

**İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ AVRASYA YER BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**KARADENİZ VE MARMARA DENİZİ'NDE SON 20000 YIL'DA MEYDANA  
GELEN PALEOŞİNOGRAFIK VE PALEOKİMLSEL DEĞİŞİMLER**

**DOKTORA TEZİ  
Ümmühan SANCAR**

**Anabilim Dalı : İklim ve Deniz Bilimleri**

**Programı : Yer Sistem Bilimi**

**HAZİRAN 2010**



**İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ AVRASYA YER BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**KARADENİZ VE MARMARA DENİZİ'NDE SON 20000 YIL'DA MEYDANA  
GELEN PALEOŞİNOGRAFIK VE PALEOKLİMSEL DEĞİŞİMLER**

**DOKTORA TEZİ  
Ümmühan SANCAR  
(602022005)**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 06 Haziran 2010**

**Tezin Savunulduğu Tarih : 17 Haziran 2010**

**Tez Danışmanı : Prof. Dr. M. Namık ÇAĞATAY (İTÜ)  
Diğer Jüri Üyeleri : Prof. Dr. Naci GÖRÜR (İTÜ)  
Prof. Dr. M. Namık YALÇIN(İÜ)  
Prof. Dr. Nüzhet DALFES (İTÜ)  
Prof. Dr. Mustafa ERGİN (AÜ)**

**HAZİRAN 2010**





## ÖNSÖZ

İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü İklim ve Deniz Bilimleri Anabilim Dalı, Yer Sistem Bilimi programında hazırlanan doktora çalışması Karadeniz ve Marmara Denizi'nde son 20.000 yılda meydana gelen paleoşinografik ve paleoiklimsel değişimleri belirlemek amacıyla hazırlanmıştır.

Lisansüstü ve doktora tez çalışmalarım süresince danışmanlığımı yapan, bilgi ve deneyimini hiçbir zaman esirgemeyen, yapmış olduğu önemli projeler sonucunda üniversiteye kazandırılan son teknolojik aletlerde çalışma yapma ve bilimsel araştırma şansını vererek kariyerimde ilerleme fırsatı yaratan ve her konuda desteğini esirgemeyen Sayın Hocam Prof. Dr. Namık ÇAĞATAY'a çok teşekkür ederim.

Lisans ve lisansüstü eğitim hayatım süresince manevi desteğini daima üzerimde hissettiğim Değerli Hocam Prof. Dr. Naci GÖRÜR'e teşekkürlerimi sunarım.

Ayrıca eğitim hayatım boyunca dünya standartlarında eğitimi kıstas alarak bizlerin bu yolda ilerlemesi için çok emek harcayan, bu konuda daima yardımlarını esirgemeyen ve bizlere çalışma disiplinleri ve başarıları ile daima örnek olan başta Prof. Dr. Celal ŞENGÖR, Prof. Dr. Aral OKAY, Prof. Dr. Remzi AKKÖK, Prof. Dr. Mehmet SAKINÇ, Prof. Dr. Okan TÜYSÜZ, Prof. Dr. Can GENÇ ve Doç. Dr. Nilgün OKAY olmak üzere tüm Genel Jeoloji Anabilim Dalı öğretim üyelerine minnetlerimi arzederim.

Doktora tez savunmam sırasında değerli eleştiri ve önerilerini esirgemeyen Saygıdeğer Hocalarım Prof. Dr. Nüzhet DALFES'e, Prof. Dr. Namık YALÇIN'a, Prof. Dr. Mustafa ERGİN'e teşekkürlerimi sunarım.

Bu tez çalışmasının bir bölümünü gerçekleştirmek üzere eğitim almak için bulunduğum Lamont Doherty (Kolombiya Üniversitesi) Enstitüsünde çalışmakta olan Dr. Llyod BURCKLE başta olmak üzere Prof. Dr. Cecilia MCHUGH, Marie-Helene CORMIER, Leonardo SEEBER, W. Bill RYAN ve Araş. Gör. Damayanti GURUNG'a bu çalışmaya yaptıkları bilimsel katkılar ve yardımlar için teşekkürlerimi sunarım.

Yine Marmara Denizi'nde Sismik 1 gemisi deniz seferi sırasında sağladıkları bilimsel ortam ve imkanlar için tüm MTA araştırmacılarına ve gemi personeline çok teşekkür ederim.

Çalışmalarım sırasında bana destek ve yardımlarından dolayı değerli arkadaşlarım Cengiz ZABCI, Demet BİLTEKİN, Dr. Kadir ERİŞ, ve Sena AKÇER'e teşekkürü bir borç bilirim.

Doktora tezim süresince manevi desteğini hep yanımda hissettiğim sevgili arkadaşım Yasemin EZBER'e en içten teşekkürlerimi sunarım.

Destek ve sevgileriyle daima yanımda olan ve hayatımın her aşamasında maddi ve manevi katkılarını esirgemeyen rahmetli canım babama, sevgili anneme, kardeşim Barış'a ve dualarıyla daima bana destek olan canım anneanneme minnetlerimi sunarım.

Haziran 2010

Ümmühan SANCAR  
(Araştırma Görevlisi)

## İÇİNDEKİLER

### Sayfa

ÖNSÖZ.....	iii
İÇİNDEKİLER .....	v
KISALTMALAR .....	vii
ÇİZELGE LİSTESİ.....	ix
ŞEKİL LİSTESİ.....	xi
ÖZET.....	xv
SUMMARY .....	xix
<b>1. GİRİŞ .....</b>	<b>1</b>
1.1 Çalışmanın Amacı ve Kapsamı .....	1
1.2 Karadeniz'in Geç Kuvaterner Evrimi.....	5
1.3 Marmara Denizi'nin Geç Kuvaterner Evrimi.....	12
<b>2. BATİMETRİ, OŞİNOGRAFI, İKLİM VE JEOLJİ .....</b>	<b>19</b>
2.1 Karadeniz .....	19
2.1.1 Morfoloji ve batimetri .....	19
2.1.2 Oşinografi ve iklim .....	19
2.1.3 Jeoloji .....	24
2.1.4 Batı Karadeniz akaçlama havzasının jeolojisi .....	25
2.2 Marmara Denizi.....	27
2.2.1 Morfoloji ve batimetri .....	27
2.2.2 Oşinografi ve iklim .....	30
2.2.3 Jeoloji .....	34
2.2.4 Marmara Denizi akaçlama havzasının jeolojisi .....	37
<b>3. MALZEME VE YÖNTEMLER.....</b>	<b>41</b>
3.1 Karotlar ve Örnekleme Yöntemleri.....	41
3.2 Jeokimyasal Analizler .....	41
3.2.1 Örnek hazırlama .....	41
3.2.2 Organik karbon analizi.....	44
3.2.3 Toplam karbonat analizi.....	44
3.2.4 Inductively coupled plasma kütle spektroskopisi (ICP-MS) yöntemi ile element analizi .....	44
3.2.5 XRF karot tarayıcı (ITRAX Core Scanner) analizleri .....	45
3.3 Kil Mineral Analizleri .....	48
3.4 Karbon-14 Tarihlendirme Analizleri ve Yaş Modellemesi.....	50
3.5 Çok Sensörlü Karot Logalıcısı (Multi Sencor Core Logger, Geotek MSCL)..	51
3.6 Paleontolojik Analizler.....	53
3.6.1 Diatom analizleri.....	53
3.7 İstatistiksel Analiz Yöntemleri.....	54
3.7.1 Spektral analizler.....	54
3.7.2 Faktör analizleri .....	54
<b>4. LİTOSTRATİGRAFI VE KRONOSTRATİGRAFI .....</b>	<b>55</b>
4.1 Giriş.....	55

4.2 Karadeniz Karotlarının Litostratigrafisi ve Kronostratigrafisi .....	55
4.2.1 SL-12 karotu.....	55
4.2.2 GC-19 karotu.....	61
4.2.3 MC-18 karotu .....	63
4.3 Marmara Denizi Karotlarının Litostratigrafisi ve Kronostratigrafisi .....	66
4.3.1 MD01-2430 karotu.....	66
4.3.2 MD01-2426 karotu.....	70
4.3.3 C-7 karotu.....	72
4.4 Karadeniz ve Marmara Denizi Karotlarının Deneştirilmesi.....	76
4.5 Kronostratigrafi ve Çökelme Oranı Sonuçlarının Tartışılması .....	76
<b>5. KAROTLARIN FİZİKSEL ÖZELLİKLERİ .....</b>	<b>81</b>
5.1 Giriş .....	81
5.2 Karadeniz Karotları .....	81
5.2.1 SL-12 karotu.....	81
5.2.2 GC-19 karotu.....	82
5.3 Yorum-Tartışma .....	83
<b>6. JEOKİMYA.....</b>	<b>85</b>
6.1 Giriş .....	85
6.2 Organik Karbon (Corg)-Toplam Karbonat (Tkarb) Sonuçları .....	86
6.2.1 Karadeniz karotları.....	86
6.2.2 Marmara Denizi karotları .....	89
6.2.3 Organik karbon ve toplam karbonat sonuçlarının yorumu.....	91
6.3 Element Dağılımları .....	93
6.3.1 Karadeniz karotları.....	93
6.3.2 Marmara Denizi karotları .....	111
6.3.3 Element dağılımlarının yorumu .....	130
<b>7. XRD KİL VE KARBONAT MİNERAL ANALİZLERİ.....</b>	<b>135</b>
7.1 Giriş .....	135
7.2 Karadeniz SL-12 Karotu.....	135
7.3. Marmara Denizi MD01-2430 Karotu .....	138
7.4 Kil-mineral Analiz Sonuçlarının Yorumu .....	140
<b>8. PALEONTOLOJİ .....</b>	<b>143</b>
8.1 Giriş .....	143
8.2 Karadeniz’de Diyatom Analizleri.....	143
8.3 Marmara Denizi’nde Diyatom Analizleri.....	148
8.4 Diyatom Analiz Sonuçlarının Tartışılması .....	150
<b>9. TARTIŞMA .....</b>	<b>153</b>
9.1 Karadeniz ve Marmara Denizi’nde Paleoiklim ve Hidrografik Koşullar.....	153
9.2 Karadeniz ve Marmara Denizi’nin Son Buzul - Holosen Dönemi Paleoşinografik Evrimi .....	162
<b>10. SONUÇLAR .....</b>	<b>173</b>
<b>KAYNAKLAR.....</b>	<b>179</b>

## KISALTMALAR

<b>AMS</b>	: Accelerator Mass Spectrometry
<b>B/A</b>	: Bølling Allerød
<b>B</b>	: Batı
<b>CPI</b>	: Carbon Preference Index
<b>Corg</b>	: Organik Karbon
<b><sup>14</sup>C</b>	: Karbon-14 yaşlandırma
<b>DIC</b>	: Çözünmüş inorganik karbon
<b>D</b>	: Doğu
<b>EDS</b>	: Energy Dispersive Spektrometre
<b>EİE</b>	: Elektrik İdaresi Enstitüsü
<b>EMCOL</b>	: Eastern Mediterranean Center of Oceanography and Limnology
<b>GD</b>	: Güney doğu
<b>G.Ö.</b>	: Günümüzden önce
<b>G</b>	: Güney
<b>H1</b>	: Heinrich 1
<b>HL</b>	: Hard layer
<b>ICP-MS</b>	: Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry
<b>KAF</b>	: Kuzey Anadolu Fayı
<b>KD</b>	: Kuzey doğu
<b>LGM</b>	: Last Glacial Maximum (Geç buzul maksimum)
<b>MTA</b>	: Maden Teknik Arama
<b>MSCL</b>	: Çok sensörlü karot loglayıcısı (Multi-Sensor Core Logger)
<b>Mg/l</b>	: miligram/ litre
<b>Mton</b>	: Milyon ton
<b>My</b>	: Milyon yıl
<b>M</b>	: Mud flow
<b>K</b>	: Kokolit
<b>km<sup>3</sup></b>	: kilometreküp
<b>NA0</b>	: North Atlantic Oscillation (Kuzey Atlantik salınımı)
<b>RL</b>	: Red layer (Kırmızı kil tabakası)
<b>RV</b>	: Research Vessel
<b>S</b>	: Sapropel
<b>T</b>	: Göl/ deniz geçişi
<b>Tkarb</b>	: Toplam karbonat
<b>XRF</b>	: X-Ray Fluorescence (X ışınları fluoresans)
<b>XRD</b>	: X-Ray Diffraction (X-ışınları difraksiyon)
<b>YD</b>	: Younger Dryas
<b>YSS</b>	: Yüzey Suyu Sıcaklığı
<b>YST</b>	: Yüzey Suyu Tuzluluğu
<b>UV</b>	: Ultra Viyole



## ÇİZELGE LİSTESİ

### Sayfa

<b>Çizelge 2.1</b> : Karadeniz’e dökülen nehirler: drenaj alanları, su akışı, ve çökel yükü (Algan vd., 1999; Shimkus ve Trimonis, 1974; Muller ve Stoffers, 1974; Tolmazin, 1985). .....	23
<b>Çizelge 2.2</b> : Karadeniz’e Anadolu kıyıları boyunca dökülen nehirlerin uzunluğu, drenaj alanı, su akışı ve taşınan çökel yükü dağılımı (Algan vd., 1999’ dan alınmıştır). .....	24
<b>Çizelge 3.1</b> : Çalışılan karotlarla ilgili konum ve karot uzunluğu bilgileri. ....	42
<b>Çizelge 3.2</b> : ICP-MS yöntemi ile çökel örneklerinde analiz edilen elementlerin alt deteksiyon limitleri. ....	44
<b>Çizelge 3.3</b> : ICP-MS yöntemi ile çökel örneklerinin tekrarlanan analiz sonuçları. .	46
<b>Çizelge 3.4</b> : Kullanılan standartların ICP-MS yöntemi analiz sonuçları ve kabul edilen değerleri. ....	47
<b>Çizelge 4.1</b> : SL-12 Karotu yaş modelinde kullanılan yaşlar. ....	58
<b>Çizelge 4.2</b> : SL-12 Karotu boyunca çökeltme oranları. C1, C2, C3: karbonat seviyelerini, YD: Younger Dryas’ ı, T: göl/ deniz geçişini, RL: Kırmızı kil tabakasını temsil etmektedir. ....	59
<b>Çizelge 4.3</b> : GC-19 karotunun korelasyonu ile karot boyunca görülen önemli stratigrafik birim, seviye, bunların yaşları ve çökeltme oranları. ....	63
<b>Çizelge 4.4</b> : GC-19 ve MC-18 Karotlarının Corg değerlerinin denestirilmesi ve A, B ve C seviyelerinin yaşları (A, B, C yaşları için bakınız Şekil 4.8). ....	65
<b>Çizelge 4.5</b> : MD01-2430 Karotunda Vidal vd. (2010) tarafından mollusk kavkılarında elde edilen AMS <sup>14</sup> C yaş verileri ve Santorini Cape Riva (Y-2 ) tefra yaşı (Keller, 1978; Çağatay vd., 2000; Wulf vd., 2002). ..	69
<b>Çizelge 4.6</b> : MD01-2430 Karotu boyunca çökeltme oranları. ....	70
<b>Çizelge 4.7</b> : MD01-2426 karotunda yapılan Dreissena kavkılarında yapılan AMS <sup>14</sup> C yaş tayinleri. Yaş tayinleri CNRS LSCE (Gif-Sur-Yvette) laboratuvarında L. Labeyrie ve ekibi tarafından yaptırılmıştır (Çağatay vd., 2004). ....	72
<b>Çizelge 4.8</b> : C-7 Karotu boyunca çökeltme oranları. ....	75
<b>Çizelge 6.1</b> : SL-12 Karotunda jeokimyasal parametrelerin korelasyon katsayıları. 95	
<b>Çizelge 6.2</b> : SL-12 Karotunda jeokimyasal parametrelerin faktör analizi. ....	96
<b>Çizelge 6.3</b> : MD01-2430 Karotu jeokimyasal parametrelerin korelasyon katsayıları. ....	112
<b>Çizelge 6.4</b> : MD01-2430 Karotunda jeokimyasal parametrelerin faktör analizi. ..	113
<b>Çizelge 6.5</b> : C-7 Karotunda jeokimyasal parametrelerin korelasyon katsayıları. ..	119
<b>Çizelge 6.6</b> : C-7 Karotunda jeokimyasal parametrelerin faktör analizi. ....	120
<b>Çizelge 6.7</b> : MD01-2426 Karotunda jeokimyasal parametrelerin korelasyon katsayıları. ....	127
<b>Çizelge 6.8</b> : MD01-2426 Karotunda jeokimyasal parametrelerin faktör analizi. ..	128
<b>Çizelge 7.1</b> : Karadeniz SL-12 karotunun göreceli kil-mineral bileşimi. ....	138
<b>Çizelge 7.2</b> : Karadeniz’e akan Sakarya Nehri’nin Gevye’de yatağında örneğin kil-mineral bileşimi. ....	138

<b>Çizelge 7.3</b> : Marmara Denizi MD01-2430 Karotunun göreceli kil-mineral bileşimi. .....	139
<b>Çizelge 7.4</b> : Marmara Denizi'ne güneyden akan önemli akarsuların yataklarındaki çökellerin kil-mineral bileşimi. ....	139
<b>Çizelge 8.1</b> : MD01-2426 Karotu diyatom analiz sonuçları. ....	149
<b>Çizelge 9.1</b> : Karadeniz SL-12 ve GC 19 karotlarının çökeltme oranları. ....	155
<b>Çizelge 9.2</b> : Marmara Denizi MD01-2430 ve C-7 karotlarının çökeltme oranları..	156



## ŞEKİL LİSTESİ

### Sayfa

<b>Şekil 1.1</b> : Çalışılan karot lokasyonlarını gösteren harita.....	3
<b>Şekil 2.1</b> : Karadeniz'in batimetrisi.....	20
<b>Şekil 2.2</b> : Karadeniz'in yüzey akıntı sistemi (Oğuz vd., 1999).....	21
<b>Şekil 2.3</b> : Batı Karadeniz'in jeolojisi (Yılmaz vd., 1997).....	25
<b>Şekil 2.4</b> : Marmara Denizi'nin morfotektonik haritası (Çağatay vd., 2003a). Batimetri: Le Pichon vd., (2001); faylar: Le Pichon (2001); Okay vd.(1999, 2000); Smith vd. (1995); Armijo vd. (2005)'den yararlanarak çizilmiştir.....	29
<b>Şekil 2.5</b> : a) Marmara Denizi ve çevreleyen boğazlarda taşınan yıllık ortalama toplam askıda çökel yükü miktarları, b) Marmara Denizi ve onu çevreleyen boğazlarda çift akıntı sistemi varlığında tuzluluk ve sıcaklık değişimleri (Ünlüata vd., 1990; Ergin vd., 1991). .....	32
<b>Şekil 2.6</b> : a) Marmara Denizi'nin yüzey suyu dolaşımı (Beşiktepe vd., 1994). Sürekli çizgiler yaz mevsimindeki devamlı akıntıyı, kesik çizgiler ise zaman zaman tekrarlanan akıntıyı göstermektedir. b) Marmara Denizi'nin derin su dolaşımı (Beşiktepe vd., 1994). Kalın çizgi, 50- 100 m derinlikteki akıntıyı; ince çizgi, 100- 500 m derinlikler arasındaki akıntıyı göstermektedir.....	33
<b>Şekil 2.7</b> : Marmara Bölgesinin basitleştirilmiş jeoloji haritası (Çağatay vd., 2006). .....	37
<b>Şekil 3.1</b> : Batı Karadeniz'de ve Marmara Denizi'nde çalışılan karot lokasyonlarını gösteren harita. ....	42
<b>Şekil 3.2</b> : Marmara Denizi karotları MD01-2430, MD01-2426 ve C-7 karot lokasyonlarını gösteren harita. ....	43
<b>Şekil 3.3</b> : ITRAX XRF Karot Tarayıcı. ....	49
<b>Şekil 3.4</b> : GeoTek MSCL 'ın Basit Bir Şeması.....	52
<b>Şekil 4.1</b> : Karadeniz'de Sakarya ağız açıklarından alınan SL-12 Karotunun litolojisi ve kronolojisi.....	56
<b>Şekil 4.2</b> : SL-12 Karotunun 7608-1 no'lu karotu ile deneştirilmesi. Bu karotlarda yüksek Ca değerleri Bahr vd. (2008)'nin yaşları sırası ile G.Ö. 8.6- 7.58, 11.9- 9.3 ve 14.4- 12.9 bin yıl yaşındaki C1, C2 ve C3 seviyelerine karşılık gelmektedir.....	60
<b>Şekil 4.3</b> : SL-12 Karotu Derinlik – Yaş (G.Ö. kalibre edilmiş yıl) modeli.....	60
<b>Şekil 4.4</b> : Karadeniz GC-19 Karotunun litolojisi ve kronolojisi. ....	62
<b>Şekil 4.5</b> : GC-19 Karotunun 7608-1 no'lu karot ile deneştirilmesi. Bu karotlarda yüksek Ca değerleri Bahr vd. (2008)'in yaşları sırası ile G.Ö. 11.9- 9.3 ve 14.8- 12.9 bin yıl yaşındaki C2 ve C3 seviyelerine ve yine sırasıyla G.Ö. 9.3- 8.6 ve 16.5- 14.8 bin yıl yaşındaki göl/ deniz geçiş (T) dönemi ve kırmızı kil tabakası (RL) dönemine karşılık gelmektedir. ....	64
<b>Şekil 4.6</b> : GC-19 Karotu Derinlik- Yaş (G.Ö. kalibre edilmiş yıl) modeli. ....	65
<b>Şekil 4.7</b> : MC-18 Karotu litolojisi. ....	65

<b>Şekil 4.8</b> : MC-18 Karotunun derinlik- Corg verilerinin GC-19 Karotu ile karşılaştırılması. ....	66
<b>Şekil 4.9</b> : MC-18 Karotu Derinlik - Yaş (G.Ö. kalibre edilmiş yıl) modeli. ....	66
<b>Şekil 4.10</b> : Marmara Denizi'nde MD01-2430 Karotunun litolojisi ve kronolojisi. .	68
<b>Şekil 4.11</b> : MD01-2430 Karotu Derinlik - Yaş (G.Ö. kalibre edilmiş yıl) modeli. ..	70
<b>Şekil 4.12</b> : Marmara Denizi MD01-2426 Karotunun litolojisi ve kronolojisi. ....	71
<b>Şekil 4.13</b> : MD01-2426 Karotunun Derinlik - Yaş (G.Ö. kalibre edilmiş yıl) modeli. ....	72
<b>Şekil 4.14</b> : Marmara Denizi'nde C-7 Karotunun litolojisi ve kronolojisi. ....	74
<b>Şekil 4.15</b> : C-7 Karotunda Sapropel ve toplam karbonatın pik yaptığı seviyeler kullanılarak MD01-2430 Karotu ile korelasyonu ile yaş modeli oluşturulması. ....	75
<b>Şekil 4.16</b> : C-7 Karotu Derinlik - Yaş (G.Ö. kalibre edilmiş yıl) modeli. ....	75
<b>Şekil 4.17</b> : Karadeniz'de incelenen uzun karotların stratigrafik denestirilmesi. ....	77
<b>Şekil 4.18</b> : Marmara Denizi'nde incelenen karotların stratigrafik denestirilmesi. ....	78
<b>Şekil 5.1</b> : SL12 Karotu MSCL analizi sonuçlarına göre gama yoğunluk, manyetik geçirgenlik, ve elektrik özdirenç değişimleri. RL: Kırmızı kil seviyesi, C3: (Bølling- Alerød), C2 ve C1 karbonat seviyeleri, YD: Younger Dryas, T: göl/ deniz geçiş dönemi, S: Sapropel Birimi, K: Kokolit birimi. ....	82
<b>Şekil 5.2</b> : GC-19 Karotu MSCL analizi sonuçlarına göre gama yoğunluk, manyetik geçirgenlik ve elektrik özdirenç değişimleri. H1: Heinrich 1, RL: Kırmızı kil seviyesi, C3: (Bølling- Alerød), C2 ve C1 karbonat seviyeleri, YD: Younger Dryas, T: göl/ deniz geçiş dönemi, S: Sapropel Birimi, M: Türbidit, K: Kokolit birimi. ....	83
<b>Şekil 6.1</b> : Karadeniz SL-12 Karotunun Corg ve Tkarb değerleri (% ağırlık). ....	86
<b>Şekil 6.2</b> : Karadeniz GC-19 Karotunun Corg ve Tkarb değerleri (% ağırlık). ....	88
<b>Şekil 6.3</b> : Karadeniz MC-18 Karotunun Corg ve Tkarb değerleri (% ağırlık). ....	88
<b>Şekil 6.4</b> : Marmara Denizi MD01-2430 Karotunun Corg ve Tkarb değerleri (% ağırlık). ....	89
<b>Şekil 6.5</b> : Marmara Denizi MD01-2430 Karotunun Corg ve Tkarb değerleri (% ağırlık). ....	90
<b>Şekil 6.6</b> : Marmara Denizi C-7 Karotunun Corg ve Tkarb değerleri (% ağırlık). ..	91
<b>Şekil 6.7</b> : SL-12 Karotunda XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen Ca ve Sr dağılımı. ....	94
<b>Şekil 6.8</b> : a) SL-12 Karotu G.Ö.1800 yıl- günümüz arasındaki Ca dağılımı, b) SL-12 Karotu G.Ö.1800 yıl- günümüz Ca değerleri spektral analizi. ....	97
<b>Şekil 6.9</b> : a) SL-12 Karotu Sapropel biriminde (G.Ö. 2.7- 7.6 bin yıl) Ca dağılımı, b) SL-12 Karotu Sapropel biriminde Ca değerleri spektral analizi. ....	98
<b>Şekil 6.10</b> : SL-12 Karotunda XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen Rb ve Ti dağılımları ve Ca'a oranları. ....	99
<b>Şekil 6.11</b> : a) SL-12 Karotu G.Ö. 1800 yıl- günümüz arasındaki Ti dağılımı, b) SL-12 Karotu G.Ö. 1800 yıl- günümüz Ti değerleri spektral analizi. ....	100
<b>Şekil 6.12</b> : a) SL-12 Karotu Sapropel biriminde (G.Ö. 2.7- 7.6 bin yıl) Ti dağılımı, b) SL-12 Karotu Sapropel biriminde Ti değerleri spektral analizi. ....	101
<b>Şekil 6.13</b> : SL-12 Karotu XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen P, Br ve ICP-MS ile elde edilen Mo, U dağılımları. ....	102
<b>Şekil 6.14</b> : SL-12 Karotu XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen Mn, Fe, S dağılımları. ....	103

<b>Şekil 6.15</b> : GC-19 karotunda XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen Ca ve Sr dağılımı.....	103
<b>Şekil 6.16</b> : a) GC-19 Karotu G.Ö.1800 yıl- günümüz arasındaki Ca dağılımı, b) GC-19 Karotu G.Ö.1800 yıl- günümüz Ca değerleri spektral analizi.....	104
<b>Şekil 6.17</b> : a) GC-19 Karotu Sapropel biriminde (G.Ö. 2.7- 7.6 bin yıl) Ca dağılımı, b) GC-19 Karotu Sapropel biriminde Ca değerleri spektral analizi. ....	105
<b>Şekil 6.18</b> : a) GC-19 Karotu G.Ö.1800 yıl- günümüz arasındaki Ti dağılımı, b) GC-19 Karotu G.Ö.1800 yıl- günümüz Ti değerleri spektral analizi. ....	106
<b>Şekil 6.19</b> : a) GC-19 Karotu Sapropel biriminde (G.Ö. 2.7- 7.6 bin yılları) arasındaki Ti dağılımı, b) GC-19 Karotu Sapropel biriminde. Ti değerleri spektral analizi. ....	106
<b>Şekil 6.20</b> : GC-19 Karotunda XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen Rb ve Ti dağılımları ve Ca'a oranları.....	107
<b>Şekil 6.21</b> : GC-19 Karotu XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen P, Br dağılımları.	108
<b>Şekil 6.22</b> : GC-19 Karotu XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen Mn, Fe, S dağılımları. ....	108
<b>Şekil 6.23</b> : MC-18 Karotunda XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen Ca ve Sr dağılımı.....	109
<b>Şekil 6.24</b> : MC-18 Karotunda XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen Rb ve Ti dağılımları ve Ca'a oranları.....	110
<b>Şekil 6.25</b> : MC-18 Karotu XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen P, Br dağılımları. ....	110
<b>Şekil 6.26</b> : MC-18 Karotu XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen Mn, Fe, S dağılımları. ....	111
<b>Şekil 6.27</b> : MD01-2430 Karotunda ICP-MS analizi ile elde edilen Ca ve Sr dağılımı. ....	114
<b>Şekil 6.28</b> : MD01-2430 Karotunda ICP-MS analizi ile elde edilen Mo, U, ve V dağılımı.....	115
<b>Şekil 6.29</b> : MD01-2430 Karotunda ICP-MS analizi ile elde edilen Ti, Rb, Zr dağılımı.....	115
<b>Şekil 6.30</b> : MD01-2430 Karotunda ICP-MS analizi ile elde edilen Mn, Fe, S, U dağılımı.....	117
<b>Şekil 6.31</b> : C-7 Karotunda XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen Ca ve Sr dağılımı. ....	118
<b>Şekil 6.32</b> : a) C-7 Karotu G.Ö.1800 yıl- günümüz arasındaki Ca dağılımı, b) C-7 Karotu G.Ö.1800 yıl- günümüz Ca değerleri spektral analizi.....	121
<b>Şekil 6.33</b> : a) C-7 Karotu Sapropel biriminde (G.Ö. 7- 11.5 bin yıl) arasındaki Ca dağılımı, b) C-7 Karotu Sapropel biriminde Ca değerleri spektral analizi. ....	121
<b>Şekil 6.34</b> : a) C-7 Karotu G.Ö.1800 yıl- günümüz arasındaki Ti dağılımı, b) C-7 Karotu Ti değerleri spektral analizi.....	122
<b>Şekil 6.35</b> : a) C-7 Karotu Sapropel (G.Ö.7- 11.5 bin yılları) birimindeki Ti dağılımı, b) C-7 Karotunda Sapropel biriminde Ti değerleri spektral analizi. ....	123
<b>Şekil 6.36</b> : C-7 Karotunda XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen Rb ve Ti dağılımları ve Ca'a oranları. ....	124
<b>Şekil 6.37</b> : C-7 Karotu XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen P, Br ve ICP-MS ile elde edilen Mo, U dağılımları. ....	125
<b>Şekil 6.38</b> : C-7 Karotu XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen Mn, Fe, S dağılımları. ....	126

<b>Şekil 6.39</b> : MD01-2426 Karotunda ICP-MS analizi ile elde edilen Ca ve Sr dağılımı. .....	129
<b>Şekil 6.40</b> : MD01-2426 Karotunda ICP-MS analizi ile elde edilen Mo, U, ve V'un dağılımı (Elementler Al'a göre normalize edilmiştir). .....	129
<b>Şekil 6.41</b> : MD01-2426 Karotunda ICP-MS analizi ile elde edilen Ti, Rb, Zr dağılımı (Elementler Al'a göre normalize edilmiştir). .....	130
<b>Şekil 6.42</b> : MD01-2426 Karotunda ICP-MS analizi ile elde edilen Mn, Fe, S, U dağılımı (Elementler Al'a göre normalize edilmiştir). .....	130
<b>Şekil 7.1</b> : SL-12 Karotunda C1, C2 ve C3 karbonat seviyeleri XRD analiz sonuçları. a) 613- 614 cm arasında C1 seviyesini, b) 655- 656 cm arasında C2 seviyesini, ve c) 685-686 cm arasında C3 seviyesini temsil etmektedir. ....	136
<b>Şekil 7.2</b> : Karadeniz SL-12 Karotunun göreceli kil-mineral içeriği.....	137
<b>Şekil 7.3</b> : Marmara Denizi MD01-2430 Karotunun göreceli kil-mineral içeriği.	139
<b>Şekil 7.4</b> : SL-12 ve MD01- 2430 Karotları XRD kil mineral analizlerinin birbirleri ve sunspot (güneş lekesi ) etkinliği ile denestirilmesi. ....	142
<b>Şekil 8.1</b> : SL-12 Karotunda denizel planktik diyatom tür sayılarının yaşa göre dağılımı.....	145
<b>Şekil 8.2</b> : SL-12 karotu acı su planktik diyatom tür sayılarının yaşa göre dağılımı. .....	147
<b>Şekil 8.3</b> : SL-12 karotu tatlı su planktik diyatom tür sayılarının yaşa göre dağılımı. .....	147
<b>Şekil 8.4</b> : SL-12 karotu denizel bentik diyatom (epipellic, epilithic, epibentic) tür sayılarının yaşa göre dağılımı.....	147
<b>Şekil 8.5</b> : SL-12 karotu acı su bentik diyatom tür sayılarının yaşa göre dağılımı. .....	148
<b>Şekil 8.6</b> : SL-12 karotu tatlı su bentik diyatom tür sayılarının yaşa göre dağılımı. .....	148
<b>Şekil 9.1</b> : Karadeniz ve Marmara Denizi karotlarında Rb ve Ti dağılımları ve MD01-2430 ve SL-12 Karotlarında XRD analizleri denestirilmesi.....	154
<b>Şekil 9.2</b> : Karadeniz ve Marmara Denizi karotlarında Ca ve Sr dağılımlarının denestirilmesi.....	157
<b>Şekil 9.3</b> : SL-12 ve MD01- 2430 karotları XRD kil mineral analizleri görel smektit oranlarının sunspot (güneş lekesi ) etkinliği ile denestirilmesi. .....	160
<b>Şekil 9.4</b> : Karadeniz MC-18, GC-19, ve SL-12 Karotlarının G.Ö. 600- günümüz arasındaki Ca dağılımları. LIA: Little Ice Age.....	161
<b>Şekil 9.5</b> : Karadeniz ve Marmara Denizi karotlarında Corg, Mo, Br ve P dağılımlarının denestirilmesi (koyu mavi renk Karadeniz sapropeli, açık mavi Marmara Sapropeli). .....	168
<b>Şekil 9.6</b> : Karadeniz ve Marmara Denizi karotlarında Fe ve Mn dağılımlarının denestirilmesi.....	169
<b>Şekil 9.7</b> : Karadeniz ve Marmara Denizi'nin kesit üzerinde son 20bin yıl boyunca meydana gelen önemli iklimsel ve oşinografik değışimlerin gösterimi. .....	171

## KARADENİZ VE MARMARA DENİZİ'NDE SON 20000 YIL'DA MEYDANA GELEN PALEOŞİNOGRAFIK VE PALEOKİLİMSEL DEĞİŞİMLER

### ÖZET

Marmara Denizi'nde Son Buzul Maksimum döneminde (LGM: G.Ö. 22- 17.9 bin yıl arası; tüm yaşlar takvim yılına kalibre edilmiştir.) düşük kırıntı-mineral girdisi ve Anadolu kaynaklı yüksek smektit değerleri izlenmiştir. Karadeniz'de Heinrich 1 (H1: G.Ö. 17.9- 16.5 bin yılları arası), Kırmızı Kil (RL: G.Ö. 16.5- 14.8 bin yılları) ve Younger Dryas (YD: G.Ö. 12.7- 11.5 bin yılları arası) dönemlerinde Rb ve Ti gibi elementlerin temsil ettiği yüksek kırıntılı mineral girdisi, yüksek çökeltme oranları, manyetik geçirgenlik değerleri ve görelî illit zenginleşmeleri Karadeniz'e Avrupa kaynaklı bol tatlı su girdisine, dolayısı ile Karadeniz su seviyesinin yükselip, Karadeniz sularının Marmara Denizi'ne aktığını göstermektedir. H1, RL ve YD dönemlerinde Fe ve Mn zenginleşmesi görülmüştür. Demir artışının başlıca nedeni, göl sularının sülfat limitleyici olması ve Fe'in Fe-oksit ve silikatlar olarak korunması nedeniyledir. Karadeniz'de RL döneminde Kuzey Avrupa kökenli erimiş buzul suları havzaya Mn taşımış ve dip sularını oksijenlendirerek olasılıkla havzada indirgeyici koşullarda varolan Mn(II)'yi Mn-oksihidroksit olarak çöktürmüştür. Bu dönemlerde benzer proksi sinyallerinin Marmara Denizi'nde de görülmesi Karadeniz'den Marmara Denizi'ne tatlı su girdisine işaret etmektedir.

Karadeniz'de C3, C2, ve C1 olarak tanımlanan yüksek toplam karbonat (Tcarb) ve düşük çökeltme oranları ile temsil edilen karbonat zonları sırası ile G.Ö. 14.8- 12.9 bin yılları (Bølling Allerød: B/A), G.Ö. 11.9- 9.3 bin yılları ve 8.6- 7.58 bin yılları (göl/ deniz geçiş dönemi: T) arasında çökelmiştir. Karadeniz'de çökelen C3 ve C2 karbonatları kalsit bileşimli, C1 birimi aragonit- kalsit bileşimlidir. Karadeniz'deki erken Holosen ve B/A ılıman- kurak iklim dönemlerine karşılık gelen (C2 ve C3) yüksek karbonat değerleri, sıcak ve buharlaşmanın yüksek olduğu ortamda karbonat çökelinin sonucudur. B/A dönemi çökelleri her iki denizde de yüksek karbonat içeriği ile karakterize edilmektedir. Bu dönemde elementel jeokimya verileri Bølling Allerød (B/A) döneminde Karadeniz ve Marmara Denizi'nde kırıntı girdisinin azaldığını ve tuzluluğun arttığını göstermektedir. Diyatom verilerine göre G.Ö. 14- 13 bin yıllarında (B/A) acı su gölü olan Karadeniz, G.Ö. 13.5- 11.5 bin yılları arasında (B/A üstü -YD) tatlı su planktik türü (*Stephanodiscus* sp.) ile istila edilerek tatlı su gölü haline gelmiştir. Benzer şekilde C2 erken Holosen karbonat dönemi buharlaşma nedeniyle Karadeniz'in negatif su bütçesine sahip olduğu ve Marmara Denizi ile bağlantısının kesik olduğu dönemdir.

Marmara Denizi'nde B/A dönemi G.Ö. 14.7 bin yıl daki göl/ deniz geçişini de içermektedir. Karadeniz'de Holosendeki göl/ deniz geçişi tezde diyatom verilerine göre G.Ö. 8.9 bin yılda gerçekleşmiştir. Karadeniz'de diyatom dağılımları göl/ deniz geçişinin dereceli olduğunu ve yaklaşık 1600 yılda gerçekleştiğini göstermektedir.

Deniz suyu girdisi her iki denizde de aragonitçe baskın karbonat çökeline neden olmuş ve sülfat limitli bir sistemden sülfatın limitleyici olmadığı, Fe-sülfid

zenginleşmesinin görüldüğü ortamlara geçiş sağlanmıştır. Deniz suyu girmesi, su tabakalanması oluşturmuş ve besin maddesince zengin göl suları fotik zona yükselerek yüksek organik üretimle Marmara Denizi'nde G.Ö. 11.5 bin yıl önce; Karadeniz'de 7.6 bin yıl önce Sapropel birimlerinin çökeltme sürecini başlatmıştır. Her iki denizde de Sapropel birimlerinin varlığı özellikle yüksek organik karbon ve Mo değerleri ile tanımlanmaktadır. Redoksa duyarlı element dağılımları, Marmara Denizi'nde Sapropel biriminin subokzik- disokzik koşullarda; Karadeniz'de ise anokzik koşullarda çökeldiğini göstermektedir. Bu dip suyu koşullarının varlığı bentik foraminifer dağılımları tarafından desteklenmektedir.

Akdeniz sularının Marmara Denizi'ne girmesi ile başlayan organik maddece zengin çökellerin depolanması YD ve 8.2 bin yıl soğuma dönemlerinde kesintiye uğramıştır. Bunun başlıca nedeni, soğuk dönemlerde derin su dolaşımındaki hızlanma ve derin suyun oksijenlenmesidir. Sapropel çökeli, Marmara Denizi'nde yaklaşık 7 bin yıl önce; Karadeniz'de 2.7 bin yıl önce durmuştur. Marmara Denizi'nde Mn verilerine göre yaklaşık G.Ö. 3- 1 bin yılları arasında havzada dip su oksijen miktarındaki artış görülmüştür.

Karadeniz'de G.Ö. 12 bin yıl öncesinde illit minerali en bol mineral iken, sonrasında günümüze doğru smektit minerali daha baskın hale gelmiştir. Anadolu kaynaklı smektitin Karadeniz ve Marmara Denizi'nde G.Ö. 12 bin yıldan günümüze göreceli artışı Anadolu'da yağışın genel olarak günümüze doğru etkisini arttırdığını göstermektedir. Karadeniz ve Marmara Denizi'nde Holosen'de G.Ö. 8- 7 bin yıl, G.Ö. 6.6- 5.6 bin yıl, G.Ö. 4.5, G.Ö. 3.5 bin yıl, G.Ö. 2.7 bin yıl, G.Ö. 2.2- 2 bin yıl, G.Ö. 1.3 bin yıl ve G.Ö. 0.5- 0.4 bin yılları arasındaki izlenen smektit artışları yağışın arttığı dönemlere, büyük olasılıkla Kuzey Atlantik Salınımları (NAO) ile ilgili döngüsellik (Bond döngüleri) işaret etmektedir.

Kalsiyum spektral analiz sonuçları ile Holosen'de Karadeniz'de Sapropel çökeli süresince 1400, 435, 190, 100, 75, 50 ve 35 yıllık; Marmara Denizi Sapropel çökeli sırasında 450, 165, 100, 75 ve 35 yıllık döngüsellikler tespit edilmiştir. Titanyumun (ve Rb'un) spektral analizleri Karadeniz Sapropelinin çökeli döneminde 3400, 650, 500, 435, 285, 185, 100, 75 ve 35 yıllık; Marmara Denizi Sapropel çökeli sırasında 435, 285, 100, 65, 35 yıllık döngüsellikler bulunmuştur. Anadolu girdilerini temsil eden Karadeniz SL-12 Karotu ve Marmara Denizi C-7 Karotunda Sapropel çökeli süresince döngüsellikler benzerdir. Ancak bu karotlardaki döngüsellikler Avrupa girdilerini temsil eden Batı Karadeniz GC-19 Karotundakine göre bazı farklılıklar göstermektedir. Bu durum Avrupa ve Anadolu'yu etkileyen iklim sistemlerindeki farklılıktan kaynaklanmış olmalıdır.

Karadeniz'de yaklaşık G.Ö. 4.6- 3.5 bin yılları arasında *Thalassiosira* sp. değerlerinin azalması nehir yoluyla gelen tatlı su girdisinde azalmaya ve nisbeten kurak bir döneme işaret etmektedir.

G.Ö. 3 bin yıl ile günümüz arasında acı su diatom türlerindeki artış, bu dönemde bol nehir suyu girdisi ile yüzey suyu tuzluluğunun düştüğünü göstermektedir.

Son 1800 yılda Karadeniz'de Kokolit biriminde izlenen Ca profilleri G.Ö. 1670-1540, 1450- 1350, 1100- 990, 900- 760, 660- 580, 500- 480, 400- 250, 100- 35 yılları arasında yüksek değerler vermektedir. Son 1800 yılda Ca ve Ti değerlerindeki döngüsellikler Karadeniz'de 300, 100- 150, 50- 70, 35, 15 yıllık; Marmara Denizi'nde 100, 55, 35, 25 ve 15 yıllık periyodlarla ifade edilmektedir. Karadeniz karotlarında organik üretimi veren Ca ve karasal kırıntı mineral girdisini veren Ti'un spektral analizleri; bulunan periyodların çoğunun güneşin 11 yıllık etkinlik

döngüselliği ve bunun genlik modölyasyonları olan 22 yıllık (Hale), 87 yıllık (Gleissberg) ve 210 yıllık (Suess) periyodlarına benzerlik göstermektedir.

Karadeniz'de G.Ö. 360 ile 330 yılları arasında (yaklaşık M.S. 1660- 1640 arası) ani bir Ca ve Sr artışı izlenirken daha küçük Ca pikleri G.Ö. 540 ve ve 210 yıllarında da görölmektedir. Bu yüksek Ca ve Sr dönemlerinde Ti, Rb, Fe ve K gibi kırıntı girdisini gösteren element değerleri azalırken, Br ve Corg değerleri artmaktadır. Bu sonuç, yüksek Ca değerlerinin göröldüğü dönemlerde yüksek Kokolit (*Emiliana huxleyi*) üretimine işaret etmektedir. En yüksek Ca pikinin olduğu M.S. 1640- 1700 yılları Küçük Buzul Çağının (Little Ice Age: M.S. 1300- 1900) en soğuk dönemi olan Late Maunder Minimuma (M.S. 1645- 1715; Eddy, 1978; Pfister, 1994) karşılık gelmektedir. Diğer küçük soğuma dönemleri G.Ö. 540 (M.S. 1460) ve 210 (M.S. 1790) yılları dolaylarında izlenmektedir. Bunlardan G.Ö. 540 (M.S. 1460) yılı Spörer Minimum dönemini (M.S. 1550- 1430) temsil etmektedir.





## PALEOCEANOGRAPHIC AND PALEOCLIMATIC CHANGES IN BLACK SEA AND MARMARA SEA IN LAST 20.000 YEARS

### SUMMARY

Low detrital mineral input and relatively high smectite from Anatolia are observed in the Sea of Marmara during the Last Glacial Maximum (LGM: 22- 17.9 ka BP; all ages calibrated to calendar years). Heinrich 1 (H1: 17.9- 16.5 ka BP), Red Layer (RL: 16.5- 14.8 ka BP) and Younger Dryas (YD: 12.9- 11.9 ka BP) periods in the Black Sea are characterized by high detrital minerals (Rb and Ti), sedimentation rates, magnetic susceptibility and relatively high illite, all indicating high fresh water input sourced mainly from Europe, which in turn imply high Black Sea lake water level and export of freshwater into the Sea of Marmara. The Mn and Fe enrichments occur during the H1, RL and YD periods. The major reason in iron enrichment was the sulfate-limited lake waters and preservation of Fe as Fe-oxides and silicates. During the RL period, North European sourced melt waters transported Mn into in Black Sea and ventilated the deep waters thereby causing the deposition of the reduced Mn (II) as Mn oxyhydroxides. Observation of similar proxy signals in the Sea of Marmara during the same periods indicate freshwater export from the Black Sea to Sea of Marmara.

The C3, C2 and C1 carbonate units, which are characterized by low sedimentation rates, were deposited in the Black Sea during 14.8- 12.9 ka BP (Bølling/ Allerød: B/A), 11.9- 9.3 ka BP and 8.6- 7.58 ka BP (lake/ marine transition), respectively. C3 and C2 carbonate units are of calcite composition, whereas C1 unit is predominantly of aragonite. The early Holocene and B/A temperate- dry climatic periods were suitable for deposition of the C3 and C2 carbonate units under warm and high evaporative conditions. The B/A period in both the Black Sea and Sea of Marmara are characterized with high carbonate content. The elemental geochemistry data during this period show that the detrital input declined and salinity increased in both the basins. The diatom data indicate that the Black Sea was the brackish lake during 14- 13 ka BP (B/A), but became freshwater lake during 13.5- 11.5 ka BP, as indicated by the invasion of the freshwater planktic species (*Stephanodiscus* sp.) Similar to the conditions during the B/A period, the early Holocene carbonate (C2) period, witnessed the a negative water budget and low water levels Black Sea, implying no connection with the Sea of Marmara.

The Lake/ marine transition in the Sea of Marmara took place at 14.7 ka BP during the B/A. A similar transition in the Black Sea occurred later at 8.9 ka BP according to our diatom data. Diatom distributions in the Black Sea show that lake/ marine transition occurred gradually at about 1600 a. Marine water input in both seas caused aragonite-dominant carbonate deposition and resulted in a transition from a sulfate-limited system to the sulfate-dominated system, as indicated by abundant sulfide deposition. The marine water intrusion also caused water column stratification and rise of nutrient- enriched lake waters to photic zone that initiated the high organic productivity and Sapropel deposition at about 11.5 ka BP in the Sea of Marmara and 7.6 ka BP in the Black Sea. The presence of Sapropel units in both seas is well

defined especially with high organic carbon and Mo values. The distributions of redox sensitive element show that Sapropel unit deposited suboxic- dysoxic conditions in the Sea of Marmara and anoxic conditions in the Black Sea. The suboxic- dysoxic bottom water conditions in the Sea of Marmara during the Sapropel deposition is supported by benthic foraminiferal distributions.

The Sapropel deposition in the Sea of Marmara was interrupted during the Younger Dryas (YD) and the 8.2 ka cold event, as result of the acceleration of deep water circulation and oxygenation of the bottom waters. Sapropel deposition stopped at 7 ka BP in the Sea of Marmara and at 2.7 ka BP in the Black Sea. Mn profiles of cores in the Sea of Marmara show increased deep water oxygen levels during 3- 1 ka BP.

Illite and smectite are the major clay minerals in the Black Sea and Sea of Marmara sediments. The former is regarded to be of European and the latter is of Anatolian source. In both the Black Sea and Sea of Marmara sediments deposited prior to 12 ka BP, illite is the predominant clay mineral, which was replaced by smectite as the most predominant clay mineral during the period from 12 ka BP to present, suggesting changes in the source and/ or climatic conditions with time. A gradual increase in the relative smectite content in both Black Sea and Sea of Marmara from 12 ka to present suggests an increase in precipitation in Anatolia from 12 ka BP to present. The smectite increase between 8- 7 ka BP, 6.6- 5.6 ka BP, 4.5 ka BP, 3.5 ka BP, 2.7 ka BP, 2.2- 2 ka BP, 1.3 ka BP and 0.5- 0.4 ka BP during the Holocene in both the Black Sea and Sea of Marmara point to an increase in precipitation during these periods, which most probably correspond to the North Atlantic (NAO or Bond) cycles.

The results of spectral analysis of Ca data show 1400, 435, 190, 100, 75, 50 and 35 yearly cycles during the Holocene Sapropel deposition in the Black Sea, while 450, 165, 100, 75 and 35 yearly cycles are observed during the deposition of Sea of Marmara Sapropel. The spectral analysis of Titanium (and Rb) show that there are 3400, 650, 500, 435, 285, 185, 100, 75 and 35 yearly cycles during the Black Sea Sapropel deposition and 435, 285, 100, 65, 35 yearly cycles during the Sea of Marmara Sapropel deposition. The cycles are similar during Sapropel deposition in Core SL-12 from the Black Sea and Core C-7 from the Sea of Marmara with both cores representing the Anatolian inputs. However, the cycles in these cores show some differences from those observed in Core GC-19 located in the western Black Sea basin which is under the influence of the European inputs. These differences may have resulted from the changes in the climate system affecting Europe and Anatolia.

The decrease in *Thalassiosira* sp. numbers between 3.5- 4.6 ka BP in the Black Sea indicates a decrease in riverine freshwater input and a relatively dry period. The increase in the brackish water diatom species between 3 ka BP and present points to a decrease in sea surface salinity and probably high freshwater input.

Calcium profile of the upper part of the Coccolith Unit deposited during the last 1800 a in Black Sea gives high values during 1670- 1540, 1450- 1350, 1100- 990, 900- 760, 660- 580, 500- 480, 400- 250, 100- 35 a BP. The cycles of Ca and Ti values during last 1800 a have 300, 100- 150, 50- 70, 35, 15 yr periods in the Black Sea and 100, 55, 35, 25 and 15 yr periods in the Sea of Marmara. The spectral analyses of Ca as a proxy for primary productivity and that of Ti as a proxy for the continental detrital input in the Black Sea produce periodicities similar to the 11 a sun spot cycles and its amplitude modulation of 22 (Hale), 87 (Gleissberg) and 210 a (Suess)

cycles. A sharp increase in Ca and Sr during the 360- 330 a BP period and smaller peaks at 540 a BP and 210 a BP are observed in the Black Sea. During such high Ca and Sr periods, detrital proxies such as Ti, Rb, Fe and K decrease, and organic matter proxies such as Br and Corg increase. These results indicate that the periods of high Ca and Sr are associated with high Coccolith (*Emiliana huxleyi*) production. The highest Ca peak has an age of AD 1640-1700 that corresponds to the Late Maunder Minimum, the coldest period of Little Ice Age (AD 1645- 1715; Eddy, 1978; Pfister, 1994). Other small cold periods are observed 540 a BP (AD 1460) and 210 a BP (AD 1790). The date of 540 a BP (AD 1460) corresponds the Spörer Minimum cold period (AD 1550- 1430).



# 1. GİRİŞ

## 1.1 Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

Marmara Denizi ve Karadeniz'in Akdeniz'le dolayısıyla dünya denizleriyle ve birbirleriyle olan bağlantıları sırasıyla -35 m ve -65 m sığ eşik derinliğine sahip İstanbul ve Çanakkale Boğazları ile sağlanmaktadır. Bu boğazların sığ eşik derinlikleri nedeniyle son buzul çağında iklime bağlı olarak Karadeniz ve Marmara Denizi arasında su geçişleri zaman zaman kesilmiştir (Stanley ve Blanpied, 1980; Ryan vd., 1997, 2003; Aksu vd., 1999, 2002a, b; Çağatay vd., 2000; Görür vd., 2001). Bu değişimlere bağlı olarak Karadeniz ve Marmara Denizi önemli sedimentolojik, biyolojik ve kimyasal değişimler yaşamıştır.

Karadeniz ve Marmara Denizi'nin Son Buzul Döneminden günümüze olan jeolojik ve paleoşinografik evrimi konusundaki bilgilerimiz bizzat bugünkü deniz tabanından alınmış çökel karotlarından elde edilen bulgular yoluyla. Bu bulguların en önemlileri, çökel tabakaları boyunca geçmişteki ortam değişimlerini veren çökel sedimentolojisi, jeokimyası ve paleontolojisi ile ilgili bilgilerdir.

Son Buzul döneminde Karadeniz ve Marmara Denizi birbirinden kopuk bir göl haline gelmiştir (Stanley ve Blanpied, 1980; Ryan vd., 2003; Chepalyga, 2007). Yaklaşık Günümüzden Önce (G.Ö.) 16 bin yıl da Karadeniz'e nehirler ve Hazar Denizi yoluyla erimiş buzul sularının taşındığı Karadeniz'in su seviyesini yükselttiği ileri sürülmüştür (Chepalyga, 2007; Bahr vd., 2005, 2006, 2008; Major vd., 2006; Ryan vd., 2003).

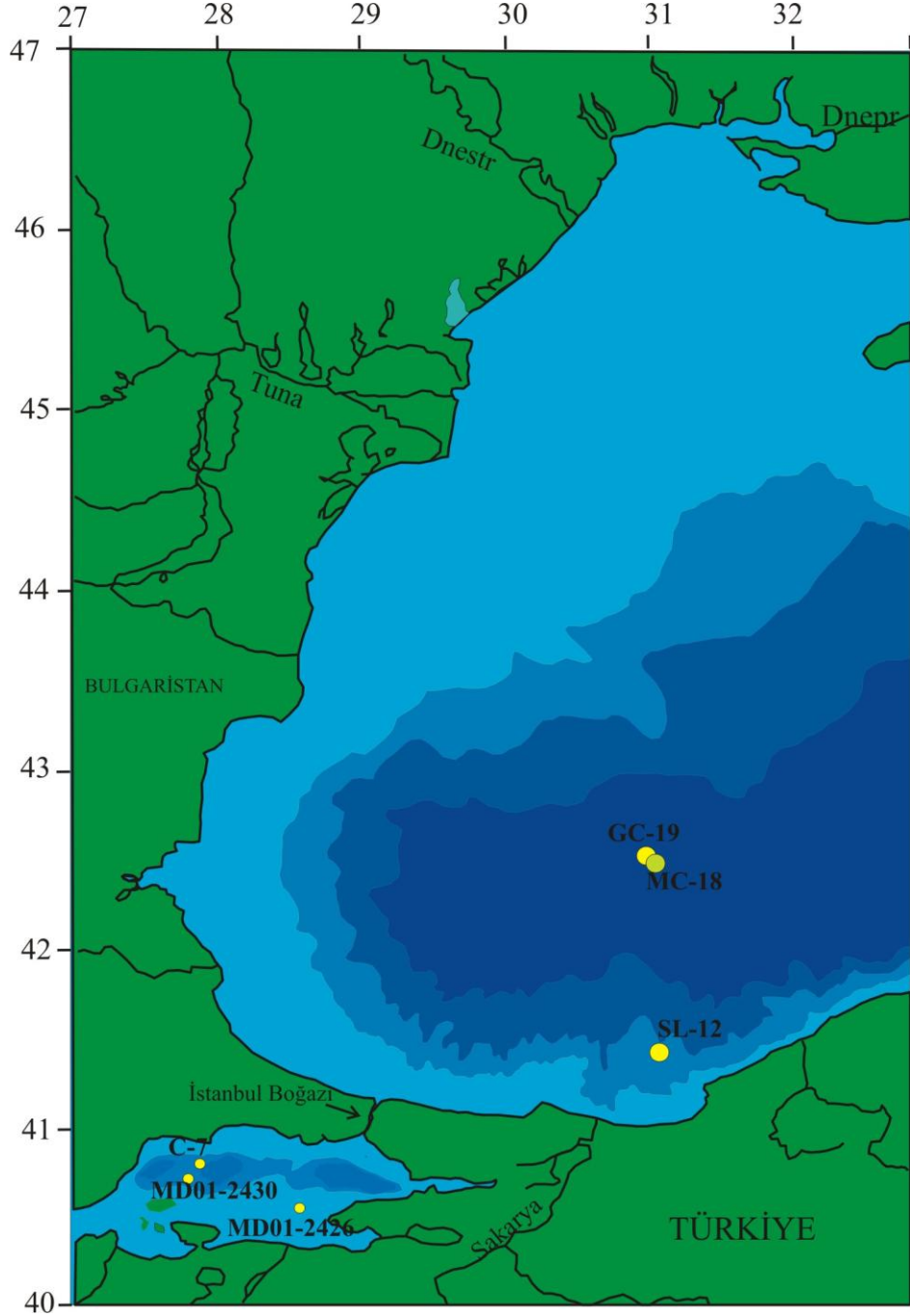
Buna karşın Bølling/Allerød (B/A) ılık döneminde buharlaşma nedeniyle Karadeniz su seviyesinin azaldığı ve Younger Dryas döneminde (G.Ö. 13- 12 bin yılları) tekrar yükselerek Karadeniz sularının Marmara Denizine aktığını ileri süren görüşler bulunmaktadır (Ryan vd., 2003; Major vd., 2006; Eriş vd., 2007). Younger Dryas-Erken Holosen de (G.Ö. 12- 9 bin yıl) ise Karadeniz'de su seviyesinin tekrar indiği ileri sürülmüştür (Ryan vd., 2003).

Marmara Denizi'nde ise su seviyesi geç buzul döneminde -100 m'lerde iken Karadeniz'den gelen sular nedeniyle G.Ö. 16- 14 bin yılları aralığında -85 m de, Çanakkale Boğazı'nın o günkü eşik derinliğinde sabitlenmiş ve yaklaşık G.Ö. 14 bin yılında (kalibre edilmemiş <sup>14</sup>C yaşa göre G.Ö. 12 bin yıl) Akdeniz sularının girmesi ile global deniz seviyesi ile birlikte yükselmeye başlamıştır (Çağatay vd., 2000; McHugh vd., 2008; Eriş vd., 2007).

Karadeniz ve Marmara Denizi'nde bu dönemle ilgili bazı çalışmaların yapılmış olmasına rağmen, su geçişi, paleoşinografik ve iklimsel değişimler konusundaki tartışmalar devam etmektedir. Bu tartışmalardan en önemlisi Karadeniz'de erken Holosen'deki (G.Ö. 9.4 bin yıl) Akdeniz transgresyonunun katastrofik veya yavaş (dereceli) olduğudur. Ryan vd. (1997, 2003), Major vd. (2006), Bahr vd. (2008) ve Gökaşan vd. (2008) gibi bir kısım çalışmacı İstanbul Boğazı yoluyla olan bu transgresyonun Karadeniz'in su seviyesinin -90 m ile -155 m'lerde olduğu bir dönemde birkaç ay ile yüzyıl gibi kısa bir zamanda katastrofik bir şekilde gerçekleştiğini belirtirken; Aksu vd. (2002a, b), Hiscott vd. (2003, 2007); Yanko-Hombach vd. (2007) diğer bir grup Karadeniz "göl" seviyesinin İstanbul Boğazı eşik seviyesinin üstünde olduğu bir dönemde Akdeniz sularının Boğaz'dan dereceli olarak Karadeniz'e girdiği görüşündedir. Diğer önemli tartışmalı bir konu da iklim salınımlarına bağlı olarak geç buzul- erken Holosen döneminde, Karadeniz ve Marmara Denizi'nde dünya okyanus sisteminden kopuk olduğu zaman dilimindeki, su seviyesi değişimleridir (Ergin vd., 1997; Aksu vd., 1999; Çağatay vd., 2000, 2003a, b, 2009; Ryan vd., 2003; Eriş vd., 2007; Bahr vd., 2006, 2008; Chepalyga, 2007; Vidal vd., 2010). Birbirleriyle ilişkili olan iklim, su seviyesi değişimi ve Akdeniz transgresyonu gibi olaylar zinciri Marmara Denizi ve Karadeniz'de tuzluluk değişimi, oksijen azalması, Sapropel çökelişi gibi önemli şinografik değişimlere neden olmuştur. Bu değişimlerin ne zaman ve ne şekilde olduğu konularında da görüş birliği bulunmamaktadır.

Değişik görüşlerin önemli bir kısmı Karadeniz ve Marmara Denizi'nin ayrı ayrı ele alınması, karotların her bir sorunu çözecek uygun yerlerde seçilmiş olmaması, karot analizlerinin yeterli çözünürlükte ve değişik parametreleri içerecek şekilde yapılmamış olması gibi faktörlerden kaynaklanmaktadır.

Bu nedenle bu tez kapsamında Marmara Denizi ve Karadeniz'den değişik derinliklerden alınmış toplam altı karotta yüksek çözünürlüklü ve çok parametrelili analizler yapılarak aşağıda belirtilen konular aydınlatılmaya çalışılmıştır (Şekil 1.1).



Şekil 1.1 : Çalışılan karot lokasyonlarını gösteren harita.

1) Son 20.000 yılda Akdeniz ve Karadeniz arasında Marmara Denizi yoluyla olan su geçişleri ve bu denizlerdeki su seviyesi değişimleri,

2) Geç Kuvaterner’de Marmara Denizi ve Karadeniz çevresinde zaman içerisindeki paleoiklimsel koşullardaki değişimler ve bunların küresel iklim salınımları ile olan ilişkileri, ve

3) Marmara ve Karadeniz’de su sütunu oksijen ve tuzluluk koşullarının zaman içerisindeki değişimlerinin araştırılmasıdır.

Bu bilimsel sorunlara çözüm bulmak amacıyla Karadeniz ve Marmara Denizi’nden alınan karotlar boyunca ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) ve yüksek öznrl XRF (X-Ray Fluorescence) Karot Tarayıcısı yöntemleri ile elde edilen element analizleri, XRD (X-Ray Diffraction) kil mineral analizleri organik ve inorganik karbon ve diyatom analizleri yapılmıştır.

Sığ eşik derinliklerine sahip olan Marmara ve Karadeniz sahip oldukları sınırlı sirkülasyon nedeniyle yarı- kapalı bir havza durumundadır. Bu zellikleri nedeniyle bu iki deniz global ve bölgesel ölçekli iklimsel değişimleri ve bunlara bağlı oluşan oşinografik ve diğer çevresel değişimleri açık okyanus ortamlarına göre çok daha kuvvetli sinyallerle kaydetme özelliğine sahiptir.

Bu iki denizde oksijen ve tuzluluk koşulları, global deniz seviyesi artışına paralel olarak havzaya giren tuzlu deniz suyu miktarına, havzalara nehirler yoluyla gelen tatlı su miktarına ve havzalardaki buharlaşma/ yağış rejimine bağlıdır.

Bu havzalara kırıntılı malzeme girdisinin arttığı veya azaldığı dönemler, havza çevresinde yağış rejimindeki değişimler hakkında önemli bilgiler sunmaktadır. Bir havzaya olan kırıntılı malzeme girdisi deniz (su) seviyesine ve yağışın miktarına bağlı olarak değişim gösterir. Yağışın çok olduğu zamanlarda kırıntılı malzeme girdisi artışı izlenmektedir. Benzer şekilde su seviyesinin düşük olduğu dönemlerde havzanın derin kısımlarında daha fazla kırıntı malzeme transferi gerçekleşecektir. Bugün, Karadeniz’e büyük nehirlerle çok yüksek kırıntılı malzeme taşındığı bilinmektedir. Havzadaki yağış rejimini incelemek amacıyla karotlar boyunca kırıntılı girdisini gösteren Al, Si, Fe, K, Ti ve Rb gibi elementlerin ICP-MS ve XRF Karot Tarayıcısı ile element analizleri ve karot boyunca XRD Kil mineral analizleri yapılmıştır.

Özellikle Karadeniz’de Sakarya ağzı açıklarından alınmış karot, bu yağış rejimindeki değişimleri çok iyi yansıtacak bir konumdadır. Havzayı etkileyen global ve bölgesel



iklim olaylarının havzaya etkisinin belirlenmesi amacıyla kırıntılı element verilerinin döngüsellikleri spektral analiz yöntemiyle belirlenmeye çalışılmıştır.

Ayrıca diyatom analizleri yapılarak her iki havzanın son 20 bin yılda geçirdiği tuzluluk evrimi belirlenerek bu havzalarda meydana gelen su geçişlerinin mekanizma ve zamanları bulunmuştur. Bilindiği gibi diyatomlar, tuzluluk değişimleri ve birincil organik üretim (primary productivity) hakkında önemli bilgiler sunan organizmalardır.

Karadeniz ve Marmara Denizi gibi yarı kapalı havzalarda dip suyundaki oksijen değişimleri; su tabakalanması, iklime bağlı deniz suyu ve tatlı su girdisi, organik madde üretimi ve su sirkülasyonu gibi birbirine bağımlı parametreler tarafından denetlenmektedir (Ünlüata vd., 1990; Oğuz vd., 1993; Beşiktepe vd., 1994; Özsoy ve Ünlüata, 1997). Bu havzaların oksijensiz olduğu dönemler genellikle sapropel çökelleriyle temsil edilmektedir (Ross ve Degens, 1974; Stanley ve Blanpied, 1980; Calvert, 1990; Çağatay vd., 1999, 2000, 2009; Tolun vd., 2002). Özellikle Karadeniz'deki anokziyanın ne zaman ve nasıl oluştuğu, anokzik sınırın zaman içerisinde değişip değişmediği önemli araştırma konularıdır (Lyons vd., 1993; Arthur ve Dean, 1998; Wilkin ve Arthur, 2001; Karaca vd., 1999). Mn, Fe, S, U, V, Mo gibi redoksa duyarlı elementlerin çökel karotlarındaki kayıtları çökellerde dip suyunun oksijen miktarı ile ilgili önemli bilgiler vermektedir (Calvert, 1990; Lyons vd., 1993; Calvert ve Pedersen, 1993; Thomson vd., 1995). Bu bulgulardan hareketle Marmara Denizi ve Karadeniz'de geç buzul- Holosen döneminde oksijen miktarındaki değişimleri belirlemek amacıyla redoksa duyarlı elementlerin (Mn, Fe, S) karot boyunca XRF karot tarayıcısı ve ICP-MS ile yüksek çözünürlükte element analizleri yapılmış ve yorumlanmıştır.

Ayrıca organik karbon analizleri ile karotlarda sapropel birimleri; inorganik karbon (karbonat) analizleri ile daha çok biyojenik kökenli yüksek karbonat seviyeleri belirlenerek paleoşinografik değişimlerle (oksijen, organik üretim gibi) ilgili olan veriler elde edilmiş ve yorumlanmıştır.

## **1.2 Karadeniz'in Geç Kuvaterner Evrimi**

Bugün dünyanın en büyük anokzik havzası olan Karadeniz, farklı hidrolojisi, jeokimyası ve biyolojisi nedeniyle birçok araştırmacının ilgisini çekmeye devam

etmektedir. Özellikle geçmiş jeolojik dönemlerde kalın siyah şeyllerin çökeldiği anokzik havzaların modern bir analogu olarak düşünülmüş ve bu çökellerin oluşumlarının açıklanması için bir çok bilim insanı tarafından doğal bir laboratuvar seçilmiştir.

Karadeniz'in evrimi ile ilgili ilk çalışmalar oşinografik keşifleri takiben 20 yy. başlarında Arkhangel'sky (1927; 1928 a, b), Arkhangel'sky ve Strakhov (1932, 1938) tarafından Karadeniz sedimentlerinin kronolojisi üzerinde yapılmıştır. Bu stratigrafik ilişkiler daha sonra Federov (1959; 1963), Degens ve Ross (1972), Deuser (1974), Ross vd. (1970) ve Ross ve Degens (1974) tarafından geliştirilmiştir. Ross ve Degens (1974) tarafından Karadeniz'de son 25 bin yılda çökelen sedimentlerin stratigrafik ve litolojik değişimlerinin havzanın yaşadığı çevresel değişimlerle ilgili olduğu belirtilmiştir. Bu değişimlerin en önemlilerinin global deniz seviyesi değişimlerine bağlı olarak Karadeniz'in Akdeniz suları tarafından transgresyonu ve tatlı- acı su göl ortamından bugünkü tabakalı deniz ortamına geçişidir.

Karadeniz bugün dünya okyanus sistemi ile olan bağlantısını, İstanbul ve Çanakkale Boğazları yoluyla sağlamaktadır. Sığ eşik derinliğine (-35 m) sahip olan İstanbul Boğazı nedeniyle, Karadeniz bugün sınırlı sirkülasyona sahiptir. Buzul çağları boyunca östatik deniz seviyesi İstanbul Boğazı eşik seviyesinin altına düşerek Karadeniz'in zaman zaman Akdeniz'le dolayısıyla global deniz seviyesi ile ilişkisinin kesilmesine sebep olmuş ve Karadeniz'i dev bir göle dönüştürmüştür. Bu önemli paleoşinografik ve paleoiklimsel olayların sonucunda Karadeniz, önemli sedimentolojik, biyolojik ve kimyasal değişimler yaşamıştır. Geç Buzul Çağı (LGM) süresince G.Ö. 20- 18 bin yılları arasında Karadeniz, İstanbul Boğazı eşiğinin altındadır.

Ryan vd. (1997) tarafından Karadeniz'in su seviyesinin bu dönemde -150 m'ye kadar düştüğü belirtilmiştir. Aksu vd. (2002b) ise Geç Buzul Çağının (LGM) en son periyodunda, post glasiyal transgresyondan hemen önce Karadeniz'in -115 m'de olduğunu belirtmiştir.

Ross ve Degens (1974)'in Karadeniz'den alınan karotlarda elde ettiği sonuçlar ışığında oluşturduğu dereceli akış modeline göre; G.Ö. 9 bin yılda Karadeniz dev bir tatlı su gölüdür ve global deniz seviyesi artışına bağlı olarak Akdeniz suları dereceli

bir şekilde İstanbul Boğazı eşiğini aşarak Karadeniz'e dökülmüş ve bunun sonucunda Karadeniz'in tuzluluğu giderek artmıştır. Bu çalışmanın aksine Ryan vd. (1997) Akdeniz sularının katastrofik bir şekilde Karadeniz'i doldurduğunu bu olayın "Nuh Tufanı" olabileceğini öne sürmüştür. Ryan vd. (1997)'nin sedimentolojik ve fauna kanıtları yanında sismik profillerde şelf boyunca gözlenen uyumsuzluk seviyesine dayandırarak ileri sürdüğü hipoteze göre, G.Ö. 7500 yılda çok yüksek miktardaki Akdeniz'in tuzlu suları, sığ İstanbul Boğazı eşiğini aşarak günümüz deniz seviyesine göre -155 m seviyesinde bulunan Karadeniz gölüne katastrofik bir şekilde dökülmüştür. Bu ani sel basması sonucunda Karadeniz'in göl fazında yüzeyleyen geniş kıtasal şelf alanları, sular altına gömülerek denizel (Akdeniz) organizmaların istilasına uğramıştır (Wall ve Dale, 1974). Ryan vd. (1997, 2003), birkaç yılda tamamlandığı ileri sürülen bu ani sel basması olayını Ortadoğu'da Nuh Tufanı destanı olarak bilinen olayla ilişkilendirerek çok miktarda insanın göçüne sebep olduğunu ileri sürmüşlerdir. Daha sonra Major vd. (2002) tarafından yapılan Sr-izotop analizleri ve radyokarbon yaşlandırma sonuçlarına göre, Ryan vd. (1997) tarafından G.Ö. 7500 yıl olarak belirtilen deniz istilasının zamanı, İstanbul Boğazı'nın bugünkünden yaklaşık 7 m daha sığ olduğu fikrinden hareketle G.Ö. 8400 yıl (kalibre edilmemiş yaş; kalibre edilmiş takvim yaşı G.Ö. 9400 yıl) olarak belirlenmiştir. Ryan vd. (1997, 2003)'nin bu ilginç hipotezi Akdeniz ile Karadeniz'in bağlantısının mekanizması ve zamanı konusunda dünya bilimsel camiasının dikkatini çekerek yeni araştırmalara neden olmuş ve karşı hipotezlerin konusu olmuştur (Lane-Serff vd., 1997; Myers vd., 2003; Çağatay vd., 2000; Görür vd., 2001; Aksu vd., 1999; Hiscott vd., 2002; Hiscott ve Aksu, 2002).

Lane-Serff vd. (1997), Ryan vd. (1997)'nin ileri sürdüğü katastrofik sel basması olayını şüphe ile karşılayarak Karadeniz havzasında günümüz koşulları dikkate alınarak yaptığı hidrolik modelleme sonucunda, Akdeniz sularının İstanbul Boğazı'ndaki eşik derinliğinin ancak 15 m üzerine çıkabilmesi durumunda boğazlardan geçerek Marmara Denizi ve Karadeniz'e akabileceğini belirtmişlerdir. Karadeniz'den gelen yüksek miktardaki tatlı suyun, Marmara Denizi ve dolayısıyla Doğu Akdeniz'e akarak, bu denizlerin yüzey suyu tuzluluğunu düşürdüğü belirtilmiştir (Lane-Serff vd., 1997). Bunun neticesinde dip su oluşumu azalmış ve doğu Akdeniz'de yüzey suyunda yüksek organik üretim meydana gelerek Akdeniz'deki S1 sapropelinin çökelimini sağladığı ileri sürülmüştür (örneğin, Aksu

vd., 1995). Benzer şekilde Myers vd. (2003) tarafından Karadeniz’de, eşikin coğrafik ve jeolojik şartları bugünküne benzer varsayılarak yapılan hidrolojik hesaplara göre, Karadeniz’e katastrofik şekilde gelen Akdeniz suyunun havzayı Ryan vd. (1997, 2003) tarafından belirtildiği gibi birkaç yılda doldurmayacağı ancak on yıllık ölçekte bunun mümkün olabileceği belirtilmiştir. Bu hidrolik modellemeler ile İstanbul Boğazının iki ayrı şekilde sığ (-35 m) ve derin eşik (-100 m) modelindeki davranışları araştırılmıştır (Myers vd., 2003). Bu çalışma sonucunda sığ eşik modeline göre, Karadeniz’in bugünkü tatlı su akısına sahip olduğu varsayıldığında, tuzluluğunun ‰ 18 olması için eşik derinliğinin 50 m’den daha düşük olması gerektiği sonucuna varılmıştır. Ancak Karadeniz’den yüksek miktarda tatlı su girişi olması durumunda Marmara Denizi’ne Akdeniz suyunun daha geç bir tarihte girmesi ile mümkün olmaktadır ki, bu Marmara Denizi’ndeki çökel kayıtları ile (Çağatay vd., 2000) doğrulanmamaktadır. Karadeniz’den daha küçük tatlı su akısı olduğu varsayılarak yapılan modelleme sonucunda, Karadeniz’in bugüne benzer bir tuzluluğunun G.Ö. 10.2- 9.6 bin yıl arasında tamamlandığı görülmüştür. Bu sonuç, G.Ö. 12 bin yılda (kalibre edilmemiş <sup>14</sup>C yaşı) Marmara Denizi’nde yerleşen denizel faunanın varlığı ile uyumludur (Çağatay vd., 2000). Myers vd. (2003) tarafından derin eşik modeli esas alınarak yapılan hidrolik modelleme sonuçlarına göre, sadece Karadeniz’den büyük miktarda tatlı su akışı olması durumunda Karadeniz’deki tuzluluğun gecikmesi açıklanabilmektedir. Ancak G.Ö. 12 bin yıl da Akdeniz sularının Marmara Denizi’ne girdiği bilindiğine göre (Çağatay vd., 2000), Karadeniz’den bu zamanda böyle yüksek miktarda tatlı su çıkışının ve derin eşik modelinin mümkün olmadığı anlaşılmaktadır (Major vd., 2002).

Çağatay vd. (2000) tarafından Marmara Denizi çökellerinde yapılan sedimentolojik ve kronostratigrafik çalışmalar sonucunda, Marmara Denizi’nin G.Ö. 12 bin yıl (<sup>14</sup>C yılı) yükselen Akdeniz suları ile dolmaya başlayarak, G.Ö. 10.6- 6.4 bin yılları arasında bir subokzik/ disokzik koşullarda sapropel biriminin çökeldiğini göstermiştir. Bu sapropel çökelinin Karadeniz’den önemli su akışının neden olduğu bir su tabakalanması ile ilişkili olduğunu öne sürmüştür. Ancak daha sonra Sperling vd. (2003) ve Vidal vd. (2010) tarafından yapılan alkenon ve oksijen izotop analizleri sapropel çökelim sırasında Marmara Denizi’ndeki yüzey suyu tuzluluğunun bugünkünden yüksek olduğunu ve dolayısı ile Karadeniz’den önemli bir su akışının olmadığını göstermiştir.

Görür vd. (2001) tarafından Sakarya nehri yakınlarında Karadeniz'in kıyı düzlüğü çökellerinde kronostratigrafik, sedimentolojik ve nehrin ağzı açıklarında şelfte sismik stratigrafik çalışmalar yapmıştır. Bu çalışmaların sonucuna göre yaklaşık günümüzden 7200 yıl önce, yani Ryan vd. (1997) tarafından iddia edilen Akdeniz sularının Karadeniz'i basması olayı sırasında, Karadeniz'in tatlı su gölü olduğu ve su seviyesinin -18 m'de bulunduğu tespit edilmiştir. Dolayısıyla bu dönemde Karadeniz su seviyesinin halihazırda yüksekte olduğu -35 m eşik derinliğindeki İstanbul Boğazı'ndan Marmara Denizi'ne aktığı belirtilmiştir.

Aksu vd. (1999, 2002a, b) ve Hiscott vd. (2002, 2007) G.Ö. 10 bin yıldan başlayarak Karadeniz'de su seviyesinin yüksek olduğunu ve bu suların sürekli olarak Marmara'ya aktığını belirtmişlerdir. Bunun kanıtı olarak da, İstanbul Boğazı kanalının her iki tarafında, şelfte oluşan deltaların yaşlarını ve Marmara Denizi batısında batıya eğimli çapraz tabakalanma gösteren kum biriminin varlığını göstermişlerdir. Ancak bu sonucun tersine, Eriş vd. (2007, 2008) Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yeralan deltanın Kurbağalıdere'nin deltası olduğu ve orta Holosen'de (G.Ö. 6.4- 3.2 bin yıl aralığında) oluştuğunu göstermiştir. Ayrıca, aynı çalışmacılar sismik profillerde görülen İstanbul Boğazı paleo-kanalı içerisinde gelişmiş kanal-bank kenarı (levee) çökellerinin G.Ö. 11.5- 10.5 bin yılları arasında (Younger Dryas dönemi) Karadeniz'den kaynaklanan bir akıntı ile çökeldiğini belirtmiştir. Bu akış daha önceki başka çalışmalar ile de saptanmıştır (Allavi vd., 1989; Gökaşan vd., 1997; Major vd., 2002, 2004, 2006; Ryan vd., 2003).

Karadeniz'de yakın zamandaki çalışmalar Marmara Denizi'nden denizel suların İstanbul Boğazı boyunca yaklaşık G.Ö. 8.4 bin yıl (kalibre edilmemiş <sup>14</sup>C yılı) önce geldiğini göstermektedir (Ryan vd., 2003, 2007; Major vd., 2002; 2006; Bahr vd., 2006, 2008). Bahr vd. (2006, 2008), Batı Karadeniz havzasındaki karot çalışmasında ostrakod kavkılarında yaptığı duraylı oksijen izotop analizleri ile G.Ö. 9.4 bin yılda (kalibre edilmiş <sup>14</sup>C yılı) Akdeniz'in tuzlu suyunun havzaya girmesi ile Karadeniz'in su sütunundaki tuzluluk değişiminin oksijen izotop değişim sonuçlarına göre bir kaç yüz yıl içerisinde olabileceğini belirtmiştir.

Karadeniz'in son denizel dönemi ile ilgili birçok araştırmaya yapılmasına karşın Son Buzul dönemindeki hidrolojik ve hidrokimyasal değişimler Major vd. (2002), Ryan vd. (2003) ve Bahr vd. (2005, 2006, 2008) tarafından yapılmıştır. Kuzeybatı Karadeniz'de sedimentolojik ve duraylı izotop verileri, son buzul dönemi boyunca

duraylı şartların hakim olduğunu göstermektedir (Major vd., 2002; Bahr vd., 2005; 2006; 2008). Ancak buzul erime dönemi ve sonrasında hidrolojik değişimler üzerine yapılan çalışmalarda bugün pozitif su bütçesine sahip olan (havzaya giren tatlı su havzadan evaporasyon ile çıkan miktardan fazla) Karadeniz'in, Bølling/Allerød ve erken Holosen boyunca negatif su bütçesine sahip olduğu ileri sürülmüştür (Ryan vd., 1997, 2003; Major vd., 2002). Son Buzul Çağı sonrası G.Ö. 18-16 bin yıl arasında çökelen kırmızı killerin buzul-arası dönemde Fenoiskandinav ve Alpin buzullarının erimiş sularının Hazar Denizi'nden taşarak Karadeniz'e akması ile çökeldiği düşünülmektedir (Major vd., 2002; Ryan vd., 2003; Bahr vd., 2005, 2006, 2008). Bu olay Karadeniz'de 'erken Khvalynian transgresyonu' olarak bilinmektedir (Kroonenberg vd., 1997; Grosswald ve Hughes, 2002; Ryan vd., 2003). Ancak Kwiecien vd. (2008) kırmızı-kahve renkli killerin Hazar Denizi'nden su akışı ile değil; KB Karadeniz'e akan nehirlerle taşındığını belirtmiştir. Bu dönem süresince titanyum (Ti) miktarında ve Stronsiyum izotop değerlerindeki ani artış, Bahr vd. (2005) tarafından dört farklı kırmızı-kahve kil tabakası olarak ayırtlanmış ve bu dönemde yüksek miktarda terrijenik girdi ve su girdisi olduğu belirtilmiştir (Bahr vd. 2005; 2008). Bahr vd.(2008) çalışmasında bu kırmızı-kahve renkli killerin çökeltme yaşını G.Ö. 16.5-14 bin yıl olarak değiştirmiştir.

KB Karadenizde kırmızı killerin üstüne gelişen üç adet karbonat birimine karşılık gelen kalsiyum (Ca) pikleri ve bu piklerin çökelimini yarıda kesen Younger Dryas ve 8200 soğuma dönemlerine karşılık gelen terrijenik girdide artışı gösteren dönemler ayırtlanmıştır. En alttaki karbonat (Ca piki), Bølling/Allerød (B/A) ılık döneminde çökelmiştir. Bu karbonat seviyelerindeki yüksek  $^{13}\text{C}$  değerleri bu zamanlarda fitoplankton patlaması olduğunu göstermektedir (Bahr vd., 2005, 2006, 2008; Major vd., 2006). En derin karotlardan alınan ağır oksijen izotop değerleri, B/A ılık periyodu boyunca, Karadeniz'de dip suyunun daha yoğun olduğunu ve su tabakalanmasının oluştuğunu göstermektedir. Ca piklerini oluşturan biyojenik kalsit çökmesi sırasında evaporasyonun arttığı ileri sürülmüştür (Bahr vd., 2005; 2006, 2008). Yine, yaklaşık G.Ö. 15 bin yılda, B/A boyunca evaporasyon artışının bir diğer kanıtı, toplam (bulk) karbonattan yapılan oksijen izotop değerindeki düşüştür. Bu düşüş, sıcaklık artışını temsil etmektedir (Major vd., 2002). Bu dönemde kalsit çökelinin yüksek plankton aktivitesi sonucu geliştiği belirtilmiştir. (Major vd., 2002; Bahr vd., 2005 ).

Ryan vd. (2003) ve Major vd. (2002) Karadeniz'in göl olduğu dönemde B/A boyunca, negatif su bütçesine sahip olduğunu ileri sürmüştür.

Üç kalsiyum (Ca) piki arasındaki üç Ca çukuru, Younger Dryas ve 8200 yılı soğuma olayı olarak bilinen yüksek terrijenik girdi ve düşük plankton aktivitesinin olduğu dönemlere karşılık gelmektedir (Bahr vd., 2005, 2008; Major vd., 2002). G.Ö. 14.5 bin yıl da Mg/Ca ve Sr/Ca oranlarındaki ani artış, G.Ö. 7.5 bin yıla kadar devam etmektedir. Bu artışlar Ca piklerine (düşük Mg-kalsit) karşılık gelmektedir (Bahr vd., 2008). Farklı derinliklerden alınan karotlardaki oksijen izotop analizi sonuçlarına göre, evaporasyonun tetiklediği dip su oluşumunun G.Ö. 14.5 bin yıldan beri olduğunu gösterirken, 168 ve 465 m sığ su karotlarında G.Ö. 14.5- 12.5 bin yıldan beri üst su kolonunda artan ısınmanın etkisi görülmektedir. KB Karadeniz'de nehir suyu ve çökel girdilerinin etkilediği karotlardaki çalışmaları yorumlayan Lamy vd. (2006) ve Bahr vd. (2006), bu girdilerin Kuzey Atlantik salınımına (North Atlantic Oscillation, NAO) bağlı bir yağış rejimi tarafından denetlendiğini ileri sürülmüştür. Bahr vd. (2006) B/A ve YD arasındaki sınırda oksijen izotoplarından elde ettikleri sonuca göre, negatif oksijen izotopları, tatlı su girdisi olarak yorumlanırken, pozitif oksijen izotop değerleri fluvyal girdideki maksima sonucu kum içeriğindeki artışı göstermektedir. Bu çalışmaya göre B/A ve YD arasındaki sınırda 7.6 ve 65 yıl periyotlu NOA salınımları etkili olmuştur. Lamy vd. (2006) Karadeniz'de Sakarya nehri ağzı açıklarında ve Kızıl Deniz'in kuzeyinden alınan karotlarda yapılan çalışmada son 7500 yıl boyunca karot kayıtlarının yüzyıllık değişimlerinin günümüz NAO ile benzerlik gösterdiği ve NAO gibi atmosferik değişimlerin arkasında büyük olasılıkla güneşdeki (solar) değişimlerin etkisi olduğunu belirtilmiştir.

Van der Meer vd. (2008), Doğu Karadeniz'de bir karotta uzun-zincirli alkenonların  $\delta D$  analizleri ve dinoflagellat dağılımları sonucuna dayanarak Sapropel Biriminin en üst kısmının ve Kokolit biriminin çökelişi süresince (yaklaşık son 3000 yıl) yüzey sularının daha az tuzlu hale geldiğini bulmuştur. Bu değişimin kuru ve sıcak Subboreal'dan yağışlı ve soğuk Subatlanticum'a geçişi temsil ettiği belirtilmiştir. Bu sonuç daha önce belirtilenin aksine Kokolit *Emiliana Huxleyi*'nin Karadeniz'i istilasının yüzey suyunda tuzluluk artışı ile ilgili olmadığını göstermektedir.

Kwiecien vd. (2008) tarafından Batı Karadeniz karotlarında LGM ve geç Buzul Çağı boyunca izlenen kırıntılı girdisindeki değişimlere dayandırılarak yapılan çalışmaya göre; KB Anadolu'da yağıştaki göreceli değişimlerin, batı Akdeniz yüzey suyu

sıcaklığı (YSS) değişimleri ile uyumlu olduğu ve buzul çağındaki yağış rejiminin bugünkü gibi Akdeniz siklonik depresyonları tarafından kontrol edildiği belirtilmiştir. Yağışın azaldığı dönemler, Akdeniz’de düşük YSS’in olduğu Heinrich event (H1 ve H2) dönemlerine karşılık gelmektedir. Yine aynı çalışmada duraylı oksijen izotopu ve litolojik ve mineralojik veriler, G.Ö. 16.4 bin yıldan sonra eriyen buzullar nedeniyle havzaya kuzey kaynaklı çökel /tatlı su girdisi yoğunluğunun arttığını ve Akdeniz’deki diğer kayıtlarla birlikte Karadeniz’de tatlı su /sediment kaynağındaki bu önemli değişimlerin, Avrupa kıtasının hidrolojisini etkileyen atmosferik sirkülasyon paterninin değişmesi ile ilgili olduğu ileri sürülmüştür. Kwiecien vd. (2008) bu atmosferik sirkülasyon değişiminin nedeni olarak, erken buzul erime döneminde (deglacial) hem atmosferik hem de polar cephelerin kuzeye doğru çekilmesi nedeniyle Akdeniz bölgesinin ısınması ve orta Avrupa ve Kuzey Avrupa’da kendiliğinden daha nemli koşulların hakim olduğunu ileri sürmüştür.

Kwiecien vd. (2009) tarafından güneybatı Karadeniz’de ostrakod ve gastropod kavkularından yapılan radyokarbon yaşlandırmaları ile birlikte tefrakronolojik veriler kullanılarak elde edilen sonuçlara göre son buzul çağındaki rezervuar yaşı yaklaşık 1450 <sup>14</sup>C yıl bulunmuştur. Bu görünen rezervuar yaşı sert su (hardwater) etkisi nedeniyle olup, Bølling-Allerød dönemine kadar devam etmiştir. Bølling-Allerød süresince, toprak gelişimi ve artan vejetasyon Karadeniz’in drenaj alanlarını kaplar. Bu durumun karbonatlı kayaçların erozyonuna engel olduğu ve sonuçta nehirlerle Karadeniz havzasına gelen ‘yaşlı’ karbonun etkisini seyrelttiği düşünülmektedir. Younger Dryas süresince üst su kolonunun yaşı sifıra yaklaşır, orta su tabakası yaklaşık 900 <sup>14</sup>C yılı daha yaşlı iken, tuzlu Akdeniz suyunun ilk girdiğinde yaklaşık G.Ö. 8300 <sup>14</sup>C yılında, yüzey suyunun yaşı yaklaşık 400 <sup>14</sup>C yılı değerlerine doğru yaklaşmaktadır.

### **1.3 Marmara Denizi’nin Geç Kuvaterner Evrimi**

Marmara Denizi’nin son Buzul Dönemi’nden günümüze olan jeolojik gelişimi ve paleoşinografisi konusundaki bilgilerimiz bizzat bugünkü deniz tabanından alınmış çökel karotlarından elde edilen bulgulara dayanmaktadır (Stanley ve Blanpied, 1980; Evans vd., 1989; Ergin vd., 1997; Çağatay vd., 1999, 2000).



Marmara Denizi G.Ö. 70 bin yıl' dan G.Ö. 12 bin yıla (kalibre edilmemiş <sup>14</sup>C yaşı) kadar -105 m su seviyesine sahip bir göl konumundadır (Smith vd., 1995; Aksu vd., 1999; 2002b; Çağatay vd., 2003c; Hiscott vd., 2007; Eriş vd., 2007, 2008; McHugh vd., 2008; Çağatay vd., 2009).

Marmara Denizi'nde su geçişleri ile ilgili çökel karotu incelemelerine dayanan çalışmalar, ilk olarak Stanley ve Blanpied (1980) tarafından yapılmıştır. Bu çalışmaya göre buzul erimesi ile yükselen deniz seviyesi, Çanakkale Boğazı'nı aşarak Akdeniz sularını Marmara Denizi'ne yaklaşık G.Ö. 12 bin yılda (kalibre edilmemiş <sup>14</sup>C yılı) taşımıştır. Sadece Marmara Denizi'ndeki karot verilerine dayanan bu çalışmada su geçişlerinin zamanları, daha çok global deniz seviyesi değişim eğrisi ile boğazların eşik derinlikleri dikkate alınarak yorumlanmıştır. Bu 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.

Meriç ve Sakınc (1990) tarafından İstanbul Boğazı girişi ve Haliç önlerinde alınan sondaj karotlarından elde edilen çökel kayıtlarında, özellikle Holosen yaşlı çökellerde yapılan sedimentolojik, paleontolojik çalışmalar ve denizel çökellerden Spin Rezonans yöntemi ile elde edilen sonuçlara göre, Akdeniz suları İstanbul Boğazı'na ilk girişini G.Ö. 7400 yılında gerçekleştirmiştir.

Karadeniz'le ilgili önceki alt bölümde bahsedildiği üzere Ryan vd. (2003), Major vd. (2006) ve Bahr vd. (2008) Karadeniz karotlarında izotop çalışmalarına dayanarak deniz sularının Marmara Denizi'nden İstanbul Boğazı'nın -35 m'lik eşiğini aşarak G.Ö. 8.4 bin yılında (kalibre edilmemiş <sup>14</sup>C yaşı) katastrofik bir şekilde Karadeniz'e döküldüğü belirtilmiştir.

Yakın zamanda Çağatay vd. (2000) tarafından Marmara Denizi çökel karotlarında yapılan kronostratigrafik ve sedimentolojik çalışma sonuçlarına göre, Marmara Denizi'nin 12 bin yıl (<sup>14</sup>C yılı) öncesinde bir göl olduğu, yükselen Akdeniz sularının Çanakkale Boğazı'nı aşarak Marmara'yı doldurması sonucu, G.Ö. 12- 11.5 bin yıl arasındaki dönemde bu havzada denizel koşulların yerleştiği tespit edilmiştir. Bu deniz transgresyonu öncesinde göl dönemindeki Marmara Denizi'nin su seviyesi kuzey şelfi boyunca -85 m'de bir paleokıyı çizgisi olarak tesbit edilmiş ve bu seviyenin geç Pleyistosen dönemindeki Çanakkale eşik derinliği tarafından kontrol

edildiği belirtilmiştir (Çağatay vd., 2003c, 2009; Polonia vd., 2004; Eriş vd., 2007; 2008; McHugh vd., 2008).

Çağatay vd. (2000) Marmara Denizi'nde doğu Akdeniz'deki S1 sapropelinden yaklaşık bin yıl daha önce çökelmeye başlayan ve G.Ö. 10.6- 6.4 binyılları arasında yaşlandırılan bir sapropel tabakasını da ilk defa bulunmuştur. Bu sapropel çökelişi sırasında dip suyun subokzik olduğu ileri sürülmüştür. Marmara Denizi'ndeki bu sapropelin varlığı ve Doğu Akdeniz'deki S1 sapropelinin oluşumunda Karadeniz'den gelen büyük miktardaki tatlı suyun önemli bir faktör olabileceğine dikkat çekilmiştir. Ayrıca sadece şelf alanlarında gözlenen geç sapropelik birimin varlığı tespit edilmiş ve bu çökelişin G.Ö. 4.75- 3.2 bin yıl arasında gerçekleştiği belirtilmiştir (Çağatay vd., 1999). Yine bu çalışma ile Marmara Denizi'nin göl olduğu döneme ait çökellerde ilk olarak Andrussov (1900) tarafından varlığı tespit edilen Karadeniz'in "Neoeuxin" evresine ait tatlı su molusk faunası ayrıntılı olarak tanımlanmıştır. Çalışmada İstanbul Boğazı içinde Akdeniz suları girişinin en erken kaydının G.Ö. 5.3 bin yıl olduğu bulunmuştur. Bu sonuca göre, ya Karadeniz'den farklı bir su yolu ile erken denizel bağlantının meydana gelmiş olabileceği ya da İstanbul Boğazı'ndaki erken deniz kaydının erozyona uğramış olduğu ileri sürülmüştür. İstanbul Boğazı ve Marmara Denizi'ndeki bugünkü iki yönlü akışın ise G.Ö. 4 bin yılda kurulduğu belirtilmiştir (Çağatay vd., 2000; Algan vd., 2001).

Tolun vd. (2002) organik jeokimya ve karbon izotop verileri ile Marmara Denizi'nde günümüzden 10.6- 6.4 bin yıl önce çökelen sapropelin tabanında organik maddenin kökeninin büyük ölçüde karasal olduğunu ve üste doğru denizel kökenli malzemenin oranının zaman içerisinde arttığını ve denizel organik maddenin G.Ö. 4.7- 3.2 bin yıl önce çökelmiş sapropelik tabakada daha yoğun olduğunu belirtmiştir. Bu bulgular Vidal vd. (2010) tarafından sunulan yeni organik jeokimya verileriyle desteklenmiştir. Abrajano vd. (2002) Marmara Denizi erken Holosen sapropelinin çökelişi sırasında Marmara Denizi'nde su sütununda çözünmüş inorganik karbonun (DIC) <sup>13</sup>C oranının düşük olduğunu ve bunun su sütununun tabakalanması anlamına geldiğini belirtmiştir.

Aksu vd. (1999, 2002b) tarafından yapılan sismik yansıma profilleri ve radyokarbon yaşlandırma sonuçlarına göre, Marmara Denizi'nin güney şelfi ve Çanakkale Boğazı girişinde Holosen öncesinde çökeldiği düşünülen ve güneybatı-batı yönünde eğimli çapraz tabakalı sismik birimlerin varlığı tespit edilmiştir. Bu kanıta dayandırılarak

9.5 bin yıl önce Karadeniz'in su seviyesinin yüksek olduğu ve İstanbul Boğazı eşik derinliğini aşan suyun, Marmara ve Ege Denizi'ne doğru aktığı ve bu akışın G.Ö. 7 bin yıla kadar devam ettiği ileri sürülmüştür. Bu sonuç, Aksu vd. (1995)'nin daha önce Ege Denizi'nde yaptığı bir diğer çalışma ile desteklenmektedir. Bu çalışmaya göre Ege Denizi'nde G.Ö. 9.6- 6.5 bin yılları arasında çökelen sapropel biriminin çökelişi süresince, yüzey suyu sıcaklığının arttığını ve yüzey suyu tuzluluğunun düştüğü tespit edilmiştir. Aksu vd. (2002b, c), geç buzul maksimum döneminde (late glacial maximum) kuru periyodu takiben Karadeniz'de nehir boşalımının artması ile biriken fazla tatlı suyun boğazı aşarak Marmara Denizi'ne ve sonrasında Ege Denizi'ne akması sonucu Ege Denizi'nde düşük tuzlulukta bir yüzey su kütlesi yaratarak düşey karışım ve dip su havalandırmasını engellediğini ve bunun sonucunda Ege Denizi'nde G.Ö. 9.6-6.4 bin yılları arasında S1 çökelişine sebep olduğunu ileri sürmüştür.

Caner ve Algan (2002), Marmara Denizi'nde çökelmiş olan bu sapropelik tabakalarda polen sayılarının arttığını ve bu dönemlerin yağışlı ve nisbeten sıcak dönemlere karşılık geldiği belirtilmiştir. Ayrıca bu çalışma sonucunda sapropel tabakalarında organik maddenin kökeninin karasal ve olasılıkla Karadeniz kökenli olduğunu belirtilmiştir.

Mudie vd. (2002b) dinoflagellat, tatlı su algı ve mantar sporu analizleri sonucunda geç buzul çağında yüzey suyu sıcaklığının düşük olduğunu, tuzluluğun bugünkünden çok daha düşük olmasına karşın, en azından bir deniz etkisinin var olduğunu veya dinstistlerinin acı su ortamında yaşadığını ve tatlı su formlarının ise nehirlerle Marmara Denizi'ne taşındığını belirtmiştir.

Aksu vd. (2002c) çökel karotlarında yapılan mikropaleontolojik çalışmalarına göre hem Marmara Denizi'nin hem Karadeniz'in yüzey su kütlelerinin göl safhası süresince acı olduğunu, ancak bağlantı safhasında düşük tuzlulukta yüzey suyu tabakası ve onun altında normal deniz su kütleleri olduğunu belirtmiştir.

Aksu vd. (2002c) Marmara Denizi'nden elde edilen bir karotta M2 ve M1 olarak adlandırılan iki sapropel tabakasının sırasıyla G:Ö. 29.5-23.5 bin yıl ve G.Ö. 10.5-6 bin yılları arasında çökeldiğini belirlemiştir. Bu çalışmada yapılan duraylı izotop çalışmalarına göre, sapropel çökelişleri süresince yüzey suyu tuzluluğunun ve yüzey suyu sıcaklığının düştüğü tespit edilmiştir. M2 ve M1 sapropelleri içinde Karadeniz

türlerinin fauna ve florasının varlığı ve Akdeniz faunasının yokluğuna dayanarak bu zamanlarda Karadeniz'le bağlantının olduğu ileri sürülmüştür (Aksu vd., 2002c). Yine bentik foraminifer sonuçlarına göre, Marmara Denizi içindeki subokzik koşulların başlamasını G.Ö. 11- 10.5 bin yılda tamamen deniz koşullarının başlangıcı izlemiş ve bu dönemde Karadeniz'den Marmara Denizi'ne su akışı olduğu belirtilmiştir.

Sperling vd. (2003) ve Vidal vd. (2010) tarafından Marmara Denizi'nde planktik foraminiferlerden yapılan duraylı izotop ve alkenon analizleri ile yüzey suyu sıcaklık (YSS) ve yüzey suyu tuzluluk (YST) değerleri elde edilmiştir. Marmara Denizi'nde elde edilen yüksek YST ve ağır  $\delta^{18}\text{O}$  değerlerine ve bu değerlerin Ege Denizi ve Levantin havzası ile karşılaştırması sonucunda, Çağatay vd. (2000) ve Aksu vd. (2002c)'nin tersine, Marmara Denizi'nde erken Holosen sapropelinin çökelişi süresince Karadeniz'den tatlı su girişinin olmadığı ileri sürülmüştür. Doğu Akdeniz'de su tuzluluğundaki azalma gradyanının Karadeniz'den değil, Levantin havzasından başlayarak oluştuğu belirtilmiştir. Sperling vd. (2003)'ün sonuçlarına göre, Marmara Denizi'nde sapropel çökelişi büyük olasılıkla global transgresyonun sonucunda artan organik üretim sonucu *Globigerina bulloides*'te artışa yol açan biyojeokimyasal döngünün yeniden organize olması ile oluşmuştur. Bu sonuç Vidal vd. (2010) tarafından yapılan oksijen izotop ölçümleri ve alkenonlardan elde edilen CPI indeksi, YST ve YSS sonuçlarına göre, Geç Buzul Çağından (Late Glacial Maximum, LGM) Younger Dryas (YD) sonuna kadar Karadeniz ve Marmara Denizi arasındaki bağlantının devam ettiği ileri sürülmüştür. LGM boyunca, Marmara Denizi ve Karadeniz'in  $\delta^{18}\text{O}$  ostrakod sonuçlarının benzerliğine dayandırarak, bu dönemde Karadeniz'den Marmara Denizi'ne akışın olabileceğini ileri sürmüştür. Bu sonuç, Karadeniz'in çökel istifinde izlenen erozyonel yüzeylerin varlığı ile çelişmektedir (Ryan vd., 1997; Görür vd., 2001). Aynı çalışmada G.Ö. 18-16 bin yıl arasında Marmara Denizi'nden alınan karotta  $\delta^{18}\text{O}$  değerindeki ‰ 1 düşüş, Karadeniz'de de izlenmektedir (Bahr vd., 2006, 2008; Major vd., 2006). Bu dönemde Marmara Denizi'nde gözlenen yüksek Sr izotop değerlerine dayandırılarak, Avrupa'daki buzul kütlelerinin çökmesi sonucu eriyen hafif izotopça zengin buzul suları, önce Karadeniz'e sonra Marmara havzasına aktığı ileri sürülmüştür. G.Ö. 16 bin yıldan sonra, Bølling-Allerød (B/A) ılık döneminin başlaması ile Karadeniz  $\delta^{18}\text{O}$

kayıtlarındaki ‰ 3'i aşan artış, Marmara Denizi  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ostrakod}}$  değerlerinde de gözlenmiştir (Vidal vd., 2010).

Vidal vd. (2010) tarafından Marmara havzasında bu dönemde  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ostrakod}}$  değerlerindeki bu artışın, bölgesel buharlaşma sonucu havzada tuzluluğun artışı ile olabileceği ileri sürülmüştür. Ancak bu dönemde Major vd. (2006) tarafından aşırı buharlaşma nedeniyle Karadeniz'in seviyesinin düşük olduğu belirtilmiştir. Bu dönemde her iki havzadaki  $\delta^{18}\text{O}$  değerlerindeki artışın bir diğer açıklaması, B/A dönemi boyunca artan yağış neticesinde meydana gelebileceği şeklindedir. Bu çalışmaya göre, G.Ö. 14.7 bin yılda (kalibre edilmiş  $^{14}\text{C}$  yaşı) Akdeniz sularının Marmara Denizi'ni istila ettiği zaman, Marmara Denizi Karadeniz'den de etkilenmiştir. Bu dönemde havzada tuzluluğun yavaş artmasının sebebi olarak Karadeniz'den gelen acı sular gösterilmiştir. Younger Dryas (YD) döneminde yüksek CPI değerleri, bu dönemde terijenik kökenli organik maddenin arttığını göstermektedir (Vidal vd., 2010).

YD döneminde düşük evaporasyon hızı nedeniyle Karadeniz'in su seviyesi yüksektir (Ryan vd., 2003; Major vd., 2006; Eriş vd., 2007). Bu dönem global buzul döneminden buzularası döneme geçişte soğuk bir interstadial dönemdir (Fairbanks, 1989). Eriş vd. (2007, 2008) YD dönemine karşılık gelen G.Ö. 11.2- 10.6 bin yılları (kalibre edilmemiş  $^{14}\text{C}$  yaşı) arasında paleo-İstanbul Boğazı vadisinde çökelen dalgalı levi çökellerinin Karadeniz'den gelen sularla çökeldiğini göstermiştir. Bu çalışma ayrıca Boğazın Marmara Denizi'ne açılan ağzında oluşmuş deltanın Hiscott vd.'nin (2002) iddia ettiğinin aksine Karadeniz akıntısı ile değil; G.Ö. 6.4-3.2 bin yılları arasında Kurbağalıdere'den kaynaklandığını göstermiştir.

YD'tan sonra yaklaşık G.Ö. 11.5- 7 bin yılları (kalibre edilmiş  $^{14}\text{C}$  yaşı) arasında ve sapropel çökeli süresince Marmara Denizi'nde yüzey suyu tuzluluğu yüksektir (Vidal vd., 2010; Sperling vd., 2003). Bu sonuca göre, sapropel çökeli sırasında Karadeniz'den Marmara Denizi'ne tatlı su akışı yoktur. Marmara Denizi'nden Akdeniz kökenli suların Karadeniz'e ulaşması yaklaşık G.Ö. 9.4 bin yıl da olmuştur (Ryan vd., 2003; Major vd., 2006; Bahr vd., 2008).

McHugh vd. (2008) tarafından Marmara Denizi kuzey şelfi boyunca multibeam batimetri, yüksek çözünürlüklü subbottom profiller ve 10 adet çökel karotunda yapılan çalışmalar sonucunda Marmara Denizi kuzeyindeki paleokıyı hattı

haritalanmıştır. Yapılan detaylı sedimentolojik ve biyostratigrafik analizler, XRF jeokimya analizleri ve duraylı izotop çalışmaları sonucunda G.Ö. 15 bin yıl öncesine kadar bu havzada soğuk ve kuru şartların hakim olduğu, G.Ö. 15- 13 bin yılları arasındaki B/A ılık döneminde ılıman şartların ve G.Ö. 12 bin yılda ani deniz transgresyonunun oluştuğu belirtilmiştir. YD dönemi boyunca havzanın durgun bir dönem yaşadığı ileri sürülmüştür. Major vd. (2002) tarafından, YD boyunca Karadeniz'den Marmara Denizi'ne tatlı su akışı olduğu belirtilmektedir. Ancak bu tatlı su akı miktarının çok yüksek (Çağatay vd., 2000; Aksu vd., 2002a, c; Major vd., 2002; Eriş vd., 2007, 2008) veya zayıf (Myers vd., 2003; Major vd., 2006) olup olmadığı belirsizdir. Çağatay vd. (2003c) İzmit Körfezi'nde Younger Dryas dönemine ait -65 m taraçasını tespit etmişlerdir. McHugh vd. (2008) G.Ö. 9.2 bin yılda Marmara Denizi ve Karadeniz suları arasında bağlantının kurulduğunu belirtmiştir. Bu dönemde G.Ö. 9- 6.6 bin yılları arasında global deniz seviyesi, -50 m'den -15 m'ye yükselmiştir (Fairbanks vd., 1989). Bu zaman aralığında şelf üzerinde gömülen alanların oksijen miktarı artmış ve bunun sonucunda bentik foraminifer *Hyalina balthica* ve *G. affinis*' te % 30'luk artış gözlemlenmiştir. Bu verilerden hareketle McHugh vd.'ne (2008) göre Karadeniz'den gelen su akışı ve iki yönlü akışın kurulması nedeniyle yüksek besin elementli üst su ve su tabakalanmasının olması G.Ö. 9.2 bin yılda başlamış ve G.Ö. 6.6. bin yılda havzada su seviyesinin bugünkü deniz seviyesine varmıştır.

## 2. BATİMETRİ, OŞİNOGRAFI, İKLİM VE JEOLJİ

### 2.1 Karadeniz

#### 2.1.1 Morfoloji ve batimetri

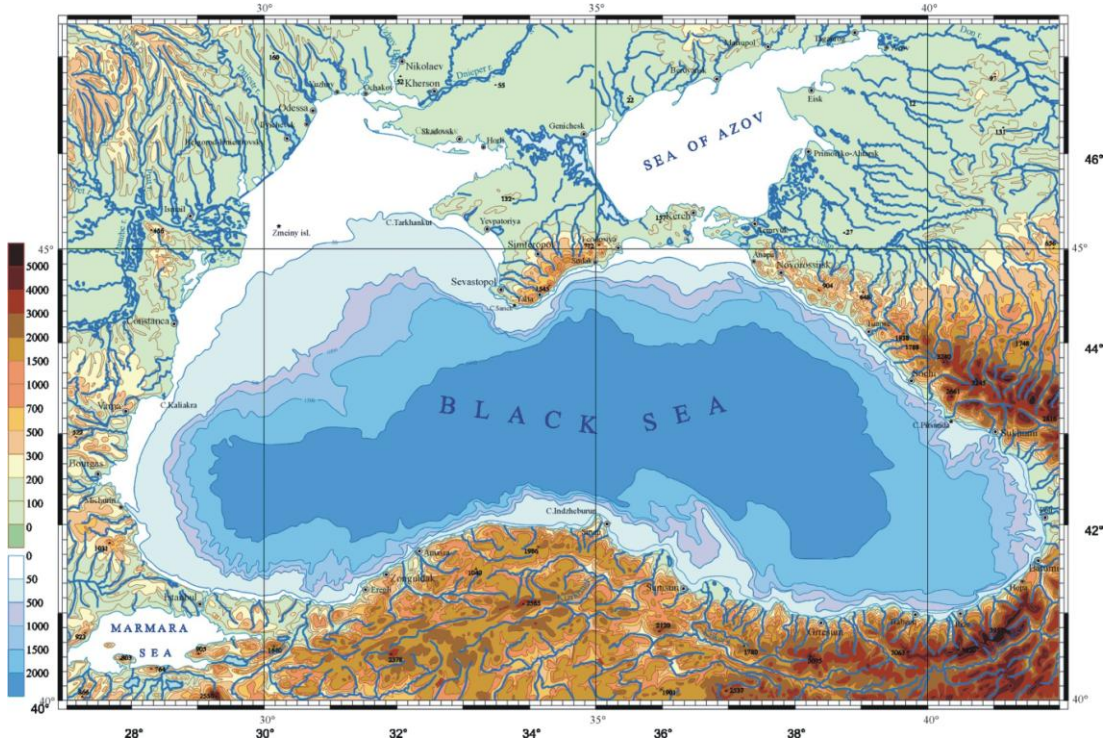
Karadeniz bugün 2200 m'ye varan maksimum derinliği,  $4.2 \times 10^5$  km<sup>2</sup> 'lik yüzey alanı ve  $5.3 \times 10^5$  km<sup>3</sup> 'lük hacmiyle dünyanın en büyük anoksik havzasıdır (Şekil 2.1). Kıtasal şelf, kıta yamacı, kıta eteği ve abisal düzlük olmak üzere dört jeomorfolojik yapıdan oluşmuştur (Ross vd., 1974).

Kıtasal şelf alanları (derinlik < 200 m), toplam alanın yaklaşık % 25'ini kaplamaktadır. Karadeniz'in en geniş şelf alanı, havzanın kuzey batısında yer almaktadır ve toplam şelf alanlarının % 94'ünü oluşturmaktadır (Panin ve Jipa, 2002). Kırım yarımadası batı kıyısından başlayıp Karadeniz'in batı ve güneybatı kıyıları boyunca uzanır. Karadeniz'in kuzeybatısının tersine, güney şelf alanları dar (20 km genişlik) ve dik olup, Anadolu, Kafkasya ve Kırım kıyıları boyunca uzanan bu alanlar kıyıya dik kanyonlarla kesilmektedir. Bu kanyonlar, havzada önemli alanları kaplayan abisal düzlüğe çökel yükü taşınımında çok önemlidir.

Karadeniz'in (derinlik > 2000 m) abisal düzlük alanları, toplam alanın % 60'ını oluşturmaktadır (Şekil 2.1). Maksimum derinliği yaklaşık 2300 m olup, havzanın ortalama derinliği 1240 m' dir (Ross vd., 1970). Abisal düzlük, Tuna ve Kırım yelpazeleri dışındaki tatlı eğimli yamaçların dışında dik kıtasal yamaçlarla ayrılmıştır.

#### 2.1.2 Oşinografi ve iklim

Karadeniz'in bugün dünya okyanus sistemi ile olan tek su yolu bağlantısı, eni 0.76-3.60 km arasında değişen ve -35 m sığ eşik derinliğine sahip İstanbul Boğazı ile olmaktadır. Karadeniz, İstanbul Boğazı yoluyla Marmara Denizine ve Çanakkale Boğazı yoluyla Ege Denizi ve Akdeniz'e bağlanmaktadır (Myers vd., 2003). Buzul çağları boyunca global deniz seviyesindeki düşüşü takiben Karadeniz, Akdeniz'le olan bağlantısını İstanbul Boğazı eşik derinliğinin altına inen su seviyesi nedeniyle



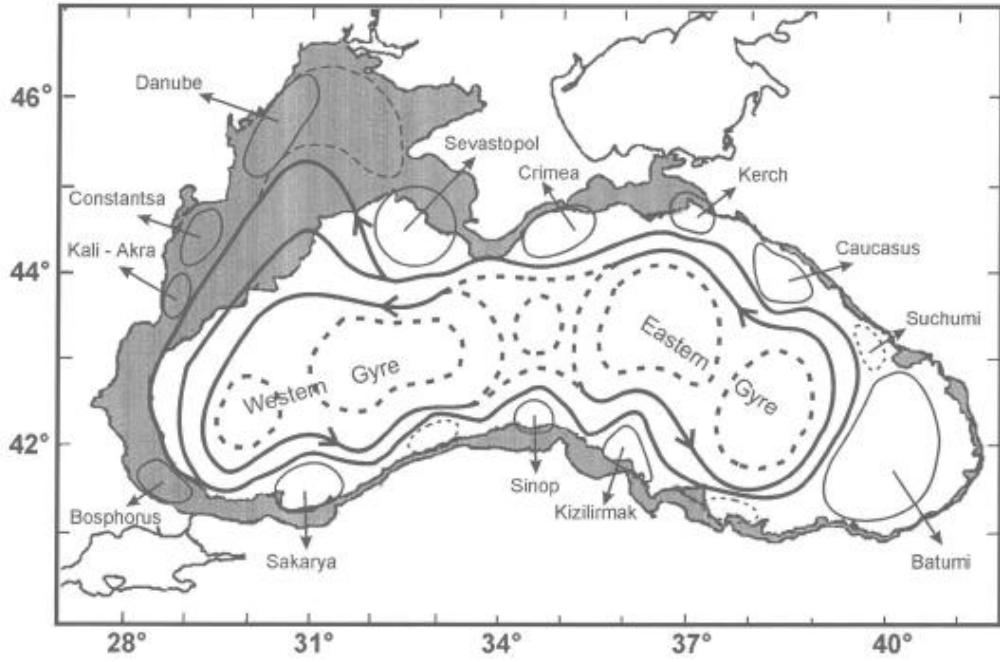
**Şekil 2.1** : Karadeniz'in batimetrisi.

kaybederek, acı göl konumuna geçmiştir. İstanbul Boğazı'nın sığ eşik derinliği nedeniyle Karadeniz sınırlı su sirkülasyonuna sahiptir. Tuzlu Akdeniz suyu (% 38) havzaya dip akıntısı olarak girerken, daha az tuzlu Karadeniz'in yüzey suyu havzadan ayrılmaktadır. Karadeniz'den gelen yüzey suyu tuzluluğundaki düşüşün sebebi, havzaya nehirlerle gelen kıtasal akımın yüksek olmasıdır. Su kolonundaki yoğunluk farkı, üstteki az tuzlu oksijenli yüzey suyu (% 18) ve alttaki oksijence tükenmiş hidrojen sülfürlü (% 22.5) derin suyu ayıran düşey tabakalanma yaratır. Bu sürekli piknoklin -100 ile -150 m su derinliğinde bulunur. Okzik yüzey suyu ve anokzik dip suyu arasındaki sınırdaki subokzik zonda (yaklaşık 50- 100 m derinlikte) hem O<sub>2</sub> hemde H<sub>2</sub>S konsantrasyonları düşüktür ve bu zon düşey ve yatay gradyan sunmaz (Murray vd., 1989; Codispoti vd., 1991). Subokzik zon, okzik yüzey tabakası ve sülfidik dip tabakası arasındaki önemli biyojeokimyasal geçiş zonedir (Murray vd., 1989; 1991).

Havzaya tatlı su olarak giren miktar, buharlaşma ile kaybedilen miktardan büyük olduğundan Karadeniz pozitif su bütçesine sahiptir. Üst su olarak çıkan ortalama su miktarı 600 km<sup>3</sup>/ yıl ve alt su olarak giren su miktarı 300 km<sup>3</sup>/ yıl'dır (Özsoy ve Ünlüata, 1997). Tatlı su kaynağı, 300 km<sup>3</sup>/ yıl yağış ve 350 km<sup>3</sup>/ yıl nehir girdisi olmak üzere 650 km<sup>3</sup>/ yıl'dır. Bu miktarın 190 km<sup>3</sup>/ yıl'lık miktarı Tuna nehrinin tek



başına katkısıdır (Panin ve Jipa, 2002). İstanbul Boğazı yoluyla sınırlı alışveriş nedeniyle Karadeniz'in yüzey suyu, tatlı su girdisi ile kontrol edilir. Tatlı su girdisi, özellikle havzanın kuzeybatısında yer alan büyük drenaj alanlarına sahip Tuna, Dinyester, Dinyeper, Don ve Kuban gibi nehirler yüzey suyu tuzluluğunu düşük tutmaktadır (% 18.0- 18.5 havza ortasında). Diğer yandan dip suyun havalandırması ve haloklinin yapısı, İstanbul Boğazı boyunca Akdeniz suyu girdisi ve KB şelfi üzerinde oluşan ve derine dalarak oluşan soğuk orta su (Cold Intermadite Layer) tabakası ile yakından ilişkilidir.



**Şekil 2.2 :** Karadeniz'in yüzey akıntı sistemi (Oğuz vd., 1993).

Karadeniz'in yüzey sirkülasyonu, doğu ve batı havzalarda tanımlanan iki ana siklonik (saat yönü tersi) hücreden oluşmaktadır (Şekil 2.2). Havza ölçeğinde, şelf kenarında etkili olan siklonik sınır akıntısı Oğuz vd. (1993) tarafından Karadeniz Kenar Akıntısı (Black Sea Rim Current) olarak adlandırılır.

Bu akıntının sınır çizgisi boyunca antisiklonik ediler (saat yönü akıntı) ve bazı yarı süreli hücrelerde gelişmektedir. Bu edilerin çoğunluğu sürekli olarak topoğrafya tarafından kontrol edilmektedir (örneğin Sakarya edisi, Sakarya denizaltı kanyonu üzerinde yerleşmiştir). Bazı ediler ise geçici ve değişkendir (örneğin Sevastopol edisi; Çokaçar vd., 2004; Özsoy ve Ünlüata, 1997). Kenar Akıntı (Rim Current), büyük kavisli yol (meander) ve bu merkezi hücre bölgelerinde çıkıntı yapan

filamentler göstermektedir. Jeostrofik olarak hesaplanan hızlar, Kenar Akıntı (Rim Current) eksenini boyunca  $25 \text{ m s}^{-1}$  dir. 75 km genişliğinde saat tersi yönde dönüş yapan Kenar Akıntısı (Rim Current) büyük havza siklonik hücrelerini antisiklonik kıyı edilerinden ayırır. Anadolu kıyıları boyunca  $20 \text{ cm s}^{-1}$  hızı ile doğuya doğru olan bu sürekli akıntı, dar kıtasal şelf boyunca yüzey sirkülasyonunu yönetmektedir (Özsoy ve Ünlüata, 1997).

Batı Karadeniz havzasının kuzeybatısında çökel yükü Tuna, Dinyester ve Bug nehirleri ile gelmektedir (Çizelge 2.1; Algan vd., 1999). Drenaj alanı güneydoğu Avrupa'ya uzanan Tuna nehri,  $817000 \text{ km}^2$ 'nin üzerindeki drenaj alanı ile Avrupa'nın ikinci büyük nehridir (Panin ve Jipa, 2002). Tuna nehri,  $190.7 \text{ km}^3/\text{yıl}$ 'lık tatlı su miktarı ve  $51.70 \text{ Mton}/\text{yıl}$  (Bondar vd., 1991; Panin ve Jipa, 2002) ile tek başına havzaya gelen toplam nehir girdisinin % 50'si ile en yüksek katkıyı sağlamaktadır. Bugün kıyıya yarı paralel olarak Kuzeybatı Karadeniz'e çökel taşıyan Tuna nehri, hakim kuzeydoğulu rüzgarlar ve bunun sonucunda güneyli akıntılarla büyük miktarlarda güney şelfte çökelmektedir (Zenkovitch, 1966; Shimkus ve Trimonis, 1974; Panin, 1989). Kuvvetli siklonik Kenar Akıntısı nedeniyle kuzeybatı şelfte Holosen çökeli çok ince veya yoktur ve asılı çökel yükünün çoğu kıyı boyunca derin deniz bölgelerine taşınmaktadır (Oğuz ve Beşiktepe, 1999; Panin ve Jipa, 2002)

Karadeniz'e Anadolu kıyıları boyunca beş ana nehir ve bazı küçük çaylar çökel yükünü boşaltmaktadır. Bu nehirler, Sakarya, Filyos, Kızılırmak, Yeşilirmak ve Çoruh olup Karasu, Devrekani, Harşit, İyidere ve Melet gibi çaylardır (Çizelge 2.2; Algan vd., 1999). Anadolu kıyıları boyunca en büyük drenaj alanına sahip olan Kızılırmak nehrinin yıllık tatlı su akışı  $40 \text{ km}^3/\text{yıl}$  ve çökel yükü ise  $2 \text{ Mton}/\text{yıldır}$  (Algan vd., 1999). Yüksek yağış alması nedeniyle doğu ve orta Karadeniz bölgelerinde, batı bölgelere göre tatlı su girdisi daha fazladır. Yüksek rölyefe sahip Pontid dağları boyunca sınırlanan Karadeniz'in Anadolu kıyılarındaki nehirler daha küçük drenaj alanlarına sahip olmalarına rağmen yüksek çökel akısına sahiptir.

$56.50 \text{ km}^2$  lik drenaj alanı ile Sakarya nehri, Anadolu kıyıları boyunca Karadeniz'e sularını boşaltan ikinci büyük nehirdir. Sakarya nehri tatlı su miktarı  $5.6 \text{ km}^3/\text{yıl}$  ile Anadolu nehirlerinden gelen suyun % 14'ünü kapsar.

Yıllık havzaya gelen çökel yükü  $4.6 \times 10^6$  ton'dur (Algan vd., 1999). Karadeniz'e Sakarya nehri yoluyla gelen su miktarı, Aralık ayında artarken, Nisan ayında

azalmakta ve yaz aylarında minimum değerler almaktadır. Sakarya nehri, Kuzey Atlantik Salınımı'nın (NAO: North Atlantic Oscillation) etkisi altında olan bir alanda Anadolu düzlüğü ve Pontid dağları arasında yer almaktadır (Darrigo ve Cullen, 2001; Türkeş ve Erlat, 2003).

Karadeniz, Avrupa ve Asya bağlantılı kara alanları üzerindeki atmosferik basınç modeline göre ve Ekim- Mart ayları boyunca özellikle doğuya doğru hareket eden depresyonlarla mevsimsel değişimlerden etkilenmektedir.

**Çizelge 2.1** : Karadeniz'e dökülen nehirler: drenaj alanları, su akışı, ve çökel yükü (Algan vd., 1999; Shimkus ve Trimonis, 1974; Muller ve Stoffers, 1974; Tolmazin, 1985).

Nehir	Drenaj alanı (km) <sup>2</sup>	Su (km <sup>3</sup> /yıl) <sup>2</sup>	Çökel yükü (10 <sup>6</sup> t/y <sup>3</sup> ) <sup>3</sup>
Tuna	816.000	201.00	83.00
Dnyester	75.200	10.00	2.50
Y.Bug	34.000	3.00	0.53
Dinyeper	574.610	52.00	2.12
Don	422.000	28.00	7.75
Kuban	63.500	12.80	8.40
Rioni	13.4	13.50	8.50
Kafkasya Nehirleri			6.79
Bulgaristan kıyısı		3.00	0.50

Kış fırtınaları iki ana yönde izlenmektedir: 1) Akdeniz'den gelen Marmara Denizi üzerinden kuzeydoğuya hareket eder 2) Bulgaristan ve Romanya'dan gelen ve doğuya ve güneybatıya hareket eder (Özsoy ve Ünlüata, 1997). Yaz ayları daha ılık ve Karadeniz'deki hava sıcaklıkları daha homojendir. Hava sıcaklığı, Ekim ayı sonunda ve Kasım'da azalır ve Ocak ve Şubat ayında minimum olur. Kış aylarında hava sıcaklığı, kuzey- güney gradyanlıdır. Günlük ortalama sıcaklık, kuzeyde negatif değerler alırken güney Karadeniz'de 8 °C'ye düşmektedir (Özsoy ve Ünlüata, 1997). Karadeniz kıyısı ortalama 14 °C sıcaklık ve 700- 2400 mm/ yıllık ortalama yağış ile yarı ılıman iklime sahiptir. Kuzeydoğuda daha yüksek bölgelerde yaz ayları ılık ve yağışlı (18 °C ve 200- 600 mm/ yıl toplam yağış) kış ayları çok soğuktur (-12 °C). Güney Marmara, batı ve güney Anadolu kıyıları boyunca Akdeniz iklimine sahiptir.

Sıcak ve kurak yazlar ile ılık kışlar hakimdir. Yarı kurak iç platoda daha soğuk ve kurak yazlar ve nemli kışlar (250-400 mm /yıl) hakimdir (Mudie, 2002a).

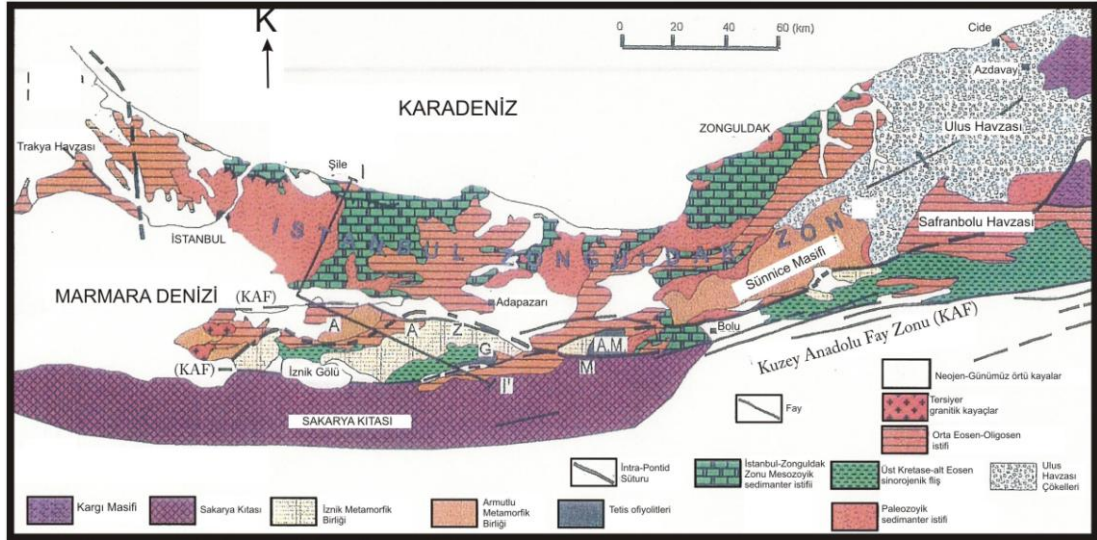
**Çizelge 2.2 :** Karadeniz’e Anadolu kıyıları boyunca dökülen nehirlerin uzunluğu, drenaj alanı, su akışı ve taşınan çökel yükü dağılımı (Algan vd., 1999’dan alınmıştır).

<b>Nehirler</b>	<b>Nehrin uzunluğu (km)</b>	<b>Drenaj alanı (km)<sup>2</sup></b>	<b>Su (km<sup>3</sup>/yıl)</b>	<b>Çökel yükü (10<sup>6</sup>t/y<sup>3</sup>)</b>
Sakarya	824	56.504	5.6	3.8
Filyos	228	13.156	2.9	3.7
Küçük batı n.		7.700	2.4	1.4
Küçük orta n.		14.600	4.5	2.7
Yeşilirmak	1355	78.646	5.9	0.4 <sup>4</sup>
Küçük Doğu n.		22.200	6.8	4.0
Çoruh	466	19.984	6.3	7.5
Toplam		248.919	39.7	23.9

### 2.1.3 Jeoloji

Karadeniz havzası, erken- orta Jura, Kretase, erken Paleojen arasında geçen üç ana dönem süresince Pontid adayı arkasında yay- ardı havza olarak açıldığı tespit edilmiştir (Zonenshain ve Le Pichon; 1986; Görür, 1988; Şekil 2.3).

Jeofizik araştırmalara göre Karadeniz havzasının birbirinden Karadeniz orta sırtı ile ayrılan iki farklı yapısal özelliğe sahip okyanusal havzadan oluşmuştur (Letouzey vd., 1977; Tugolesov vd., 1985; Finetti vd., 1988; Okay vd., 1994). Bu havza, Orta Kretase’de (124-112 My) güneydeki İntra- Pontid okyanus tabanının kuzeye doğru Lavrasya kıtasının altına dalmasıyla gelişmeye başlamıştır (Hsü vd., 1977; Letouzey vd., 1977; Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay vd., 1994). Bugün Batı Karadeniz’in güney kıta kenarını oluşturan İstanbul Zonu (Okay, 1989) o sırada Lavrasya kıtasının bir parçasıdır ve Odessa şelfi boyunca yer almaktadır. İstanbul zonunun erken Eosen sonunda Sakarya zonu ile çarpışması ile İntra-Pontid okyanusunun doğu kısmı kapanmış ve Batı Karadeniz’in gelişimi de sona ermiştir (Okay vd., 1994).



Şekil 2.3 : Batı Karadeniz'in jeolojisi (Yılmaz vd., 1997).

#### 2.1.4 Batı Karadeniz akaçlama havzasının jeolojisi

Batı Karadeniz boyunca batıdan doğuya doğru İstiranca masifi, İstanbul- Zonguldak Zonu ve Sakarya Zonuna ait kayaç toplulukları yer almaktadır. Çalışma alanını oluşturan Batı Karadeniz havzasına büyük miktarda çökel taşıyan Sakarya nehri akaçlama alanındaki kayaç türlerinin belirlenmesi, havzaya gelen kırıntılı girdinin kökeninin anlaşılması açısından önemlidir. Sakarya nehri yatağı etrafında yüzeyleyen kayaçlar, hem İstanbul- Zonguldak zonu hemde Sakarya kıtası olarak tanımlanan birliklerin kayaç topluluklarından oluşmaktadır. İstanbul- Zonguldak Zonu, Batı Pontidlerin kuzey- kuzeybatı kısımlarını oluşturur.

İstanbul-Zonguldak zonu en alta Prekambriyen yaşlı yüksek dereceli metamorfizmaya uğramış Sünnice Masifi adlı kayaç topluluğu ile başlar. Bu Prekambriyen yaşlı yüksek dereceli metamorfik topluluk metagabro, metadiyabaz, dolerit dayk, magmatitik gnays, şist ve intrüzyif granitten oluşur (Yılmaz vd., 1997).

Metamorfik temel üzerine uzanan en alttaki birim, Erken Ordovisiyen yaşlı kırmızı-bordo renkli arkozik konglomera, kumtaşı ve çamurtaşından oluşan farklı akarsu fasiyeslerinden meydana gelen Kurtköy Formasyonudur (Akyüz vd., 2010). Karasal bu birimin üzerine kuvars- arenit plaj çökellerinden oluşan Aydos Formasyonu gelir (Akyüz vd., 2010). Koyu renkli silttaşları, gri vake ve şamozitik şeyllerin oluşturduğu Gözdağ Formasyonu, Aydos Formasyonu üzerinde uyumlu olarak yer alır. Yer yer kuvars- arenit mercikleri de içeren bu birimin üzerine devam eden transgresyon sonucu Orta Silüryen- Alt Devoniyen yaşlı resifal, fosilli kireçtaşları

(Dolayoba Formasyonu) çökelmiştir. Farklı mercan türleri, Crinoidler ve Trilobitler gibi fosiller içeren bu kireçtaşı biriminin üzerine yükselen deniz seviyesinin etkisi ile yine bol miktarda fosil içeren ve litolojisi şeyllerden oluşan Kartal Formasyonu gelmektedir. Alt- Orta Devoniyen zaman dilimini gösteren bu birim, Orta- Üst Devoniyen'de yerini bademsi yumrulu kiretaşlarından oluşan Tuzla Formasyonu'na bırakır. Üst kesimlerinde disk şekilli çört yumruları görülmeye başlayan bu birimin üzerine iyice derinleşen deniz tabanında çökelen Erken Karbonifer yaşlı Baltalimanı Formasyonu gelir. Genel olarak radyolaryalı çört tabakaları ile temsil edilen bu birimin içerisinde fosfat yumrularına da rastlanmaktadır. Baltalimanı Formasyonu'nun oluşumundan sonra, Hersiniyen orojenezini takiben deniz seviyesi yeniden alçalmaya başlamış ve gelişen yeni çökeltme ortamında Erken Karbonifer yaşlı Trakya Formasyonu İstanbul Paleozoyik istifinin son birimi olarak oluşmuştur. Türbiditik bir istif olma özelliği taşıyan Trakya Formasyonu üst kesimlerine doğru yer yer görülen kireçtaşı ara seviyeleri (Cebeciköy Üyesi) dikkati çeker.

Kocaeli yarımadasında Paleozoyik birimler, Mesozoyik ve Tersiyer Birimler tarafından uyumsuz bir şekilde üzerlenmektedir. Bu birimler kalın, kırmızı flüvyal kaba klastik birimler ve onlarla ardalanmalı alkali lavlardan oluşmaktadır. Bu kırmızı çökeller İstanbul'da ve Çakraz'da yüzeylemektedir. Üst Kretase yaşlı birimler Karadeniz kıyıları boyunca andezitik lav, piroklastik kayalar ve volkanojenik sedimanter birimlerden (Yemişliçay Formasyonu) oluşmaktadır.

Sakarya nehri drenaj alanı güneyinde yer alan Sakarya Kıtası kayaç topluluğu, temelde Uludağ grubu ve Yenişehir grubundan oluşmaktadır. Uludağ grubu yüksek dereceli metamorfik şist, gnays, amfibolit ve migmatit içermektedir. Bunlar uyumsuz olarak Canbazkaya Formasyonu olarak tanımlanan arkozlar ile üzerlenmektedir. Bunlar Permian yaşlı fosilli neritik kireçtaşlarına (Derbent Formasyonu) geçer. Bu birimler Sakarya nehri vadisi Osmaneli yakınında gözlenmektedir. Erken Triyas detrital birim ve Üst Triyas detrital kireçtaşlarından oluşmaktadır. Üste doğru Orta- Üst Jura yaşlı derin deniz sedimanter ve volkanik birimlere geçiş yapmaktadır (Genç ve Yılmaz, 1995). Metamorfik kayalar ve onların tektonik kontakları Liyas yaşlı kumtaşları ile başlayan transgressif bir istifle üzerlenir (Bayırköy Formasyonu). Bu kırıntılı kayalar, Genç Jura yaşlı (Bilecik Formasyonu) neritik kireçtaşı ile üzerlenir. Bu pembe kireçtaşları erken Kretase yaşlı kireçtaşı (Soğukçam Formasyonu) ile üzerlenir ve üzerine Senomaniyen- Turoniyen yaşlı kırmızı pelajik kireçtaşı-

çamurtaşına geçer (Vezirhan Formasyonu) (Altınlı, 1973). Kampaniyen- Mastrihyen yaşlı kumtaşlarını konglomera ve fliş izler. Flişler sığ denizel kumtaşı ve resifal kireçtaşlarına dereceli olarak geçmektedir (Selvihan Formasyonu).

Mesozoyik- erken Tersiyer kesitleri orta Eosen klastik kayaçları ile üzerlenmektedir. Bunlar sığ denizel kırıntılı kayaçlar kumlu kireçtaşı, kumtaşı ve bunlarla ardalanmalı lav ve piroklastik kayaçlardan oluşur. Bu volkanik ürünler geç Eosene kadar devam eder ve Oligosen de kırmızı kıtasal yataklara geçer.

Sakarya nehri drenaj alanı kuzeyinde genelde karbonat ve kırıntılı kayaçlar ile yer yer de Tersiyer- Kuvaterner yaşlı klastik kayaçlar görülmektedir. Nehrin kuzey akış alanı batısında, Ordovisiyen- Kretase yaşlı klastik kıtasal kayaçlar yaygınken; batısında buna ek olarak daha yaygın karbonat klastik kayaçlar ve metamorfik ve ofiyolitik kayaçlardan oluşmaktadır. Güney drenaj alanı batısında metamorfik ve ofiyolitik kayaçlar izlenirken, doğusunda genelde klastik kıtasal kayaç ve volkanik kayaçlar içermektedir.

Çalışma alanına Sakarya nehri yoluyla taşınan kayaç grupları, İstanbul- Zonguldak zonuna ait yüksek dereceli metamorfik kayaç toplulukları ve Paleozoyik yaşlı kireçtaşı, kumtaşı- şeyl ve kuvarsitlerdir. Sakarya nehri drenaj ağı yoluyla havzaya yüksek miktarda kuvars, terrijenik karbonat ve metamorfik mineral girdisi olmaktadır.

## **2.2 Marmara Denizi**

### **2.2.1 Morfoloji ve batimetri**

210 km uzunluğu ve 75 km genişliği ile iç kıtasal deniz olan Marmara Denizi, Akdeniz ve Karadeniz ile olan bağlantısını sırasıyla eşik derinlikleri -35 m ve -65 m olan İstanbul ve Çanakkale Boğazları ile sağlamaktadır (Şekil 2.4). Havzanın yüzey alanı 11500 km<sup>2</sup>, hacmi 3380 km<sup>3</sup> tür (Adatepe, 1988).

Marmara Denizi'nin yüzey alanının % 57'sini şelf alanları oluşturur. Güneyde nisbeten geniş (45 km) ve kuzeyde dar (< 10 km) olan şelf ile bunlar arasında 1275 m derinliğe varan rombik ve kama şeklinde üç çukurluktan oluşmuştur ( Şekil 2.4).

Bu çukurluklar doğudan batıya doğru sırası ile maksimum derinliği yaklaşık 1275, 1255 ve 1230 m olan Çınarcık, Orta Çukurluk ve Tekirdağ çukurluklarıdır. Bu üç

çukurluk, geç Serravaliyen boyunca Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF) batıya genişlemesi sonucunda oluşmuştur (Dewey ve Şengör, 1979; Le Pichon ve Angelier, 1981; Şengör vd., 1985; Taymaz vd., 1991; Görür vd., 1995). Ayrıca Büyük Çekmece güneyinde maksimum derinliği 825 m'ye varan Kumburgaz çukurluğu bulunmaktadır. Bu çukurluklar, yaklaşık 450- 600 m derinlikte olan ve KD- GB yönünde uzanan doğu ve batı sırtlarıyla birbirlerinden ayrılmıştır (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Smith vd., 1995; Wong vd., 1995).

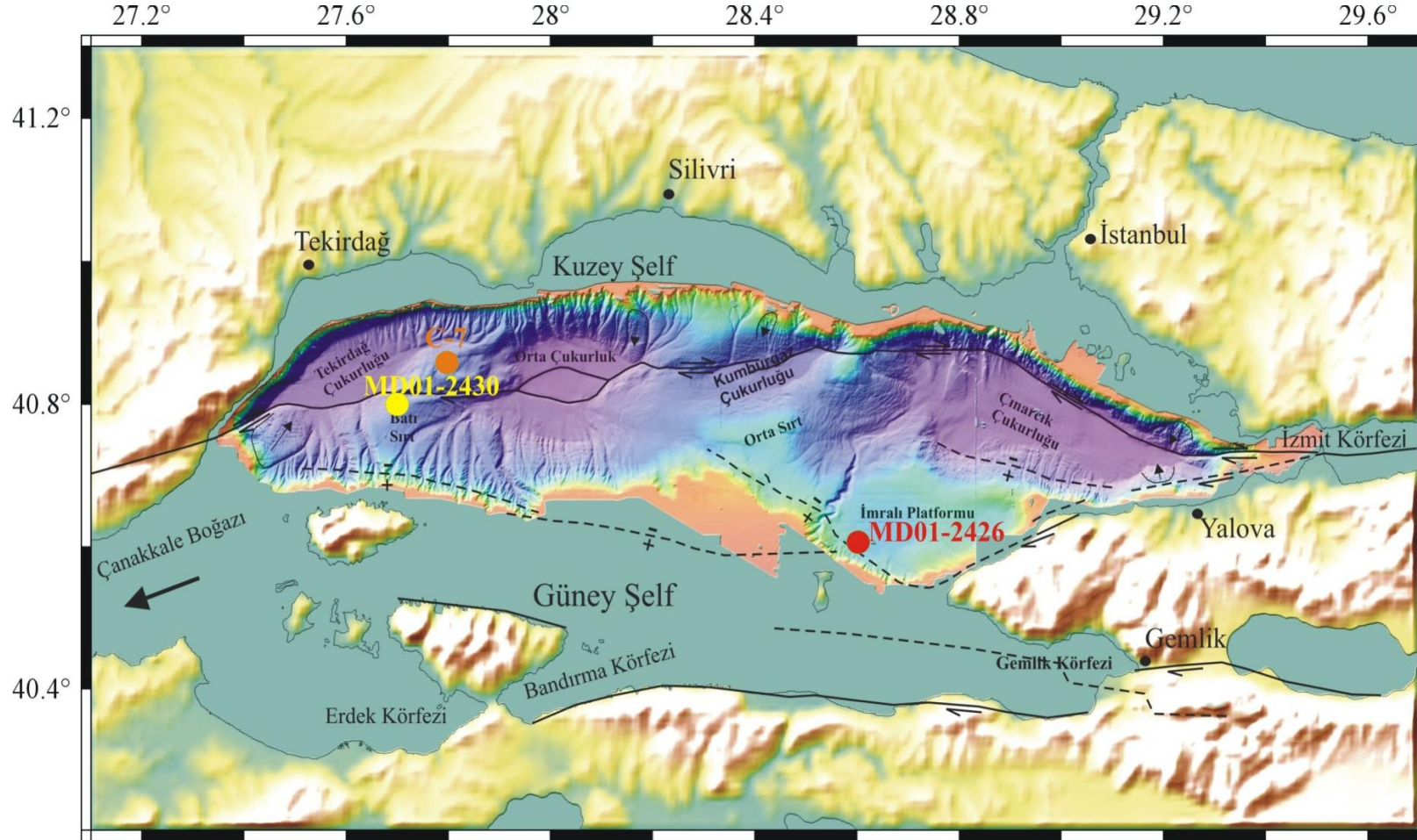
Çınarcık Çukurluğu, Marmara Denizi'nin doğusunda kama şeklinde, en derin yeri 1276 m olan ve yaklaşık 810 km<sup>2</sup> alana sahip, KAF'ın iki kolu arasında gelişmiş bir havzadır (Şekil 2.4; Okay vd., 1999; Çağatay vd., 1999). Çınarcık Çukurluğu kuzeyde kuzey şelfi ve yamacı, güneyde güney şelfi ve yamacı ile İmralı platformu, batıda transpresif doğu sırt ve doğuda İzmit Körfezi tarafından sınırlanmaktadır. Kuzey yamacı genel olarak 20- 26°, güney yamacı 15- 19° eğim açalarına sahiptir. Marmara Denizi'nin diğer önemli bir morfolojik elemanı Armutlu Yarımadası'nın kuzeybatısında yer alan 350- 400 m derinliğindeki İmralı denizaltı platformudur (Çağatay vd. 2003a, b).

Orta Çukurluk, rombik şekilli ve 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. Bu genç çukurluk yakın çevresine göre yaklaşık 40- 50 m daha derindir.

Tekirdağ Çukurluğu, 1230 m derinliğinde, 220 km<sup>2</sup> alana sahip, rombik şekilli bir çukurluktur. Tekirdağ Çukurluğu kuzeyde 11- 23° ve güneyde ise 6- 7° eğimli, fay denetimli yamaçlarla sınırlıdır (Okay vd., 1999). Bu yamaçlar çok sayıda denizaltı kanyonları ile kesilmiştir. Güney yamaçtaki denizaltı kanyonlarının yoğunluğu daha fazladır ( Şekil 2.4).

Marmara Denizi'nde şelfin dış sınırı yaklaşık 100 m su derinliğinde bulunur. Şelf alanlarının bir bölümü İzmit, Gemlik, Erdek ve Bandırma, Silivri ve Tekirdağ Körfezlerinden oluşturmaktadır.





**Şekil 2.4 :** Marmara Denizi'nin morfolotektonik haritası (Çağatay vd., 2003a, c). Batimetri: Le Pichon vd., (2001); faylar: Le Pichon (2001); Okay vd.(1999, 2000); Smith vd. (1995); Armijo vd. (2005)'den yararlanarak çizilmiştir.

Bunlardan 110 m derinlikteki İzmit Körfezi D- B uzanımlı olup, birbirine iki eşikle bağlı üç havzadan oluşmaktadır (Çağatay vd., 2003c). Ortadaki Karamürsel Havzası, 205 m derinlikle İzmit Körfezi'nin en derin çukurluğunu oluşturmaktadır. Gemlik Körfezi de merkezi kısmında 110 m derinlikte benzer bir çukurluk içermektedir.

Şelf kenarı ile derin çukurlukların birleştiği kıtasal yamaçlar diktir. En eğimli yamaçlar Adalar güneyinde Çınarcık Çukurluğu'nun kuzey yamacında olup, eğim açısı 20- 26° arasındadır. 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 Marmara'nın su seviyesinin düşük olduğu buzul çağlarında, karasal ortamda güney şelfini kateden Kocası Nehri yatağının devamını oluşturmuştur.

### **2.2.2 Oşinografi ve iklim**

Marmara Denizi ve Karadeniz, bugünkü eşik derinliği sırası ile -35 ve -65 m olan İstanbul ve Çanakkale Boğazları yoluyla birbirlerine ve Ege Denizi ile Akdeniz'e bağlanmaktadır. Bu boğazların sığ eşik derinlikleri, havzada sınırlı sirkülasyona sebep olmaktadır. Bu eşikler nedeniyle oluşan sınırlı sirkülasyon ve Akdeniz ve Karadeniz kökenli suların tuzluluk farkı, Marmara Denizi'nde ve boğazlarda iki tabakalı bir su sütunu ve akıntı sisteminin oluşmasını sağlamakta ve alt suyun etkin dolaşımını engellemektedir (Ünlüata vd., 1990; Beşiktepe vd., 1994; Şekil 2.5a).

Bu sınırlı sirkülasyonun sonucunda derin havzada çözünmüş oksijen konsantrasyonları 4 mg/ l den 1 mg/ l' ye değişen düşük değerlerde kalmaktadır (Ünlüata vd., 1990). Altta Akdeniz kökenli daha tuzlu su (‰ 38.5) Karadeniz'e akarken, üstte Karadeniz kökenli acı sular (‰ 18) Akdeniz'e akmaktadır (Ünlüata vd., 1990). Boğazlar ve Marmara Denizi'ndeki karışım ve difüzyon olaylarından dolayı Marmara Denizi'nde yaklaşık ‰ 36 ve ‰ 22 tuzluluğuna erişen bu iki su kütlesi arasındaki sınır (haloklin) yaklaşık -25 m'de bulunmaktadır (Şekil 2.5b).

Bugün Karadeniz'den İstanbul Boğazı yoluyla Marmara Denizi'ne giren düşük yüzey tuzluluğundaki su miktarı 605 km<sup>3</sup>/ yıl ve Çanakkale Boğazı yoluyla Ege Denizi'nden giren tuzlu su miktarı 376 km<sup>3</sup>/ yıl'dır. Marmara Denizi'ne Çanakkale

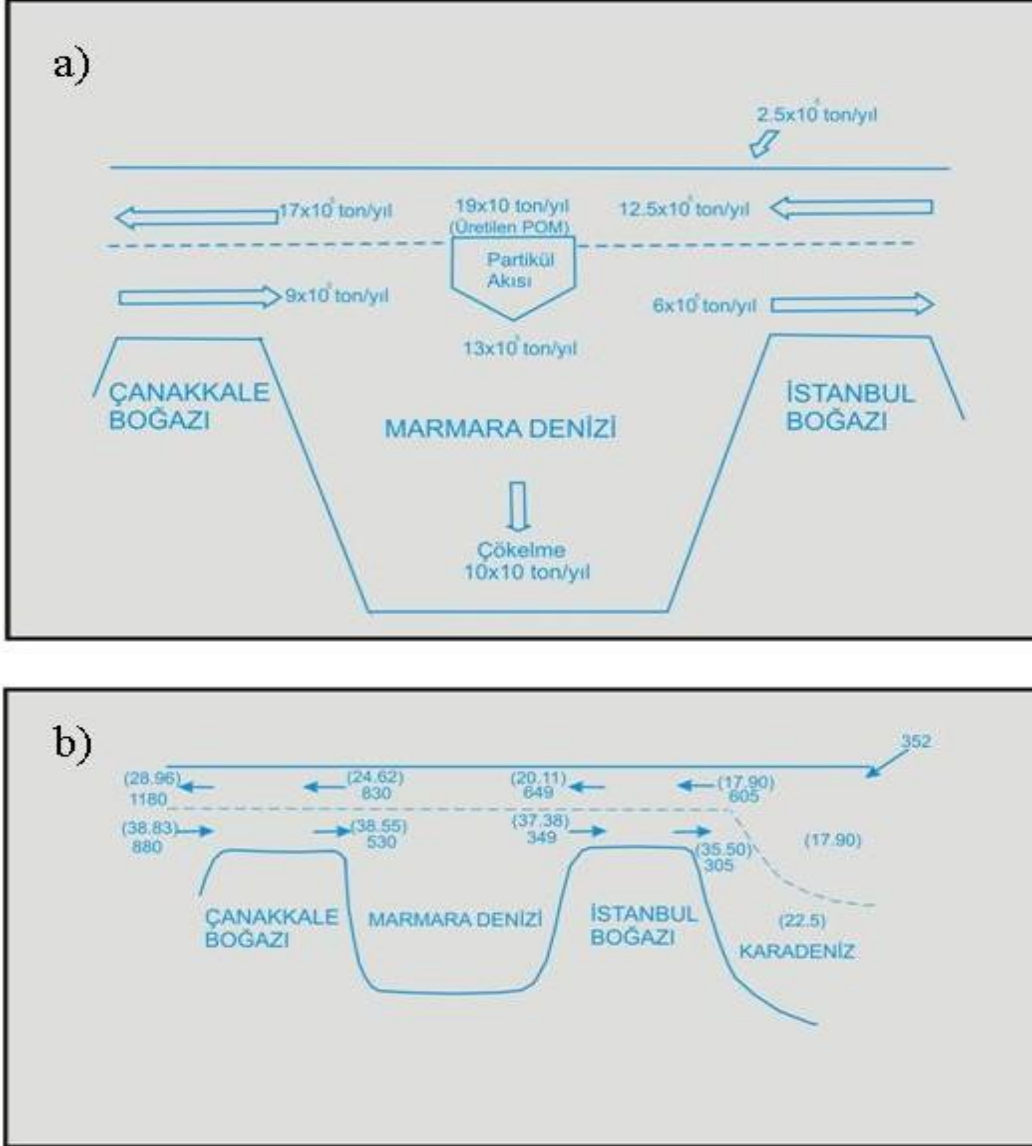
Boğazı yolu ile yılda yaklaşık  $9 \times 10^5$  ton askıda çökel girerken, Karadeniz'e boğaz yolu ile yaklaşık  $6 \times 10^5$  ton asılı sediman girmektedir (Ergin vd., 1991). Karadeniz'den İstanbul Boğazı yolu ile Marmara Denizi'ne yılda  $12.5 \times 10^5$  ton asılı çökel yükü taşınmakta ve Marmara Denizi çevresindeki drenaj alanlarından getirilen toplam çökel ile Marmara Denizi tabanına ulaşan çökel miktarı yılda yaklaşık  $10 \times 10^5$  ton'dur (Ergin vd., 1991).

Marmara Denizi'nin kuzey drenaj alanı ( $440 \text{ km}^2$ , Okay ve Ergün, 2005) güneydekinden ( $31.000 \text{ km}^2$ , Ergin vd., 1991, 1997) küçüktür. Marmara Denizi'ne nehir girdisi, sadece güneyden Biga, Gönen ve Kocasu çaylarıyla olmaktadır. Bu çaylar Marmara Denizi'ne toplam  $5.80 \text{ km}^3/\text{yıl}$  su ve  $2.2 \times 10^6$  ton/ yıl askıda çökel yükü taşımaktadır (EİE, 1993). Bu çayların en büyüğü Kocasu olup, Marmara Denizi'ne olan toplam suyunu boşaltan Susurluk çaylarının birleşmesinden oluşmaktadır. Kocasu nehri, havzadaki en büyük nehir olup toplam askıda çökel yükünün % 90'nı ve toplam tatlı su boşalımının % 80'ni oluşturmaktadır (Çağatay vd., 2000). Ayrıca güneyde Karabiga yakınındaki Kocabaş Çayı ile Manyas Gölü'ne boşalan Koca Çay bulunmaktadır. Marmara Denizi'ne boşalan nehir suyu miktarı, İstanbul Boğazı yolu ile Karadeniz'den Marmara Denizi'ne giren acı su ve Marmara Denizi'nden Karadeniz'e çıkan tuzlu su miktarlarına göre çok azdır.

Marmara Denizi yaklaşık -25 m'deki haloklin seviyesinin üstünde yeralan üst su ve altındaki dip suyun dolaşımı farklı yollar takip etmektedir. Marmara Denizi'nin üst su dolaşımı, Karadeniz ile Ege Denizi arasındaki su seviyesi farkının neden olduğu antisiklonik bir döngü (gyre) ile oluşmaktadır (Beşiktepe vd., 1994; Şekil 2.6 a ve b).

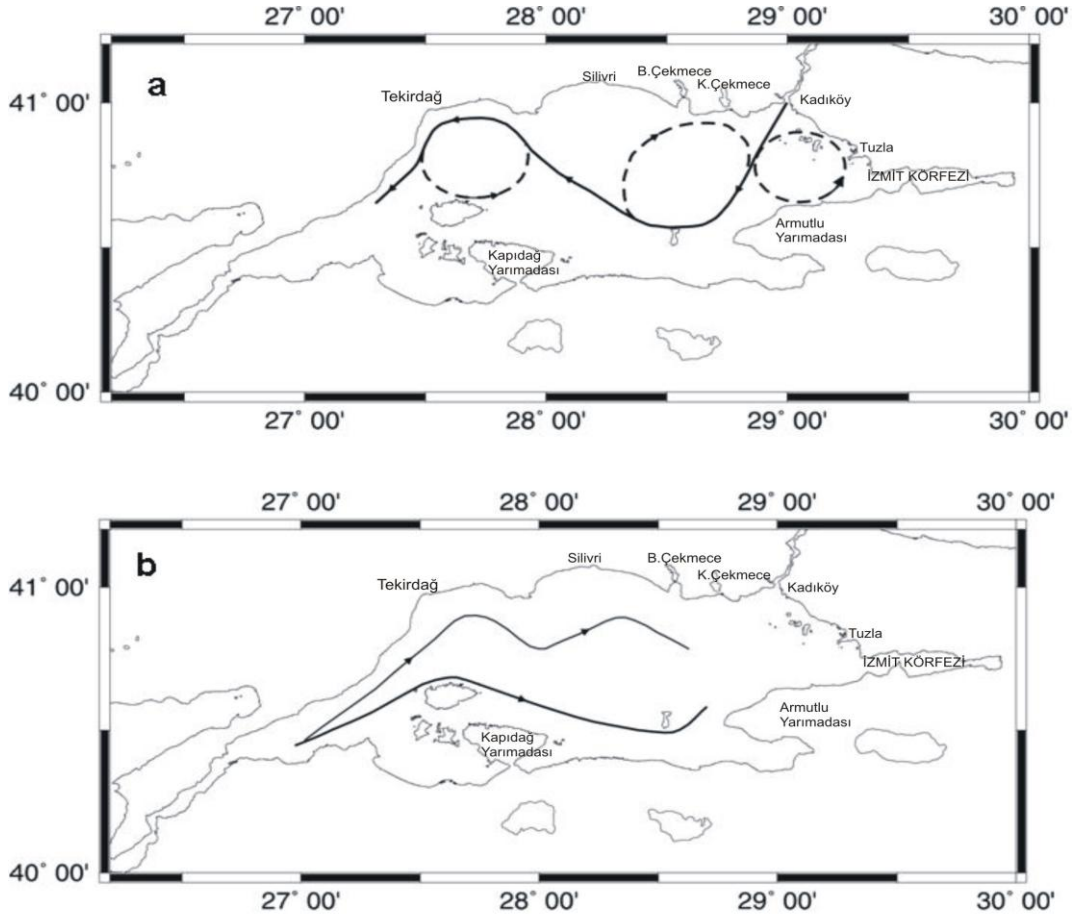
Bu dolaşım İstanbul Boğazı'ndan giren ve özellikle de geç ilkbahar ve yaz aylarında etkili olan Karadeniz kökenli üst su akıntısı tarafından oluşturulmaktadır. Güneye doğru  $60-75 \text{ cm/ s}$  hızında hareket eden Boğaz akıntısı, Armutlu Yarımadası'nın kuzey-batı ucuna çarparak önce batıya ve daha sonra kuzeybatıya yönlendirilmektedir. Daha sonra ise Tekirdağ Körfezi kıyılarını izleyerek Çanakkale Boğazına girmektedir. Bu akıntıya bağlı olarak Çınarcık Çukurluğu batısı, Doğu Sırtı ve Orta Çukurluğu kapsayan geniş bir alan üzerinde hakim olan antisiklonik büyük bir döngü ile Adalar- Armutlu Yarımadası ve Tekirdağ Körfezi-Marmara Adası arasında sık sık tekrarlanan siklonik daha küçük döngüler oluşmaktadır (Şekil 2.6 a). Yüzey suyu akıntı hızı yerel ve mevsimsel olarak  $20- 50 \text{ cm/ s}$  arasında değişmektedir. Üst tabakanın yenilenme zamanı meteorolojik

koşullara bağlı olarak 4- 5 aydır (Ünlüata vd., 1990; Beşiktepe vd., 1994). Yüzey suyu tuzluluğu kış ve ilkbaharda ‰ 25- 26'ya kadar artmaktadır, yaz ve sonbaharda ise yüzey suyu tuzluluğu ‰ 21- 22 düşmektedir (Beşiktepe vd., 1994). Gel- gite bağlı deniz düzeyi değişimi 30 cm den daha düşüktür.



**Şekil 2.5 :** a) Marmara Denizi ve çevreleyen boğazlarda taşınan yıllık ortalama toplam askıda çökel yükü miktarları, b) Marmara Denizi ve onu çevreleyen boğazlarda çift akıntı sistemi varlığında tuzluluk ve sıcaklık değişimleri (Ünlüata vd., 1990; Ergin vd., 1991).

Dip su dolaşımı, Çanakkale Boğazı'ndan giren ve Marmara Denizi'nde tabana yayılarak, doğuya İstanbul Boğazı'na doğru ilerleyen Akdeniz kökenli suların oluşturduğu batı- doğu yönlü yavaş bir akıntı sistemi oluşturmaktadır (Beşiktepe vd., 1993, 1994; Şekil 2.6b). Bu akıntı en belirgin olarak Tekirdağ Çukurluğu içinde izlenmekte olup, mevsimsel değişimler göstermektedir.



**Şekil 2.6 :** a) Marmara Denizi'nin yüzey suyu dolaşımı (Beşiktepe vd., 1994). Sürekli çizgiler yaz mevsimindeki devamlı akıntıyı, kesik çizgiler ise zaman zaman tekrarlanan akıntıyı göstermektedir. b) Marmara Denizi'nin derin su dolaşımı (Beşiktepe vd., 1994). Kalın çizgi, 50- 100 m derinlikteki akıntıyı; ince çizgi, 100- 500 m derinlikler arasındaki akıntıyı göstermektedir.

Kış aylarında Tekirdağ Çukurluğunun dibine çöken bu akıntı batı sırtı ve doğu sırtları tarafından bir miktar engellemeye uğramaktadır. Bu nedenle özellikle Çınarcık Havzasında dip suyunun durağan olmasına ve oksijence fakirleşmesine neden olmaktadır. Etkin dolaşımı engellenen alt su kütlelerinde organik maddenin bozuluşu sonucu, oksijen miktarı Çınarcık Çukurluğunda 1- 2 mg/ l düzeylerine düşmektedir (Ünlüata vd., 1990). Ancak, bu çukurlukta İstanbul Boğazı'na yaklaştıkça alt suda oksijen bir miktar artarak 2.5- 5 mg/ l değerlerine ulaşmaktadır (Ünlüata vd., 1990). Sonbaharda ise Çanakkale akıntısı daha sıcak ve az yoğun olduğundan haloklinin altında, daha sığ derinliklerde, güney şelfinin kenarını izlemektedir. Alt tabakanın yenilenme zamanı 6- 7 yıldır (Ünlüata vd., 1990; Beşiktepe vd., 1993).

Ancak yenilenmiş alt suyun zahiri yaşı Tekirdağ Havzasında 2 yıl; Çınarcık Havzasında en genç suyun yaşı 10 yıl olarak tahmin edilmektedir (Beşiktepe vd., 1994).

### 2.2.3 Jeoloji

Marmara Denizi ve çevresi farklı yaşlarda üç farklı paleotektonik birimden ve bunları üzerleyen Eosen- Oligosen yaşlı Trakya Havzasının kayaçlarından oluşmuştur. Bu paleotektonik birimler, kuzeyde İstanbul ve Istranca zonları güneyde Sakarya zonudur (Okay, 1989; Görür vd., 1997). Bu üç farklı paleotektonik birlik Neotetis okyanusunun (Intra- Pontid okyanusu) erken Eosen ve Oligosen boyunca kapanması ile biraraya gelmişlerdir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Tansel, 1992; Okay ve Görür, 1995; Görür vd., 1997). Kapanmanın sonucu olan suture hattı, Kuzey Anadolu Fayı ile işgal edilmiştir (Şengör vd., 1985; Okay ve Tansel, 1992; Okay ve Görür, 1995). Istranca zonu temelde granitik ve gnaysik kayaçlar, erken Triyas- orta Jura yaşlı metamorfik kayaçları ile uyumsuz olarak örtülmüştür. Bu kayaçlar geç Kretase yaşlı volkano- plutonik ve sedimanter kayaç toplulukları tarafından aşılabilir uyumsuzlukla üzerlenir. Bu kayaçlar, Marmara Denizi'ne doğru Trakya havzasının Eosen- Miyosen yaşlı sedimentleri altında kalmaktadır (Sungurlu, 1971; Doust ve Arıkan, 1974; Şengör vd., 1985; Kasar ve Okay, 1992).

İstanbul Zonu, Ordovisiyen- Karbonifer yaşlı klastik ve karbonat kayaçları, Triyas kırmızı birimler ve karbonat kayaçları tarafından uyumsuz olarak üzerlenir. Triyas yaşlı kayaçlar, Üst Kretase ve Alt Tersiyer karbonatları tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir (Şekil 2.7; Abdüsselamoğlu, 1977; Sarıbudak vd., 1989). Sakarya Zonu, metamorfik bir temel ve onu örten Jura- Kretase yaşlı klastik ve karbonat kayaçlardan oluşmaktadır (Okay, 1986). Sakarya zonuna ait kayaçlar geç Triyasta bir araya gelmiş iki tektonik birlik halinde bulunmaktadır (Okay vd., 1996). Bunlar, Paleozoyik yaşlı granitik ve metamorfik kayaç birliği ile Paleozoyik- Triyas yaşlı Karakaya Karmaşığı olarak bilinen eklenmiş dalma- batma kuşağı birliğidir. Granitik- metamorfik birimler, felsik gnays, kuvars- feldispar- mika şist ve bunlarla ara tabakalı amfibolit ve mermerlerden oluşmuştur. Metamorfizma yüksek amfibolit ve granülit fasiyesindedir. Sakarya zonuna ait Karakaya Karmaşığı Nilüfer, Çal, Hodul ve Orhanlar grovağı gibi birimlerden oluşmaktadır (Okay vd., 1996). Marmara Denizi havzasının oluşumunun başlangıcı, batıya doğru uzanan KAF'nın Marmara



Bölgesine yaklaşık orta Miyosen sonlarına 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 KAF'ın sağ yanal bir transform fay özelliği kazanması sonucu edinmiştir (Şaroğlu, 1988; Görür vd., 1997; Okay vd., 1999).

Marmara Denizi'nin paleocoğrafyası ve paleoşinografisi farklı su kimyasına sahip Akdeniz ve Karadeniz (Neojende Paratetis) arasındaki transgresyonlarından etkilenmiştir (Görür vd., 1997; Çağatay vd., 2000). Gerek Marmara Denizi'nin morfolojik evrimi gerekse komşu havzalarıyla olan su bağlantıları ve bağlantılardaki zaman zaman meydana gelen kesilmeler global deniz seviyesi değişimleri ve bir ölçüde uzun sürede de KAF'ın etkinliği ile denetlenmiştir. Erken Miyosen'de bugün Marmara Denizi'nin bulunduğu bölge göl ve akarsu ile kaplıdır (Görür vd., 1997). Erken Miyosen sonu ile orta Miyosen arasında akarsu ve göl ortamlarını temsil eden Gazhanedere ve Pınarbaşı formasyonları oluşmuştur. Bu birimler genelde bölgede, konglomeratik kumtaşı ve lokal olarak kaliş ve kömür katkılı çamurtaşlarından oluşmaktadır (Sümengen vd., 1987; Siyako vd., 1989; Yalıtırak, 1995). Marmara Bölgesi'nde Orta Miyosen'in Kirazlı Formasyonu'nun Hoşköy Üyesi ve Anafarta Formasyonu'nun alt kesimlerinde gözlenen tatlı su ostrakodları, mollusk ve omurgalı fosillerinden oluşan kırıntılı çökeller bu dönemde akarsu ve gölsel şartların hüküm sürdüğünü ve Geç Miyosen başına kadar devam ettiğini göstermektedir (Şentürk ve Karaköse, 1987; Yalıtırak, 1995; Görür vd., 1997). Marmara Denizi'ne Ege'den Saroz Körfezi yolu ile Akdeniz sularının sokulması sonucu gelişen kalkerli kumtaşlarından oluşan birim Kirazlı Formasyonu'nun Çınarlı Üyesi ile temsil edilmektedir (Yalıtırak, 1995). Bu transgresyonun en önemli göstergesi, Ostrea'lı çökellerdir (Yalıtırak, 1995). Başlangıçta deniz, bugünkü İstanbul ile Saros arasında uzanan dar bir koridor halindedir. Marmara Denizi havzasına Geç Miyosen sonunda gelişen ilk denizel girdi, civardaki akarsu ve gölsel alanları tümüyle işgal ederek bölgede Bayraktepe ve Alçıtepe formasyonlarının çökmesini sağlamıştır. Özellikle Maktra'lı seviyelerin bulunması bu dönemdeki transgresyonun 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 yerdeğiştirmesi sonucudur (McKenzie, 1972; Şengör, 1979; Şengör vd., 1985; Dewey vd., 1986; Görür vd., 1997).

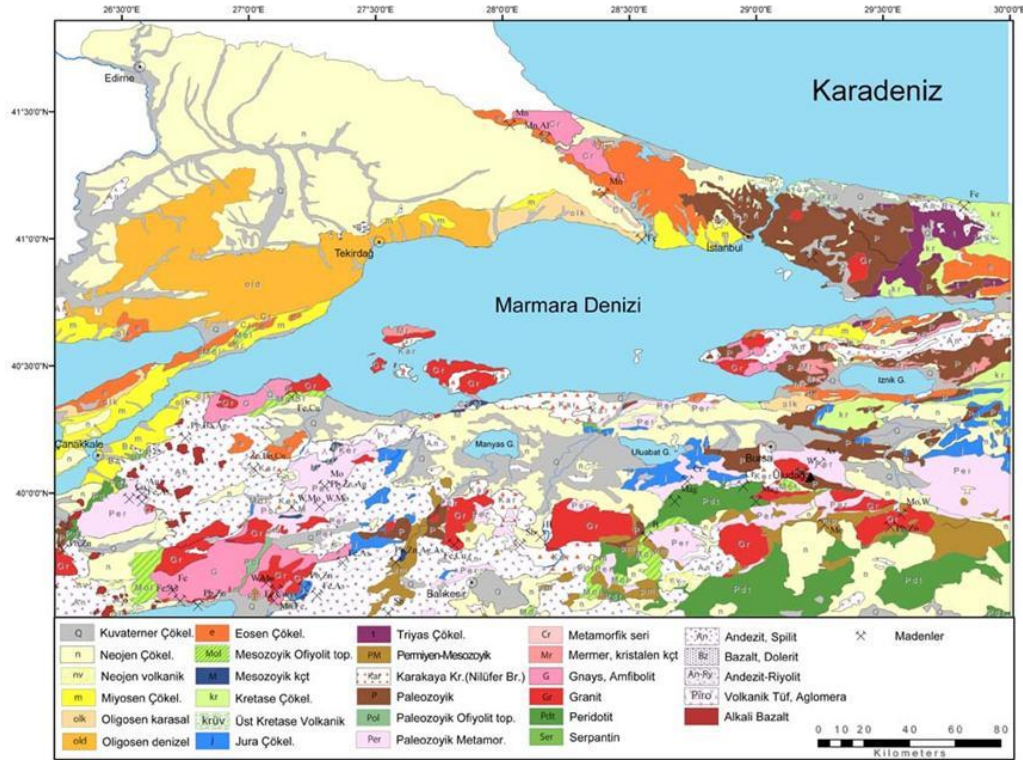
Erken Pliyosen döneminde KAF'ın tektonik faaliyeti sonucu Marmara Denizi'nin kuzey kenarındaki yükselme ve sonucunda meydana gelen aşınma bölgedeki Miyosen kayaçları ile üzerleyen Geç Pliyosen çökellerinin uyumsuz ilişkilerinden anlaşılmaktadır. Bu dönemde Marmara Denizi'nin güney kenarında ise karasal çökellerden oluşan Truva ve Tefikiye formasyonları bölgede depolanmıştır (Görür vd., 1997). Miyosen'de Mesinyen 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 denizde su alışverişi, Marmara Denizi Havzası'nda çökelen Özbek Formasyonu'na ait tipik fosil topluluğu ile anlaşılmaktadır (Toker ve Şengüler, 1995; 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 araldanmasından oluşan bu birimleri üste doğru Marmara Formasyonu üzerlemektedir (Taner, 1983; Yaltırak, 1995; Sakınç ve Yaltırak, 1997).

Pleyistosen buzul dönemlerinde Marmara Denizi'nin Akdeniz ve Karadeniz ile su bağlantıları zaman zaman kesilmiş ve sadece Karadeniz tipi acı- tatlı su şartları bölge halini almıştır (Stanley ve Blanpied, 1980; Smith vd., 1995). Geç Pleyistosen'de Würm buzullaşması ile her iki deniz ile Marmara Denizi havzasının bağlantısı koparak havza özklinik bir göl ortamı halini almış ve acı- tatlı su molluskları içeren birimler çökelmiştir. Marmara Denizi, Holosen başında gerçekleşen buzullararası dönem ile önce Akdeniz ve daha sonra Karadeniz suları havzaya ulaşmıştır. Şelf üzerinde genelde sığ denizel organizma kavkılı kırıntılı çökeller birikirken, havza çökellerini ise Akdeniz kökenli planktonik foraminiferlerin bulunduğu kil ve silt temsil etmektedir (Taner, 1990; Meriç ve Sakınç, 1990; Ergin vd., 1991).



## 2.2.4 Marmara Denizi akaçlama havzasının jeolojisi

Marmara Denizi'nin kuzey kıyıları daha çok şeyl- kumtaşı ardalanmasından oluşmuş Oligosen yaşlı fluvio- deltaik Osmancık Formasyonu ile Tekirdağ batısında Eosen yaşlı türbiditlerden oluşmuştur (Şekil 2.7).



Şekil 2.7 : Marmara Bölgesinin basitleştirilmiş jeoloji haritası (Çağatay vd., 2006).

Marmara kıyıları, Gaziköy'den batıya doğru Gelibolu Yarımadası'nın Çanakkale kıyıları boyunca genellikle Miyosen yaşlı mikalı kumtaşları (Kirazlı ve Gazhanedere Formasyonları) bulunmaktadır (Türkecan ve Yurtsever, 2002). Şarköy kuzeyinde, Gelibolu Yarımadası doğusunda üst Kretase- Paleosen yaşlı kireçtaşı blokları ile mafik ve ultramafik kayalar içeren Intra- Pontid kenet kuşağına ait mercekler halindeki melanj bulunmaktadır (Okay vd., 1996).

Kuzeyde Büyük Çekmece- Sarayburnu (İstanbul) arasında Miyosen yaşlı şeyl- kumtaşı ve kireçtaşı birimlerinin hakim olduğu formasyonlar (Güngören ve Bakırköy) yüzeylenirken; İstanbul ve doğusunda İzmit Körfezinin kuzey kıyılarını, İstanbul Zonunun Paleozoik yaşlı transgresif pasif kıta yamacı çökelleri (kumtaşı, kireçtaşı, şeyl, türbidit) oluşturmaktadır. Ayrıca Gebze- Hereke arasındaki kıyıda Üst Kretase yaşlı kireçtaşları yüzeylenmektedir.

İzmit Körfezinin güney kıyılarında, Paleozoyik yaşlı kuvarsit, Eosen flişi, Miyosen ve Pliyosen yaşlı kumtaşları ve Eosen yaşlı bazalt, andezit ve granit bulunmaktadır. Marmara Denizi'nin güney akaçlama havzası, Sakarya Zonu ve Pontid İçi ve İzmir Ankara kenet kuşağı ile Miyosen yaşlı sedimanter örtüye ait kayaçlar bulunmaktadır. Güneyde İntra- Pontid kenet kuşağına ait kayaçlar tektonik dilim ve melanaj şeklindeki Triyas- Paleosen yaşlı peridotit ve okyanusal volkano- sedimanter birimlerden oluşmuştur (Okay vd., 1996). Sakarya zonuna ait kayaçlar geç Triyasta bir araya gelmiş iki tektonik birlikten meydana gelen Paleozoyik yaşlı granitik ve metamorfik kayaç birliği ile Paleozoyik- Triyas yaşlı Karakaya Karmaşığı olarak bilinen eklenmiş dalma- batma kuşağı birliğidir (Okay vd., 1996). Granitik- metamorfik birimler, felsik gnays, kuvars- feldispar- mika şist ve bunlarla ara tabakalı amfibolit ve mermerlerden oluşmuştur. Bu kayaçlar, Uludağ ve Kazdağ'da, kıyıda Karabiga batısında, Armutlu Yarımadası batısında ve Ezine Kuzeyinde yüzeylenmektedir (Şekil 2.7).

Sakarya zonuna ait Karakaya Karmaşığı Nilüfer, Çal, Hodul ve Orhanlar grovağı gibi birimlerden oluşmaktadır. Nilüfer biriminin çoğunluğu mafik, volkanik tüf ve kırıntılılardan oluşmuştur (Okay vd., 1996; Şekil 2.6). Çal birimi, Nilüfer birimine benzer şekilde, mafik volkanik ve volkanik- kırıntı kayaçlarından; Hodul birimi kuvars- feldispat içerikli kumtaşı- şeyl; Orhanlar Grovak'ı da grovak- şeyl'den oluşmuştur. Hodul birimi, Biga ve Çan doğusunda Biga Nehri'nin akaçlama alanında yüzeylenmektedir. Orhanlar Grovak'ı Karacabey kuzeyi, Uluabat Gölü güneyi, Balya- Gönen arasında görülmektedir. Biga Yarımadası'nda Tersiyer yaşlı kalk-alkali volkanik ve granitik kayaçlar ile alkali bileşimde volkanik kayaçlar bulunmaktadır (Aldanmaz vd., 2002). Karabiga kuzeyinde, Kapıdağ yarımadası, Marmara Adası, Avşa Adası, Kazdağı, M.Kemalpaşa- Kepsut ve Balya- Manyas arasında, Uludağ ve Armutlu Yarımadası'nda Oligo- Miyosen yaştaki granitler görülmektedir. Eosen yaşlı bazalt ve andezitler Biga Yarımadası ve Armutlu Yarımadasında geniş yüzeylenmeler göstermektedir.

Güney Marmara bölgesinde ve özellikle de Biga Yarımadasında gelişmiş çok sayıda Cu, Pb, Zn, As, Hg gibi değişik tür ve bileşimde cevherleşmeler ile Uludağ'da W cevherleşmeleri bulunmaktadır (Apaydın ve Erseçen, 1981). Bu cevherleşmelere ait doğal aşınma ve maden atığı ürünleri Kocasu, Gönen, Karabiga (Menderes) gibi nehir ve daha küçük akarsularla güney Marmara şelfine ulaşarak çökel jeokimyasını

etkileme olasılığı bulunmaktadır. Yine benzer şekilde Karakaya Karmaşık'ına ait metabazaltlar ve volkano- sedimanter birimler, Intra-Pontid ve İzmir Ankara kenet kuşaklarına ait ultramafik ve mafik kayalar ile Miyosen yaşlı alkali olivin bazaltlar birçok metal için “yüksek temel değer” (background) kayacı niteliğindedir. Bu kayaların aşınma ürünlerinin, akarsularla taşınarak, güney şelfinde çökellerde yüksek Cu, Zn, Ni, Co, Cr, Mg ve Ti değerleri oluşturma olasılığı vardır (Şekil 2.7). Okay ve Ergün (2005) tarafından Marmara Denizi plajlarında ve derin çukurluklarından alınan karotlarda yapılan ağır mineral analizleri, derin çukurluklardaki kırıntılı mineral kaynağı hakkında bilgiler vermektedir. Buna göre; Tekirdağ Çukurluğu çökellerinin kaynağı, büyük ölçüde KB Marmara'da ki Miyosen yaşlı kumtaşları olup, bu kaynak ağır minerallerin azlığı ve mika- klorit mineral birlikteliği ile temsil edilmektedir. Orta Marmara Çukurluğundaki çökeller, Kocasu Nehri ile güneyden getirilen çökeller ile daha az olarak kuzeyde Oligosen yaşlı kumtaşı (daha az şey) bileşimli Osmancık Formasyonu'ndan kaynaklanmıştır. Osmancık Formasyonu, opak- epidot- granattan oluşan ağır mineraller içermektedir. Buna karşın Marmara güneyindeki ve doğusundaki kaynaklar, amfibol- piroksen- epidot- opaklardan oluşma bol ağır mineral içermektedir.



### **3. MALZEME VE YÖNTEMLER**

#### **3.1 Karotlar ve Örnekleme Yöntemleri**

Bu tez kapsamında 6 karot çalışılmıştır. Üç adet karot Marmara Denizi'nden (MD01-2430, MD01-2426, C-7), diğer üç karotta Karadeniz'in batısındaki kıtasal yamaç ve derin havzadan (SL-12, GC-19, MC-18) alınmıştır ( Şekil 3.1 ve Şekil 3.2). Tüm karot bilgileri Çizelge 3.1'de gösterilmiştir.

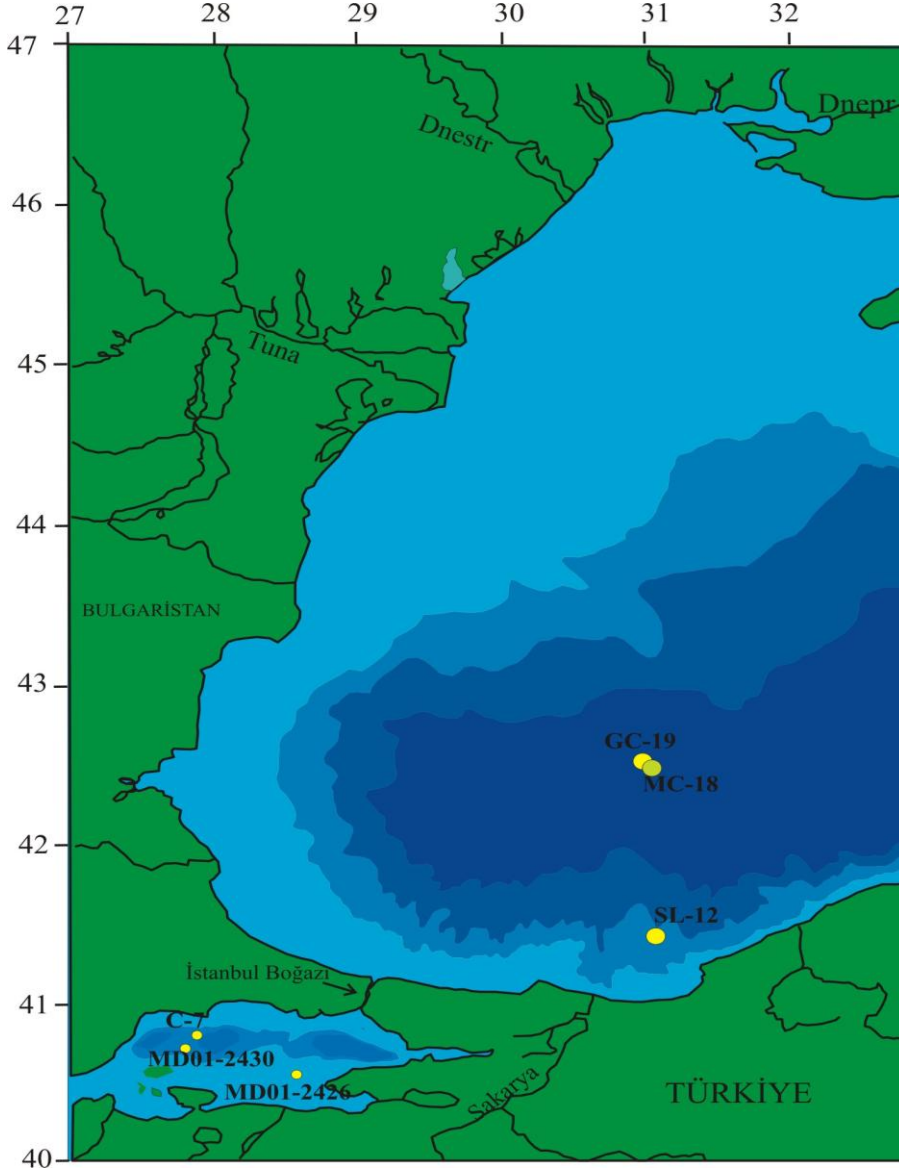
Karadeniz'den alınan iki gravite karotu ve bir adet kısa multi-corer karotu farklı seferlerde alınmıştır. Sakarya nehri açıklarında kıtasal yamaçtan alınan SL-12 karotu (GeoB 7625-3 karotu), Aralık 2001'de R/ V Meteor gemisi M51-4 seferi ile (SL-12; 41° 26.7' N, 31° 04.0'E, 1247 m su derinliği) alınmıştır. Batı Karadeniz derin havzasından alınan GC-19 (GC-19; 42° 31.02'N, 31° 01.04'E, 2178 m su derinliği) ve Multi-corer MC-18 (MC-18; 42° 27.9' N, 31° 03.9'E, 2195 m su derinliği) karotları, 2000 yılında R/ V Knorr seferi ile birbirine yakın yerlerden alınmıştır (Şekil 3.1). MC-18 karotu GC-19 gravite karotunun üst kısmının korunup korunmadığını kontrol etmek ve son bin yıllık dönemi yüksek çözünürlükte incelemek amacı ile kullanılmıştır.

Marmara Denizinden alınan gravite karotları, Fransız Marion Dufresne gemisi Ağustos 2001'de MD123/ MARMACORE seferi ile alınan (MD01-2430; 40° 47.81'N, 27° 43.51' E, 580 m su derinliği ve MD01-2426; 40° 39.32'N, 28° 59.55'E, 250 m su derinliği ) karotları ve 2001 yılında R/ V MTA Sismik-1 gemisi ile alınan (C-7; 40°50' 976''N, 27°48'017''E , 591 m su derinliği) karotundan oluşmaktadır (Şekil 3.2).

#### **3.2 Jeokimyasal Analizler**

##### **3.2.1 Örnek hazırlama**

Marmara Denizi karotlarından MD01-2430 ve MD01-2426 karotları her 10 cm'de 1cm; C-7 karotu ise her 5 cm'de bir 1 cm'lik dilimler halinde örneklenmiştir.

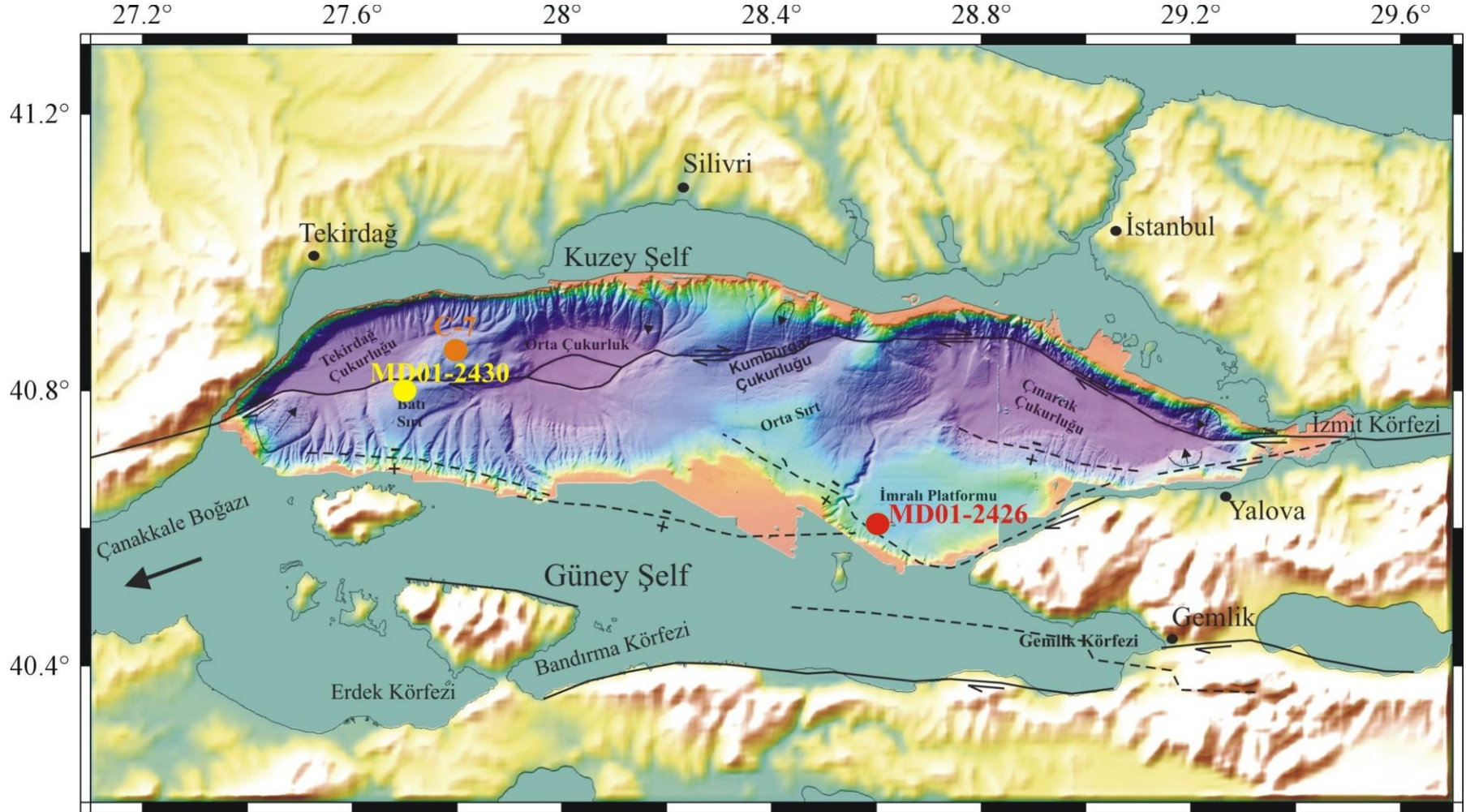


**Şekil 3.1 :** Batı Karadeniz’de ve Marmara Denizi’nde çalışılan karot lokasyonlarını gösteren harita.

**Çizelge 3.1 :** Çalışılan karotlarla ilgili konum ve karot uzunluğu bilgileri.

Karot adı	Enlem (N)	Boylam (E)	Su derinliği (m)	Karot boyu (cm)
<b>MD01-2430</b>	40° 47.81’	27° 43.51’	580	700
<b>MD01-2426</b>	40° 39.32’	28° 59.55’	250	456
<b>C-7</b>	40°50’ 976’’	27°48’017’’	591	410
<b>GC- 19</b>	42 °31.02’	31° 01.04’,	2178	413
<b>MC-18</b>	42° 27.9 ’	31° 03.90’	2195	60
<b>SL-12</b>	41° 26.7’	31° 04.00’	1247	760





Şekil 3.2 : Marmara Denizi karotları MD01-2430, MD01-2426 ve C-7 karot lokasyonlarını gösteren harita.

Karadeniz karotu SL-12, GC-19 ve MC-18 karotları her 5 cm'de bir 1 cm kalınlığında dilimler halinde kesilerek örneklenmiştir. Karotlardan alınan çökel örneklerinin kimyasal analizleri için, örnekler 80° C de kurutulmuş ve agat havanda öğütülerek homojenleştirilmiştir.

### 3.2.2 Organik karbon analizi

Çökel örneklerinin organik karbon ( $C_{org}$ ) içeriği, Walkey- Blake 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. Walkey- Blake yöntemi, toplam  $C_{org}$ 'dan ziyade kolay oksitlenebilir  $C_{org}$ 'u vermektedir.  $C_{org}$  analiz yöntemlerinin tekrarlılığı (precision) % 95 güvenirlilikle % 5' den daha iyidir.

### 3.2.3 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 karbondioksidin hacmi ölçülmüştür. Toplam karbonat analiz yönteminin tekrarlılığı (precision) % 95 güvenirlilikle % 2' den daha iyidir.

### 3.2.4 Inductively coupled plasma kütle spektroskopisi (ICP-MS) yöntemi ile element analizi

Çökel örnekleri  $HNO_3$ -  $HClO_4$ - HF asit karışımında yüksek sıcaklıkta toplam çözünürleştirilmiştir. Tüf örnekleri için, daha temsili ve homojen olması amacı ile 1 gram çözünürleştirilmiştir. Daha sonra seyreltik Kral Suyunda ( $HCl$ -  $HNO_3$ ) çözeltiye alınan örnek çözeltileri Acme Analitik Laboratuvarlarında Optima ICP-MS yöntemi ile analiz edilmiştir (Acme, 2002). Örnek çözeltilerde Al, Fe, Mn, S, As, Cu, Zn, Co, Ni, Na, K, V, Cr, Ba, Mo, Ca, Mg, Sr, Rb, Nb, Zr, La, Y, U, Th, Ce, Ta, Sc, Pb, Cd, Sb, Cd, Ti, Li ve P elementleri analiz edilmiştir.

**Çizelge 3.2 :** ICP-MS yöntemi ile çökel örneklerinde analiz edilen elementlerin alt deteksiyon limitleri.

Al	Fe	Mn	Mg	Ca	S	Sr	Cu	Zn	Pb	Cr	Ni	Co
%	%	ppm	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
0.0	0.01	1	0.01	0.01	0.01	1	1	2	3	1	1	1



Bu yöntemle element analizlerinin alt deteksiyon limitleri Çizelge 3.2’de verilmiştir. Analizlerin tekrarlılığı (precision) analizi yapılan tüm elementler için % 95 güvenilirlikle % 5’ den daha iyidir (Çizelge 3.3 ve Çizelge 3.4). Metal konsantrasyonları mineralojik ve tane boyu etkisini özellikle CaCO<sub>3</sub> etkisini minimize etmek için Aliminyuma normalize edilmiştir ( Loring ve Rantala, 1992).

ICP-MS analizi, 2006 öncesi ITRAX XRF karot tarayıcısının EMCOL Karot Analiz Laboratuvarının kurulmasından önce çalışılan MD01-2430 ve MD01-2426 karotlarında yapılmıştır. Daha sonra çalışılan SL-12, GC-19 ve MC-18 karotlarında jeokimyasal analizler ITRAX XRF Karot tarayıcısı ile gerçekleştirilmiştir.

### **3.2.5 XRF karot tarayıcı (ITRAX Core Scanner) analizleri**

Yakın zamanda geliştirilen, yüksek çözünürlüklü ve karotta örnekleme yapmadan, kesilmiş karot yüzeyine X ışını gönderilerek ölçüm yapmak üzere karot analizlerinde kullanılan XRF karot tarayıcı, geçmişteki yüksek çözünürlüklü ve küçük ölçekli iklim olayların saptanmasında ve anlaşılmasında sonuç olarak paleoiklimsel ve sedimentolojik araştırmalarda kullanışlı olmaktadır (Şekil 3.3). XRF tahrip edici olmayan ve kısa zamanda yüksek çözünürlükte veri sağlayan bir tekniktir (Kido vd., 2006). XRF’de sediment yüzeyinin temiz ve pürüzsüz olması verilerin doğruluğunu çok etkilemektedir.

“ITRAX karot tarayıcı” ile üç tür analiz gerçekleştirilmiştir.

1. XRF (X-ışınları floresans = X-Ray Fluorescence) yöntemi ile karot boyunca her 200µm de bir ayrıntıda gerçekleştirilerek 15 civarında elementin kimyasal analizi yapılmıştır. Bu şekilde karot boyunca zaman içerisinde çökme havzası ve havzanın drenaj alanında oluşan ortamsal değişimlerin kayıtları incelenmektedir.
2. X-ışınları radyografisi (X-Ray radiography) ile karotlar 20 µm de bir taranarak sayısal sedimanter yapı (tabakalanma yapısı ve laminasyon gibi) görüntüleri alınmıştır.
3. Üç ana renk dalga bandında sayısal renk görüntüleri ile yine karot boyunca zaman içerisinde oluşmuş tabakalanma ve laminasyon ve buna neden olan ortamsal değişimler saptanmaktadır.

**Çizelge 3.3 : ICP-MS yöntemi ile çökel örneklerinin tekrarlanan analiz sonuçları.**

Element	MD2430-15		MD2430-144		SL 12-6		SL 12-130	
	Analiz1	Analiz2	Analiz1	Analiz2	Analiz1	Analiz2	Analiz1	Analiz2
Al (%)	7.28	7.31	6.86	7.26	8.59	8.28	5.53	5.45
Fe (%)	4.16	4.36	4.48	4.44	4.14	4.04	3.38	3.32
Mg (%)	2.24	2.3	2.27	2.43	1.81	1.77	1.64	1.62
Ca (%)	4.69	4.85	4.11	4.23	6.23	6.07	12.93	12.86
Na (%)	2.011	2.109	1.183	1.326	1.664	1.619	0.886	0.878
K (%)	2.07	2.07	2.01	2.03	2.16	2.18	1.68	1.67
Ti (%)	0.346	0.353	0.374	0.381	0.325	0.321	0.244	0.242
P (%)	0.042	0.041	0.06	0.061	0.056	0.054	0.47	0.047
Mo(ppm)	0.8	0.9	1	1.1	14.6	14.5	0.5	0.5
Cu (ppm)	32	36	43	4.3	38	37	29	29
Pb (ppm)	29	29	31	31	35	36	12	12
Zn (ppm)	96	95	97	11	102	104	74	76
Ni (ppm)	111	112	2225	218	72	71	54	55
Co (ppm)	19	21	26	25	15	15	13	14
S(%)	0.4	0.4	0.1	0.1	1.2	1.2	0.6	0.5
As (ppm)	11	11	22	23	11	12	11	11
Sb (ppm)	1.2	1.2	2.4	2.5	1.1	2.3	0.6	0.7
U (ppm)	3.7	4	1.5	2.3	3.1	3.2	1.9	1.9
Th (ppm)	12.4	12.5	10.8	13.5	8.3	8.1	8.1	7.8
Sr (ppm)	255	255	182	189	248	248	305	307
Cd (ppm)	0.05	0.05	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2
V (ppm)	115	119	118	113	117	116	85	82
Cr (ppm)	122	133	163	198	123	120	84	86
La (ppm)	29	29	26	34	32	32	24	24
Ba (ppm)	309	321	425	459	451	460	364	377
W (ppm)	1.4	1.6	2.3	2.2	1.4	1.4	1	1
Ce (ppm)	48	49	43	55	55	56	42	42
Sn (ppm)	2.3	2.3	2.9	3	2.8	2.8	2.1	2
Y (ppm)	16	16	18	21	18	18	14	155
Nb (ppm)	10.4	10	12.8	13.1	9.3	9.3	7.2	7.1
Sc (ppm)	13	14	13	14	13	13	11	11
Li (ppm)	58	62	58	56	61	61	44	45
Rb (ppm)	110	109	81	103	139	145	102	101
Hf (ppm)	1.9	1.8	2.3	2.3	1.5	1.5	1.3	1.3

**Çizelge 3.4 :** Kullanılan standartların ICP-MS yöntemi analiz sonuçları ve kabul edilen değerleri.

Element	LKSD 4		LKSD 3		LKSD 2		LKSD 1		STANDARD DST4	
	Bulunan değer	Kabul edilen değer	Bulunan değer	Kabul edilen değer	Bulunan değer	Kabul edilen değer	Bulunan Değer	Kabul edilen değer	Bulunan değer	Kabul edilen değer
Al (%)	2.9	-	5.89	-	0.406	0.410	5.85	-	3.79	-
Fe (%)	2.7	2.8	3.87	4	0.05	0.08	4.16	4.3	2.73	2.8
Mg (%)	0.56		1.19	-	0.101	0.101	1.04	-	1.0	-
Ca (%)	1.37	-	1.70	-	1.73	1.92	1.66	-	7.43	-
Na (%)	0.53	-	1.67	-	6.8	6.92	1.36	-	1.43	-
K (%)	0.63	-	1.82	-	1.83	1.883	2.2	-	0.89	-
Ti (%)	0.159	-	0.276	-	1.7	1.72	0.299	-	0.252	-
P (%)	0.141	-	0.108	-	1.57	1.63	0.134	-	0.07	-
Mo(ppm)	1.9	<5	1.1	<5	7.2	7.1	1.2	<5	9	10
Cu(ppm)	30	31	33.5	34	127.4	128.2	37.4	36	40.7	44
Pb (ppm)	92	91	31	29	35.0	34.7	44.3	44	81.2	82
Zn (ppm)	323	194	144	152	177	181	219	20	323	331
Ni (ppm)	32	31	51	47	39.0	39.3	27	26	14	11
Co(ppm)	11	11	31.5	30	14	13.4	18.5	17	9.5	11
Cd(ppm)	1.8	1.9	0.4	0.6	5.1	5.65	0.55	0.8	1.2	1.2
U (ppm)	30	31	4.1	4.6	7.1	7.2	6.8	7.6	8.6	9.7
Th (ppm)	5.1	5.1	10.9	11.4	6.15	6	12.1	13.4	2.1	2.2
Sr (ppm)	130	110	238	240	234	245	234	220	245	250
S (%)	1.00	0.99	0.2	0.14	0.92	0.95	0.1	0.14	1.4	1.57
As (ppm)	14	16	21	27	23.5	27.1	10	11	22	40
Sb (ppm)	1.5	0.99	1.2	1.3	6	6.4	0.9	1.1	0.9	1.2
Cr (ppm)	32	33	81	87	267	295	57	57	33	31
V (ppm)	43	49	82	82	129	135	78	77	47	50
La (ppm)	28	26	50	52	25	26	64	68	15	16
Ba (ppm)	313	330	649	680	1020	1050	752	780	421	430
W (ppm)	0.6	<4	1.1	<4	7.7	7.8	1	<4	1	<4
Ce (ppm)	45	48	85	90	46	47	96	108	25	27
Sn (ppm)	4	5	1.8	3	6.1	5.9	2.7	5	3.8	16
Y (ppm)	21	23	24	30	15	16	38	44	18	19
Nb(ppm)	3.3	9	7.4	8	10.3	10.5	8.3	8	3.4	7
Sc(ppm)	7	7	11	13	9	9.5	11	13	8	9
Li(ppm)	13.5	12	26.9	25	20.6	19.8	23.4	20	6.3	7
Rb(ppm)	26	28	69	78			75	85	23	24
Hf(ppm)	1.4	2.8	3.1	4.8	65.9	66.1	3.9	7	1.3	3.6

XRF karot tarayıcısında XRF analizleri, X-ışınlarının atomun iç kabuğundan bir elektronu koparması esasına dayanır (Şekil 3.3). Açığa çıkan boşluğu, dıştaki kabuktan gelen bir elektron doldurmaktadır. Elektron, elektromanyetik radyasyonun oluşumundaki fazlalık enerjisini bırakır. İki elektron kabuğu arasındaki enerji farkına eşit olan bu fazlalık enerji, X-ışını olarak görülür. Böylelikle, kabuğun her bir çifti karakteristik radyasyon üretir ve her atom, dalgaboyu spektrasını ve kendi enerjisini yayar. İlk çıkan X-ışını küçük hacimle etkilenir, böylelikle yayılan karakteristik X-ışını ince yüzeysel tabakadan veri içermektedir.

Numunedeki elementlerin derinlik tepkisi, ışılan radyasyonun dalga boyuna ve matriksin kimyasal içeriğine bağlıdır (Jenkins ve De Vries, 1970). Al ve Si gibi hafif elementler için, bu derinlik yaklaşık bir kaç  $\mu\text{m}$ , Ca için  $\mu\text{m}$ 'nin onda biri, Fe için bir kaç yüz  $\mu\text{m}$ 'dir. Işıyan radyasyon, EDS (energy dispersive spektrometre) yardımı ile ölçülür.

Karadeniz Karotu SL-12, GC-19 karotlarında ve Marmara Denizi'nden alınan C-7 karotunda 200 mikronda bir 8 saniye bekletilerek karotlar taranmıştır. MC-18 karotu 100 mikronda bir 8 saniye bekletilerek taranmıştır.

SL-12, GC-19, MC-18 ve C-7 karotlarında 200 ve 100 mikron aralıkla XRF Karot tarayıcısı ile elde edilen element profilleri daha sonra Analyseries programında lineer interpolasyon ile 1mm'lik aralığa getirilerek çizilmiştir (Paillard vd., 1996). XRF analizi, MD01-2430 ve MD01-2426 karotlarında yapılamamıştır. Çünkü İTÜ karot laboratuvarında bu karotlar sadece örneklenmiş seviyeler olarak mevcut bulunmaktadır ve Fransa'da bu karotların bulunduğu laboratuvar da karot eksiksiz mevcut bulunmadığından gerçekleştirilememiştir.

### **3.3 Kil Mineral Analizleri**

2 gram örnek ıslak halde 100 ml'lik behere konulur ve üzerine 90 ml distile su 10 ml % 1 kalgon ilave edilir. Distile su içinde karıştırılan örnek çökmeye bırakılır. 24 saat sonra örneğin üzerindeki suyun berraklığı kontrol edilir. Eğer bütün taneler çökmüş ve su temiz, berrak gözüküyorsa, su sifonla çekilir. Bu işlem en az iki kez tekrarlanır. Numune üzerine 90 ml distile su, 10 ml % 1'lik kalgon çözeltisi ilave edilip, mekanik karıştırıcı ile 5 dakika karıştırılıp 2 dakika çökmeye bırakılır.



**Şekil 3.3 : ITRAX XRF Karot Tarayıcı.**

10 ml'lik pipet ile hemen yüzeyden 30 ml numune alınarak vakum setinin içine, 0.45  $\mu\text{m}$  gözenekli 47 mm çaplı filtre kağıdının üzerine bırakılır. Vakum pompası açılarak vakuma başlanır. Süspansiyonun tamamı emilip bitinceye kadar vakumlanmaya devam edilir. Vakumlanma işi bitince filtre kağıdı alınarak lamel üzerine yapıştırılır. Böylece filtre kağıdı üzerindeki kil tabakası, cam lamel üzerine bir film tabakası gibi yapıştırılarak XRD analizi öncesi hazır hale getirilir.

XRD cihazında kil mineral analizleri, örneklerin Cu K-alfa ışınlaması ile  $2^\circ$  ve  $45^\circ$  ( $2\theta$ ) arasında taranması ile yapılmıştır. Kil mineral grubu ve buna eşlik eden minerallerin XRD analiziyle tanınmaları Brindley ve Brown'a (1980) göre yapılmıştır. Smektit grubunun tipik bazal aralığı 14 Å dır. Ancak tabakalarının arasına su, toprak- alkali ve alkali metaller veya organik sıvıların girmesi ile bu aralık değişkendir. Örneğin, smektit grubu etilen glikolle muamele edildiğinde 17 Å (001) aralığına genişler.

İllit- mika grubu 10 Å'da güçlü bir bazal yansıma piki verir. Bu kil mineral grubu etilen glikolle muamele edildiğinde değişiklik göstermeyip aynı piki verir. Kaolinit grubu mineralleri (hidrate halloysit hariç) 7.1 ve 3.54 Å'de güçlü birinci ve ikinci bazal yansıma pikleri ile tanınır. Diğer kil mineralleri kaolinit mineralleri ile birlikte

bulunabilir. Kaolinit grubu mineralleri organik sıvılarla tabakalar arası katyonlar ve genişleyen bir yapısı olmadığından reaksiyon vermezler. Kaolinitin yapısı 550 °C de ısıtıldığında çöker.

Mg, Al ve Fe' ce zengin klorit mineralleridir. 14.2- 14.4 Å ve 7.1 Å lük bazal yansıma pikleri ile tanınırlar. Etilen glikolle muamele edilme veya ısıl işlem (500 °C) sonucu profillerinde bir değişim olmaz. Klorit, 3.54 Å'luk (002) yansıması ile 3.56-3.58 Å luk (002) yansıma pikine sahip kaolinitten hassas bir ölçümle ayırt edilebilir.

Yarı- Kantitatif Göreceli Kil Oranlarının Hesaplanması için Biscaye'nin (1965) hesaplama yöntemi kullanılmıştır. Bu yöntemle hesaplamada, etilen glikollenmiş örneklerden elde edilen difraktogramlarında, 17 Å smektit piki, 10 Å illit piki, 7Å kaolinit ve kloritin ortak piki altında kalan alanlar ölçülür. Bu pik alanları ise smektit için 1, illit için 4, kaolinit ve klorit için ise 2 ağırlık faktörleri ile çarpılır. Minerallerin toplam kil minerali içerisindeki göreceli %'leri hesaplanır. 7 Å'luk ortak pik alanından kaolinit ve klorit minerallerinin %'leri hesaplanırken, kaolinit mineraline ait 3.58 Å'lük piki ile klorit mineraline ait 3.54 Å'luk piklerinin yükseklikleri arasındaki oran kullanılır.

XRD Kil minerali analizleri için MD01-2430 karotu boyunca her 10 cm'de bir ve SL-12 karotunda ilk 210 cm'de yaklaşık 5 cm 'de bir ve 210 cm'den karot sonuna kadar ise 15 cm' de bir örnekleme yapılmıştır.

### **3.4 Karbon-14 Tarihlendirme Analizleri ve Yaş Modellemesi**

MD01-2430 karotundaki AMS (Accelerator Mass Spectrometry) radyokarbon tarihlendirmeleri CEREGE'de (Aix-en-Provence, Fransa) Edouard Bard grubu tarafından Woods Hole Oceanographic Institution, "National Ocean Sciences Accelerator Mass Spectrometry Facility" de mollusk kavrıklarından yaptırılmıştır. Ayrıca Marmara Denizi karotu olan C-7 karotunda yaşlandırma için Vidal vd. (2010) tarafından belirtilen alt sapropel yaşı ve C-7 karotunda 392 ve 396 cm arasında yer alan Y2 kül tabakası (G.Ö. 18000 yıl <sup>14</sup>C yaşı) kullanılarak yaş modeli oluşturularak derinlik değerleri yaşa çevrilmiştir (Keller, 1978; Çağatay vd., 1999; Çağatay vd. 2002; Wulf vd., 2002; Vidal vd., 2010).

Karadeniz'de Sakarya nehri önündeki kıtasal yamaç üzerinden alınan SL-12 karotunda, karot boyunca fosil bulunmaması nedeniyle toplam organik karbondan

alınan tek yaş değeri, Arizona Üniversitesi laboratuvarlarında yaptırılmıştır. Yaşlar Calib 5.0 programı kullanılarak kalibre yaşa çevrilmiştir (Stuvier ve Reimer, 1993; Stuvier vd., 2005). Yaş modelleme için kullanılan diğer yaşlar, sırasıyla Kokolitin ilk görüldüğü ve son görüldüğü seviyeler, Sapropelin alt ve üst seviyeleri SL-12 karot stratigrafisinde takip edilerek Jones ve Gagnon (1994) tarafından verilen yaşlar kullanılmıştır. Yine aynı şekilde, Bahr vd. (2007) tarafından yapılan çalışmada C1, C2 ve C3 seviyesi olarak XRF analizi sonucu ile tanımlanan Ca, Sr, Ti/Ca değerleri ile SL-12 karotu XRF karot analizi Ca, Sr ve Ti/Ca değerleri denestirilerek bu çalışmada kullanılan belirli stratigrafik seviyelere karşılık gelen yaşlar kullanılmıştır. Şekil 4.2’de bu seviyeler detaylı olarak belirtilmiştir

GC-19 ve MC-18 karotunda ise Corg ve Tkarb analizi sonuçları ve stratigrafik seviye kontrolü yapılarak Jones ve Gagnon (1994) tarafından verilen Kokolit/ Sapropel ve Sapropel/ Lütit sınırları arasındaki sırasıyla G.Ö. 2.72 ve 7.58 bin yıllar kullanılmıştır. Ayrıca bu karotta göl dönemi içindeki stratigrafik korelasyonlarda Bahr vd.(2008) tarafından verilen stratigrafik seviyelerdeki yaşlar kullanılmıştır.

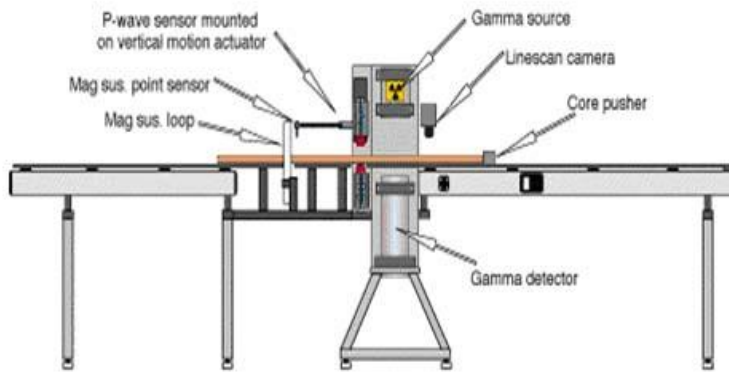
Eldeki <sup>14</sup>C yaş verileri ve tanımlanan stratigrafik birimlerin sınırlarının yaşları ve karot derinlikleri, Analyseries programında (Paillard vd., 1996) girdi olarak kullanılıp karotların derinlik skalası yaşa çevrilmiştir.

### **3.5 Çok Sensörlü Karot Logalıcısı (Multi Sencor Core Logger, Geotek MSCL)**

EMCOL Karot analiz laboratuvarında bulunan Çok Sensörlü Karot Logalıcısı değişik koşullar altında çökel veya kaya karotlarında çeşitli fiziksel özellikleri, hızlı, doğru ve otomatik olarak jeofizik ölçümleri ile sağlamaktadır (Şekil 3.4). Gamma yoğunluğu, manyetik geçirgenliği ve elektrik özdirenci sensörlerini içermektedir. Bu analiz, hem tam karotta hem de ikiye ayrılmış yarım karotlarda yapılabilir. Tamamen otomatikleştirilmiş karot tarama işleminin kontrolü ve verilerin işlenmesi için ‘Windows’ işletim sistemi tabanlı bir yazılım ve bu yazılımın kurulu olduğu masaüstü bilgisayar kullanılmaktadır.

Gama-ışını azalmasından, kütle ağırlığı azalım katsayısı dahil edilerek yoğunluk ve porozite hesaplanmaktadır. Tekrarlanan metodun uygulanması porozite ve yoğunluk değerlerindeki hatayı azaltır. Gama- ışını azalım ölçümünden kuru bulk yoğunluk ve su içeriğini hesaplamada kullanılacak eşitlikler türetilir.

Cihazın üzerinde bulunan ray ve itici sistem ile her karotun boyu otomatik olarak ölçülmekte ve kullanıcı tarafından tanımlanmış olan adım aralığı ile karotlar sabit sensörlere doğru itilmektedir. Birbirini takip eden karot bölümleri raylar üzerine elle yerleştirilir ve bilgisayar aracılığı ile işleme sokulur. Böylece aynı karota ait tüm karot parçaları birbirinin devamı olarak ölçülür ve bu ölçüler gerçek zamanlı grafik olarak izlenir. Cihaz üzerine monte edilmiş sensörler, gama yoğunluk, elektrik öz direnç, manyetik geçirgenlik sensörleridir. Başlıca MSCL ölçüm bileşenleri şunlardır:



**Şekil 3.4 :** GeoTek MSCL 'ın Basit Bir Şeması.

1. Karot Kalınlığı: Bu ölçüm, P dalgası sensörü üzerinde yer alan mekanik olarak yaya tutturulmuş bir çift yerdeğiştirme sensörü ile 0.01 mm hassasiyetle yapılmaktadır.
2. Sıcaklık: Bu ölçüm, Laboratuvar sıcaklığını veya her bir karotun sonunda karot içerisine sokularak, karot sıcaklığının PRT probu ile yapılmaktadır. Sıcaklık ölçümlerinin hassasiyeti 0.01 °C'dir.
3. Gama Yoğunluk (GD): Yoğunluk, karot içerisinden geçen gama ışınlarının soğurulmasının ölçülmesiyle belirlenmektedir. Kurşun muhafaza içerisindeki Cs-137 gama kaynağı 5 mm çapındaki kolimatör ile oluşturulan ince gama ışını, karotun içerisinden geçerek diğer taraftaki gama algılayıcısına ulaşır. Bu algılayıcı, karot malzemesinin gama yoğunluk özelliklerine bağlı olarak ışının şiddetini ölçer. Yoğunluk, hesaplama zamanına ve karotun durumuna bağlı olarak % 1 hassasiyetle ölçülebilmektedir. Gama yoğunluk ölçümlerinin kalibrasyonu için değişik kalınlıklarda basamaklı alüminyum kullanılmıştır.



4. Manyetik Geçirgenlik (MS): Manyetik geçirgenlik ölçümleri için iki tip sensör mevcuttur. Birincisi halka sensör olup bütün karotlar için kullanılmaktadır. İkinci tip sensör ise nokta sensör olup ikiye kesilmiş yarım karotlarda kullanılmaktadır. Bu çalışmada yarım karotlarda 5 mm'den daha iyi çözünürlükte ölçüm yapan Bartington MS2E nokta sensörü kullanılmıştır.

5. Elektrik Özdirenç (ER): Elektrik özdirenç ölçümleri, plastik boru içerisinde yeralan karotta bile özdirenç ölçümü yapmaya olanak tanıyan, temasız endüktif bobin sargı ile yapılmaktadır. Özdirenç ölçümleri boşluk suyunun tuzluluğuna karşı oldukça hassas olup, gama yoğunluk ölçümlerinden elde edilen tane boyu bilgisi ile birleştirildiğinde litolojik bilgi elde edilebilir. Ölçümler için kalibrasyon özdirenci bilinen değişik konsantrasyonlarda tuz içeren tuzlu su standartları kullanılarak yapılmıştır. Bu analizin çözünürlüğü karotun boyunca 2- 3 cm çözünürlüktedir.

Karadeniz'den alınan SL-12 ve GC-19 karotlarında MSCL ölçümlerinde gama yoğunluk, manyetik geçirgenlik ve elektrik özdirenç ölçümleri, 0.5 cm'de bir yapılmıştır. Marmara Denizi karotlarından C-7, MD01-2430 ve MD01-2426 karotlarının bozunmamış tam karotları elde mevcut olmadığından bu karotlarda MSCL analizi yapılamamıştır.

### **3.6 Paleontolojik Analizler**

#### **3.6.1 Diyatom analizleri**

Her 5 veya 10 cm'de örneklenmiş çökel örneklerinden 2 gram alınarak 250 ml'lik beherlere yerleştirilir. Bu örneklerdeki organik maddeden kurtulmak için 25 ml % 30' luk H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> örneğe eklenir (Renberg, 1990). Çökeldeki karbonattan kurtarmak için 25 ml % 10 HCl eklenerek bir saat beklenir. Bu reaksiyon tamamlandıktan sonra asitten numuneyi kurtarmak için numune üstüne distile su ile eklenir, karıştırılır ve 1 saat beklenir. Bir saat sonra çökel su dibine çöker üstte kalan asitli su, dipteki çökeli kaldırmadan yavaş bir şekilde dökülür ve boşalan beherin üstüne tekrar distile su eklenir.

Numuneler ayrı kaşıkla karıştırılır ve süspansiyon haldeki çökelin tamamen çökmesi için 1 saat beklenir ve bu işlem bir saat ara ile 5 defa yapılır. Numune tamamen asitten kurtulduktan sonra mikroskopta bakmak üzere slayt halde örnek hazırlama işlemine geçilir. Bu örnekler karıştırılarak bilinen hacimde pipetle bir iki

damla her bir örnekten alınır ve cam kesit üzerine eklenerek bu kesit üzerindeki sıvının buharlaşması için özel buharlaştırma “Battarbee circular evaporation tray” işlemi yapılır. Sonra özel bir yapıştırıcı damlatılan 20 mm çapındaki cam lam üzerine bu kurumuş haldeki örneği içeren cam kesit üstüne yapıştırılır ve yine iyice kuruması sağlandıktan sonra özel yapıştırıcının iyice kesite yapışmasını sağlamak için kesitler 1 dakika UV ışınına maruz bırakılır (Renberg, 1990).

Diyatom sayma işlemi, x 600 büyütme alttan aydınlatmalı Nikon mikroskop kullanarak yapılır. Ancak diyatomun daha iyi tanımlanmasını sağlamak için detayda x 1000 büyütme olarak mikroskop tanımlaması yapılmıştır (Round vd., 1990; Schrader, 1978). SL-12 ve MD01- 2426 karotlarında her bir seviye için hazırlanan iki slaytta toplam 600 diyatom sayılmıştır.

### **3.7 İstatistiksel Analiz Yöntemleri**

#### **3.7.1 Spektral analizler**

Karadeniz’den SL-12, GC-19 ve MC-18 ve Marmara Denizi’nde C-7 karotlarının yüksek çözünürlüklü XRF karot tarayıcısı sonuçlarında Analyseries 4.0 (Paillard vd., 1996) programı kullanılarak Blackman-Tukey analizi yapılmıştır. Blackman-Tukey analizi ile karot boyunca belirli dönemler arasındaki döngüsellikler belirlenmiştir. Spektral analizler sırasında güvenilirlik seviyesi (confidence level) % 80 olarak seçilerek Blackman-Tukey Analizleri yapılmıştır.

#### **3.7.2 Faktör analizleri**

Karadeniz SL-12, Marmara Denizi’de MD01-2430, MD01-2426 ve C-7 karotları ICP-MS element analiz sonuçları kullanılarak SPSS programında Faktör Analizleri yapılmıştır (SPSS programı). Faktör analizi ile belirli faktör gruplarında yoğunlaşan element gruplarını biraraya getiren etkenler belirlenmiştir.

## 4. LİTOSTRATİGRAFI VE KRONOSTRATİGRAFI

### 4.1 Giriş

Bu bölümde çalışılan karotların litolojik tanımlamaları yapılmıştır. Bu karotların Batı Karadeniz'den olanları, Sakarya nehri ağzı açıklarında 1247 m su derinliğinden alınan SL-12 karotu ile abisal düzlükten 2150 m su derinliğinden alınan GC-19 karotu ve MC-18 (multicorer) karotlarıdır. Marmara Denizi'nden ise 580 m ve 591 m su derinliğinden alınan MD01-2430 ve C-7 karotu ile Orta Sırt güney yamacında 250 m su derinliğinden alınan MD01-2426 karotu tanımlanmıştır.

### 4.2 Karadeniz Karotlarının Litostratigrafisi ve Kronostratigrafisi

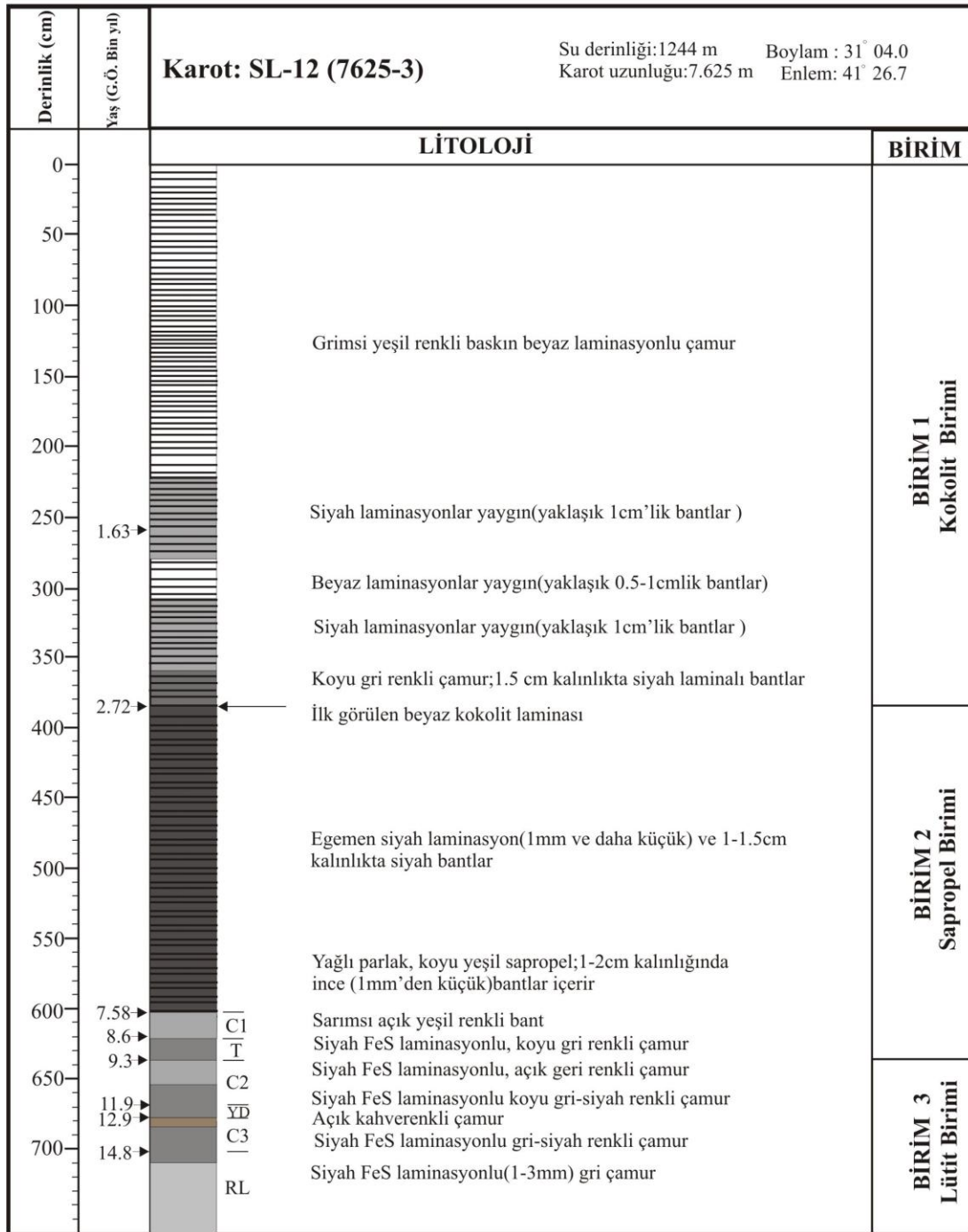
#### 4.2.1 SL-12 karotu

##### *Litoloji*

Bu karotta, litoloji, Bölüm 5' de sunulan organik karbon (Corg) ve toplam karbonat (Tkarb) analizlerine dayanarak Ross ve Degens (1974) tarafından tanımlanan birimlerle denştirilerek üç ayrı birim ayırtlanmıştır (Şekil 4.1).

Bunlardan üstteki Kokolit Birimi, 385 cm kalınlığındadır. Üst 225 cm'lik kısmı grimsi yeşil renkte, daha çok beyaz laminasyonların hakim olduğu, 1- 1.5 cm kalınlıkta açık ve koyu bantlı ve mikrolaminalı bir yapıya sahiptir. 225- 363 cm arasında 1 cm kalınlıkta bantlar ve yaygın siyah laminasyonlar egemen olup, içerisinde 280- 305 cm aralığında beyaz laminasyonların egemen olduğu bir bant içerir. 363- 385 cm arasındaki taban kısmı ise koyu gri renkli, laminalı bir banttan oluşmakta ve tabanında gözle görebildiğimiz ilk kokolit laminasını içermektedir.

Bu karotta yapılan sürme slayt (smear slide) sonuçları ve örneklerin 60 µm fraksiyon çökel içeriği mikroskopta incelenmiş karotun en üst 277 cm'sinde terrijenik karbonat ve juvenil bivalv kavkısı bol miktarda görülmüştür. 276- 286 cm arasındaki derinlikte kuvars, mika gibi terrijenik mineraller artış göstermiş terrijenik karbonat, bivalv ve ostrakod azalmıştır.



**Şekil 4.1** : Karadeniz'de Sakarya ağız açıklarından alınan SL-12 Karotunun litolojisi ve kronolojisi.

303- 380 cm arasında hem terrijenik karbonat hemde bivalv bol miktarda; kuvars ve mika az miktardadır. Karot 389- 396 cm arasında bol kuvars ve mika içerirken çok az bivalv bulunmaktadır.

İlk kokolit laminasının tabanı, Kokolit ve altındaki Sapropel birimlerin arasındaki sınırı oluşturmaktadır (Arthur ve Dean, 1998). Kokolitin altına gelen Sapropel birimi, 385- 620 cm arasında daha koyu renkte laminalı ve alt kısmı yağlı, parlak koyu yeşil

renkli organik maddece daha çok zengin bir kısımdan oluşmaktadır. 603.5- 612 cm aralığında sarımsı açık yeşil renkte karbonatça zengin bir seviye içermektedir.

Sürme slayt analizi ve elenmiş örneklerdeki fosil ve mineral dağılımına bakıldığında 405- 411 cm arasında pirit, az miktarda ostrakod ve juvenil bivalv içermektedir. 490- 497 cm arasında terrijenik karbonat ve juvenil bivalv nisbeten artmış olup bu seviye pirit içermemektedir. Genel olarak Sapropel birimi boyunca izlenen (405- 602 cm) ikincil jips zenginleşmesi vardır. Sapropel'in hemen tabanında 603- 620 cm arasında karbonatça zengin bir seviye bulunmaktadır. Bu seviye içinde tabanda, 619.5- 620 cm arasında kuvars içeren seviye yer almaktadır. Karbonatça zengin seviyenin üst kısmında 601- 602 cm arasında bol juvenil bivalv ve terrijenik karbonatın olduğu, buna rağmen ostrakodun az olduğu görülmüştür. 620 cm'den itibaren Sapropel biriminin tabanında üstte pirit laminasyonları altta pirit bantlarından oluşan gri renkli Lütit birimi gelmektedir (Ross ve Degens, 1974; Calvert, 1990; Çağatay, 1999). Bu birim içinde 638- 656 cm aralığında karbonatça zengin açık gri renkli ve az belirgin laminasyonlu bir bant ile 678- 683 cm aralığında açık kahverenkli bir çamur bulunmaktadır. 709 cm'nin altındaki karotun tabanı pirit laminasyonlu, nisbeten açık gri renkli çamurdan oluşmaktadır.

Birim içinde sürme slayt analizi ve elenmiş örneklerdeki fosil ve mineral dağılımına bakıldığında 620- 636 cm arasında kuvars miktarında artış tespit edilmiştir. 636- 668 cm arasında bol pirit, demiroksit mineralleri ve az miktarda ostrakod içermektedir. 668- 678 cm arasında kuvars artış göstermiştir. Bu seviyede çok az juvenil ostrakod yer almaktadır. Bu kırıntılı artış, 686 cm'ye kadar devam etmektedir. Özellikle 674- 692 cm arasında mika artışı görülmektedir. 678- 698 cm arasında kuvars bol olup 697 cm de azalmıştır. 698 cm'den itibaren ve 703- 762 cm arasında kuvars en yüksek miktarda olup, az miktarda pirit, demiroksit minerali ve yer yer ostrakod bulunmaktadır. Karotta 709 cm'den itibaren kuvars miktarına ilaveten mika miktarında artış göstermektedir.

#### *Kronostratigrafi*

SL-12 Karotunda daha önceki çalışmacıların tanımladığı Kokolit, Sapropel ve Lütit birimleri ayırtlanmıştır (örneğin Ross ve Degens, 1974; Şekil 4.1). Ayrıca bu karotta ilk Kokolit seviyesi, Sapropel birimi altındaki C1, C2 ve C3 gibi karbonat seviyeleri de XRF Karot tarayıcı analizlerine göre tanımlanmıştır (Şekil 4.2). Jones ve Gagnon

(1994) tarafından ilk kokolit bandının yaşı G.Ö. 2720 yıl (kalibre  $^{14}\text{C}$  yaşı) olarak verilirken; Arthur ve Dean'e (1998) göre bu seviyenin yaşı G.Ö. 2000 yıldır. Sürekli kokolit laminalarının başladığı sınır Jones ve Gagnon (1994) tarafından G.Ö. 1635 yıl olarak tespit edilmiştir. Koyu renkte laminalı ve alt kısmı yağlı, parlak koyu yeşil renkli organik maddece zengin Sapropel biriminin alttaki Lütit Birimi ile sınırının radyokarbon yaşı Jones ve Gagnon'a (1994) göre G.Ö. 7540; Arthur ve Dean'e (1998) göre ise G.Ö. 7900 yıldır (Çizelge 4.1).

**Çizelge 4.1** : SL-12 Karotu yaş modelinde kullanılan yaşlar.

<b>Karot Derinliği (cm)</b>	<b>Birim sınırları</b>	<b>Kalibre edilmiş Yaş (G.Ö. yıl)</b>	<b>Referanslar</b>
259	Sürekli Kokolit laminası	1635	Jones ve Gagnon (1994)
385	İlk Kokolit bandı	2720	Jones ve Gagnon (1994)
603.5	C1/ Sapropel	7580	<i>Bu tez çalışması</i>
620	T/ C1	8600	Bahr vd. (2008)
636	C2/ T	9300	Bahr vd. (2008)
668	YD/ C2	11900	Bahr vd. (2008)
678	C3/ YD	12900	Bahr vd. (2008)
703	RL/ C3	14790	Bahr vd. (2008)
710	RL 2.pik	15200	Bahr vd. (2008)
720	RL 1.çukur	15460	Bahr vd. (2008)
730	RL 2.pik	15640	Bahr vd. (2008)

Aynı sınır Sapropelin tabanı olarak Lamy vd. (2006) tarafından 8000 yıl olarak yaşlandırılmıştır. Bu tez çalışmasında SL-12 karotunda Sapropelin tabanından 603.5 cm karot derinliğinden organik karbon'dan alınan kalibre yaş G.Ö. 7580 yıl bulunmuştur (Çizelge 4.1). Lütit/ Sapropel sınırı için bu yaş ve önceki çalışmalarda elde edilen yaşlar birbirleriyle uyumludur. Karotta yüksek Ca değerlerine karşılık gelen C1, C2 ve C3 seviyelerinin yaşı Bahr vd. (2008)'ne göre sırası ile G.Ö. 8.6-7.58, 11.9- 9.3 ve 14.8- 12.9 bin yıldır ve bunlar sırası ile Bølling-Allerød, en erken Holosen sıcak dönemi ve göl/ deniz geçiş dönemine(T) karşılık gelmektedir (Şekil 4.2; Çizelge 4.1).

Benzer şekilde Bahr vd. (2008)'nin belirlediği kırmızı tabaka (Red Layer, RL) ve Younger Dryas (YD) seviyeleri SL-12 karotunda XRF karot tarayıcı analizlerine dayanarak tanınmış ve ilgili birimlere Bahr vd. (2008)'nin bulduğu yaşlar verilmiştir. Kırmızı kil seviyesini Geç Buzul Çağı sonrası Fenoiskandinav ve Alpin buzullarının erimiş sularının Hazar Denizi'nden taşarak Karadeniz'e akması ile çökeldiği

düşünülmektedir (Chepalyga, 2007; Major vd., 2002; Ryan vd., 2003; Bahr vd., 2005, 2006, 2008). SL-12 Karotunda XRF sonuçlarına göre yüksek Mn ve Ti'la temsil edilen kırmızı kil seviyesinin (bakınız Bölüm 6), bu karotta gri renkte gözükmesi bu birimdeki çökellerin büyük ölçüde Sakarya Nehri çökelleri tarafından seyretilmesi ile açıklanabilir.

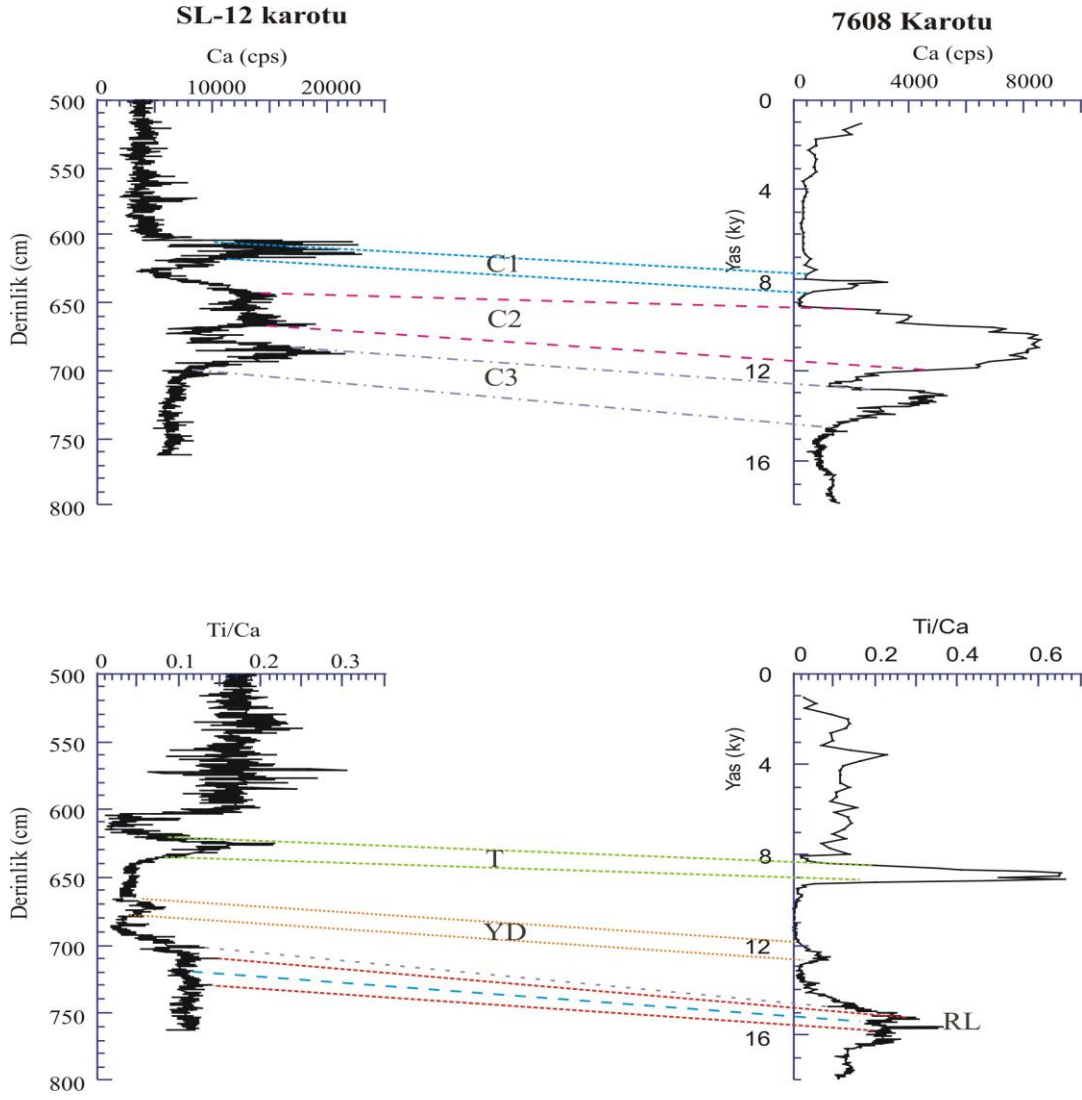
Bu çalışmada Çizelge 4.1'de listelenen Sapropel tabanından alınan AMS <sup>14</sup>C yaşımları; Jones ve Gagnon (1994) 'un ilk kokolit bandı ve sürekli kokolit laminalarının gözükmeye başladığı seviyenin yaşları ile Bahr vd. (2008) 'nin alt stratigrafik birimler için elde ettiği kalibre edilmiş yaşlar kullanılarak SL-12 karotunun yaş modeli oluşturulmuştur (Şekil 4.3). Bu yaş modeline göre değişik dönemler için hesaplanan çökme oranları Çizelge 4.2'de verilmiştir.

**Çizelge 4.2 :** SL-12 Karotu boyunca çökme oranları. C1, C2, C3: karbonat seviyelerini, YD: Younger Dryas'ı, T: göl/ deniz geçişini, RL: Kırmızı kil tabakasını temsil etmektedir.

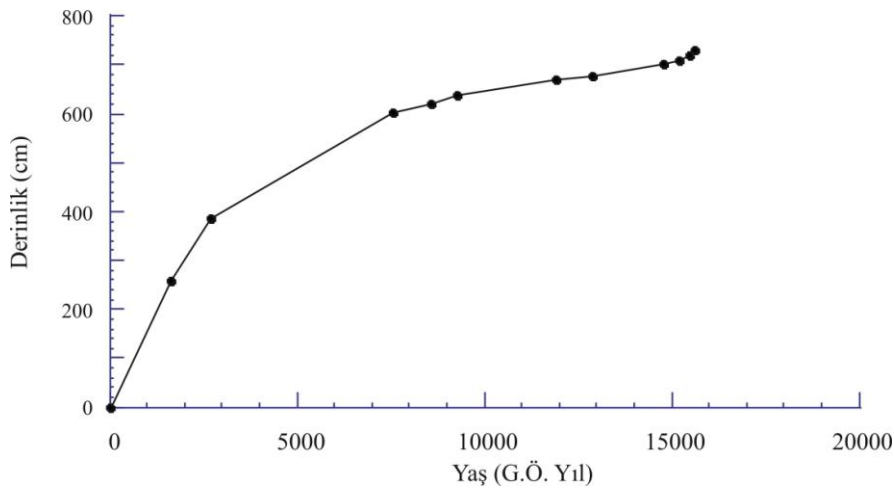
Birim adı	Çökme aralığı (cm)	Zaman aralığı (yıl)	Çökme oranı (cm/bin yıl)
Kokolit	385-0	2720-0	142
Sapropel	603.5-385	7580-2720	45
Lütit	762-620	16200-9300	21
C1	620-603.5	8600-7580	16
T (göl/deniz geçişi)	636-620	9300-8600	23
C2	668-636	11900-9300	12
YD	678-668	12900-11900	10
C3 (B/A)	703-678	14800-12900	13
RL	762-703	16200-14800	42

Kokolit Biriminde çökme oranı 142 cm/ bin yıl ile üç birim arasında en yüksek değerini almaktadır. Sapropel biriminde ise 39 cm/ bin yıl değerini alırken göl döneminde bu değer daha da düşerek 21 cm/ bin yıl değerini sunmaktadır.

Karbonat çökme dönemleri olan C1, C2 ve C3 birimlerinde ve YD döneminde çökme oranları 10-16 cm/ bin yıl değerleri ile nisbeten düşük değerler almaktadır. Göl döneminde en yüksek sedimantasyon oranı 42 cm/ bin yıl ile kırmızı-kahve renkli killerin çökeldiği (RL) dönemdedir. Göl/ deniz geçişi döneminde (G.Ö. 8.6-9.3 bin yıl arası) çökme oranı 23 cm/ bin yıldır.



**Şekil 4.2 :** SL-12 Karotunun 7608-1 no'lu karotu ile denştirilmesi. Bu karotlarda yüksek Ca değerleri Bahr vd. (2008)'nin yaşları sırası ile G.Ö. 8.6- 7.58, 11.9- 9.3 ve 14.4- 12.9 bin yıl yaşındaki C1, C2 ve C3 seviyelerine karşılık gelmektedir.



**Şekil 4.3 :** SL-12 Karotu Derinlik - Yaş (G.Ö. kalibre edilmiş yıl) modeli.



#### 4.2.2 GC-19 karotu

##### *Litoloji*

Karottaki çökel istifi organik karbon (Corg) ve toplam karbonat (Tkarb) analizlerine dayandırılarak üç birime ayrılmıştır (Şekil 4.4; Ross ve Degens, 1974) (bakınız Bölüm 6). 0- 158 cm arasında çökelen Birim 1, Kokolit Birimini temsil etmektedir. Bu birimin altında 235- 278 cm arasında Sapropel ve 290- 412 cm arasında Lütit birimleri bulunmaktadır. Kokolit Biriminin tabanında iki türbidit seviyesi (birleştirilmiş olarak Şekil 4.4’de M ile gösterilen birim) yer almaktadır. Türbidit seviyesi Calvert (1987) tarafından da bulunmuş ve Birim B seviyesi olarak tanımlanmıştır.

Karotun üst 70 cm’inde yaklaşık 1 mm’lik kalınlıkta beyaz laminasyonların hakim olduğu (0- 6 cm, 24- 28 cm, 34- 36 cm, 46- 47 cm, 58- 59 cm, 64- 65 cm arasında) yeşilden griye doğru değişen çamur birimi yer almaktadır (Şekil 4.4).

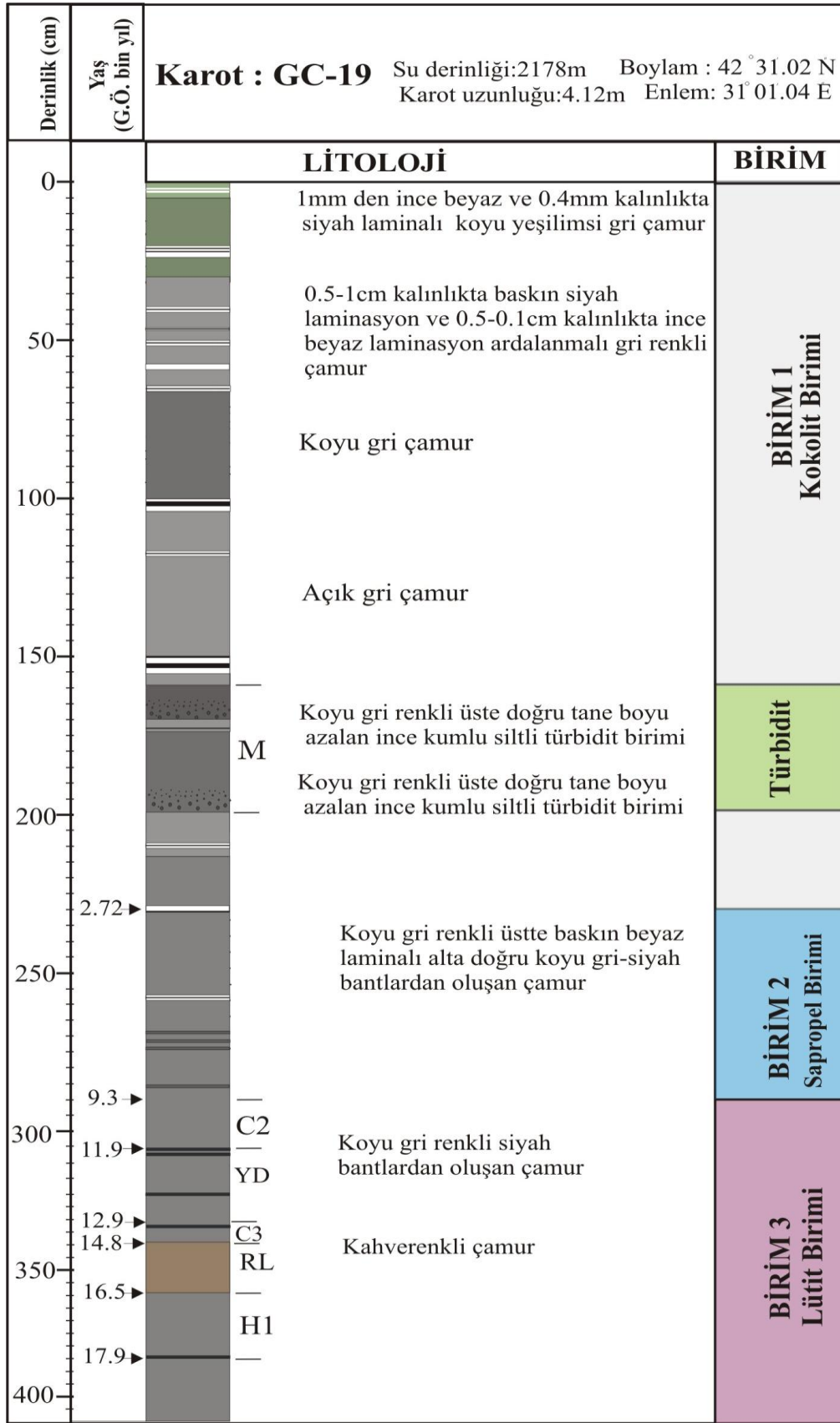
Sırası ile 158- 166 cm ve 177- 198 cm arasında bulunan iki türbidit seviyesinin (M) her biri, keskin bir alt sınır üzerine ince kumla başlamakta ve üste doğru tane boyu azalarak silt ve kile geçmektedir.

Yaklaşık 235- 278 cm arasında organik maddece zengin Sapropel Birimi görülmektedir. Yaklaşık, 290- 306 cm ve 332- 339 cm arasında karbonatça zengin C2 ve C3 seviyeleri bulunmaktadır. Karotun 339- 359 cm’inde ise kahverenkli yeşil çamur yer almaktadır. Yüksek Mn ve Ti ile karakterize edilen bu birim Bahr vd. (2008) tarafından G.Ö. 16.5- 14.8 bin yıl önce çökelen kırmızı-kahve renkli kil tabakasına karşılık gelmektedir.

##### *Kronostratigrafi*

SL-12 karotunda olduğu gibi, GC-19 karotu için de belirlenen stratigrafik birim sınırları ve kılavuz seviyelerin yaşları dikkate alınarak yaş modeli oluşturulmuştur (Çizelge 4.3; Şekil 4.5; Şekil 4.6). Birimlerin önceki çalışmalardaki (Bahr vd., 2008) birimlerle deneştirilmesi için XRF karot tarayıcı analizleri kullanılmıştır (Şekil 4.5; bakınız Bölüm 6).

Bu yaş modeline göre hesaplanan çökme oranları Çizelge 4.3’de verilmiştir. Buna göre Batı Karadeniz abisal düzlüğünde 2178 m derinlikte en yüksek çökme oranı 73 cm/ bin yıl ile Kokolit biriminde bulunmuştur.



**Şekil 4.4** : Karadeniz GC-19 Karotunun litolojisi ve kronolojisi.

Sapropel biriminde çökme oranı 8 cm/ bin yıl olarak hesaplanmıştır. Göl döneminde sırasıyla YD, kırmızı kil ve H1 dönemlerinde 26, 12 ve 19 cm/ bin yıl gibi göreceli olarak yüksek çökme oranları görülürken; C2 ve C3 karbonat zonlarında sırası ile 6 ve 4 cm/ bin yıl gibi düşük çökme oranları bulunmuştur. Bu derin havza karotundaki çökme oranları Sakarya ağzından alınan SL-12 karotundakine göre çok daha düşüktür. Bunun en önemli nedeni SL-12 lokasyonuna Sakarya Nehrinin getirdiği çökme girdisidir.

**Çizelge 4.3 :** GC-19 karotunun korelasyonu ile karot boyunca görülen önemli stratigrafik birim, seviye, bunların yaşları ve çökme oranları.

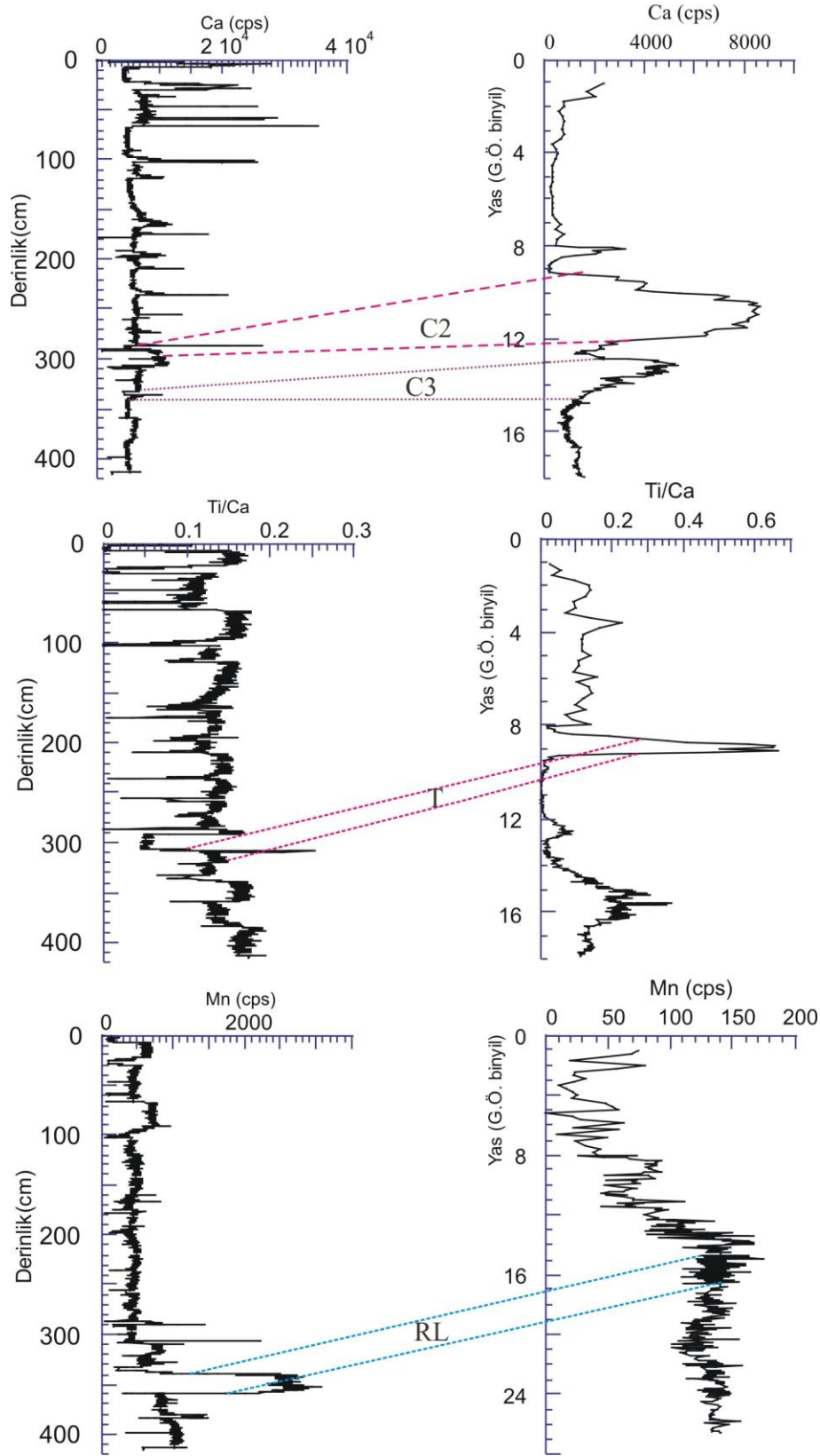
Birim adı	Çökme aralığı (cm)	Zaman aralığı (yıl)	Çökme oranı (cm/ bin yıl)
Kokolit Birimi (üst)	158-0	2170-0	73
İlk Kokolit bandı	235	2720	-
Sapropel	278-235	7900-2720	8
C2 birimi	306-290	11900-9300	6
YD birimi	332-306	12900-11900	26
C3 birimi	339-332	14800-12900	4
RL birimi	359-339	16500-14800	12
H1 birimi	385-359	17900-16500	19

### 4.2.3 MC-18 karotu

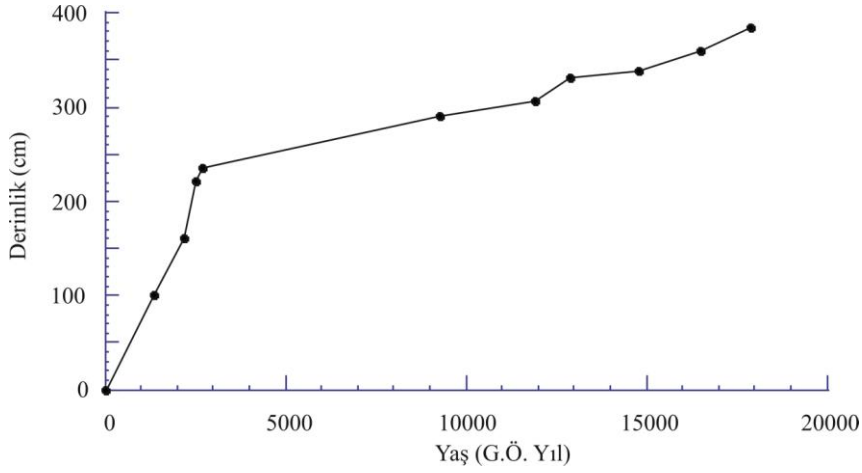
#### *Litoloji*

Bu 60 cm'lik multi-corer karotu boyunca sadece Ross ve Degens (1974) tarafından Birim 1 olarak tanımlanan Kokolit biriminden oluşmaktadır (Şekil 4.7). Bu birim karot boyunca yer yer 5 mm kalınlıkta siyah ve 1 mm kalınlıkta beyaz laminaların ardalanmasından oluşmaktadır. Üst 15 cm'lik kısım kahverengi tonda yeşil çamurdur.

GC-19 piston Karotu ve MC-18 multi-corer Karotu Batı Karadeniz'in abisal düzlüğünden birbirine çok yakın lokasyonlardan alınmıştır. MC-18 ve GC-19'in üst kısmı Corg ve element değerleri açısından iyi deneştirme göstermektedir (Şekil 4.8; bakınız Bölüm 6). Bu sonuç piston karotu GC-19'un üst kısmının korunduğunu göstermektedir.



**Şekil 4.5 :** GC-19 Karotunun 7608-1 no'lu karot ile deneştirilmesi. Bu karotlarda yüksek Ca değerleri Bahr vd. (2008)'ın yaşları sırası ile G.Ö. 11.9- 9.3 ve 14.8- 12.9 bin yıl yaşındaki C2 ve C3 seviyelerine ve yine sırasıyla G.Ö. 9.3- 8.6 ve 16.5- 14.8 bin yıl yaşındaki göl/ deniz geçiş (T) dönemi ve kırmızı kil tabakası (RL) dönemine karşılık gelmektedir.



**Şekil 4.6 :** GC-19 Karotu Derinlik- Yaş (G.Ö. kalibre edilmiş yıl) modeli.

#### *Kronostratigrafi*

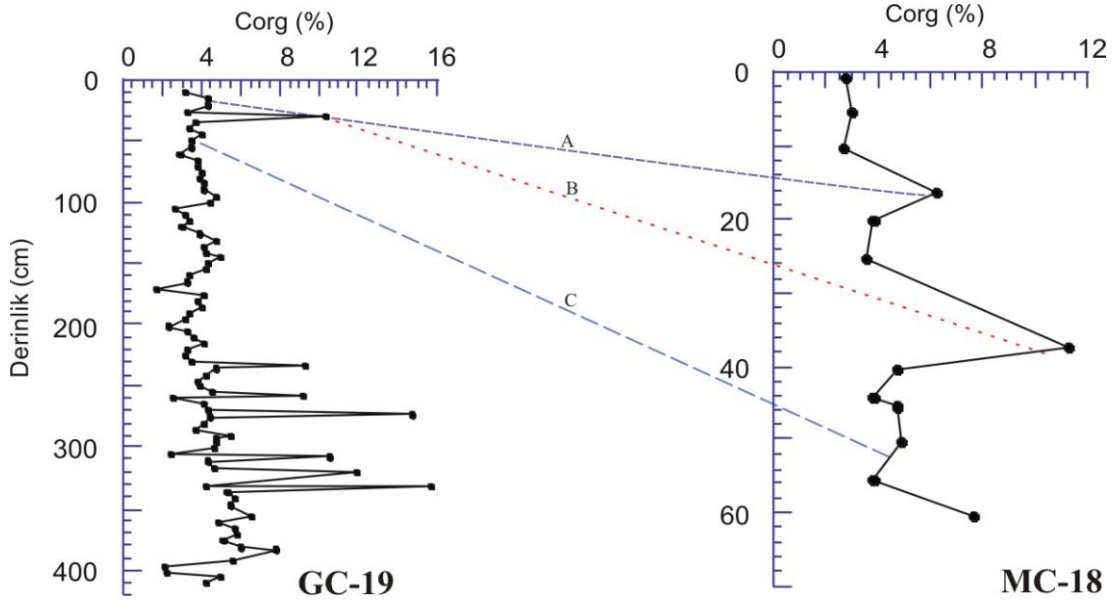
MC-18 Karotunun kronostratigrafisi GC-19 Karotu Corg değerleri ile denştirilerek elde edilmiştir (Şekil 4.8; Çizelge 4.4). MC-18 Karotunun kronostratigrafisi, her iki karotta denştirilen Corg piklerinin GC-19 Karotundaki yaşları dikkate alınarak bulunmuştur. Bu yaş modeline göre karot boyunca ortalama çökelme oranı 73 cm/bin yıldır (Şekil 4.9). Bu çökelme oranı yaklaşık aynı yerden alınan GC-19 karotu ile aynıdır.

Derinlik (cm)	Yaş (G.Ö. bin yıl)	Karot : MC-18	
		Su derinliği:2195 m	Boylam : 42° 27.9 N
		Karot uzunluğu:0.6m	Enlem: 31° 03.9 E
		<b>LİTOLOJİ</b>	<b>BİRİM</b>
0		1mm den ince beyaz ve 0.5mm kalınlıkta siyah laminasyonların hakim olduğu koyu yeşil çamur	Birim 1 Kokolit
50			

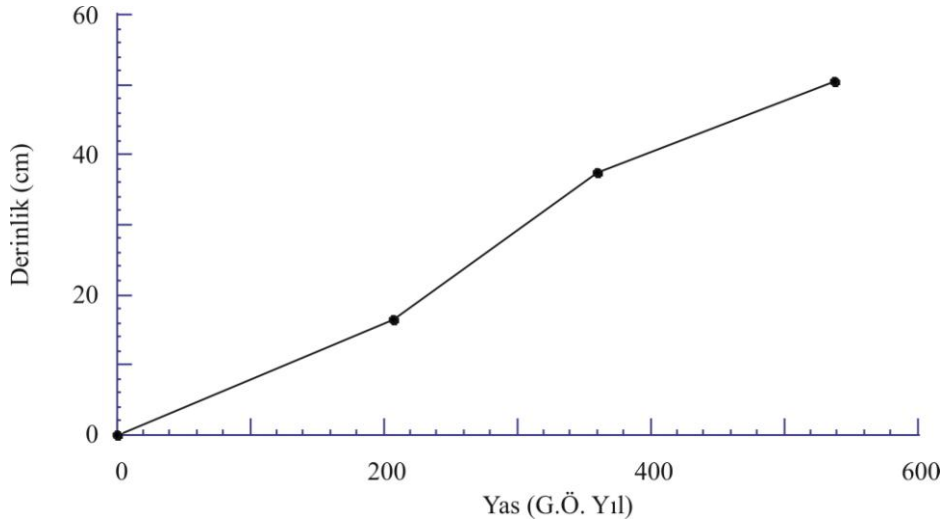
**Şekil 4.7 :** MC-18 Karotu litolojisi.

**Çizelge 4.4 :** GC-19 ve MC-18 Karotlarının Corg değerlerinin denştirilmesi ve A, B ve C seviyelerinin yaşları (A, B, C yaşları için bakınız Şekil 4.8).

Seviyeler	GC-19 karotu (cm)	MC-18 karotu (cm)	Yaş (G.Ö. yıl)
A	17.5	16.5	207
B	30.5	37.5	361
C	45.5	50.5	538



**Şekil 4.8 :** MC-18 Karotunun derinlik- Corg verilerinin GC-19 Karotu ile karşılaştırılması.



**Şekil 4.9 :** MC-18 Karotu Derinlik - Yaş (G.Ö. kalibre edilmiş yıl) modeli.

### 4.3 Marmara Denizi Karotlarının Litostratigrafisi ve Kronostratigrafisi

#### 4.3.1 MD01-2430 karotu

##### *Litoloji*

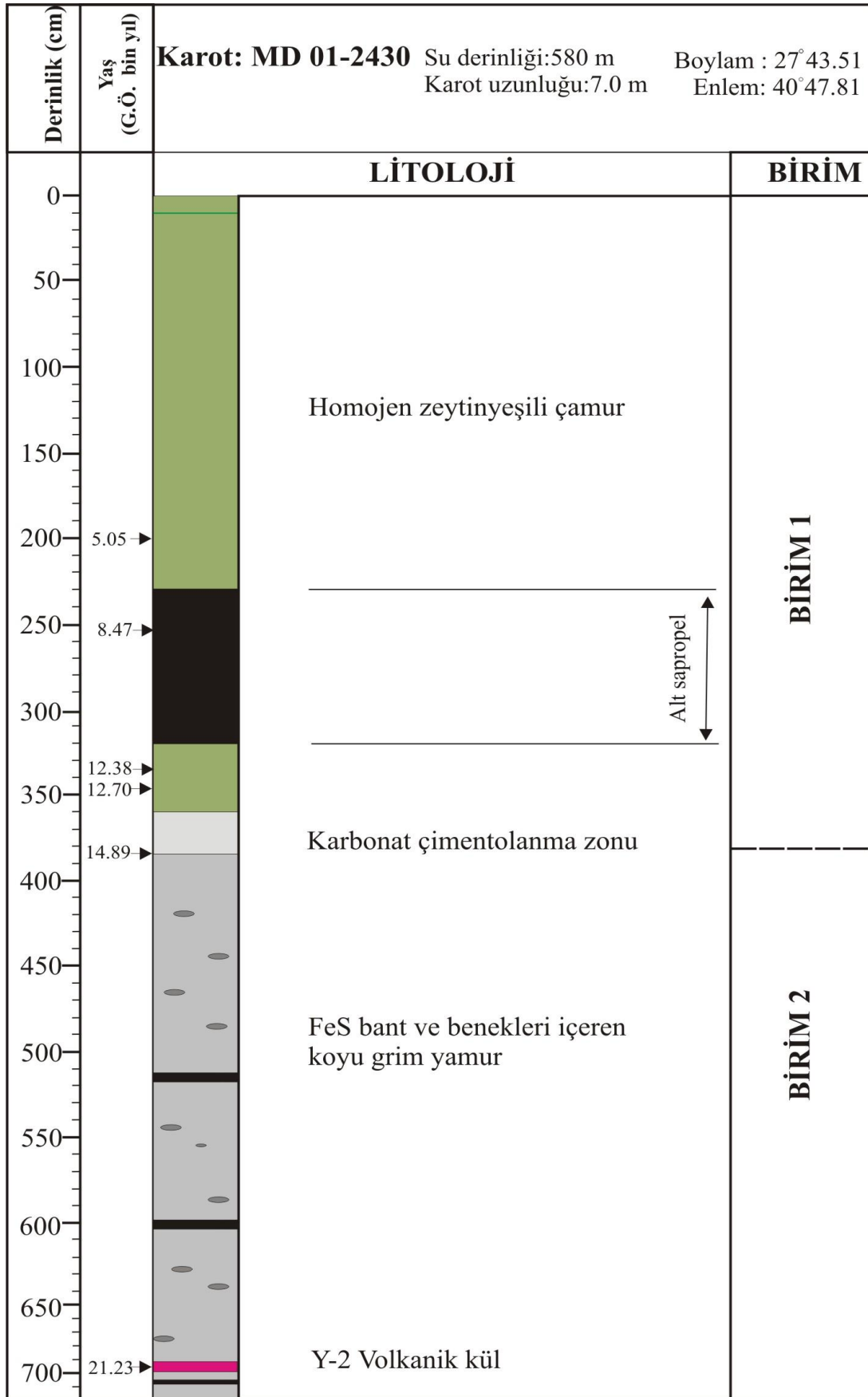
Tez kapsamında 28.80 m'lik karotun üst 7 m'si çalışılmıştır. Karottaki çökel istifi genel olarak fosil içeriğine göre üstteki yeşil renkli, denizel olan Birim 1 ve alttaki gölsel birim olan Birim 2 olmak üzere iki birimden oluşmuştur (Şekil 4.10; Çağatay vd., 2000, 2004; Vidal vd., 2010). Birim 1, 390 cm kalınlıkta açık yeşil çamurdan oluşmaktadır. Bu birimin en üst 10 cm'lik kısmında okzik zonda çökelmeyi gösteren

homojen kahverenkli çamur yer almaktadır. Birim 1 içinde 230- 310 cm arasında koyu yeşil renkli çamurla temsil edilen ve % 2' den daha fazla organik karbondan oluşan alt sapropel tabakası çökelmiştir. Sapropelin üstü ve üstteki homojen açık yeşil çamurda 60 cm kalınlıkta biyotürbasyon seviyesi yer almaktadır.

Birim 1 ve Birim 2 arasındaki geçiş zonunda Sapropel tabakası altında yaklaşık 40 cm kalınlıkta karbonatça zengin bir zon yer almaktadır. Bu yüksek karbonatın kaynağı bol mollusk kavrısı ve inorganik kalsit çökeli midir. Çağatay vd. (2004) tarafından yüksek karbonat zonundan alınmış karbonatların oksijen izotop değerlerine göre kalsit, göl sularından deniz transgresyonunun başlangıcında çökelmiştir.

Sapropel tabakasının alt 80 cm'lik kısmında ve yüksek karbonat zonundan yaklaşık 440 cm'lik derinliğe kadar 0.1- 0.5 mm arasında değişen altıgen şekilli ikizlenmeli ikincil jips kristalleri bulunmaktadır (Çağatay vd., 2004). Jips kristallerinin bulunduğu bu zonda 1- 5 mm boyunda eşeleme deliği dolgusu ve fekal pellet kökenli olan pirit yumruları da çoğunluktadır.

Birim 2 koyu gri renkli demir monosülfid bant ve benekleri içeren gösel bir birimdir. Bu birim içerisinde 695 cm'de kahverenkli Y-2 kül tabakası olarak adlandırılan Santorini kökenli kül tabakası yer almaktadır (Keller, 1978; Çağatay vd., 2000; Wulf vd., 2002). Bu kül tabakası yüksek La, Y, Ba ve Sr miktarları göstermektedir. Fosil içeriklerine bakıldığında Birim 1 mollusk, ekinoderm ve foraminifer kavrıları içerirken, Birim 2 ise tatlı ve acı su molluskları içeren *Dreissena* ve *Tellina* gibi mollusk türleri içermektedir (Çağatay vd., 2004; Akçer, 2003). Bu laküstrin birim içerisinde *Candona angulata* gibi bentik ostrakod türü 360- 700 cm arasında yer almaktadır (Vidal vd., 2010). Denizel birim içinde genellikle derin denizel ve subokzik/ disokzik ortamı tercih eden bentik foraminifer türlerin egemenliği görülmüştür (Çağatay vd., 2004; Akçer, 2003). G.Ö. 10.5 bin yıldan başlayarak G.Ö. 5 bin yıla kadar bu türler maksimum değerlerini almaktadır. En yoğun türler 5.5 bin yıla kadar bol miktarda görülen *Articulina tubulosa*, *Biloculinella wieaneri*, *Uvigerina mediterranea* oksijenli ortamı tercih eden Akdeniz kökenli türlerdir. Düşük oksijenli derin denizel ve organikçe zengin ortamda görülen türler *Bulimina aculeta*, *Chilostomella mediterraneensis*, *Hyalinea balthica*'dır. Çökel dizisi üzerinde planktik foraminiferlerin ortaya çıkış zamanı G.Ö. 12 bin yıldır. G.Ö. 10 bin yıldan itibaren günümüze doğru sayıca artış göstermektedir.



Şekil 4.10 : Marmara Denizi'nde MD01-2430 Karotunun litolojisi ve kronolojisi.



### *Kronostratigrafi*

MD01-2430 karotunda radyokarbon yaşlandırmaları Vidal vd. (2010) tarafından Woods Hole Oşinografi Enstitüsünde yapılmıştır. Bu çalışmada yaş modellemesi için Vidal vd. (2010) tarafından Çizelge 4.5'te elde edilen kalibre edilmiş  $^{14}\text{C}$  yaş verileri ve Santorini Y-2 (Cape Riva) tefra seviyesinin yaşı kullanılmıştır. Bu modelde Vidal vd. (2010) göl ve deniz dönemleri için  $^{14}\text{C}$  rezervuar yaşını 400 yıl olarak kabul etmiştir. Ancak bu rezervuar yaşı göl dönemi için doğru olmayabilir. Zira Kwiecien vd. (2009) Karadeniz'de göl dönemi için rezervuar yaşını 2000 yıl olarak bulmuştur. Marmara Denizi'nde göl dönemi için gerçek rezervuar yaşları henüz bilinmediği için, bu çalışmada Vidal vd.'nin (2010) yaş modeli kullanılacaktır.

Bu modele göre Birim 1'in kalibre edilmiş yaşı G.Ö. 14.7 bin ile günümüz, Sapropelin yaşı ise G.Ö. 11.5- 7 bin yıl arasındadır (Çizelge 4.6). Vidal vd. (2010) Younger Dryas (YD), Bølling/Allerød (B/A) ve Heinrich 1 (H1) iklim dönemlerinin bu karotta sırası ile G.Ö. 12.9- 11.9, 14.8- 12.9 ve 17.9- 16.5 bin yılları arasında kabul etmiştir (Çizelge 4.6).

MD01-2430 için elde edilen yaş modeli (karot derinliği – yaş grafiği) Şekil 4.11' de gösterilmiştir. Bu yaş modelinden hareketle birimlerin çökme oranları Çizelge 4.6'da verilmiştir. Buna göre çökme oranı denizel olan Birim 1'de 26 cm/ bin yıl iken; göl döneminde çökelmiş Birim 2'de 43 cm/ bin yıl değerle yaklaşık 1.5 katıdır.

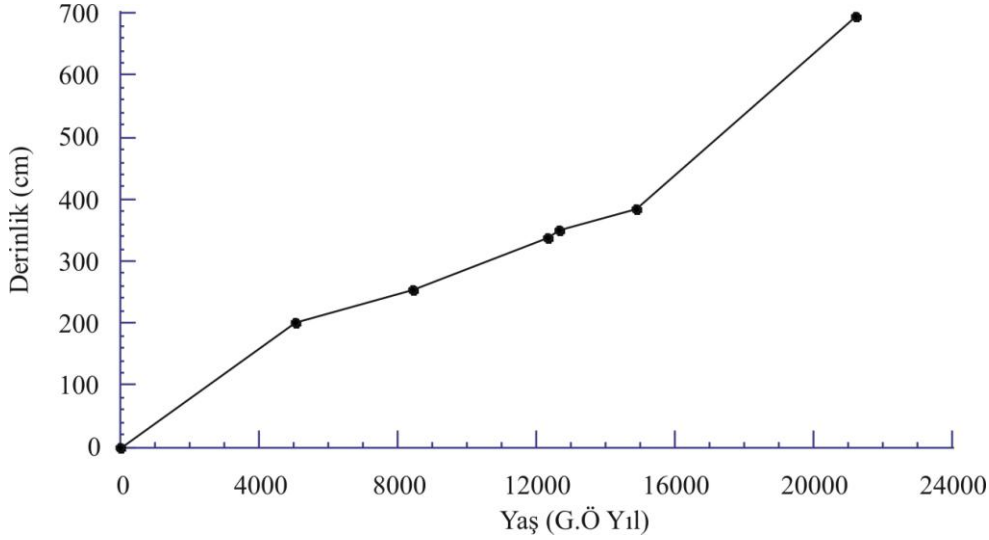
H1 ve YD soğuk dönemlerinde çökme oranı sırasıyla 44 ve 25 cm/ bin yıl değerler ile maksimuma ulaşmıştır. Birim 1 içinde yer alan sapropel çökeli ve B/A süresince 16- 20 cm/ bin yıllık değerler ile çökme oranı düşük değerler sunmuştur.

**Çizelge 4.5 :** MD01-2430 Karotunda Vidal vd. (2010) tarafından mollusk kavrıklarından elde edilen AMS  $^{14}\text{C}$  yaş verileri ve Santorini Cape Riva (Y-2 ) tefra yaşı (Keller, 1978; Çağatay vd., 2000; Wulf vd., 2002).

Laboratuvar Referans no	Karot Derinliği (cm)	$^{14}\text{C}$ yaşı	Hata payı $\pm 1\sigma$ $^{14}\text{C}$	Takvim yaşı G.Ö. (yıl)
OS-35404	200	4780	55	4944
OS-40506	253	8010	60	8509
OS-40513	337	10850	65	12142
OS-40515	349	11050	70	12388
OS-40516	384	13050	75	14826
Y-2 Santorini	695	18000		21232*

**Çizelge 4.6** : MD01-2430 Karotu boyunca çökeltme oranları.

Birimler	Çökeltme aralığı (cm)	Zaman Aralığı (yıl)	Çökeltme Oranı (cm/ bin yıl)
<b>Birim 1</b>	382-0	14700-0	26
<b>Birim 2</b>	700-382	22037-14700	43
<b>Sapropel</b>	322-230	11500-7000-	20
<b>YD</b>	355-330	12900-11900	25
<b>B/A</b>	385-355	14800-12900	16
<b>H1</b>	518-457	17900-16500	44



**Şekil 4.11** : MD01-2430 Karotu Derinlik - Yaş (G.Ö. kalibre edilmiş yıl) modeli.

#### 4.3.2 MD01-2426 karotu

##### *Litoloji*

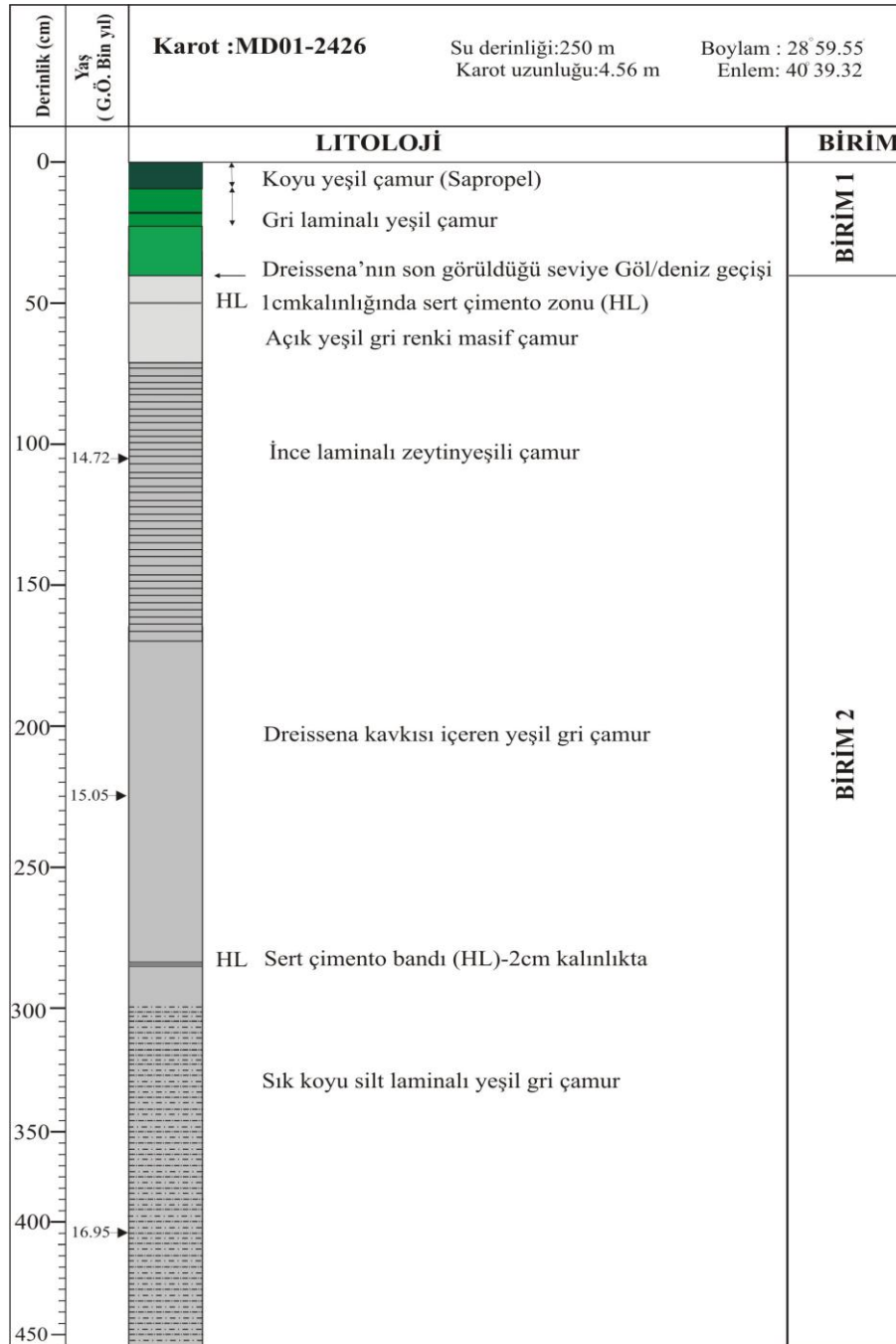
Bu karotun üst 1m'lik kısmı karot alımı sırasında kaybedilmiştir. Karotun ilk 12 cm'lik kısmı Birim 1 içinde yer alan nisbeten koyu yeşil renkli, alt sapropel tabakasının alt kısmını temsil etmektedir (Şekil 4.12). Birim 1 ve Birim 2 sınırı yaklaşık 40 cm derinlikte bulunmaktadır. Sapropel altında 17- 18.5 cm'de koyu gri, piritçe zengin bir bant bulunmaktadır.

Birim 2 gri renkli, gölsel ortamda çökelmiş çamurdan oluşmaktadır. Birim 25- 57 cm ve 70- 141 cm'ler arasında koyu gri, göreceli olarak yüksek pirit içerikli ve az belirgin laminalıdır. Birim 2 içerisinde Dreissena kavkalarına 17 cm'nin üzerinde seyrek, altında ise sıkça rastlanır. 48- 50 cm ve 281- 283 cm aralığında çok açık krem renkli kalsitten oluşma, sert karbonat çimentolanma zonları (HL) bulunmaktadır (Şekil 4.12). Bu zonların karbon ve oksijen duraylı izotop analizleri, karbonat çökeltimi için gerekli çözülmüş bikarbonat iyonlarının biyojenik metan oksidasyonu ile oluştuğunu göstermektedir (Çağatay vd., 2004). MD01-2426 karotu da, MD01-

2430'a benzer şekilde, Birim 1/ Birim 2 sınırına yakın olan karotun üst 30 cm'lik kısmında ikincil jips ve yüksek karbonat içeriğine sahiptir. Karot, 300 cm'nin altında belirgin silt laminaları içermektedir.

### Kronostratigrafi

MD01-2426 Karotundan elde edilen AMS <sup>14</sup>C yaşları Çizelge 4.7 ve bu yaşlara göre Birim 2 (göl dönemi) için oluşturulan derinlik - yaş modeli ise Şekil 4.13' de verilmiştir.



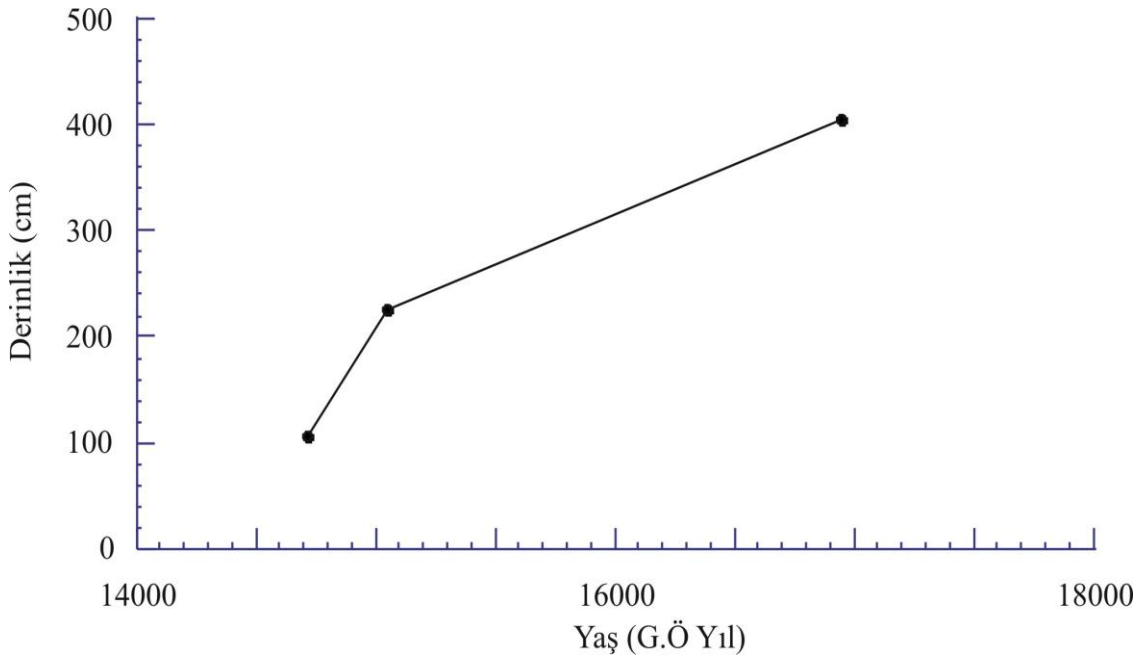
**Şekil 4.12** : Marmara Denizi MD01-2426 Karotunun litolojisi ve kronolojisi.

Birim 2/ Birim 1 sınırı bu modele göre G.Ö. 14.5 bin yıl bulunmuştur. Bu yaş, yaklaşık 330 m daha derinde olan MD01-2430 Karotunda aynı sınır için bulduğumuz yaştan 200 yıl daha gençtir.

Birim 2 için ortalama çökme oranı 146 cm/ bin yıl dır. Bu yüksek çökme oranı, karot lokasyonunun Marmara Denizi'ne boşalan Kocasu ağzına yakınlığı ve bu dönemdeki deniz seviyesinin düşük olması ile açıklanabilir.

**Çizelge 4.7 :** MD01-2426 karotunda yapılan *Dreissena* kavkılarında yapılan AMS  $^{14}\text{C}$  yaş tayinleri. Yaş tayinleri CNRS LSCE (Gif-Sur-Yvette) laboratuvarında L. Labeyrie ve ekibi tarafından yaptırılmıştır (Çağatay vd., 2004).

Karot derinliği (m)	$^{14}\text{C}$ Yaşı	Hata payı $\pm 1\sigma$ $^{14}\text{C}$	Takvim yaşı G.Ö. (yıl)
1.05	12950	95	14720
2.25	13300	95	15050
4.05	15050	340	16950



**Şekil 4.13 :** MD01-2426 Karotunun Derinlik - Yaş (G.Ö. kalibre edilmiş yıl) modeli.

### 4.3.3 C-7 karotu

#### *Litoloji*

Marmara Denizi Batı sırtından 591 m su derinliğinden alınan 4 m uzunluktaki gravite karotu fosil içeriğine göre iki birime ayrılmıştır (Şekil 4.14). Birim 1, 211 cm kalınlıkta açık yeşil grimsi bol Akdeniz kökenli mollusk, ekinoderm ve foraminifer içeren denizel birimi temsil etmektedir. Bu birim 97- 144 cm arasında yağlı, koyu yeşil renkli alt sapropel tabakasını içermektedir. Sapropel tabakası altında 181- 211

cm arasında mollusk içermeyen 30 cm kalınlıkta diyajenetik karbonat zonu yer almaktadır.

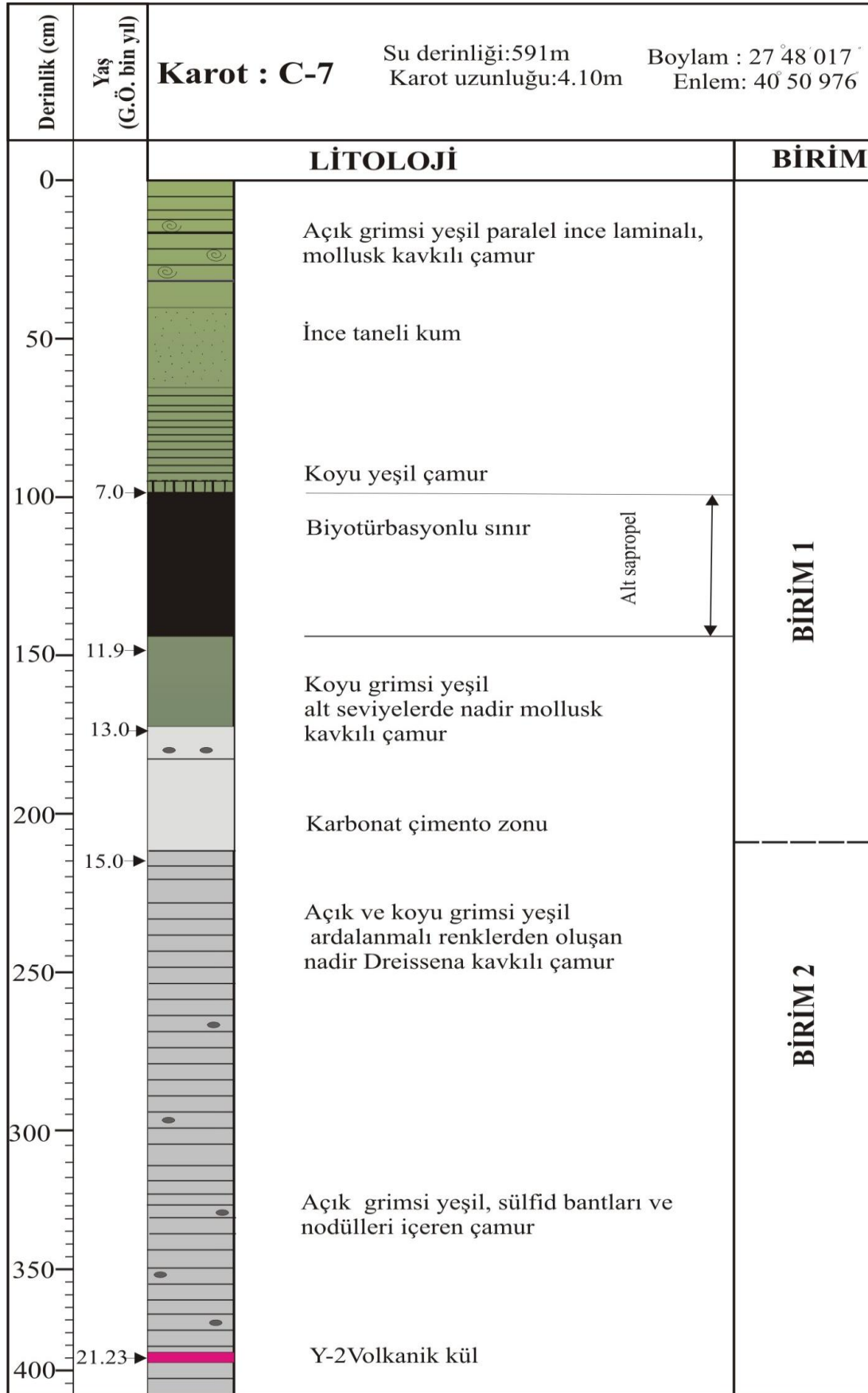
Birim 2, koyu yeşilimsi gri renkli demir monosülfid benek ve bantları içeren gösel birimden oluşmaktadır. Birim 2'nin üst kısmında açıktan koyu griye değişen çamur içinde göl koşullarında yaşayan tipik Neoeuxinian mollusklar (çoğunlukla *Dreissena rostriformis*) bulunmaktadır. Ayrıca 392- 396 cm derinlikte 4 cm kalınlıkta kahverenkli tefra (volkanik kül) tabakası yer almaktadır (Keller vd., 1978; Çağatay vd., 2000; Wulf vd., 2002). Bu tefra tabakası, Doğu Akdeniz'de eşleniği olan Santorini patlamasından kaynaklanan riyodasitik Y-2 tefra seviyesi ile deneştirilmektedir (Keller vd.,1978; Çağatay vd., 2000; Wulf vd., 2002).

#### *Kronostratigrafi*

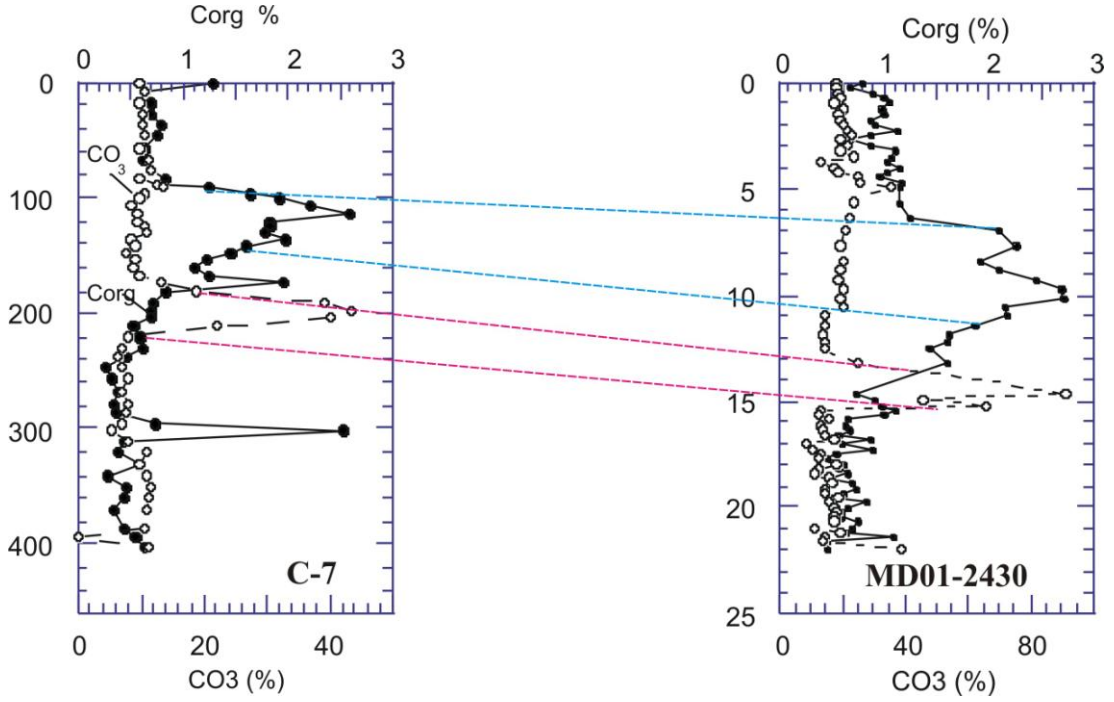
C-7 karotunda herhangi bir <sup>14</sup>C yaş verisi bulunmamaktadır. Ancak bu karot iyi bir yaş modeli olan MD01-2430 karotu ile litolojik ve jeokimyasal benzerlik göstermektedir (Şekil 4.10, Şekil 4.14, Şekil 4.15). İki karot arasındaki stratigrafik deneştirme dikkate alınarak C-7 Karotunda 97- 144 cm arasında çökelmiş olan organik maddece zengin Sapropel biriminin ve Şekil 4.15'de gösterilen Corg ve Tkarb piklerinin MD01-2430 Karotunda bulunan yaşları ile 3.94 m'de bulunan Y-2 no'lu Santorini Cape Riva patlamasına ait tefra tabakasının yaşı kullanılmış ve C-7 Karotu için yaş modeli oluşturulmuştur (Şekil 4.16). Bu yaş modeline göre hesaplanan çökme oranları Çizelge 4.8'de verilmiştir.

C-7 Karotunda çökme oranları Birim 1'de 14 cm/ bin yıl iken, Birim 2'de 28 cm/ bin yıl'dır (Çizelge 4.8). C-7 Karotunda G.Ö. 7- 11.5 bin yıl arasında çökelen Sapropel Birimi ve B/A ılık döneminde 10- 14 cm/ bin yıl ile düşük değerler sunarken; YD ve H1 dönemlerinde 27 ve 29 cm/ bin yıl değerlerine çıkmaktadır.

C-7 ve MD01-2430 karotlarında aynı birimler için çökme oranları karşılaştırıldığında ikinci karottaki oranların artışı dikkat çekmektedir. Bunun önemli nedeni R/V Marion Dufresne uzun karotlarının üst 5- 6 m'lik kısmının piston etkisi ile uzamasıdır (bakınız Hiscott vd., 2008; Eriş vd., 2008). Ancak çökme oranlarının MD01-2430'da göreceli olarak daha yüksek olmasının diğer bir olası nedeni bu karotun lokasyonunun güneydeki nehir çökel kaynağına daha yakın olmasıdır.



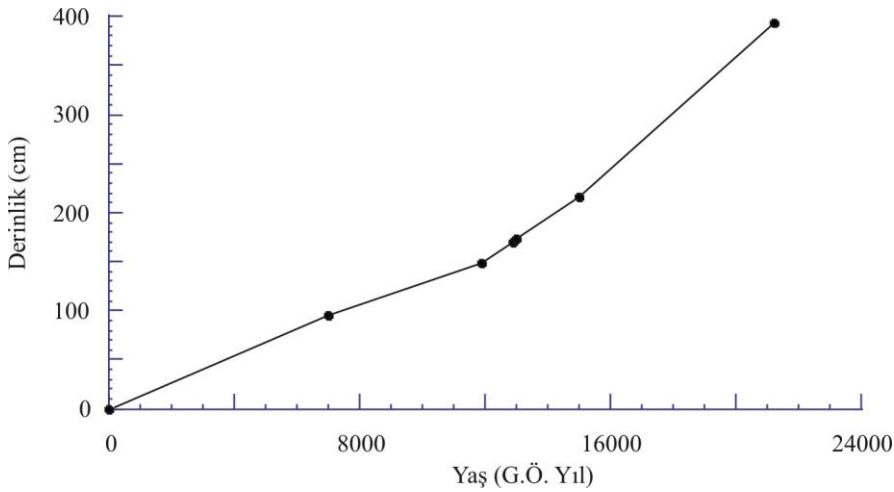
**Şekil 4.14 :** Marmara Denizi'nde C-7 Karotunun litolojisi ve kronolojisi.



**Şekil 4.15 :** C-7 Karotunda Sapropele ve toplam karbonatın pik yaptığı seviyeler kullanılarak MD01-2430 Karotu ile korelasyonu ile yaş modeli oluşturulması.

**Çizelge 4.8 :** C-7 Karotu boyunca çökeltme oranları.

Birim adı	Çökel kalınlığı (cm)	Çökeltme zaman aralığı (yıl)	Çökeltme Oranı (cm/ bin yıl)
<b>Birim 1</b>	209-0-	14700-0	14
<b>Birim 2</b>	402-209	21510-14700	28
<b>Sapropele</b>	144-97	11500-7000	10
<b>YD</b>	183-156	12900-11900	27
<b>B/A</b>	209-183	14800-12900	14
<b>H1</b>	281-250	17900-16500	29



**Şekil 4.16 :** C-7 Karotu Derinlik - Yaş (G.Ö. kalibre edilmiş yıl) modeli.

#### **4.4 Karadeniz ve Marmara Denizi Karotlarının Deneştirilmesi**

Karadeniz ve Marmara Denizi'nde incelenen üç karotun stratigrafik deneştirilmesi Şekil 4.17 ve Şekil 4.18'de verilmiştir. Bu deneştirilmede sapropel, göl/ deniz geçişi, tefra, karbonat zenginleşme zonları gibi yaşları bilinen kılavuz stratigrafik seviyeler kullanılmıştır.

Üç birimden oluşan Karadeniz Karotlarında hem SL-12 ve hemde GC-19 karotunda son 20 bin yıl boyunca çökelen üç birim deneştirilmektedir (Şekil 4.17). SL-12 karotunda 285 cm'de, GC-19 karotunda yaklaşık 158 cm'de başlayan Kokolit biriminin sürekli istilasının başladığı G.Ö. 1635 yıl her iki karotta deneştirilmektedir. GC-19 karotunda SL-12 karotundan farklı olarak Sapropel birimi üzerinde yeralan Türbidit birimi yer almaktadır. Bu daha önceki çalışmalarda derin çukurdan alınan karotlarda Karadeniz'de görülmüştür (Calvert vd., 1987). Hem sapropel hemde kokolit biriminde Sakarya nehri önünden alınan SL-12 karotunda birim kalınlıkları diğer karota göre yüksektir. Bunun nedeni kıtasal yamaçtan alınan ve Sakarya nehri etkisinde kalan SL-12 karotunda çökeltme oranının abisal düzlükten alınan karottakine göre yüksek olmasındandır. SL-12 ve GC-19 karotunda Sapropel tabanında göl/ deniz geçişinde izlenen yüksek karbonat seviyesi ikinci karotta daha küçük kalınlıkta izlenmektedir. Göl birimi olan Lütit birimi her iki karottada gri renkli demir sülfid bantları içeren seviyeden oluşmaktadır. GC-19 karotu yaklaşık G.Ö. 19 bin yıla inerken SL-12 karotu yaklaşık 16.5 bin yıla kadar inmektedir.

Marmara Denizi karotlarında C-7 ve MD01-2430 karotlarında Birim 1 ve Birim 2 çökelimleri deneştirilmektedir (Şekil 4.18). Ayrıca Birim 1 içinde yeralan G.Ö. 10.6-6.4 bin yılları arasında çökelen Sapropel birimi ve Sapropel birimi tabanında göl/ deniz geçişinde izlenen yüksek karbonat zonu korelasyonları yapılabilmektedir.

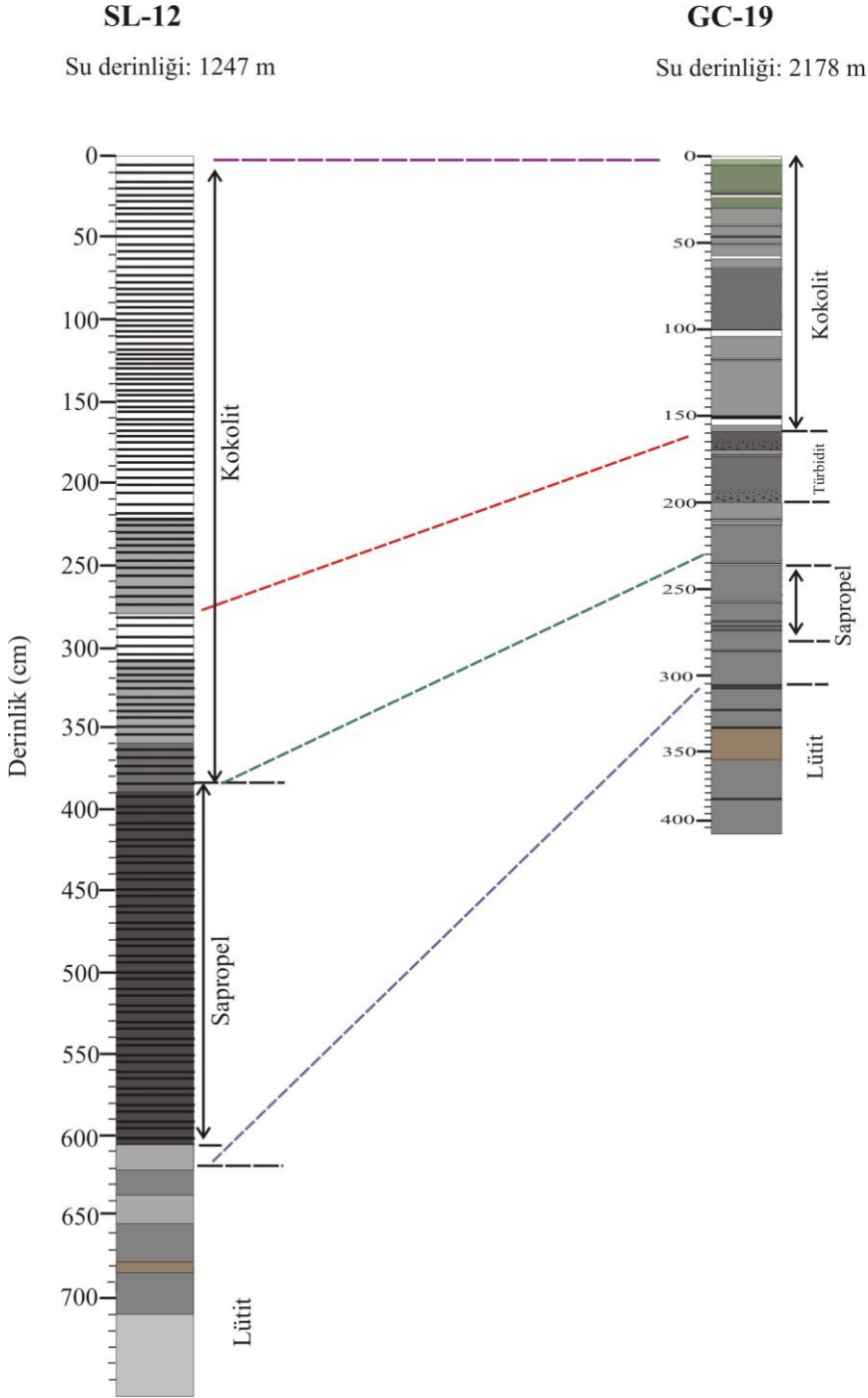
Ayrıca bir diğer stratigrafik deneştirme her iki karotta görülen MD01-2430' da 694 cm'de C-7' de 394 cm' de izlenen Santorini kökenli Y-2 tefra tabakasıdır (Keller vd.,1978; Çağatay vd., 2000; Wulf vd., 2002).

#### **4.5 Kronostratigrafi ve Çökeltme Oranı Sonuçlarının Tartışılması**

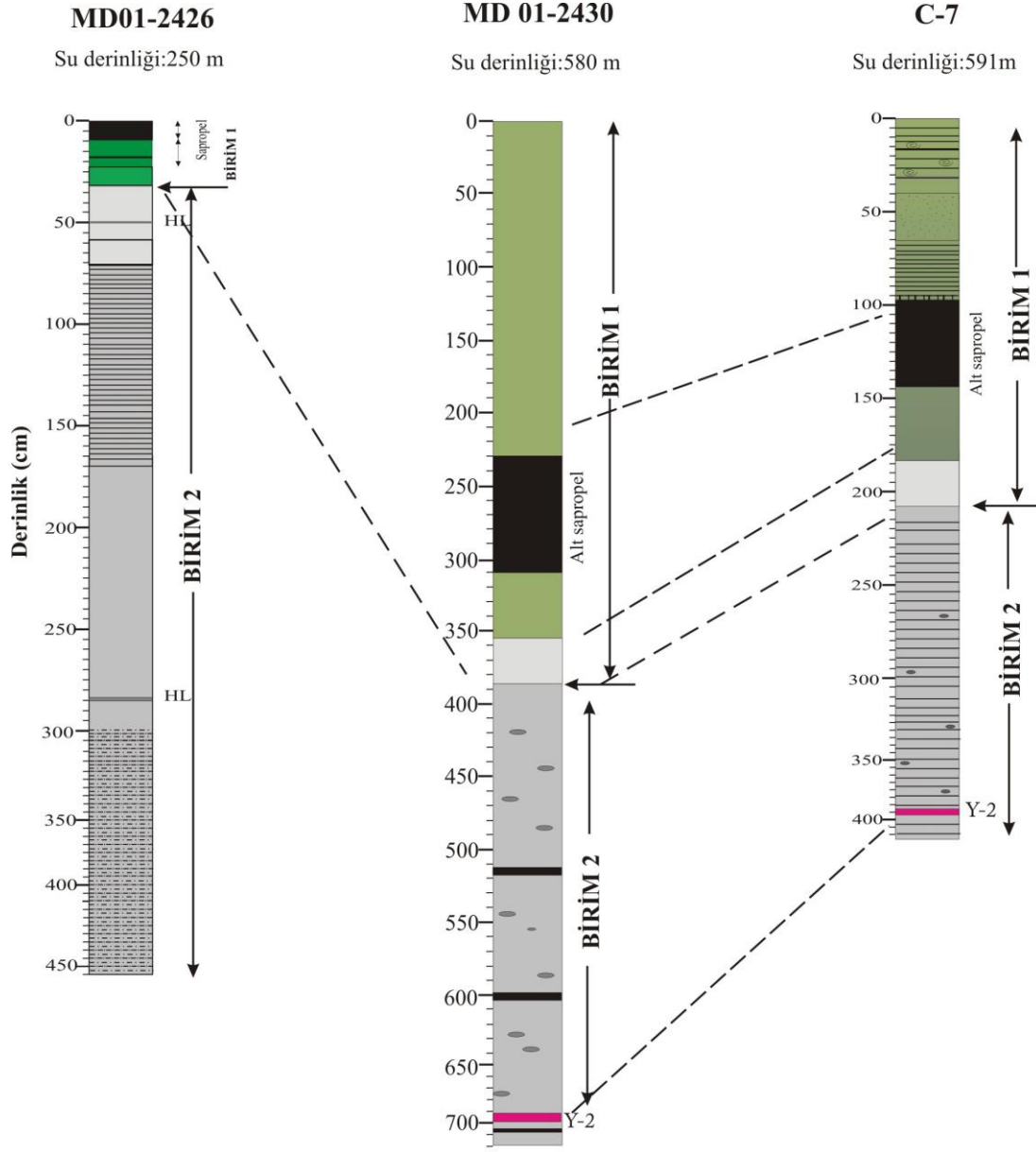
Karadeniz karotlarında Sakarya nehri açıklarından 1247 m derinlikten kıtasal yamaçtan alınan karota göre, derin çukurdan 2178 m derinlikten alınan karotta çökeltme oranları Younger Dryas (YD) hariç tüm birimler boyunca daha düşük



değerler almakta ve derin havzaya doğru çökeltme oranındaki düşüş dikkati çekmektedir (Şekil 4.17). İki karotun bulunduğu yer, çökel kaynağı farklı alanları temsil etmektedir. Batı Karadeniz derin havzasından alınan GC-19 Karotu daha çok Tuna, Dinyeper ve Dinyester gibi Avrupa nehirleri tarafından beslenirken; SL-12 Karotu Sakarya Nehri ve dolayısı ile Anadolu'dan beslenmektedir.



**Şekil 4.17** : Karadeniz’de incelenen uzun karotların stratigrafik deneştirilmesi.



**Şekil 4.18 :** Marmara Denizi'nde incelenen karotların stratigrafik deneştirilmesi.

Derin havzadan alınan GC-19 Karotunda Kokolit Birimi içerisinde iki adet Türbidit birimi tespit edilmiştir. Aynı türbidit birimlerinin varlığı Calvert vd. (1987) tarafından daha önce bulunmuştur. Her iki Karadeniz karotunda da Kokolit Biriminde çökeltme oranları, özellikle birimin üst kısımlarında günümüze doğru artmaktadır. Bu da tarım alanlarının artması ve ormanlık alanların azaltılması gibi insan etkilerini göstermektedir. İki Karadeniz karotunda da Sapropel çökeltimi sırasında çökeltme oranında Kokolit Birimine göre düşüş izlenmektedir. Özellikle

derin havza karotunda Sapropelin çökme oranında 8 cm/ bin yıl değerine düşüş dikkati çekmektedir.

Karbonat zenginleşme zonlarında (C1, C2, C3) çökme oranları her iki karotta da düşük değerler alırken; G.Ö. 14.8- 16.5 yılları arasında çökeldiği tespit edilen kırmızı- kahve renkli killerde (RL) çökme oranı incelenen göl dönemi içerisinde en yüksek değerlere ulaşmaktadır. Diğer dönemlerden farklı olarak YD döneminde derin havza karotunda (GC-19) Sakarya ağzı açıklarındaki karota (SL-12) göre daha yüksek çökme oranı izlenmektedir. Bu durum YD döneminde Anadolu'dan kırıntı malzeme girdisinin göreceli olarak azalırken; Avrupa'dan nehir kökenli askıda madde girdilerinin arttığına işaret etmektedir. Tersine bir durum Sapropel çökeli sırasında görülmektedir. Değişik dönemlerdeki çökme oranları iki Karadeniz karotunda karşılaştırıldığında, Sakarya nehri girdileri Sapropel çökeli sırasında (G.Ö. 7.8- 2.72 bin yılları arası) Batı Karadeniz'dekine göre aşırı artış göstermektedir (Çizelge 4.2, Çizelge 4.3).

Marmara Denizi çökeli istifindeki tüm birimlerde MD01-2430 Karotundaki çökme oranı, C-7 Karotundakinin 1.5- 2 katıdır. Bunun iki önemli nedeni; MD01-2430 Karotunun güneydeki çökeli girdi kaynağına daha yakın olması ve kullanılan karotiyerlerdeki farklılıktır. MD01-Karotu, Marion Dufresne "giant piston" karotiyeri ile alınmış olup, bu karotların üst kısmını piston etkisinden dolayı genişletmektedir. Buna karşın MTA gravite karotiyeri ile alınan C-7 Karotu çökelleri genel olarak sıkıştırarak almaktadır (Şekil 4.18).

MD01-2430 ve C-7 karotlarında gösel birimdeki çökme oranları, denizel birime göre 1.5- 2 kat artış göstermektedir (Çizelge 4.6, Çizelge 4.8). Bu durum göl döneminde en fazla -84 m' de bulunan göl seviyesi (Polonia vd., 2004; Çağatay vd., 2009) nedeniyle bugünkü şelf alanlarının kara haline gelmesi ve nehirlerle getirilen çökellerin şelfde çökmeden doğrudan Marmara Denizi'nin derin kısımlarında çökmesi ile açıklanabilir.

Marmara Denizi'nde çökme oranları Sapropel çökeli döneminde nisbeten yükselen deniz seviyesi nedeniyle düşüktür. Marmara Denizi'nin göl evresindeki en düşük çökme oranı değerleri B/A döneminde görülmektedir. Bu dönemin görel olarak sıcak ve kurak bir dönem olduğu düşünüldüğünde B/A döneminde Marmara Denizi'ne düşük kırıntılı malzeme girdisi açıklanabilmektedir. Buna karşın çökme

oranları göl evresindeki YD ve H1 dönemlerinde görel olarak daha yüksektir (Çizelge 4.6, Çizelge 4.8). Bu dönemlerdeki düşük su seviyesi derin Marmara havzasında çökelme oranlarının yüksek olmasının önemli bir nedeni olabilir. YD döneminde Karadeniz'den tatlı su girdisi (Eriş vd., 2007, 2008) ile birlikte askıda çökel girdisi de Marmara Denizi'nde bu dönemdeki çökelme oranına katkıda bulunmuş olmalıdır.

## **5. KAROTLARIN FİZİKSEL ÖZELLİKLERİ**

### **5.1 Giriş**

Bu bölümde karotların Çok Sensörlü Karot Logalıcısı (Multi Sensor Core Logger, MSCL) ile karotların manyetik geçirgenlik (susceptibilite), gama yoğunluk, elektrik özdirenç gibi fiziksel özelliklerinin (physical properties) analiz sonuçları sunulacaktır. Bu analiz verileri iklim kayıtlarının elde edilmesi yanında, tefra seviyelerinin saptanması ve diğer litolojik özelliklerin tesbitinde önemli olup karotlar arasında arasında stratigrafik korelasyon için de kullanılmaktadır (Weaver ve Schultheis, 1990; Weber vd., 1997; Breitzke, 2000). Ancak bu cihazın EMCOL Karot Analiz Laboratuvarında 2006'da kurulması nedeniyle sadece Karadeniz karotları SL-12 ve GC-19 analiz edilmiştir. Daha önce incelenen ve arşiv kısmı kalmayan Marmara Denizi karotlarının (C-7, MD01-2430, MD01-2426) MSCL analizleri yapılamamıştır.

### **5.2 Karadeniz Karotları**

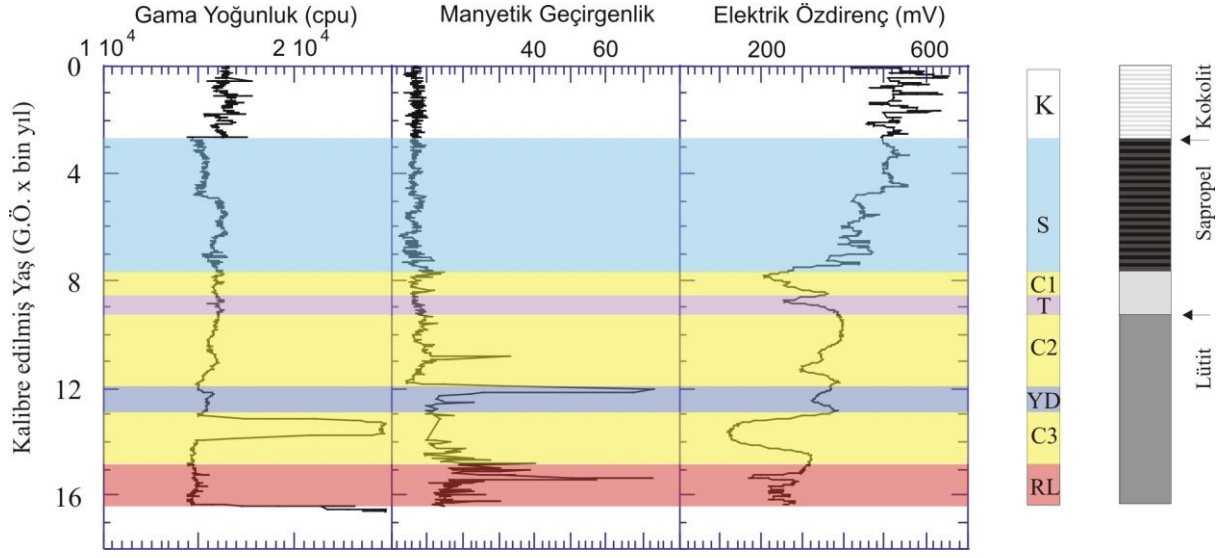
#### **5.2.1 SL-12 karotu**

SL-12 Karotunda Gama yoğunluk değerleri Lütit Birimi içinde C3 karbonat seviyesine karşılık gelen Bølling-Allerød döneminde (G.Ö. 12.9- 14.8 bin yılları arası) önemli bir pik yapmaktadır (Şekil 5.1). Kokolit Birimi'nin üst kısmında da görece bir artış görülmektedir. Manyetik geçirgenlik değerleri Kokolit ve Sapropel biriminde düşük değerlere sahip iken; en yüksek değerler kırmızı kil tabakasında (RL) (G.Ö. 14.8- 16.5 bin yılları) ve YD (G.Ö. 11.9- 12.9 bin yılları) görülmektedir.

Bu artışlar RL ve YD dönemlerinde yüksek kırıntı girdisini göstermektedir. Sapropel ve Kokolit birimlerinin indirgeyici ortamda çökelmiş olmaları ve yüksek Corg içerikleri (bakınız Bölüm 6) ise bu birimlerde manyetik geçirgenlik değerlerini düşüren etkenlerdir.

Elektriksel özdirenç değerleri karotun tabanından üstüne doğru genel bir artış gösterir. Değerler porosite ve gözenek suyu tuzluluğuna bağlı olarak değiştiğinden üste doğru bu genel artış, tuzluluk ve/ veya porosite azalması olarak yorumlanabilir.

Kokolit Birimi ve Sapropel Biriminin üst kesimlerinde azalan tuzluluk ve/ veya porositeye paralel olarak en yüksek değerleri almaktadır. Değerler C1 ve C3 karbonat seviyelerinde ise önemli düşüşler göstermektedir.



**Şekil 5.1 :** SL12 Karotu MSCL analizi sonuçlarına göre gama yoğunluk, manyetik geçirgenlik, ve elektrik özdirenç değişimleri. RL: Kırmızı kil seviyesi, C3: (Bølling- Alerød), C2 ve C1 karbonat seviyeleri, YD: Younger Dryas, T: göl/ deniz geçiş dönemi, S: Sapropel Birimi, K: Kokolit birimi.

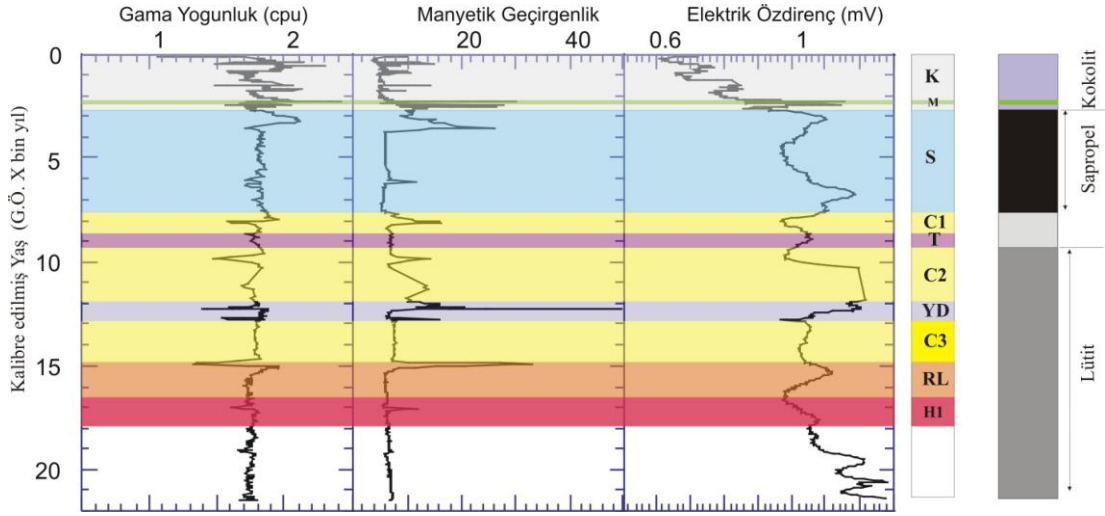
### 5.2.2 GC-19 karotu

GC-19 Karotunda Türbidit biriminde manyetik geçirgenlik, gama yoğunluk ve elektriksel özdirenç değerlerinde artış görülmektedir. Özellikle Gama yoğunluk Türbidit seviyesinde önemli artış göstermektedir (Şekil 5.2). Bu Türbiditin iyi paketlenmiş olduğuna işaret etmektedir. Gama yoğunluk, Kokolit Birimi üst kısmı ile kısmen Sapropel Biriminin üst kısmında yüksek yoğunluk değerleri almaktadır.

Manyetik geçirgenlik değerleri Türbidit birimi dışında Sapropel Biriminin üst kısmı ile YD, C2 karbonat ve kırmızı kil (RL) seviyelerinde kısmen yüksektir.

Elektrik özdirenç değerleri, karot boyunca YD ve C2 karbonat birimlerinde artmaktadır. Bu da bu birimlerde gözenekliliğin azaldığını göstermektedir. Derin düzlükten alınan bu karotta yaklaşık G.Ö. 7 bin yıldan yukarı doğru elektriksel

özdirenç değerlerindeki azalma porositenin ve/ veya gözenek suyundaki tuzluluğun arttığını göstermektedir.



**Şekil 5.2 :** GC-19 Karotu MSCL analizi sonuçlarına göre gama yoğunluk, manyetik geçirgenlik ve elektrik özdirenç değişimleri. H1: Heinrich 1, RL: Kırmızı kil seviyesi, C3: (Bølling- Alerød), C2 ve C1 karbonat seviyeleri, YD: Younger Dryas, T: göl/ deniz geçiş dönemi, S: Sapropel Birimi, M: Türbidit, K: Kokolit birimi.

### 5.3 Yorum-Tartışma

Karadeniz karotlarının fiziksel özellikleri özellikle de manyetik geçirgenlik analizleri değişik iklim dönemlerinde Karadeniz'e kırıntı girdisi konusunda önemli bilgiler vermektedir. Batı Karadeniz derin havzasından alınan GC-19 Karotu ile Sakarya ağzı açıklarından alınan SL-12 Karotunun manyetik geçirgenlik değerleri YD ve kırmızı kil çökelim dönemlerinde havzaya bol kırıntı girdisine işaret ederken; Kokolit Biriminin çökelim döneminde (G.Ö. 2720 yıl ile Günümüz arası) iki karotun kayıtları farklılık göstermektedir. GC-19 Karotu, Sapropel Biriminin üst seviyelerinden başlayarak Kokolit Birimi boyunca görece olarak yüksek kırıntı girdisine işaret etmektedir. Bu durum bu dönemde görülen yüksek çökme oranları (73 cm/ bin yıl; bakınız Bölüm 4) ile uyumludur.

Buna karşın SL-12 karotu aynı dönemde yüksek çökme oranı (142 cm/ bin yıl) kaydettiği halde bu dönem için düşük manyetik geçirgenlik değerleri göstermektedir. Bu durum iki karotun aldığı çökel kaynağındaki farklılıkla açıklanabilir.

SL-12 Karotu Sakarya Nehri'nden beslenirken, GC-19 karotunun ana kaynağı büyük ölçüde Tuna Nehridir. Sakarya Nehrinin taşıdığı çökel yükünde daha fazla reaktif

demirin olması demir minerallerinin indirgeyici koşullarda tümüyle manyetik geçirgenliği düşük Fe- sülfidlere dönüşmüş olması olasıdır. Nitekim SL-12 karotunda gama yoğunluk değerlerinin Kokolit biriminde yüksek çıkması yüksek çökelme oranını ve indirgenme yorumunu desteklemektedir.

Oksijenli ve tatlı- acısu göl koşullarında çökelen RL ve YD döneminde ise her iki karotta da çökeller diyajenetik indirgenme süreçlerinden fazla etkilenmemiştir. Genel olarak YD döneminde yüksek kırıntı girdisi bu dönemde soğuk ve yağışlı bir iklimin hüküm sürdüğüne ve/ veya su seviyesinin düşüklüğüne işaret etmektedir.



## 6. JEOKİMYA

### 6.1 Giriş

Bu bölümde karotların organik karbon (Corg), toplam karbonat (Tkarb), XRF Karot Tarayıcı ve ICP-MS yöntemleriyle analizleri yapılmış, metal ve yarı metal (metalloid) elementlerin dağılımları sunulmuştur. Bu jeokimyasal parametrelerin karotlar boyunca değişimlerinin analizi ve litolojik birimlerin tanımlanmalarıyla, çökeltme ortamları ve iklim değişimine bağlı paleoşinografik kayıtların elde edilmesi amaçlanmıştır.

Bölüm 3'de de belirtildiği gibi Marmara Denizi MD01-2430 ve MD01-2426 karotlarında sadece ICP-MS analizleri yapılmışken; aynı denizde C-7 ve Karadeniz'de SL-12 karotlarında hem XRF Karot tarayıcı hemde ICP-MS analizleri yapılmış, GC-19 ve MC-18 karotlarında ise sadece XRF Karot tarayıcı analizleri yapılmıştır. ICP-MS analizlerinin çözünürlüğü, SL-12 Karotunda 5 cm/ örnek; MD01-2430 ve MD01-2426 karotlarında 10 cm/ örnektir. XRF Karot Tarayıcı analizlerinin çözünürlüğü tüm karotlarda 200 µm'dur. XRF sonuçlarının çözünürlüğü Analyseries programından faydalanılarak lineer interpolasyon ile 200 µm'dan 1mm'ye çevrilmiştir (Paillard vd., 1996).

ICP-MS ve XRF Karot Tarayıcı analizlerinin ikisinin birden yapıldığı karotlarda karot boyunca değişimlerin incelenmesinde yüksek çözünürlüklü olması sebebiyle ikinci yöntemle elde edilen analiz sonuçlarının kullanılması tercih edilmiştir. İstatistiksel analizlerde (Faktör analizi) ise ICP-MS analiz sonuçları kullanılmıştır.

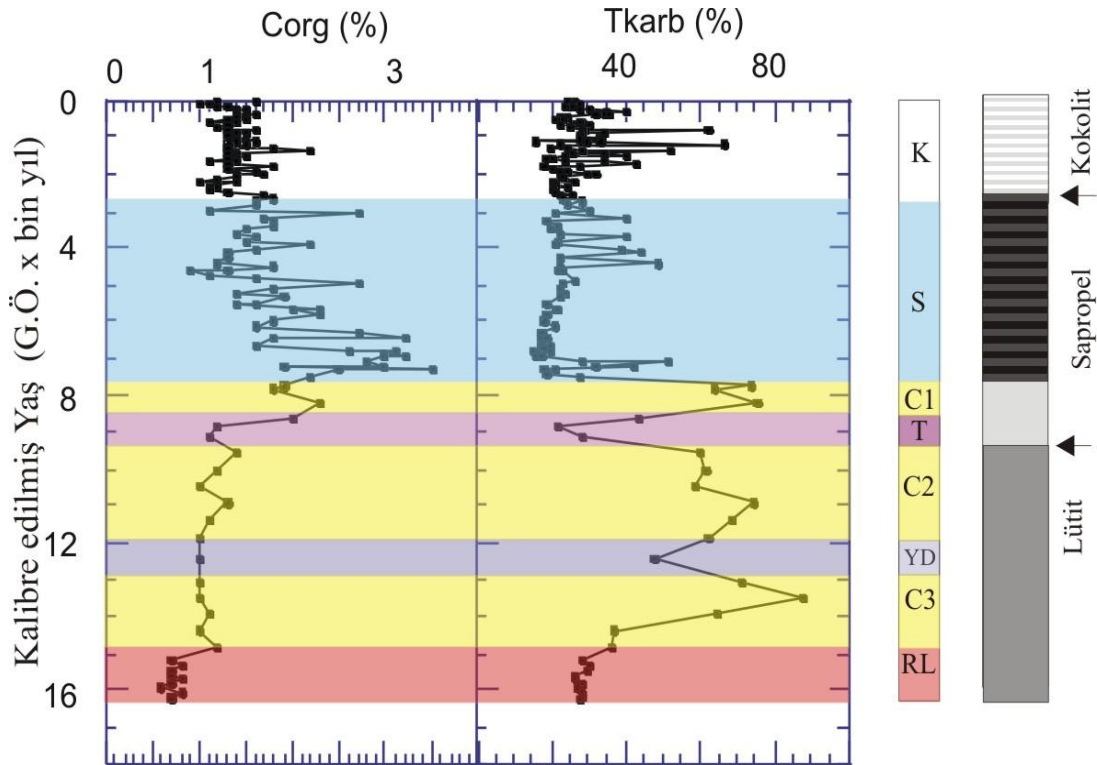
Paleoşinografik ve paleoiklimsel değişimlerin analizinde, analiz edilen çok sayıda elementin her birinin profili yerine; organik maddeyi (örneğin, Mo, U, Br ve P) ve karbonat çökeltimini (örneğin, Ca ve Sr), kırıntı mineral girdisini (örneğin, Rb ve Ti) ve su sütunu redoks koşullarını (örneğin Fe, Mn, U, S) temsil eden bir kaç özgün elementin dağılımları sunulmuş ve tartışılmıştır.

## 6.2 Organik Karbon (Corg)-Toplam Karbonat (Tkarb) Sonuçları

### 6.2.1 Karadeniz karotları

#### SL-12 Karotu

Karadeniz'in güneybatı kıta yamacında Sakarya nehri önünde 1247 m derinlikten alınan karot boyunca sırasıyla ortalama Corg ve Tkarb değerleri, % 0.6- 3.2 ve % 16- 87 arasında değişmektedir (Şekil 6.1). En üst Kokolit Birimi (G.Ö. 2.72- 0 bin yıl) boyunca ortalama Corg ve Tkarb değerleri, sırasıyla % 1.42 ve % 28.14 'tür. Kokolit birimi içinde Corg ve Tkarb değerleri beyaz laminasyonların hakim olduğu G.Ö. 1.4 bin yıl- günümüz arasında ortalama % 1.4 ve % 30 iken; siyah laminasyonların hakim olduğu G.Ö. 1.4- 2.5 bin yılları arasında benzer Corg (% 1.37) ve daha düşük Tkarb (% 25.5) değerlerine sahiptir. Kokolit biriminin tabanını temsilden G.Ö. 2.7- 2.5 bin yılları arasında ise Corg değerleri görece olarak daha yüksek (% 1.62) ve Tkarb değerleri ise biraz daha düşüktür (% 24).



Şekil 6.1 : Karadeniz SL-12 Karotunun Corg ve Tkarb değerleri (% ağırlık).

Kokolit Biriminin altındaki Sapropel Birimi (G.Ö. 7.8- 2.72 bin yıl arası) Corg yönünden daha zengin ve Tkarb yönünden daha fakir olan bir alt bölüm (G.Ö. 7.8- 5.55 bin yılları arası) ile Corg yönünden daha fakir ve Tkarb yönünden daha zengin üst bölüm (G.Ö. 5.5- 2.7 bin yılları arası) olmak üzere iki bölüme ayrılabilir. Bu

bölümler sırası ile % 2.4 ve % 1.6 Corg ile % 25 ve % 27 aralıklarında Tkarb değerleri içermektedir (Şekil 6.1). Sapropel Biriminin tabanında (G.Ö. 7.2- 7.0 bin yılları) görel olarak yüksek Tkarb (% 28- 50) ve Corg (% 2- 3) değerleri dikkat çekmektedir. G.Ö. 8.2- 8.0 bin yıllarında özellikle Corg ve daha az miktarda Tkarb değerlerinde bir azalma görülmektedir.

Tkarb analizleri, Sapropel Biriminin altındaki C1, C2 ve C3 karbonat zonlarını çok iyi tanımlamaktadır (Şekil 6.1). Bunlardan G.Ö. 8.6- 7.6 bin yılları arasında çökelen C1 karbonat zonunda Tkarb değerleri % 75'lere varmaktadır. G.Ö. 11.9- 9.3 bin yılları arasında çökelmiş olan C2 karbonat seviyesinde Tkarb değerleri % 59- 75 arasındadır. Bu seviyede Corg miktarı ise % 1- 1.3 arasında değişmektedir. G.Ö. 14.8 - 12.9 bin yılları arasında B/A ılıman döneminde çökelen C3 karbonat zonu % 65- 88 Tkarb ve % 1'den düşük Corg değerleri içermektedir. G.Ö. 9.3- 8.6 bin yılları arasındaki göl/ deniz geçişini (transition, T) temsil eden çökel biriminin ortalama Corg içeriği % 1.4, Tkarb içeriği % 31'dir (Şekil 6.1). G.Ö. 12.9- 11.9 bin yılları arasında çökelen YD birimi, görel olarak düşük Tkarb (% 60) ve Corg (% 1) değerleri ile temsil edilmektedir. Kırmızı kil (RL) zonunda (G.Ö. 16.5- 14.8 bin yılları arası) ortalama Corg ve Tkarb değerleri düşük olup; sırası ile % 0.7 ve % 29'dur. Karadeniz'in Göl dönemindeki çökel paketini temsil eden Lütit Biriminin (C2, C3, YD, B/A, RL) ortalama Corg ve Tkarb değerleri sırasıyla % 0.9 ve % 45'tir.

#### *GC-19 Karotu*

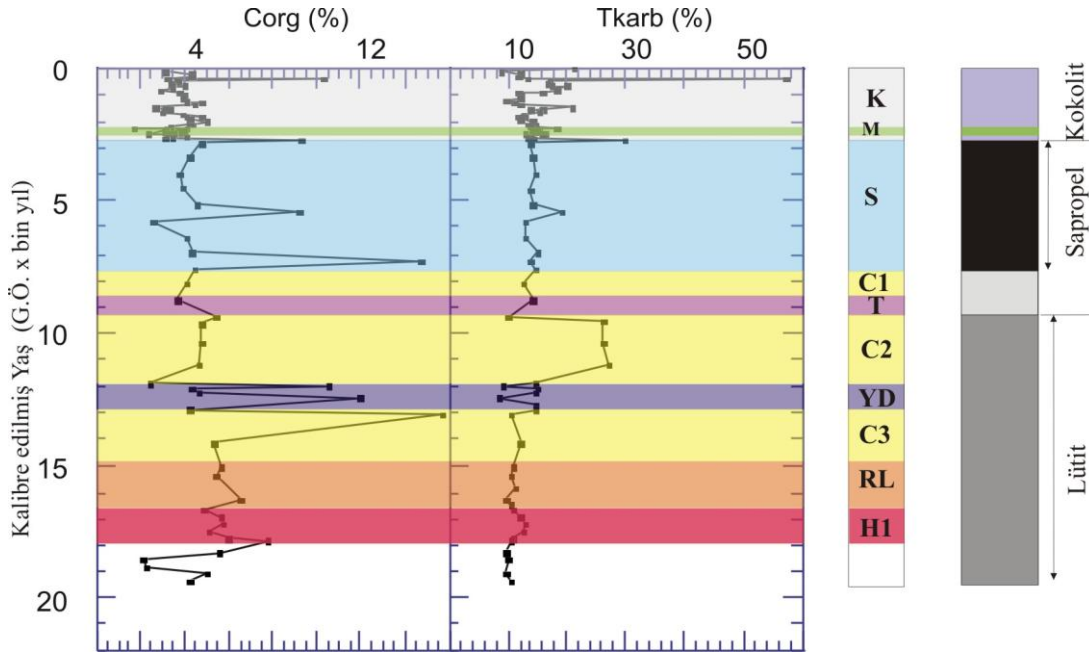
GC-19 Karotuna ait Corg ve Tkarb değerlerinin karot boyunca dağılımları Şekil 6.2' de verilmiştir. Kokolit biriminde ortalama Corg ve Tkarb değerleri sırasıyla % 4 ve % 16 arasında değişmektedir. G.Ö. 2 bin yıl- günümüz arasında ortalama % 4 olan Corg değerleri, Türbidit seviyesinde ortalama Corg % 3.3'a düşmüştür. Türbidit Biriminde Tkarb değerleri Kokolit Birimininkine benzerdir. Sapropel Biriminin Corg değerleri Kokolit Biriminin altında % 4- 9 değerlerine doğru ani artış göstermektedir.

B/A döneminde çökelmiş olan C3 karbonat zonunda Tkarb ortalama olarak % 11 ve Corg ise çok değişken olup, en yüksek % 15'dir (Şekil 6.2).

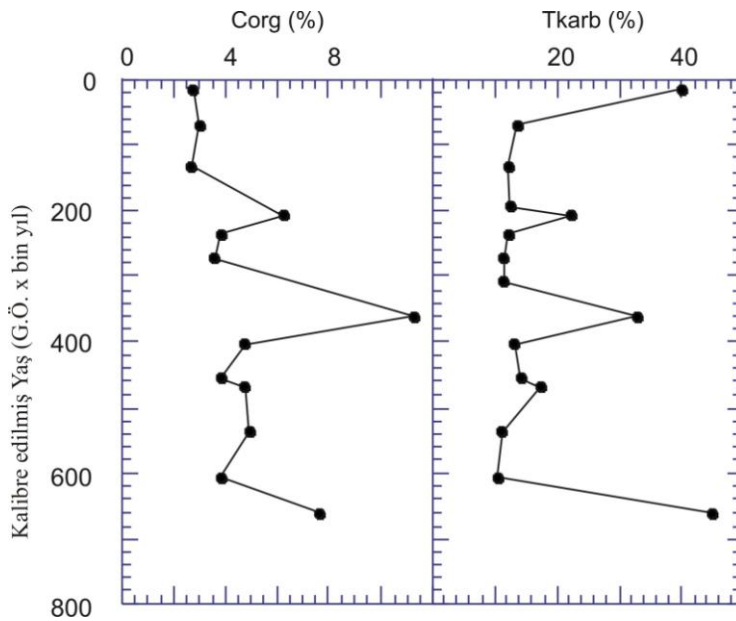
Karotta kahverengi yeşil çamur olarak görülen RL seviyesinde Corg ortalama % 5, Tkarb % 11 değerlerindedir. Heinrich 1 (H1) seviyesinde RL seviyesine göre daha yüksek Tkarb değerleri (% 12) ve daha düşük Corg değerleri (% 5.5) izlenmektedir (Şekil 6.2).

### MC-18 Karotu

MC-18 Karotu sadece Kokolit biriminden oluşur (Şekil 6.3). Ortalama Corg ve Tkarb değerleri sırasıyla % 5 ve % 19 arasındadır (Şekil 6.3). Corg ve Tkarb değerleri karot boyunca paralel bir dağılım göstermektedir. G.Ö. 210 ve G.Ö. 360 yıllarında ve karot tabanında (G.Ö. 660 yıl) Corg değerleri sırası ile % 6, 12 ve 8 gibi yüksek değerler almaktadır. Aynı tarihlere karşılık gelen Tkarb pikleri sırası ile % 22, % 32 ve % 45 değerlerindedir.



Şekil 6.2 : Karadeniz GC-19 Karotunun Corg ve Tkarb değerleri (% ağırlık).

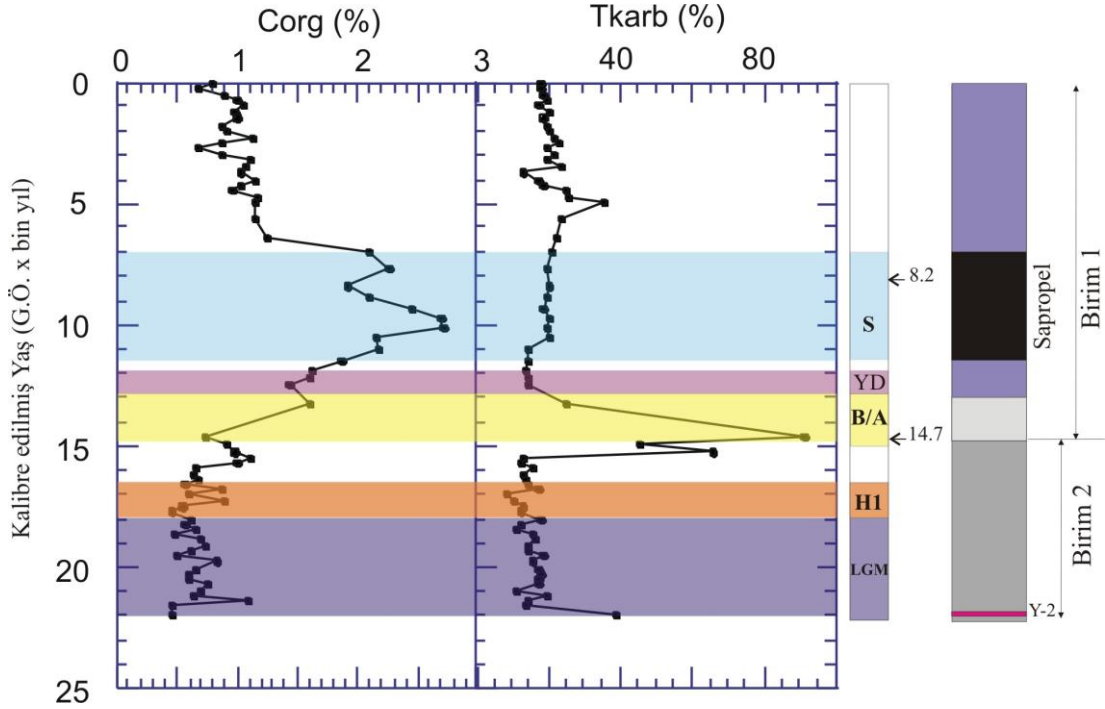


Şekil 6.3 : Karadeniz MC-18 Karotunun Corg ve Tkarb değerleri (% ağırlık).

## 6.2.2 Marmara Denizi karotları

### MD01-2430 Karotu

MD01-2430 Karotunda Corg değerleri, denizel (Birim 1) ve gölsel (Birim 2) birimler ile Birim 1 içerisindeki Sapropeli iyi bir şekilde ayırt etmektedir (Şekil 6.4). Birim 1, Birim 2 ve Sapropel'de Corg değerleri sırası ile % 0.7- 2.7, 0.5- 1 ve 1.6- 2.7'dir.



**Şekil 6.4 :** Marmara Denizi MD01-2430 Karotunun Corg ve Tkarb değerleri (% ağırlık).

Birim 1'in altında yer alan YD dönemi çökelleri üstteki Sapropel ve alttaki B/A dönemi çökellerine göre daha düşük Tkarb (% 15) değerleri içermektedir. Tkarb değerleri karot boyunca göl/ deniz geçişini temsil eden ve büyük ölçüde B/A dönemine karşılık gelen birimde % 91'e varan değerler sergilemektedir. Bu birimin dışında kalan Birim 1 ve Birim 2'deki değerler ise ortalama % 22 ve % 18 seviyelerinde seyretmektedir (Şekil 6.4).

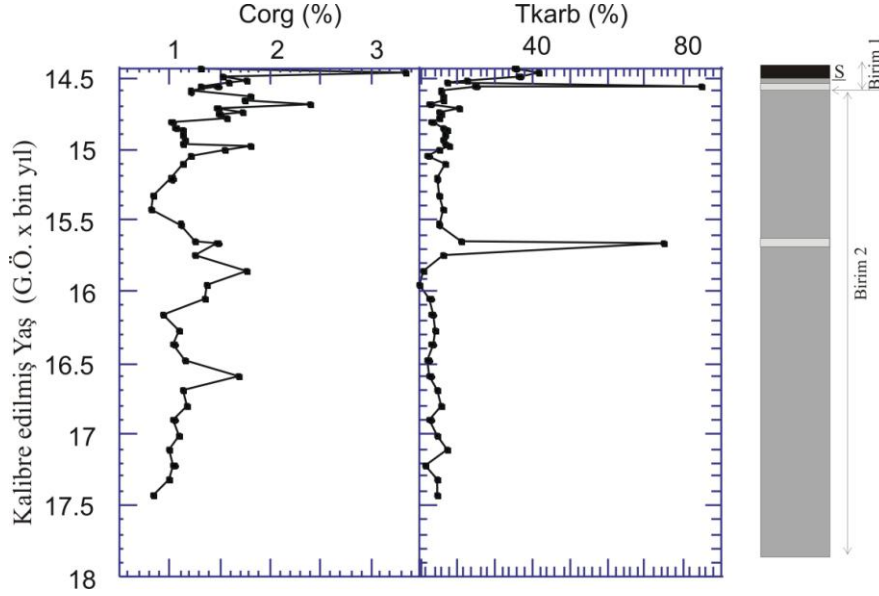
Geç Holosen döneminde Tkarb değerlerinde G.Ö. 5 bin yılında bir yükselme ve 3.5 bin yıllarında ise bir azalma dikkati çekmektedir. Karotta Heinrich 1 (H1) döneminde Tkarb değerleri Buzul dönemine göre (LGM) küçük azalmalar göstermektedir.

### MD01-2426 Karotu

MD01-2426 Karotu denizel (Birim 1) ve gölsel (Birim 2) olmak üzere iki birimden oluşur. Birim 1 olarak temsil edilen seviye, alt sapropel tabakasının tabanını

içermektedir. Sapropel tabanında Corg değerleri, % 3.32'ye varan değeriyle tüm karottaki en yüksek değerleri almaktadır (Şekil 6.5). Birim 2'de Corg değerleri, % 0.8 ile % 2.4 arasında değişmektedir.

Tkarb değerleri, Birim 1/ Birim 2 geçiş zonunda % 42'ye varan nisbeten yüksek değerlere varırken; Birim 2 içerisinde % 10 ile % 20 arasında seyretmektedir.



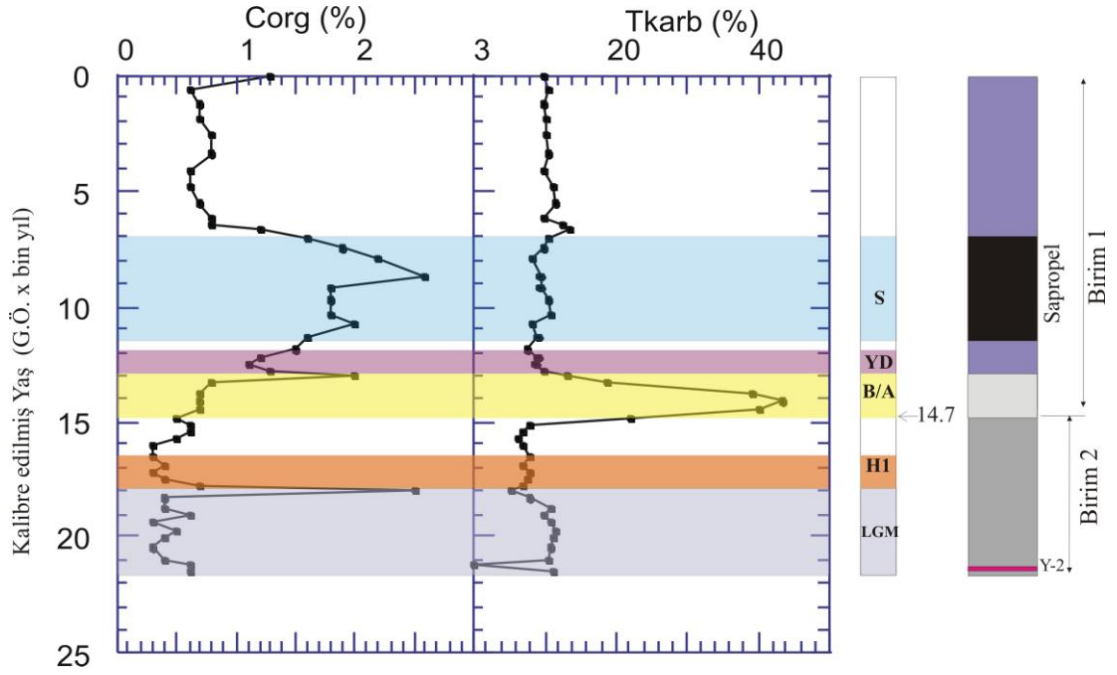
**Şekil 6.5 :** Marmara Denizi MD01-2430 Karotunun Corg ve Tkarb değerleri (% ağırlık).

Birim 2 içinde yaklaşık G.Ö. 14.6 ve G.Ö. 15.6 bin yıllarında izlenen karbonat çimentolanma zonları (HL) sırasıyla % 85 ve % 75 Tkarb içermektedir.

#### C-7 karotu

Karot boyunca Corg değerleri % 0.3 ve % 2.7 arasında değişmektedir. (Şekil 6.6). Birim 1 ve Birim 2'de sırasıyla ortalama Corg içeriği % 1.22 ve % 0.55' tir. Sapropel birimi, % 1.5- 2.7 değerleri ile en yüksek değerleri temsil etmektedir.

Birim 1 ve Birim 2 'de Tkarb içeriği, sırasıyla % 9 ve % 8.3 arasındadır. B/A ılıman dönemine karşılık gelen Birim 1/ Birim 2 geçiş zonunda Tkarb değerleri % 43'e varan yüksek bir pik vermektedir (Şekil 6.6). Birim 1'in tabanını oluşturan YD döneminde, göl dönemine göre (Birim 2) daha düşük Tkarb ve daha yüksek Corg değerleri izlenmektedir. Ancak YD çökellerinde Corg değerleri, Sapropeldeki değerlere göre çok daha düşüktür. B/A seviyesinin altında yer alan Heinrich 1(H1) seviyesinde Corg ve Tkarb değerlerinde alttaki buzul (LGM) ve üstteki B/A dönemlerine göre azalmalar görülmektedir.



**Şekil 6.6 :** Marmara Denizi C-7 Karotunun Corg ve Tkarb değerleri (% ağırlık).

### 6.2.3 Organik karbon ve toplam karbonat sonuçlarının yorumu

Organik karbon analizleri, Karadeniz’de G.Ö. 7.6- 2.72 ve Marmara Denizi’nde G.Ö. 11.5- 7 bin yılları arasında çökelmiş sapropel tabakalarını iyi bir şekilde tanımlamaktadır. Organik karbon değerleri, Karadeniz Holosen Sapropelinde % 15 ve Marmara Denizi Sapropelinde % 3 değerlerine çıkmaktadır.

Her iki denizde sapropel çökelişi göl ortamına deniz suyunun gelmesi, su tabakalanması oluşması ve bunların biyojeokimyasal döngülerde değişimler oluşması ile çökelmeye başlamıştır (örneğin, Calvert, 1990; Çağatay vd., 2000; Tolun vd., 2002; Sperling vd., 2003; Vidal vd., 2010). Özellikle tuzlu ve yoğun Akdeniz sularının bu havzalardaki derin besin elementlerince zengin suları üste fotik zona itmesi ile organik üretimin artması, sapropel çökelişini tetikleyen en önemli etken olmuştur. Akdeniz sularının Marmara Denizi’ne girmesi ile başlayan organik maddece zengin çökellerin depolanması YD döneminde kesintiye uğramıştır. Bunun en önemli nedeni, bu soğuk dönemde derin su dolaşımındaki hızlanma ve derin suyun oksijenlenmesi olmalıdır. Nitekim, günümüzden 8.2 bin yıl önce olduğu bilinen ve “8.2 Ka event” (Alley vd., 1997, 2005; Nesje ve Dahl, 2001; Sarmaja-Korjonen ve Seppä, 2007) olarak adlandırılan kısa soğuma döneminin izlerini de azalan Corg değerleri ile Marmara Denizi karotlarının Corg profillerinde görmek mümkündür (Şekil 6.4 ve Şekil 6.6). 8.2 bin yıl soğuma olayının etkileri

Karadeniz’de SL-12 karotunda da özellikle azalan Corg değerleri ile görülmektedir (Şekil 6.1).

Sırası ile yaklaşık G.Ö. 14.8- 12.9 ve 9.3- 7.6 bin yılları olarak yaşlandırılan Marmara Denizi (yaklaşık B/ A seviyesi) ve Karadeniz’deki (C1 seviyesi) gl/ deniz geçişleri yüksek toplam karbonat değerleri ile temsil edilmektedir. Bu dönemlerdeki yüksek karbonat çökeliminin iki nedeni olabilir: 1) yüksek organik madde üretiminin sudan çözünmüş CO<sub>2</sub>’yi alarak karbonat çökelimini tetiklemesi (Bahr vd., 2008; Kwiecien vd., 2008), veya 2) deniz suyu ile gl sularının karışarak kalsiyum karbonata doygun hale gelmesidir (Çağatay vd., 2004; Reichel ve Halbach, 2007). Karbonat zonunda yapılan oksijen ve karbon duraylı izotop analizleri Marmara Denizi için ikinci sürecin daha geçerli olduğunu göstermektedir. Bu zonda çökelen karbonatın izotop bileşimi karbonat çökelmesinin deniz suyu girdisinin ilk aşamalarında gl suyu ile deniz suyunun karışması sonucu gerçekleştiğini desteklemektedir (Çağatay vd., 2004; Reichel ve Halbach, 2007).

Buna karşın, Karadeniz’de C1, C2 ve C3 karbonat seviyeleri, Bahr vd.’ne (2006, 2008) göre yüksek alg üretimi sonucu çözünmüş CO<sub>2</sub>’in sudan alınarak karbonat çökelimini tetiklemesi ile inorganik olarak çökelmiştir. Ancak XRD analizlerimize göre (bakınız Bölüm 7) Karadeniz’de C1 seviyesinin aragonitten, buna karşın C2 ve C3 seviyelerinin kalsitten oluşmuş olması köken farkını akla getirmektedir. Marmara Denizi’nde değişik kökenli iki suyun karışımı sonucu görülen otujenik karbonat çökelmesinin benzer şekilde Karadeniz’de de C1 karbonat seviyesini çökeltmesi kuvvetli bir olasılıktır.

Karadeniz’deki diğer iki karbonat seviyesi (C2 ve C3) gl döneminde çökelmiştir. Bunların çökelme dönemleri erken Holosen ve B/A ılıman- kurak iklim dönemlerine karşılık gelmektedir. Buna karşın gerek Karadeniz ve gerekse Marmara Denizi’nde YD, H1 ve RL gibi soğuk iklim dönemlerinde göreli olarak düşük karbonat değerleri izlenmektedir. Bu durum sadece sıcak ve buharlaşmanın yüksek olduğu dönemlerde inorganik karbonatın çökeldiğine işaret etmektedir.

Yakın zamanda Karadeniz MC-18 karotunda G.Ö. 210, 360 ve 540 yıllarında yüksek Tkarb (ve Corg değerleri) büyük olasılıkla kokolit üretimi ile ilgili olmalıdır. Bunlardan en yüksek piki veren G.Ö. 360 yılı Küçük Buzul Çağının en soğuk dönemi olan Late Maunder Minimum’a (Eddy, 1977; Pfister, 1994; Lutherbacher



vd., 2001) karşılık gelmektedir. Nitekim, bu dönemin benzer çökel kayıtları Karadeniz’de daha önce bulunmuştur (Güngör, 2005; Güngör ve Çağatay, 2006). Daha küçük çapta soğuma dönemleri yüksek Tkarb değerleri ile M.S. 1750 - 1780 ve M.S. 1490 - 1510 yılları arasında görülmektedir. Bunlardan ikincisi Spörer Minimum denilen döneme karşılık gelmektedir (Eddy, 1977; Braun vd., 2005).

MD01-2426 Karotunda göl döneminde görülen bir kaç mm kalınlığındaki yüksek karbonat içeren sert seviyeler (HL); Çağatay vd.’nin (2004) yüksek derecede negatif C-izotop verilerine göre, organik madde oksidasyonu ve/ veya anaerobik metan oksidasyonu sonucu çökelmiştir.

### **6.3 Element Dağılımları**

#### **6.3.1 Karadeniz karotları**

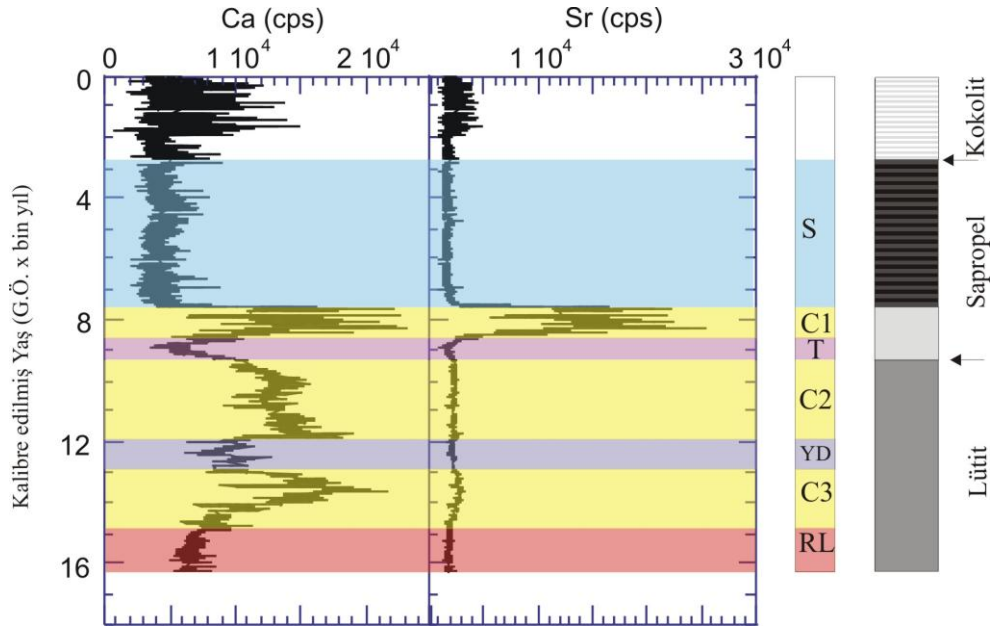
##### *SL-12 Karotu*

SL-12 Karotunda jeokimyasal analiz sonuçlarından elde edilen korelasyon katsayıları, Corg ile Mo, U ve Tkarb ile Ca ve Sr arasında kuvvetli sayılabilecek pozitif korelasyon olduğunu göstermektedir (Çizelge 6.1). Corg-Mo-U ilişkisi indirgeyici koşullarda Mo ve U’un organik maddece zengin çökellerde zenginleşmesi ile ilgilidir (Çağatay vd., 1987, 1990; Calvert ve Pedersen, 1993; Thomson vd., 1995). Tkarb-Ca-Sr ilişkisi, Karadeniz çökellerinde Ca ve Sr’un büyük ölçüde karbonat olarak bulunduğu işaret etmektedir. Buna karşın Tkarb ve Ca ile çoğu diğer elementler negatif bir korelasyon göstermektedirler. Bu karbonatın seyreltme etkisinden kaynaklanmaktadır. Litofil elementler (örneğin, Al, K, Mg, Rb, Nb, Y, Ti, Sc, Zr, Ce) genel olarak birbirleriyle kuvvetli korelasyonlar gösterirler. Kalkofil (örneğin, Cu, Zn, S, Fe, Co, Ni, As, Sb) elementler kendi aralarında ve S ile korelasyon gösterirken; redoksa duyarlı elementler (örneğin, Mn, Fe, S, As, U gibi) özel koşullara bağlı olarak aralarında bazen pozitif (Fe-Mn, Fe-S gibi) bazen negatif (Mn-S gibi) korelasyonlar sergilemektedir.

SL-12 karotu jeokimyasal verilerinin faktör analizi sonuçları elementler arasındaki birlikteliğe açıklık getirmektedir (Çizelge 6.2). Buna göre 4 faktör ayırt edilmiştir. Bu faktörlerin kümülatif yüzdesi % 68.63’ tür. Faktör 1; Mg-Ti-K-Zr-Nb-Sc-Hf-Li-Zn-V-Th-Ni’in oluşturduğu birlikteliktir ve aluminosilikat kırıntı girdisini temsil etmektedir. Bu faktörle negatif korelasyona sahip olan parametreler Ca, Sr ve toplam

karbonat olup, karbonatların seyreltme etkisini göstermektedir. Faktör 2: Fe-La-Cr-Ba-Al-Na-Ce-Y-Ta'dan oluşmaktadır. Bu faktör, litofil elementleri ve ikincil farklı kökenli bir kırıntı malzeme girdisini temsil etmektedir.

Faktör 3: Sb-U-S-P birlikteliği ile indirgeyici redoks koşullarını temsil etmektedir. Faktör 4 ise Corg ve Mo' den oluşmakta olup, indirgeyici koşullarda organik maddede Mo zenginleşmesine işaret etmektedir.



**Şekil 6.7 :** SL-12 Karotunda XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen Ca ve Sr dağılımı.

SL-12 Karotu boyunca XRF Karot Tarayıcı analizi ile elde edilen Ca, Tkarb değerlerine benzer bir şekilde C1, C2 ve C3 karbonat seviyelerinde yüksek değerler vermektedir (Şekil 6.7). Bu piklerden sadece C1, Sr yönünden zenginleşme göstermektedir. Bu C1'deki karbonatın aragonit, C2 ve C3'ün kalsit bileşiminde olduğuna işaret etmektedir.

Kalsiyum değerleri; Sapropel, göl/ deniz geçiş dönemi (T), YD ve Kırmızı Kil (RL) birimlerinde görece olarak düşüktür. Kokolit Biriminde, tabanda yer alan ilk kokolit bandı yüksek bir Ca sinyali olarak gözükmektedir (Şekil 6.7).

Kalsiyum profilinde diğer ilgi çeken bir özellik, değerlerdeki değişim genliğinin Sapropel Biriminde daha aşağıdaki birimlere göre artması ve Kokolit Birimi üstünde daha da artarak değişen yüksek değerler vermesidir (Şekil 6.7).

Genlikteki bu değişim Sapropel ve özellikle de Kokolit biriminin laminalı yapısından ileri gelmektedir.

**Çizelge 6.1 : SL-12 Karotunda jeokimyasal parametrelerin korelasyon katsayıları.**

	Corg	CO3	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Mn	Fe	As	U	Th	Sr	Cd	Sb	V	Ca	P	La	Cr	Mg	Ba	Ti	Al	Na	K	Zr	Ce	Y	Nb	Ta	Sc	Li	S	Rb	Hf				
Corg	1.0																																								
CO3	-0.2	1.0																																							
Mo	0.8	-0.3	1.0																																						
Cu	0.3	-0.5	0.5	1.0																																					
Pb	-0.1	-0.2	0.1	0.2	1.0																																				
Zn	0.0	-0.7	0.1	0.5	0.2	1.0																																			
Ni	0.3	-0.6	0.3	0.5	0.1	0.5	1.0																																		
Co	0.0	-0.4	0.1	0.5	0.1	0.4	0.6	1.0																																	
Mn	-0.4	0.2	-0.6	-0.1	-0.1	0.0	-0.1	0.0	1.0																																
Fe	0.0	-0.7	0.1	0.5	0.2	0.9	0.6	0.6	0.5	1.0																															
As	-0.1	0.0	-0.3	0.0	-0.1	0.0	0.2	0.2	-0.5	-0.1	1.0																														
U	0.8	-0.1	0.9	0.2	0.0	-0.1	0.1	-0.1	0.0	-0.1	-0.1	1.0																													
Th	-0.1	-0.6	0.0	0.4	0.2	0.6	0.4	0.5	-0.3	0.7	0.0	-0.2	1.0																												
Sr	0.1	0.5	0.1	-0.3	-0.1	-0.6	-0.4	-0.3	-0.1	-0.5	-0.2	0.4	-0.5	1.0																											
Cd	0.2	0.0	0.2	0.2	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	1.0																										
Sb	0.5	-0.2	0.4	0.0	0.0	0.1	0.4	0.1	-0.2	0.1	0.3	0.5	-0.1	0.1	0.1	1.0																									
V	0.3	-0.8	0.4	0.6	0.2	0.8	0.7	0.5	-0.2	0.8	0.0	0.3	0.6	-0.4	0.1	0.3	1.0																								
Ca	-0.3	0.8	-0.3	-0.5	-0.1	-0.8	-0.7	-0.4	0.1	-0.7	-0.1	-0.1	-0.5	0.6	0.0	-0.3	-0.8	1.0																							
P	0.2	-0.3	0.3	0.3	0.1	0.3	0.4	0.4	0.0	0.3	0.0	0.3	0.3	0.0	0.2	0.3	0.5	-0.3	1.0																						
La	-0.2	-0.4	0.0	0.3	0.3	0.5	0.1	0.4	-0.2	0.7	-0.3	-0.1	0.7	-0.2	-0.1	-0.3	0.4	-0.2	0.1	1.0																					
Cr	0.1	-0.4	0.2	0.4	0.0	0.6	0.4	0.4	-0.3	0.6	-0.2	0.0	0.4	-0.2	-0.1	-0.1	0.5	-0.4	0.2	0.6	1.0																				
Mg	-0.1	-0.6	-0.1	0.3	0.0	0.6	0.8	0.5	0.2	0.7	0.2	-0.2	0.6	-0.6	0.0	0.1	0.7	-0.7	0.3	0.2	0.3	1.0																			
Ba	-0.2	-0.3	-0.2	0.1	0.0	0.6	0.1	0.1	0.1	0.5	0.0	-0.1	0.4	0.0	0.0	0.0	0.4	-0.3	0.2	0.3	0.2	0.3	1.0																		
Ti	0.1	-0.8	0.1	0.4	0.2	0.8	0.7	0.6	-0.2	0.9	0.0	-0.1	0.7	-0.5	0.0	0.1	0.8	-0.8	0.4	0.5	0.7	0.7	0.3	1.0																	
Al	0.0	-0.6	0.2	0.5	0.3	0.8	0.4	0.5	-0.3	0.9	-0.3	-0.1	0.6	-0.4	0.0	-0.1	0.7	-0.6	0.2	0.8	0.7	0.5	0.4	0.8	1.0																
Na	0.2	-0.4	0.4	0.3	0.3	0.5	0.2	0.2	-0.6	0.6	-0.5	0.2	0.2	-0.2	0.0	-0.1	0.4	-0.3	0.1	0.7	0.6	0.1	0.1	0.5	0.8	1.0															
K	0.0	-0.8	0.1	0.5	0.2	0.9	0.6	0.5	0.0	0.9	0.0	-0.1	0.7	-0.6	0.1	0.1	0.9	-0.8	0.3	0.5	0.4	0.8	0.6	0.8	0.8	0.4	1.0														
Zr	0.1	-0.5	0.2	0.2	0.1	0.4	0.6	0.4	-0.1	0.5	0.0	0.0	0.4	-0.2	-0.1	0.3	0.5	-0.5	0.4	0.1	0.4	0.5	0.1	0.6	0.4	0.3	0.5	1.0													
Ce	-0.1	-0.5	0.1	0.3	0.3	0.6	0.2	0.4	-0.2	0.8	-0.3	-0.1	0.7	-0.3	-0.1	-0.2	0.5	-0.4	0.2	1.0	0.6	0.3	0.3	0.6	0.9	0.7	0.6	0.3	1.0												
Y	-0.2	-0.4	-0.1	0.2	0.1	0.6	0.3	0.3	0.0	0.6	0.0	-0.2	0.5	-0.3	-0.1	-0.1	0.4	-0.4	0.2	0.6	0.5	0.4	0.4	0.6	0.6	0.4	0.5	0.3	0.6	1.0											
Nb	0.1	-0.7	0.1	0.5	0.1	0.7	0.7	0.5	0.0	0.8	0.1	0.0	0.6	-0.4	0.0	0.2	0.7	-0.7	0.4	0.4	0.5	0.7	0.4	0.8	0.6	0.3	0.8	0.5	0.5	0.5	1.0										
Ta	0.1	-0.5	0.0	0.4	0.1	0.6	0.4	0.3	0.2	0.6	0.2	0.1	0.3	-0.3	0.1	0.2	0.6	-0.5	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.5	0.5	0.4	0.6	0.3	0.4	0.4	0.5	1.0									
Sc	0.3	-0.7	0.3	0.4	0.1	0.7	0.7	0.4	-0.1	0.7	0.0	0.1	0.5	-0.5	0.1	0.3	0.8	-0.8	0.4	0.2	0.5	0.7	0.3	0.8	0.6	0.3	0.8	0.6	0.3	0.4	0.7	0.5	1.0								
Li	0.3	-0.8	0.4	0.5	0.2	0.8	0.6	0.4	-0.2	0.8	-0.1	0.1	0.6	-0.5	0.1	0.2	0.9	-0.9	0.4	0.4	0.5	0.7	0.4	0.9	0.7	0.5	0.9	0.5	0.5	0.4	0.7	0.5	0.9	1.0							
S	0.4	-0.6	0.5	0.4	0.2	0.5	0.6	0.4	-0.3	0.6	-0.2	0.4	0.4	-0.1	0.1	0.4	0.7	-0.6	0.5	0.3	0.4	0.4	0.3	0.7	0.5	0.5	0.6	0.5	0.4	0.3	0.6	0.4	0.7	0.7	1.0						
Rb	0.0	-0.5	0.2	0.4	0.2	0.7	0.2	0.3	-0.3	0.8	-0.3	0.1	0.5	-0.3	0.0	-0.1	0.6	-0.4	0.2	0.8	0.5	0.3	0.4	0.5	0.9	0.8	0.7	0.2	0.9	0.6	0.5	0.5	0.4	0.6	0.4	1.0					

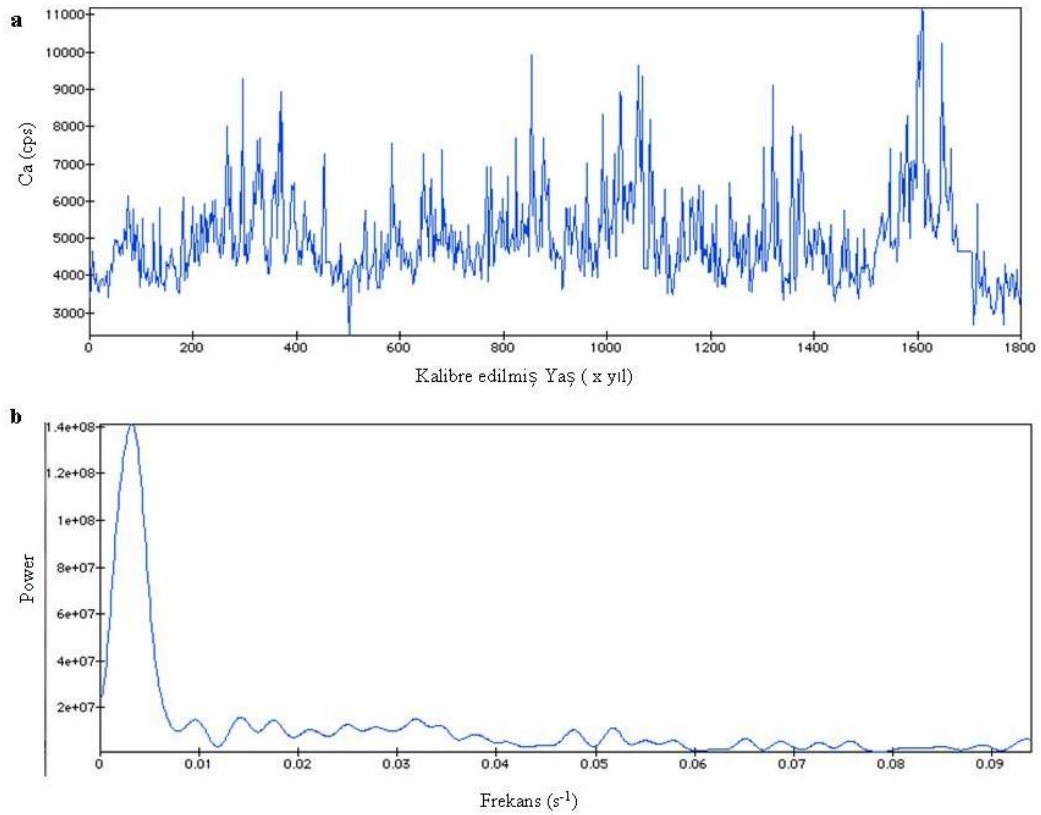
**Çizelge 6.2 : SL-12 Karotunda jeokimyasal parametrelerin faktör analizi.**

Faktör	1	2	3	4
Tkarb	-.767	-.380	-.085	.003
Corg	.108	-.079	.109	.925
Mo	.106	.072	.038	.936
Cu	.353	.360	.053	.145
Zn	.692	.606	.018	.093
Ni	.776	.041	.201	.095
Co	.379	.281	.092	.023
Mn	-.075	-.132	-.170	-.129
Fe	.651	.696	.029	.048
As	.098	-.297	.125	.053
U	-.051	-.090	.725	.185
Th	.532	.501	-.176	-.064
Sr	-.602	-.188	.510	-.046
Cd	.041	-.081	.164	-.076
Sb	.280	-.229	.736	.134
V	.740	.423	.297	.154
Ca	-.898	-.228	-.078	-.143
P	.304	.149	.552	-.108
La	.068	.909	-.147	-.093
Cr	.410	.523	-.091	-.038
Mg	.856	.157	-.116	-.002
Ba	.229	.576	.254	.146
Ti	.836	.437	.032	-.003
Al	.462	.825	-.089	.027
Na	.252	.786	.053	.045
K	.760	.579	.021	.084
Zr	.658	.089	.242	.002
Ce	.201	.888	-.107	-.062
Y(	.325	.685	.043	-.087
Nb	.744	.375	.137	.072
Ta	.380	.523	.306	.113
Sc	.904	.193	.161	.082
Li	.840	.398	.111	.107
S	.567	.282	.483	.087
Rb	.232	.912	.000	.086
Hf	.804	.005	.095	-.011

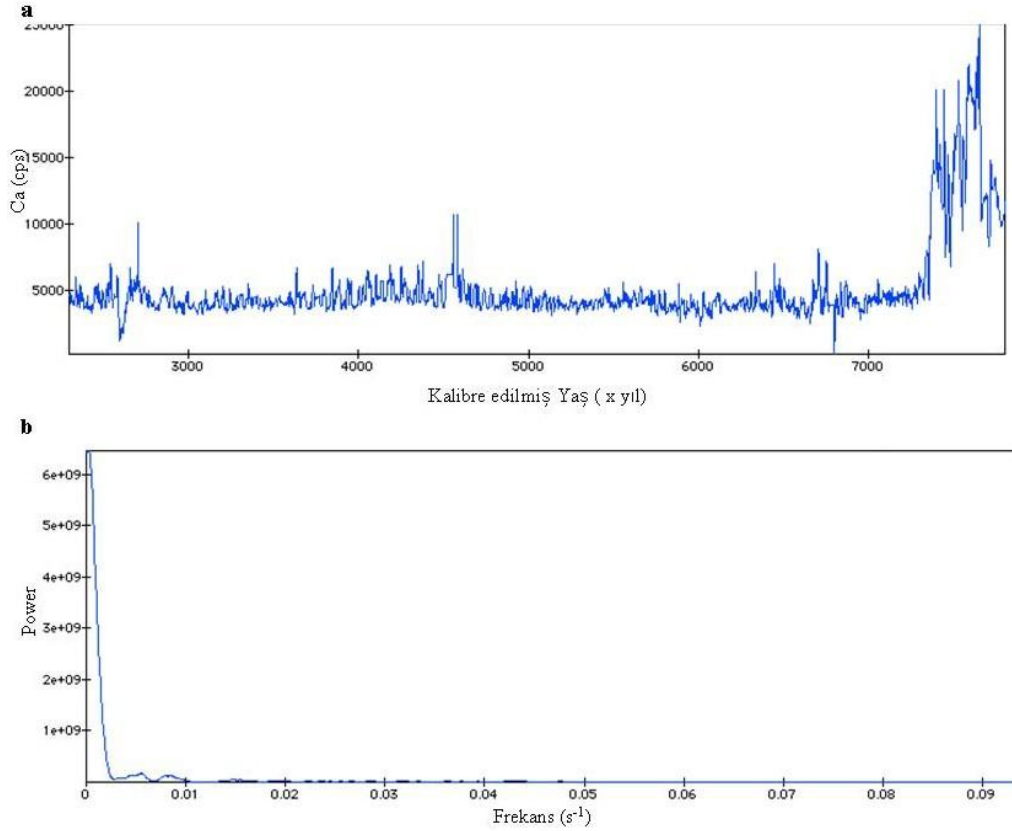
Kalsiyum değerleri, Kokolit Birimin tabanındaki ilk Kokolit bandından sonra tekrar Sapropeldeki değerlere düşmektedir. G.Ö. 2000 yılından günümüze kadar olan dönemde ise yüksek genlikli ve genellikle yüksek Ca değerleri izlenmektedir.

Kalsiyum değerlerinin spektral analizi sonucu Kokolit Biriminde 320, 100, 70 ve 35 ve 15 yıllık; Sapropel Biriminde ise 435, 190, 50, 35 yıllık döngüsellik periyodları bulunmuştur (Şekil 6.8b, Şekil 6.9a ve Şekil 6.9b). Son 1800 yıldaki Ca profilleri bu tarihsel dönemde yaklaşık G.Ö. 1670- 1540, 1390- 1350, 1100- 990, 890- 760, 660- 580, 410- 250, 90- 45 yılları arasında yüksek değerler vermektedir (Şekil 6.8a, b). Bunlardan Ca değerindeki en önemli artışlar 410- 250, 1100- 990, 1670- 1540 yılları arasında olmaktadır. Daha sonra tartışılacağı üzere (Bölüm 6.4) bu dönemler organik madde ve karbonat üretiminin yüksek olduğu 100- 150 yıllık soğuk dönemlerdir.

Kırıntı malzeme girdisini gösteren litofil elementlerden Rb ve Ti'un SL-12 Karotu boyunca değerleri ve Ca'a oranları Şekil 6.10' da verilmiştir. Bu elementlerden Rb yük ve iyon yarıçapı bakımından K'a benzerlik gösterir. Bu nedenle kayaç yapıcı minerallerde (feldspar, mika gibi) ve killerde (illit gibi), K'un yerini alır.



**Şekil 6.8 :** a) SL-12 Karotu G.Ö.1800 yıl- günümüz arasındaki Ca dağılımı, b) SL-12 Karotu G.Ö.1800 yıl- günümüz Ca değerleri spektral analizi.

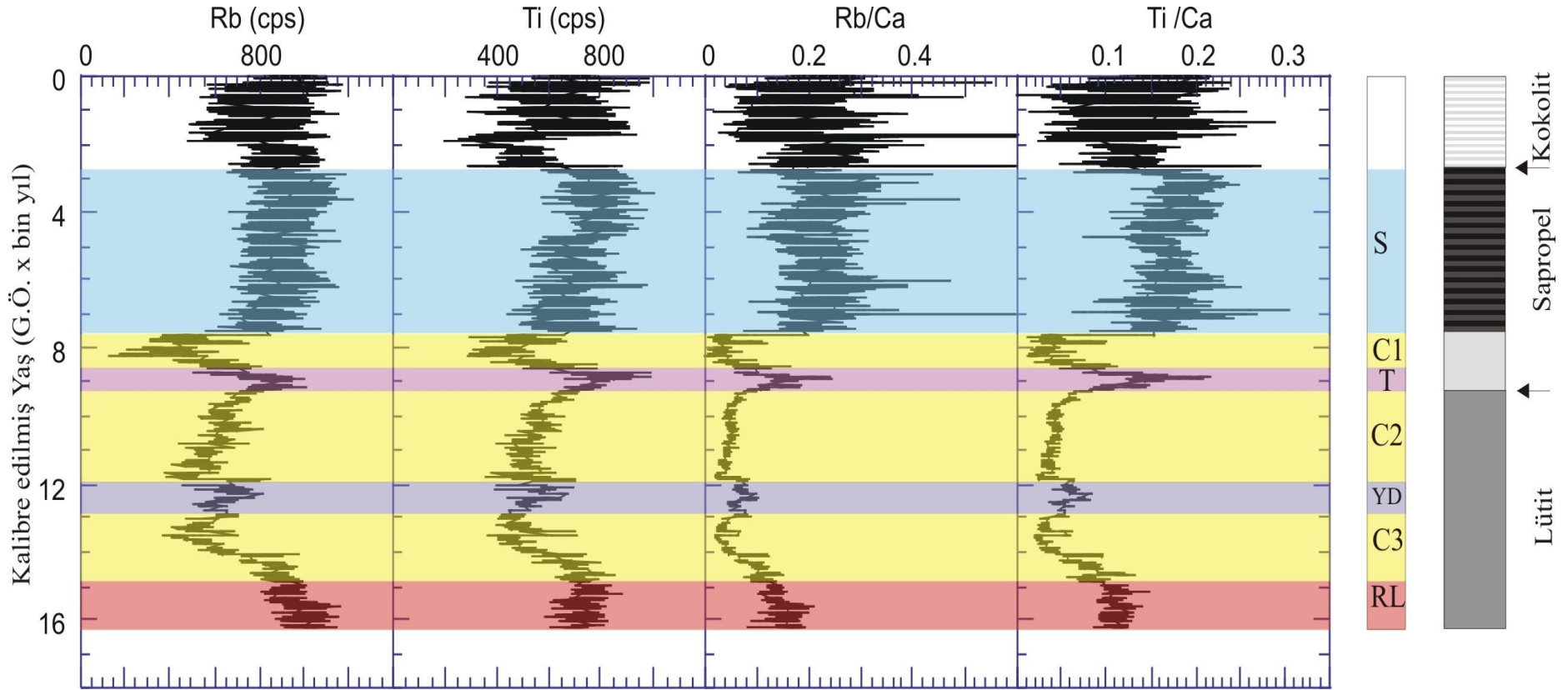


**Şekil 6.9 :** a) SL-12 Karotu Sapropel biriminde (G.Ö. 2.7- 7.6 bin yıl) Ca dağılımı, b) SL-12 Karotu Sapropel biriminde Ca değerleri spektral analizi.

Titanyum “minor” bir element olarak yer kabuğunda bazalt ve gabro gibi magmatik kayalarda ve bunların aşınma ürünü çökellerde görece olarak yüksek seviyelerde bulunur. Rubidyum ve Ti, Ca’un aksine Kırmızı Kil (RL), YD, göl/ deniz geçiş dönemi (T) ile Sapropel ve Kokolit birimlerinde görece yüksek değerler göstermektedir.

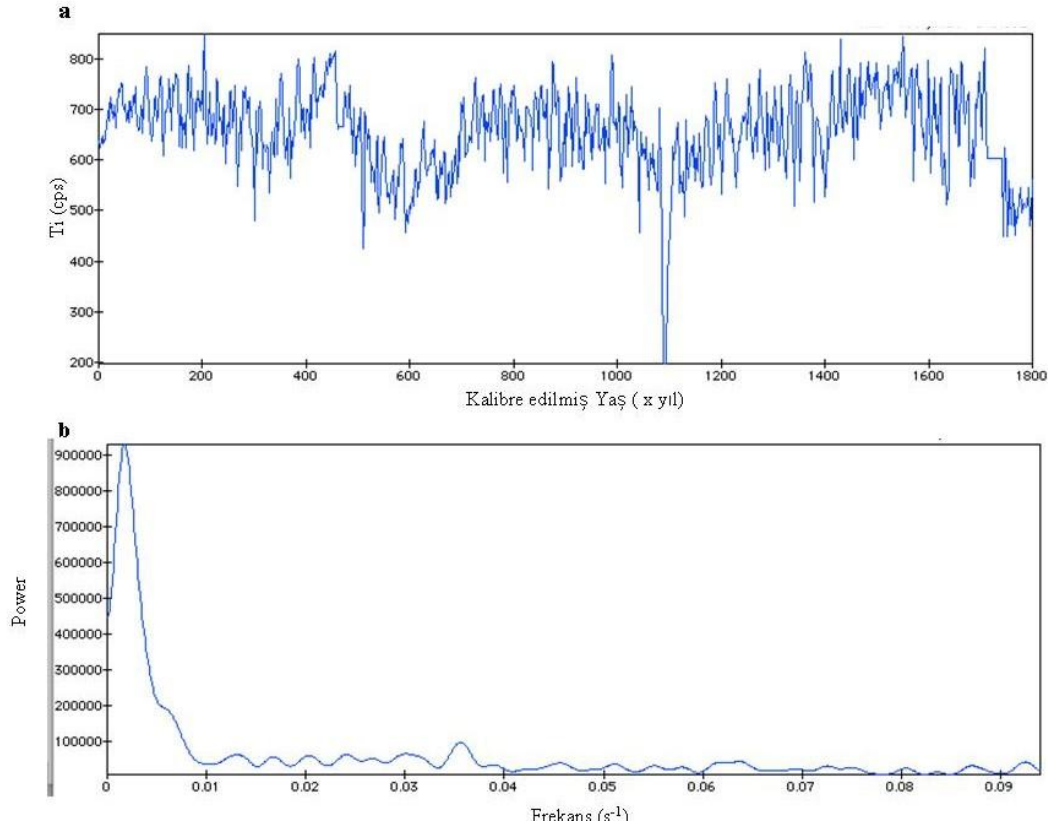
Kalsiyum dağılımında Sapropelden Kokolit Birimine doğru olan genlik artışı bu birimlerin laminalı/ bantlı yapısından dolayı Rb ve Ti dağılımlarında da görülmektedir. Titanyum (ve Rb’un) spektral analizleri; Kokolit Biriminde yaklaşık 580, 165, 65 ve 30 yıllık; Sapropel Biriminde yaklaşık 435, 285, 185, 100, 35 yıllık döngüsellik göstermektedir (Şekil 6.11a, b ve Şekil 6.12a, b).

Molibden (Mo), U, P ve Br organik maddeye bağlı zenginleşme gösteren elementlerdir. Özellikle Mo göl/ deniz geçiş döneminin (T) ortalarından başlayıp yükselerek Sapropel Biriminin tabanında ve Kokolit Biriminde yüksek değerler almaktadır (Şekil 6.13).



Şekil 6.10 : SL-12 Karotunda XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen Rb ve Ti dağılımları ve Ca'a oranları.





**Şekil 6.11 :** a) SL-12 Karotu G.Ö. 1800 yıl- günümüz arasındaki  $T_1$  dağılımı, b) SL-12 Karotu G.Ö. 1800 yıl- günümüz  $T_1$  değerleri spektral analizi.

Uranyum (U), organik maddenin yüksek olduğu C1 ve Sapropel tabanında en yüksek değerleri vermektedir. C1 karbonat zonunda U zenginleşmesi indirgeyici ve organik maddece zengin koşullarda U'un  $UO_2$  olarak çökmesi ile açıklanabilir (Çağatay vd., 1990; Klinkhammer ve Palmer, 1991).

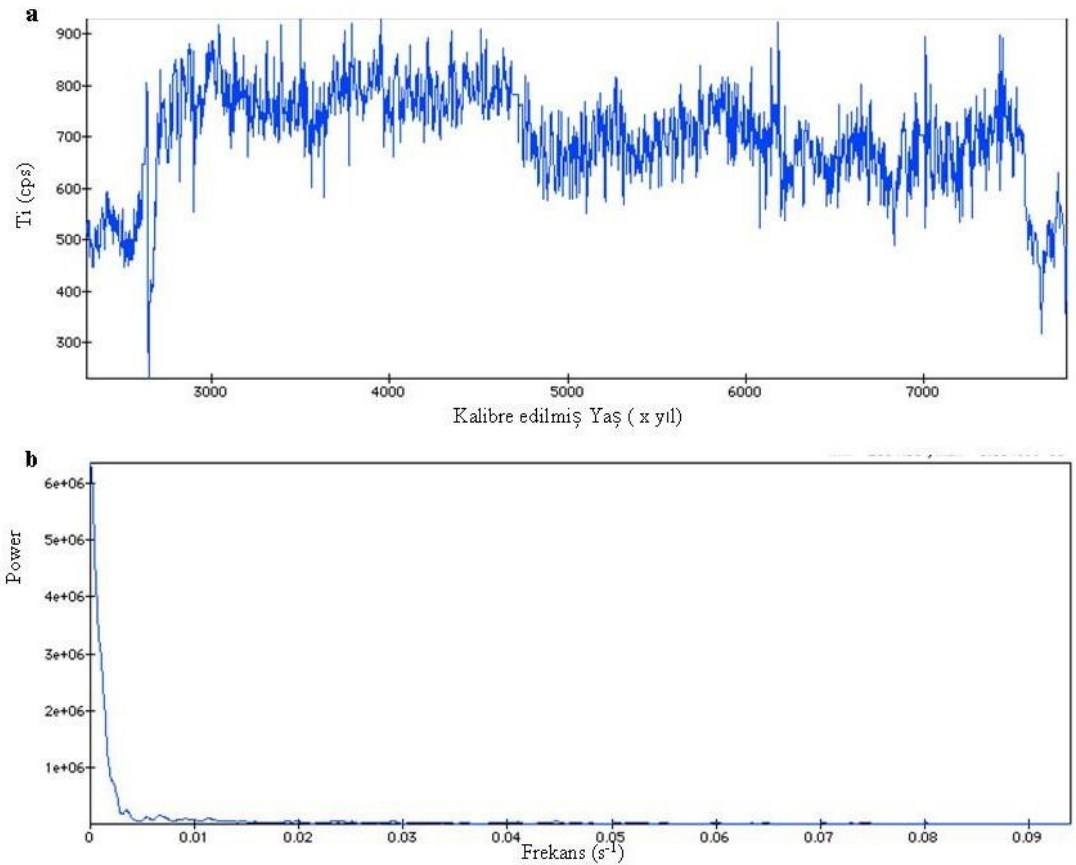
Fosfor (P) ve Brom (Br) da organik maddenin zenginleştiği Sapropel Biriminin tabanında ve Kokolit Biriminin en üstünde en yüksek değerleri sunmaktadır (Şekil 6.13). İki element düşük karbonat içeriğine paralel olarak C1, C2 ve C3 karbonat zonlarında azalma göstermektedir. Özellikle Br'un üstteki denizel birimlerde (Kokolit ve Sapropel birimleri), göl döneminde çökelmiş birimlere (C2, YD, C3 ve RL) göre yüksek değerler göstermesi dikkati çekmektedir. Bu durum deniz suyunda, karasal sulara göre yüksek Br (65 ppm; Krauskoph, 1979) içermesi ile ilişkilidir.

Redoksa duyarlı elementler olan Mn ve Fe (örneğin, Thompson vd. 1995), kırıntılıca zengin seviyelerde göreceli olarak yüksek, karbonatça zengin C1, C2 ve C3 birimlerinde düşüktür (Şekil 6.14). Ancak C2 seviyesinde göreceli olarak yüksek Mn değerleri görülmektedir.

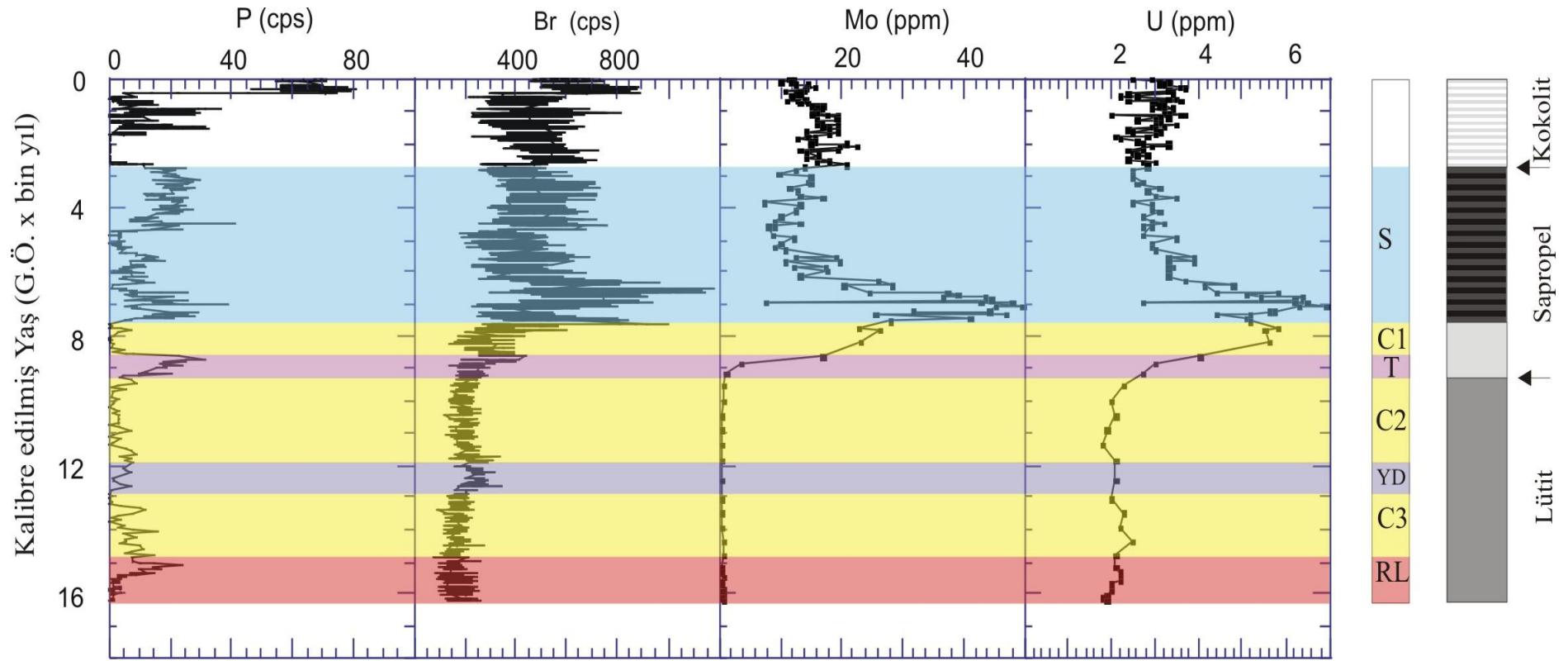


Ayrıca Kırmızı Kil (RL), Sapropel Biriminin tabanı ve en üstü ile yer yer Kokolit Birimi içerisinde yüksek Mn değerleri izlenmektedir. Demir, Kırmızı Kil (RL) içerisinde en yüksek değerlere ulaşmaktadır. Bu element YD ve Sapropel Birimi içerisinde de göreceli yüksek değerlere sahiptir. Kokolit Birimi içerisinde genliği yüksek değişken değerler sunmaktadır.

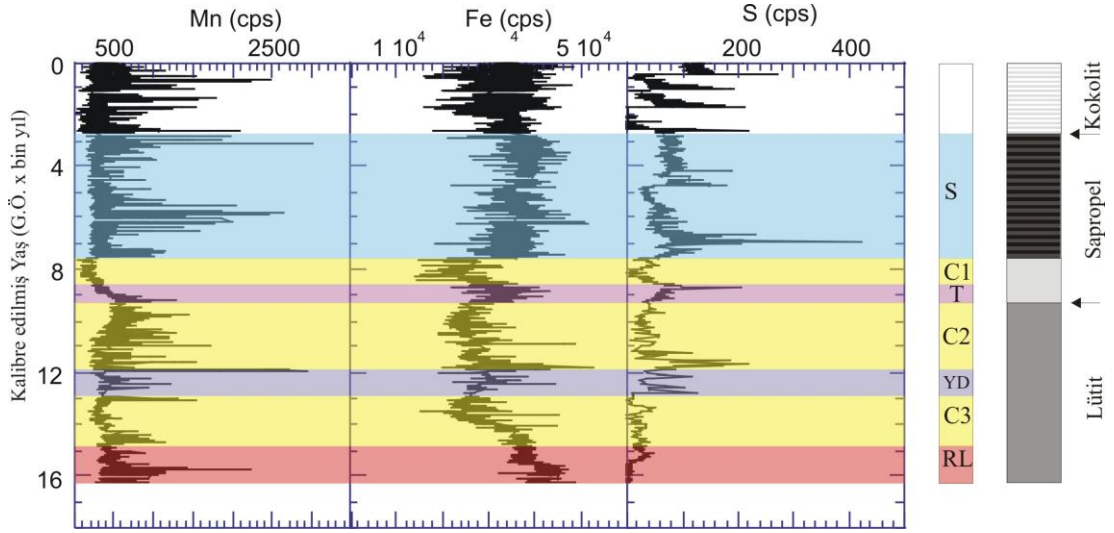
Denizlerde C-Fe-S sisteminin önemli bir elemanı olan kükürt (S) (Berner, 1984; Raiswell ve Berner, 1985), SL-12 karotunda organik madde ve Fe dağılımlarına benzer bir dağılım gösterirken, göl dönemi çökellerinde farklılık göstermektedir (Şekil 6.14). Kükürt ve Fe'in denizel koşullarda çökelmiş olan Kokolit ve Sapropel birimlerinde benzer dağılım göstermeleri, bu birimlerde demir sülfid (pirit ve Fe-monosülfid) olarak bulunduğu işaret etmektedir. Bu iki element göl/ deniz geçişi (T) ve YD sonu ile C2 birimi tabanında da göreceli olarak yüksek değerlere sahiptir.



**Şekil 6.12 :** a) SL-12 Karotu Sapropel biriminde (G.Ö. 2.7- 7.6 bin yıl) Ti dağılımı, b) SL-12 Karotu Sapropel biriminde Ti değerleri spektral analizi.



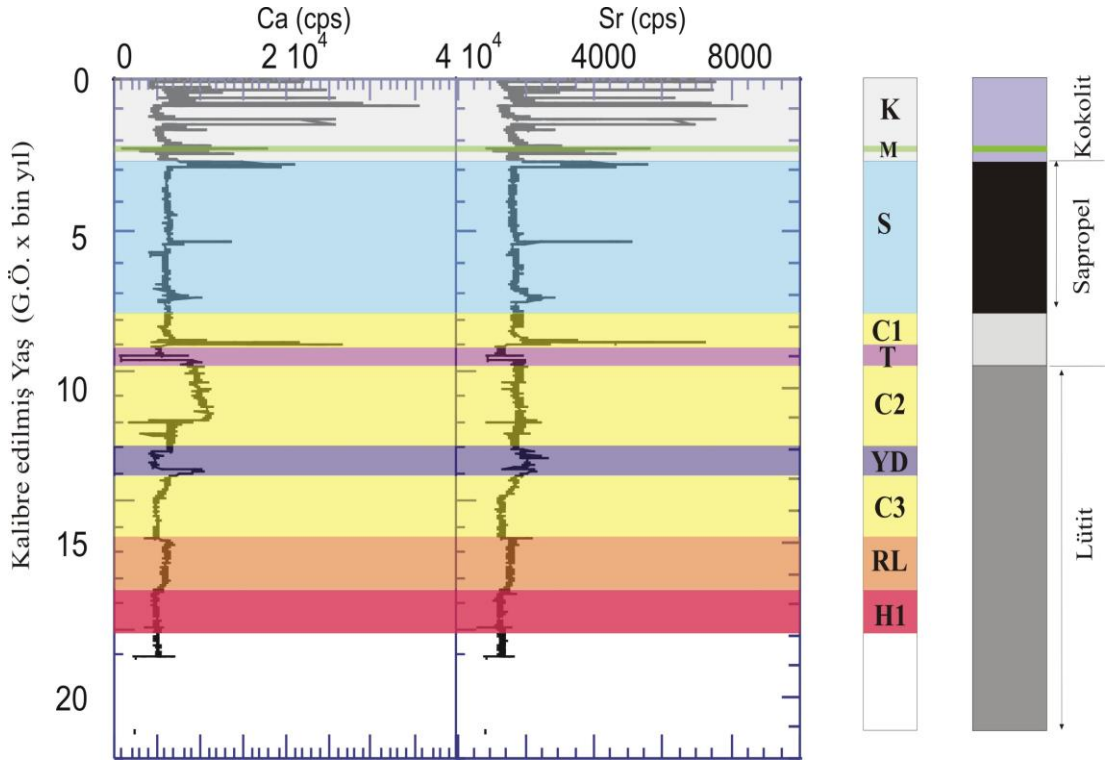
Şekil 6.13 : SL-12 Karotu XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen P, Br ve ICP-MS ile elde edilen Mo, U dağılımları.



**Şekil 6.14** : SL-12 Karotu XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen Mn, Fe, S dağılımları.

#### GC-19 Karotu

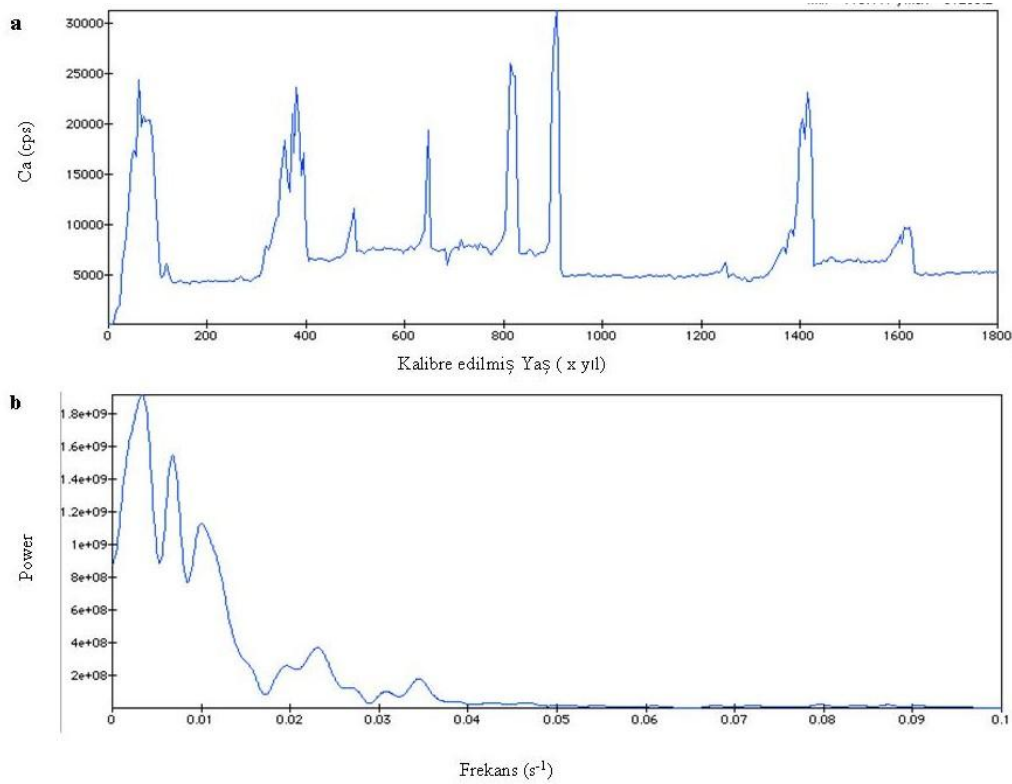
GC-19 Karotunda element dağılımları genel hatları bakımından SL-12 Karotundakine benzerdir. Ancak iki karot arasında bazı farklılıklar da bulunmaktadır. Kalsiyum (Ca) dağılımı yönünden fark GC-19 Karotunda C1 ve C2 karbonat seviyelerinde yüksek Ca değerlerine karşın, C3 biriminde yüksek Ca değerlerinin izlenmemesidir (Şekil 6.15).



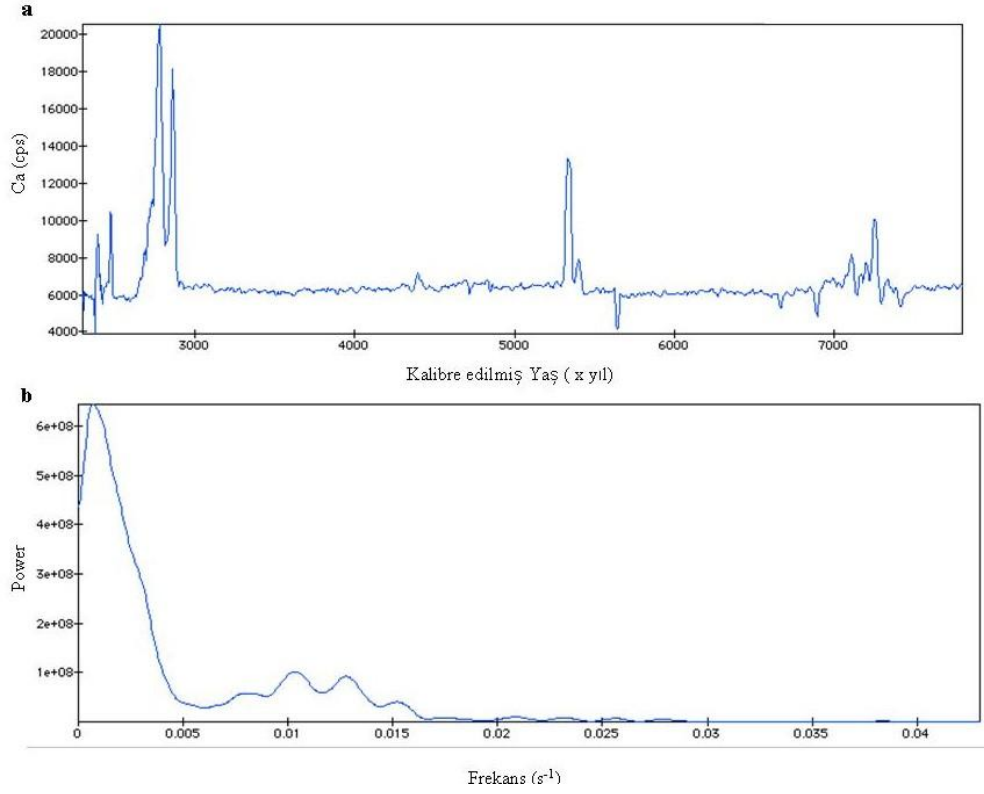
**Şekil 6.15** : GC-19 karotunda XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen Ca ve Sr dağılımı.

GC-19 karotunda da aragonit bileşiminde olan C1, Sr yönünden zenginleşme göstermektedir. SL-12 Karotuna benzer şekilde Ca değerleri; Sapropel, göl/ deniz geçiş dönemi (T), YD ve Kırmızı Kil (RL) birimlerinde görece olarak düşüktür. Kokolit Biriminde, daha yüksek ve yüksek genlikli değişken değerler izlenmektedir (Şekil 6.15). Ancak yüksek Ca değerleri GC-19 Karotunda daha az sıklıkta izlenmektedir. Birimin tabanındaki ilk kokolit bandı yüksek bir Ca sinyali olarak bu karotta da belirgin bir şekilde gözükmemektedir.

G.Ö. 1800 yılından günümüze kadar olan dönemde 1450- 1350, 900- 890, 820- 800, 650- 630, 500- 480, 400- 330, 100- 35 yılları arasında Kokolit (*Emiliana Huxleyi*) kökenli yüksek Ca değerleri izlenmektedir (Şekil 6.16a). Bu Ca pikleri SL-12 Karotundakilerle denetirilebilmekle birlikte, zaman aralıkları bakımından daha kısa dönemlere karşılı gelmektedir (bakınız Bölüm 6.4). Kokolit biriminde Ca değerlerinin spektral analizi sırasıyla 300, 150, 100, 50 ve 35 yıllık periyodlara işaret etmektedir (Şekil 6.16b, Şekil 6.17a, Şekil 6.17b). Sapropel Biriminde ise G.Ö. yaklaşık 1400, 100, 75 ve 50 yıllık periyotlar izlenmektedir (Şekil 6.19a ve Şekil 6.19b).



**Şekil 6.16 :** a) GC-19 Karotu G.Ö.1800 yıl- günümüz arasındaki Ca dağılımı, b) GC-19 Karotu G.Ö.1800 yıl- günümüz Ca değerleri spektral analizi.



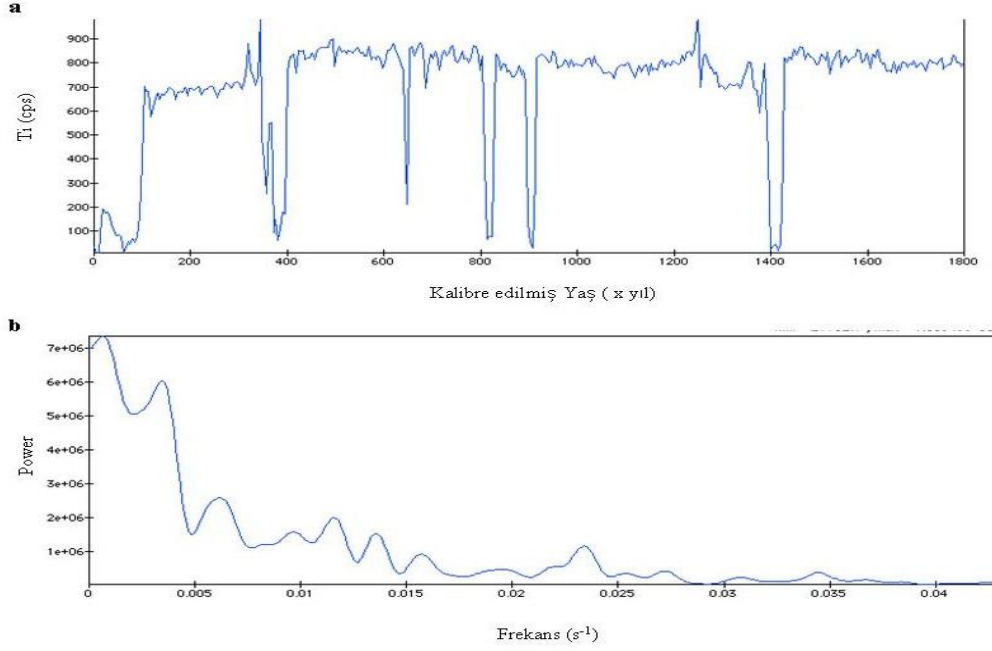
**Şekil 6.17 :** a) GC-19 Karotu Sapropel biriminde (G.Ö. 2.7- 7.6 bin yıl) Ca dağılımı, b) GC-19 Karotu Sapropel biriminde Ca değerleri spektral analizi.

Kırıntı malzeme girdisini gösteren litofil elementlerden Titanyum (ve Rb'un) spektral analizleri; Kokolit Biriminde yaklaşık 1500, 300, 165, 100, 75, 35 yıllık; Sapropel Biriminde yaklaşık 3400, 650, 500, 250, 160, 100, 75 yıllık döngüsellik göstermektedir (Şekil 6.16b, Şekil 6.17b, Şekil 6.18b, Şekil 6.19b).

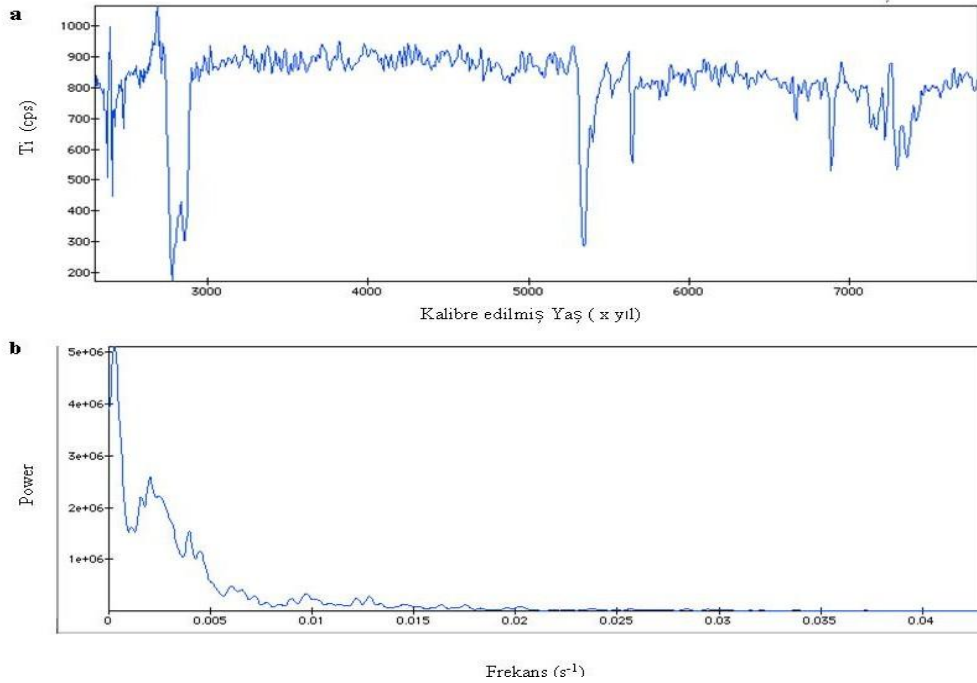
Kırıntı malzeme girdisini gösteren Rb ve Ti'un GC-19 Karotu boyunca değerleri ve Ca'a oranları C1, C2 ve C3 karbonat seviyelerinde çok düşük değerlere sahipken, Kokolit Biriminde çok yüksek genlikli değişimler göstermektedir (Şekil 6.20). Bu elementlerin RL, YD ve T birimlerindeki görece yüksek değerleri dikkati çekmektedir.

GC-19 Karotunda Br; C3, T ile Kokolit Birimi içerisinde yüksek değerler vermektedir. Ayrıca, Sapropel ve YD Birimleri içerisinde de daha seyrek yüksek değerlerle temsil edilmektedir (Şekil 6.21). Karotun geri kalan birimlerinde Br değerleri düşüktür. GC-19 Karotunda, SL-12 Karotundakinin aksine, C3 karbonat zonunda düşük Br değerleri dikkati çekmektedir (Şekil 6.21). SL-12 Karotunda Br değerlerinde denizel birimlerle görsel birimler arasında görülen fark GC-19 Karotunda görülmemektedir.

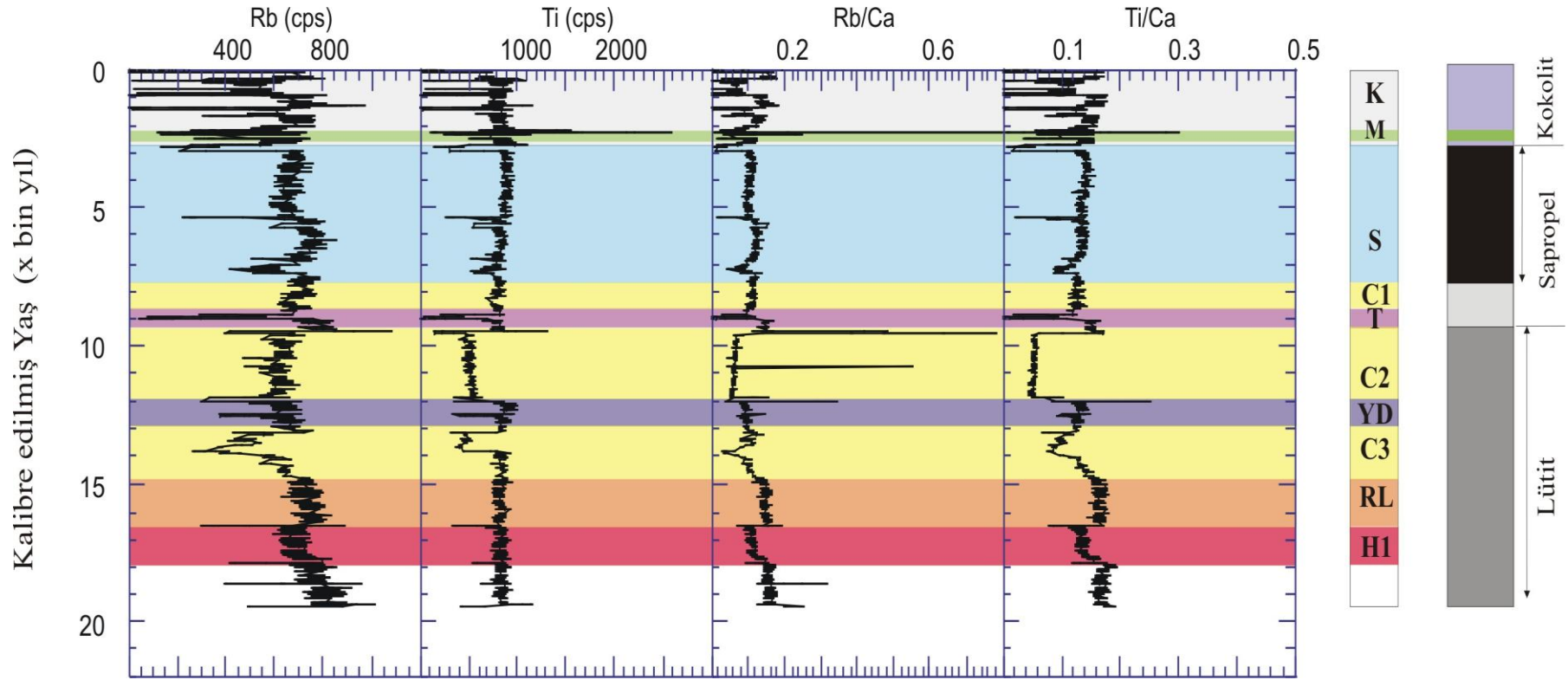
Fosfor (P); C3 ve C1 karbonat seviyeleri ile Kokolit Birimi üst kısmında düşük değerlere sahipken; RL, H1, T ve Sapropel Biriminin üst kısmı ile Kokolit Biriminin alt kısmında yüksek değerler sergilemektedir (Şekil 6.21).



Şekil 6.18 : a) GC-19 Karotu G.Ö.1800 yıl- günümüz arasındaki Ti dağılımı, b) GC-19 Karotu G.Ö.1800 yıl- günümüz Ti değerleri spektral analizi.

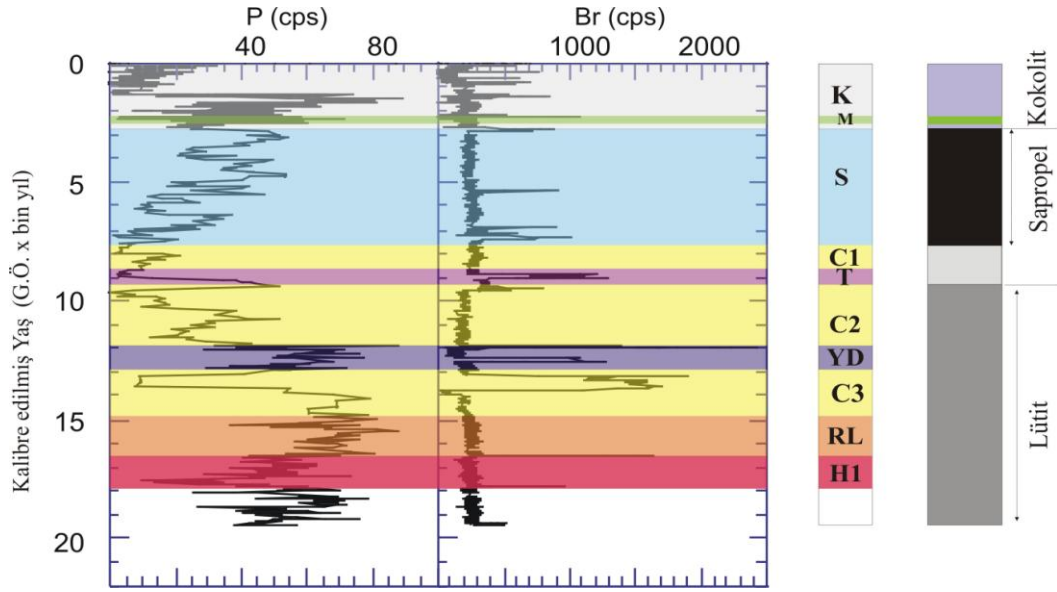


Şekil 6.19 : a) GC-19 Karotu Sapropel biriminde (G.Ö. 2.7- 7.6 bin yılları) arasındaki Ti dağılımı, b) GC-19 Karotu Sapropel biriminde. Ti değerleri spektral analizi.



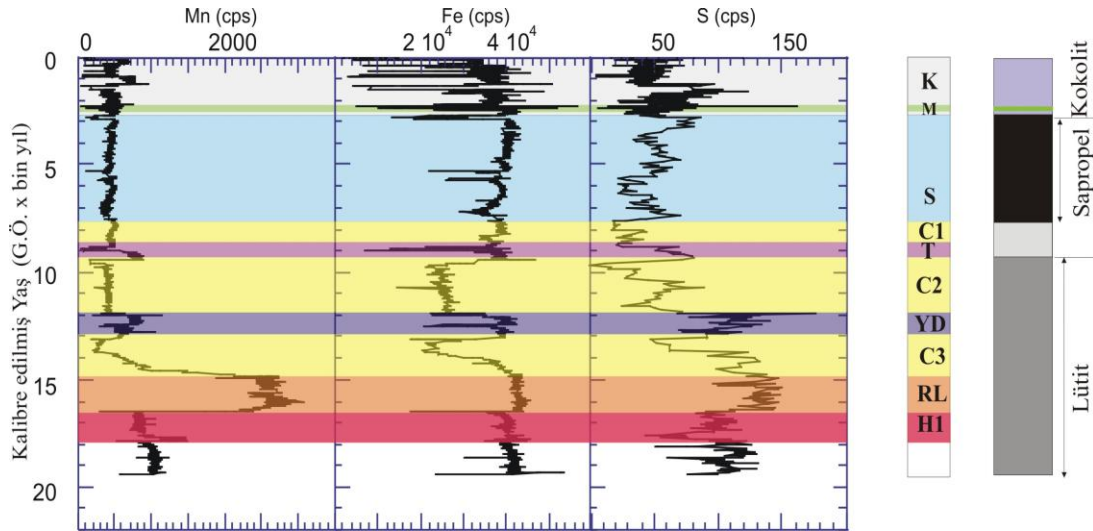
Şekil 6.20 : GC-19 Karotunda XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen Rb ve Ti dağılımları ve Ca'a oranları.





**Şekil 6.21 :** GC-19 Karotu XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen P, Br dağılımları.

GC-19 Karotunda Mn ve Fe, kırınıca zengin seviyelerde göreceli olarak yüksek, karbonatça zengin C1, C2 ve C3 birimlerinde düşüktür (Şekil 6.22). En yüksek Mn değerleri Kırmızı Kil (RL) seviyesinde izlenmektedir. Demir (Fe) Kokolit ve göl/deniz geçişi (T) Birimlerinde yer yer çok değişken ve düşük değerlerde görülmektedir.



**Şekil 6.22 :** GC-19 Karotu XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen Mn, Fe, S dağılımları.

Kükürt (S) GC-19 Karotunda Kokolit Biriminin alt kısmı, T, YD, RL birimlerinde zenginleşme göstermektedir (Şekil 6.22). Karbonat birimlerinde ise C2 dışında düşük değerler sergilemektedir. SL-12 Karotunun aksine, GC-19 Karotunda Sapropel

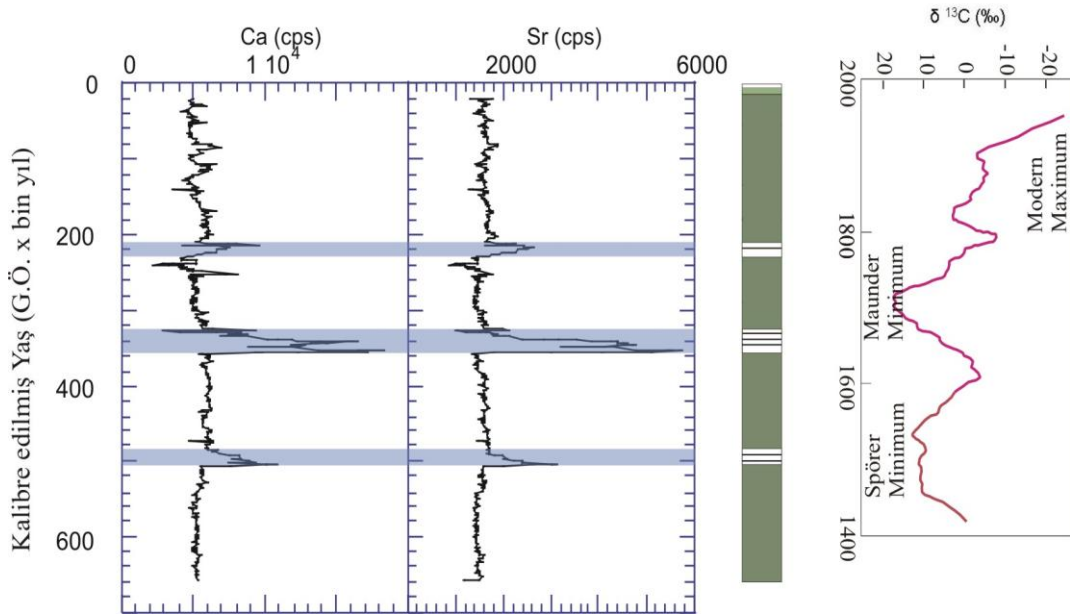


Birimi ve Kokolit Biriminin üst kısmındaki S değerleri, RL ve YD gibi göl döneminde çökelmiş birimlerden daha düşüktür.

#### MC-18 Karotu

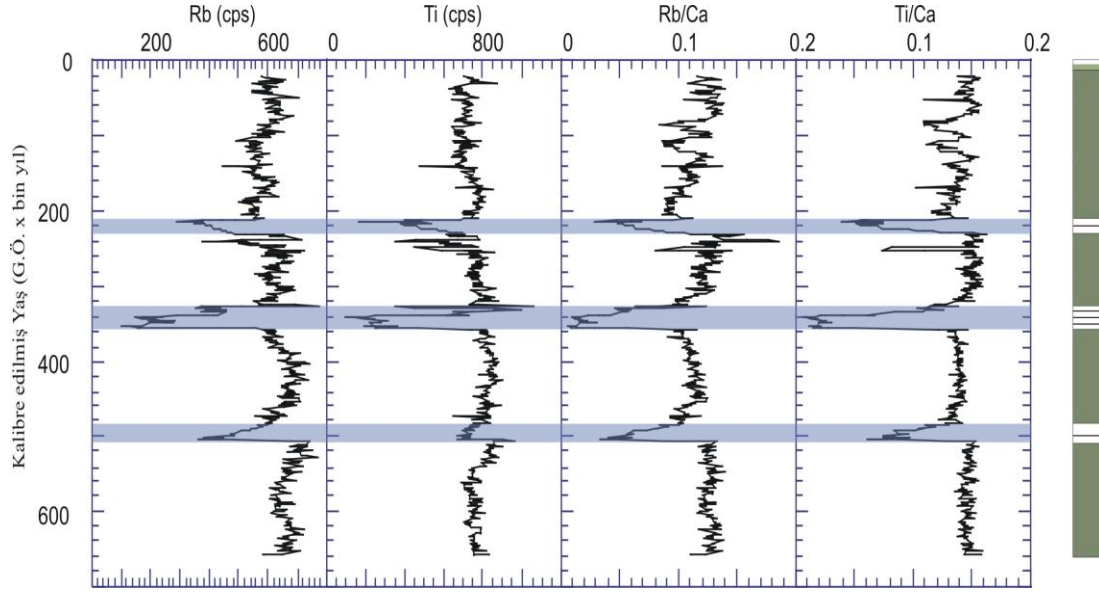
Yaklaşık son 660 yılı temsil eden MC-18 Karotunda özellikle G.Ö. 360 ile 330 yılları arasında (yaklaşık M.S. 1660- 1640 arası) ani bir Ca ve Sr artışı izlenmektedir (Şekil 6.23). Daha küçük Ca pikleri G.Ö. 540 ve ve 210 yıllarında da görülmektedir. Bu yüksek Ca ve Sr dönemlerinde Ti, Rb, Fe ve K gibi kırıntı girdisini gösteren element değerleri azalmaktadır (Şekil 6.24). Bu dönemlerde aynı zamanda Br'un da (ve Corg) yükselmesi biyojenik karbonat yanında organik üretimin yüksek olduğuna işaret etmektedir (Şekil 6.25).

Gerek Ca ve gerekse organik maddenin yüksek olması bu dönemlerde yüksek Kokolit (*Emiliana huxleyi*) üretimine işaret etmektedir. En yüksek pikin olduğu M.S. 1640- 1700 yılları Küçük Buzul Çağının (Little Ice Age: M.S. 1300- 1900) en soğuk dönemi olan Late Maunder Minimum'a (M.S. 1645- 1715; Eddy, 1977; Pfister, 1994) karşılık gelmekte ve soğuk dönemlerde Karadeniz'de yüksek organik üretime işaret etmektedir. Diğer küçük soğuma dönemleri G.Ö. 540 (M.S. 1460) ve 210 (M.S. 1790) yılları dolaylarında görülmektedir. Bunlardan ilki Spörer Minimum dönemine (M.S. 1550- 1430; Braun vd., 2005) dönemine karşılık gelmektedir.

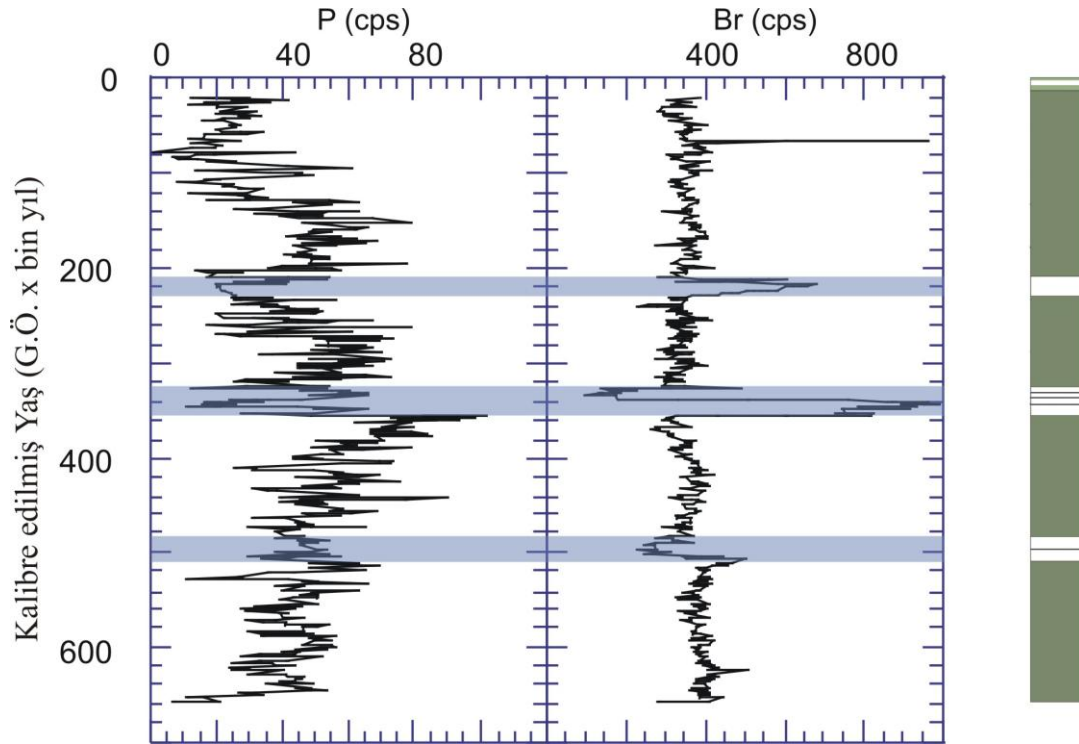


**Şekil 6.23** : MC-18 Karotunda XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen Ca ve Sr dağılımı.

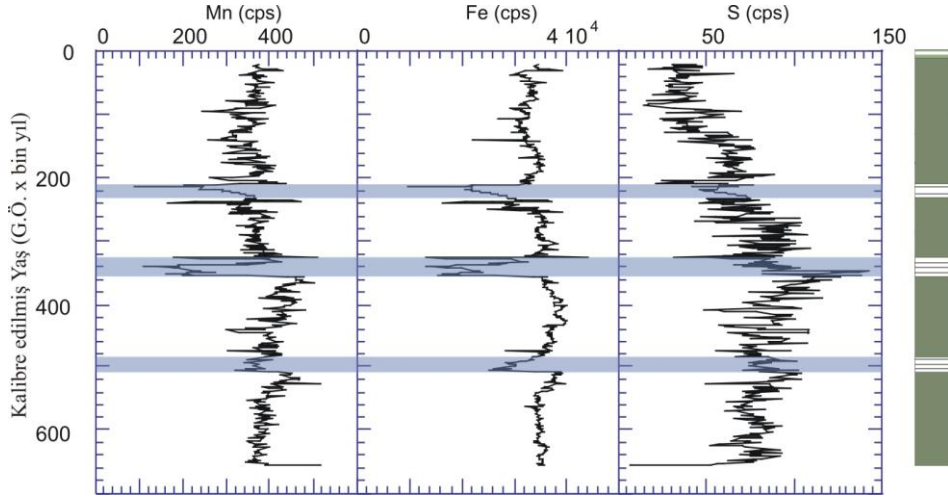
Ti/ Ca'un karot boyunca günümüze doğru artması Batı Karadeniz derin havzasına insan etkisi ile (örneğin, tarım alanlarının ormanlık alanların aleyhine büyümesi) artan yüksek kırıntı mineral girdisine işaret etmektedir. Tkarb ve Corg'un arttığı bu seviyelerde Fe, Mn, S ve diğer elementlerin azalması karbonat seyreltmesi ile ilişkilidir (Şekil 6.26).



Şekil 6.24 : MC-18 Karotunda XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen Rb ve Ti dağılımları ve Ca'a oranları.



Şekil 6.25 : MC-18 Karotu XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen P, Br dağılımları.



**Şekil 6.26 :** MC-18 Karotu XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen Mn, Fe, S dağılımları.

### 6.3.2 Marmara Denizi karotları

#### *MD01-2430 karotu*

MD01-2430 karotunda jeokimyasal analiz sonuçlarından elde edilen korelasyon katsayıları, Corg ile Mo, U, Cd, Sb, V, S ve Tkarb ile Ca ve Sr arasında kuvvetli sayılabilecek pozitif korelasyon olduğunu göstermektedir (Çizelge 6.3).

Corg-Mo-U-V ilişkisi indirgeyici koşullarda Mo, U, ve V organik maddece zengin çökellerde zenginleşmesi ile ilgilidir (Çağatay vd., 1987, 1990; Calvert ve Pedersen, 1993; Thomson vd., 1995). Kükürt (S) ise organik maddece zengin çökellerde indirgeyici koşullarda metal sülfidler, organik kükürt olarak çökelmektedir (Raiswell ve Berner, 1985). Antimuan (Sb) gibi metalloidler Fe-sülfidlerle birlikte çökellerde zenginleşmektedir.

Tkarb-Ca-Sr ilişkisi (Tkarb-Ca  $r= 0.96$ , Tkarb-Sr  $r= 0.65$ , Ca-Sr  $r= 0.60$ ; Çizelge 6.3), Marmara Denizi çökellerinde de görülmektedir. Bu da Ca ve Sr'un büyük ölçüde karbonat olarak bulunduğu işaret etmektedir. Karbonat seyreltmesine bağlı olarak Tkarb ve Ca ile çoğu diğer elementler negatif bir korelasyon göstermektedirler. MD01-2430 Karotunda da litofil elementler (örneğin, Al, K, Na, Rb, Nb, Y, Ti, Sc, Zr, Ce) genel olarak birbirleriyle kuvvetli korelasyonlar gösterirler.

Kalkofil (örneğin, Cu, S, Fe, Co, Ni, As, Sb) elementler kendi aralarında ve S ile korelasyon gösterirken; redoksa duyarlı elementler (örneğin, Mn, Fe, S, As gibi) genel olarak aralarında pozitif korelasyonlar sergilemektedir.

**Çizelge 6.3 : MD01-2430 Karotu jeokimyasal parametrelerin korelasyon katsayıları.**

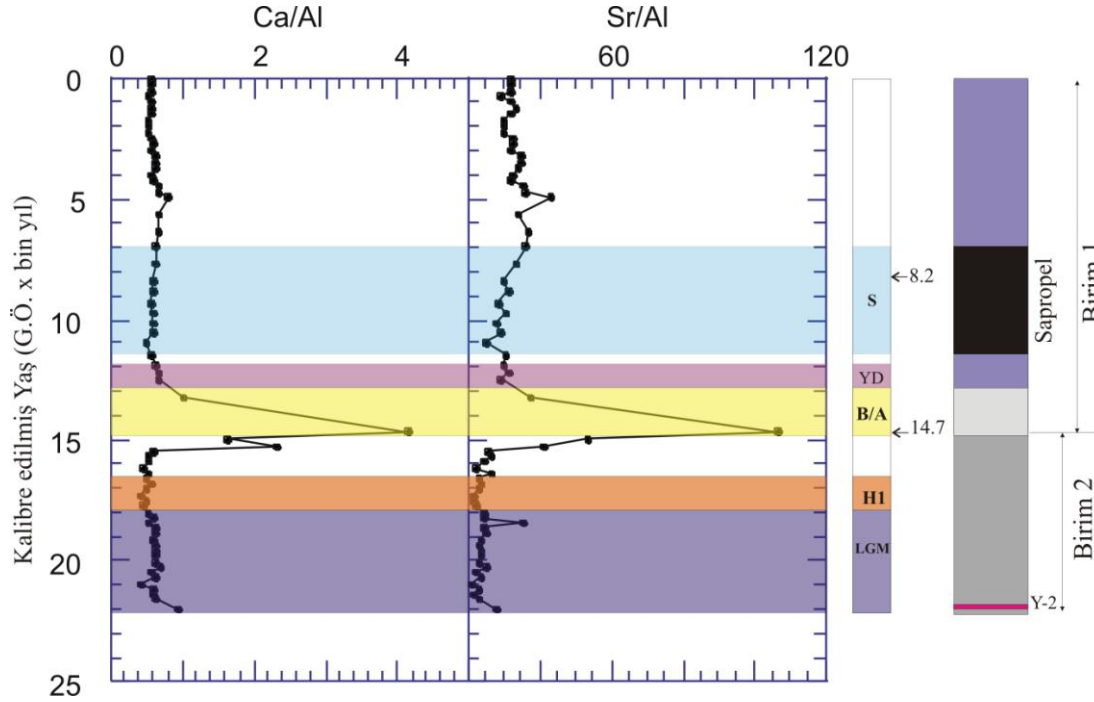
	Corg	CO3	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Mn	Fe	As	U	Th	Sr	Cd	Sb	V	Ca	P	La	Cr	Mg	Ba	Ti	Al	Na	K	Zr	
Corg	1.00																												
CO3	-0.01	1.00																											
Mo	0.76	-0.06	1.00																										
Cu	0.31	-0.51	0.48	1.00																									
Pb	0.24	-0.08	0.34	0.17	1.00																								
Zn	0.05	-0.76	0.17	0.59	0.45	1.00																							
Ni	-0.01	-0.20	0.17	0.46	-0.01	0.11	1.00																						
Co	0.10	0.16	-0.02	0.26	0.11	-0.06	0.10	1.00																					
Mn	0.35	0.21	0.20	0.20	0.25	-0.06	-0.21	0.37	1.00																				
Fe	0.29	-0.65	0.18	0.45	0.06	0.50	0.38	-0.04	-0.11	1.00																			
As	0.15	0.17	0.12	-0.03	-0.03	-0.32	0.48	0.16	0.05	0.33	1.00																		
U	0.89	0.15	0.67	0.06	0.20	-0.08	-0.23	0.02	0.30	0.07	0.05	1.00																	
Th	0.14	-0.15	0.02	-0.21	0.06	0.00	-0.01	-0.22	-0.07	0.14	0.09	0.27	1.00																
Sr	0.20	0.65	-0.03	-0.56	0.01	-0.47	-0.48	-0.01	0.26	-0.47	-0.12	0.45	0.16	1.00															
Cd	0.38	0.22	0.47	0.25	0.05	-0.16	0.24	0.06	0.07	-0.02	0.20	0.28	-0.14	-0.18	1.00														
Sb	0.52	-0.16	0.56	0.29	0.14	0.03	0.45	-0.06	0.05	0.36	0.40	0.39	0.05	-0.21	0.45	1.00													
V	0.60	-0.59	0.70	0.75	0.24	0.64	0.16	-0.02	0.16	0.51	-0.09	0.41	-0.09	-0.41	0.25	0.53	1.00												
Ca	-0.05	0.96	-0.08	-0.52	-0.13	-0.77	-0.13	0.13	0.13	-0.62	0.18	0.10	-0.17	0.60	0.26	-0.08	-0.58	1.00											
P	-0.46	-0.05	-0.16	0.20	-0.14	0.15	0.12	0.06	-0.05	-0.13	0.06	-0.52	-0.35	-0.40	-0.12	-0.19	0.04	0.01	1.00										
La	0.26	-0.04	0.19	-0.14	-0.08	-0.14	0.30	-0.11	-0.17	0.28	0.43	0.34	0.68	-0.02	0.14	0.44	0.07	0.02	-0.11	1.00									
Cr	0.38	-0.34	0.32	0.60	-0.01	0.41	0.55	0.05	-0.05	0.51	0.10	0.18	-0.08	-0.27	0.18	0.37	0.58	-0.31	0.03	0.16	1.00								
Mg	0.32	-0.22	0.11	0.07	0.05	0.22	0.27	-0.14	-0.06	0.36	0.03	0.35	0.49	0.26	-0.25	0.08	0.15	-0.26	-0.46	0.33	0.45	1.00							
Ba	-0.14	-0.12	-0.10	0.12	-0.07	0.15	0.09	0.09	-0.15	0.04	-0.06	-0.20	-0.14	-0.04	0.10	-0.01	0.00	-0.09	0.18	-0.08	0.14	-0.17	1.00						
Ti	0.06	-0.77	0.00	0.40	0.09	0.82	0.02	-0.22	-0.19	0.50	-0.35	0.01	0.15	-0.32	-0.31	0.01	0.57	-0.79	0.00	0.01	0.49	0.45	0.15	1.00					
Al	-0.06	-0.71	-0.05	0.29	0.08	0.66	-0.22	-0.10	0.00	0.38	-0.36	-0.08	0.26	-0.29	-0.39	-0.20	0.41	-0.71	0.09	0.01	0.04	0.24	-0.07	0.71	1.00				
Na	0.29	-0.45	0.08	0.13	0.16	0.45	-0.41	-0.09	0.17	0.22	-0.42	0.36	0.44	0.20	-0.34	-0.20	0.33	-0.54	-0.39	-0.03	0.11	0.54	-0.11	0.62	0.65	1.00			
K	-0.40	-0.72	-0.21	0.43	-0.12	0.70	0.23	-0.19	-0.36	0.40	-0.27	-0.53	-0.13	-0.68	-0.23	-0.13	0.35	-0.66	0.50	-0.15	0.34	0.01	0.20	0.68	0.53	0.11	1.00		
Zr	-0.08	-0.50	-0.08	-0.08	-0.04	0.29	-0.04	-0.41	-0.25	0.21	-0.07	-0.05	0.60	-0.24	-0.18	0.05	0.14	-0.46	0.07	0.37	0.04	0.19	0.02	0.44	0.39	0.35	0.44	1.00	
Ce	0.13	-0.19	0.12	0.12	-0.12	0.05	0.51	-0.14	-0.32	0.37	0.37	0.10	0.39	-0.35	0.20	0.43	0.18	-0.11	0.14	0.81	0.36	0.20	0.06	0.13	-0.03	-0.23	0.16	0.30	
Y	0.05	-0.35	0.11	0.43	-0.11	0.26	0.50	0.08	-0.18	0.39	0.25	-0.08	0.14	-0.56	0.19	0.29	0.34	-0.28	0.36	0.55	0.47	0.08	0.09	0.28	0.24	-0.15	0.38	0.17	
Nb	-0.25	-0.56	-0.13	0.25	-0.10	0.50	0.23	-0.29	-0.41	0.26	-0.15	-0.34	0.27	-0.49	-0.14	-0.06	0.22	-0.49	0.36	0.11	0.28	0.12	0.24	0.53	0.36	0.18	0.72	0.72	
Ta	-0.20	-0.53	-0.16	0.23	-0.14	0.41	0.35	-0.15	-0.25	0.26	0.03	-0.33	0.29	-0.50	-0.25	0.00	0.16	-0.50	0.23	0.17	0.33	0.16	0.06	0.48	0.30	0.08	0.58	0.51	
Sc	0.14	-0.71	0.12	0.38	-0.01	0.71	0.00	-0.16	-0.25	0.52	-0.31	0.10	0.19	-0.31	-0.24	0.01	0.58	-0.70	0.08	0.19	0.42	0.38	0.12	0.85	0.73	0.54	0.62	0.38	
Li	-0.24	-0.78	0.00	0.40	-0.03	0.65	0.20	-0.24	-0.28	0.41	-0.21	-0.37	-0.01	-0.65	-0.20	0.06	0.49	-0.71	0.34	-0.02	0.21	0.03	0.09	0.63	0.69	0.17	0.79	0.42	
S	0.62	0.07	0.56	0.12	0.08	-0.22	0.33	0.08	0.06	0.48	0.70	0.49	0.08	-0.10	0.41	0.62	0.29	0.08	-0.22	0.48	0.22	0.07	-0.09	-0.28	-0.32	-0.26	-0.37	-0.10	
Rb	0.42	-0.38	0.36	0.13	0.04	0.23	0.16	-0.15	-0.15	0.49	0.22	0.41	0.50	-0.22	0.12	0.33	0.40	-0.38	-0.18	0.71	0.24	0.38	-0.15	0.31	0.39	0.23	0.08	0.29	
Hf	-0.29	-0.49	-0.06	0.08	-0.10	0.32	0.28	-0.41	-0.45	0.25	0.09	-0.34	0.28	-0.58	-0.09	0.13	0.19	-0.43	0.42	0.37	0.12	-0.05	0.08	0.37	0.29	-0.09	0.61	0.69	

**Çizelge 6.4 :** MD01-2430 Karotunda jeokimyasal parametrelerin faktör analizi.

Faktörler	1	2	3	4	5	6
Corg	.041	.793	.177	.392	-.190	-.018
Tkarb	-.904	-.019	-.039	-.021	-.244	-.216
Mo	.083	.867	.080	.033	-.045	.048
Cu	.538	.397	-.085	-.265	-.102	.178
Pb	.105	.325	-.244	.053	.117	.054
Zn	.834	.115	-.138	-.056	.183	-.059
Ni	-.008	.053	.220	-.140	.142	.660
Co	.484	.199	-.178	.073	.067	.623
Mn	-.114	.210	-.191	.009	-.247	-.073
Fe	.601	.138	.326	.187	-.080	.490
As	-.335	.077	.437	-.056	-.029	.631
U	-.092	.702	.226	.512	-.163	-.240
Th	.005	-.038	.449	.524	.580	-.053
Sr	-.541	-.032	-.115	.564	-.195	-.453
Cd	-.271	.686	.047	-.243	-.055	.126
Sb	-.005	.670	.232	.021	.083	.457
V	.650	.675	.057	-.081	-.024	.007
Ca	-.910	-.013	.011	-.092	-.207	-.196
P	.081	-.234	.094	-.824	.128	-.163
La	-.121	.178	.855	.194	.320	.086
Cr	.311	.289	.158	.099	-.023	.123
Mg	.211	-.073	.237	.771	.076	.051
Ba	.052	.090	-.202	-.120	.088	-.070
Ti	.845	-.025	.018	.218	.197	-.164
Al	.847	-.181	.130	.067	.074	-.218
Na	.553	.019	-.090	.615	.088	-.373
K	.729	-.256	-.047	-.356	.288	.031
Zr	.324	-.028	.183	.130	.818	-.063
Ce	.022	.148	.805	-.102	.280	.153
Y	.293	.079	.699	-.357	.069	.083
Nb	.429	-.113	.045	-.156	.701	-.064
Ta	.366	-.242	.101	-.086	.601	.182
Sc	.824	.040	.298	.119	.061	-.270
Li	.792	-.098	.064	-.296	.247	.105
S	-.176	.565	.474	.085	-.176	.499
Rb	.375	.271	.769	.199	.041	.072
Hf	.330	-.079	.308	-.332	.701	.132

MD01-2430 Karotu jeokimyasal verilerinin faktör analizi sonuçları 6 faktör tanımlamıştır (Çizelge 6.4). Bu faktörlerin kümülatif yüzdesi % 76'dır. Faktör 1; Al-Ti-Zn-Sc-K-Li'un oluşturduğu birlikteliktir ve aluminosilikat kırıntı girdisini temsil etmektedir. Faktör 2; Corg-Mo-U-Cd-Sb-V-S'dan oluşmaktadır. Bu faktör, organik maddeye bağlı bir element zenginleşmesini temsil etmektedir.

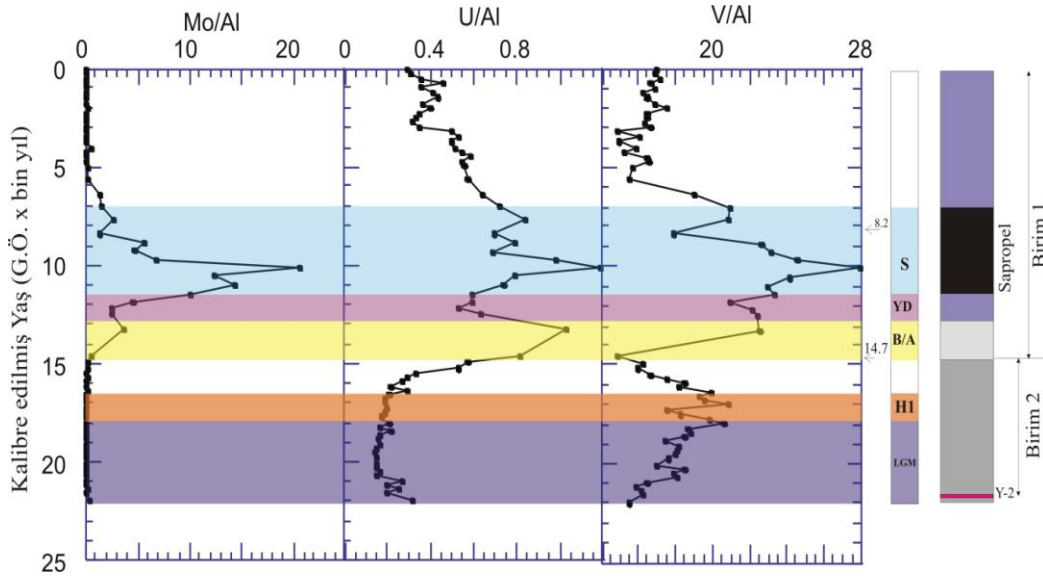
Faktör 3: La-Ce-Y-Rb grubu nadir toprak metallerini ve büyük iyon yarıçaplı uyumsuz element birlikteliğini ve bununla ilgili kırıntı girdisini simgelemektedir. Faktör 4: Mg-Na-Sr litofil bir element grubunu ve bunlarla ilgili kırıntı girdisine işaret etmektedir. Faktör 5: Zr-Nb-Hf-Th uyumsuz elementler olup magmatik kayalık ve aşınma ürünlerini temsil etmektedir. Faktör 6: Ni-As-Co-S kalkofil grubu elementlerden olup indirgenmiş çökellerde diyajenez sonucu metal sülfidler olarak bulunmaktadır.



**Şekil 6.27** : MD01-2430 Karotunda ICP-MS analizi ile elde edilen Ca ve Sr dağılımı.

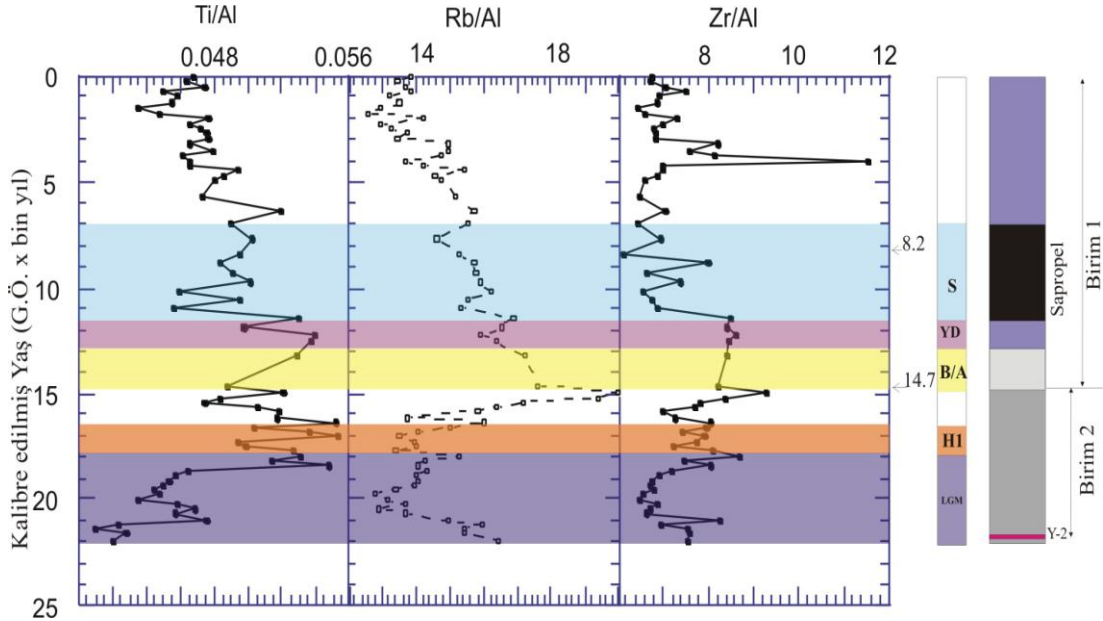
Yüksek Ca ve Sr değerleri, Mg ile birlikte göl/ deniz geçişi olan B/A döneminde (G.Ö. 15- 12.9 bin yıl arası) kuvvetli zenginleşme göstermektedir (Şekil 6.27). Ayrıca Ca ve Sr değerleri G.Ö. 4.9 bin yılda yükselmektedir. Daha önce de Bölüm 6.2' de belirtildiği gibi göl/ deniz sınırındaki Ca, Sr ve Mn zenginleşmesi farklı kimyasal bileşimdeki iki suyun karışımı sonucu karbonat çökmesi ile oluşmuştur. Organik madde ile ilişkili çökelen Mo, U ve V'in Al'a göre normalize edilmiş değerleri Sapropel Biriminde Corg miktarına bağlı olarak artış göstermektedir (Şekil 6.28). Uranyum (U) B/A döneminde artarken; V ve Mo azalmaktadır. Uranyumdaki artış bu karbonat zonunda  $UO_2^+$  iyonlarının karbonatta  $Ca^{++}$  iyonlarını yerini alması ile açıklanabilir (Klinkhammer ve Palmer, 1991). YD dönemi çökellerinde ise her üç elementte azalma göstermektedir.





**Şekil 6.28 :** MD01-2430 Karotunda ICP-MS analizi ile elde edilen Mo, U, ve V dağılımı.

Değişik kırıntı girdisine bağlı element gruplarını (Faktörlerin) Ti, Rb ve Zr'un Al'a göre normalize edilmiş değerleri Şekil 6.29'da gösterilmiştir. Bunlardan Ti; son buzul döneminde (LGM), B/A ve son iki bin yılda düşük değerler sergilerken; H1, YD ve Sapropel Biriminde görece yüksek değerler sergilemektedir.



**Şekil 6.29 :** MD01-2430 Karotunda ICP-MS analizi ile elde edilen Ti, Rb, Zr dağılımı.

Rubidyum en yüksek değerini B/A'da göstermekte ve bu dönemden başlayarak günümüze ve LGM'a doğru azalma göstermektedir.

Zirkon (Zr), yaklaşık G.Ö. 4 bin yılda yüksek bir pik vermektedir. Ayrıca H1 ve LGM'un üstünde yüksek değerler, Sapropel ve daha genç denizel çökellerde düşük değerler sergilemektedir.

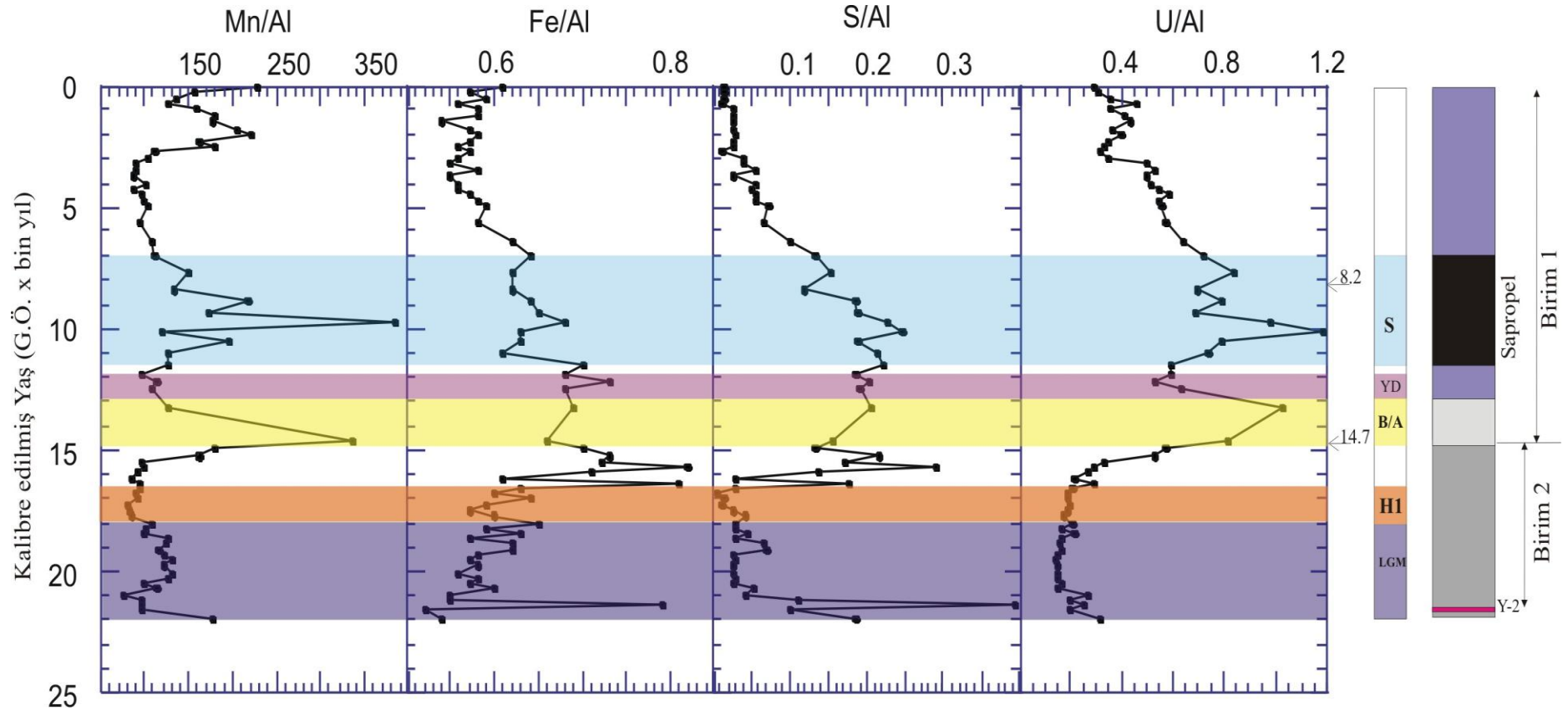
G.Ö. 4 bin yıldaki yüksek Zr değerleri, yüksek Nb, Hf ve Th (Faktör 5) değerleriyle alkali bileşimde volkanik bir kül seviyesinin varlığına işaret etmektedir (Keller vd., 1978). Bu seviye muhtemelen Akdeniz karotlarında görülen Z-1 seviyesine karşılık gelmektedir. Bu seviye karotta çıplak gözle gözükmemesine karşın, varlığı jeokimyasal analizlerle belirgin bir şekilde ortaya çıkmaktadır. Alkali bileşimdeki bu tefra, karotun altındaki G.Ö. 22 bin yılda çökelmiş, Santorini kaynaklı olduğu bilinen tefradan farklı bileşimdedir (Çağatay vd., 2000; Wulf vd., 2002). Daha yaşlı olan tefra kalk-alkali bileşimde olup; Rb, Y, La ve Hf'ca zengindir.

Mn/Al karot boyunca en yüksek değerlerini göl/ deniz geçişi sırasında B/A döneminde ve Sapropel Biriminin alt kısmında almaktadır (Şekil 6.30). Göl/ deniz geçiş dönemindeki Mn artışının sebebi, Akdeniz sularının havzaya gelmesi ile dip suyun oksijenlenmesi ve sudaki Mn'in okside olarak çökmesi ile açıklanabilir. Sapropelin alt kısmındaki zenginleşme bu kısmın nisbeten oksijenli koşullarda çökeldiğini göstermektedir. Manganın Sapropelin hemen üzerinde zenginleşme göstermemesi Sapropelin subokzik/ disokzik dip su koşullarında çökelişini gerektirmektedir (Calvert, 1990; Calvert ve Pedersen, 1993; Thomson vd., 1995). Yaklaşık G.Ö. 3- 1 bin yılda görülen ufak Mn/Al piki, havzada dip su koşullarında havalandırma olduğuna işaret etmektedir.

Fe/Al değerleri kısmen H1, B/A, YD ve Sapropel birimlerinde yüksektir. Bu birimlerde genel olarak litofil elementlerin de zenginleşmiş olması Fe zenginleşmesinin de kısmen de olsa kırıntı mineral girdisine bağlı olduğunu göstermektedir (Şekil 6.30). Ancak göl/ deniz geçiş dönemi (B/A) ve Sapropelin alt kısımlarında izlenen bolca pirit Fe zenginleşmesinin bu birimlerde kısmen piritte bağlı olduğunu göstermektedir. Nitekim S/Al (ve As/Al) değerlerinin benzer bir dağılım göstererek Sapropelde zenginleşmesi bu sonucu desteklemektedir.

Son buzul maksimum döneminde (LGM) Fe ve S'ün Al'a oranı minimum değerler göstermektedir. Santorini Cape Riva (Y-2) tefra seviyesinde Fe ve S zenginleşme göstermektedir.





Şekil 6.30 : MD01-2430 Karotunda ICP-MS analizi ile elde edilen Mn, Fe, S, U dağılımı.

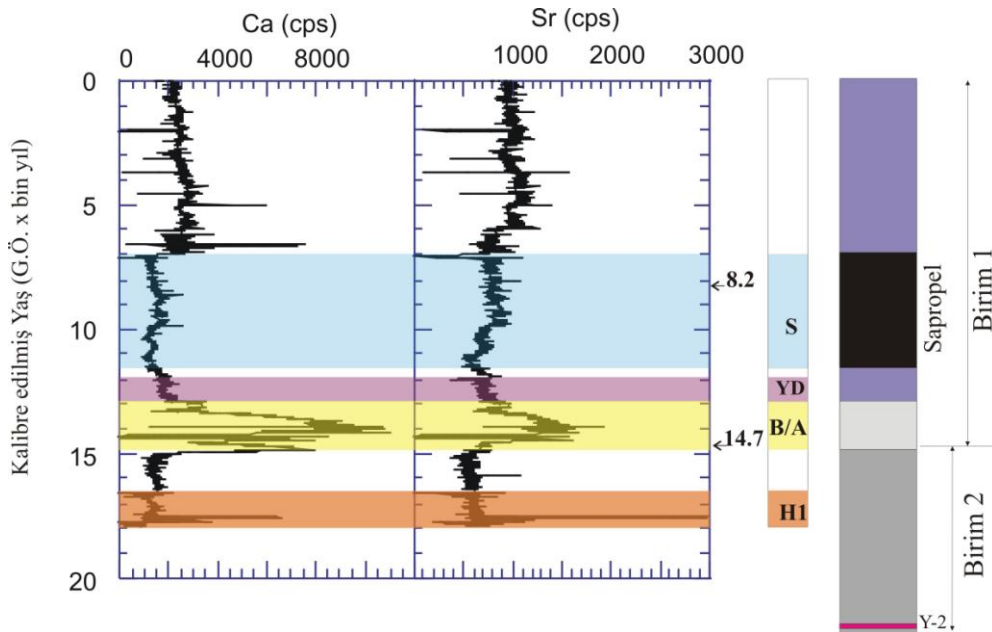
### C-7 Karotu

C-7 Karotunda jeokimyasal parametreler arasındaki korelasyon katsayıları, Corg ile U, Mo, Sb ve V arasında ve Ca ile Sr arasında kuvvetli sayılabilecek ( $r > 0.5$ ) pozitif korelasyonlar olduğunu göstermektedir (Çizelge 6.5).

C-7 Karotunda jeokimyasal parametreler arasındaki korelasyon katsayıları, Corg ile U, Mo, Sb ve V arasında ve Ca ile Sr arasında kuvvetli sayılabilecek ( $r > 0.5$ ) pozitif korelasyonlar olduğunu göstermektedir (Çizelge 6.5).

Corg-U-Mo-Sb-V ilişkisi indirgeyici koşullarda U, Mo, Sb ve V'un organik maddece zengin çökellerde zenginleşmesi ile ilgilidir (örneğin; Calvert ve Pedersen, 1993). Daha düşük düzeyde pozitif korelasyonlar ( $r = 0.4- 0.5$ ) Corg ile S ve Fe arasında söz konusudur. Kükürt (S) organik maddece zengin çökellerde indirgeyici koşullarda Fe diğer metal sülfidler ve organik kükürt olarak çökelmektedir (Raiswell ve Berner, 1985). C-7 karotunda Fe ile S arasında Corg-Fe-S sistemi ilişkisinden ve Fe-sülfidler halinde çökelimden dolayı  $r = 0.95$  ile temsil edilen kuvvetli bir korelasyon vardır. C-7 Karotunda da litofil elementler olan Th, La, Al, Ti, K, Y, Nb, Ta, Rb, Zr ve Ce genel olarak birbirleriyle kuvvetli korelasyonlar ( $r > 0.6$ ) göstermektedir.

C-7 Karotunda jeokimyasal verilerinin faktör analizi sonucuna göre 3 faktör tanımlanmıştır (Çizelge 6.6).



**Şekil 6.31** : C-7 Karotunda XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen Ca ve Sr dağılımı.

Çizelge 6.5 : C-7 Karotunda jeokimyasal parametrelerin korelasyon katsayıları.

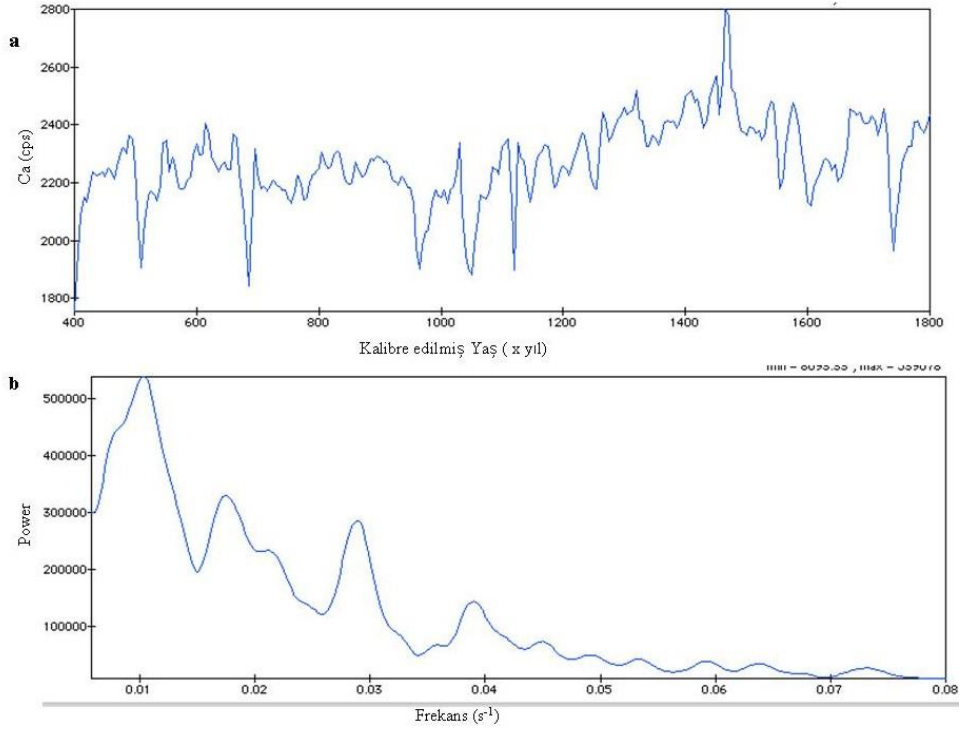
	Corg	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Mn	Fe	As	U	Th	Sr	Cd	Sb	V	Ca	La	Cr	Mg	Ba	Ti	Al	Na	K	Zr	Ce	Y	Nb	Ta	Sc	Li	S	Rb	Hf		
Corg	1.00																																				
Mo	<b>0.74</b>	1.00																																			
Cu	0.26	0.46	1.00																																		
Pb	0.11	0.08	0.56	1.00																																	
Zn	0.01	0.17	0.42	<b>0.71</b>	1.00																																
Ni	0.15	0.40	0.55	0.18	0.16	1.00																															
Corg	0.15	0.46	<b>0.79</b>	0.32	0.46	<b>0.79</b>	1.00																														
Mn	0.33	-0.02	-0.31	0.00	-0.37	-0.25	-0.37	1.00																													
Fe	0.42	0.02	-0.26	-0.16	-0.23	-0.30	-0.27	0.58	1.00																												
As	0.35	-0.06	-0.41	-0.33	-0.45	-0.33	-0.40	0.63	<b>0.96</b>	1.00																											
U	<b>0.81</b>	<b>0.78</b>	0.37	0.31	0.24	0.25	0.32	-0.07	-0.04	-0.13	1.00																										
Th	-0.25	0.01	0.15	0.11	0.48	0.05	0.26	-0.52	-0.28	-0.33	0.04	1.00																									
Sr	0.02	-0.09	-0.09	0.17	-0.36	0.10	-0.09	0.42	-0.23	-0.14	0.05	-0.57	1.00																								
Cd	0.42	0.46	0.41	-0.08	-0.03	0.19	0.34	-0.07	-0.09	-0.10	0.46	0.10	-0.03	1.00																							
Sb	<b>0.71</b>	<b>0.77</b>	0.38	0.12	0.15	0.52	0.42	-0.10	-0.05	-0.11	0.78	0.01	-0.07	0.43	1.00																						
V	0.53	0.71	<b>0.86</b>	0.29	0.57	0.44	<b>0.70</b>	-0.29	-0.13	-0.31	0.63	0.16	-0.21	0.51	0.64	1.00																					
Ca	-0.10	-0.11	-0.23	-0.24	-0.66	0.15	-0.15	0.34	-0.29	-0.12	-0.12	-0.56	<b>0.86</b>	0.00	-0.08	-0.35	1.00																				
La	-0.27	0.04	0.39	0.01	0.46	0.33	0.52	-0.57	-0.23	-0.32	-0.10	<b>0.80</b>	-0.59	0.14	0.10	0.35	-0.53	1.00																			
Cr	0.33	0.38	0.63	0.52	0.58	0.63	0.69	-0.32	-0.26	-0.42	0.52	0.12	0.01	0.25	0.58	0.69	-0.21	0.29	1.00																		
Mg	0.17	0.27	0.54	0.56	0.36	<b>0.77</b>	0.70	-0.21	-0.41	-0.50	0.42	0.03	0.40	0.12	0.44	0.44	0.20	0.17	<b>0.78</b>	1.00																	
Ba	-0.30	0.18	0.43	0.35	0.43	0.28	0.41	-0.42	-0.69	-0.77	0.01	0.13	0.25	0.07	-0.04	0.31	0.12	0.24	0.52	0.53	1.00																
Ti	0.00	0.18	0.49	0.64	0.91	0.22	0.49	-0.55	-0.31	-0.51	0.34	0.56	-0.35	0.08	0.25	0.56	-0.63	0.54	0.63	0.43	0.45	1.00															
Al	-0.23	0.01	0.49	0.35	<b>0.81</b>	0.09	0.44	-0.54	-0.26	-0.42	-0.01	<b>0.75</b>	-0.57	0.07	-0.03	0.46	-0.71	<b>0.80</b>	0.35	0.13	0.38	<b>0.81</b>	1.00														
Na	0.17	0.15	-0.07	0.52	0.42	-0.38	-0.21	0.00	-0.14	-0.20	0.39	0.27	-0.07	0.10	0.03	0.02	-0.30	-0.17	-0.01	-0.08	-0.03	0.41	0.22	1.00													
K	-0.40	-0.12	0.31	0.04	0.63	0.18	0.31	-0.56	-0.15	-0.28	-0.25	0.64	-0.66	-0.07	-0.22	0.30	-0.68	<b>0.75</b>	0.11	-0.12	0.27	0.63	<b>0.88</b>	0.03	1.00												
Zr	-0.02	0.00	-0.48	-0.02	0.02	-0.56	-0.46	-0.55	-0.02	0.03	0.16	0.39	-0.24	0.06	-0.13	-0.32	-0.25	-0.11	-0.42	-0.46	-0.33	0.09	0.07	<b>0.79</b>	0.06	1.00											
Ce	-0.08	0.11	0.47	0.34	0.67	0.29	0.54	-0.55	-0.12	-0.37	0.17	0.78	-0.49	0.18	0.23	0.48	-0.62	<b>0.89</b>	0.48	0.34	0.33	<b>0.77</b>	<b>0.86</b>	0.11	<b>0.70</b>	-0.01	1.00										
Y	-0.18	-0.04	-0.43	-0.23	-0.01	-0.43	-0.37	-0.13	-0.11	-0.03	-0.08	0.53	-0.42	0.15	-0.17	-0.30	-0.28	0.13	-0.45	-0.54	-0.28	0.07	0.20	0.58	0.24	<b>0.89</b>	0.10	1.00									
Nb	-0.36	-0.11	0.24	0.28	0.69	0.00	0.30	-0.57	-0.24	-0.37	-0.08	0.58	-0.49	-0.07	-0.15	0.24	-0.62	0.66	0.28	0.13	0.32	<b>0.72</b>	<b>0.81</b>	0.25	<b>0.78</b>	0.21	0.69	0.25	1.00								
Ta	-0.62	-0.36	0.13	-0.02	0.46	-0.19	0.08	-0.48	-0.17	-0.23	-0.50	0.58	-0.61	-0.21	-0.43	0.00	-0.58	0.60	-0.12	-0.31	0.17	0.42	0.70	0.06	<b>0.82</b>	0.15	0.48	0.35	0.73	1.00							
Sc	0.41	0.41	0.50	<b>0.78</b>	0.69	0.30	0.45	-0.11	-0.22	-0.40	0.68	0.21	0.13	0.19	0.48	0.57	-0.22	0.11	<b>0.75</b>	0.70	0.41	<b>0.71</b>	0.37	0.45	0.03	0.00	0.45	-0.19	0.29	-0.20	1.00						
Li	0.20	0.36	<b>0.74</b>	0.67	<b>0.84</b>	0.48	<b>0.71</b>	-0.35	-0.21	-0.43	0.43	0.29	-0.14	0.08	0.03	<b>0.75</b>	-0.43	0.42	<b>0.82</b>	0.68	0.50	<b>0.79</b>	0.61	0.09	0.40	-0.34	0.62	-0.39	0.51	0.14	<b>0.79</b>	1.00					
S	0.48	0.08	-0.37	-0.35	-0.47	-0.26	-0.34	0.63	<b>0.95</b>	<b>0.98</b>	0.01	-0.37	-0.12	-0.01	0.03	0.62	-0.08	-0.34	-0.34	-0.44	-0.76	-0.52	-0.48	-0.21	-0.35	0.00	-0.38	-0.06	-0.44	-0.34	-0.34	-0.40	1.00				
Rb	0.15	0.35	0.54	0.17	0.53	0.46	0.63	-0.41	-0.23	-0.35	0.33	0.66	-0.36	0.30	0.44	0.62	-0.41	<b>0.78</b>	0.61	0.44	0.33	0.59	0.68	-0.12	0.50	-0.22	<b>0.81</b>	-0.06	0.46	0.20	0.48	0.65	-0.30	1.00			
Hf	-0.05	0.01	-0.46	-0.01	0.08	-0.54	-0.44	-0.04	-0.01	0.03	0.11	0.44	-0.32	-0.01	-0.13	-0.30	-0.31	-0.04	-0.41	-0.48	-0.33	0.14	0.14	0.77	0.13	<b>0.98</b>	0.05	<b>0.91</b>	0.25	0.22	0.00	-0.30	0.00	-0.15	1.00		

**Çizelge 6.6 :** C-7 Karotunda jeokimyasal parametrelerin faktör analizi.

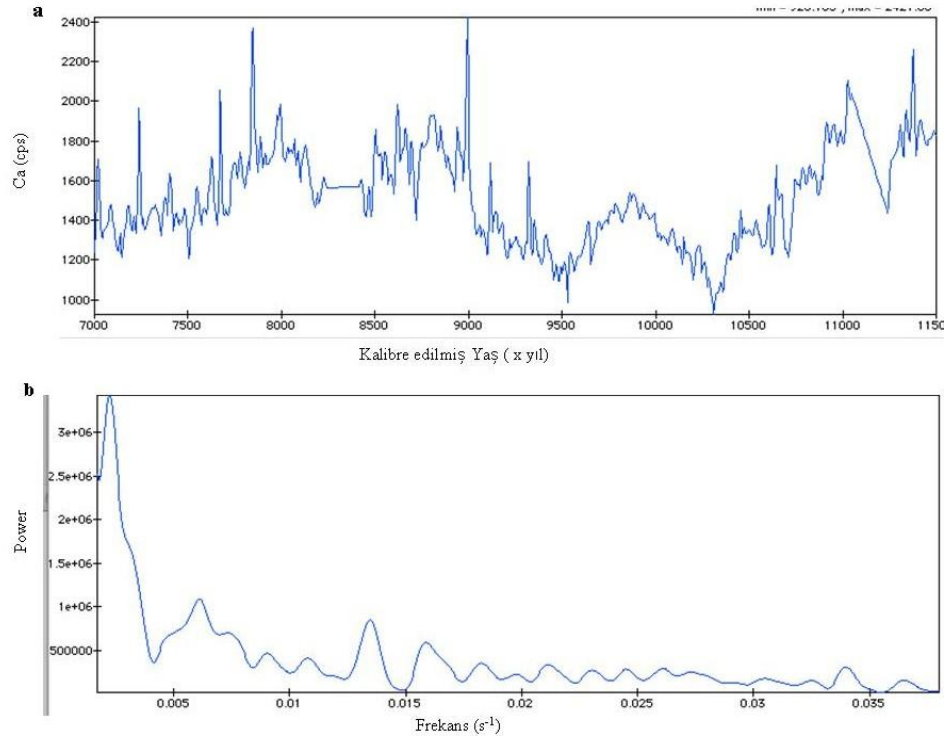
Faktörler	1	2	3	4
Corg	-.228	.227	-.494	.778
Tkarb	-.793	-.347	.367	-.118
Mo	-.013	.141	-.118	.816
Cu	.349	.260	.275	.557
Pb	-.015	.904	.099	-.056
Zn	.561	.723	.169	.059
Ni	.076	.004	.205	.285
Co	.401	.197	.255	.416
Mn (	-.550	-.030	-.530	-.052
Fe	-.020	-.071	-.962	-.032
As	-.132	-.246	-.929	-.078
U	-.123	.460	-.054	.815
Th	.825	.192	.249	.050
Sr	-.848	.097	.290	-.092
Cd	.060	-.131	.148	.774
Sb	-.001	.184	-.110	.766
V	.357	.289	.087	.796
Ca	-.802	-.340	.339	-.079
P	-.158	-.129	-.582	.156
La	.907	-.045	.193	.057
Cr	.235	.617	.195	.451
Mg	-.137	.612	.393	.209
Ba	.098	.268	.823	-.015
Ti	.590	.695	.251	.140
Al	.853	.356	.252	.028
Na	-.053	.889	.176	.195
K	.881	.079	.182	-.139
Zr	.194	.868	.131	.133
Ce	.817	.344	.178	.161
Y	.727	-.104	.345	.093
Nb	.746	.404	.238	-.183
Ta	.771	-.053	.216	-.394
Sc	.055	.866	.148	.375
Li	.456	.757	.145	.273
S	-.176	-.252	-.927	.067
Rb	.701	.174	.157	.430
Hf	.436	.769	.047	.040

Bu faktörlerin kümülatif yüzdesi % 70'dir. Faktör 1; La-K-Al-Th-Ce-Ta-Nb-Rb'un oluşturduğu aluminosilikat kırıntı girdisini temsil eden birlikteliktir. Faktör 2; Pb-Na-Zr-Sc-Hf-Li-Zn-Ti'un oluşturduğu daha çok felsik kayaların ve aşınma ürünlerinin oluşturduğu bir birlikteliktir.

Faktör 3: Corg-Mo-U-As-V-Cd-Sb'nin temsil ettiği organik maddeye bağlı olarak indirgeyici koşullarda çökelen elementlerin temsil ettiği bir birlikteliktir.



**Şekil 6.32 :** a) C-7 Karotu G.Ö.1800 yıl- günümüz arasındaki Ca dağılımı, b) C-7 Karotu G.Ö.1800 yıl- günümüz Ca değerleri spektral analizi.



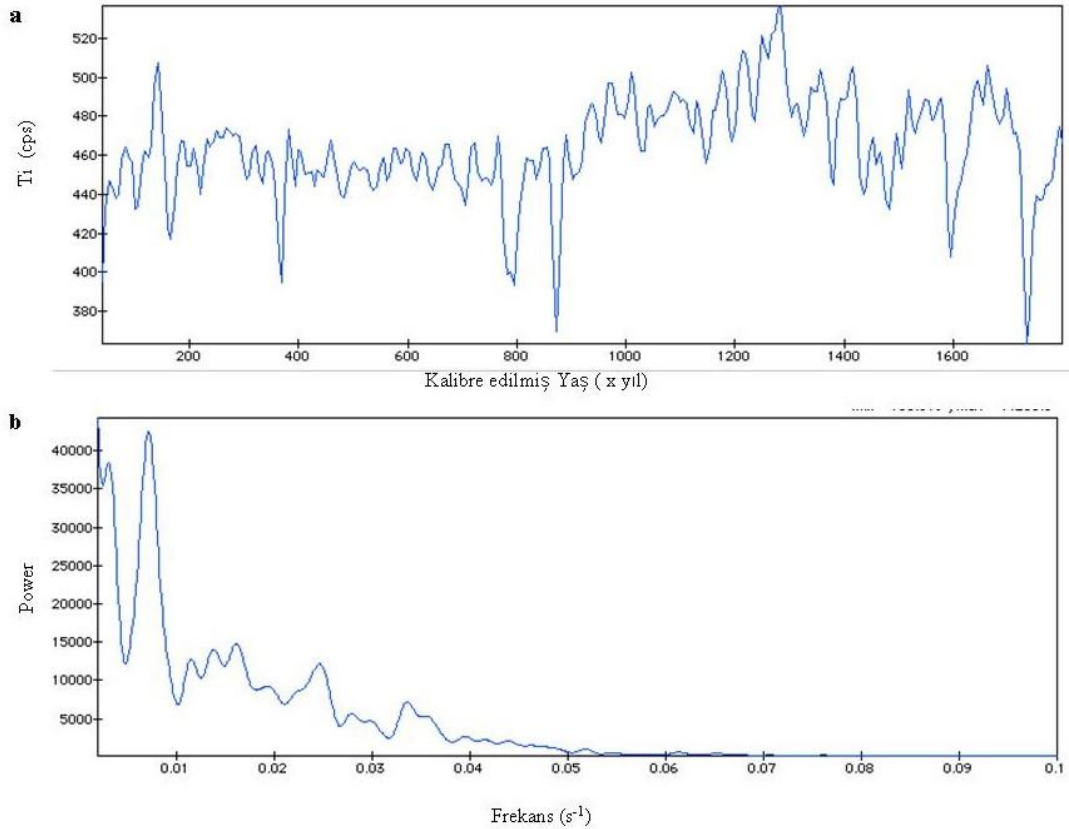
**Şekil 6.33 :** a) C-7 Karotu Sapropel biriminde (G.Ö. 7- 11.5 bin yıl) arasındaki Ca dağılımı, b) C-7 Karotu Sapropel biriminde Ca değerleri spektral analizi.

C-7 Karotu boyunca Ca, Sr ve Mg dağılımları, Tkarb'a benzer bir dağılım göstererek; B/A ve göl/ deniz geçişi döneminde yüksek değerler alır (Şekil 6.31).

Kalsiyum (Ca) ve Sr değerleri ayrıca G.Ö. 7 bin ile günümüz arasında görece yükselme gösterir. Son 1800 yıl- günümüz arasında Ca profilinden elde edilen spektral analizler yaklaşık 100, 55, 35, 25 ve 15 yıllık döngüsellikler sunarken Sapropel biriminde 450, 165, 100, 75 ve 35 yıllık döngüsellikler tespit edilmiştir. (Şekil 6.32, Şekil 6.33).

Titanyum (ve Rb'un) spektral analizleri; Son 1800 yıl- günümüz arasında yaklaşık 320, 140, 85, 75, 35 yıllık; Sapropel Biriminde yaklaşık 435, 285, 100, 65, 35 yıllık döngüsellik göstermektedir (Şekil 6.34, Şekil 6.35).

Değişik kırıntı girdisine bağlı element gruplarını (Faktörlerin) Ti, Rb ve Zr'un Al'a göre normalize edilmiş değerleri Çizelge 6.6'da gösterilmiştir. Titanyum (Ti), Rb dağılımları; son buzul (LGM), ve buzul çözünme ve YD dönemlerinde yüksek değerlerle yüksek kırıntı girdisine işaret etmektedir (Şekil 6.36). B/A döneminde ise Ti ve Rb elementlerindeki düşük değerler düşük kırıntı girdisini göstermektedir.

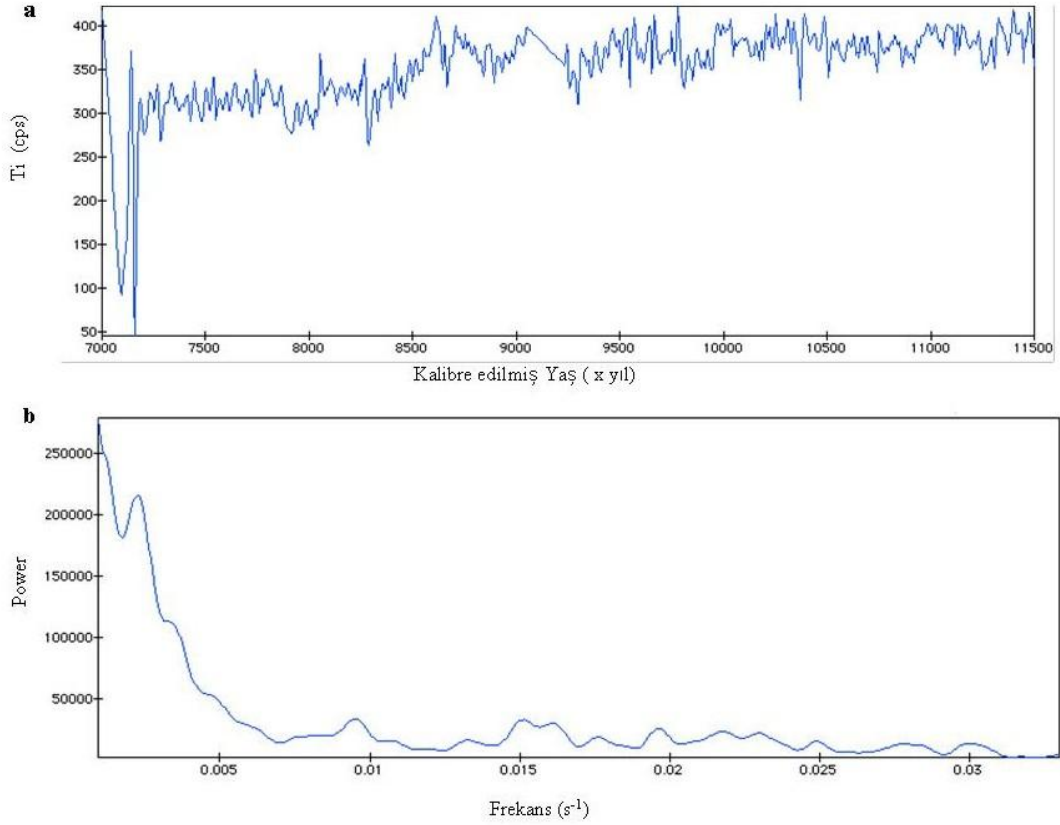


**Şekil 6.34 :** a) C-7 Karotu G.Ö.1800 yıl- günümüz arasındaki Ti dağılımı, b) C-7 Karotu Ti değerleri spektral analizi.

Organik maddeye bağlı elementler olan Br, Mo, U ve P'un dağılımları Şekil 6.37'de verilmiştir. Buna göre Br Sapropel içerisinde artarak, bu birimin üstünde maksimum değerine ulaşır. Mo, Corg'a benzer bir dağılım göstererek Sapropel birimi içerisinde



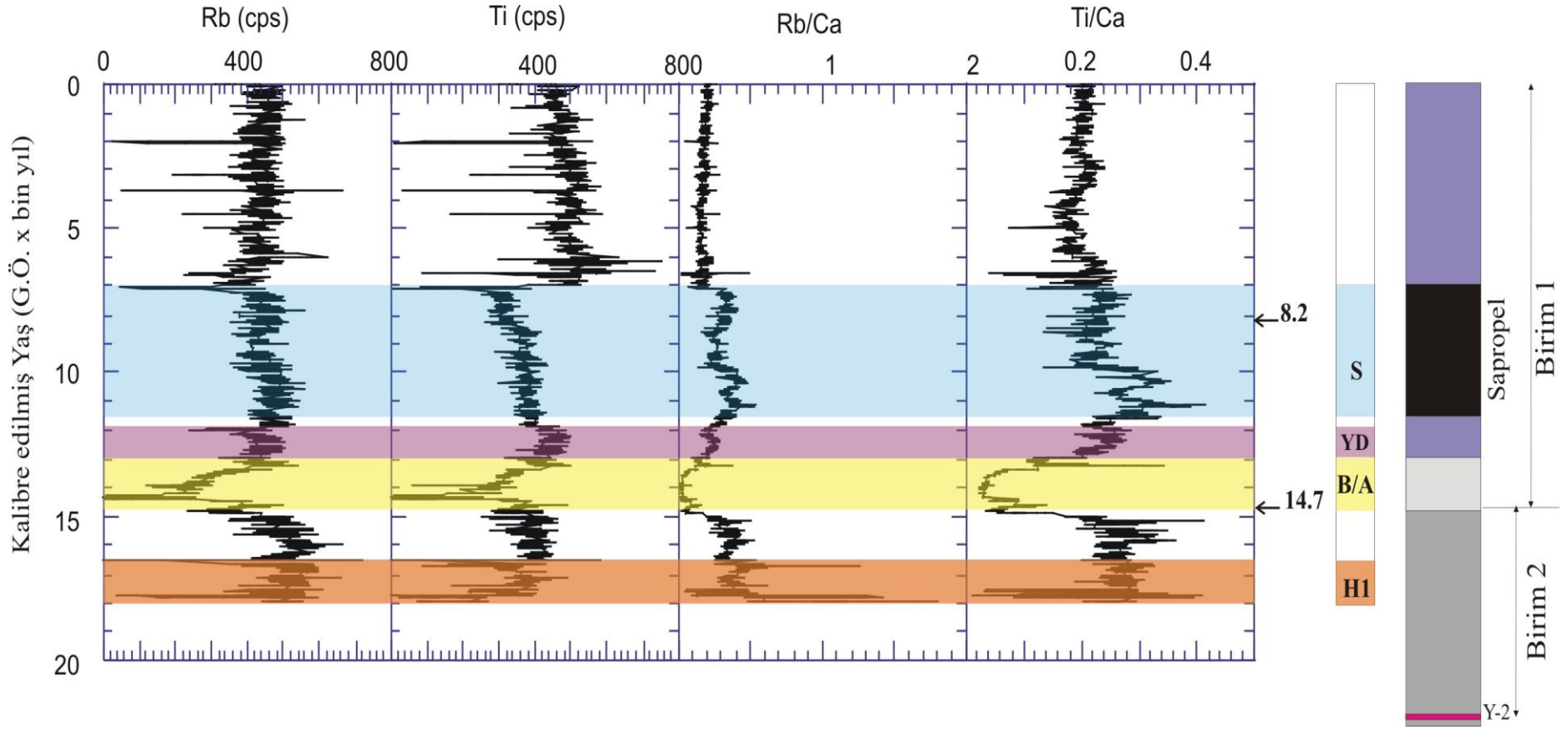
önemli zenginleşme gösterir. Göl/ deniz sınırından başlayarak artan Mo değerleri YD döneminde kesintiye uğrayarak düşük değerler sergiler. Aynı durum G.Ö. 9.5- 9 bin yılları arasında da düşük Mo değerleri ile görülür. Fosfor (P) değerleri, döngüsellik göstererek Sapropel içerisinde, altında, üstünde ve G.Ö. 3- 2 bin yılları arasında yüksek değerler sergiler.



**Şekil 6.35 :** a) C-7 Karotu Sapropel (G.Ö.7- 11.5 bin yılları) birimindeki Ti dağılımı, b) C-7 Karotunda Sapropel biriminde Ti değerleri spektral analizi.

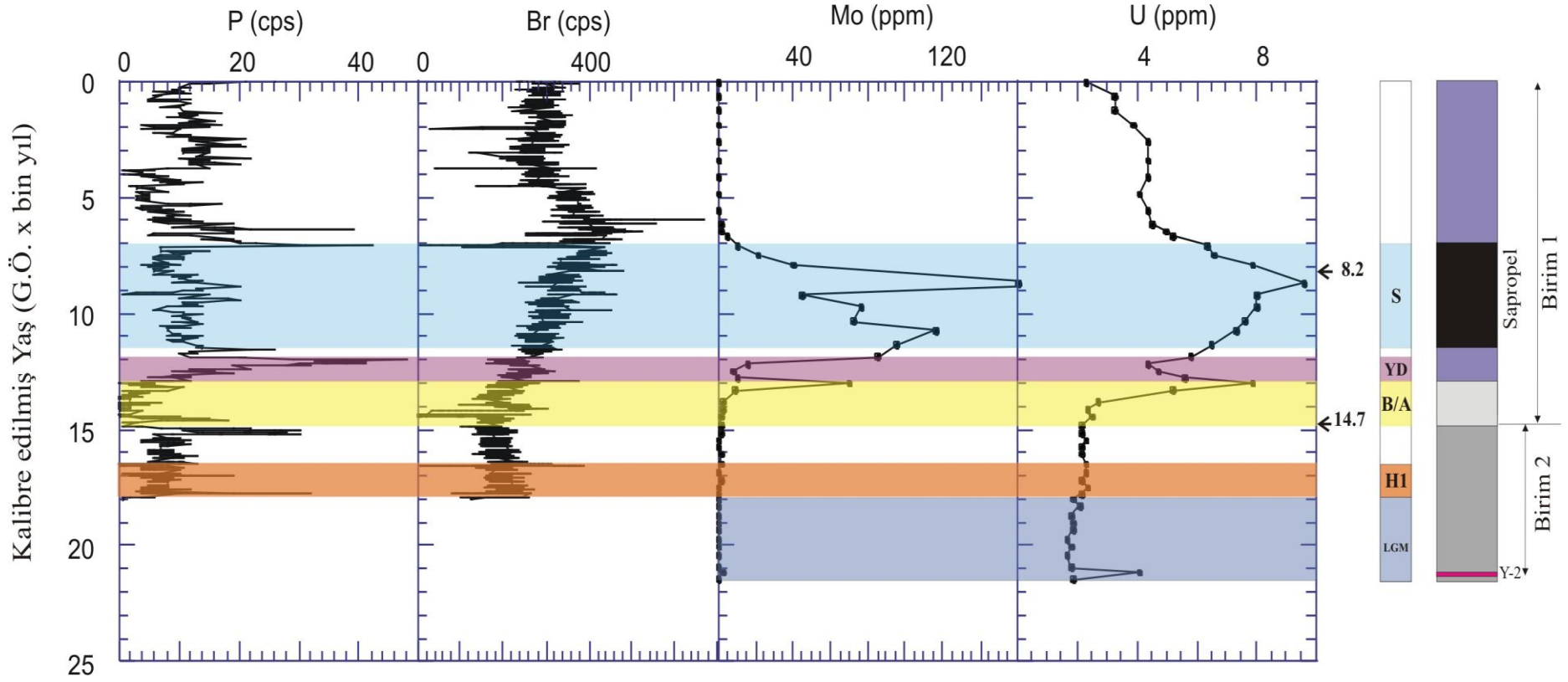
C-7 Karotunda MD01-2430 Karotunda görülen G.Ö. 4 bin yıl yaşındaki tuf seviyesine ait jeokimyasal anomaliler gözükmemektedir. Bunun nedeni büyük olasılıkla ICP-MS analizlerinin görece düşük çözünürlüğü ve karotun düşük sedimantasyon oranı nedeniyle bu seviyenin örneklenmemiş olmasıdır.

Karotun tabanına yakın kısımda çıplak gözle görülen ve örneklenen Santorini Cape Riva tefra seviyesi yüksek Zr, Y, Hf, Th, değerleri ile temsil edilmektedir.

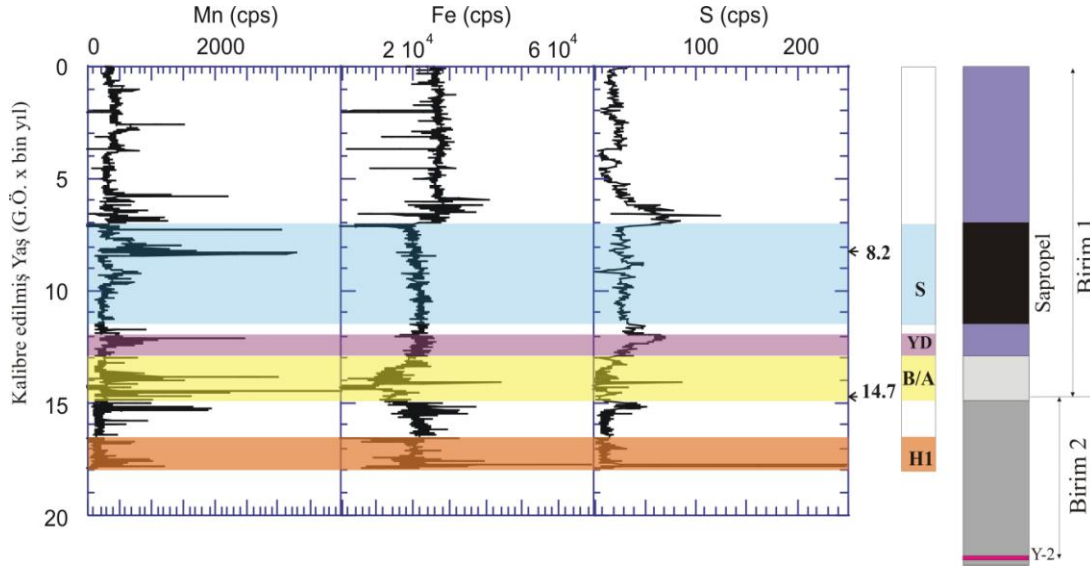


Şekil 6.36 : C-7 Karotunda XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen Rb ve Ti dağılımları ve Ca'a oranları.





Şekil 6.37 : C-7 Karotu XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen P, Br ve ICP-MS ile elde edilen Mo, U dağılımları.



**Şekil 6.38 :** C-7 Karotu XRF Karot Tarayıcısı ile elde edilen Mn, Fe, S dağılımları.

Mn/Al karot boyunca en yüksek değerleri göl/ deniz geçişi sırasında B/A döneminde görülmektedir (Şekil 6.38). Diğer yüksek bir Mn değeri G.Ö. 18 bin yılında izlenmektedir. Demir (Fe) ve S Sapropel Biriminin üst ve alt kısmında zenginleşme gösterirken, Fe B/A dönemi çökellerinde düşük değerler almaktadır.

#### MD01-2426

MD01-2426 Karotunda elde edilen çökel istifi G.Ö. yaklaşık 17.5- 14.4 bin yılları arasında çökelmiştir. Dolayısı ile büyük ölçüde gölsel birimi temsil etmektedir. Karotta jeokimyasal parametreler arasındaki korelasyon katsayıları, Corg ile U, Mo ve S arasında kuvvetli sayılabilecek ( $r > 0.6$ ) pozitif korelasyon olduğunu göstermektedir (Çizelge 6.7).

Diğer Marmara Denizi karotlarında izlediğimiz Fe ile S arasında Corg-Fe-S sistemine dayalı kuvvetli ilişki bu karotta daha zayıftır ( $r = 0.41$ ). Bunun nedeni çökel biriminin sülfat limitleyici olmasıdır (örneğin, bakınız Raiswell ve Berner, 1985).

Tkarb ile Ca, Sr ve P arasında kuvvetli pozitif, diğer çoğu element arasında negatif korelasyon izlenmektedir. Karotta litofil elementler olan Th, La, Al, Ti, K, Y, Nb, Ta, Rb, Zr ve Ce genel olarak birbirleriyle kuvvetli korelasyonlar ( $r > 0.6$ ) göstermektedir. MD01-2426 karotunda yapılan Faktör analizi sonucunda 4 faktör tanımlanmıştır. Bu faktörlerin kümülatif yüzdesi % 83'tür. Faktör 1: Cu- Zn-Fe-Th-V-La-Ti-Al-Na-K-Zr-Ce-Ta-Sc-Li-Rb ve Hf elementleri birliktelik sergilemekte ve kırıntı mineral kaynağına işaret etmektedir (Çizelge 6.8).

**Çizelge 6.7 : MD01-2426 Karotunda jeokimyasal parametrelerin korelasyon katsayıları.**

	Corg	Co3	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Mn	Fe	As	U	Th	Sr	Cd	Sb	V	Ca	P	La	Cr	Mg	Ba	Ti	Al	Na	K	Zr	Ce	Y	Nb	Ta	Sc	Li		
Corg	1.00																																			
Co3	0.23	1.00																																		
Mo	0.72	0.32	1.00																																	
Cu	0.27	-0.57	0.03	1.00																																
Pb	0.03	-0.20	-0.11	0.10	1.00																															
Zn	0.16	-0.64	-0.11	0.79	0.52	1.00																														
Ni	-0.36	-0.48	-0.42	0.21	0.13	0.27	1.00																													
Co	-0.14	-0.57	-0.32	0.53	0.02	0.50	0.78	1.00																												
Mn	0.16	-0.12	-0.39	-0.03	0.13	-0.03	0.57	0.31	1.00																											
Fe	0.39	-0.41	0.04	0.65	0.10	0.60	0.20	0.54	-0.02	1.00																										
As	0.22	0.25	0.39	0.06	-0.18	-0.25	-0.05	0.05	0.08	0.26	1.00																									
U	0.62	0.44	0.91	0.73	-0.15	-0.18	-0.48	-0.35	-0.36	-0.10	-0.08	1.00																								
Th	-0.22	-0.78	-0.33	0.61	0.26	0.56	0.26	0.44	0.07	0.33	-0.05	-0.31	1.00																							
Sr	0.14	0.77	0.34	-0.63	-0.14	-0.51	-0.58	-0.60	-0.22	-0.32	0.00	0.47	-0.69	1.00																						
Cd	-0.08	-0.08	-0.18	0.21	-0.22	0.16	0.22	0.18	0.00	0.07	0.06	-0.25	0.06	-0.13	1.00																					
Sb	0.13	-0.39	0.01	0.50	0.08	0.52	0.58	0.66	0.18	0.43	0.03	-0.10	0.37	-0.51	0.40	1.00																				
V	0.32	-0.63	0.29	0.79	0.01	0.62	-0.05	0.29	-0.24	0.56	-0.12	0.20	0.68	-0.51	-0.10	0.28	1.00																			
Ca	0.20	0.99	0.29	-0.62	-0.17	-0.66	-0.44	-0.56	-0.04	-0.42	0.23	0.40	-0.81	0.79	-0.06	-0.39	-0.68	1.00																		
P	-0.13	0.76	-0.11	-0.75	-0.12	-0.71	-0.21	-0.45	0.18	-0.48	0.29	-0.09	-0.65	0.52	-0.04	-0.32	-0.80	0.80	1.00																	
La	-0.37	-0.88	-0.39	0.51	0.11	0.61	0.39	0.50	0.16	0.32	-0.28	-0.42	0.87	-0.60	0.13	0.41	0.57	-0.86	-0.66	1.00																
Cr	-0.44	-0.63	-0.49	0.24	0.19	0.38	0.91	0.69	0.56	0.15	-0.24	-0.56	0.38	-0.60	0.22	0.57	0.04	-0.57	-0.27	0.59	1.00															
Mg	-0.28	-0.51	-0.37	0.37	0.09	0.37	0.94	0.81	0.49	0.32	0.01	-0.40	0.36	-0.59	0.28	0.61	0.08	-0.49	-0.37	0.44	0.83	1.00														
Ba	-0.62	-0.41	-0.34	-0.25	0.17	0.01	0.26	0.06	0.19	-0.37	-0.59	-0.29	0.28	-0.19	-0.14	0.00	-0.05	-0.38	-0.10	0.46	0.48	0.11	1.00													
Ti	-0.30	-0.86	-0.39	0.54	0.24	0.68	0.56	0.61	0.22	0.32	-0.30	-0.50	0.71	-0.72	0.24	0.59	0.47	-0.84	-0.57	0.86	0.77	0.54	0.44	1.00												
Al	0.11	-0.73	0.03	0.79	0.06	0.72	0.00	0.36	-0.24	0.52	-0.12	-0.01	0.83	-0.55	0.06	0.33	0.90	-0.79	-0.84	0.72	0.11	0.17	0.01	0.59	1.00											
Na	0.49	-0.21	0.47	0.63	-0.04	0.55	-0.15	0.13	-0.47	0.42	-0.12	0.44	0.25	-0.05	0.22	0.25	0.60	-0.28	-0.70	0.22	-0.14	0.07	-0.34	0.16	0.62	1.00										
K	0.15	-0.61	-0.05	0.88	0.07	0.83	0.14	0.48	-0.20	0.56	-0.10	-0.10	0.72	-0.58	0.29	0.53	0.77	-0.68	-0.75	0.63	0.22	0.32	-0.10	0.62	0.88	0.69	1.00									
Zr	-0.13	-0.75	-0.12	0.50	0.31	0.72	0.33	0.44	0.11	0.30	-0.43	-0.18	0.68	-0.49	0.08	0.57	0.58	-0.74	-0.62	0.81	0.56	0.32	0.49	0.84	0.66	0.32	0.65	1.00								
Ce	-0.35	-0.89	-0.38	0.48	0.12	0.57	0.34	0.44	0.12	0.31	-0.25	-0.43	0.88	-0.62	0.08	0.37	0.59	-0.88	-0.63	0.98	0.54	0.37	0.49	0.83	0.73	0.16	0.60	0.80	1.00							
Y	-0.04	-0.75	-0.20	0.75	0.15	0.72	0.36	0.56	0.17	0.54	-0.07	-0.21	0.81	-0.63	0.13	0.51	0.67	-0.76	-0.76	0.79	0.47	0.50	0.07	0.74	0.76	0.48	0.77	0.71	0.75	1.00						
Nb	-0.39	-0.74	-0.49	0.38	0.22	0.56	0.64	0.60	0.32	0.20	-0.26	-0.58	0.59	-0.66	0.31	0.66	0.23	-0.70	-0.38	0.76	0.84	0.60	0.49	0.94	0.39	0.00	0.49	0.76	0.74	0.64	1.00					
Ta	-0.48	-0.83	-0.57	0.35	0.14	0.43	0.55	0.51	0.23	0.15	-0.16	-0.64	0.75	-0.76	0.23	0.43	0.34	-0.81	-0.41	0.79	0.70	0.53	0.47	0.85	0.51	-0.07	0.48	0.65	0.81	0.62	0.83	1.00				
Sc	0.16	-0.61	0.09	0.77	0.15	0.83	0.21	0.49	-0.01	0.55	-0.36	0.04	0.53	-0.36	0.26	0.53	0.69	-0.62	-0.78	0.65	0.34	0.34	0.02	0.65	0.75	0.69	0.80	0.75	0.58	0.73	0.50	0.36	1.00			
Li	0.00	-0.78	-0.09	0.84	0.12	0.79	0.19	0.49	-0.09	0.53	-0.25	-0.12	0.81	-0.65	0.03	0.39	0.86	-0.83	-0.85	0.76	0.31	0.31	0.13	0.71	0.92	0.53	0.87	0.72	0.74	0.81	0.53	0.56	0.78	1.00		
S	0.65	0.42	0.39	0.30	-0.14	0.02	-0.23	-0.04	-0.17	0.41	0.62	0.33	-0.23	0.12	0.16	0.11	0.08	0.37	0.10	-0.45	-0.44	-0.08	-0.90	-0.39	0.00	0.40	0.17	-0.41	-0.47	-0.01	-0.43	-0.43	0.00	-0.11		
Rb	-0.07	-0.81	-0.23	0.73	0.19	0.83	0.34	0.57	0.01	0.51	-0.26	-0.32	0.78	-0.68	0.30	0.60	0.67	-0.82	-0.69	0.82	0.49	0.39	0.21	0.86	0.80	0.41	0.85	0.84	0.80	0.81	0.76	0.70	0.79	0.86		
Hf	-0.23	-0.75	-0.20	0.43	0.26	0.58	0.30	0.32	0.16	0.12	-0.42	-0.23	0.79	-0.57	0.04	0.41	0.56	-0.74	-0.57	0.82	0.51	0.30	0.50	0.79	0.64	0.17	0.55	0.86	0.84	0.70	0.69	0.72	0.57	0.69		

**Çizelge 6.8 : MD01-2426 Karotunda jeokimyasal parametrelerin faktör analizi.**

Faktör	1	2	3	4
Tkarb	-.797	-.297	.307	.254
Corg	.104	-.149	.701	.467
Mo	-.037	-.249	.859	.076
Cu	.830	.228	.139	.340
Zn	.797	.302	.144	.013
Ni	.086	.917	-.251	-.092
Co	.412	.763	-.118	.133
Mn	-.195	.590	-.340	-.071
Fe	.560	.275	.128	.516
As	-.162	-.018	-.252	.818
U	-.105	-.317	.848	.013
Th	.842	.074	-.363	-.094
Sr	-.618	-.427	.368	-.054
Sb	.395	.721	.178	.062
V	.892	-.112	.217	.067
Ca	-.841	-.247	.280	.213
P	-.857	-.117	-.217	.097
La	.787	.237	-.335	-.338
Cr	.228	.837	-.303	-.330
Mg	.228	.875	-.175	.048
Ba	.069	.098	-.317	-.868
Ti	.701	.484	-.270	-.322
Al	.972	-.095	.025	.039
Na	.607	-.064	.623	.185
K	.905	.137	.100	.161
Zr	.738	.308	.025	-.466
Ce	.789	.158	-.380	-.343
Y	.839	.313	-.090	.028
Nb	.509	.599	-.334	-.352
Ta	.579	.356	-.570	-.269
Sc	.794	.291	.338	-.105
Li	.949	.092	-.009	-.052
S	-.035	-.037	.362	.874
Rb	.876	.296	-.093	-.126
Hf	.706	.178	-.164	-.488

Buna göre Faktör 1 ile negatif korelasyon toplam karbonat, Ca, P ve Sr arasında görülmektedir. Faktör 2: Ni-Co-Mn-Cr-Mg ve Nb'ca temsil edilmektedir. Faktör 2, daha çok bazik magmatik kayalık ve onun aşınma ürünü bir kaynağa işaret etmektedir.

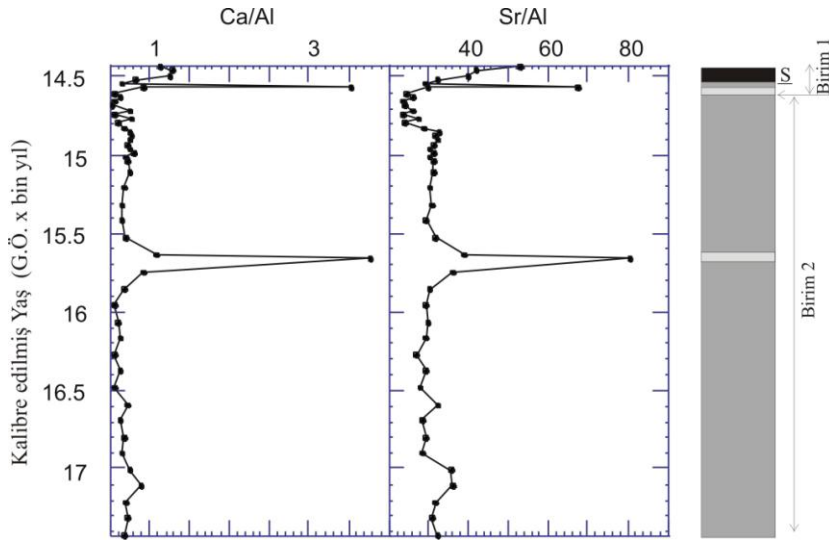
Faktör 3, Corg, Mo, U ile temsil edilmekte ve organik madde ile zenginleşen element birlikteliğini göstermektedir. Faktör 4, As ve S sülfidler halinde zenginleşen element grubunu temsil etmektedir (Çizelge 6.8).

% 42 ye varan toplam karbonat değerlerinin izlendiği göl/ deniz birimleri sınırında, B/A dönemi ve G.Ö. 15.65 bin yıllarında Ca/Al ve Sr/Al yüksek değerler

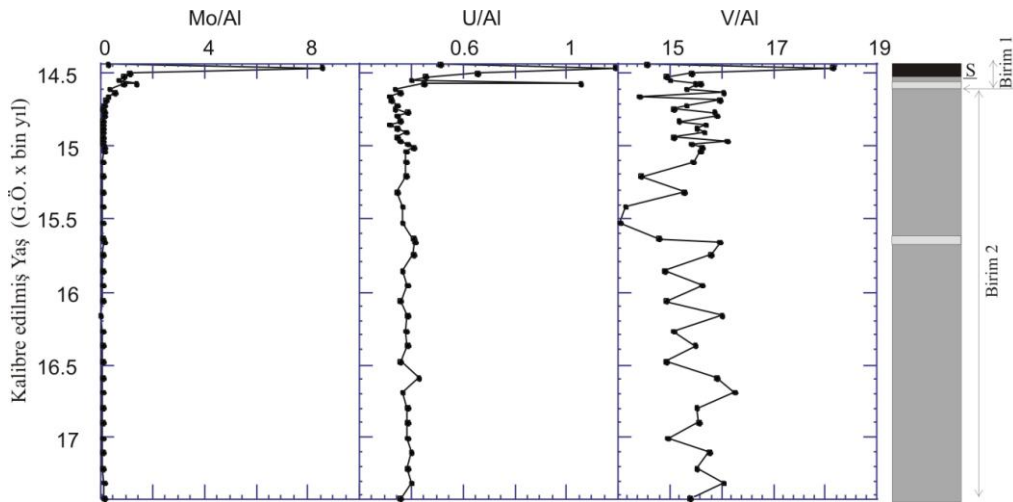
vermektedir (Şekil 6.39). Mo,U, V değerleri sapropel seviyesinde organik karbona bağlı artmıştır (Şekil 6.40).

Aliminyuma normalize edilmiş Ti, Rb ve Zr değerlerinde deniz dönemine göre göl döneminde izlenen artışlar, göl dönemindeki yüksek çökeltme oranları ile uyumludur (Şekil 6.41).

Göl/ deniz birimleri sınırında B/A dönemi ve G.Ö. 15.65 bin yıllarında Tkarb, Ca/Al ve Sr/Al'a benzer olarak Mn/Al, Fe/Al, S/Al da yüksek değerler sergilemektedir (Şekil 6.42). Bunlardan G.Ö. 14.55 ve 15.65 yıllarında izlenen yüksek karbonat zonları sülfat/ metan diyajenetik cephelerini temsil etmektedir (Şekil 6.39; Çağatay vd., 2004).

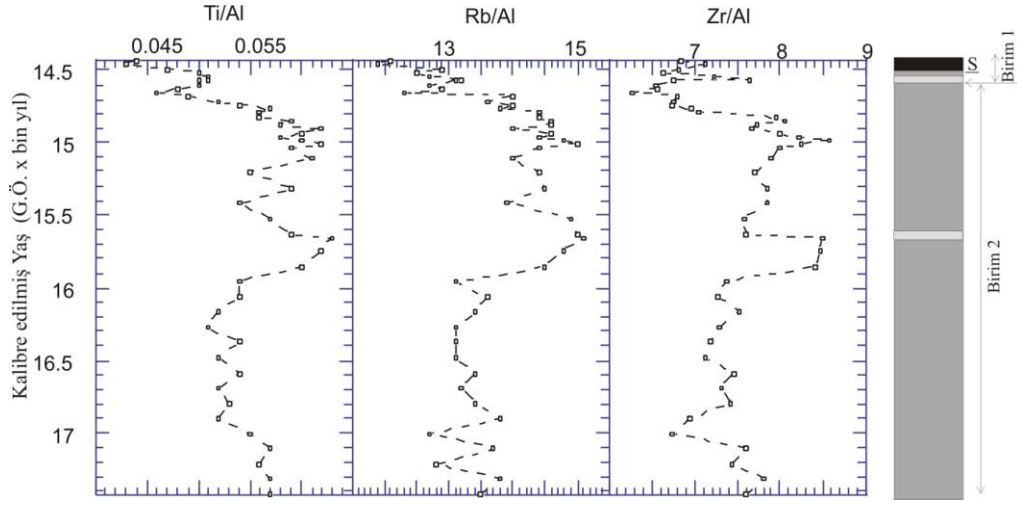


Şekil 6.39 : MD01-2426 Karotunda ICP-MS analizi ile elde edilen Ca ve Sr dağılımı.

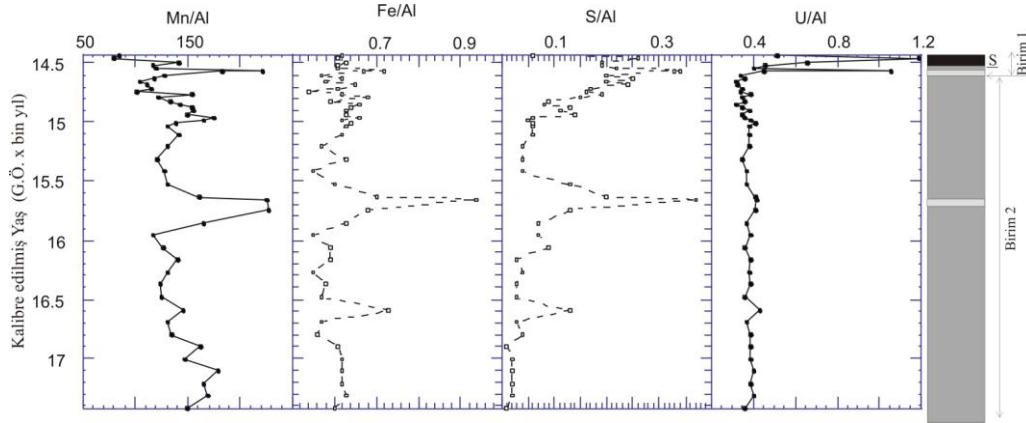


Şekil 6.40 : MD01-2426 Karotunda ICP-MS analizi ile elde edilen Mo, U, ve V'un dağılımı (Elementler Al'a göre normalize edilmiştir).

Gerek karbonat zenginleşme zonlarında ve gerekse göl/ deniz geçişi birimlerinde Fe ve S'e benzer şekilde Cu, Zn ve As gibi kalkofil elementler de zenginleşme göstermektedir (Şekil 6.42).



Şekil 6.41 : MD01-2426 Karotunda ICP-MS analizi ile elde edilen Ti, Rb, Zr dağılımı (Elementler Al'a göre normalize edilmiştir).



Şekil 6.42 : MD01-2426 Karotunda ICP-MS analizi ile elde edilen Mn, Fe, S, U dağılımı (Elementler Al'a göre normalize edilmiştir).

### 6.3.3 Element dağılımlarının yorumu

Karadeniz karotlarında organik üretimi veren Ca ve karasal kırıntı mineral girdisini veren Ti'un spektral analizleri; Holosen'de Karadeniz'de Sapropel çökelişi süresince 1400, 435, 190, 100, 75, 50 ve 35 yıllık; Marmara Denizi Sapropel çökelişi sırasında 450, 165, 100, 75 ve 35 yıllık döngüsellikler tespit edilmiştir (Şekil 6.9, Şekil 6.19, Şekil 6.33). Titanyumun (ve Rb'un) spektral analizleri Karadeniz Sapropelinin çökelişi döneminde 3400, 650, 500, 435, 285, 185, 100, 75 ve 35 yıllık; Marmara Denizi sapropel çökelişi sırasında 435, 285, 100, 65, 35 yıl yıllık döngüsellikler göstermektedir (Şekil 6.12, Şekil 6.19 ve Şekil 6.35).



Batı Karadeniz derin havzasında Kokolit biriminde Ca ve Ti değerlerinin spektral analizi sırasıyla 1500, 300, 165-150, 100, 75- 50 ve 35 yıllık periyodları gösterirken; Sapropel Biriminde G.Ö. yaklaşık 3400, 1400, 650- 500, 250, 160, 100, 75- 50 yıllık periyotlar izlenmektedir (Şekil 6.16, Şekil 6.17, Şekil 6.19). Döngüsellikler Anadolu girdilerini temsil eden Karadeniz SL-12 Karotu ve Marmara Denizi C-7 Karotunda benzerdir. Ancak bu karotlardaki döngüsellikler Avrupa girdilerini temsil eden Batı Karadeniz derin havzasından alınan karota göre bazı farklılıklar göstermektedir. Bu durum Avrupa ve Anadolu'yu etkileyen iklim sistemlerindeki farklılıktan kaynaklanmış olmalıdır.

Son 1800 yılda Karadeniz'de Kokolit biriminde izlenen Ca profilleri SL-12 Karotunda yaklaşık G.Ö. 1670- 1540, 1390- 1350, 1100- 990, 890- 760, 660- 580, 410- 250, 90- 45 yılları arasında yüksek değerler vermektedir (Şekil 6.8, Şekil 6.16). Batı Karadeniz GC-19 karotunda da benzer zaman dilimlerinde (G.Ö. 1450- 1350, 900- 890, 820-8 00, 650- 630, 500- 480, 400- 330, 100- 35) yüksek Ca değerleri izlenmiştir (Şekil 6.8, Şekil 6.16). Bunlardan SL-12 Karotunda Ca değerindeki en önemli artışlar G.Ö. 1670- 1540, 1100- 990 ve 410- 250 yılları arasında; GC-19 Karotunda ise G.Ö. 1450- 1350, 400- 330, 100- 35 yılları arasındadır. Son 1800 yılda kalsiyum ve Ti değerlerindeki bu döngüsellikler Karadeniz'de 300, 100- 150, 50- 70, 35, 15 yıllık; Marmara Denizi'nde 100, 55, 35, 25 ve 15 yıllık periyodlarla ifade edilmektedir.

Karadeniz karotlarında organik üretimi veren Ca ve karasal kırıntı mineral girdisini veren Ti'un spektral analizleri; bulunan periyodların çoğunun güneşin 11 yıllık etkinlik döngüsellığı ve bunun genlik modülasyonları olan 22 yıllık (Hale), 87 yıllık (Gleissberg) ve 210 yıllık (Suess) periyodlarına (bakınız: Braun vd., 2005) ve bunların ağaç halkalarındaki 105, 131, 232, 385, 504 yıllık <sup>14</sup>C döngüleri şeklindeki yansıma periyoduna (Damon ve Sonnett, 1992) benzerlik göstermektedir .

Zira yaklaşık son 800 yılı temsil eden Karadeniz MC-18 Karotunda ve son 1800 yıllık tarihsel dönemi temsil eden SL-12 Karotunun üst kısmına ait Ca, Ti, Rb gibi iklim belirteci (proxy) elementler tarihsel dönemlere ait iklim değişimlerinin kayıtlarını açık bir şekilde göstermektedir (Şekil 6.23, Şekil 6.24). MC-18 Karotunda G.Ö. 210, 360 ve 540 yıllarında izlenen yüksek Tkarb (ve Corg değerleri) büyük olasılıkla kokolit üretimi ile ilgilidir. Bunlardan en yüksek piki veren G.Ö. 360 yılı Küçük Buzul Çağının en soğuk dönemi olan Late Maunder Minimum'a (Eddy, 1977;

Pfister, 1994; Lutherbacher vd., 2001) karşılık gelmektedir. Nitekim, bu dönemin benzer çökel kayıtları Karadeniz’de daha önce bulunmuştur (Güngör, 2005; Güngör ve Çağatay, 2006). Daha küçük çapta soğuma dönemleri yüksek Tkarb değerleri ile M.S. 1800- 1900 ve M.S. 1400- 1500 yılları arasında görülmektedir. Bunlardan ikincisi Spörer Minimum denilen döneme karşılık gelmektedir (Eddy, 1977; Braun vd., 2005).

Ti, Rb, Th ve Zr gibi elementlerce temsil edilen kırıntı mineral girdisi Karadeniz’de kırmızı kil (RL; G.Ö. 16- 14.5 bin yılları arası), YD (G.Ö. 12.9- 11.9 bin yılları arası) ve en çok da göl/ deniz geçişi (G.Ö. 9.3- 8.7 bin yılları arası) dönemlerinde artmıştır(Şekil 6.10, Şekil 6.20). Bu dönemler büyük olasılıkla Karadeniz’e bol akarsu girdilerinin olduğu yağışlı veya buzul erime dönemlerini (RL için) temsil etmektedir. Buna karşın kırıntı malzeme girdisi karbonat çökelim dönemlerini temsil eden C1, C2 ve C3 ile yakın zamanda G.Ö. 2.7- 1.8 bin yılları arasında büyük olasılıkla kurak dönemlerde azalmıştır. Göl/ deniz geçiş dönemindeki yüksek kırıntı girdisi hem bu dönemin yağışlı iklimini, hemde Karadeniz’in Akdeniz transgresyonu öncesindeki düşük su seviyesini göstermektedir.

Batı Karadeniz derin çukurluğundan alınan GC-19 Karotu ile Sakarya Nehri ağzı açıklarında yamaç üzerinden alınan SL-12 Karotundaki litofil element dağılımları bazı farklılıklar göstermektedir. Bu farklılıkların önemli iki nedeni vardır: 1) iki karotun değişik çökel kaynakları, ve 2) SL-12 Karotundaki yüksek çökeltme oranıdır. SL-12 Karotu Anadolu’dan çökel girdisini yüksek çözünürlükte temsil ederken; GC-19 Karotu Avrupa’dan Tuna, Dinyeper ve Dinyester nehirleriyle getirilen çökel girdilerini çok daha düşük çökeltme oranı ve çözünürlükte sunmaktadır. Bunun sonucu olarak, yüksek Ca değerleri GC-19 Karotunda daha az sıklıkta izlenmektedir. İki karot arasındaki diğer önemli fark GC-19 Karotunda C3 karbonat zonundaki (B/A) düşük Ca değerleridir (Şekil 6.15). Her iki karottaki Ca pikleri genel olarak deneştirilebilmekle birlikte GC-19 karotundaki yüksek değerler zaman aralıkları bakımından daha kısa dönemlere karşılık gelmektedir.

Demir (Fe) Karadeniz karotlarında Kırmızı Kil (RL), YD ve göl/ deniz geçişi (T) çökellerinde kırıntılı malzemeye bağlı çökeltirken; denizel koşullarda çökelen Sapropel ve Kokolit Birimlerinde büyük oranda Fe-sülfidler halinde zenginleşmiştir (Şekil 6.14, Şekil 6.22). Sülfatın ve organik maddenin bol olduğu indirgeyici ortamda Fe, S ile birlikte Fe-sülfid mineralleri halinde zenginleşmiştir (Lyons vd.,



1993; Arthur ve Dean, 1998; Wilkin ve Arthur, 2001). Göl döneminde göl sularında az olan sülfatın limitleyici bir eleman olması nedeniyle Fe büyük ölçüde Fe-oksit ve silikatlar halinde çökelmiştir. Demir ve S, göl/ deniz geçişi (T) ve YD sonu ile C2 birimi tabanında da görel olarak yüksek değerlere sahiptir. Bunlardan T biriminde kükürdün kaynağı deniz suyu iken göl/ deniz geçişi (T)- YD sonundaki göl döneminde buharlaşma sonucu zenginleşme olmalıdır.

Manganın (Mn) SL-12 Karotunda göl/ deniz geçişinden başlayarak C1 zonunda (G.Ö. 7.8- 8.7 bin yılları arası) en düşük değerlere inmesi, Karadeniz'de anoksik koşulların Akdeniz sularının G.Ö. 9.3 bin yılda girmesinden 500- 600 yıl sonra başladığına işaret etmektedir (Şekil 6.14). Batı Karadeniz derin havzasında genel olarak görülen düşük Mn değerleri Sapropel ve Kokolit birimlerinin anoksik koşullarda çökeldiğini göstermektedir (Şekil 6.22). Ancak Kokolit Birimi içerisinde G.Ö. 1150- 800 yılları arasında nisbeten yüksek Mn değerleri havzanın bu dönemde bir miktar oksijenlendiğini veya kırıntı kökenli Mn'ın havzaya girdiğini göstermektedir. Titanyumun (Ti) bu dönemde benzer bir dağılım göstermesi ikinci hipotezin doğru olduğunu kanıtlar niteliktedir. Bu tarihten sonra yaklaşık G.Ö. 550- 250 düşen Mn değerleri, son bir kaç yüzyılda kırıntı girdisinin artışına paralel olarak günümüze doğru artış göstermektedir (Şekil 6.20, Şekil 6.22). SL-12 Karotunda Sapropel ve Kokolit birimleri içerisindeki Mn değerlerindeki bir kaç bin yıllık yüksek genlikli döngüsellikler benzer şekilde dip oksijen koşullarındaki değişimden ziyade, kırıntı girdisindeki değişimleri yansıtmaktadır.

Marmara Denizi karotlarında kırıntı girdisi belirteci litofil elementlerin (Ti, Rb, Zr gibi) profilleri genel olarak göl dönemi çökellerinde, özel olarak da YD dönemi çökelleri ile Sapropel Biriminin tabanında havzaya bol kırıntı mineral malzemesinin geldiğini göstermektedir (Şekil 6.29, Şekil 6.36). B/A döneminde ise düşük kırıntı mineral girdisi izlenmiştir. Bu sonuçlar bu dönemlerdeki yüksek çökeltme oranları ile desteklenmektedir (Çizelge 4.6, Çizelge 4.8). Bu durum göl döneminde en fazla -84 m de bulunan göl seviyesi (Polonia vd., 2004; Çağatay vd., 2009) nedeniyle bugünkü şelf alanlarının kara haline gelmesi ve nehirlerle getirilen çökellerin şelfde çökmeden doğrudan Marmara Denizi'nin derin kısımlarında çökmesi ile açıklanabilir.

Karadeniz'e benzer olarak Marmara Denizi'nin göl evresindeki en düşük kırıntı malzeme girdisi B/A döneminde görülmektedir. Bu dönemin görel olarak sıcak ve

kurak bir dönem olması Marmara Denizi'ne düşük kırıntı malzeme girdisinin başlıca nedenidir. Buna karşın litofil element profilleri YD ve H1 dönemlerinde kırıntı mineral girdisinin görelî olarak daha yüksek olduğunu göstermektedir. Daha önce Bölüm 4.4'de de belirtildiği gibi, bu dönemlerdeki düşük su seviyesi derin Marmara havzasında çökelme oranlarının yüksek olmasının önemli bir nedeni olabilir. YD döneminde Marmara Denizi'ne Karadeniz'den askıda çökel girdisi de (Eriş vd., 2007, 2008) kırıntı mineral girdisine katkıda bulunan diğeri bir etkidir.

Marmara Denizi'de geç Pleyistosen- Holosen Sapropel Birimi, Mn gibi redoks belirteci element dağılımlarına göre subokzik-disokzik dip suyu oksijen koşullarında çökelmiştir(Şekil 6.30, Şekil 6.38). Bu durum bentik foraminifer kayıtlarıyla desteklenmektedir (Çağatay vd., 2000, 2009)

İncelenen Marmara Denizi çökel istifî tabanında yüksek Hf, Y, Th, Na ve Zr ile simgelenen, G.Ö. 22 bin yaşlı Santorini Cape Riva tefrası yanında; çıplak gözle görülemeyen ve Nb, La, Rb gibi Nadir Toprak ve Büyük İyon Yarıçaplı elementlerce belirlenen ikinci bir tuf seviyesi bulunmuştur. Kimyasal bileşimine göre alkali bileşimdeki bu tefranın Akdeniz'de görülen Vezüv kaynaklı Z-1 tefra seviyesinin (Keller vd., 1978) eşleniği olma olasılığı yüksektir.

## 7. XRD KİL VE KARBONAT MİNERAL ANALİZLERİ

### 7.1 Giriş

Bu bölümde Karadeniz ve Marmara Denizi'nden alınan SL-12 ve MD01-2430 Karot çökelleri ile Karadeniz'e akan Sakarya Nehri ve Marmara Denizi'ne akan Kocasu, Gönen ve Karabiga ırmaklarının taşıdığı çökel yükünün kil tane boyutundaki malzemesinin X-Işımları Difraksiyon (XRD) analiz yöntemi ile elde edilen kil-mineral sonuçları sunulacaktır. Ayrıca SL-12 karotunda C1, C2 ve C3 karbonat zonundan alınan örneklerin karbonat analiz sonuçları verilecektir.

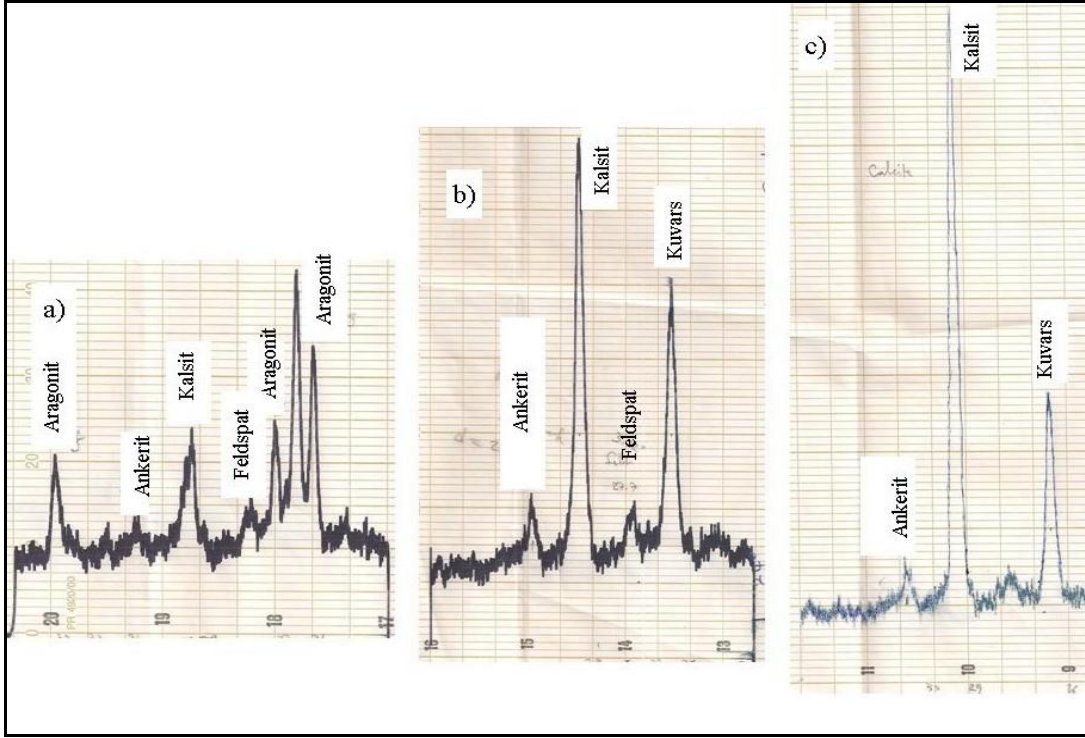
Deniz tabanlarında biriken killer genellikle kırıntı kökenli olup, büyük ölçüde denizleri çevreleyen akaçlama havzalarında iklime ve kayaç bileşimine bağlı olarak oluşur (örneğin: Biscaye, 1965; Çağatay vd., 2002). Karada iklime ve daha az ölçüde kayaç bileşimine bağlı olarak kayaç ayrışması sonucu oluşan killer akarsu ve daha az miktarlarda rüzgarla deniz havzalarına taşınarak depolanırlar. Bu nedenle iklimi temsil eden belirleyici parametrelerdir (proxy). Kaolinit, tropikal ve yarı tropikal iklime ve iyi drenaja sahip bölgelerde oluşurken, klorit daha çok fiziksel ayrışmanın yoğun, kimyasal ayrışmanın yavaş olduğu soğuk iklimlerde oluşur. İllit, kıtasal aşınmanın yoğun olduğu ve nehirlerin bol kırıntı taşıdığı bölgelerde depolanır. Smektit (montmorillonit) yağışın daha az olduğu ve volkanik kayaçların yüzelediği bölgelerde oluşur. Bu bölümde sunulan XRD kil analizlerinden amaç kil-minerallerinin zaman içerisindeki değişimlerini saptamak, bunun iklimle ve kaynak alanlarla olan ilişkilerini belirlemektir.

### 7.2 Karadeniz SL-12 Karotu

#### *Karbonat mineral bileşimi*

C1, C2 ve C3 karbonat zonlarından alınan birer adet örneğin XRD mineral analiz sonuçları Şekil 7.1 de sunulmuştur. Bu sonuçlar C1 zonundaki karbonatın aragonit ve kalsitten; C2 ve C3 zonundaki karbonatın büyük oranda kalsit ve az olarak da ankeritten ((Ca, Fe)CO<sub>3</sub>) oluştuğunu göstermektedir. 6. Bölümde sunulan Sr analiz

sonuçları da yüksek Sr değerleri ile C1 karbonat zonu aragonit içeriğini yansıtmaktadır. Demir karbonat (ankerit, siderite), piritin oluşmadığı daha çok sülfat limitleyici ortamlarda ve diyajenetik metan zonlarında oluşmaktadır (Curtis, 1977, Raiswell ve Berner, 1985). C2 ve C3 zonlarındaki ankeritin Karadeniz'in göl olduğu dönemdeki sularında, sülfatın çok düşük düzeyde olduğu dönemde, sülfat limitleyici koşullarda diyajenetik olarak çökelediği düşünülmektedir.

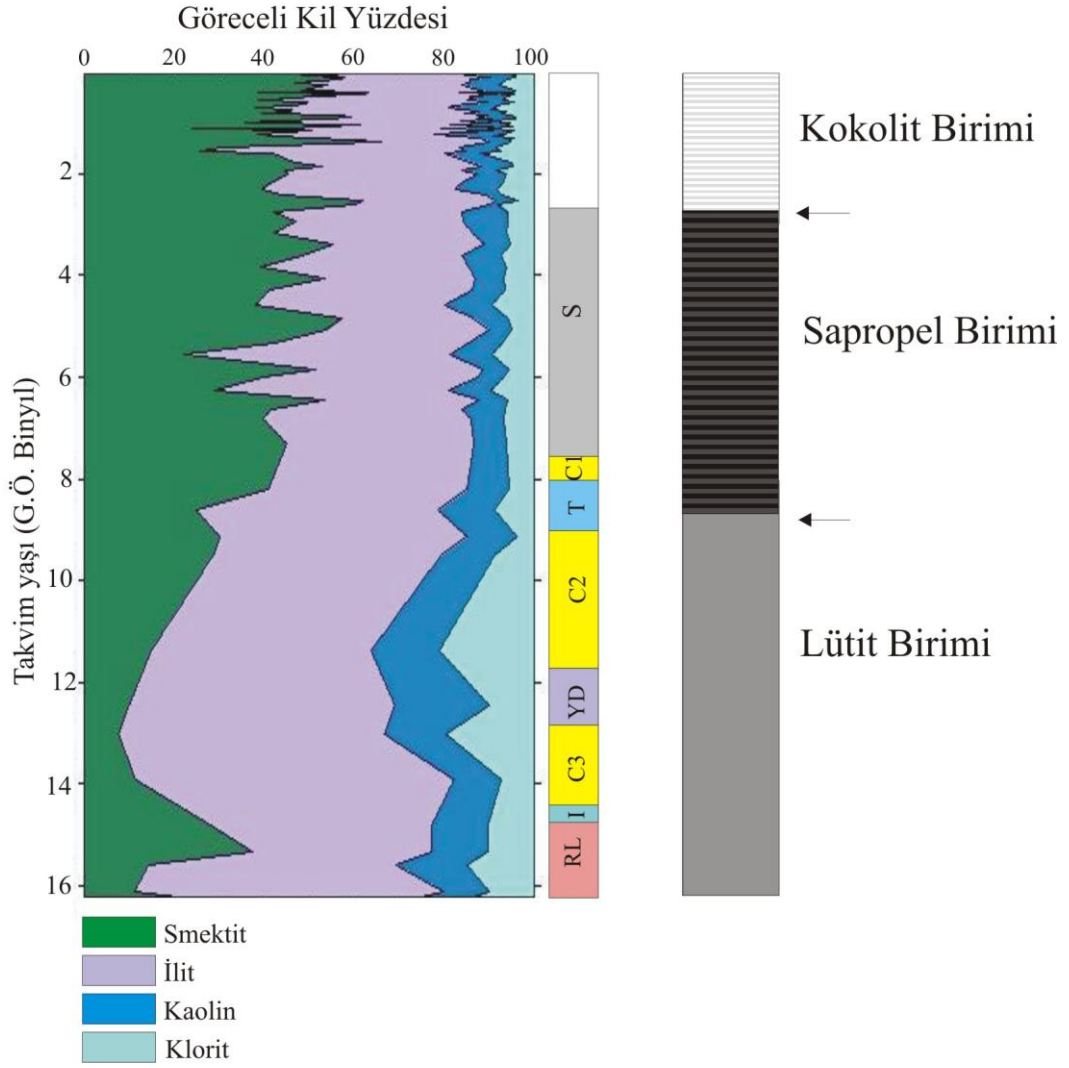


**Şekil 7.1** : SL-12 Karotunda C1, C2 ve C3 karbonat seviyeleri XRD analiz sonuçları. a) 613-614 cm arasında C1 seviyesini, b) 655-656 cm arasında C2 seviyesini, ve c) 685-686 cm arasında C3 seviyesini temsil etmektedir.

### *Kil mineral bileşimi*

Karadeniz SL-12 Karotu boyunca kil mineral dağılımının (Şekil 7.2) ana özellikleri maddeler halinde şu şekilde özetlenebilir:

- 1) Kil mineral topluluğu büyük oranda smektit ve illitten ve daha küçük oranlarda kaolin ve kloritten oluşmaktadır (Çizelge 7.1).
- 2) Yaklaşık YD'dan (G.Ö. 12 bin yıldan) başlayarak günümüze doğru smektit oranında göreceli bir artış ve illit, klorit ve kaolinitin oranında azalış izlenmektedir.
- 3) En yüksek illit, klorit ve kaolin ve en düşük smektit oranı C3 karbonat ve YD birimlerinde izlenmiştir.



**Şekil 7.2 :** Karadeniz SL-12 Karotunun göreceli kil-mineral içeriği.

- 4) Kırmızı Kil (RL) birimi ortasında smektit oranında önemli bir artış bulunmaktadır.
- 5) Yaklaşık G.Ö. 7 bin yıldan günümüze uzanan dönemdeki salınımlar büyük ölçüde karotun bu kısmındaki göreceli yüksek örneklem çözünürlüğüne (5 cm/ örnek) bağlı olarak bu dönemdeki bir kaç yüzyıllık döngüsellığı göstermektedir.
- 6) Karotdaki ortalama kil mineral bileşimi ile Geyve’de alınan Sakarya Nehri örneği ortalama kil mineral bileşimi benzerdir (Çizelge 7.1 ve Çizelge 7.2). Ancak günümüz Sakarya Nehri ortalama kil mineral bileşimi karotun üst düzeylerindeki ortalama kil mineral bileşimine göre illit açısından daha zengin, smektit açısından daha fakirdir.

**Çizelge 7.1 :** Karadeniz SL-12 karotunun göreceli kil-mineral bileşimi.

<b>Kil Minerali</b>	<b>Ortalama (%)</b>	<b>Minimum-Maksimum değerler (%)</b>
Smektit	43	8 – 66
İllit	41	20 – 71
Kaolinit	8	2 – 21
Klorit	8	4 – 21

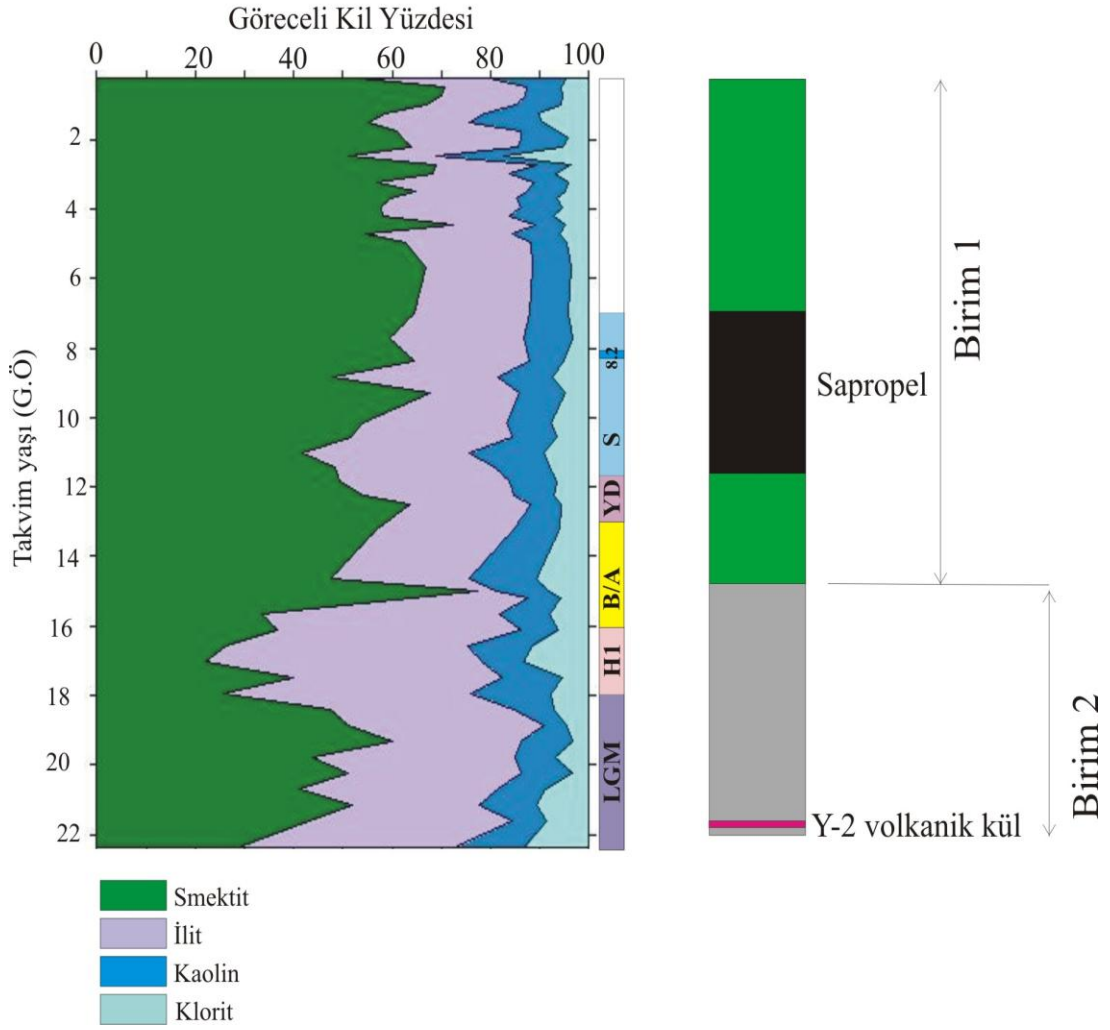
**Çizelge 7.2 :** Karadeniz’e akan Sakarya Nehri’nin Gevye’de yatağında örneğin kil-mineral bileşimi.

<b>Akarsu</b>	<b>Örnekleme yeri</b>	<b>Smektit (%)</b>	<b>İllit (%)</b>	<b>Kaolinit (%)</b>	<b>Klorit (%)</b>
Sakarya nehri	Gevye yatağı örneği	44	39	6	11

### 7.3. Marmara Denizi MD01-2430 Karotu

MD01-2430 Karotu kil mineral dağılımında (Şekil 7.3) şu özellikler dikkati çekmektedir:

- 1) Son Buzul Çağı Maksimum (LGM) döneminden başlayarak günümüze doğru smektit oranında bir artış; illit ve klorit oranında bir azalış görülmektedir.
- 2) En yüksek illit ve en düşük smektit H1 (G.Ö. 18-17.8 bin yılları arası; Bard vd., 2000) biriminde izlenmektedir.
- 3) Bølling-Allerød (B/A) - Younger Dryas (YD) geçiş dönemi ile YD dönemi göreceli olarak yüksek smektit ve düşük illit oranları ile temsil edilmektedir.
- 4) G.Ö. 12-10 bin yılları arasında yüksek illit ve kaolin oranları ile düşük smektit oranları izlenmektedir.
- 5) Yüksek illit oranları yaklaşık G.Ö. 1500, 2500, 4500-4000, 5000, 9000 yıllarında da görülmektedir.
- 6) Marmara Denizi MD01-2430 çökelleri Karadeniz SL-12 Karotu çökellerine göre smektit yönünden daha zengindir (Çizelge 7.1 ve Çizelge 7.3).
- 7) Son bin yılda depolanan Marmara Denizi çökellerinin kil mineral bileşimi ile Marmara Denizi’ne çökel taşıyan akarsuların kil mineral bileşimi (Karabiga Çayı, Biga Kasabası örneği dışında) oldukça benzerdir (Çizelge 7.3 ve Çizelge 7.4). Karabiga Çayının Biga kasabasında alınan örneği, seramik endüstrisi için işlenen kaolin yataklarının atıklarını içerdiği için temsili değildir



**Şekil 7.3 :** Marmara Denizi MD01-2430 Karotunun göreceli kil-mineral içeriği.

**Çizelge 7.3 :** Marmara Denizi MD01-2430 Karotunun göreceli kil-mineral bileşimi.

Kil Minerali	Ortalama (%)	Minimum-Maksimum değerler (%)
Smektit	54.7	22-77
İlit	29.0	4-56
Kaolinit	9.5	5-16
Klorit	6.8	3-17

**Çizelge 7.4 :** Marmara Denizi'ne güneyden akan önemli akarsuların yataklarındaki çökellerin kil-mineral bileşimi.

Akarsu	Örnekleme yeri	Smektit (%)	İlit (%)	Kaolinit (%)	Klorit (%)
Kocasu	Beyramdere	60	23	7	10
Karabiga	Biça kasabası	32	14	49	5
Karabiga	Akarsuyun denize yakın ağzı	53	22	14	11
Gönen	E90 Karayolu ile kesişme yeri	62	22	7	9

#### 7.4 Kil-mineral Analiz Sonuçlarının Yorumu

Gerek Karadeniz (SL-12 karotu) ve gerekse Marmara Denizi (MD01-2430 Karotu) karotlarında genel olarak Son Buzul Maksimum (LGM) döneminden günümüze doğru iklimin ısınması ile birlikte smektit oranındaki artış; buna karşın illit ve klorit oranındaki azalış dikkati çekmektedir. Her iki denizin çökellerinin kil mineral bileşimleri, KB Anadolu'yu drene eden nehirlerin kil mineral bileşimleri ile birlikte ele alındığında KB Anadolu'nun sağladığı kil kaynağının smektit oranı yönünden illite göre daha zengin olduğu anlaşılmaktadır (Çizelge 7.1, Çizelge 7.4). Bunun en önemli nedeni Türkiye'nin Batı Karadeniz Bölgesindeki Kretase-Eosen yaşlı ada yayı kökenli volkanik kayalar ile KB Anadolu'da Marmara Denizi güneyindeki Tersiyer yaşlı volkanik kayalar ve Mesozoyik ve Paleozoyik yaşlı ofiyolitik kökenli bazaltik kayaların ayrışma ürünlerinin smektit açısından zengin olmasıdır. Buna karşın batı ve kuzey Avrupa'dan Karadeniz'e Tuna, Dinyeper ve Dinyester gibi büyük nehirlerle getirilen çökel yükü illitçe daha zengindir (Muller ve Stoffers, 1974; Shimkus ve Trimonis, 1974). Karadeniz'e taşınan bu çökel girdisinin bir bölümünün Karadeniz'den Boğaz akıntısı ile Marmara Denizi'ne girerek bu denizde çökeldiği belirtilmiştir (Bodur ve Ergin, 1994). Dolayısı ile batı Karadeniz'de ve daha az ölçüde Marmara Denizi'ndeki killerin iki önemli kaynağı vardır. Bunlar, illit ile temsil edilen batı ve kuzey Avrupa ve smektit ile temsil edilen kuzeybatı Anadolu'dur.

Günümüze doğru artan illit artışı; Bølling-Allerød'dan (B/A) önceki dönemde Karadeniz'de Sakarya Ağzı açıklarında (SL-12) daha çok Avrupa kaynaklı çökellerin biriktiğini ve iklimin ısınması ile birlikte Anadolu kökenli çökellerin gerek batı Karadeniz ve gerekse Marmara Denizi'nde önem kazandığını göstermektedir. Bu dağılım aynı zamanda Holosen boyunca Marmara Denizi'ne Karadeniz'den giren olası çökel girdilerinde günümüze doğru giderek bir azalma olduğu olasılığını da ortaya koymaktadır.

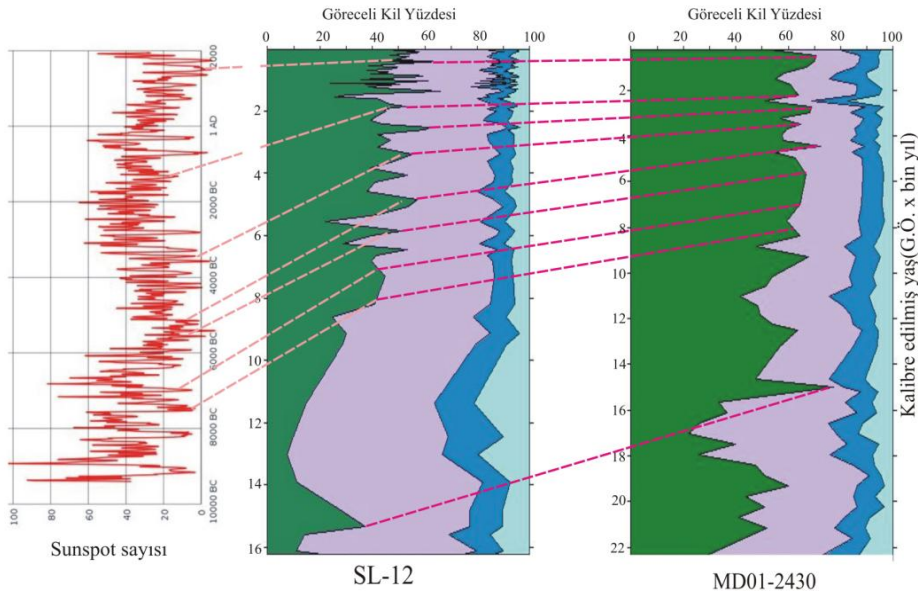
Ancak kuzey Avrupa ve Alpler de buzul çözünme olayları ve bol tatlı su girdisinin görüldüğü dönemler olan Kuzey Atlantik Heinrich Olayları (HE) ve Kırmızı Kil (RL) gibi birimlerde gerek Marmara Denizi'nde ve gerekse Karadeniz'de illit miktarındaki göreceli artış ve smektit miktarındaki azalış dikkati çekmektedir. İllit oranında bu dönemlerdeki artışlar, 6. Bölümde sunulan SL-12 ve MD01-2430



karotlarının Rb (ve K) profillerindeki artışlarla da kendini göstermektedir (Şekil 6.10 ve Şekil 6.29). Bu veriler, H1 döneminde (G.Ö. 17.9- 15 bin yılları arası) Karadeniz'e oradan da Marmara Denizi'ne bol miktarda tatlı su girdisi ile illit içerikli çökel girdisine işaret etmektedir. Bu sonuç, bu dönemdeki yüksek çökelme oranları ile desteklenmektedir (Çizelge 4.2, Çizelge 4.3, Çizelge 4.6, Çizelge 4.8). Nitekim, Major vd. (2002) ve Kwiecien vd. (2008), G.Ö. 26- 14 bin yılları arasında Karadeniz'de kil mineral analizlerine dayanarak, Kırmızı Killerin (RL) illit yönünden zenginliğine dikkati çekmiş ve bu çökelin kaynağının Hazar Denizi olmayıp; kuzey Avrupa kaynaklı olduğunu öne sürmüştür. Kwiecien vd. (2008) ayrıca iklimin G.Ö. 16.4 bin yılda Kuzey Kutup Cephesinin (North Polar Front) kuzeye çekilmesi ile önemli bir değişim geçirerek, bu dönemden sonra Anadolu' da yağışların azalması ve Avrupa'da artmasına neden olduğunu öne sürmüşlerdir. Sadece G.Ö. 26- 14 bin yılları arasındaki döneme ait olan ve Holosen'deki trendi gözardı eden bu sonuç bu tez kapsamında elde edilen ve özellikle son 10 bin yılı temsil eden ayrıntılı kil mineral verilerimiz tarafından desteklenmemektedir. Aksine, tez kapsamında elde ettiğimiz veriler genel olarak günümüzden 12 bin yıl önceki dönemde Karadeniz'e kuzey kaynaklı Avrupa nehirleriyle olan çökel girdisinin (illit) yüksek olduğunu; buna karşın son 12 bin yılda Anadolu kaynaklı girdilerin (smektit) günümüze doğru giderek önem kazandığını göstermektedir. Son Buzul Çağı Maksimum döneminde (LGM) özellikle kuzey ve kuzeybatı Avrupa'dan karasal alanların donması (permafrost) ile çökel girdisinin azaldığı ve erken buzul çözünme dönemlerinde eriyen buzullardan kaynaklanan suların Karadeniz yerine kuzeye Baltık Denizi'ne aktığı belirtilmiştir (Mangerud vd., 2004; Menot vd., 2006). Buna karşın B/A ve G.Ö. 12- 10 bin yılları arasındaki erken Holosen ısınma döneminde çözünen permafrost ve buzul suları ile Karadeniz'e bir miktar illitçe zengin kırıntı malzemesi taşınmıştır. Bu sonuç bu ılıman dönemlerdeki orta derecedeki illit zenginleşmesi görece yüksek Rb (ve K) değerleri ile desteklenmektedir (Şekil 6.10 ve Şekil 6.18). Nisbeten ılıman ve buharlaşmanın yoğun olduğu bu dönemler karbonat çökelinin olduğu, Karadeniz'de su düzeyinin düşük olduğu ve Marmara Denizi ile bağlantının olmadığı dönemlerdir (Ryan vd., 2003; Major vd., 2006).

YD döneminde Karadeniz'de su seviyesinin yüksek olduğu ve tek yönlü olarak Karadeniz "göl" sularının Marmara Denizi'ne aktığı bilinmektedir (Eriş vd., 2007, 2008). Bu dönemde Batı Karadeniz Çukurluğundaki görece yüksek çökelme oranları

(26 cm/ bin yıl; Çizelge 4.3) Karadeniz'e Avrupa nehirleri ile bol kırıntı girdisine işaret etmektedir. Karadeniz (SL-12) ve Marmara Denizi (MD01-2430) Karotlarının alt kısımlarındaki düşük örnekleme çözünürlüğü (10- 20 cm/ örnek) nedeniyle kil mineral oranlarının değişiminden YD gibi iklime bağlı kısa süreli (bin yıl- bir kaç yüzyıl) değişimleri açıkça görmek olası değildir. Ancak XRF Karot Tarayıcı ve ICP-MS analizleri, YD döneminde her iki denizde de göreceli olarak yüksek Rb (ve K) değerleri ile illit yönünden zengin kırıntı malzemenin çökeldiğini göstermektedir (bakınız 6. Bölüm; Şekil 6.29 ve Şekil 6.36). Marmara Denizi karotlarında YD'da yüksek çökeltme oranları ile birlikte görülen göreceli yüksek smektit oranları bu dönemde KB Anadolu nehirlerinin de etkin olduğunu göstermektedir.



**Şekil 7.4 :** SL-12 ve MD01- 2430 Karotları XRD kil mineral analizlerinin birbirleri ve sunspot (güneş lekesi ) etkinliği ile deneştirilmesi.

Holosen boyunca yaklaşık G.Ö. 8- 7 bin yıl, G.Ö. 6.6- 5.6 bin yıl, G.Ö. 4.5, G.Ö. 3.5 bin yıl, G.Ö. 2.7 bin yıl, G.Ö. 2.2- 2 bin yıl, G.Ö. 1.3 bin yıl ve G.Ö. 0.5- 0.4 bin yıl gibi büyük olasılıkla Kuzey Atlantik Salınımları (NAO) ile ilgili dönemlerin (Şekil 7.4; Bond döngüleri, Bond vd., 1997) bir çoğunda gerek Marmara Denizi ve gerekse Karadeniz'de smektit miktarında ve dolayısı ile Anadolu kökenli nehir çökel girdilerinde artış olduğu izlenmektedir. Bu dönemler Holosen'deki daha serin ve yağışlı iklime işaret etmektedir. Bu dönemlerde yüksek yağış/ buharlaşma oranları ile Anadolu'da nehirlerin daha yüksek su debisi ve çökel taşıma kapasitesine sahip oldukları düşünülmektedir.

## 8. PALEONTOLOJİ

### 8.1 Giriş

Diyatomlar birincil üretime katkıda bulunan alglerdir. Silis kavkı malzemesi oluşturan bu pelajik ve bentik organizmalar göl ve deniz ortamlarında değişik tuzluluk koşullarında yaşarlar ve yaşadıkları dönemlerin su tuzluluğu ile ilgili önemli bilgiler verirler. Bu çalışmada Karadeniz'den SL-12 ve Marmara Denizi'nden MD01-2426 karotlarının diyatom sonuçları sunulularak, bu sonuçların tuzluluk koşullarındaki yorumları yapılacaktır.

Diyatomlar geçmişteki paleoçevresel değişimlerin anlaşılmasında büyük öneme sahiptir. Çünkü kısa sürede yeniden üretilen (reproduction) organizmalar olmaları onları değişen çevresel değişimlere hassas hale getirir. Opalden oluşan kavkılara sahip olan bu organizmalar tuzluluk, oksijen içeriği, ve çözülmüş silikat varlığı gibi parametrelere karşı duyarlıdır (Schrader, 1978; Maynard, 1974). Su kimyası değişimlerine anında yanıt veren özellikleri onları göl sularında indiktor olarak kullanılmasında sebep olmaktadır. Özellikle kullanıldığı indikatörler pH, besleyiciler (nutrients) ve tuzluluktur (Roberts, 2000).

### 8.2 Karadeniz'de Diyatom Analizleri

#### *SL-12 Karotu*

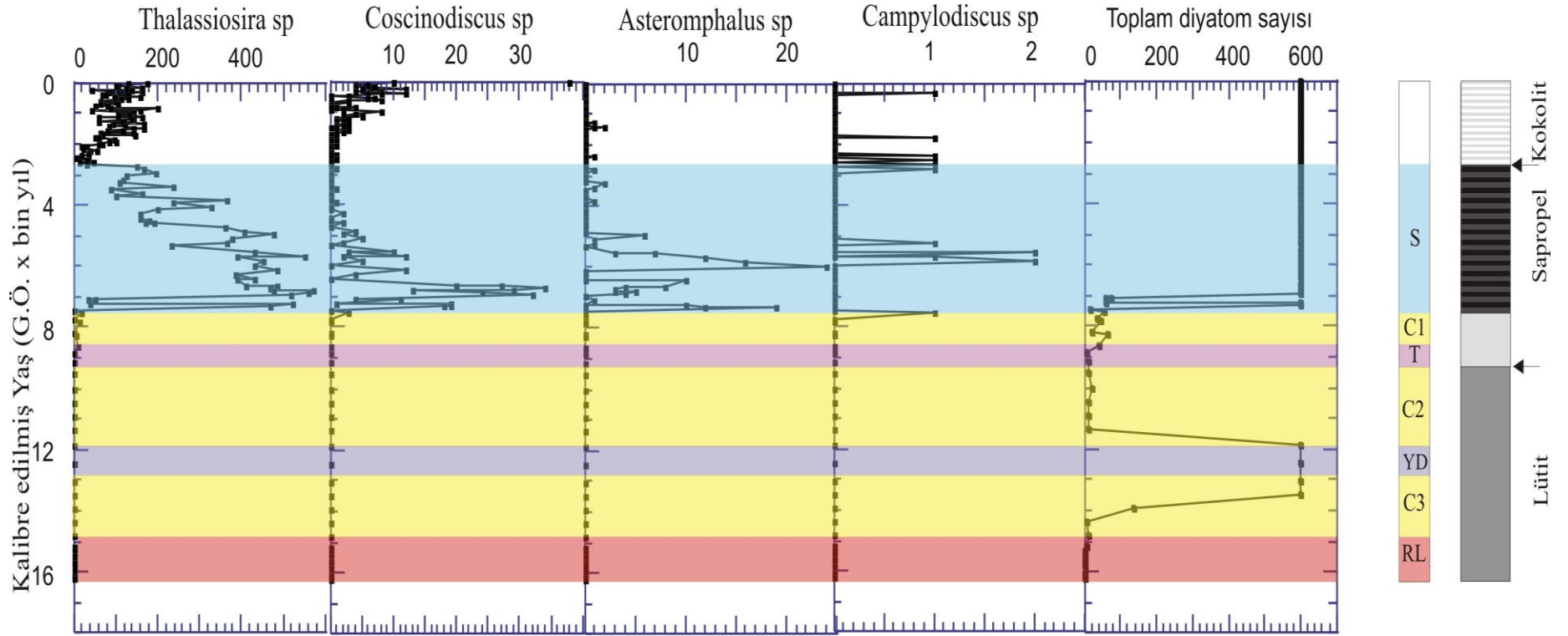
Karot boyunca diyatom tür dağılımı önemli değişimler sunmaktadır. Karot boyunca izlenen türler uyum sağladığı tuzluluğa göre, denizel, acı su ve tatlı su planktik ve bentik türleri olmak üzere gruplara ayrılmıştır. Karot boyunca izlenen denizel planktik diyatom türleri bolluk sırasına göre, *Thalassiosira* sp., *Coscinodiscus* sp., *Asteromphalus* sp., *Rhabdonema* sp. ve çok nadir olarakta *Actinoptychus* sp. ve *Campylodiscus* sp. türlerinden oluşmaktadır (Şekil 8.1). Denizel epiphytic türler, *Opephora* ve *Rhabdonema* sp.'dan oluşmaktadır. Örneklerde denizel haptobentik türlerden *Achnantes* sp. bulunmaktadır. Denizel epibentik türler, *Rhapseoneis* sp. ve

*Opephora* sp.'da bu karot boyunca izlenmektedir. Tatlı su planktik türler olarak ise *Stephanodiscus* sp., *Aulocoseira* sp. ile tatlı su epiphytic tür olan *Epithemia* sp., *Cymbella* sp. ve *Diploneis* sp. bulunmaktadır. Tatlı su epipelik türler, *Navicula* sp. ve *Cymatopleura* sp.'dan oluşmaktadır. Ayrıca acı su planktik türlerden *Cyclotella* sp. bulunmakta ve acı su epipelik türlerden *Fallacia* sp., *Gyrosigma* sp, *Surirella* sp., *Pinnularia* sp. ve *Campylodiscus* sp. ve *Melosira* sp. örneklerde tanımlanmıştır. Acı su epilitik türlerinden *Cocconeis* sp. bulunmaktadır. Tüm bu türler içinde karot boyunca toplam sayısı 10 adetten az olan diyatomlar, *Cymbella* sp., *Rhapsoneis* sp., *Asterionella* sp., *Opephora* sp., *Pleurosigma* sp., *Gyrosigma* sp., *Surirella* sp., *Pinnularia* sp., *Campylodiscus* sp., *Achnantes* sp., *Synedra* sp., *Synedrosphenia* sp. *Ortoseira* sp., *Fallacia* sp. ve *Actinocyclus* sp. türlerinden oluşmaktadır. Toplam 31 olan bu türler içinde 15 tür nadir olarak izlenmektedir. Nadir olan diyatomların grafikleri sunulmamıştır. Ayrıca karot boyunca belirli seviyelerde toplam diyatom sayısı çok düşük değerler almaktadır. Bu seviyeler, G.Ö. 7- 7.2 bin yıl (580- 587cm), G.Ö. 7.49- 11.37 bin yıl (599.5- 661 cm- C1, T, C2 üstü) ve G.Ö. 14.38- 16.21 bin yıl (697- 762 cm, RL) arasında yer almakta olup bu seviyelerde toplam diyatom sayısı ortalama 80'den düşük değerler almaktadır. Ayrıca G.Ö. 13.47- 13.93 bin yılda (685.5- 691.5cm, C3) toplam diyatom sayısı 300'den daha düşük değerlere inmektedir.

Diyatomlar, yüksek sedimantasyon hızına sahip alanlarda ve sudaki karbonat değeri yüksek olan ortamlarda korunamazlar. İlkinde neden; yüksek kırıntı malzeme girdisinin diyatomlarının korunmasını engellemesi iken, ikincisinde alkali gözenek sularında diyatomların çözünmesi ile alakalıdır.

Sapropel seviyesi içinde G.Ö. 7- 7.2 bin yılları arasında toplam diyatom sayısının 50'den az olduğu bir seviye yer almaktadır. Bu seviyede toplam diyatom azalmasının sebebi, yüksek Corg değerlerine rağmen, yüksek toplam karbonat içeriğine (% 32- 52) bağlı olarak diyatom sayılarının seyreltilmesidir. Yine G.Ö. 7.49- 11.37 bin yılları arasında toplam diyatom sayısındaki azalmanın nedeni, diyatomların erken diyajenez sırasında artan alkaliniteye bağlı olarak gözenek sularında çözünmesidir.

G.Ö. 13.47- 13.93 bin yılları arasında görülen diyatom azalmasının sebebi ise artan terrijenik girdi nedeniyle diyatomların seyreltilmesi ile ilgilidir.



Şekil 8.1 : SL-12 Karotunda denizel planktik diyatom tür sayılarının yaşıya göre dağılımı.

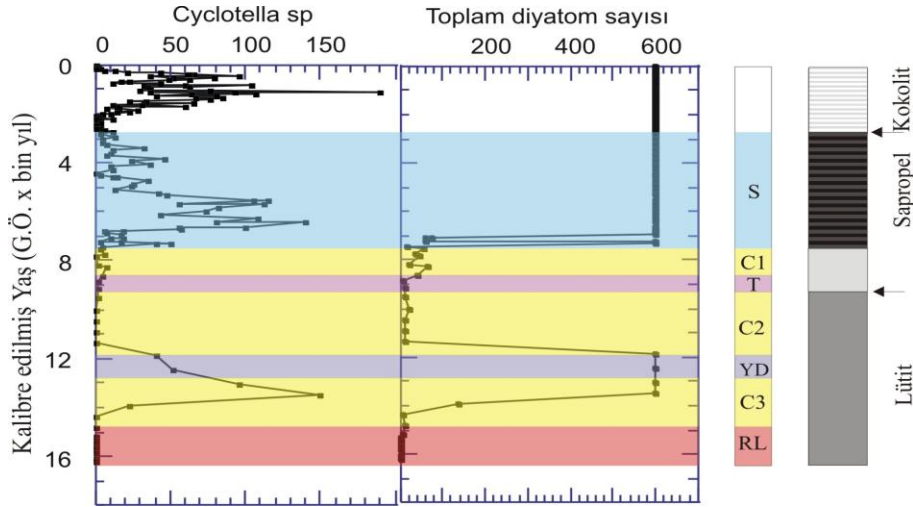
Denizel planktik tür olan *Thalassiosira* sp'nin göl/ deniz geçişi boyunca ilk görüldüğü yer G.Ö. 8.9 bin yıl' dadır. Ancak bu seviyelerde toplam diyatom sayısı 70'den düşük değerler almakta olup karbonatın yüksek olduğu dönemlere karşılık gelmektedir.

Yaklaşık G.Ö. 7.34 bin yılında denizel planktik türü olan *Thalassiosira* sp. sayıları 400'leri aşacak şekilde artış göstermiştir. Denizel istilanın kuvvetlendiği dönem, yaklaşık G.Ö. 7.34 bin yılına denk gelmektedir. Yine bir diğer planktik denizel tür olan *Coscinodiscus* sp. ve *Asteromphalus* sp. ilk olarak G.Ö. 7.54 bin yılında gözlenmiş ve G.Ö. 7.34 bin yılında artış göstermiştir. Karot boyunca *Thalassiosira* sp. ve *Coscinodiscus* sp.'nin maksimum değerler aldığı dönem, Sapropel biriminin tabanına denk gelen G.Ö. 6.6- 6.95 bin yıllarında organik karbonun karot boyunca en yüksek değerlere ulaştığı dönemdir. *Thalassiosira* sp., G.Ö. 6.95 bin yıl ve 4.7 bin yılda maksimum değerler alırken, G.Ö. 3.5- 4.6 bin yılları arasında bu değerlerde azalma görülmektedir.

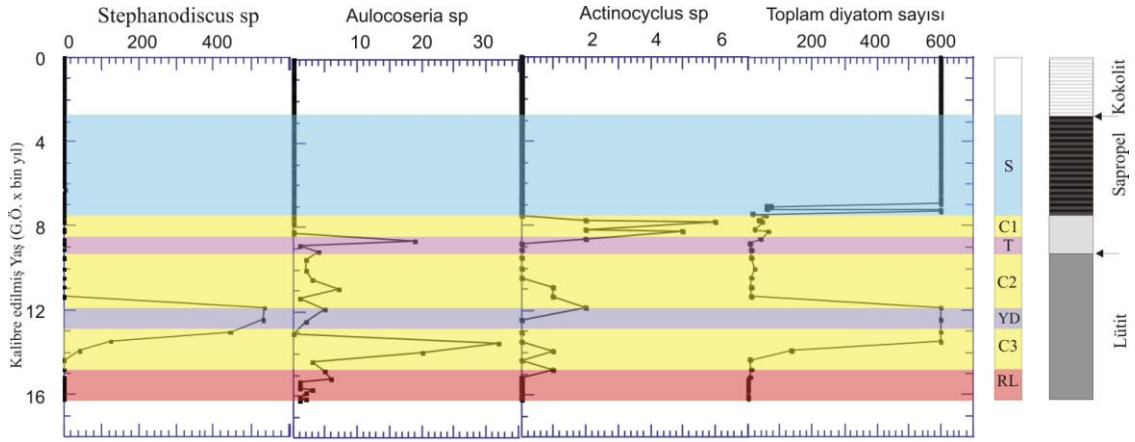
Acı su planktik tür olan *Cyclotella* sp., havzada özellikle sapropel tabanında G.Ö. 7- 5 bin yılları arasında artış göstermekte ve G.Ö. 6 bin yılda en yüksek değerlere varmaktadır (Şekil 8.2). Ancak ikincil derecede yüksek değerleri kokolit birimi içinde G.Ö. 2- 2.5 bin yılları arasında göstermektedir. G.Ö 5- 2 bin yılları arasında *Cyclotella* sp. azalmış ve G.Ö 14- 12 bin yıllarında artmıştır.

Tatlı su planktik türlerinden *Stephanodiscus* sp., G.Ö. 13.5- 11.5 bin yılları arasında maksimum değerler almaktadır. Bu dönem B/A'un sonu ve YD dönemlerine karşılık gelmektedir (Şekil 8.3). Diğer acı su planktik türü *Aulocoseria* sp., G.Ö. 8.5 bin yıl ve G.Ö. 14.5- 13 bin yılları arasında artış göstermektedir. *Actinocyclus* sp. çok az sayıda olmakla birlikte, G.Ö. 8.5- 7.5 bin yıl ve G.Ö. 12- 11 bin yılları arasında artış gösterir.

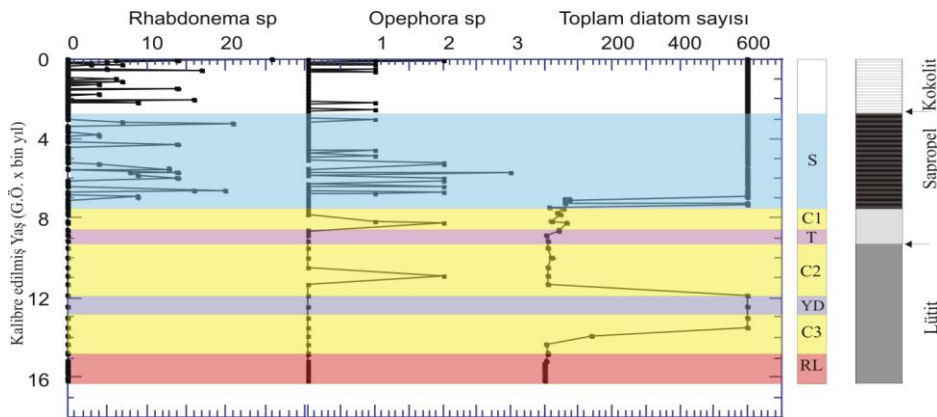
Acı su bentik türlerinden *Cocconeis* sp. ve *Epithemia* sp. havzada özellikle sapropel tabanında G.Ö. 7- 5 bin yılları arasında artış göstererek G.Ö. 6 bin yılda yüksek sayılara ulaşmıştır (Şekil 8.5). İkinci artış, Kokolit birimi içinde G.Ö. 3- 0 bin yılları arasındadır. G.Ö. 5- 3 bin yılları arasında acı su bentik türleri azalmıştır. G.Ö. 14- 13 bin yılları arasında acı su planktik *Cocconeis* sp. yüksek sayılara ulaşmıştır. Benzer şekilde tatlı su bentik diyatom türleri de aynı planktik türler gibi G.Ö. 14- 12 bin yılları arasında artış göstermektedir.



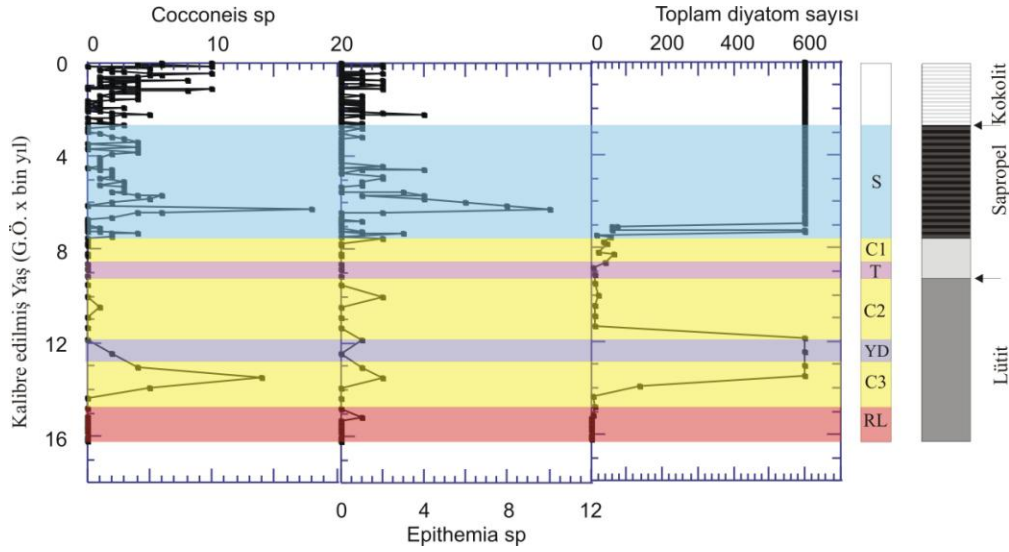
**Şekil 8.2 :** SL-12 karotu acı su planktik diyatom tür sayılarının yaşı göre dağılımı.



**Şekil 8.3 :** SL-12 karotu tatlı su planktik diyatom tür sayılarının yaşı göre dağılımı.

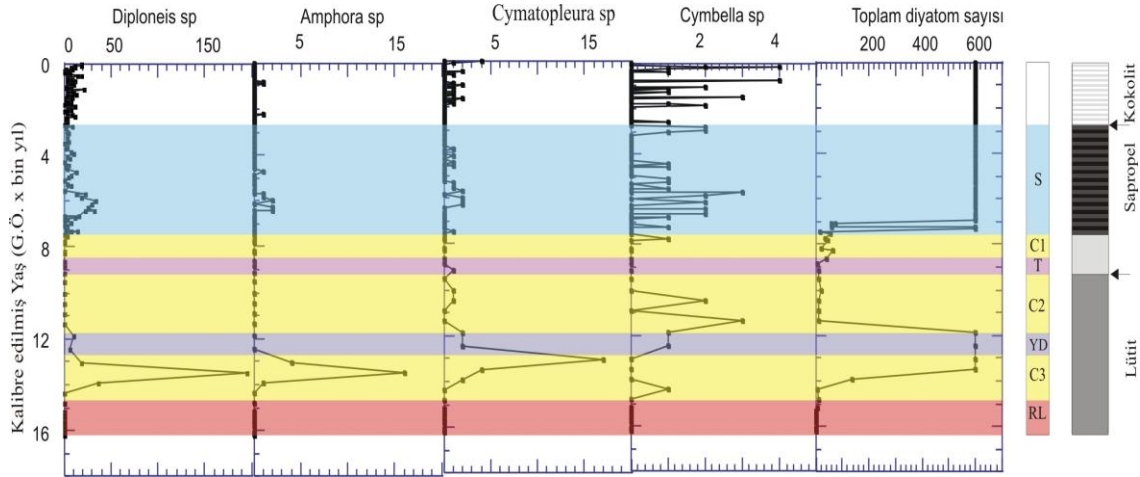


**Şekil 8.4 :** SL-12 karotu denizel bentik diyatom (epipellic, epilithic, epibentic) tür sayılarının yaşı göre dağılımı.



**Şekil 8.5 :** SL-12 karotu acı su bentik diyatom tür sayılarının yaşa göre dağılımı.

G.Ö. 3- 0 bin yılları arasında acı su planktik türleri ile bentik türleri aynı dağılımı sergilemektedir (Şekil 8.5). Buna göre özellikle sapropel tabanında acı su türleri baskınken, yine kokolit biriminde tuzluluk düşmüş ve acı su türleri G.Ö. 3- 0 bin yıl arasında artış göstermiştir.



**Şekil 8.6 :** SL-12 karotu tatlı su bentik diyatom tür sayılarının yaşa göre dağılımı.

### 8.3 Marmara Denizi'nde Diyatom Analizleri

#### MD01-2426 karotu

250 m su derinliğinden alınan MD01-2426 karotu sadece denizel birimin alt kısmı (G.Ö. 12 bin yıl) ve G.Ö. 18 bin yıla kadar çökelmiş göl birimini içermektedir.



Karot boyunca özellikle denizel birimde Sapropel tabanında diyatom türleri (örneğin *Thalassiosira* sp.) çok nadir olarak izlenmektedir (Çizelge 8.1). Göl döneminde görel olarak diyatom sayısı artmaktadır. Göl biriminde hem acı su hem de tatlı su diyatom türleri artış göstermektedir.

**Çizelge 8.1 : MD01-2426 karotu diyatom analiz sonuçları.**

Derinlik(cm)	Yaş(G.Ö binyıl)	Toplam Diatom Sayısı	Thalassiosira sp.	Cyclotella sp.	Melosira sp	Pinnularia sp	Cocconeis sp.	Diploneis sp	Amphora sp	Rhapalodia sp.	Campyodiscus sp	Triceratium sp	Stephanodiscus sp.	Fragilaria sp	Synedra sp.	Rhaphoneis sp	Eunotia sp	Navicula sp	Cymbella sp	Cymatopleura sp	Amphitetras
0.5	14.43	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
10.5	14.46	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
20.5	14.49	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
30.5	14.52	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
40.5	14.54	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
49.5	14.57	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
50.5	14.57	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
60.5	14.60	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
70.5	14.63	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
80.5	14.65	14	0	0	4	0	1	4	0	0	0	0	3	0	2	0	0	0	0	0	0
90.5	14.68	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	1	2	0	0	0
100.5	14.71	3	0	1	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
110.5	14.74	5	0	2	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	1
120.5	14.76	13	0	0	6	1	0	0	0	2	0	0	2	0	0	0	2	0	0	0	0
130.5	14.79	3	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
140.5	14.82	15	0	7	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0
150.5	14.85	16	0	3	9	0	0	1	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0
160.5	14.87	16	0	6	5	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	0	0	0
170.5	14.90	13	0	5	4	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	2	0	0	0
180.5	14.93	15	0	10	1	0	0	3	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
190.5	14.96	14	0	2	3	0	0	0	0	0	0	0	5	4	0	0	0	0	0	0	0
200.5	14.98	8	1	4	2	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	4	1	0	0	0
210.5	15.01	20	0	3	7	0	0	1	1	0	0	0	2	0	0	0	1	0	1	1	0
220.5	15.04	7	0	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
230.5	15.11	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0
240.5	15.21	18	0	4	6	0	0	1	0	0	0	0	3	2	0	0	0	0	0	0	0
250.5	15.32	7	0	1	3	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	1	0
260.5	15.42	2	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	1	0
270.5	15.53	16	0	1	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	2	1
280.5	15.64	14	0	0	5	0	0	1	0	2	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
290.5	15.74	12	0	1	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0
300.5	15.85	15	1	2	5	3	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	2	0	0	0	0
310.5	15.95	30	0	2	6	6	1	1	0	0	0	8	0	0	0	0	3	0	0	3	0
320.5	16.06	23	0	7	3	4	0	0	0	0	0	1	3	0	0	0	1	1	0	3	0
330.5	16.16	24	0	2	1	2	0	3	0	0	0	2	6	0	0	0	2	2	0	4	0
340.5	16.27	63	0	12	2	8	0	5	0	0	0	7	1	0	0	1	6	0	0	22	0
350.5	16.37	46	0	1	12	1	0	1	0	0	1	3	1	0	0	2	9	0	2	12	0
360.5	16.48	31	0	3	9	3	0	1	0	1	0	0	0	1	0	0	3	0	0	8	0
370.5	16.59	2	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
380.5	16.69	15	0	2	2	0	0	2	0	0	0	1	3	0	0	0	0	0	0	7	0
390.5	16.80	17	0	0	5	2	1	2	0	0	0	0	2	0	0	0	2	0	0	2	0
400.5	16.90	27	2	2	6	2	0	1	1	0	0	1	0	1	0	0	5	0	0	3	0
410.5	17.01	2	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
420.5	17.11	11	1	1	2	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	2	0
430.5	17.22	3	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0
440.5	17.32	10	0	0	4	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	1	1	0	2	0
450.5	17.43	10	0	0	5	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0

Toplam diyatom sayısına bakıldığında Marmara Denizi'nin diyatom çökelimine uygun olmadığı görülmektedir. Sayılar istatistiksel değerlendirmeye uygun olmayan derecede düşük değerlerdir. Bunun başlıca nedenleri, yüksek sedimantasyon hızı ile seyreltilme ve/ veya gözenek sularındaki yüksek alkalinite olmalıdır. G.Ö 14.6- 14.3 bin yılları

arasında diyatom izlenmemektedir. Yaklaşık 14.6 bin yılda tatlı su diyatom türleri nadir de olsa bulunmaktadır. Daha üst seviyede diyatoma rastlanmamaktadır. G.Ö 16.2 bin yıldan aşağıya tatlı su bentik türü *Diploneis* sp. ve *Cymatopleura* sp. diyatomlarında artış görülmektedir. G.Ö. 16.2- 15.8 bin yıl arasında ise acı su planktik türü *Cyclotella* sp. artış göstermektedir. G.Ö. 17.4- 16.2 bin yılları arasında tatlı su planktik diyatom türleri nisbeten artarken G.Ö. 16.2- 15.8 bin yılları arasında havzadaki su acı haline gelmiştir.

#### 8.4 Diyatom Analiz Sonuçlarının Tartışılması

Denizel planktik tür olan *Thalassiosira* sp.'nin göl/ deniz geçişinde ilk görüldüğü yer G.Ö. 8.9 bin yıldır. Ancak göl/ deniz geçişi (T) birimine karşılık gelen bu dönemde toplam diyatom sayıları 70'den düşüktür. Denizel diyatom istilasının kuvvetlendiği dönem, yaklaşık G.Ö. 7.3 bin yılına denk gelmektedir. Bu dönemde *Thalassiosira* sp. toplam sayısı 400'leri aşacak şekilde artış göstermiştir. Yine diğer planktik denizel türler olan *Thalassiosira* sp. ve *Asteromphalus* sp. ilk olarak G.Ö. 7.5 bin yılında gözlenmiş ve G.Ö. 7.3 bin yılında artış göstermiştir. Bu sonuçlar, denizel planktik türlerin havzaya katastrofik bir şekilde girmediğini ve yaklaşık G.Ö. 8.9 bin yılda çok az sayıda başlayarak, dereceli olarak G.Ö. 7.34 bin yılına doğru arttığını göstermektedir. Karot boyunca *Thalassiosira* sp. ve *Coscinodiscus* sp.'nin maksimum değerler aldığı dönem, sapropel biriminin alt kısmında G.Ö. 7- 6.6 bin yılları arasında organik karbonun karot boyunca en yüksek değerlere ulaştığı dönemdir. *Thalassiosira* sp., G.Ö. 7 bin yıl ve G.Ö. 4.7 bin yılda maksimum değerler alırken, G.Ö. 3.5- 4.6 bin yılları arasında sayılarında azalma görülmektedir.

Diyatom analizlerinden elde ettiğimiz Karadeniz'e Akdeniz sularının Holosendeki ilk giriş yaşı olan G.Ö. 8.9 bin yıl, Ryan vd. (2003) ve Major vd.'nin (2006) Sr izotop analizlerine dayanarak bulduğu G.Ö. 9.4 bin yıl yaşından yaklaşık 500 yıl daha gençtir.

G.Ö. 14- 13 bin yılları arasında acı su planktik diyatom türü olan *Cocconeis* sp.'nin yüksek sayılara artması diğer mineralojik ve XRF element verileri ile birlikte değerlendirildiğinde B/A döneminin son yarısında azalan buharlaşma/ yağış oranına bağlı su tuzluluğundaki artışı göstermektedir. Tatlı su planktik türlerinden

*Stephanodiscus* sp., G.Ö. 13.5- 11.5 bin yılları arasında maksimum sayılara ulaşmaktadır. *Stephanodiscus* sp.'un, Ryan vd. (2003) tarafından Hazar Denizi kökenli olduğu belirtilmiş ve Younger Dryas'da görülen bu diyatom türünün aynı dönemdeki artışını dikkate alarak bu dönemde Hazar Denizi yoluyla Karadeniz'e dökülen tatlı suların Karadeniz'in seviyesini yükselttiğini belirtmiştir. Böylece SL-12 karotundaki diyatom verilerimiz bu sonucu desteklemektedir.

Acı su bentik türlerinden *Cocconeis* sp. ve *Epithemia* sp. havzada özellikle Sapropel tabanında G.Ö. 7- 5 bin yılları arasında artış göstererek G.Ö. 6 bin yılda yüksek sayılara ulaşmıştır (Şekil 8.5). Bu artış, havzaya giren tuzlu ve sıcak Akdeniz sularının besin elementlerince zengin göl sularını fotik zona yükseltmesi ile yüksek organik üretime ve bunun da sapropel çökelimine neden olduğunun iyi bir göstergesidir. İkinci artış, Kokolit birimi içinde G.Ö. 3- 0 bin yılları arasındadır. Bu artış da havzaya giren bol nehir suyu ile bu dönemde yüksek organik üretimin oluştuğuna işaret etmektedir.

Acı su planktik türleri ile bentik türleri aynı dağılımı sergilemektedir. Buna göre özellikle Sapropel tabanında acı su türleri baskınken, yine Kokolit biriminde tuzluluk düşmüş ve acı su türleri G.Ö. 3- 0 bin yıl arasında artış göstermiştir. Bu sonuca Doğu Karadeniz'de bir karotta uzun alkenon zincirlerinin  $\delta D$  değerlerini ve dinoflagellat dağılımlarını inceleyen van der Meer vd.' de (2008) ulaşmıştır. Bu çalışmacılar yüzey suyu tuzluluğunun Sapropel Biriminin üst ve Kokolit Biriminin alt kısımları çökelirken günümüzden daha tuzlu olduğunu ve iklimin daha serin ve yağışlı hale gelmesi ile tuzluluğun son 2- 3 bin yılda önemli oranda azaldığı sonucuna ulaşmışlardır

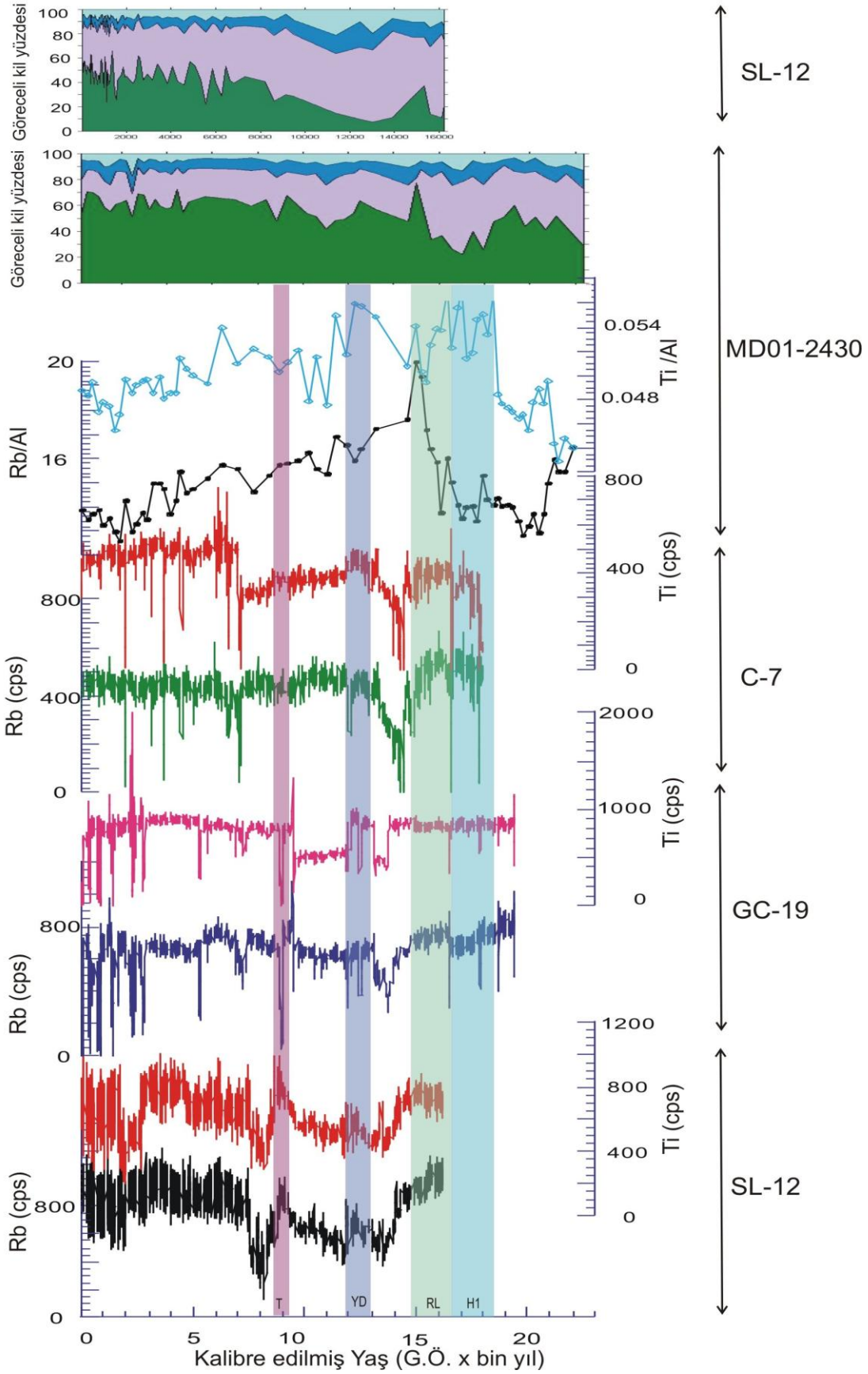


## 9. TARTIŞMA

### 9.1 Karadeniz ve Marmara Denizi'nde Paleoklim ve Hidrografik Koşullar

Marmara Denizi'nde Son buzul maksimum döneminde (LGM- G.Ö. 22- 17.9 bin yıl arası) düşük kırıntı mineral girdisi, görelî yüksek smektit değerleri ve Rb (K) ve Ti elementlerindeki düşük değerler bu dönemde havzaya kırıntılı girdisinin az olduğunu göstermektedir (Şekil 9.1). LGM'in soğuk iklim koşullarında permafrostun varlığı karalarda aşınma hızlarının aşırı düşmesine neden olmuştur (Mangerud vd., 2004; Menot vd., 2006). Marmara Denizi'nde bu dönemde MD01-2430 Karotunda yapılan oksijen izotop değerleri negatif değerler (‰ -5) almaktadır (Vidal vd., 2010). Aynı negatif izotop değerleri bu dönemde Batı Karadeniz'de de elde edilmiştir (Bahr vd., 2005, 2008). LGM dönemi Karadeniz'de su bütçesinin negatif olduğu bir dönemdir. Bu dönemde su seviyesini Ryan vd.'ne (1997) göre -150 m; Aksu vd.'ne (2002b) göre ise -115 m'ye kadar düşmüştür. Marmara Denizi LGM döneminde -105 m su seviyesine sahiptir (Smith vd., 1995; Aksu vd., 1999, 2002b; Çağatay vd., 2003°, c; Eriş vd., 2007; Mc Hugh vd., 2008; Çağatay vd., 2009).

LGM sonrası Karadeniz'de Heinrich 1 (H1) ve kırmızı kil (RL) dönemlerinde (G.Ö. 17.9- 16.5 bin yılları ve G.Ö 16.5- 14.8 bin yılları) görelî yüksek illit değerleri yanında, Karadeniz'de her iki karotta yüksek manyetik geçirgenlik ile yüksek Rb, K ve Ti değerleri tespit edilmiştir (Şekil 9.1; Çizelge 9.1 ve Çizelge 9.2). Bu sonuçlar, yüksek çökelme oranları ile birlikte bu dönemlerde havzaya yüksek miktarda kırıntılı girdisi olduğunu göstermektedir. Benzer şekilde Marmara Denizi'nde H1 döneminde MD01-2430 XRD sonuçlarında görelî yüksek illit değerleri yanında C-7 karotu XRF sonuçlarında Rb, Ti/Ca yüksek değerleri bu dönemde havzaya yüksek kırıntı girdisi olduğu göstermektedir. Karadeniz ve Marmara Denizi'nde kırıntı girdisi bu dönemdeki buzul erime suları ile ilgili olmalıdır (Mangerud vd., 2004; Chepalyga, 2007; Bahr vd., 2008)..



Şekil 9.1 : Karadeniz ve Marmara Denizi karotlarında Rb ve Ti dağılımları ve MD01-2430 ve SL-12 Karotlarında XRD analizleri denştirilmesi.

Karadeniz’de Sakarya nehri akaçlama havzasında Kretase- Eosen yaşlo adayı kökenli volkanik kayalar yüzeyleken, Marmara Denizi akaçlama havzasında güneydeki Tersiyer yaşlı volkanik kayalar ve Mesozoyik ve Paleozoyik yaşlı ofiyolitik kökenli bazaltik kayalar yüzeyleme göstermektedir. Bu kayaların ayrışma ürünleri smektit açısından zengindir. Diğer yandan, Karadeniz’e batı ve kuzey Avrupa’dan beslenen Tuna, Dinyeper ve Dinyester gibi büyük nehirlerle getirilen çökel yükü ise illitçe daha zengindir (Muller ve Stoffers, 1974; Shimkus ve Trimonis, 1974). Bu çökel girdisinin bir bölümünün Karadeniz’den Boğaz akıntısı ile Marmara Denizi’ne girerek bu denizde çökeldiği belirtilmiştir (Bodur ve Ergin, 1994).

**Çizelge 9.1 :** Karadeniz SL-12 ve GC 19 karotlarının çökelme oranları.

Birim adı	Çökelme oranı (cm/bin yıl)	
	SL-12	GC-19
Kokolit	142	73
Sapropel	45	8
C1	16	-
T (göl/deniz geçişi)	23	-
C2	12	6
YD	10	26
C3 (B/A)	13	4
RL	42	12
H1	42	19

Bu çalışmada her iki havzada H1 ve RL dönemlerinde izlenen yüksek illit ve kırıntılı mineral girdisi, havzaya erimiş buzul sularının Tuna, Dinyeper, Dinyester gibi kuzey Avrupa kökenli nehirlerle gelen tatlı suların önce Karadeniz’e sonra Marmara’ya akmış olabileceğini göstermektedir. MD01-2430 karotunda oksijen izotop değerlerinin daha da negatif değerler alması bu tatlı su girdisinin Karadeniz olduğu sonucunu desteklemektedir (Vidal vd., 2010). Ayrıca, H1 döneminde illit ve K, Ti gibi litofil elementlerdeki artış, bu dönemde havzaya yüksek çökel girdisinin Kuzey Avrupa’dan olduğuna işaret etmektedir.

Kırıntı malzeme girdisine ait sinyallerin Karadeniz ve Marmara Denizi’nde benzer olması H1 ve RL dönemlerinde Karadeniz’den Marmara Denizi’ne tatlı su girdisi olduğu göstermektedir. Bahr vd. ’nin (2005, 2008) kırmızı killerin (RL) çökeldiği dönemde İskandinav ve Alpin buzullarının erimiş sularının Hazar Denizi’nden

taşarak Karadeniz'e aktığını belirtmiştir. Buna karşın Kwiecien vd. (2008) kırmızı kahve killerin kaynağının KB Karadeniz'e kuzey Avrupa nehirleri olduğunu belirtmiştir. Marmara Denizi MD01-2430 no'lu karotunda H1 döneminde oksijen izotop değerlerinin daha da negatif değerler alması bu tatlı su girdisinin Karadeniz olabileceği fikrini desteklemektedir (Vidal vd., 2010).

**Çizelge 9.2 :** Marmara Denizi MD01-2430 ve C-7 karotlarının çökeltme oranları.

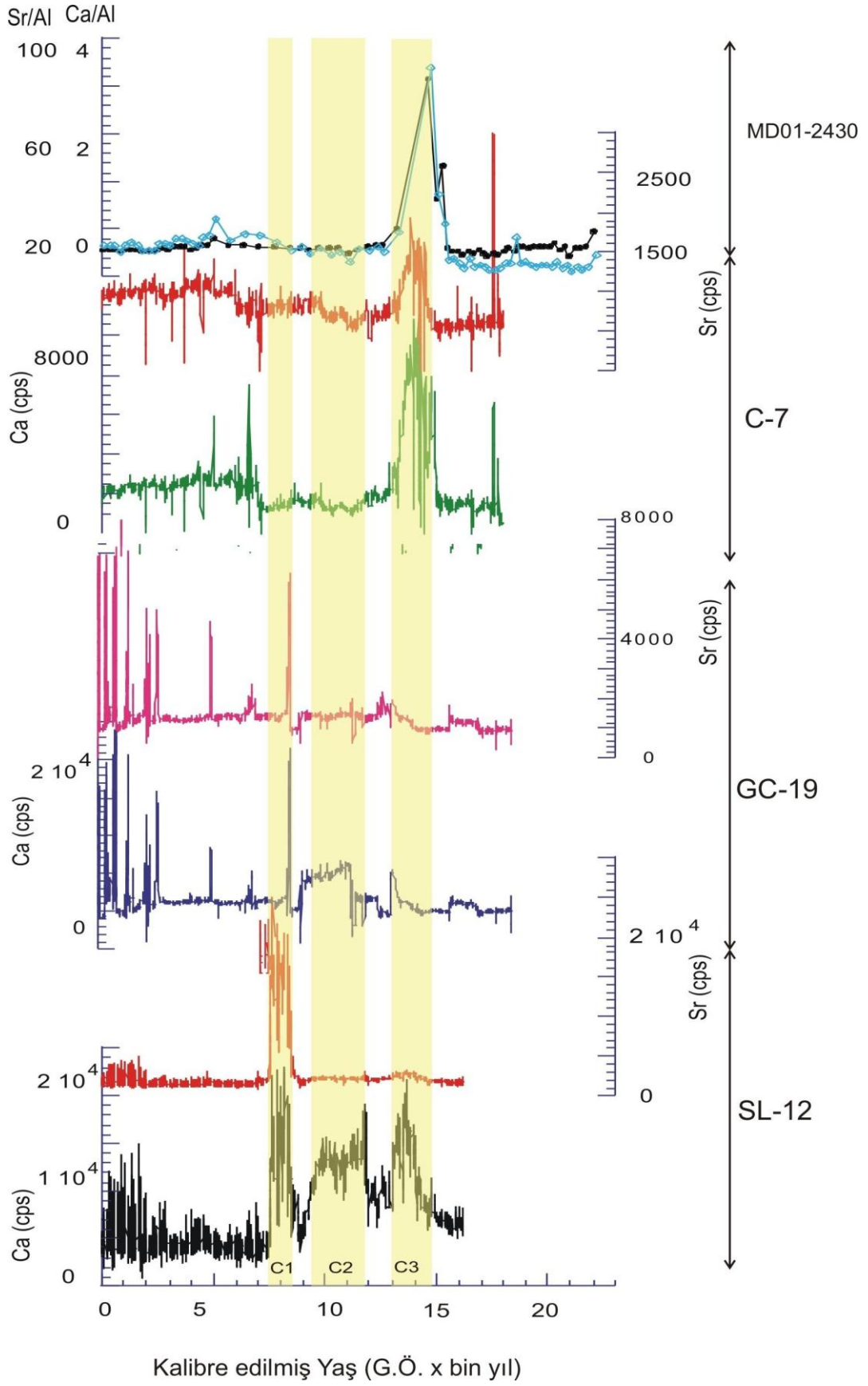
Birim adı	Çökeltme Oranı (cm/ bin yıl)	
	MD01-2430	C-7
Birim 1	26	14
Birim 2	43	28
Sapropel	20	10
YD	25	27
B/A	16	14
H1	44	29

Karadeniz ve Marmara Denizi'nde bir diğer yüksek kırıntılı mineral girdisi YD döneminde meydana gelmektedir. Bu dönemde Karadeniz karotlarında elde edilen yüksek çökeltme oranları, manyetik geçirgenlik, Rb ve Ti'daki yüksek değerler kırıntılı mineral artışını gösteren en önemli verilerdir (Şekil 9.1). Batı Karadeniz derin çukurluğundan alınan GC-19 Karotunda Sakarya nehri önünden alınan karota göre daha yüksek çökeltme oranları, bu dönemde Karadeniz'e Avrupa kökenli nehir girdisinin Anadolu kökenli girdiden daha etkin olduğunu göstermektedir (Şekil 9.1, Çizelge 9.1).

Marmara Denizi'nde YD döneminde bol kırıntı girdisi ve yüksek çökeltme oranları Karadeniz'den Marmara Denizi'ne çökelt girdisi olabileceğini akla getirmektedir. Bu sonuç, Eriş vd. (2007, 2008) tarafından Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde elde edilen sismik ve karot verileri ile desteklenmektedir. Bu çalışmacılar sismik profillerde İstanbul Boğazı paleo-kanalı içerisinde gelişmiş kanal-bank kenarı (levee) çökellerini tesbit etmiş ve bu çökellerin G.Ö. 11.5- 10.5 bin yılları (kalibre edilmemiş <sup>14</sup>C- yaşı) arasında Karadeniz'den İstanbul Boğazı yoluyla Marmara Denizi'ne doğru bir akış ile çökeldiğini belirtmiştir.

Yüksek kırıntılı mineral girdisi H1, RL ve YD gibi nisbeten soğuk dönemlerde izlenirken, düşük kırıntılı girdisi Karadeniz'de C1, C2 ve C3 karbonat zonlarında ve Marmara Denizi'nde B/A döneminde izlenmektedir (Şekil 9.1, Şekil 9.2).





**Şekil 9.2 :** Karadeniz ve Marmara Denizi karotlarında Ca ve Sr dağılımlarının denştirilmesi.

Karadeniz’de C3, C2, ve C1 olarak tanımlanan yüksek Tkarb ve düşük çökeltme oranları ile temsil edilen karbonat zonları sırası ile G.Ö. 14.8- 12.9 bin yılları, G.Ö. 11.9- 9.3 bin yılları, 8.6- 7.58 bin yılları arasında çökelmiştir (Şekil 9.2, Çizelge 9.1).

SL-12 karotunda karbonat seviyelerinde yapılan XRD karbonat mineral analizine göre C3 ve C2 kalsit bileşimli, C1 birimi aragonit-kalsit bileşimlidir. C1 seviyesinde gerek XRF gerek ICP-MS analizlerinde izlenen yüksek Sr, Ca değerleri C1’in aragonitik bileşimi hakkındaki fikrimizi doğrulamaktadır. Karadeniz’deki diğer iki karbonat seviyesi (C2 ve C3) göl döneminde çökelmiştir. Bunların çökeltme dönemleri erken Holosen ve B/A ılıman-kurak iklim dönemlerine karşılık gelmektedir. Buna karşın gerek Karadeniz gerekse Marmara Denizi’nde YD, H1 ve RL gibi soğuk iklim dönemlerinde görece düşük karbonat değerleri izlenmektedir. Bu durum sadece sıcak ve buharlaşmanın yüksek olduğu dönemlerde inorganik karbonatın çökeldiğine işaret etmektedir.

Karadeniz’de göl döneminde çökelen C2 ve C3 karbonat seviyeleri, Karadeniz’de C1 ve Marmara Denizi’nde B/A döneminde izlenen yüksek karbonat seviyeleri oluşum yönünden farklılıklar sunmaktadır (Şekil 9.2). Marmara Denizi’nde B/A (G.Ö 14.8- 12.9 bin yılları) ve Karadeniz’de C1 (G.Ö. 8.6- 7.58 bin yılları) izlenen aragonit bileşimli karbonat seviyelerinde yüksek Tkarb, Ca ve Sr değerleri görülmektedir. Bu karbonat seviyesi, Çağatay vd.’nin (2004) MD01-2430 karotunda karbonat zonunda yaptığı oksijen ve karbon duraylı izotop analizi sonuçlarına göre deniz suyu ile göl sularının karışarak kalsiyum karbonata doymun hale gelmesi sonucu çökelmiştir. Marmara Denizi’nde değişik kökenli iki suyun karışımı sonucu görülen otujenik karbonat çökeltmesinin benzer şekilde Karadeniz’de de C1 karbonat seviyesini çökeltmesi kuvvetli bir olasılıktır (Çağatay vd., 2004; Reichel ve Halbach, 2007). Vidal vd. ’nin (2010) Marmara karotu MD01-2430’ da B/A döneminde oksijen izotop değerlerinde tespit ettiği yaklaşık % 3 artış, havzada evaporasyonun yağıştan yüksek olduğunu göstermektedir. C2 ve C3 çökeltmeleri ılıman ve buharlaşmanın yoğun olduğu, Karadeniz’de su düzeyinin düşük olduğu ve Marmara Denizi ile bağlantının olmadığı dönemlerdir (Ryan vd., 2003; Major vd., 2006).

Bahr vd. (2005), Karadeniz’de çökelen karbonat (C1, C2 ve C3) çökeltmeleri sırasında artan karbon izotop sonuçları ile bu kalsit piklerinin örtüşmesinden hareketle çökeltmenin fotosentez yoluyla alg üretimi sonucu gerçekleştiğini öne

sürmüştür. Buna göre alg üretimi ile hafif karbon CO<sub>2</sub> olarak sudan alınmış ve ağır karbonca zengin göreceli alkali sularda karbonat çökelmiştir.

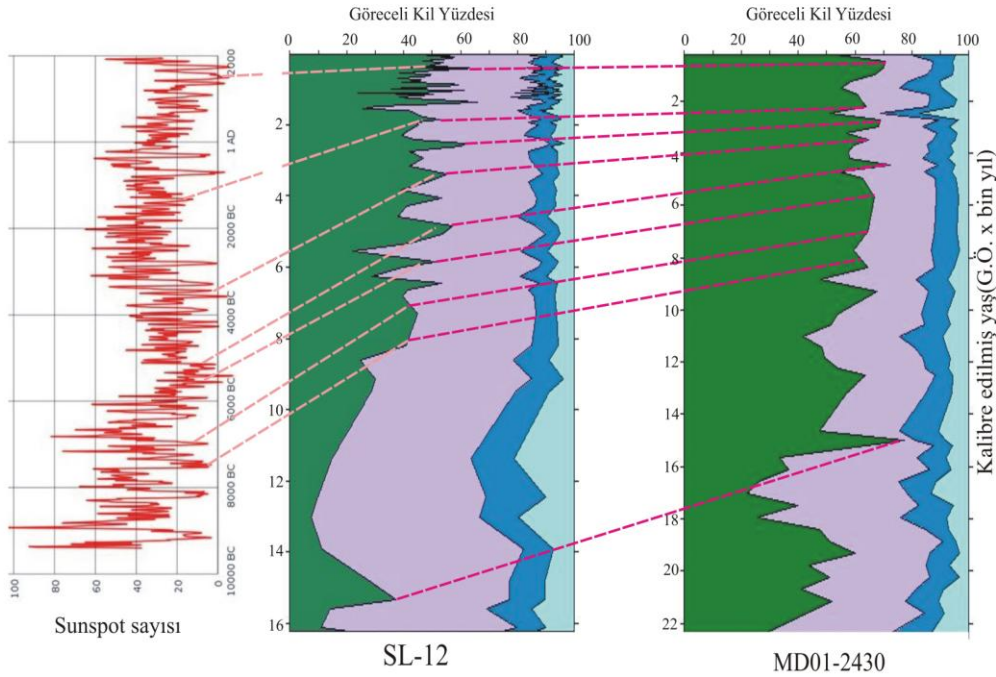
Karadeniz’de G.Ö. 12 bin yıl öncesinde illit minerali baskınken, G.Ö. 12 bin yıldan başlayarak günümüze doğru smektit minerali daha baskın hale gelmiştir (Şekil 9.1). Tezin bu sonucu, Kwiecien vd. ’nin (2008) Karadeniz’de G.Ö. 26- 14 bin yıl arasında yaptığı çalışmanın sonucu ile çelişmektedir. Bu çalışmacılar, G.Ö. 26- 14 bin yıl arasında Sakarya ağzı açıklarında smektit baskın kil girdisinin Anadolu’daki yağışlı iklimi gösterdiğini, bu dönemden günümüze olan dönemde ise kuzey kutup cephesinin kuzeye çekilmesi sonucu Anadolu’da yağışın azalarak kurak iklimin hakim olduğunu belirten bir hipotez öne sürmüşlerdir. Bu çalışmacıların aksine, Karadeniz SL-12 Karotunda kil mineral analiz sonuçlarımız 12 bin yıl öncesinde illit mineralinin; bu dönemden sonra günümüze doğru ise giderek smektit mineralinin baskın hale geldiğini göstermektedir (Şekil 9.1). Kwiecien vd.’nin (2008) sadece G.Ö. 26- 14 bin yılları arasındaki kayıtlara dayanarak, Holosen’deki trendi gözardı eden bu hipotezi, bu tez kapsamında elde edilen ve özellikle son 10 bin yılı temsil eden ayrıntılı kil mineral verilerimiz tarafından desteklenmemektedir. G.Ö. 12 bin yıldan günümüze doğru Karadeniz’de ve Marmara Denizi’nde artan smektit oranları Anadolu’nun Holosen’de yağışlı bir iklime sahip olduğunu ve yağışın genel olarak günümüze doğru etkisinin arttığını göstermektedir.

Daha ayrıntıda kil mineral verilerine bakıldığında Karadeniz ve Marmara Denizi’nde Holosen’de belirli dönemlerde her iki havzada smektit artışları görülmüştür (Şekil 9.3). G.Ö. 8- 7 bin yıl, G.Ö. 6.6- .5.6 bin yıl, G.Ö. 4.5, G.Ö. 3.5 bin yıl, G.Ö. 2.7 bin yıl, G.Ö. 2.2- 2 bin yıl, 1.3 bin yıl ve G.Ö. 0.5- 0.4 bin yılları arasında gerek Marmara Denizi ve gerekse Karadeniz’de smektit miktarında ve dolayısı ile Anadolu kökenli nehir çökel girdilerinde artış olduğu izlenmektedir (Şekil 9.3). Smektit artışı, Holosen’de bu dönemlerde Anadolu’da serin ve yağışlı bir iklimin hüküm sürdüğünü ve yüksek yağış/ buharlaşma oranları ile nehirlerin daha yüksek su debisi ve çökel taşıma kapasitesine sahip olduklarını göstermektedir. Her iki havzada Holosen boyunca izlenen smektit artışları büyük olasılıkla Kuzey Atlantik Salınımları (NAO) ile ilgili döngüsellğe (Bond döngüleri; Bond vd., 1997) işaret etmektedir.

Kalsiyum spektral analiz sonuçları ile Holosen’de Karadeniz’de Sapropel çökelimi süresince 1400, 435, 190, 100, 75, 50 ve 35 yıllık; Marmara Denizi Sapropel çökelimi sırasında 450, 165, 100, 75 ve 35 yıllık döngüsellikler tespit edilmiştir

(Şekil 6.9, Şekil 6.20, Şekil 6.33). Titanyumun (ve Rb'un) spektral analizleri Karadeniz Sapropelinin çökelişi döneminde 3400, 650, 500, 435, 285, 185, 100, 75 ve 35 yıllık, Marmara Denizi sapropel çökelişi sırasında 435, 285, 100, 65, 35 yıl periyodlu döngüsellikler göstermektedir (Şekil 6.12 ve Şekil 6.36).

Döngüsellikler Anadolu girdilerini temsil eden Karadeniz SL-12 Karotu ve Marmara Denizi C-7 Karotunda benzerdir. Ancak bu karotlardaki döngüsellikler Avrupa girdilerini temsil eden Batı Karadeniz GC-19 Karotundakine göre bazı farklılıklar göstermektedir. Bu durum Avrupa ve Anadolu'yu etkileyen iklim sistemlerindeki farklılıktan kaynaklanmış olmalıdır.



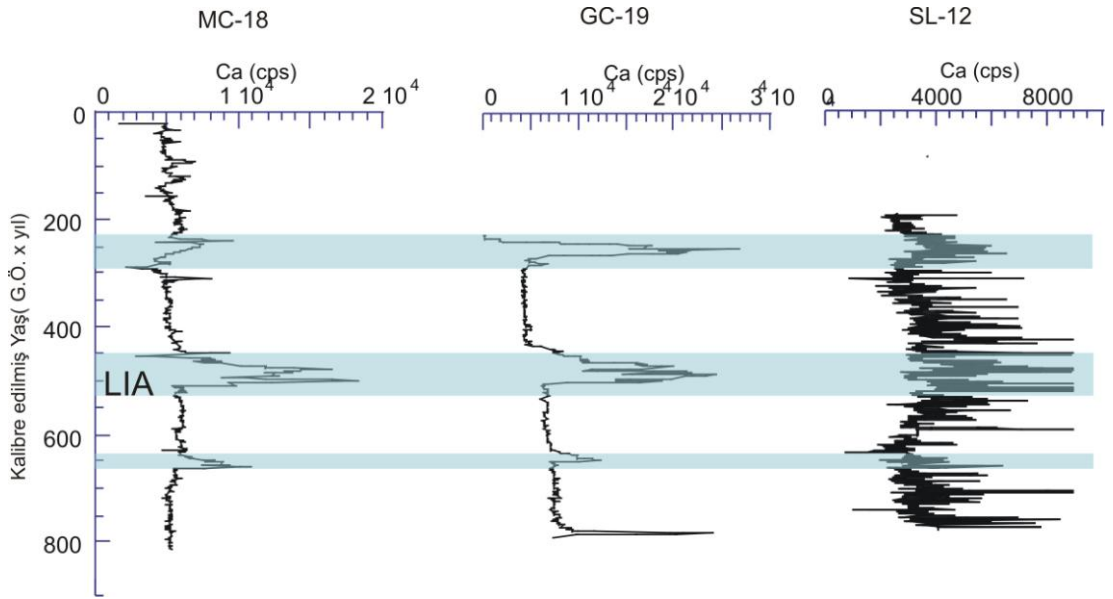
**Şekil 9.3 :** SL-12 ve MD01- 2430 karotları XRD kil mineral analizleri göreceli smektit oranlarının sunspot (güneş lekesi ) etkinliği ile denştirilmesi.

Son 1800 yılda Karadeniz'de Kokolit biriminde izlenen Ca profilleri SL-12 Karotunda yaklaşık G.Ö. 1670- 1540, 1390- 1350, 1100- 990, 890- 760, 660- 580, 410- 250 ve 90- 45 yılları arasında yüksek değerler vermektedir (Şekil 6.8, Şekil 6.16). Batı Karadeniz GC-19 karotunda da benzer zaman dilimlerinde (G.Ö. 1450- 1350, 900- 890, 820- 800, 650- 630, 500- 480, 400- 330, 100- 35) yüksek Ca değerleri izlenmiştir (Şekil 6.8, Şekil 6.16). Bunlardan SL-12 Karotunda Ca değerindeki en önemli artışlar G.Ö. 1670- 1540, 1100- 990 ve 410- 250 yılları arasında; GC-19 Karotunda ise G.Ö. 1450- 1350, 400- 330, 100-35 yılları

arasındadır. Son 1800 yılda kalsiyum ve Ti değerlerindeki bu döngüsellikler Karadeniz’de 300, 100- 150, 50- 70, 35, 15 yıllık; Marmara Denizi’nde 100, 55, 35, 25 ve 15 yıllık periyodlarla ifade edilmektedir.

Karadeniz karotlarında organik üretimi veren Ca ve karasal kırıntı mineral girdisini veren Ti’un spektral analizleri; bulunan periyodların çoğunun güneşin 11 yıllık etkinlik döngüsellığı ve bunun genlik modülasyonları olan 22 yıllık (Hale), 87 yıllık (Gleissberg) ve 210 yıllık (Suess) periyodlarına (bakınız: Braun vd., 2005) ve bunların ağaç halkalarındaki 105, 131, 232, 385, 504 yıllık <sup>14</sup>C döngüleri şeklindeki yansıma periyoduna (Damon ve Sonnett, 1992) benzerlik göstermektedir.

Karadeniz’de GC-19 karotuna yakın lokasyondan alınan ve yaklaşık son 660 yılı temsil eden yüksek çözünürlüklü XRF sonuçları MC-18 Karotunda özellikle G.Ö. 360 ile 330 yılları arasında (yaklaşık M.S. 1660- 1640 arası) ani bir Ca ve Sr artışı gösterirken daha küçük Ca pikleri G.Ö. 540 ve ve 210 yıllarında da görülmektedir (Şekil 9.4).



**Şekil 9.4 :** Karadeniz MC-18, GC-19, ve SL-12 Karotlarının G.Ö. 600- günümüz arasındaki Ca dağılımları. LIA: Little Ice Age.

GC-19 Karotunda ise deneştirilebilir yüksek Ca değerleri G.Ö. 500- 480, 400- 330, ve 10- 35 bin yılları arasındadır. Bu yüksek Ca ve Sr dönemlerinde Ti, Rb, Fe ve K gibi kırıntı girdisini gösteren element değerleri azalmaktadır (Şekil 6.23, Şekil 6.24). Yüksek Br ve Corg değerleri, yüksek Ca (biyojenik karbonat) ile birlikte organik üretimin bu dönemlerde yüksek olduğuna işaret etmektedir (Şekil 6.25). Bu dönemlerde gerek Ca ve gerekse organik maddenin yüksek olması yüksek Kokolit

(*Emiliana huxleyi*) üretiminin işaretidir. Nitekim en yüksek Ca pikinin olduğu M.S. 1640- 1700 yılları Küçük Buzul Çağının (Little Ice Age: M.S. 1300-1900) en soğuk dönemi olan Late Maunder Minimum'a (M.S. 1645- 1715; Eddy, 1977; Pfister, 1994; Şekil 9.4) karşılık gelmekte ve soğuk dönemlerde Karadeniz'de yüksek organik üretime işaret etmektedir (Güngör, 2005; Güngör ve Çağatay, 2006).

Diğer küçük soğuma dönemleri G.Ö. 540 (M.S. 1460) ve 210 (M.S. 1790) yılları dolaylarında görülmektedir. Bunlardan G.Ö. 540 (M.S. 1460) yılı Spörer Minimum dönemine (M.S. 1550- 1430; Braun vd., 2005) karşılık gelmektedir.

## **9.2 Karadeniz ve Marmara Denizi'nin Son Buzul - Holosen Dönemi Paleoşinografik Evrimi**

Karadeniz ve Marmara Denizi'nde son buzul döneminden günümüze olan paleoşinografik evrimi tartışılacaktır. Bu evrim, Karadeniz ve Marmara Denizi'nin göl olduğu dönemdeki su alışverişleri ile Marmara Denizi ve Karadeniz'e Akdeniz sularının girmesi sonucu meydana gelen biyojeokimyasal döngüler ile organik üretim ve dip su koşullarındaki (oksijen ve tuzluluk) değişimleri içerecektir.

Bölüm 9.1'de de belirtildiği üzere Karadeniz'de göl dönemi süresince yüksek kırıntılı mineral girdisi, yüksek çökeltme oranları, manyetik geçirgenlik değerleri ve görelili illit zenginleşmeleri (Şekil 9.1, Şekil 9.7, Çizelge 9.1); H1, RL, YD dönemlerinde Karadeniz'e bol tatlı su girdisine, dolayısı ile Karadeniz su seviyesinin yükselip, Karadeniz sularının Marmara Denizi'ne aktığını göstermektedir. Bu sonuçlar Bahr vd. (2008), Eriş vd. (2007, 2008), Çağatay vd. (2009) ve Vidal vd.'nin (2010) Karadeniz ve Marmara Denizi'nde yapmış olduğu çalışmaların sonuçları ile desteklenmektedir. Batı Karadeniz havzasındaki GC-19 karotunda Sakarya Nehri ağzı açıklarındaki SL-12 karotuna göre bu dönemde daha yüksek çökeltme oranlarının izlenmesi Karadeniz'e YD döneminde Anadolu'dan kırıntı malzeme girdisinin göreceli olarak azalırken; Avrupa'dan nehir kökenli askıda madde girdilerinin arttığına işaret etmektedir (Şekil 9.1, Çizelge 9.1).

Karadeniz'in göl olduğu dönemde G.Ö. 13.5- 11.5 bin yılları arasında (B/A üstü-YD) tatlı su planktik türü *Stephanodiscus* sp. aniden maksimum değerlere ulaşmaktadır. Bu sonuca göre G.Ö. 14- 13 bin yıllarında acı olan Karadeniz gölü, G.Ö. 13.5- 11.5 bin yılları arasında tatlı su gölü haline gelmiştir (Şekil 9.7).

Tuzluluktaki bu düşüşün nedeni, büyük olasılıkla YD döneminde havzaya giren tatlı su girdisidir. Ryan vd. (2003) tarafından YD döneminde Hazar Denizi ve Karadeniz’de *Stephanodiscus* sp. artışının aynı erken Khvalynian transgresyonundaki gibi havzaya Hazar Denizi yoluyla Karadeniz’e tatlı su girdisinin olduğu belirtilerek bu olayı geç Khvalynian transgresyonu olarak tanımlamıştır. Bu tez kapsamında elde edilen sonuçlar Ryan vd.(2003)’nin sonuçları ile uyumludur.

Ancak Bahr vd. (2005) Geç Khvalynian transgresyonu sırasında Hazar Denizi seviyesinin (-20 m) erken Khvalynian’dekinden (+50 m) daha düşük olduğundan hareketle Hazar Denizi’nden bu su akışının mümkün olamayacağını ifade etmiştir (Bahr vd., 2005, 2008; Kroonenberg vd., 1997).

YD döneminde Karadeniz’den İstanbul Boğazı yoluyla Marmara Denizi’ne tek yönlü su akışı Eriş vd. (2007, 2008) tarafından Marmara Denizi girişinde İstanbul Boğazı paleo-kanalı içerisinde tesbit edilen, G.Ö. 11.5- 10.5 bin yılları (kalibre olmamış <sup>14</sup>C yaşı) arasında gelişmiş kanal-bank kenarı (levee) çökellerinin varlığı ile desteklenmektedir. YD döneminde Kanal- bank kenarı çökellerinin 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 sismik profillerde yüzeyledikleri en sığ derinliğin -65 m’de gözlenmesi, bu dönemde deniz seviyesinin bu derinliğin üzerinde olması gerektiğini göstermektedir. Bu çökellerin 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 (Eriş vd., 2007; Eriş, 2007). Karadeniz’de yağış oranının buharlaşma oranının çok üzerinde olması sonucunda su seviyesinin yükselerek (Geç-Khvalynian Transgresyonu), İstanbul Boğazı eşik derinliğinin üzerine çıktığı çeşitli araştırmacıların Karadeniz’de yaptığı çalışmalarla saptanmıştır (Major vd., 2002, 2006; Ryan vd., 2003).

H1, RL ve YD gibi soğuk dönemlerinin tersine B/A ve erken Holosende meydana gelen ve C3 ve C2 karbonat seviyelerinin çökmesi ile sonuçlanan birimlerde izlenen düşük çökme oranları ve düşük kırıntılı mineral girdisi bu dönemlerde havzada buharlaşma/ yağış oranının yüksek olduğunu ılıman ve kurak bir iklimin hüküm sürdüğünü göstermektedir (Şekil 9.1, Şekil 9.2, Şekil 9.7). B/A döneminde artan buharlaşma ve buna bağlı tuzluluk artışını destekleyen diğer bir veri

Karadeniz’de bu dönemde acı su planktik diyatom türü *Cocconeis sp.*’nin artışıdır. Karbonat çökelimleri dönemlerinde artan buharlaşma nedeniyle Karadeniz’in negatif su bütçesine sahip olduğu ve Marmara Denizi ile bağlantısının kesik olduğu söylenebilir. Benzer bir sonuca daha önce Ryan vd. (2003) ve Major vd.’ de (2006) varmıştır. Bahr vd. (2005) tarafından C3 ve C2 karbonat birimlerinin yüksek organik üretime bağlı geliştiği belirtilirken; bu tez kapsamında bu çökelimlerin artan buharlaşma nedeniyle inorganik karbonat çökelişi şeklinde çöktüğü yönündedir. Marmara Denizi karotlarında Birim 2 ile temsil edilen gölsel ve Birim 1 ile temsil edilen denizel birim arasında yeralan geçişte (G.Ö. 14.7 bin yılda) bulunan yüksek Tkarb, Ca ve Sr içerikli çökel birimi Akdeniz sularının Marmara Denizi’ne girmesi ile iki farklı su kimyasına sahip göl ve deniz suyunun karışması sonucu oluşmuştur (Çağatay vd., 2004; Reichel ve Halbach, 2007). Çağatay vd. (2004) ve (Reichel ve Halbach, 2007) karbonat seviyesinde yaptığı oksijen ve karbon izotop analiz verileri ile bu sonuca ulaşmışlardır.

Çağatay vd. (2000) tarafından Marmara Denizi çökellerinde yapılan kronostratigrafik ve sedimentolojik çalışma sonucunda günümüzden 12 bin yıl (kalibre edilmemiş <sup>14</sup> C yılı) önce Akdeniz sularının Çanakkale Boğazını aşarak göl olan Marmara’ya akmaya başladığı belirtilmiştir. Bu dönemdeki su seviyesine ait Marmara Denizi kuzey şelfinde elde edilen -85 m paleokiyı çizgisi, Marmara Denizi’nde su seviyesinin geç Pleyistosen’de Çanakkale eşiği tarafından kontrol edildiği şeklinde yorumlanmıştır (Çağatay vd., 2003c, 2009; Polonia vd., 2004; Eriş vd., 2007, 2008; McHugh vd., 2008). MD01-2430 karotunda Vidal vd. (2010) tarafından bulunan kalibre edilmiş G.Ö. 14.7 bin yıldaki göl/ deniz geçişi yaşı, göl dönemindeki Marmara Denizi ve Karadeniz sularının rezervuar yaşının iyi bilinmemesi nedeniyle kesin değildir.

MD01-2430 Karotunda yapılan XRD kil mineral analizi sonuçlarına göre göl/ deniz geçişinden sonra B/A döneminde havzada illit ve XRF Rb ve Ti/Ca değerlerinin düşük olması bu havzaya Karadeniz’den bu dönemde tatlı su girdisinin olmadığını göstermektedir. Bu dönemde aynı karotta yapılan oksijen izotop analizlerindeki yaklaşık 3 per mil artış, havzada evaporasyonun yağıştan yüksek olmasını ve dolayısı ile iki havza arasında bir bağlantı olmadığını göstermektedir (Vidal vd., 2010).

Marmara Denizi MD01-2430 karotunda daha önce yapılan bentik foraminifer sonuçları göl/ deniz geçişinden itibaren yaklaşık 1500 yıl içerisinde tuzluluğun



dereceli artışını göstermektedir (Akçer vd., 2003; Çağatay vd., 2009). G.Ö. 11.5 bin yıl da, Akdeniz sularının Marmara Denizi'ne ilk akışından yaklaşık 2000 yıl sonra Marmara Denizi'nde sapropel çökelmeye başlamıştır (Çağatay vd., 2000; Tolun vd., 2002; Vidal vd., 2010). Çökelen Sapropel incelediğimiz Marmara Denizi karotlarında yüksek Mo ve Corg değerleri ile temsil edilmektedir (Şekil 9.5, Şekil 9.7). Manganın Sapropelin üstünde zenginleşmemiş olması bu birimin en azından bir miktar oksijenli (subokzik) dip suyu koşullarında çökelediğini ve çökelim süreci sonunda dip oksijen koşullarının fazla değişmediğini göstermektedir (Şekil 9.6). Sapropel biriminde bentik *Bulumina*, *Bolivina* ve *Brizalina* türlerinin varlığı dip suyu koşullarının subokzik olduğuna işaret etmektedir (Çağatay vd., 2000; 2009; Akçer vd., 2003). Sapropel oluşumunu tetikleyen sürecin deniz sularının Marmara Denizi'ne girerek dipte bir tabaka oluşturması, besin maddelerince zengin göl sularını sürekli yükselen piknokline bağlı olarak fotik zona yükselterek organik üretimi artırması olarak düşünülmektedir. Marmara Denizi'nde O-izotop ve alkenon analiz sonuçları Marmara Sapropelinin çökelişi sırasında tuzluluğun dereceli arttığını ve dolayısı ile sapropelin oluşumunda Karadeniz'den gelen herhangi bir tatlı su girdisinin etkili olmadığını göstermektedir (Sperling vd., 2003; Vidal vd., 2010).

Karadeniz'e Marmara'dan Akdeniz sularının akması Sr-izotop verilerine göre G.Ö. 9.4 bin yıldır (Ryan vd., 2003; Major vd., 2006). Bu akışın katastrofik veya dereceli olduğu tartışmalıdır (bakınız: Ryan vd., 1997; Aksu vd., 2002a, b; Yanko-Hombach vd., 2007). Bu tez çalışmasına göre Karadeniz'de denizel planktik tür *Thalassiosira* sp.'nin ilk görüldüğü tarih olan G.Ö. 8.9 bin yıl Akdeniz sularının havzaya ilk dökülmeye başladığı zamandır. Ancak denizel diyatom istilasının (*Thalassiosira* sp., *Coscinodiscus* sp. ve *Asteromphalus* sp.) yoğunluğunu arttığı dönem G.Ö. 7.34 bin yıldır. Diyatom sonuçlarımıza göre Akdeniz suları Karadeniz'e dereceli olarak akmış olup, bu sonuç Ryan vd.'nin (1997, 2003) hipotezi ile çelişmektedir. Ayrıca tez kapsamında diyatom analizlerinden elde edilen Karadeniz'e Akdeniz sularının Holosendeki ilk giriş zamanı Ryan vd. (2003) ve Major vd.'nin (2006) Sr-izotop analizlerine dayanarak bulunduğu tarihten yaklaşık 500 yıl daha gençtir.

Karadeniz'de G.Ö. 7.6- 2.72 bin yılları arasında çökelen Holosen Sapropel birimi de Marmara Denizi'ne benzer şekilde deniz transgresyonu sonucu gelişen su tabakalanması ve dip suyun fotik zona yükselterek organik üretimi artırması sonucu gelişmiştir (Şekil 9.5). Akdeniz sularının Karadeniz'e girmesi ile anokzik koşulların

oluşarak Sapropelin çökelmeye başlaması arasında yaklaşık 1500 yıllık bir zaman farkı vardır. Sapropel çökeli mi ile Karadeniz’de % 15’ lere varan Marmara Denizi’nde ise % 3’lere varan yüksek Corg değerlerine ulaşılmıştır. Her iki denizde de Sapropel biriminin çökelle me oranlarında önemli düşüş görülmektedir. Bunun başlıca nedeni Sapropel çökelle m dönemlerinde yükselen deniz seviyesi sonucu kıyı malzemenin kıyıya yakın şelf alanlarında çökelle mesidir.

Sapropel çökeli mi sırasında (G.Ö. 7.8- 2.72 bin yılları) Batı Karadeniz’deki karotta Sakarya Nehri ağzı açıklarındaki karota göre aşırı bir çökelle me oranı düşüşü görülmektedir (Çizelge 9.1, Çizelge 9.2). Bu düşüş Batı Karadeniz’deki karot yerinin göreceli derinliği ve nehir kaynağına olan uzaklığı ile ilgilidir. Akdeniz sularının Marmara Denizi’ne girmesi ile başlayan organik maddece zengin çökelle rin depolanması YD ve 8.2 bin yıl soğuma dönemlerinde kesintiye uğramıştır (Şekil 6.4, Şekil 6.6, Şekil 9.7). Bunun başlıca nedeni soğuk dönemlerde derin su dolaşımındaki hızlanma ve derin suyun oksijenlenmesidir.

Karadeniz’de Sapropel çökeli mi dönemindeki yüzey suyu tuzluluk değişimleri konusunda önemli bilgiler tez kapsamında elde edilen diyatom analiz sonuçları tarafından sağlanmaktadır. Pelajik türler olan *Thalassiosira* sp. ve *Coscinodiscus* sp.’nin maksimum değerler aldığı dönem, Sapropel biriminin tabanında organik karbon değerlerinin maksimuma ulaştığı G.Ö. 7- 4.7 bin yılları arasındadır. Bu dönem Holosende organik üretimin en yüksek düzeyine ulaştığı zaman dilimidir. *Thalassiosira* sp. değerlerinin G.Ö. 3.5- 4.6 bin yılları arasındaki sayılarının azalması bu dönemde nehir yoluyla gelen tatlı su girdisindeki azalmadır. Tatlı su girdisindeki düşüş bu dönemde Karadeniz ve Marmara Denizi’nde artan oksijen değerleri ile desteklenmektedir (Bahr vd., 2005; Vidal vd., 2010). Bu dönem büyük olasılıkla bölgede Van Gölü çökelle kayıtlarında da görülen G.Ö. 3.5 bin yıl kuraklık krizi (aridity crisis) dönemine karşılık gelmektedir (Landmann vd., 1996; Lemcke ve Sturm, 1997).

Acı su-denizel bentik türlerinden *Cocconeis* sp. ve *Epithemia* sp.’nin de havzada özellikle Sapropel tabanında G.Ö. 7- 5 bin yılları arasında artış göstererek G.Ö. 6 bin yılda yüksek sayılara ulaşması bu dönemde dip suyu tuzluluğunun da arttığını göstermektedir (Şekil 8.5). İkinci acı su bentik diyatom tür artışı, Kokolit birimi içinde G.Ö. 3 bin yıl ile günümüz arasındaki dönemde görülmektedir. Bu artış da havzaya giren bol nehir suyu ile bu dönemde yüksek organik üretimin oluştuğuna

işaret etmektedir. Benzer sonuca Doğu Karadeniz’de bir karotta uzun alkenon zincirlerinin  $\delta D$  değerlerini ve dinoflagellat dağılımlarını inceleyen van der Meer vd.’de (2008) ulaşmıştır. Bu çalışmacılar yüzey suyu tuzluluğunun Sapropel Biriminin üst ve Kokolit Biriminin alt kısımları çökelirken günümüzden daha tuzlu olduğunu ve iklimin daha serin ve yağışlı hale gelmesi ile tuzluluğun son 2- 3 bin yılda önemli oranda azaldığı sonucuna ulaşmışlardır.

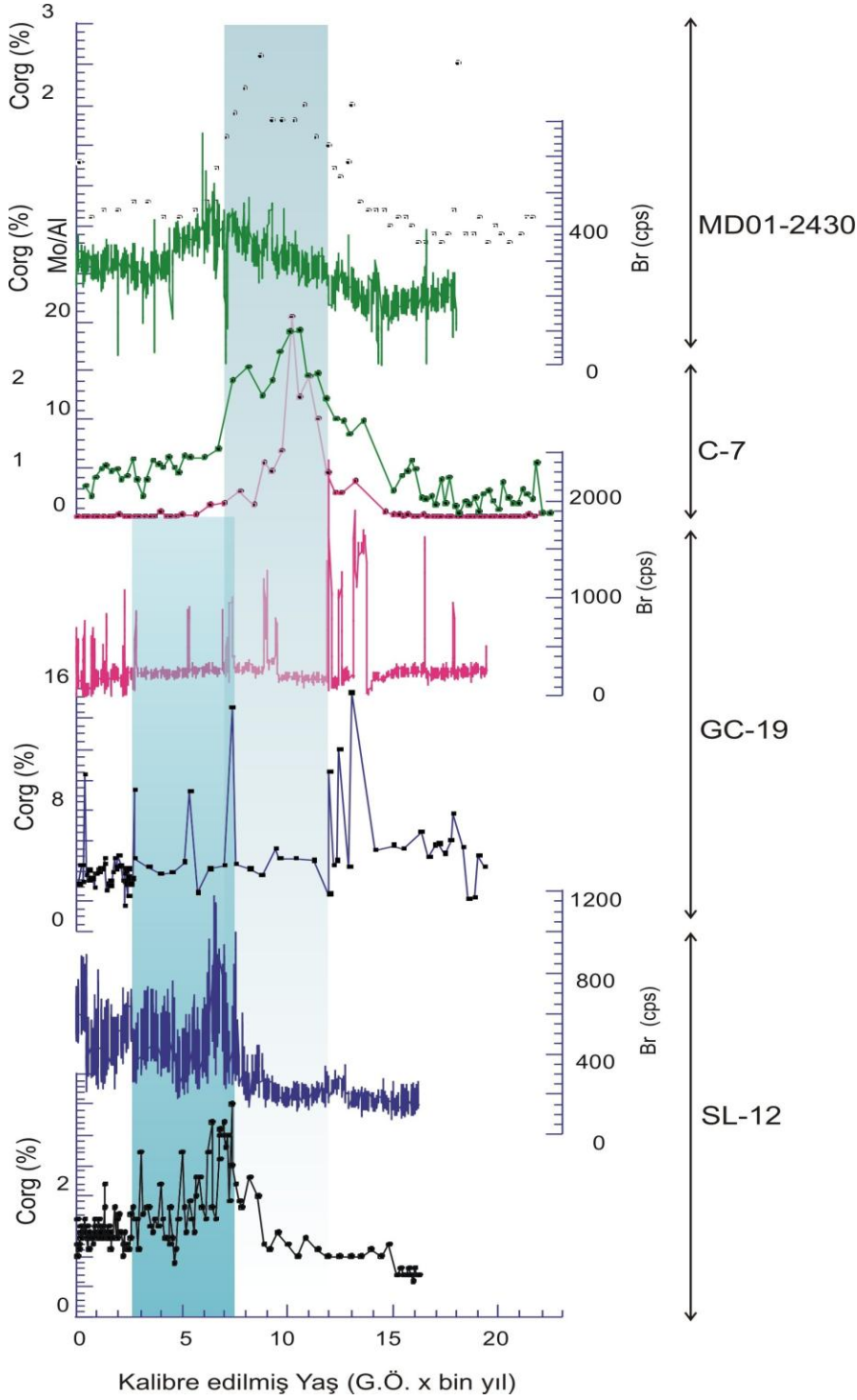
Sapropel birimi gerek Karadeniz gerek Marmara Denizi karotlarında yapılan korelasyon ve faktör analizleri Mo, U, Cu, V, Cd, S, As ve Sb’nin organik maddeyle ilişkili olarak zenginleştiğine işaret etmektedir. Sapropellerdeki S, Cu ve Cd gibi kalkofil elementlerin zenginleşmesi, olasılıkla bu elementlerin sapropelik seviyelerin indirgeyici ortamında büyük ölçüde Fe-monosülfid, pirit ve diğer sülfid mineralleri olarak çökeldiğini; Mo gibi bazılarının da çökel içerisinde sülfid, organik madde ve killere soğurularak zenginleştiğini göstermektedir (Volkov ve Fomina, 1974; Philipchuk ve Volkov, 1974; Berner, 1974, 1980, 1984; Çağatay vd., 1987; Calvert ve Pedersen, 1993; Thomson vd., 1995; Vorlicek ve Helz, 2002). Uranyum, indirgeyici ortamda organik maddeye soğurularak, organo-uranyum bileşikleri oluşturarak ve uraninit ( $U_3O_8$ ) olarak Sapropelde zenginleşmiştir (Nakashima vd., 1984; Çağatay vd., 1990; Çağatay, 1999; Klinkhammer ve Palmer, 1991).

Dip suyu redoks koşullarını belirleyen en duyarlı elementin Mn olduğu bilinmektedir (örneğin; Calvert ve Pedersen, 1993; Thomson vd., 1995). Kayaç, çökel veya yüzey sularında Mn; Mn(II), Mn (III) ve Mn(IV) değerliğinde bulunur. Mn(II) ve  $MnCl^+$  okzik deniz suyunda baskın türdür. Ancak oksijenin varlığında termodinamik olarak duraysızlaşır ve Mn (III) ve Mn(IV) oksit olarak çökeler. Oksijenli koşullarda  $Mn^{+4}$  oksihidroksit olarak, anokzik su kolonunda ise  $Mn^{+2}$  olarak suda çözülmüş halde bulunur. Anokzik su kolonunda yeterli alkalinite oluşursa Mn, Mn(II) karbonat olarak çökeler (Calvert, 1990; Shaw vd., 1990 ).

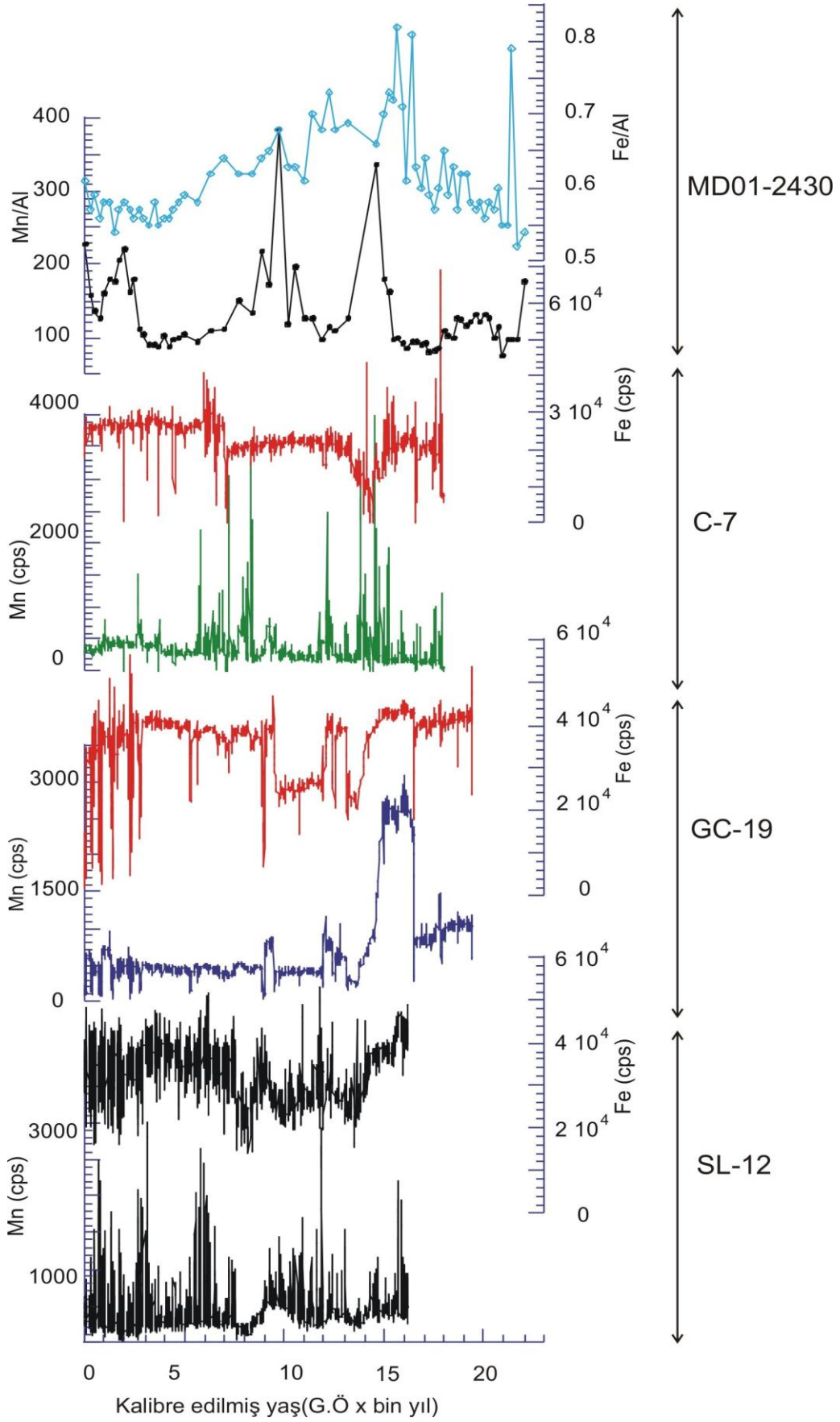
Erken diyajenez süreçleri ile çökel sütunun üst okzik zonundaki Mn zenginleşmesi, sülfat indirgenme zonunda çözülmüş Mn(II)’nin yukarı doğru difüzyonu ve okzik zonda Mn(IV)’e oksitlenerek Mn-oksihidroksit olarak çökmesi yolu ile olur (Froelich vd., 1979).

Karadeniz’de en yüksek Mn değerleri Kırmızı Kil (RL) biriminde, ikincil olarak da YD ve göl/ deniz geçişinde Sapropel Biriminin tabanı ve en üstü ile yer yer Kokolit

Birimi içerisinde izlenmektedir (Şekil 9.5). RL biriminde Mn artışı, Kuzey Avrupa kökenli erimiş buzul sularının havzaya bol kırıntı getirmesi yanında havzada su sirkülasyonu artırarak dipteki suyun oksijenli hale gelmesi ve dip suda bulunan Mn(II)'nin Mn-oksihidroksit olarak çökmesi ile açıklanabilir.



**Şekil 9.5 :** Karadeniz ve Marmara Denizi karotlarında Corg, Mo, Br ve P dağılımlarının denestirilmesi (koyu mavi renk Karadeniz sapropeli, açık mavi Marmara Sapropeli).



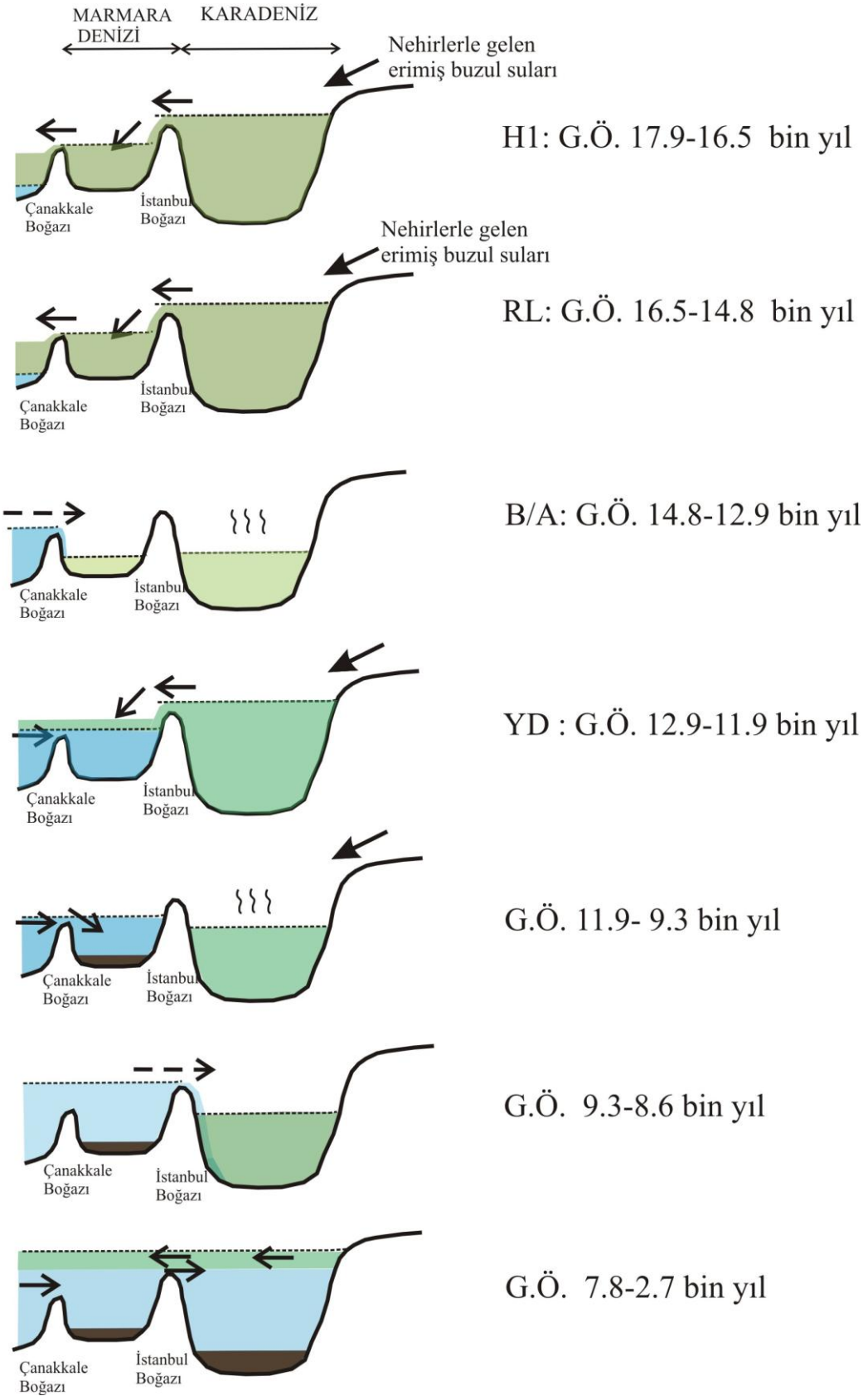
**Şekil 9.6 :** Karadeniz ve Marmara Denizi karotlarında Fe ve Mn dağılımlarının denştirilmesi.

Karadeniz karotlarında G.Ö. 9.3 bin yılda (göl/ deniz geçişi) Akdeniz sularının havzaya girmesinden 500- 600 yıl sonra Mn değerlerinin artışı, Karadeniz’de anoksik koşulların havzada dereceli geliştiğini göstermektedir. (Şekil 6.14).

Batı Karadeniz derin Sapropel çökeli mi süresince Manganın düşük değerler sunması derin çukurda sapropelin anoksik koşullarda çökeldiğini göstermektedir. Sakarya nehri önünden alınan karotta Sapropel ve Kokolit çökeli mi süresince Mn değerleri yüksek genlikli yken; Batı Karadeniz derin havzasından alınan karotta Mn değerleri düşük genlikli değerler sunmaktadır (Şekil 9.6). Yüksek Mn değerleri Sakarya nehrinden tatlı su girdisinin yüksek olduğu dönemleri yansıtmaktadır. SL-12 Karotunda Sapropel ve Kokolit birimleri içerisindeki Mn değerlerindeki bir kaç bin yıllık yüksek genlikli döngüsellikleri dip oksijen koşullarındaki değişimden ziyade, kırıntı girdisindeki değişimleri yansıtmaktadır.

Marmara Denizi’nde yüksek Mn değerleri B/A döneminde izlenmektedir. Göl/ deniz sınırındaki bu dönemdeki Ca, Sr ve Mn zenginleşmesi farklı kimyasal bileşimdeki iki suyun karışımı sonucu karbonat çökmesi ile oluşmuştur. Göl/ deniz geçiş dönemindeki Mn artışının sebebi, Sapropelin alt kısmındaki zenginleşme bu kısmın suboksik-disoksik dip suyu oksijen koşullarında çökeldiğini göstermektedir. Marmara Denizi’nde Manganın Sapropelin hemen üzerinde zenginleşme göstermemesi sapropelin suboksik/ disoksik dip su koşullarında çökeli mine işaret etmektedir (Calvert, 1990; Calvert ve Pedersen, 1993; Thomson vd., 1995). Yaklaşık G.Ö. 3- 1 bin yılda görülen küçük Mn/Al piki, havzada bu dönemde dip su koşullarında oksijen artışına işaret etmektedir.

Göl döneminde Karadeniz’de düşük S değerleri havzanın sülfat limitleyici olmasının sonucudur (Lyons vd., 1993; Arthur ve Dean, 1998; Wilkin ve Arthur, 2001). Bu dönemde Karadeniz’de Fe, büyük ölçüde Fe-oksit ve silikatlar olarak korunmuştur. H1, RL, B/A ve YD da yüksek demir girdisi havzaya gelen kırıntılı mineral artışı sonucudur. Daha önce belirtildiği üzere H1, RL ve YD dönemlerindeki yüksek çökeli me oranları ve bu dönemde yüksek Ti ve Rb (K) değerleri ile sergilenen kırıntılı mineral girdisi bu sonucu desteklemektedir. Göl/ deniz geçişinde (T) izlenen görel i yüksek Fe ve S, deniz suyunun havzaya girmesi ile sülfatın indirgenerek hidrojen sülfürü ve bunun da Fe’le birleşmesi Fe-sülfid çökeli mi artmıştır. YD sonu - erken Holosen arasında izlenen kükürt artışı, büyük olasılıkla göl döneminde buharlaşma sonucu zenginleşmeden kaynaklanmaktadır.



**Şekil 9.7 :** Karadeniz ve Marmara Denizi'nin kesit üzerinde son 20bin yıl boyunca meydana gelen önemli iklimsel ve oşinografik değişimlerin gösterimi.

Denizlerde C-Fe-S sisteminin önemli bir elemanı olan kükürtün (S) (Berner, 1984; Raiswell ve Berner, 1985), SL-12 karotunda Fe'e benzer dağılım göstermesi bu birimlerde demir sülfid (pirit ve Fe-monosülfid) olarak bulunduğuna işaret etmektedir. Benzer şekilde Marmara Denizi'nde B/A dönemine karşılık gelen göl/deniz geçiş dönemi ve Sapropelin alt kısımlarında izlenen bolca pirit Fe zenginleşmesinin bu birimlerde kısmen piritte bağlı olduğunu göstermektedir.



## 10. SONUÇLAR

1. Marmara Denizi ve Karadeniz’de Son buzul maksimum döneminde (LGM: G.Ö. 22- 17.9 bin yıl arası) düşük kırıntı mineral girdisi, görelî yüksek smektit değerleri ve Rb (K) ve Ti elementlerindeki düşük değerler bu dönemde havzaya kırıntılı girdisinin az olduğunu göstermektedir. LGM’ un soğuk iklim şartlarında permafrost nedeniyle aşınmanın düşük olması kırıntılı malzeme girdisini azaltmıştır.

2. Bu çalışmada Karadeniz ve Marmara Denizi’nde H1 ve RL döneminde izlenen yüksek illit girdisi ve kırıntılı mineral girdisi, havzaya erimiş buzul sularının Tuna, Dinyeper, Dinyester gibi kuzey Avrupa kökenli nehirlerle gelen tatlı suların önce Karadeniz’e sonra Marmara’ya akmış olabileceğini göstermektedir. MD01-2430 no’lu karottaki oksijen izotop değerlerinin daha da negatif değerler alması bu tatlı su girdisinin Karadeniz olabileceği fikri ile uyumludur. Bu sonuca göre, H1 döneminde artan illit ile K ve Ti gibi litofil elementlerin artışı bu dönemde havzaya yüksek çökel girdisinin Kuzey Avrupa’dan nehirlerle gelen erimiş buzul suları olduğunu göstermektedir.

3. YD döneminde Karadeniz’de yüksek kırıntılı mineral Rb (K) girdisi, yüksek çökelme oranları, manyetik geçirgenlik değerleri ve yeterince iyi gözlemlenmese de XRD kil analizi sonuçları bu dönemde kırıntılı mineral artışı olduğunu göstermektedir. Batı Karadeniz derin çukurluğundan alınan GC-19 karotunda Sakarya nehri önünden alınan karota göre daha yüksek çökelme oranları bu dönemde Karadeniz’e Tuna Nehri kaynaklı taşınımın olduğu fikrini kuvvetlendirmektedir. Marmara Denizi’nde YD döneminde izlenen nisbeten yüksek Ti, Rb değerleri ve çökelme oranları, havzaya bol kırıntı girdisi olduğunu göstermektedir. Karadeniz ve Marmara Denizi verileri birlikte değerlendirildiğinde YD döneminde Karadeniz’den Marmara Denizi’ne çökel girdisi olabileceğini düşündürmektedir.

4. Karadeniz karotlarında C1, C2 ve C3 ve Marmara Denizi’nde B/A dönemine karşılık gelen göl/ deniz geçişinde yüksek Tkarb seviyeleri tespit edilmiştir. Soğuk dönemlerin (H1, RL ve YD gibi) tersine bu dönemlerde düşük çökelme oranları ile temsil edilen karbonat zonlarında yapılan XRD karbonat minerali sonuçlarına göre

C3 ve C2 kalsit bileşimli, C1 birimi aragonit- kalsit bileşimlidir. Bileşim yönünden farklılık sunan bu karbonat seviyelerinden Karadeniz’de çökelen C1 seviyesi ve Marmara Denizi’nde B/A döneminde çökelen karbonat yüksek Sr, Ca değerleri göstermektedir. Bu karbonat seviyeleri deniz suyu ile göl sularının karışarak kalsiyum karbonata doymun hale gelmesi sonucu çökelmiştir. Karadeniz’deki diğer iki karbonat seviyesi (C2 ve C3) göl döneminde çökelmiştir. Bunların çökme dönemleri erken Holosen ve B/A ılıman- kurak iklim dönemlerine karşılık gelmektedir. Gerek mineralojik bileşimi ve gerekse çökdikleri dönemler C2 ve C3 karbonat seviyelerinin sıcak ve buharlaşmanın yüksek olduğu dönemlerde buharlaşmaya bağlı olarak çökelmesine işaret etmektedir.

**5.** Karadeniz’de çökel istifinde günümüzden 12 bin yıl öncesinde illit minerali baskınken G.Ö. 12 bin yıldan günümüze doğru smektit mineralinin baskın hale geldiği izlenmiştir. Bu sonuç, günümüzden 12 bin yıl önceki dönemde Karadeniz’e kuzey kaynaklı Avrupa nehirleriyle olan çökel girdisinin (illit) yüksek olduğu; buna karşın son 12 bin yılda Anadolu kaynaklı girdilerin (smektit) günümüze doğru giderek önem kazandığını göstermektedir.

**6.** Karadeniz ve Marmara Denizi’nden elde edilen XRD sonuçları, Holosen’de belirli dönemlerde her iki havzada smektit artışları gözlemlenmiştir. G.Ö. 8- 7 bin yıl, G.Ö. 6.6- 5.6 bin yıl, G.Ö. 4.5, G.Ö. 3.5 bin yıl, G.Ö. 2.7 bin yıl, G.Ö. 2.2- 2 bin yıl, 1.3 bin yıl ve G.Ö. 0.5- 0.4 bin yılları arasında gerek Marmara Denizi ve gerekse Karadeniz’de smektit miktarında ve dolayısı ile Anadolu kökenli nehir çökel girdilerinde artış olduğu izlenmektedir. Smektit artışı, Holosen’de bu dönemlerde serin ve yağışlı bir iklime, yüksek yağış/ buharlaşma oranları ile Anadolu’da nehirlerin daha yüksek su debisi ve çökel taşıma kapasitesine sahip oldukları düşünülmektedir. Her iki havzada Holosen boyunca izlenen döngüsel smektit artışları büyük olasılıkla Kuzey Atlantik Salınımları (NAO) ile ilgili daha serin ve yağışlı dönemlere (Bond döngüleri) işaret etmektedir.

**7.** Karadeniz karotlarında organik üretimi veren Ca ve karasal kırıntı mineral girdisini veren Ti’un spektral analizleri; Kokolit Biriminde 580, 320- 300, 165- 150, 100, 75- 65, 35 ve 25- 15 yıllık; Sapropel Biriminde 500- 480, 285- 250, 190- 165, 100, 75- 65 ve 35 yıllık periyodları vermektedir. Bu periyodların çoğunluğu güneşin 11 yıllık etkinlik döngüsellığı ve bunun genlik modülasyonları olan 22 yıllık (Hale), 87 yıllık (Gleissberg) ve 210 yıllık (Suess) periyodlarına ve bunların ağaç

halkalarındaki 105, 131, 232, 385, 504 yıllık  $^{14}\text{C}$  döngüler şeklindeki yansıma periyoduna benzerlik göstermektedir.

**8.** Batı Karadeniz’de (GC-19 karotu ve MC-18 Karotu) özellikle G.Ö. 360 ile 330 yılları arasında (yaklaşık M.S. 1660- 1640 arası) ani bir Ca ve Sr artışı ve daha küçük Ca pikleri G.Ö. 540 ve ve 210 yıllarında da görülmektedir. Yüksek Br ve Corg değerleri ve biyojenik karbonatla temsil edilen bu seviyeler yüksek Kokolit (*Emiliana huxleyi*) üretimine karşılık gelmektedir. En yüksek pikin olduğu M.S. 1640- 1700 yılları Küçük Buzul Çağının (Little Ice Age: M.S. 1300- 1900) en soğuk dönemi olan Late Maunder Minimum’u (M.S. 1645- 1715) temsil etmekte ve soğuk dönemlerde Karadeniz’de yüksek organik üretime işaret etmektedir. Diğer küçük soğuma dönemleri G.Ö. 540 (M.S. 1460) ve 210 (M.S. 1790) yılları arasında görülmektedir. Bunlardan G.Ö. 540 (M.S. 1460) yılı Spörer Minimum dönemine (M.S. 1550- 1430) dönemine karşılık gelmektedir.

**9.** Marmara Denizi karotlarında Birim 2 ile temsil edilen gösel ve Birim 1 ile temsil edilen denizel birim arasında yer alan geçişte bulunan yüksek Tkarb, Ca ve Sr içerikli çökel birimi B/A döneminde çökelmiştir. Akdeniz sularının Marmara havzasına girmesi ile iki farklı su kimyasına sahip göl ve deniz suyunun karışması sonucu oluşmuştur. Bu birimde düşük illit, Rb ve Ti değerleri bu dönemin kurak olduğunu ve Marmara Denizi’ne Karadeniz’den ve tatlı su girdisinin olmadığını göstermektedir.

**10.** Karadeniz ve Marmara Denizi’nde yüksek Corg (> % 1.5) ve Mo değerleri (150 ppm) Sapropel seviyelerini çok iyi tanımlamaktadır. Karadeniz’de % 15’ lere varan Marmara Denizi’nde ise % 3’lere varan yüksek organik karbon değerleri sunan Sapropel birimindeki çökelme oranlarında düşüş bu birimin çökelim dönemlerinde nisbeten yükselen deniz seviyesi nedeniyledir. Akdeniz sularının Marmara Denizi’ne girmesi ile başlayan organik maddece zengin çökellerin depolanması YD döneminde kesintiye uğramıştır. Bunun en önemli nedeni bu soğuk dönemde derin su dolaşımındaki hızlanma ve derin suyun oksijenlenmesidir.

**11.** Marmara Sapropelinin çökelişi sırasında tuzluluğun dereceli artışı ve dolayısı ile sapropelin oluşumunda Karadeniz’den gelen herhangi bir tatlı su girdisinin etkili olmadığını göstermesidir.

**12.** Karadeniz’de Kırmızı Kil (RL) biriminde Mn artışı, Kuzey Avrupa kökenli erimiş buzul sularının havzaya akması ile dipteki suyun oksijenlenmesi gerek kırıntı halinde ve gerekse havzada olası  $Mn^{+2}$  halinde suda bulunan Mangan’ın Mn oksihidroksit olarak çökmesine neden olmuştur.

**13.** Karadeniz karotlarında G.Ö. 9.3 bin yılda (göl/ deniz geçişi) Akdeniz sularının havzaya girmesinden 500- 600 yıl sonra Mn değerlerinin artışı, Karadeniz’de anoksik koşulların havzada dereceli geliştiğini göstermektedir. Batı Karadeniz derin Sapropel çökelişi süresince Manganın düşük değerler sunması derin çukurda sapropelin anoksik koşullarda çökeldiğini göstermektedir. SL-12 Karotunda Sapropel ve Kokolit birimleri içerisindeki Mn değerlerindeki bir kaç bin yıllık yüksek genlikli döngüsellikler dip oksijen koşullarındaki değişimden ziyade, kırıntı girdisindeki değişimleri yansıtmaktadır.

Marmara Denizi’nde B/A (göl /deniz geçiş) döneminde izlenen yüksek Mn değerlerinin Sapropelin alt kısmındaki zenginleşmesi bu kısmın suboksik-disoksik dip suyu oksijen koşullarında çökeldiğini göstermektedir. Marmara Denizi’nde Manganın Sapropelin hemen üzerinde zenginleşme göstermemesi sapropelin suboksik-disoksik dip su koşullarında çökelişini gerektirmektedir. Yaklaşık G.Ö. 3-1 bin yılda görülen Mn/Al piki, havzada dip su koşullarında havalandırma olduğuna işaret etmektedir.

**14.** Karadeniz’in göl olduğu dönemde sülfatın limitleyici olması nedeniyle Fe, büyük ölçüde Fe-oksit ve silikatlar olarak korunmuştur. H1, RL, B/A ve YD da yüksek demir girdisi havzaya gelen kırıntılı mineral artışı sonucudur. Göl/ deniz geçişinde (T) izlenen görelî yüksek Fe ve S, deniz suyunun havzaya girmesi ile sülfatın oksitlenerek indirgenmesi ve Fe ile S ile birleşmesi sonucu artmıştır. YD sonu- erken Holosen arasında izlenen kükürt artışı, büyük olasılıkla göl döneminde buharlaşma sonucu zenginleşmeden kaynaklanmaktadır.

**15.** Göl döneminde Karadeniz’de G.Ö. 14- 13 bin yılları arasında ilk acı su planktik diyatome türü olan *Cocconeis sp.* artışı B/A döneminde artan buharlaşma nedeniyle sudaki tuzluluğun artması sonucudur.

**16.** Karadeniz’in göl olduğu dönemde G.Ö. 13.5- 11.5 bin yılları arasında (B/A üstü-YD) döneminde tatlı su planktik türü *Stephanodiscus sp.*’nin aniden maksimum değeri ve aynı dönemde daha önceki çalışmalarda Hazar Denizi’nde de bu türün

artışı bu dönemde Karadeniz'e Hazar denizi yoluyla tatlı su girişi olduğunu göstermektedir.

**17.** Karadeniz'de denizel planktik tür *Thalassiosira* sp.'nin ilk görüldüğü yaklaşık G.Ö. 8.9 bin yıl Akdeniz sularının havzaya ilk dökülmeye başladığı zamandır. Ancak denizel diyatom istilasının (*Thalassiosira* sp., *Coscinodiscus* sp. ve *Asteromphalus* sp.) yoğunluğunu arttığı dönem G.Ö. 7.34 bin yıl'dır. Bu tez çalışmasına göre Akdeniz suları Karadeniz'e dereceli olarak akmıştır. *Thalassiosira* sp. ve *Coscinodiscus* sp.'nin maksimum değerler aldığı dönem, Sapropel biriminin tabanında organik karbon değerlerinin maksimuma ulaştığı G.Ö. 7- 4.7 bin yılları arasındadır. *Thalassiosira* sp. sayılarının G.Ö. 3.5- 4.6 bin yılları arasında azalması bu dönemde nehir yoluyla gelen tatlı su girdisindeki azalma nedeniyle olup bu dönem bölgede 3.5 bin yıl kuraklık krizine karşılık gelmektedir.

**18.** Karadeniz'de G.Ö. 7- 5 bin yılları arasında acı su bentik türlerin (*Cocconeis* sp. ve *Epithemia* sp.) havzada özellikle sapropel tabanında artış göstererek G.Ö. 6 bin yılda maksimum değerler alması havzaya giren tuzlu ve sıcak Akdeniz sularının besin elementlerince zengin göl sularını fotik zona yükselterek yüksek organik üretime ve bunun da sapropel çökelimine neden olduğunun iyi bir göstergesidir. Karadeniz'de Kokolit biriminde (G.Ö. 3- 0 bin yılları arasında) acı su bentik diyatom türlerinin artışı, havzaya giren bol nehir suyu ile bu dönemde yüksek organik üretimin oluştuğuna işaret etmektedir. Bu sonuca göre Sapropel Biriminin üst ve Kokolit Biriminin alt kısımları çökelirken günümüzden daha tuzlu olduğunu ve iklimin daha serin ve yağışlı hale gelmesi ile tuzluluk son 2-3 bin yılda önemli oranda azalmıştır.

**19.** İncelenen Marmara Denizi çökel istifinde yüksek Hf, Y, Th, Na ve Zr ile simgelenen, G.Ö. 22 bin yaşlı Santorini Cape Riva tefrası yanında; çıplak gözle görülemeyen ve Nb, La, Rb gibi Nadir Toprak ve Büyük İyon Yarıçaplı elementlerce zengin ikinci bir tuf seviyesi bulunmuştur. Kimyasal bileşimine göre alkali bileşimdeki bu tefranın Akdeniz'de görülen Somma-Vezüv kaynaklı, tahmini yaşı G.Ö. 3200 olan Z-1 tefra seviyesinin (Keller vd., 1978) eşleniği olma olasılığı yüksektir.



## 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.
- Abrajano, T., Aksu, A.E., Hiscott, R.N., Mudie, P.J.**, 2002. Aspects of carbon isotope biogeochemistry of late Quaternary sediments from the Marmara Sea and Black Sea, *Marine Geology*, **190**, 151-164.
- Adatepe, F.**, 1988. Marmara Denizi jeofizik verilerinin değerlendirilmesi, İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü, *Doktora tezi*, 133s.
- Akçer, S.**, 2003. Orta Marmara Denizi Holosen dönemi bentik foraminifer paleoekolojisi ve sapropel oluşumları ile ilişkisi, İ.T.Ü. Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, *Yüksek Lisans Tezi*, İstanbul.
- Aksu, A.E., Yaşar, D., Mudie, P.J.**, 1995. Paleoclimatic and paleoceanographic conditions leading to development of sapropel layer S1 in the Aegean Sea: Micropaleontological and stable isotope evidence, *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **116**, 71-101.
- Aksu, A.E., Hiscott, R.N. ve Yaşar, D.**, 1999. Oscillating Quaternary water levels of the Marmara Sea and vigorous outflow into the Aegean Sea from the Marmara Sea-Black Sea drainage corridor, *Marine Geology*, **153**, 275-302.
- Aksu, A.E., Hiscott, R.N. Kaminski, M.A., Mudie, P.J., Gillespie, H., Abrojano, T. ve 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. ve 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. *Marine Geology*, **190**, 61-94.
- Aksu, A.E., Hiscott, R.N., Kaminski, M.A., Mudie, P.J., Gillespie, H., Abrojano, T., Yaşar, D.**, 2002c. Last glacial-Holocene paleoceanography of the Black Sea and Marmara Sea: stable isotopic, foraminiferal and coccolith evidence, *Marine Geology*, **190**, 119-149.
- Akyüz, H.S.**, 2010. İstanbul ve yakın civarının Paleozoyik İstifi, *İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu III*, 49-63.

- Allavi, S.N., Okyar, M., Timur, K.,** 1989. Late Quaternary sedimentation in the Strait of Bosphorus high resolution seismic profiling, *Marine Geology*, **89**, 85-205.
- Aldanmaz, E.,** 2002. Mantle source characteristics of alkali basalts and basanites in an extensional intracontinental plate setting, western Anatolia, Turkey: Implications for multi-stage melting, *Int. Geol. Rev.*, **44**, 440-457.
- Algan, O., Gazioglu, C., Çağatay, N., Yücel, Z. ve Gönençgil, B.,** 1999. Sediment and water influxes into the Black Sea by Anatolian rivers, *Z Geomorph. N.F.*, **43** (1), 61-79.
- 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-Marine Letters*, **20**, 209-218.
- Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C. ve Clark, P.U.,** 1997. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 years ago, *Geology*, **25** (6), 483-486.
- Alley, R.B. ve Ágústsdóttir, A.M.,** 2005. The 8 k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change, *Quaternary Science Reviews*, **24** (10-11), 1123-1149.
- Altınlı, I.E.,** 1973. Orta Sakarya Jeolojisi, Cumhuriyetin 50.yılı Yerbilimleri Kongresi, Tebliğler: MTA, 159-181.
- Andrussov, N.,** 1900. Bosphorus and Dardanelles, *Annuaire Geologique et Mineralogique de la Russie*, **4**, 3-10.
- Apaydın, N., ve Erseçen, N.,** 1981. Türkiye'nin Bilinen Maden Yatakları, MTA Yayın No. 185, Ankara, s 67.
- Arkhangel'sky, A.D.,** 1927. Ob osadkakh Chernogo moray I ikh znachenii v poznanii osadchnykh gornkykh porod (On sediments of Black Sea and their significance in sedimentology), *Moscov. Obshch. Ispytateley Prirody Byull.*, *Otdel. Geol.*, **5**, 3-4, 199-289.
- Arkhangel'sky, A.D.,** 1928a. O novykh issledovaniyakh dna Chernogo moray (On new investigations in the Black Sea), *Geol. Vestnik*, no. 1-3.
- Arkhangel'sky, A.D.,** 1928b. Karta I razrezy osadkov dna Chernogo morya (Map and cross sections of Black Sea sediments, *Moscov. Obshch. Ispytateley Prirody Byull.*, *Otdel. Geol.*, **6**(1), 77-108.
- Arkangel'sky, A.D. ve Strakhov, N.M.,** 1932. Geologicheskaya istoriya Chernogo moray (Geological history of the Black Sea). *Moscov. Obshch. Ispytateley Prirody Byull.*, *Otdel. Geol.*, **10**(1), 3-104.
- Arkangel'sky, A.D. ve Strakhov, N.M.,** 1938. Geologic structure and history of the development of the Black Sea, *Moscow and Leningrad, Izdatel'stvo Akademii NaukSSSR* (in Russian), 200p.



- Armijo, R., Pondard, N., Meyer, B., Uçarkuş, G., Mercier de Le'pinay, B., Malavieille, J., Dominguez, S., Gustcher, M-A., Schmidt, S., Beck, C., Çağatay, N., Çakır, Z., İmren, C., Eriş, K ve Natalin, B., Ozalaybey, S., Tolun, L.,** 2005. Submarine fault scarps in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): Implications for seismic hazard in İstanbul, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **6**, 1-29.
- Arthur, M.A. ve Dean, W.E.,** 1998. Organic matter production and preservation and evolution of anoxia in the Holocene Black Sea, *Paleoceanography*, **13**, 395-411.
- Bahr, A., Lamy, F., Arz, H., Kuhlmann, H., Wefer, G.,** 2005. Late glacial to Holocene climate and sedimentation history in the Black Sea, *Marine Geology*, **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.
- Bahr, A., Lamy, F., Arz, H.W., Major, C., Wefer, G.,** 2008. Abrupt changes of temperature and water chemistry in the late Pleistocene and early Holocene Black Sea, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **9**,1-16.
- Barka, A. A. ve Kadinsky-Cade, K.,** 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, **7**, 663-684.
- Berner, R.A.,** 1974. Iron sulphides in Pleistocene deep Black Sea sediment and their paleo-oceanographic significance, In E.T. Degens and D.A. Ross (eds), *The Black Sea-Geology, Chemistry and Biology*, *Am.Assoc.Petrol.Geol.Mem.*, **20**, 524-531.
- Berner, R.A.,** 1980. *Early Diagenesis: A Theoretical Approach*, Princeton University Press, 241p.
- Berner, R.A.,** 1984. Sedimentary pyrite formation: An update, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, 605-615.
- Beşiktepe, Ş., Özsoy, E., Ünlüata, Ü.,** 1993. Filling of the Marmara Sea by the Dardanelles lower layer inflow, *Deep Sea Research I*, **49**, 1815-1838.
- Beşiktepe, Ş.T., Sur, İ.H., Özsoy, E., Abdul Latif, M., Oğuz, T. ve Ünlüata, Ü.,** 1994. The circulation and hydrography of the Marmara Sea, *Progress in Oceanography*, **34**, 285-334.
- Biscaye, P.E.,** 1965. Minerology and sedimentation of recent deep sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **76**, 803-832.
- Bodur, M.N., ve Ergin M.,** 1994. Geochemical characteristics of the recent sediments from the Sea of Marmara, *Chemical Geology*, **115**, 73-101.
- Bondar, C., State, I., Cernea, D. ve Harabagiu, E.,** 1991. Water flow and sediment transport of the Danube at its outlet into the Black Sea, *Meteorology and Hydrology*, **21**, 21-25.

- Braun, H., Christl, M., Rahmstorf, S., Ganopolski, A., Mangini, A., Kubatzki, C., Roth, K., Kromer, B.,** 2005. Possible solar origin of the 1470-year glacial climate cycle demonstrated in a coupled model, *Nature*, **438**, 208–211.
- Breitzke, M.,** 2000. Acoustic and elastic characterization of marine sediments by analysis, modelling, and inversion of ultrasonic P wave transmission seismograms, *Journal of Geophysical Research-Solid earth*, **105**, 21411-21430.
- Brindley, G.W. ve Brown, G.,** 1980. *Crystal structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification*, Mineralogical Society, London, 495 s.
- Calvert, S.E. ve Fontugne, M.R.,** 1987. Stable carbon isotopic evidence for the marine origin of the organic matter in the Holocene Black Sea Sapropel, *Chemical Geology*, **66**, 315-322.
- Calvert, S.E.,** 1990. Geochemistry and origin of the Holocene Sapropel in the Black Sea, In: V. Ittekkot, S. Kempe, W. Michaelis and A. Spitay (Eds) Springer, Berlin, *Facets of modern biogeochemistry*, 326-32.
- Calvert, S.E., ve Pedersen, T.F.,** 1993. Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments: Implications for the geological record, *Marine Geology*, **113**, 67-88.
- Caner, H. ve Algan, O.,** 2002. Palynology of sapropelic layers from the Marmara Sea, *Marine Geology*, **190**, 35-46.
- Chepalyga, A.L.,** 2007. The late glacial great flood in the Ponto-Caspian Basin. In Yanko-Hombach, V., Gilbert, A.S., Dolukhanov, P.M. (Eds.), *The Black Sea Flood Question*, Springer, the Netherlands, 119-148.
- Codispoti, L.A., Friederich, G.E., Murray, J.W., Sakamoto, C.M.,** 1991. Chemical variability in the Black Sea: implications of continuous vertical profiles that penetrated the oxic/anoxic interface, *Deep Sea Research*, **38**(2), 691-710.
- Curtis, C.D.,** 1977. Sedimentary geochemistry: environments and processes dominated by involvement of an aqueous phase, *Phil. Trans. Royal Soc. London (A)*, **286**, 353-372.
- Çağatay, M.N., Saltoğlu, T., Gedik, A.,** 1987. Geochemistry of recent Black Sea sediments, *Geological Engineering*, **30**, 47- 64.
- Çağatay, M.N., Saltoğlu, T. ve Gedik, A.,** 1990. Geochemistry of uranium in the late Pleistocene sediments from the southern part of the Black Sea basin, *Chemical Geology*, **82**, 129-144.
- Çağatay, M.N., Algan, O. Sakıncı, M. Eastoe, C. Egesel, L., Balkıs, N., Ongan, D. ve Caner, H.,** 1999. A late Holocene sapropelic sediment unit from the southern Marmara shelf and its paleoceanographic 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, *Marine Geology*, **167**, 191-206.
- Çağatay, M.N., Borowski, W.S., Ternois, Y.G., 2002.** Factors affecting the diagenesis of Quaternary sediments at ODP Leg 172 sites in western North Atlantic: evidence from pore water and sediment geochemistry, *Chemical Geology*, **175**, 467-484.
- Çağatay, M.N., Sakıncı, M., Eriş, K., Sancar, Ü., Biltekin, D., Akçer, S., Şimşek, S., Topkar, N., 2003a.** Marmara Denizi'nin son buzul-Holosen dönemi Jeolojik Evrimi. TÜBİTAK 101Y072 Projesi Sonuç Raporu, 154 s.
- Çağatay, M.N.ve Görür, N., 2003b.** Water exchange between Mediterranean and Black Seas during late glacial-Holocene period: evidence from Marmara and Black Seas, *GSA Meeting Seattle 2003*, November 2-5, Abstracts with Programs, paper 189-11, p.461-462.
- Çağatay, M.N., Görür, N., Polonia, A., Demirbağ, E., Sakıncı, M., Cormier, M.H., Capotondi, L., McHugh, C., Eriş, K., 2003c.** Sea-level changes and depositional environments in the Izmit Gulf, eastern Marmara Sea, during the late glacial-Holocene period, *Marine Geology*, **202**, 159-173.
- Çağatay, M.N., Sancar, Ü., Sakıncı, M., Eriş, K.K., Akçer, S., 2004.** Son 40.000 yılda Marmara Denizi yoluyla olan Karadeniz ve Akdeniz arasındaki su geçişleri, TÜBİTAK 102Y108 Projesi Sonuç Raporu, 104 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.
- Çağatay, M.N., Eriş, M.N., Ryan, W.B.F., Sancar, Ü., Polonia, A., Akçer, S., Biltekin, D., Gasperini, L., Görür, N., Lericolais, G., Bard, E., 2009.** Late Pleistocene- Holocene evolution of the northern shelf of the Sea of Marmara, *Marine Geology*, **265**, 87-100.
- Çokaçar, T., Oğuz, T., Kubilay, N., 2004.** Satellite-detected early summer coccolithophore blooms and their interannual variability in the Black Sea, *Deep-Sea Research I*, **51**, 1017-1031.
- Damon, P.E., Sonett, C.P., 1992.** Solar and terrestrial components of the atmospheric <sup>14</sup>C variation spectrum, In: Sonett, C.P., et al. (eds), *The Sun in Time*. The University of Arizona Press, Tucson, pp 360-388.
- D'Arrigo, R. ve Cullen, H.M., 2001.** A 350-Year (AD 1628-1980) reconstruction of Turkish precipitation, *Dendrochronologia*, **19(2)**, 169-177.
- Degens, E.T. ve Ross, D.A., 1972.** Chronology of the Black Sea over the last 25.000 years, *Chemical Geology*, **10**, 1-16.

- Deuser, W.G.**, 1974. Evolution of anoxic conditions in Black Sea during Holocene, In: E.T Degens and D.A. Ross (eds) The Black Sea-Geology, Chemistry and Biology, *Am. Assoc. Petrol.Geol. Mem.*,**20**, pp.524-531.
- Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C.**, 1979. Aegean and surrounding regions: complex multi-plate and continuum tectonics in a convergent zone, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **90**, 84-92.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F., 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.
- Doust, H. ve Arıkan, Y.**, 1974. The geology of the Thrace Basin (Trakya Havzasının sismik yorumlaması), In *II. Petrol Kongresi tebliğleri*, 119-131(Ankara).
- Eddy, J.A.**, 1977. Climate and Changing Sun, *Climatic Change*, **1**(2),177-190.
- EİE**, 1993. Sediment data and sediment transport amount for Surface Waters in Turkey. Publication No: 93-59, 615 p.
- 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 of Dardanelles and Bosphorus, *Marine Geology*, **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, *Marine Geology*, **140**, 391-403.
- Eriş, K.K., Ryan, W. B. F., Çağatay, M.N., Sancar, Ü., 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, *Marine Geology*, **243**, 57-76.
- Eriş, K.K.**, 2007. Marmara Denizi'nde orta pleyistosen'den günümüze deniz seviyeleri değişimleri, İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, *Doktora Tezi*, 197p.
- Eriş, K., Ryan, W.B.F., Çağatay, M.N., Sancar, Ü., Lericolais, G., Menot, G., Bard, E.**, 2008. Reply to Comment on “The timing and evolution of the post-glacial transgression across the Sea of Marmara shelf south of İstanbul” by Hiscott et al., *Marine Geology*, **248**, 228–236.
- Evans, G., Erten, H., Alavi, S.N., Von Gunten, H.R., Ergin, M.**, 1989. Superficial Deep-Water sediments of the eastern Marmara basin, *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, N.V.**, 1959. O kolebaniyakh urownya, Chernogo moray v poslednikovoe vremya (Fluctuations in levels of the Black Sea), *Akad. Nauk SSSR Doklady*, 1127-1129.
- Federov, N.V.**, 1963. Stratigrafiya obetvertichnykh otlosheni krymskogo-kavkazkogo poberezh'ya I nekotorye voprosy geologicheskoi istorii Chernogo moray (Stratigraphy of Quaternary sediments on Crimea-Caucasus coast and some problems connected with the geological history of the Black Sea), *Akad. Nauk SSSR Geol. Inst. Trudy*, **88**, 7-159.
- Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M. ve Xuan, Z.**, 1988. Geophysical study of the Black Sea, *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, **30**, 197-324.
- Froelich, P.N., Klinkhammer, G.P., Bender, M.L., Luedtke, N.A., Heath, G.R., Cullen, D., Dauphin, P., Hammond, D., Hartman, B. ve Maynard, V.**, 1979. Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**, 1075-1090.
- Gaudette, H., Flight, W., Tones, L., ve Folger, D.**, 1974. An expensive titration method for the determination of organic carbon in recent sediments, *Journal Sedimentary Petrology*, **44**, 249-253.
- Genç, Ş.C., ve Yılmaz, Y.**, 1995. Evolution of the Triassic continental margin, NW Anatolia, *Tectonophysics*, **243**, 193-207.
- Gökaşan, E., Demirbağ, E., Oktay, F.Y., Ecevitoglu, B., Şimşek, M., Yüce, H.**, 1997. On the origin of the Bosphorus, *Marine Geology*, **140**, 183-197.
- Gökaşan, E., Ergin, M., Özyalvaç, M., Sur, H.I., Tur, H., Görüm, T., Ustaömer, T., Batuk, F.G., Alp, H., Birkan, H., Türket, A., Gezgin, E., Özturan, M.**, 2008. Factors controlling the morphological evolution of the Çanakkale Strait, *Geo-Marine Letters*, **28**, 107-129.
- Görür, N.**, 1988. Timing of opening of the Black Sea, *Tectonophysics*, **147**, 3-4, 247-262.
- Görür, N., Şengör, A.M.C., Sakıncı, M., Tüysüz, O., Akkök, R., Yiğitbaş, E., Oktay, F.Y., Barka, A., Sarıca, N., Ecevitoglu, B., Demirbağ, E., Ersoy, S., Algan, O., Güneysu, C., Aykol, A.**, 1995. Rift formation in the Gökova region, southwest Anatolia: implications for the opening of the Aegean Sea, *Geol. Magazine*, **132**, 637-650.
- Görür, N., Çağatay, M.N., Sakıncı, M., Sümengen, M., Şentürk, K., Yalıtırak, 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?, *Marine Geology*, **176**, 65-73.
- Grosswald, M.G. ve Hughes, T.J., 2002.** The Russian component of an Arctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum, *Quat. Sci. Rev.*, **21**, 121-146.
- Gümüş, A., 1970.** Türkiye Metalojenisi: 1:250000 ölçekli Türkiye Metalojenik haritasının İzahı, *MTA Yayın No: 144*, Ankara.
- Güngör, E., 2005.** Karadeniz’de Son 3000 yıldaki Ani Çevresel Değişimler, İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, *Doktora Tezi*, 110p.
- Güngör; E. ve Çağatay, N., 2006.** Karadeniz’de son 3000 yıldaki ani çevresel değişimler, *İTÜ Dergisi*, **5** (4), 23-33.
- Hiscott, R.N., Aksu, A.E., Kaminski, M.A., Mudie, P.J., Kostylev, V.E., MacDonald, J.C., İşler, F.I. ve Lord, A.R., 2002.** Deltas south of the Bosphorus Strait record persistent Black Sea outflow to the Marmara Sea since ~10 ka, *Marine Geology*, **190**, 95-118.
- Hiscott, R. N. ve Aksu, A.E., 2002.** Late Quaternary history of the Marmara Sea and Black Sea from high-resolution seismic and gravity-core studies, *Marine Geology*, **190**, 261-282
- Hiscott, R.N., Aksu, A.E., Mudie., P.J., Kaminski, M.A., Abrajano, T., Yaşar, D., Rochon, A., 2007.** The Marmara Sea gateway since ~16 ky BP: non-catastrophic causes of paleoceanographic events in the Black Sea at 8.4 and 7.15 ky BP, In Yanko-Hombach, V., Gilbert, A.S., Dolukhanov, P.M. (eds.), *The Black Sea Flood Question*, Springer, The Netherlands, 89-117.
- Hiscott, R. N., Aksu, A., Mudie, P. J., 2008.** Comment on "The timing and evolution of the post-glacial transgression across the Sea of Marmara shelf south of Istanbul" by Eris et al., *Marine Geology*, **243**, 57-76.
- Hsü, K.J., Nachev, I.K., ve Yuchev, V.T., 1977.** Geologic evolution of Bulgaria in light of plate tectonics, *Tectonophysics*, **40**, 245-256.
- Jenkins, R. ve de Vries, J.L., 1970.** Practical X-ray spectrometry, second edition, Springer Verlag, N.Y.
- Jones, G.A ve Gagnon, A.R., 1994.** AMS radiocarbon dating of sediments in the Black Sea, *Deep Sea Research I*, **41**, 531-557.
- Karaca, M., Wirth, A., Ghil, M., 1999.** A box model for the paleoceanography of the Black Sea, *Geophysical Research Letters*, **26**, 497-500.
- Kasar, S. ve Okay, A., 1992.** Silivri-Kıyıköy- İstanbul Boğaziçi arasındaki alanın jeolojisi. TPAO raporu, no:3119,s79.

- Keller, J., Ryan, W.B.F., Ninkovich, D., Altherr, R.,** 1978. Explosive volcanic activity in the Mediterranean over the past 200,000 yr as recorded in the deep sea sediment, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **89**, 591-604.
- Kido, Y., Toshitada, K. ve Tada, R.,** 2006. Rapid and quantitative major element analysis methods for wet fine-grained sediment using an XRF microscanner, *Marine Geology*, **229**, 209-225.
- Klinkhammer, G.P. ve Palmer, M.R.,** 1991. Uranium in the oceans: Where it goes and why, *Geochimica Cosmochimica Acta*, **55**, 1799-1806.
- Kochenov, A.V., Karotolev, K.G., Dubinchuk, V.T. ve Medvedev, Yu., L.,** 1977. Experimental data on the conditions of precipitation of uranium from aqueous solutions, *Geochemistry International*, **14** (4), 82-87.
- Krauskopf, K.B.,** 1979. *Introduction to Geochemistry*. 617 pp., Tokyo, McGraw-Hill Kogakuska.
- Kroonenberg, S.B., Rusakov, G.V. ve Svitoch, A.A.,** 1997. The wandering of the Volga delta: A response to rapid Caspian sea level change, *Sediment. Geol.*, **107**, 189-209.
- Kwiecien, O., Helge, W.A., Lamy, F., Plessen, B., Bahr, A., Haug, G.H.,** 2008. North Atlantic control on precipitation pattern in the eastern Mediterranean / Black Sea region during the last glacial, *Quaternary Research*, **71**, 375-384.
- Kwiecien, O., Arz, H.W., Lamy, F., Wulf, S., Bahr, A., Röhl, U., Haug, G.H.,** 2009. Estimated reservoir ages of the Black Sea since the Last Glacial, *Radiocarbon*, **50** (1), 99-118.
- Lamy, F., Arz, H.W., Bond, G.C., Bahr, A., Pätzold, J. ,** 2006. Multicentennial-scale hydrological changes in the Black Sea and northern Red Sea during the Holocene and the Arctic/North Atlantic Oscillation, *Paleoceanography*, **21**, 1-11.
- Landmann, G., Reimer, A., Lemcke, G., Kempe, S.,** 1996. Dating Late Glacial abrupt climate changes in the 14,570 yr long continuous varve record of Lake Van, Turkey, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **122**, 107-118.
- 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.
- Lemcke, G., Sturm, M.,** 1997.  $\delta^{18}\text{O}$  and trace element measurements as proxy for the reconstruction of climate changes at Lake Van (Turkey): preliminary results, NATO ASI Series, **149**, 653-678.
- Le Pichon, X., Angelier, J.,** 1981. The Aegean Sea, *Philos. Trans. R. Soc. Lond.*, A 300, 357-372.
- Le Pichon, X., Rangin, C., Demirbağ, E., İmren, C., Şengör, A.M.C.,** 2000. The Atlas of the Marmara Sea, Ifremer publication.

- Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Rangin, C, İmren, C., Armijo, R., Görür, N., Çağatay, N., Mercier De Lepinay, B., Meyer, B., Saatçiler, R., Tok, B.,** 2001. The active main Marmara Fault, *Earth and Planetary Science Letters*, **192**, 595-616.
- Letouzey, J., Biju-Duval, B., Dorkel, A., Gonnard, R., Kristchev, K., Montadert, L. ve Sungurlu, O.,** 1977. The Black Sea: A marginal basin; geophysical and geological data. In Biju- Duval, B., and Montadert, L., eds., *International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basin: Paris*, Editions Technip, 363-376.
- Loring, D.H. ve Rantala, R.T.T.,** 1992. Manual for the geochemical analyses of marine sediments and suspended particulate matter, *Earth Science Reviews*, **32**, 235-283.
- Lutherbacher, J., Rickli, R., Xoplaki, E., Tinquely, C., Beck, C., Pfister, C., Wanner, H.,** 2001. The late maunder minimum (1615-1715)-A key period for studying decadal scale climatic change in Europa, *Climate Change*, **49**, 441-462.
- Lyons, T.W., Berner, R.A., Anderson, R.F.,** 1993. Evidence for large pre-industrial perturbations of the Black Sea chemocline, *Nature*, **365**, 538-540.
- Major, C., Ryan, W.B.F., Lericolais, G. ve Hajdas, I.,** 2002. Constraints on Black Sea outflow to the Sea of Marmara during the last glacial–interglacial transition, *Marine Geology*, **190**, 19-34.
- Major, C.O., Vidal, L., Cagatay, N., Goldstein, S.L., Ryan, W.B.F., Ménot-Combes, G., Bard, E., Labeyrie, L.,** 2004. Comparison of isotopic records from the Marmara and Black Seas : Indications of marine connection, outflow and exchange, *EGU 1st General Assembly*, 25-30 April 2004, Nice, France, Paper.[EGU04-A-06050](#).
- Major, C.O., Goldstein, S.L., Ryan, W.B.F., Lericolais, G., Piotrowski, A.M., Hajdas, I.,** 2006. The co-evolution of the Black Sea level and composition through the last deglaciation and its paleoclimatic significance, *Quaternary Science. Review*, **25**, 2031-2047.
- Mangerud, J., Jakobsson, M., Alexanderson, H., Astakhov, V., Clarke, G.K.C., Henriksen, M., Hjort, C., Krinner, G., Lunkka, J.-P., Moller, P.,** 2004. Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the last glaciation, *Quat. Sci. Rev.*, **23**, 1313-1332.
- Maynard, N.G.,** 1974. Diatoms in Pleistocene Deep Black Sea sediments, In: E.T. Degens and D.A. Ross (Eds), *The Black Sea-Geology, Chemistry and Biology*, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **20**, 389-396.
- McHugh, C.M.G., Seeber, L., Cormier, M.-H., Dutton, J., Çağatay, M.N., Polonia, A., Ryan, W.B.F., Görür, N.,** 2006. Submarine earthquake geology along the North Anatolian Fault in the Marmara Sea, Turkey: A model for transform basin sedimentation, *Earth and Planetary Science Letters*, **248**, 661-684.



- McHugh, C.M.G., Gurung, D., Giosan, L., Ryan, W.B.F., Mart, Y., Sancar, Ü., Burckle, L., Çağatay, M.N.,** 2008. The last reconnection of the Marmara Sea (Turkey) to the World Ocean: A paleoceanographic and paleoclimatic perspective, *Marine Geology*, **255**, 64-82.
- Mckenzie, D.P.,** 1972. Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. Jour.Roy. Astr. Soc.*, **30**, p109.
- Menot, G., Bard, E., Rostek, F., Weijers, J.W.H., Hopmans, E.C., Schouten, S., Damste, J.S.S.,** 2006. Early reactivation of European rivers during the last deglaciation, *Science*, **313**, 1623–1625.
- Meriç, E. ve Sakınç, M.,** 1990. Foraminiferler İstanbul Boğazı Güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) Dip Tortulları: İstanbul Teknik Üniversitesi, s.114.
- Mudie, P.J. Rochon, A. ve Aksu A.E.,** 2002a. Pollen stratigraphy of Late Quaternary cores from Marmara Sea: land – sea correlation and paleoclimatic history, *Marine Geology*, **190**, 233-260.
- Mudie, P.J., Aksu, A.E., Yaşar, D.,** 2002b. Late Quaternary dinoflagellate cysts from the Black, Marmara and Aegean seas: variations in assemblages, morphology and paleosalinity, *Marine Micropaleontology*, **43**, 155-178.
- Muller, G. ve Stoffers, P.,** 1974. Mineralogy and petrology of Black sea basin sediments, In: Degens E.T. and Ross D.A. (Eds), The Black Sea Geology, Chemistry and Biology, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **20**, 201-248.
- Murray, J.W., Jannasch, H.W., Honjo, S., Anderson, R.F., Reeburgh, W.S., Top, Z., Friederich, G.E., Codispoti, L.A., İzdar, E.,** 1989. Unexpected changes in the oxic/ anoxic interface in the Black Sea, *Nature*, **338**, 411-413.
- Murray, J.W., Top, Z., Özsoy, E.,** 1991. Hydrographic properties and ventilation of the Black Sea, *Deep Sea Research*, **38**, 663–689.
- Myers, P.G., Wielki, C., Goldstein, S.B. ve Rohling, E.J.,** 2003. Hydraulic calculations of post glacial connections between the Mediterranean and the Black Sea, *Marine Geology*, **201**, 253-267.
- Nakashima, S., Disnar, J.R., Peruchot, A. ve Trichet, J.,** 1984. Experimental study of mechanism of fixation and reduction of uranium by sedimentary organic matter under diagenetic and hydrothermal conditions, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, 2321-2329.
- Nesje, A., Dahl, S.O.,** 2001. The Greenland 8200 cal. yr BP event detected in loss-on-ignition profiles in Norwegian lacustrine sediment sequences, *Journal of Quaternary Science* **16** (2), 155–166.

- Oğuz, T., Latun, V.S., Latif, M.A., Vladimirov, V.V., Sur, H.I., Markov, A.A., Özsoy, E., Kotovshchikov, B.B., Ereemeev, V.V., Ünlüata, Ü.**, 1993. Circulation in the surface and intermediate layers of the Black-Sea, *Deep-Sea Research I*, **40**, 1597-1612.
- Oğuz, T. ve Beşiktepe, Ş.**, 1999. Observations on the Rim Current structure, CIW formation and transport in the western Black Sea, *Deep Sea Research I*, **46**, 1733-1753.
- Okay, A.I.**, 1986. High pressure /low temperature metamorphic rocks of Turkey, *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **164**, 334-348.
- Okay, A.I.**, 1989. Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey, *In Şengör, A.M.C., eds., Tectonic evolution of the Tethyan region*, NATO Advanced Science Institute (ASI) Series, **259**, 109-116.
- Okay, A.I. ve 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., Şengör, A.M.C., Görür, N.**, 1994. Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on surrounding regions, *Geology*, **22**, 267-270.
- Okay, A.I. ve Görür, N.**, 1995. Batı Karadeniz ve Trakya havzalarının kökenleri arasındaki zaman ve mekan ilişkisi, Trakya Havzası, *Jeoloji Kongresi*, TPAO (Ankara), 9-11.
- Okay, A.I., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R., Akyüz, S.**, 1996. Paleo- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey: geological and geochronological constraints. In: A. Yin and M. Harrison (eds.), *Tectonics of Asia*, Cambridge University Press, 420-441.
- Okay, A.I., Demirbağ, E., Kurt, H., Okay, N. ve Kuşçu, I.**, 1999. An active, deep marine strike-slip basin along the north Anatolian Fault in Turkey, *Tectonics*, **18**, 129-147.
- Okay, A.I., Demirbağ, E., Kurt, H., Okay, N. ve Kuşçu, I.**, 2000. Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multi-channel seismic reflection study, *Tectonophysics*, **321**, 189-218.
- Okay, N., Ergün, B.**, 2005. Source of basinal sediments in the Marmara Sea investigated using heavy minerals in the modern beach sands, *Marine Geology*, **216**, 1-15.
- Özsoy, E. ve Ünlüata, Ü.**, 1997. Oceanography of the Black Sea: a review of some recent results, *Earth Science Reviews*, **42**, 231-272.
- Panin, N.**, 1989. Danube delta, genesis, evolution and sedimentology, *Rev. Roum. Ge'ol. Ge'ophys. Ge'ogr., Ser. Ge'ographie*, **33**, 25-36. Bucharest.

- Panin, N. ve Jipa, D.**, 2002. Danube River sediment input and its interaction with the North-western Black Sea, *Estuarine Coastal and Shelf Science*, **54**, 551-562.
- Paillard, D., Labeyrie, L., Yiou, P.**, 1996. Macintosh program performs time-series analysis, *Eos Trans.*, AGU 77(39), 379.
- Pfister, C.**, 1994. Patterns of Climatic change in Europea 1675-1715. In Frenzel , B., Pfister, C. and Glaser, B. (Eds), *Climatic trends and anomalies in Europea*, Fisher, Stuttgart 287-316.
- Philipchuk, M.F. ve Volkov, I.I.**, 1974. Behaviour of molybdenum in processes of sediment formation and diagenesis in the Black Sea. In: Degens E.T. and Ross D.A. (Eds), *The Black Sea-Geology, Chemistry and Biology*, *Am.Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **20**, 542-554.
- 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.
- Raiswell, R. ve Berner, R.A.**, 1985. Pyrite formation in euxinic and semi-euxinic sediments, *American Journal of Science*, **285**, 710-724.
- Reichel, T. ve Halbach, P.**, 2007. An authigenic calcite layer in the sediments of the Sea of Marmara-A geochemical marker horizon with paleoceanographic significance, *Deep-Sea Research II*, **54**, 1201–1215.
- Renberg, I.**, 1990. A procedure for preparing large sets of diatom slides from sediment cores, *Journal of Paleolimnology*, **4**, 87-90.
- Roberts, D., McMinni, A., Zwartz, D.**, 2000. An initial paleosalinity history of Jaw lake, Bunge Hills based on a diatom-salinity transfer function applied to sediment cores, *Antartic Science*, **12**, 172-176.
- Ross, D.A ve Degens, E.T.**, 1974. Recent sediments of the Black Sea. In: Degens E.T. and Ross D.A. (Eds), *The Black Sea-Geology, Chemistry and Biology*, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **20**, 183-199.
- Ross, D.A., Degens, E.T. ve MacIrvine, J.**, 1970. Black Sea: recent sedimentary history, *Science*, **170**, 163-165.
- Round, F.E., Crawford, R.M., Mann, D.G.**, 1990. *The Diatoms, Biology & Morphology of the Genera*. Cambridge University Press, N.Y., 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. ve Yüce, H.**, 1997. An abrupt drowning of Black Sea shelf, *Marine Geology*, **138**, 119-126.
- Ryan, W.B.F., Major, C., Lericolais, G., ve Goldstein, S.L.**, 2003. Catastrophic flooding of the Black Sea, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **31**, 525-54.

- Ryan, W.B.F.**, 2007. Status of the Black Sea flood hypothesis, In Yanko-Hombach, V., Gilbert, A.S., Dolukhanov, P.M. (Eds.), *The Black Sea Flood Question*, Springer, the Netherlands, 63-89.
- Sakıncı, M. ve Yaltrak, C.**, 1997. Güney Trakya sahillerinin denizel Pleyistosen çökelleri ve paleocoğrafyası, MTA Bülteni, 118
- Sarıbudak, M., Sanver, M. ve Ponat, E.**, 1989. Location of western Pontides, NW Turkey, during Triassic time Preliminary paleomagnetic results, *Geophys. Jour.*, **96**, 43-50.
- Sarmaja-Korjonen, K., Seppä, H.**, 2007. Abrupt and consistent responses of aquatic and terrestrial ecosystems to the 8200 cal. yr cold event: a lacustrine record from Lake Arapisto, Finland, *The Holocene*, **17**, 457-467.
- Schmitz, B.**, 1987. Barium equatorial high productivity and northward wandering of Indian continent, *Paleoceanography*, **2**, 63-78.
- Schrader, H.J.**, 1978. Quaternary through Neogene History of the Black Sea, deduced from the paleoecology of Diatoms, Silicoflagellates, Ebridians and Chrysomonads, Leg 42B, In: Ross, D.A., Neoprochnov, Y.P., et al. (Eds.), Leg 42. *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project 42*, U.S. Government Printing Office, 789-901.
- Shaw, T.J., Gieskes, J.M. ve Jahnke, R.A.**, 1990. Early diagenesis in differing depositional environments, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 1233-1246.
- Shimkus, K.M. ve Trimonis, E.S.**, 1974. Modern sedimentation in Black Sea, In: The Black Sea-Geology, Chemistry and Biology (Eds. E.T. Degens and D.A.Ross), *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **20**, 249-278.
- 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.
- Smith, A. D., Taymaz, T., Oktay, F., Yüce, H., Alpar, B., Başaran, H., Jackson, J.A., Kara, S. ve 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.
- Spencer, D.W. ve Brewer, P.G.**, 1971. Vertical advection diffusion and redox potential as controls on the distribution of manganese and other trace metals dissolved in waters of the Black Sea, *J. Geophys. Res.*, **76**, 5877-5892.
- Sperling, M., Schmiedl, G., Hemleben, Ch., Emeis, K.C., Erlenkeuser, H., Grootes, P.M.**, 2003. Black Sea impact on the formation of eastern Mediterranean sapropel S1? Evidence from Marmara Sea, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **190**, 9-21.

- Stanley , D.J. ve Blanpied, C.,** 1980. Late Quaternary water exchange between the eastern Mediterranean and the Black sea, *Nature*, **265**, 537-541.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., ve Reimer, R. W.,** 2005. CALIB 5.0. (www program and documentation at <http://calib.qub.ac.uk/calib/calib.html>).
- Stuiver, M., Reimer, P.J.,** 1993. Extended <sup>14</sup> C database and revised CALIB radiocarbon calibration program, *Radiocarbon*, **35**, 215-230.
- 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.
- Şaroğlu, F.,** 1988. Age and offset of North Anatolian Fault, In: Melih Tokay Symposium, *Spec. Publ. of Middle East Tech. Univ.*, 65-79.
- 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. ve Yılmaz, Y.,** 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach, *Tectonophysics*, **75**, 181-241.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. ve 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.
- 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, s.114.
- Taymaz, T., Jackson, J. ve McKenzie, D.,** 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea, *Geophys.Jour. Int.*, **106**, 433-490.
- Thomson, J., Higgs, N.C., Wilson, T.R.S., Croudace, I.W., de Lange, G.J. ve van Santvoort, P.J.M.,** 1995. Redistribution of geochemical behaviour of redox sensitive elements around S1, the most recent eastern Mediterranean sapropel, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **17**, 3487-3501.
- Toker, V. ve Şengüler, I.,** 1995. İzmit Körfezi (Hersek burnu - Karaburun) Kuvaterner istifinin nannoplankton florası: İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi, 163-173.
- Tolmazin, D.,** 1985. Changing coastal oceanography of the Black Sea: North-western shelf, *Progress in oceanography*, **15**, 217-276.

- Tolun, T., Çağatay, M.N., Carrigan, W.J.**, 2002. Organic geochemistry and origin of Holocene sapropelic layer and associated sediments in Marmara Sea, *Marine Geology*, **190**, 47-60.
- Tugolesov, D.A., Gorshkov, A.S., Meysner, L.B., Solov'yev, V.V., ve Khakhalev, Y.M.**, 1985. The tectonics of the Black Sea trough, *Geotectonics*, **19**, 435-445.
- Türkecan A. ve Yurtsever, A.**, 2002. Geological Map of Turkey, İstanbul sheet, 1/500,000. Scale MTA General Directorate Publ., Ankara.
- Türkeş, M. ve Erlat, E.**, 2003. Precipitation changes and variability in Turkey linked to the North Atlantic Oscillation during the period 1930-2000, *International Journal of Climatology*, **23**, 1771-1796.
- Ünlüata, Ü., Oğuz, T., Latif, M. A. ve 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.
- van Der Meer, M.T.J., Sangiorgi, F., Baas, M., Brinhuis, H., Sinninghe Damsté, J.S., Schouten, S.**, 2008. Molecular isotopic and dinoflagellate evidence for late Holocene freshening of the Black Sea, *Earth and Planetary Science Letters*, **267**, 426-434.
- Vidal, L., Ménot, G., Joly, C., Bruneton, H., Rostek, F., Çağatay, M.N., Major, C., Bard, E.**, 2010. Marmara Sea hydrology over the last 23000 years: implications for the connection with the Black Sea and the sapropel deposition, *Paleoceanography*, **25**, 1-16.
- Volkov, I.I. ve Fomina, L.S.**, 1974. Influence of organic material and processes of sulfide formation on distribution of some trace elements in deep-water sediments of Black Sea, In: E.T. Degens and D.A. Ross (eds), *The Black Sea- Geology, Chemistry, and Biology*, *Am. Assoc. Pet. Geol., Memoir*, **20**, 456-476.
- Vorliceck, T.P ve Helz, G.R.**, 2002. Catalysis by mineral surfaces: Implications for Mo geochemistry in anoxic environments, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **66**, 3679-3692.
- Weaver, P.P.E. ve Schultheiss, P.J.**, 1990. Current methods for obtaining, logging and splitting marine sediment cores, *Mar. Geophys. Res.*, **12**, 85-100.
- Weber, M.E., Niessen, F., Kuhn, G., Wiedicke, M.**, 1997. Calibration and application of marine sedimentary physical properties using multi-sensor core logger, *Marine Geology*, **136**, 151-172.
- Wilkin, R.T. ve Arthur, M.A.**, 2001. Variations in pyrite texture, sulfur isotope composition, and iron systematics in the Black Sea: Evidence for Late Pleistocene to Holocene excursions of the O<sub>2</sub>- H<sub>2</sub>S redox transition, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **65**(9), 1399-1416.

- Wall D. ve Dale, B.**, 1974. Dinoflagellates in late Quaternary deep-water sediments of the Black Sea, In: Degens E.T. and Ross D.A. (eds), *The Black Sea-Geology, Chemistry and Biology*, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **20**, 364-381.
- Wong, H.K., Ldmann, T., Uluğ, A., Görür, N.**, 1995. The Sea of Marmara: a plate boundary sea in an escape tectonic regime, *Tectonophysics*, **244**, 231-250.
- Wulf, S., Kraml, M., Kuhn, T., Schwarz, M., Intorn, M., Keller, J., Kuscu, I., Halbach, P.**, 2002. Marine tephra from the Cape Riva eruption (22 ka) of Santorini in the Sea of Marmara, *Mar. Geol.*, **183**, 131-141.
- Yaltrak, C.**, 1995. Gaziköy-Mürefti (Tekirdağ) arasının sedimanter ve tektonik özellikleri, *Türkiye Petrolleri Jeoloji Dergisi*, **6**, 93-112.
- Yanko-Hombach, V.**, 2007. Controversy over Noah's Flood in the Black Sea: geological and foraminiferal evidence from the shelf, In Yanko-Hombach, V., Gilbert, A.S., Dolukhanov, P.M. (eds.), *The Black Sea Flood Question*, Springer, the Netherlands, 149-204.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C., Şengör, A.M.C.**, 1997. Geology and tectonic evolution of Pontides, in A.G. Robinson, ed., *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region*, *AAPG Memoir*, **68**, 183-226.
- Zenkovitch, V.P.**, 1966. Black Sea, In: *The encyclopedia of oceanography*, *Encyclopedia of Earth Sciences Series*, vol.I, R.W. FAIRBRIDGE, editor Dowden, Hutchinson, and Ross, p145-150.
- Zonenshain, L.P. ve Le Pichon, X.**, 1986. Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins, *Tectonophysics*, **123**, 181-212.





## ÖZGEÇMİŞ



**Ad Soyad:** Ümmühan Saadet SANCAR  
**Doğum Yeri ve Tarihi:** 30.12 1974 Konya  
**Adres:** İTÜ Maden Fakültesi 34469 Maslak/İSTANBUL  
**Lisans Üniversitesi:** İTÜ Maden Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü

### Yayın Listesi:

- Çağatay, M.N., Eriş, M.N., Ryan, W.B.F., **Sancar, Ü.**, Polonia, A., Akçer, S., Biltekin, D., Gasperini, L., Görür, N., Lericolais, G., Bard, E., 2009. Late Pleistocene-Holocene evolution of the northern shelf of the Sea of Marmara, *Marine Geology*, 265, 87-100.
- Eriş, K.K., Ryan, W.B.F., Çağatay, M.N., **Sancar, Ü.**, Lericolais, G., Menot, G., Bard, E., 2008. Reply to Comment on “The timing and evolution of the post-glacial transgression across the Sea of Marmara shelf south of Istanbul” by Hiscott et al., *Marine Geology*, 248, 228–236.
- Mchugh, C.M.G., Gurung, D., Giosan, L., Ryan, W.B. F., Mart, Y., **Sancar, Ü.**, Burckle, L., Çağatay, M.N., 2008. The last reconnection of the Marmara Sea (Turkey) to the World Ocean: A paleoceanographic and paleoclimatic perspective, *Marine Geology*, 255, 64-82.
- Eriş, K.K., Ryan, W.B.F., Çağatay, M.N., **Sancar, Ü.**, Lericolais, G., Menot, G., Bard, E., 2007. The timing and evolution of the post-glacial transgression across the Sea of Marmara shelf south of Istanbul, *Marine Geology*, 254, 230-236.
- Bertrand, S., Doner, L., Çağatay, N., Akçer, S., **Sancar, Ü.**, Schudack, S.M., Leroy, S .2010. Sedimentary record of coseismic subsidence in Hersek coastal lagoon (Izmit Bay, Turkey) and the Late Holocene activity of the North Anatolian Fault, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, submitted.



