

## ÖNSÖZ

Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, İklim ve Deniz Bilimleri Anabilim Dalı, Yer Sistem Bilimi programında hazırlanan bu doktora çalışması, Marmara Denizi'nde Orta Pleyistosen'den günümüze deniz seviyesi değişimleriyle ilgili problemleri çözmek amacıyla hazırlanmıştır.

Öncelikle bu çalışmanın hazırlanmasında tez yürütücülüğümü üstlenen ve yönlendiren, tezimin her aşamasında bilgi ve deneyiminden yararlanıp, bilimsel hayatımda bana ilerleme fırsatı yaratan ve bu konuda her zaman desteğini esirgemeyen Sayın Hocam Prof.Dr. Namık ÇAĞATAY'a çok teşekkür ederim.

Lisans üstü eğitimime başladığım Jeoloji Mühendisliği, Genel Jeoloji Anabilim Dalı üyelerinden Prof. Dr. Naci GÖRÜR, Prof. Dr. Celal ŞENGÖR, Prof. Dr. Remzi AKKÖK ve Prof. Dr. Mehmet SAKINÇ'ın yarattıkları çok değerli bilimsel ortamın bu çalışmaya katkısı büyüktür. Ayrıca bana bilimsel ve eleştirel düşünceleriyle katkıda bulunan tüm Genel Jeoloji Anabilim Dalı öğretim üyelerine teşekkürü bir borç bilirim. Yarattıkları çalışma ortamı ve bilimsel katkıları açısından da Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü öğretim üyeleri ve araştırma görevlilerine de ayrıca teşekkür ederim.

Jeoloji Mühendisliği Genel Jeoloji Anabilim Dalı'nda kariyerim ilk günlerinden itibaren bana çalışmalarım ve ilerlememde her türlü yardımları ve manevi desteklerinden dolayı Prof. Dr. Mehmet KARACA ve şuan aramızda olmayan Prof. Dr. Aykut BARKA'ya teşekkür ederim.

Çalışmamın ilk aşamalarından itibaren ve özellikle 2003 yılında eğitim amaçlı gittiğim Lamont Doherty (Kolombiya Üniversitesi) enstitüsünde çalışmakta olan

Prof. Dr. W. Bill RYAN ve Prof. Dr. Cecilia MCHUGH'a bu çalışmaya bilimsel ve eleştirisel düşünceleriyle büyük katkılarından dolayı teşekkür ederim.

Özellikle Marmara Denizi'nde yer aldığım deniz seferleri sırasında MTA gemi personeli ve özellikle Dr. Yavuz HAKYEMEZ ve Kerim SARIKAVAK'A çalışmalarında bana sağladıkları bilimsel ortam ve imkanlardan dolayı çok teşekkür ederim.

Çalışmalarım sırasında bana destek ve yardımlarından dolayı Araş. Gör. Ümmühan SANCAR, Araş. Gör. Sena AKÇER ve Demet Biltekin'e teşekkürü bir borç bilirim.

Ayrıca bu güne kadar hayatımın her aşamasında maddi ve manevi katkılarını esirgemeyen anneme, babama ve kardeşlerime, tüm zorluklara ve çektiğim tüm sıkıntılara rağmen beni destekleyen ve her zaman arkamda hissettiğim sevgili eşim Hatice ERİŞ'e sonsuz teşekkür ederim.

Mayıs, 2007  
İstanbul

K.Kadir ERİŞ

## İÇİNDEKİLER

	Sayfa No
<b>KISALTMALAR</b>	v
<b>TABLO LİSTESİ</b>	vi
<b>ŞEKİL LİSTESİ</b>	vii
<b>SEMBOL LİSTESİ</b>	xv
<b>ÖZET</b>	xvi
<b>SUMMARY</b>	xix
<b>1. GİRİŞ</b>	<b>1</b>
1.1. Çalışmanın Amacı	1
1.2. Marmara Denizi Kuvaterner Evrimi İle İlgili Önceki Çalışmalar	3
<b>2. MARMARA DENİZİ’NİN BATİMETRİSİ, OŞİNOGRAFİSİ VE JEOLJİSİ</b>	<b>9</b>
2.1. Morfoloji-Batimetri	9
2.2. Güncel Oşinografi	15
2.3. Jeoloji	23
<b>3. KULLANILAN YÖNTEMLER</b>	<b>29</b>
3.1. Karot Çalışmaları	29
3.1.1. Karot alınması ve örnekleme yöntemleri	29
3.1.2. Oksijen ve karbon izotop analizleri	29
3.1.3. Karbon-14 tarihlendirme analizleri	30
3.1.4. Toplam karbonat analizi	30
3.1.5. Organik karbon analizi	30
3.2. Sismik Yöntemler	31
3.2.1. Sismik profillerin alınması	31
3.2.2. Sismik stratigrafi yöntemleri	31
<b>4. SİSMİK STRATİGRAFİ, KAROT SEDİMENTOLOJİSİ VE KRONOSTRATİGRAFİ</b>	<b>35</b>
4.1. Giriş	35
4.2. Silivri ve Çekmece şelfleri	39
4.2.1. Sismik stratigrafi	39
4.2.2. Karot sedimentolojisi	54
4.2.3. Yorum-Tartışma	69
4.3. Adalar	77
4.3.1. Sismik Stratigrafi	77

4.3.2. Karot Sedimentolojisi	89
4.3.3. Yorum-Tartışma	102
4.4. İstanbul Boğazı Girişi	111
4.4.1. Sismik Stratigrafi	111
4.4.2. Karot Sedimentolojisi	125
4.4.3. Yorum-Tartışma	132
<b>5. TARTIŞMA</b>	<b>153</b>
5.1. Marmara Denizi'nde G.Ö.130-78 bin yılları arasında deniz seviyesi değişimleri	153
5.2. Marmara Denizi'nde G.Ö.78-12 bin yılları arasında deniz seviyesi değişimleri	163
5.3. Marmara Denizi'nde Holosen döneminde deniz seviyesi değişimleri	173
<b>6. SONUÇLAR</b>	<b>180</b>
<b>KAYNAKLAR</b>	<b>185</b>
<b>ÖZGEÇMİŞ</b>	<b>198</b>

## KISALTMALAR

<b>KAF</b>	: Kuzey Anadolu Fayı
<b>KAFZ</b>	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
<b>EİE</b>	: Elektrik İdaresi Enstitüsü
<b>RV</b>	: Research Vessel
<b>AMS</b>	: Atomic Mass Spectrometry
<b>Corg</b>	: Organic carbon profile
<b>LGM</b>	: Last Glacial Maximum
<b>YD</b>	: Younger Dryas
<b>G.Ö.</b>	: Günümüzden önce
<b>B.S.</b>	: Birim sınırı
<b>MTA</b>	: Maden Tetkik Arama
<b>DSİ</b>	: Devlet Su İşleri
<b>S.Y.Y.</b>	: Sismik yansıma yüzeyi
<b>İ.K.</b>	: İnce kum
<b>O.K.</b>	: Orta kum
<b>KD</b>	: Kuzey doğu
<b>GB</b>	: Güney batı
<b>G</b>	: Güney
<b>K</b>	: Kuzey
<b>D</b>	: Doğru
<b>B</b>	: Batı

## TABLO LİSTESİ

	<b>Sayfa No</b>
<b>Tablo 4.1.</b> Projede incelenen karotların koordinat ve derinlik bilgileri.....	35
<b>Tablo 4.2.</b> İncelenen karotlarda yapılan radyokarbon ( <sup>14</sup> C) tarihlendirme analizleri.....	36
<b>Tablo 4.3.</b> Marmara ve Batı Karadeniz bölgelerinde bazı nehirlerin debi ve taşıdığı asılı sediman miktarları.....	148

## ŞEKİL LİSTESİ

	Sayfa No
<b>Şekil 2.1</b> :Marmara Denizi'nin batimetrisi (MTA, 2001).....	11
<b>Şekil 2.2</b> :Marmara Denizi'nin batimetrisi ve aktif faylarını gösterir harita (Le Pichon vd., 2001; Armijo vd., 2002; Çağatay vd., 2003).....	12
<b>Şekil 2.3</b> :İstanbul Boğazı batimetrisi (A) (Gökaşan vd., 1997). İstanbul Boğazı'nın deniz tabanının morfolojisini gösteren enine kesit (B) (Algan vd., 2001).....	14
<b>Şekil 2.4</b> : Marmara Denizi'nin İstanbul Boğazı girişinin ve Sarayburnu, Beşiktaş ve Kabataş mevkiileri arasında kalan alanların batimetrisi (Allavi vd., 1987).....	15
<b>Şekil 2.5</b> : Marmara Denizi ve çevreleyen boğazlarda taşınan yıllık ortalama toplam süspansiyon sediman miktarları (A). Marmara Denizi ve onu çevreleyen boğazlarda çift akıntı sisteminin varlığında tuzluluk ve sıcaklık değişimleri (B) (Ünlüata vd., 1990; Ergin vd., 1991).....	17
<b>Şekil 2.6</b> : Haliç ve İstanbul Boğazı güneyinin batimetrisi (Allavi vd., 1987).....	18
<b>Şekil 2.7</b> : Haliç nehri profili boyunca güncel su sirkülasyonu (Ergin vd., 1990).....	18
<b>Şekil 2.8</b> :Marmara Denizi batimetrisini ve çevre bölgelerin topoğrafyasını gösteren harita (IFREMER, 2001).....	20
<b>Şekil 2.9</b> :Marmara Denizi'nde üst su akıntı sistemi (Beşiktepe vd., 1994).....	21
<b>Şekil 2.10</b> :Marmara Denizi'nde alt su akıntı sistemi (Beşiktepe vd., 1994).....	22
<b>Şekil 2.11</b> : Marmara Bölgesinin jeolojik haritası (Çağatay vd., 2006).....	25
<b>Şekil 3.1</b> :Sismik yansıma yüzeylerinin geometrik terminolojileri (Vail vd., 1977a).....	33
<b>Şekil 3.2</b> :Sismik profillerde gözlenen sismik yansıma yüzeyi paketlerinin gösterdikleri geometrik ve yapısal özellikler (Vail vd., 1977a).....	34
<b>Şekil 4.1</b> :Bu çalışma kapsamında incelenen karotların ve bazı karotların üzerinde yer aldığı sismik hatların yerlerini gösteren Marmara Denizi batimetri haritası (Marione Dufresne, 2001).....	38
<b>Şekil 4.2</b> :Bu çalışma kapsamında Marmara Denizi'nde Silivri, Büyük ve Küçük Çekmece arasında kalan şelf alanlarında incelenen karot ve sığ-sismik profilleri gösteren batimetri haritaları. Üstte yeralan	

	batimetri haritaları R/V Marione Dufresne (2001) gemisiyle ve altta yeralan batimetri haritası ise R/V Odinfinder (2000) gemisiyle elde edilmiştir.....	40
<b>Şekil 4.3</b>	:Büyük ve Küçük Çekmece arasında kalan şelf alanında karot C-1'in üzerinde yer aldığı Marm-14 sığ-sismik profili. Sismik profil 2000 yılında R/V Odin Finder gemisiyle alınmış ve sismik stratigrafik yorumlamalar Çağatay vd. (2003)'den sonra yeniden gözden geçirilmiştir.....	41
<b>Şekil 4.4</b>	:Büyük Çekmece şelfinde karot C-17'nin üzerinde yer aldığı Marm-18 sığ-sismik profili. Sismik profil 2000 yılında R/V Odin Finder gemisiyle alınmış . Profil ve sismik stratigrafik yorumlamalar Çağatay vd. (2003)'den sonra yeniden gözden geçirilmiştir.....	44
<b>Şekil 4.5</b>	:Büyük Çekmece şelfinde Medex01-04 karotlarının üzerinde yer aldığı Medex07 sığ-sismik profili. Profil 2005 yılında R/V Mediterreanean Explorer teknesiyle alınmış ve sismik stratigrafik yorumlamalar Ryan vd. (2005)'den sonra gözden geçirilmiştir.....	47
<b>Şekil 4.6</b>	:Silivri şelfinde karot Tsu02-7'nin üzerinde yer aldığı Si-3 sığ-sismik profili. Profil 2005 yılında R/V Urania gemisiyle alınmıştır.....	48
<b>Şekil 4.7</b>	:Küçük Çekmece şelfinde karot Tsu03-10'nun üzerinde yer aldığı Marm-15 sığ-sismik profili. Profil 2000 yılında R/V Odin Finder gemisiyle alınmış olup sismik stratigrafik yorumlamalar Çağatay vd. (2003)'den sonra gözden geçirilmiştir.....	50
<b>Şekil 4.8</b>	:Silivri şelfinde Si-4 sığ-sismik profili. Profil 2005 yılında R/V Urania gemisiyle alınmıştır.....	52
<b>Şekil 4.9</b>	:Silivri şelfinde Si-6 sığ-sismik profili. Profil 2005 yılında R/V Urania gemisiyle alınmıştır.....	53
<b>Şekil 4.10</b>	:Büyük ve Küçük Çekmece arasında şelfden alınan karot C-1'in litoloji tanımlaması (A) (Çağatay vd., 2003). Karot boyunca yaş modellenmesi (B). Karot boyunca belirlenen radyokarbon yaşları kalibre edilmemiş <sup>14</sup> C yaşlarıdır.....	55
<b>Şekil 4.11</b>	:C-1 karotunda yüksek bolluktaki foraminifer türlerinin sayısal dağılımı (Biltekin, 2003; Çağatay vd., 2003).....	57
<b>Şekil 4.12</b>	:C-1 karotunda bivalve kavkılarının oksijen ve karbon izotop profilleri (Biltekin, 2003; Çağatay vd., 2003).....	59
<b>Şekil 4.13</b>	:Silivri şelfinde karot Tsu02-7'nin litolojik tanımlaması (Çağatay vd., 2003).....	60
<b>Şekil 4.14</b>	:Büyük Çekmece şelfinde karot C-17'nin litoloji tanımlaması (Çağatay vd., 2003).....	62
<b>Şekil 4.15</b>	:Karot C-17'de denizel bivalve ve Dreissena kavkılarının oksijen ve karbon izotopu profilleri ve Mg/Ca ile Sr/Ca oranları (Biltekin, 2003; Çağatay vd., 2003).....	63
<b>Şekil 4.16</b>	:Büyük Çekmece şelfinde Medex01-04 karotlarının litoloji tanımlaması (Ryan vd., 2005). Karot boyunca belirlenen radyokarbon yaşları kalibre edilmemiş <sup>14</sup> C yaşlarıdır.....	66
<b>Şekil 4.17</b>	:Küçük Çekmece şelfinde karot Tsu03-10'nun litoloji tanımlaması.....	68



<b>Şekil 4.18</b>	:Bu çalışma kapsamında Marmara Denizi'nde incelenen sığ-sismik profillerde ayırtlanan başlıca sismik stratigrafik birimlerin genel fasiyesleri ve çökeltme dönemleri.....	71
<b>Şekil 4.19</b>	:Çalışma kapsamında incelenen karot ve sığ-sismik profillerde ayırtlanan başlıca litostratigrafik ve sismik stratigrafik birimlerin çökeltme süreçlerinin kapsadığı deniz izotop dönemleri ve bu dönemlerde dünya deniz seviyesi değişimleri (Shackleton, 1989'a göre).....	73
<b>Şekil 4.20</b>	:Marmara Denizi kuzey şelfinden Odin Finder gemisiyle 2000 yılında alınan sığ-sismik profillerden elde edilen -85 m eski kıyı çizgisi.....	76
<b>Şekil 4.21</b>	:Marmara Denizi Adalar güneyinde yeralan MD-2745, PIC-40 ve Tsu02-1 karotlarının üzerinde bulunduğu Tocin-3 sığ-sismik profili....	79
<b>Şekil 4.22</b>	:Marmara Denizi Adalar güneyinde yeralan MD-2745, PIC-40 ve Tsu02-1 karotlarının üzerinde bulunduğu Tocin-3 sığ-sismik profili....	80
<b>Şekil 4.23</b>	:Marmara Denizi Adalar güneyinde yeralan Tsu03-11 karotunun üzerinde bulunduğu Tocin-1 sığ-sismik profili.....	85
<b>Şekil 4.24</b>	:Marmara Denizi Adalar güneyinde yeralan Pic-110 karotunun üzerinde bulunduğu Pi-47 sığ-sismik profili.....	87
<b>Şekil 4.25</b>	:Marmara Denizi Adalar güneyinde Pi-124 sığ-sismik profili.....	88
<b>Şekil 4.26</b>	:Marmara Denizi Adalar güneyinde PIC-40 karotunun litoloji tanımlaması.....	90
<b>Şekil 4.27</b>	:Marmara Denizi Adalar güneyinde PIC-40 karotunda yüksek bolluktaki foraminifer türlerinin sayısal dağılımı (Akçer, 2003).....	92
<b>Şekil 4.28</b>	:Marmara Denizi Adalar güneyinde Tsu02-1 karotunun litoloji tanımlaması.....	94
<b>Şekil 4.29</b>	:Marmara Denizi Adalar güneyinde Tsu02-1 karotunda denizel bivalve ve Dreissena kavkılarının oksijen ve karbon izotopu profilleri.....	95
<b>Şekil 4.30</b>	:Marmara Denizi Adalar güneyinde MD-2745 karotunun litoloji tanımlaması.....	98
<b>Şekil 4.31</b>	:Marmara Denizi Adalar güneyinde MD-2745 karotu boyunca Corg (ağırlık %) dağılımı.....	99
<b>Şekil 4.32</b>	:Marmara Denizi Adalar güneyinde Tsuo3-11 karotunun litoloji tanımlaması.....	100
<b>Şekil 4.33</b>	:Marmara Denizi Adalar güneyinde PIC-110 karotunun litoloji tanımlaması ve karotda boyunca yapılan manyetik süseptibilite analizi.....	102
<b>Şekil 4.34</b>	:Marmara Denizi Adalar güneyinde bu çalışma kapsamında incelenen karot ve sığ-sismik profillerde ayırtlanan başlıca litostratigrafik ve sismik stratigrafik birimlerin çökeltme süreçlerinin kapsadığı deniz izotop dönemleri ve bu dönemlerde dünya deniz seviyesi değişimleri (Shackleton, 1989'a göre).....	104
<b>Şekil 4.35</b>	:Marmara Denizi Adalar güneyinde bu çalışma kapsamında incelenen karot ve sığ-sismik profillerde ayırtlanan başlıca litostratigrafik ve sismik stratigrafik birimler ve bunların genel fasiyesleri.....	105

<b>Şekil 4.36</b>	:Marmara Denizi Adalar güneyinde Urania gemisiyle 2005 yılında alınan sığ-sismik verilerden elde edilen -85 m'deki eski kıyı çizgisinin uzanımı.....	110
<b>Şekil 4.37</b>	:Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişi batimetrisi ve üzerinde yeralan sığ-sismik profilleri (SHOD, 1993, 1995). K4 ve K3 sismik profilleri üzerinde MD-2750 ve TSU03-13 gravite karotları yer almaktadır. Yaklaşık doğrultusu KD-GB olan profillerden kuzeyden güneye sırasıyla K2, B7, K3, B8, K4 ve B9 profillerinde sismik stratigrafik çalışmalar yapılmıştır. Batimetri haritasında derinlikler metre cinsinden verilmiştir.....	112
<b>Şekil 4.38</b>	:Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde çalışılan sığ-sismik profillerde ayırtlanan sismik stratigrafik birimler ve bunların şelf ve İstanbul Boğazı'nın paleo-kanalı içerisinde gözlenen fasiyesleri.....	113
<b>Şekil 4.39</b>	:Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yeralan K2 sığ-sismik profili ve sismik stratigrafik yorumlaması.....	115
<b>Şekil 4.40</b>	:Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde MD-2750 karotunun üzerinde yer aldığı K4 sığ-sismik profili ve sismik stratigrafik yorumlaması. Sismik profilde ayırtlanan birim sınırı karakterindeki sismik yansıma yüzeyleri A'dan K'ya kadar değişen harf sembolleri ile adlandırılmıştır. Profildeki derinlik metre cinsinden verilmiştir.....	116
<b>Şekil 4.41</b>	:Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yeralan B9 sığ-sismik profili ve sismik stratigrafik yorumlaması. Sismik profilde ayırtlanan birim sınırı karakterindeki sismik yansıma yüzeyleri A'dan K'ya kadar değişen harf sembolleri ile adlandırılmıştır. Profildeki derinlik metre cinsinden verilmiştir.....	117
<b>Şekil 4.42</b>	:İstanbul Boğazı girişinde yeralan sismik profillerde G ve E sismik yansıma yüzeylerinin arasında kanal-bank kenarı olarak tanımlanan Birim-S1f'e ait kalınlık (isopach) haritası. Haritada birime ait kalınlıklar metre cinsinden verilmiştir.....	119
<b>Şekil 4.43</b>	:Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde Tsu03-13 karotunun üzerinde yer aldığı K3 sığ-sismik profili ve sismik stratigrafik yorumlaması. Sismik profilde ayırtlanan birim sınırı karakterindeki sismik yansıma yüzeyleri A'dan K'ya kadar değişen harf sembolleri ile adlandırılmıştır. Profildeki derinlik metre cinsinden verilmiştir.....	120
<b>Şekil 4.44</b>	:Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yeralan B7 sığ-sismik profili ve sismik stratigrafik yorumlaması. Sismik profilde ayırtlanan birim sınırı karakterindeki sismik yansıma yüzeyleri A'dan K'ya kadar değişen harf sembolleri ile adlandırılmıştır. Profildeki derinlik metre cinsinden verilmiştir.....	121
<b>Şekil 4.45</b>	:Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yeralan B8 sığ-sismik profili ve sismik stratigrafik yorumlaması. Sismik profilde ayırtlanan birim sınırı karakterindeki sismik yansıma yüzeyleri A'dan K'ya kadar değişen harf sembolleri ile adlandırılmıştır. Profildeki derinlik metre cinsinden verilmiştir.....	122
<b>Şekil 4.46</b>	:Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yeralan K3 sığ-sismik profili üzerinden R/V MTA Sismik-1 gemisiyle alınan Tsu03-13 karotunun	

	litolojik tanımı. Karotun en alt seviyesinde belirlenen radyokarbon yaşı kalibre edilmemiş <sup>14</sup> C yaşlarıdır.....	126
<b>Şekil 4.47</b>	:Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yeralan K4 sığ-sismik profili üzerinden R/V Marione Dufresne gemisiyle alınan MD-2750 karotunun litolojik tanımı. Karot boyunca belirlenen radyokarbon yaşları kalibre edilmemiş <sup>14</sup> C yaşlarıdır.....	128
<b>Şekil 4.48</b>	:K4 sığ-sismik profili üzerinde yeralan MD-2750 karotunda farklı litostratigrafik çökel birimlerin görünüşleri.....	129
<b>Şekil 4.49</b>	:Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde K4 sığ-sismik profili üzerinde yeralan MD-2750 karotunda ölçülen MSCL (yoğunluk, P-dalga hızı ve manyetik suseptibilite), kum/silt yüzdesi ve organik karbon analizi sonuçlarının karotun litolojik özellikleri ile karşılaştırılması (Marione Dufresne, 2005).....	131
<b>Şekil 4.50</b>	:Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yeralan sismik profillerde ayırtlanan sismik birimlerin kronolojileri, çökme fasiyesleri ve refleksyon özellikleri.....	133
<b>Şekil 4.51</b>	:Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yeralan sismik profillerde ayırtlanan K sismik yansıma yüzeyinin kontur haritası.....	134
<b>Şekil 4.52</b>	:G.Ö. son 15 bin yılda dünya deniz seviyesi değişimi eğrisi (Fairbanks, 1989). Çanakkale Boğazı eşiği (mavi çizgi) -85 m kabul edildiğinde dünya deniz seviyesi bu derinliğe G.Ö. 12.2 bin yıl önce ulaşır. Eğri üzerinde gösterilen yıldız şeklindeki simgeler sismik profillerde ayırtlanan B ve E sismik yansıma yüzeylerinin en sığ derinliklerini temsil etmektedir. Yaşları <sup>14</sup> C analizine göre kesin bilinen bu yüzeylerin minimum derinlikleri ile deniz seviyesi arasında yaklaşık 5-6 m bir fark çıkmakta ve bu Marmara Denizi'ndeki dalga tabanını temsil etmektedir (Eriş vd., 2007).....	137
<b>Şekil 4.53</b>	:Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yeralan sismik profillerde ayırtlanan F sismik yansıma yüzeyinin kontur haritası. Derinlikler metre cinsinden verilmiştir.....	139
<b>Şekil 4.54</b>	:Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yeralan sismik profillerde ayırtlanan E sismik yansıma yüzeyinin kontur haritası. Derinlikler metre cinsinden verilmiştir.....	140
<b>Şekil 4.55</b>	:İstanbul Boğazı kanalı içerisinde alınan MD-2750 karotunda <sup>14</sup> C tarihlendirme analizlerine göre elde edilen yaş modellemesi (Eriş vd., 2007). Karotda <sup>14</sup> C yaşların bulunduğu seviyeler siyah noktalarla belirtilmiştir. Karotda ayırtlanan litostratigrafik birimler dikdörtgen kutular (gri) şeklinde gösterilmiş ve bunları sınırlayan litolojik sınırlar (A-E) siyah oklarla gösterilmiştir. Birim L1e ile b arasında kalan çökeller Erken Holosen Sapropeli'nin çökme zamanı içerisinde yer almaktadır.....	141
<b>Şekil 4.56</b>	:MD-2750 karotunda yüksek bolluktaki foraminifer türlerinin karot boyunca yüzde değerleri.....	143
<b>Şekil 4.57</b>	:Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yeralan sismik profillerde ayırtlanan D sismik yansıma yüzeyinin kontur haritası üzerinde -63 m eski kıyısına ait taraça düzlüğü ve plaj ortamları.....	143

<b>Şekil 4.58</b>	:Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde Hiscott vd. (2002a) ile bu çalışmada yorumlanan sığ-sismik profiller. Haritada Hiscott vd. (2002a) tarafından çalışılan profil hatları kesikli çizgilerle gösterilmiştir.....	145
<b>Şekil 4.59</b>	:Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yeralan sismik profillerde bu çalışmada ayırtlanan sismik birimlerin kronolojileri ile Hiscott vd. (2002a)'ne ait kronolojik çalışmaların karşılaştırılması. Yaşlar kalibre edilmemiş <sup>14</sup> C yaşlarıdır.....	146
<b>Şekil 4.60</b>	:Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yeralan delta çökellerine ait bu çalışmada yapılan kalınlık haritası (sürekli çizgi) ile Hiscott vd.'ne (2002a) ait kalınlık haritasının (kesik çizgiler) karşılaştırılması. Kalınlıklar metre cinsinden erilmiştir.....	147
<b>Şekil 4.61</b>	:Marmara Denizi'nin İstanbul Boğazı girişi doğusunda Kurbağalıdere'nin drenaj alanı ve çevresinin topoğrafyası.....	148
<b>Şekil 4.62</b>	:Marmara ve Batı Karadeniz bölgelerinde bazı akarsuların debi ve taşıdığı asılı sediman miktarlarının oransal grafiği. Akarsulara ait debi ve taşıdığı asılı sediman miktarları Tablo 2'de verilmiştir.....	149
<b>Şekil 4.63</b>	:Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yeralan sismik profillerde ayırtlanan B sismik yansıma yüzeyine ait kontur haritası. Derinlikler metre cinsinden verilmiştir.....	150
<b>Şekil 4.64</b>	:Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yeralan sismik profillerde ayırtlanan A sismik yansıma yüzeyine ait kontur haritası. Derinlikler metre cinsinden verilmiştir.....	151
<b>Şekil 5.1</b>	:Bu çalışma kapsamında Marmara Denizi'nde ayırtlanan Orta Pleyistosen-günümüz zaman aralığında çökelmiş birimler ile Karadeniz'de çökelen birimlerin kronolojileri ve her iki denizde göreceli deniz seviyesi değişimlerine bağlı olarak gelişen transgresyon ve regresyon dönemleri.....	154
<b>Şekil 5.2</b>	:Karadeniz'in doğusunda 2171 m su derinliğinden alınan 379 nolu sondajında (ODP, 1974) Orta Pleyistosen-Günümüz zaman aralığını temsil eden litostratigrafik birimler ve bu birimler üzerinde yapılan kronolojik ve paleontolojik çalışmaların derlenmesi.....	156
<b>Şekil 5.3</b>	:Karadeniz'in İstanbul Boğazı girişi şelf yamacında 2107 m su derinliğinden alınan 380 nolu sondajında (ODP, 1974) Orta Pleyistosen-günümüz zaman aralığını temsil eden litostratigrafik birimler ve bu birimler üzerinde yapılan kronolojik ve paleontolojik çalışmaların derlenmesi.....	157
<b>Şekil 5.4</b>	:Marmara Denizi'nde Orta Pleyistosen'de G.Ö. 125-112 bin yılları arası deniz seviyesini, Akdeniz ve Karadeniz ile olan su geçişlerini gösteren şematik harita (A) ve Çanakkale-İstanbul Boğazları arasında Marmara Denizi'ni temsil eden blok diyagram (B).....	158
<b>Şekil 5.5</b>	:Marmara Denizi'nde Orta Pleyistosen'de G.Ö. 112-85 bin yılları arası deniz seviyesini, Akdeniz ve Karadeniz ile olan su geçişlerini gösteren şematik harita (A) ve Çanakkale-İstanbul Boğazları arasında Marmara Denizi'ni temsil eden blok diyagram (B).....	161

<b>Şekil 5.6</b>	:Marmara Denizi'nde Orta Pleyistosen'de G.Ö. 85-78 bin yılları arası deniz seviyesini, Akdeniz ve Karadeniz ile olan su geçişlerini gösteren şematik harita (A) ve Çanakkale-İstanbul Boğazları arasında Marmara Denizi'ni temsil eden blok diyagram (B).....	162
<b>Şekil 5.7</b>	:Marmara Denizi'nde Geç Pleyistosen başında G.Ö.78-64 bin yılları arası deniz seviyesini, Akdeniz ve Karadeniz ile olan su geçişlerini gösteren şematik harita (A) ve Çanakkale-İstanbul Boğazları arasında Marmara Denizi'ni temsil eden blok diyagram (B).....	164
<b>Şekil 5.8</b>	:Marmara Denizi'nde Geç Pleyistosen'de G.Ö.64-59 bin yılları arası deniz seviyesini, Akdeniz ve Karadeniz ile olan su geçişlerini gösteren şematik harita (A) ve Çanakkale-İstanbul Boğazları arasında Marmara Denizi'ni temsil eden blok diyagram (B).....	165
<b>Şekil 5.9</b>	:Marmara Denizi'nde Geç Pleyistosen'de G.Ö. 59-34 bin yılları arası deniz seviyesini, Akdeniz ve Karadeniz ile olan su geçişlerini gösteren şematik harita (A) ve Çanakkale-İstanbul Boğazları arasında Marmara Denizi'ni temsil eden blok diyagram (B).....	166
<b>Şekil 5.10</b>	:Marmara Denizi'nde Geç Pleyistosen'de G.Ö. 34-25 bin yılları arası deniz seviyesini, Akdeniz ve Karadeniz ile olan su geçişlerini gösteren şematik harita (A) ve Çanakkale-İstanbul Boğazları arasında Marmara Denizi'ni temsil eden blok diyagram (B).....	167
<b>Şekil 5.11</b>	:Marmara Denizi'nde Geç Pleyistosen'de G.Ö. 25-15 bin yılları arası deniz seviyesini, Akdeniz ve Karadeniz ile olan su geçişlerini gösteren şematik harita (A) ve Çanakkale-İstanbul Boğazları arasında Marmara Denizi'ni temsil eden blok diyagram (B).....	169
<b>Şekil 5.12</b>	:Marmara Denizi ve Karadeniz'de son 18 bin yıldaki göreceli deniz seviyesi değişim eğrileri. Eğriler üzerinde gösterilen siyah noktalar her iki denizde karot ve sismik çalışmalarına dayanarak su seviyesinin saptandığı referans noktalarıdır. Marmara Denizi'ne ait göreceli deniz seviyesi eğrisi bu çalışma kapsamında incelenen verilerin aynı zamanda Karadeniz ile olan su geçişleri gözönüne alınarak çizilmiştir. Karadeniz'e ait göreceli deniz seviyesi eğrisi ise farklı çalışmacıların (Kaplin vd., 1993; Chalplyga vd., 2002; Major vd., 2002; Ryan vd., 2003) verileri değerlendirilerek çizilmiştir. Düşey yönde mavi kesik çizgiler İstanbul Boğazı güneyinde yeralan eşik derinliğinin ve yeşil kesik çizgiler ise Çanakkale Boğazı'nda yeralan eşik derinliğinin son 18 bin yıldaki değişimlerini göstermektedir.....	170
<b>Şekil 5.13</b>	:Marmara Denizi'nde Geç Pleyistosen sonunda G.Ö. 15-13.5 bin yılları arası deniz seviyesini, Akdeniz ve Karadeniz ile olan su geçişlerini gösteren şematik harita (A) ve Çanakkale-İstanbul Boğazları arasında Marmara Denizi'ni temsil eden blok diyagram (B).....	172

- Şekil 5.14** :Bu çalışma kapsamında sismik profillerde -85 m’de gözlenen paleo-  
kayı çizgisinin Kuzey Marmara ve Adalar şelf alanlarında uzantısını  
gösteren batimetri haritaları (A) ve Çanakkale-İstanbul Boğazları  
arasında Marmara Denizi’ni temsil eden blok diyagram (B).....173
- Şekil 5.15** :Marmara Denizi’nde Holosen başlangıcında G.Ö. 11.5-10.5 bin  
yılları arasında deniz seviyesini, Akdeniz ve Karadeniz ile olan su  
geçişlerini gösteren şematik harita (A) ve Çanakkale-İstanbul Boğazları  
arasında Marmara Denizi’ni temsil eden blok diyagram (B).....175
- Şekil 5.16** :Marmara Denizi’nde Holosen başlarında G.Ö. 10.5-8.4 bin yılları  
arasında deniz seviyesini, Akdeniz ve Karadeniz ile olan su geçişlerini  
gösteren şematik harita (A) ve Çanakkale-İstanbul Boğazları arasında  
Marmara Denizi’ni temsil eden blok diyagram (B).....177
- Şekil 5.17** :Marmara Denizi’nde Holosen ortasında G.Ö. 8.4-4.7 bin yılları  
arasında deniz seviyesini, Akdeniz ve Karadeniz ile olan su geçişlerini  
gösteren şematik harita (A) ve Çanakkale-İstanbul Boğazları arasında  
Marmara Denizi’ni temsil eden blok diyagram (B).....178

## SEMBOL LİSTESİ

<b>km<sup>2</sup></b>	: kilometre kare
<b>%</b>	: yüzde oran
<b>km<sup>3</sup></b>	: kilometre küp
<b>mg/l</b>	: miligramın litreye oranı
<b>δ<sup>18</sup>O</b>	: Oksijen izotopu
<b>δ<sup>13</sup>C</b>	: Karbon izotobu
<b>Mg/Ca</b>	: Mağnezyumun kalsiyuma oranı
<b>Sr/Ca</b>	: Stronsyumun kalsiyuma oranı
<b>CaCO<sup>3</sup></b>	: Kalsiyum karbonat
<b>SUSCI</b>	: Susseptibilite

## **MARMARA DENİZİ'NDE ORTA PLEYİSTOSEN'DEN GÜNÜMÜZE DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMLERİ**

### **ÖZET**

Marmara Denizi'nde bu çalışma kapsamında karot çalışmalarıyla belirlenen en yaşlı çökeller Birim-L5 ile temsil olunup, sismik profillerde Orta Pleyistosen başlangıcını temsil eden regresif ve muhtemelen gölsel fasiyesteki çökelleri (Birim-S6-S7) uyumsuz olarak üzerlemektedir. Bu birim Orta Pleyistosen sonunda Akdeniz Tirheniyen transgresyonu ile Marmara Denizi'nin gölsel bir ortamdan denizel bir ortama dönüşmesi sonucunda çökelmiştir. Beşinci deniz izotop dönemi (Marine Isotope Stage 5; MIS-5; G.Ö. 129-78 bin yılları arası) içerisinde çökelen bu birimde ara seviye halinde Dreissena'lı çökellerin varlığı, Orta Pleyistosen'de Marmara Denizi'nin gölsel bir ortama dönüştüğünü göstermektedir. Birim-L5'in üst seviyelerinde tekrar denizel çökellerin gözlenmesi ise Orta Pleyistosen sonunda ortamın yeniden denizele dönüştüğünü göstermektedir. Marmara Denizi'nde deniz seviyesinin günümüz ile aynı veya daha yukarıda bulunduğu zamanlarda Karadeniz ile su geçişi sağlanmıştır.

Geç Pleyistosen başlarında dünya deniz seviyesinde ani bir düşüşün yaşanması sonucunda Marmara Denizi'nin Akdeniz ile olan su geçişi kesilmiş ve denizel çökelme ortamı yerini gölsel çökelme ortamına bırakmıştır. Deniz izotop dönemlerinden MIS-4'ün ilk yarısında (G.Ö. 78-64 bin yılları arası) meydana gelen bu regresyon ile yaygın Dreissenalı kavkılar içeren Birim-L4'ün alt seviyeleri çökelmeye başlamıştır. Geç Pleyistosen başlarında MIS-4 döneminin ikinci yarısında (G.Ö. 64-59 bin yılları arası) dünya deniz seviyesinin ani yükselimi ile Akdeniz suları Marmara Denizi ve Karadeniz'e girmiştir.

Geç Pleyistosen ortalarında deniz izotop dönemlerinden MIS-4'den MIS-3'e geçişte (G.Ö. 59 bin yılından sonra), dünya deniz seviyesinde (Shackleton, 1989)



yeniden ani bir düşüşün yaşanması sonucunda Marmara Denizi'nin Akdeniz ile olan su geçişi kesilmiş olmalıdır. Marmara Denizi'nin denizel ortamdan MIS-3 başında gölsel bir ortama dönüşmesiyle Birim-L3'e ait yaygın Dreissena kavkuları içeren çökeller oluşmuştur. MIS-3 döneminde (G.Ö. 59-25 bin yılları arası) dünya deniz seviyesi bu dönemin sonlarına doğru -90 m'lere düşerken, Marmara Denizi'nde su seviyesinin -100 m'lere kadar gerilediği sismik profillerde bu döneme ait çökellerin (Birim-L3b) yüzeylediği derinliklerden anlaşılmaktadır.

Geç Pleyistosen sonlarına doğru 'Geç Buzul Maksimum' döneminde (Late Glacial Maximum; LGM), Marmara Denizi'nde şelf kenarında yamaca doğru ilerleyen Birim-L2a'ya ait çökeller ile bulunmaktadır. Bu dönemde şelf kenarında -100 m'nin altında sedimantasyon devam ederken, şelf üzerinde -105 m'den daha derine vadi kazımları meydana gelmiştir. Marmara Denizi'nde bu çalışma kapsamında karotlarda yapılan kronolojik çalışmalara göre; MIS-2 döneminin ilk yarısında su seviyesinin gerilemesi ve regresif sedimantasyon G.Ö yaklaşık 15 bin yılına kadar devam etmiştir. İlk buzul erime dönemi ile başlayan su seviyesindeki yükselme sonucunda transgresif gölsel çökeller olan Birim-L2b birikmeye başlamıştır. Marmara Denizi'ndeki bu transgresyonun Karadeniz'in G.Ö. 15 bin yılında Marmara Denizi'ne akmasıyla gerçekleşmiş ve su seviyesi -85 m'ye yükselmiştir. Bu seviye Marmara Denizi'nde denizel şartların olduğu G.Ö yaklaşık 12 bin (<sup>14</sup>C) yılına kadar devam etmiştir. Marmara Denizi'nde Holosen başlangıcı İstanbul Boğazı girişinde kanal-bank kenarı çökelinin başlaması ile temsil edilmektedir. İstanbul Boğazı'ndan böyle bir akışın Karadeniz'den G.Ö 11.5-10.5 bin (<sup>14</sup>C) yılları arasında gerçekleşmiş olduğu saptanmıştır.

Holosen başlarında -85 m'lerde olan deniz seviyesinin 'Younger Dryas' dönemi (YD; G.Ö. 11.5-10.5 bin yılları) sonuna doğru yükselmeye başlayarak -63 m'ye ulaştığı, kuzey şelfte yeralan sismik profillerde bu derinlikte kıyı aşınma düzlüğü ve taraçaların varlığından anlaşılmaktadır. Karadeniz'de karotlarda yapılan izotop ve radyokarbon yaş analizlerine göre Holosen'de ilk deniz girdi G.Ö yaklaşık 8.4 bin yılında gerçekleşmiştir (Major vd., 2002, 2006; Ryan vd., 2003). Bu zamanda global deniz seviyesi -50 m'dedir.

Marmara Denizi'nde Holosen ortalarına doğru deniz seviyesi artış hızında yavaşlamanın ve karadan çökel gelimi hızının artması sonucu İstanbul Boğazı girişi doğusunda delta çökelleri oluşmuştur. Sismik profillerden oluşturulan kalınlık haritası bu delta çökellerinin Kurbağalıdere'den kaynaklandığını göstermektedir. Özellikle İstanbul Boğazı girişinde yeralan MD-2750 karotunda yapılan yaş modellemesine göre delta çökelleri G.Ö. 6.2-3.8 bin yılları arasında depolanmıştır. Marmara Denizi'nde Holosen sonlarına doğru deniz suyu tuzluluğundaki artış özellikle karotlarda bivalv kavkılarında yapılan izotop analizleri ile belirlenmiştir.

## **MIDDLE PLEISTOCENE TO RECENT SEALEVEL CHANGES IN THE SEA OF MARMARA**

### **SUMMARY**

The oldest depositional unit sampled in cores in the Sea of Marmara (SoM) in this study is Unit-L5 that unconformably overlies older regressive lacustrine units in the seismic profiles. As a result of the Tyrrhenian transgression (129 kyr BP), the SoM was converted from lacustrine to marine environment leading to the deposition of marine sediments of Unit-L5. Presence of a *Dreissena*-bearing layer intercalated within Unit-L5 shows that marine environment in the Marine Isotope Stage 5 (MIS-5) was briefly converted into a lacustrine environment. During this stage, the Black Sea was also marine according the core stratigraphic studies of previous researches.

As a result of sudden global sealevel decrease at the beginning of late Pleistocene (129 kyr BP), the water exchange between the SoM and Mediterranean was interrupted and the SoM was transformed into a lacustrine environment. Regression at the beginning of Marine Isotope Stage 4 (78 kyr BP) gave rise to the deposition of lacustrine sediments in the SoM with abundant *Dreissena* shells in the lower part of Unit L4. Global sealevel rise at the beginning of late Pleistocene (78 kyr BP) caused the incursion of Mediterranean waters into the SoM during the later half of MIS-4. Deposition of marine sediments in the Black Sea during this time shows that the water connection between the SoM and the Black Sea was established.

The sharp sealevel decrease during the transition from MIS-4 to MIS-3 in the middle of late Pleistocene halted the water exchange between the SoM and the Black Sea and soon after the SoM started depositing lacustrine sediments of Unit-L3 with abundant *Dreissena* shells. During MIS-3 (59-25 kyr BP), global sealevel (Shackleton, 1989) decreased to -90 m and the minimum depth of the Unit-S3b representing this time period in the seismic profiles shows that Marmara water level might have been around -100 m. Onset of Late Glacial Maximum (LGM) and MIS-2 in the SoM is accompanied by deposition of Unit-L2a showing progradation on the shelf edge in the seismic profiles. During the LGM, sedimentation continued at the shelf edge below -100 m depth and the valley incision took place over the shelf to depths of -105 m. With the onset of deglaciation at about 15 kyr BP, the water level rose in the SoM and the transgressive Unit-L2b started to accumulate. This transgression in the SoM was the result of the Black Sea outflow at 15 kyr BP.

Increase in the water level during the time period from 15 kyr BP to beginning of the Holocene can be deduced by the formation of a wave-cut erosional surface (BS-1) at -85 m below the Holocene marine sediments. Marine conditions in the SoM was established in the beginning of the Holocene around 12 kyr BP, as also previously mentioned by many other researchers. Following this connection, the sealevel in the SoM started rising in tandem with the global sealevel. Onset of the Holocene is represented by deposition of levee sediments in the submarine channel of the İstanbul Strait on the shelf. The levee was formed by a Black Sea outflow during 11.5-10.5 kyr BP.

According to the formation of terraces and wave-cut erosional surfaces in the seismic profiles along the northern shelf, the sealevel rose from -85 m at 12 kyr BP to -63 m at the end of the Younger Dryas (around 10 kyr BP). The first marine water incursion to the Black Sea has been estimated by some researchers at 8.4 kyr BP (Major vd.,2002, 2006; Ryan vd., 2003), when the global sealevel was at about -50 m.

As a result of deceleration in the global sealevel rise, together with an increase in clastic input from the drainage area resulted in deposition of deltaic sediments close to the entrance to the İstanbul Strait. Isopach map of the deltaic sediment unit and the dip direction of the foreset beds shows that the delta was sourced from the Kurbağalidere. According to core stratigraphy the deltaic deposition took place between 6.2-3.8 kyr BP. An increase in sea surface salinity at the end of the Holocene is observed from the isotope analysis of bivalve shells in the cores.

# 1. GİRİŞ

## 1.1. Çalışmanın Amacı

Akdeniz ile Karadeniz arasında bir geçiş denizi konumunda olan Marmara Denizi, güneyde nispeten geniş ve kuzeyde dar olan şelf ile bunlar arasında yaklaşık 1275 m derinliğe varan üç çukurluktan oluşmuştur. Günümüz komşu denizlere eşik derinlikleri sırası ile -65 m ve -35 m olan Çanakkale ve İstanbul Boğazları ile bağlanmıştır. Marmara Denizi tektonik olarak çok aktif olup, Kuzey Anadolu Fay (KAF) zonunun aktif kolu ve bununla ilişkili fayları içermektedir.

Marmara Denizi'nin Kuvaterner'de dünya denizleri ile su geçişinin sağlandığı dönemlerde su seviyesi dünya deniz seviyesi değişimlerine paralel olarak değişmiştir. Marmara Denizi'nin özellikle Kuvaterner buzul dönemlerinde Karadeniz ve Akdeniz ile olan su geçişlerinin zaman zaman kesilmesi sonucunda önemli su seviyesi ve kimyası değişimleri yaşanmıştır (Stanley ve Blanpied, 1980; Görür vd., 1997; Sakıncı ve Yalıtırak, 1997; Yalıtırak vd., 1997, 2002; Çağatay vd., 2000; Aksu vd., 2002a; Lane-serf vd., 1997). Bu sebeple Marmara Denizi sadece kendi içerisinde meydana gelen değişimlerin yanı sıra komşu denizlerdeki paleoiklim ve paleoşinografik değişimlerin de kayıtlarını içermektedir. Marmara Denizi'nde Kuvaterner süresince göreceli deniz seviyesi değişimlerinin belirlenmesi ve bu değişimlere etki eden global ve bölgesel ölçeklerdeki etkenlerin belirlenebilmesi açısından çok uygun bir denizdir.

Marmara Denizi'nde su seviyesini kontrol eden en önemli etken Çanakkale ve İstanbul Boğazları'nda yer alan sığ eşik derinlikleridir. Boğazlarda eşik derinliklerinin zaman içerisinde değişimine ve ayrıca komşu denizlerdeki su seviyesi

değişimlerine bağlı olarak Marmara Denizi'nde göreceli deniz seviyesi değişimlerinin kayıtları özellikle geç Kuvaterner'den günümüze binyıl sıklığında incelenememiştir. Paleoşinografik açıdan komşu denizlerdeki su seviyesi değişimlerine de ışık tutacak olan Marmara Denizi'nde son 130 bin senedeki göreceli deniz seviyesi değişimleri bu çalışma kapsamında araştırılmıştır.

Bu amaçla Marmara Denizi'nde son 130 bin senede farklı deniz seviyesi dönemlerinde çökelmiş litostratigrafik ve sismik birimler ayırtlanmıştır. Bu birimlerin kronolojileri karotlarda yapılan  $^{14}\text{C}$  tarihlendirme analizleri ile saptanmıştır. Kronolojik çalışmaları yapılan bu karotların üzerinde yer alan sismik profillerde yapılan sismik stratigrafik çalışmalar sonucunda ayırtlanan sismik birimlerin karşılık geldiği çökme dönemleri, dünya buzul ve buzularası evrelerini yansıtan izotop dönemleri ve bu dönemlere karşılık gelen global deniz seviyesi değişimleriyle karşılaştırılmaya çalışılmıştır.

Bu çalışmanın başlıca amaçları:

1. Marmara Denizi şelf alanlarında son 130 bin yılda çökelen sedimenter birimlerin fasiyelerini ve bu birimlerin kronostratigrafisini açıklamak.
2. Marmara Denizi'ndeki özellikle son 130 bin yıldaki sedimentolojik süreçleri incelemek ve bu süreçleri belirleyen deniz seviyesi değişimleri ile bu değişimlere etkili olan global ve bölgesel etkileri araştırmak ve
3. Marmara Denizi'nin Karadeniz ve Akdeniz ile olan su bağlantılarının ve bu bağlantılardaki kesikliklerin zamanlarını Marmara Denizi'nde göreceli su seviyesi ve fasiye değişimlerine bağlı olarak araştırmaktır.

Bu amaçlara ulaşmak için, Marmara Denizi'nin değişik morfolojik bölgelerinden alınmış karotlarda sedimentolojik, paleontolojik (makro, mikro ve nanno-fosil), jeokimyasal (toplam karbonat, organik karbon, O- ve C-izotopları) analizleri ve  $^{14}\text{C}$ -tarihlendirme teknikleri kullanılmıştır. Karotlar Urania ve Mediterranean Explorer araştırma gemileriyle alınmış yüksek çözünürlü sığ sismik kayıtlara göre özenle seçilmiş lokasyonlardan Urania, MTA Sismik-1, Mediterranean Explorer ve

Marione Dufresne araştırma gemileriyle alınmıştır. Kuzey şelf üzerinden alınmış yüksek çözünürlü sığ-sismik hatlar sismik stratigrafi prensiplerine göre yorumlanarak çökel birimleri ayırtlanmış ve karotlardaki litostratigrafik birimlerle deneştirilerek Marmara Denizi'nde özellikle son 130 bin yılda şelfte gelişen sedimenter ortamları ve bu ortamların gelişmesinde etkili olan global ve bölgesel deniz/su seviyesi değişimleri ortaya çıkarılmıştır.

## **1.2. Marmara Denizi Kuvaterner Evrimi İle İlgili Önceki Çalışmalar**

Marmara Denizi Kuvaterner evrimi ile ilgili yapılan eski çalışmalar genelde deniz tabanından alınmış gravite karotlarından elde edilen bulgulara dayanmaktadır. Karotlarda yapılan sedimentolojik, jeokimya ve paleontoloji çalışmaları sonucunda elde edilen bulgular karotlarda incelenen sedimenter çökellerin geçmişteki ortam değişimlerini yansıtan bilgilerdir (örneğin, Degens ve Ross, 1972; Stanley ve Blanpied, 1980; Evans vd., 1989; Calvert, 1990; Ergin vd., 1997; Ryan vd., 1997; Çağatay vd., 1999, 2000). Marmara Denizi'nde ilk karotlu paleoşinografik çalışmalar Stanley ve Blanpied (1980) tarafından gerçekleştirilmiştir. Bu çalışma dünya deniz seviyesi eğrisini ve Çanakkale Boğazı eşik derinliğini dikkate alarak yükselen dünya deniz seviyesi ile Akdeniz suları Çanakkale Boğazını aşarak G.Ö. 12 bin yılında (<sup>14</sup>C yılı) Marmara Denizi'ne ulaştığını belirtmiştir. Aynı çalışmaya göre, Holosen başından itibaren Marmara Denizi'nin seviyesi global deniz seviyesi ile birlikte yükselmiş ve İstanbul Boğazı'nı aşan deniz suları G.Ö. 9 bin yılında (<sup>14</sup>C yılı) Karadeniz'e girmiştir.

İstanbul Boğazı girişi ve Haliç önlerinde alınan sondaj karotlarından elde edilen çökel kayıtlarında özellikle Holosen yaşlı çökellerde sedimentolojik ve paleontolojik çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmalarda denizel çökellerden Spin Rezonans yöntemi ile alınan yaşa göre G.Ö. 7400 yılında Akdeniz suları İstanbul Boğazı girişini ilk kez etkisi altına almıştır (Meriç ve Sakıncı, 1990).

Marmara Denizi'nde Holosen'den önce Kuvaterner'in daha eski çökel kayıtları İzmit Körfezi çevresinde günümüz kıyı alanlarında yüzeyleyen eski sahil



çökellerinde yapılan sedimentolojik ve paleontolojik çalışmalara dayanmaktadır (Sakınç ve Bargu, 1989). Bu araştırmada özellikle Karamürsel civarında yüzeyleyen ve Altınova Formasyonu olarak anlandırılan Geç-Pleyistosen yaşlı denizel çökellerin stratigrafisi, fosil topluluğu ve neotektonik özellikleri ortaya konulmuştur. Bu çalışmaya göre Geç Pleyistosen başında Tirheniyen transgresyonu ile Akdeniz suları Marmara Denizi'ne girmiş ve su seviyesinin günümüz kıyı çizgisine kadar yükselmesine ve taraça oluşumlarına yol açmıştır. Yine aynı çalışmaya göre bu taraçaların faylı olduğu ve KAF'ın güneyindeki bloğun batıya doğru yükselerek hareket ettiği öne sürülmüştür.

Marmara Denizi çökellerinin sedimentolojisi ve jeokimyasına yönelik çalışmalar 1990'ların başında ODTÜ Bilim gemisi ile alınan karot ve grab örneklerinde yapılmıştır (Ergin ve Yörük, 1990; Ergin vd., 1991). Aynı karotlarda yapılan başka bir çalışmada ise  $^{210}\text{Pb}$  yöntemi ile sedimantasyon hızları tesbit edilmiştir (Evans vd., 1989; Ergin vd., 1994). Bu çalışmaya göre derin çukurluklarda son 125 yıldaki ortalama çökme hızı 0.9 mm-2 mm/yıl arasında değişmektedir.

Marmara Denizi'nin özellikle Holosen döneminde Karadeniz ile olan su geçişleri ile ilgili bilgileri etkileyecek çalışma Ryan vd. (1997) tarafından Karadeniz kuzey şelfinde gerçekleştirilmiştir. Karot ve sismik verilere dayanan bu çalışmada Holosen başında G.Ö. 7150 yılı ( $^{14}\text{C}$  yılı) öncesine kadar Karadeniz'in gölsel bir havza olduğu ve su seviyesinin bu dönemde -150 m'lerde bulunduğu tespit edilmiştir. Holosen başında Marmara Denizi seviyesinin İstanbul Boğazı eşiğini (-35m) aşarak Akdeniz sularının katastrofik şekilde Karadeniz'e G.Ö. 7150 yılında dolmaya başladığını öne sürmüşlerdir. Karadeniz şelfinde taşkın şeklinde gerçekleşen bu olayın Ryan vd. (1997) tarafınan Nuh Tufanı olduğu öne sürülmüştür.

1995 yılında, SHOD Çubuklu Gemisi ile gravite yöntemi ile alınan karotlardan önemli paleontolojik ve stratigrafik veriler elde edilmiştir. Bu veriler ışığında Sakınç ve Yalıtırak (1997) erken Holosen'de (GÖ 10-7.5 bin yıl) deniz suyu seviyesinin giderek yükselmesi ve aktif tektonizma, Akdenizi Çanakkale Boğazı yolu ile Marmara Denizi ile yeniden irtibatlandırmış ve Karadeniz ile bağlantı sağlanıncaya kadar bölgeye Atlantik-Akdeniz bentik foraminifer faunasının yerleştiğini öne sürmüşlerdir.

Aksu vd. (1999)'nin Marmara Denizi'nin güney şelfi ve Çanakkale Boğazı girişinde yaptıkları sismik çalışma ile Geç-Kuvaterner döneminde deniz seviyesi değişimleri araştırılmıştır. Bu çalışmada Holosen öncesinde çöktüğü düşünülen ve güneybatı-batı yönünde eğimli çapraz tabakalı gözlenen sismik birimlerin varlığına dayanarak Karadeniz'in Holosen öncesinde su seviyesinin yüksek olduğu ve Marmara ve Ege denizlerine aktığını öne sürmüşlerdir.

Marmara Denizi'nin Pleyistosen'den günümüze kadar olan süredeki paleosinografik evrimi, Sakıncı ve Yaltırak (1997) tarafından güney Trakya sahillerinde farklı taraça seviyelerindeki eski sahil çökelleri incelenerek araştırılmıştır. Özellikle Gelibolu ve Çanakkale Boğazı boyunca kıyı şeridinde yakın ve farklı yüksekliklerde bulunan denizel karakterde çökeller içeren bu taraça seviyelerinin Orta-geç Pleyistosen'de Tirheniyen transgresyonu ile Akdeniz sularının Marmara Denizi'ni istila etmesi sonucunda yalıyar tipi sahilleri yansıttığını öne sürmüşlerdir. Marmara Formasyonu olarak adlandırılan bu denizel çökellerin G.Ö. 260-40 bin yılları arasında geliştiklerini herhangi bir yaş verisi bulunmaksızın global deniz seviyesi değişimine göre saptamışlardır. Aynı grup çalışmacılar (Yaltırak vd., 2000, 2002) daha sonra batı Marmara ve Çanakkale Boğazı kıyılarında Marmara Formasyonu'na ait çökelleri içeren denizel taraçalardan U/Th serisi yaşlandırması ile 210-53 bin yılları arasında yaşlar elde etmişlerdir. Bu çökellerde yapılan stratigrafik ve kronolojik çalışmalar sonucunda taraçaların genel olarak 7. ve 5. deniz izotop dönemlerinde (MIS-7 ve MIS-5) çöktüğünü ve global deniz seviyesi ve çökeltme derinliğini dikkate alarak bu bölgedeki tektonik yükselme hızını yaklaşık 0.4 mm/yıl olarak bulmuşlardır. Buna göre Çanakkale Boğazı son on bin yılda yaklaşık 4 m yükselmiştir.

Marmara Denizi'nde yüksek çözünürlükte batimetri çalışmaları 1999 Kocaeli ve Düzce depremlerinden sonra gerçekleşmiştir. SHOD Çubuklu gemisi ile İzmit Körfezi ve derin çukurlukları D-B yönünde kateden bir bant boyunca multi-beam batimetri etüdü gerçekleştirilmiştir. Marmara Denizi'nin 100 m'den daha derin alanlarının batimetri haritalaması TÜBİTAK koordinasyonunda Türk-Fransız işbirliği ile Fransız gemisi Le Suroit kullanılarak 1999 yılında yapılmıştır (Le Pichon vd., 2000, 2001). Bu çalışmalar sırasında elde edilen sismik hatlar kullanılarak

Marmara Denizi'nin aktif fayları belirlenmiş ve sedimentasyon tektonik ilişkileri konusunda önemli veriler elde edilmiştir (Le Pichon vd., 2001; Armijo vd., 2002).

Marmara Denizi'nde özellikle Geç-Kuvaterner yaşlı çökellerin sedimentolojisi ve kronolojisine yönelik detaylı çalışmalar, Çağatay vd. (1999) tarafından Güney şelfte gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmada kullanılan karotlarda yapılan analizlerde günümüzden önce 4.7-3.2 bin yılları arasında çökelmiş bir sapropel tabakasının varlığını tespit etmiştir. Marmara Denizi'nin farklı yerlerinden alınan karotlarda yapılan sedimentolojik ve jeokimyasal çalışmalar sonucunda daha yaşlı bir sapropel seviyesi ilk defa tespit edilmiştir (Çağatay vd., 2000). Bu sapropel seviyesinin 10.6-6.4 bin yılları ( $^{14}\text{C}$ ) arasında çökeldiği ve Karadeniz sularının sapropel çökelişi sırasında Marmara'ya akabileceğini öne sürmüşlerdir. Aynı çalışmacılar Karadeniz'in Marmara Denizi'ne olan bu akışın Ryan vd. (1997)'nin Nuh Tufanı hipotezi ile çeliştiğini öne sürmüşlerdir. Görür vd. (2001)'nin Karadeniz'de Sakarya deltası üzerinde nehir ağzına yakın bölümde sondaj karotları üzerinde yapmış olduğu kronostratigrafik çalışmada Nuh Tufanı'nın olduğu iddia edilen GÖ 7200 yılı ve hemen öncesinde Karadeniz'in su seviyesinin -150 m'de değil; sadece -18 m veya daha yukarıda olacağını göstermiştir.

Çağatay vd. (2000) tarafından Marmara Denizi'de ilk olarak Karadeniz'in "Neoeuxin" göl evresine ait tatlı-acı su mollusk faunası ayrıntılı olarak tanımlanmış ve bu faunayı içeren birimin üst sınırı radyokarbon yöntemiyle yaşlandırılmıştır. Buna göre günümüzden 12 bin yılı öncesinde Marmara Denizi tuzluğu binde 8'den (per mil) daha düşük bir göldü ve su düzeyi -80 ile -90 m'deydi. Bu su derinliği, Çanakkale Boğazı'nın yaklaşık -85 m'deki o zamanki eşik derinliği ile denetlenmekteydi. Bu varsayım, daha sonra Türk-İtalyan-Amerikan işbirliği kapsamında Odin Finder ve Urania gemileri kullanılarak yapılan batimetrik ve karot çalışmaları sonucu, -85 m'de bir kıyı çizgisinin bulunması ile doğrulanmıştır (Çağatay vd., 2003a; Polonia vd., 2004; Cormier vd., 2006).

Fransız Marion Dufresne gemisi tarafından 2001'de 30 m'ye varan uzunluktaki gravite karotları alınarak, bu karotlar üzerinde tektonizma, sedimentasyon ilişkileri ve paleoşinografik çalışmalar yapılmıştır (Le Pichon vd., 2001; Armijo vd., 2002; Çağatay vd., 2003b).

Marmara Denizi'nde yakın zamandaki paleoşinografik çalışmaları etkileyen önemli çalışmalardan birinde Major vd. (2002) tarafından Karadeniz'de Romanya kıta yamacında iki karotda çok yönlü, yüksek çözünürlü sedimentolojik ve izotop çalışmaları yapılmıştır. Karotlarda kuzey kökenli killerin G.Ö. 15-14 bin yıl önceki dönemde artmasını bu denize nehir yoluyla eriyen buzul sularının girdisi; G.Ö: 12.8 bin yıl önce mollusk kavkılarında delta  $^{18}\text{O}$  değerlerindeki yükselmenin ve inorganik kalsit çökmesinin Akdeniz sularının girmesi ile ilgili olabileceğini belirtmişlerdir. Ancak,  $\delta^{18}\text{O}$  değerlerindeki yükselme ve inorganik kalsit çökmesinin Karadeniz'de artan bir buharlaşma ile de açıklanabileceğine dikkat çekmişlerdir. Aynı çalışmada karotlarda yapılan oksijen izotopu analizlerine göre Marmara Denizi seviyesinin yükselerek G.Ö. 7400 yılında İstanbul Boğazı eşik derinliğinin üzerine çıktığı ve tuzlu suların Karadeniz'e döküldüğünü öne sürmüşlerdir.

Aksu vd. (2002b) ve Hiscott vd. (2002) İstanbul Boğazı'nın Marmara Denizi çıkışında, 40-65 m su derinliğinde ilerlemeli iki delta lobunu inceleyerek bunlardan genç olanının G.Ö. 10-9 bin yılları arasında aktif olduğunu ve denize doğru tırmanan topset-foreset geçişi nedeniyle yükselen bir su seviyesi altında, Karadeniz'den su akışının yüksek olduğu dönemde çökeldiğini belirtmişlerdir. Gökaşan vd. (2005) aynı delta çökellerinde sığ-sismik kesit ve Kurbağalıdere'nin vadi içerisinden alınan sondaj verilerine dayanarak deltanın Aksu vd. (2002b) ile Hiscott vd.'nin (2002) aksine, Kurbağalıdere tarafından taşınan çökellerle G.Ö yaklaşık 11-10 000 yılları arasında çökelmiş olduğu sonucuna varmıştır.

Tolun vd. (2001) organik jeokimya ve karbon izotop verileri ile Marmara Denizi'nde 10.6-6.4 bin yıl önce çökelen sapropelin tabanında organik maddenin kökenin büyük ölçüde karasal olduğunu ve denizel kökenli malzemenin oranın zaman içerisinde günümüze doğru arttığını ve denizel organik maddenin G.Ö. 4.7-3.2 bin yıl önce çökelmiş sapropelik tabakada daha yoğun olduğunu bulmuşlardır. Caner ve Algan (2002), Marmara Denizi'nde G.Ö. 10.6-6.4 bin yıl ve G.Ö. 4.7-3.2 bin yıl önce çökelmiş sapropelik tabakalarda polen sayılarının arttığını, bu dönemlerin yağışlı ve nisbeten sıcak dönemlere karşılık geldiğini ve sapropel tabakalarında organik maddenin kökeninin karasal ve olasılıkla Karadeniz kökenli olduğunu belirtmişlerdir. Mudie vd. (2002) karotlarda polen-spore analizleri ile iklimin sadece Geç Buzul Maksimum (LGM) çağı ve takibeden geçiş döneminde çok kurak ve

soğuk olduğunu, bundan sonraki günümüze dek olan dönemlerde yağışın buharlaşmadan daha yüksek olduğu bir Akdeniz ikliminin hakim olduğu sonucuna varmışlardır.

Marmara Denizi'nde paleoşinografik çalışmalarda ilk kez karot çökellerinde yüksek çözünürlü alkenone ve pelajik foraminiferlerde oksijen izotopu analizi Sperling vd. (2003) tarafından yapılmıştır. Bu çalışmada elde edilen analiz sonuçlarından Marmara Denizi'nde sapropel çökelişi sırasında (G.Ö. 10.6-6.4 bin yıl) deniz suyu yüzey sıcaklığı ve tuzluluğunun önceki ve sonraki dönemlere göre daha yüksek olduğu bulunmuştur. Bu sonuca göre, iddia edildiği gibi sapropel çökelişi sırasında Marmara Denizi ve Akdeniz'e Karadeniz'den tatlı su girmemiştir. Ayrıca, bentik foraminiferden elde edilen deniz suyu sıcaklığı ve tuzluluğu eğrilerine göre 'Younger Dryas' döneminden önce deniz suyu sıcaklığı ve tuzluluğunda ani bir düşüş ve bu dönem bitmeden ise tekrar yükselme başladığı belirlenmiştir.

Çağatay vd. (2003a) tarafından İzmit Körfezi'nde sığ-sismik ve karot çalışmaları ile deniz ve su seviyesi değişimleri incelenmiştir. Bu çalışmacılar sismik profillerde özellikle Geç Buzul Maksimum (LGM) döneminden günümüze kadar biriken çökelleri ayırtlamış ve sismik profillerde -64 m ve -85 m'de gözlenen eski kıyı çizgilerini belirlemişlerdir. Karot çökellerinden alınan <sup>14</sup>C yaşlarına dayanarak -64 m eski kıyı çizgisinin 'Younger Dryas' içerisinde geliştiğini saptamışlardır.

Polonia vd. (2004)'nin İzmit Körfezi'nde sığ sismik ve gravite karotlarında yaptığı çalışmada, Kuzey Anadolu Fayı'nın körfez içerisindeki devamında Hersek batısında yer alan vadiyi kesen sol-yanal doğrultu atımlı fayın yaklaşık 100 m yatay atımı belirlenmiştir. İzmit Körfezi'nin batısında sığ-sismik profillerde belirlenen 85 m derinlikte yer alan taraçaların yaklaşık G.Ö. 10 200 yıl önce oluştuğu belirlenmiştir. İzmit Körfezi'nde Hersek'in doğusunda ve güney şelfde yer alan eski kıyı çizgisi çökellerinde yapılan <sup>14</sup>C tarihlendirmesi ile bu kıyı çizgisinin fay hareketi ile 1000 yılda yaklaşık 1 m yükseltildiğini belirlemişlerdir.

İstanbul Boğazı ile ilgili çalışmalardan en önemlisi yakın zamanda Göktaşan vd. (2005) tarafından gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmada SHOD tarafından elde edilen multibeam batimetri ve sığ-sismik veriler kullanılmıştır. Özellikle İstanbul Boğazı'nın oluşum ve evrimine yönelik olan bu çalışmada İstanbul Boğazı kanalının

Üst-Miyosen/Pliyosen’de bir akarsu ortamının gelişmesi ile uzun bir zaman süresince kazındığını ve akarsu vadisinin açılarak genişlediği öne sürülmektedir. Boğazın ilk oluşum evresinde bu akarsu ortamında akışın kuzeyden güneye gerçekleştiği ancak Holosen başlarında İstanbul Boğazı’nın morfolojik gelişimini güneyden kuzeye olan bir akışın gerçekleştirdiğini ve bunun Holosen başında Marmara Denizi’nin Karadeniz’e aktığı süreçte oluşabileceğini öne sürmüşlerdir.

## **2. MARMARA DENİZİ’NİN BATİMETRİSİ, JEOLJİSİ VE OŞİNOGRAFİSİ**

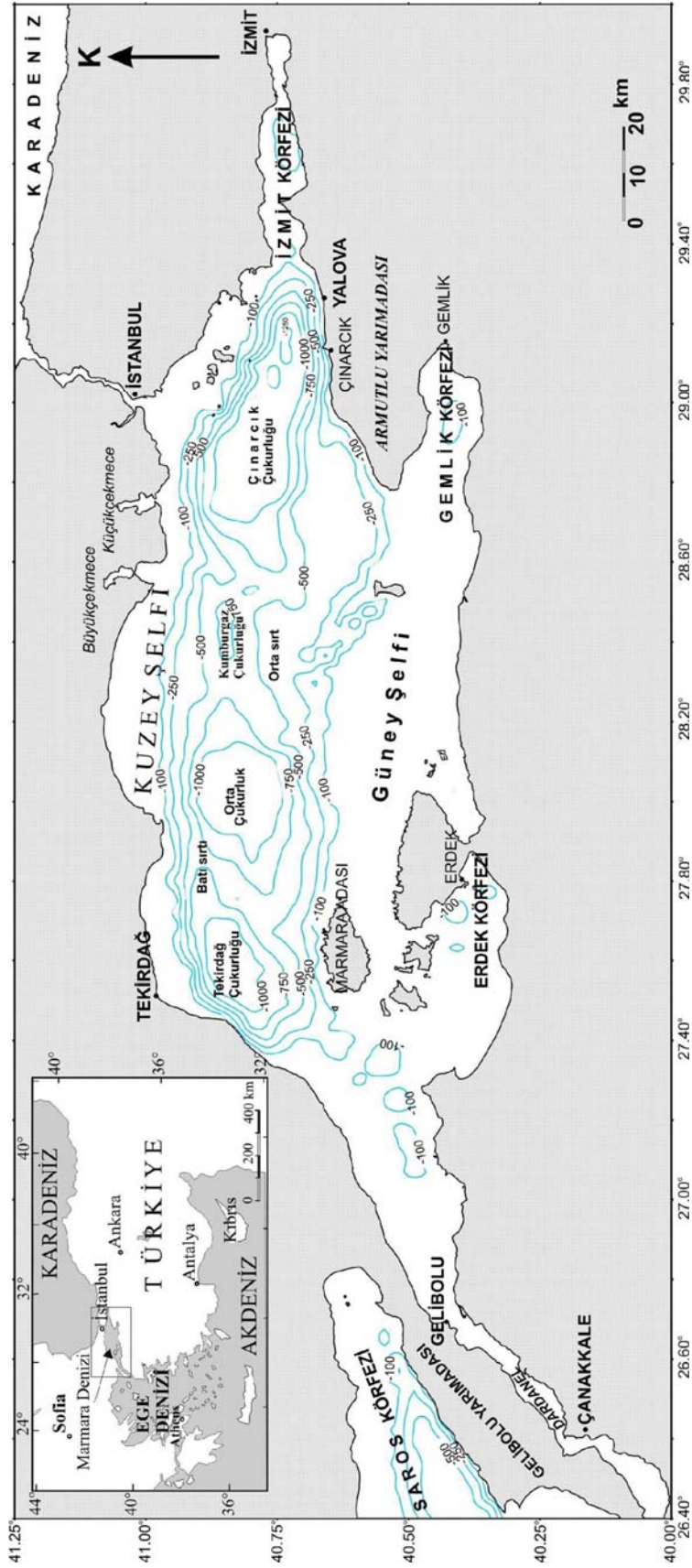
### **2.1. Morfoloji-Batimetri**

Marmara Denizi, Akdeniz ile Karadeniz arasında bir geçiş denizi konumundadır (Şekil 2.1). Bu komşu denizlere bugünkü eşik derinlikleri sırası ile 65 m ve 35 m olan Çanakkale ve İstanbul boğazları ile bağlanmıştır (Şekil 2.1). Marmara Denizi, güneyde nisbeten geniş ve kuzeyde dar olan şelf ile bunlar arasında yaklaşık 1275 m derinliğe varan rombik ve kama şeklinde üç çukurluktan oluşmuştur (Şekil 2.1). Bu çukurluklar birbirinden, yaklaşık 450-600 m derinlikte olan ve KD-GB yönünde uzanan doğu ve batı sırtlarıyla birbirlerinden ayrılmıştır. Doğudan batıya doğru sıralanan bu çukurluklar maksimum derinlikleri yaklaşık 1275, 1255 ve 1230 m olan Çınarcık, Orta Çukurluk ve Tekirdağ çukurluklarıdır. Ayrıca Büyük Çekmece güneyinde maksimum derinliği 825 m’ye varan Kumburgaz çukurluğu bulunmaktadır. Marmara Denizi’nin diğer önemli bir morfolojik elemanı İmralı adasının yakın kuzeyinde ve Armutlu Yarımadası’nın kuzey batısında yer alan 350-400 m derinliğindeki İmralı denizaltı platformudur (Çağatay vd., 2003b).

Marmara Denizi'nde Şelfin dış sınırı yaklaşık 100 m su derinliğinde bulunur. Şelf alanlarının bir bölümünü İzmit, Gemlik, Erdek ve Bandırma, Silivri ve Tekirdağ körfezleri oluşturmaktadır. Bunlardan İzmit Körfezi birbirine iki eşikle bağlı üç havzadan oluşmaktadır (Çağatay vd., 2003a). Bunlardan ortadaki Karamürsel Havzası, 210 m derinlikle İzmit Körfezi'nin en derin çukurluğunu oluşturmaktadır. Gemlik Körfezi de merkezi kısmında 110 m derinlikte bir çukurluk içermektedir.

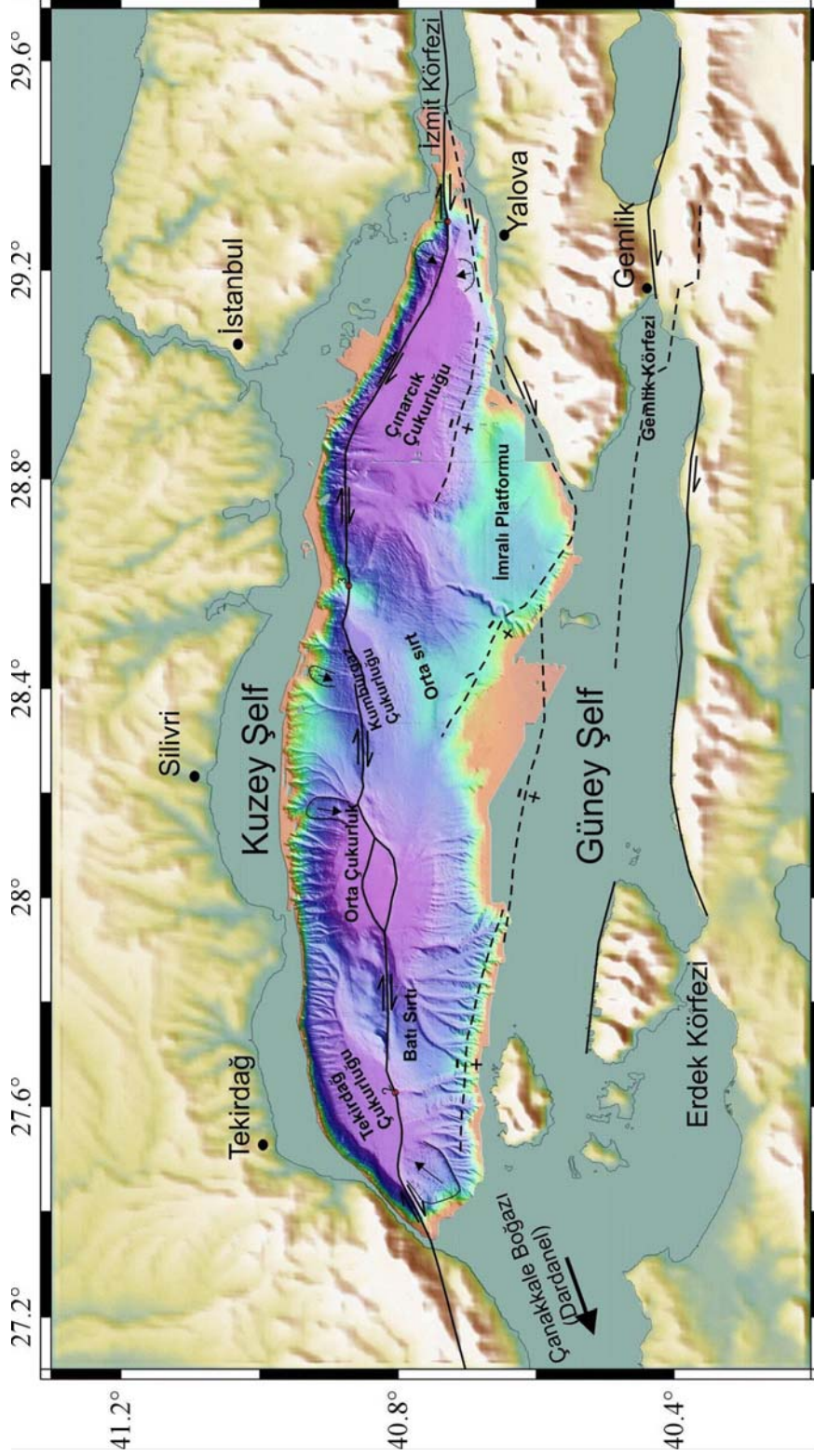
Şelf kenarını derin çukurluklara birleştiren kıtasal yamaçlar diktir. En eğimli yamaçlar Adalar güneyinde Çınarcık Çukurluğu'nun kuzey yamacında olup, burada eğim açısı genel olarak 20-26° arasında değişmektedir. Bu yamaçlar denizaltı vadi kanyonları tarafından kesilmiştir. Bunlardan en ilginç, İmralı platformunun batısında Çınarcık Çukurluğu'nun güney yamacı boyunca derin çukurluğa ulaşan, menderesli-görünüm veren bir denizaltı vadisidir. Bu vadi büyük bir olasılıkla buzul çağlarında, Marmara'nın su seviyesinin düşük olduğu dönemlerde, karasal ortamdaki güney şelfini kateden Karasu'nun yatağı ile birleşmekte idi (Çağatay vd., 2003a). Çınarcık Çukurluğu Marmara Denizi'nin doğusunda kama şeklinde, en derin yeri 1276 m olan ve yaklaşık 810 km<sup>2</sup> alana sahip, KAF'ın iki kolu arasında gelişmiş bir havzadır (Okay vd., 1999; Çağatay vd., 1999). Kuzeyde ve güneyde yamaç ve şelf alanları ve İmralı Platformu ile, batıda transpresif Doğu Sırtı ve doğuda İzmit Körfezi tarafından sınırlanmaktadır. Kuzey yamacı genel olarak 20°-26°; güney yamacı 15-19° eğim açlarına sahiptir.

Ortalama 30 km enindeki güney şelf ve Armutlu Yarımadası KB'sında, İmralı denizaltı platosu 400 m derinlikte yer alır. Marmara Denizi yamaçları üzerinde oluşmuş ve gelecekte oluşabilecek potansiyel heyelan alanları bulundurmaktadır. Heyelan alanlarından en önemlisi ve dikkat çeken, Tuzla güneyinde Çınarcık Çukurluğu'nun doğu ucunda kuzey yamaç üzerinde yer almaktadır (Şekil 2.1 ve 2.2). Bu alan toplam 32.5 km<sup>2</sup> lik bir yüzey alanına sahiptir (Çağatay vd., 2003b).



Şekil 2.1. Marmara Denizi'nin batimetrişi (MTA, 2001).

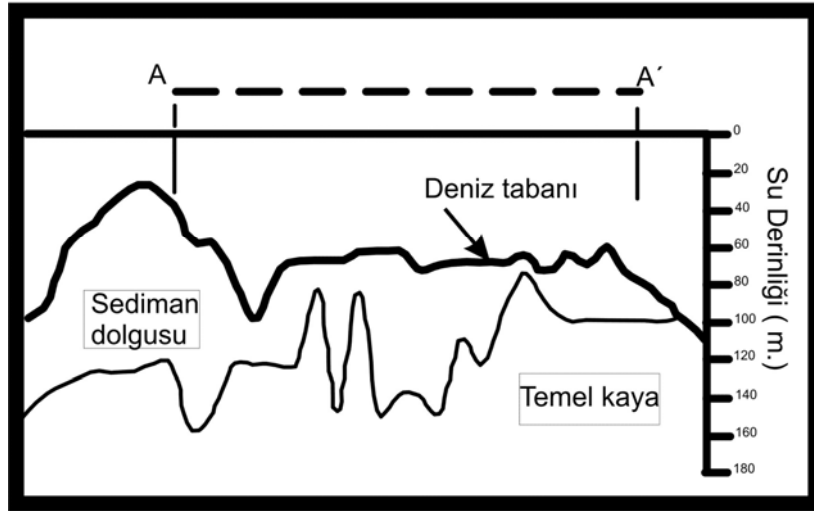
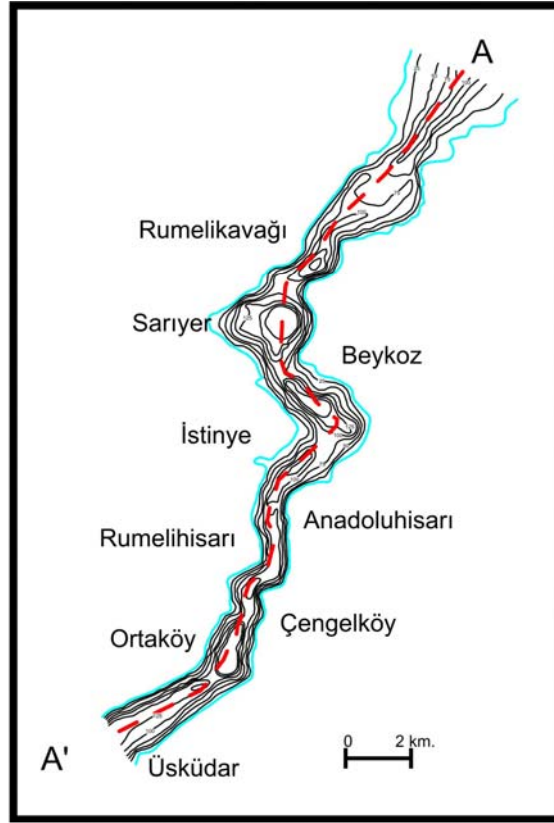




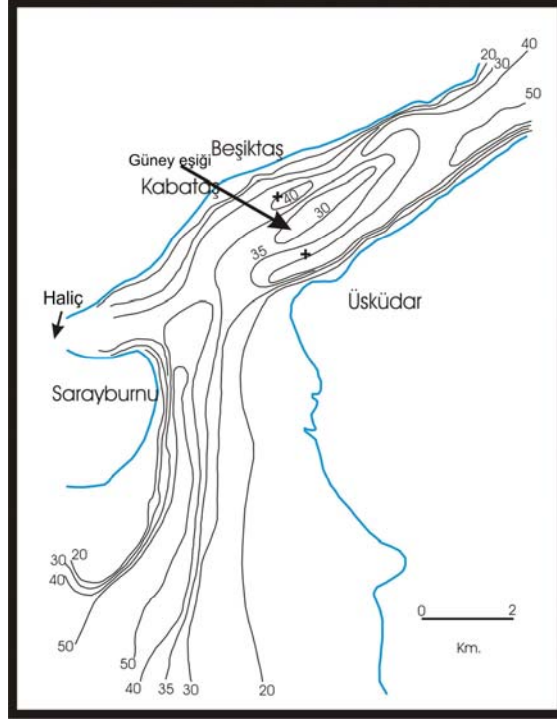
Şekil 2.2. Marmara Denizi'nin batimetrisi ve aktif faylarını gösterir harita (Le Pichon vd., 2001, Armijo vd., 2002, Çağatay vd., 2003b).

Orta çukurluk, rombik Şekilli, 290 km<sup>2</sup> alana sahiptir. En derin yeri 1255 m olan bu çukurluğun orta kısmında rombik Şekilli ikinci ve daha genç bir çukurluk bulunmaktadır (Çağatay vd., 1999). Bu genç çukurluk yakın çevresine göre yaklaşık 40-50 m daha derindir (Şekil 2.2). Tekirdağ ukurluğu 1230 m derinliğinde, 220 km<sup>2</sup> alana sahip rombik Şekilli bir ukurluktur. Kuzeyi 11- 23°; güneyi 6-7° eğimli fay denetimli yamaçlarla sınırlanırılmıŐtır (Okay vd., 1999). Bu yamaçlar çok sayıda denizaltı kanyonları ile kesilmiştir ve bunların yoğunluğu Kuzey yamaçta daha fazladır.

İstanbul Boğazı genel olarak 31 km uzunluğunda ve 0.7-3.5 km değişen geniŐlikte menderesli bir vadi görünümü sunmaktadır (Şekil 2.3). Buna göre, İstanbul Boğazı'nın günümüz morfolojisinin belirlenmesinde normal fayların rolü olduğu düşünülmektedir. İstanbul Boğazı'nın bir graben yapısında geliştiği ve daha sonraları akarsu iŐlevinde bu yapısal unsurları iŐlediĐi veya takip ettiği düşünülmektedir (Allavi vd., 1989; Gökaşan vd., 1997). İstanbul Boğazı'nın deniz taban morfolojisi bir hayli düzensiz ve birden fazla çöküntü ve yükselti alanları mevcuttur (Algan vd., 2001; Şekil 2.3). Deniz tabanında bu çöküntü alanlarından en derin olanı yaklaşık 110 m derinliktedir. Bu çöküntü alanlarını ise boğazın en kuzey ve en güneyinde bir bariyer morfolojisinde en sığ eşik derinlikleri oluşturmaktadır (Şekil 2.4). Bunlardan kuzeyde olanı yaklaşık 57 m su derinliğinde, güneyde olanı ise yaklaşık 35 m su derinliğinde bulunmaktadır. İstanbul Boğazı boyunca deniz tabanında derin kanal yapıları mevcuttur. Bunlar özellikle boğazın Kuvaterner süresince farklı zamanlarda akarsu kanallarının geliştiği bir vadi olduğunu ve zamanla bu kanalların dolması sonucunda günümüzdeki kanal morfolojilerinin kalıntı halinde kaldığı düşünülmektedir (Gökaşan vd., 1997, 2005; Algan vd., 2001). İstanbul Boğazı boyunca hem Anadolu ve hem de Avrupa yakasından farklı akarsular boğaza akmaktadır.



Şekil 2.3. İstanbul Boğazı batimetrisi (A) (Gökaşan vd., 1997). İstanbul Boğazı'nın deniz tabanının morfolojisini gösteren enine kesit (B) (Algan vd.,2001).



Şekil 2.4. Marmara Denizi'nin İstanbul Boğazı girişinin ve Sarayburnu, Beşiktaş ve Kabataş mevkileri arasında kalan alanların batimetrisi (Allavi vd., 1989). İstanbul Boğazı'nın Marmara Denizi çıkışında yer alan eşik derinliği günümüzde yaklaşık -37 m'de bulunmaktadır.

## 2.2. Güncel Oşinografi

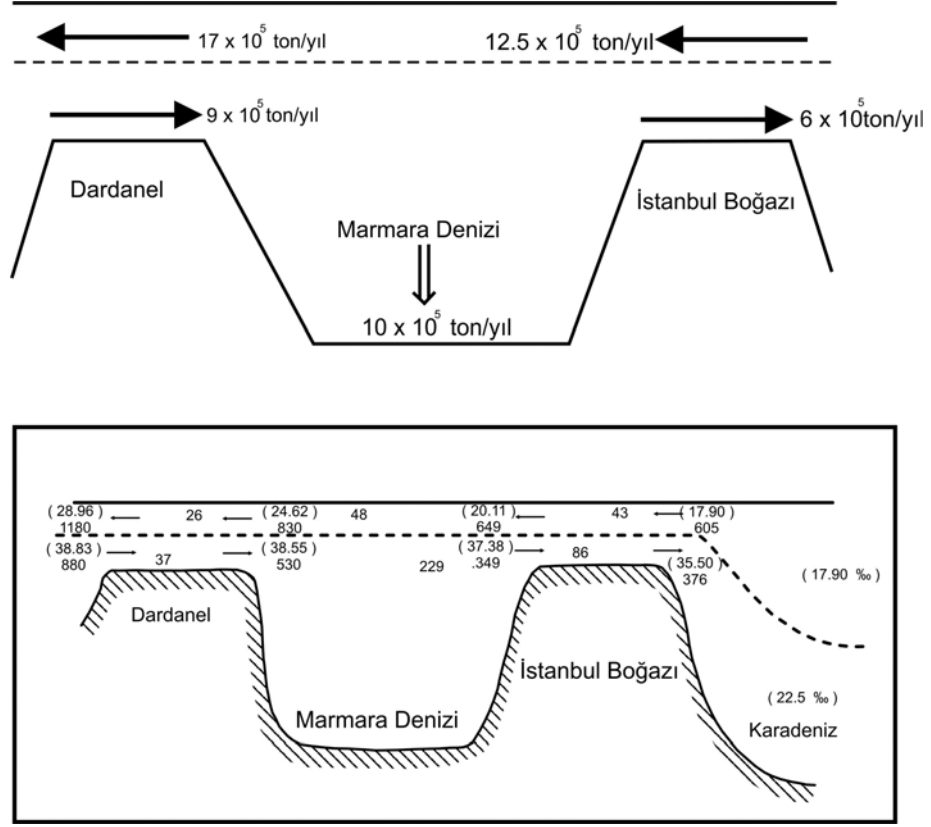
Marmara Denizi, su tuzluluğu farklı olan Akdeniz ile Karadeniz arasında bir geçiş denizi konumundadır (Şekil 2.1). Karadeniz ve Akdeniz arasında Marmara Denizi yoluyla olan su geçişleri, İstanbul ve Çanakkale Boğazlarının sığ eşik derinliğinden dolayı iklim değişimlerine bağlı global su seviyesi salınımları sonucu, zaman zaman kesilmiştir. Bu denizler arasındaki su alış verişi olasılıkla bazen tümüyle kesilmiş, bazen Karadeniz'den tek yönlü tatlı su akıntısına dönüşmüş, bazen de bugünküne benzer iki yönlü akıntı sistemi ile gerçekleşmiştir. Bu değişimlere bağlı olarak da özellikle Marmara Denizi ve Karadeniz'de önemli sedimentolojik, biyolojik (ekolojik) ve kimyasal değişimler yaşanmıştır (Çağatay vd., 2003b).

Karadeniz ve Marmara Denizi, bugünkü eşik derinliği sırası ile 35 ve 65 olan İstanbul ve Çanakkale Boğazları yoluyla birbirlerine ve Ege Denizi ile Akdeniz'e bağlanmaktadır. Boğazların sığ eşik derinlikleri ile Akdeniz ve Karadeniz kökenli

suların tuzluluk farklılığı, Karadeniz’de, Boğazlarda ve Marmara Denizi’nde iki tabakalı su sisteminin oluşmasını sağlamakta ve alt suyun etkin dolaşımını engellemektedir. İstanbul Boğazı’nda altta Akdeniz kökenli daha tuzlu su (38.5 ‰) Karadeniz’e akarken, üstte Karadeniz kökenli az tuzlu sular (18 ‰) Marmara ve oradan da Ege ve Akdeniz’e akmaktadır (Ünlüata vd., 1990; Beşiktepe vd., 1994; Şekil 2.5). Boğazlar ve Marmara Denizi’ndeki karışım ve difüzyon olaylarından dolayı Marmara Denizi’nde yaklaşık 36 ‰ ve 22 ‰ tuzluluğuna erişen iki su kütlesi arasındaki sınır (haloklin) yaklaşık -20 m’de bulunmaktadır.

İstanbul Boğazı’nda Karadeniz’den Marmara Denizi’ne giren  $605 \text{ km}^3/\text{y}$  miktarındaki acı su ve Marmara Denizi’nden Karadeniz’e çıkan  $376 \text{ km}^3/\text{y}$  miktarındaki tuzlu su miktarları karşılaştırıldığında Karadeniz’in pozitif su bütçesi ortaya çıkmaktadır (Ünlüata vd., 1990; Ünlüata ve Özsoy, 1986; Şekil 2.5). Marmara Denizi’ ne Çanakkale Boğazı yolu ile yılda yaklaşık  $9 \times 10^5$  ton askıda çökel girerken, Karadeniz’e boğaz yolu ile yaklaşık  $6 \times 10^5$  ton asılı sediman girmektedir (Ergin vd., 1991). Karadeniz’den İstanbul Boğazı yolu ile Marmara Denizi’ne yılda  $12.5 \times 10^5$  ton asılı çökel yükü taşınmakta ve Marmara Denizi çevresindeki drenaj alanlarından getirilen toplam çökel ile Marmara Denizi tabanına ulaşan sediman miktarı yılda yaklaşık  $10 \times 10^5$  ton’dur (Ergin vd., 1991).

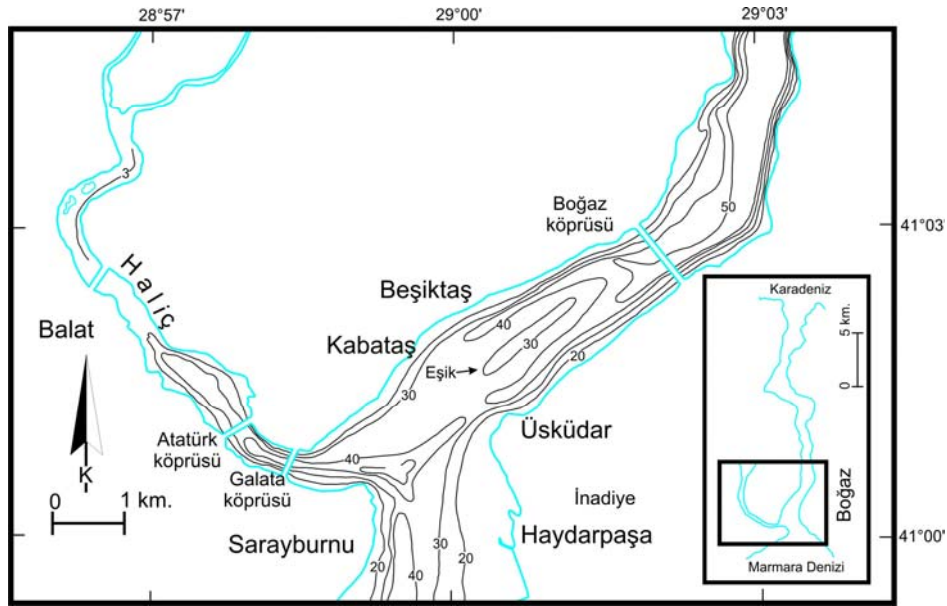
İstanbul Boğazı’nın Marmara Denizi’ne güneyde birleştiği yerde Alibeyköy ve Kağıthane derelerinin birleşerek oluşturduğu vadi Haliç olarak adlandırılmaktadır. Haliç yaklaşık 7 km uzunluğunda olup 150-900 m genişliğinde ve yaklaşık  $2.600.000 \text{ m}^2$ ’lik bir alan kaplamaktadır (Ergin vd., 1990; Şekil 2.5). Haliçin derinliği yukarı ağzında 1 m, aşağı ağzında ise 40 m’ye varmaktadır. Alibeyköy ve Kağıthane derelerinin debileri sırasıyla yılda  $54 \times 10^3 \text{ m}^3$  ve  $5100 \text{ m}^3$ ’dür (Ergin vd., 1990).



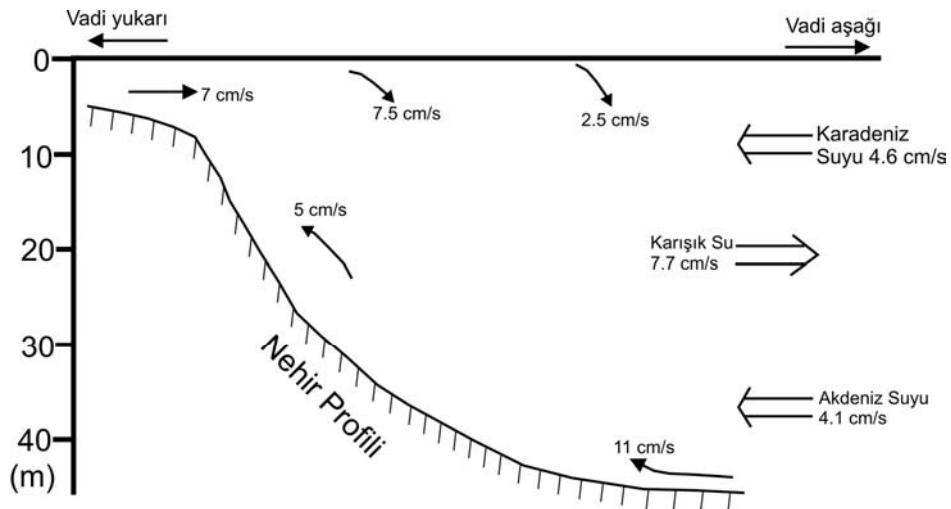
Şekil 2.5. Marmara Denizi ve çevreleyen boğazlarda taşınan yıllık ortalama toplam asılı çökel miktarları (A). Marmara Denizi ve onu çevreleyen boğazlarda çift akıntı sisteminin varlığında tuzluluk ve sıcaklık değişimleri (B) (Ünlüata vd., 1990; Ergin vd., 1991).

Haliç içerisinde su sirkülasyonu, Haliç'e giren nehir suları, Karadeniz'den gelen az tuzlu sular Marmara Denizi'nden giren Akdeniz kökenli tuzlu suların miktarı ile ve Haliç havzasının morfolojisi ve rüzgar kuvveti ile ilişkilidir. Haliç'te su tabakalanması, üstte İstanbul Boğazı'ndan gelen Karadeniz kökenli sular (tuzluluk 18-21 ppt) ve altta nispeten daha tuzlu (36.5-38 ppt) Akdeniz sularından oluşmaktadır. Bu iki su tabakasının sınırı yaklaşık 20-25 m'lerdedir. Haliç'teki su tabakalanması meteorolojik duruma bağlı olarak değişmektedir. Bu durumda Haliç'te üç ayrı su tabakalanması oluşmaktadır (Şekil 2.7). Haliç'e giren üstde 10-15 m'lik su derinliğinde Karadeniz'den veya İstanbul Boğazı'ndan gelen sular, altta 20-25 m'nin altındaki su derinliğinde ise Akdeniz'den gelen suların Haliç'te vadi yukarı olan girişleri bu iki su tabakasının karşımına ve 15-25 m su derinliklerinde karışık su tabakasının deniz tarafına veya vadi aşağı tarafa akışını sağlamaktadır. Haliç oldukça düşük gel-git etkisi altındadır.

Marmara Denizi'ne önemli nehir girdisi sadece güneyden Biga, Gönen ve Kocasu çayları ile olmaktadır (Şekil 2.8). Bu çaylar Marmara Denizi'ne toplam  $5.80 \text{ km}^3/\text{y}$  su ve  $2.2 \times 10^6 \text{ t/y}$  askıda sediment yükü taşımaktadır (EİE, 2000). Bu çaylarını en büyüğü Kocasu olup; Marmara Denizi'ne olan toplam nehir suyu girdisinin %80 ve askıda çökel yükünün %90'ını sağlamaktadır (Çağatay vd., 2000). Nehir suyu miktarı, İstanbul Boğazı yolu ile Karadeniz'den Marmara Denizi'ne giren acı su ve Marmara Denizi'nden Karadeniz'e çıkan tuzlu su miktarları (Ünlüata vd., 1990) ile karşılaştırıldığında çok küçük kalmaktadır.



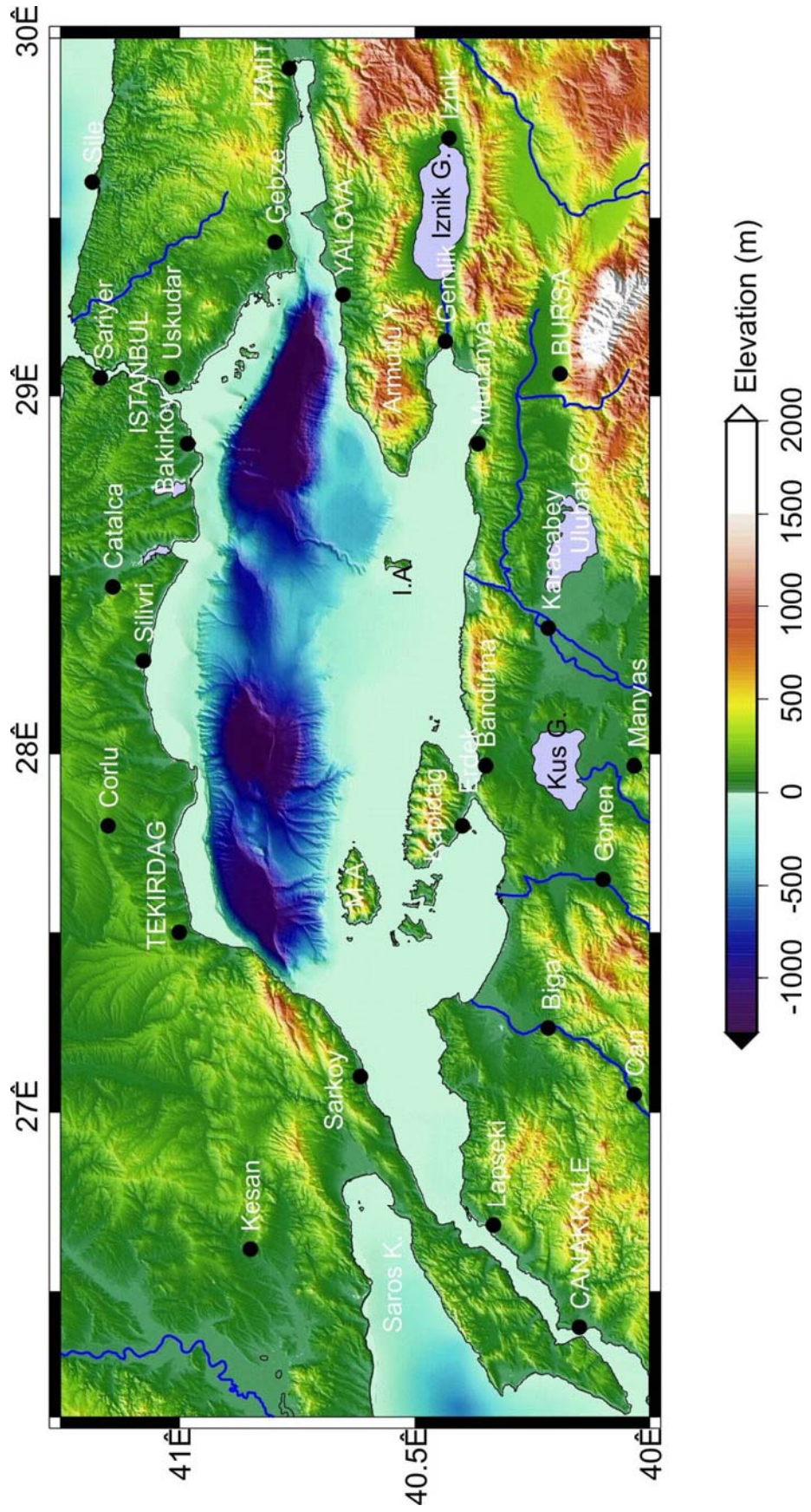
Şekil 2.6. Haliç ve İstanbul Boğazı güneyinin batimetrisi (Allavi vd., 1989).



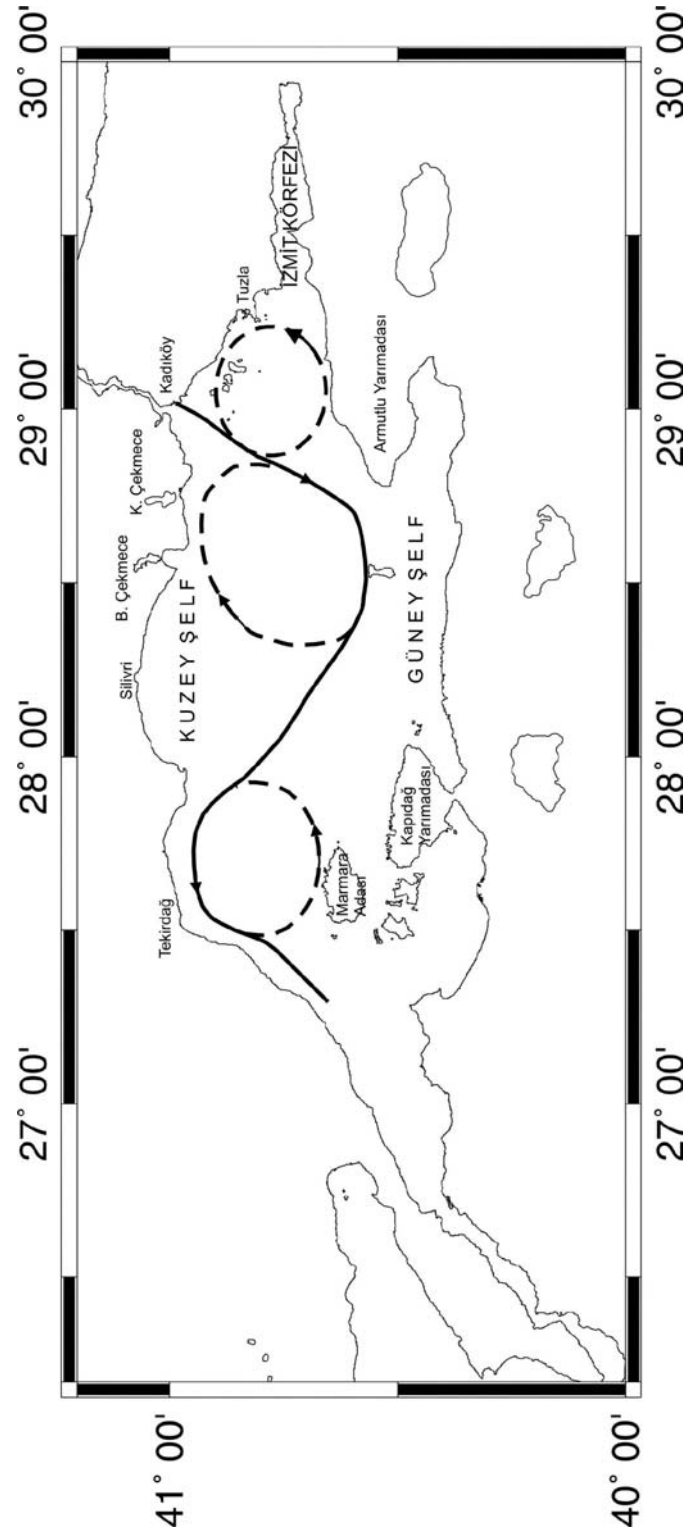
Şekil 2.7. Haliç nehri profili boyunca güncel su sirkülasyonunu (Ergin vd., 1990).

Marmara Denizi'nde yüzey suyu akıntı sistemini büyük ölçüde İstanbul Boğazı'ndan çıkan Karadeniz suyu akıntısı oluşturmaktadır. Boğazdan güneye ve güneybatıya doğru 60-75 cm/s hızında hareket eden bu akıntı Armutlu Yarımadası-İmralı koridoru tarafından batıya yönlendirilmektedir (Beşiktepe vd., 1994). Bu saat yönündeki akıntı dolaşımı, geç sonbahar ve kış aylarında rüzgar etkili hareketlerle kesintiye uğramaktadır (Şekil 2.9). Genel olarak kuzey şelfinde, yer yer bazı anti-siklonik ediler, güney şelfinde ise siklonik bir dolaşım hüküm sürmektedir (Şekil 2.10). Gelgite bağlı deniz düzeyi değişimi 30 cm den daha düşüktür. Marmara Denizi'nde alt su kütlesi Çanakkale Boğazı'ndan giren Akdeniz suları ile yenilenmektedir. Alt su 14.5°C'lik bir potansiyel sıcaklığa sahiptir. Boğazlardaki sığ eşik derinliği ve su tabakalanması alt su kütlelerinin etkin dolaşımını engellemektedir (Ünlüata vd., 1990). Dolaşımı engellenen alt suda organik maddenin bozuşması sonucu, oksijen miktarı Çınarcık Çukurluğunda 1-2 mg/l düzeylerine düşmektedir. Ancak, bu çukurlukta İstanbul Boğazı'na yaklaştıkça alt suda oksijen bir miktar artarak 2.5-5 mg/l değerlerine ulaşmaktadır (Ünlüata ve Özsoy, 1986).

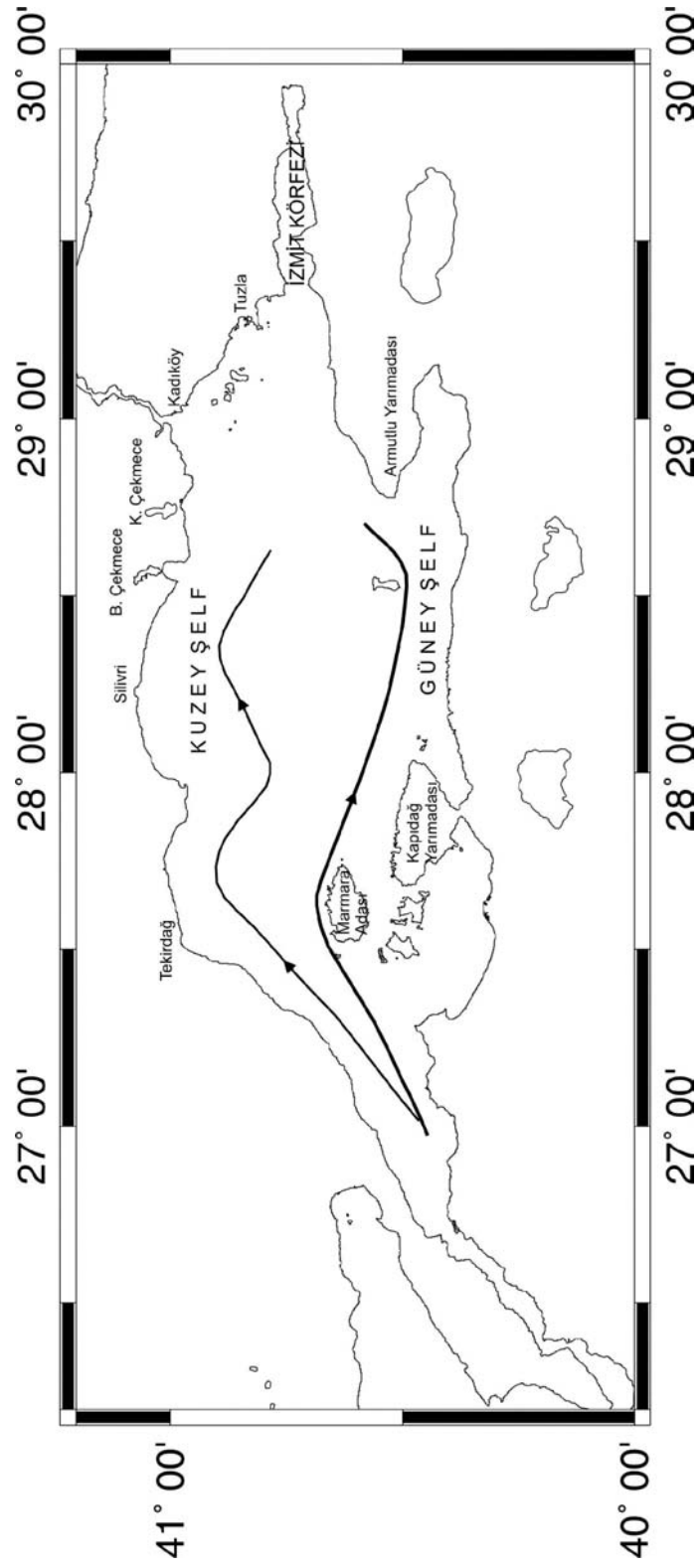




Şekil 2.8. Marmara Denizi batimetrisini ve çevre bölgelerin topoğrafyasını gösteren harita (IFREMER, 2001). Marmara Denizi'ne güney kıyısı boyunca önemli nehir girdileri Biga, Gonen ve Kocasu çayları tarafından olmaktadır.



Şekil 2.9. Marmara Denizi'nde üst su akıntı sistemi (Beşiktepe vd., 1994).



Şekil 2.10. Marmara Denizi'nde alt su akıntı sistemi (Beşiktepe vd., 1994).

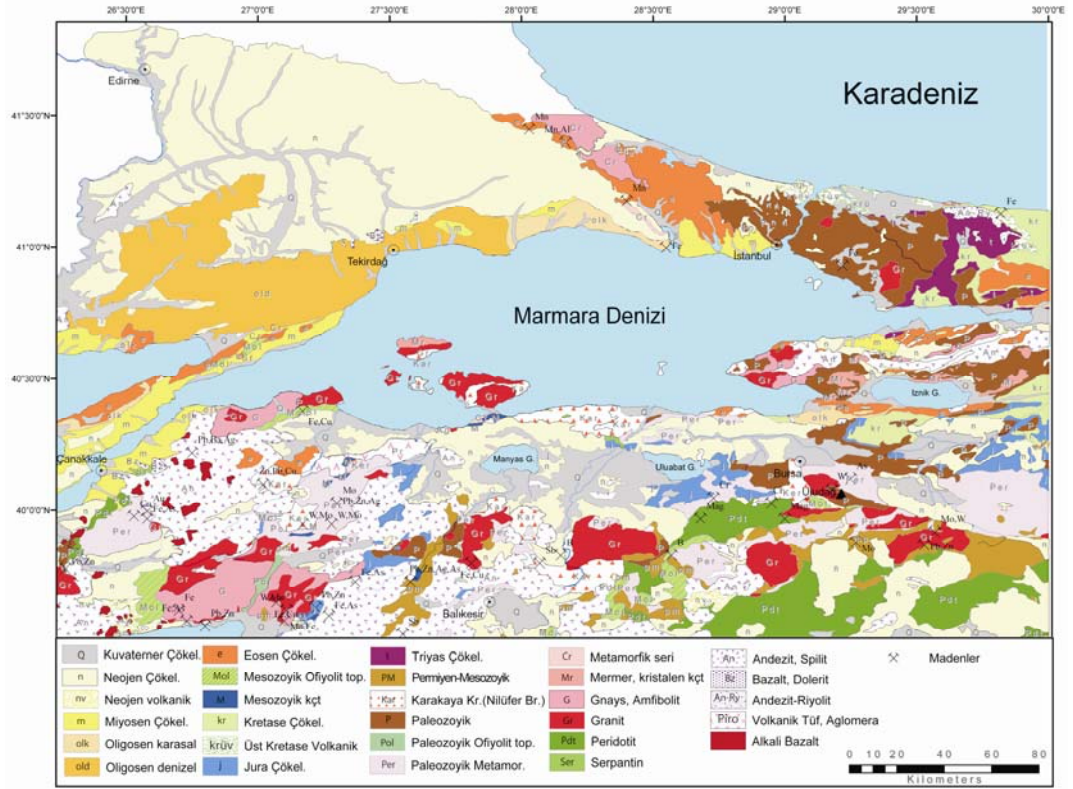
### 2.3. Jeoloji

Marmara Denizi değişik yaşta paleotektonik birimlerin ve Trakya Havzası'nın Eosen-Miyosen yaştaki kayaçlarının oluşturduğu karmaşık bir temel üzerinde gelişmiştir (şekil 2.11; Okay, 1986; Görür vd., 1997). Bunlardan başlıcaları kuzeyde Istranca ve İstanbul Zonları ile güneydeki Sakarya Zonu'dur (Okay, 1986). Bu zonlar Neo-Tetis Okyanusu'nun (Intra-Pontide Okyanusu) Erken Eosen-Oligosen sırasında kapanması sonucu biraraya gelmişlerdir (şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Tansel, 1992; Okay ve Görür, 1995; Görür vd., 1997). Kıta içi sıkışmanın Erken Miyosen'de devam etmesiyle tüm bölgenin yükselmesine ve aşınmasına yol açmıştır. Kapanmanın sonucu olan sütür hattı ise şimdiki Kuzey Anadolu Fayı ile işgal edilmiştir (şengör vd., 1985; Okay ve Tansel, 1992; Okay ve Görür, 1995). Marmara Denizi havzasının oluşumunun başlangıcı, dereceli olarak batıya doğru uzanan KAF'nın Marmara Bölgesine yaklaşık Orta Miyosen sonlarında doğru varması ile başlamıştır (şengör vd., 1985; Görür vd., 1997). Bu dönemde, geniş bir makaslama zonu niteliğindeki KAF boyunca, Marmara Denizi'nin kuzeyi boyunca kısa süreli Akdeniz kökenli bir transgresyon yaşanmıştır. Ancak Marmara Denizi bugünküne benzer bir morfolojiyi, Pliyosen ve daha sonrasında NAF'ın sağ yanal bir transform fayı özelliği kazanması sonucu edinmiştir (şaroğlu, 1988; Görür vd., 1997; Okay vd., 1999).

Istranca Zonu'nun temelinde granit ve gnays türü kayaçlar bulunmaktadır. Bunlar Istranca Masifi'nin Erken Triyas-Orta Jura yaşlı metamorfik kayaçları ile uyumsuz olarak örtülür. En üstte Geç Kratese yaşlı sedimentler ve volkano-plütonik kayaçlar topluluğu ile açılı uyumsuzlukla üzerlenir. Marmara Denizi'ne doğru bütün bu kayaçlar Trakya Havzası'nın Eosen-Miyosen yaşlı tortul birimleri altında kalmaktadır (Sungurlu, 1971; Doust ve Arıkan, 1974; şengör vd., 1985; Kasar ve Okay, 1992). İstanbul Zonu, Ordovisiyen-Karbonifer yaşlı klastik ve karbonat kayaçları ile bunları uyumsuzlukla örten Triyas yaşlı kırmızı birimler ve kireçtaşları ve en üstteki Üst-Kretase-Alt Tersiyer karbonatlarından oluşmaktadır (Abdüselamoğlu, 1977; Sarıbudak vd., 1989). Sakarya Zonu'nun ise metamorfik bir temeli vardır ve üzerine Jura-Kretese yaşlı klastik ve karbonat örtü kayaçları gelir (şengör vd., 1985; Okay, 1986). Değişik su kimyasına sahip Akdeniz ve Karadeniz (Neojende Paratetis) arasında bir konumda olan Marmara Denizi'nin paleocoğrafyası ve paleoşinografisi

bu iki komşu havzadan gelen transgresyonlardan etkilenmiştir (Görür vd., 1997; Çağatay vd., 2000). Gerek Marmara Denizi'nin morfolojik evrimi, gerekse komşu havzalarıyla olan su bağlantıları ve bağlantılardaki kesilmeler global deniz seviyesi değişimleri ve bir ölçüde uzun sürede de KAF'nın etkinliği ile denetlenmiştir.

Erken Miyosen'de Marmara Denizi'nin bulunduğu bölge henüz bir deniz halini almadan önce göl ve akarsular ile kaplıydı (Görür vd., 1997). Erken Miyosen sonu ile Orta Miyosen arasında akarsu ve göl ortamlarını temsil eden Gazhanedere ve Pınarbaşı formasyonları oluşmuştur. Bu formasyonlar genelde bölgede konglomeratik kumtaşı ve lokal olarak kalış ve kömür katkılı çamurtaşlarından oluşmaktadır (Sümengen vd., 1987; Siyako vd., 1989; Yalıtırak, 1995). Gazhanedere Formasyonu'nun tabanını oluşturan İncikdere Üyesi kırıntılı çökellerden oluşmakta ve özellikle Marmara'nın kuzey kıyısında akarsu fasiyesinde çökelmişlerdir (Yalıtırak, 1995). Bu birim üste doğru ince taneli kömürlü kırıntılar ve karbonatlardan oluşan Aşağıdere ve Fenerdere üyelerine geçmektedir (Yalıtırak, 1995). Marmara'nın güney kıyısında ise bu dönemde gelişen Pınarbaşı Formasyonu genelde yelpaze çökelleri ile temsil olunur (Şentürk ve Karaköse, 1987). Gazhanedere Formasyonu'nun transgresif karakteri Orta Miyosen'deki genel su seviyesi yükselmesini açık olarak ortaya koymaktadır. Marmara Bölgesi'nde Orta Miyosen'in sonuna kadar akarsu ve gölsel şartların hüküm sürdüğü bu dönemde çökelen Kirazlı Formasyonu'nun Hoşköy Üyesi ve Anafarta Formasyonu'nun alt kesimlerinde gözlenen tatlı su ostrakodları, mollusk ve omurgalı fosillerinden oluşan kırıntılı çökellerden anlaşılmaktadır (Şentürk ve Karaköse, 1987; Yalıtırak, 1995; Görür vd., 1997). Orta Miyosen sonundan itibaren Geç Miyosen'in başına kadar olan sürede, Marmara Denizi'ne Ege'den Saroz Körfezi yolu ile Akdeniz sularının sokulması sonucu gelişen kalkerli kumtaşlarından oluşan Kirazlı Formasyonu'nun Çınarlı Üyesi çökelmiştir (Yalıtırak, 1995). Bu transgresyonun en önemli göstergesi Ostrea'lı çökellerin varlığıdır (Yalıtırak, 1995). Akdeniz transgresyonu KAF'ın geniş sıkışma zonu boyunca Geç Serravaliyen'de meydana gelmiştir. Başlangıçta deniz bugünkü İstanbul ile Saros arasında uzanan dar bir koridor halinde idi. Bugünkü Marmara Denizi'nin bulunduğu bölgede Geç Miyosen sonuna kadar henüz denizel şartlar hakim değildi ve genelde akarsu-gölsel depolanmanın yaygın olduğu karasal bir bölgeydi (Görür vd., 1997; Sakıncı ve Yalıtırak., 1997).



Şekil 2.11. Marmara Bölgesinin jeolojik haritası (Çağatay vd., 2006).

Sarıyer ve Anafarta formasyonlarının alt kısımları bu zamanda oluşan çökelleri temsil etmektedir. Marmara Denizi havzasına ilk denizel sokulum Geç Miyosen sonunda gelişmiş ve civardaki akarsu ve gölsel alanları tümüyle işgal ederek bölgede Bayraktepe ve Alçitepe formasyonlarının çökmesini sağlamıştır. Özellikle Maktra'lı seviyelerin bulunması bu dönemdeki transgresyonun Akdeniz değilde Paratetis kökenli olduğunu göstermektedir (Görür vd., 1997; Çağatay vd., 2000). Paratetis'in bölgeye gelişinde, Marmara Denizi havzasını parçalayan KD-GB uzanımlı grabenler ve Çek-Ayır yapıları önemli rol oynamıştır. Bu yapılar Batı Anadolu'nun K-G yönlü gerilmesine bağlı olarak KAF'ın güneye doğru yer değiştirmesi sonucudur (Mc Kenzie, 1972; Şengör, 1979; Şengör vd., 1985; Dewey vd., 1986; Görür vd., 1997).

Erken Pliyosen döneminde KAF'ın tektonik faaliyeti sonucu Marmara Denizi havzasının kenar bölgeleri tümüyle su dışına çıkmıştır. Marmara Denizi'nin kuzey kenarındaki bu yükselme ve sonucunda meydana gelen aşınma bölgedeki Miyosen kayaları ile üzerleyen Geç Pliyosen çökellerinin uyumsuz ilişkilerinden anlaşılmaktadır. Aynı dönemde Marmara Denizi havzasının güney kenarında ise

denizel alanlar karasal ortamlara dönüşmüş ve karasal çökellerden oluşan Truva ve Tevfikiye formasyonları bölgede depolanmıştır (Görür vd., 1997). Miyosen'de Mesiniyen kurumasını takip eden bu dönemde dünya ölçeğinde gelişen deniz seviyesi yükselmelerine rağmen Erken Pliyosen'de Marmara Denizi'ne Akdeniz suları ulaşamamış ve Marmara Denizi ancak Geç Pliyosen'de Paratetis ile Akdeniz arasında bir su yolu halini alabilmiştir. Bu iki denizden su alışverişi Marmara Denizi Havzası'nda çökelen Özbek Formasyonu'na ait tipik fosil topluluğu ile anlaşılmaktadır (Toker ve Şengüler, 1995; Görür vd., 1997). Marmara Denizi Havzası'nda çökelen formasyonların stratigrafisi ve fosil topluluğu, Marmara Havzası'nın Geç Pliyosen'de önce Paratetis ile bulunduğu ve daha sonra ise Akdeniz sularının Marmara Denizi havzasına taşındığını göstermektedir (Görür vd., 1997).

Pleyistosen'de Marmara Denizi havzası buzullar arası dönemlerde hem Akdeniz ve hem de Karadeniz suları tarafından işgal edilmiş ve havzanın kuzey kenarında Hamzaköy Formasyonu çökelerken güney kenarında ise Özbek Formasyonu çökelmiştir. Genelde konglomera, ince kırıntılı çökeller ve kireçtaşı ardışımından oluşan bu birimleri üste doğru Marmara Formasyonu üzerlemektedir (Taner, 1983; Yaltrak, 1995; Sakıncı ve Yaltrak, 1997). Marmara Denizi havzasının Pleyistosen buzul dönemlerinde zaman zaman Akdeniz ve Karadeniz ile su bağlantıları kesilmiş ve sadece Karadeniz tipi acı-tatlı su şartları bölgede hakim olmuştur (Stanley ve Blanpied, 1980; Smith vd., 1995). Geç Pleyistosen'de Würm buzullaşmasının gerçekleşmesi sonucunda her iki deniz ile bağlantısı kopan Marmara Denizi havzası, öksinik bir göl ortamı halini almış ve acı-tatlı su molluskları içeren çökeller depolanmıştır. Marmara Denizi Havzası'nda Holosen başında gerçekleşen buzullar arası dönem ile önce Akdeniz ve daha sonra Karadeniz suları havzaya ulaşmıştır. Şelf üzerinde genelde sığ denizel organizma kavrıklı kırıntılar çökelerken, havza çökellerini ise Akdeniz kökenli planktonik foraminiferlerin bulunduğu kil ve silt temsil etmektedir (Taner, 1990; Meriç ve Sakıncı, 1990; Ergin vd., 1991).

Marmara Denizi KAF'nın sağ yanal atımlı tektonik rejimi ile Ege'nin K-G yönlü gerilme tektonik rejiminin hüküm sürdüğü kuzeybatı Anadolu'da bulunmaktadır (McKenzie, 1972; Dewey vd., 1986; Sengör vd., 1985; Taymaz vd., 1991). K-G gerilme nedeniyle, KAF Marmara Bölgesi'nde kollara ayrılmış ve üç derin çukurluk

ve bunları ayıran transpresif (basınç) sırtları oluşturmuştur (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Yakın zamanda yapılmış olan GPS ölçümlerine göre İstanbul'a göre olan sağ-yanal yer değiştirme hızı yaklaşık 20 mm/yr olup, doğudan batıya giderken hareket vektörleri saatin tersi yönde bir dönme göstermektedir.

Çınarcık Çukurluğunda kuzey sınırını büyük ölçüde sağ yanal-atım bileşenli "Ana Marmara Fayı" (Main Marmara Fault) oluşturmaktadır (İmren vd., 2001; Le Pichon vd., 2001). Bu çukurluğun güney yamacını ise hem yanal ve hem de eğim atımlı bileşenli faylar demeti oluşturmaktadır (Le Pichon vd., 2001). Çukurluk doğuda İzmit Körfezi, batıda ise tranpressive Doğu Sırtı tarafından sınırlanmıştır (Şekil 2.1). Çınarcık Çukurluğu'nun en derin yeri, -1276 m ile KD'unda bulunmaktadır. Diğer önemli çökme alanı çukurluğun KB'ıdır.

Marmara Denizi batısında KAF'ın en aktif kolu Ganos Fayı olup, Tekirdağ ve Orta çukurlukları bu fayın deniz altına olan devamı üzerinde, bu fayın etkinliğine bağlı olarak oluşmuştur (Wong vd., 1995; Okay vd., 1999; Çağatay vd., 2003b). Ganos Fayı, karada Gelibolu Yarımadasının KD'unda 45 km uzunluğunda transpresif bir bölüm oluşturarak kuzeyinde 924 m yüksekliğinde Ganos Dağı yükseltisini oluşturmuştur (Okay vd., 1999). Bu fayın denizaltındaki devamı, Tekirdağ Çukurluğunu güneyden sınırlıyarak kuzeye 70° eğimle dalar (Okay vd., 1999). Doğuya doğru uzanan bu fay, Tekirdağ Çukurluğu'nu doğudan sınırlıyan Batı Sırtını keskin bir şekilde keserek Orta Çukurluğa ulaşır. Tekirdağ Çukurluğu, kuzeyden 1.1 km yüksekliğinde 11- 23° eğimli bir yamaçla sınırlanmıştır. Bu yamaç ve çökel örtüsü altındaki güneye olan devamı, Okay vd. (1999) tarafından Pliyo-Kuvaterner çökelleri tabanında bir detachment düzlemi ve Kuzey Sınır Fayı olarak yorumlanmıştır.

Rombik şekilli Orta Çukurluk, kuzey ve güneyden faylarla sınırlı olup; merkezi kısmında rombik şekilli, çevresine göre 40-50 m daha derin olan daha genç bir çukurluk içermektedir (Le Pichon vd., 2001; Armijo vd., 2002) Çek-ayır havza biçimindeki bu çukurluk Batı Sırtını kesen Ganos Fayı'nın doğuya devamında ayrılan iki kolu arasında oluşmuştur. Orta Çukurluğu doğudan ve batıdan sınırlıyan sırtlar, transpresif alanları temsil etmekte olup; kıvrım, basınç sırtları, ters fay ve



bindirme yapıları içermektedir (Şekil 2.1). Sırtlar üzerindeki Pliyo-Kuvaterner çökel kalınlığı derin çukurlulara göre çok daha azdır.

30-40 km genişliğindeki Güney Şelfi D-B ve DGD-BKB yönlü kuzeye eğimli normal faylar ve bunların oluşturduğu yarı grabenler içermektedir (Smith vd., 1995). Bu fayların en önemlileri Kapıdağ Yarımadasının kuzey kıyıları, İmralı Adası kuzeyi ve Bandırma-Gemlik kıyısı boyunca görülmektedir. Ayrıca gerek denizde ve gerekse güneyde, karada, DKD-BGB yönlü, daha çok yanal-atımlı özellikte faylar bulunmaktadır. Güneyde akarsuların getirdiği çökellerin büyük ölçüde yarım grabenlerde çökmesi nedeniyle Holosen çökel kalınlığı Marmara'nın kuzey şelfine göre çok daha yüksektir. İmralı Platformu, düşey bileşeni nisbeten yüksek, yanal atımlı faylarla kuzey ve güneyden sınırlı ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı çökel dolgusu içeren bir havza niteliğindedir (Okay vd., 1999).

Derin çukurluklar 2.5 km kalınlığına varan Pliyo-Kuvaterner yaşta syn-transform bir çökel dolgusu içermektedir (Okay vd., 1999). Türk-Fransız "Seismarmara" projesi kapsamında yapılan derin sismik verilerine göre Marmara çukurluklarındaki toplam çökel dolgu kalınlığı 6 km dolayındadır (Armijo ve Hirn, 2002, kişisel görüşme). Çukurluklarda çökme hızının yüksek olduğu aktif faylara yakın alanlarda syn-transform çökeller, düşey atımlı oblik faylara doğru kalınlaşan ve çok düşük eğim gösteren tabakalanma göstermektedir. Buna göre tabakalanma eğimi Tekirdağ havzasında GB'ya ve Çınarcıkta KD'ya doğrudur. Orta Çukurlukta ise ortadaki genç çökme havzası içerisinde en kalın olup; K ve G'de faylara yaklaştıkça yelpaze şeklinde açılan bir kalınlık geometrisi göstermektedir. Derin Çukurlukları kuzey ve güneyden sınırlıyan yüksek eğimli yamaçların üzerinde çökel kalınlığı çok azdır. Yamaçlarda yer yer temele ait kayaç yüzeylemeleri yapılan sismik çalışmalarda ve su altı video-kamera çekimlerinde izlenmiştir (Armijo vd., 2003).

### 3. KULLANILAN YÖNTEMLER

#### 3.1. Karot Çalışmaları

##### 3.1.1. Karot alınması ve örnekleme yöntemleri

Bu çalışma kapsamında R/V MTA Sismik-1 (2003, 2004), R/V Urania (2001, 2005), R/V Marion Dufresne (2004) ve R/V Mediterreanean Explorer (2005) gemileri ile Marmara Denizi'nin değişik alanlarından toplam 15 gravite karotu alınmıştır. Bu karotlar açılmış ve ilk sedimentolojik ve litolojik tanımlamaları yapılmıştır. Alınan karotlardan jeokimyasal ve paleontolojik çalışmalar için karot boyunca 5-10 cm aralıklarla, 2 cm kalınlıkta dilimler halinde örnekler alınmıştır. Jeokimya analizleri için örnekler 70 °C'de kurutulmuş ve öğütülmüştür. Paleontoloji ve izotop analizler için örnekler yaş olarak -63 µm elekten yıkanarak elenmiş ve kum boyutu malzeme içerisinde fosil ve izotop analizleri için kavkı ayıklamak amacı ile saklanmıştır.

##### 3.1.2. Oksijen ve karbon izotop analizleri

Kavkılarda oksijen ve karbon izotop analizleri, Arizona Üniversitesi İzotop Jeokimya Laboratuvarlarında "KIEL-III" model otomatik karbonat çözme cihazına bağlı "Finnigan MAT 252" model bir gaz-oran kütle spektrometresi (gas-ratio mass spectrometer) kullanılarak yapılmıştır. Toz haline getirilmiş karbonat örnekleri vakum altında ve 70°C'de karbonat çözme cihazında suyu alınmış (dehidre edilmiş) fosforik asit ile çözünürleştirilmiştir. Örneklerin  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta^{13}\text{C}$  izotop oranları uluslararası NBS-19 and NBS-18 standartlarının sürekli ölçümüne dayanarak kalibre edilmiştir. Bu yöntemin tekrarlanırlığı (precision,  $1\sigma$  olarak)  $\delta^{18}\text{O}$  analizleri için  $\pm 0.1 \text{ ‰}$  ve  $\delta^{13}\text{C} \pm 0.06 \text{ ‰}$  'dir.

Sonuçlar  $\delta$  değeri olarak:  $\delta (\text{‰}) = (R_{\text{örnek}} - R_{\text{standard}}) * 1000 / R_{\text{standard}}$

notasyonu kullanılarak PDB standardına göre verilmiştir. Burada  $R_{\text{örnek}}$  ve  $R_{\text{standard}}$ , sırası ile örnek ve standardın  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  veya  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  izotop oranlarıdır.

### 3.1.3. Karbon-14 tarihlendirme analizleri

Konvansiyonel ve bir kısmı AMS (accelerator mass spectrometry) radyokarbon tarihlendirmeleri Arizona Üniversitesi laboratuvarlarında genellikle bivalve kavkılarında yaptırılmıştır. AMS radyokarbon tarihlendirmelerinin diğer bir kısmı ise benzer bir yöntemle Woods Hole Oceanography Enstitüsünün (WHOI) NOSAMS laboratuvarlarında yaptırılmıştır. Örneklerin taşınmamış olmasına ve AMS yaşlandırmalarında tek kavkı olmasına dikkat edilmiştir. Kavkılar dikkatli bir şekilde su altında fırça ile temizlenmiş ve binoküler mikroskop altında diyajenetik alterasyona uğrayıp uğramadığı incelenmiştir. Yaşlar,  $^{13}\text{C}$  düzeltmesi yapıldıktan sonra hesaplanarak, günümüzden-önce  $^{14}\text{C}$  yılı olarak (GÖ yılı; BP) verilmiştir. Diğer çalışmalardaki tarihlerle karşılaştırabilmek için yaşlarda rezervuar yaşı düzeltmesi ve takvim yılına kalibrasyon yapılmamıştır. Hata payı  $\pm 1\sigma$  (1 standard sapma) olarak verilmiştir.

### 3.1.4. Toplam karbonat analizi

Çökel örneklerinin toplam karbonat içeriği volumetrik bir yöntemle ölçülmüştür (Loring ve Rantala, 1992). Bu yöntemle göre örnek 2 M HCl asitle reaksiyona sokularak, çıkan karbondioksit hacmi ölçülmüştür. Toplam karbonat analiz yönteminin tekrarlılığı (precision) % 95 güvenirlilikle % 2 den daha iyidir.

### 3.1.5. Organik karbon analizi

Çökel örneklerinin organik karbon ( $C_{\text{org}}$ ) içeriği, Walkley-Black metodu ile analiz edilmiştir (Gaudette vd., 1974). Bu yöntem, örnekler potasyum dikromat ile yaş olarak yakıldıktan sonra, artan dikromatın demir (II) amonyum sülfatla titrasyonuna dayanmaktadır. Walkley-Blake yöntemi, toplam  $C_{\text{org}}$  'dan ziyade kolay oksitlenebilir

$C_{org}$ ' u vermektedir.  $C_{org}$  analiz yönteminin tekrarlılığı (precision) % 95 güvenirlilikle % 5 den daha iyidir.

### 3.2. Sismik Yöntemler

#### 3.2.1. Sismik profillerin alınması

Bu çalışma kapsamında kullanılan yüksek çözünürlüklü sismik profillerden İstanbul Boğazı girişinde yer alanlar Deniz Kuvvetleri'ne ait Seyir, Oşinografi ve Hidrografi Dairesinin (SHOD) 1993 ve 1997 yıllarında Çubuklu gemisiyle yaptığı deniz çalışmaları sırasında alınmış verilerdir. Bu veriler 300 J enerji kaynaklı Uniboom sistemi ile toplanmış olup kayıtlar analog olarak alınmıştır. Kayıt uzunluğu 200 ms olup düşey abartma yaklaşık 1/10'dur. Sismik profillerde gözlenen sismik yansıma yüzeylerinin derinlikleri deniz suyu ve çökel kayalar için 1500 ve 1700 m.s<sup>-1</sup> hızlar kullanılarak hesap edilmiştir. Bu profillerin kağıt üzerindeki kopyaları taranarak bilgisayar ortamına aktarılmıştır. Bu çalışma kapsamında kullanılan İstanbul Boğazı girişi batimetrisi, sismik profillerde deniz tabanını temsil eden sismik yansıma yüzeyinin derinliği profil boyunca takip edilip, kağıt üzerinde eş derinliklerin birleştirilmesi yoluyla ortaya çıkarılmıştır.

Kuzey şelfte özellikle Silivri, Büyük ve Küçük Çekmece şelf alanlarında ve Adalar güneyinde bu çalışma kapsamında kullanılan sismik verilerin bir kısmı 2000 yılında Norveç Odin Finder gemisiyle ve diğer kısmı ise İtalyan Urania gemisi ile 2001 ve 2005 yıllarında toplanmıştır. Büyük ve Küçük Çekmece açıklarında şelf üzerinde yapılan batimetrik çalışmalar 2000 yılında gerçekleştirilmiş olup batimetri verileri SIMRAD EM300 ve EM3000 sistemleri ile toplanmıştır. Hem Odinfinder ve hem de Urania gemileri ile alınan sismik hatlar CHIRP sistemi ile 2.7 kHz frekans aralığı kullanılarak alınmıştır. Sismik veriler hem analog ve hem de sayısal olarak kayıt edilmiştir.

#### 3.2.2. Sismik stratigrafi yöntemleri

Bu çalışma kapsamında yapılan sismik stratigrafik çalışmalar sismik profillerde farklı çökel birimlerin belirlenmesi ve bu birimlerin profillerde alt ve üst yüzeylerini oluşturan sismik yansıma yüzeylerinin sismik stratigrafik kurallara uygun olarak

tanımlanmasından oluşmaktadır. Sismik stratigrafik çalışmalar ile sismik birimleri temsil eden litofasiyes ve fasiyes değişimleri, genel çökelme modeli, uyumsuzluklar, deniz düzeyi değişimleri gibi pek çok konuda yorum yapılabilmektedir.

Vail vd. (1977a) tarafından önerilen sismik stratigrafik yorumun yöntemi ve işlev sırası şu şekildedir:

- Sismik yansımaya yüzeylerinin tanımlanması,
- Sismik yansımaya yüzeylerinin analizi ile geometrisi ve devamlılığının saptanması,
- Sismik yansımaya yüzeyleri arasında yeralan sedimenter birimlerin iç yansımaya geometrilerinin tanımlanması.

Sismik yansımaya yüzeyleri çökel veya kayaç birimleri arasındaki farklı fiziksel özelliklerden kaynaklanmaktadır. Birimler arasındaki dokanak yüzeyler temel olarak yeterli hız ve yoğunluk tezatına sahip olan tabaka yüzeyleri ve uyumsuzluklardır. Uyumsuzluk yüzeyleri erozyon ve/veya çökelmezlikleri karakterize etmekte olup belirli bir stratigrafik boşluğu karakterize etmektedir. Uyumsuzluk yüzeyleri eş zamanlı yüzeyler olmayıp, kronostratigrafik değildir (Vail vd., 1977a). Vail vd. (1977a)'ne göre sismik yansımaya yüzeyleri dalga boylarının yaklaşık olarak yarısı kadar olan bir aralıkta jeolojik zaman çizgilerini (tabaka düzlemlerini) takip ederler. Sismik yansımaya yüzeylerinin özelliklerinden yararlanarak;

- 1) Jeolojik zaman korelasyonları,
- 2) Çökel birimlerin tanımlanması,
- 3) Çökel birimlerinin çökelme ortamları ve kalınlıkları, ve
- 4) Paleobatimetrisi

yorumlanabilir. Sismik yansımaya yüzeylerinin karakterize ettiği tabaka ve/veya tabaka setlerinin belirli bir yüzeye karşı olan sonlanmaları ile ilgili terminolojiler kullanılmıştır (Vail vd., 1977a).

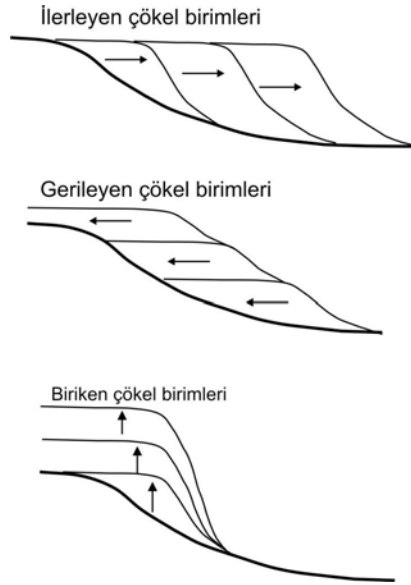
Üzerleme (downlap): Aşağıya doğru bir eğimle biten yansımaya yüzeyleri (Şekil 3.1).

Aşma (onlap): Eğimli bir yüzeye karşı ve yanal olarak biten yansımaya yüzeyleri (Şekil 3.1).



d) Aşma ve dolgu (onlap-fill) şeklindeki sismik yansıma yüzeyleri: Çoğunlukla kıyasal aşmaları, yamaç önü aşmalı dolgularını ve denizaltı kanyon dolgularını karakterize eder (Şekil 3.2).

e) Gerileyen sismik yansıma yüzeyleri: Şelf, şelf yamacı ve delta önü yamacını karakterize eder (Şekil 3.2).



Şekil 3.2. Sismik profillerde gözlenen sismik yansıma yüzeyi paketlerini gösterdikleri geometrik ve yapısal özellikleri (Vail vd., 1977a).

## 4. SİSMİK STRATİGRAFİ, KAROT SEDİMENTOLOJİSİ VE KRONOSTRATİGARAFİSİ

### 4.1. Giriş

Marmara Denizi kuzey şelf alanlarından alınan sismik profiller Norveç Odin Finder gemisi ile 2000 yılında, İtalyan Urania gemisi ile 2001 ve 2005 ve İsrail Mediterranean Explorer teknesiyle 2005 yılında alınan yüksek çözünürlü sığ sismik (chirp) profillerinden oluşmaktadır. Sismik profiller üzerinde yapılan stratigrafik yorumlamalar genelde sismik stratigrafi kurallarına göre ve sismik birimlerin kronolojileri ise bu profiller üzerinden alınan gravite karotlarında tanımlanan litostratigrafik birimlerden elde edilen <sup>14</sup>C-yaşlarına göre yapılmıştır. Çalışma kapsamında incelenmiş sığ-sismik profillerin ve karotların yerleri Şekil 4.1’de verilen haritada gösterilmiştir. Karotların koordinatları, su derinlikleri ve uzunlukları Tablo 4.1.’de verilmiştir. İncelenen karotlardan alınan <sup>14</sup>C tarihlendirme verileri Tablo 4.2’de sunulmuştur. Karotlarda sedimentolojik tanımlamalar farklı çalışma bölgelerine ayrılarak Bölüm 4.4.2’de sunulmuştur.

Tablo 4.1. Projede incelenen karotların koordinat ve derinlik bilgileri.

KAROT NO	BOYLAM	ENLEM	DERINLIK (M)	KAROT UZUNLUGU (M)	BÖLGE	DENİZ SEFERİ
C1	28 41 054	40 55 604	73.4	1.50	Çekmece şelfi	MTA, 2002
C17	28 31 374	40 54 876	91.1	4.86	Çekmece şelfi	MTA, 2002
TSU02-1	29 04 490	40 51 370	73.8	3.76	Adalar	MTA, 2003



TSU02-7	28 12 500	41 01 150	56,7	1,2	Silivri şelfi	MTA, 2003
TSU03-10	28 47.961	40 55.377	91.3	3,15	Çekmece şelfi	MTA, 2004
TSU03-11	28 56.137	40 52.913	94	1,46	Adalar	MTA, 2004
TSU03-13	29 00.097	40 56.789	32.6	1,55	Adalar	MTA, 2004
MD-2750	28 56 15	40 56 70	68	13	İstanbul Boğazı girişi	Marion Dufresne, 2005
MD-2745	29 01 15	40 50 61	98	18	Adalar	Marion Dufresne, 2005
PIC-40	29 03 228	40 51 044	89.7	6.13	Adalar	Urania, 2001
PIC-110	29 01 423	40 52 847	67	3,13	Adalar	Urania, 2005
Medex01	28 30 713	40 54 904	102	1,14	Çekmece şelfi	Mediterranean Explorer, 2005
Medex02	28 30 913	40 54 911	93	1,23	Çekmece şelfi	Mediterranean Explorer, 2005
Medex03	28 31 008	40 54 896	93,3	0,52	Çekmece şelfi	Mediterranean Explorer, 2005
Medex04	28 30 596	40 54 876	117,5	0,82	Çekmece şelfi	Mediterranean Explorer, 2005

Tablo 4.2. İncelenen karotlarda yapılan radyokarbon ( $^{14}\text{C}$ ) tarihlendirme analizleri.

Karot No./ Bölge	Karot Derin. (cm)	Yaşlandırılan Malzeme	C-14 yaşı (GÖ. Yıl)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) PDB	Alındığı Çalışma
C-1/Çekmece	40-43	Mytilus	3,965± 40*	-0.4	Çağatay vd., 2003b
C-1/Çekmece	113-117	Ostrea	10,974+175/-170	+1.8	Çağatay vd., 2003b
C-1/Çekmece	143-147	Denizel bivalv	11,655 ±165	-1.1	Çağatay vd., 2003
C-17/Çekmece	60-62	Dreissena	10,520 ± 60	-0.5	Çağatay vd., 2003b
C-17/Çekmece	330-332	Dreissena	34,700+3300/-2300	+1.4	Çağatay vd., 2003b
C-17/Çekmece	456-458	Dreissena	> 36, 600	+0.4	Çağatay vd.,

					2003b
C-17/Çekmece	60-64	Bivalv	11 750 ± 55	0.71	Bu çalışma
C-17/Çekmece	70-73	Dreissena	37 300 ± 240	4.60	Bu çalışma
PIC-40/ Adalar	242-246	Turritella	41,500 ± 1500	1.9	Çağatay vd., 2003b
PIC-40/ Adalar	368-373	Turritella	> 46,000	1.5	Çağatay vd., 2003b
PIC-40/ Adalar	465-467	Turritella	40,600 ± 1400	1.8	Çağatay vd., 2003b
TSU02-1/Adalar	158-160	Dreissena	39 700 ± 1300	3.20	Bu çalışma
TSU02-7/Silivri	62,5- 64,5	Corbula gibba	9205 ± 90	0.1	Çağatay vd., 2003b
TSU03-10/ Çekmece	150-151	Dreissena	35 700 ± 250	0.95	Bu çalışma
TSU03-10/ Çekmece	95-96	Bivalv	10 350 ± 50	-1.18	Bu çalışma
TSU03- 10/Çekmece	105-106	Dreissena	35 300 ± 250	-0.15	Bu çalışma
TSU03-13/Boğaz	155-156	Bivalv	4380 ± 100	-0.5	Bu çalışma
PIC-110/Adalar	130-131	Bivalve	10100±50	-0.16	Bu çalışma
PIC-110/Adalar	157-158	Dreissena	41000±400	-1.59	Bu çalışma
MD2750/Adalar	356-357	Bivalv	6460 ± 55	-1.3	Bu çalışma
MD2750/Adalar	1126- 1127	Bivalv	10450 ± 50	-2.18	Bu çalışma
MD2750/Adalar	1236- 1237	Bivalv	10900 ± 55	-2.30	Bu çalışma
MD2745/Adalar	245-247	Dreissena	27800 ± 140	2.23	Bu çalışma
MD2745/Adalar	70-72	Bivalv	10400± 45	-1.71	Bu çalışma
TSU03-11/Adalar	97-99	Bivalv	9990±55	-2.21	Bu çalışma



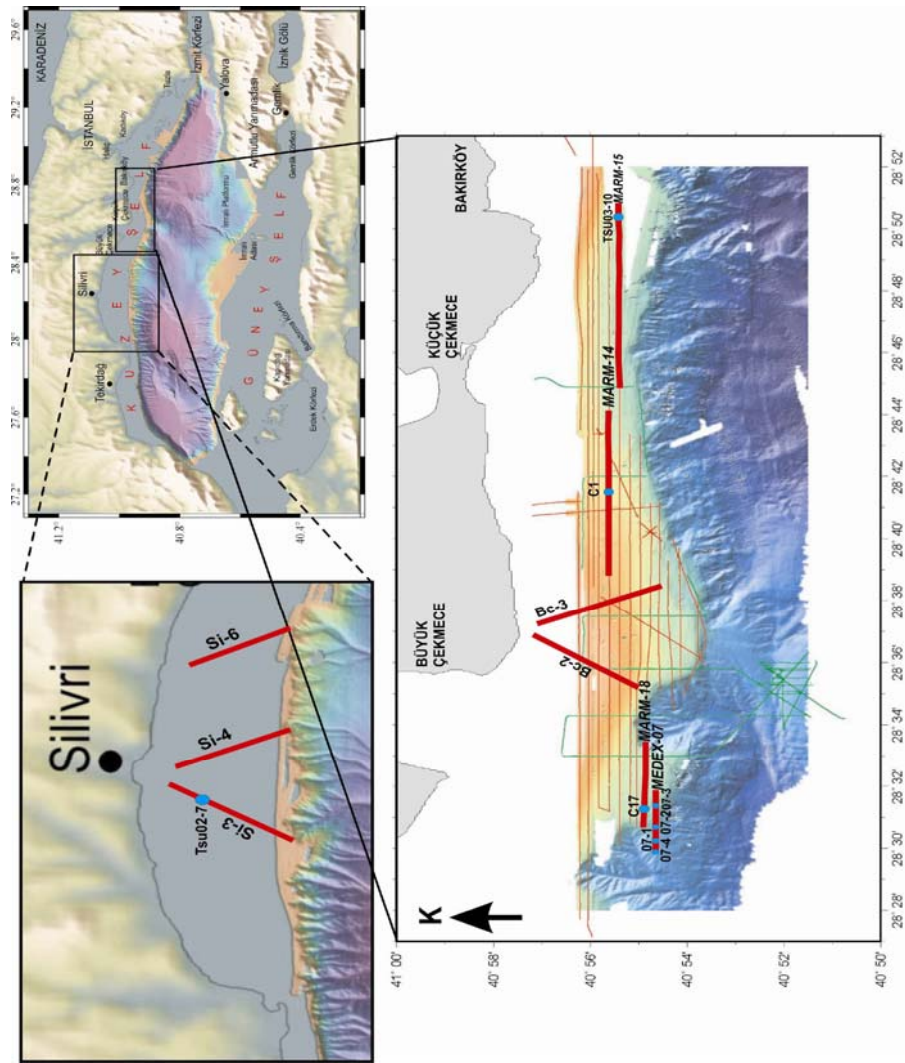
## 4.2. Silivri ve Çekmece şelfleri

### 4.2.1. Sismik stratigrafi

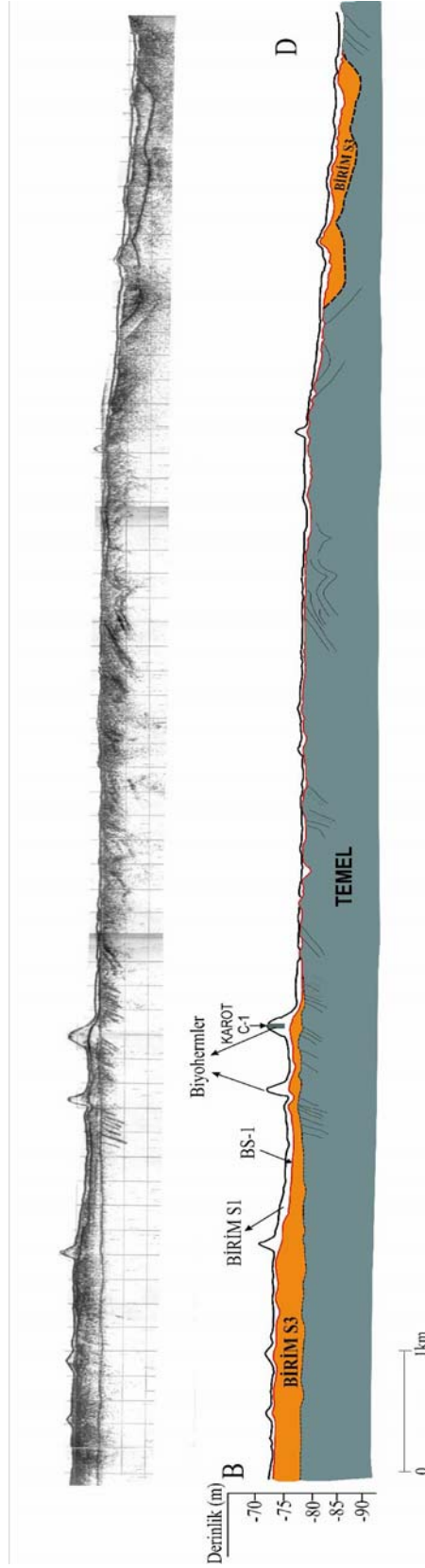
Bu çalışmada Marmara Denizi'nin kuzey şelfinde, Silivri ile Büyük ve Küçük Çekmece arasında kalan şelf alanlarından Norveç Odin Finder gemisi ile 2000, Urania gemisiyle 2001 ve 2005 yıllarında ve Mediterreanean Explorer teknesiyle 2005 yıllarında alınan yüksek çözünürlü sığ sismik (sub-bottom, Chirp) verileri yorumlanmıştır (Şekil 4.1 ve 4.2). Marmara Denizi Çekmece şelfinden Odin Finder araştırma gemisiyle alınmış sığ-sismik profillerden (Chirp) Marm-14 profili toplam 11.5 km uzunluğundadır. Profilde genel olarak üç farklı sismik stratigrafik birim ayırtlanmaktadır (Şekil 4.3). Sismik profilde BS-1 aşınma yüzeyi üzerinde gelişmiş 2 m'den alçak izole veya K-G yönlü çizgisel tepecikler gözlenmektedir. Bu tepeciklerin üzerinden alınan C-1 karotunun litolojik özelliklerine göre çökellerin bol denizel mollusk kavkıları içeren biyoherm yapıları oldukları anlaşılmaktadır (Biltekin, 2003; Çağatay vd., 2003b; bakınız bölüm 4.2.2; Şekil 4.10). Profil üzerinde gözlenen biyoherm yapıları ve yanal olarak devamında gelişen çökeller Birim-S1 ile temsil olunmaktadır (Şekil 4.3). C-1 karotundan alınan <sup>14</sup>C yaşına göre kuzey şelfte gözlenen biyohermler yaklaşık G.Ö 11 660 yılında çökmeye başlamıştır (bakınız bölüm 4.2.2). Buna göre Birim-S1 Holosen dönemini temsil etmektedir. Birim-S1, profil boyunca hemen hemen aynı kalınlıkta ve tabanında bir uyumsuzlukla (BS-1 sismik yansıma yüzeyi) sınırlanmaktadır. Bu uyumsuzluk yüzeyi profilin en batısında -73 m ve en doğusunda ise -80 m'lerde yüzeylemektedir.

BS-1 uyumsuzluk yüzeyi altında Birim S1'den daha yaşlı olan Birim-S3'e ait çökeller ve en altta Tersiyer temele ait çökeller yüzeylemektedir (Şekil 4.3). Birim-S3, profilin en doğusunda mercek şeklinde yüzeylerken en batıda ise doğuya doğru kamalanarak sonlanmaktadır. Birim-S3'ün kalınlığı 5-7 m arasında değişmekte olup tabakalanmalar çok belirgin değildir. Gösterdiği iç sismik yansıma özelliklerinden bu çökellerin üstteki birime göre (Birim-S1) nispeten daha iri taneli oldukları anlaşılmaktadır.

Birim-S3'e ait çökellerin Birim-S1 ile olan sınırında BS-1 ile tanımlanan sismik yansıma yüzeyi ile aşındırıldıkları gözlenmektedir (Şekil 4.3). Sismik profil boyunca Birim-S1 ve Birim-S3'ün altında muhtemelen temele ait çökeller yüzeylemektedir. Kalınlığı profilde alta doğru takip edilemeyen bu çökeller oldukça kuvvetli iç sismik yansıma yüzeylerinden oluşan tabakalanmalar sunmaktadır. Tabakalanmalar genelde düzlemsel gelişirken, profilin doğusuna doğru kıvrımlanmalar sunmaktadır. Temele ait çökeller Birim-S1 ve Birim-S3 ile olan sınırında BS-1 birim sınırı tarafından aşındırıldığı gözlenmektedir.



Şekil 4.2. Bu çalışma kapsamında Marmara Denizi'nde Silivri, Büyük ve Küçük Çekmece arasında kalan şelf alanlarında incelenen karot ve sığ-sismik profilleri gösteren batimetri haritaları. Üstte yer alan batimetri haritaları R/V Marione Dufresne (2001) gemisiyle ve altta yer alan batimetri haritası ise R/V Odinfinder (2000) gemisiyle elde edilmiştir.



Şekil 4.3. Büyük ve Küçük Çekmece arasında kalan şelf alanında karot C-1'in üzerinde yer aldığı Marm-14 sığ-sismik profili. Sismik profil 2000 yılında R/V Odin Finder gemisiyle alınmış ve sismik stratigrafik yorumlamalar Çağatay vd. (2003b)'den sonra yeniden gözden geçirilmiştir. Profilin ve karotun yeri için Şekil 4.2'ye bakınız.

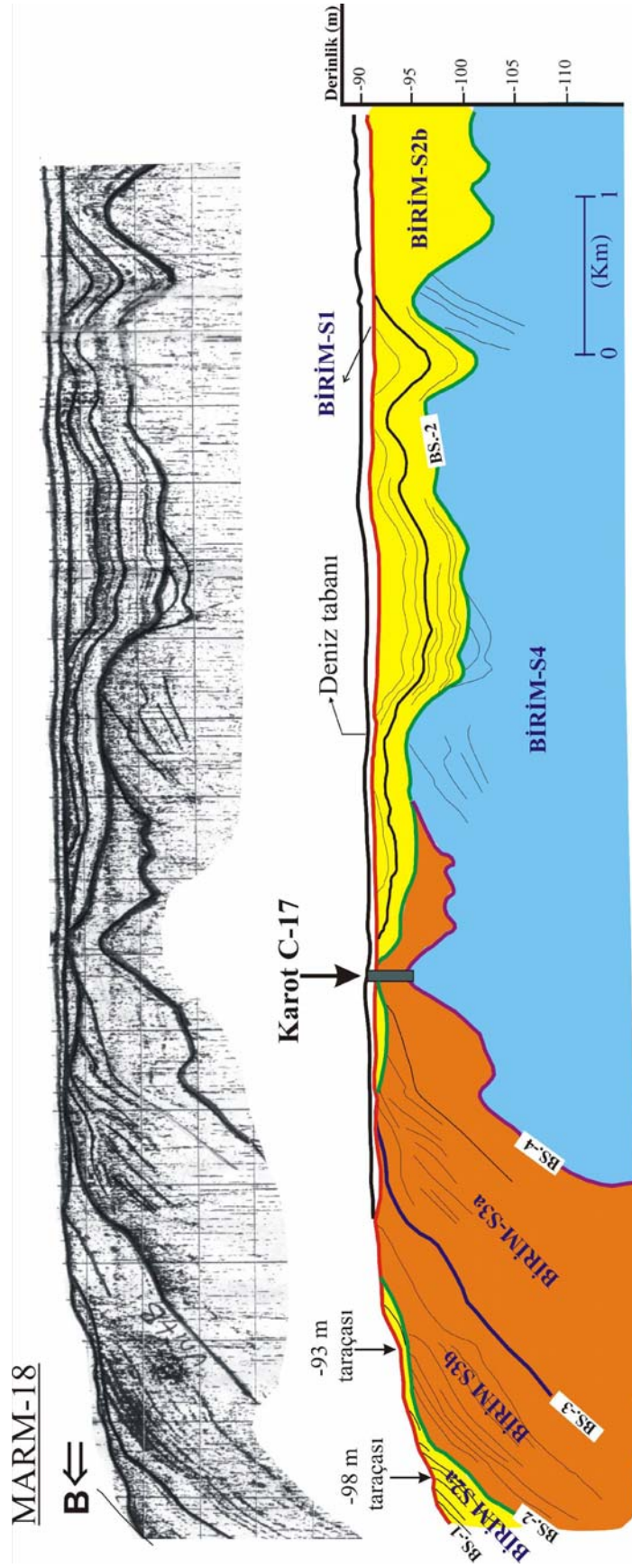
Marmara Denizi Büyük Çekmece güneyinde yer alan Marm-18 sığ-sismik (Chirp) profili Odin Finder araştırma gemisiyle 2000 yılında alınmıştır (Şekil 4.2). Profil toplam 8.5 km uzunluğunda olup sismik profile başlıca altı farklı sismik stratigrafik birim ayırtlanmıştır (Şekil 4.4). Bu birimleri ayıran sismik yansıma yüzeyleri aşınmalı veya keskin birim sınırlarını oluşturmaktadır (BS-1/4). Sismik profile gözlenebilen çökellerden Birim-S4, S3a ve S1'in ayrıntılı litolojik özellikleri profil üzerinden alınan C-17 karotunda gözlenebilmektedir (bakınız bölüm 4.2.2; Şekil 4.14).

Profile sismik birimlerden stratigrafik olarak en yaşlı olan Birim-S4 genelde masif, yer yer kıvrımlı ve düzlemsel tabakalı olarak gözlenmektedir. Sismik profile Birim-S4'e ait çökeller, profil üzerinde yer alan C-17 karotunun en tabanında Dreissena kavkılı gösel çamurlardan oluşan Birim-L4 ile temsil edilmektedir (bakınız bölüm 4.2.2; Şekil 4.14). Profilin doğusunda Birim-S4'ün Birim-S2b ile olan sınırında Birim-S4'e ait tabakaların BS-2 birim sınırında aşındırıldığı gözlenmektedir (Şekil 4.4). Uyumsuz karakterde gelişen bu yüzey profilin doğusunda Birim-S4 üzerinde kanallar oluşturarak -105 m su derinliğine kadar yüzeylemektedir. Birim-S4 genel olarak batıya doğru eğimli şelf kenarında yamaca dalan klinoform tabakalar sunmaktadır. Birim-S4 profile batıya doğru Birim-S3a'ya ait çökeller tarafından üzerlenmektedir. Bu iki birimi profile BS-4 sismik yansıma yüzeyi ayırmaktadır. Uyumlu karakterdeki bu sınır Birim-S4 üzerinde oldukça düzensiz ve C-17 karotunun alındığı noktada kıyı-boyu bariyeri geometrisi sunmaktadır (Şekil 4.4). Marm-18 sığ-sismik profile Birim-S4'e ait çökeller batıya doğru şelf kenarında Birim-S3a'ya ait çökeller tarafından uyumlu olarak üzerlenmektedir. Profil üzerinde alınan C-17 karotuna göre Birim-S3a, Dreissena kavkı yığılımlarının temsil ettiği gösel çökellerden oluşmaktadır (Çağatay vd., 2003b; bakınız bölüm 4.2.2). Birim-S3a batıya doğru kalınlaşmakta ve yamaca doğru dalan klinoform tabakalardan oluşmaktadır (Şekil 4.4). Sismik profile bu birime ait çökeller üstte Birim-S2b tarafından üzerlendiği kesimde birim sınırı niteliğindeki BS-2 sismik yansıma yüzeyi tarafından aşındırılmaktadır. Birim-S3a, daha batıda Birim-S3b tarafından BS-3 sismik yansıma yüzeyi ile üzerlenmektedir. Birim-S3b şelf kenarında yamaca doğru dalan ve oldukça güçlü iç sismik yansıma yüzeyleri ile klinoform geometrisine sahip tabakalardan oluşmaktadır (Şekil 4.4). Bu birime ait çökeller üstte Birim-S2a ve Birim-S1 ile olan sınırlarında BS-2 ve BS-1 birim

sınırları tarafından aşındırılmaktadır. Marm-18 profilinde Birim-S3b şelf kenarına ve üste doğru Birim-S2a ve Birim-S2b'ye ait çökeller tarafından üzerlenmektedir (Şekil 4.4). Birim-S2a'ya ait çökeller şelf kenarında yamaca doğru dalan klinoform tabakalardan oluşmaktadır. Bu tabakalanmalar deniz tabanında sonlandığı kesimde BS-1 yüzeyi tarafından aşındırılmaktadır (Şekil 4.4). Birim-S2b, profilin en doğusunda BS-2 uyumsuzluk yüzeyi ile Birim-S4'ü ve daha batıya doğru Birim-S3a'yı üzerlerken, profilin en batısında ise Birim-S2a birim sınırı niteliğindeki BS-2 uyumsuzluk yüzeyi ile Birim-S3b'yi üzerlemektedir. Sismik profilde Birim-S2b oldukça güçlü iç sismik yansıma yüzeylerinin temsil ettiği kalın ve oldukça iyi tabakalanmalardan oluşmaktadır. Bu birimde tabakalar genelde birbirleriyle uyumlu halde bulunurken, tabanda paleotopoğrafyaya da uyumlu ondülasyonlar göstermektedirler. BS-2 birim sınırı üzerindeki bu düzensizlikler özellikle vadi kazımalarına benzer kanallar sunmaktadır. Profilin doğusuna doğru gözlenen bu kanalları üzerleyen Birim-S2b vadi dolgusu fasiyesine benzer geometri sunmaktadır.

Marm-18 sığ-sismik profili üzerinde gözlenebilen en genç çökel birimi Birim-S1 ile temsil olunmaktadır. Profil üzerinde yer alan C17 karotunda eşleniği olan Birim-L1'in farklı seviyelerinden alınan <sup>14</sup>C-yaşlarına göre Birim-S1 Holosen yaşlı çökelleri temsil etmektedir. Birim; diğer sedimenter birimlere göre ince kalınlığa sahip olup, aşınmalı ve oldukça geniş bir yüzeyi temsil eden BS-1 sismik yansıma yüzeyi üzerinde çökelmektedir. Uyumsuz karakterde gelişmiş olan bu yüzey profilin genelinde 95 m su derinliğinde düz bir aşınma platformu olarak gözlenirken, batıya doğru 99 m su derinliğine kadar yüzeylemektedir. Birim-S1'in profilin batısında Birim-S3b'yi üzerlediği kesimde inceliş sonlandığı gözlenmektedir.





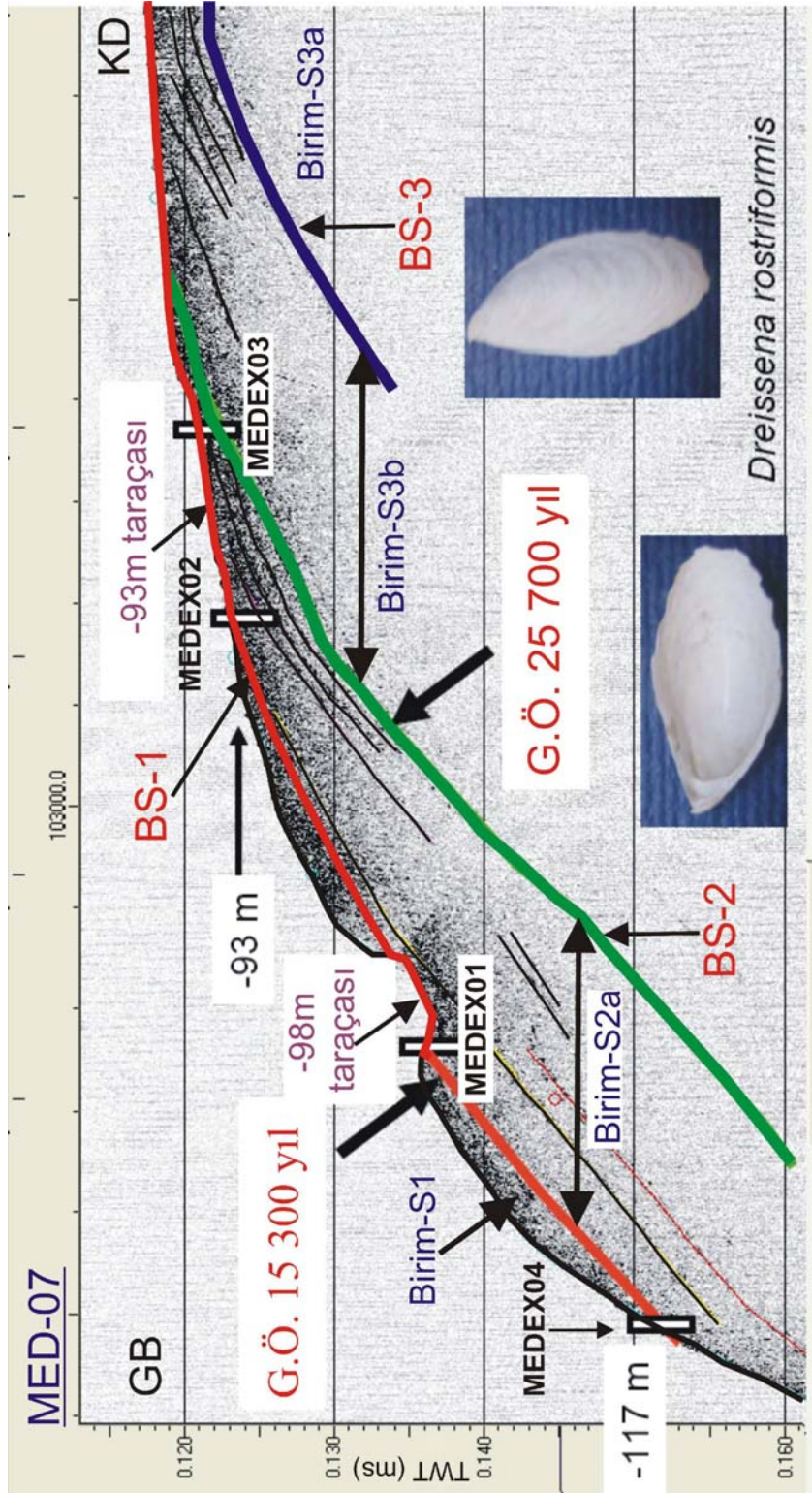
Şekil 4.4. Büyük Çekmece şelfinde karot C-17'nin üzerinde yer aldığı Marm-18 sığ-sismik profili. Sismik profil 2000 yılında R/V Odin FINDER gemisiyle alınmıştır. Profil ve sismik stratigrafik yorumlamalar Çağatay vd. (2003b)'den sonra yeniden gözden geçirilmiştir. Karotun yeri için Şekil 4.2'ye bakınız.

Marm-18 sismik profilinde gözlenen önemli morfolojik yapılar, profilin en batısında 98 m ve 93 m su derinliklerinde gözlenen kıyasal aşınma düzlükleridir. Eski kıyı çizgilerinin varlığını gösteren bu seviyeler Birim-S2a üzerinde BS-1 istif sınırı boyunca gelişmişlerdir. Marmara Denizi Büyük Çekmece güneyinde yeralan 4.5 km uzunluğundaki sığ-sismik (Chirp) profillerden Medex-07, Mediterreanean Explorer araştırma gemisiyle 2005 yılında alınmıştır (Şekil 4.2). Sismik profilde yapılan sismik stratigrafik çalışma ile başlıca beş farklı sismik stratigrafik birim ayırtlanmıştır (Şekil 4.5). Sismik profil üzerinde farklı noktalardan Medex01, Medex02, Medex03 ve Medex04 gravite karotları alınmıştır (Ryan vd., 2005; bakınız bölüm 4.2.2; Şekil 4.16). Profilde stratigrafik olarak ayırtlanan en yaşlı çökel birimi Birim-S3a ile temsil olunmaktadır. Birimin profilde tabanı gözlenemediğinden kalınlığı hakkında yorum yapılamamaktadır. Bu birimin GB'ya doğru şelf kenarında Birim-S3b ile olan sınırını BS-3 sismik yansıma yüzeyi oluşturmaktadır. Profilde bu iki birimin birbirlerine uyumlu olarak çökeldiği gözlenmektedir.

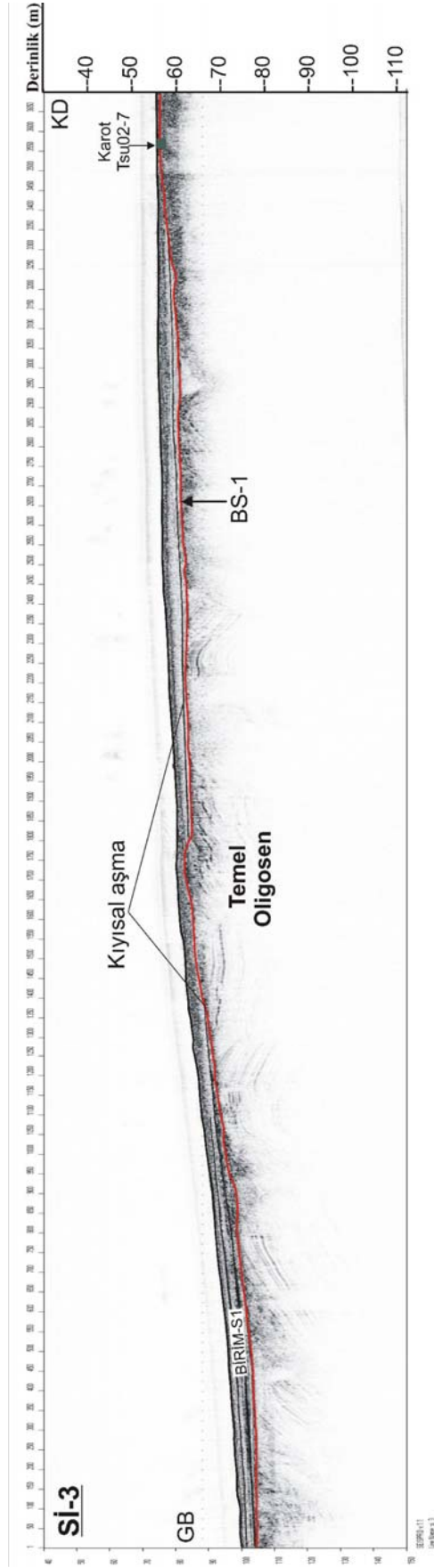
Sismik profilde Birim-S3b'ye ait çökeller şelf kenarında yamaca dalan eğimli klinoform tabakalardan oluşmaktadır (Şekil 4.5). Profilin KD'sunda bu birime ait tabakaların deniz tabanını temsil eden ve birim sınırı niteliğinde gelişmiş BS-1 sismik yansıma yüzeyi tarafından aşındırıldıkları gözlenmektedir. Birim-S3b şelfin batısına doğru Birim-S2a'ya ait çökeller tarafından üzerlenmektedir. Bu iki birimin sınırını BS-2 sismik yansıma yüzeyi oluşturmakta ve bu sınırın altında ve üstünde iki farklı birimin birbirlerine uyumlu çökeldikleri gözlenmektedir. Profilde birim sınırı olarak ayırtlanan BS-2, GB'ya doğru şelf kenarında 120 m su derinliğine kadar yüzeylemektedir. Birim-S2a'ya ait çökellerin şelf kenarında yamaca dalan klinoform geometrisi sunan tabakalar şeklinde çökeldikleri gözlenmektedir. Birim-S2a'ya ait tabakalanmaların deniz tabanına doğru BS-1 sismik yansıma yüzeyi tarafından aşındırıldıkları gözlenmektedir. Profil üzerinde yeralan Medex03 karotu Birim-S2a'ya ait çökellerin üst seviyelerini kesmektedir. Birim-S2a'nın karotda ayırtlanan karşılığı olan Birim-L2a Dreissena kavkılı killi-silt ile ince kum aralanmasından oluşmaktadır (bakınız bölüm 4.2.1; Şekil 4.16). Birim-S2a'ya ait tabakaların deniz tabanında yüzeylediği kesimde 93 m ve 98 m su derinliklerinde kıyı aşınma düzlükleri (taraçalar) gözlenmektedir. Eski kıyı çizgilerini gösteren bu seviyelere ait aşınma düzlükleri (taraçalar) BS-1 birim sınırı ile temsil olunmaktadır. Birim-S2a ile

Birim-S1 arasında yer alan BS-1 birim sınırı şelf kenarından yamaca doğru uyumlu karakterde gözlenirken, profilin KD'sunda daha yaşlı çökellerin deniz tabanında yüzeyledikleri kesimde bu sınır ile aşındırıldıkları görülmektedir (Şekil 4.5). Sismik profilde BS-1 sismik yansıma yüzeyinin Medex01 karotunda karşılığı olan litolojik sınırın hemen altından alınan  $^{14}\text{C}$  yaşına göre bu yüzeyin (BS-1) G.Ö 15 300 yılından daha genç olması gerekmektedir (Ryan vd., 2005; bakınız bölüm 4.2.2). Birim-S1 sismik profilde KD'ya doğru oldukça incelmekte ve profil üzerinde alınan gravite karotlarından elde edilen sedimentolojik bulgulara göre şelfin sığ kesimlerinde birim yaygın denizel kavkılı killi-siltli kumdan oluşurken, şelfin daha derin bölgelerine gidildikçe tane boyu incelererek kumlu-siltli kile geçtiği anlaşılmaktadır (bakınız bölüm; 4.2.2; Şekil 4.16).

Silivri güneyinde şelf üzerinde yer alan Si-3 sığ-sismik profili (Chirp) Urania araştırma gemisiyle 2005 yılında alınmıştır (Şekil 4.2). Profil yaklaşık 17 km uzunluğundadır (Şekil 4.6). Profilde kıvrımlı tabakalanmalar sunan Oligosen temel üzerinde BS-1 uyumsuzluk yüzeyi ile Birim-S1 yer almaktadır. Birim-S1'e ait çökellerin temel kayalar üzerine kıyusal aşma yaparak ilerledikleri gözlenmektedir. Profil üzerinde Birim-S1'e ait çökelleri kesen Tsu02-7 karotunda bu kıyusal üzerlemeyi temsil eden çökeller gözlenmektedir (bakınız bölüm 4.2.2; Şekil 4.13). Karotda, Oligosen yaşlı temeli üzerleyen Birim-S1'e ait çökeller (Birim-L1) tabanda bol kavkılı çakıllı kum ile başlamaktadır. Geçikme çökelleri niteliğindeki bu istif kıyusal üzerlemenin geliştiği plaj çökellerini temsil etmektedir. Karotda Birim-S1'e ait çökellerin tabanından alınan  $^{14}\text{C}$  yaşına göre G.Ö. 9280 yılında kıyı çizgisinin, profilde karotun alındığı su derinliğinde olduğunu yani bu zamanda kıyı çizgisinin yaklaşık 57.5 m su derinliğinde bulunması gerektiğini göstermektedir (Çağatay vd., 2003b).



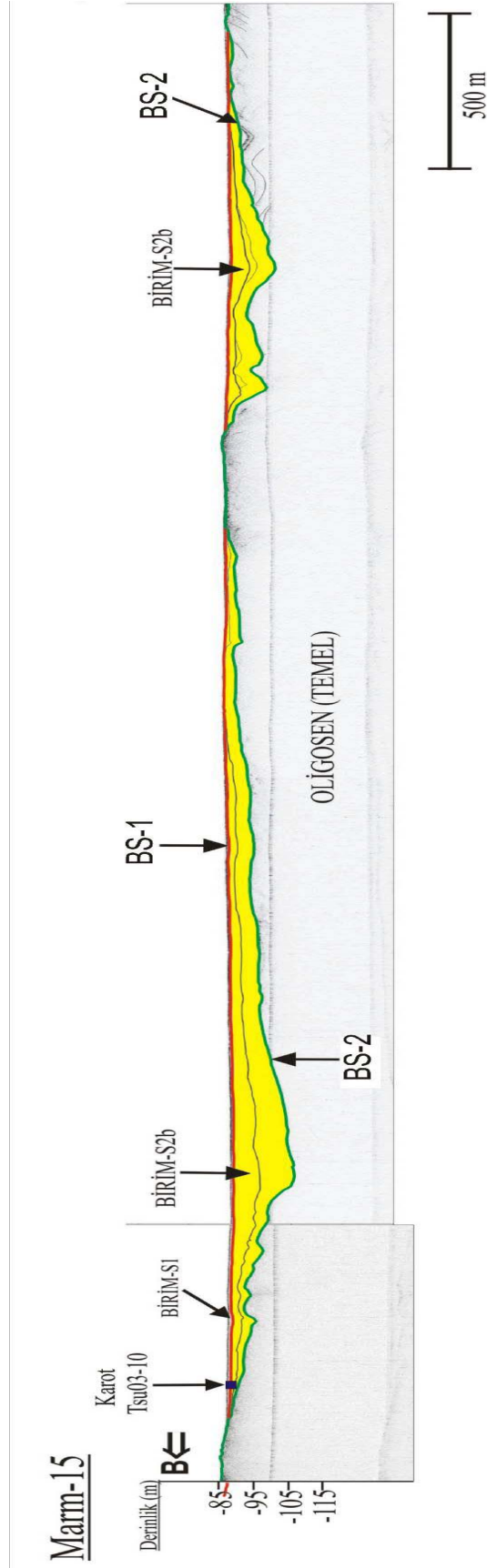
Şekil 4.5. Büyük Çekmece şelfinde Medex01-04 karotlarının üzerinde yer aldığı Medex07 sığ-sismik profili. Profil 2005 yılında R/V Mediterrenean Explorer teknesiyle alınmış ve sismik stratigrafik yorumlamalar Ryan vd. (2005)'den sonra gözden geçirilmiştir. Profilin ve karotun yeri için Şekil 4.2'ye bakınız.



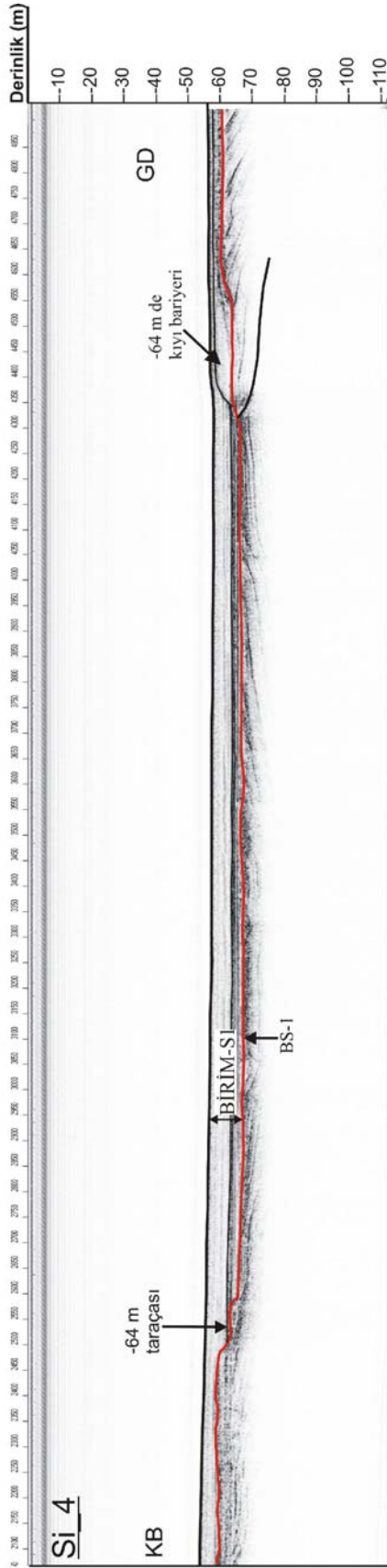
Şekil 4.6. Silivri şelfinde karot Tsu02-7'nin üzerinde yer aldığı Si-3 sığ-sismik profili. Profil 2005 yılında R/V Urania gemisiyle alınmıştır. Profil ve karotun yerleri için Şekil 4.2'ye bakınız.

Küçük Çekmece güneyinde şelf üzerinde yeralan Marm-15 sığ-sismik profili (Chirp) 2000 yılında Odin FINDER araştırma gemisiyle alınmış olup, profilin uzunluğu yaklaşık 13 km'dir (Şekil 4.2). Profilde kıvrımlı Oligosen temel üzerinde gelişmiş iki farklı sismik birim tanımlanmıştır (Şekil 4.7). En yaşlı sismik birim, birim sınırı niteliğinde gelişmiş BS-2 sismik yüzeyi üzerinde Oligosen temeli uyumsuz olarak örten ve mercek geometrisinde gözlenen Birim-S2b'ye ait çökellerdir. Vadi dolgusu şeklinde gelişen Birim-S2b, paleotopoğrafyaya uyumlu ondülasyonlar gösteren tabakalardan oluşmaktadır. Birim-S2b'nin tabanını temsil eden BS-2 uyumsuzluk yüzeyi profilin doğusuna doğru 105 m su derinliğine kadar yüzeylemektedir. Birim-S2b'ye ait çökelleri temsil eden iç sismik yansıma yüzeylerinin özellikle gösterdikleri geometrik özelliklerinden bu çökellerin vadi-dolgusu fasiyesinde geliştiklerini göstermektedir. Benzer şekilde, Büyük Çekmece güneyinde yeralan Marm-18 profilinde muhtemelen aynı zaman aralığında BS-2 birim sınırı üzerinde gelişmiş vadi dolguları gözlenebilmektedir (Şekil 4.4).

Silivri güneyinde şelf üzerinde yeralan Si-4 ve Si-6 sismik profillerinde herhangi bir karot verisi bulunmamaktadır (Şekil 4.2). Bu profillerde yapılan sismik stratigrafik yorumlamalar, Çekmece şelfinde yeralan ve üzerinde karot verileriyle kronostratigrafik çalışmaların yapıldığı sismik profillerle gösterdikleri benzer sismik özelliklere dayanılarak yapılmıştır. Si-4 profilinde en genç birim, Birim-S1 ile temsil olunmaktadır (Şekil 4.8). Profilde bu birimin altında daha yaşlı olan kıvrımlı ve oldukça iyi tabakalanmalı çökeller bulunmaktadır. Bu çökeller özellikle Marm-18 ve Medex-07 sismik profillerinde görsel fasiyeste çökelmiş olan Birim-S3 veya Birim-S4'e ait oldukları düşünülmektedir. Birim-S1, profilin KB'sında 64 m su derinliğinde gözlenen kıyı aşınma düzlüğünü ve GD'sunda gelişmiş -64 m eski kıyı çizgisini gösteren berm yapısını üzerleyerek çökelmektedir. Büyük Çekmece şelfinde yeralan Medex01 karotundan alınan <sup>14</sup>C yaşına göre Birim-S1'in tabanını oluşturan ve birim sınırı karakterinde gelişen BS-1 sismik yansıma yüzeyinin G.Ö. 15 300 yılından daha genç olması gerekmektedir (bakınız bölüm 4.2.2). Buna göre profilde Birim-S1'in üzerlediği -64 m kıyı çizgisi BS-1 sismik yansıma yüzeyi üzerinde geliştiğinden, bu derinlikteki kıyı çizgisinin G.Ö. 15 300 yılından sonra oluşması gerekmektedir.



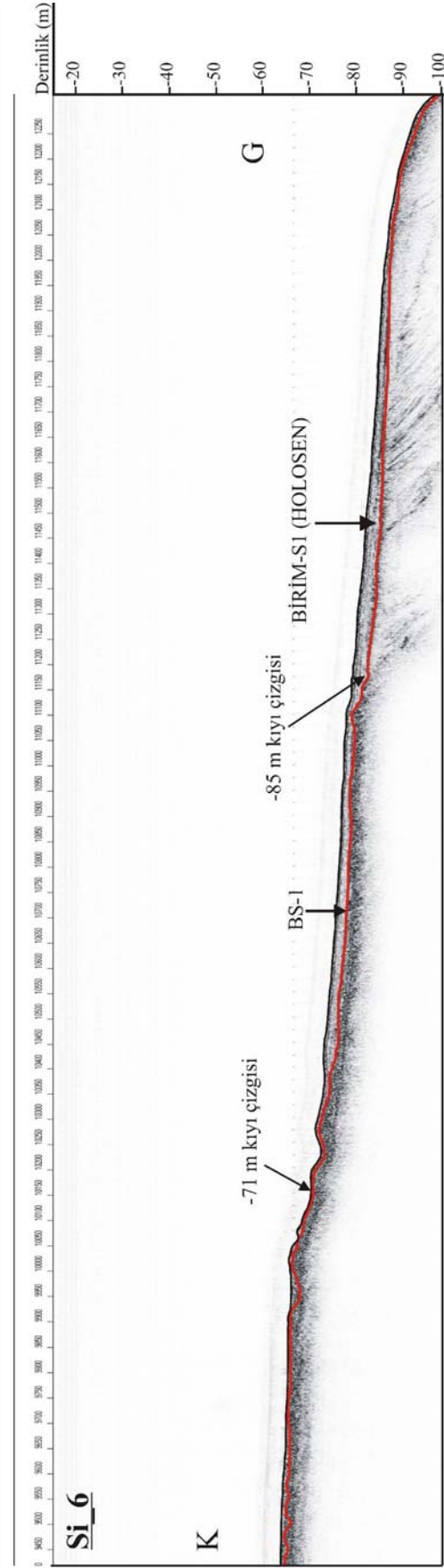
Şekil 4.7. Küçük Çekmece şelfinde karot Tsu03-10'nun üzerinde yer aldığı Marm-15 sığ-sismik profili. Profil 2000 yılında R/V Odin FINDER gemisiyle alınmış olup sismik stratigrafik yorumlamalar Çağatay vd. (2003b)'den sonra gözden geçirilmiştir. Profilin ve karotun yeri için Şekil 4.2'ye bakınız.



Şekil 4.8. Silivri şelfinde Si-4 sığ-sismik profili. Profil 2005 yılında R/V Urania gemisiyle alınmıştır. Profilin ve karotun yeri için Şekil 4.2'ye bakınız.



Silivri ve Büyük Çekmece şelf alanları arasında yer alan Si-6 profili, özellikle farklı derinlikte gelişmiş eski kıyı çizgilerini göstermesi açısından oldukça ilginçtir (Şekil 4.9). Profilin kuzeyine doğru inceleerek çökelen Birim-S1'in üzerlediği 71 m su derinliğindeki kıyı aşınma düzlüğünü gösteren morfoloji açıkca gözlenebilmektedir. Bu derinlikteki kıyının aşınma düzlüğünü BS-1 sismik yansıma yüzeyi oluşturmaktadır. Profilde güneye gidildikçe Birim-S1 kalınlaşarak altta oldukça iyi ve yüksek eğimlere sahip tabakalı daha yaşlı çökelleri üzerlemektedir. Bu çökelleri oluşturan klinoform şeklindeki tabakaların üst seviyelerinin BS-1 birim sınırı ile aşındırıldıkları kesimde oldukça geniş bir platform veya aşınma düzlüğü bulunmaktadır. Bu aşınma düzlüğü yaklaşık 85 m su derinliğinde bulunmaktadır.

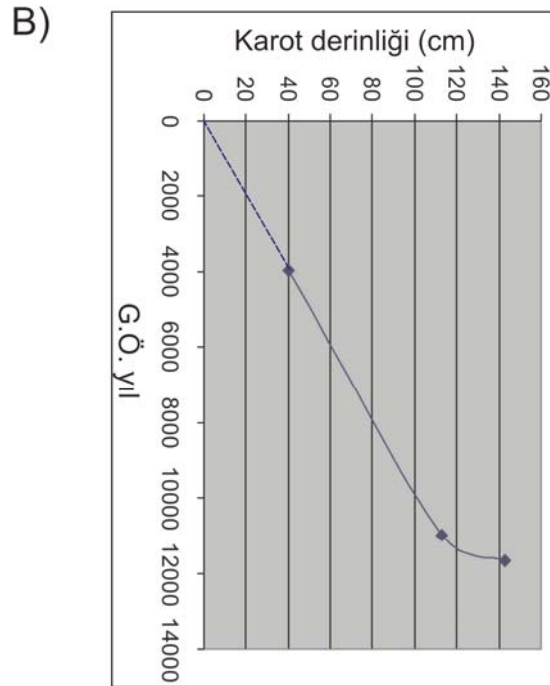
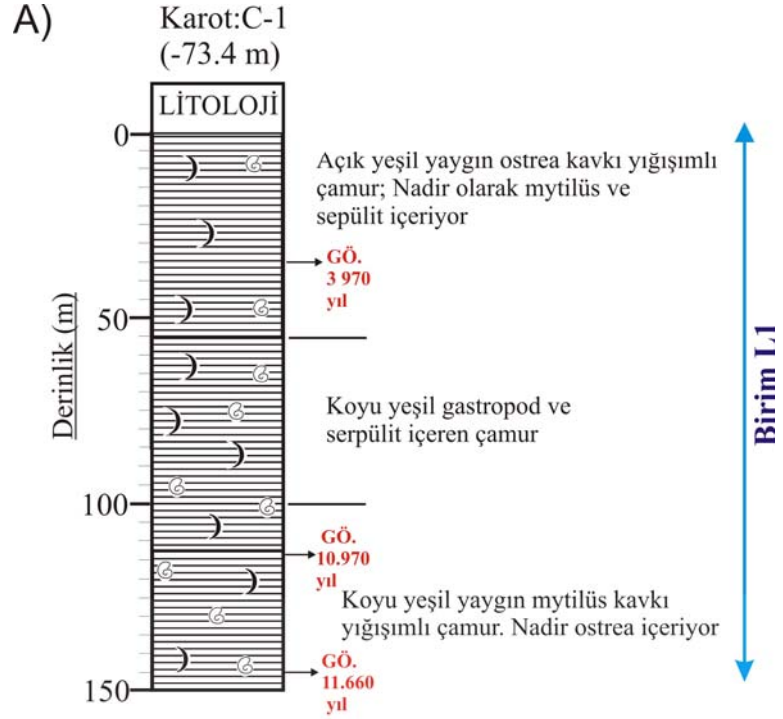


Şekil 4.9. Silivri şelfinde Si-6 sığ-sismik profili. Profil 2005 yılında R/V Urania gemisiyle alınmıştır. Profilin ve karotun yeri için Şekil 4.2'ye bakınız.

#### 4.2.2. Karot sedimentolojisi

Bu çalışma kapsamında Marmara Denizi'nin Silivri, Büyük ve Küçük Çekmece şelfleri arasında farklı derinliklerden C-1, C-17, Tsu02-7, Tsu03-10 gravite karotları MTA Simik-1 gemisiyle ve Medex01-04 gravite karotları ise Mediterreanean Explorer teknesiyle alınmıştır (Şekil 4.2; Tablo 4.1).

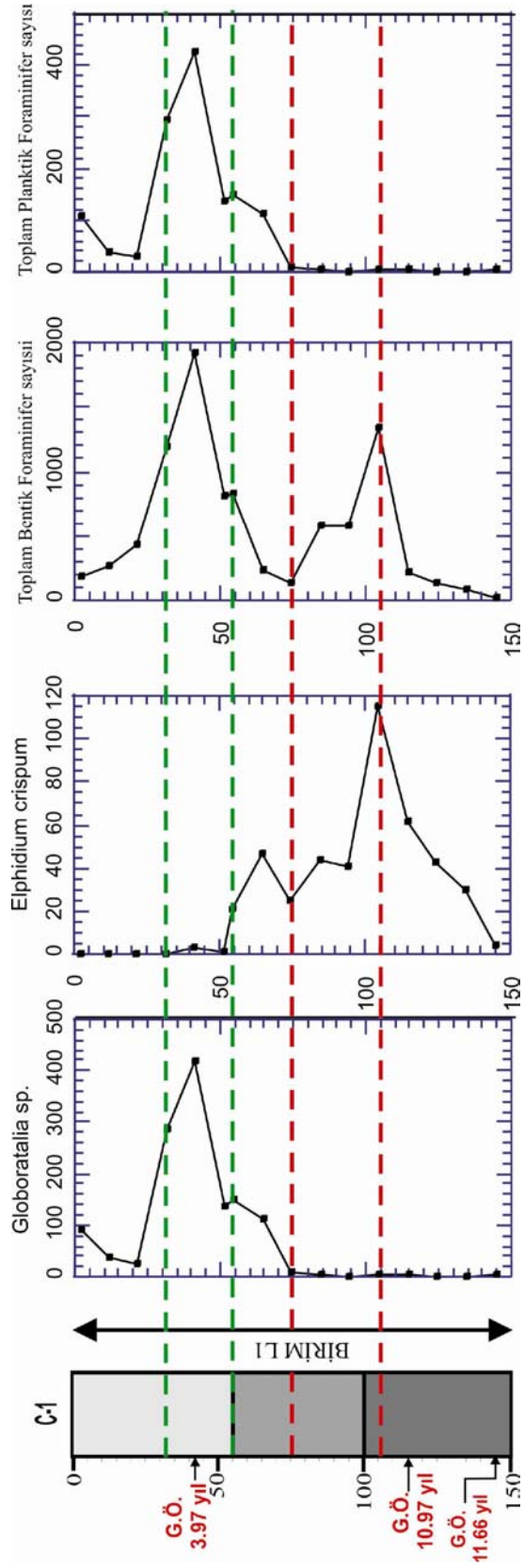
Büyük Çekmece güneyinde şelf üzerinde, yaklaşık 73 m su derinliğinden alınan C-1 karotunda biyohermler ilginç bir stratigrafi sunmaktadır (Çağatay vd., 2003b; Şekil 4.10). C-1 karotu toplam 1.5 m uzunluğunda olup, şelf üzerinde yer alan Marm-14 sığ-sismik profili üzerinde yer almaktadır (bakınız bölüm 4.2.1; Şekil 4.3). Karotda üç farklı litostratigrafik birim ayırt edilmektedir. Bu üç ayrı birim benzer fasiyeste çökeldiklerinden ve tamamen denizel fauna içermeleri nedeniyle tek bir birim adı altında, Birim-L1 olarak tanımlanmaktadır. Karotdan elde edilen <sup>14</sup>C tarihlendirme analizlerine göre Birim-L1'in Holosen yaşlı olduğu anlaşılmaktadır (Tablo 2). Karotda tabanda 150-100 cm'ler arasında *Mytilus edulis* bankının oluşturduğu seviye koyu yeşil çamurdan oluşmaktadır. Karotda yapılan <sup>14</sup>C tarihlendirme analizine göre bu en alttaki seviyenin yaklaşık 11 600 yıl önce çökelmeye başladığı anlaşılmaktadır (Çağatay vd., 2003b). Bu birim içerisinde daha az miktarda *Ostrea edulis*, *Nucula nucleus*, *Nassarius reticulatus* ve *Scobicularia sp.* gibi bivalve, *Vermetus* ve *Elphidium* gibi türde foraminiferler içermektedir (Biltekin, 2003; Çağatay vd., 2003b).



Şekil 4.10. Büyük ve Küçük Çekmece arasında şelfden alınan karot C-1'in litoloji tanımlaması (A) (Çağatay vd., 2003b). Karot boyunca yaş modellemesi (B). Karot boyunca belirlenen radyokarbon yaşları kalibre edilmemiş  $^{14}\text{C}$  yaşlarıdır (Tablo 4.2). Karotun yeri için Şekil 4.2'ye bakınız.

*Mytilus edulis* bankının oluşturduğu bu seviyede *Elphidium* türü tabandan artmaya başlayarak 110 cm’de maksimuma erişmektedir (Şekil 4.11). Bu seviyenin üstüne gelen seviyenin sınırına yakın kısımda bentik foraminifer sayısı maksimum düzeye ulaşmaktadır. *Mytilus* bankının üzerine 100-55 cm’ler arasında koyu yeşil gastropod ve serpülit kavkılı bir çamur seviyesi gelmektedir. Bu seviye içerisinde başta *Vermetus* olmak üzere, *Serpula*, *Cardium*, *Turritella*, *Nucula*, *Bittium*, *Anadara* gibi mollusk kavkıları bulunmaktadır (Biltekin, 2003; Çağatay vd., 2003b). Karotda yapılan foraminifer analizine göre 110 cm’den üste doğru *Elphidium* türünde azalma gözlenirken bentik oranında da azalma gözlenmektedir. Gastropod ve serpülit kavkıcı yaygın bu seviyede 75 cm’den itibaren *Globorotalia* türünde artış gözlenmekte ve 55 cm’den üste doğru *Elphidium* türü tamamen kaybolurken *Globorotalia* türünde ani bir artış meydana gelmektedir. En üstte 55-0 cm’ler arasındaki seviye ise açık yeşil renkte ve başta *Ostrea edulus* olmak üzere *Turritella*, *Mytilus*, *Serpula*, *Dentalium*, *Corals* gibi denizel kavkılar içeren çamurdan oluşmaktadır (Biltekin, 2003; Çağatay vd., 2003b). Birim içerisinde *Globorotalia* foraminifer türü 55 cm’den itibaren çoğalarak 40 cm’de maksimuma ulaşmış ve 40 cm’den itibaren tekrar azalma göstermektedir (Şekil 4.11). C-1 karotundaki bu en üst seviye <sup>14</sup>C tarihlendirme analizine göre yaklaşık G.Ö. 4-4.5 bin yıl önce çökelmeye başlamıştır (Şekil 4.10). C-1 karotunda izlenen foraminifer ve mollusk topluluğu tuzluluğun ve derinliğin karot tabanından başlayarak zaman içerisinde arttığını açık bir şekilde göstermektedir. C-1 karotunda gözlenen *Mytilus* ve *Ostrea* banklı seviyeler, İstanbul Boğazı’nda Tarabya-Beykoz arasında Holosen istifinde izlenen (Çağatay ve diğ; 2000) seviyelere benzerlik göstermektedir.

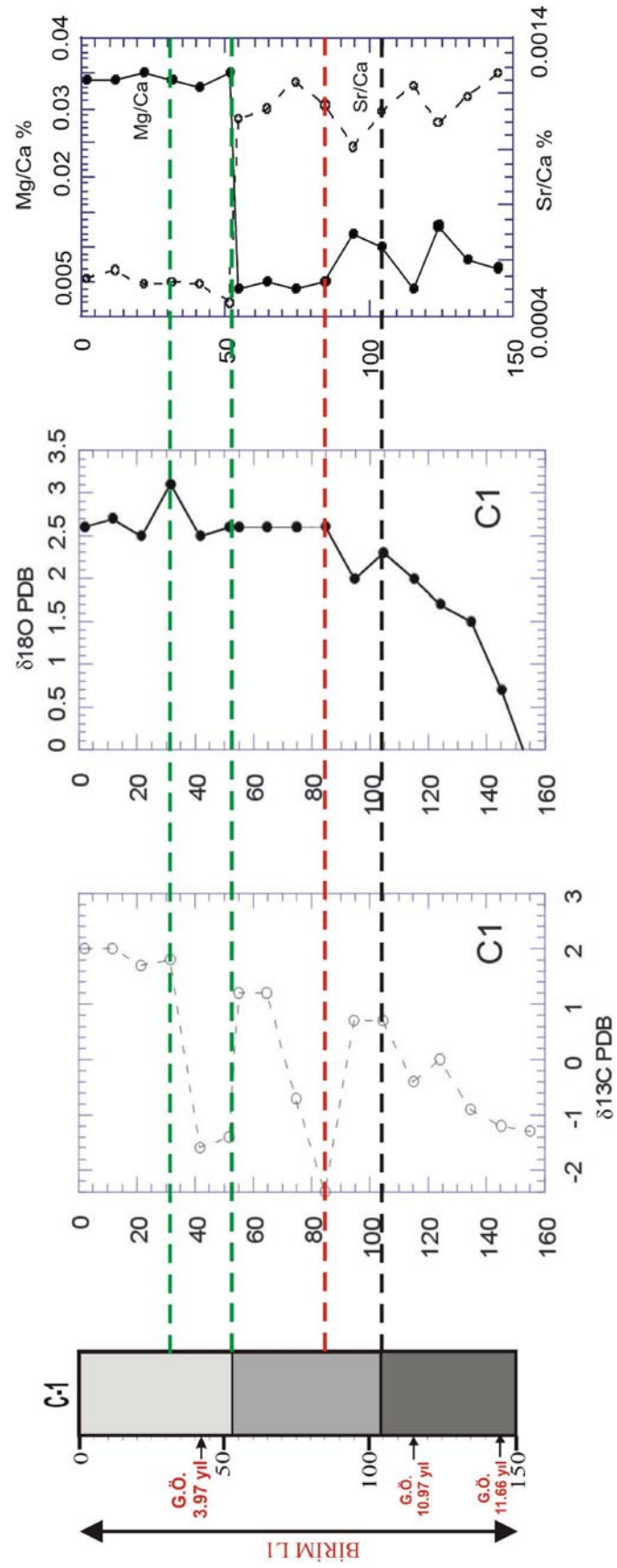
C1 karotunda *Corbula gibba* ve *Ostrea* kavkılarından O ve C izotop ve Mg/Ca ile Sr/Ca analizleri yapılmıştır (Biltekin, 2003; Çağatay vd., 2003b; Şekil 4.12). Oksijen izotop değerleri ( $\delta^{18}\text{O}$ ), tabanda yaklaşık 12 bin yıl öncesinde ‰-0.1’den başlayarak yaklaşık G.Ö. 10 bin yıl öncesine değin ‰ +2.0 değerlerine dereceli bir artış göstermektedir. G.Ö. 8000 yıldan başlayarak, istifin üst seviyesinde ise ‰ +2 – ‰ +3 değerleri arasında tekdüze değerler sergilemektedir. Karot istifi boyunca  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri ‰ -3 ile ‰ +2 arasında yaklaşık 5 birimlik bir değişim göstermektedir.



Şekil 4.11. C-1 karotunda yüksek bolluktaki foraminifer türlerinin sayısal dağılımı (Biltekin, 2003; Çağatay vd., 2003b).

Tabandan başlayarak dereceli artan değerler, 104 cm'de yaklaşık G.Ö. 10 bin yıl önce ‰ +0.8'e kadar yükselmiş ve 95 cm'den itibaren negatif değerlere doğru tekrar azalma göstermekte ve maksimum negatif değere 85 cm'de yaklaşık G.Ö. 8.1 bin yıl önce ulaşmaktadır. Bu seviyeden hemen üste doğru G.Ö. 8.1 bin yıl ve 4-5 bin yıl zaman dilimine karşılık gelen bölümlerde negatif değerlere doğru tekrar artış gösteren izotop değerleri, 65 cm'de ‰ +1.5'lik bir değere ulaşmaktadır. Üste doğru 55 cm'ye (G.Ö. 5500 yıl) kadar sabit giden değerler, bu seviyede ani bir değişim göstererek G.Ö. 5000-5500 yılları arası ‰ -1.5 değere düşmekte ve yaklaşık G.Ö. 3.9 bin yıl önce 42 cm'de tekrar pozitif değere doğru artış göstermektedir. Günümüz  $\delta^{13}\text{C}$  değerine yaklaşık 30 cm'de ‰ +2'lik bir değerde ulaşmaktadır. C-1 karotunda yapılan Mg/Ca ve Sr/Ca analizlerinde karot tabanından üste doğru yaklaşık 53 cm'e kadar küçük salınımlar gösteren değişimler gözlenmekte, ancak bu tarihte oldukça ani bir sapmayla Sr oranı azalırken Mg oranı artmaktadır.

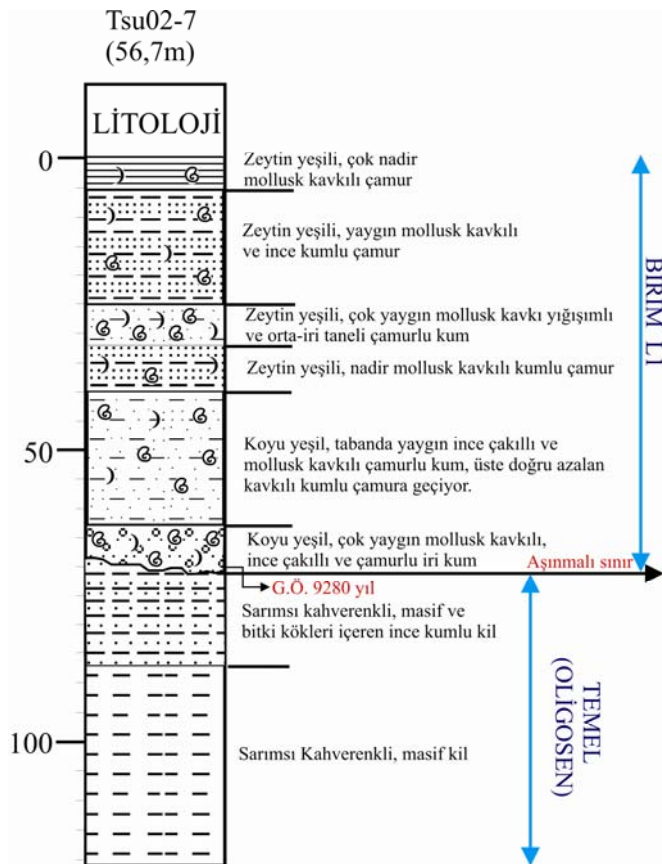
Silivri güneyinde Si-3 sığ-sismik profili üzerinde 56,7 m su derinliğinden alınan Tsu02-7 karotu 1.2 m uzunluğundadır (bakınız bölüm 4.2.1; Şekil 4.2). Karot genel olarak iki farklı litostratigrafik birimden oluşmaktadır (Çağatay vd., 2003b; Şekil 4.13). En altta 120-65 cm'ler arasında sarımsı kahverenkli, masif ve yer yer bitki kökleri içeren toprak seviyesi yer almaktadır. Oldukça sert olan bu seviyenin içerisinde hiçbir faunanın bulunamaması nedeniyle bu birimin muhtemelen Silivri ve Çekmece çevrelerinde yaygın görülen Oligosen yaşlı karasal çökeller olabileceği düşünülmektedir. Oligosen yaşlı temel üzerine 65 cm'de aşınmalı bir yüzey üzerine denizel kavrıklar içeren Birim-L1 gelmektedir. Bu aşınmalı litolojik sınır, karotun üzerinde yer aldığı Si-3 sismik profilinde tanımlanan BS-1 sismik yansıma yüzeyi ile eşleştirilmektedir (bakınız bölüm 4.2.1).



Şekil 4.12. C-1 karotunda bivalve kavkılarının oksijen ve karbon izotop profilleri (Biltekin, 2003; Çağatay vd., 2003b).



Birim-L1, en altta 65-62.5 cm'ler arasında koyu yeşil, yaygın denizel mollusk kavkı parçalı çakıllı iri kum ile başlamaktadır. Bu seviye, sismik profilde de gözleneceği üzere denizel çökellerin temel üzerine kıyısız aşma yaptığı kesimde transgresif gecikme çökellerini temsil etmektedir. Üste doğru 62.5-40 cm'ler arasında koyu yeşil renkte, tabanda yaygın denizel mollusk kavkı parçaları içeren çakıllı-kumlu çamur ile başlayıp üste doğru azalan mollusk kavkı parçalı kumlu çamur ile son bulmaktadır. Üste doğru 40-25 cm'ler arasında zeytin yeşili renkte, tabanda nadir denizel mollusk kavkılı çamurlu kum ve üste doğru ise zeytin yeşili renkte, yaygın denizel mollusk kavkılı çamurlu kuma geçmektedir. Bu seviyeyi üste doğru 25-6 cm'ler arasında ise zeytin yeşili renkte, yaygın denizel mollusk kavkılı ince kumlu çamur takip etmektedir. Karotun en üst seviyesi zeytin yeşili renkte, nadir denizel mollusk kavkılı çamurdan oluşmaktadır. Karotda Birim-L1'in tabanına yakın 62.5-64 cm'lerinden alınan  $^{14}\text{C}$  yaş tayini G.Ö 9280 yılını vermiştir.

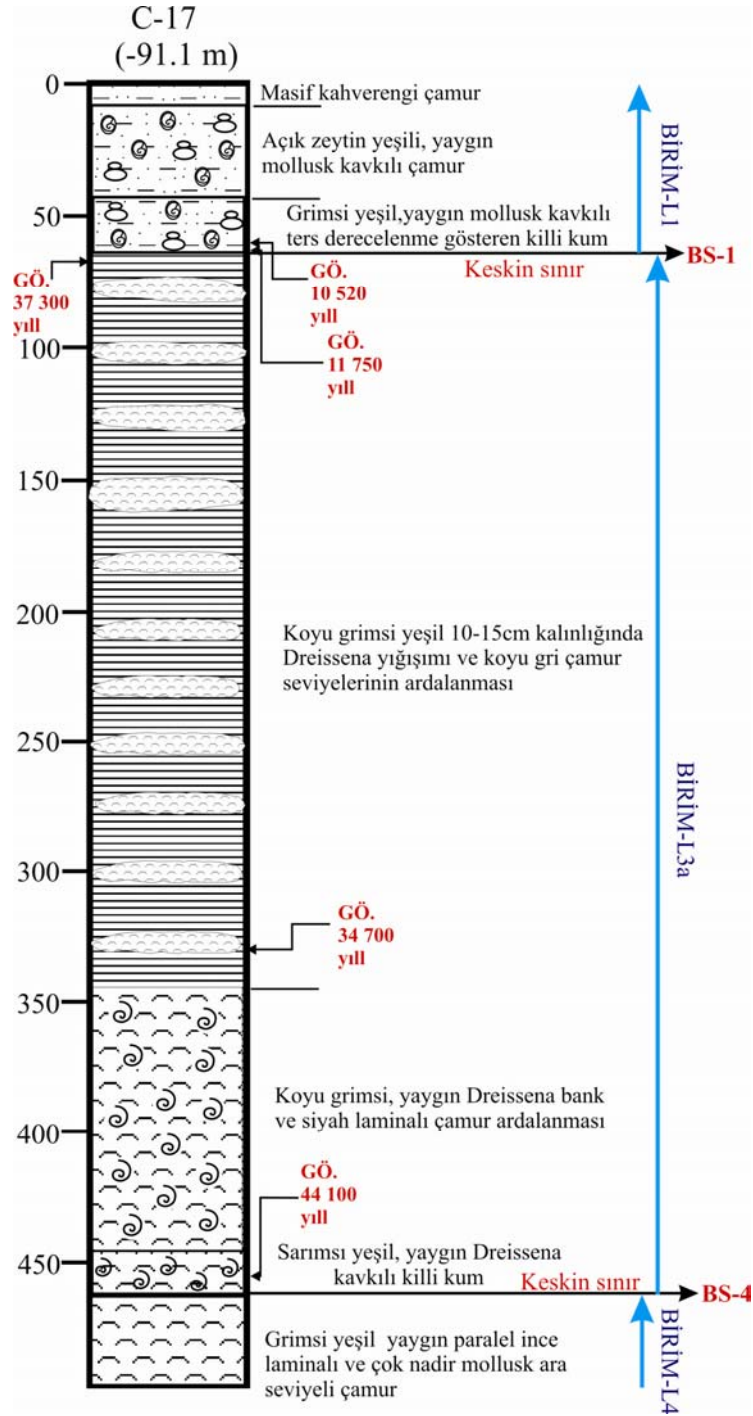


Şekil 4.13. Silivri şelfinde karot Tsu02-7'nin litolojik tanımlaması (Çağatay vd., 2003b). Karotda belirlenen radyokarbon yaşları kalibre edilmemiş  $^{14}\text{C}$  yaşlarıdır (Tablo 4.2). Karotun yeri için Şekil 4.2'ye bakınız.

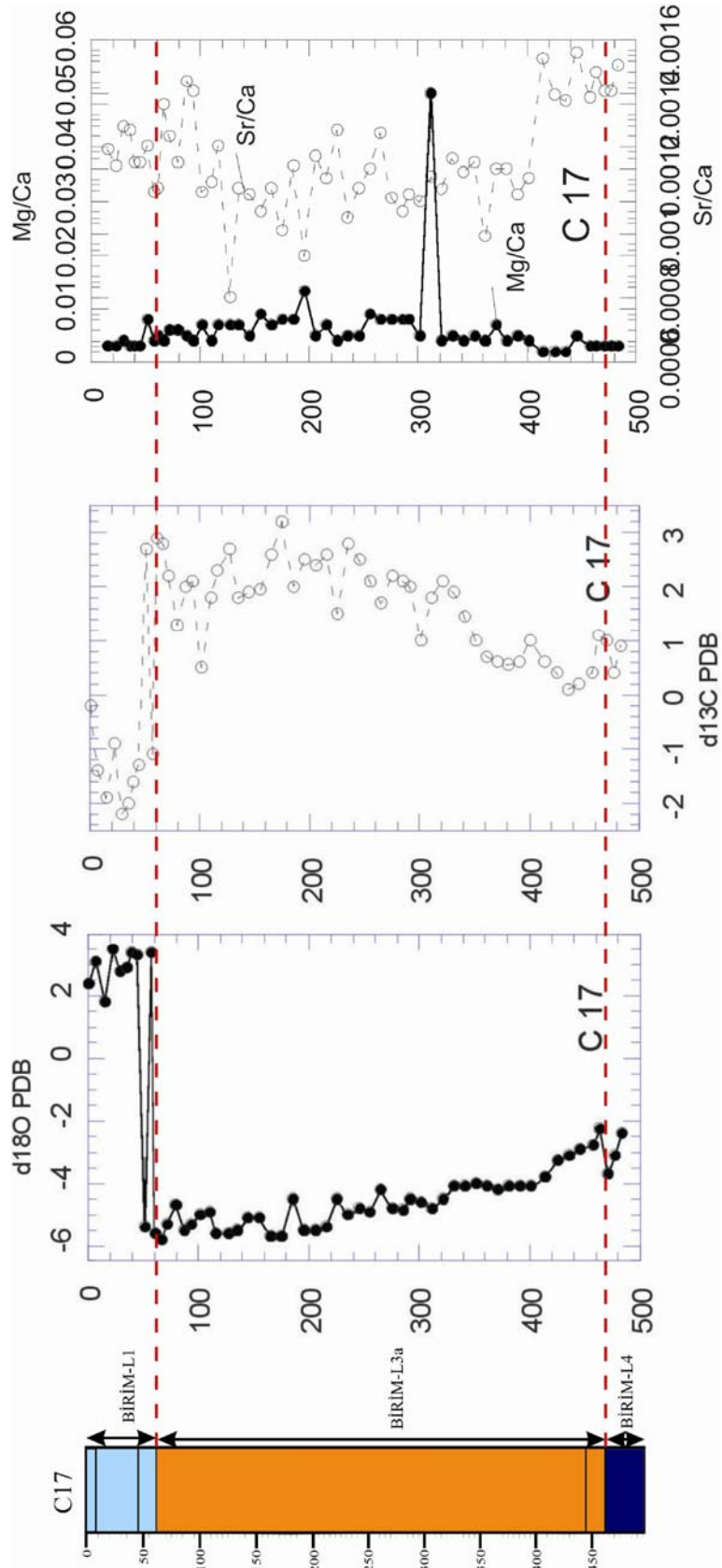
Büyük Çekmece'nin güneyinde 91 m su derinliğinden alınan C-17 karotu 4.86 m uzunluğundadır (Şekil 4.14). C-17 karotu şelf üzerinde Marm-18 sığ-sismik profili üzerinde yer almaktadır (bakınız bölüm 4.2.1; Şekil; 4.2). Karotda genel olarak üç farklı litostratigrafik birim bulunmaktadır (Çağatay vd., 2003b). Buna göre karotda ayırtılan stratigrafik olarak en yaşlı çökel birimi Birim-L4'dür. Bu birim koyu grimsi yeşil renkte, belirgin ince paralel laminalı ve nadir denizel mollusk ve *Dreissena* kavkı parçaları içeren çamurdan oluşmaktadır. Karot boyunca Birim-L4'ü üzerleyen yaklaşık 3 m kalınlığındaki Birim-L3a'ya ait çökeller gerek içerdiği makro fauna (genellikle *Dreissena rostriformis* ve nadir *Micromelania*) ve gerekse daha fazla gri tonda rengiyle bu birimi alt ve üstten sınırlayan yeşil renkli denizel birimlerden ayırt edilebilmektedir. Birim-L3a, genel olarak koyu grimsi yeşil renkte, masif, yer yer ince laminalı çamur ile 15-20 cm kalınlığındaki *Dreissena* yığışımı ardalanmasından oluşmaktadır. Nadiren ince tabakalı kum seviyeleri içermektedir. Birim-L3a'nın alt ve üst seviyelerinden alınan <sup>14</sup>C yaşlarında terslenmenin gözlenmesi muhtemelen eski karbon içermesi sebebiyle birimin yaşının G.Ö. 40 bin yıldan daha eski olduğunu göstermektedir.

Birim-L3a içerisinde gözlenen makro faunanın tamamen *Dreissena rostriformis* türünden oluşması bu birimin acı su veya gölssel ortamda çökeldiğini göstermektedir. C-17 karotunda gölssel birimi (Birim-L3a) üzerleyen Holosen yaşlı denizel çökeller (Birim-L1) üst 65 cm'lik kalınlıkta gözlenmektedir. Tabanda bol *Turritella* içeren grimsi yeşil renkte killi kum ile başlamakta ve üste doğru 45-7 cm'ler arasında yeşil renkli yaygın denizel mollusk kavkıları içeren çamurdan oluşmaktadır. Birim-L1'in en alt seviyesinden alınan <sup>14</sup>C yaş tayinine göre bu birimin G.Ö. yaklaşık 11 750 yıl önce çökelmeye başladığı anlaşılmaktadır. C-17 karotunda O- ve C-izotop analizleri, Birim-L4 ve L3a'da *Dreissena rostriformis* kavkılarında ve üst denizel Birim-L1'de ise daha çok *Corbula gibba* kavkılarında yapılmıştır (Biltekin, 2003; Çağatay vd., 2003b). Oksijen izotop değerleri ( $\delta^{18}\text{O}$ ), tabanda yaklaşık ‰ -2.5'dan başlayarak üste doğru Birim-L3a ile Birim-L1 arasındaki sınırdaki ‰ -5.5'e kadar azalmaktadır. Bu sınırın hemen üzerinde 62 cm'de yaklaşık G.Ö. 11 700 yıl önceye kadar ‰ -5.5 değerindeyken, 60 cm'de  $\delta^{18}\text{O}$  değeri yaklaşık G.Ö. 10 500 yılı öncesinde ani bir artış ile ‰ + 3.5 değerine ulaşmaktadır. Bu seviyeden üste doğru 45 cm'de tekrar ‰ -5.5-5 değerine düşmektedir. Hemen hemen aynı seviyeden tekrar ani bir artış ile 42 cm'de ‰ + 3.5 değerine ulaşmaktadır. Karotda bu seviyeden üste doğru  $\delta^{18}\text{O}$

değerleri ‰ + 2.5-3.5 arasında küçük oranda değişimlerle devam etmektedir. C17 karotunda Birim-L4 ve L3a'da ‰ +0.3 ile ‰ +1 arasında değişen  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri, yaklaşık G.Ö. 40 000 yıldan başlayarak artmaya ve G.Ö. 11 750 yıl öncesinde 62 cm'de ‰ + 2.6 değerine ulaşmaktadır (Şekil 4.15).



Şekil 4.14. Büyük Çekmece şelfinde karot C-17'nin litoloji tanımlaması (Çağatay vd., 2003b). Karot boyunca belirlenen radyokarbon yaşları kalibre edilmemiş  $^{14}\text{C}$  yaşlarıdır (Tablo 4.2). Karotun yeri için Şekil 4.2'ye bakınız.



Şekil 4.15. Karot C-17’de denizel bivalve ve Dreissena kavkılarının oksijen ve karbon izotopu profilleri ve Mg/Ca ile Sr/Ca oranları (Biltekin, 2003; Çağatay vd., 2003b).

Karotda 62 cm'den üste doğru yaklaşık G.Ö. 11 700 yılında ani bir sapma ile  $\delta^{13}\text{C}$  değeri ‰ -1'e düşmektedir. Bu değer tekrar ani olarak 60 cm'de ‰ +2.5 değerine ulaşmıştır. G.Ö. 10.500 yılında gerçekleşen pozitif artış 45 cm'de ani bir sapma ile negatif değere doğru bir artış göstermekte ve 24 cm'de ‰ -2.2 değerine ulaşmaktadır. Bu seviyeden üste doğru  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri küçük oranda değişimlerle karotun en üstünde güncel değer olan ‰ -0.1 değerine ulaşmıştır.

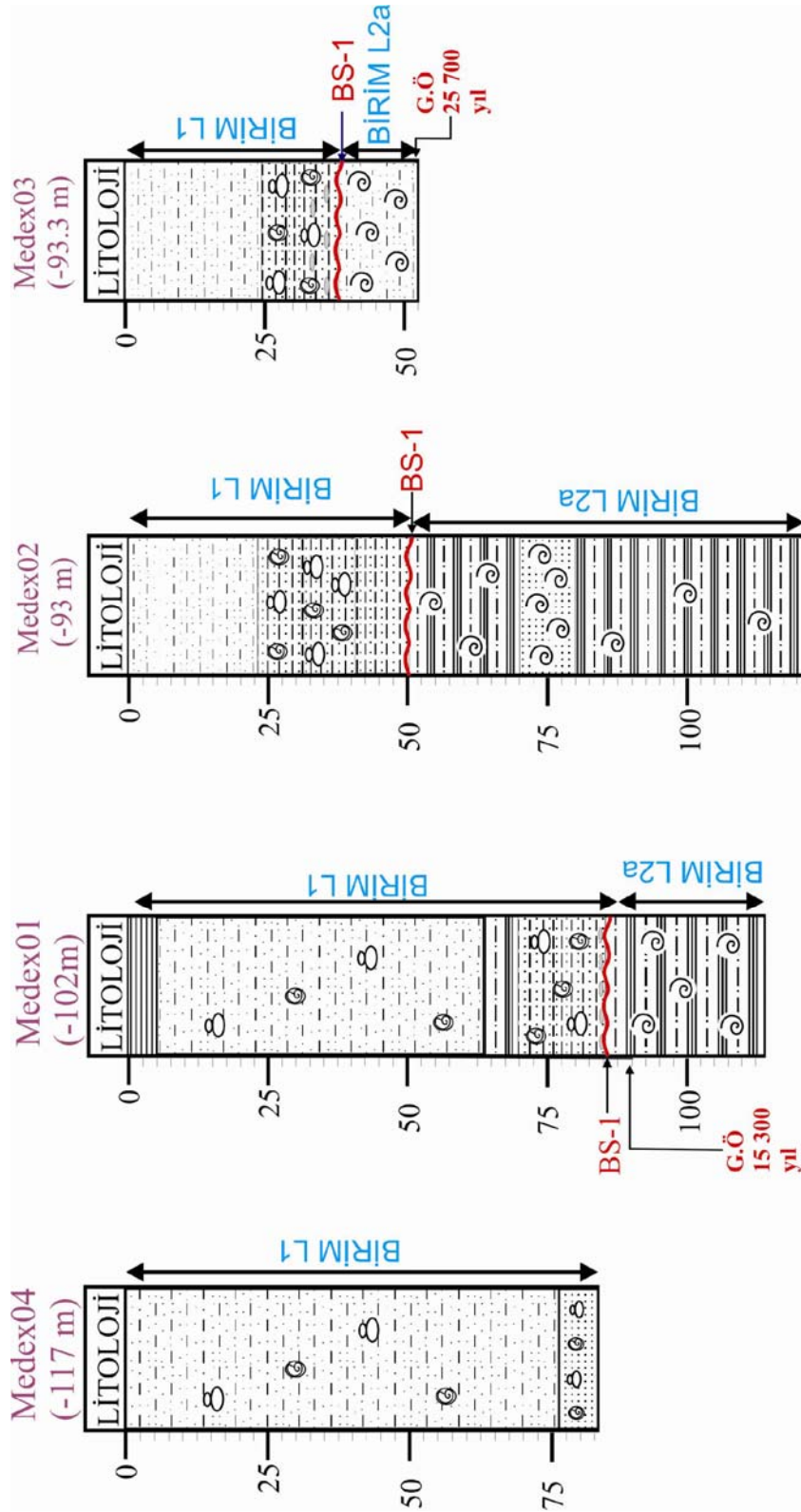
Büyük Çekmece şelfinde Medex07 sığ-sismik profili üzerinden sırasıyla 117 m, 102 m, 93 m ve 93.3 m su derinliklerinden Medex04, Medex01, Medex02 ve Medex03 gravite karotları alınmıştır (bakınız bölüm 4.2.1; Şekil 4.2). Bu karotlardan Medex04, 0.82 cm uzunluğunda olup yalnızca denizel mollusk kavkuları içeren Birim-L1'den oluşmaktadır (Ryan vd., 2005; Şekil 4.16a). En altta 82-76 cm'ler arasında koyu yeşil renkte, yaygın denizel mollusk kavkılı kum ile başlamakta ve üste doğru 76-0 cm'ler arasında zeytin yeşili renkte, nadir denizel mollusk kavkısı içeren killi silte geçmektedir.

Medex01 karotu 114 cm uzunluğunda ve karot genel olarak iki farklı litostratigrafik birimden oluşmaktadır (Şekil 4.16b). Bunlardan Birim-L2a stratigrafik olarak en yaşlı çökel birimini temsil etmektedir. Karotda 114-85 cm'ler arası genelde *Dreissena* kavkılarını içeren açık gri renkte, siltli çamurdan oluşmaktadır (Birim-L2a). Birim-L2a'nın içerdiği makro faunanın *Dreissena* içermesi birimin gölsel koşullarda çökeldiğini göstermektedir. Birim üste doğru aşınmalı bir sınırla denizel olan Birim-L1 tarafından üzerlenmektedir. Birim-L2a'nın Birim-L1 ile olan sınırına yakın bir seviyeden alınan  $^{14}\text{C}$  yaşı G.Ö. 15 300 yılını vermektedir (Ryan vd., 2005). Denizel olan Birim-L1 tabanda 85-70 cm'ler arasında grimsi yeşil renkte, yaygın denizel mollusk kavkılı ve tabanda yassı ve yuvarlaklaşmış çakıllı ve kumlu çamurdan oluşmaktadır. Bu seviyeyi üste doğru 70-64 cm'ler arasında zeytin yeşili siltli çamur ve 64-5 cm'ler arasında ise zeytin yeşili nadir denizel kavkılar içeren kumlu-siltli çamur takip etmektedir. Karotun en üst 5 cm'lik kısmını ise kahverengimsi yeşil sulu çamur oluşturmaktadır.

Medex07 sığ-sismik profilinin daha KD'sunda yeralan Medex02 karotu 123 cm uzunluğunda olup genel olarak iki farklı litostratigrafik birimden oluşmaktadır (Şekil 4.16c). Bunlardan en yaşlı çökel birimi olan Birim-L2a, tabanda 123-80

cm'ler arasında yeşilimsi gri renkte, dağınık ve nadir Dreissena kavkılarında oluşan killi silt ile başlamaktadır. Bu seviye üste doğru 80-70 cm'leri arasında koyu yeşilimsi gri renkte, yaygın Dreissena kavkıları içeren ince kum ile devam etmektedir. Karotda Birim-L2a'nın en üstünde 70-50 cm'ler arasında yeşilimsi gri renkte, nadir Dreissena kavkılı killi silt yer almaktadır. Birim-L2a'nın içerdiği makro faunanın Dreissena'dan oluşması birimin gölsel koşullarda çökeldiğini göstermektedir. Birimi aşınmalı bir sınırla üzerleyen denizel koşullarda çökelmiş olan Birim-L1, tabanda 50-38 cm'ler arasında koyu zeytin yeşili renkte, homojen ve oldukça sert killi kum ile başlamaktadır. Üste doğru 38-22.5 cm'ler arasında koyu zeytin yeşili renkte, yaygın denizel mollusk kavkılı killi ve siltli kum yer almaktadır. Karotda 22.5-0 cm'ler arası Birim-L1'in en üst seviyesi olup zeytin yeşili renkte, homojen killi silten oluşmaktadır.

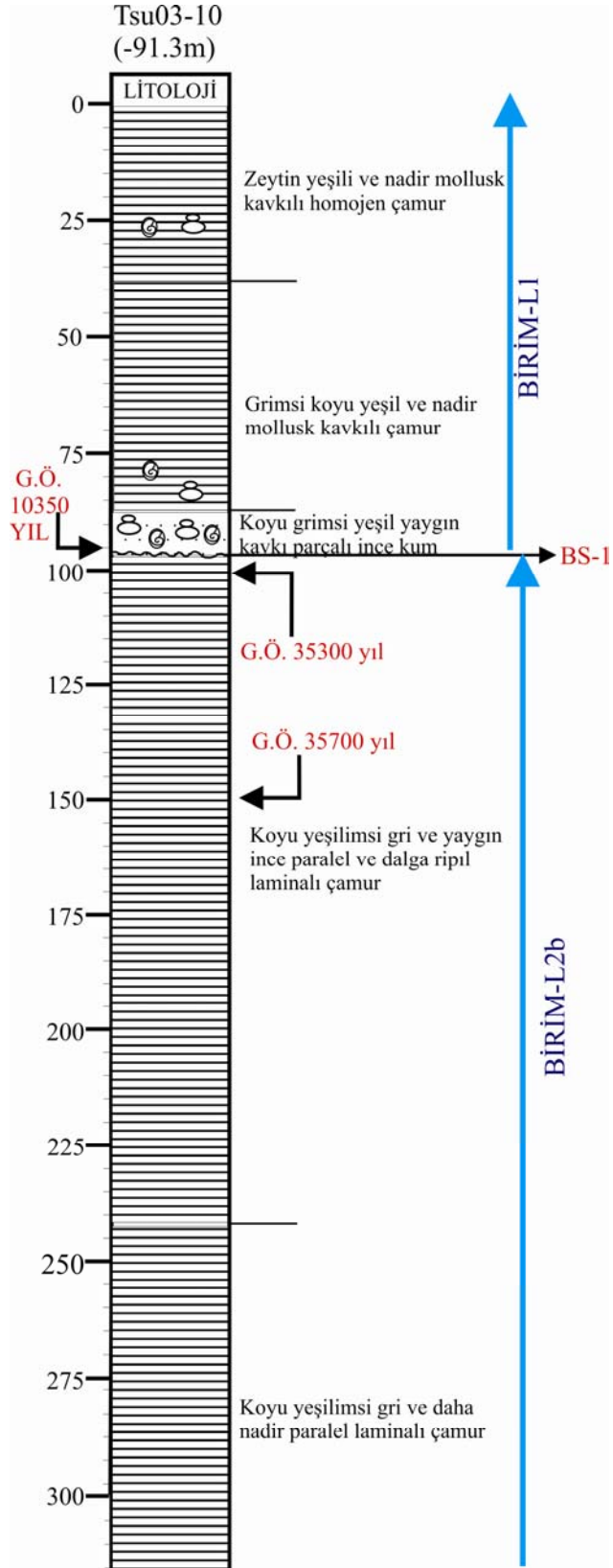
Medex03 karotu 52 cm uzunluğundadır. Karotda iki farklı litostratigrafik birim içermektedir (Şekil 4.16d). Karotda en yaşlı çökel birimi olan Birim-L2a, 52-38 cm'ler arasında koyu yeşil gri renkte ve yaygın Dreissena kavkıları içeren sert killi silten oluşmaktadır. Birim-L2a'nın tabanına yakın alınan <sup>14</sup>C yaşı G.Ö. 25 700 yılını vermektedir. Birim-L2a'nın içerdiği makro faunanın Dreissena içermesi birimin gölsel koşullarda çökeldiğini göstermektedir. Birim-L2a'yı aşınmalı bir sınırla denizel fasiyeste çökelmiş olan Birim-L1 üzerlemektedir. Birim-L1 en altta 38-25 cm'ler arasında koyu zeytin yeşili renkte, yaygın denizel mollusk kavkılı ince çakıllı kumlu silten oluşmaktadır. Bu seviyenin üzerine 25-0 cm'ler arasında ise zeytin yeşili renkte, killi silt gelmektedir.



Şekil 4.16. Büyük Çekmece şelfinde Medex01-04 karotlarının litoloji tanımlaması (Ryan vd., 2005). Karot boyunca belirlenen radyokarbon yaşları kalibre edilmemiş  $^{14}\text{C}$  yaşlarıdır (Tablo 4.2). Karotların yerleri için Şekil 4.2'ye bakınız.

Küçük Çekmece ile Bakırköy arasında Marm-15 sığ-sismik profili üzerinde yer alan Tsu03-10 karotu 91.3 m su derinliğinden alınmıştır (Şekil 4.2). Karot 3.15 m uzunluğunda ve iki farklı litostratigrafik birimden oluşmaktadır (Şekil 4.17). Karotda alttaki Birim-L2b, 315-242.5 cm'ler arasında koyu yeşilimsi gri renkte, nadir paralel laminalı çamurdan oluşmaktadır. Birim-L2b üstte, 242.5-98 cm'ler arasında koyu yeşil renkte, yaygın ince paralel ve dalga ripil laminalı çamurdan oluşmaktadır. Birim-L2b'nin üst seviyelerinden alınan  $^{14}\text{C}$  yaşları, 150 cm'de G.Ö. 35 700 ve 105 cm'de G.Ö. 35 300 yıllarını vermektedir. Tsu03-10 karotu Küçük Çekmece kanyonunun şelfteki uzantısından alındığından, üzerinde yer aldığı sismik profilde çökel geometrisinden birimin (Birim-L2b) vadi dolgusu olduğu anlaşılmaktadır (bakınız bölüm 4.2.1; Şekil 4.7). Birim-L2b'yi aşınmalı bir yüzeyle denizel fasiyeste çökelmiş olan Birim-L1 üzerlemektedir. Bu birimin tabanından alınan  $^{14}\text{C}$  yaşı G.Ö. 10 350 yılını vermektedir. Bu birim, en altta aşınmalı yüzey üzerinde 98-82 cm'ler arasında koyu grimsi yeşil renkte, yaygın denizel mollusk kavkı parçalı ince kumdan oluşmaktadır. Üste doğru 82-31 cm'ler arasında grimsi koyu yeşil renkte ve nadir denizel mollusk kavkılı çamur gelmektedir. Birim L1' in en üstünde, 31-0 cm'ler arasında zeytin yeşili renginde, nadir denizel mollusk kavkılı homojen çamur bulunmaktadır.





Şekil 4.17. Küçük Çekmece şelfinde karot Tsu03-10'nun litoloji tanımlaması. Karot boyunca belirlenen radiyokarbon yaşları kalibre edilmemiş  $^{14}\text{C}$  yaşlarıdır (Tablo 4.2). Karotun yeri için Şekil 4.2'ye bakınız.

### 4.2.3.Yorum-Tartışma

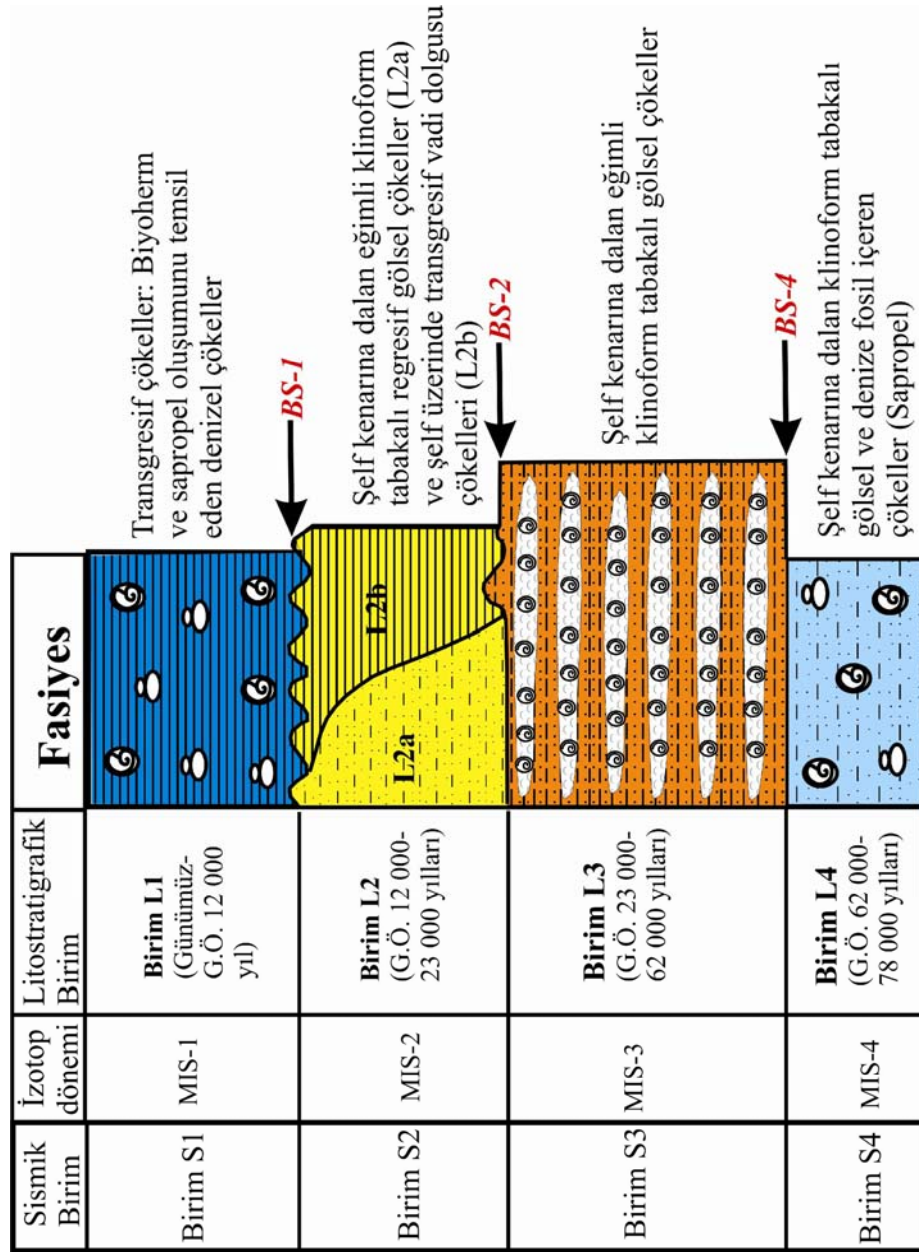
Silivri ve Küçük Çekmece şelfleri arasında yer alan hem sismik profillerde ve hem de karot verilerinde ayırtlanan en yaşlı çökel birimi Birim-S4 ile temsil olunmaktadır (Şekil 4.18). Marm-18 profilinde bu birime ait çökellerin üst seviyelerini kesen C-17 karotunda hem Karadeniz'in Neouxine faunasını karakterize eden Dreissena ve hem de denizel mollusk fosillerini içermesi bu birimin deniz-göl arasında gidip gelen bir ortamda çökeldiğini göstermektedir (bakınız bölüm 4.2.2; Şekil 4.14). Ayrıca karotda Birim-S4 içerisinde az oranda foraminiferlerin gözlenmesi de birimin çökeldiği süreçte denizel şartların zaman zaman sağlandığının işaretidir (Biltekin, 2003; Çağatay vd., 2003b). Marm-18 sığ-sismik profili üzerinde C-17 karotunun Birim-S4'ü kestiği yerde, BS-4 sismik yansıma yüzeyinin meydana getirdiği tepecik şeklindeki morfoloji bu zamanda eski kıyıya ait olan bir bariyer veya kıyı setini andırmaktadır (Şekil 4.4). Birim-S4'ün üst seviyelerini temsil eden bu kıyı seti gerisinde gölsel şartların hakim olduğu, karotda Birim-S4'ün üst seviyelerine ait çökellerde gölsel ortamı yansıtan Dreissena kavkılarının varlığından anlaşılmaktadır. Bu dönemde su seviyesinin zaman zaman yükselerek kıyı seti üzerini aştığı ve kıyı gerisi şartlarının denizel ortama dönüştüğü, karotda Birim-L4 içerisinde gözlenen denizel fosillerin varlığından anlaşılmaktadır.

Sismik profilde Birim-S4'e ait tabakaların şelf kenarında yamaca dalan eğimli klinofomlardan oluşması, bu birimin regresif karakterde çökeldiğini göstermektedir. Birim-S4'ün yaşı C-17 karotunda litostratigrafik eşleniği olan Birim-L4'ü üzerleyen daha genç birimlerle olan göreceli stratigrafik ilişkisine göre saptanmıştır. C-17 karotunda Birim-L4'ün üzerinden alınan <sup>14</sup>C yaşlarından bu birimin G.Ö. 44 bin yıl veya daha yaşlı olduğunu göstermektedir (bakınız bölüm 4.2.2; Şekil 4.14). Buna göre Birim-S4'ün çökeldiği süreç, global deniz seviyesinin genelde regresif ve izotop dönemlerinden MIS-4'e karşılık geldiği anlaşılmaktadır (Şekil 4.19). Günümüz deniz seviyesi şartlarına benzer olan MIS-5'den MIS-4'e geçişte dünya deniz seviyesinde ani bir düşüş yaşanmış ve MIS-4'ün sonlarına doğru deniz seviyesi tekrar yükelişe geçmiştir. C-17 karotunda Birim-L4'ün hem denizel ve hem de gölsel çökeltme ortamlarını yansıması, Marmara Denizi'nde su seviyesinin global deniz seviyesindeki değişimlere paralel olarak MIS-4'ün

sonlarına doğru yükselmeye başlaması ile ortamın gölselden denizele geçtiğini göstermektedir.

Silivri ve Küçük Çekmece şelfleri arasında yer alan sismik profillerde ayırtlanan Birim-S4, üste doğru daha genç olan Birim-S3 tarafından üzerlenmektedir (Şekil 4.18). Sismik profillerde bu iki birim birbirlerine uyumlu çökeldiğinden birimlerin arasında yer alan BS-4 sismik yansıma yüzeyi de uyumlu bir şekilde gelişmiştir (Şekil 4.4 ve 4.5). Birim-S3, altta Birim-S3a ve üstte Birim-S3b'den oluşmaktadır. Bu iki alt birim aynı izotop döneminde, birbirini takip eden farklı çökeltme süreçlerini yansıtmaktadır (Şekil 4.19). Marm-18 sismik profilinde Birim-S3a'yı kesen C-17 karotunda birimin Neouxine faunasını karakterize eden Dreissena kavkılarını içermesi, çökeltme şartlarının tatlı-acı sulu gölsel bir ortam olduğunu göstermektedir (Şekil 4.4 ve 4.14). Sismik profillerde birimin özellikle şelf kenarına dalan eğimli klinoform tabakalarından oluşması bu birimin regresif karakterde çökeldiğini göstermektedir. Ancak Marm-18 sismik profilinde Birim-S3a'nın şelf kenarında ilerleyerek çökeltirken, şelf üzerinde ise Birim-S4 üzerinde karaya doğru aşma yaparak çökeldiği gözlenmektedir (Şekil 4.4). Buna göre, Birim-S3a'nın özellikle ilk çökeltme dönemlerinde su seviyesinin nispeten yükseldiğini ve bu sayede Birim-S3a alttaki daha yaşlı birimi kara tarafına doğru üzerleyerek çökeltmeye yeterli alanı (accommodation space) bulabildiği anlaşılmaktadır. Marmara Denizi su seviyesinin bu dönemde Çanakkale Boğazı eşik derinliği altında bulunduğundan dünya okyanus sistemi ile bağlantısı bulunmamakta, ancak su seviyesindeki değişimler global deniz seviyesi eğrileri ile uyumlu olduğu gözlenmektedir. Zira global deniz seviyesine göre izotop dönemlerinden MIS-4'den MIS-3'e geçişte deniz seviyesinde ani bir düşüş yaşanmış ancak hemen MIS-3'ün başlarında tekrar deniz seviyesinde bir miktar yükseliş gerçekleştikten sonra MIS-3 sonlarına doğru yeniden düşüş yaşandığı gözlenmektedir.

C-17 karotunda Birim-L3a'dan (Birim-S3a) alınan <sup>14</sup>C yaşlarından, birimin G.Ö. 44 bin yılından daha yaşlı olması gerektiği anlaşılmaktadır (Şekil 4.19). Buna göre Birim-S3a'nın çökeltme süreci izotop dönemlerinden MIS-3'ün büyük bölümünü temsil etmektedir (Şekil 4.19).



Şekil 4.18. Bu çalışma kapsamında Marmara Denizi Silivri ve Küçük Çekmece şelfleri arasında incelenen şif-sismik profillerde ayrıtlanan başlıca sismik stratigrafik birimlerin karotlarla da denestirme sonucu elde edilen çökeltme ortamları ve yaşları.

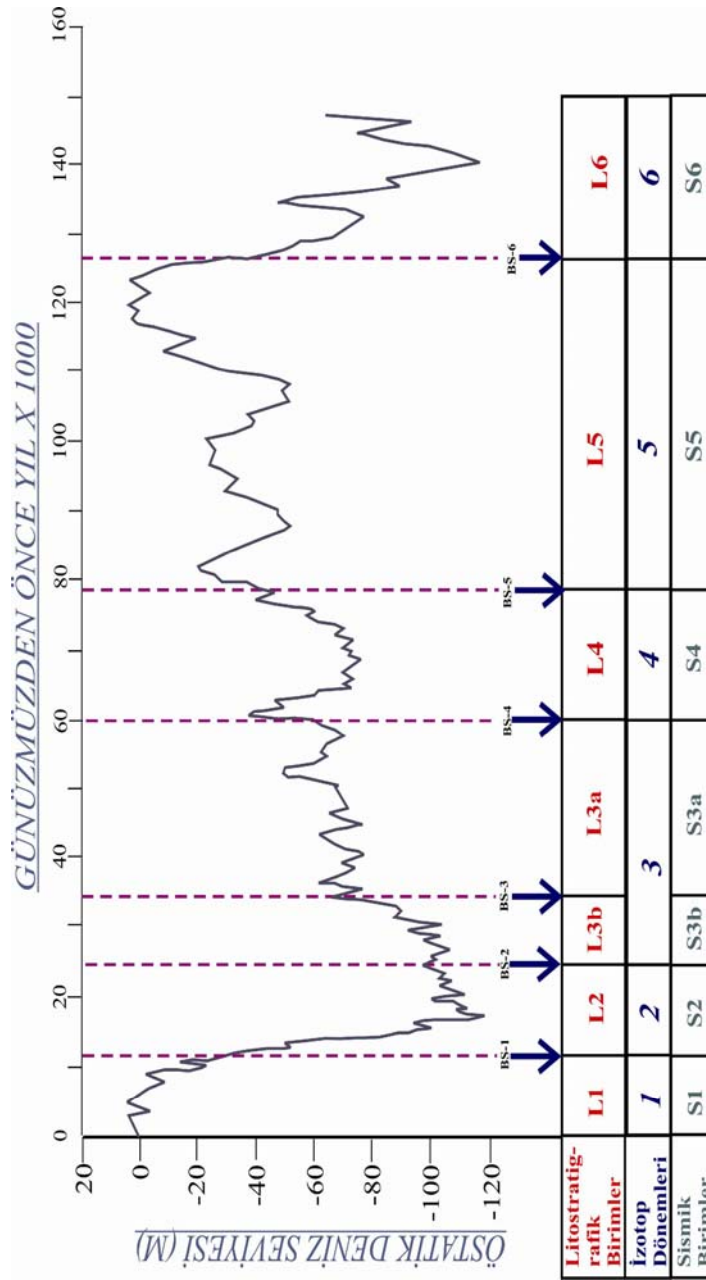
Marmara Denizi Silivri ve Küçük Çekmece şelfleri arasında yeralan sismik profillerde Birim-S3a'yı uyumlu olarak üzerleyen Birim-S3b geometrik olarak benzer iç sismik yansıma yüzeyleri sunmaktadır. İki alt birimi güçlü bir sismik yansıma yüzeyi (BS-3) ayırmaktadır. Sismik profillerde Birim-S3b'ye ait çökellerin şelf kenarında Birim-S3a'ya oranla yamacın daha derin kesimlerine göçmesi birimin oluştuğu süreçte regresyonun devam ettiğini göstermektedir (Şekil 4.19).

MIS-3 izotop dönemi sonlarına doğru dünya deniz seviyesi eğrisinde de benzer şiddetde regresyonun varlığı gözlenmektedir. Marmara Denizi'nin dünya denizleri ile su geçişinin bulunmamasına rağmen hem dünya ölçeğinde ve hem de Marmara Denizi'nde benzer şekilde gözlenen bu regresyonun global ölçekte yaşanan iklimsel soğumanın (Würm buzul çağı) sebep olduğu düşünülmektedir. MIS-3 içerisindeki bu düşüş global deniz seviyesi eğrisine göre -85 m'nin de altına ilerlemiştir. Benzer şekilde sismik profillerde Birim-S3b, bu derinliğin üzerinde çökelememiş ve bu derinliğin altında şelf kenarından derine doğru göç ederek ilerlemiştir (Şekil 4.4 ve 4.5).

Marmara Denizi Silivri ve Küçük Çekmece şelfleri arasında yer alan sismik profillerde Birim-S3b'yi şelf kenarında uyumlu olarak üzerleyen Birim-S2a'nın benzer iç sismik yansıma yüzeylerinden oluşan tabakalarının şelf kenarından daha derine ilerleyen klinofomlar halinde çökmesi MIS-3 sonunda süregelen regresyonun artarak devam ettiğini göstermektedir. (Şekil 4.4 ve 4.5). Birim-S2a, şelf üzerinde yeterli çökme alanı olmadığından yamaç tarafına eğimli klinofomlar halinde şelf kenarında ilerleyerek çökmüştür. Büyük Çekmece şelfinde yer alan Medex-07 sismik profili üzerinde Medex01 ve Medex02 karotlarında bu birimin görsel çökme ortamını karakterize eden Dreissena kavkılı çökellerden oluştuğu gözlenmektedir (Şekil 4.5). Sismik profillerden Medex-07 üzerinde yer alan Medex03 karotunda Birim-L2a'nın tabanına yakın seviyeden alınan <sup>14</sup>C yaşına göre birimin G.Ö. 25 700 yılından daha genç olması gerektiği anlaşılmaktadır (Ryan vd., 2005; Şekil 4.16). Medex01 karotunda Birim-L2a'nın üst seviyesine yakın alınan <sup>14</sup>C yaşına göre birimin G.Ö. 15 bin yılından daha yaşlı olması gerekmektedir (Ryan vd., 2005). Birim-S2a'nın çökme dönemi olan bu süreç, MIS-2 izotop döneminin başlangıç evresini temsil etmektedir (Şekil 4.19). Buna göre Birim-S2a Geç Buzul Maksimum döneminde (Late Glacial Maximum; LGM), Marmara Denizi'nde su seviyesinin en düşük olduğu zaman sürecinde çökeldiği anlaşılmaktadır.

Marm-18 ve Medex07 profillerinde Birim-S2a'ya ait en yaşlı klinofom tabakaların -95 m'nin hemen üzerinde yüzeylemesi birimin ilk çökme sürecinde su seviyesinin bu derinliğin üzerinde olması gerektiğini göstermektedir. Birime ait klinofomların şelf yamacına doğru daha derine göç ederek çökmesi ise Birim-S2a'nın daha ileriki çökme evrelerinde su seviyesinin -95 m'nin de altına düşmeye başladığı ve

bu derinliğin üzerinde kalan şelf alanlarının karasal ortam haline gelerek aşındırıldığı anlaşılmaktadır (Şekil 4.4 ve 4.5). Marmara Denizi'nde en düşük su seviyesinin olduğu bu dönemde kara haline gelen şelfin aşınması ve özellikle Büyük ve Küçük Çekmece vadilerinin şelf üzerinde kazıma yaparak ilerledikleri gözlenmektedir. Geç Buzul Maksimum döneminin (LGM) başlangıcını temsil eden BS-2 sismik yansıma yüzeyi üzerinde gelişen vadi kazımalarının -105 m'den daha derinlerde gerçekleştiği sismik profillerde gözlenmektedir (Şekil 4.4 ve 4.7).



Şekil 4.19. Bu çalışma kapsamında Marmara Denizi Silivri ve Küçük Çekmece şelfleri arasında incelenen karot ve sıg-sismik profillerde ayırtılan başlıca litostratigrafik ve sismik stratigrafik birimlerin çökme süreçlerinin kapsadığı oksijen izotop dönemleri ve bu dönemlerde dünya deniz seviyesi değişimleri (Shackleton, 1989'a göre).

Geç Buzul Maksimum döneminin (LGM) sona ermesinin ardından yükselen su seviyesi, kuzey şelfte ilk olarak kazılan vadilerin dolmasını sağlamıştır (Şekil 4.4 ve 4.7). Transgresif olarak gelişen bu vadi dolguları Çekmece şelfinde Birim-S2b ile temsil olunmakta ve Marm-15 sismik profili üzerinde yer alan TSU03-10 karotunda vadi-dolgularına ait çökeller (Birim-L2a) gözlenebilmektedir (Şekil 4.17). Medex-07 sismik profili üzerinde yer alan karotlarda Birim-L2a'nın üst seviyesinden alınan <sup>14</sup>C yaşına göre stratigrafik olarak daha genç olan Birim-L2b'nin (sismik profillerdeki karşılığı Birim-S2b) G.Ö. yaklaşık 15 300 yılından sonra çökelmiş olması gerekmektedir (Şekil 4.16). Marmara Deniz'inde su seviyesinin Geç Buzul Maksimum döneminde (LGM) vadi kazımalarının gerçekleştiği maksimum derinlik olan 105 m'nin üzerine çıkması ile birim sınırı niteliğindeki BS-2 sismik yansıma yüzeyi üzerinde vadi-dolgu çökelleri gelişmiştir (Şekil 4.4). Geç Buzul Maksimum döneminden (LGM) sonra gerçekleşen transgresyon süresince su seviyesinin -98 m ve -93 m'lerde durağan dönemini yaşadığı ve bunun sonucunda şelf kenarında taraça oluşumlarını meydana getirdiği BS-1 sismik yansıma yüzeyi üzerinde gözlenen kıyı aşınma düzlüklerinin varlığından anlaşılmaktadır (Şekil 4.4 ve 4.5).

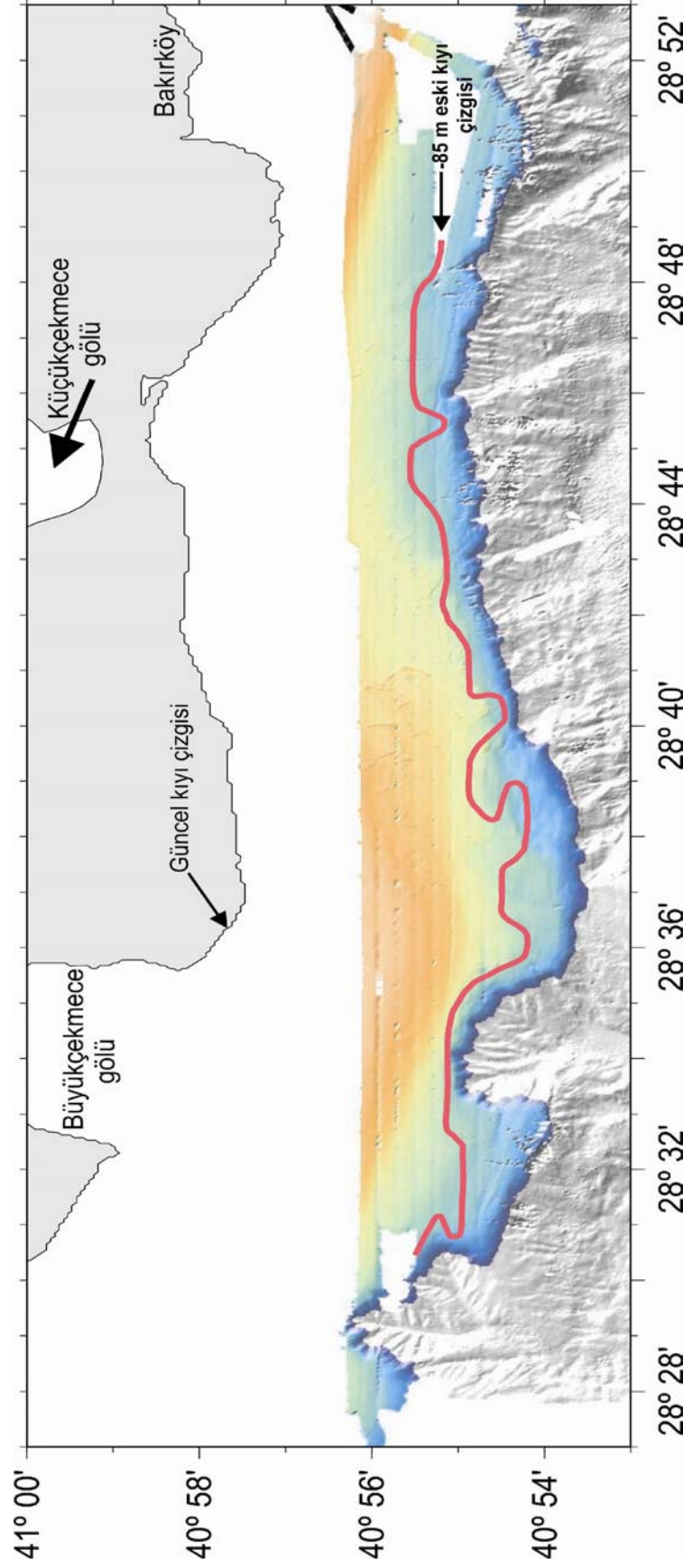
Geç Buzul Maksimum döneminden (LGM) Holosen başına kadar artmaya başlayan global deniz seviyesinin G.Ö. 12 bin yıl önce Akdeniz sularının Marmara Denizi'ne girmeye başlaması sonucunda ortam denizele dönüşmüş (Çağatay vd.,1999, 2000, 2003a; Sperling vd., 2003) ve şelf üzerinde bu zamana kadar çökelmiş birimleri örten ve denizel çökellerden oluşan Birim-S1 gelişmiştir (Şekil 4.4 ve 4.5). Sismik profillerde ayırtılan Birim-S1'in karotlarda karşılığı olan Birim-L1'e ait çökellerden alınan <sup>14</sup>C yaşlarına göre birimin Holosen başında (G.Ö. 12 bin yıl önce) çökelmeye başladığı saptanmıştır (Şekil 4.18 ve 4.19). Bu yaşlardan en eskiye gidene, Marm-18 sismik profili üzerinde yer alan C-17 karotunda Birim-L1'in tabanından alınan <sup>14</sup>C yaşı G.Ö. 11 750 yılını vermektedir (Şekil 4.14). Buna göre Birim-L1'in bu zamandan hemen önce çökelmeye başladığı anlaşılmaktadır. Birim-S1'in (Birim-L1) tabanını oluşturan BS-1 yüzeyi yaygın aşınma düzlüğü Marmara Denizi çevresinde daha önceki araştırmacılar tarafından da belirlenen -85 m taraçası ve kıyı çizgisini temsil etmektedir (Çağatay vd., 2003a; Polonia vd., 2004; Cormier vd., 2006). Bu kıyı çizgisi G.Ö. yaklaşık 12 bin yıl (<sup>14</sup>C) önceki göl/deniz geçişini temsil etmektedir. Büyük ve Küçük Çekmece arasında kalan şelf alanlarında Odin

Finder gemisiyle 2000 yılında elde edilen sığ-sismik profiller ve multi-beam batimetri haritalaması sonucunda -85 m kıyı çizgisinin alandaki konumu belirlenmiştir (Şekil 4.20). Bu kıyı çizgisi bugünkü kıyı çizgisinin yaklaşık 15 km açıklarındadır.

Marmara Denizi'nde Holosen döneminin başlangıcı gösel koşullardan, denizel koşullara geçişi temsil ettiğinden deniz suyu tuzluluğunda da önemli değişiklikler yaşanmıştır. Büyük ve Küçük Çekmece şelfi üzerinde yeralan C-1 ve C-17 karotlarında yapılan oksijen ve karbon izotop analizlerinde gösel birimlerden denizel olan Birim-L1'e geçişte her iki karotda da değişimler gözlenmektedir (Biltekin, 2003; Şekil 4.12 ve 4.15). Özellikle C-17 karotunda yapılan oksijen izotopu analizinde Birim-L1'in tabanını temsil eden seviyede (G.Ö. 11 750 yılında) negatif değerlerdeyken yaklaşık G.Ö. 10 500 yılında pozitif değere doğru olan ani sapma ve G.Ö. 9000 yılında sabitlenmesi Holosen başında gerçekleşen transgresyon ile deniz suyu tuzluluğunun arttığını göstermektedir (Şekil 4.15). Deniz kimyasındaki bu değişim tuzlu Akdeniz sularının Marmara Denizi'ne G.Ö. 12 bin yıl önce girmesi sonucunda gerçekleştiği Marmara Denizi çevresinde daha önceki çalışmacılar tarafında da belirtilmiştir (Çağatay vd., 2000; Sperling vd., 2003).

Kuzey şelfin Büyük ve Küçük Çekmece alanları arasında tepecik şeklinde gözlenen biyohermlerin, Marm-14 sismik profilinde BS-1 sismik yansıma yüzeyi üzerinde Holosen başında deniz transgresyonu ile çökmeye başladıkları C-1 karotunun tabanına yakın alınan <sup>14</sup>C yaşından anlaşılmaktadır (Biltekin, 2003; Çağatay vd., 2003b; Şekil 4.3 ve 4.10). Karotda yapılan litolojik tanımlamalar ışığında biyohermin olduğu zeminin G.Ö. 12 bin yıldaki Akdeniz transgresyonunun başlangıcında sert bir zemin olduğu, sonradan deniz seviyesinin yükselmesi ile çamurlu bir zemine geçiş gösterdiği anlaşılmaktadır (Çağatay vd., 2003b). Holosen başında biyohermlerin geliştiği alanın oldukça sığ koşullarda, muhtemelen alg düzlükleri olduğu, karotun alt seviyelerinde gözlenen alglerle simbiyotik yaşayan *Lobatula lobatula* ve *Planorbulina mediterraneensis* gibi şelf foraminiferlerinin varlığından anlaşılmaktadır (Biltekin, 2003; Çağatay vd., 2003b). Aynı karotun alt seviyelerinde G.Ö. yaklaşık 10 900 yılından sonra *Ammonia parkinsonia* ve *Elphidium crispum* gibi sığ ve az tuzlu ortamı yansıtan bentik foraminiferler türleri bulunmaktadır (Şekil 4.11). Bu dönem 'Younger Dryas' ortalarına rastlamaktadır.





Şekil 4.20. Marmara Denizi Çekmece şelfinden Urania gemisiyle 2001 yılında alınan sığ-sismik profillerden elde edilen -85 m eski kıyı çizgisi.

C-1 karotunda yapılan oksijen izotopu değerlerinde bu döneme karşılık gelen seviyelerde pozitif yöndeki artış deniz suyu tuzluluğunun arttığını göstermektedir (şekil 4.12). Holosen içerisindeki göreceli deniz seviyesi değişimlerini yansıtan denizel taraça seviyelerinin sismik profillerde Holosen başlangıcını temsil eden BS-1 sismik yansıma yüzeyi üzerinde geliştikleri gözlenmektedir (şekil 4.8 ve 4.9). Bunlardan en derinde oluşanı -85 m’de gözlenirken daha sığ derinliklerde -71 m ve -64 m’lerde geliştikleri gözlenmektedir. Bunlardan -85 m’de gelişen taraça seviyesi yukarıda da bahsedildiği gibi Holosen başındaki gl/deniz geçişini temsil etmektedir. Daha sığda gelişen diğer taraça seviyelerinin ise daha ge ve Holosen’in daha sonraki zamanlarında geliştikleri bu çalışma kapsamında saptanmıştır (bakınız bölüm 4.3 ve 4.4).

ekmece şelfinde yeralan C-1 ve C-17 karotlarında yapılan oksijen ve karbon izotopu analizlerinde karotların üst seviyelerine doğru ani sapmalar gözlenmektedir (şekil 4.12 ve 4.15). Bunlardan C-17 karotu oksijen izotop değerlerinde yaklaşık 50-55 cm’lerde negatif yönde ani sapma gözlenirken, C-1 karotunda yapılan karbon izotopunda karotun üst seviyelerine doğru 100 cm’den üste doğru negatif yönde ani sapma gözlenmektedir. Oksijen izotopunda negatif yöndeki ani sapma muhtemelen deniz suyu tuzluluğunun bu dönemde azaldığını, karbon izotopu analizindeki negatif yöndeki sapma ise bu dönemde muhtemelen deniz suyundaki organik üretim azaldığını ve tatlı su girdisini göstermektedir. C-17 karotunda alınan <sup>14</sup>C yaşlarına ve yaklaşık hesaplanan sedimentasyon hızına göre hem oksijen ve hemde karbon izotopundaki bu ani değişimler muhtemelen G.. 8200 yıl önce hemen hemen tüm dünyada etkisini göstermiş olan soğuk döneme karşılık gelmektedir (Graffenstein vd., 1998; Magny vd., 2003; Kurek vd., 2004).

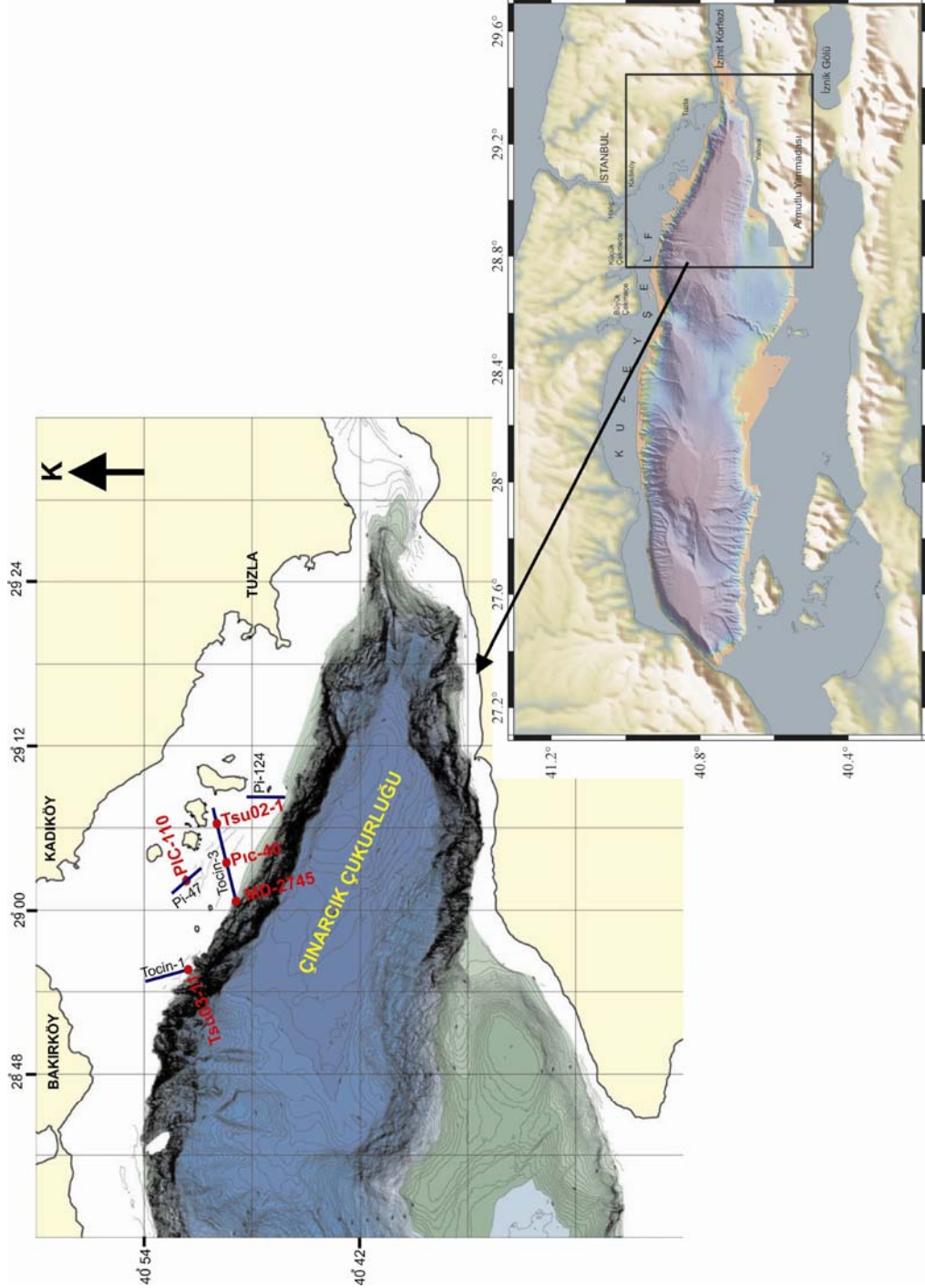
### **4.3. Adalar**

#### **4.3.1. Sismik stratigrafi**

Bu alışmada Marmara Denizi’nin Adalar güneyi şelfinde yorumlanan sismik profiller Urania gemisiyle 2001 ve 2005 yıllarında alınan yüksek znrl sığ sismik (sub-bottom, Chirp) verileridir (şekil 4.21). Bu sığ-sismik verilerden en

uzunu olan Tocin-3, yaklaşık 13 km uzunluğundadır (Şekil 4.22). Bu profil boyunca GB'dan KD'ya doğru sırasıyla MD-2745, PIC-40 ve TSU02-1 gravite karotları yer almaktadır. Tocin-3 sığ-sismik profili üzerinde yer alan karotlarda ayırtılan litostratigrafik birimlerden daha yaşlı olan birimler de gözlenmektedir. Buna göre sismik profil üzerinde belirlenebilen en yaşlı çökel birimi Birim-S7'dir. Bu birim DKD yönünde temel kaya üzerinde aşma yaparak ilerleyen ve güçlü iç sismik yansıma yüzeylerinin temsil ettiği eğimli klinoform tabakalardan oluşmaktadır (Şekil 4.22). Birim-S7 profilde BGB yönünde kalınlaşırken DKD'ya doğru aşındırıldığından incelerek sonlanmaktadır. Bu birimi uyumsuz olarak üzerleyen Birim-S6, birbirinin devamı olan iki farklı istifden oluşmaktadır. Bu birime ait eğimli klinoform tabakalar güçlü iç sismik yansıma yüzeyleri oluşturmakta ve profilde şelf yamacına doğru ilerlemektedirler. Birim-S7'ye göre deniz tarafına göç ederek gelişen Birim-S6 profilde DKD tarafında incelişip sonlanmaktadır.

Tocin-3 sismik profilinde Birim-S6 uyumsuz olarak Birim-S5 tarafından üzerlenmektedir (Şekil 4.22). Birim-S5'e ait çökelleri temsil eden iç sismik yansıma yüzeyleri oldukça zayıf olduğundan tabakalanmalar çok belirgin gözlenmemektedir. Birim-S5'in gösterdiği iç sismik yansımaların saydam ve zayıf olması bu birime ait çökellerin nispeten daha ince taneli olduklarını göstermektedir. Profilde Birim-S5, altta daha yaşlı olan Birim-S6'ya ait çökelleri ve profilin en DKD'sunda kıvrımlı tabakalanmalar sunan temeli uyumsuz olarak üzerlemektedir (Şekil 4.22). Birim-S5 profil üzerinde temele ait kayaları üzerlediği kesimde DKD'ya doğru incelirken BGB yönünde ise kalınlaşmaktadır. Tabakalanmalar birbirlerine paralel ve düşük bir eğimle BGB yönünde dalımlı çökelmektedir. Tocin-3 profili üzerinde yer alan MD-2745 karotunda Birim-S5, genelde nadir denizel kavkılı homojen çamurdan oluşmaktadır (bakınız bölüm 4.3.2; Şekil 4.30).



Şekil 4.21. Marmara Denizi Adalar güneyinde yer alan MD-2745, PIC-40 ve Tsu02-1 karotlarının üzerinde bulunduğu Tocin-3, Pi-47, Tocin-1 ve Pi-124 sığ-sismik profilleri.



Birim-S5, üstte profilin BGB'sından DKD'suna doğru daha koyu ve güçlü iç sismik yansıma yüzeylerinden oluşmuş Birim-S4'e ait çökeller tarafından uyumlu olarak üzerlenmektedir (Şekil 4.22). Birim-S5'in daha genç olan Birim-S4 ile olan sınırını BS-4 sismik yansıma yüzeyi oluşturmaktadır. Birim-S4, profilin özellikle BGB'sında daha kalın çökel istifine sahipken, birimin BS-1 sismik yansıma yüzeyi boyunca yüzeylediği kesimde aşındırılmış ve profilin en DKD'suna doğru incelendiği gözlenmektedir (Şekil 4.22). Birim-S4'e ait çökeller profilin en BGB'sında -110 m'den daha derinde yüzeylerken, profilin en DKD'sunda yaklaşık 75 m su derinliğine kadar yüzeylediği gözlenebilmektedir. Sismik profilde ayırtılan Birim-S4, açık ve koyu iç sismik yansıma yüzeylerinden oluşmaktadır. Buna göre Birim-S4, kaba ve ince malzemeli çökellerin ardalanmasından oluşan bir çökel istifini içerdiği anlaşılmaktadır. Birim-S4'e ait çökeller şelf kenarından yamaca doğru dalan ve şelf kenarı yönünde ilerleyen eğimli klinoform tabakalardan oluşmaktadır. Profilin en BGB ucunda yeralan MD-2745 karotunda Birim-S4'e ait çökeller tabanda Dreissena kavkılı çamur ve kumlu çamur ile başlarken, en üst seviyede çamurdan oluşan sapropel tabakasına geçmektedir (bakınız bölüm 4.3.2; Şekil 4.30). Birim-S4'e ait çökeller, profilin orta kesiminden alınan PIC-40 karotunda (Birim-L4) ise denizel mollusk kavkıları içeren ve yer yer kum arakatlı çamurdan oluşmaktadır (bakınız bölüm 4.3.2; Şekil 4.26). PIC-40 karotunda Birim-S4'ü temsil eden çökellerden alınan <sup>14</sup>C yaşlarına göre birim G.Ö. 50 bin yılından daha yaşlı olması gerekmektedir.

Birim-S4, Tocın-3 sismik profilinin BGB tarafında daha genç olan Birim-S3 tarafından uyumlu olarak üzerlenmektedir (Şekil 4.22). Profilde DKD'ya gidildikçe Birim-S4'ün Birim-S1 tarafından BS-1 sismik yansıma yüzeyi üzerinde uyumsuz olarak üzerlendiği gözlenmektedir. Profilin en DKD ucunda ise Birim-S4 yeniden Birim-S3'e ait çökeller tarafından BS-3 sismik yansıma yüzeyi üzerinde uyumlu olarak çökelmektedir. Sismik profilin DKD'suna doğru Birim-S4'den Birim-S3'e geçişte, BS-1 sismik yansıma yüzeyi üzerinde 85 m su derinliğinde kıyı aşınma düzlüğünün geliştiği gözlenmektedir. Profilde Birim-S4'ü Birim-S3'den ayıran en önemli sismik özellik, Birim-S3'ün daha sık ve koyu iç sismik yansımalar göstermesidir (Şekil 4.22). Buna göre Birim-S3'ün daha ince tabakalı ve daha iri malzemeye sahip çökellerden oluştuğu, profil üzerinde yeralan karot verileriyle desteklenmektedir. Bu birim sismik profil üzerinde devamlı ve BGB yönünde şelf

yamacına doğru dalan eğimli kliniform tabakalardan oluşurken, DKD yönünde ise yatay tabakalı çökellere geçtiği gözlenmektedir. Sismik profilin BGB ucunda Birim-S3'ü şelf kenarında daha genç olan Birim-S2a uyumlu olarak BS-2 sismik yansıma yüzeyi üzerinde ve DKD'ya doğru ise Birim-S1 uyumsuz olarak BS-1 sismik yansıma yüzeyi üzerinde üzerlemektedir. Sismik profilde Birim-S3'e ait çökeller, profilin BGB ucunda yeralan MD-2745 karotunda altta Birim-S3a ve üstte Birim-S3b'den oluşmaktadır. Birim-S3a'ya ait çökeller ince tabakalı nadir ve yaygın Dreissena kavkılı çamur ile Dreissena yığışimli kumlu çamurun ardalanmasından oluşmaktadır (bakınız bölüm 4.3.2; Şekil 4.30). Profilin DKD ucunda yeralan TSU02-1 karotunda ise aynı birim nispeten daha kalın tabakalı Dreissena yığışimli ve çamur arakatkılı siltli ince kumdan oluşmaktadır (bakınız bölüm 4.3.2; Şekil 4.28). Buna göre, profilin DKD'suna doğru Birim-S3a'ya ait çökellerin tane boyu irileşmekte ve daha kalın tabakalı bir çökel istifi sunmaktadır. TSU02-1 karotunda Birim-S3a'yı temsil eden çökellerin üst sınırına yakın alınan  $^{14}\text{C}$  yaşına göre bu birimin G.Ö. 39 bin yılından daha yaşlı olması gerekmektedir (bakınız bölüm 4.3.2). MD-2745 karotunda Birim-L3a'dan üste doğru Birim-L3b'ye keskin bir litostratigrafik bir sınırla geçilmekte ve Birim-L3b nispeten daha az Dreissena'lardan oluşan çamur ve daha üstte ince kumlu çökellerden oluşmaktadır. Bu birimin üst seviyelerinden alınan  $^{14}\text{C}$  yaşına göre, birim G.Ö. 27 800 yılından daha önce çökelmeye başlamıştır.

Birim-S2'ye ait çökeller sadece profilin en BGB ucunda yüzeylediği ve DKD'ya doğru bu çökellerin BS-1 yüzeyi altında aşındırıldıkları gözlenmektedir. Tocin-3 profilinin BGB ucunda yeralan MD-2745 karotunda bu birime ait çökeller, hem denizel mollusk kavkılı ve hem de Dreissena kavkılı çakıllı iyi boylanmalı iri kumdan oluştuğu gözlenmektedir (bakınız bölüm 4.3.2; Şekil 4.30). Karotda bu birimin altında yeralan Birim-S3b içerisinde alınan  $^{14}\text{C}$  yaşına göre Birim-S2a G.Ö. 27 800 yılından daha genç olması gerekmektedir. Profilde Birim-S1, hem Birim-S3 ve hem de Birim-S2a'ya ait çökelleri uyumsuz olarak BS-1 sismik yansıma yüzeyi ile üzerlemektedir. Profil güzergahı boyunca alınan karotlardan MD-2745'de Birim-S1, tabanda denizel mollusk kavkılı kumlu ve üste doğru silte geçen bir istif sunmaktadır (bakınız bölüm 4.3.2; Şekil 4.28). Aynı birim PIC-40 karotunda sapropel seviyeleri ile ardalanmalı denizel kavkılı çamur ve siltten oluşmaktadır (bakınız bölüm 4.3.2; Şekil 4.26). Profilin en DKD ucunda yeralan TSU02-1

karotunda Birim-S1, nadir mollusk kavkılı ve paralel laminalı çamurdan oluşmaktadır (bakınız bölüm 4.3.2; Şekil 4.28).

Adaların batısında yeralan Tocin-1 sığ-sismik profili yaklaşık 6.5 km uzunluğunda ve üç farklı çökel birimi içermektedir (Şekil 4.23). Bu birimler özellikle profilin GD'sunda nispeten daha kalın gözlenirken, profilin KB'sında farklı seviyelerde bulunan denizel taraçalar üzerinde incelmekte veya gözlenememektedir. Profilde en yaşlı çökel birimi olarak ayırtılan Birim-S3b'ye ait çökeller oldukça ince bir istif sunmakta ve profilde şelf kenarından daha derinlere doğru devamlılığı takip edilememektedir. Tocin-1 sismik profilinde kama şeklinde gözlenen Birim-S3b profilin GD ucunda yeralan TSU03-11 karotunda Dreissena kavkılı kum ve siltten oluşmaktadır (bakınız bölüm 4.3.2; Şekil 4.32).

Birim-S3b'yi profilin GD'sunda Birim-S1 üzerlerken, KB'ya doğru berm (kıyı) çökelleri üzerlemektedir. Eski-kıyı çizgisini yansıtan berm çökelleri üzerinde -76 m'de bir aşınma düzlüğünün geliştiği gözlenmektedir. Bu çökeller profilde kama veya mercek geometrisinde olup, KB'ya doğru kalınlaşmaktadır. Bermin KB tarafında gözlenen yaklaşık 2 m'lik tepecik kıyı kumulu morfolojisi sunmaktadır. Berme ait tabakalanmalar oldukça güçlü ve koyu renkte iç sismik yansıma yüzeyleri göstermektedir. Tabakalanmaların özellikle bermin GD'ya bakan tarafında birbirlerine zıt yönde eğimli klinofomrlardan oluştuğu izlenmektedir. Bermin profilde GD'ya doğru Birim-S3b üzerinde sonlandığı kesimde BS-1 sismik yansıma yüzeyi üzerinde ve -85 m'de eski bir kıyı aşınma düzlüğünün geliştiği görülmektedir.

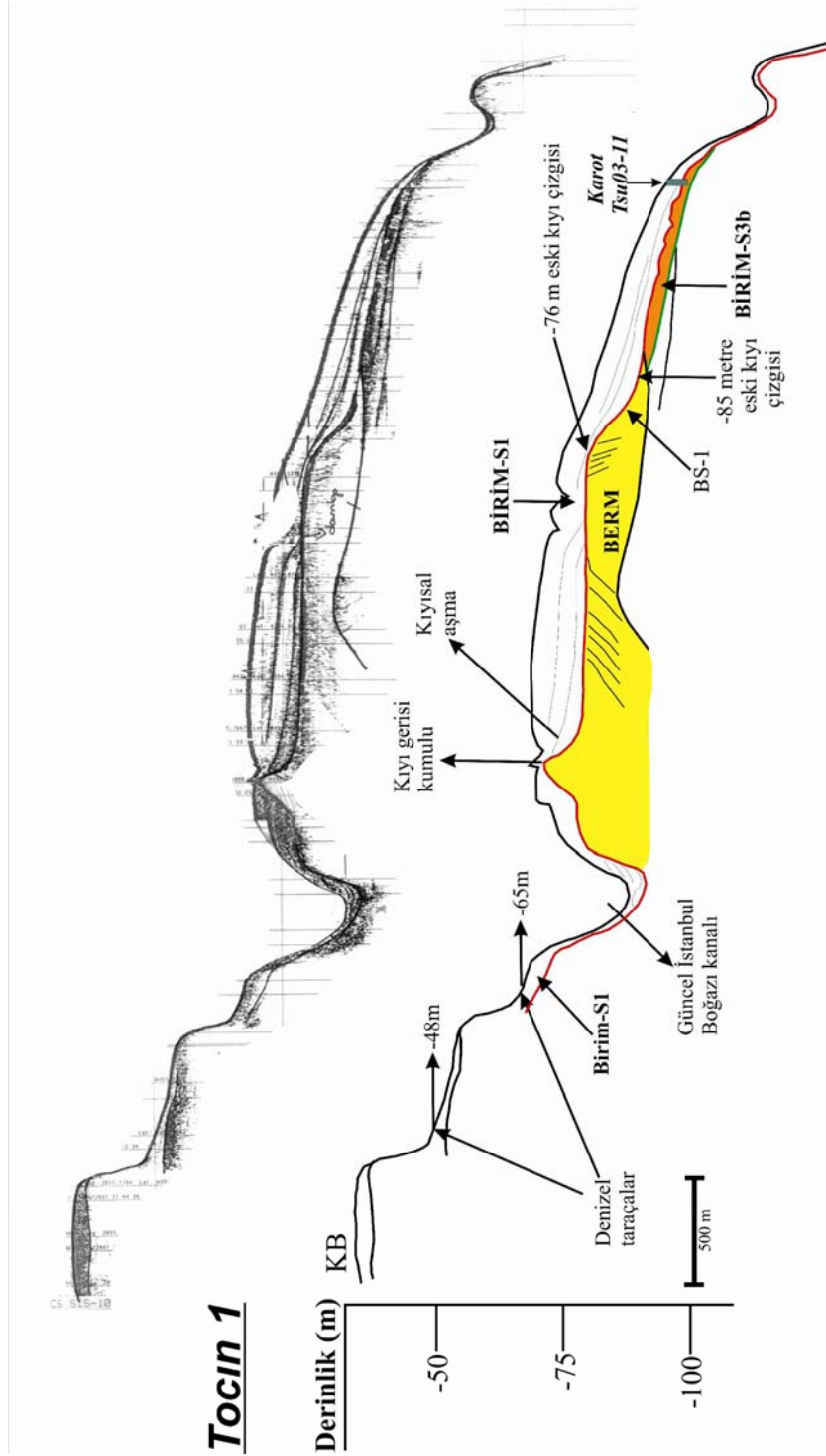
Tocin-1 sığ-sismik profilinde Birim-S3b, uyumsuz olarak Birim-S1 tarafından üzerlenmektedir. Birim-S1'e ait çökellerin en kalın gözlendiği berm üzerinde tabaka yüzeylerini temsil eden güçlü iç sismik yansıma yüzeyleri KB'ya doğru aşma yaparak ilerlemiştir. Profilin GD ucunda yeralan TSU03-11 karotunda Birim-L1'in tabanından alınan <sup>14</sup>C yaşına göre BS-1 yüzeyi G.Ö. 9900 yılından daha önce gelişmiş olmalıdır (bakınız bölüm 4.3.2; Şekil 4.32). Bu nedenle profilde -85 m'de gözlenen eski kıyı çizgilerinin de bu zamandan önce gelişmiş olması gerekmektedir.



Tocin-1 profilinin orta kesiminde yeralan kanal şeklindeki yapının güncel İstanbul Boğazı'nın Marmara Denizi girişinde şelf üzerindeki devamı olarak yorumlanmaktadır. Kanalın deniz tabanından itibaren derine doğru yaklaşık 4 m kanal dolgusu içerdiği gözlenmektedir. Bu kanalın KB'sında kalan kesimde iki farklı seviyede denizel taraçalar gözlenmektedir. Bunlardan en derinde olanı yaklaşık -64 m'de ve profilin KB'sına doğru yeralan diğer bir taraça seviyesi ise yaklaşık -48 m'de bulunmaktadır. Bu taraçalara ait çökellerin kalınlıkları yaklaşık 3 ila 5 m arasında değişmektedir.

Adaların hemen güneyinde yeralan Pi-47 sismik profili yaklaşık 5 km uzunluğunda ve üç farklı çökel birimi içermektedir (Şekil 4.24). Profilde en yaşlı çökel istifi muhtemelen Paleozoyik yaşlı temel kayaları üzerleyen Birim-S3a'ya ait çökellerdir. Bu birim BS-3 sismik yansıma yüzeyi üzerinde yüzeylemekte ve yaklaşık kalınlığı 20 m'ye varmaktadır. Birime ait çökeller orta-güçlü iç sismik yansımalar sunan tabakalanmalardan oluşmaktadır. Bu birim profilin genelinde BS-1 yüzeyi altında aşındırılırken, profilin GD'suna doğru kamalanıp sonlandığı kesimde ise BS-2 yüzeyi üzerinde Birim-S2b tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir. Birim-S2b'nin tabanında uyumsuz olarak gözlenen BS-2 sismik yansıma yüzeyi özellikle profilin GD'suna doğru düzensiz bir yüzey şeklinde -100 m su derinliğine kadar yüzeyletiği gözlenmektedir. Bu yüzey üzerine kıyasal aşma yaparak çökelen Birim-S2b'nin transgresif karakterde çökeldiği anlaşılmaktadır. Büyük ve Küçük Çekmece şelf alanları arasında incelenen sismik profillerde, bu derinlikte gözlenen aşınmalı sismik yansıma yüzeyi üzerinde transgresif gelişen çökeller Birim-S2b ile temsil edilmiştir. Bu birimin profilin KB'sına doğru Birim-S3a üzerinde BS-1 sismik yansıma yüzeyi tarafından aşındırıldığı gözlenmektedir.

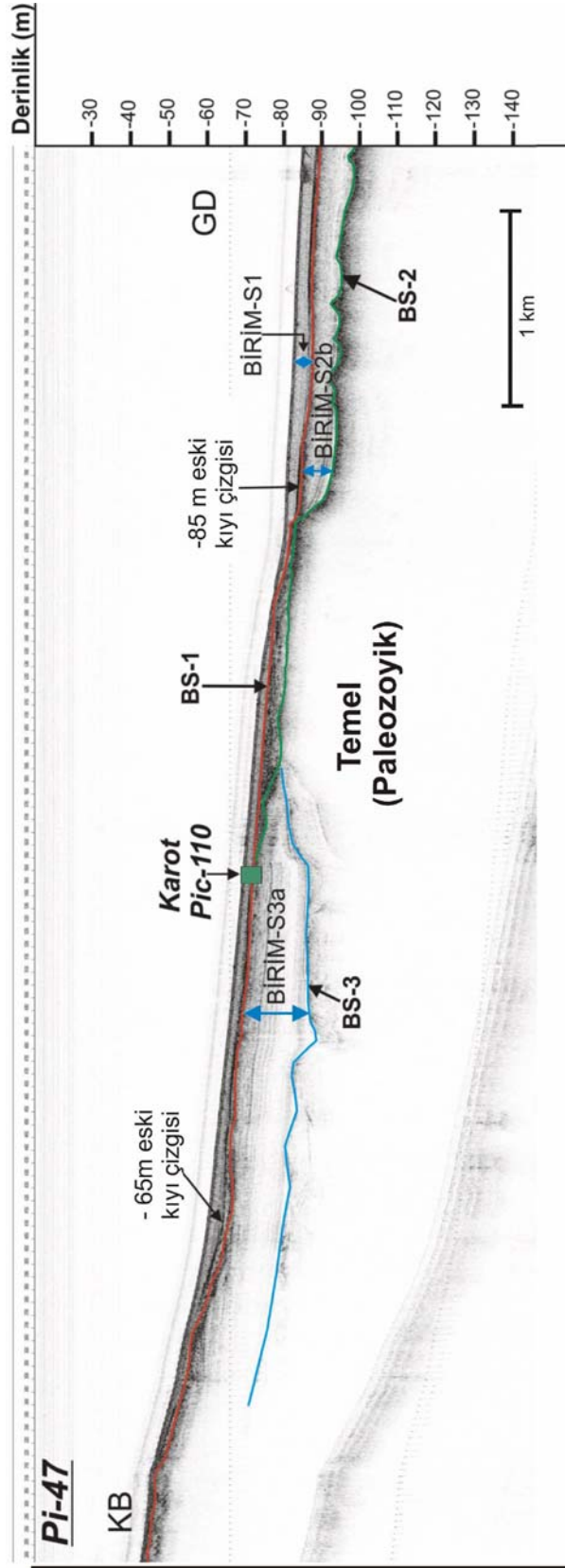
Pi-47 profili üzerinde yeralan Pic-110 karotu, Birim S3a ve Birim S1'e ait çökelleri kesmektedir (Şekil 4.24 ve 4.33). Karotda Birim-L3a'nın üst seviyesinden alınan <sup>14</sup>C yaşına göre sismik profilde ayırtılan Birim-S3a G.Ö. 41 000 yılından daha yaşlı olmalıdır. Karotda yapılan litolojik tanımlamaya göre, profilde Birim-S3a'nın litostratigrafik eşleniği olan Birim-L3a, nadir Dreissena kavkılı ve yaygın demir monosülfid bantlı çamurdan oluşmaktadır (bakınız bölüm 4.3.2; Şekil 4.33).



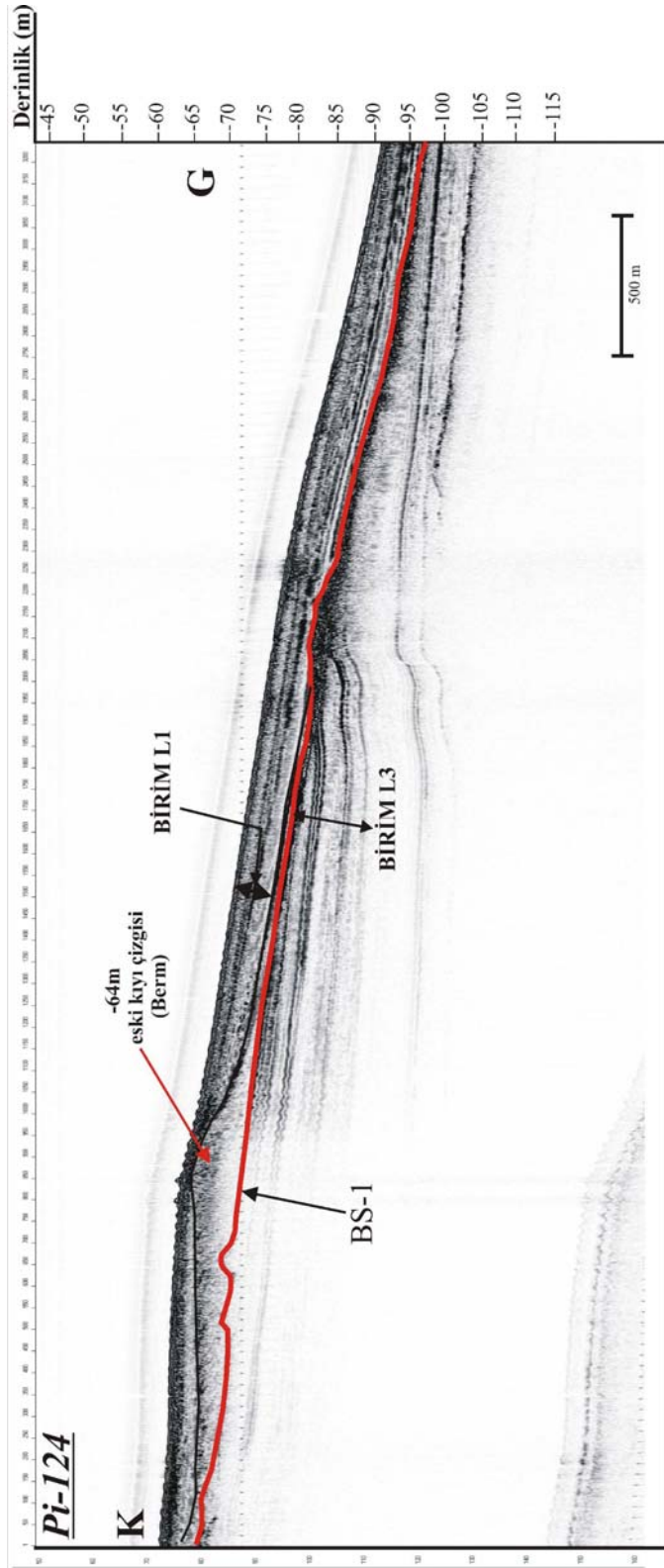
Şekil 4.23. Marmara Denizi Adalar güneyinde yeralan Tsu03-11 karotunun üzerinde bulunduğu R/V Urania (2001) gemisiyle alınan Tocin-1 sığ-sismik profili. Profil ve karotun yeri için Şekil 4.21'e bakınız.

Holosen başlangıcını temsil eden BS-1 sismik yansıma yüzeyi üzerinde çökelen Birim-S1 denizel çökelleri temsil etmektedir. Bu birimin kalınlığı profilde KB'ya doğru incelmektedir. Profil üzerinde yer alan Pic-110 karotunda Birim-S1 tabanda denizel mollusk kavkılı ve iyi boylanmalı kumdan oluşmakta ve üste doğru tedrici olarak kavkılı siltli ve kumlu çamura geçmektedir (bakınız bölüm 4.3.2; Şekil 4.33). Pi-47 profilinde Birim-S1'in tabanını oluşturan BS-1 sismik yansıma yüzeyi üzerinde iki farklı seviyede aşınma düzlüklerinin geliştiği gözlenmektedir. Eski kıyı çizgilerini temsil eden bu düzlükler, profilin GD'suna doğru -85 m'de ve KB'ya doğru ise -65 m'de gözlenmektedir. Pi-47 profilinde -65 m'de gözlenen kıyı aşınma düzlüğünün profilde GD'ya doğru devamında yer alan Pic-110 karotunun tabanında bu kıyıya (-65 m kıyı çizgisi) ait çökellerin iyi boylanmış denizel kavkılı kumdan oluştuğu gözlenmektedir (bakınız bölüm 4.3.2; Şekil 4.33). Bu çökellerden alınan <sup>14</sup>C yaşı G.Ö. 10 100 yılını vermektedir. Karotun profilde kıyı aşınma düzlüğünün daha derin kesiminde yer alması sebebiyle, karotda yaşı belirlenen çökellerin -65 m kıyı çökellerinden daha yaşlı olması gerektiğinden bu kıyı çizgisinde G.Ö. 10 100 yılından sonra oluştuğu anlaşılmaktadır.

Adalar güneyinde yer alan Pi-124 profili yaklaşık 5 km uzunluğunda olup profilde iki farklı çökel birimi ayırtlanmaktadır (Şekil 4.25). Adalar çevresinde yer alan diğer sismik profillerde yapılan stratigrafik çalışmalarda birimlerin gösterdikleri sismik özelliklerin benzerliğinden faydalanılarak bu profilde gözlenen çökel birimleri ayırtlanabilmektedir. Buna göre profilde ayırtlanan en yaşlı çökel birimi Birim-S3 olup oldukça güçlü ve koyu iç sismik yansıma yüzeyleri göstermektedir. Gösterdiği sismik yansılardan bu birimin iri taneli çökellerden oluştuğu anlaşılmaktadır. Tabakalanmalar güneye şelf kenarına doğru düşük eğimlerle ilerlemekte ve üst yüzeyleri BS-1 sismik yansıma yüzeyi tarafından aşındırılmaktadır. Profilde Birim-S3 uyumsuz olarak Birim-S1 tarafından üzerlenmektedir. Birim-S1 içerisinde, profilin kuzeyinde mercek geometrisi sunan çökel biriminden oluşan berm, -64 m eski kıyı çizgisini temsil etmektedir. BS-1 sismik yansıma yüzeyi üzerinde gelişen eski kıyı çökelleri kamalanarak güneye doğru sonlanmaktadır. Birim-S1'in üst seviyelerini oluşturan çökeller güneye eğimli ve paralel tabakalanmalar ile bermi üzerlemektedir. Kıyısız aşma şeklinde gelişen bu çökeller kuzeye doğru incelmektedir. Güneye doğru birimin alttaki Birim-S3 üzerinde uyumsuz şekilde çökeldiği gözlenmektedir.



Şekil 4.24. Marmara Denizi Adalar güneyinde yer alan Pic-110 karotunun üzerinde bulunduğu R/V Urania (2005) gemisiyle alınan Pi-47 sığ-sismik profili. Profil ve karotun yeri için Şekil 4.21'e bakınız.

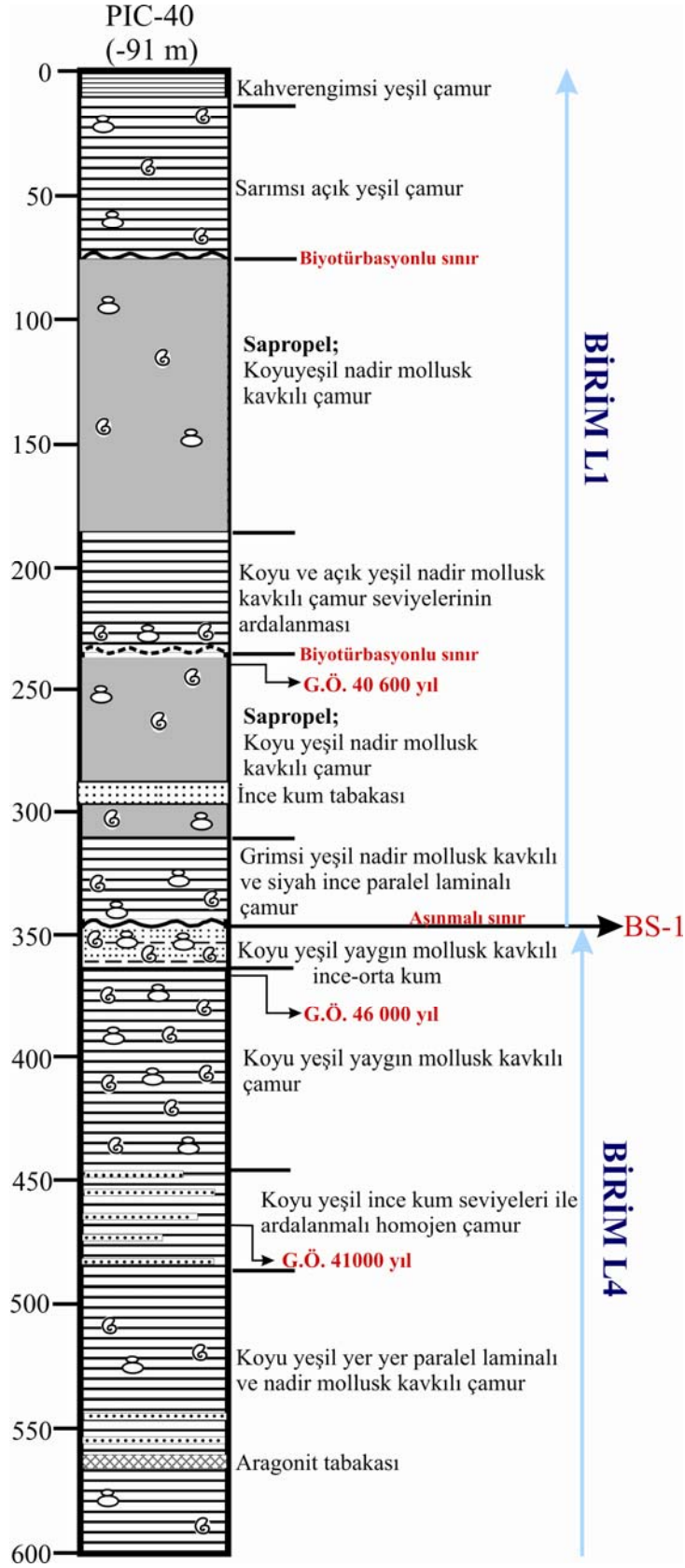


Şekil 4.25. Marmara Denizi Adalar güneyinde R/V Urania (2005) gemisiyle alınan Pi-124 sığ-sismik profili. Profilin yeri için Şekil 4.21'e bakınız.

#### 4.3.2. Karot sedimentolojisi

Bu çalışmada kullanılan, Marmara Denizi'nin Adalar güneyinde şelf üzerindeki Tsu02-1 ve Tsu03-11 gravite karotları MTA Simik-1; P1c-40 ve P1c-110 gravite karotları Urania (2001 ve 2005 yıllarında); ve MD-2745 gravite karotu Marion Dufresne (2004 yılında) araştırma gemileri ile alınmıştır (Şekil 4.21).

Adaların hemen güneyinde yeralan PIC-40 karotu yaklaşık 6 m uzunluğunda olup, Tocin-3 sığ-sismik profili üzerinde yer almaktadır (bakınız bölüm 4.3.1; Şekil 4.22). Karotda genel olarak iki farklı litostratigrafik birim ayırtlanmaktadır (Şekil 4.26). Stratigrafik olarak en yaşlı çökelleri içeren Birim-L4, 600-480 cm'ler arasında koyu yeşil renkte ve nadir denizel mollusk kavkılı ve yeryer paralel laminalı çamurdan oluşmaktadır. Birim-L4'ün bu kısmında 4-5 mm kalınlığında aragonit tabakası ve hemen üstünde ince kum seviyeleri yer almaktadır. Karotda Birim-L4 üste doğru, 480-440 cm'leri arasında koyu yeşil renkte, yanal olarak devamsız ince kum seviyeleri ile ardalanmalı homojen çamurdan oluşmaktadır. Üste doğru, 440-370 cm'ler arasında koyu yeşil renkte, yaygın denizel mollusk kavkılı çamur seviyesi gelmektedir. Birim-L4'ün en üst seviyesini 370-348 cm'ler arasında yaygın denizel mollusk kavkılı kum oluşturmaktadır. Birim-L4'e ait çökeller içerisinde yapılan foraminifer analizinde, Birim-L1 ile sınırına yakın en üst kumlu seviyesinde özellikle *Ammonia infolata* ve *Elphidium crispum* türleri yaygınlaşmaktadır (Çağatay vd., 2003b; Şekil 4.27). Birim-L4'ün gerek denizel mollusk kavkılıları içermesi ve gerekse birimin üst seviyelerinde foraminifer bulunması bu birimin denizel koşullarda çökeldiğini göstermektedir. Birim-L4'e ait farklı seviyelerden <sup>14</sup>C yaşları tayini için alınan *Turritella sp.* fosillerinden yaklaşık G.Ö. 46.000 ve 41 000 yılları elde edilmiştir. Bu yaşlar, <sup>14</sup>C yönteminin algılama sınırında olup güvenilirliği fazla değildir. Buna göre Birim-L4, G.Ö. 50 bin yıldan daha yaşlı olmalıdır.

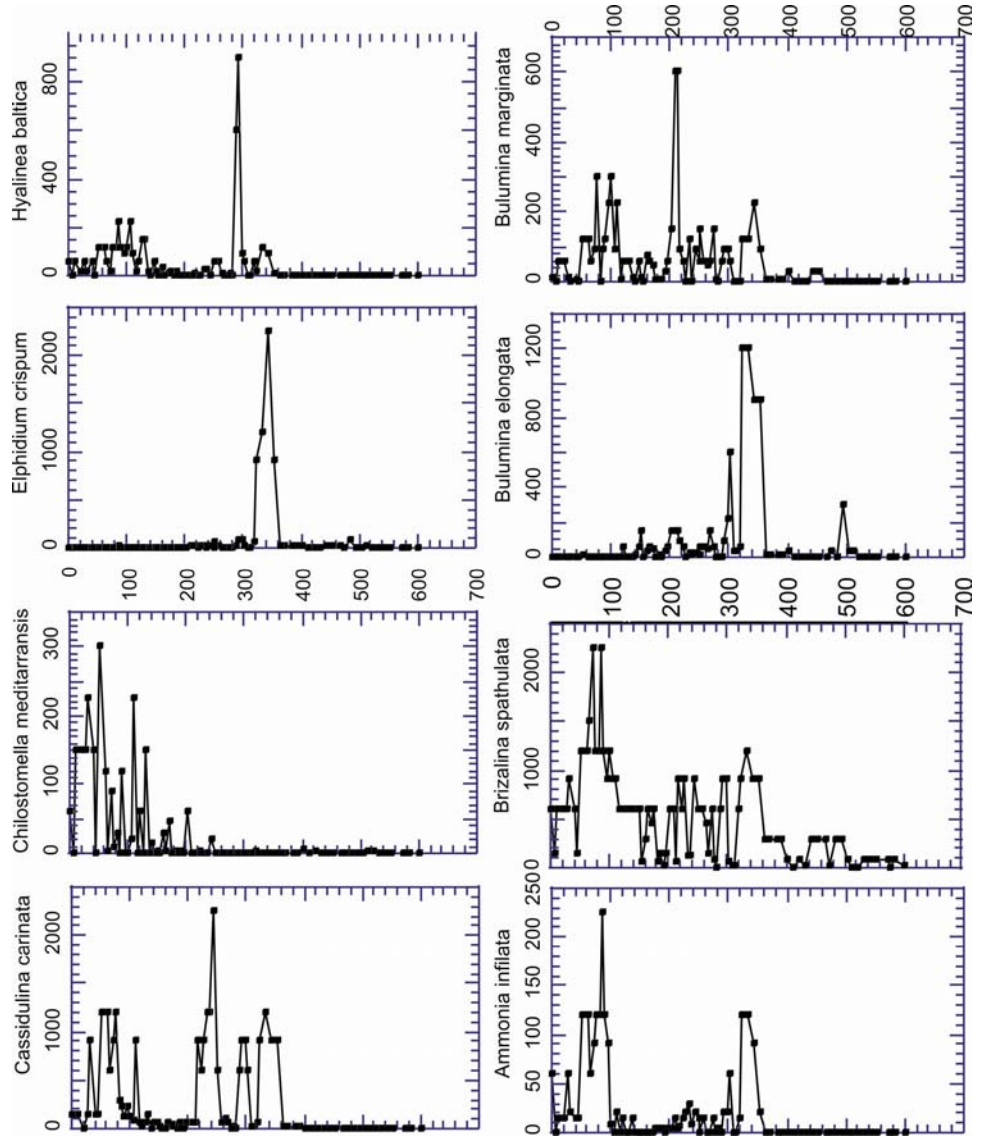


Şekil 4.26. Marmara Denizi Adalar güneyinden R/V Urania (2001) gemisiyle alınan PIC-40 karotunun litoloji tanımlaması (Çağatay vd., 2003b). Karot boyunca belirlenen radyokarbon yaşları kalibre edilmemiş  $^{14}\text{C}$  yaşlarıdır. Karotun yeri için Şekil 4.21'e bakınız.

PIC-40 karotunda Birim-L4, üstte denizel bivalv kavkuları içeren Birim-L1'e ait bir kumlu çamur tabakası tarafından uyumsuzlukla üzerlenmektedir. Bu uyumsuz yüzey karotun üzerinde yer aldığı sığ-sismik profilde (Tocin-3) Birim-S4 ve Birim-S3 arasındaki birim sınırını oluşturan BS-1 sismik yansıma yüzeyi ile eşleştirilebilmektedir (bakınız bölüm 4.3.1; Şekil 4.22). Birim-L1 tabanda, 348-320 cm'leri arasında grimsi yeşil renkte, nadir denizel mollusk kavkılı ve ince paralel laminalı çamur ile başlamaktadır. Karotda yapılan foraminifer analizinde bu seviyede *Ammonia infilata* ve *Elphidium crispum* gibi sığ bentikler yerilirken, daha yaygın olarak *Bulumina elongata* ve *Brizalina sphaatulata* gibi türlerinde olması ortamın nispeten suboksik veya disoksik olduğunu ve derinleşmeye başladığını göstermektedir (Çağatay vd., 2003b; Şekil 4.27).

Birim-L1 üste doğru 320-240 cm'leri arasında, Erken Holosen Sapropel tabakasına geçmektedir. Bu seviye koyu yeşil renkte, nadir denizel kavkılı ve ince kum tabakası ile arakatlıdır. Bu seviyede özellikle *Brizalina sphaatulata*, *Bulumina elongata* ve *Cassidulina carinata* türlerinin yoğun olması, deniz tabanının tamamen suboksik hale geldiğini göstermektedir (Şekil 4.27). Birim-L1'in tabanında yer alan Erken Holosen Sapropel tabakası, 240 cm'de biyotürbasyonlu bir yüzey ile üste doğru koyu ve açık yeşil seviyelerin ardalanmasından oluşan nadir denizel mollusk kavkılı çamura geçmektedir. Üste doğru 175-75 cm'leri arasında koyu yeşil renkte, nadir denizel mollusk kavkılı çamurdan oluşan Geç Holosen Sapropel tabakasına geçmektedir. Geç Holosen Sapropel'inin özellikle üst seviyelerinde yaygın olarak *Brizalina sphaatulata* gözlenmektedir (Şekil 4.27). Bu sapropel tabakası üste doğru biyotürbasyonlu bir yüzey üzerinde 75-7 cm'ler arasında sarımsı açık yeşil renkli çamura geçmektedir. Birim-L1'in en üst 7 cm'lik seviyesi kahverengimsi yeşil renkli çamurdan oluşmaktadır.



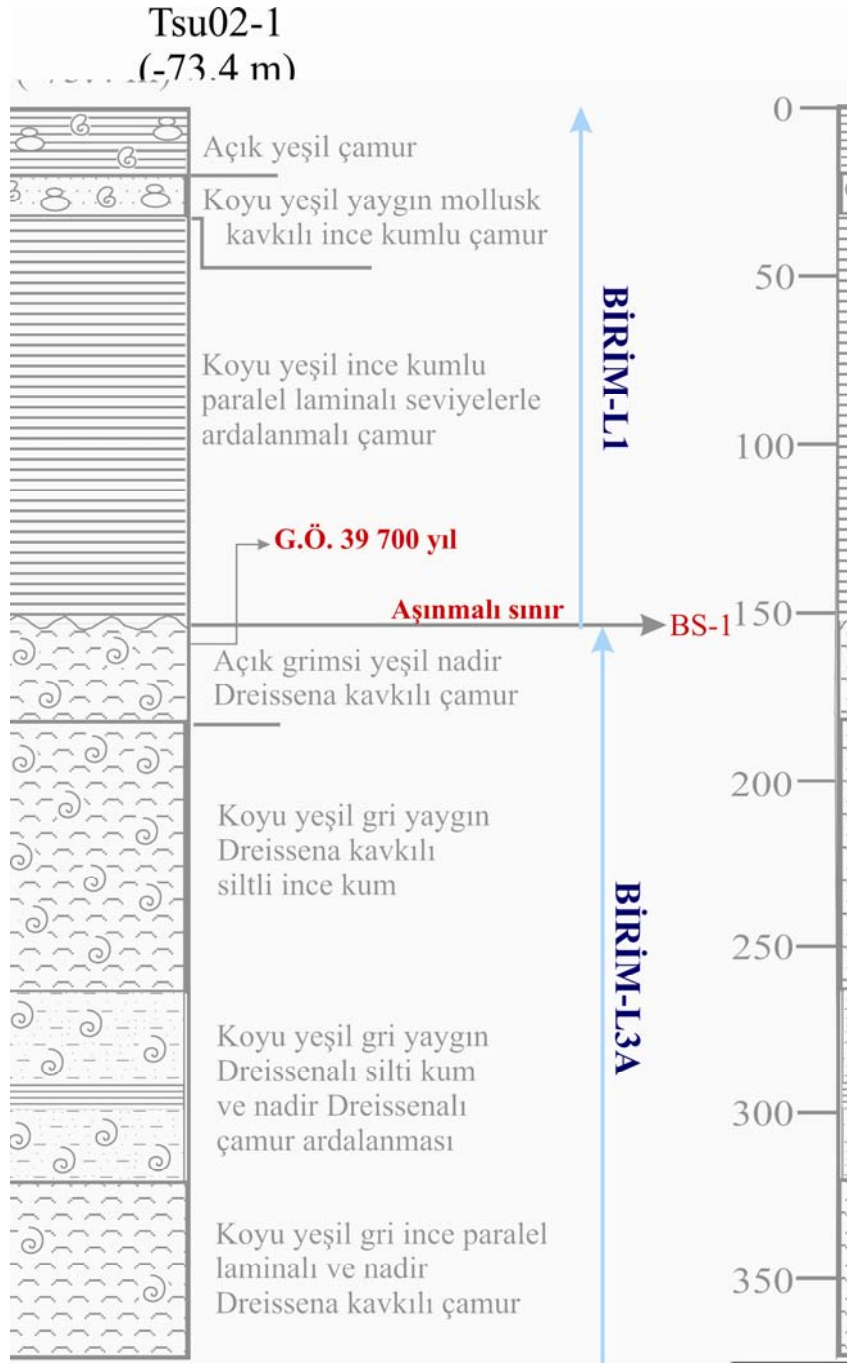


Şekil 4.27. Marmara Denizi Adalar güneyinde PIC-40 karotunda yüksek bolluktaki foraminifer türlerinin sayısal dağılımı (Akçer, 2003).

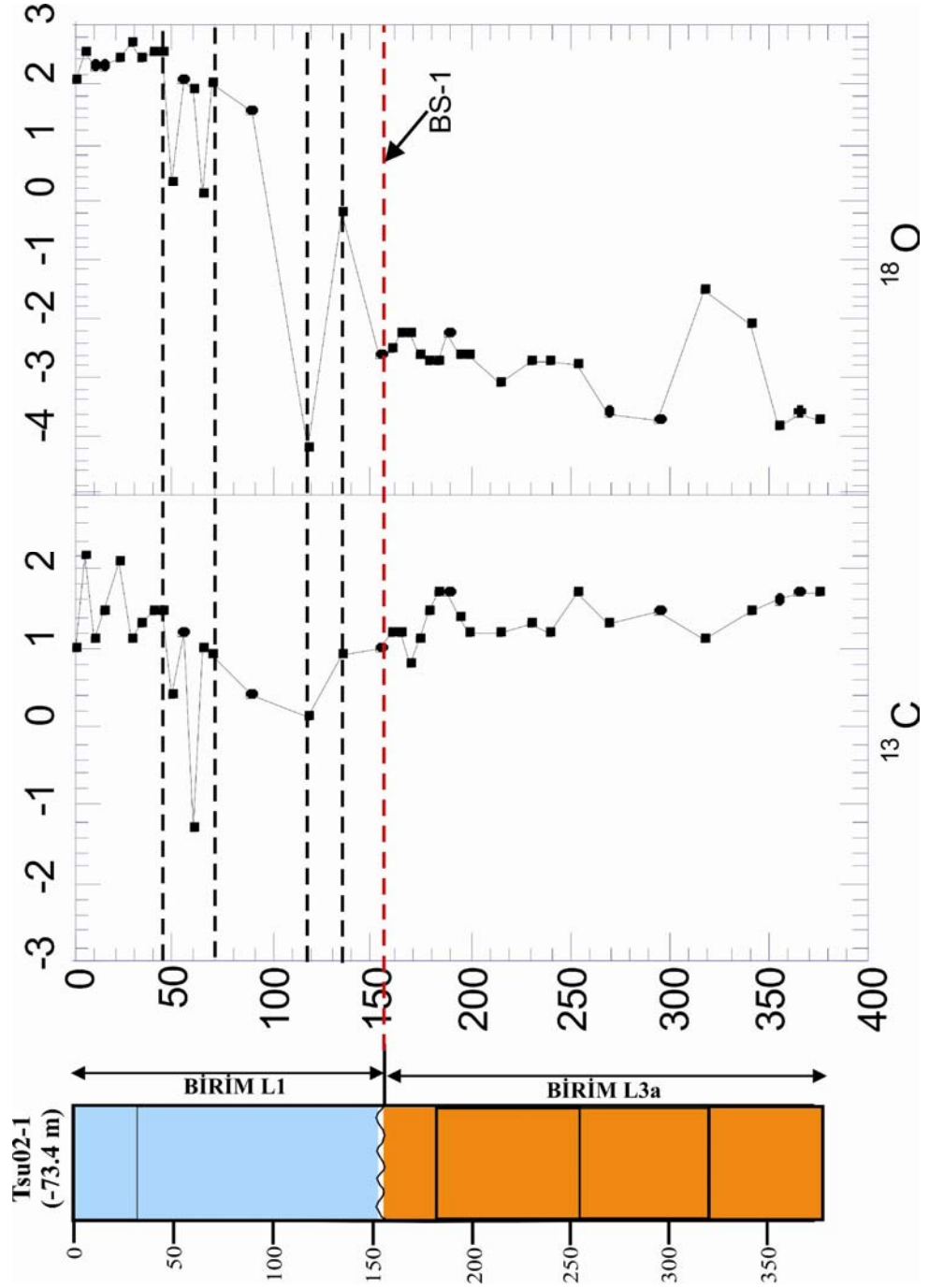
Adaların güneyinde Tocin-3 sığ-sismik profili üzerinde yeralan Tsu02-1 karotu yaklaşık 3.76 m uzunluğundadır (bakınız bölüm 4.3.1; Şekil 4.22). Karotda başlıca iki farklı litostratigrafik birim ayırtlanmıştır (Şekil 4.28). Karotda ayırtlanan en yaşlı çökel istifi Birim-L3a ile temsil olunmaktadır. Birim tabanda koyu yeşilimsi grimsi renkte, ince paralel laminalı çamur ile başlamaktadır. Birim üste doğru 325-263 cm'ler arasında, koyu grimsi yeşil Dreissena yığışımlı siltli kum ile daha nadir Dreissena kavkılı çamurun ardalanmasından oluşmaktadır. Üste doğru bu seviye 263-180 cm'ler arasında, koyu gri yaygın Dreissena kavkılı siltli ince kum ile üzerlenmektedir. Birim-L3a'nın en üst seviyesini 180-153 cm'ler arasında açık gri renkte, nadir Dreissena kavkılı çamur seviyesi oluşturmaktadır. Birim-L3a'nın üst seviyelerinde Birim-L1 ile olan sınırın hemen altından alınan  $^{14}\text{C}$  yaşı yaklaşık G.Ö. 39 700 yılını vermektedir.

Karotda Birim-L3a uyumsuz olarak Birim-L1 tarafından üzerlenmektedir. Bu iki birimin sınırı, Tocin-3 sismik profilinde Birim-S4 ve Birim-S3'e ait çökelleri aşındıran BS-1 sismik yansıma yüzeyini temsil etmektedir (bakınız bölüm 4.3.1; Şekil 4.22). Bu birim tabanda 153-37 cm'ler arasında koyu yeşil renkte, ince kumlu paralel laminalı seviyelerle ardalanmalı çamurdan oluşmaktadır. Bu laminalı seviyede herhangi bir makro fauna bulunmamaktadır. Bu seviye üste doğru 37-18 cm'ler arasında koyu yeşil renkte, yaygın denizel mollusk kavkı içeren çamura geçmektedir. Birim-L1'in en üst seviyesini 18-0 cm'leri arasında açık yeşil renkte, homojen çamur oluşturmaktadır.

Tsu02-1 karotunda Birim-L1'de *Corbulla gibba* ve *Turritella sp.*, Birim-L3a'da *Dreissena rostriformis* türlerinde oksijen ( $\delta^{18}\text{O}$ ) ve karbon ( $\delta^{13}\text{C}$ ) izotopu analizleri yapılmıştır (Şekil 4.29). Karbon izotop değerleri Birim-L3a içerisinde, tabandan başlayarak 150 cm'ye kadar ‰ +1 ile ‰ +2 değerleri arasında değişimler göstermektedir. Karotda  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri, Birim-L1 içerisinde yaklaşık 153 cm'den üste doğru dereceli azalarak 119 cm'de ‰ 0 değerini almakta ve 119 cm'den üste doğru 69 cm'e kadar tekrar ‰ +1 değerine artış göstermektedir.



Şekil 4.28. Marmara Denizi Adalar güneyinde R/V MTA Sismik-1 gemisiyle alınan Tsu02-1 karotunun litoloji tanımlaması. Karot boyunca belirlenen radyokarbon yaşları kalibre edilmemiş  $^{14}\text{C}$  yaşlarıdır. Karotun yeri için Şekil 4.21'e bakınız.

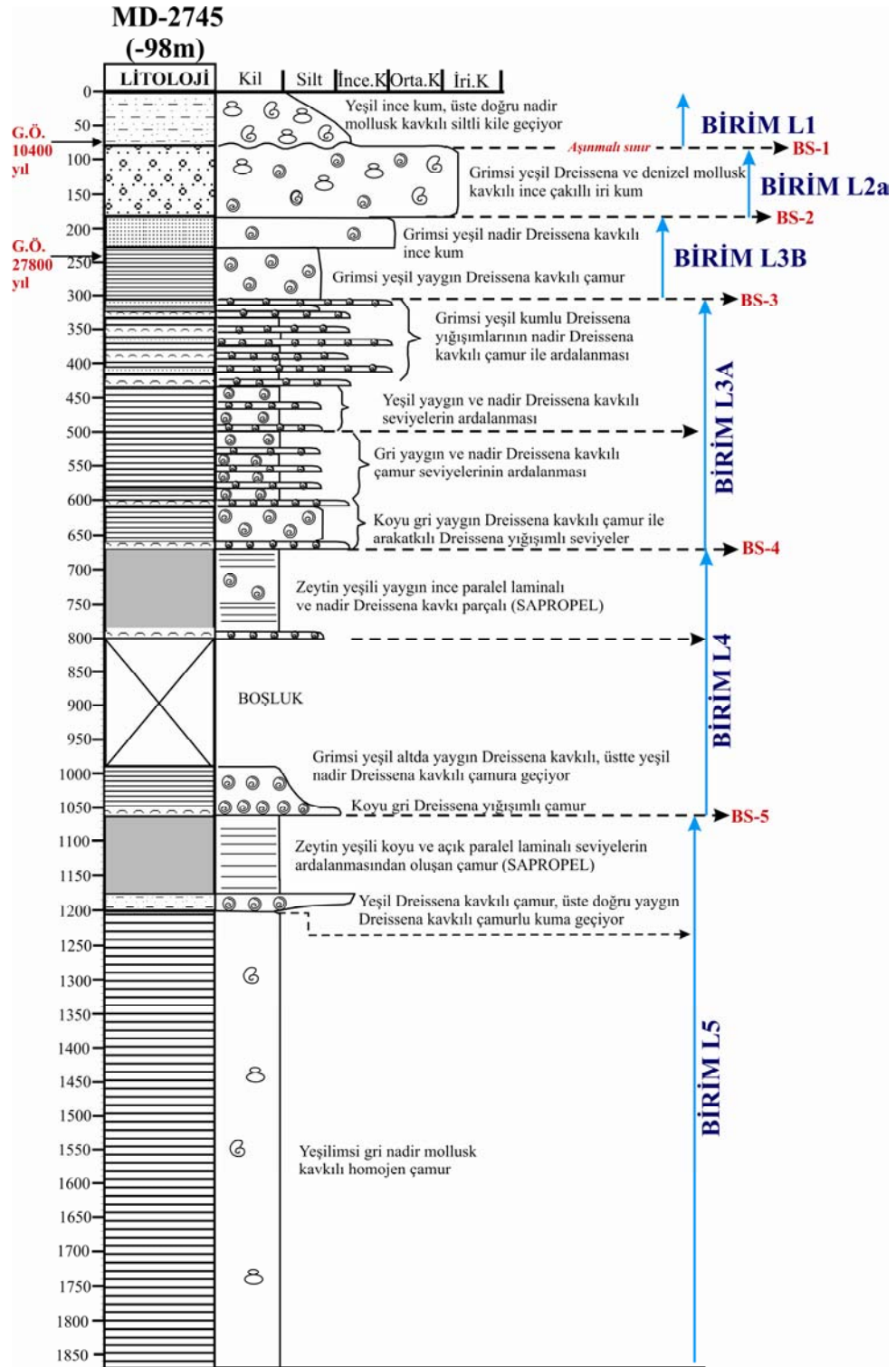


Şekil 4.29. Marmara Denizi Adalar güneyinde Tsu02-1 karotunda denizel bivalve ve Dreissena kavkılarının oksijen ve karbon izotopu profilleri.

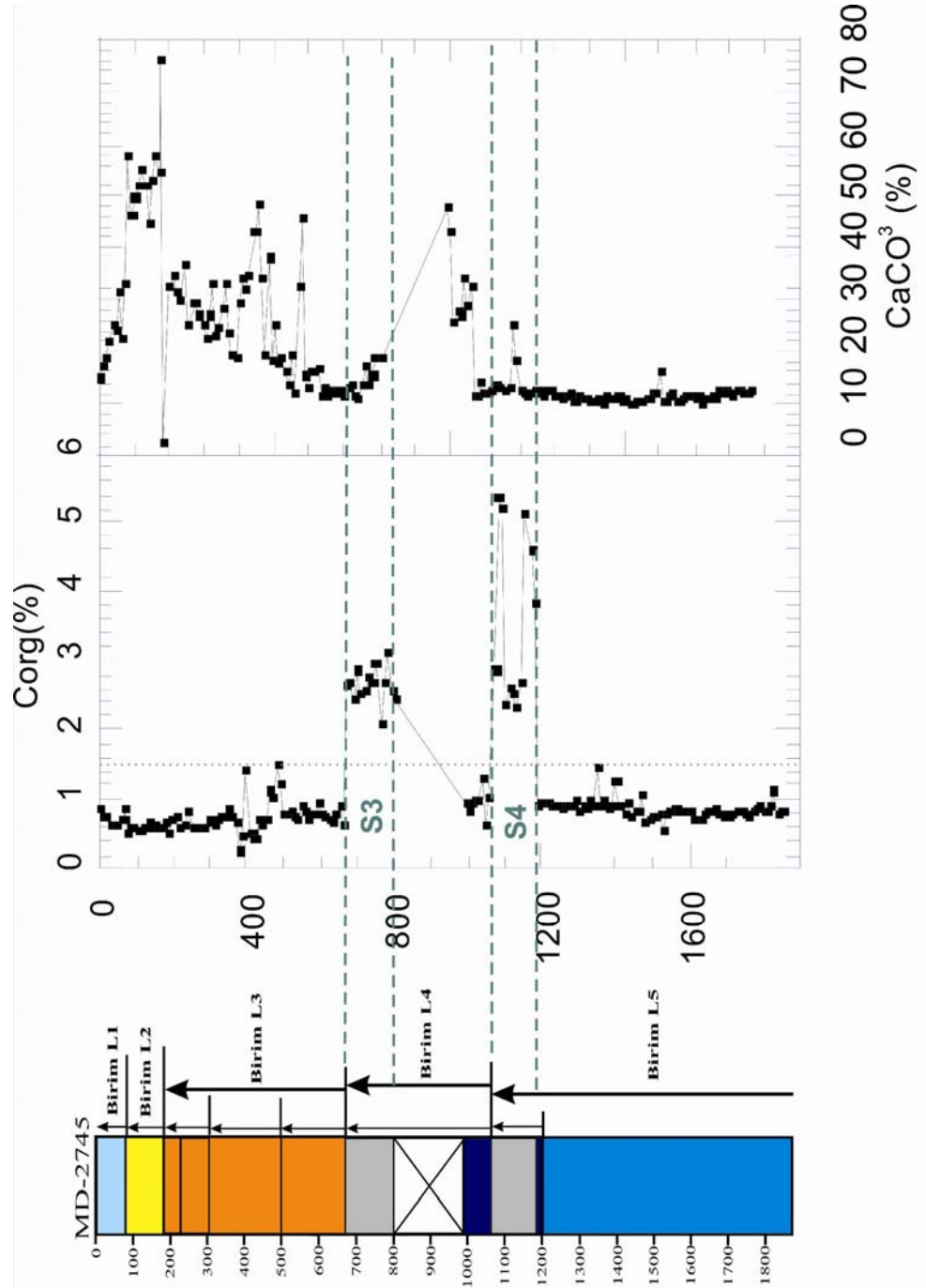
Karbon izotop analizinde en ani değişim, karotda Birim-L1 içerisinde 70 cm'de gözlenmektedir. Bu seviyeden üste doğru  $\delta^{13}\text{C}$  değeri 60 cm'ye kadar ‰ +1 değerinden ‰ -1.4 değerine ani bir düşüş göstermektedir. Bu düşüşün hemen ardından 58 cm'de tekrar ‰ +1.2 değerine yükselmektedir. Karotda üste doğru  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri 30 cm'ye kadar ‰ 0.3 ile ‰ +1.2 arasında değişirken, bu seviyeden karotun en üstüne kadar ‰ +1 ile ‰ +2.2 arasında değişimler göstermektedir. Tsu02-1 karotunda oksijen ( $\delta^{18}\text{O}$ ) izotopu analizinde en tabanda ‰ -4 değerinden 320 cm'de ‰ -1.5 değerine ani bir düşüş göstermektedir (Şekil 4.29). Bu seviyeden üste doğru Birim-L3a içerisinde, 298 cm'de ani bir düşüşle ‰ -3.8 değerine ulaşmaktadır. Bu düşüşün hemen ardından Birim-L3a'nın en st seviyesi olan 158 cm'e kadar dereceli olarak ‰ -2.8 değerine doğru azalmaktadır. Birim-L3a ile Birim-L1 sınırı olan 158 cm'de ani bir artış ile ‰ 0 değerine yükselmektedir. Bu artışın hemen ardından tekrar ani bir düşüş ile ‰ -4 değerine 119 cm'de ulaşmaktadır. Bu düşüş üste doğru tekrar ani bir artış ile ‰ +2 değerine 59 cm'de ulaşmaktadır. Karotda Birim-L1 içerisinde  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri 59 ile 47 cm'ler arasında ‰ 0 ile ‰ +2.3 arasında ani değişimler göstermektedir. Bu seviyeden sonra karotun en üstüne kadar  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri, ‰ +2 ile ‰ +2.5 arasında küçük değişimler göstermektedir.

Adaların güneyinde yeralan MD-2745 karotu yaklaşık 18.5 m uzunluğunda olup, şelf üzerinde yeralan Tocin-3 sığ-sismik profili üzerinde yer almaktadır (bakınız bölüm 4.3.1; Şekil 4.22). Karotda genel olarak toplam 6 farklı litostratigrafik birim ayırtdilmiştir (Şekil 4.30). Karotda belirlenen en yaşlı kl istifi Birim-L5'dir. Bu birim 1850-1203 cm'ler arasında grimsi yeşil renkte, nadir denizel bivalv kavkılı çamur ile başlamaktadır. Bu seviyeyi 1203-1175 cm'ler arasında yeşil renkte, tabanda yaygın Dreissena kavkılı çamur takip etmektedir. Birim-L5'in en st seviyesi ise 1175-1062 cm'ler arasında zeytin yeşili renkte, koyu ve açık renkte bantlar halinde paralel laminalı çamurdan oluşmaktadır (Şekil 4.30). MD-2745 kartounda yapılan organik karbon ve karbonat analizine göre Birim-L5'in en st seviyesinde organik karbonun yüzde 1.5 den fazla olduğu gözlenmektedir (Şekil 4.31). Marmara Denizi'nde yapılan önceki çalışmalardan, bu miktarın üzerinde organik karbon içeren kller Sapropel olarak adlandırılmaktadır (Çağatay vd., 1999; 2000). Birim-L5 içerisinde gözlenen bu Sapropel seviyesinde hiçbir makro fauna bulunmamakta ve Marmara Denizi'nde yapılan önceki çalışmalarda gözlenen Holosen yaşlı Sapropel

birimlerine benzer şekilde yaygın ince paralel laminasyonlar göstermektedir. Birim-L5, karotda üste doğru Birim-L4 tarafından üzerlenmektedir (Şekil 4.30). Birim tabanda 1062-990 cm'ler arasında koyu gri renkte, Dreissena yığışimli çamur ile başlayarak üste doğru grimsi yeşil renkte ve üste doğru azalan Dreissena kavkılı çamura geçmektedir. Birim-L4' içerisinde, üste doğru 800-990 cm'ler arasında muhtemelen gaz boşluğuna geçilmektedir. Karotda bu boşluğun hemen üstünde ince bir seviye halinde 785-800 cm'leri arasında Dreissena yığışimleri gözlenmektedir. Birim-L4'ün en üst seviyesi 670-785 cm'leri arasında zeytin yeşili renkte, yaygın ince paralel laminalı ve oldukça nadir Dreissena kavkı parçaları içeren çamurdan oluşmaktadır. Karotda yapılan organik karbon analizinde bu seviyeye karşılık gelen yüksek organik karbon miktarı gözlenmektedir. Bu miktarın bu seviyede yüzde 1.5'i aşması nedeniyle bu seviyenin de bir Sapropel tabakasını temsil ettiği anlaşılmaktadır. MD-2745 karotunda Birim-L4'ü uyumlu olarak üzerleyen Birim-L3a, tabanda 500-670 cm'ler arasında koyu gri renkte, yaygın Dreissena kavkılı çamur seviyeleriyle arakatkılı olarak gözlenen Dreissena yığışimleri ile başlamaktadır. Bu seviye içerisinde üste doğru gri renkte, yaygın ve nadir Dreissena kavkılı çamur seviyelerinin ardalanmasına geçilmektedir. Birim-L3a'nın en üst seviyesi tabanda 440-500 cm'leri arasında yeşil renkte, yaygın ve nadir Dreissena kavkılı çamur seviyelerinin ardalanmasından oluşmaktadır. Birimin üst seviyeleri 310-440 cm'leri arasında grimsi yeşil renkte, nadir Dreissena kavkılı seviyeler ile arakatkılı çamurlu ve kumlu Dreissena yığışimlerinin ardalanmasından oluşmaktadır. Birim-L3a'yı keskin bir sınırla (BS-3) uyumlu olarak üzerleyen Birim-L3b tabanda, 310-230 cm'leri arasında grimsi yeşil renkte, yaygın Dreissena kavkılı çamur ile başlayıp üste doğru 230-180 cm'leri arasında grimsi yeşil renkte, nadir Dreissena kavkılı iyi boylanmalı ince kuma geçmektedir. Bu seviye içerisinde alınan <sup>14</sup>C yaşı yaklaşık G.Ö. 27 800 yılını vermektedir. Karotda Birim-L3b, keskin bir sınırla (BS-2) Birim-L2a tarafından üzerlenmektedir. Bu birim 80-180 cm'leri arasında grimsi yeşil renkte, hem Dreissena kavkı parçalı ve hem de denizel bivalv parçaları içeren ince çakıllı ve iyi boylanmalı iri kumdan oluşmaktadır. Birim-L2a'yı üste doğru aşınmalı bir sınırla (BS-1) Birim-L1 üzerlemektedir. Bu birim yeşil renkte, tabanda yaygın denizel bivalv kavkılı ince kum ile başlamakta ve üste doğru nadir kavkılı siltli kile geçmektedir. Bu birimin tabanına yakın alınan <sup>14</sup>C yaşı yaklaşık G.Ö. 10 400 yılını vermektedir (Şekil 4.30).



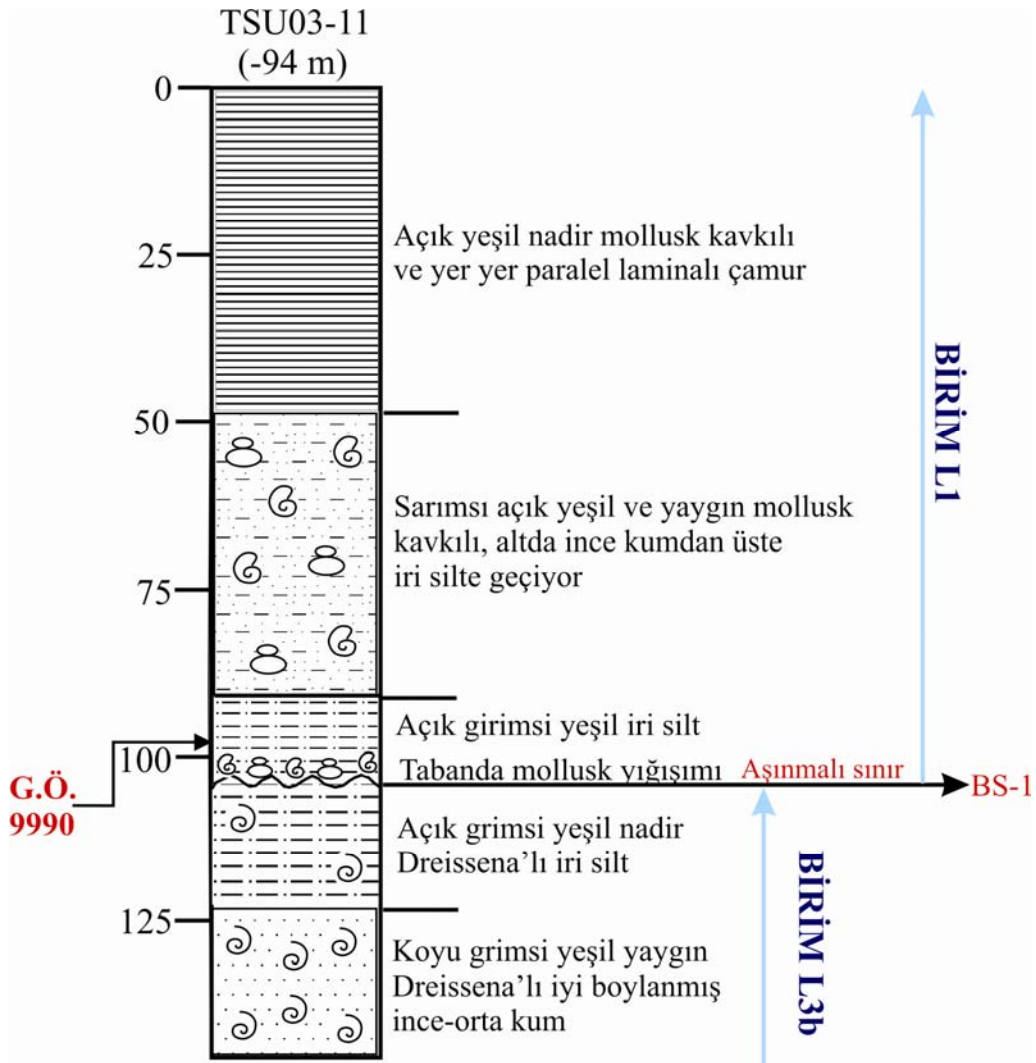
Şekil 4.30. Marmara Denizi Adalar güneyinde R/V Marione Dufresne gemisiyle alınan MD-2745 karotunun litoloji tanımlaması. Karot boyunca belirlenen radyokarbon yaşları kalibre edilmemiş <sup>14</sup>C yaşlarıdır. Karotun yeri için Şekil 4.21'e bakınız.



Şekil 4.31. Marmara Denizi Adalar güneyinde MD-2745 karotu boyunca Corg (ağırlık %) dağılımı. Dikme kesitte gri renkte gösterilen seviyelerden S4 Sapropeli Birim-S4'ün ve S3 Sapropeli ise Birim-S3'ün en alt seviyelerini oluşturmaktadır.



Adaların güneyinde yer alan Tsu03-11 karotu yaklaşık 1.46 m uzunluğunda ve Tocin-1 sığ-sismik profili üzerinde yer almaktadır (bakınız bölüm 4.3.1; Şekil 4.23). Karot genel olarak iki farklı litostratigrafik birimden oluşmaktadır (Şekil 4.32). Karotda en yaşlı olan Birim-L3b tabanda, 122-146 cm'ler arasında koyu grimsi yeşil renkte, yaygın Dreissena kavkılı iyi boylanmış ince-orta kumdan oluşmaktadır. Birimin en üst seviyesi 105-122 cm'ler arasında, açık grimsi yeşil nadir Dreissena kavkılı iri siltten oluşmaktadır.

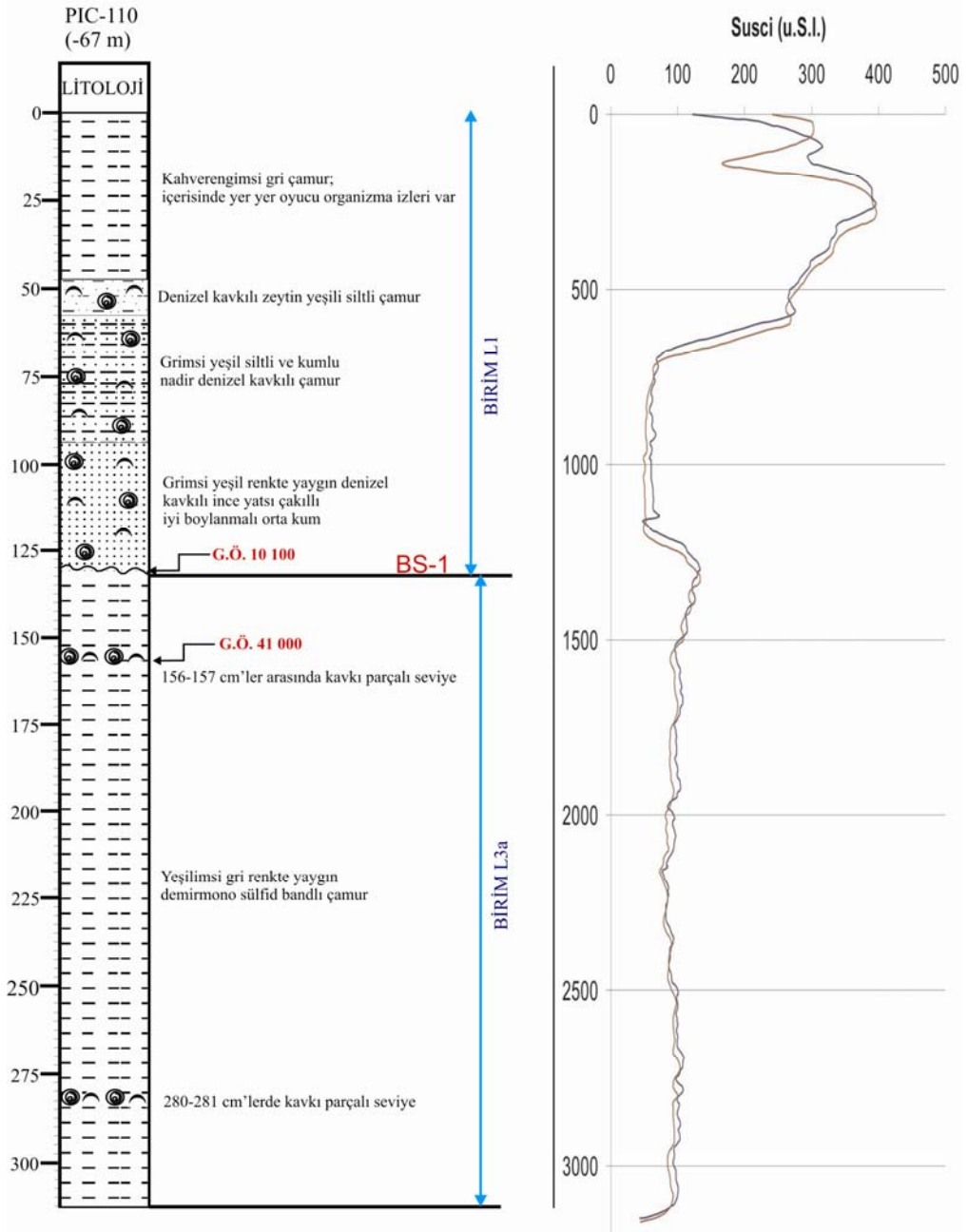


Şekil 4.32. Marmara Denizi Adalar güneyinde R/V MTA Sismik-1 gemisiyle alınan Tsu03-11 karotunun litoloji tanımlaması. Karot boyunca belirlenen radyokarbon yaşları kalibre edilmemiş <sup>14</sup>C yaşlarıdır. Karotun yeri için Şekil 4.21'e bakınız.

Birim-L3b, aşınmalı bir sınır (BS-1) ile Birim-L1 tarafından üzerlenmektedir. Birim-L1, tabanda 5 cm'lik bir seviyede denizel mollusk yığışımı ile başlamakta ve üste doğru tedrici olarak 90-100 cm'leri arasında açık grimsi yeşil iri silte geçmektedir. Bu seviye üste doğru 90-48 cm'ler arasında sarımsı açık yeşil renkte ve yaygın mollusk kavkılı, tabanda ince kumdan üste doğru tedrici olarak iri silte geçmektedir. Birim-L1'in en üst seviyesi açık yeşil renkte nadir denizel mollusk kavkılı ve yer yer paralel laminalı çamurdan oluşmaktadır. Birim-L1'in tabanından alınan <sup>14</sup>C yaşı yaklaşık G.Ö. 9990 yılını vermektedir.

Adaların güneyinde yeralan PIC-110 karotu yaklaşık 3.40 m uzunluğunda olup Pi-47 sismik profili üzerinde yer almaktadır (bakınız bölüm 4.3.1; Şekil 4.24). Karot genel olarak iki farklı litostratigrafik birimden oluşmaktadır (Şekil 4.33). Karotda en yaşlı çökel istifini temsil eden Birim-L3a oldukça devamlı bir istif sunmaktadır. Birim, 340-130 cm'ler arasında genelde yeşilimsi gri renkte, yaygın demir monosülfid bantlı çamurdan oluşmaktadır. Birimin üst seviyelerinden alınan <sup>14</sup>C yaşı yaklaşık G.Ö. 41 000 yılını vermektedir. Birim içerisinde değişik seviyelerde nadir Dreissena kavkılı seviyeler gözlenmektedir. Birim-L3a, aşınmalı bir sınırla üste doğru Birim-L1 tarafından üzerlenmektedir.

Birim-L3a'dan Birim-L1'e olan keskin geçiş, karotda yapılan manyetik susseptibilite analizinde de açıkça gözlenebilmektedir (Şekil 4.33). Birim-L1 tabanda, 92.5-130 cm'leri arasında grimsi yeşil renkte, yaygın denizel mollusk kavkılı, ince yatsı çakıllı, iyi boyplanmalı orta kumdan oluşmaktadır. Bu seviye üste doğru, 57.5-92.5 cm'leri arasında grimsi yeşil renkte, nadir denizel mollusk kavkılı siltli ve kumlu çamura geçmektedir. Karotda üste doğru Birim-L1, 47.5-57.5 cm'leri arasında zeytin yeşili renkte, denizel mollusk kavkılı siltli çamurdan oluşmaktadır. Birim-L1'in en üst seviyesi, karotda kahverengimsi gri renkte ve içerisinde yer yer oyucu organizma izleri içeren çamurdan oluşmaktadır. Birimin tabanından alınan <sup>14</sup>C yaşı yaklaşık G.Ö. 10 100 yılı vermektedir.



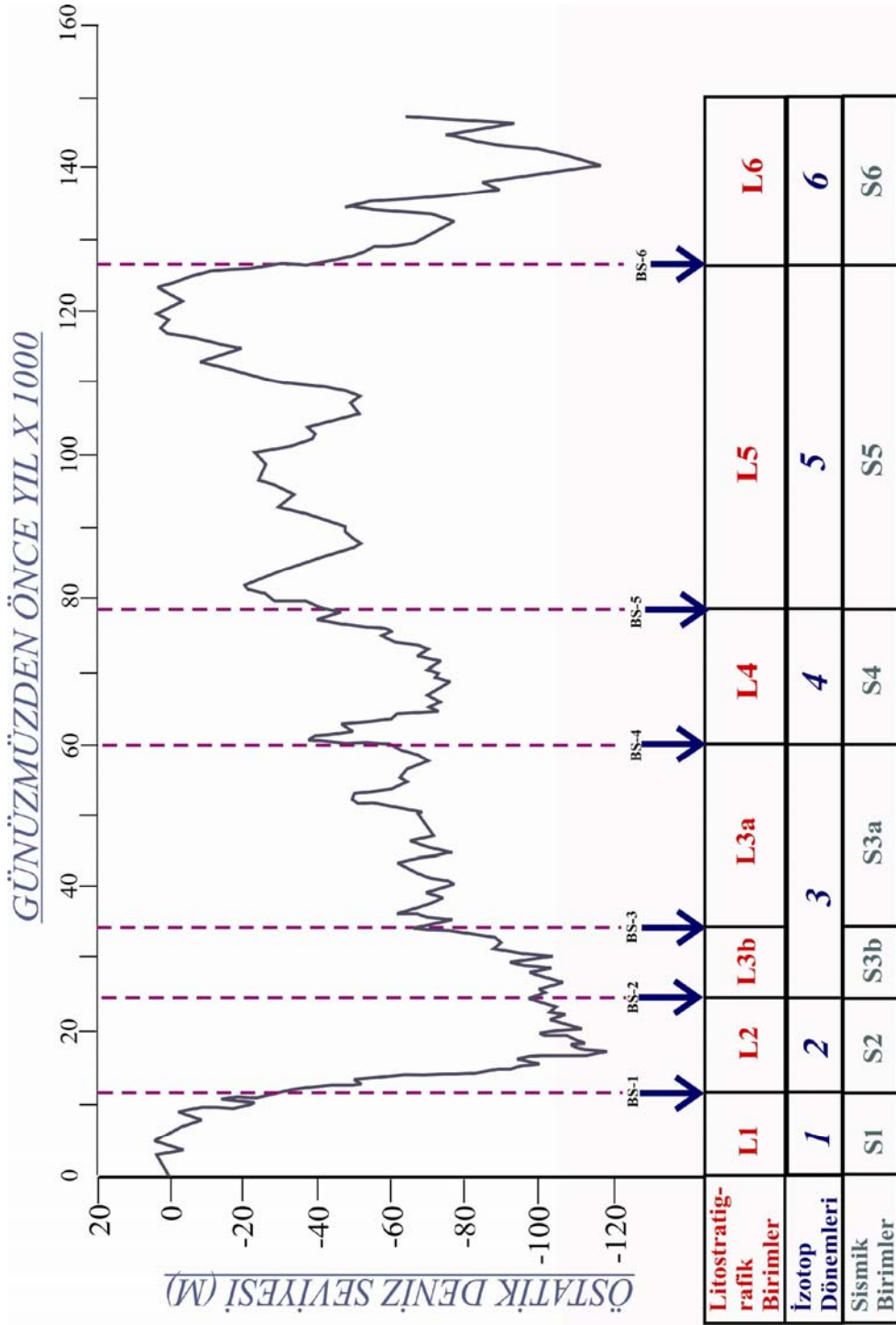
Şekil 4.33. Marmara Denizi Adalar güneyinde PIC-110 karotunun litoloji tanımlaması ve karot boyunca yapılan manyetik susseptibilite analizi. Karot boyunca belirlenen radyokarbon yaşları kalibre edilmemiş  $^{14}\text{C}$  yaşlarıdır. Karotun yeri için Şekil 4.21'e bakınız.

#### 4.3.3. Yorum-Tartışma

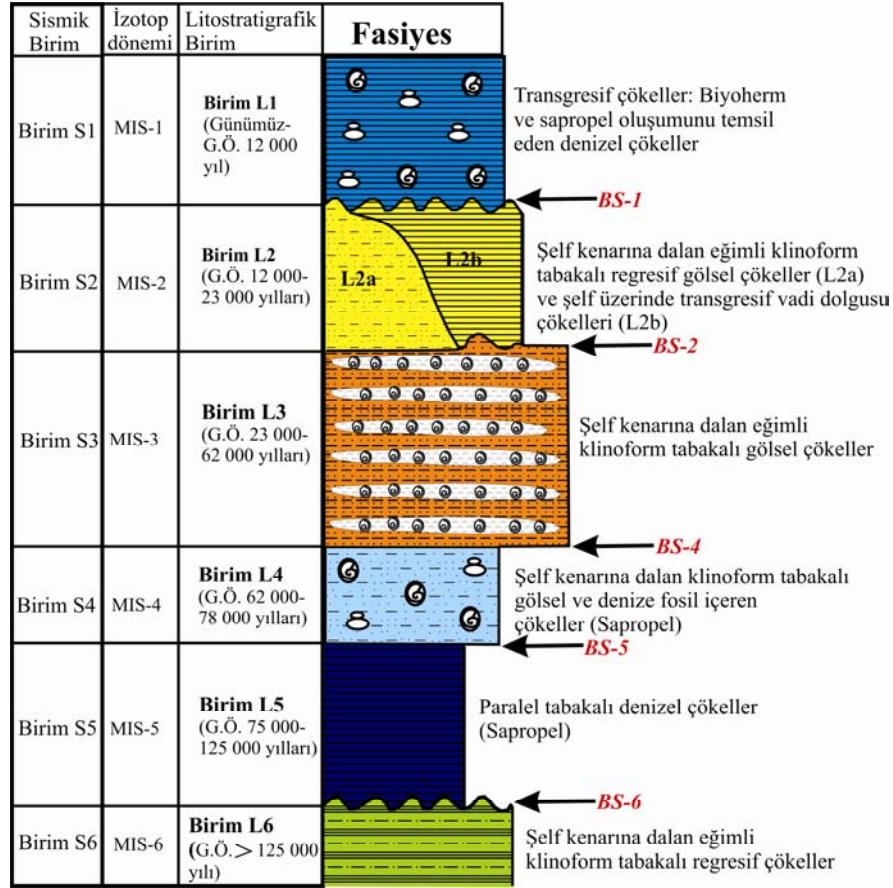
Adalar çevresinde sismik profillerde ayırtılan en yaşlı çökel birimi, Tocin-3 sismik profilinde temeli üzerleyen ve tüm birimlerin altında yer alan Birim-S7'dir (Şekil 4.22). Bu birime ait herhangi bir karot verisi bulunmadığından çökelme dönemi ve fasiyesi hakkında kesin bir bilgi edilememiştir. Aynı profilde bu birimi üzerleyen ve daha genç olduğu düşünülen Birim-S6 şelf kenarında yamaca dalan

eğimli kliniform tabakalanmalar göstermektedir. Birim-S6'ya ait okellerde gözlenen sismik yansımaların geometrik özelliklerinden birimin Şelf zerinden Şelf kenarına doğru ilerleyerek regresif karakterde okeldiği anlaşılmaktadır. Sismik profillerde Birim-S6'yı üzerleyen okel birimlerine ait karotlarda yapılan kronolojik çalışmalardan bu birimin, Marmara Denizi'nde Orta Pleyistosen'de altıncı izotop döneminde (MIS-6) okeldiği anlaşılmaktadır (Şekil 4.34).

Adalar güneyinde yeralan Tocin-3 sismik profilinde, hem Birim-S7'yi ve hem de Birim-S6'yı üzerleyen Birim-S5'in üst kısımlarına ait karot verisinden bu birimin deniz-gl geçişleri gösterdiği anlaşılmaktadır. Tocin-3 sismik profilinde Birim-S5'e ait tabakaları temsil eden sismik yansıma yüzeylerinin Şelf kenarından Şelf zerine veya kara tarafına aşma yaparak okelmesi birimin genelde transgresif karakterde okeldiğini göstermektedir (Şekil 4.22). Aynı profil üzerinde yeralan MD-2745 ve TSU02-1 karotlarında yapılan kronolojik çalışmalara göre Birim-L5 (sismik profillerde karşılığı Birim-S5), Marmara Denizi'nde beşinci denizel izotop döneminde (MIS-5) okeldiği düşünülmektedir (Şekil 4.34 ve 4.35). Dünya deniz seviyesi değişim eğrisine göre, MIS-5'in son evresinde deniz seviyesinin günümüz seviyesine eŐit veya birkaç metre yukarıda olduğu gözlenmektedir (Şekil 4.34). Ancak MD-2745 karotunda Birim-L5 içerisinde ince bir tabaka halinde gözlenen Dreissena kavkılı okellerin varlığından MIS-5 dönemi içerisinde ortamın bir süre gölsel hale dönüştüğü anlaşılmaktadır (Şekil 4.30). Bu Dreissena'lı seviyeyi üzerleyen Sapropel tabakası, buzul arası dönem olan MIS-5'in G.. yaklaşık 85-78 bin yılları arasında kalan evresindeki yüksek deniz seviyesi sürecinde denizel koşullarda okeldiğini göstermektedir (Şekil 4.34).



Şekil 4.34. Marmara Denizi Adalar güneyinde bu çalışma kapsamında incelenen karot ve sığ-sismik profillerde ayırtılan başlıca litostratigrafik ve sismik stratigrafik birimlerin çökme süreçlerinin kapsadığı oksijen izotop dönemleri ve bu dönemlerde dünya deniz seviyesi değişimleri (Shackleton, 1989'a göre).



Şekil 4.35. Marmara Denizi Adalar güneyinde bu çalışma kapsamında incelenen karot ve sığ-sismik profillerde ayırtılan başlıca litostratigrafik ve sismik stratigrafik birimler ve bunların genel fasiyesleri.

Adalar çevresinde yeralan sismik profillerden sadece Tocin-3’de ayırtılan Birim-S4’ün gösterdiği geometrik sismik özellikler, genelde bu birimin regresif karakterde çökeldiğini göstermektedir (Şekil 4.22). Buna göre Birim-S5’in çökeldiği süreçte yükselen deniz seviyesinin Birim-S4’ün çökeldiği süreçte düşmeye başladığı anlaşılmaktadır (Şekil 4.34). Sismik profiller üzerinde yeralan karotlarda birime ait seviyelerden alınan <sup>14</sup>C yaşları, radyokarbon yaş sınırının üzerinde bulunduğu ve Birim-S4’ün G.Ö. yaklaşık 40 bin yılından daha yaşlı olduğu anlaşılmaktadır. Buna göre birimin, buzul arası dönemden (MIS-5) sonra ve G.Ö. 40 bin yılından önce deniz seviyesinin gerilemeye başladığı bir dönemde çökelmiş olması gerekmektedir (Şekil 4.34). Deniz izotop dönemlerinden dördüncüsünü (MIS-4) temsil eden bu çökel biriminin karot verilerine göre, altta daha kaba taneli ve bol Dreissena kavkılı kısımda gölsel fasiyeste; daha ince taneli olduğu üst seviyelerde ise denizel fasiyeste geliştiği anlaşılmaktadır.

Tocin-3 sismik profili üzerinde yeralan MD-2745 karotunda yapılan organik karbon analizine göre Birim-L4'ün ince taneli gözlendiği en üst seviyesi sapropel olarak tanımlanmıştır (Şekil 4.31). Aynı profil üzerinde yeralan PIC-40 karotunda yapılan foraminifer analizinde ise Birim-L4 içerisinde özellikle bentik foraminiferlerin bol miktarda gözlenmesi birimin karotda gözlendiği seviyenin denizel olduğunu göstermektedir. Buna göre birimin alt seviyelerinin gölsel ve en üst seviyelerinin ise denizel olduğu özellikle MD-2745 ve PIC-40 karotlarından anlaşılmaktadır (Şekil 4.26 ve 4.30). Böylece Birim-L4 içerisinde (Birim-S4) üst seviyelerin denizel çökellerden oluşması MIS-4'ün sonlarına doğru su seviyesinin yükselerek Marmara Denizi'nde denizel şartların hüküm sürdüğünü göstermektedir (Şekil 4.34). Özellikle Tocin-3 sismik profilinde Birim-S4'ün yüzelediği en sığ derinliğin -75 m'de olduğu düşünüldüğünde bu zamandaki su seviyesinin bu derinliğin üzerinde olması gerekmektedir. Marmara Denizi'nde izotop dönemlerinden MIS-4'ün sonlarına doğru su seviyesinin dünya deniz seviyesi değişimlerine paralel olarak arttığı ve denizel bir ortam halini aldığı, dünya deniz seviyesi eğrisinde MIS-4'ün sonlarına doğru deniz seviyesindeki yükselimin de -75 m'nin üzerinde olmasından anlaşılmaktadır.

Adalar çevresinde yeralan karotlarda Birim-L4, üstte Birim-L3a tarafından uyumlu olarak üzerlenmekte ve keskin bir sınırla Dreissena yığışimli seviyelere geçilmektedir (Şekil 4.35). Birim-S3a içerisinde düşük tuzlulukta yaşayabilen Neouxine faunasının karakteristiği olan Dreissena kavkılarının yaygın halde gözlenmesi, Geç Pleyistosen'de MIS-4'ün sonlarında denizel koşulların yerini su seviyesindeki düşüş ile Marmara Denizi'nde tamamen gölsel şartların hakim olduğu anlaşılmaktadır (Şekil 4.34). Birim-L3a'nın G.Ö. 39 bin yılından daha yaşlı olduğu TSU02-1 karotunda bu birimin en üst seviyesinden alınan  $^{14}\text{C}$  yaşı ile tespit edilmiştir (Şekil 4.28). Yine benzer şekilde PIC-110 karotunda Birim-L3a'nın üst seviyelerine yakın alınan  $^{14}\text{C}$  yaşı G.Ö. 41 000 yılını vermektedir (Şekil 4.33). Buna göre, Birim-S3a'nın çökme süreci MIS-3 izotop dönemi içerisinde gerçekleşmiştir (Şekil 4.34 ve 4.35). Birim-S3a (Birim-L3a)'nın çökeldiği dönemde su seviyesinin birimin yüzelediği en sığ derinliğin üzerinde olması gerektiğinden, Tocin-3 sismik profiline göre bu dönemdeki su seviyesinin -65 m'nin üzerinde olması gerekmektedir (Şekil 4.22 ve 4.34).

Karotlarda *Dreissena* yığışimli seviyelerden oluşan Birim-L3a'nın üste doğru daha nadir *Dreissena* kavkılı seviyelerden oluşan Birim-L3b'ye (Birim-S3b) geçmesi gölsel şartların devam ettiğini göstermektedir (Şekil 4.30). Tocin-3 sismik profili üzerinde yer alan TSU02-1 karotunda Birim-S3a'nın en üst seviyesinden alınan <sup>14</sup>C yaşına göre, Birim-L3b'nin yaklaşık G.Ö. 39 bin yılından sonra çökelmeye başlaması gerekmektedir (Şekil 4.28). Buna göre Birim-S3b'nin (Birim-L3b) çökme sürecinin izotop dönemlerinden MIS-3'ün sonlarına karşılık geldiği düşünülmektedir (Şekil 4.34). Sismik ve karot çalışmalarında Birim-S3b'nin genel olarak -90 m'nin altında yüzeylediği ortaya çıkmaktadır. Buna göre MIS-3 başlarında Marmara Denizi'nde su seviyesi -65 m'deyken MIS-3 sonlarına doğru sürekli azaldığı ve yaklaşık -90 m'den daha derinlere çekildiği anlaşılmaktadır.

Sismik profillerden Tocin-3 üzerinde yer alan MD-2745 karotunda Birim-L3b'ye ait iyi boylanmış ince kumlu çökellerin yaklaşık -100 m'nin altında gözlenmesi, Birim-L3b'nin çökeldiği süreçte yaklaşık bu derinlikteki kıyımın plaj çökellerini oluşturduğu anlaşılmaktadır (Şekil 4.30). Göl seviyesindeki bu düşüş ile yaklaşık -100 m'nin altında kalan şelf alanlarının su üzerinde kalması sonucunda daha yaşlı olan çökellerden Birim-L4 ve Birim-L3a'nın aşındırıldığı Tocin-3 sığ-sismik profilinde gözlenebilmektedir (Şekil 4.22). Aynı profil üzerinde yer alan MD-2745 karotunda Birim-L3b'ye ait seviyeden alınan <sup>14</sup>C yaşına göre bu birimin G.Ö. 27 800 yılından daha da genç olduğu anlaşılmaktadır (Şekil 4.30). Çekmece şelfinde yer alan karotlardan aynı birime ait çökellerin üst seviyelerinden alınan <sup>14</sup>C yaşı ise 25 700 yılından daha eski değildir (bakınız bölüm 4.2.2). Buna göre Birim-L3b'nin çökelişi izotop dönemlerinden MIS-3'ün sonlarını temsil etmektedir.

Adalar çevresinde sismik profillerde ve karotlarda Birim-S3a'yı Birim-S2a ve Birim-S2b'ye ait çökeller üzerlemekte ve ancak sadece Birim-S2a'ya ait çökeller MD-2745 karotunda gözlenebilmektedir (Şekil 4.30). Pi-47 sismik profilinde Birim-S3a'yı üzerleyen Birim-S2b ile arasında uyumsuzluk yüzeyinin (BS-2) varlığı gözlenmektedir (Şekil 4.24). Yaklaşık -100 m'lerde yüzeyleyen bu aşınmalı yüzey muhtemelen Birim-S3b'nin çökeldiği MIS-3 izotop döneminin hemen ardından Geç Buzul Maksimum dönemine (LGM; G.Ö. 25-18 bin yılları arası) doğru su seviyesinin -100 m'lerin altına düşmesi sonucunda gelişen aşınmayı temsil etmektedir (Şekil 4.22 ve 4.24). Marmara Denizi'nin Çekmece şelfinde bu çalışma



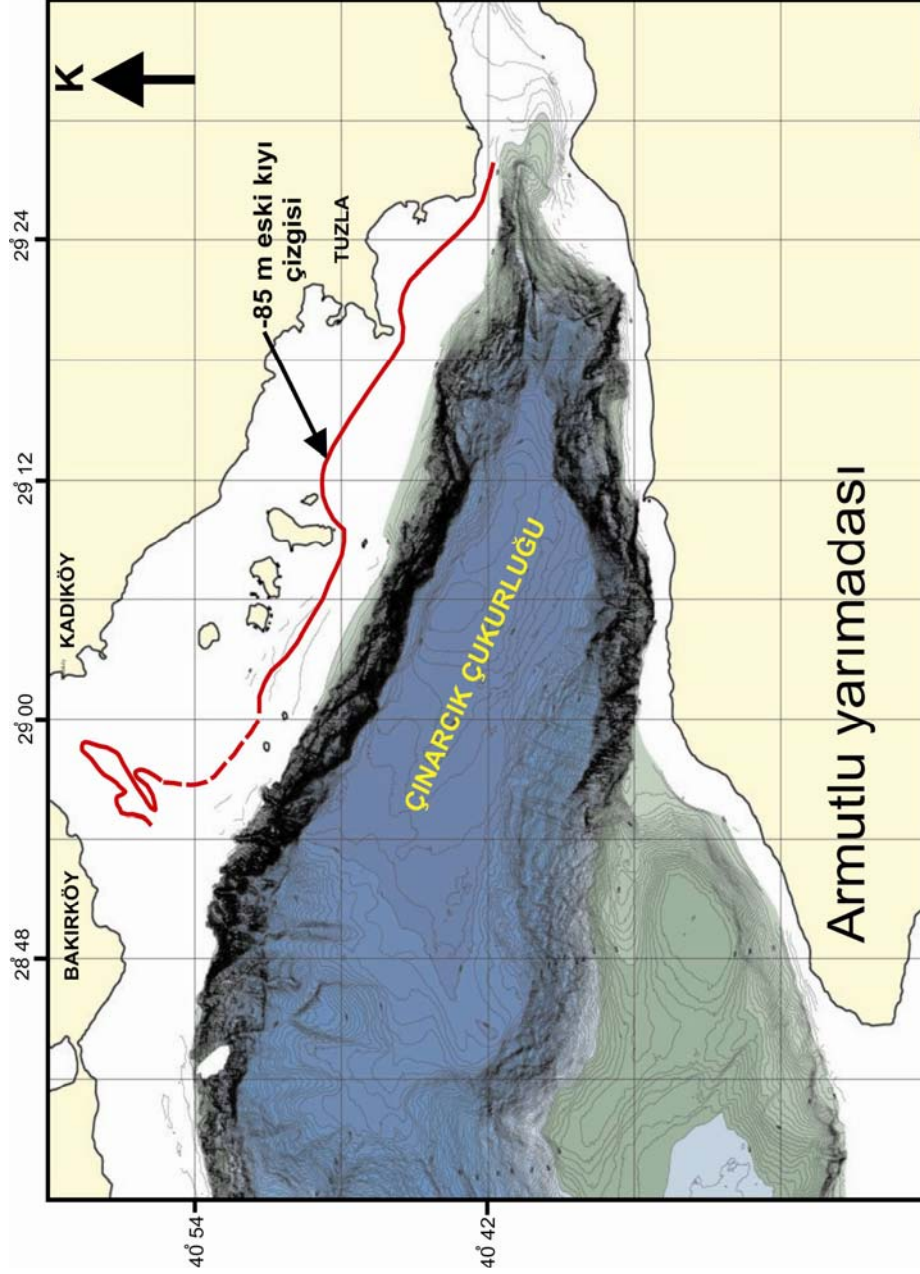
kapsamında yapılan sismik stratigrafik çalışmalarda aynı sismik yansıma yüzeyinin (BS-2) 105 m su derinliğinde altında yüzeylediği gözlenebilmektedir (bakınız bölüm 4.2). Buna göre Geç Buzul Maksimum döneminde (LGM/ MIS-2'nin başlangıcı) su seviyesinin -100 m'nin altına düşmesi ile bu derinliğin üzerinde kalan alanlar aşındırılırken, altında kalan derinliklerde Birim-S2a çökmeye devam etmiştir (Şekil 4.22). Birim-S2a ile temsil olunan bu çökellerin regresif karakterde olduğu şelf kenarında yamaca dalan klinoform tabakalar içermesinden anlaşılmaktadır. MD-2745 karotunda yaklaşık -100 m'de yüzeyleyen ve iyi boyplanmalı kavkılı kumdan oluşan Birim-L2a'nın bu lokasyonda çalkantılı bir kıyının çökellerini temsil ettiği anlaşılmaktadır (Şekil 4.30). Geç Buzul Maksimum döneminin (LGM) sona ermesi ve ardından da buzullar arası dönemin başlaması (MIS-2'nin sonu) ile su seviyesindeki yükselme, BS-2 ile temsil olunan uyumsuzluk yüzeyi üzerine aşma yaparak kıyı tarafına göç eden çökellerin oluşmasını sağlamıştır (Şekil 4.24). Bu çökeller Birim-S2b ile temsil olunup Adalar güneyi şelfinde birime ait herhangi bir karot verisi bulunmamaktadır. Transgresif olarak çökelen bu birimin Marmara Denizi'nin özellikle Büyük ve Küçük Çekmece şelfi arasında yer alan sismik profillerde transgresif vadi dolgusu olarak geliştiği gözlenmiştir (bakınız bölüm 4.2 ve 4.4).

Sismik profillerde Holosen'in başlangıcı, bölgede tüm birimleri uyumsuz olarak örten BS-1 yüzeyinin gelişmesi ile temsil olunmaktadır (bakınız bölüm 4.2.1; Şekil 4.35). Bu yüzey üzerinde gelişen Birim-S1'e ait çökeller, yaygın denizel euryhalin Akdeniz faunası içerdiğinden birimin denizel olduğu anlaşılmaktadır (bakınız bölüm 4.2.2). Adalar güneyinde yer alan TSU02-1 karotunda yapılan oksijen izotop analizinde gölsel Birim-L3a'dan Holosen yaşlı denizel Birim-L1'e geçişte pozitif yöndeki ani artış, Akdeniz transgresyonu sonucunda Marmara Denizi'nde tuzluluğun arttığını göstermektedir (Şekil 4.29). Sismik profillerde Holosen başlangıcını, üzerinde -85 m'de kıyı aşınma düzlükleri ve kıyı çizgisinin geliştiği BS-1 sismik yansıma yüzeyi temsil etmektedir (Şekil 4.22, 4.23 ve 4.24). Gerek Marmara Denizi'nde yapılan önceki çalışmalarda (Çağatay vd., 2003a; Polonia vd., 2004; Cormier vd., 2006) ve gerekse bu çalışmada, özellikle İstanbul Boğazı girişinde yer alan sismik profillerde -85 m'de gözlenen kıyı çizgisinin gelişiminin Holosen başından önce olduğu kronolojik çalışmalarla tespit edilmiş ve Marmara Denizi'nin göl evresindeki durağan bir su seviyesini temsil ettiği düşünülmektedir

(bakınız bölüm 4.4.1 ve 4.4.4). Adalar güneyinde Urania gemisiyle 2005 yılında alınan sığ-sismik verilerden, -85 m'deki denizel koşullardan hemen önceki gölün kıyı çizgisini temsil eden sismik yansıma yüzeyine ait yapılan kontur haritasında kıyı çizgisinin bu bölgedeki uzanımı ortaya çıkarılmıştır (Şekil 4.36).

Adalar güneyinde yeralan Tocin-1 sismik profilinde gözlenen berm üzerinde gelişen -76 m'deki aşınma düzlüğü, bu derinlikteki eski bir kıyının plaj ortamını yansıtmaktadır (Şekil 4.23). Bu eski-kıyı çizgisinin muhtemelen -85 m taraçasından sonraki bir dönemde geliştiği bu çalışma kapsamında İstanbul Boğazı girişinde yeralan karot ve sismik verilerinde yapılan kronolojik çalışmalarla tespit edilmiştir (bakınız bölüm 4.4.1 ve 4.4.4). Buna göre -76 m'de 'Younger Dryas' döneminde durağan deniz seviyesi yaşanmıştır.

Adalar çevresinde yeralan sismik profillerde yaygın olarak gözlenen ve daha genç olan eski kıyı çizgisi yaklaşık -65 m'de gözlenmektedir (Şekil 4.23, 4.24 ve 4.25). Bu derinlikteki kıyı çizgisinin varlığı sismik profillerde -65 m'de taraça düzlüğü ve berm şeklinde gelişen morfolojik özelliklerden anlaşılmaktadır. Bu eski kıyı çizgisinin oluşum yaşı, özellikle Pi-47 profili üzerinde PIC-110 karotunda bu kıyıya ait iyi boylanmış kumlu çökellerden yaklaşık -68 m'den alınan  $^{14}\text{C}$  yaşına göre tespit edilmiştir (Şekil 4.24 ve 4.33). Buna göre Marmara Denizi'nde -65 m'deki kıyı çizgisinin oluşumu G.Ö. 10 100 yılından sonra olmalıdır. Marmara Denizi'nde -65 m'deki eski kıyı çizgisinin Holosen'de 'Younger Dryas' dönemi (YD) içerisinde olduğu daha önceki çalışmacılar tarafından belirtilmiştir (Çağatay vd., 2003a; Polonia vd., 2005). Adalar çevresinde yeralan sismik profillerde gözlenen en genç denizel taraça seviyesi ise yaklaşık -48 m'de gözlenmektedir (Şekil 4.23). Fairbanks (1989)'e ait dünya deniz seviyesi eğrisine göre G.Ö. yaklaşık 8500-9000 yılları arasında deniz seviyesinin -48 m'de bulunması gerekmektedir (bakınız bölüm 4.4.4).



Şekil 4.36. Marmara Denizi Adalar güneyinde Urania gemisiyle 2005 yılında alınan siğ-sismik verilerden elde edilen -85 m'deki eski kıyı çizgisinin uzanımı. Bu kıyı çizgisi G.Ö. 12 bin yılı önceki döneme aittir.

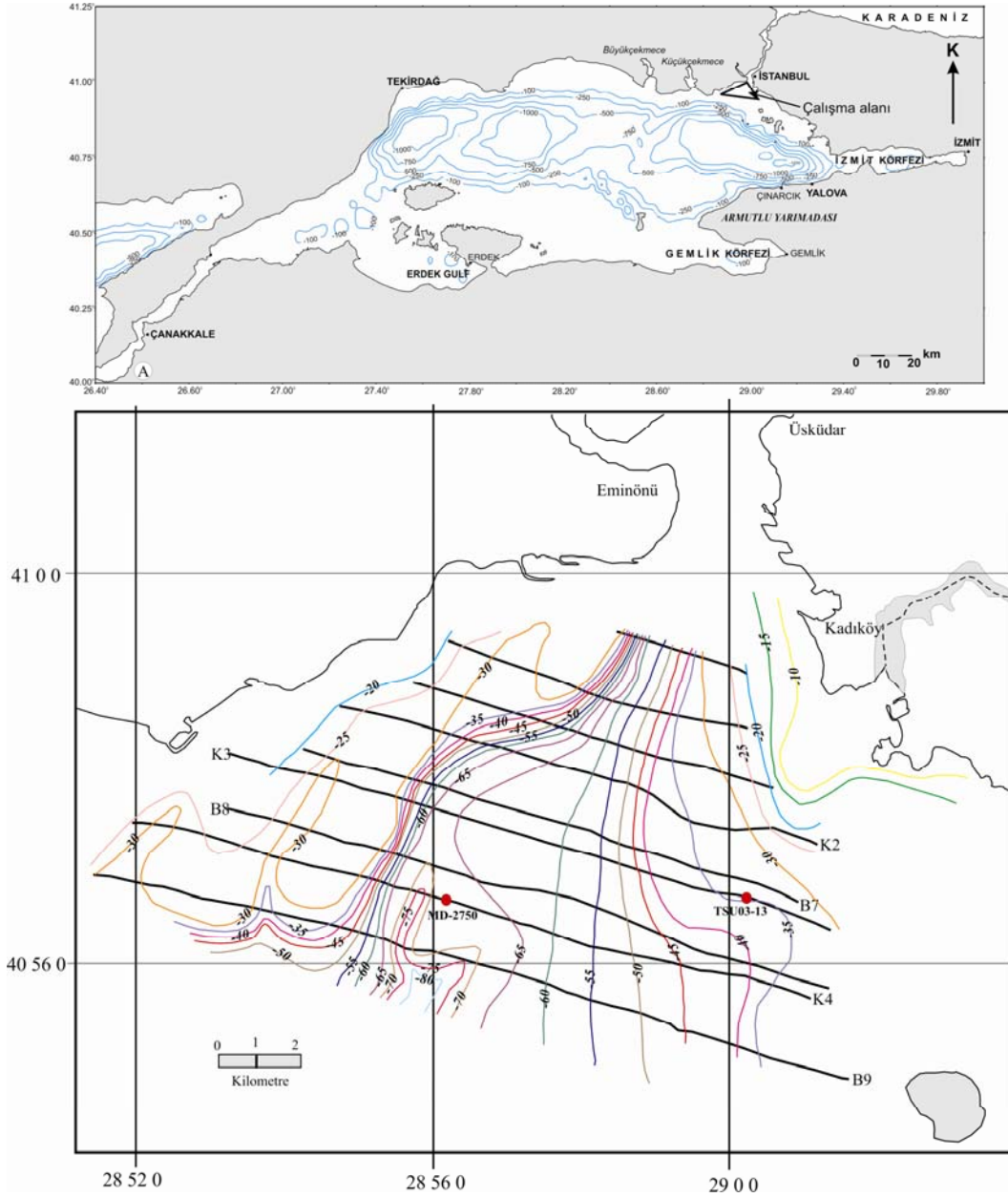
Adalar güneyinde yeralan TSU02-1 karotunda yapılan oksijen izotopu analizinde Birim-L1'in alt seviyelerine yakın negatif yönde değerler gözlenmektedir (Şekil 4.29). Oksijen izotopunda gözlenen bu negatif değerler Marmara deniz suyu tuzluluğunun Akdeniz transgresyonundan sonra bir müddet düşük kaldığını ve bir dönem (120 cm karot derinliğinde) azaldığını göstermektedir.

Birim-L1'e ait çökellerin üst seviyelerine yakın oksijen izotop değerlerinde gözlenen negatif değerler, Marmara Denizi'nde deniz suyunun tuzluluğunun azaldığını işaret etmektedir. Aynı dönemde karbon izotopundaki negatif sapmalar, organik üretimdeki düşüşü göstermektedir (Şekil 4.29). Holosen sonlarına doğru Marmara Denizi'ne tatlı su gelimi ile deniz suyu tuzluluğundaki azalma olasılıkla Marmara çevresinde yeralan nehirlerden ve/veya İstanbul Boğazı yoluyla Karadeniz'den tatlı su girdilerine işaret etmektedir. Marmara Denizi'nde yapılan önceki araştırmalarda G.Ö. yaklaşık 4000-4500 yıllarında Karadeniz'in Marmara Denizi'ne akması ile İstanbul Boğazı'nda günümüz çift akıntı sisteminin kurulduğu belirtilmiştir (Çağatay vd., 2000; Algan vd., 2001; Görür vd., 2001). Buna göre bu tarihlerde İstanbul Boğazından Marmara Denizi'ne olan muhtemel akış oksijen izotop değerlerindeki azalmanın nedeni olabilir. Bu değerler daha sonra günümüz tuzluluk ve sıcaklık şartlarına doğru yükselerek 45 cm karot derinliğinden itibaren nispeten sabit kalmıştır.

#### **4.4. İstanbul Boğazı Girişi**

##### **4.4.1. Sismik stratigrafi**

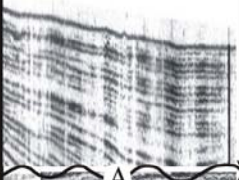
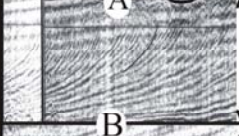
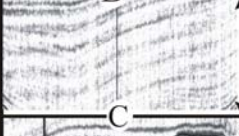

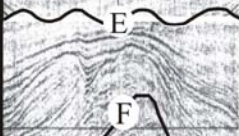


Marmara Denizi'nin İstanbul Boğazı girişinde yeralan sismik profiller Oşinografi Dairesi Başkanlığı tarafından 1993 ve 1997 yıllarında Çubuklu gemisi ile alınmıştır. Bu çalışma kapsamında yaklaşık KB-GD doğrultulu olan K2, K3, K4, B7, B8 ve B9 sismik profilleri çalışılmıştır (Şekil 4.37). Bu profiller üzerinde iki farklı gravite karotu alınmıştır (bakınız bölüm 4.4.2). Bunlar K3 ve K4 profilleri üzerinde yer almaktadırlar (Şekil 4.37).



Şekil 4.37. Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişi batimetrisi ve üzerinde yer alan sığ-sismik profilleri (SHOD, 1993, 1995). K4 ve K3 sismik profilleri üzerinde MD-2750 ve TSU03-13 gravite karotları yer almaktadır. Yaklaşık doğrultusu KD-GB olan profillerden kuzeyden güneye sırasıyla K2, B7, K3, B8, K4 ve B9 profillerinde sismik stratigrafik çalışmalar yapılmıştır. Batimetri haritasında derinlikler metre cinsinden verilmiştir.

İstanbul Boğazı girişinde yer alan sismik profillerde birim sınırı niteliğinde deniz tabanı hariç toplam 8 farklı sismik yansıma yüzeyi tanımlanmış ve bu yüzeyler arasında ise yedi farklı sismik stratigrafik birim ayırtlanmıştır (Şekil 4.38). Karotlarda yapılan kronolojik çalışmalar sonucunda bu çökellerin günümüz ile Geç Buzul Maksimum dönemi (Late Glacial Maximum; LGM) arasında çökelmiş birimler olduğu tespit edilmiştir. Holosen yaşlı çökeller Marmara Denizi'nde Silivri-

Küçük Çekmece şelf alanlarında Birim-S1 ile temsil olduğundan İstanbul Boğazı girişinde çalışılan profillerde ayırtlanan Holosen'nin alt birimleri, Birim-S1'in alt birimleri olarak adlandırılmıştır (Birim-S1a-f; Şekil 4.38)

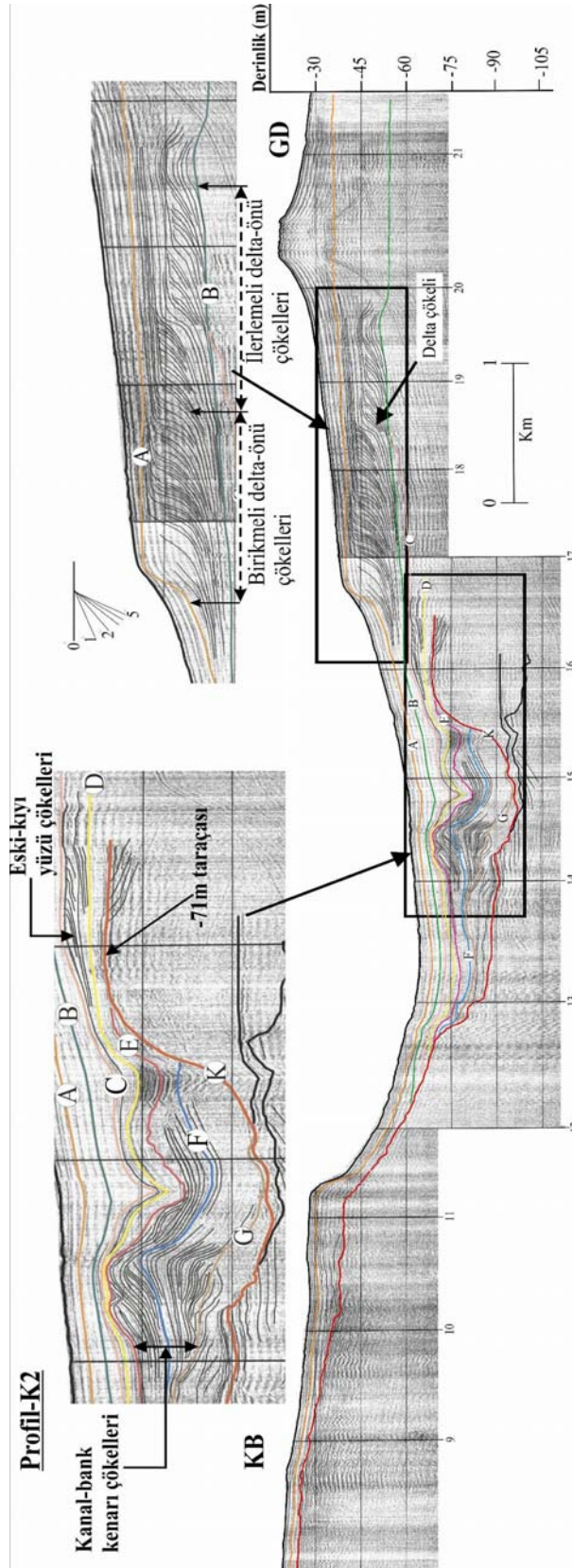
Sismik Birimler	Sismik Yansıma özellikleri	Paleo-boğaz kanalı	Şelf
<b>BİRİM-S1a</b>		Paralel tabakalı çamur örtüsü	Paralel tabakalı çamur örtüsü
<b>BİRİM-S1b</b>		Paralel tabakalı çamur örtüsü	Yüksek açılı eğimde klinoform tabakalar (Delta Çökelleri)
<b>BİRİM-S1c</b>		Paralel tabakalı çamur örtüsü	Paralel tabakalı çamur örtüsü
<b>BİRİM-S1d</b>		Paralel tabakalı çamur örtüsü	Kıyı yüzü çökelleri
<b>BİRİM-S1e</b>		Paralel tabakalı çamur örtüsü	Kıyı yüzü çökelleri
<b>BİRİM-S1f</b>		Kanal bank kenarı çökelleri (levee)	Kıyı yüzü çökelleri
<b>BİRİM-S2</b>		Transgresif vadi dolgusu	Çökmezlik

Şekil 4.38. Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde çalışılan sığ-sismik profillerde ayırtlanan sismik stratigrafik birimler ve bunların şelf ve İstanbul Boğazı'nın paleo-kanalı içerisinde gözlenen fasiyesleri.

İstanbul Boğazı girişinde yeralan sismik profillerde belirlenen en yaşlı çökel birimi olan Birim-S2, K sismik yansıma yüzeyi üzerinde çökelmektedir (Şekil 4.38). K sismik yansıma yüzeyi profillerin KB'sında, şelfin -30 m su derinliğinden GD'ya doğru -105 m su derinliğinin altına kadar yüzeylemektedir (Şekil 4.39). Oldukça düzensiz olan bu yüzey, üzerlediği daha yaşlı çökelleri aşındırdığından uyumsuz bir

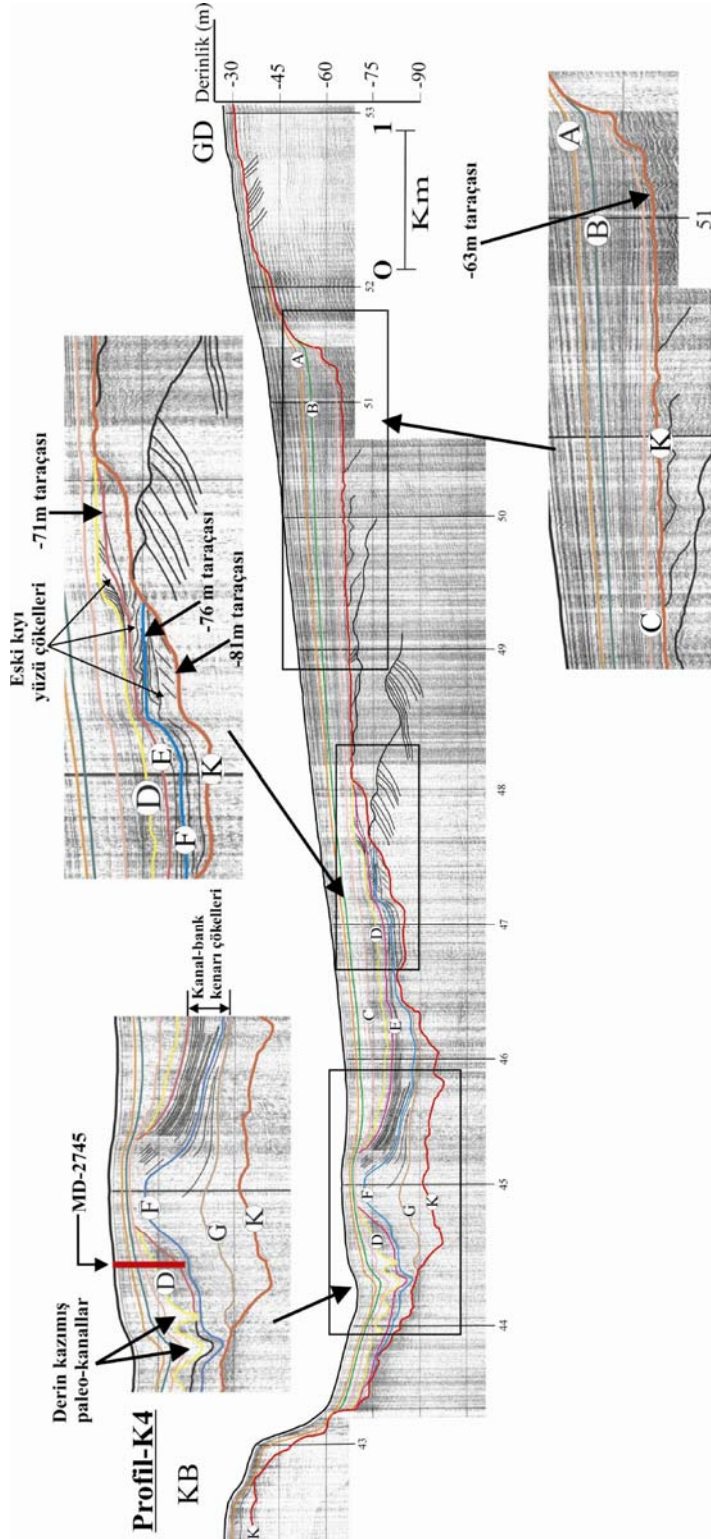
yüzeş olarak tanımlanmaktadır. Sismik profillerde İstanbul Boğazı paleo-kanalının doğusunda K sismik yansıma yüzeyi üzerinde eski kıyı çizgisini işaret eden denizel taraça düzlüğünün -81 m'de geliştiğı gözlenmektedir (Şekil 4.41 ve 4.44). Marmara Denizi'nin Büyük ve Küçük Çekmece şelfinde ve Adalar çevresinde yapılan sismik stratigrafik çalışmalarda Birim-S2'nin tabanını oluşturan ve birim sınırı niteliğindeki BS-2 sismik yansıma yüzeyi, İstanbul Boğazı girişinde yer alan profillerde K sismik yansıma yüzeyi ile eşleştirilmiştir. Sismik profillerde bu yüzeyin üzerinde ayırtlanan bütün birimler bu yüzey üzerine aşma yaparak çökelmektedir.

Birim-S2'nin yaklaşık kalınlığı 10-13 m arasında değişmekte ve tabakalanmalar güçlü iç sismik yansımalar göstermektedir (Şekil 4.39-4.41). Birim-S2'ye ait tabakalanmalar bu birimi üzerleyen G sismik yansıma yüzeyi tarafından yontulmuş ve aşındırılmıştır. Uyumsuz olarak gelişen G sismik yansıma yüzeyi Marmara Denizi'nin Büyük ve Küçük Çekmece şelfinde ve Adalar çevresinde yapılan sismik stratigrafik çalışmalarda Holosen yaşlı denizel birim olan Birim-S1'in tabanını oluşturan BS-1 yüzeyi ile eşleştirilmektedir (bakınız bölüm 4.2). İstanbul Boğazı girişinde incelenen sismik profillerde bu yüzey K sismik yansıma yüzeyi üzerinde KB'da yaklaşık -75 m su derinliğinde sonlanırken, profillerin GD'suna doğru yaklaşık -95 m su derinliğine kadar izlenebilmektedir.

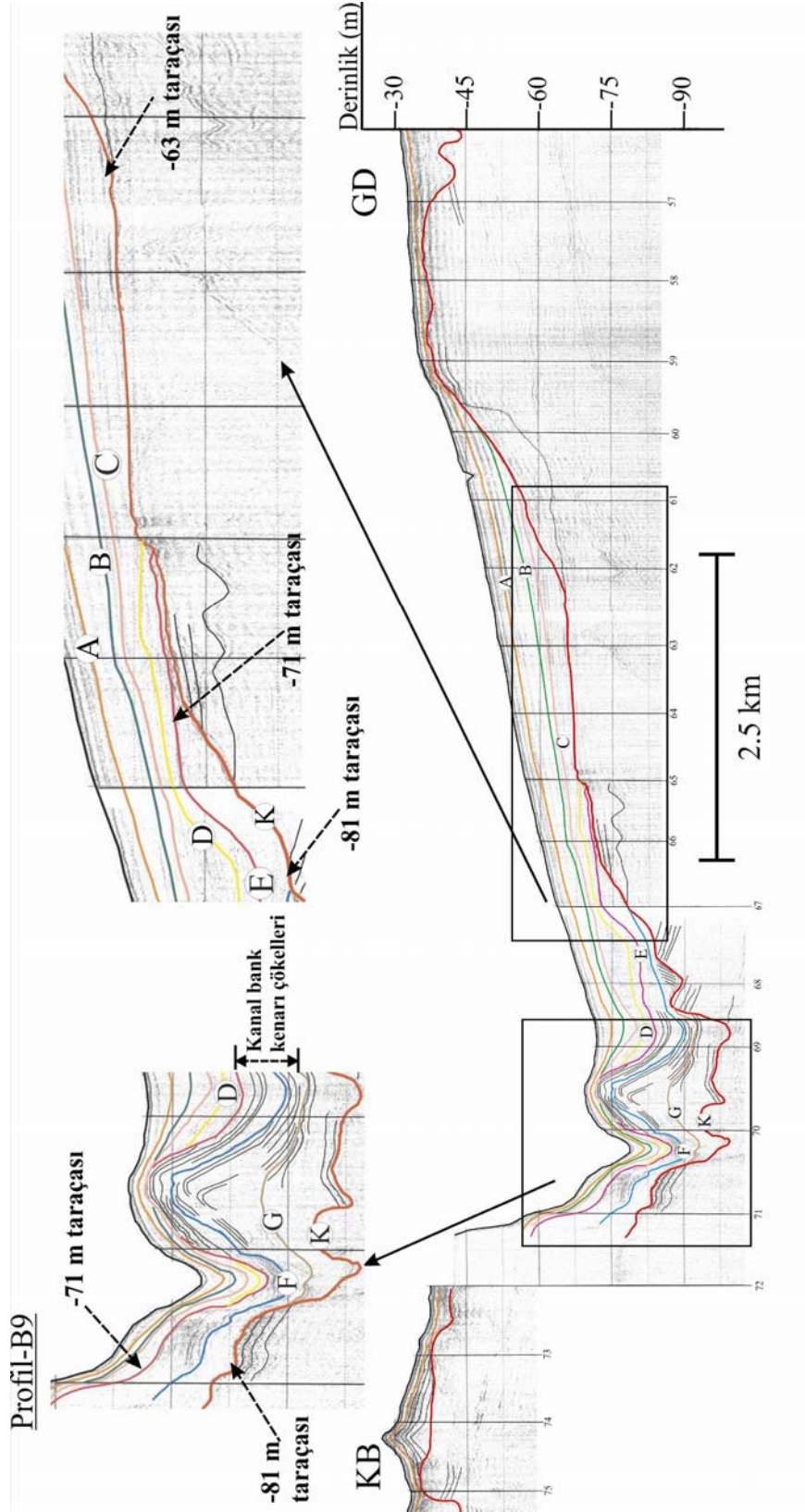


Şekil 4.39. Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yer alan K2 sığ-sismik profili ve sismik stratigrafik yorumlaması. Sismik profile ayırtlanan birim sınırı karakterindeki sismik yansıma yüzeyleri A'dan K'ya kadar değişen harf sembolleri ile adlandırılmıştır. Profildeki derinlik metre cinsinden verilmiştir. Profilin yeri için Şekil 4.37'ye bakınız.





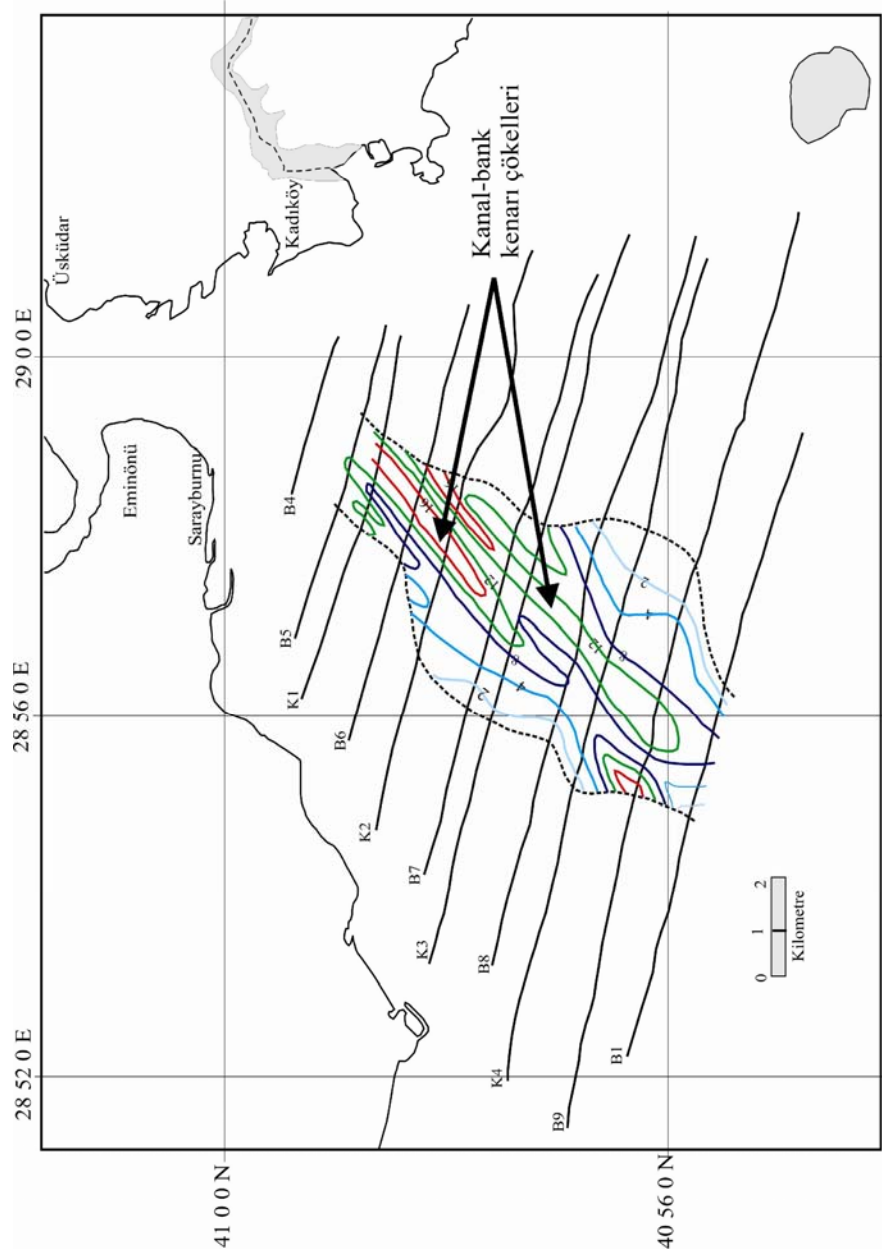
Şekil 4.40. Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde MD-2750 karotunun üzerinde yer aldığı K4 sığ-sismik profili ve sismik stratigrafik yorumlaması. Sismik profile ayırtlanan birim sınırı karakterindeki sismik yansıma yüzeyleri A' dan K'ya kadar değişen harf sembolleri ile adlandırılmıştır. Profildeki derinlik metre cinsinden verilmiştir. Profilin yeri için Şekil 4.37'ye bakınız.



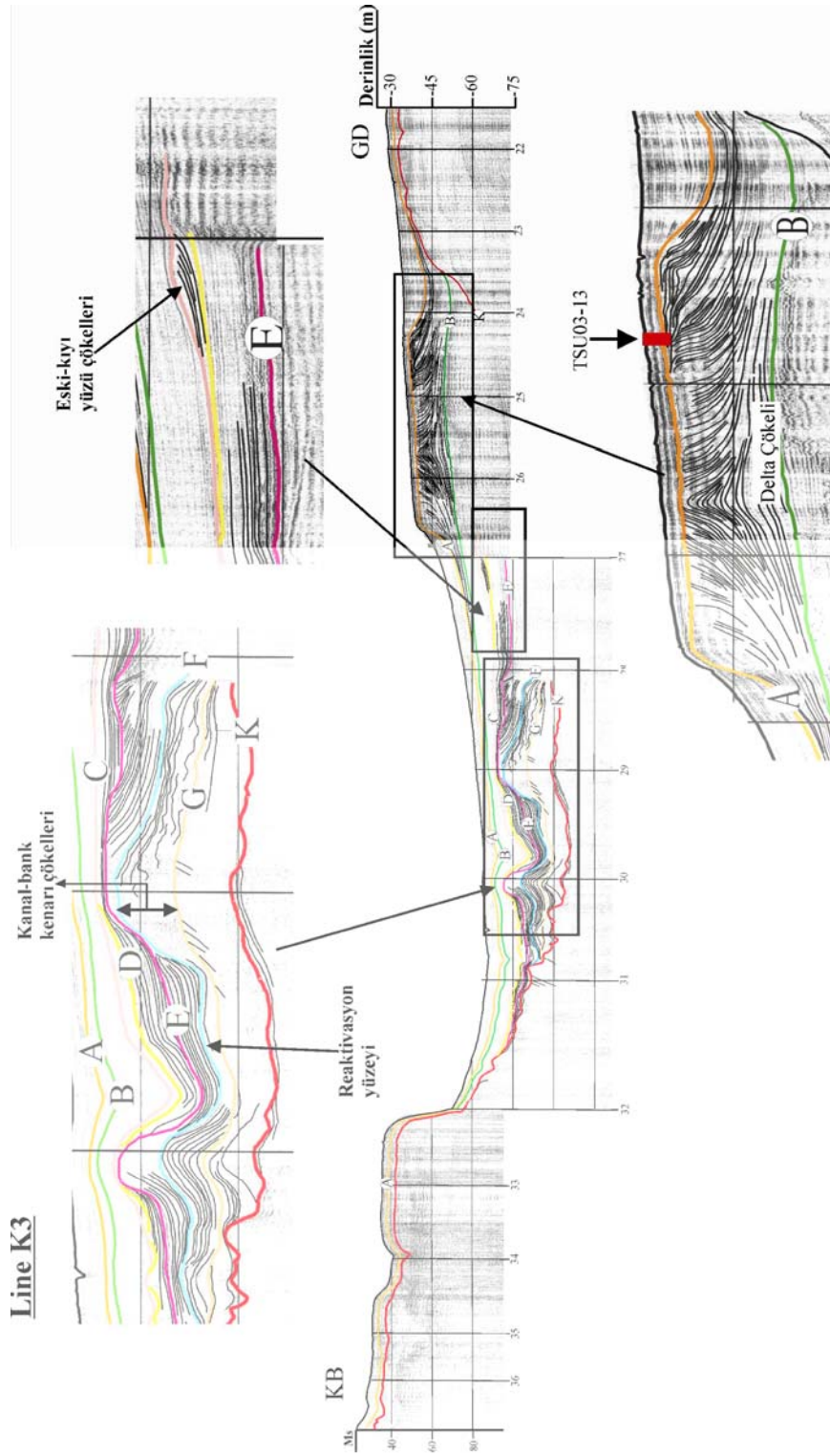
Şekil 4.41. Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yer alan B9 sığ-sismik profili ve sismik stratigrafik yorumlaması. Sismik profile ayırtılan birim sınıri karakterindeki sismik yansımaya yüzeyleri A'dan K'ya kadar değişen harf sembolleri ile adlandırılmıştır. Profiledeki derinlik metre cinsinden verilmiştir. Profilenin yeri için Şekil 4.37'ye bakınız.

Sismik profillerde ayırtılan Birim-S1f, G sismik yansıma yüzeyi üzerinde Birim-S2'yi uyumsuz olarak üzerlemektedir (Şekil 4.38). Bu birim sismik profillerde İstanbul Boğazı paleo-kanalının Marmara Denizi'ndeki devamı içerisinde sırt şeklinde iki ayrı çökel lobundan oluşmaktadır (Şekil 4.39-4.41 ve 4.43-4.45). Birim-S1f'e ait paleo-kanal içerisindeki bu çökel lobları kanal-bank kenarı çökelleri (Levee) olarak yorumlanmaktadır. Sırt şeklinde tümsekler oluşturan bu çökel lobları sismik profillerden elde edilen Birim-S1f'e ait kalınlık haritasında (izopak) açıkça gözlenebilmektedir (Şekil 4.42). Buna göre, İstanbul Boğazı girişinde kanal-bank kenarı (levee) çökelleri sağ ve sol olmak üzere iki ayrı lobdan oluşmaktadır. Bunlardan doğuda olanı daha geniş ve güneye doğru daha yayvan gelişmiştir. Kalınlık haritasına göre bu çökel loblarının en fazla kalınlığı yaklaşık 16 m olup kuzeyden güneye doğru gidildikçe kalınlığı azalmaktadır. Sismik profillerde bu çökeller içerisinde gözlenen tabakalar zıt yönlere eğimli ve oldukça güçlü iç sismik yansımalar göstermektedir (Şekil 4.38). Bu birim içerisinde belirlenen F sismik yansıma yüzeyi 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.

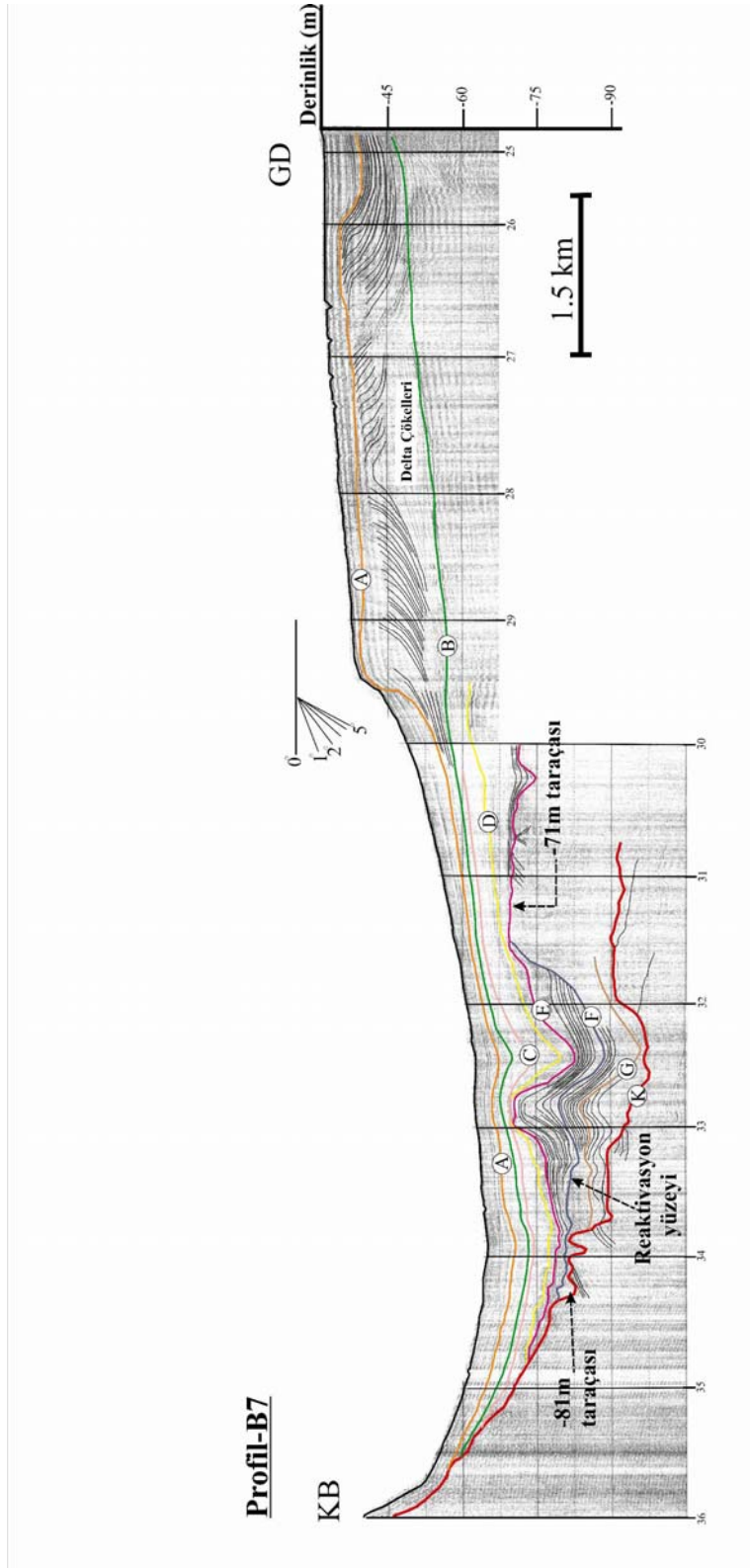
Profillerde Birim-S1f kanal içinden şelfin daha sığ kesimlerine doğru inceliş özellikle İstanbul Boğazı'nın GD'sunda eğimli klinoform tabakalanmalardan oluşan kıyı yüzü çökellerine geçmektedir (Şekil 4.40 ve 4.41). Kanal içerisinde kanal-bank kenarı çökellerinin alt kısmının (alt levee) eşleniği olarak yorumlanan bu çökellerin profilde genelde K sismik yansıma yüzeyi üzerinde geliştiği gözlenmektedir. Birim-S1f'nin üst kısmını (üst levee) temsil eden çökeller kanal içerisinde altta daha yaşlı çökeller üzerinde uyumlu gelişirken şelfin sığ kesimlerine doğru K sismik yansıma yüzeyi üzerinde sonlanmaktadır. Sismik profillerde özellikle İstanbul Boğazı girişinin doğusunda kanal-bank kenarı çökellerinin üst bölümü şelfin sığ kesimlerinde kıyı yüzü çökellerine geçmektedir (Şekil 4.40 ve 4.41). Bu çökelleri şelfin GD'sunda tabandan K sismik yansıma yüzeyi sınırlarken, sismik profillerde KB'ya doğru F sismik yansıma yüzeyi üzerinde çökeldikleri gözlenmektedir.



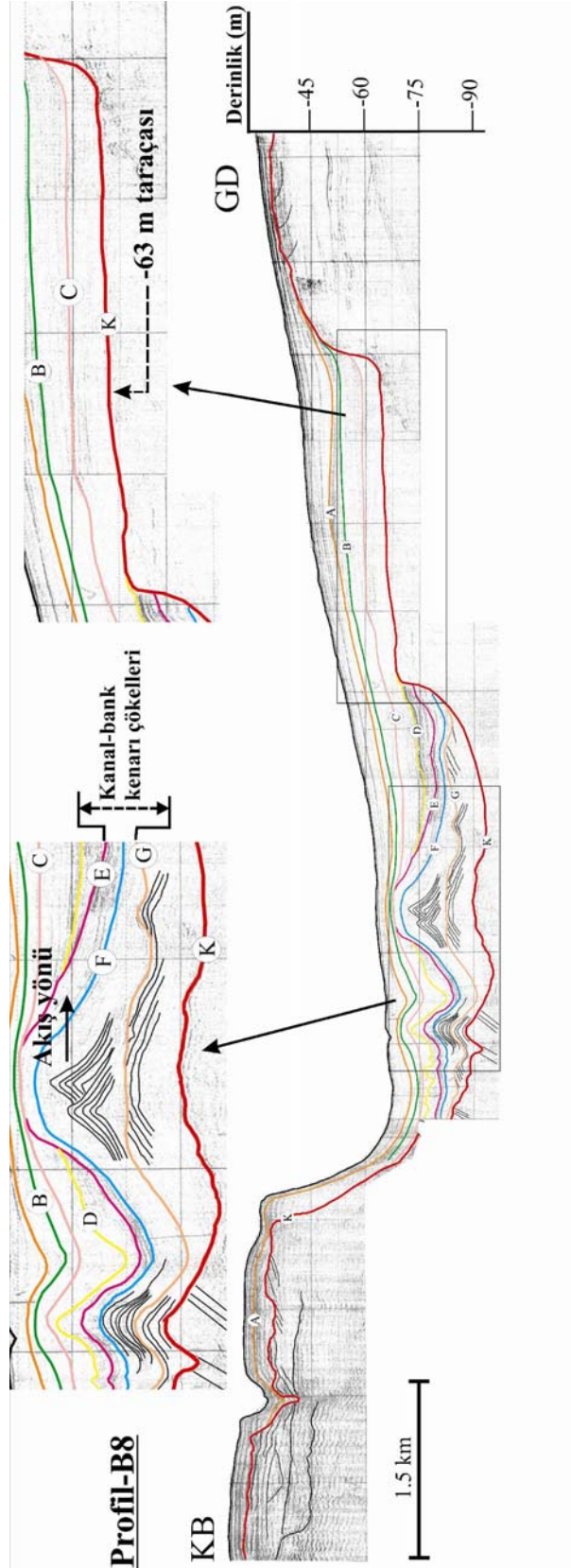
Şekil 4.42. İstanbul Boğazı girişinde yeralan sismik profillerde G ve E sismik yansıma yüzeylerinin arasında kanal-bank kenarı olarak tanımlanan Birim-S1f'e ait kalınlık (isopach) haritası. Haritada birime ait kalınlıklar metre cinsinden verilmiştir.



Şekil 4.43. Marmara Denizi İstanbul Boğazi girişinde Tsu03-13 karotunun üzerinde yer aldığı K3 sığ-sismik profili ve sismik stratigrafik yorumlaması. Sismik profile ayırtılan birim sınırı karakterindeki sismik yansıma yüzeyleri A'dan K'ya kadar değişen harf sembolleri ile adlandırılmıştır. Profildeki derinlik metre cinsinden verilmiştir. Profilin yeri için Şekil 4.37'ye bakınız.



Şekil 4.44. Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yer alan B7 sığ-sismik profili ve sismik stratigrafik yorumlaması. Sismik profilde ayırtılan birim sınırlarındaki sismik yansıma yüzeyleri A'dan K'ye kadar değişen harf sembolleri ile adlandırılmıştır. Profildeki derinlik metre cinsinden verilmiştir. Profilin yeri için Şekil 4.37'ye bakınız.



Şekil 4.45. Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yer alan B8 sığ-sismik profili ve sismik stratigrafik yorumlaması. Sismik profile ayırtılan birim sınırı karakterindeki sismik yansımaya yüzeyleri A'dan K'ya kadar değişen harf sembolleri ile adlandırılmıştır. Profildeki derinlik metre cinsinden verilmiştir. Profilin yeri için Şekil 4.37'ye bakınız.

K4 profilinin GD'sunda F sismik yansıma yüzeyinin K sismik yüzeyi üzerinde sonlandığı yerde (F sismik yansıma yüzeyinin) -76 m'de kıyı aşınma düzlüğü geliştiği gözlenmektedir (Şekil 4.40). K4 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 (bakınız bölüm 4.4.2).

Birim-S1f üste doğru Birim-S1e'ye ait çökeller tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir (Şekil 4.38). Bu iki birimin sınırını oluşturan E sismik yansıma yüzeyi kanal içerisinde Birim-S1f'e ait çökelleri aşındırdığından uyumsuz birim sınırı olarak tanımlanmıştır (Şekil 4.39 ve 4.43). E sismik yansıma yüzeyi şelfin her iki tarafında K sismik yansıma yüzeyi üzerinde sonlanmakta ve özellikle kanal içerisinde oldukça düzensizlikler göstermektedir. Birim-S1f'in üst sınırını oluşturan E sismik yansıma yüzeyinin profillerin GD'sunda K yüzeyi üzerinde sonlandığı kesimde, gerek E ve gerekse K sismik yansıma yüzeyleri üzerinde -71 m'de gözlenen aşınma düzlükleri eski bir kıyı çizgisinin varlığını göstermektedir (Şekil 4.39, 4.40, 4.41 ve 4.44). Birim-S1e'ye ait çökeller kanal içerisinde paralel tabakalı örtü çökeli fasiyesinde gelişirken, şelfin GD'sunda ise daha güçlü iç sismik yansımalar ile temsil olunan eğimli klinoform tabakalanmalardan oluşmaktadır (Şekil 4.40). Şelfin doğusunda -71 m kıyı aşınma düzlüğünü üzerleyen bu çökeller, KB'ya gidildikçe incelerek, K sismik yansıma yüzeyi üzerinde sonlanmaktadır. K4 profili üzerinde alınan MD-2750 karotundaki sedimentolojik bulgulara göre Birim-S1e, kanal içerisinde üste doğru yaygın paralel ve çapraz laminalı silt/siltli kil ve denizel kavkılı kilin ardalanmasından oluşmaktadır (bakınız bölüm 4.4.2).

İstanbul Boğazı girişinde yeralan profillerde Birim-S1e üste doğru Birim-S1d tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir. İki birimin arasındaki sınır D sismik yansıma yüzeyi ile temsil olunmaktadır (Şekil 4.38). D sismik yansıma yüzeyi üzerinde, yer yer küçük ölçekte kanallanmaların oluştuğu kesimde altta E sismik yansıma yüzeyini kesmektedir (Şekil 4.40 ve 4.43). Sismik profillerde D sismik yansıma yüzeyinin K sismik yansıma yüzeyi üzerinde sonlandığı kesimde, üzerinde (K sismik yansıma yüzeyi üzerinde) -63 m'de oldukça geniş bir aşınma düzlüğü geliştiği gözlenmektedir (Şekil 4.40 ve 4.41). Bu aşınma düzlüğü eski bir kıyı çizgisinin varlığına işaret olup, Birim-S1d'nin çökelmeye başlamasından önce



gelişmiştir. Sismik profillerde Birim-S1d kanal içerisinde genelde paralel tabakalı çökel örtüsü şeklinde gözlenirken, özellikle şelfin GD'suna doğru bu örtü çökelleri D sismik yansıma yüzeyi üzerinde gelişmiş kıyı yüzü çökellerine geçmektedir (Şekil 4.39 ve 4.43). K4 sismik profili üzerinde alınan MD-2750 karotundaki sedimentolojik bulgulara göre Birim-S1d, kanal içerisinde genelde paralel ve çapraz laminalı, yer yer denizel mollusk kavkılı silt ve siltli kilden oluşmaktadır (bakınız bölüm 4.4.2).

Birim-S1d üste doğru Birim-S1c tarafından uyumlu olarak C sismik yansıma yüzeyi ile üzerlenmektedir (Şekil 4.38). Bu yüzey altında yeralan D sismik yansıma yüzeyi ile genelde uyumulu, ancak kanal içerisinde yeryer hem D ve hem de E sismik yansıma yüzeylerini kestiği gözlenmektedir (Şekil 4.40, 4.41, 4.43 ve 4.45). Birim-S1c'in hem kanal ve hem de şelf kenarına doğru alttaki diğer birimleri üzerleyen örtü çökeli olarak geliştiği gözlenmektedir. K4 profili üzerinde alınan MD-2750 karotunda yapılan sedimentolojik çalışmalara göre Birim-S1c'ye ait çökeller kanal içerisinde genelde nadir denizel kavkılı siltli kilden oluşmaktadır (bakınız bölüm 4.4.2).

Birim-S1c üste doğru Birim-S1b tarafından uyumlu olarak üzerlenmektedir (Şekil 4.38). Birim-S1b, özellikle İstanbul Boğazı girişinin doğusunda güçlü iç sismik yansıma yüzeyleri gösteren oblik kliniform tabakalardan oluşmaktadır (Şekil 4.39, 4.43 ve 4.44). Birimin gösterdiği bu yapısal özelliklerden Birim-S1b'ye ait şelfte gözlenen çökellerin delta fasiyesinde geliştiği anlaşılmaktadır. Birim-S1b doğuda yaklaşık 20 m kalınlığında olup, batıya doğru incelip paralel tabakalı örtü çökellerine geçmektedir. Birim-S1b'nin kanal içerisinde kalınlığı yaklaşık 1-2 m arasında değişmektedir. Sismik profillerde B sismik yansıma yüzeyi üzerine konkav olarak birleşen Birim-S1b'ye ait kliniform tabakaların gerçek eğimleri en çok yaklaşık 12°'dir. Tabakalanmaların yapısal özelliklerinden delta biriminin alt ilerlemeli (progradational) ve üst birikmeli (aggradational) iki ayrı delta çökeli istifinden oluştuğu anlaşılmaktadır (Şekil 4.39). Sismik profillerden K3 üzerinde alınan TSU03-13 karotunda gözlenen delta-düzlüğü (topset) çökelleri yaygın denizel mollusklu çakıllı kumdan oluşmaktadır (bakınız bölüm 4.4.2; Şekil 4.46). K4 profili üzerinde alınan MD-2750 karotu delta çökellerinin kanal içerisindeki devamı olan örtü çökellerini kesmektedir (Şekil 4.47). Karotdaki sedimentolojik gözlemlere göre

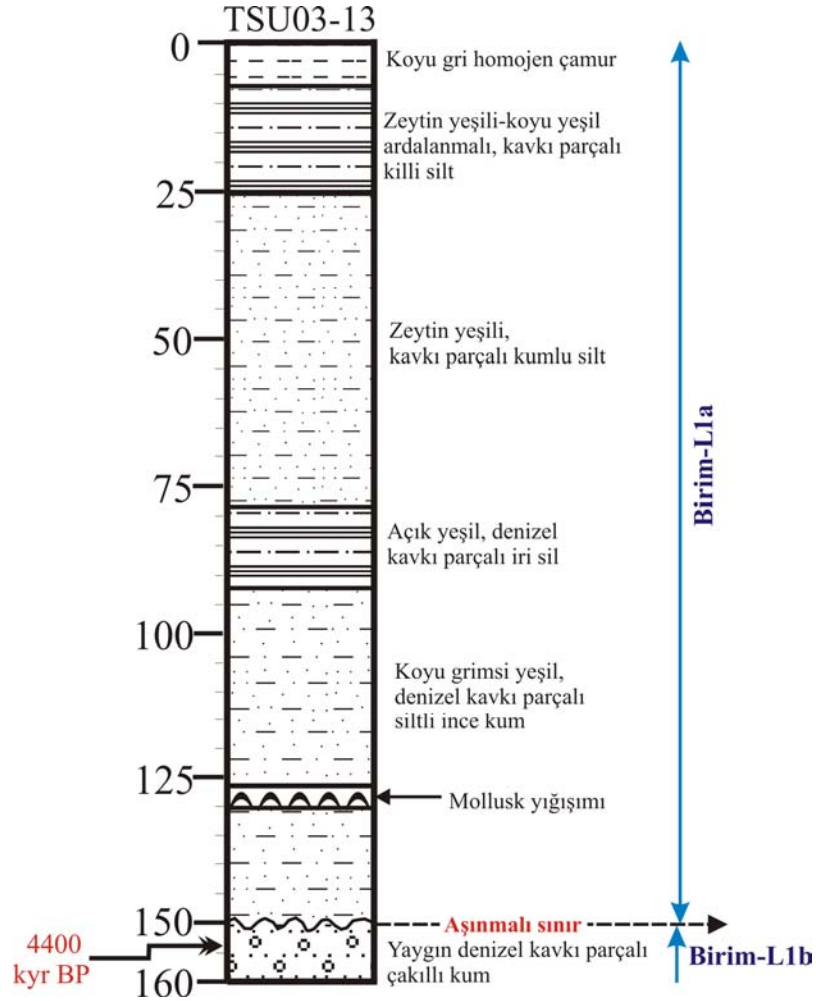
Birim-S1b, kanal içerisinde deltanın uzantısı olarak genelde nadir denizel kavkılı altta killi silt ve üste doğru siltli kilden oluşmaktadır (bakınız bölüm 4.4.2). Sismik profillerde delta birimine ait çökeller yaklaşık 35 m su derinliğine kadar yüzeylemekte ve delta-düzlüğü (topset) bölümüne ait çökellerin A sismik yansıma yüzeyi tarafından kısmen aşındırıldığı gözlenmektedir. Kanal içerisine doğru uyumlu gözlenen A sismik yansıma yüzeyinin KB'ya doğru devamlılığı gözlenebilmektedir.

İstanbul Boğazı girişinde yeralan sismik profillerde ayırtılan en genç çökel istifi olan Birim-S1a, Birim-S1b'yi şelfin batısında ve kanal içerisinde uyumlu, şelfin doğusundaki delta üzerinde ise uyumsuz olarak üzerlemektedir (Şekil 4.39 ve 4.43). Bu birim zayıf ve orta kuvvette iç sismik yansıma yüzeyleri gösteren paralel tabakalanmalardan oluşmaktadır. K3 profili üzerinde alınan TSU03-13 karotunda Birim-S1a, şelfin doğusunda yaygın denizel kavkılı siltli kum ile ara katkılı denizel mollusk kavkılı kumlu siltten oluşmaktadır (bakınız bölüm 4.4.2; Şekil 4.46). Şelfin daha derin kesimlerinde Birim-S1a, K4 profili üzerinde yeralan MD-2750 karotuna göre genelde yaygın biyotürbasyonlu nadir denizel kavkılı kilden oluşmaktadır (bakınız bölüm 4.4.2; Şekil 4.47).

#### 4.4.2. Karot sedimentolojisi

Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde iki farklı lokasyondan gravite karotları alınmıştır (Şekil 4.37). Bunlar en doğuda olanı TSU03-13 toplam 1.55 m uzunluğunda olup K3 sismik profili üzerinde yer almaktadır (Şekil 4.43). Karot alttan itibaren üste doğru Birim-S1b ve Birim-S1a sismik birimlerinin karşılığı olan Birim-L1b ve L1a'ya ait çökelleri içermektedir (Şekil 4.46). En altta yeralan 10 cm'lik kısımda Birim-L1b, K3 sismik profilinde yatay tabakalanmalar sunan delta-düzlüğüne (topset) ait çökellerden oluşmaktadır (Şekil 4.43). Bu çökeller bol kavkılı ve çakıllı iri kumdan oluşmaktadır. Delta-düzlüğüne ait olan bu çökeller üste doğru uyumsuz bir sınır ile (sismik profillerde A sismik yansıma yüzeyi) Birim-L1a'ya ait çökeller tarafından üzerlenmektedir. Birim-L1b'nin tavanından alınan <sup>14</sup>C yaşı yaklaşık G.Ö. 4400 yılını vermektedir. Birim-L1a tabanda 150-93 cm'leri arasında, denizel mollusk yığışımı ile arakatlı koyu grimsi yeşil bol kavkılı parçalı ince

kumdan; 93-78 cm'leri arasında açık yeşil bol kavkı kırıntılı iri siltten oluşmaktadır. Birim-L1a, üste doğru 78-25 cm'leri arasında zeytin yeşili renkte, ince kumlu silt ve 25-7 cm'leri arasında zeytin yeşili renginde kavkı parçalı killi silte geçmektedir. Karotun en üst seviyesini 7 cm kalınlığında homojen koyu gri çamur oluşturmaktadır.

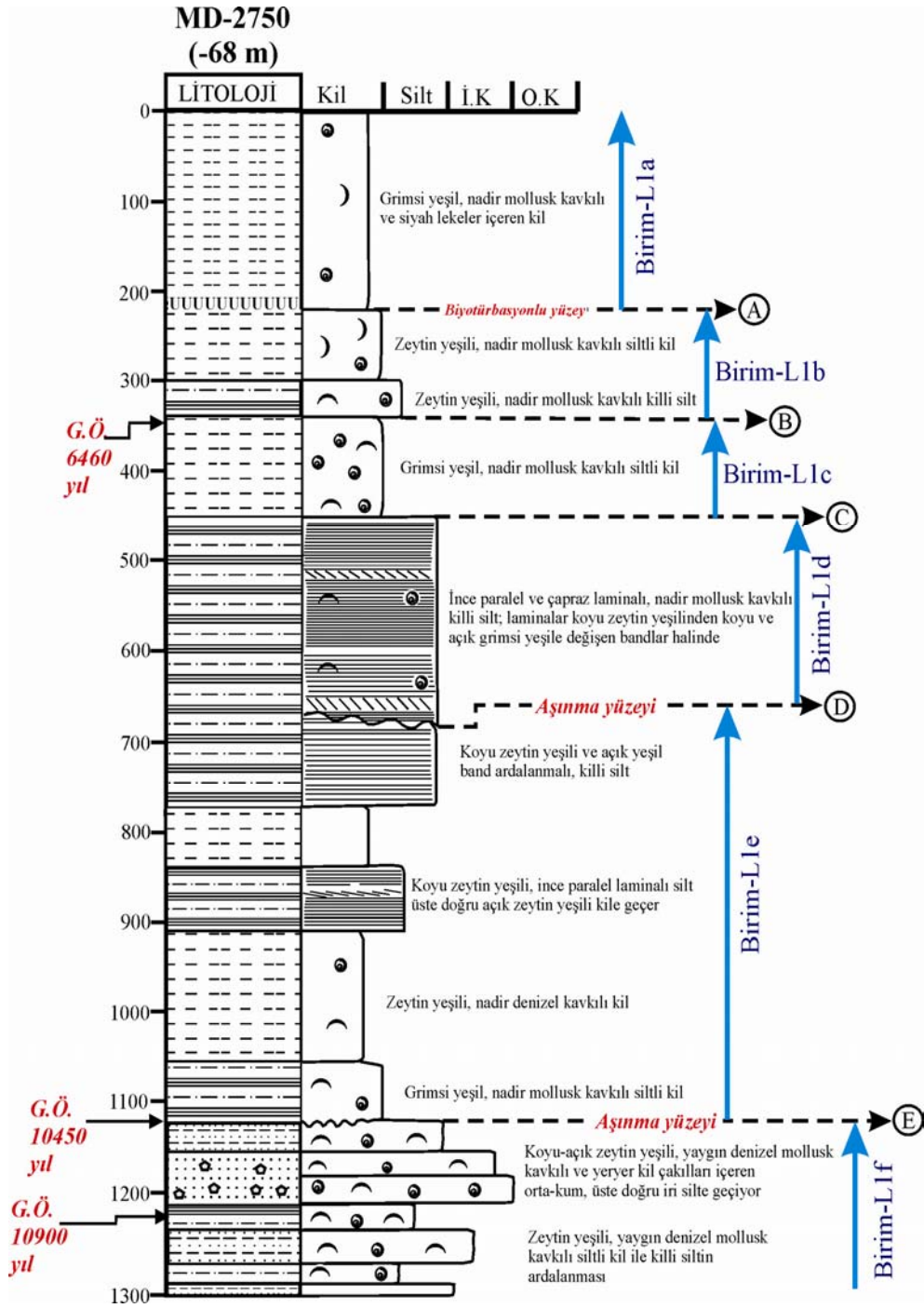


Şekil 4.46. Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yeralan K3 sığ-sismik profili üzerinden R/V MTA Sismik-1 gemisiyle alınan Tsu03-13 karotunun litolojik tanımı. Karotun en alt seviyesinde belirlenen radyokarbon yaşı kalibre edilmemiş <sup>14</sup>C yaşlarıdır. Karotun yeri için Şekil 4.37'ye bakınız.

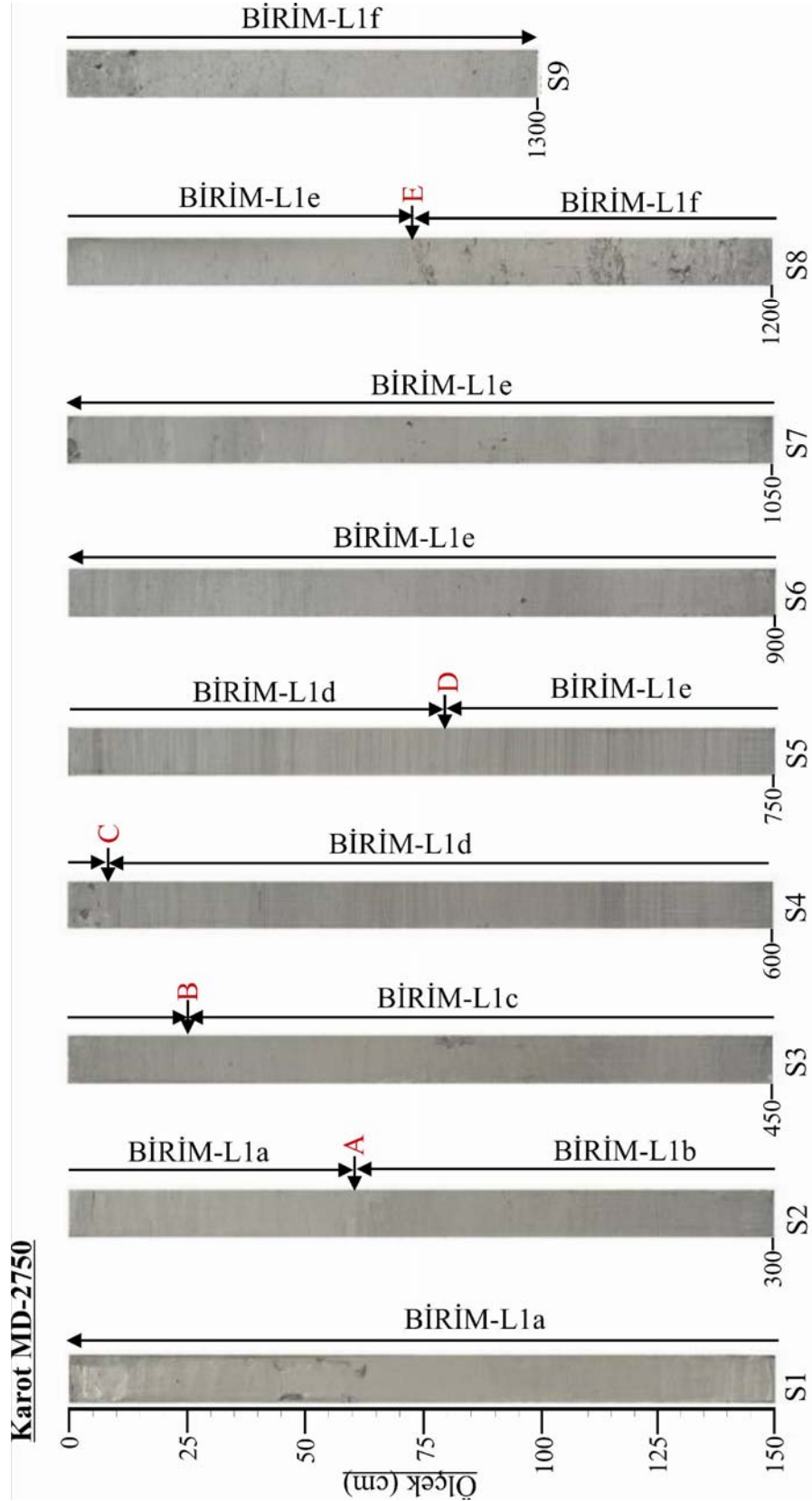
İstanbul Boğazı girişinde K4 profili üzerinde, kanal içerisinde -68 m'den alınan MD-2750 karotu 13 m uzunluğundadır (Şekil 4.47 ve 4.48). Karot sismik profile deniz tabanından itibaren alta doğru Birim-S1f'e kadar olan bütün birimleri kesmektedir (Şekil 4.40). Karotda en yaşlı çökel birimi olan Birim-L1f, sismik profile kanal-bank kenarı çökellerinin (levee) üst seviyelerini temsil etmektedir.

Birim-L1f, tabanda 1245-1300 cm'leri arasında açık zeytin yeşili, yaygın denizel mollusk kavkılı siltli kil ile başlamaktadır. Üste doğru 1245-1158 cm'leri arasında koyu zeytin yeşili, yaygın denizel mollusk kavkılı orta kum ile ardalanmalı açık zeytin yeşili yaygın denizel mollusk kavkılı silte geçmektedir. Birim-L1f'in en üst seviyesini 1158-1142 cm'leri arasında koyu zeytin yeşili, yaygın denizel kavkılı ve çapraz laminalı seviye ile arakatkılı siltli kum oluşturmaktadır. Birim-L1f özellikle tabandan 60 cm'lik seviyede yaygın çakıl büyüklüğünde kil topakcıkları içermektedir.

Karotda Birim-L1f üste doğru aşınmalı bir yüzey ile Birim-L1e tarafından üzerlenmektedir (Şekil 4.48). Birim-L1f'in alt ve üst seviyelerinden alınan <sup>14</sup>C yaşları yaklaşık G.Ö. 10 900 ve G.Ö. 10 450 yıllarını vermektedir (Şekil 4.47). Birim-L1e tabanda 1140-1050 cm'leri arasında zeytin yeşili, denizel kavkılı kil ile ardalanmalı kavkı parçalı siltli kumdan oluşmaktadır (Şekil 4.47). Birim üste doğru 1050-910 cm'leri arasında zeytin yeşili, nadir kavkılı kile geçmektedir. Birim-L1e 910-785 cm'leri arasında tabanda grimsi yeşil, nadir denizel kavkılı, yer yer çapraz ve yaygın olarak paralel laminalı siltli kilden oluşmaktadır. Bu seviye üste doğru koyu ve açık zeytin yeşili, yer yer biyotürbasyon izleri gösteren kil ile devam etmektedir (Şekil 4.48). Birim-L1e'nin en üst seviyesini 785-685 cm'leri arasında koyu zeytin yeşili ve koyu gri bantlı seviyelerden oluşan yaygın paralel laminalı siltli kil oluşturmaktadır. Birim-L1e aşınmalı bir yüzeyle Birim-L1d tarafından üzerlenmektedir. Birim-L1d, 685-460 cm'leri arasında tabanda devamsız paralel laminalı seviye ile başlamakta ve üste doğru nadir denizel kavkılı, zeytin yeşili ve koyu-açık gri bantlı paralel ve çapraz laminalı seviyelerin ardalanması ile devam etmektedir (Şekil 4.47 ve 4.48). Karotda Birim-L1d üste doğru uyumlu olarak Birim-L1c tarafından üzerlenmektedir. Birim-L1c, 460-340 cm'leri arasında genelde nadir denizel kavkılı, grimsi yeşil siltli kilden oluşmaktadır. Birim-L1c, üste doğru Birim-L1b tarafından uyumlu olarak üzerlenmektedir. Birim-L1c'nin Birim-L1b ile olan sınırına yakın bir seviyeden alınan <sup>14</sup>C yaşı G.Ö. 6460 yılını vermektedir (Şekil 4.47). Birim-L1b, 340-215 cm'leri arasında tabanda nadir denizel kavkılı killi silt ile başlamakta ve üste doğru siltli kile geçmektedir. MD-2750 karotunda en genç birim olan Birim-L1a, 215-0 cm'leri arasında genelde grimsi yeşil, nadir denizel kavkılı siltli kilden oluşmaktadır (Şekil 4.47).



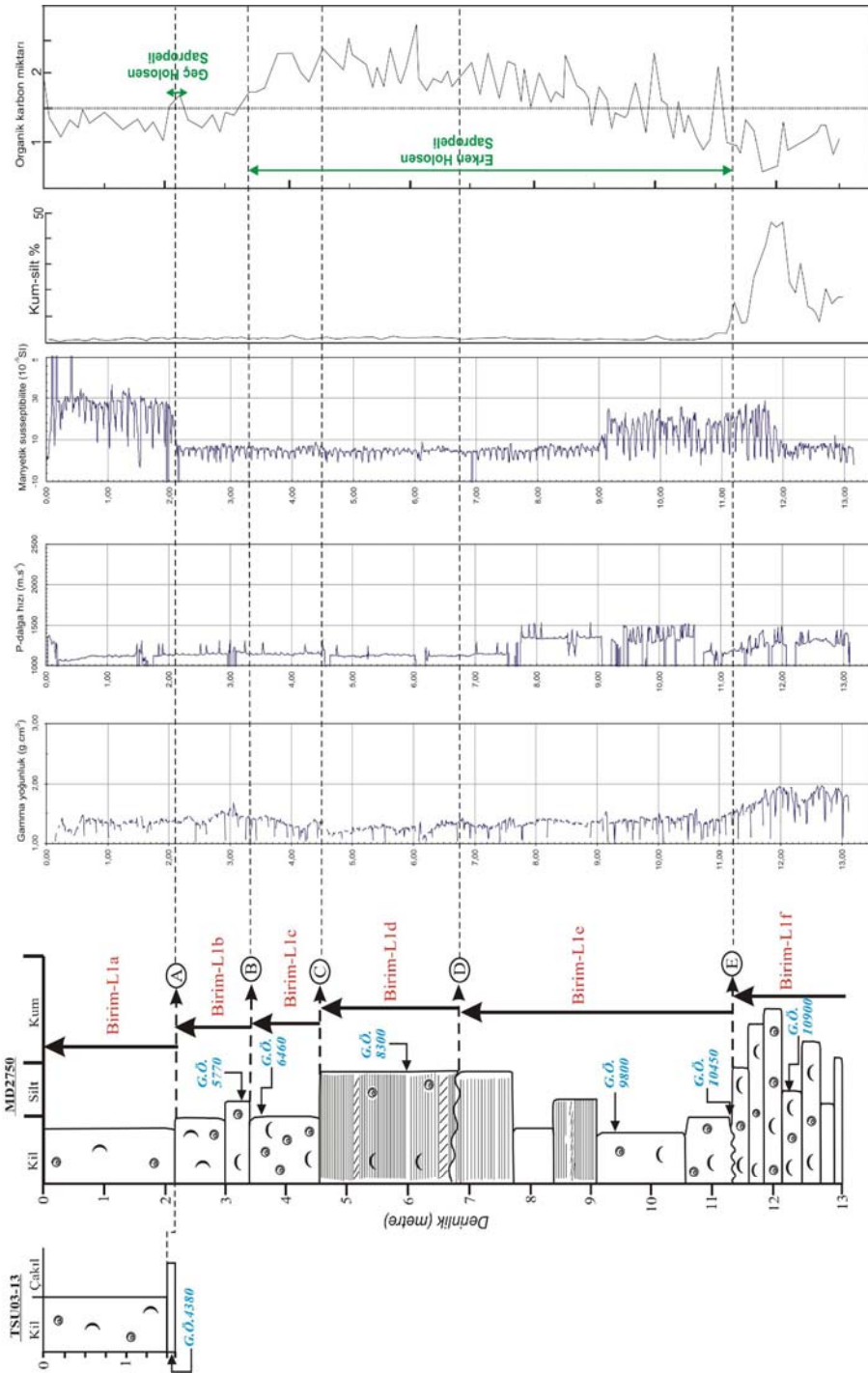
Şekil 4.47. Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yer alan K4 sığ-sismik profili üzerinden R/V Marione Dufresne gemisiyle alınan MD-2750 karotunun litolojik tanımı. Karot boyunca belirlenen radyokarbon yaşları kalibre edilmemiş <sup>14</sup>C yaşlarıdır. Karotun yeri için Şekil 4.37'ye bakınız.



Şekil 4.48. MD-2750 karotunda farklı litostratigrafik çökel birimlerin görünümleri. Karota ait her birer bölüm yaklaşık 150 cm uzunluğunda olup S1-S7 arasında değişen harfleri ile adlandırılmıştır. Karotta belirlenen litolojik sınırlar K4 sismik profilinde gözlenen sismik birimlerin sınırlarıyla eşleştirilmiştir (bakınız bölüm 4.4.1).

MD-2750 karotu boyunca MSCL (Multi Sensor Core Logger) analizleri ile Gamma yoğunluk, P-dalga hızı ve Manyetik suseptibilite ölçümleri yapılmıştır (Marione Dufresne, 2005;. Şekil 4.49). Buna göre, özellikle yoğunluk ve P-dalga hızının karotun alt seviyelerine doğru arttığı gözlenmektedir. Karotda kanal-bank kenarı çökellerinin (Birim-L1f) bulunduğu seviyede yoğunluk oldukça yükselmektedir. Bu muhtemelen Birim-L1f'e ait çökellerin tane boyunun nispeten daha iri olması ile ilişkilidir. P-dalga hızı karotda Birim-L1f ve onun üzerinde yeralan Birim-L1e'e ait çökellerde nispeten yüksek çıkmakta ve üste doğru oldukça azalmaktadır. P-dalga hızı sadece tane boyu ile ilişkili olmadığından başka faktörler de etkili olabilmektedir. P-dalga hızının karotda üste doğru aşırı düşük değerler göstermesi, bu seviyelerdeki çökellerin porozitesinin yüksek veya çatlaklı olmasından kaynaklanabilmektedir. Karotda yapılan MSL analizinde Manyetik suseptibilite Birim-L1f'in üst seviyelerine doğru ve Birim-L1e'nin büyük bir kısmında yüksek çıkmakta ve dokuzuncu metrelerden üste doğru ani olarak azalmaktadır. Bu düşük oran karotda yaklaşık 220 cm'e kadar devam etmekte ve özellikle Birim-L1a'ya geçişte tekrar yüksek değerlere çıkmaktadır. Manyetik suseptibilite özellikle kırıntı girdisi ile doğru orantılı veya karbonat miktarı ile de ters orantılı olmalıdır. MD-2750 karotunda yapılan kum-silt yüzde oranında özellikle Birim-L1f'in çökeldiği 1100-1280 cm'leri arasında kum-silt oranı %15 ila 45 arasında değişmektedir (Şekil 4.49). Özellikle kanal-bank kenarı çökellerinin bulunduğu seviyede kaba kırıntı girdisinin arttığı görülmektedir.

MD-2750 karotunda yapılan organik karbon analizinde, % 1.5'in üstünde kalan seviyeler Marmara Denizi'nde daha önce belirlenmiş Geç ve Erken Holosen Sapropel tabakaları ile eşleştirilmektedir (Şekil 4.49). Buna göre karotda Birim-L1f (kanal-bank kenarı çökelleri)'in üst sınırını temsil eden yüzey (sismik profillerde E sismik yansıma yüzeyi) organik karbon analizinde Erken Holosen Sapropeli'nin başlangıcına karşılık gelmektedir. Buna göre Birim-S1f'in çökeliiminin sona ermesinin hemen ardından Erken Holosen Sapropeli çökelmeye başlamıştır. Erken Holosen Sapropel biriminin başlangıç yaşı önceki araştırmacılar tarafından Marmara Denizi'nde G.Ö. 10 600 yılı olarak tespit edilmiştir (Çağatay vd., 2000). Karotda Birim-L1f ile Birim-L1b arasında kalan tüm seviyenin Erken Holosen Sapropel'ini temsil ettiği, gerek yüksek organik karbon değerleri ve gerekse Birim-L1f'in üst sınırına yakın alınan <sup>14</sup>C yaşları ile doğrulanabilmektedir (Şekil 4.49).



Şekil 4.49. Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde K4 sığ-sismik profili üzerinde yeralan MD-2750 karotunda ölçülen MSCL (yoğunluk, P-dalga hızı ve manyetik suseptibilite), kum/silt yüzdesi ve organik karbon analizi sonuçlarının karotun litolojik özellikleri ile karşılaştırılması (Marione Dufresne, 2005). Karotda derinlik santimetre cinsinden verilmiştir.



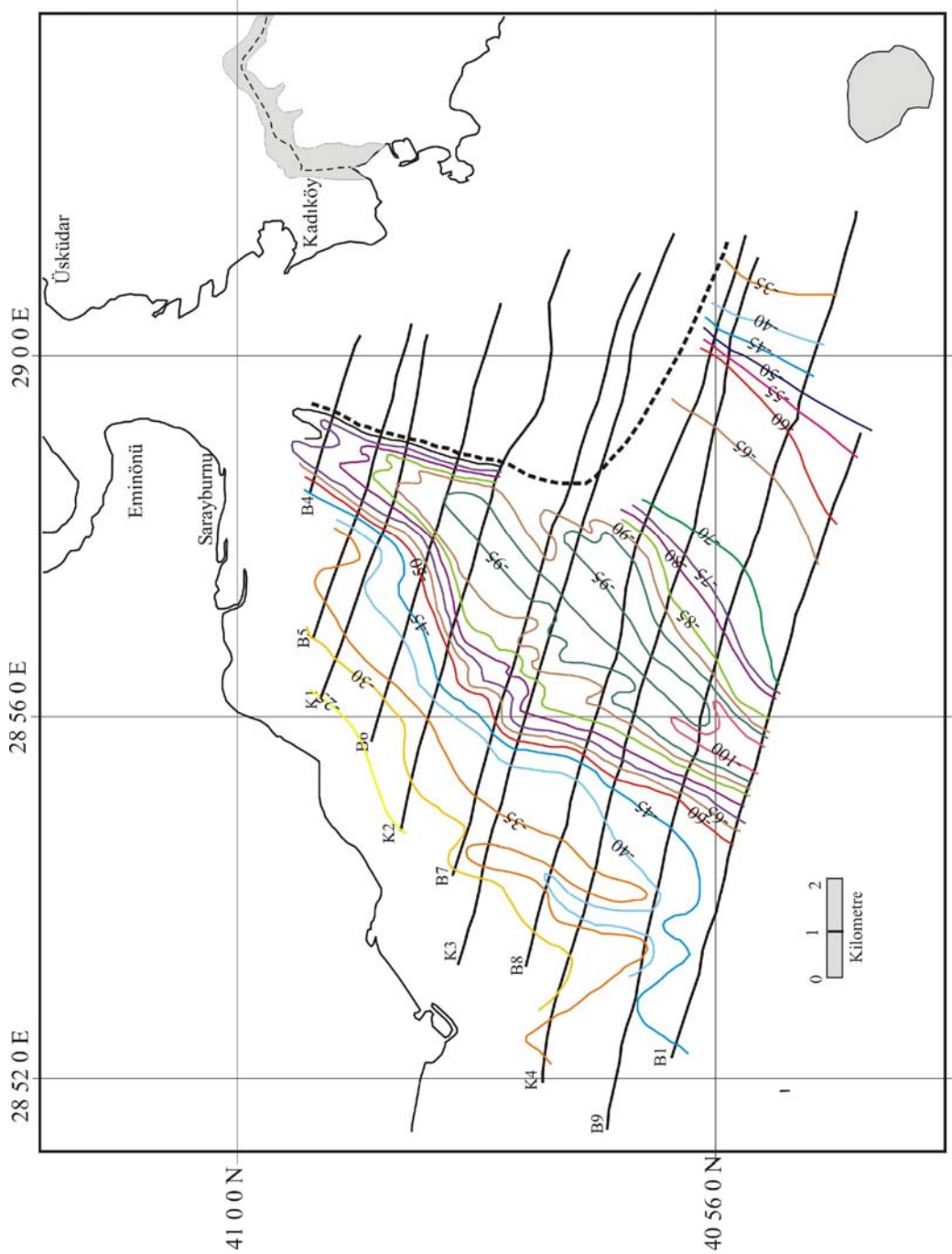
#### 4.4.4. Yorum-tartışma

Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yapılan sismik stratigrafik ve karot çalışmalarına dayanarak Geç Buzul Maksimum döneminden (LGM) günümüze kadar olan süreçte çökelen farklı sedimenter birimler ayırtlanmış ve bunların çökme süreçlerinde deniz seviyesi ve iklim değişimleri araştırılmıştır. Sismik profillerde ayırtlanan en yaşlı sedimenter birim olan Birim-S2, K sismik yansıma yüzeyi üzerinde çökelmiştir. K yansıma yüzeyi, üzerlediği çökelleri aşındırdığından uyumsuz bir sınır niteliğindedir (Şekil 4.38). İstanbul Boğazı girişinde yeralan karotlarda yapılan kronolojik çalışmalara göre bu uyumsuzluk yüzeyinin Geç Buzul Maksimum dönemi (LGM; G.Ö. 25-15 bin yılları arası) süresince, Marmara Denizi'nin en düşük su seviyesine ulaştığı zamanda oluştuğu anlaşılmaktadır. Bu çalışmada, Marmara Denizi'nin farklı bölgelerinde yapılan sismik stratigrafik çalışmalar sonucunda belirlenen BS-2 uyumsuzluk yüzeyi İstanbul Boğazı girişinde yeralan sismik profillerde ayırtlanan K sismik yansıma yüzeyi ile eşleştirilmektedir (Şekil 4.50).

K sismik yansıma yüzeyine ait yapılan kontur haritası Geç Buzul Maksimum döneminde (LGM) Marmara Denizi'nin İstanbul Boğazı girişinin yaklaşık batimetrisini göstermektedir (Şekil 4.51). Kontur haritasında bu yüzeyin yaklaşık -105'den daha derinde yüzeylediği gözlenmektedir. Buna göre Geç Buzul Maksimum döneminde (LGM) Marmara Denizi'nin su seviyesi -105 m'den daha derinlere çekilip, bu derinliğin üzerinde kalan alanlar karasal aşınmaya maruz kalmıştır. K sismik yansıma yüzeyine ait kontur haritasına göre Marmara Denizi su seviyesinin en düşük olduğu dönemde (LGM) İstanbul Boğazı girişinde iki ayrı ana kanalın geliştiği gözlenmektedir (Şekil 4.51). Bu iki ana kanalın Geç Buzul Maksimum döneminde (LGM) İstanbul Boğazı paleo-kanalının Marmara Denizi'ndeki devamı olduğu anlaşılmaktadır. Kanal kazımalarının yaygın olduğu bu dönemde İstanbul Boğazı'nın özellikle batı yamacında gelişen küçük ölçekte kanalların doğuda yeralan ana kanal ile birleştikleri gözlenmektedir.

SİSMİK YANSIMA YÜZEYLERİ					
YIL (G.Ö)	SİSMİK BİRİM	FASİYES	TARAÇA	Sismik yansımaya özellikleri	
A	BİRİM-S1a	Çamur yaygısı		→ Aşınma yüzeyi	
3800-6200	BİRİM-S1b	Delta çökelleri			
B	BİRİM-S1c	Çamur yaygısı			
6200-8000	BİRİM-S1d	Kıyı yüzü çökelleri	→ -63m	→ Kanal kazınması	
8000-8800	BİRİM-S1e	Vadi dolgusu	→ -71m	→ Aşınma yüzeyi	
8800-10500	BİRİM-S1f	Kanal bank-kenarı çökelleri	→ -76m	→ Reaktivasyon yüzeyi	
F	BİRİM-S2	Vadi dolgusu	→ -81m	→ Aşınma yüzeyi	
10500-11500					
G					
11500-12200					
K					

Şekil 4.50. Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yeralan sismik profillerde ayırtılan sismik birimlerin kronolojileri, çökeltme fasiyesleri ve sismik yansımaya özellikleri.



Şekil 4.51. Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yer alan sismik profillerde ayırtlanan K sismik yansıma yüzeyinin kontur haritası. Geç buzul maksimum döneminde (LGM) Marmara Denizi'nin İstanbul Boğazı girişinin paleo-topoğrafyasını gösteren bu haritada su seviyesinin -105 m'den daha derine gerilediği anlaşılmaktadır.

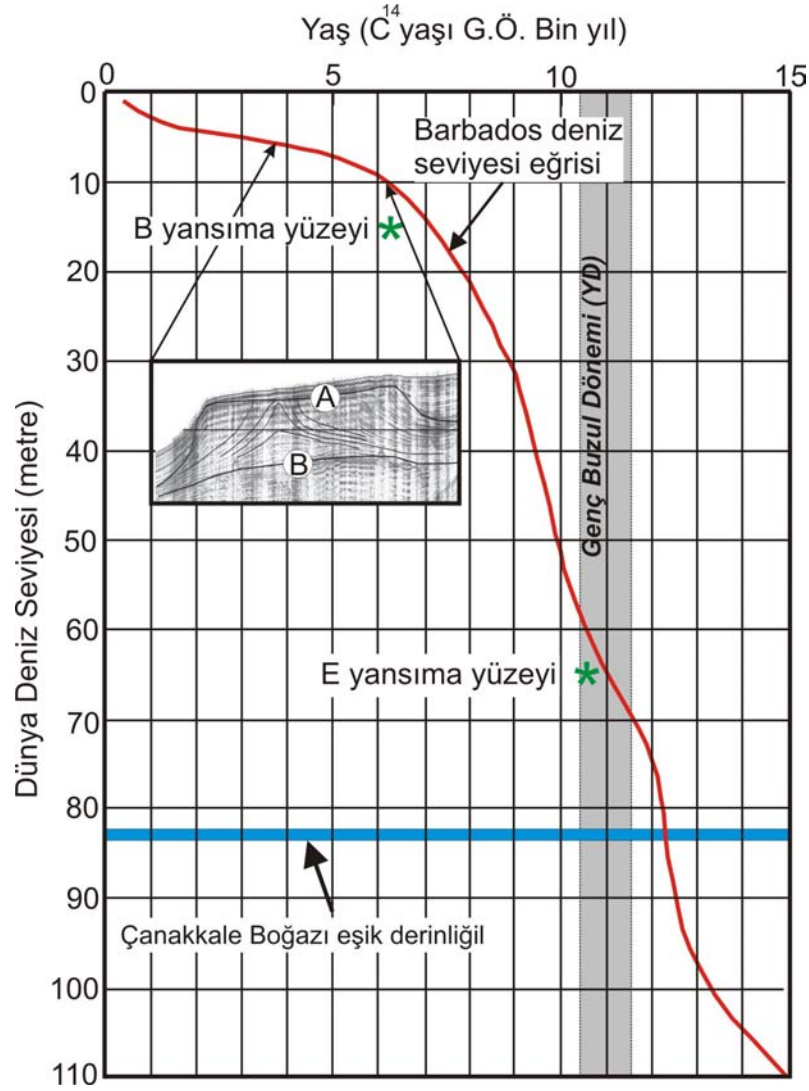
Sismik profillerde K sismik yansıma yüzeyi üzerinde yer alan en yaşlı çökel istifisi olan Birim-S2, İstanbul Boğazı'nın Marmara Denizi girişindeki paleo-vadisinde içerisinde çökelmiştir. Bu birim, buzul döneminden buzullararası döneme geçerken dünya ölçeğinde gelişen transgresyonla uyumlu olarak Marmara Denizi'nde su seviyesi yükselmesi sırasında İstanbul Boğazı paleo-vadisini dolduran çökelleri temsil etmektedir. Benzer şekilde Çekmece şelfinde yer alan sismik profillerde özellikle Büyük ve Küçük Çekmece lagünleri önündeki vadilerine ait paleo-vadi dolgusu fasiyesinde gelişen Birim-S2b ile eşleştirilmelidir (bakınız bölüm 4.2.1). K uyumsuzluk yüzeyi üzerinde İstanbul Boğazı girişinin özellikle doğu şelfinde -81 m'de gözlenen eski kıyıya ait aşınma düzlemi, Marmara Denizi'nde daha önce Çağatay vd. (2003a), Polonia vd. (2004) ve Cormier vd. (2006) tarafından belirlenen -85 m eski kıyısına ait taraçalar ile eş zamanlı ancak farklı su derinliğinde gözlenmektedir. Aynı zamanda oluşmuş bu kıyı çizgilerinin farklı su derinliğinde bulunmasının Marmara Denizi'nde gerçekleşen muhtemelen tektonik bir hareketlilikle ilgili olduğu düşünülmektedir. Geç Buzul Maksimum döneminden (LGM) sonra Birim-S2'ye ait transgresif vadi dolgusu çökellerinin oluştuğu süreçte Marmara Denizi'nde su seviyesinin -81 m'ye yükseldiğini göstermektedir. Bu dönemde gerçekleşen göl/deniz geçişi sırasındaki kıyı çizgisi, Marmara Denizi'nin farklı şelf alanlarında -85 m'de taraça düzlüklerinin oluşmasına yol açmıştır. Holosen'den önceki göl evresinde -85 m'de su seviyesinin bir süre durağan kalması sonucunda İstanbul Boğazı girişinde vadi-dolgusu fasiyesinde çökelen Birim-S2'ye ait çökellerin aşındırıldığı düşünülmektedir.

Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişindeki sismik profillerde Holosen başlangıcı G sismik yansıma yüzeyi ile temsil olunmaktadır (Şekil 4.50). Birim-S2 ile Birim-S1f arasındaki sınırı oluşturan bu uyumsuzluk yüzeyi Marmara Denizi'nin diğer çalışma alanlarındaki sismik profillerde ayırtlanan bölgesel ölçekteki BS-1 uyumsuzluk yüzeyi ile deneşleştirilmektedir (Şekil 4.50). Sismik profillerde ayırtlanan sismik yansıma yüzeylerinden delta başlangıcını temsil eden B ve kanal-bank kenarı çökellerinin bitimini temsil eden E sismik yüzeylerinin en sığ olduğu derinlikler, Fairbanks (1989)'e ait global deniz seviyesi eğrisinde Marmara Denizi'nde yaklaşık 5-6 m dalga tabanının bulunduğunu göstermektedir (Eriş vd., 2007; Şekil 4.52). Buna göre, G sismik yansıma yüzeyinin minimum derinliği -75 m olduğu kabul

edilirse deniz seviyesi eğrisine (Fairbanks, 1989) göre bu yüzeyin G.Ö. 11.5 bin yıl önce oluşması gerekmektedir (Şekil 4.52).

Sismik profillerde ayırtlanan Holosen yaşlı birimlerden en yaşlı olan Birim-S1f'e ait kanal-bank kenarı çökellerinin alt bölümü şelfin doğusuna doğru kendisi ile eş zamanlı oluşmuş kıyı yüzü çökellerine geçmektedir (Şekil 4.38 ve 4.40). Bu çökellerin -81 m taraçasını oluşturan göl döneminden sonra başlayan denizel transgresyonu sonrasında kıyının kara tarafına gerilemesiyle geliştiği düşünülmektedir. Buna göre, G.Ö. 11.5 bin yıl sonrasında Marmara Denizi'nin İstanbul Boğazı girişinde boğazın uzantısındaki paleo-kanal içerisinde kanal-bank kenarı fasiyesinde çökelmeyi sağlayan bir transgresyon gelişmiştir. Birim-S1f'in alt ve üst bölümlerini ayıran F sismik yansıma yüzeyi kanal içerisinde bank kenarı çökellerinin iki ayrı depolanma sürecinde oluştuğunu göstermektedir. Reaktivasyon yüzeyi olarak gelişen bu sınır, muhtemelen çökeltmedeki bir duraksamayı veya çökeltme devam ederken deniz seviyesinde bir değişikliği yansıtmaktadır.

Sismik profillerden özellikle K4'de, F sismik yansıma yüzeyi üzerinde -76 m'de kıyı aşınma düzlüğünün geliştiği gözlenmektedir (Şekil 4.40). Sismik profillerde F sismik yansıma yüzeyine ait kontur haritası, -76 m eski kıyı çizgisinin geliştiği zamanda veya hemen öncesinde İstanbul Boğazı girişinin yaklaşık batimetrisini göstermektedir (Şekil 4.53). Buna göre, kanal-bank kenarı çökellerinin alt bölümü iki ayrı sırt şeklinde oluşmaya başlamıştır. Bunların arasında İstanbul Boğazı'nın ana paleo-kanalının yer aldığı gözlenmektedir. Birim-S1f'e ait kanal-bank kenarı çökellerinden alt bölümün gelişimi sırasında deniz seviyesinin -76 m'de durağan hale geldiği ve daha sonra deniz seviyesinin tekrar yükselmeye başlaması ile F sismik yansıma yüzeyi üzerinde kanal-bank kenarı çökellerinin üst bölümü gelişmiştir. İncelenen sismik profillerden K4 üzerinde yer alan MD-2750 karotunda E sismik yansıma yüzeyine yakın bir seviyeden alınan <sup>14</sup>C yaşına göre, Marmara Denizi'nde -76 m'de durağan deniz seviyesinin gelişimi G.Ö. 10 900 yılından önce olmalıdır (Şekil 4.47). Aynı karotda Birim-S1f'e ait kanal-bank kenarı çökellerinin üst bölümünde kilden oluşan dağınık çakılların gözlenmesi bu çökellerin oluştuğu zamanda ortamın enerjisinin yüksek olduğunu göstermektedir.

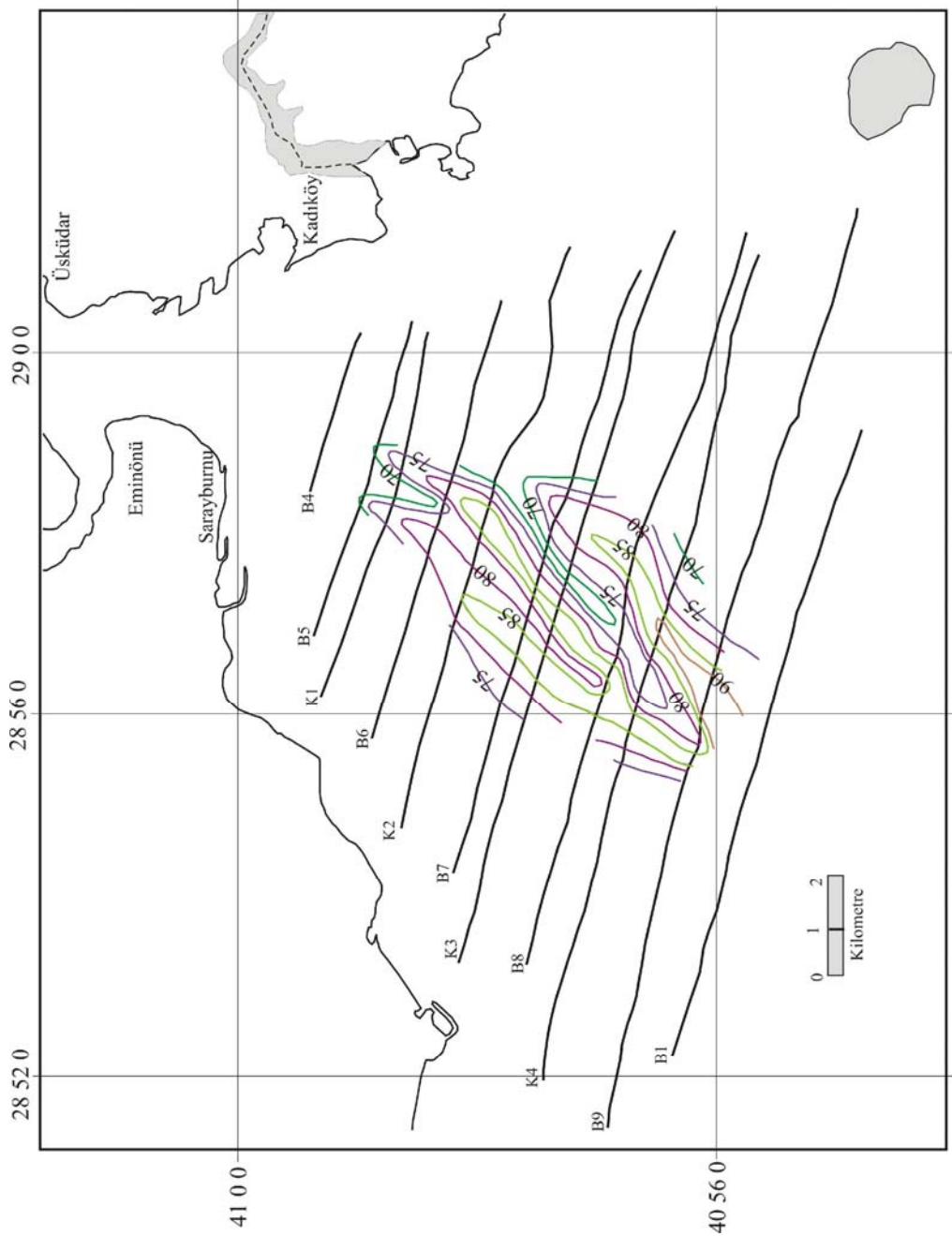


Şekil 4.52. G.Ö. son 15 bin yılda dünya deniz seviyesi değişimi eğrisi (Fairbanks,1989). Çanakkale Boğazı eşiği (mavi çizgi) -85 m kabul edildiğinde dünya deniz seviyesi bu derinliğe G.Ö. 12.2 bin yıl önce ulaşır. Eğri üzerinde gösterilen yıldız şeklindeki simgeler sismik profillerde ayırtlanan B ve E sismik yansımaya yüzeylerinin en sığ derinliklerini temsil etmektedir. Yaşları  $^{14}\text{C}$  analizine göre kesin bilinen bu yüzeylerin minimum derinlikleri ile deniz seviyesi arasında yaklaşık 5-6 m bir fark çıkmakta ve bu Marmara Denizi'ndeki dalga tabanını temsil etmektedir (Eriş vd., 2007).

Birim-S1f'i üzerleyen E sismik yansımaya yüzeyine ait kontur haritası, kanal-bank kenarı çökelişi bittikten sonraki zamanda İstanbul Boğazı girişinin yaklaşık batimetrisini yansıtmaktadır (Şekil 4.54). Buna göre kanal-bank kenarı çökelişi muhtemelen İstanbul Boğazı paleo-kanalının Marmara Denizi'ne olan devamında oluşmuştur. Marmara Denizi'ne İstanbul Boğazı'ndan böyle bir akıntının oluşması muhtemelen Karadeniz'in boğaz yolu ile Marmara Denizi'ne akması ile gerçekleşmiş olmalıdır. Böyle bir akıntının verisi Major vd. (2002) tarafından Karadeniz'den alınan karotlarda da bulunmuştur. Bu çalışmacılara göre,

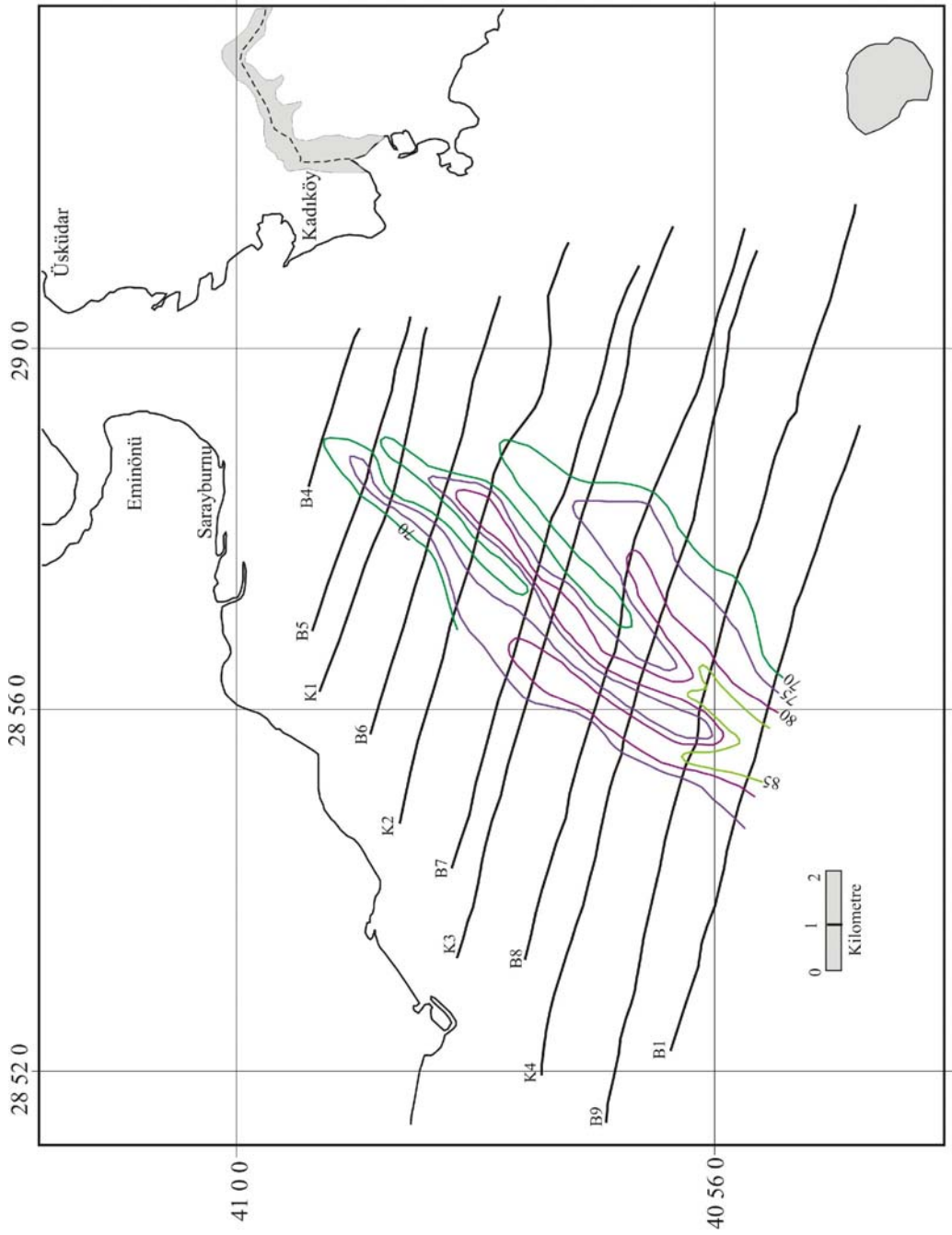
Karadeniz’de ‘Younger Dryas’ dönemi süresince (G.Ö. 11-10 bin yılları arası), su seviyesi yükselerek Marmara Denizi’ne akmıştır. Bu çalışma kapsamında MD-2750 karotunda alınan  $^{14}\text{C}$  yaşlara dayanarak yapılan yaş modellemesinde E sismik yansıma yüzeyinin G.Ö. 10 500 yılına karşılık geldiği gözlenmektedir (Eriş vd., 2007; Şekil 4.55). Bu sınır aynı zamanda karotda yapılan organik karbon analizinde Erken Holosen Sapropel seviyesinin başlangıcını temsil etmektedir (bakınız bölüm 4.4.2). Böylece, Birim-S1f’in çökelinin yaklaşık G.Ö. 10 500 yılında sona erdiği  $^{14}\text{C}$  yaşı ile ve ayrıca bu birimin üst sınırının (E sismik yansıma yüzeyi) Erken Holosen Sapropel seviyesinin alt sınır yaşı ile eşleştirilebilmesi sonucunda doğrulanabilmektedir (Şekil 4.49). Buna göre, İstanbul Boğazı yolu ile Karadeniz’den Marmara Denizi’ne muhtemel akıntı bu zamanda sona ermektedir. Birim-S1f’e ait üst kanal-bank kenarı çökellerinin şelfin doğusunda kıyı yüzü çökellerine geçmesi boğazdan böyle bir akıntının meydana geldiği süreçte Marmara Denizi’nde transgresyonun -76 m’de durağan dönemden sonra devam ettiğini göstermektedir. Sismik profillerde Birim-S1f’e ait çökellerin yüzelediği en sığ derinliğin -60 ve -65 m’ler arasında gözlenmesi, bu birimin çökeldiği süreçte deniz seviyesinin bu seviyenin daha üzerinde olması gerektiğini göstermektedir. Ancak, E sismik yansıma yüzeyinin temsil ettiği -71 m eski kıyısının gelişimi Birim-S1f’in çökelinin bitiminden hemen sonra bir regresyonun varlığını göstermektedir.

Sismik profillerde Birim-S1f’in kanal-bank kenarı çökellerinin tepe kısımlarının E sismik yansıma yüzeyi tarafından yontulması, -71 m’de gelişen eski bir kıyının oluşumundan önce ve Birim-S1f’in çökeliminden sonra gerçekleşen regresyon veya duraksama sonucunda oluştuğu anlaşılmaktadır. Bu regresyon sonucunda tepe kısımları -71 m’nin üstünde kalan kanal-bank kenarı çökelleri bu derinlikte durağan deniz seviyesi dönemince aşındırılmış olmalıdır. Birim-S1f’in çökelinin sonlanmasını temsil eden E sismik yansıma yüzeyi üzerinde -71 m’de kıyı aşındırma düzlüğünün G.Ö. yaklaşık 10 500 yılında geliştiği belirlenebilmektedir (Şekil 4.49). Marmara Denizi’nde G.Ö. yaklaşık 10 500 yılında gerçekleşen bu regresyon veya durağan deniz seviyesine geçiş MD-2750 karotunda yapılan foraminifer analizinde de gözlenebilmektedir (Şekil 4.56). Buna göre karotda Birim-L1f’in üst seviyelerinde *Ammonoia* ve *Elphidium* gibi acı su formunda sığ bentik foraminiferlerin bolluğu bu zamandaki sığlaşmayı göstermektedir.

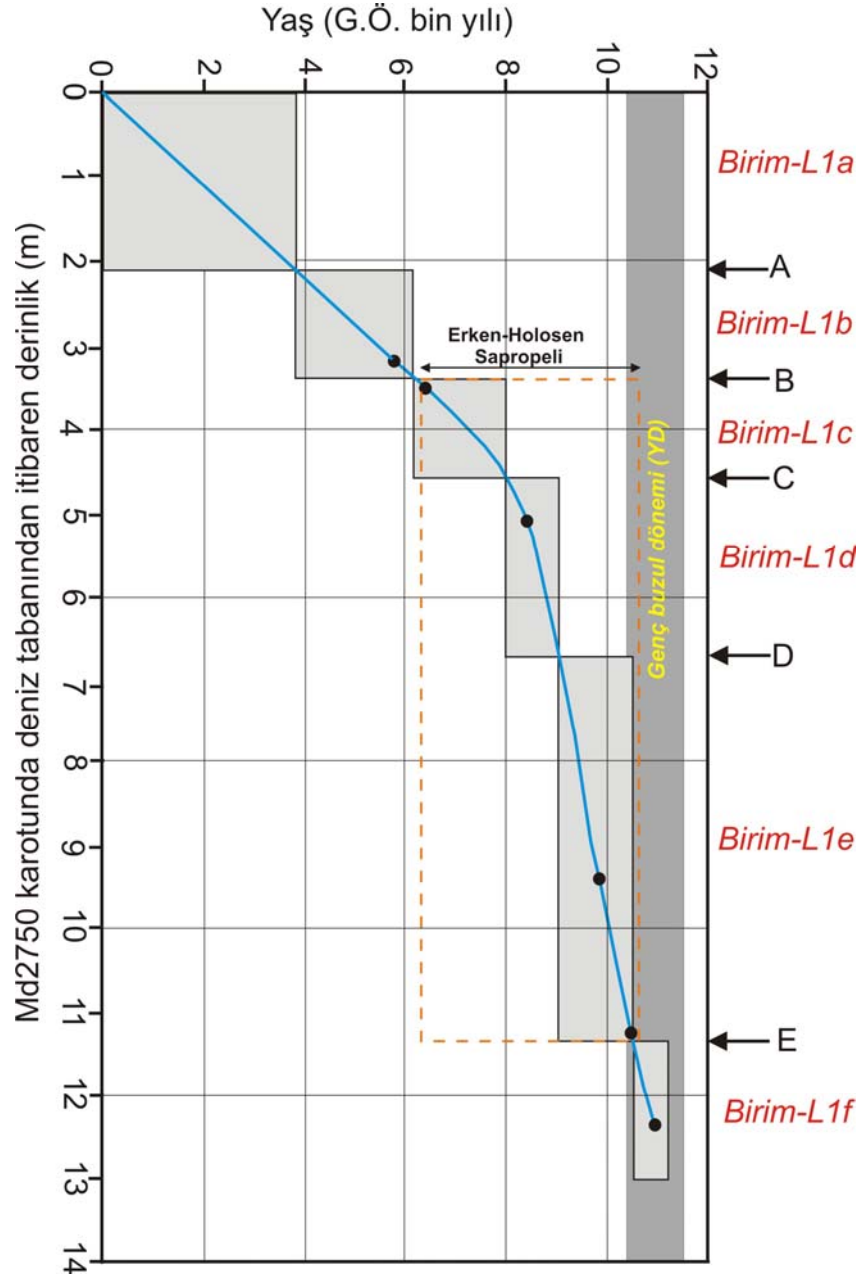


Şekil 4.53. Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yeralan sismik profillerde ayırtlanan F sismik yansımaya yüzeyinin kontur haritası. Derinlikler metre cinsinden verilmiştir.





Şekil 4.54. Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yeralan sismik profillerde ayırtlanan E sismik yansımaya yüzeyinin kontur haritası. Derinlikler metre cinsinden verilmiştir.



Şekil 4.55. İstanbul Boğazı kanalı içerisinde alınan MD-2750 karotunda  $^{14}\text{C}$  tarihlendirme analizlerine göre elde edilen yaş modellemesi (Eriş vd., 2007). Karotda  $^{14}\text{C}$  yaşların bulunduğu seviyeler siyah noktalarla belirtilmiştir. Karotda ayrıtılan litostratigrafik birimler dikdörtgen kutular (gri) şeklinde gösterilmiş ve bunları sınırlayan litolojik sınırlar (A-E) siyah oklarla gösterilmiştir. Birim L1e ile b arasında kalan çökeller Erken Holosen Sapropeli'nin çökeltme zamanı içerisinde yer almaktadır.

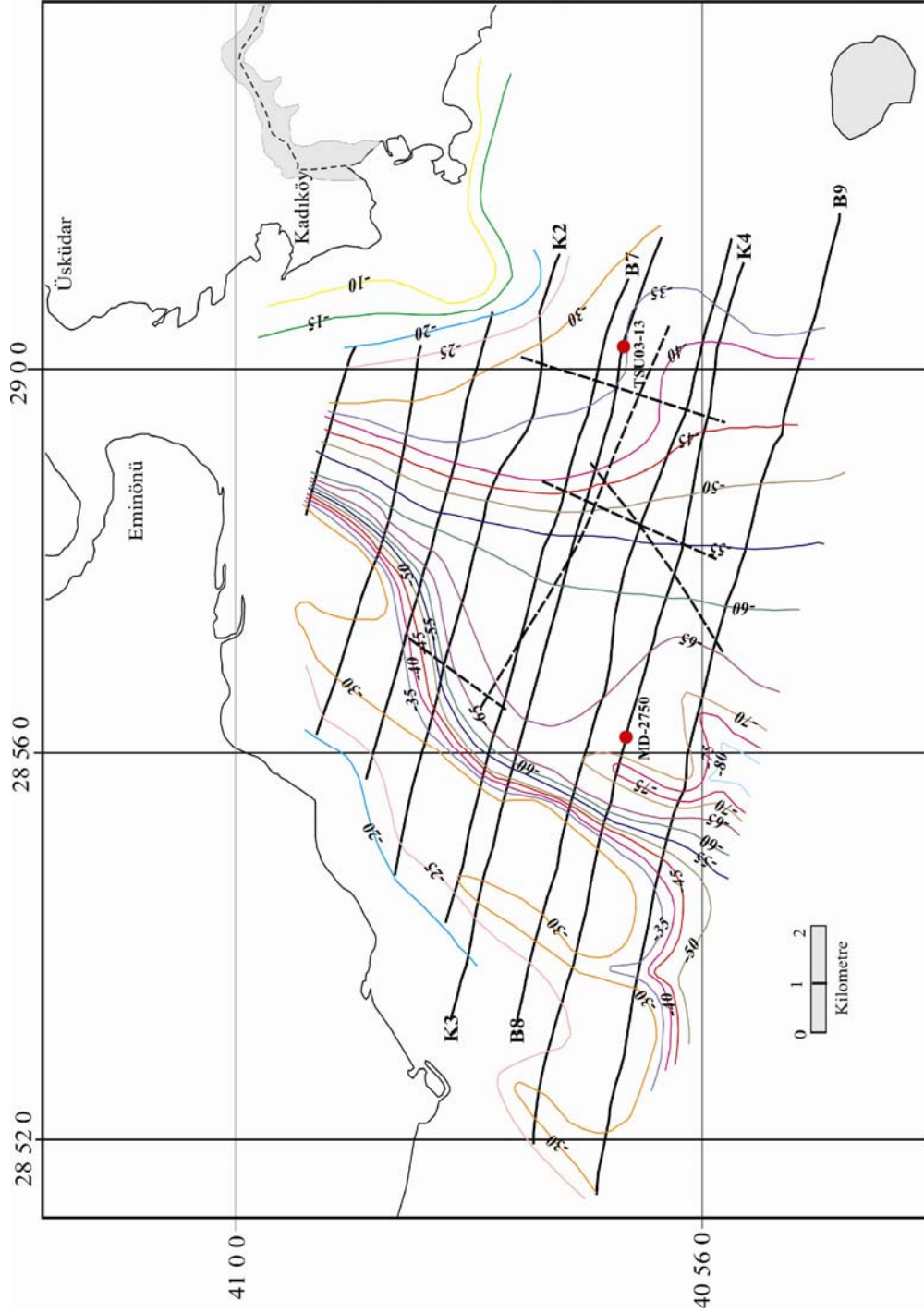
Birim-S1f'i uyumsuz olarak üzerleyen Birim-S1e kanal içerisinde örtü çökelleri olarak gözlenirken, şelfin özellikle doğusuna doğru kıyı yüzü çökellerine geçmesi, -71 m durağan deniz seviyesi döneminden sonra gelişen transgresyon ile kıyının gerilediğini göstermektedir (Şekil 4.40). Transgresif çökelen Birim-S1e'yi D sismik yansıma yüzeyi uyumsuz olarak üzerlediğinden, bu yüzeyin -71 m aşınma

düzlüğünü üzerleyen kıyı yüzü çökellerinin üstünde aşındırıldığı gözlenmektedir. Bu aşınmanın Birim-S1d'nin çökmesinden önce, K sismik yansıma yüzeyi üzerinde 63 m su derinliğinde oldukça geniş bir aşınma düzlüğünün oluşumu sırasında meydana geldiği anlaşılmaktadır. Bu zamanda -63 m'de durağan deniz seviyesinin ardından devam eden transgresyon sonucunda Birim-S1d kanal içerisinde örtü fasiyesinde gelişirken, şelfin doğusunda transgresyon ile kıyının gerilediğini gösteren kıyı yüzü çökelleri meydana gelmiştir (Şekil 4.39 ve 4.43). Marmara Denizi'nin Adalar güneyinde, muhtemelen eş zamanlı olduğu düşünülen -65 m taraça seviyesine ait aşınma platformu üzerinde alınan karotdan elde edilen <sup>14</sup>C yaşı G.Ö. 10 100 yılını vermektedir (bakınız bölüm 4.3.2). Aksu vd. (2002a) Marmara Denizi'nin güney şelfinde hemen hemen aynı derinlikte bulunan bir berm üzerinde gelişen biyohermin tabanından elde ettiği <sup>14</sup>C yaşı G.Ö. 9800 yılını vermektedir. Biyohermin tabanı aynı zamanda bermin olduğu -65 m kıyısına karşılık gelmektedir. Aynı taraça seviyesi Adalar güneyinde -65 m'de bulunurken Hersek'in doğusunda -64 m'de bulunmaktadır (Çağatay vd., 2003a). Buna göre yaklaşık G.Ö. 10 100 yılından sonra Marmara Denizi seviyesi -65 m'de durağan hale gelmiş ve daha sonra transgresyonun devam etmesiyle İstanbul Boğazı girişinde Birim-S1d çökelmeye başlamıştır.

Sismik profillerde D sismik yansıma yüzeyi üzerinde biyoherm yapılarının gelişmesi -65 m'de denizin durağan döneminden sonra gelişen transgresyon sonucunda Marmara Denizi'nde tuzluluğun ve sıcaklığın arttığını göstermektedir. D sismik yansıma yüzeyi üzerinde yer yer küçük ölçekte kanal yapılarının gelişmesi bu transgresyon ile vadi içerisinde kuzeye İstanbul Boğazı'na doğru olan güçlü bir akıntının varlığını göstermektedir (Şekil 4.39, 4.40, 4.41 ve 4.43). İstanbul Boğazı yoluyla böyle bir akıntının Karadeniz'den Marmara Denizi'ne doğru olması bu dönemde Karadeniz'in seviyesinin İstanbul Boğazı güneyinde yeralan eşğin altında olması nedeniyle imkansızdır (Major vd., 2002; 2006; Ryan vd., 2003). Birim-S1e'yi üzerleyen D sismik yansıma yüzeyine ait yapılan kontur haritasında -63 m (Adalar çevresinde ve Kuzey şelfte -65 m) kıyısının geliştiği zamanda yaklaşık batimetriyi göstermektedir (Şekil 4.57). Marmara Denizi'nin İstanbul Boğazı girişinde Birim-S1d'nin çökmesinin ardından devam eden transgresyon ile birlikte C sismik yansıma yüzeyi üzerine Birim-S1c çökelmiştir (Şekil 4.50).



Birim, hem kanal içerisinde ve hem de şelfin daha sığ kesimlerinde transgresif örtü çökeli olarak gelişmektedir. K4 sismik profili üzerinde yer alan MD-2750 karotunda yapılan yaş-modeline göre, C sismik yansıma yüzeyinin bu karotda karşılığı olan litolojik sınırın yaklaşık yaşı yaklaşık G.Ö. 8000 yılıdır (Şekil 4.55). Buna göre, İstanbul Boğazı girişinde Birim-S1c G.Ö. yaklaşık 8000 yıl önce çökelmeye başlamıştır (Şekil 4.50). Birim-S1c'yi uyumlu olarak üzerleyen Birim-S1b'nin sismik profillerde şelfin doğusunda gözlenen geometrik özelliklerinden bunların delta çökeli oldukları anlaşılmaktadır (Şekil 4.39, 4.43 ve 4.44). Marmara Denizi'nde daha önceki araştırmacıların da incelediği bu delta çökellerinin kökeni Marmara Denizi'nin paleoşinografisi açısından oldukça önemlidir (Hiscott vd., 2002a; Aksu vd., 2002a; Gökaşan vd., 2005). Deltanın kökeni ve depolanma süreci sismik stratigrafik ve karot çalışmalarının yardımı ile bu çalışmada ayrıntılı biçimde ele alınmıştır. İstanbul Boğazı girişinde aynı delta çökelleri Hiscott vd. (2002a) ve Aksu vd. (2002a) tarafından çalışılıp deltanın kökeni ve çökme süreci araştırılmıştır. Bu araştırmacılara göre, Karadeniz'de sular İstanbul Boğazı yolu ile G.Ö. 10 bin yıl önce Marmara Denizi'ne akmaya başlamış ve bu akıntı G.Ö. 10-9 bin yılları arasında İstanbul Boğazı girişinde delta oluşumunu sağlamıştır. Hiscott vd.'nin (2002a) İstanbul Boğazı önünde çalıştığı sismik profiller ile bu çalışmada incelenen profiller bir kaç noktada kesişmektedir (Şekil 4.58). Kesişmekte olan sismik profillerde yapılan sismik stratigrafik yorumlamalar karşılaştırılmış ve bu çalışmada ayırtlanan sismik yansıma yüzeylerinin Hiscott vd.'nin (2002a) tanımladıkları ile eşleştirilmiştir. Buna göre, Hiscott vd.'nin (2002a) sismik profillerde ayırtladıkları  $\beta 1$  and  $\beta 2$  sismik yansıma yüzeyleri arasında kalan delta çökellerinin (Birim-2), aslında bu çalışmada ayırtlanan Birim-S1b ve Birim-S1c'ye karşılık geldiği anlaşılmaktadır (Şekil 4.59). Birim-S1b ile c arasındaki sınır incelenen sismik profillerde oldukça belirgindir. Delta foreset tabakalarının tabanda üzerine yaslandıkları sismik yansıma yüzeyi olan B, aynı zamanda Birim-S1b ile c arasındaki sınırı oluşturmaktadır. Hiscott vd.'nin (2002a) sismik stratigrafik yorumlamalarında bu sınırı görmezden gelmeleri, delta biriminin yayılımı ve kalınlığı ile ilgili değerlendirmeleri etkilemiştir. Bu çalışmada yapılan delta çökellerine ait kalınlık haritası Hiscott vd. (2002a) tarafından ortaya konulan kalınlık haritasıyla karşılaştırıldığında delta yayılımında önemli bir farklılık gözlenmektedir (Şekil 4.60). Hiscott vd.'nin (2002a) hazırladıkları kalınlık haritasında delta birimi daha kalın ve daha geniş bir yayılım alanına sahiptir.

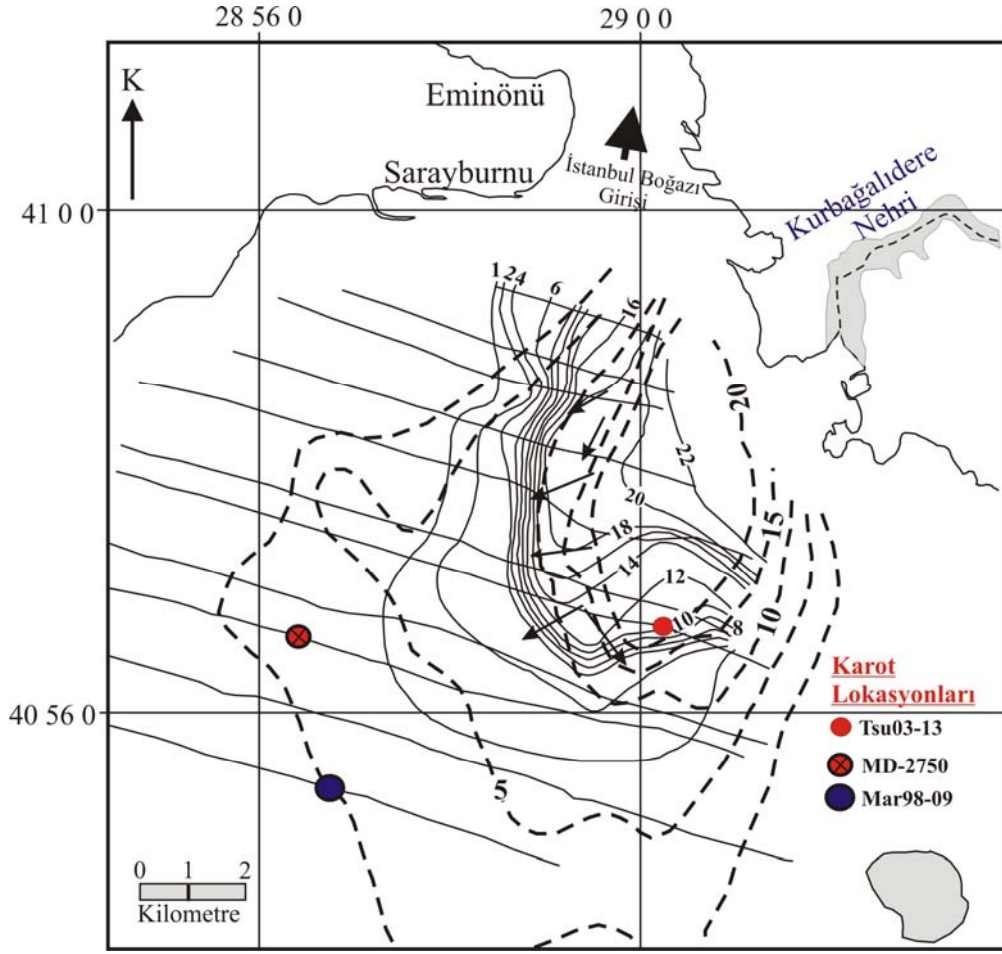


Şekil 4.58. Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde Hiscott vd. (2002a) ile bu çalışmada yorumlanan sığ-sismik profiller. Haritada Hiscott vd. (2002a) tarafından çalışılan profil hatları kesikli çizgilerle gösterilmiştir.

<u>Bu çalışma</u>		<u>Hiscott ve diğ. 2002a</u>	
Sismik Birimler	Yaş G.Ö.	Sismik Birimler	Yaş G.Ö.
BİRİM-S1a	0-3800	Unit-1	0-9000
<b>A</b>		$\beta_1$	
BİRİM-S1b	3800-6200	Unit-2	9000-10 000
<b>B</b>		$\beta_2$	
BİRİM-S1c	6200-8000	Unit-3	10000-12000
<b>C</b>		$\beta_3$	
BİRİM-S1d	8000-8800	Unit-4	12000-23500
<b>D</b>		$\beta_4$	
BİRİM-S1e	8800-10500	Unit-5	23500-29000
<b>E</b>		$Q_1$	
BİRİM-S1f	10500-11500		
<b>G</b>			
BİRİM-S2	11500-LGM		
<b>K</b>			

Şekil 4.59. Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yer alan sismik profillerde bu çalışmada ayrıtlanan sismik birimlerin kronolojileri ile Hiscott vd. (2002a)'ne ait kronolojik çalışmaların karşılaştırılması. Yaşlar kalibre edilmemiş  $^{14}\text{C}$  yaşlarıdır.

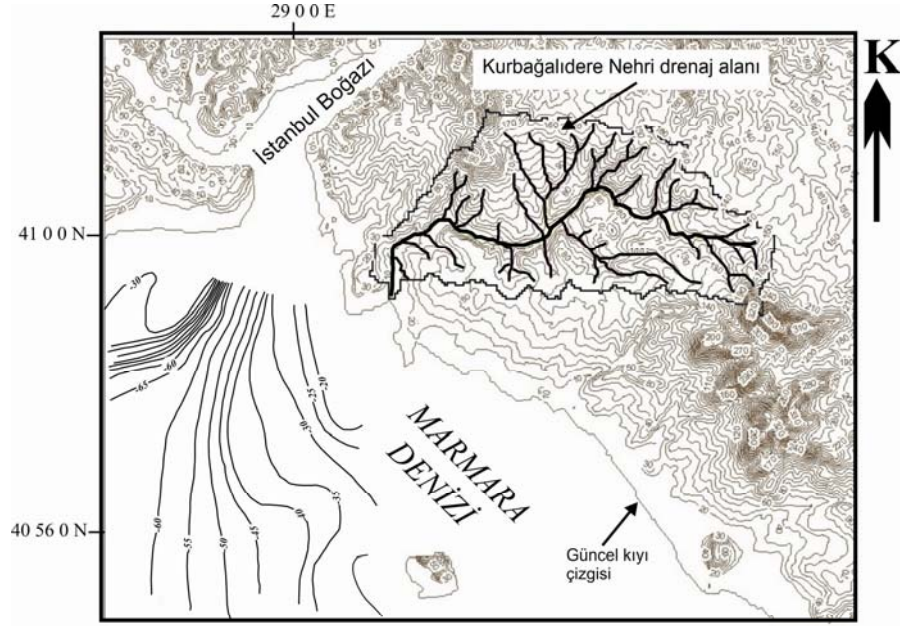
Bu çalışmada hazırlanan delta çökellerine ait kalınlık haritasında delta lobunun en kalın (22 m) gözleendiği Kurbağalıdere'nin ağzından güneybatıya doğru yayıldığı gözlenmektedir (Şekil 4.60). Delta forset'lerini temsil eden klinofom tabakaların eğimleri genelde GD ve GB'ya doğrudur. Kalınlık haritasındaki delta lobunun geometrisi ve klinofom tabakaların eğim yönleri deltanın Kurbağalıdere'nin getirdiği çökellerle oluştuğunu göstermektedir. Delta lobunun hafif kuzeye olan yayılımının G.Ö. 8400 yılda Marmara Denizi'nden Karadeniz'e olan akıntı ile (Major vd., 2002, 2006; Ryan vd., 2003) oluştuğu düşünülmektedir.



Şekil 4.60. Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yer alan delta çökellerine ait bu çalışmada yapılan kalınlık haritası (sürekli çizgi) ile Hiscott vd.'ne (2002a) ait kalınlık haritasının (kesik çizgiler) karşılaştırılması. Kalınlıklar metre cinsinden erilmştir.

Delta çökellerinin transgresyon esnasında kuzeye dağıtılmasına benzer bir mekanizma Algan vd. (2001) tarafından İstanbul Boğazı'nda -35 m'deki eşğin oluşması için öne sürülmüştür. Burada Alibeyköy ve Kağıthane derelerinin çökelleri Haliç'ten taşınarak Dolmabahçe ve Üsküdar arasında bir eşik oluşturmuştur. İstanbul Boğazı girişi doğusunda gözlenen delta çökellerinin kaynağı olduğu düşünülen Kurbağalidere'nin drenaj alanı toplam 46 km<sup>2</sup> olup, oldukça dik bir topoğrafyaya sahiptir (Şekil 4.61). Drenaj alanı genelde Paleozoyik yaşlı şist, grovak, kireçtaşı ve kuvarsit kayaları ile Neojen yaşlı kum ve çakıldan oluşmaktadır. Kurbağalidere'nin güncel ortalama debisi 80 m<sup>3</sup>/yıl olup (DSİ İstanbul, yayınlanmamış veri), güncel taşıdığı sediman yükü henüz tespit edilememiş olduğundan Marmara ve Batı Karadeniz çevresinde güncel sediman yükü bilinen bazı nehirler ile karşılaştırılması sonucu bu oranın yaklaşık 60 000 ton/yıl olabileceği tahmin edilmektedir (Tablo 3; Şekil 4.62).





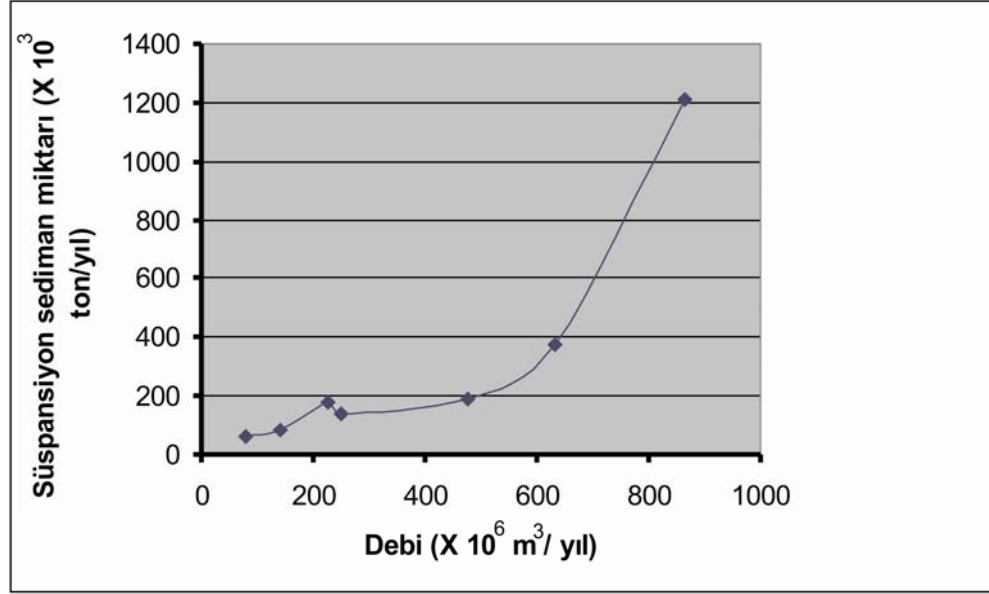
Şekil 4.61. Marmara Denizi'nin İstanbul Boğazı girişi doğusunda Kurbağalidere'nin drenaj alanı ve çevresinin topoğrafyası.

Tablo 3. Marmara ve Batı Karadeniz bölgelerinde bazı akarsuların debi ve taşıdığı asılı sediman miktarları (EİE, 2000).

Nehirler	Ortalama Debi (m <sup>3</sup> /yıl)	Asılı sediman miktarı (t/yıl)
Gönen Nehri	477 x 10 <sup>6</sup>	188 000
Devrenkani Nehri	227 x 10 <sup>6</sup>	177 760
Kocaçay Nehri	633 x 10 <sup>6</sup>	375 000
Soğanlı Nehri	864 x 10 <sup>6</sup>	1 210 000
Karasu Nehri	142 x 10 <sup>6</sup>	82 000
Boluçayı Nehri	251 x 10 <sup>6</sup>	140 000
Kurbağalidere	80 x 10 <sup>6</sup>	60 000

Marmara bölgesinde akarsuların tahmin edilen toplam sediman yükü, bugün ölçülen asılı sediman yükü miktarından yaklaşık % 35 daha fazladır (EİE, 2000; Kazancı vd., 2004). Bunun en önemli nedeni akarsuların drenaj havzalarındaki baraj yapımları ile ilave yatak yükü çökelimidir. Akarsuların yatak yükü, ortalama olarak toplam sediman yükünün yaklaşık % 10'nuna eşittir (Milliman ve Mead, 1983). Barajlarda tutulan sediman ve yatak yükü miktarı hemen hemen tarımlaşma ve orman tahribinin etkisini dengelemektedir (Syvitski vd., 2005). Buna göre nehirlerin taşıdığı sediman yükü miktarına etkili olan her türlü insan etkisi hemen hemen

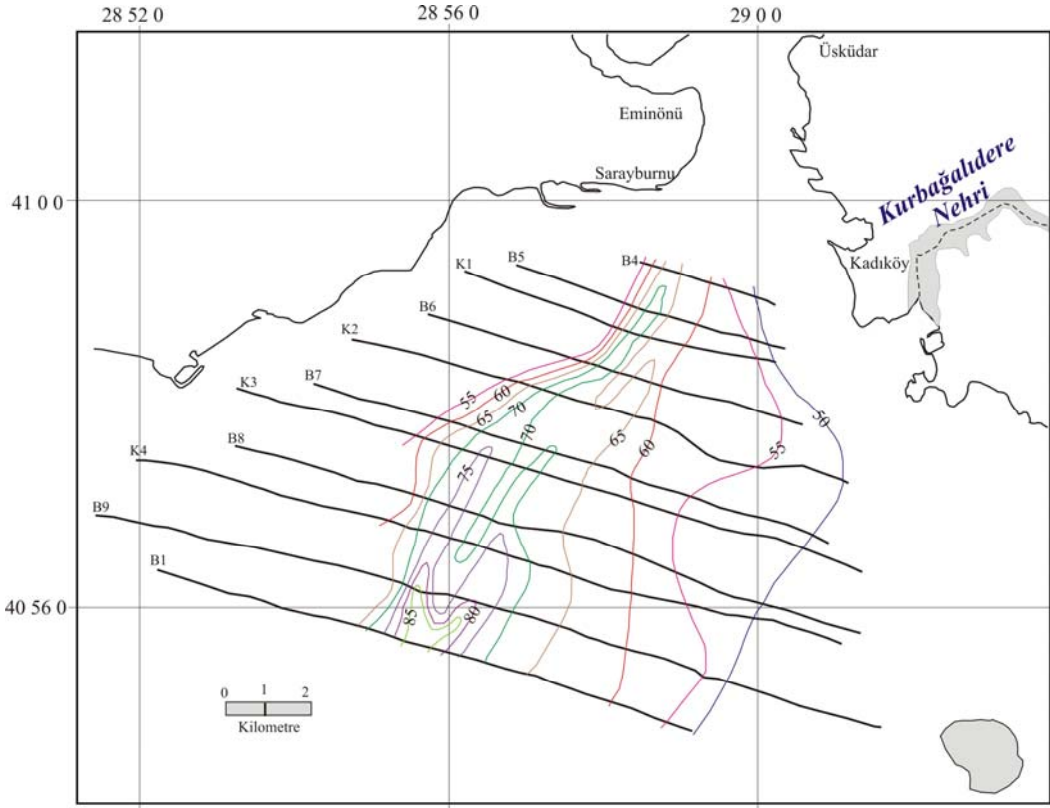
birbirini dengelemektedir. Buna göre, Kurbağalıdere'ye ait tahmin edilen sediman yükü oranı medeniyet öncesi zaman içinde aynı kabul edilebilir.



Şekil 4.62. Marmara ve Batı Karadeniz bölgelerinde bazı akarsuların debi ve taşıdığı asılı sediman miktarlarının oransal grafiği. Akarsulara ait debi ve taşıdığı asılı sediman miktarları Tablo 2’de verilmiştir.

Hiscott vd. (2002a) ile Aksu vd. (2002a)’nin İstanbul Boğazı girişinde yer alan delta biriminin oluşumu ile ilgili destekledikleri Karadeniz’den Marmara Denizi’ne su akış hipotezine karşı önemli veriler ve deliller vardır. Öncelikle böyle bir akıntıyla oluşacak deltanın çökel kaynağı belirtilmemiştir. Delta birimini oluşturacak çökellerin İstanbul Boğazı’nın her iki yakasındaki kara alanları olsa bile bu çökellerin boğaz içerisinde Bebek ve Beykoz gibi mevkilerde -80 m’lere varan derinlikteki çukurluklarda büyük bir bölümünün kapanlanması gerekmektedir (Göktaşan vd., 1997; Algan vd., 2001). İkinci olarak, boğaz yoluyla gelen çökellerin oluşturacağı deltanın daha güneyde ve boğazın şelf üzerindeki kanalın önünde oluşması gerekirdi. Delta çökelinin başlamadan önce ve bitiminden sonraki zamanları temsil eden paleo-batimetri (kontur) haritaları boğazdan gelen bir akıntı ile boğazın girişinde bir deltanın oluşması gerçekleşseydi delta kalınlık haritası nispeten daha batıda yer almalıydı (Şekil 4.63 ve 4.64). Delta çökellerine ait kalınlık haritası ile delta sona erdikten sonraki zamanı temsil eden kontur haritası (A sismik yansıma yüzeyine ait) karşılaştırıldığında delta çökellerinin yayılımı ile delta

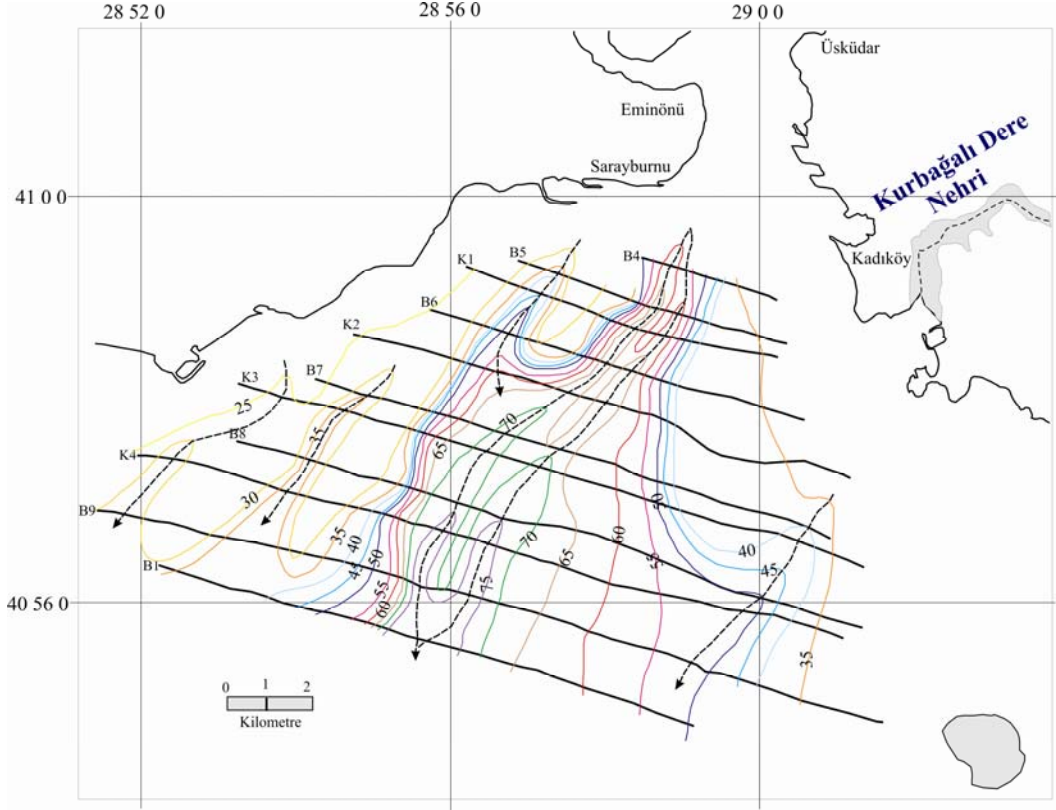
çökeli mi sonlandı ğı zamanda Kurba ğaldere'ye ait kanalın deniz altındaki devamının bulundu ğu alanların örtüştü ğü gözlenmektedir (Şekil 4.63 ve 4.64). Üçüncü olarak, sismik profillerde delta birimi yaklaşık -55 ila -52 m arasında de ğişen derinliklerde gözlenmektedir. E ğer Hiscott vd. (2002a)'lerinin idda etti ği gibi delta çökelleri 10 bin yıl önce oluşmaya başlasaydı, dalga tabanı 6 m alındığında deniz seviyesinin yaklaşık -46 m'de olması gerekmektedir.



Şekil 4.63. Marmara Denizi İstanbul Bo ğazı girişinde yer alan sismik profillerde ayırtılan B sismik yansıma yüzeyine ait kontur haritası. Derinlikler metre cinsinden verilmiştir.

Global deniz seviyesi eğrilerine bakıldığında G.Ö. 10 bin yılında deniz seviyesinin yaklaşık -65/-70 m'lerde olduğu bilinmektedir (Fairbanks., 1989). Ayrıca bu çalışmada -65 m kıyı çizgisinin yaklaşık 10 100 yılından sonra geliştiğini bilmekteyiz. İstanbul Bo ğazı girişinde yer alan delta Gökaşan vd. (2005) tarafından çalışılmış ve yorumladıkları sismik ve karot verilerine dayanarak delta biriminin Kurba ğaldere'den kaynaklandığı ve yaklaşık 11-10 bin yılları arasında çökeldiğini öne sürülmüştür. Bu çalışmada incelenen sondajdan yaklaşık -18 m su derinliğinden G.Ö. 11 000 yıl elektrospin rezonans yaş verisi elde edilmiştir. G.Ö. 11 bin yılında deniz seviyesinin -18 m'lerde olması Global deniz seviyesi eğrisine göre mümkün

değildir (Fairbanks., 1989). Deniz seviyesi eğrisine göre G.Ö. 11 bin yılında deniz seviyesinin -70/-75 m’lerde olması gerekmektedir.



Şekil 4.64. Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yer alan sismik profillerde ayırtılan A sismik yansıma yüzeyine ait kontur haritası. Derinlikler metre cinsinden verilmiştir.

Bu çalışmada İstanbul Boğazı girişinde K4 ve K3 sismik profilleri üzerinde yer alan gravite karotlarından alınan  $^{14}\text{C}$  yaşları ve boğaz kanalı içinden alınan MD-2750 karotunda deltanın yaşı tartışmaya meydan vermeyecek şekilde saptanmıştır (Şekil 4.49). İstanbul Boğazı kanalı içerisinden alınan MD-2750 karotunda yapılan yaş modellemesinde delta çökeli başlangıcını temsil eden B sismik yansıma yüzeyinin G.Ö. 6200 yılına karşılık geldiği gözlenmektedir. Aynı karotda yapılan organik karbon analizinde, Erken Holosen Sapropeli'nin üst sınırı karotda delta çökellerini temsil eden Birim-L1b'nin tabanına karşılık gelmektedir (Şekil 4.49). Erken Holosen Sapropeli'nin çökmesinin daha önceki araştırmacılar tarafından G.Ö. 6400 yılında sona erdiği belirlendiğinden (Çağatay vd., 2000), delta çökellerinin kanal içerisindeki uzantısı olan Birim-L1b'nin taban yaşı da G.Ö. 6400 yılından genç olmalıdır. K3 sismik profilinde Delta çökellerini kesen TSU03-13 karotunda

delta-düzlüğünü (topset) temsil eden çökellerden alınan  $^{14}\text{C}$  yaşı G.Ö. 4400 yılını vermektedir (Şekil 4.49). Ancak sismik profilde delta-düzlüğü (topset) çökellerinin aşındırıldığı düşünülürse delta çökelinin sona ermesi bu tarihten daha sonra olmalıdır. MD-2750 karotunda yapılan yaş modellemesinde delta çökelinin bitimini temsil eden A sismik yansıma yüzeyinin G.Ö. 3800 yılına karşılık geldiği görülmektedir (Şekil 4.55). Tüm bu verilere dayanarak delta biriminin çökme yaşının G.Ö. 6200-3800 yılları arasında olduğu anlaşılmaktadır (Şekil 4.59).

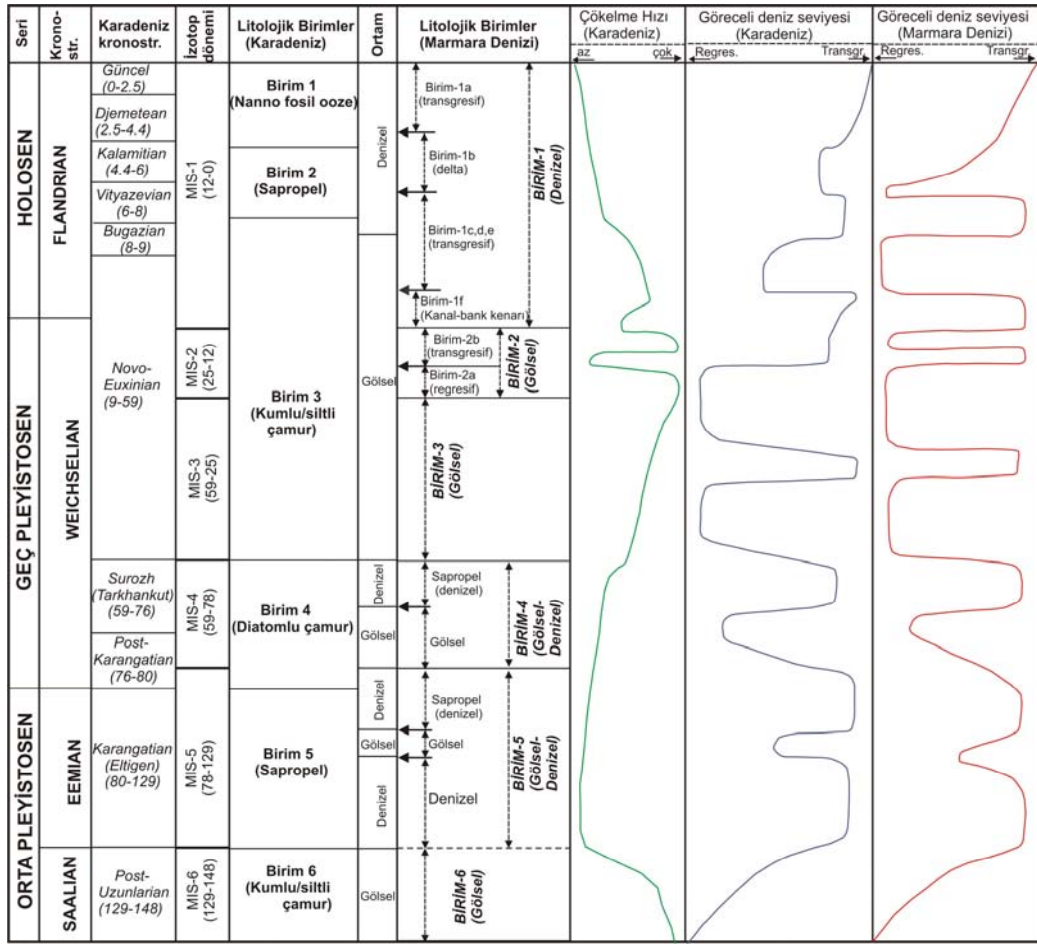
Deltanın oluşumuna yol açan sebepleri açıklamak gerekirse, en önemli etkenin deniz seviyesi değişimi olması gerekmektedir. Birim-S1b'nin (delta çökelleri) tabanını temsil eden B sismik yansıma yüzeyinin kontur haritasında delta gelişmeden önce deniz tabanının özellikle şelfin doğusunda oldukça düzenli ve yayvan olduğu gözlenmektedir (Şekil 4.63). Buna göre deltanın oluşmaya başladığı zamana kadar devam eden transgresyon sonucunda Kurbağalıdere vadisinde geriye-dolma (Back-filling) şeklinde bir çökme olduğu, yani büyük çoğunlukla nehrin ana kanalı içerisinde sedimanların çökeldiği anlaşılmaktadır. Dünya deniz seviyesi artışındaki azalma ile birlikte karadan sediman geliminin iklimsel olarak artması Marmara Denizi'nin İstanbul Boğazı girişinde deltaik çökmenin başlamasını sağlamıştır. Bu sonuç aynı zamanda, dünya genelinde Orta Holosen döneminde yaygın delta gelişiminin olduğu gerçeğiyle de uyumaktadır (Stanley ve Hait, 2000). Delta çökelinin ilk evresi ilerlemeli klinoformların G.Ö. 6200 yılında çökmesi ile başlamıştır. Delta istifinde ilerlemeli klinoformlarından üste doğru birikmeli klinoformlara geçiş, bu esnada deniz seviyesindeki nispeten daha hızlı bir artışın olduğunu göstermektedir. Buna göre Birim-L1b'nin üst bölümünün (Birim-L2b) deltanın birikmeli klinoformlarının olduğu delta dönemi ile eş zamanlı olduğu anlaşılmaktadır (Şekil 4.49). Deniz seviyesindeki artışın devam etmesi ve bununla eş zamanlı olarak Kurbağalıdere'den gelen çökelin azalması sonucunda delta çökeli G.Ö. yaklaşık 3800 yılında sona ermiştir. Birim-S1b'yi üzerleyen A sismik yansıma yüzeyinin kontur haritasında, delta çökeli sona ermesine rağmen Kurbağalıdere'den bir akıntının deniz altında varlığı gözlenmektedir (Şekil 4.64). Buna göre, delta çökelinin sona ermesinde en önemli etkenin deniz seviyesindeki ani yükseliş olduğu anlaşılmaktadır. Delta çökelinin durduğu zamanda Kurbağalıdere'den kırıntı gelmesine rağmen deniz seviyesindeki artış miktarı çökme miktarından çok daha fazla oranda olması delta oluşumu sona erdirmiştir.

## 5. TARTIŞMA

### 5.1. Marmara Denizi'nde G.Ö. 129-78 bin yılları arasında deniz seviyesi değişimleri

Marmara Denizi'nde en yaşı çökeli istifi sismik profillerde Birim-S7 ve S6 ile temsil olunmaktadır (bakınız bölüm 4.3.1; Şekil 4.22). Sismik profil üzerinde farklı noktalardan alınan gravite karotlarında yapılan kronolojik çalışmalar ışığında bu birimlerin Pleyistosen'de 7 ve 6 deniz izotop dönemlerini (MIS-7 ve MIS-6) temsil ettikleri anlaşılmıştır (Şekil 5.1). Orta Pleyistosen başlarında, yedinci izotop döneminde (MIS-7) gerçekleşen transgresyon ile Marmara Denizi'nde Birim-S7 ve ardından MIS-6 döneminde gelişen regresyon ile Birim-S6 çökelmiştir (bakınız bölüm 4.3.3; Şekil 4.34 ve 4.35).

Marmara Denizi'nde Orta Pleyistosen sonunda MIS-6 döneminden MIS-5 dönemine geçiş, Adalar güneyinde Tocin-3 sığ-sismik profilinde kendisinden daha yaşı bütün birimleri örten Birim-S5 ile temsil edilmektedir (bakınız bölüm 4.3.1; Şekil 4.22). Profil üzerinde yer alan MD-2745 karotunda Birim-L5 ile temsil olunan bu çökellerde yapılan ayrıntılı sedimentolojik ve paleontolojik çalışmalar sonucunda birimin alttan üste doğru üç farklı litolojide çökeldiği anlaşılmaktadır (bakınız bölüm 4.3.2; Şekil 4.30). Orta Pleyistosen sonunda MIS-5 dönemini temsil eden bu çökellerin başlangıçta denizel, daha sonra gölsel fasiyeste ve tekrar denizel çökelleri temsil eden sapropel seviyesinden oluştuğu gözlenmektedir. Böylece MIS-5 dönemine karşılık gelen G.Ö. 129-78 bin yılları arasında dünya deniz seviyesi eğrisinde (Shackleton, 1989) büyük ölçekte gözlenen salınımlar, bu dönemde Marmara Denizi'nde deniz seviyesi değişimlerini etkilemiş ve farklı çökeltme ortamlarının oluşmasına yolaçmıştır.



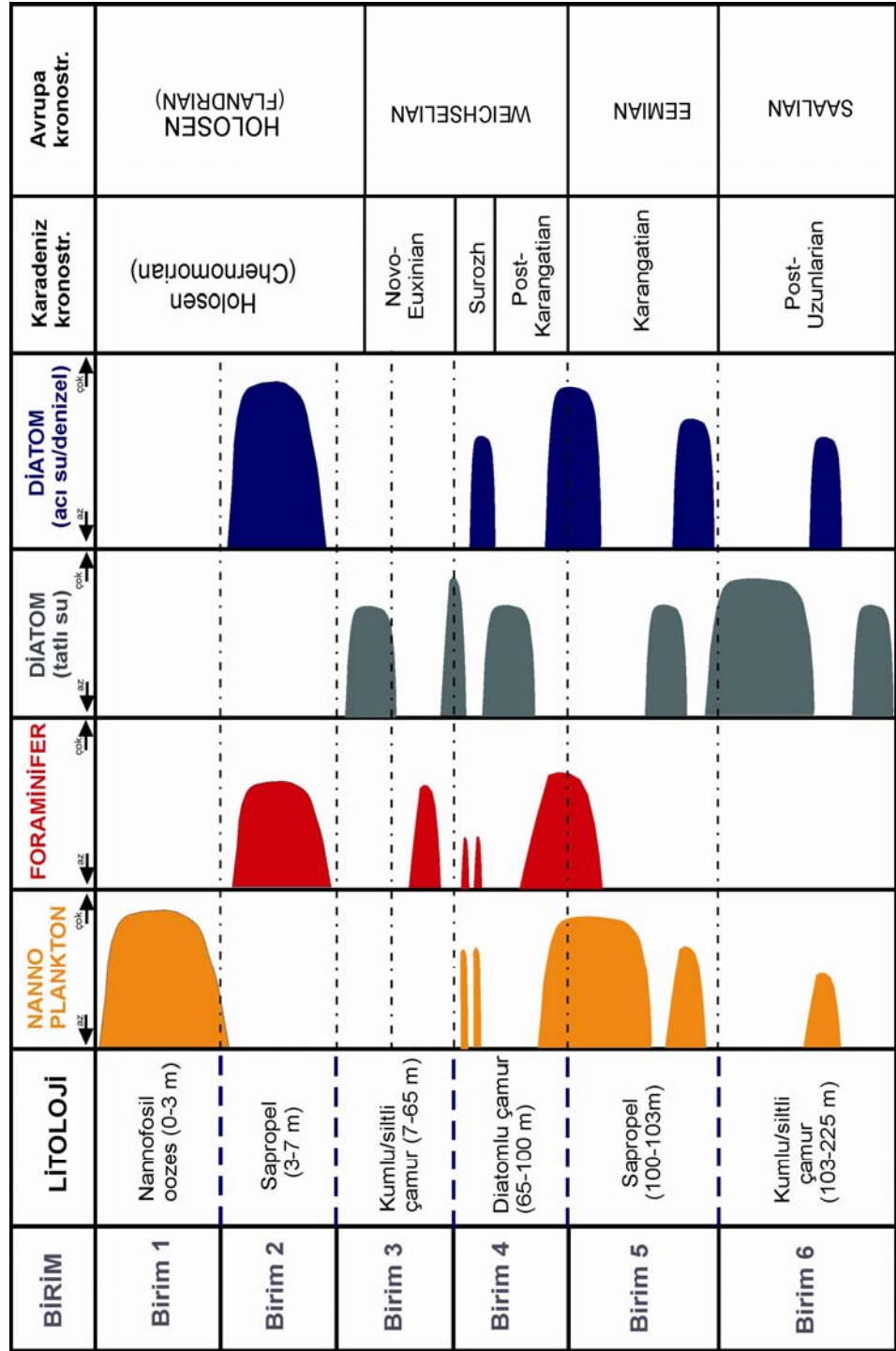
Şekil 5.1. Bu çalışma kapsamında Marmara Denizi'nde ayırtılan Orta Pleyistosen-günümüz zaman aralığında çökelmiş birimler ile Karadeniz'de çökelen birimlerin kronolojileri ve her iki denizde göreceli deniz seviyesi değişimlerine bağlı olarak gelişen transgresyon ve regresyon dönemleri. Karadeniz'de ayırtılan birimler DSDP (1974) seferiyle alınan 379 ve 380 nolu sondaj verilerinden derlenmiştir (Ross, 1978; Hsü, 1978). Karadeniz'in geç buzul maksimum dönemi ve Holosen kronolojisi farklı çalışmacıların verilerine dayanmaktadır (Federov, 1971; Chapalyga vd., 1995; Ryan vd., 2003).

Marmara Denizi'nde MIS-5 dönemi başında G.Ö. 129 bin yılında gerçekleşen transgresyon ile Akdeniz sularının Marmara Denizi'ni işgal etmesi farklı araştırmacılar tarafından Tirheniyen transgresyonu olarak adlandırılmıştır (Erinç, 1955; Erol ve Nuttal, 1975; Taner, 1983, 1990; Sakınç ve Bargu, 1989; Sakınç, 1993). Marmara Denizi'nde bu çalışma kapsamında Birim-L5'in denizel çökellerden oluşan seviyelerinin günümüz kıyılarında gözlenen karşılığı Marmara Formasyonu olarak tanımlanmıştır (Taner, 1983; Yaltrak vd., 1996b; Sakınç ve Yaltrak, 1997). Güney Trakya sahillerinde özellikle Gelibolu ve Çanakkale bölgelerinde Marmara Formasyonu'na ait farklı seviyelerde bulunan denizel taraça çökellerinde ayrıntılı

stratigrafik ve paleontolojik çalışmalar farklı araştırmacılar tarafından yapılmış ve bu taraça seviyelerinin günümüze kadar olan süreçte güncel kıyı şeridinden en az +40 m yüksekliğe ulaştıklarını belirtmişlerdir (Sakin ve Yaltırak, 1997; Yaltırak, 2000; Yaltırak vd., 2002). Gerçekten de MIS-5 dönemi başlangıcında dünya deniz seviyesinin -10 ila +5 m'leri arasında değiştiği düşünülürse günümüz kıyı şeridinden daha fazla yükseltelerde yeralan bu taraçaların tektonik olarak yükseldiği anlaşılmaktadır (Sakin ve Yaltırak, 1997; Yaltırak vd., 2000; Yaltırak vd., 2002). Pleyistosen başından günümüze kadar olan süreçte, Marmara Denizi'nin batısında gelişen yükselme hızının 1000 yılda yaklaşık 4 cm olduğu tespit edilmiştir (Yaltırak vd., 2000, 2002). Yaltırak vd. (2000)'nin Çanakale Boğazı boyunca deniz tabanına ait sığ sismik verilerde yaptığı sismik stratigrafik çalışmalar incelendiğinde, Çanakale Boğazı girişinde -83 m'deki temel kaya eşik derinliğinin sabit bir tektonik yükselme hızı göz önüne alındığında MIS-5 dönemi başlangıcında (G.. 129 bin yılında) -105 m'lerde olması gerekmektedir.

Marmara Denizi'nde G.. 129 bin yılında Tirheniyen transgresyonu ile deniz seviyesinin günümüz ile hemen hemen aynı olması sonucunda komşu denizler ile olan su geçişi sağlanmış olmalıdır. Akdeniz sularının bu tarihten sonra Marmara Denizi zerinden Karadeniz'e ve oradan da Hazar Denizi'ne ulaştığı Karadeniz sahillerinde yapılan çalışmalarda Akdeniz'de Tirheniyen'e karşılık Karangatiyen'e ait denizel okellerin varlığı ile tespit edilmiştir (Erinç, 1955; Erinç ve İnadık, 1955; İnadık, 1957b; Yalçınlar, 1958; Bilgin, 1963; Karabıyıkğlu, 1984; Aslanov vd., 1983; Chapalyga, 1995; Kaplin vd., 1993). Karadeniz'in MIS-5 dönemi başında denizel bir ortama dönüştüğü farklı bölgelerinden alınan karot ve sondaj verilerinde de gözlenebilmektedir. Bu verilerden en önemlileri 1974 yılında Karadeniz'in farklı su derinliklerinden DSDP (Deep Sea Drilling Project) seferi ile alınmış sondajlardır (Ross, D.A., Neprochnov, Y.P., vd., 1978). Marmara Denizi'nin Pleyistosen'den günümüze Karadeniz ile olan su geçişlerini araştırmak üzere bu çalışma kapsamında DSDP 379 ve 380 nolu sondajlarına ait sedimentolojik ve paleontolojik veriler incelenmiştir (şekil 5.2 ve 5.3). G.. 129 bin yılında Akdeniz sularının Karadeniz'e girmesi ile gölsel/tatlı su ortamından denizel bir havzaya dönüştüğü 379 nolu DSDP sondajında Birim 5 ile temsil olunan denizel diatomlu çamur, üstte sapropel seviyesi ve ayrıca 380 nolu sondajda ise denizel diatomlu çamurun varlığından anlaşılmaktadır (Ross, 1978; Hs, 1978; şekil 5.2 ve 5.3).

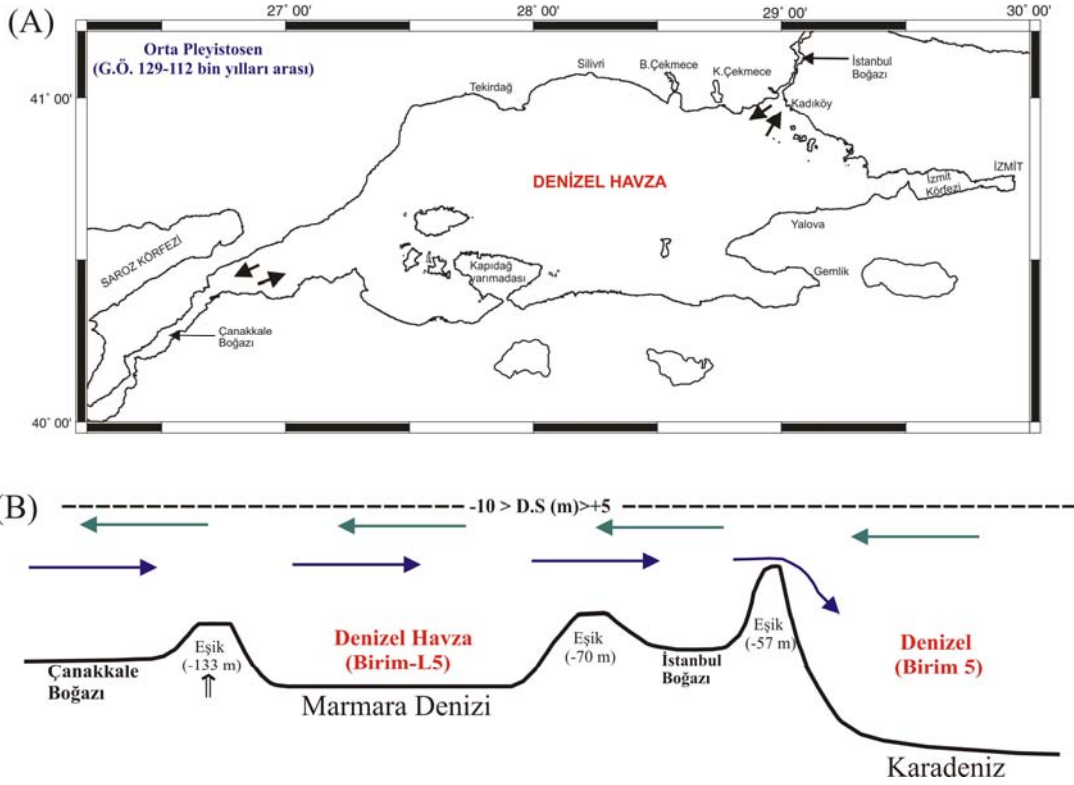




Şekil 5.2. Karadeniz'in doğusunda 2171 m su derinliğinden alınan 379 nolu sondajında Orta Pleyistosen-günümüz zaman aralığını temsil eden litostratigrafik birimler ve bu birimler üzerinde yapılan kronolojik ve paleontolojik çalışmaların derlemesi (Ross, 1978; Hsü, 1978).



Bütün bu çalışmalar değerlendirildiğinde, G.Ö. 129 bin yılında gerçekleşen Tirheniyen transgresyonu ile Marmara Denizi seviyesinin günümüz seviyesine benzer veya zaman zaman birkaç metre daha yükselerek Akdeniz sularının Karadeniz'e ulaştığı anlaşılmaktadır (Şekil 5.4).



Şekil 5.4. Marmara Denizi'nde Orta Pleyistosen'de, G.Ö. 129-112 bin yılları arası deniz seviyesini ve Akdeniz ve Karadeniz ile olan su geçişlerini gösteren şematik harita (A) ve Çanakkale-İstanbul Boğazları arasında Marmara Denizi'ni temsil eden şematik kesit (B). Orta Pleyistosen'de gölsel havza olan Marmara Denizi bu dönemde denizel bir ortam haline dönüşür. Dünya deniz izotop dönemlerinden MIS-5 başını temsil eden bu zaman çalışma kapsamında ayrımlanan Birim-L5'in çökmesi ile temsil olunur. Tirheniyen transgresyonu sonucunda Marmara Denizi seviyesi İstanbul Boğazı eşik derinliğini aşarak Karadeniz'e boşalmış ve Karangatiyen taraçalarını oluşturmuştur (Chapalyga, 1995; Aslanov vd., 1983; Kaplin vd., 1993). Karadeniz'de bu dönem Birim 5'in çökelişi ile temsil olunur (Ross, 1978; Hsü, 1978).

Adalar güneyinde yer alan Tocin-3 sığ-sismik profili üzerinde alınan MD-2745 karotunda Birim-L5'e ait altta denizel mollusk kavkılı çökellerden üste doğru Dreissenalı çamur seviyesine geçiş, MIS-5 içerisinde ortamın denizelden gölsele geçiş yaptığını göstermektedir (bakınız bölüm 4.3.2; Şekil 4.30). Orta Pleyistosen sonundaki bu geçiş MIS-5 dönemi içerisinde G.Ö. 112-85 bin yılları arasında yaşanmış ve dünya deniz seviyesi -55/-60 m'lere kadar gerilemiştir (Shackleton,

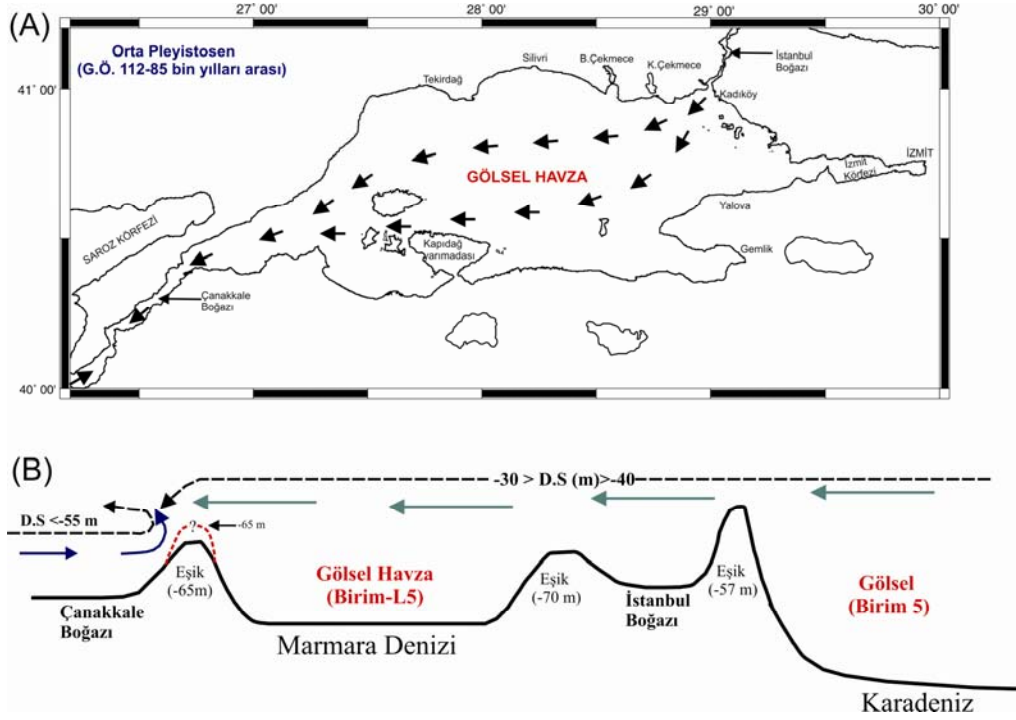
1989; bakınız bölüm 4.3.3; Şekil 4.34). MIS-5 dönemi başında Çanakkale Boğazı eşik derinliğinin son 250 bin yıl için tespit edilen yükselme hızının sabit kaldığı varsayıldığında -105 m'lerde bulunması gerekmektedir. Marmara Denizi'nin bu dönemde gölsel bir ortam haline gelebilmesi için Akdeniz ile olan ilişkisinin kesilmesi gerekmektedir. G.Ö. 112-85 bin yılları arasında dünya deniz seviyesinin yaklaşık -55 m'lere gerilediği kabul edilse bile bu dönemde -105 m'de yerleşmesi gereken eşik üzerinden Akdeniz sularının Marmara Denizi'ne ulaşması gerekmektedir. Bu durumda Akdeniz sularının, Karadeniz sularının Marmara Denizi'ne olan akışı ile Çanakkale Boğazı girişinde engellenmiş ve böylece Marmara Denizi gölsel bir ortam haline almış olmalıdır (Şekil 5.5). Nitekim Lane-serff vd. (1997) ile Myers vd. (2003)'nin İstanbul ve Çanakkale boğazlarının günümüz koşullarını dikkate alan modelleme çalışmalarında, Karadeniz'in güncel akıntı hızı karşısında Akdeniz sularının Çanakkale ve İstanbul Boğazı'ndaki eşik derinliğinin ancak 15 m üzerine çıkabilmesi durumunda boğazlardan geçerek Marmara Denizi ve Karadeniz'e akabileceğini belirtmişlerdir. Orta Pleyistosen sonunda G.Ö. 112-85 bin yılları arasında dünya deniz seviyesinin -55 m'lere gerilemesi ve Marmara Denizi'nin ise bu zamanda gölsel bir ortam haline alması bu dönemde eşik derinliğinin sığlaşıp Akdeniz sularının bu eşik üzerinde kritik derinliği (15 m) aşamaması sonucunda Çanakkale Boğazı girişinde Karadeniz suları tarafından engellenmiş olabilir (Şekil 5.5). Buna göre Çanakkale Boğazı girişinde Akdeniz sularının Karadeniz'den gelen akıntılarla engellenebilmesi için eşik en az -65 m'lerde bulunması gerekmektedir. Çanakkale Boğazı girişinde yerleşen eşik derinliğinin sığlaşmasına yol açan mekanizma Algan vd. (2001) tarafından İstanbul Boğazı güneyinde yerleşen eşik çökeli yığılması ile oluşumuna benzer şekilde açıklanabilir, ancak böyle bir durumda eşik derinliğinin -105 m'lerden -65 m'lere kadar sığlaşabilmesi için gereken çökelin kaynağı ve çökme mekanizması tartışmalıdır.

MIS-5 içerisinde Marmara Denizi'nin gölsel bir ortam haline gelebilmesi için Çanakkale Boğazı'nda eşik en az -65 m'lerde yerleşmesi gerektiğinden, Yalıtırak vd. (2002) tarafından batı Marmara bölgesi için tespit edilen yükselme hızının son 129 bin yılda sabit olmadığı veya bu oranın daha az olması gerekmektedir. G.Ö. 112-85 bin yılları arasında Karadeniz sularının hiç akmadığı düşünülse bile bu dönemde dünya deniz seviyesinin -55 m'de bulunması gerektiğinden Çanakkale

Boğazi'nda -105 m derinliğindeki eşik üzerinden Marmara Denizi'ne Akdeniz sularının ulaşması ve ortamın denizel halde kalması gerekmektedir.

Orta Pleyistosen sonunda G.Ö. 129 bin yılında Tirheniyen transgresyonu ile Marmara Denizi'nin denizel bir havza halini aldığı ve ardından G.Ö. 112 bin yılında yaşanan regresyon ile su seviyesinin günümüz kıyı çizgisinin altına düştüğü güney Trakya sahilleri ve Çanakkale Boğazi boyunca Yaltırak vd. (2000)'nin yaptığı çalışmalarda tespit edilmiştir. Bu çalışmacılar Çanakkale Boğazi boyunca deniz içerisinden elde ettikleri sığ-sismik profilleri incelemiş ve bu profillerde ayırtladıkları sismik birimlerin güncel kıyı şeridi üzerinde eşleniği olan çökelleri gözlemlemişlerdir. Sismik profillerde ayırtlanan ve deltaik çökellerden oluştuğu tespit edilmiş birimin (Unit 2b; Yaltırak vd., 2000) kıyıdaki karşılığı olarak Kaplantepe lokalitesindeki Marmara Formasyonu'na ait çökellerde yaptıkları stratigrafik ve paleontolojik çalışmalar sonucunda Orta Pleyistosen sonlarında deniz seviyesinin -12 ila -62 m arasında değişen derinliklere gerilediğini tespit etmişlerdir. Bu çökellerden  $U^{234}/Th^{230}$  yöntemi ile yapılan yaşlandırma analizlerine göre regresif fasiyeste çökelen bu birimin yaşının G.Ö. 120 +/- 4.5 ve 107 +/- 4.6 bin yılları arasında değiştiğini belirtmişlerdir. Yine aynı çalışmacıların Çanakkale Boğazi kıyı şeridine yakın bölgelerde yaptıkları çalışmalarda gözlenen allüvyal fan çökellerinin ise (Unit G10) Orta Pleyistosen'de çökeldiği ve deniz seviyesinde 20 ila 30 m bir düşüşün gerçekleştiğini belirtmişlerdir.

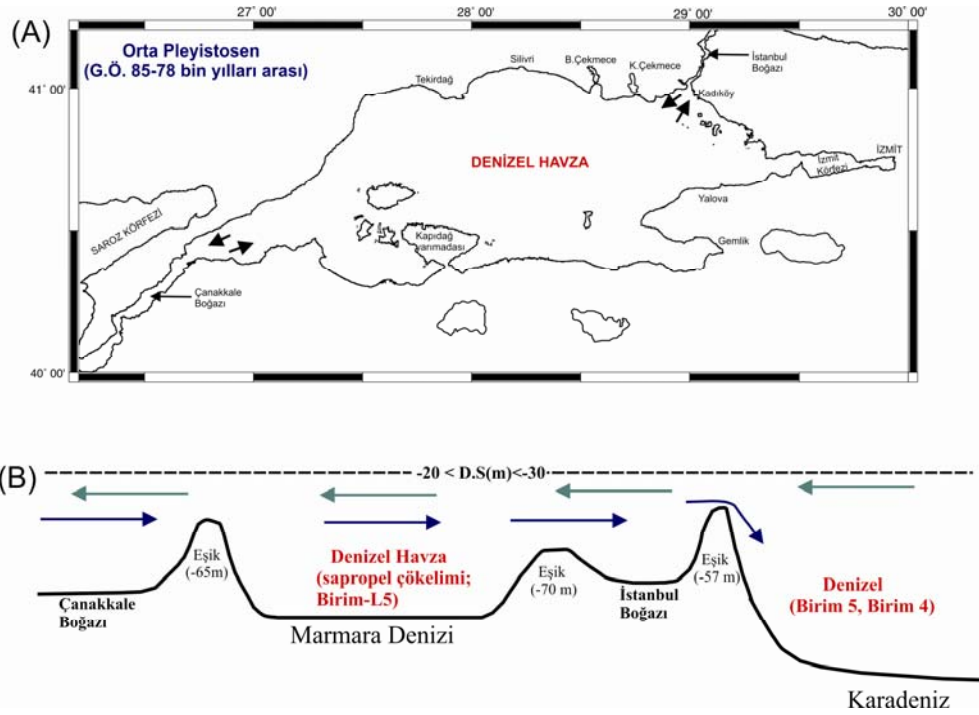
Marmara Denizi'nin Akdeniz suları ile ilişkisinin MIS-5 dönemi içerisinde G.Ö. 112-85 bin yılları arasında kesilmesi sonucunda Karadeniz'in de gölsel bir ortama dönüşmesi gerekmektedir. Nitekim Karadeniz'de alınan 379 nolu DSDP sondajında 'Eemian' (Karangatian) içerisinde denizel diatomlu çamur seviyesinden tatlı su diatomları içeren seviyeye geçiş Karadeniz'in bu dönemde gölsel bir ortama dönüştüğünü göstermektedir (Ross, 1978; Hsü, 1978; Şekil 5.2). Hem Marmara Denizi ve hem de Karadeniz'in G.Ö. 112-85 bin yılları arasında acı/tatlı su ortamına dönüştüğü dönemde Karadeniz'in seviyesinin -30 ila -40 m'ler arasında değiştiği çeşitli araştırmacılar tarafından yapılan sismik ve karot çalışmalarında tespit edilmiştir (Zubakov vd., 1988; Kaplin vd., 1993).



Şekil 5.5. Marmara Denizi'nde Orta Pleyistosen'de, G.Ö. 112-85 bin yılları arası deniz seviyesini ve Akdeniz ve Karadeniz ile olan su geçişlerini gösteren şematik harita (A) ve Çanakkale-İstanbul Boğazları arasında Marmara Denizi'ni temsil eden şematik kesit (B). Dünya izotop dönemlerinden MIS-5 içerisinde deniz seviyesinin düşmesi sonucunda Akdeniz suları Çanakkale Boğazı girişinde Karadeniz'den gelen güçlü akıntılar ile engellenmektedir. Akdeniz ile ilişkisi kesilen Marmara Denizi gösel bir ortam haline dönüşmüş ve su seviyesi Karadeniz'in seviyesi ile eşitlenmiştir. Marmara Denizi'nde bu dönem Birim-L5'in üst seviyelerinde gözlenen Dreissena'lı çökeller ile temsil olunurken (bu çalışma), Karadeniz'de acı-tatlı su diatomlu çökellerden oluşan Birim 5 ile temsil olunmaktadır (Ross, 1978; Hsü, 1978).

Adalar güneyinde Tocin-3 sığ-sismik profili üzerinde yeralan MD-2745 karotunda Birim-L5'in en üst seviyesinde denizel mollusk kavkıları içeren Sapropel seviyesinin varlığı (bakınız bölüm 4.3.2; Şekil 4.30), Orta Pleyistosen sonunda Marmara Denizi'nin gösel bir ortamdan tekrar denizel bir ortama dönüştüğünü göstermektedir (Şekil 5.1). Dünya deniz seviyesi eğrisinde (Shackleton, 1989) G.Ö. 85-78 bin yılları arasında deniz seviyesinin -55 m'lerden -20 m'lere yükseldiği bu dönem, MIS-5 döneminin son evresine karşılık gelmektedir (bakınız bölüm 4.3.3; Şekil 4.34). Bu dönemde Akdeniz sularının Marmara Denizi'ne girmesi sonucu su seviyesi dünya deniz seviyesi ile eşitlenmiş ve hem Çanakkale ve hem de İstanbul boğazlarında Akdeniz ve Karadeniz arasında su geçişleri yeniden sağlanmış olmalıdır (Şekil 5.6). Orta Pleyistosen sonu ve Geç Pleyistosen başı olan bu dönemde Marmara Denizi üzerinden ilerleyen Akdeniz sularının Karadeniz'i tekrar

işgal etmesi ile denizel bir havzaya dönüştürdüğü farklı çalışmalarla tespit edilmiştir (Zubakov vd., 1988; Kaplin vd., 1993). Ayrıca Karadeniz’de 1974 yılında DSDP seferi ile alınan 379 ve 380 nolu sondaj verilerinde ‘Eemian’ sonunda tatlı su diatomlu çamurlardan nanno-ve denizel diatomlu çamurlara (Birim 5 ve Birim 4’ün alt seviyeleri) geçişin gözlenmesi, Karadeniz’in MIS-5 sonunda tekrar denizel bir havzaya dönüştüğünü göstermektedir (Ross., 1974; Hsü., 1974; Şekil 5.2 ve 5.3). Bu dönemde Marmara Denizi ve Karadeniz’de Sapropel birimleri çökelmiştir (Şekil 5.1, 5.2 ve 5.3).



Şekil 5.6. Marmara Denizi’nde Orta Pleyistosen sonunda, G.Ö. 85-78 bin yılları arası deniz seviyesini ve Akdeniz ve Karadeniz ile olan su geçişlerini gösteren şematik harita (A) ve Çanakkale-İstanbul Boğazları arasında Marmara Denizi’ni temsil eden şematik kesit (B). Dünya deniz izotop dönemlerinden MIS-5 sonu olan bu zamanda dünya deniz seviyesi Çanakkale eşik derinliği üzerine çıkması sonucunda Marmara Denizi tekrar denizel bir ortam haline dönüşmektedir. Marmara Denizi’nde bu dönem Birim-L5’in en üst seviyesinde gözlenen Sapropel çökeli ile temsil olunmaktadır (bu çalışma). Marmara Denizi seviyesi İstanbul Boğazı eşiği üzerine çıkması sonucunda Karadeniz denizel bir ortam halini almaktadır (Zubakov vd., 1988; Kaplin vd., 1993). Bu dönem Karadeniz’de Birim 5’in üst seviyesi ile Birim 4’ün alt seviyesini oluşturan sapropel çökeli ile temsil edilmektedir (Ross, 1978; Hsü, 1978).

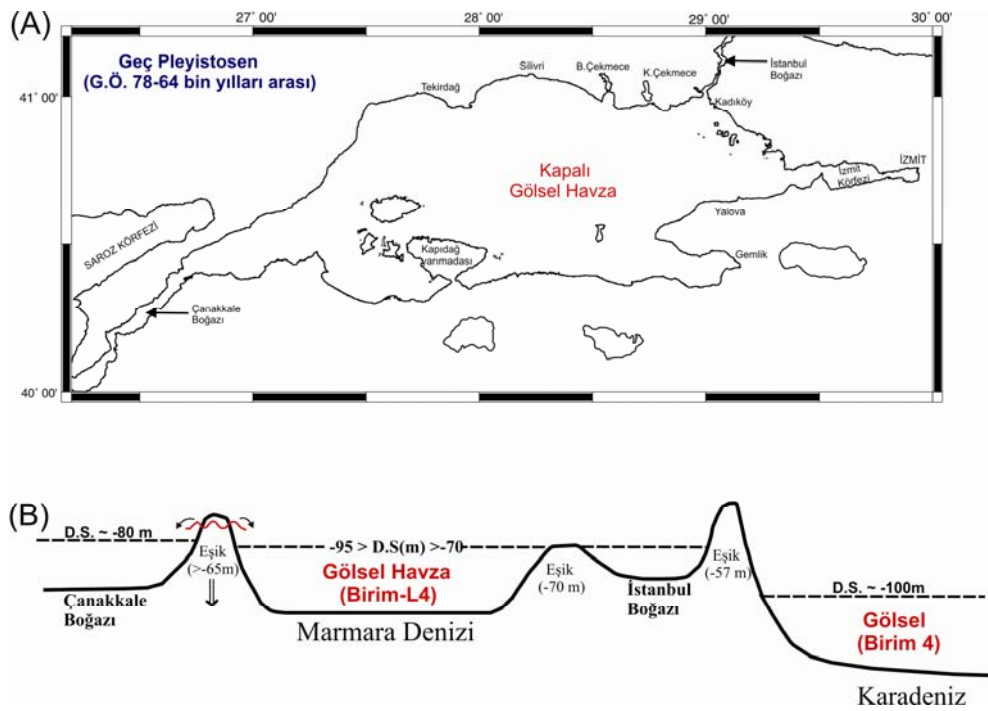
## 5.2. Marmara Denizi'nde G.Ö. 78-12 bin yılları arasında deniz seviyesi değişimleri

Bu çalışma kapsamında Marmara Denizi'nde yapılan karot çalışmalarında Birim-L5'den Birim-L4'e geçiş Geç Pleyistosen başlarında denizel çökellerden Dreissenalı gölsel çökellere geçişi temsil etmektedir (bakınız bölüm 4.3.3; Şekil 4.35). Marmara Denizi'nde denizel transgresif çökellerden (Birim-L5) regresif gölsel çökellere (Birim-L4) geçiş karot verilerinde yapılan kronolojik çalışmalara göre izotop dönemlerinden MIS-5'den MIS-4'e geçişi temsil etmektedir (Şekil 4.34). MIS-4'ün ilk yarısı olan G.Ö. 78-64 bin yılları arasında dünya deniz seviyesinin (Shackleton, 1989) -80 m'lere düşmesi sonucunda Marmara Denizi'nin Akdeniz ile olan ilişkisi kesilmiş ve gölsel bir ortam halini almıştır (Şekil 4. 34 ve Şekil 5.7). Bu durumda Akdeniz ile Karadeniz'in de su geçişi de kesilmiş ve MIS-5 sonunda denizel ortamdan MIS-4'ün ilk yarısında gölsel ortama dönüşmüş olmalıdır. MIS-4 dönemi başında Karadeniz'de ortamın denizelden gölsel şartlara geçtiği 379 ve 380 nolu DSDP sondajlarında 'post-Karangatiyen' sonu 'Surozh' başlarında denizel diatomlu çökellerden tatlı su diatomlu çökellere (Birim 4) geçişin gözlenmesi ile tespit edilebilmektedir (Ross., 1974; Hsü., 1974; Şekil 5.1, 5.2 ve 5.3). Buzularası dönemden buzul dönemine geçişi temsil eden MIS-4 başlangıcında (G.Ö. 78 bin yılı) Karadeniz'de önemli bir regresyonun olduğu farklı çalışmacılar tarafından da belirtilmiştir (Dodonov vd., 2000; Kaplin ve Selivanov, 2004). Karadeniz'deki bu regresif dönem 'Atelian' olarak tanımlanmış ve su seviyesinin bu dönemde -100 m'lerde olduğu belirtilmiştir (Kaplin ve Selivanov, 2004). Buna göre, G.Ö. 78-64 bin yılları arasında Marmara Denizi ve Karadeniz arasında su geçişleri kesilmiş ve kapalı birer gölsel havza haline dönüşmüşlerdir (Şekil 5.7). Bu dönemde Marmara Denizi'nin hem Karadeniz ve hem de Akdeniz ile olan su geçişi kesildiğinden, Çanakkale Boğazı eşiğinin karasal çökelleme ortamında aşınmaya maruz kalmış olması büyük olasılıktır.

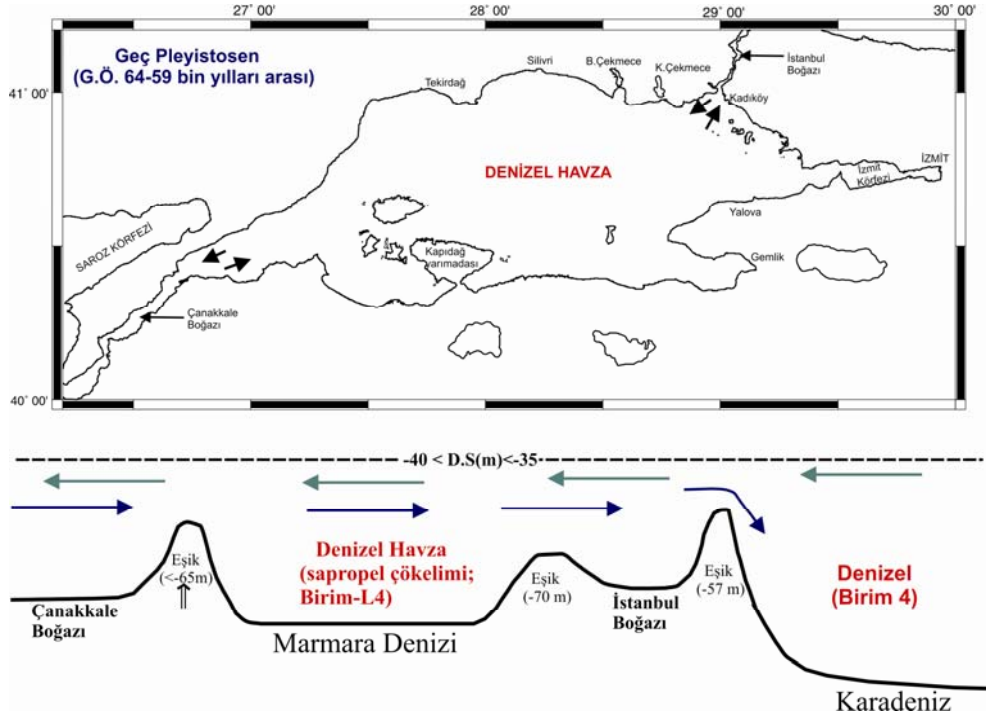
Geç Pleyistosen'de MIS-4'ün ilk yarısında, yaklaşık -80 m'lerde olan dünya deniz seviyesi MIS-4'ün ikinci yarısında G.Ö. 64-59 bin yılları arasında ani bir yükselimle -35 m'ye çıkmış (Shackleton, 1989) ve Marmara Denizi'nin Akdeniz ile olan su geçişi tekrar sağlanmıştır (Şekil 5.1 ve 5.8). Bu çalışma kapsamında incelenen karot verilerinde, Birim-L4'ün üst seviyelerinin denizel sapropel çökellerinden oluştuğu



saptanmıştır (bakınız bölümler 4.2.3 ve 4.3.3; Şekil 4.18 ve 4.35). MIS-4 döneminin sonlarına doğru gelişen transgresyon ile Birim-S4'ün üst denizel seviyeleri şelf üzerinde birikmeye başlayarak (aggradation) -75 m su derinliğine kadar yüzelediği gözlemlenmektedir (bakınız bölümler 4.3.2 ve 4.3.3; Şekil 4.22). MIS-4 sonlarında G.Ö. 64 bin yılında transgresif gelişen deniz seviyesi hem Çanakkale ve hem de İstanbul boğazlarında yer alan eşik derinlikleri üzerinde olduğundan, Marmara Denizi'nin Akdeniz ve Karadeniz ile su geçişinin sağlanmış olması gerekmektedir (Şekil 5.8).



Şekil 5.7. Marmara Denizi'nde Geç Pleyistosen başında, G.Ö. 78-64 bin yılları arası deniz seviyesini ve Akdeniz ve Karadeniz ile olan su geçişlerini gösteren şematik harita (A) ve Çanakkale-İstanbul Boğazları arasında Marmara Denizi'ni temsil eden blok diyagram (B). Deniz izotop dönemlerinden MIS-4 başı olan bu zamanda dünya deniz seviyesi, Çanakkale eşiği seviyesinin altına düşmesi sonucunda Marmara Denizi gösel bir ortam haline dönüşmektedir. Marmara Denizi'nde bu dönem, Birim-L4'ün alt seviyesini temsil eden Dreissena'lı çökeller ile temsil olunmaktadır (bu çalışma).

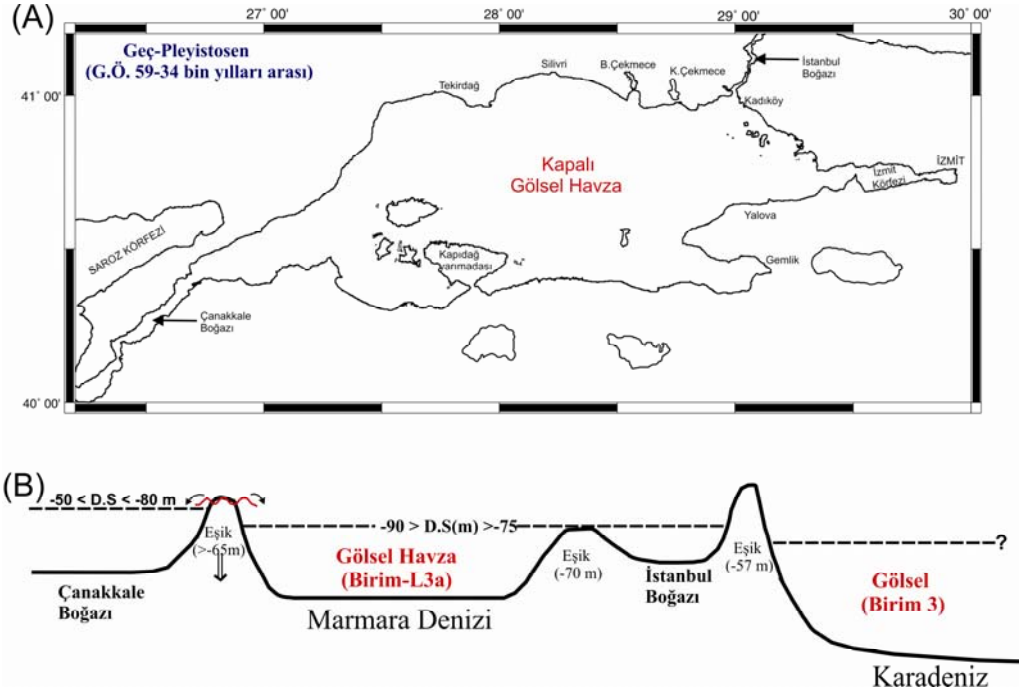


Şekil 5.8. Marmara Denizi'nde Geç Pleyistosen'de, G.Ö. 64-59 bin yılları arası deniz seviyesini ve Akdeniz ve Karadeniz ile olan su geçişlerini gösteren şematik harita (A) ve Çanakkale-İstanbul Boğazları arasında Marmara Denizi'ni temsil eden şematik kesit (B). Deniz izotop dönemlerinden MIS-4 sonu olan bu zamanda, dünya deniz seviyesi Çanakkale eşiği seviyesinin üzerine çıkması sonucunda Marmara Denizi denizel bir ortam haline dönüşmektedir. Marmara Denizi'nde bu dönem, Birim-L4'ün en üst seviyesinde gözlenen Sapropel çökeli ile temsil olunmaktadır (bu çalışma). Marmara Denizi seviyesi İstanbul Boğazı eşiği üzerine çıkması sonucunda Karadeniz denizel bir ortam halini almaktadır (Chapalyga, 1995; Zubakov vd., 1988; Kaplin vd., 1993).

Bu dönemde Akdeniz'in tuzlu sularının Karadeniz'e girmesi ile Karadeniz'in denizel bir ortam halini aldığı, 379 ve 380 nolu DSDP sondajlarındaki Geç Pleyistosen'in 'Surozh' döneminde çökelen nanno ve denizel diatomlu çamurların varlığından anlaşılmaktadır (Ross, 1978; Hsü, 1978; Şekil 5.1, 5.2 ve 5.3). G.Ö. 64-59 bin yılları arasında denizel ortama dönüşen Karadeniz'de su seviyesinin -30/35 m'lere yükseldiği Chapalyga vd. (1995) tarafından yapılan çalışmalarda belirtilmiştir.

Marmara Denizi'nde bu çalışma kapsamında incelenen karotlarda Birim-L4'ü üzerleyen yaygın Dreissena'lı Birim-L3a'ya ait çökellerin varlığı, Geç Pleyistosen başlarında deniz-göl arasında değişen ortamın MIS-3 başında G.Ö. 59 bin yılından sonra tamamen gölsel ortama dönüştüğünü göstermektedir (bakınız bölümler 4.2.3 ve 4.3.3). Geç Pleyistosen ortalarında izotop dönemlerinden MIS-4'den MIS-3'e geçişte dünya deniz seviyesinde (Shackleton, 1989) ani bir düşüş yaşanmış ve deniz

seviyesi G.Ö. 34 bin yılına kadar -50 m ile -80 m arasında değişim göstermiştir (bakınız bölüm 4.3.3; Şekil 4.34). Marmara Denizi'nde su seviyesinin Çanakkale Boğazı'nda yer alan o dönemdeki eşik derinliğinin altına düşmesi sonucunda Akdeniz ile ilişkisi kesilmiş ve gösel bir ortam halini almış olmalıdır (Şekil 5.9).

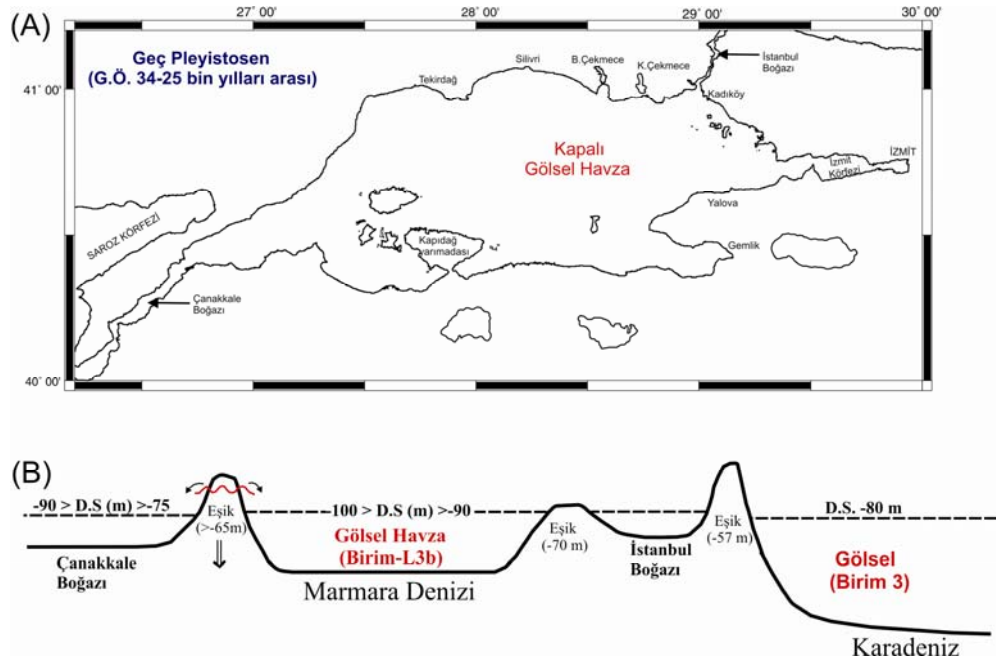


Şekil 5.9. Marmara Denizi'nde Geç Pleyistosen'de, G.Ö. 59-34 bin yılları arası deniz seviyesini ve Akdeniz ve Karadeniz ile olan su geçişlerini gösteren şematik harita (A) ve Çanakkale-İstanbul Boğazları arasında Marmara Denizi'ni temsil eden şematik kesit (B). Deniz izotop dönemlerinden MIS-3'ün ilk yarısı olan bu zamanda, dünya deniz seviyesi Çanakkale eşiği seviyesinin altına düşmesi sonucunda Marmara Denizi gösel bir ortam haline dönüşmüştür. Marmara Denizi'nde bu dönem, Birim-L3a'ya ait Dreissena'lı çökeller ile temsil olunmaktadır (bu çalışma).

Geç Pleyistosen'de MIS-3 başında su seviyesinde yaşanan regresyon ile Birim-S3a'ya ait çökeller şelf kenarında ilerleyen klinofom tabakalar şeklinde gelişirken, şelf alanlarında yaklaşık -80 m'nin üzerinde yüzeyleyen çökeller su seviyesindeki düşüş sonucunda karasal şartlara maruz kalıp aşınmıştır (bakınız bölümler 4.2.1. ve 4.3.1; Şekil 4.4 ve 4.22). Sismik stratigrafik çalışmalarımıza göre bu dönemde Marmara Denizi'nde su seviyesinin -90 ila -70 m'ler arasında değiştiği görülmüştür (Şekil 5.9). MIS-3 dönemi başlarında Karadeniz'in Marmara Denizi ile olan tatlı su geçişi hakkında kesin veriler bulunmamaktadır. Ancak, bu çalışma kapsamında incelenen Karadeniz'e ait 379 ve 380 nolu DSDP sondajlarında bu döneme karşılık

Birim 3'ün alt seviyelerinde genelde tatlı-su diatomlu çökeller yer almaktadır (Ross, 1978; Hsü, 1978; Şekil 5.1 ve 5.2).

MIS-3 dönemi sonu (G.Ö. 34-25 bin yılları) Marmara Denizi'nde Birim-L3a'dan Birim-L3b'ye geçiş ile temsil olunmaktadır (Şekil 5.10). Karot verilerinde ayırtılan bu litostratigrafik birimlerin sismik profillerde karşılığı olan Birim-S3a'dan Birim-S3b'ye geçişte, şelf kenarında eğimli klinoformların yamaç tarafında ilerlemelerine devam ettiği gözlenmektedir (bakınız bölümler 4.2.1 ve 4.3.1). Birim-S3b'ye ait çökellerin bu dönemde yüzeyletikleri en sığ derinliğin -90 m olduğundan, su seviyesinin Marmara Denizi'nde -90 m'nin altına düşmesi sonucunda Birim-S3b'ye ait çökellerin bu derinliğin üzerinde kalan şelf alanlarında aşındırıldıkları gözlenmektedir (bakınız bölümler 4.2.1 ve 4.3.1). Marmara Denizi'nde G.Ö. 34 bin yılından sonra regresyonun şiddetlenerek su seviyesindeki düşüşün devam etmesi tamamen iklimsel ve muhtemelen kurak ve soğuk bir iklim döneminin (Würm soğuk dönemi) başlangıcına yaklaşıldığının işaretçisidir.



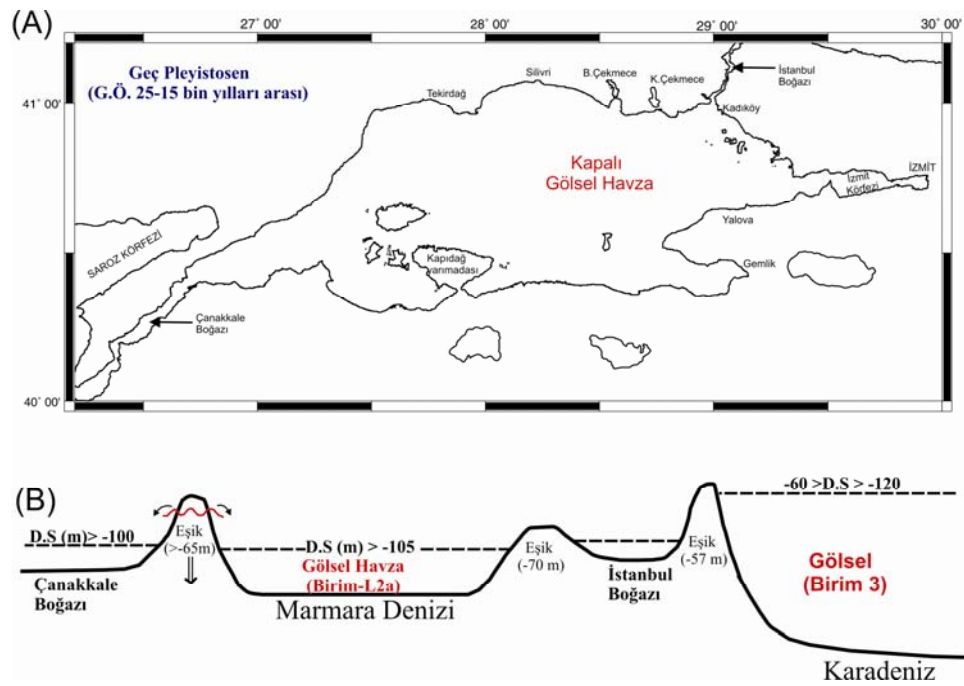
Şekil 5.10. Marmara Denizi'nde Geç Pleyistosen'de, G.Ö. 34-25 bin yılları arası deniz seviyesini ve Akdeniz ve Karadeniz ile olan su geçişlerini gösteren şematik harita (A) ve Çanakkale-İstanbul Boğazları arasında Marmara Denizi'ni temsil eden şematik kesit (B). Marmara Denizi'nde bu dönem, Birim-L3b'ye ait Dreissenalı çökellerle temsil olunurken (bu çalışma), Karadeniz'de Birim 3'e ait tatlı-su diatomlu çökeller ile temsil edilmektedir (Ross, 1978; Hsü, 1978).

Bu çalışma kapsamında MIS-3 dönemi sonunda Marmara Denizi'nin Karadeniz ile su geçişinin varlığına işaret eden kesin veriler bulunmamaktadır. Karadeniz'de yapılan çalışmaların bir kısmına göre, G.Ö. 30-25 bin yılları arasında Hazar Denizi en yüksek seviyeye erişerek Karadeniz'e akmış ve su seviyesinin yükselmesine sebep olmuştur (Kroonenberg vd., 1997). Ancak karşıt görüşde olan diğer araştırmacılara göre ise, bu dönemde Karadeniz'in seviyesi -80 m'lere düşmüştür (Kaplin vd., 1993; Zubakov vd., 1988).

Geç Pleyistosen sonlarına doğru MIS-3 döneminden MIS-2 dönemine geçişte (G.Ö. 25 bin yılında) dünya deniz seviyesinde (Shackleton, 1989) düşüşün devam ettiği gözlenirken, Marmara Denizi'nde bu geçiş karot verilerinde Birim-L3b'den Birim-L2a'ya geçiş ile temsil olunur (bakınız bölümler 4.2.3 ve 4.3.3; Şekil 4.34). Sismik profillerde Birim-S3b'den Birim-S2a'ya geçiş şelf kenarında uyumlu gözlenirken, şelf üzerinde bu döneme kadar çökelen bütün birimlerin BS-2 birim sınırı ile aşındırıldığı gözlenmektedir (bakınız bölümler 4.2.1 ve 4.3.1). Özellikle Büyük ve Küçük Çekmece arasında kalan şelf alanlarında BS-2 birim sınırı üzerinde -105 m'ye varan derinliklerde vadi kazımalarının gelişimi gözlenmektedir (bakınız bölüm 4.2.1; Şekil 4.4 ve 4.7). Marmara Denizi'nin şelf alanlarında devamlılığı gözlenebilen ve uyumsuz karakterde gelişmiş BS-2 birim sınırının, Marmara Denizi'nin en düşük su seviyesinde geliştiği anlaşılmaktadır. MIS-2 döneminin ilk yarısında G.Ö. 25-18 bin yılları arasında yaşanan Geç Buzul Maksimum döneminde (Late Glacial Maximum; LGM) dünya deniz seviyesinin -120 m'lere kadar gerilediği bilinmektedir (Shackleton, 1989). Bu soğuk ve kurak dönemin en şiddetli yaşandığı süreçte, Marmara Denizi'nde su seviyesi -105 m'nin altına düşmüş ve bu derinliğin üzerinde kalan tüm şelf alanları aşındırılmıştır (bakınız bölüm 4.2.1). Marmara Denizi'nde Geç Buzul Maksimum döneminde regresyonun G.Ö. yaklaşık 15 bin yılına kadar devam ettiği, Kuzey şelfte Medex07 sismik profilinde Birim-S2a'nın üst seviyelerinden elde edilen <sup>14</sup>C yaşından anlaşılmaktadır (bakınız bölümler 4.2.1 ve 4.2.2; Şekil 4.5 ve 4.16).

Marmara Denizi'nde gölsel şartların devam ettiği bu dönemde (G.Ö. 25-15 bin yılları arasında) Karadeniz ile olan su geçişinin bulunmadığı Karadeniz'de farklı araştırmacıların yaptığı çalışmalar sonucunda saptanabilmektedir (Balabanov ve Izmailov, 1988; Federov, 1978; Kaplin ve Selivanov, 2004; Dodonov vd., 2000; Şekil 5.11). Bu araştırmacılara göre Karadeniz'in su seviyesi Geç Buzul Maksimum

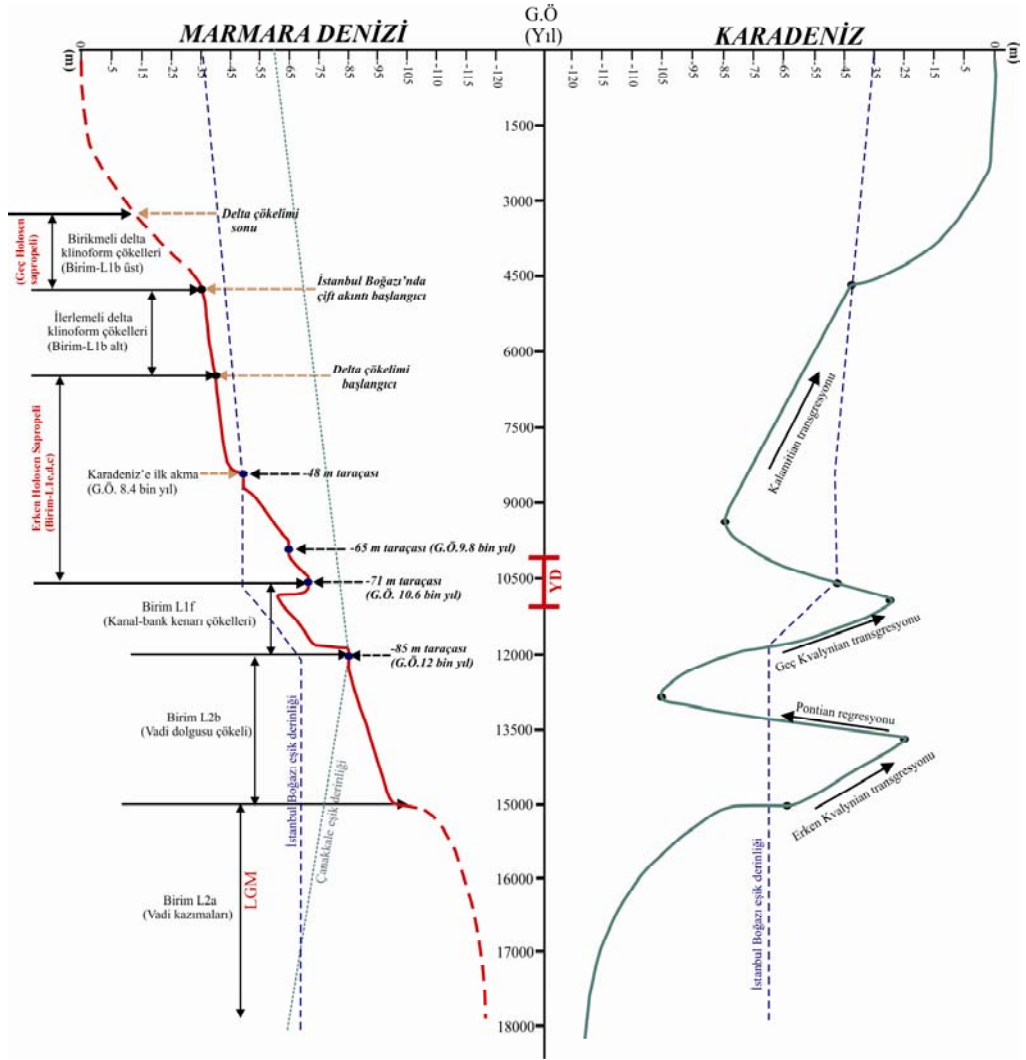
döneminde giderek düşmüş ve tamamen kapalı bir gösel havza haline dönüşmüştür. Ayrıca son yıllarda Major vd. (2003) ve Ryan vd. (2003, 2006)'nin yaptıkları çalışmalarda Karadeniz'in Geç Buzul Maksimum döneminde su seviyesinin -120 m'ye kadar gerilediğini saptamışlardır. Marmara Denizi'nde bu dönemde gösel Birim-L2a çökelirken, Karadeniz'de 379 ve 380 nolu DSDP sondajlarında bu döneme karşılık gelen seviyelerin bol tatlı su diatomu içeren kumlu/siltli çamur biriminden (Birim-3) oluştuğu gözlenmektedir (Ross, 1978; Hsü, 1978; Şekil 5.1, 5.2 ve 5.3).



Şekil 5.11. Marmara Denizi'nde Geç Pleyistosen'de, G.Ö. 25-15 bin yılları arası deniz seviyesini ve Akdeniz ve Karadeniz ile olan su geçişlerini gösteren şematik harita (A) ve Çanakkale-İstanbul Boğazları arasında Marmara Denizi'ni temsil eden şematik kesit (B). Deniz izotop dönemlerinden MIS-2'nin başlangıcı olan bu zaman Geç Buzul Maksimum döneminin (LGM) başlangıcına karşılık gelmektedir. Bu dönemde Marmara Denizi seviyesi -105'nin altına düşerken, Karadeniz'de Neouxine regresyonunun devam etmesi sonucunda su seviyesi -100 m'nin altına düşmektedir (Kaplin ve Selivanov, 2004; Dodonov vd., 2000; Ryan vd., 2003; Balabanov ve Izmailov, 1988). Marmara Denizi'nde bu dönemde, Birim-L2a'ya ait Dreissenalı çökeller şelf kenarında çökelirken şelf üzerinde vadi kazımaları gerçekleşmektedir (bu çalışma). Bu dönem, Karadeniz'de Birim 3'e ait tatlı-su diatomlu çökeller ile temsil edilmektedir (Ross, 1978; Hsü, 1978).

Marmara Denizi'nde MIS-2 dönemi içerisinde Geç Buzul Maksimum döneminden buzullar arası döneme geçiş, sismik profillerde regresif Birim-S2a'dan transgresif Birim-S2b'ye geçiş ile temsil olunur (bakınız bölümler 4.2.3 ve 4.3.3). Marmara Denizi şelf alanlarında vadi-dolgu fasiesinde çökeldiği gözlenen Birim-L2b'nin,

su seviyesinin G.Ö. 15 bin yılından sonra yükselmeye başlaması ile -105 m'ye kadar kazılan vadileri doldurduğu anlaşılmaktadır (bakınız bölümler 4.2.3 ve 4.4.4). Kuzey şelfde sismik profillerde yapılan çalışmalarda transgresif karakterde çökeldiği gözlenen Birim-S2b'nin -88 m'ye kadar yüzelediği görülmektedir (bakınız bölüm 4.4.1). Buna göre, bu birimin çökeltme sürecinde su seviyesinin de bu derinliğin üzerine çıkmış olması gerekmektedir (Şekil 5.12).



Şekil 5.12. Marmara Denizi ve Karadeniz'de son 18 bin yıldaki göreceli deniz seviyesi değişim eğrileri. Eğriler üzerinde gösterilen siyah noktalar her iki denizde karot ve sismik çalışmalarına dayanarak su seviyesinin saptandığı referans noktalarıdır. Marmara Denizi'ne ait göreceli deniz seviyesi eğrisi bu çalışma kapsamında incelenen verilerin aynı zamanda Karadeniz ile olan su geçişleri gözönüne alınarak çizilmiştir. Karadeniz'e ait göreceli deniz seviyesi eğrisi ise farklı çalışmacıların (Kaplin vd., 1993; Chalplyga vd., 2002; Major vd., 2002; Ryan vd., 2003) verileri değerlendirilerek çizilmiştir. Düşey yönde mavi kesik çizgiler İstanbul Boğazı güneyinde yer alan eşik derinliğinin ve yeşil kesik çizgiler ise Çanakkale Boğazı'nda yer alan eşik derinliğinin son 18 bin yıldaki değişimlerini göstermektedir.

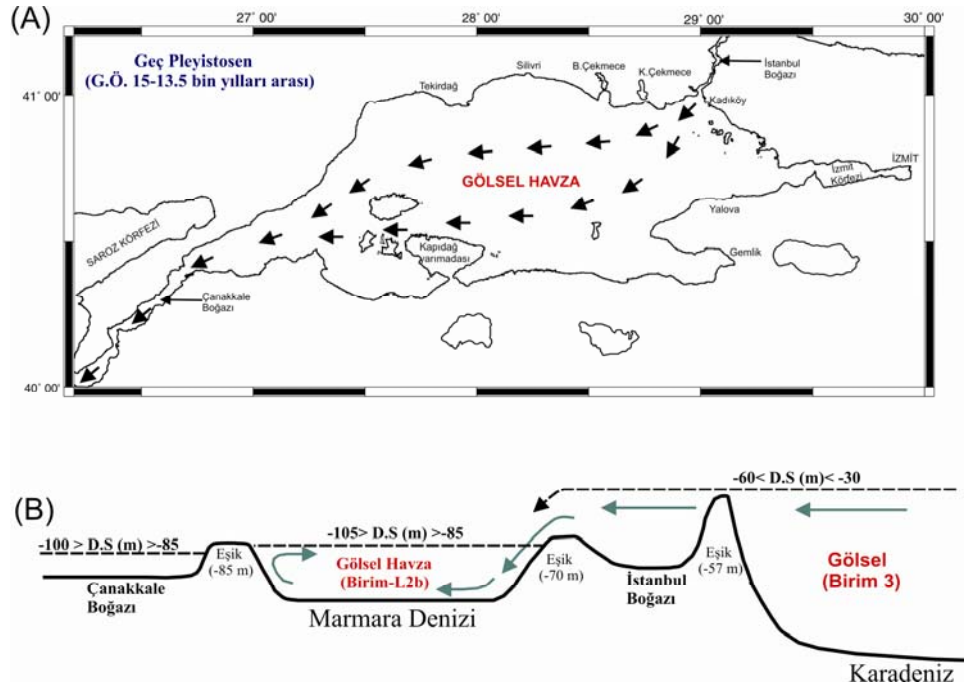
Dünya deniz seviyesinin (Fairbanks.,1989; Şekil 4.52) G.Ö. 12 bin yıl öncesine kadar henüz Çanakkale Boğazı eşik derinliği (-85 m) üzerine çıkamadığı gözönüne alınırsa (bakınız bölüm 4.4.4; Şekil 4.52), Marmara Denizi'nde G.Ö. 15 bin yılından sonra vadi-dolgu su seviyesinde Birim-L2b'nin çökmesine yolaçan transgresyonun, bu dönemde Karadeniz sularının Marmara Denizi'ne olan akışı sonucunda gerçekleşmiş olduğu anlaşılmaktadır (Şekil 5.13).

Geç Pleyistosen sonlarında MIS-2 dönemi içerisinde Geç Buzul Maksimum döneminin bitimi ve dünya genelinde buzulların erimeye ve geri çekilmeye başlaması G.Ö. yaklaşık 16 bin yılında başlamıştır (Grosswald, 1998; Denton vd., 1999; Grosswald ve Hughes, 2002; Kroonenberg vd., 1997). Karadeniz'de farklı araştırmacılar tarafından yapılan çalışmalar su seviyesinin Geç Buzul Maksimum döneminden buzullar arası döneme geçişte yükselmeye başladığı ve G.Ö. 15 bin yılından sonra Marmara Denizi'ne akmış olabileceğini desteklemektedir (Major vd., 2002, 2006; Ryan vd., 2003; Bahr vd., 2005, 2006). Bu araştırmacılara göre, Geç Buzul Maksimum döneminin bitimi ve buzullar arası dönemin başlamasının hemen ardından G.Ö. yaklaşık 16 bin yılında Hazar Denizi maksimum su seviyesine erişerek (Early Khvalynian Transgresyonu) Manysch Boğazı yoluyla Karadeniz'e boşalmaya başlamıştır. MIS-2 dönemi sonlarına doğru hem Hazar Denizi'nin Karadeniz'e akmaya başlaması ve hem de Karadeniz'in kuzeyinde yer alan nehirlerle buzul sularının Karadeniz'e taşınması su seviyesini G.Ö. 15 bin yılından sonra İstanbul Boğazı eşiği seviyesine çıkarmıştır (Major vd., 2002; Ryan vd., 2003, 2005). Karadeniz'de su seviyesinin yükselimi devam etmiş ve G.Ö. yaklaşık 13.5 yılında -30 m'lere kadar yükselmiştir (Ryan vd., 2003, 2005; Şekil 5.12).

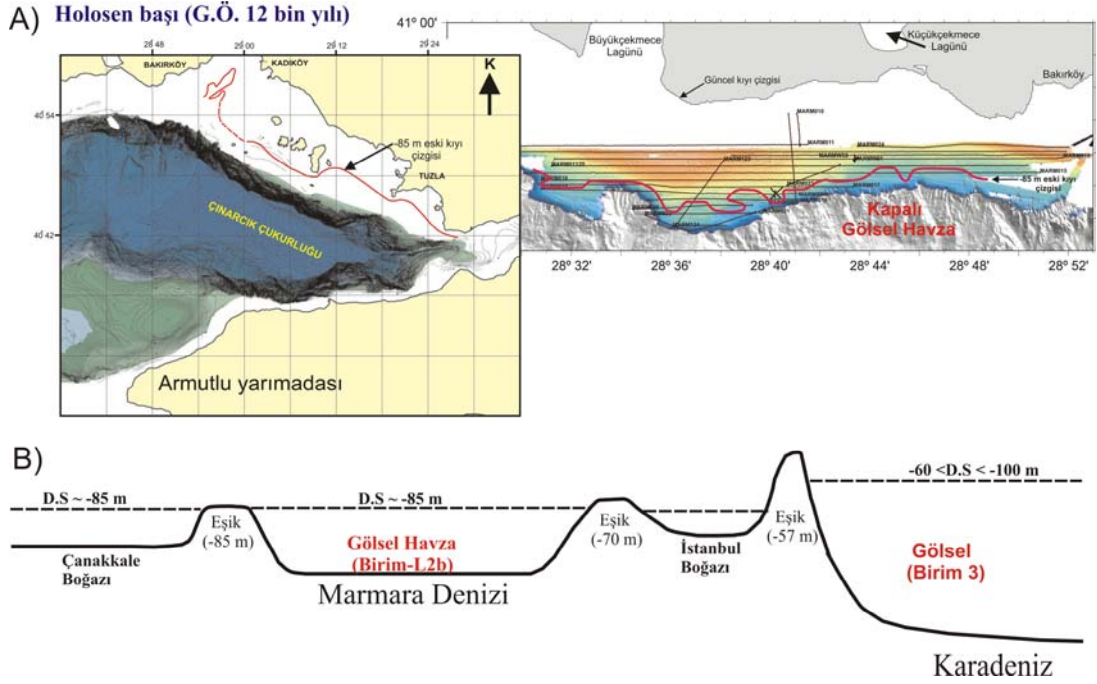
Karadeniz'in yaklaşık G.Ö. 15 bin yılında başlayarak Marmara Denizi'ne olan akışının G.Ö. yaklaşık 13.5 bin yılından sonra kesildiği ve Karadeniz'in seviyesinin İstanbul Boğazı'ndaki eşik derinliği altına düşmeye başladığı farklı çalışmacılar tarafından belirtilmiştir (Major vd., 2002, 2006; Ryan vd., 2003; Bahr vd., 2005, 2006). G.Ö. 13.5 bin yılına kadar Karadeniz kökenli sularla gerçekleşen transgresyon ile Marmara Denizi'de su seviyesi Çanakkale Boğazı temel eşik derinliği olan -85 m'ye kadar yükselmiş (Şekil 5.12) ve bu süreçte dünya deniz seviyesi de (Fairbanks.,1989) yükselmeye devam etmiştir (bakınız bölüm 4.4.4; Şekil 4.52).



Marmara Denizi'nde bu çalışma kapsamında sismik profillerde -81 ila -85 m'lerde gözlenen kıyı aşınma düzlüğü ile taraça seviyelerinin Holosen başını temsil eden BS-1 yüzeyi üzerinde gelişimleri, Marmara Denizi'nde G.Ö. 12 bin yılına kadar durağan bir su seviyesinin yaşandığını göstermektedir (bakınız bölümler 4.2.1 ve 4.3.1; Şekil 5.14).



Şekil 5.13. Marmara Denizi'nde Geç Pleyistosen sonunda, G.Ö. 15-13.5 bin yılları arası deniz seviyesini ve Akdeniz ve Karadeniz ile olan su geçişlerini gösteren şematik harita (A) ve Çanakkale-İstanbul Boğazları arasında Marmara Denizi'ni temsil eden şematik kesit (B). Deniz izotop dönemlerinden MIS-2'nin sonu olan bu zaman, Hazar Denizi'nin G.Ö. 16.4 bin yılında Karadeniz'e akmaya başlaması ile seviyesini yükseltmeye başlamış ve G.Ö. yaklaşık 15 bin yılında -60 m'nin üzerine çıkması sonucunda Karadeniz İstanbul Boğazına akmaya başlamıştır (Major vd., 2002; Ryan vd., 2003; Bahr vd., 2005, 2006). Bu dönemde, Marmara Denizi'nde vadi-dolgu fasyesinde Birim-L2b çökelirken, Karadeniz'de Birim 3'e ait tatlı-su diatomlu çökeller oluşmaktadır (Ross, 1978; Hsü, 1978).



Şekil 5.14. Bu çalışma kapsamında sismik profillerde -85 m’de gözlenen eski kıyı çizgisinin Kuzey Marmara ve Adalar şelf alanlarında uzantısını gösteren batimetri haritaları (A) ve Çanakkale-İstanbul Boğazları arasında Marmara Denizi’ni temsil eden şematik kesit (B). Deniz izotop dönemlerinden MIS1’in başlangıcı olan bu zamanda dünya deniz seviyesi Çanakkale eşik derinliği olan -85 m’de bulunurken, Marmara Denizi seviyesi bu derinlikte durağan halde bulunmaktadır. Karadeniz’in seviyesi G.Ö. 13.5 bin yılından sonra -100 m’lere gerilerken Holosen başında İstanbul Boğazı eşiği derinliğine yükselmektedir (bu çalışma). Bu dönem, Karadeniz’de Birim 3’e ait tatlı-su diatomlu çökeller ile temsil edilmektedir (Ross, 1978; Hsü, 1978).

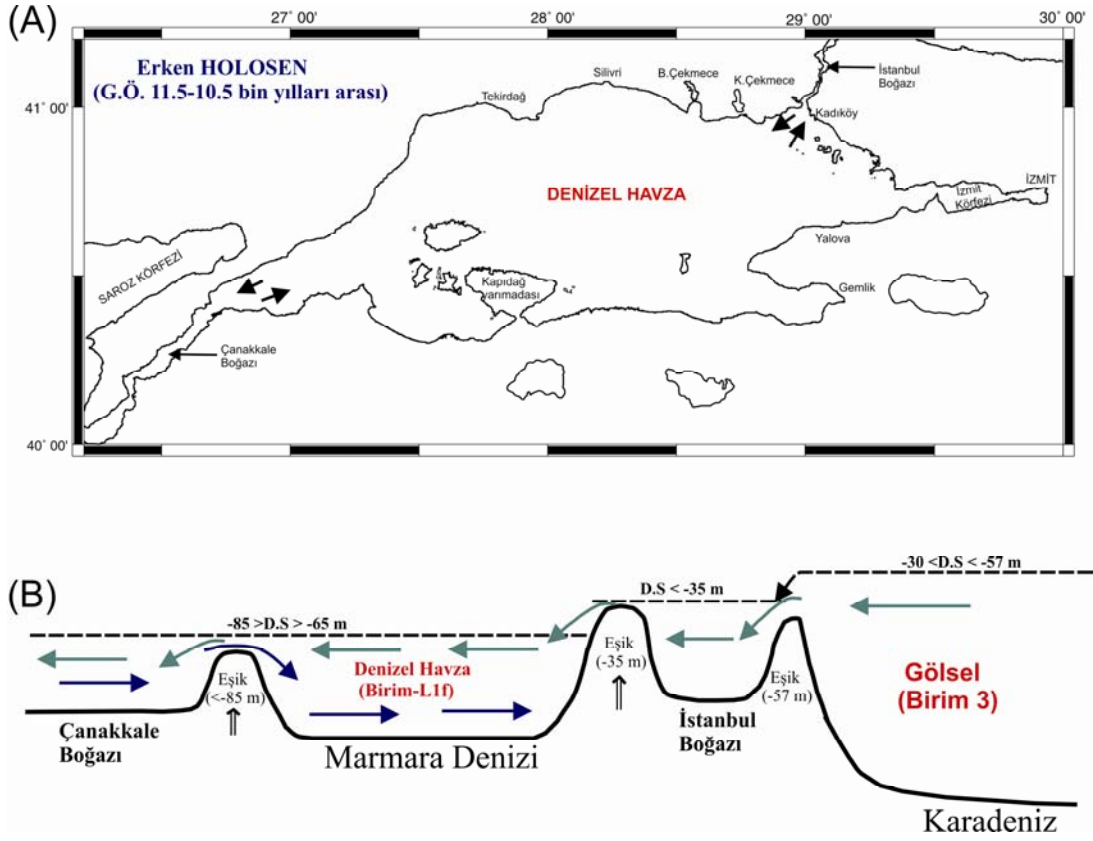
### 5.3. Marmara Denizi’nde Holosen döneminde (G.Ö. 12 bin yıl-günümüz arası) deniz seviyesi değişimleri

Marmara Denizi’nde günümüze kadar yapılan farklı çalışmalarda Holosen başında Akdeniz sularının Marmara Denizi’ne G.Ö. 7 bin yılında girişi ile Eurahaline faunanın yerleştiği özellikle Haliç önlerinde yeralan karot verilerinde gözlenmiştir (Meriç ve Sakıncı 1990). Ancak son yıllarda karotlarda yapılan detaylı kronolojik çalışmalarla Holosen başında dünya deniz seviyesinin yükselişe geçmesi ile Akdeniz sularının Çanakkale Boğazı’ndan girerek Marmara Denizi’ne G.Ö. 12 bin yıl önce akmaya başladığı ve bunun sonucunda hem su sıcaklığının ve hem de tuzluluğun artmasına sebep olduğu saptanmıştır (Çağatay vd., 1999, 2000; Algan vd., 2001; Görür vd., 2001; Sperling vd., 2003). Marmara Denizi’nin bu tarihten itibaren denizel koşullara kavuşması ile denizel mollusk kavkuları içeren Birim-L1 çökelmeye başlamıştır (bakınız bölümler 4.2.2 ve 4.3.2). Kuzey şelfde sismik

profillerde Birim-S1 ve karotlarda Birim-L1 içerisinde gözlenen biyoherm gelişimleri Holosen başında tuzluluğun artışına işaretir (Çağatay vd., 2003b; bakınız bölüm 4.2.1; Şekil 4.3).

Bu çalışma kapsamında Marmara Denizi'nde incelenen sismik profillerde Holosen yaşlı çökelleri temsil eden Birim-S1 farklı fasiyeslere ait litolojiler içermektedir (bakınız bölüm 4.4.1). Özellikle İstanbul Boğazı girişinde yer alan sismik profillerde Holosen'e ait Birim-S1f'den Birim-S1a'ya kadar değişen bu farklı fasiyesteki çökeller, Holosen dönemi süresince farklı deniz seviyesi ve çökeltme ortamlarını yansıtmaktadır (bakınız bölüm 4.4.2; Şekil 4.38). Bu birimlerden stratigrafik olarak en yaşlı olan Birim-S1f, İstanbul Boğazı paleo-kanalı içerisinde gelişmiş kanal-bank kenarı (levee) çökellerinden oluşmaktadır (bakınız bölüm 4.4.1). Bu çökellerin G.Ö. 11.5-10.5 bin yılları arasında çökeldiği, İstanbul Boğazı girişinde yer alan MD-2750 karotunda yapılan kronolojik çalışmalarla saptanmıştır (Eriş vd., 2007; bakınız bölüm 4.4.2; Şekil 4.49 ve 4.55). Kanal-bank kenarı çökellerinin (Birim-S1f) bu tarihler arasında İstanbul Boğazı'ndan Marmara Denizi'ne doğru bir akış ile gerçekleştiği, bu birime ait kalınlık haritasında gözlenebilmektedir (bakınız bölüm 4.4.1; Şekil 4.45). Holosen başı 'Younger Dryas' döneminde böyle bir akışın İstanbul Boğazı boyunca Karadeniz'den geliştiği düşünülmektedir (Eriş vd., 2007; Şekil 5.15). Holosen başlarında G.Ö. 11.5-10.5 bin yılları arasındaki dönemde (Younger Dryas) Karadeniz'de yağış oranının buharlaşma oranının çok üzerinde olması sonucunda su seviyesinin yükselerek (Geç-Kvalynian Transgresyonu), İstanbul Boğazı eşik derinliğinin üzerine çıktığı çeşitli araştırmacıların Karadeniz'de yaptığı çalışmalarla saptanmıştır (Major vd., 2002, 2004, 2006; Ryan vd., 2003).

Kanal-bank kenarı çökellerinin (Birim-S1f) İstanbul Boğazı'ndan gelen bir akıntıyla oluştuğunu destekleyen önemli diğer bir bulgu ise boğaz içerisinde Holosen başlarında oluştuğu düşünülen ve -65 m'ye kadar kazınmış derin akarsu kanallarının varlığıdır (Allavi vd., 1989; Gökaşan vd., 1997). Kanal-bank kenarı çökellerinin (Birim-S1f) sismik profillerde yüzeyledikleri en sığ derinliğin -65 m'de gözlenmesi, bu dönemde deniz seviyesinin bu derinliğin üzerinde olması gerektiğini göstermektedir (bakınız bölüm 4.4.1). Bu çökellerin (Birim-S1f) tabanını oluşturan sismik yansıma yüzeyinin -81 m kıyı çizgisine karşılık gelmesi ise, bu çökellerin oluştuğu süreçte deniz seviyesinin -81 m'den -65 m'ye yükseldiğine işaret etmektedir (Şekil 5.12).



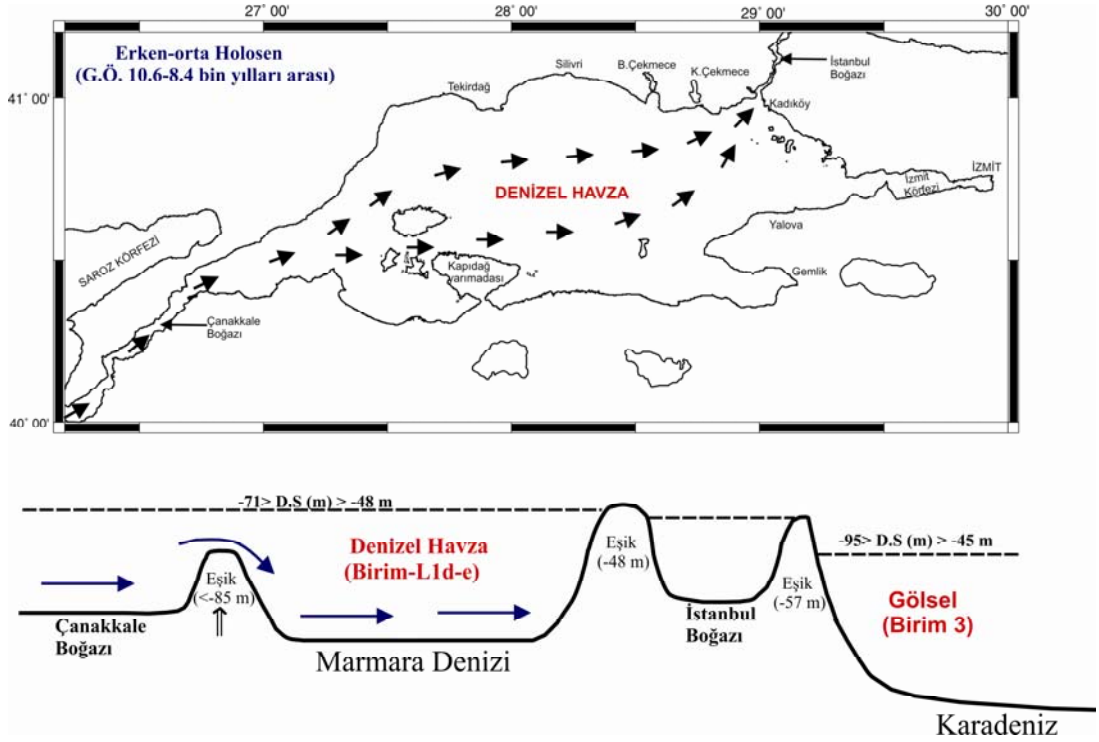
Şekil 5.15. Marmara Denizi'nde Holosen başlangıcında, G.Ö. 11.5-10.5 bin yılları arasında deniz seviyesini ve Akdeniz ve Karadeniz ile olan su geçişlerini gösteren şematik harita (A) ve Çanakkale-İstanbul Boğazları arasında Marmara Denizi'ni temsil eden şematik kesit (B). Deniz izotop dönemlerinden MIS-1'in başlangıcı olan bu zamanda, deniz seviyesi Çanakkale eşik derinliği üzerine çıkarak Akdeniz sularının Marmara Denizi'ne akmasına sebep olmuştur. Bu dönem başında, aynı zamanda Karadeniz'in seviyesi İstanbul Boğazı eşiği üzerine çıkarak (Federov, 1985; Ivanova vd., 2006; Kaplin ve Selivanov, 2004; Chaplyga vd., 2002) tatlı sularını Marmara Denizi'ne akıtmıştır. Deniz seviyesi Marmara Denizi'nde bu dönem sonunda -65 m'ye yükselmiştir. Karadeniz'den gelen su İstanbul Boğazı'ndan akarken eşiğin daha sığ su derinliğine ulaşmasına yol açmıştır.

Kanal-bank kenarı çökelinin İstanbul Boğazı girişinde G.Ö. 10.5 bin yılında sona ermesinin ardından deniz seviyesinin -71 m'ye gerilediği (Şekil 5.12), sismik profillerde bu çökelleri üzerleyen sismik yansıma yüzeyi üzerinde bu derinlikte gelişen kıyı aşındırma yüzeyinin varlığından anlaşılmaktadır (bakınız bölüm 4.4.1). Sismik profillerde bu çökellerin en sığ olduğu paleo-kanal içerisinde aşındırılmaları, kanal-bank kenarı çökelinin sona erdiği zamanda -65 m olan deniz seviyesinin zamanla -71 m'ye gerilemesi sonucu oluştuğunu göstermektedir. Karadeniz'in seviyesinin G.Ö. 10.5 bin yılında İstanbul Boğazı eşiği (-35 m; Göktaşan vd., 2005) seviyesinin altına düşmesi sonucunda Marmara Denizi ile olan su geçişi kesilmiş ve kanal-bank kenarı çökeli sonlanmıştır. Karadeniz'den Marmara Denizi'ne olan

akışın ‘Younger Dryas’ dönemi içerisinde kesildiği tarih aynı zamanda, Marmara Denizi’nde Erken Holosen Sapropeli’nin çökelmeye başladığı zamandır (Çağatay vd., 2000).

Karadeniz’in seviyesinde G.Ö. 10.5 bin yılında gerçekleşen bu düşüş ile şelf çökellerinin aşındığı, Ivanova vd. (2006)’nin yaptığı çalışmada Neouxine çökellerini uyumsuzlukla Bugazian dönemine ait çökellerin üzerlemesinden anlaşılmaktadır. G.Ö. 10.6 ila 10 bin yılları arasında bu uyumsuzluğun geliştiği dönemde, Karadeniz’in seviyesinin -45 m’lere düştüğü Chaplyga vd. (2002) tarafından da belirtilmiştir. Bu tarihte Karadeniz’den gelen tatlı suyun kesilmesi ve Çanakkale Boğazı’ndan Akdeniz sularının Marmara Denizi’ne girmeye devam etmesi Marmara Denizi’nde yüzey suyu tuzluluğunu artırmış olmalıdır. Sperling vd. (2003) tarafından yapılan oksijen izotopu ve alkenon çalışmalarında Marmara Denizi’nde Holosen başında kanal-bank kenarı çökellerinin oluşması sırasında deniz suyu sıcaklığı ve tuzluluğunun düşük olduğunu, ancak ‘Younger Dryas’ dönemi içerisinde Karadeniz’den gelen akıntının kesilmesi ile deniz suyu tuzluluğunun ani artış gösterdiği bulunmuştur.

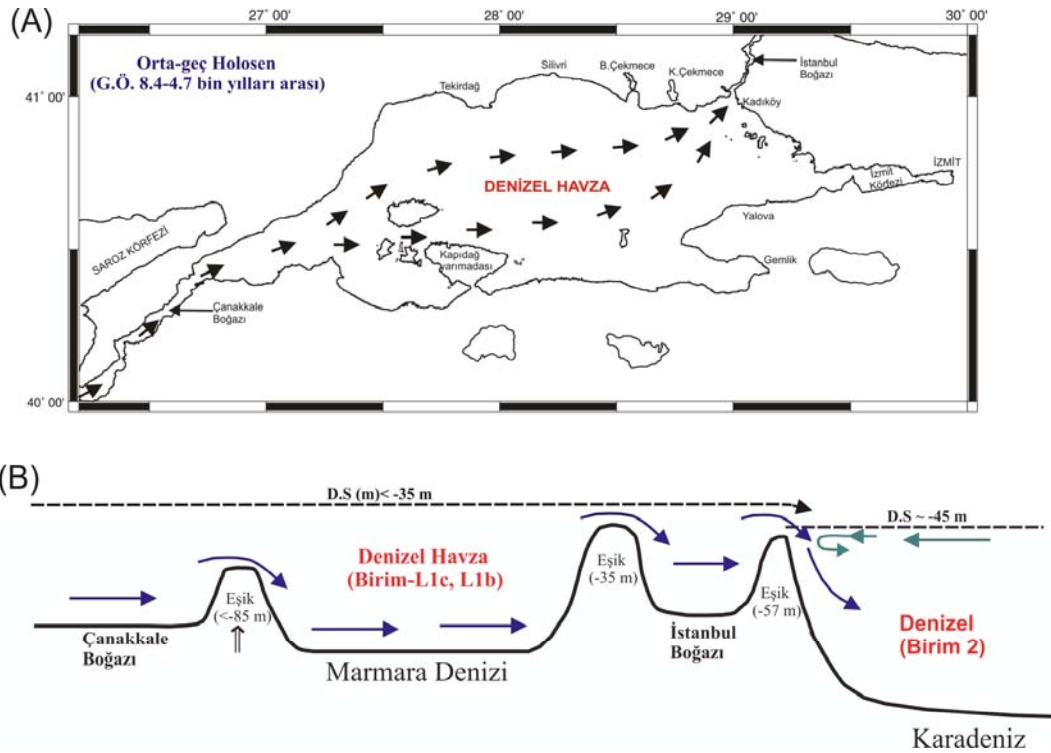
Marmara Denizi’nde G.Ö. 10.5 bin yılında -71 m’de gelişen durağan deniz seviyesinin bu tarihten sonra global deniz seviyesi ile birlikte yükselmeye başladığı, Marmara Denizi şelf alanlarında bu çalışma kapsamında incelenen sismik profillerde -63 ila -65 m’ler arasında değişen kıyı aşınma düzlüğü ve taraçaların varlığından anlaşılmaktadır (bakınız bölümler 4.2.1 ve 4.3.1). Marmara Denizi’nde su seviyesinin bu derinliğe yaklaşık G.Ö. 10 bin yıldan önce eriştiği karot çökellerinden elde edilen  $C^{14}$  yaşları ile tespit edilmiştir (bakınız bölüm 4.3.3). Marmara Denizi’nde aynı taraça seviyesi farklı çalışmacılar tarafından da gözlenmiş ve deniz seviyesinin Younger Dryas’da durağan hale geldiğini saptamışlardır (Çağatay vd., 2003a; Polonia vd., 2004; Cormier vd., 2006). Karadeniz seviyesinin Holosen içerisinde ‘Younger Dryas’ döneminden hemen sonra düşmeye başladığı ve G.Ö. 8.4 bin yılında -95 m’ye kadar gerilediği farklı çalışmacıların Karadeniz’in şelf alanlarında yaptıkları sismik ve karot çalışmaları sonucunda saptanmıştır (Major vd., 2002; Ryan vd., 2003). Karadeniz su seviyesindeki bu ani düşüş, aynı çalışmacılar tarafından ‘Pontian’ regresyonu olarak tanımlanmıştır (Şekil 5.12 ve 5.16).



Şekil 5.16. Marmara Denizi'nde Holosen başlarında, G.Ö. 10.5-8.4 bin yılları arasında deniz seviyesini, Akdeniz ve Karadeniz ile olan su geçişlerini gösteren şematik harita (A) ve Çanakkale-İstanbul Boğazları arasında Marmara Denizi'ni temsil eden şematik kesit (B). Deniz izotop dönemlerinden MIS-1'in ortaları olan bu zamanda deniz seviyesi yükselmeye başlayarak Marmara Denizi seviyesini yükseltmeye başlamaktadır. Bu dönemde Karadeniz'in seviyesi 'Pontian' regresyonu ile Neouxine sonlarına doğru İstanbul Boğazı eşiği seviyesinin (-35 m) altına düşmüş ve Bugazian ortalarına kadar (G.Ö 8.4 bin yılı) bu regresyon devam ederek Karadeniz'in seviyesi yaklaşık -95 m'ye inmiştir (Major vd., 2002; Ryan vd., 2003).

Karadeniz'de bazı çalışmacılar tarafından karotlarda yapılan oksijen ve stronsiyum izotop analizlerinde deniz suyu girdisinin ilk G.Ö. 8.4 bin yılında gerçekleştiği saptanmıştır (Major vd., 2002, 2006; Ryan vd., 2003; Bahr vd., 2005, 2006). Bu çalışma kapsamında elde edilen veriler ile Karadeniz'de günümüze kadar yapılmış çalışmalar ışığında Karadeniz'in seviyesinin G.Ö. 10.5 bin yılında düşmeye başladığı ve G.Ö. 8.4 bin yılına kadar Marmara Denizi ile su geçişinin bulunmadığı anlaşılmaktadır (Şekil 5.16). Marmara Denizi'nden Akdeniz sularının Karadeniz'e Holosen'de ilk akmaya başladığı dönem Karadeniz kronolojisinde 'Bugaziyen' olarak adlandırılmıştır (Chapalyga vd., 2002; Şekil 5.1). Marmara Denizi'nin Karadeniz'e G.Ö. 8.4 bin yılında ilk akmaya başlaması için Marmara Denizi seviyesinin bu tarihten önce İstanbul Boğazı güneyinde Üsküdar-Dolmabahçe arasında yer alan eşik seviyesine (-35 m) erişmesi gerekmektedir (Şekil 5.16).

Marmara Denizi'nde Çağatay vd. (2000) ve Algan vd. (2001)'nin yaptığı çalışmalarda İstanbul Boğazı'nda günümüz çift akıntı sistemi G.Ö. 4.5 bin yıl önce oluşmuş ve Karadeniz'in seviyesi bu tarihten önce İstanbul Boğazı eşiği seviyesine ulaşmıştır. Buna göre Marmara Denizi G.Ö. 8.4-4.5 bin yılları arasında Karadeniz'e akmaya devam ederken, İstanbul Boğazı'nda çift akıntı sistemi gerçekleşmeden hemen önce Karadeniz su seviyesinin -35 m'nin de üstünde olması gerekmektedir (Şekil 5.17). Major vd. (2002) ve Ryan vd. (2003) Karadeniz'de G.Ö. 8.4 bin yılında başlayan deniz seviyesindeki yükselimi 'Kalamitiyen' transgresyonu olarak adlandırmışlardır. Akdeniz sularının Marmara Denizi yoluyla Karadeniz'e akmaya başlaması sonucunda Karadeniz'de su tabakalanması ve sapropel çökelişi için uygun şartlar sağlanmış ve G.Ö. 7.5 bin yılında Birim-2 ile temsil olunan sapropel çökelleri oluşmaya başlamıştır (Degens and Ross, 1972; Jones and Gagnon, 1994; Şekil 5.1).



Şekil 5.17. Marmara Denizi'nde Holosen ortasında, G.Ö. 8.4-4.7 bin yılları arasında deniz seviyesini ve Akdeniz ve Karadeniz ile olan su geçişlerini gösteren şematik harita (A) ve Çanakkale-İstanbul Boğazları arasında Marmara Denizi'ni temsil eden şematik kesit (B). Bu tarihler arasında Marmara Denizi tuzlu suları Karadeniz'e akmaya devam etmiş ve Karadeniz'in seviyesi G.Ö. 4.7 bin yıldan önce -35 m'ye yükselmiştir.

Dünya deniz seviyesi eğrisine göre (Fairbanks, 1989) deniz seviyesindeki artış hızı G.Ö. 6.5 bin yılında yavaşlamıştır. Bu yavaşlamaya ilave olarak, Marmara Denizi'nde 'İyi İklim' (Climatic Optimum) döneminde karadaki drenajlardan gelen sediman yükünün artması ile İstanbul Boğazı girişindeki şelf üzerinde Birim-L1b ile temsil olunan delta çökelleri oluşmuştur (bakınız bölüm 4.4.1 ve 4.4.2). Bu delta birimi Marmara Denizi'nde farklı araştırmacılar tarafından da çalışılmış ve bu çökellerin kökeni ve depolanma süreci araştırılmıştır. Bunlardan Hiscott vd. (2002a) ile Aksu vd. (2002a)'ne göre İstanbul Boğazı girişinde delta çökeli G.Ö. 10-9 bin yılları arasında Karadeniz sularının İstanbul Boğazı yolu ile Marmara Denizi'ne akmaya başlaması sonucunda oluşmuştur. Bu araştırmacılara ait sismik stratigrafik yorumlar ile bu çalışma kapsamında İstanbul Boğazı girişinde sismik stratigrafik yorumlamalar karşılaştırılmıştır. Her iki çalışmada ayırtılan sismik yansıma yüzeyleri eşleştirildiğinde Hiscott vd. (2002a) ile Aksu vd. (2002a) tarafından ortaya konulan delta yayılımının hatalı olduğu gözlenmiştir. Delta birimi ile ilgili yapılan detaylı sismik stratigrafik çalışmalarda kalınlık haritası üretilmiştir (bakınız bölüm 4.4.4; Şekil 4.60). Sismik profillerde bu çökellere ait eğimli kliniform tabakaların yönleri ve yayılımı, delta biriminin İstanbul Boğazı girişi doğusunda Kurbağalıdere'den kaynaklandığını göstermektedir (Eriş vd., 2007).

Hiscott vd. (2002a) ile Aksu vd. (2002a)'nin İstanbul Boğazı girişinde yeralan delta biriminin oluşumu ile ilgili destekledikleri Karadeniz'den Marmara Denizi'ne su akış hipotezine karşı önemli veriler ve deliller bu çalışma kapsamında detaylı olarak tartışılmıştır (bakınız bölüm 4.4.4). İstanbul Boğazı girişinde yeralan delta çökelleri Gökaşan vd. (2005) tarafından da çalışılmıştır. Yorumladıkları sismik ve karot verilerine dayanarak delta biriminin Kurbağalıdere'den kaynaklandığını ve yaklaşık 11-10 bin yılları arasında çökeldiğini öne sürmüşlerdir. Bu araştırmacı tarafından öne sürülen delta çökelim sürecinde global deniz seviyesi eğrisine (Fairbaks, 1989) göre Marmara Denizi seviyesinin yaklaşık -70 m'lerde olması gerekmektedir. Ancak Gökaşan vd. (2005) tarafından kullanılan yaş verisinin Kurbağalıdere vadisi içerisinde 18 m su derinliğinden elde edilmesi deniz seviyesi eğrisine göre mümkün görünmemektedir.

Bu çalışmada İstanbul Boğazı girişinde yeralan MD-2750 ve Tsu03-13 karotlarında yapılan kronolojik çalışmalara göre delta biriminin G.Ö. 6.2 bin yılında çökelmeye başladığı tespit edilmiştir (bakınız bölüm 4.4.2; Şekil 4.55). Delta oluşumuna yol



açan en önemli etkenin deniz seviyesi değişimi olduğu bu çalışma kapsamında belirlenmiştir. Dünya deniz seviyesi artış hızında G.Ö. 6500 yılında meydana gelen düşüş ile birlikte karadan sediman geliminin iklimsel olarak artması Marmara Denizi'nin İstanbul Boğazı girişinde deltaik çökelmenin başlamasını sağlamıştır. Delta çökeliminin sonlandığı zaman olan G.Ö. 3800 yılında ise muhtemelen dünya deniz seviyesindeki artışın hızlanması ve bununla eş zamanlı olarak Kurbağalıdere'den gelen çökelimin azalması sonucunda delta çökelimi sonlanmıştır.

İstanbul Boğazı'nda çift akıntının oluşmaya başlaması ve Karadeniz sularının Marmara Denizi'ne girmesi ile deniz yüzey suyu sıcaklığını ve tuzluluğunu azaltmış olmalıdır. Adalar güneyinde yeralan Tsu02-1 karotunda yapılan oksijen izotop değerlerinde karotun üst seviyelerine doğru gözlenen negatif yöndeki sapmalar yaklaşık G.Ö. 4.5 bin yılında Karadeniz sularının Marmara Denizi'ne girdiğini desteklemektedir (bakınız bölümler 4.2.3 ve 4.3.3). Karadeniz'de bu tarihlerde başlayan transgresyon Svitoch vd. (1998) ile Federov vd. (1985) tarafından 'Novochernomorian' transgresyonu olarak adlandırılırken, diğer bazı araştırmacılara göre Karadeniz'de G.Ö. 4.5 bin yılında 'Kundukian' regresyonu ile su seviyesi -25 m'lere gerilemiştir (Chapalyga vd., 2002; Ivanova vd., 2006). İstanbul Boğazı'nda günümüz çift akıntının G.Ö. 4.5 bin yıllarında oluşmaya başlaması ile Marmara Denizi'nde su seviyesi -35 m'lerden günümüz seviyesine 3.2 bin yıllarında ulaşmıştır (Şekil 5.12; Fairbanks, 1989). Günümüz deniz suyu sıcaklığının ve tuzluluğunun da hemen hemen bu tarihte gerçekleştiği farklı çalışmacılar tarafından belirtilmiştir (Çağatay vd., 2000; Algan vd., 2001; Sperling vd., 2003).

## **6. SONUÇLAR**

Bu çalışma kapsamında yapılan sismik stratigrafik ve karot çalışmaları sonucunda Marmara Denizi'nde Orta Pleyistosen sonundan günümüze su seviyesi değişimleri ile Akdeniz ve Karadeniz ile olan su geçişlerinin zamanlarını ortaya koyan sonuçlar şunlardır:

1. Marmara Denizi G.Ö. 129 bin yıl önce Tirheniyen transgresyonu ile gölsel bir ortamdan denizel bir ortama dönüşmüştür. Özellikle Adalar güneyinde yeralan karotlarda tanımlanan Birim-L5, Marmara Denizi'nde Tirheniyen transgresyonu sonrasında G.Ö. 129-78 bin yılları arasında (MIS-5 dönemi) çökelmiştir. Bu birimde yapılan ayrıntılı litostratigrafik çalışmalar sonucunda ara seviye halinde acı-tatlı su ortamını karakterize eden Dreissena'lı çökellerin varlığı MIS-5 dönemi içerisinde G.Ö. 112-85 bin yılları arasında Marmara Denizi'nin gölsel şartlara dönüştüğünü göstermektedir. MIS-5 dönemi sonunda G.Ö. 85 bin yılından sonra Marmara Denizi'nin yeniden denizel bir ortama dönüşmesi ile Sapropel çökelimine yolaçtığı ilk kez bu çalışmada tespit edilmiştir. Marmara Denizi'nin MIS-5 dönemi süresince genelde dünya deniz seviyesi değişimlerine paralel olarak çökme ortamının denizel ve gölsel arasında değiştiği anlaşılmaktadır. Bu dönemde Marmara Denizi üzerinden Akdeniz sularının Karadeniz'e aktığı farklı araştırmacıların Karadeniz'de yaptığı çalışmalarla belirlenmiştir (Kaplin vd., 1993; Chapalyga, 1995).
2. Dünya deniz seviyesinin MIS-5 döneminden MIS-4 dönemine geçişte Çanakkale Boğazı eşiği (-65 m) altına düşmesi sonucunda Marmara Denizi'nin Akdeniz ile su geçişi kesilmiş ve gölsel bir ortama dönüşmüştür. MIS-4 döneminde çökeldiği kronolojik çalışmalarla tespit edilen Birim-L4, altta gölsel ve üstte ise denizel çökellerden oluşmaktadır.

Geç-Pleyistosen başında MIS-4 döneminin ilk yarısı olan G.Ö. 78-64 bin yılları arasında Marmara Denizi'nde gerçekleşen regresyon ile su seviyesi -95 ila -70 m'leri arasında değişmiştir. Bu dönemde Marmara Denizi ile su geçişi kesilen Karadeniz'de su seviyesi -100 m'lere düşmüştür (Dodonov vd., 2000; Kaplin ve Selivanov, 2004). Dünya deniz seviyesi eğrisinde MIS-4 başında -80 m'lere düşen deniz seviyesi aynı dönem içerisinde G.Ö. 64 bin yılından sonra -30 m'lere yükselmiş ve Marmara Denizi'nde Birim-L4'ün üst denizel seviyeleri çökelmiştir. MIS-4 döneminin ikinci yarısı olan bu dönemde Akdeniz sularının

Marmara Denizi üzerinden Karadeniz'e ulaştığı ve ortamın denizele dönüştüğü Karadeniz'de önceki çalışmalar ile tespit edilmiştir (Chapalyga, 1995; Dodonov vd., 2000; Kaplin ve Selivanov, 2004).

3. İzotop dönemlerinden MIS-4'den MIS-3'e geçişte G.Ö. 59 bin yılında Marmara Denizi'nde Birim-L3a'nın çökmesiyle temsil olunmaktadır. Bu birime ait çökelerde acı-tatlı su ortamını karakterize eden Dreissena kavkılarının varlığı MIS-3 dönemi başında Marmara Denizi'nin Akdeniz ile su geçişinin kesilip kapalı gösel bir ortam haline dönüştüğünü göstermektedir. MIS-3 döneminin ilk yarısı olan G.Ö. 59-34 bin yılları arasında dünya deniz seviyesi -80 ila -50 m'ler arasında değişim göstermiştir. Bu dönemin ikinci yarısı olan G.Ö. 34-25 bin yılları arasında ise deniz seviyesi daha güçlü bir regresyon ile -100 m'lere kadar gerilemiştir (Shackleton, 1989). Bu dönemde Akdeniz ile su geçişi bulunmayan Marmara Denizi'nde de global iklim değişimlerine paralel bir regresyonun olduğu sismik profillerde Birim-L3a'nın şelf kenarından daha derinlere, Birim-L3b'ye geçmesinden anlaşılmaktadır. Karotlarda yapılan kronolojik çalışmalar sonucunda MIS-3 döneminde G.Ö. 34-25 bin yılları arasında çökeldiği tespit edilen Birim-L3b, sismik profillerde -100 m'lere kadar ulaşmaktadır. Marmara Denizi'nde MIS-3 dönemi içerisinde su seviyesinde sürekli yaşanan bu düşüşün tamamen iklimsel olduğu ve kurak ve soğuk bir iklim dönemi olan 'Würm' buzul döneminin ilk yarısında yaşandığı görülmüştür.
4. İzotop dönemlerinden MIS-3'den MIS-2'ye geçiş Marmara Denizi'nde şelf kenarında Birim-L3b'den Birim-L2a'ya geçiş ile temsil olunmaktadır. Karotlarda yapılan kronolojik çalışmalarda bu birimin G.Ö. 25 bin yılından başlayarak çökeldiği belirlenmiştir. Marmara Denizi'nde şelf üzerinde -105 m'den daha derine vadi kazımalarının varlığı Dünyada 'Würm' buzul döneminin en şiddetli yaşandığı Geç Buzul Maksimum döneminde Marmara Denizi'nde su seviyesinin bu derinliğin altına düştüğünü göstermektedir. Karadeniz'de bazı araştırmacıların yaptığı karot ve sismik çalışmalarında su seviyesinin Geç Buzul Maksimum döneminde -120 m'ye kadar düştüğü tespit

edilmiştir (Major vd., 2002; Ryan vd., 2003). Buna göre bu dönemde Marmara Denizi'nin Karadeniz ile su geçişinin bulunmaması gerekmektedir.

5. Marmara Denizi'nde Geç Buzul Maksimum döneminin G.Ö. 15 bin yılına kadar devam ettiği karotlarda yapılan kronolojik çalışmalar sonucunda belirlenmiştir. Geç Buzul Maksimum döneminin sona ermesinin hemen ardından transgresif karakterde gösel Birim-L2b çökelmeye başlamıştır. Kuzey şelfte genelde vadi dolgusu fasiyesinde çökelen bu birimin varlığı Marmara Denizi'nde G.Ö. 15 bin yılında sonra başlayan transgresyon ile su seviyesinin -85 m'lere kadar yükseldiğini göstermektedir. Marmara Denizi kuzey şelfinde -85 m'de gözlenen taraça düzlüklerinin Holosen öncesinde durağan su seviyesinde oluştukları belirlenmiştir. Dünya deniz seviyesinin (Fairbanks, 1989) G.Ö. 12 bin yıl öncesine kadar henüz Çanakkale Boğazı eşik derinliği (-85 m) üzerine çıkamadığı gözönüne alınırsa Marmara Denizi'nde G.Ö. 15 bin yılından sonra başlayan bu transgresyonun bu dönemde Karadeniz'den Marmara Denizi'ne olan bir akış sonucunda gerçekleşmiş olabileceği anlaşılmaktadır. Gerçekten de Karadeniz'de yapılan çalışmalarda su seviyesinin G.Ö. 16 bin yılında yükselmeye başlayarak, G.Ö. 15 bin yılında İstanbul Boğazı eşik derinliğini aştığı öne sürülmüştür (Major vd., 2002, 2006; Ryan vd., 2003; Bahr vd., 2005, 2006).
6. Marmara Denizi'nde Holosen başlangıcı şelf üzerinde denizel Birim-L1'in çökmesiyle temsil olunmaktadır. Bu birime ait çökeller özellikle Çekmece şelfinde biyoherm oluşumları şeklinde gözlenirken, şelf kenarında ise denizel mollusk kavkılı çamur ve siltli çökellerden oluşmaktadır. Akdeniz sularının Marmara Denizi'ne girmesi sonucunda yüzey suyu tuzluluğunun arttığı bu çalışma kapsamında incelenen karotlarda yapılan oksijen izotopu analizlerinde gözlenebilmektedir. İstanbul Boğazı girişinde Holosen yaşlı çökellerde yapılan ayrıntılı litostratigrafik çalışmalar sonucunda farklı fasiyeste gelişmiş çökeller ayırtlanmıştır. Bunlardan 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 çökelinin G.Ö. 10.5 bin yılına kadar devam ettiğini göstermektedir. Bu sonuç Karadeniz'de Major vd. (2002, 2006) ile Ryan vd. (2003)'nin yaptığı izotop çalışmaları ile desteklenmektedir. Bu çalışma kapsamında özellikle İstanbul Boğazı girişinde yapılan sismik stratigrafik ve karot çalışmalarında Holosen başında su seviyesinin -85 m'den kanal-bank kenarı çökelinin bitimi olan G.Ö. 10.5 bin yılına kadar -65 m'ye kadar yükseldiği tespit edilmiştir.

7. Marmara Denizi kuzey şelfinde yer alan sismik profillerde farklı seviyelerde gözlenen 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 karotlarda yapılan kronolojik çalışmalar sonucunda yaklaşık G.Ö. 10 bin yılında oluştuğu tespit edilmiştir.
8. Marmara Denizi'nin Holosen başında (G.Ö. 12 bin yılı) Akdeniz ile su geçişinin sağlanmasının ardından su seviyesi değişimleri dünya deniz seviyesi değişimlerine benzerlik göstermektedir. Holosen ortalarında G.Ö. 6.5 bin yılında dünya deniz seviyesi artış hızı yavaşlamıştır. Bu yavaşlamaya ilave olarak, Marmara Denizi'nde 'İyi İklim' (Climatic Optimum) döneminde karadaki drenajlardan gelen sediman yükünün artması ile İstanbul Boğazı girişinde şelf üzerinde Birim-L1b ile temsil olunan delta çökelleri oluşmuştur. Bu delta çökelleri Marmara Denizi'nde farklı araştırmacılar tarafından da çalışılmış ve bu çökellerin G.Ö. 10-9 bin yılları arasında İstanbul Boğazı'ndan gelen Karadeniz su akışı sonucunda biriktiği öne sürülmüştür (Aksu vd., 2002a; Hiscott vd., 2002a). Bu araştırmacıların aksine bu çalışma kapsamında İstanbul Boğazı girişinde yapılan ayrıntılı sismik ve kronostratigrafik çalışmalar bu deltanın Kurbağalıdere'den kaynaklandığını ve G.Ö. 6.2-3.8 bin yılları arasında çökeldiğini göstermektedir.

## KAYNAKLAR

- Abdüselamoğlu, M.S.**,1977. The Paleozoic and Mesozoic in the Gebze region: Explanatory text and excursion guide book: *Fourth Colloq. On Geology of the Aegean Region*: Excursion 4. Western Anatolia and Thrace: İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, 16s.
- Akçer**, 2003. Orta Marmara Denizi Holosen dönemi bentik foraminifer paleoekolojisi ve sapropel oluşumları ile ilişkisi, *Yüksek Lisans Tezi*, İ.T.Ü. Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- 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. *Mar. Geol.*, **153**, 275-02.
- Aksu, A.E., Hiscott, R.N. Kaminski, M.A., Mudie, P.J., Gillespie, H., Abrojano, T.and Yaşar, D.** 2002a. Persistent Holocene outflow from the Black Sea to the Eastern Mediterranean contradicts Noah's Flood hypothesis. *GSA Today*, **12** (5), 4-10.
- Aksu, A.E., Hiscott, R.N., Yaşar, D., İşler, F.I. and Marsh., S.**, 2002b. Seismic stratigraphy of Late Quaternary deposits from the southwestern Black Sea shelf: evidence for non-catastrophic variations in sea-level during the last 10000 years. *Mar. Geol.*, **190**, 61-94.
- Alavi, S.N., Okyar, M, Timur, K.**, 1989. Late Quaternary sedimentation in the Strait of Bosphorus: high resolution seismic profiling. *Mar. Geol.*, **89**, 85–205.
- Algan, O., Çağatay, M.N., Tchepalyga, A., Ongan, D., Eastoe, C., 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-Mar. Lett.*, **20**, 209-218.

- Armijo, R., Meyer, B., Navarro, S., King, Barka, A.,** 2002. Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: a clue to propagation processes of the North Anatolian Fault. *Terra Nova*, **14**, 80-86.
- Armijo, R. and the MARMARASCARPS Cruise party,** 2003, Young earthquake breaks in the Sea of Marmara Floor: A possible underwater extension of the 1912 Earthquake rupture? International workshop on the North Anatolian, East Anatolian and Dead Sea fault systems. Abstracts, 31 August–12 September 2003, Middle East Technical University (METU), **27**.
- Aslanov, K.A., Izmailov, N.A., Ostrovsky, A.B., Terychny, N.J.,** 1983. On the climate and age of marine terrace deposits of Kerch strait coast. *Geol. Geogr.*, **2**, 69-79.
- Bahr, A., Lamy, F., Arz, H., Kuhlmann, H., Wefer, G.,** 2005. Late glacial to Holocene climate and sedimentation history in the Black Sea. *Mar. Geol.*, **214**, 309-322.
- Bahr, A., Arz, H., Lamy, F., Wefer, G.,** 2006. Late glacial to Holocene paleoenvironmental evolution of the Black Sea, reconstructed with stable oxygen isotope records obtained on ostracod shells. *Earth and Planetary Science Letters*, **241**, 863-875.
- Balabanov, I.P. and Izmailov, Y.A.,** 1988. Changes in level and hydrochemical regime of the Black Sea and the Sea of Azov during the last 20 ka. *Water Resources*, **15**, 539-546.
- Barka, A. A. and Kadinsky-Cade, K.,** 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earth-quake activity: *Tectonics*, **7**, 663-684.
- Beşiktepe, Ş.T., Sur, İ.H., Özsoy, E., Abdul Latif, M., Oğuz, T. and Ünlüata, Ü.,** 1994. The circulation and hydrography of the Marmara Sea. *Progress in Oceanography*, **34**, 285-334.
- Bilgin, T.,** 1963. Ünye batısında Akçay Pleyistosen taraçaları. *İst. Üniv. Coğrafya Enst. Derg.*, **13**, 159-163.
- Biltekin,** 2003. Oxygen and carbon isotope analysis and geochemistry of mollusc shells in sediment cores from northern shelf of the Sea of Marmara, *Mcc Thesis*, Eurasian Institute of Earth Science, İstanbul.
- Caner, H. and Algan, O.,** 2002. Palynology of sapropelic layers from the Marmara Sea. *Mar. Geol.*, **190**, 35-46.

- Çağatay, M.N., Algan, O., Sakıncı, M., Eastoe, C., Egesel, L., Balkıs, N., Ongan, D. and Caner, H.,** 1999. A late Holocene sapropelic sediment unit from the southern Marmara shelf and its palaeoceanographic significance. *Quaternary Geology Reviews*, **18**, 531-540.
- Çağatay, M.N., Görür, N., Algan, A., Eastoe, C.J., Tchapylyga, A., Ongan, D., Kuhn, T., Kuşcu, İ.,** 2000. Late Glacial-Holocene palaeoceanography of the Sea of Marmara: timing of connections with the Mediterranean and the Black Sea. *Mar. Geol.*, **167**,191-206.
- Çağatay, M.N., Görür, N., Polonia, A., Demirbağ, E., Sakıncı, M., Cormier, M. H, Capotondi, L., McHugh, C, Emre, Ö., Eriş, K.,** 2003a. Sea level changes and depositional environments in the İzmit Gulf, eastern Marmara Sea, during the late glacial-Holocene period. *Mar. Geol.*, **202**, 159-173.
- Çağatay, M. N., Sakıncı, M., Eriş, K., Sancar, U., Biltekin, D., Akçer, S., Şimşek, S., Topkar, N.,** 2003b. Marmara Denizi'nin son buzul–Holosen dönemi jeolojik evrimi. TÜBİTAK araştırma raporu (101Y072 Projesi), 154 s.
- Çağatay, M.N., Balkıs, N., Sancar, Ü., Çakır, Z., Yücesoy-Eryılmaz, F., Eryılmaz, M., Sarı, E., Erel, L., Akçer, S., Biltekin, D.,** 2006. Marmara Denizi çökel jeokimyası atlası. TÜBİTAK araştırma raporu (103Y053 Projesi), 81s.
- Calvert, S.E.,** 1990. Geochemistry and origin of the Holocene sapropel in the Black Sea. In: Ittekkot, V., et al. (Eds), *Facet of modern biogeochemistry*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 326-352.
- Chepalyga, A.L.,** 1995. Pliyo-Pleistosen Karadeniz Havzaları ve bunların Akdeniz ile ilişkileri. İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi (Engin Meriç edt.), s303-311
- Chepalyga, A.L.,** 2002. The Black Sea. In: Velichko, A.A. (Ed), *Razvitie Landshaftovi Klimata Severnoy Evrazii: Pozdnyy Pleystocen-Golocen-specti Buduschego*. GEOS, Moscow, pp. 205-285 (in Russian).
- Cormier, M.-H., Seeber, L., McHugh, C.M.G., Polonia, A., Çağatay, M.N., Emre, Ö, Gasperini, L., Görür, N., Bertoluzzi, G., Bonatti, E., Ryan, W.B.F., and Newman, K.R.,** 2006. The North Anatolian fault in the Gulf of İzmit (Turkey): Rapid vertical motion in response to minor



bends of a non-vertical continental transform: *J. Geophys. Res.*, **111**, 33-55.

- Degens, E.T. and Ross, D.A.**, 1972. Chronology of the Black Sea over the last 25 000 years. *Chemical Geology*, **10**,1-16.
- Denton, G.H., Heusser, C.J., Lowell, T.V., Moreno, P.I., Anderson, B.G.**, 1999. Interhemispheric linkage of paleoclimate during the last glaciation. *Geograf. Ann.*, **81**, 53-107.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F. and Şengör, A.M.C.**, 1986. Shortening of continental lithosphere: The neotectonics of Eastern Anatolia-a young collision zone, in Coward, M.P., and Ries, A.C., eds., *Collision tectonics*: London, *Geol. Soc. Amer.*, **90**, 84-92.
- Dodonov, A.E., Chepalyga, A.L., Mihailescu, C.D., Zhou, L.P., Markova, A.K., Trubikhin, V.M., Simakova, A.N. and Konikov, E.G.**, 2000. Last-interglacial records from central Asia to the northern Black Sea shoreline: stratigraphy and correlation. *Netherlands Journal of Geosciences*, **79**, 303-311.
- Doust, H. and Arikan, Y.**, 1974. The geology of the Thrace Basin (Trakya Havzasının sismik yorumlaması), in *II. Petrol Kongresi tebliğleri*, s119-131 (Ankara).
- EİE**, 2000. Türkiye akarsularında süspanse sediment gözlemleri ve sediment taşınım miktarları (Suspended sediment data and sediment transport amount for surface waters in Turkey). Türkiye Elektrik İşleri Etüd Dairesi Genel Müdürlüğü, s17-20 (Ankara).
- Ergin, M. and Yörük,R.**, 1990. Distribution and texture of the bottom sediments in a semi-enclosed coastal inlet, the Izmit Bay from the eastern Sea of Marmara (Turkey). *Estuar. Coast.Shelf Sci.*, **30**, 647-654.
- Ergin, M., Bodur, M.N., Ediger,V.**, 1991. Distribution of surficial shelf sediments in the northeastern and southwestern parts of the Sea of Marmara:strait and canyon regimes. *Mar. Geol.*, **96**, 313-340.
- Ergin, M., Kazancı, N., Varol, B., İleri, Ö., Karadenizli, L.**, 1997. Sea-level changes and related depositional environments on the southern Marmara shelf. *Mar. Geol.*, **140**, 391-403.

- Erinç**, 1955. Yalova Bahri Pleyistosen depoları ve taraçaları. *Türk Coğrafya Derg.*, **15**, 188-190.
- Eriş, K.K., Ryan, W. B. F., Çağatay, M.N., Sancar, U., Lericolais, G., Menot, 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.
- Erol, O. ve Nuttal, P.C.**, 1975. Çanakkale yöresinin batı denizel Kuvaterner depoları. *Coğrafya Araştırma Derg.*, **5-6**, 27-58.
- Erol, O. ve Çetin, O.**, 1995. Marmara Denizi'nin Geç Miyosen-Holosen'deki evrimi: *Türkiye Petrolleri Jeoloji Dergisi*, **4**, 147-165.
- Evans, G., Erten, H., Alavi, S.N., Von Gunten, H.R., Ergin, M.**, 1989. Superficial deep-water sediments of the eastern Marmara basın. *Geo-Mar. Lett.*, **9**, 27-36.
- Fairbanks, R. G.**, 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, **342**, 637-642.
- Federov, P.V.**, 1985. On water-level fluctuations in the Black Sea during the Holocene. In: *Alexeev, M.N. (Ed), Geology and Geomorphology of Shelves and Continental Slopes. Nauka, Moscow*, pp. 131-136. (In Russian).
- Gaudette, H., Flight, W., Tones, L. ve Folger, D.**, 1974. An inexpensive titration method for the determination of organic carbon in recent sediments. *J. Sedimentary Petrology*, **44**, 249-253.
- Gökaşan, E., Demirbağ, E., Oktay, F.Y., Ecevitoglu, B., Simsek, M., Yuce, H.**, 1997. On the origin of the Bosphorus. *Mar. Geol.*, **140**, 183-197.
- Gökaşan, E., Algan, O., Tur, H., Meriç, E., Türker, A., Şimşek, M.**, 2005. Delta formation at the southern entrance of İstanbul Strait (Marmara sea, Turkey): a new interpretation based on high-resolution seismic stratigraphy. *Geo Mar. Lett.*, **25**, 370-377.
- Görür, N. Çağatay, M.N., Sakıncı, M., Sümengen, M., Şentürk, K., Yaltrak, C., Tchpalyga, A.**, 1997. Origin of the Sea of Marmara from Neogene to Quaternary paleogeographic evolution of its frame. *International Geology Review*, **39**, 342-352.

- Görür, N., Çağatay, M.N., Emre, Ö., Alpar, B., Sakıncı, M., İslamoğlu, Y., Algan, A., Keçer, M., Erkal, T. Akkök, R.,** 2001. Is the abrupt drowning of the Black Sea shelf at 7150 yr BP a myth? *Mar. Geol.*, **176**, 65-73.
- Grafenstein, U.V., Erlenkeuser, H., Müller, J., Jouzel, J. and Johnsen, S.,** 1998. The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. *Climate Dynamics*, **14**, 73-81.
- Grosswald, M.G.,** 1998. Late-Weichselian ice sheets in Arctic and Pasific Siberia *Quat.Sci. Rev.*, **21**, 121-146.
- Grosswald, M.G. and Hughes, T.J.,** 2002. The Russian component of an Arctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rew.*, **21**, 121-146.
- Hiscott, R. N. Aksu, A. E., D. Kaminski, M. A., Mudie, P. J. Kostylev, V. E. MacDonald, J. C. I., Ieri F.I. and. Lord ,A. R.,** 2002a. Deltas south of the Bosphorus Strait record persistent Black Sea outflow to the Marmara Sea since ~10 ka, *Mar. Geol.*, **190**, 95-118.
- Hsü, K, J.,** 1978. Stratigraphy of the lacustrine sedimentation in the Black Sea. In Ross, D.A., Neprochnov, Y.P. (ed). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 42, Part 2: Washington (USA).
- Ivanova, E.V., Murdmaa, I.O., Chepalyga, A.L., Cronin, T.M., Pasechnik, I.V., Levchenko, O.V., Howe, S.S., Manusshkina, A.V., Platonova, E.A.,** 2006. Holocene sea-level oscillations and environmental changes on the Eastern Black Sea shelf. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology* (basımda).
- İmren,C.,LePichon,X.,Rangin,C.,Demirbag,E.,Ecevitoglu,B.,Gorur,N.,** 2001. The North Anatolian fault within the Sea of Marmara: a new interpretation based on multi-channel seismic and multi-beam bathymetry data. *Earth Planet.Sci.Lett.*, **186**, 143-158.
- İnandık, H.,** 1957. Sinop-Terme arasındaki kıyıların morfolojik etüdü: *Türk Coğrafya Derg.*, **17**, 51-68.
- Jones, G.A and Gagnon, A.R,** 1994. Radiocarbon chronology of Black Sea sediments,*Deep Sea Research*, **41** (3):531-557.

- Kaminski, M.A., Aksu, A.E., Hiscott, R.N., Box, M., Al-Salameen M., Filipescu, S.,** 2002. Late glacial to Holocene benthic foraminifera in the Marmara Sea.. *Mar. Geol.*, **190**, 165-202.
- Kaplin, P.A., Svitoch, A.A. and Parunin, O.B.,** 1993. Radicarbon chronology of paleogeographic events of the Late Pleistocene and Holocene in Russia. *Radicarbon*, **35**, 399-407.
- Kaplin, P.A. and Selivanov, A.O.,** 2004. Lateglacial and Holocene sea level changes in semi-enclosed seas of North Eurasia: examples from the contrasting Black and White Seas. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, **209**, 19-36.
- Karabiyikoğlu, M.,** 1984. Sinop yarımadası Geç Pleyistosen çökellerinin çökeltme ortamları: regresif ve transgresif kıyı çizgisi ve kumlu istifi. *Jeomorfoloji Derg.*, **12**, 1-21.
- Kasar, S. and Okay, A.,** 1992. Silivri-Kıyıköy-İstanbul Boğaziçi arasındaki alanın jeolojisi. TPAO Raporu, no **3119**, s79.
- Kazancı, N., Leroy, S., Ileri, Ö., Emre, Ö., Kibar, M., Öncel, S.,** 2004. Late Holocene erosion NW Anatolia from sediments of Lake Manyas, Lake Ulubat and the southern shelf of the Marmara Sea, Turkey. *Catena*, **57**, 277-308.
- Kroonenberg, S.B., Rusakov, G.V., Svitoch, A.A.,** 1997. The wandering of the Volga delta: a response to rapid Caspian sea-level change. *Sedimentary Geology*, **107**, 189-209.
- Kurek, J., Cwynar, L.C., Spear, R.W.,** 2004. The 8200 cal yr BP cooling event in eastern North America and the utility of midge analysis for Holocene temperature reconstructions. *Quat. Sci. Rev.*, **23**, 627-639.
- Lane-Serff, G.F., Rohling, E.L., Bryden, H.L., Charnock, H.,** 1997. Postglacial connection of the Black Sea to the Mediterranean and its relation to the timing of sapropel formation. *Paleoceanography*, **12**, 169-174.
- Le Pichon, X., Rangin, C. Demirbağ, E., İmren, Şengör, A.M.C.,** 2000. The Atlas of the Marmara Sea. Ifremer publication.
- Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Rangin, C. Imren, C. Armijo, R. Görür, N. Çağatay, N., de Lepinay, B. M., Meyer, B., Saatçılar, R.,**

- Tok, B.**, 2001. The active main Marmara fault : Comparative anatomy of a continental transform fault in a marine setting. *Earth and Planet. Sci. Letters*, **192**, 595-616.
- Loring, D.H. and Rantala; R.T.T.**, 1992. Manual for the geochemical analyses of marine sediments and suspended particulate matter. *Earth-Science Reviews*, **32**, 235-283.
- Major, C., Ryan, W. Lericolais, G. and Hajdas, I.**, 2002. Constraints on Black Sea outflow to the Sea of Marmara during the last glacial–interglacial transition, *Mar. Geol.*, **190**, 19-34.
- Major, C.O., Goldstein, S.L., Ryan, W.B.F., Lericolais, G., Piotrowski, A.M., Hajdas, I.**, 2006. The co-evolution of Black Sea level and composition through the last deglaciation and its paleoclimatic significance. *Quat. Sci. Revs.*, **25**, 2031-2047.
- Magny, M., Begeot, C., Guiot, J., Peyron, O.**, 2003. Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. *Quat. Sci. Rev.*, **22**, 1589-1596.
- Mckenzie, D, P.**, 1972. Active Teconics of the Mediterrenean region. *Geophys.Jour.Roy.Astr.Soc.*, **30**, p109.
- Meriç, E. ve Sakınç, M.**, 1990. Foraminiferler. İstanbul Boğazı Güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) Dip Tortulları: İstanbul Teknik Üniversitesi, s114.
- Milliman, J.D., and Meade, R.H.**, 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans, *J. Geology* 91 (1), 1-21.
- Mitchum, R.M. and Vail, P.R.**, 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sealevel, part 7: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration (ed. By C.E. Payton). Memoir of the American Association of Petroleum Geologist*, Tulsa, **26**, 135-144.
- Mudie, P.J., Aksu, A.E., Yaşar, D.**, 2002. Late Quaternary dinoflagellate cysts from the Black, Marmara and Aegean seas : variations in assemblages, morphology and paleosalinity. *Mar. Micropaleontol.*, **43**, 155-178.

- Myers, P.G., Shoshana, Wielki, C., Goldstein, S.B. and Rohling, E.J., 2003.** Hydraulic calculations of post glacial connections between the Mediterranean and the Black Sea. *Mar. Geol.*, **201**, 253-267.
- Nevevskaya, L.A., 1965.** Late Quaternary bivalve mollusks of the Black Sea: Their systematics and ecology. Akad. Nauk S.S.S.R. *Palaeontol. Inst. Tr.* **105**, 1-390.
- Okay, A.I., 1986.** High pressure/low temperature metamorphic rocks of Turkey: *Geol.Soc.Amer.Mem.*, 164, 333-348.
- Okay, A.I. ve Görür, N., 1995.** Batı Karadeniz ve Trakya havzalarının kökenleri arasındaki zaman ve mekan ilişkisi. Trakya Havzası, Jeoloji Kongresi, TPOA (Ankara), s9-11.
- Okay, A.I. and Tansel, I., 1992.** New data on the upper age of the Intra-Pontide Ocean from north of Şarköy (Thrace). *MTA Bülteni*, **114**, 23-26.
- Okay, A.I., Görür, N., Demirbağ, E., Boztepe-Güney, A., Kaşlılar-Özcan, A., Okay, N., Kuşcu, İ., 1999.** Marmara'da birden fazla aktif fay var. *Cumhuriyet Bilim ve Teknik*, **653**, 14-16.
- Polonia, A., Gasperini, L., Amorosi, A., Bonatti, E., Bortoluzzi, G., Çağatay, N., Capotondi, L., Cormier, M.-H., Görür, N., McHugh, C., Seeber, L., 2004.** Holocene slip rate of the North Anatolian Fault beneath the Sea of Marmara. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **227**, 411-426.
- Ross, D.A. and Degens, E.T., 1974.** Recent sediments of the Black Sea. In: E.T. Degens, and D.A. Ross (Editors), The Black Sea-Geology, *Chemistry and Biology*, **20**, 183-199.
- Ross, D.A., 1978.** Summary of results of Black Sea drilling. In Ross, D.A., Neprochnov, Y.P. (ed). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 42, Part 2: Washington (USA).
- Ross, D.A., Neprochnov, Y.P., et al., 1978.** Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 42, Part 2: Washington (USA).
- Ryan, W. B. F., Pitman III, W.C., Major, C.O., Shimkus, K., Moskalenko, V., Jones, J. A., Dimitrov, P., Görür, N., Sakıncı, M. and Yüce, H., 1997.** An abrupt drowning of Black Sea shelf. *Mar. Geol.*, 138: 119-126.

- Ryan, W.B.F., Major, C., Lericolais, G. and S.L., Goldstein.,** 2003., Catastrophic Flooding Of the Black Sea. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **31**, 525-54.
- Ryan, W.B.F., Mart, Y. and Çağatay, N.,** 2005. Variable sealevels and flooding events in the Sea of Marmara and the Black Sea during the latest Pleistocene and the early Holocene, cruise report of R/V Mediterranean Explorer Black Sea Expedition (İstanbul, Turkey).
- Sakınç, M. ve Bargu, S.,** 1989. İzmit Körfezi güneyindeki Geç Pleyistosen (Tireniyen) çökel stratigrafisi ve bölgenin neotektonik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, **32**, 51-64.
- Sakınç, M. ve Yalıtırak, C.,** 1997. Güney Trakya sahillerinin denizel Pleyistosen çökelleri ve paleocoğrafyası. *MTA Bülteni*, **118**.
- Sarıbudak, M., Sanver, M. and Ponat, E.,** 1989. Location of western Pontides, NW Turkey, during Triassic time. Preliminary paleomagnetic results: *Geophys.Jour.*, **96**, 43-50.
- Şengör, A.M.C.,** 1979. The North Anatolian Faults: Its age offset and tectonic significance: *Jour.Geol.Soc.Lond.*, **136**, 269-282.
- Şengör, A.M.C., and Yılmaz, Y.,** 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach: *Tectonophysics*, **75**, 181-241.
- 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, in Biddle, K.T., and Christie-Blick, N., eds., Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation: Tulsa, OK, Soc. *Econ.Paleontol. Mineral.,Spec.Publ.*, **37**, 227-264.
- Şentürk, K. ve Karaköse, C.,** 1987. Çanakkale Boğazı ve Dolayının Jeolojisi. *MTA raporu*, no **9333** (Ankara).
- Siddall, M., Rohling, E.J., Almog-Labin, A., Hemleben, Ch., Melschner, D., Schmelzer, I., Smeed, D.A.,** 2003. Sealevel fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, **243**, 853-858.
- Siyako, M., Bürkan, K.A. ve Okay. A.I.,** 1989. Biga ve Gelibolu Yarımadalarının Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları: *Türkiye Petrolleri Jeoloji Dergisi*, **1**, 183-199.

- Shackleton, N.J. and Opdyke, N.G.**, 1989. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 year and 106 year scale. *Quat. Res.*, **3**: 39-55.
- Smith, A. D., Taymaz, T., Oktay, F., Yüce, H., Alpar, B., Başaran, H., Jackson, J.A., Kara, S. and Şimşek, M.**, 1995. High resolution seismic reflection profiling in the Sea of Marmara (northwest Turkey): Late Quaternary sedimentation and sea-level changes. *Bulletin of Geological Society of America*, **107**, 923-936.
- Sperling, M., Schmiedl, G., Hemleben, Ch., Emesi, K.C., Erlenkeuser, H., Grootes, P.M.**, 2003. Black Sea impact on the formation of eastern Mediterranean sapropel S1? Evidence from Marmara Sea. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, **190**, 9-21.
- Stanley, D.J. and Blanpied, C.**, 1980. Late Quaternary water exchange between the eastern Mediterranean and the Black Sea. *Nature*, **265**, 537-541.
- Stanley, D.J. and Hait, A.K.**, 2000. Deltas, radiocarbon dating, and measurements of sediment storage and subsidence. *Geology*, **24**, 295-298.
- Sungurlu, O.**, 1971. Geology of the Black Sea coast between the Bosphorus and the Bulgarian border: TPAO raporu (Ankara), 1-21.
- Sümengen, M., Terlemez, I., Şentürk, K., Karaköse, C., Erkan, E., Ünay, E., Gürbüz, M. ve Atalay, Z.**, 1987. Gelibolu Yarımadası ve Güneybatı Trakya havzasının stratigrafisi, sedimentolojisi ve tektoniği: MTA raporu, no **8128**.
- Svitoch, A.A., Selivanov, A.O., Yanina, T.A.**, 1998. Pleistocene Paleogeographic Events in the Ponto-Caspian and Meditterreanean Basins: Data on Reconstruction and Correlation. Moscow State University, 292pp, in Russian.
- Syvitski, J.P.M., Vörösmarty, C.J., Kettner, A:J., Green, P.**, 2005. Impact of human on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science*, **308**, 376-380.
- Şaroğlu, F.**, 1988. Age and offset of North Anatolian Fault. In: Melih Tokay Symposium. *Spec. Publ. Of Middle East Tech. Univ.*, p65-79.



- Taner, G.**, 1983. Hamzaköy formasyonunun cavda (Bakuniyen) Bivalvleri; Gelibolu Yarımadası: *Türkiye Jeoloji Kurumu Dergisi*, **26**, 59-64.
- Taner, G.**, 1990. Lamellibrans ve Gastropodlar. İstanbul Boğazı Güneyi ve Haliç'in Dip Tortulları: İstanbul Teknik Üniversitesi, s114.
- Taymaz, T., Jackson, J. and McKenzie, D.**, 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea: *Geophys.Jour. Int.*, **106**, 433-490.
- Toker, V. ve Şengüler, I.**, 1995. İzmit Körfezi (Hersek burnu-Karaburun) Kuvaterner istifinin nannoplankton florası: İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi, 163-173.
- Tolun, T., Çağatay, M.N., Carrigan, W.J., Eastoe, C. J. and Balkıs, N.** 2001. Organic geochemistry and origin of late glacial -Holocene sapropelic sediments from the Sea of marmara and Black Sea. 19<sup>th</sup> International Meeting on Organic Geochemistry, 6-10 September 1999, İstanbul.
- Ünlüata, Ü. and Özsoy, E.**, 1986. Oceanography of Turkish Straits, Health of Turkish Straits. In: *Oxygen deficiency of Sea of Marmara*. METU-Institute of Marine Sciences Report, Erdemli-İçel, Turkey, 78 pp.
- Ünlüata, Ü., Oğuz, T., Latif, M. A. and Özsoy, E.**, 1990. On the physical oceanography of the Turkish Straits. In: L. J. Pratt (editor), *The Physical Oceanography of Sea Straits*. NATO/ASI Series. Kluwer, Dordrecht, pp. 25-60.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Jr., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson, S., Sangree, J.B., Bubba, J.N. and Hatleid, W.G.**, 1977a. Seismic stratigraphy and global changes in sealevel. In: *Seismic stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration (ed. By C.E. Payton)*. Memoir of the American Association of Petroleum Geologist, Tulsa, **26**, 49-62.
- Yalçınlar, İ.**, 1958. Samsun bölgesinin Neojen ve Kuvaterner kıyı depoları: *İst. Üniv. Coğrafya Enst. Derg.*, **9**, 11-21.
- Yaltrak, C.**, 1995. Gaziköy-Mürefte (Tekirdağ) arasının sedimenter ve tektonik özellikleri: *Türkiye Petrolleri Jeoloji Dergisi*, **6**, 93-112.
- Yaltrak, C.**, 1996b. Stratigraphical and sedimentological properties of Pleistocene marine depocentres of the southern Thrace Coast (in Turkish with summary). *PhD Thesis*, pp 48, İstanbul University, Institute of Marine Sciences and Management, İstanbul.

- Yaltırak, C., Alpar, B., Sakınç, M., Yüce, H.,** 2000. Origin of the Strait of Çanakkale (Dardanelles): regional tectonics and the Mediterranean Marmara incursion. *Mar. Geol.*, **164**, 139-156.
- Yaltırak, C. Sakınç, M., Aksu, A. E., Hiscott, R. N. Galleb, B. and Ulgen, U. B.,** 2002. Late Pleistocene uplift history along the southwestern Marmara Sea determined from raised coastal deposits and global sea-level variations, *Mar. Geol.*, **190**, 283-305.
- Zubakov, V.A.,** 1988. Climatostratigraphic Scheme of the Black Sea Pleistocene and its Correlation with the Oxygen-Isotope Scale and Glaciation. *Quaternary Research*, **29**, 1-24.
- Wong, H.K., Lüdmann, T., Uluğ., A., Görür, N.,** 1995. The Sea of Marmara: a plate boundary sea in an escape tectonic regime. *Tectonophysics*, **244**, 231-250.

## **ÖZGEÇMİŞ**

K. Kadir Eriş 1973 yılında Elazığ'da doğdu. Lise öğrenimini Elazığ Mehmet Akif Ersoy Lisesi'nde 1990'da tamamladı. Aynı yıl girdiği Fırat Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nü 1996 yılında bitirdi. 1997 yılında Yüksek Lisans çalışmalarına İstanbul Teknik Üniversitesi Genel Jeoloji Anabilim Dalı'nda başladı. 1998 yılında İTÜ Genel Jeoloji Anabilim Dalı'na Araştırma Görevlisi olarak çalışmaya başladı. 1997 yılında girdiği İ.T.Ü. Fen Bilimleri Jeoloji Mühendisliği programından 2000 yılında Jeoloji Yüksek Mühendisliği ünvanını alarak yüksek lisansını tamamladı. 2001 yılında İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü'nde İklim ve Deniz Bilimleri Anabilim Dalı, Yer Sistem Bilimi programında doktora başladı. Yazarın ulusal ve uluslararası ölçekte sunulmuş bildiri ve yayınları ile birçok bilimsel araştırma raporu da bulunmaktadır. Halen İ.T.Ü. Maden Fakültesi Genel Jeoloji Anabilim Dalı'nda görevini sürdürmektedir.