dir (Şekil 63).

Karsak Çayı Deltası: Karsak Dere'nin oluşturduğu deltanın 4,2 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 2,0 km, genişliği ise 2,8 km'dir. Oluşumunda dalgaların da etkili olduğu kumlu yapıdaki yay şekilli delta alanında Karsak Dere'nin uzunluğu 2,7 km'dir (Şekil 64; Foto 30).

Şekil 62: Büyük Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası



Şekil 63: Karanlık Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası



Şekil 64: Karsak Çayı Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

Şekil 30: Karsak Çayı'nın Gemlik Şehir Merkezindeki Bölümü ve Ağzı

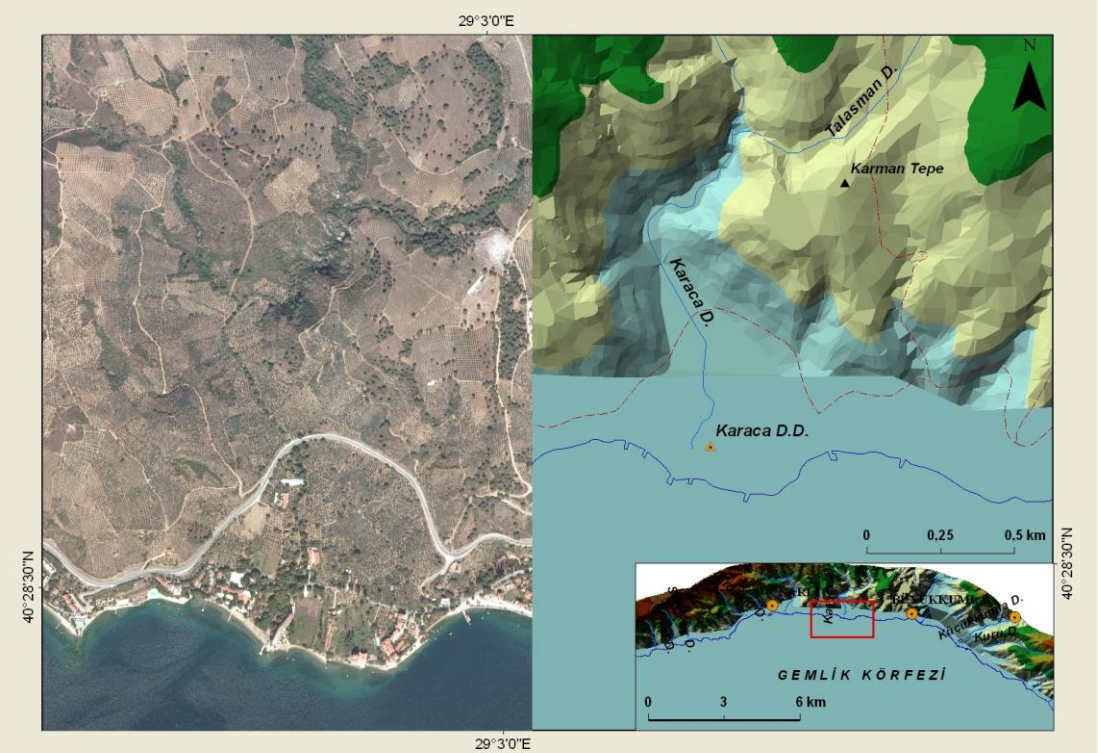
Küçükkumla Dere Deltası: Küçükkumla Dere'nin oluşturduğu deltanın 1,1 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 1,6 km, genişliği ise 1,5 km'dir. Oluşumunda dalgaların da etkili olduğu kumlu yapıdaki yay şekilli delta alanında Küçükkumla Dere'nin uzunluğu 1,4 km'dir (Şekil 65).

Büyükkumla Dere Deltası: Büyükkumla Dere'nin oluşturduğu deltanın 0,8 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 1,2 km, genişliği ise 1,2 km'dir. Oluşumunda dalgaların da etkili olduğu kumlu yapıdaki yay şekilli delta alanında Büyükkumla Dere'nin uzunluğu 1,1 km'dir (Şekil 66).

Karaca Dere Deltası: Karsak Dere'nin oluşturduğu deltanın 0,3 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 0,8 km, genişliği ise 0,8 km'dir. Oluşumunda dalgaların da etkili olduğu kumlu yapıdaki yay şekilli delta alanında Karsak Dere'nin uzunluğu 0,7 km'dir (Şekil 67).

Şekil 65: Küçükkumla Dere Deltası Ortofotosu ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

Şekil 66: Büyükkumla Dere Deltası Ortofotosu ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

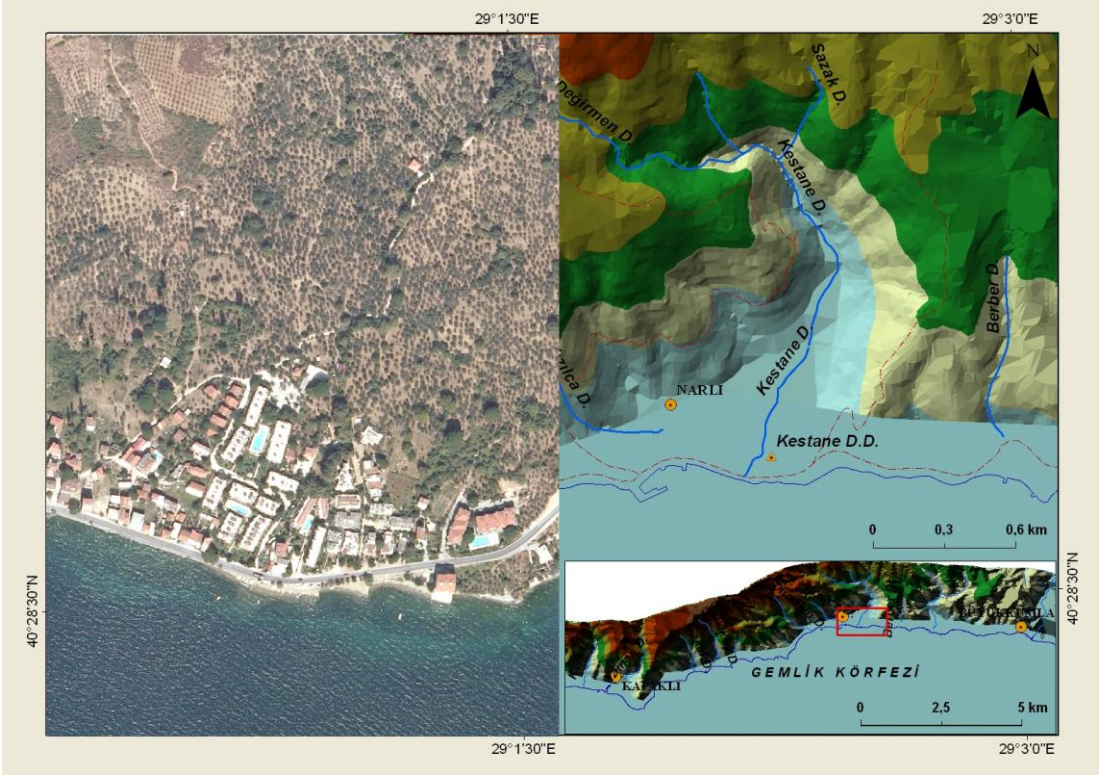


Şekil 67: Karaca Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

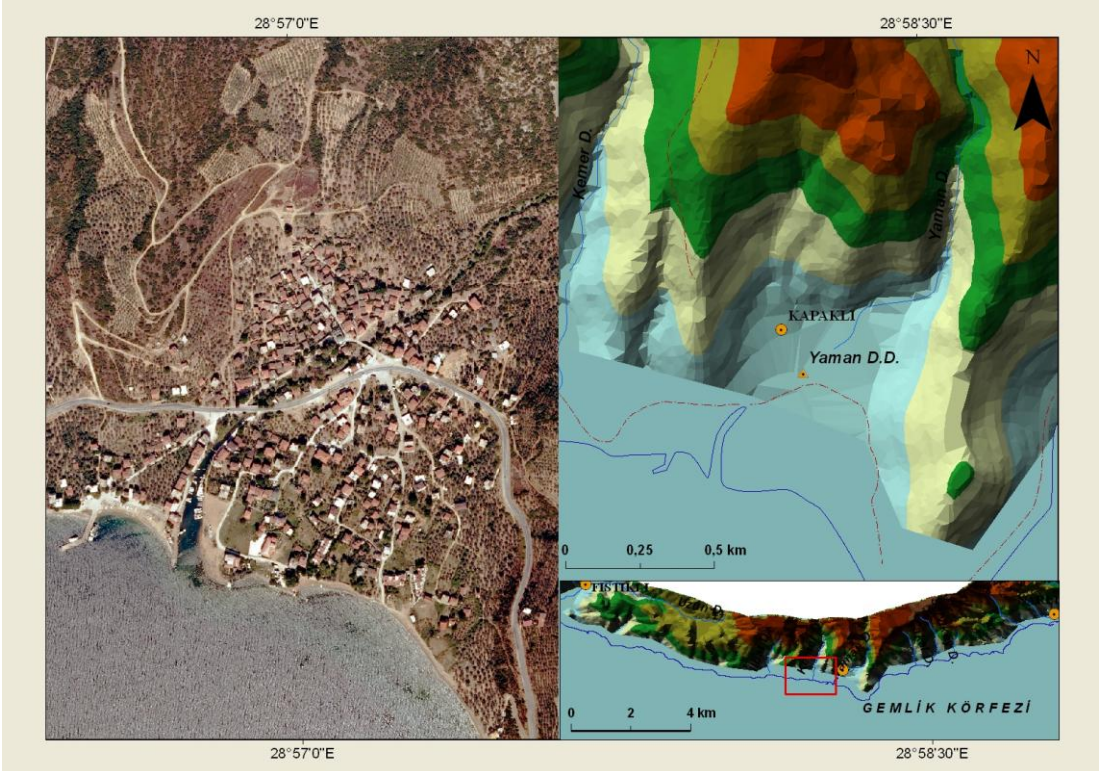
Kestane Dere Deltası: Kestane Dere'nin oluşturduğu deltanın 0,4 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 0,9 km, genişliği ise 0,8 km'dir. Oluşumunda dalgaların da etkili olduğu kumlu yapıdaki yay şekilli delta alanında Kestane Dere'nin uzunluğu 0,8 km'dir (Şekil 68).

Yaman Dere Deltası: Yaman Dere'nin oluşturduğu deltanın 0,5 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 1,2 km, genişliği ise 1,1 km'dir. Oluşumunda dalgaların da etkili olduğu kumlu yapılı ve yay şekilli delta alanında Yaman Dere'nin uzunluğu 1,0 km'dir (Şekil 69).

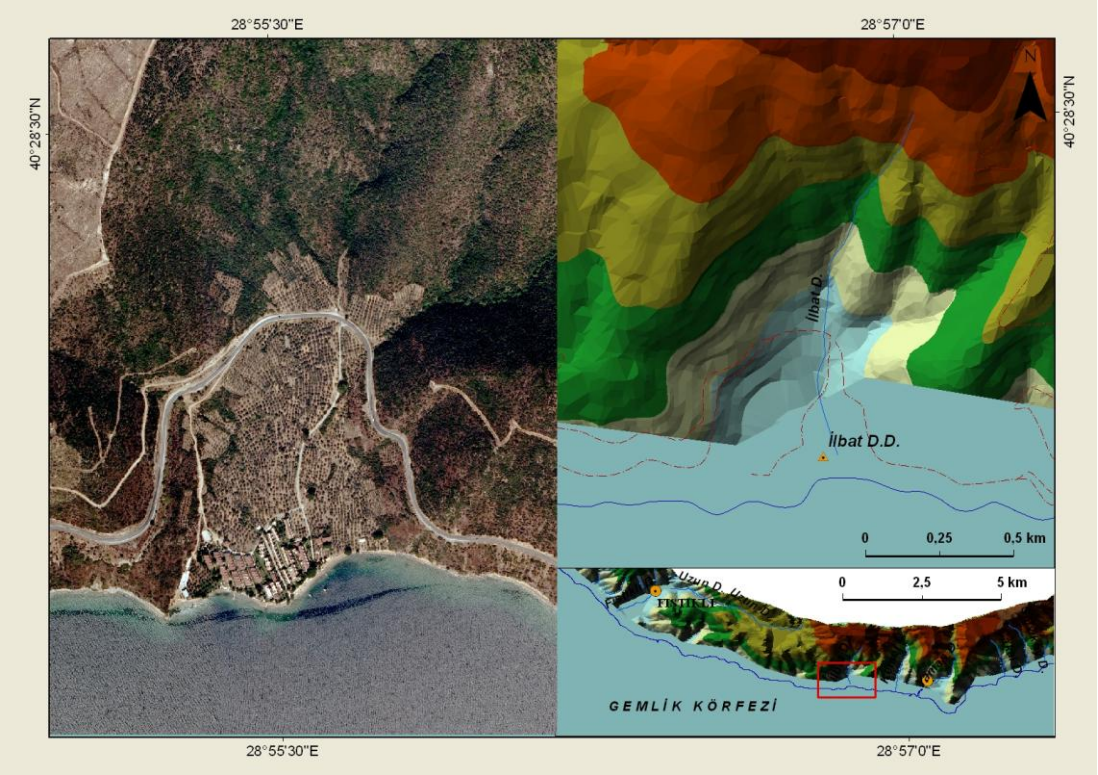
İlbat Dere Deltası: İlbat Dere'nin oluşturduğu deltanın 0,5 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 1,2 km, genişliği ise 1,1 km'dir. Oluşumunda dalgaların da etkili olduğu kumlu yapıdaki yay şekilli delta alanında İlbat Dere'nin uzunluğu 1,0 km'dir (Şekil 70).



Şekil 68: Kestane Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası



Şekil 69: Yaman Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

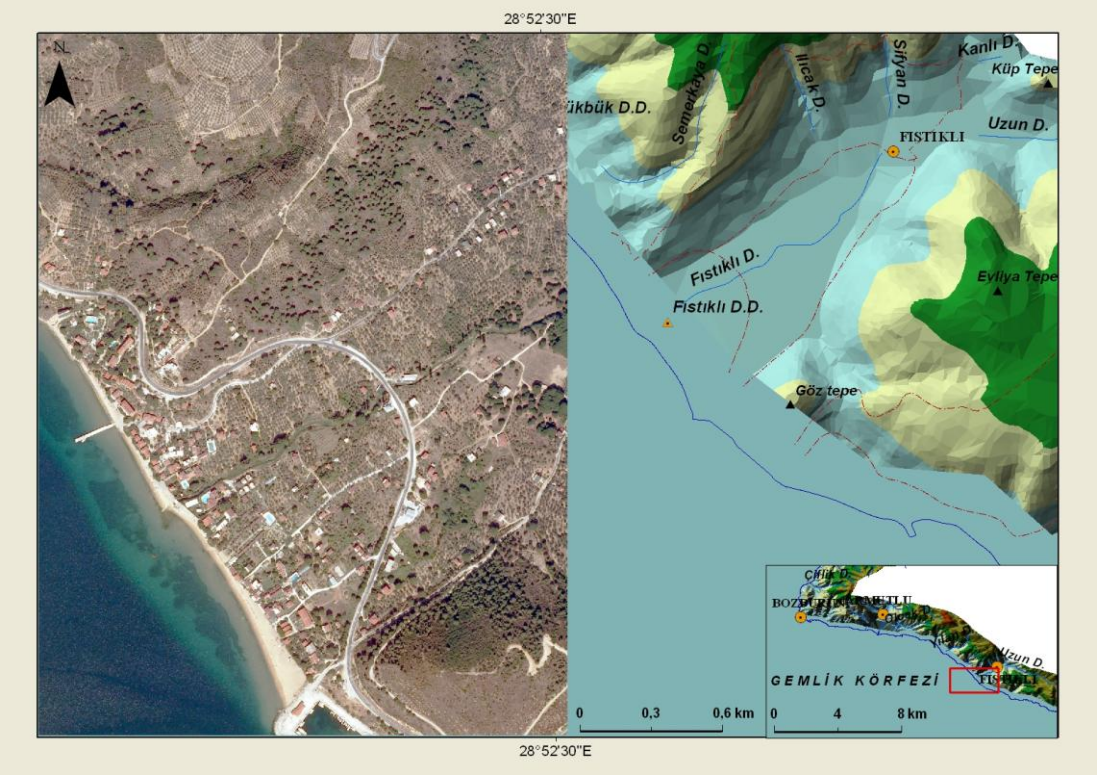


Şekil 70: İlbat Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

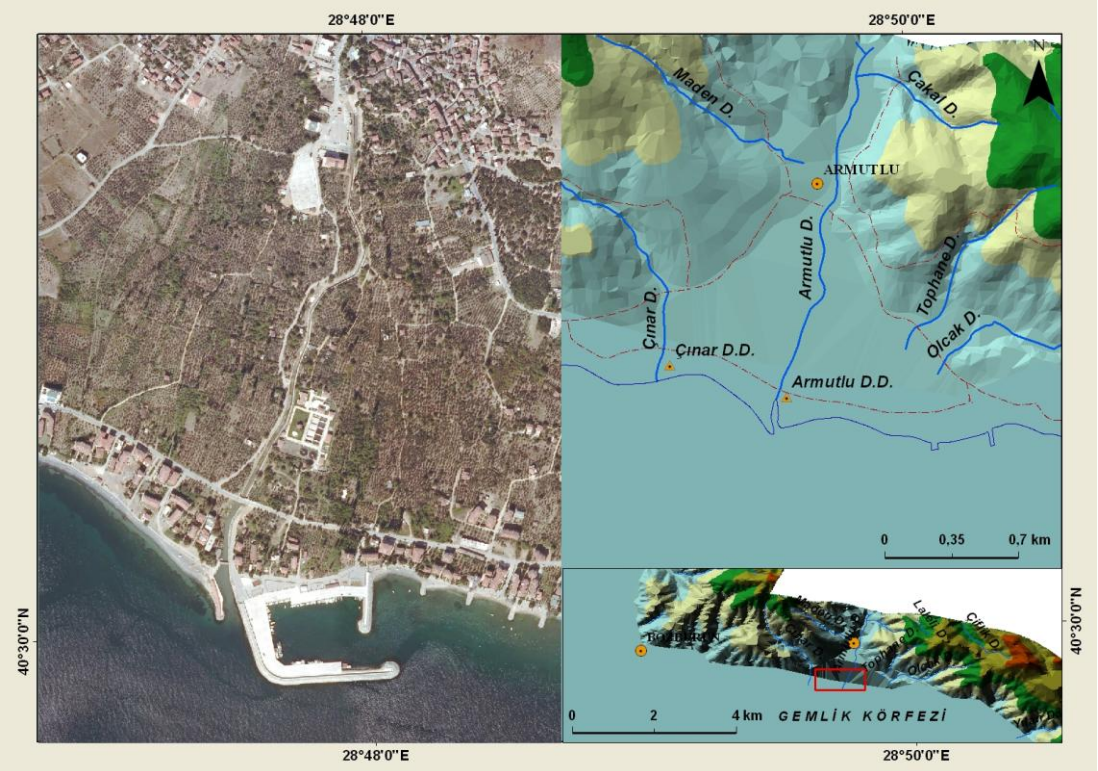
Fıstıklı Dere Deltası: Fıstıklı Dere'nin oluşturduğu deltanın 0,4 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 0,8 km, genişliği ise 0,9 km'dir. Oluşumunda dalga ve akıntıların da etkili olduğu küt şekilli delta alanında Fıstıklı Dere'nin uzunluğu 0,9 km'dir (Şekil 71).

Armutlu Dere Deltası: Armutlu Dere'nin oluşturduğu deltanın 1,7 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 2,1 km, genişliği ise 1,7 km'dir. Oluşumunda dalgaların da etkili olduğu kumlu yapıdaki yay şekilli delta alanında Armutlu Dere'nin uzunluğu 1,7 km'dir (Şekil 72).

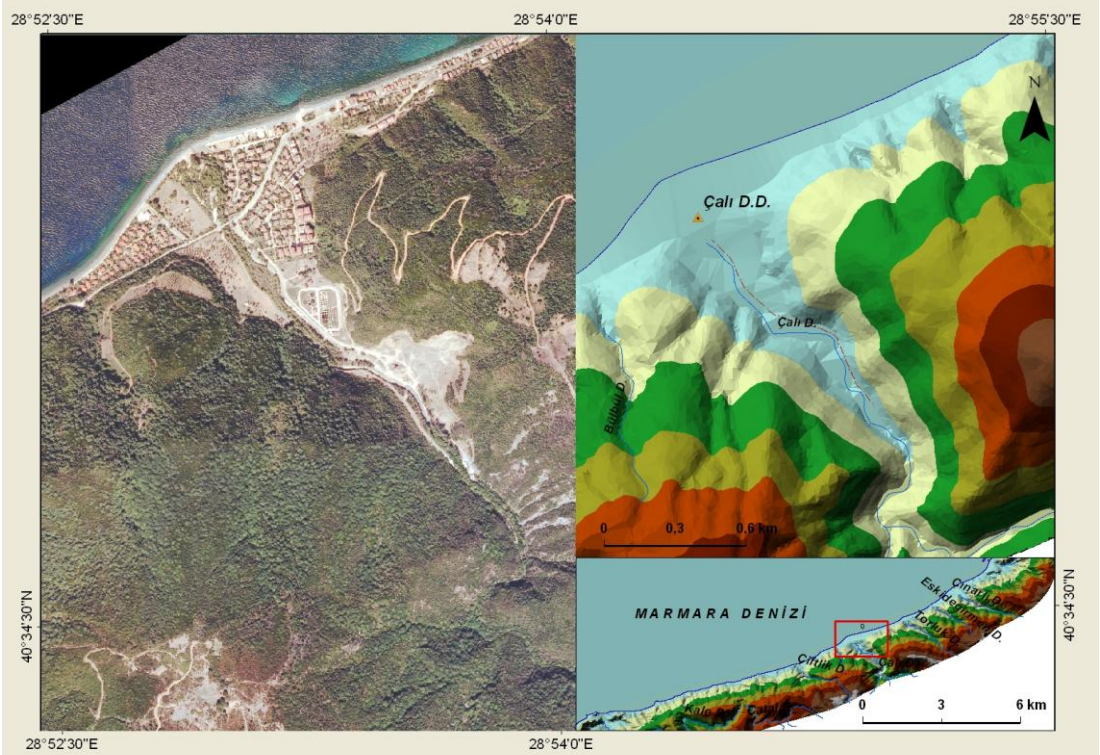
Çalı Dere Deltası: Çalı Dere'nin oluşturduğu deltanın 0,3 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 0,9 km, genişliği ise 0,6 km'dir. Oluşumunda dalgaların da etkili olduğu kumlu yapıdaki yay şekilli delta alanında Çalı Dere'nin uzunluğu 0,6 km'dir (Şekil 73).



Şekil 71: Fıstıklı Dere Delta Ortofotosu ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası



Şekil 72: Armutlu Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

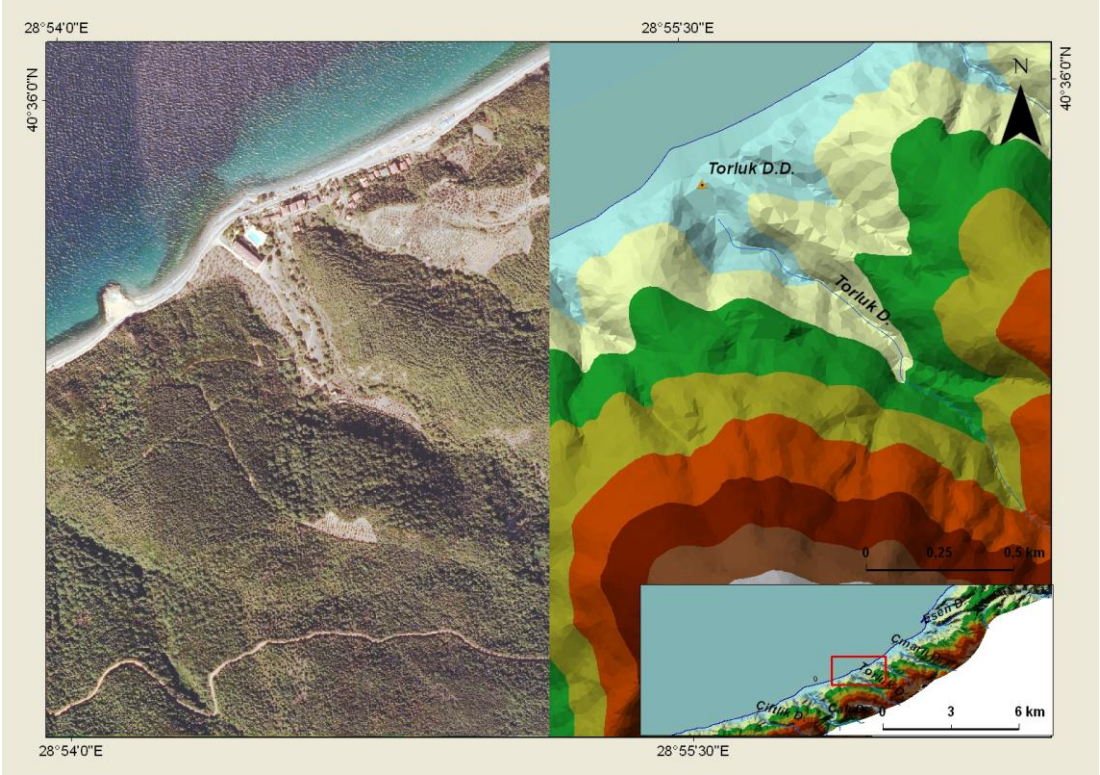


Şekil 73: Çalı Dere Deltası Ortofotosu ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

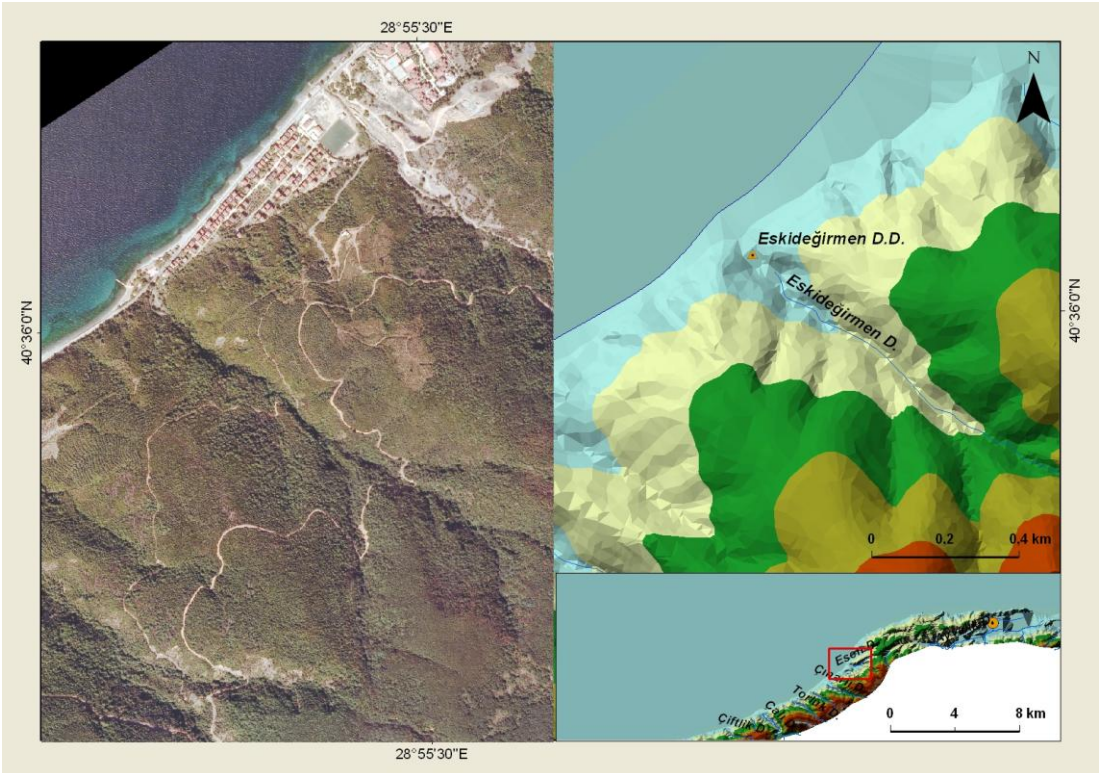
Torluk Dere Deltası: Torluk Dere'nin oluşturduğu deltanın 0,3 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 0,9 km, genişliği ise 0,6 km'dir. Oluşumunda dalga ve akıntıların da etkili delta alanında Torluk Dere'nin uzunluğu 0,6 km'dir (Şekil 74).

Eskideğirmen Dere Deltası: Torluk Dere'nin oluşturduğu deltanın 0,1 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 0,6 km, genişliği ise 0,3 km'dir. Oluşumunda dalga ve akıntıların da etkili delta alanında Torluk Dere'nin uzunluğu 0,4 km'dir (Şekil 75).

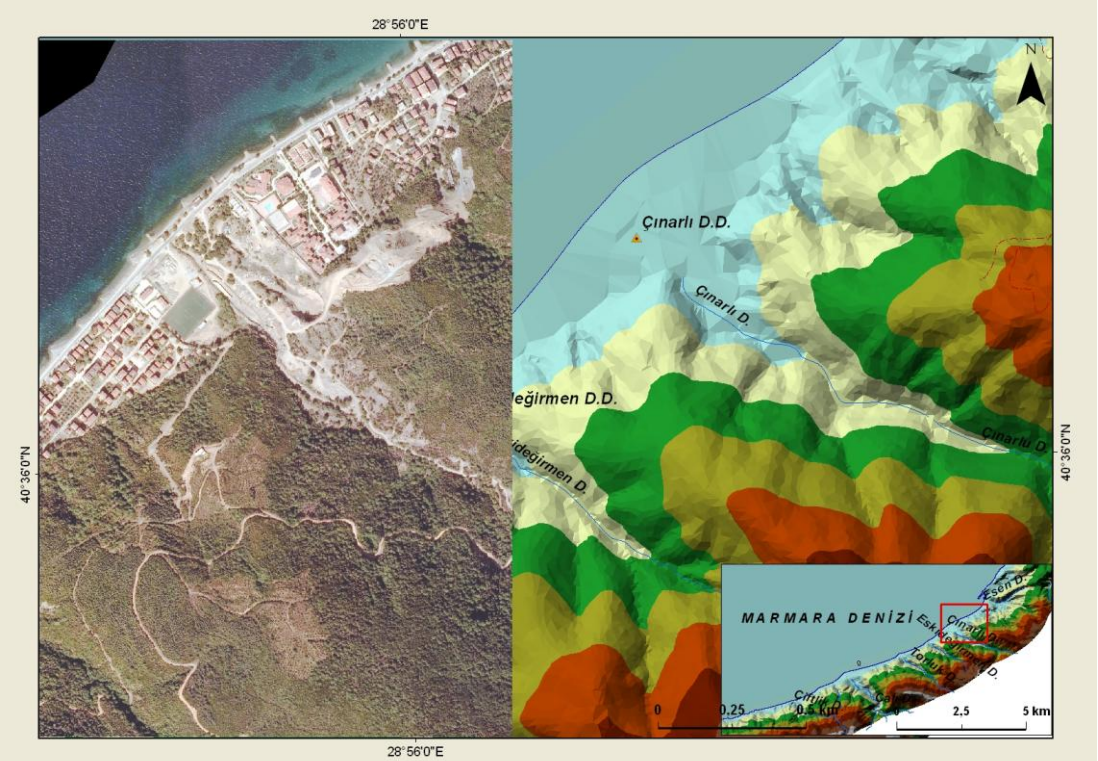
Çınarlı Dere Deltası: Çalı Dere'nin oluşturduğu deltanın 0,3 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 1,1 km, genişliği ise 0,7 km'dir. Oluşumunda dalgaların da etkili olduğu kumlu yapıdaki yay şekilli delta alanında Çalı Dere'nin uzunluğu 0,6 km'dir (Şekil 76).



Şekil 74: Torluk Dere Deltası Ortofotosu ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası



Şekil 75: Eskideğirmen Dere Deltası Ortofotosu ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

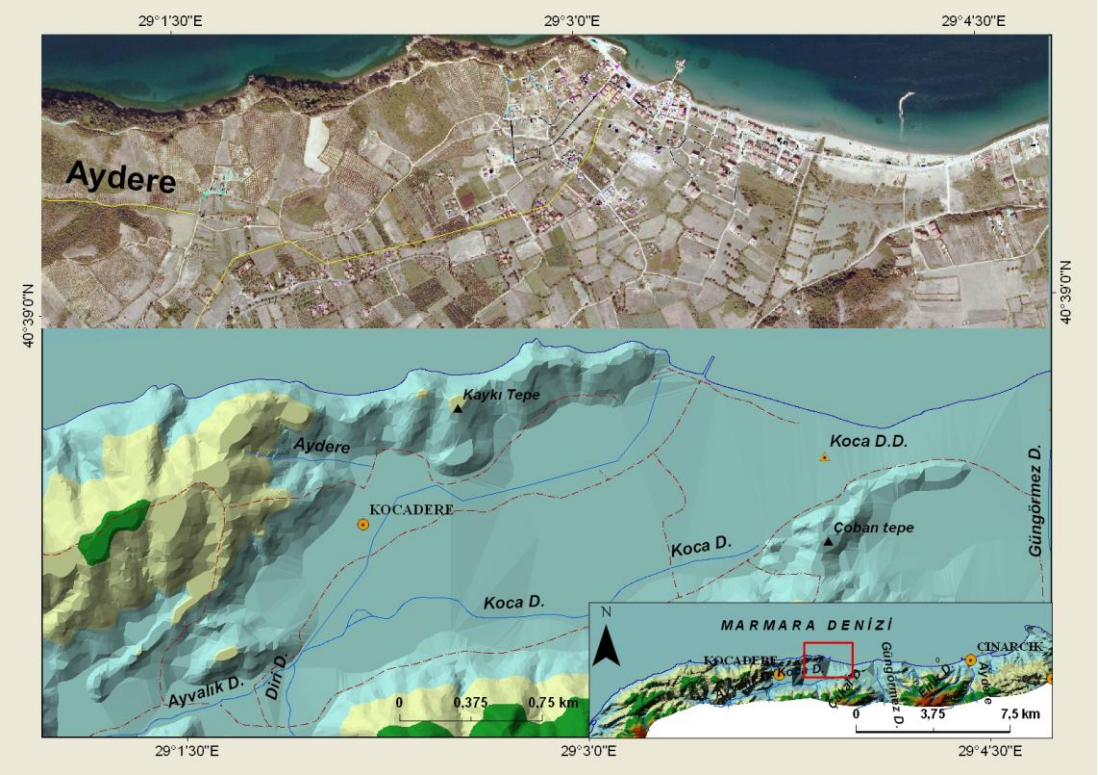


Şekil 76: Çınarlı Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

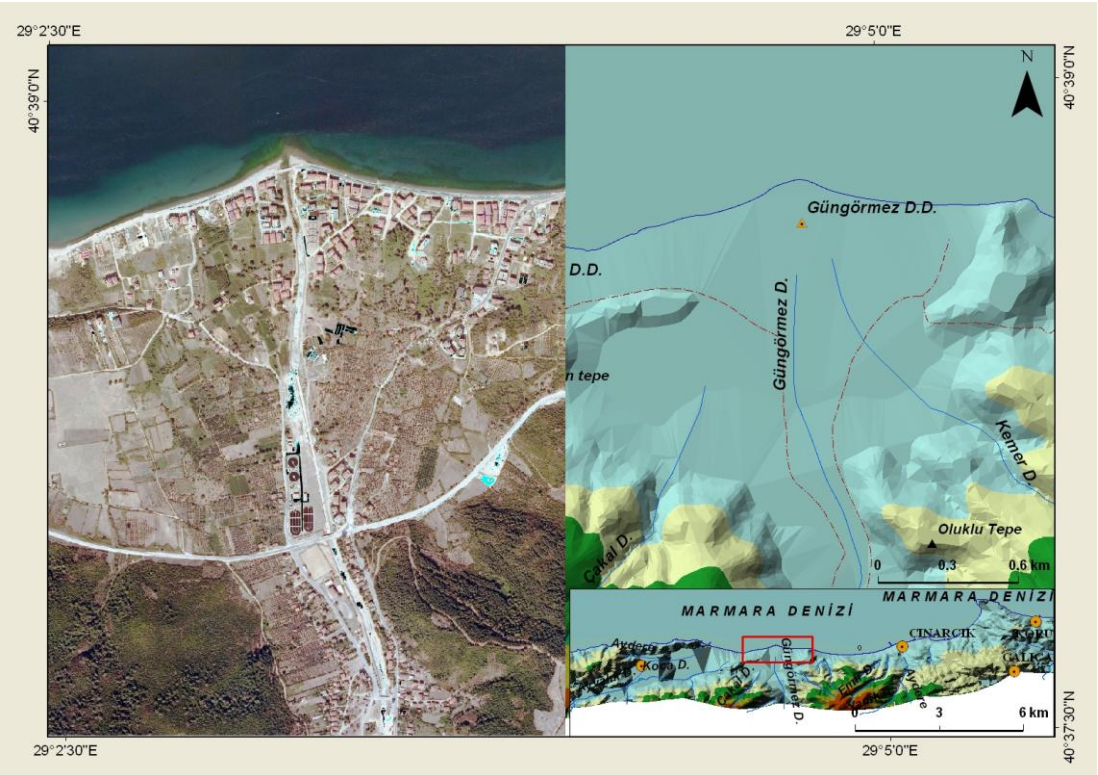
Koca Dere Deltası: Koca Dere'nin oluşturduğu deltanın 1,1 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 0,9 km, genişliği ise 1,5 km'dir. Oluşumunda dalgaların da etkili olduğu yay şekilli delta alanında Koca Dere'nin uzunluğu 1,3 km'dir (Şekil 77).

Güngörmez Dere Deltası: Güngörmez Dere'nin oluşturduğu deltanın 1,9 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 1,9 km, genişliği ise 1,6 km'dir. Oluşumunda dalgaların da etkili olduğu kumlu yapıdaki yay şekilli delta alanında Güngörmez Dere'nin uzunluğu 1,6 km'dir (Şekil 78).

Ay Dere Deltası: Ay Dere'nin oluşturduğu deltanın 0,5 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 1,3 km, genişliği ise 0,7 km'dir. Oluşumunda dalgaların da etkili olduğu kumlu yapıdaki yay şekilli delta alanında Ay Dere'nin uzunluğu 0,7 km'dir (Şekil 79).



Şekil 77: Koca Dere Deltası ve Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası



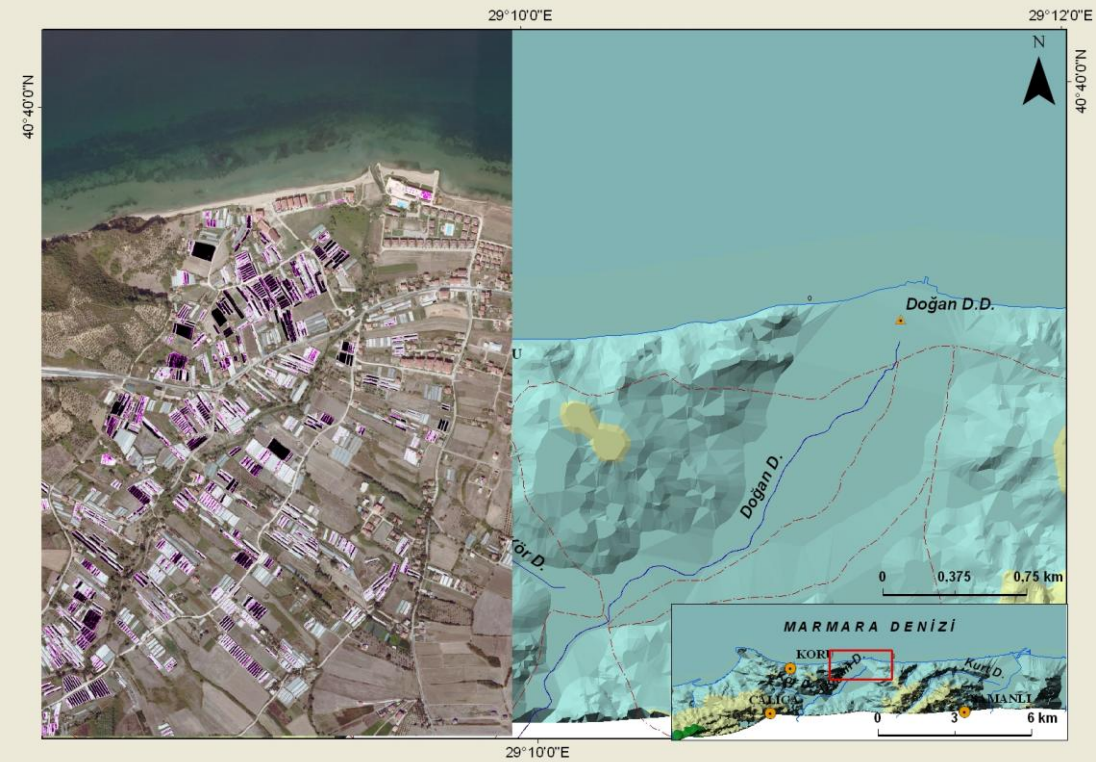
Şekil 78: Güngörmez Dere Deltası Ortofotosu ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

Şekil 79: Ay Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

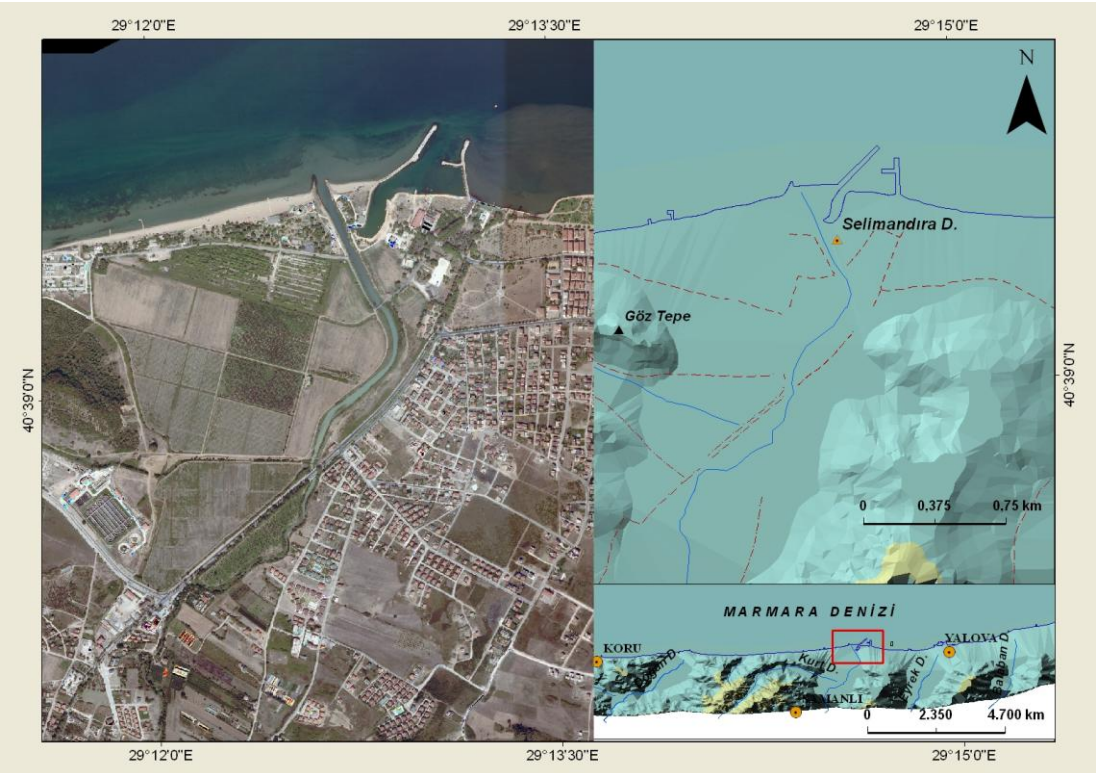
Doğan Dere Deltası: Doğan Dere'nin oluşturduğu deltanın 1,3 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 1,3 km, genişliği ise 1,4 km'dir. Oluşumunda dalgaların da etkili olduğu kumlu yapıdaki yay şekilli delta alanında Doğan Dere'nin uzunluğu 1,3 km'dir (Şekil 80).

Selimmandıra Dere Deltası: Selimmandıra Dere'nin oluşturduğu deltanın 2,9 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 2,4 km, genişliği ise 2,4 km'dir. Oluşumunda dalga ve akıntıların da etkili olduğu küt şekilli delta alanında Selimmandıra Dere'nin uzunluğu 2,0 km'dir (Şekil 81).

Eyrek Dere Deltası: Eyrek Dere'nin oluşturduğu deltanın 2,88 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 2,8 km, genişliği ise 1,9 km'dir. Oluşumunda dalga ve akıntıların da etkili olduğu küt şekilli delta alanında Eyrek Dere'nin uzunluğu 1,8 km'dir (Şekil 82).



Şekil 80: Doğan Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası



Şekil 81: Selimmandıra Dere Deltası Ortofotosu ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

Şekil 82: Eyrek Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

Şekil 83: Balaban Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

Balaban Dere Deltası: Balaban Dere'nin oluşturduğu deltanın 1,9 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 1,6 km, genişliği ise 1,8 km'dir. Oluşumunda dalgaların da etkili olduğu kumlu yapıdaki yay şekilli delta alanında Balaban Dere'nin uzunluğu 1,6 km'dir (Şekil 83).

Elmalı Dere Deltası: Elmalı Dere'nin oluşturduğu deltanın 1,7 km²'dir. Deltanın oluştuğu kıyının uzunluğu 1,8 km, genişliği ise 1,6 km'dir. Oluşumunda dalga ve akıntıların da etkili olduğu küt şekilli delta alanında Elmalı Dere'nin uzunluğu 1,5 km'dir (Şekil 84).

Şekil 84: Elmalı Dere Deltası Ortofoto Görüntüsü ve Sayısal Yükselti Seviyeleri Haritası

4.2.1.3. Art Kıyı Setleri

Art kıyı setleri, dalgalar tarafından taşınıp getirilen materyallerin, koyların gerilerinde ya da ölü falezlerin önlerinde birikmesiyle oluşan sırt şeklindeki kıyı depolarıdır. Kum ve çakıl karışımından meydana gelen bu yapılar, kıyı çizgisine

paralel setler olarak uzanırlar. Bu setlerin oluşmasının ana nedeni, dalgalar tarafından kıyıya taşınan maddelerin, yine dalgalar tarafından uzaklaştırılan maddelerin miktarından daha fazla olması sonucunda ortaya çıkan birikim olayıdır. Art kıyının kum ya da çakılla kaplı olması, su kütlesinin gücü üzerinde etkili olmaktadır. Buna göre, zeminin çakılla kaplı olduğu kıyılar, zeminin kumla kaplı olduğu kıyılara oranla, art kıyı setlerinin hızlı bir şekilde oluşumuna daha elverişlidir. Art kıyı kumla kaplı ise, su bu kumlar arasındaki bütün boşlukları dolduracağından dolayı, geriye dönen su kütlelerinin büyük bir kısmı zemine sızmadan açığa doğru hareket eder. Bu durumda su kütlesinin taşıma gücü de artar. Eğer, art kıyı çakılla kaplı ise, deniz suyunun büyük bir kısmı çakıllar arasına sızarak ve buradan açığa doğru süzülerek geriye doğru çekilir. Bunun sonucunda, geriye çekilen su kütlesinin taşıma gücü büyük ölçüde azalacağından dolayı, art kıyıya kadar sürüklenmiş olan maddelerin büyük kısmı art kıyıda birikip kalır. Bu sırada, çakılların denge açısı daha büyük olduğundan çakıldan meydana gelmiş art kıyı setlerinin eğimi daha dik ve şekilleri de daha belirgin olmaktadır. Dalga etkisinin belirgin olarak hissedildiği kıyılarda, dalgalar tarafından taşınan sedimentin bir kısmı, art kıyı setlerinin oluşumu sırasında kıyıya kadar ulaşamadan kıyıdan uzakta deniz altında çökelerek bir tümsek oluşturmasıyla da topuk adı verilen şekiller meydan gelmektedir (Erinç, 2001; Hoşgören, 2010). Genel olarak alçak ve yüksek kıyılardan oluşan inceleme sahası kıyılarında koyların ve ölü falezlerin önlerinde farklı uzunluklarda art kıyı setleri oluşmuştur (Foto 31).

Foto 31: Eşkel Koyu'nun Batısındaki Kıyı Şekilleri

4.2.1.4. Ön kıyı Setleri

Dalgalar tarafından taşınan sedimentin bir kısmı art kıyı setlerini oluştururken, bir kısmı da kıyıya kadar ulaşamayıp, kıyıdan uzakta ve öncelikle deniz altında bir tümsek ya da topuk olarak çökelmeye başlar. Zamanla çökelmeye devam eden maddeler üst üste eklenerek yükselir ve deniz üstüne bir set halinde ortaya çıkar. Kıyı çizgisinden açıkta meydana gelen bu setlere ön kıyı setleri adı verilmektedir. Dalgaların şiddeti ve derinliğin değişmesi gibi nedenlere bağlı olarak dalgalar tarafından tahrip edilebildiklerinden dolayı ön kıyı setleri sabit şekiller değildir. Çoğu zaman bu şekilde ortadan kaldırılan ön kıyı setinin yerine kıyıya daha yakın bir yerde yeni bir set oluşmaktadır. Dalgalar, ön kıyı setlerini tamamen ortadan kaldırdığı durumlarda, kıyı çizgisine doğrudan ulaşarak aşındırmaya başlamaktadır. Bu şekilde meydana gelen birikmeyle kıyı çizgisi ile ön kıyı seti arasında lagün oluşur. Lagünlerin zamanla dolmasıyla oluşan sahalarda ise marşlar (tuzlu bataklık) ortaya çıkmaktadır (Erinç, 2001; Erol, 2003; Hoşgören, 2010).

İnceleme sahasında alçak kıyı özelliğindeki şelf alanı oldukça sığ kıyılardaki Gönen, Biga (Kocabaş) ve Kocasu çayların denize döküldükleri sahalarda ön kıyı

setlerine rastlanmaktadır. Bunlardan birisi Gönen Çayı delta alanında oluşan Yarıntı Göl'ün ağzındaki sığ şelf alanı üzerinde dalgaların etkisiyle birbirine paralel oluşarak su yüzüne çıkmış ön kıyı setleridir. Aynı yerde kuzeybatıya doğru Gönen Çayı ağzında ada şeklinde ön kıyı setleri oluşmuştur. Kocabaş Çayı ağzındaki Tatlı Göl ile Kocasu Çayı ağzındaki Poyraz, Dalyan ve Arapçiftliği göllerinin önlerinde de ön kıyı setleri bulunmaktadır (Foto 32).

Foto 32: Kocabaş Çayı Ağzı Kıyı Seti

4.2.1.5. Kıyı Oku ve Kıyı Kordonları

Girinti ve çıkıntının olduğu kıyılarda akarsular ya da kıyı akıntıları gibi etkenlerle taşınan, kum, çakıl gibi farklı boyutlardaki materyallerin, koyların ya da girintilerin nispeten daha derin olan ön kısımlarında oka benzer şekilde birikmesiyle meydana gelen birikim şekilleridir. Bu birikim şekilleri, zaman zaman koyların ağızlarındaki bir burundan karşı buruna doğru uzanacak kadar gelişebilmektedir. Kıyı oklarının karaya bakan kesimleri, oluşumları sırasında uç kısımlarının sürekli içeri doğru bükülmelerinden dolayı girintili çıkıntılıdır (Erinç, 2001; Hoşgören, 2010).

Kıyı önlerinde oluşmuş olan bir kıyı okunun, koyun ağzını kapatacak kadar gelişmesi ve karşı buruna bağlanması ile meydana gelen kıyı birikim şekilleri ise kıyı kordonlarıdır. Kıyı kordonunun oluştuğu yerlerde önceden koy olan kısımlar denizden ayrılarak lagün haline dönüşmektedir. Kıyı kordonlarının üzerinde bulunan gedikler, okyanus ya da denizle lagünlerin bağlantısını sağlamaktadırlar. Kıyı kordonlarının da kıyı okları gibi, lagüne bakan kenarları, gelişimi sırasında uç kısımlarının dalgaların etkisiyle sürekli olarak içe doğru bükülmesinden dolayı girintili çıkıntılıdır (Erinç, 2001; Hoşgören, 2010).

İnceleme sahasının ortasında yer alan Kapıdağ Yarımadası'nın anakaraya bağlantı noktalarını oluşturan kıyı okları, en önemli jeomorfolojik oluşumlardan birisi olarak dikkat çekmektedir (Şekil 87). Bu kesimdeki kıyı oklarının gelişim yönleri, batıda Erdek körfezi, doğuda ise Bandırma Körfezi üzerinde gelişen yüzey akıntılarının taşıdıkları sediment yüküne bağlı olarak birbirine zıt yönde olmuştur. Erdek'in kuzeybatısından başlayan ve yaklaşık 7 km uzunlukta olan batıdaki kıyı oku, Belkıs yerleşmesinin güneyinde tombolo özelliğinde anakaraya bağlanmaktadır. Bu kıyı okunun oluşmasına sebep olan kıyı akıntısı, Paşalimanı adası batısından gelen ve kuzeybatı-güneydoğu doğrultusundaki 0,5 knot'luk yüzey akıntısıdır. Kıyı okunun üzerinde 30-80 m arasındaki genişlikte kumlu plaj gelişmiştir. Doğuda oluşmuş olan kıyı oku ise Belkıs yerleşmesinin güneydoğusundan başlayıp, kuzeye doğru yaklaşık 1,5 km uzunlukta devam ettikten sonra Aşağıyapıcı yerleşmesinde tombolo özelliğinde sona ermektedir. Kıyı okunun oluşmasına sebep olan kıyı akıntısı, Bandırma Körfezi'ne kuzeydoğu-güneybatı yönünde gelen 0,5 knot'luk yüzey akıntısının bir koludur. Bu kıyı oku üzerinde de kıyı çizgisi boyunca plaj örtüsü oluşmuştur (Güneysu, 2000, s: 62).

İnceleme sahasının batısında yer alan Kemer Dere'nin Marmara Denizi'ne ulaştığı kesimdeki dar bir sahada, doğudan gelen akıntıların da etkisiyle, kuzeybatıya doğru bir kıyı oku oluşmuştur. Bu kıyı okunun gerisinde göllenme ve bataklıklar meydana gelmiştir. Kocabaş Çay'ın Marmara Denizi'ne döküldüğü sahada kıyı okunun gerisinde küçük bir lagün gölü ve çevresinde sazlık, bataklık bir saha oluşmuştur (Foto 33).

Foto 33: Kocabaş Çayı Lagünü Önündeki Kıyı Oku ve Ortofoto Görüntüsü

İnceleme sahasındaki akarsuların delta sahalarında oluştuğu görülen kıyı kordonları Biga, Gönen ve Kocaçay gibi güçlü akarsuların deltalarında da daha fazla görülebilmektedir. Örneğin, Gönen Çayı delta alanında yer alan Değirmendere ve Kapaklıdere'nin ağızlarında bu özellikleri taşıyan kıyı kordonları oluşmuştur. Kocaçay'ın oluşturduğu Kocaçay deltası yelpazesinde 30-100 cm yükseklikte, 150-500 m uzunlukta, araları killi tortullarla dolu yayvan ve sırtlar şeklinde güncel kıyıya paralel uzanım gösteren kıyı kordonları oluşmuştur. Köken itibariyle eski kıyı kordonları ya da eski kumsallar olan bu sırtlar deniz seviyesinin yükselmesi sonucu

lagünler veya denizel bataklıklar içerisinde kalmışlardır. Bu oluşumların tortulları içine gömülmemiş ve uzanışlarının koruyor olması, deniz seviyesi yükseliminin sınırlı veya çok yeni oluşunu göstermektedir. Korunan eski bataklık kum sırtlarının karadan kıyıya doğru sayısının sekiz olması da deniz seviyesinin yakın zamanlarda uzun veya kısa süreli en az sekiz kez değişim gösterdiği anlamına gelmektedir (Kazancı 1999).

4.2.1.6. Kumullar

Kıyılarda özellikle deniz yönünden gelen rüzgârların etkisiyle oluşan materyalin, geride kendilerini tutacak herhangi bir engele rastladıkları yerlerde birikerek yığınlar meydana getirmeleriyle oluşan birikim şekilleridir. Kumulların daha da geliştiği sahalarda kumul alanları oluşmaktadır. Kumulların boyutları çok küçük olduğu gibi bazen de çok büyük olabilmektedir. Rüzgâra bakan tarafı az eğimli iken, diğer tarafının daha fazla eğimli olabildiği kumulda, desimetrik bir yapı özelliği de görülmektedir (Erinç, 2001; Hoşgören, 2010).

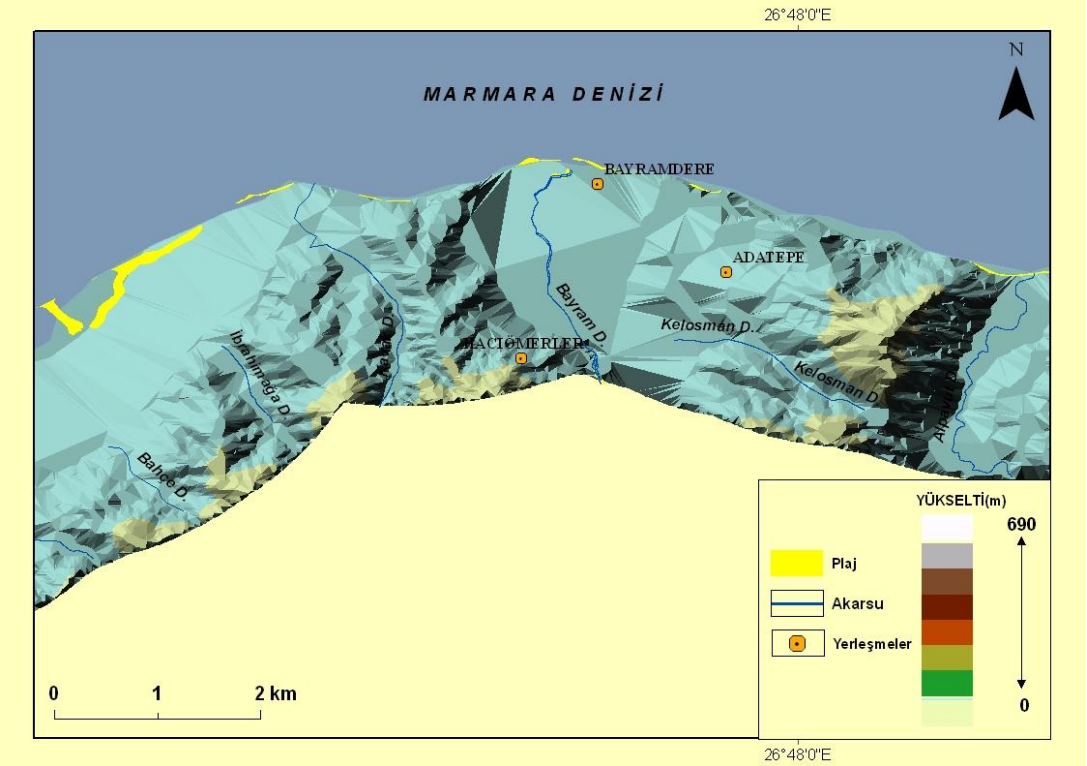
İnceleme sahası kıyılarında alçak kıyı özelliğindeki sığ kesimlerde dalga enerjisi sınırlı olduğundan dalgalar büyük ölçüde aşındırma faaliyetinde bulunamamaktadır. Bu kesimlerde aşındırmadan çok birikme süreci etkili olduğundan dalgalar tarafından kıyıda biriktirilen ince unsurlu materyaller rüzgârlar tarafından taşınmakta ve kıyı gerisinde dar bir şerit halinde plajların hemen gerisinde kumul sıraları oluşturmaktadır. Bu kumullar kurak mevsimlerde ve yaz aylarında kıyıdan iç kesimlere doğru kuvvetlice esen rüzgâr ve dalgalar yardımıyla kıyı gerilerine taşınmaktadır. Kıyı gerisindeki otsu bitkiler ve çalılıklar kumulların daha da içerilere kadar taşınarak tarım alanlarının zarar görmesine engel olduğundan günümüzde kumullar büyük bir problem olarak görülmemektedir.

İnceleme sahasının batısında yer alan Çardak kıyısındaki Tatlı Göl kıyısı ile Karabiga'nın güneyinde Marmara Denizi'ne dökülen Kocabaş Çayı'nın ağız kısmında kum setleri oluşmuştur (Şekil 85, 86). Kocabaş Çayı, kış mevsiminde akımın artmasına bağlı olarak kum setinden taşarak denizle bağlanmaktadır. Dalgaların getirdiği kumların kıyıda birikmesi ve kuzey sektörlü rüzgârların da

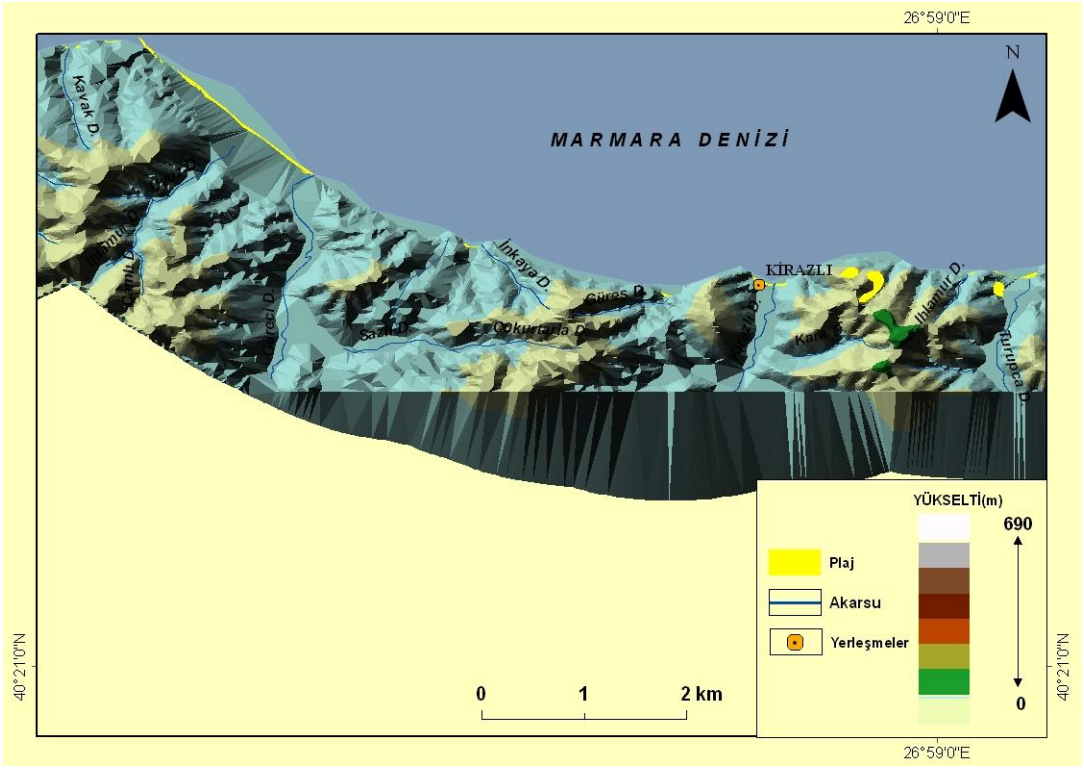
devreye girmesi sonucunda kum setleri (yığılma seti) ile kıyı kumulları oluşmuştur. Ancak, kıyı kumulları tuzcul bitkiler tarafından yer yer işgal edildiğinden, kumulların hareketi yavaşlamıştır (Foto 34, 35).

Foto 34: Kocabaş Çayı Çevresindeki Kumullar

Foto 35: Eğerce Kıyılarındaki Kumullar



Şekil 85: Çardak-Bayramdere Arası Plajlı Kıyılar



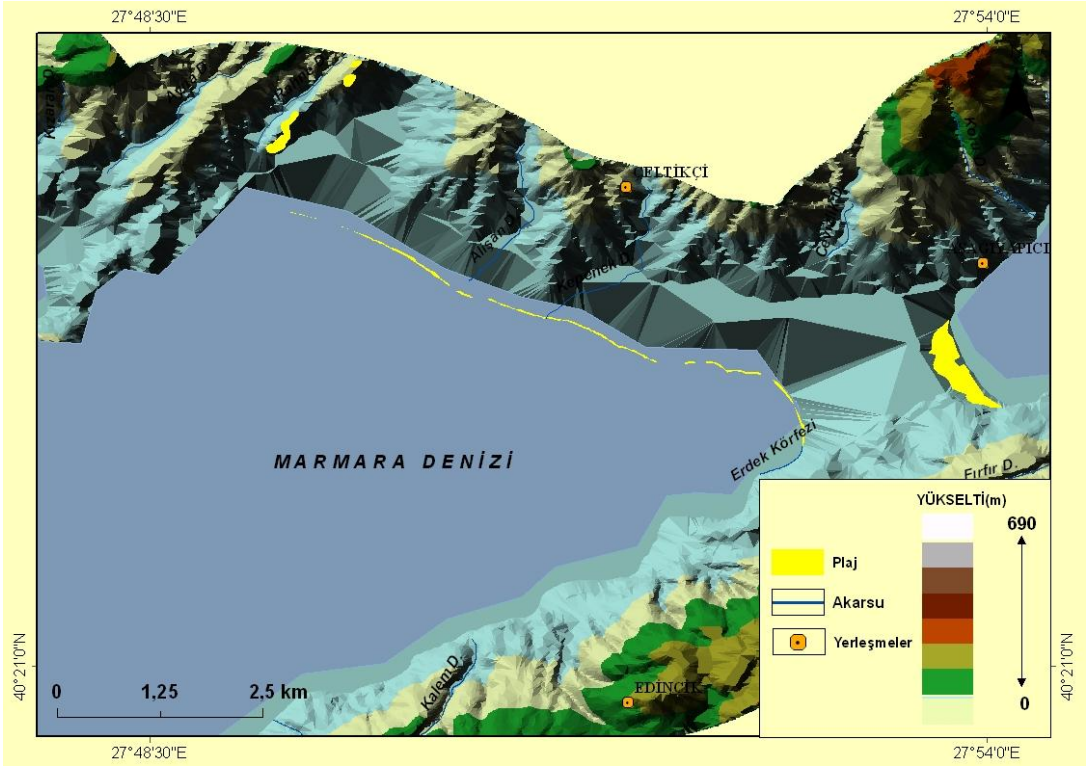
Şekil 86: Kavakdere-Kirazlı Arasının Plajlı Kıyıları

Gönen Çayı deltasının batısında oluşan kumlu plajın gerisinde de kumullar meydan gelmiştir. Deltanın batısındaki lagünün gerisinde, kumlu plajdan sonraki kıyıya paralel uzanan sahada deniz seviyesinden 1-1.5 m yükseltide boyuna kumullar yer almaktadır. Turplu Dere'nin batısında, Denizkent'e kadar orta boylu kumullar oluşmuştur. Değirmendere ve Kepekli dere arasında 3 sıra halinde ve kıyıya paralel uzanan kumullar oluşmuştur. Plajın hemen gerisinde oluşan bu kumulların uzunlukları 0.5 m, 1.5 m, 2.5 m'dir. İnşaat için alınan kumlar nedeniyle bu bölümdeki kumulların uzunlukları düzenli değildir. Kepekli derenin doğusundaki kumullar güneye doğru ilerlemektedir. Kumulların üzeri bitki örtüsü ile kaplıdır. Kumul sıralarından oluşan bu bölüm Denizkent'e kadar yaklaşık 50 m boyunca devam etmektedir. Gönen Çayı'nın batısında oluşmuş olan Tahir Göl'ün kuzeyinde deniz seviyesinden 0.5 m yükseklikte kumullar ve kumul setleri oluşmuştur. Bunların üzeri ise çoban yastığı gibi otlarla kaplıdır.

İnceleme alanında kumulların oluştuğu sahalardan birisi de Kapıdağ Yarımadası'nın güneyidir (Şekil 87). Yarımadayı karaya bağlayan Belkıs tombolosunun doğu tombolosu olarak bilinen bölümünde oluşan kumullar güneşin etkisiyle kuruyarak hâkim rüzgâr doğrultusunda güneybatıya doğru savrulmaktadır. Savrulan kumullar, hâkim rüzgâr doğrultusunda kum tepelerini meydana getirmektedir. Bir kısmı sabitleşmiş olan bu kumulların hala hareketli olanları hem çevresinde bulunan tarım alanlarının üzerini örtmekte, hem de bataklığı doldurmaktadır. Verimli toprak katmanının kumullarla örtülmesi toprağın kalitesini olumsuz yönde etkilemektedir.

Kapıdağ Yarımadası ile Gemlik Körfezi arasında ise Kocasu deltasının ağzı hariç tüm kıyısı boyunca 5-150 m genişlikteki güncel kumsallar yer almaktadır. Kumsalda orta-ince kum boyu egemen olup, tane boyu doğudan batıya doğru kabalaşmaktadır. Kumların içerisinde seyrekçe denizel kavkı parçaları bulunmaktadır. Plaj gerisinde ise yerel olarak 750 m kadar genişleyebilen kumullar oluşmuştur. Dokusal olarak kumsal kumlarının özelliklerini taşıyan bu kumullar güncel atıklarla kirletilmiştir. Kumulların tane boyu kumsallara göre nispeten iridir. Bunun nedeni, rüzgârın tesiriyle oluşan elemedir. Sahada daha çok orta kum boyu

egemen olduğundan, inşaat malzemesi olarak kum alınması sonucu topografya bazı yerlerde bozulmuştur (Kazancı vd., 1999).



Şekil 87: Belkıs Tombolosu Plajlı Kıyılar

Gemlik Körfezi'nin batısında yer alan Kumsaz kıyılarında ise inceleme sahasının en uzun kumullarının oluştuğu görülmektedir. Kumsalın, Büyükdere deltasının batısından ve kıyı çizgisinin hemen gerisinde oluşturulan tatil sitelerine kadar olan bölümdeki uzunluğu 1 km, genişliği ise 70 m'dir.

4.2.1.7. Marşlar

Marşlar (tuzlu bataklık) ise, lagünlerin bulunduğu sahalarda zaman geçtikçe oluşan sığ bataklıklar ve topraklarının tuzlu karakterde olduğu bir birikim sahalarıdır (Erinç, 2001; Hoşgören, 2010). Bunlar, eski akarsu taşkın alanları veya eski kopuk menderes büklümlerinin (kopuk) meydana getirdiği, çok sığ ve durgun sulu alanlardır. Bu alanlar genellikle, bitki kökleri ve organik maddelerin siltli kil

bileşenlerinin yoğunlukla bulunduğu yerlerdir. Bundan dolayı, bu sahalarda koyu grimsi ve siyah renk hâkim durumdadır (Yağmurlu, 2007).

İnceleme sahasında Gönen Çayı yatağının her iki tarafında bataklık durumunda lagünler bulunmaktadır. Tahirova Devlet Üretme Çiftliği'nin doğusundaki lagünlerin çevresi sazlık ve bataklıktır Hoyrat Gölü, Tahirova, Kiremitçi, Köremin Gölü, Dalyan Gölü, Arapçiftliği gölü, Kapaklı Gölü ve Tatlı Göl'ün çevresinde sazlık ve bataklıklar oluşmuştur (Ek 3, 4, 5; Foto 36, 37). Yarıntı Göl ile Misakça arasında bulunan küçük lagünlerin çevresi yazın suların çekilmesiyle tuz birikiminin oluştuğu bataklık görünümündedir.

İnceleme alanının ortasındaki Kapıdağ Yarımadası'nı karaya bağlayan Belkıs Tombolusu'nun Bandırma Körfezi'ne bakan doğu bölümü 1.7 km uzunluğunda ve 600 m genişliğinde bir bataklıkla kaplıdır. Bataklığın çevresindeki tarım alanlarında, açılan sulama kuyularda 9 m'den daha derinlerde tuzlu ve kirli suyun bulunması, alüvyal sahadaki taban suyunun, Belkıs bataklığı yoluyla denizden beslendiğini göstermektedir. Bataklık nedeniyle çevresindeki yerleşmelerin sivrisinekten olumsuz yönde etkilendiği de görülmüştür.

Sazlık ve bataklık alanların yer aldığı diğer saha ise Arapçiftliği ile Dalyan göllerinin çevresinde oluşan bataklıklardır. Bütün bu göl ve bataklıklar drenaj çalışması yapılması durumunda tarım için elverişli hale getirilebilir.

Foto 36: Gönen Çayı Çevresindeki Sazlık Saha

Foto 37: Kocabaş Çayı Gerisindeki Keten Göl (Lagün) ve Bataklık Saha

4.2.1.8. Lagünler

Kıyı çizgisi ile önkıyı seti arasında meydana gelen, ağızları kıyı kordonları ile kapanarak göl haline dönüştürülmüş koy ya da körfezlere lagün denilmektedir. Lagün alanlarının zamanla dolmasının sebebi, gelen malzemenin fazla olması ve taşınamamasıdır. Lagünlerin dolmasıyla kıyı çizgisi, önkıyı setine kadar ilerleyerek, kıyı alanını genişletmektedir (Erinç, 2001; Hoşgören, 2010).

İnceleme sahası kıyılarında yarı bataklık şeklinde sığ göller bulunmaktadır. Kıyı gerisinde akarsu, dalga ve akıntıların etkisiyle lagün gölleri olarak oluşan bu göller çalışma sahasının en batısından en doğusuna kadar sırasıyla şunlardır; Çardak yerleşmesinin doğusundaki Tatlı Göl (0.12 km²), Biga Çayı deltasının doğusunda kıyı çizgisinden 70 km içeride oluşmuş olan Keten Göl, Bozlar köyünün 2.8 km kuzeybatısındaki Kapaklı gölleri (2608 m²), Gönen Çayı'nın batısında oluşan Kiremitçi (0.08 km²), Köremin (0.26 km²) gölleri ile Gönen Çayı ağzının 1 km doğusundaki Yarıntı Göl, Kocaçay'ın doğusundaki Arapçiftliği Gölü (2.9 km²), batısında oluşan Dalyan Göl (0.7 km²), Poyraz Göl, Bayramdere yakınlarındaki Kanlı Göl ve Kumsaz'ın 1 km batısında oluşan Dalyan Göl'dür.

Güvemalan Köyünün 2 km kuzeyinde yer alan Hoyrat Gölü kıyıdan yaklaşık 500 m içeride oluşmuştur (Ek 2). Mağaradere, Çınarlık Dere, İçmedere ve Arpalık Dere'nin yerel taban düzeyi durumunda olan Hoyrat Gölü, deniz seviyesinde olduğundan suları tuzludur. Göl alanı kurak mevsimde 1 km² olmasına rağmen, etrafındaki sazlık alan ile birlikte 8 km²'lik bir alanı kaplamaktadır. Ancak, batısındaki bataklıkların kurutularak ikinci konutların yapılması nedeniyle akarsulara yerel taban düzeyi rolündeki gölün alanı daralmıştır (Foto 38)

Foto 38: Gönen Çayı'nın Batısındaki Hoyrat Göl

Gönen Çayı'nın yatağının her iki tarafındaki eski dağıtım kanallarının ağızlarında yaz döneminde daralan, kış döneminde ise genişleyen Yarıntı Göl, Köremin Gölü Kiremitçi Göl ve Tahir Göl gibi lagünler oluşmuştur. Bir kısmı da bataklık durumunda olan lagünlerin bataklık alanları, denizel kökenlidir (Ek 2, 3; Foto 39, 40).

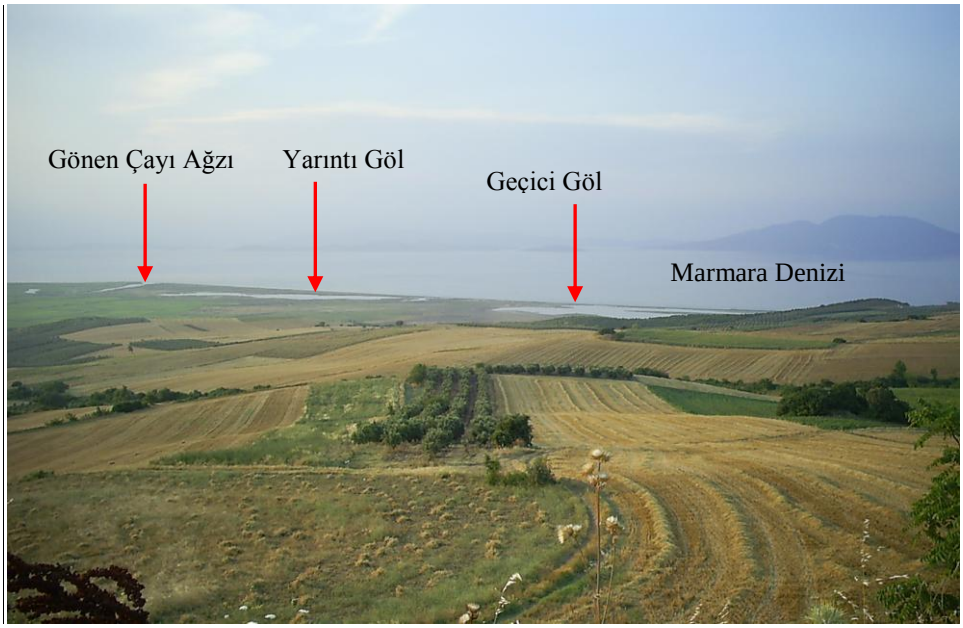


Foto 39: Gönen Çayı'nın doğusundaki Lagünler

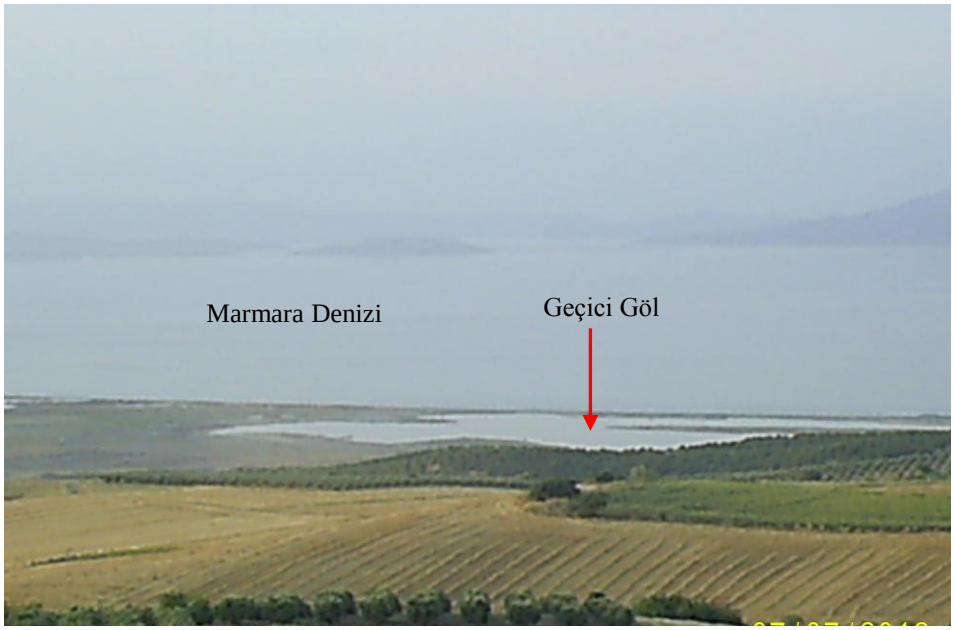


Foto 40: Gönen Çayı'nın Doğusundaki Geçici Göl

İnceleme sahası kıyılarında akarsuların denize döküldükleri alanlarda ve kıyı gerisinde oluşan lagünler durumundaki Hoyrat Gölü, Kiremitçi Gölü, Köremin Gölü, Dalyan Gölü, Arapçiftliği Gölü, Kapaklı Gölü ve Tatlı Göl'ün çevresinde sazlık ve

bataklıklar oluşmuştur (Şekil 38, 41, 42). Denizkent'in yaklaşık 5 km batısında oluşmuş olan Hoyrat Göl'e güneyden gelen Mağara dere, Çınarlık Dere ve diğer geçici dereler dökülmektedir. Gölün kurak mevsimde 1 km² olan alanı etrafındaki sazlık ve bataklıklarla birlikte 8 km²'ye ulaşmaktadır. Ancak bu alan kullanılamaz durumdadır (Foto 38). Kıyı çizgisinden yaklaşık 500 m içeride oluşan gölün suları yarı tuzludur. Bunun nedeni ise taban seviyesinin hemen hemen deniz seviyesinde olmasına bağlı olarak zaman zaman denizle bağlantısının oluşmasıdır. Kıyı çizgisi ile Hoyrat Göl arasında sadece birkaç kumul dizisi bulunmaktadır.

Gönen Çayı'nın denize döküldüğü alanda oluşan deltanın gerisinde meydana gelen küçük gölcüklerin etrafında da oluşan bataklıklar yüzünden Gönen Çayı'nın batıdan doğuya doğru birkaç kez yatak değiştirdiği görülmüştür. Oluşan bu azmak ve bataklıkların suları tuzlu olduğundan tarım yapılamamaktadır. Bu kesimde benzer özellikteki diğer göller ise, Çayağzı, Azmakdere, Kiremitçi, Köremin, Yarıntı ve Tahir göl'dür (Ek 2, 3). Yarıntı Göl ve Tahir Göl, suların çekik olduğu dönemde kuruduğu halde, suyun çekildiği kesimler bataklık haline dönüştüğünden tarım için kullanılamamaktadır. Yarıntı Göl, Gönen Çayı ağzının 1 km doğusunda oluşmuştur. Gölün kıyı gerisinde dere şeklinde bir ayakla Marmara Denizi ile bağlantısı vardır. Yarıntı Göl ile Misakça arasında da yazın suları tümüyle kaybolan küçük lagün gölleri yer almaktadır. Suların çekilmesiyle geriye tuz birikimi kalmaktadır. Gölün batısı ise bataklık görünümündedir (Efe, 1993a; Hüsam, 1987).

Gönen Çayı'nın batısı lagün, bataklık ve terk edilmiş mecralar yönüyle daha zengin olduğundan bu kesimde yer alan göller batıya doğru dizilmiş bir halde bulunmaktadır. Bunlardan birisi olan Tahir Göl, deniz ile bağlantısı olmayan yarı tuzlu bir göldür. Yarı tuzlu olmasının nedeni ise kuzeyindeki deniz ile kumlu plaj altından bağlantı sağlamasıdır (Hüsam, 1987). Yaz aylarında suların çekildiği kesimler bataklığa dönüşmektedir. Gölün çevresi sazlık ve tuzcul bitkilerle örtülüdür. Bataklığın kuruduğu kesimlerde yer yer çatlaklar oluşmuştur. Tahirova Devlet Üretme Çiftliği'nin doğusunda denizle irtibatlı ve suları da tuzlu lagünler oluşmuştur. Lagünlerin çevresi sazlık ve bataklıktır (Foto 39, 40). Bu kesimde yer alan Turplu Dere denizle bağlantısını kumlu plaj altından sağlamaktadır.

Karabiga'nın güneyinde Marmara Denizi'ne dökülen Kocabaş Çayı'nın yaz mevsiminde denize döküldüğü yerde ağzının kum setleriyle kapanması sonucu kıyı gerisinde göllenmelere neden olmakta, sazlık ve bataklıklarla kaplanmaktadır (Foto 41).

İnceleme sahasındaki sazlık ve bataklık alanların yer aldığı diğer göller ise, Koca Çay'ın doğu ve batısında oluşmuş olan Arapçiftliği Gölü ile Dalyan Göl'dür (Ek 4, 5; Foto 41, 42). Dalyan Göl'ün denizden yüksekli 2 m, derinliği ise 75 cm'dir. Kış aylarında deniz sularının göle girmesiyle alanı genişlemektedir. Bahar aylarında ise göl suyu dengeleninceye kadar denize boşalmaya devam etmektedir. Kum kordonu ile denizden ayrılan göl orman içerisine kadar devam etmektedir (Yaman, 2008).

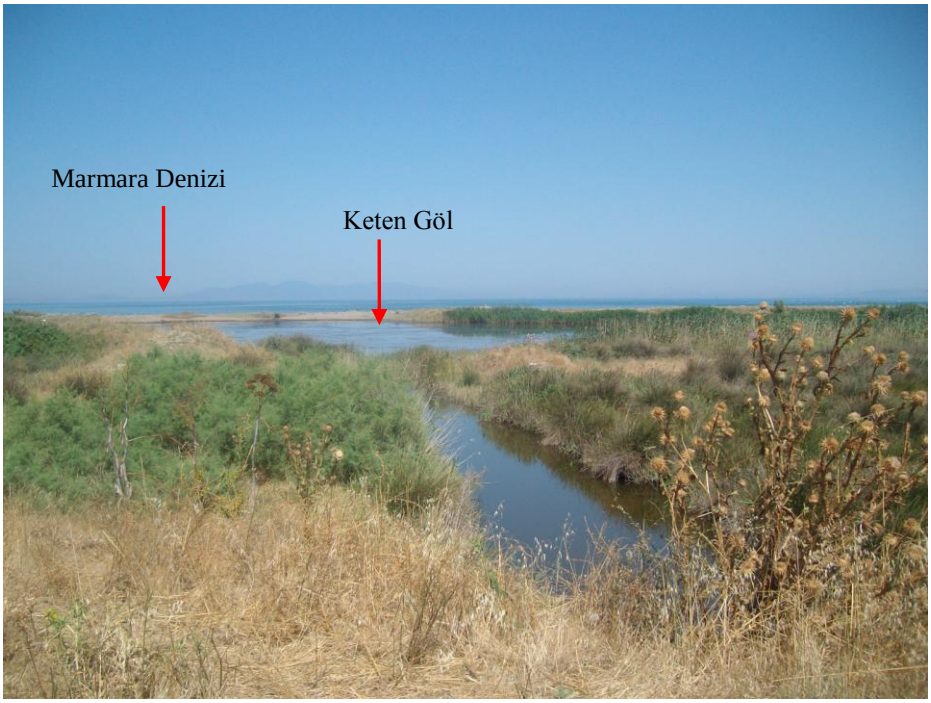


Foto 41: Kocabaş Çay Lagünü

Arapçiftliği Lagünü ortalama 55 cm (maksimum 170 cm) derinlikte bir alüvyon gölü özelliğindedir. Tuzluluğu mevsimsel olarak değişen gölün suları acı su karakterindedir. Tuzluğu % 0.5 ile en düşük değere Şubat ayında ulaşırken, % 19.6 ile Ekim ayında en yüksek değere ulaşır (Yaman, 2008).

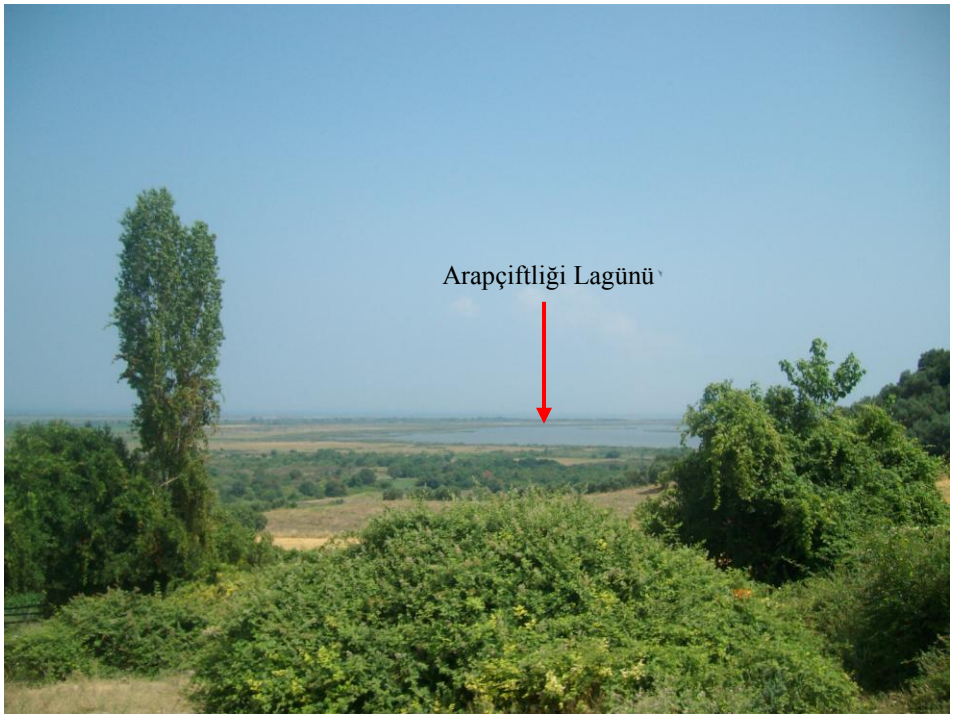


Foto 42: Kocaçay'ın Doğusundaki Arapçiftliği Lagünü

4.2.1.9. Plajlar

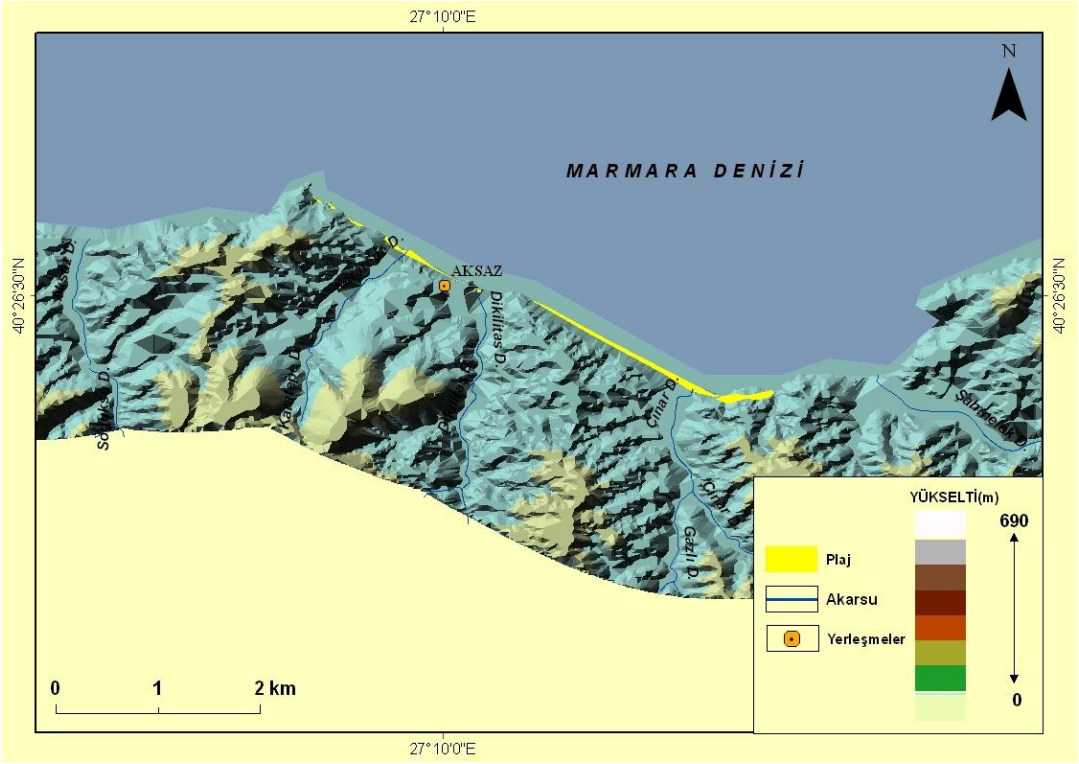
Akarsular tarafından aşındırıp, taşıyarak kıyıya getirilen kum ve çakıl türündeki materyallerin, dalga ve akıntılar tarafından kıyı çizgisi boyunca biriktirilmesiyle meydana gelen kıyı birikim şekilleridir. Akarsular dışında, dalgalar da korrazyon yoluyla karadan kopardıkları unsurları kıyıda biriktirerek plajlara malzeme sağlayabilmektedirler. Bu şekiller genellikle kum gibi pekişmemiş bir çökel şeridinden oluştuklarından, sürekli olarak değişmektedir. Bu nedenle plajlar, gelgitler, dalgalar ve deniz akıntılarının etkisiyle sürekli değişen dinamik sistemler olarak bilinmektedir. Oluşum ve gelişim alanları deltaların önleri olan plajlar, gel-git olayının görülmediği alanlarda alçak ve yüksek plaj olmak üzere iki bölüme ayrılmaktadır. Yüksek plajın alanı, alçak plaja göre oldukça geniştir. Gel-git olayının etkili olduğu kıyı bölgelerindeki plajlar, plaj önü ile birleşmiş bir halde bulunduğundan, gel yükselmeleri sırasında plajın büyük bir kısmı sular altında kalmaktadır. Bu nedenle, böyle kıyılarda kıyı çizgisi en yüksek gel seviyesinin eriştiği noktalardan geçmektedir (İnandık, 1971; Monroe ve Wicander, 2007;

Hoşgören, 2010). Plaj sırtları ise, kıyılarda oluşan plajların gelişip, belli bir seviyenin üzerine çıkmasıyle plajın gerisinde oluşan kumul sırtlarıdır. Kıyıya paralel uzanan bu birikim şekilleri, 10 m'yi bulan yükseltileriyle gel-git sırasındaki "gel" durumunda oluşan dalgaların etkisiyle meydana gelmiş kum ve çakıl yığınlarıdır (İnandık, 1971; Erinç, 2001). İnceleme sahasının batısındaki Çardak ile doğusundaki Yalova-Çiftlikköy arasındaki alçak kıyılarda farklı uzunluk ve genişliklerde çakıllı ya da kumlu plajlar oluşmuştur (Şekil 88).

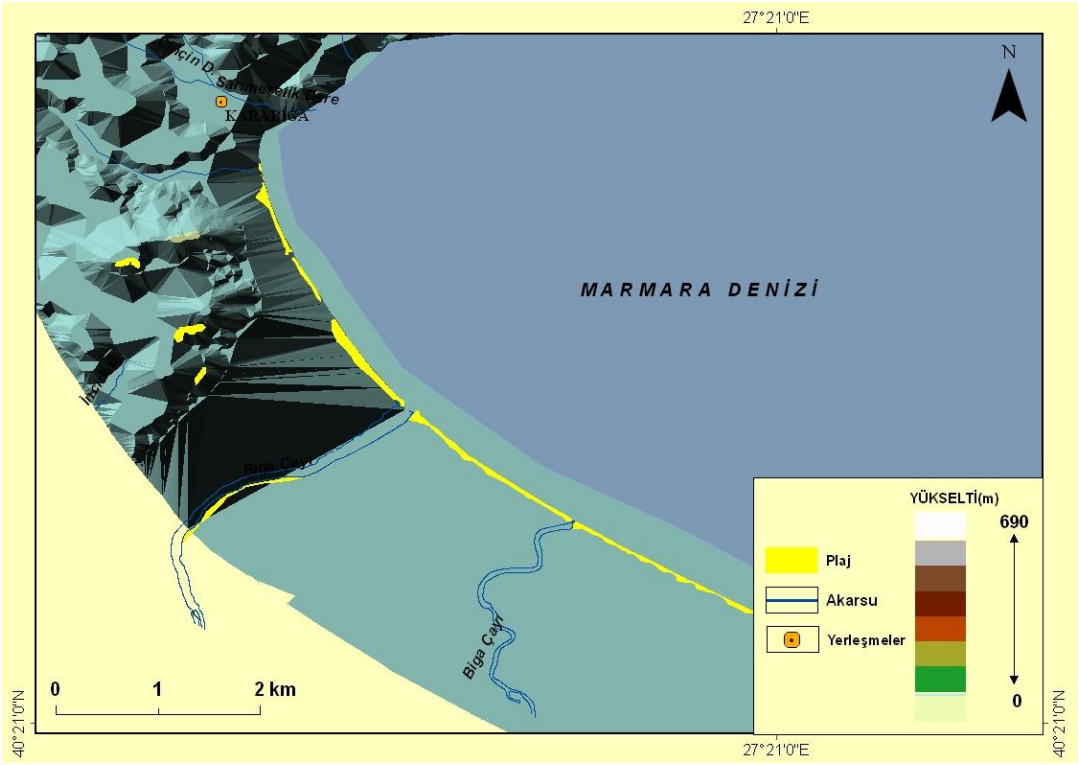
Şekil 88: İnceleme Sahasının Plajlı Kıyılar Haritası

İnceleme sahasının batı ucunda yer alan Kemer Köyü, Aksaz Köyü, Şahmelek Koyu ve Karabiga kıyıları kıyı düzlüklerinde (kumsallar) oluşmuştur. Biga Çayı ağzından başlayarak Gönen Çayı ağzına kadar alçak ve düzenlenmiş bir kıyı özelliğindedir. Genişliği 5- 70 m'ler arasında değişen kumlu ve çakıllı plajlar kıyı boyunca görülmektedir. İki akarsu arasında uzunluğu 40 km genişliği 50-100 m'ler arasında değişen kumsal uzanmaktadır. Gönen Çayı deltası kuzeyinin bataklık ve

sazlık olması turizm faaliyetinin kumsalın bu kesimine ulaşmasını engellemektedir (Ek 2, 3). Kıyının hâkim rüzgâr yönüne (KD) dik uzanması da bu kesimin tatil amaçlı yapılaşmaya açılmasını gecikmiştir. Ancak, son yıllarda Denizkent, Denizatı ve Kumkent gibi tatil sitelerinin hızla yapılmaya devam edildiği görülmüştür. Tamamen alüvyonlar, kumullar ve art bataklıklar üzerinde yapılan bu yerleşmelerin, denize yakın olması ve art bataklıklar üzerinde olması, bölgenin birinci derece deprem zemininde bulunduğunu da göstermektedir (Okumuş, 2006; Şekil 89, 90).



Şekil 89: Aksaz ve Şahmelek Koyu Arasının Plajlı Kıyılar



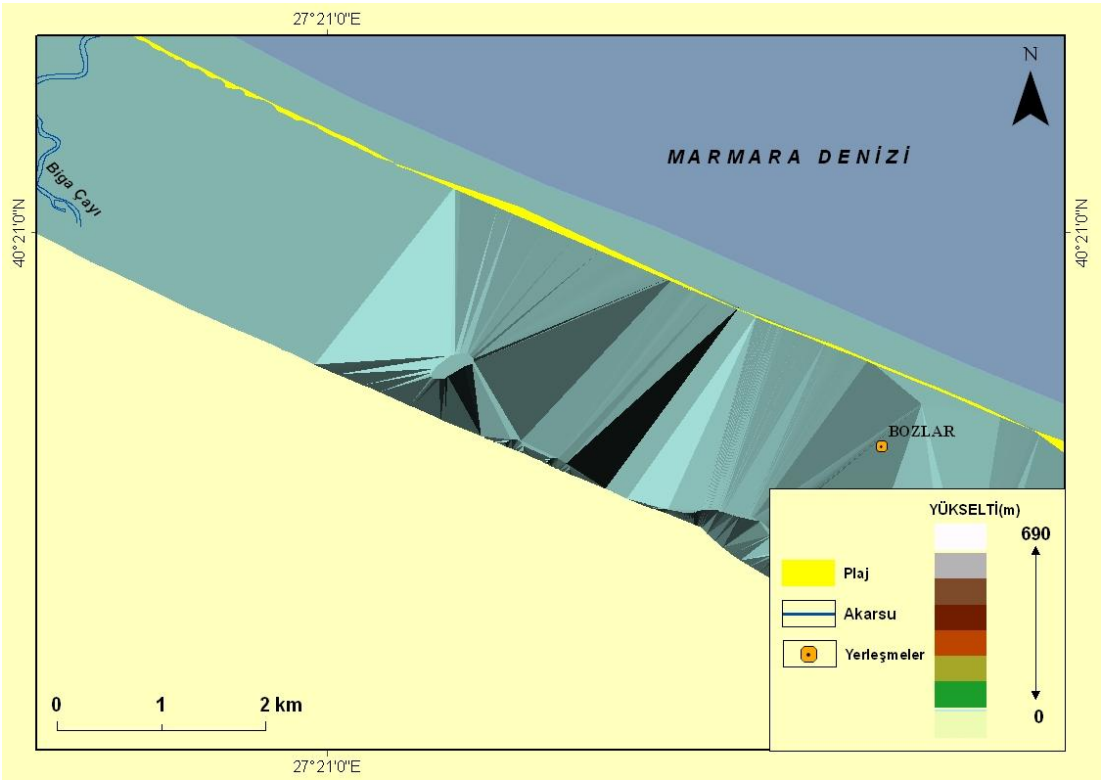
Şekil 90: Karabiga-Biga Çayı Arasının Plajlı Kıyılar

Aksaz Köyü doğu ve batısında yer alan kıyı düzlükleri, Şahmelek Koyu kıyılarında olduğu gibi geniş alan kaplamaktadır. Aksaz Burnu ile Aksaz köyü doğusunda yer alan Kurtkaya Deresi'nin denize açıldığı kesimler arasında kalan kıyılar, genellikle çakıl ve daha çok kumlardan oluşan kumsal kıyılar (doğal plaj) özelliğindedir. Bu plajların gerisinde dalgaların etkisinden kurtulmuş dik yamaçlarda ölü falezler oluşmuştur. Aksaz Köyü'nün doğusunda yer alan Şahmelek Koyu'na dökülen Şahmelek Deresi'nin denize ulaştığı ağız kısmı dalgaların taşıdığı malzemelerin birikmesi sonucunda kum setiyle kapanmıştır. Yaz mevsiminde akarsuların taşıdığı su ve getirdiği malzeme miktarının azalması sonucu, dalgaların etkisiyle kıyı gerisinde göllenmeler oluşmaktadır (Foto 43).

Karabiga'nın doğu ve güney kıyıları da yaklaşık 9 km uzunluğunda uzanan kumsal kıyılardan oluşmaktadır. Biga Çayı ağızdan doğuya doğru devam eden bu kıyı, plajı olan düz bir çizgi halinde düzenlenmiş alçak kıyı özelliğindedir (Foto 43; Şekil 91). Bozların ve Kapaklı göllerinin batısından Denizkent'in batısındaki Sarıköy

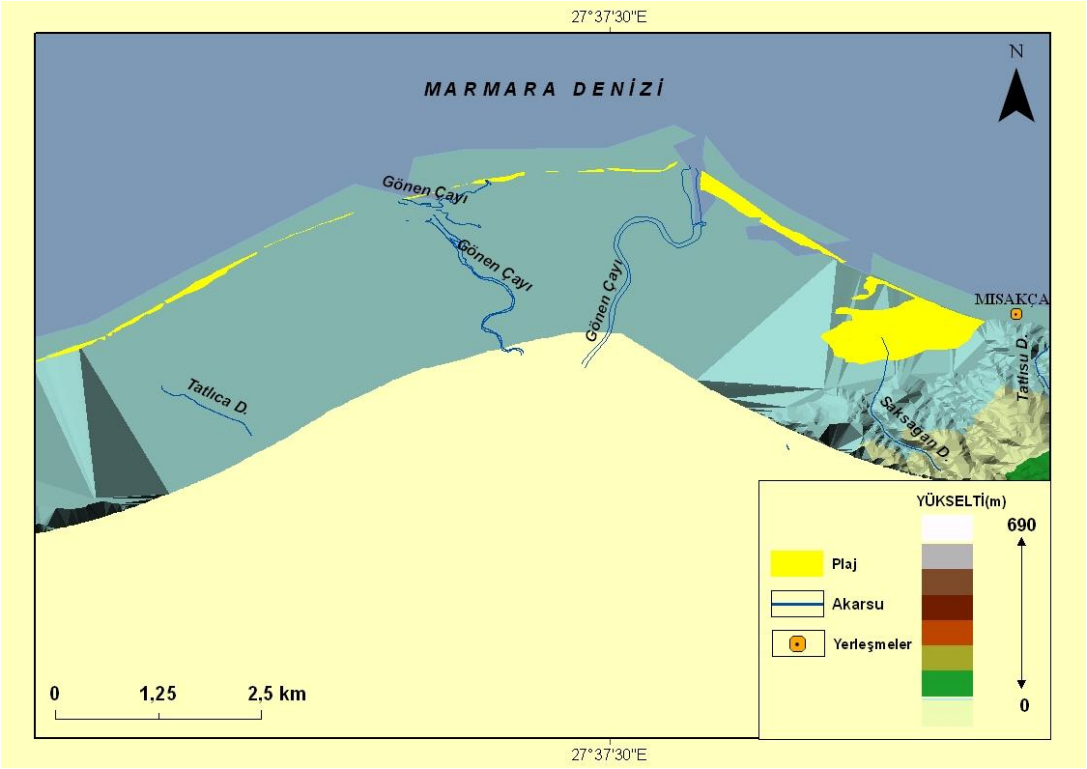
çiftliğine kadar yaklaşık 15 km uzunluğunda ve 200 m genişliğinde bir plaj uzanmaktadır.

Foto 43: Biga Çayı'nın Batısındaki Plajlı Kıyı



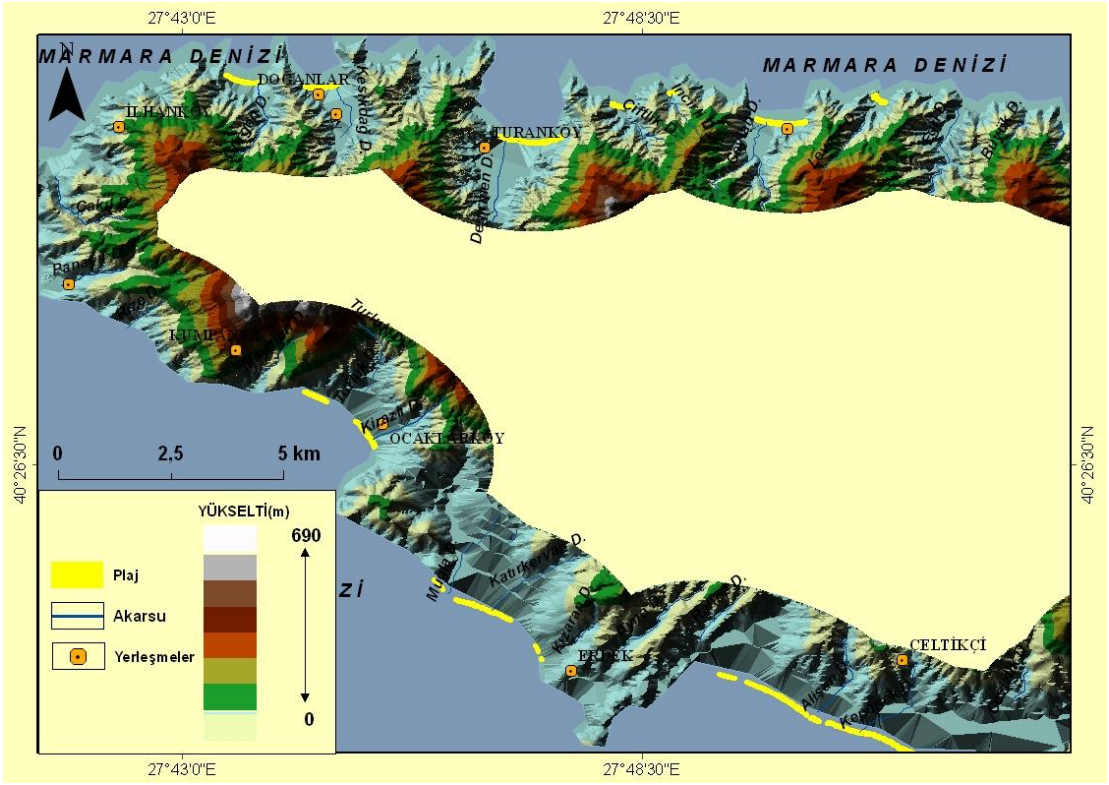
Şekil 91: Biga Çayı-Bozlar Arasının Plajlı Kıyılar

Gönen Çayı deltasının batısında uzanan kıyı tümüyle kumlu plaj özelliğindedir. Turplu Dere'nin batısından Denizkent'e kadar orta boylu kumlardan oluşan 3-5 m genişliğinde bir plaj uzanmaktadır (Şekil 92). Genellikle andazit ve silisli yapıdaki plajın içerisinde yer yer siyah kumlara da rastlanmaktadır. Plajın gerisinde 0.5 m yükseltide ve kıyı çizgisine paralel uzanan plaj sırtları oluşmuştur. Rüzgârın etkisiyle kumulların ilerleme yönü kuzeydoğu-güneybatı doğrultusundadır. Denizkent'e kadar yaklaşık 50 m devam eden bu sırtların üzeri tuzcul bitkiler, sazlık ve çalılık bir örtü ile kaplıdır. Kapıdağ Yarımadası kıyılarında koyların önlerinde uzunluğu ve genişliği çok fazla olmayan plajlar oluşmuştur (Şekil 93, 94).

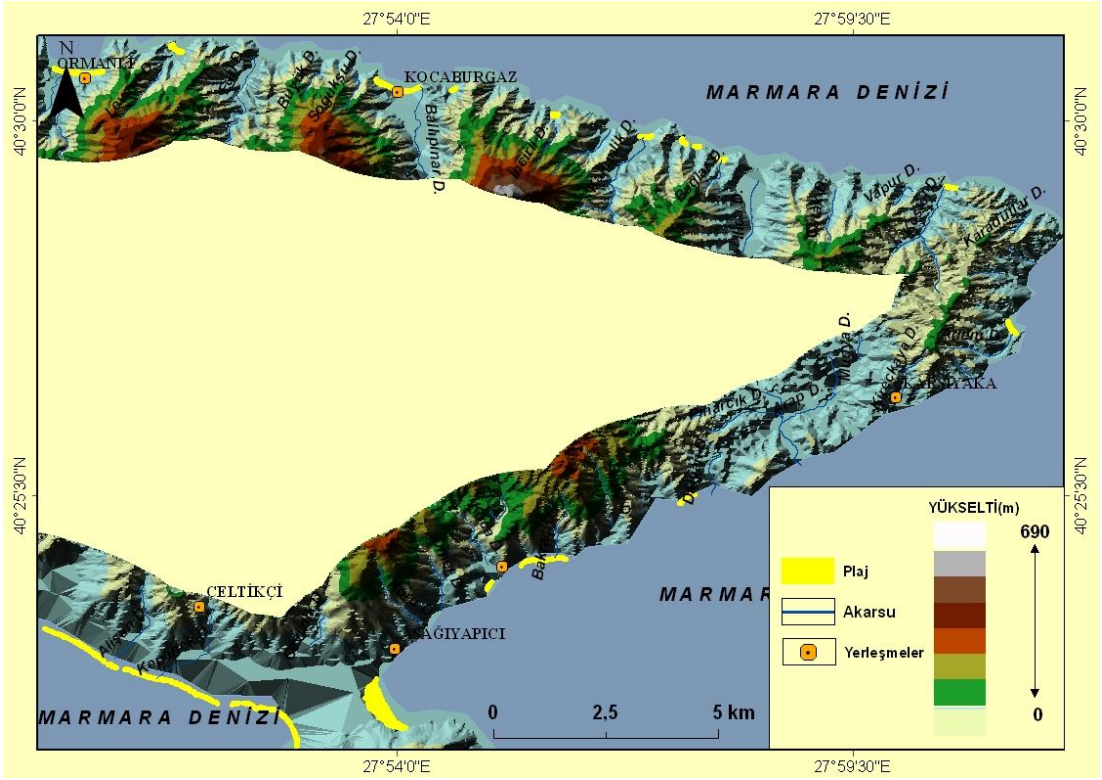


Şekil 92: Gönen Çayı ve Çevresinin Plajlı Kıyılar

Kocasu Deltası'nın batısından yüksekliği yaklaşık 70 m varan bir burunla ayrılan ve deniz ile plaj gerisindeki kireçtaşları arasında iri kumlardan oluşan Malkara Plajı uzanmaktadır. Plaj dolgusunun yüksekiği 1 m'ye kadar çıkmaktadır.

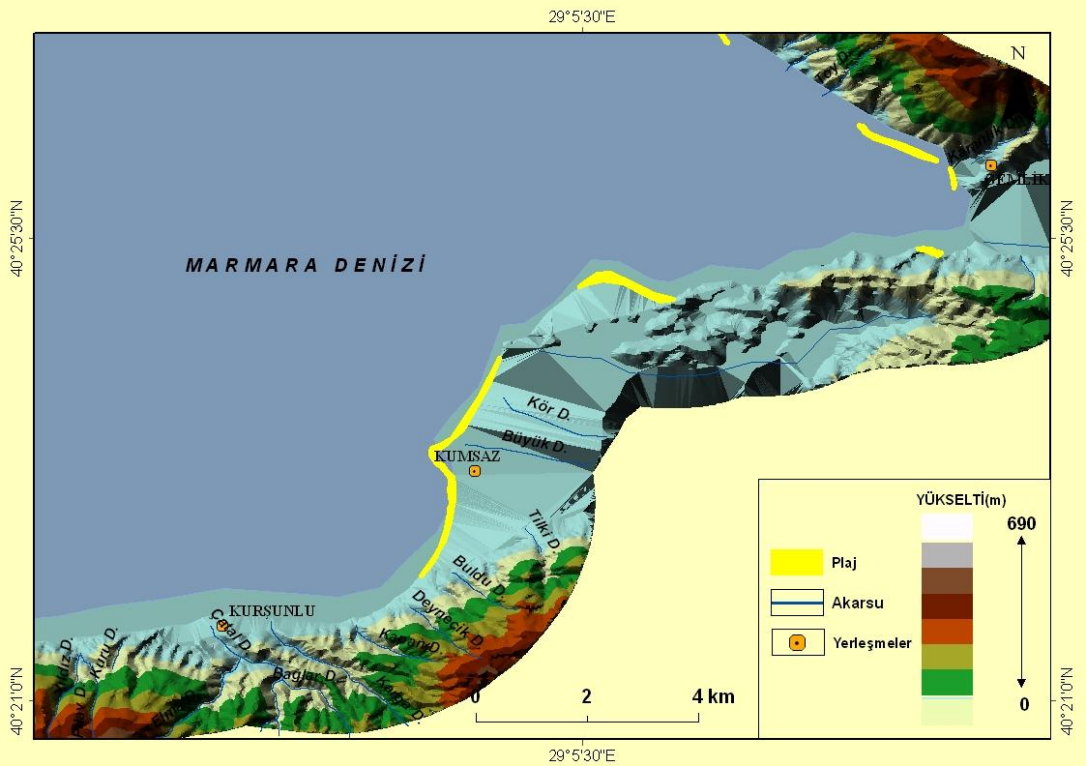


Şekil 93: Kapıdağ Yarımadası'nın Batısındaki Plajlı Kıyılar



Şekil 94: Kapıdağ Yarımadası'nın Doğusundaki Plajlı Kıyılar

İnceleme sahasının doğusundaki Gemlik Körfezi kıyılarında en uzun kumsal ve plajın Kumsaz kıyılarında oluştuğu görülmüştür (Şekil 95). Kumsalın uzunluğu, Büyükdere deltasının batısından ve kıyı çizgisinin hemen gerisinde oluşturulan tatil sitelerine kadar olan bölümde 1 km, genişliği ise 70 m'dir. Plajın gerisindeki kaçak yapıların belediye tarafında yıkılmasından sonra genişlik 240 metreye ulaşmıştır. Kıyının bu bölümünden Deynecik Dere'ye kadar kumsalın uzunluğu ise 1.2 km'dir. Deynecik Dere ile Kapan Dere arasında ise tatil konutlarının kıyı çizgisinin hemen gerisinden başlaması kumsalın ortadan kalkmasına sebep olmuştur. Kapan Dere'den Kurşunlu'nun doğusunda Körfez'e ulaşan Karga Dere'ye kadar uzanan 1 km'lik kıyıda ise yerleşmeler nedeniyle kumsal oldukça daralmıştır. Kurşunlu'nun batısında Pilav Dere ile birleştikten sonra küçük bir delta oluşturarak Körfez'e dökülen Yıldız Dere gerisinde zeytin tarlaları yer almaktadır. Zeytin tarlalarının tatil siteleri arasında dağınık bir şekilde bulunması, bu sahanın önceden zeytinliklerle kaplı olduğunu göstermektedir. Yerleşme ve yapılaşmanın, Kumsaz'dan başlayarak Kurşunlu'nun batısına kadar 3.7 km boyunca, zaman zaman kıyı çizgisine uyum sağlayan bir çizgisellikte içeriye doğru genişleyerek geliştiği görülmüştür.



Şekil 95: Kurşunlu-Kumsaz Arasının Plajlı Kıyılar

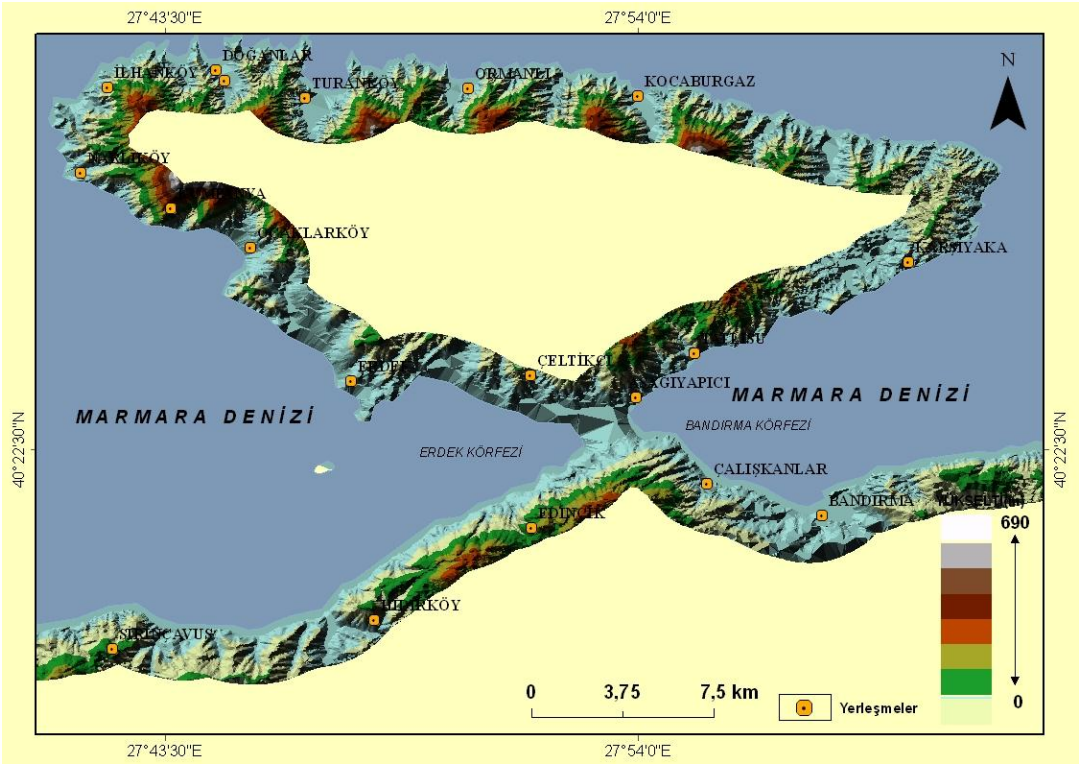
4.2.1.10. Tombololar

Akarsular ya da akıntıların etkisiyle kıyılarda oluşmuş olan kıyı oklarının, kıyı açıklarında bulun bir adayı karaya bağlamasıyla oluşan şekillerdir. Türkiye'de bunun en güzel örneklerinden birisi çalışma alanının sınırları içerisinde yer alan Kapıdağ Yarımadası'nı karaya bağlayan Belkıs Tombolosu'dur (Erinç, 2001; Hoşgören, 2010; Şekil 96, 97).

Bandırma Körfezi ve Erdek Körfezi çukurları arasında yer alan Belkıs Tombolosu, Karakafa Tepesi (14 m) gibi bazı yerli kaya çıkıntılarından da faydalanarak, iki kenardan ilerleyen kıyı oklarının ana kara ile adayı birleştirmesiyle oluşmuştur (Foto 44). Bu oluşumda, Erdek Körfezi'ni saat ibresi doğrultusunda dolaşan akıntı ile Lodos fırtınalarının etkisinde gelişen dalga ve kıyı akıntılarının kıyı kordonunu beslemesinin önemli bir etkisi olmuştur (Şekil 97). Tombolo ve çevresinin bugünkü jeomorfolojik özellikleri üzerinde ise dalga ve akıntıların yanında, kaide seviyesinde meydana gelen değişiklikler, akarsu faaliyetleri, yapısal

özellikler, formasyonların litolojik özellikleri ve genç tektonik hareketlerin önemli rolü olmuştur. Belkıs Tombolosu biri batıda, diğeri doğuda olmak üzere çift tombolo karakterinde gelişmiştir. Batı tombolosu, kıyı oklarından biri, kuzeykuzeybatı, diğeri güney-güneydoğu doğrultusunda olmak üzere, ikili kıyı okularının etkisiyle oluştuğundan çift tombolo karakterinde gelişmiştir. Batı tombolusu, daha çok kuzey taraftan ilerleyen kuvars kumları ile beslenerek oluşurken, Doğu tombolosu, kuzeyden güneye doğru ilerleyerek şekillenmiştir (Ardel ve İnandık 1957; Cürebal vd., 1998; Güneysu, 2000; s: 30-79).

Dar ve kısa iki kıyı okundan oluşan tombolonun güneyinde Edincik paleozoik Masifi ile kuzeyinde Kapıdağ Granit Masifi bulunmaktadır (Şekil 96). Bandırma ile Erdek körfezlerini birbirinden ayıran bu alüvyal düzlüğün genişliği 1700 m, uzunluğu ise 1500 m'dir. Doğusunda kumullar, batısında plaj, kuzey ve güneyinde taraçalı bir morfolojik karaktere sahip alüvyal sahalar bulunmaktadır. Ortasında Belkıs bataklığı olarak adlandırılan ve yaklaşık 1 km²'lik bir alanı kaplayan bataklık yer almaktadır (Foto 44). Kuzeyinde ise, yaklaşık 200-250 m'ler arasındaki yükseltilerde dar ve derin vadilerle yarılmış aşınım yüzeyleri bulunmaktadır (Şekil 97). Tombolonun eğimli yamaçları üzerinde, Belkıs, Hamamlı ve Aşağı Yapıcı yerleşim alanları oluşturulmuştur. Belkıs köyünün güneyi ve Aşağıyapıcı köyünün batısındaki akarsuların getirdiği alüvyonlarla düzlüklerde birikinti konileri meydana gelmiştir (Şekil 97). Alüvyal taban üzerinde birbirinden farklı seviyelerde gelişmiş ve ortalama yükseltileri 2,5- 3 m ile 7-8 m ve 12-15 m'ler arasında değişen, Üst Pleistosen ve Holosen'e ait 3 adet taraça yer almaktadır (Ardel ve İnandık 1957; Cürebal vd., 1998; Güneysu, 2000; s: 30-79). Kuzey ve güneydeki bu alüvyal düzlüklerde günümüzde meyve, sebze ve zeytin tarımı yaygın olarak yapılmaktadır. Bandırma-Aşağıyapıcı arasındaki karayolunun doğusunda, ölü falezler bulunmaktadır (Şekil 97).

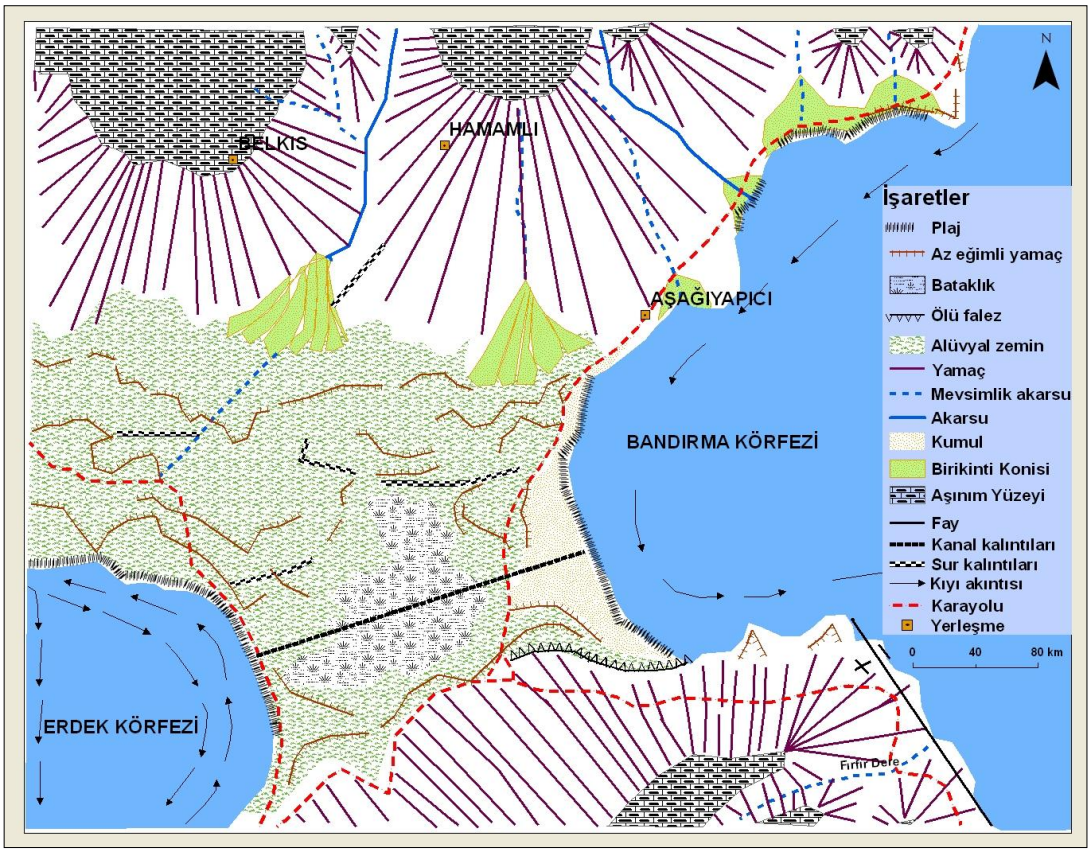


Şekil 96: Kapıdağ Yarımadası Yükselti Seviyeleri Haritası

Aşağı Yapıcı köyü yakınlarından başlayıp, güneyde Devrant mevkiine kadar devam eden kesimde dalgaların etkisiyle kıyıya çıkan ve çok ince beyaz kumlardan oluşan kumullar bulunmaktadır. Yaklaşık 100 m içerilere kadar uzanan bu kumullar, öncelikle 8-10 m genişliğinde ve kıyıdan itibaren yüksekliği 70-80 cm'yi geçmeyen bir kum seddi meydana getirdikten sonra, rüzgârla savrulmanın da etkisiyle kuzeydoğu-güneybatı yönünde sıralar halinde kum tepecikleri meydana getirmektedir. Ancak kumul tepecikleri üzerinde kümeler halinde ve yükseklikleri 50 cm'yi geçmeyen saz cinsinden bitkilerin varlığı kumul hareketini engelleyememektedir (Cürebal vd., 1998; Şekil 97). DSİ tarafından, aktif kumul sahasının kuzeybatı kenarında kalan kumullar üzerine yerleştirilen çalı türündeki bitkilerin bu sahadaki hareketi önlediği görülmüştür.

Belkıs Tombolosu'nun güneyinde metamorfik kristalin şistlerden oluşan Edincik Paleozoik Masifi ve kuzeyinde Kapıdağ Granit Masifi jeolojik yapı özelliklerini yansıtmaktadır. Kuzeyindeki kütle, orta büyüklükte, taneli, amfibollü ve

biotitlidir (Foto 44). Oluşumu Üst Kretase sonu ile Paleosen başlarına rastlayan Kapıdağ Granit Mmasifi'nin yaşının 73.9±8 milyon yıl olabileceği tahmin edilmektedir. Az killi - kumlu - çakıl karakterindeki Kuvaterner yaşlı alüvyonlar ise tombolonun en genç birimleri olarak kabul edilmektedir. Bu alandaki alüvyal malzemenin kalınlığı, kuzeyden ve güneyden Belkıs bataklığına doğru (2 m den 45 m ye kadar) artmaktadır (Cürebal vd., 1998).



Şekil 97: Belkıs Tombolosu'nun Jeomorfoloji Haritası

Foto 44: Belkıs Tombolosu'nun Edincik Tarafından Görünüşü

Belkıs tombolosunun kuzeyinde son deniz seviyesi yükselmesi olarak bilinen Flandriyen Transgresyonu sırasında suların örtemediği adalardan biri olan Kapıdağ Yarımadası, hâkim rüzgârların etkisiyle oluşan dalgalar ve kıyı akıntılarının getirmiş olduğu sedimanların birikmesiyle sonradan bir tombolo ile karaya bağlanmış olan eski bir adadır. Kuzey kıyılarının yaklaşık 40 kilometre kadar devam eden Kapıdağ Yarımadası kıyıları oldukça girintili-çıkıntılı olup, yükseltisi 10 metreye varan dik falezlerden oluşan yüksek kıyı özelliğindedir. Sahayı oluşturan şisti yapılı tabakalar, 40-70 derecelik eğimlerle denize doğru dalmaktadır. Dalga aşındırmasının etkili olduğu bu alanda kıyı gerilemesi oldukça belirgin olduğundan, 100-500 metre genişlikte hilal şekilli koylar, bu koyların gerisinde ise kumlu plajlar görülmektedir. Bu koyların bir kısmında farklı yükseltilerde alçak denizel taraçalar yer almaktadır. Tatlısu yakınlarında 5-10 m yükseltilerde ve Edincik'in kuzeydoğusunda ise 65 m yükseltide denizel taraçalar tespit edilmiştir. (Güneysu, 2000; s: 30-79; Artüz, 2007).

4.2.1.11. Koy ve Körfezler

Yüksek kıyılarda denize açılan vadilerin ya da tektonik oluk gibi alçak sahaların aşağı kesimlerinin bir kısmının sular altında kalmasıyla kara tarafında oluşan girintiler "koy" olarak tanımlanmaktadır. Koyların ağız kısımlarının kıyı kordonları ile kapandığı alanlarda lagünler oluşabilmektedir. Körfezler ise, göle

benzemekle birlikte, aslında dar bir boğazla denize açılan su çıkıntılarıdır (Erinç, 2001; Hoşgören, 2010).

Marmara Denizi Kuvaterner'de meydana gelen çökme ve çanaklaşmalar nedeniyle güney kıyıları koy ve körfezlerin yoğunlukta olduğu oldukça girintili çıkıntılı bir yapıya sahiptir. Bu girintilerde oluşan körfezlerin başlıcaları Gemlik, Bandırma ve Erdek körfezleridir. Armutlu Yarımadası'nın güneyinde yer alan ve tektonik yönden hareketli bir konumda bulunan Gemlik Körfezi (-55m - -105m) de böyle bir çukurlaşma sırasında oluşmuştur (İnandık, 1958; Ardel, 1960; Güneysu, 2000; s: 30-79). Bu oluşumda Pliyosen'den günümüze kadar Kuzey Anadolu Fayı (KAF)'nın önemli etkileri olmuştur. Kuzey Anadolu Fay'ının orta kolu üzerinde, doğu-batı yönlü sağ yanal doğrultu atımlı faylar denetiminde gelişen Körfez, bir çek-ayır havza (11x36 km ebadında) özelliğindedir. Zeytinbağı ile Bozburun arasında yaklaşık 80 km uzunlukta ve yine aynı noktalar arası kuzey-güney yönünde 14 km'dir. Gemlik Körfezi'nin, güney kıyıları fay denetimli yerşekillerinden, kuzey kıyıları ise 20-30 m yüksekliğindeki falezlerden ve bunları kesen kuzey-güney doğrultulu vadilerden oluşmuştur. Körfez, Marmara Denizi'nin güneydoğu şelfinde yer alan çukurlardan 50 m derinliğinde bir sırt ile ayrılmaktadır (Meriç vd., 2005). Kuzey ve doğu kıyıları yerleşim alanlarından oluşurken, güneyinde daha çok sanayi kuruluşları yer almıştır (Foto 45, 46).

Foto 45: Gemlik Körfezi'nin Kuzey Yamaçtan Görünüşü

Körfezin güneyinde Mudanya ile Zeytinbağı arasında kıyı Doğu-batı yönlü uzanmaktadır. Kıyı gerisindeki dağların eksenel alçalma ve yükselmesine bağlı olarak kıyı düz olmayıp, Mudanya'nın doğusunda girinti yapmıştır. Dağların eksenel alçaldığı yerlerde koylar, yükselme yerlerinde ise burunlar oluşmuştur (Ertürk, 2009).

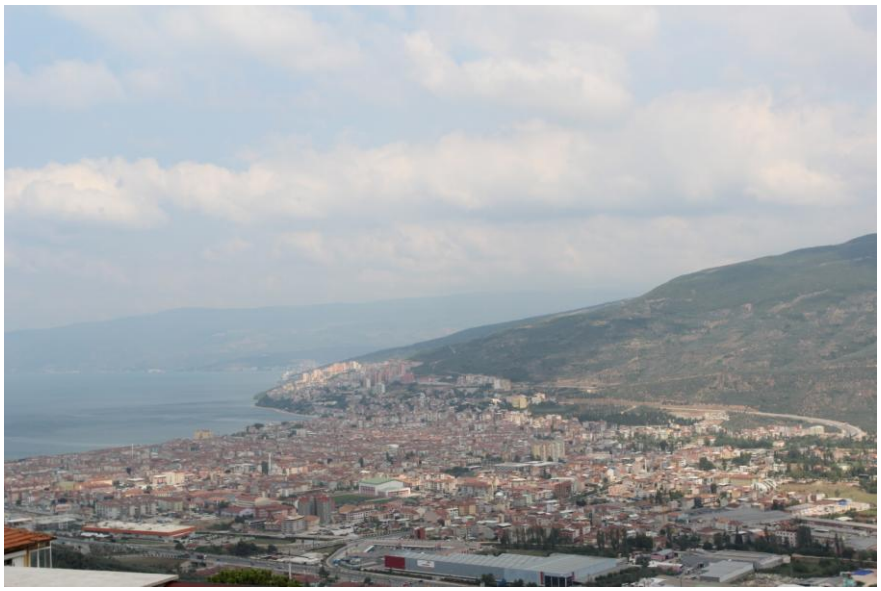


Foto 46: Gemlik Körfezi ve Ova Üzerindeki Gemlik Yerleşmesi

İnceleme sahasının ortasında bulunan Kapıdağ Yarımadası'nın batısında Erdek Körfezi, doğusunda ise Bandırma Körfezi oluşmuştur. Bandırma Körfezi (40-50 m), Erdek Körfezine (30-40 m) göre daha derindir. Erdek Körfezi Kapıdağ Yarımadası ile Biga Yarımadası arasındadır. Batısında Karakuşluk Burnu, kuzeybatısında Paşalimanı ve Türkeli (Avşa Adası) adaları ile sınırlıdır (Foto 47). Karakuşluk Burnu ile kuzeydeki Narlı yerleşmesi arasında kıyının uzunluğu yaklaşık 55 km'dir. Körfezde derinlikler 10- 35 m arasında değişirken, batı kesiminde en fazla derinlik 55 m'ye kadar ulaşmaktadır. Erdek Körfezi, Marmara Denizi'nin bir uzantısı olduğundan iki tabaklı su yapısını göstermesine rağmen, Çanakkale Boğazı'na yakın olmasına bağlı olarak Akdeniz sularının etkisinde kalmaktadır. Gönen Çayı'nın getirdiği ince taneli sedimentler körfez içerisinde biriktiğinden, yüzey sedimentleri genellikle ince taneli iken Marmara Adaları'na ve en doğuda Erdek ile Edincik yerleşim alanları arasındaki kum boyutlu malzemeler bulunmaktadır (Algan, 2000).

Foto 47: Erdek Körfezi'nin Kuzeydeki Tepeden Görünüşü

Erdek Körfezi jeolojik açıdan bugünkü konumunu ve şeklini genellikle Miyosen'de başlayıp Orta-Geç Pleyistosen'e kadar devam eden tektonik-jeomorfolojik süreçler ile Pleyistosen-Holosen'de hâkim olan küresel, iklimsel ve

deniz düzeyi değişimleri sonucu kazanmıştır. Bu kesimde kıyı morfolojisi açısından en çok dikkati çeken bölüm, Bandırma ve Erdek körfezlerini birbirinden ayıran, güneyde Edincik Paleozoik Masifi ile kuzeyde Kapıdağ Granit Masifi arasında yer alan Belkıs tombolosudur (Şekil 2). Bandırma ve Erdek körfezlerini birbirinden ayıran bu alçak sahanın genişliği 1700 m, uzunluğu ise 1500 m'dir (Ardel ve İnandık 1957; Meriç vd., 2005).

Bandırma Körfezi, Kapıdağ Yarımadası'nın kuzeydoğu ucundaki Kopseles Feneri ile güneydoğudaki Küçükdeveboynu Burnu (Yenice'nin doğusu) arasındaki uzunluğu yaklaşık 70 km, derinliği ise 40-50 m arasındadır. Körfezi'in Kuzeydeki Aşağıyapıcı Köyü ile Belkıs Tombolosu'nun güneydoğusundaki burun arasındaki genişli 1.7 km'dir. Bu iki nokta arasındaki kıyının uzunluğu 3.4 km'dir (Foto 48. Belkıs Tombolosu'nun doğu tombolsunun Bandırma Körfezi'ndeki genişliği 2.3 km'dir. Körfez'in Bandırma ile Yenice arasındaki bölümü genellikle dik falezli kıyılardan oluştuğundan kıyı boyunca "C" şekilli koylar ve burunlar sıralanmıştır. Körfez'in güneyinde kurulmuş olan Bandırma içsesi, liman, feribot iskelesi, birçok sanayi kolu ve rüzgâr enerji istasyonlarıyla gelişme gösteren önemli bir yerleşim alanıdır. Ancak, gübre fabrikası gibi birçok sanayi tesisinin atık sularının körfeze boşaltılması nedeniyle Bandırma Körfezi, Marmara Denizi'nin başlıca kirlenme noktalarından birini oluşturmaktadır (Foto 49).

Foto 48: Bandırma Körfezi

Foto 49: Bandırma Körfezi'ne Boşaltılan Atıksu Borusu

İnceleme sahasının batısında Boz Burun-Kavaklı Burnu arası, Kavaklı Burnu-Bodrum Burnu arası ve Aksaz Burnu-İnce Burun arasında eski dönmelerdeki karasal aşınıma ait oluşumlar olarak nitelendirilen "C" şekilli koylar bulunmaktadır. (Güneysu, 2000; s: 30-79). Bu kesimde en geniş koy (3.9 km), Şahmelek Koyu olup,

Şahmelek Limanı olarak kullanılmaktadır. Kapıdağ Yarımadası'nın batısında yer alan Ocaklar Köyü, 2.3 km genişliğindeki Ocaklar Koyu gerisinde kurulmuştur. Deniz Koy içerisinde 2.5 km kadar ilerlemiştir. Burunlardan başlayan falezler koyun içlerine kadar girmiştir. Narlıköy ile İlhanköy arasında da genişliği 500-900 m arasında değişen C şekilli irili ufaklı koylar bulunmaktadır.

Kapıdağ Yarımadası'nın kuzey kıyıları batı ve doğusundaki C şekilli koylarından farklı olarak, içerilere doğru daha girintili, U şekilli ve daha büyük koylar uzanmaktadır. Bunun sebebi, kıyı ve kıyı gerisindeki litolojik yapının metamorfik şistli özellikteki kayaçlara göre daha dirençli olan gnays ve granitlerden oluşmasıdır. Bu nedenle akarsuların açmış olduğu sarp ve derin vadiler deniz istilasında sular altında kalarak "U" şekilli koylar meydana gelmiştir. Ormanlı'dan Turanköy'e kadar uzanan koylar (Ormanlı Koyu, Cenazeçukuru Koyu, Halilköy Koyu ve Turanköy Koyu) bu özellikte oluşmuşlardır. Ancak, koyları oluşturan vadi sistemlerinin kısa mesafelerle denize dik olarak kavuşmaları nedeniyle akıntıların taşıyıp getirdiği sedimentler birikim alanı oluşturamamış ve koyların gerisinde plajlar gelişememiştir. (Güneysu, 2000; s: 30-79). Yarımada'nın kuzey kıyılarında Akça Burnu ile Ara Burun arasında Küçükakça, Büyükakça ve Doğanlar koyları ve gerisisinde küçük ovalar bulunmaktadır. Bu bölümde yer alan Büyükakça Koyu'ndan batıya doğru kıyı çizgisi daha düz bir görünüm aldığından "U" şekilli koylar görülmemektedir. Bunu yerini Küçükakça Koyu'nda olduğu gibi daha küçük "C" şekilli koylar almıştır. Kıyı gerisinin litolojisi ise şistli yapıdaki metamorfik kayaçlara dönüşmüştür. Kuzey ve kuzeydoğu yönlü rüzgârın etkisi de bakı faktörüne bağlı olarak azalmıştır. Akarsular derin vadili olmadıklarından deniz istilasına uğramaları durumunda kıyı çok fazla girintili çıkıntılı olamamıştır. İlhanköy'ün kurulmuş olduğu İlhanköy Koyu da yaklaşık 500 m uzunluğunda C şekilli bir koydur. Kıyı çizgisi gerisinde Agahbey Dere'nin getirdiği çakıllardan oluşan bir plaj gelişmiştir. Ara Burnu ile Balyoz Burnu arasında 1.4 km genişliğindeki Turanköy koyu ve batısında Dere Koyu yer almaktadır. Çakıl köyünün kuzeyinden Ormanlı köyüne kadar olan kyı şeridinde de genişliği 100 m ile 500 m arasında değişen C şekilli Balyoz, Ormanlı, Levent, Ballıpınar, Bostancı, Burtik ve Zenbilci koyları yer

almaktadır. Aşağıyapıcı Köyü'nün kuzeydoğusu ile Dalyanburnu'nun kuzeydoğusuna kadar 9 km'lik bir kıyı boyunca hafif konveks profilli koylar ve bunları birbirine bağlayan burunlar yer almaktadır. Bu kesimlerde kıyının hemen gerisinde kısa boylu derelerin taşıdığı granit kayaçlı alüvyal malzemelerden oluşan küçük ovalar oluşmuştur. Kıyı çizgisine yakın kesimlerde ise güneybatıdan gelen akıntıların taşıdığı sedimentlerden oluşan kumlu plajlar bulunmaktadır. Dalyan burnunun kuzeydoğusundan Çakılköy'ün güneybatı kıyısına kadar uzanan yaklaşık 11 km boyunca koylar ortadan kalkmakta ve daha düz bir kıyı çizgisi ortaya çıkmaktadır.

Bandırma'nın batısında C şekilli bir koy oluşturan kıyı çizgisi daha kuzeybatıya doğru keskin bir dirsek oluşturarak Kapıdağ Yarımadası'nı oluşturan kıstağa ulaşmıştır. Bandırma Körfezi'nin doğusundan Dutlimanı'na kadar genişliği 200-450 m arasında değişen koylar bulunmaktadır (Foto 50). Dutlimanı-Yenice arasında Manastır Koyu (750 m), Çukurbayır Koyu (650 m) ve Yalı koyu (790 m) oluşmuştur. Yalı Koyu'nun gerisinde Çınarlı Dere'nin getirdiği alüvyonlardan oluşan küçük bir ova da meydana gelmiştir. Bandırma'dan Mağara Burnu'na kadar olan kıyı kesimi gnays ve şist gibi kayaçlardan meydana gelmiştir. Bu bölümde doğu yönlü kıyı akıntıları etkili olmuştur (Şekil 16). Denize ulaşan akarsuların ise boyları kısa olduğundan deniz içerisindeki etkileri çok zayıf ve birikim alanları da çok küçüktür.

Foto 50: Eğerce'nin Doğusundaki Koylu Kıyılar

Mağara Burnu-Burunucu arasında Kocaçay deltası ve düzlüğü çok geniş bir alan kapladığından, sadece Burunucu'nun güneyinde liman olarak kullanılan Eşkel koyu bulunmaktadır. Koyun gerisinde ise 600 m uzunluğundaki Esence plajı uzanmaktadır (Şekil 88). Burunucu mevkiinden Gemlik'e kadar Eosen fliş, Üst Kratase yaşlı konglemera, kumtaşı ve marn gibi litolojik birimler üzerinde uzanan kıyı daha düz bir görünümde olduğundan Güzelyalı Koyu'nda olduğu gibi daha küçük koylara rastlanmaktadır (Foto 51). Ancak, Gemlik-Bozburun arası gnays, mikaşist, garanit gibi dirençli litolojilerden oluştuğundan kıyı girintili çıkıntılı bir görünüm almıştır. Bu nedenle burunların olduğu kesimlerde Bozburun-Armutlu arasında Handere koyu, Tavşan Tepe'nin eteğinde dar kumsallara sahip Sığlar Koyu gibi koylar oluşmuştur. Kavacık, Dutluk ve İlbat koyları yüksek kıyılar arasında oluşmuş küçük kumsallı koylardır. Kapaklı ile Narlı, Küçükbük, Çakaldere, Selvi, Kabamersin ve Ayazma gibi yüksek kıyılı koylar yer almaktadır. Bozburun-Çiftlikköy arası da koylu kıyılar özelliğindedir. Bu nedenle Çınarcık ve Koruköy arasında geniş koylar yer almaktadır. Bu kesim düzenlenmiş koylu kıyılar özelliğindedir. Bozburun'a doğru Engere Dere'sinin döküldüğü koy gibi daha küçük koylar bulunmaktadır. Bu bölümde kıyının düz uzanışını Deveboynu çıkıntısı bozmaktadır. Kıyı gerisindeki dereler ise kısa boyludur.

Foto 51: Güzelyalı Sahili ve "C" Şekilli Koy

4.2.1.12. Birikim Platformları

Birikim platformları, dalgalar ve akıntıların kıyılardaki detritik unsurları kıyı açığına doğru hareket ettirip, abrazyon platformlarının dış kenarında biriktirmesiyle oluşturdukları düzlüklerdir (Hoşgören, 2010).

Birikim platformlarının genişliği zamanla artarken eğimleri (kıyı çizgisi önündeki sığ alanın genişliği) de azalır. Dalga etkisi bakımından çok önemli olan bu süreçte platformlar sığlaştıkça dalgaların falezlerin dibine kadar sokulmaları ve orada çatlamaları güçleşir. Böylece dalgalar kıyı çizgisinden gittikçe daha uzaklarda çatlamaya başlar. Bu durumda dalgalar bütün enerjisini sürtünmeyi yenmek ve var olan döküntüyü taşımak için harcadığından falezlerin geriletilmesi de yavaşlar (Erinç, 2001).

İnceleme sahası kıyılarında abrazyon platformları önlerinde zaman zaman birikim platformlarına da rastlamıştır. Örneğin, Biga Yarımadası'nda Karabiga'nın kuzeydoğusunda yer alan Kale Burnu kıyılarında kuzey sektörlü rüzgârlarının şiddetiyle ve dalgaların etkisiyle oluşan falezlerin önlerinde birikim platformları oluşmuştur. Aşağıyapıcı köyünden Bandırma Körfezi'ne kadar uzanan kesim ise ile Erdek Körfezi'ne bakan kıyı önlerinde de yükseltileri 3 m ile 10 m arasında değişen falezler ve birikim platformları bulunmaktadır. Kapıdağ Yarımadası'nın güneydoğu kıyıları, Aşağıyapıcı Köyünden, kuzeydoğuda Çakıl köyüne kadar (yaklaşık 20 km) nispeten daha alçak falezler ve yer yer birikim platformları boyunca uzanmaktadır. Zeytinbağı'ndan Gemlik'e kadar olan kıyı kuşağında da dik falezler (20-50 m), abrazyon ve birikim platforfmları bulunmaktadır.

4.2.2. Yüksek Kıyılar

Yüksek kıyılar, pozitif öztatik hareketler sonucunda deniz seviyesinin yükselmesi ya da tektonik hareketler sonucunda karaların alçalması sonucunda oluşan, yüksekliği ve derinliği fazla olan kıyılardır. Böyle kıyılarda denize doğru açılan vadi ya da tektonik oluk gibi alçak alanların aşağı kesimlerinin bir kısmı koy ya da körfez oluşacak şekilde sular altında kalır. Bunların arasındaki nispeten yüksek

kısımlar ise rialı kıyı tipinde olduğu gibi burunları meydana getirmektedir. Önlerinde aynı zamanda irili ufaklı birçok adaların da oluştuğu bu kıyıların, girinti ve çıkıntıları da oldukça fazladır. Bu tip kıyılarda jeomorfolojik gelişimin gençlik evresinde burunlarla adaların dalga aşındırmasına maruz kalan kısımlarında falez çentikleri ve zamanla da falezler meydana gelmektedir. Falezlerin zamanla gerilemesiyle de su seviyelerinin altında abrazyon platformları oluşmaktadır. (Hoşgören, 2010).

Falezli kıyıların oluşumunda dalga erozyonunun ve buna bağlı gelişen kıyı gerilemesi etkili olurken, falezlerin geometrisi kaya kütlesinin dayanım özellikleri, denizel ve karasal erozyonun şiddetine göre değişmektedir (Sunamura, 1992). Ancak, bazı araştırmacılara göre (Goudie and Viles, 1997; Rodriguez-Navarro ve Doehne, 1999; Focke, 1978) falezlerin oluşumunda, biyo-erozyon ve tuz erozyonunun da önemli etkiye sahip olduğu savunulmaktadır. Karasal yüzey erozyonuna göre, deniz tarafındaki aşınmanın daha etkin olduğu durumlarda, dik ve dike yakın falezler ve falezlerin gerisinde de yatay ve yataya yakın platolar meydana gelmektedir (Sunamura, 1992; Emery ve Kuhn, 1982). Falez erozyonu ve gerilemesinde kayanın yapısının da belirleyici etkisi olmaktadır. Yumuşak ve ayrışmış kayalarda, kayma türü gerilemeler gözlenirken, masif kayalarda çentik oluşumu, tabakalı kaya kütlelerinde ise, kaya düşmeleri şeklinde gerilemeler meydana gelmektedir. Falezlerin oluşması sırasında deniz tarafında oluşan çentik ve kara tarafında oluşan boşluklar birleştiğinde kaya kütlesi asılı halde (konsol) kalmaktadır. Kayanın çekme dayanımı aşıldığında ise kaya bloğu ana kayadan kopmaktadır. Kaya bloğunun eğilmeye başlaması ve tümüyle kopması arasındaki süreç ise "eğilme duraysızlığı" mekanizması olarak ifade edilmektedir (Dipova, 2007; Andriani ve Walsh, 2007).

İnceleme sahası kıyıları genellikle falezli, dik kıyılardır. Birçok kesimde yükseltinin hemen kıyıdan itibaren başlaması dik ve yüksek kıyıların oluşmasına neden olmuştur. Bu kıyıların dalgalar tarafından sürekli aşındırılması falez gerilemesine neden olmaktadır. Falezlerin önlerinde oluşan dalga aşınım düzlükleri ise bazı yerlerde iç kesimlere kadar genişlerken, bazı yerlerde özellikle dik kıyılarda dar düzlükler şeklinde görülmektedir. Kıyılarındaki seviyeler, güneydeki plato

sahalarından bir alt basamakla ayrılmış burunlar halinde ortaya çıkmıştır. Bu kademe düzlüklerinin yamaçları dalgalar tarafından aşındırılırken, akarsular tarafından da yarılarak uzun sırtlar halinde kıyı boyunca uzanmaktadır.

İnceleme sahasının kıyılarında yukarıda anlatılan yüksek kıyı özelliği gösteren sahalar, batıda Çanakkale Boğazı'nın çıkışındaki Şevketiye'den başlayıp Karabiga'ya kadar devam eden kıyı kesimi ile başlamaktadır. Buradan, Karakuşluk Burnu-Kapıdağ Yarımadası arasında devam eden kıyı boyunca, dirençli litolojik yapıya bağlı olarak falezli yüksek kıyılar oluşmuştur. Bu kesimde kıyı çizgisi, kuzeydoğu yönlü rüzgârlar, batı yönlü akıntılar ve kıyı çizgisine paralel uzanan KD-GB yönlü fay hatlarının etkisiyle fazla girintili ve çıkıntılı değildir. Kapıdağ Yarımadası'nın anakaraya bağlandığı kesimde ise, keskin dirseklerle yönelimi olan yüksek kıyılar bulunmaktadır. Kapıdağ Yarımadası'nın, kuzey kıyıları, Çakıl köyünün kuzeydoğusundan başlayıp, batıda İlhanköy'e kadar dik yamaçlı ve yüksek kıyı özelliğindedir. Buradan, Bandırma Körfezi'ne kadar uzanan kesim yine yüksek kıyılar gurubundadır.

İnceleme sahasındaki yüksek kıyılar, dalgalar tarafından aktif olarak aşındırılmakta ve geriletilmektedir. Genellikle kolay aşınan gevşek yapılı granodiyorit gibi kayaçların bulunduğu kıyılar, dalgaların aşındırmasıyla kolaylıkla parçalanmakta, büyük blokların parçalanması ve denize akmasıyla da oldukça girintili çıkıntılı kıyılar halinde ortaya çıkmaktadır. Falezlerin önünde yer alan aşınma sonucu kopan arta kalmış bloklarla, kıyı açıklarında kara ile aynı litolojik yapıdaki adaların varlığı, kıyıdaki aşınma ve gerilemenin çok şiddetli olduğunu göstermektedir. Ancak, bu küçük adaların oluşumunda aynı zamanda pozitif deniz düzeyi değişimlerinin de önemli etkileri olmuştur. Kıyıların gelişimi, akarsu ve sel sularının plato yamaçlarını işlemesi, kuzey sektörlü hâkim rüzgârların etkisi ve tektonizma gibi olayların denetiminde meydana gelmektedir. Bu kıyılarda görülen şistlerdeki deformasyonların ve tektonik bindirmelerin varlığı, fayların denetiminde geliştiğini göstermektedir. Örneğin, Balıkçı koyunda oluşmuş olan falezlerde kuzey blok, şistlerden oluşan güney blok üzerine bindirdiğinden, sıkışma nedeniyle güney blok 55° kuzeye doğru dalmıştır (Şencan, 2007).

Aşağıda, sahanın topoğrafik özelliklerine bağlı olarak çalışma sahasındaki yüksek kıyılarda meydana gelen jeomorfolojik şekiller ve özellikleri açıklanmıştır.

4.2.2.1. Abrazyon Platformları

Dalgalar, sel, seyelan suları, kütle hareketleri ve çözülme olaylarının etkisiyle gerileyen falezlerin önlerinde oluşan düzlük ya da platformlara dalga aşındırma düzlü ya da abrazyon platformu adı verilmektedir. Oluşumunda dalgalar dışında, kıyıdaki çakıl, kum gibi katı maddeler de etkili olmaktadır. Bunların üzerinde zaman zaman aşınamadan kalan, kaya kalıntıları ve adacıklar da görülebilmektedir. Dalgalar tarafından aşındırılan falezin gerilemesi devam ettikçe abrazyon platformu da genişlemeye devam etmektedir (Erinç, 2001; Hoşgören, 2010).

Dalgalar alçak kıyılarda biriktirici, yüksek kıyılarda ise aşındırıcı etki yaptıklarından, inceleme sahası kıyılarının morfolojik özelliklerinden dolayı burunların önlerinde 10 m'ye yakın abrazyon platformlarının oluştuğu görülmüştür. Kemer Burnu kıyılarında, günlük ve yıllık sıcaklık farklarının etkisiyle Paleozoyik şistlerden oluşan kayaçlar, çatlaklı bloklara ayrılmıştır. Dalgaların etkisiyle alttan aşınmaya başlayan kaya bloklarında, Kemer Burnu'ndan başlayarak, Bodrum Burnu kıyılarına kadar oluşum ve gelişimine devam eden falezler ve önünde düz bir sahanlık olarak abrazyon platformları meydana gelmiştir (Foto 52). Eşkel Koyu'ndan Kaleyeri yerleşmesi önünündeki burun ile ayrılan yüksek kıyıların önünde yüksekliği -10 m eğrisi ile gösterilen abrazyon platformları gelişmiştir. Kocasu Çayı ile Gemlik arasındaki kıyıda da farklı yükseltilerde abrazyon platfprmları izlenmiştir (Ek 2, 3, 4, 5; Foto 53).

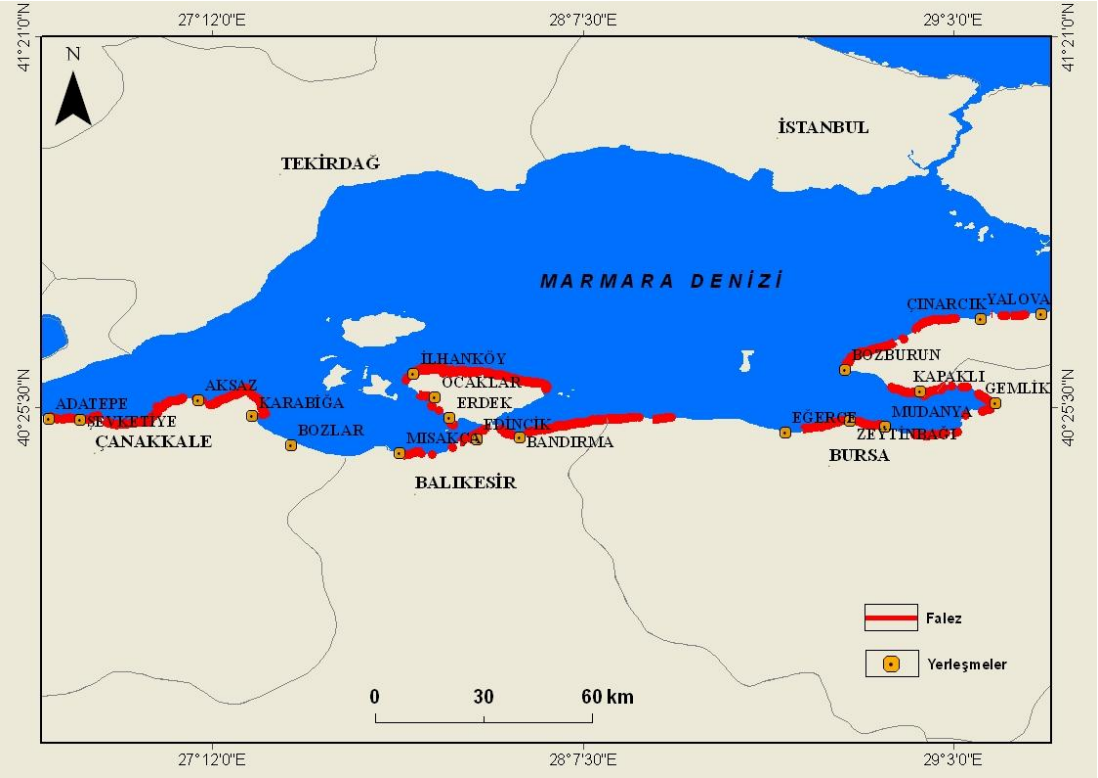
Foto 52: Kemer Köyü Kuzeydoğu Kıyılarındaki Abrazyon Platformu (Şencan, 20007'den)

Foto 53: Eğerce'nin Doğu Kıyılarındaki Abrazyon Platformu

4.2.2.2. Falezler (Yalıyarlar)

İnceleme sahasındaki falezli kıyılar batıda, Çanakkale Boğazı'nın doğusundaki Şevketiye'den, Karabiga'ya kadar devam eden kesim ile başlamaktadır (Şekil 98). Genellikle aşınıma karşı dirençli kayaçlardan meydana gelen bu bölümde, falezler yaygın olarak görülmektedir. Falezlerde görülen 2,5 m kadar yükseklikteki falez çentikleri ise denizin günümüz seviyesinden daha yüksekte olduğunu göstermektedir (Ardos, 1996; s: 46). Şevketiye'nin batısında 3 km'lik, doğusunda ise

Han Tepe (50 m) ve Asarkale Tepe (30 m) arasında 2 km'lik kıyı boyunca dik falezler oluşmuştur. Boz Burun-Kavaklı Burun arası yaklaşık 1 km, Gürecealtı-Kirazlı arasında 2.8 km'lik kıyı boyunca dik falezler oluşmuştur (Foto 54).

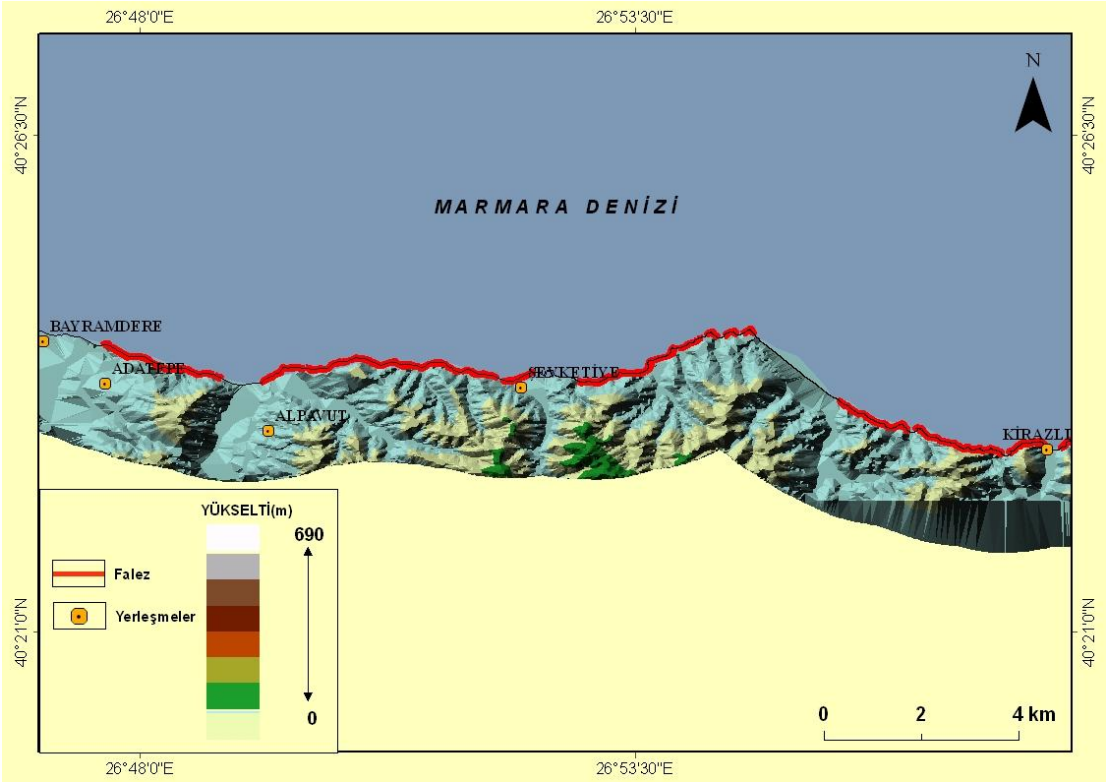


Şekil 98: İnceleme Sahasının Falezli Kıyılar Haritası

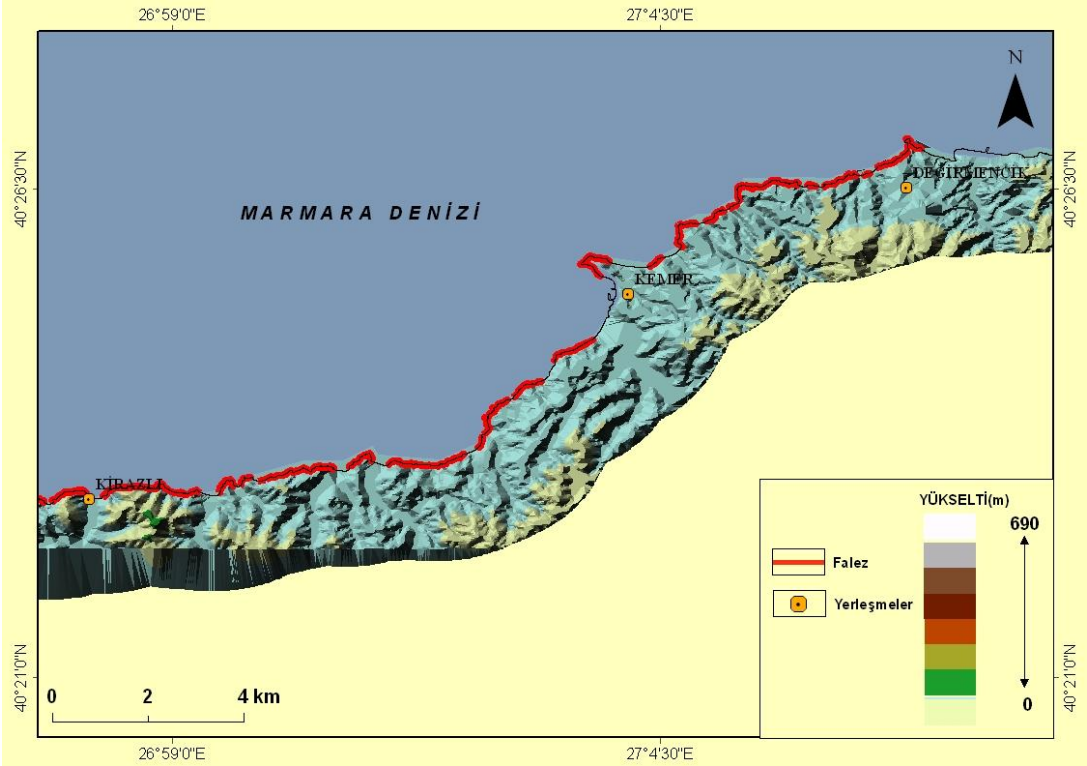
Kirazlı Koyu-Küçükayazma Dere arasında 2.2 km, Küçükayazma Dere-Armutlu Burun arası 3 km, Armutlu Burun-Kemer arası 3 km, Kemer-Değirmencik arası 6.3 km, Değirmencik-Aksaz arası 2.7 km, Şahmelek Koyu'nda 1.3 km, Şahmelek Koyu-Karabiğa arası ise 22.3 km'lik kıyı boyunca dik falezler yer almaktadır (Şekil 99, 100). Batı yönlü akıntıların da etkili olduğu bu bölümden sonra, Karakuşluk Burnu-Kapıdağ Yarımadası arasındaki dirençli litolojik yapıya bağlı olarak yine falezli kıyılar uzanmaktadır. Bu kesimde kıyı çizgisi, fazla girinti ve çıkıntısı olmayan, keskin dirseklerle farklı yönelimleri olan düz bir görünümdedir. Kıyı çizgisinin bu şekilde uzanması üzerinde kuzeydoğu yönlü rüzgârlar ve batı

yönlü akıntıların yanında, kıyı çizgisine paralel uzanan kuzeydoğu-güneydoğu yönlü fay hatlarının da etkisi olmaktadır.

Foto 54: Karabiga-Şahmelek Arasındaki Falezli Yüksek Kıyılar



Şekil 99: Bayramdere-Kirazlı Arası Falezli Kıyılar

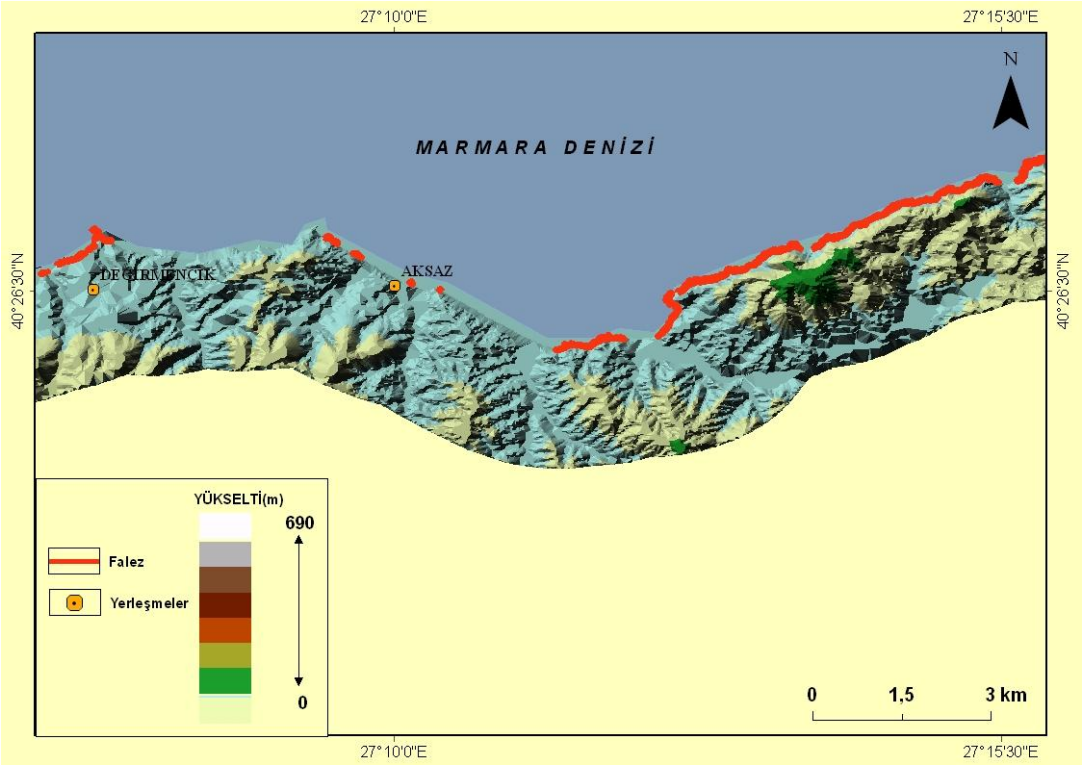


Şekil 100: Kirazlı-Değirmencik Arası Falezli Kıyılar

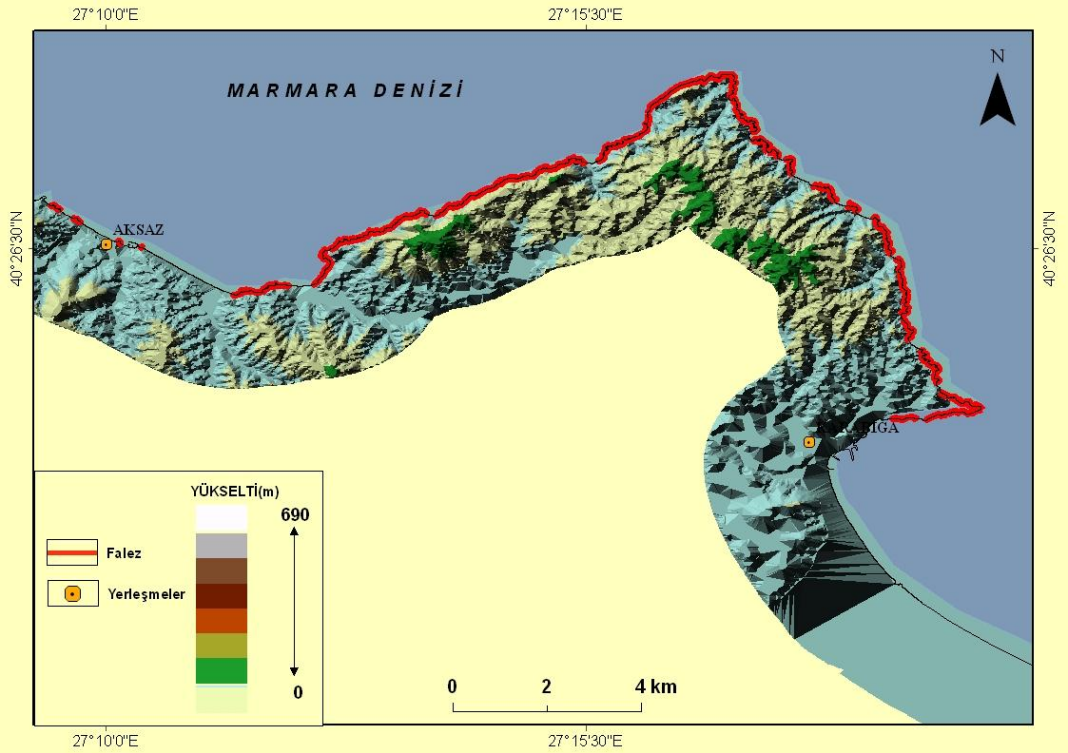
Paleozoyik şistlerden oluşan Değirmencik köyü kıyıları, fay dikliğin denetiminde gelişen falezlerin oluştuğu ve 50 m yükseltideki seviyelerin geliştiği dik kıyılardır. Yamaç döküntüsü ve kaya düşmelerin ile oluşan kıyı aşınımları, kıyılardaki yerleşmeleri tehdit etmektedir. Yüksek kıyılardaki şistlerde gözlenen deformasyonlar ve tektonik bindirmeler kıyıların fayların denetiminde geliştiğini doğrulamaktadır. Balıkçı Koyu'nda oluşan falezlerde kuzey blok, güney blok üzerine bindirmiş ve sıkışma nedeniyle şistlerden oluşan güney blok kuzeye doğru dalmıştır. Bu kesimde kıyıyı oluşturan kayaçlarda damar sokulmalarının meydana geldiği ve tabakaların doğrultusunun da doğu-batı yönünde olduğu dikkati çekmiştir. Dalgaların oldukça tahripkâr etkisine bağlı olarak kıyılarda mağara boyutunda boşluklar ve deniz seviyesinden itibaren 2 m yükseltiye kadar da çakıllardan oluşan denizel depolar oluşmuştur (Şencan, 2007; Güneysu, 2000; s: 30-79). İnce Burun ile Şahmelek Koyu arasındaki kıyılar, tektonizmanın denetiminde gelişen faylı kıyılardır. Bu nedenle, kıyıdan itibaren yükselen ve Paleozoyik şistlerden oluşan kıyı

oldukça diktir. En yüksek yerinde Boztepe (225 m)'nin yer aldığı bu bölümde, kısa boylu akarsuların parçaladığı girintili-çıkıntılı kıyılar oluşmuştur (Şekil 101).

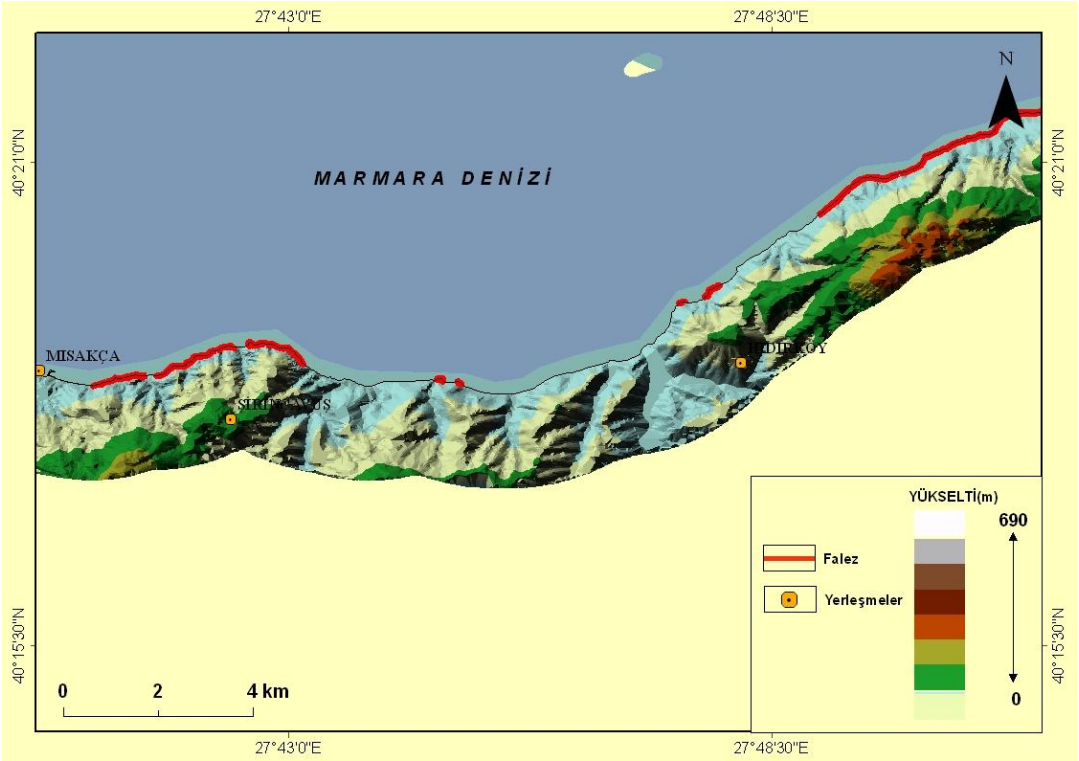
Biga Yarımadası'nda Karabiga'nın kuzeydoğusunda yer alan Kale Burnu kıyılarında kuzey sektörlü rüzgârlarının şiddetiyle ve oldukça tahripkâr dalga aşındırmasının etkisiyle 10-20 m seviyelerinde kademe düzlükleri ve dik falezler oluşmuştur. Kıyıdaki yamaç blokları kuzeye doğru kaymakta ve falez yamaçlarında günlük ve yıllık sıcaklık farklarının etkisiyle büyük çatlaklar ve oyuklar oluşmaktadır. Zaman zaman yükselen dalgaların etkisiyle de aşındırmanın artmasına bağlı olarak karadan kopan bloklar, çok sayıda burunlar ve koylarla, koylar gerisinde dar şeritler halinde plajları meydana getirmiştir. Kıyıdaki dik falezlerin üzerinde yer alan Piriapos harabelerine ait kalıntıların varlığı bu kesimdeki aşınma ve gerilemenin şiddetini göstermektedir (Şencan, 2007; Şekil 101, 102).



Şekil 101: Değirmencik-Şahmelek Koyu Arası Falezli Kıyılar



Şekil 102: Aksaz-Karabiga Arası Falezli Kıyılar



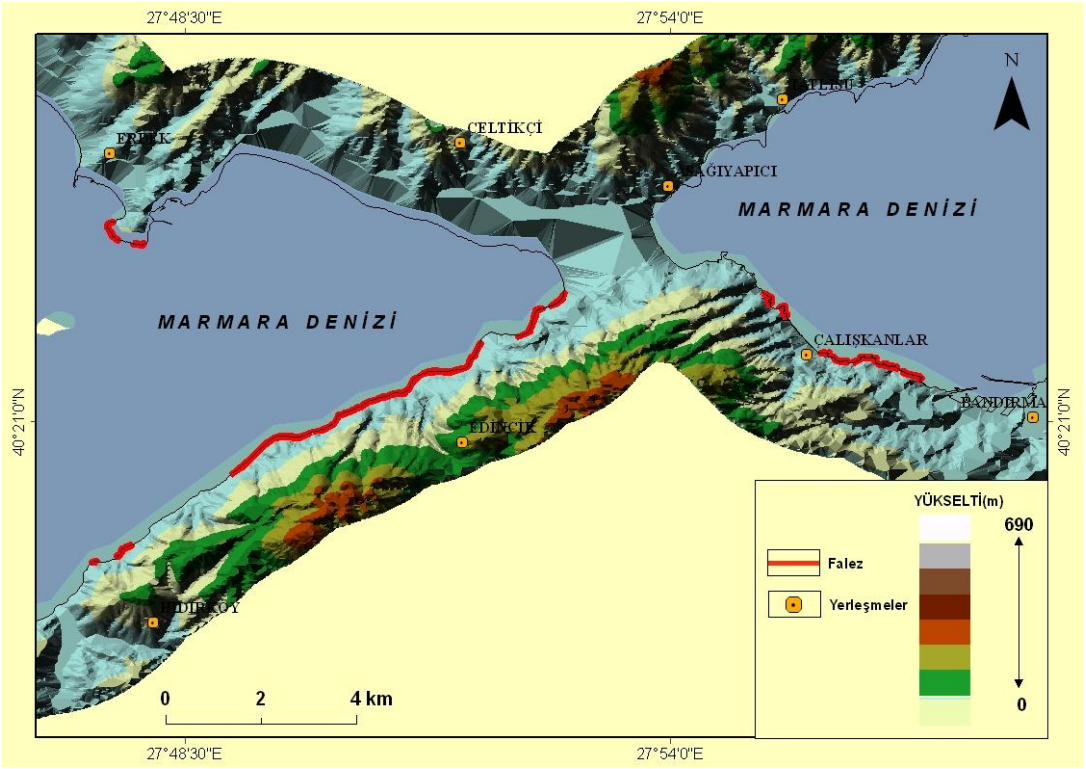
Şekil 103: Misakça-Edincik Arası Falezli Kıyılar

Kapıdağ Yarımadası'nın anakaraya bağlandığı kesim, yine keskin dirseklerle yönelimi olan yüksek kıyı özelliğindedir. Bandırma Körfezi'ne kadar uzanan kesim ise 10 m'yi aşan falezleriyle yüksek kıyılar gurubundadır. Buradaki akarsular da kıyının bu özelliğine bağlı olarak kısa boyludurlar. Erdek Körfezi'ne bakan kesimin kıyıları, KD-GB uzanımlıdır. Yükseltileri 3 m ile 10 m arasında değişen falezler tespit edilmiştir (Erinç, 2001; Güneysu, 2000; s: 30-79). Bu bölümde, kuzeydoğu-güneybatı yönlü kıyı akıntılarının taşımış oldukları sedimentlerin bir kısmının kıyı çizgisi üzerinde birikmesiyle yer yer kesintiye uğrayan ve devamlılığı olmayan küçük plajlar oluştuğu görülmüştür (Şekil 103).

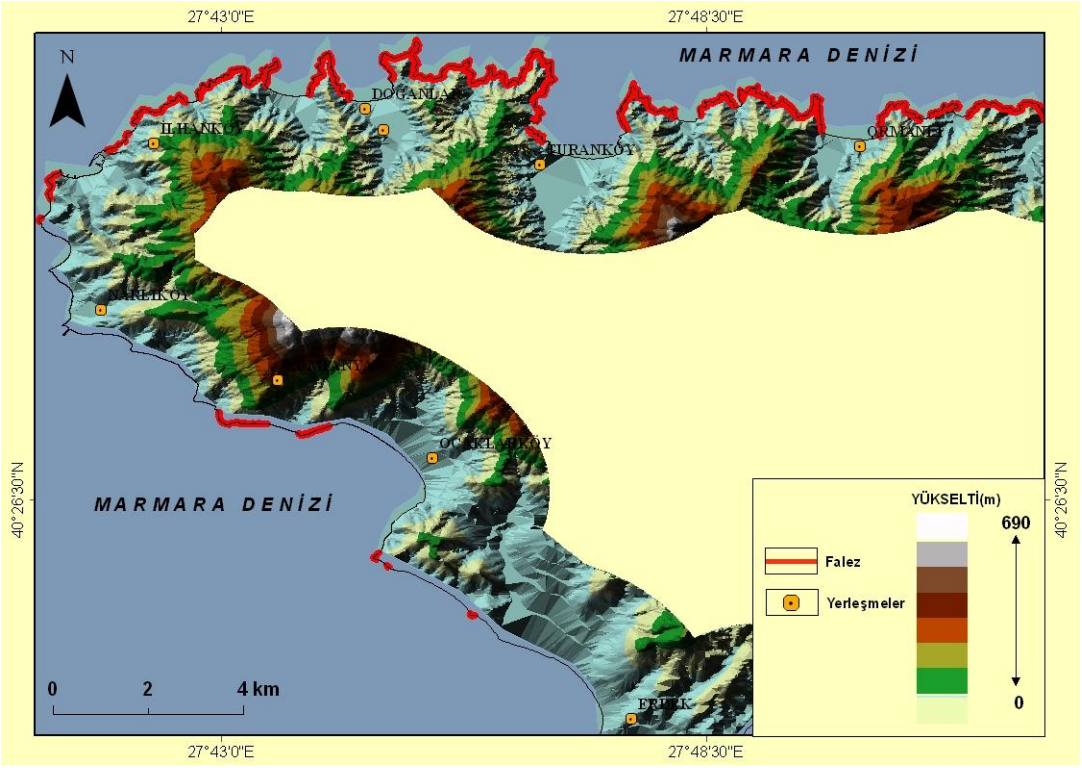
Kapıdağ Yarımadası'nın güneydoğu kıyıları, Aşağıyapıcı Köyünden, kuzeydoğuda Çakılköyü'ne kadar (yaklaşık 20 km) nispeten daha alçak falezler boyunca uzanmaktadır. Bu bölümde, zaman zaman geniş tabanlı ve yatık yamaçlı vadilerin de oluştuğu görülmüştür (Şekil 104, 105, 106). Hâkim rüzgâr yönü, Bandırma'nın kuzeybatısında, GD-KB yönünde etkili olup, Aşağıyapıcı'dan itibaren KD yönünde ve kıyıya paralel olarak esmeye devam etmektedir. Bu kesimde, kıyıda alüvyon birikmesini sağlayacak büyük akarsular yer almamaktadır. Aşağıyapıcı köyünün kuzeydoğusundan Dalyan Burnu ve Tatlısu yakın çevresine kadar, yüksekliği 2 m ile 5 m arasında değişen denizel taraçalar bulunmaktadır (Erinç, 2001; s: 374; Güneysu, 2000; s: 30-79). Kapıdağ Yarımadası'nın, yaklaşık 40 km uzunluğundaki kuzey kıyıları, Çakıl Köyü'nün kuzeydoğusundan başlayıp, batıda İlhanköy'e kadar dik yamaçlı ve falezli kıyılar olarak devam etmektedir (Şekil 103, 104; Foto 55). Bu kesim yarımadanın en girintili-çıkıntılı bölümünü oluşturmaktadır. Burada aynı zamanda, deniz ve K-KD rüzgârlarına açık olmasına bağlı olarak aşınmanın da etkin olduğu görülmüştür.

Foto 55: Kapıdağ Yarımadası Kuzeydoğusu Falezli Kıyılar (Çakıl Köyü)

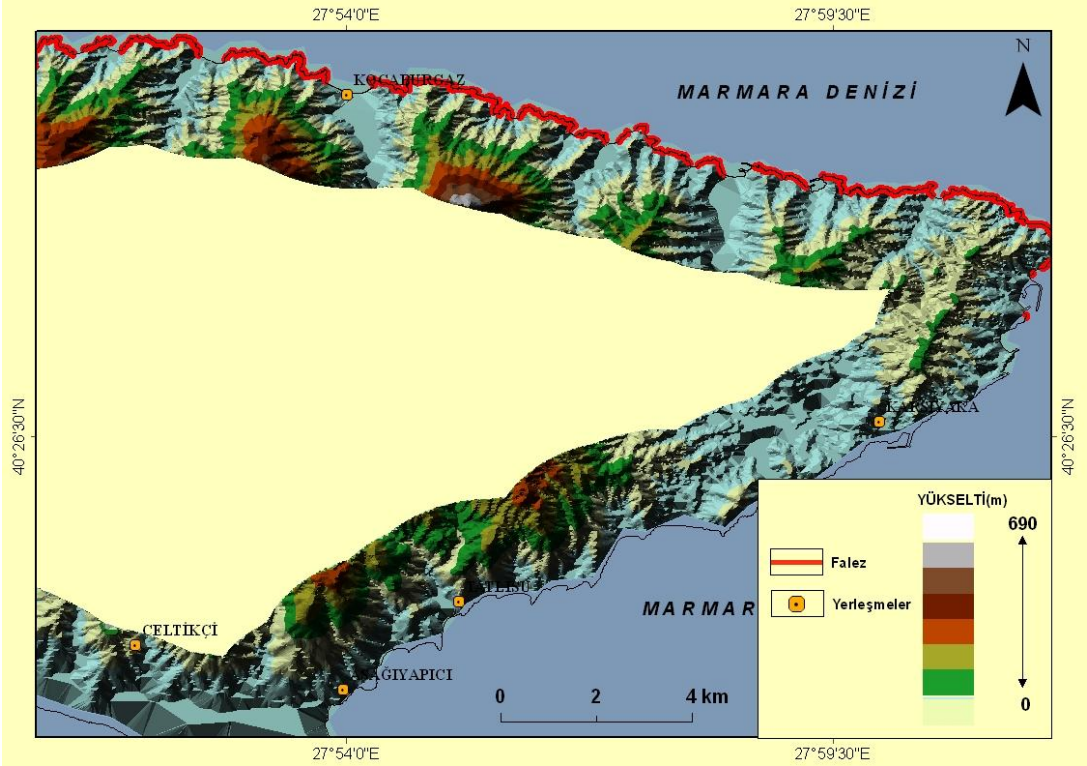
Narlı köyünden Ocaklar Koyu'nun batısına kadar uzanan kıyıda yer yer falezlerin oluştuğu görülürken, Erdek'in kuzeybatısındaki Ocaklar Köyü'nün güneydoğusunda ve Kavaklı Dere vadisinin yamaçlarında ise, 15 m – 18 m seviyelerinde denizel taraçalar meydana gelmiştir. Bu taraçaların, Marmara Bölgesinin Neotektonik özellikleri göz önünde bulundurulduğunda Tireniyen dönemi ile ilgili olduğu düşünülmektedir (Erinç, 2001; s: 374; Güneysu, 2000; s: 30-79). Erdek'in kuzeydoğusunda ve güneydoğusunda da yükseklikleri 20 m, 30 m, 60 m ve 65 m seviyelerinde denizel taraçalar tespit edilmiştir. Bu taraçaların varlığı ve yükseklikleri, kıyı ovaları oluşmadan önce denizin içerilere kadar sokulduğunu göstermektedir (Erinç, 2001; Güneysu, 2000; s: 30-79).



Şekil 104: Kapıdağ Yarımadası'nın Güneyi Falezli Kıyılar



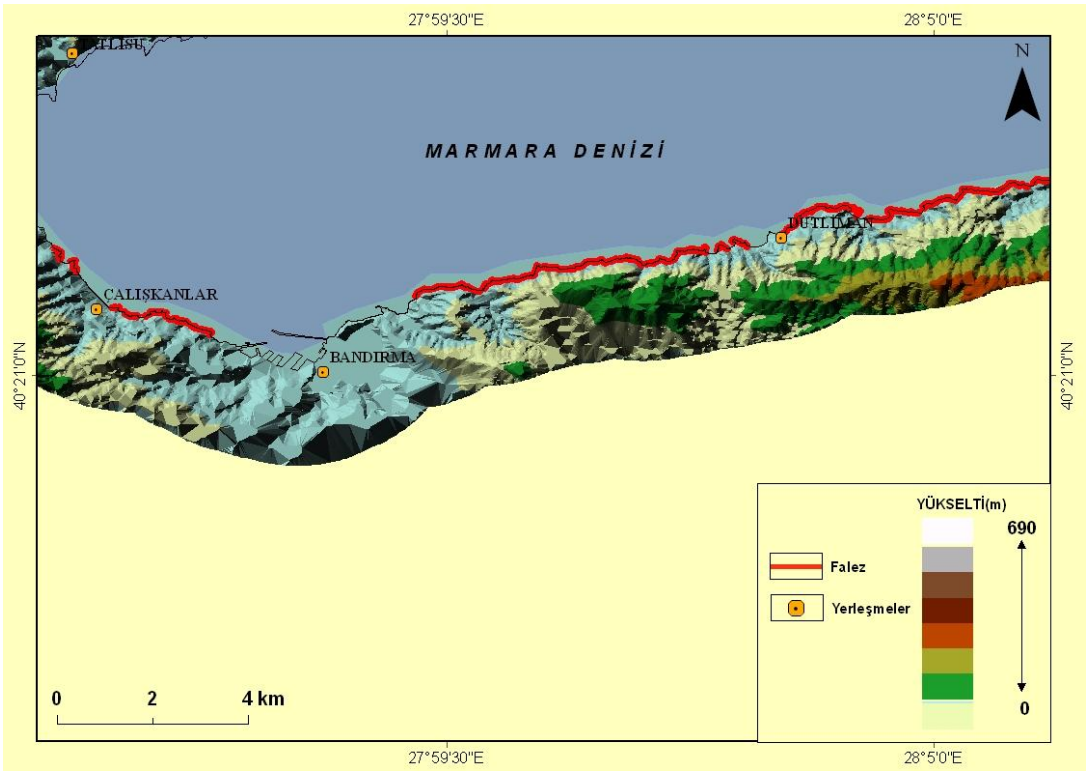
Şekil 105: Kapıdağ Yarımadası'nın Batısı Falezli Kıyılar



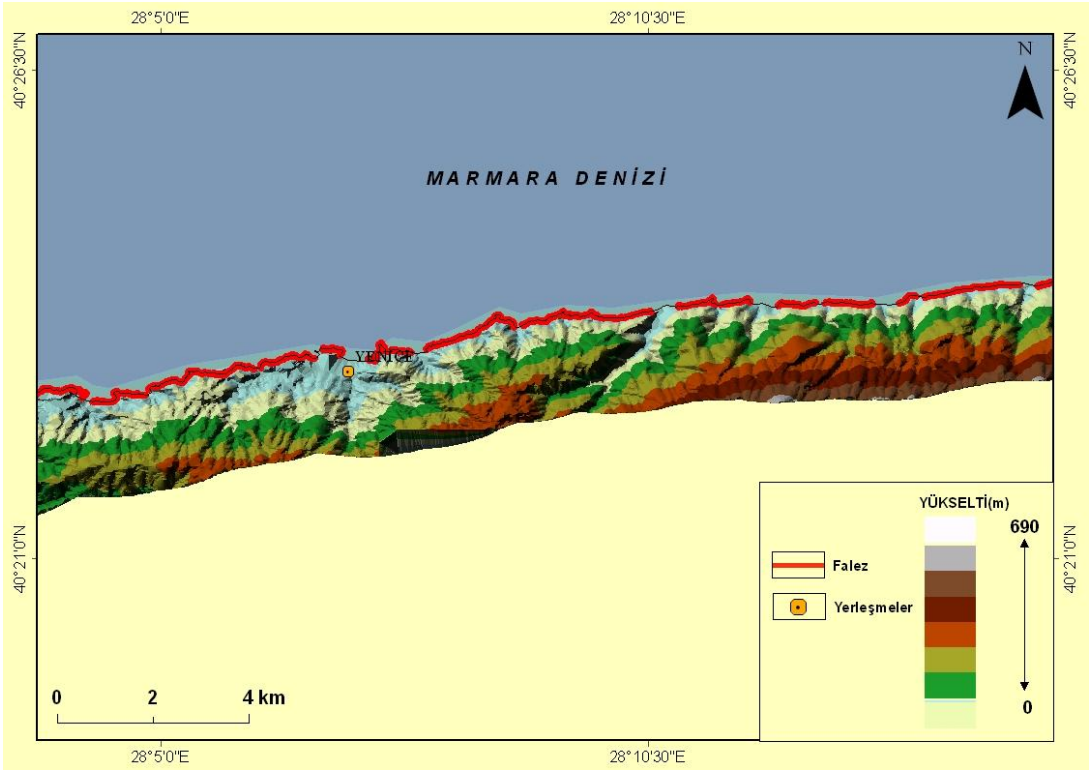
Şekil 106: Kapıdağ Yarımadası Kuzey ve Doğusu Falezli Kıyılar

Kapıdağ Yarımadası'nın güneyindeki alüvyal kıyı ovasının kuzeybatısında yer alan Çeltikçi Köyü yakınlarında tespit edilen denizel taraçaların yükseltileri, 20 m, 25m, 45 m ve 50 m seviyelerindedir. Hamamlı Köyü güneyindeki taraçanın yükseltisi ise, 110 m'dir. İnceleme sahasındaki Bandırma ilçesinin doğusunda 10 m'nin üzerinde falezler bulunmaktadır. Bandırma limanının doğusunda ise rekreasyon ve yerleşme amacıyla kıyı doldurulduğun falezler kıyı gerisinde ölü falez olarak kalmıştır (Foto 56; Şekil 107). Bu kesimdeki akarsular cılız ve boyları kısadır. Burunucu mevkii ve Mudanya arası da denize doğru dik falezlerle kaplıdır (Şekil 107, 108, 109; Ek 4, 5).

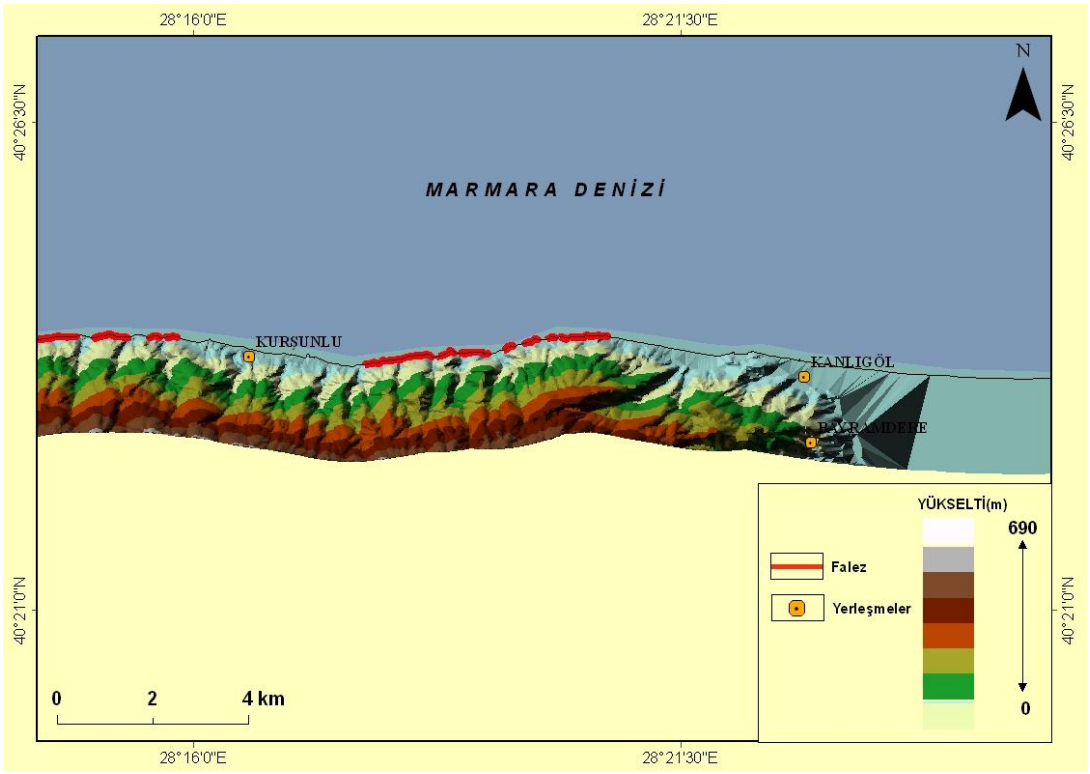
Foto 56: Bandırma Körfezi'nin Doğusundaki Ölü Falezler



Şekil 107: Bandırma-Dutlimanı Arası Falezli Kıyılar

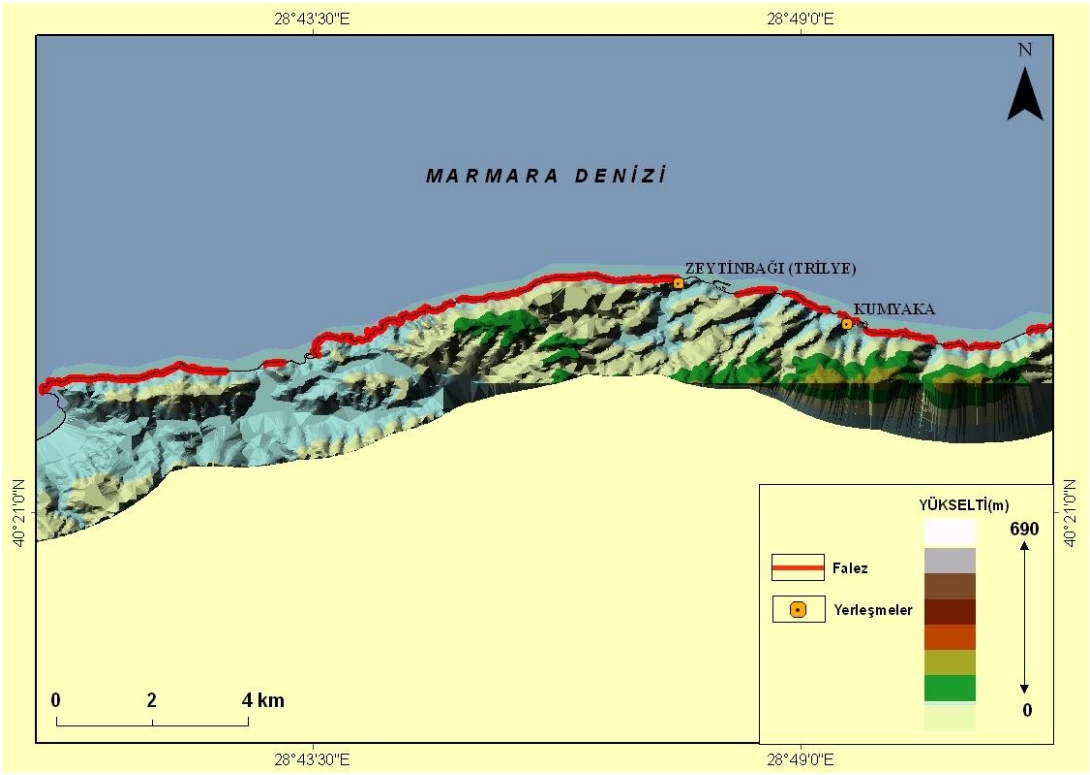


Şekil 108: Dutlimanı-Kurşunlu Arası Falezli Kıyılar

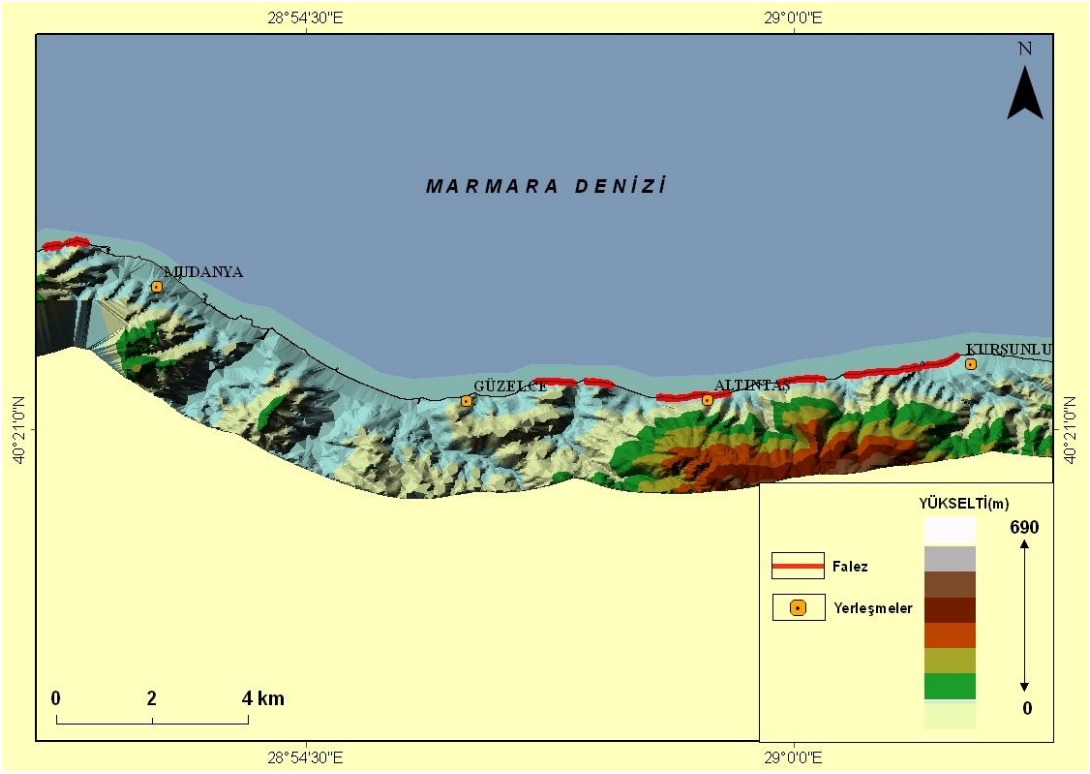


Şekil 109: Kurşunlu-Kanlıgöl Arası Falezli Kıyılar

Zeytinbağı'ndan Gemlik'e kadar olan kıyı kuşağında Paleozoik masifin kristalin ya da şistli izlerini taşıyan dik falezler (20-50 m) yer almaktadır (İnandık, 1958; Foto 57, 58; Şekil 110, 111, 112). Falezli kıyıların ilk bölümü Zeytinbağı iskelesinin doğusundan başlayarak Şeker Dere'nin oluşturduğu küçük ovaya kadar 6 km'lik kıyı boyunca devam etmektedir. Şeker Dere'nin getirdiği alüvyonlardan oluşan ova ise 2.3 km'lik bir uzunlukta ve 1 km genişliktedir. Bu kesimdeki Kumyaka yerleşmesi ile doğusundaki tatil (Küme evler) siteleri arasında ise yaklaşık 7 km'lik bir kıyı boyunca falezler oluşmuştur. Falezli ve dar bir kıyı şeridine kurulmuş olan tatil sitelerinin doğu ve batı kümeleri arası 300 metre boyunca uzanan falezlerle kaplıdır (Şekil 113, 114).



Şekil 110: Eğerce-Kumyaka Arası Falezli Kıyılar

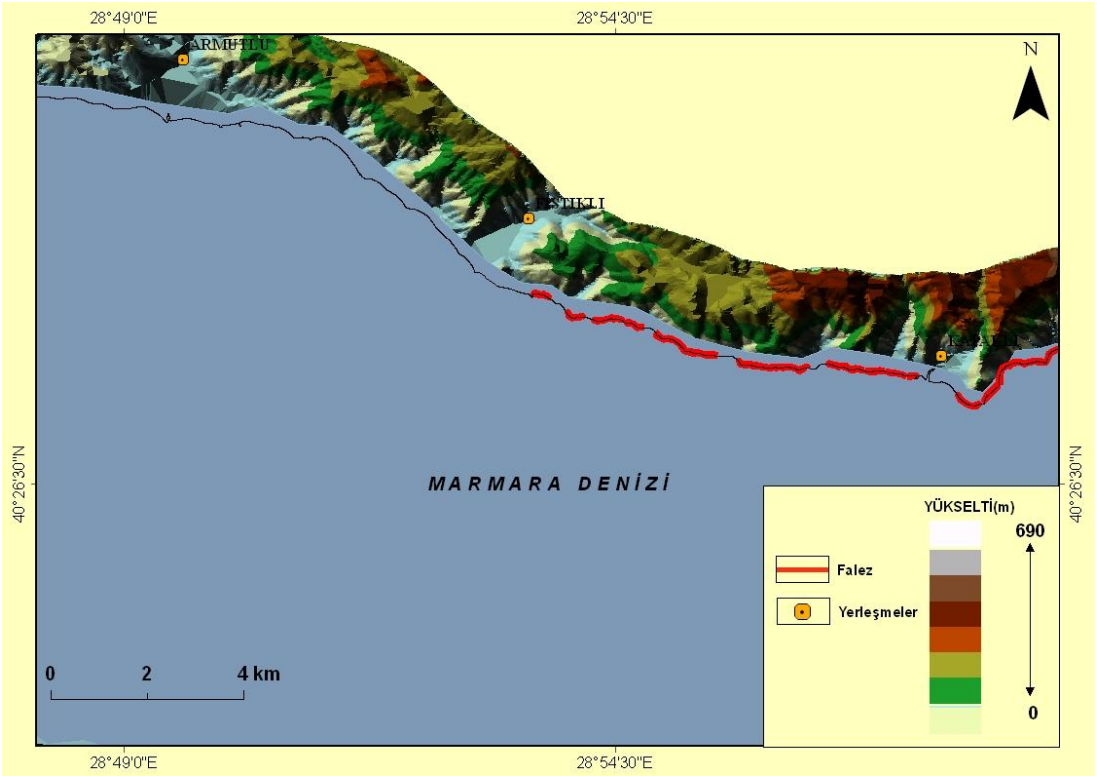


Şekil 111: Mudanya-Kurşunlu Arası Falezli Kıyılar

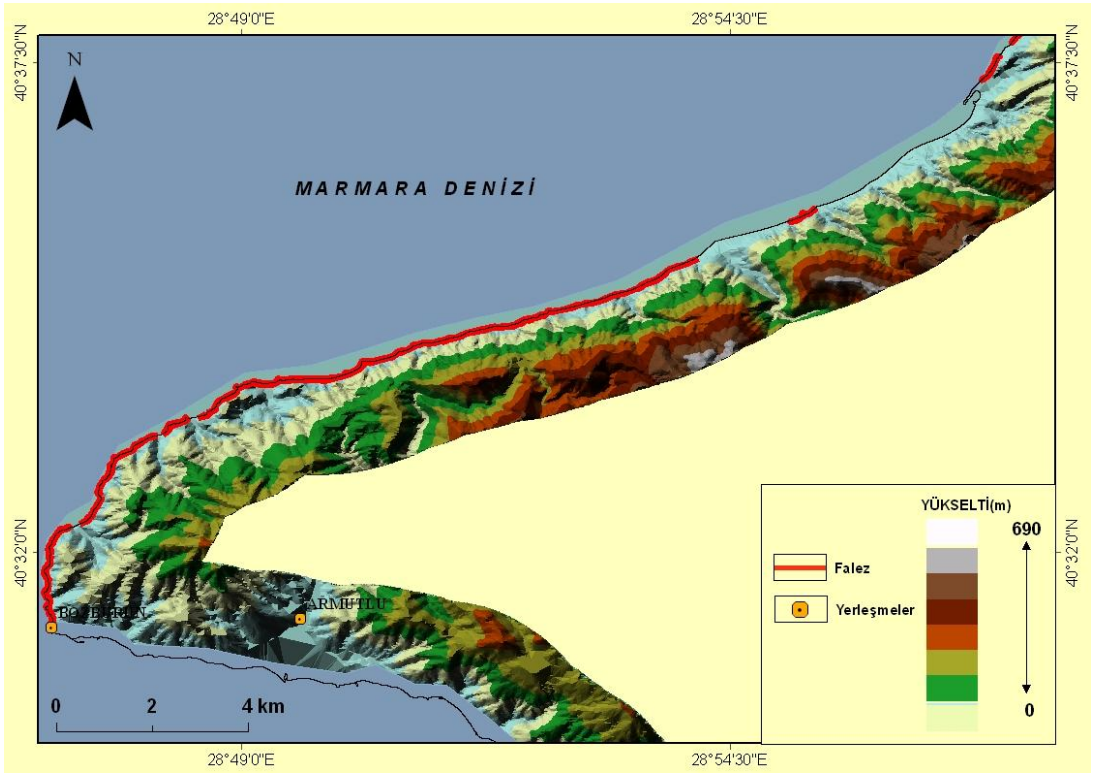
Şekil 112: Kurşunlu-Kapaklı Arası Falezli Kıyılar

Foto 57: Zeytinbağı Limanının Doğusundaki Yüksek Kıyılar

Foto 58: Mudanya'nın Doğusundaki Falezli Kıyılar ve Kaya Düşmeleri



Şekil 113: Kapaklı-Fıstıklı Arası Falezli Kıyılar



Şekil 114: Bozburun-Esence Arası Falezli Kıyılar

Kıyı akıntıları ve litolojik dirençliliğe bağlı olarak oluşan falezler, Gemlik'ten Bozburun'a kadar uzanan kıyı kesiminde zaman zaman küçük koy ve ovalarla kesintiye uğrayarak devam etmektedir. Gemlik Körfezi'nin kuzey kıyılarının yer aldığı Armutlu Yarımadası, dağ yamaçlarının denize temas eden kısımlarının yüksek kıyılar olarak geliştiği ve vadi yoğunluğunun fazla olmadığı kıyılardan oluşmaktadır (Ardel, 1949; Ardel ve İnandık 1957; Ardos, 1985). Bu nedenle, dalga aşındırmasıyla kıyı boyunca falezler meydana gelmiştir (İnandık, 1958; Ardel, 1960; Artüz, 2007; Şekil 114, 115).

İnceleme sahasının doğu bölümünü oluşturan Armutlu-Bozburun ile kuzeydoğusundaki Mersin Burun arasında yaklaşık 3 km'lik kıyı boyunca falezli kıyı uzanmaktadır. Mersin Burun-Han Burun arasında ise yaklaşık 7 km boyunca falezler yer almaktadır (Şekil 115). Çınarcık kıyılarındaki düz uzanışı ise Deveboynu Burunu'nun yaptığı çıkıntı bozmaktadır. Doğu-güneydoğu, batı-kuzeybatı doğrultusunda uzanmakta olan burunun kuzey ve batı tarafı dik falezli kıyılar olarak oluşmuştur. Ancak, yer yer denize doğru sekiler basamaklanmıştır. Yüksek falezli kıyılar bazı kesimlerde heyelanlara ve akmalara sebep olduğundan Koruköy kıyıları bu özelliktedir. Killi-siltli tabakalar eğim ve yüzey sularının da etkisiyle akmalara zemin hazırlamıştır. Bu nedenle Koruköy'ün doğusundaki Değirmendere (Koru Dere)'nin bir kolu olan Killik derenin güney yamaçlarında heyelanlar meydana gelmiştir. İnceleme sahasının bu kesiminde kıyılar, hem heyelan ve akmalarla, hem de dalgalar tarafından kopartılan blokların kıyı önlerinde birikmesiyle geriletilmiştir (Şencan, 1990).

Şekil 115: Esence-Çınarcık Arası Falezli Kıyılar

4.2.2.3. Asılı vadiler

Kıyı bölgelerinde yer alan akarsu vadilerinin ağız kısımları, falezlerin gerileme hızından daha büyük bir hızla derinleşmezlerse, taban kısımları deniz seviyesinden daha yukarılarda kalarak asılı vadileri meydana getirmektedir. Ancak, büyük akarsuların ağız kısmındaki tabanları, deniz seviyesine çok yakın olduğundan ve karanın içine doğru uzun mesafeler boyunca devam ettiğinden, asılı vadi görünümünü kazanmaları çok zor olmaktadır. Küçük akarsuların vadileri ise, geriye doğru hızla yükseldiklerinden daha hızlı bir şekilde asılı duruma geçmektedirler (Erinç, 2001; Hoşgören, 2010).

İnceleme sahasında Erdek Körfezi'ne bakan kıyının gerisinde Kuzeydoğu-Güneybatı yönünde asılı vadiler dikkati çekmektedir. Bu vadilerin yüksekte asılı kalmaları üzerinde Edincik fayının etkili olduğu düşünülmektedir (Güneysu, 2000; s. 44). Karabiga'nın kuzeyindeki yatık yamaçlarda ise tektonik yükselmelere bağlı olarak akarsuyun granodiyoritler içerisinde vadisini yeniden kazması sonucu, geriye

ve derine aşınımın etkisiyle eski tabanın yukarıda kaldığı asılı vadiler oluşmuştur (Şencan 2007; Foto 59). Kocaçay ve bayramdere'nin batısı ile Eğerce'nin doğusunda da aynı özellilerde asılı vadiler bulunmaktadır (Ek 4, 5).

Foto 59: Karabiga'nın Kuzeyinde Yatık Yamaçlı Asılı Vadi Tabanı

4.2.2.4. Taraçalar

Kıyı bölgelerinde negatif hareket olarak adlandırılan karanın yükselmesi ya da denizin alçalması olayları sonucunda eskiden sularla örtülü olan abrazyon ve birikim platformlarının ortaya çıkmasıyla denizel taraçalar meydana gelmektedir. Denizel taraçaların yüzeyinde çakıl ve kum gibi maddelerle bazı deniz hayvanlarına ait kavkı depolarından oluşan bir örtü tabaksı bulunmaktadır. Ancak, aradan geçen uzun zaman boyunca bu örtü tabakası, sellenmeler ve akarsular tarafından aşındırılıp inceltilebilmektedir.

Akarsu yataklarının iki kenarında tabandan ya da talvegden nisbeten daha yükseklerde düz ya da düze yakın oluşan eski vadi parçaları ise yerlikaya taraçalarını oluştururken, alüvyal dolgulardan meydana gelenler de alüvyal taraçaları meydana getirmektedir. Her iki taraça da akarsu yataklarında oluşan gençleşmeye bağlı olarak meydana gelmektedir (Hoşgören, 2010; Erinç, 2001).

İnceleme alanında, Gönen Çayı boyunca ve ova tabanı ile akarsuyun ağız kısımlarına yakın olan boğaz civarında çeşitli yükseltilerde taraçalar bulunmaktadır

(Ek 2, 3). Boğazın güneyindeki taraçaların yüksekte olanları 100-130 m arasındadır. Alçakta olanlar ise 50-70 m yükseltilerde bulunmaktadır. Bu kesimde yüksek taraçaların oluşmasının nedeni, gömük menderesler nedeniyle deniz seviyesinin (kaide) alçalmasıdır. Bu düzlükler zamanla akarsular tarafından aşındırılmışlardır. Bu oluşumda Orta Pleyistosen'de meydana gelen tektonik hareketlerin rolü de büyük olmuştur. Alçak taraçaların olduğu yerlerdeki zemin Üst Pliyosen ve Alt Kuaterner yaşlı, trakit, andazit ve kalkerli yapıdan meydana gelmiştir. Bu yapının üzerinde ise geniş tarım alanları bulunmaktadır (Efe, 1986). Gönen Çayı'nın batısında kurulmuş olan Denizkent'in güneybatısındaki karayolunun güneyinde 10 m yükseklikte bir denizel taraça oluşmuştur. Taraçanın üzerinde yassı deniz çakılları bulunmaktadır. Bu sekiler küçük dereler tarafından parçalanmıştır. Gönen Çayı'nın güneybatısında Tahirova'da, Edincik'in kuzeyinde yer alan Narlık ve kuzeydoğusundaki Akaryakıt Depoları'nın güneyinde eski alüvyal tabanı olduklarından sulu tarıma çok uygun 3-7 m yükseltilerde taraçalar bulunmaktadır. Tahirova ve güneyindeki birikinti yelpazesi arasında oluşan taraçalar zaman zaman akarsu taşkınlarına da uğramaktadır. Erdek Körfezi kıyılarındaki alüvyal zemin ile Tahirova'da oluşan bu morfolojik yapı deniz seviyesinin ani negatif öztatik hareketlerinin varlığını göstermektedir (Cürebal, 1999; Hüsam, 1987).

Edincik'in kuzeydoğusunda 65 m yükseltide denizel taraça yer almaktadır. Kapıdağ Yarımadası'nda İlhanköy'ün güneybatısından Narlı Köyü'ne kadar olan kesimde 30 m ve 80 m seviyesinde ve Tatlısu yakınlarında 5-10 metre yükseltide denizel taraçalar bulunmaktadır. Belkıs köyünün güneyi ve Aşağıyapıcı köyünün batısındaki alüvyal taban üzerinde birbirinden farklı seviyelerde gelişmiş ve ortalama yükseltileri 2,5-3 m ile 7-8 m ve 12-15 m'ler arasında değişen, Üst Pleistosen ve Holosen'e ait 3 adet taraça yer almaktadır. Aşağıyapıcı köyünün kuzeydoğusundan Dalyan Burnu ve Tatlısu yakın çevresine kadar, yüksekliği 2 m ile 5 m arasında değişen denizel taraçalar bulunmaktadır (Ardel ve İnandık 1957; Cürebal vd., 1998; Güneysu, 2000; s: 30-79). Bu taraçaların bir kısmının tektonik, bir kısmının öztatik hareketler sonucu oluştukları sanılmaktadır (Erinç, 2001). Kapıdağ Yarımadası'nın güneyinde Gedevre Dere, Değirmen Dere, Çeltikçi Dere ve Hamamlı Dere'nin

getirdiği alüvyal malzemelerden oluşan kıyı ovasının kuzeyindeki Çeltikçi köyü yakınlarında 45-50 m seviyelerinde denizel taraçalar bulunmaktadır. Kuzeydeki Hamamlı köyü güneyinde ise 110 m yükseltide taraça tespit edilmiştir. Kıyı ovasının güneyinde ise 20-25 m'lerde ve 70 m'lerde olmak üzere iki adet taraça yer almaktadır (Güneysu, 2000; s: 30-79).

İnceleme sahasını doğusundaki Gemlik ovasının kenarlarında 20-30 m yükseltilerde taraçalar yer almaktadır. Gemlik ovasını çevreleyen bu taraçalar, gölsel nitelikli çakıl, kum, kil ve marn ardalanmalı sedimentler ve alüvyonlar üzerinde gelişmiştir Bunların en belirgin olanı, kuzey yamaçlardan Gemlik'in merkezine doğru uzanan ve üzerinde kenar mahallelerin kurulduğu 25-30 m yükseltideki sahadır (Kayacılar, 1999).

4.2.2.5. Burunlar

Körfez ve Koy'un tersine, deniz ya da göllerde karanın denize doğru yaptığı çıkıntının son kısmı burun olarak adlandırılmaktadır. Marmara Denizi kıyılarında olduğu gibi ria tipi kıyılarda sıkça rastlanan bir yerşeklidir. Böyle kıyılarda jeomorfolojik gelişimin ilk evrelerinde dalga aşındırması sonucu önce falez çentikleri, ardından da falezler de meydana gelmektedir (Erinç, 2001; Hoşgören, 2010).

İnceleme sahası kıyılarında batıdan doğuya doğru yer alan burunlar; Şevketiye-Kirazlı arasında yer alan Bozburun ve onun yaklaşık 875 metre doğusundaki Kavaklı burnu, Kirazlı-Kemer arasında ve Armutlu Dere'nin hemen batısında oluşan Armutlu burnu, Kemer Körfezi'nin doğusundaki Bodrum Burnu, Kemer-Değirmencik arasında Sarıburun ve Papaz Burnu, Değirmencik-Aksaz arasında Aksaz Burnu, Şahmelek Koyu'nun doğusundaki Karaburun Feneri'nin de yer aldığı İnce Burun (Foto 60), Karabiga'nın batısındaki Koca Burun ve 420 m doğusundaki Karnaval Burnu, Misakça'nın 4 km doğusundaki Karakuşluk Burnu yer almaktadır.

Foto 60: Karabiga'nın Batısındaki İnce Burun

Kapıdağ Yarımadası'nın batısında kurulmuş olan Ocaklar Köyünün batısında Fatya burnu, Narlı köyün güneyindeki Sarı Burun, İlhanköy'ün kuzeyindeki Rikoz Burnu, Doğanlar köyün batısındaki Akça Burnu, doğusundaki Ara Burun ve 1 km doğusundaki Kalın Burun, Turan köyün doğusundaki Balyoz Burnu, Ormanlı köyün batısındaki Bağ Burun, Ballıpınar'ın batısındaki Kalın Burun ve Soğuksu Burnu, Kapıdağ Yarım Adası'nın doğusunda kurulmuş olan Çakıl köyün kuzeyinde Kopselez Burnu, Tatlısu köyünün doğusundaki Kalın ve Bakraç burunları, Tatlısu köyünün batısındaki Değirmen Burnu, Bandırma'nın doğusundaki Dutlimanı'nın hemen batısında yer oluşan Ağıl burunları, Yenice'nin doğusundaki Deveboynu Burnu ve onun 4.5 km doğusundaki Küçükdeveboynu Burnu ile Zeytin burnu, Kurşunlu'nun doğusundaki Yedikovan Burnu ve Küçük Mağara Burnu, Eğerce'nin doğusundaki Burunucu Burnu, Güzelyalı'nın doğusundaki Akkaya ve Tilkilikaya burunları, Altıntaş yerleşmesinin doğusundaki Sarıkaya Burnu, Kumsaz'ın doğusundaki Tuzla Burnu, Gemlik Körfezi'nde Narlı'nın batısındaki Sarı Burun ve onun 1 km batısındaki Derin Burun, Kapaklı'nın doğusundaki Kapaklı Koyu, İlbat Koyu'nun batısındaki İlbat Burnu, Armutlu Yarımadası'nın batısındaki Bozburun, Armutlu Yarımadası'nın kuzeyinde ve Esence'nin doğusunda Kalem Burnu ve onun doğusunda Mersin, Sivrikaya, Katrankaya, Dertalmaz, Osmanuçoğlu ve Han burunları bulunmaktadır.

SONUÇ

Bu çalışmada, Coğrafi Bilgi Sistemleri'nden yararlanılıp rölyef analizleri yapılarak, sayısal arazi modelleriyle ilgili yükselti basamakları ve farklı açılardan elde edilen görüntüler yardımıyla sahanın, morfolojik gelişimi ile ilgili veriler elde edilmiştir. Buna göre, 0-50 m'ler arasında ova ve vadi tabanı düzlükleri, 50-100 m'ler arasında alçak platolar, 100-300 m'ler arasındaki yükseltilerde, yüksek platolar ve 300-700 m'ler arasında ise tepelik sahalar yer almıştır. Sahada yer alan akarsular yapıya uyum sağlayarak akmaktadır. Miyosen aşınım yüzeylerinden oluşan yapı, Pliyosen sonu genç tektonik hareketlerden önemli ölçüde etkilenmiştir.

İnceleme sahasının bugünkü morfolojik özelliklerinin oluşmasında, Orta Miyosen sonunda başlayan ve günümüze kadar gelen neotektonik hareketler etkili olmuştur. Saha, güneyde Sakarya Zonu ile kuzeydeki Rodop-Istranca Masifi'ni ayıran kuşak üzerinde bulunmaktadır. Sakarya Zonu ile Rodop-Istranca Masifi'nin muhtemelen Erken Eosen sonunda çarpışmasıyla bölge bütünüyle yükselmiş ve aşınmıştır. Orta Eosen'de başlayan ve Geç Eosen boyunca devam eden transgrasyon sonucunda oluşan derinleşme ve gerilme kuvvetlerinin etkisiyle, faylar boyunca volkanizma meydana gelmiştir

İnceleme sahasında tektonizma ve öztatik hareketlerin oluşturduğu taban seviyesindeki değişimler sonucunda belirgin seviye farkları oluşmuştur. Kıyıdan 300-400 m'lerde Alt-Orta Miyosen aşınım yüzeyleri oluşurken 10-100 m'lerdeki kademe yüzeylerinin gelişiminde flüvyal süreçler etkili olmuştur, Sahanın daha çok kuzeye doğru eğimli olmasında da Pliyosen-Pleyistosen arasındaki tektonik hareketlerin önemli rolü olmuştur. Örneğin, jeomorfolojik oluşum ve gelişime göre akarsu drenajı ve vadi gelişimi, Pliyosen'de başlamış, Kuvaterner boyunca da gelişimine devam etmiştir. Pliyosen sonu-Kuvaterner başlarındaki tektonik hareketler sonucu ortaya çıkan yükselimler, akarsuların yana aşındırmasıyla meydana gelen yamaç taraçaları, menderesler, akarsuların geriye ve derine aşındırmasıyla ortaya çıkan genç yarılmalar gibi oluşumlar genç tektoniğin morfoloji üzerindeki etkilerini göstermektedir.

Sahada meydana gelen plato alanları üzerinde Paleozoyik şistler, Eosen detritik (kumtaşı) ile andezitler ve Tersiyer granodiyoritler oluşmuştur. İnceleme sahasındaki Biga, Kapıdağ ve Armutlu yarımadalarında yer alan farklı seviyelerdeki düzlükler Paleozoyik şistler, Tersiyer (Geç Oligosen-Erken Miyosen) granodiyoritler, Neojen örtüler (kum, çakıl, kil) Eosen andezit ve detritikler (kumtaşı) ile Paleozoyik şistler ve Eosen detritiklerden (kumtaşı) meydana gelmiştir. İnceleme sahası kıyılarını çevreleyen ve bazı alanlarda Neojen örtü formasyonları üzerindeki alçak plato sahaları 100 m'den daha alçak seviyelere kadar (10 m yükseltiye kadar) alçalır ve alüvyal dolgulu ova tabanlarına düşük eğimlerle inerler.

İnceleme sahasındaki akarsular, iklim koşullarından dolayı sel karakterlidir. Bu nedenle zaman zaman taşkınlara sebep olmaktadır. Suya ihtiyaç duyulmayan dönemde akarsular bol su taşırken, suya ihtiyaç olan dönemde akarsuların taşıdığı su miktarı da düşmektedir. Ancak, yeraltı sularının kullanımı aşırı derece arttığı ve yağışların yetersiz olduğu dönemlerde pompajlamalar nedeniyle akarsu yataklarının birkaç km içerisine kadar deniz suyu karışma riski ortaya çıkmaktadır. Sahasının en büyük akarsuları Biga-Kocabaş Çayı (2100 km²), Gönen Çayı (2174 km²) ve Koca Çay (27 600 km²)'dır. Sahada genel olarak eğim kuzeye doğru olduğundan, akarsular da yapıya uyum sağlamıştır.

İnceleme sahasında akarsuların dışında yarı bataklık şeklinde sığ göller bulunmaktadır. Kıyı gerisinde akarsu, dalga ve akıntıların etkisiyle oluşan bu göller lagün olarak meydana gelmişlerdir. Göl çevreleri ise çoğunlukla sazlık ve bataklıklarla kaplı halde bulunmaktadır.

İnceleme sahası batıda Çanakkale Boğazı girişinde yer alan Çardak Feneri'nden başlayıp, doğuda Yalova-Çiftlikköy'e kadar yaklaşık 500 km uzunluğunda kıyılara ve geniş bir şelf alanına (yaklaşık 4000 km²) sahiptir. Kapıdağ Yarımadası ile Gemlik Körfezi arasındaki 32 km genişlikte olan şelf alanı doğuya ve batıya doğru daralmaktadır. Bu nedenle kıyı kuşağında Biga, Gönen ve Kocasu gibi güçlü nehirlerin oluşturduğu geniş deltalarla, kıyının sığ, akarsu faaliyetlerinin fazla olduğu ve akarsuların daha kolay sediment sağladıkları alanlarda farklı büyüklüklerde toplam 51 adet delta oluşmuştur. Ancak, yoğun beşeri faaliyetler

nedeniyle delta sahalarındaki doğal çevre koşullarının bozulmaya başladığı görülmüştür. Özellikle Gönen, Biga ve Koca Çay'ın deltaları üzerinde yapılan pirinç tarımı gibi yoğun tarımsal etkinliklerde bilinçsiz bir şekilde kullanılan gübre ve tarım ilacı bu deltalardaki canlı ekosistemini etkileyerek toprak ve suyu her geçen gün kirletmeye devam etmektedir. Ekosistemi oluşturan sulak alanların karşılaştığı problemlerden bir de Karabiga kıyılarında olduğu gibi akarsuların çekik dönemlerinde dalgaların getirdiği kum ve çakılların kıyı önünde birikmesiyle denizle bağlantılarının kesilmesi sonucu kıyı gerisinde göllenmelerin meydana gelmesidir.

İnceleme sahasındaki deltaların birçoğunun üzerinde tatil köyü, yazlık evler ve diğer dinlenme tesislerinin yapıldığı görülmüştür. Bu tesislerde özellikle yaz döneminde gerçekleştirilen bilinçsiz aktiviteler başta delta alanı olmak üzere deniz ve çevre kirliliğine neden olmaktadır. Örneğin, Kemer (Kemer Çayı deltası), Karabiga (Sarımeşelik Dere deltası), Gemlik (Karsak Çayı deltası), Yalova (Eyrek, Balaban, Elmalı, Ağıl ve Sarısu derelerinin deltaları) gibi yerleşim birimleri, çevrelerinde bulunan akarsuların meydana getirdikleri delta alanlarını işgal etmişlerdir. Bu sahalarda insanların yaptığı yanlış faaliyet akarsuyun akımını ve taşıdığı yük miktarını azaltmaktadır. Delta sahalarındaki saz ve kamış gibi bitki örtüsünün kesilmesiyle kum setlerinin sulak alana doğru ilerlemesi hızlandırmaktadır. Kıyılardan kumların çekilmesiyle ise doğal denge bozulmaktadır.

İnceleme sahasında iklim, arazinin yapısı, litolojik özellikler, bakı, bitki örtüsü gibi etmenler akarsu dağılışını etkilemiştir. Aynı litolojik yapılar üzerinde aynı akarsu yoğunluk değerleri görülürken, farklı litolojik formasyonlar üzerinde farklı akarsu yoğunlukları görülmüştür. Geniş tabanlı vadilere yerleşen akarsular, Würm döneminde deniz seviyesinin –90 ve –100 m'lere çekilmesiyle taban seviyesindeki alçalmaya bağlı olarak yataklarını kazarak geniş oluklu vadi tabanlarındaki drenaj sistemleri olarak ortaya çıkmışlardır. Flandriyen Transgresyonu sırasında, vadi oluklarının birikim materyali ile dolması sonucu da geniş tabanlı alüvyal vadiler güncel morfolojik şekiller olarak ortaya çıkmıştır.

İnceleme sahasında Prekambriyen ve Paleozoyik yaşlı mermer, gnays, metagranit gibi metamorfik kayaçlarla, bunların üzerinde Ordovisiyen'den Jura'ya

kadar olan devirlere ait kırıntılı ve korbonatlı kayaçlar yer almaktadır. Jura devirli metagranit ve neritik kireçtaşı türünden kayaçlar ve bunların üzerinde de stratigrafik olarak Kretase yaşlı kırıntılı sedimentler ve karbonatlar yer almıştır. Miyosen'den günümüze kadar olan zamanda gelişmiş karasal kırıntıların üzeri ise bazı yerlerde günümüze ait alüvyonlar ile de örtülmüştür. Kapıdağ ve Marmara adaları, Prekambriyen öncesinde deformasyon geçirmiş metamorfitler ile onları kesen Pliyosen yaşlı granodiyorit kayaçlar ve Kuvaterner yaşlı alüvyonlardan meydana gelmiştir. Biga Yarımadası'nda Senozoyik zamanında 2500 m den daha fazla kalınlıkta olan çökel dizi ve farklı kimyasal bileşimlere sahip, mağmatik kayaçlar yer almaktadır. Oligo-Miyosen döneminde bölgedeki mağmatik etkinlik sonucunda granitler ve granodiyoritik kayalar ile andezit, dasit, trakiandezit, riyodasitlerle temsil edilen volkanik kayalar meydana gelmiştir. Alt-Orta Miyosen'de ise volkanik kayalarla birlikte yer yer karasal birimler de çökelmiştir. Üst Miyosen-Pliyosen döneminde flüviyal ortamı gösteren alacalı konglomera, kumtaşı, şeyl ve kireçtaşları oluşurken, Üst Miyosen döneminde bu çökeller ile sığ denizel kumtaşı, çakıltaşı, şeyl, marn ve kireçtaşları meydana gelmiştir. Bu kayaçların büyük bir bölümü aşınıma karşı dirençli olduklarından, falezlerin oluşmasına yol açarak yüksek kıyı tipleri meydana getirmişlerdir. İnceleme alanında aşınıma karşı dirençleri bakımından litolojik birimlerin, % 0.004'ü çok düşük duyarlı, % 0.06'sı düşük duyarlı, % 0.24'ü orta duyarlı, % 0.18 yüksek duyarlı ve % 0,11'i de çok yüksek duyarlı olduğu görülmüştür.

İnceleme sahası kıyılarında birbirine doğru ilerleyen yüzey akıntıları oluşmuştur. Bu akıntılar kuzeydoğudan esen rüzgârın etkisiyle zayıflayarak dip akıntılarına dönüşerek kuzeye yönelmektedir. Akıntıların etkisiyle inceleme sahasının kıyıları boyunca akarsuların ağızları doğuda batıya, batıda ise doğuya doğru yönelmiştir.

İnceleme sahası, yapı, iklim, jeomorfoloji, bitki örtüsü ve zamana bağlı olarak inceptisoller, Entisol'ler, Mollisol'ler, Vertisollller, Alfisoller olmak üzere 5 farklı toprak türüne sahiptir. Genç karakterli bir yapı özelliğinde olan İnceptisollerin inceleme sahasında yaygın olarak bulunması delta oluşumunu oldukça

kolaylaştırmıştır. Çünkü bu topraklar erozyonla kolaylıkla aşınıp taşınabilme özelliğine sahiptir. İnceleme sahası genellikle yumuşak kayaçlardan oluştuğundan bu kayaçlar üzerinde aşınıp taşınmaya daha elverişli olan "rendzina" ve "kırmızı-kahverengi Akdeniz toprakları" da meydana gelmiştir.

Karadeniz ve Akdeniz iklimleri arasında kalan inceleme sahasında dağların kuzeye bakan yamaçlarında nemli-ılıman, nemli soğuk iklim koşullarında yetişen kayın, köknar, karaçam ormanları, maki, kızılçam, meşe, karaçam ormanları, zeytin, fıstık çamı ve akarsular civarında ise suyu seven kavak, söğüt ve çınar türleri yaygın olarak görülmektedir. Ancak birçok yerde bitki örtüsü tahrip edildiği görülmüştür. Özellikle zeytinlikler ortadan kaldırılarak yerleşim alanına dönüştürülmüştür. Orman örtüsünün yoğun olduğu alanlardan akarsulara sediment sağlanması azalırken, arazinin çıplak olduğu alanlarda sediment sağlanması önemli ölçüde arttığından inceleme alanında görülen çeşitli türdeki zemin örtüleri kıyı jeomorfolojisinin önemli bir parçası olan deltaların oluşum ve gelişimlerinde etkili rol oynamıştır.

İnceleme alanının kıyıları, yüksek ve alçak kıyılardan oluşmaktadır. Yüksek kıyılar, dik, kayalık, falezli ve fayların kontrolünde gelişen birçok koy ve burunlarla, girintili, çıkıntılı, aşınım ve kıyı gerilemesinin hızlı olduğu kıyılar olarak dikkati çekmektedir. Bu kıyılarda oluşan falezler, bir taraftan dalgalar bir taraftan da çözülme, kütle hareketleri, sel, seyelan suları ve kısa boylu akarsular tarafından yatıklaştırılmakta ve geriletilmektedir. Ölü falez, sözde falez, dalga aşınım düzlüğü (abrazyon platformu) ile denizin günümüz seviyesinden daha yüksekte olduğunu gösteren falez çentikleri ise yüksek kıyılardaki diğer aşınım şekilleridir. Alçak kıyılarda ise kumlu ve çakıllı plaj (kumsal), kıyı okları, kumullar, lagün gölleri, tombolo, kıyı setleri gibi kıyı birikim şekilleri oluşmuştur. Turizm için oldukça elverişli olan alçak kıyılar her geçen gün tatil konutlarıyla doldurulduğundan, 1960'lı yıllarda zeytin tarlası olarak kullanılan sahaların büyük bir bölümünün günümüzde yerleşmeye açılarak zeytinliklerin daraltıldığı görülmüştür.

İnceleme sahasında birçok fay oluşmuştur. Bir kısmı doğu-batı, bir kısmı da güneybatı-kuzeydoğu doğrultusunda uzanmakta olan bu faylar, Kuzey Anadolu Fay (KAF) sistemine bağlı olarak oluşmuştur. Jeolojik tarihçe içerisinde meydana gelen

bu faylar, inceleme sahası kıyılarda bulunan kayaçların farklı şekillerde kıvrılmasına ve kırılmasına da neden olmuştur. Kırıklarla geçirgenliğin artmasına paralel olarak akarsularla taşınan malzemenin miktarı da artmıştır. Bu nedenle, inceleme sahası kıyılarında deltaların oluşum ve gelişimi de etkilenmiştir. Başlangıçta eğime bağlı olarak akışını sürdüren akarsular, Pliyosen ve Pleyistosen'de etkinliğini devam ettiren genç tektonik hareketlerin etkisiyle taban düzeyinin alçalmasına bağlı olarak, fay ve çizgiselliklere yerleşmişlerdir.

İnceleme sahası ve yakın çevresi fay hatları ile parçalanmış ve tektonik aktivite bakımından birinci derece deprem sahasıdır. Sahanın ortasında bulunan Erdek, Bandırma ve Gemlik körfezleri arasındaki çöküntü alanları halen gelişimi sürdürmektedir. Sahanın genç faylarla sınırlanması ve sismik hareketlilik, deprem aktivitesine karşı çeşitli önlemlerin alınmasını zorunlu hale getirmiştir. Zemin tabiatına uygun dayanıklı binaların yapılması, su havzalarında deprem sonrası ortaya çıkabilecek olumsuz durumların takip edilmesi, Gönen, Armutlu ve Çınarcık kaplıcaları gibi sıcak su ve mineral içeren su kaynaklarındaki değişimlerin sürekli gözlenmesi, heyelan gibi kütle hareketlerinin ortaya çıkaracağı olumsuz etkilere karşı çalışmaların yapılması gerekmektedir. Marmara Denizi'ndeki olası depremlerin oluşturacağı dalga etkisinin hangi oranda olacağı, kıyıda bulunan yerleşmeleri etkileme durumu ve bölgenin deprem istasyon ağı kullanılarak sismik hareketliliğin daha yakından izlenmesi gibi önlemlerin alınması büyük önem taşımaktadır. Bunun yanı sıra ovalık sahalarda tarımsal etkinliklerin yapılmalı, anakayadan oluşan yamaç ve plato düzlüklerinde ise yerleşmeler kurularak faydalanılması gerekmektedir.

Marmara Denizi güneyinde de Würm döneminde eski göl tabanları durumunda olduğu düşünülen birçok çukur alanın varlığı tespit edilmiştir. Bu çukurlardan en önemlisi -55 m ile -105 m arasında derinliğindeki Gemlik Körfezi çukurudur**.** Marmara Adası ile Kapıdağ Yarımadası arasındaki çukurluk ve Bandırma Körfezi çukurları bu bölümdeki derinliği -50 m ve -70 m arasında değişen diğer önemli çukurlardır. Deniz altı topografyası, kıyıların önemli morfolojik unsurlarından birisi olan deltaların birikim alanı olması nedeniyle büyük önem taşımaktadır. Aniden derinleşen bu tür alanlarda kıyı jeomorfolojisinin önemli bir

parçası olan deltaların oluşum ve gelişimi daha zor olmaktadır. Zira bir sahada deltanın oluşup, hızlı bir şekilde gelişebilmesi için kıyının sığ olması önemli bir etkendir.

İnceleme sahası kıyılarının jeomorfolojisinde rüzgârların etkisi dalgaların yön ve hızları üzerinden olmaktadır. Sahadaki hâkim rüzgâr yönünün kuzey ve kuzeydoğu 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 göstermektedir. İnceleme sahasındaki rüzgâr enerji potansiyelinin belirlenerek, rüzgâr enerjisinin daha yaygın olarak kullanılabilirliğinin artırılması gerekmektedir.

İnceleme sahası kıyılarının kuzeyine, derinlikleri 80 m'yi geçmeyen ve kayalık kıyılardan oluşan ada ve adacıklar yer almaktadır. Son deniz transgresyonu olan Flandriyen sonucunda bugünkü yapılarını kazandıkları kabul edilen bu topoğrafik unsurlar, Marmara, Avşa, Paşalimanı ve İmralı adaları ile Ekinlik, Koyun, Mamalı, Hasır, Pala, Fener, Asmalı adacıklarıdır.

İnceleme alanı kıyılarının da içerisinde olduğu Marmara Denizi'nde kirlilik, önemli bir sorundur. Bu nedenle Marmara Denizi Çevresindeki yerleşmelere ait belediyelerin resmi ve özel kurumlarla işbirliğine girerek gerekli önlemleri alması gerekmektedir. Bu sahadaki yerleşmelerin ve sanayi kuruluşlarının atıklarını Marmara Denizi'ne boşaltmaları önlenmelidir.

İnceleme sahası kıyılarının 1984 ve 2011 yıllarına uydu görüntülerinden Uzaktan Algılama ve Coğrafi Bilgi Sistemleri teknikleri kullanılarak kıyı çizgileri oluşturulup değişimler açıklanmıştır. Buna göre, Çanakkale-Çardak ile Yalova-Çiftlikköy arası kıyı çizgisinin 1984 yılındaki uzunluğu 553 km, aynı noktalar arası 2011 yılındaki kıyı çizgisi uzunluğu ise 566 km olarak belirlenmiştir. Bunun sebebi, özellikle yerleşim alanlarının olduğu kıyı kesiminde yapılan liman, sahil yolu vb. amaçlar için yapılan dolgulardır.

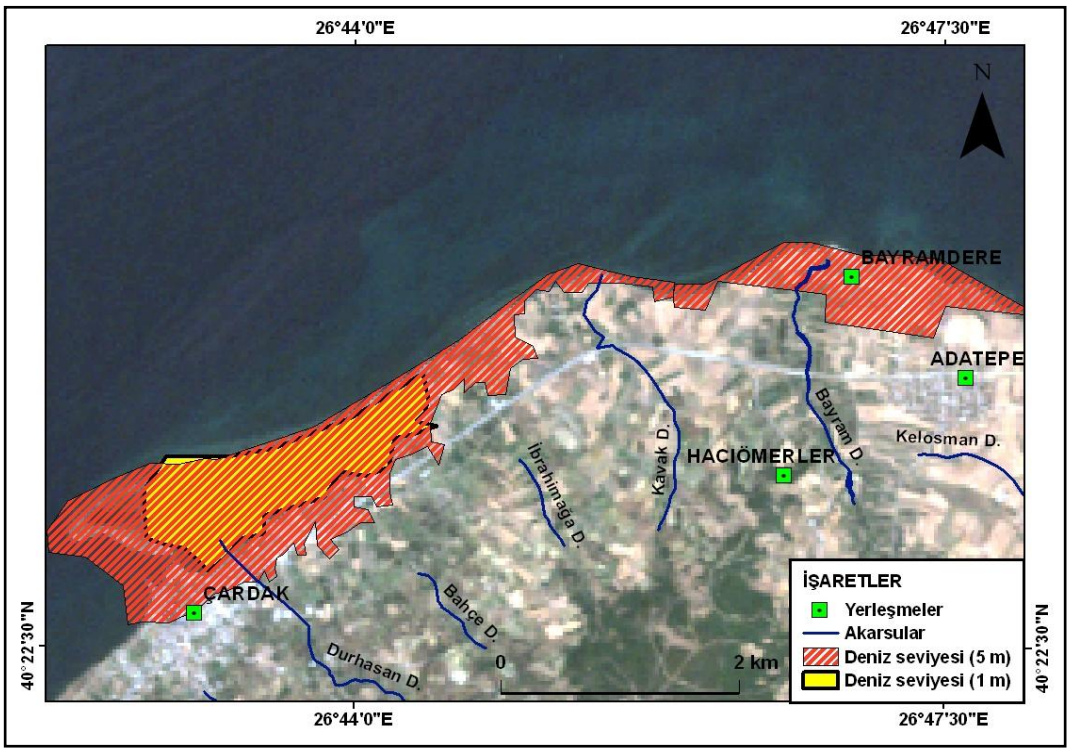
İnceleme sahasının batı ucu olan Çanakkale-Çardak ile doğu ucundaki Yalova-Çiftlikköy arasındaki kıyı kuşağı iklim değişimi, tektonik hareket ya da yüksek ölçekte bir deprem sırasında deniz seviyesinin 1 m yükselmesiyle yaklaşık 80

km²'lik bir kıyı zonu, 5 m yükselmesiyle ise 186.7 km²'lik bir kıyı kuşağı deniz suları altında kalacağı hesaplanmıştır.

Deniz seviyesi ölçüleri yüzyıldır deniz kıyılarına ve adalara kurulmuş mareograf istasyonlarında yersel tekniklerle yapılmaktadır. Geçen yüzyılda değişim miktarının belirlenmesi konusunda temel bilgi kaynağı mareograf istasyonlarındaki deniz seviyesi ölçülerinden elde edilmiştir (Tsimplis ve Spencer, 1997) . Türkiye Ulusal Deniz Seviyesi İzleme Sistemi (TUDES) kapsamındaki Antalya-II, Bodrum-II, Menteş ve Erdek mareograf istasyonlarının 1984-2002 dönemindeki aylık analiz yöntemiyle değerlendirilerek bu istasyonlarda deniz seviyesi değişim miktarı hesaplanmış ve Türkiye'nin Marmara Denizini de içine alacak bir biçimde Doğu Akdeniz kıyıları için ortalama deniz seviyesi değişiminin 4-7 mm/yıl hızla yükseldiği görülmüştür. Bu tahminlerin gelecek yıllarda devam etmesi durumunda özellikle kıyı alanlarında ekonomik ve sosyal sorunlar oluşturması kaçınılmaz hale geleceği düşünülmektedir (Simav vd., 2008; Yıldız vd., 2006). Türkiye'de ve dünyada yapılmış olan araştırmalara göre, gelecek yüzyılda iklim değişmelerine bağı olarak deniz seviyesinin yaklaşık 1 metre yükseleceği tahmin edilmektedir. Giderek artan derecede etkisini gösterecek olan bu olay özellikle delta kıyılarında, kıyı çizgisinin karaya doğru gerilemesine sebep olacaktır. Bu sırada, kumsallarda giderek artan bir erozyon olayı meydana gelecek ve dolayısıyla birçok sahil sitesi dalgaların istilasına uğrayacaktır (Erol, 2003).

Deniz seviyesindeki olası 1 metrelik yükselme durumunda inceleme sahasının batı sınırını oluşturan Çardak sahilinin 1,5 km²'lik alanı ile seviyenin 5 metrelik yükselmesiyle Çardak sahilinden kuzeydoğudaki Kavakdere'ye kadar olan kıyı kesiminin 3.7 km²'lik bir alanı ve Kavakdere'den Bayramdere yerleşmesinin doğusunda bulunan Adatepe'ye kadar 1.12 km²'lik alan sular altında kalacaktır (Şekil 114). Bu durumda Çardak yerleşmesinin batı ucunda yer alan Çardak Feneri ile doğusundaki Tatlı Göl (0.12 km²) lagünü, Bayramdere deltası (4 km²) ve Çardak iskelesi de tamamen sular altında kalacaktır. Olası deniz seviyesi yükselmesinden Çardak-Adatepe arasındaki 11 km'lik kıyı kuşağı ve kıyıdan yaklaşık 700 m içeriden geçmekte olan Çanakkale-Bursa karayolu olumsuz olarak etkilenecektir. Suların 5

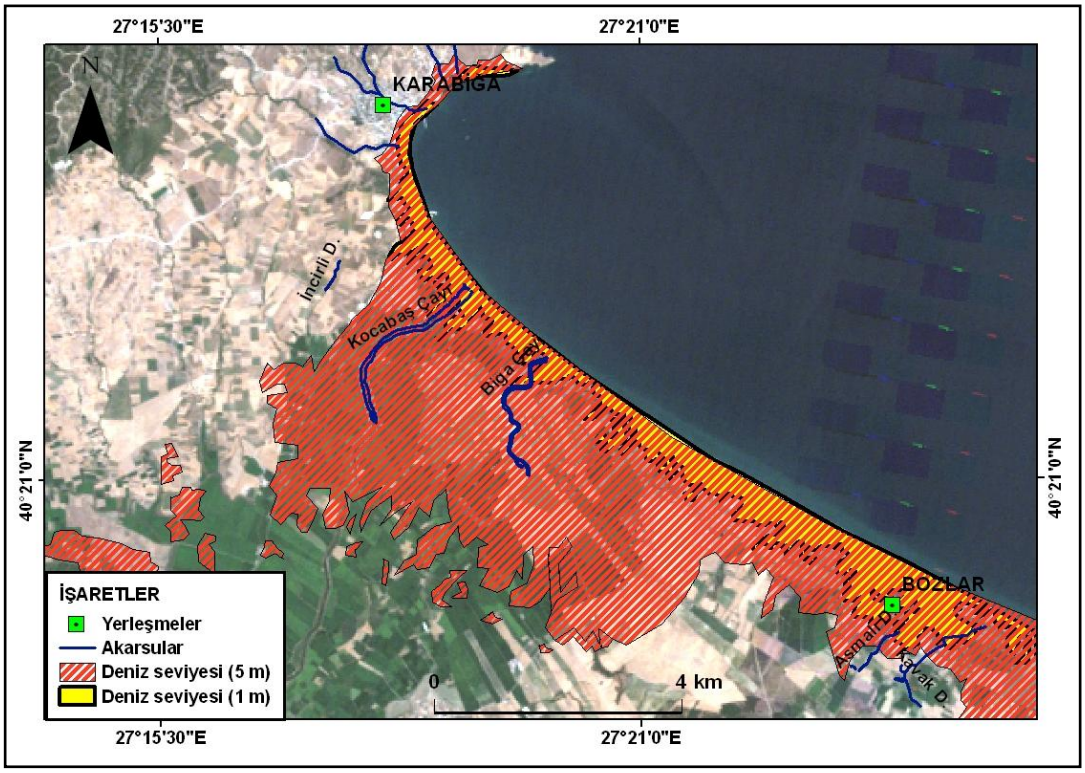
metre yükselmesiyle karayolunun Tatlı Göl lagünün batısında kalan yaklaşık 850 metrelik bölümü sularla örtülecektir. Çardak yerleşmesinin ise Gazi Süleyman, Tunç, Acar, Hakan Şahin, Namık Kemal, Denizciler, Atatürk ve Anafartalar caddelerini tamamen sular kaplayarak yaşamı olumsuz yönde etkileyecektir (Şekil 116).



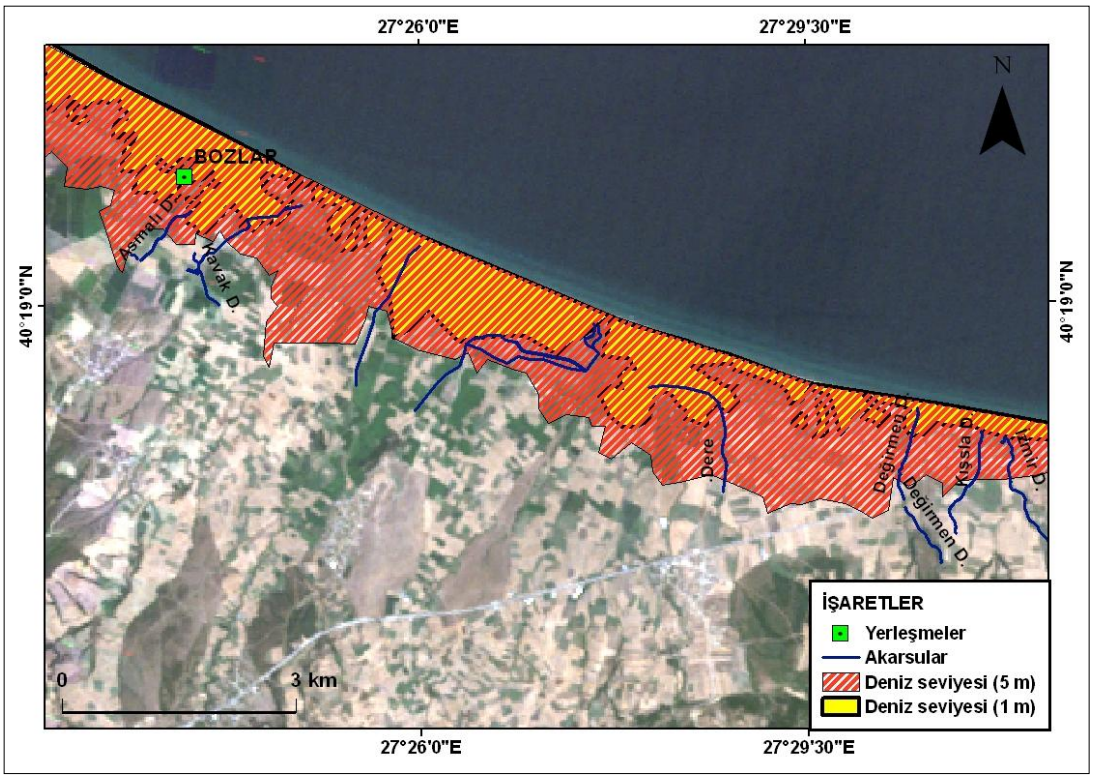
Şekil 116: Çardak-Adatepe Arası Deniz Seviyesi Değişimi

Deniz seviyesi 1 metre yükseldiğinde Karabiğa Feneri'nden Bozlar köyünün doğusundaki İzmir Dere deltasına kadar olan 26 km uzunluğundaki kıyı bölgesinde 12 km²'lik bir alan ile 5 metre yükseldiğinde aynı uzunlukta yaklaşık 50 km²'lik bir alan sular altında kalacaktır. Deniz seviyesi 5 metre yükseldiğinde 163.9 km²'lik bir alana yayılmış olan Biga Çayı deltasının çok büyük bir bölümü, deltanın doğusunda kıyı çizgisinden 70 km içeride oluşmuş olan Keten Göl lagünü, kıyıdan 50 km içerideki Çamur Göl lagünü, Bozlar köyünün 2.8 km kuzeybatısındaki Kapaklı gölleri (2608 m²), Kumkent'in 2 km doğusundaki Hoyrat Göl (0.00 km²) ile Bozlar köyünün kuzeybatısında ve kuzeydoğusunda 0-5 m yükseltiler arasında kurulan

Denizatı, Kumkent ve Sazkent tatil yerleşmeleri tamamen sularla örtülecektir. Karabiğa ile Bozlar arasındaki kıyı şeridinde oluşan 13 km uzunluğundaki kumsal ve plaj sahası da tamamen sular altında kalacaktır. Deniz sularının kıyı çizgisi gerisinde 4.9 km'ye kadar ilerlediği kesimlerde bu iki nokta arasındaki kilometrelerce tarım alanı da tuzlu sulardan etkilenerek kullanılamaz hale gelecektir (Şekil 117; 118)



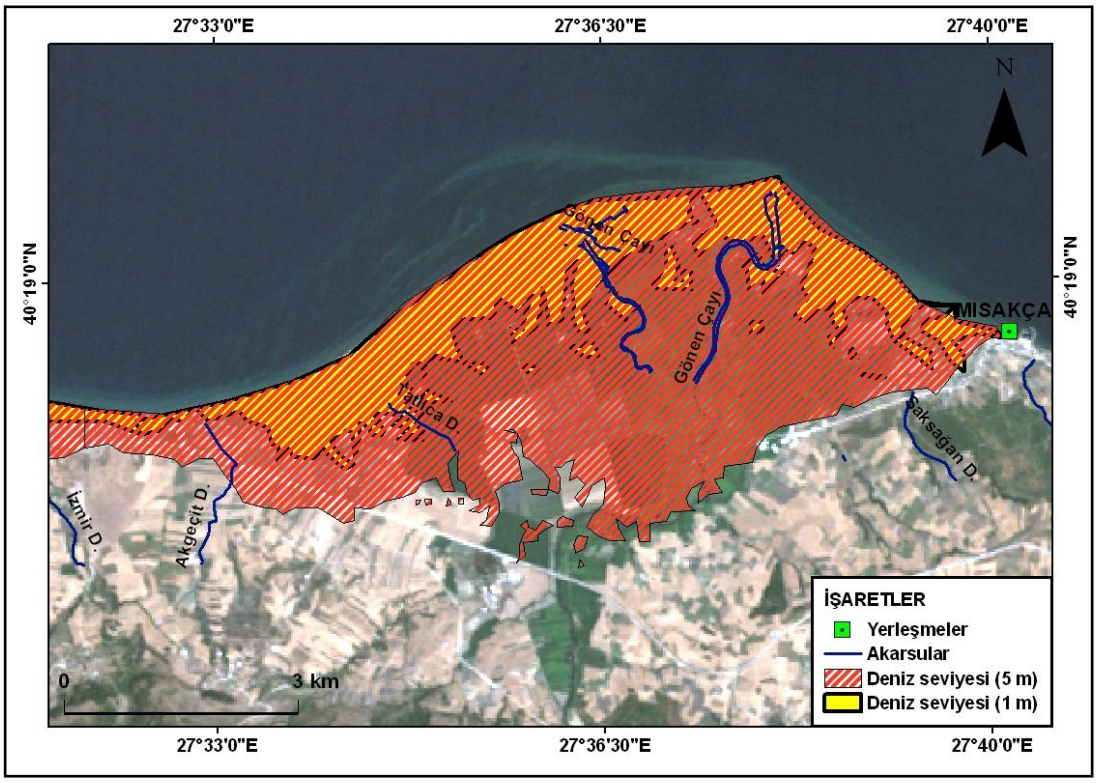
Şekil 117: Karabiga-Bozlar Arası Deniz Seviyesi Değişimi



Şekil 118: Bozlar-İzmir Dere Arası Deniz Seviyesi Değişimi

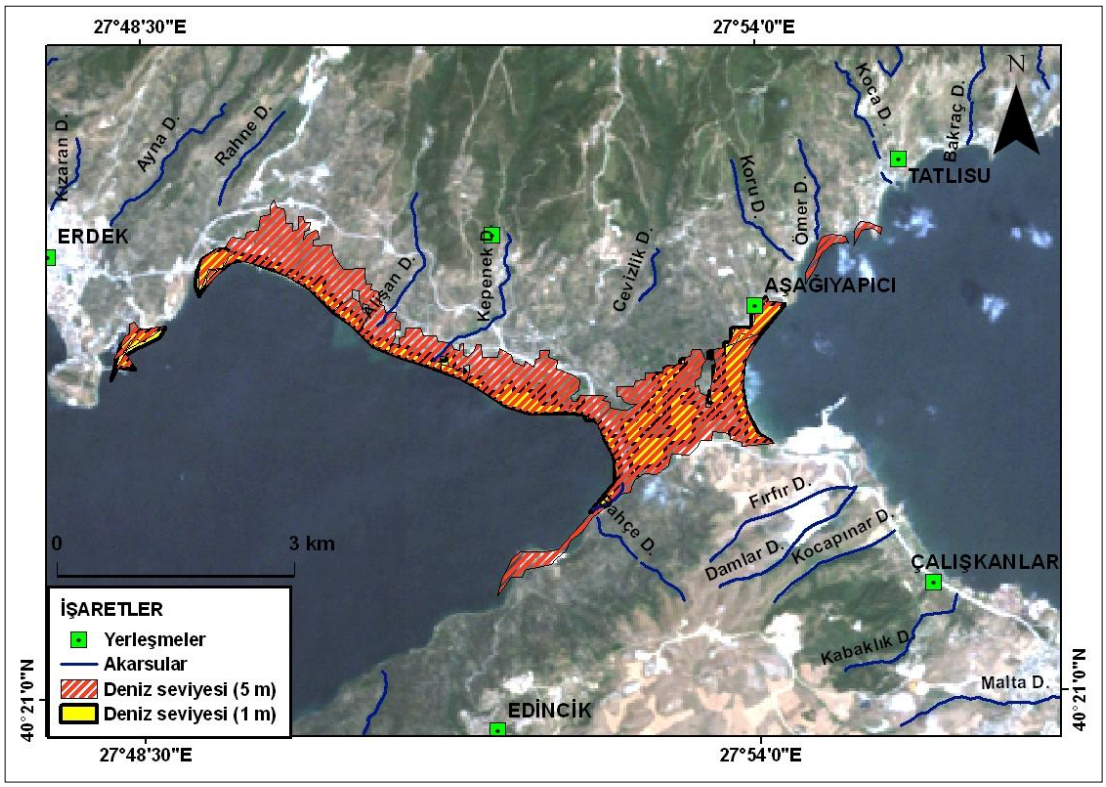
Deniz seviyesinin 1 m yükselmesiyle Gönen Çayı'nın oluşturduğu 33.4 km²'lik delta alanının 7.9 km²'si ile 0.5 km²'lik yüzölçümündeki İzmir Dere deltasının tamamı sular altında kalacaktır. Gönen Çayı'nın batısında oluşan Kiremitçi (0.08 km²), Köremin (0.26 km²) lagün gölleri ile Gönen Çayı ağzının 1 km doğusundaki Yarıntı Gölün tamamı da sular altında kalacaktır. Deniz seviyesinin 5 m yükselmesi durumunda ise doğuda Misakça köyüne kadar uzanan Gönen Çayı deltasının 26.4 km²'si sularla kaplanacaktır. Bu sırada deltanın batısındaki İzmir Dere yakınından geçen Çanakkale Bursa kara yolunun 7.9 km'si de yükselen suların altında kalarak kullanılamaz hale gelecektir (Şekil 119). Kıyı çizgisinden iç kesimlere doğru 4.5 km kadar suların ilerlemesiyle kilometrelerce verimli tarım alanları da tuzlu sular altında kalacaktır. Deniz suyunun karıştığı Gönen Çayı da tatlı su özelliğini kaybederek içme ve sulama suyu olarak kullanılamayacaktır. Deltanın batısında İzmir Dere yakınlarında kurulmuş olan Denizkent tatil sitesinin tamamı ve

önündeki 2 km uzunluğundaki kumsal ve plaj sahası da sular altında kalarak kullanılamaz hale gelecektir (Şekil 119).



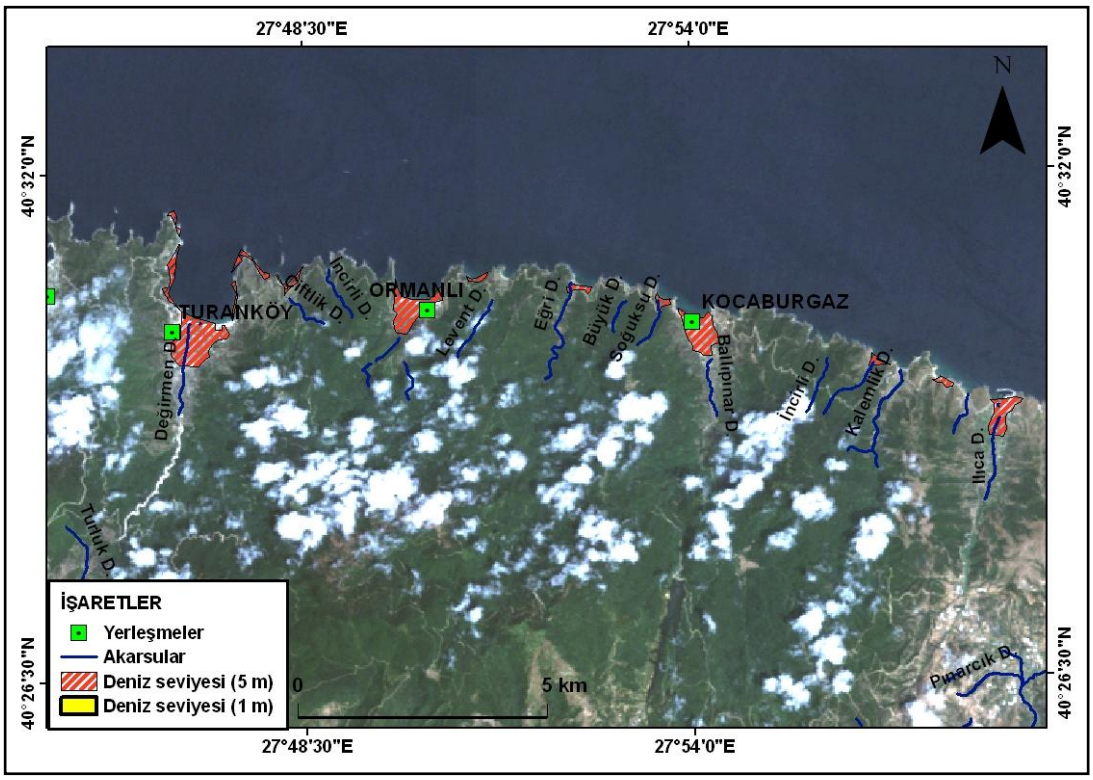
Şekil 119: Gönen Çayı Deltasında Deniz Seviyesi Değişimi

İnceleme sahasında olası 1 metrelik yükselme durumunda Erdek Körfezi kıyılarının Edincik ile Erdek arasında kalan 0.8 km²'lik bir alan ile Erdek Körfezi'nin doğusundaki Çalışkanlar ile Aşağıyapıcı Köyleri arasındaki 0.9 km²'lik bir alan sular altında kalacaktır. Suların 5 m yükselmesiyle de aynı yerleşmeler arasındaki 4.9 km²'lik alanı sular kaplayacaktır. Bu sırada Erdek Körfezi'ne dökülen Alişan Dere'nin 1 km²'lik deltasının tamamı, Kapıdağ'ı anakaraya bağlayan Belkıs Tombolosu ve Belkıs ovası ile Bandırma-Erdek karayolunun Erdek körfezindeki 1.8 km'ik bölümü ve Erdek Körfezi-Aşağıyapıcı köyü arasındaki 3.8 km'lik bölüm de sular altında kalarak kullanılamayacaktır (Şekil 120).



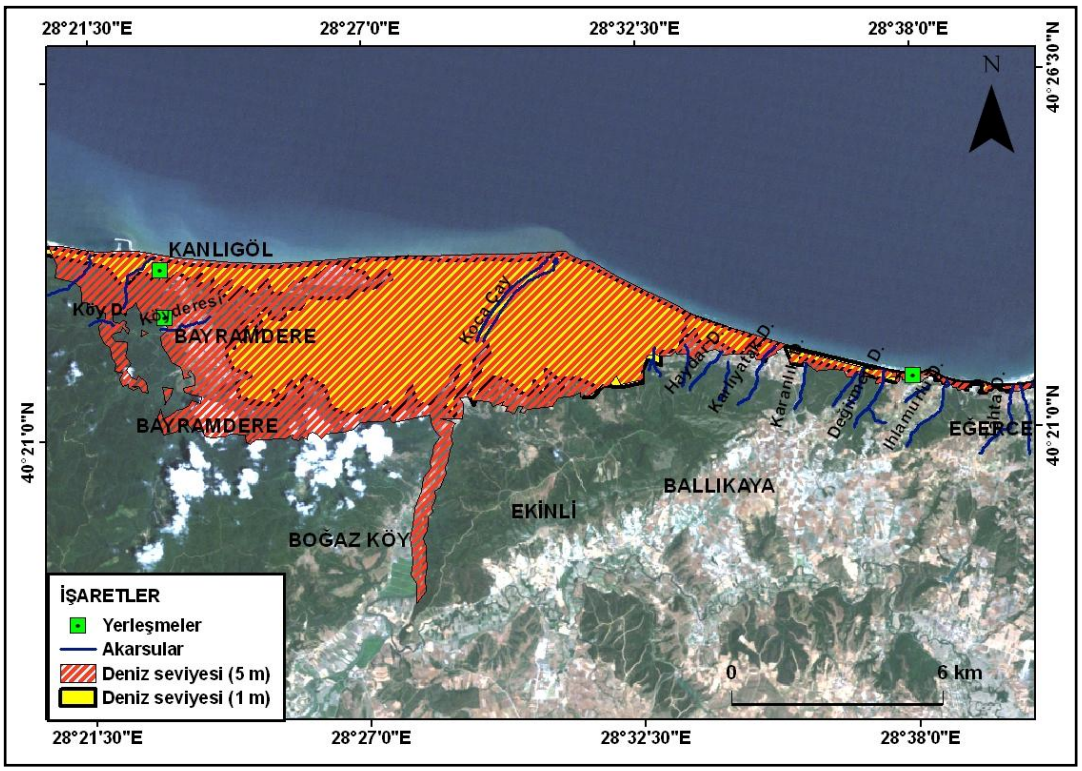
Şekil 120: Erdek Körfezi'nde Deniz Seviyesi Değişimi

Kapıdağ Yarımadası'nın kuzey kıyıları güneyine göre daha dağlık, engebeli ve dik falezlerden oluştuğundan deniz seviyesinin 1 m yükselmesi sırasındaki küçük koylardaki kumsallar ve koylardan denize dökülen akarsuların deltaları dışında çok fazla sahanın etkilenmeyeceği tahmin edilmektedir. Ancak deniz seviyesinin 5 m yükselmesiyle batıda İlhanköy ile doğudaki Çakıl köy arasındaki Küçükakça, Büyükakça, Doğanlar, Ormanlı, Cenazeçukuru, Halilköy, Turanköy, Balyoz, Ormanlı, Levent, Ballıpınar, Bostancı, Burtik ve Zenbilci koyları ve bu koylardan denize dökülen Çakıl, Gürgen (0.4 km²), Kesikdağ (0.5 km²), Değirmen (0.8 km²), Ceylan (0.5 km²), Eğri (0.03 km²) Ballıpınar (0.7 km²), Ilıca (0.2 km², Çatak (0.07 km²) ve Kestel (0.03 km²) derelerin oluşturduğu deltaların tamamı ve yerleşim alanları sular altında kalacaktır (Şekil 121).



Şekil 121: Kapıdağ Yarımadası'nın Kuzeyinde Deniz Seviyesi Değişimi

Deniz seviyesindeki olası 1 metrelik yükselmeyle inceleme sahasının ortasında yer alan Kocay'ın 50.7 km²'lik alanda oluşturduğu deltanın 45 km²'si, suların 5 m yükselmesiyle de tamamı sular altında kalacaktır. Bu durumda 20.8 km uzunluğunda ve 4.7 km genişliğindeki deltadaki verimli tarım alanları olumsuz yönde etkilenerek kullanılamaz hale gelecektir. Kocaçay'ın doğusundaki Arapçiftliği gölü (2.9 km²), batısında oluşan Dalyan göl (0.7 km²), Poyraz göl, ve Bayramdere yakınlarındaki Kanlı göl tamamen sular altında kalacaktır. Deniz seviyesinin 5 m yükselmesiyle tuzlu sular yaklaşık 11 km kadar Kocaçay vadisinde ilerleyeceğinden, akarsu tatlı su özelliğini kaybedecektir. Bu sırada deltaının batısındaki Bayramdere, güneyindeki Boğazköy, Ekinli köyü ve Ballıkaya köyleri de sularla kaplanarak kullanılamaz hale gelecektir (Şekil 123).



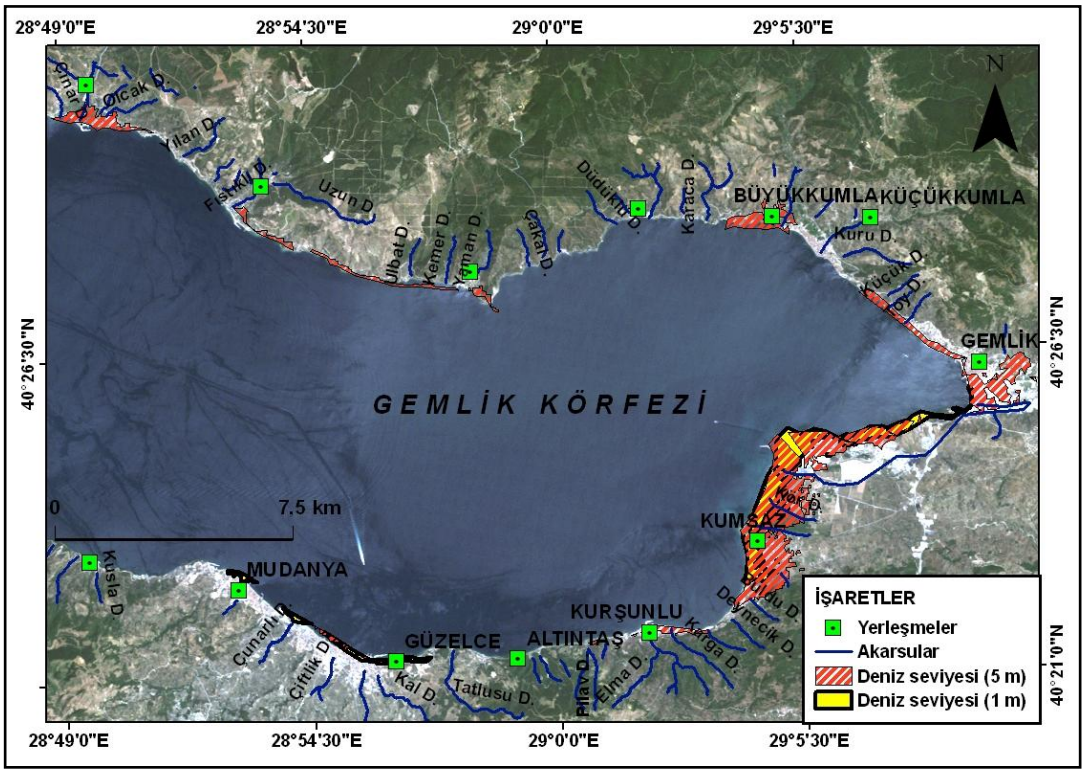
Şekil 122: Kocaçay Deltasında Deniz Seviyesi Değişimi

Gemlik Körfezi kıyılarında deniz seviyesinin 1 metre yükselmesiyle kıyı boyunca uzanan Zeytinbağı (Trilye), Mudanya (0.2 km²), Burgaz (0.2 km²), Kumsaz (2.3 km²), Gemlik (2 km²), Küçük ve Büyükkumla, Narlı, Kapaklı ve Armutlu yerleşmelerinin sahillerini sular örtecektir. Deniz seviyesinin 5 m yükselmesiyle de Mudanya'dan Büyükkumla'ya kadar olan yaklaşık 47 km uzunluğundaki kıyıdaki yerleşim alanlarından Mudanya (0.3 km²), Kurşunlu (0.26 km²), Kumsaz ve Gemlik (10 km) ve Büyükkumla (0.8 km²) kıyılarında yaklaşık 15 km²'lik alan sularla örtülecektir. Bu sırada batıdan doğuya doğru kıyı boyunca oluşan Çınarlı dere (1.0 km²), Kal dere (0.4 km²), Tatlısu dere (0.1 km²) Büyük dere (4.9 km²), karanlık dere (3.4 km²), Karsak Çayı (4.2 km²), Küçükumla dere (1.1 km²) ve Büyükkumla dere (0.8 km²) deltaları da sular altında kalacaktır. Bursa-Yalova karayolunun Gemlik'ten geçen 1 km'lik bölümü ile Körfez'in en büyük şehri olan Gemlik'in İslamköy, Hisar, Dr. Ziya Kaya, Eşref Dinçer, Kayhan ve Cumhuriyet mahallelerinin sahile yakın bölümlerini sular kaplayarak yaşamı olumsuz yönde etkileyecektir. Gemlik'in

güneyinde yoğunlaşmış olan sanayi tesislerinin ve limanın da önemli bir bölümü sular altında kalarak bu olumsuz durumdan etkilenecektir. Gemlik limanı ile Güzelyalı feribot iskelesi de kullanılamaz hale gelecektir (Şekil 124).

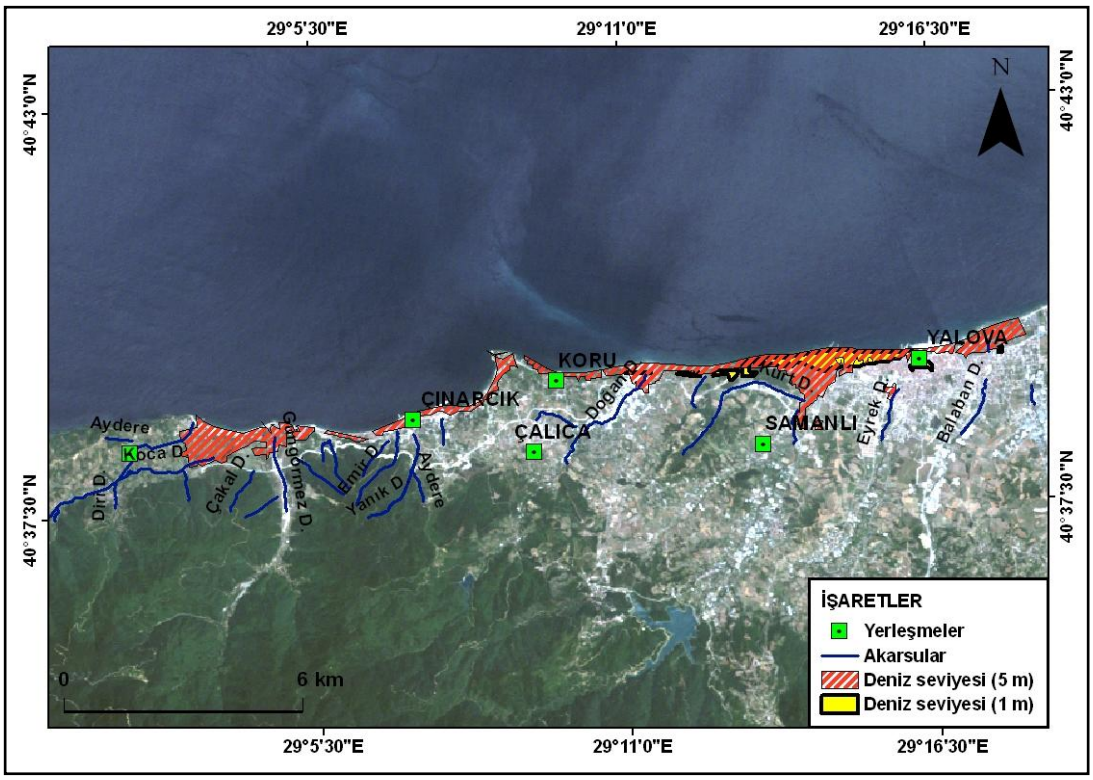
Gemlik Körfezi'nin batısındaki Büyükdere deltasının batısından kıyı çizgisinin hemen gerisinde oluşturulan tatil sitelerine kadar 1 km uzunluğunda, 70 m genişliğindeki Kumsaz kumsalı da sular altında kalarak kullanılamayacaktır. Körfez'in en uzun plajının sular altında kalmasıyla, Kumsaz'ın 1 km batısında oluşan Dalyan Gölü (lagün) de tamamen sularla örtülecektir (Şekil 124).

Büyükkumla-Bozburun arasındaki yaklaşık 30 km'lik kıyı boyunca da Kapaklı, Fıstıklı, Armutlu yerleşmelerinin kıyı çizgisine yakın bölümleri ve Karacadere (0.3 km²), Kestane dere (0.4 km²), Yaman dere (0.5 km²), İlbat dere (0.5 km²), Fıstıklı dere (0.4 km²), Armutlu dere (1.7 km²) deltaları sular altında kalarak tarımı olumsuz etkileyecektir. Armutlu'nun kıyısında oluşturulan tatil siteleri de suların altında kalacağından doğal yaşam ve turizm de olumsuz etkilenecektir (Şekil 124)



Şekil 123: Erdek Körfezi'nde Deniz Seviyesi Değişimi

İnceleme sahasının doğusundaki en son bölümü oluşturan Yalova-Çınarcık ve Çiftliköy kıyıları da olası deniz seviye yükselmesinden öncelikle etkilenecek sahaları oluşturmaktadır. Kocadere yerleşmesinin batısındaki Han burundan doğuda Çınarcık'a kadar yaklaşık 8 km'lik bir kyı bölgesindeki 11 km²'lik bir alan sular altında kacaktır. Bu iki nokta arası yerleşim sahası olarak kullanıldığından, deniz seviyesinin 5 m yükselmesiyle Kocadere ve Çınarcık'ın birçok mahallesi (Kocadereyalısı, Taşliman ve Harman mahallesi), Koca dere ile Güngörmez dere arasındaki 1.3 km uzunluğundaki plaj sahası, Koca dere (1.1 km²) ve Güngörmez dere (1.9), Ay dere (0.5 km²) deltaları ve deniz ulaşımını sağlayan iskeleler deniz sularıyla dolacaktır (Şekil 125). Çınarcık'ın sahile yakın kurulan hastanesi, Meoroloji İstasyonu, Hükümet ve Belediye binaları da sular altında kalacağından ilçede yaşam tamamen durma noktasına gelecektir. Yalova'nın batısındaki Koru yerleşmesi ile doğusundaki Çınarcık arasındaki 13 km'lik kıyı bölgesinin 1.2 km²'si ile 5 m yükseldiğinde 5.6 km²'si deniz suları ile örtülecektir. Doğan Dere (1.3 km²), Selimandıra Dere (2.8 km²), Eyrek dere (2.8 km²), Balaban Dere (1.9 km²) ve Elmalı Dere (1.7 km²) deltaları tuzlu suların altında kalacağından delta sahalarında yapılan tarım büyük oranda zarar görecektir. Yalova'nın sahilindeki deniz ulaşımını sağlayan iskelenin de sular altında kalacak olması deniz ulaşımını tamamen durduracaktır (Şekil 125).



Şekil 124: Çınarcık-Çiftlikköy Arasında Deniz Seviyesi Değişimi

Deniz seviyesinin yükselmesi toprak kaybının yanında kıyıya yakın temiz su kaynaklarının denizle birleşmesine neden olarak beşeri ve ekonomik hayatı olumsuz yönde etkileyecektir. Bu durumda tarımsal ve içme amaçlı su gereksinimi artacaktır. Sıcak ve kurak devrenin uzunluğundaki ve şiddetindeki artışa bağlı olarak da orman yangınlarının frekansı, etki alanı ve süresi artacaktır. Karasal ekosistemler ve tarımsal etkinlikler zarar görecektir. Deniz seviyesi yükselmesine bağlı olarak, inceleme sahasının yerleşme, turizm ve tarım alanları durumundaki, kıyıları ile sahilleri sular altında kalacaktır. Bu durumda kıyı kullanımının planlanması sırasında olası deniz seviyesi yükselmesi sonucu yaşanacak gelişmeler dikkate alınmalıdır.

KAYNAKLAR

ABALI, H.: (2005), "Marmara Denizi'nde Tsunami Tehlikesinin Değerlendirilmesi". İstanbul Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, İstanbul.

ADATEPE, M., F.: (2000), "Marmara Denizi Gravite ve Manyetik Özellikleri", Marmara Denizi'nin Jeolojik Oşinografisi, İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve işletmeciliği Enstitüsü, Editörler: Ertuğrul Doğan-Ajun Kurter, s. 78-112, İstanbul.

AKAR, İ., ÖZDEMİR, S., ÖZDEMİR, H.: (2006), "Jeomorfoloji Çalışmalarında CBS'nin Kullanımı: Kasatura Körfezi ve Çevresi Örneği", **Coğrafi Bilgi Sistemleri Bilişim Günleri Sempozyumu**, 13-16 Eylül 2006, Fatih Üniversitesi, İstanbul.

AKBULUT, A.O., ALGAN, L.M.: (1985), Kocasu Çayı Ağız Kesiminde Deniz Altı Depolarının Bazı Sedimantolojik Özellikleri: Bülten, İstanbul Üniversitesi, **Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Dergisi**, Sayı: 2, s: 145-154.

AKSAY, S.C., KETENOĞLU, O., KURT, L.: (2005), "Küresel Isınma ve İklim Değişikliği", **Selçuk Üniversitesi, Fen Edebiyat Fak Dergisi**, Sayı: 25, s. 29-41, Konya.

ALESHEİKH, A.A., GHORBANALİ, N.: (2007), "Coastline Change Detection Using Remote Sensing", **International Journal of Environmental Science and Technology**, Vol: 4 No:1, pp. 61-66.

ALGAN, O.: (2000), "Marmara Denizi'nin Sedimentolojik ve Jeokimyasal Özellikleri ile Paleoşinografisi", Marmara Denizi'nin Jeolojik Oşinografi, İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, Editörler: Ertuğrul Doğan-Ajun Kurter, s. 392-472, İstanbul.

ALPAR, B.: (2000), "Marmara Denizi Depremselliği, Marmara Denizi Sismik Görünümü", Marmara Denizi'nin Jeolojik Oşinografi, İstanbul Üniversitesi Deniz

Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, Editörler: Ertuğrul Doğan-Ajun Kurter, s. 126-177, İstanbul.

ALPAR, B., KURAN, U., YALÇINER, C.A., ALTINOK, Y.: **(**2005), "Türkiye Çevresi Denizlerde Depreşim Dalgası Oluşma Olasılığı Bulunan Bazı Bölgeler", **TMH - Türkiye Mühendislik Haberleri Dergisi**, Cilt: 4, Sayı: 438, s. 33-37.

ALPAR, B., YALÇINER, C.A., ÖZBAY, İ.: (2000), "Marmara Denizi'nde Potansiyel Heyelan Alanları ve Bunlara İlişkin Depreşim Dlagası (Tsunami) Oluşum ve Hareketleri", **III. Ulusal Kıyı Mühendisliği Sempozyumu**, 5-7 Ekim 2000, Çanakkale.

ALTINOK, Y., ALPAR, B., YALTIRAK, C.: (2003), "Şarköy-Mürefte 1912 Earthquake's Tsunami, Extension of the Associated Faulting in the Marmara Sea, Turkey", **Journal of Seismology**, Vol: 7, No: 3, pp. 329-346.

ALTINOK, Y., ERSOY, Ş.: (2000), "Tsunamis observed on and near Turkish Coasts", Natural Hazards, Kluwer Academic Publishers, Vol. 2, Issue 21, pp. 185-205.

ALTINOK, Y., YALÇINER, A.C., ALPAR, B., ERSOY, Ş.: (2000), "Tarihsel Veriler Işığında Marmara Denizinde Depreşim Dalgaları (Tsunamiler)", 3**. Ulusal Kıyı Mühendisliği Sempozyumu, Bildiriler Kitabı**, 3-7 Ekim 2000, s. 33-43, Çanakkale.

AMBRASEYS, N.N.: (2002), "Seismic Sea-Waves in the Marmara Sea Region During the Last 20 Centuries", **Journal of Seismology**, Vol: 6, pp. 571-578.

ANDRİANİ, F.G., WALSH, N.: (2007), "Rocky Coast Geomorphology and Erosional Processes: A Case Study along the Murgia Coastline South of Bari, Apulia -SE Italy", **Geomorphology**, Volume : 87, Issue: 3, pp. 224–238

ARDEL, A.: (1943), “Marmara Bölgesinin Güneydoğu Havzalarının Morfolojik Karakterleri”, **Türk Coğrafya Dergisi**, Sayı: 2, s. 160-171, İstanbul.

ARDEL, A.: **(**1948-1949), “Armutlu Yarımadası”, **Türk Coğrafya Dergisi**, Sayı: 11-12, s. 35-70, İstanbul.

ARDEL, A., TÜMERTEKİN, E.: (1955), “Trakya’da Coğrafi Müşahedeler”, **Türk Coğrafya Dergisi**, Sayı: 15-16, s. 1-15.

ARDEL, A.: (1957), “Trakya’nın Jeomorfolojisi”, **Türk Coğrafya Dergisi**, No:17, s. 152-158, İstanbul.

ARDEL, A., İNANDIK, H.: (1957), “Marmara Denizi’nin Teşekkül ve Tekamülü”, **Türk Coğrafya Dergisi**, No:17, s. 1-19.

ARDEL, A.: (1960), “Marmara Bölgesi’nin Yapı ve Reliefi”, **Türk Coğrafya Dergisi**, Sayı: 20, s. 2-16.

ARDEL, A.: (1967-1968), “Türkiye Kıyılarının Teşekkül Ve Tekamülüne Toplu Bakış”, **Türk Coğrafya Dergisi**, Sayı: 24-25, s. 1-13.Ankara.

ARDEL, A., KURTER, A.: (1973), Marmara Denizi (Fiziki Etüd), **İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi**, Cilt: 10, Sayı: 18–19, s. 57-70.

ARDOS, M.: (1985), “Jeomorfoloji Açısından Türkiye Ovalarının Oluşumları ve Gelişimi”,**İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi**, Sayı: 1, s. 111-126.

ARDOS, M.: (1996),”Türkiye’de Kuvaterner jeomorfolojisi”, Çantay Kitabevi, 2. Baskı, İstanbul.

ARI, H.A., YÜKSEL, Y., ÇEVİK, E.Ö., GÜLER, I., YALÇİNER, C.A., BAYRAM, B.: (2007), “Determination and Control of Longshore Sediment Transport: A Case Study”, **Ocean Engineering**, Cilt: 2, Sayı: 34, s. 219-233.

ARTÜZ, L., M.: (2007), "Bilimsel Açıdan Marmara Denizi", **Türkiye Barolar Birliği Yayınları** : 119, Kültür Serisi: 2, Ankara.

AŞPAR, B.: (2005), "Tersane Bölgesi Olması İstenen Yalova-Altınova Sahillerinin Sismik Değerlendirmesi", **Deprem Sempozyumu**, 23-25 Mart 2005, Kocaeli.

ATAKAN, B.: **(**2003), "İstanbul İlinde Maltepe- Kartal ve Kuyumcular- Pendik Arası Sahil Dolgu Alanlarının Peyzaj Planlama Açısından İrdelenmesi," İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Peyzaj Mimarlığı Ana Bilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi, İstanbul.

ATALAY, İ.: **(**2001), "Kuvaterner'deki İklim Değişmelerinin Türkiye Doğal Ortamı Üzerindeki Etkileri", İ.T.Ü. Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, İstanbul. Üniversitesi, **Türkiye Kuvaterner Çalıştayı** 3. Bildiriler Kitabı, s. 121-128, 21-22 Mayıs 2001, İstanbul.

ATALAY, İ.: (2004), "Türkiye Coğrafyası ve Jeopolitiği", **META Basım Matbaacılık Tesisleri,** 2. Baskı, İzmir.

ATALAY, İ.**:** (2005)**,** "Kuvaterner'deki İklim Değişmelerinin Türkiye Doğal Ortamı Üzerindeki Etkileri", **Türkiye Kuvaterner Sempozyumu**, TURQUA-V, İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, 2-5 Haziran 2005, İstanbul.

AYKUT, N., O., DOĞAN, U., ATA, E., ARI, A.: (2005), Aykut, N., O., Doğan, U., Ata, E., Arı, Anıl. "GPS ile Kıyı Çizgisinin Belirlenmesi, Karaburun Örneği", Harita ve Kadastro Mühendisleri Odası, Mühendislik Ölçmeleri STB Komisyonu, **2. Mühendislik Ölçmeleri Sempozyumu**, 23-25 Kasım 2005, İTÜ – İstanbul.

AYKUT, N.O., DOĞAN, U., ATA, E., ARI, A.: (2005), "GPS ile Kıyı Çizgisinin Belirlenmesi, Karaburun Örneği", Harita ve Kadastro Mühendisleri Odası, Mühendislik Ölçmeleri STB Komisyonu, **2. Mühendislik Ölçmeleri Sempozyumu**, 23-25 Kasım 2005, İTÜ - İstanbul.

BAİLEY, G., CARRİO´N, S.J., FA, A.D., FİNLAYSON, C., FİNLAYSON G., VİDAL, R.J.: **(**2008), "The Coastal Shelf of the Mediterranean and Beyond: Corridor and Refugium for Human Populations in the Pleistocene", **Quaternary Science Reviews**, Vol: 27, pp. 2095-2099.

BARNES, J., RİZOS, C., WANG, J., MENG, X., COSSER, E., DODSON, H.A., ROBERT, W., G.: (2003), "The Monitoring of Bridge Movements Using GPS and Pseudolites", Proceedings, **11th FIG Symposium on Deformation Measurements**, Santorini, Greece.

BEKAROGLU, E.: (2008), "Dogu Akdeniz'de Geç Holosen'de Yükselmis Kıyı Çizgileri Üzerine Bir Degerlendirme", A review on the elevated shorelines in the Eastern Mediterranean during the Late Holocene, **Cografi Bilimler Dergisi**, Cilt: 1, No: 6, pp. 1-21.

BERBEROĞLU, S., ALPHAN, H., YILMAZ, K.T.: (2003), "A Remote Sensing Approach for Detecting Agricultural Encroachment on the Eastern Mediterranean Coastal Dunes of Turkey", **Turkish Journal of Agriculture and Forestry**, Vol: 27, pp. 135-144.

BEŞİKTEPE, T. Ş., SUR, İ.H., ÖZSOY, E., LATİF, M.A., OĞUZ, T. ÜNLÜATA, Ü.: (1994), "The Circulation and Hydrography of the Marmara Sea", **Progress in Oceanography,** Vol: 34, No. 4, pp. 285-334.

BHATT, N., BHONDE, U.: (2006), "Geomorphic Expression of Late Quaternary Sea Level Changes Along the Southern Saurashtra Coast, Western India", **Journal of Earth System Science**, Vol: 115, No. 4, pp. 395–402.

BİLGİN, T., (1969), "Biga Yarımadası Güneybatı Kısmının Jeomorfolojisi", İstanbul Üniversitesi, **Coğrafya Enstitüsü Yayınları,** No: 55, İstanbul.

BİNGÖL, E., AKYÜREK, B., KORKMAZER, B.: (1973), "Biga Yarımadasının Jeolojisi ve Karakaya Formasyonunun Bazı Özellikleri", M.T.A., **Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğler Kitabı**, s. 70–77, Ankara.

BİRİCİK, S.A.: (2001), "Marmara Denizi Sualtı Rölyefi ve Güney Marmara Sahillerinde Deprem, (Güney Marmara Bölümü Mekansal Sorunlar ve Çözümler)," **29. Coğrafya Meslek Haftası Bildiri Özeti Kitabı**, 17-19 Mayıs 2001, Çanakkale.

BOAK, E.H., TURNER, I.L.: (2005), "Shoreline Definition and Detection: A Review," **Journal of Coastal Research**, Vol: 21, Issue: 4, pp. 688-703.

BOZKURT, A., KURTULUŞ, C.: **(2009).** "Jeofizik ve Geoteknik Metotlarla Mühendislik Uygulamaları: Yalova'da Arazi Uygulaması", **Uygulamalı Yerbilimleri**, Sayı: Ekim-Kasım, s. 1-14.

BOZKURTOĞLU, E., ERİŞ, K.: (2005), "Büyük Çekmece–Marmara Ereğlisi Arası Kıyı ve Deniz Alanı Çökellerinin Jeomekanik Özellikleri", **Türkiye Kuvaterner Sempozyumu**, 2-5 Haziran 2005, İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

CANDAN, O., KUN, N.: (1991), "Ödemiş Asmasifindeki (Menderes Masifi) Olasılı Pan-Afrikan Meta Volkanitleri", **MTA Dergisi**, Sayı: 112, s. 27-40.

CEYLAN, M.A.: (2011), " Türkiye Kıyılarında Üzerinde Şehir Yerleşmesi Bulunan Tombololara Genel Bir Bakış", **Marmara Coğrafya Dergisi**, Sayı: 23, s. 352-372.

CIĞIZOĞLU, H.K., HAYIR, A., KILIN, İ., ŞEŞEOĞULLARI, B.: (2007), "Kıyıdaki Tsunami Dalgası Yüksekliğinde Deniz Tabanı Heyelan Hızının Etkisi," 6**. Ulusal Kıyı Mühendisliği Sempozyumu Bildiriler Kitabı**, 25-28 Ekim s. 157-164.

COLEMAN, J.M., ROBERTS, H.H.: (1988), "Deltaic coastal wetlands. (Eds.: Van der Linden, W.J.M., Cloeting, S.A.P.L, Kaasschieter, J.P.K, Vanderberghe, J., Van der Graaf, W.J.E ve Van der Gun, J.A.M.) Coastal Lowlands Geology and Geotechnology; Kluwer Acad. Publication No: 1-24, Dordrecht.

COLLİN, A., LONG, B., ARCHAMBAULT, P.: (2011), "Benthic Classifications Using Bathymetric LIDAR Waveforms and Integration of Local Spatial Statistics and Textural Features", **Journal of Coastal Research**, SI, Vol: 62 pp: 86-98, Florida Spring 2011, West Palm Beach.

CÜREBAL, İ., KIZILÇAOĞLU, A., SOYKAN, A.: (1998), "Belkıs Tombolosu'nun Jeomorfolojik ve Uygulamalı Jeomorfolojik Özellikleri", **Balıkesir Üniversitesi-Sosyal Bilimler Enstitüsü Dergisi**, Cilt: 1, Sayı:1, s. 1-23.

CÜREBAL, İ.: (1999), Gönen Çayı (Tahirova) ile Edincik (Balıkesir) Arasının Kıyı Kullanımı ve Planlaması (Basılmamış Yüksek Lisans Tezi), İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, İstanbul.

ÇAĞATAY, M.N., GÖRÜR, N., POLONİA, A., DEMİRBAĞ, E., SAKINÇ, M., CORMİER, M., H., CAPOTONDİ, L., MCHUGH, C., EMRE, Ö., ERİŞ, K.: **(**2003), "Sea-Level Changes and Depositional Environments in the İzmit Gulf, Eastern Marmara Sea, During The Late Glacial–Holocene Period", **Marine Geology**, Vol: 202, Issues 3–4, pp. 159-173.

ÇAĞATAY, C.N.M., GÖRÜR, N, EASTOE, C., TCHAPALYGA, A., ONGAN, D., KUHN, T.: (2000), "Late Glacial–Holocene Palaeoceanography of the Sea of Marmara: Timing of Connections with the Mediterranean and the Black Seas", **Marine Geology**, Vol: 167 pp. 191-206.

ÇİÇEK, İ., TÜRKOGLU, N., GÜRGEN, G.: (2008), "Karpuz Çay Deltasının (Antalya Dogusu) Paleojeomorfolojisi", Paleogeomorphology of Karpuz Çay delta, Cografi Bilimler Dergisi, Cilt: 1, Sayı: 6, s. 22-39.

ÇOLAKOĞLU, G.: (2006), "Karacaören (Çanakkale) Civarının Neojen Stratigrafisi ve Mollusuk Faunası" Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi, Çanakkale.

ÇOPUROĞLU, M., TERZİOĞLU, C., VARDAR, M., ÇAĞATAY, N., MAHMUTOĞLU, Y., SANCAR, Ü., ÇÖLKESEN, İ., SESLİ, A.F.: **(**2007), "Kıyı Çizgisinde Meydana Gelen Zamansal Değişimlerin Bilgi Teknolojileriyle Belirlenmesi: Trabzon Örneği," TMMOB Harita ve Kadastro Mühendisleri Odası, **Ulusal Coğrafi Bilgi Sistemleri Kongresi**, 30 Ekim - 02 Kasım 2007, KTÜ, Trabzon.

ÇÖLKESEN, İ., SESLİ, F.A.: (2007), "Kıyı Çizgisinde Meydana Gelen Zamansal Değişimlerin Bilgi Teknolojileriyle Belirlenmesi: Trabzon Örneği," TMMOB Harita ve Kadastro Mühendisleri Odası, **Ulusal Coğrafi Bilgi Sistemleri Kongresi**, 30 Ekim - 02 Kasım 2007, KTÜ, Trabzon.

DAİ, L., WANG, J., RİZOS, C., HAN, S.: (2001), "Applıcatıons of Pseudolites in Deformation Monitoring Ssystems", **The 10th FIG International Symposium on Deformation Measurements**, 19 - 22 March 2001, Orange, California, USA.

DALGIÇ, S., TURGUT, M., KUŞÇU, İ.: (2010), "Büyükçekmece ile Küçükçekmece Arasındaki Heyelanların Oluşmasında Hazırlayıcı ve Tetikleyici Parametrelerin Değerlendirilmesi", **Uygulamalı Yerbilimleri**, Sayı: 2, s. 56-73.

DEMİR, H., SAVRAN, S., OTAY, E.T.: (2000), "Bandırma Alternatif Kıyı Dolgu Projesi Fizibilite Çalışması", **Ulusal Kıyı Mühendisliği Sempozyumu**, 5-6-7 Ekim 2000, Çanakkale.

DEMİRCİ, A.: **(**2008), "Öğretmenim için CBS (Coğrafi Bilgi Sistemleri)", **Fatih Üniversitesi Yayınları**, İstanbul.

DİPOVA, N.: **(**2007). "Yamaç Kenarı Mağaralarının Kıyı Falezi Duyarsızlığına Etkileri", **VI. Kıyı Mühendisliği Ulusal Sempozyumu Bildiriler Kitabı**, s. 335-3342, 25-28 Ekim 2007, İzmir.

DOĞANER, S.: (1992), Gemlik Körfezi Kuzey Kıyılarının Turizm Coğrafyası, **Türk Coğrafya Dergisi**, Sayı: 27, s. 59 –84, İstanbul.

DOUGLAS, B.C.: (2001), "Sea Level Change in the Era of the Recording Tide Gauge, in Sea Level Rise History and Consequences", Chapter 3, Eds. Douglas, Kearney and Leatherman, **Academic Press**, USA.

DOYGUN, H., BERBEROĞLU, S., ALPHAN, H.: (2003), "Hatay, Burnaz Kıyı Kumulları Alan Kullanım Değişimlerinin Uzaktan Algılama Yöntemi ile Belirlenmesi," **Çevkor Ekoloji - Çevre Dergisi**, Cilt: 12, Sayı: 48, s. 4-9.

DÖKER, M., F.: (2006), "İstanbul İli Marmara Denizi Kıyı Dolgu Alanlarının Tespiti ve Bu Alanlarda Arazi Kullanımı". İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Coğrafya Anabilim Dalı Yüksek Lisans Tezi, İstanbul.

DRUMMOND, E.J., TAİT, A.D.: (1997), "Building a Coastal GIS Using Digital Photogrammetry", **Photogrammetric Record**, Vol: 15, Issue: 90, pp. 863–873.

D.S.İ.: (2012), "Akarsuların Yıllık Akım Değerleri", Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara.

DURAN, C., DABAN, F.: (2007), "Hava Lıdar (Lıght Detectıon and Ranging) Verilerin Jeomorfolojik Ve Ekolojik Ortam Analizlerinde Kullanım Olanakları", TMMOB Harita ve Kadastro Mühendisleri Odası, **Ulusal Coğrafi Bilgi Sistemleri Kongresi**, 30 Ekim - 02 Kasım 2007, KTÜ, Trabzon.

EFE, R.: (1993a), "Biga Yarımadası Kuzeydoğusunda Armutçuk Dağları ile Biga ve Gönen Çayları Arasındaki Çevrenin Jeomorfolojisi", İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, Doktora Tezi, İstanbul.

EFE, R.. (1993b), "Marmara Denizi Güneyinde Karabiga-Tahirova Arasındaki Kıyı Kesiminin Çevresel Jeomorfolojisi", **Türk Coğrafya Dergisi**, Sayı: 28, s. 293-306.

EFE, R.: (1994), “Biga Yarımadasında Neotektoniğin Jeomorfolojik İzleri”, **Türk Coğrafya Dergisi**, Sayı: 29, s. 209–242.

EKERCİN, S., ÜSTÜN, B.: (2004), “Uzaktan Algılamada Yeni Bir Teknoloji: Lidar”, **HKM Jeodezi, Jeoinformasyon ve Arazi Yönetimi Dergisi**, Sayı: 91, s. 34-38.

EKİNCİ, D.. (2004), “Gülüç Çayı Havzası’nın Uygulamalı Jeomorfoloji Özellikleri”, İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Basılmamış Doktora Tezi, İstanbul.

EKİNCİ, D.: (2007), “Safranbolu ve Çevresinin Jeomorfolojisi”, Çantay Yayınevi, İstanbul.

EL SOHBY, M.A., MAZEN, S., O., ABOU-SHOOK, M., BAHR, M.A.: (1989), Coastal development of Nile Delta: (Eds.: Van der Linden, W.J.M., Cloeting, S.A.P.L, Kaasschieter, J.P.K, Vanderberghe, J., Van der Graaf, W.J.E ve Van der Gun, J.A.M.), Coastal Lowlands Geology and Geotechnology; Kluwer Acad. Publication No: 175-180, Dordrecht.

ELLİOTT, T.: (1978), “Deltas (Ed. Reading, H., G.,): Sedimentary Environments and Facies”, 1th Edition, Elsevier, Pubication No: 97–142, New York.

EMERY, K., KUHN, G.: (1982), “Sea cliffs: Their Processes, Profiles and Classification”, **Bulletin of the Geological Society of America**, Vol: 93, pp. 644-654.

ERCAN, T., ERGÜL, E., AKÇÖREN, F., ÇETİN, A., GRANİT, S., ASUTAY, J.: (1990), "Balıkesir-Bandırma Arasının Jeolojisi, Tersiyer Volkanizmasının Petrolojisi ve Bölgesel Yayılımı”, **MTA Dergisi**, Sayı: 110, s. 113-130.

ERCAN, T., TÜRKECAN, A., GUILLOU, H., SATIR, M., SEVİN, D., SAROĞLU, F.: (1998), “Marmara Denizi Çevresindeki Tersiyer Volkanizmasının Özellikleri”, **MTA Dergisi**, Sayı: 120, s. 199-221.

ERDEM, M.: (2006), "Muğla İli (Güney Ege) Kıyı Alanı Yönetimi ve Balıkçılık" **Ege Üniversitesi Su Ürünleri Dergisi**, Cilt: 23, Ek (1/3), s. 417-420.

ERDOĞAN, S., ŞAHİN, M.: (2006), "Burdur Fethiye Fay Zonu Tektonik Hareketlerinin GPS ile Belirlenmesi", **İtüdergisi/d**, Cilt: 5, Sayı: 3, Kısım: 1, s. 135-141.

ERGİN, M., KAZANCİ, N., VAROL, B., İLERİ, Ö., KARADENİZLİ, L., KUŞÇU, İ.: (1997), "Sea-Level Changes and Related Depositional Environments on the Southern Marmara Shelf", **Marine Geology**, Vol: 140, Issues 3–4, pp. 391-403.

ERGÜL, F.: (2001), "Volkaniklastik Kayaçlar", Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Doktora Tezi, İzmir.

ERİNÇ, S.: (2001), "Jeomorfoloji II", Güncelleştirenler: Ertek A., Güneysu, C., Der Yayınları, s. 312-314, İstanbul.

ERİNÇ, S.: (2002), "Jeomorfoloji I", Güncelleştirenler: Ertek A., Güneysu, C., Der Yayınları, s. 15-102, İstanbul.

ERİŞ, K.K., ÇAĞATAY, N.: (2008), "Marmara Denizi'nde Son Buzul Döneminden Günümüze Deniz Seviyesi Değişimleri", **İTÜ Dergisi/*d*, mühendislik**, Cilt:7, Sayı: 6, s. 13-23.

EROL, O.: (1983), "Türkiye'nin Genç Tektonik ve Jeomorfolojik Gelişimi", **Jeomorfoloji Dergisi**, Sayı: 11, s. 1-23.

EROL, O.: **(**2003), "Ceyhan Deltasının Jeomorfolojik Evrimi", **Ege Coğrafya Dergisi**, Sayı: 12, s. 59-81.

EROL, O., ŞENCAN., A.: (1996), "Çınarcık ve Çevresinin Jeomorfolojik Etüdü", **Marmara Coğrafya Dergisi**, sayı: 1, s. 57-62.

ERSOY, Ş.: (2007), "Marmara Kıyılarının Tsunami Potansiyeli ve Üsküdar", **Uluslararası Üsküdar Sempozyumu**, Editör Dr. Coşkun Yılmaz, 1-5 Kasım 2007, s. 645-666, İstanbul.

ERSOY, Ş., GÖRÜM, T.: (2005), "Türkiye ve Dünya Kıyılarının Tektonik Özellikleri", **Türkiye Kuvaterner Sempozyumu TURQUA-V**, İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, 2-5 Haziran 2005, s. 256, İstanbul.

ERTÜRK, A.S.: (2009), "Zeytinbağı (Tirilye)'ında Turizm İmkânları", **Türk Coğrafya Dergisi**, Sayı: 19, s. 1-27, İstanbul.

EUROPEAN ENVİRONMENT AGENCY (EEA), (2006), "Avrupa Kıyılarındaki Sürekli Bozulma, Yaşam Standartlarını Tehdit Etmektedir", 3 Mart 2006, **Avrupa Çevre Ajansı, EEA Briefing**, ISSN 1830-2416, Kongens Nytorv 6, 1050 Copenhagen K, Denmark, Web: eea.europa.eu

EVİRGAN, M.: (1981), "Menderes Masifinin Gnayslarında ve Şitlerinde Metamorfizme Koşulları, Alaşehir-Manisa : Tartışma ve Yanıt Tartışma", **Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni**, Sayı: C. 24, s. 91 – 94.

FOCKE, W.J.: (1978), "Limestone Cliff Morphology on Curacao", **Earth Sciences**, Vol: 22, Issue: 3, pp. 329-249.

GAO, J.: (2002), "Integration of GPS with Remote Sensing and GIS: Reality and Prospect", **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, Vol: 68, No: 5, pp. 447-453.

GAO, S.: **(**2007), "Modeling The Growth Limit of The Changjiang Delta", Geomorphology, Vol: 85, Issues: 3-4, pp. 225–236.

GAUR, A.S., VORA, K.H., SUNDARESH: (2007), "Shoreline Changes During the Last 2000 Years on the Saurashtra Coast of India: Study Based On Archaeological Evidences," **Current Science**, Vol: 92, No: 1, pp. 108 – 110.

GAZİOĞLU, C., YÜCEL, Y.Z.: (2000), "Marmara Denizi Çevresinde Uzaktan Algılama ve Coğrafi Bilgi Sitemleri Çalışmaları", Marmara Denizi'nin Jeolojik Oşinografisi, İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, Editörler: Ertuğrul Doğan-Ajun Kurter, s. 177-392, İstanbul.

GEDİK, N., İRTEM, E., KABTAŞLI, M.S.. (2005), "Tsunaminin Geçirimli Kıyılardaki Tırmanma Yüksekliğinin Deneysel İncelenmesi", **İTÜ Mühendislik Dergisi**, Cilt: 4, Sayı: 1, s. 3-12.

GOLLAWAY, W.E.: (1975), "Process Framework for Describing the Morphologic and Stratigraphie Evaluation of Deltaic Depositional Systems", Deltas Model for Exploration, Geological Society, Pubication No: 87-98, Houston, Texas, U.S.A.

GOUDİE, A.: (2000), "The Human Impact on the Natural Environment," Blackwell Publishers, USA.

GOUDİE, A.S., VE VİLES, H.: (1997), "Salt Weathering Hazards", John Wiley and Sons, Chichester.

GÖKAŞAN, E.: (2000), "Marmara Denizi'nin Jeolojik Özellikleri", Marmara Denizi'nin Jeolojik Oşinografi, İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, Editörler: Ertuğrul Doğan-Ajun Kurter, s. 177-392, İstanbul.

GÖKAŞAN, E., USTAÖMER, T., GAZİOĞLU, C., YÜCEL, Z.Y., ÖZTÜRK, K., TUR, H., ECEVİTOĞLU, B., TOK, B.: (2003), "Morpho-Tectonic Evolution of the Marmara Sea İnferred from Multi-Beam Bathymetric and Seismic Data", **Geo-Marine Letters**, Vol: 23, Issues: 1, pp. 19-33.

GÖNENÇGİL, B.: (2008), "Doğal Süreçler Açısından İklim Değişikliği ve İnsan", Çantay Kitabevi, s. 55-102, İstanbul.

GÖRÜR, N., ÇAĞATAY, M. N., SAKINÇ, M., SÜMENGEN, M., ŞENTÜRK, K., YALTIRAK, C., TCHAPALYGA, A.: **(**1997), "Origin of the Sea of Marmara as deduced from Neogene to Quaternary Paleogeographic Evolution of Its Frane", **International Geological Rewiev**, Vol: 39, pp. 342-352.

GÖRÜR, N., ÇAĞATAY, N.M.: (2009), "Pleistosen'den Beri Marmara Denizi'nin Kuzey Kenarından Kaynaklanan Jeolojik Tehlikeler: Güncel Araştırma Sonuçlarının Değerlendirilmesi", **62. Türkiye Jeoloji Kurultayı**, 13-17 Nisan 2009, MTA - Ankara.

GÜLGEN, F.: (2004), "Kartoğrafya ve CBS Uygulamaları İçin Topoğrafik Veri Setlerinden Arazi Karakteristik Çizgilerinin Çıkarılması", **3. Coğrafi Bilgi Sistemleri Bilişim Günleri Bildiriler Kitabı**, s. 49-255, Fatih Üniversitesi, İstanbul.

GÜNEYSU, C.: (2000), "Marmara Denizi ve Kıyılarının Jeomorfolojik Özellikleri", Marmara Denizi'nin Jeolojik Oşinografisi, İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve işletmeciliği Enstitüsü, Editörler: Ertuğrul Doğan-Ajun Kurter, s. 33-77, İstanbul.

GÜRDAL, A.M.: (2002), "Deniz Seviyesi Değişimine Neden Olan Etkenler", **Harita Dergisi**, Sayı: 127, s. 1-15.

HÉBERT, H., SCHİNDELÉ, F., ALTINOK, Y., ALPAR, B., GAZİOĞLU, C.: **(**2005), "Tsunami Hazard in the Marmara Sea (Turkey): A Numerical Approach to Discuss Active Faulting and Impact on the Istanbul Coastal Areas", **Marine Geology**, Vol: 215, pp. 23-43.

HGK: 2012), "Marmara Denizi Kıyıları Topoğrafya Haritası Vektör Veriler", Harita Genel Komutanlığı, Ankara.

HGK: (2012), “Marmara Denizi Kıyıları 2008 Yılı Saysal Ortofoto Görüntüsü”, Harita Genel Komutanlığı, Ankara.

HOŞGÖREN, Y.M.: (2010), “ Jeomorfoloji’nin Ana Çizgileri I”, Çantay Kitabevi, İstanbul.

HOŞGÖREN, Y.M.: (2010), “ Jeomorfoloji’nin Ana Çizgileri II”, Çantay Kitabevi, İstanbul.

HOUGHTON, J.T., DİNG, Y., GRİGS, D.J., NOGUER, M., LİNDEN, P.J., DAİ, X., MASKELL, K., JOHNSON, C.A.: **(**2001), “Climate Change 2001: The Scienctific Basis”, **Cambridge University Press**, USA.

HÜSAM, Ş.: (1987), “Gönen Çayı Deltası ve Çevresinin Kıyı Jeomorfolojisi”, İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Jeomorfoloji Anabilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi, İstanbul.

IMREN, C., LE PİCHON, X., RANGİN, C., DEMİRBAG, E., ECEVİTOGLU, B., GFRQR, N.. (2001), “The North Anatolian Fault within the Sea of Marmara: A New İnterpretation Based on Multichannel Seismic and Multibeam Data”, **Earth and Planet Science Letters**, Vol: 186, pp. 143 – 158.

ISOBE, M.: (1998), “Toward Integrated Coastal Zone Management in Japan”, Energy-Related Marine Issues in the Sea of Japan, **Workshop**, 11-12 July 1998, Tokyo, Japan.

İNANDIK, H.: (1958), “Türkiye kıyılarına Genel Bakış”, **İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi**, Cilt: 5, Sayı. 9, s. 63-66.

İNANDIK, H.: (1971), “Deniz ve Kıyı Coğrafyası”, **İstanbul Üniversitesi Yayınları**, No: 1219, İstanbul.

JAYAPPA, K.S., MİTRA, D., MİSHRA, A.K.: (2006), "Coastal Geomorphological And Land-Use and Land-Cover Study Of Sagar Island, Bay of Bengal (India) Using Remotely Sensed Data," **International Journal of Remote Sensing**, 10 September 2006, Vol. 27, No. 17, pp. 3671–3682.

JORDAN, W.J., MASCHNER, G.D.H.: **(**2000), "Coastal Paleogeography and Human Occupation of the Western Alaska Peninsula", **Geoarchaeology: An International Journal**, Vol: 15, No: 5, pp. 385-414.

KAICHANG DI, R.R.: (2002), "Digital Tide-Coordinated Shoreline", **Marine Geodesy**, Vol: 25, pp. 27-36.

KARACIK, Z., GÜRER, F.: (2005). "Güney Marmara (Gemlik-Karabiga)'da Magmatizmanın Gelişimi ve Neotektonik İle İlişkilerinin Belirlenmesi" Çevre, Atmosfer, Yer ve Deniz Bilimleri Araştırma Gurubu, **TÜBİTAK Projesi**, No: 101Y007, İstanbul.

KAYACILAR, C.: (1999). "Gemlik Körfezi-İznik Gölü-Bursa ve Yenişehir Ovaları Arasında Kalan Sahanın Jeomorfolojisi", İstanbul Üniversitesi, Fiziki Coğrafya Bilim Dalı, Doktora Tezi, İstanbul.

KAYAN, İ.: **(**2001), "Kuzey Ege Kıyılarımızın Kuvaterner Jeomorfolojisi", İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, **Türkiye Kuvaterneri Çalıştayı Makaleler Kitabı**, 21-23 Mayıs 2001, s. 80-90, İstanbul.

KAZANCI, N., EMRE, Ö., ERKAL, T., GÖRÜR, N., ERGİN, M., İLERİ, Ö.: **(**1997), "Güney Marmara Deltaları: Kocasu ve Gönen Çayı Deltalarının Morfolojisi ve Tortul Yapısı, Güney Marmara Bölgesinin Neojen ve Kuvaterner Evrimi", **YDABÇAG 426/G,** Ankara.

KAZANCI, N., EMRE, Ö., ERKAL, T., İLERİ, Ö., ERGİN, M., GÖRÜR, N.: (1999), "Kocasu ve Gönen Çayı Deltalarının (Marmara Denizi) Güncel Morfolojileri ve Tortul Fasiyesleri", **MTA Dergisi**, Sayı: 121, s. 33-50.

KILINÇ, İ.: (2008), "Marmara Denizi'nde Meydana Gelebilecek Bir Denizaltı Heyelanının İstanbul Kıyılarına Etkileri", İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, İstanbul.

KILINÇ, İ., CIĞIZOĞLU, K.H., HAYIR, A.: (2009), "Marmara Denizi'nde Tsunami Modellemesi", **İTÜ Mühendislik Dergisi/d,** Cilt:8, Sayı: 6, s. 61-72

KIRKGÖZ, S.M.: **(**2002), "Kıyı Erozyonunun Boyutları" **TMH-Türkiye Mühendislik Haberleri**, Sayı: 420-421-422, s. 4-5-6.

KK.: (1990), "Kıyı Kanunu", Kanun No: 3621, Sayı: 20495, 17 Nisan 1990.

KKUDY.: (1992a), " Kıyı Kanunu Uygulamasına Dair Yönetmelik", Kanun No: 3830, Sayı: 21281, 11 Temmuz 1992.

KKUDY.: (1992b), " Kıyı Kanunu Uygulamasına Dair Yönetmelik", Kanun No: 3830, Sayı: 21374, s. 12, 13 Ekim 1992.

KLEİN, M., LİCHTER, M.: (2006), "Monitoring Changes in Shoreline Position Adjacent To The Hadera Power Station, Israel", **Applied Geography**, Vol: 26, pp. 210–226.

KOÇ, T., ÖZTÜRK, M.Z.: (2007), "Çanakkale Yerleşmesinin Olası Deniz Seviyesi Yükselmesinden Etkilenmesi Hakkında İlk Sonuçlar," I**. Türkiye İklim Değişikliği Kongresi – TİKDEK 2007, Bildiri Kitabı**, 11 - 13 Nisan, 2007, İTÜ, İstanbul.

KÖKSAL, Y.E., KOCATAŞ, A., BÜYÜKIŞIK, B.: **(**2005), "Kıyısal Bölgenin Jeolojik ve Osenografik Kriterlere Göre Bilimsel ve Yasal Tanımlarının Karşılaştırılması," **E.Ü. Su Ürünleri Dergisi**, Sayı: 22, s. 441-449.

KRUEGER, P.C., RODRİGO, G.M., LEONARDO, E., TANAJURA, X.: (2008), "Mapping and detection of changes for shoreline using a spatio-temporal CGIS (Coastal GeographicInformation System)", Alumni-Expertenseminar "Naturkatastrophen- Katastrophenmanagement und-pravention" 30.03.2008-02.04.2008, Santiago de Chile.

KURT, S., KARABURUN, A., DEMİRCİ, A.: **(**2010a), "Coastline changes in Istanbul between 1987 and 2007", **Scientific Research and Essays**, Vol. 5, No. 19, pp. 3009-3017.

KURT, S., KARABURUN, A., DEMİRCİ, A.: (2010b), "İstanbul Kıyılarında 1987 ve 2007 Yılları Arasında Arazi Kullanımında Meydana Gelen Değişimler", **Doğu Coğrafya Dergisi**, Vol. 16, No. 26, Apr. 2011, pp. 115-128.

KURTER, A.: (2000), "Marmara Denizi Coğrafyası", Marmara Denizi'nin Jeolojik Oşinografi, İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, Editörler: Ertuğrul Doğan-Ajun Kurter, s. 29-30, İstanbul.

KURTER, A., BENER, M.: (1963), "İstanbul ve Yakın Çevresinin Jeomorfolojisine ait İlk Not", **İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi**, Cilt: 7, Sayı. 13, s. 144-158.

KUŞÇU, İ., PARKE, R.J., WHİTE, S.R., MCKENZİE, D., ANDERSON, A.G., MİNSHULL, A.T., GÖRÜR, N., ŞENGÖR, C.M.A.: (2004), "Amasra Açıklarında (Güneybatı Karadeniz) Aktif Kütle Kayması ve Bunun Bölgesel Tektonik Hareketlerle İlişkisi", **MTA Dergisi**, Sayı: 128, s. 27-47.

LAMBECK, L.: (1996), "Sea-Level Change and Shore-Line Evolution in Aegean Greece since Upper Palaeolithic Time," Research School of Earthsciences, **Australian Nalional University**, Canberra ACT 0200, 26 April 1996, Australia.

LEATHERMAN, S.P.: (2001), "Social and Economic Costs of Sea Level Rise, in Sea Level Rise History and Consequences", s: 181-223, Eds. Douglas, Kearney and Leatherman, **Academic Press**. USA.

LOHNİNGER, H.: (2004), Foto: Praia do Amado Çevresi, Algarve (Portekiz), http://www.photoglobe.info/algarve/portugal_20040711_027.html, 16 Şubat 2102.

MACKENZİE, F.T.: (2003), "Our Changing Planet", Pretice Hall, New Jersey.

MAİTİ, S., BHATTACHARYA, K.A.: (2009), "Shoreline Change Analysis and İts Application to Prediction: A Remote Sensing And Statistics Based Approach" **Marine Geology**, Vol: 257, pp. 11-23.

MAKOTA, V., SALLEMA, R., MAHİKA, C.: (2004), "Monitoring Shoreline Change using Remote Sensing and GIS: A Case Study of Kunduchi Area, Tanzania," **Western Indian Ocean J. Mar. Science**, Vol. 3, No. 1, pp. 1-10.

MTA.: (1984),"Marmara Bölgesi Jeoloji Haritası Paftaları (1/100000 Ölçekli)", Maden Tetkik Arama Kurumu, Ankara.

MİGM: (2012), " Marmara Denizi Güney Kıyılarındaki İstasyonların İklim Verileri", Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara.

MERİÇ, E., AVŞAR, N., NAZİK, A., ALPAR, B., YOKEŞ, B., BARUT, F.İ., ÜNLÜ, S.: (2005), "Gemlik Körfezi Yüzey Çökellerinin Foraminifer, Ostrakod ve Mollusk Faunası, Foraminifer Kavkılarında Gözlenen Morfolojik Anomaliler ile Bölgenin Sedimentolojik, Hidrokimyasal ve Biokimyasal Özellikleri", **MTA Dergisi**, Sayı: 131, s. 21-48.

MERİÇ, E., ALGAN, O.: (2007), "Paleoenvironments of the Marmara Sea (Turkey) Coasts from Paleontological and Sedimentological Data", **Quaternary International**, Issues: 167–168 , pp. 128–148.

MERİÇ, E., NAZİK, A., AVŞAR, N., ALPAR, B., ÜNLÜ, S., GÖKAŞAN, E.: (2009), "Kuvaterner'de olası Marmara Denizi İznik Gölü Baglantısının Delilleri: İznik Gölü (Bursa-Kb Türkiye) Güncel Sedimanlarındaki Ostrakod ve Foraminiferlerin Degerlendirilmesi", **İstanbul Yerbilimleri Dergisi**, Cilt: 22, Sayı: 1, s. 1-19.

MGM.: (2012), İllerin Rüzgâr, Sıcaklık ve Yağış Değerleri, Devlet Meteoroloji Genel Müdürlüğü, Ankara.

MONROE, J.S., WİCANDER, R.: (2007), "Fiziksel Jeoloji" (Çeviri - Baskıya Hazırlayanlar: Dirik, K., ve Şener, M.,), 5. Baskı, **TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Çeviri Serisi,** No: 1, Ankara.

MOUSAVİL, S.R., YADOLLAHİ, A.K., SHABANİL M., PASHA, P.M.: (2007), "Morphological Changes of Sefidrud Delta, North Iran, Using Rremote Sensing & GIS Techniques", IEEE *Xplore* Digital Library, **Recent Advances in Space Technologies, 3rd International Conference**, on 14-16 June 2007, pp. 687-691.

OKAY, A.İ., SİYAKO, M., BÜRKAN, K.A.: (1990), " Biga Yarımadası'nın Jeoloji ve Tektonik evrimi", **Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni Bülteni**, Cilt: 2, Sayı:1, s. 83-121.

OKAY, A., SATIR, M.: (2000), "Coeval Plutonism and Metamorphism in A Latest Oligocene Metamorphic Core Complex in Northwest Turkey", **Geological Magazine**, Vol: 137, pp. 495-516.

OKAY, A.I., KAŞLILAR-ÖZCAN, A., İMREN, C., BOZTEPE-GÜNEY, A., DEMİRBAĞ, A., KUŞÇU, İ.: (2000), "Active Faults and Evolving Strike-Slip Basins in the Marmara Sea, Northwest Turkey: A Multichannel Seismic Reflection Study", **Tectonophysics**, Vol: 321, Issue: 2, pp. 189-218.

OKAY, A.İ., GÖNCÜOĞLU, M.C.: (2004), "Karakaya Complex: a Review of Data and Concepts, **Turkish Journal of Earth Sciences**, Vol: 13, pp. 77–95.

OKUMUŞ, A.: (2006), "Biga Çayı İle Gönen Çayı Agzı Arasındaki Kıyının Kullanımı ve Planlaması", Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Cografya Ana Bilim Dadalı, Yüksek Lisans Tezi, Çanakkale.

ONGAN, S.E.: (1997), "Arazi kullanımı ve Kıyı Alanlarının Yönetimi" T.C Başbakanlık Devlet Planlama Teşkilatı (DPT), **Ulusal Çevre Eylem planı**, ISBN 975- 19-1676-3 (Basılı Nüsha), http://ekutup.dpt.gov.tr/cevre/eylempla/arazikul.pdf

ORTON, G.J., READİNG, H.G.: **(**1993), "Variability of Deltaic Processes in Terms of Sediment Supply with Particular Emphasis on Grain Size", **Sedimentology**, Vol: 40, pp. 475-512.

OZANER, S.F.: (1980), "Uzaktan Algılama (Remote Sensing) ve Kıyı Araştırmalarına Uygulanması", **Jeomorfoloji Dergisi**, Sayı: 9, s. 109-119.

ÖNDER, F., GÖNCÜOĞLU, C.M.: (1989), "Armutlu Yarımadasında (Batı Pontidler) Üst Triyas Konodontları", **MTA Dergisi**, Sayı: 109, s. 147-152.

ÖNER, E.: **(**2001), "Eşen Çayı Delta Ovasının Alüvyal Jeomorfolojisi ve Jeoarkeolojik Değerlendirmeler," **Türkiye Kuvaterner Çalıştayı Makaleler Kitabı**, s. 103-121.

ÖNER, E., HOCAOĞLU, B., UNCU, L., ÖNER, E., HOCAOĞLU, B., UNCU, L.: (2005), "Tarsus Ovasının Jeomorfolojik Gelişimi ve Gözlükule Höyüğü," İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, **Türkiye Kuvaterner Sempozyumu, 5. Bildiriler Kitabı**, s. 82-89.

ÖNSOY, H.: (2002), "Kum-Çakıl Kapanları Tasarımı", **Türkiye Mühendislik Haberleri**, Sayı: 420-421-422, s. 4-5-6.

ÖZ, İ.: (2003), "Gemlik (Bursa) Dolayının Neotektoniği ve Depremselliği", Kocaeli Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisan Tezi, Kocaeli.

ÖZŞAHİN, E.: (2009), "Marmara Denizi Havzası Deltaları", İstanbul Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Coğrafya Anabilim Dalı,Yüksek Lisans Tezi, İstanbul.

ÖZTÜRK, B., ERGİNAL, E.A.: (2008), "Bayramdere Havzasında (Biga Yarımadası, Çanakkale) Havza Gelişiminin Morfometrik Analizler ve Jeomorfik İndislerle İncelenmesi",**Türk Coğrafya Dergisi**, Sayı 50, s. 61-68.

ÖZTÜRK, K.: (2002), "Heyelanlar ve Türkiye'ye Etkileri", G.Ü. **Gazi Eğitim Fakültesi Dergisi**, Cilt: 22, Sayı: 2, s. 35-50.

ÖZTÜRK, K.: (2002), "Küresel İklim Değişikliği ve Türkiye'ye Olası Etkileri", **G.Ü. Gazi Eğitim Fakültesi Dergisi**, Cilt 22, Sayı 1, s. 47-65.

PE'ERİ, S., LONG, B.: (2011), "LIDAR Technology Applied in Coastal Studies and Management", **Journal of Coastal Research SI**, Florida Spring 2011, Vol: 62, pp. 1-5 West Palm Beach.

PHILLIPS, R.M.: (2008), "Beach Erosion and Marine Aggregate Dredging: A Question Of Evidence?", **The Geographical Journal**, Vol. 174, No. 4, pp. 332–343.

PRABAHARAN, S., SRİNİVASA RAJU, K., LAKSHUMANAN, C., RAMALİNGAM, M.: (2010), "Remote Sensing and GIS Applications on Change Detection Study in Coastal Zone Using Multi Temporal Satellite Data", **Internatıonal Journal of Geomatıcs and Geoscıences,** Volume 1, No: 2, pp. 159-166.

PUGH, D., T.: (1987), "Tides, Surges and Mean Sea Level", John Wiley and Sons, Chichestor, UK.

READİNG, H.G., COLLİNSON, J.D.: **(**1996), "Clastic Coast: (Ed. H.G. Reading**)**, Sedimentary Environments; Processes, Facies and Stratigraphy", Pubication No: 154-231, Blackwell, London.

ROBERTSON, F.H.A., USTAÖMER, T.: (2004), "Tectonic Evolution of the Intra-Pontide Suture Zone in the Armutlu Peninsula, NW Turkey", **Tectonophysics**, Vol: 381, Issues: 1-4, pp. 175-209.

RODRİGUEZ-NAVARRO C, DOEHNE E.: (1999), "Salt Weathering: Influence of Evaporation Rate, Supersaturation and Crystallization Pattern", **Earth Surf Process Landforms**, Vol: 24, Issue: 3, pp. 191–209.

RONGXİNG Lİ, R.K.: (2002), "Digital Tide-Coordinated Shoreline", **Marine Geodesy**, Vol: 25, pp. 27–36.

SAKALLIOĞLU, E.H.: (1977), "Kıta Sahanlığı: Jeolojisi - Ekonomisi – Politikası", **MTÀ Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Dergisi**, Sayı: 2, s. 4-13.

SAKINÇ, M., YALTIRAK, C.: (1997), "Güney Trakya Sahillerinin Denizel Pleyistosen Çökelleri ve Paleocoğrafyası", **MTA Dergisi**, Sayı: 119, s. 43-62.

SANCAR, Ü., ÇAĞATAY, N.: (2011), "Son 20 000 Yılda Karadeniz ve Marmara Denizi'nde Oluşan Paleo-Çevresel Değişimler", **İtüdergisi/d Mühendislik**, Cilt: 10, Sayı: 4, s. 141-152.

SAYILI, I.S., ERGİN, M., ŞAHBAZ, A., ÖZDOĞAN, M., VAROL, B., İLERİ, Ö., BAYHAN, E., GÖRMÜŞ, S., TURAN, S., D., SOYDEMİR, Ö.: (1997), Kocasu Deltası Plâjlı Kıyı Tortullarının Sedimantolojik ve Mineralojik Özellikleri: Ön Raporu, **TÜBİTAK YDABÇAG-426/G No.lı Proje Raporu**, s. 170-191. (Koord. N. Kazancı ve N. Görür) Ankara.

SCHWARTZ, M.L.: (2005), "Encyclopedia of Coastal Science (Encyclopedia of Earth Sciences Series)", ISBN-13 978-1-4020-3565-4 (e-book), Springer Publisher, The Netherlands.

SELİM, H.H., EYİDOĞAN, H., TÜYSÜZ, O.: (2005), "Güney Marmara Bölgesi'nde Tarihsel ve Aletsel Dönemlerde Oluşan Depremlerin Sismolojik ve Jeolojik İncelemesi", **Deprem Sempozyumu**, 23-25 Mart 2005, Kocaeli.

SESLİ, F.A.: (2006), "Sayısal Fotogrametri ile Kıyı Alanlarındaki Değişimin İzlenmesi," T.M.M.O.B. Harita ve Kadastro Mühendisleri Odası, **HKM Jeodezi Jeoinformasyon Arazi Yönetimi Dergisi**, Sayı: 95, s. 11-17.

SESLİ, F.A., AKYOL, N., İNAN, H.İ.: **(**2002), "Kıyı Alanlarında CBS ile Arazi Kullanım Vasfındaki Değişikliklerin Belirlenmesi," Türkiye'nin Kıyı ve Deniz Alanları IV. Ulusal Konferansı, **Türkiye Kıyıları 02, Bildiriler Kitabı**, Cilt: 2, s. 1033-1042, 5-8 Kasım 2002.

SESLİ, F.A., AYDINOĞLU, A.Ç.: (2003), "Monitoring Coastal Land Use Changes by Using Information Technologies" **2nd FIG Regional Conference and 10th Anniversary of ONIGHT**, 2-5 December 2003, Marrakech, Morocco.

SEYITOĞLU, G., SCOTT, B., (1991), "Late Cenozoic Crustal Extension and Basin Formation in West Turkey", **Geological Magazine**, Vol: 128, Issue: 2, pp. 155-166.

SİMAV, M., YILDIZ, H., ARSLAN, E.: (2008), "Doğu Akdeniz'de Uydu Altimetre Verileri ile Deniz Seviyesi Değişimlerinin Araştırılması", **Harita Dergisi**, Sayı: 139, s. 1-31.

SİYAKO, M., BÜRKAN, K.A., OKAY, A.İ.: (1989), "Biga ve Gelibolu Yarımadalarının Tersiyer Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları", **Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni Bülteni**, Cilt:1, Sayı: 3, s. 183-199.

SOYKAN, A., CÜREBAL, İ.: (1999), "Gönen Çayı (Tahirova) ile Belkıs Tombolosu Arasının Kıyı Jeomorfolojisi", **Türk Coğrafya Dergisi**, Sayı: 34, s. 313–329.

STRAUB, C., KAHLE, K.H.: (1995), "Active Crustal Deformation in the Marmara Sea Region, NW Anatolia, Inferred from GPS Measurements", **Geophysıcal Research Letters**, Vol: 22, No: 18, pp. 2533-2536.

SUNAMURA, T.: (1992), "The Geomorphology of Rock Coast", Wiley, Chichester.

SUURSAAR, U., JAAGUS, J., KONTC, A., RIVIS, R., TO˜NISSON, H.: (2008), "Field observations on hydrodynamic and coastal geomorphic processes of Harilaid Peninsula (Baltic Sea) in Winter and Spring 2006–2007," Estuarine, **Coastal and Shelf Science,** Vol: 80, pp. 31–41.

ŞEKER, Z.D., KABDAŞLI, S.M.: **(**2002), "Kıyılardaki Doğal Felaketler İçin Risklerin CBS İle Analizi ve Risk Haritalarının Üretilmesi", **Selçuk Üniversitesi Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği Öğretiminde 30. Yıl Sempozyumu**, 16-18 Ekim 2002, Konya.

ŞENCAN, A.: (2007), "Biga Çayı Batı Kesiminin Jeomorfolojisi", İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Coğrafya Anabilim Dalı, Doktora Tezi, İstanbul.

ŞENGÖR, A.M.C.: (1979), "The North Anatolian Transform Fault: its Age, Ofset and Tectonic Significance", **Journal of the Geological Society**, Vol: 136, No: 3, pp. 269-282.

ŞENGÖR, A.M.C., GÖRÜR, N., ŞAROĞLU, F.: (1985), "Strike-slip Faulting and Related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: Turkey as a Case Study", in Biddle, K., T., and Christie-Blick, N., (Eds.), Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation, **Society of Economic Paleontologist and Mineralogist**, Special Publication, Vol: 37, pp. 227–264.

ŞENGÖR, C.M.A., YILMAZ, Y.: (1981), "Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach", **Tectonophysics**, Vol: 75, Issue: 3-4, pp. 181-241.

TAĞIL, Ş., CÜREBAL, İ.: (2005), "Altınova Sahilinde Kıyı Çizgisi Değişimini Belirlemede Uzaktan Algılama ve Coğrafi Bilgi Sistemleri," Fırat Üniversitesi, **Sosyal Bilimler Dergisi**, Cilt: 15, Sayı: 2, s. 51-68.

TECİM, V.: (1999), "Bilgi Teknolojilerinde Yeni Bir Gelişme: Coğrafi Bilgi Sistemleri Ve Bilgi Sistemleri Arasındaki Yeri", **D.E.Ü.İ.İ.B.F. Dergisi,** Cilt:14, Sayı:1, s. 1-12.

TETİKER, S., YALÇIN, H., BOZKAYA, Ö.: (2009). "KB Anadolu'daki Karakaya Karmaşığı Birimlerinin Diyajenezi-Düşük Dereceli Metamorfizması", **Yerbilimler**i, Sayı: 30, No: 3, s. 193–212.

TSİMPLİS M.N., SPENCER, N.E.: (1997), "Collection and Analysis of Monthly Mean Sea Level Data in the Mediterranean and Black Sea", **Journal of Coastal Research**, Vol: 13, Issues: 2, pp. 534-544.

TUİK.: (2009), Nüfus İstatistikleri, http://www.tuik.com.tr Çevrimiçi), Erişim Tarihi: 07.05.2012.

TUNAY, M., ATEŞOĞLU, A.: (2004), "Bartın İli Taşkın Sahalarındaki Değişimin Uzaktan Algılama Verileriyle İncelenmesi," **Süleyman Demirel Üniversitesi Orman Fakültesi Dergisi**, Seri: A, Sayı: 2, s. 60-72.

TURAN, A.İ., HEPCAN, C.Ç., ÖZKAN, M.B.: (2008), "İzmir İli Çeşme Yerleşimi Kıyılarında Alan Kullanımında Gözlenen Değişimlerin Değerlendirilmesi Üzerine Bir Araştırma", **Tekirdağ Ziraat Fakültesi Dergisi**, Cilt: 5, Sayı: 2, s. 131- 139.

TUNÇ, B., ÇAKA, D., IRMAK, S., TUNÇ, S., WOİTH, H., BARIŞ, Ş., ÖZER, M.F., LÜHR, B., GÜNTHER, E., GROSSE, H., ZSCHAU, J.: (2011), "Armutlu Sismik Ağı (Arnet) ve Armutlu-Yalova-Gemlik Çevresinin Tektonik Özellikleri",

Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı, 11-14 Ekim 2011, ODTÜ, Ankara.

TURNER, R.K., BURGESS, D., HADLEY, D., COOMBES, E., JACKSON, N.: (2007), "A Cost–Benefit Appraisal of Coastal Managed Realignment Policy," **Global Environmental Change**, Vol: 17, pp. 397–407.

TUROĞLU, H.: (2005), **"**Trabzon-Sarp Arası Karadeniz Sahil Yolu İnşaatının Jeomorfolojik Etkileri", 29-30 Eylül 2005, **Ulusal Coğrafya Köngresi Bildiri Kitabı**, S:353-362, ISBN 975-6686-02-0, İ.Ü. Edebiyat Fakültesi ve Türk Coğrafya Kurumu, İstanbul.

TUROĞLU, H.: (2009), " 3621 Sayılı Kıyı Kanunu ve Onun Uygulama Problemleri", **Türk Coğrafya Dergisi**, Sayı: 53, s. 31-40.

TUROĞLU, H.: 2010. "Alçak Kıyılarda Kıyı Kenar Çizgisi Problemi". **Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu 2010, Sempozyum Kitabı**, s. 206-218, Afyon Kocatepe Üniversitesi, 11-13 Ekim 2010, Afyon.

TUŞAT, E., TURGUT, B.: (2005), "GPS İle Bir Ağ Çalışması", **Hkm Jeodezi, Jeoinformasyon ve Arazi Yönetimi Dergis**i, Cilt:2, Sayı 93, s. 44-50.

TÜRKER, U., KABDAŞLI, M.S.: (2002), "Fırtına Dalgalarının Kıyı Profiline Yaptığı Etkinin Analizi", **İTÜ dergisi/d, Mühendislik**, Cilt: 1, Sayı: 1.

TÜRKEŞ, M., SÜMER, U.M., ÇETİNER, G.: (2000), 'Küresel iklim Değişikliği ve Olası Etkileri', Çevre Bakanlığı, **Birleşmiş Milletler İklim Değişikliği Çerçeve Sözleşmesi Seminer Notları**, 13 Nisan 2000, İstanbul Sanayi Odası, s. 7-24, ÇKÖK Genel Müdürlüğü, Ankara.

TÜYSÜZ, O.: (2009), "Marmara Denizi", İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, http://www.yerdurumu.org/makaleler/documents/marmara_denizi.asp, Erişim Tarihi: 09 Ocak 2012.

UĞURLU, Ö., ÖRÇEN, İ.: (2007),"Türkiye'de Küresel Isınmanın Enerji Kaynakları Üzerine Etkisi", TMMOB Elektrik Mühendisleri Odası, **EMO Enerji Toplumsal Haber ve Araştırma Dergisi**, Sayı: 3, s. 1-5.

UZUN, A.: (2006), "Samsun Deltaları ve Beklenen Değişmeler", Samsun Büyükşehir Belediyesi Kültür ve Eğitim Hizmetleri Daire Başkanlığı, Geçmişten Geleceğe Samsun 2006, 1. Kitap, Samsun.

VALVO, L., MURRAY, A.B., ASHTON, A.: (2005), "Investigating Shoreface Lithology Effects in A Process-Based Model of Coastal Change," ASCE. Coastal Dynamics 2005, **Proceedings of 5th International Conference**, Barcelona, Spain.

VAN, T.T., BİNH, T.T.: (2008), "Shoreline Change Dedection to Serve Sustanaible Management of Coastal Zone in Cuu Long Estuary," **International Symposium on Geoinformatics for Spatial Infrastructure Development in Earth and Allied Sciences**, 4-6 December 2008, Hanoi, Vietnam.

VELLANOWETH, L.R., ERLANDSON, M.J.: (2004), "Coastal Paleogeography and Human Land Use at Tecolote Canyon, Southern California, U.S.A.", **Geoarchaeology: An International Journal**, Vol: 19, No: 2, pp.141–165.

WEB–1: http://strata.geol.sc.edu/MARINESEDIMENTS/delta/lower_delta.htm, Erişim Tarihi: 25 Şubat 2012.

WEB–2: http://strata.geol.sc.edu/MARINESEDIMENTS/delta/tide-dom.htm, Erişim Tarihi: 25 Şubat 2012.

WEB–3: http://www.usace.army.mil/publications/eng-manuals/, Erişim Tarihi: 25 Şubat 2012.

WEB–4: http://www.trekearth.com, Erişim Tarihi: 6 Ocak 2013

WEB–5: http://www.panoramio.com/user/99329/tags/Karabiga, Erişim Tarihi: 6 Ocak 2013.

WEB–6: http://dogader.org/index.php/bilgi/411-kocacay-deltasini-kurtaralim, Erişim Tarihi: 14 Ocak 2013.

WEB–7: http://www.hannibaladvrider.com/index.php/forum/18-kisa-gezler/4334-kocacay-deltas-longoz-ormanlar, Erişim Tarihi: 14 Ocak 2013.

WEB–8: http://www.karabiga.com/index.php?s=11, Erişim Tarihi: 14 Ocak 2013.

WEB–9: http://www.cevreciyiz.com, Erişim Tarihi: 15 Şubat 2013.

WEB–10: USGS Global Visualization Viewer - USGS Küresel Görselleştirme Görüntüleyici, http://glovis.usgs.gov/, Erişim Tarihi: 15 Şubat 2011, 21 Temmuz 2011, 16 Eylül 2011

WEB–11: http://www.ahmetbaris.com/diger-yerler/diger-ahmet-baris-isitan-kapidag-erdek-manzara/, Erişim Tarihi: 8 Nisan 2013.

WEB–11: httpkenan-akyol.blogspot.com, Erişim Tarihi: 8 Nisan 2013.

WHATELEY, M.G.K., PİCKERİNG, K.T.: (1989), "Deltas; Sites and Traps for Fosil Fuels: Geological Society", Pubication, No: 41, Blackwell, Oxford.

YAĞMURLU, F.: (2007), "Kömürleşme Alanlarının Ortamsal Özellikleri ve Kömür Aramalarındaki Önemi", www.maden.org.tr/resimler/ekler/e9f0fc9b2f89e04_ek.pdf (Çevrimiçi), Erişim Tarihi: 26 Şubat 2012.

YALÇINER, A.C., GHAZLİ, N.H., WAHAB, A.K.A.: (2005), "26 Aralık 2004 Hint Okyanusu Depreşim Dalgası, Malezya Kıyılarındaki Etkileri", **Türkiye Mühendislik Haberleri Dergisi**, Cilt: 4, Sayı: 438, s. 80-87.

YALÇINER, C.A., ALPAR, B., ALTINOK, Y., ÖZBAY, İ., IMAMURA, F.: (2002), "Tsunamis in the Sea of Marmara: Historical Documents for the Past, Models for the Future", **Marine Geology**, Vol: 190, Issues 1-2, pp. 445-463.

YALÇINLAR, İ.: (1970), "Batı Anadolu'nun Strüktür ve Relief Şekilleri Üzerine Müşahedeler", **İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi**, Cilt: 9, Sayı: 17, s. 69-83.

YALÇINLAR, İ.: (2001), "İstanbul Kıyılarında Jeolojik ve Jeomorfolojik Gözlemler",İ.T.Ü. AvrasyaYerbilimleri Enstitüsü,İstanbul Üniversitesi, **Türkiye Kuvarterner Çalıştayı 3, Bildiriler Kitabı,** 21-22 Mayıs 2001, , s. 35-37.

YALTIRAK, C.: (2002), "Tectonic Evolution of the Marmara Sea And Its Surroundings", **Marine Geology**, Vol: 190, Issues: 1–2, pp. 493–529.

YALTIRAK, C., ALPAR, B.: (2002), "Evolution of the NAF Middle Segment and Shallow Seismic Investigation of the Southestern Sea of Marmara (Gemlik Bay)", **Marine Geology**, Vol: 190, Issue: 1-2, pp. 307-327.

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, **Marine Geology**, Vol: 190, Issues: 1-2, pp. 283-305.

YAMAN, E.: (2008), "Kocaçay Deltası Ornito faunasının Tespiti ve Alanı Etkileyen Çevresel Faktörler", Ege Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, İzmir.

YAVAŞOĞLU, H., TARİ, E.: (2010), "Kuzey Anadolu Fay'nın Orta Bölümündeki Güncel Tektonik Aktivitenin Belirlenmesi", **İTÜ Mühendislik Dergisi/*d*** Cilt:9, Sayı:6, s.73-84.

YIKILMAZ, M., B., OKAY, I.A., ÖZKAR, I.: (2002), "Biga Yarımadasında Pelajik Bir Paleosen İstifi", **MTA Dergisi**, Sayı: 123 124. s. 21-26.

YILDIRIM, C.: (2001). "Kurşunlu-Mudanya (Bursa) Arasının Kıyı Jeomorfolojisi". İstanbul Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Coğrafya Anabilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi, İstanbul.

YILDIZ, H., SİMAV, M., SEZEN, E., CİNGÖZ, A., KAHVECİ, M., AKDENİZ, H.: (2006), "Analysis of Mean Sea Level and Repeated Geodetic Data Observed at Turkish Tide Gauges", **1. Uluslararası Gravite Alanı Servisi (IGFS) Sempozyumu**, Gravity Field of the Earth, 28 Ağustos-1 Eylül 2006, İstanbul.

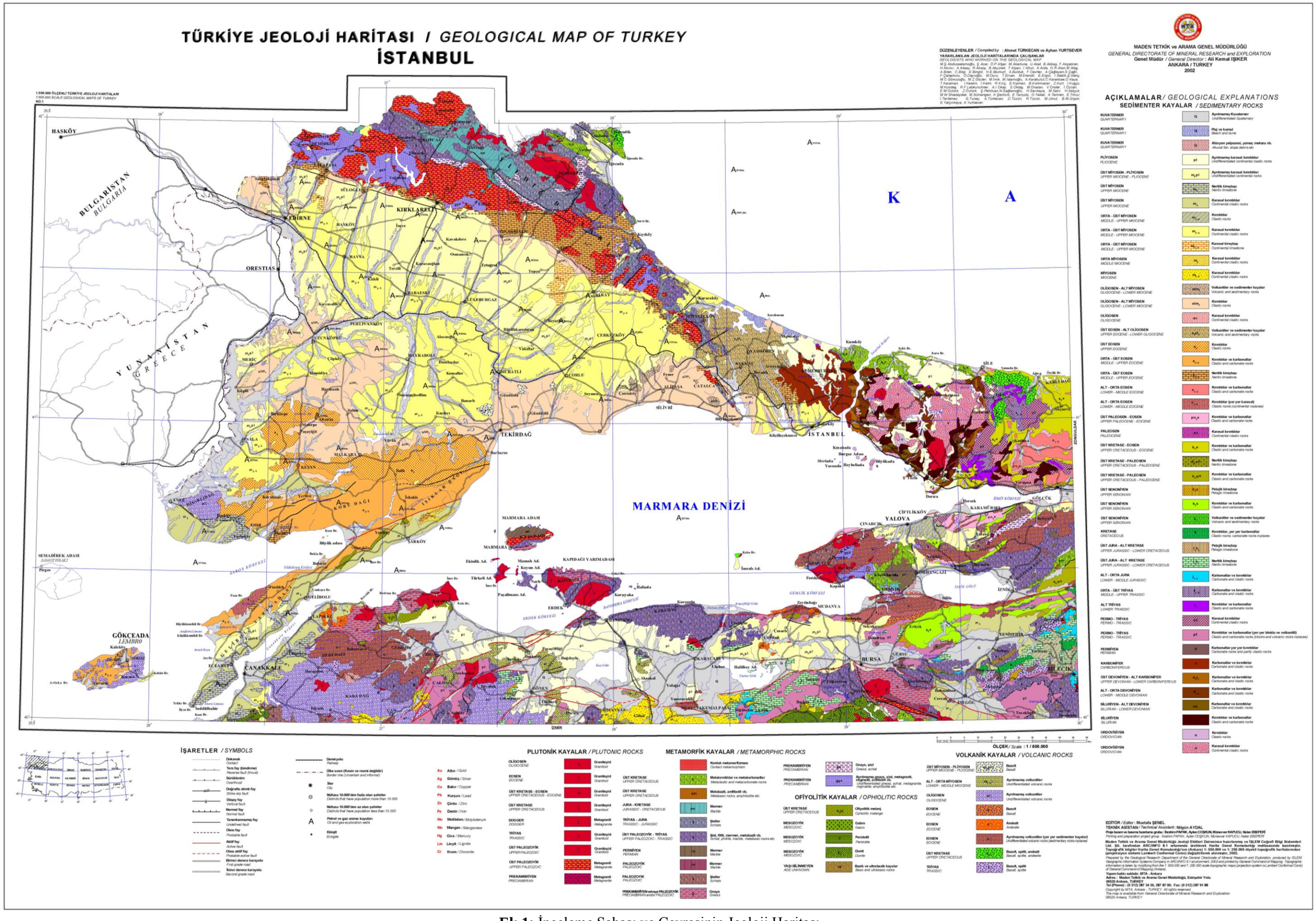
YILMAZ, K.: (1987), "Karabiga-Kemer Arasının Kıyı Jeomorfolojisi" İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, İstanbul.

YILMAZ, R., SERBEST, D.: (2005), "Saros Körfezi Kıyı Kumulları Üzerindeki Çevresel Etkilerin Araştırılması", Trakya Üniversitesi, **Journal of Science (JSCI)**, Cilt: 6, Sayı: 2, s. 72-79.

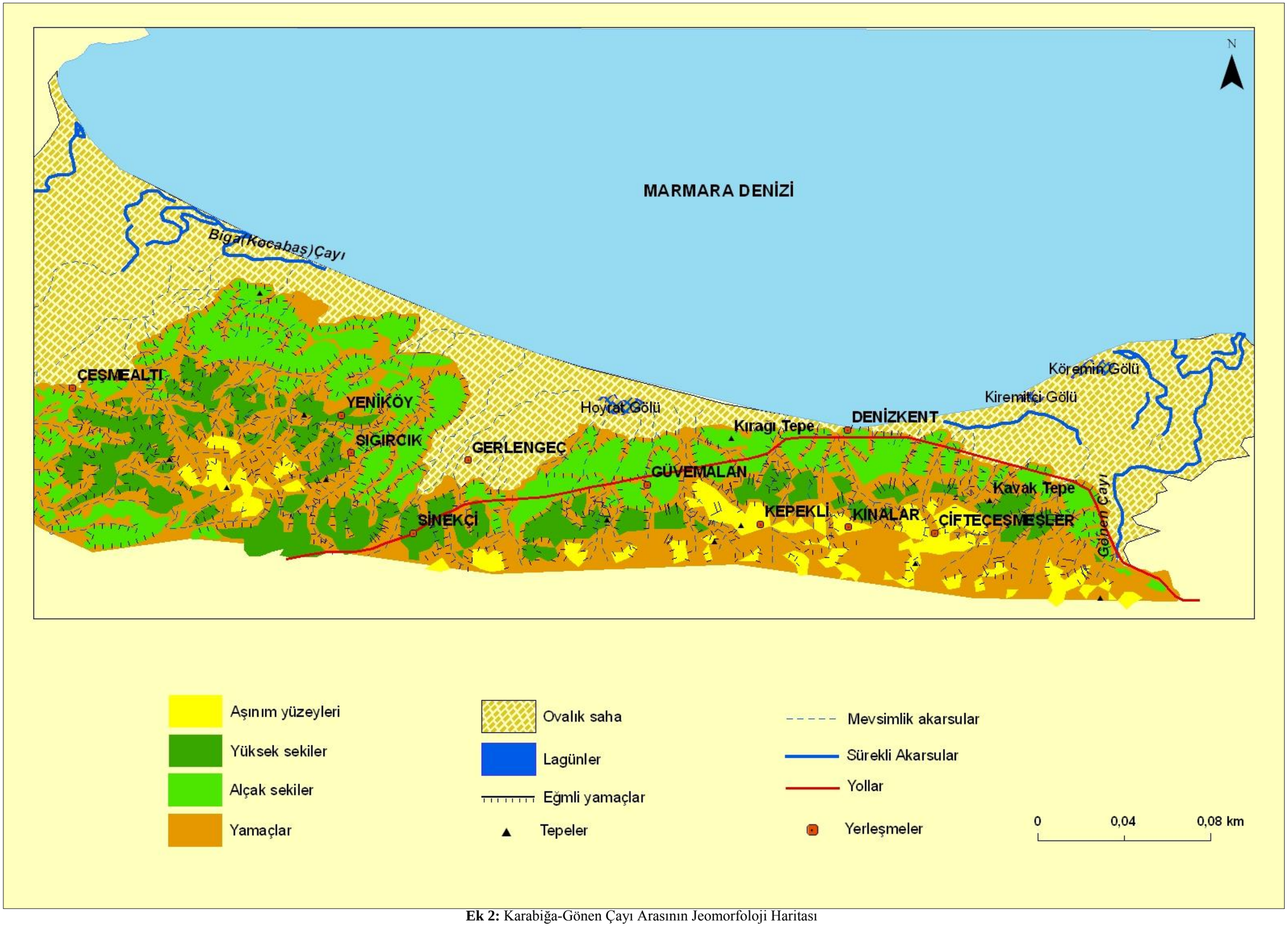
YILMAZ, Y., GENÇ, C.Ş., GÜRER, F., BOZCU, M., YILMAZ, K., KARACİK, Z., ALTUNKAYNAK, Ş., ELMAS, A.: (2000), "When Did the Western Anatolian Grabens Begin to Develop?", **Geological Society, Special Publications**, Vol: 173, pp. 353-384.

YILMAZ, Y., TÜYSÜZ, O., YİĞİTBAŞ, E., GENÇ, C., ŞENGÖR, A.M.C.: (1997), "Geology and Tectonic Evolution of Pontides, in Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region (Ed. A. G. Robinson)", **AAPG Memoir**, Vol: 68, pp. 183–226.

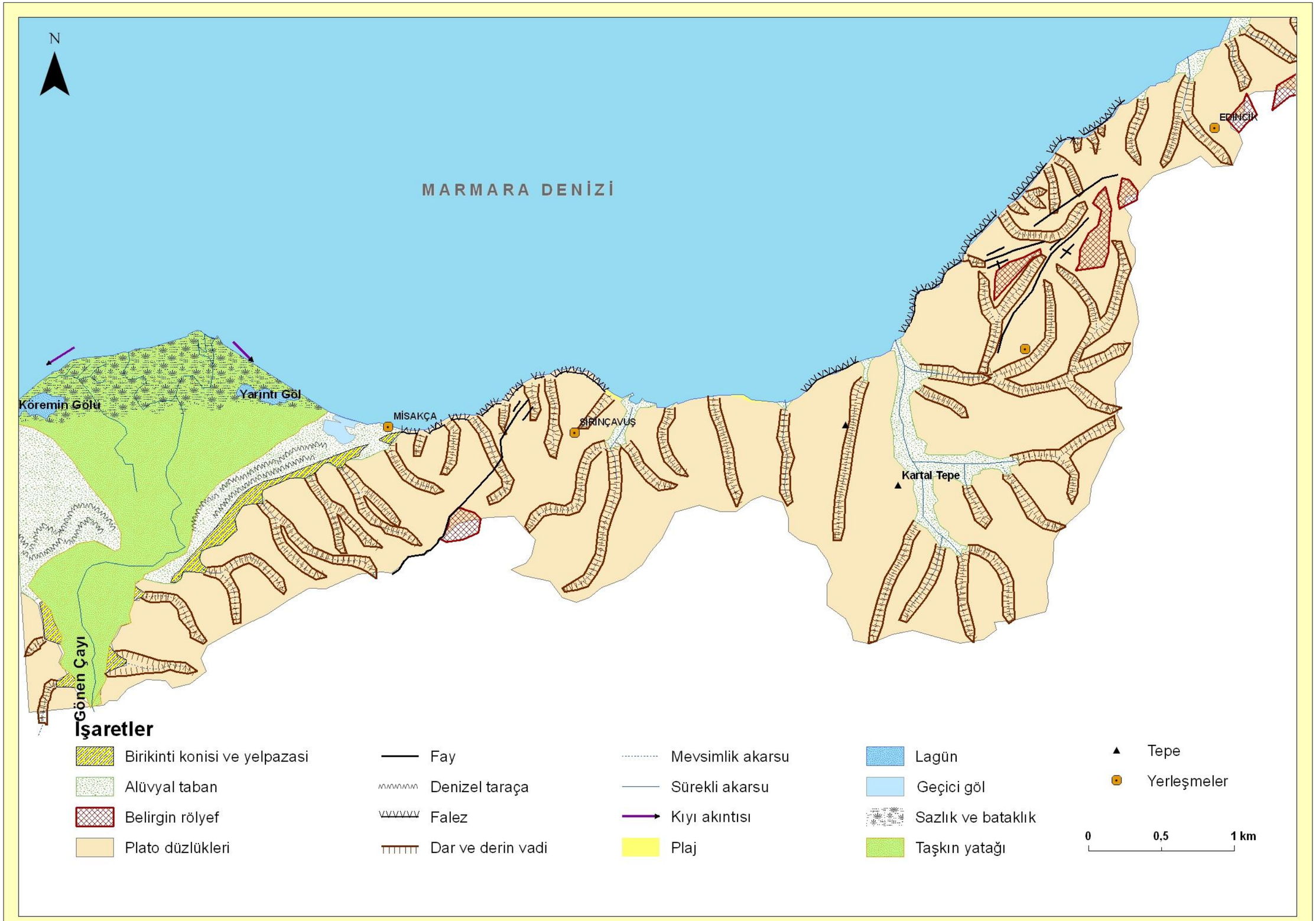
ZHANG, Y., WANG, Y., WANG, Y., Xİ, H.: **(**2009), "Investigating the Impacts of Landuse-landcover (LULC) Change in the Pearl River Delta Region on Water Quality in the Pearl River Estuary and Hong Kong's Coast", **Remote Sensing**, Vol: 1, pp. 1055-1064.



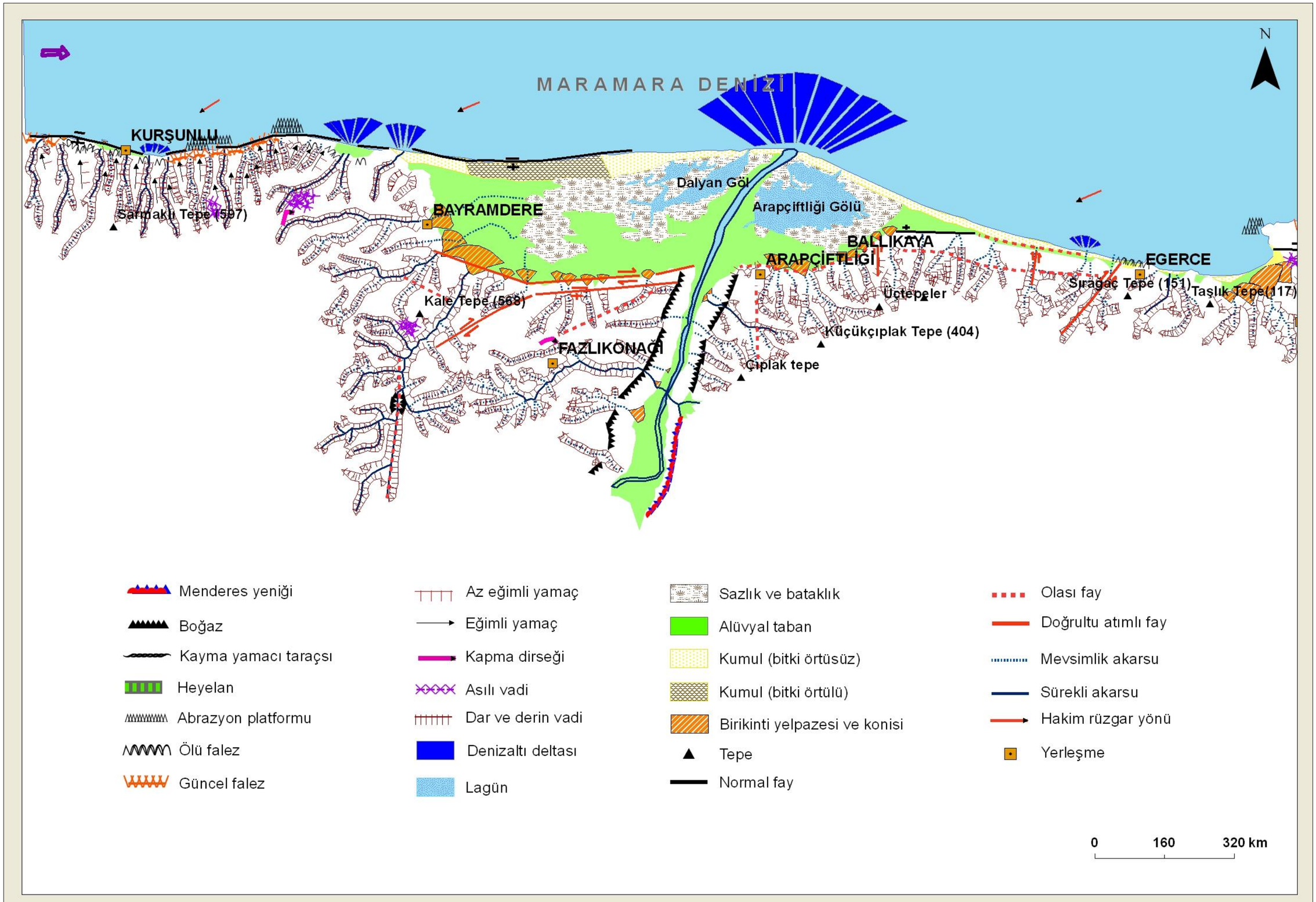
Ek 1: İnceleme Sahası ve Çevresinin Jeoloji Haritası



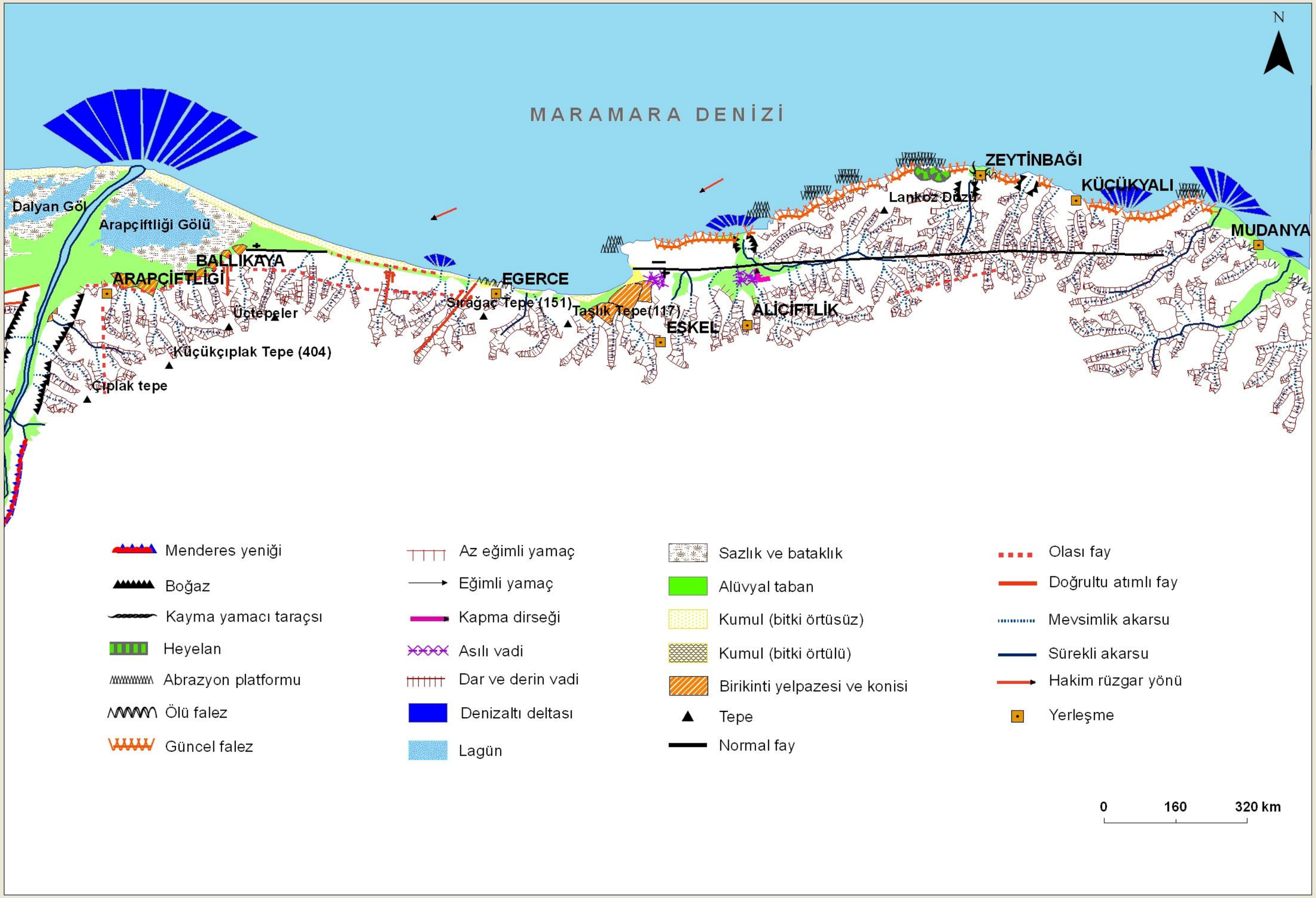
Ek 2: Karabiğa-Gönen Çayı Arasının Jeomorfoloji Haritası



Ek 3: Gönen Çayı-Edincik Arasının Jeomorfoloji Haritası



Ek 4: Kocasu Çayı Deltası'nın Jeomorfoloji Haritası



Ek 5: Kocasu Çayı Mudanya Arasının Jeomorfoloji Haritası

ÖZGEÇMİŞ

Balıkesir doğumluyum. İlk, orta ve lise eğitimimi Balıkesir'de bitirdim. Gazi Üniversitesi Eğitim Fakültesi Coğrafya Bölümü'nde lisans eğitimimi tamamladım. Bir süre özel öğretim kurumlarında öğretmenlik yaptıktan sonra 2007 yılında Fatih Üniversitesi Fen-Edebiat Fakültesi Coğrafya Bölümünde Yüksek Lisan eğitimime başladım. 2009 yılında, "Coastline Changes and Their Implications for Land Use in Coastal Region of İstanbul between 1987 and 2007" konulu tez çalışmasıyla Yüksek Lisans eğitimimi tamamladım. 2009 yılında İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Anabilim Dalı'nda doktoraya başladım. 2013 yılında "Marmara Denizi Güney Kıyılarının Jeomorfolojisi" konulu tez çalışmasıyla Doktora eğitimimi tamamladım.