

**İSTANBUL İLİNİN
ANADOLU YAKASININ
JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ**

Doç. Dr. Emre ÖZŞAHİN

Paradigma Akademi



İSTANBUL İLİNİN
ANADOLU YAKASININ
JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ

Doç. Dr. Emre ÖZŞAHİN

ISBN: 978-625-6822-02-3

Paradigma Akademi Yayınları

Sertifika No: 69606

Paradigma Akademi Basın Yayın Dağıtım

Fetvane Sokak No: 29/A

ÇANAKKALE

e-mail: fahrigoker@gmail.com

Yayın Yönetmeni

Nevin SUR

Tasarım&Kapak

Himmet AKSOY

Matbaa

Meydan Baskı Fotokopi

Sertifika No: 70835

Kitaptaki bilgilerin her türlü sorumluluğu yazarlarına aittir.

Bu Kitap T.C. Kültür Bakanlığında alınan bandrol ve
ISBN ile satılmaktadır. Bandrolsüz kitap almayınız.

Temmuz 2023

Paradigma Akademi



ÖNSÖZ

“*İstanbul İlinin Anadolu Yakasının Jeomorfolojik Özellikleri*” ismini taşıyan bu çalışma yazarın 2013 yılında İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Coğrafya Anabilim Dalında kabul edilen doktora tezinin 2023 yılında kitaplaştırılmış haline karşılık gelmektedir.

Çalışma üç temel bölümden oluşmaktadır. Bunlar, jeolojik ve jeomorfolojik özellikler ile yerçekillerinin oluşum ve gelişimlerinin ortaya konulduğu bölümlerdir. İnceleme sahasının genel özellikleri, amaç ve kapsam, araştırma soruları, araştırma güçlükleri ve fırsatlar, materyal ve yöntem ile önceki çalışmaların belirtildiği giriş ile değerlendirmelerin yer aldığı sonuç kısımları ise çalışmayı oluşturan diğer ünitelerdir. Bütün bu bölümler çalışmanın omurgasını teşkil eden jeomorfolojik özellikler ekseninde etrafında kurgulanmış ve diğer bölümler bu temayı besleyecek şekilde biçimlendirilmiştir. Böylece çalışma amacı ve bu amaç kapsamında cevaplandırılması düşünülen araştırma soruları doğal bir bütünlük içerisinde ayrı ayrı yanıtlanarak çalışma tamamlanmıştır.

Çalışma boyunca çok kıymetli bilgilerinden istifade ettiğim bütün hocalarıma çok teşekkür ederim. Ayrıca harita verileri konusunda destek olan İstanbul Büyükşehir Belediyesi ve Harita Genel Müdürlüğüne (HGM), araziden alınan numunelerin OSL (Optik Uyarmalı Lüminesans) yöntemine göre tarihlendirilmesinde yardımcı olan Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Fizik Mühendisliği Bölümüne teşekkürü bir borç bilirim.

Bu çalışma, İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırmalar Projeler Birimi (BAP) tarafından 18601 numaralı tez projesi olarak desteklenmiştir. Dolayısıyla maddi katkılarından dolayı İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırmalar Projeler Birimi (BAP)’ne de ayrıca teşekkür ederim.

Son olarak aileme bana karşı göstermiş oldukları sabır ve özveri için teşekkür ederim.

Emre ÖZŞAHİN
Temmuz
2023, Tekirdağ

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ.....	iii
İÇİNDEKİLER.....	v
TABLO LİSTESİ	ix
ŞEKİL LİSTESİ	xi
FOTOĞRAF LİSTESİ	xvi
EKLER LİSTESİ.....	xviii
GİRİŞ.....	1
1. JEOLJİK ÖZELLİKLER.....	39
1.1. Stratigrafi	39
1.1.1. Paleozoyik.....	45
1.1.1.1. Kocatöngel Formasyonu: Şeyl, Kumtaşı	47
1.1.1.2. Kurtköy Formasyonu: Kumtaşı, Çamurtaşı, Çakıltası.....	48
1.1.1.3. Aydos Formasyonu: Kumtaşı, Çakıltası.....	49
1.1.1.4. Yayalar Formasyonu: Kumtaşı, Şeyl.....	51
1.1.1.5. Pelitli Formasyonu: Kireçtaşı, Kalkerli Şeyl, Kumtaşı	52
1.1.1.6. Kartal Formasyonu: Kireçtaşı, Grovak, Şeyl.....	54
1.1.1.7. Denizliköy Formasyonu: Kireçtaşı, Kalkerli Şeyl, Çört, Grovak	55
1.1.1.8. Trakya Formasyonu: Kumtaşı, Şeyl, Çakıltası, Kireçtaşı.	56
1.1.1.9. Sancaktepe Granit Plütönu: Granit.....	57
1.1.2. Mesozoyik.....	59
1.1.2.1. Kapaklı Formasyonu: Çakıltası, Kumtaşı.....	60
1.1.2.2. Demirciler Formasyonu: Kumtaşı, Şeyl, Killi Kireçtaşı, Kireçtaşı	62
1.1.2.3. Ballıkaya Formasyonu: Kireçtaşı, Dolomitik Kireçtaşı, Dolomit.....	63
1.1.2.4. Akveren Formasyonu: Pelajik Kireçtaşı, Killi Kireçtaşı, Neritik Kireçtaşı, Marn.....	64
1.1.2.5. Çavuşbaşı Granodiyoriti: Granodiyorit	66

1.1.2.6. Yeniçiftlik Metamorfik Zonu: Şist	67
1.1.2.7. Teksen Formasyonu: Kumtaşı, Çakıltaşı, Şeyl.....	68
1.1.2.8. İshaklı Formasyonu: Volkanojenik Kumtaşı, Şeyl.....	69
1.1.2.9. Riva Formasyonu: Aglomera, Bazalt, Andezit, Dasit, Tüf.....	70
1.1.3. Kenozoyik.....	71
1.1.3.1. Atbaşı Formasyonu: Şeyl, Marn, Kıltaşı	72
1.1.3.2. Şile Formasyonu: Kireçtaşı, Kıltaşı, Miltaşı, Kumtaşı	73
1.1.3.3. Yunuslubayır Formasyonu: Kireçtaşı, Marnlı Kireçtaşı... ..	74
1.1.3.4. Kayalıtepe Formasyonu: Kumtaşı, Çakıltaşı	75
1.1.3.5. Meşetepe Formasyonu: Kıltaşı, Şeyl, Siltaşı.....	76
1.1.3.6. Karapürçek Formasyonu: Çakıltaşı, Kumtaşı, Siltaşı, Kıltaşı, Çamurtaşı	77
1.1.3.7. Alacalı Kumtaşı Formasyonu: Kumtaşı, Traverten	77
1.1.3.8. Çökel İstifi: Akarsu Çökelleri, Kumul, Yamaç Molozu, Traverten	78
1.2. Tektonik	80
1.2.1. Kıvrımlar.....	82
1.2.2. Sürüklenimler	84
1.2.2.1. Sarıyer-Şile Sürüklenimi	84
1.2.2.2. Çamlıca Sürüklenimi	85
1.2.3. Faylar	86
1.2.3.1. Kuzey Anadolu Fayı (KAF)	86
1.2.3.2. Darıca-Tuzla Fayı (DTF).....	88
1.2.3.3. Maltepe-Beykoz Fayı (MBF)	88
1.2.3.4. Yakacık Fayı (YF).....	89
1.2.3.5. Dragos Fayı (DF).....	89
1.2.3.6. Ümraniye Fayı (ÜF)	90
1.2.3.7. Kartal Fayı (KF)	90
1.2.3.8. Büyükada Fayları (BF)	90

1.2.3.9. Hacılı-Sortullu Fayı (HSF).....	91
1.2.3.10. KD-GB ve KB-GD Uzanımlı Faylar.....	91
2. JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLER	93
2.1. Morfometrik Özellikler	93
2.2. Yerşekilleri.....	110
2.2.1. Ana Yerşekilleri.....	110
2.2.1.1. Dağlar	111
2.2.1.2. Platolar.....	117
2.2.1.3. Ovalar (Düzlükler).....	126
2.2.2. Elemanter Yerşekilleri.....	129
2.2.2.1. Akarsu Topografyası	129
2.2.2.2. Kıyı Topografyası.....	138
2.2.2.3. Karst Topografyası	151
2.2.2.4. Volkan Topografyası.....	157
2.2.2.5. Antropojenik Yerşekilleri.....	159
3. JEOMORFOLOJİK OLUŞUM VE GELİŞİM.....	161
SONUÇ	253
KAYNAKÇA	261

TABLO LİSTESİ

Tablo 1. Yaşlandırma işlemi için alınan örneklerin genel özellikleri	22
Tablo 2. Eşdeğer doz, yıllık doz ve yaş değerleri	24
Tablo 3. Numunelerin tutabileceği maksimum nem oranı (W), gama spektrometresi analiz sonuçları ve kozmik ışın değerlendirmesi	25
Tablo 4. İnceleme sahasındaki jeolojik formasyonlar ve alansal dağılımları	41
Tablo 5. İnceleme sahasında kayaçların jeolojik zamanlara göre dağılışı tablosu	42
Tablo 6. İnceleme sahasında Paleozoyik yaşlı formasyonların dağılışı tablosu	45
Tablo 7. İnceleme sahasında Mesozoyik yaşlı kayaçların dağılışı tablosu	59
Tablo 8. İnceleme sahasında Kenozoyik yaşlı kayaçların dağılışı tablosu	71
Tablo 9. İnceleme sahasında yükselti basamaklarının dağılışı ve hipsometrik eğri için veri değerleri	97
Tablo 10. İnceleme sahası ve ana akarsu aklanlarına ait hipsometrik integral değerleri	100
Tablo 11. İnceleme sahasında bakı sınıflarının dağılışı	105
Tablo 12. İnceleme sahasında eğim (%) sınıflarının dağılışı	107
Tablo 13. İnceleme sahasında eğim (%) sınıflarının dağılışı	108
Tablo 14. İnceleme sahasında ana yerşekilleri ve kapladıkları alanlar	110
Tablo 15. İnceleme sahasındaki plato türleri ve kapladıkları alanlar	119
Tablo 16. İnceleme sahasındaki aşınım yüzeyleri ve kapladıkları alanlar	121
Tablo 17. İnceleme sahasındaki OSL yaşlandırma noktaları, genel özellikleri ve yaş değerleri	138
Tablo 18. OSL yaşlandırması yapılan örneklerin günümüz deniz seviyesine göre yükseklikleri	190
Tablo 19. İnceleme sahasında meydana gelmiş (M. Ö. 2100-2008) depremler (Soysal vd., 1981; Ergin vd., 1967; Hoşgören, 2000; Sancaklı, 2004; Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Ulusal Deprem İzleme Merkezi, 2012)	194
Tablo 20. İnceleme sahasında bulunan meteorolojik gözlemevleri ve genel özellikleri	200
Tablo 21. İnceleme sahasının ortalama sıcaklık değerleri (°C)	201
Tablo 22. İnceleme sahasının ortalama aylık yağış değerleri (mm)	203
Tablo 23. İnceleme sahasında Erinç (1965) sistemine göre yağış etkinliğinin yıllık seyri	205
Tablo 24. Göztepe istasyonuna ait su bilançosu tablosu	205

Tablo 25. Kartal istasyonuna ait su bilançosu tablosu.....	206
Tablo 26. Şile istasyonuna ait su bilançosu tablosu.....	208
Tablo 27. İnceleme sahasında yönlere göre rüzgârın yıllık sayıca esme değerleri ...	209
Tablo 28. İnceleme sahasındaki başlıca havzalar ve alanları.....	212
Tablo 29. İnceleme sahasının vadi yoğunluğunu (km/km ²).....	221
Tablo 30. İnceleme sahasında akarsuların çatallanma özellikleri.....	223
Tablo 31. İnceleme sahasını karakterize eden akarsu havzalarının asimetri oranları ve indeksleri	226
Tablo 32. İnceleme sahasını karakterize eden akarsu havzalarının drenaj yoğunluğu ve sıklığı	229
Tablo 33. İnceleme sahasındaki kaynak suları (Dumlu ve Yalçın, 2010).....	229
Tablo 34. İnceleme sahasındaki büyük baraj gölleri (Dumlu ve Yalçın, 2010).....	231
Tablo 35. İnceleme sahasındaki toprak türlerinin alansal dağılışı	241
Tablo 36. İnceleme sahasındaki toprak türlerinin genel özellikleri (İBŞB, 2011)....	242
Tablo 37. İnceleme sahasındaki arazi örtüsü sınıfları ve alanları	243

ŞEKİL LİSTESİ

Şekil 1. İnceleme sahasının lokasyon haritası	5
Şekil 2. İnceleme sahasının topografya haritası.....	5
Şekil 3. İnceleme sahasının uydu görüntüsü.....	6
Şekil 4. İşlem akış şeması.....	19
Şekil 5. İnceleme sahasında yaşlandırma için örnek alım noktaları	22
Şekil 6. İnceleme sahasındaki formasyonlara ait dikme kesit (Şengör, 2011'den yeniden çizilerek)	40
Şekil 7. İnceleme sahasında kayaçların jeolojik zamanlara göre dağılışı	42
Şekil 8. İnceleme sahasındaki kayaçların zamana göre dağılışı haritası.....	43
Şekil 9. İnceleme sahasının genel jeolojik haritası (Gedik vd., 2005; İBB, 2000; 2011'den faydalanılarak hazırlanmıştır).....	43
Şekil 10. İnceleme sahasındaki litolojilerin dağılışı haritası.....	44
Şekil 11. İnceleme sahasına ait jeolojik kesitler (Gedik vd., 2005'ten yeniden çizilerek).....	44
Şekil 12. İstanbul Paleozoyik istifinin genelleştirilmiş dikme kesiti (Akyüz, 2010'dan yeniden çizilerek)	46
Şekil 13. İnceleme sahasının büyük levhalara göre konumu	80
Şekil 14. Türkiye'nin tektonik birlikleri ve inceleme sahasının konumu (Okay ve Tüysüz, 1999).....	81
Şekil 15. İnceleme sahasının konumuna göre Kuzey Anadolu Fayı ailesi (Şengör vd., 2005; Şengör ve Özgül, 2010; Şengör, 2011).....	87
Şekil 16. Marmara Denizi ve çevresindeki faal fayların dağılımı ve Kuzey Anadolu Fayı üzerinde meydana gelen son iki büyük depremin yüzey kırıklarının buldukları yerler (Şengör vd., 2005; Şengör ve Özgül, 2010; Şengör, 2011).....	88
Şekil 17. İnceleme sahasının yükselti basamakları haritası	95
Şekil 18. Aydos Dağı'nın 1/25.000 ve 1/250.000 ölçekli topografya haritalarına göre yükseltisi.....	96
Şekil 19. İnceleme sahasının hipsometrik eğrisi.....	98
Şekil 20. İnceleme sahası ve ana akarsu aklanlarına ait hipsometrik eğriler ve integraller, A: İnceleme sahası, B: Karadeniz akarsu akları, C: Marmara Denizi akarsu akları, D: İstanbul Boğazı akarsu akları.....	101
Şekil 21. İnceleme sahasının hipsografik eğrisi.....	102
Şekil 22. İnceleme sahasının hipsografik diyagramı	102
Şekil 23. İnceleme sahasının topografya yüzeyinin eğrilik profili haritası.....	104

Şekil 24. İnceleme sahasının bağıl topografik nemlilik indeksi haritası.....	104
Şekil 25. İnceleme sahasında bakı sınıflarının dağılışı.....	105
Şekil 26. İnceleme sahasında bakı sınıflarının dağılışı haritası	106
Şekil 27. İnceleme sahasında KD-GB yönündeki profil hattının kuzey ve güneye doğru bakışı	108
Şekil 28. İnceleme sahasında eğim (%) sınıflarının dağılışı haritası	109
Şekil 29. İnceleme sahasında eğim (%) sınıflarının dağılışı haritası	109
Şekil 31. İnceleme sahasındaki dağ röliyefini meydana getiren en yüksek iki nokta	111
Şekil 30. İnceleme sahasının ana jeomorfolojik birimler haritası.....	112
Şekil 32. İnceleme sahasındaki Aydos ve Kayış dağlarının uydu görüntüsü.....	113
Şekil 33. İstanbul Adalarının uydu görüntüsü	114
Şekil 34. İnceleme sahasına ait topografya yüzeylerinin süperimpoze, mürtesem ve birleşik profilleri.....	117
Şekil 35. İnceleme sahasında Maltepe-Şile arasında (GB-KD) yayılış gösteren çeşitli plato türleri.....	120
Şekil 36. İnceleme sahasında Hamidiye Br.-Gebze (KB-GD) arasında yayılış gösteren çeşitli plato türleri	120
Şekil 37. İnceleme sahasındaki aşınım yüzeyleri ve kapladıkları alanlar	121
Şekil 38. İnceleme sahası çevresindeki sıyrılmış yüzeylerin konumu (GB-KD doğrultusunda şematik kesit) (Erinç, 2010'dan yeniden çizilerek).....	125
Şekil 39. İnceleme sahasında Çayağzı-Koçullu yerleşmeleri arasında (KB-GD) yayılış gösteren ovalar	128
Şekil 40. İnceleme sahasında Karadeniz-Kadıköy (Şile) (KB-GD) arasında yayılış gösteren ovalar.....	129
Şekil 41. İnceleme sahasındaki ana akarsu havzalarına göre bazı akarsuların enine profilleri.....	131
Şekil 42. İnceleme sahasındaki ana akarsu havzalarındaki bazı akarsuların boyuna profil özellikleri.....	132
Şekil 43. İnceleme sahasındaki ana akarsu havzalarındaki bazı akarsuların boyuna profil özellikleri.....	133
Şekil 44. Şile'nin güneydoğusundaki Hacılı köyü civarında Göksu deresinin yapmış olduğu saplanmış gömük menderes	135
Şekil 45. İnceleme sahasındaki alçak ve yüksek kıyıları ile plaj ve tombolo şekillerinin uydu görüntüsü	140
Şekil 46. Fenerbahçe tombolosunun uydu görüntüsü.....	145
Şekil 47. İnceleme sahasının doğu sınırında kalan flüvyo-karstik sahanın uydu görüntüsü	154

Şekil 48. (a) İnceleme sahasındaki volkanik sahaların dağılışı; (b) Boğaziçi volkanının kalıntıları: Çavuşbaşı Granodiyoriti ve dayklar (Kırmızı olarak çizilmiş olan dayklar Penck (1919)'dan, yeşil olarak çizilen dayk yönleri ise Özgörüş ve Okay (2005)'den alınmıştır) (Şengör, 2011); (c) Üstü volkanlarla kaplı bir kabuk parçasının gösterimi (Şengör, 2011). Muhtemelen inceleme sahasındaki volkanizma etkinliği de benzer olarak daha çokta ana volkana bağlı parazit koniler şeklinde gerçekleşmiş olmalıdır.	158
Şekil 49. İnceleme sahasının jeolojik gelişiminin şematik özeti (Şengör ve Özgül, 2010; Şengör, 2011'den yeniden çizilerek)	162
Şekil 50. Üst Proterozoyik (650 Ma) dünyamızın coğrafyası (Scotese, 2000'den değiştirilerek). İnceleme sahası yıldız ile gösterilmiştir.	163
Şekil 51. Orta Ordovisiyen (458 Ma) dünyamızın coğrafyası (Scotese, 2000'den değiştirilerek). İnceleme sahası yıldız ile gösterilmiştir.	164
Şekil 52. Orta Silüriyen (425 Ma) dünyamızın coğrafyası (Scotese, 2000'den değiştirilerek). İnceleme sahası yıldız ile gösterilmiştir.	165
Şekil 53. Alt Karbonifer (356 Ma) dünyamızın coğrafyası (Scotese, 2000'den değiştirilerek). İnceleme sahası yıldız ile gösterilmiştir.	166
Şekil 54. Üst Karbonifer (306 Ma) dünyamızın coğrafyası (Scotese, 2000'den değiştirilerek). İnceleme sahası yıldız ile gösterilmiştir.	167
Şekil 55. Üst Permiyen devri (255 milyon yıl önce) dünyamızın coğrafyası (Scotese, 2000'den değiştirilerek). İnceleme sahası yıldız ile gösterilmiştir.	168
Şekil 56. İskitid dağ kuşağı içinde gelişen yanal atım bölgesi. İnceleme sahası yıldız ile gösterilmiştir. Burada gelişen riftler çok ufak oldukları için ayrıca gösterilmemişlerdir (Şengör ve Özgül, 2010)	171
Şekil 57. Alt Triyas (237 Ma) dünyamızın coğrafyası (Scotese, 2000'den değiştirilerek). İnceleme sahası yıldız ile gösterilmiştir.	172
Şekil 58. Üst Kretase (94 Ma) dünyamızın coğrafyası (Scotese, 2000'den değiştirilerek). İnceleme sahası yıldız ile gösterilmiştir.	173
Şekil 59. Üst Kretase'de Kocaeli Yarımadası'nda meydana gelen volkanizma ve jeolojik gelişimde önerilen gerilmeli yay modeli (Keskin vd., 2010).....	173
Şekil 60. Orta Eosen (50.2 Ma) dünyamızın coğrafyası (Scotese, 2000'den değiştirilerek). İnceleme sahası yıldız ile gösterilmiştir.	175
Şekil 61. Üst Oligosen'de (30 milyon yıl önce) Tetis/Paratetis ilişkilerini gösteren harita. İnceleme sahası yıldızla gösterilmiştir (Şengör ve Özgül, 2010'den yeniden çizilerek).....	177
Şekil 62. İnceleme sahasının jeomorfolojik gelişim süreci.....	179

Şekil 63. Son glasyal maksimum (18.000 yıl önce) dünyamızın coğrafyası (Scotese, 2000'den değiştirilerek). İnceleme sahası yıldız ile gösterilmiştir.	180
Şekil 64. İnceleme sahasında gerçekleşen burulma hareketi (Şengör, 2011'den değiştirilerek).....	182
Şekil 65. Saat yönü doğrultusunda aynı istikamette hareketi savunan görüşlere göre boğazın açılması	183
Şekil 66. a) İnceleme sahasının kuzeye doğru çarpılmasına neden olan fay mekanizmaları, b) İnceleme sahasının horst yapısını kazanması ve c) Faylanmanın ve çarpılmanın etkisiyle İstanbul Boğazı'nın açılması (Yılmaz vd., 2010), d) İnceleme sahasının doğudan bakıldığında yatay bir eksen etrafında saat yönünde dönmesi (Şengör, 2011).....	185
Şekil 67. İnceleme sahasındaki akarsuların basitleştirilmiş bir haritası ve su bölümü çizgisi (Şengör, 2011'den değiştirilerek).....	186
Şekil 68. İstanbul Boğazı'nın burulma tektonik modeli çerçevesinde jeomorfolojik olarak gelişim aşamaları (Göktaşan vd., 1997; 2006'den değiştirilerek).....	189
Şekil 69. Elde edilen yaş verilerinin, Fairbanks (1989), Chappell ve Shackleton (1986) ve Skene vd. (1998)'in deniz seviyesi eğrilerinin birleşik olarak sunan Yaltrak vd. (2002)'nin deniz seviyesi eğrisi (Erginal ve Kıyak, 2008) üzerindeki konumları.....	190
Şekil 71. İnceleme sahasında meydana gelmiş depremlerin dağılışı	199
Şekil 72. İnceleme sahasının yıllık ortalama sıcaklık dağılışı haritası (Kındap, 2010'dan değiştirilerek).....	201
Şekil 73. İnceleme sahasının yıllık ortalama yağış dağılışı haritası (Kındap, 2010'dan değiştirilerek).....	204
Şekil 74. İnceleme sahasının su bilançosu diyagramları	207
Şekil 75. İnceleme sahasındaki istasyonların yönlere göre rüzgâr gülleri	211
Şekil 76. İnceleme sahasının hidrografya özellikleri.....	212
Şekil 77. İnceleme sahasındaki başlıca havzalar	213
Şekil 78. İnceleme sahasındaki Riva nehrinin akım ve yağış ilişkisi diyagramı	215
Şekil 79. İnceleme sahasında görülen dandritik drenaj	216
Şekil 80. İnceleme sahasında Ömerli barajı civarında görülen bozulmuş kafesli drenaj	217
Şekil 81. İnceleme sahasında Yeşil dere civarında görülen kancalı drenaj	218
Şekil 82. İnceleme sahasında Karadeniz kıyısında görülen paralel drenaj	218
Şekil 83. İnceleme sahasında Kayış Dağı civarında görülen radyal drenaj	219
Şekil 84. İnceleme sahasında görülen eliptik drenaj şekli	220
Şekil 85. İnceleme sahasında görülen bozulmuş drenaj şekli	221

Şekil 86. İnceleme sahasındaki vadi yoğunlukları (km/km ²).....	223
Şekil 87. İnceleme sahasının çatallanma derecesi haritası.....	224
Şekil 88. İnceleme sahasını karakterize eden akarsuların boyuna profilleri	227
Şekil 89. Karadeniz aklanını karakterize eden Riva nehrinin boyuna profili	227
Şekil 90. İstanbul Boğazı aklanını karakterize eden Göksu deresinin boyuna profili	228
Şekil 91. Marmara Denizi aklanını karakterize eden Büyük derenin boyuna profili	228
Şekil 92. Peltier sınıflandırmasına göre morfojenetik bölgeler ve inceleme sahasının yeri	233
Şekil 93. Tanner sınıflandırmasına göre morfojenetik bölgeler ve inceleme sahasının yeri	234
Şekil 94. Wilson sınıflandırmasına göre morfojenetik bölgeler ve inceleme sahasının yeri	236
Şekil 95. Summerfield sınıflandırmasına göre morfojenetik bölgeler ve inceleme sahasının yeri	237
Şekil 96. a) İnceleme sahasının toprak taksonomisi sınıflandırmasına göre toprak haritası, b) İnceleme sahasının Oakes (1954)'e göre toprak haritası (Şengör, 2011'den yeniden çizilerek)	239
Şekil 97. İnceleme sahasının toprak bünye sınıfları haritası.....	239
Şekil 98. İnceleme sahasının arazi örtüsü haritası	244
Şekil 99. Tuzla ve yakın çevresinin 1969 ve 2005 yılı jeomorfolojik haritaları (Ekinci, 2006).....	251
Şekil 100. Gelecekte (+ 250 Ma) dünyamızın coğrafyası (Scotese, 2000'den değiştirilerek). İnceleme sahası yıldız ile gösterilmiştir.	252

FOTOĞRAF LİSTESİ

Foto 1. Arazide yaşlandırma için örnek alımı.....	23
Foto 2. Arazide yaşlandırma için örnek alımı.....	23
Foto 3. Aydos Formasyonuna ait jeolojik istiftten genel bir görünüm	50
Foto 4. Pelitli Formasyonuna ait kireçtaşı seviyelerinden bir görünüm	53
Foto 5. Trakya Formasyonuna ait kireçtaşı-ince tabakalı şeyl ardalanması	56
Foto 6. Kireçtaşı, şeyl ve kumtaşı ardalanmasından oluşan Demirciler Formasyonundan bir görünüm.....	62
Foto 7. Ballıkaya Formasyonuna ait ince-kalın tabakalı dolomit ve dolomitik kireçtaşları	64
Foto 8. Akveren Formasyonuna ait jeolojik istif	65
Foto 9. İshaklı Formasyonuna ait volkanojenik kumtaşları ve şeyl ardalanması.....	69
Foto 10. Yunuslubayır Formasyonuna ait kireçtaşları ve marnlı kireçtaşları	74
Foto 11. Aydos Dağı civarında gelişmiş kıvrımlara bir örnek.....	84
Foto 12. Aydos Dağı'nın güneybatı eteğinde Yakacık Fayı'na ait bir görüntü	89
Foto 13. İnceleme sahasının en yüksek noktası olan Aydos Dağı'nın (538 m) tepesi	95
Foto 14. İnceleme sahasının ikinci yüksek zirvesi Kayış Dağı'na bir bakış.....	112
Foto 15. İnceleme sahasının güneyinde yer alan İstanbul Adaları.....	115
Foto 16. İnceleme sahasında Kocaeli Platosu'nun genel görünümü.....	117
Foto 17. İnceleme sahasındaki yüksek ve alçak plato alanları	119
Foto 18. İnceleme sahasında Kayış Dağı civarındaki aşınım yüzeyleri.....	122
Foto 19. İnceleme sahasındaki aşınım yüzeyleri	122
Foto 20. Kayış Dağı civarında gelişme göstermiş sel yarıntılıları	130
Foto 21. İshaklı Ovası'nda gelişen Türknil nehrine ait taraçalar	136
Foto 22. Şile-Ağva arasındaki Bozkoca koyunda görülen alçak ve yüksek kıyı özellikleri.....	139
Foto 23. Şile yakınındaki kıyı kuşağında yer alan ölü falezlerden bir görünüm	142
Foto 24. İnceleme sahasındaki yüksek falezli kıyıların denizden görünüşü	142
Foto 25. Maltepe-Kartal arasındaki kıyı kuşağında yer alan ölü falezlerden bir görünüm.....	143
Foto 26. Anadolu Feneri civarında gelişmiş küçük bir abrazyon platformu.....	143
Foto 27. Poyraz'ın kuzeyindeki yüksek kıyılarda kıyı önünde yer alan aşınım artığı kayaçlar	144
Foto 28. İnceleme sahasındaki Fenerbahçe tombolosundan bir görünüm (Kafesoğlu Sandıkçioğlu, 2010).....	146

Foto 29. İnceleme sahasındaki Tuzburnu Tepesi (Tuzla) tombolosundan bir görünüm (Kafesoğlu Sandıkçioğlu, 2010).....	146
Foto 30. Şile kıyısındaki aktüel ve ölü falezler, denizel taraça ve mağara ile diğer kıyı özellikleri.....	147
Foto 31. İnceleme sahasında Doğancılı plajında görülen yalıtışı oluşumlar	149
Foto 32. Ağva plajından ve arka plandaki plato yüzeyinden bir görünüm	150
Foto 33. Şile yerleşim merkezi kıyılarındaki antropojenik etki.....	150
Foto 34. Kartal-Tuzla arasındaki kıyılardaki yapay dolgular	151
Foto 35. İnceleme sahasında Şile ilçe merkezinin güneydoğusunda gelişen flüvyo-karstik alanlardan bir görünüm.....	155
Foto 36. Şile kıyılarında gelişmiş denizel mağara.....	156
Foto 37. İnceleme sahasında Karadeniz kıyısı boyunca Beykoz'un kuzeyinde yer alan lav platosundan bir görünüm.....	158
Foto 38. Karadeniz kıyısı boyunca yer alan lav platosundaki yüksek platoda V şekilli vadi profili gösteren Küçükçakal deresi.....	159
Foto 39. Riva nehri üzerinde yapılan yatak düzenleme çalışmaları.....	160
Foto 40. Aydos Dağı civarında gelişmiş İnceptisol'lerden bir görünüm	240
Foto 41. İnceleme sahasındaki karışık ormanlardan bir görünüm	244
Foto 42. İnceleme sahasındaki çayır ve orman alanları	247
Foto 43. İnceleme sahasındaki çayır alanlarından bir görünüm	247
Foto 44. İnceleme sahasındaki yerleşme alanlarından bir görünüm (Kartal)	249
Foto 45. Marmara Denizi kıyılarındaki Tuzla'da kıyı düzenleme çalışmaları	250

EKLER LİSTESİ

Harita 1: İstanbul İlinin Anadolu Yakasının Jeolojik Haritası

Harita 2: İstanbul İlinin Anadolu Yakasının Jeomorfolojik Haritası

GİRİŞ

“Dünyada zamandan bol bir şey yoktur” şeklindeki Fin atasözü (Erinç, 2010) yeryuvarının geçirdiği zaman olgusunun boyutlarını anlatmaya yetecek ölçüdedir. Gerçekten de yeryuvarı, oluşumundan bu güne kadar geçen milyonlarca yıldan bu yana, iç ve dış kuvvetlerin etkisiyle sürekli olarak şekillenmiştir. Bu süreç günümüzde hâlâ devam etmektedir. İnceleme sahasındaki jeomorfolojik özellikler de kendine özgü karaktere sahip olmakla beraber, ana hatları ile bu sürecin bir parçasıdır.

Aslında yeryüzü bugünkü görünümünü ve niteliklerini kazanıncaya kadar birçok aşamadan geçmiştir. 13.7 milyar yıl öncesindeki bir zaman sürecinde büyük bir patlama ile meydana gelen evren, yine milyonlarca yıl süren bir süreçte genişleyerek soğumaya başlamış ve bunu takip eden aşamada ise toz ve gaz parçacıklarıyla dünya oluşmuştur (Atalay, 2012). Bunun akabinde nebülöz yani kızgın bulut safhasına ulaşan dünya, yavaş yavaş üst kısmından itibaren soğumaya başlamıştır (ArDOS, 1996). Dünyanın oluşumundaki ilk aşama olan ısının çok yüksek olduğu bu “kozmetik evre”, sağlam, katı ve girintili-çukuntulu bir kabuk yapısının oluşmasıyla sona ermiştir. Bu kabuk üzerindeki ilk yerçekillerinin başlangıcı esas olarak havada yani ilkel atmosferde buhar halinde bulunan su ve klorürlerin yoğunlaşarak, yeryüzüne yağmur olarak düşmesine dayanmaktadır. Bunun sonucunda ilk okyanuslar meydana gelmiştir. Böylece yeryüzünde sedimanter evre başlamıştır (Kürter ve Hoşgören, 1986; İzbırak, 1991; İkinci, 2011).

Jeolojik takvimde Prekambriyen olarak ifade edilen (Şengör, 2000) zaman diliminde ilk kıta çekirdekleri meydana gelmiştir. Bundan sonra yaşanan birinci zamanda (Paleozoyik) kara kütlelerinin yüzölçümleri giderek artmış ve Pangea adındaki tek kıta parçası oluşmuştur. Bu zamanda Kaledoniyen ve Hersiniyen orojenezleri meydana gelmiş, kıta içi gerilim hareketleri başlamış ve ilk rift sistemleri oluşmuştur (Hoşgören, 2010; İkinci, 2011). Ekvatorun her iki yanında yaygın bir alanda nemli tropikal iklim koşulları hâkim olmuş ve bu iklim özellikleri daha sonra yerküre üzerindeki iklim farklılıklarının belirginleşmesi ile kısmen sıcak ve kurak bir karakter kazanmıştır (ArDOS, 1996).

Bu zamanda meydana gelen buzullaşmanın yanında yaşanan volkanik aktivite sonucunda rift sistemleri giderek belirginleşmiş ve

Pangea'nın parçalanma belirtileri ortaya çıkmıştır (Kurter ve Hoşgören, 1986).

Yeryuvarı tarihinin ikinci büyük çağı olan Mesozoyik, tektojeniz açısından oldukça sakin geçmiş, bazı yerlerde kıvrım sistemleri oluşmaya başlamış (Kurter ve Hoşgören, 1986) ve volkanik olaylarda da gittikçe azalma olmuştur. Bu dönemde önemli transgresyon ve regresyon olayları yaşanmıştır (İzbirak, 1991). Pangea kıtası iki parçaya ayrılmış ve bunu izleyen aşamada bunlarda parçalanmıştır (Ekinci, 2011).

Yaklaşık 65 milyon yıl önce yer tarihinin üçüncü büyük zamanı olan Kenozoyik'te, Mesozoyik'in son döneminde başlamış olan yerkabuğu hareketleri şiddetlenmiştir (İzbirak, 1991). Bu hareketler neticesinde Alp orojenezini yaşanmış ve bu orojenezle büyük kıvrımlı sıradağlar oluşmuştur (Ekinci, 2011).

Arkasından Kuvaterner'de tektonik hareketlerinin yanı sıra iklimin belirli dönemler halinde soğuk bir karakter kazanması ile buzul dönemleri yaşanmış ve bunun sonucunda karaların büyük bir kısmı buzullar tarafından işgal edilmiştir (Kayan, 2012). Bu buzul dönemleri arasında iklimde meydana gelen ısınmalar sonucunda buzulların eridiği buzulararası devreler de yaşanmıştır. Bu durum östatik hareketler olarak nitelendirilen deniz seviyesi değişikliklerine neden olmuştur (Kurter ve Hoşgören, 1986; Ekinci, 2011).

Yeryuvarı tarihinde yaşanan bu milyonlarca yıl içerisinde büyük tektonik hareketlere bağlı olarak geniş kara parçalarını etkileyen yükselmeler, alçalmalar, kıvrılmalar, kırılmalar, çanaklaşmalar ve kubbeleşmeler meydana gelmiş, volkanik aktivite zaman zaman suların üzerinde, zaman zaman da suların altında etkinliğini sürdürmüştür. Böylece büyük kara parçaları ve yükseltiler oluşmuştur. Sular gerek östatik, gerekse tektonik nedenlerle bazen karaları işgal etmiş, bazen de alçalarak karalardan çekilmiştir. Bu hareketlere bağlı olarak yeryuvarının jeomorfolojik gelişimi kesintiye uğramış, birtakım karışıklıklar ortaya çıkmış, yeni oluşum ve gelişim devreleri ile çok farklı yerçekimleri meydana gelmiştir (İzbirak, 1955; Hoşgören, 2010; Ekinci, 2011).

Atmosfer koşullarına bağlı olarak farklı iklim bölgelerinde farklı aşındırma etmen ve süreçleri hâkim olmuştur. Bu bölgeler, etkisi altında kaldıkları farklı aşındırma etmen ve süreçlerine bağlı olarak yerçekimleri bakımından da değişik görünüm kazanmışlardır. Nemli bölgelerde

akarsular, kurak bölgelerde rüzgarlar, soğuk iklim bölgelerinde ise buzullar tarafından bu faaliyetler yürütülmüştür (İzbrak, 1977; Hoşgören, 2010). Bununla beraber zaman zaman aynı bölgede farklı etmen ve süreçler değişik zamanlarda rol oynayarak polijenik topografyaların oluşmasına imkân sağlamışlardır (Ekinci, 2011).

Genel olarak son jeolojik zamanda insanla tanışan (Şengör, 1998) ve yaklaşık 4570 milyon yılı geride bırakan yeryuvarı; bu uzun kronolojisi boyunca kıvrılma, kırılma gibi tektonik hareketleri, magma çıkışlarına sahne olan volkanik faaliyetleri, iklimde ısınma ve soğumalar ile bunların ortaya çıkardığı iklimik koşulları doğal süreçler olarak yaşamış ve günümüzde hâlâ yaşamaktadır.

Bu aktivitelere bağlı olarak da yeryuvarının küçük bir parçasına karşılık gelen, konum ve özellikleri aşağıda belirtilmiş olan inceleme sahasında, tüm yeryuvarı üzerinde olduğu gibi, çok değişik ve çeşitli yerşekilleri meydana gelmiş ve gelmektedir.

Bu yerşekillerinin oluşumunda etkili olan etmen ve süreçler, zaman zaman insan hayatında olumlu veya olumsuz yönde çeşitli etkiler yapmaktadırlar. Sağladıkları yararların yanı sıra, bazen de birtakım problemlere neden olurlar. Bu durum önemli can ve mal kayıplarına yol açtığı gibi, ülke ekonomisine de olumsuz yönde etki yapar (Cürebal, 2003; Ekinci, 2004; Özşahin ve Değerliyurt, 2012).

Bu nedenle jeomorfolojik özellikleri detaylı bir şekilde ortaya çıkaran çalışmalar, bu tür problemlerin önlenmesi veya zararlarının en aza indirilmesi, kontrolü ve çözümüne yönelik son derece önemli bilgiler için, temel bir araç olarak kullanılmaktadır (Kayan, 2000). Aslında yapılması gereken yerşekillerinin mekânsal sorunlarının tanımlanması ve bunların orijinlerinin analizidir (Hammond, 1964; Zakrzewska, 1974-1977).

Bu bakımdan jeomorfolojik özelliklerin açıklanması ve yerşekillerinin mekânsal dağılışı ile alakalı çalışmalara ağırlık verilmelidir.

İnceleme Sahasının Konumu ve Genel Coğrafi Özellikleri

İnceleme sahası, Türkiye'nin kuzeybatı köşesinde, Marmara Bölgesi'nin Çatalca-Kocaeli Bölümü'nün Kocaeli Yöresi'nde yer almaktadır. Türkiye'nin doğal yöre ve çevrelerine göre ise Çatalca Kocaeli Platoları Yöresi'nin İstanbul Boğazı ve Kocaeli Yontukdüzü denilen alanın

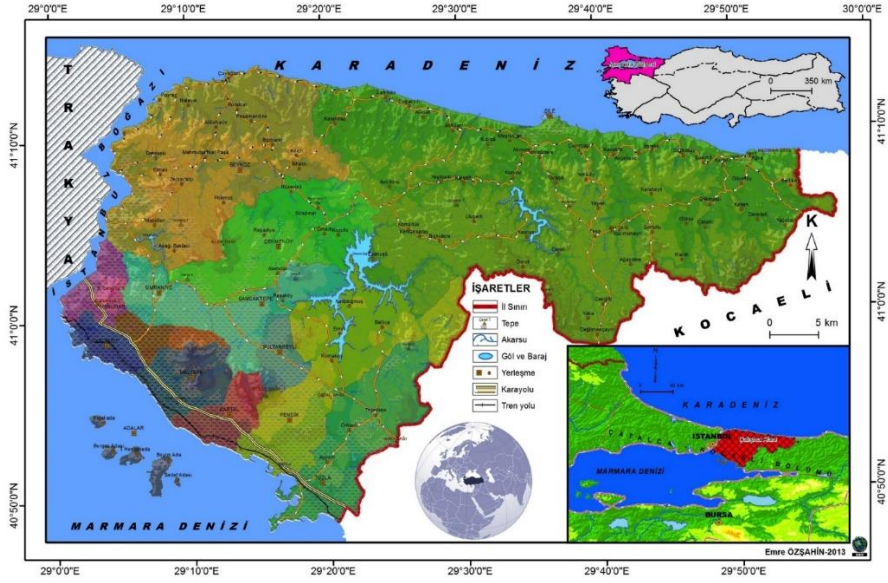
içerisinde bulunmaktadır (Erol, 1993a). Üç tarafı denizle çevrili olan inceleme sahası, idari bakımdan İstanbul ilinin Anadolu yakasını kapsamaktadır. Bu alan Beykoz, Şile, Üsküdar, Ümraniye, Kadıköy, Maltepe, Sultanbeyli, Kartal, Pendik ve Tuzla ilçe sınırları içerisinde bulunur (Şekil 1; 2; 3).

Coğrafi Koordinat Sistemine göre $28^{\circ}59'28''$ – $29^{\circ}58'28''$ doğu boylamları ile $40^{\circ}47'46''$ – $41^{\circ}15'40''$ kuzey enlemleri arasında kalmaktadır. Ünlversal Transverse Mercator (UTM) projeksiyon sisteminin koordinatlarına göre Kuzey 35 numaralı zonun 4567331.19 kuzey ve 4519229.84 güney ordinat eksenleri ile 746854.12 doğu ve 668431.46 batı apsis eksenleri arasında konumlanmaktadır (Şekil 1; 2; 3).

Tektonik olarak Lavrasya ana kıtasında yer almakta olan inceleme sahası (Yılmaz Şahin, 2010), Alpid dağ oluşumunun ürünü olan ve levha tektoniği kuramına göre kıtaların çarpışmaları sonucu meydana gelen Türkiye'nin tektonik birliklerinden Pontidlerin batı bölümündeki İstanbul Zonu üzerinde bulunmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okan ve Tüysüz, 1999; Ustaömer ve Robertson, 1993; Yılmaz Şahin, 2010).

Bununla birlikte orta şiddette kimyasal ayrışma, zayıf derece fiziksel parçalanma, orta derecede kütle hareketleri, yok denecek kadar az don etkisi, kıyı dışında rüzgâr etkisinin olmadığı, akarsuların maksimum etkin olduğu inceleme sahası, bu ölçütlere göre flüvyal morfojenetik bölge sınırları içerisinde bulunmaktadır.

Yüzölçümü 1893.46 km^2 olan inceleme sahası, 419.76 km çevre uzunluğuna sahiptir. Kuş uçuşu uzunluğu doğu ile batısı arasında en fazla 75 km , genişliği ise güneyi ile kuzeyi arasında en fazla 26 km 'dir. Ortalama yükseltisi 114.11 m olan inceleme sahasının, en yüksek noktası 538 m ile Aydos Dağı, en alçak noktası ise deniz seviyesidir. Bu duruma göre inceleme sahasının yükselti amplitüdü 538 m 'dir (Şekil 2).



Şekil 1. İnceleme sahasının lokasyon haritası



Şekil 2. İnceleme sahasının topografya haritası

6 ■ İstanbul İlinin Anadolu Yakasının Jeomorfolojik Özellikleri



Şekil 3. İnceleme sahasının uydu görüntüsü

İnceleme sahası, ülkemizin geriye kalan kısmından jeolojik açıdan oldukça farklı ve bir o kadar da önemli; Avrupa'nın jeolojik geçmişinin anlaşılmasına değerli katkılar yapabilecek anahtar bir bölgedir. Genel jeolojik özellikleri dikkate alındığında bu saha, birbirinden bağımsız en az üç Wilson (okyanus açılıp kapanma) döngüsünün izlerini taşıması (Şengör ve Özgül, 2010; Şengör, 2011), Alt Ordovisiyen'den günümüze kadar süren geniş bir zaman aralığında oluşmuş çok sayıda kaya birimlerini kapsaması, oldukça karmaşık yapısal hareketlerin işaretlerine sahip olması ve güncel tektonik hareketlerin etkin olduğu bir bölgede yer alması (Özgül vd., 2005) nedenlerinden dolayı jeolojik yapı açısından çok çeşitlilik arz eder.

Bu saha çeşitli orojenez süreçleri esnasında yaşanan tektonik hareketler sonucu kıvrılmış, kırılmış ve eğimlenmiş bir şekildedir. İnceleme sahasında kıvrım yapıları röliyeğin gelişmesinde iskelet rolü oynamış, daha sonra gelişen faylanmalar ise güncel morfolojinin şekillenmesinde etkili olmuştur. Özellikle inceleme sahasında temeli oluşturan araziler, Üst Paleozoyik (Üst Karbonifer?-Permiyen) orojenezinden etkilenmiş, daha sonra Alpid orojenezinde ise şiddetli şekilde deforme olmuş ama metamorfizmaya uğramamışlardır.

Üç taraftan denize açık bir konumda bulunan inceleme sahasının kıyı kesimlerinde denizel, iç ve doğu kesiminde ise karasal koşullar hâkimdir. Bu durum özellikle inceleme sahasında etkili olan üç değişik yağış

rejiminden de anlaşılmaktadır (Şengör ve Özgül, 2010). İnceleme sahasını karakterize eden bölgesel iklim şartları, bazı yerel iklim tiplerinin ortaya çıkmasına neden olmuştur. Buna göre inceleme sahasında üç farklı yerel iklim tipi ayırt edilmektedir. Bunlar kuzeyde Karadeniz kıyıları, ortada platolar sahası ve güneyde Marmara Denizi kıyılarıdır (Erinç, 1974-1977).

İnceleme sahasında egemen olan iklim özelliklerine bağlı olarak sürekli ve mevsimlik olmak üzere çok sayıda akarsu yer alır. Bu akarsulardan en büyüğü Riva (Çayağzı) nehri'dir. Bu akarsuyun yıllık toplam akımı 236 milyon m³'tür. İnceleme sahasında ölçüm yapılan diğer akarsular da akım büyüklüğüne göre sırayla 108 milyon m³ ile Darlık deresi, 32 milyon m³ ile Elmalı deresi ve son olarak 27 milyon m³ ile Sazlıdere'dir (Dumlu ve Yalçın, 2010).

İnceleme sahasındaki akarsu rejimleri de yıl boyunca aynı değeri göstermez ve basit rejim tipindedir. Genel olarak, tam karakteristik olmamakla birlikte akarsular bozulmuş Akdeniz rejim tipinin özelliklerini göstermektedirler.

Günümüzde varlığı ortadan kalkan iki lagün gölü dışında inceleme sahasında herhangi doğal bir göl bulunmamaktadır. Bunun yanı sıra Ömerli, Darlık, Elmalı ve Yeşilvadi olmak üzere çeşitli büyüklüklerde dört adet baraj gölü mevcuttur.

Yaklaşık 30 adet büyük kaynak suyuna sahip olan sahada, yeraltı sularının asıl kökeni meteorik sulardır. Bu bakımdan yeraltına sızan su miktarının 780 milyon m³/yıl, yeraltı suyu beslenmesinin 135 milyon m³/yıl ve doğal beslenmenin (yerleşim ve göl alanları dışında) ise 110 milyon m³/yıl olduğu tahmin edilmektedir (Dumlu ve Yalçın, 2010).

İnceleme sahasındaki topraklar çok değişik boyut ve sayıda partiküllerden oluşur. Toprak bünyesinin ağır, orta ve hafif olarak ayrıldığı bu sahada, ana toprak tipleri İnceptisoller, Entisoller ve Mollisoller olmak üzere 3 grup altında toplanabilir.

Çeşitli büyüklükteki arazi örtüsü sınıfları tarafından kuşatılmış olan inceleme sahasının % 85'i orman alanı ve yerleşme alanları ile kaplıdır. Geriye kalan % 15'i ise diğer arazi örtüsü (Çalılık Alan, Çayır Alanları, Mera Alanları, Sulu Tarım Alanları, Kuru Tarım Alanları, Bağ-Bahçe Alanları, Sera Alanları, Kumul Alanları, Bataklık Alanlar, Yetersiz Sulama

Alanları, Boş Alanlar, Taş ve Maden Ocakları ve Su Yüzeyleri) sınıflarıyla örtülüdür.

İnceleme sahasında, yerçekilleri ile insan arasındaki ilişki, bazı alanlarda yerçekillerinin değiştirilmesine veya düzenlenmesine kapı aralamıştır. Bu durumun sonucunda hızlı nüfus artışı ve yanlış arazi kullanımı ile doğal şartların değiştirilmesi jeomorfolojik gelişimi antropojenik bir süreç şekline dönüştürmektedir.

Çeşitli sayı ve boyutlarda ana ve elemanter yerçekillerine sahip olan inceleme sahası, jeomorfolojik gelişim süreci içerisinde genel olarak aşınım yüzeyi karakterinde meydana gelmiştir. Bu sahada, dağ, plato ve ova olmak üzere ana yerçekillerinin tümü mevcuttur. Ana yerçekillerinin yanında taraça, flüvyo-karstik depresyon, falez vs. gibi elemanter yerçekilleri de bulunur.

İnceleme sahasında jeolojik takvimin yaprakları tersine çevrildiğinde hem jeolojik hem de jeomorfolojik mazide birçok hadise yaşanmıştır. Alt Ordovisiyen'de ilk litolojik istifin birikmesi ile başlayan gelişim süreci, Orta-Üst Miyosen'de Marmara Denizi civarında sağ yanal atımla ilgili yamulmanın başlaması ve doğudan bakıldığında inceleme sahasının yatay bir eksen etrafında saat yönünde dönmesiyle, yani kuzeye doğru çarpılmasıyla devam etmiştir. Jeomorfolojik gelişimde röliyef terslenmesi olarak değerlendirilebilecek olan bu durum, Miyosen sonu-Pleyistosen (?) olarak yaşlandırılan (Şengör, 2011) aşınma yüzeyinin (Trakya-Kocaeli veya Çatalca-Kocaeli Platosu) çarpılması ve bu çarpılma sonucu drenajın yeni bir enerji kazanarak yer yer kendi ürünlerinin içine gömülen vadiler oluşturmaya neden olmuştur. Böylece inceleme sahası güncel jeomorfolojik şeklini almıştır. Ancak jeomorfolojik oluşum ve gelişim döngüsü günümüzde hâlâ devam etmektedir.

Amaç ve Kapsam

Yerkabuğu üzerinde veya içinde, iç ve dış etmenler ile süreçler tarafından oluşturulan yerçekillerini tasvir etmek, onların oluşum ve gelişimleri ile coğrafi dağılışlarını nedenleriyle birlikte ortaya koymak jeomorfoloji biliminin temel amacıdır (Ekinci, 2011). Bu çalışmada jeomorfoloji biliminin genel amaç ve ilkeleri doğrultusunda, inceleme sahasına ait jeomorfolojik özelliklerin ortaya konulması hedeflenmektedir.

Dağ, plato ve ova olmak üzere ana ve bunların yanında akarsu ve denizel taraçalar vs. gibi elemanter yerşekillerinin bulunduğu inceleme sahası, jeomorfolojik özellikleri bakımından ortaya konulması gereken birçok problem içermektedir.

Topografyanın nasıl yükseldiği, parçalandığı ve değişime uğradığı; değişik litolojik seriler üzerindeki yerşekillerinin özellikleri ile oluşumu ve gelişimi; akarsu ağının oluşumu ve gelişimi ile sahadaki etkinlik durumu; aşınım yüzeylerinin özellikleri ve yaşlarının tespiti; röliyefin ana ve elemanter unsurları ile bu unsurların jeomorfolojik tarihçesinin belirlenmesi; orojenik karakterdeki paleotektonik ve epirojenik karakterdeki neotektonik dönem ile yapısal unsurlarının aydınlatılması bu problemlerin başlıcalarıdır.

Yukarıda açıklanan bütün bu problemlerin belki fazlasıyla var olduğu inceleme sahası, birbirinden farklı çok çeşitli yerşekilleriyle polisiklik (çok devreli) özellikler gösteren, bu bakımdan değişik morfolojik gelişim ile farklı etmen ve süreçlerin eseri olan, uzun ve kesintili bir süreç yaşamış topografyaya sahiptir. Dolayısıyla çalışmamız, buradaki topografyanın unsurlarını belirleme ile bunların oluşum ve gelişimleri üzerine odaklanmıştır.

Böylece çalışmanın amacı, inceleme sahasındaki yerşekillerinin belirlenerek sınıflandırılması ile bunların nasıl oluştuğunun açıklanması; başka bir ifade ile bu sahada geçmişte olup bitenleri anlamak ve ifade etmektir. Yani bir nevi jeolojik takvimin yapraklarını ters çevirip, yaşananları eldeki veriler doğrultusunda okumaktır.

Araştırma amacı çerçevesinde inceleme sahasının jeomorfolojisinde etkili olan başlıca faktörler ve jeomorfolojik özelliklerinin açıklanması; sonrasında ise bu faktörler ve jeomorfolojik özelliklere göre ortaya çıkan röliyef şekillerinin oluşumuna ve gelişimine etkileri bakımından değerlendirilmesi çalışmanın kapsamını belirlemektedir.

Araştırma Soruları

İlk bakışta, inceleme sahası, üzerinde yığınla bilginin bulunduğu ve bu nedenle aydınlatılması gereken bir yönünün bulunamayacağı düşünülebilecek bir alandır. Nitekim, eskiden beri İstanbul ve çevresi her alanda belki de Türkiye’de en fazla yayının yapıldığı bir mekân olarak değerlendirilebilir. Ancak inceleme sahası, üzerinde çok fazla sayıda

jeomorfolojik yayın yapılmış olmasına rağmen (Erinç, 1939; Kurter, 1957; Yalçınlar, 1944; 1948; 1957; Kurter ve Bener, 1963; Şekeroğlu, 1967; Hoşgören, 1968; Eğmen, 1968, Erinç, 1974-1977; Bulkan, 1977; Güldü, 1978; Dedeyetimoğlu, 1978; Artan, 1979; Ergün, 1982; Ertek, 1990; Şahin, 1990; Ertek, 1991; 1992; 1995; 2010; Hülagü, 1990; İlze, 1990; Oral, 1991; Hoşgören, 1995; Erol, 1999; Ekinci, 2006), hâlâ detaylı modern bir jeomorfolojik çalışmanın yapılmamış olduğu bir yerdir.

Aslında, temel problem olarak, söz konusu sahaya ait Ertek (2010)'den başka herhangi detaylı bir jeomorfolojik haritanın yapılmamış olması bile konunun eksikliğinin fark edilmesi bakımından oldukça mühim bir husustur. Ancak bu aşamaya gelene kadar daha cevaplanması gereken çok sayıda sorunun olduğu da açıktır. Gerçekten de inceleme sahasının bulunduğu bölge, yakın doğu coğrafyasının en sorunlu ve üzerinde en çok tartışılan alanlarından birisidir (Şengör, 2011).

Buna göre çalışmanın amacı ve kapsamı doğrultusunda belirlenen araştırma soruları, öncelikli olarak literatürde, daha sonra da çalışma esnasında ortaya çıkan ve cevaplanması gereken problemlerdir. Bunlar;

1) Kocaeli Platosu'nun oluşum probleminin çözümlenmesidir. İlgili literatürde yirminci yüzyılın başından beri bu aşımın yüzeyi peneplen olarak tanımlanmıştır (Cvijic, 1908; Penck, 1919; 1924; Akyol, 1930; Pamir, 1938; Yalçınlar, 1949; 1985; 1996; Ardel ve İnandık, 1957; Ardel, 1960; Ardos, 1971; 1979; Hoşgören, 2010; Erinç, 2010; Ertek, 2010; Ak, 2010). Ancak son yarım asırda yapılan çalışmalar doğrultusunda (Schumm ve Lichty, 1965; Ahnert, 1970; Pitman III ve Golovchenko, 1991) bu ifadenin hatalı olduğu belirlenmiştir. Ayrıca bu terimi icat eden Davis (1889)'in dahi pek çok peneplenin gerçek peneplenler olmayıp, yerel aşınma düzlükleri olduğu ve peneplenasyona yol açacak kadar duraylı ortamların hemen hemen hiç gerçekleşmediğini açıkladığı ileri sürülmüştür (Şengör, 2011). Bu nedenle bu aşımın yüzeyinin plato mu, yoksa peneplen mi olduğu tartışılacaktır.

2) İlk problemle bağlantılı olarak inceleme sahasında görülen dağ ve tepelerin oluşum problemi de irdelenecektir. Özellikle ilgili aşımın yüzeyi için peneplen ifadesini kullanan bilim insanları bunları monadnok (Erinç, 1939; 2010; Oral, 1991; Ertek, 1990; 1992; 1995; 2010; Hoşgören, 2010), diğer bazıları ise kalık tepe veya sertgen (İzbirak, 1977; 1979; Erol, 1981; 1983; 1989) olarak isimlendirmiştir. Ancak son yapılan çalışmalarda ilgili

aşınım yüzeyinin penetlenmediği belirtilmiş ve bu tepeler şahit tepe (Şengör, 2011) olarak değerlendirilmiştir.

Bu nedenle ikinci araştırma sorusu olarak da, bu aşınım artığı tepelerin monadnok mu, sertgen mi veya şahit tepe mi olduğu tartışması gün ışığına kavuşturulacaktır.

3) İnceleme sahasındaki dağlık alanların bir sorunu olarak değerlendirilebilecek başka bir soru da inceleme sahasının veya İstanbul ilinin en yüksek yeri olan Aydos Dağı'nın yükseltisidir. Önceki çalışmalarda bu dağın yükseltisinin 537 m olduğu ifade edilmiştir (Yalçınlar, 1949; Erinç, 1974-1977; Dönmez, 1977; 1979; İlze, 1990). Ancak son yapılan yayınlarda ise dağın yükselti değeri 583 m olarak gösterilmiştir (Ekinci ve Sönmez, 2006; Koçak, 2010; Kafesoğlu Sandıkçioğlu, 2010; Ertek, 2010). Bu çalışmada bu yükselti değerinin ne olduğu nihai bir aşamaya kavuşturulacaktır.

4) İnceleme sahasındaki aşınım yüzeylerinin nasıl yaşlandırılmış olduğu ve bu yaşlandırmaların dayanaklarının neler olduğu problemleri ortaya konulacaktır. Buna göre inceleme sahasında en yüksekte kalan ve dağlık sahaları meydana getiren aşınım yüzeyinin bazı çalışmalarda Oligo-Miyosen (İlze, 1990; Ak, 2010) ve bazı çalışmalarda ise Alt-Orta Miyosen (Erol, 1999) döneminin ürünü olduğu belirtilmiştir. Bu yüzeyin altındaki yüksek plato sahalarına karşılık gelen daha genç bir aşınım yüzeyi ise bazı araştırmacılar tarafından Üst Miyosen (Ertek, 1995; Erol, 1999); bazı araştırmacılar tarafından da Oligo-Miyosen (İlze, 1990; Ak, 2010) veya Alt-Orta Miyosen (DII) (Erol, 1983; 1989; 1999) olarak yaşlandırılmıştır.

Aynı şekilde, inceleme sahasındaki alçak plato yüzeyleri de değişik bilim insanları tarafından Pliyosen (Göney, 1963-1964; Ergün, 1982), Üst Pliyosen (Hoşgören, 1995) veya Üst Neojen (İlze, 1990) olmak üzere çeşitli şekillerde yaşlandırılmışlardır.

Bu fikirlerden hareketle aşınım yüzeyleri üzerinde yapılan hangi yaşlandırma tarihlendirmesinin doğru olacağı ortaya sunulan verilerle vurgulanacaktır.

Yine bu soru kapsamında değinilmesi gereken başka bir başlık da, inceleme sahasındaki sıyrılmış yüzeylerin nasıl oluşmuş olduğudur. Eskiden beri üzerinde tartışılan bir konu başlığı (Yalçınlar, 1949; 1985; 1996; Kurter, 1957; Kurter ve Bener, 1963; Erinç, 2010; Ertek, 2010; Ak,

2010) olan bu soru dâhilinde bu yüzeyler hakkında da daha detaylı bilgilerin verilmesi amaçlanmaktadır.

5) Cevaplanması gereken başka bir problem de, akarsu vadilerinin oluşumudur. Bu oluşum ilgili literatürde tam anlamıyla cevaplandırılmamış (Yalçınlar, 1944; Erinç ve Bilgin, 1956; Ertek, 1995) bir konudur.

6) Dördüncü araştırma sorusu ile alakalı olarak bir başka konu, inceleme sahasında saplanmış gömük mendereslerin oluşumunun ortaya çıkarılmasıdır. Yani, bu tür mendereslerin oluşumunun östatik mi, yoksa tektonik hareketler nedeniyle mi gerçekleştiğinin açıklanmasıdır.

7) Diğer bir problem, bölgede jeomorfolojik olarak hangi rölyef tipinin egemen olduğunun tespit edilmesidir. İlgili literatürde inceleme sahasının topografik yapısı konusunda değişik görüşler ileri sürülmüştür. Bazı araştırmacılar yörenin Appalaş tipi rölyef özelliğinde olduğunu belirtmiş (Yalçınlar, 1949; Ardel, 1958) ve bu rölyefe ait yerçekillerinin gözlemlendiğini açıklanmışlardır (Yalçınlar, 1960). Ancak bazı araştırmacılar ise bu fikre katılmayarak, ortaya sundukları tezle öne sürülen bulguları çürütmeye çalışmışlardır (Erinç ve Bilgin, 1956; Erinç, 2010).

8) Akarsu drenaj ağının jeomorfolojik problemlerinin neler olduğunun tespit edilmesi de başlı başına bir sorundur. Bölgede hangi drenaj tiplerinin bulunduğu ve egemen drenajın ne olduğu bu soru kapsamında cevaplanacaktır. Ayrıca burada görülen drenajların sahanın genel jeomorfolojik karakteri ile ilişkisi de ortaya konulacaktır.

9) İnceleme sahasında problem olarak değinilecek diğer bir önemli konu da, İstanbul Boğazı'nın açılmasıdır. İlgili problem 19. yüzyılın başlarından beri birçok yerli ve yabancı bilim insanı tarafından tartışılmıştır (Von Hoff, 1822; Hochstatter, 1870; Phillipson, 1898; Andrussov, 1900; Pamir, 1938; Erinç, 1939; Yalçınlar, 1949; Scholten, 1974; Stanley ve Blanpied, 1980; Yılmaz ve Sakıncı, 1990; Oktay ve Sakıncı, 1993; Oktay vd., 2002; Okay, 2008; Oktay, 2010; Şengör, 2011). Bu nedenle boğazın açılmasıyla ilgili bazı modeller önerilmiştir. Önerilen modelleri, aynı yönde hareketin gerçekleştiği ve zıt yönlerde hareketin olduğunu savunan modeller olmak üzere iki grup altında toplayabiliriz. Aynı yönde hareketi savunan modellerde hareket saat yönünde gerçekleşmiştir. Ortaya atılan bu düşünceler, kendi içerisinde Oktay modeli (Oktay vd., 2002; Oktay, 2010) ve Yılmaz modeli (Yılmaz, 2002) olmak üzere ikiye ayrılabilir.

Oktay modeline göre boğaz etrafındaki kuzey ve güney sınır fayları arasında Trakya ve Kocaeli blokları saat yönünde dönmüşlerdir. Kuzey Anadolu Fayının yeni kırılan kesimi (Gökaşan vd., 2001) güney sınır fayı, boğazın Marmara Denizi kesiminin mevcut oluşumunu kontrol eden sağ yanal fayların ise güney sınır fayının sentetik fayları olarak dikkate alınmıştır (Okay, 2008). Bu faylanma hareketleri neticesinde Trakya ve Kocaeli yarımadaları birbirinden bağımsız bir şekilde sol yanal atımlı fayların aktivitesi sonucunda İstanbul Boğazı eksenini boyunca dönmüştür.

Teorik olarak blok dönme sistemi şeklinde isimlendirilen (Oktay, 2010) tektonik modele göre bu dönme hadisesi, hem Kocaeli, hem de Trakya yarımadalarında saat dönüşü ile aynı yönde gerçekleşmiştir. Bu dönüş hareketi esnasında boğazın olduğu alanda yerel sıkışma yapıları meydana gelmiş (Oktay vd., 2002) ve ortaya çıkan sıkışma rejimi, İstanbul Boğazı'nın olduğu alanda ters faylanmaların, kuzeyde ise bindirme faylarının gelişmesine neden olmuştur (Oktay ve Sakıncı, 1993; Demirbağ vd., 1999). Yarımada bloklarının saat yönünde dönmeye başlamasıyla İstanbul Boğazı bu iki blok arasında bir kayma zonu olarak açılmış ve Akdeniz-Karadeniz su bağlantısı gerçekleşmiş (Göksu vd., 1990; Meriç ve Sakıncı, 1990; Ryan vd., 1997a; 1997b) ve İstanbul Boğazı meydana gelmiştir (Oktay, 2010).

Yılmaz modeline göre ise Pliyosen-Pleyistosen döneminde Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Bölgesi'ne girmesine kadar, Üst Miyosen-Alt Pliyosen aralığındaki zaman diliminde İstanbul horstu K-G açılma rejimiyle yükselmiştir (Gökaşan vd., 2003). Bu yeni tektonik rejimle, Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ve Karadeniz kıyısı boyunca uzanan Kuzey Sınır Fayı (KSF) (Demirbağ vd., 1999; Oktay vd., 2002; Oktay, 2010) arasında bulunan horst, sağ yönlü kayma gerilmesi altında deforme olmaya başlamıştır. Bu sağ yönlü hareket sonucunda ilksel olarak fayların eşlenik çiftleri meydana gelmiş, daha sonraki aşamada ise horst saat yönünde dönmeye zorlandığından, faylarla sınırlı olan bloklar birbirlerinden uzaklaşmaya başlamışlardır. Böylece saat yönündeki dönmeye eş zamanlı olarak İstanbul horstu da yükselme temposuna girmiştir (Demirbağ vd., 1999). Bu yükselimin açık belirtileri, boğazın her iki yakasında rastlanan akarsu taraçalarıdır. Zira Karadeniz kıyısında tespit edilen taraçalar bu tür bir yükselme hareketini desteklemektedirler (Erinç, 1953-1954; Erol, 1979; Ertek, 1995). İstanbul horstunu sınırlayan fayların yer değiştirmesi (Demirbağ vd., 1999; Oktay vd., 2002) ve Miyosen/Pliyosen/Kuvaterner

sedimentlerinin mevcut yüksekliklerinden (Oktay vd., 2002), bu sahadaki yükselme oranı 0.3-0.5 mm/yıl olarak hesaplanmıştır (Yaltırak, 2002). İstanbul horstunun yukarı hareketi, bugün boğazın olduğu alanda yer alan iki ana akarsu vadisinde gerçekleşen erozyonu hızlandırmış ve sonunda iki vadi birleşerek tek bir sürekli vadi halini kazanmıştır (Yılmaz, 2002). Yine bu esnada vadilerin ağızlarında küçük körfezler ve koylarda meydana gelmiştir (Göktaşan vd., 1997; Okay, 2008).

Boğazın her iki yakasının da zıt yönlerde dönmesiyle açıldığını savunan görüş ise Şengör modeli'dir (Şengör, 2011). Bu modele göre Orta-Üst Miyosen'de Marmara Denizi civarında sağ yanal atımla ilgili yamulma başlamıştır. Bu aşamada kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu açılma çatlakları ve normal faylar, bunun aksi yönde de kıvrımlar ve bindirme fayları gelişmiştir. Sağ yanal yamulma geliştikçe, bu sefer daha önce oluşmuş yapılar yamulmanın karakterine uygun olarak dönmeye başlamışlardır. Ancak yaklaşık 2 milyon yıldan bu yana meydana gelen bu dönüş, Kocaeli Yarımadası'nda saat yönünde, Çatalca Yarımadası'nda ise saatin tersi bir istikamette gerçekleşmiştir. Burulmanın "nötral" diyebileceğimiz geçiş noktasında yer alan boyun bölgesine ise İstanbul Boğazı yerleşmiştir.

Bu araştırma sorusu kapsamında inceleme sahasının jeolojik mazideki durumunun netliğe kavuşacağı düşünülmektedir.

10) Sekizinci soruyla ilgili olarak bu tarz bir burulma veya saat yönünde dönüşün doğal faktörler üzerinde etkili olup olmadığı da önemli bir problem olarak değerlendirilebilir. Zira, hem jeolojik, hem de jeomorfolojik özellikler üzerinde derin izler bırakan bu durumun diğer doğal faktörleri de etkilemiş olabileceği düşünülmektedir.

Bu konu hakkında literatürde sadece Şengör (2011)'ün toprak özelliklerinin bu durumu desteklediğine dair bulgusuna rastlanmıştır. Şengör'e göre İstanbul'daki toprak dağılımı şaşılacak bir hassasiyetle, topoğrafyanın Trakya ve Kocaeli yarımadaalarında birbirinin tersine çarpılmasını yansıtmakta ve boğaz'ın oluşumu hakkında ileri sürdüğü varsayıma akla gelmeyecek şekilde destek sağlamaktadır (Şengör, 2011).

Bu araştırma sorusu kapsamında boğazın oluşumu üzerine sunulan modellere göre inceleme sahasının nasıl oluştuğu belirtilecektir. Ayrıca bu modellerin jeomorfolojik delillerle doğruluğu da sınanmaya çalışılacaktır.

11) Yine sekizinci araştırma sorusuyla alakalı olarak bölgenin jeomorfolojik geçmişi yorumlanırken, İstanbul Boğazı'nın da hangi

jeomorfolojik mekanizma ile açıldığıının belirlenmesi de başka bir problemdir. Yani boğaz, oluşum açısından antedant mı; yoksa sürempoze (epijenik) mi sorusunun netlik kazanacağı düşünülmektedir.

Nitekim eskiden beri boğazın jeomorfolojik oluşum açısından hangi mekanizma ile açıldığı konusunda birçok düşünce ileri sürülmüştür. Ancak yine de literatürde bu oluşum süreciyle ilgili olarak kesin bir yargı bulunmamaktadır.

Darkot (1938) boğazın aşamalı bir şekilde gerçekleşen yarıлма ile nöbetleşe gerçekleşen birikim safhalarının eseri olduğunu öne sürmüştür (Darkot, 1938). Pamir (1938) boğazın Pliyosen sonuna kadar eski bir akarsu vadisi iken, yarıлма neticesinde (sürempozisyon mekanizması) vadi depresyonunun suların altında kalması ile oluştuğunu iddia etmiştir (Pamir, 1938). Erinç (1953-1954; 1977) İstanbul Boğazı'nın Paleozoyik temel üzerindeki bir plato içine gömülmüş (sürempozisyon mekanizması) ve bugün sular altında kalmış eski bir akarsu vadisi olduğunu açıklamıştır (Erinç, 1953-1954; 1977). Yalçınlar (1949) boğaz çevresini gösteren haritasında epijenik gediklerin varlığına dikkat çekmiştir (Yalçınlar, 1949; 1968). Ardos (1996) ise boğazın oluşumunun muhtemelen antedant olduğunu belirtmiştir (Ardos, 1996).

Bu sorunun yanıtlanmasıyla boğazın oluşumundaki bu muhtelif konunun da açığa kavuşması beklenmektedir.

12) İnceleme sahasındaki taraçalar konusu da jeomorfolojik olarak çözümlenmesi gereken başka bir problemdir. Şöyle ki, bu taraçaların mutlak yaşlarının ne olduğu ve bunların nasıl yaşlandırılabilceği önemli bir sorun kaynağıdır. İnceleme sahasında geçmişte yapılan jeomorfolojik amaçlı çalışmalarda taraça yaşları, fosil veya jeolojik içeriğine göre yaklaşık olarak verilmiştir. Ancak günümüzde gelişen mutlak yaşlandırma metodları sayesinde bu dönem oldukça geride kalmıştır.

Bu kapsamda hem uluslararası (Ikeya ve Ohmura, 1983; Grün, 1989a; 1989b; 2007; Radtke, 1989; Jonas, 1997; Rink, 1997; Schellmann, 2008), hem de ulusal alanda yetişmiş bilim insanları (Erginal ve Kıyak, 2008; 2009a; 2009b; 2011; Avcıoğlu vd., 2009; 2010a; 2010b; Kıyak vd., 2010; 2011; Ertek vd., 2011; Erginal vd., 2010a; 2010b; 2011; 2012) tarafından yaygın olarak kullanılan Optik Uyarımalı Lüminesans (OSL) yaşlandırma yapılmıştır. Elde edilen bulgularla hem taraçaların mutlak yaşları, hem inceleme sahasındaki taban seviyesi değişiklikleri, hem de

tektonik hareketlerle bu yerçekillerinin yükselip yükselmediği tespit edilmeye çalışılmıştır. Ayrıca elde edilen bulgularla yukarıda tartışılan tektonik modellerin geçerliliği saptanacaktır.

13) Diğer bir problem de inceleme sahasındaki akarsularda kapma olaylarının yaşanıp yaşanmadığıdır. Ayrıca kapma hadisesinin jeomorfolojik yorumu da bu soru çerçevesinde açıklanacaktır. Yaşanan kapmaların sayıları ve hangi akarsularda nasıl gerçekleştiği bu kapsamda ortaya konacaktır.

14) İnceleme sahasında saplanmış gömük mendereslerin varlığı da önemli bir jeomorfolojik problemdir. Bu mendereslerin nasıl oluştuğu ve alanın hangi kesiminde buldukları, jeomorfolojik oluşum ve gelişimin ortaya konulabilmesi için gereklidir.

15) İnceleme sahasının hangi flüvyal morfojenetik bölge sınırları içinde kaldığı da üzerinde tartışılması gereken önemli bir sorundur. Jeomorfolojik geçmişin ve günümüzdeki yerçekillerinin oluşumlarının daha doğru bir şekilde açıklanabilmesi için bu problemin çözümüne ihtiyaç vardır.

Bu kapsamda Peltier (1950), Cailleux ve Tricart (1958), Tanner (1961), Erinç (1965), Wilson (1968), Summerfield (1991) gibi bilim insanları tarafından ileri sürülen metotlar kullanılacaktır.

16) İnceleme sahasında jeolojik geçmişte yaşanan kıyı çizgisi değişikliklerinin nasıl ve ne yönde gerçekleşmiş olduğu da değerlendirilmesi gereken başka bir hadisedir. Bu başlık altında değişimlerin günümüzde korunabilen jeomorfolojik izlerinin tespitinin yapılması, OSL yaşlandırma sonuçları kapsamında değerlendirilmiştir.

17) İnceleme sahasının morfolojisini etkileyen etmen ve süreçlerin neler olduğunun tespit edilmesi ve bunların jeomorfolojik özellikler üzerindeki etkisinin nasıl gerçekleşmiş olduğunun belirtilmesi de ayrı bir problem olarak ele alınıp, irdelenecektir.

18) Bütün araştırma sorularının yanıtları çerçevesinde inceleme sahasının nasıl bir jeomorfolojik süreçten geçmiş olduğu problemi çözümlenmeye çalışılacaktır. Bu kapsamda ayrıca bu sürecin günümüzde ve gelecekteki gidiş yönü de tartışılacaktır.

Araştırma Güçlükleri ve Fırsatlar

Her araştırma belirli bir amaca hizmet etmek maksadıyla hazırlanmakta olup, çalışma süresi boyunca bazı güçlüklerle ve fırsatlara sahiptir. Bu yönler araştırmanın tamamlanma sürecini ve kalitesini etkileyen etkenlerin başında gelmektedir.

Bu doktora tezinin hazırlanma sürecinde de bazı araştırma güçlükleri ve fırsatlar ortaya çıkmıştır. Öncelikle araştırma güçlükleri olarak beliren problemler gerek veri temini, gerekse veri toplama süresi boyunca çalışmayı yavaşlatmıştır. Bunlar;

- 1) Jeomorfolojik özellikleri kamufle eden bitki örtüsünün varlığı,
- 2) Jeomorfolojik birimleri ortadan kaldıran veya gizleyen yerleşme, maden tesisleri vs. gibi beşeri müdahaleler,
- 3) Yukarıdaki iki probleme dayalı olarak yaşlandırma analizi için örnek alımının güçleşmesi,
- 4) Aynı şekilde örnek alımı için seçilen lokasyonlardaki taraçaların tarımsal üretime açılmış olması ve bu nedenle örneklerin toprak yüzeyinin daha derin kesiminden alınması,
- 5) Bütün bunlarla birlikte alanın yerli ve yabancı çalışmalara konu olmuş çok kalabalık bir literatür geçmişinin olması ve bu kapsamda ortaya çok değişik fikirlerin atılmasıdır.

Yukarıda belirtilen araştırma güçlüklerinin yanında çalışmanın daha uygun koşullar altında geçmesini ve hız kazanmasını sağlayan bazı gelişmelerde bulunmaktadır. Bunlar ise,

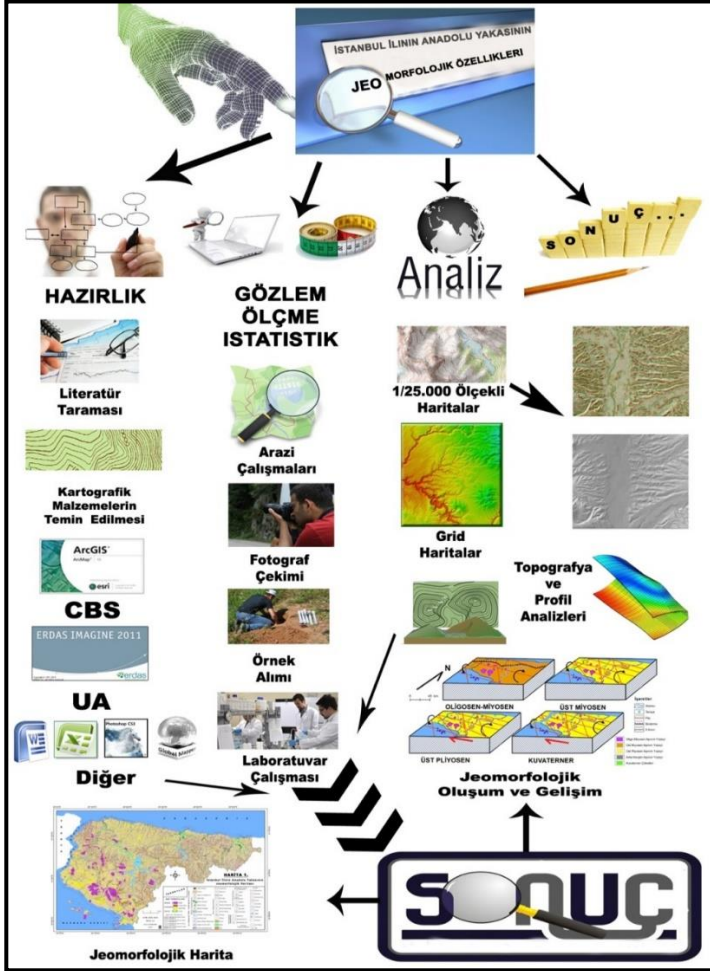
- 1) Bazı sayısal haritalama verilerinin Harita Genel Komutanlığı (HGK) ve İstanbul Büyükşehir Belediyesi (İBB, 2011) veri arşivinden temin edilmiş olması,
- 2) Alanın eskiden beri üzerinde çalışılan bir mekân olması,
- 3) Arazi çalışmaları için ulaşım imkânlarının yeterli düzeyde olması,
- 4) Yaşlandırma sonuçlarının beklenen sürenin öncesinde tespit edilmiş olması,

5) Tez izleme komitesinin hem kendi alanlarının uzmanı olmaları, hem de inceleme sahasının genel karakterini iyi şekilde tanımakta olmalarıdır.

Materyal ve Yöntem

İstanbul ilinin Anadolu yakasının jeomorfolojik özelliklerinin açıklanması amacı ile hazırlanmış bu çalışma, bilimsel araştırma yöntemlerine bağlı kalmaktadır;

- 1) Hazırlık,
 - 2) Gözlem, ölçme ve istatistik,
 - 3) Analiz,
 - 4) Sonuç
- olmak üzere dört aşamada tamamlanmıştır (Şekil 4).



Şekil 4. İşlem akış şeması

Bu aşamalar coğrafi araştırmaların temel ilkeleri doğrultusunda aşağıdaki şekilde gerçekleştirilmiştir.

Öncelikli olarak çalışmanın hazırlık aşamasında, inceleme sahası ile ilgili amaç ve kapsam doğrultusunda literatür taraması yapılmıştır. Bu esnada Sayın Prof. Dr. Ali Mehmet Celal ŞENGÖR hocamın kütüphanesi başta olmak üzere YÖK Tez Merkezi, İstanbul, İstanbul Teknik, Ankara ve Ortadoğu Teknik Üniversitelerinin kütüphaneleri, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) ve Orman Genel Müdürlüğü (OGM) gibi kurum ve kuruluşlardaki basılı ve görsel kaynaklardan yararlanılmıştır. Ayrıca internet kaynakları olarak güncel makale ve kitaplar da kullanılmıştır.

Bu esnada ilgili alanla alakalı kullanılacak verilerde temin edilmeye çalışılmıştır. Verilerin elde edilmesinde özellikle güncel süreçleri izleme çalışmalarında çok sık yararlanılan (Dearman ve Fookes, 1974; Verstappen, 1983) hava fotoğrafları analizleri, Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) (Vance, 1983; Alexander, 1991) ile Uzaktan Algılama (UA) (Brown vd., 1987) gibi yöntem ve teknikler (Verstappen, 1963; 1977), istatistik ve modern laboratuvar teknikleri (Kurter, 1965) ile çok yönlü arazi çalışmaları (Tricart, 1965) basamaklar şeklinde (Johnston, 1985) takip edilmiştir.

Bununla birlikte inceleme sahasına ait çalışmalar için temel materyal ve altlık haritalar olarak Harita Genel Komutanlığı (HGK) tarafından hazırlanan 1/25.000 ölçekli topografya paftaları kullanılmıştır. Bunlar; İstanbul F22; d1, d2, d3, d4, F22; c1, c2, c3, c4; F23; d1, d2, d3, d4, F23; c1, c2, c3, c4 ve Bursa G22; a1, a2, a3, a4, G22; b1, b2, b3, b4, G23; a1, a2 numaralı paftalardır. Bu paftaların yükseklik ve hidrografya katmanları Harita Genel Komutanlığı'ndan UTM projeksiyon, WGS-84 datum ve Arc Info Covarage format özelliklerinde dijital olarak DVD ortamında alınmıştır. Bu veriler daha sonra vektör formata çevrilmiştir. Bunun dışındaki diğer topografya özellikleri ise ekrandan elle sayısallaştırma yöntemi ile UTM projeksiyon ve WGS-84 datum özelliklerinde vektör hale getirilmiştir.

Jeolojik özellikler, öncelikli olarak bu kapsamda yapılmış çalışmalardan (Şengör ve Özgül, 2010; Şengör, 2011), İstanbul Büyükşehir Belediyesi (İBB) tarafından hazırlanmış 1/25.000 ölçekli jeoloji haritalarından (İBB, 2000; 2011), Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) tarafından yayınlanmış (Gedik vd., 2005) 1/50.000 ölçekli İstanbul F22 c, d; F23 c, d; Bursa G22 a, b; G23 a, b numaralı paftalardan ve raporlardan (MTA, 2011) derlenmiştir.

İklim özelliklerine ait veriler, Meteoroloji Genel Müdürlüğünden temin edilmiş ve bazı güncel çalışmalarla da (Şengör ve Özgül, 2010; Kındap, 2010) bu veriler desteklenmiştir.

İnceleme sahasındaki hidrografya özellikleri ile ilgili veriler Yenilenebilir Enerji Genel Müdürlüğü (YEGM), Devlet Su İşleri (DSİ) ile Dumlu ve Yalçın (2010) tarafından yapılan çalışmalardan elde edilmiştir.

Toprak özellikleri, T.C. Gıda, Tarım ve Hayvancılık Bakanlığı'ndan ve İstanbul Büyükşehir Belediyesi tarafından hazırlanmış (İBB, 2011) 1/25.000 ölçekli toprak haritalarından alıntılanmıştır. Ayrıca bu haritalar

Oakes (1954), Erinç (1965), Dinç vd. (1995) ile Atalay (2011)'ın yaptığı çalışmalarla da karşılaştırılmıştır.

Arazi Örtüsü özellikleri İstanbul Büyükşehir Belediyesi tarafından hazırlanmış 1/25.000 ölçekli sayısal arazi kullanımı haritasından (İBB, 2011) ve 2009 yılına ait Landsat uydu görüntülerinden yorumlanmıştır. Bu yorumlar Google Earth (KMZ) formatında 2012 tarihli Cnes/Spot Image uydu görüntüsü vasıtasıyla doğrulanmıştır.

Yukarıda belirtilen tüm bu veri kaynaklarından elde edilen haritalar, Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) yöntem ve teknikleri ile ArcInfo/ArcMap10.0 programında düzenlenmiştir. Bunun yanında yardımcı program olarak Global Mapper 12 yazılımından da istifade edilmiştir. Uzaktan Algılama (UA) ile ilgili analizler ise Erdas Imagine 2012 Uzaktan Algılama yazılımı ile gerçekleştirilmiştir. Bütün bu aşamalar sonucunda, tez sahasına ait tematik haritalar ve profiller oluşturulmuştur.

Ayrıca yazma işlemi Microsoft Word (Windows 7, 64 bit), tablolar ve hesaplamalar Microsoft Excel (Windows 7, 64 bit) programlarında yapılmıştır. Bunun yanı sıra Adobe Photoshop CS3 Portable ve Paint (Windows 7, 64 bit) gibi programlardan da yararlanılmıştır.

Araştırmanın ikinci aşaması olan gözlem, ölçme ve istatistik aşamasında ise tez sahasına ilişkin altyapı oluşturmak amacıyla çeşitli tarihlerde arazi çalışmaları yapılmıştır. Bu çalışmalar esnasında ana ve elemanter yerşekillerinin tespiti yapılmış ve taslak haritalar üzerine işlenmiştir. Ayrıca inceleme sahasının jeomorfolojik geçmişinin (bilhassa Neotektonik dönem özellikleri) daha net bir şekilde açıklanması amacıyla taraçalar (akarsu ve deniz) yaşlandırılmıştır.

Bunun için öncelikle örnek alınacak lokasyonlar kritik bir literatür süzgecinden geçirilerek, çalışma amacı doğrultusunda tespit edilmiştir (Tablo 1; Şekil 5). Bunun ardından araziye çıkılarak taraçalardaki denizel veya alüvyal depolarının hiç güneş ışığı görmemiş kesimlerinden aynı şekilde güneş ışığı gösterilmeden örnekler alınmıştır (Foto 1; Foto 2).

Tablo 1. Yaşlandırma işlemi için alınan örneklerin genel özellikleri

Örnek No	Enlem	Boylam	Konum	Tür	Yükselti (m)
1	41° 08'41.74"K	29° 35'6.68"D	Ahmetli Köyü (Şile)	Akarsu	14
2	41° 10'44.66"K	29° 11'41.78"D	Alibahadır Köyü (Beykoz)	Akarsu	27
3	41° 04'43.10"K	29° 4'40.02"D	Göksu Mh. (Anadolu Hisarı)	Akarsu	10
4	40° 48'53.56"K	29° 18'33.75"D	Cami Mh. (Tuzla)	Denizel	5

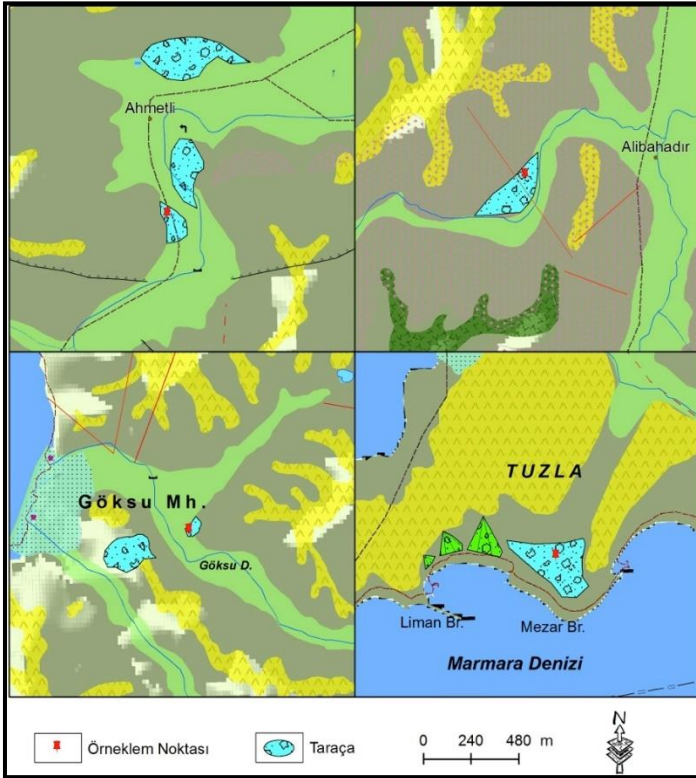
**Şekil 5.** İnceleme sahasında yaşlandırma için örnek alım noktaları



Foto 1. Arazide yaşlandırma için örnek alımı



Foto 2. Arazide yaşlandırma için örnek alımı

Bu işlem anında, güneş ışığından korunmak için küçük boy kamp çadırı ve özel olarak yaptırılmış siyah bez örtü kullanılmıştır. Kazma ve kürek yardımıyla çıkarılan örnekler özel olarak hazırlanmış plastik 50 cm

uzunluğunda ve 10 cm çapındaki borulara doldurularak kapaklanmıştır (Foto 1).

Alınan bu örnekler, sonraki aşamada Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Fizik Mühendisliği Bölümü bünyesinde kurulmuş olan Lüminesans Tarihendirme Araştırma Laboratuvarında, OSL (Optik Uyarmalı Lüminesans) yöntemine göre tarihlendirilmiştir.

Bu aşamada araziden alınıp laboratuvara getirilen örnekler, öncelikle yapılarındaki nemin giderilmesi amacıyla etüvde kurutulmuş, hemen sonrasında ise sırayla öğütme ve eleme işlemleri uygulanarak, 20 µm boyutunda küçük tanecikler elde edilmiştir. Toprakta doğal olarak bulunan kalsit ve organiklerin temizlenmesi amacıyla numuneler sırasıyla % 10 HCl ve % 30 H₂O₂ kimyasal çözeltileri içerisinde tepkimeleri sona erene kadar bekletilmiştir. Her kimyasal işlemden sonra örnekler saf su ile yıkanmıştır. Daha sonra numuneler OSL cihazında kullanılan alüminyum disklerin üzerine homojen bir şekilde silikon sprey yöntemi ile yapıştırılmıştır.

İlgili aşamanın ardından numunelerin eş değer doz tespiti yapılmıştır. Bu kapsamda 500 Harshaw Model TL ve 9010 Model Optical Dating System (Littlemore Scientific Engineering-ELSEC) cihazı kullanılmıştır. Numunelerin dozlanması sırasında ise OSL sistemine eklenen bir beta ışın kaynağı (⁹⁰Sr – ⁹⁰Y) radyoizotopundan yararlanılmıştır. Hazırlanan disklere ön ısıtma yapıldıktan sonra, eşdeğer doza karşılık gelen doğal lüminesans sayımları alınmış ve diskler sıfırlanmıştır.

Sıfırlanan disklere beta dozu verilerek tekrar ön ısıtma uygulanmış ve verilen beta dozuna karşılık gelen lüminesans sayımları alınmıştır. Aynı işlem döngüsü farklı doz değerleri için birkaç defa tekrarlanmış ve doz-cevap eğrisi çizilmiştir. Ölçülen lüminesans şiddetleriyle verilen dozlar arasında çizilen grafikte oluşan doğru üzerinde doğal lüminesans sayımına karşılık gelen doz (eşdeğer doz) tespit edilmiştir (Tablo 2).

Tablo 2. Eşdeğer doz, yıllık doz ve yaş değerleri

Örnek No	Eşdeğer Doz (Gy)	Yıllık Doz (Gy/bin yıl)	OSL Yaş (bin yıl)
1	33.7 ± 3.8	3.30 ± 0.73	10.21 ± 2.27
2	23.3 ± 2.3	2.39 ± 0.56	9.73 ± 2.26
3	62.9 ± 6.3	4.25 ± 0.84	14.81 ± 2.92
4	105.4 ± 10.6	3.19 ± 0.70	33.08 ± 7.26

Laboratuvar çalışmasında tüm numunelerin içerdiği U, Th ve K konsantrasyonunu tespit etmek için gama spektroskopisi (GS) kullanılmıştır. Bunun için numuneler spektrometrenin kalibrasyonunda kullanılan standartlarla aynı geometride hazırlanmıştır. Analiz öncesi numunelere aşağıdaki işlemler uygulanmıştır;

1) Numuneler, 110 °C'de 6 saat boyunca fırında tutularak kurutulmuştur.

2) Havan ve elekler kullanılarak numune <500 µm boyutuna getirilmiştir.

3) Numuneler, spektrometrenin kalibrasyonunda kullanılan standartlarla aynı geometriye sahip silindirik plastik kutulara doldurulmuştur.

Kapların boş ve dolu durumdaki ağırlıkları ölçülerek, numunelerin ağırlıkları tespit edilmiştir. Sızdırmaz plastik kutular içerisinde radyoaktif dengenin oluşması için kutular ölçümlerden önce 4 hafta kapalı durumda tutulmuştur. Analizler ORTEC HPGe dedektörü kullanılarak gerçekleştirilmiştir.

Analizlerde U aktivitesi için; ^{214}Pb 'nin 351.9 ve 295.2; ^{214}Bi 'un 609.3 ve 1764 keV'lik pikleri, Th aktivitesi için ^{228}Ac 'un 338.4 ve 911.1; ^{208}Tl 'un 583.1 keV'lik pikleri, K aktivitesi için 1460 keV'lik pik kullanılarak elde edilmiştir. Bu aşama sonunda numunelerin kütlece maksimum su tutma oranları bulunmuş (Tablo 3) ve F değeri çevre şartlarına göre 0.7 ± 0.2 olarak belirlenmiştir.

Tablo 3. Numunelerin tutabileceği maksimum nem oranı (W), gama spektrometresi analiz sonuçları ve kozmik ışın değerlendirilmesi

Örnek No	W Değeri	Kütlece Miktarlar			
		Potasyum (%)	Toryum (ppm)	Uranyum (ppm)	Kozmik Işınlr
1	0.391	1.17 ± 0.04	7.78 ± 0.26	2.44 ± 0.11	0.17 ± 0.01
2	0.602	0.79 ± 0.04	6.55 ± 0.22	2.19 ± 0.12	0.17 ± 0.01
3	0.458	2.16 ± 0.08	10.75 ± 0.34	2.33 ± 0.11	0.17 ± 0.01
4	0.462	1.24 ± 0.05	6.96 ± 0.23	2.63 ± 0.11	0.17 ± 0.01

Yine arazi çalışmaları esnasında uygun görülen alanlardan kayaç ve toprak numuneleri de toplanmış ve çeşitli ölçümler (eğim, dalım, uzunluk)

gerçekleştirilmiştir. Bunun yanında temel kanıt olarak değerlendirilebilecek fotoğraf çekimleri de yapılmıştır.

Bu aşamanın istatistik değerlendirme sürecinde ise inceleme sahasının genel ve jeomorfolojik özelliklerine ait veriler, Microsoft Excel (Windows 7, 64 bit) programı kullanılarak çeşitli istatistiksel yöntemlerle açıklanmıştır. Sonuçlar ise tablo ve şekillerle yorumlanmaya çalışılmıştır.

Tezin hazırlanma sürecinin başka bir aşaması olan analiz kısmında ise diğer iki aşamada elde edilen bütün veriler değerlendirilmiş ve coğrafi bir bakış açısıyla jeomorfolojik bir süzgeçten geçirilerek tahlil edilmeye çalışılmıştır.

Bu safhada öncelikli olarak Japonya Ekonomi, Sanayi ve Ticaret Bakanlığı (METI) Dünya Uzaktan Algılama Veri Analiz Merkezi (ERSDAC) ve Amerika Ulusal Havacılık ve Uzay Dairesi (NASA) tarafından üretilen 30x30 m çözünürlüğündeki Sayısal Yükseklik Modeli (Global Digital Elevation Model-GDEM) verisi kullanılarak, topografya özelliklerine ait (eğim, bakı, vs.) 10x10 m çözünürlüğünde grid haritalar oluşturulmuştur. Bu haritalar temel altlık harita olarak değerlendirilen 1/25.000 ölçekli topografya paftaları ile karşılaştırmalı bir şekilde işlenmiştir.

Bunun yanında, ilk aşamada toplanılan verilerden diğer ilgili haritalar üretilmiş ve bu haritalarda eksik görülen kısımlar ilgili literatür eşliğinde tamamlanmıştır. Bütün bu haritalar ve arazi çalışmalarından elde edilen veriler göz önünde bulundurularak, sahanın jeomorfolojik haritası hazırlanmıştır. Bu haritaya öncelikli olarak ana yerşekilleri (dağ, plato ve ova) işlenmiş ve daha sonra bu şekiller üzerine diğer elemanter yerşekilleri genetik sınıflama esası çerçevesinde yerleştirilmiştir.

Çalışmanın sonuç aşamasında ise hem literatür taraması, hem de arazi çalışmalarından elde edilen veriler güncel jeomorfolojik çalışmalar ışığında titizlikle kaleme alınarak araştırma soruları çerçevesinde cevaplandırılmaya çalışılmıştır. Jeomorfolojik bulgular tartışılarak güncel bazı problemlerle ilişkilendirilmiş ve gerekli önerilerde bulunulmuştur. Bütün çalışma, jeomorfolojik özellikler ekseninde kurgulanmış ve bu kapsamda sonuçlandırılmıştır.

Sistem ve biçim bakımından tez için örnek olarak, “İnegöl Havzası'nın Jeomorfolojisi (Hoşgören, 1983)” ve “Safranbolu ve

Çevresinin Jeomorfoloji Özellikleri (Ekinci, 2011)” adlı çalışmalar temel alınmıştır.

Önceki Çalışmalar

Yapılacak her türlü bilimsel çalışmada, konu ve alan bakımından uyumlu eski çalışmaların detaylı bir şekilde gözden geçirilmesi bilimsel araştırma yöntemlerinin bir aşamasıdır. Literatür inceleme yoluyla elde edilen bilgiler, araştırma ile ilgili ön gereksinimlerin ve koşulların tanımlanmasını sağlar (Arseven, 2001).

Bu düşünceden hareketle çalışmamızın bu bölümünde temel çerçeve bakımından yapılan çalışmaya katkı sağlayan araştırmalar ele alınacaktır. Ancak bu sahanın, yerbilimleri üzerine eser vermiş bütün antik çağ yazarlarından günümüze kadar ciddi biçimde çalışılan bir alan (Şengör, 2010) olmasından dolayı burada değinilecek çalışmalar 1939 İstanbul Üniversitesi reformundan sonraki süre zarfında yapılanlarla sınırlı tutulmuştur. Daha eski çalışmalarla ilgili detaylı bilgiler Şengör (2010) ve Ertek (2010)’den elde edilebilir.

Erinç (1939), “Boğaziçi Eşiğinde Morfoloji Araştırmaları” adlı lisans bitirme çalışmasında; İstanbul Boğazı hakkında çeşitli bilgiler vererek, boğazın jeomorfolojik özelliklerini o dönemdeki koşullar çerçevesinde özet bir şekilde açıklamaya çalışmıştır.

Kayaboğazı (1942), “İstanbul ve Dolayı Coğrafyası” adlı eserinde; Devoniyen devrine ait çökeller ile alttaki çökeller arasında bir diskordant olmadığını ileri sürmüştür. Ayrıca bu durumun ispatlanmaması durumunda İstanbul’da hatta Anadolu’da Kaledoniyen orojenezine ait dağ çekirdeklerinin varlığının bilinemeyeceğini belirterek, İstanbul’daki dağ sisteminin Hersiniyen orojenezinin bir eseri olduğunu belirtmiştir. Bununla birlikte İstanbul’un Alplerin iki kanadı arasında sıkıştırma ve basınç bölgesi olduğuna değinmiştir.

Yalçınlar (1944), “İstanbul Boğazı Batısında Jeomorfolojik Araştırmalar” adlı makalesinde; İstanbul Hersiniyen kütlelerinin gözden geçirdiği batı ve kuzey kesimlerinin eski ve yeni dislokasyonlara maruz kaldıklarını ve bu durumun akarsu ile morfolojik şekiller üzerinde de önemli etkileri olduğunu belirtmiştir. Ayrıca bu sahada birden fazla aşınım yüzeyi olduğunu da açıklamıştır. Son olarak bölgedeki jeomorfolojik

şekillerin özelliklerini anlamak için iç iç ve dış kuvvetlerin etkilerinin hesaba katılması gerektiğini de vurgulamıştır.

Egeran (1947-1948), “Tectonique de la Turguie et Relations” adlı çalışmasında; Türkiye’de fosillerle kesin olarak yaşı tespit edilen en eski arazinin Silüriyen’e ait olduğunu, bunun da İstanbul bölgesinde görüldüğünü ve deniz çökellerinden oluştuğunu belirtmiştir.

Yalçınlar (1948), “İstanbul Boğazı Civarının Vadileri Hakkında” adlı çalışmasında; İstanbul Boğazı civarındaki vadilerin genel jeomorfolojik özelliklerini incelemiş, İstanbul ve Çanakkale boğazlarının oluşumu hakkında yeni bir düşünce ortaya atmıştır.

Yalçınlar (1949), “İstanbul Civarının ve Kocaeli Yarımadasının Jeomorfolojisi Hakkında Notlar” adlı makalesinde; İstanbul Bölgesi ve Kocaeli Yarımadası üzerinde tespit edilen başlıca jeomorfolojik şekillere ve bu şekillerin genel özelliklerine değinmiştir.

Yalçınlar (1951a), “Türkiye Rölyefinde Sahra ve Strüktür Tesirleri” isimli yayınında; Kocaeli Yarımadası, dolayısıyla araştırma alanında mevcut rölyef desimetrisi üzerinde durarak, dağlık alanlarda genellikle Hersiniyen orojenezle oluşan pek çok eski masifin varlığına dikkat çekmiştir. Ayrıca bölgedeki Appalaş strüktür ve bunun karakteristik şekillerinin varlığını da belirtmiştir.

Yalçınlar (1952-1953), “Türkiye Bünyesinin Ana Hatları” adlı çalışmasında, Türkiye’deki eski kütleler hakkında bilgi vermiş, İstanbul eski kütesinin doğu kesiminin fosilli Silür, Devon ve Karbon tabakalarından oluştuğunu belirtmiştir. Aslında İstanbul masifinin eski çalışmalarda bir Hersiniyen kütesi kabul edildiğini, son zamanlarda ise yazar, yapmış olduğu çalışmalarla bu kütenin Silüro-karbon bir oluşum olduğunu ifade etmiştir.

Ketin (1953), “Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış” adlı çalışmasında; İstanbul bölgesinde Kaledoniyen ve Hersiniyen orojenezlerinin izlerine rastlandığını bildirmiştir. Bunun yanında arkoz serilerinin kıvrım eksenlerinin doğu-batı doğrultusunda geliştiğini, Devoniyen ve Karbonifer kıvrım eksenlerinin ise, çoğunun kuzey-güney doğrultulu olduğunu belirtmiştir. Yazar, aynı bulgulara 1977’de yayınladığı (Ketin, 1977) “Türkiye’nin Başlıca Orojenik Olayları ve Paleocoğrafik Evrimi” adlı makalesinde de değinmiştir.

Kurter (1957), “Bostancı-Maltepe Arası Morfolojisi” adlı makalesinde, inceleme sahasının morfolojik özelliklerini detaylı bir şekilde açıklamış ve morfolojik tekâmülü ortaya çıkarmaya çalışmıştır. Çalışmasında bu bölgede belli doğrultularda çıkarmış olduğu jeolojik kesitleri de morfolojik açıdan yorumlamıştır. Buna göre İstanbul çevresinde aşınmaya nispeten dayanıklı olan kuvarsitlerin monodnoklar halinde kaldığını belirtmiştir. Alanda bulunan fayların ikinci bir aşınım yüzeyinin oluşumuna da zemin hazırladığını ileri sürmüştür. Ayrıca, alanda tektonik bir yükselmenin varlığından bahsederek bu yükselmenin kuvarsitlerin blok halinde kalmasına neden olduğuna işaret etmiş; bunun sonucunda fosil sathın hafifçe güneye doğru çarpılıp ortadan ikiye ayrıldığının altını çizmiştir. Bununla birlikte eski sathın üzerinde enine bir dalgalanmanın mevcudiyetini de bildirmiştir.

Yalçınlar (1957), “Tuzlada Bulunan Fosilli Kıyı Depoları (Kocaeli)” adlı çalışmasında; İzmit Körfezi’nin kuzey kenarında bulunan Tuzla çevresinde 20 ile 30 m yükselti seviyeleri arasında kalın ve fosilli kıyı taraçalarının bulunduğunu açıklamıştır.

Ardel (1958), “Marmara Bölgesinin Yapı ve Reliefi ve Bu Münasebetle Ortaya Atılan Problemler, Coğrafi Araştırmalar” adlı eserinde; İstanbul bölgesinin Neojen tesviyesinden sonra yükselerek aşındırma amilleriyle derin bir şekilde yarıldığını ve aşınımına direnç gösteren kuvarsit tepelerinin dayanıklı kütleler halinde arta kaldığını belirtmiş ve sahada Appalaş röliyefinin hâkim olduğunu açıklamıştır. Ancak, Neojen sonrası oluşan yükselmenin önemsiz olması nedeniyle Appalaş röliyefinin belirginlikten uzak olduğunu da ileri sürmüştür.

Ketin (1959a), “Türkiye’nin Orojenik Gelişmesi” adlı makalesinde; Marmara havzasında Türkiye’nin en eski dağlarının yer aldığını belirtmiş ve bu dağları Hersiniyen masifleri olarak isimlendirmiştir. Mesozoyik başlangıcında bu masiflerin adalar şeklinde yükseldiğini de iddia etmiştir.

Pamir (1959), “Dinamik Jeoloji” adlı eserinin birinci cildinde, Kocaeli peneninin kuzeyden yükselerek güney yönünde eğimlendiğini ve erozyonun kuvvetlenerek derin vadilerin oluşumuna imkân verdiğini belirtmiştir.

Yalçınlar (1960), “Türkiye’de Kaledoniyen Masifleri ve Morfolojik Karakterleri” adlı makalesinde, Kocaeli Yarımadasında röliyefin ana hatları ile Kaledoniyen ve Hersiniyen masiflerindeki genel tektonik doğrultular

arasında bir uygunluk göze çarptığını ve karışık bir Appalaş yapısı ile röliyef şekillerinin gözlendiğini belirtmiştir.

Kurter ve Bener (1963), “İstanbul ve Yakın Çevresinin Jeomorfolojisine Ait İlk Not” adlı yayında; İstanbul ve yakın çevresinde ekshüme olmuş fosil satırların fazla yükselmiş ve az dayanıklı kayalardan oluşan kısımlarda yeni devrede süratle aşındırılarak ortadan kaldırıldığını; buna karşılık, fazla yükselmemiş olan ve daha dayanıklı kayalardan oluşan kısımlarda ise, daha uzun süre korunabildiklerini belirtmişlerdir.

Akartuna (1963), “Şile Şaryajının İstanbul Boğazı Kuzey Yakalarında Devamı” isimli yazısında, Şile ve Riva nehri arasında önceden tespit edilen şaryaj hattının İstanbul Boğazı’na doğru uzandığını kesin olarak tespit etmiş, eskiden beri tartışmalı olan Sarıyer-Zekeriya köy civarındaki şaryajın mevcudiyetini ise bir defa daha teyit etmiştir. Çalışmada, Sarıyer’in kuzeybatısındaki Maden Mahallesi deresinde (Tekneci dere) bulunan tüfler arasında yer alan ve durumları yine tartışmalı olan Paleozoyik yüzeylenmelerin tektonik olarak oluştuğu anlaşılmış ve bunların meydana gelişlerine ait iki yeni açıklamada bulunulmuştur.

Abdüsselamoğlu (1963a), “İstanbul Boğazı Doğusunda Mostra Veren Paleozoyik Arazide Stratigrafik ve Paleontolojik Yeni Müşahedeler” adlı çalışmada, İstanbul Boğazı’nın 10 km kadar doğusunda bulunan İçerenköy ile Küçükalya civarındaki sahanın 1/25.000 ölçekli jeolojik haritasını yapmıştır. Bu sahada mevcut olan arkoz serisinin doğu-batı yönünde kıvrımlandığını ve bunun Kaledoniyen sistemine ait olduğunu belirtmiştir. Sahada görülen kuzey-güney yönlü kıvrım sistemlerinin ise Hersiniyen orojenezine ait olduğunu ifade etmiştir. Bölgenin jeolojik yapısıyla ilgili olarak fay ve kuvars damarlarının varlığını tespit etmiş ve Üst Devoniyen’e ait yumru kalkerlerin varlığına işaret etmiştir. Akarsu vadileri ve deniz sahil düzlüklerinde ise dar şeritler halinde genç alüvyonların bulunduğunu açıklamıştır.

Abdüsselamoğlu (1963b), “Kocaeli Yarımadasının Jeolojisi” adlı proje raporunda, 1/100.000 ölçeğinde Kocaeli Yarımadası’nın tümünün jeolojisini çalışmıştır. Bu çalışmada bölgede yayılış gösteren jeolojik birimleri yaş özelliklerine göre gruplandırarak bölge jeolojisinin anlaşılmasına katkı sağlamıştır. Ayrıca bölgede bazı istiflerde çeşitli türden fosil örnekleri de tespit etmiştir.

Baykal ve Kaya (1965), “İstanbul Silüriyeni Hakkında” adlı çalışmalarında, İstanbul Silüriyen’inin kaya ve kronostratigrafisini ana hatlarıyla ortaya koymayı amaçlamışlardır. Özellikle Anadolu yakasında, Silüriyen’le ilgili son araştırmaların farklı sonuçları ile önceki çalışmalar arasındaki uyumsuzluk, İstanbul Boğazının her iki tarafını kapsamak üzere, Silüriyen stratigrafisini yeniden gözden geçirmeyi gerektirmiştir. Bu nedenle yapılan çalışmada İstanbul Silüriyen arazisi stratigrafik durumuna göre beş formasyon olarak ayırt edilmiştir. Bunlar, temelden üste doğru olmak üzere; Arkoz Formasyonu, Ortokuvarsit Formasyonu, Silislişeyl Formasyonu, Subarkoz Formasyonu ve Mercanlı Kalker Formasyonudur. Çalışmada, bölgenin Paleozoyik temelini teşkil eden Silüriyen’in daha çok boğazın doğu tarafında mostra verdiği ve bu kesimde genel doğrultusu K-G olan Silüriyen mostralarının İçerenköy’den Kayış Dağı-Kurtköy yönünde uzandığı da belirtilmiştir.

Erentöz (1966), “Türkiye Stratigrafisinde Yeni Bilgiler” adlı yayında, çok eskiden beri üzerinde çalışılan İstanbul bölgesinde serilerin Ordovisiyen ile Silüriyen’e ve geniş yaygınlık gösteren konglomera, kumtaşı ve arkoz serisinin ise Ordovisiyen’e ait olduğu belirtmiştir. Erentöz (1966), bunun üzerine gelen kalkerlerin, Silüriyen-Devoniyen sınırını oluşturduğunu açıklamış ve ayrıca İstanbul’un daha doğusunda Şile civarında ise kuvarsitlerin hâkim olduğunu ifade etmiştir.

Ketin (1966), “Anadolu’nun Tektonik Birlikleri” adlı makalesinde orojenik gelişme esasına dayanılarak Anadolu sıradağlarını dört üniteye ayırmıştır. Bu sıralamada İstanbul ve çevresi, Kuzey ve Kuzeybatı Anadolu sıradağları veya geniş anlamda Pontidler adı altında toplanmıştır. Bu ünite içinde yer yer metamorfik kütleler bulunmasına rağmen, Silüriyen’den Pliyosen’e kadar metamorfik olmayan, denizel fasiyeste gelişmiş fosilli serilerin de belirlendiğini ifade etmiştir.

Şekeroğlu (1967), “Beşiktaş-Bebek-Üsküdar Kıyı Bölgesi Jeomorfolojisi (İstanbul 1:5.000 Ölçekli A-I-II Paftası)” adlı eserde, eski jeomorfoloji çalışmalarının aksine yeni yöntemler denemiştir. Özellikle büyük ölçek kullanımı hem detayı hem de jeomorfolojik şekil elemanlarının boyutları, pozisyonları ve yayılma alanlarını daha açık bir şekilde ortaya çıkarmıştır. Ayrıca çalışmada, jeomorfolojik şekil unsurlarından bazılarının jenezinin tespiti için laboratuvar araştırmaları da yapılmıştır.

Hoşgören (1968), “Bostancı-Küçükalyalı Kıyı Bölgesi Jeomorfolojisi” adlı çalışmasında bu sahada yer alan çakıl depolarının hem morfoskopik özellikleri hem de depoları teşkil eden çakılların yassılık ve yuvarlaklık indislerini bulmuş ve varılan sonuçları matematiksel yollarla desteklemiştir.

Eğmen (1968), “Kadıköy-Fenerbahçe Kıyı Bölgesi Jeomorfolojisi” adlı mezuniyet tezinde, inceleme sahasındaki çakıllı depoların görünür özelliklerini ortaya koymuştur.

Erinç (1974-1977), “İstanbul Boğazı ve Çevresi, Doğal Ortam: Etkiler ve Olanaklar” adlı çalışmasında, İstanbul Boğazı ve çevresinin doğal koşullarını ve olanaklarını, karşılıklı bağılıklarını da belirterek açıklamaya çalışmıştır. Bu özelliklerin çevre sorunları ile ilişkilerini göstererek, toplu bir fikir vermeyi amaçlamıştır. Böylece ortaya çıkacak sentez sayesinde, doğal koşulların ve olanakların genel tablodaki yerini açıklamayı da hedeflemiştir.

Kalafatçoğlu (1975), “Türkiye Ordovisiyen-Silüriyen ve Komşu Ülkelerde Yayılımı” adlı makalesinde, İstanbul bölgesindeki Ordovisiyen-Silüriyen arazisini detaylı olarak incelemiş ve bu bölgedeki formasyonlarla ilgili olarak araştırmacılar arasında görüş ayrılıklarının da olduğuna değinmiştir.

Bulkan (1977), “İstanbul’un Doğu Kesiminde Yer Alan Maltepe-Yakacık Civarının Jeomorfolojisi” adlı tezde, inceleme sahasının jeomorfolojik etüdünü yapmıştır. Konu üzerine yapılmış literatür ve arazi çalışmalarıyla bu eserini ortaya çıkarmıştır.

Dedeyetimoğlu (1978), “Kadıköy-Süreyyapaşa Plajı Arasındaki Kıyı Bölgesinde Yer Alan Çakıl Depolarında Morfometrik Analizler” adlı mezuniyet tezinde, çalışma alanında yer alan çakıl depolarının oluştukları devredeki ortam şartlarını ve depolayıcı faktörleri ortaya koymaya çalışmıştır.

Güldü (1978), “Büyük Çamlıca ve Civarının Jeomorfolojik Etüdü” adlı tezde, bu alanda daha önceden yapılmış çalışmaların aksine, konuya daha değişik açıdan bakmış ve özellikle jeomorfolojisine önem vermiştir.

Ardos (1979), “Türkiye Jeomorfolojisinde Neotektonik” adlı eserinde, Neotektonik hareketlerle Pliyosen peneleninin İstanbul’un doğusunda, güneye ve doğuya doğru yükselmek; kuzeye doğru ise

alçalmak suretiyle geniş çapta deforme olduğunu ve yer yer kırılmalar meydana geldiğini belirtmiştir.

Artan (1979), “İstanbul’un Güneydoğu Kesiminde Yer Alan Tuzla ve Çevresinin Jeomorfolojik Etüdü” adlı tezde, bölgede daha önce yapılmış jeolojik ve jeomorfolojik araştırmalar, bazı temel kaynaklar ve arazi gözlemlerinden yararlanarak bu sahanın jeomorfolojik özelliklerini ortaya koymuştur.

Önalın (1981), “İstanbul Ordovisiyen ve Silüriyen İstifinin Çökeltme Ortamları” adlı makalesinde, İstanbul Ordovisiyen-Silüriyen istifinin çökeltme ortamlarını belirleyerek, bölgede ilk orojenik hareketlerin Alt Karbonifer’den sonra oluştuğunu; Karbonifer’den önceki tektonik olayların ise daha çok epirojenik hareketlerin bir sonucu olduğunu ifade etmiştir.

Ergün (1982), “Kocaeli Yarımadasının Jeomorfolojisi” adlı çalışmasında, yarımadaının çeşitli kesimlerinde bugüne kadar yapılan incelemeleri yeniden gözden geçirmiş, aralarında bağıntılar kurmuş ve bunu kısmen de olsa arazi gözlemleri ile tamamlamaya çalışmıştır.

Erol (1983), “Türkiye’nin Genç Tektonik ve Jeomorfolojik Gelişimi” adlı makalesinde, Trakya-Kocaeli Penepleni ve üst düzeyini oluşturan aşınım sistemlerini, Anadolu penepleninin (Alt-Orta Miyosen) bir devamı olabileceğini, bunun altında gelişen yüzeylerin ise Üst Miyosen sistemleri olabileceğini belirtmiştir.

Önalın (1988), “İstanbul Devoniyen Çökellerinin Sedimanter Özellikleri ve Çökeltme Ortamları” adlı makalesinde, İstanbul Paleozoyik istifinin açılma rejimi altındaki bir levhanın güneye bakan kıtasal kabuğunun üzerinde geliştiğini açıklamıştır.

Ertek (1990), “Kocaeli Yarımadası’nın Kuzeydoğu Kesiminin Jeomorfolojisi” adlı doktora tezinde uygulamaya yönelik ve özellikle jeomorfolojik şekil yönünden çok zengin bir alan olan tez sahasının jeomorfoloji açısından problemlerini ortaya koymaya çalışmış ve jeomorfolojik evrimini açıklamıştır. Bu çalışmasını daha sonra kitap olarak (Ertek, 1995) yayınlamıştır.

Şahin (1990), “İstanbul Boğazı Eşiği Kuzey Kısmında Jeomorfolojik Birimlerin Ayırt Edilmesi ve Haritalanması” adlı yüksek lisans tezinde, 1/25.000 ölçekli topografya paftalarına dayanarak araştırma sahasının jeomorfolojik birimlerini tespit etmiş ve bunların jeomorfolojik metotlar

dâhilinde haritalamasını yapmıştır. Bunları yaparken önceki çalışmalardan da yararlanmışır. Ayrıca bu yayında diğer çalışmalardan farklı olarak ağırlık noktasını haritalama ve bunların yorumlanması oluşturmuştur. Jeomorfolojik unsurların özelliklerini, yayılış alanlarının tespitini, bunların oluşum ve gelişimlerinde etkili olan faktörler ve jeolojik yapı özelliklerinin bunlar üzerindeki etkilerinin neler olduklarını da ele almıştır.

Hülagü (1990), “İstanbul Boğazı Güneyinin Deniz Jeolojisi ve Jeomorfolojisi” adlı yüksek lisans tezinde, inceleme sahasındaki Ahırkapı-Kadıköy arasındaki deniz sondajlarının yorumlamasını yapmıştır. Konunun bütünlüğü açısından Koca Mustafa Paşa-Edirnekapı-Altunizade-Kızıltoprak ile sınırlı bölgenin sadeleştirilmiş jeolojisi, jeomorfolojisi ve İstanbul Boğazı’nın akıntı, sıcaklık ve tuzluluk koşullarını da incelemiştir. Ayrıca İstanbul Boğazı ve oluşum koşullarını tartışarak bir model sunmaya çalışmıştır.

İlze (1990), “Kayışdağı-Aydosdağı ve Ömerli Arasının Jeomorfolojisi” adlı yüksek lisans tezinde, Kayış Dağı ve çevresinde Kurtköy Formasyonunun bulunduğunu ve Paleozoyik yaşlı olduğunu, bu formasyonun karasal nehir çökellerinden meydana geldiğini açıklamıştır. Ayrıca, Aydos Formasyonunun kuvarsit ve kuvars-arenit ile temsil olduğunu ve bu kayaçların Kayış Dağı’nda da bulunduğunu belirtmiştir. Buna ek olarak, Oligo-Miyosen, Neojen fosil yüzeylerinin Kayış Dağı ve çevresinde görüldüğünü bulgularına eklemiştir.

Oral (1991), “İstanbul Boğazı Eşiğı Güney Kısımında Jeomorfolojik Birimlerin Ayırt Edilmesi ve Haritalanması” adlı yüksek lisans tezinde, İstanbul Boğazı’nın oluşum ve gelişimini değil, boğaz eşiğı güney kısmında yer alan morfolojik birimleri ayırt etmiş, haritalamış ve yorumlamaya çalışmıştır.

Ertek (1992), “Kocaeli Yarımadasının Kuzeydoğu Kesiminde Jeomorfolojik Araştırmaların Sonuçları” adlı makalesini 1990 yılında yapmış olduğu doktora tezinden üretmiştir. Bu çalışmasında doktora tezindeki bulgularını özet bir şekilde açıklamıştır.

Hoşgören (1995), “İzmit Körfezi Havzasının Jeomorfolojisi” adlı çalışmasında, Tuzla’dan Yalova’ya kadar olan İzmit Körfezi havzasının jeomorfolojik özelliklerini açıklamış ve morfometrik gelişimi hakkında bilgiler vermiştir. Marmara Denizi’nin Flandriyen transgresyonuna maruz kalmasıyla oluştuğunu belirtmiştir. Ayrıca Kocaeli Yarımadası’nın

bütünüyle aşınım yüzeyi kökenli bir plato sahası olduğunu ve son olarak Pliyosen’de peneplenen sahanın Post-Alpin tektonik hareketler sırasında güney kısmının daha fazla olmak üzere tamamen yükseldiğini ve daha sonra akarsularla yarılp parçalanarak, plato haline dönüştüğünü belirtmiştir.

Erol (1999), “Polonezköy Dolayının Jeomorfolojisi ve Doğal Çevresinin Evrimi” adlı makalesinde, İstanbul Boğazı’nın 10 km kadar batısındaki Alemdağ’ın eteklerinde, alçak platolar üzerinde kurulmuş Polonezköy ve çevresinin jeomorfolojisini açıklamış, doğal çevresinin evrimi hakkında bilgiler vermiştir.

Ekinci (2006), “Tuzla Kıyıları ve Yakın Çevresinde İnsan Kontrollü Güncel Jeomorfolojik Gelişim” adlı yayınında, Holosen boyunca, doğal süreçlerin yanı sıra antropojenik süreçlerin Tuzla kıyıları ve yakın çevresinde başlıca şekillendirici güç olduğunu bildirmiş, ancak son birkaç on yıldır insanla ilgili faaliyetlerin doğal süreçlerden daha baskın bir şekilde geliştiğini savunmuştur. Bu nedenle çalışmasında son yıllarda jeomorfolojik süreçler ve yerşekillerinin insan etkisinde önemli oranda değişime uğramış olduğunu açıklamaya çalışmıştır.

Ekinci ve Ekinci (2006), “The Potential of Remote Sensing for Monitoring Kayışdağı and Its Surroundings (İstanbul) Land Cover Changes and Their Effects on Physical Geography Conditions” adlı çalışmalarında Kayış Dağı ve çevresinin arazi kullanım özelliklerini ve yıllara göre değişimini uydu görüntülerinin analizleriyle ortaya koymuşlardır. Sahada hızlı nüfus artışına ve şehirleşmeye bağlı olarak doğal çevre özelliklerinde bozulmanın olduğunu açıklamışlardır. Bu degradasyon sonucunda erozyon ve kütle hareketleri gibi jeomorfolojik sorunlarda artışların yaşandığı belirlemişlerdir. Ayrıca son birkaç on yıldır sahanın jeomorfolojik gelişim sürecinde insanın rolünün arttığını ve antropojenik bir jeomorfolojinin geliştiğini de ifade etmişlerdir.

Ertek (2010), “İstanbul’un Jeomorfolojisi” adlı bildirisinde, il arazisinin % 53’ünün yamaçlardan, % 22’sinin platolardan, % 16’sının dağlardan ve % 9’unun ovalar-vadi tabanı düzlüklerinden oluştuğunu belirtmiştir. Ayrıca il arazisinin yaklaşık % 19’unun yerleşilmiş durumda olduğunu altını çizmiştir. Kocaeli Yarımadası üzerinde ilin en yüksek noktası olan Aydos Dağı (537 m)’nin bulunduğunu ve buna dayanarak, ilin arazisi 0-537 m’ler arasında uzandığını ileri sürmüştür. Bu nedenle ilin

ortalama yükseltisi 150-200 m'ler arasında ve akarsularla derince yarılmış alçak plato görünümünde olduğunu vurgulamıştır.

Yüzer vd. (2010), “İstanbul’un Heyelanları” adlı çalışmalarında, il sınırları içerisinde meydana gelen kütle hareketleri (heyelanlar), bu hareketlerin türleri, oluşumları ve dağılımlarının jeolojik özellikler ile ilgili olan ilişkilerini açıklamışlardır. İstanbul Anadolu yakasında; Şile güneybatısındaki Ulupelit köyü, Bozkoca köyü çevresinde bazı küçük heyelanlar görüldüğünü belirtmişlerdir. Heyelanlı alanların dağılımlarını ise Asya yakasında % 0.47, Avrupa’da % 1.03 ve tüm İstanbul ili için % 0.83 oranında olduğunu açıklamışlardır.

Şengör (2010), “İstanbul’daki Jeolojik Çalışmaların 1933’deki İstanbul Üniversitesi Reformuna Kadarki Kısa Tarihi” adlı bildirisinde, İstanbul şehrinin gerek jeolojisi gerek jeomorfolojisi ve gerekse de çevresinin fosil içeriğinin hem Türk hem de Türk olmayan kişilerce tartışıldığını ve muhtelif yorumlara konu olduğunu belirtmiştir. Ancak şehrin jeolojik yapısının anlaşılmasının ancak yirminci yüzyılın sonlarına doğru olduğunu da ifade etmiştir.

Göncüoğlu (2010), “Türkiye Jeolojisi’ne Giriş: Alpin ve Alpin Öncesi Tektonik Birliklerin Jeodinamik Evrimi” adlı eserinde, İstanbul birliğinin Kaledoniyen yaşlı bir temel ile bunun üzerinde gelişmiş Alt Ordovisiyen-Alt Karbonifer aralığını kapsayan oldukça düzenli ve kesiksiz bir istif içerdiğini belirtmiştir. İstifin Varisken deformasyonu ve metamorfizmasından etkilenmiş ve Permiyen yaşlı granitlerle kesilmiş olduğunu açıklamıştır. Ayrıca istifi örten en yaşlı birimin Alt Triyas yaşında olduğunu da ileri sürmüştür.

Şengör ve Görür (2010), “İklim ve Jeoloji” adlı yayında, İstanbul’un doğal coğrafyasının temelini oluşturan jeoloji ve iklim özelliklerini açıklamışlardır. Ayrıca çalışmada öncelikli olarak bu sahada yapılmış meteorolojik, klimatolojik ve jeolojik çalışmaların tarihi hakkında kısa bilgiler verilmiştir.

Şengör (2011), “İstanbul Boğazı Niçin Boğaziçi’nde Açılmıştır?” adlı eserinde, İstanbul Boğazı veya Boğaziçi, İstanbul’un il hudutları içerisinde Trakya ve Kocaeli yarımadalarının birbirine ters yönlerde çarpılmasının iki yarımada arasında yarattığı “nötral” bölgenin tektonik konumu nedeniyle, Trakya ve Kocaeli yarımadalarındaki su bölümü çizgilerine nazaran 200 hatta 300 metre daha alçakta oluşan su bölümü

çizgisinin Flandr deniz basması esnasında çevresinden daha önce aşılması neticesinde oluşmuş olduğunu ileri sürmüştür. Bu olayın başka çalışmalarda değinildiği gibi muhtemelen 7 veya 8 bin yıl önce meydana geldiğini de bildirmiştir. Çalışmasındaki bütün araştırma sorularının cevabının ise bölgenin jeomorfolojik gelişimiyle ilişkili olduğunun altını çizmiştir.

Özgül vd. (2011), “İstanbul İl Alanının Jeolojisi” adlı çalışma, altyapı, çevre ve imar planlarına temel oluşturacak büyük ölçekli jeoloji haritası yapımının yanında deprem, heyelan, kaya düşmesi, taşkın gibi sorunların saptanması ve çözüm önerilerinin geliştirilmesi amaçlanarak hazırlanmıştır. Bu amaç doğrultusunda ilin 1/5.000 ölçekli 1088 adet jeoloji haritası yapılmış ve bu haritalar üzerinden amaç doğrultusunda yorumlar geliştirilmiştir.

Özgül (2012), “Stratigraphy and Some Structural Features of the İstanbul Palaeozoic” adlı makalesinde, İstanbul bölgesinin Alt Paleozoyik (Ordovisiyen)–Kuvaterner aralığını kapsayan jeolojik zaman diliminin önemli bölümünü temsil eden kaya stratigrafi birimlerini içerdiğini ve bu süreçte etkin olmuş önemli tektonik olayların derin izlerini taşıdığı belirtmiştir. Paleozoyik, Mesozoyik ve Tersiyer yaşta kaya birimlerinin yüzeyletiği bu yörede, Alt Ordovisiyen yaşta akarsu ve göl ortamlarını temsil eden karasal çökellerin (Kocatöngel ve Kurtköy formasyonları) bölgenin yüzeye çıkan en yaşlı kaya birimlerini oluşturduğunu da ifade etmiştir. Ayrıca İstanbul Paleozoyik istifini detaylı bir şekilde açıklamış ve bu istifin bazı yapısal özelliklerine de değinmiştir. Sonuçta bölgenin Paleozoyik evrimini kaya stratigrafi birimlerine dayalı olarak yorumlamıştır.

1. JEOLJİK ÖZELLİKLER

Yerbilimi ile ilgili yapılan çalışmalarının temelinde geçmişini anlama çabası yatmaktadır (Oldroyd, 2004). Geçmişini anlamak ve geçmişte ne olduğunu yorumlamak için, geçmişinin anahtarı veya belgeleri olarak değerlendirilebilecek kayaların ve bu kayalar üzerinde etkili olan olayların, yani yerkabuğunun jeolojik özelliklerinin bilinmesi gerekmektedir. Bu sayede, hem jeolojik mazide oluşmuş günümüzde tanımlanabilen yerşekilleri, hem de bu yerşekillerinin güncel gelişimleri daha doğru bir şekilde ortaya konulabilir.

Bu bölümde jeoloji faktörü jeomorfolojik özelliklere olan etkileri yönüyle ele alınıp, değerlendirilecektir.

1.1. Stratigrafi

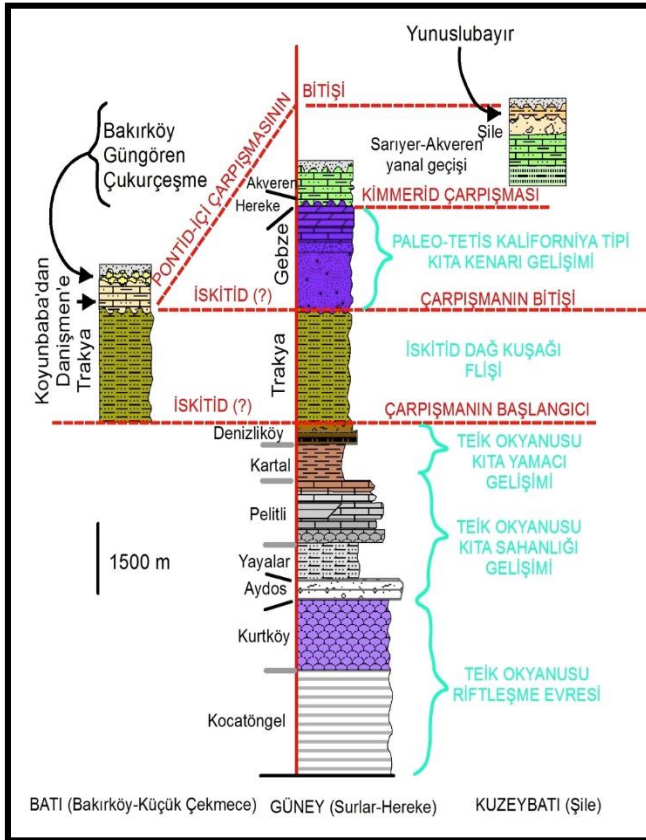
Etmen ve süreçlerin neden olduğu tesir yer yüzeyinde ve yerin iç kısımlarında kayalar üzerinde kendini gösterir. Şekillendirici bu etmen ve süreçlere karşı kayaların göstermiş oldukları direnç veya tepki bu bakımdan önemlidir (Ekinci, 2011).

Bilindiği gibi yerkabuğunun malzemesini oluşturan kayalar, jeolojik zamanlar boyunca çeşitli şekillerde gelişim göstermiş ve uygun alanlarda litolojik istifler meydana getirmişlerdir. Bu istiflerde biriken malzemelerin petrografik ve mineralojik özellikleri ile jeolojik yapı özelliklerinin bilinmesi yerşekillerinin oluşum ve gelişimlerinin açıklanmasında kolaylık sağlar. Yine bu olguya bağlı olarak şekillenen fiziksel ve mekanik özelliklerin tespit edilmesi ve litolojik istiflerine göre ayrılması da jeolojik özelliklerin jeomorfolojik şekillenmeye neden olan etkisinin ifade edilmesine yardımcı olur.

Ayrıca jeolojik yapı özellikleri çerçevesinde değinilen inceleme sahasının tektonik durum ve jeolojik tarihçesi de jeomorfolojik özellikler açısından önemlidir. Bu sahada yer alan kıvrım, bindirme ve fayların tespiti ile ilk jeolojik birimin olduğu dönemden günümüze kadar yaşanan değişimler, jeolojik yapı özelliklerinin karakterinde derin izler taşıyan sonuçların doğmasına neden olmaktadır. Bu nedenle yerşekillerinin oluşum ve gelişimlerinin açıklanmasında jeolojik özelliklerin bilinmesi oldukça önem taşır.

İnceleme sahası, hemen hemen ülkemiz genelinde jeolojik açıdan oldukça farklı, bir o kadar da önemli ve jeolojik geçmişin anlaşılmasına öncülük edebilecek anahtar bir bölgedir.

Nitekim genel jeolojik özellikleri dikkate alındığında bu saha, birbirinden bağımsız en az üç Wilson (okyanus açılıp kapanma) döngüsünün izlerini taşıması (Şengör ve Özgül, 2010; Şengör, 2011), Alt Ordovisiyen'den günümüze kadar süren geniş bir zaman aralığında oluşmuş çok sayıda kaya birimlerini kapsamaması, oldukça karmaşık yapısal hareketlerin etkilerini yansıtması ve güncel tektonik hareketlerin belirgin olduğu bir bölgede yer alması dolayısıyla (Özgül vd., 2005) jeolojik yapı açısından çok çeşitlilik arz eder (Şekil 6; Tablo 4; Ek 1).



Şekil 6. İnceleme sahasındaki formasyonlara ait dikme kesit (Şengör, 2011'den yeniden çizilerek)

Bunun bir sonucu olarak inceleme sahası, 19. yüzyıl'dan bu yana yerli ve yabancı birçok yerbilimcinin ilgisini çekmiş ve değişik amaçlı çok sayıda araştırmalara konu edilmiştir (Şengör, 2010; Şengör ve Özgül, 2010; Özgül vd., 2011). Aşağıda jeolojik ve jeomorfolojik geçmişin belgeleri niteliğinde olan kayaçların, litolojik ve tektonik yapıları göz önüne alınarak stratigrafik yaş sırasına göre tanımlanmış ve dağılımları coğrafi açıdan ortaya konulmaya çalışılmıştır.

Tablo 4. İnceleme sahasındaki jeolojik formasyonlar ve alansal dağılımları

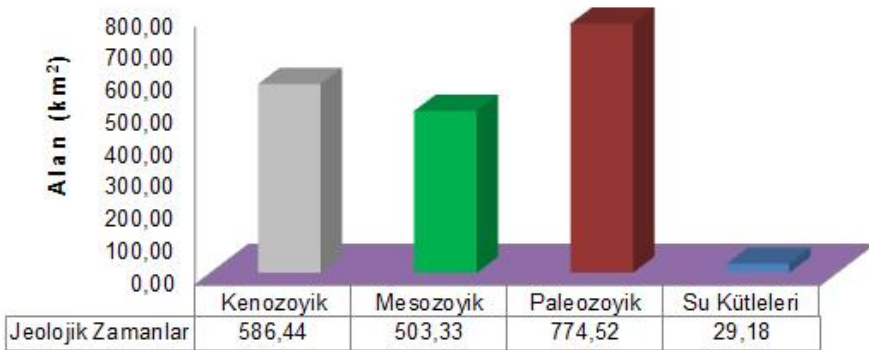
NO	FORMASYON		ALAN	
	AD	YAŞ	km ²	%
1	Alüvyon	Kuvaterner	153.11	8.21
2	Yamaç Molozu	Kuvaterner	16.90	0.91
3	Kumul	Kuvaterner	4.50	0.24
4	Traverten	Kuvaterner	0.09	0.00
5	Eski Alüvyon	Pliyo-Kuvaterner	10.48	0.56
6	Alacalı Kumtaşı	Pleyistosen	0.72	0.04
7	Karapürçek	Üst Pliyosen-Alt Pleyistosen	5.01	0.27
8	Meşetepe	Üst Oligosen-Alt Miyosen	235.27	12.62
9	Kayalıtepe	Üst Oligosen-Alt Miyosen	152.19	8.16
10	Yunuslubayır	Eosen	5.12	0.27
11	Şile	Paleosen-Orta Eosen	1.09	0.06
12	Atbaşı	Paleosen-Alt Eosen	1.96	0.11
13	Riva	Üst Kretase	136.82	7.34
14	İshaklı	Üst Kretase	120.50	6.46
15	Teksen	Üst Kretase	8.28	0.44
16	Yeniçiftlik metamorfik zonu	Üst Kretase	5.15	0.28
17	Çavuşbaşı granodiyoriti	Üst Kretase	19.79	1.06
18	Akveren	Üst Kretase	50.42	2.70
19	Ballıkaya	Orta-Alt Triyas	34.89	1.87
20	Demirciler	Alt Triyas	60.37	3.24
21	Kapaklı	Üst Permian-Alt Triyas	67.11	3.60
22	Sancaktepe Granit Plütону	Permian	35.64	1.91
23	Trakya	Karbonifer	39.40	2.11
24	Denizliköy	Devoniyen-Karbonifer	27.94	1.50
25	Kartal	Orta Devoniyen	131.68	7.06
26	Pelitli	Silüriyen-Devoniyen	35.15	1.89
27	Yayalar	Alt Ordovisiyen-Alt Silüriyen	91.20	4.89
28	Aydos	Alt Ordovisiyen	53.41	2.86
29	Kurtköy	Alt Ordovisiyen	345.41	18.53
30	Kocatöngel	Alt Ordovisiyen	14.69	0.79
TOPLAM			1864.29	100.00

İnceleme sahasındaki kayaçların ana jeolojik zamanlara göre dağılışı öncelikli olarak açıklanması gereken bir durumdur. Buna göre en fazla alanı 774.52 km² ve % 40.90 oranla Paleozoyik zamana ait litolojik birimler kaplamaktadır. Bu yaşlı birimleri 586.44 km² ve % 30.97 orandaki bir alansal yoğunlukla Kenozoyik yaşlı en genç araziler takip etmektedir. Orta yaşlı araziler ise 503.33 km² ve % 26.58'lik bir alanda yayılış göstermektedirler (Tablo 5; Şekil 7; 8; 9; 10; 11; Ek 1).

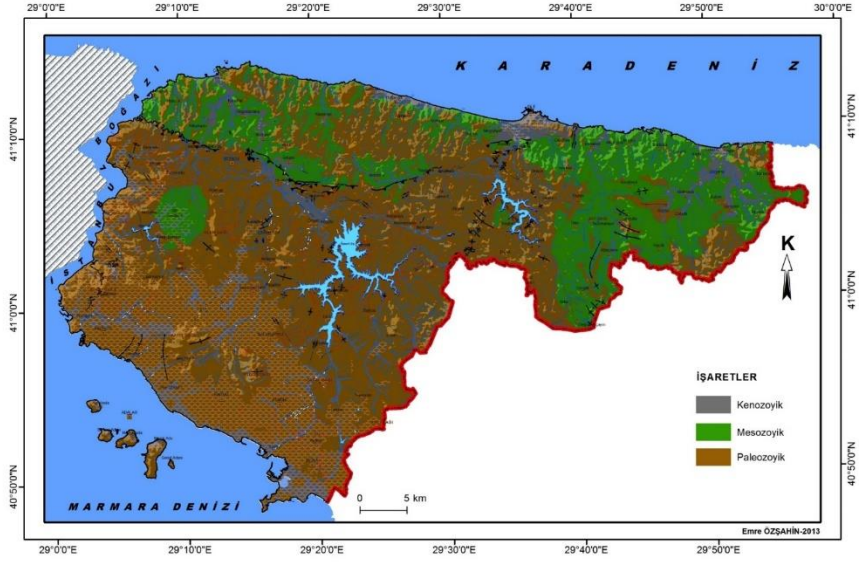
Bu kapsamda bakıldığında inceleme sahası sahip olduğu jeolojik çeşitliliğin yanında eski arazilerin yaygın olması ve bu arazileri alansal olarak en genç birimlerin takip etmesi nedeniyle jeolojik bakımdan ileri derecede orta yaşlı bir saha olarak nitelendirilebilir.

Tablo 5. İnceleme sahasında kayaçların jeolojik zamanlara göre dağılışı tablosu

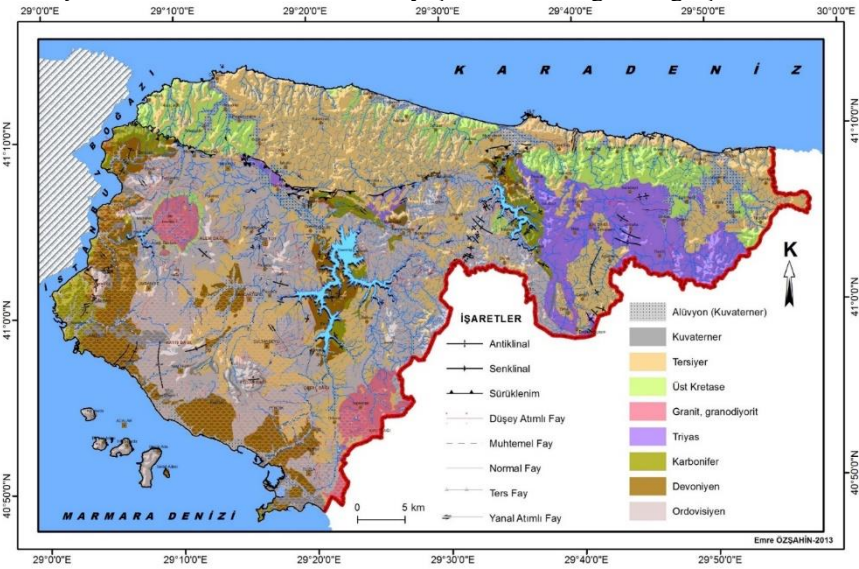
JEOLÖJİK ZAMANLAR	ALAN	
	km ²	%
Kenozoyik	586.44	30.97
Mesozoyik	503.33	26.58
Paleozoyik	774.52	40.90
Su Yüzeyleri	29.18	1.54
TOPLAM	1893.47	100.00



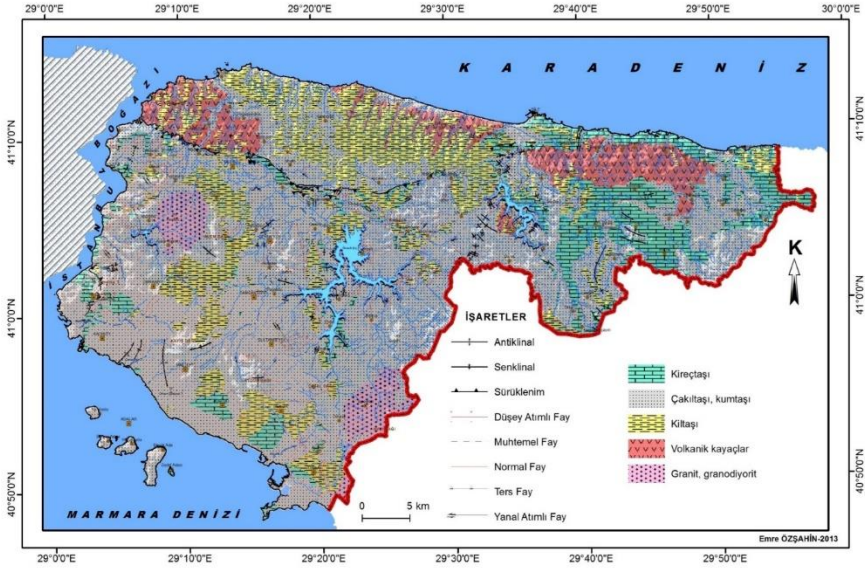
Şekil 7. İnceleme sahasında kayaçların jeolojik zamanlara göre dağılışı



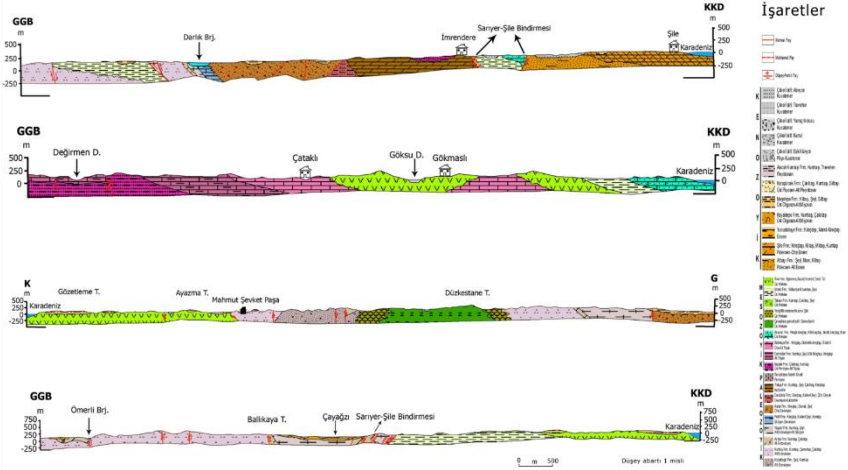
Şekil 8. İnceleme sahasındaki kayaların zamana göre dağılışı haritası



Şekil 9. İnceleme sahasının genel jeolojik haritası (Gedik vd., 2005; İBB, 2000; 2011'den faydalanılarak hazırlanmıştır)



Şekil 10. İnceleme sahasındaki litolojilerin dağılışı haritası



Şekil 11. İnceleme sahasına ait jeolojik kesitler (Gedik vd., 2005'ten yeniden çizilerek)

1.1.1. Paleozoyik

İnceleme sahasında litolojik istifin temelini ve kayaç grubunun en yaşlısını, Polonezköy grubu adı altında toplanmış olan (Şengör ve Özgül, 2010; Şengör, 2011), 843.58 km² ve % 44.55'lik bir alan kaplayan Paleozoyik'e ait birimler oluşturur (Tablo 6; Şekil 8; 9; Ek 1). Bu birimler, yer yer şiddetli bir şekilde kıvrımlanıp, faylanmış olmalarına rağmen, başkalaşıma uğramamışlardır. Ayrıca istifin tabanında yer alan Kocatöngel Formasyonu ile tavanında yer alan Trakya Formasyonu hariç, bol fosil içeriğine sahiptirler (Şengör, 2011).

Tablo 6. İnceleme sahasında Paleozoyik yaşlı formasyonların dağılışı tablosu

JEOLOJİK FORMASYONLAR	ALAN	
	km ²	%
Sancaktepe Granit Plütönu	35.64	4.60
Trakya	39.40	5.09
Denizliköy	27.94	3.61
Kartal	131.68	17.00
Pelitli	35.15	4.54
Yayalar	91.20	11.78
Aydos	53.41	6.90
Kurtköy	345.41	44.60
Kocatöngel	14.69	1.90
TOPLAM	774.52	100.00

İnceleme sahasının yer aldığı Kocaeli Yarımadası'nda kaya türü bakımından birbirinden kısmen farklı iki tür Paleozoyik istif gözlenmektedir. Bunlardan birincisi ve yaygın olanı "İstanbul Paleozoyik İstifi", ikincisi ise "Çınarlıdere Paleozoyik İstifi" olarak adlandırılmaktadır (Gedik vd., 2005; Akyüz, 2010).

İstifler arasında tektonik bir ilişki vardır. Aynı çökelme ortamının farklı kesimlerinde birikmiş olmaları nedeniyle iki istifte de bulunan aynı stratigrafik konum ve yaştaki benzer kaya türleri için aynı formasyon adlandırmaları kullanılmıştır (Gedik vd., 2005). Bu zamana ait istif inceleme sahasında 82.78 km² ve % 2.49'luk bir alan kaplar (Tablo 6; Şekil 8; 9; 12; Ek 1).

Y A Ş		LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR	FOSİL İÇERİĞİ
KENOZOYİK	Eosen sonrası		Eosen ve sonrası çökeller	
	Paleosen Alt Eosen			
MESOZOYİK	Üst Kretase		Kretase çökelleri ve volkanikleri	
	Triyas		Triyas çökelleri	
PALEOZOYİK	Karbonifer	Cebeciköy kireçtaşı	Trakya Formasyonu Kumtaşı-şeyl ardalanması üst kesimler kçt. çörtlü kçt. arakatmanlı	Kireçtaşlarında bazı foraminiferler
			Denizliköy Formasyonu Radyolaryalı çört	Radyolarya
	Devoniyen		Tuzla Formasyonu Masif ve Yumrulu kireçtaşı	Konodont Ostrakod
			Kartal Formasyonu Fosilli şeyl	Brakyapod (Spirifer, Strophodonta, Strophomena, Atrypa, Orthis, Leptaena) Mercan (Pleurodictium, Halysites, Zaphrentis) Trilobit Nottlioidler (Ortoeras, Cyrtoceras, Gyroceras)
	Silüriyen	Andezit, Trakit, Diyabaz daykaları	Pelitli Formasyonu Fosilli kireçtaşı	Brakyapod Mercan (Halysites, Favosites, Syringopora) Bryozoa (Fenestella) Krinoid sapları
	Ordovisiyen	Permiyen Graniti	Yayalar Formasyonu Laminallı şeyl, üst kesimlerde kuvarsit mercekleri	Brakyapod Conularia Graptolit
			Aydos Formasyonu Kuvars arenitler	
		Kurtköy Formasyonu Kumtaşı, Konglomera, Şeyl		
Prekambriyen		Metamorfik kayalar		

Şekil 12. İstanbul Paleozoyik istifinin genelleştirilmiş dikme kesiti (Akyüz, 2010'dan yeniden çizilerek)

En temeldeki birim, Alt Ordovisiyen yaşlı şeyl ve kumtaşlarından oluşan Kocatöngel Formasyonu'dur. Bunun üzerinde aynı yaşta ve İstanbul

Paleozoyik İstifinin akarsu çökelleri sayılan (Gedik vd., 2005), kumtaşı, çamurtaşı ve çakıltası ardalanmasından oluşan Kurtköy Formasyonu bulunur. Bütün bu birimlerin üzerinde ise aynı yaştaki kuvars kumtaşı ve kuvars çakıltaşlarından meydana gelen Aydos Formasyonu olarak adlandırılan istif yüzeylenmektedir (Şekil 12).

Bu formasyonlar, Orta/Üst Ordovisiyen-Alt Silüriyen yaşındaki kumtaşı (grovak) ve şeyl ardalanmasından oluşan Yayalar Formasyonu ile örtülmüştür (Şekil 12). Bu jeolojik birimin üzerine Üst Silüriyen-Alt Devoniyen yaşındaki laminalı kireçtaşı, kalkerli şeyl ve kumtaşlarından oluşan İstinye Formasyonu yerleşmiştir (Şekil 12).

Üzeri ise Alt-Orta Devoniyen yaşlı, grovak ve şeyllerden oluşan Kartal Formasyonu tarafından kapanmıştır (Şekil 12). Bu formasyonun tavanında Orta-Üst Devoniyen yaşındaki kireçtaşı, yumrulu kireçtaşı, kalkerli şeyl ve grovaktan oluşan Büyükada Formasyonu yer almaktadır (Şekil 12). Büyükada Formasyonu Alt Karbonifer yaşındaki kumtaşı, şeyl ve kireçtaşı litolojisindeki Trakya Formasyonu tarafından örtülmektedir. Bütün bu formasyonlar Permiyen yaşındaki Sancaktepe Graniti tarafından kesilmektedir (Şekil 12).

1.1.1.1. Kocatöngel Formasyonu: Şeyl, Kumtaşı

İstanbul Paleozoyik İstifi'nin temelini teşkil eden ve tabanı gözlenmeyen bu birim, Kocatöngel Formasyonu olarak adlandırılmıştır (Gedik vd., 2002). Bu isimlendirme, ilk kez Kaya (1982) tarafından yapılmış, daha sonra ise Yazman ve Çokuğraş (1983) ile Gedik ve Önalın (2001) tarafından benzer kaya türleri için de kullanılmıştır.

Kocatöngel Formasyonu, Polonezköy batısındaki Yeniçiftlik deresi içerisinde ve Ömerli baraj gölünün kuzeyinde yayılış gösterir. İnceleme sahasında bu istif, 14.69 km² ve % 0.79'luk bir orandaki sahada yüzeylenmektedir. Paleozoyik birimler içerisinde ise % 1.90'lık bir oran kaplamaktadır (Tablo 6; Ek 1).

Birim yeşil renkli, dalgalı ve çapraz laminalı kumtaşı ara seviyeli şeyllerden oluşur. Oldukça dikkat çekici bir limanalanma gösterir. Genel olarak ayrışmaya ve aşınmaya karşı oldukça dayanımlı olan bu istif, baklava şekilli dilimlenmeye sahiptir. Kumtaşları ince tanelidir. Formasyonun üzerine doğru kumtaşı katmanlarının sıklığı, kalınlığı ve tane

boyu giderek artmaktadır. Yaygın olarak diyorit türündeki dayklar tarafından kesilmiştir (Gedik vd., 2005).

Tabanı gözlenmeyen birim, üst seviyelere doğru dereceli bir şekilde Kurtköy Formasyonu ile geçişlidir. İnceleme sahasında yaklaşık 1500 m dolayında kalınlık gösteren formasyonda önemli bir yanal değişim gözlenmez (Gedik vd., 2005).

Yapılan çalışmalarda bu birimin yaşını ortaya koyabilecek herhangi bir fosil bulunamamıştır. Ancak üzerinde yer alan diğer formasyonlarla ilişkisi göz önüne alınarak, Alt Ordovisiyen yaşında olduğu kabul edilmiştir (Gedik vd., 2002; 2005).

Sedimanter özellikleri ile stratigrafik eşdeğeri ve litolojik benzerliği olan formasyonlarla olan ilişkisine bakılarak, mevsimsel olarak döngüsel tabakalanma (varv) gösterdiği ve çökeldiği devirde karalarda henüz yaşam olmamasına karşın, kışın karla kaplanan gölssel bir ortamda (Şengör, 2011), düşük enerjili sakin su koşullarında biriktiği ileri sürülmüştür (Gedik vd., 2005).

1.1.1.2. Kurtköy Formasyonu: Kumtaşı, Çamurtaşı, Çakıltaşı

İlk defa Paeckelmann (1938) tarafından “Hauptkonglomerat ve Arkoz-Horizon” olarak adlandırılan birim (Akyüz, 2010), Haas (1968a) tarafından “Kurtköy Tabakaları”, Kaya (1978) tarafından “Kurtköy Arkoz Birimi”, Önalın (1981, 1982) tarafından da “Kurtköy Formasyonu” adı altında incelenmiştir.

Bu birim inceleme sahasında en fazla alan kaplayan formasyondur. 345.41 km² ve % 18.53'lük bir oranda yayılış gösterir. Paleozoyik birimler içerisinde ise % 44.60'lık bir orana sahiptir (Tablo 6). Çamlıca napı hariç, Beykoz doğusundan Bostancı'ya kadar yaklaşık K-G gidişli hattın doğusunda mostra verir. Doğuda Şile-Hereke hattı ile sınırlanır. Kurtköy Formasyonu, adını aldığı Kurtköy'de, Beykoz doğusunda, Ümraniye batısında, Maltepe civarında E-5 karayolu üzerindeki yol yarmalarında, Tuzla kuzeyinde, Ömerli doğusunda görülür (Akyüz, 2010; Ek 1).

Bu formasyon genellikle soluk mor, grimsi mor, kırmızı ve nadiren yeşilimsi gri renkli, orta-kalın tabakalı, feldispatlı kumtaşı, çakıllı kumtaşı, kumlu çakıltaşı, çakıltaşı, subarkoz ve koyu mor-bordo renkli, laminalı, feldispatlı şeyl ardalanmasından (arkoz serisi) oluşur. Sıkı tutturulmuş bir

özellikte olup, çok türlü tane bileşenine sahiptir. Eski akıntı yönü ölçüm analizi, bu formasyonun yaklaşık olarak kuzeydoğudan granitik ve metamorfik bir temelden beslendiğini gösterir (Önalın, 1981; Gedik vd., 2005).

Kurtköy Formasyonunun kalınlığı 1000 m'den fazla olup, istifin içindeki kaya türleri arasında yanal ve dikey yönde değişimler gözlenir. Formasyonun sahip olduğu renk, bileşen, petrografik ve sedimantolojik özellikler, alüvyal düzlük, alüvyal yelpaze, kanal, taşkın ovası ve kıyı ovası çökellerinin karakterini yansıtmaktadır (Akyüz, 2010).

Herhangi bir fosile rastlanmayan birimin yaşı hakkında çeşitli görüşler öne sürülmüştür (Penck, 1919; Paeckelmann, 1925; 1938; Ketin, 1959b; Baykal ve Kaya, 1963; 1965; Haas, 1968a; Kaya, 1973; 1978; Önalın, 1981; Seymen, 1995a; Dean vd., 1997). Stratigrafik olarak tavan ve tabanındaki formasyonlarla yapılan korelasyonlar neticesinde, yaşının Alt Ordovisiyen olduğu kabul edilmiştir (Gedik vd., 2005; Akyüz, 2010).

Kurtköy Formasyonu, örgülü ve menderesli akarsu çökelleri ile taşkın ovası ve set çökelleri tarafından temsil edilir (Önalın, 1981; Gedik vd., 2005). Birimin içeriğinde yüksek oranda ve ayrılmamış halde nemli ve sıcak ortamlarda çok kolay ayrışarak kile dönüşen feldispat minerallerinin bulunması nedeniyle, kurak veya soğuk veya muhtemel hem kurak, hem de soğuk bir ortamda çökeldiği belirtilmektedir. Ayrıca çakıltaşı, kumtaşı ve kıltaşı geçişlerinin kısa mesafelerde olması ve formasyonun 1 km'den fazla bir kalınlığa sahip olması nedeniyle bir rift ortamının ürünü olarak yorumlanmıştır (Şengör, 2011).

1.1.1.3. Aydos Formasyonu: Kumtaşı, Çakıltaşı

Kurtköy Formasyonunun üzerine uyumlu olarak kuvars kumtaşı ve çakıltaşı istifi gelir. Birim, ilk kez Paeckelmann (1938) tarafından "Hauptquarzit Horizont" olarak adlandırılmıştır. Daha sonra, Baykal ve Kaya (1965) "Aydos Kuvarsarenit Birimi", Haas (1968a) "Ayazma Schichten", Kaya (1978) "Ortokuvarsit Formasyonu", Önalın (1981; 1982), Seymen (1995a; 1995b) ve Gedik vd. (2005) tarafından da "Aydos Formasyonu" şeklinde isimlendirilerek incelenmiştir.

Birim, yüksek dayanımlılık özellikleri nedeniyle İstanbul'un yüksek tepelerini meydana getirmektedir. Genellikle Kartal ve Pendik ilçelerinin kuzeyinde Aydos Dağı civarında yayılış göstermektedir. Bunun dışında

Çamlıca tepeleri, Beykoz doğusundaki Karlıdağ, Yakacık, Kayış Dağı, Alemdağ, Başbüyük, Büyükada'daki İsa tepe, Ömerli güneyi, Gebze kuzeyindeki Gaziler Tepe çevresinde de görülmektedir. 53.41 km² ve % 2.86 oranında yayılış gösteren bu istif, Paleozoyik birimler içerisinde % 6.90'lık bir alan kaplamaktadır (Tablo 6; Ek 1).

Aydos Formasyonu, genellikle beyaz, açık gri, bej ve kırmızı-mor renkli, ince-kalın tabakalı, silis çimentolu, kuvars kumtaşı ve kuvars çakıltaşlarından oluşur. Alt kesimi pembemsi mor renkli, silttaşı-şeyl ara tabakalı kuvars kumtaşı biçimindedir. Birimde ara seviyeler halinde tekdüze tane bileşenine sahip kuvars çakıltaşları gözlenir. Sedimenter yapı olarak, büyük ve küçük ölçekli çapraz tabakalanma ve koşut laminalanma özelliklerine sahiptir. Eski akıntı yönleri analizi, bu birimin kuzey-kuzeydoğudan, granitik ve metamorfik bir kaynak alandan beslendiğini gösterir (Önalın, 1981; Gedik vd., 2005; Foto 3).



Foto 3. Aydos Formasyonuna ait jeolojik istiften genel bir görünüm

Birim altındaki Kurtköy Formasyonu ile uyumlu olup, üstündeki Yayalar Formasyonu ile geçişlilik sunar. 100-250 m arasındaki değişkenlikte bir kalınlık sunan bu formasyonda önemli bir yanıl değişim gözlenmez (Gedik vd., 2005; Akyüz, 2010).

Birimin yaşı hakkında önceki çalışmalarda ileri sürülen düşünceler (Penck, 1919; Paeckelmann, 1925; 1938; Baykal, 1943; 1962-1963; Haas, 1968a; Kaya, 1978; Önal, 1981; 1982; Akyüz, 2010) ve arasında yer aldığı formasyonlar ile yapılan karşılaştırmalar neticesinde, yaşının Alt Ordovisiyen olduğu kabul edilmiştir (Gedik vd., 2005).

Sedimanter ve kaya türü özellikleri ile içerdiği fosillerden, birimin plaj/kıyı/gelgit düzlüğü çökeli olduğu (Akyüz, 2010; Şengör, 2011) ve bu nedenle kıyı ortamında oluştuğu ifade edilmiştir (Önal, 1981; Gedik vd., 2005).

Aydos Formasyonu ile birlikte, daha önceki birimlerin içinde çökeldiği riftin yerini deniz kenarında duraylı bir sahanlığa bıraktığı, bir başka deyişle bir okyanusun açılmaya başladığının anlaşıldığı açıklanmıştır (Şengör, 2011).

1.1.1.4. Yayalar Formasyonu: Kumtaşı, Şeyl

Paeckelmann (1938) tarafından “Halysites-Grauacken” olarak adlandırılan birimi, Kaya (1978) “Büyükdere Şeyl Birimi, Gözdağ Litarenit Birimi ve Şeyli Subarkoz Birimi”, Önal (1981; 1982), Gedik vd. (2005) ile Akyüz (2010) “Gözdağ Formasyonu”, Haas (1968a) ve Şengör (2011) “Yayalar Formasyonu” olarak adlandırmıştır.

Yayalar Formasyonu, Pendik kuzeyindeki Gözdağ Tepe, Kayalıdere civarında, Kartal kuzeyinde, Beykoz-Gümüşsuyu ve Karlitepe kuzeyinde, Ümraniye güneyinde, Çengelköy-Çamlıca civarında ve Gebze-Gaziler Tepe doğusunda yayılış gösterir. Bu istif, inceleme sahasında 91.20 km² ve % 4.89’luk bir oranda mostra vermektedir. Paleozoyik birimler içerisinde ise % 11.78’lik bir orana sahiptir (Tablo 6; Ek 1).

Birim genel olarak yeşilimsi gri, gri, altere olmuş kesimleri sarımsı kahverengi renkli, ince tabakalı ve laminalı silttaşı-şeyl ile koyu yeşil ve yeşilimsi gri renkli, ince-orta tabakalı kumtaşı ardalanmasından oluşur. Birimin üst seviyelerinde yer alan merceksel geometri subarkozlar “Aydınlı üyesi”, oolitik şamozitler ise “Umurdere üyesi” olarak ayırt edilip, gruplandırılmıştır (Gedik vd., 2005; Akyüz, 2010).

Tavanındaki ve tabanındaki birimlerle geçişli bir özellik gösteren birimin kalınlığı 200-700 m dolaylarında olup, önemli bir yanal değişim göstermez.

Yayalar Formasyonu, fosil içeriği bakımından oldukça zengindir. Önceki araştırmalarda saptanan fosil bulgularına göre farklı yaşta olduğu ileri sürülmüştür (Penck, 1919; Paeckelmann, 1925; 1932; 1938; Baykal, 1943; 1962-1963; Arıç (Sayar), 1955; Sayar, 1962; 1964; 1969; 1979a; 1979b; 1979c; 1984; 1989; Yalçınlar, 1955; 1956; Taugourdeau ve Abdüsselamoğlu, 1962; Haas, 1968a; Altınlı, 1968a; 1968b; Abdüsselamoğlu, 1977; Kaya, 1978; Önalın, 1981; 1982; Sayar ve Schallreuter, 1989; Çakır, 2000; Akyüz, 2010). Hem bu yaş verilerinin, hem de formasyonun üst ve alt düzeylerindeki istiflerin yaşlarının birlikte değerlendirilmesi sonucunda birimin Orta Ordovisiyen-Alt Silüriyen yaşında olduğu benimsenmiştir (Gedik vd., 2005).

Yayalar Formasyonunun soğuk ortam şartlarındaki granitik ve gnayslı kayaçların aşınıp (Şengör, 2011), lagün ortamında (Önalın, 1981) veya açık denizle bağlantısı olan sahile yakın ve derin bir ortamda (Sayar, 1984) birikerek oluştuğu belirtilmiştir (Akyüz, 2010; Gedik vd., 2005).

1.1.1.5. Pelitli Formasyonu: Kireçtaşı, Kalkerli Şeyl, Kumtaşı

Öncelikli olarak Penck (1919) tarafından “Kalkerli Pendik Fasiyesi” olarak isimlendirilmiş bu birim, sonradan Paeckelman (1938) “Kartal-Pendik Halysitesli Kireçtaşları”, Haas (1968a) “Akviran Serisi”, Kaya (1973; 1978) “Sedef Grubu” altında “Dolayoba Kireçtaşı ve İstinye Formasyonu”, Önalın (1981) “Dolayoba, Sedefadası, İstinye ve Kaynarca Formasyonları”, Görür (1982) “Gebze Kireçtaşı”, Gedik vd. (2002; 2005) “Yumrukaya Grubu”, “Dolayoba Formasyonu” (Akyüz, 2010), “Pelitli Formasyonu” (Özgül vd., 2005; Şengör, 2011) şeklinde tanımlanmıştır.

Bu formasyon, İstinye deresinin kuzey yamaçlarında, İstinye, Beykoz ve Kartal’daki taş ocaklarında, Pendik’in kuzeyinde, Sedef adasında ve Dolayoba’da görülmektedir. İnceleme sahasında Pelitli Formasyonu 35.15 km² ve % 1.89’lük bir oranda bulunmaktadır. Paleozoyik birimler içerisinde ise % 4.54’lük bir alansal yayılışa sahiptir (Tablo 6; Ek 1).

Birim genellikle gri-açık mavi, pembemsi gri mikrosparitik, yer yer kumlu, tabakalı ve fosilli kireçtaşından ve ender olarak görülen şeyl seviyelerinden meydana gelmektedir. Kireçtaşları yer yer paralel, dalgalı laminasyon, balıksırtı çapraz laminasyon ve plaser tipi tabakalanma gösterir. İstif içinde koloni halinde mercanların yaygın olduğu seviyeler

resifal ortamları yansıtır. Mercanlar, beyaz ve bazen pembe renklidir. Mercanların dışında istifin değişik seviyelerinde aynı döneme ait başka fosil parçaları da görülür (Gedik vd., 2005; Akyüz, 2010; Foto 5).



Foto 4. Pelitli Formasyonuna ait kireçtaşı seviyelerinden bir görünüm

Pelitli Formasyonu, altındaki ve üstündeki formasyonlarla dereceli geçişli bir özelliğe sahiptir. Kalınlığı 500-600 m arasında olan birim, yanal ve dikey yönde kendisini oluşturan kaya türleri arasında değişim gösterir.

İlgili jeolojik birim üzerinde daha önceden yapılan çalışmalarda hemen hemen benzer yaş tahminleri yapılmıştır (French, 1916; Penck, 1919; Paeckelmann, 1925; 1938; Baykal, 1943; Haas, 1968a; Abdüsselamoğlu, 1977; Kaya, 1973; 1978; Akyüz, 1987). Bu tahminler doğrultusunda birimin yaşı Üst Silüriyen-Alt Devonyen olarak kabul edilmektedir (Gedik vd., 2005; Akyüz, 2010).

Pelitli Formasyonunun yer yer yama resifleri ile temsil edilmekte olan (Gedik vd., 2005), sığ denizel bir ortamda, gelgit etkisinde bir resif önü platformda oluştuğu ileri sürülmüştür (Akyüz, 2010). Özellikle birimin içerisindeki kireçtaşlarının artık ortama kırıntılı malzeme gelmediğine, yani çökelme ortamına yakın herhangi bir kara parçasının kalmadığına işaret ettiği belirtilmiştir (Şengör, 2011).

1.1.1.6. Kartal Formasyonu: Kireçtaşı, Grovak, Şeyl

Penck (1919) tarafından “İstanbul Boğazı Fasiyesi” olarak adlandırılan birim, daha sonraki çalışmalarda “Pendik Tabakaları” (Paeckelmann, 1938), “Kanlıca Horizonu/Orta Pendik Tabakaları/Üst Pendik Tabakaları” (Altınlı, 1951), “Marmara Serisi” içinde “Soğanlı, Kartal, Kurtdoğmuş ve Dede Formasyonları” (Haas, 1968a), “Pendik Grubu” adı altında “Kartal, Kozyatağı Formasyonları ve İçerenköy Şeyli” (Kaya, 1973), “Kartal Formasyonu” (Önalın, 1988; Seymen, 1995a; Gedik vd., 2005; Akyüz, 2010; Şengör, 2011) olarak değişik şekilde isimlendirilmiştir (Gedik vd., 2005; Akyüz, 2010).

İnceleme sahasında 131.68 km² ve % 7.06, Paleozoyik birimler içerisinde ise % 17.00’lık oranda bulunan bu formasyon, yaygın olarak Kartal ve Yakacık civarında mostra verir (Tablo 6). Bunun dışında Kanlıca, Anadolu Hisarı, Çengelköy sırtları, Kozyatağı, Tuzla, Beykoz ve Pendik civarındaki bazı alanlarda da yüzeylenmektedir (Akyüz, 2010; Ek 1).

Birimin hâkim litolojisini, genellikle yeşilimsi gri renkli, ince-orta tabakalı, kumtaşı ve şeyl ardalanması oluşturur (Akyüz, 2010). Yer yer killi kireçtaşı ara katmanlarını içerir. Kumtaşı yüzeyleri yoğun mikalıdır. Bazı kesimleri koyu gri-siyah renkli, killi kireçtaşı, karbonatlı şeyl ardalanması ve yer yer de yeşilimsi gri renkli, çubuk şekilli ayrışmalı ve kırılğan şeyl karakterindedir (Önalın, 1988; Gedik vd., 2005).

Oldukça homojen bir yapıya sahip olan Kartal Formasyonu (Akyüz, 2010), altındaki ve üstündeki formasyonlarla dereceli geçişli bir özelliğe sahiptir. Birimin kalınlığı 400-800 m civarında olup (Akyüz, 2010), önemli bir yanal değişime sahip değildir. Ancak formasyonu oluşturan kaya türleri, yanal ve dikey yönde birbirleri ile geçişli özellik sunarlar (Gedik vd., 2005).

Kartal Formasyonu üzerinde daha önce yapılan yaş tayinlerinin (Paeckelmann, 1938; Richter ve Richter, 1939; Baykal, 1962-1963; Haas, 1968a; b; Gandl, 1973; Carls, 1973; Babin, 1973; Önalın, 1982; 1988; Kullmann, 1973; Kaya, 1973; Akyüz, 1987; 2010) değerlendirilmesi ve formasyonun diğer formasyonlarla ilişkisi göz önünde bulundurularak yaşının Orta Devoniyen olması gerektiği bildirilmiştir (Gedik vd., 2005).

Temelindeki formasyonlara göre nispeten derin deniz çökeli (batiyal çökel) olan bu formasyon (Şengör, 2011), dalga tabanı altındaki düşük enerjili, açık ve derin denizel koşullarda (Gedik vd., 2005; Akyüz, 2010) ve

muhtemelen de kıta yamacında çökelmiştir (Şengör, 2011). Ayrıca istif içerisinde hâkim olan siyah/gri renkli kilaşları, bugünkü Karadeniz'in 200 m'nin altındaki kısımlarına benzer oksijence fakir (anoksik veya en azından hipoksik/disoksik) bir ortamda çökeldiğinin bir göstergesi olarak yorumlanmıştır (Şengör, 2011).

Formasyonun çökelişi esnasında ortamda oluşan oksijen fakirliğinin nedeninin ise bugün hâlâ bilenemediği ancak, Teik Okyanusunun Orta Devoniyen'den itibaren Kıpçak Yayısı/Güney Çin'in Yangtze Bloku ve Gondwana-Land/Avrupa kıtaları arasına sıkışmasının buna neden olmuş olabileceği belirtilmiştir (Şengör, 2011).

1.1.1.7. Denizliköy Formasyonu: Kireçtaşı, Kalkerli Şeyl, Çört, Grovak

İlk kez Penck (1919) tarafından "Knollenkalk" olarak adlandırılmış olan bu birim, daha sonra Paeckelmann (1938) tarafından Bostancı'da "Intermediary Fazies" ve "Lydite ve Banderschifer", Büyükkada da ise "Böbrek Kalkerli Horizon" ve "Nierenkalk-Kieselschiefer Serie" olarak tanımlanmıştır. Bundan sonraki çalışmalarda ise "Böbrek Kalkeri" (Okay, 1947; Ketin, 1953), "Yoğun ve Yumrulu Kalker" (Abdüsselamoğlu, 1963), "Yumrulu Kalker" (Baykal ve Kaya, 1963), "Denizli Tabakaları" (Haas, 1968a), "Büyükkada Formasyonu" (Kaya, 1971; 1973; Gedik vd., 2005), "Tuzla Formasyonu" (Önalın, 1988; Akyüz, 2010), "Denizli Formasyonu" (Seymen, 1995a), "Denizliköy Formasyonu" (Özgül vd., 2005; Şengör, 2011) olarak isimlendirilmiştir (Akyüz, 2010).

İnceleme sahasında 27.94 km² ve % 1.50'lik bir değerinde bulunan Denizliköy Formasyonu, Paleozoyik birimler içerisinde % 3.61'lik bir oranda yayılışa sahiptir (Tablo 6). Yaygın olarak Tuzla başta olmak üzere, Büyükkada, Gebze Denizliköy'de ve Beylerbeyi-Üsküdar arasında yüzeylenmektedir (Ek 1).

Denizliköy Formasyonu hemen hemen tamamen derin deniz çökellerinden oluşmaktadır (Şengör, 2011). İstif genelde alt kesimlerde masif, kalın tabakalı, koyu gri-mavi, mikrosparitik dokulu ve homojendir. Formasyonların üst seviyeleri yumrulu kireçtaşlarından meydana gelmektedir. Yumrulu kireçtaşı seviyeleri ince tabakalı ve laminalı bir karakter gösterir. Yumrulu kireçtaşının üst seviyelerinde çört mercek ve ara seviyelerine de rastlanmaktadır (Akyüz, 2010).

Tavan ve tabanındaki diğer istiflerle dereceli geçişli bir özellik sunan Denizliköy Formasyonu, kendisini oluşturan kaya türleri arasında yanal ve

dikey yönde değişime sahiptir. Birim, 200 ile 400 m’ler arasında değişen bir kalınlıktadır (Gedik vd., 2005; Akyüz, 2010).

Bu formasyonun içerisinde seyrek de olsa gözlenen çeşitli fosillerin varlığı (Haas, 1968a; Çapkınoğlu, 1997; 2000), önceki araştırmalar (Gedik vd., 2005) ve diğer formasyonlarla olan stratigrafik ilişkisine dayanılarak yaşının Üst Devoniyen olduğu ifade edilmiştir (Akyüz, 2010). Formasyonu oluşturan kaya türlerinin, kıta şelf ortamının kıta yamacına yakın olan kesimi ile kıta yamacında çökelmiş olabileceği de açıklanmıştır (Gedik vd., 2005; Akyüz, 2010).

1.1.1.8. Trakya Formasyonu: Kumtaşı, Şeyl, Çakıltası, Kireçtaşı

İlk olarak Tchihatcheff (1864) tarafından “Fosilsiz Şeyl ve Kumtaşları” olarak karakterize edilen birimi, sonrasında Hochstatter (1870) “Trakya Katı”, Penck (1919) ve Paeckelmann (1938) “Trakya Serisi”, Haas (1968a) “Ober Trazische Serie”, Kaya (1971), Önalan (1981), Seymen (1995a; 1995b), Gedik vd. (2005), Akyüz (2010) ve Şengör (2011) “Trakya Formasyonu” şeklinde adlandırmıştır.

Beykoz kuzeyi, Maltepe ve Gebze’de yaygın olarak gözlemlenen Trakya Formasyonu, 39.40 km² ve % 2.11’lik bir değerdedir. Paleozoyik formasyonlar arasında % 5.09’luk bir oranda yayılış gösterir (Tablo 6; Ek 1; Foto 5).



Foto 5. Trakya Formasyonuna ait kireçtaşı-ince tabakalı şeyl ardalanması

Birim genellikle yeşilimsi gri, yersel olarak pembe renkli, ince-orta tabakalı, kumtaşı ve şeyl araldanmasından oluşur. Birimin alt düzeyleri gri renkli, ince-orta tabakalı, kireçtaşı-ince tabakalı şeyl araldanması biçimindedir. Yer yer çört bantlı olan kireçtaşları, bazı alanlarda bitki kırıntıları da içermektedir.

Formasyonun üst seviyelerine doğru kumtaşı ağırlıklı kumtaşı-şeyl karışımına geçilir. Kumtaşlarında kum, şeyllerde de silt boyutunda oldukça yoğun bir şekilde izlenebilen mika pulları, kumtaşlarına karakteristik bir özellik kazandırır. Bu seviyedeki kumtaşları da bazı alanlarda bitki fosilleri içermektedir (Gedik vd., 2005; Akyüz, 2010).

Birim altındaki Denizliköy Formasyonu ile geçişli, üstündeki daha genç birimler ile açısız bir uyumsuzluk gösterir (Gedik vd., 2005). Bu formasyonun İstanbul Paleozoyik İstifinin en üst kesimini oluşturması ve inceleme sahasında Triyas'a ait çökeller tarafından örtülmesinden dolayı kalınlığının bazı alanlarda 500-1000 m arasında (Gedik vd., 2005), bazı alanlarda da 1000 m'den fazla (Akyüz, 2010) olduğu tahmin edilmektedir. Ayrıca birim içerisinde önemli bir yanal değişim de izlenmemektedir (Gedik vd., 2005).

Trakya Formasyonu üzerinde daha önce yapılan çalışma sonuçları (Penck, 1919; Paeckelmann, 1938; Yalçınlar, 1951b; Baykal ve Kaya, 1963; Kaya, 1969; 1971; Kaya ve Mamet, 1971; Mamet, 1973) ile birimin stratigrafik özellikleri göz önünde bulundurularak, yaşının Alt Karbonifer olduğu açıklanmıştır (Gedik vd., 2005; Akyüz, 2010).

Bu jeolojik formasyon üzerinde yapılan incelemelerde (Önalın, 1982), alt yarisının türbiditlerin geliştiği derince bir denizde (abisal), üst kesiminde daha sığ çökel alanlarında oluştuğu bildirilmiştir (Gedik vd., 2005). Ayrıca istifin günümüzdeki konumuna göre o zamanda doğuda yükselen dağlardan gelen aşınma ürünlerinin oldukça derin sularda birikimi sonucunda meydana geldiği ve bölgede faal bir dağ oluşumunu yansıttığından dolayı fliş olarak nitelendirilebileceği de açıklanmıştır (Şengör, 2011).

1.1.1.9. Sancaktepe Granit Plütönu: Granit

Bundan önceki çalışmalarda “Gebze-Balçık Granitleri” (Abdüsselamoğlu, 1963a), “Sancaktepe Plütönu” (Bürküt, 1966), “Sancaktepe Graniti” (Yılmaz, 1977) ve Sancaktepe (Gebze) Granit

Plütunu” (Ketin, 1983; Yılmaz Şahin vd., 2010; Şengör, 2011) olarak adlandırılmıştır.

İnceleme sahasında bu formasyon, Gebze'nin kuzey ve kuzeybatısında yüzeylenmektedir. Alansal olarak bütün birimler içerisinde 35.64 km² ve % 1.91, Paleozoyik formasyonlar içerisinde ise % 4.60'lık bir oranda yayılışa sahiptir (Tablo 6; Ek 1).

Sancaktepe Graniti, makroskopik olarak pembe renkli, ortozlu ve kuvarslı derinlik kayacı karakterindedir. Yüzeyle oldukça bozulmuş olup, kalın bir arena ile örtülüdür. Granite, büyük ortoz kristallerinin yanında bol miktarda kuvars ve renkli mineraller gözlenir. Biotitli kuvars monzolit olarak sınıflandırılan birim, birincil mineraller olarak biyotit, plajiyoklaz (oligoklaz), K-feldispat ve kuvarstan meydana gelir. Renkli minerallerin tümü biyotitten oluşur ve bunlar kloritleşme gösterirler. İkincil mineraller ise zirkon, apatit ve opak mineral olarak manyetittir. Magma tipi aplit olan birim, diyoritik magmaya geçiş gösterir. Granitin kimyasal bileşim analizleri, üst mantoya ait derinlik kökenli, intrüzif ve juvenil özellikte olduğunu kanıtlamaktadır. Birim, yaygın olarak aplit, pegmatit ve kuvars damarlarıyla kesilmiştir (Bürküt, 1966; Yılmaz, 1977; Ketin, 1983; Gedik vd., 2005).

Pendik'in kuzeyinde, çok sınırlı bir alanda bazı sahalarda yaklaşık 50 m; bazı alanlarda da daha kalın bir karakter gösteren bu plütun, daha çok bir damar kayacı özelliğindedir (Yılmaz Şahin vd., 2010).

Bu birim Paleozoyik yaşlı birimlerini uyumsuz olarak kesmektedir. Granitin bileşimindeki mineral ve tüm kayaçlar üzerinde yapılan mutlak yaş tayininde Rb-Sr izokron yöntemiyle 255±5 my, yalnız biyotit mineralleri üzerinde uygulanan K-Ar yöntemiyle ise 254 my değeri elde edilmiştir (Yılmaz, 1977). Buna göre birimin yaşı, Permiyen'dir.

Elde edilen yaş bulgusu ile biyotitlerden elde edilen yaşların birbirine yakın değerler göstermesi, granitin tek bir zamanda, yaş bulgularına göre Hersiniyen döneminde Post-orojenik olarak yerleştiği anlaşılmaktadır (Yılmaz, 1977; Ketin, 1983; Gedik vd., 2005).

Ayrıca plütunun yüksek K20 içermesi (Yılmaz Şahin vd., 2010) muhtemel bir çarpışma sonrası “kenet geçen” bir plütun olabileceğini düşündürmekteyse de, hemen tüm kenet geçen S-tipi granitlerin tersine I ve S tipleri arasında geçiş özellikleri göstermesi, İskitid (Hersinid?) çarpışmasıyla kalınlaşmış bir kabuğun içine sokulmuş bir Kimmerid dalma-

batma ürünü olması ihtimalinin de gözden uzakta tutulmaması gerektiğine işaret etmekte olduğu belirtilmiştir (Şengör, 2011).

1.1.2. Mesozoyik

Bu döneme ait kayaçların stratigrafisi, çok sayıda araştırmacı tarafından incelenmiştir (Zapçı, 2010). Buna göre inceleme sahasındaki Mesozoyik istif, kıvrımlanmış, bindirme ve sürüklenimlerle dilimlenmiş olan Paleozoyik birimlerini Gebze Grubu adı altında açısız uyumsuzlukla keserek yerleşmiştir (Şengör, 2011; Ek 1). Bu birimler inceleme sahasında 503.33 km² ve % 26.58 oranında bir alan kaplamaktadır (Tablo 7).

İstifin tabanında, İstanbul Paleozoyik İstifi ile uyumsuz bir şekilde Üst Permian-Alt Triyas yaşlı çakıltaşları ve kumtaşlarından meydana gelen Kapaklı Formasyonu bulunur. Bu birimin üzerinde kumtaşı, şeyl, killi kireçtaşı ve kireçtaşının değişen oranda ardalanmasından meydana gelen Alt Triyas yaşlı Demirciler Formasyonu oturur. Bunun da üzerinde Orta-Alt Triyas yaşındaki kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve dolomitlerden oluşan Ballıkaya Formasyonu yüzeylenmektedir. Bu karbonat istifinin tavanını ise pelajik kireçtaşı, killi kireçtaşı, neritik kireçtaşı ve marndan oluşan Kretase yaşlı Akveren Formasyonu örtmektedir.

Tablo 7. İnceleme sahasında Mesozoyik yaşlı kayaçların dağılışı tablosu

JEOLOJİK FORMASYONLAR	ALAN	
	km ²	%
Riva	136.82	27.18
İshaklı	120.50	23.94
Teksen	8.28	1.65
Yeniçiftlik metamorfik zonu	5.15	1.02
Çavuşbaşı granodiyoriti	19.79	3.93
Akveren	50.42	10.02
Ballıkaya	34.89	6.93
Demirciler	60.37	11.99
Kapaklı	60.11	1.33
TOPLAM	503.33	100.00

Bu istif Paleozoyik birimleri kesen Üst Kretase yaşındaki Çavuşbaşı granodiyoriti tarafından kapatılmıştır. Çavuşbaşı plütoniti ise Yeniçiftlik

kontak metamorfik zonu olarak adlandırılan aynı yaştaki farklı bileşimli şist istifi tarafından çevrelenmiştir.

Bütün bu birimlerin üzerini transgresif aşamalı ve uyumsuzlukla aynı yaşta kumtaşı, çakıltası ve şeyl ardalanmasından oluşan Teksen Formasyonu örtmektedir. Bu birimler kendileri ile yaşıt volkanojenik kumtaşı, şeyl ardalanmasından oluşan İshaklı Formasyonu tarafından kaplanmıştır. Mesozoyik istifin tavanına ise Üst Kretase yaşındaki aglomera, bazalt, andezit, dasit ve tüflerden meydana gelen volkanitlerin oluşturduğu Riva Formasyonu yerleşmiştir.

1.1.2.1. Kapaklı Formasyonu: Çakıltası, Kumtaşı

Mesozoyik yaşlı istifin tabanında yer alan birimi, Baykal (1943) “Taban Konglomerası”, Erguvanlı (1947) “Çiğ Kırmızı Renkli, Breşimsi Konglomera ve Kumtaşları”, Okay (1948) “Das Basalkonglomerat (Taban Konglomerası)”ve “Rote Sandstein (Kırmızı Kumtaşları)” şeklinde ayırmıştır. “Kapaklı Formasyonu” olarak ilk kez Altınlı (1968a; 1968b) tarafından isimlendirilmiştir.

Daha sonraki çalışmalarda Altınlı vd. (1970) “Kapaklı Formasyonu”, Yurttaş Özdemir (1971) “Kırmızı Renkli, Taban Konglomeraları ve Psamitik Greler”, Yurttaş Özdemir (1973) “Steril Olan Kırmızı Renkli Taban Konglomeraları ve Mikalı Greler”, Özdemir vd. (1975) “Kırmızı Renkli Konglomeralar ve Alacalı Kumtaşları”, Kaya ve Lys (1979-1980) “Kocatarla Formasyonu ve Çiftalan Kumtaşı”, Baykal ve Önalın (1979) “Ballıkaya Konglomerası ve Dereli Kumtaşı”, Seymen (1995a; 1995b) “Ballıkaya Formasyonu”, Gedik vd. (2005) “Çakraz Formasyonu” isimlendirmeleri kullanılmıştır. Ancak genel olarak “Kapaklı Formasyonu” şeklinde kabul gördüğü için (Zaninetti ve Dağır, 1978; Çerikçioğlu, 2001; Özgöl vd., 2005; Zapcı, 2010; Şengör, 2011), bu şekilde isimlendirilmektedir.

Bu birim, Gebze ve Şile arasında geniş bir alanda, bütün birimler içerisinde 67.11 km² ve % 3.60’lık, Mesozoyik formasyonlar içerisinde ise % 1.33’lük bir oranda yayılışa sahiptir (Tablo 7; Ek 1).

Kapaklı Formasyonu, çakıl ile silt boyutuna kadar çeşitlilik gösteren, kırmızı-kırmızımsı bordo renkli karasal kırıntılardan meydana gelmektedir. Birim içerisindeki çakıllar genelde yarı köşeli, orta-iyi boylanmış, kum-silt

ve kil boyutlu matrislerin dizilmesinden oluşur. Kırıntı boyutları genelde 3-5 cm arasında olmasına rağmen, yer yer 30 cm'ye kadar ulaşabilir.

Çakıllar hâkim olarak sedimanter kökenli olmasına rağmen, az oranda magmatik kayaç parçaları da bulunabilir. Orta ve ince taneli kırıntılardan oluşan kumtaşları, iyi boylanmalı bir doku gösterirken, tabaka yüzeyleri bol miktarda muskovit parçaları içerir. Tabakalar ince-orta kalınlıkta olduğu gibi, özellikle kumtaşları yer yer laminalı bir yapıdadır. Alt düzeylerinde bazaltik lav mercikleri bulunmaktadır (Seymen, 1995b; Zapcı, 2010).

İstanbul Paleozoyik formasyonları ile transgresif aşamalı olarak açısız uyumsuzlukla başlayan bu jeolojik istif, tavanındaki birim tarafından uyumlu bir şekilde örtülür. Kalınlığı ise 10-800 m'ler arasında değişmektedir (Gedik vd., 2005; Zapcı, 2010).

İçeriğinde herhangi bir fosile rastlanmayan istifin yaşı hakkında daha önce yapılan çalışmalarda değişik düşünceler ileri sürülmüştür (Baykal, 1943; Erguvanlı, 1949; Altınlı, 1968a; Gedik, 1975; Yurtsever, 1982; Dağ, 1978a; 1978b; Toula, 1896; 1898; Alişan ve Derman, 1995; Grancy, 1938; Wedding, 1970; Tokay, 1962; Jongmanns, 1939; Kipman, 1974; Kaya, 1982; Yazman ve Çokuğraş, 1983; Yergök vd., 1987; 1989; Gedik ve Aksay, 2002a; 2002b; Timur ve Aksay, 2002; Akbaş vd., 2002). Literatür taramasından elde edilen verilerin ve birimin diğer istiflerle olan ilişkisinin incelenmesi sonucunda yaşının Üst Permiyen-Alt Triyas olduğu kabul edilmektedir (Gedik vd., 2005; Zapcı, 2010).

Bu istif içerisindeki birimleri oluşturan kayaların kırmızı-kırmızımsı bordo renkli olması, karasal ve değişik özellikteki akarsu alt fasiyeslerine karşılık gelen bir ortamda çökeldiğini göstermektedir (Gedik vd., 2005; Zapcı, 2010). Yine bu formasyon içerisindeki çakıltaşlarının temeldeki Paleozoyik yaşlı kayalardan toplanmış olması, çökme esnasında çevredeki yükseklikleri İskitid (Hersinid) dağ kuşağının harabelerinin oluşturduğu düşüncesinin ileri sürülmesine de neden olmuştur (Şengör, 2011).

Ayrıca Kapaklı Formasyonunun Hersiniyen orojenezinden sonra gelişen molas çökelleri oldukları da kabul edilmektedir. İstif içeriğindeki bazaltik lav merciklerinin havzalaşmaya bağlı başlangıç aşamasındaki bir volkanizmanın ürünleri olabileceği de bildirilmiştir (Gedik vd., 2005; Zapcı, 2010).

Bu havzalaşma muhtemelen yeni bir gerilmenin etkisinde gelişen rift rejiminden kaynaklanmaktadır. Bu rift rejiminin de Triyas devrinde Orta Asya'dan Güney Avrupa'ya kadar uzanan geniş bir sağ yanal makaslama bölgesi içerisinde gelişmiş olan küçük ikincil yapılardan oluştuğu belirtilmiştir (Natal'ın ve Şengör, 2005; Şengör, 2011).

1.1.2.2. Demirciler Formasyonu: Kumtaşı, Şeyl, Killi Kireçtaşı, Kireçtaşı

İlk kez Dağer (1978a; 1978b) tarafından “Demirciler Formasyonu” olarak adlandırılmıştır. Daha sonrada, Zaninetti ve Dağer (1978), Yurtsever (1982), Çerikçioğlu (2001), Özgül vd. (2005), Gedik vd. (2005), Zapcı (2010) ve Şengör (2011) gibi araştırmacılarda aynı ismi benimsemişlerdir.

Demirciler Formasyonu bütün birimler içerisinde 60.37 km² ve % 11.99, Mesozoyik formasyonlar içerisinde ise % 3.24'lük bir oranda yayılışa sahiptir (Tablo 7). Bu yayılış daha çok Şile'nin güneydoğusunda, Polonezköy'ün kuzeydoğusundaki Riva nehri vadisinde takip edilmektedir. Ayrıca Mahmutşevket Paşa yerleşmesinin kuzeybatısında da dar bir alanda izlenmektedir (Ek 1; Foto 6).



Foto 6. Kireçtaşı, şeyl ve kumtaşı ardalanmasından oluşan Demirciler Formasyonundan bir görünüm

Gri, koyu gri ve siyah renkli, ince-orta tabakalı, killi, mikritik kireçtaşı ile yeşilimsi gri, boz renkli, ince tabakalı silttaşı, şeyl ve az oranda kumtaşı araldanmasından oluşur. Çeşitli şekillerdeki karbonat yığılımlarından meydana gelen istif, bileşik karakterde ve yumru bir görünümündedir. Birimin alt kesimlerinde yanal devamlılığı olmayan, 60-70 m kalınlığında, açık gri renkli ve orta-kalın tabakalı kireçtaşları bulunmaktadır (Gedik vd., 2005).

Demirciler Formasyonu, altındaki ve üstündeki formasyonlarla dereceli geçişli bir özellik sunar. Kalınlığı ise 50 m'den başlayarak 200 m'ye kadar değişmektedir (Gedik vd., 2005). Ancak toplam kalınlık 200 m'yi zor bulur (Şengör, 2011).

Yoğun bir fosil içeriğine sahip olan istifin yaşı ile alakalı daha önce yapılan araştırmalarda farklı tarihlendirmeler yapılmıştır (Baykal, 1943; Erguvanlı, 1947; Yurttaş Özdemir, 1971; Dağ, 1978a; 1978b; Özdemir, 1975; Özdemir vd., 1973; 1975; Zaninetti ve Dağ, 1978). Bu veriler değerlendirilerek, birimin yaşının Alt Triyas olduğu belirtilmiştir (Gedik vd., 2005; Zıpcı, 2010).

Demirciler Formasyonu üzerinde yapılan çalışmalarda, içeriğindeki kayaçların sıcak ve sığ bir denizin derin ortamında çökelmiş olduğu ifade edilmektedir (Özdemir vd., 1973; Gedik vd., 2005; Şengör, 2011).

1.1.2.3. Ballıkaya Formasyonu: Kireçtaşı, Dolomitik Kireçtaşı, Dolomit

İlk kez Yurtsever (1982) tarafından "Ballıkaya Formasyonu" olarak adlanan birim, daha sonra aynı adlandırma ile Çerikçioğlu (2001), Özgül vd. (2005), Gedik vd. (2005) ve Şengör (2011) tarafından da isimlendirilmiştir.

İnceleme sahasında bu istif, Şile'nin güneydoğusunda, Beykoz'un doğusundaki Riva nehri vadisinde, Yeşilvadi yerleşim merkezinin güneybatısında yüzeylenmektedir. Demirciler Formasyonu alansal olarak bütün birimler içerisinde 60.37 km² ve % 1.87, Mesozoyik formasyonlar içerisinde ise % 6.93'lük bir oranda bulunur (Tablo 7; Ek 1).

Ballıkaya Formasyonu, genellikle gri, koyu gri ve siyah renkli, ince-kalın tabakalı, aşınma yüzeyi dörtgen şekilli, dolomit ve dolomitik kireçtaşlarından oluşur. Birimdeki dolomitleşme iki fazlı bir karakter gösterir (Çerikçioğlu, 2001; Gedik vd., 2005; Foto 7).



Foto 7. Balıkaya Formasyonuna ait ince-kalın tabakalı dolomit ve dolomitik kireçtaşları

Bu istif, tavan ve tabanındaki diğer istifler ile dereceli geçişli bir özelliğe sahiptir. Kalınlığı ise 5-350 m’ler arasında değişmektedir (Gedik vd., 2005).

Stratigrafik konumuna göre birimin yaşı daha önceki araştırmalarda değişik şekillerde yorumlanmıştır (Özdemir vd., 1973; Gedik, 1975; Dağ, 1978a). Bütün bu yaş verilerinin değerlendirilmesi ve diğer formasyonlarla ilişkisi düşünüldüğünde yaşının Alt-Orta Triyas olduğu kabul edilmiştir (Gedik vd., 2005).

Platform karbonatları ile temsil edilen (Gedik vd., 2005) bu formasyonun çökme ortamının, sığ denizel koşulların egemenliğindeki (Şengör, 2011), duraylı bir karbonat şelfi olduğu bildirilmiştir (Zapçı, 2010).

1.1.2.4. Akveren Formasyonu: Pelajik Kireçtaşı, Killi Kireçtaşı, Neritik Kireçtaşı, Marn

İlk kez Badgley (1959) tarafından yapılan “Akveren Formasyonu” adlandırması, daha sonra Ketin ve Gümüş (1962; 1963) ile Gedik ve Korkmaz (1984) tarafından da benzer kaya birimleri içinde tercih edilmiştir (Gedik vd., 2005). Formasyon, Kocaeli Yarımadası’nda yapılan araştırmalarda “Ahmediköy Kalkerleri” (Baykal,1943), “Şemsettin

Kireçtaşı” (Altınlı, 1968a; 1968b; Altınlı vd.,1970), “Yunusludere Formasyonu Ahmetli Kireçtaşı” (Baykal ve Önalın, 1979),“Akveren Formasyonu” (Gedik vd., 2005; Şengör, 2011) gibi değişik adlar altında incelenmiştir.

Akveren Formasyonu, en geniş olarak Şile'nin güneyinden başlayarak, doğuya doğru Kadıköy'ün doğusuna kadar uzanan bir alanda yayılış gösterir. İnceleme sahasının doğusundaki Değirmençayırı yerleşmesinin de kuzeydoğusunda küçük bir alanda ortaya çıkmaktadır. 50.52 km² alanda yüzeylenen bu istif bütün birimler içerisinde % 2.70, Mesozoyik formasyonlar içerisinde ise % 10.02'lik bir orana sahiptir (Tablo 7; Ek 1; Foto 8).

Birim pembe renkli, ince-orta tabakalı kalkarenit, mor renkli kumtaşı, şeyl, kirli sarı renkli plaket kireçtaşları ve bunlarla karışmış olan volkanitlerden oluşur (Foto 8). Kırıntılı ve volkaniklerle karışık bir özellik sunması nedeniyle Kocaeli Yarımadası'ndaki mostralardan farklılık gösterir (Gedik vd., 2005). Altındaki formasyonlarla geçişli olan birimin, üstü aşınmalıdır (Gedik vd., 2005). Aynı zamanda tavandaki bu formasyonlarla uyumsuz bir şekilde bulunur.



Foto 8. Akveren Formasyonuna ait jeolojik istif

Daha önce yapılan çalışmalarda verilen yaş aralığı (Baykal, 1962-1963) ile birim içerisinde elde edilen fosil verileri, yaşının Kretase olması gerektiği yönündeki ihtimalleri kuvvetlendirmiştir (Gedik vd., 2005).

Birimin derin şelf ve yamaç ortamında çökelmiş olduğu tahmin edilmektedir (Gedik vd., 2005).

1.1.2.5. Çavuşbaşı Granodiyoriti: Granodiyorit

Çeşitli araştırmacılar tarafından “Çavuşbaşı Granitleri” (Abdüsselamoğlu, 1963), “Çavuşbaşı Granodiyoriti” (Bürküt, 1966; Gedik vd., 2005; Yılmaz Şahin vd., 2010), “Çavuşbaşı Derinliktaşı” (Öztunalı ve Satır, 1975), “Çavuşbaşı Çiftliği Granodiyorit-Kuvarsdiyorit Plütunu” (Ketin, 1983) şeklinde isimlendirilmiştir.

Çavuşbaşı Granodiyoriti son derece ayrılmış bir özellikte olup, taze yüzey veren mostralar vadi içleri ve yol yarmaları gibi sınırlı alanlarda gözlenmektedir. İnceleme sahasında karakteristik olarak, Polonezköy’ün güneybatısında Çavuşköyü ve Çekmeceköy arasında yaklaşık 25 km genişliğinde bir alanda yayılış gösterir. Alansal olarak bütün birimler içerisinde 19.79 km² ve % 1.06, Mesozoyik formasyonlar içerisinde ise % 3.93’lük bir dağılışa sahiptir (Tablo 7; Ek 1).

Birim üzerinde yapılan mikroskobik çalışmalar sonucunda kayaçların çoğunluğunun tipik granodiyorit bileşiminde olduğu tespit edilmiştir (Yılmaz Şahin vd., 2010). Bu kapsamda açık renkli ve grinin tonları renklerinde, orta-iri taneli (2-6 mm) dokulu, başlıca kuvars, plajiyoklaz, K feldispat (ortoklaz), hornblend, biyotit ve opak mineralleri içeren, çoğunlukla granodiyorit çok az da kuvars diyorit özelliğindedir. Ayrılmış mostralarda kayacın bütünlüğü tamamen bozulmuş olup, ortama arena malzemesi sunmaktadır. Orta ve iri taneli özellikte olan bu arena malzemesi içerisinde kuvars ve amfibol mineralleri tamamen, biyotit mineralleri ise kısmen ayrılmadan korunmuş halde kalmıştır. Ancak feldispat mineralleri tamamen bozulmaya uğrayarak, kayacın dokusal olarak tahrip olup, dağılmasına neden olmaktadır (Yılmaz Şahin vd., 2010). Yapılan çalışmalarda bu ayrışmanın yerüstü sularının (yağmur, kar suyu vb.) etkisiyle oluştuğu belirtilmiştir (Arel ve Tuğrul, 2001).

Ayrıca bu granodiyorit kütlesi, yaygın bir şekilde mafik karakterli mikrogranüler anklavlar da içermektedir. Bu lavlar, yuvarlak veya elipsoidal biçimli, yaklaşık 0.5-20 cm arasında değişen çaplarda, siyah renkli, ince taneli, genellikle mikro taneli, bazen de porfirik dokuludur. Genellikle monzodiyorit-diyorit bileşiminde olup, koyu renkli minerallerce zengin bir özellik sunmaktadır (Yılmaz Şahin vd., 2010).

Çavuşbaşı Granodiyoriti, yüzeyden derine doğru 25-30 m ortalama kalınlık göstermektedir. Bu durum kayacın mineral yapısından kaynaklanmaktadır. Şöyle ki, kayacın içeriğinde bulunan feldispat mineralleri genel olarak bozularak ayrışmaya uğrarken, kuvars ve anfibol mineralleri tamamen, biyotit mineralleri ise kısmen ayrışmadan korunmaktadır. Bu nedenle bazı bölgelerde daha derin, bazı bölgelerde de daha sığ bir özelliğe sahiptir (Yılmaz Şahin vd., 2010).

Bu granodiyorit kütesinin Paleozoyik'ten daha genç birimlerle konumsal ilişkisi gözlenmemiştir. Ancak jeokronolojik yaş belirleme çalışmalarından K/Ar yöntemiyle 87.3 ± 3 my (Bürküt, 1966), Rb-Sr yöntemiyle 65 ± 10 my ile 60 ± 13 my (Öztunalı ve Satır, 1975) gibi yaş değerleri elde edilmiştir. Buna göre birim Üst Kretase yaşındadır. Ayrıca birimin kökeninde yapılan jeokronolojik analiz sonucunda, 0.7027-0.7045 arasında Rb/Sr ilksel oranda olduğunu tespit edilmiştir. Buna göre birime kabuksal kökenli malzeme katkısının çok az olduğu açıklanmıştır (Öztunalı ve Satır, 1975; Gedik vd., 2005).

Son yapılan çalışmalarda Çavuşbaşı Granodiyoriti'nin Boğaziçi volkanının çekirdeğini oluşturduğu ve bu kütenin çevresindeki andezitik ve diyoritik kökenli daykların ise o çekirdekten kenara sokulan radyal ve yer yer de konsantrik dayk sistemleri olduğu ileri sürülmüştür (Şengör, 2011).

Ayrıca bu dayk sistemlerinin parazit küçük konileri beslemiş olabileceği de belirtilmiştir. Üst Kretase yaşlı bu sokulum ve volkaniklerin izahının tüm Kocaeli Yarımadası'nın kuzeye çarpılmış olması ile ilişkisi olabileceği de tutarlı bir varsayım olarak gösterilmiştir (Şengör, 2011).

Bununla birlikte, Neo-Tetis okyanusunun kuzey kolunun kapanmasıyla ilgili İzmir-Ankara-Erzincan ve Intra-Pontid sutur zonları boyunca yaşanan dalma-batma olayının varlığı gerekçe gösterilerek, Üst Kretase yaşındaki adakitik magmatizmanın bir ürünü olan değerlendirilen Çavuşbaşı Granodiyoriti'nin, bu türden bir magmanın dalan okyanusal dilimin amfibol-eklojit fasiyesi koşulları altında kısmi erimesi ile oluşmuş olabileceği de bildirilmiştir (Yılmaz Şahin vd., 2010).

1.1.2.6. Yeniçiftlik Metamorfik Zonu: Şist

Bu metamorfik zon, Çavuşbaşı Granodiyoriti'nin çevresinde yayılış göstermekte olup, kontakt metamorfizma etkisi sergilemektedir. Alansal

olarak bütün birimler içerisinde 5.15 km² ve % 0.28, Mesozoyik formasyonlar içerisinde ise % 1.02'lik bir orana sahiptir (Tablo 7; Ek 1).

Yeniçiftlik metamorfik zonunda, Çavuşbaşı Granodiyoritine ait çıkıntılar bulunmaktadır. Bu zonda hâkim kaya türünü, değişik bileşimdeki şistler meydana getirmektedir. Bunlar muskovit mikaşistler, serisit klorit kuvarslı şistler, kordiyeritli hornfelsler, amfibollü şistler ve serisit epidot biyotitli şistlerdir (Bürküt, 1966; Gedik vd., 2005).

1.1.2.7. Teksen Formasyonu: Kumtaşı, Çakıltaşı, Şeyl

Önceki çalışmalarda genellikle Teksen Formasyonu olarak adlandırılan birim (Gedik vd., 2005), Paleozoyik ve Permo-Triyas birimlerinin üzerinde transgresif aşamalı bir şekilde yer almaktadır.

Bu istif, Ağva yerleşiminin güneydoğusunda mostralara sahiptir. Alansal olarak bütün birimler içerisinde 8.28 km² ve % 0.44'lük bir alan kaplamaktadır. Mesozoyik formasyonlar içerisinde ise % 1.65'lik bir oranda yayılış değerine sahiptir (Tablo 7; Ek 1).

Formasyon genelde kumtaşı, çakıllı kumtaşı, mercekli çakıltaşı ve kumtaşı-şeyl ardalanmasından oluşur. Egemen kaya türü, kumtaşı, çakıllı kumtaşı ve şeyldir. Kumtaşları yeşilimsi gri, gri, ayrılmış kısımları sarımsı gri renkli, ince-kalın tabakalı, karbonat çimentoludur. Kumtaşının içerdiği çakıllar Paleozoyik ve Triyas yaşlı birimlerden türemiş olup, kuvars, kuvarsit, kireçtaşı ve radyolarit türündendir. Nadir olarak karasal özellikli girdiler içeren birimin tabanında ve farklı seviyelerinde mercekler halinde çakıllar yer almaktadır (Gedik vd., 2005).

Paleozoyik ve Triyas yaşlı birimler üzerinde transgresif aşamalı olarak açılal uyumsuzlukla bulunan birim, yanal yönde ve üstündeki birimlerle dereceli geçişlidir. Birimin kalınlığı ise 25-100 m arasında değişim gösterir (Gedik vd., 2005). Önceki çalışmalarda (Baykal, 1943) yapılan yaş verilerinin değerlendirilmesi, alt ve üstündeki formasyonlarla olan ilişkisinden dolayı yaşının Üst Kretase olduğu açıklanmıştır (Gedik vd., 2005).

Diğer aynı yaştaki formasyonlar için taban birimi özelliğinde olmasından dolayı, bazen karasal girdilerle beslenmiş olan sığ deniz ortamında çökelmiş olduğu ifade edilmektedir (Gedik vd., 2005).

1.1.2.8. İshaklı Formasyonu: Volkanojenik Kumtaşı, Şeyl

Daha önceki araştırmalarda “Normal Fliş” ve “Kaba Fliş” (Baykal, 1943), “İstanbul Volkanitli Flişi” (Pehlivan, 1990), “Kilyos Volkanitli Flişleri” (Yurtsever, 1996), “Bozhane Formasyonu” (Keskin vd., 2003), Sarıyer Formasyonu’nun alt birimini oluşturan “Bozhane Üyesi” (Özgül vd., 2005) “İshaklı Formasyonu” (Gedik vd., 2005) gibi değişik adlarla incelenen birim, en yaygın kullanımına sadık kalınarak “İshaklı Formasyonu” olarak isimlendirilmiştir.

İnceleme sahasında bu birim, Ağva’nın güneybatısındaki Kalem ve Çataklı yerleşmeleri ile Değirmençayırı ve Ağaçdere yerleşim alanları civarında geniş yayılışa sahiptir. Bütün birimler içerisinde 120.50 km² ve % 6.46’lık bir alan kapsayan bu formasyon, Mesozoyik istif içerisinde % 23.94’lük bir oranda yayılış gösterir (Tablo 7; Ek 1).

İshaklı Formasyonu genel olarak kahverengimsi gri ve kahverengi, ince-orta tabakalı volkanojenik kumtaşı ve yeşil-yeşilimsi gri, yer yer kırmızı renkli, ince tabakalı şeyl ardalanmasından meydana gelir. Birim yer yer aglomera, tüf, andezit gibi volkanit ara katkılar barındırır. Ayrıca merccek şeklinde kötü boylanmalı çakıltaşları ve nadir olarak gri renkli ince-orta tabakalı kireçtaşları gözlenebilir (Gedik vd., 2005; Özgül vd., 2005; Foto 9).



Foto 9. İshaklı Formasyonuna ait volkanojenik kumtaşları ve şeyl ardalanması

Paleozoyik ve Triyas yaşlı birimlerle tektonik dokunaklı bir özellikte (Sarıyer-Şile Bindirmesi) olan bu formasyon, Şile doğusunda Teksen Formasyonu üzerinde geçişli olarak yer almaktadır. Üstündeki formasyonlarla da geçişli bir özelliğe sahiptir (Gedik vd., 2005).

Bu jeolojik birimin kalınlığı oldukça değişken bir niteliktedir. Ancak ortalama olarak 500 m'nin üzerinde olduğu tahmin edilmektedir (Gedik vd., 2005).

Oldukça bol miktarda fosil içeriğine sahip olan istifin yaşı hakkında çeşitli ancak birbirine yakın görüşler ortaya atılmıştır (Baykal, 1943; Abdüsselamoğlu, 1963; Ketin ve Gümüş, 1963; Ternek, 1987). Birim içerisinden toplanan fosillerin yaşlandırılması ve önceki çalışmalardaki verilerin değerlendirilmesi sonucunda Üst Kretase yaşında olduğu ifade edilmiştir (Gedik vd., 2005).

İshaklı Formasyonunun kıta kabuğu üzerinde gelişmiş ada yayı volkanitleri ve bu volkanitlerden meydana gelmiş fliş çökellerinden oluştuğu bildirilmiştir (Yeniyol ve Ercan, 1989-1990; Yurtsever, 1996; Gedik vd., 2005).

1.1.2.9. Riva Formasyonu: Aglomera, Bazalt, Andezit, Dasit, Tüf

Önceki çalışmalarda “Üst Kretase Püskürmeleri” (Baykal, 1943), “Tüf, Aglomera, Lav” (Akartuna, 1963), “Heybeliada Asit Volkaniti” (Önalın, 1982), “Şile Volkanitleri” (Yurtsever, 1996), “İstanbul Volkaniti” (Pehlivan, 1990), “Garipçe Formasyonu” (Keskin vd., 2003), Sarıyer Formasyonu'nun alt birimini oluşturan “Garipçe Üyesi” (Özgül vd., 2005) adı altında incelenmiştir. Bu çalışmada Gedik vd. (2005)'nin yaptığı “Riva Formasyonu” isimlendirmesi kabul edilmiştir.

Riva Formasyonu, Beykoz'un kuzeybatısında Poyraz ve Bozhane, Sahilköy'ün doğusundan Ağva'ya kadar olan alanda ve Şile'nin güneybatısındaki Kaşbaşı yerleşmesi çevresinde yayılış gösterir (Ek 1). Alansal olarak bütün birimler içerisinde 131.82 km² ve % 7.34, Mesozoyik formasyonlar içerisinde ise % 27.18'lik bir oranda yayılış gösterir (Tablo 7).

İstif, koyu gri-siyah renkli bazalt, aglomera, andezit, dasit, riyolit, trakiandezit, spilit, yeşil renkli tüfler ve ara katkılı olarak da kumtaşı ve şeyllerden oluşur. Birimde en yaygın olarak ortaç (andezitik) lavlar izlenir.

Bazaltik ve spilitik lavlar daha azdır. Genel olarak bozuşmanın hâkim olduğu birimde, yer yer serpantinleşme ve karbonatlaşmaya da rastlanır (Yeniol ve Ercan, 1989-1990; Gedik vd., 2005).

Birim aynı yaştaki İshaklı Formasyonu ile yanal ve dikey yönde birbirine girmiş bir karakterdedir. Üzerindeki formasyonlarla geçişli bir özellik sunar (Gedik vd., 2005).

Kalınlığı değişken olup, bazı çalışmalarda 400 m'yi aştığı (Gedik vd., 2005), bazı çalışmalarda da 2000 m'yi aşan değerler gösterdiği ileri sürülmüştür (Özgül vd., 2005).

Riva Formasyonunun yaşı, eşdeğeri olan formasyonlar üzerinde yapılan yaşlandırma çalışmalarına (Ercan vd., 1998) göre Üst Kretase olduğu belirtilmiştir (Gedik vd., 2005).

İstif içerisinde bulunan volkanitler, genellikle kalkalen ve yüksek potasyumlu kalkalen bileşimine sahiptir. Köken olarak SiAl kaynaklıdır. Ayrıca bu volkanik malzemeler, sıkışmalı tektonik bir rejimde gelişen orojenik volkanitler (ada yayı volkanitleri) grubuna dâhil edilmektedirler (Gedik vd., 2005).

1.1.3. Kenozoyik

Bu döneme ait kayaç istifi, Mesozoyik birimler üzerine açısız uyumsuzlukla yerleşmiştir. İnceleme sahasında bu zamana ait birimler, alansal olarak 586.44 km² ve % 0.33'lük bir oranda yer alır (Tablo 8).

Tablo 8. İnceleme sahasında Kenozoyik yaşlı kayaçların dağılışı tablosu

JEOLOJİK FORMASYONLAR	ALAN		
	km ²	%	
Çökel İstifi	Alüvyon	153.11	26.11
	Yamaç Molozu	16.90	2.88
	Kumul	4.50	0.77
	Traverten	0.09	0.02
	Akarsu Taraçası	10.48	1.79
Alacalı Kumtaşı	0.72	0.12	
Karapürçek	5.01	0.85	
Meşetepe	235.27	40.12	
Kayalıtepe	152.19	25.95	

Yunuslubayır	5.12	0.87
Şile	1.09	0.19
Atbaşı	1.96	0.33
TOPLAM	586.44	100.00

İstifin tabanında, Üst Kretase yaşlı birimlerle açısız uyumsuzlukla Eosen yaşlı kireçtaşı, marnlı kireçtaşından oluşan formasyon bulunur. Bu formasyonun üzerinde ise Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı kuvars kumtaşı, çakıltaşı istifli yüzeylenmektedir. Bu istif, aynı yaştaki kiltası, şeyl, marn, siltaşı, kumtaşı ve çakıltaşından meydana gelen formasyonla uyumlu bir şekildedir.

Kenozoik istifin tavanında ise Pliyo-Kuvaterner ve Kuvaterner devirlerine ait birimler yer alır. Pliyo-Kuvaterner, akarsu taraçası çökelleri olan eski alüvyonlar ile temsil edilir. Kuvaterner istif ise alüvyon, yamaç molozu, kumul ve traverten birimlerinden oluşur.

1.1.3.1. Atbaşı Formasyonu: Şeyl, Marn, Kiltası

“Atbaşı Formasyonu” adlandırması ilk kez Ketin ve Gümüş (1962) tarafından verilmiştir. Daha sonraki çalışmalarda ise bu isimlendirme kullanılmıştır (Gedik vd., 2005; Şengör, 2011).

Atbaşı Formasyonu, inceleme sahasında Şile'nin güney ve güneybatısında yayılışa sahiptir (Ek 1). Alansal olarak bütün birimler içerisinde 1.96 km² ve % 0.11, Kenozoik birimler içerisinde ise % 0.33'lük bir değer gösterir (Tablo 8).

Genelde yeşil, grimsi veya mavimsi yeşil ve yeşilimsi gri renkli, ince-orta tabakalı, şeyl, kiltası ve marnlı oluşan istif, seyrek olarak ara tabakalar halinde ince kumtaşları içerir. Bazı kesimlerinde araya marn da yerleşmiştir. İstifin üst kesimlerine doğru kil oranının artışına paralel olarak kiltası ve şeyl egemen duruma geçer (Gedik vd., 2005).

Altındaki formasyonla dereceli geçişli, üzerindeki formasyonla keskin geçişli bir karaktere sahip olan bu birim, 50-350 m arasında değişen bir kalınlıktadır (Gedik vd., 2005).

Fosil içeriği bakımından oldukça zengin bir özellikte olan istif, daha önceki çalışmalarda farklı şekillerde yaşlandırılmıştır (Altınlı, 1968a; Ketin ve Gümüş, 1962; Gedik ve Korkmaz, 1984; Barka vd., 1985). Yapılan

çalışmalar ve fosil örneklerinin analizi sonucunda birimin yaşının Paleosen-Alt Eosen olduğu belirtilmiştir (Gedik vd., 2005).

Formasyonun içeriğindeki birimlere göre şelf veya derin şelf gibi bir oluşum ortamında bu istifin çökeltmiş olduğu ileri sürülmüştür (Gedik vd., 2005).

1.1.3.2. Şile Formasyonu: Kireçtaşı, Kıltaşı, Miltaşı, Kumtaşı

Baykal ve Önalın (1979) tarafından “Şile Sedimanter Karışığı (Şile Olistostromu)”, Gedik vd. (2005) tarafından “Şile Üyesi” adları altında incelenmiş olan birim, yakın zamanda yapılan çalışmalarda “Şile Formasyonu” olarak adlandırılmıştır (Şengör ve Özgül, 2010; Şengör, 2011).

İnceleme sahasında Şile çevresinde yüzeylenen bu istif, bütün birimler içerisinde 1.09 km² ve % 0.06, Kenozoyik birimler içerisinde ise % 0.19'luk bir oranda alansal yayılıma sahiptir (Ek 1; Tablo 8).

Şile Formasyonu, ara tabakalı şeyl, kıltaşı, marn ve bunlar içinde yer alan kireçtaşı malzemesinden oluşan olistostromal düzeylerden oluşur. Şeyller yeşil ve grimsi-mavimsi yeşil renkli, ince-orta tabakalı ve laminalıdır. Olistostromal düzeyler şeyller içinde mercekler halinde bulunmakta olup, kötü boylanma ve tane destekli bir karaktere sahiptir. Taneler kum-blok arasındaki boyutlarda ve köşeli özelliindedir. Kum boyutlu kesimleri tabakalı, çakıl-blok boyutunda olan kesimleri ise düzensiz yapılıdır.

Bazı çalışmalarda tabanındaki Atbaşı Formasyonunun devamı niteliğinde değerlendirilen bu formasyonun (Gedik vd., 2005) yakın zamanda yapılan paleontolojik incelemeler sonucunda ayrı bir formasyon olarak değerlendirilmesi gerektiği belirtilmiştir (Şengör ve Özgül, 2010; Şengör, 2011). Tavanındaki istifle açısız uyumsuzluk gösteren bu birim, 100 m'ye yakın kalınlıktadır (Gedik vd., 2005).

İstif içerisinden derlenen fosil örneklerinin tanımlanması ve laboratuvar sonuçları, yaşının Paleosen-Orta Eosen olduğunu göstermiştir (Baykal, 1943; Baykal ve Önalın, 1979; Gedik vd., 2005; Özgül vd., 2005).

Şile Formasyonu, su altı göçmelerinin ürünü olan iri bloklardan meydana gelen ve kıltaşlarıyla tutturulmuş kaba bir çökel birim olarak değerlendirilmiş ve oluşum ortamı bu şekilde açıklanmıştır. Su altında görülen bu göçmeler, muhtemelen ilerleyen zamanda Şile bindirmesinin

önündeki duraysız su altı topografyasının gelişmesine bağlanmıştır (Şengör, 2011).

Ayrıca döküntü içerisinde istif tabanındaki Atbaşı Formasyonunun çakıl ve iri bloklarının bulunması, bindirme fayının Atbaşı Formasyonunun altındaki istifi kapladıktan sonra harekete geçmiş olabileceği şeklinde açıklanmıştır (Şengör, 2011).

1.1.3.3. Yunuslubayır Formasyonu: Kireçtaşı, Marnlı Kireçtaşı

Baykal ve Önalın (1979) tarafından “Yunuslubayır Formasyonu” olarak adlandırılan istif, daha sonraki çalışmalarda da aynı isimle anılmıştır (Gedik vd., 2005; Özgül vd., 2005; Şengör, 2011).

Yunuslubayır Formasyonu, inceleme sahasında Şile'nin 5 km doğusundaki Yunuslubayır sırtlarında mostra vermektedir. Alansal olarak bütün birimler içerisinde 5.12 km² ve % 0.27, Kenozoyik birimler içerisinde ise % 0.87'lik bir oranda alansal yayılışa sahiptir (Ek 1; Tablo 8).

İstif, sarı ve sarımsı gri renkli, ince-orta tabakalı, karbonat çimentolu kumtaşı ile yeşil-yeşilimsi gri renkli şeyl-marn ve sarı-bej renkli, ince-orta tabakalı, nümmulitli kireçtaşı ve kırıntılı kireçtaşlarından oluşur. Kumtaşı seviyelerinde yuvarlak-yarı yuvarlak çakıllar da yer alır (Gedik vd., 2005; Foto 10).



Foto 10. Yunuslubayır Formasyonuna ait kireçtaşları ve marnlı kireçtaşları

Birim, tabanındaki Şile Formasyonu ile açılmal uyumsuzluk göstermektedir. Üstten ise aşınmalı bir özelliğe sahiptir. Bu tür bir istif karakterine sahip formasyon, 40-50 m civarında kalınlığa ulaşırken, önemli bir yanal değişim sergilemektedir (Gedik vd., 2005).

Formasyon içerisinde toplanan fosil örnekleri ve yapılan çalışmalar sonucunda istifin Alt-Orta Eosen yaşlı olduğu bildirilmiştir (Baykal, 1942; 1943; Gedik vd., 2005; Şengör, 2011).

Sığ şelf çökelleri ile temsil edilen birim (Gedik vd., 2005), inceleme sahasının güneyinden geçen ve muhtemelen Alt Eosen'de Pontid İçi Okyanusu adı verilen Neo-Tetis kolunun kapanması sonucunda (Şile Bindirmesini harekete geçiren olay), tüm bölgenin sıkışarak yükseldiği (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör, 2011) bir oluşum ortamında birikmiştir.

1.1.3.4. Kayalitepe Formasyonu: Kumtaşı, Çakıltaşı

Bazı çalışmalarda Ömerli Formasyonunun “Kayalitepe Üyesi” olarak ayırt edilen (Özgül vd., 2005) bu birim, bazı çalışmalarda da ayrı bir formasyon olarak değerlendirilmiştir (Gedik vd., 2005; Şengör, 2011).

Bu istif, inceleme sahasında Sultanbeyli-Tuzla arasında, Ümraniye çevresinde, Beykoz'un batısında, Çekmeköy'ün doğusunda ve Ağva'nın güneyinde yüzeilenmektedir (Ek 1). Alansal olarak bütün birimler içerisinde 152.19 km² ve % 8.16, Kenozoyik birimler içerisinde ise % 25.95'lik bir oranda bulunur (Tablo 8).

Kayalitepe Formasyonu, açık sarı ve nadiren kırmızı-pembe, ayrılmış kesimleri sarımsı-kızıl kahverengi, oldukça zayıf tutturulmuş, çapraz tabakalı kumtaşı ve çakıltaşlarından oluşur. Kötü boyplanmalı olan birimdeki taneler % 80-90 oranında kuvars ve kuvarsit olup, yuvarlak, yarı yuvarlak ve köşelidir. Kıltaşı mercikleri içeren birim aynı zamanda iyi bir akifer özelliğine de sahiptir (Gedik vd., 2005).

Bu istif, kendinden yaşlı birimler üzerinde açılmal uyumsuzla yer almakta olup, üst ve yanal yönde üzerindeki formasyonlarla birbiri içine girmiş karakterdedir. Kalınlığı ise 50 ile 100 m civarında bir değerdedir (Özgül vd., 2005; Gedik vd., 2005).

İçerisinde herhangi bir fosile rastlanmamış olan Kayalitepe Formasyonunun taban ve tavanındaki istifler ile olan ilişkisi değerlendirilerek, yaşının Üst Oligosen-Alt Miyosen olduğu belirtilmiştir

(Gedik vd., 2005). Kayalitepe Formasyonu, akarsu çökelleri ile temsil edilmektedir (Gedik vd., 2005).

1.1.3.5. Meşetepe Formasyonu: Kıltaşı, Şeyl, Siltaşı

Bazı çalışmalarda Ömerli Formasyonunun “Meşetepe Üyesi” olarak incelenen (Özgül vd., 2005) bu istif, bazı çalışmalarda da ayrı bir formasyon olarak değerlendirilmiştir (Gedik vd., 2005).

İnceleme sahasında Meşetepe Formasyonu Beykoz’un kuzeybatısındaki Poyraz civarından Şile’ye kadar olan sahada, Ağva’nın doğusundaki Kadirga Dağında, Ümraniye-Sancaktepe ile Pendik-Tuzla arasında yayılmaktadır (Ek 1). Alansal olarak bütün birimler içerisinde 253.27 km² ve % 12.62, sadece Kenozoyik birimler içerisinde ise % 40.12’lik bir oranda yer almaktadır (Tablo 8).

Genel olarak yeşil, yeşilimsi gri, gri ve kirli beyaz renkli, ince tabakalı, kömürlü, şeyl, marn, siltaşı, ve kıltaşı ile mercekler halinde bulunan beyaz, kızılımsı kahverengi ve yer yer kırmızı-pembe renkli, çapraz tabakalı, zayıf tutturulmuş kuvars kumtaşı ve çakıltaşlarından oluşur. Egemen kayaç şeyl, marn, siltaşı ve kıltaşıdır. Birimde çakıltaşı kumtaşı ile şeyl-marn-kıltaşı arasında geçiş fasiyesleri de yer alır. Şeyller laminalı bir özellikte olup, mercekler halinde kömür katmanları bulunur. Gevşek tutturulmuş olan kumtaşları yer yer çakıllı kumtaşı, çakıltaşları da kumlu çakıltaşı karakterindedir. Çakıllı kumtaşı ve çakıltaşları kötü boylanmalı bir karakterde, taneler yuvarlak ve yarı yuvarlak özelliktedir (Gedik vd., 2005).

Tabanındaki Kayalitepe Formasyonu ile hem alt, hem de yanal yönde geçişli olan bu istif, kendinden daha yaşlı olan birimler üzerinde ise açılal uyumsuzlukla yer alır. Bazı alanlarda üste doğru aşınmalı şekilde, bazı alanlarda da Kuvaterner yaşlı genç birimler tarafından örtülmektedir (Gedik vd., 2005).

Meşetepe Formasyonunu oluşturan kaya türleri arasında yanal ve dikey yönde değişim mevcut olup, kalınlığının en fazla 100 m civarında olduğu belirtilmiştir (Gedik vd., 2005).

İstif üzerinde yapılan palinolojik yaş tayinleri, fosil verileri ve diğer formasyonlarla yaptığı stratigrafik konum ve yaş aralığı göz önünde bulundurularak yaşının Üst Oligosen-Alt Miyosen olduğu açıklanmıştır (Gedik vd., 2005).

Akarsu çökelleri ile tanımlanan Kayalıtepe Formasyonundan farklı olarak Meşetepe Formasyonu akarsu çökellerinin yanında göl ve yelpaze çökelleri ile de temsil edilmektedir (Gedik vd., 2005).

1.1.3.6. Karapürçek Formasyonu: Çakıltaşı, Kumtaşı, Silttaşı, Kiltası, Çamurtaşı

İlk kez Emre vd. (1998) tarafından “Karapürçek Formasyonu” olarak adlandırılan birim, daha sonraki çalışmalarda da aynı isimle kullanılmıştır (Gedik vd., 2005).

Bu istif, inceleme sahasının en güney sınırında, Tuzla civarında yüzeylenmektedir (Ek 1). Alansal olarak bütün birimler içerisinde 5.01 km² ve % 0.27, Kenozoyik birimler içerisinde ise % 0.85’lik bir değerde bulunur (Tablo 8).

Karapürçek Formasyonu, sarı, sarımsı kahve ve kırmızı renkli, gevşek tutturulmuş kumtaşı, çakıllı kumtaşı, çakıltaşı ile yeşilimsi gri renkli silttaşı, kiltası ve çamurtaşlarından meydana gelmektedir (Gedik vd., 2005). Birim, tabanındaki formasyon ile olası uyumlu, kendisinden yaşlı birimlerle uyumsuzluk göstermektedir. Tavanındaki birimlerle ise aşınmalı bir karakterdir. Yer yer alüvyal yelpaze çökelleri ile örtülen birimin kalınlığı, en fazla 30 m civarındadır (Gedik vd., 2005).

Çeşitli araştırmacılar tarafından (Toula, 1896; Penck, 1919; Yalçınlar, 1983) Karapürçek Formasyonu içerisinde toplanan fosillerin analizi ve çeşitli yaşlandırmalar (Ozansoy, 1957; Emre vd., 1998) ışığında istifin yaşının Üst Pliyosen-Alt Pleyistosen olduğu belirtilmiştir (Gedik vd., 2005).

Akarsu ve yelpaze çökelleri ile temsil edilen Karapürçek Formasyonu (Gedik vd., 2005), Üst Pliyosen’de anoksik denizel, Alt Pleyistosen’de derin ve sık bir acı su ortamında birikmiştir (Meriç, 1995; Emre vd., 1998).

1.1.3.7. Alacalı Kumtaşı Formasyonu: Kumtaşı, Traverten

İnceleme sahasında görülen traverten görünümlü kumtaşlarına Gedik vd. (2005) tarafından “Alacalı Kumtaşı Formasyonu” adlandırması yapılmıştır.

Alacalı Kumtaşı Formasyonu, Alacalı ile Sofular yerleşmeleri arasındaki Karadeniz kıyısı boyunca çok sınırlı bir alanda yayılış gösterir

(Ek 1). Bu istif, alansal olarak bütün birimler içerisinde 0.72 km² ve % 0.04, Kenozoyik birimler içerisinde ise % 0.12'lik bir orandadır (Tablo 8).

İstif, bej renkli, kalsit çimentolu kuvars kumtaşlarından oluşur. Gevrek ve kırılğan bir özellikte olan bu formasyon hem tabakalı, hem de traverten görünümlüdür. Tabaka boşlukları genellikle yatay; seyrek olarak ise düşey konumludur. Tabakalı kesimleri ince olup, kıvrımlıdır. Yer yer yüksek açılı ve büyük ölçekli çapraz bir tabaka özelliğine sahiptir. Traverten görümlü olduğu için, kumul traverten olarak betimlenmiştir (Gedik vd., 2005).

Kendisinden yaşlı birimler üzerinde uyumsuz olarak bulunan bu formasyon, tavanda aşınmalı olup, bazı alanlarda güncel kumullar tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Yapılan ölçümlerde kalınlığının 20 m civarında olduğu belirtilmiştir (Gedik vd., 2005).

Stratigrafik konumuna ve jeomorfolojik verilere bakılarak, yaşının Pleyistosen olduğu kabul edilmiştir (Gedik vd., 2005).

Traverten görümlü olan bu istif içerisindeki kumtaşının, paleo kumullarda deniz dalgalarının etkisiyle gelişmiş olduğu düşünülmektedir. Birim, zaman zaman çalkantılı, zaman zaman da durgun ve karadan kırıntılı gelişinin olduğu kireç bakımından doygun bir denizin kıyısında çökelmiş olmalıdır. Ayrıca istif içerisindeki yüksek açılı ve büyük çapraz tabakaların varlığı da birimin bazı kesimlerinin rüzgâr etkisinde kalmış olduğuna işaret etmektedir (Gedik vd., 2005).

1.1.3.8. Çökel İstifi: Akarsu Çökelleri, Kumul, Yamaç Molozu, Traverten

İnceleme sahasındaki çökel istifi, kısmen Gedik vd. (2005) tarafından yapılan sınıflandırma göz önünde bulundurularak, akarsu çökelleri, kumul, yamaç molozu ve traverten olmak üzere 4 grup altında incelenmiştir. Bu birimler, en genç oluşuklar olması nedeniyle diğer birimler üzerinde uyumsuz olarak bulunmaktadır.

İnceleme sahasında alansal olarak bütün birimler içerisinde 185.08 km² ve % 9.93, Kenozoyik birimler içerisinde ise % 31.56'lik bir oranda yayılış gösterirler (Tablo 8). Bu birimlere daha çok akarsu vadileri boyunca ve kıyı çevresinde rastlanır (Ek 1).

İnceleme sahasındaki genç çökel istifinin başında akarsu çökelleri gelmektedir. Bu çökeller akarsuların taşıdıkları alüvyonları biriktirmesiyle meydana gelmiştir. Bu grup, kendi içinde akarsu taraçası (eski alüvyon) ve akarsu kanal çökelleri (yeni alüvyon) olmak üzere 2 kısımda incelenebilir.

Günümüzdeki akarsu yataklarına göre yüksekte bulunan yani eski akarsu yataklarına karşılık gelerek taraça oluşturan çökeller, akarsu taraçası çökeli veya eski alüvyon olarak adlandırılmaktadır. Bu birimler özellikle güncel akarsu çökellerinden daha büyük yükselti seviyelerinde yer alırlar. Bütün birimler içerisinde 10.48 km² ve % 0.56, Kenozoyik birimler içerisinde ise % 1.79'luk bir alanda bulunmaktadırlar (Tablo 8).

İnceleme sahasında bu istif, Kadıköy-Kayış Dağı arasında, Şile-Ağva çevresinde, Üsküdar'ın kuzeydoğusunda ve Polonezköy'ün batısında; İstanbul Boğazı civarında yayılış göstermektedir (Ek 1). Serbest halde çakıl, kum, silt, kil ve çamurdan meydana gelmişlerdir (Gedik vd., 2005). Üzerlerinde genellikle alüvyal toprak, bazen de kolüvyal döküntü malzemesi yer almaktadır. Pliyosen ve öncesindeki yaşta olan birimlerle uyumsuz; diğer akarsu çökelleri ile geçişli bir haldedirler.

Akarsu kanal çökelleri yani yeni alüvyonlar ise akarsu vadilerinde ve düzlüklerinde yer alan ve henüz tutturulmamış çakıl, kum, silt ve kilden meydana gelmişlerdir (Gedik vd., 2005).

Gri-açık gri renkli, olgun ve az olgun polijenik taneli olup, daha çok çakıl ve kum düzeyleri hâkimdir. Özellikle büyük akarsu vadileri olmak üzere diğer bütün akarsu yataklarında bazen geniş, bazen de dar bir şekilde izlenmektedirler. Alansal olarak bütün birimler içerisinde 153.11 km² ve % 8.21, sadece Kenozoyik birimler içerisinde ise % 26.11'lik bir değerde yayılışa sahiptirler (Tablo 8).

Kumullar, tutturulmamış halde kum, silt ve kilden oluşmuşlardır. İnceleme sahasının hem Karadeniz hem de Marmara Denizi kıyıları boyunca belirli alanlarda bulunmaktadırlar. Sahilin iç kısmındaki kumlar "kumul", dalga etkisinde bulunan kumullar ise "plaj kumu" olarak adlandırılmıştır (Gedik vd., 2005). Bu birimler, bütün formasyonlar içerisinde 4.50 km² ve % 0.24, Kenozoyik istif içerisinde ise % 0.77'lik bir değer gösterirler (Tablo 8).

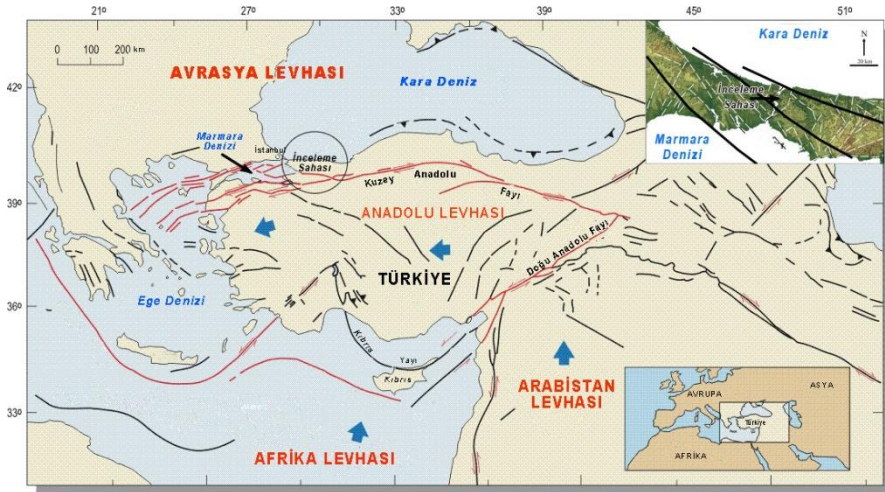
Yamaç molozu çökelleri ise kolüvyal malzeme karakterli, bazen tutturulmuş özellikte, kötü boylanmalı, köşeli, blok ve çakıldan oluşmaktadırlar. Aslında bunlar kayaç parçalarının yerçekimi nedeni ile

harekete geçip, uygun alanlarda depolanması ile meydana gelen kaya birikintileridir (Gedik vd., 2005). Bu çökellere, inceleme sahasında İstanbul adaları başta olmak üzere, Tuzla Tersaneleri ve Aydos Dağı çevresinde, Maltepe'nin doğusunda ve güneybatısında, Ümraniye'nin kuzeybatısında rastlanmaktadır (Ek 1). Yamaç molozu çökelleri, alansal olarak bütün birimler içerisinde 16.90 km² ve % 0.91, Kenozoik istif içerisinde ise % 2.88'lik bir oranda yayılış sergilemektedir (Tablo 8).

İnceleme sahasındaki genç çökel istifinin üçüncü grubunu da traverten meydana getirmektedir. Bu birim sahada Çayağazı'nın güneybatısı gibi çok sınırlı bir alanda yayılmaktadır. Beyaz ve bej renkli, bitki saplı boşluklu ve karbonatlıdır. Halk arasında "koful" olarak isimlendirilmektedir (Gedik vd., 2005). Alan olarak bütün birimler içerisinde 0.09 km² ve Kenozoik istif içerisinde ise % 0.02'lik bir değer ile temsil edilmektedir (Tablo 8).

1.2. Tektonik

İnceleme sahası, bölgesel ölçekte yerkabuğunun en hareketli kısımlarından birinde (Yalçınlar, 2002; Şengör, 2006), levha tektoniğine göre ise Avrasya, Afrika ve Arabistan levhaları arasında bulunan Anadolu levhası üzerinde yer almaktadır (Şekil 13).

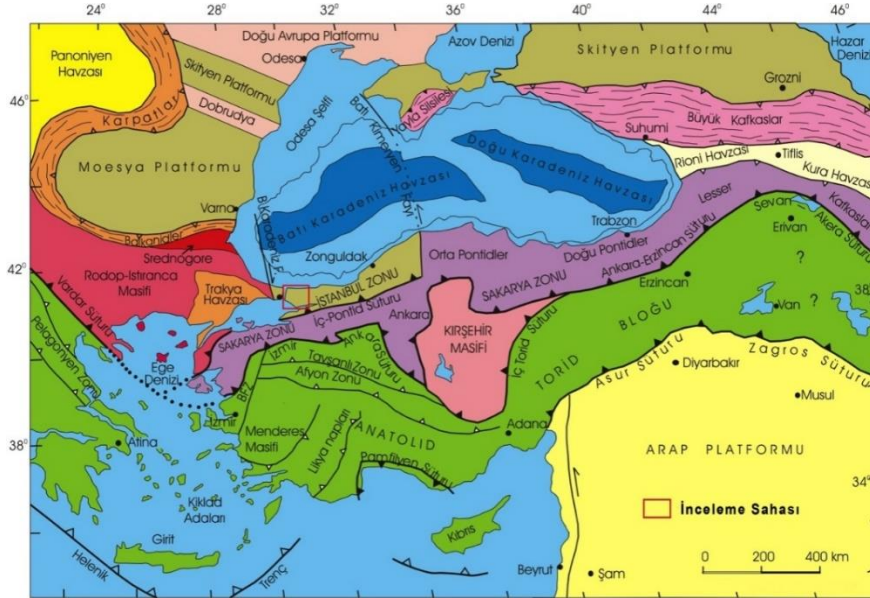


Şekil 13. İnceleme sahasının büyük levhalara göre konumu

Özellikle yerinin mobilitesinin hâlâ birçok jeomorfolojik özelliği etkilendiğine şüphe olmayan bu bölge (Erinç, 1973), epirogenik

karakterdeki Post-Alpin hareketlere bağlı olarak, 10-15 milyon yıldan beri yükselmekte; buna karşın Karadeniz ve Doğu Akdeniz havzaları ise çökmektedir. Ayrıca bu yükselme alanı üzerinde, ikinci dereceden kubbeleşme ve çanaklaşma alanları da oluşmaktadır (Hoşgören, 2010; Ekinci, 2011). İşte bu şekilde kuzeyi ile güneyi çanaklaşma alanları arasında kalmış bir yükselme sahasına karşılık gelen (Saner, 1980; Ekinci, 2011) inceleme sahası da jeolojik oluşumundan itibaren bu tür epirojenik hareketlerden etkilenmiş ve etkilenmeye devam etmektedir.

Tektonik olarak Lavrasya ana kıtasında yer almakta olan (Yılmaz Şahin, 2010) bu bölge, Alp dağ oluşumunun ürünü olan ve levha tektoniği kuramına göre kıtaların çarpışmaları sonucu meydana gelen (Dewey ve Bird, 1970; Ketin, 1977); Türkiye'nin tektonik birliklerinden Pontidlerin (Ketin 1959a; 1966; 1983; Şengör ve Yılmaz, 1981; Erol, 1983) batı bölümündeki İstanbul napı (Şengör ve Yılmaz, 1981), zonu (Okay ve Tüysüz, 1999) veya fragmanı (Ustaömer ve Robertson, 1993; Yılmaz Şahin, 2010) üzerinde bulunmaktadır (Şekil 14).



Şekil 14. Türkiye'nin tektonik birlikleri ve inceleme sahasının konumu (Okay ve Tüysüz, 1999)

İnceleme sahası, Erken Paleozoyik (Ordovisiyen) ile Kuvaterner aralığını kapsayan geniş bir jeolojik zaman diliminin önemli bölümünü temsil eden kaya stratigrafisi birimlerini içermektedir (Okay ve Tüysüz,

2005; Özgül vd., 2005). Bu nedenle inceleme sahasında yüzeyleyen birimlerden Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı birimler allokton, Kenozoyik yaşlı olanlar yarı otokton ve otokton bir özellik göstermektedir. Paleozoyik'e ait birimler, tektonik olaylardan daha çok etkilenmiş olup; bozulmuş ve devamlılık göstermeyen bir karakter kazanmıştır (Gedik vd., 2005).

Aslında bu bölgede etkili olan jeolojik takvim (Şengör, 2000) önemli tektonik olayların derin izlerini taşımaktadır (Okay ve Tüysüz, 2005; Özgül vd., 2005). Buna bağlı olarak, kuzey-kuzeybatısında Sarıyer-Şile Bindirmesi, İzmit'in kuzeyinde Belen-Sepetçi Ters Fayı, Darıca-Tuzla Örtülü Fayı ile Darıca-Tuzla yarımadaalarında gözlemlenen ve Kuzey Anadolu Fayı'na bağlı olarak gelişmiş olan aktif özellikli ikinci derecedeki fay sistemleri gibi dikkate değer tektonik yapılar bulunmaktadır (Hoşgören, 2000).

Yaklaşık olarak doğu-batı doğrultusunda uzanış gösteren bu fay hatları dışında diğer yönlerde de çeşitli küçük ve büyük boyutlarda birçok fay sistemi mevcuttur. Bu faylar normal, düşey, ters, doğrultu atımlı ve bindirme fayları şeklindedir (Gedik vd., 2005).

Bu alanın yapısal özellikleri de çeşitli kayaçlardan ve farklı özelliklerdeki formasyonlardan meydana gelmektedir. Bunlar çeşitli orojenez devrelerinde yaşanan tektonik hareketler sonucu kıvrılmış, kırılmış ve eğimlenmiş bir şekilde bulunmaktadır. İnceleme sahasında kıvrım yapıları röliyefin gelişmesinde iskelet rolü oynamış, daha sonra gelişen faylanmalar ise güncel jeomorfolojinin ortaya çıkmasında etkili olmuştur. Özellikle inceleme sahasında temeli oluşturan araziler, Üst Paleozoyik (Üst Karbonifer?-Permien) orojenezinden etkilenmiş; daha sonra Alpid orojenezinde ise şiddetli şekilde deforme olmuş ama metamorfizmaya uğramamışlardır.

1.2.1. Kıvrımlar

İnceleme sahası, orojenik bakımdan Türkiye'nin en eski ve en yaşlı dağlarına sahip olan, Kaledoniyen ve Hersiniyen masiflerinin yer almakta olduğu ve Mesozoyik başlangıcında bu eski masiflerin adalar halinde yer yer Tetis içinde yükseldiği Pontid'ler (Ketin, 1959a; 1966; 1983) gibi önemli bir tektonik birliğin içerisinde yer almaktadır.

Bu özelliğinin getirdiği bir sonuç olarak inceleme sahası, Paleozoyik'ten bu yana meydana gelen bütün orojenik hareketlerden etkilenmiştir. Bu nedenle jeolojik zaman süreci içerisinde birbirinden bağımsız en az üç Wilson döngüsü meydana gelmiştir (Şengör ve Özgül, 2010; Şengör, 2011). Bu durum stratigrafik kesitteki tabakaların transgresif ve açılal uyumsuzluk şeklinde kıvrımları örtmesinden anlaşılmaktadır (Ketin, 1968). İnceleme sahasının hemen hemen genelinde küçük ölçekli kıvrım yapıları hâkimdir. Kıvrımlara daha çok Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı formasyonlarda rastlanmaktadır.

Paleozoyik formasyonlarda kıvrım eksenleri daha çok KD-GB, KB-GD ve D-B doğrultusunda uzanış gösterir. Bu yaştaki formasyonlarda en yoğun olarak görülen kıvrım yapısına, inceleme sahasının doğusundaki Ulupelit ve Darlık yerleşmeleri arasında rastlanır. Buradaki kıvrım yapısı KB-GD istikametinde ve kumtaşı, çamurtaşı ile çakıltası araldanmasından oluşan Kurtköy Formasyonu üzerinde gelişmiştir.

İkinci olarak Paşaköy ve Kurtdoğan yerleşimleri civarında da yoğun bir kıvrım yapısı bulunmaktadır. Kıvrımlar KB-GD, K-G ve KD-GB yönlerinde uzanırlar. Burada başta Kurtköy Formasyonu olmak üzere kireçtaşı, grovak ve şeyllerden oluşan Kartal Formasyonunda da bu tür yapılar gelişmiştir. Aynı yaşlı jeolojik birimler üzerinde gelişen diğer bir kıvrım yapısı da Kayış Dağı'nın güneyi ve güneybatısı ile Aydos Dağı civarında görülmektedir (Foto 11). Kayış Dağı civarındaki kıvrımlar genel olarak K-G ve KD-GB istikametinde, Aydos Dağı'ndaki kıvrımlar ise D-B istikametinde uzanırlar. Buradaki kıvrım yapısı da Kurtköy ve Kartal formasyonları dışında kumtaşı ile çakıltası istifinden meydana gelen Aydos Formasyonu üzerinde ayırt edilmektedir.

Paleozoyik formasyonlarda görülen diğer bir kıvrımlanma da Anadolu kavağı'nın güneydoğusunda KD-GB doğrultulu olandır. Jeolojik olarak Kartal Formasyonu ile kireçtaşı, kalkerli şeyl ve kumtaşlarından oluşan İstinye Formasyonu içerisine yerleşmiştir.

İnceleme sahasında Mesozoyik birimlerde görülen kıvrımlar ise KD-GB ve KB-GD istikametinde uzanış göstermektedirler. Bu zamana ait istifte karşılaşılan bütün kıvrımlar, Şile'nin güneybatısında yayılmış haldedir.

Burada kıvrımlanma, pelajik kireçtaşı, killi kireçtaşı, neritikkireçtaşı ve marndan oluşan Akveren Formasyonu, kumtaşı, şeyl, killi kireçtaşı ve

kireçtaşlarının değişen oranda arıalanmasından meydana gelen Demirciler Formasyonu ve volkanojenik kumtaşı, şeyl arıalanmasından oluşan İshaklı Formasyonunda ortaya çıkmıştır.



Foto 11. Aydos Dağı civarında gelişmiş kıvrımlara bir örnek

1.2.2. Sürüklenimler

İnceleme sahasında belli yerlerde yoğunlaşma gösteren kıvrım yapılarının yanında çeşitli büyüklüklerde bindirme faylarının etkisiyle meydana gelmiş sürüklenimler de mevcuttur.

1.2.2.1. Sarıyer-Şile Sürüklenimi

İnceleme sahasındaki en büyük ve en önemli sürüklenim hattı, Sarıyer-Şile Bindirmesi'dir. Varlığı ilk kez Chaput ve Hovasse (1930) tarafından saptanmış olan (Akartuna, 1963) bu topografik çizgisellik, inceleme sahasında çeşitli araştırmacılar tarafından yapılan çalışmalarda genellikle sürüklenim (şaryaj veya bindirme) olarak kabul edilmiştir. Ancak son çalışmalarda varlığı tüm araştırmacılar tarafından kabul edilen bu hattın niteliği ve bölgesel anlamı tartışmalı olduğu için, henüz yeterince incelenmediği gerekçesiyle fay olarak tanımlanması gerektiği öne sürülmüştür (Özgül vd., 2005; Özgül vd., 2011). Bu çalışmada ise ilgili çizgisellik genel kabul görüş doğrultusunda sürüklenim hattı olarak tanımlanmıştır.

Bu hat, Ömerli barajının kuzeyinden başlayarak Avrupa yakasına doğru KD-GB doğrultusunda (Özgül vd., 2011), 60-45° arasındaki bir eğimle (Şengör ve Özgül, 2010), Sarıyer ve Şile arasında 58 km boyunca uzanmaktadır (Gedik vd., 2005; Şekil 6).

Sarıyer-Şile sürükleniminin ölçülebilen eğimi, batı ve orta kesimlerinde genel olarak Paleozoyik yaşlı birimlerin Mesozoyik yaşlı birimler üzerine güneyden kuzeye doğru itilmesi şeklindedir. Şile civarında Üst Kretase-Paleosen yaşlı Akveren Formasyonu ile Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı Atbaşı Formasyonları arasında yerleşmiştir (Şengör ve Özgül, 2010).

Bu sürüklenim hattı, Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı Kayalitepe ve Meşetepe formasyonları ile örtülmüştür (Şekil 6). Bu bilgiden hareketle bindirmenin Oligosen öncesinde geliştiği (Gedik vd., 2005) ve hareketinin de en erken Eosen olduğu ileri sürülmüştür (Şengör ve Özgül, 2010).

Özgül vd. (2011)'ne göre bu düzlem çoğunlukla dik ya da yüksek eğimli bir özellik göstermesi nedeniyle doğrultu atımlı bir fay karakterine sahiptir. Bu hat boyunca KB-GD ve KD-GB doğrultusunda uzanış gösteren verev atımlı faylar ile K ve G yönlerine doğru bindirmeli düşük açılı faylar ve sürüklenimler de gelişmiştir. Ayrıca bu çizgiselliğin her iki tarafında yer alan kaya birimleri, makaslama ve yatay yer değiştirmelere neden olmuş kuvvetli bir deformasyona maruz kalmışlardır.

Bütün bu bulgulara dayanılarak Sarıyer-Şile arasındaki bu hattın, doğrultu atımlı bir fay niteliği taşıdığı, ancak daha sonraki aşamada gelişen K-G doğrultulu kuvvetli sıkışma sistemi içerisinde gelişmiş makaslama ve düşük açılı faylanmalarla deformasyona uğramış olduğu ileri sürülmüştür (Özgül vd., 2011).

1.2.2.2. Çamlıca Sürüklenimi

İnceleme sahasındaki diğer bir sürüklenim hattı da, Altunizade'den Çengelköy'e kadar yaklaşık 6 km boyunca uzanan Çamlıca Sürüklenimi'dir (McCallieen ve Ketin, 1947; Özgül vd., 2005; Şekil 6). Alt Ordovisiyen yaşlı Aydos Formasyonu ile Orta Devoniyen yaşlı Kartal Formasyonu arasında gelişmiş olan bu sürüklenim hattı, muhtemelen Teik Okyanusunun Orta Devoniyen'den itibaren Kıpçak Yayı/Güney Çin'in Yangtze Bloku ve Gondwana-Land/Avrupa kıtaları arasında sıkışması (Şengör, 2011) ve

böylece daralması (Şengör ve Özgül, 2010) sonucu gelişen bir bindirme fayının etkisiyle ortaya çıkmıştır.

Yine aynı olay sonucunda Altunizade-Çengelköy bindirmesinin kuzeybatısında, Orta Ordovisiyen-Alt Silüriyen yaşındaki Yayalar Formasyonu içerisinde 0.12 km'lik bir alanda bindirme fayı ile yatay ya da düşük eğimli bir clip şeklinde yerleşen Kartal Formasyonunu sınırlandıran başka bir sürüklenme de oluşmuştur (Özgül vd., 2005).

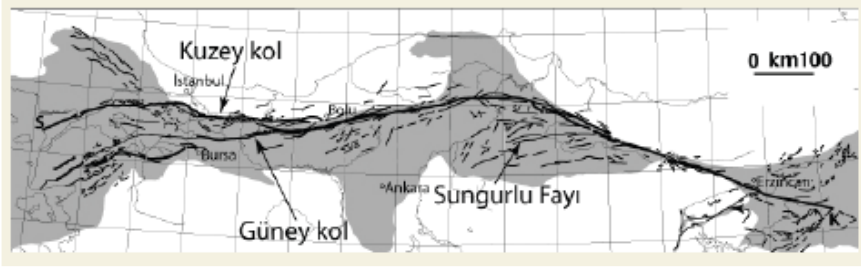
1.2.3. Faylar

Başlangıçtan günümüze kadar yaşanan jeolojik geçmişte etkin bir rol oynayan faylar, güncel jeomorfolojinin şekillenmesinde de baskın bir rol oynamış ve hâlâ da oynamaktadır. Bu nedenle fayların geliştiği bazı yapılarda jeomorfolojik izler bıraktığı da bildirilmiştir (Şengör ve Özgül, 2010).

İnceleme sahasındaki faylar, daha çok Sarıyer-Şile Bindirmesinin güneyinde yer almaktadır. Bu bindirme hattının güneydoğusu ve güneybatısında yoğun bir fay grubu bulunmaktadır. En önemli fay, inceleme sahasının güneyinden geçen Kuzey Anadolu Fayı'dır. Bunun yanında Darıca-Tuzla Fayı, Maltepe-Beykoz Fayı, Yakacık Fayı, Dragos Fayı, Ümraniye Fayı, Kartal Fayı, Büyükada Fayları ve Hacılı-Sortullu Fayı gibi fay sistemleri de kayda değer önemli tektonik yapılardır (Ek 1). Yaklaşık olarak doğu-batı doğrultusunda uzanış gösteren bu fay hatları dışında diğer yönlerde de çeşitli büyüklük ve küçüklükte birçok fay sistemi de mevcuttur (Gedik vd., 2005). Bölgedeki bu fay hatlarının etkisiyle şekillenen inceleme sahasının, çok özel koşullar altında oluşmuş olduğu söylenebilir.

1.2.3.1. Kuzey Anadolu Fayı (KAF)

Avrasya ile Anadolu levhası arasındaki sınırın bir bölümünü oluşturan transform fay özelliğindeki sağ yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fayı (Ketin, 1948; Ketin ve Roesli, 1953; Mc Kenzie, 1972; Taponnier, 1977; Dewey ve Şengör, 1979; Levy ve Salvari, 2000) tek bir fay değil, bir faylar ailesidir (Şengör ve Özgül, 2010; Şengör, 2011; Şekil 15).



Şekil 15. İnceleme sahasının konumuna göre Kuzey Anadolu Fayı ailesi (Şengör vd., 2005; Şengör ve Özgül, 2010; Şengör, 2011)

Bu fay hattı, Kuzey Anadolu’da yamulmaya ve kırılmaya karşı dirençleri nispeten daha az olan okyanusal kayaçların yaygın olarak bulunduğu bir alan içerisine yerleşmiş olup (Şengör ve Özgül, 2010; Şengör, 2011), 100 m ile 40 km genişlikteki bir zonda 1500 km boyunca izlenebilmektedir (Dewey ve Şengör, 1979; Şaroğlu vd., 1992).

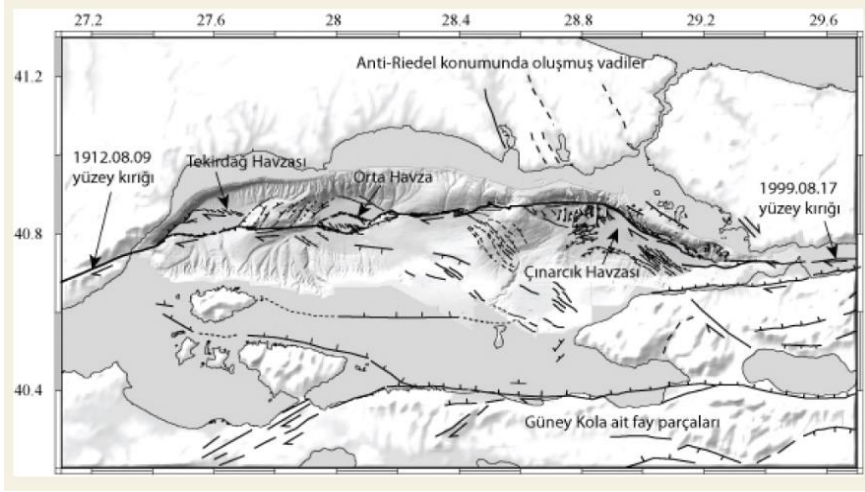
İstanbul’un güneyinde, Kuzey Anadolu Fayı iki ayrı ana kol ile temsil edilmektedir. Bunlardan biri, İznik-Gemlik Güney Marmara sahanlığından Biga Yarımadası’na ulaşır, oradan da Ege Denizi’ne doğru uzanmaktadır. Bu kol üzerindeki hareket yılda ortalama 4.5 mm kadar olup; deprem faaliyeti kuzey kola nazaran çok daha azdır. Buna karşılık kuzey kol üzerindeki hareket hem depremlerden, hem de küresel yer belirleme ağı (GPS) yardımıyla tespit edildiği kadarıyla 25 mm kadardır (Le Pichon ve Kreemer, 2010). Burada depremler, hem güneykol boyunca olanlara nazaran daha büyük, hem de daha sık yaşanmaktadır. Kuzey kol boyunca hemen her 250 yılda bir moment büyüklüğü (M_w) 7’den büyük bir deprem Marmara Denizi içerisinde meydana gelmektedir (Şengör vd., 2005; Şengör ve Özgül, 2010; Şengör, 2011).

Eldeki veriler, Kuzey Anadolu Fayı ailesinin oluşumuyla ilgili Marmara Denizi civarında sağ yanal atımla ilgili yamulmanın yaklaşık 11 milyon yıl önce, yani Orta-Üst Miyosen’de başladığını göstermektedir. Bu nedenle öncelikli olarak, sağ yanal atımlı hareket, inceleme sahasının bulunduğu ve genişliği neredeyse 100 km kadar olan bir bölgeyi etkilemeye başlamıştır. Ayrıca bu şekilde etkilenen bir bölgede çeşitli türde yapılar oluşacağı da bildirilmiştir (Şengör ve Özgül, 2010; Şengör, 2011).

İnceleme sahasının güneyindeki makaslanma alanının tamamını kesip geçen tek bir ana yanal atımlı fayın oluşumunu temsil eden evreye (Şengör, 2011), günümüzden henüz 200.000 yıl kadar önce ulaşılmıştır

(Şengör ve Özgül, 2010; Şengör, 2011). Günümüzde Marmara Denizi içerisinde bugünkü fay üzerinde yirminci yüzyılda ciddi yüzey kırıklarının meydana geldiği iki büyük deprem meydana gelmiştir (Şekil, 16).

İnceleme sahası civarındaki tüm deprem faaliyeti neredeyse tamamen Kuzey Anadolu Fayı'nın kollarına özgü olup, büyük ölçüde kuzey kol üzerinde toplanmıştır (Hoşgören, 2000; Şengör ve Özgül, 2010; Şengör, 2011).



Şekil 16. Marmara Denizi ve çevresindeki faal fayların dağılımı ve Kuzey Anadolu Fayı üzerinde meydana gelen son iki büyük depremin yüzey kırıklarının buldukları yerler (Şengör vd., 2005; Şengör ve Özgül, 2010; Şengör, 2011)

1.2.3.2. Darıca-Tuzla Fayı (DTF)

Darıca-Tuzla Yarımadası'nın kuzey-kuzeydoğusunda bulunan bu fay, KB-GD doğrultusunda uzanış göstermekte olup; üzerinde yapılan çalışmalara göre söz konusu fayın, normal ya da verev atımlı fay türünde olduğu tahmin edilmektedir. Arazide gözlenemediğinden dolayı bu fay, örtülü fay olarak nitelendirilmiştir. Pleyistosen-Alt Kuvaterner yaşlı Karapürçek Formasyonu tarafından örtülen bu fay hattının Üst Pliyosen yaşında olduğu açıklanmıştır (Gedik vd., 2005).

1.2.3.3. Maltepe-Beykoz Fayı (MBF)

Maltepe-Beykoz ilçeleri arasında izlenebilen bu fay (Şekil 6), KB-GD doğrultusunda gidış göstermektedir. Fayın niteliği hâlâ tartışmalıdır. Bu konu hakkında yapılmış çalışmaların bazılarında, fayın düşük açılı ters

eğim atımlı fay olduğu; bazılarında da düşey ya da yüksek eğimli ve doğrusal gidişli oluşu nedeniyle doğrultu atımlı bir fay olduğu belirtilmiştir. Bu fay boyunca Pelitli, Kartal ve Denizliköy formasyonları genellikle Kurtköy Formasyonu ile karşılıklı bir şekilde izlenmektedir (Özgül vd., 2005).

1.2.3.4. Yakacık Fayı (YF)

Bu fay hattı, Aydos Dağı'nın güneybatı eteğinde Yakacık-Dolayoba arasındaki Aydos Formasyonunu batı ve güney yönlerinden sınırlamaktadır (Şekil 6). Kuzeyden güneye doğru çeşitli yükseltideki tepelerin batı eteğinden geçen kesimi izlenebilen bu fay, Aydos Formasyonu ile Kartal Formasyonunun arasından geçer. Aynı fay hattı, düşük eğimli bir bindirme fayı özelliği de taşımaktadır (Özgül vd., 2005; Foto 12).



Foto 12. Aydos Dağı'nın güneybatı eteğinde Yakacık Fayı'na ait bir görüntü

1.2.3.5. Dragos Fayı (DF)

Kartal civarında yer alan ve K-G doğrultusunda uzanan Orhan (Dragos) Tepesi, yapısal özellikleri bakımından aynı karakterlere sahip olan Çamlıca tepelerinde olduğu gibi K-G istikametinde uzanan faylarla da sınırlandırılmıştır (Özgül vd., 2011). Bu fay uzantısı boyunca Orhan Tepesinin yüksek kesimlerinde karşılaşılan Aydos ve Trakya formasyonlarına ait kuvarsit ve kumtaşlarını kesecek şekilde devam etmektedir (Ek 1).

Bu fay hattı, Marmara Denizi kıyısından başlamakta olup, Orhan Tepesinin batı yamacı boyunca K-G doğrultusunda uzanarak, kuzeyde Sultanbeyli civarında Kayalıtepe Formasyonunun altına dalmaktadır. Söz konusu fay, bu bölgede muhtemelen daha kuzeyden gelen Maltepe-Beykoz Fayı ile birleşmektedir.

1.2.3.6. Ümraniye Fayı (ÜF)

Çamlıca tepelerinin doğu yamaçları boyunca uzanış gösteren bu fay, aslında arkozlardan meydana gelen Kurtköy Formasyonu ile kuvarsitlerden oluşan Aydos Formasyonun oluşturdukları kütleli diğer Paleozoyik yaştaki daha genç birimlerle buluşturduğu için, bulunduğu bölgeye atfen Ümraniye Fayı olarak isimlendirilmiştir (Özgül vd., 2011).

Genel olarak K-G doğrultusunda uzanan bu kırık hattı, büyük olasılıkla verev atımlı yırtılma fayları ile zikzak şeklinde bir uzanış göstermektedir (Ek 1). Fay üzerinde yapılan ölçümler fayın düşey ya da düşeye yakın eğim derecesine sahip olduğunu ortaya çıkarmıştır (Özgül vd., 2011).

1.2.3.7. Kartal Fayı (KF)

Kartal ilçe sınırları boyunca E5 (D100) karayolu boyunca takip edilen bu kırık sistemi (Ek 1), Özgül vd. (2011) tarafından Kartal Fayı olarak adlandırılmıştır. Pelitli Formasyonu içerisinde gelişmiş bu fayın atımı yaklaşık olarak 200 m'den fazladır. Bu fay üzerinde yapılan çalışmalar, yanal atımlı fay niteliği taşıdığı konusundaki düşünceleri daha çok kuvvetlendirmiştir (Özgül vd., 2011).

1.2.3.8. Büyükada Fayları (BF)

İstanbul Adalarından Büyükada'nın GB ve KD kesiminde kabaca karşılıklı olarak uzanan K-G gidişli iki kırık hattı Özgül vd. (2011) tarafından tespit edilmiş ve Eskibağ ve Camitepe fayları olarak adlandırılmışlardır (Ek 1).

Eskibağ Fayı, Büyükada'nın GB köşesinde Eskibağ mevkiine atfen isimlendirilmiş olup, Aydos ve Denizliköy formasyonları arasına yerleşmiştir. Bu fay dik ya da dike yakın yüksek eğim değerlerine sahiptir (Kaya, 1973; Önal, 1981; Özgül vd., 2011).

Bununla birlikte verev atımlı faylarla ötelenmiş olan bu kırık sistemi, fay molozları ile örtülü olmasına rağmen, ada'nın doğusunda yer alan Dil

Burnu'na kadar rahat bir şekilde izlenebilmektedir. Bu fayın gösterdiği yüksek eğim değerleri ve doğrusal gidişi nedeniyle yanal atımlı bir fay karakterinde olduğu bildirilmiştir (Özgül vd., 2011).

Büyükada'daki ikinci bir fay olan Camitepe Fayı ise adanın KB'sında kıyıya yakın kesimde Aydos ve Pelitli formasyonları arasına girmiştir. Aslında bu kırık hattın, topografya yüzeyinde izlenmemesine rağmen, kestiği formasyonların yan yana olan durumlarının normal stratigrafik bir ilişki ile açıklanamayacak olmasına dayanılarak fay olduğu ileri sürülmüştür. Ayrıca bu fayın da Eskibağ Fayı gibi yüksek eğimli ve muhtemelen de yanal atımlı bir fay karakteri taşıdığı düşünülmektedir (Özgül vd., 2011).

1.2.3.9. Hacılı-Sortullu Fayı (HSF)

Şile yerleşim merkezinin GD'sunda Sivriburun ve Doğanyuvası tepelerinin oluşturduğu yükselim kuşağı Sortullu-Hacılı köyleri arasında KB-GD istikametinde uzanan doğrultu atımlı bir kırık hattı tarafından kesilmiştir (Ek 1). Bu bölgeye atfen, Özgül vd. (2011) tarafından Hacılı-Sortullu Fayı olarak adlandırılmıştır.

Bu fay düşey ya da yüksek eğim değerlerine sahip olup, doğrusal gidişli bir karakter gösterirken, KB-GD ve KD-GB doğrultulu eşlenik yırtmaç faylarla kesilmiş bir yapı özelliği de sunmaktadır (Özgül vd., 2011).

1.2.3.10. KD-GB ve KB-GD Uzanımlı Faylar

İnceleme sahasında KD-GB ve KB-GD yönlerinde düşey ya da yüksek eğim değerleriyle uzanan birçok fay hattı da mevcuttur (Ek 1). Riva nehri, Ömerli ve Darlık barajları ile bu barajlara karışan akarsu kolları gibi başlıca büyük su kütleleri KD-GB ve KB-GD istikametinde zikzaklı bir akarsu yatak morfolojisi gösterir. Bu morfoloji, K-G doğrultu Oligosen sıkışma hareketleri neticesinde gelişmiş olan KD-GB ve KB-GD doğrultulu eşlenik fay vb. süreksizliklerin oluşturduğu zayıf zonlardan kaynaklanmaktadır. Ayrıca bu zayıf zonlar, Üst Miyosen-Pliyosen zaman aralığında bu bölgede etkin olan tektonik hareketler nedeniyle meydana gelen eğim atımlı normal fayları da kontrol etmektedir (Özgül vd., 2011).

2. JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLER

Yerçekillerini tasvir ederek; oluşum ve gelişimleri ile coğrafi dağılımlarının nedenleriyle birlikte ortaya konulmasını amaçlayan jeomorfoloji biliminin genel amaç ve ilkeleri doğrultusunda, bu bölümde inceleme sahasına ait jeomorfolojik özellikler ortaya konulacaktır. Bu özellikler, morfometrik özellikler ile yerçekillerinin tanıtılması kapsamında ele alınıp, değerlendirilecektir.

2.1. Morfometrik Özellikler

Kocaeli Yarımadası üzerinde bulunan inceleme sahası, yerçekilleri bakımından önceki bölümde irdelenen jeolojik özelliklerinin bir yansıması olarak farklı jeomorfolojik bir yapı kazanmıştır. Aslında aşınım yüzeyi şeklinde gelişmiş olan bu saha, jeolojik ve jeomorfolojik geçmişinde çok çeşitli etmen ve süreçlerin etkinliği altında kalmıştır. Bu etmen ve süreçler sayesinde morfoloji şekillenirken, aynı zamanda jeolojik istifte tamamlanarak günümüze kadar gelinmiştir. Jeoloji tarihinde yaşanan bu jeomorfolojik gelişim, aynı zamanda topografya özelliklerine yansımış ve topografyanın güncel şeklinin belirmesinde de etkili rol oynamıştır.

İnceleme sahasının, topografya literatüründeki yapısı konusunda değişik görüşler ileri sürülmüştür. Bazı araştırmacılar, yörenin Appalaş tipi röliyef özelliğinde olduğunu belirtmiş (Yalçınlar, 1949) ve bu röliyefe ait yerçekillerinin gözlemlendiğini ileri sürmüştür (Yalçınlar, 1960).

Ancak bazı araştırmacılar ise bu fikre katılmamışlardır (Erinç ve Bilgin, 1956). Çünkü onlara göre bu bölgede kafesli drenaj ağının mevcut olmaması, bu fikri çürütmektedir. Nitekim, sahadaki yerçekillerinin oluşum ve gelişim özellikleri bölümünde (Bkz. Bölüm 3) belirtildiği gibi hem topografya, hem de Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) metodolojisi kullanılarak yapılan drenaj analizleri ile bölgede bozulmuş karakterde paralel bir drenaj ağı tespit edilmiştir.

Aynı görüşe paralel bir düşünce de, literatürdeki bazı jeomorfoloji kaynakları ile desteklenmiştir (Erinç, 2010). Buna göre Appalaş topografyası, belli tektonik stildeki kıvrımlı yapılar üzerinde ve morfolojik gelişimin bu kıvrımları aşındırarak düzleştiren bir peneplenin veya peneplen oluşumuna ve bu yüzeylerin gençleşmesi ile akarsuların yeniden yapıya uyumuna olanak verecek derecede uzun olduğu durumda meydana gelmektedir. Bu terimin kullanılabilmesi, Appalaş Dağları'ndakine benzer

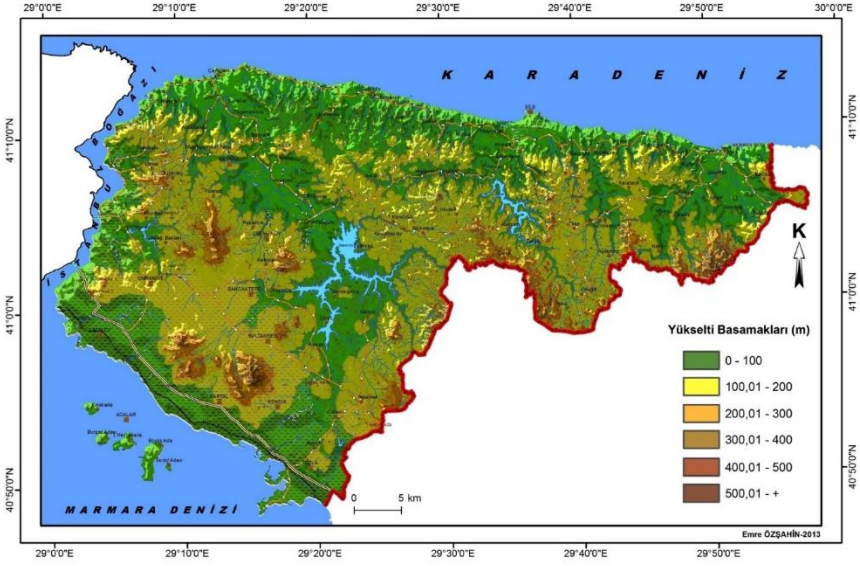
bir yapı planına göre gerçekleşmesi ile akarsu şebekesinin, vadilerin ve bunlar arasındaki sırtların önceden açıklanan karakteristik özellikleri (düzgün ve daha basit kıvrımlı yapı, kafesli drenaj, sırt seviyeleri arasındaki uyum vb.) göstermesine bağlıdır. Aksi takdirde doğada her zaman gözlenen farklı aşınma ve yapıya uyum şekillerinin varlığı, yalnız başına Appalaş topografyasının varlığı için yeterli değildir.

Yine ilgili düşünce üzerinde diğer bir araştırmacı ise bölgede Appalaş röliyefinin hâkim olduğunu ancak, Neojen sonrası oluşan yükselmenin önemsiz olması nedeniyle bunun belirgin olmadığını ortaya atmıştır (Ardel, 1958).

Bütün bu açıklanan görüşler ışığında bölgede gerçek bir Appalaş tipi röliyefin varlığından söz edilemez. Ancak sahanın Jura tipi röliyefden uzak oluşu ve Appalaş tipi röliyefde görülen bazı karakteristikleri taşıması nedeniyle, tıpkı Emmanuel De Martonne'nin "Appalaş tipi röliyef benzeri" şeklinde ifadesi (De Martonne, 1909) muhtemelen daha doğru bir açıklama tarzı olacaktır.

İnceleme sahasının jeomorfoloji özellikleri öncelikle topografya karakteri göz önünde bulundurularak irdelenecektir. Çünkü topografya özelliklerin durumu yerşekillerinin tespiti bakımından anahtar bir rol oynamaktadır. Bu kapsamda, topografya'daki yükselti basamaklarının dağılışı; topografya yüzeyinin eğrilik profili; eğim ve bakı özellikleri; akarsu akış yoğunluğu ve yönü ile bağlı topografik nemlilik ve topografik pozisyon indeksleri gibi parametreler açıklanacaktır.

İnceleme sahasındaki en yüksek nokta 538 m ile Aydos Dağı, en alçak nokta ise deniz seviyesidir. Buna göre yükselti amplitüdü 538 m'dir (Şekil 17; Foto13). Aslında inceleme sahasındaki bu en yüksek tepe, tüm İstanbul il arazisinin en yüksek noktasıdır. Bunun yanında ilgili literatürde bu dağın yükselti değeriyle ilgili bazı problemler mevcuttur.



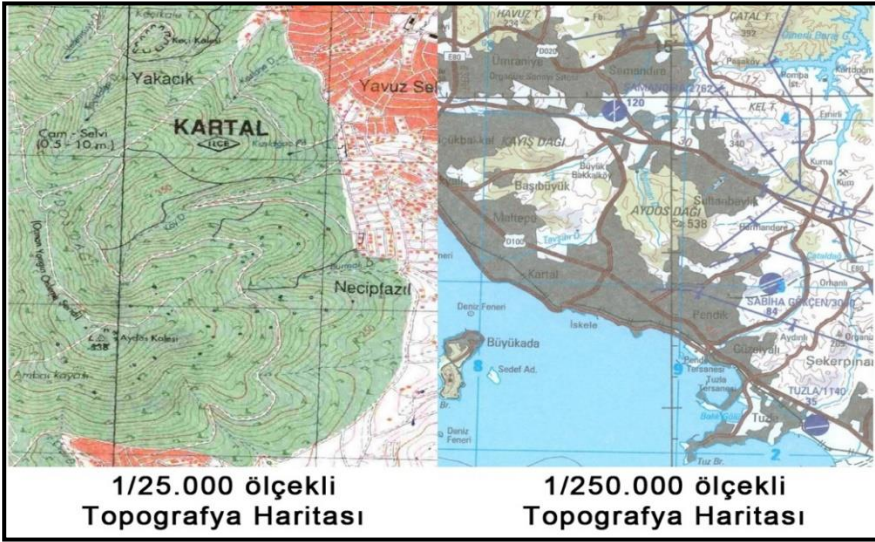
Şekil 17. İnceleme sahasının yükselti basamakları haritası



Foto 13. İnceleme sahasının en yüksek noktası olan Aydos Dağı'nın (538 m) tepesi

2000’li yıllara kadar bu dağın yükseltisinin 537 m olduğu ifade edilmiştir (Yalçınlar, 1949; Erinç, 1974-1977; Dönmez, 1977; 1979; İlze, 1990). Ancak son yapılan yayınlarda ise dağın yükselti değeri 538 m olarak gösterilmiştir (Ekinci ve Sönmez, 2006; Koçak, 2010; Kafesoğlu Sandıkçioğlu, 2010; Ertek, 2010). Gerçekten de en güncel tarihli hem 1/25.000 ölçekli, hem de 1/250.000 ölçekli topografya haritalarında da, bu dağın yükselti seviyesinin 538 m olduğu açıkça görülmektedir. Bu durum muhtemelen eski çalışmalara oranla son yıllarda GPS yardımıyla yapılan hassas yükselti ölçümleri sonucunda değişmiştir (Şekil 18). Aynı şekilde tarafımızdan yapılan son çalışmaların gözden geçirilmesi, çeşitli ölçekli haritaların analizleri ve arazi çalışmalarının korelasyonu neticesinde 538 m olduğu kesinlik kazanmıştır.

İnceleme sahasında değişik yükselti kademeleri arasındaki oranları daha belirgin ve jeomorfoloji ile daha uyumlu bir şekilde ifade etmek için hipsografik (hipsometrik) eğriler kullanılabilir (Özdemir, 2007). Böylece sahanın genel jeomorfolojik özelliklerinden yükselti katlarının alansal dağılışı belirlenebilir, ana jeomorfolojik birimler tespit edilebilir ve aşınım yüzeylerinin genel karakteri ortaya çıkarılabilir (Ekinci, 2011; Tablo 9).



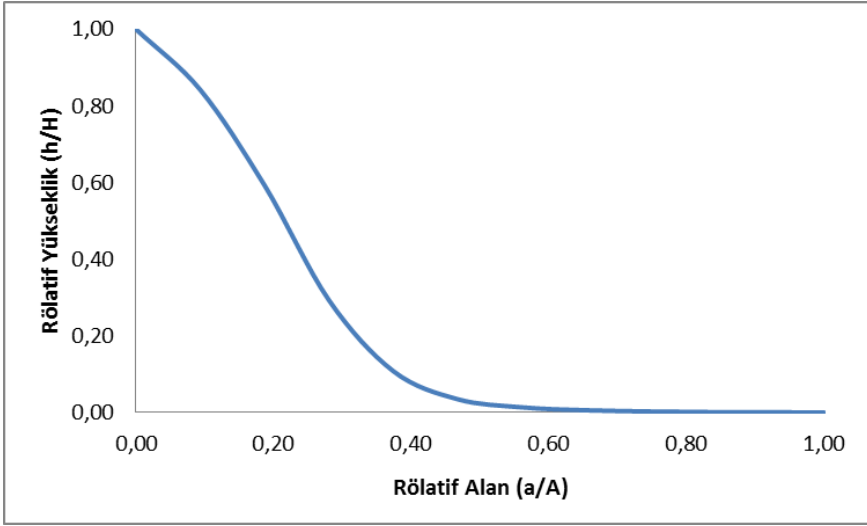
Şekil 18. Aydos Dağı'nın 1/25.000 ve 1/250.000 ölçekli topografya haritalarına göre yükseltisi

Tablo 9. İnceleme sahasında yükselti basamaklarının dağılışı ve hipsometrik eğri için veri değerleri

Yükseklik (h)	Maksimum Yükseklik (H)	Alan (a) (Yüzey Alanı) (m ²)	Havza Alanı (Yüzey Alanı) (A) m ²	Rölatif Yükseklik (h/H)	Rölatif Alan (a/A)
0	535	1939678988.83	1939678988.83	0.00	1.00
50	535	1632349957.53	1939678988.83	0.09	0.84
100	535	1148522282.70	1939678988.83	0.19	0.59
150	535	568015262.22	1939678988.83	0.28	0.29
200	535	209207385.70	1939678988.83	0.37	0.11
250	535	66920523.02	1939678988.83	0.47	0.03
300	535	25985403.07	1939678988.83	0.56	0.01
350	535	10696410.20	1939678988.83	0.65	0.01
400	535	4719224.20	1939678988.83	0.75	0.00
450	535	1362320.18	1939678988.83	0.84	0.00
500	535	139526.52	1939678988.83	0.93	0.00
535	535	1400.00	1939678988.83	1.00	0.00

Hipsografik eğrinin elde edilmesinde iki farklı yöntem vardır. Bunlardan ilki Strahler (1952) tarafından ortaya konulmuştur. Bu metot, toplam havza yükseltisinin, toplam havza alanı ile olan ilişkisi esasına dayanmakta ve hipsografik eğri ise nispi yükselti (h/H) ve nispi alanın (a/A) tespit edilmesi ile ortaya konulmaktadır. Burada “h” ilgili yükselti seviyesine ait yükselti değeri (m), “H” ise inceleme sahasının en yüksek noktasına (535 m) ait değerdir (Ekinci, 2011). “a” ilgili yükselti seviyesine ait yüzölçümü alanı (m²), “A” ise havzanın toplam yüzölçümü alanıdır (1939678988.83 m²).

İnceleme sahası için uygulamadaki yükseklik aralığı 50 m olarak alınmış ve buna göre hipsometrik eğri oluşturulmuştur (Tablo 9; Şekil 19). Alansal değerler 1/25.000 ölçekli topografya haritalarından elde edilen 10 m aralığındaki yükseklik verisinden (Sayısal Yükseklik Modeli-SYM) elde edilmiş olup izdüşüm alanı değil, yüzey alanı kullanılmıştır.



Şekil 19. İnceleme sahasının hipsometrik eğrisi

Formül içeriği doğrultusunda elde edilen hipsometrik eğriden sahanın aşınım döngüsü bakımından derecesi elde edilebilmektedir (Lupiapalmieri, 2004). Bunun yanında kayaların direnç özellikleri, ani litolojik değişimler morfolojik ötelenme ve kapmalarda hipsometrik eğriler üzerinde anomaliler olarak izlenebilmektedir (Hurtrez, vd., 1999; Chen vd.,2003; Tarı ve Tüysüz, 2008).

Hipsometrik eğrinin 1 ve ona yakın olan kısımları henüz yeni oluşmuş yüzeylere işaret etmektedir. Değerin orta ve düşük çıkması topografyanın olgun veya yarı olgun bir aşınım döneminde olduğunu göstermektedir (Tarı ve Tüysüz, 2008; Özdemir, 2011). Çok düşük eğri değerleri ise tepelik ve dağlık alanların varlığına işaret etmektedir (Ekinci, 2011). Ayrıca bu eğriden jeomorfolojik görünümde değişikliklere neden olan süreçler hakkında da bazı genel değerlendirmeler yapılabilmektedir (Ciccacci vd., 1992; Ekinci, 2011).

Hipsometrik integral, hipsometrik eğri altında kalan toplam alan olup, inceleme sahası için hipsometrik eğriyi karakterize etmenin en basit yollarından birisidir (Özdemir, 2007). Hipsometrik integral, ortalama ve minimum yükseklik arasındaki farkın, maksimum ve minimum yükseklik arasındaki farka oranlanmasıyla elde edilmektedir (Keller ve Pinter, 2002; Pike ve Wilson, 1971; Mayer, 1990; Dehbozorgi vd., 2010; Ekinci, 2011).

İnceleme alanı için SYM kullanılarak formül içeriği doğrultusunda bu değer,

$$\begin{aligned} \text{Hipsometrik integral} &= \frac{\text{Ortalama Yükseklik} - \text{Minimum yükseklik}}{\text{Maksimum yükseklik} - \text{Minimum yükseklik}} \\ (\text{Hi}) &= \frac{116.41 - 0}{535 - 0} = 0.21 \text{ olarak} \\ &= \text{belirlenmiştir.} \end{aligned}$$

Elde edilen değere göre inceleme sahası, aşınım döngüsü bakımından kabaca yer yer ileri gençlik; yer yer de olgunluk devresindedir. Bunun yanında dış kuvvetler ve özellikle de akarsular tarafından gerçekleştirilen aşındırma, taşıma ve biriktirme faaliyetlerinin hâlâ etkili olduğu anlaşılmaktadır.

Buna göre inceleme sahasının hipsometrik eğrisi, dış bükey (konveks) ve iç bükey (konkav) eğriler arasında çok düz bir şekilde uzanış gösterir. Bu durum bölgede yoğun bir akarsu ve yamaç işleme etkinliğine işaret etmektedir. Ayrıca alanın geniş bir aşınım yüzeyi karakterinde olduğunu da göstermektedir (Şekil 19). Bununla birlikte egride belirgin bir dış bükey veya iç bükey profilin olmayışından sahanın genç veya yaşlı bir topografya'dan çok ileri gençlik veya olgunluk safhasında olduğu anlaşılmaktadır (Keller ve Pinter, 2002; Ekinci, 2011).

İnceleme sahasının tamamına istinaden yapılan bu hipsometrik analiz sonuçları bölgenin yakın çevresinde yapılan çalışmalardaki (Tarı ve Tüysüz, 2008) sonuçlarla benzerlik sunmaktadır.

Ayrıca inceleme sahasındaki ana akarsu aklanlarının özelliklerini daha net bir şekilde anlamak için her aklana ait hipsometrik eğriler ve integrallerde elde edilmiştir (Tablo 10; Şekil 20). Hesaplanan bu veriler içerisinde hipsometrik integralin en büyük olduğu akarsu akları İstanbul Boğazı, en küçük olduğu akarsu akları ise Marmara Denizi'dir. Karadeniz ise inceleme sahasının genelinde ve İstanbul Boğazı aklanından elde edilen değere daha yakın bir sonuca sahiptir. Bu veriler inceleme sahasının olgunluk safhasında olduğunu kanıtlamaktadır. Ayrıca en olgun topografya yüzeyinin ise Marmara Denizi aklanında yer aldığını da ortaya koymaktadır. Buna mukabil Karadeniz ve İstanbul Boğazı aklanlarının ise genel ortalamanın üzerinde olması yarı olgun evrenin alametleri olarak

ifade edilebilir. Bu durum ayrıca bölgenin tektonik olarak halen aktif bir şekilde olduğunu ispat eden bir kanıt olarak belirtilebilir (Tablo 10; Şekil 20).

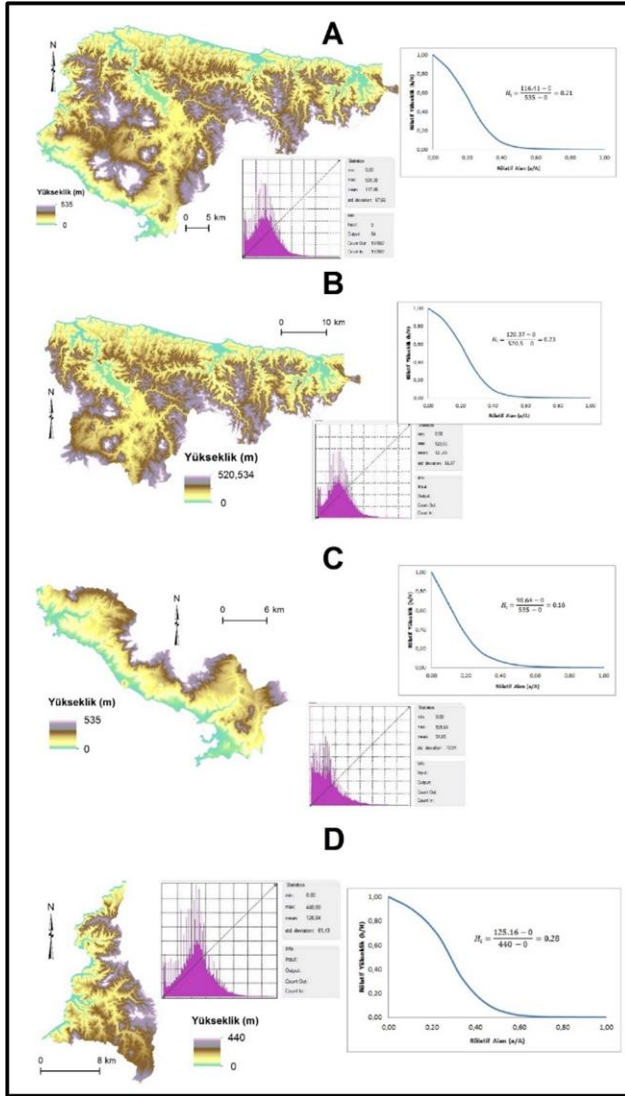
Tablo 10. İnceleme sahası ve ana akarsu aklanlarına ait hipsometrik integral değerleri

Aklan Adı	Hipsometrik integral (H_i)
Karadeniz	0.23
Marmara Denizi	0.16
İstanbul Boğazı	0.28
İnceleme Alanının Geneli	0.21

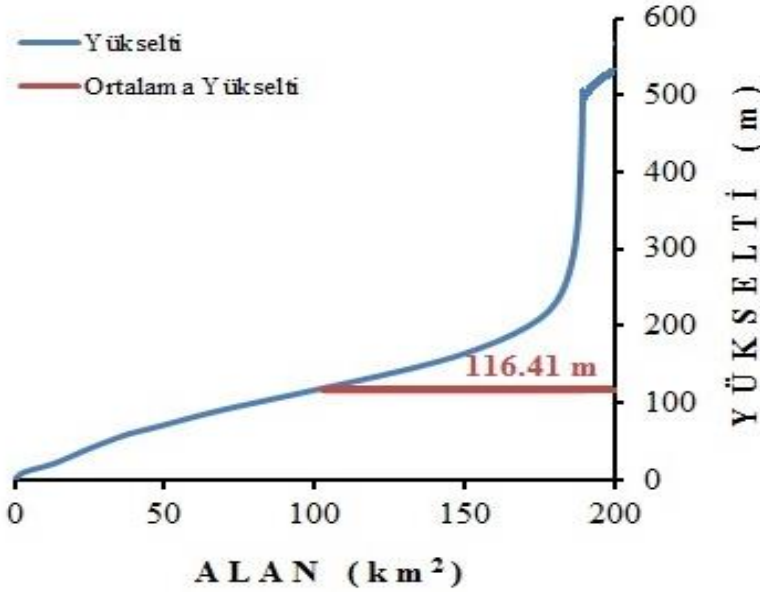
Hipsografik eğrinin elde edilmesindeki ikinci teknik ise ilgili alandaki yükselti basamakları ve bunların alansal dağılışı arasındaki ilişkiye bağlı olarak ifade edilmektedir (Bilgin, 2006). Bu yöntemle göre çizilen hipsografik eğri ortalama yükseltinin 116.41 m olduğu inceleme sahasında plato alanlarının çok fazla yer kapladığı ipucunu vermektedir (Şekil 21).

Yine bu eğriden, dağlık arazilerin de mevcut olduğu ve plato ile geçişi sağlayan yamaçların da bulunduğu anlaşılmaktadır. Ancak eğrideki hakim konveks eğilim (Cürebal, 2003; 2004) alanın kütleli durumunu koruyan, akarsular tarafından yarılmış bir plato alanı karakteri taşıdığı düşüncesini hissettirmektedir (Şekil 21).

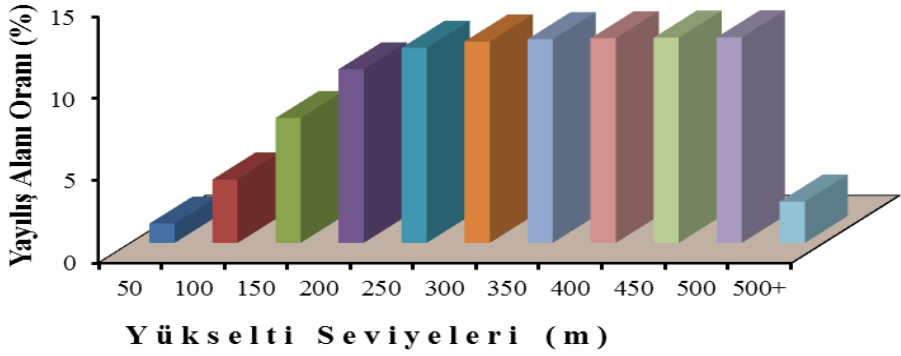
İnceleme sahasındaki yükselti seviyelerinden jeomorfolojik özelliklerin yorumlanmasında hipsometrik diyagram ve integraller de önemli yarar sağlamaktadır (Ekinci, 2011). Bu bakımdan, alanın hipsometrik diyagramı incelendiğinde plato alanının diğer ana yerçekilleri içerisinde en baskın şekil olduğu anlaşılmaktadır. Bu durum, alanın aşınım yüzeyi veya plato karakterinde olduğunun başka bir göstergesidir. Özellikle 250-500 m arası yükseltiler hemen hemen birbirine eşit oranda alanlara sahiptir (Şekil 22).



Şekil 20. İnceleme sahası ve ana akarsu aklanlarına ait hipsometrik eğriler ve integraller, A: İnceleme sahası, B: Karadeniz akarsu akları, C: Marmara Denizi akarsu akları, D: İstanbul Boğazı akarsu akları



Şekil 21. İnceleme sahasının hipsografik eğrisi



Şekil 22. İnceleme sahasının hipsografik diyagramı

İnceleme sahasındaki yerçekillerinin morfografyasını gösterebilmek için, yamaçların eğrilik derecesi ya da eğim şekli de incelenmiştir. Çünkü yamaçların içbükey ve dışbükey olma özelliği sahanın hangi aşınım döngüsünde olduğunu göstermesi bakımından önemlidir (Ekinci, 2011). Ayrıca dışbükey yamaçlardaki eğim değerleri, içbükey yamaçlara göre daha fazladır. Bu durum dışbükey yamaçlarda suyun hızlı hareketine neden olmakta ve aşındırmayı arttırmaktadır (Mater, 1998; Tağil, 2006).

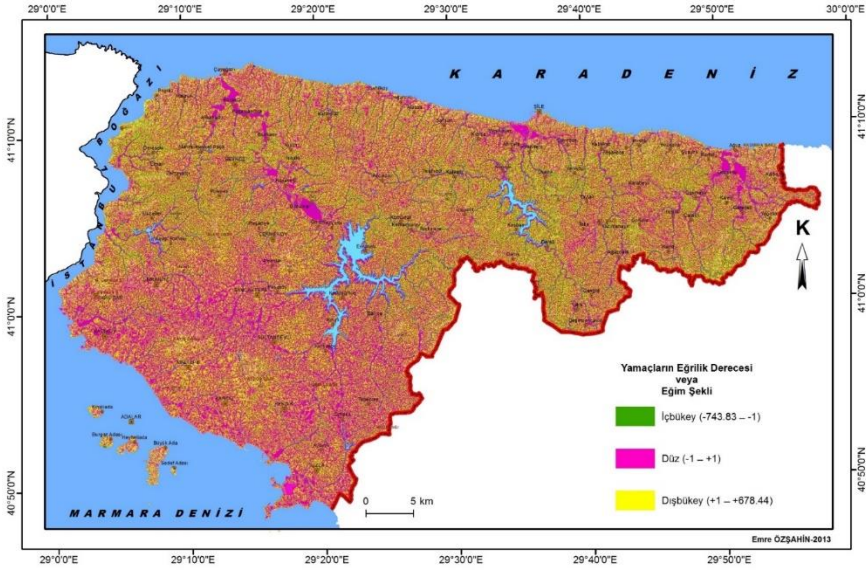
Bu konuda yapılan analizlerde pozitif değerler dışbükey yerçekillerini, negatif değerler içbükey yerçekillerini ve sifıra yakın değerler ise düz alanların varlığını göstermektedir (Zevenbergen ve Thorne, 1987; Moore vd., 1991). Bu bağlamda yamaçların düz, içbükey ve dışbükey özellikleri ortaya konulurken, plan eğrilik derecesi kullanılmıştır. Bu dereceye göre sonucun sınıflandırılması sırasında ± 0.1 kritik değer olarak alınmaktadır (Tağıl, 2006). İnceleme alanındaki yamaçların eğrilik derecesi ya da eğim şekli 10 m izohips verisi kullanılarak elde edilen SYM ile hesaplanmıştır (Şekil 23).

İnceleme sahasının aşımın yüzeyi şeklinde gelişmiş plato yapısında bir karaktere sahip olması nedeniyle dış bükey alanlar çok geniş yer kaplamaktadır. Bununla beraber iç bükey araziler ise daha çok dağ ve tepelik alanlarda, düz araziler ise ova ve vadi tabanlarında görülmektedir (Şekil 23).

İnceleme sahasının bağlı topografik nemlilik indeksi de jeomorfoloji özelliklerinin etkisini göstermesi bakımından önemlidir. Çünkü bağlı topografik nemlilik indeksi bir alanda ne kadar suyun aktığını ve ne hızla aktığını ortaya koymaktadır.

İndeks arazinin kuru, nemli ve ıslak olup olmadığını ortaya çıkarmakta olup, herhangi bir birimi yoktur. “ $(([Akış\ Yoğunluğu] + 1)/([Eğim\ (Derece)] + 1)) * Log$ ” formülü ile hesaplanır. Formül sonucunda yüksek pozitif değerler nemli, düşük negatif değerler kuru ve sifıra yakın olan değerler ise ıslak yerleri göstermektedir (Parker, 1982; Grayson vd., 1992; Mitasova 1996; Tağıl, 2006).

İnceleme alanındaki bağlı topografik nemlilik indeksi değeri 10x10 m çözünürlüğündeki SYM kullanılarak elde edilmiştir (Şekil 24). Bağlı topografik nemlilik indisine göre inceleme sahasında en fazla ıslak ve nemli alanlar yaygındır. Bu durum, esasen topografya ve iklim özelliklerine bağlı olarak şekillenmiştir. Nemli alanlar taban suyu seviyesinin yüksek, buna karşın eğim değerlerinin az olduğu akarsuların vadi tabanlarında akış yoğunluğunun azalmasına bağlı olarak ortaya çıkmıştır. Islak alanlar ise daha çok eğim değerlerinin yüksek ve akış yoğunluğunun fazla olduğu sahalarda yaygındır. Kuru alanlar ise daha küçük bir alanda yayılışa sahiptir. Bu sahalarda daha çok inceleme sahasının yükselti ve eğim değerlerinin büyük olduğu zirve kesimlerinde veya karst topografyasının hakim olduğu yerlerde izlenmektedir (Şekil 24).



Şekil 23. İnceleme sahasının topografya yüzeyinin eğrilik profili haritası

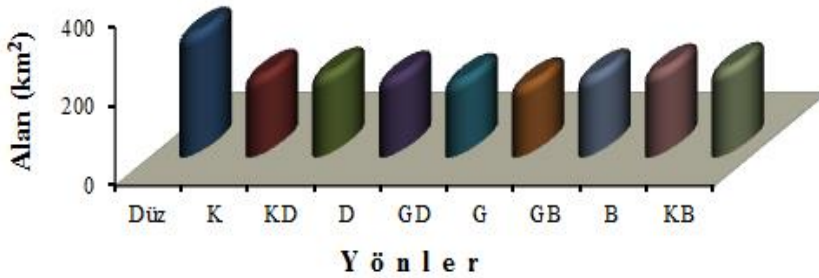


Şekil 24. İnceleme sahasının bağıl topografik nemlilik indeks haritası

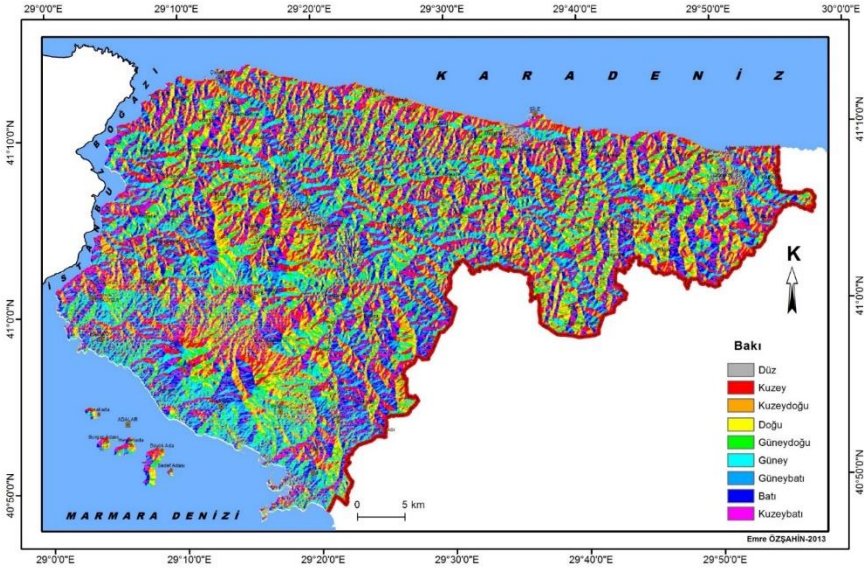
Topografya'daki bakı özellikleri kullanılarak, jeomorfolojik aşınım döngüsündeki aşama ve topografya'nın oluşumu hakkında da fikir sahibi olunabilmektedir (Ekinci, 2004). Buna göre inceleme sahası en fazla düz, kuzeybatı ve batı yönlerinde bakı özelliklerine sahiptir (Şekil 25). Tüm alanlar içerisinde düz 302.62 km² ve % 16.20, kuzeybatı yön 213.06 km² ve % 11.40, batı yön ise 209.32 km² ve % 11.20 oran kaplamaktadır (Tablo 11; Şekil 25; 26).

Tablo 11. İnceleme sahasında bakı sınıflarının dağılışı

BAKI SINIFLARI (Yönler)	ALAN	
	km ²	%
Kuzey	302.62	16.20
Kuzeydoğu	195.60	10.47
Doğu	200.47	10.73
Güneydoğu	191.24	10.23
Güney	185.06	9.90
Güneybatı	174.54	9.34
Batı	196.64	10.52
Kuzeybatı	209.31	11.20
Düz	213.06	11.40



Şekil 25. İnceleme sahasında bakı sınıflarının dağılışı



Şekil 26. İnceleme sahasında bakı sınıflarının dağılışı haritası

Bu durum, söz konusu sahanın jeolojik geçmişte kuzeye çarpıldığının morfolojik bir kanıtıdır. Zira inceleme sahasındaki ana bakı yönlerinden (kuzey ve güney) bir profil doğrultusu boyunca elde edilen ölçüm sonuçları da Marmara Denizi ve Karadeniz aklanları için farklı değerler vermiştir. Buna göre, Marmara Denizi aklanında kuzey 1.43 km ve güney 4.82 km iken, Karadeniz aklanında kuzey 18.1 km ve güneyde 14.66 km uzunluktadır. Bu uzunluk değerleri de inceleme sahasının Karadenize olan yönünde kuzeye doğru bir yönelmenin yani kuzey yönünde bir çarpılmanın olduğuna işaret etmektedir. Ayrıca bütün değerlerin birbirine yakın bir özellikte olması inceleme sahasındaki akarsuların aktif olduğunu ve arazi üzerinde etkili bir şekilde aşındırma yaptığını ortaya koymasından da son derece dikkate değerdir (Şekil 27).

Bütün bunların yanında, hem tektonik, hem de aşınma ve parçalanma sonucu inceleme sahasında birbirinden farklı eğim değerleri meydana gelmiştir. Bu durum morfolojinin de şekillenmesinde belirleyici olmuştur. İnceleme sahasındaki eğim değerleri Erol (1993b) tarafından yapılan sınıflandırma dikkate alınarak düzlük ve yamaç olarak ayrılmıştır (Tablo 12).

Tablo 12. İnceleme sahasında eğim (%) sınıflarının dağılışı

	EĞİM SINIFLARI (%)	ALAN	
		km ²	%
DÜZLÜK	0-2 (Düzlük)	295.79	15.64
	2.01-5 (Dalgalı düzlük)	144.99	7.67
YAMAÇ	5.01-10 (Az eğimli yamaç)	248.21	13.13
	10.01-40 (Eğimli dik yamaç)	1035.11	54.74
	40.01-+ (Çok dik yamaç)	166.83	8.82

Buna göre sahada eğim sınıfları genellikle yamaçlarla temsil edilmektedir. Bu bağlamda en geniş alanı (1035.11 km² - % 54.74) % 10.01-40 arasındaki eğimli dik yamaçlar kaplamaktadır (Tablo 11; Şekil 29). Bu durum sahanın aşınım yüzeyi şeklinde gelişmiş ancak daha çok yamaçlarla temsil edilen bir plato karakterinde olduğuna işaret etmektedir. Eğim sınıflarındaki alansal büyüklüğü ikinci olarak % 0-2 arasındaki düzlükler (295.79 km² - % 15.64) takip etmektedir (Tablo 12; Şekil 28). Düzlük araziler ise sahadaki ova ve vadi tabanları gibi jeomorfolojik birimlerin de geniş yer kapladığını ortaya koymaktadır.

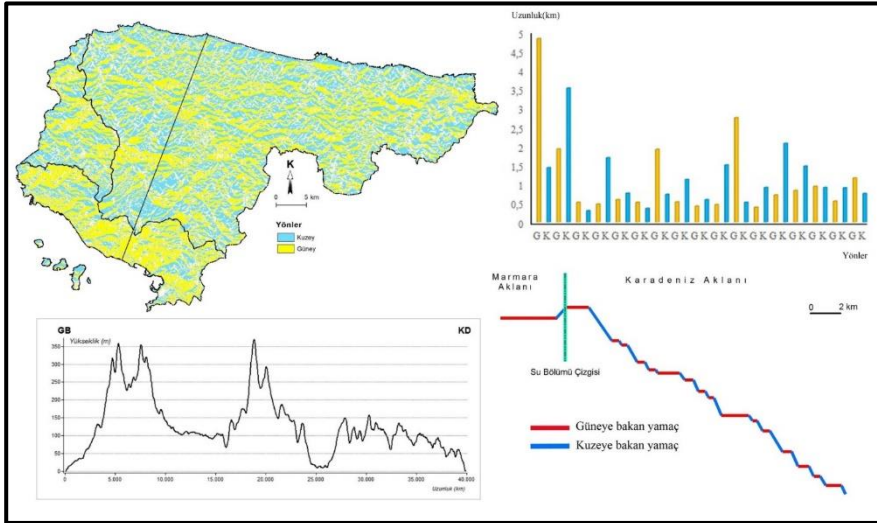
Diğer eğim grupları ise alansal olarak büyükten küçüğe doğru sıralandığında, sırasıyla % 5.01-10 arasındaki az eğimli yamaçlar (248.21 km² - % 13.13), 40.01'den daha yüksek eğim değerlerini tanımlayan çok dik yamaçlar (166.83 km² - % 8.82) ve 2.01-5 arasındaki dalgalı düzlükler (144.99 km² - % 7.67) şeklindedir (Tablo 12).

Eğim sınıfları derece olarak ifade edildiğinde de yüzdelik sınıflardan farklı bir özellik ortaya çıkmaktadır. Bu bakımdan eğim değerlerinin en yaygın olduğu sınıf (652.64 km² - % 34.46) 4° – 8° arasındaki eğim dereceleridir (Şekil 29). Bunu 8° – 16° (552.36 km² - % 29.16) arasındaki eğim grupları takip eder. Alansal olarak eğimin en az olduğu sınıf ise 32° – + (0.98 km² - % 0.05) arasındaki eğim sınıfıdır (Tablo 13; Şekil 29).

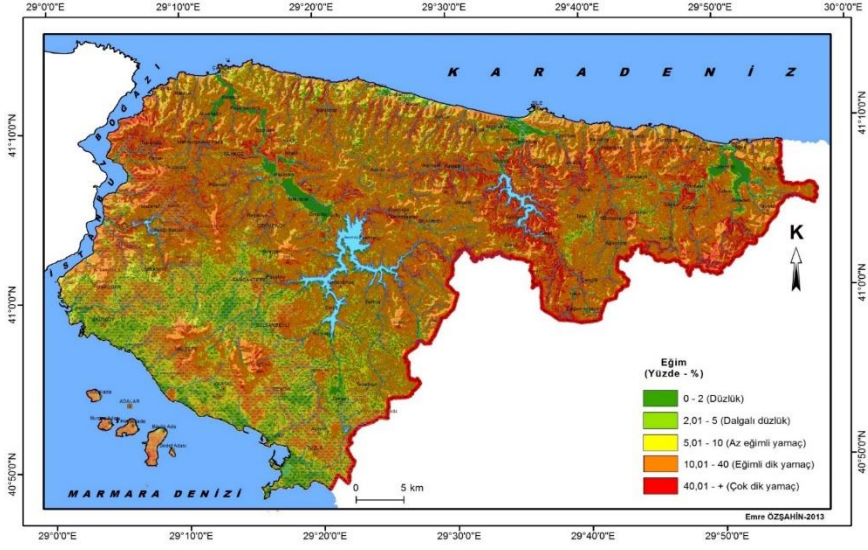
Tablo 13. İnceleme sahasında eğim (%) sınıflarının dağılışı

EĞİM SINIFLARI (°)	ALAN	
	km ²	%
0-2	215.71	11.39
2-4	362.24	19.12
4-8	652.64	34.46
8-16	552.36	29.16
16-32	110.21	5.82
32-+	0.98	0.05

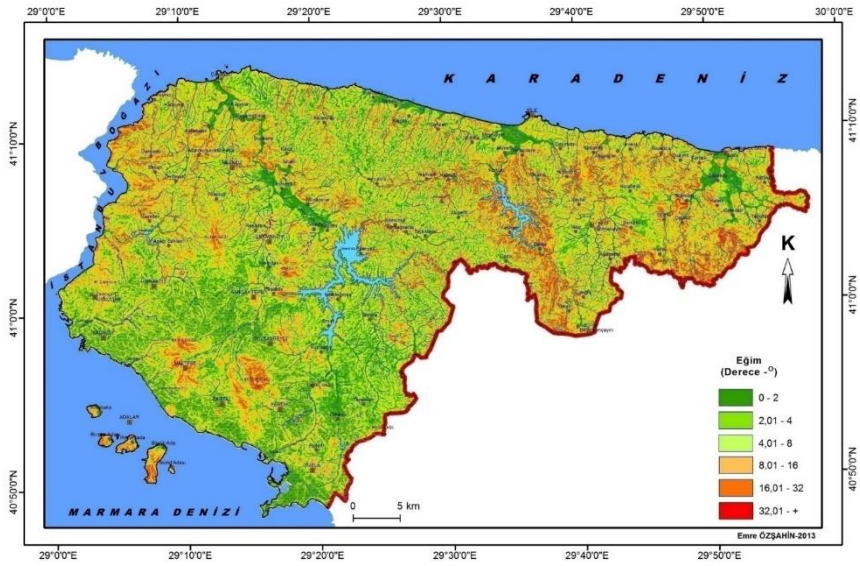
Eğim sınıflarının bu şekilde tekdüze bir şekilde toplanmasında sahanın aşınım yüzeyi veya plato alanı olarak şekillenmiş olmasının etkisi büyük olmuştur (Tablo 13; Şekil 29).



Şekil 27. İnceleme sahasında KD-GB yönündeki profil hattının kuzey ve güneye doğru bakışı



Şekil 28. İnceleme sahasında eğim (%) sınıflarının dağılışı haritası



Şekil 29. İnceleme sahasında eğim (%) sınıflarının dağılışı haritası

2.2. Yerçekilleri

İnceleme sahasında topografya'ya güncel karakterini kazandıran farklı karakterde gelişmiş yerçekilleri bulunmaktadır. Bu yerçekilleri dağ, plato ve ova gibi ana yerçekilleri ile yamaçlar, taraçalar vs. gibi elemanter yerçekillerinden oluşmaktadır. Hatta bu şekiller, jeolojik mazilerindeki geçmişlerinin çok eskiye dayanması ve birbirinden farklı etmen ve süreçlerle şekillendirilmeleri dolayısıyla çok farklı özellikler kazanmışlardır.

Buna göre yerçekillerinin alansal dağılışı da oldukça ilginç bir karakterde gelişmiştir. İnceleme sahasında ana yerçekillerinden dağlar 80.47 km² ve % 4.25, platolar 1712.18 km² ve % 90.43, son olarak ovalar ise 96.37 km² ve % 14.71'lik bir değere sahiptir (Tablo 14; Şekil 30).

Tablo 14. İnceleme sahasında ana yerçekilleri ve kapladıkları alanlar

ANA YERŞEKİLLERİ	ALAN	
	km ²	%
Dağ	80.47	4.25
Plato	1712.18	90.43
Ova	96.37	14.71
TOPLAM	1893.46	100.00

Bu değerler içinden plato sahalarının daha fazla alan kaplaması, inceleme sahasında plato karakterinde bir jeomorfolojinin baskın olduğuna işaret etmektedir. Zira bu alan eskiden beri Kocaeli Platosu olarak tanımlanan (Yalçınlar, 1949; 1985; 1996; Ardel ve İnandık, 1957; Ardel, 1960; Ardos, 1971; 1979; Hoşgören, 2010; Erinç, 2010; Ertek, 2010; Ak, 2010) yerşeklinin bir parçasına karşılık gelmektedir.

2.2.1. Ana Yerçekilleri

İnceleme sahasında bütün ana yerçekillerine rastlanmaktadır (Şekil 30). Bu şekillerden dağ ve ovalar tipik özellikte olmamasına rağmen (Ertek, 2010), plato alanı muazzam derecede karakteristik özellikler sunar (Ek 2).

Nitekim günümüzde topografyanın geneline hâkim olan unsurda, bu plato sahasıdır (Şahin, 1990). Bu bölümde ana yerçekilleri temel hatları ile

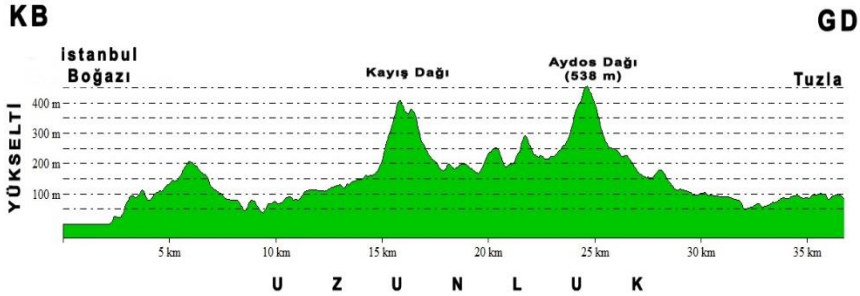
tanımlanacak ve fiziki coğrafya ilkeleri doğrultusunda jeomorfolojik bir bakış açısıyla yorumlanacaktır.

2.2.1.1. Dağlar

Esas olarak dağlar, kısa mesafeler içerisinde büyük yükselti farklılıkları içeren, genellikle dar ve derin vadilerle yarılmış, yamaç eğimlerinin büyük değerlerde ve devamlı olduğu yüksek alanlardır (Hoşgören, 2010).

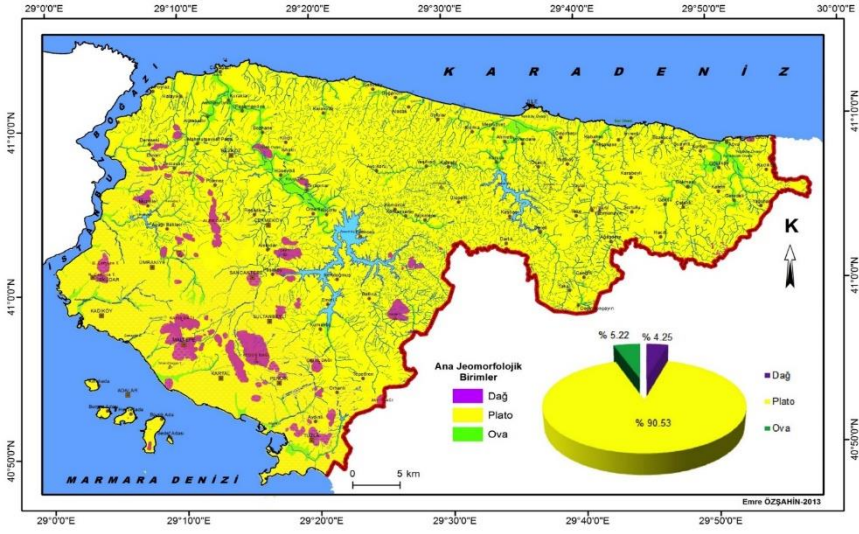
Bu tanıma göre inceleme sahasında çeşitli büyüklük ve yükseltide dağlar vardır (Şekil 31). İnceleme sahasının en yüksek yerlerine karşılık gelen bu alanlar farklı aşınım sonucunda meydana gelmiştir.

Bu jeomorfolojik birimler, çevrelerinde yer alan ve aşınımına karşı dirençsiz olan kayaç veya tabakaların aşındırılıp ortadan kaldırılmasıyla yüksekte kalmış dirençli kayaçlardan meydana gelen kesimlerine rast gelmektedir. Ancak bu sahalar daha çok tepelik alanlar şeklindedir (Ertek, 2010).



Şekil 30. İnceleme sahasındaki dağ rölyefini meydana getiren en yüksek iki nokta

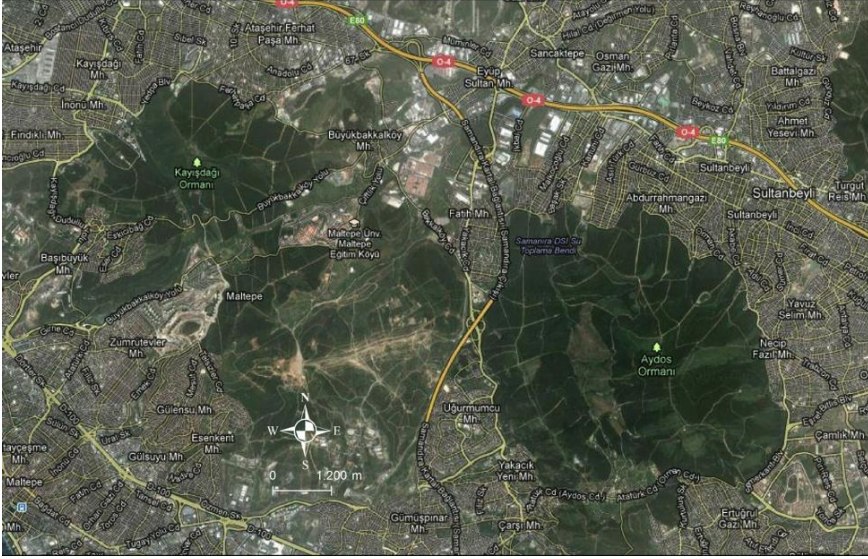
İnceleme sahasındaki dağlar, 80.47 km² ve % 4.25 oranında yer kaplamaktadır (Tablo 14). Genel olarak dağlar, inceleme sahasının yöresel karakteristiğini oluşturmaktadır (Erol, 1999). Bu morfolojik üniteler, jeolojik olarak Aydos Formasyonu şeklinde isimlendirilen Alt Ordovisiyen yaşlı kuvars kumtaşı ile kuvars çakıltaşlarından meydana gelmiş (Önalın, 1981; Gedik vd., 2005) ve çevresine göre daha dayanıklı yapıda olması nedeniyle aşınımından arta kalmıştır. Bu nedenle çevredeki platolara göre bu sahalarda % 16'nın üzerinde eğim değerleri görülmektedir. Bu dağlar, yüksekte alçağa doğru sıralandığında Aydos Dağı (538 m), Kayış Dağı (438 m) (Foto 14) ve Alem Dağı (409 m)'dir (Şekil 32).



Şekil 31. İnceleme sahasının ana jeomorfolojik birimler haritası



Foto 14. İnceleme sahasının ikinci yüksek zirvesi Kayış Dağı'na bir bakış



Şekil 32. İnceleme sahasındaki Aydos ve Kayış dağlarının uydu görüntüsü

Bu dağların yanı sıra, inceleme sahasında tepe şeklinde isimlendirilmiş aynı röliyefin ürünleri de mevcuttur. Bu tepeler, kuzeyden güneye ve batıdan doğuya doğru olmak üzere sıralandığında, sırasıyla İncir T. (242 m), Gökaya T. (246 m), Çırçır T. (283 m), Karlı T. (292 m), Toygar T. (328 m), Ermenikantarı T. (204 m), Makine T. (253 m), Küçükalemdağı T. (299 m), Göz T. (284 m), Kızlarbayırı T. (170.2 m), Küplü T. (318 m), Çatal T. (392 m), Koru T. (173 m), Kara T. (254 m), Sazak T. (237 m), Demirci T. (231 m), Ayazma T. (242 m), Pırnal T. (173 m), Mümine T. (234 m), Zirve T. (339.9 m), Küçükballica T. (292 m), Büyükballica T. (311 m), Karasubayırı T. (312 m), Tekkebayırı T. (266 m), Kırbaç T. (395.2 m), Taşlı T. (256 m), Kocabayır T. (288 m), Yakacık T. (379 m), Orhan T. (107 m) ve Pınar T. (217 m)'dir.

Bunun yanında, inceleme sahasının güneyinde yer alan İstanbul Adaları (Prens Adaları) da aynı şekilde şahit tepe vasfındaki aşımın artığı tepe olup, sonradan deniz basmasına uğramış (Güneysu, 2000; Kafesoğlu Sandıkçioğlu, 2010; Ertek, 2010) sahalara karşılık gelirler (Şekil 33; Foto 15).



Şekil 33. İstanbul Adalarının uydu görüntüsü

Bu birimlerin jeomorfolojik olarak tanımlanması ile alakalı olarak yapılan çalışmalar kendi içinde farklılık göstermektedir. Bazı çalışmalarda monadnok (Erinç, 1939; 2010; Oral, 1991; Ertek, 1990; 1992; 1995; 2010; Hoşgören, 2010); diğer bazı çalışmalarda kalık tepe veya sertgen (İzbrak, 1977; 1979; Erol, 1981; 1983; 1989) ve son çalışmalarda ise şahit tepe (Şengör, 2011) olarak değerlendirilmiştir.



Foto 15. İnceleme sahasının güneyinde yer alan İstanbul Adaları

Bu kapsamda yapılan monadnok, kalıktepe veya sertgen tanımlamalarının, son yapılan çalışmalarla beraber yerinde olmadığı ve şahit tepe olarak değerlendirmenin daha doğru olacağı ifade edilmiştir (Şengör, 2011).

Çünkü bu tepeler aşınımdan arta kalarak aşınım süreçlerindeki koşullara şahitlik etmeleriyle bu vasfı kazanmışlardır. Bunun yanında, topografyanın esas karakteri de değerlendirildiğinde diğer bütün tanımlamalarla uyuşmadığı anlaşılmaktadır.

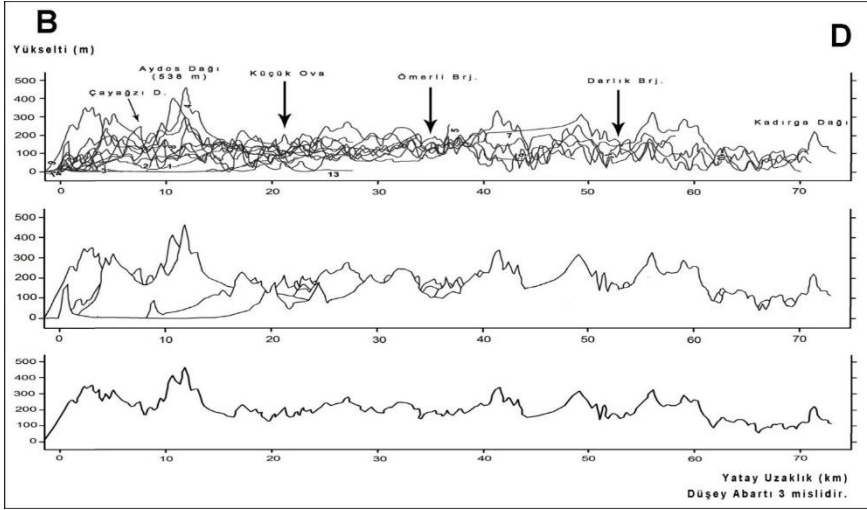
Ayrıca üstleri kütleleşmiş yükseklikleri birkaç on, en çok birkaç yüz metreyi ancak bulan bu tepeciklerin milyonlarca yıl önce İstanbul'dan Zonguldak'a kadar uzanan ve bugünkü Alpleri veya Himalayaları andıran sivri tepeli koca koca dağların bir kalıntısı olduğu da ileri sürülmüştür (Şengör, 2004).

Bununla birlikte inceleme sahasındaki dağlık alanları meydana getiren zirvelerin düzlükleri Oligo-Miyosen yaşlı aşınım yüzeyinin kalıntılarıdır (Ek 2). 340-500 m'ler arasındaki yükselti basamaklarına yerleşmiş bu yüzey hakkında çeşitli çalışmalarda farklı yaşlandırmalar yapılmıştır (Şekil 34). Söz konusu dağlık alanların, bu çalışmaların bazılarında Oligo-Miyosen (İlze, 1990; Ak, 2010); bazılarında ise Alt-Orta Miyosen (Erol, 1999) döneminin ürünü olduğu ifade edilmiştir.

Bu çalışmada aynı yüzeyin altında farklı aşınım yüzeylerinin bulunması ve bu yüzeyin Neojen depolarını kesmesi (İlze, 1990) gibi özellikleri göz önünde bulundurularak yaşının Oligo-Miyosen olduğu kabul edilmiştir.

Diğer bazı çalışmalarda ise Alt-Orta Miyosen yaşında olduğu düşünülen bu aşınım yüzeylerinin, Oligosen'de başlayan yükselim ve kuvvetli aşınım sonucunda meydana geldiği, Alt-Orta Miyosen tortulları arasında fosil diskordans yüzeyleri halinde bulunduğu belirtilmiştir. Yine Oligosen'de oluşan Anadolu plakasının, Alt Miyosen'de etkili olan tektonik şekillenme ile Alt-Orta Miyosen yaşlı bu aşınım yüzeyinin dalgalı ve yassı bir röliyef özelliği kazanmasına neden olduğu da bildirilmiştir. Orta Miyosen'de ise tektonik hareketlerin eski şiddetini kaybetmesi ile bu dönem sonlarında Anadolu'da nemli ve sıcak (tropikal) iklim koşulları altındaki bir aşınım sürecinden sonra bu yüzeyin adatepe röliyefi şeklinde ortaya çıktığı da açıklanmıştır (Erol, 1981; 1983; 1989). Aşınımdan arta kaldıkları için kalık veya sertgen tepe olarak nitelenen bu tepelerin "Anadolu Yontukdüzü veya Penepleni"nin (Erol, 1981; 1983; 1989) bir parçası olduğu da ileri sürülmüştür (Erol, 1999).

Genel olarak ana yerçekillerinden dağlar üzerinde gelişmeye başlamış olan bu yüzey, dağların üzerindeki aşınım süreçlerinin yaşıtı olarak oluşmuş olduğu için, uzun ömürlü bir aşınım yüzeyi olarak da değerlendirilebilir. Bu yüzeyle yaşıt tortullar ise muhtemelen inceleme sahasındaki Kayalıtepe ve Meşetepe formasyonlarıdır. Zira, her iki formasyon da Üst Oligosen-Alt Miyosen arasındaki zamanda biriken akarsu çökelleri olarak tanımlanmışlardır (Gedik vd., 2005). Bu bilgiye dayanılarak her iki formasyonun da Oligo-Miyosen yaşlı yüzeylerin korelan tortulları olduğu ifade edilebilir.



Şekil 34. İnceleme sahasına ait topografya yüzeylerinin süperimpoze, mürtesem ve birleşik profilleri

2.2.1.2. Platolar

Geniş ölçekte Türkiye'nin en önemli platolarından biri olan Kocaeli Platosu (Foto 16) üzerinde yer alan inceleme sahasında, esas morfolojide bu şekilde gelişmiştir. Aslında bu plato, bir aşınım yüzeyi şeklinde meydana gelmiştir. Bu nedenle literatürde yirminci yüzyılın başından beri zaman zaman peneplen ifadesi kullanılarak tanımlanmıştır (Cvijic, 1908; Penck, 1919; 1924; Akyol, 1930; Pamir, 1938; Yalçınlar, 1949; 1985; 1996; Ardel ve İnandık, 1957; Ardel, 1960; Ardos, 1971; 1979; Hoşgören, 2010; Erineç, 2010; Ertek, 2010; 2011; Ak, 2010).



Foto 16. İnceleme sahasında Kocaeli Platosu'nun genel görünümü

Ancak son yarım asırda yapılan çalışmalar doğrultusunda (Schumm ve Lichty, 1965; Ahnert, 1970; Pitman III ve Golovchenko, 1991) bu ifadenin hatalı olduğu belirlenmiştir. Ayrıca bu terimi icat eden Davis (1889)'in dahi pek çok penelenin gerçek penelenler olmayıp, yerel aşınma düzlükleri olduğu ve penelenasyona yol açacak kadar duraylı ortamların hemen hemen hiç gerçekleşmediğini açıkladığı ileri sürülmüştür (Şengör, 2011). Bu nedenle inceleme sahasında geniş bir alanda görülen ve bölgenin güncel drenaj ağı tarafından parçalanmış olan yüzeylerin penelen değil, yerel bir aşınma yüzeyi olduğu belirtilmiştir (Şengör, 2011).

Zira önceleri penelen fikrini savunan Türkiye'de jeomorfolojinin önemli isimlerinden bir olan Prof. Dr. ERİNÇ bile, son dönemlerinde bu fikrin yerinde olmadığını ve aşınım yüzeyi fikrinin daha doğru olduğunu kabul etmiştir (Şengör, 2012). Bu fikir diğer bölümde bahsi geçen tepelerin, monadnok yerine şahit tepe olarak yorumlanılmasında da etkili olmuştur.

Ana yerçekillerinden ovalar ile dağlar arasında yer alan, çok çeşitli litolojik birimler üzerinde gelişmiş bulunan ve en fazla yayılış alanına sahip morfolojik ünite olan platolar, buldukları yükselti seviyelerine göre alçak ve yüksek platolar şeklinde dağılış gösterirler.

Bunlar genel olarak inceleme sahasının jeolojik geçmişte güneydoğudan kuzeybatıya doğru çarpıldığından dolayı kuzeybatı istikametinde yönelimlidirler. Bu nedenle buradaki plato yüzeyleri oldukça arızalı bir karakterdedir (Kurter ve Bener, 1963).

İnceleme sahasında, yüksek plato alanları 200-300 m, alçak plato alanları ise 20-200 m yükselti seviyeleri arasında bir yayılışa sahiptir (Tablo 15; Foto 17; Şekil 35; 36). Alanda dağlardan platolara geçiş, yüksek eğimli yamaçlar vasıtasıyla gerçekleşir. Başka bir deyişle farklı derecelerde yarılmış plato alanlarıyla dağlar arasındaki iletişim morfolojik diskordans boyunca meydana gelmektedir (Ak, 2010).

Platoların inceleme sahasındaki alansal dağılışları ise dikkat çekici bir özelliktir. İnceleme sahasında, yayılışa en geniş sahada 267.36 km² ve % 64.42 değerle alçak platolar sahiptir. Sahada, daha sonra 147.64 km² ve % 35.58 oranıyla yüksek platolar ayırt edilebilir (Tablo 15; Şekil 35; 36; Foto 17).

Alandaki yüksek platolar, daha çok Paleozoyik ve Mesozoyik araziler üzerine; alçak platolar ise Paleozoyik ve Mesozoyik arazilerin yanında Kenozoyik temel üzerine de yerleşmişlerdir.

Tablo 15. İnceleme sahasındaki plato türleri ve kapladıkları alanlar

PLATO TÜRÜ	YÜKSELTİ (m)	ALAN	
		km ²	%
Yüksek Plato	200-300	147.64	35.58
Alçak Plato	20-200	267.36	64.42
TOPLAM		415.00	100.00

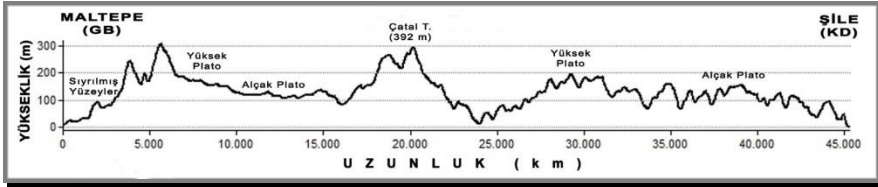


Foto 17. İnceleme sahasındaki yüksek ve alçak plato alanları

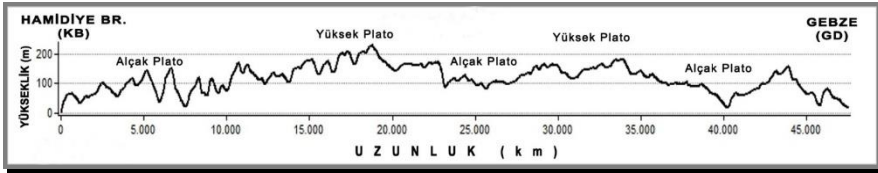
İnceleme sahasındaki platolar üzerinde egemen jeomorfolojik birimleri aşınım yüzeyleri oluşturur. Farklı yaşlarda ve farklı yükselti kademelerinde bulunan bu yüzeyler, jeomorfolojik gelişim döngüsü esnasında meydana gelen hem tektonik hareketler, hem de iklim ve deniz düzeyi değişimleri ile kesintilere uğramış uzun bir aşınım sürecinin farklı

evrelerini karakterize eden yerçekli jenerasyonlarını meydana getirmektedir (Erol, 1989).

Aslında inceleme sahasının jeomorfolojisini meydana getiren bugünkü manzarasının ana hatları, Paleotektonik evredeki oluşumundan sonra Neotektonik evrede şekillenmiş aşınım yüzeylerinin oluşmasıyla ortaya çıkmış ve bu arada iklim ve taban düzeyi değişimlerinin denetimi de etkisini sürdürmüştür. Böylece tektonik hareketler ile yükselen ve akarsuların gençleşmesine bağlı olarak parçalanan bu saha, plato karakteri kazanmıştır (Ardos, 1971; Güner, 1992; Burbank ve Anderson, 2001; Ak, 2010).



Şekil 35. İnceleme sahasında Maltepe-Şile arasında (GB-KD) yayılış gösteren çeşitli plato türleri

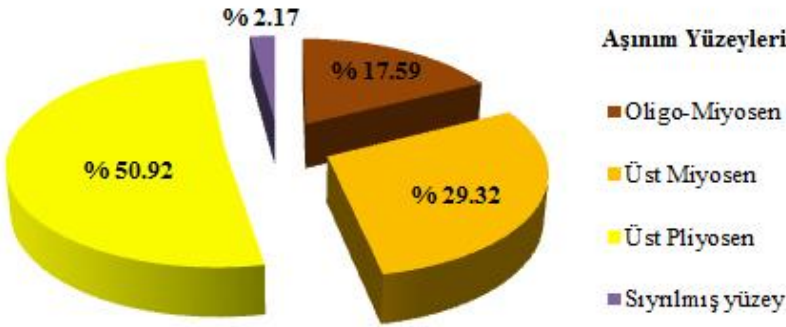


Şekil 36. İnceleme sahasında Hamidiye Br.-Gebze (KB-GD) arasında yayılış gösteren çeşitli plato türleri

Bu kapsamda inceleme sahasında dört aşınım yüzeyi tanımlanmıştır. Bu yüzeyler Oligo-Miyosen, Üst Miyosen, Üst Pliyosen ve Sıyrılmış yüzeylerdir (Tablo 16; Şekil 37; Foto 18).

Tablo 16. İnceleme sahasındaki aşınım yüzeyleri ve kapladıkları alanlar

AŞINIM YÜZEYİ	YÜKSELTİ (m)	ALAN	
		km ²	%
Oligo - Miyosen	340-500	88.58	17.59
Üst Miyosen	200-300	147.64	29.32
Üst Pliyosen	50-200	256.43	50.92
Sıyrılmış yüzey	20-130	10.93	2.17
TOPLAM		503.58	100.00

**Şekil 37.** İnceleme sahasındaki aşınım yüzeyleri ve kapladıkları alanlar

İnceleme sahasında en yüksekte yer alan aşınım yüzeyi Oligo-Miyosen yaşlıdır. Bu yüzey hakkında dağlar bölümünde gerekli açıklama yapıldığı için burada herhangi bir bilgi verilmeyecektir.

İnceleme sahasında, 200-300 m yükselti basamakları arasında Oligo-Miyosen yaşlı aşınım yüzeyinin zararına gelişen ikinci bir aşınım yüzeyi daha bulunmaktadır (Hoşgören, 1995). Bu yüzey, farklı çalışmalarda Üst Miyosen-Pliyosen (Ak, 2010) ve Üst Miyosen (Ertek, 1995; Erol, 1999; Kafesoğlu Sandıkçıoğlu, 2010) şeklinde olmak üzere değişik biçimlerde yaşlandırılmıştır (Foto 19; Ek 2).



Foto 18. İnceleme sahasında Kayış Dağı civarındaki aşınım yüzeyleri



Foto 19. İnceleme sahasındaki aşınım yüzeyleri

Bu çalışmada ise Oligo-Miyosen yaşlı aşınım yüzeylerinin parçalanmasıyla ortaya çıkmış olmaları ve Miyosen birimleri üzerinde yer almaları nedeniyle Üst Miyosen yaşının verilmesi uygun görülmüştür.

Bilindiği gibi Üst Miyosen Anadolu'da Neotektonik dönemin başlangıcı sayılmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Erol, 1983; 1989). Bu dönemde morfotektonik gelişme ve giderek daha da kurak bir karakter kazanan sıcak iklim şartları, belirgin bir Üst Miyosen sedimantasyonuna neden olmuştur. Bu durum yüksek yerlerde etkin bir aşınım döngüsünün

meydana gelmesini beraberinde getirmiştir. Böylece eski dağ kütleleri ve platoların kenarlarında geniş aşınım ve/veya etek düzlükleri şeklinde başka bir yerçekli jenarasyonu da gelişmiştir (Erol, 1989).

Aslında bu aşınım yüzeyi bir bakıma Oligo-Miyosen yaşlı yüzeyin devamı halindedir ve onun etek kısımlarında yer almaktadır. Bu yüzeye ait kalıntı parçalar yüksek sırtlar üzerinde tespit edilmektedir (Ak, 2010). Bu yüzeyler başlıca röliyef sahasının uzanış doğrultusuna uygun bir şekilde güneydoğu-kuzeybatı istikametine doğru yönelmiştir. Bu yüzeyin parçalarına Kayış Dağı ve Aydos Dağı başta olmak üzere tektoniğin etkisiyle yükselerek şahit tepe vasfını kazanan tepelerin kenarlarında 300 m yükselti seviyesinde rastlanabilmektedir (İlze, 1990).

İnceleme sahasında Üst Pliyosen öncesinde birbirinin devamı şeklinde gelişen Oligo-Miyosen ve Üst Miyosen yaşlı aşınım yüzeylerinin farklı yükseltilerde yer alması, hem aşınım, hem de tektonik veya östatik olarak gerçekleşen yükselmelerden kaynaklanmaktadır. Özellikle bu sahada gerçekleşen yükselme hareketleri daha çok yeni bir karakter taşımaktadır. Zira akarsu vadilerindeki geriye doğru aşınım diklikleri ve topografik diskordanslardan da durumun bu şekilde olduğu anlaşılmaktadır.

İnceleme sahasında Üst Miyosen yaşlı aşınım yüzeyleriyle yaşıt herhangi bir formasyon bulunmamaktadır. Ancak sahanın batısında yani İstanbul'un Avrupa yakasında ilgili yüzeylerle yaşıt akarsu depoları yer almaktadır. Literatürde Çekmece Grubu (Çukurçeşme, Güngören ve Bakırköy formasyonları) olarak adlandırılan bu istif, Karadeniz ve Marmara Denizi kıyıları arasında yayılışa sahiptir. Üst Miyosen'e ait akarsu çökelleri ile temsil edildiği için (Özgül vd., 2005) aynı zamana ait aşınım yüzeylerinin korelan tortulları olarak değerlendirilebilir. Bu tortul tabakaların inceleme sahasında yer almaması, muhtemelen daha sonraki zamanda meydana gelen aşınım süreçleriyle alakalı olmalıdır.

İnceleme sahasındaki Oligo-Miyosen ve Üst Miyosen yaşlı aşınım yüzeyinden başka farklı bir yükselti basamağında üçüncü bir aşınım yüzeyi de tespit edilmiştir. Bu yüzeyde diğer iki aşınım yüzeyinde olduğu gibi farklı bilim insanları tarafından Pliyosen (Göney, 1963-1964; Ergün, 1982), Üst Pliyosen (Hoşgören, 1995; Şengör, 2011), Üst Pliyosen-Pleyistosen (Ak, 2010) veya Üst Neojen (İlze, 1990) olmak üzere farklı biçimlerde yaşılandırılmıştır. Ancak bu yüzeylerin Üst Miyosen aşınım yüzeylerinin

zararına gelişmeleri, temeli oluşturan kayaçları ve Pliyosen örtüyü kesmeleri nedeniyle Üst Pliyosen yaşında olduğu söylenebilir.

Bu yüzeyler, kesmiş oldukları litolojik mozaik ve kıvrımlı yapı nedeniyle dalgalı topografya özellikleri sunmaktadır. Neojen depoları üzerinde gelişen bu yüzeyler, hem gelişim sürelerinin kısıtlı, hem de daha dayanıklı yapıda bir litolojiden oluşmaları nedeniyle Neojen yüzeyini ortadan kaldıramamıştır. Bu Üst Pliyosen yüzeyi, Neojen sonrası dönemde sahayı etkileyen yükselme hareketleri ile büyük ölçüde deforme olmuş ve aktif hale gelen flüvyal süreçler sebebiyle Neojen örtü tabakalarını aşındırmıştır. Bunun sonucunda inceleme sahasını da içine alan Kocaeli Platosu'nda hem epijenik boğazlar veya yarma vadiler oluşmuş, hem de sıyrılmış yüzeyler topografya'da etkin bir rol kazanmıştır (İlze, 1990). Ayrıca söz konusu yerçekli, kara yüzeyinde zaman içerisinde oluştuğu dönemdeki morfolojisini koruyamamış ve yakın dönemde gençleşen akarsular tarafından yoğun bir şekilde parçalanmıştır (Göktaşan, 2000; Kafesoğlu Sandıkçioğlu, 2010).

Farklı bir araştırmacı tarafından yapılan diğer çalışmalarda ise bu yüzeyin Üst Pliyosen aşımın yüzeyi (DIII) olduğu belirtilmiştir (Erol, 1989; 1999). Miyosen-Pliyosen arasında canlanan tektonik hareketlerle Pliyosen başlarından itibaren bu döneme girildiği ve ikliminde arada serin ve nispeten yağışlı evrelerin bulunduğu nemli, subtropikal/ılık koşullarda bir karakter kazandığı açıklanmıştır. Böylece ilgili koşullar altında faaliyete geçen akarsular ve onların oluşturduğu flüvyal süreçlerin egemen olmaya başladığı ve Üst Pliyosen'de de flüvyal oluşumların daha baskın olduğu ortaya atılmıştır (Erol, 1989).

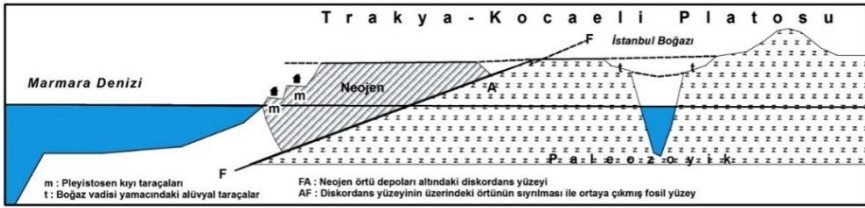
İnceleme sahasında Üst Pliyosen aşımın yüzeyleriyle yaşıt depolar ise muhtemelen Üst Pliyosen-Alt Pleyistosen yaşında olduğu belirtilen Karapürçek Formasyonuna (Gedik vd., 2005) ait akarsu çökellerini oluşturmaktadır.

Hem paleocoğrafik, hem de jeomorfolojik gelişimi bakımından oldukça önemli sayılan (Yalçınlar, 1963), sıyrılmış yüzeyler olarak belirtilen (Erinç, 2010; Ertek, 2010) ve fosil yüzeyler olarak ortaya çıkan sahalara ise 20-130 m yükselti basamakları arasında konumlanmıştır (Ertek, 1995).

Bu yüzeyler Paleozoyik temel üzerinde (İlze, 1990) çoğunlukla Devoniyen, bazı alanlarda ise Ordovisiyen ve Silüriyen birimleri üzerinde

yayılış göstermektedir. Paleozoyik'teki Üst Paleozoyik (Üst Karbonifer?-Permien) orojenezini takip eden aşamada gelişen bu morfolojik birimler, Mesozoyik sonları ve Tersiyer başlarında ortaya çıkan tektonik hareketlerle deforme olmuştur. Neojen'de bu yüzeylerin zararına gelişmeye başlayan yeni aşınım yüzeylerinin etkisiyle, bunların depoları altında kalmıştır. Neojen sonlarına doğru canlanan tektonik hareketlerin etkisiyle meydana gelen yükselmeler neticesinde, bunların üzerindeki örtü birimleri sıyrılmış ve ilgili yüzeyler ortaya çıkmıştır. Bu tür bir sıyrılmaya sonucunda morfolojide aktif hale gelen sıyrılmış yüzeyler, muhtemelen Neojen örtü birimlerinin oldukça gevşek ve yumuşak bir özellikte olması ve bu nedenle kolaylıkla ortadan kaldırılması neticesinde meydana gelmiş olmalıdır (Kurter, 1957).

İnceleme sahasındaki sıyrılmış yüzeyler genel karakter olarak farklı yaşlara sahip olduğundan dolayı, polijenik bir yüzey olarak değerlendirilmektedir (Kurter, 1957; İlze, 1990; Ak, 2010; Erinç, 2010; Şekil 38).



Şekil 38. İnceleme sahası çevresindeki sıyrılmış yüzeylerin konumu (GB-KD doğrultusunda şematik kesit) (Erinç, 2010'dan yeniden çizilerek)

Söz konusu yüzeyler, büyük ölçüde deformasyona maruz kaldığından yer yer kırılmış, yer yer çökmüş veya yükselmiştir. Sıyrılmış yüzeyler Kuvaterner'de etkinlik kazanan flüvyal süreçlerle parçalanarak daha genç vadi şekillerinin oluşumuna ve gelişimine imkân vermiştir. Genel bir değerlendirme ile bu yüzeylerin sadece tektonik hareketlerin değil, aynı zamanda negatif östatik hareketlerin de denetimi altında şekillenmiş olduğu belirtilmektedir (İlze, 1990; Ak, 2010).

İnceleme sahasındaki sıyrılmış yüzeyler, Bostancı ile Kartal arasında (Kurter, 1957; Ak, 2010; Erinç, 2010), Şile ile Ağva çevrelerinde (Ertek, 1995) ve Paşaköy civarında (İlze, 1990) yayılış göstermektedir (Ertek, 2010; Ek2).

İnceleme sahasındaki farklı plato yüzeyleri üzerinde dikkat çeken bir diğer husus da drenaj ağıdır. Özellikle yüksek plato kademesinde drenaj son derece gelişmiş ve akarsular bu alanda derin vadiler açmıştır. Bu nedenle plato yüzeyi çok arızalı bir görünüm kazanmış ve parça parça şeklinde kalmıştır. Daha çok “V” profilli vadi türünün yaygın olduğu bu plato yüzeyindeki vadi yamaçları oldukça yatıktır. Bu vadi yamaçları, eğimli dik yamaç şeklindedir ve söz konusu yamaçların eğim değerleri ise genellikle % 10’un üzerindedir.

Alçak plato kademesinde ise drenaj sistemi, özellikle dirençsiz kısımlarda gelişme imkânı bulmuştur. Buna bağlı olarak bazı alanlarda yapıya bağlı örtü tabakaları süpürülmüş ve akarsular temele kopya edilmiştir. Bu nedenle bazı alanlarda akarsular sürempoze (epijenik) vadiler oluşturmuştur. Alçak plato alanı, özellikle inceleme sahasının güneyinde daha bütün bir şekilde bulunur; Karadeniz kıyılarına doğru gidildikçe ise daha parçalı yapı özellikleri kazanır. Bu durum muhtemelen Karadeniz kıyısındaki akarsu yoğunluğunun daha fazla olmasından kaynaklanmaktadır.

Her iki plato kademesinde akarsu vadilerinin enine profillerinde görülen farklılık da önemli bir durumdur. Aynı akarsuyun, yüksek kısımlarına karşılık gelen yüksek plato seviyelerinde, vadilerin enine kesitleri “V” profil kazanmıştır. Bu durum, tektonik çarpılmanın jeolojik tarihi bakımından henüz genç tektonik (Neotektonik) dönemde meydana gelmiş olduğunu göstermektedir. Bu genç vadilerin oluşumunda bilhassa, temelin yüzeye yakın olması veya Neojen örtü birimlerinin nispeten daha ince olması etkin bir rol oynamıştır (İlze, 1990; Ak, 2010).

Alçak plato alanlarında ise vadi profilleri “U” şeklindedir. Bu durum bir yandan litolojinin; diğer yandan da yatakta taşınan yükün akarsu yatağı üzerindeki etkisine bağlı olarak gelişmektedir (Atalay, 1980; 1986). Özellikle bu tür vadi yapısının hakim olduğu plato yüzeylerinde litolojik yapı akarsu aşındırmasına karşı daha dirençsizdir. Böylece vadi daha geniş bir karakter kazanır.

2.2.1.3. Ovalar (Düzlükler)

Ovalar çeşitli yükseltilerde yer alabilen düz veya düze yakın hafif dalgalı sahalardır. Bu nedenle çeşitli şekillerde oluşabilmektedir (Salomon-Calvi, 1936). Buradaki ova terimini tektonikteki ova terimi ile karıştırmamak gereklidir. Tektonik tanımına göre ova, birbirine paralel

olmayan ikiden fazla oblik fayla sınırlanan gerilme kökenli havzalardır (Şengör, 1980). Ancak bu çalışmada ova kelimesi tektonik anlamından ziyade jeomorfolojideki düzlük anlamında kullanılmıştır.

Genel olarak konumuna göre ovalar, karasal ve kıyı ovaları olmak üzere ikiye ayrılmaktadır. Karasal ovalar karaların iç kısımlarında, kıyı ovaları ise kıyı bölgelerinde yer almaktadır (Hoşgören, 2010). İnceleme sahasında her iki tip ova da mevcuttur. Bunun yanında alüvyal vadi tabanları da bu kapsamda değerlendirilmiştir.

İnceleme sahasında, akarsuların talveg tabanı ile topografya yüzeyi arasındaki yükselti farkının çok az olduğu birikim sahalarına karşılık gelen ovalara (Şekil 39; 40; Ek 2), daha çok inceleme sahasının kıyı kesiminde; özellikle de Karadeniz kıyısında rastlanmaktadır.

Batıdan doğuya doğru yapılan sıralama ile bu ovalar; Türknil nehri tarafından oluşturulan Yeniköy Ovası, Göksu dere tarafından meydana getirilen Karabulak Ovası ve Ağva deresi tarafından oluşturulan Yeşilköy Ovası'dır.

Bu kıyı ovalarının yanında Çekmeköy'ün kuzeydoğu kesimindeki Riva nehri vadisinde karasal ova karakterinde Küçük Ova ve İshaklı Ovası gelişmiştir (Ek 2)

Bu ovalardan en büyüğü Küçük Ova'dır. Bu ova, Riva nehri vadisinde KB-GD istikametinde gelişmiş olup, uzunluğu ortalama 6 km, genişliği ise ortalama 1.2 km'dir. Alan olarak 9.25 km²'lik bir sahada yayılış gösteren bu ovanın, deniz seviyesinden yüksekliği 40 m'dir. Eğim değerleri ise % 0-2 arasındaki düzlüklerle temsil edilmektedir.

Yine Küçük Ova'nın kuzeybatısında yer alan karasal ova karakterindeki İshaklı Ovası ise 1.56 km² bir yüzölçümüyle daha küçük bir yerşeklidir. Ortalama olarak genişliği 400 m, uzunluğu ise 2.5 km'dir. Ova tabanında eğim değerleri % 0-4 arasında değişmekte olup, plato yamaçlarına doğru bu değerler artış gösterir. Ovanın deniz seviyesinden yüksekliği ise 10 m'dir.

İnceleme sahasında yer alan diğer bir karasal ova da, Alibahadır Ovası'dır (Ek 2). Riva nehri'nin bir kolu olan Dolduruka deresi vadisinde oluşmuş bu ova, 1.60 km² alan kaplamakta olup, 1 km genişlikte ve 2 km uzunluktadır.

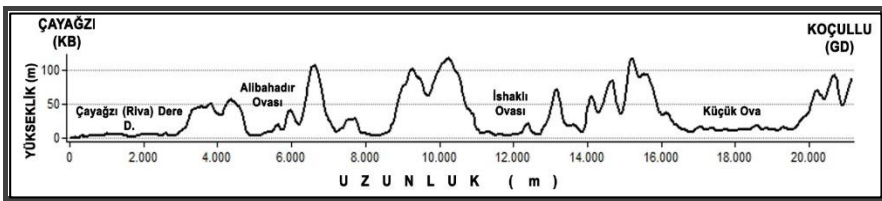
Karabulak ve Yeşilçay ovaları ise delta olarak meydana gelmiş kıyı ovalarındandır. Her iki ova, yan yana ve inceleme sahasının kuzeydoğusunda Ağva yerleşmesinin batısında bulunmaktadır. Bu ovalardan Karabulak Ovası 4.17 km², Yeşilçay Ovası ise 4.15 km² alana sahiptir. Yükselti seviyesi 0-40 m'ler arasında değişmektedir. Bu ovalarda da eğim değerleri genellikle %0-2 arasında düşük değerlerdedir.

İnceleme sahasındaki büyük ovalardan bir başkası ise Yeniköy Ovası'dır. Bu ova, Şile ilçe merkezinin batısında Karadeniz kıyısında delta şeklinde gelişmiş bir kıyı ovasıdır. 0-10 m yükselti seviyesi arasında meydana gelmiş bu ova, 3.72 km²'lik bir alana sahiptir. Eğim değerleri ise % 0-4 arasında değişen özelliktedir.

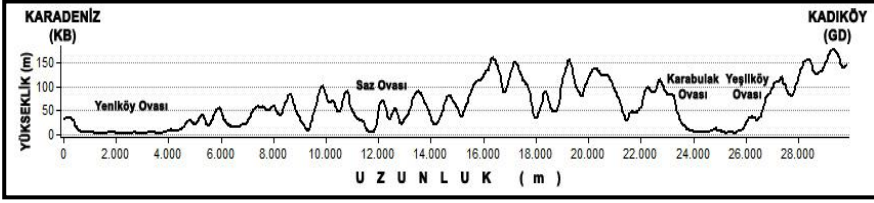
Yukarıda özellikleri açıklanan ova alanlarının bir diğer özelliği de menderesli bir akarsu akışına sahip olmasıdır. Özellikle akarsu kollarındaki dizi sırasının büyük olduğu kesimlerde bu durum açık bir şekilde görülmektedir. Taşkın ovası morfolojisinde gelişen bu sahalarda akarsuların menderesler resmetmesi jeomorfolojik açıdan olgunluk döneminin işareti olarak yorumlanabilir. Bu şekilde denge profilini kazanmış akarsulardaki alüvyal yatak içerisinde kum bankları ve adacıkları da gözlenmektedir.

Yine bu mendereslenme hareketine bağlı olarak çarpak ve yığınak şekilleri ile mendereslerin gelişimiyle alakalı olarak ortaya çıkmış devresel olmayan taraçalar da oluşmuştur.

Bunun yanında inceleme sahasındaki akarsuların getirdikleri malzemeleri vadi tabanlarında biriktirmesi şeklinde gelişmiş ovalık alanlar da mevcuttur. Bunlar daha çok vadi tabanı düzlükleri şeklindedir. Ancak bunların çoğunluğu dar akarsu vadilerini işgal etmelerinden dolayı geniş düzlükler şeklinde olmayıp; tipik ova karakteri göstermemektedir (Ertek, 2010).



Şekil 39. İnceleme sahasında Çayağzı-Koçullu yerleşmeleri arasında (KB-GD) yayılış gösteren ovalar



Şekil 40. İnceleme sahasında Karadeniz-Kadıköy (Şile) (KB-GD) arasında yayılmış gösteren ovalar

2.2.2. Elemanter Yerşekilleri

Birleşerek büyük ve kombine şekiller olan; ana yerşekilleri oluşturan küçük yerşekillerine elemanter yerşekilleri denir (Kurter ve Hoşgören, 1986). İnceleme sahasında ana yerşekillerinin yanında varlığı saptanmış olan çeşitli özellikteki elemanter yerşekilleri de bulunmaktadır (Ek 2).

Bu yerşekilleri genetik olarak akarsu, kıyı, karst ve volkan topografyalarına ait olmak üzere dört grup altında incelenebilir. Ayrıca bu sınıflandırmaya insanın jeomorfoloji üzerindeki etkisi sonucunda ortaya çıkan antropojenik yerşekilleri de dahil edilebilir.

2.2.2.1. Akarsu Topografyası

Yeryüzünü şekillendiren dış etkenler arasında en geniş sahalara yayılmış olan akarsular (Erinç, 2010), topografya üzerine yerleşerek bir drenaj ağı oluşturmaktadır. Bu drenaj ağı vasıtasıyla da akarsular, topografyanın kalbine işleyerek onun şekillenmesine neden olmaktadır.

İnceleme sahasında akarsuların meydana getirdiği yerşekilleri bol miktarda bulunmaktadır. Bu yerşekilleri özellikle topografyanın güncel şeklini almasında büyük emek sarf etmiştir. Flüvyal süreçler sonucunda inceleme sahasında çeşitli büyüklük ve genişlikte hem aşınım, hem de birikim şekilleri gelişmiştir. Bunlardan yamaçlar ve sırtlar ile vadiler akarsuların aşınım; deltalar, taraçalar ve birikinti konileri ile yelpazeleri ise akarsuların birikim süreçlerinin eseri olarak değerlendirilebilir.

İnceleme sahasında akarsu aşındırmasının en belirgin etkisi, özellikle yamaç araziler boyunca izlenebilmektedir. Özellikle, dağlar ve platolar ile yüksek ve alçak plato alanları arasındaki geçişi sağlayan yamaçlar birbiri içine geçmiş basamaklar şeklindedir (Şahin, 1990). Bu bağlamda platolar arasındaki yükselti farkının az olmasından dolayı yamaçlar daha az eğimli bir özellik sunmaktadır. Bu tür sahalarda sadece fay dikliklerinin olduğu kesimlerde ani yükselme neticesinde yamaçlar dik bir şekil kazanmıştır. Bu

tür sahalarda bitki örtüsünün tahrip edildiği alanlarda yer yer sel yarıntıları da gelişme göstermiştir (Foto 20).



Foto 20. Kayış Dağı civarında gelişme göstermiş sel yarıntıları

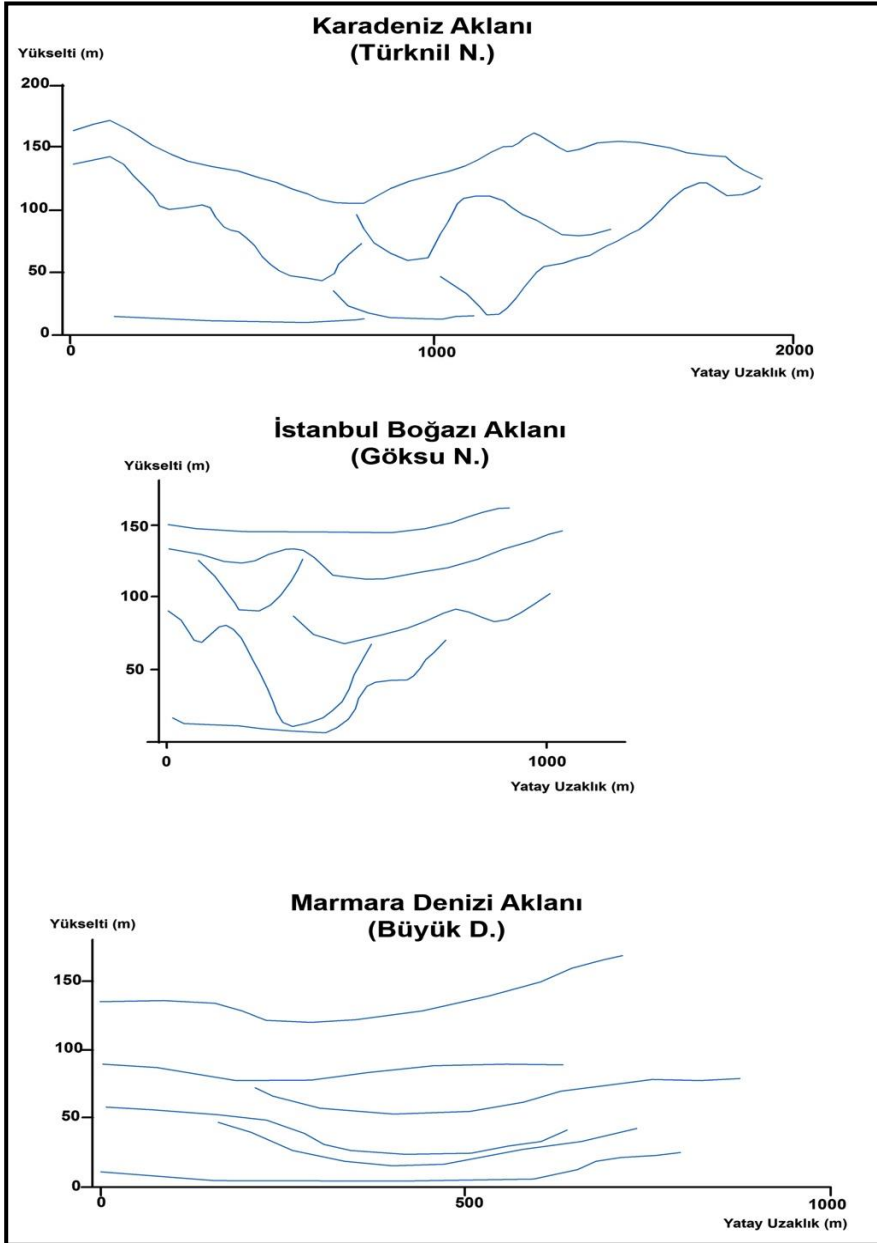
Ayrıca yüksek plato alanlarından alçak plato alanlarına geçiş daha dik ve yüksek yamaçlarla gerçekleşmektedir. Bunun nedeni sadece vadilerin yeni devreye ait genç şekiller olmasından değil; aynı zamanda farklı dirençteki litolojik birimlerin varlığından ve bu alanların akarsuların orta mecralarına karşılık gelmesindedir.

İnceleme sahasında çeşitli seviyelerdeki plato yüzeyleri arasındaki geçişlerde eğim değerleri % 0-8 arasında değişiklik göstermektedir. Sıyrılmış yüzeylere geçişte de eğim değerleri aynı şekilde düşük seviyelerdedir.

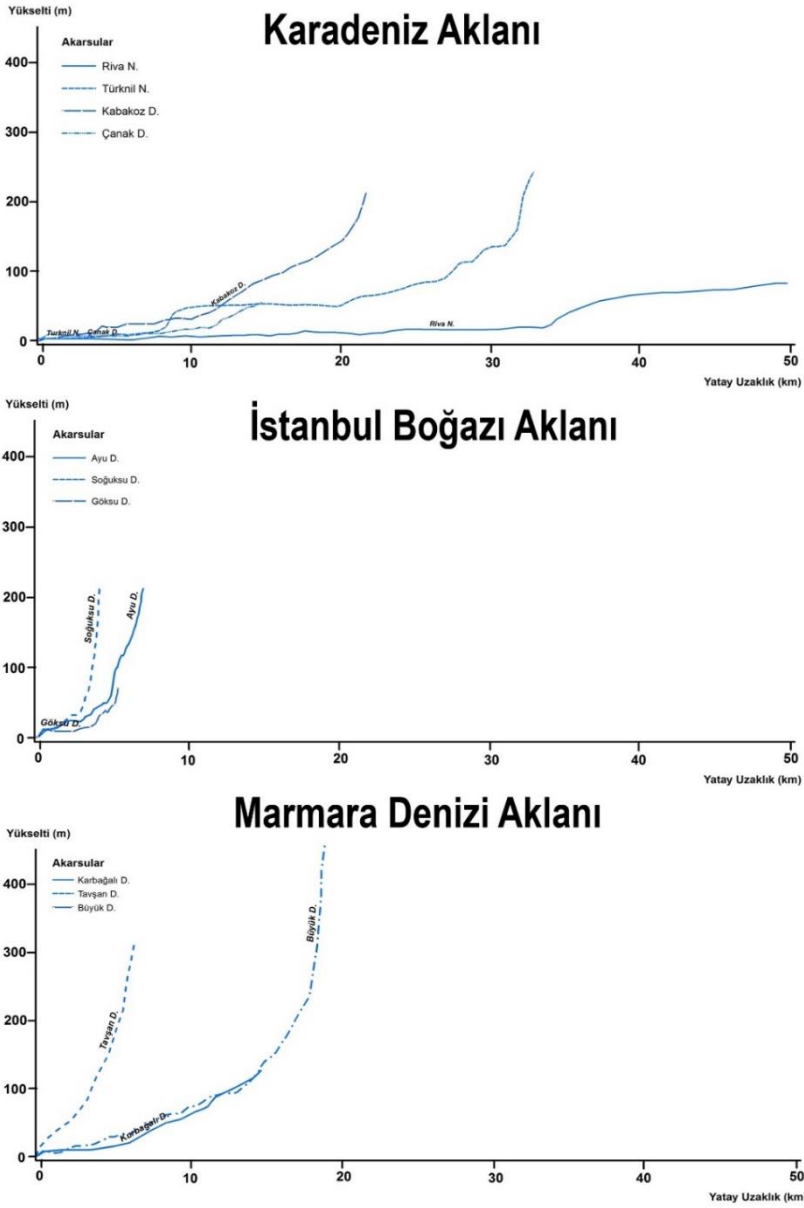
Bununla birlikte vadi yamaçları arasında da jeomorfolojik birimlere göre yamaç özellikleri değişebilmektedir. Alanda “V” profilli vadi geçişi belirgindir. Eğim değerlerinin arttığı sahalarda bu özellik açık bir şekilde izlenebilmektedir. Özellikle akarsuların boğaz veya yarma vadi oluşturduğu kesimlerde bu durum bariz bir şekilde görülmektedir.

“U” şeklindeki yamaçların görüldüğü vadi tabanlarında ise eğim değerleri oldukça düşüktür. Bu tür yamaçlar genellikle akarsuların geniş tabanlı vadi profili kazandıkları alanlarda yaygın olarak bulunmaktadır.

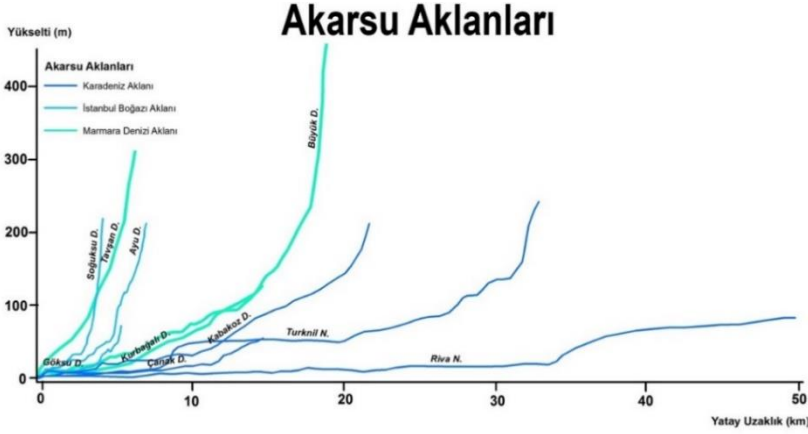
Akarsuların enine profillerinde de farklılık izlenmektedir (Şekil 41). Bu durum muhtemelen litolojik yapı ile alakalı bir meseledir. Alanda, özellikle dirençsiz kayaların litolojiye hakim olduğu sahalarda akarsular boyuna iç bükey bir profil özelliği göstermektedir (Şekil 42; 43). Ayrıca vadiler de daha derin kazılmış bir karakterdedir.



Şekil 41. İnceleme sahasındaki ana akarsu havzalarına göre bazı akarsuların enine profilleri



Şekil 42. İnceleme sahasındaki ana akarsu havzalarındaki bazı akarsuların boyuna profil özellikleri



Şekil 43. İnceleme sahasındaki ana akarsu havzalarındaki bazı akarsuların boyuna profil özellikleri

İnceleme sahasındaki akarsuların boyuna profillerindeki bir diğer özellik ise ana akarsu akaçlama alanlarının kapladığı saha itibariyledir. Nitekim daha geniş bir havzaya sahip olan Karadeniz aklanındaki akarsuların bu nedenle boyuna profilleri daha uzun, buna karşın Marmara Denizi ve İstanbul Boğazi aklanlarındaki akarsuların ki ise daha kısadır. Ayrıca akarsuların boyuna profillerindeki eğim kırıklıkları da inceleme sahasındaki deniz seviyesi değişimlerinin göstergesi olarak değerlendirilebilir. Bu bağlamda Karadeniz aklanına dökülen akarsulardaki eğim kırıklıkları daha fazla dikkate şayandır. Marmara Denizi ve İstanbul Boğazi aklanındaki akarsularda ise bu tür bariz eğim kırıklıkları mevcut değildir (Şekil 42; 43).

Yine akarsu şebekesinin büyük ölçüde Pliyosen'de kurulduğu ve Kuvaterner başında günümüzdeki şeklini aldığı (İlze, 1990; Ertek, 1995; Ak, 2010) inceleme sahasında, yine bu zamanda meydana gelen iklim değişimleri ve epirojenik hareketler sonucunda akarsularda gençleşmeler yaşanmış ve akarsular hızlı bir şekilde yataklarına gömülmüştür. İnceleme sahasında görülen kapma olayları ve gömük mendereslerin varlığı bu durumun jeomorfolojik delillerindedir. Ayrıca ilgili literatürde de durumun bu şekilde gerçekleşmiş olabileceği bildirilmiştir (Ertek ve Evren, 2005; Ekinci, 2006).

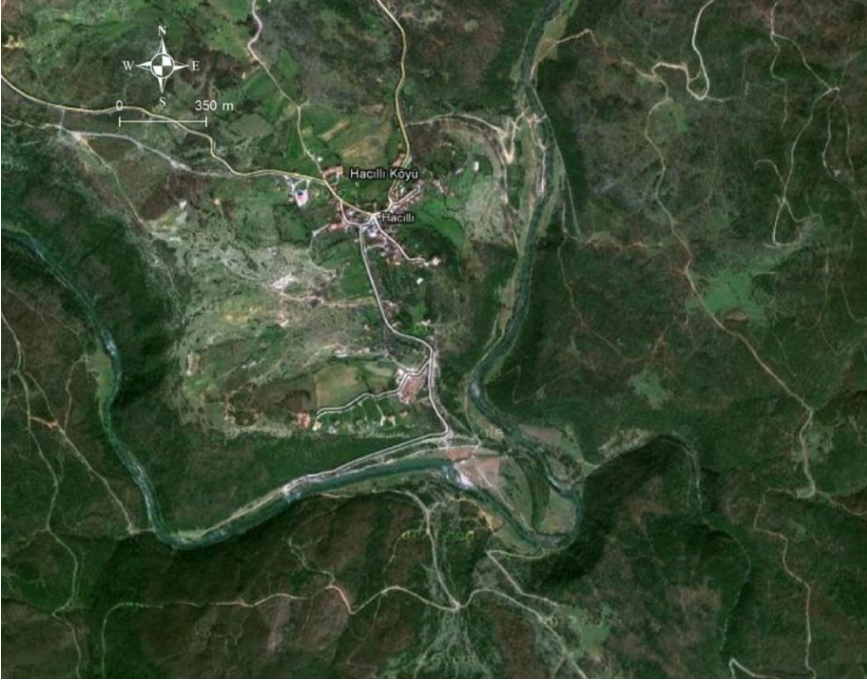
İnceleme sahasında 28 adet kapma olayı tespit edilmiştir. Bu kapmalar, Karadeniz aklanında Yılgın, Mahmut (2 adet), Geçit, Karaman, Alçak (Demircili köyü), Kiremitçi, Türknil, Çamaşır, Bay, Kavak, Kestane,

Üçkardeşler, Hamam, Riva, Değirmen, Domuzbükü, Şalgam, Karanlık akarsularında, İstanbul Boğazı aklanında Subaşı (2 adet), Balıklı, Değirmen akarsularında ve Marmara Denizi aklanında ise Umur (2 adet), Köy, Mercimekli, Uzunçayır akarsularında yaşanmıştır (Ek 2). En tanıtıcı özellikleri, kapılan alanda belirgin bir kapma dirseğinin meydana gelmesi, kapılan akarsu kolunun kurumuş olması olarak gösterilebilir. Ayrıca bölgede yapılan bazı çalışmalarda (Ekinci, 2006) ise kapılan akarsuya ait olduğu düşünülen akarsu çakılları ve eski alüvyonlara kuru vadi içerisinde rastlanması, bu tür bir müsadere olayının işareti olarak ileri sürülmüştür.

İnceleme sahasında iki ayrı akarsu üzerinde gömük mendereslerin varlığı anlaşılmıştır. Her iki akarsu da Karadeniz aklanında bulunmaktadır (Ek 2). En uzun (13 km) gömük menderes şeklinin Ağva'nın güneyindeki Göksu deresinde olduğu tespit edilmiştir (Şekil 44). Buradaki mendereslenme ağız yönüne kayarak yavaş bir şekilde gelişmiştir. Bu durumu, gömük mendereslerin bükümlerinden bazılarının kopmuş olması ve yamaçların gösterdiği belirgin asimetri dolayısıyla gömülme sırasında yana aşınım sürecinin de rol oynadığını özetlemektedir. Sonuçta mendereslerin taban seviyesine doğru yer değiştirmesi gerçekleşmiştir. Göksu Vadisi'nin bir bütün olarak aşınım yüzeyi içerisine gömülmesi, vadi içerisindeki kaymış gömük mendereslerin devresel bir gençleşme ile ilgili olarak meydana gelmiş olduklarına delil olarak gösterilmiştir (Erinç, 2010). Aynı şekilde, Göksu deresinin doğusundaki Ağva deresinin güneydeki kolu olan Kocadere'de de aynı şekilde 4.5 km uzunluğunda bir gömük menderesin olduğu bilgisine ulaşılmıştır.

İnceleme sahasında akarsu biriktirme süreçleri sonucunda oluşmuş en önemli elemanter yerçekli ise deltalardır (Ek 2). Bu şekiller, özellikle karasal ovaların dışında bazı akarsu ağızlarında gelişen kıyı ovalarıdır. Bunlar, Marmara Denizi, Karadeniz ve İstanbul Boğazı kıyılarında gelişenler olmak üzere üç sınıf altında incelenebilir.

Marmara Denizi kıyılarında gelişenler doğudan batıya doğru bir sıralama ile; Umur dere deltası, Büyük dere deltası, Tavşanlı dere deltası, Çamaşırılık dere deltası, Kurbağalı dere deltası'dır (Özşahin, 2009).



Şekil 44. Şile'nin güneydoğusundaki Hacılı köyü civarında Göksu deresinin yapmış olduğu saplanmış gömük menderes

İstanbul Boğazında gelişmiş olanlar güneyden kuzeye doğru bir sıralama ile; Küçüksu dere deltası, Göksu dere deltası (Göktaşan vd., 2006), Dedeoğluçiftlik dere deltası, Poyraz dere deltası'dır.

Karadeniz kıyılarında gelişmiş olanlar ise batıdan doğuya doğru olmak üzere sıralandığında; Halayık dere deltası, Sıvat dere deltası, Riva nehri deltası, Büyükkum dere deltası, Adaklar dere deltası, İncirağzı dere deltası, Bulgurlu dere deltası, Karakızar dere deltası, Selik dere deltası, İskele dere deltası, Çamaşır dere deltası, Doğancılı dere deltası, Sandıklı dere deltası, Çamaşır dere deltası, Türknil nehri deltası, Yunuslu dere deltası, Kabakoz dere deltası, Mahrut dere deltası, İmranlı dere deltası, Harman dere deltası, Meşe dere deltası, Haydarlı dere deltası, Göksu dere deltası, Ağva dere deltasıdır.

Akarsu birikiminin eseri olan diğer elemanter yerşekilleri ise akarsu taraçalarıdır (Ek 2). Bu taraçalar devresel ve devresel olmayan taraçalar olmak üzere ikiye ayrılırlar (Erinç, 2010; Hoşgören, 2010). Devresel taraçalar arazinin gelişme safhasını gösteren (İzbırak, 1955) akarsuyun geçmiş dönemlerde denge profiline ulaştığını ve daha sonra bu dengenin

bozulduğunu ifade eden (Efe, 1998b), östatik veya izostatik hareketlere bağlı olarak doğrudan veya dolaylı olarak meydana gelen alçalmalar sonucunda gelişmektedirler (Hoşgören, 2010).

İnceleme sahasında bu kapsamda irili ufaklı birçok taraça gelişmiştir. Bu taraçalar çeşitli yükselti kademelerinde yer almaktadır. Literatür çerçevesinde (Pamir, 1938; Erinç, 1974-1977; Erol, 1983; 1989; 1999; Oral, 1991; Şengör, 2011) dayanılan bilgiler göz önünde bulundurularak inceleme sahasında jeomorfolojik gelişim dönemlerine göre üç ana taraça seviyesi belirlenmiştir.

Bu yüzeyler yaşlıdan gence doğru bir sıralama ile Alt Pleyistosen (40-50 m ve 75-100 m), Üst Pleyistosen (10-15 m ve 25-30 m) ve Alt Holosen (3-5 m) olarak ayırt edilmiştir. İlgili yüzeylerin yükseltileri ise güncel vadi tabanlarına göre verilmiştir (Foto 21).



Foto 21. İshaklı Ovası'nda gelişen Türknil nehrine ait taraçalar

Bu bakımdan taraçalar kuruluşundan itibaren güncel taban seviyesine göre oluşturdukları yataklarını taban seviyesinin değişimine bağlı olarak yeniden düzenlemişler ve yeni bir yatak seviyesinin ortaya çıkmasına neden olmuşlardır. Böylece eski yatak kalıntıları taraça şeklinde ortaya çıkmıştır. İnceleme sahasında bu tür gelişmiş taraçaların en iyi örnekleri özellikle İstanbul Boğazı civarında görülür. Buradaki taraçalardan yüksek olanlar kuzeyden güneye doğru sıralandığında 80, 70 ve 60 m'ler civarında, alçak olanları ise 30, 25 ve 10 m'ler civarındadır. Bunun yanında Ağva'nın

güneyinde Ağva ve Göksu derelerinde ve Riva nehri vadisinde bu tür taraçalara rastlanmaktadır (Ek 2).

Diğer bir taraça grubunu oluşturan devresel olmayan taraçalar da inceleme sahasında menderes yeniği taraçaları tarafından temsil edilmektedirler. Bu taraçalar menderes büklümlerinin konkav kıyıya doğru kaymaları sonucunda meydana gelmişlerdir (Ertek, 1995). Gelişikleri akarsu kenarından yalnızca birkaç metre yükseklikte yer alırlar ve talveg çizgisine doğru eğimli bir şekilde bulunurlar. Bu taraçalar üzerinde eğim değerleri fazla değildir. İnceleme sahasında ova tabanları başta olmak üzere menderesli akış gösteren vadi tabanlarında da bu tarz taraçalara rastlanır.

Bu taraçalar, Yeniköy, Saz, Yeniköy, Karabulak ve İshaklı ovalarında, Kömürlük, Kervansaray ve Bıçkıdere yerleşimleri civarında Oruçoğlu deresi, Göksu ve Gökmaslı yerleşmeleri arasındaki Göksu deresi, Alibahadır yerleşim merkezinin güneybatısındaki Dolap deresi, Mahmutşevket Paşa yerleşim merkezinin güneyindeki Dolduruka deresi ile Yeşilvadi ve Göksu deresi vadilerinde gözlenmektedir.

İnceleme sahasındaki akarsu taraçalarından bazıları üzerinde yaptığımız yaşlandırma sonuçları, Kuvaterner'deki tektonik ve östatik nedenlerle gerçekleşen kaide seviyesi değişiklikleri hakkında önemli ipuçları vermektedir. Zira bu konuyla alakalı literatürde akarsu taraçalarının morfostratigrafi için klasik kaynak teşkil ettiği ve bu yerçekillerinin yalnızca akarsu vadisinin oluşumunu ve gelişimini değil, aynı zamanda bu oluşum ve gelişim süreci içerisindeki bölgesel yükselim, erozyon ve ortam koşullarındaki değişimler hakkında da önemli bilgiler verdiği savunulmaktadır (Lowe ve Walker, 1997; Doğan, 2011; 2012).

Şile'ye bağlı Ahmetli köyü civarındaki 14 m yükselti seviyesinde yer alan Türknil Nehri'ne ait akarsu taraçası 10.21 ± 2.27 bin yıllıktır. Bu taraçanın batısında Beykoz ilçesi Alibahadır köyü civarında; Riva nehri'nin Dolap dere koluna ait 27 m yükselti seviyesindeki diğer bir akarsu taraçası ise 9.73 ± 2.26 bin yıl yaşındadır. Son olarak analizi yapılan akarsu taraçası ise İstanbul Boğazı civarındadır. Anadolu Hisarı Göksu mahallesinde Göksu deresine ait 10 m yükselti basamağında bulunan bu taraça ise 14.81 ± 2.92 bin yıllıktır (Tablo 17).

Yine inceleme sahasında görülen diğer elemanter yerçekilleri ise birikinti konileri ve yelpazeleridir. Bu şekiller ise eğim değerlerinin yüksek olduğu yamaçtan inen akarsuların az eğimli sahalara geçerken eğim ve

akarsu gücünün azalmasına bağlı olarak getirdiği yükü biriktirmesiyle meydana gelmiştir (Charlton, 2008; Doğan, 2012). Bu alüvyal dolguların eğim değerleri 10°-25° arasında olduğunda birikinti konisi, 1°-10° arasında olduğunda ise birikinti yelpazesi olarak isimlendirilir (Hoşgören, 2010; 2011).

Tablo 17. İnceleme sahasındaki OSL yaşlandırma noktaları, genel özellikleri ve yaş değerleri

Örnek No	Enlem	Boylam	Konum	Türü	Yükselti (m)	OSL Yaş (bin yıl)
1	41° 08'41.74"K	29° 35'6.68"D	Ahmetli Köyü (Şile)	Akarsu	14	10.21 ± 2.27
2	41° 10'44.66"K	29° 11'41.78"D	Alibahadır Köyü (Beykoz)	Akarsu	27	9.73 ± 2.26
3	41° 04'43.10"K	29° 4'40.02"D	Göksu Mh. (Anadolu Hisarı)	Akarsu	10	14.81 ± 2.92
4	40° 48'53.56"K	29° 18'33.75"D	Cami Mh. (Tuzla)	Denizel	5	33.08 ± 7.26

İnceleme sahasında bu yerçekillerinin tipik örneklerine ova ile vadi kenarlarındaki yamaçlarda rastlanır. Bunun yanında alanın genelinde en fazla birikinti yelpazeleri yer kaplamaktadır. Bu şekilleri oluşturan materyaller genellikle kaba tanelidir ve kötü boylanmıştır (Charlton, 2008; Doğan, 2012). Küçük ovanın kuzeyinde Riva nehri vadisinde, Şile'nin güneyinde Yeniköy deresi vadisinde, Kabakoz deresi vadisi ile Saz ovasında, Yeniköy ovasının güneyindeki Çanak dere vadisinde, Ömerli barajının güneydoğusunda bulunan Göçbeyli dere vadisi ile Tuzla'daki Umur deresi vadisinde bu türden yerçekilleri gözlenmektedir.

2.2.2.2. Kıyı Topografyası

Bundan önceki bölümde bahsedilen akarsuların oluşturduğu yerçekillerinin dışında inceleme sahasında çok önemli bir yer tutan kıyı sahasının da jeomorfolojik özelliklerinin bilinmesi gerekmektedir. Üç tarafı denizlerle çevrili olan bu sahanın adalar dahil kıyı uzunluğu 311.32 km'dir. Bu kıyıları, hem su altında, hem de su üstünde barındırdığı yerçekilleri ile âdeta tam bir kıyı morfolojisi repertuarı sunmaktadır (Şengör, 2011).

İnceleme sahasında Karadeniz ve Marmara Denizi kıyıları kuzeybatı-güneydoğu yönünde, İstanbul Boğazı kıyıları ise kuzeydoğu-güneybatı istikametinde uzanış sergilemektedir. Genel olarak bu alandaki bütün kıyıları günümüzden yaklaşık 7.000 yıl önce en son Buzul Çağı sonrasında

gelişen ve bugünkü deniz seviyesine ulaşan son deniz basması (Flandr Transgresyonu) sonucunda sular altında kalmış, boğulmuş kıyılardır. Gerçekten de önceki çalışmalarda savunulan iddialara (Akyol, 1930) karşın, gerek Marmara Denizi ve Karadeniz, gerekse İstanbul Boğazı kıyıları -70 m ile -120 m arasında kalan sahalarda dalga tarafından tıraşlanmış platformlar, falezler, plajlar, sahil ötesi kıyı setleri ve sahil kumulları tarafından donanmış bir halde bulunur (Şengör, 2011).

Aynı zamanda bu transgresyon neticesinde sular altında kalan sahalarda farklı jeomorfolojik özelliklerine bağlı olarak çeşitli kıyı tiplerinin oluşmasına da yol açmıştır. Yine o zamandan beri baskın olan doğal (dalga, akıntı) ve antropojenik kökenli etkenler kıyı bölgesinde bazı önemli değişiklikleri de beraberinde getirmiştir (Erinç, 1974-1977; Ertek, 1991; 2010).

İnceleme sahasındaki kıyılar, morfolojinin prensiplerine uygun bir şekilde coğrafi olaylar dikkate alınarak öncelikli olarak yüksek ve alçak kıyılar, daha sonra da kıyı haline geçen sahanın jeomorfolojik özelliklerine göre (De Martonne, 1935; Erinç, 2001) çeşitli tiplerde incelenebilir.

Buna göre coğrafi olaylar göz önüne alındığında, akarsuların getirdikleri malzemelerin birikimi sonucunda şekillenen deltaların ve plajların bulunduğu kıyılar alçak kıyıları, falezlerin ve dalgalar tarafından işlenmiş platformların bulunduğu kıyılar ise yüksek kıyıları oluşturmaktadır. İnceleme sahasında alçak kıyıların uzunluğu 36.85 km, yüksek kıyıların uzunluğu ise 259.09 km'dir (Foto 22; Şekil 45; Ek 2). Bu bağlamda inceleme sahasında yüksek kıyı morfolojisinin hakim olduğu görülmektedir.



Foto 22. Şile-Ağva arasındaki Bozkoca koyunda görülen alçak ve yüksek kıyı özellikleri

İnceleme sahasında kıyı aşınım şekillerinin başında falezler gelmektedir. Sahada yüksek kıyıların daha fazla alan kaplaması nedeniyle bu yerşekli oldukça yaygın olarak izlenebilmektedir. Özellikle litolojik yapının uygun olması sebebiyle Kadıköy-Tuzla arasında uzanan Marmara Denizi kıyıları falezli kıyı özelliklerine sahiptir. İstanbul Boğazı kıyıları ise faylı bir karakterde olması (Gökaşan, 1998; Oktay vd., 1998; Gökaşan vd., 2003) nedeniyle genellikle falezli kıyı özelliğindedir. Boğazın kuzeyinden itibaren Karadeniz kıyısı boyunca yüksek falezli, çentikli ve genç bir kıyı tipi hâkimdir (Ertek, 2010).

İnceleme sahasındaki falezli kıyılar aktüel ve ölü olmak üzere iki tür falez şekline meydana gelmektedir. Bu nedenle alanın kıyı bölgesinde 41.32 km uzunluğunda aktüel, 5.46 km uzunluğunda da ölü falezler bulunur. Aktüel falezler güncel dalga etkisinin devam ettiği kesimlerde yayılım göstermektedir.

Bu türden falezlere inceleme sahasında özellikle Karadeniz kıyısı boyunca yüksek kıyı özellikleri gösteren alanlarda rastlanmaktadır. En karakteristik falezler ise, sahanın kuzeybatısında ve Şile-Ağva arasındaki kıyı kuşağında yayılım göstermektedir (Foto 23; 24).

Ölü falezler ise aktüel falezlerin önlerinde mevcut plajların gelişmesiyle dalga etkisinden mahrum kalmaları sonucunda oluşmuştur. Bu tür falezler, Şile-Ağva arasındaki kıyı kuşağında özellikle doğal plajların karaya doğru olan kesimlerinde, Şile ilçe merkezinin batısında, Küpelitaş ve Süngertaşı burunları civarında, Anadolukavağı'nın kuzeyindeki Fil burnu çevresinde, Kınalı Ada'nın güneyinde, Sedef Adası'nda, Kadıköy'deki Mado kıyılarında, Maltepe-Kartal arasındaki kıyı kuşağında (Foto 25), Tuzla'nın batısındaki Aydınlı burnu çevresinde konumlanmıştır.



Foto 23. Şile yakınındaki kıyı kuşağında yer alan ölü falezlerden bir görünüm



Foto 24. İnceleme sahasındaki yüksek falezli kıyıların denizden görünüşü (A. M. Celal ŞENGÖR arşivinden)



Foto 25. Maltepe-Kartal arasındaki kıyı kuşağında yer alan ölü falezlerden bir görünüm

Kıyı aşınımının eseri olarak diğer bir yerşekli ise abrazyon platformudur. Özellikle falezli kıyıların gerilemesine paralel olarak meydana gelen bu sahanlıklar, falezlerin gerileme oranının düşük olması nedeniyle geniş ve ideal bir biçimde bulunmamaktadır (Foto 26). Birçok alanda bu platformlar üzerinde aşınımın artı kalması dirençli kısımlar, kayaçların artıkları ve adacıklar şeklinde bulunmaktadır.



Foto 26. Anadolu Feneri civarında gelişmiş küçük bir abrazyon platformu

Bu yerşekilleri özellikle Şile burnu çevresinde, Yunuslu dere plajı doğusunda, Ağva'nın doğusundaki Örcük burnu civarında ve Kadirga koyu doğusunda yaygın bir şekilde izlenebilmektedir (Ertek ve Evren, 2005).

Kıyıdaki aşınma süreçleri sonrasında ortaya çıkan başka bir yerşekli ise doğal köprülerdir. İnceleme sahasında Şile ilçe merkezinin doğusunda Yay burnu çevresinde iki adet, Ağva'nın batısında Bozkoca köyü kuzeyindeki kıyı bölgesinde bir adet ve doğusunda da Kilimli koyu civarında bir adet olmak üzere toplam dört adet doğal köprü oluşumuna rastlanmıştır (Ertek ve Evren, 2005).

İnceleme sahasındaki kıyı bölgesinde aşınım süreçlerinin eseri olarak aşınım artığı kayaların da bulunduğu görülmektedir (Ek 2). Bu tür kayaların en güzel örnekleri Karadeniz kıyısında mevcuttur. Bu bakımdan inceleme sahasında Poyraz-Sahilköy arasındaki kıyı şeridinde (Foto 27), Şile kıyıları çevresinde, Şile'nin doğusunda Yunuslu dere'nin denize döküldüğü kıyı kesiminde, Ağva doğusundaki bazı alanlarda bu tür yerşekillerine rastlanmaktadır. Marmara Denizi'nde ise Tuzburnu Tepesi (Tuzla) tombolosunun güney ucunda bu tür kayaç toplulukları bulunmaktadır.



Foto 27. Poyraz'ın kuzeyindeki yüksek kıyılarda kıyı önünde yer alan aşınım artığı kayalar

Kıyı sahasındaki birikim şekillerinin başında ise tombolo gelmektedir. Bu sahada özellikle Marmara Denizi kıyıları bu yerşekli açısından zengindir. Bu kıyılarda Fenerbahçe (Erinç, 1939; Oral, 1991; Ceylan, 2010; Şekil 46; Foto 28), Sakız Adası, Sarp Tepe ve Tuzburnu

Tepesi (Tuzla) tomboloları (Darkot ve Tuncel, 1981; Ekinci, 2006; Ceylan, 2010) olmak üzere dört adet tombolo oluşumu mevcuttur (Ek 2). Bunun yanında inceleme sahasında Karadeniz kıyısında Anadolu feneri ile Riva arasındaki kıyı havzasında da Soğan tombolosu (Şahin, 1990; Ceylan, 2010; Ek 2) ve Şile ilçesinin doğusunda ise Eşek Adası tombolosu (Ertek ve Evren, 2005; Ceylan, 2010) bulunur (Foto 29; Ek 2).

Lagün ise başka bir birikim şekli olarak görülmektedir. Özellikle Marmara Denizi kıyılarında Tuzla (Kamil Abduş) ve Balık lagünleri bu kapsamda değerlendirilebilir. Ancak her iki doğal oluşumda antropojenik nedenlerden dolayı günümüzde artık mevcut değildir (Ekinci, 2006).



Şekil 46. Fenerbahçe tombolosunun uydu görüntüsü



Foto 28. İnceleme sahasındaki Fenerbahçe tombolosundan bir görünüm (Kafesoğlu Sandıkçioğlu, 2010)



Foto 29. İnceleme sahasındaki Tuzburnu Tepesi (Tuzla) tombolosundan bir görünüm (Kafesoğlu Sandıkçioğlu, 2010)

Kıyıda yer alan şekillerin bir diğer örneği ise denizel taraçalardır. İnceleme sahasında hem Karadeniz (Foto 30), hem de Marmara Denizi kıyılarında çeşitli seviyelerde denizel taraçalar bulunmaktadır. Bu denizel taraçalar jeolojik geçmişte iklimsel östatik deniz seviyesi değişiklikleri (Kayan, 2012) ile deniz altındaki boğulmuş kara topografyasının jeomorfolojik delilleri olarak yorumlanmaktadır (Kurter, 2000; Kafesoğlu Sandıkçioğlu, 2010).



Foto 30. Şile kıyısındaki aktüel ve ölü falezler, denizel taraça ve mağara ile diğer kıyı özellikleri

Karadeniz kıyısında en yüksekte yer alan denizel taraça, 18-26 m yükseklikte bulunmaktadır ve Karangat (Monastır I) seviyesi şeklinde yorumlanmıştır (Baykal, 1943; Erinç, 1953-1954; Evren, 1979; Erol, 1979; Ertek, 1995; Erginal, 2000; Ertek ve Aytaç, 2001; Aytaç, 2003; Ertek vd., 2003; Ertek ve Evren, 2005). Bu taraça seviyesi Şile ilçe merkezinin doğusunda özellikle Eşek Adası tombolosunun doğusunda ve batısında gözlemlenebilmektedir. İstif özelliği olarak denizel çakıllı ve kumlu bir karaktere sahiptir (Ertek ve Evren, 2005).

Bu kıyılarda tespit edilmiş diğer bir denizel taraça ise normalde 7-8 m ve hatta bazı alanlarda 9-10 m yükselti seviyelerinde yer alması gerekirken, 9-11 m yükseklikte bulunan Karangat (Monastır II) taraçasıdır. Bu taraça seviyesi ise Şile ilçe merkezi civarında çok sınırlı bir sahada görülmektedir (Foto 30). Aynı şekilde en alt seviyedeki denizel taraçalar da bunlara yakın konumda ve 2-5 m yüksekli seviyesi arasında konumlanmış olarak bulunmaktadır. En altta kalan bu basamakta Pleyistosen sırasında Akdeniz'de meydana gelen seviye değişikliklerinin yaşandığı postglasyal'deki iklim optimumuna rastlayan Nice (0-50 bin yıl) seviyesidir.

Yukarıda açıklanan Karadeniz kıyılarındaki denizel taraçaların eşleniği olarak Marmara Denizi kıyılarında da bu türden yerçekilleri

bulunur. Nitekim Bostancı ile Tuzla arasındaki kıyılarda, denizden çeşitli yüksekliklerde (2-3, 8-10, 15-20 m gibi) Pleyistosen denizel taraçalarının bulunduğu bazı araştırmacılar tarafından ortaya çıkarılmıştır (Ertek vd., 2000; Erinç, 2010). Pleyistosen denizel taraçaları içerisinde alçak seviyede bulunanlar daha yaygın ve karakteristik özellikler sunmaktadırlar. Üzerlerinde denizel kökenli kavkılar içeren depolarda bulunur (Ardel, 1967-1968). Bunların yükseklikleri, Marmara Denizi'nin diğer kıyılarında görülen taraça karakterindeki düzlüklerin yükseklikleriyle de uyumaktadır (Ardel ve İnandık, 1957).

Bu konu kapsamında inceleme sahasında Marmara Denizi kıyısında bulunan Tuzla'nın doğusunda kalan alandan toplanan fosil örnekleriyle denizel olduğunu anlaşılmış olan (Yalçınlar, 1957; Ardel, 1967-1968; Artan, 1979; Dursun, 2000; Ekinci, 2006; Kafesoğlu Sandıkçioğlu, 2010) taraçanın, tarafımızdan OSL yöntemiyle yaşlandırılması sonucunda, 33.08 ± 7.26 bin yıllık olduğu tespit edilmiştir. Bu tespite göre taraça yaş olarak Pleyistosen'deki Nice (0-50 bin yıl) seviyesinin gerçekleştiği döneme denk gelmektedir.

Aslında inceleme sahasında bütün bu taraça yüzeyleri, Pleyistosen'de deniz seviyesinde yaşanan değişiklikleri göstermektedir. Bununla birlikte bu seviyelerin normalden daha yüksekte bulunuşu, iklimsel-östatik deniz seviyesi değişimlerinin yanında, bölgesel tektonik hareketler nedeniyle bir yükselmenin yaşandığının da jeomorfolojik bir kanıtı olarak yorumlanabilir.

Kıyı kordonları ile kıyı okları da kıyı bölgesinde birikim eseri olarak meydana gelen yerçekillerindendir. İnceleme sahasında Marmara Denizi kıyısında Tuzla'daki Kamilbey ve Tuzgölü lagünlerinin bulunduğu alanda kıyı kordonu bulunur. Bu bölgede denizin sığ olması, dalgaların aşındırma etkisinin düşük, buna karşılık biriktirme etkisinin yüksek olması ile kıyı akıntıları etkisiyle bu kordonlar oluşmuştur (Ekinci, 2006). Bunun yanında Karadeniz kıyısında özellikle de Şile civarındaki bazı akarsu ağızlarında akıntı, hâkim rüzgâr yönü, dalga ve akarsu taşıma gücüne bağlı olarak kıyı oku ile kordonları da gelişmiştir (Ertek ve Evren, 2005).

Yine kıyıdaki birikim eseri olarak görülen bir diğer unsur ise kıyı kumulları'dır. Özellikle bu türden kumul oluşumuna, Karadeniz kıyısında Şile çevresinde rastlanılmaktadır. Bu kumullar, doğal plajların hemen gerisinde, sahilden 100-150 m içeride ve genellikle deniz yönünden gelen

rüzgârların taşıma ve biriktirme faaliyetleri sonucunda meydana gelmiştir (Ertek ve Evren, 2005). Bu birimler, Kara burun-Mağara burnu arasında, Mağara burnu-Şile arasında, Kabakoz sahilinde, Kurfalı altı ve Ağva güneybatısında yayılışa sahiptir.

İnceleme sahasında bulunan bir başka kıyı birikim şekli ise yalıtışlardır. Bu alanda yapılan çalışmalar neticesinde Sahilköy-Şile arasında özellikle de Sahilköy, Doğancılı (Foto 31) ve Kumbaba plajlarında bu türden yerçekillerinin varlığı ortaya konmuştur (Ertek, 2001; Erinç, 2010; Ek 2). Son yapılan çalışmalarda ise Şile'nin Doğancılı kıyılarındaki bu oluşumların yalıtışı olmadığı, buna karşın, fosil kavkı bakımından zengin kokunitler olduğu tespit edilmiştir. Bunun yanında aynı sahada fosil kumulların (eolinit) yer aldığı da belirtilmiştir (Erginal vd., 2012).



Foto 31. İnceleme sahasında Doğancılı plajında görülen yalıtışı oluşumları (Recep KULABER arşivinden)

İnceleme sahasındaki kıyı birikim şekillerinden bir başkası ise plajlardır. Bu elemanter yerçekilleri, genellikle akarsu ağızlarına karşılık gelen ya da gevşek unsurlu kum, çakıl ve milden oluşan denizel kökenli unsurların yer aldığı sahalarda gelişmiştir. Karadeniz kıyılarında Riva, Sahilköy-Şile, Kumbaba, Uzunkum, Kabakoz ve Ağva plajları (Foto 32) bu yerçeklinin karakteristik örneği olarak değerlendirilebilir.



Foto 32. Ağva plajından ve arka plandaki plato yüzeyinden bir görünüm

Marmara Denizi kıyılarında bulunan Kadıköy-Tuzla arasındaki plajlar ise 1950 yılından sonra antropojenik etkiler sonucunda dolgu sahalarına dönüştürülerek, insan kullanımına açılmış ve kentsel doku içerisinde kalmıştır (Ertek, 2010).

İnceleme sahasındaki sahil dolguları da kıyı konusunda değinilmesi gereken antropojenik jeomorfoloji kapsamındaki başka bir birikim alanıdır. Özellikle Karadeniz’de Şile ve Ağva yerleşim merkezlerinin kıyı kesiminde (Foto 33), Marmara Denizi kıyılarında bu anlamda liman, balıkçı barınağı, maden atıkları, karayolu ve rekreasyon alanı üretmek amacıyla insanlar tarafından bu tür yapay dolgular oluşturulmaktadır (Foto 33; 34).



Foto 33. Şile yerleşim merkezi kıyılarındaki antropojenik etki



Foto 34. Kartal-Tuzla arasındaki kıyılardaki yapay dolgular

Bu dolgular daha çok plaj fasiyesindeki malzemenin üzerine eklenmiştir. Çakıl, kum, silt ve kil boyutunda, gri renk tonlarında ve ayrık nitelikli bu zemin, sahil dolgularıyla aynı sınıfta değerlendirilmektedir. Yerel olarak sahil şeridinde çeşitli kaya birimleri de mostra vermektedir. Ancak bu mostralar denizin aşındırıcı ve ayrıştırıcı etkisi ile bloklu bir yapı kazanmıştır (Ekinci, 2006; Ak, 2010).

Yukarıda açıklanan bütün bu kıyı özellikleri ve kıyıda jeomorfolojik unsur çeşitliliğine dayanılarak, kıyının ileri gençlik ile olgunluk safhasında bulunan polisiklik kıyı özelliğinde olduğu ifade edilebilir.

2.2.2.3. Karst Topografyası

Fiziksel parçalanmanın yanında kimyasal olarak da yağış suları ile çözünebilen kireçtaşları (Kayan, 1990), inceleme sahasında değişik yerşekillerinin oluşumunu da (Pekcan, 2000; Erinç, 2010; Hoşgören, 2010) beraberinde getirmiştir. Alanda değişik yaş ve özellikte kireçtaşı litolojisinin hakim olduğu 234.40 km² ve % 10.66 orandaki sahalarda karst röliyefi gelişmiştir.

İnceleme sahasındaki Silüriyen-Devoniyen yaşlı kireçtaşı, kalkerli şeyl, kumtaşı litolojisindeki Pelitli, Alt Triyas yaşlı kumtaşı, şeyl, killi kireçtaşı, kireçtaşı litolojisindeki Demirciler, Orta-Alt Triyas yaşlı kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı, dolomit litolojisindeki Ballıkaya ve Üst Kretase yaşlı pelajik kireçtaşı, killi kireçtaşı, neritik kireçtaşı, marn litolojisindeki

Akveren formasyonları üzerinde karst topografyasına ait yerçekilleri meydana gelmiştir (Ek 1; 2). Özellikle inceleme sahasında Şile-Ağva arası kıyı kuşağının güneyinde ve Marmara Denizi kıyısında Maltepe-Kartal arasındaki çevrede bulunan karstik alanlar bu bakımdan önemlidir.

İnceleme sahasında karst topografyasının gelişimi, karstlaşmanın doğrudan şartlarından olan yapı ve litolojiye bağlanmıştır. Bu kapsamda karstlaşma olayına uygun kayaçların (kireçtaşı) varlığı, bu kayaçların gösterdikleri kalın tabakalanma özellikleri, yerel faylanma ve çatlaklar, epirojenik kökenli yükselmeler, hafif kıvrımlar gibi karstlaşma nedenleri ileri sürülmüştür (Ertek ve Evren, 2005).

Bu sahada Kuvaterner'deki epirojenik hareketler ve yükselmeler ile birlikte Pleyistosen ikliminin nemli devrelerinde akarsu etkinliğinin artmasıyla beraber karstik çözünme ileri bir safhaya ulaşamamış ve akarsular tarafından bozulmuştur. Bu bakımdan bölgede büyük karstik yerçekilleri meydana gelmemiş, oluşmuş olanlar ise dış drenaja bağlanmıştır. Zira inceleme sahasındaki flüvyo-karstik depresyonların oluşumu bu şekilde gerçekleşmiştir. Bütün bu açıklamalara dayanılarak inceleme sahasındaki karstlaşma yakın geçmişin eseri sayılabilir.

Bu alanda karst topografyası genellikle en küçük karstik yerçekli olan lapyalarla temsil edilmektedir. Bu tür yerçekilleri hemen hemen inceleme sahasındaki bütün karstik sahalarda mevcuttur. Bu tür sahalarda lapyaların gelişmesinde karstik çözünmenin yanında yapı ve litoloji ile iklimsel koşullarda etkili olmuştur.

İnceleme sahasında karstik sahada karşılaşılan bir başka yerçekli ise daire şekilli, az eğimli yamaç profiline sahip ve gençlik aşamasındaki karstik çukurluklar olan dolinlerdir. Bunların sayısı 81 adet olup, daha çok erime dolini şeklinde gelişme göstermişlerdir. Bazı alanlarda bu dolinlerin içi yağmur sularıyla dolmakta ve geçici özellikte küçük karstik göller de oluşabilmektedir.

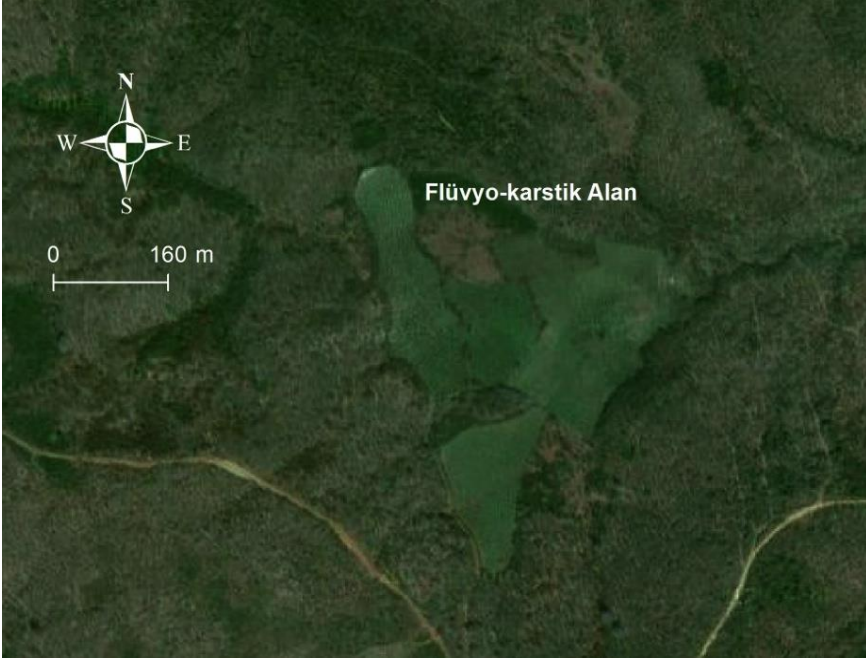
Bu konuda en karakteristik örneklere Ağva doğusunda rastlanmaktadır. Bu bölgede Kretase yaşındaki pelajik kireçtaşı, killi kireçtaşı, neritik kireçtaşı ve marn litolojisinden oluşan Akveren Formasyonu üzerinde KB-GD yönünde gelişmiş olan senklinal çukurluğuna Gölcük, Küçük Göl ve Mızraklı gölü olarak isimlendirilen

dolinler yerleşmiştir. Bu dolinler yağışlı dönemlerde geçici göllere dönüşmektedir (Ertek ve Evren, 2005).

İnceleme sahasında bazı alanlarda dolinlerin birleşmesiyle uvalalar da meydana gelmiştir (Ek 2). Bu kapsamda en tanınmış uvala, Karabeyli flüvyo-karstik depresyonunun kuzeyinde bulunan ve birkaç dolinin birleşmesiyle meydana gelmiş olan Yakalı uvalası'dır. Bu uvala, Alt-Orta Triyas dönemine ait dolomit ve kireçtaşı litolojisindeki Ballıkaya Formasyonu içerisinde oluşmuştur. Elips şekilli bu uvalanın boyu 600 m, eni ise 200 m civarındadır (Ertek ve Evren, 2005). Alanı ise 0.15 km²'dir.

Yine bu uvalanın hemen güneydoğusunda aynı jeolojik formasyon içerisinde Evrenli uvalası bulunur. Yaklaşık 0.09 km² alana sahip olan bu uvala, 300 m boyunda ve 400 m enindedir. Tabanında ise bir su batan (ponor) yer almaktadır.

İnceleme sahasında karstlaşma sonucunda gelişmiş büyük şekillerden bir başkası ise flüvyo-karstik depresyonlardır (Şekil 47). Bu depresyonların yaygın örnekleri Şile ilçe merkezinin güneydoğusunda izlenmektedir (Foto 35). Bu alanda bulunan en tanınmış ve belirgin flüvyo-karstik sahalar, Karabeyli ve Sortullu flüvyo-karstik depresyonlarıdır. Buna mukabil inceleme sahasında Marmara Denizi aklanında yer alan Soğanlı flüvyo-karstik depresyonu ise bu türden diğer bir karstik yerşeklidir.



Şekil 47. İnceleme sahasının doğu sınırında kalan flüvyo-karstik sahanın uydu görüntüsü

Karabeyli flüvyo-karstik depresyonu 2.34 km²'lik bir alan kaplamakta olup, içerisinde irili ufaklı mağara ve dolinler de bulunmaktadır. Alt-Orta Triyas'a ait dolomit ve dolomitik kireçtaşı litolojisindeki Ballıkaya Formasyonu içerisinde gelişmiş olan bu depresyon, kuzeybatısından ve güneyinden faylanmalara maruz kalarak tektono-karstik bir özellik kazanmıştır. Depresyonun tabanında bir su batan (ponor)'da mevcuttur. Polye emareleri gösteren bu saha, dış drenaja Yılğın dere tarafından bağlanmıştır. Bu depresyonun güneydoğusunda bulunan Sortullu depresyonu ise 0.41 km² alan kaplamakta olup, Göksu deresinin kollarından Kışla deresi tarafından dış drenaja açılmıştır. Bu yerçekli de tıpkı Karabeyli depresyonu gibi Ballıkaya formasyonu içerisinde gelişmiştir.



Foto 35. İnceleme sahasında Şile ilçe merkezinin güneydoğusunda gelişen flüvyo-karstik alanlardan bir görünüm

Son olarak Soğanlı flüvyo-karstik depresyonu ise Maltepe-Yakacık arasında yer almakta olup, 1.4 km²'lik bir alana sahiptir. Jeolojik olarak Silüriyen-Devoniyen yaşındaki kireçtaşı, kalkerli şeyl, kumtaşı litolojisindeki Pelitli Formasyonu içerisinde oluşmuştur. Başlangıçta birkaç dolinden meydana gelen bir uvala sahasının, Tavşan dere tarafından dış drenaja açılarak bozulması sonucunda flüvyo-karstik depresyon özelliği kazanmıştır. Bu depresyonun tabanında iki adet dolin gölü de bulunmaktadır.

İnceleme sahasındaki flüvyo-karstik depresyonlar içerisinde gelişen su batanların (ponor) yanında su çıkanlara da bazı sahalarda rastlanabilmektedir. Karakteristik örnek olarak inceleme sahasının güneydoğusunda Hacılı yerleşmesi civarında Göksu deresi kollarından Kuru dere vadisinde bu tür bir oluşum tespit edilmiştir (Ertek ve Evren, 2005).

İnceleme sahasındaki plato alanları üzerinde karşılaşılan diğer bir karstik yerşekli ise mağaralardır. Bu yerşekilleri ortaya koydukları özellikleriyle jeomorfolojik oluşum ve gelişime ışık tutmaktadır (Nazik, 1989). Bu alanda, kireçli kayaçların litostratigrafik ve yapısal özellikleri (çatlak, kırık, süreksizlik vs. gibi) (Hails, 1977), karst taban seviyesi ile morfolojik taban seviyesi arasındaki ilişki, akarsu vadileriyle derin yarıлма, yoğun bitki örtüsü ve iklimsel faktörler (Doğu, 1994; Doğu vd., 1994;

1999) mağara oluşumunda (Ekinci, 2011) uygun koşulların doğmasına neden olmuştur.

Özellikle Şile ilçe sınırları içerisindeki gerçekleşen karstlaşma (Ertek, 1995) ve buna bağlı olarak meydana gelen mağara oluşumu, büyük ölçekte ve çok uzun olmamakla birlikte oldukça fazladır. Bu kapsamda yapılan çalışmalara göre inceleme sahası sınırları içerisinde tespit edilen 26 adet mağara vardır. Bunların 17 tanesi alçak plato üzerinde gelişmiş karasal; diğerleri ise kıyı sahasında oluşmuş denizel mağaralardır (Foto 36).



Foto 36. Şile kıyılarında gelişmiş denizel mağara

Buna göre Sofular Mağarası (Ertek, 1989), Meşrutiyet Mağarası, Meşrutiyet Yarığı, Meşrutiyet Deliği, Ekşioğlu Mağarası, Karabeyli İnleri, Sığır Çopulu Mağarası, Gölcük İni, Radıç Çopulu, Eski Köyüeri Mağarası, Yukarı Kışla Mağarası, İnkese Mağarası, Suçikan Mağarası, Soğuksu Mağarası, Gürlek Mağarası, Gökmaslı Mağarası ve Sulukuyu Mağarası karada gelişmiş mağaralardır (Ertek ve Evren, 2005).

Kıyı bölgesinde oluşmuş denizel mağaralar ise kendi içinde denizle bağlantılı olanlar ve olmayanlar olarak ayrılabilir. Denizle bağlantılı olanlar, Ocaklıada Mağarası, Akşamgüneşi (Zeki Müren veya Pavli) Mağarası (Aygen, 1984; Erdem, 1995), Kabakoz Deniz İni, Kilimli Deniz İnleri ve Malkaya Deliği'dir (Ertek ve Evren, 2005).

Denizle irtibatını koparmış ve bugünkü deniz seviyesinin üzerinde bulunanlar ise Tersane (Yalı) Mağarası, Fusa (Şileburnualtı/Feneraltı) Mağarası, Tavanlı I Mağarası ve Tavanlı II Mağarası'dır. Mağaraların

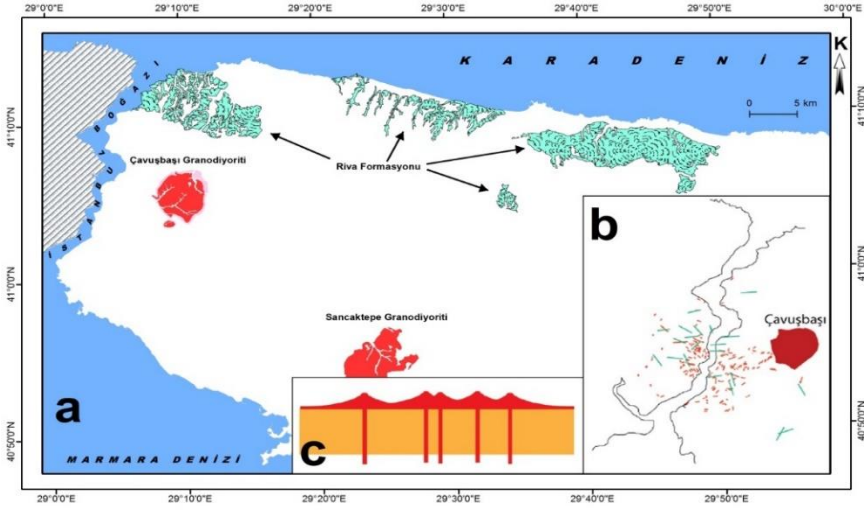
tavanlarının çökmesiyle tabanlarının bloklarla dolmuş olması veya sahadaki genç tektoniğin sürekliliği sayesinde mağaraların yükselmiş olması gibi nedenler yüzünden bu mağaraların denizle ilişkilerinin koptuğu bildirilmiştir. Hatta bu bağlamda, bugünkü deniz seviyesinden +12 m yüksekte bulunan Sofular Mağarası da, deniz mağaralarının bu grubuna dahil edilmektedir (Ertek ve Evren, 2005).

2.2.2.4. Volkan Topografyası

İnceleme sahasında sadece Karadeniz kıyılarında yayılış gösteren aglomera, bazalt, andezit, dasit ve tuf gibi kayalardan oluşan ve 136.82 km²'lik bir alanda yayılış gösteren Riva Formasyonu üzerinde bulunan plato sahaları da volkan topografyasına ait emarelere sahiptir. Literatürde “Boğaziçi Volkanı” olarak adlandırılan tek bir volkandan çıktığı düşünülen bu Üst Kretase yaşlı volkanik kırıntılardan (Şekil 48) derlenen yaşlar, volkanizmanın 80-65 milyon yıl arasında dağıldığını; fakat en çok verinin 65 milyon yıla yakın zamanlarda biriktiğini göstermiştir. Ayrıca Çavuşbaşı Granodiyoritinin bu volkanın çekirdeğini oluşturduğu da ileri sürülmüştür (Şengör, 2011).

Bu bağlamda inceleme sahasında volkan topografyasına ait ilk yerçekli lav platosu'dur. Tek bir volkandan çıkan volkanik malzemenin oluşturduğu bu plato, inceleme sahasında dört ayrı ana parça halinde yayılış göstermektedir (Şekil 48). Çıktığı volkana atfen tarafımızdan Boğaziçi lav platosu olarak adlandırılmıştır. Bu lav platosu daha çok alçak plato sahaları üzerinde bulunmaktadır. Bununla birlikte Beykoz ilçesinde Poyraz çevresinde ve Şile'nin güneyinde dar bir alanda yüksek platolar üzerinde de izlenebilmektedir (Foto 37). Bu yerçekli Karadeniz kıyısı boyunca Beykoz'un kuzeyinde; Sahilköy-Sofular arasındaki çevrede ve Şile'nin güney ve güneydoğusundaki alanlarda tanımlanabilmektedir.

İnceleme sahasındaki lav platosu üzerinde rastlanan diğer önemli bir husus da genellikle yüksek rölyef şeklinde gelişen aşınımından arta kalmış tepelerdir. Şahit tepe karakterindeki bu volkanik tepeler de, volkan topografyasında “nek” olarak isimlendirilen dirençli volkanik baca dolgularına (Hoşgören, 2010; 2011) karşılık gelmektedir. Bu volkanik tepeler, muhtemelen Boğaziçi Volkanı'ndan kenara sokulan radyal ve yer yer de konsantrik dayk sistemlerinin beslediği (Şengör, 2011) parazit küçük konilere tekabül etmektedir (Şekil 48).



Şekil 48. (a) İnceleme sahasındaki volkanik sahaların dağılışı; (b) Boğaziçi volkanının kalıntıları: Çavuşbaşı Granodiyoriti ve dayklar (Kırmızı olarak çizilmiş olan dayklar Penck (1919)'dan, yeşil olarak çizilen dayk yönleri ise Özgürüş ve Okay (2005)'den alınmıştır) (Şengör, 2011); (c) Üstü volkanlarla kaplı bir kabuk parçasının gösterimi (Şengör, 2011). Muhtemelen inceleme sahasındaki volkanizma etkinliği de benzer olarak daha çokta ana volkana bağlı parazit koniler şeklinde gerçekleşmiş olmalıdır.



Foto 37. İnceleme sahasında Karadeniz kıyısı boyunca Beykoz'un kuzeyinde yer alan lav platosundan bir görünüm

Bu tepeler batıdan doğuya doğru, Çam T. (139 m), İncir T. (152 m), Orta T. (107 m), Kale T. (84 m), Kocaihlamur T. (154 m), Çınarlık T. (102 m), Baltalık T. (157 m), Kargacık T. (177 m), Kızılyar T. (203 m), Çeşmebaşı T. (113 m), Ören T. (112 m), Acıelma T. (168 m), İntepe (198 m), Gürgencik T. (224 m), Meşelik T. (213 m), Derebaşı T. (210,1 m),

Kara T. (138 m), Hisar T. (250.4 m), Mahmut T. (211 m), Taşlık T. (193 m), Yılandıcı T. (233 m), Kızlar T. (209.9 m) ve İsa T. (161 m)'dir.

Bunun yanında inceleme sahasındaki lav platosunu oluşturan sahanın genel olarak yüksek plato yüzeylerine karşılık gelen kısımları akarsular tarafından derin bir şekilde yarılmıştır. Bu nedenle bu tür alanlarda akarsular daha çok “V” profilli vadilere sahiptir (Foto 38).



Foto 38. Karadeniz kıyısı boyunca yer alan lav platosundaki yüksek platoda V şekilli vadi profili gösteren Küçükçakal deresi

2.2.2.5. Antropojenik Yerşekilleri

İnsanın yeryüzünde ortaya çıkmasıyla başlayan süreçte yeryüzünü çeşitli şekillerde temel ihtiyaçları doğrultusunda kullanması, yeryüzünü değiştiren en etkili dış etmen ve süreç olmasına neden olmuştur (Thomas, 1956; Kates vd.,1990; Meyer ve Turner, 1994; Ekinci, 2004). Yapılan bu faaliyetler, sonuçta yerşekillerinin değişime uğramasını veya yeni yerşekillerinin meydana gelmesini beraberinde getirmiştir (Siderenko, 1978; Ekinci, 2004; Szabo vd., 2006).

Bu bakımdan yerşekilleri üzerinde gerek büyük, gerekse küçük ölçekteki, güncel değişimin ortaya konulabilmesi için, insan etkileri ile bu değişim arasındaki ilişkilerin saptanması (Rommens ve Verstraeten, 2006; Ekinci, 2006) ve değişen şekillerde geliştirilmesi gerekmektedir (Kates vd., 2001; Swart vd., 2002; McMichael vd., 2003; Ekinci, 2006).

İnceleme sahasında insanın jeomorfoloji üzerine en belirgin etkisi, yerleşim alanlarında görülmektedir. Bu türden sahalarda insan etkisi ile ortaya çıkmış veya değiştirilmiş çeşitli yerşekilleri mevcuttur.

İnceleme sahasında antropojenik yerşekillerine öncelikle kıyı kesiminde özellikle de düzenlenmiş kıyılarda rastlanmaktadır. Düzenlenmiş kıyılar ise bu sahada daha çok Marmara Denizi ve İstanbul Boğazı kıyılarında bulunmaktadır. Bu kapsamda değinilmesi gereken antropojenik yerşekli, kıyı kesimine inşa edilmiş dalgakıranlardır. Bunlar daha çok Marmara Denizi kıyılarında yaygın olarak inşa edilmiştir.

İnsanın bir diğer etkisi ise akarsular üzerinde belirgindir. Özellikle çeşitli amaçlarla akarsuların doğal yatakları düzenlenmektedir. Bunun en karakteristik örnekleri yerleşme alanları içerisinde kalan akarsularda görülmektedir. Örneğin, inceleme sahasındaki büyük akarsulardan bir olan Riva nehri üzerinde aynı şekilde yatak düzenlemesi yapılmaktadır. Bu kapsamda akarsuyun yatağı genişletilip, kenarlarına yapay taş dolgusu döşenmektedir (Foto 39).



Foto 39. Riva nehri üzerinde yapılan yatak düzenleme çalışmaları

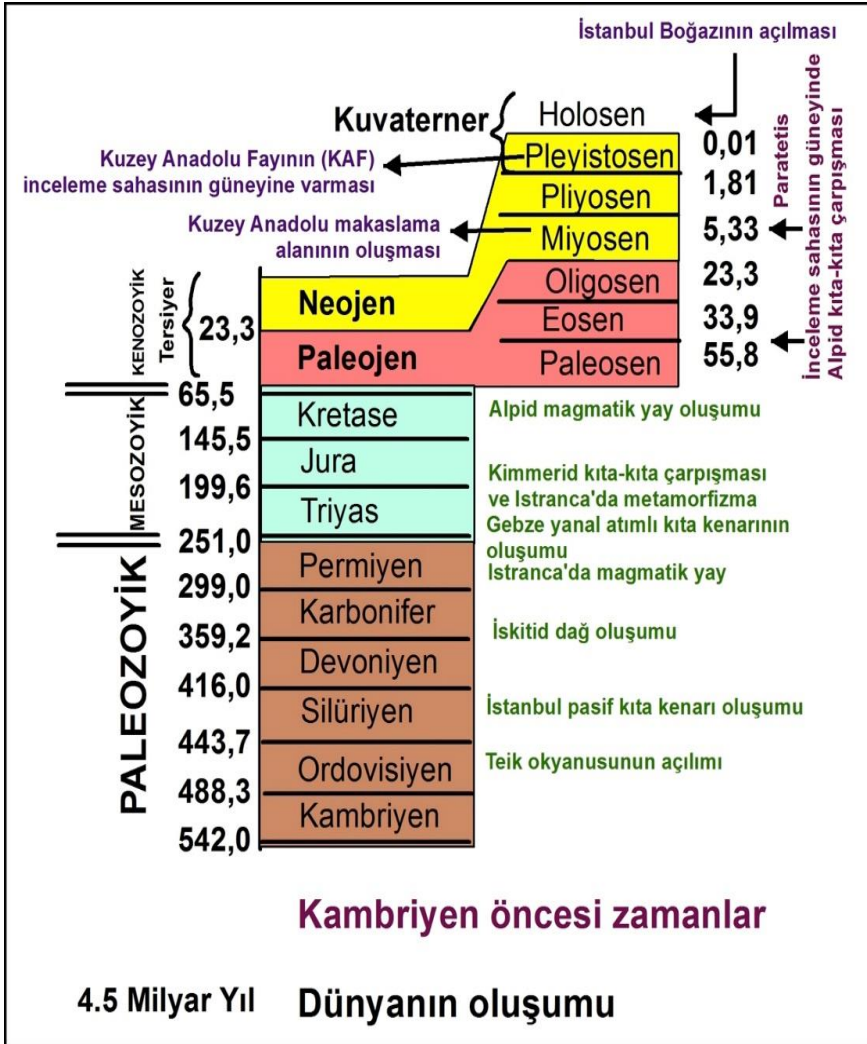
3. JEOMORFOLOJİK OLUŞUM VE GELİŞİM

Jeomorfoloji biliminde günümüzdeki yerçekillerin oluşum ve gelişim özelliklerinin tespit edilmesi (Kayan, 1998), son derece güç ve bir o kadar da önemli bir problemin cevaplanması şeklinde değerlendirilebilir. Bu nedenle yerçekilleri, değişken ve kompleks özellikte olan yapı, süreç ve zaman olarak tanımlanan üç önemli etkene (Davis, 1899; Erinç, 2010; Hoşgören, 2010; Şengör, 2011) bağlı olarak oluşmakta ve gelişmektedir (Ekinci, 2004).

Yerçekilleri üzerinde gerçekleşen bu oluşum ve gelişim süreci, değişik yerçekillerinin meydana gelmesine imkân sağlayan farklı litolojik istiflerin bulunduğu alanlarda, çok yönlü şekillendirici faktörlerin denetiminde, geçmişten günümüze mekânın geçirdiği jeomorfolojik gelişimin belirlenmesini ifade etmektedir. Coğrafi konumu nedeniyle çok karmaşık ve uzun bir jeolojik gelişime sahne olan inceleme sahası (Şekil 49), birbirinden bağımsız en az üç Wilson (okyanus açılıp kapanma) döngüsü geçirmiştir (Şengör ve Özgül, 2010; Şengör, 2011). Ancak günümüzdeki morfolojisini kazandıran jeomorfolojik süreçlerin hemen hemen tamamı yalnızca Tortoniyen'den, yani ± 11 milyon yıldan beri etkili olmuşsa da, bunların aşındırdığı ve aşındırırken de bileşim ve yapı özelliklerinden faydalandığı kayaçların yaşları Alt Ordovisiyen'e kadar inmektedir (Şengör, 2011).

Alt Ordovisiyen'de başlayan litostratigrafik gelişim günümüze kadar bazen su yüzeyine çıkarak aşınım dolayısıyla kesintiye uğradıysa da, bazen de su altında kalarak devam etmiştir (Şekil 49). Bu durum hem tektonik (Özgül vd., 2005), hem de östatik hareketlere bağlı olarak gerçekleşmiş ve günümüze kadarda tekrarlanmıştır (Ekinci, 2011).

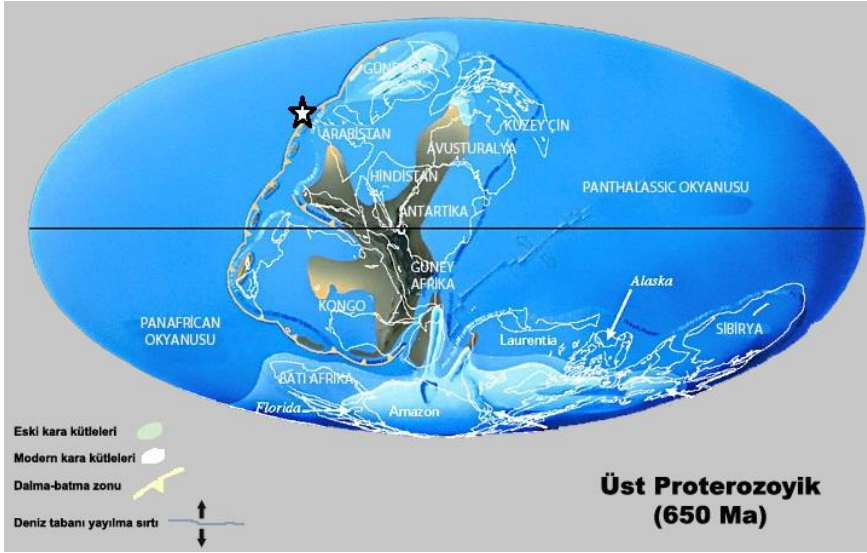
Ünlü yerbilimci Andre GEORGE (1933)'nin "Pierre Termier" adlı eserinde ileriye sürdüğü "Jeoloji hareket eden coğrafya'dır." şeklindeki ifadesine (Şengör, 2011) dayanılarak, inceleme sahasının jeolojik mazisindeki paleocoğrafya özellikleri aşağıda coğrafi bir yaklaşımla irdelenecek ve jeomorfolojik bir bakış açısıyla değerlendirilecektir. Günümüzde devam eden yerçekli süreçleri ise güncel verilerle etkili faktörler çerçevesinde ortaya konacaktır.



Şekil 49. İnceleme sahasının jeolojik gelişiminin şematik özeti (Şengör ve Özgül, 2010; Şengör, 2011'den yeniden çizilerek)

Bilindiği gibi Prekambriyen'in coğrafyası hakkında elde edilen bulgular yeterli olmamakla beraber, bu zamana ait çok kalın bir yüzey üzerinde birçok uyumsuzluk izlerinin bulunması, onun birçok defa aşınım ve birikim alanı olduğunu göstermektedir. Bu zamanda yeryüzünde Laurasia ve Gondwana kıtası bulunmaktadır (Şekil 50). Yeryüzünün

Prekambriyen'deki bu görünümü Paleozoyik başlarında da mevcudiyetini korumuştur (Hoşgören, 2010).

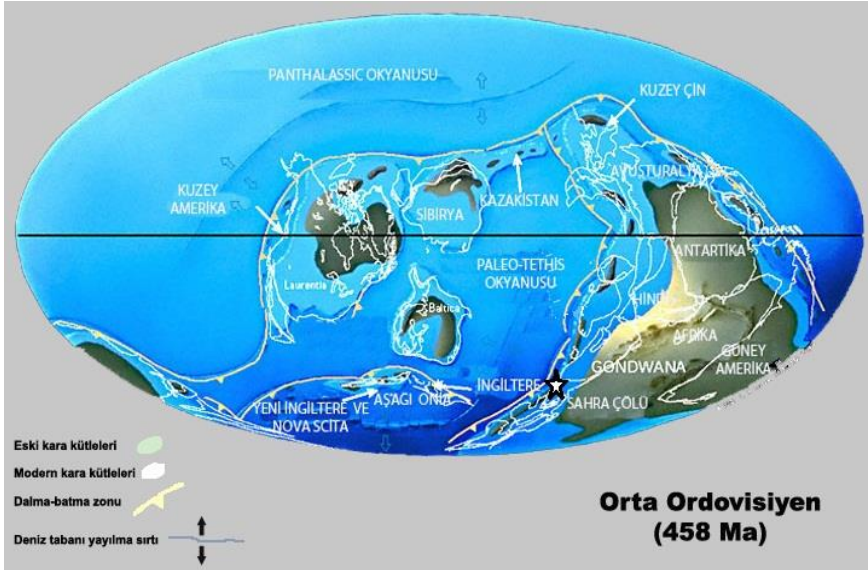


Şekil 50. Üst Proterozoyik (650 Ma) dünyamızın coğrafyası (Scotese, 2000'den değiştirilerek). İnceleme sahası yıldız ile gösterilmiştir.

Alt Ordovisiyen'de inceleme sahasına ilk litolojik istif olan, şeyl ve kumtaşlarından oluşan Kocatöngel Formasyonu yerleşmiştir. İnce laminalı mil ve kilaşlarından oluşan bu formasyonun mevsimsel döngüsel tabakalanma (varv) gösterdiği ve bu nedenle de çökeldiği devirde karalarda henüz yaşam olmamasına karşın, kışın karla kaplanan bir ortamda bulunan bir gölde (?) oluştuğu sanılmaktadır (Şengör ve Özgül, 2010; Şengör, 2011).

Bu istifin üzerine kumtaşı, çamurtaşı ve çakıltaşı ardalanmasından oluşan Kurtköy Formasyonu gelmiştir. Nemli ve sıcak ortamlarda çok kolay ayrışarak kile dönüşen feldspat minerallerini bolca ve ayrışmamış halde içermesi, Kurtköy Formasyonunun kurak, soğuk veya muhtemelen hem kurak, hem de soğuk bir ortamda çökeldiğinin alametidir. Çakıltaşı/çamurtaşı/kumtaşı geçişlerinin kısa mesafelerde olması ve formasyonun bir kilometreden fazla olan kalınlığı bunun bir rift ortamının ürünü olarak yorumlanmasına yol açmıştır. Alt Ordovisiyen'de kara halinde bulunan bu bölge, daha sonra aynı devirde gerçekleşen transgresyonla başlayan Silüriyen ve Devoniyen'de de giderek derinleşen (Şengör ve

Özgül, 2010), tektonik bakımdan duraylı bir denizle kaplanmışır (Gedik vd., 2005; Şekil 51).

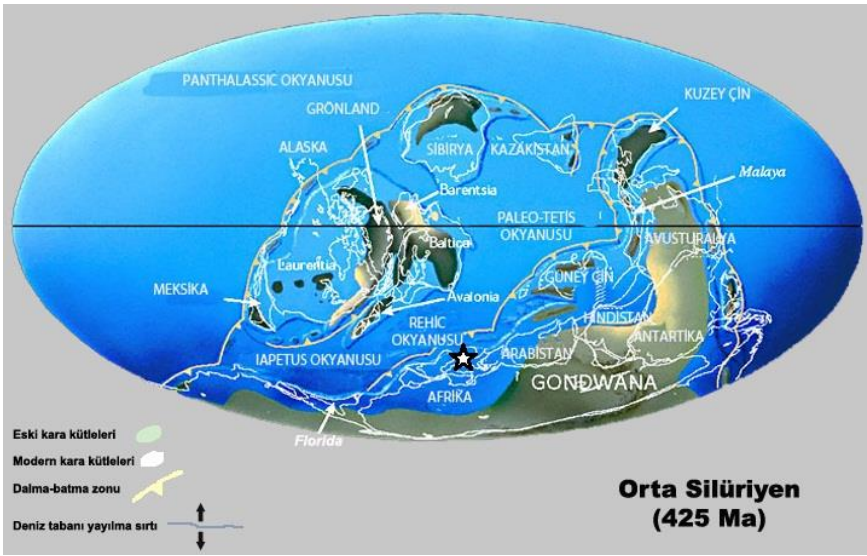


Şekil 51. Orta Ordovisiyen (458 Ma) dünyamızın coğrafyası (Scotese, 2000'den değiştirilerek). İnceleme sahası yıldız ile gösterilmiştir.

Kurtköy Formasyonu üzerinde çökelmiş ve en çok 200 m kalınlığa sahip olan Aydos Formasyonu ise kuvars kumtaşı ve kuvars çakıltaşlarından oluşan bir istifdir ve muhtemelen bir plaj çökelidir. Aydos Formasyonu ile birlikte, daha önceki formasyonların içinde çökelindiği riftin yerini deniz kenarında duraylı bir sahanlığa bıraktığı anlaşılmaktadır. Bir başka deyişle, burada bir okyanus açılmaya başlamıştır. Bu süreç, hemen üstündeki Yayalar Formasyonunun Orta Ordovisiyen yaşlı (± 460 milyon yıl önce) olmasından dolayı Alt veya Orta Ordovisiyen olarak tarihlendirilmiştir. Hem Kocatöngel, hem de Kurtköy formasyonlarında soğuk iklim izlerinin bulunması nedeniyle her iki formasyonunda Üst Ordovisiyen ($\pm 450-443$ milyon yıl arası) olarak zamanlanabileceği belirtilmiştir (Şengör ve Özgül, 2010; Şengör, 2011).

Silüriyen devri sonuna doğru Kaledoniyen orojenezi meydana gelmiş ve bunun sonucunda yeni kara parçaları Prekambriyen karalarına eklenmiştir (Hoşgören, 2010; Şekil 52). Ordovisiyen'de kara halinde bulunan bu bölge, daha sonra aynı devirde gerçekleşen transgresyonla başlayan Silüriyen ve Devoniyen'de de giderek derinleşen (Şengör ve Özgül, 2010), tektonik bakımdan duraylı bir denizle kaplanmışır (Gedik

vd., 2005). Bu koşullar altında Yayalar Formasyonunun bol mika ve feldspat içeren kumtaşları çökelmiştir. Formasyon içeriğindeki bol mika ve feldspat ürünleri, çökelim sırasında soğuk ortam koşullarının devam ettiğini ve çevrede bulunan granitik veya gnayslı kayaların aşınarak ortama bu materyalleri biriktirdiğini düşündürmektedir (Şengör ve Özgül, 2010; Şengör, 2011). Yayalar Formasyonunun üzerinde çökelmiş olan İstinye Formasyonu Üst Silüriyen-Alt Devonyen yaşındaki laminalı kireçtaşı, kalkerli şeyl ve kumtaşlarından meydana gelmektedir. Bilhassa kireçtaşları, artık ortama kırıntılı malzeme gelmediğinin yani çökme ortamına yakın herhangi bir kara parçasının kalmadığının göstergesi olarak yorumlanabilir.



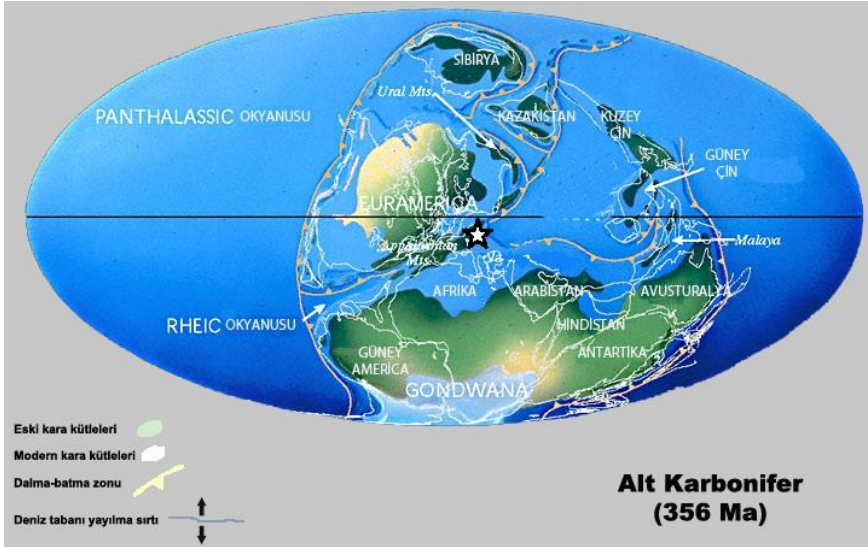
Şekil 52. Orta Silüriyen (425 Ma) dünyamızın coğrafyası (Scotese, 2000'den değiştirilerek). İnceleme sahası yıldız ile gösterilmiştir.

Devonyen devrinde, Kaledoniyen orojenezi ile meydana gelen yüksek kütleler aşındırılarak tesviye edilmiş ve ortaya çıkan materyaller çevredeki alçak alanlarda biriktirilmiştir (Hoşgören, 2010). İnceleme sahasında bu esnada Kartal ve Denizliköy formasyonları yerleşmiştir. Bu formasyonlar nispeten derin deniz çökelleridir (batiyal çökeller) ve muhtemelen bir kıta yamacında çökelmişlerdir. Kartal Formasyonunda siyah ve gri renkli grovak ve şeyllerin egemen olması bugünkü Karadeniz'in 200 m'nin altındaki kısımlarına benzer oksijence fakir (anoksik veya en azından hipoksik/disoksik) bir ortamda çökelmiş olduğunu göstermektedir. Kartal Formasyonunun çökelişi esnasında ortamda oluşan oksijen fakirliğinin nedeni ise bugün hâlâ bilinmemektedir.

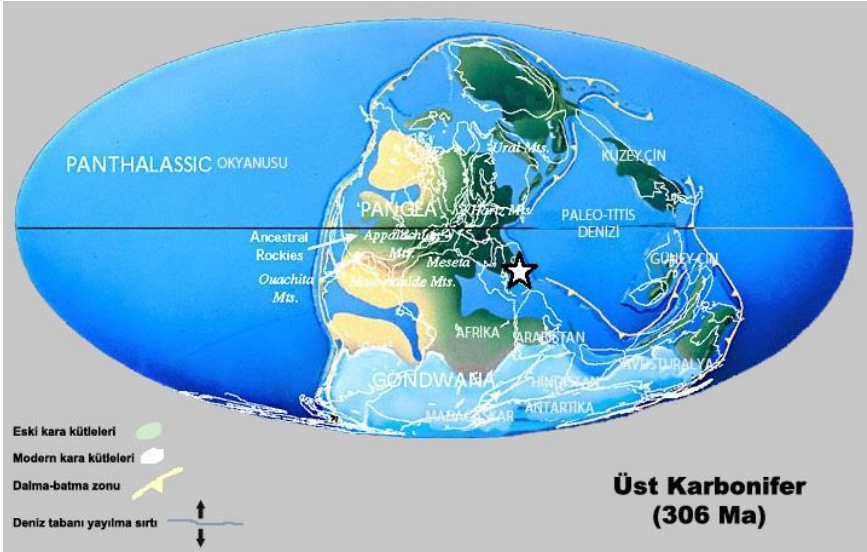
Ancak Teik Okyanusu'nun Orta Devoniyen'den itibaren Kıpçak Yayı/Güney Çin'in Yangtze Bloku ve Gondwana-Land/Avrupa kıtaları arasına sıkışmasının buna neden olmuş olabileceği düşünülmektedir (Şengör ve Özgül, 2010; Şengör, 2011).

Denizliköy Formasyonu ise hemen tamamen derin deniz kireçtaşlarından ve kiltaşlarından oluşmaktadır. Bu formasyonun tavanında bulunan İstanbul Paleozoyik İstifinin en üst kesimini oluşturan Trakya Formasyonu ile Karbonifer'e geçilir.

Karbonifer başlangıcına kadar devam eden süreçte (Şekil 53), inceleme sahasında bugünkü konumuyla K-G doğrultusunda uzanan ve günümüzde Amerika kıtasının batısındakine benzer geniş bir Atlantik tipi kıta kenarı gelişmiştir. Bu kıta kenarı, muhtemelen Ordovisiyen süresince Güney Yarımkürede bulunmuş olan ve Gondwana kıtası adı verilen dev bir kıtanın kuzey kıta kenarının bir kısmını oluşturmaktadır (Şekil 54). Devrin sonunda ise bu kıta kenarından bir parça koparak, kuzeye taşınmıştır (Şengör ve Özgül, 2010).



Şekil 53. Alt Karbonifer (356 Ma) dünyamızın coğrafyası (Scotese, 2000'den değiştirilerek). İnceleme sahası yıldız ile gösterilmiştir.



Şekil 54. Üst Karbonifer (306 Ma) dünyamızın coğrafyası (Scotese, 2000'den değiştirilerek). İnceleme sahası yıldız ile gösterilmiştir.

Permokarbonifer (Karbonifer + Permian)'de Hersiniyen orojenezi meydana gelmiştir. Bu orojenezle yeni karalar mevcut olanlara eklenmiştir. Eklenen yeni karalarla yeryüzünün görünümü oldukça değişmiş, eski karaların sahaları geniş çapta büyümüştür (Hoşgören, 2010). Karboniferle birlikte Laurasia kıtasında sıcak ve nemli bir iklim, Gondwana kıtasında ise geniş ölçüde buzullaşma yaşanmıştır. Bu dönemde inceleme sahasında turbiditik akıntıların etkin olduğu duraysız bir ortam koşulları egemen olmuştur (Özgül vd., 2005).

Bu devri temsil eden Trakya Formasyonu, en üst kısımlarındaki çörtlü kireçtaşı ve kireçtaşı ara katmanları dışında tamamen kumtaşları ve kilaşlarından oluşmaktadır (fliş) ve bugünkü konuma göre o zamanlar doğuda yükselen dağlardan gelen aşınma ürünlerinin oldukça derin sularda birikmesinden meydana gelmiştir. Bu tür kayalar bölgede Hersiniyen orojenezi ile ortaya çıkan faal bir dağ oluşumunun olduğunu ifade etmektedir.

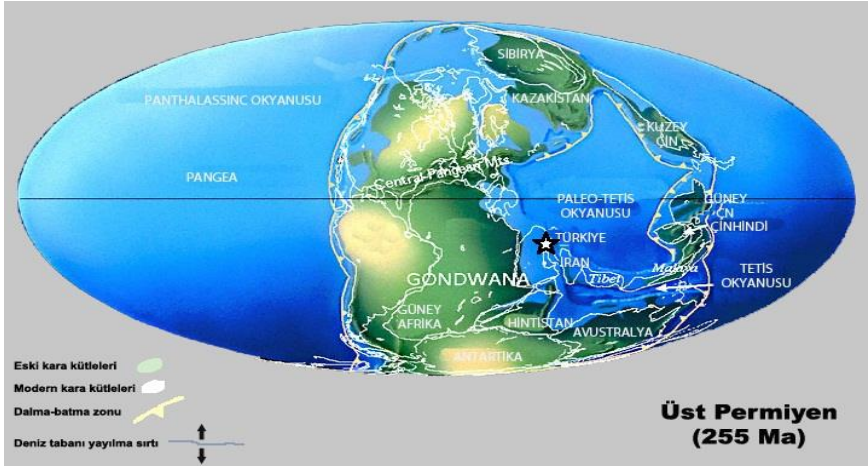
Trakya Formasyonu flişi içerisinde bulunan mikroskobik serpantin ve klorit parçaları, bu flişin kaynak bölgesinde belki bir kenet kuşağının olabileceği izlenimini vermektedir. Bu devirde inceleme sahasının üzerinde bulunduğu kara parçası çarpışarak, burada İskitid veya Hersinid dağ

kuşağının bir parçasını oluşturmuştur. Bu nedenle Trakya Formasyonu bir İskitid (Hersinid?) flišidir (Şengör, 2011).

İnceleme sahasında Trakya Formasyonu varlığını kesin olarak bildiğimiz en son Paleozoyik'e ait formasyondur. Muhtemelen Trakya Formasyonunun çökmesi sırasında bugün inceleme sahasını oluşturan arazi doğu-batı yönde (Karbonifer'de bu yön muhtemelen yaklaşık kuzey güneydi) sıkışarak batıya eğimli bir kıvrımlı bindirmeli yapı kazanmıştır. Gerçekten de ilgili jeolojik kesitte egemen yapıların bindirmeler, sürüklenimler (şaryajlar) ve kıvrımlar olduğu görülmektedir. Zira tüm bu yapıların İskitid (Hersinid?) dağ kuşağına ait olduğu da bildirilmiştir (Şengör ve Özgül, 2010; Şengör, 2011).

Yine Karbonifer-Permiyen aralığında etkin olan tektonik hareketlere bağlı olarak inceleme sahasında magmatik sokulumlar da gelişmiştir. Böylece inceleme sahası su dışına çıkarak tekrar kara halini kazanmıştır (Özgül vd., 2005).

Permiyen'de iklim şartlarında sıcak ve kurak bir karakter hâkimdir (Şekil 55). Bu şartlar altında inceleme sahasındaki bütün Paleozoyik istifini kesen ve muhtemelen çarpışma sonrası kenet geçen bir plüton veya kabuğun içine sokulmuş Kimmerid dalma-batma ürünü olması başka bir ihtimal olan granitik plütonizma, gerçekleşmiştir.



Şekil 55. Üst Permiyen devri (255 milyon yıl önce) dünyamızın coğrafyası (Scotese, 2000'den değiştirilerek). İnceleme sahası yıldız ile gösterilmiştir.

Mollafenari civarında bulunan bu büyük granit kütleli "Sancaktepe Granit Plütonu" olarak bilinmekte olup, İstanbul Paleozoyik İstifini

oluşturan bütün formasyonları kesmektedir. Bu plütonun yüksek K₂O içermesi (Yılmaz Şahin vd., 2010) muhtemel çarpışma sonrası kenet geçen bir plüton olabileceğini düşündürmekteyse de, hemen tüm kenet geçen S-tipi granitlerin tersine I ve S tipleri arasında geçiş özellikleri göstermesi, İskitid (Hersinid?) çarpışmasıyla kalınlaşmış bir kabuğun içine sokulmuş Kimmerid dalma-batma ürünü olması ihtimalini de gözden uzak tutmamamız gerektiğine işaret etmektedir (Şengör, 2011).

İnceleme sahasının bir önülke kıvrım/bindirme kuşağı şeklindeki yapısal stili, tüm alanın altından büyük bir kurtulma düzeyinin geçmesi gerektiğini göstermiştir. Bütün yapılar bu kurtulma düzeyi üzerinde muhtemelen Alt-Orta Karbonifer esnasında göreceli olarak batıya itilmiştir (Şengör, 2011).

Trakya Formasyonunu karakterize eden doğu verjanslı yapı erken gelişmiş bir geriye bindirme, yani retroşaryajdır ve önülke kıvrım/bindirme kuşaklarında sık görülen bir özellik olarak karşımıza çıkmaktadır. Sancaktepe Granit Plütonu ise muhtemelen bu kurtulma düzeyini kesmektedir. Yani alandaki Paleozoyik deformasyon tamamlandıktan sonra sokulmuştur (Şengör, 2011).

Paleozoyik sonunda günümüz kıtaları Pangea adı verilen tek kıtayı oluşturacak şekilde bir arada bulunmaktadır (Hoşgören, 2010). İnceleme sahası ise aynı şartlarda doğu-batı yönde (Karbonifer’de bu muhtemelen yaklaşık kuzey güneydi) sıkışarak batıya eğimli bir kıvrımlı bindirmeli yapı oluşturmuş (Şengör ve Özgül, 2010; Şengör, 2011) ve su dışına çıkararak tekrar kara haline geçmiştir (Özgül vd., 2005).

Alp orojenezine ait ilk evrenin görüldüğü Mesozoyik başlarında (Hoşgören, 2010), inceleme sahasında kıvrımlanmış, bindirme ve sürüklenimlerle dilimlenmiş olan Paleozoyik kayaçların üzerine Gebze Grubu adı verilen Triyas yaşlı bir istif, açısız uyumsuzlukla oturmuştur (Şengör, 2011). Birimin tabanında, İstanbul Paleozoyik İstifi ile uyumsuz bir şekilde Üst Permiyen-Alt Triyas yaşlı çakıltaşları ve kumtaşlarından meydana gelen Kapaklı Formasyonu bulunur.

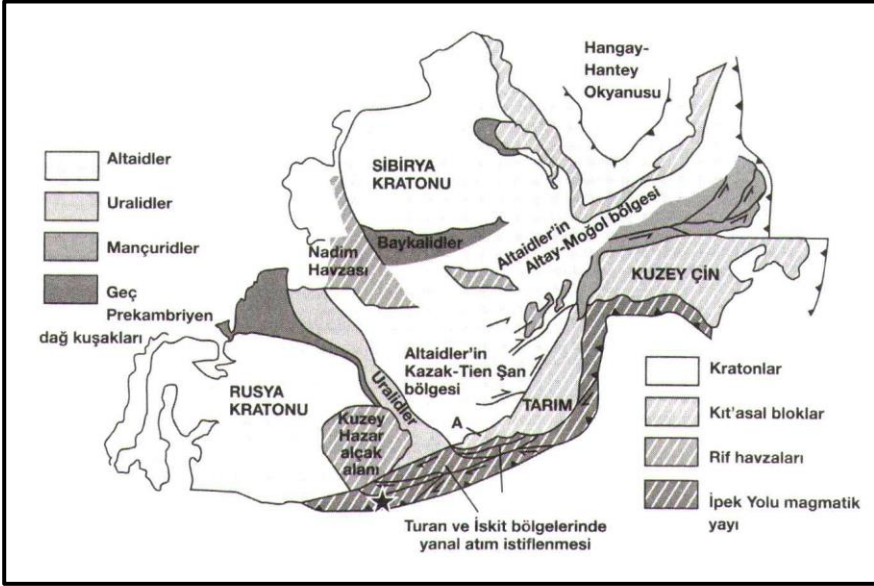
Bu formasyonu oluşturan kayaçlar, Kurtköy Formasyonu gibi pembemsi mor renkli değil, kırmızı renklidir ve içinde çökeldikleri ortamın kurak ve muhtemelen sıcak bir çöl olduğuna işaret etmektedir. Gerçekten de bu kayaçlar içerisinde taze feldspat yoktur. Çakıltaşlarının malzemesinin Gebze Grubu altındaki Paleozoyik yaşlı kayaçlardan derlenmiş olmasından,

Kapaklı Formasyonu çökelirken, çevredeki yükseklikleri İskitid (Hersinid?) dağ kuşağının harabelerinin oluşturduğu anlaşılmaktadır (Şengör, 2011).

Kapaklı Formasyonu içerisinde ayrıca İzmit Körfezi kuzey kıyıları boyunca bazaltik ve riyolitik volkanik kayalar bulunduğu görülmüştür. Bu şekilde serbest SiO₂ (kuvars) açısından zengin (riyolit) ve kuvarsı hiç bulunmayan (bazalt) volkanik kayaların bir arada bulunmaları (bimodal volkanizma) ve çökellerin hem çok engebeli, hem de duraysız bir topoğrafya içerisinde çökelmiş olmaları, burada yeni bir gerilmenin etkisinde tekrar bir rift rejiminin (Yılmaz, 1981) egemen olduğunu düşündürmektedir (Şengör, 2011).

Bu rift rejiminin Triyas devrinde Orta Asya'dan, Güney Avrupa'ya kadar uzanan geniş bir sağ yanal makaslama bölgesi içinde oluşmuş küçük, ikincil yapılardan meydana geldiği zannedilmektedir (Natal'ın ve Şengör, 2005; Şengör ve Özgül, 2010; Şekil 56). Kapaklı Formasyonunun kalınlığının Kurtköy Formasyonu'nun kalınlığının onda birini bile bulmaması bu nedene bağlanmaktadır (Şengör, 2011).

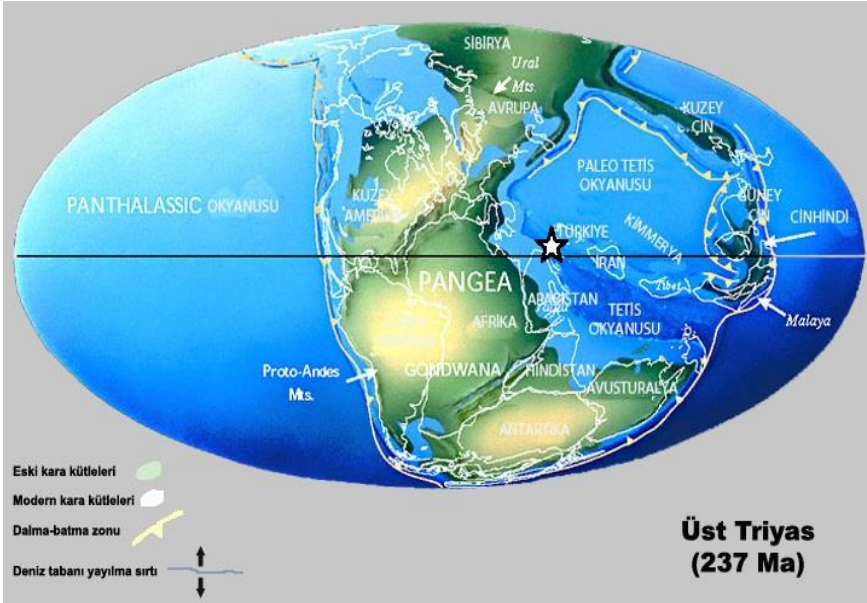
Kapaklı Formasyonu üzerine kumtaşı, şeyl, killi kireçtaşı ve kireçtaşının değişen oranda aralanmasından meydana gelen Alt Triyas yaşlı Demirciler Formasyonu yerleşmiştir. Kiltaşından giderek kireçtaşına doğru gelişen bu formasyon, denizin bölgeyi aynen Silüriyen esnasında olduğu gibi istilâ ettiğini ve giderek derinleştiğini gösterir. Ancak Demirciler Formasyonunun tüm kayaları sığ ve sıcak bir denizin ürünleridir. Formasyonun toplam kalınlığı da 200 metreyi zor bulur (Şengör ve Özgül, 2010; Şengör, 2011; Şekil 57).



Şekil 56. İskitid dağ kuşağı içinde gelişen yanal atım bölgesi. İnceleme sahası yıldız ile gösterilmiştir. Burada gelişen riftler çok ufak oldukları için ayrıca gösterilmemişlerdir (Şengör ve Özgül, 2010)

Demirciler Formasyonu üzerine çökelmiş olan Ballıkaya Formasyonu hemen hemen tamamen kireçtaşı ve dolomitlerden oluşur ve çökelme esnasında derin şelf ve yamaç ortamında bütünüyle sığ denizel koşulların egemen olduğunu kanıtlamaktadır (Gedik vd., 2005; Şengör, 2011).

İnceleme sahasında Jura ve Alt Kretase yaşlı kayalar bulunmamaktadır. Bu eksiklik muhtemelen Paleo-Tetis'in kapanması esnasında meydana gelen Kimmerid orojenezinin etkisinden kaynaklanmaktadır. Bu bölge, kuzey-güney yönünde (bugünkü konum açısından) daralmıştır. Ancak Triyas ile Üst Kretase arasında meydana gelen bu daralmanın oluşturduğu yapılar bugüne kadar incelenmemiştir. Paleo-Tetis kapanırken, inceleme sahasının güneyinde Alt Jura'da (\pm 197 milyon yıl önce) Neo-Tetis Okyanusu açılmıştır. Ancak inceleme sahasında bu açılımın doğrudan jeolojik kanıtları bulunmamaktadır. Çünkü bu saha, bugün Pontid-içi kenet kuşağı (Şengör ve Yılmaz, 1981) ile temsil edilen okyanus açılım hattının oldukça kuzeyinde kalmaktadır (Şengör, 2011).

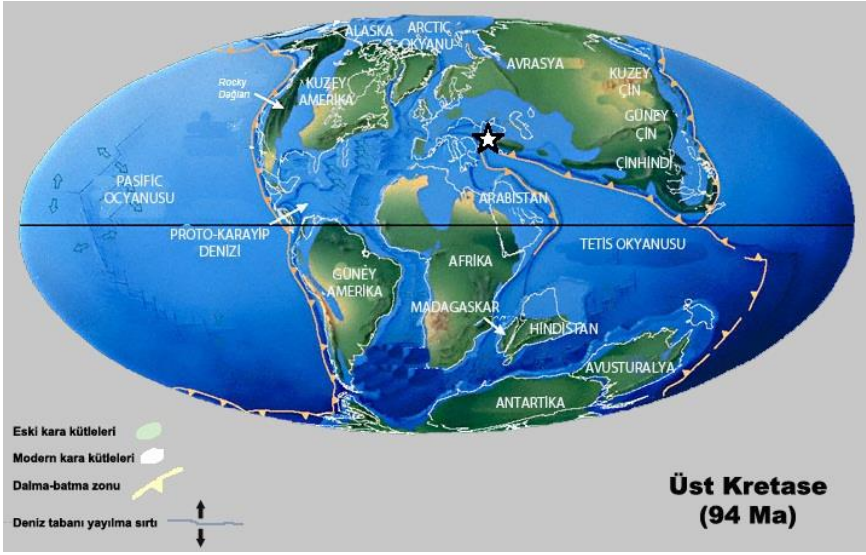


Şekil 57. Alt Triyas (237 Ma) dünyamızın coğrafyası (Scotese, 2000'den değiştirilerek). İnceleme sahası yıldız ile gösterilmiştir.

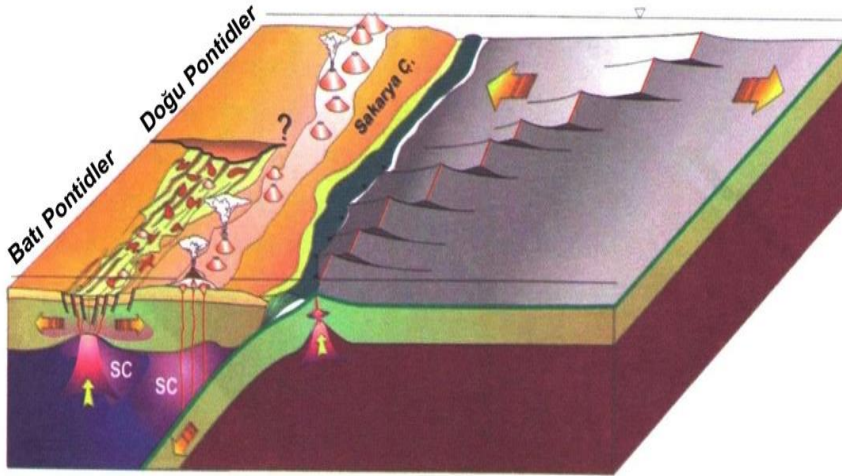
Kretase döneminde (± 65 milyon yıl önce) Tetis jeosenklineali iyice daralmış, dünya üzerindeki kara ve denizlerin dağılışı bugünküne benzer bir şekil almıştır (Hoşgören, 2010; Şekil 58). İnceleme sahasına bu dönemde sığ denizel kireçtaşlarından oluşan Akveren Formasyonu yerleşmiştir. Bu formasyonun gösterdiği istif yapısı, özellikle derin şelf ve yamaç ortamında çökelmiş olduğunu ifade etmektedir (Gedik vd., 2005).

İnceleme sahasında Üst Kretase'yı kapsayan zaman diliminde Paleozoyik istifi kesen Çavuşbaşı Granodiyorit yerleşmiştir. Bu plütonit Yeniçiftlik Kontakt Metamorfik Zonu olarak adlandırılan aynı yaştaki farklı bileşimli şist istifi tarafından çevrelenmiştir. Bu granodiyorit kütlelerinin Boğaziçi Volkanı'nın çekirdeğini oluşturduğu ve bu kütlelerin çevresindeki andezitik ve diyoritik kökenli daykların ise o çekirdekten kenara sokulan radyal ve yer yer de konsantrik dayk sistemleri olduğu ileri sürülmüştür. Ayrıca bu dayk sistemlerinin parazit küçük konileri beslemiş olabileceği de belirtilmiştir. Bunun yanında Üst Kretase yaşlı bu sokulumların ve volkaniklerin, tüm Kocaeli Yarımadası'nın kuzeye çarpılmış olması ile ilişkilendirilebileceği de beyan edilmiştir. Bu durumun özellikle Neo-Tetis'in tabanının bugünkü Pontid-içi kenet hattı boyunca

inceleme sahasının altına dalmasının sonucunda gerçekleştiği de açıklanmıştır (Şengör, 2011; Şekil 59).



Şekil 58. Üst Kretase (94 Ma) dünyanın coğrafyası (Scotese, 2000'den değiştirilerek). İnceleme sahası yıldız ile gösterilmiştir.



Şekil 59. Üst Kretase'de Kocaeli Yarımadası'nda meydana gelen volkanizma ve jeolojik gelişimde önerilen gerilmeli yay modeli (Keskin vd., 2010)

İnceleme sahasındaki Üst Kretase yaşlı formasyonlar, transgresif aşamalı ve uyumsuzlukla aynı yaştaki kumtaşı, çakıltası ve şeyl araldanmasından oluşan Teksen Formasyonu ile örtülmektedir. Bu

formasyonun diğer aynı yaştaki formasyonlar için taban birimi özelliğinde olmasından dolayı, bazen karasal girdilerle beslenmiş olan sığ deniz ortamında çökelmiş olduğu belirtilmiştir (Gedik vd., 2005).

Teksen Formasyonu üzerine kendi ile yaşıtlı volkanojenik kumtaşı, şeyl ardalanmasından oluşan İshaklı Formasyonu yerleşmiştir. Bu istif içerisindeki kayaların kıta kabuğu üzerinde gelişmiş ada yayı volkanitleri ve bu volkanitlerden meydana gelmiş fliş çökelleri olduğu da ifade edilmiştir (Yeniyol ve Ercan, 1989-1990; Yurtsever, 1996; Gedik vd., 2005).

Mesozoyik istifin tavanına ise Üst Kretase yaşındaki aglomera, bazalt, andezit, dasit ve tüflerden meydana gelen volkanitlerin oluşturduğu Riva Formasyonu gelmiştir. Bu formasyonun içerisinde bulunan volkanitler, genellikle kalkalen ve yüksek potasyumlu kalkalen bileşimine sahiptir. Köken olarak SiAl kaynaklıdır. Ayrıca bu volkanik malzemeler, sıkışmalı tektonik bir rejimde gelişen orojenik volkanitler (ada yayı volkanitleri) grubuna da dahil edilmektedir (Gedik vd., 2005). Ayrıca Riva Formasyonunun oluşması ile birlikte inceleme sahasındaki lav platosunun temelleri de atılmıştır.

Üst Kretase'den sonra Afrika ve Arap kıtalarının kuzeye doğru olan hareketleriyle ilgili olarak Kuzey Anadolu Tetis deniz kolu ile kapanmış ve dalma-batma olayının kıta-okyanus kontağında başladığına ait veriler sergilemesi bakımından dünyadaki ender bölgelerden biri olan (Yılmaz, 1981) Pontidler kuşağı, meydana gelmiştir.

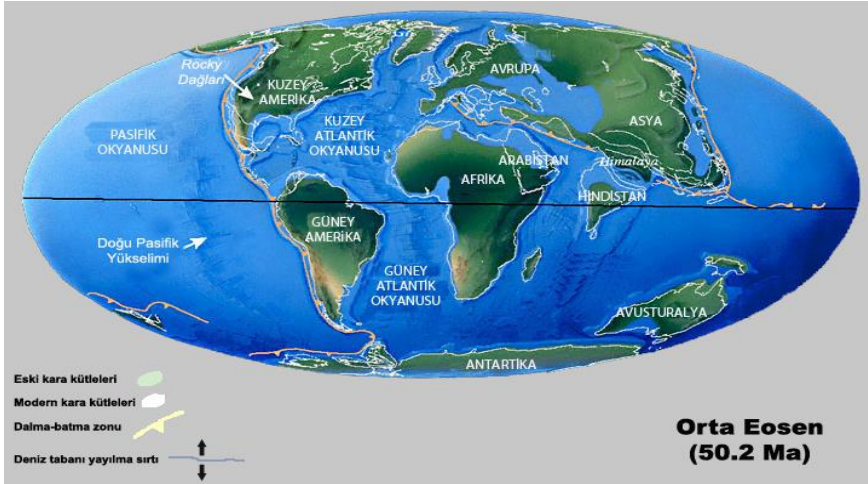
Alp Orojenezi ve Kuvaterner'de meydana gelen iklim değişiklikleri ve bunlara bağlı buzullaşmalar türünden önemli olayların görüldüğü (Hoşgören, 2010) Kenozoyik zamana geçilmesiyle birlikte, Mesozoyik birimler üzerine aşısız uyumsuzlukla yeni bir istif yerleşmiştir. Bu istifin tabanında, aşısız uyumsuzlukla Eosen yaşlı kireçtaşı, marnlı kireçtaşı litolojisinden oluşan Atbaşı Formasyonu bulunmaktadır. Şeyl, kıltaşı ve marndan oluşan ve seyrek olarak ara tabakalar halinde ince kumtaşı içeren bu istif, şelf veya derin şelf gibi bir ortamda çökelmiştir (Gedik vd., 2005).

Eosen'de Anadolu'nun büyük bölümünü etkisi altına alan kompresif hareketler, Anadolu karasının günümüzdeki morfolojisinin ana çizgileri ile ortaya çıkmasına ortam hazırlamıştır (Erol, 1989). İnceleme sahasının bulunduğu bölge bu dönemde, yani Orta Eosen'le birlikte kara haline geçmiştir (Ertek, 1995; Şekil 60). Bu bağlamda, inceleme sahasındaki

akarsu ağıda bu süreçte kurulmaya başlamıştır. Sonrasında ise saha genelinde etkili olan etmen ve süreçler günümüzdeki yeryüzü şekillerinin oluşumuna neden olmuştur.

Bu devirde Oligosen sonuna kadar devam edecek olan yeni bir transgresyon evresine girilmiştir (Özgül vd., 2005). Bu şartlar altında Mesozoyik birimler üzerine açılacak uyumsuzlukla şelf veya derin şelf gibi bir ortamda (Gedik vd., 2005) şeyl, kıltaşı ve marn türünde sediment birikimi yaşanmıştır. Bu sedimentler ortamdaki ufak değişikliklerle birlikte kumtaşı girdisiyle beslenmiştir. Bu devrede inceleme sahasını etkisi altına alan kompresif hareketler gerçekleşmiştir. Gerçekleşen bu hareketler sonucunda bölgeyi kuzeyden yaklaşık olarak D-B doğrultusunda kesen Sarıyer-Şile sürüklenimi ortaya çıkmıştır.

Oligosen’de paroksizma evresini geçiren Alp Orojenezi ile oluşan yeni kara kütleleri, yeryüzünün hemen hemen bugünkü görünümünü kazanmasına yol açmıştır. Oligosen sonlarında ise büyük bir regresyon yaşanmış ve dağlık alanlar geniş kütleler şeklinde aşındırılarak alçaltılmıştır (Hoşgören, 2010).



Şekil 60. Orta Eosen (50.2 Ma) dünyamızın coğrafyası (Scotese, 2000’den değiştirilerek). İnceleme sahası yıldız ile gösterilmiştir.

Bu zamanda Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı kuvars kumtaşı, çakıltaşı istifinden meydana gelen Şile Formasyonu birikmiştir. Bazı çalışmalarda tabanındaki Atbaşı Formasyonunun devamı niteliğinde değerlendirilen bu formasyon (Gedik vd., 2005), yakın zamanda yapılan

paleontolojik incelemeler sonucunda ayrı bir formasyon olarak kabul edilmiştir (Şengör ve Özgül, 2010; Şengör, 2011).

Şile Formasyonu, su altı göçmelerinin ürünü olan iri bloklardan meydana gelen ve kilitlerle tutturulmuş kaba bir çökel birim olarak ifade edilmiştir. Su altında görülen bu göçmeler, muhtemelen ilerleyen zamanda Şile bindirmesinin önündeki duraysız su altı topografyasının gelişmesine bağlanmıştır. Ayrıca döküntü içerisinde istif tabanındaki Atbaşı Formasyonunun çakıl ve iri bloklarının bulunması, bindirme fayının Atbaşı Formasyonunun altındaki istifi kapladıktan sonra harekete geçmiş olabileceğini de düşündürmektedir (Şengör, 2011).

Şile Formasyonunun üzerinde açısız uyumsuzlukla yerleşen Yunuslubayır Formasyonu, karbonat çimentolu kumtaşları ile kireçtaşları ve kırıntılı kireçtaşlarından oluşur (Gedik vd., 2005). Sığ şelf çökelleri ile temsil edilen bu birim (Gedik vd., 2005), inceleme sahasının güneyinden geçen ve muhtemelen de Alt Eosen'de Pontid-içi Okyanusu adı verilen Neo-Tetis kolunun kapanması sonucunda (Şile Bindirmesini harekete geçiren olay), tüm bölgenin sıkışarak yükseldiği (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör, 2011) bir zamanda birikmiştir (Şekil 61).

Oligosen hareketleriyle kara kütlesi şeklini kazanmış olan Anadolu'nun Paleotektonik döneminde (Erol, 1989), birçok sahada regresyon meydana gelmiştir (Hoşgören, 2010). Özellikle inceleme sahasında Üst Oligosen'de yeniden canlanan tektonik hareketlere bağlı olarak bölge yeniden yükselmiş ve günümüze kadar sürecek olan bir karasallaşma sürecine girmiştir.

Bu süreçle birlikte günümüzde inceleme sahasının belirgin yükseltilerini oluşturan 340-500 m yükselti seviyeleri arasındaki Oligo-Miyosen yaşlı şahit tepelerin oluşturduğu aşınım yüzeyi meydana gelmiştir (Şekil 62). Aynı zaman diliminde ilgili yüzeyin aşındırılmasıyla oluşan tortullar çevre alçak sahalarda birikmeye başlamıştır. Bu birikim süreci genellikle akarsu çökelleri ile temsil edilen (Gedik vd., 2005) Kayalıtepe ve Meşetepe formasyonlarının oluşmasına ortam hazırlamıştır.



Şekil 61. Üst Oligosen'de (30 milyon yıl önce) Tetis/Paratetis ilişkilerini gösteren harita. İnceleme sahası yıldızla gösterilmiştir (Şengör ve Özgül, 2010'den yeniden çizilerek)

Bu devrede inceleme sahasında yaklaşık olarak kuzey-güney istikametinde sıkıştırmaya neden olan hareketler, özellikle KB-GD ve KD-GB eksen doğrultulu makaslama fay sistemlerinin gelişmesine imkân sağlamıştır. Bu makaslama hatları boyunca oluşan zayıf zonlar, inceleme sahasını batıdan sınırlayan ve birleştirme boğazı şeklinde yorumlanan (Ardel, 1943) İstanbul Boğazı ile bölgedeki büyük drenaj sistemlerinin jeomorfolojik gelişimini denetlemiş KB-GD ve KD-GB uzanımında zikzaklı geometri kazanmalarına neden olmuştur (Özgül vd., 2005).

Yine bu dönemde inceleme sahasının bulunduğu bölge, Viyana'dan Aral Gölü'ne kadar uzanan ve içine bugünkü Karadeniz ve Hazar Denizi havzalarını da alan dev bir iç denizin (Sarmatlar Denizi) güney sahillerinde yer almıştır (Şengör ve Özgül, 2010; Şekil 61). Bu devirde meydana gelen şiddetli hareketlerde yavaşlama olmuş ve bu süreci takip eden bir aşınım döngüsü esnasında tektonizma yeniden epirojenik karakterli olarak etkinliğini hissettirmeye başlamıştır. Bu epirojenik karakterli Neotektonik hareketler sonucunda yüzeylerde yer yer deformasyonlar, yer yerde kıvrılma ve kırılmalar gelişmiştir (Ardos, 1979; Atalay, 1987; Ekinci, 2004).

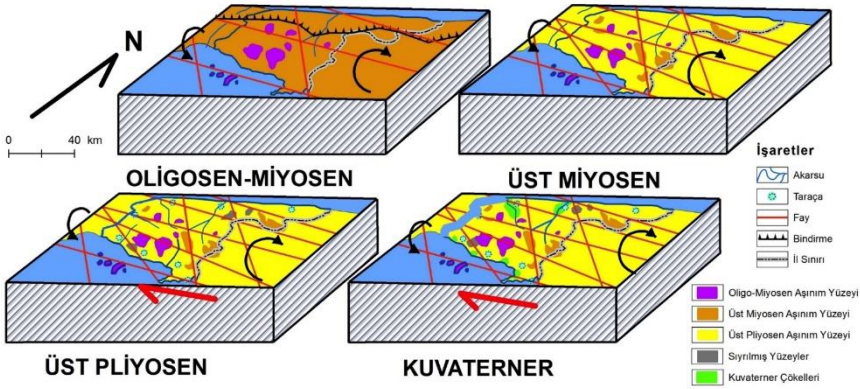
Oligosen ve Üst Miyosen aralığında Oligo-Miyosen yaşlı aşınım yüzeyi akarsular vasıtasıyla parçalanmış ve Üst Miyosen’de ise yeni bir aşınım evresi yaşanmıştır. Bu evrede Oligo-Miyosen yaşlı yüzeylerin zararına gelişen ve günümüzde 200-300 m yükselti seviyeleri arasında tanımlanabilen Üst Miyosen yaşlı yüksek plato yüzeyi meydana gelmiştir (Şekil 62).

Üst Miyosen’deki morfolojik gelişme havzalarında belirgin bir Üst Miyosen sedimantasyonu ve tabiatıyla yüksek yerlerde ise etkin bir aşınımın meydana gelmesine neden olmuştur (Erol, 1989). Bu aşınım süreçleri neticesinde inceleme sahası çevresinde Üst Miyosen yaşlı aşınım yüzeyleriyle yaşıt olan Çekmece Grubu (Çukurçeşme, Güngören ve Bakırköy formasyonları) akarsu çökelleri birikmiştir (Gedik vd., 2005). Bu birikimin inceleme sahasında yer almaması, buna karşın yakın çevresinde bulunması daha sonra gerçekleşen aşındırma süreçlerinin etki derecesinden kaynaklanmaktadır. Ayrıca bu dönemden itibaren bölgede giderek soğuyan ve kuraklaşan bir iklim hüküm sürmeye başlamıştır (Şengör, 2011).

Yine Orta-Üst Miyosen’de Marmara Denizi civarında sağ yanal atımla ilgili yamulma gerçekleşmiştir. Bu aşamada kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu açılma çatlakları ve normal faylar, bunun aksi yönde de kıvrımlar ve bindirmeler gelişmiştir (Şekil 62). Böylece Kuzey Anadolu Makaslama Zonu yavaş yavaş ortaya çıkmaya ve kendini hissettirmeye başlamıştır.

Miyosen sonlarında veya Pliyosen başlarında inceleme sahasında günümüzde etkili olan akarsu şebekesi kurulmuştur. Miyosen sonlarına karşılık gelen bu dönemde iklim genel olarak bir soğuma devresine girmiş ve Üst Pliyosen’de daha nemli bir hal kazanmıştır (Erol, 1983; 1989).

Pliyosen sonlarında yeniden canlanan tektonik hareketlerin akabinde Pliyosen örtü üzerinde etkili olan aşındırma etmen ve süreçleri bu yüzeylerin zararına gelişen ve günümüz morfolojisinde 50-200 m yükselti seviyeleri arasında seçilebilen alçak plato alanlarını oluşturan Üst Pliyosen yaşındaki aşınım yüzeylerinin ortaya çıkmasına imkân sağlamıştır (Şekil 62).



Şekil 62. İnceleme sahasının jeomorfolojik gelişim süreci

Bu yüzeylerin korelatı olan Pliyosen depoları ise çevre alçak sahalarda birikmiştir (Karapürçek Formasyonu). Bu depolarda kıvrımlı yapı görülmemektedir. Depoların tabakaları eğimli şekilde ve yer yer de kırılmış halde bulunmaktadır (Hoşgören, 1995). Pliyosen depolarının bu özellikleri, sahanın Üst Pliyosen aşınım yüzeyinin oluşumunu izleyen aşamada epirojenik ve/veya kratojenik karakterli Post-Alpin tektonik hareketlerin etkisine girip, bu esnada geniş çaplı faylanmalara maruz kaldığının işaretidir (Hoşgören, 1995).

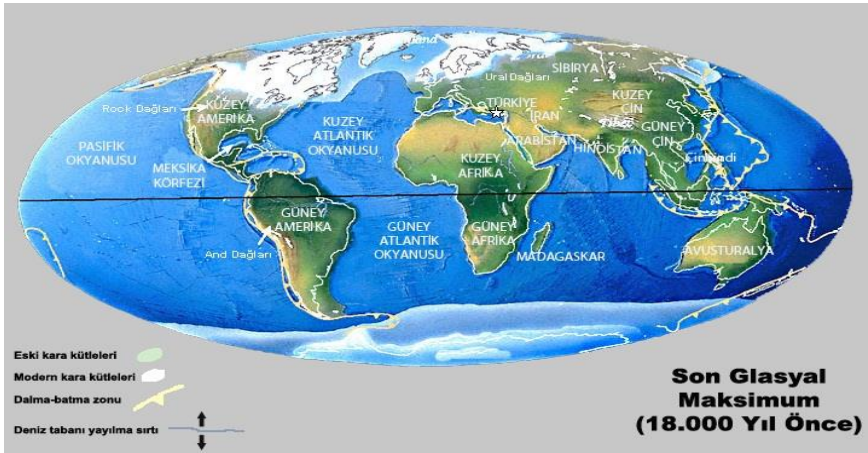
Üst Pliyosen'den itibaren kuzeydeki Pliyosen örtünün aşındığı bazı kesimlerde veya eski temelin ortaya çıktığı alanlarda (Ertek, 1995) ise daha önceki aşınım dönemlerine ait ve günümüzde 20-130 m yükselti seviyelerinde bulunan sıyrılmış yüzeyler ortaya çıkmıştır (Şekil 62).

Bu zaman sürecinde Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı birimleri uyumsuz olarak örten, kumtaşı, çakıltası, silttaşı, kıltaşı ve çamurtaşı istifleri olarak değerlendirilen (Gedik vd., 2005), Üst Pliyosen-Alt Pleyistosen yaşındaki Karapürçek Formasyonu birikmiştir. Akarsu ve yelpaze çökelleri ile temsil edilen bu birimin (Gedik vd., 2005) istif özellikleri, Üst Pliyosen'de anoksik denizel, Alt Pleyistosen'de ise derin ve sıg bir acı su ortamının yaşandığını belgelemektedir (Meriç, 1995; Emre vd., 1998). Muhtemelen Pliyosen sonlarında vejetasyon ve iklim tiplerinin dağılışı bugünküne benzer bir özellik kazanmıştır. Pliyosen sonlarındaki soğuma süreci ile birlikte Pleyistosen'e geçilmiştir.

Kuvaterner'in en uzun süren ilk kısmı olan Pleyistosen'de (Buzul Çağı) ise küresel ölçekte büyük iklim değişiklikleri meydana gelmiş ve

buna bağlı olarak birbiri ardına sıralanmış buzul (glasyal) ile buzullar arası (interglasyal) devreler yaşanmıştır (Hoşgören, 2010; Şekil 63).

Buzullar arası dönemlerde (tüm dünyada okyanus yüzeyinin soğuması ve bunun buharlaştırmayı azaltması nedeniyle) kuraklık azalırken, buzul dönemlerinde en kurak süreç yaşanmıştır (Karadeniz civarında Würm buzullaşmasının en şiddetli evresi buna yerel bir istisna durumdur). Bu kurak dönemler sadece ılıman ve yağışlı bir iklimden soğuk-ılıman ve nispeten kurak bir iklime geçilmesi şeklinde gerçekleşmiştir (Şengör, 2011).



Şekil 63. Son glasyal maksimum (18.000 yıl önce) dünyamızın coğrafyası (Scotese, 2000'den değiştirilerek). İnceleme sahası yıldız ile gösterilmiştir.

Bunun yanında Türkiye'nin kuzeyinde, Doğu Avrupa'da meydana gelen inlandsis kütlelerinin kıtayı izostatik olarak çökertmesi sonucunda Karadeniz kuzeyindeki eğim şartları da değişmiş ve böylece normal olarak bu denize ulaşan büyük akarsular inlandsise doğru akarak kuzeybatıya yönelmişlerdir (Şengör, 2011).

Hem kuraklık, hem de eğim şartlarının değişimine bağlı olarak kendi öz su kaynaklarından mahrum kalan Karadeniz, dünya deniz düzeyinin de Çanakkale Boğazı'nın eşik derinliği olan -85 metrenin altına düşmesi ile Akdeniz'in suları tarafından beslenemez bir hale gelmiş ve düzeyi -150 metreye kadar inmiştir (Ryan vd., 1997a, 1997b, 2003; Ryan, 2007; Şengör, 2011). Kıyı çizgisinde gerçekleşen bu değişiklikler çeşitli yükselti basamaklarında farklı taraça seviyelerinin oluşmasına neden olmuştur (Eriñç, 1953-1954; Eriş ve Çağatay, 2008; Şekil 62).

Türkiye genelinde olduğu gibi inceleme sahasında da etkili olan karstlaşma süreçleri Pleyistosen'in özellikle nemli ve serin iklim şartlarının egemen olduğu plüvyal dönemlerinde en üst gelişim safhasına ulaşmış olmalıdır (Atalay, 1987). Bu esnada inceleme sahasında yer alan karstik şekillerin oluşum ve gelişim süreci hızlanmıştır.

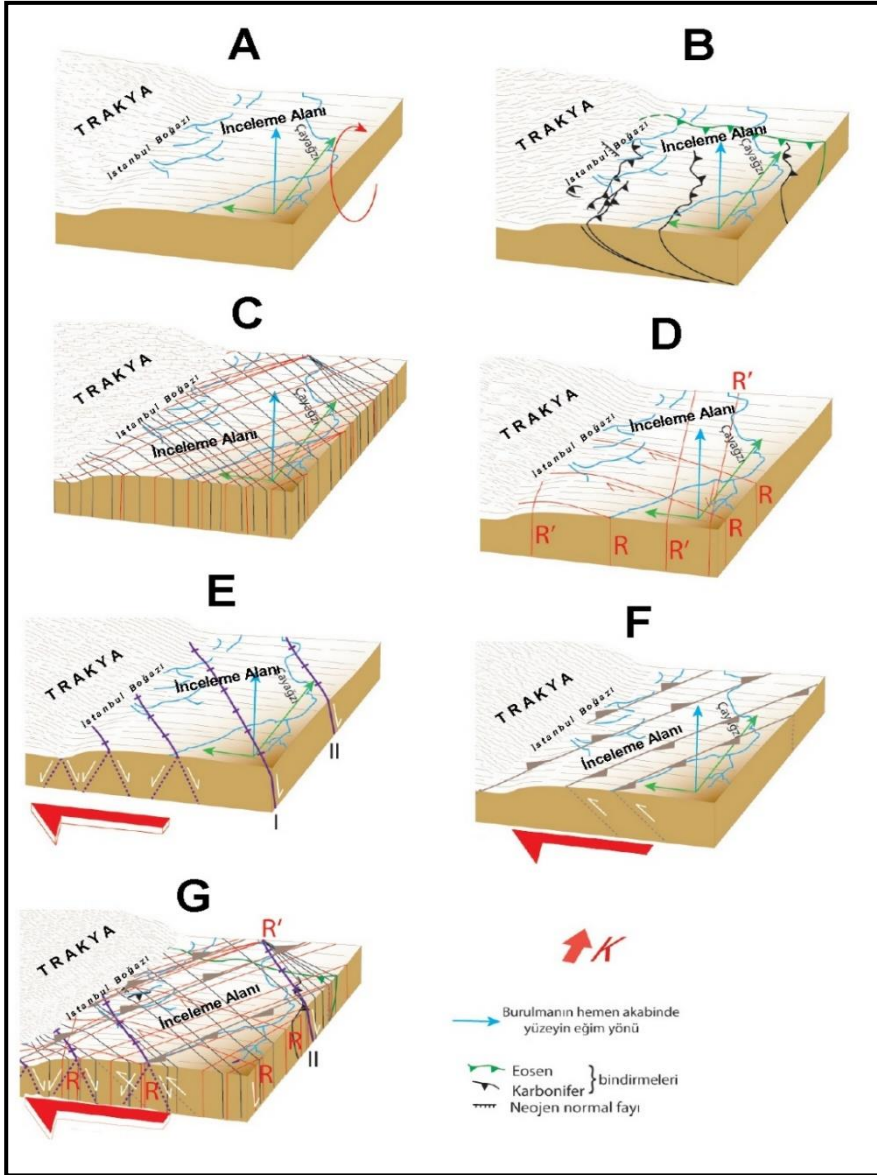
İnceleme sahasında Pleyistosen sürecinde aynı zamanda bej renkli, kalsit çimentolu kuvars kumtaşından oluşan Alacalı Kumtaşı Formasyonu uyumsuz olarak birikmiştir. Traverten görünümlü olan bu istif, kumtaşının paleo kumullarda deniz dalgalarının etkisiyle gelişmiştir. İstif içeriğinden dolayı zaman zaman çalkantılı, zaman zaman da durgun ve karadan kırıntılı gelişimin yaşandığı, kireç bakımından doygun bir denizin kıyısında çökelmiş olduğu tahmin edilmektedir. Ayrıca istif içerisindeki yüksek açılı ve büyük çapraz tabakaların varlığı da birimin bazı kesimlerinin rüzgar etkisinde kalmış olduğunun işaretidir (Gedik vd., 2005).

İnceleme sahasının jeomorfolojik olarak nihai şeklini alma süreci ise bundan yaklaşık 2 milyon yıl önce yerçekillerini tayin eden ve Miyosen sonu-Pleyistosen (?) olarak yaşlandırılan aşınım yüzeyinin (Trakya-Kocaeli veya Çatalca-Kocaeli) çarpılması ve bu çarpılma sonucu drenajın yeni bir enerji kazanarak yer yer kendi ürünlerinin içine gömülen vadiler oluşturmasıyla başlamıştır (Şengör, 2011). Zira inceleme sahasının jeomorfolojisi ve akarsu drenajı üzerinde yer yer izlenebilen sürempoze (epijenik) şekilde oluşmuş saplanmış gömük mendereslerde, durumun bu şekilde olduğunu doğrulamaktadırlar. Bu durum, ilgili literatürde de aynı şekilde açıklanmıştır (Yalçınlar, 1949; 1968; Ardos, 1996; Erinç, 2010).

Aslında inceleme sahasında gerçekleşen çarpılmanın temelleri yaklaşık \pm 11 milyon yıl önce Orta-Üst Miyosen'de Marmara Denizi civarında Kuzey Anadolu Makaslama Zonunun oluşmaya başlamasıyla ortaya çıkan sağ yanal atımla ilgili yamulma ile birlikte atılmıştır. Bu yamulma hareketi geliştikçe, daha önce oluşmuş yapılar yamulmanın karakterine uygun olarak doğudan bakıldığında yatay bir eksen etrafında saat yönünde dönmeye başlamıştır (Şekil 64).

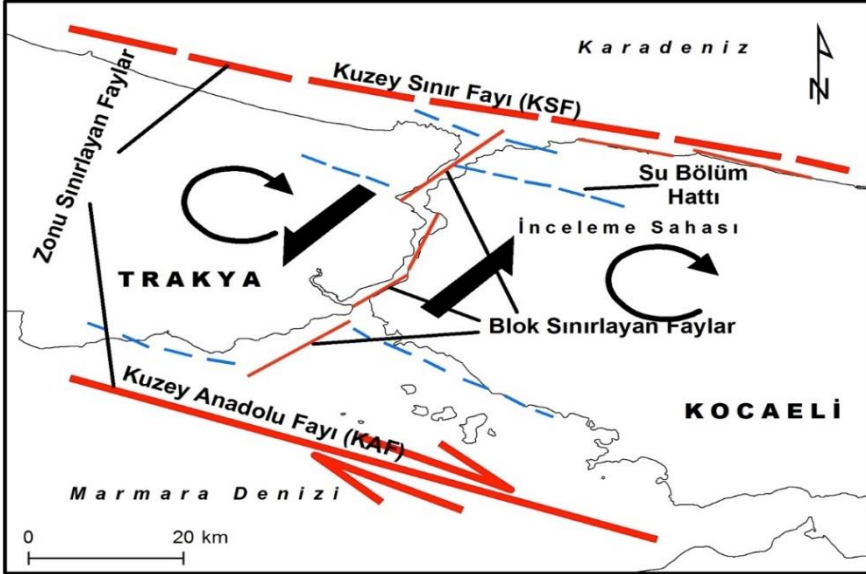
Zamanla, yamulan alanda küçük faylar birleşerek tek bir yanal atımlı fay oluşturmuştur. Bu faylanma ile birlikte Kuzey Anadolu Fayı 200.000 yıl kadar önce inceleme sahasının güneyine ulaşmıştır. Böylece Marmara Denizi'nde makaslama alanının tamamını kesip geçen tek bir ana yanal atımlı fayın oluşumunu temsil eden son evreye girilmiştir. Yanal atım

alanının tâli yapılardan kurtulması ve temiz bir fayı oluşturması, fayın kuzeyinde yanal hareketle daha önce gelişmiş yapıların jeomorfolojisi üzerinde muhtemel izler bırakmasına sebep olmuştur.



Şekil 64. İnceleme sahasında gerçekleşen burulma hareketi (Şengör, 2011'den değiştirilerek)

Bu tür bir hareket sonucunda bölgede gerçekleşen en önemli jeomorfolojik hadise İstanbul Boğazı'nın açılma yerinin belirlenmiş olmasıdır. Ancak bu yerin tespitinin nasıl gerçekleştiği konusunda literatürde çeşitli görüş ayrılıkları bulunmaktadır. Bazı bilim insanlarına göre bölgede gerçekleşen yamulma hareketi boğazın her iki yakasında da aynı yönde ve saat yönü doğrultusunda (Şekil 65), bazı bilim insanlarına göre de boğazın her iki yakasında da farklı yönlerde gerçekleşmiştir.



Şekil 65. Saat yönü doğrultusunda aynı istikamette hareketi savunan görüşlere göre boğazın açılması

Teorik olarak boğazın oluşumunun saat yönü doğrultusunda aynı istikamette hareket ettiğini savunan Oktay (Oktay vd., 2002; Oktay, 2010) ve Yılmaz (Yılmaz, 2002) modellerine (Şekil 65) göre ilk bakışta bu hareket doğru gibi görünse de boğazın batı yakasının da saat yönünde dönmüş olduğu kabul edildiği için tutarsız olarak değerlendirilmiştir.

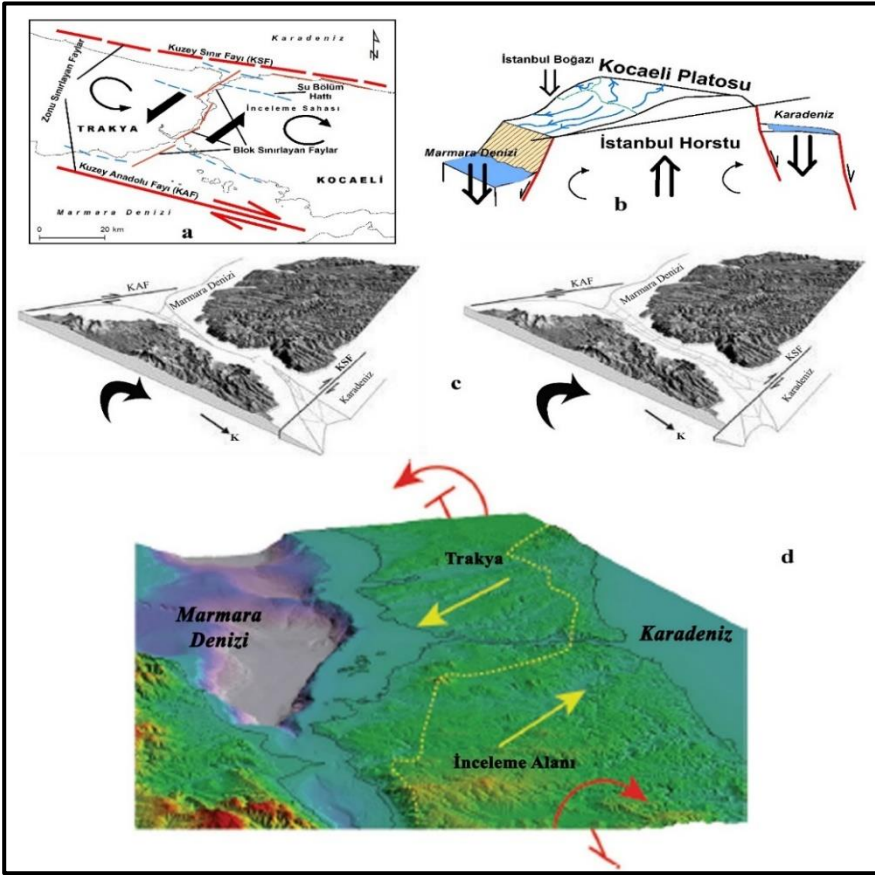
Özellikle Anadolu Yarımadası'ndaki jeomorfolojik bulgular (Göney, 1963-1964; Hoşgören, 1995; Bargu, 1996; Tarı ve Tüysüz, 2001; 2008; Tarı, 2007) ile sismik yansıma çalışmaları (Bargu, 1996; Barka ve Kuşçu, 1996; Özhan ve Bayrak, 1998) da durumun bu şekilde olduğunu teyit etmektedir (Şengör, 2011).

Bu çalışmada daha tutarlı olduğu düşünülen ve Şengör (2011) tarafından ileri sürülen en güncel modele göre ise meydana gelen hareket

Anadolu Yarımadası'nda saat yönünde, Trakya Yarımadası'nda ise saatin tersi yönünde gerçekleştiği şeklindedir. Kocaeli Yarımadası'nın kuzeye çarpılması Çınarcık havzasının kuzey omzunun yükselmesinden, Trakya Yarımadası'nın ise güneye çarpılmasının Bulgaristan'dan Makedonya ve Yunanistan kuzeyine kadar faaliyet gösteren ve dönme kutbu aşağı yukarı bugünkü Arnavutluk içinde bulunan ve kendisine "Avrupa rejimi" adı verilen bir açılma tektoniğinin etkisinden kaynaklanmaktadır (Şengör, 2011).

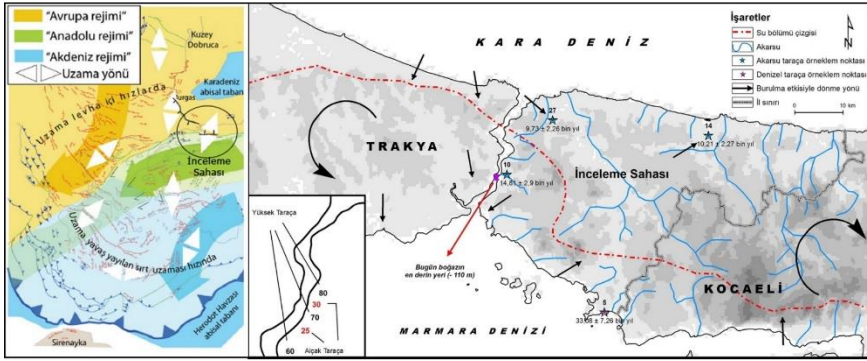
Araştırmacı sunduğu bu modeli; Trakya Yarımadası güneyinde Kocaeli Yarımadası'nın güneyindekine benzer derin deniz havza veya havzaların bulunmaması, buradaki güney kenarın alçak kalmasını ve buna ilaveten Bulgaristan'dan İstanbul kuzeyine kadar uzanan doğu-batı doğrultulu ve kuzey güney gerilmeli normal fayların Trakya kuzeyinde bulunması nedeniyle buradaki yükselmenin kuzey sahile yakın olması şeklinde ileri sürdüğü verilerle açıklamıştır. Bu açıklamalarını da günümüz su bölümü çizgisinin konumunu göz önünde bulundurarak ispatlamaya çalışmıştır. Şengör (2011) tarafından ileri sürülen bu model, daha öncesinde teorik olarak Ardos (1996) tarafından, Boğaziçi'nin batı tarafında kalan kısmının kuzeyden güneye, doğusunda kalan kesiminin ise güneyden kuzeye çarpılmış olduğu kanaatiyle jeomorfolojik açıdan desteklenmiştir. Ardos (1996) da, tıpkı Şengör (2011) gibi, iddiasına ispat olarak bugünkü su bölümü çizgisinin konumunu göstermiştir.

Bu görüş çerçevesinde inceleme sahası Orta-Üst Miyosen'de güneyden Marmara Denizi içerisinde uzanan Kuzey Anadolu Fay Zonu ve kuzeyden Karadeniz içerisinde doğu-batı doğrultusunda uzanan doğrultu atımlı faylar arasında saat yönünde dönmüş ve güneyden kuzeye doğru bir çarpılma gerçekleşmiştir (Şekil 66). Bu durum jeomorfolojik gelişim açısından ise röliyef terslenmesi olarak değerlendirilmiştir (Şengör, 2011). Ayrıca çarpılmanın sebep olduğu dönme hareketi hem Kocaeli Platosu'nun horst yapısı (Şekil 66) kazanmasına (Yılmaz, 2007; Yılmaz vd., 2010), hem de İstanbul Boğazı'nın da açılmasına vesile olmuştur (Şengör, 2011). İnceleme sahasındaki kıyı morfolojisi ve akarsuların su bölümü çizgileri bu şekilde blok dönmenin jeomorfolojik izlerini taşımaktadır (Oktay, 2010).



Şekil 66. a) İnceleme sahasının kuzeye doğru çarpılmasına neden olan fay mekanizmaları, b) İnceleme sahasının horst yapısını kazanması ve c) Faylanmanın ve çarpılmanın etkisiyle İstanbul Boğazı'nın açılması (Yılmaz vd., 2010), d) İnceleme sahasının doğudan bakıldığında yatay bir eksen etrafında saat yönünde dönmesi (Şengör, 2011)

Aynı şekilde burulma nedeniyle inceleme sahasındaki su bölümü çizgisi de değişiklik göstermiştir. Yapılan çalışmalar, Holosen başında, bu çizginin İstanbul Boğazı'nın tam ortasında olduğunu, daha sonrasında ise yer değiştirdiğini teyit etmektedir (Şengör, 2011). Bu durum bazı derelerin jeomorfolojisindeki akış yönlerinin değişikliğinden de anlaşılmaktadır. Aynı zamanda bu çizginin yer değiştirmesi, İstanbul Boğazı'nın da nerede açılacağını belirleyen faktör olmuştur (Şekil 67).



Şekil 67. İnceleme sahasındaki akarsuların basitleştirilmiş bir haritası ve su bölümü çizgisi (Şengör, 2011'den değiştirilerek)

İnceleme sahasındaki önemli akarsular Karadeniz aklanında güneydoğu-kuzeybatı veya güney-kuzey, Marmara Denizi aklanında ise kuzeydoğu-güneybatı, İstanbul Boğazı aklanındaki vadiler ise tüm zikzaklarına rağmen ortalama kuzey-kuzeybatı yönünde uzanırlar. Bu geometri muhtemelen inceleme sahasının genelinde olduğu gibi jeomorfolojik gelişmenin Kuzey Anadolu Fayı ile olan ilişkisinden kaynaklanmaktadır (Şengör, 2011).

Muhtemelen yine bu burulma mekanizması sonucunda Marmara Denizi içerisindeki büyük çukurluklarda oluşmuştur. Bu tür çukurluklardan biri olan Çınarcık havzası ise bugün faal durumda olan Kuzey Anadolu Fayı'nın bir kısmını teşkil eden kuzeydeki ana fayla sınırlı ve kuzeye eğimli yarım rift karakterli bir “kama havzası”dır (Uçarkuş, 2010). Bu yarım riftin kuzey omuzu her yarım rifte olduğu gibi izostatik olarak yükselerek, Kocaeli Yarımadası'nın belirgin güney konumlu su bölümü çizgisinin oluşmasına neden olmuştur.

Bu burulma hareketi sonucunda çatlak sistemleri gelişmiştir. Ancak en az Paleozoyik'ten beri çeşitli ve tekrarlanan tektonik hareketlerle parçalanmış bir halde bulunması sebebiyle inceleme sahası tekdüze bir yapıda da değildir. Bu nedenle bu parçalanmış kütle içerisindeki en belirgin yapılar genelde kuzey-kuzeybatı yönünde uzanan Paleozoyik bindirmeleri ve onlara bağlı olarak gelişmiş yapılar ile Alpid devresinde oluşmuş doğu-batı doğrultulu yapılardır. Ancak Alpid yapılar inceleme sahasını meydana getiren taş kütlelerine içerisine İskitid (Hersinid?) yapıları kadar nüfuz etmemiştir (Şengör, 2011).

Bu durumda burulmanın oluşturacağı yapıların yönleri daha ziyade eski İskitid (Hersinid?) yapılardan etkilenmiş olmalıdır. Bunu çok kolaylaştıran bir başka etken ise Kuzey Anadolu Makaslama bölgesi içinde oluşan yapıların ekseriyetinin de yukarıda açıklandığı gibi kuzey-kuzeybatı veya kuzeybatı yönlü olmasıdır. Ancak yaklaşık 2 milyon yıldan beri bu alanda meydana gelen burulma olayındaki tek istisna, burulmanın “nötral” diyebileceğimiz geçiş noktasında yer alan boyun bölgesine yerleşmiş olan İstanbul Boğazı’nın ana vadilerinden kaynaklanmaktadır (Şengör, 2011). Zira bu durum İstanbul Boğazı’nın da nötral bölgede açılmasına neden olmuştur.

Çarpılma, inceleme sahasının kuzeye doğru eğilmesiyle gerçekleşmiştir. Bu çarpılma hareketi sonucunda akarsuların bugünkü akış yönleri de belirlenmiştir. Aynı zamanda sahamızın batı sınırını oluşturan İstanbul Boğazı’nın oluşması ve şimdiki yerleştiği alana konumlanmasına da sebep olmuştur (Şengör, 2011).

İnceleme sahasında gerçekleşen kuzey doğru çarpılma hareketi ve hemen akabinde İstanbul Boğazı’nın oluşumu muhtemelen yukarıda anlatıldığı şekilde meydana gelmiştir. Ancak eskiden beri boğazın oluşumu konusunda birçok düşünce ileri sürülmüştür. Öne sürülen bu görüşler iki temel başlık altında yoğunlaşmıştır.

Bunlardan ilki, boğazın oluşumunun bir akarsu vadisinin deniz tarafından işgal edilmesi şeklinde olduğunu savunanların düşüncesidir (Von Hoff, 1822; Phillipson, 1898; Andrussov, 1900; Penck, 1919; Pamir, 1938; Darkot, 1938; Yalçınlar, 1957).

Diğer bir görüşe göre ise boğazın oluşumunda tektonik etkenlerde değişik düzeylerde rol oynamıştır (Hochstatter, 1870; Sholten, 1974; Eroskay ve Kale, 1986; Uluğ vd., 1987; Alavi vd., 1989; Yılmaz ve Sakıncı, 1990; Meriç vd., 1991a ; 1991b; Oktay ve Sakıncı, 1991; 1993; Yıldırım vd., 1992; Gökaşan 1998, 2000; Gökaşan vd., 1997, 2002, 2005; 2006; Oktay, 1998; Oktay vd., 2002; Demirbağ vd., 1999).

Bu çalışmada ise boğazın oluşumu, tektonik etkenlerin belirli bir düzeyde etkili olduğu bir akarsu vadisinin, son deniz düzeyi değişimi sonrasında deniz tarafından işgal edilmesiyle sonuçlandığı şeklinde kabul edilmiştir. Ancak burada açıklanması gereken asıl önemli bir husus boğazın oluşumunun yanında jeomorfolojik oluşum açısından hangi mekanizma ile

açıldığıının belirlenmesidir. Çünkü literatürde bu oluşum süreci ile ilgili olarak herhangi kesin bir yargı yoktur.

Darkot (1938) boğazın aşamalı bir şekilde gerçekleşen yarılma ile nöbetleşe gerçekleşen birikim safhalarının eseri olduğunu öne sürmüştür (Darkot, 1938). Pamir (1938) boğazın Pliyosen sonuna kadar eski bir akarsu vadisi iken, yarılma neticesinde (sürempozisyon mekanizması) vadi depresyonunun suları altında kalması ile oluştuğunu iddia etmiştir (Pamir, 1938). Erinç (1953-1954; 1977), İstanbul Boğazı'nın Paleozoyik temel üzerindeki bir plato içine gömülmüş (sürempozisyon mekanizması) ve bugün sular altında kalmış eski bir akarsu vadisi olduğunu açıklamıştır (Erinç, 1953-1954; 1977). Yalçınlar (1949) boğaz çevresini gösteren haritasında epijenik gediklerin varlığına dikkat çekmiştir (Yalçınlar, 1949; 1968). Ardos (1996) ise boğazın oluşumunun muhtemelen antedant olduğunu belirtmiştir (Ardos, 1996).

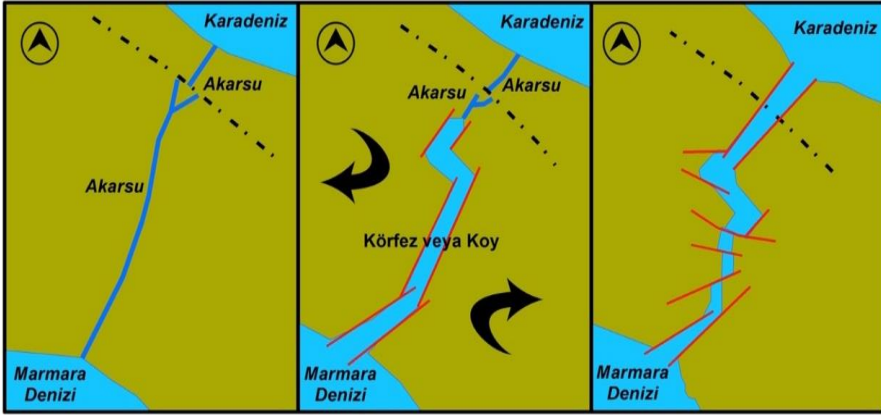
Yukarıda verilen jeomorfolojik kapsamlı çalışmalarda boğazın jeomorfolojik olarak oluşum mekanizması hakkındaki görüşlerden en ağır basanı sürempozisyon (epijeni) mekanizmasıdır (Pamir, 1938; Erinç, 1953-1954; 1977; Yalçınlar, 1949; 1968).

Şimdiye kadar literatürde tartışılan bu jeomorfolojik meseleye yukarıda boğazın oluşumu konusunda ileri sürülen en son ve en geçerli tektonik model çerçevesinde baktığımızda sürempozisyon (epijeni) mekanizmasının varlığının hâkim olduğu görülür. Bu durum boğazın bulunduğu sahadaki eski akarsuların üzerindeki örtü birimlerini sıyırıp, temele gömülmesiyle oluşmuş olduğuna işaret etmektedir.

Bu nedenle İstanbul Boğazı jenetik bakımdan oluşumundan sonra deniz tarafından işgal edilmiş eğime uymayan inkonsekant bir yarma vadidir. Ayrıca Karadeniz ve Marmara Denizi gibi iki alçak sahayı da birleştirdiği için tipik bir birleştirme boğazı karakteri de sergilemektedir.

Bütün bunlardan hareketle İstanbul Boğazı'nın sürempoze olarak gelişim gösterdiği (Şekil 68) ve daha sonra meydana gelen tektonik hareketlerin etkisiyle günümüzdeki şekline kavuşmuş olduğu söylenebilir (Şekil 68). Bu görüş son dönemde yapılan sismik çalışmaların sonuçlarıyla da teyit edilmiştir (Göktaş vd., 1997; 2006). Ayrıca bu düşünce İstanbul Boğazı'nın oluşumu hakkında ortaya atılan tektonik burulma modeliyle de uyumludur.

İnceleme sahasındaki Kenozoyik birimler, son olarak Pliyo-Kuvaterner ve Kuvaterner devirlerine ait çökel istif tarafından örtülmektedir. Aslında bu istifi oluşturan birimler inceleme sahasındaki en genç oluşuklardır. Pliyo-Kuvaterner, akarsu taraçası çökelleri olan eski alüvyonlar, Kuvaterner ise alüvyon, yamaç molozu, kumul ve traverten tarafından temsil edilmektedir.



Şekil 68. İstanbul Boğazı'nın burulma tektonik modeli çerçevesinde jeomorfolojik olarak gelişim aşamaları (Göktaş vd., 1997; 2006'den değiştirilerek)

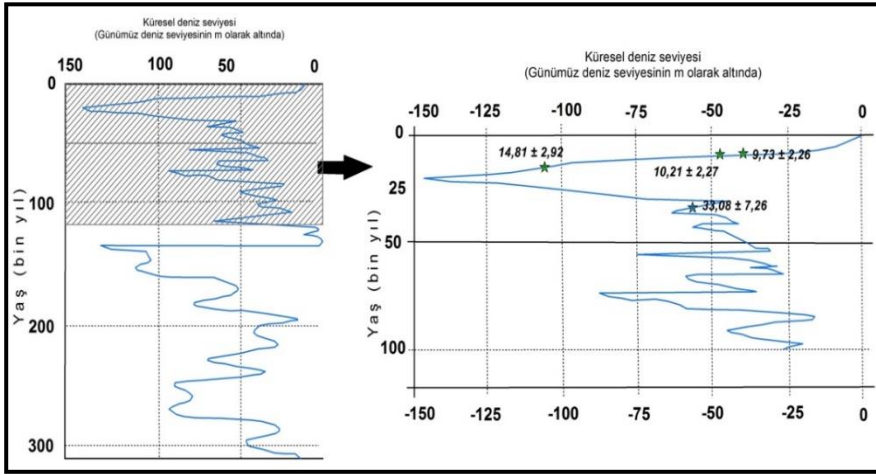
İnceleme sahasında Kuvaterner'de asli özelliklerini kazanan drenaj ağında, taban seviyesinin alçaldığı devrelerde akarsuların boyları uzamış, aşınım canlanarak yatakların derinleştirilmesi önem kazanmıştır. Aynı şekilde bu döneme ait istifin çökme aşamasında meydana gelen negatif ve pozitif östatik hareketler ile gerçekleşen deniz seviyesi değişiklikleri sonucunda kıyılarda transgresyon ve regresyon olayları yaşanmıştır. Taban seviyesinde meydana gelen bu değişikliklere bağlı olarak çeşitli yükselti seviyelerinde deniz ve akarsu taraçaları ortaya çıkmıştır. İşte bütün bu yaşanan olaylar neticesinde gençleşme olayları gerçekleşmiş, kıyı ve akarsu boylarında taraçalar oluşmuştur (Erinç, 2010; Hoşgören, 2010). İnceleme sahasında da bu nedene bağlı olarak Pliyo-Kuvaterner yaşlı eski alüvyonlarla ifade edilen taraça istifleri ortaya çıkmıştır.

İnceleme sahasındaki bu yakın jeomorfolojik oluşum ve gelişimi daha net bir şekilde açıklamak için yapılan yaşlandırma sonuçlarına göre deniz seviyesinden farklı yükselti basamaklarında yer alan bu taraçalardan, 11.7 by yaşında olanlar Holosen, daha yaşlı olanlar ise Pleyistosen'de oluşmuştur. Buna göre Tuzla'daki Cami ve Anadolu Hisarı Göksu mahallelerindeki örnekler hariç, diğer her iki taraçada Holosen döneminin

ürünüdür (Tablo 18). Bu yaşlandırma sonuçlarını küresel deniz seviyesi değişimleri ile karşılaştırdığımızda ise daha net bir tablo ortaya çıkmaktadır (Şekil 69).

Tablo 18. OSL yaşlandırması yapılan örneklerin günümüz deniz seviyesine göre yükseklikleri

Örnek No	Konum	Tür	Yükselti(m)	OSL Yaş (bin yıl)	Deniz Seviyesi
1	Ahmetli Köyü (Şile)	Akarsu	14	10.21 ± 2.27	-45
2	Alibahadır Köyü (Beykoz)	Akarsu	27	9.73 ± 2.26	-38
3	Göksu Mh. (Anadolu Hisarı)	Akarsu	10	14.81 ± 2.92	-110
4	Cami Mh. (Tuzla)	Denizel	5	33.08 ± 7.26	-55



Şekil 69. Elde edilen yaş verilerinin, Fairbanks (1989), Chappell ve Shackleton (1986) ve Skene vd. (1998)'in deniz seviyesi eğrilerinin birleşik olarak sunan Yaltrak vd. (2002)'nin deniz seviyesi eğrisi (Erginal ve Kıyak, 2008) üzerindeki konumları

Buna göre en yaşlı örneğimiz olan ve günümüzde 5 m yükseltide yer alan denizel taraça, deniz seviyesinin -55 m civarında olduğu bir zamanda oluşmuştur. Yani yaklaşık 30-35 bin yıl önce deniz seviyesinin günümüzdekinden yaklaşık -50 m daha alçakta olduğu yorumlanabilir. Bununla birlikte taraçanın günümüz deniz seviyesine göre 5 m daha yüksekte yer alması her yıl 15.1 cm yükselmiş olduğunu da göstermektedir.

Ayrıca bu yaşlandırma verisi, Pleyistosen sırasında Akdeniz’de meydana gelen seviye değişikliklerinin yaşandığı postglasyaldaki iklim optimumuna rastlayan Nice (0-50 bin yıl) seviyesine karşılık gelmektedir.

İnceleme sahasındaki akarsu taraçalarından en yaşlısı ise 14.81 bin yıl yaşındaki 10 m yükseltide yer alan Göksu nehri taraçasıdır. Bu taraçada her yıl günümüze doğru ortalama olarak 67.5 cm yükselmiştir. Taraçanın yaş verisi o zamanda deniz seviyesinin günümüzdekinden yaklaşık -110 m daha aşağıda olduğu bilgisini vermektedir.

Akarsu taraçalarından yaş bakımından ikinci sırada 14 m yükseltide bulunan 10.21 bin yıl yaşındaki yüzeydir. Günümüz deniz seviyesine göre her yıl 137.1 cm yükselmiş olan bu taraçanın olduğu ortamdaki deniz seviyesi günümüzden yaklaşık -45 m daha alçaktadır.

Son akarsu taraçası 27 m yükseltideki 9.73 bin yıl yaşındaki en genç örnektir. Yaşına göre oldukça yüksek olan bu taraça günümüze doğru ortalama olarak her yıl 277.4 cm yükselmiştir. Oluştığı zamanda ise deniz seviyesi günümüz deniz seviyesinin -38 m daha aşağı kesimindedir. Elde edilen veriler tarihlenmesi yapılan her bir akarsu taraça seviyesinin nihai deniz seviyesi alçalma döneminde depolandığını göstermiştir.

Yine bu yaşlandırma sonuçları, küresel deniz seviyesinin -110, -55, -45 ve -38 m’ler seviyesinde olduğunu ve son glasiyal maksimum’dan (18.5 bin yıl) sonraki süreçte giderek alçalma deniz seviyesi koşullarında çökel birikiminin gerçekleşmiş olduğuna işaret etmektedir. Buradan deniz seviyesinde doğudan batıya doğru bir artış yaşandığı yorumlanabilir. Ayrıca boğazdaki yaklaşık 15 bin yıl yaşındaki taraça örneği de, Marmara Denizi’ndeki su seviyesinin Çanakkale Boğazı’ndaki temel eşliğinin bugünkü minimum derinliği olan -85 m’nin altına inerek -93 m’de gözlenen kıyı çizgisinin olduğu (Şengör, 2011) ve bu tarihten sonra Akdeniz ile Çanakkale üzerinden tekrar bağlantının sağladığı (Çağatay vd., 2010) dönemin ürünü olarak değerlendirilebilir.

Buna mukabil alınan örnek Şengör (2011) tarafından günümüzde boğazın en derin noktası olduğu ileri sürülen (Şengör, 2011) Beykoz civarına (-110 m) çok yakın bir konumdadır. Bu durumda taraçanın olduğu dönemdeki (14.81 ± 2.92) küresel deniz seviyeleri ile boğazın en derin noktasının yükseltisinin uyumlu bir paralellikle ileri sürülen görüşü de desteklemektedir. Keza Şengör (2011) tarafından boğaz içinde

Kuvaterner'deki su bölümü çizgisinin Büyükdere ile Beykoz arasında olduğu hipotezi de böylece doğrulanmış olur.

Bunun yanında Karadeniz kıyısındaki özellikle denizel taraçalar üzerinde yapılan yaşlandırma sonuçlarına göre bölge genelinde doğudan batıya doğru gittikçe taraça seviyelerinde bir alçalmanın olduğunu belirtilmiştir (Ertek ve Aytaç, 2001; Aytaç, 2003; 2010). Taraçaların gösterdiği bu durum Şengör (2011) tarafından bir "tahterevalli hareketi" olarak yorumlanmıştır. Ancak inceleme sahasında Karadeniz aklanındaki akarsu taraçalarından alınan yaşlandırmalarda bu düşüncenin biraz tersi bir durum ortaya çıkmıştır. Yaşlandırma sonuçlarına göre batıdaki taraça doğudakine göre daha genç olmasına rağmen, daha yüksek bir seviyede yer almaktadır. Bu farklılık muhtemelen Şengör (2011)'ün ortaya attığı aşağı yukarı 2 milyon yıldan bu yana saat yönünde dönme mekanizmasına bağlı olarak (Şengör, 2011) meydana gelen burulmadan kaynaklanmaktadır.

Benzer şekilde İstanbul Boğazı aklanından alınan akarsu taraçası örneği ise alçak bir seviyede olmasına rağmen, diğer örneklere göre daha yaşlıdır. Bu durum da muhtemelen Karadeniz kıyısına yakın akarsuların Marmara Denizi'ne yakın olanlarına göre jeomorfolojik olarak daha genç bir evrede bulunmaları ve yükselimin Karadeniz kıyıları boyunca daha şiddetli olduğunu göstermektedir (Kurter ve Bener, 1963; Oktay, 1998).

Kısaca, bütün örnek alınan taraça depolarının deniz seviyesinden farklı yükselti seviyelerinde yer almaları bölgedeki tektonik yükselme ile ilişkili olmalıdır. Nitekim bu durum bölge çevresinde yapılan çalışmalarda da aynı şekilde yorumlanmıştır (Ertek ve Aytaç, 2001; Aytaç, 2003; 2010). Ancak taraça yüksekliklerinde görülen bu farklılıkların yalnızca tektonizmaya bağlanmaması gerektiğini, aksi takdirde çok saçma hızlar farz edilebileceği de unutulmamalıdır (Şengör, 2011).

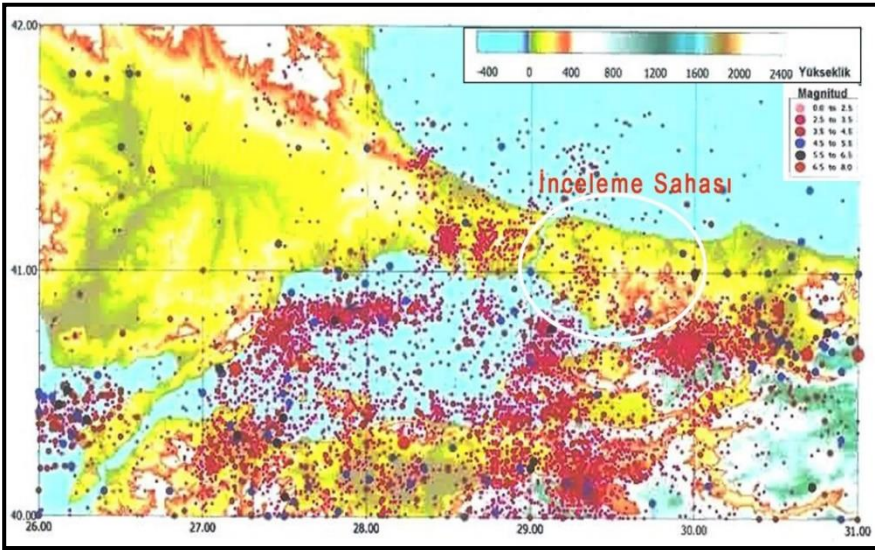
Yine bu yaşlandırma sonuçlarının hem inceleme sahasının, hem de İstanbul Boğazı'nın günümüz morfolojisini kazanmasında olduğu kadar çevredeki drenaj sistemlerinin oluşumu ve gelişimi açısından da kilit bir rol oynadığını aşikârdır.

İnceleme sahasındaki son Kenozoyik istifin çökmesi sırasında çeşitli nedenlerle taban seviyesinde meydana gelen bu değişikliklere bağlı olarak akarsuların biriktirme faaliyetleri de değişik şekillerde gerçekleşmiştir.

Örneğin, Marmara Denizi'nde Holosen ortalarına doğru deniz seviyesi artış hızında yavaşlamanın ve karadan çökel gelimi hızının artması sonucu İstanbul Boğazı girişi doğusunda Kurbağalı dere deltası (Özşahin, 2009) meydana gelmiştir (Eriş ve Çağatay, 2008).

Aynı dönem sürecinde inceleme sahasında bazı alanlarda yamaç molozu ve traverten oluşumu da gerçekleşmiştir.

Günümüzde inceleme sahasında karşılaşılan zayıf zonların morfolojiye yansımaları, genç jeomorfolojik birimlerde (taraça, vs.) görülen düzensizlikler, akarsu ağındaki ötelenmeler ile yakın dönemde gerçekleşen depremler (Sancaklı, 2004; Tablo 19; Şekil 70; 71) bölgenin halen tektonik bakımdan aktif bir kuşakta yer aldığını ortaya koymaktadır.



Şekil 70. İnceleme sahasında meydana gelmiş depremler, Kandilli Rasathanesi verileri kullanılarak hazırlanmıştır (<http://evreka.com.tr/demo/catalcaeski/image/haita/H011B.JPG>)

Gerçekten de inceleme sahası ve yakın çevresinde yaşanan tarihsel deprem kayıtları dünya üzerinde tektonik aktivitenin en yüksek şiddette hissedildiği alanlardan biri olduğunu göstermektedir (Gündoğdu, 1986; Le Pichon vd., 2001; Hoşgören, 2000; Yalçınlar, 2002; Gündoğdu vd., 2002; 2003). Zira alanı etkileyen fay zonu boyunca (Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzey kolu) hemen hemen her 250 yılda bir moment büyüklüğü (Mw) 7'den fazla deprem meydana gelmektedir (Şengör vd., 2005). Keza inceleme sahası ve yakın çevresinde M.Ö. 2100 yılından günümüze kadar

olan zaman diliminde şiddeti V ve daha fazla olan 301 adet deprem yaşanmıştır (Hoşgören, 2000; Tablo 19).

Tablo 19. İnceleme sahasında meydana gelmiş (M. Ö. 2100-2008) depremler (Soysal vd., 1981; Ergin vd., 1967; Hoşgören, 2000; Sancaklı, 2004; Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Ulusal Deprem İzleme Merkezi, 2012)

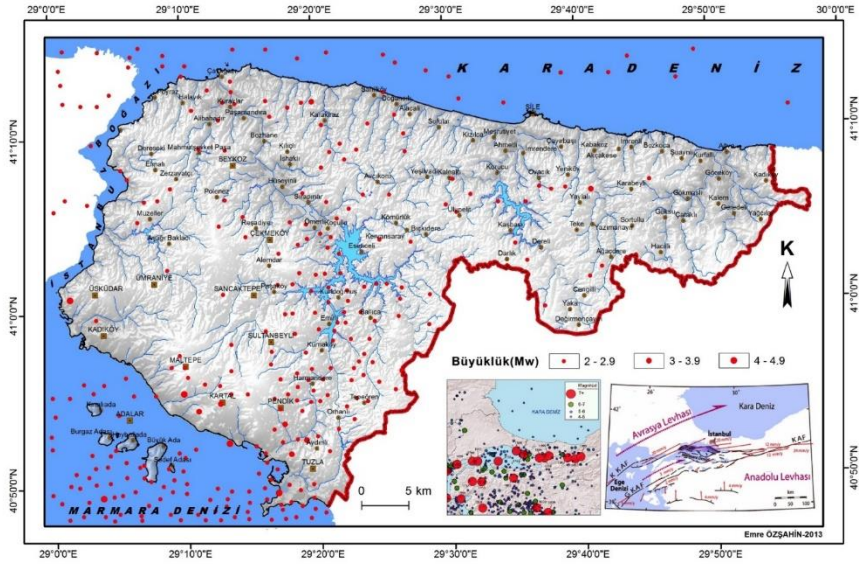
Sıra	Tarih	Enlem	Boylam	Şiddet (Io)	Büyükük (Mw)
1	129	40.40	29.40	VIII	
2	212	41.00	29.00	VII	
3	325	41.00	29.00	IX	
4	356	41.00	29.00	VII	
5	01/02/363	41.00	29.00	VIII	
6	376	41.00	29.00	VIII	
7	382	41.00	29.00	VIII	
8	394	41.00	29.00	VIII	
9	396	41.00	29.00	VIII	
10	398	41.00	29.00	VII	
11	402	41.00	29.00	VIII	
12	403	41.00	29.00	V	
13	05/07/408	41.00	29.00	VII	
14	412	41.00	29.00	VII	
15	07/04/422	41.00	29.00	VI	
16	427	41.00	29.00	IX	
17	430	41.00	29.00	VIII	
18	434	41.00	29.00	VII	
19	438	41.00	29.00	VIII	
20	26/10/440	41.00	28.90	VII	
21	26/01/446	40.70	29.30	VIII	
22	08/12/447	40.80	29.60	IX	
23	26/01/450	41.00	29.00	VIII	
24	470	41.00	29.00	VII	
25	25/09/478	40.80	29.00	IX	
26	26/09/487	41.04	28.98	V	
27	26/09/488	41.00	29.00	VI	
28	517	41.00	29.00	VII	
29	04/10/525	40.70	29.30	VI	
30	526	40.80	29.60	VII	
31	527	41.00	29.00	VII	
32	533	41.00	29.00	VII	
33	16/08/541	40.80	29.00	VIII	
34	546	41.04	28.98	VII	
35	547	41.00	29.00	V	
36	548	41.00	29.00	V	
37	549	41.00	29.00	V	
38	550	41.00	29.00	V	
39	15/08/533	40.75	29.10	X	
40	11/07/554	41.04	28.98	V	

41	16/08/554	41.04	28.98	VII	
42	15-16/08/555	41.04	28.98	X	
43	02/04/557	41.00	29.00	VIII	
44	16/10/557	41.00	29.00	VIII	
45	14/12/557	41.00	29.00	VIII	
46	559	41.00	29.00	VI	
47	560	41.00	29.00	VI	
48	580	41.00	29.00	VI	
49	582	41.00	29.00	VI	
50	10/05/583	41.00	29.00	VII	
51	20/04/601	41.00	29.00	VII	
52	611	41.00	29.00	VII	
53	677	41.00	29.00	VI	
54	732	41.00	29.00	VIII	
55	26/10/740	40.80	29.00	VIII	
56	08/02/789	41.00	29.00	VIII	
57	04/05/796	41.00	29.00	VIII	
58	797	41.04	28.98	VI	
59	816	41.04	28.98	VI	
60	840	41.00	29.00	VI	
61	23/05/806	41.00	29.00	VII	
62	861	41.00	29.00	VI	
63	16/05/865	41.00	29.00	IX	
64	09/01/867	41.00	29.00	VIII	
65	10/01/870	41.00	29.00	VIII	
66	915	41.00	29.00	VII	
67	945	41.00	29.00	VII	
68	960	41.00	29.00	VIII	
69	02/09/968	41.00	29.00	VIII	
70	23/09/985	40.40	28.90	VIII	
71	26/10/986	41.00	29.00	IX	
72	990	41.04	28.90	VI	
73	1010	41.00	29.00	VIII	
74	09/03/1010	41.00	29.00	VII	
75	13/08/1032	41.00	29.00	VIII	
76	06/03/1033	41.00	29.00	VII	
77	1035	41.00	29.00	VII	
78	20/12/1037	41.00	29.00	VIII	
79	06/09/1038	41.00	29.00	VI	
80	10/06/1041	41.00	29.00	VIII	
81	19/02/1063	41.00	29.00	VI	
82	23/09/1064	41.00	29.00	IX	
83	06/12/1082	41.00	29.00	VIII	
84	1086	41.00	29.00	VII	
85	01/06/1296	41.00	29.00	VIII	
86	1305	41.00	29.00	VII	
87	12-15/02/1322	41.04	28.98	VI	
88	1323	41.00	29.00	VIII	
89	12/02/1332	41.00	29.00	VII	

90	1343	41.04	28.98	V	
91	23/09/1344	41.00	29.00	IX	
92	1346	41.00	29.00	VII	
93	1443	41.00	29.00	VIII	
94	1462	41.00	29.00	IX	
95	06/01/1489	41.00	29.00	VIII	
96	1505	41.04	28.98	VII	
97	1507	41.04	28.98	VIII	
98	1508	41.00	29.00	VI	
99	14/09/1509	40.75	29.00	IX	
100	1532	41.00	29.00	VII	
101	12/06/1542	41.00	29.00	VI	
102	10/05/1556	41.00	29.00	VIII	
103	30/04/1557	41.00	29.00	VIII	
104	14/12/1569	41.00	29.00	VI	
105	05/03/1571	41.00	29.00	VII	
106	1592	41.00	29.00	VII	
107	30/07/1633	41.00	29.00	VI	
108	1641	41.00	29.00	VI	
109	19/08/1642	41.00	29.00	VIII	
110	1646	41.00	29.00	VII	
111	28/06/1648	41.00	29.00	VIII	
112	06/02/1659	41.00	29.00	IX	
113	11/07/1690	41.00	29.00	VII	
114	1698	41.00	29.00	V	
115	1711	41.04	28.98	VI	
116	1712	41.04	28.98	VI	
117	25/05/1714	41.04	28.98	VI	
118	05/05/1718	41.00	29.00	VIII	
119	06/03/1719	41.00	29.00	VI	
120	25/05/1719	40.70	29.50	IX	
121	22/06/1720	41.00	29.00	VI	
122	1725	41.00	29.00	VI	
123	1729	41.00	29.00	VI	
124	1737	41.00	29.00	VIII	
125	09/11/1752	41.04	28.98	VI	
126	26/05/1752	41.00	29.00	VII	
127	02/09/1754	40.80	29.40	IX	
128	20/01/1755	41.00	29.00	VI	
129	20/01/1757	41.00	29.00	VI	
130	04/12/1757	41.00	29.00	VI	
131	13/08/1760	41.00	29.00	VI	
132	03/09/1763	41.00	29.00	VIII	
133	22/05/1766	40.80	28.20	IX	
134	05/08/1766	41.04	28.98	VI	
135	1776	41.04	28.98	VII	
136	05/10/1768	41.00	29.00	VII	
137	20/02/1769	41.00	29.00	VI	
138	14/08/1770	41.00	29.00	V	

139	30/04/1772	41.00	29.00	V	
140	01/06/1783	41.00	29.00	VI	
141	03/07/1790	41.04	28.98	VI	
142	16/06/1794	41.00	29.00	VI	
143	29/04/1795	41.04	28.98	VI	
144	26/10-11/1802	41.04	28.98	VI	
145	15/08/1803	41.00	29.00	VI	
146	18/05/1811	41.00	29.00	V	
147	05/08/1819	41.00	29.00	VI	
148	23/05/1829	41.00	29.00	VII	
149	25/09/1834	41.00	29.00	V	
150	30/08/1835	41.00	29.00	VI	
151	1838	41.04	28.98	V	
152	06/10/1841	41.00	29.00	VII	
153	1842	41.04	28.98	V	
154	1844-1845	41.04	28.98	VI	
155	10/07/1850	41.00	29.00	VI	
156	15/12/1855	41.04	28.98	VI	
157	24/01/1855	41.00	29.00	VI	
158	27/04/1858	41.00	29.00	VI	
159	07/10/1862	41.00	29.00	VI	
160	1863	41.04	28.98	VI	
161	18/09/1866	41.04	28.98	V	
162	10/12/1870	41.00	29.00	V	
163	26/06/1873	41.00	29.00	VI	
164	26/06/1874	41.04	28.98	VI	
165	1878	41.00	29.00	V	
166	19/04/1878	40.70	29.10	VIII	
167	16/05/1878	41.04	28.98	V	
168	1879	41.04	28.98	V	
169	1880	41.00	29.00	VI	
170	05/07/1885	41.04	28.98	VI	
171	1886	41.00	29.00	VI	
172	10/07/1894	40.60	28.70	X	
173	03/08/1894	40.80	29.00	V	
174	1895	41.04	28.98	V	
175	14/03/1897	40.40	29.10	V	
176	22/01/1907	41.00	29.00		4.7
177	1912	40.18	29.10	VI	
178	01/09/1924	40.90	29.20	VI	4.6
179	10/06/1925	41.00	29.00	VI	4.6
180	02/04/1959	40.50	29.41	VII	4.8
181	06/08/1959	40.40	29.20	V	4.4
182	19/04/1962	40.75	28.84		4.6
183	18/09/1963	40.77	29.12	VIII	6.2
184	24/09/1963	40.84	28.90		4.9
185	18/04/1964	41.10	29.00	VIII	4.3
186	19/10/1964	40.50	29.00		4.2
187	01/06/1967	40.93	28.90		4.3

188	06/08/1967	41.00	28.80		4.5
189	28/02/1972	40.40	29.00		4.2
190	18/01/1974	40.50	28.94		4.1
191	28/08/1981	40.47	29.21		4.2
192	20/05/1982	40.40	28.98		4.1
193	23/05/1982	40.45	29.04		4.2
194	11/04/1985	40.70	29.01		4.4
195	26/10/1986	40.80	28.99		4.3
196	03/09/1987	40.46	29.24		4.1
197	27/01/1989	40.43	29.15		4.2
198	07/01/1991	40.69	28.56		4.2
199	12/02/1991	40.80	28.82		5.1
200	03/03/1991	40.63	29.00		4.7
201	17/08/1999	40.71	29.03		4.4
202	17/08/1999	40.68	29.11		4.8
203	17/08/1999	40.80	29.32		4.1
204	17/08/1999	40.53	29.42		4.4
205	17/08/1999	40.76	29.15		4.4
206	17/08/1999	40.78	29.05		4.3
207	17/08/1999	40.42	28.70		4.1
208	17/08/1999	40.43	28.72		4.2
209	17/08/1999	40.74	29.27		4.2
210	19/08/1999	40.60	29.15		4.6
211	19/08/1999	40.61	29.02		4.2
212	19/08/1999	40.63	29.14		5
213	19/08/1999	40.62	29.10		4.2
214	20/08/1999	40.62	29.13		4.6
215	22/08/1999	40.61	29.07		4.2
216	31/08/1999	40.61	29.08		4.3
217	09/09/1999	40.71	29.14		4.1
218	18/09/1999	40.60	29.21		4.7
219	29/09/1999	40.74	29.33		5
220	20/10/1999	40.83	29.03		4.8
221	31/01/2000	40.71	29.25		4.2
222	07/07/2000	40.86	29.29		4.6
223	16/01/2001	40.90	29.07		4.2
224	16/05/2004	40.70	29.33		4.3
225	29/09/2004	40.79	29.02		4.1



Şekil 71. İnceleme sahasında meydana gelmiş depremlerin dağılışı

İnceleme sahasının jeomorfolojik geçmişindeki bütün bu olaylar topyekûn bir şekilde değerlendirildiğinde, mevcut topografya şekillerinin oluşumunun sadece bugünkü ortam koşulları ile açıklanmasının mümkün olmadığı anlaşılmaktadır. Ancak inceleme sahasındaki jeomorfolojik oluşum ve gelişim süreci günümüzde hâlâ devam etmektedir. Bu süreç üzerindeki baskın faktörlerinde değerlendirilmesi güncel jeomorfolojinin nasıl ve ne yönde gelişim göstereceğinin tahmin edilmesi bakımından önem arz etmektedir.

Bu nedenle aşağıda sırasıyla iklim, hidrografiya, toprak, arazi örtüsü ve insan faktörleri etki dereceleri oranında değerlendirilecektir.

Yerçekillerinin oluşum süreçlerini şekillendiren temel etkenlerden birisi olan iklim özellikleri (Koç, 2001), röliyefin oluşumunda ve kaynağını güneşten alan dış kuvvetler (Hoşgören, 2010) üzerinde etkinlik, süre ve derece olarak kendini göstermektedir (Ekinci, 2011). Bu dış kuvvetler, farklı iklim bölgelerinde farklı şekillerde hissedilen iklim özelliklerine bağlı bir şekilde ortaya çıkan etken ve süreçlerle röliyef üzerinde şekillendirici olmaktadır (Kurter, 1979).

Buna göre inceleme sahasındaki iklim özelliklerinin açıklanmasında, Göztepe, Kartal ve Şile istasyonlarına ait veriler kullanılacaktır (Tablo 20). Bu kapsamda özellikle temel iklim elemanları ve özellikleri açıklanacaktır.

Çünkü bir yerin iklimi tüm iklim elemanlarının ortaklaşa etkileşimi ile karakter kazanır (Çiçek, 1996).

Tablo 20. İnceleme sahasında bulunan meteorolojik gözlemevleri ve genel özellikleri

İstasyon Adı	Enlem (°)	Boylam(°)	Yükseklik (m)	Rasat Süresi (Yıl)
Göztepe	40.58	29.05	33	32
Kartal	40.54	29.11	28	30
Şile	40.47	30.25	31	31

Yıllık ortalama sıcaklık değerlerinin güney kesimlerde kuzey kesimlere, sahil kesiminde iç kesimlere göre daha sıcak bir karakter gösterdiği inceleme sahasında, Akdeniz iklimindekilerden ziyade Karadeniz iklimi içinde karşılaşılan sıcaklıklar görülmektedir (Şengör ve Özgül, 2010).

Meteorolojik verilere göre, yıllık ortalama sıcaklığın bir istasyondan başka bir istasyona göre fazla değişmediği (Kındap, 2010) inceleme sahasının yıllık sıcaklık ortalaması 14.2 °C'dir. Yıllık ortalama sıcaklığın en yüksek olduğu istasyon ile en düşük olduğu istasyon arasında sadece 1.6 °C'lik fark vardır. Buradan hareketle inceleme sahasındaki istasyonlardan Göztepe'de 14.4 °C, daha güneydeki Kartal'da ise 14.9 °C'dir (Tablo 21). Karadeniz kıyısındaki Şile'de ise sıcaklık 13.3 °C'dir (Tablo 21). Bu dağılıma göre inceleme sahasında sıcaklık, Marmara Denizi kıyılarından Karadeniz kıyılarına ve İstanbul Boğazı'ndan iç kesimlere doğru gittikçe azalmaktadır (Şekil 72). En yüksek ortalama sıcaklıklar Kartal, en düşük ortalama sıcaklıklar Şile istasyonlarında ölçülmüştür (Kındap, 2010).

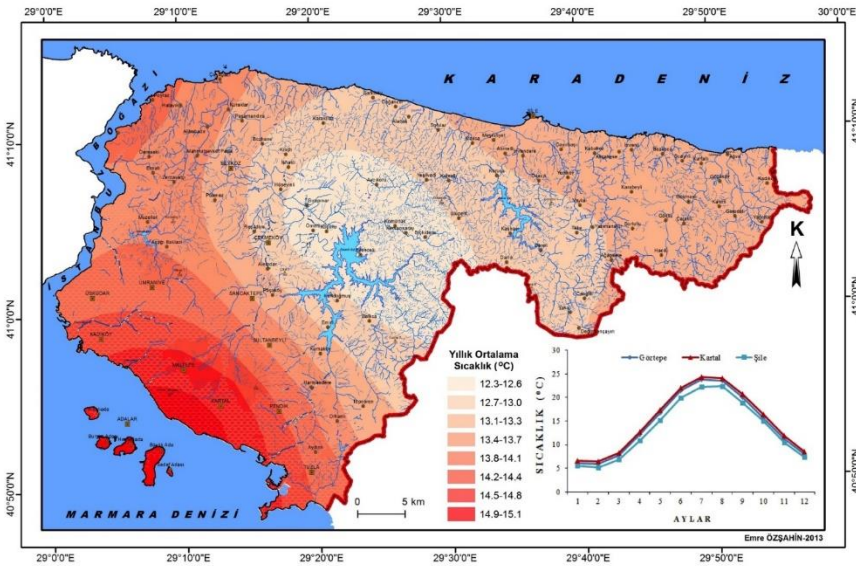
İnceleme sahasında aylık sıcaklık ortalamaları da değişiklik gösterir (Tablo 21). Marmara Denizi kıyısında en sıcak ay temmuz ayıdır. Göztepe'de 23.8 °C olan sıcaklık, Kartal'da 24.3 °C'dir. Karadeniz kıyısında ise en sıcak ay 22.4 °C ile ağustos ayıdır. İnceleme sahasındaki kuzey kıyıların güney kıyılara oranla en sıcak ayın bir ay geç yaşanması kuzey kıyılarda yerel iklim özelliklerinde denizel koşulların daha ağır basmasından kaynaklanmaktadır (Erinç, 1974-1977).

En soğuk ay ise bütün istasyonlarda şubat ayına kaymıştır. Buna göre Göztepe'de 5.9 °C olan sıcaklık, Kartal'da 6.4 °C, Şile'de ise 5.2 °C'dir. Bütün bu verilere göre inceleme sahasındaki termik amplitüd Göztepe'de 17.9 °C, Kartal'da 17.9 °C, Şile'de ise 17.2 °C'dir (Tablo 21).

Tablo 21. İnceleme sahasının ortalama sıcaklık değerleri (°C)

Meteoroloji İstasyonu	Rasat Süresi (Yıl)	AYLAR												Yıllık
		O	Ş	M	N	M	H	T	A	E	Ek	K	A	
Göztepe	32	6.1	5.9	7.8	12.1	16.7	21.5	23.8	23.6	20.0	15.6	11.2	8.0	14.4
Kartal	30	6.6	6.4	8.3	12.7	17.3	22.0	24.3	24.1	20.7	16.4	11.9	8.5	14.9
Şile	32	5.5	5.2	6.9	10.8	15.1	19.9	22.3	22.4	18.9	15.0	10.5	7.3	13.3

İnceleme sahasında ortalama yıllık maksimum sıcaklıklar da farklılık arz eder. Bu değerler Göztepe’de 30.7 °C, Kartal’da 31.3 °C, Şile’de ise 32.6 °C’dir. Buna göre değerler birbirine yakın olsa da yıllık ortalama maksimum sıcaklıkların en yüksek olduğu yer, Karadeniz kıyılarıdır. Bu kıyılarda denizelliğin bir eseri olarak maksimum sıcaklık değerleri de yıllık ortalamalar da en yüksek haddini almıştır.



Şekil 72. İnceleme sahasının yıllık ortalama sıcaklık dağılışı haritası (Kındap, 2010’dan değiştirilerek)

Bütün istasyonlarda maksimum sıcaklıklara temmuz ayında rastlanır (Tablo 21). Maksimum sıcaklık ortalamalarının en yüksek olduğu bu ayda istasyon değerleri, Göztepe’de 39.7 °C, Kartal’da 40.6 °C, Şile’de ise 45.2 °C’dir. En soğuk ay ise bütün istasyonlarda ocak ayıdır. Bu ayda Göztepe’de 18.4 °C, Kartal’da 19.4 °C, Şile’de ise 20.8 °C maksimum sıcaklık değerlerine ulaşılır.

Ortalama minimum sıcaklıkların en yüksek olduğu ay ise, ağustos ayıdır. Bu ayda sıcaklıklar Göztepe’de 19.5 °C, Kartal’da 20.4 °C ve

Şile’de 18.6 °C olarak tespit edilmiştir. En soğuk ay ise her üç istasyonda da şubat ayıdır. Bu ayda ortalama maksimum sıcaklık değerleri, Göztepe’de 3.2 °C, Kartal’da 3.9 °C, Şile’de ise 2.2 °C’dır.

Sıcaklığın 0 °C’nin altına indiği günler olarak tanımlanan (Koçman, 1993) don olayının yaşandığı günlerin sayısı, fiziksel parçalanma bakımından önemli bir etkidir. Don olgusunun özelliklerinin ve süresinin araştırılması, parçalanmanın tipi ve etkinliğini belirlemede faydalı olmaktadır (Ekinci, 2004).

Yıl içinde ortalama don olayının yaşandığı günlerin sayısı Göztepe’de 13.2, Kartal’da 10.0, Şile’de 23.9 gündür. Don olayı Göztepe ve Kartal’da kasım, aralık, ocak, şubat ve mart aylarında olmak üzere toplam 5 ay görülür. Bu değer Şile’de kasım, aralık, ocak, şubat, mart ve nisan ayı olmak üzere toplam 6 aydır.

Sıcaklığın yanında yağış koşulları, drenaja olan doğrudan etkisi ve dolaylı olarak akarsuların akımına etki ederek aşındırma, taşıma ve biriktirme faaliyetlerinin hızı ve şiddetini değiştirmesi gibi nedenlerde jeomorfoloji üzerinde yönlendirici olmaktadır. İnceleme sahası iki önemli siklon yörüngesi üzerinde bulunmaktadır. Bunlar Balkanlar üzerinden gelen ve Akdeniz üzerinden gelip, Ege ve Marmara denizlerinden geçerek Karadeniz’e uzanan yörüngeler olup, her ikisi de inceleme sahasında önemli miktarda yağışa neden olmaktadır (Karaca vd., 2000).

Ayrıca inceleme sahasının üç tarafının denizlerle çevrili bir halde olması ve iç kesimlerde bitki örtüsünün dağılımı, üç farklı yağış rejiminin ortaya çıkmasına sebep olmuştur.

Bunlar; İç kesimler, Karadeniz ve Boğaz kıyıları ile Marmara Denizi kıyılarıdır. Bu alanlar sırasıyla 1097 mm, 850 mm ve 665 mm yıllık yağış almaktadır (Şengör ve Özgül, 2010; Tablo 22). Ancak esas itibariyle bu saha Akdeniz yağış rejimine sahiptir (Erinç ve Bener, 1961). Buradan hareketle inceleme sahasının yağış özellikleri aşağıdaki gibidir.

İnceleme sahasında yıllık ortalama yağış miktarı en fazla 899 mm ile Şile’dedir (Şekil 73). Marmara Denizi kıyısındaki istasyonlarda ise yıllık ortalama yağış miktarı daha düşüktür (Göztepe’de 690.6 mm ve Kartal’da ise 638.4 mm). Bu verilerden hareketle, inceleme sahasında yağışların genel bir ifade ile güneyden kuzeye ve kıyılardan iç kesimlere doğru arttığı belirtilebilir (Erinç, 1980; Kındap, 2010).

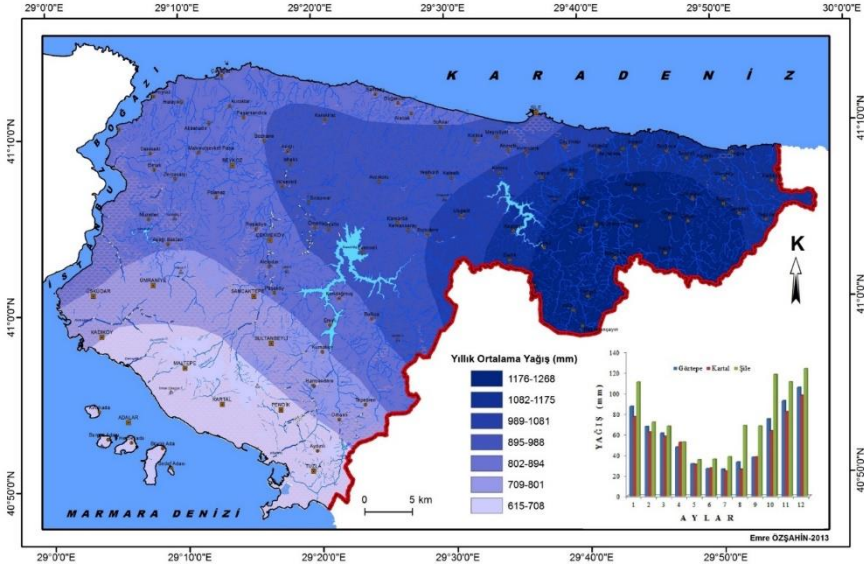
Tablo 22. İnceleme sahasının ortalama aylık yağış değerleri (mm)

Meteoroloji İstasyonu	Rasat Süresi (Yıl)	AYLAR											Yıllık	
		O	Ş	M	N	M	H	T	A	E	Ek	K		A
Göztepe	32	87.1	67.4	61.0	47.6	31.3	26.6	26.1	33.1	37.6	74.9	92.4	105.5	690.6
Kartal	30	76.9	62.0	58.1	52.2	30.7	27.4	24.4	26.0	38.0	633	81.8	97.6	638.4
Şile	32	110.5	71.7	67.7	52.4	35.2	35.8	38.1	68.4	67.8	117.8	110.8	123.4	899.6

Orta kuşakta, denizel etkilere açık bir konumda yer alan inceleme sahasının tüm ayları yağışlıdır. Maksimum yağışlar sonbahar ve kış aylarında görülür. Bu değerlendirmeler ışında inceleme sahası, Marmara geçiş tipi yağış rejimine girmektedir. Bu yağış tipinde, Akdeniz rejiminde olduğu kadar şiddetli bir yaz kuraklığı yaşanmamaktadır (Koçman, 1993). Ayrıca yağışı esas alınarak yapılan iklim ayırımına göre de inceleme sahası kısmen nemli iklim özellikleri gösterir (Erinç, 1996).

İnceleme sahasındaki kar yağışları günlük ve yıllık sıcaklık farklılıklarına yol açarak, kayaçların dirençlerinin azalmasına ve bünyelerinde çatlak sistemlerinin gelişmesine neden olmaktadır (Ekinci, 2004). Bu durum fiziksel parçalanmaya yol açmaktadır. Bu nedenle inceleme sahasındaki ortalama kar yağışlı gün sayıları ve ortalama karla örtülü gün sayılarının bilinmesi jeomorfoloji özellikleri açısından mühim bir husustur.

İnceleme sahasında kar yağışları fazla değildir. Kar yağışlı günlerin ortalaması istasyonlar arasında değişiklik gösterir. Buna göre yıllık kar yağışlı gün sayısı en fazla 16.4 gün ile Göztepe’de ölçülmüştür. Bundan sonra 11.0 gün ile Şile, en son ise 7.2 gün ile Kartal istasyonlarında ölçüm yapılmıştır.



Şekil 73. İnceleme sahasının yıllık ortalama yağış dağılımı haritası (Kındap, 2010'dan değiştirilerek)

Bir alandaki yağış etkinliğinin tespit edilmesi herhangi bir alandaki genel iklim koşullarının değerlendirilmesi bakımından önemlidir (Koç, 2001). Bu kapsamda inceleme sahasındaki yağış etkinliği Erinç (1965), Thornthwaite (1948) ile Köppen ve Geiger (1930-1939) çalışmaları doğrultusunda açıklanacaktır.

Yıllık ortalama yağış miktarı ve ortalama maksimum sıcaklık arasındaki ilişkiye dayanan Erinç (1965) yağış etkinlik indis değerine göre, inceleme sahasının güneyinde bulunan Göztepe ve Kartal istasyonları sırasıyla yıllık yağış etkinliği olarak 37.5 ve 33.8 ile yarı nemli, Şile istasyonu ise 52.3 yıllık yağış etkinliği değeri ile nemli iklim sınıfında kalmaktadır. Yağış etkinliğinin aylara dağılışı ise dikkat çekicidir. Göztepe ve Kartal'da kasım-mart, Şile'de de ekim-mart arasındaki dönemler çok nemli, nisan'dan sonra ise nemli ile kurak arasında aylık değerlerin dağılışına rastlanır (Tablo 23).

Tablo 23. İnceleme sahasında Erinç (1965) sistemine göre yağış etkinliğinin yıllık seyri

Meteoroloji İstasyonu	Rasat Süresi (Yıl)	AYLAR												Yıllık
		O	Ş	M	N	M	H	T	A	E	Ek	K	A	
Göztepe	32	117.4	87.9	63.1	34.2	17.6	12.2	11.0	14.0	18.1	45.2	74.9	118.3	37.5
İm / Sınıf														
Kartal	30	99.2	77.5	58.1	37.1	16.9	12.3	10.0	10.8	18.0	37.6	65.4	106.5	33.8
İm / Sınıf														
Şile	32	149.0	96.7	73.9	41.4	22.0	17.9	17.6	31.4	35.1	74.4	93.0	138.4	52.3
İm / Sınıf														

İm / Sınıf	55 >	40-55	23-40	15-23	8-15
	Çok Nemli	Nemli	Yarı Nemli	Yarı Kurak	Kurak

Yağışla evapotranspirasyon ve sıcaklıkla evapotranspirasyon arasındaki durum dikkate alınarak yapılan Thornthwaite (1948) sınıflandırmasına göre ise; Göztepe’de ekim ve nisan arası yedi aylık dönem, yağış potansiyel evapotranspirasyondan fazla ve toprakta birikmiş suyun olduğu nemli aylardır (Tablo 24; Şekil 74). Mayıs ayında yağışlar azalır ve potansiyel evapotranspirasyon değerinin altına düşer. Ancak henüz toprakta birikmiş su vardır.

Birikmiş olan bu su, haziran ayında biter. Haziran-eylül arası dönem, su noksanının yaşandığı nemli olmayan aylardır. Potansiyel evapotranspirasyon’un yağışlardan fazla olduğu bu koşullar ekim ayında nemli dönemin yeniden başlaması ile son bulur.

Kartal istasyonunda da durum hemen hemen Göztepe’de yaşandığı şekilde gerçekleşmektedir. Ekim ve nisan arası yedi aylık dönem, yağış potansiyel evapotranspirasyondan fazla ve toprakta birikmiş suyun olduğu nemli aylardır (Tablo 25; Şekil 74).

Tablo 24. Göztepe istasyonuna ait su bilançosu tablosu

Göztepe	İm : 5,3	Pe : 779,4	Ia : 41,8	Pe Nis.:51,9
Enlem:	B2	B'2	s2	b'4
40° 58' Kuzey	Nemli,	Mezotermal,	Su noksanı yaz mevsiminde ve çok kuvvetli olan,	Deniz Etkisine Açık.

(Sıcaklık :°C, Yağış: mm)	AYLAR												Yıllık
	O	Ş	M	N	M	H	T	A	E	Ek	K	A	

Sıcaklık	6.1	5.9	7.8	12.1	16.7	21.5	23.8	23.6	20.0	15.6	11.2	8.0	14.4
Sıcaklık İndisi	1.35	1.29	1.96	3.81	6.21	9.10	10.62	10.48	8.16	5.60	3.39	2.04	64.01
Tashihsiz PE	15.2	14.5	21.0	42.0	68.0	100.0	118.0	115.0	88.0	60.0	36.0	22.5	
Tashih Edilmiş PE	12.8	12.0	21.6	46.6	84.3	125.0	149.9	130.0	91.5	57.6	29.9	18.2	779.4
Yağış	87.1	67.4	61.0	47.6	31.3	26.6	26.1	33.1	37.6	74.9	92.4	105.5	690.6
Birikmiş Suyun Aylık Değişmesi	0.0	0.0	0.0	0.0	-53.0	-47.0	0.0	0.0	0.0	17.3	62.5	20.2	
Birikmiş Su	100.0	100.0	100.0	100.0	47.0	0.0	0.0	0.0	0.0	17.3	79.8	2.95	47.0
Hakiki Evopotranspirasyon	12.8	12.0	21.6	46.6	84.3	73.6	26.1	33.1	37.6	57.6	29.9	18.2	453.5
Su Noksanı	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	51.4	123.8	96.9	53.9	0.0	0.0	0.0	325.9
Su Fazlası	74.3	55.4	39.4	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	67.1	1237.1
Akış	54.0	54.7	47.0	24.0	12.0	6.0	3.0	1.5	0.8	0.4	0.2	33.6	237.1
Nemlilik Oranı	5.8	4.6	1.8	0.0	-0.6	-0.8	-0.8	-0.7	-0.6	0.3	2.1	4.8	

Mayıs ayında yağışlar azalır ve potansiyel evapotranspirasyon değerinin altına düşer. Ancak henüz toprakta birikmiş su vardır. Birikmiş olan bu su, haziran ayında biter. Haziran-eylül arası dönem su noksanının yaşandığı nemli olmayan aylardır. Ekim ayında ise potansiyel evapotranspirasyon yağışlardan çok az bir şekilde fazladır. Ancak kasım ayından itibaren nemli koşullar hâkim duruma geçer.

Tablo 25. Kartal istasyonuna ait su bilançosu tablosu

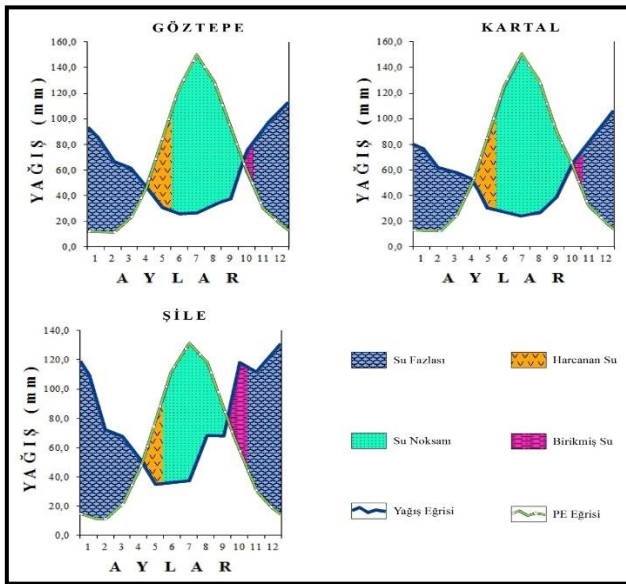
Kartal	Im : -2,2	Pe : 789,5	Ia : 42,3	Pe Nis.:51,3
Enlem:	C1	B'2	s2	b'3
40° 54'				
Kuzey	Kurak-az nemli,	Mezotermal,	Su fazlası kış mevsiminde ve çok kuvvetli olan,	Deniz Etkisine Açık.

(Sıcaklık :°C, Yağış: mm)	AYLAR												Yıllık
	O	Ş	M	N	M	H	T	A	E	Ek	K	A	
Sıcaklık	6.6	6.4	8.3	12.7	17.3	22.0	24.3	24.1	20.7	16.4	11.9	8.5	14.9
Sıcaklık İndisi	1.52	1.45	2.15	4.10	6.54	9.42	10.95	10.82	8.59	6.04	3.72	2.23	67.53
Tashihsiz PE	16.0	15.0	22.0	43.0	68.0	100.0	118.0	115.0	88.0	65.0	37.0	24.0	711.0
Tashih Edilmiş PE	13.4	12.5	22.7	47.7	84.3	125.0	149.9	130.0	91.5	62.4	30.7	19.4	789.5
Yağış	76.9	62.0	58.1	52.2	30.7	27.4	24.4	26.0	38.0	63.3	81.8	97.6	638.4
Birikmiş Suyun Aylık Değişmesi	0.0	0.0	0.0	0.0	-53.6	-46.4	0.0	0.0	0.0	0.9	51.1	48.0	

Birikmiş Su	100.0	100.0	100.0	100.0	46.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.9	52.0	100.0	599.3
Hakiki Evapotranspirasyon	13.4	12.5	22.7	47.7	84.3	73.8	24.4	26.0	38.0	62.4	30.7	19.4	455.3
Su Noksanı	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	51.2	125.5	104.0	53.5	0.0	0.0	0.0	334.2
Su Fazlası	63.5	49.6	35.4	4.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	30.2	183.0
Akış	39.3	44.4	39.9	22.2	11.1	5.6	2.8	1.4	0.7	0.3	0.1	15.1	183.0
Nemlilik Oranı	4.7	4.0	1.6	0.1	-0.6	-0.8	-0.8	-0.8	-0.6	0.0	1.7	4.0	

Şile’de durum hemen hemen Göztepe ve Kartal istasyonlarındakine benzer bir karakter gösterir. Ekim ve nisan arasındaki yedi aylık dönemde aylık yağış verileri potansiyel evapotranspirasyondan daha fazladır ve aynı aylarda toprakta birikmiş su da bulunmaktadır. Bu nedenle bu aylar yılın nemli aylarıdır (Tablo 26; Şekil 74).

Mayıs ayından itibaren yağışların azalması neticesinde potansiyel evapotranspirasyon değerinde artış yaşanır. Ancak henüz toprakta birikmiş su bulunur. Birikmiş su, haziran-eylül arası dönemde biter ve bu aylarda su noksanlığı yaşanır. Bu aylar aynı zamanda yıl içinde kuraklık olayının yaşandığı aylardır. Ekim ayında ise potansiyel evapotranspirasyon’un yağışlardan fazla olmasıyla beraber, nemli koşullar hâkim duruma geçer.



Şekil 74. İnceleme sahasının su bilançosu diyagramları

Tablo 26. Şile istasyonuna ait su bilançosu tablosu

Şile	Im : 33,6	Pe : 729,5	Ia : 25,7	Pe Nis.:50,4
Enlem:	B1	B'2	W	b'4
40° 47' Kuzey	Nemli,	Mezotermal,	Su noksanı kış mevsiminde ve orta derecede olan,	Deniz etkisine açık.

(Sıcaklık :°C,Yağış: mm)	AYLAR												Yıllık
	O	Ş	M	N	M	H	T	A	E	Ek	K	A	
Sıcaklık	5.5	5.2	6.9	10.8	15.1	19.9	22.3	22.4	18.9	15.0	10.5	7.3	13.3
Sıcaklık İndisi	1.16	1.06	1.63	3.21	5.33	8.10	9.62	9.68	7.49	5.28	3.08	1.77	57.41
Tashihsiz PE	15.5	14.0	21.0	39.0	62.0	89.0	103.0	105.0	84.0	61.0	37.0	23.0	
Tashih Edilmiş PE	13.0	11.6	21.6	43.3	76.9	111.3	130.8	118.7	87.4	58.6	30.7	18.6	722.4
Yağış	110.5	71.7	67.7	52.4	35.2	35.8	38.1	68.4	67.8	117.8	110.8	123.4	899.6
Birikmiş Suyun Aylık Değişmesi	0.0	0.0	0.0	0.0	-41.7	-57.7	0.0	0.0	0.0	59.2	40.8	0.0	
Birikmiş Su	100.0	100.0	100.0	100.0	58.3	0.0	0.0	0.0	0.0	59.2	40.8	100.0	658.3
Hakiki Evopotranspirasyon	12.9	11.6	21.6	43.3	77.5	93.5	38.1	68.4	67.8	58.6	30.3	18.4	542.0
Su Noksanı	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	17.8	92.7	50.3	19.6	0.0	0.0	0.0	180.3
Su Fazlası	97.5	60.1	46.1	9.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	39.1	104.5	356.1
Akış	80.0	70.1	58.1	33.6	16.8	8.4	4.2	2.1	1.0	0.5	19.9	62.3	357.1
Nemlilik Oranı	7.5	5.2	2.1	0.2	-0.5	-0.7	-0.7	-0.4	-0.2	1.0	2.6	5.6	

Alman bilim insanı Wladimir Peter Köppen (1846–1940) tarafından ileri sürülen ve 1954-1961 yılları arasında Rudolf Geiger (1894–1981) tarafından geliştirilen Köppen-Geiger iklim sınıflandırmasına göre (Kraus, 2004; Peel vd., 2001; Lohmann vd., 1993; Kleidon vd., 2000; Kottek vd., 2006), inceleme sahasındaki meteoroloji istasyonları, C harfi ile gösterilen sıcak ılıman iklimler içerisinde, Cs olarak ifade edilen yaz kuraklığı olan sıcak ılıman iklim tipinin, a harfi ile gösterilen yazı kurak iklim tipine girer. Gerçekten de Kottek vd. (2006) tarafından yayınlanan dünya iklim haritasında da inceleme sahasının bulunduğu alan bu harflerle ifade edilmiştir.

Rüzgâr, fiziksel parçalanma ile ayrılmış küçük boyutta taneleri taşıma özelliğine sahip bir dış kuvvettir (Hoşgören, 2010). Daha çok kurak ve yarı kurak bölgelerdeki röliyefin şekillenmesinde etkili olan rüzgârlar, inceleme sahasında kil ve silt boyutundaki malzemeyi hareket ettirmesi ile deniz kıyılarındaki kumul alanlarında çeşitli aşındırma ve taşıma faaliyetlerinin gerçekleşmesinde etkili olmaktadır.

Herhangi bir alandaki hâkim rüzgâr yönü, tıpkı bitki örtüsünde rüzgâr bayrağı şekline yol açtığı gibi, yerşekillerine de etki ederek aşındırma ve taşıma faaliyetlerin de rüzgâr yönünde gelişimine neden olmaktadır. Buna göre inceleme sahasındaki istasyonlarda hâkim rüzgâr yönü, Göztepe ve Şile’de KKD, Kartal’da ise D’dur (Tablo 27; Şekil 75). İnceleme sahasındaki en tutarlı yön ve aynı zamanda en yüksek rüzgâr hızına sahip istasyon ise Şile’dir (Şengör ve Özgül, 2010).

İnceleme sahasındaki iklim elemanlarına ait özellikler bütünüyle değerlendirildiğinde, bölgesel anlamda sahanın coğrafi konumu, Akdeniz ile Karadeniz iklimi arasında geçiş tipinde bir iklim özelliklerine sahiptir (Darkot, 1963; Dönmez, 1979). Ancak bu alanda genel olarak Akdeniz iklim tipinin baskın olduğu görülür (Erinç, 1957; Koçman, 1993; Güngördü, 1999; Koç, 2000; 2001; Atalay, 2002; 2006).

Üç taraftan denize açık bir konumda olan inceleme sahasının kıyı kesimlerinde denizel, iç ve doğu kesiminde ise karasal koşullar hakimdir. Bu kapsamda topografya’nın çok çeşitli karakterlere bürünmüş bir özelliğe sahip olması, üç tarafının denizlerle çevrili olması ve siklon yörüngelerinin mevsimsel farklılığı (Erinç ve Sungur, 1964), iklim çeşitliliğin en önemli nedenlerindedir (Karaca vd., 2000).

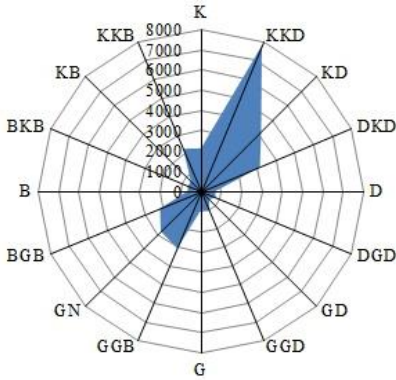
Tablo 27. İnceleme sahasında yönlere göre rüzgârın yıllık sayıca esme değerleri

Yönler	Göztepe		Kartal		Şile	
	Esme Sayısı	% frekansı	Esme Sayısı	% frekansı	Esme Sayısı	% frekansı
K	2134	6	1263	6	3607	11
KKD	7807	23	1098	5	5017	15
KD	4177	12	2044	9	2356	7
DKD	3131	9	2381	11	2777	8
D	701	2	5173	23	1351	4
DGD	770	2	1856	8	1755	5
GD	564	2	1329	6	1397	4
GGD	1052	3	375	2	2572	8
G	910	3	709	3	3295	10
GGB	3047	9	319	1	3518	10
GN	2798	8	751	3	1310	4
BGB	2178	6	1057	5	857	3
B	665	2	538	2	372	1
BKB	690	2	1411	6	644	2
KB	714	2	1526	7	941	3
KKB	2279	7	506	2	2172	6
TOPLAM	33617	100	22336	100	33941	100

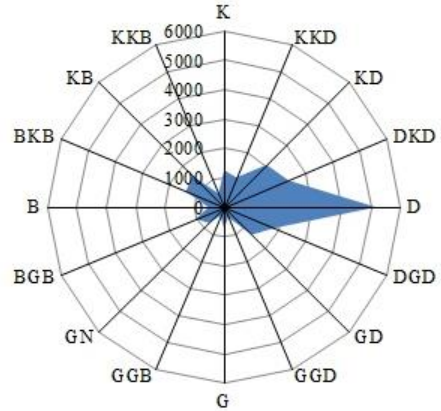
İnceleme sahasının Karadeniz kıyısında olması nedeniyle Karadeniz ikliminin, Akdeniz'in Ege ve Marmara denizleri vasıtasıyla kuzeye doğru uzanması ve bu civarda güneyli hava akımlarını bloke edecek önemli yükseltilerin olmaması nedeniyle Akdeniz ikliminin görülebildiği ilginç bir konuma sahiptir (Karaca vd., 2000).

İnceleme sahasını karakterize eden bölgesel iklim şartları, bölge sınırları içerisinde nispi konum, yükselti, topografya, bakı ve bitki örtüsü karakterleri gibi etkenlere bağlı olarak bir yerden diğerine önemli ölçüde değişiklik gösterir. Bu durum bazı yerel iklim tiplerinin ortaya çıkmasına da neden olmuştur.

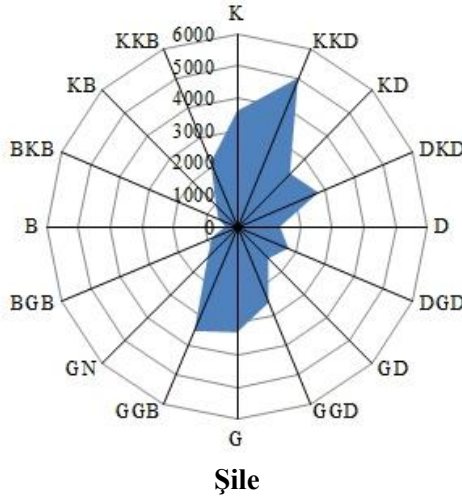
Buna göre inceleme sahasında daha küçük alanlı yerel iklim tipleri ile mikroklima çeşitleri (şehir içi ve şehir dışı, bakı, bitki örtüsü ve yamaç özellikleri nedeniyle oluşan mikroklima tipleri) bir tarafa bırakılırsa, esas olarak üç yerel iklim bölgesi ayırt edilmektedir. Bunlar kuzeyde Karadeniz kıyıları, ortada platolar sahası ve güneyde Marmara Denizi kıyılarıdır (Erinç, 1974-1977).



Göztepe



Kartal



Şekil 75. İnceleme sahasındaki istasyonların yönlere göre rüzgâr gülleri

İnceleme sahasının sahip olduğu bu klimalojik özellikler jeomorfolojik açısından çok önemlidir. Buna göre inceleme sahasında iklim elemanlarından rüzgârın etkisi daha az, yağış ve sıcaklığın etkisi ise daha baskındır. Dolayısıyla bu önemli etkene bağlı olarak sahanın flüvyal süreçlerin kontrolünde olduğu anlaşılmaktadır. Akarsular, bu iklim özelliklerine bağlı olarak yağışın fazla olduğu dönemlerde daha belirgin bir etki gösterirken, yağışın az olduğu dönemler de ise bu etkinin derecesi düşmektedir.

İnceleme sahasındaki jeomorfoloji özelliklerinin kazanılmasında hidrografya özellikleri de başlı başına önemli bir role sahiptir. Bu alandaki hidrografya özelliklerini sürekli ve mevsimlik (süreksiz) akarsular, çok sayıda kaynak; göl ve yeraltı suları meydana getirmektedir (Tablo 28; Şekil 76). Bu bakımdan hidrografya özellikleri bu dört unsurun açıklanması şeklinde olacaktır.

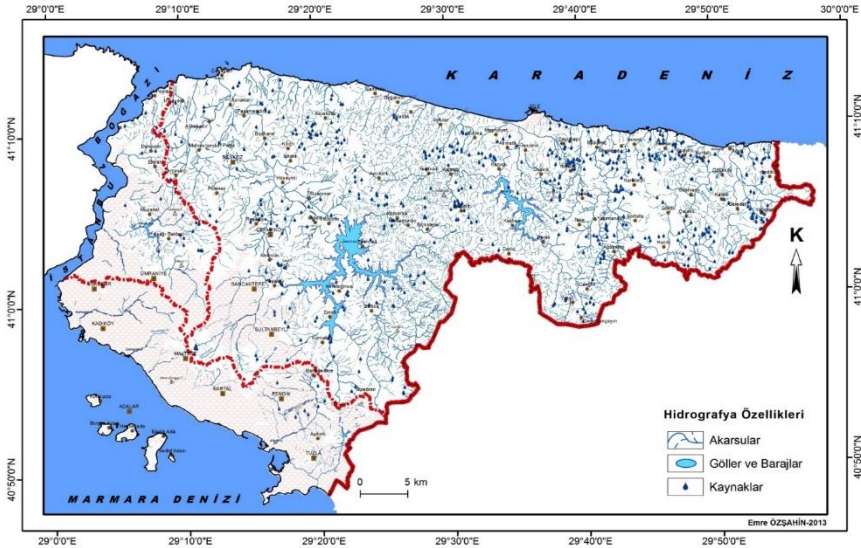
İnceleme sahasındaki jeomorfolojik oluşum ve gelişim üzerinde en etkin dış kuvvet akarsulardır. Bu nedenle bölge genelinde akarsu aşındırma ve biriktirme faaliyetlerine bağlı olarak oluşmuş şekiller egemen durumdadır (Hoşgören, 1983). Akarsular tarafından drene edilen inceleme sahası, aynı dış kuvvetin hâkim olduğu çeşitli akarsu havza alanlarına da bölünebilir (Tablo 28; Şekil 77).

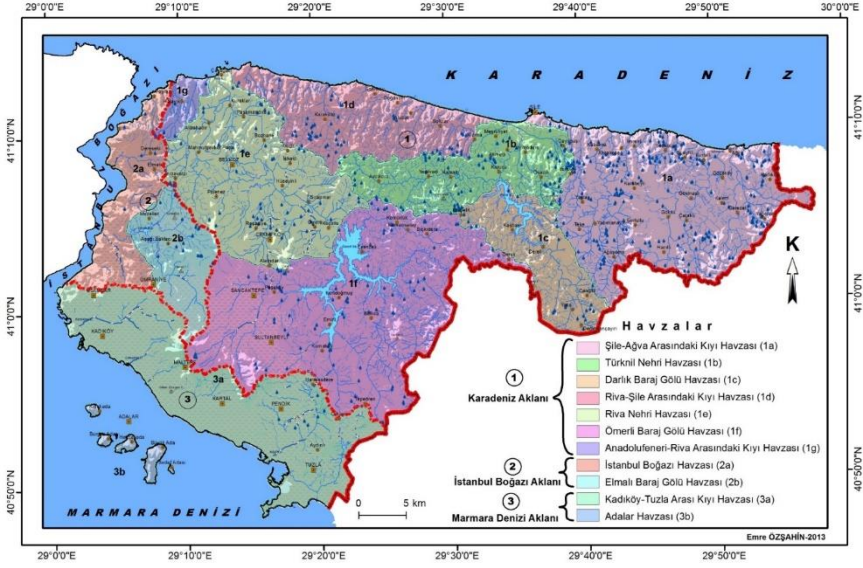
Tablo 28. İnceleme sahasındaki başlıca havzalar ve alanları

ANA HAVZA	ALAN		TALİ HAVZALAR	ALAN	
	km ²	%		km ²	%
Karadeniz Aklanı	1427.41	75.39	Riva Nehri Havzası (1)	676.20	35.71
			Türknül Nehri Havzası (2)	251.00	13.26
			Anadolufeneri-Riva Arasındaki Kıyı Havzası (3)	22.35	1.18
			Riva-Şile Arasındaki Kıyı Havzası (5)	157.40	8.31
			Şile-Ağva Arasındaki Kıyı Havzası (6)	320.46	16.92
			Marmara Denizi Aklanı	284.46	15.02
İstanbul Boğazı Aklanı	181.60	9.59	Adalar Havzası (8)	10.96	0.58
			İstanbul Boğazı Havzası (7)	181.60	9.59
TOPLAM	1893.47	100.00	TOPLAM	1893.47	100.00

Buna göre inceleme sahası Karadeniz aklanı, İstanbul Boğazı aklanı ve Marmara Denizi aklanı olmak üzere üç ana akarsu havzası olarak ayırt edilebilir. Bu ana akarsu havzalarından en büyüğü, Karadeniz aklanıdır (1427.41 km² ve % 75.39). Aslında bu havza, beş büyük tali akarsu havzasından meydana gelmektedir.

Bu tali havzalar ise büyükten küçüğe doğru sırasıyla Riva nehri havzası (676.20 km² ve % 35.71), Şile-Ağva arasındaki kıyı havzası (320 km² ve % 16.92), Darlık nehri havzası (251.00 km² ve % 13.26), Riva-Şile arasındaki kıyı havzası (157.40 km² ve % 8.31) ve Anadoluferi-Riva arasındaki kıyı havzası (22.35 km² ve % 1.18)'dir.

**Şekil 76.** İnceleme sahasının hidrografi özellikleri



Şekil 77. İnceleme sahasındaki başlıca havzalar

İnceleme sahasındaki ikinci büyük akarsu havzası Marmara Denizi aklanıdır. Bu saha, Kadıköy-Tuzla arasındaki kıyı havzası (273.50 km² ve % 14.44) ve Adalar havzası (10.96 km² ve % 0.58) olmak üzere iki tali akarsu havzasından meydana gelmektedir.

İnceleme sahasındaki son ve üçüncü büyük akarsu havzası ise İstanbul Boğazı havzası'dır. Bu havza belirgin bir tali akarsu havzasına sahip olmasa da, 181.60 km²'lik bir alan ve % 9.59 alansal bir değere sahiptir.

Bilindiği gibi akarsular bir ağacın dalları gibi pek çok sayıda akarsuyun birleşmesiyle oluşan kanallardan meydana gelir (Bloom, 1969; Şengör, 2011). Bu nedenle inceleme sahasında sürekli ve mevsimlik olmak üzere çok sayıda akarsu yer alır. Bu akarsulardan en büyük havzaya sahip olan Riva nehri havzası'nın başlıca akarsuları; Değirmen, Taşlıgedik, Yedibin, Dedepınar, Ayısaray, Riva, Kömürlük, Ağıl, Muslu, Özcan, Sazak, Gökçebeyli ve Köy dereleridir.

İnceleme sahasının ikinci büyük havzası olan Şile-Ağva arasındaki kıyı havzasında ise en önemli akarsular; Kabaküz, Bağlar, Ekşioğlu, Çanak, Armutlu, Göksu, Yenibıçkı, Çanak, Yılan ve Koca dereleridir. Diğer havzalarda ise durum şu şekildedir; Kadıköy-Tuzla arasındaki kıyı havzasında Tavşan, Bağlar ve Umur, Darlık dere havzasında Darlık, İmren,

Yeşil, Avcıkoru, Fındıklı, Ölen, Meşeli ve Kaynarca, İstanbul Boğazı havzasında Göksu, Çengel, Değirmen, Riva-Şile arasındaki kıyı havzasında Sazlı, Asker, Ağıl ile Anadoluferi-Riva arasındaki kıyı havzasında ise Halayık gibi akarsular vardır.

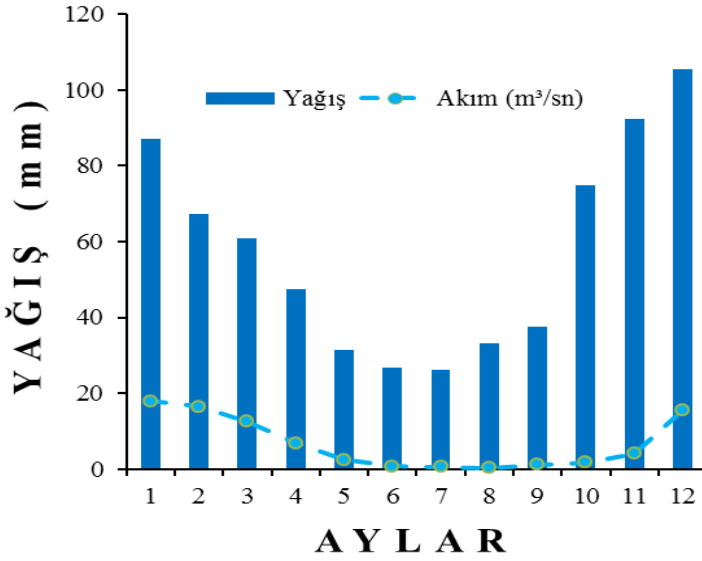
İnceleme sahasında yer alan akarsuların akım ve rejim özelliklerinin bilinmesi, havzaların şekillenmesinde büyük payı olan akarsu etkeninin su kütlesine bağlı olarak gerçekleştirileceği aşınma, taşıma ve biriktirme faaliyetlerinin boyutları ve bunların etkili olduğu dönemlerin belirlenmesi bakımından önemlidir (Cürebal, 2003).

İnceleme sahasında yer alan Riva, Elmalı, Darlık ve Sazlıdere akarsuları üzerinde akım ölçümü yapılmaktadır. Buna göre, en fazla akım inceleme sahasının en büyük akarsuyu olan Riva nehrinde ölçülmüştür. Bu akarsuyun yıllık toplam akımı $236 \times 10^6 \text{ m}^3$ 'tür. İnceleme sahasındaki ölçüm yapılan diğer akarsular da akım büyüklüklerine göre sırasıyla $108 \times 10^6 \text{ m}^3$ ile Darlık deresi, $32 \times 10^6 \text{ m}^3$ ile Elmalı deresi ve son olarak $27 \times 10^6 \text{ m}^3$ ile Sazlıdere'dir (Dumlu ve Yalçın, 2010).

İnceleme sahasındaki iklim özelliklerine bağlı olarak akarsu rejimleri de yıl boyunca aynı değerleri göstermez. Genel olarak akım miktarlarında yıl içinde, bir yükselme ve bir de alçalma şekli görülür. Yağışın fazla ancak buharlaşmanın az olduğu sonbahar ve kış mevsiminde akım miktarı artarken; yağışın az ancak buharlaşmanın fazla olduğu kurak dönem olan yaz mevsiminde ise akım miktarları azalır. Örneğin inceleme sahasında akım miktarının en fazla olduğu Riva nehrinde de aynı durum ve özellikler görülmektedir (Şekil 78).

Bu özelliklere göre bu sahadaki akarsuların rejimi basit rejim tipine (Hoşgören, 2004) girer. Bu özellikler doğrultusunda tam karakteristik olmamakla birlikte akarsular bozulmuş Akdeniz rejim tipinin karakterine sahiptir.

Yıl içerisinde, akım miktarında görülen artış ve azalışların önemsiz ya da istisnai olduğu durumlar da dikkate alındığında, akım miktarındaki artma ve azalmaların hemen hemen her yıl aynı dönemlerde gerçekleştiği görülür. Bu durum inceleme sahasının akarsularının düzenli bir rejimde olduğunu ifade eder (Şekil 78).



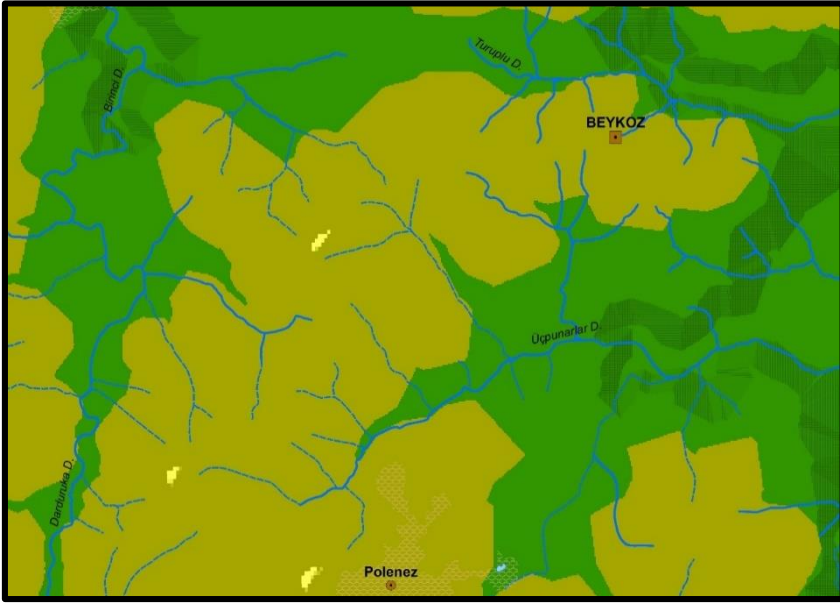
Şekil 78. İnceleme sahasındaki Riva nehrinin akım ve yağış ilişkisi diyagramı

Bilindiği gibi akarsuların gelişim süreci devam ederken birtakım yeni kolların oluşması ile meydana gelen drenaj ağı, farklı litolojik, stratigrafik, tektonik ve jeomorfolojik faktörlerin etkisiyle alandan alana farklılık gösterir (Hoşgören, 1983; Ekinci, 2004).

İnceleme sahasının bulunduğu bölgenin de genel olarak şekillenmesinde rol oynayan ana etken şüphesiz akarsular yani drenaj ağıdır (Ertek, 1995). Özellikle inceleme sahasının üzerinde bulunduğu Miyosen sonu-Pleistosen (?) olarak yaşlandırılan Kocaeli aşınma yüzeyinin çarpılması ve bu çarpılma sonucu drenaj ağının da yeni bir enerji kazanarak yer yer kendi ürünlerinin içine gömülen vadiler oluşturmaya neden olmuştur (Şengör, 2011). Bu oluşum neticesinde inceleme sahasında çeşitli drenaj tipleri ortaya çıkmıştır.

İnceleme sahasındaki akarsu ağı, bugünkü genel özelliklerini, esas olarak Kuvaterner devrinde kazanmıştır (Ertek, 1995). Bu sistem ülkemiz genelinde olduğu gibi (Erinç ve Bilgin, 1956), dandritik akarsu ağı şeklindedir (Şekil 79). Bu ağ sistemi, drenaj şebekesini meydana getiren akarsuların Üst Pliyosen aşınım yüzeyi üzerindeki vadilerine gömülmesi ve yeni oluşan akarsuların henüz yapıya uyacak derecede gelişmemiş olmalarının yanı sıra, farklı direnç sahalarının da etkisi sonucunda gelişmiştir.

İnceleme sahasında dantritik akarsu şebekesinin nasıl geliştiği başlı başına bir problem olarak görülmektedir (Erinç ve Bilgin, 1956). Çünkü bu sahanın jeolojisindeki Paleozoyik kütle eğilmiş ve bükülmüş bir haldedir. Bunun yanında zayıf dirençteki sahalara ortaya çıkmasını sağlayan yeni ve eski faylanma olayları ile parçalanmıştır. Aslında bu tür şartlar dandritik akarsu ağının gelişimi için uygun değildir. Bu özellik, inceleme sahasındaki Paleozoyik kütle üzerinde bulunan örtünün sıyrılırken dandritik akarsu şebekesinin de temele sürempozisyon mekanizmasıyla aynen kopya edilmesi ile oluştuğu şeklinde açıklanmıştır (Erinç ve Bilgin, 1956).

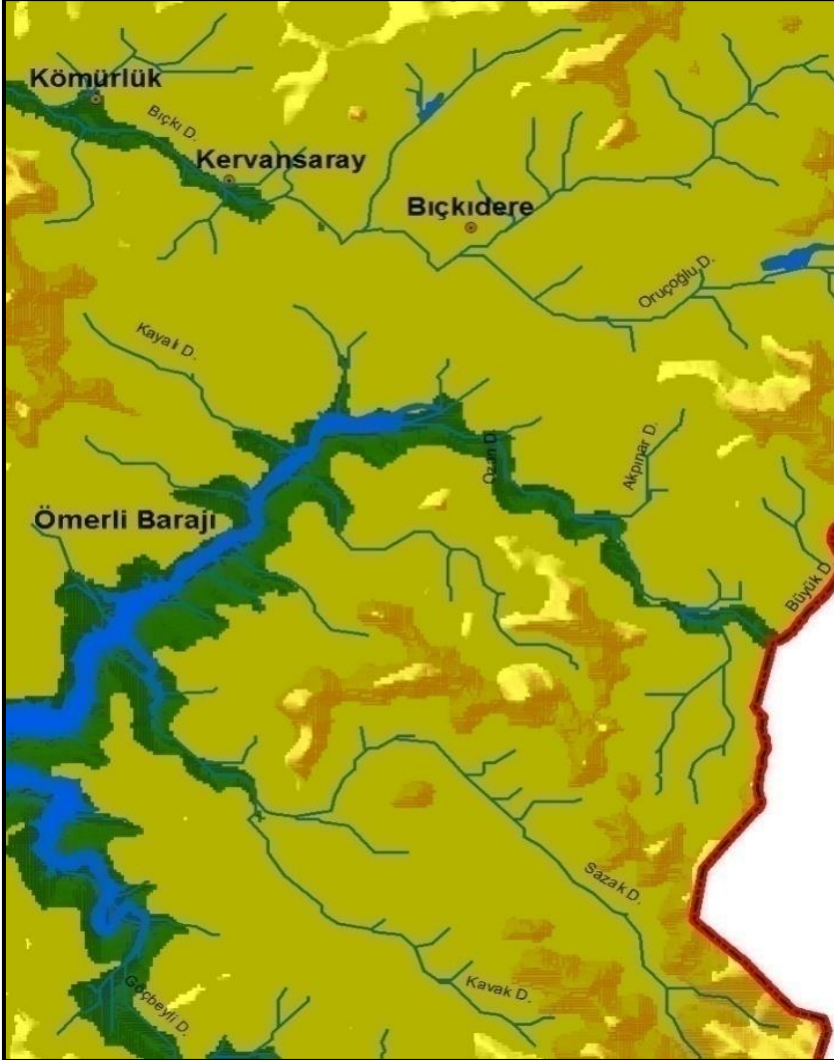


Şekil 79. İnceleme sahasında görülen dandritik drenaj

İnceleme sahasındaki drenaj özellikleri ve sahadaki rölyef tipi ile alakalı olarak bir başka jeomorfolojik problem de, kafesli drenaj konusunda ortaya çıkmıştır. Şöyle ki, yapılan bazı jeomorfolojik çalışmalarda inceleme sahasının bulunduğu bölgenin Appalaş tipi rölyef türünde olduğu açıklanmıştır (Yalçınlar, 1949; 1952-1953). Ancak daha sonra yapılan bazı çalışmalarda da bu düşüncenin hiçbir dayanağı olmadığı bildirilmiştir. Gerekece olarak da, bu tip bir rölyefin var olması için kafesli drenaj tipinin alanda bulunması gerektiği gösterilmiştir (Erinç ve Bilgin, 1956).

Her iki düşünceden de yola çıkarak harita üzerinden yapılan incelemeler ve Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) temelli olarak

gerçekleştirilen hidrografya analizleri sonucunda bölgede bozulmuş kafesli drenaj ağının da olduğu anlaşılmıştır. Bu drenaj tipi, Riva nehri üzerindeki Ömerli barajı'nın doğusunda ayırt edilebilmektedir. Bu sahadaki faylanmalara bağlı olarak Paleozoyik yaşlı kaya birimleri üzerinde bu drenaj şebekesi gelişmiştir (Şekil 80).



Şekil 80. İnceleme sahasında Ömerli barajı civarında görülen bozulmuş kafesli drenaj

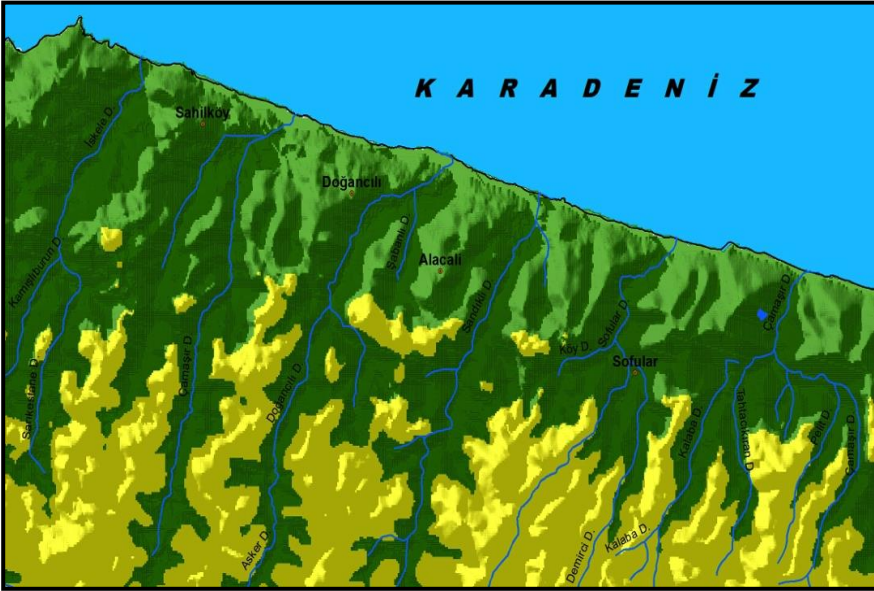
Kancalı drenaj ağı da, inceleme sahasında görülen başka bir drenaj şebekesi örneğidir. Kafesli drenajda olduğu gibi sahadaki faylanmalara

bağlı olarak ortaya çıkmıştır. Bu nedenle fay hatları ile bu tür drenaj şebekesinin dağılışı paralellik gösterir. En iyi örneklerden biri fay hatları ile dilimlenmiş bir halde bulunan Yeşil dere vadisinde teşhis edilmiştir. Buradaki yan kollar ana akarsuya faylanmanın etkisiyle kanca şeklinde tutunmuştur (Şekil 81).



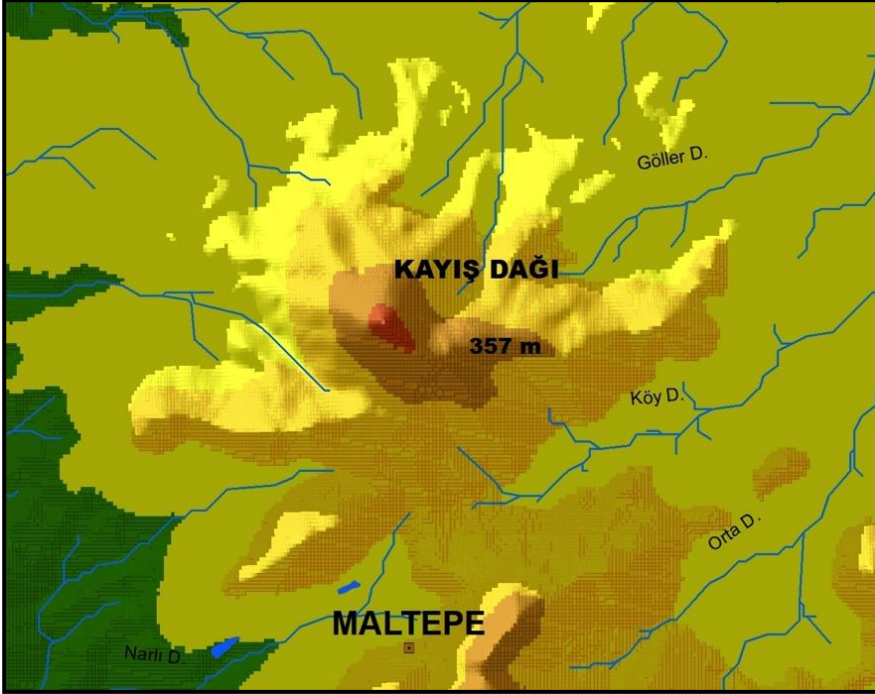
Şekil 81. İnceleme sahasında Yeşil dere civarında görülen kancalı drenaj

İnceleme sahasında görülen bir diğer drenaj tipi de “paralel”dir. Bu tür akarsu şebekesi üç tarafı denizlerle çevrili olan bu sahada oldukça sık bir şekilde ayrıt edilebilir. Özellikle Karadeniz kıyısındaki akarsularda bu paralellik çok belirgindir (Şekil 82).



Şekil 82. İnceleme sahasında Karadeniz kıyısında görülen paralel drenaj

İnceleme sahasında aşınımdan arta kalmış şahit tepeler üzerinde ise zirvelerden doğan ve eteklere doğru birbirinden uzaklaşarak akan akarsuların oluşturduğu radyal akarsu ağları bulunur. Bunun en güzel örneklerinden birisi inceleme sahasının en yüksek zirvelerinden biri olan Kayış Dağı çevresidir (Şekil 83). Bu dağdan kaynaklanan akarsular çevredeki alçak sahalara ulaşarak radyal bir akarsu ağının oluşmasına neden olmuştur.



Şekil 83. İnceleme sahasında Kayış Dağı civarında görülen radyal drenaj

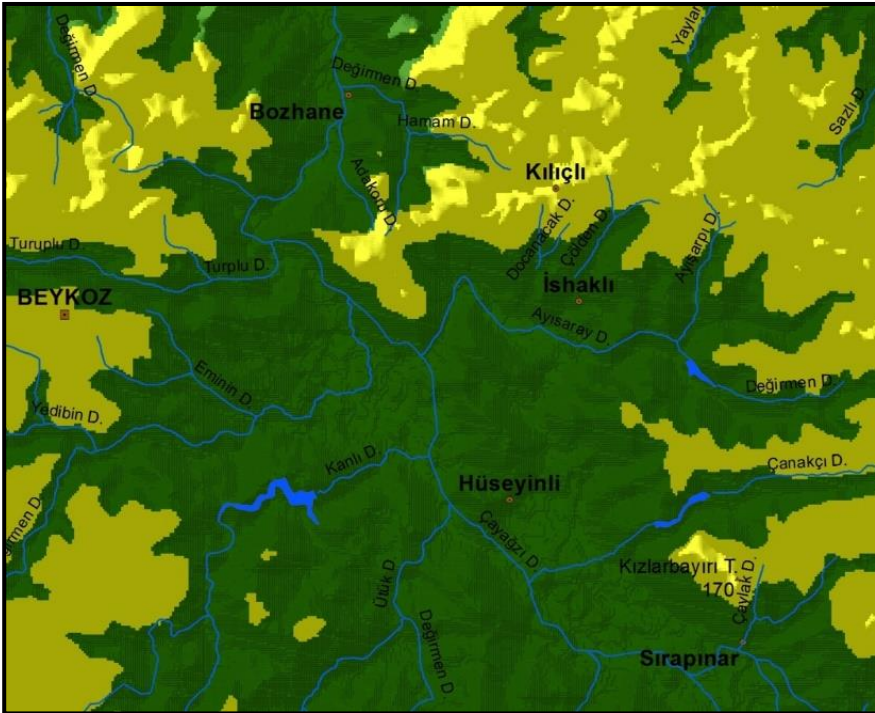
İnceleme sahasında tespit edilen başka bir drenaj şekli de “eliptik”tir. Bu drenaj şekli inceleme sahasında Beykoz ilçe merkezinin doğusunda ayırt edilmiştir. Burada meydana gelen bir kapma neticesinde (Yıldırım, 2002) drenaj eliptik bir şekil kazanarak plato yüzeyinin etrafını kuzeydoğu hariç her yönden çevrelemiştir (Şekil 84).

İnceleme sahasındaki karstik alanlarda rastlanan son bir drenaj tipi de “bozulmuş drenaj”dır. Başlangıçta kurulan akarsu ağı daha sonraki aşamada tektonik hareketlerin etkisiyle karstlaşmanın ilerlemesi nedeniyle eski vadi parçaları körelmiş ve bu vadiler üzerinde karstik depresyonlar

oluşmuştur. Bunun en güzel örneği inceleme sahasının kuzeydoğusunda kalan Sortullu çevresinde izlenebilmektedir (Şekil 85).

Herhangi bir alan, akarsuların oluşumları ve drenaj ağının kurulması sonucu önemli ölçüde parçalanmış bir karakter kazanır (Hoşgören, 1983; Atalay, 1986). Bu durumun oluşumunda, zeminin jeolojik yapısı, jeomorfolojik ve klimatolojik özellikler, bitki örtüsü kapalılık oranları, süre ve insan gibi faktörlerde etkili rol oynamaktadır (Atalay, 1986; Ekinci, 2004).

Buna göre inceleme sahasında parçalanma derecesi veya vadi yoğunluğu sahanın her yerinde aynı değerde değildir (Şekil 86). Gerçekten de sahanın bazı kesimleri düşük vadi yoğunluğu değerleri gösterirken, hatta yer yer vadiden yoksunken, bazı kesimleri de bu sahalara oranla çok daha yüksek vadi yoğunluğu değerlerine sahiptir.



Şekil 84. İnceleme sahasında görülen eliptik drenaj şekli



Şekil 85. İnceleme sahasında görülen bozulmuş drenaj şekli

Vadi yoğunluğu değeri Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) metodolojisiyle ilişkili ArcInfo/ArcMap10.0 programında Hawth's Tools kullanılarak tespit edilmiştir (Tablo 29; Şekil 86).

Tablo 29. İnceleme sahasının vadi yoğunluğu (km/km²)

VADİ YOĞUNLUĞU (km/ km ²)	ALAN	
	km ²	%
0 – 0.00073	114.46	6.05
0.00074 – 1	392.00	20.70
1.01 – 2	562.00	29.68
2.01 – 3	476.00	25.14
3.01 – 4	243.00	12.83
4.01 – 5	86.00	4.54
5.01 – 6	19.00	1.00
6.01 – 6.71	1.00	0.05
TOPLAM	1893.46	100.00

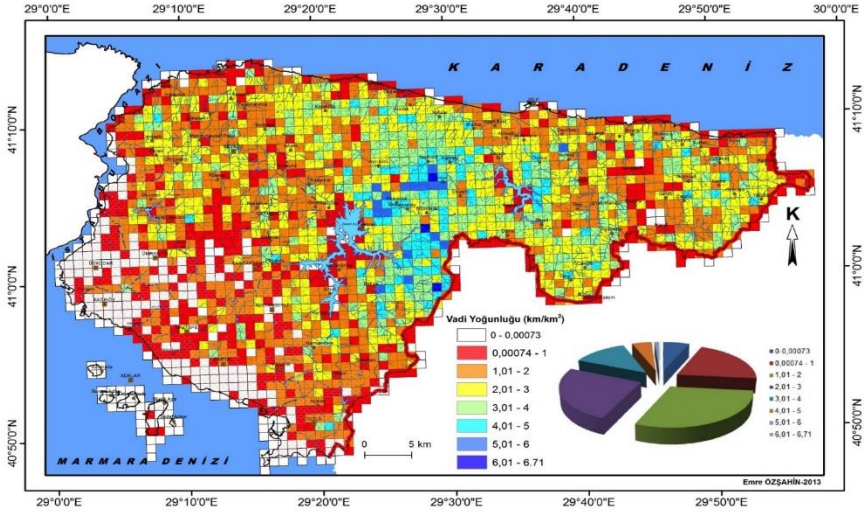
Buna göre inceleme sahasındaki vadi yoğunluğu km^2 'de 6.71 km^2 'ye kadar çıkmaktadır. Ancak yoğunluk değerleri en fazla $2.01\text{-}3 \text{ km}^2$ arasında bulunur. Tüm alanlar içerisinde bu aralık değerinin yoğunluğu % 29.68'dir. Toplam vadi uzunluğunun 3519.97 km olduğu bu sahada km^2 'ye düşen vadi yoğunluğu ise 1.85 km^2 'dir (Tablo 29; Şekil 86).

Bir akarsu sistemi içerisinde çeşitli derecedeki kollar arasında belirli bir düzen; yani kollara ayrılma ve çatallanma derecesi söz konusudur. Bu özellik bir akarsu havzasının gelişme düzeyini ortaya koyduğu gibi, onun benzer jeolojik koşullara sahip olan diğer akarsu havzaları ile karşılaştırılmasına da olanak sağlar (Hoşgören, 2004). Dizi sayısının büyüklüğü, akarsu havzasının ve akarsuların gücünü ortaya koymaktadır (Ekinci, 2004).

İnceleme sahasındaki havzaların çatallanma oranlarının tespitinde Strahler'in geliştirdiği modelleme ve yöntem kullanılmıştır (Scheidegger, 1961; Strahler, 1964; 1973; 1996; Chorley, 1971; Atalay, 1986; Knighton, 1996; Turoğlu, 1997; Ekinci, 2004; Cürebal, 2003; 2004; 2006; Özşahin, 2008; Özdemir, 2007; 2011).

Öncelikle Horton tarafından geliştirilen (Horton, 1945) ve daha sonra Strahler (1973) tarafından düzenlenen bu yaklaşıma göre ilk kollar birinci diziyi, bunların birleşmesiyle oluşan kol ikinci diziyi meydana getirir. Bu durum diğer kollara da aynı şekilde uygulanır. Ana akarsu ise en sondaki diziyi yani en büyük numaralı diziyi meydana getirir (Atalay, 1986; Hoşgören, 2004; Şekil 87).

İnceleme sahasında uygulanan bu sayısal metot, sahadaki akarsu havzalarının hidrografik özelliklerinin tam olarak açıklanabilmesi için gerekli bir unsurdur (Turoğlu, 1997; Özşahin, 2008). Çünkü bu tür verilerin kullanılması, akarsu faaliyetleri hakkında daha net açıklamalarda bulunulması ve daha doğru bir değerlendirme yapılması açısından oldukça önem taşımaktadır.



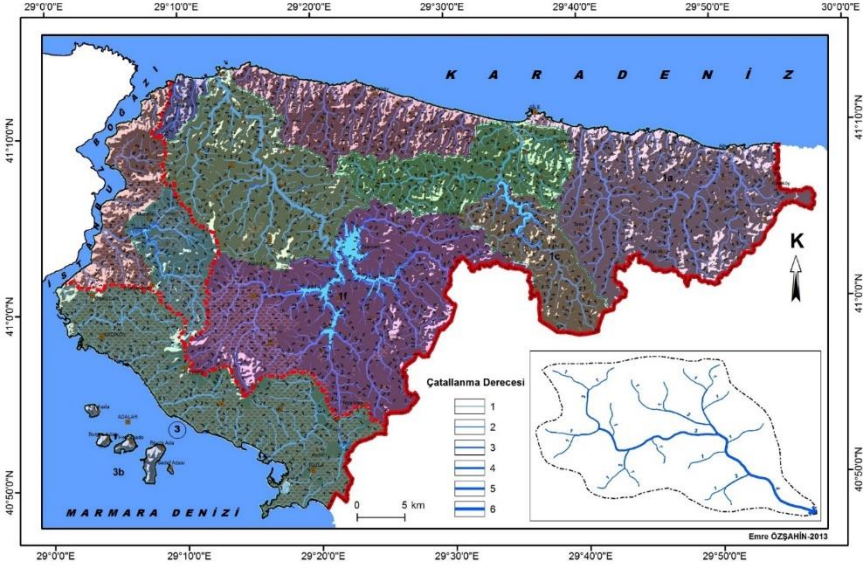
Şekil 86. İnceleme sahasındaki vadi yoğunlukları (km/km²)

Bu bakımdan inceleme sahasındaki akarsularda çatallanma oranı, altı dizi meydana getirecek şekildedir (Tablo 30, Şekil 87). Bu dizilerden birincisinin kollarının sayısı 2458 olarak tespit edilmiştir. Birinci derece kolların bu kadar yüksek bir değer göstermesi, akarsuların kaynak kesimlerindeki sel yarınlarının etkisinin delili (Cürebal, 2003; 2004) olarak gösterilebilir. İkinci derece kolların sayısı 1161, üçüncü dereceden kolların sayısı 626, dördüncü derece kolların sayısı 338, beşinci derece kolların sayısı 70 ve altıncı derece kolların sayısı ise 61'dir (Tablo 30, Şekil 87).

Tablo 30. İnceleme sahasında akarsuların çatallanma özellikleri

Dizi Sırası (u)	Parça Sayısı (N _u)	Çatallanma Oranı (R _b)	Toplam Uzunluk (km)	Ortalama Uzunluk (km)	Kümülatif Ortalama Uzunluk (km)
1	2458	2.12	1377.11	51.09	51.09
2	1161		712.36	26.43	77.51
3	626	1.85	351.83	13.05	90.57
4	338		182.60	6.77	97.34
5	70	1.15	37.20	1.38	98.72
6	61		34.52	1.28	100.00

Buna göre parça sayısı olarak birinci ve ikinci, ikinci ve üçüncü ile üçüncü ve dördüncü derecede kollar arasında yaklaşık iki misli ve dördüncü ile beşinci derecede kollar arasında ise yaklaşık beş misli fark vardır. Beşinci ile altıncı derecede kollar arasında ise önemli bir fark yoktur. Bu durumun oluşumunda büyük ölçüde rol oynayan jeolojik yapının yanında (Strahler, 1973), jeomorfolojik özelliklerin de etkisinin olduğu göz ardı edilmemelidir.



Şekil 87. İnceleme sahasının çatallanma derecesi haritası

İnceleme sahasındaki akarsuların çatallanma oranları ise birinci ve ikinci dizide 2.12, ikinci ve üçüncü dizide 1.85, üçüncü ve dördüncü dizide 1.85, dördüncü ve beşinci dizide 4.83 ve beşinci ve altıncı dizide ise 1.15'dir. Bu verilere göre dördüncü ve beşinci diziler arasında önemli değer artışları yaşanmıştır. Çatallanma oranının bu şekilde birden düşmesi, akarsuların faylanma sonucunda parçalandığını bir başka deyişle kesildiğini göstermektedir. Gerçekten de havzanın jeolojik durumu incelendiğinde bu kolların çeşitli faylar tarafından etkilendiği anlaşılmaktadır. Bu durum ortaya konulan ifadenin geçerliliğini denetlemesi bakımından oldukça önemlidir.

Ayrıca inceleme sahasında dördüncü ve beşinci diziler arasında çatallanma oranının yüksek bir değerde olması bu sahada geçirgenliğin az

olduğuna işaret etmektedir. Nitekim yapılmış çalışmalarda da bu tür durumlar geçirgenliğin az oluşuyla ilişkilendirilmiştir (Atalay, 1986).

Zira jeoloji haritasında da görüldüğü gibi (Ek 1), ilgili bölümler volkanik ve metamorfik türden geçirimliliği düşük olan kayaçların yaygın olarak bulunduğu alanlara karşılık gelmektedir. Aynı şekilde geçirgenliğin yüksek olduğu kireçtaşı ve kırıntılı türden kayaçların bulunduğu alanlar ile Kuvaterner'e ait alüvyonların bulunduğu sahalarda ise çatallanma oranı düşük bir değere sahiptir.

Dizi sırasının altıyı bulmuş olması da, havzanın nemli bir iklim bölgesinde olduğunu ya da geçirimlilik durumunun fazla olmadığını ortaya koymaktadır. Bu durum iklim özellikleri ve jeolojik özellikler incelendiğinde de açığa çıkmaktadır.

Ayrıca atallanma oranının belirli bir düzen içinde olduğu da söylenemez. Bu durum, direnç ve geçirimlilik özellikleri birbirinden çok farklı litolojik birimlerin bir arada bulunması, sahanın tektonik aktiviteden şiddetli olarak etkilenmesi ve yerşekillerinin çok farklı özellikler göstermesi (Gregory ve Walling, 1985) gibi nedenlerle açıklanabilir.

Dizi sırasının artması akarsuyun o kısımda taşıdığı su miktarının artması anlamına gelmektedir (Ekinci, 2004). Bu bakımdan dizi sırasının büyük olduğu kollar üzerinde meydana gelen taşkın büyüklükleri de o oranda artış sergilemektedir. Ayrıca taşınan yük miktarı da litolojik ve diğer koşullar aynı kalmak kaydıyla dizi sırası ile doğru orantılı bir şekilde artış göstermektedir.

Bir bölgenin jeomorfolojisini etkileyen tektonik özelliklerinin ölüye dayalı olarak analiz edildiği morfometrik yöntemler (Tarı ve Tüysüz, 2008; Yıldırım ve Karadoğan, 2011) kullanılarak, aktif faylarla kontrol edilen drenaj havzalarında tektonik aktivitenin drenaj sistemleri üzerindeki etkileri açıklanabilmektedir (Erginal ve Cürebal, 2007; ztrk ve Erginal, 2008; zşahin, 2010; Yıldırım ve Karadoğan, 2011). Bu yöntem yardımıyla herhangi bir sahadaki flüvyal süreçlerin oluşum ve gelişim aşamaları ile bunlar üzerindeki yapısal/litolojik kontrolün derecesi, dağılımı ve karakteri daha hızlı ve sağlıklı bir şekilde çözümlenebilmektedir (Hare ve Gardner, 1985; Cox, 1994; Keller ve Pinter, 2002; Tarı ve Tüysüz, 2008; Yıldırım ve Karadoğan, 2011).

Bu kapsamda inceleme sahasını örneklememesi bakımından ana akarsu aklanlarını karakterize eden akarsu örneklem havzaları seçilmiştir. Bunlar; Karadeniz aklanı: Riva nehri havzası; İstanbul Boğazı aklanı: Göksu dere havzası ve Marmara Denizi aklanı: Büyük dere havzası'dır. Buna göre havzaların sahip olduğu asimetric özellikler ve oranı değerlendirilmiştir.

Değerlendirilen akarsuların talveglerinin iki tarafında kalan havza bölümlerinin alanları bakış yönü yukarıdan aşağıya doğru olarak asimetric özellikleri tespit edilmiştir. Bu bakımdan Riva nehrinde sağda 255.26 km², solda 420.95 km², Göksu deresinde sağda 64.08 km², solda 45.99 km² ve Büyük dere havzasında ise sağda 27.08 km², solda ise 42.68 km² değerlerine ulaşılmıştır (Tablo 31).

Tablo 31. İnceleme sahasını karakterize eden akarsu havzalarının asimetric oranları ve indeksleri

Aklan Adı	Havza Adı	Havza Alanı	Asimetric Oranı		Asimetric İndeksi (T)
			Sağ	Sol	
Karadeniz	Rivanehri	676.21	255.26	420.95	0.70
İstanbul Boğazı	Göksu deresi	110.08	64.08	45.99	0.16
Marmara Denizi	Büyükdere	69.77	27.08	42.68	0.50

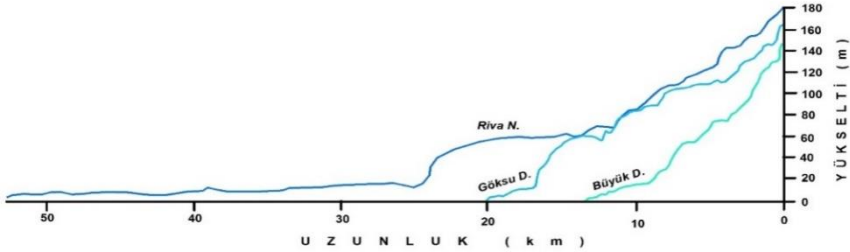
Bu değerlere göre Karadeniz ve İstanbul Boğazı aklanlarında asimetric oranının havzanın sol, Marmara Denizi aklanında ise sağ tarafında ağır basması muhtemelen bu sahanın Şengör (2011) tarafından da ileri sürüldüğü gibi kuzeye doğru çarpılmanın hidrojeomorfolojik bir kanıtı olarak yorumlanabilir.

Havzaların asimetric indeksleri ise $T = D_a \cdot D_d^2$ formülü ile belirlenmiştir. "T", asimetric indeksini, "D_a" havzanın ortasından geçirilen bir havza ortası eksenini veya çizgisinden aktif menderes kuşağına olan mesafeyi ve "D_d" ise havza ortası ekseninden su bölümüne olan mesafeyi göstermektedir (Keller ve Pinter, 2002; Cürebal ve Erginal, 2007). İşlem sonuçları havzaların tam simetric "0" ile kuvvetli asimetric "1" değerleri arasındaki asimetric özelliklere sahip olduğuna işaret etmektedir.

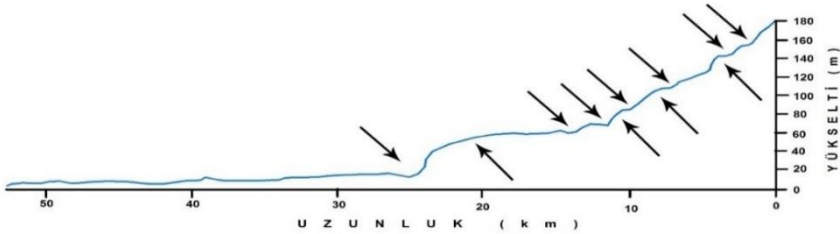
İnceleme sahasını karakterize eden akarsuların asimetric indeks değerleri incelendiğinde en büyük değer (0.70) Karadeniz aklanını temsil eden Riva nehri havzasında tespit edilmiştir. Bu değeri 0.50 asimetric indeksi değeri ile Marmara Denizi aklanı takip etmektedir. En küçük değer ise (0.16) İstanbul Boğazı aklanında belirlenmiştir.

Havzalarda hesaplanan bu asimetri indeksi değerleri Karadeniz’e doğru bir eğimlenmeye delalet etmektedir. Nitekim KAF’ın bölgeye gelişiyile birlikte bu sahanın Karadeniz’e doğru eğimlendiği ve asimetrik bir yapı kazandığı ileri sürülmüştür (Emre vd., 1998; Tarı ve Tüysüz, 2008). Bu durum bölgenin asimetri oranlarının sonuçlarının da gösterdiği gibi sağ yönlü (doğudan bakıldığında yatay bir eksen etrafında saat yönünde dönme) bir hareketin varlığına delil teşkil etmektedir.

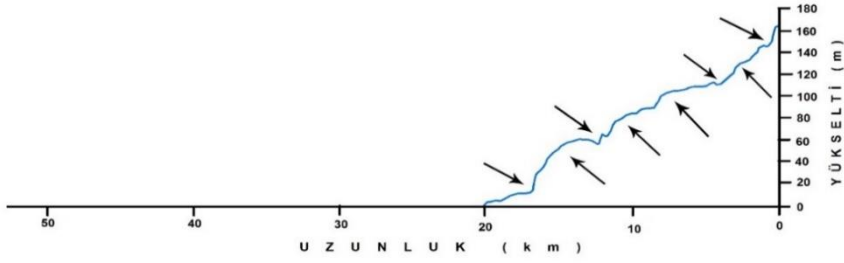
Örnekleme havzalarındaki akarsuların asimetri oranları ve indekslerinin yanında boyuna profilleri de oldukça dikkat çekicidir. İncelenen akarsu yataklarında eğim kırıklıkları tespit edilmiştir (Şekil 88). Hem tektonik, hem de östatik hareketler nedeniyle kaide seviyesinde meydana gelen değişimlerden dolayı akarsuların boyuna profillerinde bu tür eğim kırıklıklarının oluşması doğaldır (Cürebal, 2006). Ancak inceleme sahasındaki eğim kırıklıkları ana drenaj aklanlarına göre önemli ölçüde farklılık sunmaktadır. Zira Karadeniz aklanını temsil eden Riva nehri yatağında çok sık bir şekilde eğim kırıklıkları bulunmaktadır. Bunun aksine Marmara Denizi aklanını temsil eden Büyük derenin yatağında ise daha az eğim kırıklarının mevcuttur. İstanbul Boğazı aklanındaki Göksu deresinde ise diğer her iki akarsuyun arasında bir eğim kırıklığı izlenmektedir. Bu durum inceleme sahasındaki drenajın kuzeyden güneye doğru gençleştiğinin işaretidir (Şekil 88; 89; 90; 91).



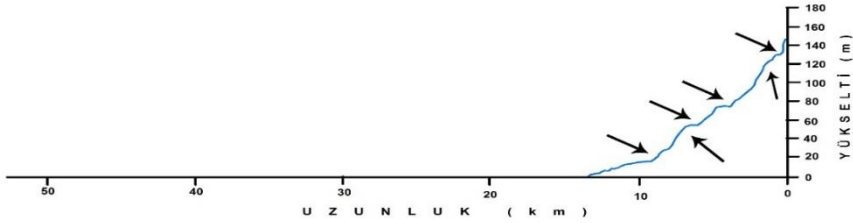
Şekil 88. İnceleme sahasını karakterize eden akarsuların boyuna profilleri



Şekil 89. Karadeniz aklanını karakterize eden Riva nehrinin boyuna profili



Şekil 90. İstanbul Boğazı aklanını karakterize eden Göksu deresinin boyuna profili



Şekil 91. Marmara Denizi aklanını karakterize eden Büyük deresinin boyuna profili

Bunun yanında inceleme sahasındaki ana drenaj aklanlarını simgeleyen akarsu havzalarının bazı sayısal özellikleri kullanılarak karşılaştırma yapılabilir. Nitekim bu tarz çalışmalar son yüzyılda oldukça önemli bir durum kazanmış ve birçok araştırmacı tarafından da farklı sahalara uyarlanmıştır (Horton, 1945; Scheidegger, 1961; Strahler, 1964; 1973; Dury, 1964; Chorley, 1971; Verstappen, 1983; Karabıyıkoglu, 1989; Knighton, 1996; Turoglu, 1997; Cürebal, 2004; 2006; Özşahin, 2008).

Öncelikle örneklem havzalarının drenaj yoğunluğu, toplam kanal uzunluğunun drenaj alanına bölünmesi ile tespit edilmiştir. Böylece birim alandaki akarsu uzunluğu belirlenmiştir. Elde edilen değerlere göre en büyük drenaj yoğunluğu 12.64'le Karadeniz aklanında bulunmaktadır. Bunu 5.40 değeri ile Göksu deresi, 4.98 değeri ile de Büyük dere takip etmektedir.

İnceleme sahasındaki drenaj sıklıkları da birim alandaki yatak sayısını ifade etmektedir (Cürebal, 2006). Zira bir akarsuyun sıklık derecesi, birinci derecede oluşumundan itibaren geçen zamanın uzunluğuna, daha sonra yağış, sahanın eğim ve geçirimsizlik özelliklerine bağlıdır (Atalay, 1986; Erinç ve Bilgin, 1956; Chorley, 1971; Knighton, 1996; Cürebal, 2004; 2006; Erinç, 2010). Drenaj sıklığı (F) drenaj

yoğunluğunun karesinin (D^2) 0.694 sabit katsayısıyla çarpılması formüle göre belirlenebilmektedir (Scheidegger, 1961; Cürebal, 2006).

İlgili formül içeriği doğrultusunda yapılan işlemlere göre drenaj sıklığı Karadeniz aklanında 110.87, İstanbul Boğazı aklanında 20.21 ve Büyük dere aklanında ise 17.24 olarak hesaplanmıştır (Tablo 32).

Tablo 32. İnceleme sahasını karakterize eden akarsu havzalarının drenaj yoğunluğu ve sıklığı

Aklan Adı	Havza Adı	Drenaj Yoğunluğu	Drenaj Sıklığı
Karadeniz	Riva nehri	12.64	110.87
İstanbul Boğazı	Göksu deresi	5.40	20.21
Marmara Denizi	Büyük dere	4.98	17.24

İnceleme sahasındaki akarsu aklanlarını karakterize eden örneklem havzalarının hem drenaj yoğunlukları, hem de drenaj sıklıkları Karadeniz'den Marmara Denizi'ne veya kuzeyden-güneye doğru azalmaktadır. Bu durum inceleme sahasındaki iklim koşullarının kuzeyden güneye doğru daha kurak bir karakter kazandığına ve sahadaki drenajın kuzeyden güneye doğru gençleştiğine işaret etmektedir. Nitekim akarsuların boyuna profillerinde de bu gençleşmenin delilleri mevcuttur.

İnceleme sahasında yaklaşık 551 adet kaynak tespit edilebilmiştir (Şekil 76). Bunlardan bir kısmı akarsulara kaynak teşkil etmektedir. Diğerlerinin ise bir kısmı üzerinde çeşmeler yapılmış olup içme suyu olarak kullanılmaktadır. İçme suyu olarak kullanılan kaynak sularından 30 tanesi ruhsatlı bir şekilde kullanıma sunulmuştur (Öztaş, 2007; Dumlu ve Yalçın, 2010; Tablo 33).

Tablo 33. İnceleme sahasındaki kaynak suları (Dumlu ve Yalçın, 2010)

No	Kaynak Adı	İlçe	Köy-Mahalle	Debi (lt/sn)	Sertlik (Fr°)	Koordinat	
						X	Y
1	Haznedar	Beykoz	-	-	3	426485	4559523
2	Kuvars	Maltepe	-	1.956	1	429740	4537715
3	Sırmakeş	Beykoz	Dereşeki Köyü	0.64	2.5	425736	4558289
4	Özlempınar	Şile	Kurna Köyü	0.4	2.4	447674	4558289
5	Özkayışdağ	Maltepe	-	2.5	2.5	428403	4537966
6	Koçbey Aqua	Beykoz	-	-	-	426136	4559133
7	Şadırvan	Şile	Bıçkıdere Köyü	0.63	1.5	457848	4549072
8	Kovanpınar (Gürbüz)	Şile	Kurna Köyü	0.25	2.4	447636	4561296
9	Kırkpınar	Şile	Bıçkıdere Köyü	0.49	1.9	459491	4552676
10	İpekpınar	Şile	Kurna Köyü	1.3	4	447107	4562237
11	Kervansaray	Şile	Kervansaray	0.8	2.4	455150	4550621

			Köyü				
12	Akpınar	Şile	Bıçkidere Köyü	0.6	-	459098	4548912s
13	Saray (Kervan)	Şile	Kervansaray Köyü	0.7	1.7	455596	4549629
14	Nisa	Şile	Bıçkidere Köyü	0.71	5.6	458756	4549372
15	Emirdağ	Şile	Kömürlük Köyü	0.5	4	451563	4551252
16	Beyza	Şile	Ulupelit Köyü	0.8	-	455255	4543676
17	Çamlıbel	Maltepe	Büyükbakkalköy Mahallesi	0.41	1.7	429600	4537970
18	Zambak	Şile	Ulupelit Köyü	0.3	4	458254	4551666
19	İnci	Şile	Yeniköy	1.2	-	471129	4553323
20	Sırapınar	Ümraniye	Sırapınar Köyü	0.125	-	445956	4554004
21	Akasya	Beykoz	-	-	-	425855	4556500
22	Çubuklu	Beykoz	Dedeoğlu Bahçeleri Mevkii	0.88	-	423945	4552290
23	Altınpınar	Yakacık	Aydos Dağı	0.11	5.9	435522	4532934
24	Subaşı	Beykoz	Elmalı Köyü	0.95	-	424290	4558135
25	Şekersu	Yakacık	-	0.029	1.5	435204	4531150
26	Tantavi	-	-	-	-	423872	4543223
27	Taşeren	Yakacık	Aydos Dağı	-	3.2	434593	4544781
28	Tomruk	Üsküdar	Kısıklı	-	2	423731	4544781
29	Taşdelen	Ümraniye	-	0.95	1.8	435020	4545700
30	Karakulak	Beykoz	-	0.22	1.5	425875	4556511

İnceleme sahasında kaynakların yanında derinliği genellikle 100-200 m olan kuyular da vardır. Bu kuyuların akımı, 1-2 l/sn'dir. Yapılan çalışmalarda inceleme sahası ve çevresinde 20.000 civarında kuyu olduğu bildirilmiştir (Ercan, 1995; Dumlu ve Yalçın, 2010).

İnceleme sahasındaki başlıca doğal göller, Balık (Kamilbey) gölü ve Tuzla gölü lagünleridir (Ekinci, 2006). Bunlar kıyı bölgesinde yer alan ve kıyı kordonu ile denizden ayrılmış bulunan göllerdir (Hoşgören, 2004). Bu göllerin oluşum mekanizmasının temeli, kıyılarda akıntıların, dalgaların, insanın veya bunların ortak faaliyetlerine bağlı olarak gerçekleşen biriktirme süreçlerine dayandırılmaktadır (Hoşgören, 1998). Ayrıca Tuzla lagün gölünün oluşumunda Sarp Tepe ve Tuzburnu Tepe tombolo'sunun, Balık (Kamilbey) lagününün oluşmasında ise Sakızadası tombolo'sunun kıyı ile koy arasının kapanmasında bir diğer kolaylaştırıcı etmen olduğu da belirtilmiştir (Ekinci, 2006).

Ancak insanın olumsuz etkisi sonucunda gerçekleşen olaylar sonucunda 0.19 km² alana sahip olan ve oluşumu bakımından grubunun nadir örneklerinden birini teşkil eden Tuzla gölü tamamen ortadan kalkmıştır. Aynı şekilde olumsuz işleyen bir süreç sonucunda 2005 yılında 0.86 km² alana sahip olan Balık (Kamilbey) gölü de günümüzde artık tamamen kaybolmuştur (Ekinci, 2006).

Günümüzde varlığı ortadan kalkan bu iki lagün gölü dışında inceleme sahasında doğal göl bulunmamaktadır. Bunun yanı sıra çeşitli büyüklükte 34 adet yapay göl vardır. Bu göllerin en büyükleri yıllık verimine göre büyükten küçüğe doğru Ömerli, Darlık, Elmalı ve Yeşilvadi baraj gölleridir (Tablo 34). 1972’de ilk olarak Ömerli baraj gölünün yapılmasından sonraki süreçte çeşitli yıllarda diğer göllerde inşa edilerek, hizmete girmiştir.

Tablo 34. İnceleme sahasındaki büyük baraj gölleri (Dumlu ve Yalçın, 2010)

Baraj Adı	Yıllık Verim (10 ⁶ m ³)	Drenaj Alanı (km ²)	Göl Alanı (km ²)	Hizmete Giriş Yılı
Ömerli	235	600	23	1972
Darlık	97	207	6	1989
Elmalı	15	76	4	1893-1950
Yeşilvadi (regülatör)	10	-	-	1992

Bilindiği gibi yeraltı suları içinde buldukları zemini zamanla aşındırırlar. Bu aşındırma çözünme yoluyla (Pekcan, 1995) meydana gelmektedir. Bunun yanında yeraltı sularının bünyesinde bulunan erimiş haldeki maddeler uygun koşullar altında birikebilir (Hoşgören, 2004). Yeraltı sularının bu aşındırma ve biriktirme faaliyetleri sonucunda çeşitli jeomorfolojik şekiller gelişmektedir. Bu nedenle inceleme sahasındaki yeraltı suyu özelliklerinin bilinmesi de jeomorfolojinin daha doğru bir şekilde okunmasını sağlamaktadır.

İnceleme sahasındaki yeraltı sularının kaynağı, meteorik sulardır. Bu bakımdan yeraltı sularının miktarı, bulunduğu derinlik ve bunun değişimi, bitki örtüsü durumuna, yerçekillerine bağlı olmakla birlikte iklim şartları ile zemini oluşturan kayaçların yapısına bağlı olarak belirleyicilik göstermektedir (Ekinci, 2004).

Bölge çevresinde yapılan çalışmalarda yeraltına sızan su miktarının 780 milyon m³/yıl (Ercan, 1995), yeraltı suyu beslenmesinin 135 milyon m³/yıl (Öngür, 1995) ve doğal beslenmenin (yerleşim ve göl alanları dışında) ise 110 milyon m³/yıl (Dumlu ve Oran, 1995) olduğu tahmin edilmektedir (Dumlu ve Yalçın, 2010).

Örneğin, inceleme sahasındaki Tuzla civarında DSİ tarafından yapılan çalışmada, yeraltı suyunun emniyetli verim değeri 4x10⁶ m³/yıl olarak hesaplanmıştır (Dumlu ve Yalçın, 2010).

İnceleme sahasındaki iklim özelliklerinin elverişliliği de yeraltı sularının devamlı olarak beslenmesine olanak sağlamaktadır. Ancak yaz mevsiminde sıcaklığa bağlı olarak gerçekleşen buharlaşma nedeniyle belli oranda kayıplar yaşanmaktadır.

Sahanın jeolojik özelliklerinin gereği olarak genellikle geçirimsiz ve akifer özelliği olmayan formasyonlar yaygındır (Dumlu ve Yalçın, 2010). Bu formasyonlar içerisinde kil bulunanlar genellikle geçirimsizdir. Bunun aksine, kil oranının düşük olduğu jeolojik birimler ise geçirimlidir ve akifer özelliğine sahiptirler.

Bunun yanında, bitki örtüsünün gür ve kapalılık oranının yüksek olduğu sahalarda su kaybının fazla olması nedeniyle sızma miktarı azalır. Bu bakımdan ilgili sahalarda yeraltı suyu açısından fakirdir.

Ayrıca topografya yüzeyinde eğim değerlerinin yüksek olduğu alanlarda yağışlarla açığa çıkan su, büyük oranda yüzeysel akışa geçeceğinden dolayı sızma imkanı azdır. Ancak topografyada eğim değerlerinin az olduğu düz ve düze yakın alanlarda ise sızma daha fazla gerçekleşmektedir. Diğer koşullar uygun olduğu takdirde yeraltı suyuna bağlı olarak çeşitli yerşekilleri de gelişebilir.

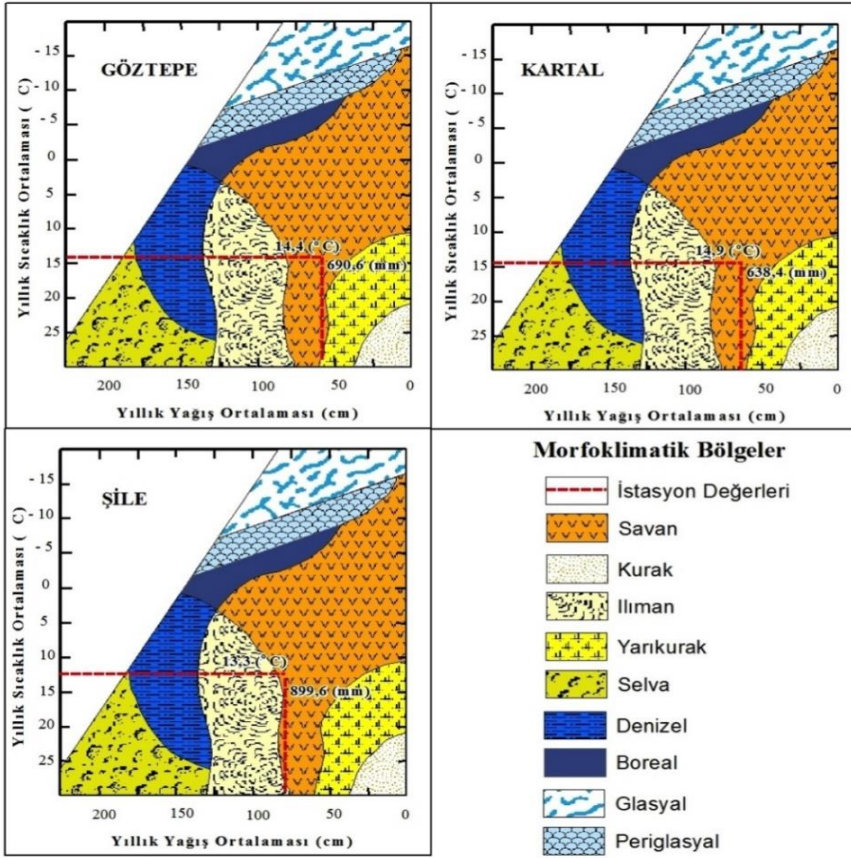
Yeraltı sularındaki akım yönü ise daha çok hidrolik eğime uygun bir şekilde, tabaka eğimleri ve jeomorfolojik yapı hatlarıyla uyumlu bir özellik gösterir (Aktimur vd., 1994). Bu bakımdan inceleme sahasındaki yüksek alanlardan kıyı ve iç bölgelerdeki alçak alanlara doğru bir hareket söz konusudur.

İnceleme sahası ve çevresinde yeraltı suyuna genellikle 100-200 m derinlikteki seviyelerde rastlanmaktadır (Dumlu ve Yalçın, 2010). Bu seviyeler özellikle yeraltı suyu tablasının hareketine bağlı olarak topografya yüzeyine yakın veya uzak bir karakter gösterir. Yüksek alanlarda derin bir seviyede olan yeraltı suyu, taban arazilerde ve kıyı bölgesinde yüksek bir seviye kazanır.

Gerek Karadeniz, gerekse Marmara Denizi içerisindeki bu topografik görünüm, akarsu topografyasının etkinlik derecesinin fazlalığına ve nemli iklim koşullarının varlığına delil olarak gösterilebilir. Nemli iklim koşulları altında gelişmiş akarsu sisteminin aşınım faaliyetlerini hızla sürdürdüğü sahada, rüzgâr ve buzul aşındırması ise mevcut değildir.

İnceleme sahasının şekillenmesini bütün hatlarıyla tespit edebilmek için sahanın morfojenetik karakterinin de göz önünde bulundurmak gerekmektedir (Kurter, 1982). Bu amaçla aşağıda Peltier (1950), Cailleux ve Tricart (1958), Tanner (1961), Erinç (1965), Wilson (1968), Summerfield (1991) gibi araştırmacılar tarafından geliştirilen morfojenetik bölge metotları kullanılarak bir açıklamada bulunulacaktır.

İklim özelliklerine bağlı olarak Peltier (1950), tarafından geliştirilen morfojenetik sınıflandırmaya göre, inceleme sahasındaki yıllık ortalama sıcaklık değerleri Göztepe’de 14.4 °C, Kartal’da 14.9 °C, Şile’de 13.3 °C’dir. Yıllık ortalama yağış değerleri ise Göztepe’de 690.6 mm, Kartal’da 638.4 mm, Şile’de ise 899.6 mm’dir. Buna göre inceleme sahası Savan morfojenetik bölgesinde yer almaktadır (Şekil 92).

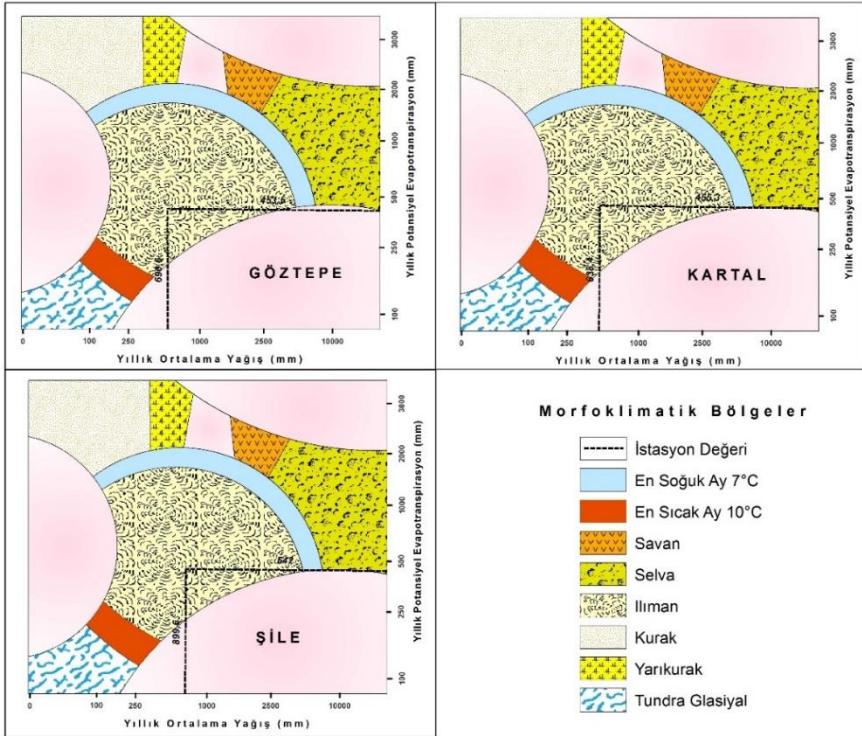


Şekil 92. Peltier sınıflandırmasına göre morfojenetik bölgeler ve inceleme sahasının yeri

Bu bölgenin morfolojik özelliği, kuvvetliden zayıf orana kadar değişen seyelan etkinliği olarak belirtilmektedir. Ancak bu ayrımın sadece iklim elemanlarının ortalama yıllık değerleriyle yetinmekte oluşu nedeniyle gerçeğe yakın bir sonuç vermeyeceği de bildirilmiştir (Kurter, 1979).

Cailleux ve Tricart (1958) tarafından ortaya atılan, yeryüzünün iklim, vejetasyon ve toprak kuşaklarına göre yapılan morfojenetik bölge sınıflandırmasına göre (Tricart ve Cailleux, 1965; 1972) inceleme sahası Ilıman kuşağın Maritim bölgesi içinde kalmaktadır.

Bu konuda başka bir çalışma yapmış olan Tanner (1961) ise etkili olan yıllık ortalama yağışın bir fonksiyonu olarak erozyon oranını ifade etmek için (Berta, 2005), sıcaklık yerine potansiyel evapotranspirasyon verilerini kullanarak morfojenetik bölge sınıflandırması ayırt etmiştir. Bu sınıflandırmaya göre inceleme sahası Ilıman bölge içinde kalmaktadır (Şekil 93).

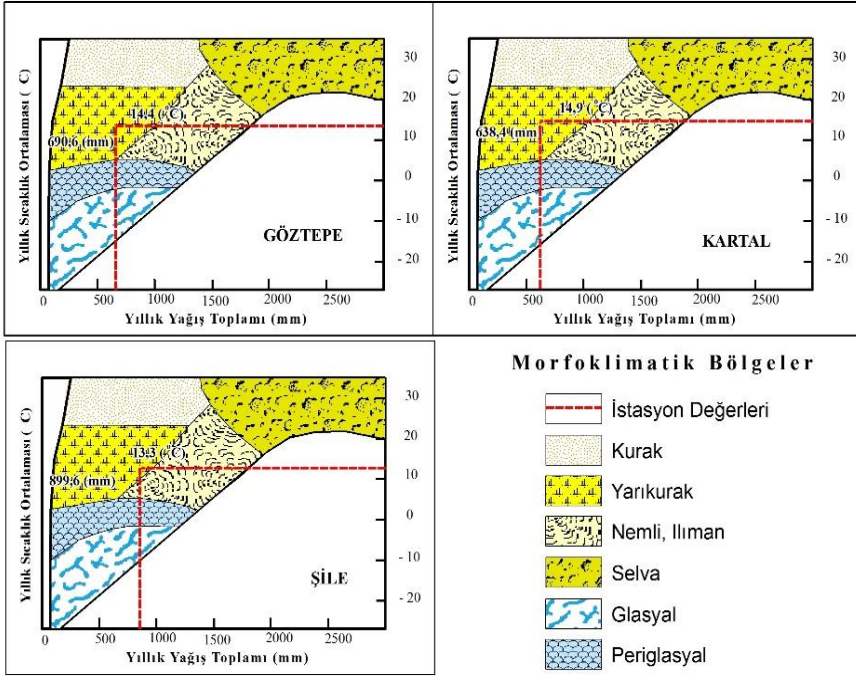


Şekil 93. Tanner sınıflandırmasına göre morfojenetik bölgeler ve inceleme sahasının yeri

Erinç (1965) yağış etkinlik indis değerine göre, inceleme sahasının güneyinde bulunan Göztepe ve Kartal istasyonlarının sırasıyla yıllık yağış etkinliği 37.5 ve 33.8 ile yarı nemli, kuzeyindeki Şile istasyonu ise 52.3 yıllık yağış etkinliği değeri ile nemli iklim sınıfında bulunmaktadır. Bununla beraber Göztepe ve Kartal'da kasım-mart, Şile'de de ekim-mart arasındaki dönemler çok nemli, nisandan sonra ise nemli ile kurak arasında aylık yağış etkinliği değerlerinin dağılışına rastlanır.

Buna göre inceleme sahası, yarı nemli şartların egemen olduğu, ancak iklim ve vejetasyon özellikleri bakımından Akdeniz'den farklı olan kısmen de orografik hatlarla Akdeniz bölgesinden ayrılan Akdeniz geçiş alanında kalmaktadır. Bu bölge kimyasal ayrışma yönünden orta derecede bir etkinliğe sahiptir. Buna karşılık fiziksel parçalanma zayıftır. Seyelan ise orta derecede etkisini gösterir (Kurter, 1979).

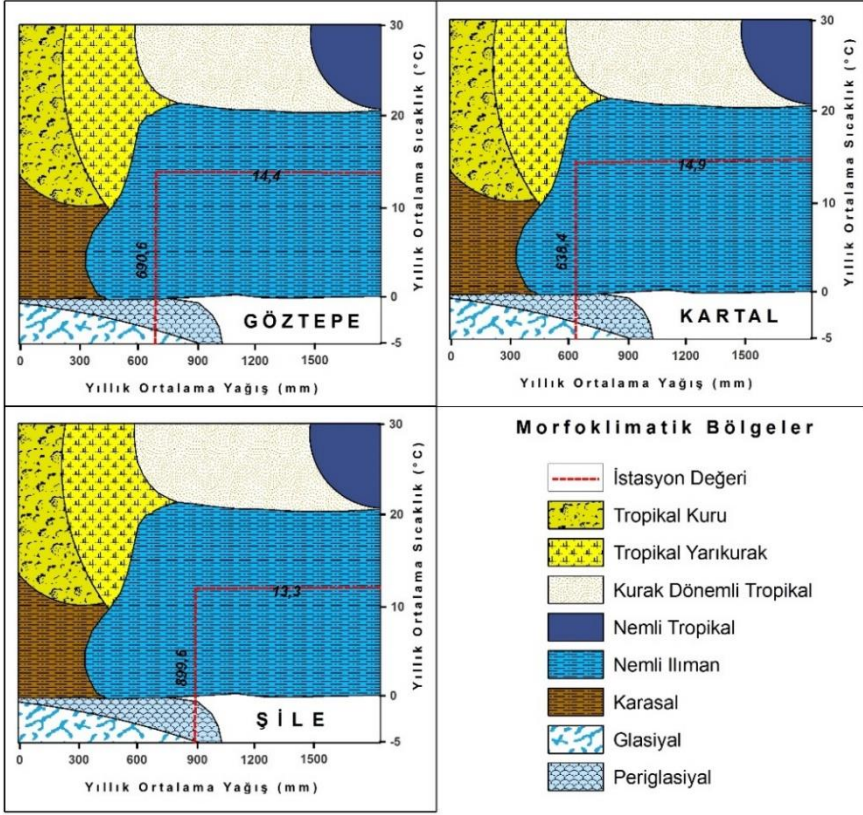
Diğer bir araştırmacı olan Wilson (1968) tarafından iklim ve süreçlere bağılı olarak geliştirilen sınıflandırmaya göre ise inceleme sahası, aynı iklim verileri doğrultusunda Yarı kurak bir morfoklimatik bölge içerisinde yer almaktadır (Şekil 94). Buna göre ilgili sistem, seyelan ve mekanik çözülme süreçleriyle karakterize edilmektedir. Ancak bu morfoklimatik bölge ayrımının da Peltier gibi yıllık ortalama değerlere dayandığı için doğru bir sonuç vermeyeceği ifade edilmiştir (Kurter, 1979).



Şekil 94. Wilson sınıflandırmasına göre morfojenetik bölgeler ve inceleme sahasının yeri

Morfoklimatik bölgeler konusunda çalışmış bir diğer bilim insanı Summerfield (1991) ise jeomorfolojik süreçlerin göreceli olarak önemli olanları ve yıllık ortalama yağış ile yıllık ortalama sıcaklık tarafından tanımlanan morfoklimatik bölgeleri de dahil eden morfojenetik bir sınıflandırma ortaya koymuştur (Berta, 2005).

Bu sınıflandırmaya göre inceleme sahası, yıllık ortalama sıcaklıkların 0-20 °C ve yıllık yağış ortalamasınının 400-1800 mm arasında olduğu Nemli Ilıman morfojenetik bölge sınırları içerisinde kalmaktadır (Şekil 95).



Şekil 95. Summerfield sınıflandırmasına göre morfojenetik bölgeler ve inceleme sahasının yeri

Genel bir değerlendirmeyle inceleme sahası, orta derecede kimyasal ayrışma ve fiziksel parçalanmanın yaşandığı, kütle hareketi aktivitesinin yüksek ile orta değerler arasında görüldüğü, flüvyal süreçlerin orta derecede etkili olduğu ve rüzgâr etkisinin ise kıyı bölgeleri ile sınırlı olduğu bir alandır (Summerfield, 1991).

Yükseltinin etkisi göz önünde bulundurularak yapılan morfoklimatik katlar sınıflandırmasına göre de en yüksek zirvesi 538 m (Aydos Dağı) olan inceleme sahasında glasiyal ve periglasiyal katların oluşması için yeterli yükselti değerleri mevcut değildir. Bu bakımdan düşey doğrultuda tek katın varlığı görülür. Başka bir deyişle inceleme sahası tamamı ile flüvyal süreçlerin etkisi altındadır.

Orta şiddette kimyasal ayrışma, zayıf derece fiziksel parçalanma, orta derecede kütle hareketleri, yok denecek kadar az don etkisi, kıyı

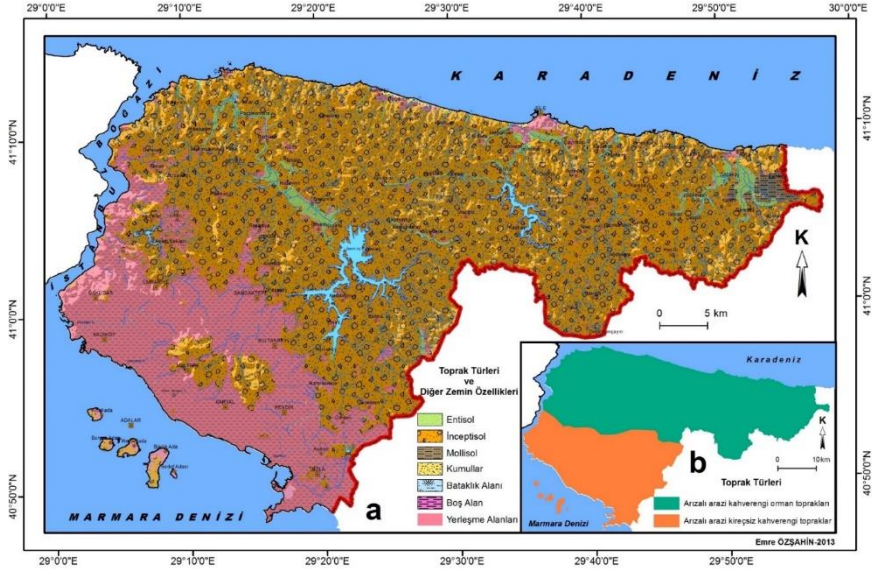
dışında rüzgâr etkisinin olmadığı, akarsuların maksimum etkin olduğu inceleme sahası bu ölçütlere göre de flüvyal morfojenetik bölge içerisinde bulunmaktadır.

İnceleme sahasının güncel jeomorfolojik gelişiminde etkili bir diğer unsur ise “toprak”tır. Zira toprak oluşumu ve jeomorfolojik özellikler arasında önemli bir ilişki vardır (Atalay, 2011). Hatta bazı araştırmacılara göre toprak özelliklerini, normal jeomorfolojik araştırmaların bir tamamlayıcısı olarak onun konusuna dahil etmek bile gerekmektedir (Tricart, 1965; Kurter, 1982).

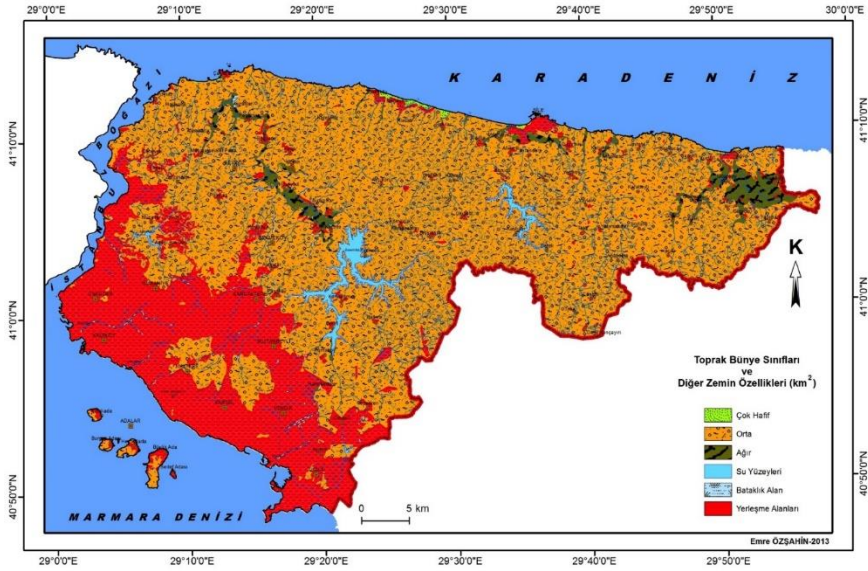
Bu nedenle dış etmen ve süreçler öncelikli olarak ana kayacın üst kısmında yer alan toprak tabakası üzerinde faaliyette bulunurlar. Bu faaliyet toprağın aşındırılması, parçalanması, taşınması ve bu parçaların daha sonra uygun bir alanda biriktirilmesi şeklinde gerçekleşir (Ekinci, 2011).

Erozyon olarak isimlendirilen bu süreç kısa bir zaman dilimi içinde mikrotopografya çeşitliliğini etkilerken, milyonlarca yılı kapsayabilen uzun bir süreç içerisinde ise değişik büyüklükte istiflerin oluşmasına neden olmaktadır. Nitekim yapılan çalışmalarda röliyefin toprak oluşumundan ziyade toprağın erozyonla aşınmasında önemli olduğu vurgulanmıştır (Jenny, 1967; Atalay, 2011). Bu durum jeomorfolojik gelişimi daha çok toprağın tane büyüklüğü (tekstür) bakımından etkilemektedir (Ekinci, 2011).

Bu kapsamda değerlendirildiğinde, inceleme sahasındaki topraklar (Şekil 96) çok değişik boyutta ve çok sayıda partiküllerden oluşmaktadır. Toprak bünyesi de temel olarak ağır, orta ve hafif olmak üzere üç farklı karaktere sahiptir (Şekil 97).



Şekil 96. a) İnceleme sahasının toprak taksonomisi sınıflandırmasına göre toprak haritası, b) İnceleme sahasının Oakes (1954)'e göre toprak haritası (Şengör, 2011'den yeniden çizilerek)



Şekil 97. İnceleme sahasının toprak bünye sınıfları haritası

Buna göre inceleme sahasında en geniş alana sahip başlıca toprak türü, toprak taksonomisine göre İnceptisol, eski toprak sınıflandırmasına göre ise Kahverengi Orman Toprakları'dır (Oakes, 1954; Dönmez, 1979; Şengör ve Özgül, 2010; Şengör, 2011; Tablo 35; Şekil 96; Foto 40). Bu topraklar, ana materyalin hızlı bir şekilde alterasyonu sonucu oluşmuş ve tam olgunlaşmamış topraklardır (Efe, 2010). Bu nedenle yeni gelişmekte veya gelişmenin başlangıç safhasında olduğu topraklar olarak da ifade edilmiştirler (Atalay, 2011).



Foto 40. Aydos Dağı civarında gelişmiş İnceptisol'lerden bir görünüm

Tablo 35. İnceleme sahasındaki toprak türlerinin alansal dağılışı

TOPRAK TÜRLERİ VE DİĞER UNSURLAR	ALAN	
	km ²	%
Entisol	58.40	3.08
İnceptisol	1331.40	70.32
Mollisol	12.20	0.64
Kumullar	5.24	0.28
Bataklık Alan	0.40	0.02
Boş Alan	0.77	0.04
Su Yüzeyleri	29.18	1.54
Yerleşme	455.88	24.08
TOPLAM	1893.46	100.00

Bu topraklar inceleme sahasında 1331 km² ve % 70.32'lik bir alan kaplamaktadır (Tablo 35). Bu toprak türü, büyük ölçüde Trakya Formasyonunun ve Paleozoyik'e ait diğer kayaçlar ile Kretase yaşlı volkanik arazinin bulunduğu yüksek yerlerde teşhis edilmektedir (Şengör ve Özgül, 2010; Şengör, 2011).

Bu toprak türü karakter olarak orta bünyede (Şekil 100), sığ-çok derin arası aralıkta bir derinliktedir. Eğim olarak % 2-6 ile 20-30 ve üstünde bir değer gösterir. Birinci ile dördüncü derece arasında erozyon özellikleri gösteren bu toprak tipi kötü ve iyi drene olmuş bir drenaj özelliğine sahiptir (Tablo 36).

İkinci olarak yaygın toprak türü de, Entisol'lerdir. Bu topraklar çok eğimli yamaçlarda bulunmaları, erozyona uğrayan veya birikim sahalarında yer almaları ve genellikle taşkın ovalarında yayılış göstermeleri nedeniyle horizonları bulunmayan genç topraklardır (Efe, 2010; Atalay, 2011).

Bu topraklar inceleme sahasında akarsuların vadi tabanlarına karşılık gelen kesimlerinde ve taşkın ovalarında bulunurlar. Alan olarak 58.40 km² ve % 3.08'lik bir saha kaplamaktadırlar (Tablo 36). Yine bu toprak grubu genel olarak ağır ve orta bünyeye sahiptir (Şekil 97). Derinlik olarak sığ, derin ve çok derin bir özelliktedir. % 0-6 arasında eğim oranına sahip bu

topraklarda birinci ve üçüncü derece arasında erozyon gerçekleşir. Drenaj olarak yetersiz ve iyi drene olmuş karaktere sahiptirler (Tablo 36).

Tablo 36. İnceleme sahasındaki toprak türlerinin genel özellikleri (İBŞB, 2011)

Toprak Türü	Bünye	Derinlik	Eğim (%)	Erozyon	Drenaj Özelliği
Entisol	Ağır, Orta	Sığ, Derin, Çok Derin	0-6	1-3	Yetersiz Drenaj, İyi Drene Olmuş
İnceptisol	Orta	Sığ, Çok Sığ, Derin, Orta Derin, Çok Derin	2-30+	1-4	Kötü Drenaj, İyi Drene Olmuş
Mollisol	Ağır	Sığ, Çok Sığ, Orta Derin	2-12	2-3	İyi Drene Olmuş
Kumul	Çok Hafif	Çok Sığ	0-2	8	Kötü Drenaj
Bataklık	-	Çok Sığ	0-2	7	Kötü Drenaj

İnceleme sahasındaki üçüncü ve son toprak türü de Mollisol'lerdir (Şekil 96). Bu toprak tipi, baz içeriği açısından zengin, mineral yüzeyi bol miktarda humus ve bazik katyonlar içerdiğinden koyu renkli ve kurduğunda ise yumuşak bir özellik gösterir (Efe, 2010). Bunun yanında inceleme sahasında tamamen kayaç türüne bağlı gelişen yegane toprak çeşididir ve genellikle yumuşak tebeşirli marn veya kireçtaşı ara tabakalı marn gibi kireci yüksek ana materyal üzerinde zayıf profil oluşumlu humus-karbonatlı koyu renk yüzey tabakasına sahip topraklardır (Tablo 36). Bunların genellikle derinlikleri azdır ve yer yer ayrışmamış kireçtaşı veya marn gibi ana kaya parçaları içerir (Şengör ve Özgül, 2010). 12.20 km² ve % 0.64'lük bir alan kaplayan bu topraklara (Tablo 36), Ağva'nın güneydoğusundaki Kadıköy civarında rastlanmaktadır (Şekil 96). Bu topraklar ağır bir bünyede olup (Şekil 97), sığ, çok sığ ve orta derinlikte bir karakterdedir. % 2-12 arasında eğime sahip olan bu topraklarda, ikinci ve üçüncü derecede erozyon görülür. Genellikle iyi drene olmuş bir yapıya sahiptirler (Tablo 36).

İnceleme sahasında bu büyük toprak gruplarının yanında yer alan kumullar ve bataklık alanlar ise kendi içinde değişik karakterdedir. Kumullar çok hafif bünyeli, çok sığ özellikte, % 0-2 eğim derecesine sahip, sekizinci derecede erozyonun gerçekleştiği kötü drenajlı alanlarda yaygındır. Bataklık alanlar ise çok sığ derinlikte, % 0-2 eğim derecesinde,

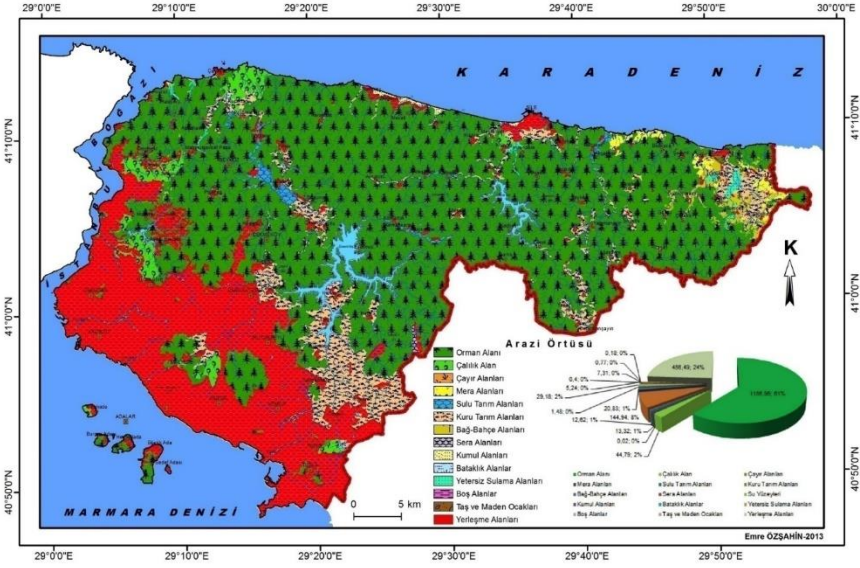
yedinci dereceden erozyon olayının yaşandığı kötü drenajlı sahalardır (Tablo 35; 36).

Yerşekillerinin oluşumuna neden olan dış etmen ve süreçlerin etki dereceleri üzerinde arazi örtüsü de belirleyici bir faktör olarak ön plandadır (Ekinci, 2004; 2011). Özellikle bu örtünün değer sınıflarının genel karakteri gereği, yerşekilleri az veya çok oranda dış kuvvetler tarafından şekillendirilir. Bu kapsamda inceleme sahasındaki arazi örtüsü özellikleri amenajman haritaları, Landsat uydu görüntüleri, sayısal haritalar ile arazi çalışmaları neticesinde aşağıdaki şekilde açıklanabilir. Zira bu konudaki çalışmalarda da arazi örtüsündeki farklılık yüzünden, bitki çeşitliliğinin de olduğu belirtilmiştir (Altay, 2004; 2009; Altay vd., 2010).

Buna göre inceleme sahasında 1156.95 km² ve % 61.07’lik bir değerle en geniş sahayı ormanlık alanlar kaplamaktadır (Tablo 37; Şekil 98; Foto 41). Yapılan çalışmalarda bu ormanların sekonder olarak meydana geldiği bildirilmiştir (Regel, 1963). Ancak bu görüş ormanı oluşturan ağaç türleri için geçerlidir (Dönmez, 1977; 1979). Bunun yanında insan etkisinin fazla olmadığı yerlerde ormanlar asli karakterlerini korumaktadır.

Tablo 37. İnceleme sahasındaki arazi örtüsü sınıfları ve alanları

ARAZİ ÖRTÜSÜ SINIFLARI	ALAN	
	km ²	%
Orman Alanı	1156.95	61.07
Çalılık Alan	44.79	2.36
Çayır Alanları	0.02	0.01
Mera Alanları	13.32	0.70
Sulu Tarım Alanları	12.62	0.67
Kuru Tarım Alanları	144.94	7.65
Bağ-Bahçe Alanları	20.83	1.10
Sera Alanları	1.48	0.08
Kumul Alanları	5.24	0.28
Bataklık Alanlar	0.4	0.02
Yetersiz Sulama Alanları	7.31	0.39
Boş Alanlar	0.77	0.04
Taş ve Maden Ocakları	0.18	0.18
Yerleşme Alanları	456.49	24.10
Su Yüzeyleri	9.18	1.54
TOPLAM	1894.52	100.00



Şekil 98. İnceleme sahasının arazi örtüsü haritası



Foto 41. İnceleme sahasındaki karışık ormanlardan bir görünüm

Sahadaki iklim ve toprak özelliklerinin büyük farklılıklar göstermemesi nedeniyle ormanın karakterinin belirlenmesinde asıl unsur, röliyefdir. Röliyefdeki desimetrinin iklim elemanlarından özellikle yağış üzerindeki belirleyici etkisi sonucunda, yağış dağılımında farklılaşma ve

nemlilik değerleri birbirinden farklı iki orman formasyonunun gelişmesine imkan sağlamıştır (Dönmez, 1977; 1979; Erinç, 1980; Avcı, 2008).

Buna göre orman alanları, inceleme sahasının hem kuzey, hem de güney kesiminde yer almaktadır (Şekil 98). Ancak kuzey kesimdekiler nemli ormanlar, güney kesimdekiler ise kuru ormanlardır.

Bunun nedeni olarak kuzeyde sıcaklık şartlarının uygun olması; güneye oranla yağışın fazla ve toprak yapısının da daha faal olması gösterilmiştir. Nemli ormanlar ile kuru ormanlar arasındaki sınırında, röliyefdeki desimetrik eksenini yani akarsu havzalarının su bölümü çizgisini takip ettiği de belirtilmiştir (Dönmez, 1979).

İnceleme sahasında nemli ormanlar sahasında doğu kayını (*Fagus orientalis*), sapsız meşe (*Quercus dschorochensis*), saplı meşe (*Quercus pedunculiflora*), ıstranca meşesi (*Quercus hartwissiana*), kızılgağaç (*Alnus glutinosa*), akçaağaç (*Acer campestre*), dişbudak (*Fraxinus excelsior*), adi gürgen (*Carpinus betulus*), kestane (*Castanea sativa*), ıhlamur (*Tilia tomentosa*), titrek kavak (*Populus tremula*) gibi türler bulunur (Erinç, 1977; Dönmez, 1979; Güngördü, 1999).

Kuru ormanlar sahasında ise esas olarak kurakçıl meşe ormanları bulunmaktadır. Meşe ormanlarında hakim tür, mazi meşesi (*Quercus infectoria*) ve macar meşesi (*Quercus frainetto*)'dir (Erinç, 1977; Dönmez, 1979; Güngördü, 1999).

Bununla birlikte jeolojik ve jeomorfolojik bakımdan inceleme sahasının güneyindeki adalar da (1974-1977), Akdeniz ikliminin özelliklerini yansıtan bitki örtüsüne sahiptir. Bu adaların önemli bir kısmında orman örtüsü olarak kızılçam (*Pinus brutia*) yayılış göstermektedir.

İnceleme sahasındaki orman alanlarının özellikle kapalılık derecesi açısından önemi büyüktür. Bu bakımdan iklim, toprak, topografya ve biyotik faktörler gibi ortamı oluşturan ekolojik şartlara (Atalay, 1994; 2002; 2008a; 2008b; Efe, 1998a; 1998b) bağlı olarak gelişen kapalılık oranının yüksek olduğu kesimlerde, yerşekillerinin oluşumu sınırlı ölçüdedir (Ekinci, 2011).

Çünkü bu bölgelerde dış kuvvetler etkili olmamaktadır. Ayrıca bu bölgelerde yeryüzü şekilleri yoğun orman örtüsü nedeniyle kaplandığı için jeomorfolojik birimlerde gelişim çok yavaş bir şekilde gerçekleşmektedir.

Buna ilaveten aynı duruma bağlı olarak jeomorfolojik özelliklerin okunması da zorlaşmaktadır.

İnceleme sahasındaki diğer bir arazi örtüsü sınıfı ise çalılık alanlardır. Bu alanlar özellikle 44.79 km² ve % 2.36'lık bir orana sahiptir (Tablo 37; Şekil 98). Yine bölgedeki yerleşme tarihinin çok eski zamanlara gitmesi, kentleşme, sanayi ve tarımsal faaliyetler günümüze kadar ilgili orman sahalarının büyük değişime uğramasına yol açmıştır. İnceleme sahasında orman formasyonunun tahrip edildiği yerlerde gelişen çalı formasyonu ise güney kesimlerde maki formasyonu, kuzeye gidildikçe yerini nemcil çalı türlerinin de ortaya çıkışıyla psödomaki formasyonuna bırakarak iki şekilde temsil edilmektedir (Avcı, 2008).

İnceleme sahasının batısının yaklaşık orta yerinden doğusuna doğru uzanan su bölümü çizgisinin güneyinde çeşitli maki elemanları yer alır. Bunlar; akçakesme (*Phillyrea latifolia*), delice (*Olea oleaster*), defne (*Laurus nobilis*), funda (*Erica arborea* ve *E. Verticillata*), erguvan (*Cercis siliquastrum*), katırtırnağı (*Spartiumjunceum*), pırnal meşesi (*Quercus ilex*), kermez meşesi (*Quercus coccifera*), katran ardıcı (*Juniperus oxycedrus*), kocayemiş (*Arbutus unedo*), laden (*Cistus salviifolius* ve *C. villosus*), sakız (*Pistacia terebinthus*), süpürge çalısı (*Calluna vulgaris*), ateş dikenini (*Precantha coccinea*) ve abdest bozan (*Poterium spinosum*)'dır (Dönmez, 1979). Nemli ormanlar sahasında ise, psödomaki olarak taflan (*Prunus laurocerasus*), fındık (*Corylus avellana*), kızılıçık (*Cornus mas*), muşmula (*Mespilus germanica*) ve üvez (*Sorbus torminalis*) görülür (Dönmez, 1979). Adalarda da aynı şekilde bu maki türleri yaygındır (Avcı, 2008).

Diğer bir arazi örtüsü ise çayır alanlarıdır (Foto 42; 43). Bu alanlar 0.02 km² ve % 0.01'lik gibi çok küçük bir orandadır (Tablo 37; Şekil 98). Buna karşılık arazi örtüsündeki mera alanları ise 13.32 km² ve % 0.70'lik bir oran ile çayırlardan daha geniş bir alanda yayılışa sahiptir. Bu sahalar daha çok maki alanlarının tahrip edilmesiyle ortaya çıkan garig formasyonlarının yayılış bölgelerine karşılık gelir. Tür çeşitliliğinin çalılık alanlara göre azaldığı bu grup içerisinde kermez meşesi (*Quercus coccifera*), laden (*Cistus salviifolius* ve *C. Creticus*), ayakyakan (*Sarcopoterium spinosum*) ve keçiboğan (*Calycotome villosa*) gibi bitkilere rastlanmaktadır. Çayır alanları, Çekmeköy'ün kuzeydoğusunda, mera alanları ise inceleme sahasının kuzeydoğu ucunda yayılış gösterir.



Foto 42. İnceleme sahasındaki çayır ve orman alanları



Foto 43. İnceleme sahasındaki çayır alanlarından bir görünüm

İnceleme sahasındaki tarım alanları da arazi örtüsünün diğer bir grubunu oluşturur. 144.94 km² ve % 7.65'lik bir oranla en fazla kuru tarım alanlarının yaygın olduğu sahada, sulu tarım alanları ise 12.62 km² ve % 0.67'lik bir değerdedir (Tablo 37; Şekil 98).

Kuru tarım alanları, Tuzla-Sancaktepe arasında, Beykoz'un güneydoğusu, doğusu ve kuzeyinde, Şile-Ağva arası bölgenin güney kesiminde yer almaktadır. Sulu tarım alanları da, Beykoz civarında, Kömürlük-Bıçkıdere yerleşmeleri arasında, Yeşilvadi çevresi ile Şile'nin güneydoğusunda bulunmaktadır.

Başka bir arazi örtüsü olan bağ-bahçe alanları ise 20.83 km² ve % 1.10'luk bir yüzölçümle Ağva'nın güneyinde ve Beykoz çevresinde yayılış gösterirler (Tablo 37; Şekil 98).

Sera alanları ise 1.48 km² ve % 0.08'lik değerle Tuzla'nın kuzeydoğusunda yayılışa sahiptirler (Tablo 37; Şekil 98).

İnceleme sahasında, Karadeniz kıyısı boyunca yer alan kumul alanları, kumul vejetasyonu ile belirgin bir özellik kazanır (Dönmez, 1977; 1979; Avcı, 2008). Bu alanlar, 5.24 km² ve % 0.28'lik bir oran ile inceleme sahasının kuzeyindeki Çayağzı'ndan başlayarak, doğuda Ağva çevresine kadar belli yerlerde dağılmış bir halde bulunur (Tablo 37; Şekil 98). Bitki besin elementleri bakımından oldukça fakir olan ve önemli ölçüde tuz içeren bu kumullar da, bazı türlerin dışında bitki yetişmez (Avcı, 2008).

İnceleme sahasında, arazinin çeşitli nedenlerle doğal bitki örtüsünden yoksun olduğu sahaların başında bataklık alanlar gelmektedir (Tablo 37; Şekil 98). Bu yüzeyler 0.4 km² ve % 0.02'lik yüzölçüme sahip olup, inceleme sahasının kuzeybatısında Kuraklar yerleşmesi civarında tanımlanır. Yine aynı türden diğer bir saha ise yetersiz sulama alanlarıdır. 7.31 km² ve % 0.39'luk değere sahip bu alanlar da, Beykoz'un kuzeybatısında, Şile ve Ağva güneyinde gözlemlenmektedir (Tablo 37; Şekil 98). Boş alanlar ise diğer bir sınıfı oluşturur. Bu alanlar 0.77 km² ve % 0.04'lük bir alanda yayılış gösterir (Tablo 37; Şekil 98). Karadeniz kıyısı boyunca Sahilköy, Şile ve Ağva'nın yakın çevresinde bir konumda bulunurlar.

Taş ve maden ocakları da insan etkisiyle doğal bitki örtüsünün ortadan kaldırıldığı sahalardır. Bu alanların başında 0.18 km² ve % 0.01'lik bir oranla Üsküdar'ın kuzeyinde Müzeller çevresi gelmektedir (Tablo 37; Şekil 98).

İnceleme sahasında 456.49 km² ve % 24.10'luk bir değerle ikinci büyük grubu, yerleşme alanları oluşturmaktadır (Tablo 37; Şekil 98). Özellikle bu alanlar inceleme sahasının güneyinde Marmara Denizi kıyısı

boyunca uzanış gösterirler (Foto 44). Yine kuzeyde Karadeniz kenarında özellikle Şile ve Ağva civarında bu alanlar baskın bir şekilde bulunurlar.

İnsanın yeryüzünde ortaya çıkmasıyla başlayan süreçte, yeryüzünü çeşitli şekillerde temel ihtiyaçları doğrultusunda kullanması, zamanla jeomorfolojinin değişik bir boyut kazanmasını da beraberinde getirmiştir. Başlangıçta doğal süreçler karşısında sahip olduğu özelliklerini koruyamayan insanoğlu (Doğu, 1994; Öner, 1997a; 1997b) daha sonra yaşadığı çevreyi kültür ve teknolojisine göre kendi amaçları doğrultusunda değiştirmiş (Altunel, 2012) ve böylece çevresel jeomorfoloji ve güncel morfolojinin üzerinde her geçen gün daha da etkili bir unsur (Efe, 1993a; 1993b; 1995) olmuştur (Ekinci, 2011). Bu etkiler jeomorfoloji üzerinde doğrudan olabildiği gibi (Roberts, 1998; Ekinci, 2006) iklim gibi faktörleri etkileyerek (Nişancı, 1992; 2007) dolaylı yoldan da olabilmektedir (Ekinci, 2011).



Foto 44. İnceleme sahasındaki yerleşme alanlarından bir görünüm (Kartal)

Bu bakımdan inceleme sahasında yerşekilleri insan ilişkisi çok sıkıdır. Bu durum bazı alanlarda yerşekillerinin değiştirilmesini veya düzenlenmesini zorunlu kılmıştır. Özellikle dünyanın her tarafında olduğu gibi (Erlich, 1988; Ekinci, 2006), inceleme sahasında da hızlı nüfus artışı ve yanlış arazi kullanımı ile doğal şartların değiştirilmesi yönüyle jeomorfolojik gelişim yapay bir süreç şekline dönüşmektedir.

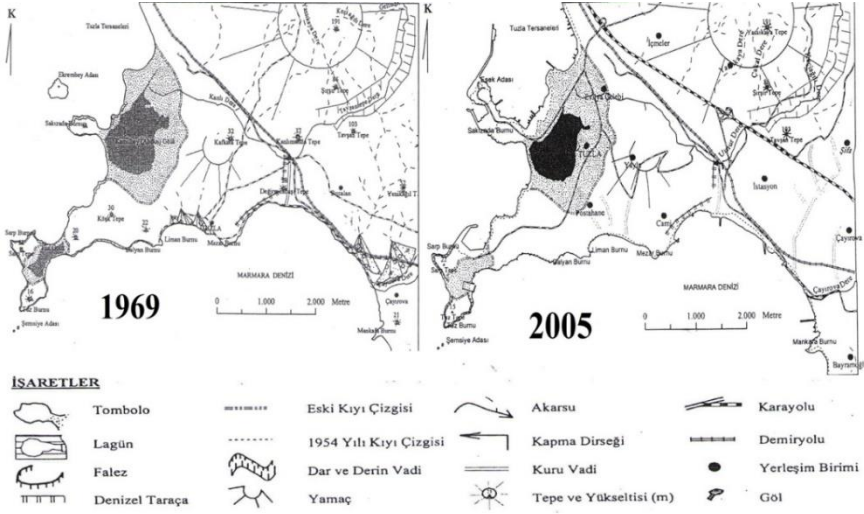
Bu kapsamda inceleme sahasındaki kıyı bölgesi, insan etkilerinin çok yoğun olarak hissedildiği bir alan karakteri göstermektedir. Kıyıda turizm

tesislerinin kurulması, tersanelerin işletmeye açılması, yerleşim birimlerinin hızla artması vs. gibi değişimler, jeomorfolojik döngüyü de etkilemektedir. Benzer şekilde inceleme sahasının iç kesimlerinde yeni yerleşim ve tarım alanlarının açılması için doğal bitki örtüsünün bilinçsiz şekilde yok edilmesi de jeomorfolojik değişime neden olmaktadır.

Örneğin, inceleme sahasındaki Tuzla kıyıları ve yakın çevresinde bu kapsamda yapılan bir çalışmada (Foto 45), kıyıda insan eliyle yapılan kontrolsüz faaliyetler sonucunda jeomorfolojik görünümde dramatik bir değişimin yaşandığı belirtmiştir. Bu bulgu, ilgili alanın 1969 ve 2005 yılına ait jeomorfolojik haritalarla da desteklemiştir (Şekil 99). Aynı çalışmayla ilgili sahada insan faktörünün yerşekilleri üzerinde en etkili etken ve süreç olduğu ispatlanmıştır (Ekinci, 2006).



Foto 45. Marmara Denizi kıyılarındaki Tuzla'da kıyı düzenleme çalışmaları



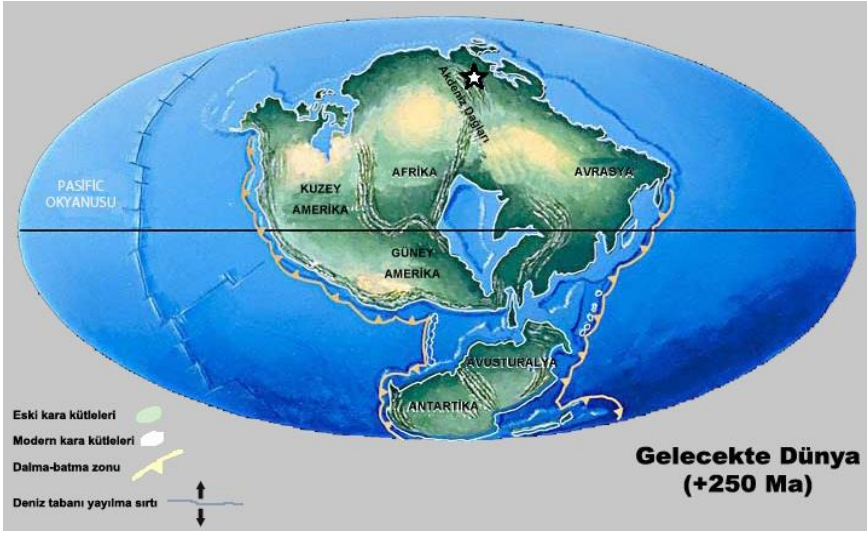
Şekil 99. Tuzla ve yakın çevresinin 1969 ve 2005 yılı jeomorfolojik haritaları (Ekinci, 2006)

İnceleme sahasındaki etmen ve süreçlerde yaşanan değişikliklerde jeomorfolojik gelişimde etkili olan önemli bir unsurdur. Bu bakımdan inceleme sahasında Paleotektonik dönem orojenik karakterli, Neotektonik dönem ise epirojenik karakterli olarak meydana gelmiştir. Bu durum polijenik karakterli bir tektonik stil (Ardos, 1996) olarak değerlendirilebilir. Topografya'nın gelişimi açısından ise inceleme sahasının jeomorfolojik gelişiminde birden fazla döngünün yaşanması ve bu esnada etkili olan etmen ve süreçlerde değişiklik göstermiştir. Ancak temel etmen olarak flüvyal süreçlerin rolü büyüktür. Bunun dışında güncel morfolojide canlılar başta olmak üzere dalga, rüzgâr, yeraltı suyu gibi süreçlerinde etkisi hissedilmektedir. Bu kapsamda inceleme sahası polijenik bir topografya'ya sahiptir.

Keza inceleme sahasının çok karmaşık ve uzun bir jeolojik geçmişin ürünü olması jeomorfolojik yapısının oluşumunda olduğu gibi şekillenmesinde de birden fazla döngünün etkili olmasına neden olmuştur. Bu yönüyle inceleme sahası, polisiklik topografya özelliğinde bir morfoloji barındırmaktadır.

İnceleme sahasının gelecekte geçireceği jeomorfolojik gelişim ise hâlâ belirsizdir. Ancak levha tektoniği kuramı göz önünde bulundurularak gelecek 250 Ma'ı kapsayan zaman dilimi üzerinde yapılan tahminler

çerçevesinde ise şu şekilde bir jeomorfolojik gelişim ortaya çıkabileceği varsayılmaktadır (Şekil 100).



Şekil 100. Gelecekte (+ 250 Ma) dünyamızın coğrafyası (Scotese, 2000'den değiştirilerek). İnceleme sahası yıldız ile gösterilmiştir.

Bundan 250 Ma sonra, Dünya üzerindeki kıtalar tıpkı Paleozoyik sonundaki gibi birleşecek ve tek bir kıta olma yolunda hızla ilerleyeceklerdir (Sakınç, 2011). İnceleme sahasının bulunduğu bölgedeki denizel ortamlar (Karadeniz, Akdeniz, Marmara ve Ege denizleri) ortadan kalkacaktır. Bunun yerine bölge genelinde Akdeniz Dağları isminde büyük bir dağ silsilesi meydana gelecektir. Yine günümüzdeki teknolojik gelişimin aynı veya daha hızlı bir şekilde devam ettiği varsayılırsa inceleme sahasındaki insan etkisi daha da artacak ve insanın jeomorfolojik özellikler üzerindeki etkisi daha da belirginleşecektir.

SONUÇ

İnceleme sahasını kapsayan İstanbul ilinin Anadolu yakası jeomorfolojik özellikleri bakımından oldukça ilginç ve bir o kadar da zengin çeşitlilikte yerçekillerinin görüldüğü bir alandır. Bu bölümde sahanın jeomorfolojik özelliklerinin genel değerlendirmesi, araştırma soruları çerçevesinde cevaplanacak ve elde edilen sonuçlar bu şekilde sunulacaktır. Bunun akabinde ise elde edilen sonuçlar çerçevesinde bazı çözüm önerileri geliştirilecektir.

1. Kocaeli Platosu'nun oluşumu ile ilgili yapılan güncel araştırma bulguları çerçevesinde platonun bir penepleden ziyade yerel bir aşınım yüzeyi olduğu tespit edilmiştir.
2. İnceleme sahasının genel morfolojisini oluşturan aşınım yüzeyi şeklinde gelişmiş Kocaeli Platosu üzerinde görülen dağ ve tepelerin ise şahit tepe vasfı taşıdığı anlaşılmıştır.
3. İnceleme sahasının ve İstanbul ilinin en yüksek yeri olan Aydos Dağı yüksekliğinin, hem son yapılan çalışmalar; hem çeşitli ölçekli harita analizleri; hem de arazi çalışmaları korelasyonu ile 538 m olduğu kesinlik kazanmıştır.
4. İnceleme sahasında en yüksekte kalan dağlık sahalar Oligo-Miyosen, yüksek plato alanları Üst Miyosen, alçak plato alanları Üst Pliyosen olarak yaşlandırılmışlardır. Sıyrılmış yüzeyler ise polijenik bir yüzey olarak değerlendirilmiştir.

En yüksekteki aşınım yüzeyine bu yaşın uygun görülmesi, aynı yüzeyin altında farklı aşınım yüzeylerinin bulunması ve söz konusu bu yüzeyin Neojen depolarını kesmesi gibi özelliklerinden dolayıdır. Bu yüzeyle yaşıt tortullar ise muhtemelen inceleme sahasındaki Kayalitepe ve Meşetepe formasyonlarıdır. Üst Miyosen aşınım yüzeyleri, Oligo-Miyosen yaşlı aşınım yüzeylerinin parçalanmasıyla ortaya çıkmış olmaları ve Miyosen birimleri üzerinde yer almaları nedeniyle bu şekilde yaşlandırılmıştır. Bu yüzeylerin korelan tortulları olan Çekmece Grubu (Çukurçeşme, Güngören ve Bakırköy formasyonları) şeklinde adlandırılan depolar ise sahanın batısında yani İstanbul'un Avrupa yakasında yer almaktadır. Üst Pliyosen'e ait aşınım yüzeylerinin, Üst Miyosen'in aşınım yüzeylerinin

zararına gelişmesi; temeli oluşturan kayaçları ve Pliyosen örtüyü kesmesi nedeniyle Üst Pliyosen yaşında olduklarına kanaat getirilmiştir. Bu yüzeylerle yaşıt depoları ise muhtemelen Karapürçek Formasyonuna ait akarsu çökelleri oluşturmaktadır. Sıyrılmış yüzeyler ise genel karakter olarak farklı yaşlara sahip olduğundan dolayı polijenik yüzey olarak ifade edilmiştir.

5. İnceleme sahasında akarsu vadilerinin oluşumunun, bölge genelinde yerçekillerinin oluşumunu tayin eden ve Miyosen sonu-Pleyistosen (?) olarak yaşlandırılan aşınma yüzeyinin (Trakya-Kocaeli veya Çatalca-Kocaeli) çarpılması ve bu çarpılma sonucunda drenajın yeni bir enerji kazanarak yer yer kendi ürünlerinin içine gömülen vadiler oluşturması neticesinde olduğu tespit edilmiştir.
6. Akarsu şebekesinin büyük ölçüde Pliyosen’de kurulduğu ve Kuvaterner başında günümüzdeki şeklini kazandığı inceleme sahasında, muhtemelen aynı dönem içerisinde meydana gelen; hem tektonik, hem de östatik hareketler neticesinde saplanmış gömük mendereslerin oluşmuş olduğu düşünülmektedir.
7. İnceleme sahasının, Jura tipi röliyeften uzak olması ve Appalaş tipi röliyefte görülen bazı karakteristikleri taşıması nedeniyle, “Appalaş tipi röliyef benzeri” şeklinde olduğu açıklanmıştır.
8. Bu sahada gerçekleşen röliyef terslenmesi sonucunda değişik akarsu drenaj tipleri ortaya çıkmıştır. Bunlar dandritik, kafesli, kancalı, radyal, paralel ve eliptik’tir. Bu drenaj tipleri içerisinde sahanın egemen drenajını, ülkemizin genelinde olduğu gibi, dandritik drenaj oluşturur.

İnceleme sahasındaki dandritik akarsu sistemi, alanın drenaj şebekesini meydana getiren akarsuların Pliyosen aşınım yüzeyi üzerindeki vadilerine gömülmeleri ve yeni oluşan akarsuların henüz yapıya uyacak derecede gelişmemiş olmalarının yanı sıra, farklı direnç sahalalarının da etkisi sonucunda gelişmiştir. Kafesli drenaj sistemi faylanmalara bağlı olarak Paleozoyik yaşlı kaya birimleri üzerinde ortaya çıkmıştır. Kancalı drenaj ise, tıpkı kafesli drenajda olduğu gibi, sahadaki faylanmalara bağlı olarak gelişmiştir. İnceleme sahasında aşınımından arta kalmış şahit tepeler üzerinde ise zirvelerden doğan ve eteklere doğru

birbirinden uzaklaşarak akan akarsular, radyal bir drenaj şebekesi oluşturmuştur. Üç tarafı denizlerle çevrili olan bu sahada, karadan denize doğru gerçekleşen akarsu etkinliğine bağlı olarak, paralel drenaj ortaya çıkmıştır. Sahanın bazı kesimlerinde yaşanan akarsu kapması olayları neticesinde ise eliptik drenaj şekli gelişmiştir.

9. İstanbul Boğazı'nın oluşumu kapsamında ileri sürülen modellerden her üçü de genel olarak inceleme sahasının oluşumu açısından doğrudur. Ancak Oktay (Oktay vd., 2002; Oktay, 2010) ve Yılmaz (Yılmaz, 2002) modellerinin tutarsız yanı, boğazın batı kesiminin de saat yönünde döndüğü şeklinde açıklanmış olmasıdır. Buna karşın Şengör (2011) tarafından ileri sürülen ve hem jeolojik, hem de jeomorfolojik verilerle de desteklenen modele göre boğazın batı yakası tam tersi istikamette dönmüştür. Bu nedenle Şengör (2011) tarafından savunulan varsayım, bu çalışmada kabul edilmiştir.
10. İnceleme sahasında gerçekleşmiş olan burulma veya saat yönünde dönüşün, doğal faktörler üzerindeki etkisinin jeolojik ve jeomorfolojik özelliklerin yanında, sadece toprak özelliklerinde değil; aynı zamanda hidrografya, iklim ve arazi örtüsü özellikleri üzerinde de belirleyici olduğu görülmüştür. Akarsu havzalarının su bölümü çizgilerinin güncel konuları, hidrografya etkisi; iklim elemanlarının ve özelliklerinin dağılışı, iklim etkisi; doğal bitki örtüsünün dağılışı ise arazi örtüsü etkisi olarak değerlendirilebilir. Bu kapsamda oluşturulan haritalar, tıpkı toprak haritasında olduğu gibi, ilk bakışta ileri sürülen düşünceyi desteklemektedir.
11. Hem ilgili literatür; hem harita analizleri; hem de arazi çalışmaları sonucunda İstanbul Boğazı'nın, jenetik bakımdan oluşumundan sonra deniz tarafından işgal edilmiş eğime uymayan inkonsekant bir yarma vadi olduğu ve ayrıca Karadeniz ile Marmara Denizi gibi iki alçak sahayı da birleştirdiği için tipik bir birleştirme boğazı karakteri de sergilediği anlaşılmıştır. Sürempoze olarak gelişim göstermiş olan bu boğaz, daha sonra meydana gelen tektonik hareketlerin etkisiyle günümüzdeki şekline kavuşmuştur.

12. İnceleme sahasındaki taraçalar konusunda yapılan OSL yaşlandırma sonuçlarına göre deniz seviyesinden farklı yükselti basamaklarında bulunan bu taraçalardan, 11.7 by yaşında olanlar Holosen, daha yaşlı olanlar ise Pleyistosen'de oluşmuştur. Buna göre Tuzla'daki Cami ve Anadolu Hisarı Göksu mahallelerindeki örnekler hariç, diğer her iki taraça da Holosen döneminin ürünüdür.

Ayrıca inceleme sahasında, Karadeniz aklanındaki akarsu taraçalarının tarihlendirmesine sonuçlarına göre batıdaki taraçanın doğudaki taraçaya göre daha genç olmasına rağmen; batıdaki taraça daha yüksek bir seviyede yer almaktadır. Bu farklılık, muhtemelen yaklaşık olarak 2 milyon yıldan bu yana saat yönünde dönme mekanizmasına bağlı olarak meydana gelen burulmadan kaynaklanmaktadır.

Keza, İstanbul Boğazı aklanından alınan akarsu taraça örneği, daha alçak bir seviyede olmasına rağmen, diğer örneklerle göre daha yaşlıdır. Bu durum da, muhtemelen Karadeniz kıyısına yakın akarsuların, Marmara Denizi'ne yakın olan akarsulara göre jeomorfolojik olarak daha genç bir evrede bulunmasının ve yükselimin Karadeniz kıyıları boyunca daha şiddetli olmasının bir sonucudur.

Kısaca, bütün bu bulgular tektonik yükselme ile ilişkilidir. Yine bu yaşlandırma sonuçlarının, hem inceleme sahasının, hem de İstanbul Boğazı'nın günümüz morfolojisini kazanmasında olduğu kadar, çevredeki drenaj sistemlerinin oluşumu ve gelişimi açısından da kilit bir rol oynadığı aşikârdır.

13. İnceleme sahasındaki akarsularda 28 adet kapma olayı tespit edilmiştir. Bu kapmalar Karadeniz aklanında Yılgın, Mahmut (2 adet), Geçit, Karaman, Alçak (Demircili köyü), Kiremitçi, Türknil, Çamaşır, Bay, Kavak, Kestane, Üçkardeşler, Hamam, Riva, Değirmen, Domuzbükü, Şalgam, Karanlık derelerinde, İstanbul Boğazı aklanında Subaşı (2 adet), Balıklı, Değirmen ve Marmara Denizi aklanında ise Umur (2 adet), Köy, Mercimekli, Uzunçayır akarsularında yaşanmıştır.

En tanıtıcı özellikleri, kapılan alanda belirgin bir kapma dirseğinin meydana gelmesi; kapılan akarsu kolunun kurumuş

olması ve kapılan akarsuya ait olduğu düşünülen akarsu çakıllarına ve eski alüvyonlara kuru vadi içerisinde rastlanılmasıdır.

14. İnceleme sahasında iki ayrı akarsu (Göksu ve Koca dereleri) üzerinde, gömük mendereslerin varlığı tespit edilmiştir. Akarsu şebekesinin büyük ölçüde Pliyosen’de kurulduğu ve Kuvaterner başında günümüzdeki şeklini aldığı inceleme sahasında, yine bu zamanda meydana gelen iklim değişimleri ve epirojenik hareketler sonucunda akarsularda gençleşmeler yaşanmış ve akarsular hızlı bir şekilde yataklarına gömülerek bu tür şekiller oluşturmuşlardır.
15. İnceleme sahası, Peltier (1950)’e göre Savan morfojenetik bölgesinde; Cailleux ve Tricart (1958)’a göre Ilıman kuşağın Maritim bölgesinde; Tanner (1961)’e göre Ilıman bölgede; Erinç (1965)’e göre Akdeniz geçiş alanında; Wilson (1968)’e göre Yarıkurak morfojenetik bölgede ve Summerfield (1991)’e göre ise Nemli Ilıman morfojenetik bölgesinde yer almaktadır.
16. İnceleme sahasındaki OSL tarihlendirmesi yapılan örneklerin yaş bulgularından, küresel deniz seviyesinin -110, -55, -45 ve -38 m’ler seviyesinde olduğu ve son glasiyal maksimum (18.5 bin yıl önce)’dan sonraki süreçte ise giderek alçalan deniz seviyesi koşullarında çökel birikiminin gerçekleşmiş olduğunu anlaşılmıştır. İstanbul Boğazı aklanından alınan örnek, oluştuğu dönemdeki (14.81 ± 2.92) küresel deniz seviyeleri ile boğazın en derin noktasının yükseltisi ile uyumlu bir paralellik göstermektedir. Bu durum, boğaz içinde Kuvaterner’deki su bölümü çizgisinin Büyükdere ile Beykoz arasında olduğu hipotezini de doğrulamaktadır.
17. İnceleme sahasının morfolojisini etkileyen etmen ve süreçler, başta jeolojik özellikler olmak üzere, iklim, hidrografya, toprak, arazi örtüsü ve insan faktörlerine göre ele alınmıştır. Bütün bu faktörler jeomorfolojik özelliklerin çeşitlilik göstermesine ve zenginlik kazanmasına neden olmuştur. Zira inceleme sahasında yukarıda değinilen tektonik burulma modeli (Şengör, 2011), bütün bu doğal faktörler üzerinde derin izler bırakmıştır. Bu sahada beşeri faktör olarak insan ise gerçekleştirdiği faaliyetlerle

güncel jeomorfolojinin şekillenmesinde etkili bir rol oynamaktadır.

Alt Ordovisiyen'den günümüze kadar süren geniş bir zaman aralığında oluşmuş çok sayıda kaya birimlerini kapsayan inceleme sahasında oldukça karmaşık yapısal hareket izlerinin bulunması ve inceleme sahasının güncel tektonik hareketlerin etkin olduğu bir bölgede yer alması nedenlerinden dolayı söz konusu sahanın jeomorfolojik özellikleri de etkilenmiştir.

İnceleme sahasını karakterize eden bölgesel iklim şartları, bazı yerel iklim tiplerinin ortaya çıkmasına neden olmuştur. Bu nedenle inceleme sahasında üç yerel iklim tipi hüküm sürmektedir. Her bir iklim bölgesinde de jeomorfolojik yapının şekillenmesi ve gösterdiği karakter farklıdır.

İnceleme sahasında sürekli ve mevsimlik olmak üzere çok sayıda akarsu yer almaktadır. Akarsu rejimleri, yıl boyunca aynı değeri göstermez ve basit rejim tipindedir. Genel olarak tam nitelikli olmamakla birlikte akarsular bozulmuş Akdeniz rejim tipinin karakterini göstermektedir.

İnceleme sahasındaki toprakların bünyeleri temel olarak ağır, orta ve hafif, ana toprak tipleri ise İnceptisoller, Entisoller ve Mollisoller olmak üzere dağılışı göstermektedir.

İnceleme sahası çeşitli büyüklükteki arazi örtüsü sınıfları tarafından kuşatılmıştır. Bu arazi örtüsü doğal olarak iklime bağlı bir şekilde gelişmiş olsa da, günümüz sürecinde daha baskın olarak insan kullanımına göre şekillendirilmektedir.

İnceleme sahasında yerşekilleri üzerindeki insan etkisi daha çok yerşekillerinin değiştirilmesine veya düzenlenmesine neden olmuştur. Bu bakımdan hızlı nüfus artışı ve yanlış arazi kullanımı ile doğal şartların değiştirilmesi, jeomorfolojik gelişimi yapay bir süreç şekline dönüştürmektedir.

18. İnceleme sahasında, Alt Ordovisiyen'de ilk litolojik istifin birikmesi ile başlayan jeolojik ve jeomorfolojik oluşum ve gelişim Orta-Üst Miyosen'de Marmara Denizi civarında sağ yanal atımla ilgili yamulmanın başlaması ve inceleme sahasının doğudan bakıldığında yatay bir eksen etrafında saat yönünde

dönmesiyle devam etmiştir. Jeomorfolojik gelişimde röliyef terslenmesi olarak değerlendirilebilecek olan bu durum, Miyosen sonu-Pleyistosen (?) olarak yaşlandırılan aşınma yüzeyinin (Trakya-Kocaeli veya Çatalca-Kocaeli Platosu) kuzeye çarpılması ve bu çarpılma sonucu drenajın yeni bir enerji kazanarak yer yer kendi ürünlerinin içine gömülen vadiler oluşturmaya neden olmuştur. Böylece, inceleme sahası güncel jeomorfolojik şeklini almıştır. Ancak jeomorfolojik döngü günümüzde insan kontrollü olarak hâlâ devam etmektedir.

Levha tektoniği kuramı göz önünde bulundurularak gelecek 250 Ma zaman diliminde yapılan tahminler çerçevesinde ise dünya üzerindeki kıtalar tek bir kıta olma yolunda hızla ilerleyecek ve inceleme sahasının bulunduğu bölgedeki denizel ortamlar (Karadeniz, Akdeniz, Marmara ve Ege denizleri) ortadan kalkacaktır. Bunun yerine bölge genelinde Akdeniz Dağları isminde büyük bir dağ silsilesi meydana gelecektir. Yine günümüzdeki teknolojik gelişimin aynı veya daha hızlı bir şekilde devam ettiği varsayılırsa, inceleme sahasındaki insan etkisi daha da artacak ve insanın jeomorfolojik özellikler üzerindeki etkisi büyük ölçüde belirginleşecektir.

Çalışmada elde edilen bütün bu sonuçlar göz önünde bulundurularak şu öneriler geliştirilebilir.

1. İnceleme sahasında bundan sonra yapılacak jeomorfolojik çalışmalar en az 1/5.000 ölçekli haritalar temel alınarak gerçekleştirilmelidir.
2. Şengör (2010) tarafından da ifade edildiği gibi, günümüzde hem jeolojisi, hem de jeomorfolojisi hakkında hala daha bazı kesin bilgilerin bulunmadığı; içme suyu, sel, heyelan, atık alımı ve bilhassa deprem gibi sorunlarla karşı karşıya olan inceleme sahası hakkında, sorunların bilimsel bir şekilde ele alınarak çözülebilmesi için, acil olarak yerbilimleri ile ilgili daha başka araştırmaların da yapılması gerekmektedir.
3. İnceleme sahasında yapılacak jeomorfolojik çalışmalar, belirli bir sistematik içerisinde ve yerçekillerinin genetik olarak sınıflandırılması esasına uygun olarak gerçekleştirilmelidir.

4. Jeomorfolojik araştırmalarda yerşekillerinin doğru olarak tanımlanıp, ifade edilebilmesi için çeşitli yaşlandırma yöntemleri de uygulanmalıdır.
5. Benzer bir çalışma, inceleme sahasının batısında bulunan, İstanbul ilinin Avrupa yakası içinde yapılmalıdır.
6. İnceleme sahasında Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) yöntemlerine dayalı olarak “Jeomorfolojik Bilgi Sistemi” şeklinde bazı teknolojik metotlar da geliştirilmelidir. Bu sisteme yerşekillerinin dağılışı ve özellikleri yüklenerek, sistem, hâli hazırda kullanıma ve sorgulamaya açılmalıdır.
7. İnceleme sahasını kapsayan her türlü planlamada jeomorfolojik özelliklerin göz ardı edilmemesi gerekmektedir.
8. İnsan etkisi ile yerşekillerinin değişiminin ani, yoğun, sürekli ve hızlı bir şekilde gerçekteşiği bu sahada, yerşekilleri üzerindeki antropojenik etkinin asgari düzeye indirilmesi şarttır. Bu kapsamda mahalli kültürdeki doğa bilimlerine karşı olan ilgisizliği (şengör, 2010) azaltıcı bir takım tedbirlerin de alınması gerekmektedir.
9. Jeomorfolojik çalışmaların, halkın dikkatini ve ilgilisi çekecek tarzda kurgulanması ve toplumun geneline yayılması gerekmektedir.
10. İnceleme sahasında geliştirilecek kentsel dönüşüm projesi kapsamında, jeomorfolojinin gerekliliği daha baskın olarak vurgulanmalıdır.

KAYNAKÇA

- Abdüsselamoğlu, Ş., (1963a), İstanbul Boğazı Doğusunda Mostra Veren Paleozoyik Arazide Stratigrafik ve Paleontolojik Yeni Müşahedeler, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, Sayı: 60, s.: 1-7.
- Abdüsselamoğlu, Ş., (1963b), Kocaeli Yarımadasının Jeolojisi, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Yayınlanmamış Rapor No: 3249, Ankara.
- Abdüsselamoğlu, Ş., (1977), The Palaeozoic and Mesozoic in the Gebze region-Explanatory text and excursion guidebook, Ivth Colloq. Geology of the Aegean Region. Exc. 4, Western Anatolia and Thrace, 30.9-6.10.1977, pp.: 16.
- Ahnert, F., (1970), Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large, mid-latitude drainage basins, American Journal of Science, Volume: 268, No: 3, pp.: 243-263.
- Ak, A., (2010), Kayışdağı ve Çevresinin Jeomorfolojisi, Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Coğrafya Anabilim Dalı, İstanbul.
- Akartuna, M., (1963), Şile Şaryajının İstanbul Boğazı Kuzey Yakalarında Devamı, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, Sayı: 61, s.: 14-21.
- Akbaş, B., Altun, İ., Aksay, A., (2002), 1/100.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Zonguldak-E28 Paftası, Pafta No: 24, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Yayınları, Ankara.
- Aktimur, H. T., Emre, Ö., Uysal, Ş., Akçay, A. E., Sönmez, M., Mutlu, G., Özmutaf, M., Potoğlu, S., Tongal, O., (1994), Ereğli (Zonguldak) İlçesinin Arazi Kullanım Potansiyeli, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Raporu, Ankara.
- Akyol, İ. H., (1930), Coğrafi Hareketler (Yugoslavya Darülfünunu Coğrafya Talebesinin İstanbulda Tetkik Seyahatı), Darülfünun Edebiyat Fakültesi Mecmuası, Cilt: 7, Sayı: 14, s.: 303-320.
- Akyüz, H. S., (1987), İstanbul Boğazı Batısının Jeolojisi, İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Mühendislik Mimarlık Lisans Tezi, İstanbul.
- Akyüz, H. S., (2010), İstanbul ve Yakın Civarının Paleozoyik İstifi, İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı (Editörler:

- ÖRGÜN, Y., ŞAHİN, S. Y.), TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi, İstanbul, ss. 49-62.
- Alavi, S. N., Okyar, M., Timur, K., (1989), Late Quaternary sedimentation in the Strait of Bosphorus: High resolution seismic profiling. *Marine Geology*, Volume: 89, pp.: 185-205.
- Alexander, D., (1991), Applied Geomorphology and the Impact of Natural Hazards on the Built Environment, *Natural Hazards*, Volume: 4, pp.: 57-80.
- Alişan, C., Derman, A. S., (1995), The first palynological age, sedimentological and stratigraphic data for Çakraz Group (Triassic), Western Black Sea (Geology of Black Sea Region; Proceedings of the International Symposium on the Geology of Black Sea Region, September 2.11.1892), General Directorate of the Mineral Research and Explanation and Chamber of Geological Engineers, Ankara, Turkey.
- Altay, V., (2004), Kartal İlçesi (İstanbul)'nin Kentsel Ekolojisi, Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi, Marmara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Biyoloji Programı, İstanbul.
- Altay, V., (2009), İstanbul'un Anadolu Yakasının Kentsel Vejetasyonu, Yayınlanmamış Doktora Tezi, Marmara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Biyoloji Programı, İstanbul.
- Altay, V., Özyiğit, İ. İ., Yarcı, C., (2010), Urban flora and ecological characteristics of the Kartal District (Istanbul): A contribution to urban ecology in Turkey, *Scientific Research and Essay*, Volume: 5 (2), pp. 183-200.
- Altınlı, İ. E., (1951), Kayışdağı Bölgesinin Jeolojisi, İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, Seri B, Cilt: 16, Sayı: 2, s. 189-205.
- Altınlı, İ. E., (1968a), İzmit-Hereke-Kurucadağ Alanının Jeoloji İncelenmesi, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Rapor No: 3673, Ankara.
- Altınlı, İ. E., (1968b), İzmit-Hereke-Kurucadağ Alanının Jeoloji İncelenmesi, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, Sayı: 71, s.: 1-26.
- Altınlı, İ. E., Soytürk, N., Saka., K., (1970), Hereke-Tavşanlı-Tepecik alanının jeolojisi, İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, Cilt: 35, Sayı: 1-2, s.: 69-75.

- Altunel, E., (2012), Kültürel Jeoloji: Jeoloji'nin İnsanoğlunun Yaşamı Üzerindeki Etkileri, İç: Kuvaterner Bilimi, Ed.: Kazancı, N., Gürbüz, A., Ankara Ünivertesi Yayınları No: 350, s.: 59-78.
- Andrussow, N., (1900), Bosphorus und Dardanellen. Annuarie Geologique et Mineralogique de la Russe, 4, pp.: 3-10.
- Ardel, A., (1943), Marmara Bölgesinin Güneydoğu Havzalarının Morfolojik Karakterleri, Türk Coğrafya Dergisi, Sayı: 2, s.: 160-173.
- Ardel, A., (1958), Marmara Bölgesinin Yapı ve Reliefi ve Bu Münasebetle Ortaya Atılan Problemler, Coğrafi Araştırmalar, İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Yayını, Cilt: II, No: 21, İstanbul.
- Ardel, A., (1960), Marmara Bölgesinin Yapı ve Reliefi, Türk Coğrafya Dergisi, Sayı: 20, s.: 10-11.
- Ardel, A., (1967-1968), Türkiye kıyılarının teşekkül ve tekâmülüne toplu bakış, Türk Coğrafya Dergisi, Sayı: 24-25, s.: 1-13.
- Ardel, A., İnandık, H., (1957), Marmara Denizi'nin Teşekkül ve Tekamülü, Türk Coğrafya Dergisi, Yıl: 13, Sayı: 17, s.: 1-19.
- Ardos, M., (1971), Aşınım Satırları ve Peneplenlerle Münasebetleri, Jeomorfoloji Dergisi, Sayı: 3, s.: 44-53.
- Ardos, M., (1979), Türkiye Jeomorfolojisinde Neotektonik, İstanbul Üniversitesi Yayını No: 2621, İstanbul.
- Ardos, M., (1996), Türkiye'de Kuaterner jeomorfolojisi, Çantay Kitabevi, İstanbul.
- Arel, E., Tuğrul, A., (2001), Weathering and its relation to geomechanic properties of Çavuşbaşı graniti rocks in Northwestern Turkey, Bull. Eng., Geol. Env., Number: 60, pp.: 123-133.
- Arıç (Sayar), C., (1955), İstanbul Paleozoyik Arazisinde bulunan oolitli ve fosilli demir madeni, İstanbul Teknik Üniversitesi Dergisi, Cilt: 2, Sayı: 3-4, s.: 67-68.
- Arseven, A., (2001), Alan Araştırma Yöntemi, Gündüz Eğitim ve Yayıncılık, Ankara.
- Artan, F., (1979), İstanbul'un Güneydoğu Kesiminde Yer Alan Tuzla ve Çevresinin Jeomorfolojik Etüdü, Yayınlanmamış Mezuniyet Tezi, İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Enstitüsü Strüktür ve Yeraltı Kaynakları Kürsüsü, İstanbul.

- Atalay, İ., (1980), Türkiye ve Dünya'nın ana akarsularında taşınan yüzer haldeki sediment miktarları, Ormançılık Araştırma Enstitüsü Dergisi, Sayı: 26 (52), s.: 5-39.
- Atalay, İ., (1986), Uygulamalı Hidrografiya, Ege Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yayınları No: 38, İzmir.
- Atalay, İ., (1987), Türkiye Jeomorfolojisine Giriş, Ege Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yayını, İzmir.
- Atalay, İ., (2002), Türkiye'nin Ekolojik Bölgeleri, Orman Bakanlığı Yayınları, No: 163, Ankara.
- Atalay, İ., (2006), Türkiye Bölgesel Coğrafyası, Genişletilmiş 3. Baskı, İnkılap Kitabevi, İstanbul.
- Atalay, İ., (2008a), Ekosistem Ekolojisi ve Coğrafyası Cilt: I, META Basım Matbaacılık Hizmetleri, İzmir.
- Atalay, İ., (2008b), Ekosistem Ekolojisi ve Coğrafyası Cilt: I, META Basım Matbaacılık Hizmetleri, İzmir.
- Atalay, İ., (2011), Toprak Oluşumu, Sınıflandırması ve Coğrafyası, 4. Baskı, Meta Basım ve Matbaacılık Hizmetleri, İzmir.
- Atalay, İ., (2012), Genel Fiziki Coğrafya, 7. Baskı, Meta Basım ve Matbaacılık Hizmetleri, İzmir.
- Atalay, İ.,(1994), Türkiye Vegetasyon Coğrafyası, Ege Üniversitesi Basımevi, İzmir.
- Avcı, M., (2008), Kentsel biyoçeşitlilik açısından bir değerlendirme: İstanbul örneği, Kentsel Ekoloji ve Yaşanabilir Kent Sempozyumu, 6-8 Kasım 2008 Bildiriler Kitabı, s.: 81-105, İstanbul.
- Avcıoğlu, M., Erginal, A. E., Yiğitbaş, E., Kiyak, N. G., Kapan Yeşilyurt, S., (2010a), İkizlerçeşme denizel taraçasının (Çanakkale Boğazı) stratigrafisi, paleontoloji ve OSL yaş verilerine dayalı yorumu, 63. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri Kitabı, s: 321-322, 5-9 Nisan 2010, MTA, Ankara.
- Avcıoğlu, M., Erginal, A. E., Yiğitbaş, N. G., Kiyak, N. G., (2010b), Çayırdere ve İkizlerçeşme denizel taraçalarının (Nara Burnu doğusu, Çanakkale Boğazı) karşılaştırmalı çökme ortamı yorumu ve optik lüminesans yaşları. Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu-2010 (Prof. Dr. Oğuz Erol Onuruna), 11-13 Ekim 2010, Afyonkarahisar, s: 13-14.

- Avcioğlu, M., Yiğitbaş, E., Kiyak, N. G., Erginal, A. E., (2009), Absolute ages and depositional characteristics of coastal terraces on the Çanakkale Strait (Dardanelles), Turkey, IGCP 521 - INQUA 0501 Fifth Plenary Meeting and Field Trip. İzmir-Çanakkale, Turkey. 22-31 August 2009, Extended Abstracts, pp.: 26-27.
- Aygen, T., (1984), Türkiye Mağaraları, Türkiye Turing ve Otomobil Kurumu Yayınları, İstanbul.
- Aytaç, A., (2003), Karadeniz kıyılarımızda radyometrik yaş tayinlerine dayalı denizel taraçaların korelasyonu ve neotektonik yorumu, Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Coğrafya Anabilim Dalı, İstanbul.
- Aytaç, A., (2010), Kerpe-Karasu Arasındaki Karadeniz Kıyılarının Kıyı Jeomorfolojisi, Yayınlanmamış Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Coğrafya Anabilim Dalı, İstanbul.
- Babin, C., (1973), Bivalvia of the Kartal Formation of Devonian age, İstanbul (Edit.: O. Kaya), Paleozoic of İstanbul, Ege University Faculty of Science Publications: 40, pp.: 37-87.
- Badgley, P. C., (1959), Petroleum possibilities of the Sinop Basin, Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Arşivi, Ankara.
- Bargu, S., (1996), İzmit Körfezindeki Pleyistosen taraçaları ve tektonik özellikler, İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi, Sayı: 10, s.: 1-27.
- Barka, A., Kuşçu, İ., (1996), Extents of the North Anatolian Fault in the İzmit, Gemlik and Bandırma bays, Turkish Journal of Marine Sciences, Volume: 2, pp.: 93-106.
- Barka, A., Sütçü, Y. F., Gedik, İ., Tekin, T. F., Arel, E., Özdemir, M., Erkal, T., (1985), Final Report of the Geological Investigations of the Sinop Nuclear Power Plant, General Directorate of Mineral Research and Exploration Department of Geology (MTA) Report Number: 7963, Ankara.
- Baykal, A. F., Kaya, O., (1963), İstanbul bölgesinde bulunan Karboniferin genel stratigrafisi, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, Sayı: 61, s.: 1-9.
- Baykal, A. F., Kaya, O., (1965), İstanbul Siluriyeni hakkında, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, Sayı: 64, s. 1-7.

- Baykal, F., (1942), La Geologie de la Region de Şile (Kocaeli, Anatolie) Revue de la Faculte des Sivences de l'Univedsite d'İstanbul, Serie: B, C.: 7, Fasikül: 3, s.: 166-234.
- Baykal, M. F., (1943), Şile Bölgesinin Jeolojisi, İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Monografileri, Sayı: 3, s.: 81.
- Baykal, M. F., (1962-1963), İstanbul Boğazı batısındaki sahanın jeolojik etüdü, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Rapor No: 3267, Ankara.
- Baykal, M. F., Önalın, M., (1979), Şile sedimanter karışığı (Şile olistostromu), Altınlı Sempozyumu, Türkiye Jeoloji Kurumu-İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi Jeoloji Bölümü, s.: 15-25, Ankara.
- Berta, S., (2005), Geomorphology and Climate (Encyclopedia of World Climatology, Edited By: John E. Oliver), Springer Dordrecht, Berlin, Heidelberg, New York.
- Bilgin, T., (2006), Genel Kartografya II, Filiz Kitabevi, İstanbul.
- Bloom, A. L., (1969), The Surface of the Earth, Prentice-Hall, Englewood Cliffs.
- Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Ulusal Deprem İzleme Merkezi, (2012), Türkiye Deprem Kataloğları, <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/>, Son Erişim Tarihi: 30.10.2012.
- Brown, A. G., Gregory, K. J., Milton, E. J., (1987), The use of Landsat multispectral scanner data for the analysis and management of flooding on the River Severn, England, Environmental Management, Volume: 11, pp.: 695-701.
- Bulkan, O., (1977), İstanbul'un Doğu Kesiminde Yer Alan Maltepe-Yakacık Civarının Jeomorfolojisi, İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Enstitüsü Strüktür ve Yeraltı Kaynakları Kürsüsü, Yayınlanmamış Mezuniyet Tezi, İstanbul.
- Burbank, D. W., Anderson, R. S., (2001), Tectonic Geomorphology, Blackwell Science, Massachusetts.
- Bürküt, Y., (1966), Kuzeybatı Anadolu'da yer alan Plütonların mukayeseli jenetik etüdü, İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi, Yayınlanmamış Doktora Tezi, İstanbul.

- Cailleux, A., Tricart, J., (1958), Introduction a La Geomorphologie Climatique, Cours de Geomorphologie, Les Cours de Sorbonne-CDU, Paris.
- Carls, P., (1973), Strophomenids of the Lower Devonian Kartal Formation, Istanbul, (Edit.: O. Kaya), Paleozoic of Istanbul, Ege University Faculty of Science Publications: 40, p.: 89-96, İzmir.
- Ceylan, M. A., (2010), Türkiye Kıyılarında Tomboloların Oluşumu Dağılışı Ve Fonksiyonel Özellikleri Konusunda Bir Araştırma, Marmara Coğrafya Dergisi Sayı: 22, s.: 205 – 232.
- Chappell, J., Shackleton, N. J., (1986), Oxygen isotopes and sea level, Nature, Volume: 324, pp.: 137-140.
- Chaput, E., Hovasse, R., (1930), Notice preliminaire sur le Cretace superieur de Zekeriyaköy au Nord de Constantinople, İstanbul Darülfünunu Fen Fakültesi Mecmuası, Altıncı Sene, Sayı: 4, İlave, s.: 16+1 levha.
- Charlton, R., (2008), Fundamentals of Fluvial Geomorphology, London, Routledge.
- Chen, Y. C., Sung, Q. C., Cheng K. Y., (2003), Along-strike variations of morphotectonic features in Western Foothills of Taiwan and its tectonic implications based on stream-gradient and hypsometric analysis, Geomorphology, Volume: 56, pp.: 109-137.
- Chorley, R. J., (1971), Introduction to Fluvial Processes, University Paperbacks are published by Methuen Co. Ltd., London.
- Ciccacci, S., D'Alessandro, L., Fredi, P., Lupiapedmieri, E., (1992), Relations Between Morphometric Characteristics and Denudational Processes in Some Drainage Basins of Italy, Zeitschrift für Geomorphology, Volume: 36, pp.: 53-67.
- Cox, R. T., (1994), Analysis of drainage basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment, Geological Society of America Bulletin, Volume: 106, pp.: 571-581.
- Cürebal, İ., (2003), Madra Çayı Havzasının Uygulamalı Jeomorfolojik Etüdü, Yayınlanmamış Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, İstanbul.
- Cürebal, İ., (2004), Madra Çayı Havzasının Hidrografik Özelliklerine Sayısal Yaklaşım, Balıkesir Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Dergisi, Sayı: 11, s.: 11-24.

- Cürebal, İ., (2006), Strahler Yöntemiyle Komsu Akarsu Havzalarının Karşılaştırmalı Analizi: Mıhlı ve Şahin Dereleri, Trakya Üniversitesi Sosyal Bilimler Dergisi, Cilt: 8, Sayı: 2, s. 71–84.
- Cürebal, İ., Erginal, A. E., (2007), Mıhlı Çayı Havzası'nın Jeomorfolojik Özelliklerinin Jeomorfik İndislerle Analizi, Elektronik Sosyal Bilimler Dergisi (www.esosder.com), Sayı 19, s.: 126–135.
- Cvijic, J., (1908), Grundlinien der Geographie und Geologie von Mazedonien und Altserbien, Peterm. Mitt., Ergzgs.-Heft 162, pp.: 374-392.
- Çağatay, N., Eriş, K., Ryan, W. B. F., Sancar, Ü., Polonia, A., Akçer, S., Biltekina, D., Gasperini, L., Lericolais, G., Bard, E., (2010), Marmara Denizi kuzey şelfinin geç Pleistosen–Holosen evrimi, İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı (Editörler: ÖRGÜN, Y., ŞAHİN, S. Y.), TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi, İstanbul, s.: 74-99.
- Çakır, Ş., (2000), Demirciler-Sadıklar-Gündoğdu-Tütünciftlik (Kocaeli) Bölgesinin Jeolojisi, Yayınlanmamış Doktora Tezi, Kocaeli Üniversitesi Fen-Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Anabilim Dalı, Kocaeli.
- Çapkinoğlu, S., (1997), Conodont fauna and biyostratigraphy of the Famenian of Buyukada, İstanbul, Northwestern Turkey, Bulletin della Societa Paleontologica Italiana, 35 (2), 165-185.
- Çapkinoğlu, S., (2000), Late Devonian (Famenian) Conodonts from Denizliköyü, Gebze, Kocaeli, Northwestern Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences, Volume.: 9, pp.: 91-112.
- Çerikçioğlu, B., (2001), Kocaeli Triyası dolomitlerinin kökenine petrografik ve izotopik bir yaklaşım, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Sayı: 44 (1), s.: 37-44.
- Çiçek, İ., (1996), Thornthwaite Metoduna Göre Türkiye'de İklim Tipleri, Coğrafya Araştırmaları Dergisi, Sayı: 12, s.: 33-71.
- Dağar, Z., (1978a), Les Foraminiferes du Trias de la Peninsule de Kocaeli-Turquie, Notes Lab. Paleont. Univ. Geneve, Fasc.: 3, No: 4, p.: 23-69, Genece.
- Dağar, Z., (1978b), Sur quelques Foraminiferes nouveaux du Trias de Kocaeli, Turquie/Some new foraminifera from the Triassic of Kocaeli, Turkey, Notes du Laboratoire de Paleontologie de Universite de Geneve, Fascicule 2 (1-13), p.: 21-25.

- Darkot, B., (1938), Boğazların Menşei, Coğrafi Araştırmalar. İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Enstitüsü Yayını, No: 4, 1-14.
- Darkot, B., (1963), Türkiye İktisadi Coğrafyası, İktisat Fakültesi Yayınları, No: 139, İstanbul.
- Darkot, B., Tuncel, M., (1981), Marmara Bölgesi Coğrafyası, İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Yayınları, No: 118, İstanbul.
- Davis, W. M., (1899), The geographical cycle, The Geographical Journal, Volume: 14, No: 5, pp.: 481-504.
- De Martonne, E., (1909), Traite'de Ge'ographie Physique, Volume: II, 8th edition: 1948, Le Relief du Sol, Paris.
- De Martonne, E., (1935), Traite de geographie Physique, Volume: II, Le Relief du Sol. Armand Colin, Paris.
- Dean, W. T., Martin, F., Monod, O., Demir, O., Rickards, R. B., Bultynck, P., Bozdoğan, N., (1997), Lower Paleozoic stratigraphy, Karadere-Zirve Area, Central Pontides, Northern Turkey (Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana), IGCP Project No: 351, III. International Meeting, 5 November 1995, Turkish Association of Petroleum Geologists, Special Publication No: 3, pp.: 32-38, Ankara-Turkey.
- Dearman, W. R., Fookes, P. G., (1974), Engineering geomorphological mapping for civil engineering in the United Kingdom, Quart. J. Eng. Geol., Volume: 7, pp.: 223-256.
- Dedeyetimoğlu, L. Ş., (1978), Kadıköy-Süreyyapaşa Plajı Arasındaki Kıyı Bölgesinde Yer Alan Çakıl Depolarında Morfometrik Analizler, Yayınlanmamış Mezuniyet Tezi, İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Enstitüsü Umumi Coğrafya Kürsüsü, İstanbul.
- Dehbozorgi, M., Pourkermani, M., Arian, M., Matkan, A. A., Motamedi, H., Hosseiniasl, A., (2010), Quantitative analysis of relative tectonic activity in the Sarvestan area, central Zagros, Iran, Geomorphology, Volume: 121, Issues: 3-4, pp.: 329-341.
- Demirbağ, E., Gökaşan, E., Oktay, F. Y., Şimşek, M., Yüce, H., (1999), The last sea level changes in the Black Sea: Evidence from seismic data. Marine Geology, Volume: 157, pp.: 249-265.
- Dewey, J. F., Bird, J. M., (1970), Mountain Belts and New Global Tectonics, Journal of Geophysis Research, Issue: 75, p.: 2625-2638.

- Dewey, J. F., Şengör, A. M. C., (1979), Aegean and surrounding regions complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone: Geol. Soc. Am. Bül., 90, 84-92.
- Dinç, U., Şenol, S., Kapur, S., Cangir, C., Atalay, İ., (1995), Türkiye Toprakları, Çukurova Üniversitesi Ziraat Fakültesi Yayınları No: 51, Adana.
- Doğan, U., (2011), Climate-controlled river terrace formation in the Kızılırmak Valley, Cappadocia section, Turkey: Inferred from Ar-Ar dating of Quaternary basalts and terraces stratigraphy. Geomorphology, Volume: 126, pp.: 66-81.
- Doğan, U., (2012), Akarsu Süreçleri, İç: Kuvaterner Bilimi, Ed.: Kazancı, N., Gürbüz, A., Ankara Ünivertesi Yayınları No: 350, s.: 281-306.
- Doğu, A. F., (1994), Doğal ve Tarihi Çevre Tahribine Bir Örnek: Pisilis (Sarigerme-Muğla), Ankara Üniversitesi Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi, Sayı: 3, s.: 309-321.
- Doğu, A. F., Çiçek, A. İ., Gürgen, G., (1994), Orta Toroslarda (Seydişehir-Gülnar) karstlaşma tipleri, Türkiye Coğrafyası Dergisi, Sayı: 3, s.: 129-139.
- Doğu, A. F., Çiçek, İ., Tunçel, H., Gürgen, G., (1999), Akdağ'ın Jeomorfolojisi ve Bunun Beşeri Faaliyetler Üzerindeki Etkisi (Fethiye-Muğla), Türkiye Coğrafyası Dergisi, Sayı: 7, s.: 95-120.
- Dönmez, Y., (1977), Kocaeli Yarımadası Bitki Örtüsünün Ana Hatları, İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi, Sayı: 22, s.: 81-92.
- Dönmez, Y., (1979), Kocaeli Yarımadasının Bitki Coğrafyası, İstanbul Üniversitesi Yayın No: 2620, Coğrafya Enstitüsü Yayın No: 112, İstanbul.
- Dumlu, O., Oran, S., (1995), İstanbul'da Temiz ve Pis Su Şebekesinden Olan Kaçakların Yeraltısuyu Bilançosuna Etkisi, Türkiye Jeoloji Kurumu Bildiriler Kitabı No: 48, Ankara.
- Dumlu, O., Yalçın, H. T., (2010), İstanbul'un Hidrojeolojisi, İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı (Editörler: ÖRGÜN, Y., ŞAHİN, S. Y.), TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi, İstanbul, ss. 49-62.
- Dursun, T., (2000), Morfodinamik süreçlere dayanarak 1/50.000 ölçekli İstanbul ili, ve yakın çevresinin jeomorfoloji haritası (Tuzla paftası) ve açıklaması, Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, İstanbul.

- Dury, G. H., (1964), Principles of Underfit Streams, Geological Survey Professional Paper 452-A, U.S. Government Printing Office, Washington.
- Efe, R., (1993a), Biga Yarımadası Kuzeydoğusunda Armutçuk Dağları ile Biga ve Gönen çayları arasındaki çevrenin jeomorfolojisi, Yayınlanmamış Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, İstanbul.
- Efe, R., (1993b), Marmara Denizi Güneyinde Karabiga-Tahirova Arasındaki Kıyı Kesiminin Çevresel Jeomorfolojisi, Türk Coğrafya Dergisi, Sayı: 28, s.: 293-306.
- Efe, R., (1995), Kayalı Gölü, Türk Coğrafya Dergisi, Sayı: 30, s.: 115-126.
- Efe, R., (1998a), Yukarı Gediz Havzasında İklimin Doğal Bitki Örtüsü Dağılımına Etkisi, Türk Coğrafya Dergisi, Sayı: 31, s.: 71-114.
- Efe, R., (1998b), Ermenek Çayı Havzası Doğal Ortam Özellikleri, Çantay Kitabevi, İstanbul.
- Efe, R., (2010), Biyocoğrafya, 2. Baskı, MKM Yayıncılık, Bursa.
- Egeran, N., (1947-1948), Tectonique de la Turguie et Relations, Etc. Impr. G. Thomas, Nancy.
- Eğmen, T., (1968), Kadıköy-Fenerbahçe Kıyı Bölgesi Jeomorfolojisi, İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü, Fiziki Coğrafya Sertifikası, Mezuniyet Tezi, İstanbul.
- Ekinci, D., (2004), Güluç Çayı Havzasının Uygulamalı Jeomorfolojisi, Yayınlanmamış Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, İstanbul.
- Ekinci, D., (2006), Tuzla Kıyıları ve Yakın Çevresinde İnsan Kontrollü Güncel jeomorfolojik Gelişim, Türk Coğrafya Dergisi, Sayı: 46, s.: 123-145.
- Ekinci, D., (2011), Safranbolu ve Çevresinin Jeomorfoloji Özellikleri, II. Baskı, Titiz Yayınevi, İstanbul.
- Ekinci, D., Ekinci, B., (2006), The Potential of Remote Sensing for Monitoring Kayışdağı and Its Surroundings (Istanbul) Land Cover Changes and Their Effects on Physical Geography Conditions, Proc. 18th International Soil Meeting (ISM) on Soil Sustaining Life on Earth, Managing Soil and Technology”, 22-26 May 2006, Volume: I. Şanlıurfa.

- Ekinci, D., Sönmez, E., (2006), İstanbul Konürbasyonunun Yeni Habitat Adacığında CBS Tabanlı Jeoekoloji Planlama Analizi, Türk Coğrafya Dergisi, Sayı: 46, s.: 147–167.
- Emre, Ö., Erkal, T., Tchepalyga, A., Kazancı, N. Keçer, M., Ünay, E., (1998), Doğu Marmara Bölgesinin Neojen-Kuvaterner'deki Evrimi, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, Sayı: 120, s.: 233-252.
- Ercan, A., (1995), İstanbul'un Su Bütçesi, İstanbul Su Kongresi ve Sergisi Bildiriler Kitabı, 21-25 Haziran 1995, s.: 55-58.
- Ercan, T., Türkecan, A., Gaillou, H., Satır, M., Sevin, D., Şaroğlu, F., (1998), Marmara Denizi Çevresindeki Tersiyer Volkanizmasının Özellikleri, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, Sayı: 120, s.: 199-221.
- Erdem, B., (1995), İstanbul'un Bilinmeyen Bir Yüzü, Yerin Altı Mağara, İstanbul Dergisi, Sayı: 13, s.: 25-30.
- Erentöz, C., (1966), Türkiye Stratigrafisinde Yeni Bilgiler, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, Sayı: 66, s.: 1-20.
- Ergin, K., Güçlü, U., Uz, Z., (1967), Türkiye ve Civarının Deprem Katoloğu, İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi Arz Fiziği Enstitüsü Yayınları, No: 24, İstanbul.
- Erginal, A. E., (2000), Morfodinamik süreçlere dayanarak 1/50.000 ölçekli İstanbul ili ve yakın çevresinin jeomorfoloji harıtsı (Şile paftası) ve açıklaması, Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, İstanbul.
- Erginal, A. E., Cürebal, İ., (2007), Soldere Havzasının Jeomorfolojik Özelliklerine Morfometrik Yaklaşım: Jeomorfik İndisler ile Bir Uygulama, Selçuk Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Dergisi, Sayı 17, s.: 203 – 210.
- Erginal, A. E., Kıyak, N. G., (2008), Çanakkale Doğusundaki Geç Pleistosen Alüvyal Çökellerin Kökeni ve OSL Yöntemi İle Tarihlendirilmesi: Ön Sonuçlar, Türk Coğrafya Dergisi, Sayı: 51, s.: 1-11.
- Erginal, A. E., Kıyak, N. G., (2009a), OSL dating of the Gelibolu coastal terrace, Çanakkale Strait, Turkey: preliminary results. IGCP 521 - INQUA 0501 Fifth Plenary Meeting and Field Trip. İzmir-Çanakkale, Turkey. 22-31 August 2009, Extended Abstracts, pp. 71-72.

- Erginal, A. E., Kıyak, N. G., (2009b), Akarsu yelpaze istiflerinin OSL yaşlandırması: Sarıçay Örneği, Çanakkale. LÜMİDOZ-III, Lüminesans Dozimetri Kongresi, 28-30 Eylül 2009, Bildiri Özetleri, s.: 29, Bodrum.
- Erginal, A. E., Kıyak, N. G., (2011), Sea-water input to Lake Iznik (Turkey) during Late Pleistocene, 13th International conference on Luminescence and Electron Spin Resonance Dating, 10-14 July 2011, Torun, Poland. Book of Abstracts, p.: 57.
- Erginal, A. E., Kıyak, N. G., Ozturk, M. Z., Avcıoğlu, M., Bozcu, M., Yigitbaş, E., (2012), Cementation characteristics and age of beachrocks in a fresh-water environment, Lake İznik, NW Turkey. Sedimentary Geology, Volume: 243-244, pp.: 148-154.
- Erginal, A. E., Kıyak, N. G., Öztürk, M. Z., Avcıoğlu, M., Yigitbaş, E., Bozcu, M., Cürebal, İ., (2011), Duraylı izotoplar, çimento türleri ve optik lüminesans yaşlarına göre İznik Gölü yalıtışlarının paleo-ortamsal göstergeleri, Uluslararası Katılımlı Coğrafya Kongresi, Bildiri Özetleri Kitabı, s.: 88, 1-10 Eylül 2011, İstanbul Üniversitesi, İstanbul.
- Erginal, A. E., Kıyak, N. G., Yigitbas, E., Bozcu, M., Cürebal, I., Ozturk, M. Z., Sungur, A., Avcıoğlu, M., (2010a), Beachrock formation on a freshwater lake environment, Lake Iznik coast, Turkey: a preliminary assessment of microanalytical data and optical uminescence ages. IGCP 521 - INQUA 0501 Sixth Plenary Meeting and Field Trip. Rhodes Island, Greece. 27 September-5 October, Ext. Abst., pp.: 69-71.
- Erginal, A. E., Kıyak, N. G., Yiğitbaş, B., Bozcu, M., Öztürk, M. Z., Avcıoğlu, M., Cürebal, İ., (2010b), İznik Gölü kıyılarında yalıtış oluşumu: ortam ve tarihleme sonuçlarının ön değerlendirmesi, Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu-2010 (Prof. Dr. Oğuz Erol Onuruna), 11-13 Ekim 2010, Afyonkarahisar, Bildiriler, s.: 9-12.
- Erginal, A. E., Kıyak, N. G., Ekinci, Y. L., Demirci, A., Ertek, T. A., Öztura, E., (2012), Karadeniz’de Geç Pleistosen’deki son iki interglasialin kıyıdaki kanıtları: Şile eolinitleri ve kokunitleri, III. Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu Bildiri Özetleri, s.: 27-28, Color Ofset, Hatay.
- Erguvanlı, K., (1947), Kocaeli Triyasında yeni fosil yatakları, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Sayı: 1 (1), s.: 158-163.

- Erguvanlı, K., (1949), Hereke pudingleriyle Gebze taşlarının inşaat bakımından etüdü ve civarlarının jeolojisi, İstanbul Teknik Üniversitesi İnşaat Fakültesi, Yayınlanmamış Doktora Tezi, İstanbul.
- Ergün, M. Y., (1982), Kocaeli Yarımadasının Jeomorfolojisi, Yayınlanmamış Mezuniyet Tezi, İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Enstitüsü Fiziki Coğrafya Anabilim Dalı, İstanbul.
- Erinç, S., (2001), Jeomorfoloji II, Genişletilmiş 3. Baskı, DER Yayınları, İstanbul.
- Erinç, S., (1939), Boğaziçi Eşiğinde Morfoloji Araştırmaları, İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Enstitüsü, Yayınlanmamış Lisans Bitirme Tezi, No: 223, İstanbul.
- Erinç, S., (1953-1954), Karadeniz ve Çevresinin Morfolojik Tekâmülü Pleistosen'deki İklim Tahavvülleri Arasındaki Münasebetler, İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi, Sayı: 5-6, s.: 46-94.
- Erinç, S., (1957), Tatbiki Klimatoloji ve Türkiye'nin İklim Şartları, İstanbul Teknik Üniversitesi Hidrojeoloji Enstitüsü Yayınları, No: 2, İstanbul.
- Erinç, S., (1965), Yağış Müessiriyeti Üzerine Bir Deneme ve Yeni Bir İndis, İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Yayınları No: 41, İstanbul.
- Erinç, S., (1973), Türkiye'nin Şekillenmesinde Neotektoniğin Rolü ve Jeomorfoloji-Jeodinamik İlişkileri, Jeomorfoloji Dergisi, Sayı: 5, s.: 11-25.
- Erinç, S., (1974-1977), İstanbul Boğazı ve Çevresi (Doğal Ortam Etkiler ve Olanaklar), İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi, Sayı: 20-21, s.: 1-24.
- Erinç, S., (1977), Vejetasyon Coğrafyası, İstanbul Üniversitesi Yayını No: 2276, Coğrafya Enstitüsü Yayını No: 92, İstanbul.
- Erinç, S., (1980), Jeokoloji Yönünden İstanbul Yöresi, İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi, Sayı: 23, s.: 279-290.
- Erinç, S., (1996), Klimatoloji ve Metodları, Alfa Basım Yayın Dağıtım, Genişletilmiş 4. Basım, İstanbul.
- Erinç, S., (2010), Jeomorfoloji I, 6. Baskı, DER Yayınları, İstanbul.

- Erinç, S., Bener, M., (1961), Türkiye’de Uzun Süreli İki Yağış Rasadı, İstanbul ve Tarsus, İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi, Sayı: 13, s.: 100-116.
- Erinç, S., Bilgin, T., (1956), Türkiye’de Drenaj Tipleri, İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi, Sayı: 7, s.: 124-156.
- Erinç, S., Sungur, K. A., (1964), İstanbul’da Hava Tipleri, İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi, Sayı: 14, s.: 76-98.
- Eriş, K. K., Çağatay, M. N., (2008), Marmara Denizi’nde Orta Pleyistosen’den günümüze deniz seviyesi değişimleri ve Akdeniz ve Karadeniz ile su geçişleri Türkiye Jeoloji Kurultayı, Poster, s.: 61, Ankara,
- Erllich, P. R., (1988), The Loss of Diversity: Causes and Consequences, Biodiversity, National Academic Press, Washington, DC., USA.
- Erol, O., (1979), Dördüncü Çağ (Kuvaterner) Jeoloji ve Jeomorfolojisinin ana çizgileri, Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi Yayınları No: 289, Coğrafya Araştırmaları Enstitüsü Yayınları No: 22, Ankara.
- Erol, O., (1981), Neotectonic and geomorphologic evolution of Turkey, In: Fairbridge R. W. (ed.) Neotectonics, Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement Band., 40, pp.: 193-211.
- Erol, O., (1983), Türkiye’nin Genç Tektonik ve Jeomorfolojik Gelişimi (1981 tarihli makalenin Türkçe tercümesidir), Jeomorfoloji Dergisi, Sayı: 11, s: 1-22, Ankara.
- Erol, O., (1989), Türkiye Jeomorfolojisi “Türkiye’nin Jeomorfolojik Evrimi ve Bugünkü Genel Jeomorfolojik Görünümü”, Yayınlanmamış Ders Notu, İstanbul.
- Erol, O., (1993a), Türkiye’nin Doğal Yöre ve Çevreleri, Ege Coğrafya Dergisi, Sayı: 7, s.: 13-41.
- Erol, O., (1993b), Ayrıntılı Jeomorfoloji Haritaları Çizim Yöntemi, İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Bülteni, Sayı: 10, s.: 19-37.
- Erol, O., (1999), Polonezköy Dolayının Jeomorfolojisi ve Doğal Çevresinin Evrimi, Ege Coğrafya Dergisi, Sayı: 10, s.: 15-38.
- Eroskay, O., Kale, S., (1986), İstanbul Boğazı tüp tünel geçişi güzergahında jeoteknik bulgular, Mühendislik Jeolojisi Bülteni, Sayı: 8, s.: 2-7.

- Ertek, T. A., (1989), Sofular Mağarası (Şile-İstanbul), Coğrafya Araştırmaları Dergisi, Sayı: 1, s.: 143-147.
- Ertek, T. A., (1990), Kocaeli Yarımadasının Kuzeydoğu Kesiminin Jeomorfolojisi, İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü, Yayınlanmamış Doktora Tezi, İstanbul.
- Ertek, T. A., (1991), Şile-Kefken Arasındaki Karadeniz Kıyılarının Jeomorfolojisi, 6-10 Mayıs 1991, Uluslararası I. Bölgesel Jeomorfoloji Konferansı, Bildiri Özleri, s.: 39, Türkiye Jeomorfoloğlar Derneği, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara.
- Ertek, T. A., (1992), Kocaeli Yarımadasının Kuzeydoğu Kesiminde Jeomorfolojik Araştırmaların Sonuçları, İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Bülten, Sayı: 9, s.: 207-212.
- Ertek, T. A., (1995), Kocaeli Yarımadasının Kuzeydoğu Kesiminin Jeomorfolojisi, Çantay Kitabevi, İstanbul.
- Ertek, T. A., (2001), Sahilköy-Şile Arasındaki Kıyılarda Genç Tektonik Hareketler ve Yalıtışı Oluşumu, Türkiye Kuvatneri Çalıştayı, 21-22 Mayıs 2001, Bildiri Özetleri, s.: 24-31, İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Ertek, T. A., (2010), İstanbul'un Jeomorfolojisi, İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı (Editörler: ÖRGÜN, Y., ŞAHİN, S. Y.), TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi, İstanbul, s.: 21-48.
- Ertek, T. A., Aytaç, A., (2001), Karadeniz Kıyılarımızda Denizel Taraçaların Korelasyonu, Türkiye Kuvatneri Çalıştayı, 21-22 Mayıs 2001, Makaleler ve Özetler kitapçığı, Poster özetleri, s.: 70-74, İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Ertek, T. A., Evren, E. N., (2005), Bir Coğrafi Mekan Analizi: Şile İlçesi, Güven Kitap Yayın Dağıtım Ltd. Şti., İstanbul.
- Ertek, T. A., Kılıç, E., Erginal, A. E., (2011), New records of uplifted marine deposits and submerged beachrock in Marmara Archipelago, Turkey, IGCP 521 - INQUA 0501 Seventh Plenary Meeting and Field Trip. 21-28 August 2011, Extended Abstracts, pp.: 77-78. Odessa, Ukraine.
- Ertek, T. A., Yıldırım, C., Aytaç, A., Kutoğlu, S., Kurban, K., Erginal, A., (2003), Correlation of the marine terraces at the Turkish coasts and their interpretation, Proceedings of the Sixth International Conference on the Mediterranean Coastal Environment,

- MEDCOAST 03, 7-11 October 2003, Volume: 3, pp.: 1865-1875, Ravenna, Italy.
- Ertek, T. A., Yıldırım, C., Güneysu, A. C., Yalıtırak, C., (2000), Marmara Denizi Kıyı Taraçaları Korelasyonu, 1. Ulusal Deniz Bilimleri Konferansı, Poster Bildiri.
- Evren, E. N., (1979), Şile Çevresinin Jeomorfolojisi, Yayınlanmamış Lisans Bitirme Tezi, İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü, İstanbul.
- Fairbanks, R. G., (1989), A 17000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation, *Nature*, Volume: 342, pp.: 637-642.
- French, F., (1916), *Geologie Kleinasiens im Bereich der Bagdadbahn, Ergebnisse eigener Reisen und Untersuchungen. Zeitschr. D. Deutsch. Geol. Ges., Abh., Bd. 68, pp.: 1-325, Berlin.*
- Gandl, J., (1973), Trilobites from the Devonian of Istanbul, (Edit.: O. Kaya), *Paleozoic of Istanbul*, Ege University Faculty of Science Publications: 40, pp.: 37-89, İzmir.
- Gedik, A., Korkmaz, S., (1984), Sinop Havzasının Jeolojisi ve Petrol Olanakları, *Jeoloji Mühendisliği, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Yayını, Sayı: 19, s.: 53-79.*
- Gedik, İ., (1975), Die Conodonten der Trias auf der Kocaeli-Halbinsel (Türkei), *Paleontographica, Abt. A. Band. 150, Stuttgart.*
- Gedik, İ., Aksay, A., (2002a), 1/100.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Adapazarı-G25 Paftası, Pafta No: 32, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Yayınları, Ankara.
- Gedik, İ., Aksay, A., (2002b), 1/100.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Zonguldak-E29 Paftası, Pafta No: 25, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Yayınları, Ankara.
- Gedik, İ., Duru, M., Pehlivan, Ş., Timur, E., (2005), 1:50.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları (İstanbul F22 c, d; F23 c, d; Bursa G22 a, b; G23 a, b), Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi, No: 10-17, Ankara.
- Gedik, İ., Önalın, M., (2001), Çamdağ (Sakarya İli), Paleozoyik stratigrafisine ait yeni gözlemler, İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi, Cilt: 14, Sayı: 1-2, s.: 61-76.

- Gedik, İ., Timur, E., Duru, M., Alan, İ., Pehlivan, Ş., Altun, İ., Akbaş, B., Önalın, M., Özcan, İ., (2002), İstanbul Paleozoyik İstifinde Kocatöngel ve Bakacak Formasyonları, 55. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, 11-15 Mart 2002, s.: 97-99, Ankara.
- George, A., (1933). Pierre Termier, Flammarion, Paris.
- Gökaşan, E., (1998), İstanbul Boğazı'nın Kuvaterner evriminin sismik stratigrafik yöntemlerle incelenmesi, İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Anabilim Dalı, Yayınlanmamış Doktora Tezi, İstanbul.
- Gökaşan, E., (2000), Marmara Denizi'nin Jeolojik Özellikleri, Marmara Denizi'nin Jeolojik Oşinografisi, İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü (Editörler: Ertuğrul DOĞAN ve Ajun KURTER), s.: 177-392, İstanbul.
- Gökaşan, E., Alpar, B., Gazioğlu, C., Yücel, Z. Y., Tok, B., Doğan, E., (2001), Active tectonics of the İzmit Gulf (NE Marmara Sea) from high resolution seismic and multi-beam bathymetry data, Marine Geology, Volume: 175, pp.: 271-294.
- Gökaşan, E., Demirbağ, E., Oktay, F. Y., Ecevitöglu, B., Şimşek, M., Yüce, H., (1997), On the origin of the Bosphorus, Marine Geology, Volume: 140, pp.: 183-197.
- Gökaşan, E., Gazioğlu, C., Alpar, B., Yücel, Z. Y., Ersoy, Ş., Gündoğdu, O., Yaltrık, C., Tok, B., (2002), Evidences of NW extension of the North Anatolian Fault Zone in the Marmara Sea; a new approach to the 17 August 1999 Marmara Sea earthquake, Geo-Marine Letters, Volume: 21, pp.: 183-199.
- Gökaşan, E., Tur, H., Ecevitöglu, B., Görüm, T., Türker, A., Tok, B., Çağlak, F., Birkan, H., Şimşek, M., (2005), Evidence and implications of massive erosion along the Strait of İstanbul (Bosphorus), Geo-Marine Letters, Volume: 25, pp.: 324-342
- Gökaşan, E., Tur, H., Ecevitöglu, B., Görüm, T., Türker, A., Tok, B., Birkan, H., (2006), İstanbul Boğazı deniz tabanı morfolojisini denetleyen etkenler: Son buzul dönemi sonrası aşınma izlerinin kanıtları, Yerbilimleri, Cilt: 27, Sayı: 3, s.: 143-161.
- Gökaşan, E., Ustaömer, T., Gazioğlu, C., Yücel, Z. Y., Öztürk, K., Tur, H., (2003), Morpho-tectonic evolution of the Marmara Sea inferred from multi-beam bathymetric and seismic data, Geo-Marine Letters, Volume: 23, pp.: 19-33.

- Göksu, Y. H., Özer, M. A., Çetin, O., (1990), In: Meriç, E. (Ed.), Mollusk kavkılarının ESR yöntemi ile tarihlendirilmesi, İstanbul Boğazi Güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları, İTÜ Vakfı, s.: 96-97.
- Göncüoğlu, M. C., (2010), Türkiye Jeolojisi'ne Giriş: Alpin ve Alpin Öncesi Tektonik Birliklerin Jeodinamik Evrimi, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Monografi Serisi No: 5, Ankara.
- Göney, S., (1963-1964), İzmit körfezi kuzey kıyılarının jeomorfolojisi, Türk Coğrafya Dergisi, Sayı: 22-23, s.: 187-204.
- Görür, N., (1982), Kocaeli Yarımadasında Siluriyen-Alt Devoniyen yaşlı "Gebze kireçtaşının" sedimantolojisi, Türkiye Jeolojisi Kurultayı, Bildiri Özetleri (22-26 Şubat 1982), Türkiye Jeoloji Kurumu-Türkiye Jeoloji Mühendisleri Odası, s.: 69-70, Ankara.
- Grancy, W. S., (1938), Karabük havalisinde yapılan jeolojik tetkikata ait rapor, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Rapor No: 563, Ankara.
- Grayson, R. B., Moore, I. D., McMahon, T. A., (1992), Physically based hydrologic modeling: A terrain-based model for investigative purposes, Water Resources Research, Volume: 28 (10), pp.: 2639-2658.
- Gregory, K. J., Walling, D. E., (1985), Drainage Basin Form and Process, Edward Arnold, London.
- Grün, R., (1989a), Electron Spin Resonance (ESR) dating, Quaternary International, Volume: 1, pp.: 65-109.
- Grün, R., (1989b), Die ESR, Altersbestimmungsmethode, Heidelberg, Berlin.
- Grün, R., (2007), Electron Spin Resonance Dating, In: ELIAS, S.A. (ed.): Encyclopedia of Quaternary Science, Volume: 2, pp.: 1505-1516, Amsterdam.
- Güldü, H., (1978), Büyük Çamlıca ve Civarının Jeomorfolojik Etüdü, İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Enstitüsü Strüktür ve Yeraltı Kaynakları Kürsüsü, Yayınlanmamış Mezuniyet Tezi, İstanbul.
- Gündoğdu, O., (1986), Türkiye Depremlerinin Kaynak Parametreleri ve Aralarındaki İlişkiler, Yayınlanmamış Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, İstanbul.

- Gündoğdu, O., Altınok, Y., Akkargan, Ş., Sayın, N., Hisarlı, M., Özçep, F., Özçep, T., Özer, N., (2002), 17 Ağustos 1999 Gölçük Depremi Araştırması Raporu, İstanbul Üniversitesi Araştırma Fonu, Proje No: 1383/081299, İstanbul.
- Gündoğdu, O., Sayın, N., Özçep, F., Hisarlı, M., (2003), Marmara ve İstanbul'da Deprem Tehlikesi, Beşinci Ulusal Deprem Mühendisliği Konferansı, 26-30 Mayıs 2003, İstanbul.
- Güner, M., (1992), Gebze ve Dolayının Jeomorfolojisi, Yayınlanmamış Yüksek Lisans Bitirme Tezi, İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Jeomorfoloji Anabilim Dalı, İstanbul.
- Güneysu, C., (2000), Marmara Denizi ve Kıyılarının Jeomorfolojik Özellikleri, Marmara Denizi'nin Jeolojik Oşinografisi (Editörler: Ertuğrul DOĞAN ve Ajun KURTER), İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, s.: 33-77, İstanbul.
- Güngördü, M., (1999), Marmara Bölgesinin Bitki Coğrafyası, İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yayınları, No: 3416, İstanbul.
- Haas, W., (1968a), Das Alt-Palaeozoikum Von Bithynien Nordwest-Turkei, N. Jb. Geol. Palaont. Abh., 131-1, pp.: 178-242.
- Haas, W., (1968b), Trilobiten aus dem Silur und Devon von Bithynien (NW-Türkei), Palaeontographica 130A, 60-207, Stuttgart.
- Hails, J. R., (1977), Applied Geomorphology, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam-Oxford-New York.
- Hammond, E. H., (1964), Analysis of Properties in Land Form Geography: An Application to Broad-Scale Land Form Mapping, Annals, Association of American Geographers, Volume: 54, pp.: 11-19.
- Hare, P. W., Gardner, T. W., (1985), Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In M. Morisawa and J.T. Hack (eds.), Tectonic Geomorphology: Proceedings of the 15 Annual Binghamton Geomorphology Symposium, September 1984, Allen & Unwin, pp.: 75-104, Boston.
- Hochstatter, F., (1870), Die Geologischen Verhältnisse des Östlichen Teils der Europäischen Türkei. Jahrb. Kk. Geol. Reichsanstalt, 20(1), pp.: 365-461.
- Horton, R. E., (1945), Erosional Development of Streams and Their Drainage Basins: Hydrophysical Approach to Quantitative

- Morphology, Bulletin of the Geological Society of America, Issue: 56, p.: 275–370.
- Hoşgören, M. Y., (1968), Bostancı-Küçükaly Kıyı Bölgesi Jeomorfolojisi, İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü, Fiziki Coğrafya Sertifikası, Mezuniyet Tezi, İstanbul.
- Hoşgören, M. Y., (1983), Akhisar Havzası Jeomorfolojik ve Tatbiki Jeomorfolojik Etüt, İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yayını, İstanbul.
- Hoşgören, M. Y., (1995), İzmit Körfezi Havzası'nın Jeomorfolojisi, Kocaeli Valiliği Çevre Koruma Vakfı, Deniz Harp Okulu Komutanlığı Basımevi, İstanbul.
- Hoşgören, M. Y., (1998), Jeomorfoloji'nin Ana Çizgileri II, Çantay Kitabevi, İstanbul.
- Hoşgören, M. Y., (2000), İstanbul ve Deprem, Türk Coğrafya Dergisi, Sayı: 35, s.: 1-24.
- Hoşgören, M. Y., (2004), Hidrografya'nın Ana Çizgileri I, 5. Baskı, Çantay Kitabevi, İstanbul.
- Hoşgören, M. Y., (2010), Jeomorfoloji'nin Ana Çizgileri I, 7. Baskı, Çantay Kitabevi, İstanbul.
- Hoşgören, M. Y., (2011), Jeomorfoloji Terimleri Sözlüğü, Çantay Kitabevi, İstanbul.
- [Http://evreka.com.tr/demo/catalcaeski/image/haita/H011B.JPG](http://evreka.com.tr/demo/catalcaeski/image/haita/H011B.JPG)
- Hurtrez, J. E., Sol, C., Lucazeau, F., (1999), Effect of drainage area on the hypsometry from an analysis of small-scale drainage basins in the Siwalik hills (Central Nepal), Earth Surface Process and Landforms, Volume: 24, pp.: 799–808.
- Hülagü, U., (1990), İstanbul Boğazı Güneyinin Deniz Jeolojisi ve Jeomorfolojisi, Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Bölümü, İstanbul.
- Ikeya, M., Ohmura, K., (1983), Comparison of ESR ages of corals from marine terraces with ^{14}C and $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ ages, Earth and Planetary Science Letters, Volume: 65, pp.: 34-38.
- İBB (İstanbul Büyükşehir Belediyesi), (2011), Sayısal Yerbilimleri Haritası (jeoloji, jeomorfoloji, toprak, arazi kullanımı ve afetler), Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) ve Uzaktan Algılama (UA) Birimi, İstanbul.

- İBB, (2000), Zemin Deprem İnceleme Müdürlüğü (Raporlar), İstanbul.
- İlze, S., (1990), Kayışdağı-Aydos Dağı-Ömerli Arasının Jeomorfolojisi, Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Jeomorfoloji Anabilim Dalı, İstanbul.
- İzbırak, R., (1955), Yerçekillerini Değiştiren Olaylar, Harita Umumi Müdürlüğü Yayınları, Ankara.
- İzbırak, R., (1977), Sistematik Jeomorfoloji, Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi Yayınları, Erol Ofset ve Matbaacılık, Ankara.
- İzbırak, R., (1979), Jeomorfoloji Analitik ve Umumi, Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi Yayınları No: 127, Ankara.
- İzbırak, R., (1991), Yerbilimi Bilgileri, Milli Eğitim Basımevi, İstanbul.
- Jenny, H., (1967), Toprak Oluşum Faktörleri (Çev.: A. Ergene ve İ. Berkman), Atatürk Üniversitesi Ziraat Fakültesi Yayınları No: 49, Erzurum.
- Johnston, R. J., (1985), The Future of Geography, Methuen&Co. Ltd., London.
- Jonas, M., (1997), Concepts and methods of ESR dating, Radiation Measurements, Volume: 27, pp.: 943-973.
- Jongmanns, W. J., (1939), Vorläufiger Bericht über die Paleobotanischen hierauf basierten stratigfischen und tektonischen Verhältnisse in den Kohlenbecken Anotoliens, MTA Rapor No: 900, Ankara.
- Kafesoğlu Sandıkçioğlu, B., (2010), Kadıköy-Tuzla Arasındaki Kıyı Bölgesinin Jeomorfolojisi, Değişimi ve Gelişimi, İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Coğrafya Anabilim Dalı, İstanbul.
- Kalafatçioğlu, A., (1975), Türkiye Ordovisyen-Silüriyeni ve Komşu Ülkelerde Yayılımı, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, Sayı: 84, s.: 1-13.
- Karabıyıkoglu, M., (1989), Jeomorfolojide İstatistiksel Analiz Yöntemleri: Genel Sunu, Jeomorfoloji Dergisi, Sayı: 17, s.: 11-20.
- Karaca, M., Deniz, A., Tayanç, M., (2000), Cyclone Track Variability over Turkey in Association with Regional Climate, International Journal of Climatology, Volume: 20, pp.: 1225-1236.

- Kates, R. W., Clark, W. C., Corell, R., Hall, J. M., Jaeger, C. C., Lowe, I., McCarthy, J. J., Schellnhuber, H. J., Bolin, B., Dickson, C. C., Faucheux, S., Gallopin, G. C., Grubler, A., Huntley, B., Jager, J., Jodha, N. S., Kasperson, R. E., Mabogunje, A., Matson, P., Mooney, H., Moore III, B., O'Riordan, T., Svedlin, U., (2001), Sustainability Science, Science, Volume: 292, pp.: 641–642.
- Kates, R. W., Turner, B. L., Clark, W. C., (1990), The Great Transformation, Pages 1-17 in B. L. Turner, W. C. Clark, R. W. Kates, J. F. Richards, J. T. Mathews and W. B. Meyer, editors, The Earth as Transformed by Human Action, Cambridge University Press, Cambridge, UK..
- Kaya, O., (1969), Karbon bei İstanbul, N. Jb. Geol. Palaont. Mh., H. 3, 160-173, Stuttgart.
- Kaya, O., (1971), İstanbul'un Karbonifer stratigrafisi, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Cilt: 14, Sayı: 2, s.: 143-199.
- Kaya, O., (1973), The Devonian and Lower Carboniferous stratigraphy of the İstinye, Bostancı and Buyukada subareas, (Edit.: O. Kaya), Paleozoyik of İstanbul, Ege Üniversitesi Fen Fakültesi Yayınları No: 40, s.: 1-36, İzmir.
- Kaya, O., (1978), İstanbul Ordovisiyen ve Silüriyeni, Yerbilimleri, Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Enstitüsü Yayınları, Cilt: 4, Sayı: 1-2, s.: 1-22.
- Kaya, O., (1982), Ereğli, Yığılca, Bolu, Kuzey Mengen alanlarının stratigrafisi ve yapı özellikleri, TPAO Rapor No: 1639, Ankara.
- Kaya, O., Lys, M., (1979-1980), İstanbul Boğazının batı yakasında (Kilyos) yeni bir Triyas bulgusu, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, Sayı: 93/94, s.: 20-26.
- Kaya, O., Mamet, B. L., (1971), Biostratigraphy of the Visean Cebeciköy limestone near İstanbul, Turkey, Journal Foram. Res., Volume: 1, pp.: 77-81.
- Kayaboğazı, Ş.,(1942), İstanbul ve Dolayı Coğrafyası, Cilt: 1, İstanbul.
- Kayan, İ., (1990), Tarih öncesi yerleşme yerleri olarak Antalya mağaralarının jeomorfolojik özellikleri, Ege Coğrafya Dergisi, Sayı: 5, s.: 10-31.
- Kayan, İ., (1998), Yeni Yaklaşımlarla Türkiye'nin Plio-Kuvaterner Paleocoğrafyası, Ankara Üniversitesi Türkiye Coğrafyası

- Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi (21. YY'a Doğru Türkiye Sempozyumu Bildiriler Özel Sayısı), Sayı: 6, s.: 189-197.
- Kayan, İ., (2000), İzmir çevresinin morfotektonik birimleri ve alüvyal jeomorfolojisi, Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM). 24-27 Mayıs 2000, Bildiriler Kitabı, s.: 103-111.
- Kayan, İ., (2012), Kuvaterner'de Deniz Seviyesi Değişmeleri, İç: Kuvaterner Bilimi, Ed.: Kazancı, N., Gürbüz, A., Ankara Ünivertesii Yayınları No: 350, s.: 59-78.
- Keller, E. A., Pinter, N., (2002), Active Tectonics, 2nd edition, Upper Saddle River. New Jersey, Prentice Hall.
- Keskin, M., Ustaömer, T., Yenyol, M., (2003), İstanbul kuzeyinde yüzeylenen Üst Kretase yaşlı volkano-sedimenter birimlerin stratigrafisi, petrolojisi ve tektonik ortamı, İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu Bildiri Kitabı, s.: 23-35.
- Keskin, M., Ustaömer, T., Yenyol, M., (2010), İstanbul Kuzeyindeki Üst Kretase Volkanojenik İstiflerinin Magmatik Evrimi ve Jeodinamik Ortamı, İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı (Editörler: ÖRGÜN, Y., ŞAHİN, S. Y.), TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi, İstanbul, s.: 130-180.
- Ketin, İ., (1948), Über die tectonisch-mechanischen folgerungen aus den grossen Anato-lischen Erdbeben des letzten Dezenniums, Geologie Rundsh, 36, 77-83.
- Ketin, İ., (1953), Tektonisehe Untersuchungen auf den Prinzeninseln nahe Istanbul (Türkei), Geologische Rundschau, N.: 41, s.: 161-172.
- Ketin, İ., (1959a), Türkiye'nin Orojenik Gelişimi, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, Sayı: 53, s.: 78-86.
- Ketin, İ., (1959b), Çamlıca Bölgesinin Tektoniği Hakkında, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Cilt: 7, Sayı: 1, s.: 1-18.
- Ketin, İ., (1966), Anadolu'nun Tektonik Birlikleri, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, Sayı: 66, s.: 20-34.
- Ketin, İ., (1968), Türkiye'nin genel tektonik durumu ve başlıca deprem bölgeleri arasındaki ilişkiler, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, Sayı: 71, s.: 129-134.
- Ketin, İ., (1977), Türkiye'nin Başlıca Orojenik Olayları ve Paleocoğrafik Evrimi, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, Sayı: 88, s.: 1-4.

- Ketin, İ., (1983), Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış, İstanbul Teknik Üniversitesi Yayınları No: 1259, İstanbul.
- Ketin, İ., Gümüş, A., (1962), Sinop-Ayancık arasında III. Bölgeye dahil sahaların jeolojisi hakkında rapor (1. Kısım: Tersiyer formasyonlarının etüdü), TPAO Rapor No: 213, Ankara.
- Ketin, İ., Gümüş, A., (1963), Sinop-Ayancık güneyinde III. Bölgeye dahil sahaların jeolojisi hakkında rapor (2. Kısım: Jura ve Kretase formasyonlarının etüdü), TPAO Rapor No: 288, Ankara.
- Ketin, İ., Roesli, T., (1953), Macroseismische untersuchungen über das Northwest Anatolishe beben von 18 Mart 1953, Eclogae Geolog. Helv., 46-2, 187-208, Basel.
- Kındap, T., (2010), İstanbul: Şehirleşme ve İklim, İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı (Editörler: ÖRGÜN, Y., ŞAHİN, S. Y.), TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi, İstanbul, s.: 204-220.
- Kıyak, N. G., Erginal, A. E., Ertek, T. A., Canel, T., (2011), Optical luminescence dating of eolianite, west Black Sea coast of Turkey, 13th International conference on Luminescence and Electron Spin Resonance Dating, 10-14 July 2011, Torun, Poland. Book of Abstracts, p.: 106.
- Kıyak, N. G., Erginal, A. E., Yigitbas, E., Bozcu, M., Ozturk, M. Z., Avcioglu, M., Oztura, E., (2010), Level of Lake Iznik from late Neolithic to the last two millenia inferred from beachrock ages, 2nd Symposium ARCH_RNT Archaeological Research and New Technologies. University of Peloponnese, Kalamata, Abstracts, p.: 26.
- Kipman, E., (1974), Sakarya Çamdağ (Kestanepınar-Yassıgeçit köyleri arası) deniz çökeltisi demir cevherinin jeolojisi, İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monografileri, Sayı: 25, s.: 72, İstanbul.
- Kleidon, A., Fraedrich, K., Heimann, M., (2000), A green planet versus a desert world: Estimating the maximum effect of vegetation on the land surface climate, Climate Change, Volume: 44, pp.: 471–493.
- Knighton, D., (1996), Fluvial Forms and Processes, Arnold, a Member of the Hodder Headline Group., London.
- Koç, T., (2000), Kuzeybatı Anadolu'nun Doğal Mevsim Özellikleri, Türk Coğrafya Dergisi, Sayı: 34, s.: 527-549.

- Koç, T., (2001), Kuzeybatı Anadolu'da İklim ve Ortam, Çantay Kitabevi, İstanbul.
- Koçak, H., (2010), Ömerli Baraj Gölü Havzasının Hidrografya Özellikleri, Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Coğrafya Anabilim Dalı, İstanbul.
- Koçman, A., (1993), Türkiye İklimi, Ege Üniversitesi Yayınları No: 27, İzmir.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., Rubel, F., (2006), World Map of the Köppen-Geiger climate classification Updated, Meteorologische Zeitschrift, Volume: 15, No: 3, s.: 259-263.
- Köppen, W., Geiger, R., (eds.), (1930–1939), Handbuch der Klimatologie, 5 Vols., Gebruder Borntraeger, Berlin.
- Kraus, H., (2004), Die Atmosphäre der Erde. Eine Einführung in die Meteorologie, Springer, Berlin.
- Kullmann, J., (1973), Goniatite-coral associations from the Devonian of Istanbul, Turkey, (Edit.: O. Kaya), Paleozoic of Istanbul, Ege University Faculty of Science Publications: 40, pp.: 97-116.
- Kurter, A., (1957), Bostancı-Maltepe Arası Morfolojisi, İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi, Cilt: 4, Sayı: 8, s.: 48-61.
- Kurter, A., (1965), Morfolojide İstatistik ve Laboratuvar Metodları, İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi, Sayı: 15, s.: 89-106.
- Kurter, A., (1979), Türkiye'nin Morfoklimatik Bölgeleri, İstanbul Üniversitesi Yayın No: 2585, Coğrafya Enstitüsü Yayın No: 106, İstanbul.
- Kurter, A., (1982), Kastamonu ve Çevresinin Doğal Görünümü, İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yayınları No: 2930, Edebiyat Fakültesi Matbaası, İstanbul.
- Kurter, A., (2000), Marmara Denzinin Coğrafyası, Marmara Denizi'nin Jeolojik Oşinografisi, İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü (Editörler: Ertuğrul DOĞAN ve Ajun KURTER), s.: 29-30, İstanbul.
- Kurter, A., Bener, M., (1963), İstanbul ve Yakın Çevresinin Jeomorfolojisine Ait İlk Not, İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi, Sayı: 13, s.: 144-158.
- Kurter, A., Hoşgören, M. Y., (1986), Jeomorfoloji Tatbikatı, İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yayını, İstanbul.

- Le Pichon, X., Kreemer, C., (2010), The Miocene to Present kinematic evolution of the eastern Mediterranean and Middle East and its implications for dynamics, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Volume: 38, pp.: 323–351.
- Le Pichon, X., Şengör, A. M. C., Demirbağ, E., Rangin, C., İmren, C., Armijo, R., Görür, N., Çağatay, N., Mercier de Lepinay, B., Meyer, B., Saatçılar, R., Tok, B., (2001), The Active Main Marmara Fault, *Earth and Planetary Science Letters*, Volume: 192, pp.: 595-616.
- Levy, M., Salvari, M., (2000), Deprem Kuşağı, Deprem Nedir? Ne Değildir? (Çeviren: T. Güner), Doğan Kitapçılık A. Ş., İstanbul.
- Lohmann, U., Sausen, R., Bengtsson, L., Cubasch, U., Perlwitz, J., Roeckner, E., (1993), The Köppen climate classification as a diagnostic tool for general circulation models, *Climate Research*, Volume: 3, pp.: 177–193.
- Lowe, J. J., Walker, M. J. C., (1997), *Reconstructing Quaternary Environments*, 2nd edn. Longman, Harlow, U. K.
- Lupiapalmieri, E., (2004), *Hypsometric Analysis*, Encyclopedia of Geomorphology (Edit.: Goudie, A. S.), Routledge Ltd, London.
- Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü (MTA), (2011), İstanbul İlinin Jeolojisi, <http://www.mta.gov.tr/v1.0/bolgeler/kocaeli/kocaeli/jeolojisi.doc>, Son Erişim Tarihi: 15.11.2011.
- Mamet, B. L., (1973), Foraminiferal biostratigraphy of the Lower Carboniferous Trakya and Heybeliada formations İstanbul region, Turkey, (Edit.: O. Kaya), *Paleozoic of Istanbul*, Ege University Faculty of Science Publications: 40, p.: 137-143, İzmir.
- Mater, B., (1998), *Toprak Coğrafyası*, Çantay Kitabevi, İstanbul.
- Mayer, L., (1990), *Introduction to Quantitative Geomorphology*, Prentice Hall, Englewood, Cliffs, NJ.
- Mc Kenzie, D. P., (1972), Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, Volume: 30, pp.: 109-185.
- McMichael, A. J., Butler, C. D., Folke, C., (2003), *New Visions for Addressing Sustainability*, *Science*, Volume: 302, pp.: 1919-1920.
- Meriç, E., (1995), İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterner'inin stratigrafisi ve ortamsal özellikleri, İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi (Ed: E. Meriç), s.: 251-258.

- Meriç, E., Oktay, F. Y., Sakınç, M., Gülen, D., Ediger, V. S., Meriç, N., Özdoğan, M., (1991b), Kuşdili (Kadıköy-İstanbul) Kuvaterner'inin sedimanter jeolojisi ve paleoekolojisi, *Yerbilimleri / Geosound Seri A*, Cilt: 8 (1), s.: 83-91.
- Meriç, E., Oktay, F. Y., Sakınç, M., Gülen, D., İnal, A., (1991a), Ayamama (Bakırköy-İstanbul) Kuvaterner istifinin sedimanter jeolojisi ve paleoekolojisi, *Yerbilimleri / Geosound Seri-A*, Cilt: 8 (1), s.: 93-100.
- Meriç, E., Sakınç, M., (1990), Foraminifera. In: Meriç, E. (Ed.). İstanbul Boğazı Güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) Dip tortulları, İTÜ Vakfı, s.: 15-41.
- Meyer, W. B., Turner, B. L., (1994), *Changes in Land Use and Land Cover: A Global Perspective*, Cambridge University Press, Cambridge England, New York, USA.
- Mitasova, H., Hofieka, J., Zlocha, M., Iverson, L. R., (1996), Modeling topographic potential for erosion and deposition using GIS, *International Journal of Geographic Information Systems*, Volume: 10, pp.: 629-641.
- Moore, I. D., Grayson, R. B., Landson, A. R., (1991), Digital terrain modeling: A review of hydrological, geomorphological and biological applications, *Hydrological Processes*, Volume: 5, pp.: 3-30.
- Natal'ın, B. A., Şengör, A. M. C., (2005), Late Palaeozoic to Triassic evolution of the Turan and Scythian platforms: The pre-history of the Palaeo-Tethyan closure: *Tectonophysics*, Volume: 404, pp.: 175-202.
- Nazik, L., (1989), Mağara morfolojisinin belirlediği jeolojik-jeomorfolojik ve ekolojik özellikler, *Jeomorfoloji Dergisi*, Sayı: 17, s.: 53-63.
- Nişancı, A., (1992), Rasat Verileri ve Türkiye'de Görülen İklim Değişimleri, *Ondokuz Mayıs Üniversitesi, Eğitim Fakültesi Dergisi*, Sayı: 7, s.: 153-167.
- Nişancı, A., (2007), İklim Değişikliği, Küresel Isınma ve Sonuçları, I. Türkiye İklim Değişikliği Kongresi-TİKDEK 2007, 11-13 Nisan 2007, İstanbul Teknik Üniversitesi, s.: 84-92, İstanbul.
- Oakes, H., (1954), Türkiye Toprakları, Türk Yüksek Ziraat Mühendisleri Birliği Neşriyatı, Sayı: 18, Ege Üniversitesi Matbaası, VIII+224 s+8 katlanır ek (arka cepte).

- Okay, A. C., (1947), Alemdağ, Karlıdağ ve Kayışdağ arasındaki bölgenin jeolojisi ve petrografisi, İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, Seri B, Sayı: 12, s.: 269-288.
- Okay, A. C., (1948), Şile, Mudarlı, Kartal ve Riva arasındaki bölgenin jeolojik etüdü, İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, Seri B, Cilt: 13, Sayı: 4, s.: 311-333.
- Okay, A. I., Tüysüz, O., (1999), Tethyan sutures of northern Turkey, In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., Séranne, M. (eds), The Mediterranean Basins: Tertiary Extension Within the Alpine Orogen. Geological Society, London, Special Publications 156, pp.: 475-515.
- Okay, A. İ., Tüysüz, O., (2005), Türkiye Jeolojisi Ders Notları, İstanbul Teknik Üniversitesi, Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Okay, S., (2008), İstanbul Boğazı Karadeniz Çıkışının İncelenmesi, Yayınlanmamış Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Anabilim Dalı.
- Okay, F. Y., (1998), Güneybatı Karadeniz, İstanbul Boğazı ve Marmara Denizi Kuzey Kesiminin Kuvaterner'deki Oluşumu ve Evrimi, TÜBİTAK Yer Deniz Atmosfer Bilimleri ve Çevre Araştırma Grubu, Proje No: YDABÇAG (DEBAG)-102, Ankara.
- Okay, F. Y., (2010), İstanbul Boğazının Oluşumu, İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı (Editörler: ÖRGÜN, Y., ŞAHİN, S. Y.), TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi, İstanbul, s.: 254-263.
- Okay, F. Y., Gökaşan, E., Sakınç M., Yaltrak, C., İmren, C., Demirbağ E., (2002), The effect of North Anatolian Fault Zone to the latest connection between Black Sea and Sea of Marmara. Marine Geology, Volume: 190 (1- 2), pp.: 367-382.
- Okay, F. Y., Sakınç, M., (1991), The Late Quaternary tectonics of the İstanbul Graben and the origin of the Bosphorus, Terra Abstracts, 3, 1, p.: 351.
- Okay, F. Y., Sakınç, M., (1993), Geç Kuvaterner'de İstanbul Boğazı'nın oluşumuna neden olan tektonik hareketler, Türkiye Kuvaterneri Çalıştayı Bildiri Özleri, s.: 69-72.
- Okay, F. Y., Sakınç, M., Demirbağ, E., Ecevitoglu, B., Gökaşan, E., Yılmaz, B., Kurt, H., İmren, C., Algan, O., Alpar, B., Yüce, H., Eryılmaz, M., Şimşek, M., Özturan, M., (1998), Güneybatı

- Karadeniz, İstanbul Boğazı ve Marmara Denizi Kuzey Kesiminin Kuvaterner'deki Oluşumu ve Evrimi, TÜBİTAK-DEBAG/102, İstanbul.
- Oldroyd, D., (2004), İnsan Düşüncesinde Yerküre, Çeviri: Ülkün Tansel, Tübitak Popüler Bilim Kitapları, Ankara.
- Oral, R., (1991), İstanbul Boğazı eşiği güney kısmında jeomorfolojik birimlerin ayırt edilmesi ve haritalanması, Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, İstanbul.
- Ozansoy, F., (1957), Türkiye Tersiyer Memeli faunaları ve stratigrafik revizyonları Türkiye Tersiyer Memeli faunaları ve stratigrafik revizyonları, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, Sayı: 49, s.: 11-23.
- Önal, M., (1981), İstanbul Ordovisyen ve Silüriyen İstifinin Çökeltme Ortamları, İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi, Cilt: 2, Sayı: 3-4, s.: 161-177.
- Önal, M., (1982), Pendik Bölgesi ile Adalarının Jeolojisi ve Sedimanter Özellikleri, İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi Jeoloji Bölümü, Yayınlanmamış Doçentlik Tezi, İstanbul.
- Önal, M., (1988), İstanbul Devoniyen Çökellerinin Sedimenter Özellikleri ve Çökeltme Ortamları, İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi, Sayı: 6, s.: 92-108.
- Öner, E., (1997a), Eşen Çayı Taşkın-Delta Ovasının Jeomorfolojisi ve Antik Patara Kenti, Ege Coğrafya Dergisi, Sayı: 9, s.: 89-130.
- Öner, E., (1997b), Eşen Ovasının Alüvyal Jeomorfolojisi ve Likya Antik Kentleri, Ankara Üniversitesi Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi, Sayı: 6, s.: 203-242.
- Öngür, T., (1995), Yeraltısuyu Akiferlerinin Beslenmesi ve İstanbul'un Yeraltısuyu Potansiyeli, İstanbul ve Cıvırı Su Kaynakları Sempozyumu, 21-25 Mayıs 1995, s.: 181-188, İstanbul.
- Özdemir, H., (2007), Havran Çayı Havzasının (Balıkesir) CBS ve Uzaktan Algılama Yöntemleriyle Taşkın ve Heyelan Risk Analizi, Yayınlanmamış Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, İstanbul.
- Özdemir, H., (2011), Havza Morfometrisi ve Taşkınlar, Fiziki Coğrafya Araştırmaları: Sistemik ve Bölgesel, Türk Coğrafya Kurumu Yayınları, No: 6, s.: 507-526, İstanbul.

- Özdemir, Ü., (1975), Kocaeli Triyasının tipik Belemnitleri Hakkında, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, Sayı: 8, s.: 149-161.
- Özdemir, Ü., Talay, G., Yurtsever, A., (1975), Biostratigraphy of the rocks from Kocaeli Peninsula, International Geodynamics Project (Editor: S. Doyuran), Report of Turkey, October 1975, MTA Inst., pp.: 115-130, Ankara.
- Özdemir, Ü., Talay, G., Yurtsever, A., (1973), Kocaeli Triyası Projesi “Kocaeli Triyasının Biyostratigrafik Etüdü”, Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Yayınları, s.: 112-127, Ankara.
- Özgörüş, Z., Okay, A. İ., (2005), İstanbul bölgesindeki andezitik daykların konumları: Kretase’de gerilme dağılımına bir yaklaşım, Maden Tetkik ve Arama Dergisi, Sayı: 130, s.: 17-27.
- Özgül, N., (2012), Stratigraphy and Some Structural Features of the İstanbul Palaeozoic, Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.), Volume: 21, pp.: 817–866.
- Özgül, N., Özcan, İ., Akmeşe, İ., Üner, K., Bilgin, İ., Korkmaz, R., Yıldırım, Ü., Yıldız, Z., Akdağ, Ö., Tekin, M., (2011), İstanbul İl Alanının Jeolojisi, İstanbul Büyükşehir Belediyesi, Deprem Risk Yönetimi ve Kentsel İyileştirme Daire Başkanlığı, Deprem ve Zemin İnceleme Müdürlüğü, İstanbul Kent Jeolojisi Projesi, İstanbul.
- Özgül, N., Üner, K., Akmeşe, İ., Bilgin, İ., Kokuz, R., Özcan, İ., Yıldız, Z., Yıldırım, Ü., Akdağ, A., Tekin, M., (2005), İstanbul İl Alanının Genel Jeoloji Özellikleri, İstanbul Büyükşehir Belediyesi Deprem Risk Yönetim ve Kentsel İyileştirme Daire Başkanlığı Deprem ve Zemin İnceleme Müdürlüğü, İstanbul.
- Özhan, G., Bayrak, D., (1998), İzmit Körfezi Plio-Kuaterner çökellerinin sismik irdelenmesi, Türkiye Jeoloji Bülteni, Cilt: 41, s.: 151-164.
- Özşahin, E., (2008), Keçi Dere (Gönen Çayı’nın Bir Kolu) Havzasının Hidrografik Özelliklerine Sayısal Yaklaşım, Mustafa Kemal Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Dergisi, Cilt: 5, Sayı: 10, s.: 301–317.
- Özşahin, E., (2009), Marmara Denizi Havzası Deltaları, Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Coğrafya Anabilim Dalı, İstanbul.
- Özşahin, E., (2010), Komşu Akarsu Havzalarının Morfometrik Analizi: Sarıköy ve Kocakıran Dereleri Üzerine Temel Bir Çalışma (Gönen

- Havzası, Güney Marmara), Fırat Üniversitesi Sosyal Bilimler Dergisi, Cilt: 20, Sayı: 1, s.: 139–155.
- Özşahin, E., Değerliyurt, M., (2012), Antakya-Serinyol (Hatay) Güzergâhındaki Alt Geçit Projesinin Uygulamalı Jeomorfolojik Açından Değerlendirilmesi, 1. Ulusal Karayolları ve Trafik Güvenliği Sempozyumu (6–8 Mayıs 2010), Seçilmiş Bildiriler, Derleyen: Dr. Bedrettin MURAT, Polis Akademisi Yayınları, Ankara.
- Öztaş, T., (2007), İstanbul İl Alanının Hidrojeolojik Özellikleri ve Haritası (Yayınlanmamış Rapor), İstanbul.
- Öztunalı, Ö., Satır, M., (1975), Rb and Sr Altersbestimmungen an Tiefengesteinen aus Çavuşbaşı (İstanbul), İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, Seri: B, Sayı: 40 (1-4), s.: 1-7.
- Öztürk, B., Erginal, A.E., (2008), Bayramdere Havzasında (Biga Yarımadası, Çanakkale) Havza Gelişiminin Morfometrik Analizler ve Jeomorfik İndislerle İncelenmesi, Türk Coğrafya Dergisi, Sayı: 50, s.: 61-68.
- Paeckelmann, W., (1925), Beitrage zur Kenntnis des Devons am Bosporus, Insbesondere in Bithynien, Abhandlungen d. preussischen geologischen Landesanstalt, Neue Folge Heft 98, 152 p., Berlin.
- Paeckelmann, W., (1932), Beitrage zur Kenntnis des Geologie. Paläontologie und Petrographie der Umgegend von Konstantinople (1. Obersilurische und devonische Faunen der Prinzeninseln, Bithyniens und Thraziens), Abh. preussische geol. Landesanstalt, Neue Folge Heft 142, 79 p., Berlin.
- Paeckelmann, W., (1938), Neue Beitrage zur Kenntnis des Geologie. Paläontologie und Petrographie der Umgegend von Konstantinople (2. Geologie Thraziens, Bithyniens und der Prinzeninseln), Abh. preussische geol. Landesanstalt, Neue Folge Heft 186, 202 p., Berlin.
- Pamir, H. N., (1938), İstanbul Boğazı'nın teşekkülü meselesi. MTA Dergisi, Sayı: 13, s.: 61-68.
- Pamir, H. N., (1959), Dinamik Jeoloji, Cilt: I, İstanbul.
- Parker, A. J., (1982), The topographic relative moisture index: an approach to soil moisture assessment in mountain terrain, Physical Geography, Volume: 3 (2), pp.: 160-168.
- Peel, M. C., McMahon, T. A., Finlayson, B. L., Watson, F. G. R., (2001), Identification and explanation of continental differences in the

- variability of annual runoff, *Journal of Hydrology*, Volume: 250, pp.: 224–240.
- Pehlivan, R., (1990), *Kemberburgaz-Bahçeköy-Gümüşdereköy-Çiftalan (İstanbul) Dolaylarının Jeolojisi ve Kil Mineralojisi*, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi, İstanbul.
- Pekcan, N., (1995), *Karst Jeomorfolojisi*, Filiz Kitabevi, İstanbul.
- Pekcan, N., (2000), *Düzce-Akçakoca Bölgesinin Jeomorfolojisi*, Filiz Kitabevi, İstanbul.
- Peltier, L. C., (1950), *The Geographical Cycle In Periglacial Regions As It Is Related to Climatic Geomorphology*, *Annals of the Association of American Geographers*, Volume: 40, pp.: 214–236.
- Penck, W., (1919), *Grundzuge der Geologie des Bosphorus*, Veroff. Inst. F. Meeresk, NF Reihe A (4): 72, Berlin.
- Penck, W., (1924), *Die Morphologische Analyse*, *Geogr. Abhandlungen*, 2 (2), pp.: 284.
- Phillipson, A., (1898), *Bosphorus und Hellespont*. *Geogr. Zeitschr.*, 4, 16-26.
- Pike, R. J., (2000), *Geomorphometry—diversity in quantitative surface analysis*, *Progress in Physical Geography*, Volume: 24, pp.:1–20.
- Pike, R. J., Wilson, S. E., (1971), *Elevation-Relief Ratio, Hypsometric Integral and geomorphic area-altitude analysis*, *Geological Soc. Am. Bull.*, Volume: 82, pp.: 1079-1084.
- Pitman, W. C., III, Golovchenko, X., (1991), *The effects of sea-level changes on the morphology of mountain belts*, *Journal of Geophysical Research*, Volume: 96, pp.: 6879-6891.
- Radtke, U., (1989), *Marine Terrassen und Korallenriffe- Das Problem der quartären Meeresspiegelschwankungen, Erläutert an Fallstudienaus Chile, Argentinien und Barbados*, *Düsseldorfer Geographische Schriften*, Volumen: 27, pp.: 245.
- Regel, C., (1963), *Türkiye'nin Flora ve Vejetasyonuna Genel Bir Bakış*, (Çev.: A. Baytop ve R. Denizci), *Ege Üniversitesi Fen Fakültesi Monografileri Serisi*, No: 1, İzmir.
- Richter, R., Richter, E., (1939), *Trilobiten aus dem Bosphorus gebiet*, *Abh. Preussische Geol. Landesanstalt N. F.*, 190, 49 p.

- Rink, W. J., (1997), Electron Spin Resonance (ESR) Dating and ESR applications in Quaternary science and archaeometry, Radiation Measurements, Volume: 27, pp.: 975-1025.
- Roberts, N, (1998), The Holocene: An Environmental History, 2nd edition, Blackwell Publishers, Oxford.
- Rommens, T., Verstraeten, G., Bogman, P., Peeters, I., Poesen, J., Govers, G., Rompaey, A., Lang, A., (2006), Holocene Alluvial Sediment Storage in Small River Catchment in the Loess Area of Central Belgium, Geomorphology, Volume: 77, pp.: 187-201.
- Ryan, W. B. F., (2007), Status of the Black Sea Flood hypothesis: Yanko-Hombach, V., Gilbert, A. S., Panin, N., Dolukhanov, P. (Edit.), The Black Sea Flood Question-Changes in Coastline, Climate and Human Settlement, Springer, Dordrecht, pp.: 63-88.
- Ryan, W. B. F., Pitman, W. C., III, Major, C. O., Shimkus, K., Moscalenko, V., Jones, G. A., Dimitrov, P., Görür, N., Sakıncı, M., Yüce, H., (1997a), An abrupt drowning of the Black sea shelf at 7.5 kyr BP, Marine Geology, Volume: 38, pp.: 119-126.
- Ryan, W. B. F., Pitman, W. C., III, Major, C. O., Shimkus, K., Moscalenko, V., Jones, G. A., Dimitrov, P., Görür, N., Sakıncı, M., Yüce, H., (1997b), An abrupt drowning of the Black sea shelf at 7.5 kyr BP, Geo-Eco-MARINA, Volume: 2, pp.: 115-125.
- Ryan, W. B. F., Major, C. O., Lericolais, G., Goldstein, S. L., (2003), Catastrophic flooding of the Black sea, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, Volume: 31, pp.: 525-554.
- Sakıncı, M., (2011), 50 Soruda Yer'in Evrimi, Bilim ve Gelecek Kitaplığı, İstanbul.
- Salomon-Calvi, W., (1936), Anadolu Ovalarının Teşekkülü, (Çeviren: Ş. A. Birand), Yüksek Ziraat Enstitüsü Yayınları No : 39, Ankara.
- Sancaklı, N., (2004), Marmara Bölgesi Depremleri (M. Ö. 427-M. S. 1912), Kastaş Yayınevi, İstanbul.
- Saner, S., (1980), Batı Pontidler'in ve komşu havzaların oluşumlarının levha tektoniği kuramıyla açıklanması, Kuzeybatı Türkiye, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, Sayı: 93-94, s.: 1-20.
- Sayar, C., (1962), İstanbul Boğazında Arkozlar İçinde Bulunan Ordovisiense Ait Bazı Konular (Rapor).

- Sayar, C., (1964), Ordovician Conularids from the Bosphorus Area, Turkey, Geol. Mag., Volume: 101, pp.: 193-197.
- Sayar, C., (1969), Boğaziçi arazisinde Ordovisien Conulariaları, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Cilt: 12, Sayı: 1-2, s.: 140-175.
- Sayar, C., (1979a), İstanbul Boğazı ve çevresinde Ordovisiyen-Siluriyen sınırı, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Sayı: 22, s.: 161-167.
- Sayar, C., (1979b), İstanbul-Pendik kuzeyinde Kayalidere grovaklarının biyostratigrafisi ve Brachiopod'lan, İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi, İstanbul.
- Sayar, C., (1979c), İstanbul Alt Paleozoyik serilerinde Brakiyopod-Diplograptid zonu fosilleri, 6-7 Mart 1979 Altınlı Sempozyumu, s.: 27-35.
- Sayar, C., (1984), İstanbul çevresinde Ordovisiyen brakiyopodları, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Sayı: 27, s.: 99-109.
- Sayar, C., (1989), Silurian sediments and faunal assosiation of the western Pontides (Turkey), 28 March-9 April 1989 The Muchison Symposium, Abstract.
- Sayar, C., Schallreuter, R., (1989), Ordovician ostracodes from Turkey, N. Jb. Geol. Palaont. Mh., H.: 4, p.: 233-242, Stuttgart.
- Scheidegger, A. E., (1961), Theoretical Geomorphology, Springer-Verlag, Göttingen, Heidelberg, Berlin.
- Schellmann, G., Beerten, K., Radtke, U., (2008), Electron spin resonance (ESR) dating of Quaternary materials, Eiszeitalter und Gegenwart Quaternary Science Journal, Volume: 57/1-2, pp.: 150-178.
- Scholten, R. (1974), Role of the Bosphorus in Black Sea chemistry and sedimentation, In The Black Sea - Geology, Chemistry, and Biology (115-126). Degens, E. T., Ross, D. A. (Eds.). American Association of Petroleum Geologists, Memoir 20, Tulsa, Oklahoma.
- Schumm, S. A., Lichty, R. W., (1965), Time, space and causality in geomorphology, American Journal of Science, Volume: 263, pp.: 110-19.
- Scotese, C. R., (2000), Paleomap Project, <http://www.scotese.com/earth.htm>, Son Erişim Tarihi: 04.07.2012.
- Seymen, İ., (1995a), İzmit Körfezi ve Çevresinin Jeolojisi, İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi, (Edit.: E. Meriç), Deniz Harp Okulu Komutanlığı Basımevi, s.: 1- 23.

- Seymen, İ., (1995b), İzmit Körfezi ve Çevresinin Jeolojisi, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Sayı: 10, s.: 42.
- Sholten, R., (1974), Role of the Bosphorus in Black Sea chemistry and sedimentation. The Black Sea: Geology, Chemistry and Biology, D. A. Ross and Degens (eds.) Published by AAPG, Tulsa Oklahoma, USA.
- Siderenko, A. W., (1978), Jeomorfoloji ve Ekonomi, Uygulamalı Jeomorfolojinin Sorunları, Çeviren: Nuri Güldalı, Yeryuvarı ve İnsan, s.: 28-31.
- Skene, K. I., Piper, D. J. W., Aksu, A. E., Syvitski, J. M. P., (1998), Evaluation of the global oxygen isotope curve as a proxy for Quaternary sea level by modelling of delta progradation, Journal of Sedimentary Research, Volume: 68, pp.: 1077-1092.
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D., Altınok, Y., (1981), Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu (M. Ö. 2100-M. S. 1900), TÜBİTAK, Proje No: TBAG 341, İstanbul.
- Stanley, D. J., Blanpied, C., (1980), Late Quaternary water Exchange between the Eastern Mediterranean and the Black Sea. Nature, Volume: 265, pp.: 537-541.
- Strahler, A. N., (1952), Hypsometric (Area-Altitude) Analysis of Erosional Topography, Geological Society of America Bulletin Sayı: 63, Boston, USA.
- Strahler, A. N., (1964), Quantitative Geomorphology of Drainage Basins and Channel Networks, Handbook of Applied Hydrology, V. T. Chow (Ed), McGraw-Hill, New York.
- Strahler, A. N., (1973), Akaçlama Havzalarının Jeomorfoloji İncelemelerinde Nicel Çözümlemeler (Çevirenler: Arpat, E., Güner, Y.), Jeomorfoloji Dergisi, Sayı: 5, s.: 103–118.
- Strahler, A. N., (1996), Introducing Physical Geography, John Wiley and Sons Inc., NewYork.
- Summerfield, M. A., (1991), Global Geomorphology: An Introduction to The Study of Landforms, Longman Scientific and Technical, Harlow.
- Swart, R., Raskin, P., Robinson, J., (2002), Critical Challenges for Sustainability Science, Science, Volume: 297, pp.: 1994.

- Szabo, J., David, L., Denes, L., (2006), *Anthropogenic Geomorphology, A Guide to Man-Made Landforms*, Springer, London, New York.
- Şahin, C., (1990), İstanbul Boğazı eşiği kuzey kısmında jeomorfolojik birimlerin ayırt edilmesi ve haritalanması, Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, İstanbul.
- Şaroğlu, F., Emre, M., Kuşçu, M., (1992), Türkiye Diri Fay Haritası, Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Yayınları,
- Şekeroğlu, K., (1967), Beşiktaş-Bebek-Üsküdar Kıyı Bölgesi Jeomorfolojisi (İstanbul 1:5.000 Ölçekli A-I-II Paftası), İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Fiziki Coğrafya Sertifikası, Yayınlanmamış Mezuniyet Tezi, İstanbul.
- Şengör, A. M. C., (1980), Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları, Türkiye Jeoloji Kurumu, Ankara.
- Şengör, A. M. C., (1998), Dünyanın Yaşı, Bitki, Hayvan ve İnsanın, Organik Gelişme ile Ortaya Çıkışı, In: Akurgal, E., Anadolu Kültür Tarihi, TÜBİTAK Yayınları, Ankara.
- Şengör, A. M. C., (2000), Jeolojik Takvim, Cogito, Ek Sayı, Sayı: 22, Yapı Kredi Kültür Sanat Yayıncılık Ticaret ve Sanayi A. Ş., İstanbul.
- Şengör, A. M. C., (2004), Yaşamın Evrimi, Fikrimin Darwin Döneminin Sonuna Kadarki Kısa Tarihi, İstanbul Teknik Üniversitesi Yayınevi, Bilim-Kültür Kitapları Dizisi No: 1, İstanbul.
- Şengör, A. M. C., (2006), 99 Sayfada İstanbul Depremi, Söyleşi: S. Kaplan, Türkiye İş Bankası Kültür Yayınları, Genel Yayın: 927, İstanbul.
- Şengör, A. M. C., (2010), İstanbul'daki jeolojik çalışmaların 1933'deki İstanbul Üniversitesi Reformuna kadarki kısa tarihçesi, İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı (Editörler: ÖRGÜN, Y., ŞAHİN, S. Y.), TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi, İstanbul, s.: 2-20.
- Şengör, A. M. C., (2011), İstanbul Boğazı Niçin Boğaziçi'nde Açılmıştır?, Fiziki Coğrafya Araştırmaları; Sistemik ve Bölgesel, Türk Coğrafya Kurumu Yayınları, No: 5, s.: 57-102, İstanbul.
- Şengör, A. M. C., (2012), İstanbul İlinin Jeomorfolojisi, Kişisel Görüşme, 20.11.2012.
- Şengör, A. M. C., Özgül, N., (2010), İstanbul'un Jeolojisi, İstanbul Ansiklopedisi, NTV Yayınları, İstanbul.

- Şengör, A. M. C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakıncı, M., Eyidoğan, H., Görür, N., Le Pichon, X., Rangin, C., (2005), The North Anatolia Fault: A New Look, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, Volume: 33, pp.: 37-112.
- Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y., (1981), Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, Tectonophysics, Volume: 75, pp.: 181-241.
- Tağıl, Ş., (2006), Kazdağı Milli Parkında Arazi Örtüsü Organizasyonunu Kontrol Eden Jeomorfolojik Faktörler: Bir CBS Yaklaşımı, Coğrafi Bilimler Dergisi, Sayı: 4 (2), s.: 35-46.
- Tanner, W. F., (1961), An Alternate Approach to Morphogenetic Climates, Southeastern Geologist, Volume: 2, pp.: 251-257.
- Taponnier, P., (1977), Evolution tectonique du Systeme alpin en Mediterranee: Bull. Soc. Geol. France, (7), XIX, 437-460.
- Tarı, U., (2007), İzmit Körfezi ve çevresinin morfotektoniği, Yayınlanmamış Doktora Tezi, İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, Katı Yerbilimleri Anabilim Dalı, Jeodinamik Programı, İstanbul.
- Tarı, U., Tüysüz, O., (2001), İzmit Körfezi'nin morfotektonik evrimi: Türkiye Kuvaterneri Çalıştayı, Makaleler ve Özetler: İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, İstanbul, s.: 58-63.
- Tarı, U., Tüysüz, O., (2008), İzmit Körfezi ve Çevresinin Morfotektoniği, İstanbul Teknik Üniversitesi, İTÜ Dergisi/d Mühendislik, Cilt: 7, Sayı: 1, s.: 17-28.
- Taugourdeau, Ph., Abdüselamoğlu, Ş., (1962), Presence de Chitinozoaires dans le Siluro-Devonien turc des environs d'Istanbul, Extrait C. R. S. des Seances du 5 Novembre, Soc. Geol. France, Volume: 8, pp.: 238-239.
- Tchihatcheff, P. De, (1864), Le Bosphore et Constantinople avec Carte Geologique, Paris.
- Ternek, Z., (1987), 1/500 000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Açıklaması İstanbul Paftası, (Derleyen: Akyürek, B.), Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Yayını, Ankara.
- Thomas, W. L., (1956), Man's Role in Changing the Face of the Earth, The University of Chicago Press, Chicago.
- Thorntwaite, C. W., (1948), An Approach Toward a Rational Classification of Climate, Geographical Review, Volume: 38, Number: 1.

- Timur, E., Aksay, A., (2002), 1/100.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Zonguldak-E29 Paftası, Pafta No: 30, Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, Ankara.
- Tokay, M., (1962), Amasra Bölgesinin Jeolojisi ve Karbonifer'de gravite yoluyla bazı kayma olayları, Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, Sayı: 58, s.: 1-21.
- Toula, F., (1896), Eine Muschelkalk fauna am Golf von İsmid in Kleinasien, Beitr. Geol. Und Paleont., Österreich-Urgarns und des Orientes, Bd.: X, Heft 4, pp.: 153-191, Wien-Leipzig.
- Toula, F., (1896), Eine Muschelkalkfauna am Golf von İsmid in Kleinasien, Beitr. Geol. Und Palaeont., Österreich-Ungarns und des Orientes, Bd. X, Heft IV, pp.: 153-191, Wien-Leipzig.
- Toula, F., (1898), Über Protrachyceras anaticum, ein neues Triasfossil vom Golf von İsmid, N. Jahrb. F. Min. USW., 1, Stuttgart.
- Tricart, J., (1965), Principes et Methodes de la Geomorphologie, Masson et Cie, Paris.
- Tricart, J., Cailleux, A., (1965), Introduction a La Geomorphologie Climatique, Soc. D'edition d'enseignement superieur, Paris.
- Tricart, J., Cailleux, A., (1972), Introduction to Climatic Geomorphology, Longman, London.
- Turoğlu, H., (1997), İyidere Havzasının Hidrografik Özelliklerine Sayısal Yaklaşım, Türk Coğrafya Dergisi, Sayı: 32, s. 349-355.
- Uçarkuş, G., (2010), Active Faulting and Earthquake Scarps along the North Anatolian Fault in the Sea of Marmara, Yayınlanmamış Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Uluğ, A., Özel, E., Çiftçi, G., (1987), İstanbul Boğazi'nda sismik çalışmalar, Jeofizik Dergisi, Cilt: 1 (2), s.: 131-144.
- Ustaömer, T., Robertson, A. H. F., (1993), A Late Palaeozoic-Early Mesozoic marginal basin along the active southern continental margin of Eurasia: evidence from the Central Pontides (Turkey) and adjacent regions, Geological Journal, Volume: 28, pp.: 219-238.
- Vance, D. E., (1983), Earthquake hazard assessment utilizing geographic information system information, In J. M. Carroll (ed.), Computer Simulation in Emergency Planning, Society for Computer Simulation, La Jolla, Calif., pp.: 105-110.

- Verstappen, H. Th., (1963), The role of aerial survey in applied geomorphology, Rev. Geom. Dyn., Volume: 10, pp.: 237-252.
- Verstappen, H. Th., (1977), Remote Sensing in geomorphology, Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, London, New York.
- Verstappen, H. Th., (1983), Applied Geomorphology, Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam.
- Von Hoff, K. E. A. (1822), Geschichte der durch Überlieferung nachgewiesenen natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche, 8, 105-144, Perthes, Gotha.
- Wedding, H., (1970), Bartın'ın (Zonguldak ili) doğusuna doğru enteresan bir dekreşman hakkında, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, Sayı: 74, s.: 75-84.
- Wilson, L., (1968), Morphogenetic Classification, In Encyclopedia of Geomorphology (Edit.: R. W. In Fairbridge), Reinhold Book Corp, New York.
- Yalçınlar, İ., (1944), İstanbul Boğazının Batısında Jeomorfolojik Araştırmalar, Türk Coğrafya Dergisi, Sayı: 5-6, s.: 131-136.
- Yalçınlar, İ., (1948), İstanbul Boğazı ve Civarının Vadileri Hakkında, Ankara Üniversitesi DTCF Dergisi, Cilt: VI, No: 1, Ankara.
- Yalçınlar, İ., (1951a), Türkiye Rölyefinde Sahra ve Strüktür Tesirleri, İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi, Sayı: 1, s.: 65-66.
- Yalçınlar, İ., (1951b), İstanbul Civarının Paleozoyik Arazisine Yeni Müşahedeler, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Sayı: 3, s.: 125-130.
- Yalçınlar, İ., (1952-1953), Türkiye Bünyesinin Ana Hatları, İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi, Sayı: 3-4, s.: 48-62.
- Yalçınlar, İ., (1955), Note preliminaire sur les schistes a Graptolithes du Silurien decouverts pres d'Istanbul (NW de la Turquie), Review Geogr. Inst. Univ. Istanbul, No : 2, pp.: 167-172.
- Yalçınlar, İ., (1956), İstanbul'da bulunan graptolitli Silur şistler hakkında, İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi, Cilt : 4, Sayı : 7, s. : 157-160.
- Yalçınlar, İ., (1957), Tuzlada bulunan fosilli kıyı depoları (Kocaeli), İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi, Cilt: 4, Sayı: 8, s.: 100-101.

- Yalçınlar, İ., (1960), Türkiye’de Kalodoniyen Masifleri ve Morfolojik Karakterleri, Türk Coğrafya Dergisi, Sayı: 20, s.: 107-113.
- Yalçınlar, İ., (1963), Türkiye’de Görülen Bazı Eski Aşınım Satırları, İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi, Sayı: 13, s.: 130-143.
- Yalçınlar, İ., (1968), Strüktürel Morfoloji, Cilt: 1, Genişletilmiş 2. Baskı, Taş Matbaası, İstanbul.
- Yalçınlar, İ., (1983), Türkiye’de Neojen ve Kuvaterner Omurgalı Araziler ve Jeomorfolojik Karakterleri, İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yayınları No: 2741, İstanbul.
- Yalçınlar, İ., (1985), Türkiye'deki Plütonik Masiflerin Jeomorfolojik Karakterleri, İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Dergisi, Sayı: 1, s.: 15-32.
- Yalçınlar, İ., (2002), Marmara Bölgesi ve Depremler, Türk Coğrafya Dergisi, Sayı: 38, s.: 149-153.
- Yalçınlar, İ.,(1949), İstanbul Civarı ve Kocaeli Yarımadasının Jeomorfolojisi Hakkında Notlar, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Cilt: 2, No: 1, s.: 134-143, Ankara.
- Yalçınlar, İ.,(1996), Strüktürel Jeomorfoloji I, Öz Eğitim Yayınları, İstanbul.
- Yaltırak, C., (2002), Tectonic evolution of the Marmara Sea and its surroundings. Marine Geology, Volume: 190, pp.: 493-529.
- Yaltırak, C., Sakıncı, M., Aksu, A. E., Hiscott, R. N., Galleb, 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, Volume: 190, pp.: 283-305.
- Yazman, M., Çokuğraş, R., (1983), Adapazarı-Kandıra-Düzce-Akçakoca yerleşim merkezleriyle sınırlı alanın jeolojisi ve hidrokarbon olanakları, TPAO Rapor No: 1747, Ankara.
- Yenişol, M., Ercan, T., (1989-1990), İstanbul Kuzeyinin Jeolojisi, Üst Kretase Volkanizmasının Petrokimyasal Özellikleri ve Pontidler’deki Bölgesel Dağılımı, İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi, Sayı: 7 (1-2), s.: 125-147.
- Yergök, A. F., Akman, Ü., İplikçi, E., Karabalık, N. N., Keskin, İ., Mengi, H., Umut, M., Armağan, F., Erdoğan, K., Kaymakçı, H., Çetinkaya,

- H., (1987), Batı Karadeniz Bölgesinin Jeolojisi (I), MTA Rapor No: 8273, Ankara.
- Yergök, A. F., Akman, Ü., Tekin, F., Karabalık, N. N., Arbas, A., Akat, U., Armağan, F., Erdoğan, K., Kaymakçı, H., (1989), Batı Karadeniz Bölgesinin Jeolojisi (II), Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Rapor No: 8248, Ankara.
- Yıldırım, A. Karadoğan, S., (2009), Dicle Üniversitesi Kampüs Alanının Jeomorfolojik Özelliklerinin Belirlenmesinde Morfometrik Analizler, T.C.Dicle Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Elektronik Dergisi (DÜSBED), Yıl: 1, Sayı: 1, s.: 48-69.
- Yıldırım, D., (2002), Morfodinamik süreçlere dayanarak 1/50.000 ölçekli İstanbul ili ve yakın çevresinin jeomorfoloji haritası (İstanbul boğazı paftası) ve açıklaması, Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, İstanbul.
- Yıldırım, M., Özaydın, K., Erguvanlı, A., (1992), İstanbul Boğazı güneyi ve Haliç'in jeolojik yapısı ve jeoteknik özellikleri. Jeoloji Mühendisliği, Sayı: 40, s.: 5-14.
- Yılmaz Şahin, S., Güngör, Y., Aysal, N., (2010), İstanbul'un Granitoidleri, İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı (Editörler: ÖRGÜN, Y., ŞAHİN, S. Y.), TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi, İstanbul, s.: 100-129.
- Yılmaz, İ., (1977), Sancaktepe granitinin (Kocaeli Yarımadası) mutlak yaşı ve jenezi, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Sayı: 20, s.: 17-21.
- Yılmaz, Y., (1981), Rift, Alakojen, İmpaktojen ve Türkiye'den Örnekler, Türkiye Jeoloji Kurumu Konferans Dizisi No: 17, Ankara.
- Yılmaz, Y., (2002), Morphotectonic development of the Eastern Anatolia, International Workshop on the Tectonics of Eastern Turkey and Northern Arabian Plate. Bogazici University, Cornell University, Erzurum Atatürk University, Abstracts Book, s.: 32.
- Yılmaz, Y., (2007), Morphotectonic evolution of the Southern Black Sea Region and the Bosphorus Channel. In: Yanko-Hombach, V., Gilbert, A., Panin, N., Dolukhanov, P. (Eds.), The Black Sea Flood Question: changes in the coastline, climate and human settlement. Springer, Dordrecht, pp. 537-569.
- Yılmaz, Y., Gökaşan, E., Erbay, A. Y., (2010), Morphotectonic development of the Marmara Region Tectonophysics, 488, 51-70.

- Yılmaz, Y., Sakınç, M., (1990), İstanbul Boğazı'nın jeolojik gelişimi üzerine düşünceler, İstanbul Boğazı Güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) Dip Tortulları, Engin Meriç (ed.), İTÜ Vakfı Yayınları, s.: 99-105.
- Yurtsever, A., (1982), Kocaeli Triyası Biyostratigrafi Projesi, Gebze-Hereke-Tepecik alanında Mesozoyik-Senozoyik kayalarının jeolojisi, MTA Rapor No: 7195, Ankara.
- Yurtsever, A., (1996), İstanbul Yarımadasının (1/50.000 ölçekli haritasının) Jeolojisi, Yayınlanmamış Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Raporu No: 9989, Ankara.
- Yurttaş Özdemir, Ü., (1971), Kocaeli Yarımadası, Tepeköy Triyası makrofaunası ve biostratigrafisi, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, Sayı: 77, s.: 57-99.
- Yurttaş Özdemir, Ü., (1973), Kocaeli Yarımadasının Halobia'lı şeylleri hakkında, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, Sayı: 80, s.: 43-49.
- Yüzer, E., Eriş, İ., Bakır, A., Aydoğan, S., (2010), İstanbul'un Heyelanları, İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu III, 7-9 Aralık 2007, İTÜ Süleyman Demirel Kültür Merkezi, s.: 181-203, İstanbul.
- Zakrzewska, B., (1974-1977), Yerçekilleri Coğrafyasının Mahiyeti, İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi, Sayı: 20-21, s.: 289-293.
- Zaninetti, L., Dağer, Z., (1978), Biostratigraphie integree et paleoecologie du Trias de la peninsule de Kocaeli (Turquie)/Intergrated biostratigraphy and paleoecology of the Triassic of the Kocaeli Peninsula, Turkey, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, Volume: 71 (1), pp.: 85-104.
- Zapcı, C., (2010), İstanbul ve Yakın Çevresinin Triyas Stratigrafisi, İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı (Editörler: ÖRGÜN, Y., ŞAHİN, S. Y.), TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi, s.: 63-73, İstanbul.
- Zevenbergen, L. W., Thorne, C. R., (1987), Quantitative analysis of land surface topography, *Earth Surface Processes and Landforms*, Volume: 12, pp.: 47-56.

