



T.C.
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ-CERRAHPAŞA
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ



YÜKSEK LİSANS TEZİ

*KURBAĞLIDERE ve DELTASININ SİSMİK ve BATİMETRİK
YÖNTEMLERLE ARAŞTIRILMASI*

Meltem GÜMÜŞ

DANIŞMAN
Prof. Dr. Hüseyin TUR

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeofizik Mühendisliği Programı

İSTANBUL-2019

Bu alışma, 10.07.2019 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeofizik Mühendisliğı Anabilim Dalı, Jeofizik Mühendisliğı Programında Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

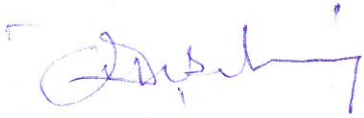
Tez Jürisi



Prof. Dr. Hüseyin TUR (Danışman)

İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa

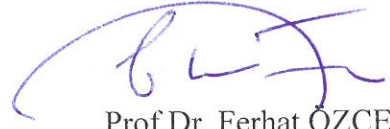
Mühendislik Fakültesi



Prof. Dr. İlhan OSMANŞAHİN

İstanbul Rumeli Üniversitesi

Mühendislik-Mimarlık Fakültesi



Prof. Dr. Ferhat ÖZÇEP

İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa

Mühendislik Fakültesi



[20.04.2016 tarihli Resmi Gazete’de yayımlanan Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliğinin 9/2 ve 22/2 maddeleri gereğince; Bu Lisansüstü teze, İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa’nın abonesi olduğu intihal yazılım programı kullanılarak Lisansüstü Eğitim Enstitüsü’nün belirlemiş olduğu ölçütlere uygun rapor alınmıştır.

Bu tez, İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa Bilimsel Araştırma Projeleri Yürütücü Sekreterliğinin numaralı projesi ile desteklenmiştir.

Bu tez, ... numaralı projesi ile desteklenmiştir.]

ÖNSÖZ

Bu tez çalışmasında Marmara Denizi kuzey şelfinde İstanbul Boğazı'nın güneyinde yer alan bir deltanın kökenin araştırılması gerçekleştirilmiştir. Çalışmada hem kara tarafındaki jeolojik ve jeofizik veriler hem de deniz tarafındaki sismik ve batimetrik veriler kullanılmıştır.

Tez çalışmamın konusunu öneren, engin bilgi, destek ve yardımlarını tezin her aşamasında esirgemeyen çok değerli hocam Prof. Dr. Hüseyin TUR'a sonsuz teşekkür eder ve minnettarlığımı sunarım.

Tüm eğitim hayatım boyunca bana destek olan çok sevdiğim aileme sonsuz teşekkür ederim.

Ayrıca lisans eğitimim süresince derslerini aldığım bütün öğretim üye ve yardımcısına teşekkür ederim.

Haziran 2019

[Meltem GÜMÜŞ]

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

ÖNSÖZ	iv
İÇİNDEKİLER.....	v
ŞEKİL LİSTESİ	vii
TABLO LİSTESİ.....	xi
ÖZET	xii
SUMMARY	xiii
1. GİRİŞ.....	1
2. GENEL KISIMLAR.....	17
3. MALZEME VE YÖNTEM.....	31
3.1. KURBAĞLIDERE VE YAKIN ÇEVRESİNİN JEOLJİSİ	31
3.2. ÇALIŞMA ALANI VE CİVARININ MORFOLOJİSİ	36
3.3. AKARSULAR	45
3.3.1. Akarsu Drenaj Sistemleri	50
3.4. SEDİMENTAR ORTAMLAR	53
3.4.1. Şelf Alanları.....	57
3.4.1.1. Şelf/Platform Kenarı ve Resif Ortamları	62
3.4.2. Delta Ortamları	62
3.5. SİSMİK STRATİGRAFİ VE SEQUENCE ANALİZİ	70
3.5.1. Sismik stratigrafi	70
3.5.1.1. Sismik Fasiyes Analizi (Sequence)Analizi	71
3.5.1.2. Sismik Sekans(Sequence)Analizi.....	77
3.5.2. Deniz Seviyesi Analizi	87
3.6. ÇALIŞMA ALANINDA KULLANILAN VERİLER	102
3.6.1 Kurbağlıdere'nin Mansap Kısmı ve Döküldüğü Koyda Toplanan Veriler	102
3.6.1.2. Yanal Taramalı Sonar Verileri	105
3.6.1.1. Sondaj Verileri.....	110
3.6.2. İstanbul Boğazı Marmara Denizi Çıkışındaki Kuzey Şelf Alanında Toplanan Veriler.	111
3.6.2.1. Çok-ışınlı (Multi-beam) Batimetrik Veriler	111
3.6.2.2. Sığ Sismik Veriler	114

4. BULGULAR.....	117
4.1.KURBAĞLIDERENİN MANSAP KISMI VE DÖKÜLDÜĞÜ KOYDA TOPLANAN VERİLERİN YORUMU.....	117
4.1.1.Sondaj Verilerinin Yorumu	117
4.1.2.Yanal taramalı Sonar Verilerinin Yorumu	121
4.1.3.Sığ sismik Verilerin Yorumu.....	127
4.2.İSTANBUL BOĞAZI MARMARA DENİZİ ÇIKIŞINDAKİ KUZEY ŞELF ALANINDA TOPLANAN VERİLERİN STRATİGRAFİK YORUMU.....	129
4.2.1.Sığ Sismik Verilerin Stratigrafik Yorumu.....	129
5. TARTIŞMA VE SONUÇ	150
6. KAYNAKLAR	156
EKLER	172
ÖZGEÇMİŞ	173

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa No

Şekil 1.1: Çalışma alanı ve civarının batimetri ve sayısal topoğrafya haritası.	3
Şekil 1.2: Marmara Denizi'nin batimetrisi ve çevresinin sayısallaştırılmış topoğrafya haritası (Yılmaz ve diğ., 2010'dan değiştirilerek).	4
Şekil 1.3: Marmara Denizi batimetrisi ve morfotektonik haritası (Çağatay ve diğ., 2009).	5
Şekil 1.4: Şelf alanında belirlenen faylar ve diğer oluşumlar (Tur ve diğ., 2015).	6
Şekil 1.5: Peneplenin aşınma ve tektonik etkilerin sonucundaki görünümü (Yılmaz ve diğ., 2010).	7
Şekil 1.6: KAFZ'nun kolları ve İstanbul Horstu'nun Marmara Bölgesi'ndeki güncel konumları (Yılmaz ve diğ., 2010).	9
Şekil 1.7: Marmara Denizi'nde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun uzanımı (Yılmaz ve diğ., 2010).	12
Şekil 3.1: Kurbağlıdere civarının genel litolojik yapısı (Karataş 2017).	31
Şekil 3.2: Kurbağlıdere ve dolaylarının jeolojisi (Gökaşan 2004).	33
Şekil 3.3: Kurbağlıdere ve dolaylarında paleozoyik birimlerinin dağılımı (İBB).	34
Şekil 3.4: Kurbağlıdere havzasının konumu ve topoğrafyası (Karataş, 2017).	37
Şekil 3.5: İstanbul Boğazı çevresinde izlenen olgun aşınım yüzeyi (Gökaşan, 2004).	38
Şekil 3.6: Boğaz vadisi çevresinde olgun aşınım yüzeyi ile eşzamanlı gelişen eski vadiye ait paleo-yamaçlar ve onları kesen İstanbul Boğazı güncel yamaçları (Gökaşan, 2004).	39
Şekil 3.7: Boğaz vadisi çevresinde olgun aşınım yüzeyi ile eşzamanlı gelişen eski vadiye ait paleo-yamaçlar ve onları kesen İstanbul Boğazı güncel yamaçları (Gökaşan, 2004).	39
Şekil 3.8: İstanbul Boğazı'na karışan genç tali akarsular (Gökaşan, 2004).	40
Şekil 3.9: İstanbul Boğazı Paleozoyik temel paelo-topografya ve haavza dolgusu kalınlık haritası (Gökaşan ve diğ., 1997).	41
Şekil 3.10: İstanbul Boğazı çevre kara alanları 3D ve gölgelendirilmiş yüzey görüntüleri.	43

Şekil 3.11: İstanbul Boğazı çevre kara alanlarının morfolojisinde izlenen çizgisellikler.....	44
Şekil 3.12: Akarsularda akış sistemleri (Press ve diğ., 2004).	46
Şekil 3.13: Bir akarsu vadisinin sembolik görünümü(Press ve diğ., 2004).	47
Şekil 3.14: Örgülü akarsu vadisinin sembolik görünümü(Press ve diğ., 2004).	48
Şekil 3.15: Menderesli akarsu vadisinin sembolik görünümü (Press ve diğ., 2004).	48
Şekil 3.16: Akarsu aşındırma sistemleri (McGeary ve diğ., 2004).	49
Şekil 3.17: Akarsuyun sediment yükü ve hareket sitemi(Press ve diğ., 2004).	50
Şekil 3.18: Drenaj havzası ve su bölüm hattı (Press ve diğ., 2004).	51
Şekil 3.19: Kurbağlıdere Drenaj Havzası.....	51
Şekil 3.20: Akarsu drenaj sistemi çeşitleri (Press ve diğ., 2004).	52
Şekil 3.21: İstanbul Su Bölüm hattı.	53
Şekil 3.22: Sedimanter ortamlar (Press ve diğ., 2004).	54
Şekil 3.23: Depozisyonel sistemler (Brown, 1989).	55
Şekil 3.24: Şelf Depozisyonel sistemleri (Brown, 1989).	58
Şekil 3.25: Gelişim yönünü göre şelf oluşumları (Brown, 1989).	59
Şekil 3.26: Çeşitli deltalara ait uydu görüntüleri (Yıldırım ve Gökaşan, 2007).	62
Şekil 3.27: Akarsu ve denizel etkinin baskın olduğu koşullarda oluşan delta tipleri (Tardu ve Baysal, 1995).	63
Şekil 3.28: Denizel ve akarsu etkili delta çeşitleri (Tardu ve Baysal, 1995).	64
Şekil 3.29: Delta ortamı farklı fasiyesleri (Tardu ve Baysal, 1995).	64
Şekil 3.30: Bir delta sistemi, ana ortamları ve ilgili fasiyesleri (Tardu ve Baysal, 1995 değiştirilerek).	66
Şekil 3.31: Dağıtım kanalları ve boşaldıkları sedimanter ortamın suyunun yoğunluğu arasındaki ilişki sonucunda gelişen sedimanter işlevler (Tardu ve Baysal,1995).	68
Şekil 3.32: Paralel/yarı paralel ve açılan yansımalar (Mitchum, 1977'den değiştirilerek).	73
Şekil 3.33: İlerleyen yansıma paketleri (Mitchum, 1977'den değiştirilerek).	74
Şekil 3.34: Kaotik yansımalar (Mitchum, 1977'den değiştirilerek).	75

Şekil 3.35: Yansımaz zonlar (Macurda, 1986'dan değiştirilerek).	75
Şekil 3.36: Kümbet/Kümbetimsi/Yığın/Yığışım Şekilli Yansımalara örnekler Mitchum, 1977'den değiştirilerek).....	76
Şekil 3.37: “Lapout” çeşitleri (Tardu ve Baysal,1995'ten değiştirilerek).....	79
Şekil 3.38: Derinlik ve zaman ortamında temsili bir depozisyonel sekans (Vail, 1977'dan değiştirilerek).....	82
Şekil 3.39: Tabaka sonlanma şekillerini gösteren temsili şekil (Vail, 1977'dan değiştirilerek).....	83
Şekil 3.40: “Systems Tract”ler ve bunları oluşturan “Parasekanslar (Parasequence) (Vail, 1977'dan değiştirilerek).....	84
Şekil 3.41: Parasekansları, dizilim örneklerini ve fasiyes ilişkilerini gösteren kesitler (Tardu ve Baysal,1995)	87
Şekil 3.42: Östasi ve göreceli deniz seviyesi (Brown 1989'dan değiştirilerek).	88
Şekil 3.43: Sediment miktarı, deniz seviyesi ve birikebilme boşluğu (accommodation space) nun arasındaki ilişki (Coe, 2002).	89
Şekil 3.44: Deniz seviyesi, erozyon ve birikebilme boşluğu ilişkisi (Coe, 2002).	90
Şekil 3.45: Bir “Parasequence (Parasekans)”ın sembolik gösterimi (Coe, 2002).	91
Şekil 3.46: Bir parasekansın yatak boşluğunu hacimim değişimi ile bağlantılı gelişimi ve sediment birikimi arasındaki ilişki (Coe, 2002).	92
Şekil 3.47: Sediment ardalanması çeşitlerinin sembolik gösterimi (Coe, 2002).	93
Şekil 3.48: Highstand Systems Tract (HST) oluşumunun sembolik gösterimi(Coe, 2002).....	95
Şekil 3.49: Sekan Sınırı (Sequence Boundary)'nın sembolik gösterimi (Coe, 2002).....	96
Şekil 3.50: “Falling Stage Systems Tract” oluşumunun sembolik gösterimi (Coe, 2002).....	97
Şekil 3.51: “Lowstand Systems Tract” oluşumunun sembolik gösterimi (Coe, 2002).....	98
Şekil 3.52: “Transgressive Systems Tract” ve parasekanslarının temsili gösterimi (Coe, 2002).....	99
Şekil 3.53: “Transgressive Surface (Transgresif Yüzey)”in sembolik gösterimi(Coe, 2002).....	100
Şekil 3.54: “Maximum Flooding Surface” oluşumunun sembolik gösterimi (Coe, 2002).....	101

Şekil 3.55: Sismik yansıma verisinin toplanmasında kullanılan ekipmanlar.....	104
Şekil 3.56: Sismik hatların vaziyet planı.	105
Şekil 3.57: Yanal taramalı sonar sistemi.....	106
Şekil 3.58: Yanal taramalı sonar profilleri ve vaziyet planı.....	107
Şekil 3.59: İnceleme alanında elde edilen sonar görüntüsü.	109
Şekil 3.60: Çalışma alanındaki sondaj verilerinin lokasyonları.	110
Şekil 3.61: Akustik dalga iletimi bağıntısı ve geometrisinin gösterimi.	112
Şekil 3.62: Sistem ile elde edilen kavramsal ışın geometrisinin sembolik gösterimi.	112
Şekil 3.63: Diferansiyel GPS Sistemi.	113
Şekil 3.64: Deniz dibi topografya (batimetri) haritası.	114
Şekil 3.65: Tek kanallı sığ sismik yansıma verilerinin lokasyon haritası.	116
Şekil 4.1: Seçilen iki profil için elde edilen enine jeolojik kesitler.....	120
Şekil 4.2: Deepview yazılımının veri işlem sırasında bir aşamasının görüntüsü.....	122
Şekil 4.3: Tüm alanın Yanala Taramalı Sonar genel görüntüsü (yorumsuz).	124
Şekil 4.4: Yorumlanmış sonar görüntüleri (a,b,c,d).....	126
Şekil 4.5: 16-CH-1 sismik profilinin yorumlanmış kesiti (Yer bulduru için Şekil 3.52'ye bakınız).	127
Şekil 4.6: S2 sığ-sismik profili üzerinden alınan MD-2750 karotunun litolojisi (Eriş, 2007).	131
Şekil 4.7: S4 sığ-sismik profili üzerinden alınan Tsu03-13 karotunun litolojisi (Eriş, 2007).	132
Şekil 5.1: Kurbağlıdere Deltası'nın Marmara denizi şelfinde gelişimi.....	154

TABLO LİSTESİ

Sayfa No

Tablo 3-1: Tektonik – östasi – sedimantasyonüçlünün jeoloji kayıtlarındaki izleri (Vail, 1977).....	78
Tablo 3-2: İnceleme alanı mansap bölümü ve döküldüğü yerde toplanan sismik verilerin koordinatları.	103
Tablo 3-3: Yanal taramalı sistemi ve birimlerinin genel özellikleri özellikleri.....	106
Tablo 3-4: Kullanılan sondaj verilerinin koordinatları ve derinlikleri (İBB).	110
Tablo 4-1: Sondaj verilerinin jeolojik değişimi.....	117
Tablo 4-2: Arazi çalışma sırasında yapılan SPT değerlerine göre birimlerin mühendislik özellikleri.....	118
Tablo 4-3: Çalışma alanında belirlenen sismik arayüzeyler ve birimler.	129
Tablo 5-1: Çalışma alanında belirlenen arayüzey ve birimler.....	151

ÖZET

[YÜKSEK LİSANS TEZİ]

[*KURBAĞLIDERE ve DELATASININ SİSMİK VE BATİMETİK YÖNTEMLERLE ARAŞTIRILMASI*]

[Meltem GÜMÜŞ]

İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa

Lisansüstü Eğitim Enstitüsü

[**Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı**]

[**Danışman : Prof. Dr. Hüseyin TUR**]

[Tez çalışmasında öncelikle Kurbağlıdere'nin bulunduğu kara alanında jeofizik ve jolojik veriler değerlendirilmiştir. Sonra Kurbağlıdere mansap kısmında toplanan sığ deniz sismiği ve sonar verilerinin yorumu yapılmıştır. Daha sonra ise Marmara Denizi kuzey şelf alanı İstanbul Boğazı girişinde değişik dönemlerde toplanan yüksek rezolüsyonlu sismik veriler ve batimetri verileri değerlendirilmiş ve stratigrafik olarak yorumlanmıştır. Çalışma alanında sekiz adet sismik yansıma ara yüzeyi ve yedi adet stratigrafik birim görülmüştür. Sismik birimlerin özellikleri analiz edilerek İstanbul Boğazı çıkışın görülen deltanın gelişimi belirlenmiştir. Delta'nın Kurbağlıdere tarafından gelen sedimentler tarafından oluşturduğu sonucuna varılmıştır.]

Temmuz 2019, [185] sayfa.

Anahtar kelimeler: [Kurbağlıdere, delta, sismik, stratigrafi, batimetri]

SUMMARY

[M.Sc. THESIS]

[INVESTIGATION of KURBAĞLIDERE and ITS DELTA by SEISMIC
and BATHYMETRIC METHODS]

[Meltem GÜMÜŞ]

Istanbul University-Cerrahpasa

Institute of Graduate Studies

[Department of Geophysical Engineering]

Supervisor : Prof. Dr. Hüseyin TUR

[In the thesis study, Geophysical and geological data of the land area where Kurbağlıdere is located were first evaluated. Then, shallow sea seismic and sonar data collected in place where it connects to sea section of Kurbağlıdere were commented. Later, high resolved seismic data collected at the entrance of the Sea of Marmara north shelf area at Istanbul Bosphorus and bathymetry data were evaluated and commented as stratigraphic. Eight seismic reflection interfaces and seven stratigraphic units were observed in the study area. The characteristics of the seismic units were analyzed and the development of the Delta which was seen on the exit of the Istanbul Bosphorus was determined. It was concluded that the Delta was formed by sediments from Kurbağlıdere.]

July 2019, [185] pages.

Keywords: [Kurbaglıdere, delta, seismic, stratigraphy, bathymetry]

1. GİRİŞ

Kurbağlıdere yaklaşık 68 kilometrelik uzunluğuyla İstanbul'un Anadolu yakasının, en uzun deresidir. Çatallı oluşumu ve gelişimiyle dikkati çekmektedir. Kadıköy'de derenin mansap kısmı ile birlikte denize dökülmektedir. Akarsuyun mansap bölümü, deniz ile ilişkisinden dolayı gelişme başlangıcında olan bir ria görünümünü andırmaktadır.

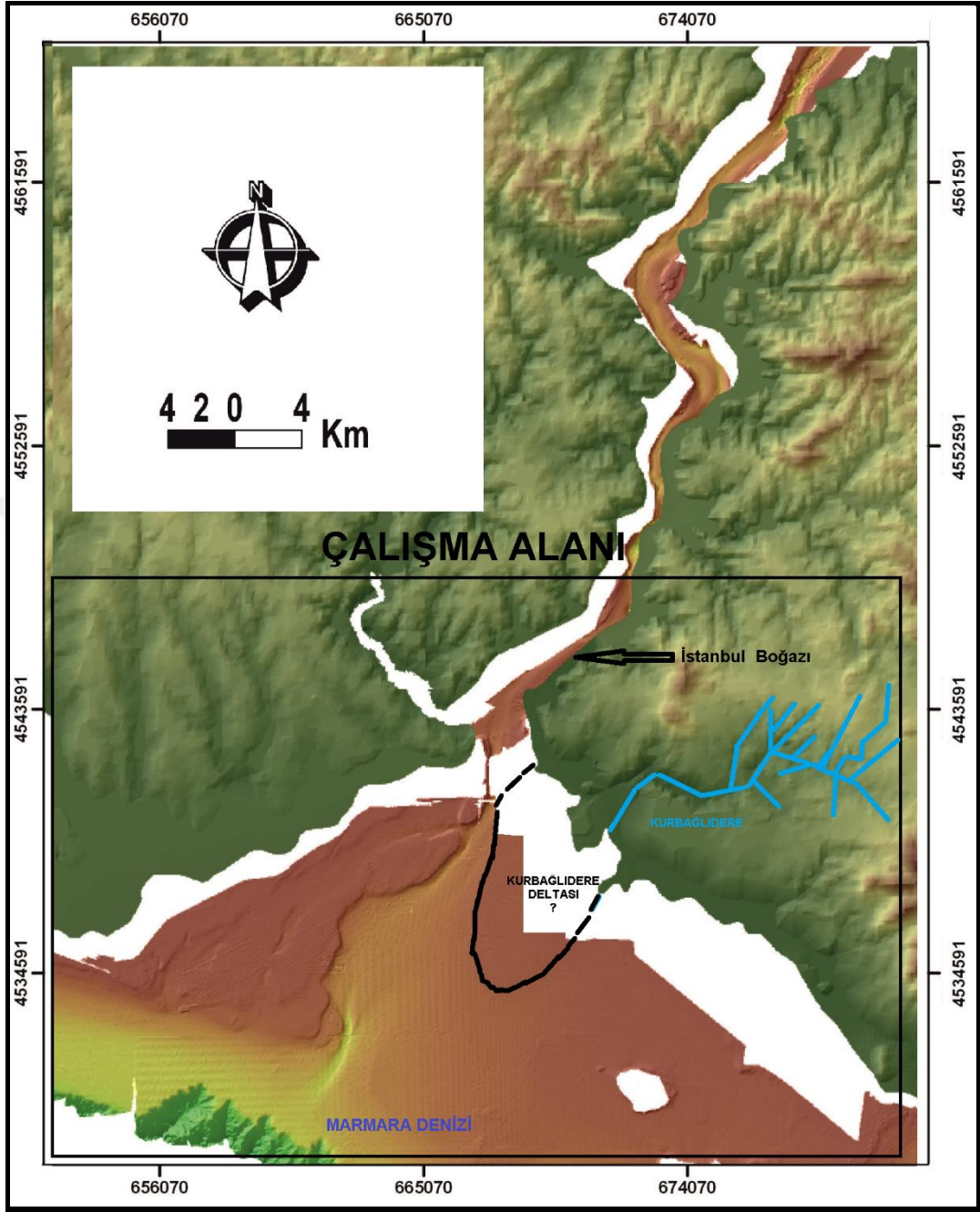
Kurbağlıdere ve deltasının (Şekil 1.1.) bu tez çalışmasında incelemeye alınmasının ana nedeni Boğazın Marmara Denizi'ne bağlandığı yerden itibaren Marmara Denizi Kuzey Şelf alanı içinde devam eden ve bazı bilim adamları tarafından Kurbağlıdere ile ilişkili, bazı bilim adamları tarafından ise ilişkisiz olduğu olduğu iddia edilen deltanın yerbilimciler açısından tartışmalı bir konu olarak görülmesidir. Bazı bilim adamları tarafından İstanbul Boğazı Marmara Denizi çıkışında gözlemlenen bu deltanın, Karadeniz, Marmara Denizi ve Ege Denizi arasında günümüzde mevcut olan ve geçmiş dönemlerde kurulan ikili akıntı sisteminde Karadeniz'den gelerek Marmara Denizi'ne dökülen akıntılar tarafından süreklenen sedimenteler tarafından oluştuğu iddiası öne sürülmektedir. Diğer bir grup bilim adamı ise bu tezin doğru olmadığını ve bu deltanın Kurbağlıdere'nin oluşturduğu bir delta olduğunu iddia etmektedirler. Bu iddialarının doğruluklarının ortaya konulması için önce Marmara Denizi'nin oluşumu ile oşinografik özelliklerinin ve İstanbul Boğazı'nın da oluşumu ve evriminin ortaya konması oldukça önemlidir.

Marmara Denizi'nin Kuvaterner jeolojisi, jeomorfolojisi ve aktif tektonizma ve Marmara Denizi içinde meydana gelmiş deniz seviyesi değişimleri ile yakından ilişkilidir. Marmara Denizi çevresindeki akarsular denize boşalmaktadır. Denize boşalan bu akarsular Marmara Denizi havzasına çökel sağlayan akarsulardır. Günümüz Marmara Denizi en geç Pliyosen dönemimde Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)'nin oluşumu ile gelişmeye başlayan yapısal bir havzaya yerleşmiş, tektonik ve iklimik kökenli seviye değişimlerinin yol açtığı paleocoğrafik değişimlerle süregelmiştir.

Marmara denizi kuzeyinde ve güneyinde bulunan iki şelf alanı ile orta kısmında bulunan çukurluklar ve bu çukurlukları kesen sırtlardan oluşmaktadır (Şekil 1.2). Çanakkale ve İstanbul Boğazları ile Ege Denizi ve Karadeniz'e bağlanmaktadır. Tüm bu oluşumların oluşum biçimleri ve güncel çökel özellikleri Marmara Denizi'nin oşinografik ve tektonik oluşumları ve

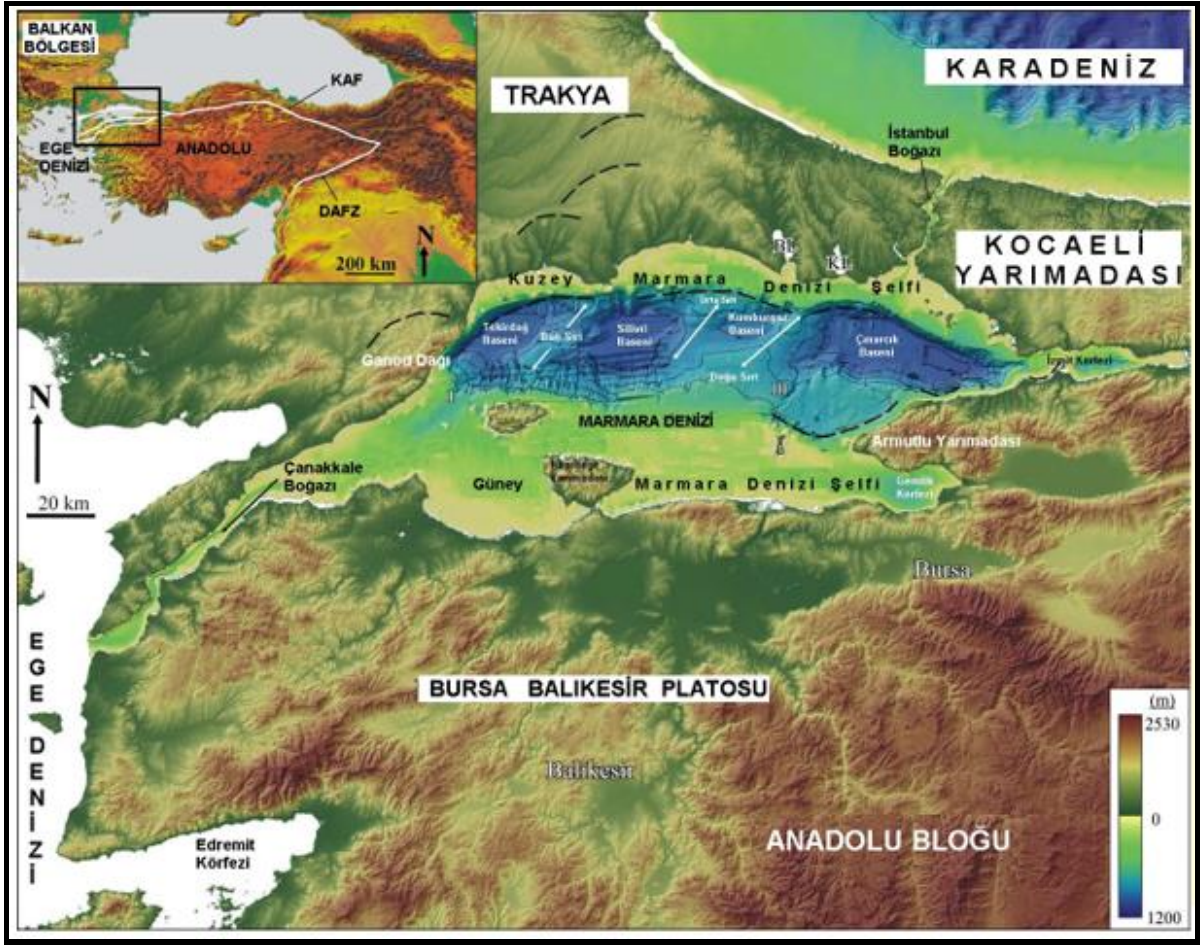
özellikleri hakkında birer kayıt niteliğindedir. Kurbağlıdere Deltası olarak anılan ve tartışmalı olan delta Marmara Denizi Kuzey şelf alanı içinde gelişmiş ve gelişimini sürdürmektedir. Bu yüzden Marmara Denizi ile ilgili tüm bilgilerin tez çalışmasına ışık tutacağı yadsınamaz bir gerçektir.





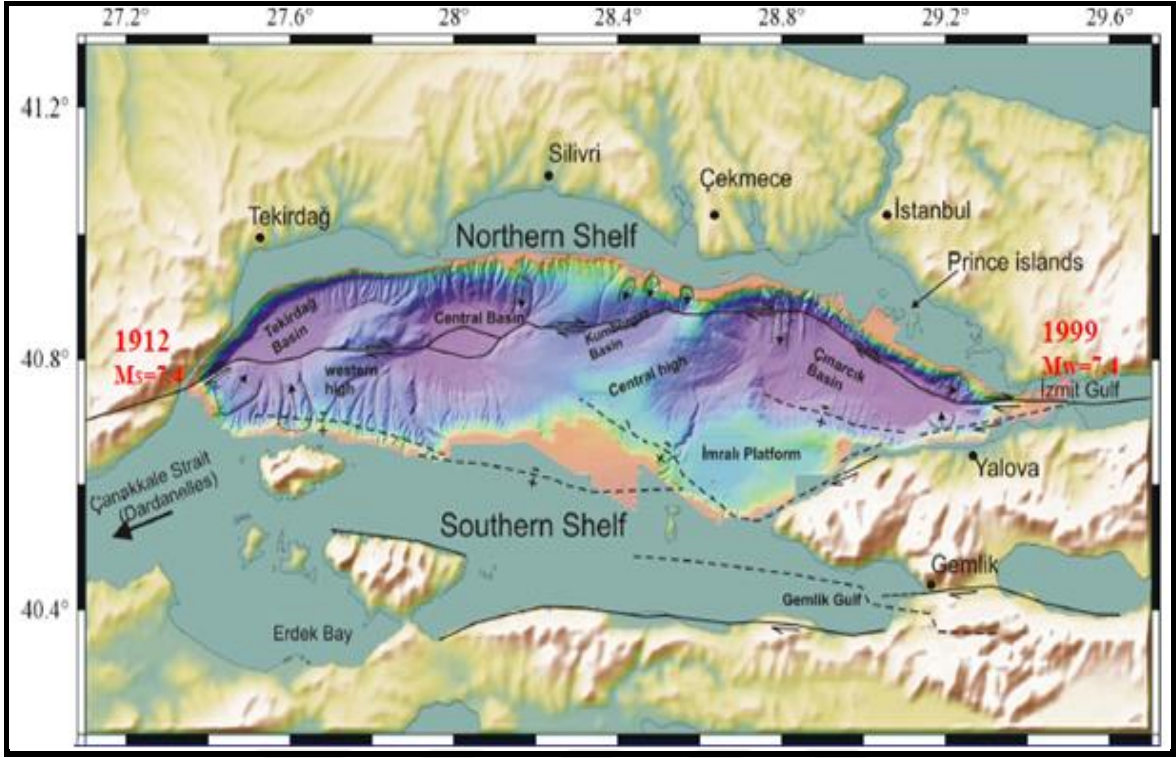
Şekil 1.1: Çalışma alanı ve civarının batimetri ve sayısal topoğrafya haritası.

Marmara Denizi coğrafik anlamda, Ege ve Karadeniz havzaları arasında, kuzeybatı Anadolu’da bir iç deniz olarak yer alır (Şekil 1.2). Konumu itibarıyla Marmara Denizi, gerek Akdeniz ve Karadeniz sularının birbiri ile olan ilişkisini araştırmak ve gerekse bu bağlantıyı ve Marmara Havzası’nı oluşturan jeolojik olayların belirlenebilmesi açısından yer bilimsel ve oşinografik açıdan eski dönemlerden beri pek çok bilim adamı tarafından yoğun bir biçimde incelenmiştir.



Şekil 1.2: Marmara Denizi'nin batimetrisi ve çevresinin sayısallaştırılmış topoğrafya haritası (Yılmaz ve diğ., 2010'dan değiştirilerek).

Batimetri ve morfotektonik haritaya yakından bakıldığında aktif tektonik ve havza oluşumu, yüksek eğimli yamaçlar, denizaltı heyelanları, fay boyunca soğuk akışkan çıkışları dikkat çekmektedir (Şekil 1.2; Şekil 1.3 ve Şekil 1.4).



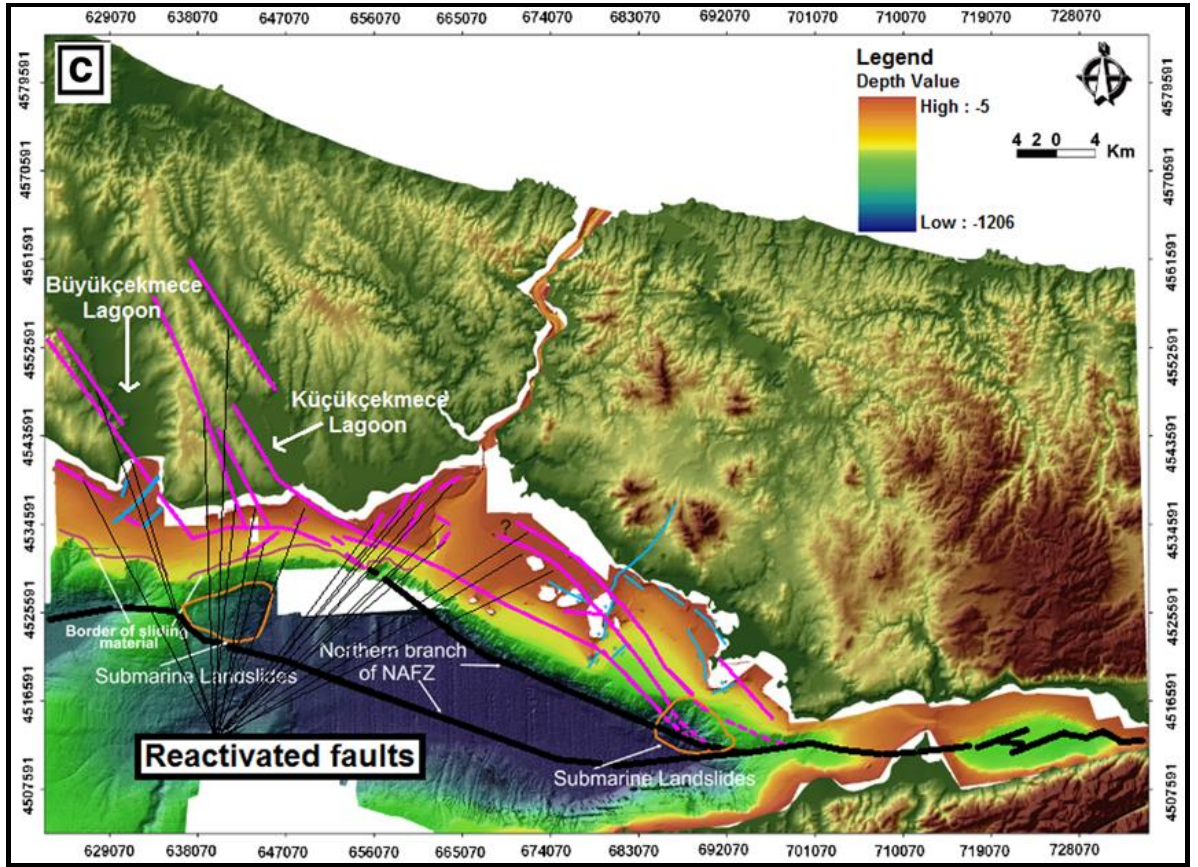
Şekil 1.3: Marmara Denizi batimetrisi ve morfotektonik haritası (Çağatay ve diğ., 2009).

Kurbağlıdere deltası (tartışmalı) bulunduğu kuzey şelf alanı güney şelf alanına oranla oldukça dar bir uzanım göstermektedir (Şekil 1.2 ve Şekil 1.3.) Bu yüzden güney Marmara şelfine göre kuzey Marmara şelfi üzerinde yer alan morfoloji çok fazla çeşitlilik göstermemektedir.

Kuzey Marmara şelfinin yayılımı dikkate alınarak ve İzmit Körfezi ayrı bir jeolojik yapı olarak düşünüldüğünde Kuzey Marmara kıyıları olarak adlandırılan kıyı çizgisi doğuda Darıca'dan başlayıp batıda Gaziköy'e kadar uzanmaktadır. Kuzey Marmara kıyıları Marmara Denizi'nin diğer kıyılarından jeomorfolojik şekillerin çeşitliliği açısından daha sade bir görünümündedir. Bu sadelikte litolojideki çeşitliliğin az olmasının etken olduğu düşünülmektedir.

Kuzey Marmara şelfi üzerinde batimetri verilerinin gösterdiği en belirgin özellik, denizaltı vadilerinin varlığıdır (Şekil 1.1; Şekil 1.2 ve Şekil 1.3). Karasal ortam koşullarında geliştiği düşünülen bu şekiller şelfin doğu tarafında Prens adaları civarında, İstanbul Boğazı çıkışında ve Büyükçekmece ve Küçükçekmece lagünlerinin bulunduğu alanlarda izlenmektedir. Prens adaları çevresinde yer alan denizaltı vadileri batimetri haritasında çok baris olarak takip edilememektedir. İstanbul Boğazı çıkışında yer alan denizaltı vadisi güneybatıya doğru – 80 metrelere kadar gözlenebilmektedir. Vadinin doğusunda ve batısında fayların olduğu

düşünülmektedir (Şekil 1.4: Tur ve diğ., 2015). Yine daha batıda Yeşilköy açıkları ve önleri ile Küçükçekmece Lagünü kıyıları önlerinde fay hattı olarak düşünülen diklikler dikkat çekicidir. Denizaltı vadileri önünde yer yer karasal birikim dönemine ait olduğu düşünülen yelpazelere en tipik örnek, Büyükçekmece Lagünü önünde -40 metrelerde ve yine buradaki vadi sisteminin devamında Marmara basını içerisinde -500 metrelere kadar devam etmektedir.

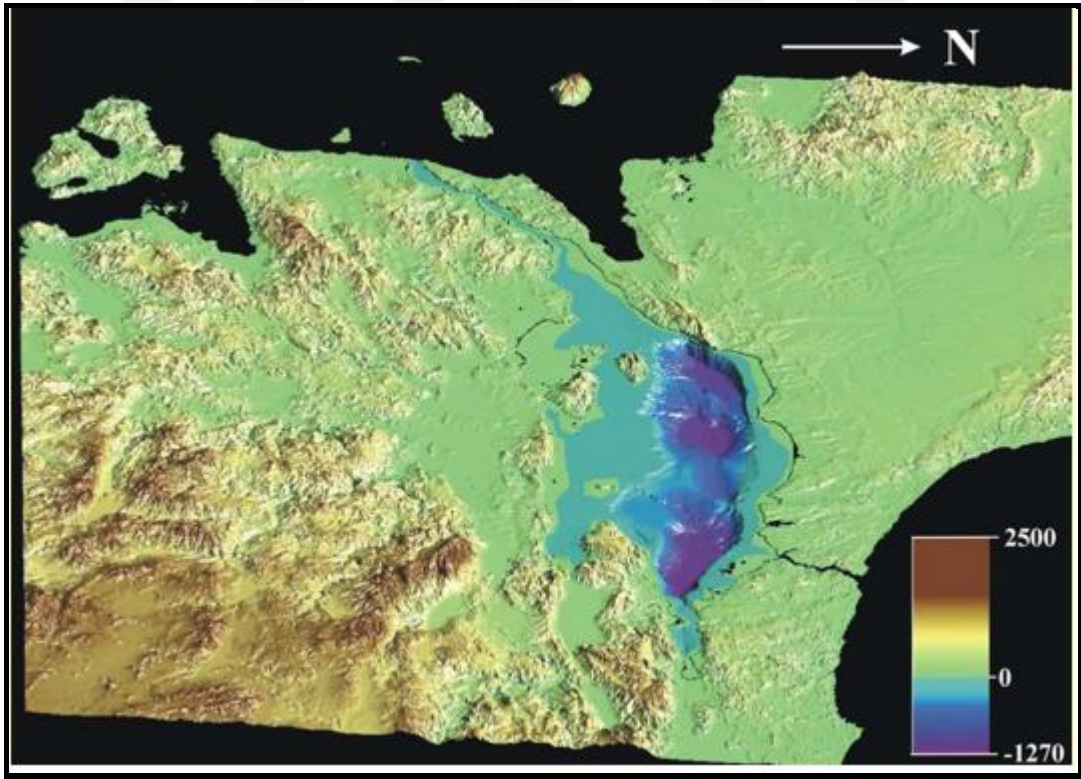


Şekil 1.4: Şelf alanında belirlenen faylar ve diğer oluşumlar (Tur ve diğ., 2015).

Marmara havzasının oluşumu ve bu havzanın Akdeniz ve Paratetis (eski Karadeniz) kökenli sular tarafından işgal edilmesi ile ilgili çalışmaları kabaca iki ana grupta toplamak mümkündür. Bunlardan ilki, Marmara Denizi'nin oluşum ve gelişim aşamalarının belirlenmesi amaçlı çalışmalardır. Bu konuda 19.yy ve daha eski tarihlerden bu yana yapılmış yerli ve yabancı pek çok araştırma bulunmaktadır.

Bu konu ile ilgili yapılmış olan ilk çalışmalardan birini gerçekleştirmiş olan Ardel ve İnandık (1957), Üst Pleistosen-Alt Kuvaterner zaman diliminde Marmara Denizi'nin Karadeniz'in bir

uzantısı olduğunu kabul etmiştir. Bu çalışma öncesi ve sonrasında Marmara Denizi'nin gelişimi ile ilgili pek çok yerli ve yabancı araştırmacı tarafından Marmara Denizi'nin veya bazı bölgelerinin gelişimi yoğun bir biçimde incelenmiştir. Marmara Denizi oluşumunu inceleyen çalışmalardan biri olan, Görür ve diğ. (1997) ise Marmara havzasının, Ege graben sistemi ile Kuzey Anadolu Fay Zonunun beraberce etkilediği bir alanda geliştiğini ve Orta Miyosen sonunda Marmara Havzasının Kuzey Anadolu Fay Zonu tarafından dar bir zon olarak geliştirilmeye başlanarak, bu havzaya, Akdeniz kökenli ilk suların söz konusu zon takip ederek ulaştığını belirtmektedir. Bu peryodun ardından değişik dönemlerde Paratetis (eski Karadeniz), Akdeniz veya her iki denizin beraberce etkisinde kalmış olan Marmara Havzası'nın Akdeniz ile olan son bağlantısını ise, Çanakkale Boğazı vasıtası ile gerçekleştirmiş olduğu belirtilmiştir. Trakya havzasının gelişimi ile birlikte, Marmara'nın gelişimini anlatan bir başka yeni çalışmada ise (Sakıncı ve diğ.,1999); Trakya Neojen havzasının Trakya-Eskişehir Fayı adı verilen ve Erken Miyosen-Pliyosen arasında aktif olan bir fay tarafından geliştirilmeye başladığı ve daha sonra KAFZ'nun aktivitesi nedeni ile bu fay etkisini yitirken, Marmara Havzası'nın gelişmiş olduğunu belirtilmiştir.

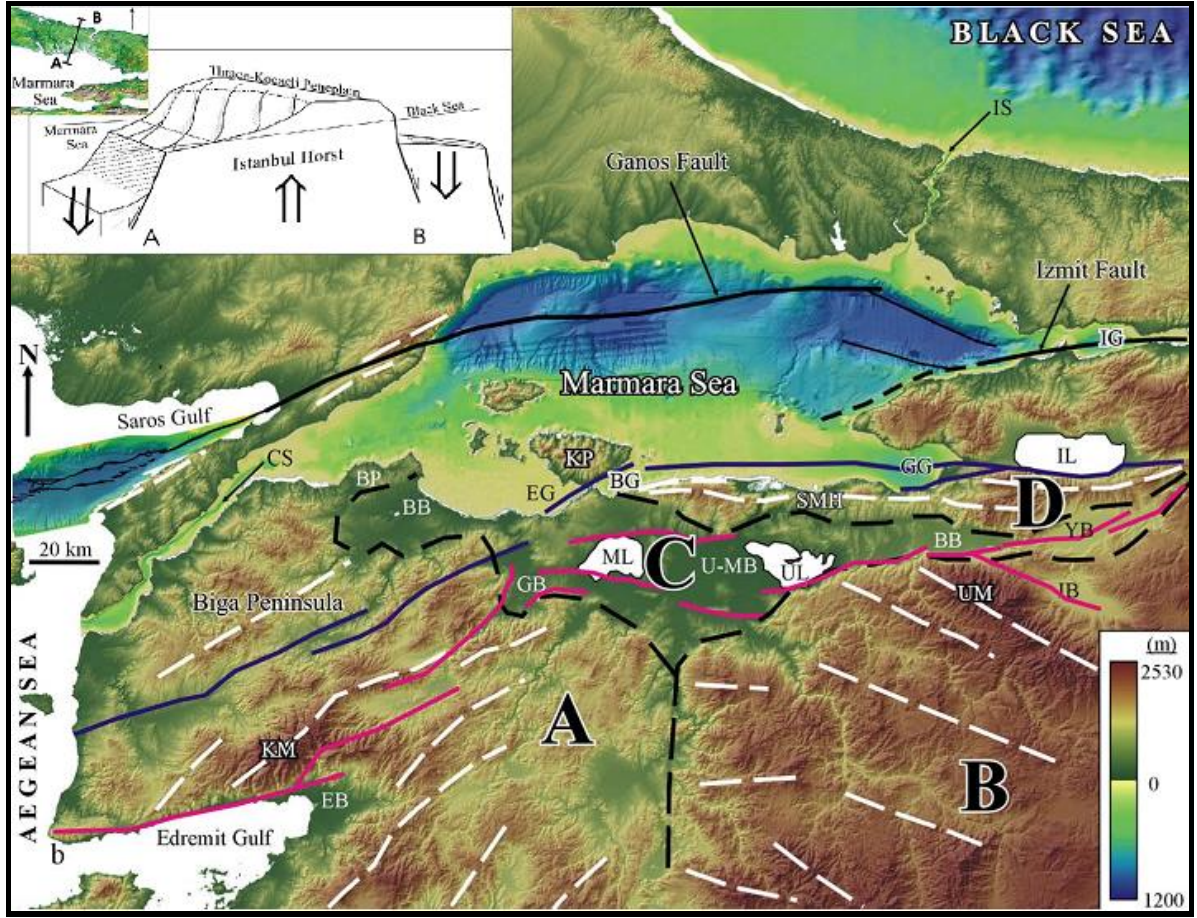


Şekil 1.5: Peneplenin aşınma ve tektonik etkilerin sonucundaki görünümü (Yılmaz ve diğ., 2010).

Bir başka çalışmaya göre Marmara Denizi ve boğazlarının morfo-tektonik evrimi, Trakya-Kocaeli penepleni olarak anılan olgun aşınım yüzeyinin oluşumu ile başlamaktadır (Yılmaz ve diğ., 2010). Yapılan çalışmalarda oluşumun başlangıcı Oligosen dönemine kadar inen bu aşınım düzlüğü Miyosen sonunda yatay yakın olgun bir erozyonal yüzey haline gelmiş ve Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun (KAFZ) bölgede etkinlik kazanmasına bağlı olarak evrimini tamamlamıştır (Şekil 1.5 ;Yılmaz ve diğ., 2010). Peneplenin etkin olduğu dönemlerde Marmara Denizi ve boğazlarının bulunduğu alan da yoğun bir erozyonal faaliyet tarafından aşındırılan düşük eğimli bir karasal düzlük alan olmalıdır.

KAFZ'nun bölge morfolojisi üzerindeki etkisi ise iki dönemde değerlendirilebilir.

- 1) Kuzey-Güney yönlü,
- 2) Sağ yanal makaslama dönemi (Şengör ve diğ., 1996; Yılmaz ve diğ., 2010).



Şekil 1.6: KAFZ'nun kolları ve İstanbul Horstu'nun Marmara Bölgesi'ndeki güncel konumları (Yılmaz ve diğ., 2010).

KAFZ'nun bölgedeki oluşumunu ilk aşamasında fayın Marmara Bölgesi'nin tamamını kapsayan sağ yanal makaslama zonu içerisinde gelişen Kuzey-Güney yönlü gerilmeler, Trakya-Kocaeli Peneplenin çökmesine ve Marmara Denizi Havzası'nın oluşmasına neden olmuştur (Şengör ve diğ., 1996; Yılmaz ve diğ., 2010). Böylece peneplenin bir bölümü Marmara Denizi havzası'nın tabanını oluştururken, diğer parçaları ise göreceli olarak yükselerek platolar haline almış ve sırtların üst kısımlarında yer alan düzlükler haline gelmiştir (Şekil 1.6; Yılmaz ve diğ., 2010). Bu dönemde Marmara Denizi ve Karadeniz havzaları arasında kalan bölge horst olarak yükselip İstanbul İlının üzerinde yer aldığı Doğu-Batı uzanımlı ve İstanbul Horstu olarak adlandırılan dar kara şeridini oluşturmuştur (Yılmaz ve diğ., 2007; Yılmaz ve diğ., 2010). Bölgenin jeolojik evriminin bu aşamasından itibaren, Marmara Denizi ve boğazları, sahip oldukları bütünlüğü kaybederek farklı morfolojik unsurlar halinde evrimlerine devam etmişlerdir.

Marmara Denizi'nin tektonik ve jeolojik evriminin yanında denizin global deniz seviyesinin değişimlerine bağlı olarak gelişimi ve evreleri bölgedeki diğer denizlerle olan ilişkisinin nasıl olduğu da çok önemlidir. Bu amaçla Marmara Denizi'nde çok sayıda çalışma gerçekleştirilmiştir. Bunlardan birinde Smith ve diğ., (1995) sismik kesitler yardımıyla Marmara Denizi'nin güney kıyılarında buldukları deltanın ve üzerindeki sedimentler depoların, buzul dönemi sonrası erime periyodunda ve Flandrian transgresyonun çökellerini temsil ettiğini, bunun da çökeltme döneminin yaklaşık 25.000 ile 13.000 yılları arasına karşılık geldiğini, bu çökellerdeki topset-foreset geçişlerine bakılarak buzul dönemindeki deniz seviyesinin ise günümüz seviyesinden yaklaşık 100 m daha derinde olduğunu belirlemişlerdir. Son Akdeniz-Karadeniz bağlantısının gelişimi hakkında yakın dönemde yapılmış olan bir başka çalışma Aksu ve diğ., (1999) tarafından gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmanın sonuçları; Çanakkale Boğazı yakınlarında sismik kesitler yardımıyla -85-100 m derinliklerinde bulunan bir kum yelpazesi deposu tanımlanması sonucu, bu alandaki paleo depolanmanın Çanakkale Boğazı'na doğru gerçekleşmiş olduğunu ve bu durumun Marmara'nın Ege'ye doğru akmış olduğunun bir delili olduğunu söylemişlerdir. Bu durumda, 9500 yıl önce eriyen buzul suları tarafından Karadeniz'in doldurulmuş olduğu ve böylece güneye Ege'ye doğru güçlü bir akıntının oluştuğunu söylemişlerdir.

Ayrıntıda Marmara Denizi-Karadeniz bağlantısı, genelde Akdeniz-Karadeniz bağlantısının son adımı da son yıllarda daha da yoğunlaşmış olmak kaydı ile uzun yıllardan beri incelenmekte olan bir araştırma konusudur (Stanley ve Blanpied, 1980; Gökaşan ve diğ., 1997; Ryan ve diğ., 1997; Gökaşan 1998; Demirbağ ve diğ., 1999). Son yıllarda yapılan ve Marmara Denizi'nde Akdeniz ve Karadeniz kökenli suların etkilerinin incelendiği bir başka çalışmada, Üst Pleistosen-Holosen geçişinde (11.000 yıl önce) Marmara Denizi'nin son defa Akdeniz kökenli sular tarafından işgal edilmiş olduğu, sondaj numunelerinden elde edilen paleontolojik ve palinolojik sonuçlar ile (Çağatay ve diğ., 2000, Caner, 2000) belirlenmiştir. Ayrıca, bu bağlantının zaman zaman İzmit veya Gemlik Körfezleri yolu ile gerçekleşmiş olması gerektiği de tartışılmıştır (Tanoğlu ve Erinç, 1956).

Son Akdeniz-Karadeniz bağlantısının güneydeki su yolu olan Çanakkale Boğazı'nın gelişimini inceleyen yakın dönemde gerçekleştirilmiş olan bir çalışmada, Ganos Fayı'ndaki sıkışmaya bağlı olarak bölgedeki yükselmeyi takiben Çanakkale Boğazı boyunca akan akarsuların,

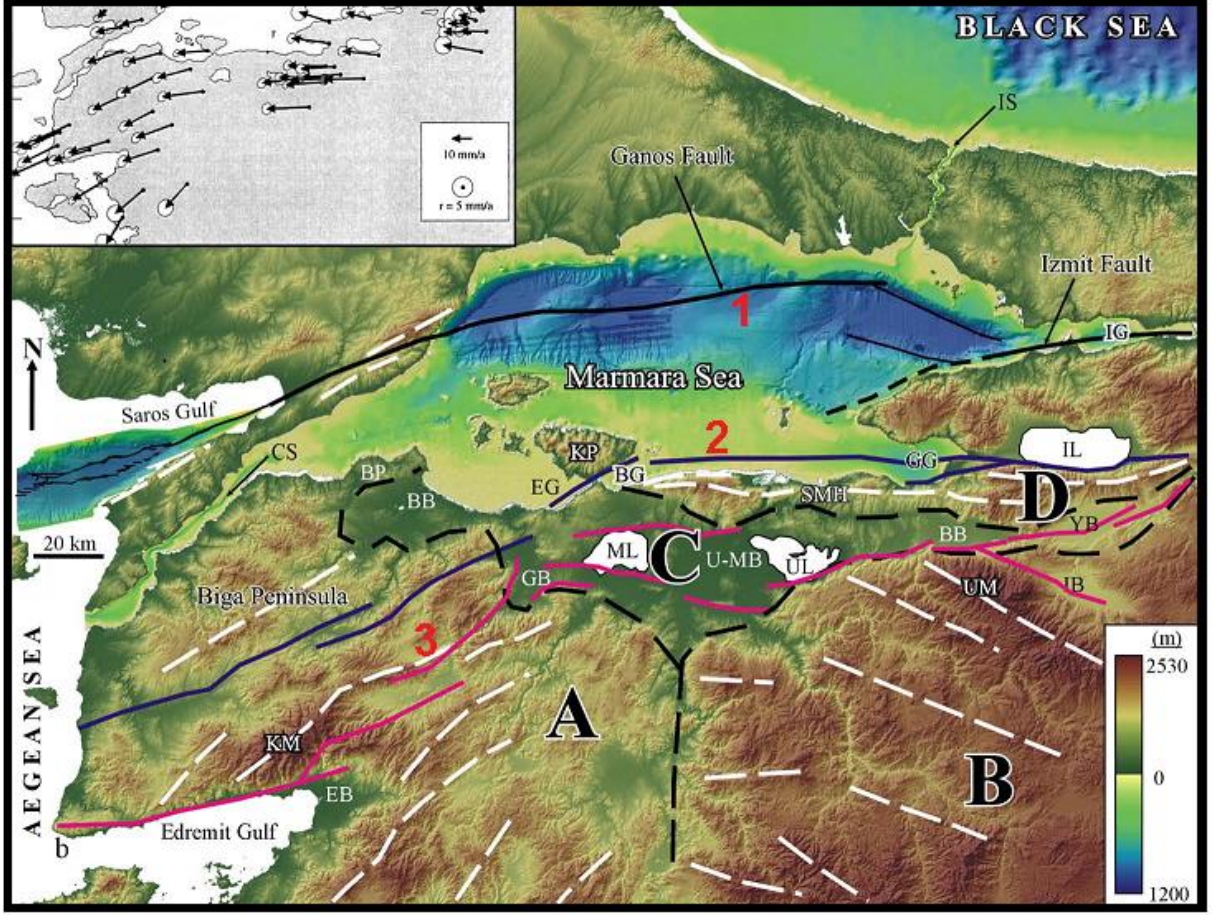
boğazın güneyinde gelişmiş olan bazı fayların da yardımı ile bu kanalı geliştirmiş olduğu düşünülmüştür (Yaltırak ve diğ., 2000).

Bir başka çalışmada ise Çanakkale Boğazı gelişiminde KAF'nın birinci derecede rol oynadığı önerilmiştir (Elmas ve Meriç, 1998). Bağlantının kuzey kolunu oluşturan İstanbul Boğazı'nın gelişimi için ise son dönemde yapılmış olan çalışmalar bu kanalın faylar tarafından geliştirilmiş olduğunu belirlerken (Göktaşan ve diğ., 1997; Göktaşan, 1998; Demirbağ ve diğ., 1999), bu konuda son yapılan çalışmada ise bu fayların gelişiminde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun önemli bir rolünün olduğu iddia edilmiştir (Oktay ve diğ., yayında).

Bilindiği gibi Marmara Denizi gelişim evreleri ile Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun (KAFZ) bu alandaki gelişimi arasında çok önemli bir ilişki bulunmaktadır. BU nedenle Marmara Havzası'nın oluşumu ile ilgili olan hemen bütün çalışmalarda KAFZ da yakından incelenmiştir. Ayrıca, Marmara Denizi için yapılmış olan çalışmaların önemli bir bölümünde, bu alanda yer alan yoğun yerleşimin varlığı da göz önüne alınmış olduğundan KAFZ'nun yaratmış olduğu deprensellik üzerinde de yoğunlaşmıştır.

Marmara Denizi'nden yaklaşık D-B doğrultulu bir fayın geçmesi gerektiği ilk kez Pınar (1942) tarafından önerilmiştir. Ketin (1948) ise, daha sonraları Anadolu'nun kuzey kıyısını yaklaşık olarak takip eden fayın, sağ yönlü doğrultu atımlı bir davranışa sahip olduğunu ve Anadolu'nun bu fay boyunca batıya doğru hareket ettiğini belirlemiştir.

Kuzey Anadolu Fayı'nın tanınması ile ilgili tarihsel gelişim Şengör (1996) tarafından "TÜBİTAK-Bilim Teknik" dergisinde ayrıntılarıyla anlatılmıştır. Bu bölümlerin sunumunda bu tarihsel gelişimi oldukça geniş ve ayrıntılı bir perspektif içerisinde tanımlayan bu makaleden alıntılar yapılacaktır. Doğuda, Bingöl-Karlıova'dan başlayıp batıya doğru uzanmaktadır. Bolu yakınlarında önce ikinci bir kol ve daha sonra İznik Gölü civarında üçüncü bir kola ayrılarak batıya doğru ilerlemektedir. Marmara Denizi içerisinde Şeki 1.7'de görüldüğü gibi tek parça halinde uzanarak Saros Körfezi'nden Ege Denizi'ne girerek güneybatıya doğru uzanmaktadır. İkinci kol ise Marmara Denizi güneyinde Gemlik Körfezi'den giriş yaparak Kapıdağ yarımadasına ve oradan güney batı uzanımıyla Ege Denizi'ne doğru ilerlemektedir. Üçüncü ve son kol ise İznik Gölü'nün güneyinden geçerek Bursa ve Balıkesir'i kat ederek Edremit Körfezi'nden Ege denizi'ne uzanmaktadır.



Şekil 1.7: Marmara Denizi'nde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun uzanımı (Yılmaz ve diğ., 2010).

19. yy.'ın ikinci yarısından beri bir jeolojik hat veya Anadolu'daki bir deprem kuşağı olarak bilinmekte olan bu fay, önceleri jeosenklinal kavramı içerisinde değerlendirilmiş ve onu arazide ilk belirleyen Avusturyalı jeolog başta olmak üzere konu ile ilgilenen başka bilimadamları tarafından da, Ketin'in (1948) yayınlamış olduğu makaleye kadar, bu fikir ağırlığında yorumlanmıştır (Pamir, 1944). Yine bu dönemler içerisinde Pamir (1944), 1939'dan sonra gelişmiş olan depremlerin, bir büyük ve yanında da küçük fayları ortaya çıkardığını belirtmiştir. Taşman (1938), Trakya jeolojisi hülasası adlı çalışmasında, Çorlu güneyinden ve Ganos'tan geçen fayları haritalamış ve KAFZ hakkındaki bilinenlerin geliştirilmesinde önemli katkılarda bulunmuşlardır.

Takip eden dönemde Marmara Denizi oluşumu problemini aydınlatmayı amaçlayan jeolojik-jeomorfolojik çalışmalar yapılmaya devam etmiştir. Ardel ve Kurter (1973), Marmara

Denizi'nin ayrıntılı bir batimetrik haritası hazırlayarak bu haritayı morfolojik açıdan yorumlamışlardır. Crampin ve Üçer (1973) Marmara Denizi'nin sismik etüdü ardından, deprem episantrlarının Marmara Denizi ortasını takip eden bir hat, 1953 Yenice-Gönen depreminin yüzey kırığını takip eden bir ikinci hat ve Ketin (1966) tarafından belirlenen Pontid-Anatolid sınırını takip eden üçüncü bir hattı takip ettiğini söylemişlerdir. İlkışık (1981), Manyetotellurik yöntemle Trakya'da yerkabuğunu incelediği çalışmasında, Trakya'da kabuk kalınlığının kuzeyde, 40-44 km, ortada, 28-32, güneyde ise, 32-35 km olduğunu ve ayrıca kuzeydekiler dışında tüm istasyonlarda 12-14 km derinlikte ince bir düşük öz dirençli tabakanın varlığını belirlemiştir. Orbay ve diğ. (1997), İzmit-Mekece arasında kalan bölgede, paleomanyetik verilerden yararlanarak Kuzey Anadolu Fayı'na ait 29 km'lik bir atımın olması gerektiğini belirlemişlerdir. Şen ve diğ. (1998), Küçükçekmece-Çatalca ve dolayını inceledikleri çalışmalarında, Bakırköy formasyonu olarak bilinen Üst Miyosen kireçtaşlarının faylanmış olduklarını belirlemişlerdir. Eyidoğan ve diğ. (1998) Marmara Denizi ve çevresindeki mikrodepremleri inceledikleri çalışmalarında, İstanbul'un batı tarafında bir aktivitenin bulunduğunu, bu alandaki depremlerin sığ ve üst kabukta yerleşmiş bulunduğunu ve genelde Marmara Denizi'ndeki depremlerin eğim atım mekanizmasına sahip fay çözümleri verdiğini belirlemişlerdir.

Kuzey Anadolu Fayı'nın, Marmara Denizi içindeki devamlılığı ile ilgili bir çok model ileri sürülmektedir. Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun, Marmara Denizi içerisinden tek bir kol halinde geçtiğini 80'li yıllarda bir çok araştırmacı söylemektedir (Şengör, 1979; 1980; Şengör ve Canitez, 1982; Şengör ve diğ., 1985). Bazı bilimadamları ise, Marmara Denizi'nde bulunan doğu-batı dorultulu havzaları birer graben olarak düşünmüşlerdir (Crampin ve Evans, 1986; Adatepe, 1988; Smith ve diğ., 1995). Diğer bir grup araştırmacı deniz dibi topoğrafyası ve Marmara Denizi güneyindeki kara havzalarında yapılan çalışmaları analiz edilerek, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Marmara Denizi içerisinde kiremit diziliimli bir yapıdan oluştuğu ve bu yapının da Marmara Denizi'ni bir çek-ayır (pull-apart) havza olarak geliştirmiş olduğunu söylemiştir (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Wong ve diğ., 1995). Okay ve diğ. (1999'da, Tekirdağ Baseni'nde yaptığı çalışmada sismik verileri analiz ederek, ayrıntıda Tekirdağ, genelde ise Marmara'nın diğer basenlerin güneye ötelenen Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun arkasında gelişmiş olan havzalar olduğunu önermiştir.

Bununla birlikte, 17 Ağustos 1999 Kocaeli-Gölcük depreminin sonrasına önerilmiş olan modellerin, KAF'ın Marmara Denizi içerisindeki aktivitesini tam olarak yansıtmamış olduğu düşünölmüş ve bu konuda yeni modeller önerilmiştir (Parke ve diğ., 1999; Le Pichon ve diğ., 1999; Siyako ve diğ., 2000; Yaltırak ve diğ., 2000a; 2000b, Okay ve diğ., 2000; Alpar ve Yaltırak, 2000; Oktay ve diğ., yayında; Gökaşan ve diğ., yayında). Bu modellerde genelde, KAFZ'na bağılı yaklaşık D-B doğrultusunda Marmara Havzası'nı kateden faylar veya Marmara'daki hemen tüm havza ve sırtları kesen KAFZ'nuna bağılı olarak gelişen yeni bir fayın varlığından bahsedilmektedir.

Günümüzde pek çok bilimadamı, Marmara Denizi'nin, KAFZ'nun etkisindeki bir gerilme rejimi altında gelişmekte olduğunu düşünmektedir. Bununla birlikte yapılan bazı çalışmalarda, Marmara Denizi kıyılarında sıkışmalı yapılara ait izler de belirlenmiştir. Ardos (1979), Gelibolu yarımadasının batısının KD-GB yönlü fayların eşliğinde yükseldiğini, Saros Körfezi'nin ise çöktüğünü, Çanakkale Boğazı'nın da bu faylarla ilişkili olarak açılmış olduğunu belirtmiştir. Baykal ve Önalın (1979) Şile bölgesinde 2.5 m yükselmiş Kuvaterner taraçaları bulmuştur. Erol ve İnal (1980), Çanakkale yüresinde yapmış oldukları jeomorfolojik çalışmada 50 m ile 110 m arasında değişik düzeylerde akarsu taraçaları belirlemiştir. Taner (1981), Gelibolu yarımadasında, Pliyosen tortulları üzerinde diskordans olarak bulunan, mollusk içeren birimin günümüzde 25-35 m yüksekte bulunduğunu belirlemiştir. Kocaefe (1983), güney Marmara Bölgesinin sismotektonik yapılarını incelediğı yayınında; 18 Mart 1953 depremlerinin odak mekanizma çözümlerinin doğrultu atımlı ters fay bileşeni özelliğinde, yine 3 Mart 1969 depreminin odak mekanizma çözümünde KD doğrultulu ve KB'ya eğimli ters fay bileşeni özelliğinde olduğunu, ayrıca, Landsat görüntülerinde KD-GB ve D-B kompresyonel şekiller ile onları kesen KB yönlü daha genç fayları işaret etmiştir. Kayan (1986), İznik ve Yenişehir havzalarını incelediğı çalışmasında, İznik Gölünün günümüz su düzeyinin deniz düzeyinden 85 m yukarıda olduğunu ve ayrıca gölün çevresinde de göl seviyesinden 85 m yukarıda Pleistosen depolarının bulunduğunu belirlemiştir. Bargu ve Sakıncı (1990), İzmit Körfezi ve İznik Gölü arasını inceledikleri çalışmalarda, bazı KD-GB yönlü kıvrımlardan söz etmişlerdir. Bargu (1997), İzmit Körfezi'ndeki taraçaları ve tektonik özelliklerini incelediğı eserinde, körfezin jeolojik olarak gençlik evresinde olduğunu, körfezin kıyılarında ise Pleistosen dönemine ait 180 m'ye varan taraçaların ve Holosen dönemine ait 6 m'ye varan yüksekliklerdeki taraçaların varlığına işaret etmiş, bu alanda KB-GD yönlü sıkışmalar ile oluşan doğrultu atımlı fayların gelişmiş olduğunu belirtmiştir.

Ayrıca Marmara çevresinde, özellikle KB Marmara kıyılarındaki denizel taraçaların incelenmesi amaçlı yapılan çalışmalarda, Üst Pleistosen yaşlı denizel taraçaların günümüzde karada izlendiği ve bunun da bu alanda Üst Pleistosen'den beri gelişen bir sıkışmanın etkisiyle gerçekleştiği iddia edilmiştir (Sakıncı, 1993; Sakıncı ve Yaltırak, 1995; Sakıncı ve diğ. 1995; Yaltırak, 1993; 1995a; 1995b; 1996; Sakıncı ve Yaltırak, 1997). Trakya'da yapılan bazı paleomanyetik çalışmaların sonuçları bu iddiayı destekler yöndedir (Tapırdamaz ve Yaltırak, 1996; 1997). Yine Saros Körfezi ve Çanakkale Boğazı'nda da sıkışmalı bir tektoniğin hakimiyeti belirlenmiştir (Yaltırak ve diğ., 1998; 2000b). Ayrıca İstanbul Boğazı ve yakın çevresi ile İzmit Körfezi'ndeki bazı sismik çalışmalarda bu yönde sonuçlara ulaşılmıştır (Göktaşan ve diğ., 1993; 1995; 1997; Göktaşan, 1998; Demirbağ ve diğ., 1999; Yılmaz ve Oktay, 1996; Oktay ve diğ., 1998; Göktaşan ve diğ., 2003).

Görüldüğü gibi Marmara Denizi'ni oluşturan sebepler, bu oluşumun KAFZ ile olan ilişkisi, KAFZ'nun günümüzde Marmara Denizi içerisinde sahip olduğu geometri ve aktivite ile bunun Marmara Denizi güncel jeolojik ve oşinografik gelişimine olan etkisi pek çok bilim adamı tarafından incelenmiş olsa da halen bu soruların çözümleri günümüzde bile tartışmalıdır.

Bu çalışmada, genelde Marmara Denizi'nin jeolojik gelişimi incelenirken, Marmara Denizi'nin Karadeniz ve Ege yolu ile Akdeniz bağlantılarını sağlayan İstanbul ve Çanakkale Boğazları ile Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun kuzey kolunun Marmara Denizi'ne girdiği alan olan İzmit Körfezi'nin ise ayrıntılı olarak incelenmesi amaçlanmıştır.

Marmara Denizi'nin jeolojik açıdan incelenmesinin hazırlanması sırasında, ağırlıklı olarak öncelikle uluslararası saygınlığı olan yayınlara, ulaşılabildiği oranda ağırlık verilmesine çalışılmıştır. Bununla birlikte önemli görülen yurt içi yayın ve bildirilerden yararlanılmıştır. Oluşturulmuş olan fikirler genelde veri ağırlığına dayandırılmaya çalışılmış ve bu nedenle Marmara Havzası oluşumu ve KAFZ'nun bu alandaki davranışı hakkında modellemeler yapmak yerine eldeki veriler ışığında geliştirilmeye çalışılan argümanlara yer verilmeye çalışılmıştır. Marmara Denizi'nin diğer denizlerle olan güney bağlantısını oluşturan Çanakkale Boğazı ve çevresinin jeolojik gelişiminin tanıtılması ve Marmara ve Trakya Havzaları'nın Neojen-Kuvaterner evriminin anlatılması sırasında, ağırlıklı olarak yurtdışında saygın dergilerde bu konu ile ilgili yayınlanmış olan makalelerden yararlanılmıştır. Bu yayınlar ya, inceleme alanı hakkında genel jeolojik bilginin verilmesi amacıyla alıntı yapılmak sureti ile doğrudan kullanılmış veya söz konusu çalışmalarda yayınlanmış olan veriler, tarafımızdan

yeniden değerlendirilerek yorumlanmıştır. Bu yorumlama sırasında yazarların değerli fikirlerine katılınmamış da olunabilir, ancak bu fikir ayrılığının bu tezde ele alınmasının amacı, söz konusu yayınların eleştirilmesi amacı ile değil, tamamen Marmara Denizi ve İstanbul Boğazı'nın oluşumları ve gelişimlerine yer bilimsel anlamda katkıda bulunabilmek ve Kurbağlıdere deltası olarak bilinen deltanın ileri sürülen bu iki farklı görüşten yorumlanan veriler doğrultusunda hangisinin doğru olduğu sonucunu desteklemektir.

Tez çalışmasının “Genel Kısımlar” bölümünde Marmara Denizi, kuzey şelf alanı, İstanbul Boğazı, boğazın Marmara çıkışı, İstanbul'un her iki yakasındaki önemli görülen jeolojik, jeofizik ve jeomorfolojik araştırmalar ile ilgili bu güne kadar yapılmış çalışmalar genel ve basit bir şekilde kronolojik olarak sıralanmaya çalışılmıştır.

“Malzeme ve Yöntem” bölümünde araştırmanın metodolojisinin anlatılmaktadır. Bu bölümde çalışmada kullanılan her türlü ölçüm aleti, araç, malzeme, teori ve diğer destekleyici bilgiler sunulmaktadır. Burada inceleme alanının kara ve deniz kısmında yapılan tüm jeofizik, jeolojik ve jeomorfolojik çalışmalar sunulmaktadır.

“Bulgular” bölümünde çalışma alanında toplanan tüm kara ve deniz verilerinin işlenmesi ve değerlendirilmesi sonucunda elde edilen bulgular anlatılmaktadır. Öncelikle kara alanında jeofizik ve jeolojik verilerin değerlendirilmesi ile jeolojisi ve Kurbağlıdere mansap kısmı ile ilişkili çalışma alanının zemin özelliklerinin belirlenmesi ile ilgili sondaj verileri değerlendirilmiştir. Sonra Kurbağlıdere mansap kısmında toplanan sığ deniz sismiği ve sonar verilerinin yorumu yapılmıştır. Daha sonra ise Marmara Denizi kuzey şelf alanı İstanbul Boğazı girişinde değişik dönemlerde toplanan yüksek rezolüsyonlu sismik veriler ve batimetri verileri değerlendirilmiş ve stratigrafik olarak yorumlanmıştır. Bunun haricinde sığ sismik verilerden daha önceki araştırmacıların yaptıkları çalışmalarda bulunmuş sismik hız değerleri kullanılarak derinlik kesitleri oluşturulmuş ve bunlardan havza dolgusu, sediment kalınlık ve paleotopografya haritaları elde edilmiş ve yorumlanmıştır.

“Tartışma ve Sonuç” bölümünde bulgularının değerlendirilmesi ile varılan sonuçlar daha önceki araştırmacıların sonuçları ile karşılaştırılmış ve mevcut literatür bilgisi ile birlikte yorumlanmıştır. Elde edilen sonuçlar maddeler halinde sıralanarak çalışmanın geliştirilebilmesi için ileride yapılacak araştırmalara yönelik önerilerde bulunulmuştur.

2. GENEL KISIMLAR

Marmara Denizi'nin bulunduğu alanın, aynı zamanda Tetis Okyanusunun kuzey kolunun kapanmasıyla oluşan İntra-Pontid sutur zonunun, Pontidler ile Sakarya kıtası arasında kalan parçası üzerinde bulunması, Tetis'in Türkiye'deki evrimini ve bu alandaki tektonik birlikleri belirlemeyi amaçlayan çalışmalar yapan bilimadamlarının da Marmara ve yakın çevresinin yoğun bir biçimde incelemesine neden olmuştur.

Marmara Denizi'nin günümüzde yer aldığı alan, meydana gelişleri ve jeolojik evrimleri bakımından farklı özellikteki bölgelerden meydana gelmektedir. Bu farklı bölgeler tektonik sınırlarla birbirleriyle birleşmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu böleler;

- Pontidler (İstanbul-Zonguldak zonu, Istranca Masifi ve Trakya havzası),
 - İntra-Pontid suturu, Sakarya kıtası ve Armutlu-Almacık Zonu
- olarak adlandırılmıştır.

Güneyde Trakya baseninin çökelleri ile örtülen, kuzeyde ise Srednogora zonu ile sınırlanan Istranca Masifi (Tüysüz, 1999) Pontid kusağının batı uzantısında yer alır. Masifin, yapılan sondaj çalışmalarında Ganos Fayı'na kadar devam ettiği tespit edilmiştir (Alaygut, 1995). Masifin İstanbul zonu ile olan kontağı ise, günümüzde henüz belirlenememiştir. Yapılan yakın dönem çalışmalarda, bu sınırın Batı Karadeniz Fayı tarafından oluşturduğu önerilmiştir (Okay ve diğ., 1994).

Yaklaşık üçgen bir geometriye sahip olan Trakya Havzası, Istranca Masifi üzerinde gelişmiştir. Bu havzaya ait Orta Eosen yaşlı çökellerin, masifi örttüğü gözlenir (Tüysüz, 1999). Bu havzanın özellikle Neojen'deki gelişimi, Trakya-Eskişehir Fayının bu alandaki aktivitesi ile sıkı bir ilişki içindedir (Sakıncı ve diğ., 1999). Trakya havzası daha sonra, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun çevresindeki diğer alanlarda olduğu gibi KAF'ın denetiminde gelişimini sürdürmeye devam etmiştir.

İstanbul Zonu, yine Pontidler, Marmara Denizi kuzeyinde izlenen batı uzantısında yer alır. Bu zon, çevresinde izlenen birimlerin aksine, onlardan çok daha yaşlı ve metamorfizma geçirmemiş bir topluluk olmasından dolayı diğer birimlerden kolayca ayrılır. Altta Ordovisiyen

yaşlı birimler ile temsil edilen bu zon, Karbonifer yaşlı çökellere kadar İstanbul ve çevresinde izlenmektedir. Bu istifin açılma rejimi altındaki bir levhanın güneye bakan kıtasal kabuğu üzerinde gelişmiş transgresif bir seri olduğu önerilmiştir (Önalan, 1981). İstanbul Bloğu'nun günümüzdeki coğrafik konumuna, Batı Karadeniz havzasının açılması sırasında Karadeniz'deki iki transform fay boyunca Odessa şelfinden kopup güneye doğru sürüklenmesi ile ulaşılmış olduğu iddia edilmiştir (Okay ve diğ., 1994).

Marmara Denizi çevresindeki bir diğer tektonik birlik, güneyindeki karayı oluşturan Sakarya Kıtası'dır. Tetis Okyanusu'nun tektonik gelişimi içerisinde Gondwana kıtasından koparak kuzeye sürüklenmiş ve Pontidlerle çarpışmış olan Sakarya kıtası, içyapısı itibarıyla da Gondwana'ya ait birimlerle temsil edilir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu kıtanın güney sınırı, yine kuzey sınırındaki gibi bir sutur zonu (İzmir-Ankara Sutur Zonu) ile temsil edilir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Kıtanın temelini oluşturan Paleozoyik yaşlı birimler, Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı birimlerle örtülmüşlerdir (Yılmaz ve diğ., 1997 Ayrıca Armutlu-Almacık metamorfikleri (Yılmaz ve diğ., 1997), Sakarya Kıtası ve İstanbul Zonu arasında yer alır.

Yukarıda tanıtılmış olan tektonik birliklerin biraraya gelmeleri ise Tetis Okyanusu'nun kapanması ile ilişkilidir. Gondwana ve Laurasia kıtalarının, Tetis Okyanusunun kapanması ve buna bağlı olarak Alp-Himalaya dağ sistemi boyunca çarpışmaları ile gelişen bu evrim, Marmara Denizi çevresinde izlenen jeolojik temelin oluşmasının da sebebi durumundadır.

Paleotetis okyanusunun Gondwana'nın altına dalmasıyla birlikte Permo-Triyas döneminde, Neotetis okyanusunun güney kolu ve Karakaya kenar denizi gelişmeye başlamış ve böylece Anadolu Bloğunun çekirdeğini oluşturacak parçalar, bir bütün halinde (Kimmer Kıtası) Gondwana'dan ayrılarak kuzeye, Laurasia'ya doğru hareket etmeye başlamışlardır.

Erken Jura'da ise, bir yanda Paleotetis kapanmaya devam ederken, Kimmer kıtası parçalanarak Anatolid-Torid platformları, Alanya-Bolkar Dağları, Malatya, Pötürge, Bitlis, Keban gibi bağımsız parçalar oluşmuştur. Yine bu dönemde, Neotetis'in kuzey kolu ve yine ona bağlı İzmir-Ankara Okyanusu'nun gelişmesi ile birlikte, Sakarya kıtası bağımsız bir blok olarak gelişimini sürdürmüştür. Orta Jura içerisinde devam eden bu gelişim, Geç Jura-Erken Kretase döneminde ise Paleotetis'in kapanmasına bağlı olarak Pontidlerde bir volkanizma gelişmesine sebep olmuştur.

Geç Kretase-Paleosen boyunca, Tetis'in gelişiminde yakınlaşmalı evre başlamış ve buna bağlı olarak bütün Pontid kuşağı boyunca, Geç Kretase başında bir dalma-batma başlamıştır. Bu dönemde, Karadeniz de bir yay ardı havzası olarak gelişmeye başlamıştır. Başka bilimadamları ise bu gelişimin başlangıcını en azından Doğu Karadeniz havzası için Jura dönemine kadar geriletmektedirler (Finetti ve diğ., 1988). Tetis'in evrimindeki en hareketli dönemlerden birini oluşturan Geç Kretase-Paleosen dönemi, Sakarya kıtası üzerinde de şiddetli bir kalkalkalen volkanizması geliştirmeye başlamış, kıtanın güneyinde ise, bir ofiyolitik melanaj kaması gelişmiştir. Bu dönemde Sakarya kıtası kuzeyinde yer alan okyanusal alan iyice daralmış durumdadır. Marmara Denizi, kuzey kıyısı boyunca izlenen İstanbul Bloğu ise, Pontidler, İstranca Masifi ve Trakya'ya göre göstermiş olduğu farklı jeolojik özellikleri nedeni ile bugünkü bulunduğu koordinatlara tektonik olarak gelmiş olan allokon bir blok olarak yorumlanmıştır (Okay ve diğ., 1994). Bu modele göre İstanbul Bloğu, ilksel durumunda Odessa Şelfine bitişik durumda bulunan, Moesia Platformu'na ait bir parça idi (Okay ve diğ., 1994).

Geç Kretase-Paleosen döneminde ise, Karadeniz'in bir yay ardı havzası olarak açılması sonucu (Görür, 1988; Finetti ve diğ., 1988), İstanbul Bloğu, Batı Kırım ve Batı Karadeniz fayları arasında sınırlanmış bir levha olarak, güneye doğru hareket etmiş ve Erken Eosen'de Sakarya kıtası ile çarpışmış ve bu durum Batı Karadeniz'deki gerilme rejimini de sona erdirerek bir sıkışma rejimi başlatmıştır (Okay ve diğ., 1994). Karadeniz'in Anadolu kıyılarındaki söz konusu sıkışmanın, Karadeniz Dağları'nın morfolojisi göz önüne alınarak, günümüzde de devam ettiği belirlenmiştir (Gökaşan, 1996).

Geç Paleosen-Erken Eosen döneminde Anatolit-Torit platformu Pontid'ler ile çarpışmış ve platformun orta gövdesi dilimlenmeye uğramış ve bu sıkışma rejimi, K-G yönünde Miyosen'de de devam etmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Anadolu'nun Paleotektonik evrimi, Orta-Geç Miyosen'de Bitlis kenet kuşağı boyunca Arabistan-Avrasya çarpışmasının başlamasını takip eden dönemlerde çarpışmanın, sıkışma ile karşılanamaması sonucu, Anadolu Bloğunun KAFZ VE DAFZ boyunca batıya doğru ilerlemesiyle yerini neotektonik aktiviteye bırakır (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Oligosen sonunda İntrapontid Okyanusu'nun kapanmasından sonar gelişen sutur zonunun bu alanda olması, Marmara Denizi'nin bu alanda gelişmesine neden olmuştur. (Görür ve diğ. (1997), Yazarlar Erken-Orta Miyosen döneminde, Trakya Baseni ve Biga Yarımadasında akarsu-göl şartlarının egemen olduğunu ve bu şartlar altında, Gazhanedere ve Pınarbaşı Formasyonları ve Ezine-Doyuran volkanitlerinin çökeldiğini ve bu alanın önemli bir bölümünün bir göl olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca, bu istifte gözlenen çapraz tabakaların varlığından dolayı, Marmara Havzası'ndaki bu gölün, sığlaşmış olduğunu söylemişlerdir.

Sakıncı ve diğ., (1999) ise Trakya Havzası'nın paleocoğrafyasını inceledikleri araştırmalarında, bu dönemde Trakya Baseni'nin güney tarafının bir depolanma alanı olduğunu ve bu alanın genellikle menderesli akarsu ve göl rejimi etkisinde olduğunu belirtmişlerdir. Yazarlar Trakya'nın kuzey kısımlarının bu dönemde, Trakya-Eskişehir Fay Zonu boyunca yükselmeye ve aşınmaya başladığını, yine yükselmekte olan Biga Yarımadası'nın önünde Alüviyal fanların gelişmeye başladığını, genel olarak bakıldığında ise, bu dönemde Istranca Masifi, İstanbul Yarımadası, Ganos Dağı, Korudağ ve Hisarlıdağ'ın birer aşınım alanı olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca, İstanbul Yarımadası'ndaki düşük kotlu bir alan olan Çamurluhan bölgesinin de Paratetis'in bir uzantısı şeklinde deniz altında kalmış olan bir koy olduğu da belirtilmiştir (Sakıncı ve diğ., 1999).

Yine Görür ve diğ., 1997'ye göre Akarsu-göl rejimi Marmara Denizi'nin bulunduğu ortamda Orta Miyosen sonlarına kadar devam etmiştir. Araştırmacılar, Marmara Denizi'nde ilk denizel oluşumun bu dönemde başladığını ve su ilerlemesinin Ege Denizi'nden Saros Körfezi'nin olduğu alandan gelmesinden dolayı, Akdeniz kökenli olması gerektiğini, bu fikrin de Paratetis'de bulunmayan Ostrea'nın bu dönemde Marmara'da bulunması ile de desteklendiğini söylemişler, bu transgresyonun KAFZ'nun bu alandaki gelişiminin zamanı ve kinematığı ile ilişkili olduğunu da belirtmişlerdir. Bununla birlikte, Okay ve diğ. (1999), Tekirdağ Havzasını inceledikleri çalışmalarında, sondaj verilerinde, 126 m'lik göreceli ince bir denizel çökelin altında, 2174 m'lik Pliyosen yaşlı akarsu-göl çökeline rastlanılmış olmasını, Marmara Denizi'nin Pliyosen döneminde bir kara alanı olduğuna ve bu havzanın deniz tarafından ilk işgalinin de Pleistosen döneminde olması gerektiğine işaret etmişlerdir. Yazarlar, ayrıca bu fikirlerinin bir başka delili olarak da Marmara Denizi'ndeki denizel taraçalar üzerinde yapılan yaş tayinlerinde Akdeniz kökenli faunadan alınan numunelerden 260.000-130.000 yıl

bulunmasını (Paluska ve diğ., 1989) göstermişlerdir. Bu nedenle yazarlar, günümüz Marmara Denizi'nin, bir denizel havza olarak ilk olarak Geç Pleistosen döneminde, Tyrrhenian denizel transgresyonunu takip eden bir dönemde gelişmeye başlamış olduğunu belirtmişlerdir. Yine Okay ve diğ. (2000), Çınarcık Havzası'nın gelişimi üzerine yayınladıkları bir başka çalışmada, Şengör (1979), Suzanne ve diğ. (1990) ve Barka (1992)'yı referans göstererek Kuzey Anadolu Fay Zonunun doğuda Karlıova'dan Geç Miyosen'den itibaren gelişmeye başladığını ve Marmara Denizi'ne Pliyosen'de ulaştığını, İzmit Körfezi'nde ise Meriç (1995)'den yararlanarak ancak Geç Pliyosen'den itibaren etkili olduğunu iddia etmişlerdir.

KAFZ'nun bu alanı etkileme yaşı ve bunun Trakya'daki etkilerine bakılacak olunursa, Okay ve diğ. (2000), Tüysüz ve diğ. (1998) ve Yaltırak ve diğ. (1998)'den yararlanarak, KAFZ'nun Gelibolu Yarımadası'na Orta Pliyosen'de gelmiş olduğunu ve bunun da Terzili Fayı'nın (Sakınç ve diğ. 1999'a göre Trakya Fay Zonu), Pliyosen çökelleri tarafından örtülmesinden hemen sonra gerçekleşmiş olduğunu söylemişlerdir. Sakınç ve diğ. (1999) Orta Miyosen sonu ile Geç Miyosen başındaki jeolojik gelişimi; bu peryotta Trakya (Okay ve diğ. 1999'a göre Terzili Fayı)-Eskişehir fayının, bir doğrultu atımlı fay zone olarak gelişmesi ve bu nedenle Istranca Dağları'nın yükselmesi ile açıklamışlardır. Yazarlar, bu yeni sistemin gelişimi ile Trakya'da yeni bir yükselimin gelişmiş olduğunu ve İstanbul-Istranca Bloğu'nun kuzeye doğru tilt olarak hızlı bir kırıntılı çökeline birikmesine neden olduğunu söylemişlerdir (Çukurçeşme Formasyonu). Yine bu dönemde Trakya Bloğu'nun, Trakya-Eskişehir Fay Zonu'ndan etkilenerek saatin ters yönünde döndüğü ve Ganos Fayı'nın da oluşan bu sıkışmadan etkilenerek hareketlendiği önerilmiştir (Sakınç ve diğ., 1999). Yazarlar bu peryotta Saros Körfezi'nin de açılmaya başladığını ve oluşan Saros Havzası'nda bir transgresyonun başladığını söylemişlerdir. Bu çalışmada verilmiş olan söz konusu döneme ait paleocografik haritada, Saros Körfezini etkilemiş olan transgresyonun Marmara Denizi'ni etkilememiş olduğu görülür. Bu yaklaşım, Okay ve diğ (1999) tarafından, Marmara'nın bu dönemde denizel etki altında olmadığı fikri ile uyumludur. Bununla birlikte, Sakınç ve diğ (1999) ile Okay ve diğ. (2000) arasında Trakya (Sakınç ve diğ., 1999'a göre) veya Terzili (Okay ve diğ., 2000'e göre) olarak isimlendirilen ve Trakya'yı KB-GD doğrultusunda kateden fayın, tektonik gelişimi açısından görüş farklılıkları vardır. Sakınç ve diğ. (1999) bu fayı, Batı Anadolu'da Marmara'ya yönünde aynı doğrultuda uzanan Eskişehir Fayının bir devamı olarak görürken (Şekil 10), Okay

ve diğ. (2000) ise bu fayın, diğer kolları KAFZ ve Biga Fayı olan Transform-Transform-Transform tipindeki bir üçlü eklemin, üçüncü kolu olduğunu iddia etmişlerdir.

Görür ve diğ. 1997'de yaptıkları çalışmayla, Geç Miyosen'de Marmara Denizi'ne ilk acı su-deniz girişimi gerçekleştiğini söylemektedirler. Araştırmacılar, bu alandaki Mactra'ların varlığından dolayı bu gelişimin, bu defa Akdeniz kökenli değil Paratetis kökenli olması gerektiğini ve bunun da nedeninin Akdeniz'in Messiniyen dönemindeki kuruması veya Kuzey Anadolu Fay Zonunun Marmara Denizi'nin, Akdeniz ile olan bağlantısını kesmiş olmasından kaynaklanabileceğini söylemişlerdir. Ayrıca yazarlar bu dönemde KAFZ'nun güneye doğru genişlediğini ve Marmara Denizi'nin de buna bağlı olarak geliştiğini de söylemektedirler (Görür ve diğ., 1997).

Sakıncı ve diğ. (1999)'a göre ise, bu dönemde Akdeniz transgresyonu, Saros Körfezi'nde tümüyle egemendir. Yazarlar bir başka çalışmalarında Kuzey Anadolu fay Zonu'nun, bu dönemde Ganos Fayı ile birleştiğini ileri sürmektedirler (Sakıncı ve diğ., 1999). Yazarlar, ilk Paratetis-Marmara bağlantısının Panoniyen-Ponsiye zaman periyodunda Küçükçekmece-Terkos yolu ile KAFZ'nun aktivitesi sonucu İstanbul-Istranca Bloğu'nun güneye doğru tilt olması sonucunda gerçekleşmiş olduğunu ve bunun sonucunda İstanbul ve Çanakkale arasındaki alanın sıkı ve dar bir endemik körfez haline geldiğini söylemişlerdir.

Görür ve diğ. (1997)'ye göre bu dönemde, Marmara Denizi'nin kuzeyi önemli ölçüde yükselmiş ve aşınmıştır. Marmara Bölgesinin güneyi ise karasal bir alana dönüşmüştür. Araştırmacılar, Miyosen sonrası Akdeniz'de deniz seviyesinin yükselmesine rağmen Akdeniz sularının ancak Geç Pliyosen'de Marmara Denizi'ni, Akdeniz ve Paratetis arasında bir su yolu haline getirmiş olduğunu belirtmişlerdir. Sakıncı ve diğ. (1999)'a göre ise bu dönemde, Trakya bir aşınım rejimi altına girmiş, KAFZ ile birleşmesi sonucu Ganos Fayı'nın aktivitesi artarak Gelibolu Yarımadası yükselmiştir. Yazarlar, Çanakkale ağzında, Ege'ye bakan bir körfezin geliştiğini ve bölgenin sıkışmalı bir rejimin etkisi altında yükselmesi sonucunda Marmara ekseninde yer alan körfezin, Paratetis etkisi altında bölgenin bir tatlı su gölü haline gelmiş olduğunu iddia etmişlerdir. Yazarlar bu dönemde KAFZ'nun güneye dönmesi ile günümüz Marmara Denizi sisteminin biçimlendiğini belirtmişlerdir (Sakıncı ve diğ., 1999).

Görür ve diğ. (1997)'ye göre, Pleistosen buzularası dönemlerinde Marmara Havzası, hem Karadeniz hem de Akdeniz sularının etkisindeyken, buzul dönemlerinde ise Karadeniz'e benzer bir acı su halini almıştır. Yazarlar Wurm buzul döneminin son fazında, Marmara Denizi'nin her iki denizle de irtibatı kesilmiş olan bir göl haline gelmiş olduğunu belirtmişlerdir. Holosen döneminde ise Akdeniz ve Karadeniz bağlantısı tekrar kurulmuş ve Marmara Denizi günümüz oşinografik-jeolojik düzeyine ulaşmıştır.

Güney Marmara şelfi üzerinde yapılmış olan sığ sismik çalışmalarda (Smith ve diğ., 1995), şelfin dış kısmında bulunan bir deltaya ait son klinoforun topset-foreset geçişinin, günümüz deniz düzeyinden 100 m daha derinde bulunduğu belirlenmiş ve bu çökelin muhtemel olarak, son buzul dönemi ile bu dönemi takip eden buzul erime döneminin ilksel fazına karşılık gelişmiş olduğunu söylenmiştir. Yazarlar bu istifin 25.000-13.000 yıl önce Ege sularının Çanakkale Boğazı'nı geçemediği dönemde (-60 m veya -70 m düzeyleri) çökelmiş olması gerektiğini ve böylece, bu dönemde Marmara Denizi'nin Ege Denizi'nden izole olduğunu ancak, Çanakkale'den bir akarsuyun akmış olmasının da mümkün olduğunu belirtmişlerdir.

Marmara Denizi'nde tek kanallı sığ sismik çalışmalar yapan Aksu ve diğ. (1999), Batı Marmara şelfi üzerinde güncel çökeller üzerinde yapmış olduğu çalışmada, bu alanda üç ünite belirlemiştir. Yazarlar, bu ünitelerden en üstte yer alan birimin içyansız olduğunu ve altındaki birimleri bölgesel olarak onlap ile üzerlediğini, altındaki istifin ise, mercek şekilli ve çapraz tabakalı olduğunu ve bu çökelin en iyi Çanakkale yakınlarında gelişmiş olduğunu belirtmişlerdir.

En altta yer alan çökelin ise, iç yapısında uyumsuzluklar olan değişken karakterli bir yansıma şekillenmesine sahip olduğu belirlenmiştir (Aksu ve diğ., 1999). Yazarlar ayrıca ara ünite, lokal kum depolarının ve gömülü sırtların gelişmiş olduğunu da belirlemişlerdir. Yine aynı çalışmada, güncel çökeller içerisinde delta sequence'leri ve onların arasında ise düşük deniz düzeylerine karşılık gelen bazı aşınım yüzeylerinin varlığını belirlenmiştir (Aksu ve diğ., 1999). Bu çökel ve aşınım dönemleri ile deniz düzeyindeki değişimleri ve Akdeniz-Marmara Denizi-Karadeniz su bağlantılarının gelişimini modelleyen Aksu ve diğ. (1999)' göre, 245.000 ile 160.000 yıl arasındaki dönemde Ege ve Marmara Denizleri'nin bağlantılı olduğu ve her iki deniz düzeyinin de Çanakkale Boğazı taban derinliği olan yaklaşık -70 m'den daha yüksekte bulunduğunu söylemişlerdir.

Yazarlar, günümüzden 160.000 yıl önce ise, Ege Denizi'nin -70 m'nin altına düşmesinden dolayı bu bağlantını kopmuş olduğunu belirlemişlerdir. Yine aynı çalışmada, Smith ve diğ. (1995) tarafından belirlenmiş olan -100 m'lik topset-foreset geçişinin de, aslında o dönemdeki -65 m'lik deniz seviyesinin karşılığında çökelen sedimentlere ait olduğu ve bu nedenle Ege Deniz düzeyinin -115 ile -120 m'lere kadar alçaldığı Wurm buzul döneminin maksimum periyodu sırasında Marmara Denizi'ndeki seviyenin -70 m'de olduğunu belirtilmiştir. Yazarlar bu nedenle, Marmara'dan Ege'ye akan bir drenajın olması gerektiğini, ancak günümüzden 18.000 yıl ile 11.000 yıl önceki zaman aralığında Akdeniz sularındaki yükselme ile 11.000 yıl önce bu suların, Marmara Denizine girmiş olduğunu iddia etmişlerdir (Aksu ve diğ., 1999). Kuzey Avrupa'daki buz kütlelerinin çözülmesi sonucunda, 10.500 ile 10.000 yıl önceki dönem arası, Karadeniz suları yükselmesi ile 9.500 yıl önce Karadeniz selfi, tatlı su tarafından kaplanmıştır (Aksu ve diğ., 1999; Algan ve diğ., 1999).

Yazarlar, günümüzden 9.500 yıl önce Akdeniz sularının, Marmara Denizi'ne boşalarak onu yükseltip İstanbul Boğazı düzeyine kadar getirmiş olduğunu belirlemişlerdir. Ancak, Akdeniz sularının Karadeniz'den gelen güçlü akıntı nedeni ile 1500 yıl kadar boğazdan geçerek Karadeniz'e ulaşmayı başaramamıştır (Aksu ve diğ., 1999). Bununla birlikte ne İstanbul Boğazı batimetrisinde, ne de boğaz boyunca alınmış olan sığ sismik kesitlerde Karadeniz yönünden Marmara yönüne doğru sözü edilen akıntıya karşılık gelebilecek bir aşınımın izine rastlanılmamıştır (Gökaşan ve diğ., 1997; Gökaşan, 1998; Demirbağ ve diğ., 1999; Oktay ve diğ., 1998). Aksu ve diğ. (1999), 7200 yıl önce gelişmiş olduğunu belirttikleri bu güçlü akıntının şiddetinin zaman içerisinde azalmış olduğunu ve böylece gelişen düşük enerjili ortamın, geniş bir çamur örtüsünün yayılmasına imkan tanıdığı ve yine bu dönemde Akdeniz sularının Karadeniz'e geçmesinin mümkün olduğunu söylemişlerdir.

Bu dönemde, İstanbul Boğazı'nın Marmara Denizi çıkışındaki alanın paleocografyası ise, Sakıncı (1998) tarafından incelenmiştir. Yazar, Haliç ve İstanbul Boğazı Marmara çıkışında Sarayburnu-Üsküdar arasında mühendislik amaçlı yapılmış olan sondajlardan alınmış olan örnekler üzerinde yapmış olduğu inceleme sonucunda, deniz düzeyinin 13.500 yıl önce-105 m'ye kadar düşmesine bağlı olarak Ryan ve diğ. (1997) Akdeniz-Karadeniz bağlantısının kesilmesi sonucunda, Haliç ve İstanbul Boğazı girişinde, Holosen çökellerinin tabanındaki çimentosuz-iri çakıllı istifin Paleozoyik temel üzerine çökelmiş olduğunu söylemiştir. Yazar, bu çökelin üzerinde, Flandriyen Transgresyonu'na ait bol fosilli çimentolanmamış çökellerin

bulunduğunu belirtmiştir. Su seviyesinin yükselimi ve yerel tektonizmaya bağlı olarak bu alanda Akdeniz kökenli bentik foraminiferlerin de yerleşmesi mümkün olmuştur (Sakıncı, 1998). Yine aynı çalışmada yazar, Holosen başlarında denizel koşulların günümüz Haliç'ini etkilemesi sonucunda, Haliç'in zaman zaman denizel koşulların etkin olduğu lagun benzeri bir ortam haline gelmiş olduğunu söylemiştir. 5.600 yıl önce ise, (Göksu ve diğ., 1990) bölgede etkin olan bir tektonik aktivite (Yılmaz ve Oktay, 1996; Gökaşan ve diğ., 1997; Gökaşan, 1998) sonucu, ortamın çökerek derinleşmesini takiben, İstanbul Boğazı'nın, Marmara Denizi girişinde anoksik koşullar hakim olmuştur. Yazar, İstanbul Boğazı Marmara çıkışının Erken-Geç Holosen'de, tektonizma kontrolünde derinleşen laguner bir ortam olarak gelişmiş olduğunu belirtmiştir. Bu sonuçlar, Gökaşan ve diğ (1997), Gökaşan (1998), Demirbağ ve diğ. (1999) ve Oktay ve diğ (1998) tarafından önerilmiş olan, boğazın Marmara çıkışının derinleştirilmesi sonucunda, son Akdeniz-Karadeniz bağlantısının kurulmuş olması fikri ile de uyumludur.

Sarayburnu-Üsküdar tüp tünel hattını incelemek amacı ile Uluğ (1987) bu hat üzerinde sismik kesitler almış ve boğazın temelinde genç sedimenleri etkilemeyen faylar bulmuştur. Alavi ve diğ. (1989) boğazın güneyinde yaptıkları sığ sismik çalışmada ise yine temeldeki değişimleri fay kontrollü olarak yorumlamışlardır.

2000'li yılların başlarına kadar kadar boğaz oluşumu ile ilgili yapılmış olan çalışmalarda yakın zamana kadar, boğaz oluşumunda birbirinden çok farklı etkenlerin ortaya atılmasının ve önerilen oluşum modellerinin birbirinden oldukça farklı olmasının en önemli nedeni, ayrıntıda İstanbul Boğazı'nın gelişimi, genelde ise İstanbul'un Kuvaterner dönemi jeolojik olayları ve Neotektonik aktivitesi amaçlı çalışmaların gerekenden oldukça az sayıda bulması ve bu konularla ilgili veri tabanının oldukça zayıf olmasıdır. İstanbul Boğazı'nın Karadeniz çıkışı ve yakın çevresi için yapılmış çalışmalarda kullanılan veri tabanı, İstanbul Boğazı ile kıyaslandığında daha da yetersiz kalmaktadır. Ayrıca bu alanın kıyı ile olan ilişkisi, boğaza göre daha az olduğundan bölgede yapılmış olan kara çalışmaları ile inceleme alanının kıyaslanması daha da güçtür. Karadeniz'in son 25.000 yıllık dönemini aydınlatmak için yapılan çalışmalarda bu denizin, son buzul dönemi sırasında evrimini bir göl olarak sürdürmüş olduğu ve 9000 yıl önce başlayan bir dönemden itibaren ise, Akdeniz sularının istilasına uğrayarak günümüzdeki ortamına kavuştuğu belirlenmiştir (Ross ve Degens, 1974). Karadeniz'de yapılan bu çalışmaları izleyen dönemde son Akdeniz-Karadeniz su bağlantısı ile ilgili günümüzde sadece bilimsel

açından değil mitolojik ve din tarihi açısından da en çok değinilen ve tartışılan iddialardan biri ortaya atılmıştır (Ryan ve diğ., 1997; Ryan ve Pittman, 1998). Ryan ve diğ. (1997) bu teorilerinde son buzul dönemi sırasında Karadeniz su seviyesinin, günümüz su düzeyinden 100 m daha derin olduğunu ve Karadeniz'deki son deniz düzeyi yükseliminin ise, yaklaşık 7200 yıl önce kara olan günümüz Karadeniz şelfinin Akdeniz suları tarafından çok ani ve hızlı bir şekilde kaplanmış olması ile gerçekleştiğini iddia etmişlerdir. Yazarlar daha sonra yayınlamış oldukları eserlerinde ise (Ryan ve Pittman, 1998), Karadeniz şelfinde meydana gelen bu ani su yükseliminin, şelf üzerinde o dönemde yaşayan insanların bu alanı terketmesine neden olduğunu ve bu durumun mitolojide ve din kitaplarında değinilen “Nuh Tufanı” efsanesi ile ilişkisinin olabileceği sonucuna varmıştır. Ryan ve diğ. (1997) tarafından ortaya atılan Karadeniz şelfinin son buzularası dönemi takiben ani ve hızla dolmuş olduğu fikri, GB Karadeniz Şelfi İstanbul Boğazı açıkları ve Sakarya Nehri ağzında yapılmış olan çalışmalarla da desteklenmiştir (Demirbağ ve diğ., 1999; Algan ve diğ., 2002). Yine benzer şekilde Sinop açıklarında yapılmış olan bir araştırmada deniz altında belirlenen medeniyet kalıntıları (Ballard ve diğ., 2000), “Nuh Tufanı” efsanesi ile ilgili Ryan ve Pittman (1998) tarafından iddia edilen tezi destekler niteliktedir.

Öte yandan söz konusu çalışmayı izleyen dönemlerde Karadeniz, İstanbul Boğazı Marmara Denizi çıkışı ve Marmara denizi içerisinde yapılmış olan çalışmalardan bazılarının sonuçları ise, Ryan ve diğ. (1997) tarafından önderlik edilen teori ile çelişmektedir. Sakarya Nehri deltası üzerinde DSİ tarafından yapılmış olan sondajların yorumlanması sonucu, sondaj örneklerinde -18 m’de belirlenen plaj ortamının Karadeniz’in son deniz yükselimini temsil ediyor olduğu ve bu yükselime ait plaj çökellerinin günümüzden yaklaşık 8500 yıl önce Sakarya ağzında çökelmiş oldukları sonucuna ulaşmışlardır (Görür ve diğ., 2001). Yazarlar, bu veriden yola çıkarak Ryan ve diğ. (1997) tarafından önerilen dönemden daha önce Karadeniz sularının zaten -18 m’ye kadar yükselmiş olduğunu ve bu nedenle söz konusu yazarlar tarafından önerilen teorinin doğru olmadığını iddia etmişlerdir (Görür ve diğ., 2001). Benzer şekilde yine yakın dönemde yapılan başka çalışmaların sonuçları da, Ryan ve diğ. (1997)’nin sonuçları ile tezat teşkil edecek şekildedir. Bu çalışmalardan elde edilen sonuçlar, son buzul döneminin ardından yükselen Karadeniz sularının güçlü ve devamlı bir biçimde Marmara Denizi’ne boşalmış olduğu yönündedir (Aksu ve diğ., 1999; 2002; Hiscott ve diğ., 2002a, 2002b; Kaminski ve diğ., 2002). Bu çalışmalardan biri (Hiscott ve diğ., 2002), İstanbul Boğazı güney çıkışında yer alan delta biçimli bir sediment istifini, günümüzden 9 ile 10 bin yıl önceki zaman aralığında

Karadeniz'den İstanbul Boğazı yolu ile Marmara Denizi'ne akmış olan suların getirmiş olduğu çökel birikimi olarak yorumlamıştır. Bununla birlikte Alavi ve diğ. (1989) Gökaşan (1998; 2000) ve Oktay ve diğ. (1998) söz konusu deltanın Kurbağlıdere tarafından son buzul dönemi sırasında oluşturulmuş olduğunu iddia edilmiştir. Yapılan bu farklı sonuçlara sahip incelemelerin ardından Karadeniz'in hızla dolmuş olduğunu iddia eden araştırmacılar teorilerini geliştirmişlerdir. Bu çalışmalardan Major ve diğ. (2002) ve Ryan ve diğ. (2003) son buzul dönemini izleyen global ısınmadaki kısa bir soğuma dönemine bağlı olarak (Younger Dryas), global deniz düzeyinde kısa süreli bir düşme meydana gelirken, Karadeniz düzeyinin ise bu dönemde yükselerek Marmara Denizi'ne doğru taşmış olabileceği sonucuna ulaşmıştır. İstanbul Boğazı evriminde, boğaz boyunca meydana su bağlantısının son aşamasını ise günümüz iki tabakalı akış sistemi oluşturmaktadır. Bu sistemin ise, Algan ve diğ. (2001) tarafından yaklaşık günümüzden yaklaşık 4.000 yıl öncesinde kurulmuş olduğu belirlenmiştir.

Boğazda, Beykoz-Tarabya arasında DSİ tarafından yaptırılan isale hattı fizibilite çalışmaları sırasında yapılan sondajlardan elde edilen sediment örnekleri farklı araştırmacılar tarafından çalışılmıştır (Meriç ve diğ., 1998; 2000; Algan ve diğ., 2001; Kerey ve diğ., 2004). Bu çalışmalardan Algan ve diğ. (2001), bu sedimentler üzerinde yapmış oldukları çalışma sonucu, günümüzden 26.000 ile 5.300 yıl önceki dönemi kapsayan aralıkta İstanbul Boğazı'nın bu kesiminde Karadeniz'in neo-öksiniyen dönemi benzeri bir göl ortamının olduğu ve ilk Akdeniz kökenli fosillerin yer aldığı istifin ise günümüzden 5.300 yıl önce bu alanda çökelen istifin içerisinde gözlendiğini belirtmiştir. Meriç ve diğ. (1998; 2000) ve Kerey ve diğ. (2004) ise, benzer örnekler üzerinde yapmış oldukları yorumlamada, altta yer alan ünitenin Karadeniz kökenli fauna içerdiğini, üstteki birimin ise Akdeniz-Karadeniz kökenli faunaların yer aldığı çökellerin ardalanması şeklinde izlendiğini belirtmiştir. Yazarlar, Beykoz-Tarabya hattının güneyinde var olduğunu kabul ettikleri bir yükselim tarafından İstanbul Boğazı'nın iki kanala ayrılmış olduğunu, bu iki kanaldan kuzeyde yer alanın Karadeniz suları tarafından, güneydekinin ise Akdeniz suları tarafından işgal edilmiş olan iki körfez şeklinde evrimleştiğini ve daha sonraları her iki taraftan yükselen suların söz konusu yükselimi aşarak birleştiği ve boğazdaki günümüz iki tabakalı su sisteminin oluştuğu sonucuna varmışlardır (Meriç ve diğ., 1998; 2000; Kerey ve diğ., 2004). Bu yaklaşım, boğaz sularının her iki denizin suları tarafından eşzamanlı olarak kaplanmış olması modelinin ortaya atılması açısından diğer iki modelden (Akdeniz sularının Karadeniz'i işgali veya Karadeniz sularının Marmara Denizi'ni işgali) farklıdır.

Akdeniz-Karadeniz bağlantısını inceleyen çalışmalardan önemli çalışmalardan biri olan Stanley ve Blanpied, (1980)'de veri olarak Marmara Denizi içerisindeki karot numunelerini kullanmış ve bu bağlantının gelişim aşamaları modellenmiştir. Karadeniz'in yakın zaman jeolojik geçmişini aydınlatmak için yapılmış ve bu araştırmaya da önemli bir veri tabanı sağlamış olan bir diğer önemli çalışma Ross (1974) tarafından gerçekleştirilmiştir. Ayrıca aynı yıl Degens ile birlikte editörlüğünü üstlendikleri "The Black Sea: Geology, Chemistry and Biology" adlı kitap içerisinde Karadeniz'in Üst Pleistosen-Holosen dönemi (son 25.000 yıl) jeolojik geçmişi önemli ölçüde aydınlatılmıştır.

Ross (1974), Karadeniz'de yüzey sedimentleri üzerinde yapmış olduğu çalışmalarda, Holosen başında Akdeniz ile bağlantısı olmayan Karadeniz'in, son 7000 yılda kısmen 3000 yılda ise tamamen bu bağlantının kurulması ile günümüz şartlarına kavuşmuş olduğu belirlenmiştir. Önceki çalışmalarda, bir grup araştırmacı Karadeniz'in su düzeyinin, Akdeniz ile olan bağlantısı kurulmadan önce, günümüz seviyesinden yaklaşık olarak 90m daha aşağıda olduğu iddia ederken (Erinç, 1973), bir grup araştırmacı ise bu derinliğin -105 m (Göktaşan, 1998; Demirbağ ve diğ., 1999) ve hatta daha da derin (Ryan ve diğ., 1997) olduğunu söylemişlerdir. Başka araştırmacı grupları ise Karadeniz su düzeyinin, Akdeniz suları ile birleşmeden önce, son buzul dönemi ardından karasal drenaj yolu ile yükselerek selfi kaplamış (Algan ve diğ., 1999), hatta İstanbul Boğazı'nı dahi aşacak kadar yükselmiş olduğunu (Aksu ve diğ., 1999) söylemişlerdir.

İstanbul Boğazı yakın çevresinde karada, 2000'li yılların başlarına kadar boğazın oluşumu ve Marmara Denizi-Karadeniz bağlantısını karşılayacak kadar yakın döneme ait jeolojik çökel kaydı bulmak çok güçtür. Çünkü çalışma alanı Kuvaterner'e kadar önemli bir aşınım etkisi altında kalmış (Ertek, 1995) ve söz konusu olayların kayıtlarını taşıyan sedimentler karada ya hiç çökelmemiş veya yoğun bir biçimde aşınmışlardır. Bu nedenle, çevrede en yoğun olarak mostra veren Paleozoyik ve Üst Kretase-Alt Eosen yaşlı birimler içerisinde genç döneme ait olayların en azından yapısal kayıtları var olsa bile, bunların güncel jeolojik olayların etkisi altında geliştiğini söylemek, ancak bu yapıların (fayların) morfolojideki etkilerinin veya fayın çevrede kesmiş olduğu akarsu alüvyonları ve Kuvaterner yaşlı denizel çökeltilerin belirlenmesi ile mümkündür.

Böylelikle bu alanda mostra veren temel birimlerin litolojisi ve çökelme ortamları bu inceleme açısından önem arzetmediğinden, ayrıntısına girilmeyecektir. Ancak bu birimlere ait üst

yüzeyin morfolojisi, incelenen jeolojik olayların verilerini bünyesinde barındırmaktadır. Bölgedeki yakın zaman jeolojik gelişimin bir başka önemli verisi de vadilerdeki genç sedimentler içerisinde kayıtlıdır. Bu vadilerden en önemlisi olan İstanbul Boğazı ile boğazın Kuzey Marmara ve Güneybatı Karadeniz şelflerindeki devamları ve yakın çevresi bu amaçla sismik kesitler yardımı ile yoğun bir şekilde incelenmiştir. Ayrıca İstanbul Boğazı'nın Marmara girişinde, Haliç'te ve Karadeniz'de genç çökellerle ilgili veriler ile, bölgede inceleme konusu ile ilgili başka jeofizik verilerden de faydalanılmıştır.

Tur (2007)'de Tuzla Körfezi ve İstanbul Boğazı Marmara Denizi çıkışını içeren çalışmasında sığ sismik verileri kullanarak güncel fay hatlarını belirlerken, sismik stratigrafik analiz yapmış alana ait paleotopoğrafya haritalarını üretmiştir.

Eriş ve diğ. (2007) 'de İstanbul Boğazı Marmara denizi çıkışında son buzul dönemi transgreynonunu ve evrimini yüksek rezolüsyonlu sismik kesitleri analiz ederek kor numunelerini radyokarbon yöntemiyle yaşlandırarak incelemişlerdir. Bu makalede İstanbul Boğazı'nın çıkışında bulunan deltanın boğazın deltası olmadığını ispat etmeye çalışmışlar ve Göktaşan ve diğ. 2005 'teki çalışmayı destekleyen sonuçlar bulmuşlardır. Hiscott ve diğ., 2008'de bu çalışmaya yazdıkları eleştiri makalesinde bu tezi reddetmişlerdir. 2008'de Eriş ve diğ. bu kez Hiscott'un eleştiri makalesine cevap niteliğinde yazdıkları karşı makalede eleştirileri çürütmek istemişlerdir. Eriş ve Çağatay yine 2008'de yaptıkları çalışmada Marmara Denizi'nde son buzul döneminden günümüze kadar deniz seviyesi değişimlerini sismik ve karot verilerini kullanarak açıklamaktadır.

Köprülü, 2014'te yaptığı tez çalışmada chirp sistemi ile toplanılan sığ sismik verileri kullanarak İstanbul Boğazı güney şelfindeki çökel yapılarının oluşum dinamiklerini incelenmiştir.

Tur ve diğ. (2015) Marmara Denizi kuzey şelf alanını çok-bimli batimetri ve sığ sismik verileri kullanarak stratigrafik ve tektonik açıdan incelemiş çöekl lanlık haritalarını ve paleotopoğrafya haritalarını elde etmiştir. Ayrıca şelf alanında KAFZ ile bağlantılı ikincil fayları belirlemişlerdir.

Körülü ve diğ.(2016) İstanbul Bğazı Marmara çıkışındaki şelf alanını yine sığ sismik verileri kullanarak son buzul-holosen dönemi ile ilgili yaklaşımlarda bulunarak boğaz çıkışındaki deltanın hem boğaz kökenli hem de Kurbağlıdere kökenli olduğunu iddia etmişlerdir.

Aksu ve diğ., (2016) yaptıkları son çalışmada boğazın güney çıkışındaki deltanın son buzul döneminde erken holosende kurulan bağlantı ile karadeniz tarafından gelen suların taşıdıkları çökel birikiminden oluştuğunu savunmaktadırlar. |



3. MALZEME VE YÖNTEM

3.1. KURBAĞLIDERE VE YAKIN ÇEVRESİNİN JEOLojİSİ

Kurbağlıdere ve uzanımı boyunca alüvyon birimler devamlılık göstermektedir. Doğusunda ve kuzeyinde üst miyosen birimler yaygın olarak bulunmaktadır. Güneyinde ise yine alüvyon birimler dikkat çekmektedir. Derenin yaklaşık 48 km² olan havzasında litoloji genellikle primer ve sekonder dönemlere ait karbonat ve kumtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 3.1).

Şekil 3.1’de Kurbağlıdere drenaj havzası ve hakim litoloji daha detaylı olarak birimler halinde verilmektedir.



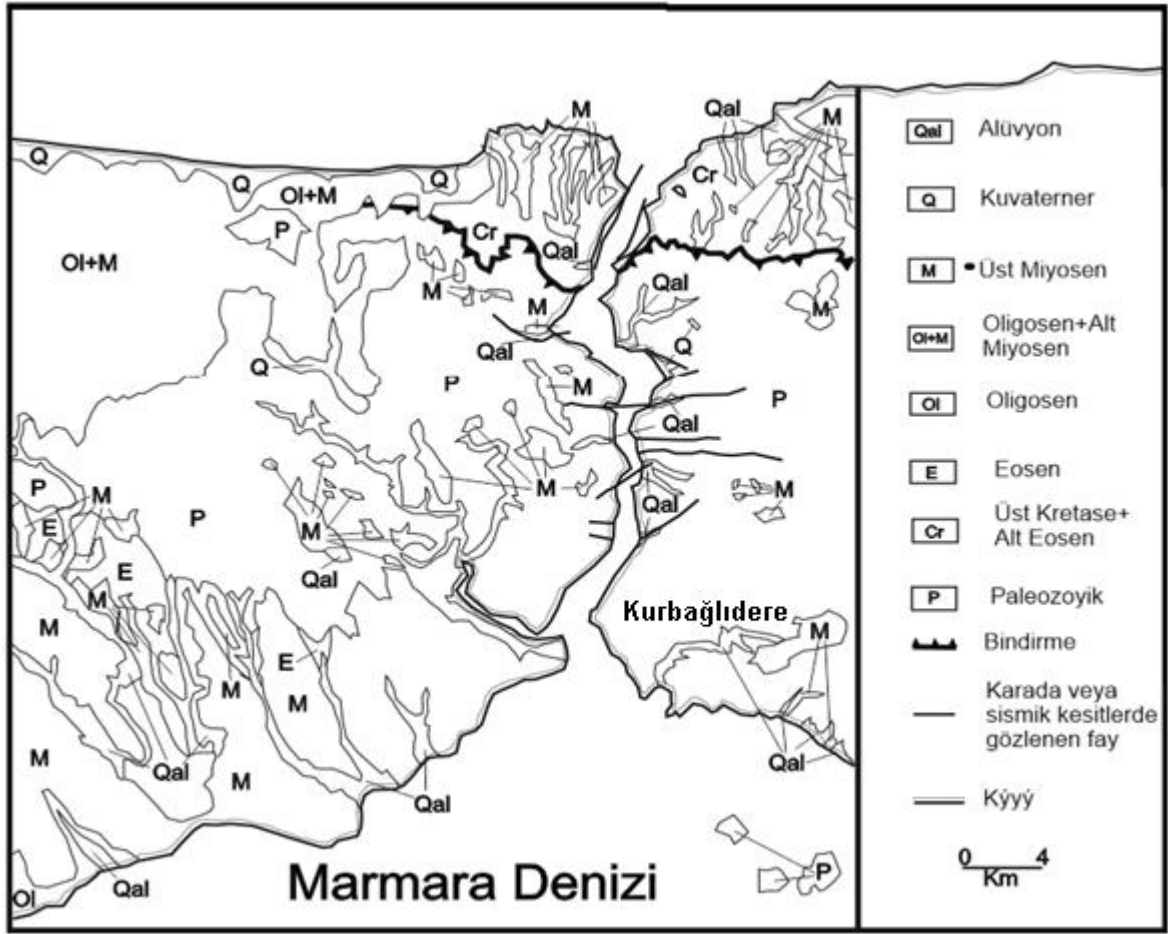
Şekil 3.1: Kurbağlıdere civarının genel litolojik yapısı (Karataş 2017).

Memba kesimindeki Ordovisien’e atfedilen kumtaşı-çamurtaşı-çakıltı aralanması ağırlıklı litolojik yapı, havzanın orta çıkırındaki kalkerler ve tanecikli sedimanter birimler ile birlikte düşünüldüğünde, özellikle akışın güçlü olduğu dönemlerde yük temini bakımından kapasitesi oldukça yüksek bir akılaşma alanına işaret etmektedir. Bu durum mansapta materyal birikimini desteklemekte ve yatağa yakın kesimlerde alüvyal depoların ağırlığını artırmaktadır. Özellikle ağız kesiminde yaygın mostralı bulunan ve Kuşdili Formasyonu adıyla bilinen (Meriç ve diğ., 1991) Holosen ürünü birim, karasal-lagüner ortam mahsulü kilden çakıla kadar değişik boyutlardaki tanecikli unsurlardan ibaret yapısıyla hem yüzey sularının sızıp depolanması hem de deniz suyunun oldukça uzak mesafelere kadar akiferi işgal etmesi için elverişli koşullar

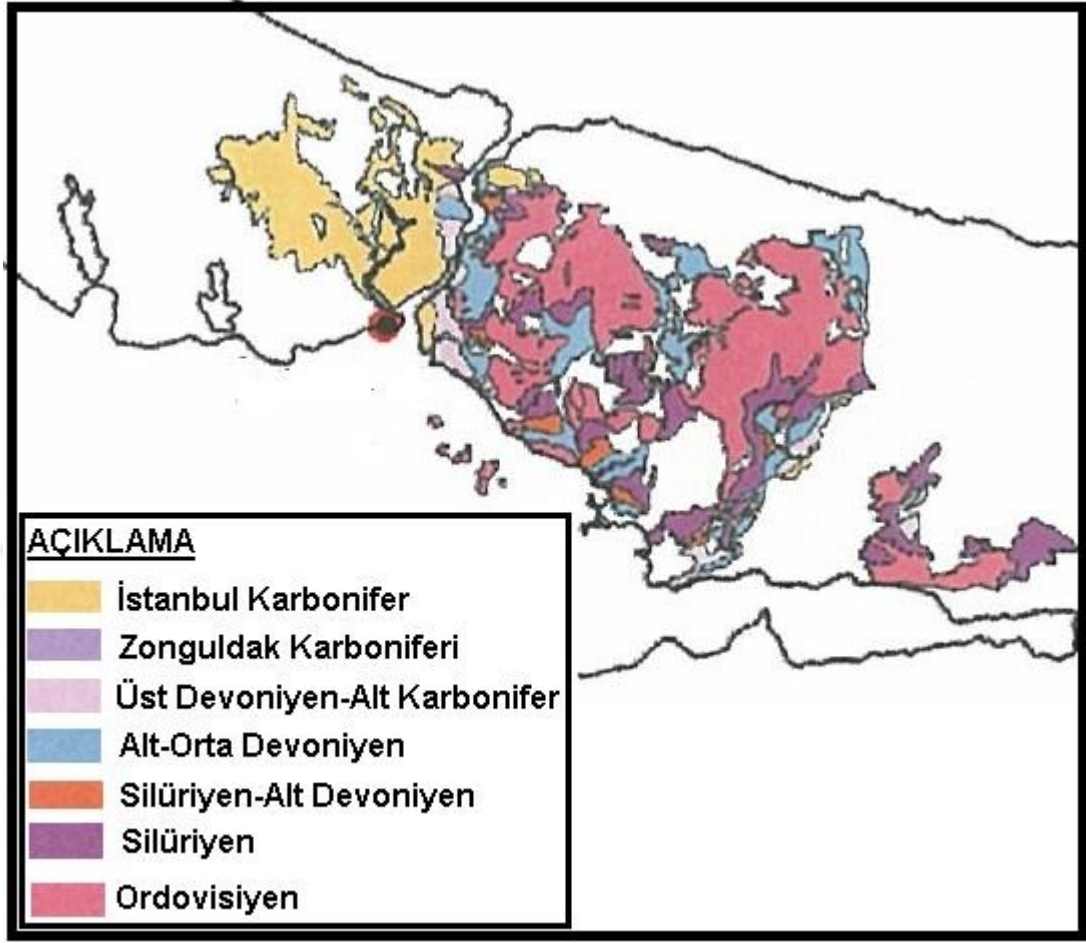
ortaya çıkarmaktadır. Bu durumun çalışma sahasındaki karşılığı denizel etkiler altında imbrikatif bir yapı sunan göreceli köşeli kalıntı ile bunun üzerine değişik zamanlarda düzensiz bir şekilde yerleşen taşkın karakterli depolardır.

Çalışma alanı yakın çevresinde mostra veren birimler büyük bir çoğunlukla, çökelim zamanı açısından çok eski olduğundan (Paleozoyik, Üst Kretase-Alt Eosen), bu birimlerin oluşum koşulları ile Marmara Denizi-Karadeniz bağlantısının oluşum koşulları arasında herhangi bir ilişki yoktur. Ancak bölgede mostra veren daha genç birimlerin (Üst Miyosen-Kuvaterner) çökeltme ortamları ile günümüzde bulundukları alanlar kıyaslandığında, bu birimlerin oluşumlarının ardından günümüze kadar geçirdikleri süreçler ile bu çökelmenin çalışmanın ilgilendiği zaman dilimindeki olaylar kıyaslanabilmekte ve bu da bölgenin Kuvaterner jeolojisi hakkında kısıtlı da olsa dolaylı bir bilgi vermektedir.

Bölge jeolojisinde ilk dikkati çeken durum Paleozoyik yaşlı bir istifin İstanbul Boğazı ve yakın çevresinde geniş bir alanda mostra vermiş olmasıdır (Şekil 3.2 ve 3.3).



Şekil 3.2: Kurbağlıdere ve dolaylarının jeolojisi (Gökaşan 2004).



Şekil 3.3: Kurbağlıdere ve dolaylarında paleozoyik birimlerinin dağılımı (İBB).

İstanbul Boğazı'nın doğu yakasında Alt Paleozoyik ağırlığında (genelde Ordovisiyen) izlenirken, batı yakasında ise Üst Paleozoyik yaşlı (Karbonifer) birimlerin hakimiyeti görülür (Ketin, 1983; Ketin ve Kıran, 1990 Oktay ve Eren, 1995; Şekil 3.2). Paleozoyik birimler içerisindeki zayıflık zonlarında ise bölgeyi etkilemiş olan mağmatik sokulumlar sonucu gelişen damar kayaçlarının varlığı görülmektedir. Boğazın Karadeniz çıkışında ise, Sarıyer-Anadolu Kavağı hattının kuzeyinde Paleozoyik yaşlı birimlerin yerine, kuzeye doğru Triyas yaşlı kireçtaşları ve Üst Kretase-Alt Eosen yaşlı kireçtaşı aratabakalı, volkanik aglomera-tüf ve volkanosedimentler izlenir (Şekil 3.2). İki istifin sınırı bindirmelidir Boğazın batısına doğru ilerlendiğinde, istifin gençleştiği ve Palaeozoyik yaşlı birimlerin üzerinin yer yer Eosen yaşlı resifal kireçtaşları (Görür ve diğ., 1981), Marmara Denizi kıyıları boyunca Trakya havzasına doğru gidildiğinde, Üst Miyosen yaşlı karasal çökeller ve onların üzerinde de Paratetis'e ait Üst Miyosen yaşlı kireçtaşları (Sayar, 1976; 1988; Steininger ve Rögl, 1984; Steininger ve diğ., 1985) ve Karadeniz kıyıları boyunca sığ denizel ile başlayıp, derin denizel ile devam eden daha

sonra da regresif bir seri ile Orta Miyosen'e kadar devam ettiği gözlenen (Sakıncı, 1994) ve Marmara Denizi sahilinde ise Gürpınar Formasyonu'nun karşılığı olarak yorumlanan (Oktay ve diğ., 1992) Karaburun Formasyonu tarafından örtüldüğü görülür. Marmara Denizi kıyısı boyunca izlenen Üst Miyosen yaşlı karasal çökeller üzerinde, Paratetis'e ait Üst Miyosen yaşlı kireçtaşları bulunur (Sayar, 1976; 1988; Steininger ve Rögl, 1984; Steininger ve diğ., 1985). Bu birimin günümüzdeki çökeltme ortamından oldukça yüksekte bulunması, Bölgenin Miyosen'den sonra yükselmiş olduğunu gösterdiği düşünülmektedir.

Bölgede, boğaz oluşumu ve Marmara Denizi-Karadeniz bağlantısı ile eş zamanlı çökellere ise güncel havzalar içerisinde rastlanılır. Bu havzalara örnek olarak halen karada izlenen akarsu vadileri ile, İstanbul Boğazı verilebilir. Bu istiflerin genelinin jeolojisi hakkında ayrıntılı bilgi bulunmasa da Ayamama (Bakırköy) ve Kuşdili (Kadıköy) vadileri gibi lokal alanlar (Meriç ve diğ., 1991a; 1991b) ile İstanbul Boğazı'nda yapılmış olan sondajlardan elde edilen numunelerin stratigrafik-paleontolojik-palinolojik incelenmesinden elde edilen veriler ışığında bu alandaki Kuvaterner istifi açıklanmaya çalışmak (Ed. Meriç, 1990) kısmen de olsa mümkün olabilir. Bu verilere göre, Ayamama havzasında çökelen istifin genç tektoniğin kontrolünde olduğu belirlenmiştir (Meriç ve diğ., 1991a). Bu havzada istif genelde gri-siyah kil ve çamurdan oluşur. Bu istifin içerisinde kalınlıkları ve yanal süreksizlikleri değişken olan çakıllı bir tabana sahip kum üniteleri bulunmaktadır. Ayrıca istifin içerisinde Foraminifer, Ostrakod ve Mollusk cins ve türleri bulunan bir fauna saptanmıştır. Bu da ekolojik açıdan bir lagün-bataklık koşullarını temsil etmekte, ayrıca jips oluşumunun bölgedeki buharlaşmanın verisi olduğu önerilmektedir (Meriç ve diğ., 1991a).

İstanbul Boğazı çökelleri ise boğaz güneyinde yapılmış olan sondajlardan elde edilen veriler ışığında incelenmiştir. Buna göre genel olarak bakıldığında boğaz sedimentlerinde en altta yine bir killi-kumlu çakıl istifi bulunmaktadır. Bu birimin üzerinde yer yer kavrık kum mercekleri içeren killi-kum yer almakta ve en üstte ise, güncel çökeller bulunmaktadır. Bu durum, bu alanda bir transgresyonun verilerini göstermekle birlikte, aynı numuneler üzerinde yapılan incelemelerin bir bölümünde ise, bu alanda zaman zaman deniz etkisi altında kalmış olan bir acı su-göl ortamının varlığı belirlenmiştir (Gülen ve diğ., 1990; Taner, 1990). Ayrıca bu alandaki numunelerde yapılmış olan palinolojik incelemelerde, bir devresellik belirlenmiş ve bunun Pleistisen'deki buzul dönemlerine karşılık gelmesi gerektiğini belirtilmiştir (Ediger,

1990). Bu istifin yaşı hakkında yapılan ESR yaş tayin çalışmalarında (Göksu ve diğ., 1990) Haliç için ilk denizel kökeli sedimentlerin 7400 ± 1300 yıllık olduğu belirlenmiştir.

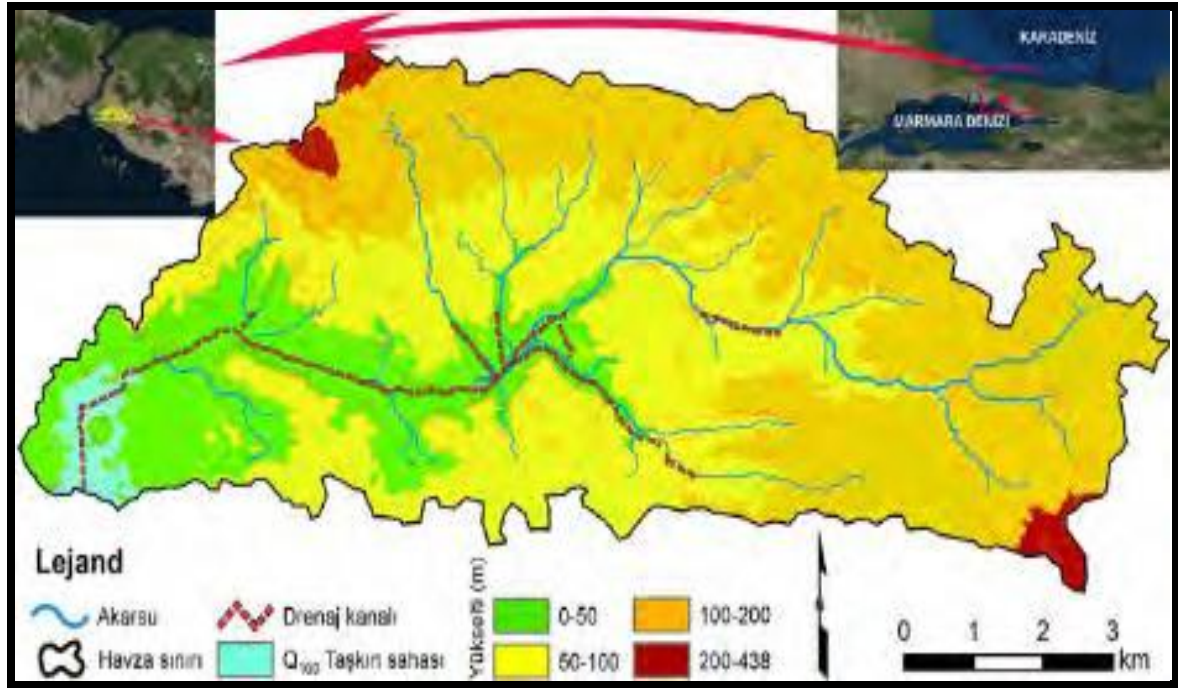
Boğazın doğusunda ve Kurbağlıdere civarında Kuşdili (Kadıköy) çayırında ise sondaj verilerinden elde edilen bulgular, yine genç tektonizmaya bağlı 3 ayrı sedimentasyon devresini işaret eder (Meriç ve diğ., 1991b). Bu devreler genelde karasal fasiyes ile (akarsu) başlar ve akarsu ağızı ile sığ denizel koşulları yansıtan çökeller ile sona erer (Meriç ve diğ., 1991b).

3.2. ÇALIŞMA ALANI VE CİVARININ MORFOLOJİSİ

Çalışma alanı İstanbul Boğazı'nın Marmara Denizi çıkışında yer almaktadır. Bu nedenle bu bölümde İstanbul Boğazı, İstanbul ve Kocaeli Yarımadalarının morfolojisi birlikte ele alınacaktır.

Anadolu Yarımadası'nın jeomorfolojik açıdan bugünkü görünümü, neotektonik adı verilen ve bölgesel farklılıklar göstermekle birlikte genel anlamda 10-15 milyon yıllık bir periyoda karşılık gelen dönemin ürünüdür. Özellikle İstanbul için mevcut jeomorfolojik yapının tamamen neotektoniğin eseri olduğu söylenebilir ki; İstanbul civarı için neotektonik, Kuzey Anadolu makaslama zonunun olduğu 11 milyon yıl öncesinde başlamaktadır (Şengör ve diğ., 1985;). Jeolojik geçmiş düşünüldüğünde oldukça kısa bir zaman dilimi söz konusu olmakla birlikte, jeomorfolojik olarak görülen değişikliklerin son 10 bin yılda gerçekleştiğini bilmek konuya anlamak açısından önemli bir göstergedir. Bu çalışmaya konu Kocaeli Platosu'nun güneybatı ucunda ve Marmara Denizi akaçlama alanı içerisinde yer alan Kurbağlıdere gibi bazı sahalar, bütün bu süreçlerin anlaşılması için çok önemli olabilecek verilerin elde edilmesini sağlamaktadır.

Kurbağlıdere, Kocaeli Platosu'nun batısında Çamlıca tepelerinin güney ve Kayışdağı'nın kuzey yamaçlarından topladığı suları Kadıköy'ün doğusunda Marmara Denizi'ne iletmektedir. (Şekil 3.4).



Şekil 3.4: Kurbağlıdere havzasının konumu ve topoğrafyası (Karataş, 2017).

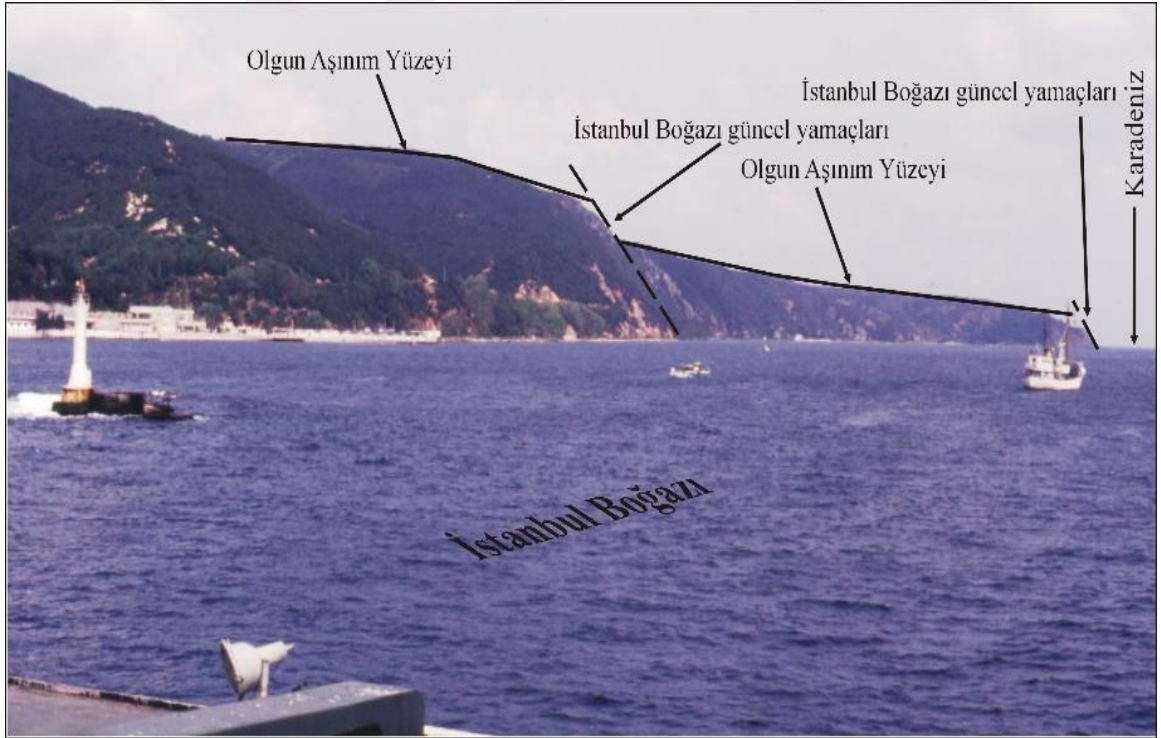
Çalışma alanı ve çevresinde yapılan olan jeomorfolojik çalışmalarda, Üst Miyosen-Pliyosen döneminde hakim olduğu belirlenen bir aşınım döneminin varlığı izlenir (örneğin, Cvijic, 1908; Ertek, 1995). Bu aşınım döneminde bölgede hakim olan yüzeyin, aşınım döneminin ileri aşamalarında olgunlaşarak yataya yakın bir düzlem haline gelmiş olduğu, bölgede halen ufuk çizgisinde izlenen yatay düzlemden dolayı kolaylıkla anlaşılabilmektedir (Şekil 3.5). Bu aşınım düzeyinin İstanbul Boğazı kanalının bulunduğu alana doğru her iki yakada da düşük değerlerdeki bir eğim ile alçalmakta olduğu ve bu alçalan olgun yüzeyin boğazın içerisinde aynı doğrultuda devam ettirilmesi halinde, günümüz İstanbul Boğazı kanalında deniz seviyesi üzerinde birbirleri ile birleşerek, boğaz kanalını az-çok izleyen olgun bir akarsu vadisinin profilini oluşturduğunu görmek mümkündür (Pamir, 1938; Şekil 3.6). Fotoğrafta görüldüğü gibi bahsedilen gelişmiş yamaçların İstanbul Boğazı'nın güncel yüksek eğimli yamaçları tarafından kesildiği ve bunun boğaz kıyıları boyunca bir topografik diskordans hattı oluşturduğu Pamir (1938)'den günümüze bilinmektedir (Şekil 3.6-3.7). Bu yamaçlar üzerinde gelişmiş olan akarsu vadilerinin geriye doğru vadi kazma işlemlerini günümüzde sadece topografik diskordans hattına kadar getirebilmiş olmaları (Şekil 3.8) bu akarsuların ve dolayısıyla akarsuların üzerlerinde gelişmekte olduğu boğazın güncel yamaçlarının çok genç olduklarını gösterir.



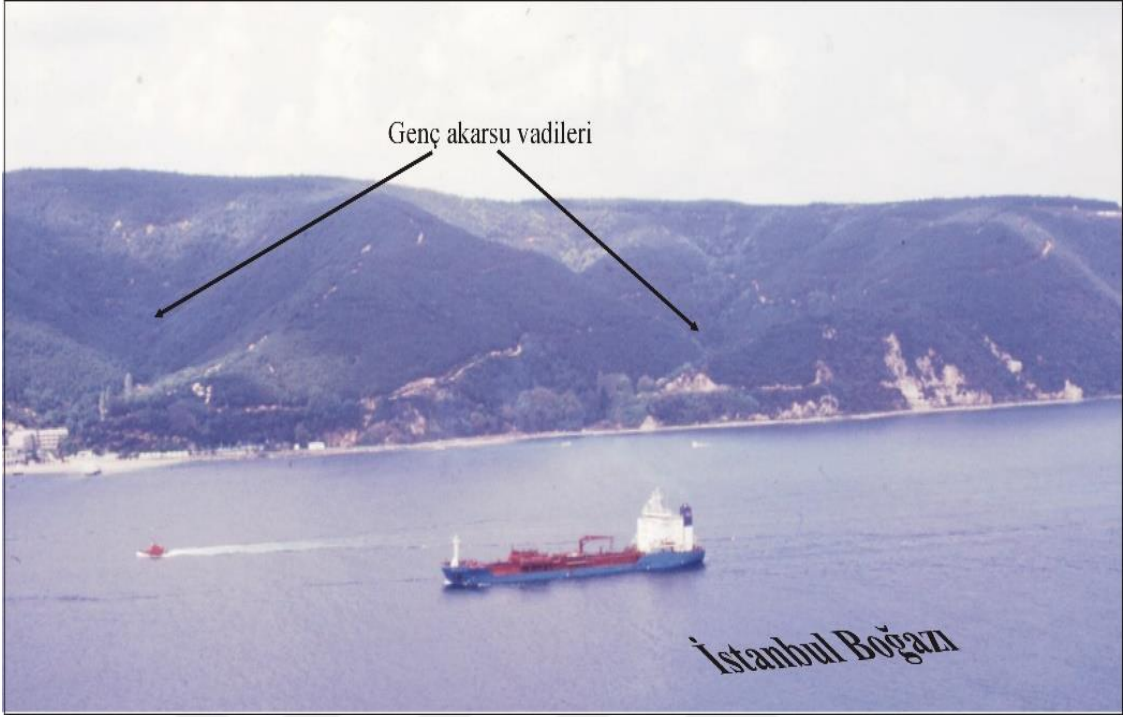
Şekil 3.5: İstanbul Boğazı çevresinde izlenen olgun aşınım yüzeyi (Göktaşan, 2004).



Şekil 3.6: Boğaz vadisi çevresinde olgun aşınım yüzeyi ile eşzamanlı gelişen eski vadiye ait paleo-yamaçlar ve onları kesen İstanbul Boğazı güncel yamaçları (Gökaşan, 2004).

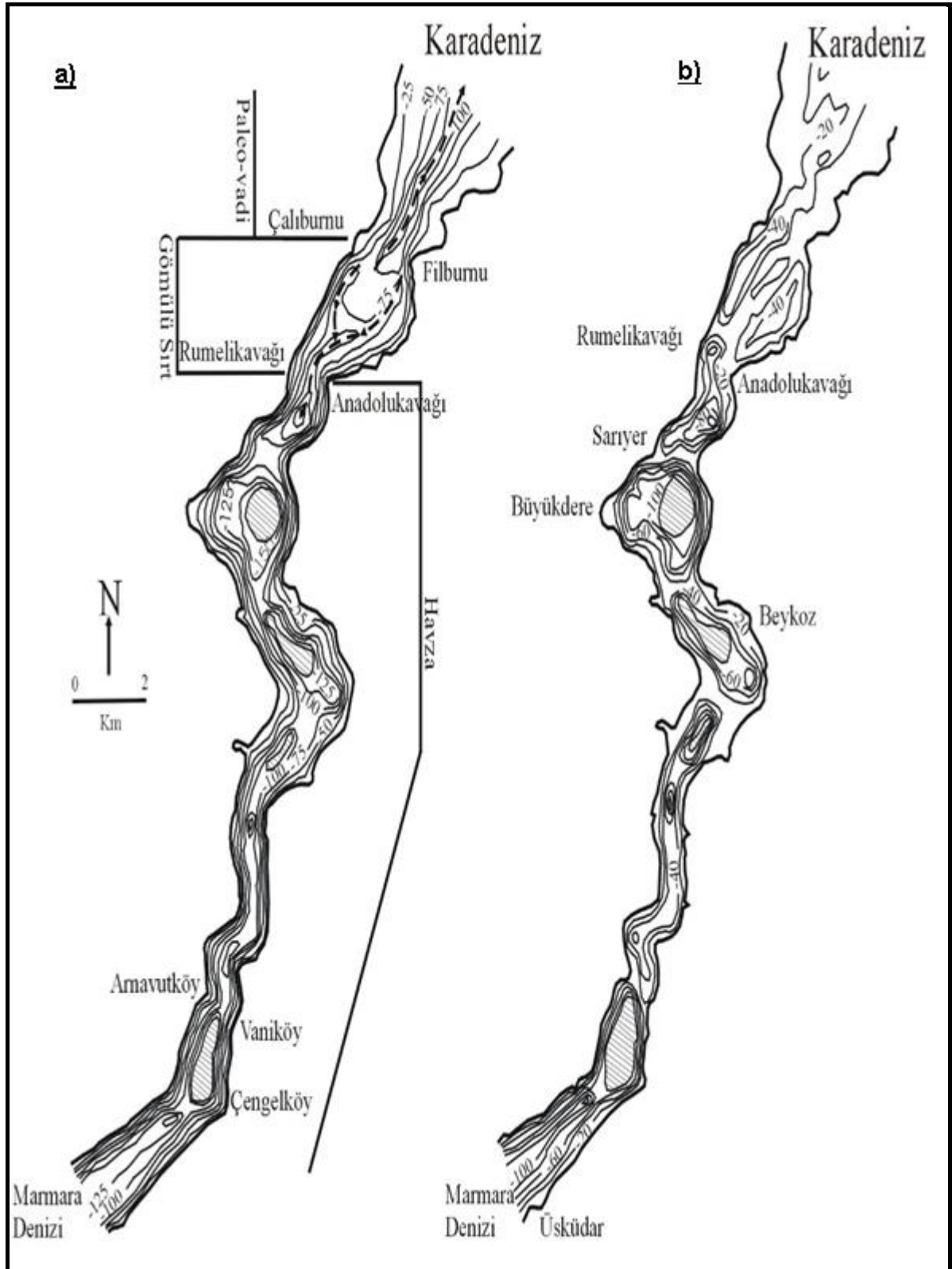


Şekil 3.7: Boğaz vadisi çevresinde olgun aşınım yüzeyi ile eşzamanlı gelişen eski vadiye ait paleo-yamaçlar ve onları kesen İstanbul Boğazı güncel yamaçları (Gökaşan, 2004).



Şekil 3.8: İstanbul Boğazı'na karışan genç tali akarsular (Gökaşan, 2004).

Karadaki Paleozoyik-Üst Kretase yaşlı birimlerin üzerinde gelişmiş olan bu morfoloji ile İstanbul Boğazı içerisinde Gökaşan ve diğ. (1997) tarafından hazırlanan Paleozoyik-Üst Kretase yaşlı birimin üst yüzeyini gösteren paleo-topografya haritalasını (Şekil 3.9a) karşılaştırmak, boğaz evrimi ile ilgili önemli sonuçlara ulaşılmasını sağlayabilir. Söz konusu harita üzerinde Paleozoyik-Üst Kretase yaşlı birimin, Anadolu-Rumeli kavakları ile Fil Burnu-Çalı Burnu arasında kalan alanda boğazdaki en sık değerlere ulaşarak gömülü bir sırt oluşturduğu gözlenmektedir (Şekil 3.9a). Bu alan, karadaki drenaj hattını oluşturan su bölüm hattının da boğazdaki devamına karşılık gelmektedir. Temeldeki bu yükselimin üzerinde, olgun morfolojisi ile karada Pamir (1938) tarafından tanımlanmış olan olgun akarsu vadisine eşdeğer flüvyal izlere rastlanır (Şekil 3.9a). Bu izleri oluşturan olgun vadilerin ikisi birleşerek güneye, Marmara Denizi'ne doğru akan bir akarsuya ait vadiyi, üçüncüsü ise kuzeye Karadeniz'e doğru akan bir akarsuya ait vadiyi işaret etmektedir. Bununla birlikte Marmara Denizi'ne doğru akan akarsuya ait vadinin güneye doğru olgun morfolojisini kaybettiği ve yer yer 160 m'den derin çukurlara sahip düzensiz bir kanala dönüştüğü belirlenmiştir (Gökaşan ve diğ., 1997; Şekil 3.9a).

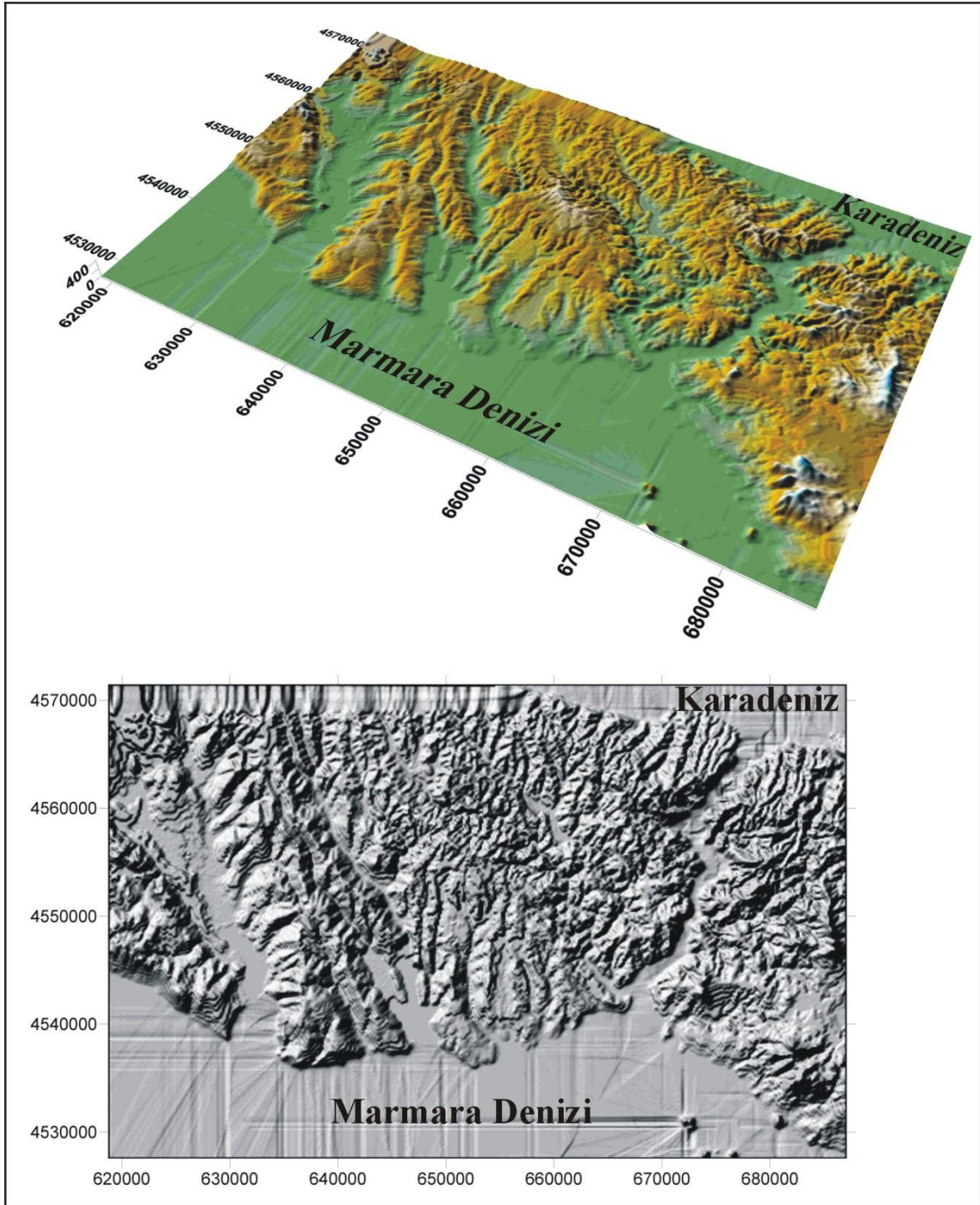


Şekil 3.9: İstanbul Boğazı Paleozoyik temel paelo-topografya ve haavza dolgusu kalınlık haritası (Gökaşan ve diğ., 1997).

Bu durumda İstanbul Boğazı tabanında 160 m'den derin olan bu çukurlarla, kıyı gerisinde yer alan ve 200 m'nin üzerindeki yüksekliklere sahip olan sırtları birbirine bağlayan boğazın güncel yamaçlarının, boğaz kıyıları boyunca yer yer yaklaşık 400 m'ye varan bir kot farkı yaratmış olduğu görülmektedir. İstanbul Boğazı kanalının bugün sahip olduğu ve yatay ufuk düzlemine göre oldukça keskin olan ve 400 m'ye varan kot farkını oluşturan güncel yamaçları, boğaz evriminde Pliyosen döneme kadar etkisini sürdürmüş olan erozyonal evrede gelişimini olgunlaşma evresine kadar getirmiş olan akarsuyun, bu evrenin ardından morfolojik açıdan yeni bir gelişim aşamasına başladığını gösterir. Bu durum İstanbul Boğazı'nın bilinen son halini, söz konusu akarsuyun olgunlaşmasının ardından yani, Pliyosen sonu veya Kuvaterner dönemi içerisinde gelişen olayların sonucunda kazanmış olduğunu işaret etmektedir. İstanbul Boğazı evrimindeki bu ikinci ve önemli aşamada flüvyal etkenlerin varlığını sürdürmüş olduğu muhakkaktır.

Bununla birlikte boğazın temel morfolojisi, söz konusu ikinci dönemde yapısal etkenlerin ağırlıklı olarak boğaz ve çevresinde hakim olduklarını göstermektedir (Şekil 3.9a). Yine aynı dönemde derinleşen boğaz kanalı, bu kez aşınım yerine bir depolanma alanı haline gelmiş ve bölgenin kara alanları boyunca aşınan malzeme boğazın temelindeki 160 m'den derin çukurlarına depolanarak bu alanların 130 m'den kalın sedimenter istifin depolandığı birer havza haline gelmesini sağlamıştır (Şekil 3.9b).

Çalışma alanının morfolojik gelişiminde etkili olduğu düşünülen bazı çizgiselliklerin belirlenebilmesi amacıyla boğazın her iki yakasının kara alanlarına ait 3 boyutlu sayısal topografya haritaları üretilmiştir. Bu işlem için gerekli haritanın oluşturulması için, Gazioğlu ve diğ. (2002) tarafından 1/25.000 ölçekli topografya haritalarının 20 m kontur aralığı ile dijitalenmesi sonucu hazırlanmış olan Marmara Denizi ve çevresi Sayısal Arazi Modeli içerisinde çalışma sahası ve civarı alınarak, SURFER programı kullanılmak suretiyle yeniden ayrıntılı 3 Boyutlu ve gölgelendirilmiş yüzey görüntüleri elde edilmiştir (Şekil 3.10).

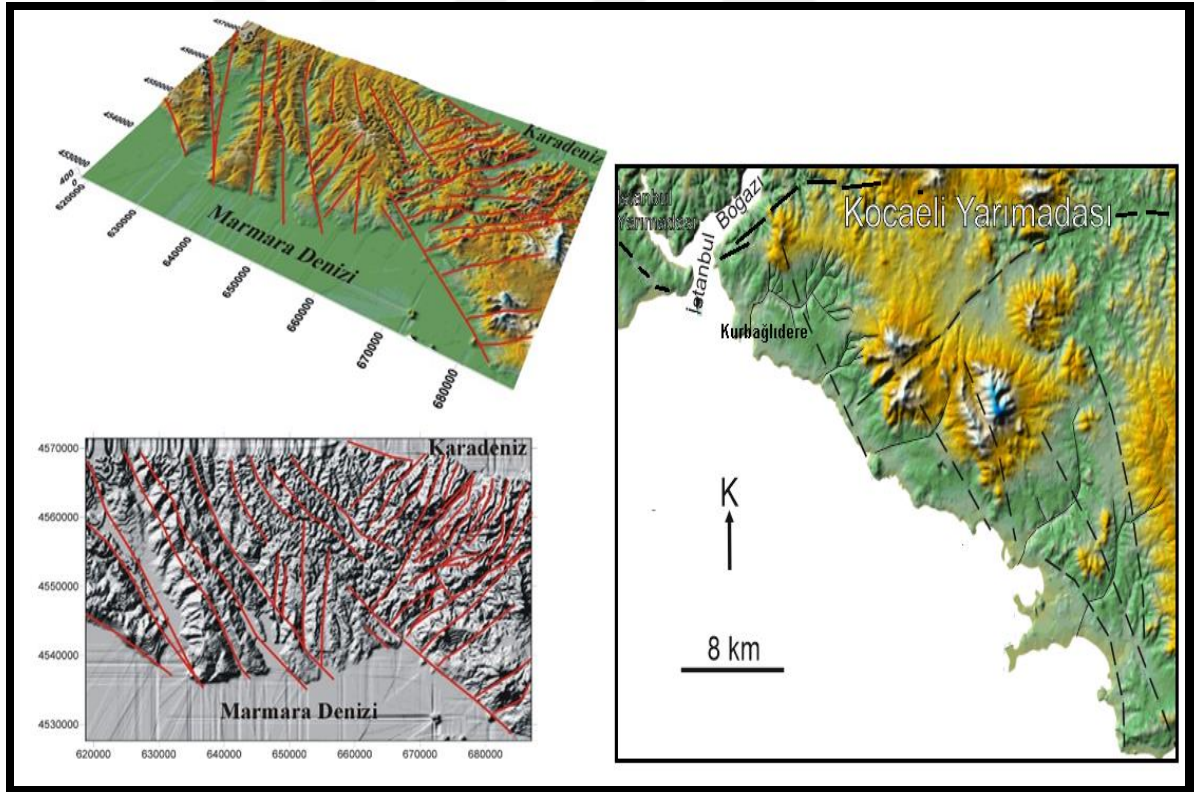


Şekil 3.10: İstanbul Boğazı çevre kara alanları 3D ve gölgelendirilmiş yüzey görüntüleri.

Bölge morfolojisindeki bu yapısal değişiklikleri sağlayan bir faktör olarak yorumlanan etkinin izleri, boğaz kanalında olduğu kadar çevre kara alanlarının morfolojisi üzerinde de önemli bir etken durumundadır. İstanbul Boğazı'nın da üzerinde yer aldığı İstanbul ve Kocaeli

yarımadaalarında özellikle kıyı hattı ve drenaj sisteminde önemli yapısal unsurları işaret eden çizgiselliklerin varlığına rastlanılmıştır (Şekil 3.11).

Çalışma alanının kıyılarına bakıldığında, İstanbul Yarımadası'nın Marmara Denizi kıyısının genelde KB-GD yönündeki ötelenmelerle kesilmesi sonucu meydana geldiği gözlenen oldukça düzensiz bir yapısı bulunmasına karşın, Kocaeli Yarımadası'nın Marmara kıyılarının ise KB-GD uzanımlı tek bir hattı izlediği görülmektedir (Şekil 3.11). İstanbul ve Kocaeli yarımadaalarının Karadeniz kıyı hattı ise BKB-DGD uzanımında oldukça doğrusal olarak uzanmaktadır. Söz konusu kıyı hattı, İstanbul Boğazının olduğu alanda KD-GB istikametli çizgisellikler tarafından kısmen kesilmekte ve doğrusal uzanımı bozulmaktadır. Boğaz kıyılarının uzanımlarına bakıldığında ise, genel uzanımı KKD-GGB olan boğaz vadisinin aslında KD-GB, K-G, DKD-BGB ve KB-GD uzanımlı değişik uzunluklara sahip bir dizi vadi parçalarının birleşiminden oluştuğu görülmektedir).



Şekil 3.11: İstanbul Boğazı çevre kara alanlarının morfolojisinde izlenen çizgisellikler

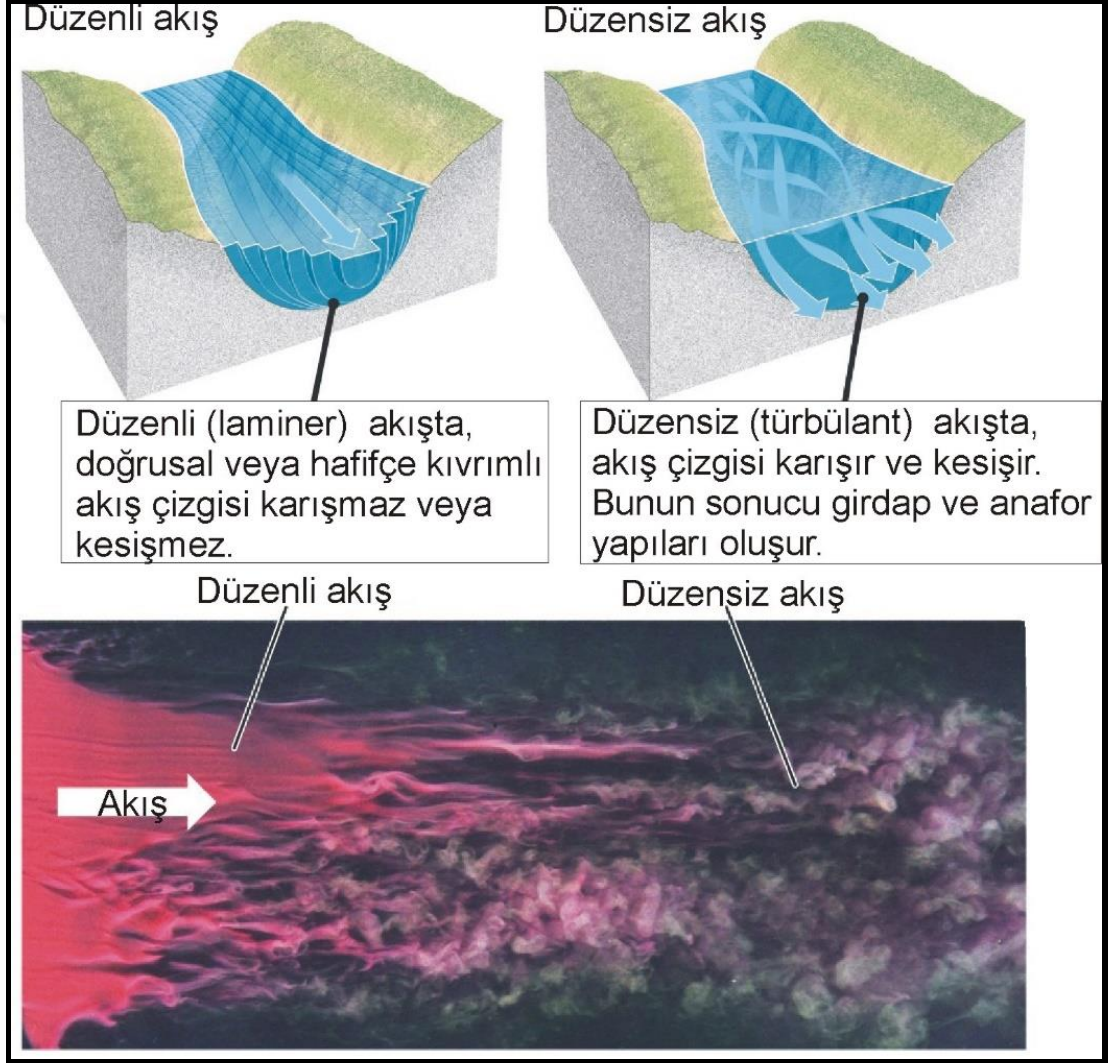
Kıyı hattı dışında kıyı gerisi ve iç kısımlarında yer alan drenaj, sırtların uzun eksenleri ve doğrusal yamaçlar dikkate alınmak suretiyle yapılan yorumda bir kısmı kıyıdaki çizgisellikler

ve ötelenmeler ile birleşen bazı çizgisellikler belirlenmiştir (Şekil 3.11). Bu çizgisellikler kıyılarda izlenen yönlenmelere uyumlu olarak KB-GD ve KD-GB istikametlerinde uzanmaktadır. İstanbul Yarımadası morfolojisinin, ağırlıklı olarak KB-GD uzanımlı çizgiselliklerin hakimiyetinde olduğu gözlenir (Şekil 3.11). Bu çizgisellikler, söz konusu yarımada üzerindeki hakim morfolojik unsuru oluşturmakta ve Marmara Denizi kıyılarında Büyükçekmece ve Küçükçekmece lagünlerinden, Karadeniz kıyısında İğneada ve Kırıkköy'e kadar hemen devamlı olarak izlenebilmektedir (Şekil 3.11). Sözü edilen çizgiselliklerin bir bölümü, bu alanda yapılmış olan arazi çalışmalarında belirlenen faylarla da (Meriç ve diğ. 1991a; Koral, 1995; 1998; Koral ve Şen, 1995) uyumludur. Genel olarak Trakya Yarımadası dikkate alındığında ise, KB-GD uzanımlı bu çizgiselliklerin Trakya Havzası içlerinde devam etmediği, çizgiselliklerin sadece İstanbul Boğazı ile Silivri-İğneada arasında kalan dar bir bölge içerisinde etkili olduğu gözlenmektedir (Göktaşan ve diğ., 2002). İstanbul Yarımadasında izlenen en uzun çizgiselliklerden biri, yarımadayı KB-GD istikametinde katettikten sonra Haliç boyunca güneydoğuya doğru devam ederek boğazı geçer ve Kocaeli Yarımadası'nın KB-GB uzanımlı doğrusal Marmara Denizi kıyısını oluşturan çizgisellikle birleşir (Şekil 3.11). Söz konusu çizgiselliğe paralel uzanan faylar İstanbul Boğazı Marmara Denizi çıkışında yapılmış olan sismik çalışmalarda belirlenmişlerdir (Alavi ve diğ., 1989; Göktaşan, 1998; Oktay ve diğ., 1998; 2002). Yakın dönemlerde yapılan çalışmalarda, Kocaeli Yarımadası'nda belirlenen orta büyüklüklerde depremler (Pınar ve diğ. 2003; Çağlak, 2004) bu alandaki fayların varlığını desteklemektedir. Boğazın doğu yakasındaki karasal alanın hemen tamamında ve batı yakasındaki kara alanının kuzey ucunda izlenen çizgiselliklerin ise, genelde daha kısa ve boğaz vadisine paralel olarak uzanan KD-GB yönlü olduğu gözlenmektedir (Şekil 3.11).

3.3. AKARSULAR

Akarsular boyunca temelde iki tür akış sistemi gözlenir, düzenli (laminar) ve düzensiz (türbülant) akışlar. Düzenli Akış'ta doğrusal veya çok az bükümlü akış çizgileri, birbirine karışmaz ve birbirini kesmez (Şekil 3.12). Öte yandan Düzensiz Akış'ta ise, daha karmaşık bir akış şekli oluşur. Bu türde, akış çizgileri birbirini keser ve karışırlar. Bunun sonucu akışta girdap ve anafor yapıları oluşur (Şekil 3.12). Akış hızı yüksek olan akarsularda, düzensiz akış izlenir. Bir akış sisteminin tipi akış hızına, akış geometrisine ve akışın viskozitesine (sıvının akmaya karşı olan direncine) bağlıdır. Akışkanın akmaya karşı olan direnci arttıkça, akış sistemi

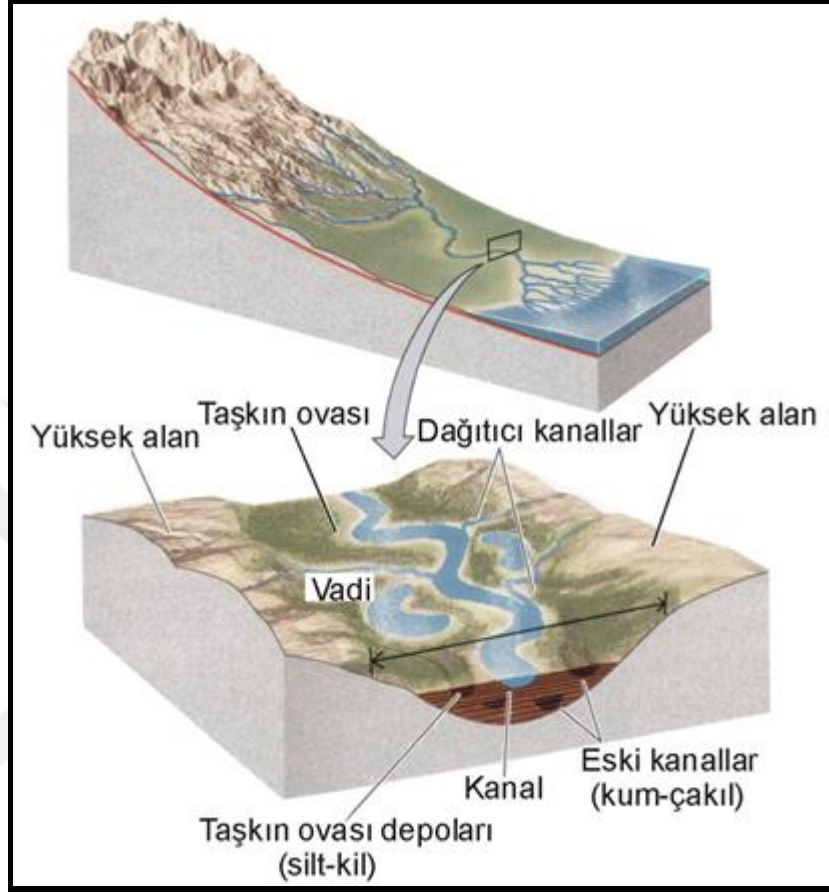
düzensizden, düzenli sisteme geçer. Bununla birlikte suyun akmaya karşı direnci zayıf olduğundan, yeryüzündeki akarsuların önemli bir bölümünde düzensiz tip akış sistemi görülür.



Şekil 3.12: Akarsularda akış sistemleri (Press ve diğ., 2004).

Akarsular içinden geçtikleri alanları aşındırırlar. Bu aşındırmalar sonucu meydana gelen coğrafik yapıya vadi adı verilir (Şekil 3.13). Vadilerin tabanında suyun akış yaptığı bölüme ise kanal adı verilir. Çok sayıda küçük akarsuyun birleşerek saç örgüsüne benzer tipte olanlarına “örgülü vadi”, adı veriler (Şekil 3.14). Bazı akarsular ise düzlük alanlara ulaştıklarında akış hızlarında bir azalma olur. ve içinden geçtikleri vadi büklümleir. Büklümleme sırasında akarsuyun akış hızının arttığı dönemlerde su kolonun orta eksenine göre içbükey olan kısma

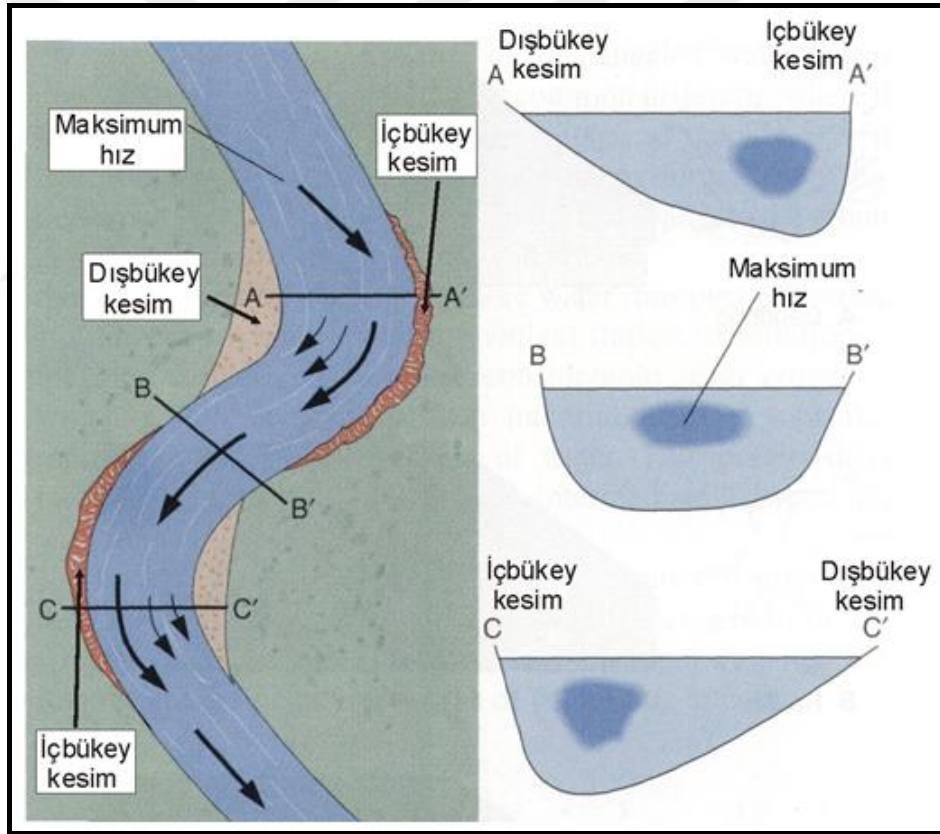
yaklaşır ve içinden geçtiği vadiyi de iç bükey olarak aşındırır. Bu çeşit vadi şekillenmesine de “mendersli vadi” adı verilir (Şekil 3.15)



Şekil 3.13: Bir akarsu vadisinin sembolik görünümü(Press ve diğ., 2004).



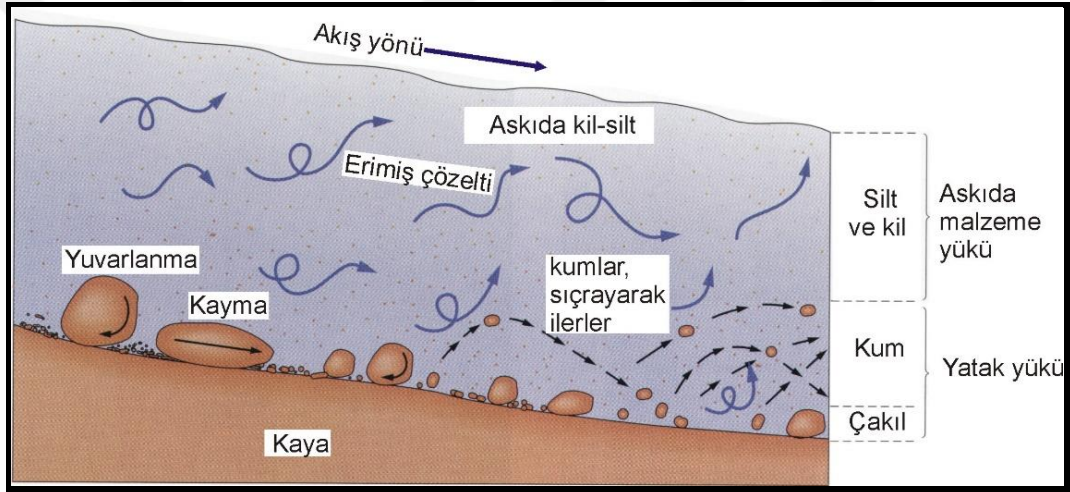
Şekil 3.14: Örgülü akarsu vadisinin sembolik görünümü(Press ve diğ., 2004).



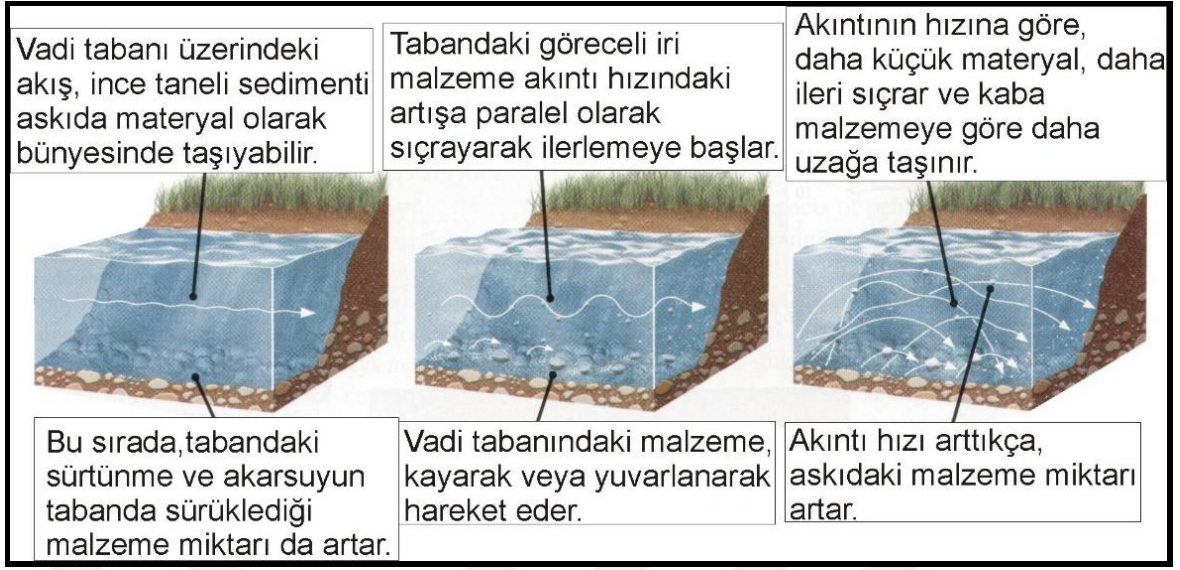
Şekil 3.15: Menderesli akarsu vadisinin sembolik görünümü (Press ve diğ., 2004).

Şekil 3.16’da akarsu aşındırma sistemleri görülmektedir. Şekilde de görüldüğü gibi malzemenin boyutu ilerledikçe küçülmektedir. Kum çakıl boyutundaki malzemeler yuvarlanma, kayma ve sıçrama şeklinde hareket ederek yatak yükünü oluşturmaktadırlar.

Şekil 3.16’da bir akarsudaki sediment yükü ve hareket sistemi verilmektedir. Vadi tabanı üzerindeki akış ince taneli sedimenti askıda materyal olarak bünyesinde taşıyabilmektedir. Bu sırada tabandaki sürtünme ve akarsuyun tabanda sürüklediği malzeme de artmaktadır. Vadi tabanındaki malzeme kayarak ve yuvarlanarak ilerler. Tabandaki göreceli iri malzeme ise sıçrayarak hareket eder. Akıntı hızına göre daha küçük materyal daha ileri sıçrar ve kaba malzemeye göre daha uzağa taşınır. Akıntı hızı arttıkça asılı malzeme miktarı da artmaktadır.



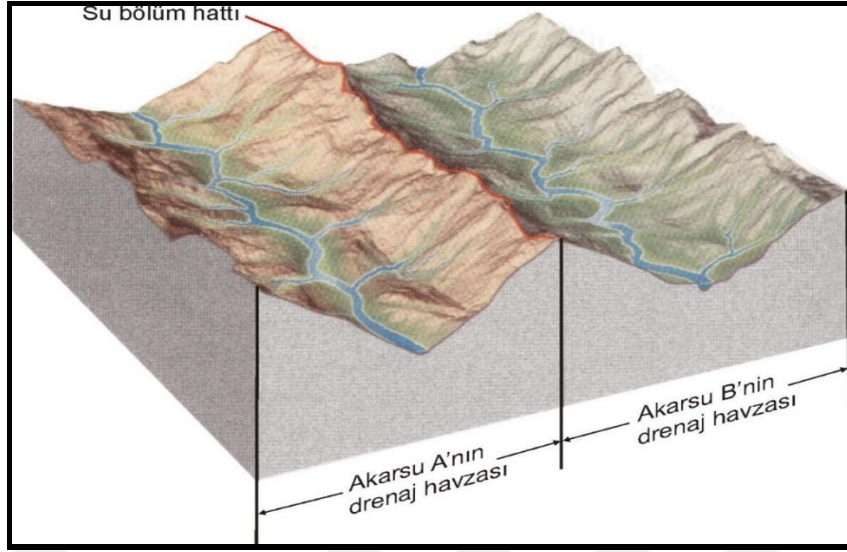
Şekil 3.16: Akarsu aşındırma sistemleri (McGeary ve diğ., 2004).



Şekil 3.17: Akarsuyun sediment yükü ve hareket sistemi(Press ve diğ., 2004).

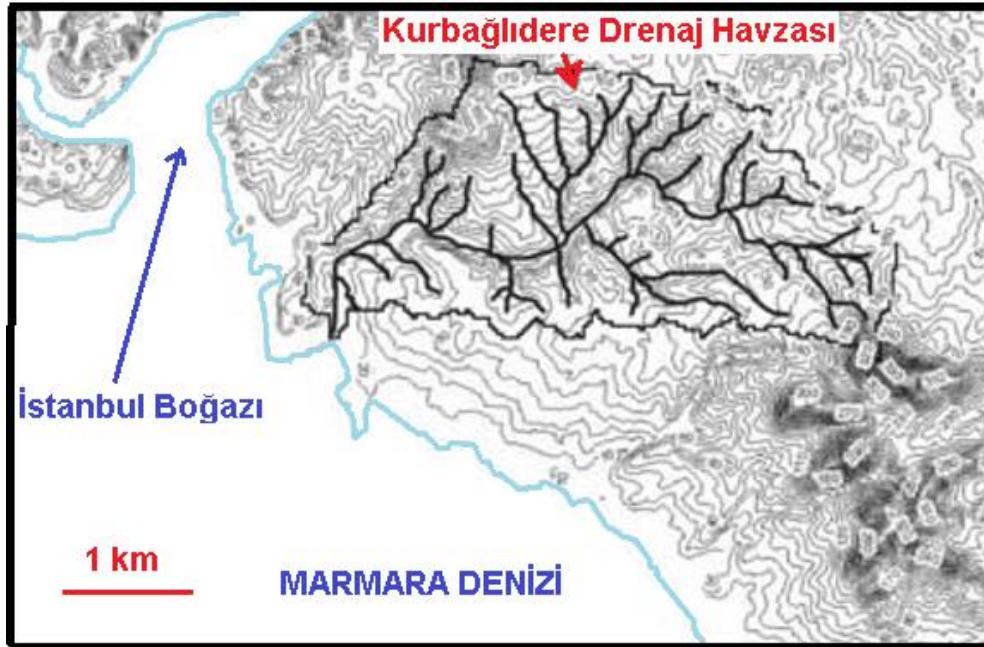
3.3.1. Akarsu Drenaj Sistemleri

Herhangi bir bölgeye düşen yağışın tamamını yüksek kesimlerden, akarsulara taşıyan yan kolların yayılabildiği dağlık alanlara sınırlı alanlara, Drenaj Havzası adı verilir (Şekil 3.17). İki drenaj havzası arasında kalan ve yeryüzüne düşen yağışları, her iki yanındaki farklı akarsulara ileten tüm yüksek bölümler (dağ, tepe sırt) ise, su bölüm hatları olarak bilinmektedir (Şekil 3.18). Bir drenaj havzası içerisinde yer alan akarsuya ait tüm kollar, Drenaj Sistemi' olarak isimlendirilirler.



Şekil 3.18: Drenaj havzası ve su bölüm hattı (Press ve diğ., 2004).

Şekil 3.19'da Kurbağlıdere drenaj alanı verilmektedir. görüldüğü gibi çevresi yüksek tepelerle çevrili bir alanda çok sayıda yan kollardan oluşmaktadır. Oldukça geniş bir alanada yayılım göstermektedir.

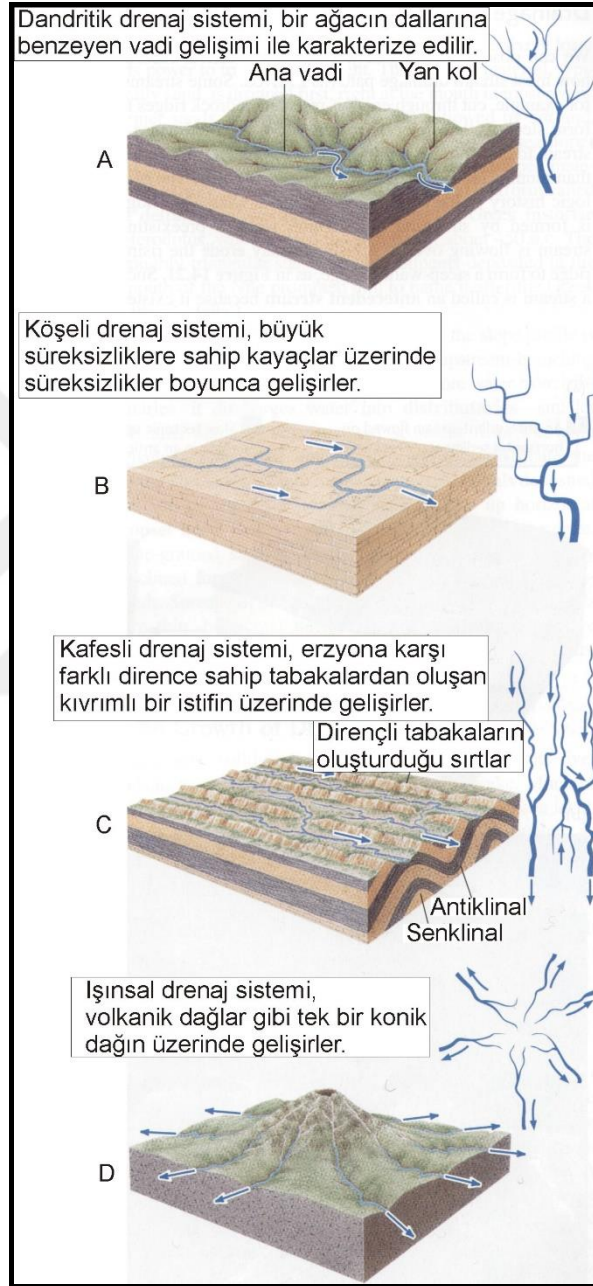


Şekil 3.19: Kurbağlıdere Drenaj Havzası.

Drenaj sistemleri dört çeşit olarak sınıflandırılabilir (Şekil 3.20).

- Dandritik drenaj sistemi,

- Köşeli drenaj sistemi,
- Kafesli drenaj sistemi,
- Işınsal drenaj sistemi.



Şekil 3.20: Akarsu drenaj sistemi çeşitleri (Press ve diğ., 2004).

Kubağlıdere Şekil 3.19 ve Şekil 3.20’de görüldüğü gibi “dendritik drenaj sistemine” sahiptir. Yani çok sayıda koldan oluşmaktadır.

Şekil 3.21 'de ise İstanbul Su Bölüm hattı verilmektedir. Şekilde görüldüğü gibi Kurbağlıdere İstanbul Su Bölüm Hattı'nın güneyinde kalmaktadır. Su bölüm hattının kuzeyinde kalan akarsular karadeniz'e, güneyinde kalan akarsular ise Marmara Denizi'ne dökülmektedir.

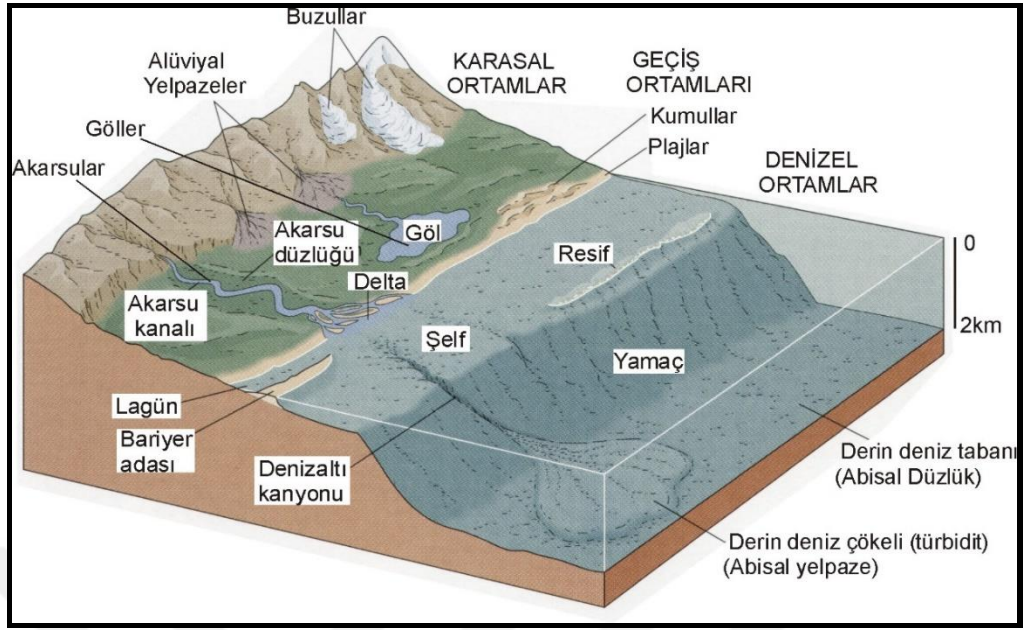


Şekil 3.21: İstanbul Su Bölüm hattı.

3.4. SEDİMENTAR ORTAMLAR

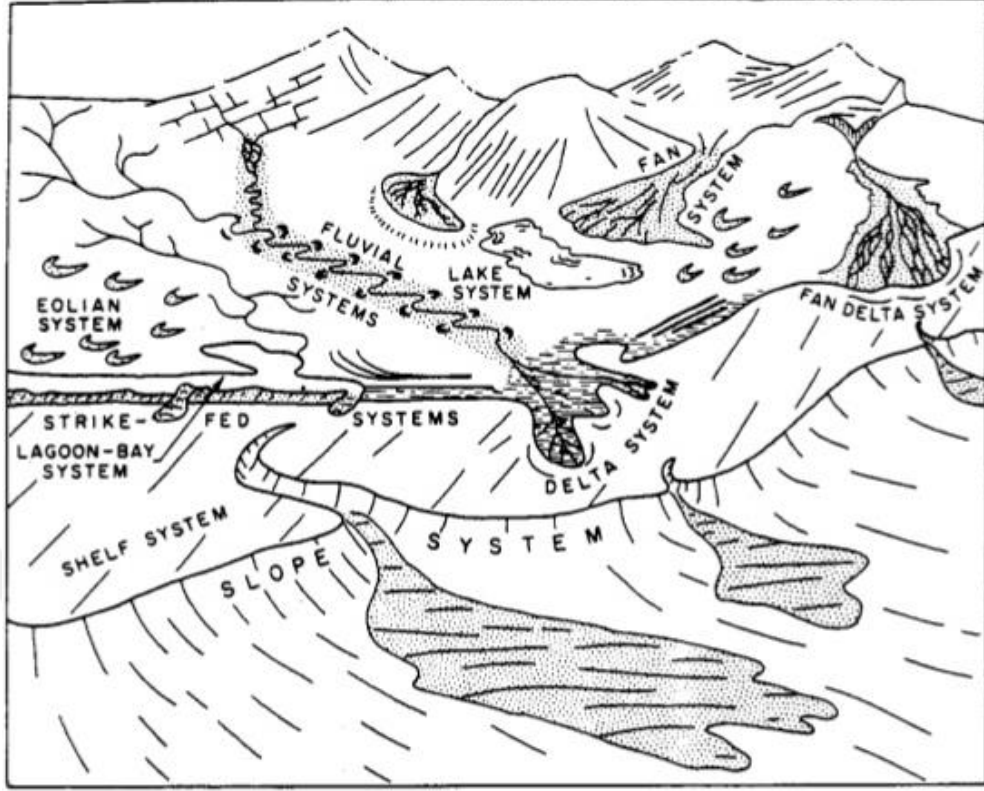
Sedimanter ortamlar belirli fiziksel, kimyasal ve biyolojik koşullara haiz olan, bu özellikleri ile komşu alanlardan farklılaştırılabilen ve sedimentlerin birikmesine karasal veya denizel jeomorfolojik bir alan şeklindeki tanımlanabilir (Şekil 3.22). Çökecek olan sedimentlerin cinsi ve karakteri sadece bu ortamsal koşullarla değil, gelen malzemenin cinsi, miktarı, taşınma şekli, iklim ve diğer parametrelerin ortak bir işlevi tarafından da kontrol edilmektedir.

Bir depozisyonel sistem (Şekil 3.23) dendiğinde, köken açısından yeni veya eski sedimanter işlev ve ortamlarla birbirine bağlı olan litofasiyes topluluğu anlaşılmaktadır.



Şekil 3.22: Sedimanter ortamlar (Press ve diğ., 2004).

Bir başka deyişle depozisyonel sistemler “benzer depozisyonel şartlar altında çökelmiş litofasiyeslerin üç boyutlu topluluğu” dur (Vail ve diğ., 1977).



Şekil 3.23: Depozisyonel sistemler (Brown, 1989).

Tanımlamalardan anlaşılacağı gibi depozisyonel sistemde bir veya birden fazla sedimanter ortam söz konusu olabilmektedir.

Sedimanter ortamlar günümü kadar pek çok yerbilimci tarafından görünüşte farklı fakat içerik olarak birbirine çok benzer şekillerde bir çok defa sınıflandırılmışlardır. Sedimanter ortamlar üç ana sınıfta tanımlanabilir.

A) Karasal Ortamlar

- 1) Flüviyal Ortamlar
 - a) Örgülü
 - b) Menderesli
- 2) Göl Ortamları
- 3) Eoliyen Ortamları

B) Geçişli Ortamlar

- 1) Delta

2) Çizgisel Kıyı

a) Klastik

b) Karbonat/Evaporit

C) Denizel Ortamlar

1) Şelf

2) Resif

3) Yamaç/Basen

Karasal ortamlar; flüviyal, göl ve eoliyen olmak üzere üç ortamla temsil edilirler.

- *Flüviyal ortamlar* menderesli akarsu ve örgülü akarsu ortamlarıdır. Genellikle dağ eteklerinde oluşan alüvyon yelpazeleri ile başlayıp menderesli kanallarla kıyıya ulaşan sedimanter ortam ve fasiyeslerden ibarettir. Alüvyon yelpazeleri dağ eteklerinden yamaç aşağıya doğru oluşan ve büyük kaya bloklarını, molozları, çakılları, kumları çok az oranda da milleri içeren bir litofasiyes karmaşığdır.
- *Göl ortamları*; delta ve fasiyeslerden türbiditlere kadar birçok alt ortam ve fasiyesleri içerebilir. Denizlere bağlantılarının olup olmadığı, suyun derinliği ve iklim koşulları sediment teminini ve çökecek sedimentlerin karakterini kontrol eden başlıca etkenlerdir.
- *Eoliyen ortamlar*; rüzgarların oluşturduğu lős ve/veya dünler ile karakterizedir. Oluşacak sedimentelerin özelliklerini iklim koşullarının kontrol ettiği bir sedimanter ortamdır.

Geçişli ortamlar; karasal ve denizel ortamlar arasındaki geçişi sağlayan, bunları birbirinden ayıran ve kıyı çizgisi ile ilgili sedimanter ortamlardır.

- *Deltalar*; jeomorfolojik konumlarına göre dalga, gel-git ve akarsu etkili olmak üzere üçe ayrılırlar. Akarsu etkil deltalar; getirilen mlzeme ile büyüyen loblardan oluşmaktadırlar. Gel-git etkili deltalar; getirilen malzemenin suyun hareketleri yönünde yeniden işlenmesi

ve basen yönünde taşınmasıyla parçalanmış bir şekil sunarlar. Dalga etkili deltalarda ise getirilen malzemeler dalgalar vasıtasıyla kıyı çizgisine paralel olarak yığılmışlardır.

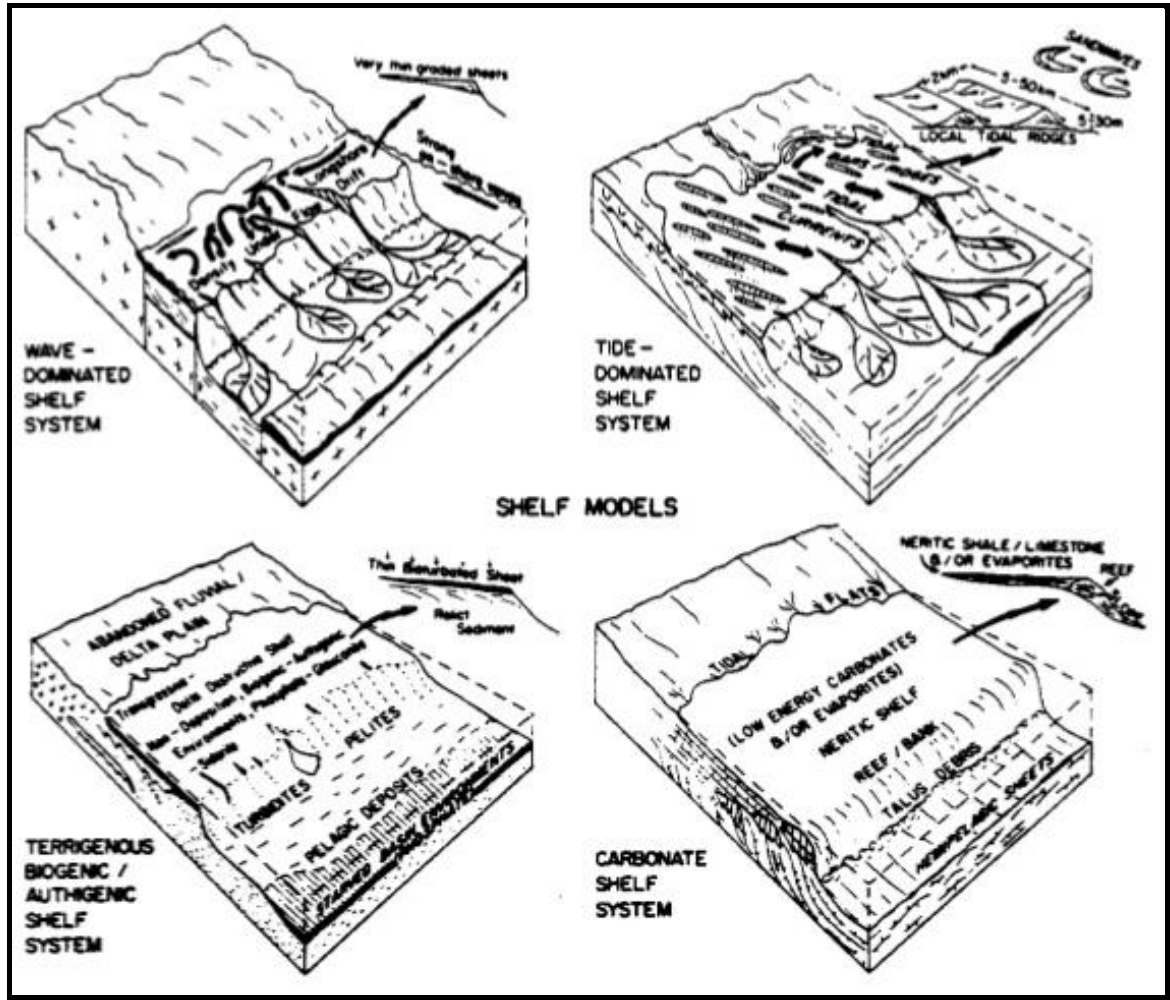
- Çizgisel kıyılar; gel-git karmaşığı, lagünler ve bariyer adalarından oluşmuş olup klastik ve karbonat/ evaporit olmak üzere iki ana ortama ayrılabilirler. Çizgisel klastik kıyılar; genelde tane boyunun yukarıya doğru irileştiği regresif fasiyesler sunarlar. Karadan denize doğru flüviyal kıyı düzlükleri, lagün ve gelgit karmaşığı bariyer adaları, kıyı ötesi denizel şelf ortamları olmak üzere ikisi yüksek ve diğer ikisi de düşük enerjili olan dört farklı alt ortamdan oluşmuştur. Çizgisel karbonat/evaporit kıyılar; kıyı çizgisi dolaylarına malzeme temininin çok az olması ve/veya çökelme profilinin çok düşük bir eğime sahip olması ile iklim koşullarının uygunluğu bu tip fasiyes kuşaklarının oluşumunu sağlayabilmektedir.

Denizel ortamlar; şelf, şelf kenarı, yamaç ve basenden oluşan ortamlar topluluğudur.

Te z konusu Marmara Denizi kuzey şelf alanında oluşan bir delta ile ilgili olduğundan bu iki kavram aşağıda detaylı olarak anlatılacaktır.

3.4.1. Şelf Alanları

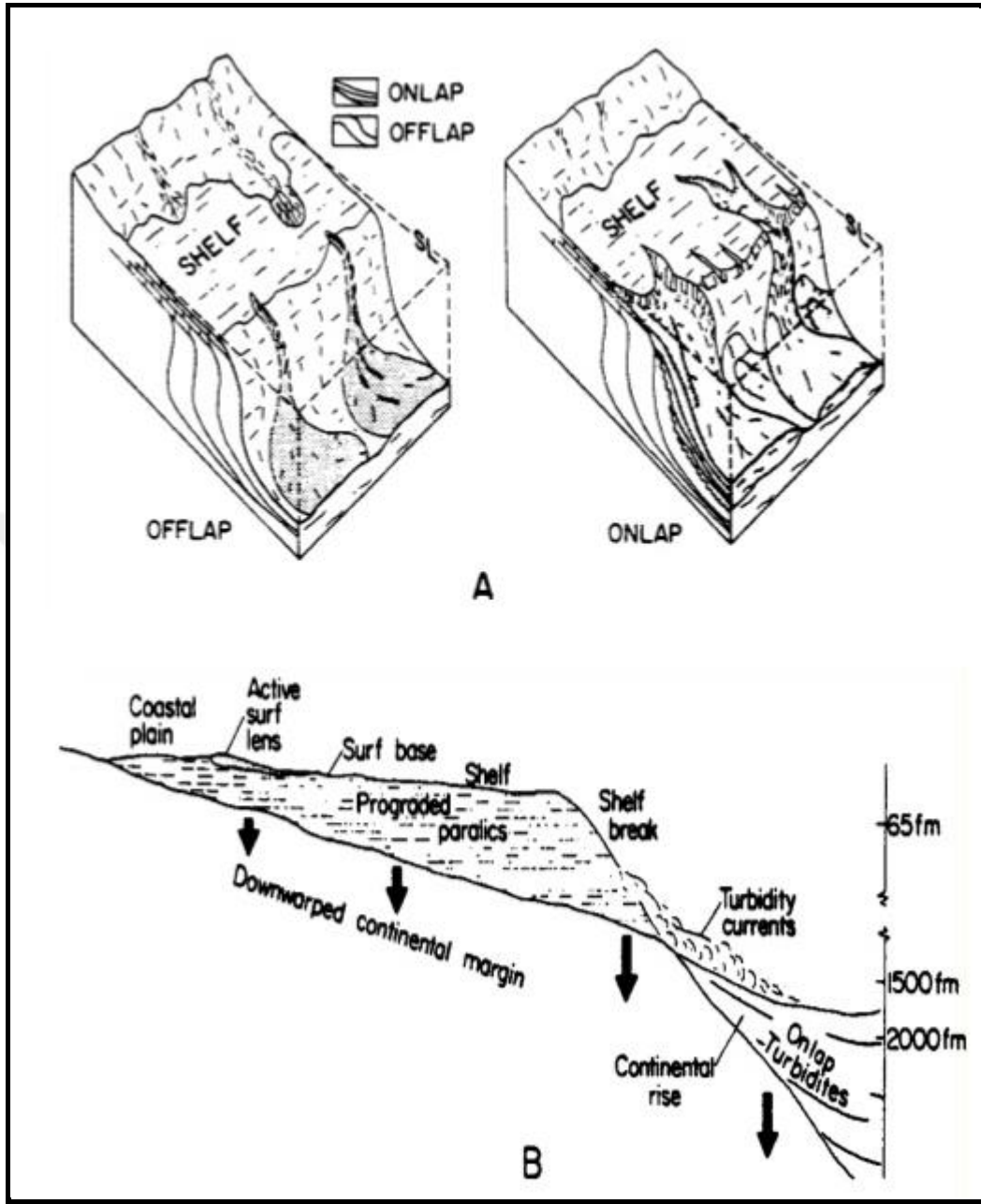
Jeomorfolojik olarak, “kıta kenarları üzerinde bulunan ve kıyı çizgisi ile kıta yamacı arasında yer alan ve su derinliği 200 metreyi aşmayan ve eğimi bir dereceden daha büyük olmayan bir kratonik alan” olarak tarif edilir.



Şekil 3.24: Şelf Depozisyonel sistemleri (Brown, 1989).

Gelişim yönüne bağlı olarak şelf sistemlerini iki ayırabiliriz (Şekil 3.25):

- 1- Denize doğru ilerleyen şelf,
- 2- Karaya doğru ilerleyen şelf.



Şekil 3.25: Gelişim yönünü göre şelf oluşumları (Brown, 1989).

Şelf depozisyonel sistemleri (Şekil 3.24) karbonat, klastik veya her ikisinin karışımı olan ortam ve ilgili fasiyesleri içerebilir.

- 1) Şelf Karbonatları: Düşük enerjili lagün/gel-git karmaşığı, yüksek enerjili karbonat kumu yığılımları (kümbetler), resifler ve düşük enerjili derin şelf karbonat ortam ve fasiyeslerini içerir.

- 2) Şelf Kırıntıları: Şelf üzerinde etkin olan/olabilen dört türlü akıntı vardır: Okyanusal Akıntılar, Gel-git Akıntıları, Meteorolojik Akıntılar ve Yoğunluk Akıntıları. Bu dört tip akıntı karadan kıyıya taşınan yeterli miktardaki kırıntıları şelf üzerine taşıyarak, yayarak ve işleyerek çeşitli fasiyesleri oluştururlar.

Sedimanter havzalarda pek çok tipte şelf veya şelf/platform sistemleri bulunmaktadır.

Klastik Şelf Sistemi; genel olarak dalga ve gel-git ekkili olmak üzere iki şekilde gelişmektedirler. Klastik kıyı çizgisi ortam ve ilgili fasiyesleriyle benzerlik göstermektedirler. Aralarındaki temel fark bu sistemin şelfin bütünü üzerinde bulunmasıdır. Bir başka deyişle, klastik şelf sistemi klastik kıyı ana sisteminin denize doğru erdiği iç şelften itibaren başlar. Klastik şelf sistemleri temin edilen malzemenin tipi ve miktarıyla, şelf üzerinde etkili olan hidrolik rejimin tipi ve derecesi ile deniz seviyesinin göreceli değişimleri ile, iklim ile, sediment ve canlılar arasındaki ilişkiyle ve kimyasal etkenlerle kontrol edilir. Klastikler bu ortamlara çizgisel kırıntılı kıyılardan ve deltalardan kaynaklanmak üzere sadece denizel akıntılarla taşınabilir. Bu akıntılar ve dalgalar getirilen malzemeyi bulundukları koşullar altında iler ve çökeltirler. Yüksek enerjili gel-git arası zonda iyi boylanmış çapraz tabaka ve laminalı ince kumlar bulunur. Dalga ve gel-git enerjilerinin izlerini taşır. Düşük enerjili subtidal zonda ise çamur fasiyesleri ile kavkı parçalarının oluşturduğu ve genelde ince taneli kum ve mil boyutlarındaki kırıntılardan oluşmuş ara tabakalar bulunur. Kum ve mil oranının azalması ile biyoturbasyon artmaktadır. Denizin hızlı transgresyonu sırasında klastik kıyı çizgisi ortamlarında oluşmuş olan bariyer kumları karaya doğru yeniden işlerik göç ederler ve geride yontulmuş barlar ve dalgaların şekillendirdiği kum yaygılarını bırakırlar. Bunlar da klastik şelflere ait mil ve şeyllerle üzerlenirler.

Otijenik/Biojenik Şelf Sistemi: deniz seviyesinin göreceli olarak yükselmesi ve düşük oranda klastik temin edebileceği koşullarda gelişebilir. Suspansiyondan temin edilen malzemeyle oluşan şeyller glokonili ve fosfatlıdır. Dışkı pelletlerini içerir, biyoturbasyon yaygın ve etkilidir. Bo oranda pelajik fosil içerir ve organik maddelerce zengindir. . Geniş bir yayılı olduğundan bölgesel ölçekteki klavuz seviyeleri oluşturur.

Karbonat Şelf Sistemi; çökeldikleri ortamlarda oluşabilecek en küçük değişkenlerde bile büyük oranlarda etkilenebilen çeşitli karbonat fasiyeslerinden oluşur. Oluşabilecekleri koşulun sağlanması halinde; yerkürenin kuzey ve güney 30 derece paralelleri arasında şelf karbonatları

ve 40 derece paralelllerine kadar olan derin basenlerde de planktonik karbonat fasiyesleri gelişebilmektedir. Karbonatlar yerinde oluşan otokton sedimentlerdir. Klastik teminin minimum olduğu denizlerin oluşturduğu özel ortamlarda gelişebilirler.

Şelf/platform karbonat fasiyesleri ve şelf klastikleri yanal olarak birbirine geçişli olan üç ana ortamın ürünüdürler. Basende karaya doğru olmak üzere “X” düşük enerjili zonu, “Y”yüksek enerjili zonu ve “Z” enerjili zonu olarak adlandırılırlar.

“X” Zonu; dalga tabanı altında ve basenin derin kısımlarında süspansiyondan temin edilen malzemeye oluşan ince taneli ve laminalı çamurları içerir. Fauna yerinde parçalanmamış olarak saklanır. Bu zon yüzlerce kilometre genişliğinde olabilir.

“Y” Zonu; düşük enerjili X zonundan kara yönüne doğru gidildiğinde dalga tabanının denizin tabanına değdiği yerden itibaren çalkantılı ortam koşulları hakim olmaya başlar. Kireç çamuru yıkanma yoluyla bu ortamdan atılır. Sonuçta kavkı parçalarından iskeletli kumlara kadar olan ve oolitlerin de oluşabileceği bir fasiyes ya da fasiyes topluluğu gelişir. Bu çökeller sığıklarda barlarda/tümseklerde birikirler. Bu temiz yıkanmış yüksek enerjili bölge içinde resifler ve özellikle de set resifleri bu zon içinde yer alır. Kıyıya paralel olarak gelişir ve göreceli olarak dar bir kuşak oluşturur.

“Z” Zonu; yüksek enerjili “Y” zonundan kıyıya doğru geldiğinde deniz tabanının karaya doğru düşük bir eğimle tırmandığı, tahditli, düşük enerjili ve lagüner şartların olduğu bir ortama gelinir. Bu ortamda iskeletli, dışkı pelletli kum ve milleri içerebilen mikritik fasiyeslerle karakterizidir. Bu fasiyesler karaya doğru laminalı genellikle biyoturbasyonlu gel-git düzü karbonat çamurlarına geçerler. İklim ve ortamsal şartlara bağlı olarak yüksek tuzluluk değerlerine sahip koşullar (sabka koşulları) sağlanmışsa dolomitler ve evaporitler gelişmeye başlar. Böyle ortamlarda aşırı buharlaşmadan dolayı lagüner tuzlu sular kapilerite ile sabka karbonatlarının boşluklarına çekilir. Bu su buharlaşırken yoğunlaşır ve sonuçta mevcut olan karbonat mineralleri yerine dolomit, jips, anhidrit halit ve diğer evaporit mineralleri geçer. Mikritik pelletli, iskelet kumlu kireçtaşları, dolomitler evaporitlerle karakteriz edilen bu zon yüzlerce kilometrelik alanları kaplayabilir.

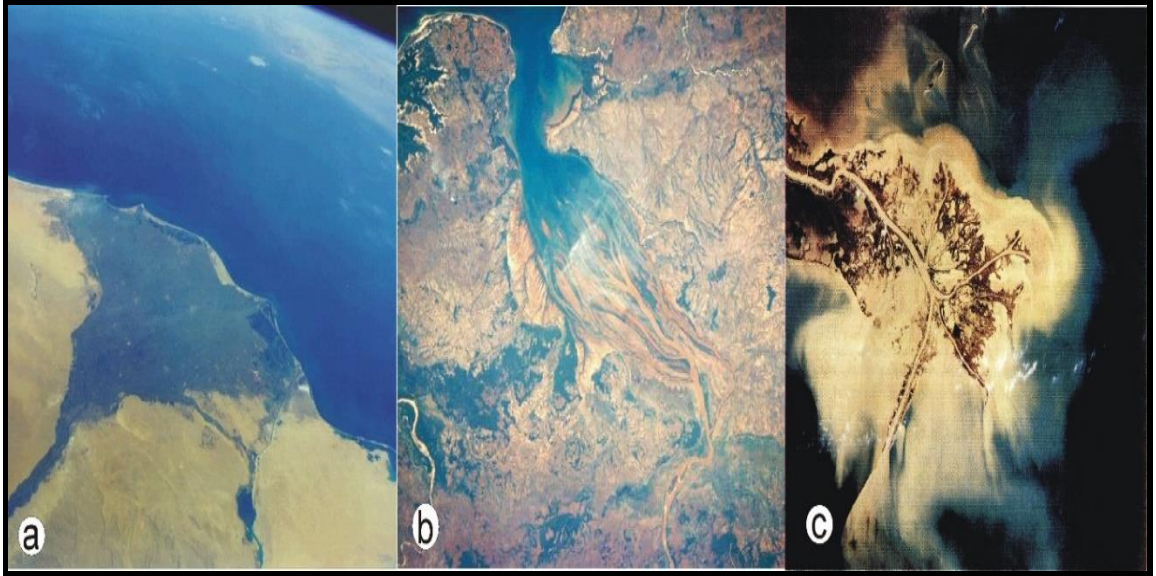
3.4.1.1.Şelf/Platform Kenarı ve Resif Ortamları

Genelde şelf/platform kenarı ortamlarıdır. Yerinde doğup büyüyen, dalgaya dayanımlı, kireçli iskeletleri olan organizmaların oluşturduğu karbonat yığınaklarını içerir. Kireçli iskelet çökelleri “Bioherm ve Biostrom” (Cummings, 1932), “Resif ve Bank” Tardu ve Baysal,1995) ve diğer bir çok şekillerde sınıflandırılmışlardırYamaç ve Basen

Kütle-çekim akıntılarıyla taşınan malzemenin oluşturduğu bir çok fasiyes kuşaklarını ve pelajik-hemipelajik çökelleri içerirler. Bu kuşaklar genelde yeniden çökeltilmiş (tresedimentation) birimlerden oluşurlar (türbiditler, çamurlar ve çakıltaşları gibi).

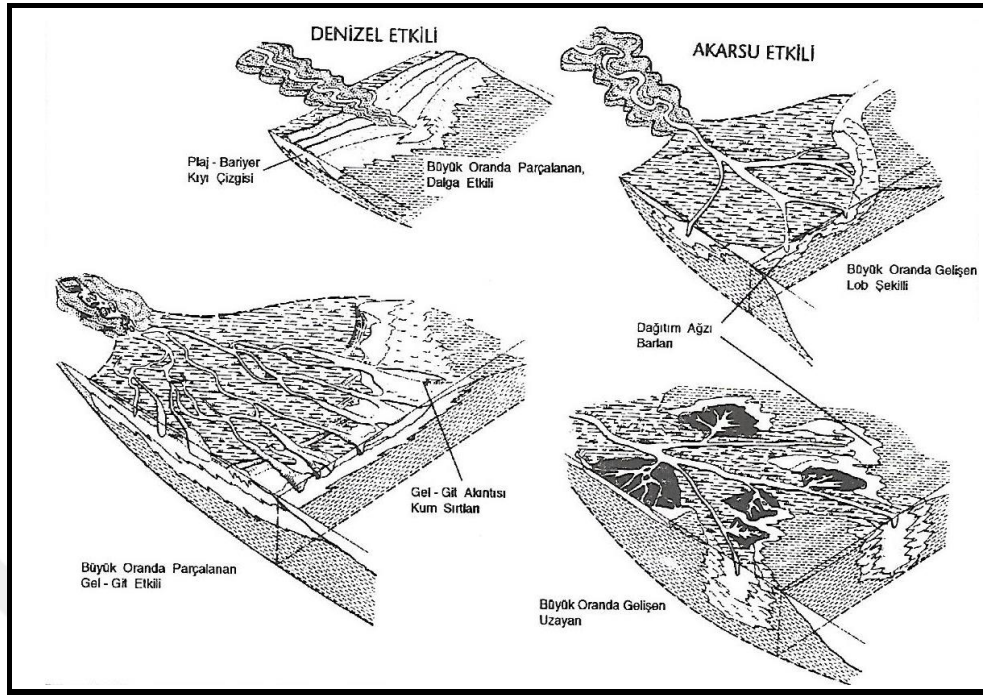
3.4.2.Delta Ortamları

Akarsuların denizlere taşıdığı malzemelerin denizel işlevlerle tamamen dağıtılıp taşınmadığı koşullarda oluşan ve genelde lob şekilli ortamlardır (Şekil 3.26).



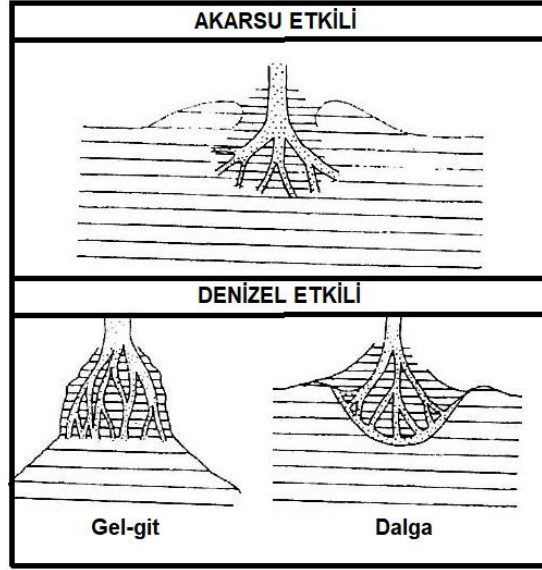
Şekil 3.26: Çeşitli deltalara ait uydu görüntüleri (Yıldırım ve Gökaşan, 2007).

Güncel deltalar flüviyal (akarsu etkili), gel-git ve dalga etkili olmak üzere üç tipe ayırabiliriz.



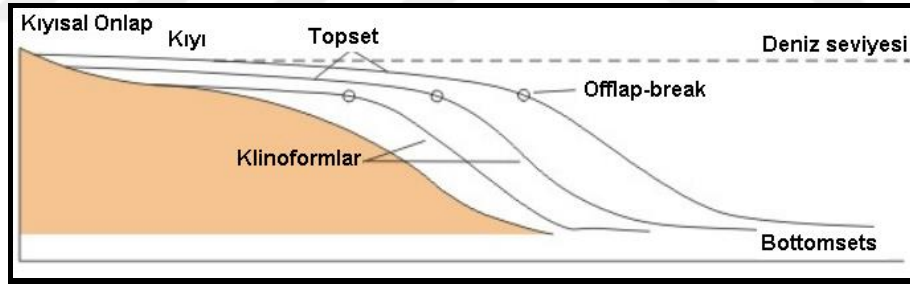
Şekil 3.27: Akarsu ve denizel etkinin baskın olduğu koşullarda oluşan delta tipleri (Tardu ve Baysal, 1995).

Bu sınıfların yanı sıra “high constructive” (akarsu etkili ve gelişen) ve “high destructive (dalga ve gelgit etkili, parçalanan) deltalar olmak üzere de sınıflandırılabilir. Herbir tip karakteristik morfolojiye ve fasiyes örneklerine ve dağılımlarına sahiptirler (Şekil 3.27 ve 3.28).



Şekil 3.28: Denizel ve akarsu etkili delta çeşitleri (Tardu ve Baysal, 1995).

Deltalar, delta düzü(delta plain/topset), delta önü yamacı delta front-slope/foreset ve delta ilerisi (prodelta/bottomset) olmak üzere üç farklı ana ortam ve ilgili fasiyes topluluklarından oluşmuştur (şekil 3,29 ve Şekil 3.30).

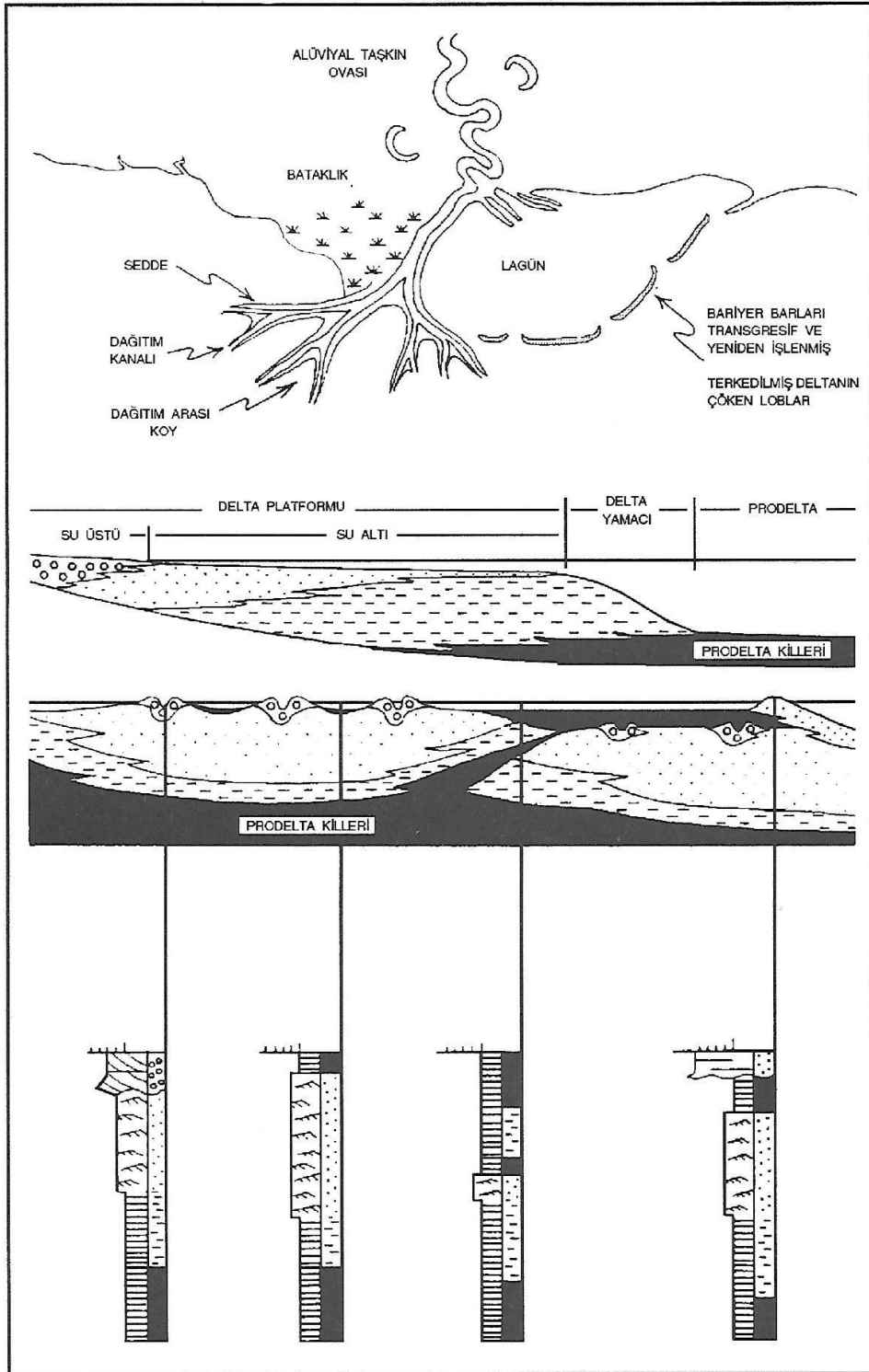


Şekil 3.29: Delta ortamı farklı fasiyesleri (Tardu ve Baysal, 1995).

Delta düzü (Topset/Undofom): Su üstü ve su altında gelişebilmekte dir. Genellikle kanallar, kanallar arası taşkın ovaları, koylar, göller, gel-git düzlüklerbataklıklar ve salınalarla karakterizedir. İklimsel koşullar “topse”ler üzerinde çok etkilidir ve direktolarak ortam ve fasiyesleri kontrol ederler. Delta düzlükeri aggradational fasiyes kuşakları olup delta önü ve prodelta gibi progradational fasiyeslerinüzerinde gelişirler. Taşkın ovası ve dağıtım kanalları çökellerinde çoğunlukla yukarı doğru incelen bir tabaka ve tane boyu dizilimi vardır.

Delta Önü ve Yamacı (Foreset/klinoform; dağıtım kanallarının taşıdıkları yükleri denizel ortamlara boşalttkları yer ile prodelta (distal delta) arasında kalan, basene doğru ilerleyen eğimli

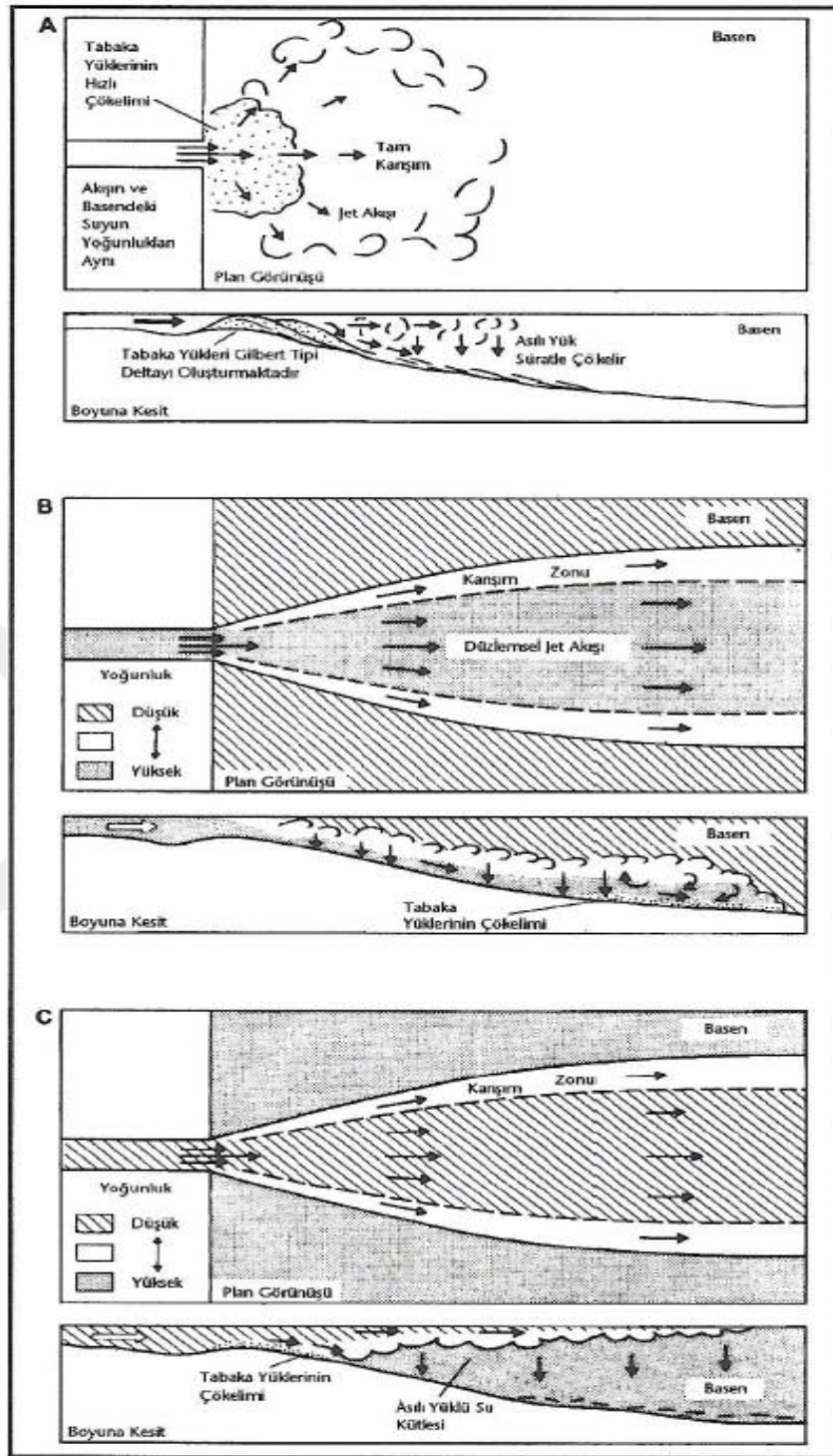
(klinofom) kısımdır. Eğimleri genellikle 0.3 derece civarındadır. Deltalar çoğunlukla deniz seviyesinin göreceli yükselme hızının yavaşlamaya başladığı ve daha sonra da sabit kaldığı (still stand) devrelerinde gelişirler. Birinci halde “aggradational progradation (sigmoid klinofom)” ve ikinci halde de sadece süratli bir “progradation (oblique klinofom)” oluşur ve delta şelf üzerinde basene doğru ilerler. Bu klinofomların üst kısımları (“offlap break” ve/veya “toplap” dolayları) bir deltada göreceli olarak kum oranının en yüksek olduğu fasiyesleri içerir. Yamacı oluşturan klinofomlarda (foreset) tane boyu ve tabaka kalınlıkları eğim yukarıya doğru artar. Olağan sedimanter yapılar paralel ve dalgalı laminasyon, mercekli ve dalgalı tabakalanma ve sedimantasyon hızına bağlı olarak çeşitli derecelerde gelişmiş biyoturbasyon şeklinde özetlenebilir. Gel-git arasında ve/veya dalga tabanı üzerinde kalan “offlap break” zonundaki kumlar iyi boylanmış, yıkanmış, elenmiş, tablamsı/teknemsi çapraz tabakalı fasiyesler sunarlar.



Şekil 3.30: Bir delta sistemi, ana ortamları ve ilgili fasiyesleri (Tardu ve Baysal, 1995 değiştirilerek).

Dağıtım kanallarının taşıdıkları kırıntıları denizel ortamlara boşaltmalarıyla başlayan işlev bu ortamın baskın enerji türüne (dalga, gel-git, kıyı akıntıları gibi) olduğu kadar suyun yoğunluğuna da bağlıdır. Bu etkileşim iyi birer rezervuar fasiyesi sunabilecek kum oluşuklarının geometri ve morfolojilerini de tayin eder.





Şekil 3.31: Dağıtım kanalları ve boşaldıkları sedimanter ortamın suyunun yoğunluğu arasındaki ilişki sonucunda gelişen sedimanter işlevler (Tardu ve Baysal,1995)

Delta ilerisi (Prodelta/Bottomset/Fondoform); “ Foreset”lerin üzerindeilerledikleri düşük eğimli ve sedimantasyonn genellikle süspansiyondan kaynaklandığı bir ortamdır. Şelf deltalarında eski şelfin hemen üzerinde bulunur. Şelf kenarı deltalarında ise “foreset”ler basen yamacını ve bottomset’ler kıtasıl yükselimi ve bazen basen tabanını oluştururlar. Şelf deltalarında laminalı killler ve az orandaki miltaşları temel fasiyes birliklerini oluşturmaktadır. Fosil içeriği bakımından zengin olup değişen oranlarda biyoturbasyon içerirler.

Sismik kesitlerde görülebilen fasiyeslerin en belirginlerinden birisi de klinofomlardır (foreset). Oblik, sigmoid veya kompleks sigmoid –oblik klinofomlar şeklinde olabilirler. Oblik “foreset”ler göreceli olarak süratli ve sigmoid “Foreset”ler ise yavaş sedimantasyonu işaret ederler. Kompleks sigmoid-oblik refleksiyonlar klastiklerle birlikteki karbonat fasiyesini belirtebilmektedir. “Topset” ve “Foreset” ortam ve fasiyesleri birbirlerinden; oblik ilerlemelerde kıyısallık”Toplap”ler ve sigmoid ilerlemelerde de “offlap break”lerle ayrılabilirler. Kıyısallık “Toplap”ler aynı zamanda deniz seviyesindeki göreceli duraylılığın (stillstand) belirteçidir. Delta ilerisi ortam ve fasiyesleri ise “Foreset”lerin “downlap”lerinin bulunduğu yerlerdir.

Akarsu işlevlerinin baskın olduğu delta düzlüklerine ait fasiyesler düşük ve yüksek enerjili ortamların karmaşığının ürünüdür. Dolayısıyla devamlılığı orta ve zayıf olabilen, değişken genlikli orta ve bazen yüksek frekanslı paralel/açılan sismik fasiyeslerle karakterizedir (Şekil 3.31).

Bir deltayık istif içindeki hazne kaya olabilecek fasiyesler dağıtım kanalı dolguları, bu kanalların ağızındaki ve delta önündeki kum barları olarak belirtilebilir. Deltanın gelişimini sağlayan menderesli akarsular, zaman içinde çok defa mecralarını değiştirirler. Bunun sonucunda kanalların ve delta loblarının, kum ve diğer fasiyeslerin yerleri ve geometrileri değişir. Bu olaylar, diğer bazı faktörlerin etkisiyle de deltanın büyümesi ve kum oranının artması ile sonuçlanabilir. Sismik kesitlerde görülen “Toplap” zonları ve kanal dolguları ideal hazne kaya fasiyeslerini içerebilir.

Prodelta ortamları, genelde az oranda temin edilen karasal ve göreceli olarak yüksek oranda denizel kökenli organik maddelerin korunabilmesi için uygun şartlara sahiptir. Bu nedenle bir deltayık istif içerisinde korunabilmiş organik bakımdan en zengin fasiyesleri içerir.

3.5. SİSMİK STRATİGRAFI VE SEQUENCE ANALİZİ

3.5.1.Sismik stratigrafi

Sismik stratigrafi; en genel anlamda herhangi bir bölgenin paleo-coğrafik evriminin hedef dönemden yani hangi dönemden başlatıyorsak o dönemden günümüze kadar yatay ve düşey yönde nasıl değiştiğini anlayabilmek için sismik veri ve yöntemleri kullanarak yaklaşımlarda bulunmak olarak tanımlanabilir. Snell yasası, Fermat ve Huygens prensiplerine göre hareket eden sismik yansıma dalgalarının üst üste oluşturduğu bir sismik kesitte akustik empedans farklılıklarının incelenmesi esasına dayanır.

Sismik kesitler kullanılarak litofasiyes, paleobatimetre, paleocoğrafya, şelf kenarı denizaltı kanyonları, türbidit yelpaze karmaşıkları ve diğerleri gibi stratigrafi değişkeninin çeşitli amaçlı haritalamaları ve korelasyonları yapılabilmektedir.

Sismik enerji yeraltında yayılırken farklı akustik impedans (hız x yoğunluk) değerlerine sahip tabaka ve/veya tabaka dizilerini birbirlerinden ayıran yüzeyler sismik refleksiyonların oluşmasına neden olmaktadır. Düşey kesitteki belirgin akustik empedans kontrastı yeterli refleksiyon katsayısının oluşumunu sağlamaktadır. Bu ise yüzeyden yeraltına gönderilen enerjinin bir kısmının böyle bir yüzeyden yansıyarak yeryüzüne geri dönmesine ve dolayısıyla ölçülebilmesine imkan vermektedir. Refleksiyon katsayısı yansımaya neden olan yüzeyin alt ve üstündeki tabakaların göreceli hız ve yoğunluk özelliklerine bağlı olarak pozitif veya negatif olabilmektedir.

Primer sismik refleksiyonlar kayaçlar içindeki fiziksel yüzeylerden kaynaklanmaktadır. Bu yüzeyler, temel olarak, yeterli hız ve yoğunluk kontrastına sahip olan tabaka yüzeyleri ile uyumsuzluklardır. Tabaka yüzeyleri eski çökelme yüzeyleri olduklarından eşzamanlıdır. Uyumsuzluk yüzeyleri ise erozyon ve/veya çökelmezlikleri karakterize etmekte olup belli bir stratigrafik boşluğa sahiptir. Bu yüzeyler boyunca altta bulunan tabakalardaki aşınma ve-veya çökelmezlikdeğişen miktarlarda olabildiği gibi üstte bulunan tabakalar da aşmalı olabilmektedir. Dolayısıyla uyumsuzluk yüzeyleri boyunca değişen miktarlarda zaman boşluğu bulunmaktadır. Bu nedenle uyumsuzluk yüzeyleri eşzaman yüzeyler olmayıp kronostratigrafik değildir. Yani uyumsuzluk yüzeylerinin belirttiği erozyonel ve/veya depozisyonel hiatusların, jeolojik zaman olarak bir minimum bir de değerleri bulunmaktadır. Dolayısıyla bu limitler

içerisinde olmak zorundadır. Bu özellikten dolayı uyumsuzluk yüzeyleri ile sınırlı tabakalat/tabaka dizileri belirli zaman limitleri arasında kaldığından kronostratigrafiktir.

Sismik stratigrafinin amacı eş zaman yüzeyleri arasındaki stratigrafik birimleri incelemek dolayısıyla kronostratigrafik bir çatı oluşturmak ve litofasiyes topluluklarını, birbirleriyle olan ilişkilerini bu çatı içerisinde incelemektir. Sismik stratigrafi üç ana başlıkta ele alınabilir.

- 1) Sismik Fasiyes (Seismic Facies) Analizi :Genellikle çökeltme ortamı ve litofasiyes belirlenmesi ile ilgilidir.
- 2) Sismik Sekans (Seismic Sequence) Analizi : Stratigrafik (çökeltim) birimleri ayırtlar.
- 3) Deniz seviyesi Analizi: Depozisyonel oluşumların kaynağıdır.

3.5.1.1. Sismik Fasiyes Analizi (Sequence)Analizi

Bir sismik sekan içindeki yansımaların şekillerini konumlarını ve diğer özelliklerini incelemekten ibarettir. Bir sismik fasiyes birimi; şekilleri, devamlılıkları, amplitüdüleri, frekansları, aralık hızları gibi parametreleri ile komşu sismik fasiyes birimlerinden farklı olan ve haritalanabilen üç boyutlu refleksiyon grubu olarak tariflenmektedir (Vail, 1977). Bir sismik fasiyes bir ve/veya birden fazla litofasiyesin hız olarak ifadesidir. Sismik yansımalar uyumsuzluklardan kaynaklanmadığı durumlarda izokron durlar.

Sismik fasiyeslerin ayırımını sağlayan parametreler, aşağıdaki gibidir;

- 1) Refleksiyon Şekilleri: Direkt olarak jeolojik orjinden kaynaklanmaktadır. Depozisyonel işlem, orijinal depozisyonel topoğrafya, batimetri ve erozyon tarafından şekillendirilen tabaka örnekleri tarafından kontrol edilmektedir.
- 2) Refleksiyon Devamlılığı: Tabakalanma yüzeyi boyunca olan akustik empedans farkının devamlılığına bağlıdır.
- 3) Refleksiyon Amplitüdü: Esas olarak tabakalanma yüzeyleri boyunca olan akustik empedans kontrastının derecesi ile kontrol edilmektedir.

4) Refleksiyon Frekansı: Sismik enerji kaynağının bir fonksiyonudur. Reflektör tabakalar arasındaki mesafeye bağlı olarak değişime uğramaktadır. Yanal yöndeki kalınlık değişimleri ve sıvı içeriği de frekansı etkileyen faktörler arasındadır.

5) Aralık Hızı: Sismik veri işlemdeki en kritik faktörlerden bir tanesidir. Litoloji, porozite ve sıvı içeriği hakkında yoruma olanak sağlamaktadır.

6) Sismik Fasiyes Birimlerinin Dış Görünüşleri ve alansal Birlikleri: Çökelme ortamı, işlevi ve sediman kaynağı ile doğrudan ilişkilidir.

Temel sismik yansıma ve fasiyes şekilleri şunlardır.

Bir sismik fasiyes birimi şekilleri, devamlılıkları, amplitüdlere, frekansları, aralık hızları gibi parametreleri ile komşu sismik fasiyes birimlerinden farklı olan ve haritalanabilen üç boyutlu refleksiyon grubu olarak tariflenmektedir (Vail 1977). Bir sismik fasiyes bir ve/veya birden fazla litofasiyesin hız olarak ifadesidir. Önceki paragraflarda belirtildiği gibi, sismik refleksiyonlar uyumsuzluklardan kaynaklanmadığı durumlarda izokronlardır.

Sismik kesitlerde görülen refleksiyon paketlerini;

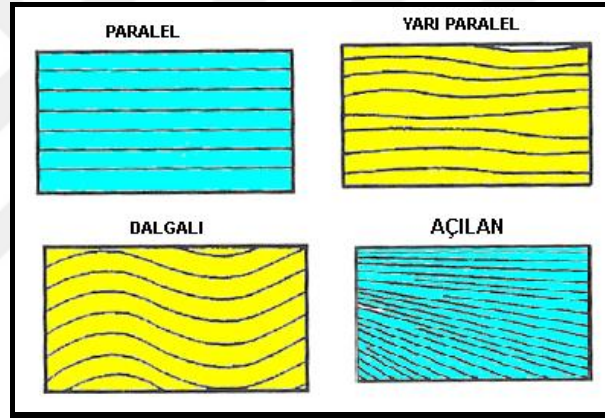
- 1) Paralel/Yarı Paralel, Açılan
- 2) İlerleyen
- 3) Kaotik
- 4) Refleksiyonsuz
- 5) Yığın/Kümbetimsi
- 6) Aşma ve Dolgu

şeklinde altı gruba ayırmak ve incelemek mümkündür. Görüldüğü gibi bu ayırmada “sequence” içindeki refleksiyon şekilleri ile birlikte kısmen de olsa sismik fasiyes birimlerinin dış şekilleri, kullanım kolaylığı açısından birlikte kullanılmıştır.

- 1) Paralel/Yarı Paralel ve Açılan Yansımalar (Şekil 3.32): Genel olarak şelfi, platformu, alüvyal düzlükleri, iraksak yelpaze deltalarını, delta platformunu, delta düzünü ve basen düzlüklerini göstermektedir. Paralel ve yarı paralel refleksiyon örneklerinin düzgün ve dalgalı olmak üzere iki alt fasiyesi vardır Dış görünüşü itibarıyla genelde dolgu ve yaygı,

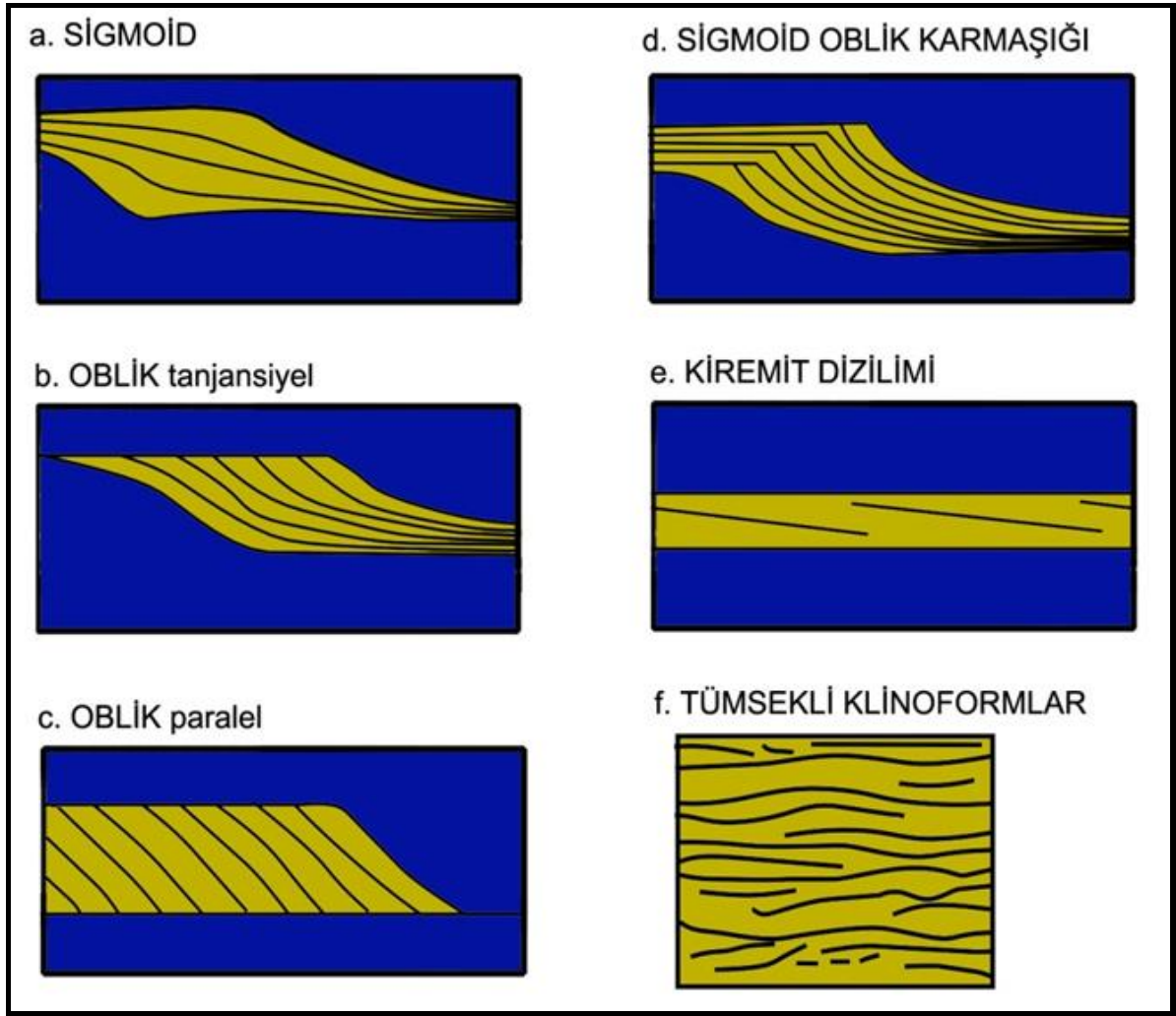
yaygı-örtü türü sismik fasiyesleri belirtir. Bu fasiyes düzenli olarak çöken şelfler ve delta düzlükleri ile duraylı basen düzlüklerindeki bir sedimantasyonu göstermektedir.

Birbirinden uzaklaşan refleksiyon örnekleri gerek dış gerekse iç görünüşleri bakımından kama şeklini andırırlar. Yanal yöndeki refleksiyonlar diğer yöndekilere nazaran daha fazladır ve bir kalınlaşmayı ifade ederler. Sismik kesitte yaklaşmanın olduğu tarafta sistematik olmasa da “onlap” ve “toplap” gibi bitmeler görülebilir. Bu bitme şekilleri bir yöne doğru incelmekte olan tabakaların sismik ayırlıklılığın dışında kalmasından kaynaklıdır. Paralel /yarı paralel ve ayrılan yansımalarla karakterize edilen sismik fasiyesler; büyük genlikli ve devamlılığı iyi olan, küçük ve orta genlikli ve devamlılığı orta olan, değişken genlikli ve devamlılığı zayıf olan şeklinde olarak üç ana fasiyese ayrılmaktadır.



Şekil 3.32: Paralel/yarı paralel ve açılan yansımalar (Mitchum, 1977’den değiştirilerek).

2)İlerleyen Yansıma Paketleri (Klinoformlar) (Şekil 3.33): Genellikle ilerleyen yamaçla birlikte şelfi, ilerleyen şelf delta veya şelf kenarı deltalarını, yamaçla birlikte ve yelpaze /şelf deltalarıyla beslenen ilerleyen şelfleri tanımlamaktadır. Sismik kesitlerde refleksiyon konum ve şekilleriyle tariflenen sismik fasiyesler içinde tanınması en kolay olanıdır. Deltaların şelf / platform kenarlarının ve yamaç ortamlarının zaman içinde ve basen yönündeki göçleri nedeniyle oluşurlar. Sedimanter ortamlar eğimli depozisyonel yüzeylerle (klinoform) karakterize olup ortalama eğimleri 0,5-15 derece arasında değişmektedir. Esas olarak (a) sigmoid , (b) oblik, (c) kiremit dizilimi ve (d) kompleks kesme kompozit olarak dört alt fasiyese ayrılmaktadırlar.

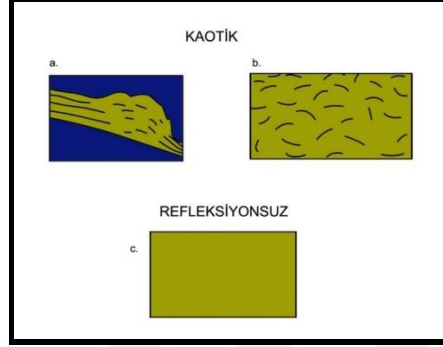


Şekil 3.33: İlerleyen yansıma paketleri (Mitchum, 1977'den değiştirilerek).

3) Kaotik yansımalar (Şekil 3.34): Genellikle tektonik deformasyona uğradıktan sonra yeniden çökelmiş birimleri tanımlar. Kaotik sismik fasiyes, devamlılığı olmayan, kesikli ve uyumsuz refleksiyonlardan meydana gelen düzensizlikler içeren bir refleksiyon paketidir. İki şekilde yorumlanır.

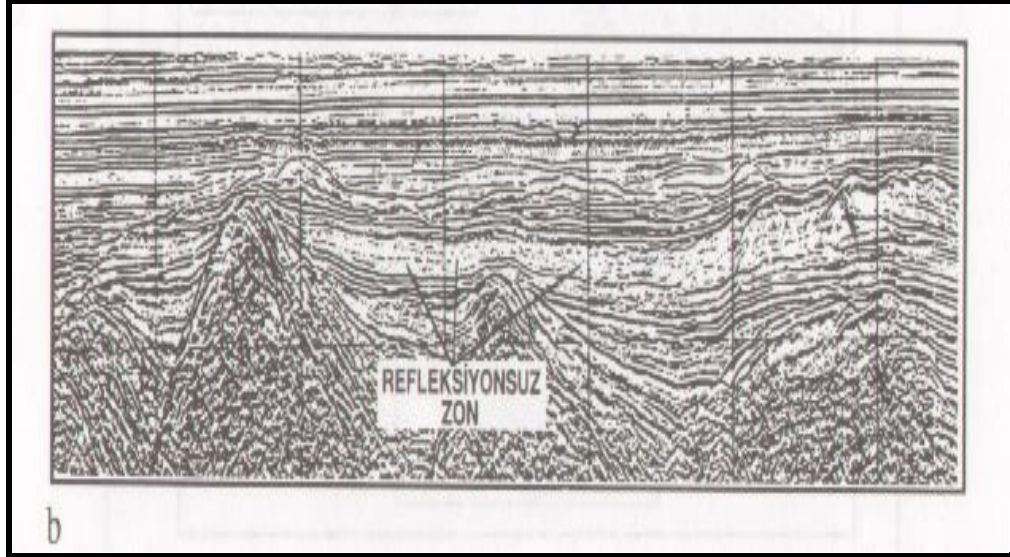
- a) Değişken ve-veya göreceli olarak yüksek enerjili ortamların ürünü olan litofasiyes toplulukları,
- b) Orjinalinde düzenli tabakalardan oluşmuş olup deformasyona uğrayarak bozulan litofasiyes toplulukları.
- c) Yansımasız (refleksiyonsuz) fasiyesi göstermektedir.

Çökelmeden hemen sonra gelişen göçmeler, oygu dolgu şeklindeki kanal karmaşıkları, faylı ve kıvrımlı zonlar ile eğilmiş/bükülmüş tabakalar kaotik yansımaların oluşumuna neden olur.



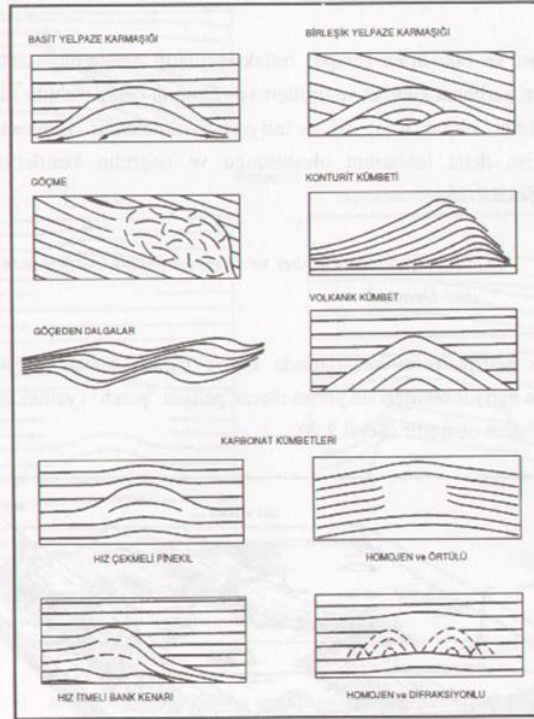
Şekil 3.34: Kaotik yansımalar (Mitchum, 1977'den değiştirilerek).

4) Yansımaz (Refleksiyonsuz) Zonlar: Sismik olarak homojen veya tabakasız litofasiyes birimleri özellikle de şeyller bu fasiyes türüne neden olan etmenlerdir (Şekil 3.35). Bunların yanı sıra büyük oranda eğilme ve bükülmelere maruz kalmış yüksek eğimli birimler, geniş magmatik kütleler, tuz domları, kumtaşı ve şeyller de bu zonların sebepleri arasındadır.



Şekil 3.35: Yansımaz zonlar (Macurda, 1986'dan değiştirilerek).

5) Kümbet/Kümbetimsi/Yığın/Yığışım Şekilli Yansımalar (Şekil 3.36): Bu refleksiyonlar genellikle şelf/platform üzerindeki ve kenarındaki resifleri, bankları, denizaltı kanyonlarındaki ve alt yamaçtaki yakınsak türbiditleri, göçmüş klastikleri, alt yamaç ve basendeki hemipelajik klastikleri tanımlamaktadır. Bu türdeki sismik fasiyesler genelde dış görünüşleri ile tanınmalarına rağmen, belirgin bir iç şekle de sahiptirler. Bunlar bir çökelme ortamındaki depozisyonel yüzey seviyesinin üzerinde bulunan “buildup”lardır. Bu yapılar, genellikle klastik yığışım, organik büyüme veya volkanik işlem sonucunda oluşmuşlardır. Üzerlerinde bulunan tabakalar tarafından onlap veya downloplarla aşılırlar veya yaygı gibi örtülürler. Bu refleksiyon paketleriyle belirlenen sismik fasiyesler iki farklı ortam ve durumda bulunmaktadır. Bunlardan birincisi, derin deniz klastik yamaç-basen ortamları ikincisi ise, karbonat şelf/platform ortamlarıdır. Bu özelliği gösteren kümbetler şeklindeki refleksiyon paketleriyle sismik fasiyeslerin yorumunda yapılması gereken ilk şey, havzanın şelf alanlarıyla yamaç ve basenden oluşan derin denizel ortamları ayırmak olmalıdır.



Şekil 3.36: Kümbet/Kümbetimsi/Yığın/Yığışım Şekilli Yansımalar örnekler Mitchum, 1977’den değiştirilerek).

Kümbet ve onu örten yansımaların oluşturduğu sismik fasiyes 1) şelf/platform karbonat kümbet ve örtüleri ve 2) derin deniz türbidit kümeleri ve hemipelajik örtüleri olmak üzere

iki ana fasiyese ayrılmaktadır. Buna eklenecek üçümcü bir fasiyes ise deltaların oluşturduğu ve doğrultu kesitlerinde görülen kümbetlerdir.

6) Aşma ve Dolgu Şeklindeki Yansımalar :Bu refleksiyon tipleri, genellikle kıyısal aşmaları, kıtasal yükselim/yamaç önü aşmalı dolgularını ve denizaltı kanyon dolgularını tanımlar.

Sismik fasiyesler içinde en yaygın olanlarındandır. Kıyısal ve denizel olmak üzere iki ana fasiyes halinde görülmektedir. Birçok basende yapılan incelemelerde; karaya doğru biten kıyısal onlap şeklindeki refleksiyonların, aşındırılmış kıyı düzlükleri üzerinde gelişen su üstü alüviyal çökelleri tanımladığı görülmüştür. Bu refleksiyon sonlanmalarının deniz seviyesinin birkaç metre üzerinde olduğu kanısı hakimdir.

Denizel “onlap” sismik fasiyesleri yamaç önünde, denizaltı kanyonlarının içinde ve kıtasal yükselimler üzerinde bulunurlar. Genellikle orta genlikli, devamlılıkları orta ve bazen de iyi olabilen, yüksek frekanslı refleksiyon paketleriyle kendini gösterirler. Uygun sismik kesitler üzerinde bazen basen yönünde gelişme göstermiş olan “downlap”leri de görülebilmektedir. Diğerlerine nazaran düşük bir çökelme hızı belirtmekte olup paralel/açılan tipli refleksiyonlarla tanımlanırlar.

3.5.1.2. Sismik Sekans(Sequence)Analizi

Sekans stratigrafisi; sedimanter kayaçların çökelme örnekleri, tektonik, östasi ve sediment temini (sedimantasyon) arasındaki karışık ilişkileri düzenleyen metodolojik yaklaşımdır.

Tablo 3-1: Tektonik – östasi – sedimantasyon üçlüsünün jeoloji kayıtlarındaki izleri (Vail, 1977).

	TEKTONİK			ÖSTASI		SEDİMENTASYON
STRATİGRAFİK İZLER	SEDİMANTER BASEN	ANA TRANSGRESİF REGRESİF FASİYES ÇEVİRİMİ	KIVIRILANMA FAYLANMA MAGMATİZMA DİAPİRİZMA	ANA KITASAL TAŞKIN ÇEVİRİMİ	*SEQUENCE* ÇEVİRİMİ *SYSTEMS TRACTS* *PARASEQUENCE* DİZİLİM SETLERİ PERİYODİK *PARASEQUENCE*	DEPOZİSYONAL SİSTEM LİTOFASİYES *TRACT* EPİSODİK *PARASEQUENCE* KLAVUZ (MARKER) TABAKA TABAKA SETLERİ TABAKALAR LAMİNA SETLERİ LAMİNALAR
MEKAN İÇİNDEKİ DAĞILIM	BÖLGESEL	BÖLGESEL	YERSEL	GLOBAL	GLOBAL	YERSEL
ZAMAN İÇİNDEKİ DAĞILIM	1nci DERECE EPİSODİK OLAY	2nci DERECE PERİYODİK OLMAYAN OLAY	3üncü DERECE EPİSODİK OLAY	1 VE 2nci DERECE ÇEVİRİMLER	2nci - 3üncü DERECE ÇEVİRİMLER	EPİSODİK OLAYLAR
NEDENLER	KABUĞUN GERİLMESİ FLEKSÜR YÜKLENMESİ TERMAL SOĞUMA	TEKTONİK SÜBSİDANS ORANINDA DEĞİŞME	YERSEL VE BÖLGESEL STRES BOŞALMASI	OKYANUS BASENİ HACMİNDEKİ DEĞİŞİM	İKLİMDEKİ VE SU KÜTLESİ HACMİNDEKİ DEĞİŞİM	YERSEL SEDİMANTER İŞLEVLER

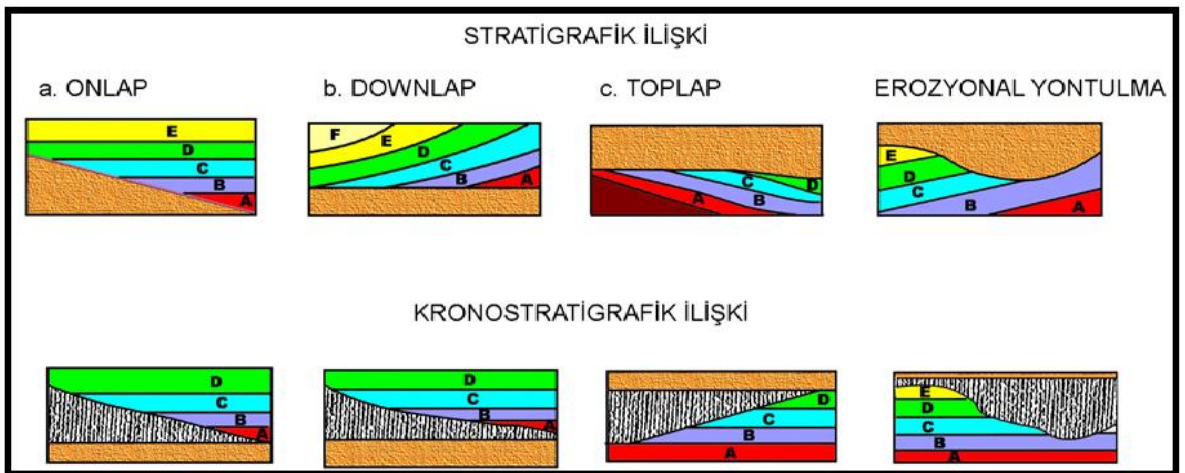
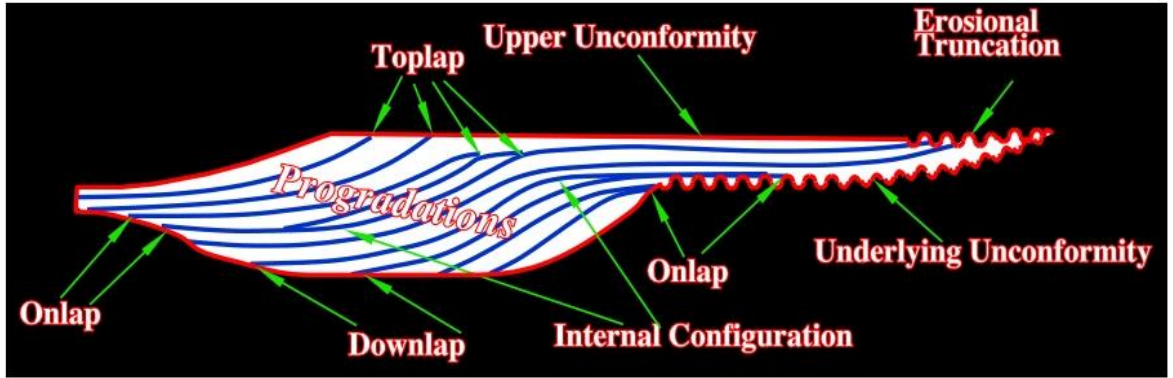
Sismik sekans (sequence), bir sismik kesit üzerinde görülen göreceli olarak uyumlu, genetik olarak birbirleriyle ilgili, üst ve alt sınırları refleksiyonların (yansımaların) sona ermeleri ile karakterize edilen devamsızlıklar olan refleksiyon topluluğu olarak tanımlanmıştır (Mitchum ve diğ., 1977). Refleksiyon (yansıma) sonlanmalarının sitemetik örnekleri sismik sekansların tanımlanmaları için temel kriterlerdir. Sismik kesitlerde “downlap”, “onlap”, “toplap” ve “truncation” şeklinde görülen ve isimlendirilen bu özellikler tabaka ve/veya tabaka setlerinin kendilerinden daha eski veya daha yeni bir yüzeye karşı sona ermelerinden başka bir şey değildir. Refleksiyon sonlanmaları üstü veya altı uyumsuz olmak üzere iki farklı konumu belirtmektedir.

Tabaka yüzeylerinden türeyen primer refleksiyonlar erozyonal veya çökelmezlik tipli uyumsuzluklara karşı bir anda sonlanırlar. Bunlara “Lapout”lar denir (Şekil 3.37). Lapout’lar stratigrafik istif içerisindeki ana devamsızlıkların üzerinde veya altında oluşabilirler. Aşağıdaki gibi sınıflandırılabilir.

1) Uyumsuzluk yüzeyi üzerinde gelişen “Lapout”lar “Baselap” olarak bilinir. İki çeşidi vardır.

a) “Downlap”: Aşağıya doğru bir eğimle biten yansımalar.

- b) “Onlap” : Eğimli bir yüzeye karşı ve yanal olarak biten yansımalar.
- 2) Üstteki daha genç bir çökelmezlik yüzeyine ve/veya bir uyumsuzluk yüzeyine karşı ve yukarıya doğru ulaşan “Lapout”lar. Bunlar “Toplap” olarak adlandırılır. Oluşum şekline göre iki çeşidi vardır.
- a) “Toplap”: Üzerlerinde gelişmiş bulunan bir çökelmezlik yüzeyine karşı biten refleksiyonlar (örneğin delta düzü (undaform) ile delta önü (klineform) karakterize eden refleksiyonlar arasında ve bir sediman “by-pass”ı sonucunda oluşan “toplap”ler gibi)
- b) Erozyonel “Toplap” (“Toplap” şeklindeki Erozyonel Yontulma): Sigmoid veya oblik klineformların erozyonel olarak yontulmalarıyla oluşurlar.



Şekil 3.37: “Lapout” çeşitleri (Tardu ve Baysal,1995’ten değiştirilerek).

3) Aldatıcı Yontulma (Apparent Truncation): “Transgressive Systems Tract”i oluşturan oluşturan “parasequence”ler şelf üzerinde ve basenden karaya doğru ilerleyip geliştikleri için, üzerindeki condensed section”la aralarında erozyonal yontulmaları andıran yansıma sonlanmaları görülür. Bunlara altacı yontulma adı verilir.

4) “Offlap”: Genelde basen yönünde ilerleyen sismik refleksiyonlara verilen isim olup klinofom terimiyle eş anlamlıdır.

Geleneksel stratigrafi, stratigrafi birimlerini litostratigrafik özelliklerine göre ve kesin olmayan biyostratigrafik sınırlar içerisinde incelemektedir. Sekans stratigrafi ise genetik olarak birbirleriyle ilgili tabakaların göreceli olarak uyumlu serilerini, yaşları kesin olarak belirlenmiş uyumsuzluklar ve/veya bunların eşdeğeri körele edilebilen uyumlu yüzeyler arasında incelemektedir. Bu nedenle bu birimler kronostratigrafiktir. Ve birbirleriyle aynı yaşta olan, sediman temini ve ortamsal koşullardan kaynaklanan değişik litolojideki birimleri içeren kayaç topluluklarıdır.

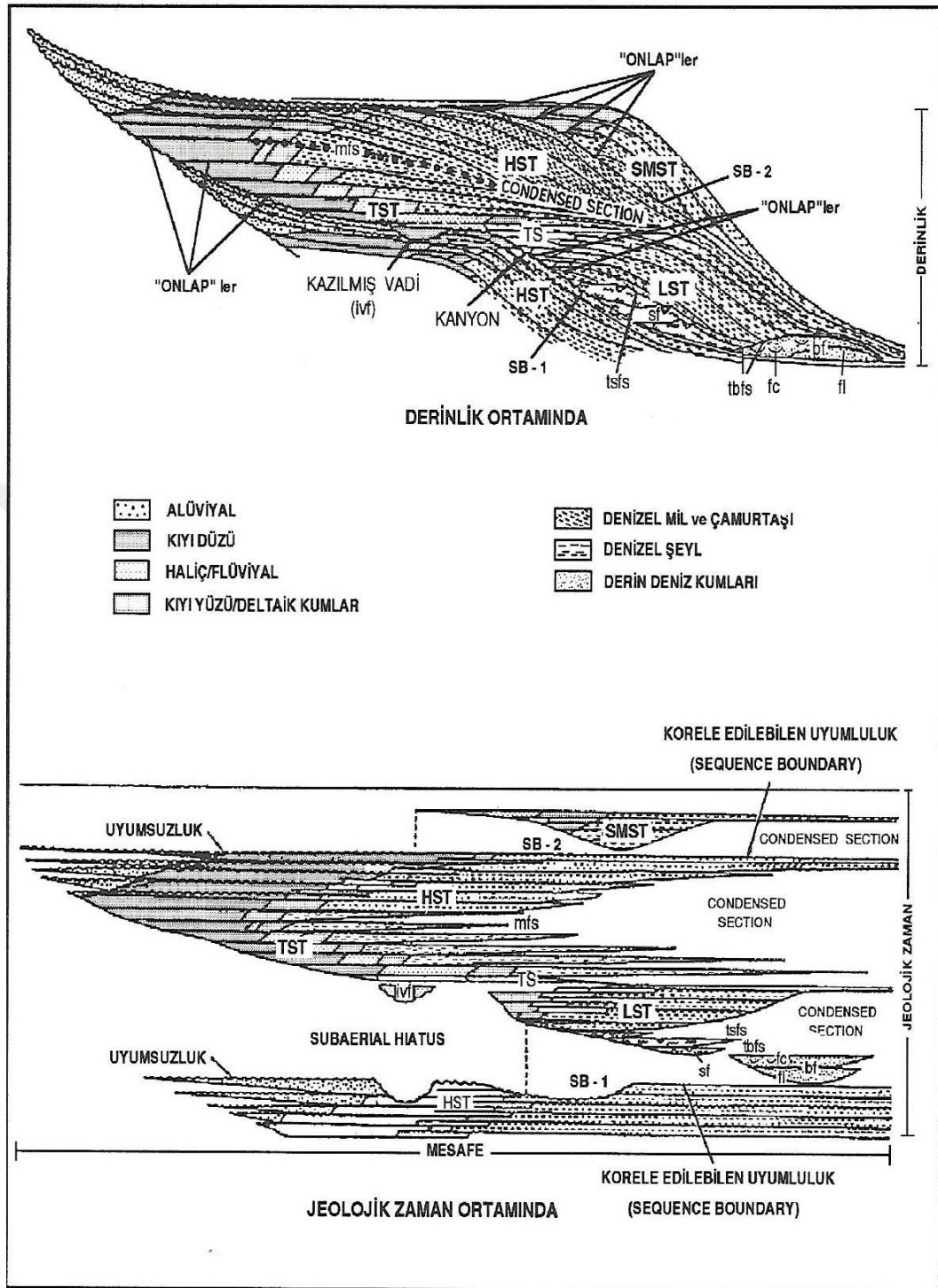
Sekans stratigrafinin temel birimlerini depozisyonel “Sekans (Sequence)”lar, “Systems Tract”ler ve periyodik “Parasekans (Parasequence)”lardır. Bunlar sırasıyla, 0.5-5, 0.2-1 ve 0.01-0.5 milyon yıllık sınırları kapsar.

Bir sekans stratigrafik analiz, genetik olarak birbirleriyle ilişkili ve döngüsel olan tabaka dizilerini, kronografik bir çatı altında incelemektir. “Sequence”lar ve “Systems Tract”ler, tabakalar arasındaki kesiklikler (discontinuity) veya bunların eşdeğeri körele edilebilen uyumlu yüzeylerle (correlative conformity) sınırlıdır. Bu yüzeyler şelf üzerindeki aşınma veya çökelmezliklerin sonucunda gelişmektedir.

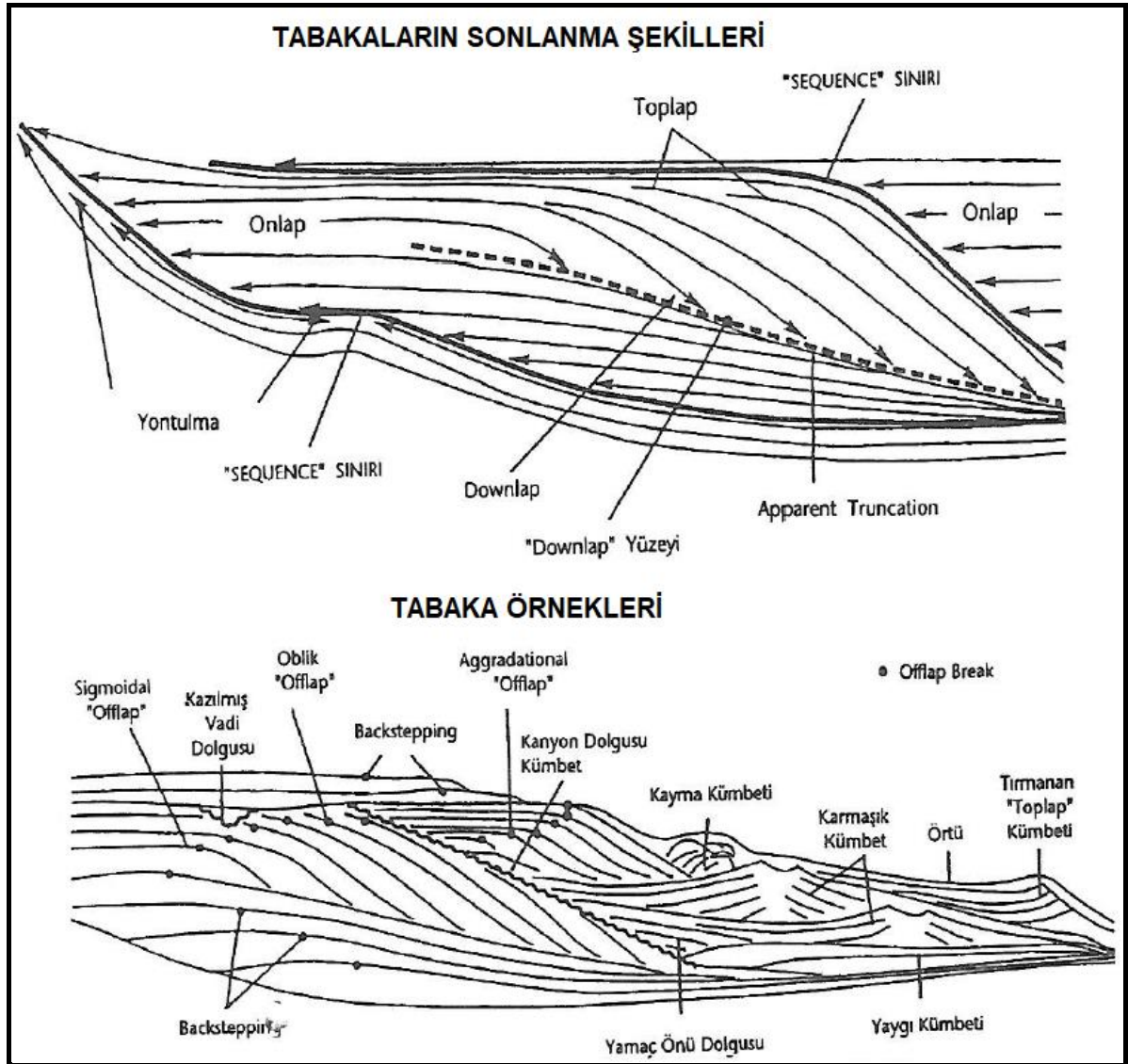
“Sequence” ve “Systems Tract” sınırları jeoloji kayıtlarında daima bulunmaktadır. “Sequence” sınırları, genelde, bölgesel “Onlap” yüzeylerdir (Şekil 3.38, şekil 3.39 ve Şekil 3.40). Yamaç ve basende, mloloz akıntısı çökellerinin, ilerleyen şelf kenarı deltalarının “Onlap”leri; sığ denizel veya denizel olmayan ortamlarda ise deltayık, kıyısız ve flüviyal çökellerin “Onlap”leri gelişmektedir. Altta bulunan sekans sınırlarında su üstü ve/veya su altı aşınmaları bulunmaktadır. Üstte bulunan sınırlarının altlarında ise süratli ilerlemelerin (oblique progradation) geliştiği koşullarda oluşan ve sediment “by-pass”ını karakterize eden “toplap”ler görülmektedir. Her bir depozisyonel sekans “Systems Tract”lerden oluşmaktadır. “Systems Tract”leri oluşturan depozisyonel sistemler, sedimenter fasiyeslerdeki değişimlerle birbirlerine

bağlanmaktadır. Dört türlü “Systems Tract” bulunmaktadır. (1) Lowstand, (2) Transgressive, (3) Highstand ve (4) Shelf-margin. Ancak bir sekans içinde bunlardan en fazla 3 tanesi bulunabilmektedir. İki tip sekans sınırı bulunmaktadır.

- 1) *Tip-1 Sekans (Sequence) Sınırı*: “Low Stand Systems Tract”ın tabanında bulunmaktadır şelf üzerinde kazılmış vadileri, içeren su üstü erozyonu ve yamaç baseninde ise türbidit yelpaze karmaşıkları ve/veya “Lowstand Prograding Complex” ile karakterizedir. “Lowstand” ilerleyen karmaşık, bir önceki “Highstand Systems Tract” in üzerine normal dalga tabanı düzeyindeki kıyusal onlap’lerle yaslanmaktadır. “Lowstand” ve “Transgressive Systems Tract” arasındaki fiziksel sınır”Lowstand”ın üst yüzeyi olup “Top Lowstand Surface” adını almaktadır. “Transgressive” ve “High Stand Systems Tract” arasındaki yüzey maksimum taşkın/sellenme yüzeyi (Maximum Flooding Surface) olarak bilinmektedir.
- 2) *Tip-2 Sekans Sınırı*: “Highstand” ve “Shelf Margin Systems Tract” arasında bulunmaktadır. Şelfin bir kısmı atmosfere yüzeylenmekte, erozyon genelde böyle yerler ile sınırlı ve düşük oranlarda kalmaktadır. “Shelf Margin Systems Tract”ın kıyusal onlap’leri, bir önceki sekansın “Offlap break”inin kara tarafında bulunmaktadır.

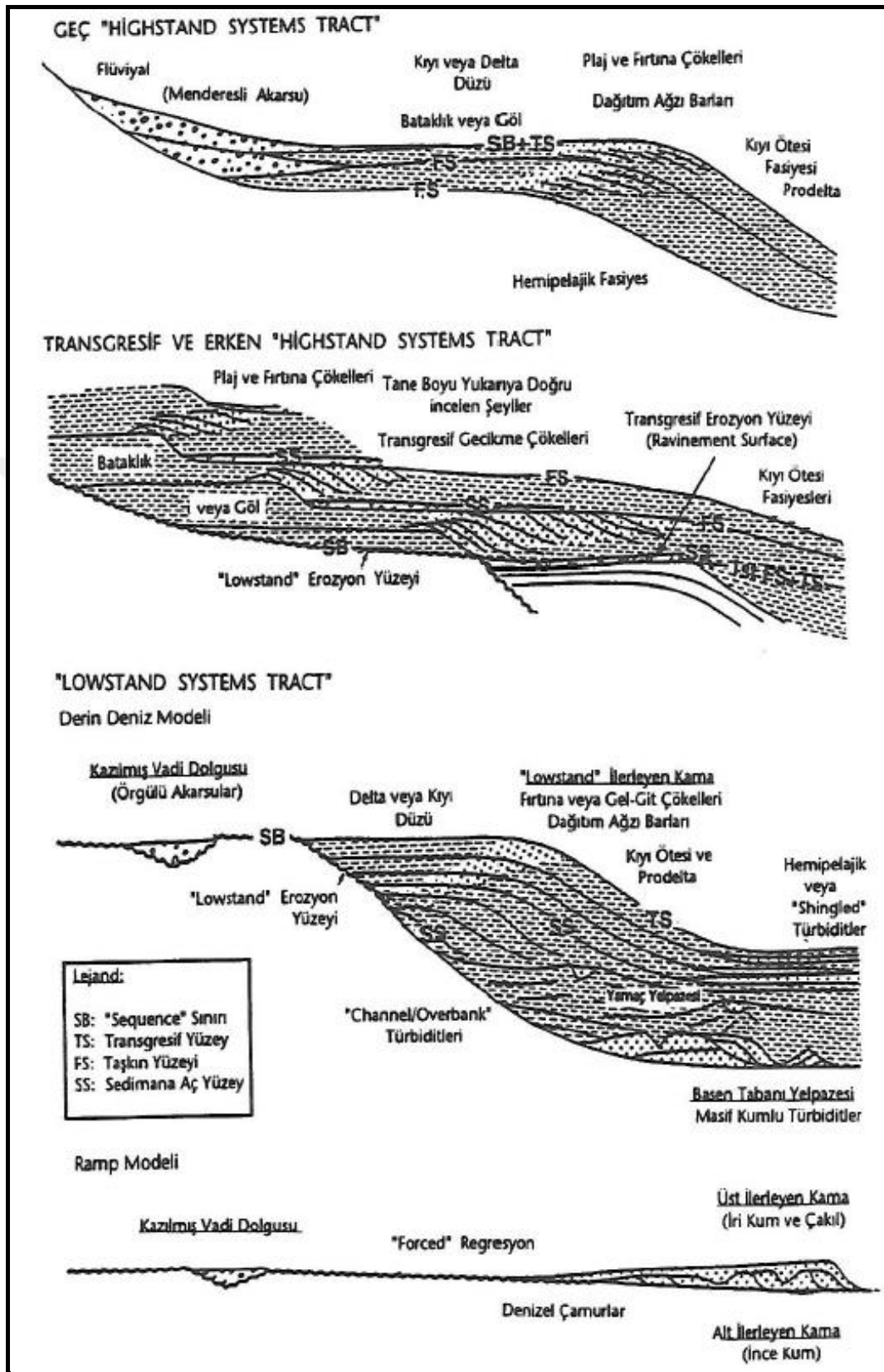


Şekil 3.38: Derinlik ve zaman ortamında temsili bir depozisyonel sekans (Vail, 1977'dan değiştirilerek).



Şekil 3.39: Tabaka sonlanma şekillerini gösteren temsili şekil (Vail, 1977’den değiştirilerek).

Depozisyonel sekansların ve bunları oluşturan “Systems Tract”lerin deniz seviyesinin göreceli değişimlerinden kaynaklandığını düşünülmektedir (maksimum değişim oranı $>2.5 \text{ cm}/1000 \text{ yıl}$). Sekans stratigrafik analizlerde “Sequence”ları ve “Systems tract”leri zaman-derinlik ortamında gösteren kronostratigrafik diyagramları çizmek “stratigrafi-litofasiyes-jeolojik zaman” ilişkilerini tam olarak ortaya koyabilmektir (Şekil 3.38).



Şekil 3.40: "Systems Tract"ler ve bunları oluşturan "Parasekanslar (Parasequence) (Vail, 1977'dan değiştirilerek.

Tablo 3.1’de verilen 4. ve 5. dereceden glasiyo-östatik çevrimlerle oluşan stratigrafi birimlerine “Parasequence” ve/veya “Simple Sequence” adı verilmektedir. Bunlar “Systems tract”lerin ana unsurlarıdır. Bir “Parasequence (Parasekans)” kronostratigrafik bir birim olup *denizel taşkın (sellenme) yüzeyleri ile sınırlı ve genetik olarak birbirleriyle ilişkili tabakaların veya tabaka setlerinin göreceli olarak uyumlu bir dizilimi* olarak tanımlanmaktadır. “Simple Sequence”lar ise tabaka örnekleri ve litolojik karakteristikleri 3. dereceden sekanslarla aynı olan, ancak zaman olarak parasekans limitlerinde bulunan bir kronostratigrafik bir birimdir. Alt ve üst sınırları uyumsuzluklar veya körele edilebilen uyumlu yüzeylerdir. Bu yüzden “Simple Sequence” ve “Parasequence” sınırları birbirleriyle uymazlar fakat benzer çevrimsellik gösterirler. “Simple Sequence” sınırlarını belirleyerek onların tanımını/ayrımını yapabilmek, genelde kolayca mümkün olabilmektedir. Bu nedenle analizler “Parasequence” ların ayrımları yapılarak gerçekleştirilmektedir.

Her bir “Systems Tract” içindeki “Parasequence” ların karakteristik istif örnekleri bulunmaktadır. En iyi gelişmiş “Parasequence”lara “Highstand Systems Tract”lerde rastlanılmaktadır (Şekil 3.40 ve Şekil 3.41).

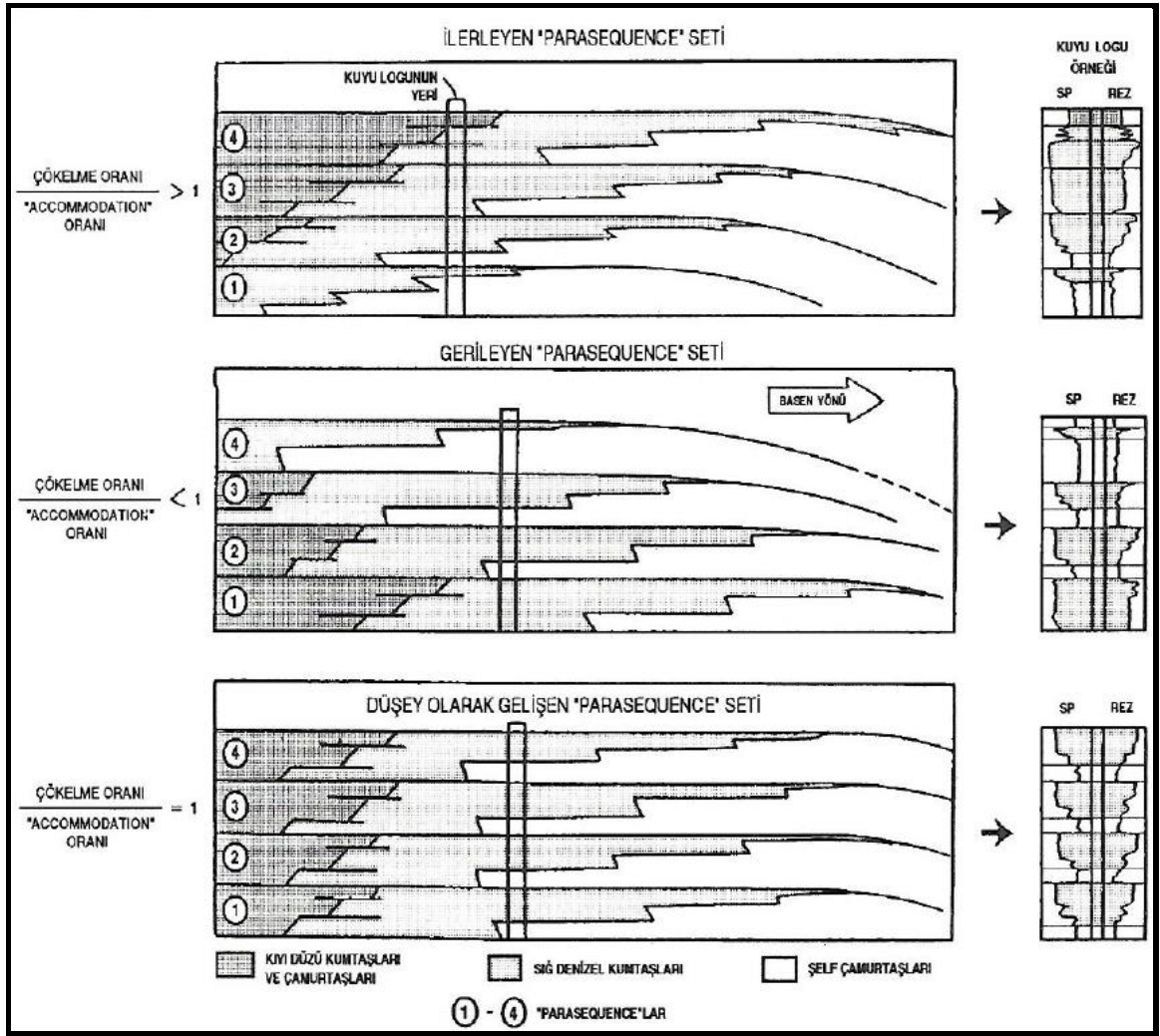
“Transgressive Systems Tract” içindeki “Parasequence” istifleri “backstepping” konumundadır. Bu “System Tract” içinde veya tabanında bulunan alt kıyı yüzü fasiyesleri (lower surface) ile denizel olmayan fasiyesler arasındaki taşkın yüzeyleri “Ravinement Surface” olarak adlandırılmaktadır. Bunlar “Retrograding Parasequence” larla zaman içinde yukarı doğru çıkar, bu yüzden zaman aşmalıdır. Bu yüzeyin basen tarafındaki “Parasequence” larda düşey olarak yukarı doğru gidildiğinde kalınlıklar azalmakta ve tane boyuda incelmektedir.

Erken “Highstand Systems Tract” ile “Transgressive Systems Tract”in üst kısımları birbirine benzerdir. Aralarındaki temel fark “backstepping”den forestepping’e dönüşen “Parasequence” istiflenmesidir. Denizel koşullarda ve erken “Highstand Offlap Break”in hemen altında maksimum kalınlıklarına erişirler. Geç “Highstand” döneminde deniz seviyesinin göreceli yükselmesinin inmesi ve sonra da duraylı (stillstand) konuma geçmesi nedeniyle birikebilme boşluğunda (accommodation) da minimum boyutlara inmektedir. Dolayısıyla kıyasal sedimanların oluşumu sınırlı bir oranda kalmakta olup “oblique Progradation”ın gelişmesi için gelişen koşullar sağlanmış olmaktadır.

“Lowstand Systems Tract” çeşitli tipte “Parasequence” istif örnekleri sunmaktadır (parasequence staging pattern). “Lowstand ilerleyen karmaşığı oluşturan “Parasequence”lar “Highstand Systems Tract”lerdekilere çok benzemektedir. Aralarındaki temel farkdeniz seviyesindeki göreceli yükselmenin giderek artması ve gelen malzemenin bolluğı nedeniyle “Lowstand” ilerleyen karmaşığı oluşturan “ aggradational progradational parasequence”ların göreceli olarak çok daha kalın olmalarıdır.

Yamaç ve basen tabanı yelpaze karmaşıkları klasik anlamdaki “Parasequence”ları içermezler. “Parasequence”ların yamaç yelpazeleri içindeki eşdeğerleri “channel/overbank levee lobe” ve basen tabanı yelpazeleri içindeki eşdeğerleri de “sheet mound lobe”lardır (Vail, 1977).

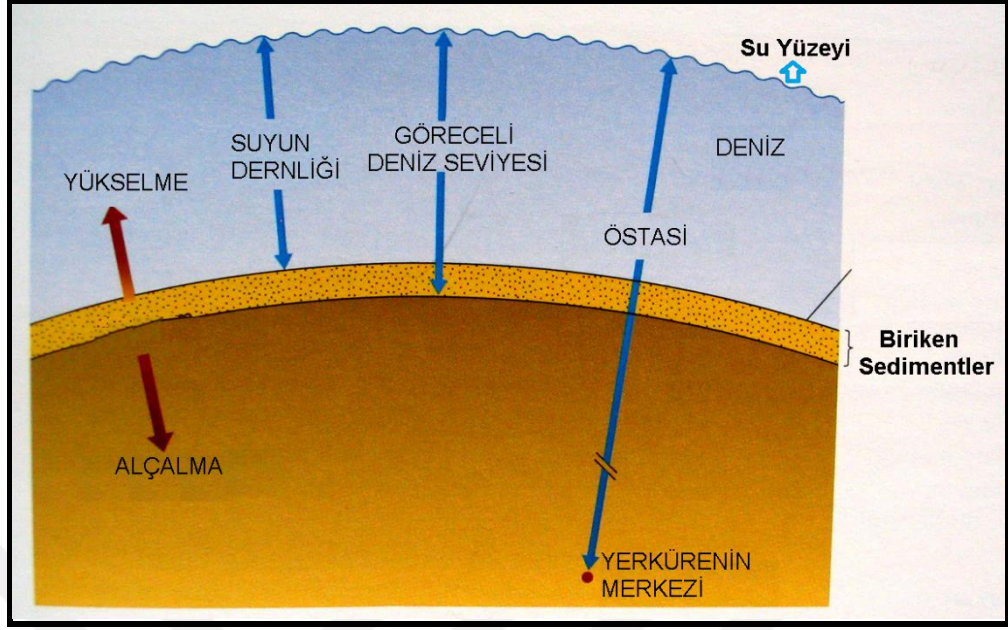




Şekil 3.41: Parasekansları, dizilim örneklerini ve fasiyes ilişkilerini gösteren kesitler (Tardu ve Baysal, 1995)

3.5.2. Deniz Seviyesi Analizi

Östasi denizleri oluşturan su kütlelerinin miktarındaki değişimlerden kaynaklanan global ölçekteki deniz seviyesi rejimi olarak tanımlanmaktadır (Şekil 3.42) .



Şekil 3.42: Östasi ve göreceli deniz seviyesi (Brown 1989’dan değiştirilerek).

Tektonik ve östasi arasındaki ilişkiden kaynaklanan ve kara üzerindeki bir noktaya göre deniz seviyesindeki alçalma ve yükselmeler “deniz seviyesinin göreceli değişmesi” adı verilmektedir.

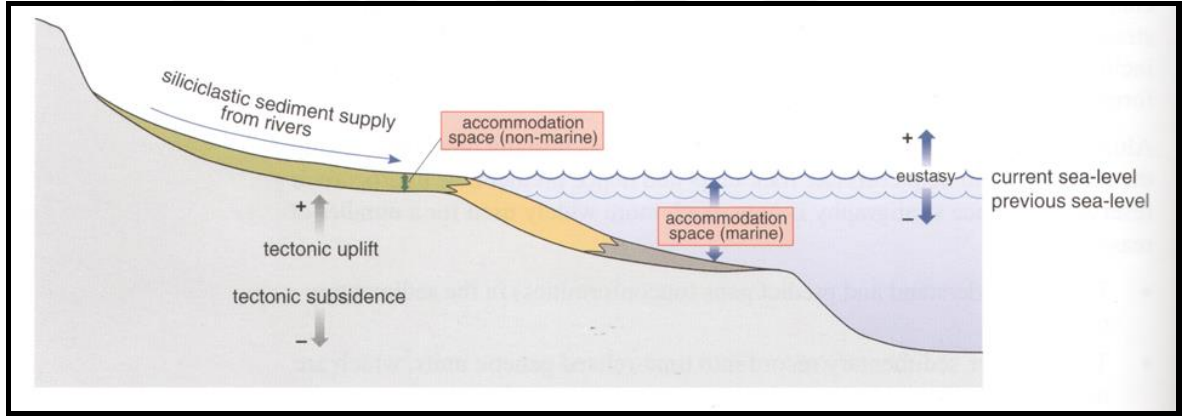
Deniz seviyesinin göreceli değişimleri dört ana faktörden gelişebilmektedir.

- 1) Deniz suyu miktarındaki değişim: Bunun birinci sebebi buzul erimeleridir. Bir ikinci sebep ise, sıcaklık değişimidir. Ortalama okyanus suyu sıcaklığının 10°C artması seviyenin yaklaşık 10m yükselmesine neden olmaktadır. Bu da göstermektedir ki iklimsel faktörlerin suyun artışında ciddi önemi vardır. Global sıcaklık arttığında buzullar erir ve deniz seviyesi yükselir, tersi durumda ise sıcaklık azalması durumunda buzullar artar ve deniz seviyesi düşer.
- 2) Deniz suyu içeren basenlerin hacmindeki değişim: Deniz suyu içeren basenlerin hacmi ve şekli değişebilir. Bunlar okyanusal kabukta oluşan okyanus basenleri ya da kıtasal kabuktan oluşan kıtasal basenler olabilmektedir. Bunun hacim değişiminin sebebi levha tektoniğidir. Okyanus ortası sırt yayılması ve deniz tabanındaki artış, okyanus basenlerinin hacmini azaltır. Sıcak magma yükselerek litosferi okyanus ortası sırtı boyunca kaldırır, bu da okyanusal basenlerin hacmini azaltır ve okyanusların kıtalardaki boşluklara akmasına neden olur. Bunun tersi olarak kıtaların çarpışması durumunda okyanusal basenin hacmi artar ve deniz seviyesi düşer.

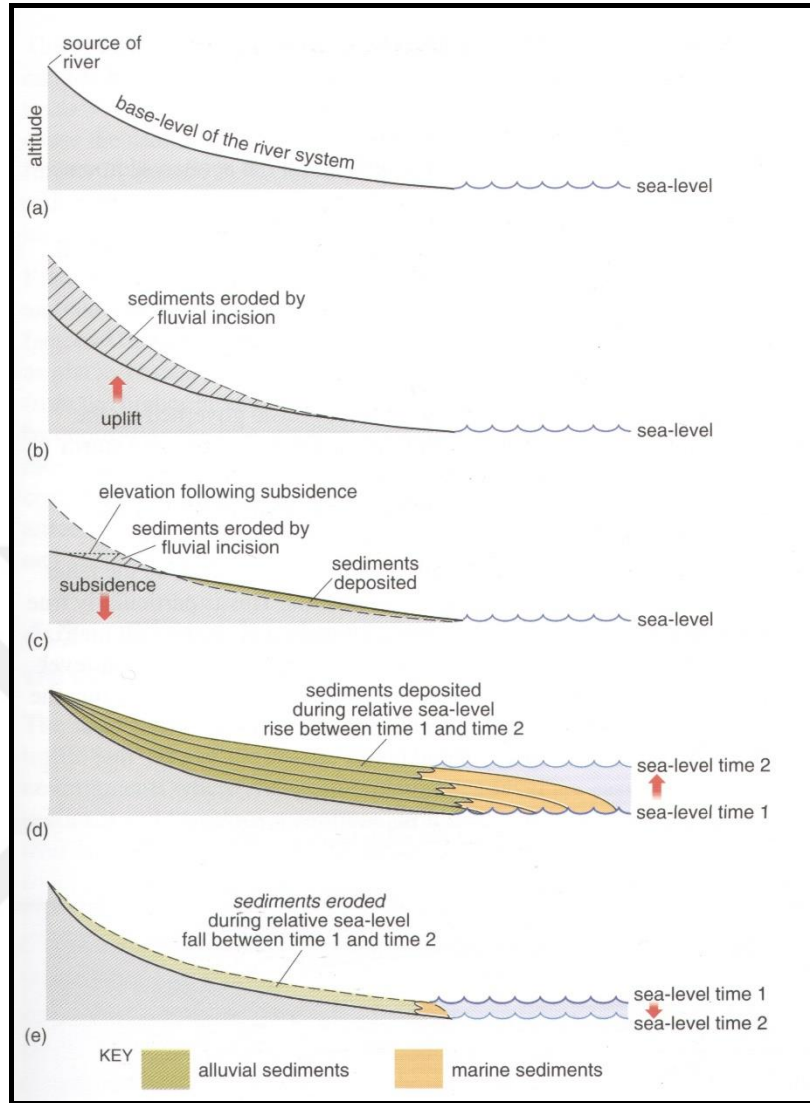
3) Her ikisinin birlikte bileşeni olarak.

4) Gelgit: Denizlerde gözle de gözlenebilen gel git olayları, en kısa periyodlu deniz seviyesi değişimleridir.

Deniz seviyesinde değişme veya tektonik değişimler olması durumunda, denge profili kurulması maksadıyla alüvyonal sedimentler erozyona maruz kalır veya depolanma gösterir (Şekil 3.43 ve Şekil 3.44a). Şekil 3.44b’de yükselim nedeniye meydana gelen erozyon, Şekil 3.44c’de alçalma nedeniye meydana gelen erozyon ya da depolanma, Şekil 3.44’te göreceli deniz seviyesi yükselimi nedeniyle meydana gelen depolanma ve Şekil 3.44’te göreceli deniz seviyesinin düşüşü nedeniyle meydana gelen erozyon görülmektedir.

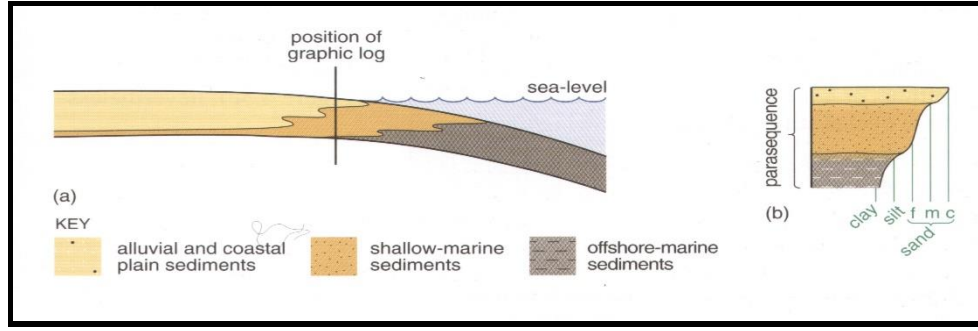


Şekil 3.43: Sediment miktarı, deniz seviyesi ve birikebilme boşluğu (accomandation space) nun arasındaki ilişki (Coe, 2002).

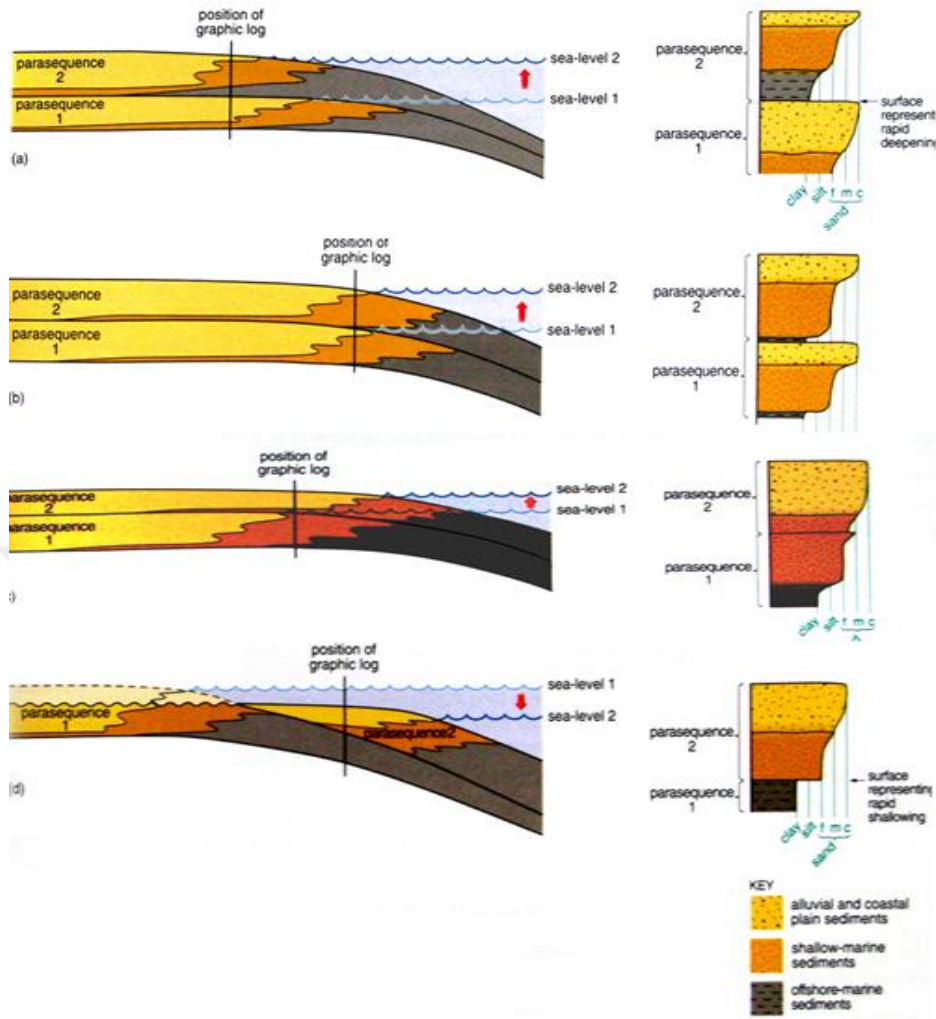


Şekil 3.44: Deniz seviyesi, erozyon ve birikebilme boşluğu ilişkisi (Coe, 2002).

Sequence stratigrafisinde en küçük birim Parasekans'tır (Şekil 3.45 Bir Parasekans (Parasequence), sediment kaynağı ile yatak boşluğu arasındaki dengede, var olan en kısa periyodlu değişimin sonucudur. Şekil 3.46'da bir Parasekansın temsili görünüşü verilmektedir. Şekil 3.46a'da yatak boşluğu oluşum miktarındaki artış sonucu görülen aralanma verilmektedir. Bu durumda Parasequence 2, 1'den kalındır. Şekil 3.46b'de yatak boşluğu oluşum miktarı sabit olduğu durum verilmektedir. Bu durumda Parasequence 1 ve 2 birbirine eşittir. Şekil 3.46c'de yatak boşluğu oluşum miktarı azalımı verilmektedir. Bu durumda Parasequence 1 ve 2 birbirine eşittir. Şekil 3.46c'de yatak boşluğunun miktarı azalımı verilmektedir. Bu durumda ise . Parasequence 2, 1 den kalındır.

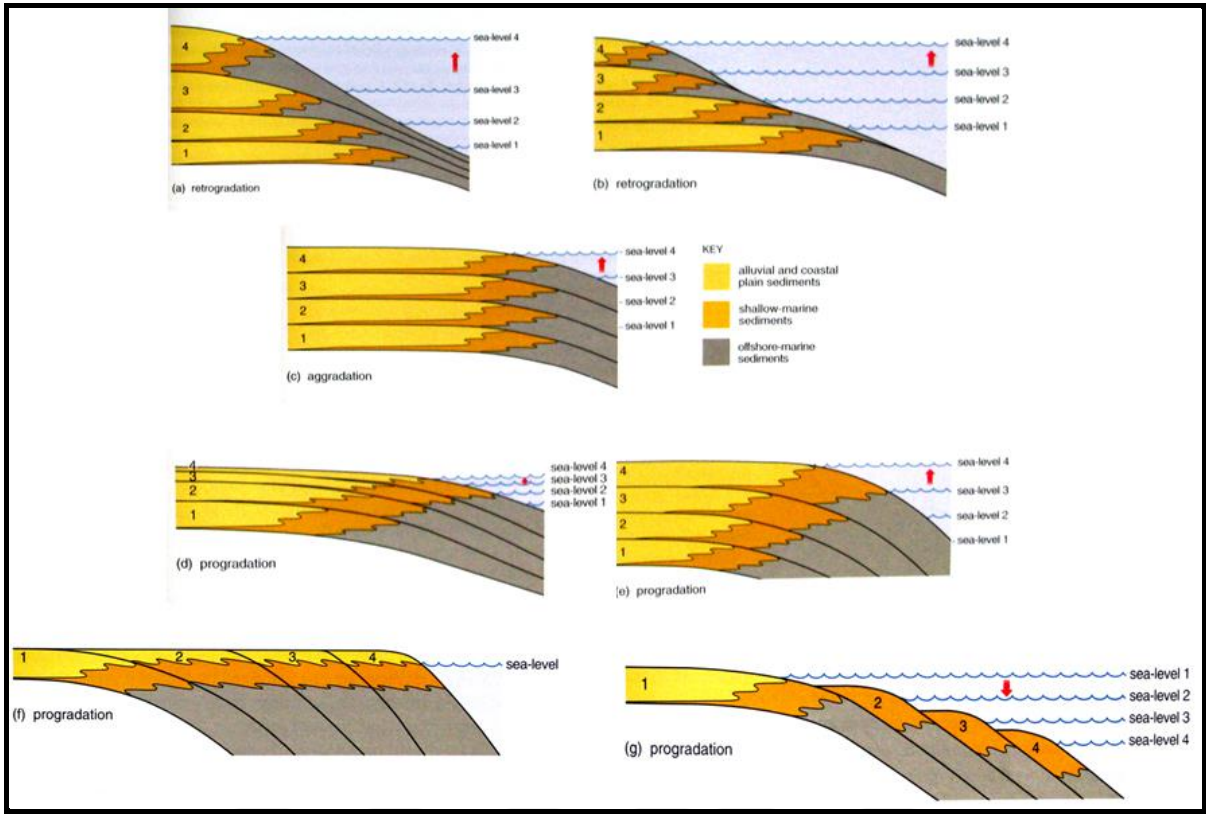


Şekil 3.45: Bir “Parasequence (Parasekans)”ın sembolki gösterimi (Coe, 2002).



Şekil 3.46: Bir parasekansın yatak boşluğunu hacmim değişimi ile bağlantılı gelişimi ve sediment birikimi arasındaki ilişki (Coe, 2002).

Deniz seviyesinin değişimine göre yatak boşluğunu hacmi değişir. Yatak boşluğundaki artış sediment kaynağına göre fazlaysa, her depolanma zonundaki depolanmalar alttaki parasequense göre daha karaya y akın depolanırlar. Bu arılanma türüne **retrogradation** (Şekil 3.47a,b). denir. Eğer, yatak boşluğundaki artış sediment miktarındaki artışa eşit ise üstteki parasequens seti alttaki ile aynı hizada arılanmaya başlar. Bu arılanma türüne ise **aggradation** (Şekil 3.47c) olarak isimlendirilir. Yatak boşluğunun artış oranı sabit sediment artışından az ise, parasequensin arılanması alttakine oranla basene doğru ilerler. Bu arılanma türüne de **progradation** (Şekil 3.47d,e,f,g) adı verilir.

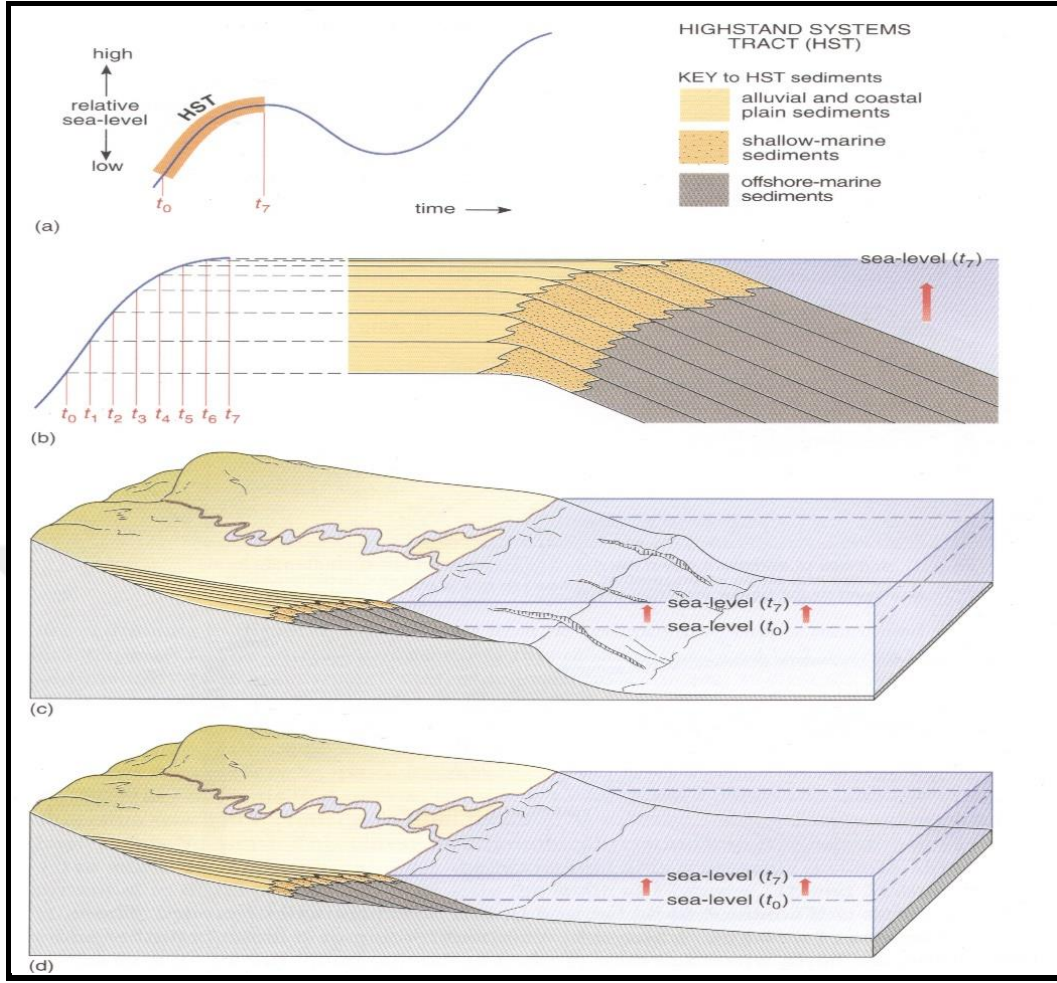


Şekil 3.47: Sediment ardalanması çeşitlerinin sembolik gösterimi (Coe, 2002).

Depozisyonel sekansların oluşumu, yaşları, dağılımı ve çökel karakterleri deniz seviyesindeki göreceli değişimlerin bir sonucudur. Deniz seviyesindeki değişimlere ait bölgesel eğriyi çizebilmek için, sekansların yaşlarının ve olutukları zaman periyodunun, sekansların basende kapladıkları yerlerin ve her bir sekansa ait “Kıyısal Onlap”lerin aşma miktarının bilinmesi gerekmektedir. Deniz seviyesi eğrisi jeolojik zamana göre çizilir ve deniz seviyesindeki göreceli düşmeyi, yükselmeyi ve duraylılığı gösterir. Bu eğrinin çizilebilmesi için stratigrafik kesitlerin bölgesel bir ağına ihtiyaç vardır. Seçilen stratigrafi kesitlerinde Şelf kenarı (Offlap break) ve “Kıyısal Onlap”lerin net bir şekilde görülmesi gerekmektedir. Refleksiyon kalitesinin ve kuyu kontrolünün yeterli ve yapısal deformasyonun en az olduğu sismik kesitler tercih edilmelidir. Denizel sekansların (sequence) analizi için öncelikle sekansların sınırları, yaşları ve dağılımları kıyısal “Onlap) ve “Toplap”lerin belirlenmesi gerekmektedir. Sismik kesitler üzerinde ayırımları yapılan her bir sekans içindeki yansımaların gösterdiği tabakalar, “Onlap) ve “Toplap” şeklindeki yakınsak çökelme limitlerine kadar takip edilerek kıyısal ve denizel fasiyeslerin ayrımı için ortamsal bir yorum şarttır. Mevcut yaş verileriyle sekansların sekansların kapladığı jeolojik zaman aralıkları saptanır.

Şekil 47’de görüldüğü gibi t0- t7 zamanları arasında relatif su seviyesi yükselmektedir ve yeni yatak boşluğu oluşmaktadır. t0-t1 ve t1-t2 aralıklarında oluşan yatak boşluğu miktarları eşittir. Her parasekans içerisindeki sediment miktarlarının da eşit olduğu gözönüne alındığında, bu ortamda aggradational bir ardalanmanın gerçekleşeceği açık bir şekilde anlaşılmaktadır. t2 ile t3 arasındaki döneme bakıldığında yine bir yatak boşluğu oluştuğu görülmektedir. Ama oluşan bu yatak boşluğu alttakine nazaran gittikçe azalmaktadır. Bu durumda parasekans, alttakine göre progresyon gösterecek yani ilerleyecektir. Böylece oluşan parasekanslar basene doğru ilerleme gösterecektir. Maksimum relatif deniz seviyesi yükselimi ile maksimum relatif su seviyesi arasında depolanan sediment paketine “**Highstand Systems Tract**” adı verilir.

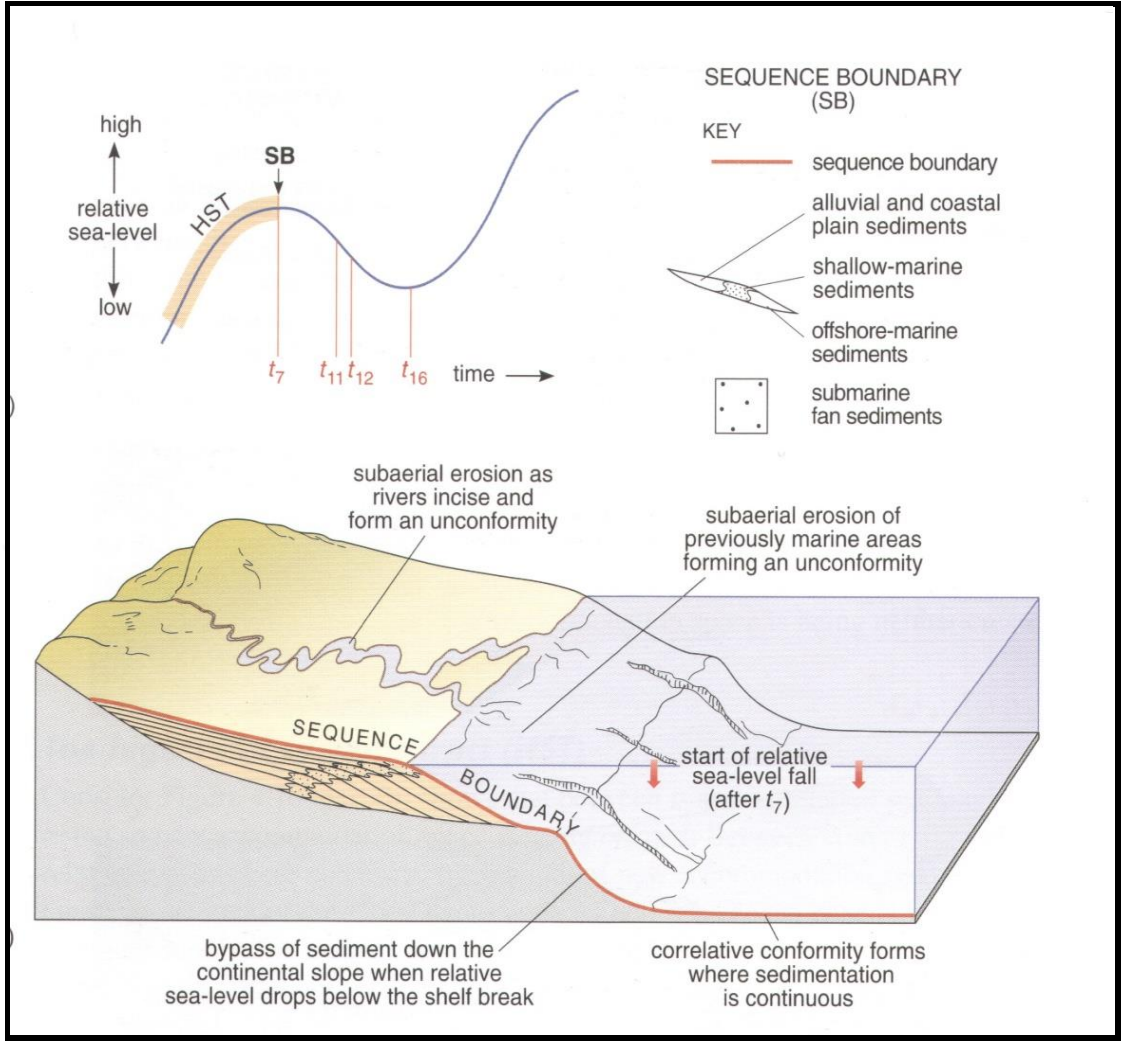




Şekil 3.48: Highstand Systems Tract (HST) oluşumunun sembolik gösterimi(Coe, 2002).

Şekil 3 48’de görüldüğü gibi t_7 ’nin hemen sonrasında göreceli deniz seviyesi düşmeye başlar. Deniz seviyesi kıyasal sedimentlerin üst seviyesinin altında kalır ve denge profili kurulması açısından erozyona uğramaya başlar.

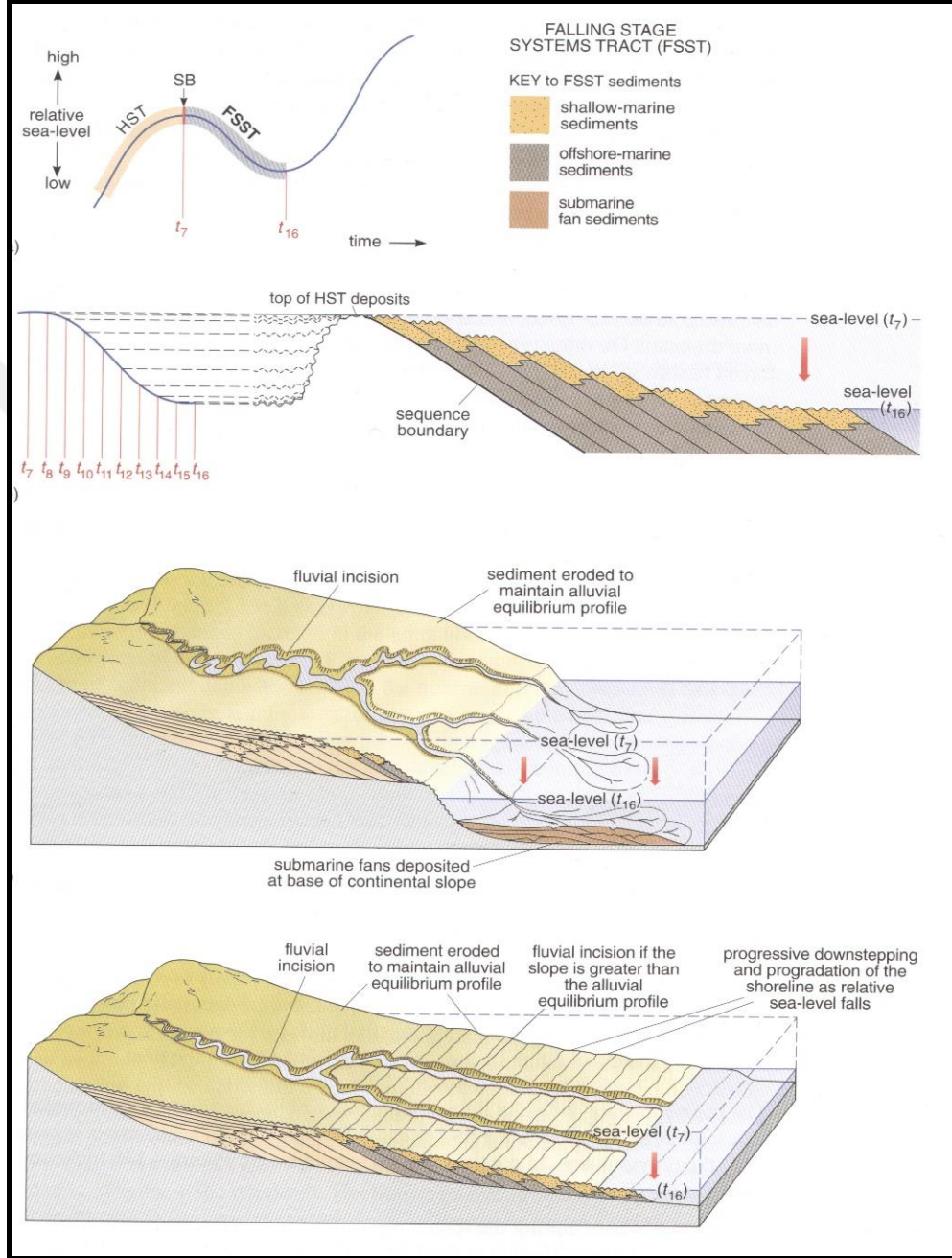
Kazınan sedimentler yakınlarda değil de basen içine doğru yer buldukları yerlerde depolanırlar. Bunun sonucu olarak kıyıya yakın olan proximal bölgede Bir uyumsuzluk yüzeyi oluşmaya başlar. Su seviyesi düşmeye devam ettikçe daha fazla sediment erozyona uğrar. Basen içerisine daha çok sediment ulaşır. (t_{11} ve t_{12} arasında maksimum düşüşün olduğu noktaya kadar).Bu olay t_{16} ’daki en düşük relatif su seviyesine kadar devam eder. Sonra su seviyesi tekrar yükselmeye başlar ve by-pass bölgesi su altında kalana kadar sediment geçişi sürer, fakat aşınma durur. Bu değişimler uyumsuzluk yüzeyleri oluştururlar. Bu uyumsuzluk yüzeylerine “**Sequence Boundary (Sekans Sınır)**” adı verilir (Şekil 3.49).



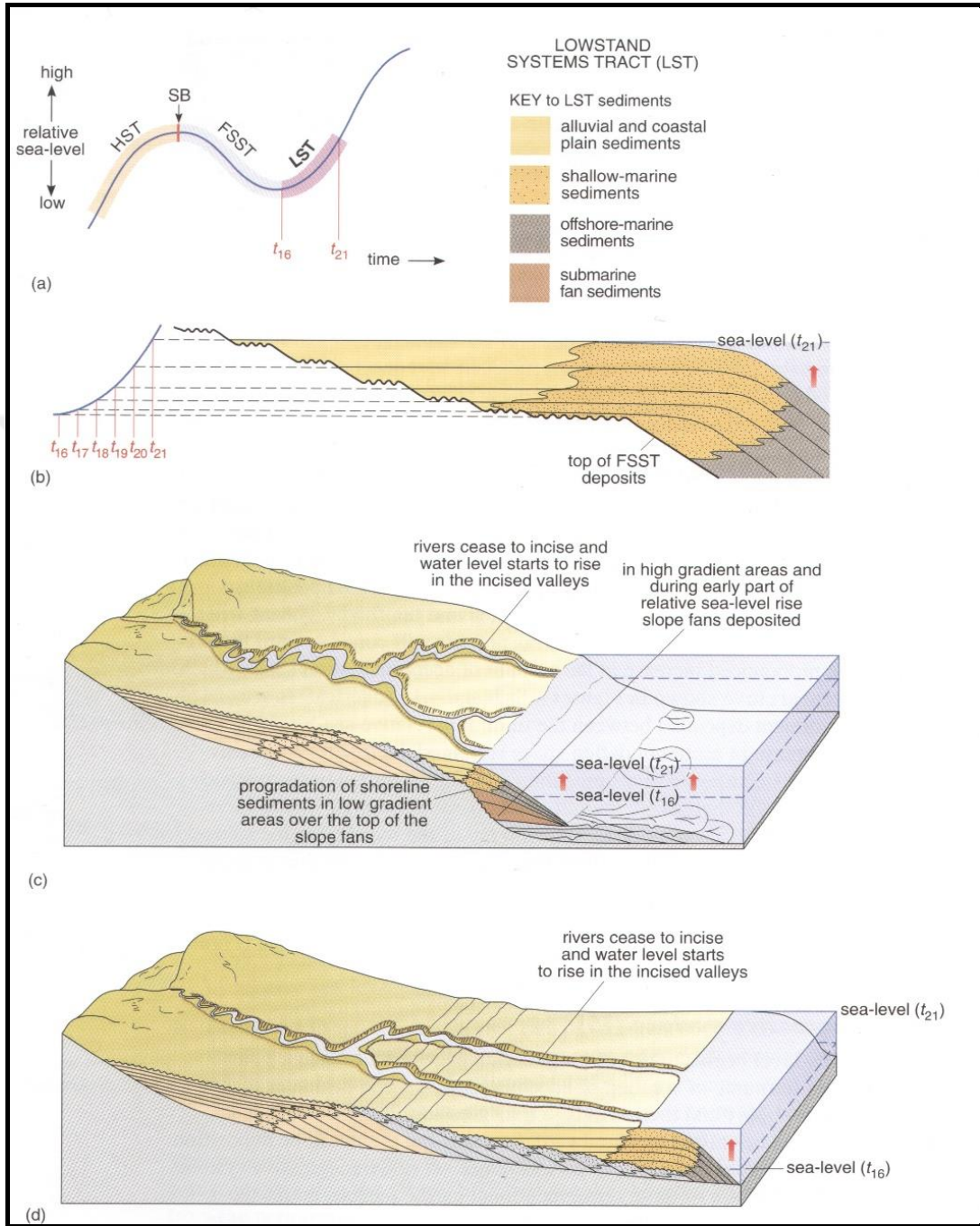
Şekil 3.49: Sekan Sınırı (Sequence Boundary)’nın sembolik gösterimi (Coe, 2002).

Göreceli su seviyesinin düşmesi ve artan erozyon birleşince, ilerleme basen içine doğru gelişir. t_7 ile t_{16} arasındaki, yani deniz seviyesi düşüşü esnasındaki depolanan sedimentlere “**Falling Stage Systems Tract (FSST)**” oluşur (Şekil 3.50).

t_{16} ’da teorik eğriye bakarsak göreceli deniz seviyesi düşüşü minimuma ulaşır ve yatak boşluğunda bir artma veya azalma olmaz. t_{17} ’de küçük bir miktar yatak boşluğu oluşur, bu da kıyının alttaki halinden yukarıya doğru çıkmasını sağlar, ilerleyen denizel sedimentler depolanmaya başlar ve akış sistemi de aşındırmayı durdurur. Bu olay t_{21} ’e kadar devam eder. Minimum relatif deniz seviyesi ile yatak boşluğunun artışı arasında oluşan sediment depolanmasına “**Lowstand Systems Tract (LST)**” denilmektedir (Şekil 3.51).



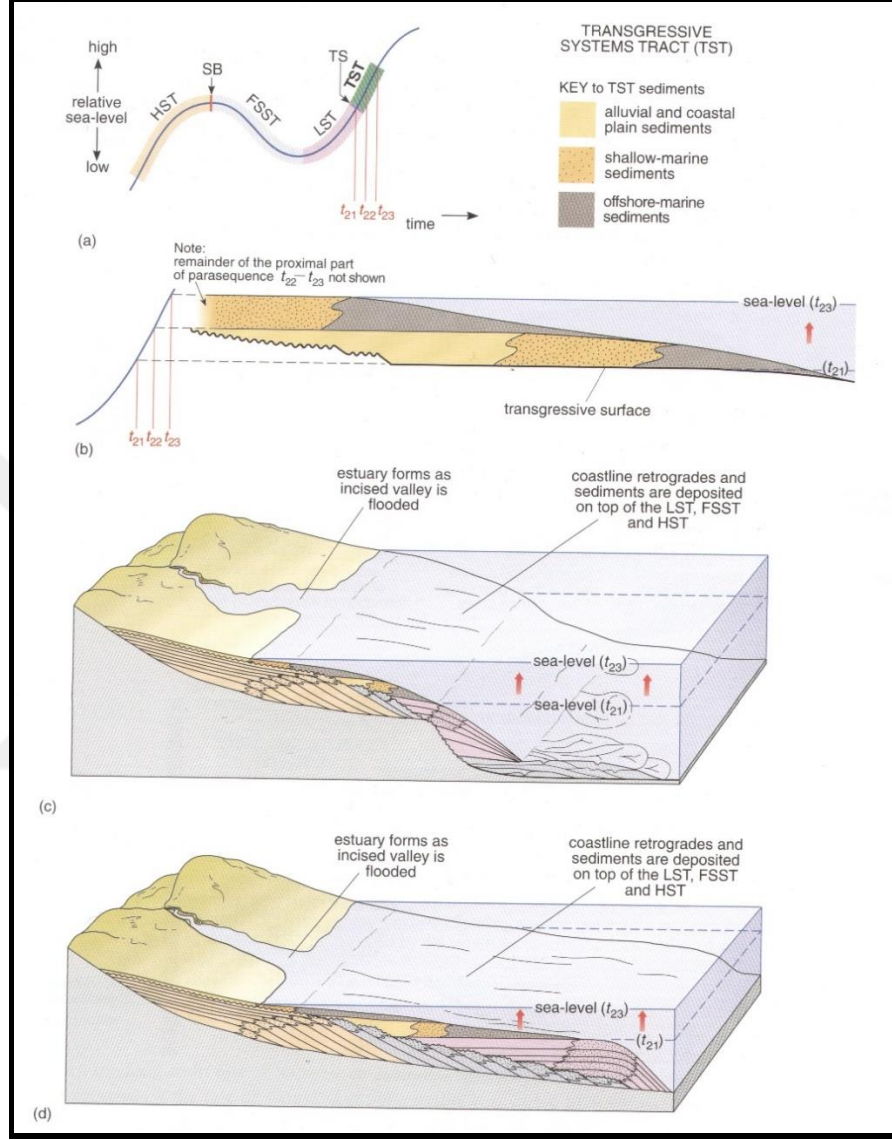
Şekil 3.50: “Falling Stage Systems Tract” oluşumunun sembolik gösterimi (Coe, 2002).



Şekil 3.51: “Lowstand Systems Tract” oluşumunun sembolik gösterimi (Coe, 2002).

Transgresif yüzeyin üzerinde “**Transgressive Systems Tract**” oluşur. Yatak boşluğunun artışı oranı, sediment miktarından fazla olduğu aralıkta gerçekleşen bir oluşumdur (t_{21} ve t_{23} arasında). Bu sistemde sedimentler distal (basene yakın) alandan çok proximal (karaya yakın)

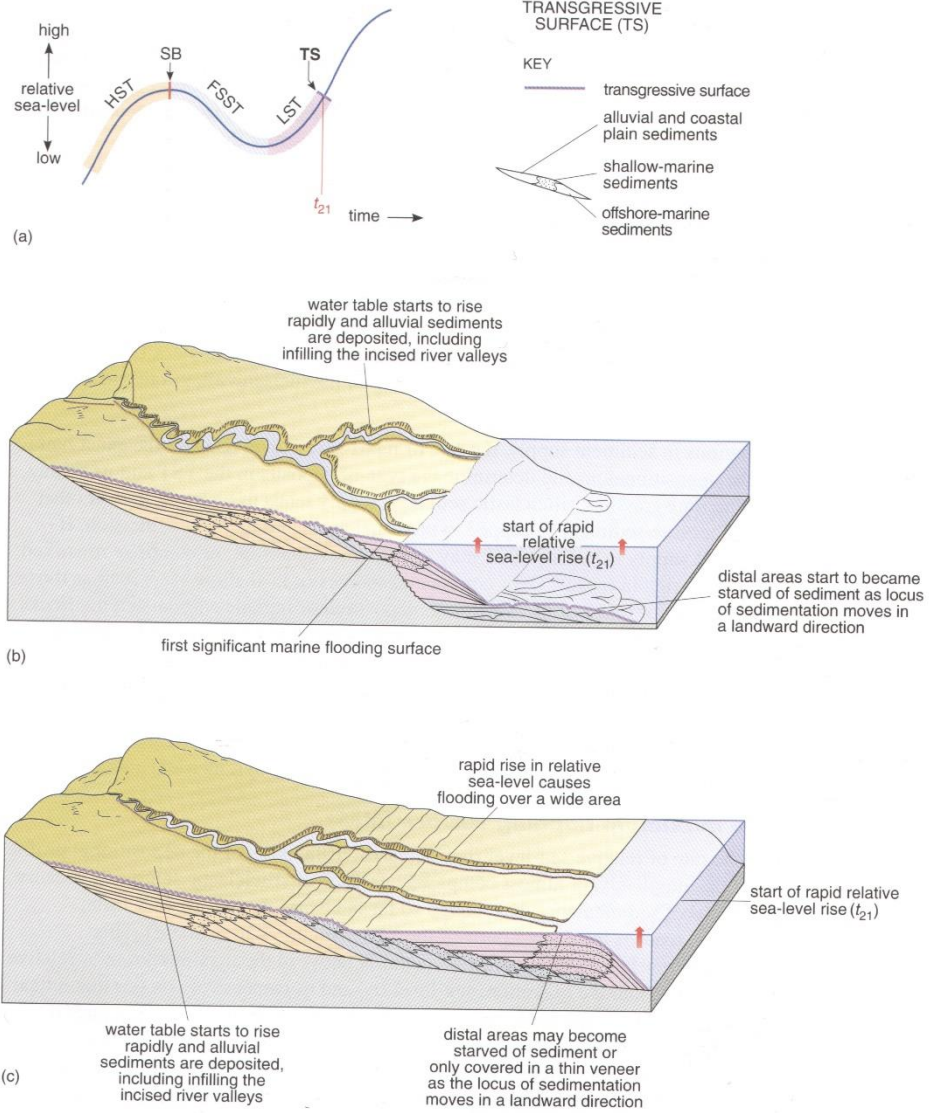
alandan birikirler. “Transgresif Systems Tract”ın parasekansları (Şekil 3.52) retrogradational depolanma gösterirler.



Şekil 3.52: “Transgressive Systems Tract” ve parasekanslarının temsili gösterimi (Coe, 2002).

Göreceli deniz seviyesi önemli ölçüde yükselmeye başlar, yatak boşluğunun sediment kaynağından daha fazla olduğu noktaya ulaşır ve transgresyon gerçekleşir. Sedimentasyon karaya doğru döner ve retrogradational parasekanslar ya da setler depolanmaya başlar, bu

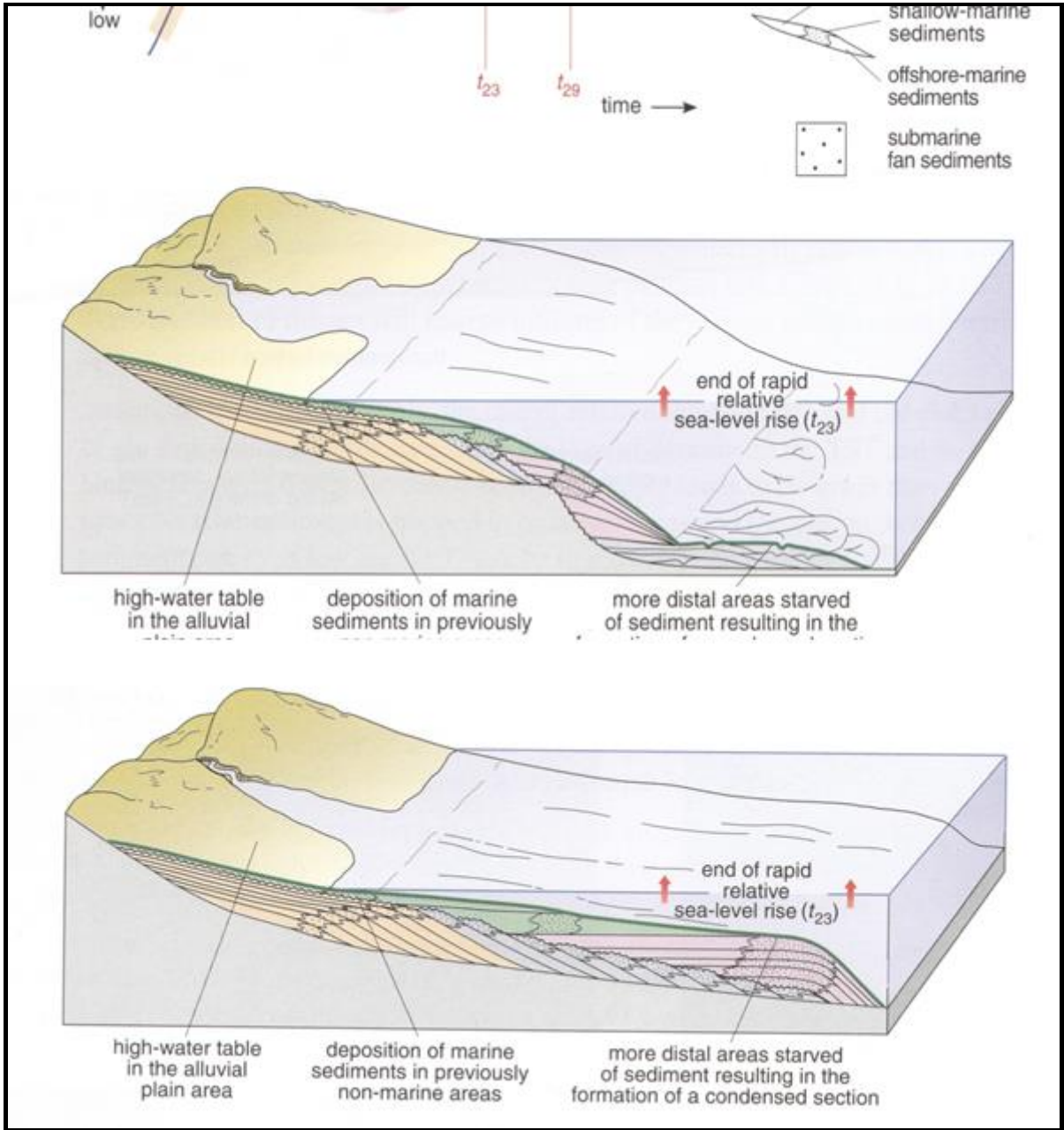
retrogradational parasequencesin tabanına “**Transgressive Surface (Transgresif Yüzey)**” denir (Şekil 3.53).



Şekil 3.53: “Transgressive Surface (Transgresif Yüzey)”in sembolik gösterimi(Coe, 2002).

Deniz suyu yükselim oranı artıncadistal (uzak) bölgeler tamamen ya da hemen hemen tamamen silikastik sedimentler yönünden fakirleşir.

Çünkü sedimentasyon yeri karaya uzak değildir. Dolayısıyla basenin derin kısımlarına çok az sediment ulaşır. Deniz tabanı uyumsuzluk yüzeyinin üst sınırına “**Maximum Flooding Surface**” denir (Şekil 3.54).



Şekil 3.54: “Maximum Flooding Surface” oluşumunun sembolik gösterimi (Coe, 2002).

3.6.ÇALIŞMA ALANINDA KULLANILAN VERİLER

Çalışma alanı iki bölümde ele alınmıştır.

- İlk alan Kurbağlıdere'nin Marmara Denizi ile bağlandığı koya döküldü alan ve mansap kısmındaki veriler
- Marmara Denizi kuzey şelf alanında toplanan veriler.

3.6.1 Kurbağlıdere'nin Mansap Kısmı ve Döküldüğü Koyda Toplanan Veriler

3.6.1.1. Sığ Deniz Sismiği Verileri

Proje sahasında deniz tabanından itibaren ilk 50 m derinliğe kadar tabakaların düşey ve yatay yöndeki değişiminin belirlenmesi için Yüksek Çözünürlüklü Sismik yansıma çalışması gerçekleştirilmiştir. Denizde Yüksek çözünürlüklü sismik yansıma çalışması için kullanılan tekne aşağıdaki ekipmanlar ile donatılmıştır(Şekil 3.55). İnceleme alanı mansap bölümü ve döküldüğü yerde toplanan sismik verilerin koordinatları Tablo 3.2 'de ve sismik hatların vaziyet planı şekil 3.56'da gösterilmiştir.

- 8 Elementli Streamer
- Geo-Boomer
- Geo-Power 1000 J PSU
- GNSS Sistemi
- 7,5 kWa Jeneratör
- Dizüstü bilgisayar
- Geo Acquisition veri toplama ve Navigasyon Yazılımı

Streamer'daki hidrofonlar 1-10000 Hz aralığında veri toplama özelliğine sahiptir. 10 kHz örnekleme frekansı kullanılarak veriler toplanmıştır. Enerji kaynağı olarak 100 J ve kayıt süresi ise 60 ms olarak seçilmiştir. Hangi her bir hattın ne kadar süre ile alındığı ve koordinatları aşağıdaki tabloda verilmiştir.

Tablo 3-2: İnceleme alanı mansap bölümü ve döküldüğü yerde toplanan sismik verilerin koordinatları.

		KOORDİNATLAR (WGS84-TM: 30 ⁰ Doğu)					
Hat No:	Data No:	Başlangıç		Bitiş		Profil Uzunlukları (m)	Kayıt Süresi (ms)
1.hat	13-CH-1	40° 58' 51.627'' N	29° 01' 59.975 E	40° 58' 46.400'' N	29° 02' 00.329'' E	197,01	60
2.hat	15-CH-1	40° 58' 53.312'' N	29° 02' 00.122'' E	40° 58' 28.118'' N	29° 02' 02.554'' E	784,9	60
3.hat	16-CH-1	40° 58' 42.761'' N	29° 02' 14.824'' E	40° 58' 45.782'' N	29° 01' 45.986'' E	684,43	60
4.hat	17-CH-1	40° 58' 45.664 '' N	29° 01' 55.127 E	40° 58' 58.035'' N	29° 02' 02.9461'' E	442,36	60
5.hat	18-CH-1	40° 58' 54.669'' N	29° 02' 02.096'' E	40° 58' 44.333'' N	29° 01' 56.335'' E	351,76	60
6.hat	19-CH-1	40° 58' 42.253'' N	29° 01' 54.719'' E	40° 58' 44.885'' N	29° 01' 55.993'' E	87,69	60
7.hat	20-CH-1	40° 58' 48.140'' N	29° 01' 58.005'' E	40° 58' 58.038'' N	29° 02' 03.325'' E	333,52	60
8.hat	22-CH-1	40° 59' 00.283'' N	29° 02' 03.550'' E	40° 59' 12.153'' N	29° 02' 04.362'' E	368,94	60
9.hat	23-CH-1	40° 59' 10.589'' N	29° 02' 03.740'' E	40° 59' 03.398'' N	29° 02' 02.943'' E	222,91	60
10.hat	25-CH-1	40° 58' 57.524'' N	29° 02' 03.135'' E	40° 59' 00.635'' N	29° 02' 03.469'' E	10,,3	60
11.hat	26-CH-1	40° 59' 02.228'' N	29° 02' 03.410'' E	40° 59' 11.827'' N	29° 02' 04.457'' E	302,86	60
12.hat	27-CH-1	40° 59' 12.268'' N	29° 02' 04.287'' E	40° 58' 59.066'' N	29° 02' 02.987'' E	411,01	60
13.hat	Test 4-CH-1	40° 58' 55.116'' N	29° 02' 01.467'' E	40° 59' 10.295'' N	29° 02' 03.795'' E	481,41	30



Şekil 3.55: Sismik yansıma verisinin toplanmasında kullanılan ekipmanlar.

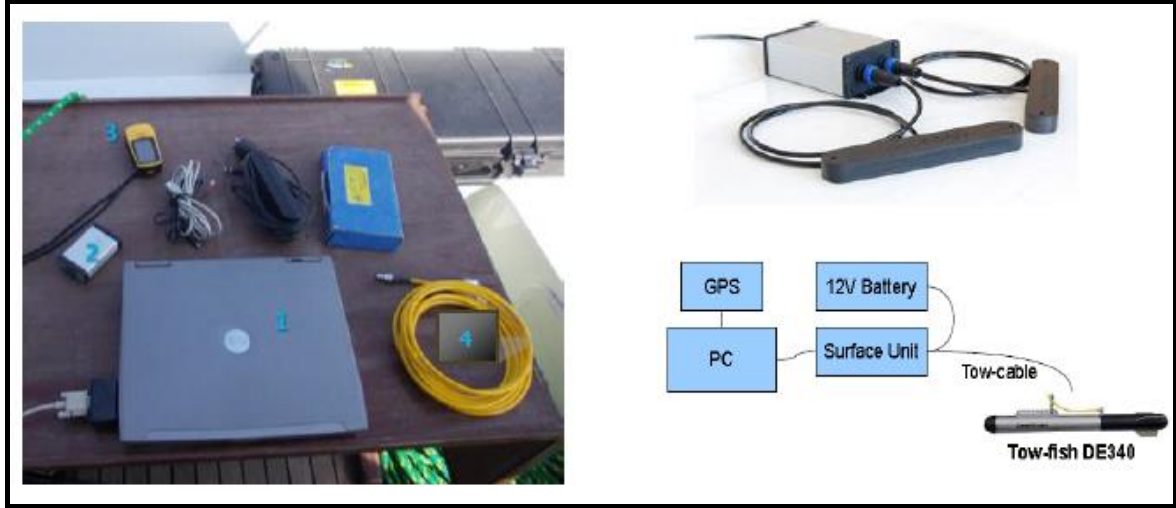


Şekil 3.56: Sismik hatların vaziyet planı.

3.6.1.2. Yanal Taramalı Sonar Verileri

Deniz tabanının yüzey yapısının özelliklerini saptamak amacıyla DeepVision AB marka, tek frekanslı (340 kHz) sayısal veri toplama ve işleme özelliğine sahip yan taramalı sonar (Side Scan Sonar) sistemi (Şekil 3.57) kullanılmıştır. Bu sistem esas olarak, akustik sinyaller gönderen balık (Towfish, Hull Mount System; model DE340), Kevler kablo, PC, bilgisayar ara

birimi olan Surface Unit SU232 ve yedekleme kablosu ile DeepView_2_3_RC veri toplama ve işleme yazılımından oluşmaktadır. Sistem 12 VDC ile çalışmaktadır.



Şekil 3.57: Yanal taramalı sonar sistemi.

Çalışmalar süresince tekne hızı sabit tutulmuş ve bu sayede standart bir veri kalitesi elde edilmiştir. Sahada veriler DeepVision marka side scan sonar üretici firmasının geliştirdiği hem veri toplama da hem de veri işleminde DeepView4 yazılımı kullanılmıştır. Program dvs ve xtf uzantılı sonar verilerini desteklemektedir. Sonar görüntülerini kmz, kml, png, geotif olarak çıktı alabilme özelliğine sahiptir. Yanal taramalı sistemin özellikleri Tablo 3.3’de verilmektedir.

Tablo 3-3: Yanal taramalı sistemi ve birimlerinin genel özellikleri özellikleri.

<u>Towfish</u>		<u>Hull Mount System</u>	
	DE340		HM340
Frequency	340 kHz	Frequency	340 kHz
Horizontal Beamwidth	0.9°	Horizontal Beamwidth Short Transducer	1.8°
Vertical beamwidth	60°	Horizontal Beamwidth Long Transducer	0.9°
Range Resolution	10 cm	Vertical beamwidth	60°
Max Operating Depth	100 m	Range Resolution	10 cm

Yan Taramalı Sonar gözlem çalışmalarında kullanılan DeepVision marka Hull Mount System bir demir çubuk ile tekneye bağlanarak sabitlenmiş ve deniz yüzeyinden yaklaşık 50 cm aşağıda

tutularak ölçüm alınmıştır. Çalışmalar süresince tekne hızı sabit tutulmuş ve bu sayede standart bir veri kalitesi elde edilmiştir.

Çalışma sahasında toplanan yandan taramalı sonar hatları 2 profilden (Şekil 3.58) oluşmaktadır. Yanal tarama sonarı geometrisinin iyi çalışması ve sağlıklı veri toplamak için tekne hızının 3-4 knot arasında kalması sağlanarak deniz tabanındaki cismin gerçek boyut ve geometrisi ile görüntülenmesini sağlanmıştır (Şekil 3.59).



Şekil 3.58: Yanal taramalı sonar profilleri ve vaziyet planı.

Yandan taramalı sonar veri toplamada kullanılan parametreler:

Kullanılan Sistem : DeepVision marka Hull Mount System Side Scan Sonar

Kullanılan GNSS : Pentax 3G 888

Gemi Hızı : 3-4 Knot

Tarama Menzili : Her kanal için 2X40 m

Çalışma Frekansı : 340 kHz

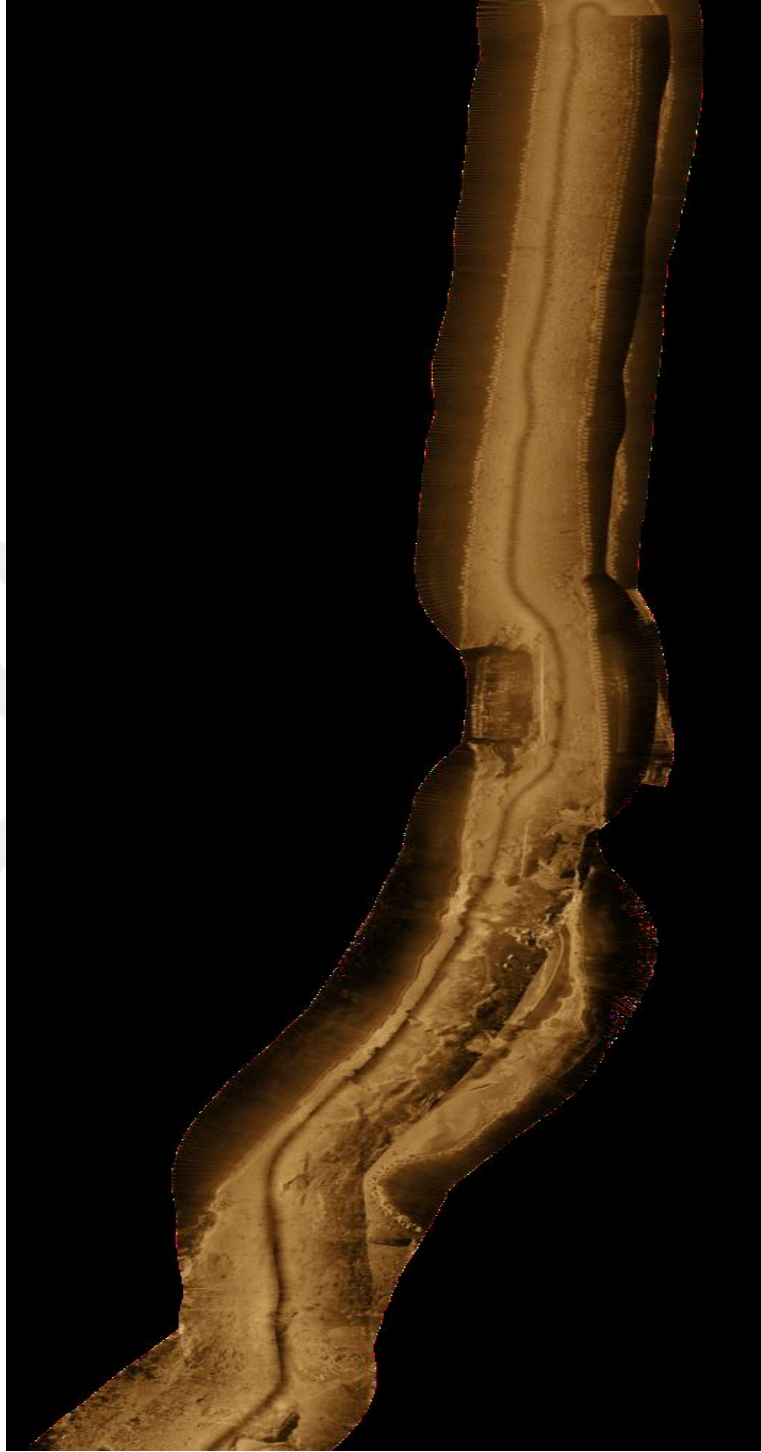
Filtre Tipi : Cleanup Filter, Position Filter, Ground Range

Projeksiyon(Datum) : TM30-WGS84

Profil aralıkları : 5 metre (%50 katlama yapacak şekilde)

Toplam Hat Sayısı : 2





Şekil 3.59: İnceleme alanında elde edilen sonar görüntüsü.

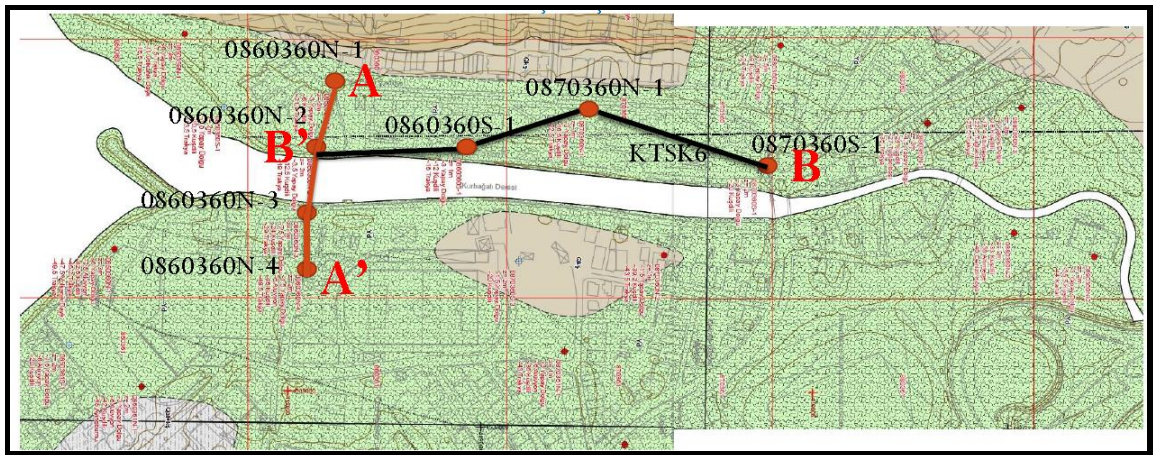
3.6.1.1. Sondaj Verileri

İnceleme alanında yeni bir sondaj çalışması yapılmamıştır. İnceleme alanında İBB tarafından yapılan önceki çalışmalara ait sondajlardan 7 lokasyonda (Şekil 3.60) derinlikleri 15 ile 49,5 m arasında değişen sondajlar değerlendirilmiştir. İBB'nin mikrobölgeleme amaçlı yapılan sondaj verileri sismik verilerle birlikte dolgu kalınlığı, ana kaya derinliği belirlemede ve jeolojik enine kesitlerin elde edilmesinde kullanılmıştır. Kullanılan sondajların koordinatları Tablo 3.4'te verilmektedir.

Tablo 3-4: Kullanılan sondaj verilerinin koordinatları ve derinlikleri (İBB).

Sondaj No	X	Y	Kot(m)	Derinlik(m)
0860360N-1	4539179.157	418627.603	2	21,90
0860360N-2	4539157.46	418695.485	2	19
0860360N-3	4539149.091	418761.508	1	29
0860360N-4	4539150.331	418815.751	2	49,5
0870360S-1	4539308.702	418694.935	2	20
0870360N-1	4539431.654	418655.673	1	22,5
0860360S-1	4539611.01	418713.105	1	15

Ayrıca sondaj çalışmaları sırasında gerçekleştirilen Standart Penetrasyon Testleri (SPT) de verilerle birlikte değerlendirilmeye alınmış olup ve elde edilen sonuçlar bulgular kısmında verilecektir.



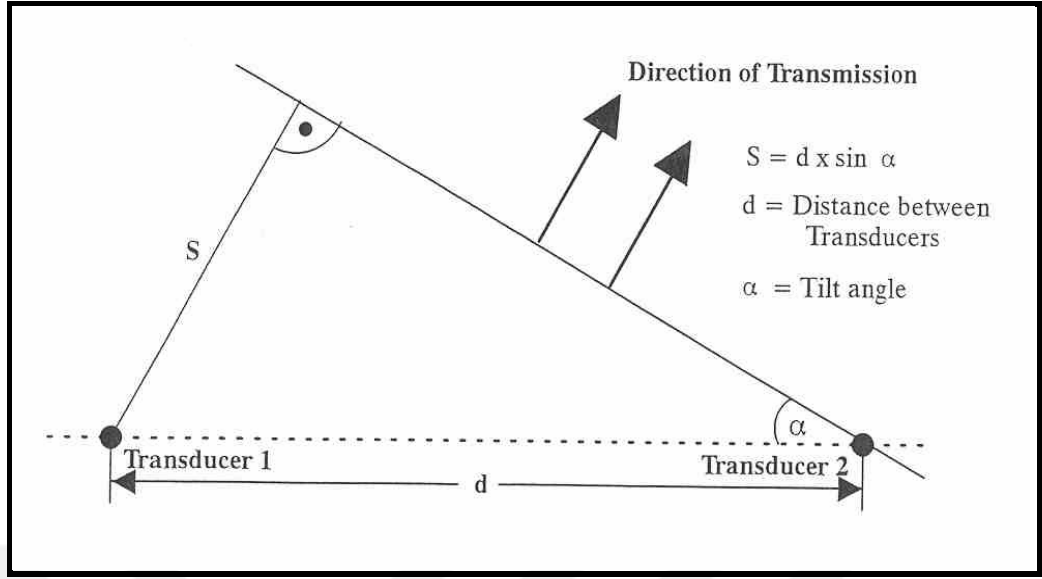
Şekil 3.60: Çalışma alanındaki sondaj verilerinin lokasyonları.

3.6.2. İstanbul Boğazı Marmara Denizi Çıkışındaki Kuzey Şelf Alanında Toplanan Veriler.

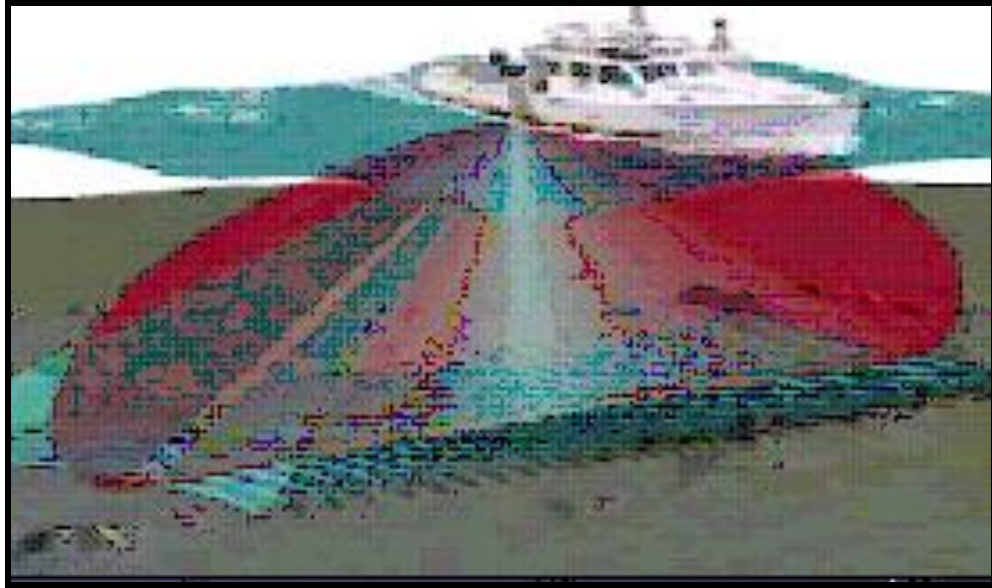
3.6.2.1. Çok-ışınlı (Multi-beam) Batimetrik Veriler

Multi-beam echosounder verisi AlliedSignal ELAC Nautik (Alman) Firmasının veri toplama cihazı ile toplanmıştır. Echosounder sistemi 180-kHz uygulama ile 700 m derinliğe kadar hızlı ve sürekli derinlik araştırması imkanı sağlamaktadır. Cihazın işleyişi sırasında akustik dalga iletim yolları Şekil 3.61’de görülen bağıntı ile hesaplanmaktadır. Sistemin ürettiği ışın yolları demetinin semboli gösterimi Şekil 3.62’de görülmektedir. Şekil 3.63’te ise sistemin GPS sistemi ile ilişkisi verilmiştir.

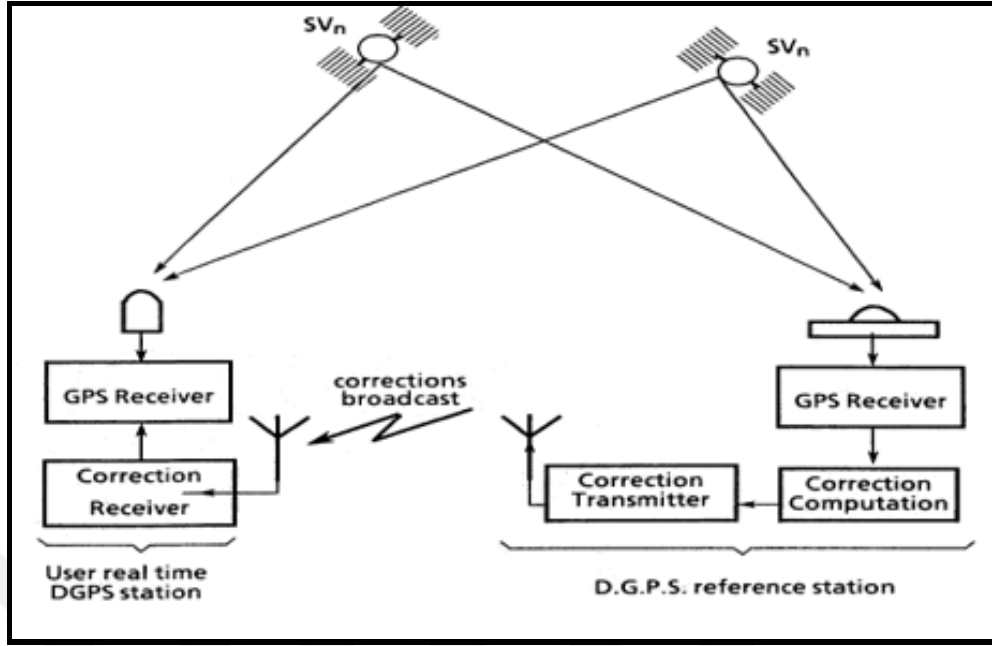




Şekil 3.61: Akustik dalga iletimi bağıntısı ve geometrisinin gösterimi.

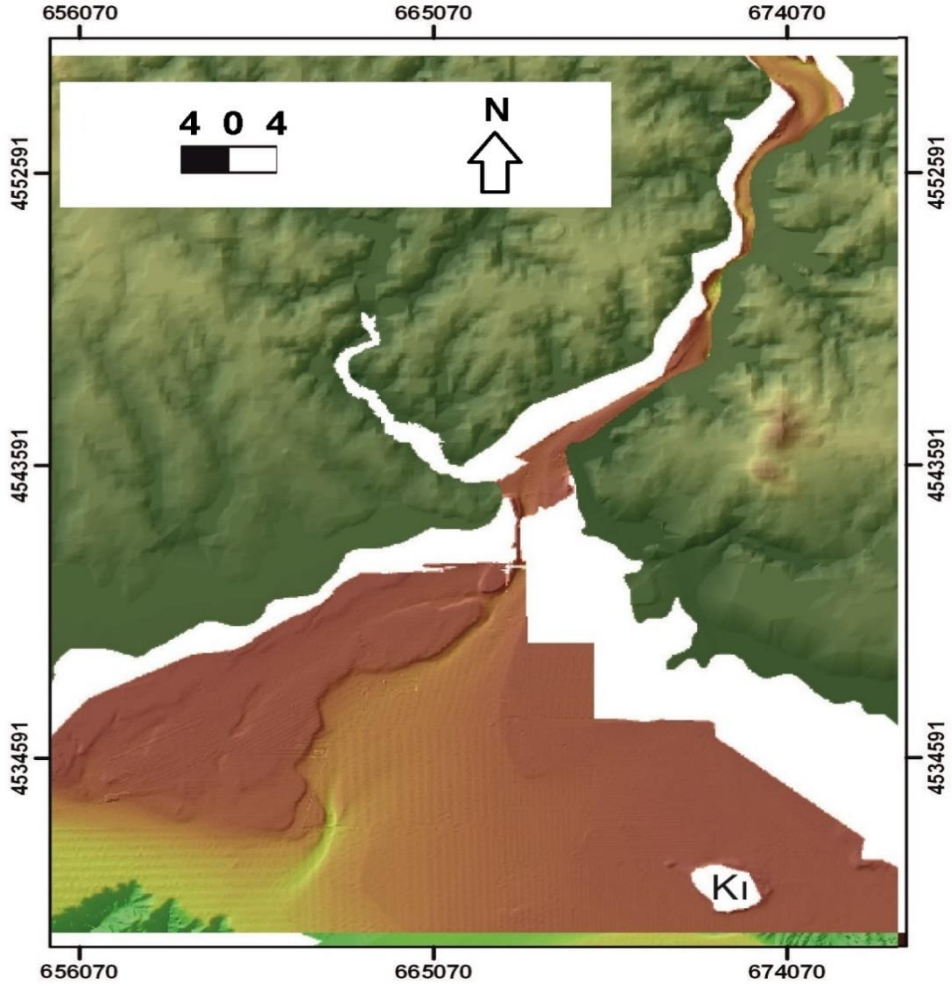


Şekil 3.62: Sistem ile elde edilen kavramsal ışın geometrisinin sembolik gösterimi.



Şekil 3.63: Diferansiyel GPS Sistemi.

Bu sistemle toplanan veriler ArcGIS 10 haritalama yazılımı kullanılarak çalışma alanındaki batimetri verileri haritalanarak deniz dibi topoğrafya haritası elde edilmiştir (Şekil 3.64).



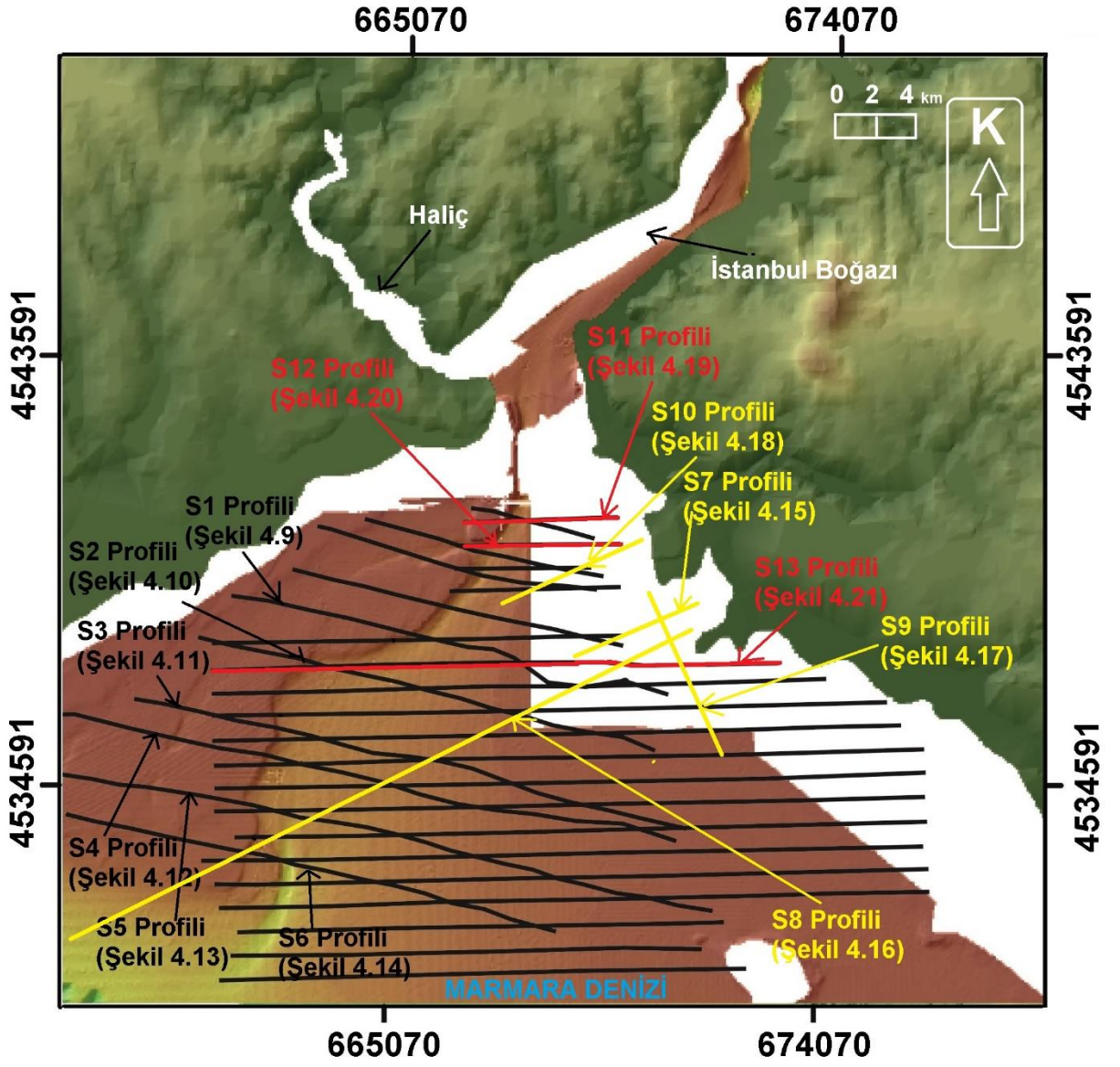
Şekil 3.64: Deniz dibi topografya (batimetri) haritası.

3.6.2.2. Sığ Sismik Veriler

Bu tez çalışmasında kullanılan sismik veriler Bu veriler T.C. Dz.K.K.'lığı Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı bağlısı 'Çubuklu' araştırma gemisi tarafından Boomer enerji kaynağı kullanılarak tek kanallı olarak toplanmıştır. 1992, 1993, 1995, 1997 ve 1999 yıllarında değişik amaçla gerçekleştirilmiş çalışmalar sırasında toplanan ve aynı kurumun arşivlerinde yer alan söz konusu veri, İstanbul Boğazı ile boğazın Marmara Denizi ve Karadeniz şelfleri üzerindeki kanyonları kapsayan verilerden oluşmaktadır. Veriler analog toplanmış olup kağıt çıktılar taranarak sismik kesit görüntüleri elde edilmiştir. Uniboom analog sismik sistem; sismik enerji ünitesi (300 J), transducer, tek kanallı hidrofon streamer ve analog kayıtçıdan oluşmaktadır. Kayıt sırasında gemi hızı ortalama 4 knot olarak belirlenmiştir. Kağıt üzerindeki kayıt uzunluğu ise kayıt sırasında 100, 200 ve 400 ms gibi değişken olarak belirlenmiştir. Gemi

pozisyonu Trisponder sistemi ile saptanmıştır. Kullanılan tüm sığ sismik veriler Şekil 3.65'te verilmektedir.





Şekil 3.65: Tek kanallı sığ sismik yansıma verilerinin lokasyon haritası.

4. BULGULAR

4.1. KURBAĞLIDERENİN MANSAP KISMI VE DÖKÜLDÜĞÜ KOYDA TOPLANAN VERİLERİN YORUMU

4.1.1.Sondaj Verilerinin Yorumu

Kurbağlıdere mansap bölümünün iki tarafında gerçekleştirilmiş 7 adet sondajdan alınan karotların incelenmesi sonucunda her bir sondaj kuyusuna ait litolojik birimler Tablo 4.1’de görüldüğü jeolojik olarak isimlendirilmiştir.

Tablo 4-1: Sondaj verilerinin jeolojik değişimi.

Sondaj No:	Derinlik:	Jeolojik Formasyon:
0860360N-1	0,00-3,00 m	Yapay Dolu
	3,00-6,00 m	Kuşdili Formasyonu
	6,00-21,90 m	Trakya Formasyonu
0860360N-2	0,00-3,50 m	Yapay Dolgu
	3,50-12,50 m	Kuşdili Formasyonu
	12,50-19,00 m	Trakya Formasyonu
0860360N-3	0,00-7,50 m	Yapay Dolgu
	7,50-24,0 m	Kuşdili Formasyonu
	24,00-29,00 m	Trakya Formasyonu
0860360N-4	0,00-1,50 m	Yapay Dolgu
	1,50-6,00 m	Alüvyon
	6,00-45,00 m	Kuşdili Formasyonu
	45,00-49,50 m	Trakya Formasyonu
0870360S-1	0,00-3,00 m	Yapay Dolgu
	3,00-20,00 m	Kuşdili Formasyonu
0870360N-1	0,00-3,00 m	Yapay dolgu
	3,00-16,50 m	Kuşdili Formasyonu
	16,50-22,50 m	Trakya Formasyonu
0860360S-1	0,00-3,00 m	Yapay Dolgu
	3,00-12,00 m	Kuşdili Formasyonu
	12,00-15,00 m	Trakya Formasyonu

Tablo 4-2: Arazi çalışma sırasında yapılan SPT değerlerine göre birimlerin mühendislik özellikleri.

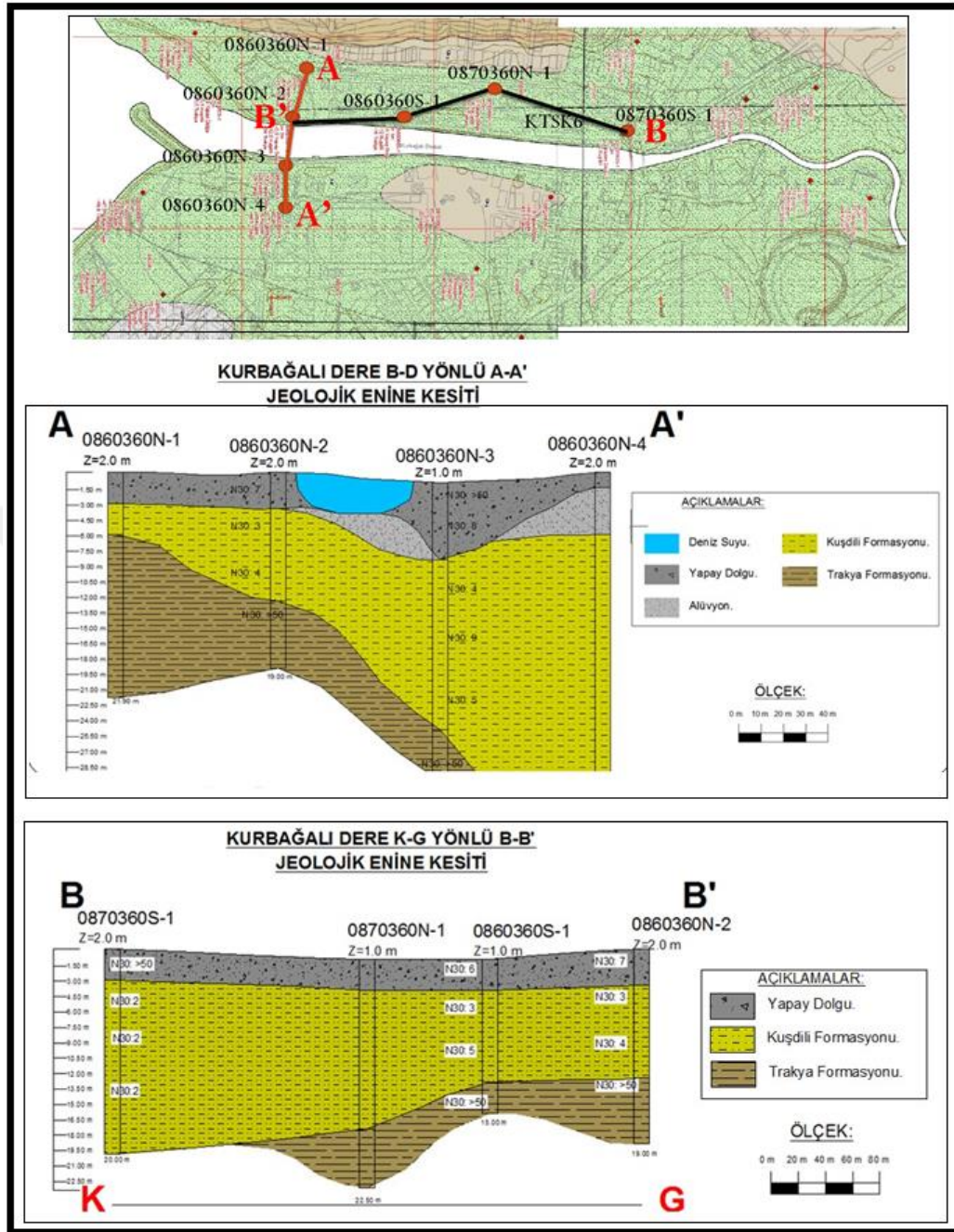
Sondaj No	SPT Derinliği (m)	SPT Darbe Sayısı	N ₃₀	Mühendislik Özelliği
0860360N-2	1,50-1,95	5-2-2	4	Yumuşak
	3,0-3,45	9-6-3	9	Katı
	4,50-4,95	1-2-1	3	Yumuşak
	6,00-6,45	2-2-2	4	Yumuşak
	7,50-7,95	3-2-2	4	Yumuşak
	9,00-9,45	2-1-3	4	Yumuşak
	10,50-10,95	2-1-2	3	Yumuşak
	12,00-12,45	2-1-1	2	Çok Yumuşak
	13,50-13,62	>50	>50	Sert
0860360N-3	1,50-1,55	50/5	>50	Sert
	3,00-3,45	2-3-6	9	Katı
	4,50-4,95	5-2-5	7	Orta Katı
	6,00-6,45	2-4-4	8	Orta Katı
	7,50-7,95	1-1-1	2	Çok Yumuşak
	9,00-9,45	1-2-3	5	Orta Katı
	10,50-10,95	11-3-2	5	Orta Katı
	12,00-12,45	11-3-2	5	Orta Katı
	13,50-13,95	1-2-2	4	Yumuşak
	15,00-15,45	2-5-7	12	Katı
	16,50-16,95	2-2-4	6	Orta Katı
	18,00-18,45	3-5-6	11	Katı
	19,50-19,95	5-3-2	5	Orta Katı
	21,00-21,45	2-2-3	5	Orta Katı
	24,00-24,37	8-12-50/7	>50	Sert

0860360S-1	1,50-1,95	3-3-3	6	Orta Katı
	3,00-3,45	2-3-3	6	Orta Katı
	4,50-4,95	1-1-1	2	Çok Yumuşak
	6,00-6,45	1-2-1	3	Yumuşak
	7,50-7,95	1-3-3	6	Orta Katı
	9,00-9,45	1-2-2	4	Yumuşak
	10,50-10,95	2-3-3	6	Orta Katı
	12,00-12,01	50/1	>50	Sert
	13,50-13,51	50/1	>50	Sert
0870360S-1	1,50-1,51	50/1	>50	Sert
	3,00-3,45	1-1-1	2	Çok Yumuşak
	4,50-4,95	1-1-1	2	Çok Yumuşak
	5,50-6,00	1-1-1-	2	Çok Yumuşak
	7,50-7,95	1-1-1	2	Çok Yumuşak
	9,00-9,45	1-1-1	2	Çok Yumuşak
	10,50-10,95	1-1-1	2	Çok Yumuşak
	12,00-12,45	1-1-1	2	Çok Yumuşak
	13,50-13,95	1-1-1	2	Çok Yumuşak
	15,00-15,45	1-1-1	2	Çok Yumuşak
	16,50-16,95	1-1-1	2	Çok Yumuşak
	18,00-18,45	1-1-1	2	Çok Yumuşak
	19,50-19,95	1-1-1	2	Çok Yumuşak

Tablo 4.2’de Standart Penetrasyon Deneyi (SPT) sonuçlarına göre bazı kuyulardaki birimlerin mühendislik özellikleri belirlenmiştir. SPT N_{30} değerlerine göre zemin Kuşdili Formasyonunda **Yumuşak-Çok Yumuşak**; Trakya Formasyonuna geçilen yerlerde de **Orta Katı- Sert** özellik göstermektedir.

Ayrıca 7 adet sondajdan elde edilen veriler kullanılarak jeolojik enine kesitler hazırlanmıştır.





Şekil 4.1: Seçilen iki profil için elde edilen enine jeolojik kesitler.

Sondaj derinliklerinin verdiği ölçüde hazırlanan enine jeolojik kesitlerde görüldüğü gibi (Şekil 4.1) en üste bir yapay dolgu ve alüvyon birimleri görülmektedir. Yaklaşık üç dört metrelik bir yapay dolgunun altında 2-4 metre arasında değışen kalınlıklarda alüvyon malzeme bulunmaktadır. Bu alüvyonun mansap bölümünün her iki kısmında bulunması tipik bir delta ardı oluşum ortamına işaret etmektedir. Alüvyon ve dolgu malzemesinin altında ise Kuşdili formasyonuna ait sedimentler dikkati çekmektedir. En altta ise paleozoyik Trakya Formasyonu çevre jeolojisine benzer özellikte ana kaya özelliğı taşıyarak yerini almıştır.

4.1.2.Yanal taramalı Sonar Verilerinin Yorumu

Çalışma alanının mansap bölümünde ve derenin döküldüğü koyda dere suyu ve deniz suyunun karışık olduğı alanda su altındaki yapının belirlenmesi amacı ile Yanal Taramalı Sonar cihazı ile toplanan veriler bir takım veri işlem aşamalarından geçmiştir.

Çalışma sırasında Hull Mount System'in gerçek konum bilgisi teknede bulunan GPS alıcısının bulunduğı nokta ile aynı konumda olduğundan, ayrıca bir konum düzeltme (Layback) işlemi yapılmamıştır. Playback esnasında yazılımda mevcut bulunan filtre ayarları ile maksimum görüntü kalitesine ulaşılmıştır. Yandan taramalı sonar profilleri DeepView_2_3_RC yazılımında TVG, eğik mesafe düzeltmesi (slant range correction) ve gemi hızı düzeltme fonksiyonları ile veri işleme tabi tutularak, düzeltilmiş sonar kayıtları elde edilmiştir.

Yazılımda uygulanan filtreler;

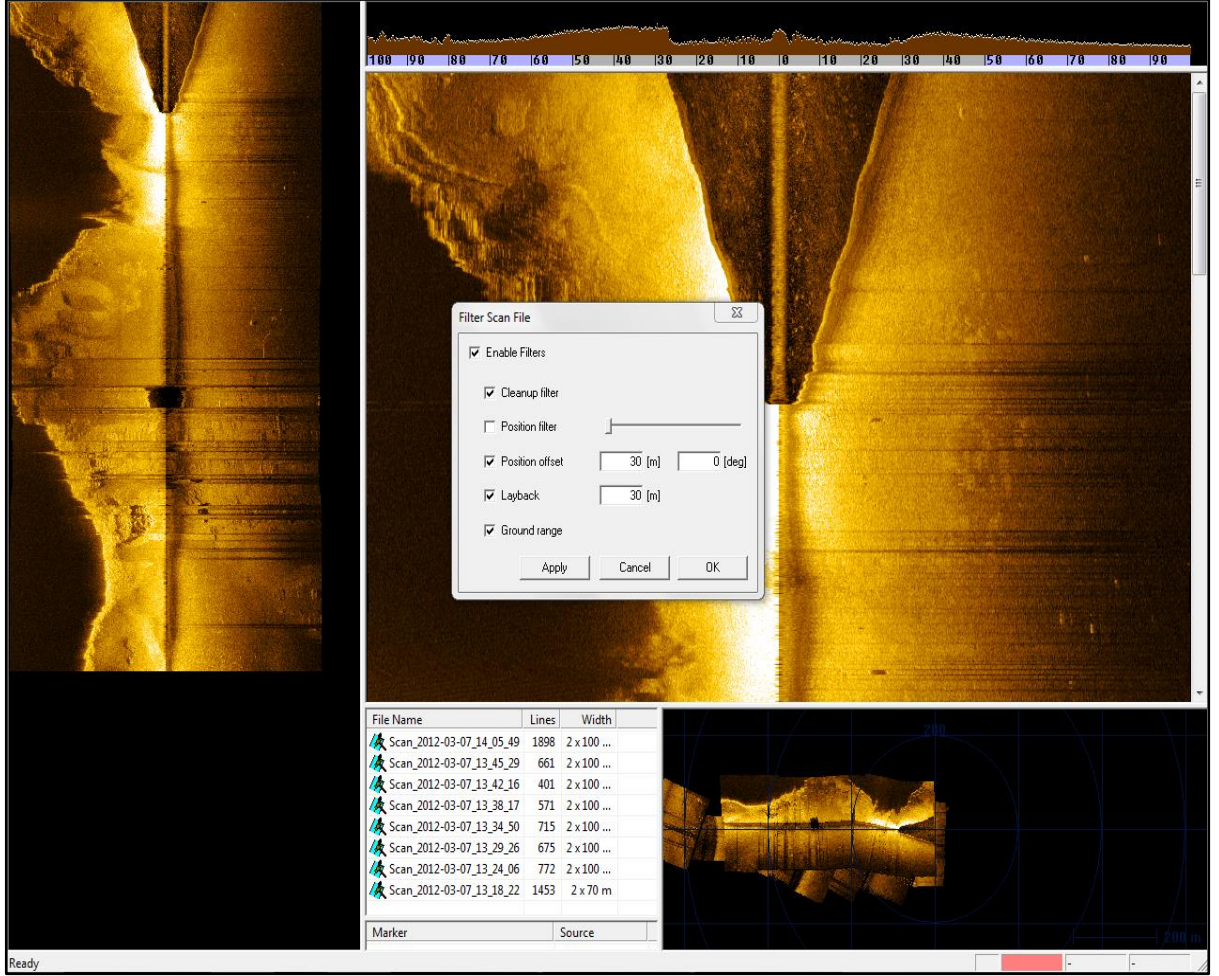
Cleanup Filter: Farklı, doğal olmayan yankıları vb. kaldırır.

Position Filter: Kaydedilen GPS konumları filtreler. Bu özelliğı kullanmak her zaman için tavsiye edilir.

Position Offset: Tarama uzaklıklarını sabit mesafelerde konumlandırır. Bu işlem mozaikleri bilinen pozisyonlara sığdırmak için kullanılır

Layback: GPS-Transducer arasındaki mesafeyi sıfırlamak için yapılan düzeltmedir.

Ground Range: Sonar kaydındaki zemin aralığını kaldırarak deniz tabanının bütün halde görüntülenmesini sağlar.



Şekil 4.2: Deepview yazılımının veri işlem sırasında bir aşamasının görüntüsü.

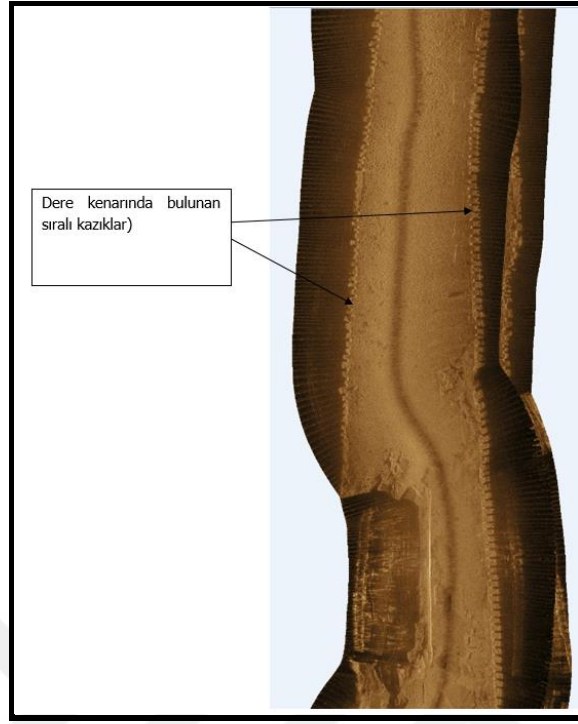
Sahada toplanan sonar hatları incelenerek gerekli düzeltme ve filtreleme çalışmaları yapılmıştır. Gerekli düzeltmeler yapıldıktan sonra her hat için görülen nesnelerin tespiti yapılmış ve kayıtlar üzerinde işaretlenmiştir(Şekil 4.2 ve Şekil 4.3). Buna göre çalışma sahasında yer yer çakıl kümelerine ve kayalıklara rastlanmıştır. Deniz tabanı yüzey morfolojisinin tespitine yönelik olarak yapılan yan taramalı sonar çalışmalarının değerlendirilmesi sonucu; Çalışma alanında;

- Taranmış alan bir alan dikkat çekmektedir.
- Tarama alanı içinde döküntü ve akımların olduğu izlenmektedir.
- Mansap bölgesi ile deniz bağlantısı alanında derenin her iki tarafında kesiminde kazık sistemleri görülmektedir.

Aşağıda verilen verilen şekillerde yorumlanmış bu görüntüler verilmektedir.



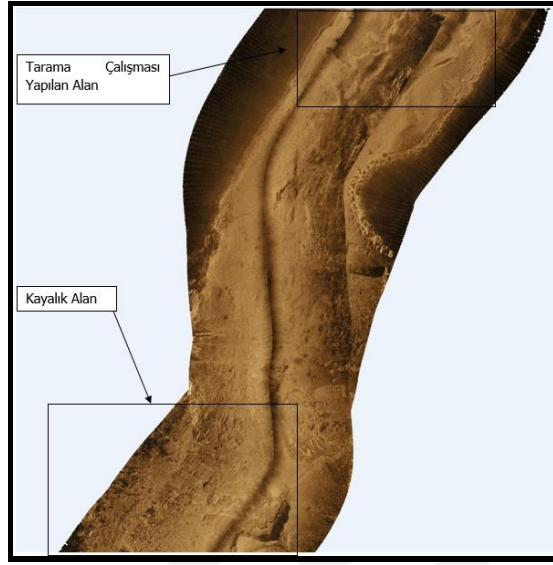
Şekil 4.3: Tüm alanın Yanala Taramalı Sonar genel görüntüsü (yorumsuz).



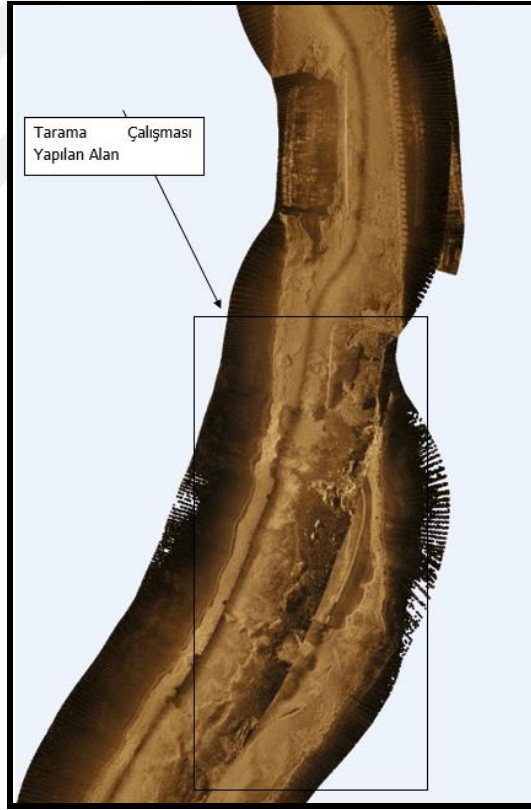
a)



b)



c)

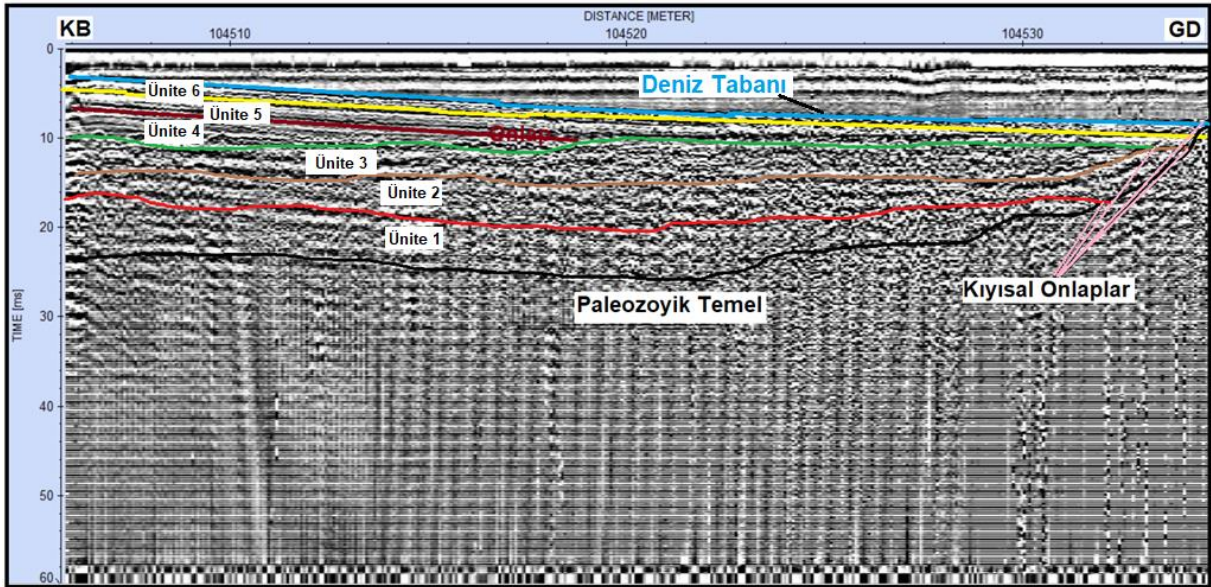


d)

Şekil 4.4: Yorumlanmış sonar görüntüleri (a,b,c,d).

4.1.3. Sığ sismik Verilerin Yorumu

Çalışma alanının mansap bölümünde ve derenin döküldüğü koyda dere suyu ve deniz suyunun karışık olduğu alanda su altındaki yapının belirlenmesi amacı ile dip altındaki güncel tabakaların ve temel kayanın yapısının belirlenmesi, mevcut sismik birimlerin ve arasındaki süreksizliklerin saptanması, sismik birimlerin sinyal analizlerini (refleksiyon karakter analizi) yaparak bu birimlerin muhtemel litolojik yapılarının saptanması hedeflenmiştir. Fakat çalışma alanının bu bölümünde elde edilen sismik görüntüler su derinliğinin çok sığ olması nedeniyle istenilen hassasiyette olamamıştır. Bu yüzden tüm sismik veriler değil sadece tek bir sismik profil yorumlanacaktır. Elde edilen görüntüler ve yorumlanmış halleri aşağıda sıralanmaktadır.



Şekil 4.5: 16-CH-1 sismik profilinin yorumlanmış kesiti (Yer bulduru için Şekil 3.52'ye bakınız).

Şekil 4.5'te görüldüğü gibi temel kuzeybatıdan güney doğuya gidildiğinde yüzeye yaklaştırmaya başlamaktadır. Sismik kesitin devam etme şansı olsa idi karada bu temelin deniz seviyesine kadar yükselebileceği izlenimini vermektedir. Muhtemelen kara tarafında yüzeylenen kumtaşlarının denizdeki devamı olabilir. Üzerinde 6 ünite bulunmaktadır. Ünite 6 güncel alüvyon sedimentlerden oluşmaktadır. Ünite 3,4 ve 5'in Holosen dönemine ait oldukları düşünülmektedir. Ünite 1 ve Ünite 2'nin ise Pleistosen çökelleri olduğu varsayılmaktadır. Çünkü burada herhangi bir sondaj verisi ve alınan numune olmadığı için yaşı tahmin

edilememektedir. Holosen sedimentelerin altında uyumlu olarak Paleozoyik temeli paralel olarak örtüp yüzeye yakın Onlap'ler üzerlemeleri sistematik olarak pleistosen döneminde geliştiklerini düşündürmektedir.

Bu verilerin analizi ile Marmara denizinde gelişen deltanın gelişiminin başladığı alanlarda bir çıkarım yapmak olanaksızdır.

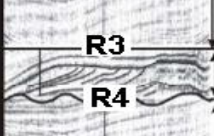
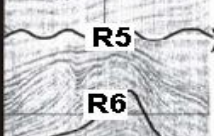
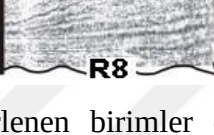
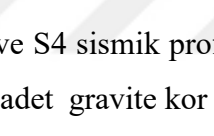


4.2. İSTANBUL BOĞAZI MARMARA DENİZİ ÇIKIŞINDAKİ KUZEY ŞELF ALANINDA TOPLANAN VERİLERİN STRATİGRAFİK YORUMU

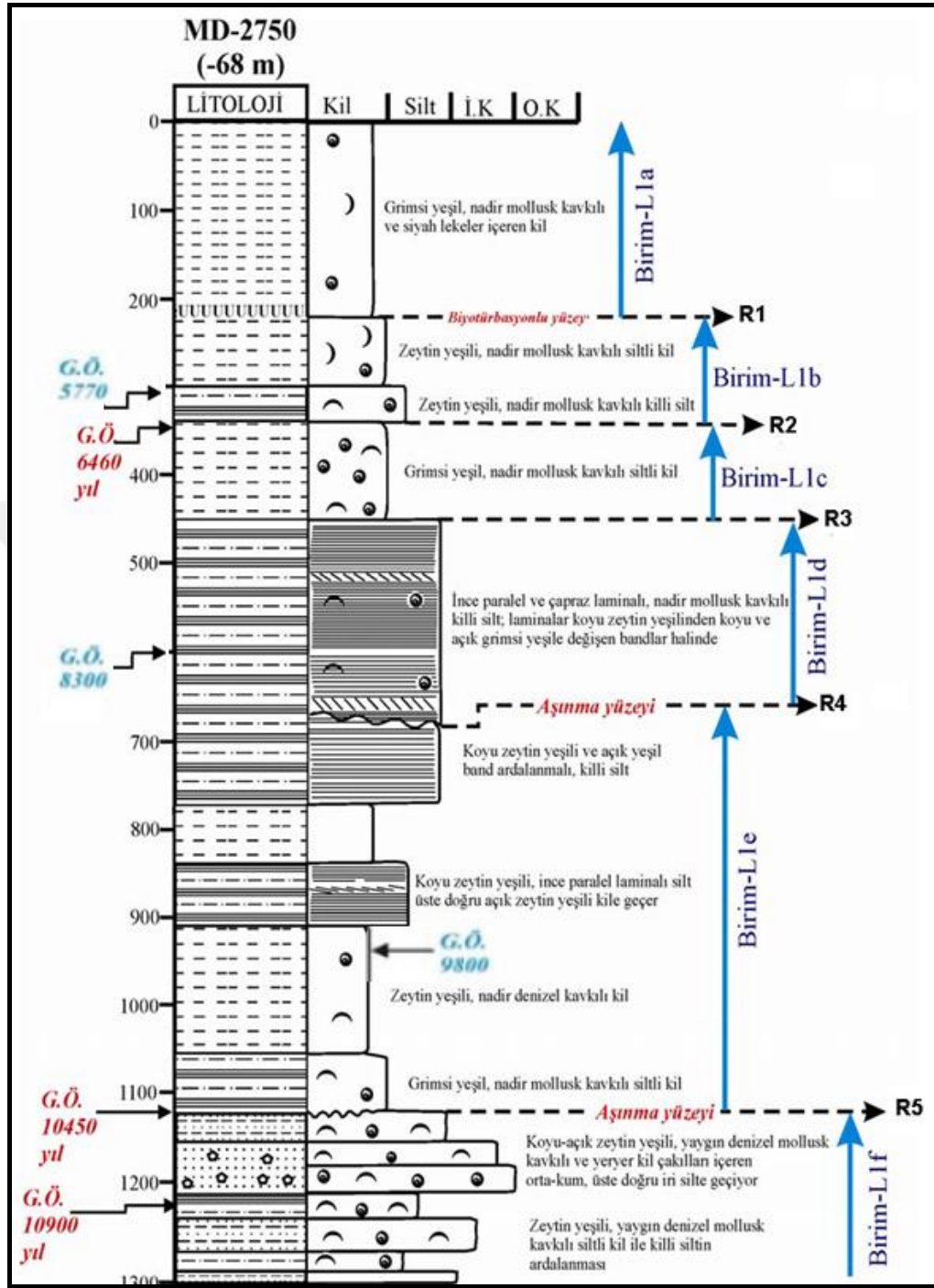
4.2.1.Sığ Sismik Verilerin Stratigrafik Yorumu

T.C. Dz.K.K.'lığı Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı bağlısı 'Çubuklu' araştırma gemisi tarafından Boomer enerji kaynağı kullanılarak tek kanallı olarak toplanmıştır. 1992, 1993, 1995, 1997 ve 1999 yıllarında değişik amaçla gerçekleştirilmiş çalışmalar sırasında toplanan çok sayıda sığ deniz sismiği yansıma verileri stratigrafik olarak incelenmiştir. Çok sayıda değerlendirmeye alınan sismik veriden çalışmanın amacına uygun bulguları verebilecek alanlarda toplananlar arasından seçilen 13 adet sığ sismik yansıma profili verisi yorumlanmıştır (S1, S2, S3, S4, S5, S6, S7, S8, S9, S10, S11, S12 ve S13). Her bir sismik profilin konumları Şekil 3.61'de verilmektedir. Sismik kesitlerde sınır özelliğinde akustik empedans farklılığı gösteren sekiz (8) arayüzey ve bunların arasında 7 adet farklı birim belirlenmiştir. R8 arayüzeyinin üstünde Birim 7, R7 arayüzeyinin üstünde Birim 6, R6 arayüzeyinin üstünde Birim 5, R5 arayüzeyinin üstünde Birim 4, R4 arayüzeyinin üstünde Birim3, R3 arayüzeyinin üstünde Birim 2 ve R2 arayüzeyinin üstünde ise Birim 1 bulunmaktadır.

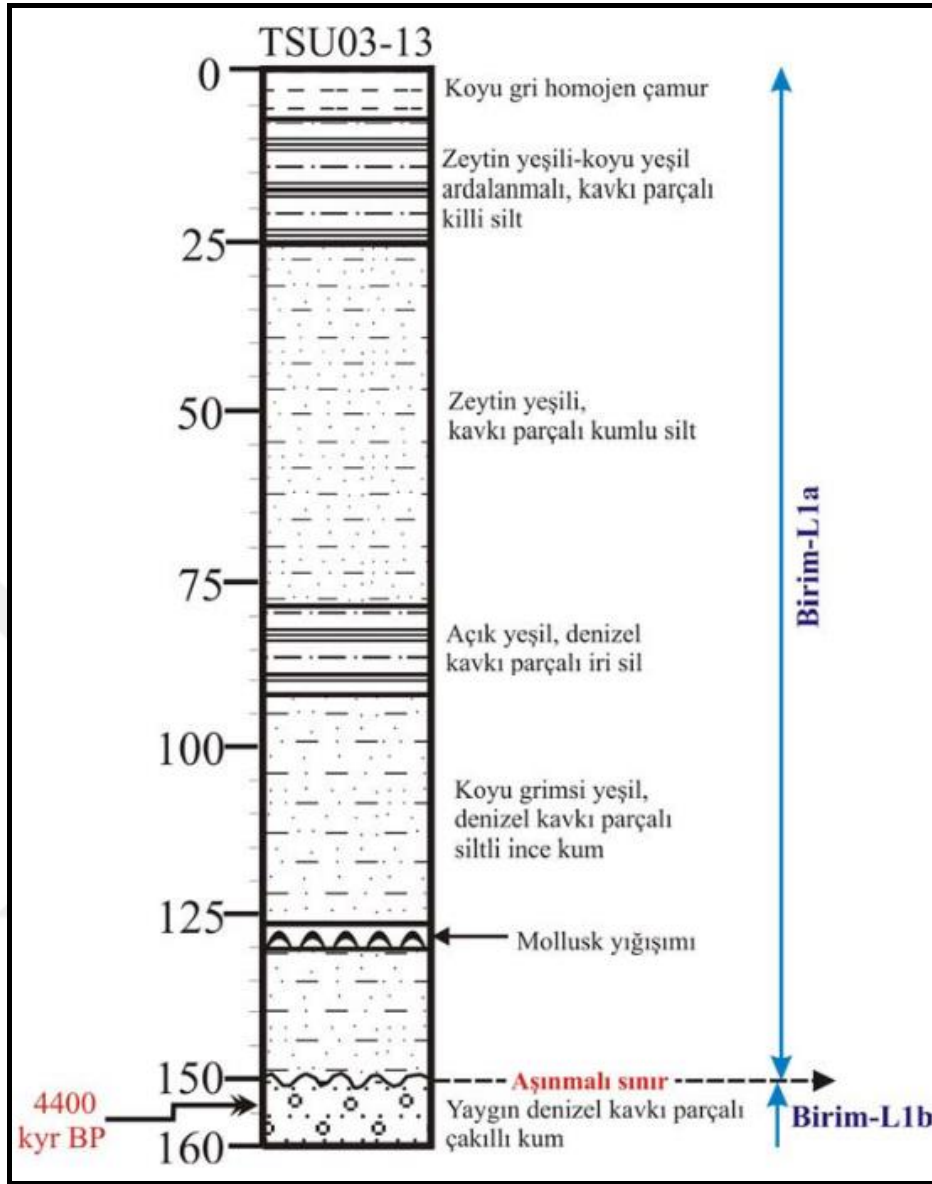
Tablo 4-3: Çalışma alanında belirlenen sismik arayüzeyler ve birimler.

Birimler	Yansıma Karakteri	Boğaz Kanalı	Şelf Alanı
Birim 1		Parelel	Parelel
Birim 2		Parelel	Parelel
Birim 3		Parelel	Parelel
Birim 4		Parelel	Kıyı Yüzü Çökelleri
Birim 5		Parelel	Kıyı Yüzü Çökelleri
Birim 6		Kanal bank, kenarı çökelleri	Kıyı Yüzü Çökelleri
Birim 7		Transgresif vadi dolgusu	Çökelmezlik

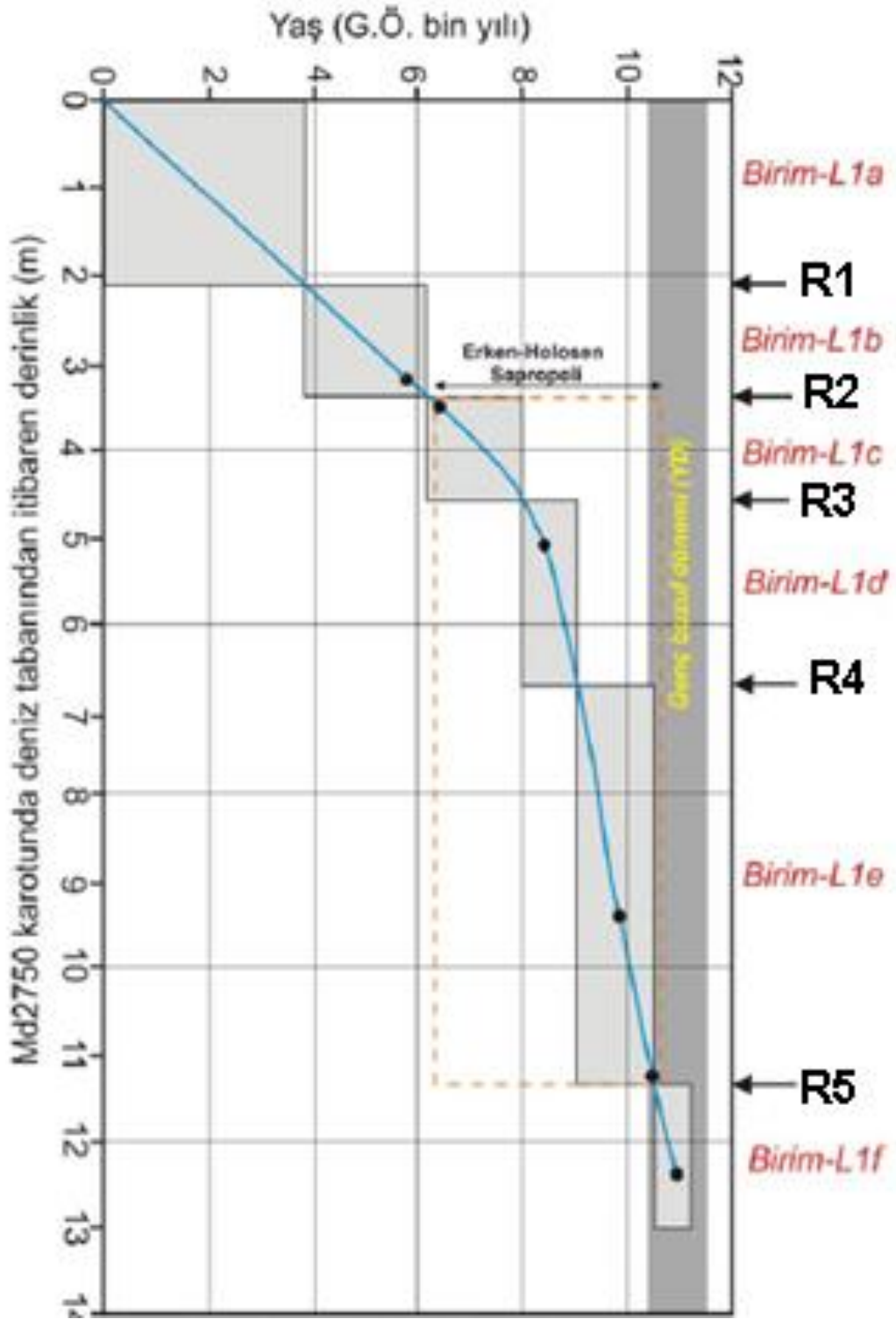
Bu sismik analizde belirlenen birimler daha önceki analizlerde belirlenen birimler ile eşleştirilmiştir. Ayrıca S2 ve S4 sismik profilleri üzerinde, daha önce başka araştırmacı (Eriş, 2007) tarafından alınan iki adet gravite kor numunesi (TSU03-13 ve MD-2750) analizlerinden (jeolojik yaşlandırma) de sismik verilerin yorumunda yararlanılmıştır.



Şekil 4.6: S2 sığ-sismik profili üzerinden alınan MD-2750 karotunun litolojisi (Eriş, 2007).



Şekil 4.7: S4 sığ-sismik profili üzerinden alınan Tsu03-13 karotunun litolojisi (Eriş, 2007).



Şekil 4.8: İstanbul Boğazı kanalı içerisinde alınan MD-2750 karotunda 14C tarihlendirme analizlerine göre elde edilen yaş modellemesi (Eriş ve diğ., 2007'den değiştirilerek).

Marmara Denizi'nde ve şelf alanlarında eski kronolojik çalışmalarda alınan karotlarda yapılan analizlerde belirlenen çökellerin "Geç Buzul Dönemi " sonrasında çökelmiş birimler olduğu saptanmıştır (Eriş 2007). Çalışma alanında Holosen yaşlı olduğu düşünülen sedimenteler Marmara Denizi kuzey şelfinde Büyükçekmece, Küçükçekmece civarlarında ve İstanbul Boğazı güneyi çıkışında daha önceden belirlenen birimlerle eşleştirilmiştir. Birim 1, 2, 3, 4, 5, 6'nın bu eşleştirmeye bağlı olarak Holosen'in alt birimleri olduğu kanaatine varılmıştır.

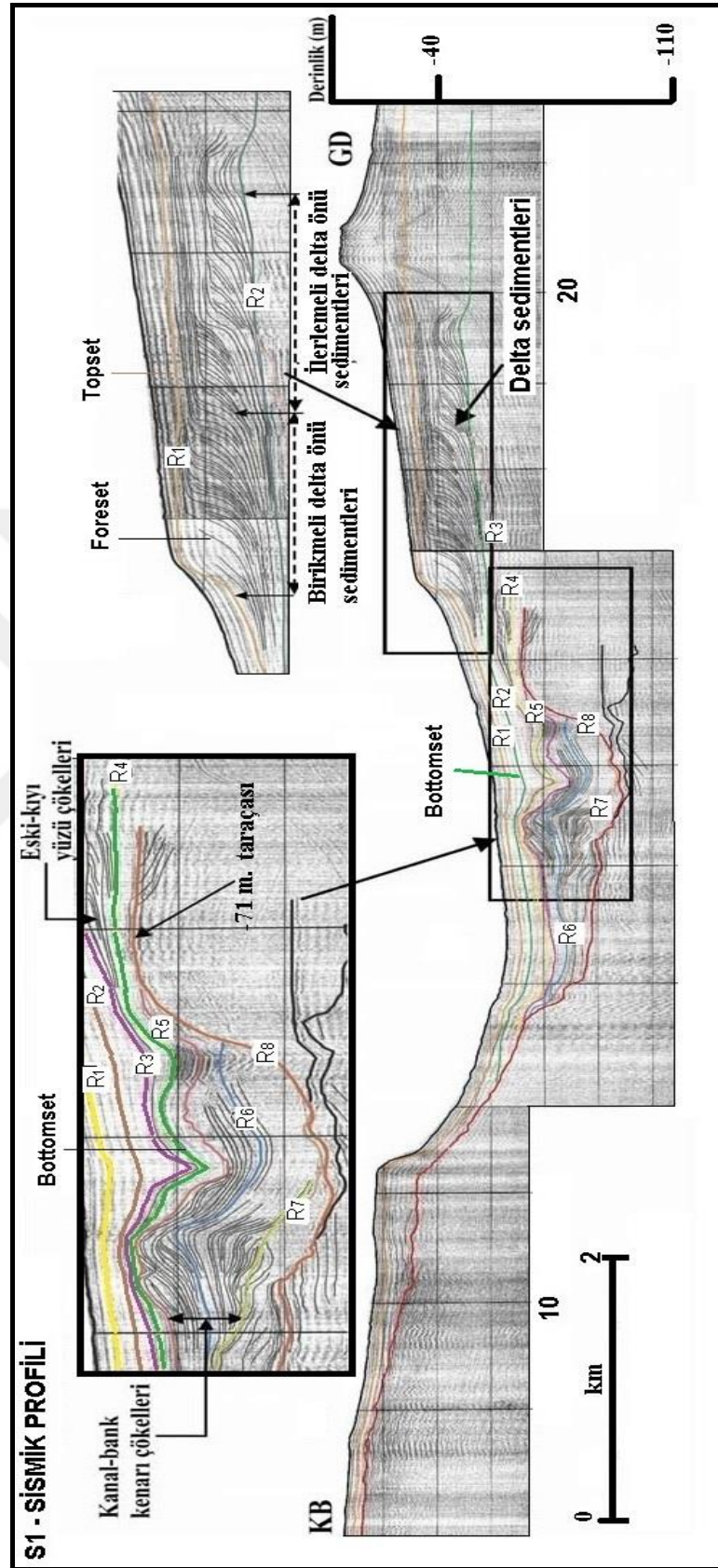
Çalışma alanında yorumlanan tüm sismik kesitlerde belirlenen Birim-7, R8 yansıma yüzeyi üzerinde depolanmaktadır. R8 refleksiyon arayüzeyi şelf alanında sismik profillerin kuzey-batısında -30 metreden güney-doğuya -105 metreler kadar su derinliğinin seviyesine uzanmaktadır. R8 üzerinde belirlenen bütün birimler R8 arayüzeyinin üstünde arayüzeyi aşarak depolanmaktadır. R8 arayüzeyinin, bir aşınma yüzeyi olduğu görülmektedir. Çalışma alanında yorumlanan sismik profillerde İstanbul Boğazı paleo-kanalının doğusunda R8 arayüzeyi üzerinde eski kıyı çizgisini işaret eden denizel taraça düzlüğünün -81 m'de geliştiği görülmektedir(Şekil 4.11 ve 4.13). Birim-7'nin yaklaşık kalınlığı 10-13 m arasında değişmekte ve tabakalanmalar güçlü iç sismik yansımalar göstermektedir (Şekil 4.9-4.11). Birim-7'ye ait tabakalar bu birimi örten R7 arayüzeyi tarafından yontulmuş ve aşındırılmıştır. Sismik profillerde bu arayüzey R8 sismik yansıma yüzeyi üzerinde KB'da yaklaşık -75 m su derinliğinde bitirken, profillerin GD'suna doğru yaklaşık -95 m su derinliğine kadar gözlenebilmektedir. Birim-6, R7 arayüzeyi üzerinde Birim-7'yi uyumsuz olarak örtmektedir. Bu birim sismik profillerde İstanbul Boğazı paleo-kanalının Marmara Denizi'ndeki devamı içerisinde sırt şeklinde iki ayrı sediment kesitinden oluşmaktadır (Şekil 4.9- 4.11-4.13- 4.14). Birim-7'ye ait paleo-kanal içerisindeki bu sediment kesitleri kanal-bank kenarı sedimenteleri olarak yorumlanmıştır. Sırt şeklinde tümsekler oluşturan bu sediment kesitlerinin kalınlıkları kuzeyden güneye doğru gidildikçe kalınlığı azalmaktadır. Sismik profillerde bu çökeller içerisinde gözlenen tabakalar zıt yönlerde eğimli ve oldukça güçlü iç sismik yansımalar göstermektedir (Şekil tablo 4.1). R6 arayüzeyi kanal-bank kenarı çökellerini alt ve üst olmak üzere iki ayrı bölüme ayırmıştır. Reaktivasyon yüzeyi olarak gelişen bu sınır muhtemelen kanal içerisindeki su akış rejimindeki değişiklikten veya su seviyesindeki değişimden dolayı gelişen bir uyumsuzluk yüzeyidir. Profillerde Birim-7 kanal içinden şelfin daha sığ kesimlerine doğru inceliyor özellikle İstanbul Boğazı'nın GD'sunda eğimli klinoform tabakalanmalardan oluşan kıyı yüzü çökellerine geçiş yapmaktadır (Şekil 4.10). İstanbul Boğazı girişinin doğusunda

kanal-bank kenarı çökellerinin üst bölümü şelfin sığ kesimlerinde kıyı yüzü sedimentelerine geçiş yapmaktadır (Şekil 4.10 ve 4.11). S2 profilinin GD'sunda R7 arayüzeyinin R7arayüzeyi üzerinde sonlandığı yerde -76 m'de kıyı aşınma düzlüğü geliştiği gözlenmektedir (Şekil 4.10). S2 profili üzerinde kanal-bank kenarı çökellerini kesen MD-2750 karotunda Birim-L1f genel olarak bol denizel mollusk kavkılı ince-orta kum tabakaları ile ara katkılı kumlu-siltli kilden oluşmaktadır (Şekil 4.6). Birim-7 yukarı doğru Birim-6'ya ait sedimentler tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Bu iki birimin sınırını oluşturan R5 arayüzeyi kanal içerisinde Birim-6'ya ait sedimentleri aşındırdığından uyumsuz birim sınırı olarak kabul edilmiştir (Şekil 4.9 ve 4.12). R5 sismik arayüzeyi şelfin her iki tarafında R8 arayüzeyine doğru sonlanmakta ve özellikle kanal içerisinde oldukça düzensizlikler göstermektedir. Birim-7'nin üst sınırını oluşturan R5 arayüzeyinin profillerin GD'sunda R8 üzerinde sonlandığı bölümde, gerek R5 ve gerekse R8 arayüzeyleri üzerinde -71 m'de gözlenen aşınma düzlükleri eski bir kıyı çizgisinin varlığını işaret etmektedir (Şekil 4.9, 4.10, 4.11 ve 4.13). Birim-5'e ait sedimentler kanal içerisinde paralel tabakalı örtü sediment fasiyesinde gelişirken, şelfin GD'sunda ise daha güçlü iç sismik yansımalar ile temsil olunan eğimli klinoform tabakalanmalardan oluşmaktadır (Şekil 4.10). Şelfin doğusunda -71 m kıyı aşınma düzlüğünü örten bu çökeller, KB'ya gidildikçe incelerken, R8 arayüzeyi üzerinde sonlanmaktadır. S2 profili üzerinde alınan MD-2750 karotundaki sedimentolojik bulgulara göre Birim-5, kanal içerisinde üste doğru yaygın paralel ve çapraz lamine silt/siltli kil ve denizel kavkılı kilin ardalanmasından oluşmaktadır (Şekil 4.6). İstanbul Boğazı girişinde yer alan profillerde Birim-5' üste doğru Birim-4 tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. İki birimin arasındaki sınır R4 arayüzeyi ile temsil edilmektedir. R4, sismik yansıma yüzeyi üzerinde, yer yer küçük ölçekte kanallanmaların olduğu kesimde altta R5 arayüzeyini kesmektedir (Şekil 4.10 ve 4.12). R4 arayüzeyinin R8 arayüzeyi üzerinde sonlandığı bölümde, R8 arayüzeyi üzerinde -63 m'de oldukça geniş bir aşınma düzlüğü geliştiği gözlenmektedir (Şekil 4.10 ve 4.11). Bu aşınma düzlüğü eski bir kıyı çizgisinin varlığına işaret edip, Birim-4'ün depolanmaya başlamasından önce gelişmiş olmalıdır. Birim-4 kanal içerisinde genelde paralel tabakalı çökel örtüsü şeklinde gözlenirken, özellikle şelfin GD'suna doğru bu örtü çökelleri R4 arayüzeyi üzerinde gelişmiş kıyı yüzü çökellerine geçmektedir (Şekil 4.9 ve 4.12). S2 sismik profili üzerinde alınan MD-2750 karotundaki sedimentolojik bulgulara göre Birim-4, kanal içerisinde genelde paralel ve çapraz lamine, yer yer denizel mollusk kavkılı silt ve siltli kilden oluşmaktadır (Şekil 4.6).

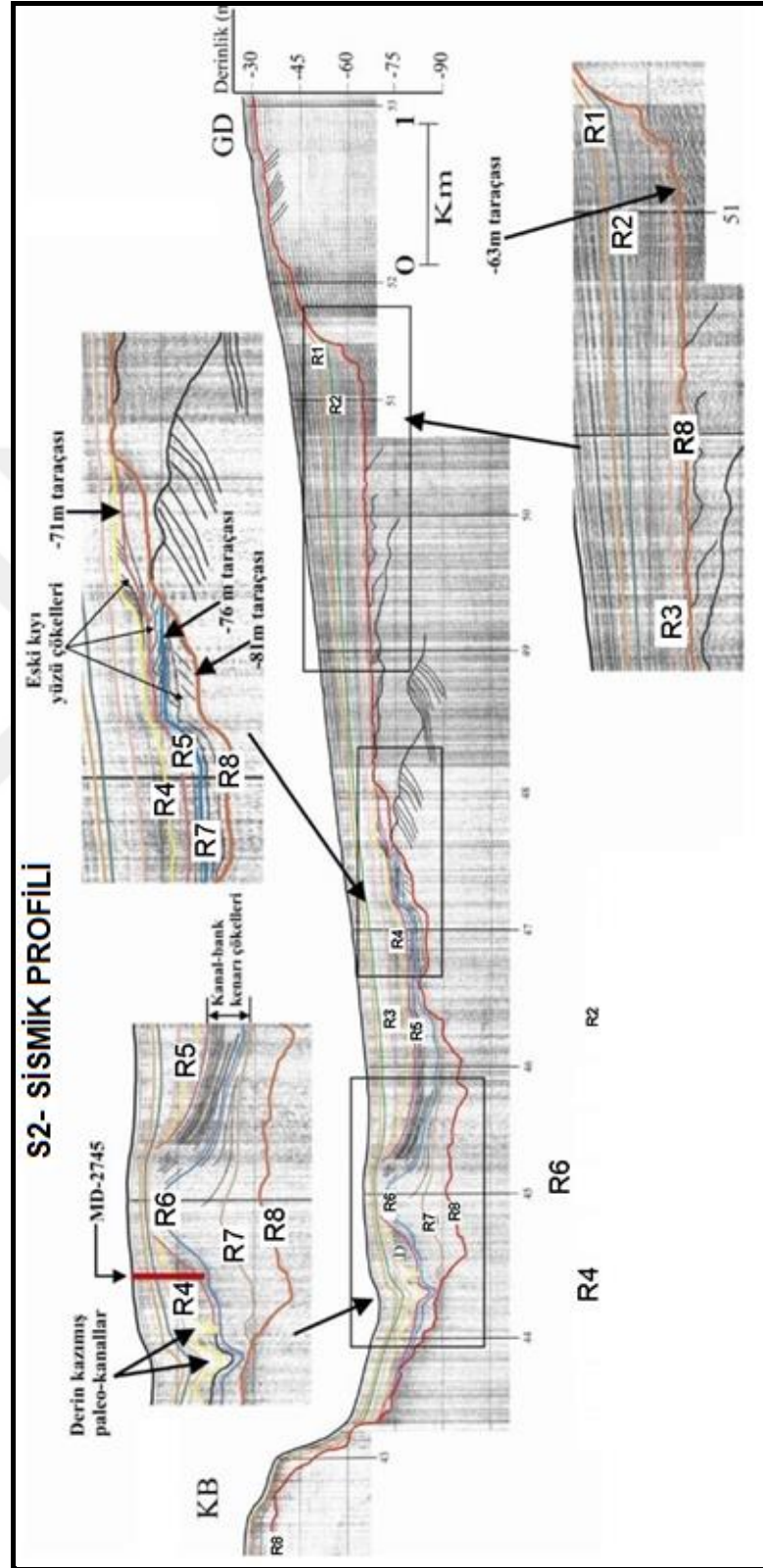
Birim-4 yukarya doğru Birim-3 tarafından uyumlu olarak R3 arayüzeyi ile örtülmektedir. Bu yüzey altında yeralan R4 arayüzeyi ile genelde uyumlu, ancak kanal içerisinde yer yer hem R4 ve hem de R5 arayüzeylerini kestiği görülmektedir (Şekil 4.10, 4.11, 4.13 ve 4.14). Birim-3'ün hem kanal ve hem de şelf kenarına doğru alttaki diğer birimleri üzerleyen örtü sedimenti olarak geliştiği görülmektedir. S2 profili üzerinde alınan MD-2750 karotunda yapılan sedimentolojik çalışmalara göre Birim-3'e ait sedimentler kanal içerisinde genelde nadir denizel kavkılı siltli kilden oluşmaktadır (Şekil 4.6). Birim-3 üste doğru Birim-2 tarafından uyumlu olarak örtülmektedir. Birim-2, özellikle İstanbul Boğazı girişinin doğusunda güçlü iç sismik yansıma yüzeyleri gösteren oblik klinoform tabakalardan oluşmaktadır (Şekil 4.9, 4.12 ve 4.13, , 4.15, 4.16, 4.17, 4.18, 4.20, 4.21). Birimin gösterdiği bu yapısal özelliklerden Birim-2'ye ait şelfte gözlenen sedimentlerin delta fasiyesinde geliştiği düşünülmektedir. Birim - 2 doğuda daha kalındır. Batıya doğru ise incelişip paralel tabakalı örtü çökellerine geçmektedir. Birim-2'nin kanal içerisinde kalınlığı yaklaşık 1-2 m arasında değişmektedir. Sismik profillerde R2 sismik yansıma yüzeyi üzerine dışbükey olarak birleşen Birim-2'ye ait klinoform tabakaların gerçek eğimleri en çok yaklaşık 12°'dir. Tabakalanmaların yapısal özelliklerinden delta biriminin alt ilerlemeli (progradational) ve üst birikmeli (aggradational) iki ayrı delta sedimenti istifinden oluştuğu görülmektedir (Şekil 4.9). Sismik profillerden S4 üzerinde alınan TSU03-13 karotunda görülen delta-düzlüğü (topset) çökelleri yaygın denizel mollusklu çakıllı kumdan oluşmaktadır (Şekil 4.7). S2 profili üzerinde alınan MD-2750 karotu delta sedimentlerinin kanal içerisindeki devamı olan örtü çökellerini kesmektedir (Şekil 4.6). Karotdaki sedimentolojik gözlemlere göre Birim-S1b, kanal içerisinde deltanın uzantısı olarak genelde nadir denizel kavkılı altta killi silt ve üste doğru siltli kilden oluşmaktadır. Sismik profillerde delta birimine ait çökeller yaklaşık 35 m su derinliğine kadar yüzeylemekte ve delta-düzlüğü (topset) bölümüne ait çökellerin R1 arayüzeyi tarafından kısmen aşındırıldığı gözlenmektedir. Kanal içerisine doğru uyumlu gözlenen A ara yüzeyinin KB'ya doğru devamlılığı gözlenebilmektedir. İstanbul Boğazı girişinde yeralan sismik profillerde ayırtlanan en genç çökel istifi olan Birim-1, Birim-2'yi şelfin batısında ve kanal içerisinde uyumlu, şelfin doğusundaki delta üzerinde ise uyumsuz olarak örtmektedir (Şekil 4.9 ve 4.12). Bu birim zayıf ve orta kuvvette iç sismik yansıma yüzeyleri gösteren paralel tabakalanmalardan oluşmaktadır. S4 profili üzerinde alınan TSU03-13 karotunda Birim-1, şelfin doğusunda yaygın denizel kavkılı siltli kum ile ara katkılı denizel mollusk kavkılı kumlu siltten oluşmaktadır (Şekil 4.7). Şelfin daha derin kesimlerinde

Birim-1, S2 profili üzerinde yeralan MD-2750 karotuna göre genelde yaygın biyotürbasyonlu nadir denizel kavkılı kilden oluşmaktadır Şekil 4.6).





Şekil 4.9: S1 sismik yansıma profilinin yorumlanmış hali (Eriş, 2007'den değiştirilerek).

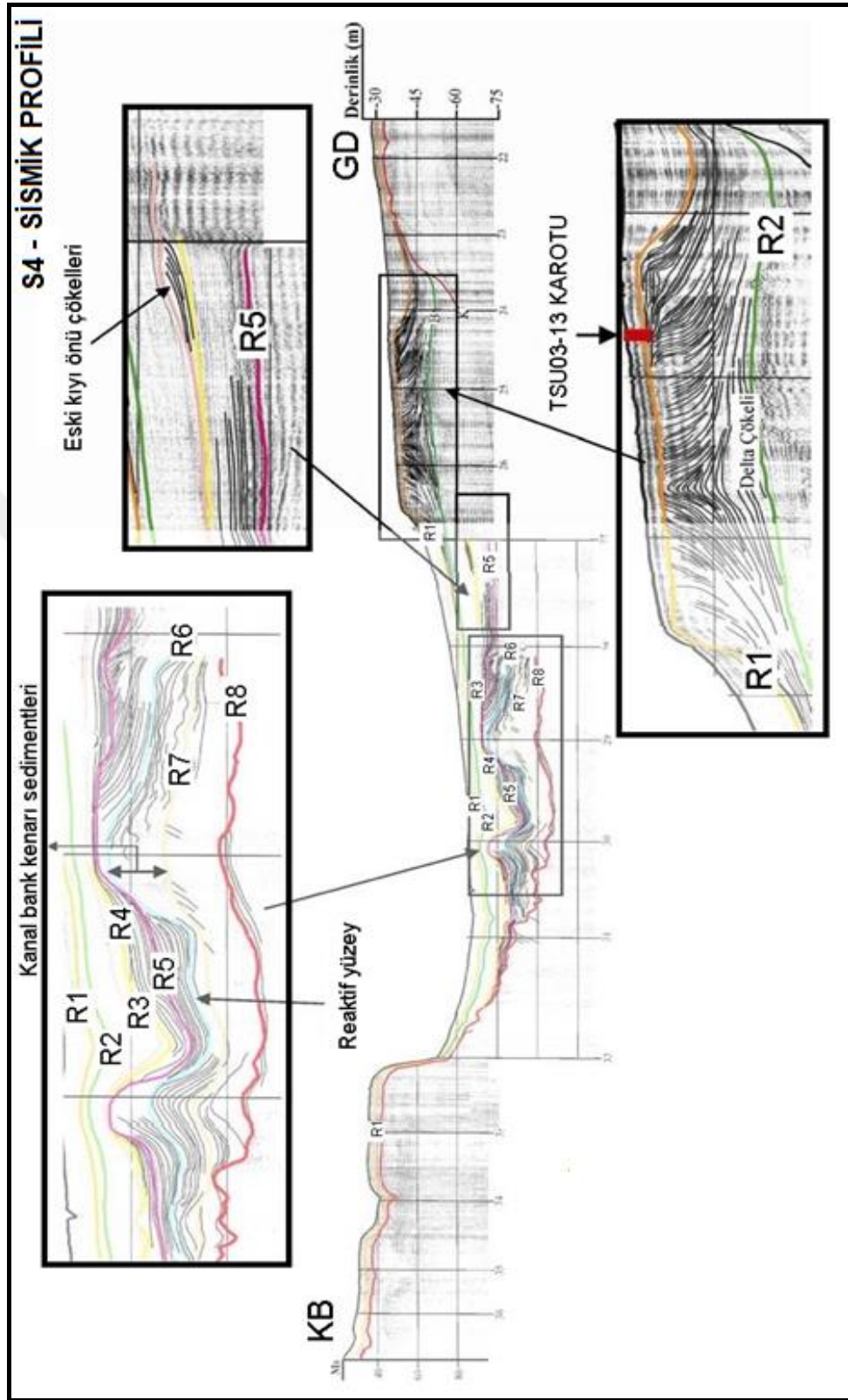


Şekil 4.10: S2 sismik yansıma profilinin yorumlanmış hali (Eriş, 2007'den değiştirilerek).

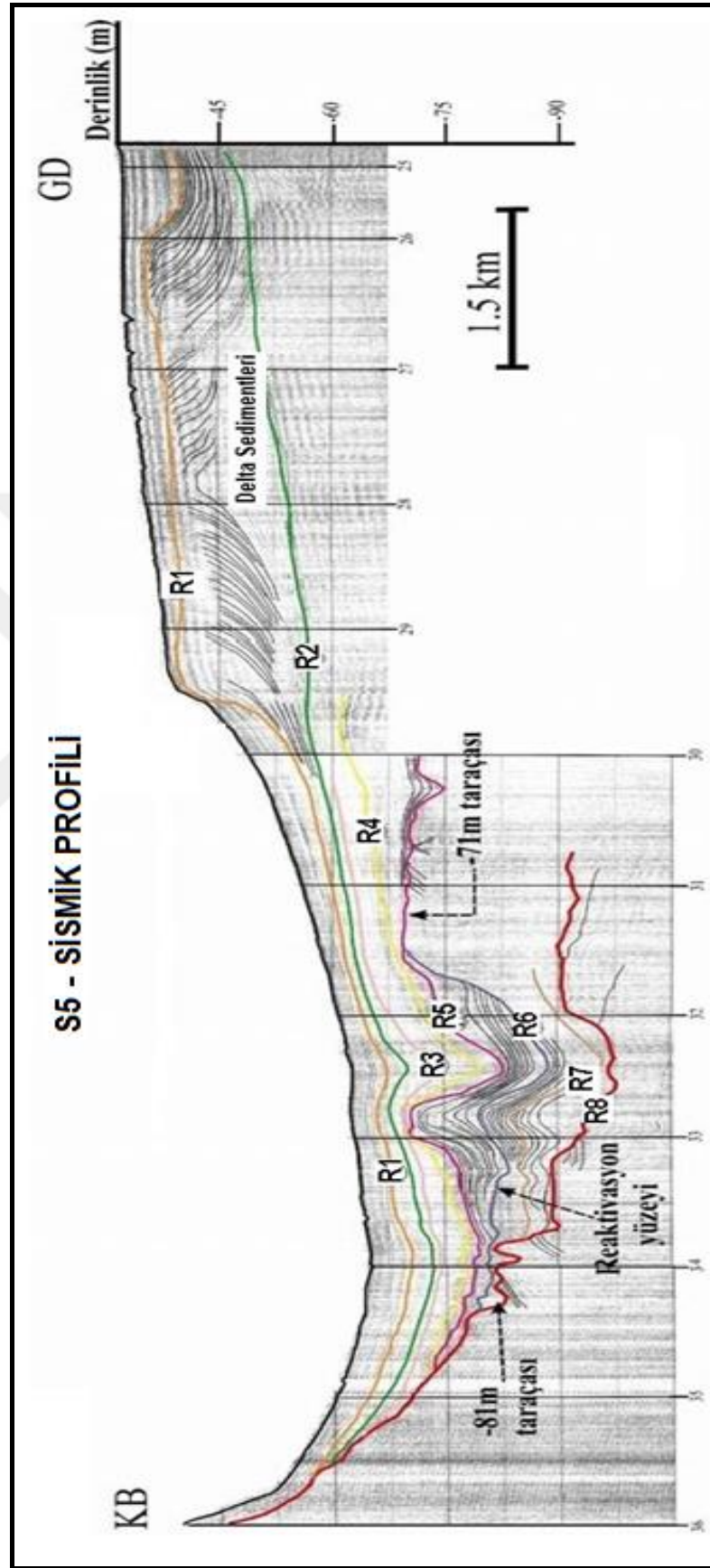


Şekil 4.11: S3 sismik yansıma profilinin yorumlanmış hali (Eriş, 2007’den değiştirilerek).

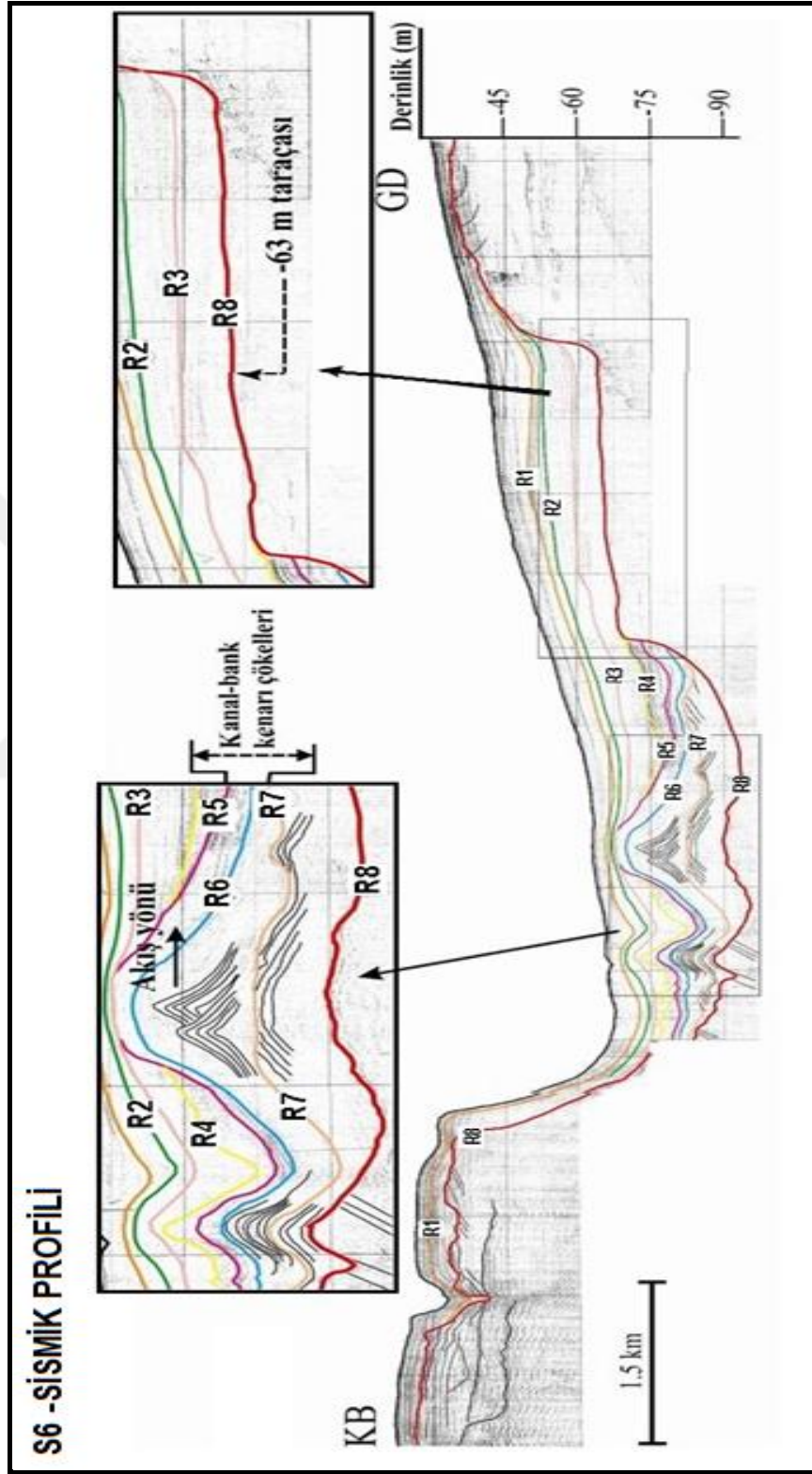




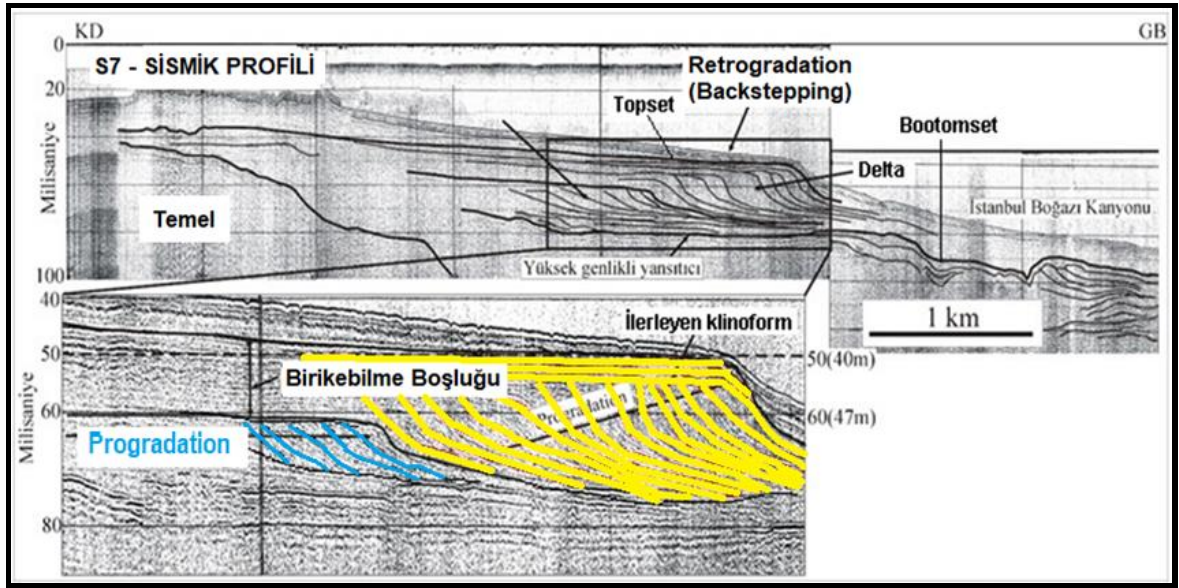
Şekil 4.12: S4 sismik yansımada profilinin yorumlanmış hali (Eriş, 2007'den değiştirilerek).



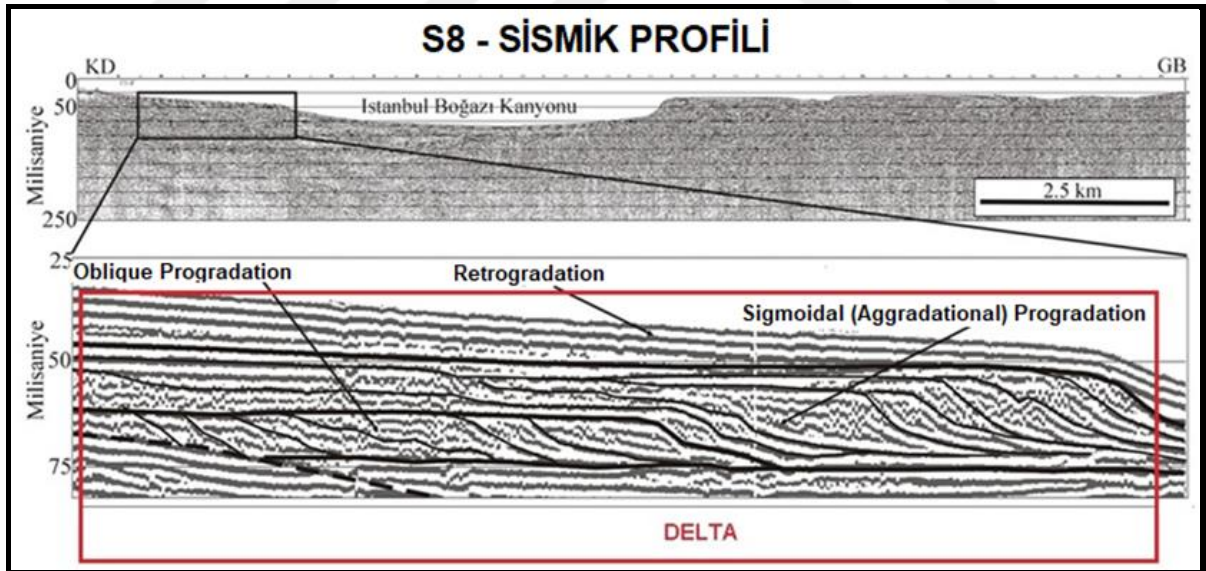
Şekil 4.13: S5 sismik yansıma profilinin yorumlanmış hali (Eriş, 2007'den değiştirilerek).



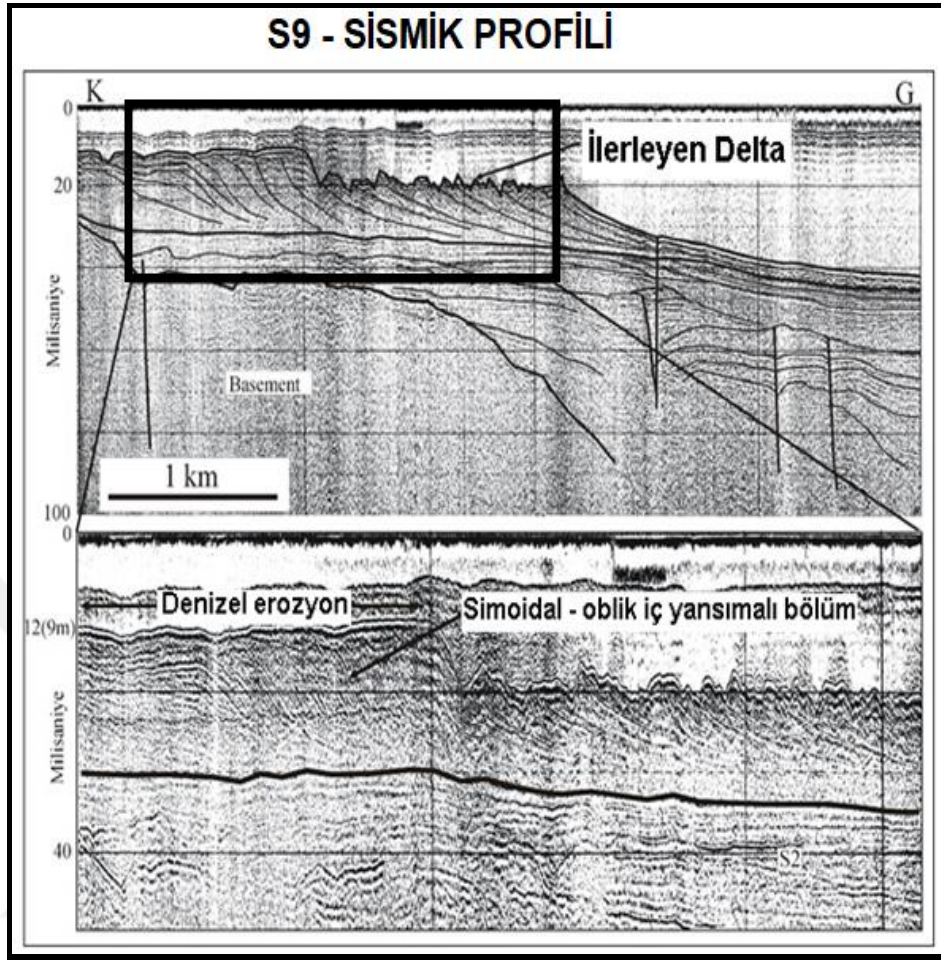
Şekil 4.14: S6 sismik yansıma profilinin yorumlanmış hali (Eriş, 2007'den değiştirilerek).



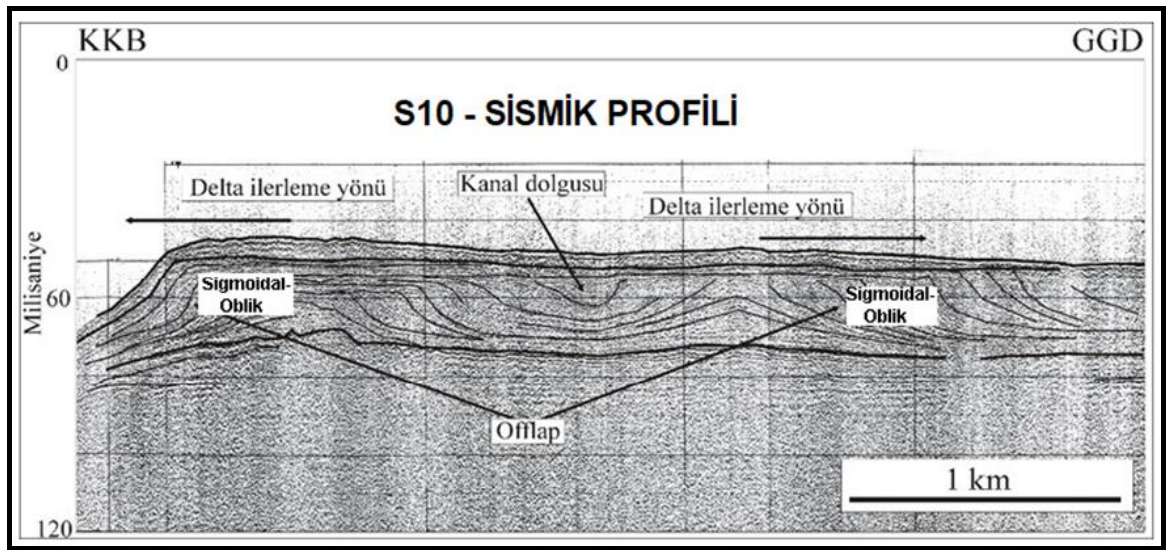
Şekil 4.15: S7 sismik yansıma profilinin yorumlanmış hali (Eriş, 2007'den değiştirilerek).



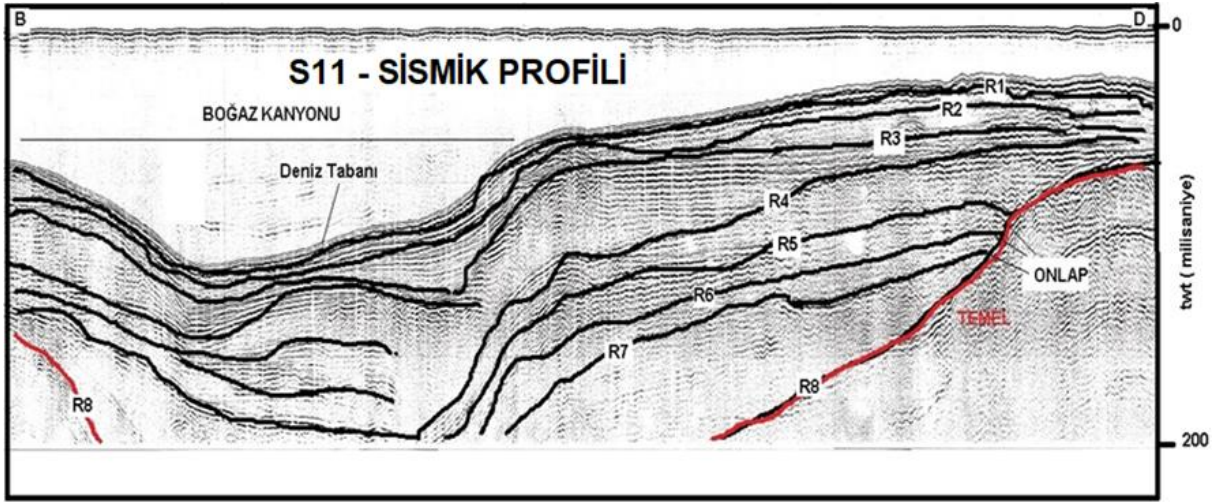
Şekil 4.16: S8 sismik yansıma profilinin yorumlanmış hali (Eriş, 2007'den değiştirilerek).



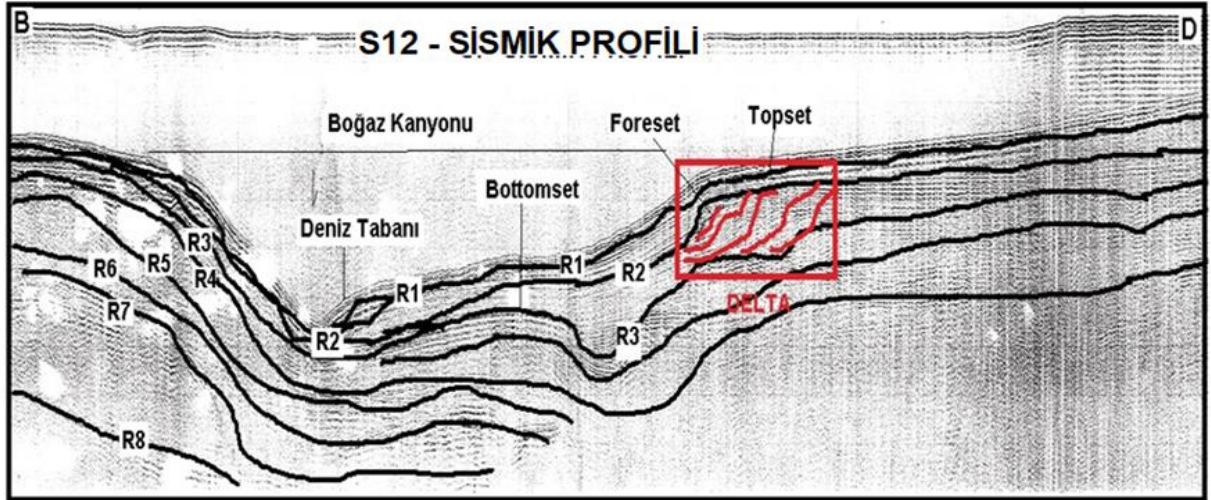
Şekil 4.17: S9 sismik yansıma profilinin yorumlanmış hali(Eriş, 2007'den değiştirilerek).



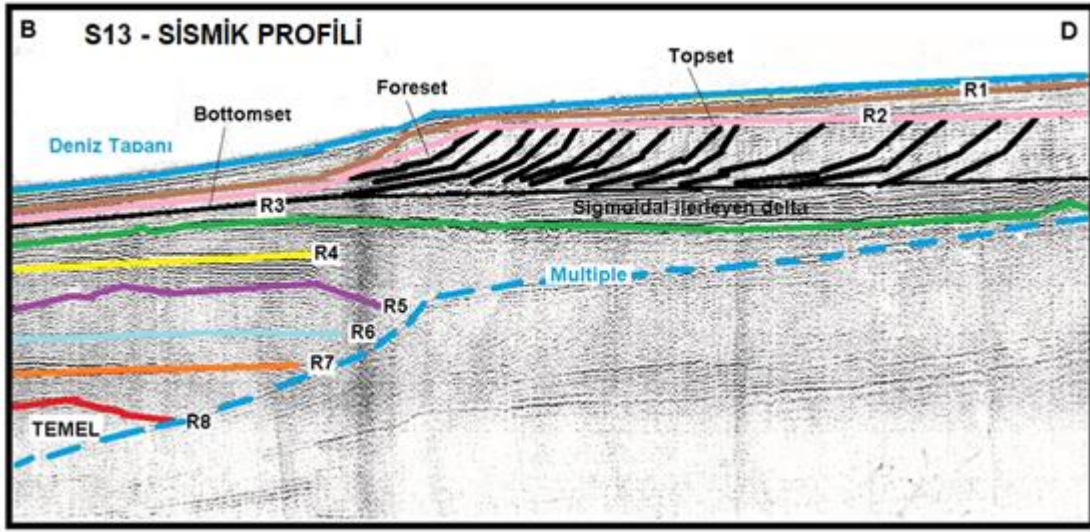
Şekil 4.18: S10 sismik yansıma profilinin yorumlanmış hali (Eriş, 2007'den değiştirilerek).



Şekil 4.19: S11 sismik yansıma profilinin yorumlanmış hali (Eriş, 2007den değiştirilerek).

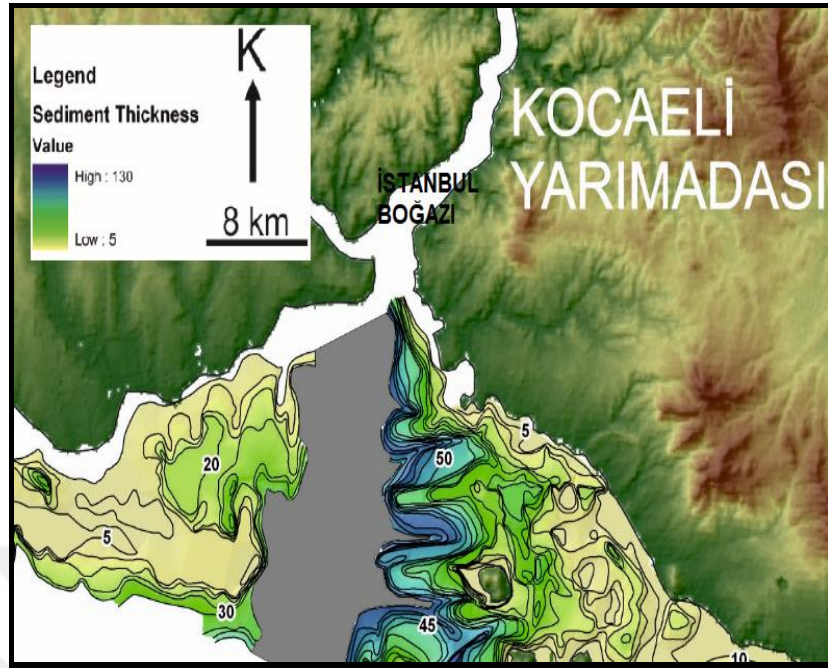


Şekil 4.20: S12 sismik yansıma profilinin yorumlanmış hali (Eriş, 2007den değiştirilerek).

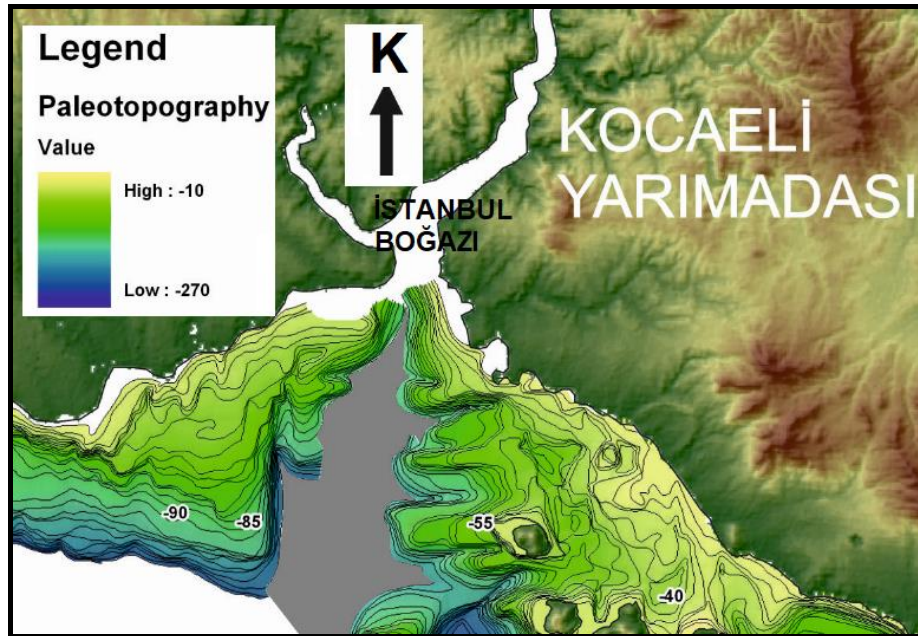


Şekil 4.21: S13sismik yansıma profilinin yorumlanmış hali (Eriş, 2007den değiştirilerek).

Ayrıca çalışma alanında seçilen tüm sismik profiller kullanılarak sediment kalınlık haritası ve paleozoyik temel haritası elde edilmiştir. Kalınlıklar hesaplanırken deniz suyunun hızı 1500 ve sedimentlerin ortalama hızı için 1700 m/sn alınmıştır (Eriş, 2007) Temel üzerindeki tüm sedimentler havza dolgusu anlamında tek bir ünite olarak alınmıştır. Her iki harita Şekil 4.21 ve 4.22’de verilmektedirler (Tur, 2007). Sediment kalınlık haritasına bakıldığında deltanın olduğu alanlarda sediment kalınlıklarının en yüksek değerlerine ulaştığı ve kalınlığın doğudan batıya doğru gidildikçe arttığı görülmektedir. İstanbul Boğazı’na yaklaştıkça ve boğaz kanalının sol tarafında ise kalınlıkların azaldığı dikkati çekmektedir.



Şekil 4.22: Çalışma alanı sediment kalınlık haritası (Tur, 2007).



Şekil 4.23: Çalışma alanı paleozoyik temel haritası (Tur, 2007).

5. TARTIŞMA VE SONUÇ

Aksu ve diğ., (2016) yaptıkları son çalışmada boğazın güney çıkışındaki deltanın son buzul döneminde erken holosende kurulan bağlantı ile Karadeniz tarafından gelen suların taşıdıkları çökel birikiminden oluştuğunu savunmaktadırlar.

Körülü ve diğ. (2016) İstanbul Boğazı Marmara çıkışındaki şelf alanını yine sıg sismik verileri kullanarak son buzul-holosen dönemi ile ilgili yaklaşımlarda bulunarak boğaz çıkışındaki deltanın hem boğaz kökenli hem de Kurbağlıdere kökenli olduğunu iddia etmişlerdir.

Eriş ve diğ. (2007) ‘de İstanbul Boğazı Marmara denizi çıkışında son buzul dönemi transgresyonunu ve evrimini yüksek rezolüsyonlu sismik kesitleri analiz ederek kor numunelerini radyokarbon yöntemiyle yaşlandırarak incelemişlerdir. Bu makalede İstanbul Boğazı’nın çıkışında bulunan deltanın boğazın deltası olmadığını ispat etmeye çalışmışlar ve Gökaşan ve diğ. 2005 ‘teki çalışmayı destekleyen sonuçlar bulmuşlardır. Hiscott ve diğ., 2008’de bu çalışmaya yazdıkları eleştiri makalesinde bu tezi reddetmişlerdir. 2008’de Eriş ve diğ. bu kez Hiscott’un eleştiri makalesine cevap niteliğinde yazdıkları karşı makalede eleştirileri çürütmek istemişlerdir. Eriş ve Çağatay yine 2008’de yaptıkları çalışmada Marmara Denizi’nde son buzul döneminden günümüze kadar deniz seviyesi değişimlerini sismik ve karot verilerini kullanarak açıklamış ve boğaz çıkışının güneyindeki deltanın Kurbağlıdere ile ilintili olduğu kanısına varmıştır.

İstanbul Boğazı paleo-kanalı içerisinde oluşmuş kanal-bank kenarı (levee) çökellerinin varlığı G.Ö. 12 bin yılında İstanbul Boğazı üzerinden Karadeniz sularının Marmara Denizi’ne aktığını göstermektedir. İstanbul Boğazı girişinde yer alan MD-2750 karotunda yapılan kronolojik çalışmalar kanal-bank kenarı çökeliimin G.Ö. 10.5 bin yılına kadar devam ettiğini göstermektedir. Bu sonuç Karadeniz’de Major ve diğ. (2002, 2006) ile Ryan ve diğ. (2003)’nin yaptığı izotop çalışmaları ile desteklenmektedir. Eriş, 2007’ye göre İstanbul Boğazı girişinde yapılan sismik stratigrafik ve karot çalışmalarında Holosen başında su seviyesinin -85 m’den kanal-bank kenarı çökeliiminin bitimi olan G.Ö. 10.5 bin yılına kadar -65 m’ye kadar yükseldiği tespit edilmiştir. Marmara Denizi kuzey şelfinde yer alan sismik profillerde çeşitli birimler

içerisinde belirlenen denizel taraça ve dalga aşındırma düzlüklerinin varlığı Holosen içerisinde zaman zaman deniz seviyesinin durağan halde bulunduğunu göstermektedir. Sismik profillerde -65 m’de gözlenen taraça seviyesinin (Eriş, 2007’nin kor numunelerinde yapılan kronolojik çalışmalar sonucunda bulunduğu gibi) G.Ö. 10 bin yılında oluştuğu düşünülmektedir. Holosen ortalarında G.Ö. 6.5 bin yılında dünya deniz seviyesi artış hızı yavaşlamıştır. Aynı dönemde karada bulunan akarsuların drenajları artması ile sediment depolanması da artmıştır. İşte bu dönemde Kurbağlıdere’nin çıkışından itibaren Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişindeki şelf alanında delta çökelleri gelişmeye başlamış olmalıdır. Bu oluşumun o dönemden günümüze devam ettiği ve deltanın bugünkü şeklini aldığı düşünülmektedir.

Bu tez çalışmasında öncelikle Kurbağlıderenin özellikleri incelenmiştir. Kurbağlıdere İstanbul-Kadıköy’de bulunduğu konumda tepe oluşumlarının arasındaki plato içerisinde gelişen drenaj alanındaki kolları ile “Dandritik tip” bir akarsudur. Kazdığı havzalarda genellikle alüvyon sedimentleri aşındırarak ve taşıyarak Marmara Denizi’ne götürmektedir. Akarsu Anadolu yakasının en uzun akarsuyudur. Son buzul döneminden günümüze kadar kara alanından Marmara Denizi’ne oldukça fazla sediment taşımıştır. Günümüzde ise bu sedimantasyon insan eliyle yapay yollardan derenin beslenme koşullarının değişmesinden dolayı azalmaktadır. Akarsuyun mansap bölümünde ve deniz tarafında yapılan çalışmalar sonucunda İstanbul Boğazı’nın güneyindeki delta ile doğrudan ilişkili olduğu açık bir şekilde görülmektedir.

Marmara Denizi kuzey şelf alanı İstanbul Boğazı girişinde toplanan çok sayıda sismik yansıma profilinin incelenmesi sonucunda çalışma alanında sınır niteliğinde sekiz adet yansıma arayüzeyi belirlenmiştir. Bu ara yüzeyler arasında ise yedi adet jeolojik birim görülmüştür. Bu birimlerin neler olduğu ve özellikleri Tablo 5.1’de verilmektedir.

Tablo 5-1: Çalışma alanında belirlenen arayüzey ve birimler.

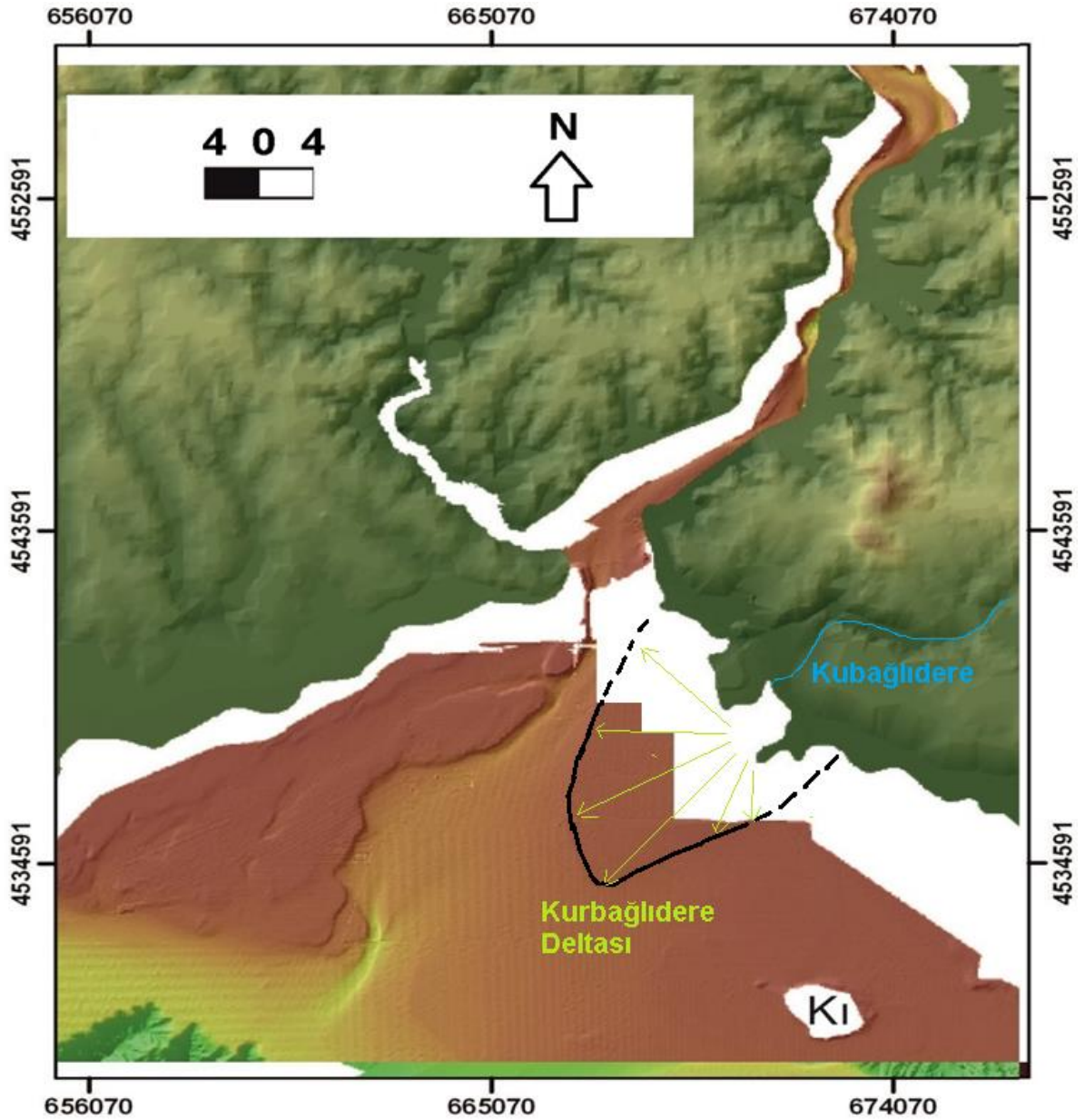
	YIL (G.Ö)	SİSMİK BİRİM	FASİYES	TARAÇA	Simik yansıma özellliği
SİSMİK YANSIMA ARAYÜZLERİ	R1	0-3800	Birim-1	Çamur Yayılımı	→ Aşınma yüzeyi
	R2	3800-6200	Birim-2	Delta Sedimentleri	
	R3	6200-8000	Birim-3	Çamur Yayılımı	
	R4	8000-8800	Birim-4	Kıyı-yüzü Sedimnetleri	→ -63 m. → Kanal kazınması
	R5	8800-10500	Birim-5	Vadi Dolgusu	
	R6	10500-11500	Birim-6	Kanal Bank-kenarı Sedimentleri	→ -71 m. → Aşınma yüzeyi
	R7	11500-12200	Birim-7	Vadi Dolgusu	→ -76 m. → Reaktivasyon yüzeyi
	R8				→ -81 m. → Aşınma yüzeyi

Marmara Denizi kuzey şelfinde yer alan sismik profillerde çeşitli birimler içerisinde belirlenen denizel taraça ve dalga aşındırma düzlüklerinin varlığı Holosen içerisinde zaman zaman deniz seviyesinin durağan halde bulunduğunu göstermektedir. Sismik profillerde -65 m’de gözlenen taraça seviyesinin (Eriş, 2007’nin kor numunelerinde yapılan kronolojik çalışmalar sonucunda bulunduğu gibi) G.Ö. 10 bin yılında oluştuğu düşünülmektedir.

Holosen ortalarında G.Ö. 6.5 bin yılında dünya deniz seviyesi artış hızı yavaşlamıştır. Aynı dönemde karada bulunan akarsuların drenajları artması ile sediment depolanması da artmıştır. İşte bu dönemde Kurbağlıdere’nin çıkışından itibaren Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişindeki şelf alanında delta çökelleri gelişmeye başlamış olmalıdır. Bu oluşumun o dönemden günümüze devam ettiği ve deltanın bugünkü şeklini aldığı düşünülmektedir.

Sismik Stratigrafik sonuçların yanınıda çalışma alanındaki yorumlanan sismik kesitlerde belirlenen deltanın konumu, geometrisi ve gelişim şekli incelenmiştir. Deltanın gelişiminin Kurbağlıdere'nin döküldüğü koydan itibaren şelf alanında batıya doğru geliştiği çok açık bir şekilde görülmektedir. İncelen sismik profillerin hiç birinde kuzeyden güneye doğru gelişen bir delta varlığı da tespit edilememiştir. Belirlene deltanın koydan itibaren batıya doğru 180 derecelik bir alan tarayarak geliştiği net bir biçimde görülmektedir. Çok ışınlı batimetri verileri de bunu açık bir şekilde desteklemektedir (Şekil 5.1).





Şekil 5.1: Kurbağlıdere Deltası'nın Marmara denizi şelfinde gelişimi.

Ayrıca İstanbul Boğazı'nda yapılan çalışmalardan bilinmektedir ki boğaz boyunca güneyden kuzeye doğru gittikçe artan güçlü bir erozyon vardır. Bu erozyon Karadeniz'den gelen üst akıntıların taşıdığı asılı sedimentlerin boğaz kanalında birikmesini engellemektedir. Ayrıca Ege'den itibaren Marmara Denizi içinde olduğu gibi kuzey şelfte ve boğazda da dip akıntısı Karadeniz'e doğrudur. Bu da birikmiş olsa dahi dip sedimentlerini büyük ölçüde aşındıracağı ve taşıyacağı anlamını taşımaktadır.

Bütün bu sebeplerden dolayı İstanbul Boğazı güneyinde görülen delta Kurbağlıdere tarafından sedimetler tarafından oluşmuş ve gelişmiştir.



6. KAYNAKLAR

[Adatepe, F.M., 1988. *Marmara Denizi Jeofizik Verilerinin Değerlendirilmesi*. İ.Ü. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Doktora Tezi.

Aksu A.E., Hiscott, R.N., Yaltırak, C., 20016. Early Holocene age and provenance of a mid-shelf delta lobe south of the Strait of Bosphorus, Turkey, and its link to vigorous Black Sea outflow.

Aksu, A.E., Hiscott, R.N., and Yaşar, D., 1999. *Oscillating Quaternary water levels of the Marmara Sea and vigorous outflow into the Aegean Sea from the Marmara Sea-Black Sea drainage corridor*. Marine Geology, 153, 275-302.

Aksu, A.E., Hiscott, R. N., Yaşar, D., İşler, F. I., Marsh. S., 2002. *Seismic stratigraphy of Late Quaternary deposits from the southwestern Black Sea shelf: evidence for non-catastrophic variations in sea-level during the last 10 000 yr*. Mar Geol, 190(1-2), 61-94

Akyol, İ.H., 1940. *Erzincan zelzelesi ve son feyzanlar dolayısıyla: Ülkü, c 14, sayı: 84, s 499, sayı 85, s 17, sayı 86, s 86*. (Kaynak: Şengör, 1996).

Alavi, S.N., Okyar, M. and Timur, K., 1989. *Late Quaternary Sedimentation in the Strait of Bosphorus: High resolution Seismic Profiling*. Marine Geology, 89, 185-205.

Alaygut, D., 1995. *The petrographic investigation of the Turkish Strandja under the Thrace sedimentary basin, NW Turkey (Abstracts), International Earth Science Colloquium on the Aegean Region*. 1995, IESCA-İzmir, Güllük, Turkey.

Alpar, B. and Yaltırak, C., 2000. *Tectonic setting of eastern Marmara Sea, NATO Advanced Research Seminar, May 14-17, 2000*. İstanbul, Abstracts, 9-10.

Algan, O., Alpar, B., Gökaşan, E., Güneysu, C., Kırıcı, E., Sarı, E., Ongan, D., Gazioğlu, C., ve Yücel, Z.Y., 1999. *Sakarya Deltası ve kanyonunun jeolojik evrimi: Karadeniz'de Kuvaterner su seviyesi değişimleri*. TÜBİTAK Proje No: YDABÇAG 198Y078, yayınlanmamış, 90s.

Algan, O., Çağatay, N., Tchepalyga, A., Ongan, D., Eastoe, C. and Gökaşan, E., 2001. *Stratigraphy of the sediment infill in Bosphorus Strait: water exchange between the Black and Mediterranean Seas during the last glacial Holocene*. Geo-Marine Letters, 20/4, 209-218.

- Algan, O., Gökaşan, E., Gazioğlu, C., Yücel, Z. Y., Alpar, B., Güneysu, C., Kırıcı, E., Demirel, S., Sarı, E., Ongan, D., 2002. *A high-resolution seismic study in Sakarya Delta and submarine canyon, southern Black Sea shelf*. Cont Shelf Res, 22(10), 1511-1527
- Ardel, A. ve Kurter, A., 1973. *Marmara Denizi (Fiziki Etüd)*. İ.Ü. Coğr. Enst. Dergisi, Cilt 10, sayı 18-19, 57-71.
- Ardel, A., ve İnandık, H., 1957. *Marmara Denizi'nin teşekkül ve tekamülü*. Türk Coğrafya Dergisi, 17, 1-14.
- Ardos, M., 1979, *Türkiye jeomorfolojisinde Neotektonik*. İ.Ü. Yay., No: 2621, 228s.
- Ballard, R. D., Coleman, D. F., Rosenberg, G. D., 2000. *Further evidence of abrupt Holocene drowning of the Black Sea shelf*. Marine Geology, 170, 253-261
- Bargu, S., 1997. *İzmit Körfezi'ndeki Pleistosen taraçaları ve tektonik özellikleri*, İ.Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi. C: 10, S: 1-2, 1-29.
- Bargu, S. ve Sakıncı, M., 1990. *İzmit Körfezi ve İzmit Gölü arasında kalan bölgenin jeolojisi ve yapısal özellikleri*, İ.Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, C: 7, S: 1-2, 45-76.
- Barka, A.A., 1992. *The North Anatolian Fault Zone*, Annales Tectonicae, 6, 164-195.
- Barka, A.A., and Kadinsky-Cade, K., 1988. *Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity*. Tectonics, V 7, No:3, 663-684.
- Baykal, F. ve Önal, M., 1979, *Şile sedimentler karışığı (Şile Olistostromu)*, TJK Altın simpozyumu, 15-27
- Blumenthal, M.M., 1943. *Şimal Anadolu zelzele sahasının jeolojisi ve 1942 yılı sonunda buralarda yapılan mikrosismik müşahadeler (Osmancık-Erbaa)*. MTA Der., sene 8, sayı 1/29, 33-58.
- Brown, Jr, L. F., 1989. *TPAO yerbilimcileri için hazırlanan özel kurs notu*

Caner, H., 2000. *Son Akdeniz-Marmara Denizi su bağlantısının palinolojik verilerle değerlendirilmesi, I. Ulusal Deniz Bilimleri Konferansı (30 Mayıs-2 Haziran 2000)*. Bildiri Özleri Kitabı, s71.

Crampin, S. ve Üçer, B., 1973. *Marmara Denizi'nin sismik etüdü*. Cumhuriyetin 50. yılı veribilimleri kongresi tebliğleri, 336-39.

Crampin, S. and Evans, R., 1986. *Neotectonics of the Marmara Sea region of Turkey*, J.Geol. Soc. London, 143, 343-346.

Cvijic, J., 1908. *Grundlinien der Geographie und Geologie von Mazedonien und Altserbien*. Petermans Mitteilungen Ergänzungsheft I(162), Gotha

Coe, A. L., 2002 *The sedimentary record of sea-level change* Cambridge University Press

Çağatay, M.N., Görür, N., Algan, O., Eastoe, C., Tchapalyga, A., Ongan, D., Kuhn, T., and Kuşçu, İ., 2000. *Last glacial-Holocene palaeoceanography of the Sea of Marmara: timing of the last connections with the Mediterranean and the Black Sea*. Marine Geology.

Çağatay, N., Eriş, K., Ryan, W.B.F., Sancar, Ü., Polonia, A., Akçer, S., Biltekin, D., Gasperini L., Görür, N., Lericolaris, G., Bard, E. 2009. *Late pleistocene-holocene evolution of the northern shelf of the Sea of Marmara*, Mar. Geol. 265, 87-100.

Çağlak, F., 2004. *İstanbul Boğazı, Marmara çıkışı ile Tuzla arasındaki Marmara Denizi kuzey şelf alanında sismik ve multi-beam batimetrik verilerin toplanması ve değerlendirilmesi*. İ.Ü. Fen Bilimleri Enst. Jeofizik Müh. ABD. Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi, 122s

Demirbağ, E., Gökaşan, E., Oktay, F.Y., Şimşek, M., and Yüce, H., 1999. *The last sea level changes in the Black Sea: evidences from the seismic data*. Marine Geology, No 157, s: 249-265.

Ediger, V.Ş., 1990. Palinoloji, *İstanbul Boğazı Güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) Dip Tortulları*, Ed. Engin Meriç. İTÜ Vakf Yayınları, 59-71.

Elmas, A., and Meriç, E., 1998. *The seaway connection between the Sea of Marmara and Mediterranean: Tectonic development of the Dardanelles*. International Geology Review, 40/2, 144-163.

Erinç, S., 1973. *Türkiye'nin Şekillenmesinde Neotektoniğin Rolü ve Jeomorfoloji-Jeodinamik İlişkileri*. Jeomorfoloji Dergisi, yıl 5, sayı 5, 15-25.

Eriş, K.K., Ryan, W.B.F., Çağatay, M.N., Sancar, Ü., Lericolais, G., Ménot, G., Bard, E., 2007. *The timing and evolution of the post-glacial transgression across the Sea of Marmara shelf south of İstanbul*. Mar. Geol. 243, 57–76.

Eriş, K.K., Ryan, W.B.F., Çağatay, M.N., Lericolais, G., Sancar, Ü., Ménot, G., Bard, E., 2008. *Reply to Comment on "The timing and evolution of the post-glacial transgression across the Sea of Marmara shelf south of İstanbul" by Hiscott et al.*, Marine Geology 248, 228–236. Mar. Geol. 254, 230–236..

Erol, O. ve İnal, A., 1980. *Çanakkale yöresi, Karacaviran köyü çevresindeki Kuvaterner depoları ve denizel fosileri*. Jeomorfoloji Dergisi, S: 9, 1-37.

Ertek, T.A., 1995. *Kocaeli yarınadasının kuzeydoğu kesiminin jeomorfolojisi*. Çantay Kitapevi, ISBN, 975-7206-08-3, 222s

Eyidoğan, H., Cısternas, A., Gürbüz, C., Aktar, M., Haessler, H., Türkelli, N., Biçmen, F., Üçer, S.B., Kuleli, S., Barka, A., Işıkara, A.M., Polat O., Kaypak, B., Ergin, M., Arpat, E., Yörük, A., Barış, Ş., Kalafat, D., Alçık, H., Güngör, A., İnce, Ş., Zor, E., Bekler, T., Gök, R., Görgülü, G. ve Kara, M., 1998. *Marmara Denizi ve çevresindeki Mikro-deprem araştırmasının sonuçları Deniz jeolojisi, Türkiye deniz araştırmaları*. Workshop-IV, 13-18.

Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M. and Xuan, Z., 1988. *Geophysical study of the Black Sea, Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata, Monograph on the Black Sea*. Vol.XXX, No: 117-118, 197-325.

Göktaşan, E., 1996. *Anadolu'nun Karadeniz Kıyılarının Neotektoniğine Bir Yaklaşım*. Yerbilimleri-Geosound, 29, 99-109.

Göktaşan, E., Demirbağ, E., Oktay, F.Y. ve Doğan, E., 1993. *İstanbul Boğazı Oluşumu Üzerine Yeni Gözlemler*. Türkiye Kuvaterneri Workshop Bildiri Özleri, 63-68.

Göktaşan, E., Demirbağ, E., Oktay, F.Y., Ecevitoglu, B., Doğan, E., Fettahoğlu, M.K. ve Şimşek, M., 1995. *İstanbul Boğazı Oluşumun Sığ Sismik Verilen Yardımı ile Tartışılması*. Jeofizik, v. 9 No.1-2, ISSN 0259-1472, 280-284.

Gökaşan, E., Demirbağ, E., Oktay, F.Y., Ecevitoglu, B.G., Şimşek, M., and Yüce, H., 1997. *On the Origine of the Bosphorus*. Marine Geology, No: 140, s.183-199.

Gökaşan, E., 1998. *İstanbul Boğazı'nın Kuvaterner evriminin sismik stratigrafik yöntemlerle incelenmesi*. İ.Ü. Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enst. Yayınlanmamış Doktora tezi, 224s.

Gökaşan, E., Alpar, B., Güneysu, C. and Doğan, E., The Neotectonics of the Gulf of İzmit (NE Marmara): An approach to the tectonics of the North Anatolian Fault Zone in the Sea of Marmara, Marine Geology, yayında.

Gökaşan E., 2000, Marmara Denizi'nin jeolojik özellikleri, Marmara Denizi'nin Jeolojik Oşinografisi (Editörler: E. Doğan ve A. Kurter), 177-393, ISBN 975-404-579-8, Umur Matbaacılık

Gökaşan, E., Gazioğlu, C., Alpar, B., Yücel, Z. Y., Ersoy, Ş., Gündoğdu, O., Yaltırak, 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 Lett 21, 183-199

Gökaşan, E., Ustaömer, T., Gazioğlu, C., Yücel, Z.Y., Öztürk, K., Tur, H., Ecevitoglu, B., Tok, B., 2003. *Morpho-tectonic evolution of the Marmara Sea inferred from multi-beam bathymetric and seismic data*. Geo-Marine Letters, 23/1, 19-33.

Gökaşan, E., 2004. *Multi-Beam Batimetrik, Sismik ve Sedimantolojik Verilerle, Olası Genç Fayların İstanbul Boğazı Boyunca İzlenmesi ve Geç Kuvaterner (Holosen) Dönemi Boğaz Evrimi ile Son Akdeniz-Karadeniz Bağlantısının İncelenmesi*. İ.Ü. BAP Birimi, BAP-1766/21122001 Numaralı Proje Final Raporu.

Gökaşan, E., Algan, O., Tur, H., Meriç, E., Türker, A., ve Şimşek, M., 2005. *Delta formation at the southern entrance of Istanbul Strait (Marmara Sea, Turkey): a new interpretation based on high –resolution seismic stratigraphy*. Geo-Mar Lett (2005) 25:370-377

Göksu, Y.H., Özer, M.A., ve Çetin, O., 1990. *Mollusk Kavkılarının ESR yöntemi ile tarihlendirilmesi, İstanbul Boğazı güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları* (Ed. E. Meriç). 95-97, İTÜ. Vakfı.

- Görür, N., Akkök, R., Seymen, İ., Alkaya, F. ve Oktay, F.Y., 1981. *Trakya havzası doğusunda Eosen resifleri*. İstanbul Yerbilimleri Dergisi, V: 2, No: 3-4, 303-306.
- Görür, N., Çağatay, M.N., Sakıncı, M., Sümengen, M., Şentürk, K., Yaltırak, C., and Tchapygala, A., 1997. *Origin of the Sea of Marmara as deduced from Neogene to Quaternary paleogeographic evolution of its frame*, International Geological Review, 39, 342-352.
- Görür, N., 1988. *Timing of opening of the Black Sea basin*. Tectonophysics, 147, 247-262.
- Görür, N., Çağatay, N., Emre, Ö., Alpar, B., Sakıncı, M., İslamoğlu, Y., Algan, O., Erkal, T., Keçer, M., Akkök, R., Karlık, G., 2001. *Is the abrupt drowning of the Black Sea at 7150 yr BP a myth?* Mar Geol, 176, 65-73
- Gülen, D., Kubanç, C. ve Altınışıl, S., 1990. *Ostracoda, İstanbul Boğazı Güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) Dip Tortulları*, Ed. Engin Meriç. İTÜ Vakfı Yayınları, 43-55.
- Hiscott RN, Aksu AE (2002) *Late quaternary history of the Marmara Sea and Black Sea from high-resolution seismic and gravity-core studies*. Mar Geol 190(1-2):261-282
- Hiscott, R.N., Aksu, A.E., Mudie, P.J., 2008. *Comment on "The timing and evolution of the post-glacial transgression across the Sea of Marmara shelf south of Istanbul" by Eriş et al.* Marine Geology 243, 57-76. Mar. Geol. 248, 228-236.
- İlkışık, M., 1981. *Manyetotelürik yöntemlerle Trakya'da yer kabuğunun araştırılması*. İstanbul Yerbilimleri Dergisi, V: 2, No: 3-4, 307-321.
- Kaminsky, M. A., Aksu, A. E., Box, M., Hiscott, R. N., Yaşar, D., Filipescu, S., Al-Salameen, M., 2002. *Late glacial to Holocene benthic foraminifera in the Marmara Sea: implications for Black Sea-Mediterranean Sea connections following the last deglaciation*. Mar Geol, 190(1-2), 165-202
- Karataş A., 2017. *Kurbağlıdere Mansabının Geç Holosendeki Flüvyo-Jeomorfolojik Gelişimi*. International Symposium on Geomorphology 2-14 October 2017, Elazığ-Türkiye.

- Kayan, İ., 1986. *İznik ve Yenişehir havzalarında jeomorfoloji araştırmaları ve prehistorik yerleşme yerlerinin çevre özellikleri*. 10. Türkiye Jeomorfoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri, 30-32.
- Kerey, İ.E., Meriç, E., Tunoglu, C., Kelling, G., Brenner, R. L., Doğan, A. U., 2004. *Black Sea-Marmara Sea Quaternary connections: new data from the Bosphorus*. İstanbul, Turkey, Paleo, 204, 277-295.
- Ketin, İ., 1948. *Über die tektonisch-mekhanischen folgerungen aus den grossen Anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums*, Geol. Rundsch., 36, 77-83 (Kaynak: Şengör, 1996).
- Ketin, İ., 1966. *Anadolu'nun tektonik birlikleri*. MTA Yayını, 66, 20-34.
- Ketin, İ., 1983. *Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış*. İTÜ. Matbaası.
- Ketin, İ. ve Kıran, K., 1990. *1/50.000 Ölçekli İstanbul Jeoloji Haritası* (Yayınlanmamış).
- Kocaepe, S., 1983. *G. Marmara bölgesinin sismotektonik yapıları*. 37. Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri, 80-81.
- Koral, H. ve Eryılmaz, M., 1995, *İzmit Körfezi tektoniği, İzmit Körfezi Kuaterner istifi* (Ed. E. Meriç), ISBN 975-96123-0-5, 277-285.
- Koral, H., Şen Ş 1995, *Evidence of transtensional regime in the Tertiary sediments of İstanbul-Çekmece regions*. In: UCEAT-Chamber of Surveying Engineers Proceedings 1st Turkish International Symposium on Deformations, İstanbul, 5-9 September, 1995, pp 680-692
- Koral, H., 1998, *Progressive mid-Tertiary geometry of a major crustal fault in southeastern Stranjha Massif*. In: TAPG-Turkish Association of Petroleum
- Köprülü, K., 2014. *Chirp Sismik Yöntemle İstanbul Boğazı Güney Şelfindeki Çökel Yapılarının Oluşum Dinamiklerinin İncelenmesi*. İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi.
- Köprülü K., Alpar, B. Ve Vardar, D., 2016. *Last Glacial-Holocene Stratigraphic Development at the Marmara Sea Exit of the Bosphorus Strait, Turkey*. Mar- Geophys Res (2016) 37:21-35
- Le Pichon, X, Şengör, A.M.C. ve Taymaz, T., 1999, *Büyük Marmara Fayı: niçin, nerede ve ne olabilir*, Cumhuriyet Bilim ve Teknik, 661, 8-11.

Leuchs, K., 1940, *Das jüngste grossbeben in Anatolien*, Geol. Rundsch., 31, 70-76, (Kaynak: Şengör, 1996).

Macurda, Jr,D.B, 1986. *Seismic Facies Analysis:Geoquest International Inc.*, Houston Texas 530 p.

Major, C., Ryan., W., Lericolais, G., Hajdas, I., 2002, *Constrains on Black Sea outflow to the Sea of Marmara during the last glacial-interglacial transition*, Marina Geology, 190, 19-34

Mallet, R., 1862, *Great Napolitan Earthquake of 1857-The first principles of observational Seismology*, c. II, (Kaynak: Şengör 1996)

(McGeary, D., Plummer, C.C., Carlson, D. H., 2004. ‘*Physical Geology:Earth Revealed (V. Edition)* ‘ Mc Graw Hill, New York 574s,2004

Meriç, E., Yanko, V. ve Avşar, N., 1995a, *İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterner istifinin foraminifer faunası, İzmit Körfezi Kuvaterner istifi* (Ed. E. Meriç), ISBN 975-96123-0-5, 105-153.

Meriç, E., Yanko, V., Avşar, N., Nazik, A. ve Koral, H., 1995b, *Kuvaterner döneminde Akdeniz ile Marmara Denizi arasındaki deniz bağlantıları, İzmit Körfezi Kuvaterner istifi* (Ed. E. Meriç), ISBN 975-96123-0-5, 285-295.

Meriç, E., Sakıncı, M., Eroskay, O., 1988; *İstanbul Boğazı ve Haliç çökellerinin evrim modeli*, Mühendislik Jeolojisi Bülteni, 10, 10-14

Meriç, E. ve Sakıncı, M., 1990, *Foraminifera, İstanbul Boğazı güneyi ve Haliç’in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları* (Ed. E. Meriç), 15-41, İTÜ. Vakfı.

Meriç, E., Oktay, F.Y., Sakıncı, M., Gülen, D. ve İnal, A., 1991a, *Ayamama (Bakırköy-İstanbul) Kuvaterner istifinin sedimanter jeolojisi ve paleoekolojisi*, C.Ü. Müh. Fak. Dergisi, 8/1, 93-100.

Meriç, E., Oktay, F.Y., Sakıncı, M., Gülen, D., Ediger, V.Ş., Meriç, N. ve Özdoğan, M., 1991b, *Kuşdili (Kadıköy-İstanbul) Kuvaterneri’nin sedimenter jeolojisi ve paleoekolojisi*, C.Ü. Müh. Fak. Dergisi, 8/1, 83-91.

- Meriç, E., Kerey, İ.E., Avşar, N., Tunoğlu, C., Taner, G., Kapan-Yeşilyurt, S., Ünsal, İ. ve Rosso, A., 2000, *Geç Kuvaterner (Holosen)'de İstanbul Boğazı yolu ile Marmara Denizi-Karadeniz bağlantısı hakkında yeni bulgular*, TJK. Bülteni, 43/1, 73-118.
- Mihailovic, J., 1923, *Le mecanisme des mouvements seismiques de la mer de Marmara*, Glas Srpske Kraljevske, Akad. Nauk, c 108, 18-63 (Kaynak: Şengör, 1996).
- Mihailovic, J., 1927, *Les grandes catastrophes seismiques sur la mer de Marmara*, Srpske Kraljevske, Akad. Nauk, posebna izdanja 65, 303s., (Kaynak: Şengör, 1996)
- Mihailovic, J., 1933, *La seismicite de la Thrace, de la mer de Marmara et de l'Asie Mineure*, Union Geod. At Geophys. Int. Com. Nat. Serbe, Pub. Inst. Seism.Beog., B2, 77s., (Kaynak: Şengör, 1996).
- Okay, A.İ., Şengör, A.M.C., and Görür, N., 1994, *Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions*, Geology, 22, 267-270.
- Okay, I.A., Demirbağ, E., Kurt, H., Okay, N., and Kuşçu, İ., 1999, *An active, deep marine strike-slip basin along the North Anatolian fault in Turkey*, Tectonics, V: 18, No: 1, 129-147.
- Okay, A.İ., Kaşlılar-Özcan, A., İmren, C., Boztepe-Güney, A., and Demirbağ, E., 2000, *Geometry of active faults and strike slip basins in the Marmara Sea, Northwest Turkey: A Multichannel Seismic reflection study. NATO Advanced Research Seminar , May 14-17, 2000, Istanbul, Abstracts 20-21.*
- Oktay, F.Y., Eren, R.H. ve Sakıncı, M., 1992, *Karaburun-Yeniköy (İstanbul) çevresinde Doğu Trakta Oligosen havzasının sedimenter jeolojisi*, Türkiye 9. petrol kongresi, 92-101.
- Oktay, F.Y. ve Eren, R.H., 1995. *İstanbul Metropolitan Alanı, Jeoloji Haritası (1/50,000)* İstanbul Büyükşehir Belediyesi (yayınlanmamış).
- Oktay, F.Y., Sakıncı, 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*, TUBİTAK-DEBAG/102, 265s.

- Oktay, F.Y., Gökaşan, E., Sakınç, M., Demirbağ, E. And İmren, C. *The effect of North Anatolian Fault Zone to the latest connection between Black sea and Sea of Marmara*, Marine Geology, (yayında).
- Orbay, N., Baydemir, N., and Gündoğdu, O., 1997, *Paleomagnetic evidence of the rotation of İznik-Mekece area*, İ.Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, Cilt 10, Sayı 1-2, 127-135.
- Önalın, M, 1981, *İstanbul Ordovisiyen ve Silüriyen istifinin çökeltme ortamları*, İstanbul Yerbilimleri Dergisi, V: 2, No: 3-4, 161-177.
- Paluska, A., Poetsch, T. and Bargu, S., 1989, *Tectonics, paleoseismic activity and recent deformation mechanism in the Sapanca-Abant region (MW Turkey, North Anatolian Fault Zone)*, in proceedings of the Turkish-German Earthquake Research Project, Ed. J. Zschau and O. Ergünay, Earthquake Research Institute, 18-32.
- Pamir, H.N., 1938, *İstanbul Boğazı'nın teşekkülü meselesi*, MTA Dergisi, S: 4, 61-69.
- Pamir, H.N., 1944, Kuzey Anadolu'da bir deprem çizgisi, Une ligne sismogénique en Anatolie septentrionale, İ.Ü. Fen Fak Mecm., Seri A, Cilt IX, Sayı 3, 143-158.
- Parejas, E., Akyol, İ.H. ve Altınlı, H., 1941, *27 Birinci kanun Erzincan yerdepremi, (Batı kısmı), Le tremblement de terre d'Erzincan du 27 Decembre 1939 (Secteur occidentale)*, İ.Ü. Fen Fak. Mecm., seri B, c 6, sayı 3-4, 187-222, (Kaynak: Şengör, 1996).
- Parke, J.R., Minshull, T.A., Anderson, G., White, R.S., McKenzie, D., Kuşçu, İ., Bull, J.M., Görür, N., and Şengör, C., 1999. *Active Faults in the Sea of Marmara, Western Turkey, imaged by seismic reflection profiles*, Terra Nova, 11, 5, 223-227.
- Pınar, N., 1942, *Geologique et meteorologşque sismiques du bassin de la mer de Marmara*, İ.Ü. Fen Fak. Mecm., Seri A, Cilt VII, S: 3/4, 121,182.
- Pınar, A., Kuge, K., Honkura, Y., 2003, *Moment tensor inversion of recent small to moderate sized earthquakes: implications for seismic hazard and active tectonics beneath the Sea of Marmara*, Geophysical Journal International, 153, 133-145

Press, F., Siever, R., Grotzinger, J., Jordan, T.H., *Understanding Earth (IV. Edition)*, W.H. Freeman and Company, New York, 567s, 2004.

Ryan, B.F.W, Pitman III, W.C., Major, C.O., Shimkus, K., Moskalenko, V., Jones, G.A., Dimitrov, P., Görür, N., Sakıncı, M., and Yüce, H., 1997, *An abrupt drowning of the Black Sea shelf*, Marine Geology, 138, 119-126.

Ryan, W. B. F., Pitman, W. C., 1998, *Noah's Flood: the new scientific discoveries about the event that changed history*, Simon&Schuster USA, 319 pp

Ryan, W. B. F., Major, C. O., Lericolais, G., Goldstein, S. L., 2003, *Catastrophic flooding of the Black Sea*, Annu. Rev. Earth Planet., 31, 525-554

Ross, D. A., Degens, E., T., 1974, *Recent sediments of Black Sea*, In: *The Black Sea-Geology, Chemistry, and Biology*, Ed: E. T. Degens, D. A. Ross, The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, USA, 183-199

Sakıncı, M, 1993, *Marmara kıyılarında denizel Üst Pleistosen-Holosen çökellerinin stratigrafik özellikleri*, Türkiye Kuvaterner'i workshop bildirisi özleri, 83-87.

Sakıncı, M, 1994, *Karaburun (Batı İstanbul) denizel Oligoseni'nin stratigrafisi ve Paleontolojisi*, Mta Dergisi, 1116, 9-15.

Sakıncı, M. ve Yaltırak, C., 1995. *Güney Trakya Sahillerinin Denizel Pleistosen Çökelleri ve Paleocoğrafyası*, Trakya Havzası Jeoloji Sempozyumu, Bildiri özleri, 38-40.

Sakıncı, M., Yaltırak, C. ve Örçen, S., 1995. *Trakya Neojen Paleocoğrafyası ve Evrimi*, Trakya Havzası Jeolojisi Sempozyumu, Bildiri Özleri, 33-35.

Paleocoğrafyası, M.T.A. Dergisi.

Sakıncı, M. ve Yaltırak, C., 1997, *Güney Trakya sahillerinin denizel Pleyistosen çökelleri ve paleocoğrafyası*, MTA Dergisi, 119, 43-62.

Sakıncı, M., 1998, *İstanbul Boğazı bentik foraminifer paleobiyofasiyesleri: Akdeniz-Karadeniz su geçişi üzerine yeni bir yaklaşım*, MTA Dergisi, 120.

Sakıncı, M., Yaltırak, C., and Oktay, F.Y., 1999. *Paleogeographical evolution of the Thrace Basin and the Tethys-Paratethys relation at northwestern Turkey (Thrace)*, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 153, 17-40.

Salamon-Calvi, W., 1937, *Die fortsetzung der Tonalelinie in der Türkei*, *Geologische Beobachtungen in der Türkei*, No 9, Yök. Zir. Enst. Çal., No: 53, 11-13, (Kaynak: Şengör, 1996).

Salamon-Calvi, W., 1940, *Kurze übesicht über den tektonischen bau Anatoliens*, MTA. Enst. Mecm. Sene 5, sayı 1/18, 35-74, (Kaynak: Şengör, 1996).

Sayar, C., 1976. *Haliç ve Civarının Jeolojisi, İstanbul Haliç Sorunları ve Çözüm Yolları Ulusal Sempozyumu*, Boğaziçi Üniv., 355-374.

Sayar, C., 1988, *İstanbul ve Çevresi Neojen Çökelleri ve Paratetis içindeki Konumu*, İTÜ. Maden Fak. 35 inci Yıl, İstanbul.

Siyako, M., Tanış, T. ve Şaroğlu, F., 2000. *Marmara Denizi aktif fay geometrisi*, TÜBİTAK-Bilim ve Teknik Dergisi, 388, 66-71.

Smith, A.D., Taymaz, T., Oktay, F.Y., Yüce, H., Alpar, B., Başaran, H., Jackson, J.A., Kara, S., and Şimşek, M., 1995. *High-resolution seismic profiling in the Sea of Marmara (northwest Turkey): Late Quaternary sedimentation and sea-level changes*, GSA Buletin, 107/8, 923-936.

Stanley, D.J., Blanpied, C., 1980. *Late Quaternary water exchange between the eastern Mediterranean and Black Sea*. Nature 285: 537-541

Suzanne, P., Lyberis, N., Chorowics, J., Nurlu, M., Yürür, T. and Kasapoğlu, E., 1990, *La geometrie de la faille nord Anatolienne a partir d'images Landsat-MSS*, Bull. Soc. Geol. Fr., (8) 6, 589-599.

Steininger, F.F. and Rögl, F., 1984, *Paleogeography and Palinspastic Reconstruction of the Neogene of Mediterranean and Paratetis*, In: Dixon J.E. and Robertson A.H.F. (eds.), The Geological Evolution of Eastern Mediterranean Geological Society, London Special Publication, 17: 659-668.

- Steininger, F.F., Rögl, F. and Nevesskaja, L.A., 1985. *Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys Stratigraphic Correlation Tables and Sediment Distribution Maps*. Mediterranean Neogene Correlation, the University of Vienna, Vienna, 91-102.
- Şen, Ş., Koral, H. ve Önalın, M., 1998, *Küçükçekmece-Çatalca dolayında Trakya havzası doğusunun jeolojisi ve gelişimi: Yeni bulgular*, İ.Ü. Müh. Fak., Yerbilimleri Dergisi, Cilt II, 27-37.
- Şengör, A.M.C., 1979. *The North Anatolian Transform Fault: Its Age, Offset and Tectonic Significance*, Journal of the Geological Society, Vol. 136, 263-282.
- Şengör, A.M.C., 1980. *Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları*, TJK. Yayınları.
- Şengör, A.M.C. and Canitez, N., 1982. *The North Anatolian Fault, Alpine Mediterranean Geodynamics*, Geodynamics Series, 7, 205-216.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. and Şaroğlu, F., 1985. *Strike-slip Faulting and Related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: Turkey as a Case Study*, The Society of Economic Paleontologists and Mineralogist.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981, *Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach*, Tectonophysics, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., 1996, *Kuzey Anadolu Fayı'nın keşfi*, Bilim ve Teknik, 338, 8-15.
- Taner, G., 1981, *Gelibolu yarımadası denizel Kuvaterner Molluskaları*, Jeomorfoloji Dergisi, S: 10, 71-117.
- Taner, G., 1990. *Lamellibranchiata ve Gastropoda, İstanbul Boğazı Güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) Dip Tortulları*, Ed: Engin Meriç, İTÜ Vakfı Yayınları, 81-95.
- Tanoğlu, A. ve Erinç, S., 1956. *Garsak Boğazı ve eski Sakarya*. İ.Ü. Coğr Enst. Dergisi, 4//, 17-30.
- Tardu, T. Ve Baysal, E., 1995. *“Sequence” Stratigrafi Prensipleri*. Ozansungurlu Bilim. Eğitim ve Yardım Vakfı, Eğitim Yayınları No:1
- Taşman, C.E., 1938, *Trakya jeolojisi hıılasası ile Trakya petrol aramaları durumu*, MTA Dergisi, S: 3, 14-20.

Tapırdamaz, C. ve Yaltırak, C., 1996. *Trakya'da Senozoyik Volkaniklerinin Paleomanyetik Özellikleri ve Tektonik Konumu*, MTA Bülteni, V.118.

Tapırdamaz, C. ve Yaltırak, C., 1997, *Trakya'da Senozoyik volkaniklerinin paleomanyetik özellikleri ve bölgenin tektonik evrimi*, MTA Dergisi, 119, 27-42.

BTekkeli, A. 2007, *İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi*

Tur, H. 2007, *An example of secondary fault activity along the North Anatolian Fault on the NE Marmara Sea Shelf, NW Turkey*. Earth Planet Space, 59, 541-552.

Tur, H. 2015. *Tectonic Evolution of the Northern Shelf of the Marmara Sea (Turkey): Interpretation of seismic and bathymetric data*. Mar Geophys Res (2015) 36:1-34.

Tüysüz, O., 1999, *Karadeniz Pontus Euxinus, Türkiye Denizleri ve Çevre Alanlarının Jeolojisi* (Ed. N. Görür), s. 23-129.

Tüysüz, O., Barka, A. ve Yiğitbaş, E., 1998, *Geology of the Saros Graben and its implications for the evolution of the North Anatolian Fault in the Ganos-Saros region northwestern Turkey*, Tectonophysics, 293, 105-126.

Uluğ, A., Özel, E. ve Çiftçi, G., 1987. *İstanbul Boğazı'nda Sismik Çalışmalar*, Jeofizik Dergisi, 130-144.

Vail, Pr., Mitchum, R. M. And Thompson S. (1977). *Seismic stratigraphy and global changes of sea level in PAYTON C.E. (ed.) Seismic Stratigraphy- Applications to Hydrocarbon Exploration*, American Association of Petroleum Geologist Memoir No:26

Wong, H. K., Ludmann, T., Uluğ, A. and Görür, N., 1995. *The Sea of Marmara, a Plate Boundary Sea in Escape Tectonic Regime*, Tectonophysics, 244, 231-250.

Yaltırak, C., 1993. *Kuzeybatı Marmara Kıyılarındaki Genç Denizel Birimlerin (Üst Pleistosen-Holosen) Çökelimi ve Sonrasındaki Jeolojik Süreçleri Denetleyen Unsurlar, Türkiye Kuvaterneri Workshop Bildiri Özleri, İTÜ Genel Jeoloji Ana Bil. D. ve TÜBİTAK-GloteK, 36-41.*

- Yaltırak, C., (1995a). *Gelibolu Yarımadasında Pliyo-Kuvaterner Sedimentasyonunu Denetleyen Tektonik Mekanizma*, Jeofizik, 9 (1-2) (Özel sayı), 103-107.
- Yaltırak, C., 1995b. *Ganos Sisteminin Tektonik Özellikleri, Trakya Havzası Jeolojisi Sempozyumu Bildiri Özleri*
- Yaltırak, C., 1993. *Kuzeybatı Marmara Kıyılarındaki Genç Denizel Birimlerin (Üst Pleistosen-Holosen) Çökelimi ve Sonrasındaki Jeolojik Süreçleri Denetleyen Unsurlar*, Türkiye Kuvaterneri Workshop Bildiri Özleri, İTÜ Genel Jeoloji Ana Bil. D. ve TÜBİTAK-GloteK, 36-41.
- Yaltırak, C., (1995a). *Gelibolu Yarımadasında Pliyo-Kuvaterner Sedimentasyonunu Denetleyen Tektonik Mekanizma*, Jeofizik, 9 (1-2) (Özel sayı), 103-107.
- Yaltırak, C., 1995b: *Ganos Sisteminin Tektonik Özellikleri, Trakya Havzası Jeolojisi Sempozyumu, Bildiri Özleri*
- Yaltırak, C., Sakıncı, M., and Oktay, F.Y., 2000a. *Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics*: Comment, *Geology*, 28, 2, 187-188
- Yaltırak, C., Alpar, B., and Yüce, H., 1998, *Tectonic elements controlling the evolution of the Gulf of Saros (northeastern Aegean Sea, Turkey)*, *Tectonophysics*, 300, 227-248.
- Yaltırak, C., Alpar, B., Sakıncı, M. and Yüce. H., 2000b. *Origin of the Strait of Çanakkale (Dardanelles): regional tectonics and the Mediterranean – Marmara incursion*, *Marine Geology* 164, 139-159
- Yıldırım, M. ve Gökaşan, E., 2007. *Mühendisler için Jeoloji Bilgileri*. Yıldız Teknik Üniversitesi İnşaat Fakültesi İnşaat Mühendisliği Bölümü YTÜ Basım Yayın Merkezi İstanbul..
- Yılmaz, B. ve Oktay, F.Y., 1996, *Marmara Denizi Büyükçekmece(İstanbul)-Marmara Ereğlisi (Tekirdağ) kıyı kesiminin deniz jeolojisi*, Türkiye 11. Petrol Kong. ve Sergisi, 103-104.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, C., ve Şengör, A.M.C., 1997, *Geology and tectonic evolution of Pontides*, In *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region* (Ed. A.G. Robinson), AAPG Memoir, 68, 183-226.

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., and Erbay, A.Y., 2010. *Morphotectonic development of the Marmara Region*. *Tectonophysics*, 488, 51-70.



EKLER |



ÖZGEÇMİŞ

Kişisel Bilgiler

Adı Soyadı Meltem Gümüş
 Doğum Yeri Gaziosmanpaşa
 Doğum Tarihi 27.02.1991
 Uyruğu ☒ T.C. ☐ Diğer:
 Telefon 05378543296
 E-Posta Adresi meltemm.gumus@gmail.com

Web Adresi

Eğitim Bilgileri

Lisans

Üniversite İstanbul Üniversitesi
 Fakülte Mühendislik Fakültesi
 Bölümü Jeofizik Mühendisliği
 Mezuniyet Yılı 2014

Yüksek Lisans

Üniversite İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa
 Enstitü Adı Lisansüstü Eğitim Enstitüsü
 Anabilim Dalı Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı
 Programı Jeofizik Mühendisliği Programı

Makale ve Bildiriler