



**TÜRKİYE ULUSAL JEODEZİ VE
JEOFİZİK BİRLİĞİ (TUJJB)**

**TURKISH NATIONAL UNION OF
GEODESY AND GEOPHYICS
(TNUGG)**



TUJJB Ulusal Deprem Programı

National Earthquake Program of TNUGG

**MARMARA DENİZİ ÇÖKEL KAROTLARINDA ESKİ
DEPREM KAYITLARININ ANALİZİ VE YAŞLANDIRILMASI**

PROJE NO : TUJJB-UDP-02-10

**PROF. DR. NAMIK ÇAĞATAY
YARD. DOÇ. DR. LEVENT EREL
DR. DEMET BİLTEKİN
DR. GÜLSEN UÇARKUŞ
YÜKSEK MÜH. UMUT BARIŞ ÜLGEN
JEOLOJİ MÜHENDİSİ DURSUN ACAR
YÜKSEK MÜH. ASLI ÖZMARAL
JEOLOJİ MÜH. GÜLÜM ALBUT**

**MAYIS 2013
İSTANBUL**

Proje Kodu: TUJJB-UDP-02-10

**TUJJB
PROJE ÖZET BİLGİ FORMU**

Proje Başlığı:

MARMARA DENİZİ ÇÖKEL KAROTLARINDA ESKİ DEPREM KAYITLARININ ANALİZİ VE YAŞLANDIRILMASI

Proje Yürütücüsü ve Araştırmacılar: Prof. Dr. Namık ÇAĞATAY, Yard. Doç. Dr. Levent EREL, Dr. Demet BİLTEKİN, Dr. Gülsen UÇARKUŞ, Yüksek Müh. Umut Barış ÜLGEN, Jeoloji Müh. Dursun ACAR, Yüksek Müh. Aslı ÖZMARAL, Jeoloji Müh. Gülüm ALBUT

Projenin Yürütüldüğü Kuruluş ve Adresi: İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi Genel Jeoloji Anabilim Dalı, Ayazağa Kampüsü, Maslak, 34469, İstanbul

Projenin Başlangıç ve Bitiş Tarihleri: 1 Kasım 2010- 18 Mayıs 2013

ÖZET:

Marmara Denizi'nde KAF'nın kuzey ve orta kollarında üzerinde oluşmuş deprem kayıtları toplam 24 çökel karotunda araştırılmıştır. Bu amaçla karotların sistematik olarak sedimentolojik tanımlaması, tane boyu, fiziksel özellikleri ile element ve sayısal radyografi analizleri yapılmıştır. Karotlarda çökel istiflerinin kronolojisi, Hızlandırılmış Kütle Spektrometresi (Accelerator Mass Spectrometry: AMS) radyokarbon ve radyonüklid (²¹⁰Pb ve ¹³⁷Cs) analizleri ile gerçekleştirilmiştir. Karotlarda depremle tetiklenen kütle akması birimleri, türbidit-homojenit (TH) veya türbidit (T) birimleri tarafından temsil edilmektedir. TH birimleri; çoğunlukla altta aşınmalı dokanağa sahip, çoklu laminalı, kaba malzemeli ve tane boyu derecelenmeli bir taban bölümü ile ortada laminalı bir silt bölümü ve üstte homojen bir çamur bölümünden oluşmuştur. Ancak Gölcük (İzmit Körfezi) ve Gemlik gibi sığ (<120 m) deniz alanlarındaki kütle akması birimleri; tabanı keskin, kırmızı kahverengi, iri-orta taneli siltten oluşmuştur. TH birimlerinin kaba taneli taban kısımlarında göreceli olarak yüksek yoğunluk ve manyetik duyarlılık ile yüksek kırınıt mineral girdisini gösteren Si, Ca, Fe, Zr, Ti ve K gibi elementlerden birkaçının zenginleşmesi görülür. Tabanın altında Mn zenginleşmesi ve TH birimi boyunca Mn azalması görülür. TH birimleri yer yer su kaçma ve deformasyon yapıları sergiler. Radyonüklid ve radyokarbon yöntemleri ile tarihlendirilen TH birimleri güvenilirlikle tarihsel depremlerle denetirilebilmektedir. Marmara Denizi KAF'nın kuzey kolunda değişik segmentler için bulunan ortalama deprem oluşma aralığı 220 ile 300 yıl arasında değişmektedir. Ancak, kuzey kol için birbirini izleyen iki deprem arasındaki süre 90 ile 1500 yıl arasında değişmektedir. Ortalama deprem oluşum aralığı Gemlik Körfezi'ndeki orta KAF kolu için yaklaşık 1000 yıldır. Kuzey ve orta kol için elde edilen ortalama deprem oluşum aralığı, GPS hızları ve jeolojik kayma hızları (slip rate) ile genel olarak uyumludur. Gölcük ve Karamürsel Havzasında çökellerde kaydedilen en son deprem olayı 17 Ağustos 1999 İzmit depremi; Çınarcık Havzası'nda Prens Adaları fay bölümünde 1794; Çınarcık Havzası güneyi ve Orta Sırtta 1963; Batı Sırt ve Tekirdağ Havzası'nda 1912; ve Gemlik Köfezi'nde 1855 depremleridir. Orta Havzada su/çökel karotu analiz edilmediği için son deprem kesin olarak saptanamamıştır. İstanbul'un güneybatısındaki çökellerle kaplı Orta Sırt fay bölümünde son 15 bin yılda bulunan tek deprem kaydı, olasılıkla 1963 depremine ait oldukça zayıf bir kayıttır. Bu durum, bu fayın olasılıkla deprem üretmeden çok yavaş kaydığını (creep) göstermektedir. Diğer önemli bir bulgu, 1963 deprem kırığının büyük olasılıkla Çınarcık Havzası'dan Orta Sırtın güneyine kadar uzamış olabileceğidir.

Anahtar Kelimeler: Marmara Denizi, deprem kayıtları, fay segmentasyonu, deprem oluşum aralığı, radyokarbon tarihlendirme, radyonüklid

Projenin Yapılan Yayınlar:

Çağatay, M.N., Erel, L., Bellucci, L.G., Polonia, A., Gasperini, L., Eriş, E., Sancar, Ü., Biltekin, D., Uçarkuş, G., Ülgen, U.B., Damcı, E., Sedimentary earthquake records in the İzmit Gulf, Sea of Marmara, Turkey. Sedimentary Geology, 282:347-359, 2012.

Çağatay, M.N., Biltekin, D., Ülgen, U. B., Erel, L., Gasperini, L., Henry, P., Grall, C., Polonia, A., McHugh, C., Uçarkuş, G., "Marmara Denizi'nde Türbidit Paleosismolojisi" (Sözlü Sunum), Paleoseismology Along the North Anatolian Fault (PANAF), İTÜ, 8-10 Ekim 2012.

ÖNSÖZ

Harita Genel Komutanlığı, Türkiye Ulusal Jeodezi ve Jeofizik Birliği tarafından desteklenen TUJJB-02-10 nolu “Marmara Denizi Çökel Karotlarında Eski Deprem Kayıtlarının Analizleri ve Yaşlandırılması” konulu proje kapsamında Marmara Denizi’nde Kuzey Anadolu Fayı’nın Kuzey ve Orta kolları üzerindeki fay bölümlerine (segment) yakın yerlerden alınan toplam 24 çökel karotunda Günümüzden Önce (G.Ö.) 5000 yıla varan dönemdeki büyük ($M > \sim 6.5$) deprem kayıtları araştırılmıştır. Bu kayıtların tarihsel dönemdekileri, tarihsel deprem kayıtları ile karşılaştırılmıştır. Elde edilen verilerden, deprem riski analizlerinde ve değerlendirmelerinde önemli olan, değişik fay kolları ve bölümleri üzerindeki deprem tekrarlanma aralığı ve son deprem olayları ortaya çıkarılmıştır.

Projede, 2007 yılında L’Atalante ve 2005 ve 2010 yıllarında Urania gemileri ile alınmış uzunlukları 10 m’ye varan 14 adet piston-gravite karotu ve 10 adet uzunluğu yaklaşık 1 m olan üstü bozulmamış çökel/su ara yüzey karotu kullanılmıştır. Önce sedimentolojik tanımları yapılan karotların, daha sonra laboratuvarlarda lazer granülometri ile tane boyu ve Çok Sensörlü Karot Log Alıcısı (Multi Sensor Core Logger: MSCL) ile fiziksel özellikleri (manyetik duyarlılık, yoğunluk) ve XRF Karot Tarayıcısı (XRF Core Scanner) ile element ve sayısal radyografi analizleri yapılmıştır. Bazı karotlarda diyajenez ve kökenle ilgili sorunları araştırmak amacı ile duraylı oksijen ve karbon izotop analizleri yapılmıştır. Karotların kronolojisi, Hızlandırılmış Kütle Spektrometresi (Accelerator Mass Spectroscopy, AMS) radyokarbon ve radyonüklid (^{210}Pb ve ^{137}Cs) analizleri ile gerçekleştirilmiştir.

Proje İTÜ’de Doğu Akdeniz Oşinografi ve Limnoloji Araştırmaları Merkezi (EMCOL) tarafından yürütülmüştür. Karot tanımlama, XRF Karot Tarayıcı ve Fiziksel Özellikler (MSCL) ve tane boyu analizleri ile yaş tayini ve duraylı izotop analizleri için örnek hazırlama işlemleri EMCOL laboratuvarlarında yapılmıştır. AMS Radyokarbon Analizleri Woods Hole Oceanographic Institution’a (ABD) bağlı National Ocean Sciences Accelerator Mass Spectrometry Facility (NOSAMS) laboratuvarında ve izotop analizleri Arizona Üniversitesi Isotope Geochemistry Laboratuvarında (Dr. Christopher Eastoe) yapılmıştır. Radyonüklid analizleri, Çekmece Nükleer Araştırma ve Eğitim Merkezi’nde (ÇNAEM) Dr. Nurdan Güngör ve Dr. Emin Güngör tarafından gerçekleştirilmiştir.

Orta Havza’da üç karotta yapılan çalışmalar, Columbia Üniversitesi Lamont Doherty Yer Gözlem evi (LDEO; Prof.Dr. Cecilia McHugh) ile işbirliği içerisinde EMCOL ve LDEO laboratuvarlarında yapılmıştır. Çınarcık karotlarının EMCOL’deki tanımlama çalışmalarına CNRS’den (Fransa) Prof.Dr. Pierre Henry ve Celine Grall katılmıştır.

Proje üyeleri olarak sağlanan mali yardım ve aynı katkılardan dolayı başta HGK-TUJJB olmak üzere, karotların alımında emeği geçen Urania ve L’Atalante gemilerinin kaptan ve personeline, 2005’deki Urania deniz çalışması ve bununla ilgili İzmit Köfezi çalışmalarında proje desteği sağlayan İstanbul Büyükşehir Belediyesi’ne ve EMCOL dışındaki analizlerin yapılmasında ve yorumlamasında adı geçen tüm kurum ve bu kurumlara mensup, yukarıda geçen değerli bilim insanlarına teşekkürlerimizi sunarız.

Prof.Dr. M. Namık Çağatay

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
I. ÖZET	9
II. ABSTRACT	10
III. PROJE ANA METNİ	11
1.GİRİŞ	11
1.1. Marmara Denizi'nin Morfotektoniği ve depremselliği.....	11
1.2. Marmara Denizi'nin Oşinografisi ve Hidrografisi.....	13
1.3. Çalışmanın konusu, amacı ve kapsamı.....	15
1.4. Literatür özeti.....	18
2. KULLANILAN KAROTLAR VE YÖNTEMLER	21
2.1. Karot Alımı.....	21
2.2. XRF Karot Tarayıcısı Analizleri.....	21
2.3. Çok Sensörlü Karot Log Alıcısı (MSCL: Multi Sensor Core Logger) Analizleri.....	21
2.4. Tane Boyu analizleri.....	22
2.5. AMS Radyokarbon (¹⁴ C) analizleri.....	22
2.6. Radyonüklid (²¹⁰ Pb ve ²³⁷ Cs) Analizleri.....	23
2.7. Duraylı oksijen ve karbon izotop analizleri.....	23
3. İZMİT KÖRFEZİ KAROT ANALİZLERİ VE DEPREM KAYITLARI	25
3.1. İzmit Körfezi'nin oşinografisi ve jeolojik konumu.....	25
3.2. Karamürsel havzası karot çalışmaları.....	27
3.2.1. Karotların litolojik tanımları.....	27
3.2.2. Karotların çok sensörlü karot log alıcı layıcı (MSCL) analizleri.....	32
3.2.3. Tane boyu analizleri.....	34
3.2.4. Karotlarda X-ışınları Karot Tarayıcısı Analizleri.....	39
3.2.5. Türbidit-Homojenit birimlerinin AMS radyokarbon yaşları.....	41
3.2.6. ²¹⁰ Pb ve ¹³⁷ Cs analizleri.....	41
3.2.7. Türbidit-Homojenit (TH) birimlerinin kökeni.....	42
3.2.8. Manganez anomalilerinin kökeni.....	43
3.2.9. Türbidit-Homojenit (TH) Olaylarının Tarihsel Depremlerle Karşılaştırılması.....	43
3.3. İzmit Körfezi Gölcük Havzası karot çalışmaları.....	48
3.3.1. Gölcük Havzası Karotlarının litolojik tanımı.....	49
3.3.2. Çok Sensörlü Karot Loglayıcı (MSCL) Analizleri.....	51
3.3.3. XRF Karot tarayıcısı Analizleri.....	52
3.3.4. M22-2 karotunda duraylı karbon ve oksijen izotop analizleri.....	54
3.3.5. M22-2 Karotunda AMS ¹⁴ C analizi.....	55
3.3.6. Gölcük Havzası Karotlarında deprem kayıtları ve tarihsel deprem kayıtları ile deneştirilmesi.....	55
4. ÇINARCIK HAVZASI KAROT ÇALIŞMALARI	56
4.1. Çınarcık Havzası'nın morfotektoniği ve Oşinografisi.....	56
4.2. Çınarcık Havzası Karot Analizleri.....	56
4.2.1. Litoloji.....	57
4.2.2. Çınarcık Havzası Karotlarında Çok Sensörlü Karot Log Alıcı (MSCL) Analizleri.....	65
4.2.3. Çınarcık Havzası Karotlarında XRF Karot Tarayıcısı Analizleri.....	65
4.2.4. Karotlarda Tane Boyu Analizleri.....	68
4.2.5. Çınarcık Havzası Yaş Tayini Analizleri.....	71
4.3. Çınarcık Havzası Karotlarında deprem kayıtları ve tarihsel depremlerle	

deneştirilmesi.....	73
5. MARMARA DENİZİ ORTA SIRT KAROT ÇALIŞMALARI.....	80
5.1. Orta Sirt'in morfotektoniği ve Oşinografisi.....	80
5.2. Orta Sirt Karot Analizleri.....	80
5.2.1. Litoloji.....	81
5.2.2. Karotların Çok Sensörlü Karot Log Alıcı Analizleri (MSCL).....	83
5.2.3. Orta Sirt karotlarının tane boyu analizi.....	85
5.2.4. Orta Sirt karotlarının XRF Karot Tarayıcısı analizleri.....	89
5.2.5. Marmara Denizi Orta Sirt karotlarında duraylı oksijen ve karbon izotop analizleri.....	92
5.2.6. Marmara Denizi Orta Sirt karotlarında tarihlendirme analizleri.....	92
5.3. Marmara Denizi Orta Sirt Karotlarının deprem kayıtları ve tarihsel deprem kayıtları ile deneştirilmesi.....	93
6. MARMARA DENİZİ ORTA HAVZA KAROT ÇALIŞMALARI.....	95
6.1. Marmara Denizi Orta Havzasının morfotektoniği ve Oşinografisi.....	95
6.2. Orta Havza Karot Analizleri.....	96
6.2.1. Litoloji.....	96
6.2. 2. Karotlarda Tane Boyu Analizleri.....	105
6.2.3. Orta Havza Karotlarının Çok Sensörlü Karot Log Alıcı (MSCL) Analizleri.....	107
6.2.4. Orta Havza Karotlarının XRF Karot Tarayıcısı Analizleri.....	111
6.2.5. Çımarık Havzası Yaş Tayini Analizleri.....	114
6.3. Marmara Denizi Orta Havza karotlarında deprem kayıtları ve tarihsel depremlerle deneştirilmesi.....	118
7. MARMARA DENİZİ BATI SIRT KAROT ÇALIŞMALARI.....	122
7.1. Marmara Denizi Batı Sirt'i'nin morfotektoniği ve Oşinografisi.....	122
7.2. Batı Sirt Karot Analizleri.....	122
7.2.1. Litoloji.....	122
7.2.2. Tane Boyu Analizleri.....	123
7.2.3. Çok Sensörlü Karot Log Alıcı (MSCL) Analizleri.....	123
7.2.4. XRF Karot Tarayıcısı Element Analizleri.....	123
7.2.5. Marmara Denizi Orta Sirt karotlarında tarihlendirme analizleri ve kronostratigrafi.....	124
7.3. Marmara Denizi Batı Sirt Karotunda deprem kayıtları ve tarihsel deprem kayıtları ile deneştirilmesi.....	126
8. TEKİRDAĞ HAVZASI KAROT ÇALIŞMALARI.....	129
8.1. Tekirdağ Havzası'nın Morfotektoniği ve Oşinografisi.....	129
8.2. Tekirdağ Havzası Karot Analizleri.....	130
8.2.1. Karotların Litoloji tanımı.....	130
8.2.2. Tekirdağ Havzası Karotlarında Tane Boyu Analizleri.....	137
8.2.3. Tekirdağ Havzası Karotlarında Çok Sensörlü Karot Log Alıcı (MSCL) Analizleri.....	139
8.2.4. Tekirdağ Havzası karotlarının XRF Karot Tarayıcısı Analizleri.....	140
8.2.5. Tekirdağ Havzası Yaş Tayini Analizleri.....	143
8.3. Marmara Denizi Tekirdağ Havzası Karotlarında deprem kayıtları ve tarihsel deprem kayıtları ile deneştirilmesi.....	148
9. MARMARA DENİZİ GEMLİK KÖRFEZİ KAROT ÇALIŞMALARI.....	155
9.1. Gemlik Körfezi'nin Morfotektoniği ve Oşinografisi.....	155
9.2. Gemlik Körfezi Karot Analizleri.....	156
9.2.1. Litolojik Tanım.....	156

9.2.2. Çok Sensörlü Karot Log Alıcı (MSCL) Analizleri.....	162
9.2.3. Tane Boyu Analizi.....	167
9.2.4. ML-01 Karotunun Tane Boyu Analizi.....	167
9.2.5. XRF Karot Tarayıcısı Analizleri.....	168
9.2.6. Gemlik Körfezi Yaş Tayini Analizleri.....	174
9.3. Gemlik Körfezi Karotlarında Deprem Kayıtları ve Tarihsel Deprem Kayıtları ile Deneştirilmesi.....	174
10. SONUÇLAR.....	176-181
IV. KAYNAKLAR.....	182-192
V. EKLER.....	193
EK-1. ¹⁴C Yaş Tablosu.....	193-194

TABLO LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 1.1. Proje kapsamında çalışılan karotların bilgileri.....	18
Tablo 3.1. Karot MARM05-115 Sismo-türbidit seviyelerinin AMS ¹⁴ C yaşları. Yaşlar türbidit seviyelerinin hemen altındaki çamur seviyelerinden ayıklanmış ve dikkatlice yıkanmış foraminifer kavrıklarının analizi ile elde edilmiştir. Hata payları 1σ olarak verilmiştir.....	40
Tablo 3.2. MARM05-113 karotunda toplam karbonatta duraylı oksijen ve karbon değerleri.....	45
Tablo 3.3. Gölcük Havzasında M22-2 Karotunda duraylı oksijen ve karbon izotop analizleri.....	54
Tablo 4.1. Çınarcık Havzası'nda radyokarbon tarihlendirme analiz sonuçları. Hata payı ±1σ'dır.....	74
Tablo 5.1. AMS ¹⁴ C yaş tayini için ¹⁴ C yaş sonuçları ve kalibre edilmiş yaşlar.....	92
Tablo 6.1. Orta Havza karotlarında AMS ¹⁴ C tarihlendirme analizleri.....	117
Tablo 8.1 Tekirdağ Havzası AMS radyokarbon yaş verileri.....	147
Tablo 9.1. ML01 ve MNTKS-34 karotlarındaki volkanik küllerdeki volkanik camların elektron mikroprob mikro analizleri.....	159
Tablo 9.2. Gemlik Körfezi karotlarında AMS ¹⁴ C yaş verileri.....	174

ŞEKİL LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1.1. Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF, NAF) Marmara Bölgesi'ndeki kollarını gösteren harita.....	11
Şekil 1.2. Marmara Denizi'nin morfotektonik haritası.....	12
Şekil 1.3. Marmara Denizi ve civarında Kuzey Anadolu Fay Zonuna ait fay segmentleri ve son 1500 yılından beri oluşmuş M> 6,5'den büyük depremlerin dağılımı.....	13
Şekil 1.4. Marmara Denizi'nin yüzey suyu dolaşımı.....	14
Şekil 1.5. Marmara Denizi'nin derin su dolaşımı.....	15
Şekil 1.6. Marmara Denizi'nde Sismotürbidit analizleri için çalışılan karotların konumları.....	17
Şekil 3.1. a) Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF, NAF) Marmara Bölgesi'ndeki kollarını gösteren harita.....	25

Şekil 3.2. İzmit Körfezi Karamürsel Havzasından alınan MARM05-112 no'lu sediment/su karotunun litolojisi.....	27
Şekil 3.3. İzmit Körfezi, Karamürsel Havzasından alınan MARM05-13 su-sediment (a) ve MARM05-115 gravite (b) karotunun litolojisi ve stratigrafik denestirilmesi.....	28
Şekil 3.4. Radyografi görüntülerinde TH birimlerinde görülen taban yapıları.....	29
Şekil 3.5 İzmit Körfezi, Karamürsel Havzasından alınan MARM05-119 karotunun litolojisi.....	30
Şekil 3.6. İzmit Körfezi MARM05-113 karotunun Çok Sensörlü Karot Loglayıcı (MSCL) profilleri.....	32
Şekil 3.7. İzmit Körfezi MARM05-115 karotunun Çok Sensörlü Karot Loglayıcı (MSCL) profilleri.	34
Şekil 3.8. MARM05-113 Karotunun a) tane boyu parametreleri ve MSCL yoğunluk ve manyetik duyarlılık özellikleri, b) C/M diyagramı.....	36
Şekil 3.9. MARM05-115 Karotunun tane boyu parametreleri ve MSCL yoğunluk ve manyetik duyarlılık özellikleri.....	37
Şekil 3.10. İzmit Körfezi Karamürsel Çukurluğundan alınan MARM05-113 no'lu çökel/su karotunun karot tarayıcısı analizleri.....	38
Şekil 3.11. MARM05-115 no'lu gravite karotunun üstten alta doğru üç bölümünün XRF karot tarayıcısı analizleri ve X-ışınları radyografi görüntüleri.....	39
Şekil 3.12. MARM05-112 karotunda radyonüklid profilleri: (a) toplam ²¹⁰ Pb, (b) erozyonal yüzeyin altındaki fazlalık (excess) ²¹⁰ Pb, ve (c) ¹³⁷ Cs profilleri.....	416
Şekil 3.13. İzmit Körfezi Karamürsel Havzasında karotlarda TH birimlerinin tarhsel depremlerle denestirilmesi.....	47
Şekil 3.14. Gölcük Havzası batimetri haritası ve karot lokasyon yerleri.....	48
Şekil 3.15. M22-2 ve M22-1 Karotlarının litolojik tanımları, iki adet sayısal X-ışınları radyografi ve sayısal renk görüntüleri.....	49
Şekil 3.16. M22-2 Karotlarının MSCL fiziksel özellikleri.....	51
Şekil 3.17. M21-1 Karotlarının MSCL fiziksel özellikleri.....	52
Şekil 3.18. M22-2 Karotlarının XRF Karot tarayıcı analizleri.....	53
Şekil 3.19. M21-1 Karotlarının XRF Karot tarayıcı analizleri.....	54
Şekil 3.20. M22-2 Karotunda oksijen ve karbon izotop oranları.	54
Şekil 4.1. Çınarcık Çukurluğunun batimetri haritası ve karot yerleri.....	57
Şekil 4.2. MNTKI-07 karotunun litolojik tanımı. En üstteki türbidit –homojenit (TH) birimi.....	58
Şekil 4.3. MNTKS-07 karotunun litolojik logu.....	60
Şekil 4.4. MNTKI-08 karotunun litolojik logu.....	61
Şekil 4.5. MNTKS 10 Karotunun litolojik logu ve elde edilen AMS ¹⁴ C yaşları.....	62
Şekil 4.6. Çınarcık Çukurluğu'ndan alınan karotların ortak (composite) bir karot derinliği boyunca gama yoğunluklarının değişimi.	65
Şekil 4.7. Çınarcık Çukurluğu'ndan alınan karotların manyetik duyarlılık profilleri.	66
Şekil 4.8. MNTKI-08 karotunun XRF karot tarayıcı element analizleri.	67

Şekil 4.9. MNTKS-10 karotunun XRF karot tarayıcı element analizleri.	69
Şekil 4.10. MNTKS-07 karotunun XRF karot tarayıcı element analizleri.	70
Şekil 4.11. MNTKI-08 Karotunun tane boyu analizi, manyetik duyarlılık ve yoğunluk grafikleri.	72
Şekil 4.12. MNTKI-07 Karotunun ¹³⁷ Cs profili.	73
Şekil 4.13. Çınarcık Havzası karotlarında TH birimlerinin korelasyonu.	76
Şekil 4.14. Çınarcık Havzası'nda MNTKS-10 karotunun yaş-derinlik modeli.	77
Şekil 4.15. Çınarcık Havzası'nda MNTKS-10 karotunda TH birimlerinin tarihsel depremlerle denştirilmesi.	78
Şekil 5.1. Orta Sırt batimetri haritası ve karot lokasyon yerleri.	80
Şekil 5.2. MEI-01 Karotunun litolojik logu.	84
Şekil 5.3. MEG-02 Karotunun litolojik logu ve log üzerinde karbonat yumralarında yapılan $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ve kalibre AMS radyokarbon yaşı.	82
Şekil 5.4. Marmara Denizi Kumburgaz Çukurluğundan alınan MEI-01 karotunun Çok Sensörlü Karot Loglayıcı (MSCL) profilleri.	85
Şekil 5.5. Marmara Denizi Kumburgaz Çukurluğu batısından alınan MEG-02 karotunun Çok Sensörlü Karot Log Alıcı (MSCL) profilleri.	85
Şekil 5.6. MEI-01 karotunun tane boyu analizi, manyetik duyarlılık ve yoğunluk grafikleri.	87
Şekil 5.7. MEG-02 karotunun tane boyu analizi, manyetik duyarlılık ve yoğunluk grafikleri.	88
Şekil 5.8. Marmara Deniz'i Orta Sırt, Kumburgaz Çukurluğu'ndan alınan MEI-01 karotunun karot tarayıcısı analizleri.	90
Şekil 5.9. Marmara Deniz'i Orta Sırt batısından alınan MEG-02 karotunun karot tarayıcısı analizleri.	91
Şekil 5.10. Orta Sırt (Kumburgaz Havzası) MEI-01 Karotunda ¹³⁷ Cs (A) ve ²¹⁰ Pb (B) profilleri.	93
Şekil 6.1. Marmara Denizi Orta Havzası batimetri haritasında çalışılan karotların konumu.	95
Şekil 6.2. MNTKS12 karotunun litolojik logu ve X-ışınları radyografi görüntüsü.	97
Şekil 6.3. MNTKS13 karotunun litolojik logu ve X-ışınları radyografi görüntüsü.	100
Şekil 6.4. MNTKS18 karotunun litolojik logu ve X-ışınları radyografi görüntüsü.	104
Şekil 6.5. MNTKS12 karotunun tane boyu analizi ve litolojik logu.	105
Şekil 6.6. MNTKS13 karotunun tane boyu analizi ve litolojik logu.	106
Şekil 6.7. MNTKS18 karotunun tane boyu analizi ve litolojik logu.	107
Şekil 6.8. Marmara Denizi Orta Havzadan alınan MNTKS12 Karotu Çok Sensörlü Karot Loglayıcı (MSCL) profilleri.	108
Şekil 6.9. Marmara Denizi Orta Havzadan alınan MNTKS13 Karotu Çok Sensörlü Karot Log Alıcı (MSCL) profilleri.	109
Şekil 6.10. Marmara Denizi Orta Havzadan alınan MNTKS18 karotunun Çok Sensörlü Karot Loglayıcı (MSCL) profilleri.	111
Şekil 6.11. Marmara Denizi Orta Havzadan alınan MNTKS12 karotunun karot tarayıcısı element analizleri.	112
Şekil 6.12. Marmara Denizi Orta Havzadan alınan MNTKS13 karotunun karot tarayıcısı element analizleri.	113

Şekil 6.13. Marmara Denizi Orta Havzadan alınan MNTKS18 karotunun karot tarayıcısı element analizleri.....	114
Şekil 6.14. MNTKS12 karotunun ²¹⁰ Pb ve ¹³⁷ Cs profilleri.....	115
Şekil 6.15. MNTKS13 karotunun ²¹⁰ Pb ve ¹³⁷ Cs profilleri.....	116
Şekil 6.16. MNTKS18 karotunun ²¹⁰ Pb ve ¹³⁷ Cs analizleri.....	117
Şekil 6.17. Marmara Denizi Orta Havzadan alınan MNTKS12, MNTKS13 ve MNTKS18 karotlarının manyetik duyarlılık ve Mn(mavi renkli) profillerine göre korelasyonları korelasyonu.....	119
Şekil 6.18. Marmara Denizi Orta Havzada MNTKS18 karotunun yaş-derinlik modeli.....	120
Şekil 6.19. Marmara Denizi Orta Havzada MNTKS18 karotunda TH birimlerinin tarihsel depremlerle denştirilmesi.....	120
Şekil 7.1. Marmara Denizi Batı Sırtı batimetri haritası.....	122
Şekil 7.2. MEI-04 karotunun litolojik logu ve X-ışınları radyografi görüntüsü.....	123
Şekil 7.3. MEI-04 karotunun tane boyu analizi, litoloji ve radyografi grafikleri.....	125
Şekil 7.4. MEI-04 Karotunun Manyetik Duyarlılık, Yoğunluk ve Porozite değerleri.....	126
Şekil 7.5. Marmara Deniz'i Batı Sırtından alınan MEI-04 karotunun karot tarayıcısı analizleri.....	127
Şekil 7.6. Batı Sırt MEI-04 Karotunda ¹³⁷ Cs (A) ve ²¹⁰ Pb (B) profilleri.....	129
Şekil 8.1. Marmara Denizi Tekirdağ Havzası'ndan alınan MNTKI12, MNTKS32 ve MNTKS 29 karotlarının batimetri haritasındaki konumu.....	129
Şekil 8.2. MNTKI12 karotunun litolojik logu ve X-ışınları radyografisi.....	131
Şekil 8.3. MNTKS32 karotunun litolojik logu ve X-ışınları radyografi görüntüsü.....	134
Şekil 8.4. MNTKS-29 karotunun litolojik logu.....	136
Şekil 8.5. MNTKI12 karotunun tane boyu analizi, litoloji ve radyografi grafikleri.....	137
Şekil 8.6. MNTKS29 karotunun tane boyu analizi grafiği.....	138
Şekil 8.7. MNTKI12 karotunun MSCL fiziksel özellikleri.....	139
Şekil 8.8. MNTKS32 karotunun MSCL fiziksel özellikleri.....	141
Şekil 8.9. MNTKS29 karotunun MSCL fiziksel özellikleri.....	142
Şekil 8.10. Marmara Denizi Tekirdağ Havzası'ndan alınan MNTKI-12 karotunun karot tarayıcısı analizleri.....	144
Şekil 8.11. Marmara Deniz'i Tekirdağ Havzası'ndan alınan MNTKS32 karotunun karot tarayıcısı analizleri.....	145
Şekil 8.12. Marmara Deniz'i Tekirdağ Havzası'ndan alınan MNTKS29 karotunun karot tarayıcısı analizleri.....	146
Şekil 8.13. MNTKI-12 çökel/su arayüzey karotunun ²¹⁰ Pb profili.....	148
Şekil 8.14. Tekirdağ Havzası karotlarının manyetik duyarlılık değerleri ile stratigrafik denştirilmesi.....	150
Şekil 8.15. Tekirdağ Havzası karotlarında TH birimleri ve stratigrafik denştirilmesi.....	151
Şekil 8.16. Tekirdağ Havzası'nda MNTKS-32 karotunun yaş-derinlik modeli.....	153
Şekil 8.17. Tekirdağ Havzası'nda MNTKS-32 karotunda TH birimlerinin tarihsel depremlerle denştirilmesi.....	154
Şekil 9.1. Gemlik Körfezi çok ışınlı (multi-beam) batimetri haritası ve çalışılan karotların yerleri (kırmızı ve sarı yıldızlar).....	155
Şekil 9.2. MNTKI-13 karotunun litolojik tanımlaması ve radyografisi.....	157
Şekil 9.3. MNTKS-34 karotunun litolojik tanımlaması ve	

radyografisi.....	158
Şekil 9.4. M13-1 karotunun litolojik tanımlaması. Karot yeri için Şekil 9.1'e bakınız.....	161
Şekil 9.5. ML-01 karotunun litolojik tanımlaması ve radyografisi.....	162
Şekil 9.6. MNTKI-13 karotunun 0.5 cm örnekleme aralıklı MSCL fiziksel özellik analizleri.....	163
Şekil 9.7. MNTKS-34 karotunun 0.5 cm örnekleme aralıklı MSCL sonuçları.....	164
Şekil 9.8. M-13 karotunun 1 cm çözünürlüklü MSCL sonuçları.....	165
Şekil 9.9. ML-01 karotunun 1 cm örnekleme aralıklı MSCL sonuçları.....	166
Şekil 9.10. M13-1 karotunun tane boyu analizi sonuçları.....	167
Şekil 9.11. ML-01 karotunun tane boyu analizi sonuçları.....	168
Şekil 9.12. MNTKI-13 karotunun XRF element profilleri. Element konsantrasyonları saniyede sayımdır (cps).....	169
Şekil 9.13. MNTKS-34 karotunun XRF sonuçları.....	171
Şekil 9.14. M13-1 karotunun XRF element profilleri.....	172
Şekil 9.15. ML-01 karotunun XRF element profilleri. Yorum için metne bakınız.	173
Şekil 10.1. Marmara Denizi tarihsel dönemde elde edilen deprem kayıtları.....	178

ÖZET

Marmara Denizi'nde KAF'ın kuzey ve orta kollarında üzerinde oluşmuş deprem kayıtları toplam 24 çökel karotunda araştırılmıştır. Bu amaçla karotların sistematik olarak sedimentolojik tanımlaması, tane boyu, fiziksel özellikleri ile element ve sayısal radyografi analizleri yapılmıştır. Karotlarda çökel istiflerinin kronolojisi, Hızlandırılmış Kütle Spektrometresi (Accelerator Mass Spectrometry: AMS) radyokarbon ve radyonüklid (^{210}Pb ve ^{137}Cs) analizleri ile gerçekleştirilmiştir.

Karotlarda depremle tetiklenen kütle akması birimleri, türbidit-homojenit (TH) veya türbidit (T) birimleri tarafından temsil edilmektedir. TH birimleri; çoğunlukla altta aşınmalı dokanağa sahip, çoklu laminalı, kaba malzemeli ve tane boyu derecelenmeli bir taban bölümü ile ortada laminalı bir silt bölümü ve üstte homojen bir çamur bölümünden oluşmuştur. Ancak Gölcük (İzmit Körfezi) ve Gemlik gibi sığ (<120 m) deniz alanlarındaki kütle akması birimleri; tabanı keskin, kırmızı kahverengi, iri-orta taneli silttir. TH birimlerinin kaba taneli taban kısımlarında göreceli olarak yüksek yoğunluk ve manyetik duyarlılık ile yüksek kırıntı mineral girdisini gösteren Si, Ca, Fe, Zr, Ti ve K gibi elementlerden birkaçının zenginleşmesi görülür. Tabanın altında Mn zenginleşmesi ve TH birimi boyunca Mn azalması izlenir. TH birimleri yer yer su kaçma ve deformasyon yapıları sergiler.

Radyonüklid ve radyokarbon yöntemleri ile tarihlendirilen TH birimleri güvenilirlikle tarihsel depremlerle denetirilebilmektedir. Marmara Denizi KAF'ının kuzey kolunda değişik segmentler için bulunan ortalama deprem oluşma aralığı 220 ile 300 yıl arasında değişmektedir. Ancak, kuzey kol için birbirini izleyen iki deprem arasındaki süre 90 ile 1500 yıl aralığındadır. Ortalama deprem oluşum aralığı Gemlik Körfezi'ndeki orta KAF kolu için yaklaşık 1000 yıldır. Kuzey ve orta kol için elde edilen ortalama deprem oluşum aralığı, GPS hızları ve jeolojik kayma hızları (slip rate) ile genel olarak uyumludur.

Gölcük ve Karamürsel Havzasında çökellerde kaydedilen en son deprem olayı 17 Ağustos 1999 İzmit depremi; Çınarcık Havzası'nda Prens Adaları fay bölümünde 1794; Çınarcık Havzası güneyinde 1963; Batı Sırt ve Tekirdağ Havzası'nda 1912; ve Gemlik Köfezi'nde 1855 depremleridir. Orta Havzada su/çökel karotu analiz edilmediği son deprem olayı için kesin olarak saptanamamıştır.

İstanbul'un güneybatısındaki çökellerle kaplı Orta Sırt fay bölümünde son 15 bin yılda bulunan tek deprem kaydı, olasılıkla 1963 depremine ait oldukça zayıf bir kayıttır. Bu durum, bu fayın olasılıkla deprem üretmeden çok yavaş kaydığını (creep) göstermektedir. Diğer önemli bir bulgu, 1963 deprem kırığının büyük olasılıkla Çınarcık Havzası'ndan Orta Sırtın güneyine kadar uzamış olabileceğidir.

Anahtar kelimeler: Marmara Denizi, deprem kayıtları, fay segmentasyonu, deprem oluşum aralığı, radyokarbon tarihlendirme, radyonüklid.

ABSTRACT

A systematic study of the sedimentological, physical and geochemical properties of 24 cores recovered from the different Marmara basins and highs along the strands of North Anatolian Fault (NAF) was carried out, using high resolution digital X-Ray Radiography and XRF Core Scanner, MSCL physical properties and grain-size analyses. The chronology of the core sequences was determined using AMS radiocarbon and radionuclide methods.

Turbidite-homogenite deposits (TH) and turbidies (T) triggered by earthquakes are commonly characterized by multiple sand-silt laminae above a sharp, and often erosional, base and a homogeneous mud at the top. However, in shallow basins (<100-120) such as Gölcük and Gemlik, the mass flow units consists of red brown coarse to medium silt unit having a sharp basal boundary. The basal TH parts have high density and magnetic susceptibility, and are often enriched in one or more of elements, such as Si, Zr, Ca, Ti, K and Fe, indicative of coarse detrital input. The TH units often Show fluid escape structures.

Radionuclide and radiocarbon dated TH units in different basins of the Sea of Marmara can be confidently correlated with historical earthquake records. The sedimentary records provide average earthquake recurrence time between 220 and 300 years measured over the last 5000 years for the various segments of northern branch, and 1000 years for the middle branch of the NAF in the Gemlik Gulf. These results are compatible with GPS velocities and geological slip rates. However, the intervals between two consecutive events vary widely between 90 to 1500 years for the different northern branch segments of the NAF.

The last earthquake event in the Gölcük and Karamürsel basins is the 1999; on Prince Islands segment in the Çınarcık Basin the 1794; in the South of Çınarcık Basin the 1963; in Western High and Tekirdağ Basin the 1912; and Gemlik Gulf is the 1855 earthquakes. The last earthquake event in the central basin could not clearly be determined in the Central Basin.

The only earthquake recorded on the sediment covered Central High segment for the last 15 ka is a possible faint, far-field expression of the 1963 event having an assigned epicentre in the southern Çınarcık Basin. This suggests that the Central High segment SW of İstanbul has been probably creeping. Another interesting finding is that the rupture of the 1963 earthquake probably extended to the Central Basin along the south of the Çınarcık Basin and the Central High.

Keywords: Sea of Marmara, earthquake records, fault segmentation, recurrence time, radiocarbon dating, radionuclides

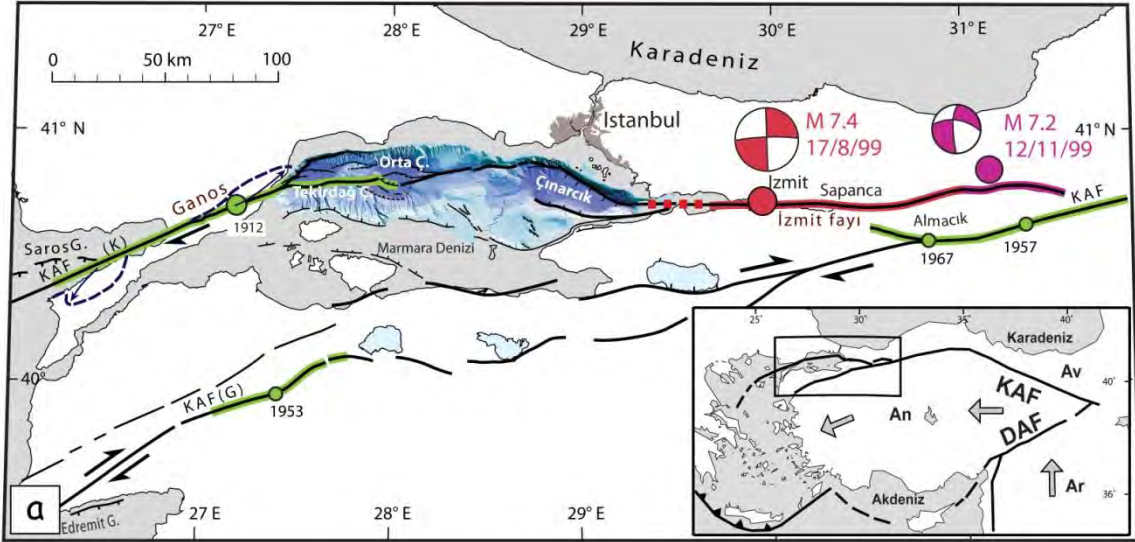
PROJE ANA METNİ

1. GİRİŞ

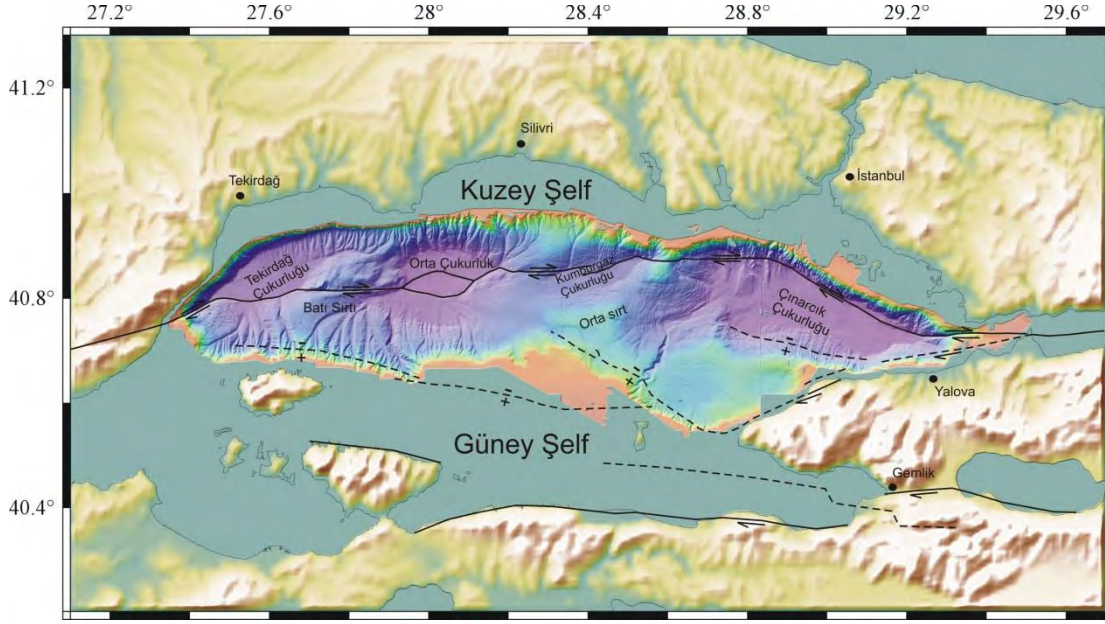
1.1. Marmara Denizi'nin Morfotektoniği ve Depremselliği

Marmara Denizi, Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF) kolları arasında gelişmiş, doğu-batı yönünde 210 km uzunluğunda ve kuzey-güney yönünde 70 km eninde tektonik bir havzadır (Şekil 1.1). Toplam 11500 km² olan yüzey alanının %57'sini şelf oluşturmaktadır (Adatepe, 1988). Güneyde nisbeten geniş (45 km) ve kuzeyde dar (<10 km) olan şelf ile bunlar arasında 1275 m derinliğe varan rombik ve kama şeklinde üç havzadan (çukurluktan) oluşmuştur (Şekil 1.2). Bu havzalar doğudan batıya doğru Çınarcık, Orta ve Tekirdağ havzalarıdır. Havzaların maksimum derinliği, sırası ile yaklaşık 1275, 1255 ve 1230 m'dir. Üç derin havza, yaklaşık 450-600 m derinlikte olan ve KD-GB yönünde uzanan doğu ve batı sırtlarıyla birbirlerinden ayrılmıştır. Büyük Çekmece güneyindeki Batı Sırtı üzerinde maksimum derinliği 825 m'ye varan Kumburgaz Havzası bulunmaktadır. Marmara Denizi'nin diğer önemli bir morfolojik elemanı İmralı adasının yakın kuzeyinde ve Armutlu Yarımadası'nın kuzey batısında yer alan 350-400 m derinliğindeki İmralı denizaltı platformudur.

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



Şekil 1.1. Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF, NAF) Marmara Bölgesi'ndeki kollarını gösteren harita. 1999 İzmit ve Düzce depremleri ile 1912 Mürefte depreminin fay düzlem çözümleri ve Marmara Denizi batimetrisi harita üzerinde yer almaktadır.



Şekil 1.2. Marmara Denizi'nin morfotektonik haritası. Batimetri Le Pichon v.d., 2001; faylar siyah çizgi ile Armijo v.d. (2005)'den kendi verilerimize göre değiştirilerek çizilmiştir.

Şelf kenarını derin havzalara birleştiren kıtasal yamaçlar diktir. En eğimli yamaçlar Adalar güneyinde Çınarcık havzası'nın kuzey yamacında olup, burada eğim açısı tipik olarak 20-26° arasında değişmektedir. Bu yamaçlar denizaltı vadi kanyonları tarafından kesilmiştir.

KAF Marmara Bölgesinde kuzeyden güneye doğru üç kol halinde uzanır. Kuzey Kol, Bolu üzerinden İzmit Körfezi'ne gelir ve Marmara'nın suları altında deniz tabanında devam eder. Batıda Gaziköy'de karada Ganos Fayı adıyla Gelibolu Yarımadasını kat ettikten sonra Saros Körfezi üzerinden Ege Denizi'ne ulaşır (Şekil 1.1). Orta Kol doğu-batı doğrultusunda uzanarak Marmara Denizi'nin güney kıyıları üzerinde ilerler. İznik Gölü, Gemlik ve Bandırma Körfezleri arasında uzanır. Bandırma Körfezinin batısında karaya doğru dönerek çok sayıda irili ufaklı alt kollara ayrılır (Şekil 1.1). Güney Kol ise Pamukova, Bursa, Uluabat ve Manyas üzerinden ilerler. Pamukova-Uluabat arasında KD-GB yönünde olan bu fay Uluabat güneyinde BKB-DGD istikametine döner.

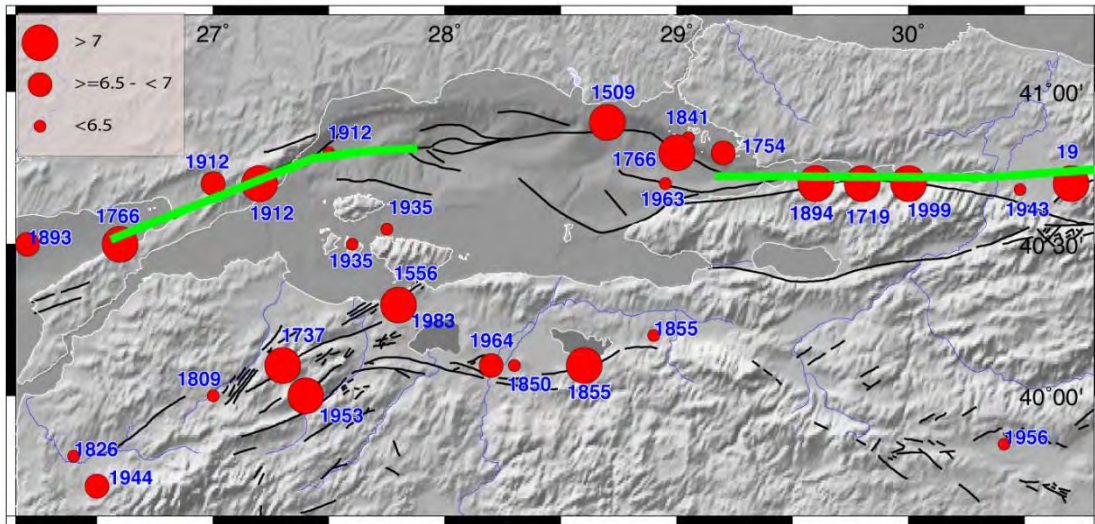
Son yıllarda yapılmış olan jeolojik ve jeofizik araştırmalar deprem açısından en riskli kolun Kuzey Kol olduğunu ve Avrasya ile Anadolu levhaları arasındaki sağ yanal hareketin en önemli kısmının bu kol tarafından karşılandığını göstermiştir (Straub ve Kahle, 1997; Hubert-Ferrari v.d., 2000; Imren v.d., 2001; Le Pichon v.d., 2001, 2003; McClusky v.d., 2000; Meade v.d., 2002; Şengör v.d., 2004; Armijo v.d., 2005).

Kuzey Kol Marmara Denizi'nin kuzey havzalarını ve bunları ayıran KD-GB yönlü sırtları keser. İzmit Körfezi içerisindeki fay kolu (İzmit Körfezi Fayı) ile Gelibolu Yarımadasındaki Ganos Fayını birleştirir. Kuzey Kolun segmentasyonu tartışmalıdır. Bir çok çalışmacıya göre Kuzey Kol değişik uzunlukta birçok parçadan oluşmuştur (Armijo v.d., 2002, 2005; Oglesby v.d., 2008). Bunlardan en uzununu Bakırköy güneyinden başlayarak Orta Sırtı üzerinden Orta Çukurluğa doğru uzanan 70 km uzunluğundaki "Orta Sırt Fayı" adını verdiğimiz faydır (Şekil 1.2). Yaklaşık D-B yönündeki bu fay parçası 1999 İzmit depreminde kırılan İzmit Körfezi Fayına 33 km uzunluğundaki KB-GD yönlü Adalar Fayı olarak bilinen KKB yönlü fay ile birleşmektedir (Şekil 1.2). Adalar Fayı; D-B yönlü ve doğrultu atımlı olan Orta Sırt ve İzmit Fayları arasındaki sağ sıçramayı (stepover) gerçekleştiren yüksek eğimli oblik normal faydır

(Armijo v.d., 2002, 2005). Bu fay Orta Sırt Fayı ile Bakırköy güneyinde keskin bir büküm oluşturmaktadır.

Çınarcık Havzası güneyindeki faylar daha çok normal atım bileşeni yüksek faylardır. Bunlar KB-GD doğrultulu ve birbirine paralel çok sayıda kısa faydan ibarettir. Bindirme fayları ağırlıklı olarak Çınarcık Havzası'nın batısında, Orta Sırt üzerinde yer alır. Doğrultuları KD-GB yönündedir. Çoğunlukla KB'ya doğru itilmişlerdir. Aralarında kıvrımlara da rastlanır. Son 2000 yıl içerisinde Marmara Denizi'nde meydana geldiği bilinen 55 civarı ($M_s > 6.8$) deprem kaydı vardır. Önemli bir kısmı aletsel dönemden eski olan bu depremlerin kayıtları tarihsel ve arkeolojik kayıtlardan elde edilmiştir (Şekil 1.3; örneğin, Guidoboni v.d.,1994; Ambraseys ve Finkel, 1991; Ambraseys ve Jackson, 2000).

KAF üzerinde doğudan batıya 1939'dan beri süregelen büyüklüğü 7 üzeri depremler serisine en son olarak 1999 yılında meydana gelen M 7.4 İzmit ve M 7.2 Düzce depremleri eklenmiştir. Marmara Denizi'nin en batı ucunda 1912'de meydana gelen Mürefte-Şarköy depremi de göz önünde bulundurulduğunda KAF'nın denizin altında kalan parçası üzerinde büyük bir sismik boşluk olduğu görülmekte olup, 20-30 yıl içerisinde, Marmara Denizi'nde $M > 7$ bir depremin meydana gelmesi ise kaçınılmazdır (Parsons v.d., 2000, 2004).

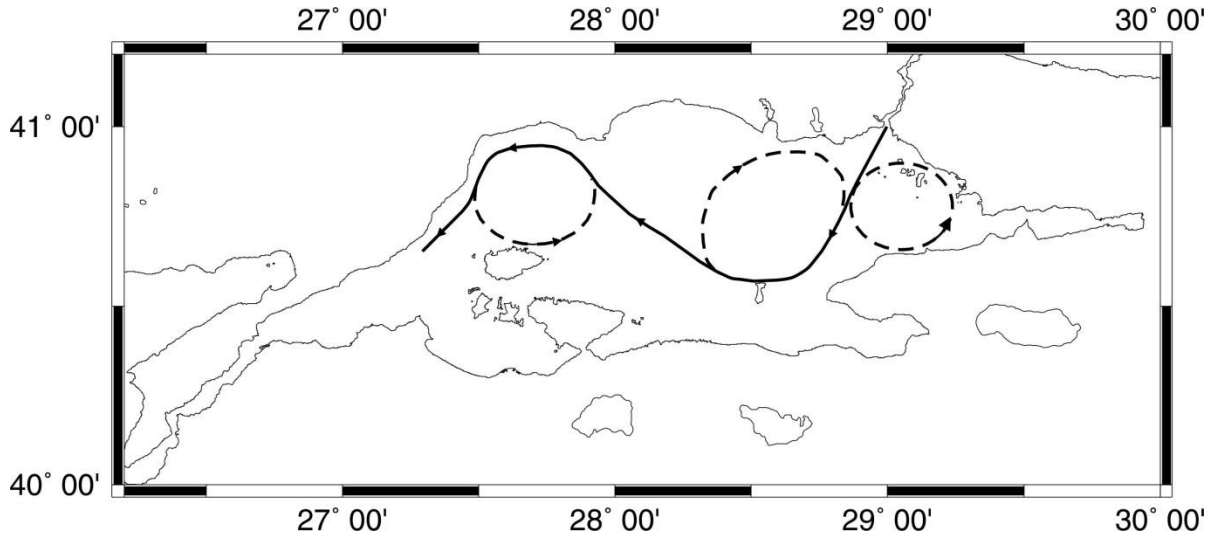


Şekil 1.3. Marmara Denizi ve civarında Kuzey Anadolu Fay Zonuna ait fay segmentleri (siyah çizgiler), batıda ve doğuda 1912 Şarköy depremi ve 1999 İzmit Depremi kırıkları (yeşil kalın çizgiler; Armijo v.d., 2005'e göre) ve son 1500 yılından beri oluşmuş $M > 6,5$ 'den büyük depremlerin dağılımı (Ambraseys, 2002a,b).

1.2. Marmara Denizi'nin Oşinografisi ve Hidrografisi

İstanbul ve Çanakkale boğazlarının sığ eşik derinlikleri ile Akdeniz ve Karadeniz kökenli suların tuzluluk farklılığı, Boğazlarda ve Marmara Denizi'nde iki tabakalı bir su sütunu ve akıntı sisteminin oluşmasını sağlamakta ve alt suyun etkin dolaşımını engellemektedir. Altta Akdeniz kökenli daha tuzlu (38.5 %) su Karadeniz'e akarken, üstte Karadeniz kökenli az tuzlu sular (18 %) Akdeniz'e akmaktadır (Ünlüata v.d., 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.

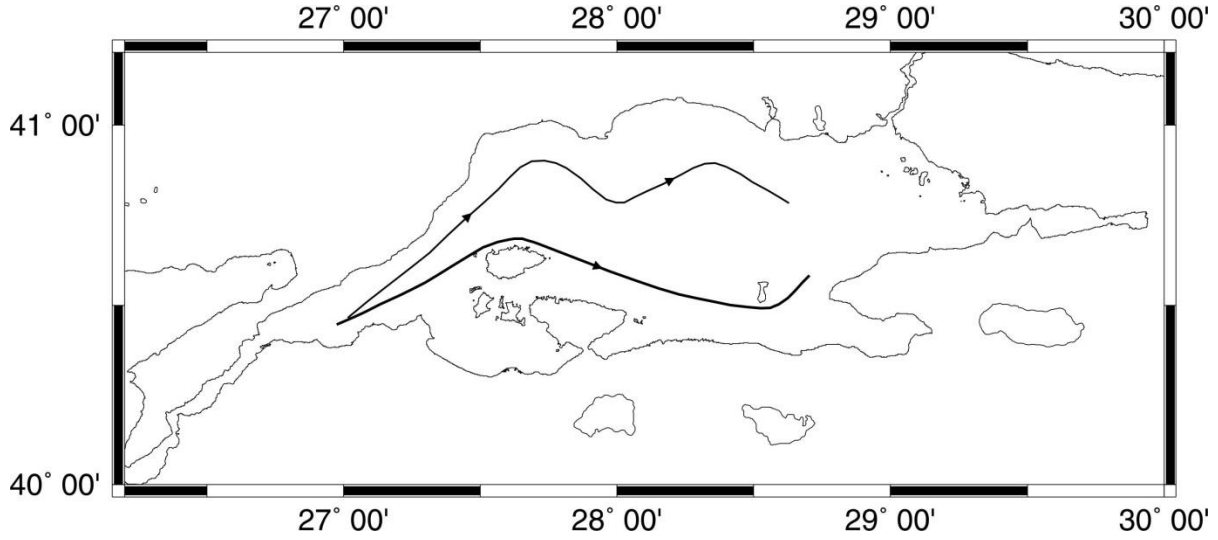
Marmara Denizi'nin üst su dolaşımı, Karadeniz ile Ege Denizi arasındaki su seviyesi farkının neden olduğu antisiklonik bir döngü (gyre) ile oluşmaktadır (Beşiktepe v.d., 1994; Şekil 1.4). Bu dolaşım İstanbul Boğazı'ndan giren ve özellikle de geç ilkbahar ve yaz aylarında etkili olan Karadeniz kökenli üst su akıntısı tarafından oluşturulmaktadır. Güneye doğru 60-75 cm/s hızında hareket eden Boğaz akıntısı, Armutlu Yarımadası'nın kuzey-batı ucuna çarparak önce batıya ve daha sonra kuzey-batıya yönlendirilmektedir. Daha sonra ise Tekirdağ Körfezi kıyılarına 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 döngü ile Adalar - Armutlu Yarımadası ve Tekirdağ Körfezi - Marmara Adası arasında sık sık tekrarlanan siklonik daha küçük döngüler oluşmaktadır (Şekil 1.4). Yüzeysel su akıntı hızı yerel ve mevsimsel olarak 20-50 cm/s arasında değişmektedir. Üst tabakanın yenilenme zamanı meteorolojik koşullara bağlı olarak 4-5 aydır (Ünlüata v.d., 1990; Beşiktepe v.d., 1994). Yüzeysel su tuzluluğu kış ve ilkbaharda rüzgar şiddetinin artması ile alt su - üst su karışımının daha etkili olması ve Karadeniz'den gelen daha az tuzlu suyun azalması nedeniyle %25-26'ya kadar artmaktadır (Beşiktepe v.d., 1994). Buna karşın yaz ve sonbaharda ise yüzeysel su tuzluluğu azalmaktadır (%21-22). Gel-gite bağlı deniz düzeyi değişimi 30 cm den daha düşüktür.



Şekil 1.4. Marmara Denizi'nin yüzeysel su dolaşımı (Beşiktepe v.d., 1994). Sürekli çizgiler yaz mevsimindeki devamlı akıntıyı, kesik çizgiler ise zaman zaman tekrarlanan akıntıyı göstermektedir.

Dip suyu dolaşımını 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 (Şekil 1.5; Beşiktepe v.d., 1993, 1994). Bu akıntı en belirgin olarak Tekirdağ Çukurluğu içinde izlenmekte olup, mevsimsel değişimler 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 bozulması sonucu, oksijen miktarı Çınarcık Çukurluğunda 1-2 mg/l düzeylerine düşmektedir (Ünlüata v.d., 1990). Ancak, bu çukurlukta İstanbul Boğazı'na yaklaştıkça alt suda oksijen bir miktar artarak 2.5-5

mg/l değerlerine ulaşmaktadır (Ünlüata v.d., 1990). Alt su 14.5°C'lik bir potansiyel sıcaklığa sahiptir.



Şekil 1.5. Marmara Denizi'nin derin su dolaşımı (Beşiktepe v.d., 1994). Kalın çizgi, 50-100 m derinlikteki akıntıyı; ince çizgi, 100-500 m derinlikler arasındaki akıntıyı göstermektedir.

Sonbaharda ise Çanakkale akıntısı daha sıcak ve az yoğun olduğundan haloklinin altında, daha sığ derinliklerde, güney şelfinin kenarını izlemektedir. Diğer mevsimlerde ise 150-500 m derinliklerde görülmektedir. Bu dip akıntısı genellikle yavaş olup batimetriyi izlemektedir. Alt tabakanın yenilenme zamanı ise 6-7 yıldır (Ünlüata v.d., 1990, Beşiktepe v.d., 1993). Ancak yenilenmiş alt suyun zahiri yaşı Tekirdağ Havzasında 2 yıl; Çınarcık Havzasında en genç suyun yaşı 10 yıl olarak tahmin edilmektedir (Beşiktepe v.d., 1994).

Marmara Denizi'ne önemli nehir girdisi sadece güneyden Biga, Gönen ve Kocasu çayları ile olmaktadır. Bu çaylar Marmara Denizi'ne toplam 5.80 km³/y su ve 2.2 x 10⁶ t/y askıda sediment yükü taşımaktadır (EİE, 1993). Bu çayların en büyüğü Kocasu olup; Marmara Denizi'ne olan toplam nehir suyu girdisinin %80 ve askıda çökel yükünün %90'ını sağlamaktadır. Kocasu, batıdan Bursa ve Uludağ civarından gelen Nilüfer Çayı ile güneyden Balıkesir civarının suyunu boşaltan Susurluk çaylarının birleşmesinden oluşmaktadır. Ayrıca güneyde Karabiga yakınından denize boşalan 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 605 km³/y miktarındaki acı su ve Marmara Denizi'nden Karadeniz'e çıkan 376 km³/y miktarındaki tuzlu su miktarına (Ünlüata v.d., 1990) göre çok azdır.

1.3. Çalışmanın konusu, amacı ve kapsamı

Bu çalışmanın konusu, Marmara Denizi içerisinde kalan KAF zonuna ait değişik segmentler üzerinde oluşmuş 6'dan büyük ($M_w > 6$) depremlerin uzun süreli (son 10 bin yıllık) kayıtlarını, çökel karotlarını yüksek çözünürlü yöntemlerle analiz ederek ortaya çıkarmak, bunları yaşlandırmak ve bu şekilde fay zonunun zaman içerisindeki davranışı konusunda

sağlıklı veriler elde etmektir. Bu kapsamda başlattığımız sistematik çalışma ile depremlerle tetiklenmiş türbidit-homojenit (TH) birimlerinin sedimantolojik, fiziksel ve kimyasal özelliklerini detaylı analizlerini yaparak, birimleri deprem ile ilişkisi konusunda güçlü kriterlerin oluşturulması da hedeflenmiştir. Bu yönde elde edilecek verilerin deprem riski değerlendirmesinin sağlıklı yapılabilmesine doğrudan katkıda bulunması amaçlanmaktadır.

Tektonik olarak aktif ve riskli bölgelerde, değişik fay segmentleri üzerindeki depremlerin hangi sıklıkta olduğu ve en son depremin ne zaman olduğunun bilinmesi deprem afet riski modellenmesinde ve değerlendirmelerinde oldukça önemlidir. Aletsel dönem öncesindeki eski depremlerin nerede ve hangi şiddette olduğu konusundaki bilgiler tarihsel ve arkeolojik kayıtlardan elde edilebilir. Ancak bu kayıtlar, yerleşimin eski olduğu Marmara gibi bölgelerde dahi yaklaşık 2000 yıl öncesine kadar gider. Bu zaman dilimi deprem riski değerlendirmeleri için yeterli değildir. Buna ek olarak tarihsel ve arkeolojik kayıtlar daha çok o zamanki yerleşim bölgelerindeki deprem hasarlarına bağlı olduğunda depremin yeri (epicentre) konusunda zaman zaman yanlış bilgiler verebilir.

Deprem kayıtları için diğer önemli yöntem, karada hendek kazılarak yapılan paleosismoloji çalışmalarıdır. Bu yöntemde karada fay üzerinde uygun yerlerde birkaç m derinliğinde hendekler kazılarak hendeklerde eski depremlerin neden olduğu deformasyonların izleri aranır ve tarihlendirilir. Bu çalışmalarda depremin neden olduğu ötelenmeler de bulunmaya çalışılır.

Son zamanlarda, Marmara Denizi gibi fayların su altında kaldığı alanlarda *sualtı deprem jeolojisi* çalışmaları önem kazanmıştır. Bu çalışmalar deprem sırasında (co-seismic) ve depremin hemen sonrasında (post-seismic) meydana gelen kütle akmaları ve deniz ve göl tabanındaki su sütünü çalkalanmalarının (seiche) etkisinde oluşan çökel süspansiyonundan oluşan çökel birimlerinin ve çökellerde yumuşak çökel deformasyon yapılarının çökel karotlarında tanınmasına ve tarihlendirilmesine dayanır. Su altındaki çökellerden bu şekilde elde edilen çökel (jeolojik) kayıtları, karotun uzunluğuna bağlı olarak binlerce yıl eskiye gidebilir. Depremle tetiklenen ve havzanın yamacından başlayan kütle akmaları, havzanın derin kısımlarında türbidit akıntılarına geçiş gösterir ve sonuçta deniz veya göl tabanı boyunca akma (bed-load) ve süspansiyondan çökelleme ile sismo-türbidit (TH) birimleri olarak çöker. Bu birimler, genel olarak altta normal çökeller üzerine keskin (bazen aşınmalı) bir tabanla gelen kum-silt (türbidit) ve üstte ise homojen bir çamur seviyesi (homojenit) ile temsil edilmektedir. Bu nedenle bu birimlere türbidit-homojenit (TH) birimi adı verilir (örneğin bakınız Kastens ve Cita, 1981; Beck v.d., 2007; Sarı ve Çağatay, 2006; Çağatay v.d., 2012). Kaba malzemeli türbidit kısmı, havza tabanı boyunca akan malzemedeki (bed-load) ve homojenit ise su sütünü çalkalanmaları (seiche oscillation) etkisinde süspansiyon halindeki ince taneli malzemenin tekrar çökmesi ile oluşur. Bu gibi çalışmalarda depremlerle tetiklenen bu birimlerin sel, fırtına ve delta önlerinde normal çökel akmalarına bağlı birimlerden ayırt edilmesi oldukça önemlidir.

Deniz ve göllerde, karot çalışmalarında depremlerle tetiklenen TH birimlerinin tanınması ve yaşlandırılması bir çok çalışmaya konu olmuştur (örneğin, Inouchi v.d., 1996; Nelson v.d., 1996, 2008; Ken-Tor v.d., 2001; Goldfinger v.d., 2003; Migowski v.d., 2004; Nomade v.d., 2005). Marmara Denizi'nde de son yıllarda bu tip çalışmalar yürütülmeye başlanmıştır (Sarı ve Çağatay, 2006; McHugh v.d., 2006; Beck v.d., 2007; Drab, 2012; Drab v.d., 2012; Çağatay v.d., 2012; Eris v.d., 2012).

Marmara Denizi'nin gerilme kökenli üç büyük havzası (Çınarcık, Orta ve Tekirdağ havzaları) ile D-B yönlü nisbeten küçük havzalarındaki (İzmit ve Gemlik Körfezleri) çökellerin %75'i türbidit-homojenit (TH) (sismo-türbidit) birimlerinden, %25'i de hemipelajik sedimanlardan oluşmaktadır (Beck v.d., 2007). Böylece Marmara Denizi çökelleri eski deprem kayıtlarını

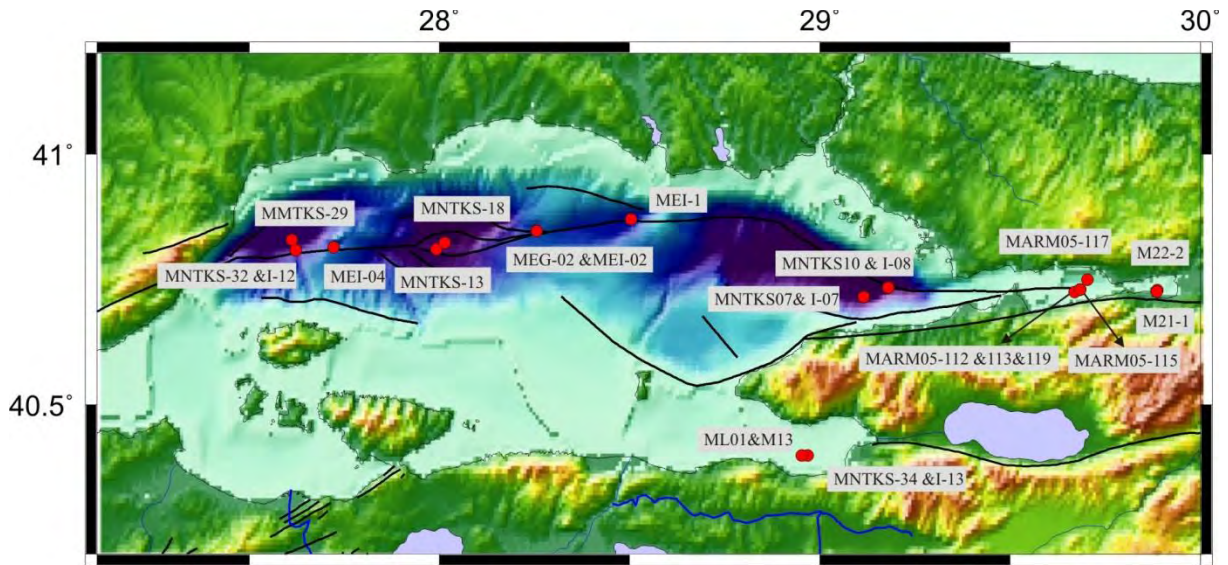
içeren önemli bir arşiv niteliğindedir. Bunun yanında, Marmara Denizi aşağıda belirtilen birçok nedenle de sismo-türbidit çalışmaları için ideal bir konumdadır:

(1) Bölge uzun bir tarihsel geçmişe sahip olduğundan (~2000 yıl) çökel deprem kayıtlarının tarihsel ve aletsel kayıtlar ile denestirilimesi mümkündür.

(2) Yüksek çökelme (sedimentasyon) hızları (1-3 m/ka; Çağatay v.d., 2002, 2003) sebebiyle birbirine yakın zamanda oluşmuş depremleri ayırt etmek mümkündür.

(3) Sismo-türbidit birimlerinin yanı sıra deniz tabanında fay zonu boyunca fayın hareketine bağlı olarak oluşmuş soğuk su ve hidrokarbon gaz çıkışları, karbonat bacaları, siyah sülfidik çökel oluşumları ile karbonat kabukları tespit edilmiştir (Armijo v.d., 2005; Zitter v.d., 2008; Geli v.d., 2008; Bourry v.d., 2009, Çağatay, 2010). Bunlar da depremlerle ilişkilendirilebilecek diğer göstergelerdir.

Bu proje çalışmasında Marmara Denizi'nde KAF'ın kuzey ve orta kollarına ait fay bölümlerine (segment) ait deprem kayıtlarını araştırmak amacı ile değişik deniz çalışması seferlerinde Marmara Denizi havzalarının çökel depo merkezlerinden (en derin bölgelerinden) ve bunları ayıran sırtlardan alınan piston-gravite ve çökel su ara yüzey karotlarından toplam 24 adedi seçilerek kullanılmıştır (Şekil 1.6; Tablo 1.1).



Şekil 1.6. Marmara Denizi'nde Sismotürbidit analizleri için çalışılan karotların konumları.

Bu karotlar önce sedimentoloji açısından tanımlanmış ve litolojik logları çıkarılmıştır. Daha sonra laboratuvarında karotların tane boyu (lazer granülometri), fiziksel özellikler (manyetik duyarlılık, yoğunluk; çok senörlü karot log alıcısı, MSCL) ve element ve sayısal radyografi (XRF Karot Tarayıcı) analizleri yapılmıştır. Bazı karotlarda duraylı oksijen ve karbon izotop analizleri yapılmıştır. Karotlarda tarihlendirme Hızlandırılmış Kütle Spektrometresi (AMS) radyokarbon ve radyonüklid (^{210}Pb ve ^{137}Cs) analizleri ile gerçekleştirilmiştir.

Bu bölümde çalışma ile ilgili bir literatür özeti verildikten sonra, proje raporunun diğer bölümlerinde NAF'ın Kuzey ve orta kolu üzerindeki havzalarda değişik segmentlerle ilgili elde edilen sonuçlar sırası ile doğudan batıya doğru; İzmit Körfezi, Çınarcık Havzası, Orta Sırt, Orta Çukurluk, Batı Sırt, Tekirdağ Çukurluğu ve Gemli Körfezi başlıkları altında sunulacaktır.

1.4. Literatür özeti

Son yıllarda dünyada aktif deprem zonları üzerinde yeralan deniz ve göllerde çökel kayıtlarını kullanarak eski depremlerin izlerini saptamak, bunları yaşlandırarak deprem oluşum aralıklarını belirlemek konusundaki çalışmalar yoğunlaşmıştır (Goldfinger v.d., 2003; Kastens ve Cita, 1981; Nakajima ve Kanai, 2000; Nelson vd., 2003). Benzer çalışmalar Marmara Denizi'nde çökel kayıtlarında Kuzey Anadolu Fay'ının kollarına ait geçmiş depremlerin kayıtlarını araştırmak için de yapılmıştır. Sarı ve Çağatay (2006), Marmara Denizi Çınarcık Çukurluğu'ndaki deprem ile oluşmuş TH birimlerinin sedimentolojik,

Tablo 1.1. Proje kapsamında çalışılan karotların bilgileri.

Lokasyon	Karot adı	Karot tipi	Su derinliği (m)	Uzunluk (cm)	Enlem	Boylam	Sefer
İzmit Körfezi Gölçük Havzası	M22-2	Su/Sediman arayüzey karotu	38		29.88588	40.72890	Urania 2010
	M21-1	Su/Sediman arayüzey karotu	38	106	29.88459	40.72574	
İzmit Körfezi Karamürsel Havzası	MARM05-112*	Su/Sediman arayüzey karotu	212	112.5	29.68351	40.72973	Urania 2005
	MARM05-113*	Su/Sediman arayüzey karotu	212		29.68326	40.72961	Urania 2005
	MARM05-115	Gravite	199	231	29.66890	40.72464	Urania 2005
	MARM05-117	Gravite	68	251	29.70303	40.74994	Urania 2005
	MARM05-119	Gravite	210		29.68314	40.72962	Urania 2005
Gemlik	M13-1	Su/Sediman arayüzey karotu	113	87.5	28.96716	40.39837	Urania 2010
	ML01_1	Gravite	112.9	338			
	MNTKS-34	Gravite	105	940	28.95870	40.39328	L'Atalant Marnaut
	MNTKI-13	Su/Sediman arayüzey karotu	105	87			
Çınarcık	MNTKS-10	Gravite	1265	905	29.17970	40.73390	L'Atalant Marnaut
	MNTKI-08	Su/Sediman arayüzey karotu	1265	83			
	MNTKS-07	Gravite	1265	71.7	29.11416	40.71568	
	MNTKI-	Su/Sedima	1220	81			

	07	n arayüzey karotu					
Orta Sırt	MEI-01	Su/Sediman arayüzey karotu	800	130	28.50292	40.87069	Le Suroit 2009
	MEG-02	Gravite	692		28.25500	40.84667	
Orta Çukurluk	MNTKS-12	Gravite	1262	960			L'Atalan t Marnaut
	MNTKS-13	Gravite	1248	920	27.99152	40.81068	
	MNTKS-18	Gravite	1260	920	28.01385	40.82330	
Batı sırt	MEI-04	Su/Sediman arayüzey karotu	741	40.5	27.72211	40.81464	Le Suroit 2009
Tekirdağ Havzası	MNTKS-32	Gravite	1123	945	27.61130	40.82895	L'Atalan t Marnaut
	MNTKI-12	Su/Sediman arayüzey karotu	1123	94			
	MNTKS-29	Gravite	1117	930	27.62213	40.80853	

mineralojik, jeokimyasal ve paleontolojik özelliklerini inceleyerek ve radyokarbon yöntemleri ile yaşlandırarak, bu birimlerin tarihsel depremlerle olan ilişkilerini araştırmışlardır. McHugh, v.d., (2006) paleosismolojik metodlarla, Holosen sismik ve tektonik etkinliğini ve sismotürbiditleri araştırarak, Tekirdağ ve Orta Çukurlukta 7'den büyük deprem kayıtlarını ortaya çıkarmışlardır. Beck v.d. (2007), Marion-Dufrense (MARMACORE Cruise, 2001) araştırma gemisi ile Marmara Denizi Orta Çukurluğunda 1250 ve 1200 m derinlikten alınan iki karotda türbiditleri ve kil içerikli homojenit birimlerini incelemiştir. Bunlar içerisinde yaklaşık 16.000 yıl önce büyük bir depremle oluşmuş 5-8 m kalınlığında bir türbidit-homojenit birimi üzerinde ayrıntılı sedimentolojik incelemeler yapmışlardır.

Beck v.d.'ninkine (2007) benzer bir çalışma Eriş ve diğ. (2012) tarafından yürütülmüş ve Çınarcık ve Orta Çukurlukta bazı kütle akma birimleri tanımlanmış ve tarihlendirilmiştir. Ancak tarihlendirilen kütle birimleri 10 bin yıldan daha eski olup, yeterli tarihlendirme çözünürlüğünden yoksundur.

Drab v.d. (2012) Marmara Denizi'nin değişik yerlerinden alınan uzunluğu 4.5 m karotlarda fiziksel ve jeokimyasal analizlerle sismotürbidit birimlerini tanımlamış ve bazılarını radyokarbon yöntemiyle yaşlandırmıştır. Buna göre Çınarcık havzasında bazı olasılıklarla 1894, 1509, 1343 ve 740 yılı depremlerinin; Tekirdağ Havzasında 1912 Mürefte, 1766, 1343 veya 1354, 1063 ve 557 veya 437 depremleri; Batı Sırt ve Orta Çukurlukta ise 1912 Mürefte depreminin kayıtlarını bulmuştur. Bu çalışmanın sonuçlarına kendi sonuçlarımızla ilgili yorumlar yapılırken ilgili bölümlerde tekrar değinilecektir.

Yakın zamanda yayınlanmış bir diğer çalışma Çağatay v.d. (2012)'nin İzmit Körfezi ile ilgili deprem çökel kayıtlarıdır. İzmit Körfezinin merkezi Karamürsel Havzasındaki karotlarda

1999, 1509, 1296, 865, 740, 268, 358, ve MÖ 427 depremlerinin çökel kayıtları bulunmuştur. Çalışmanın sonuçları da bu raporun İzmit Körfezi bölümünde ayrıntılı olarak sunulacaktır.

Türbidit birimleri yamaçtan kütle akmaları TH birimleri şeklinde değişik süreçlerle çökelebilmektedir. Deprem yanında türbidit akıntılarını tetikleyen sel, fırtına, şelf kenarında aşırı çökel birikimi ve volkanik patlamalar gibi mekanizmalar da bulunmaktadır. Değişik mekanizmalarla oluşan türbidit birimlerini depremle tetiklenen türbidit birimlerinden ayırt edecek kriterlerin geliştirilmesi yakın zamanda yapılan çalışmaların önemli amacını oluşturmuştur (Nakajima ve Kanai, 2000; Shiki v.d., 2000; Sarı ve Çağatay, 2006). Çağatay v.d. (2007) Marmara Denizi'nde türbiditler için bu yönde bazı kriterler tanımlamışlardır.

Bunlardan en önemlileri, aşınmalı ve keskin bir taban sınırı ile deprem sırasında fay boyunca çıkan metan gazının deniz suyundaki sülfatla oksitlenmesi sonucu deniz tabanında indirgeyici koşullara bağlı oluşan mangan ve benzeri redoksa duyarlı elementlerin jeokimyasal kayıtlarıdır (Çağatay v.d., 2010).

Bu gibi çalışmaların sonuçları, Marmara Denizi'nde deprem riskini sağlıklı değerlendirme açısından çok kısıtlı ve yetersizdir. Zira bu çalışmalar yalnızca bir kaç lokasyondan alınan karotlarla gerçekleştirilmiştir. Marmara Denizi'nde Kuzey Anadolu Fayı'nın değişik kollarının ve bu kollar üzerindeki segmentlerin depremsel etkinliği tarihsel kayıtlarla da iyi bilinmemektedir. Örneğin, 1509 ve 1766 gibi büyük depremlerin hangi segment üzerinde olduğu çok tartışmalıdır. Ayrıca tarihsel kayıtlar yaklaşık son 2500 yıllık bir dönemi kapsamakta ve deprem tekrarlanma aralığı konusunda sağlıklı bilgi vermekten uzaktır. Bu tür bilgilerin olasılıklı deprem riski değerlendirme modelleri için (örneğin, Coulomb Stress Modellemesi) sağlıklı olarak elde edilmesi son derece önemlidir.

Marmara Bölgesi çevresinde geçmişte meydana gelmiş tarihsel depremlerin kayıtları çeşitli kaynaklarda mevcuttur. Bu kaynaklardan kataloglar halinde basılanlardan en önemlileri Soysal v.d. (1981), Ambraseys ve Finkel (1991), Ambraseys (2002a,b), Ambraseys ve Jackson (2000), Guidoboni v.d. (1994) ve Guidoboni ve Comastri (2005)'e aittir. Bu konuda ayrıca değerli antik kaynaklar da bulunmaktadır.

Antik kaynaklardan en önemlileri ise Strabon, Herodot tarihi, İlyada (Homeros) ve Ksenophon'a ait hikayelerdir. Geçmiş depremlerin izlerini araştırabileceğimiz diğer önemli kaynaklar ise daha güncel dergi ve kitaplardır. Bunlardan en önemlileri, Vakıflar Genel Müdürlüğü dergisi, Türk Arkeoloji Dergisi, Tarih Dergisi ve Tarih Enstitüsü Dergileridir. Ayrıca önemli kaynaklar arasında basılmış kitaplardan Osmanlı Tarihi Serileri (İ.H. Uzunçarşılı; E.Z. Karal), İzahlı Osmanlı Kronolojisi ve Mimar Sinan ve Eserleri geçmiş depremlerin kayıtlarını içermesi açısından önemlidir.

2. KULLANILAN KAROTLAR VE YÖNTEMLER

2.1. Karot Alımı

Bu proje çalışmasında Marmara Denizi'nde KAF'ın kuzey ve orta kollarına ait segmentlere ait deprem kayıtlarını araştırmak amacı ile Marmara Denizi havzalarının çökel depo merkezlerinden (en derin bölgelerinden) alınan karotlardan 24 adedi seçilerek kullanılmıştır. Zira depo merkezleri TH birimlerini en kalın olduğu ve en iyi temsil edildiği alanlardır (Cita ve Rimoldi, 1997; Sarı ve Çağatay, 2006; Beck v.d., 2007). Bu karotlardan R/V L'Atalante gemisi ile 2007 yılında (MNTK adlı), ve R/V Urania Gemisi (M adlı) ve R/V Le suroit ile (MEI) 2005 ve 2010 yıllarında alınan karotlardır (Şekil 1.4; Tablo 2. 1). Uzun gravite karotlarının üst kısımları bozulduğundan ve/veya kaybedildiğinden karot alınan lokasyonlardaki karotlardan birinin üstü bozulmamış su-çökel arayüzey karotu olmasına dikkat edilmiştir. Bu özellikle son deprem olayının kaydının korunması açısından önemlidir.

2.2. XRF Karot Tarayıcısı Analizleri

ITRAX karot tarayıcısı" ile üç tür analiz gerçekleştirilmiştir.

1. XRF (X-ışınları fluoressans = 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 20µm de bir taranarak radyografik 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.

2.3. Çok Sensörlü Karot Log Alıcısı (MSCL: Multi Sensor Core Logger) Analizleri

Çok Sensörlü Karot Log alıcısı (Multi Sensor Core Logger - MSCL), değişik koşullar altında çökel karotlarında çeşitli fiziksel özellikleri, hızlı, doğru ve otomatik olarak jeofizik ölçümleri ile sağlamaktadır. Tamamen otomatikleştirilmiş karot tarama işleminin kontrolü ve verilerin işlenmesi için 'Windows' işletim sistemi tabanlı bir yazılım ve bu yazılımın kurulu olduğu masaüstü bilgisayar kullanılmaktadır. Ölçümlerin karot boyunca çözünürlüğü istenildiği şekilde seçilebilmekte olup, bu çalışmada 5 mm ölçüm aralığı seçilmiştir.

Cihaz yere sabitlenmiş ayaklar üstünde yer almaktadır. 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 itilmektedirler. 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 izlenmektedir. Cihaz üzerine monte edilmiş sensörler, P-dalgası, gama yoğunluk, elektrik özdirenç, manyetik duyarlılık sensörleridir. Başlıca MSCL ölçüm bileşenleri şunlardır:

1. *Karot Kalınlığı:* Bu ölçüm, P dalgası sensörü üzerinde yer alan mekanik olarak yaya tuturulmuş 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. *P-Dalgası Hızı*: P-Dalgası ölçümleri ARC (Acoustic Rolling Contact) transducer olarak adlandırılan döner akustik sistem ile yapılmaktadır. Bu sistem özellikle karot tarama işlemi için geliştirilmiştir ve baskın frekansı 230 kHz dir. Bu sistemin diğer eski sabit transducer sistemlerinden farkı etrafındaki içerisinde sıvı bulunan döner muhafaza sayesinde başka bir akustik temas arttırıcı sıvı kullanmadan akustik teması arttırmasıdır. Ölçümler 50 ns mertebesinde doğruluğa sahiptir ki bu da karot kalınlığına ve kalitesine bağlı olarak yaklaşık %0.5 hata miktarına denktir. Ölçümlerin kalibrasyonu içerisinde sıcaklığı ve hızı bilinen damıtılmış su bulunan karot borusu ile yapılmıştır.

4. *Gama Yoğunluk (GD)*: Yoğunluk, karot içerisinden geçen gama ışınlarının soğrulmasının 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.

5. *Manyetik duyarlılık (MS)*: Manyetik duyarlılık 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 yapılabilabilen Bartington MS2E nokta sensörü kullanılmıştır.

6. *Elektrik Özdirenç (ER)*: Elektrik özdirenç ölçümleri, plastik boru içerisinde yer alan 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 özdirenç bilinen değişik konsantrasyonlarda tuz içeren tuzlu su standartları kullanılarak yapılmıştır. Bu analizin çözünürlüğü karotun boyunca 2-3 cm çözünürlüktedir.

2.4. Tane Boyu analizleri

Karotlarda değişik seviyelerde alınan çökel örneklerinin analizleri Fritsch lazer-difraksiyon tane boyu analizörü kullanılarak yapılmıştır. Analizden önce yaklaşık 1 g yaş örnek hidrojen peroksitle muamale edilerek organik madde oksitlenmiştir. Daha sonra, %1 lik kalgon çözeltisinde tanelerinin serbestleşmesi için 24 saat boyunca bekletilmiştir. Analizi yapılan örneğin cihazın yazılım programı ile ortalama tane boyu, boylanma ve asimetriklik (skewness) gibi tane boyu parametreleri Folk and Ward'un (1957) logaritmik grafiksel yöntemlerine göre hesaplanmıştır.

2.5. AMS Radyokarbon (¹⁴C) analizleri

Accelerator Mass Spectrometry (AMS) radyokarbon (¹⁴C) tarihlendirme analizleri Woods Hole Oceanographic Institution'un NOSAMS laboratuvarlarında yaptırılmıştır. Tarihlendirme için için karotlarda özellikler TH birimlerinin tabanına yakın seviyelerden 1-2 cm çökel kalınlığından alınan çökel örnekleri yıkanarak içerisinden kavkı veya bitki fosilleri ayıklanmıştır. Bu fosiller AMS radyokarbon yöntemiyle analiz edilmiştir. Bulunan yaşlar ¹³C düzeltilmesi yapıldıktan sonra günümüzden önce (G.Ö.) ¹⁴C yılı olarak hesaplanmış ve hata payları $\pm 1\sigma$ olarak tesbit edilmiştir. Radyokarbon yaşları CALIB v.6 programı (Reimer v.d., 2004) kullanılarak takvim yılına göre kalibre edilmiştir. Denizel kavkılardan alınan radyokarbon yaşları kalibre edilirken CALIB programınının Marmara Deniz için rezervuar yaşı veri tabanından (Siani v.d., 2000) yararlanılmıştır.

2.6. Radyonüklid (^{210}Pb ve ^{237}Cs) Analizleri

^{210}Pb ve ^{237}Cs radyonüklid analizleri ISMAR-Bologna Deniz Jeolojisi laboratuvarlarında gama spektrometresi yöntemleri kullanılarak yapılmıştır (Appleby ve Oldfield, 1978; Appleby, 2001). Çekmece Nükleer Araştırma Enstitüsünde ise ^{210}Pb analizleri alpha spektrometresi ve ^{237}Cs analizleri ise gama spektrometresi yöntemi ile yapılmıştır. Bu radyoizotopların yarı ömürleri ^{210}Pb için 22.26 yıl, ^{237}Cs için 30.17 yıldır.

Günümüzde ^{210}Pb metodu, modern oşinografide deniz dibi sedimentlerinde tarihlendirme yapmak amacı ile yaygın bir şekilde kullanılmaktadır. ^{210}Pb , ^{238}U 'in radyoaktif bozunma serisi içinde doğal olarak meydana gelen radyonüklidlerinden biridir. Sediment içinde bulunan ^{210}Pb , hızlı bir şekilde seküler denge oluşturur ve bu tip tarihlendirme çalışmalarında ilgi duyulan zaman skalasında sabit kalır. Sedimentte var olan ^{210}Pb 'a destekli (supported), buna karşılık atmosferdeki ^{222}Rn 'un bozunması ile meydana gelen ^{210}Pb 'a desteksiz (unsupported veya excess) ^{210}Pb denir. Desteksiz (unsupported) ^{210}Pb , sedimantasyon hızı ve yaş tayininin hesaplanmasında kullanılır. Toprakta var olan ^{226}Ra 'un bozunmasıyla gaz şeklinde meydana gelen ve atmosfere sızan ^{222}Rn , bir dizi kısa yarı ömürlü bozunmalardan sonra nispeten daha uzun yarı ömürlü partikül halindeki ^{210}Pb 'a dönüşür. Parçacık-reaktif özelliği nedeniyle bu element atmosferde 30 günden daha az bir zamanda deniz ve göllerin tabanında çökellerde desteksiz (unsupported veya excess) ^{210}Pb ' u meydana getirirler. Bundan dolayı deniz tabanında oluşan atmosferik kökenli ^{210}Pb , deniz tabanında zaten var olan ^{226}Ra 'dan kaynaklanan ^{210}Pb 'a ilave olur. Böylece sediment parçacıklarına yapışan ^{210}Pb , sediment kayıtlarında herhangi bir yere hareket etmeksizin kalır. Desteksiz ^{210}Pb aktivitesi, sedimentte zaten var olan ^{226}Ra 'dan kaynaklanan destekli (supported) ^{210}Pb aktivitesinin toplam ^{210}Pb aktivitesinden çıkartılması bulunur. Böylece dip çökellerinin tarihlendirilmesi işlemi, uygun matematik modellerin yardımı ile sediment karotunun her bir dilimindeki ^{210}Pb ve ^{226}Ra radyonüklid konsantrasyonlarının tayini esasına indirgenir. 22.26 yıllık yarı ömür'e sahip ^{210}Pb sediment tarihlendirmesi açısından uygun bir elementtir ve son 100-150 yıl hakkında bilgi verir (Appleby, 2001). Sedimentte depolanan ^{210}Pb 'nun aktivitesi radyoaktif bozunma kanununa göre derinlikle geometrik (üstel) olarak azalır ve bu azalma ^{226}Ra 'dan kaynaklanan ^{210}Pb 'nun konsantrasyonuna ulaşmaya kadar devam ederek sabit kalır. Bu değer bize sedimentteki ^{226}Ra 'a bağlı doğal (destekli) seviyeyi verir.

Bu çalışmada CRS (Constant Rate of unsupported ^{210}Pb Supply) model kullanılmıştır. Buna göre herhangi bir yerdeki ^{210}Pb 'un atmosferik depolanmasında coğrafik ve meteorolojik faktörlerin etkili olduğu ve bunun birkaç yılın ortalamasının alındığında sabit olduğu varsayılır. Bu modelde başlangıçtaki ($t=0$) desteksiz ^{210}Pb aktivitesi kütle derinliği (Mass Depth) veya x derinliğiyle ters orantılı olarak azalır. CRS modeline göre x derinliğindeki sedimentin yaşı aşağıda verilen denklemle hesaplanır (Appleby and Oldfield, 1978) :

$$A_{\text{Pb-210ex.}} = A_0 \cdot e^{-\lambda \cdot t}$$

^{237}Cs yapay bir radyonükleiddir. Çevreye nükleer fizyon reaksiyonları sonucu ve özellikle 1950'den sonraki atom bombası denemeleri ve reaktör kazaları (örneğin Çernobil) ile karışmıştır. Bu radyonükleid 30.17 yıllık yarı ömrü ile çökellerde üstten alta doğru bir konsantrasyon azalması gösterir. Ayrıca pik gösterdiği en önemli çökel seviyesi 1986 Çernobil kazası ile ilgilidir. Bu özellikleri genç çökellerin yaşlandırılmasında kullanılmaktadır.

2.7. Duraylı oksijen ve karbon izotop analizleri

Karotlarda görülen karbonatça zengin çökel seviyelerinde ve karbonat kabuklarında karbonatın kökenini araştırmak için duraylı oksijen ve karbon izotop analizleri Arizona

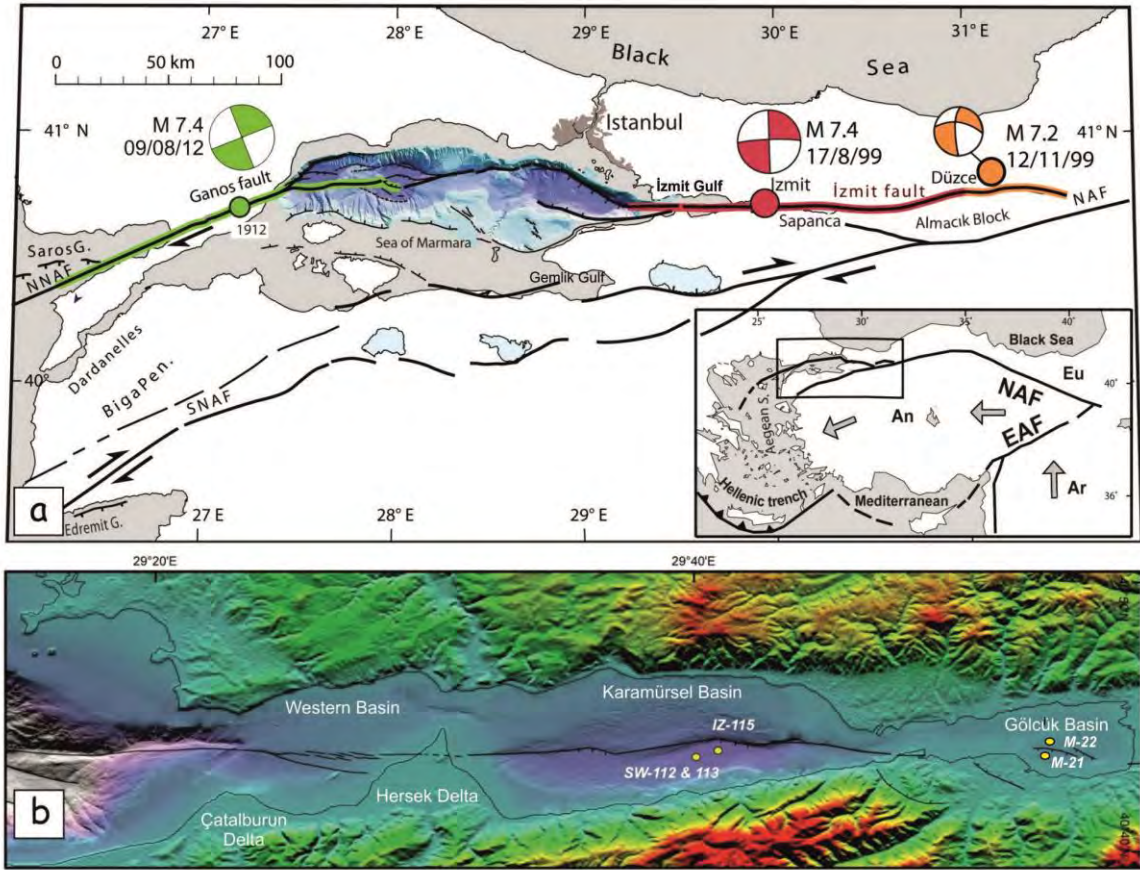
Üniversitesi İzotop Jeokimyası laboratuvarlarında yapılmıştır. Örneklerde karbonatın $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri otomatik karbonat hazırlama cihazına (KIEL-III) bağlanmış gaz-oranı kütle spektrometrisi (Finnigan MAT 252) ile ölçülmüştür. Bunun için toz haline getirilmiş örnekler altında dehidre edilmiş fosforik asitle vakum $70\text{ }^\circ\text{C}$ 'de reaksiyona sokulmuş ve çıkan karbon dioksit analiz edilmiştir. İzotop oranları NBS-19 ve NBS-18 standardlarının defalarca analizi kullanılarak kalibre edilmiştir. Analizlerin tekrarlılığı (precision) $\delta^{18}\text{O}$ için $\pm\text{‰} 0.1$ ve $\delta^{13}\text{C}$ için $\pm\text{‰} 0.06$ 'dır ($1\ \sigma$).

3. İZMİT KÖRFEZİ KAROT ANALİZLERİ VE DEPREM KAYITLARI

3.1. İzmit Körfezi'nin oşinografisi ve jeolojik konumu

İzmit Körfezi D-B uzanımlı, 2-10 km genişliğinde yaklaşık 55 km uzunluğunda Marmara Denizi'nin doğusunda bir deniz alanıdır (Şekil 3.1a). Batıdan Doğuya doğru Batı (Darıca), Karamürsel ve Gölcük havzalarından oluşmaktadır (Şekil 3.1b). Karamürsel Havzası, İzmit Körfezi'nde ve 210 m maksimum derinlik ve 17 km² lik alanla en büyük havzayı oluşturmaktadır. Bu havza batıda Darıca ve doğuda Gölcük havzalarına 55 ve 38 m derinliğindeki Hersek ve Gölcük eşikleri ile bağlıdır (Çağatay v.d., 2003; Kurt ve Yücesoy, 2009).

Tüm Marmara Denizi'nde olduğu gibi, İzmit Körfezi'nde iki tabakalı bir su sütunu bulunmaktadır (Beşiktepe v.d., 1994). Alttaki tuzlu sular (tuzluluk= %37-38) Akdeniz, üstteki daha az tuzlu sular (tuzluluk= %23-26) ise Karadeniz kökenlidir. Piknoklin (haloklin) mevsimsel olarak Karadeniz'den gelen suyun miktarına bağlı olarak İlkbaharda 9 m'den, Sonbaharda 18 m'ye kadar değişmektedir (Algan v.d., 1999; Balkıs, 2003). Bu girdi geç İlkbahar ve erken Yaz aylarında artmaktadır. Yüzeysel akıntı hızları 5 ile 19 cm s⁻¹ (ortalama: 11 cm s⁻¹) ve derin akıntı hızları 5 ile 9 cm s⁻¹ (ortalama: 6 cm s⁻¹) arasında değişmektedir. Akıntı yönleri mevsimsel olarak değişmekle birlikte genellikle batıdan ve doğudan merkeze, Karamürsel Havzasına doğrudur. Körfez'de gelgit ile deniz seviyesi değişimi 8-10 cm arasındadır (Algan v.d., 1999). Karamürsel havzasının derin kısımlarında yüzeysel çökelleri çoğunlukla kilden oluşmaktadır. Havzanın doğu ve batısındaki sığ kısımlarda killi silt ve kumlu silt bulunur (Ergin ve Yörük, 1990; Algan v.d., 1999). Geçmişteki ölçümlere göre Karamürsel Havzasında dip sularda çözünmüş oksijen miktarı genel olarak 0.2 - 3 mg l-1 aralığında olup, lokal olarak oksijensiz (anoksik) koşulların Yaz ve Sonbahar mevsimlerinde olduğu görülmüştür (Ergin ve Yörük, 1990; Balkıs, 2003). Ancak 1999 depreminden sonra Körfez'de oluşan kirliliğe bağlı olarak dip suyunun sürekli oksijensiz hale geldiği belirtilmiştir (Balkıs, 2003). Depremden sonra askıda kalan katı madde metal içeriklerinde de artış görülmüştür (Balkıs v.d., 2007).



Şekil 3.1. a) Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF, NAF) Marmara Bölgesi'ndeki kollarını gösteren harita. 1999 İzmit ve Düzce depremleri ile 1912 Mürefte depreminin fay düzlem çözümleri ve Marmara Denizi batimetrisi harita üzerinde yer almaktadır, b) İzmit Körfezi'nin batimetrisi ve çalışılan karotların lokasyonları. İzmit Körfezi'nin en derin yeri yaklaşık 210 m ile Karamürsel çukurluğudur. Haritada 1999 kırığı ve diğer ikincil fayların deniz tabanındaki izleri siyah çizgilerle gösterilmiştir.

Körfeze akan küçük akarsular bulunmaktadır. Bunlardan ikisi güneyde, Batı Havzasına doğru ilerleyen Çatalburun ve Hersek delta-yelpazelerini (fan) oluşturan akarsulardır (Şekil 1b; Çağatay v.d., 2003). Körfez etrafındaki akaçlama havzasında güneyde Neojen, Eosen ve Paleozoyik yaşlı silisiklastik çökel kayalar ve Eosen yaşlı andezitleri ve kuzeyde ise Paleozoyik silisiklastik çökel kayalar ve Kretase karbonatları yüzeylemektedir.

İzmit Körfezi'nin batimetri haritası burada başlıca üç havzanın varlığını göstermektedir. Bunlar batıda Darıca, ortada Karamürsel ve doğuda Gölcük havzalarıdır (Şekil 3.1b). Bu harita aynı zamanda KAF'nın deniz tabanındaki izini iyi bir şekilde göstermektedir.

Doğuda Gölcük Çukurluğunda deniz tabanındaki D-B yönlü 1999 kırığı ile yaklaşık 210 m derinliğindeki Karamürsel Çukurluğunun kuzey yamacı dibinde keskin şevler oluşturan D-B ve DKD-BGB yönlü faylar bulunmaktadır (Şekil 3.1b; Çağatay v.d., 2003; Kurt ve Yücesoy, 2006). Hersek Deltası batısında Çınarcık Çukurluğuna doğru uzanan D-B yönlü ana fay kolu ile bundan ayrılıp BKB-DGD yönünde deltaya doğru uzanan ikincil bir fay kolu gözükmemektedir. Sıkışmalı bu faydan ötürü delta batısında deniz tabanında bir basınç sırtı gelişmiştir.

İzmit Köfezi'nde ~ -210 m derinliğindeki Karamürsel Çukurluğu ile doğudaki Gölcük havzasında fayın her iki tarafından en derin lokasyonlardan alınmış karotlar bu araştırmada deprem kayıtlarının analiz amacı ile kullanılmıştır (Şekil 3.1b). Karamürsel Havzasında üç karotu (IZ-115, SW 112 ve SW 113) kapsayan çalışmaların bir bölüm olarak *Sedimentary Geology* dergisinde yayımlanmıştır (Çağatay v.d., 2012; Şekil 1b). Aşağıda çalışılan karotların analiz sonuçları sunularak bunların deprem kayıtları açısından yorumları yapılacaktır.

3.2. Karamürsel havzası karot çalışmaları

3.2.1. Karotların litolojik tanımları

Çökel su karotları: En üst kısmı bozulmadan alınan iki MARM05-112 ve MARM05-113 (Iz-112 ve Iz-113) su/sediment karotları, İzmit Körfezi Karamürsel (orta) çukurluğunun 212 m su derinliğindeki en derin yerinden alınmıştır. Dolayısı ile birim kalınlıkları da çok benzer olan bir stratigrafi sergilerler. Bu karotlardan MARM05-112 gemide tanımlanmış ve radyonüklid analizleri için örneklenmiş; MARM05-113 ise laboratuvara getirilerek çeşitli analizleri yapılmıştır.

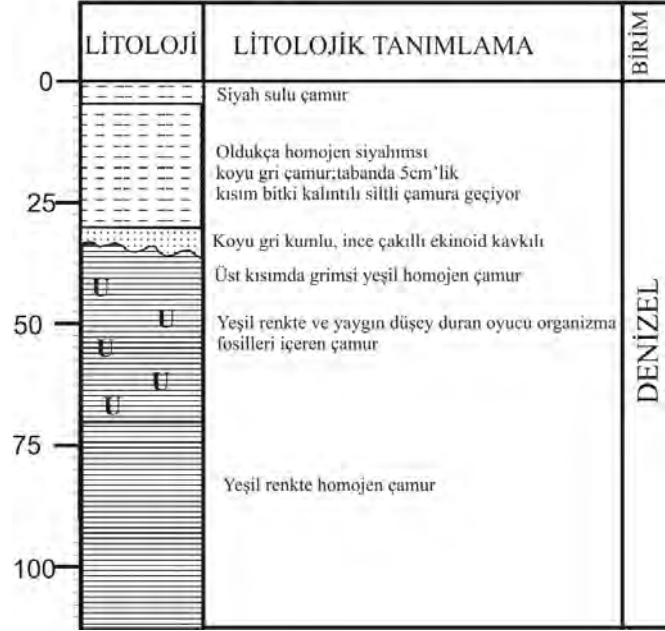
MARM05-112 karotunun uzunluğu 1.125 m'dir (Şekil 3.2). En üst 32.5 cm kısım bir kütle akması birimi (TH) içermektedir. TH biriminin tabanı 2.5 cm kalınlığındaki gri, çok ince çakıllı kum ile kaba-orta silt arasında değişen tane boyunda malzeme içeren bir tabakadan oluşmaktadır. Bu tabaka keskin aşınmalı bir dokanakla yeşil renkte ve biyotürbasyonlu bir çamur biriminin üzerine gelmektedir (Fig. 3.2). TH biriminin orta kısmı 10 cm kalınlığında dereceli boylanma ve zayıf lamina yapısı gösteren bir silt çamurundan ve en üstü ise 16 cm kalınlıkta oldukça homojen koyu gri-siyah çamurdan (homojenit) oluşmaktadır. Aşağıdaki alt bölümde görüleceği üzere bu kütle akması (TH) birimi ^{14}C ile ^{210}Pb ve ^{137}Cs analizlerine göre 1999 depremi ile tetiklenerek çökelmiş bir birimdir. .

Yukarıda da belirtildiği gibi MARM05-113 Karotunun stratigrafisi MARM05-112 karotunununkine oldukça benzerdir (Şekil 3.3a). Bu karotta da 1999 depreminde oluşmuş kütle akıntısı (TH-1) birimi görülmektedir. Bu karotta türbidit biriminin tabanının hemen altındaki seviyede foraminifer kavkılarından alınan AMS ^{14}C yaşı G.Ö. 95 ± 65 yr (calibre edilmemiş) bulunmuştur. Bu yaş türbidit biriminin 1999 depremine ait olduğunu desteklemektedir.

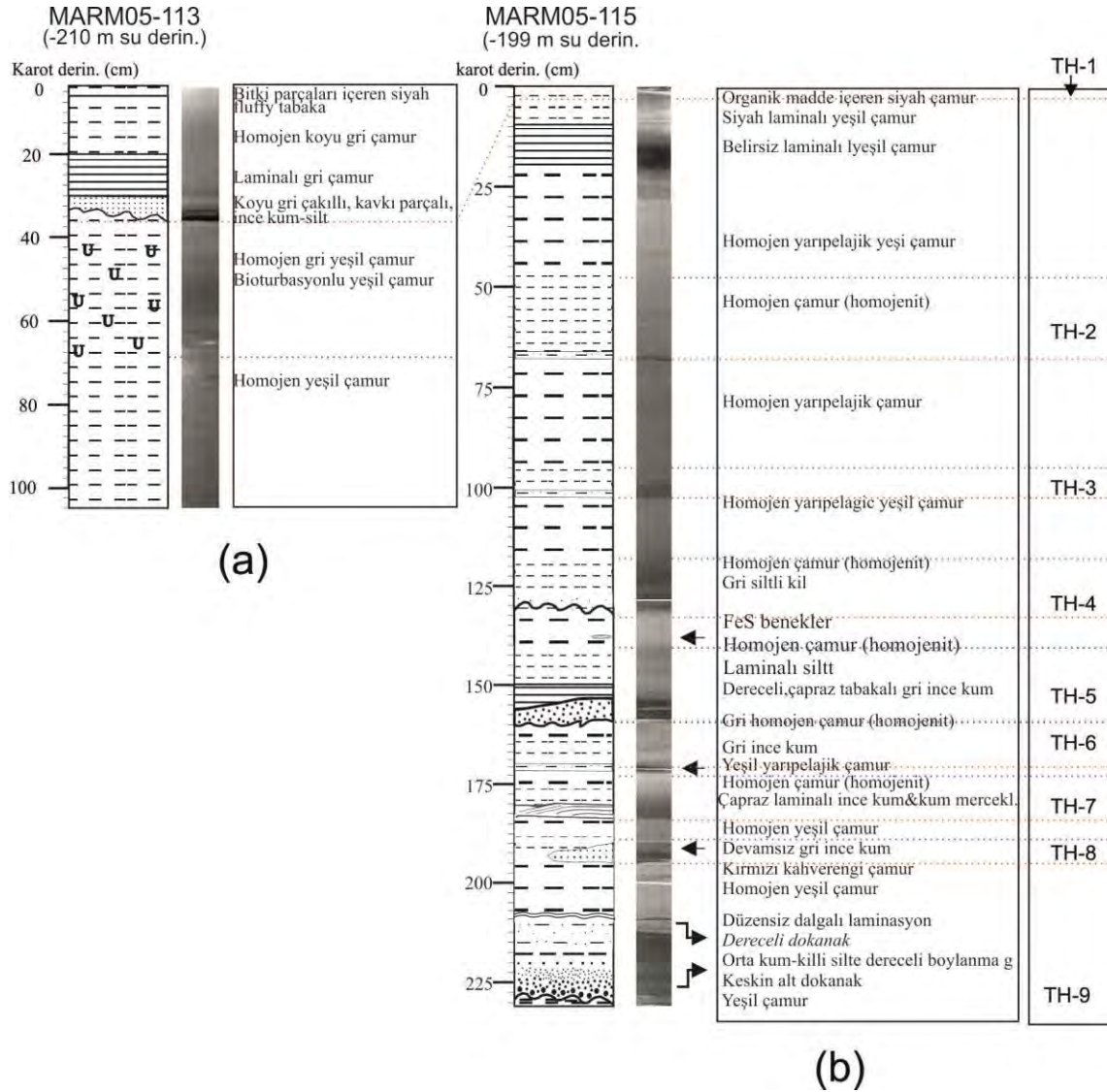
Gravite karotlarının litolojik tanımları: MARM05-115 ve MARM05-119 karotları Karamürsel Çukurluğunun en derin bölgesinden sırası ile 199 m ve 210 m su derinliğinden alınmıştır (Şekil 3.1a). Bu karotların alınma sebebi, depremle oluşmuş kütle akması süreçlerinin izlerini araştırmak, bunların özelliklerini karot analiz yöntemleri ile tanımlamak, ^{14}C yöntemiyle yaşlandırmak ve böylece İzmit Körfezi'nde depremlerin tekrarlanma aralıklarını tesbit etmektir.

MARM05-115 karotu 2.31 m uzunluğundadır (Şekil 3.3b). Bu karot kütle akmalarının neden olduğu, kalınlıkları 0.5-15 cm arasında değişen kum-silt gibi kaba malzemedenden oluşan dokuz türbidit-homojenit (TH) birimi içermektedir. Bu karotun ve MARM05-113 su-sediment karotunun litolojik ve manyetik duyarlılık paramtresi kullanılarak denestirilmesi TH-1 biriminin karotta en üstte 3 cm kalınlığında koyu gri-siyah bir silt çamuru birimine karşılık geldiğini göstermektedir (Şekil 3.3b). Bu birimin altında 11 cm kalınlığında yoğunluğu yüksek, zayıf laminalı yeşil çamur bulunur. Bu çamur alttaki TH-2 biriminden 25.5 cm kalınlığında homojen yeşil yarıpelajik bir çamurla ayrılmıştır. TH-2 birimi tabanında 2 cm kalınlığında yaklaşık %5-10 kum içeren ve üstte ise 18.5 cm kalınlığında çok ince silten oluşan olan homojen çamur (homojenit) tabakasından oluşmaktadır.

Karot:Marm05-112



Şekil 3.2 İzmit Körfezi Karamürsel Havzasından alınan MARM05-112 no'lu sediment/su karotunun litolojisi. Bu karotta 33 cm derinliğindeki kum tabakası ve üstündeki çamurun 1999 depreminde çökelmiştir.

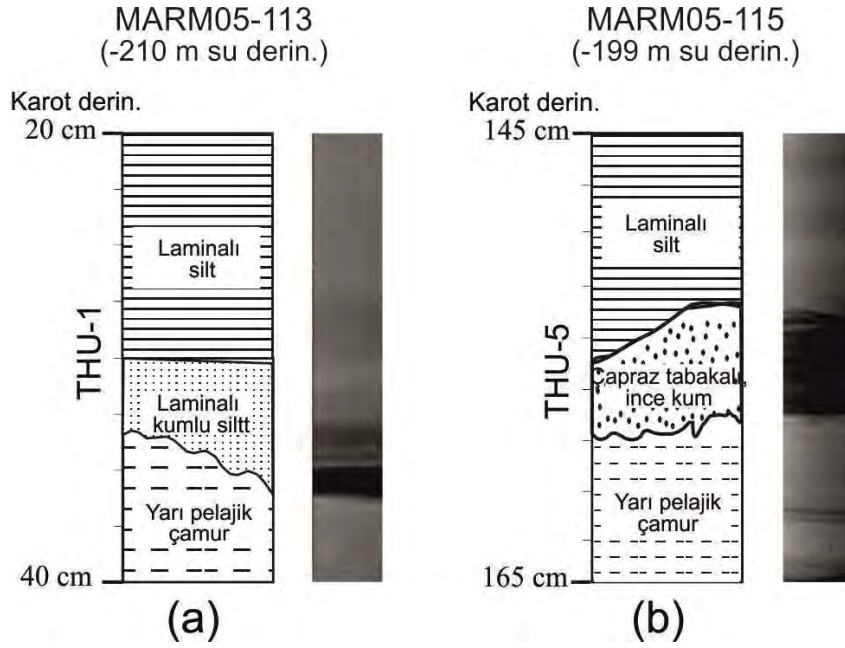


Şekil 3.3. İzmit Körfezi, Karamürsel Havzasından alınan MARM05-13 su-sediment (a) ve MARM05-115 gravite (b) karotunun litolojisi ve stratigrafik deneştirilmesi. TH karotlarda tanımlanan türbidit-homojenit birimlerini göstermektedir.

TH-3 biriminin tabanında 3-cm kalınlığında yoğun, laminallı %10-15 kum içeren ve üste doğru tane boyu incelen bir silt tabakasından oluşur (Fig. 3.3b). TH-4, 15 cm kalınlığında olup, alt kısmında tabanı aşınmalı, yaklaşık %30 kum içeren, yoğun, laminallı taban birimi içerir. Bu taban biriminin üzerinde 6.5 cm kalınlığında, üste doğru yeşil yarıpelajik çökelere geçiş gösteren laminalı bir çamur bulunur. TH-5 biriminin tabanı 160 cm karot derinliğinde ve keskin bir dokanaktır. %80 gri ince kum içerir. Bu taban kısmının üstünde 6 cm kalınlığında laminallı silt ve en üstte 9- cm kalınlığında hojenit çamuru bulunur. TH-6 birimi 2.5 cm kalınlığında gri, laminallı ince kumlu bir taban kısmı ile 5.8 cm kalınlığında homojenitten oluşmuştur. Taban kısmı %55-60 kum içerir.

TH-7 birimi altta 3-5 cm kalınlığında çapraz laminallı silt ve 5 cm kalınlığında homojenitten oluşur. Homojenit içerisinde birkaç mm kalınlığında kum merceklere bulunur. TH-7 biriminde kum oranı çok düşüktür. TH-8 birimi tabanında 5 cm kalınlığında %35-40 k kum içeren laminallı, ince taneli kum tabakası ve üstte 2 cm kalınlığında homojenit biriminden oluşur. TH-9 birimi 17.5 cm kalınlığında, yüksek yoğunlukta, orta kum taban birimi ile üstünde 5 cm

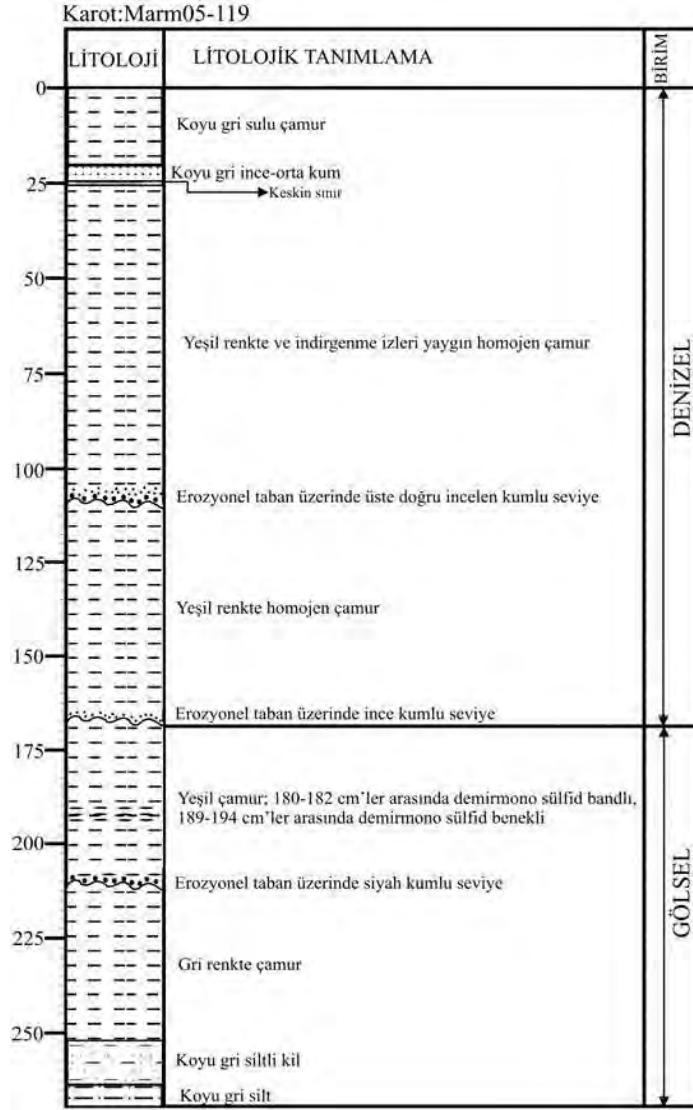
kalınlığında daha az yoğun, laminalı kumlu killi siltten oluşmuştur (Şekil 3.3b). Tabandaki tabaka birkaç kum tabakasında oluşmuştur. %85'e kadar kum içeren bu kum tabakaları üste doğru azalan tane boyu gösterir. TH-9 birimini üstteki laminalı kısmı dereceli olarak homojen yeşil çamura gösterir. THU-8 dokanağına yakın kısımda ise kırmızı-kahverengi çamura geçiş görülür. TH birimlerini taban kısımları çoğunlukla birkaç banttın veya laminadan oluşmuştur. THG-9 ve TH-5 en kalın ve kaba malzeleli taban bölümlerine sahiptir. TH-5'in tabanındaki kaba kısım iki yönlü çapraz tabakalanma gösterir (Şekil 3.4).



Şekil 3.4. Radyografi görüntülerinde TH birimlerinde görülen taban yapıları: a) MARM05-113 karotunda 1999 depreminde oluşmuş TH-1 biriminin tabanında görülen yoğun (siyah) ince kum ve üstündeki laminalı silt tabakası, b) MARM05-115 karotunda THU biriminin kumlu taban kısmında izlenen iki yönlü çapraz laminalı yapı. Bu yapı iki yönlü taban akıntısına ve salınımlarına (seiche) işaret etmektedir.

MARM05-119 Karotu İzmit Körfezi'nde Karamürsel Çukurluğunun en derin kesiminde 210 su derinliğinden alınmıştır. Karotta yeşil homojen çamurlarla ardalanma gösteren 6 adet kütle akıntısı (türbidit) birimi tesbit edilmiştir (Şekil 3.5).

MARM05-115 ve MARM05-119 karotlarında görülen TH birimleri birbirleriyle denetirilebilmektedir. TH-1 birimi olasılıkla karotun üst kısmı kaybedildiğinden MARM05-119 Karotunda görülmemektedir. MARM05-115 karotunda görülen TH-9 birimi de MARM05-119 Karotunun yeterince derine gitmemiş olması nedeniyle kesilmemiştir.



Şekil 3.5 İzmit Körfezi, Karamürsel Havzasından alınan MARM05-119 karotunun litolojisi.

MARM05-119 Karotunda en üstteki türbidit birimi, 20 cm kalınlığında, koyu gri, sulu, organik maddece zengin, anoksik bir çamurun altında yer alır. Alt kısmı keskin dokanıklı, 3 cm kalınlığında, koyu gri, ince-orta kumdan oluşmuştur. Bauma istifinde Ta'ya karşılık gelmektedir. Bu kum biriminin altında, Bauma istifinin Tb birimine karşılık gelen, 2 cm kalınlığında ince laminalı gri silt çamuru bulunmaktadır.

Alta doğru ikinci türbidit birimi, 100-104 cm karot derinliğinde kalınlığı 0.2, 0.5, 0.7 cm olan, yukarı doğru incelen üç kum laminasından oluşmuştur. Bu laminalar, büyük olasılıkla refleksiyona uğramış bir türbidit akıntısı tarafından çöktürülmüştür. Laminalı kum birimi, Bauma istifinde Tb birimine karşılık gelmektedir. Üçüncü türbidit birimi, kalınlığı 2 cm ve 0.5 cm olan ince-orta kum tane boyutunda, koyu gri iki kum tabakasından oluşmuştur. Altta orta kum boyutundaki kalın olan kum tabakasının alt sınırı keskin ve aşınmalıdır. Bauma istifine göre Ta'ya karşılık gelmektedir. 190-193 cm aralığında andulasyonlu, laminalı yapıda, kırmızı-mor renkli çamur görülür. Dördüncü türbidit seviyesi 216-220 cm arasında ince kum boyutunda siyah kum mercekle ve bandı şeklinde 4 lamina halindedir (Şekil 3.5). Taban dokanağı aşınmalıdır. Karotun tabanında bulunan beşinci seviye 4 cm kalınlığında

koyu gri renkli laminalı silt ve üzerinde siltli kil laminalarından oluşmuştur. Bu seviye Bauma istifinde Td'ye karşılık gelmektedir.

3.2.2. Karotların çok sensörlü karot log alıcı layıcı (MSCL) analizleri

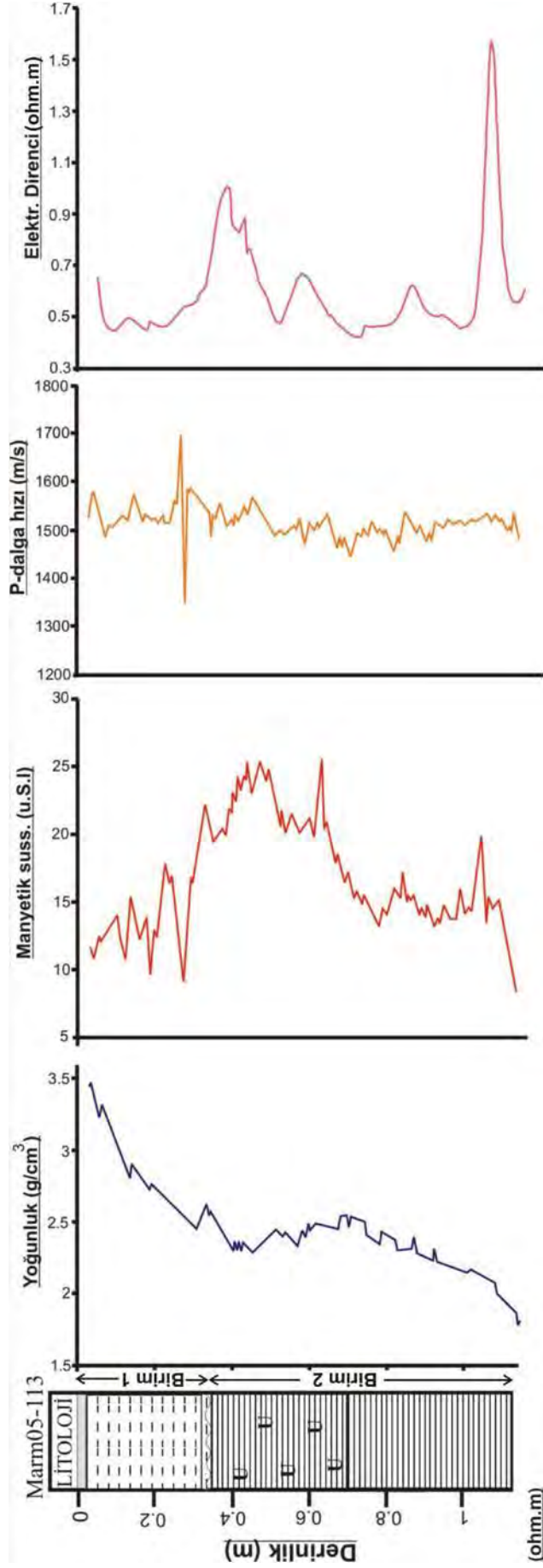
Marm 05-113 su-sediment arayüzey karotu: Marm05-113 karotunda yoğunluk profilinde genel olarak altdan üste doğru bir artış gözlenmektedir (Şekil 3.6). Bu artış, en üstteki TH-1 biriminin tabanından üstüne doğru daha hızlıdır. Üste doğru yoğunlukta bu artışın, önemli ölçüde deprem sırasındaki sıvılaşma ve buna bağlı su kaçışı ve bir miktar da tane boyu azalması ile ilişkili olduğu düşünülmektedir.

Karotta nokta sensörü manyetik susceptibilite değerleri 0.32-0.70 m arasındaki biyoturbasyonlu birimde artış göstermektedir (Şekil 3.6). Bu nisbeten yüksek değerler (15-25 u.S.I.) ve biyoturbasyon özelliği bu aralıkta çökellerin nisbeten oksijenli dip suyu koşullarında çökeldiğini ve demir oksihidroksitlerin göreceli olarak korunduğunu göstermektedir. Bu durumun aksine en üstteki türbidit birimi ve en alttaki birimde yaklaşık 15 u.S.I altındaki değerler, bu birimlerin indirgeyici koşullarda bulunduğunu ve demir oksihidroksitlerin indirgenmişine işaret etmektedir.

Karotta P-dalga hızında genel olarak üste doğru dereceli artış, yoğunluk artışı ile ilişkilidir. Karotta P-dalga hızı profili özellikle biyoturbasyonlu birimden üstteki 1999 depremi ile ilişkili türbidit birimine geçerken 1500 m/s'den 1550 m/s'ye ani bir artış göstermektedir. Türbidit biriminde değerler genel olarak 1500-1600 m/s arasında değişmektedir.

Karotta elektrik direnci değerleri altta 1.15 m seviyesinde 1.5 mV'a ulaşan bir yüksek değer ile 0.32-0.45 m'de türbidit biriminin üst kısmında 1 mV'a ulaşan bir pik değer görülmektedir. Ayrıca, 0.55-0.70 ve 0.8-0.9 m'ler 0.7 ve 0.6 mV değerlerine ulaşan daha küçük pikler izlenmektedir. Bu pikler, muhtemelen değişik seviyelerdeki gözenek suyu tuzluluğuna işaret etmektedir.

Karotta elektrik direnci değerleri altta 1.15 m seviyesinde 1.5 mV'a ulaşan bir yüksek değer ile 0.32-0.45 m'de türbidit biriminin üst kısmında 1 mV'a ulaşan bir pik değer görülmektedir. Ayrıca, 0.55-0.70 ve 0.8-0.9 m'ler 0.7 ve 0.6 mV değerlerine ulaşan daha küçük pikler izlenmektedir. Bu pikler, muhtemelen değişik seviyelerdeki gözenek suyu tuzluluğuna işaret etmektedir.



Şekil 3.6. İzmit Körfezi MARM05-113 karotunun Çok Sensörlü Karot Loglayıcı (MSCL) profilleri. Analizler 0.5 cm çözünürlükte yapılmıştır.

Marm 05-115 gravite karotu: Karotta yoğunluk profili genel olarak alttan üste doğru azalan bir gidiş göstermektedir (Şekil 3.7). Değerler, 1.3 m'den üste doğru 1.5 g/cm³'ün altına düşerek karotun en üst sulu çamur seviyesinde ise 0.75 g/cm³'e ulaşmıştır. Alt seviyelerde çamur seviyeleri ile ardalanmalı kumlu ve siltli türbidit birimleri yoğunluğun 2 g/cm³'ün üzerine yükseldiği değerler vermektir. Karotun en üstteki 1999 depremine ait birim de siltli taban kısmında nisbeten yüksek yoğunluk değerleri sergilemektedir.

Nokta sensörü manyetik susceptibilite değerleri karotun en üstünde 1999 depremi ile ilgili türbidit seviyesinde 150 u.S.I. değerine ulaşmaktadır (Şekil 3.7). Karotta 0.3 m'nin altında ise kumlu-siltli türbidit seviyelerinde genel olarak yüksek pikler olarak izlenen değerler, bu birimlerin üstündeki daha ince çamur birimlerinde 40-50 u.S.I. aralığında düşük değerler vermektir. En alttaki kaba türbidit biriminde kavkı ve muhtemelen diğer düşük manyetik özellik gösteren mineraller içerdiği için düşük manyetik susceptibilite değerleri izlenmektedir.

Karotta P-dalga hızı genel olarak 1600-1800 m/s aralığında değişmektedir (Şekil 3.7). Altta türbidit seviyeleri, 1800 m/s'ye ulaşan yüksek P-dalga hızı pikleri ile karakterize edilmektedir. Karotun en üstündeki sulu çamur kısmı haricindeki ilk türbidit birimi de nisbeten yüksek P-dalga hızına (175-1800 m/s) sahiptir. Karotun 0.50-1.25 m aralığındaki çamur kısmın da P-dalga hızı 1650 m/s dolayında değerlerde seyretmektedir.

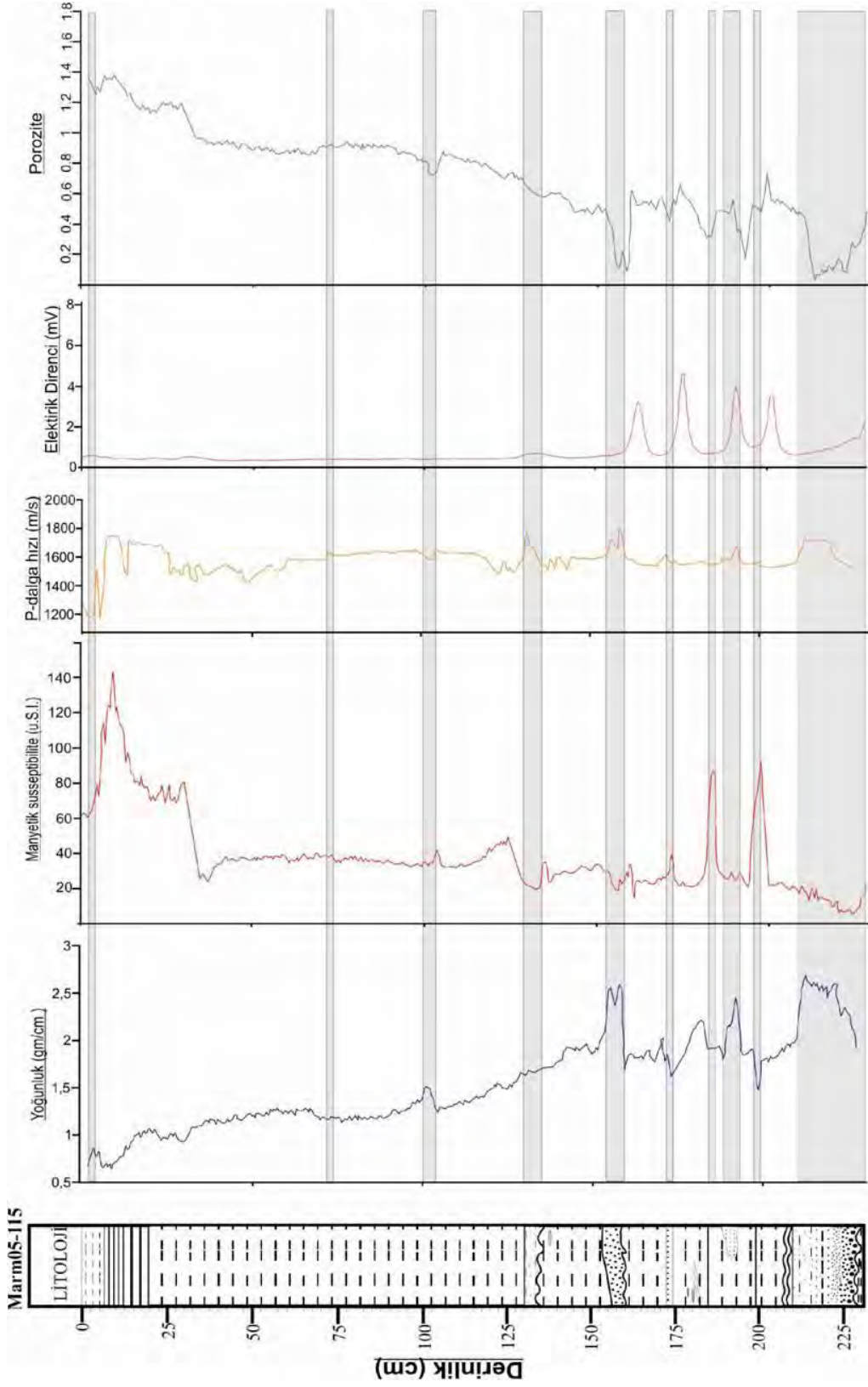
Karotta hesaplanan porosite değerleri üste doğru genel bir artış göstermektedir. Bu sıkışma (compaction) nedeniyledir (Şekil 3.7). Kumlu türbidit birimlerinde genel olarak %0.2-04 aralığına azalmaktadır. Elektrik özdirenci profili karotun alt seviyelerinde kumlu/siltli türbidit birimlerinde düşük; aradaki geçirgenliği düşük çamurlarda yüksektir. Türbidit seviyelerindeki bu azalış bu seviyelerin geçirgenliği ile ilgilidir.

Bu çamurlara ait pikler dışında elektrik özdirenç, tekdüze değerler sergilemektedir (Şekil 3.7). Genel gidiş üste doğru bir azalma şeklindedir. Bu genel artış gözenek suyundaki tuzluluğun ve porositenin artışına bağlıdır.

3.2.3. Tane boyu analizleri

Tane boyu analizleri MARM05-113 su-sediment arayüzey karotu ve MARM05-11 gravite karotunda yapılmıştır. Ortalama tane boyu, % kum, silt ve kil miktarları, boylanma ve çarpıklık (skewness) gibi parametreler hesaplanmıştır. Ayrıca 1999 deprem kaydının (TH-1 birimi) çökelim koşullarını araştırmak amacı ile C/M (C: kümülatif %99 daki tane boyu değeri; M: medyan veya kümülatif %50 deki tane boyu değeri) gibi Passega parametreleri (Passega, 1964) hesaplanarak irdelenmiştir.

MARM05-113 Karotu: Karotta TH biriminin tabanında 2.5 cm kalınlığındaki kaba malzeme %38'e kadar kum içeren ince kum kaba-orta silten olmaktadır (Şekil 3.8a). 10 cm kalınlığındaki zayıf laminalı orta kısım yukarı doğru dereceli incelmekte ve tane boyu 15-20 µm arasında değişmektedir. Üstteki 16 cm kalınlığındaki homojenitin tane boyu kısmı 10-12 µm arasındadır. Normal yarı pelajik çökellerin tane boyu ortalama 6 µm civarındadır.



Şekil 3.7. İzmit Körfezi MARM05-115 karotunun Çok Sensörlü Karot Loglayıcı (MSCL) profilleri. Analizler 0.5 cm çözünürlükte yapılmıştır. Karotta çıplak gözle görülmeyen, ancak XRF Karot tarayıcısı analizlerinde çıkan kütle akma birimleri de gölgeli bantlar halinde gösterilmiştir.

C/M diyagramında (Passega, 1964) başta TH biriminin alt üyeleri de olmak üzere değişik litolojik birimler birbirlerinden belirgin bir şekilde ayrılmaktadır (Şekil 3.8b). TH biriminin kaba taneli taban alt birimi belli M değerlerine göre yüksek C değerlerine sahipken; homojenit çamur birimi düşük-orta C değerlerine ve ortadaki hafif laminalı kısım orta C değerlerine sahiptir. TH biriminin altındaki normal yarı pelajik çökeller ise simetrik bir çarpıklık (skewness), daha kötü bir boylanma ve değişik C değerleri sergiler. TH birimi içerisindeki C bu tane boyu dağılım özellikleri, taban birimin deniz tabanı boyunca yatak yükü (bed load) olarak ve ortadaki hafif laminalı kısmın salınımlı akıntılarla ve üstteki homojenitin ise süspansiyondan çökeldiğini göstermektedir (Çağatay v.d., 2012).

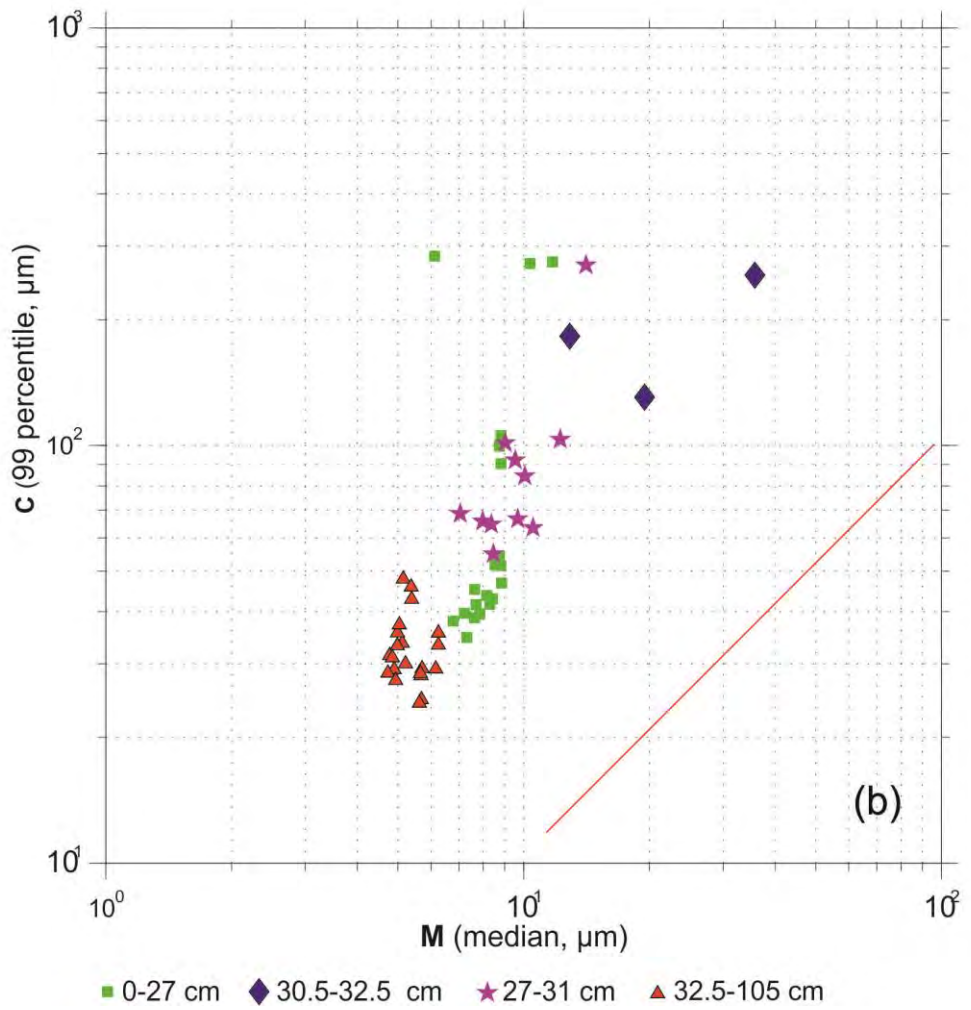
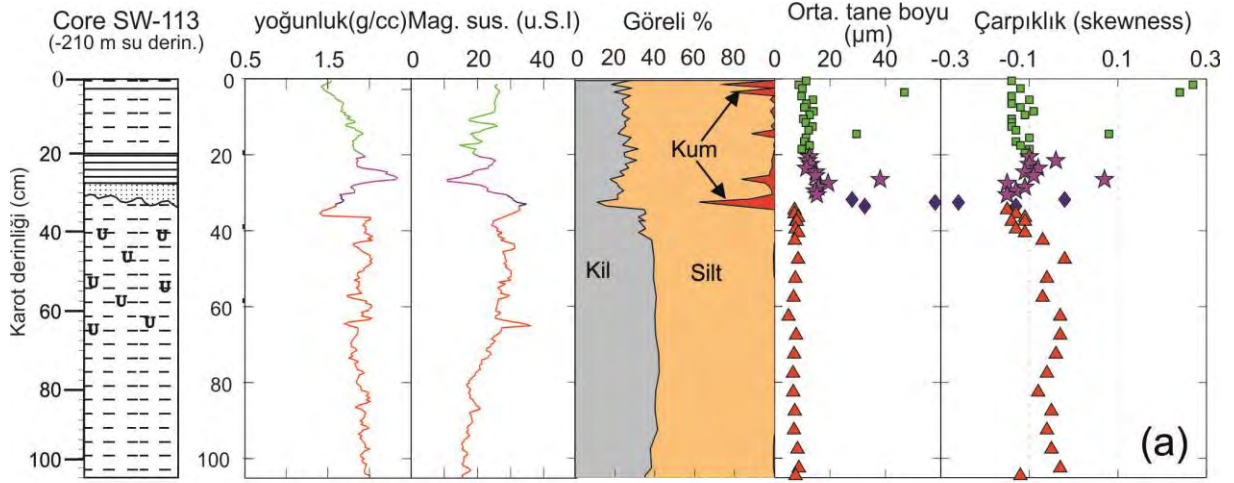
MARM05-115 Karotu: Karotta TH birimleri değişik tane boyu dağılım özellikleri göstermektedir (Şekil 3.9). Bu seviyeler aynı zamanda yüksek manyetik duyarlılık ve yoğunluk değerlerine de sahiptir. TH-2 biriminin taban bölümü %8'e varan ince kum içerir. Üstteki homojenit bölümünün ortalama tane boyu 5 µm civarındadır. TH-3 biriminin 3 cm kalınlığındaki laminalı tabanı %12'ye varan kum içerir. Tane boyu yukarı doğru incelik.

TH-4'ün taban kısmı %27.1'ye varan kum içermektedir. Bu birimin üzerindeki ortalama tane boyu 20 µm'na kadar çıkmaktadır (Şekil 3.9). Normal yarı pelajik çökeller 5 µm ortalama tane boyuna sahiptir. TH-5 en yüksek %79.6 kum oranına sahiptir ve derecelenme gösterir. Bu birimin homojenit kısmı görece daha büyük ortalama tane boyuna sahiptir (15 µm).

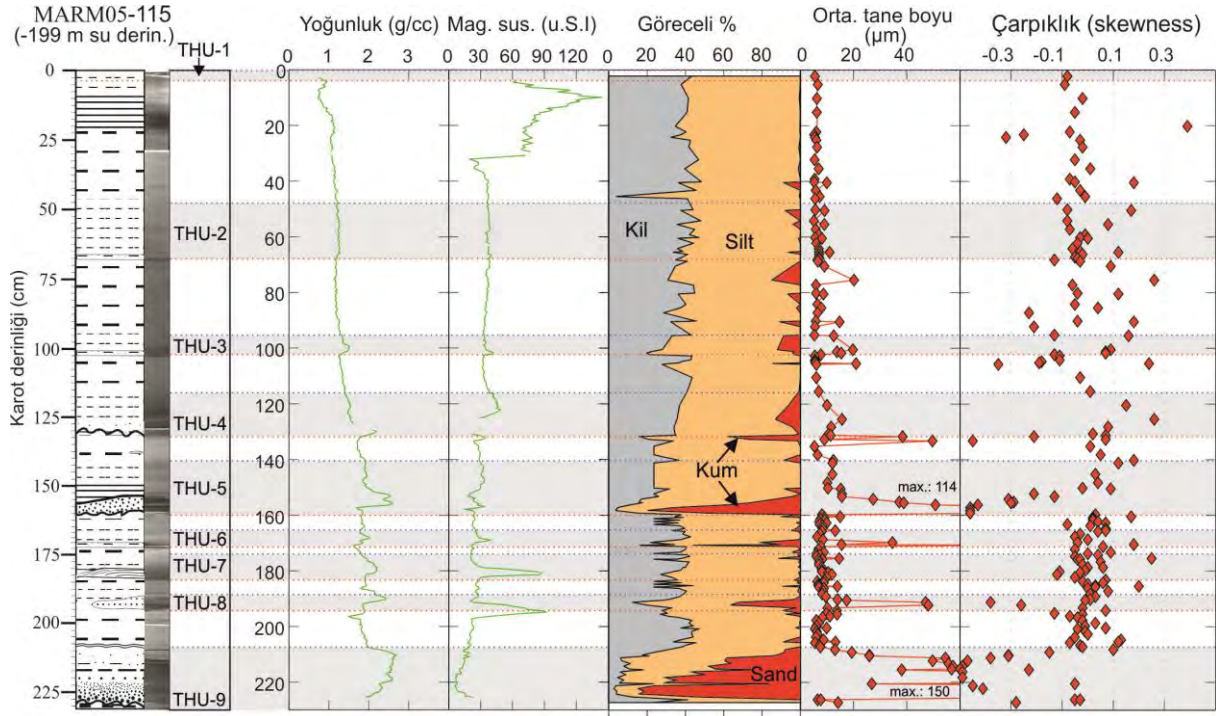
TH-6 biriminin 2.5 cm kalınlığındaki laminalı tabanının ortalama tane boyu 40-82 µm aralığında değişmekte ve kum oranı % 56.1'e kadar çıkmaktadır. THU-7 birimin kum oranı çok düşüktür (<%1). TH-8 tabanında kum oranı %36.3'ya kadar varmaktadır. TH-9 tabanında % 84.8 ile en fazla kum içeren birimdir. Karot boyunca tane boyu dağılımı TH-9 gibi bir çok TH biriminin taban kısımlarının birden fazla kum-silt bandı veya laminasından oluştuğunu göstermektedir (Şekil 3.9).

TH-9 and TH-5 birimleri taban kısımları en kalın ve en kaba malzemeli içerikli olanlardır. Bu iki birim ile TH-1 biriminin kaba taneli taban kısımlarının tane boyu dağılımları çoğunlukla kaba çarpıklık gösterirken; TH-2, THU-3, THU-4 ve THU-6 simetrik ve ince çarpıklığa, THU-7 ve TH-8 ise yaklaşık simetriktir (Şekil 3.9).

Kaba türbidit seviyeleri çoğunlukla yüksek yoğunluk ve manyetik duyarlılık (MS) değerleri sergilemektedir. En yüksek MS değerine TH-8'in altındaki kırmızı-kahverengi çamur birimi sahiptir.



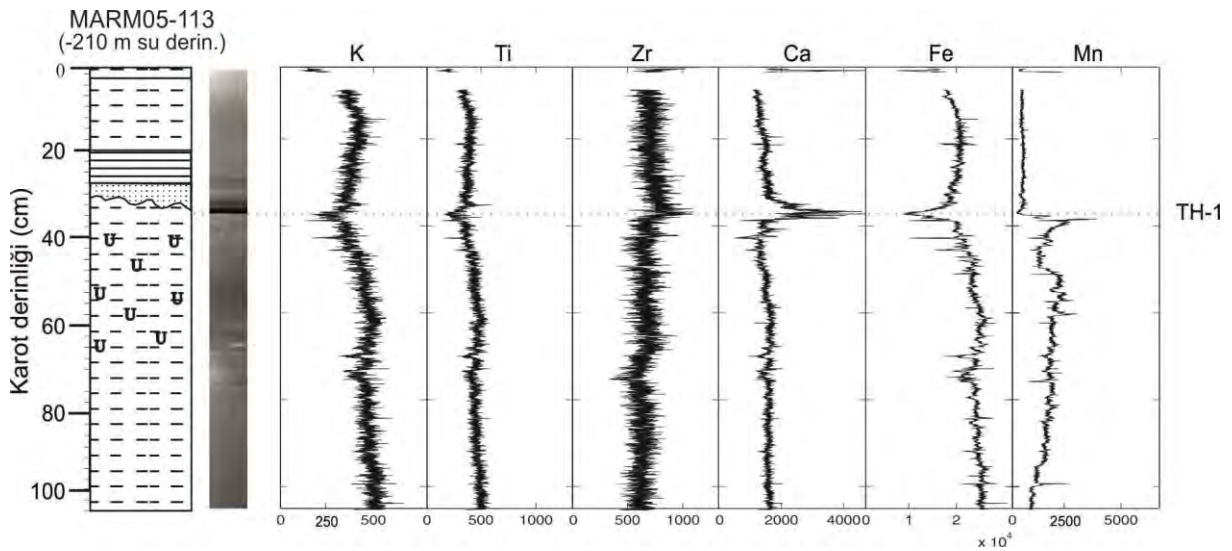
Şekil 3.8. MARM05-113 Karotunun a) tane boyu parametreleri ve MSCL yoğunluk ve manyetik duyarlılık özellikleri, b) C/M diyagramı. Rhomblar: kaba taban kısmı, yıldızlar laminalı orta kısım, kareler homojenit kısım, üçgenler yarı pelajik çökel seviyelerini temsil etmektedir.



Şekil 3.9. MARM05-115 Karotunun tane boyu parametreleri ve MSCL yoğunluk ve manyetik duyarlılık özellikleri. TH türbidit-homojenit birimlerini göstermektedir.

3.2.4. Karotlarda X-ışınları Karot Tarayıcısı Analizleri

MARM05-113 su-sediment arayüzey karotu: X-ışınları sayısal radyografi görüntüsü, karotta 1999 depremi ile oluştuğu düşünülen 34 cm kalınlığındaki türbidit biriminin tabanındaki ince kum-siltten oluşan taban kısmının yoğun olduğunu ve üste doğru laminasyon ve bantlı bir yapı içerdiğini göstermektedir (Şekil 3.10). Bu bantlı sedimanter yapı üste doğru, 20 cm karot derinliğine kadar, daha silik olarak devam etmektedir. En üstteki 2.5-3 cm'lik sulu, organik maddece zengin çamur düşük yoğunluğa işaret eden açık renkteki X-ışınları radyografi görüntüsüyle dikkati çekmektedir.



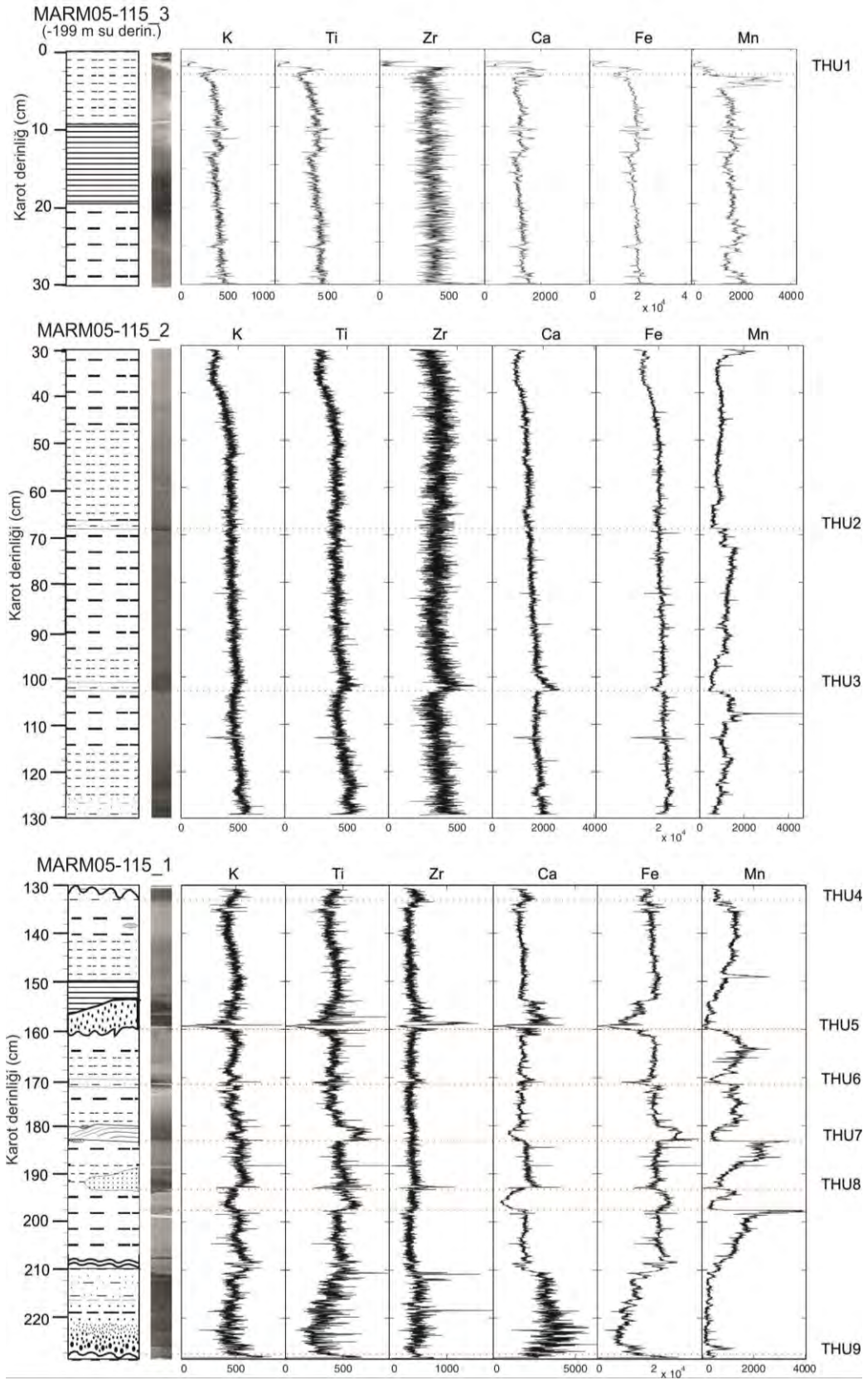
Şekil 3.10. İzmit Körfezi Karamürsel Çukurluğundan alınan MARM05-113 no'lu çökel/su karotunun karot tarayıcısı analizleri. Karotun sayısal renk ve X-ışınları radyografi görüntüleri sağındaki karot derinliği ölçeği mm, element konsantrasyonları counts/s'dir.

Türbidit biriminin tabanındaki ince kumlu-siltli bölüm Ca'ca zenginleşmiş; Ti, Fe, Mn ve K'ca fakirleşmiştir. Ca zenginleşmesi, bentik organizma kavkılarınca zengin yamaç ve şelf kenarındaki nisbeten kaba taneli çökellerin akarak türbiditin taban kısmında çökmesi nedeni ile oluşmuştur. Genel olarak kırıntı girdisinin işareti sayılan Ti değerleri, tabandaki göreceli iri taneli yoğun kısımda düşük iken, üstte siltli bantta ve en üst sulu çamur kısmında artış göstermektedir.

Bu sonuçlar, Ti içeren minerallerin (titanomanyetit ve sfen gibi) daha çok silt tane boyutu malzemede zenginleştiğine işaret etmektedir. Mangan (Mn), türbidit seviyesinin altında belirgin bir zenginleşme, üzerinde ise azalma göstermektedir. Redoks koşullarına oldukça duyarlı olan bu elementin bu davranışı, aşağıda tartışılacağı üzere her kütle akması sonrası değişen redox cephelelerindeki zenginleşmeleri temsil etmektedir (örneğin, e.g., Froelich v.d., 1979; Berner, 1980; Calvert ve Pederson, 1993; Thomson et al., 1995; Çağatay et al., 2001, 2004, 2012; Chaillou et al., 2008).

Marm05-115 Karotu: Karot boyunca tüm TH birimlerinin hemen altında Mn yüksek değerlerden ani bir azalma gösterir (Şekil 3.11). TH birimleri içerisinde düşük olan Mn değerlerinde üste doğru dereceli olarak artış görülür. Artan bu Mn değerleri TH birimlerinin tabanında ani kesintiye uğrar. Mn'daki bu değişimler TH-2 ve TH-4 birimlerinde diğer birimlere göre daha az belirgindir. Benzer fakat daha az derecede değişimler TH-5, TH-8, TH-9, TH-3 ve TH-4 gibi bazı TH birimleri için redoksa duyarlı Fe profillerinde de izlenmiştir. Bu birimlerde Fe'deik azalma birimlerin kaba malzemeli taban kısmında görülmektedir. Buna karşın TH-7 biriminin taban kısmında Fe zenginleşmesi görülür.

Değişik TH birimlerinin taban kısımları jeokimyasal bileşimleri açısından değişkenlik gösterirler. TH-3, TH- 5 ve TH-9 ve daha az ölçüde TH-4 birimlerinin taban kesimleri Ca, Zr ve Ti'ca zenginleşme gösterir (Şekil 3.11). Yüksek Ca değerleri çoğunlukla karbonat ve kavki parçası kökenlidir. Kalsiyumca zengin olan TH-1 ve TH-2 birimlerinin taban kısımları, aynı zamanda Si ve Zr bakımından da zenginleşme ve K ve Ti bakımında fakirleşme gösterir. TH birimlerinin bileşimlerindeki bu farklılıklar bu birimlerin malzemelerinin değişik kaynaklardan geldiğine işaret eder.



Şekil 3.11. MARM05-115 no'lu gravite karotunun üstten alta doğru üç bölümünün XRF karot tarayıcısı analizleri ve X-ışınları radyografi görüntüleri. Element konsantrasyonları counts/s' dir. TH türbidit-homojenit birimlerini göstermektedir.

3.2.5. Türbidit-Homojenit birimlerinin AMS radyokarbon yaşları

MARM05-115 karotunda TH birimlerinin tabanının altında normal yarı pelajik çökel örneklerinden ayıklanan kavkılardan alınan AMS radyokarbon yaşları ve kalibre yaşlar Tablo 3.1’de verilmiştir. Bu tabloda ayrıca TH birimleri için elde edilen yaşlar daha sonra tartışması yapılacak olan uygun deprem olayları ile denştirilmiştir.

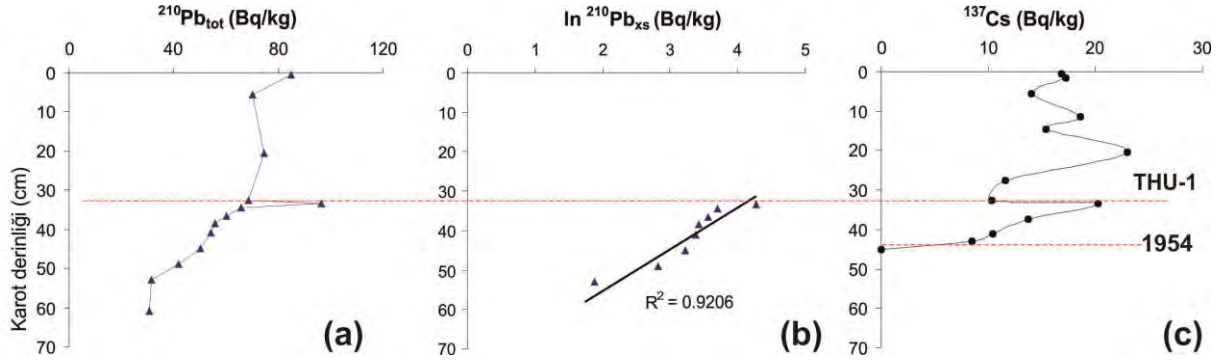
Tablo 3.1. Karot MARM05-115 Sismo-türbidit seviyelerinin AMS ¹⁴C yaşları. Yaşlar türbidit seviyelerinin hemen altındaki çamur seviyelerinden ayıklanmış ve dikkatlice yıkanmış foraminifer kavkılarının analizi ile elde edilmiştir. Hata payları 1σ olarak verilmiştir.

THU	Örnek derinliği (cm)	¹⁴ C yaşı (yıl)	Kalibre edilmiş ¹⁴ C yaşı (yıl)	Karşılık gelen tarihi deprem*
2	69.0-71.0	870±30	1453-1631	10.09.1509, İstanbul (?), Ms=7.2, I ₀ =IX
3	103-107	1150±60	1272- 1387	01.07.1296, İzmit, I ₀ =VII
4	133-135	1630±30	730-959	865, İstanbul, or 25.10.989: Ms=7.2, I=VIII
5	160.5-162.5	1790±25	615-774	26.10.740, İstanbul, Ms=7.1, I ₀ =IX-XI
6	172-174	2110±100	111-594	24.08.358, İzmit, İstanbul, Ms=7.4, I ₀ =IX
7	183-187	2180±30	MS 150-391	Ekim 268 AD, İzmit, I ₀ =VIII
8	193.5-195.5	2740±90	MÖ 711-176	MÖ 427, Kuzey Marmara
9	-	Yeterinc malzeme toplanamadığından yaşlandırılmamıştır.		

*Soysal et al. (1981); Guidoboni v.d. (1994); Ambraseys (2002a,b); Ambraseys ve Finkel (1995); Altınok v.d. (2011)

3.2.6. ²¹⁰Pb ve ¹³⁷Cs analizleri

1999 Kocaeli depreminin çökel kayıtları araştırmak amacı ile İzmit Körfezi’nin en derin yerinden (Karamürsel Çukurluğu) alınmış Marm05-112 çökel/su karotunda ²¹⁰Pb ve ¹³⁷Cs analizleri yapılmıştır (Şekil 3.12). Karot boyunca elde edilen ¹³⁷Cs ve ²¹⁰Pb profilleri karotun 32.5 cm’sinde gözle de görülebilen erozyon yüzeyinin varlığını net bir şekilde göstermektedir. Erozyon yüzeyinin hemen üzerinde kütle hareketini gösteren ¹³⁷Cs ve ²¹⁰Pb anomalileri; altında ise alta doğru normal ¹³⁷Cs ve ²¹⁰Pb azalmasını gösteren normal çökelmiş bir istif bulunmaktadır. Sabit difüzyon modeli kullanarak ²¹⁰Pb’nin karotun en üst 0-05 cm aralığında 120 Bq/kg değerinde olduğu hesaplanabilir (Şekil 3.16). Buna göre karotta erozyon düzleminin altında sedimentasyon hızı 0.36 cm/y olarak hesaplanmıştır.



Şekil 3.12. MARM05-112 karotunda radyonüklid profilleri: (a) toplam ^{210}Pb , (b) erozyonal yüzeyin altındaki fazlalık (excess) ^{210}Pb , ve (c) ^{137}Cs profilleri.

^{137}Cs profilinde değerin sifıra indiği seviyenin yaşının, bu radyoizotopun ömrü dikkate alınarak 1945 olması gerekir. Bu seviye referans olarak alındığında 21 yıllık bir kayıta karşılık gelen 7 cm'lik bir kısmın deprem sırasında kütle kayması sonucu erozyonla aşındırıldığı hesaplanmıştır.

Bu sonuçlar, AMS ^{14}C yöntemiyle birlikte elde edilen yaş ile birlikte değerlendirildiğinde üstte 32.5 cm kalınlığındaki türbiditin 1999 depreminde çökeldiği anlaşılmaktadır.

3.2.7. Türbidit-Homojenit (TH) birimlerinin kökeni

İzmit Körfezi, Karamürsel Havzasındaki TH birimleri; dereceli tabakalanma ve laminalı yapı gösteren, keskin, çoğunlukla aşınmalı bir alt dokanağa sahip kaba taneli taban kısmı ile üstte homojen bir çamur biriminden oluşmuştur. Bu özellikleriyle Akdeniz (Cita et al., 1984; Cita ve Aloisi, 2000), Alpin gölleri (Beck v.d., 1996; Chapron v.d., 1999; Migowski v.d., 2004; Nomade v.d., 2005), Japon Denizi (Nakajima ve Kanai, 2000; Shiki v.d., 2000), ve Marmara Denizi (Sarı and Çağatay, 2006; McHugh et al., 2006; Beck et al., 2007) gibi başka havzalarda oluşmuş TH birimlerine benzerlik göstermektedir. Bu tür TH birimlerinin deprem ve volkanik patlamalarla tetiklenen türbidite akıntıları tarafından çöktükleri belirtilmiştir.

Taban kısmında görülen çoklu kaba malzemeli tabaka/laminalar hemen tüm TH birimlerini ortak özelliğidir. Bazı TH birimlerine görülen iki yönlü çapraz lamina ve tabakalar (örneğin TH-5 birimi) depremle tetiklenen havzanın karşı yamacından “yansıyan/dönen türbidit” ve/veya su sütunu salınımlarına (seiche) işaret etmektedir (Houghton, 1994; Shiki v.d., 2000). Çoğunlukla, yukarı doğru incelen tabaka kalınlığı ve çoklu kum laminasındaki tane boyu incelmeleri (örneğin, TH-1, TH-2, TH-5 ve TH-9) taşınma ve çökelmeyi sağlayan akıntının hızındaki azalmayı göstermektedir.

Düzensiz mercek ve toplar şeklinde görülen kum enjeksiyonları (örneğin, TH-7 ve TH-5 birimleri) yine deprem dalgalarıyla oluşmuş sıvılaştırma yapılarıdır. Her bir TH birimi diğerlerinden; jeokimyasal bileşimi, sedimanter yapıları, kalınlığı ve tane boyu özellikleri ile farklılıklar göstermektedir. Bu farklılıklar kütle akmasını tetikleyen sismik olayın şiddeti, kaynaktaki çökel birikim miktarı ve birbirini takip eden iki olay arasındaki zaman aralığı gibi parametrelerle denetlenir. Karamürsel havzası TH birimlerinin değişik fiziksel özellik ve jeokimyasal bileşim göstermesi daha önce de belirtildiği gibi değişik TH için değişik çökel kaynağına işaret etmektedir.

TH-1, TH-2, TH-3, TH-5 ve TH-9 birimlerinin taban kısımlarında görülen Ca zenginleşmesi, Fe azalması ve düşük manyetik duyarlılık değerleri biyojenik karbonata ve onun neden olduğu seyreltme etkisine bağlıdır.

TH-1, TH-5 and TH-9 birimlerindeki yüksek Zr ve düşük Fe değerleri, ve TH-7 biriminde yüksek Fe, Ti ve düşük Zr içerikleri; bu birimlerin malzemelerinin kuzey ve güneydeki değişik kaynak bölgelerden gelebileceğini söyler. TH-7 tabanında Fe ve Ti zenginleşmesi gösteren tek kütle akması birimidir. Bu durum ve yüksek manyetik duyarlılık değerleri ferromanyetik minerallerin varlığına işaret eder. TH-8 birimi altındaki kırmızı-kahverengi çamur tabakasındaki yüksek manyetik duyarlılık, Fe, Ti ve Mn zenginleşmeleri çoğunlukla iraksak (distal) türbiditlerde eski okzik koşulların bir kalıntısı olarak yorumlanmaktadır (Wilson v.d., 1985; Chaillou v.d., 2008).

Özellikle TH-9 ve TH-5 gibi kalın ve kaba malzemeli birimlerin taban kısımlarını çok sayıda normal derecelenme gösteren tabaka ve laminalardan oluşması, tabanda simetrik bir çarpıklıktan üstte kaba çarpıklığa geçmesi bu birimlerin salınımlı dip akınları tarafından çökeltildiğini ve akıntının hızının zaman içerisinde azaldığına işaret etmektedir. 1999 depremi ile tetiklenen TH-1 birimini taban kısmı genel olarak kaba çarpıktır. Buna karşın TH-7 ve TH-8 simetriktenir. C/M diyagramına göre yüksek C değerine sahip TH-2 biriminin kaba taneli taban kısmı türbülant bir süspansiyonun tabanında sürüklenen yatak yükü (bedload) olarak çökelmiştir (Passega, 1964; Passega and Byramjee, 1969). Buna karşın üstteki laminalı silt kısmı düşük kuvvette akıntılarla taşınan yuvarlanan tanelerin çökmesi ve homojenit kısmı dereceli bir süspansiyondan çökelmiştir (Mulder ve Alexander, 2001).

TH birimleri için diğer tetikleme mekanizmaları olan sel ve fırtına olayları ile Hersek deltasında aşırı çökel birikimi gibi mekanizmalar Karamürsel Çukurluğunda olası değildir. Sel ve fırtına gibi olaylar Karamürsel Havzasında çapraz tabakalanma, laminasyon ve özellikle homojenit oluşturmaz. 2-10 km genişliğindeki Karamürsel havzasında fırtına taban seviyesi 3 m'den daha azdır; dip akıntıları yavaştır (6 cm s^{-1} ; Algan et al., 1999). Havzanın çökelleri kilden oluşmuştur (Ergin and Yörük, 1990; Algan et al., 1999). Havzaya çökel sağlayacak tek akarsu Hersek Deltasını oluşturan Yalakdere'dir. Ancak, bu dere çökel yükünü Hersek Deltasının KD ucundaki Hersek Lagününe boşlatmakta ve böylece bu derenin çökelleri havzaya dorudan ulaşmamaktadır (Bertrand ve diğ., 2011).

Çökel yapıları ve aşağıda tartışılacağı gibi Karamürsel Havzasındaki TH birimlerinin tarihsel depremlerle eşleştirilebilmesi bu birimlerin büyük bir olasılıkla İzmit Körfezinde ve yakınındaki depremlerle tetiklendiğini göstermektedir.

3.2.8. Manganez anomalilerinin kökeni

TH birimlerinin altında izlenen yüksek pozitif Mn anomalileri farklı büyüklükte ve şekillerdedir (Şekil 3.10, 3.11). Anomalilerin bu özelliklerini denetleyen faktörler: i) birbirini takip eden TH birimi olayı arasındaki zaman aralığı, ii) çökellerin organik karbon içeriği, ve iii) türbidit akıntılarının deniz tabanında neden olduğu aşınmanın miktarıdır.

Manganez değerleri genellikle TH tabanının altında maksimum değere ulaşırken, bu birimler içerisinde ise Mn azalmaktadır. Türbidit birimlerinin altındaki Mn anomalilerine artan Fe değerleri eşlik etmemektedir. Sadece TH-7 biriminde kırıntılı Fe-Ti-oksit ve biyotit girdisi nedeniyle Fe zenginleşmesi meydana gelmiştir. Manganez redoksa duyarlı bir elementtir ve türbidit birimlerinin hemen altında zenginleşme göstermesi oksijenli dip suyu koşullarında çökel sütunu içerisindeki okzik/anokzik arayüzeyindeki diyajenetik zenginleşme ile açıklanabilir (örneğin, Froelich v.d., 1979; Berner, 1980; Calvert ve Pederson, 1993; Ergin, 1994, Thomson v.d., 1995; Çağatay v.d., 2001, 2004; Chaillou v.d., 2008). Böylece, Mn zenginleşmesi yarı kapalı Karamürsel Havzasının dip sularının okzik olduğunu göstermektedir. Karamürsel havzasında dip sularındaki düşük oksijen seviyesi ve zaman zaman ve mevsimsel oksijensizlik (anoxia) (Ergin ve Yörük, 1990; Balkıs, 2003) sedimentte okzik / anokzik sınırın deniz tabanına yakın olmasını gerektirmektedir. Kütle akma süreçleri,

yeniden süspansiyon, ve çökme/yeniden çökme her bir kütle akışı (TH) biriminden sonra, yeni bir redoks cephesi oluşumu ile geçici redox koşulları meydana getirmektedir (Chaillou v.d., 2008). Bu erken diyajenetik süreçlerde, Mn indirgenmiş sedimentlerde çözünür ve yukarı doğru difüze olarak ve hareket ederek deniz tabanına yakın oksik / anoksik arayüzünde konsantre olur.

Türbidit birimlerinin altındaki Mn konsantrasyonuna ek olarak TH-8 biriminin altındaki kırmızı kahverengi tabaka içerisinde de Mn zenginleşmesi vardır (Şekil 3.11). Bu zenginleşme daha öncede belirtildiği gibi, geçmişteki oksik koşulların bir kalıntısı olarak yorumlanmaktadır.

İzmit Körfezi'ndeki oşinografik veriler ve kitle balık ölümleri 1999 İzmit depreminden sonra Karamürsel Havzasının anoksik hale geldiğini göstermiştir (Balkıs, 2003). Bu anokzia olayının iki nedeni olmuş olabilir: 1) depremden sonra endüstriyel depolama tankları ve rafineriden sızıntılarla denizin kirlenmesi (Balkıs, 2003), 2) anaerobik metan oksidasyonu (AMO) (örneğin, Devol v.d., 1984; Boetius v.d., 2000; Niemann v.d., 2006). Anokziya gelişimi 1999 depreminden sonra çökelen TH-1 birimi de dahil çökellerin Mn içeriğindeki keskin azalmaya neden olmuş olabilir. Bu azalmanın nedeni, anoksik dip suyu koşullarında Mn₂ Mn-oksihidroksit olarak çökel içerisinde çökelmek yerine; anoksik dip sularda çözülmüş Mn²⁺ olarak konsantre olur (Froelich v.d., 1979; Calvert ve Pederson, 1993).

Aşağıdaki tepkimeye göre ifade edilen AMO reaksiyonu:



metan çıkışlarının etrafında görülen karbonat kabukların ve siyah sülfütlü çökellerin oluşması için HCO₃⁻ ve HS⁻ sağlar. Görgü tanıklarının raporları ve jeofizik gözlemler 1999 İzmit depremi sırasında ve sonrasında İzmit Körfezinde su kolonunda metan çıkışlarını göstermiştir (Alpar, 1999;. Kuşcu v.d., 2005). AMO tepkimesi için diğer bir kanıt da sediment ve su sütunu analizlerinden (Halbach vd., 2000) ve Marmara Denizi'nin derin havzalarında fay boyunca yapılan deniz tabanı gözlemlerinden (siyah sülfütlü sediment ve karbonat kabukları) gelmektedir (Zitter v.d., 2008;. Çağatay, 2010; Tryon v.d., 2010). Aktif fay boyunca metan çıkışlarıyla oluşan karbonat oluşumları oldukça negatif C-izotop değerlerine sahiptir (δ¹³C -35 -45‰) (Çağatay, 2010). Ancak, MARM05-113 karotunda TH-1 birimi içindeki ve altındaki çökellerde toplam karbonatın sırası ile ortalama -2.00 ve -2.88 ‰ VPDB olan δ¹³C değerleri, anaerobik metan oksidasyonunu (AMO) desteklememektedir (Tablo 3.2). TH-1 biriminde toplam karbonatın -2.93 ile -4.99 ‰ VPDB ve normal yarı-pelajik çamurda -1.59 ile -1.86 ‰ VPDB aralığında değişen δ¹⁸O değerleri belirgin bir farklılık gösterir. Elenmiş karot materyalinin karbonat fraksiyonu her iki birimde de çoğunlukla biyojenik kökenlidir. Kütle akması birimleri 50 m'den daha sığ suları karakterize eden kavkı parçaları, bivalve kavkıları ve bentik foraminifer kavkıları içermektedir.

Bu gözlem, TH-1 biriminin karbonat fraksiyonunun oksijen izotop verileri, bu karbonatın Karadeniz kökenli sığ yüzey tabakasından oluştuğunu ve daha sonra 1999 depremiyle tetiklenen türbidit akıntılarıyla derine, çökel merkezine taşındığını desteklemektedir.

Tablo 3.2. MARM05-113 karotunda toplam karbonatta duraylı oksijen ve karbon değerleri.

Örnek derin. (cm)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ VPDB
<u>TH-1 örnekleri</u>		
6	-2.01	-4.13
10	-2.07	-3.82
15	-1.98	-3.78
21	-1.89	-3.33
26	-1.38	-2.93
32	-2.64	-4.99
<u>TH-1 altındaki yarı pelajik yeşil çamur</u>		
35	-2.99	-1.63
39	-2.81	-1.86
44	-2.85	-1.59

3.2.9. Turbidit-Homojenit (TH) Olaylarının Tarihsel Depremlerle Karşılaştırılması

MARM05-112 karotundaki ^{137}Cs ve ^{210}Pb dağılımı TH-1 karotunda 32.5 cm'de kaba dereceli taban seviyesinin üzerinde düzensizlikler göstermektedir (Şekil 6a, c). Bunlar kaotik kütle akması sonucu bir çökelinin sonucu olmalıdır. ^{137}Cs ve ^{210}Pb profilleri 32.5 cm'deki turbidit akıntısı nedeniyle oluşan sedimantasyondaki süreksizliğin varlığını desteklemektedir. Radyonüklid verisi ile birlikte bir nükleer denemeler sonrası (1950, post-bomb) AMS ^{14}C yaşı TH-1 biriminin gerçekten 17 Ağustos 1999 Mw:7.4 şiddetindeki İzmit Depremi nedeniyle çökeldiğinin bir kanıtıdır. Radyonüklid verileri ayrıca TH-1 biriminin altında 5-7 cm kalınlığındaki çökelin turbidit akıntıları sebebiyle aşındırıldığını göstermektedir.

Deprem sonrasında kıyıdaki çalışmalar 1999 depremi sırasında ve hemen takiben 1-2.5 m yükselişindeki tsunami dalgalarının ve kıyısız heyelanların oluştuğunu göstermektedir (Öztürk v.d., 2000; Altınok v.d., 2001, 2011). Kütle akması ile ilişkili su sütunu salınımları ilk olarak deniz tabanında erozyona ve daha sonra TH-1 birikimine neden olmuş olmalıdır. Bu nedenle, aynı zamanda TH-4 ve TH-5 birimlerinin altındaki çok belirgin aşınma dikkate alındığında bu TH birimleri için alttaki çökellerden elde edilen ^{14}C yaşları kütle akması olaylarının tarihlerinden daha yaşlı tarihler verebilir.

M.S. 1453 ve 1631 (2σ hata aralığı ile) tarihleri arasındaki TH-2 birimi M.S. 1509 depremi ($M_s > 7.4$) ile iyi korele edilebilmektedir (Ambraseys ve Finkel, 1991, 1995; Altınok ve Ersoy, 2000; Ambraseys, 2002a,b, Şekil. 9). Merkezi Marmara Denizi'nde İstanbul'un güneyinde olan 1509 depremi batıda Edirne ve Gelibolu, doğuda Bolu'yu da kapsayarak tüm Marmara Denizi civarında büyük hasarlara neden olmuştur (Ambraseys ve Finkel, 1991). Ambraseys'in (2002b) revize ederek İzmit Körfezi'ni hariç tutup ve depremin şiddetini 7.2 ± 0.3 'ye indirmesine karşın, Hersek Lagünü ve İzmit Körfezi'nin batısından alınan çökelti karotlarından elde edilen analizler İzmit Körfezi'nin bu olayda etkilendiğini göstermektedir (Çağatay v.d., 2003; McHugh v.d., 2006; Bertrand v.d., 2011). Tarihsel kayıtlarda Karamürsel Havzası'nın batısındaki Hersek yarımadasında Hersek camisindeki hasar dışında, İzmit Körfezi'nde herhangi bir hasar izi yoktur (Witter v.d., 2000). Bu olaya ilişkin TH-2 biriminin çok ince olması, İzmit Körfezi'ni azda kısıtlı da olsa etkilemesine karşın, bu önemli depremin merkez üssünün İzmit Körfezi olmadığını desteklemektedir.

^{14}C kalibre yaşı M.S. 1272-1387 olarak tarihlendirilen TH-3 birimi bir çok depremlerle korele edilebilir. Bunlar tüm Marmara Bölgesinde kaydedilen 1 Haziran 1296 (Şiddet, I = VII), M.S.

1323 (I = XIII), M.S. 12 Şubat 1332 (I= XIII, Ms = 6.8) ve 18 Ekim 1343 (I = VIII, Ms = 7.0) depremleridir. TH-4 birimi 2σ hata aralığı ile M.S. 730 ve 959 arasında tarihlendirilmiştir. Marmara bölgesinde bu TH-4 biriminin yaş aralığında M.S. 862, 865 ve 875 olmak üzere üç büyük deprem meydana gelmiştir (Soysal ve diğerleri, 1981; Guidoboni ve diğerleri, 1994). Tarihsel kayıtlara göre, M.S. 865 olayı İzmit bölgesini en çok etkileyen depremdir. TH-4 birimi için diğer bir muhtemel olay 25 Ekim 989 depremidir (I = VIII, Ms = 7.2). Bu deprem İstanbul dahil, Bitinya (Bithynia) ve Trakya kıyılarında dalgalara neden olmuştur (Altınok v.d., 2011).

TH-5 biriminin yaş aralığında meydana gelen en büyük deprem (M.S. 645-735) M.S. 26 Ekim 740 depremidir (Ms = 7.1, I = IX-XI). Tarihsel kayıtlara göre bu depremin merkezi İstanbul'un güneyidir (Soysal ve diğ., 1981; Ambraseys ve Finkel, 1995; Ambraseys, 2002a,b; Guidoboni ve Comastri, 2005; Altınok ve diğ., 2011). Bu depremle İstanbul ve İzmit çevresinde büyük ölçekli yıkım ve İzmit kıyılarını etkileyen tsunami meydana geldiği belirtilmiştir (Altınok ve Ersoy, 2000; Altınok v.d., 2011). TH-5 birimi su sütunu salınımı ya da tsunami olayını destekleyen lamine, çift yönlü çapraz tabakalanma ile nispeten kalın (5.1 cm) ve kaba malzemeli bir temel içermektedir. Böylece TH-5 birimi büyük bir güvenilirlikle M.S. 740 depremiyle denetirilebilmektedir. McHugh v.d.'de (2006) İzmit Körfezi Batı (Darıca) havzasında M.S. 740 sedimanter izini bulmuştur.

Diğer bir olası deprem de İstanbul ve İzmit bölgesinde tahrip edici bir etkiye neden olan M.S. 715 (yoğunluğu = IX) depremidir (Pınar ve Lahn, 2001). Ancak bu depremle ilişkili bir tsunami kaydı olmadığından, M.S. 715 depreminin TH-5 biriminin çökelişinde tetikleyici olması pek mümkün değildir.

M.S. 111 ve 594 yılları arasında tarihlendirilen TH-6 birimi, M.S. 150 ve 391 yılları arasında tarihlendirilen TH-7 biriminin yaş aralığını da kapsamaktadır (Şekil 9). Bu nedenle, TH-6 birimi için yaş aralığı M.S. 111 ve 391 olarak sınırlandırılabilir. Bu tarih aralığında TH-6 ve TH-7 birimlerinin çökelişine neden olan iki deprem bulunmaktadır. Bunlar sırasıyla 24 Ağustos 358 (M = 7.4, I = IX) ve M.S. Ekim 268 (I = VIII) depremleridir (Altınok v.d., 2011). 24 Ağustos 358 depremi bu olaylar içerisinde en büyüğüdür (M = 7.4, I = IX) ve İzmit Körfezi çevresinde büyük çaplı yıkıma neden olur. Tarihçi Ammianus Marcelleinus'a göre, bu olay tsunamiye neden olan çok büyük bir felaketti ve İzmit'i tahrip edip, 30.000 kişinin ölümüne neden olmuştu (Guidoboni v.d., 1994; Soysal ve diğ., 1981; Altınok ve Ersoy, 2000; Ambraseys, 2002b). İmparator Claudius Julianus M.S. 362'de şehrin yeniden inşası için mali yardım sağlamıştır. Kıyı bölgelerinde gaz ve su çıkışları, açık kırıklar ve heyelanlar rapor edilmiştir.

Merkez üssü İzmit olan Ekim 268 depremini (I = VIII, Guidoboni v.d., 1994), tarihçi Malala XII bu tarihe değin İzmit'i etkileyen dördüncü büyük deprem olduğunu belirtmiştir. İmparator Aurelius Claudius İzmit ve Gebze'nin yeniden inşası için mali yardım sağlamıştır.

M.Ö. 711-176 yaş aralığına sahip olan TH-8 birimi, belki de o zamanlar ana yerleşim yeri olduğu için merkez üssünün Marmara Ereğlisi (Perinthos) yakını olduğu tahmin edilen M.Ö. 427 depremi ile denetirilebilmektedir (Guidoboni vd., 1994). Bu olayın İstanbulun KD'da Karadenize kadar uzanan bölgeleri etkilediği belirtilmektedir.

Merkez üssü İzmit Körfezi ve yakınlarına atfedilen bazı depremler Karamürsel Havzası çökellerinde kayıt edilmemiştir. Bunların en önemlilerinden biri merkez üssü Marmara Denzinin doğusu ve büyük olasılıkla da İzmit Körfezi'nde Hersek yarımadasının doğusu olduğu tahmin edilen 25 Mayıs 1719 (Ms = 7.4) depremidir (Ambraseys, 2002b). Bu deprem İstanbul'da, İzmit Körfezi civarındaki köylerde 6000 kişinin ölümüne neden olan geniş bir hasara neden olmuştur (Ambraseys ve Finkel, 1995). Bu depremin kaydının çalışılan

Karamürsel Havzası karotlarında bulunmaması, bu depremin merkez üssünün Karamürsel Havzasından ziyade, kuvvetli olasılıkla daha doğuda olduğunu göstermektedir.

2 Eylül 1754 ($M_s = 6.8$) ve 10 Temmuz 1894 ($M_s = 7.3$) depremleri merkez üssünün Ambraseys'e (2002a) göre Marmara Denizinin doğusunda Çınarcık Havzası olduğu düşünülmeye karşın, bu depremlerin kayıtları da Karamürsel Havzası karotlarında bulunamamıştır. 1754 depremi İzmit Körfezi çevresinde ve İstanbul'da büyük ölçekli hasara ve Karadeniz kıyısında Ereğlide deniz fenerinde tahribata neden olmuş ve İzmitte yüzey kırıkları oluştuğu belirtilmiştir (Ambraseys, 2002b).

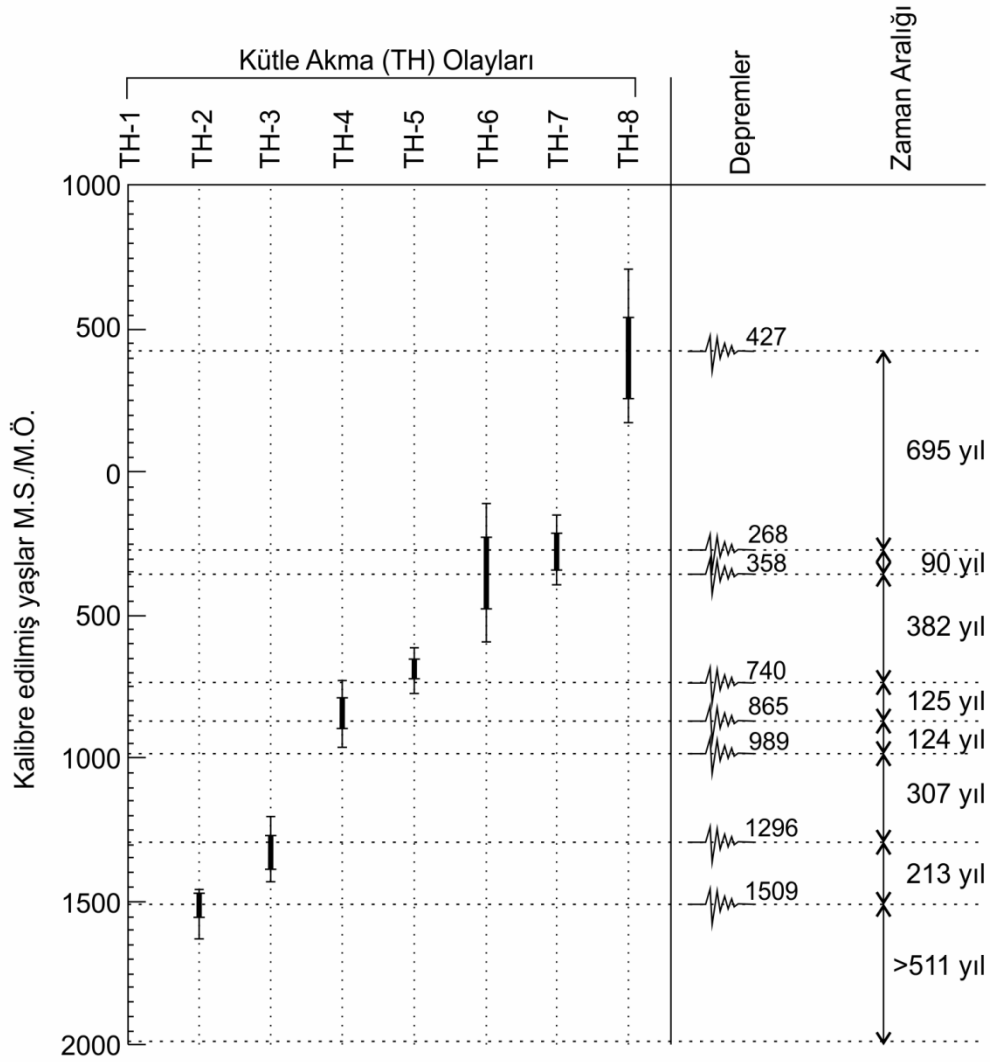
1894 depreminin yıkıcı etkileri İstanbul'un güneyinde 440 km yarıçapı kapsayan Prens Adaları, Girit, Balkanlar ve Ankara'nın batısında hissedilmiştir (Ambraseys, 2002b). 1894 depreminin İzmit Körfezi'nin batı havzasında izi bulunurken (McHugh vd., 2006; Drab v.d., 2012), 1754 ve 1894 depremlerinin izi Karamürsel Havzasında bulunamamıştır. Bu durum, olasılıkla iki depremin kırıklarının da Karamürsel Havzasına ulaşmadığını göstermektedir.

Bir sonraki -aşağıda 3.3. Bölümünde anlatıldığı üzere- 1719 ve 1754 depremlerinin kayıtları büyük olasılıkla Karamürsel Havzasının doğusundaki Gölcük Havzasında bulunmuştur. Bu da bu depremlerin daha doğuda oluştuğunu, kırığının ve etkisinin Karamürsel Havzasına kadar uzamadığı savını desteklemektedir.

İzmit Körfezi Karamürsel Havzasının son 2400 yıllık çökel istifi Kuzey Anadolu Fayı'nın İzmit segmenti boyunca sekiz deprem kaydı içermektedir. Bu da ortalama deprem oluşma aralığını (recurrence interval) 300 yıl olarak vermektedir. Bu sonuç GPS oranları (2.4 cm / yıl; McClusky ve diğerleri, 2000; Meade et al, 2002) ve 1999 İzmit depreminin yanal offset ile uyumludur (4.5-5 m; Barka vd, 2002). Ancak ardışık depremler arasındaki zaman aralığı oldukça değişkendir (90 ve 695 yıl arasında) (Şekil 3.13).

Tarihsel depremlerle sedimanter kayıtların karşılaştırılmasında çıkan diğer bir önemli sonuçta bazı depremlerin merkez üssü ile ilgilidir. Örneğin, TH-4 biriminin çökeline neden olan depremin (M.S. 865) İstanbul'a yakın olduğu yanlış olabilir ve diğer bazı deprem olaylarının etkisi (örneğin, TH-5 ve M.S. 740 ile TH-2 ve 1509) İzmit Körfezinin iç kısımlarına kadar genişletilebilir.

Yukarıda görüldüğü gibi çökel kayıtlarında saptadığımız depremlerin birçoğu İstanbul merkez üslü tarihsel kayıtlarla denetlenmektedir. Bu durum adı geçen depremin mutlaka İstanbul merkez üslü olduğunu göstermemektedir. Zira tarihsel deprem kayıtları o zamanki yerleşim alanlarındaki hasara göre merkez üssünü belirlemektedir. Dolayısı ile İstanbul'da son 2,000 yılda en önemli yerleşim yeri olduğundan Marmara bölgesinde oluşan depremlerin çoğu İstanbul merkez üssü olarak gösterilmiştir.

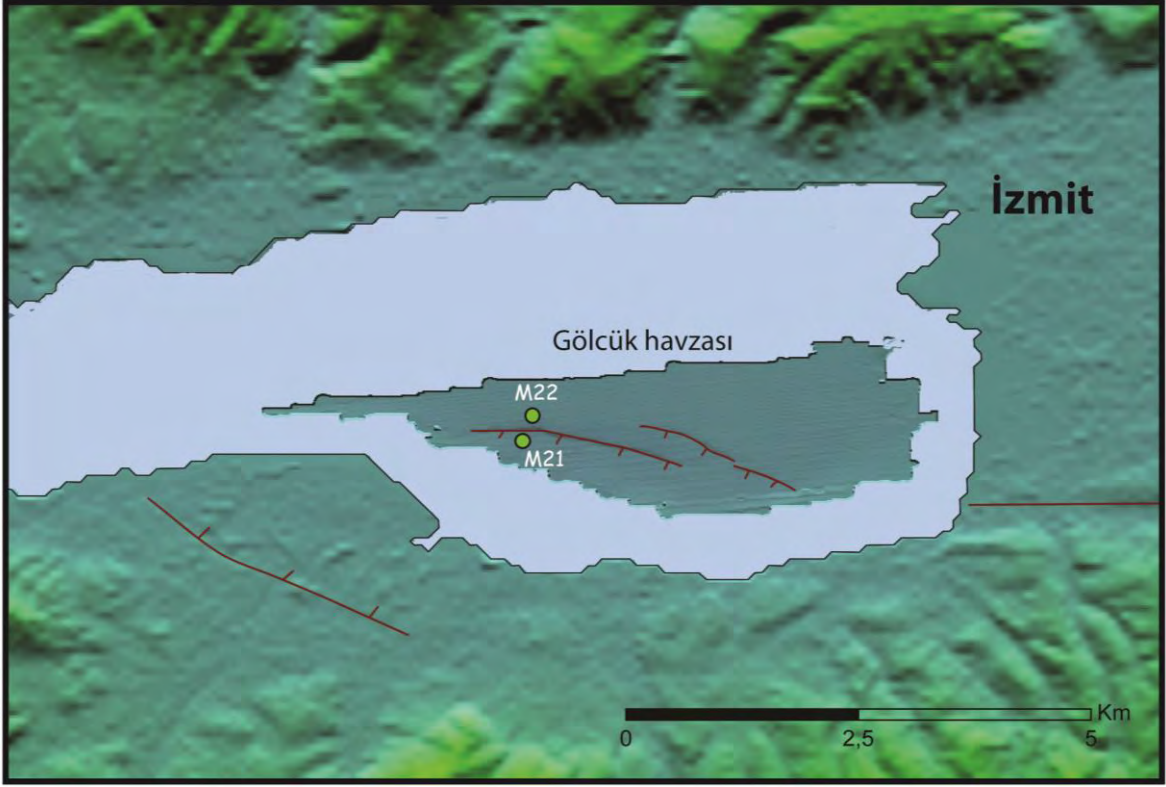


Şekil 3.13. İzmit Körfezi Karamürsel Havzasında karotlarda TH birimlerinin tarihsel depremlerle denştirilmesi. Bu denştirme için metinde tartışmaya bakınız. Birbirini izleyen depremler arasında değişken zaman aralığı dikkati çekmektedir.

Bu durum merkez üssü İstanbul'un 100 km batısındaki Perinthos (Marmara Ereğlisi) çevresine atfedilen M.Ö. 427 depremi için de söz konusudur. Bu deprem İzmit Körfezi içerisinde oluşmuş olmasına karşın; ana yerleşim merkezi olan Perinthos'da etkileri hissedildiğinden merkez üssü bu bölgeye atfedilmiş olabilir.

3.3. İzmit Körfezi Gölcük Havzası karot çalışmaları

İzmit Körfezi'nin en doğusunda en derin yeri 38 m olan Gölcük Havzasında iki karot incelenmiştir (Şekil 3.14). Bu havzada oblik fayın kuzey ve güneyinde yeralan M22-2 (29,88588 E ve 40,728896 N) ve M21-1 (29.88459 E ve 40.72574 N) karotlarının litolojik tanımları, Çok sensörlü Karot Log Alıcısı (MSCL) ile fiziksel özellik ve XRF karot tarayıcısı ile jeokimyasal analizleri yapılmıştır. Ayrıca M22-2 karotunda duyarlı oksijen ve karbon analizleri ile bir adet AMS radyokarbon analizi yapılmıştır. Aşağıda Gölcük Havzası karotlarında yapılan bu çalışmalarla ilgili veriler sunulmuş ve yorumlanmıştır.



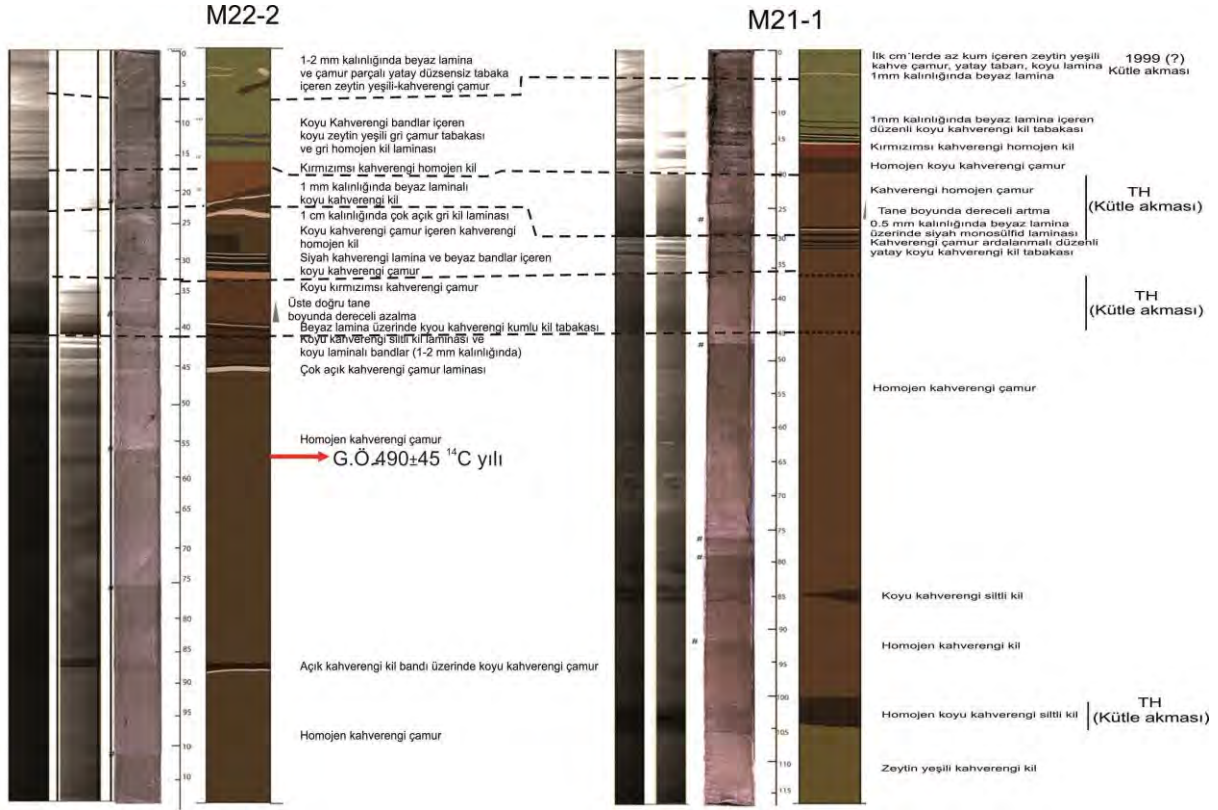
Şekil 3.14. Gölçük Havzası batimetri haritası ve karot lokasyon yerleri.

3.3.1. Gölçük Havzası Karotlarının litolojik tanımı

M22 Karotu: Karotun ilk 16 cm'si düzensiz, dalgalı tabakalanma gösteren, zeytin yeşili kahverengi bir çamur biriminden oluşmaktadır (Şekil 3.15). Bu birimin üst 7 cm'si içerisinde çamur parçaları ve 1-2 mm kalınlığında devamsız beyaz laminalar bulunmaktadır. 12-14 cm aralığında ise birim koyu kahverengi ve gri kil seviyeleri içermektedir.

X-ışınları radyografi görüntüsünden de görüleceği üzere 17-22.5 cm aralığında, alt dokanağı keskin ve eğimli, laminalı ve yoğunluğu yüksek, kırmızı kahverengi çamurdan oluşan bir birim bulunmaktadır. Bu kırmızı kahverengi birim keskin alt dokanağı ve laminalı yapısı ile kütle akıntısı özelliklerine sahiptir.

Üstteki bu kütle akması biriminin altında 22.5-29 cm aralığında tabanı düzensiz, içerisinde 1 cm kalınlığında iki açık gri lamina bulunan kahverengi bir birim yer almaktadır. 29-32 cm aralığında ise laminalı, siyah, kahverengi ve beyaz laminalar içeren koyu kahverengi bir silt çamuru bulunmaktadır.



Şekil 3.15. M22-2 ve M22-1 Karotlarının litolojik tanımları, iki adet sayısal X-ışınları radyografi ve sayısal renk görüntüleri. TH olarak gösterilen en üst ve bir altındaki birimler olasılıkla sırası ile 1754 ve 1719 depremlerine karşılık gelmektedir.

Bu birim X-ışınları radyografi görüntüsünde de lamina yapısı sergiler (Şekil 3.15). 32.5-41 cm karot aralığında tane boyunda yukarı doğru dereceli azalma gösteren tabanı keskin dokanıklı ve X-ışınları radyografi görüntüsünde yoğunluğu yüksek, koyu kahverengi silt çamuru yer almaktadır. Bu birim de sedimanter yapısı bakımından bir kütle akmasını temsil etmektedir. Karotun 46-47 cm aralığında çok açık kahverengi çamur bandı bulunmaktadır. Karotta 47 cm'den karot tabanına kadar gözlenen homojen, ancak X-ışınları radyografi görüntüsünde yer yer laminalı olan kahverengi bir çamur birimi yer almaktadır. Bu birim 87-88.5 cm aralığında yoğunluğu yüksek koyu ve açık kahverengi iki çamur bandı içermektedir.

M21 Karotu: Fayın düşen güney bloğunda yeralan 106 cm uzunluğundaki karotun üst 13 cm'si az kum içeren çamurdur (Şekil 3.15). Üst 5 cm'si ilk açıldığında siyah ve 5-13 cm arası ise koyu gri-siyahtır. Açıldıktan birkaç gün sonra karotun üst 13 cm'si yeşil kahverengiye değişim göstermiştir (Şekil 3.15). Karotun 13-17 cm aralığı siyah FeS laminaları içeren gri çamurdur. Karotta 17-18 cm arasında pembe kahverengi laminalı çamur bulunur. 18-20 cm arası alt kısımlarda yeşil çamurla ardalanma gösteren gri çamurdur.

20-31 cm arası koyu bantlar içeren, X-ışınları radyografi görüntüsünde yüksek yoğunlukta gözükten pembe kahverengi çamurdur (Şekil 3.15). Bu birim üste doğru dereceli tane boyu incelmesi göstermesi ve keskin taban dokanağı özellikleri ile bir kütle akması birimidir. Birimin altına siyah bir indigenme laminasından sonra 33 cm'ye kadar yeşil gri ve pembe çamur ardalanmasından oluşan bir çamur birimi gelir.

Karotta 36-45 cm arasında X-ışınları radyografi görüntüsünde yoğunluğu yüksek kahverengi bir kütle akması birimi bulunur. 45-69 cm arası siyah indigenme laminaları içeren yeşilimsi kahverengi çamurdur. Daha altta homojen kahverengi çamur içerisinde 84-86 cm aralığında

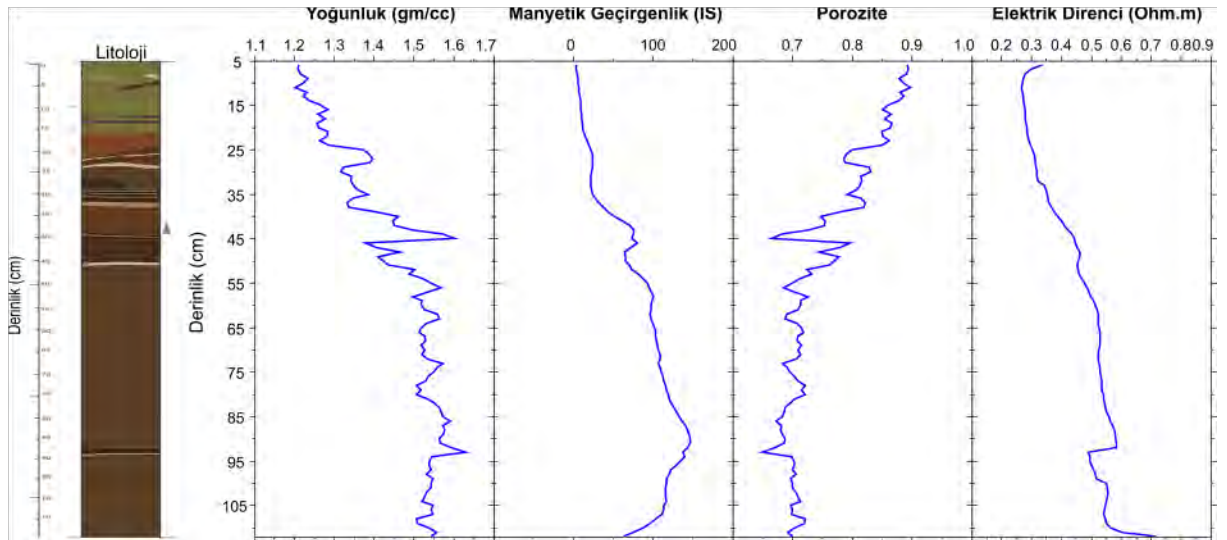
kama şeklinde koyu kahverengi siltli bir çamur tabakası içerir. X-Işınları radyografisi bu kütle akması biriminin iki banttı oluşturduğunu göstermektedir. Karotun tabanında 100-106 cm aralığında siyahımsı kahverengi siltli kil çamuru bulunmaktadır. X-Işınları radyografisi bu birimin laminalı olduğunu göstermektedir.

Karotun X-ışınları radyografisi, çıplak gözle görülmeyen karottaki çökel istifinin birimleri ve sedimanter yapısı ile ilgili daha ayrıntılı bilgiler vermektedir (Şekil 3.15). Buna göre karotun üst 6-7 cm'lik sulu çamur olup yapısı taşınma sırasında bozulmuştur. Tabanı 31 cm karot derinliğinde bulunan kütle akma birimi 25 cm'ye kadar laminalı bir yapıya, 20-25 cm karot derinliği arasında ise ince homojen bir çamur yapısına sahiptir. Çıplak gözle görülmeyen ikinci bir kütle akma yapısı radyografi görüntüsünde 36-45 cm arasında görülmektedir.

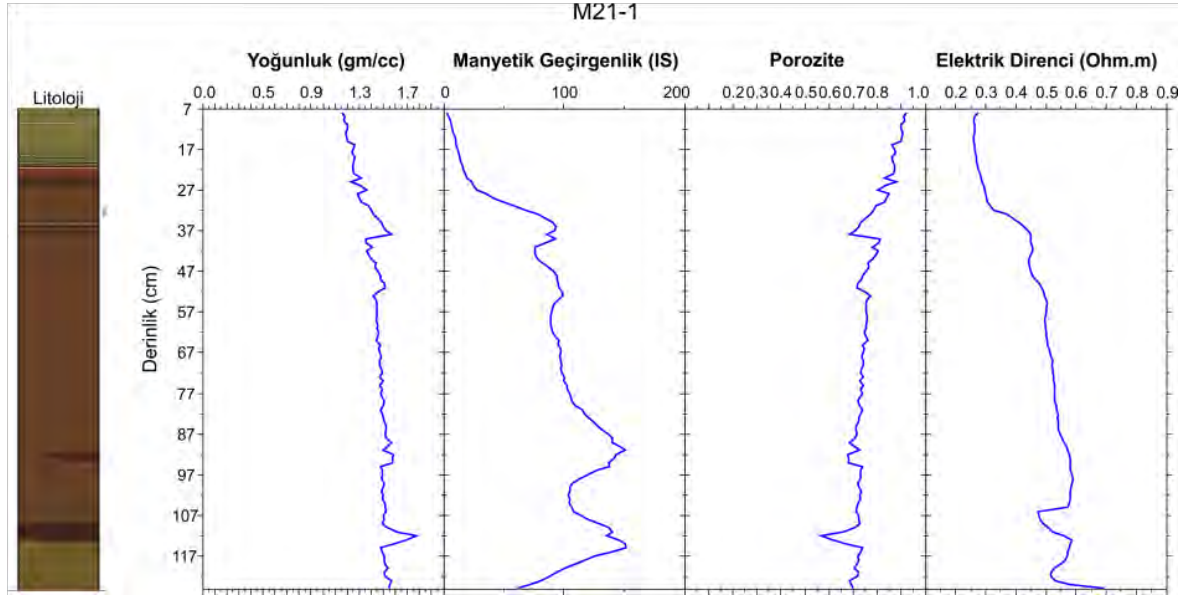
3.3.2. Çok Sensörlü Karot Loglayıcı (MSCL) Analizleri

M22-2 karotu: M22-2 Karotunda yoğunluk ve manyetik duyarlılık (susceptibility) ve rezistivite aşağı doğru genel bir artış gösterirken; porozite yukarı doğru artmaktadır (Şekil 3.16). Bu yoğunlukla çökellerin sıkışması (compaction) ile ilişkilidir. Bu genel trend içerisinde fiziksel özelliklerde 25 cm, 45 cm ve 92 cm karot derinliğindeki kırmızı kahverengi çökel seviyelerinde ve bir kısmı kütle akması birimlerine karşılık gelen seviyelerde önemli ani değişimler izlenmektedir. Bu derinliklere karşılık gelen birimlerde yoğunluk ve manyetik duyarlılık artarken; porozite azalmaktadır.

M21-1 Karotu: Bu karotta da M22-2 karotuna benzer şekilde yoğunluk ve manyetik duyarlılık (susceptibility) ve rezistivite aşağı doğru genel bir artış gösterirken; porozite azalmaktadır (Şekil 3.17). Genel olarak kütle akması seviyelerinde yoğunluk ve manyetik duyarlılık artmakta; buna karşın porozite azalmaktadır.



Şekil 3.16. M22-2 Karotlarının MSCL fiziksel özellikleri.



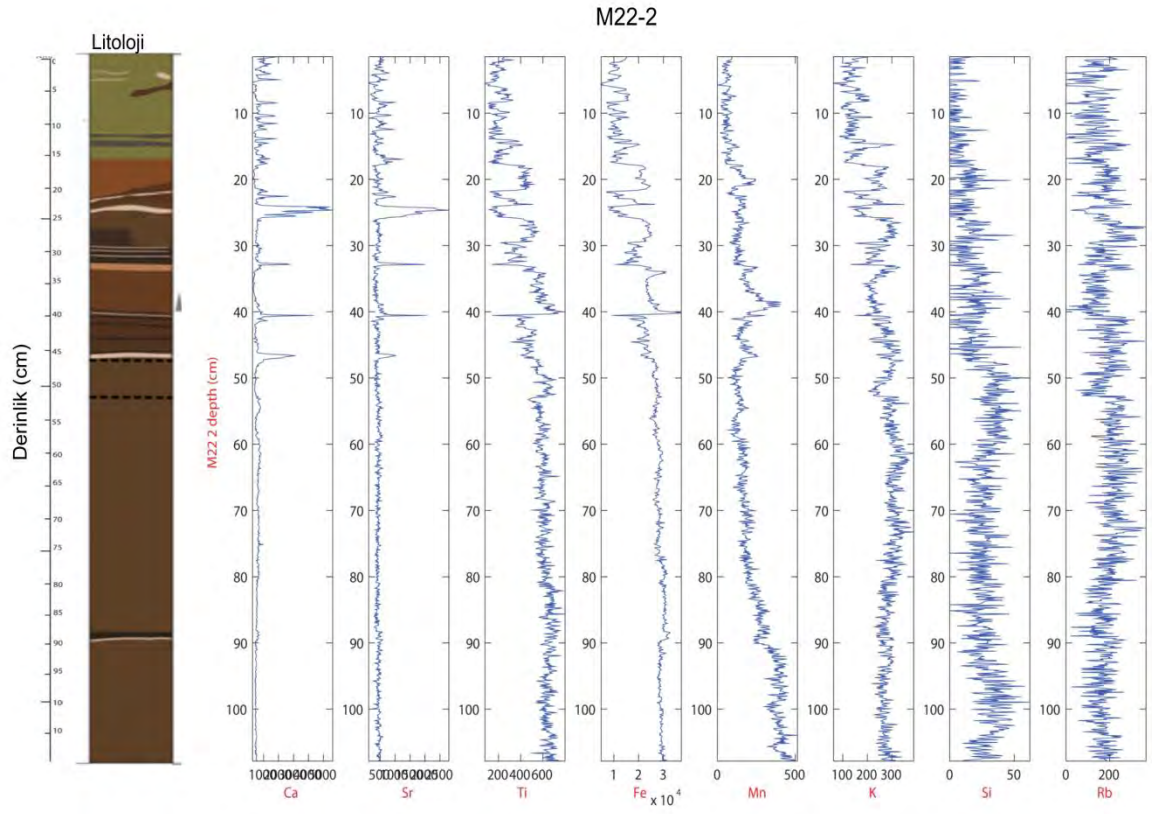
Şekil 3.17. M21-1 Karotlarının MSCL fiziksel özellikleri.

3.3.3. XRF Karot tarayıcısı Analizleri

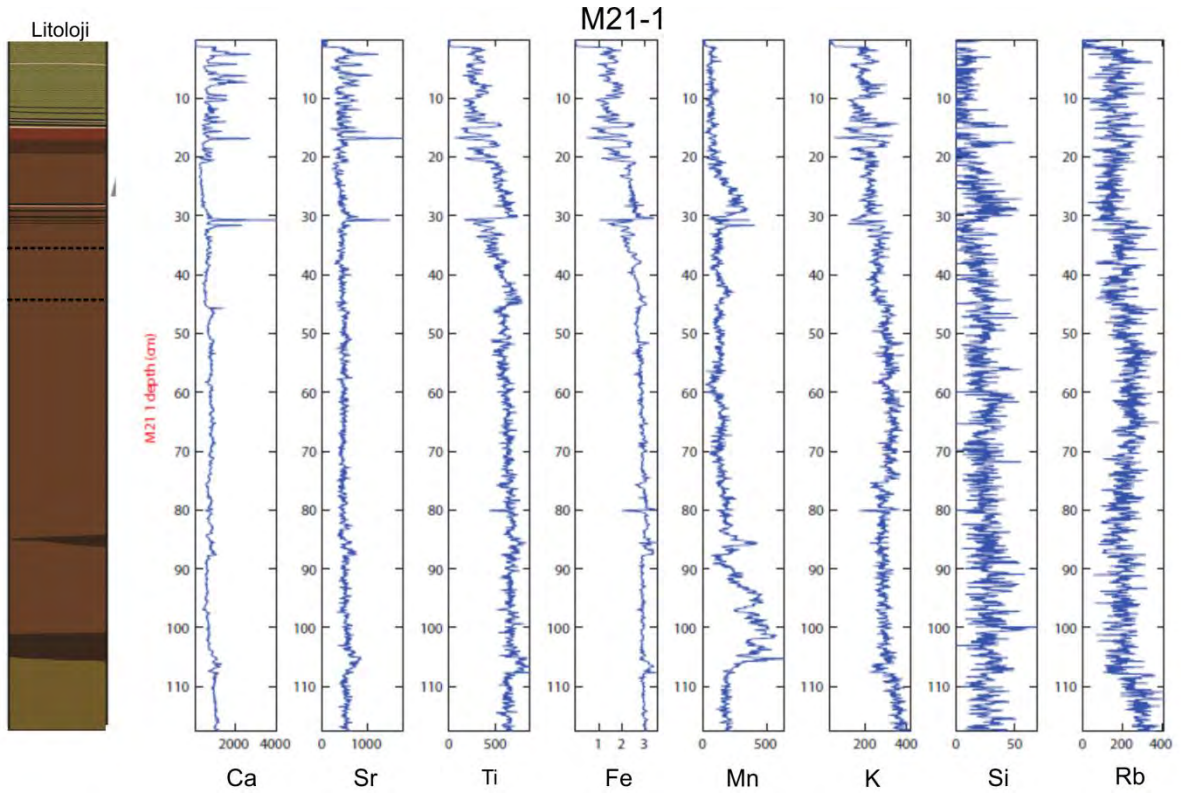
M22-2 karotu: Karotta açık renkli karbonat seviyeleri (25 cm, 32 cm, 40 cm, 48 cm) yüksek Ca ve Sr değerleri ile temsil edilmektedir (Şekil 3.18). Karotun üst kısmında, 17-20 cm ve 32.5-40 cm karot derinliklerinde yer alan iki kütle akması birimi tabanda keskin bir artışla başlayan ve üste doğru azalan Ti ve Fe profilleri ile çok iyi tanımlanmaktadır.

Her birim için üste doğru azalan Ti ve Fe profili bu kütle akma birimlerinde tane boyunun üste doğru incelmesine işaret etmektedir. Ca ve Sr açık renkli karbonatça zengin lamina ve ince tabakalarda zenginleşme göstermektedir. Manganez genel olarak kütle akması içerisinde zenginleşerek, kırıntı kökenli olduğunu göstermektedir. K, Rb, Si gibi litofil elementler değişik kütle akması birimlerinde değişik derecelerde zenginleşerek bunların farklı kaynaktan geldiğine işaret etmektedir. Karotun tabanında 84 cm’de yer alan kütle akması birimi belirgin bir element zenginleşmesi göstermemektedir.

M21-1 Karotu: Karotun üst 20 cm’sinde yukarı doğru artan Ca ve Sr değerleri dikkati çekmektedir (Şekil 3.18). Bu elementler ayrıca 17 cm ve 30 cm’deki gibi açık renkli karbonat laminalarında zenginleşmiştir. En üstte 15-17 cm’ler arasında kütle akmasında düzensiz bir Ti zenginleşmesi gözlenirken; 20-28 cm ve 37-45 cm’ler arasındaki iki kütle akmasında yukarı doğru dereceli tane incelmeye işaret eden tabanda ani Ti artışından sonra yukarı doğru azalış dikkati çekmektedir. Manganez ve Si’un 20-28 cm arasındaki kütle akması biriminde Ti’a benzer davranışı bu elementlerin kırıntı kökenli olduğunu göstermektedir. 85-87 cm ve 100-106 cm aralığındaki kütle akması birimlerinde daha az Ti’a karşın belirgin Mn artışları görülür.



Şekil 3.18. M22-2 Karotlarının XRF Karot tarayıcı analizleri. Konsantrasyonlar saniyede sayım (cps) biriminde verilmiştir.



Şekil 3.19. M21-1 Karotlarının XRF Karot tarayıcı analizleri. Konsantrasyonlar saniyede sayım (cps) biriminde verilmiştir.

3.3.4. M22-2 karotunda duraylı karbon ve oksijen izotop analizleri

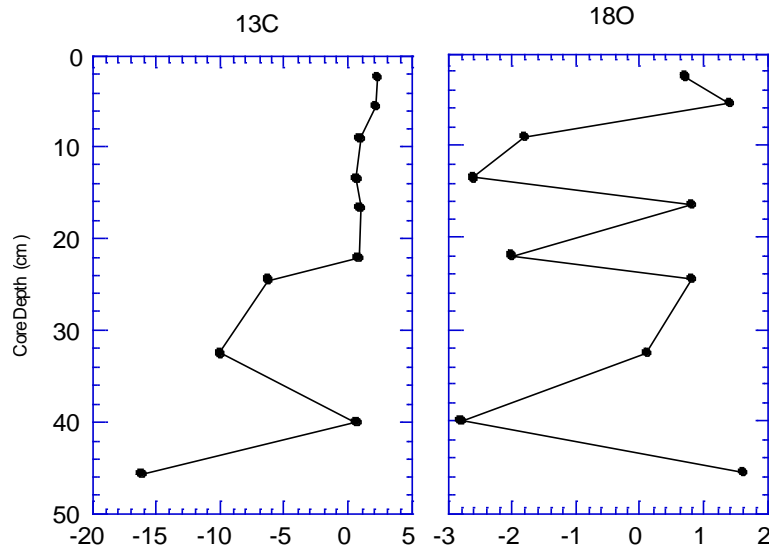
Karotun açık renkli karbonatça zengin değişik seviyelerinden alınan örneklerin karbonat içeriğinin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri sırası ile ‰-16.5 ile ‰ +2.35 ve ‰ -2.8 ile ‰+1.7 arasında değişmektedir (Tablo 3.3; Şekil 3.20). Çökellerdeki karbonat $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin değişkenliği, sığ Gölcük Havzasına körfeze giren hafif izotop oranlı akarsu ve Karadeniz suyu miktarına bağlı bir değişimi göstermektedir.

$\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin karotun üst 22 cm'sindeki ‰0 ile ‰+2 PDBV aralığında değişen değerleri karbonatı oluşturan karbonun kökeninin suda çözülmüş karbon olduğuna işaret etmektedir. Buna karşın 23.5 cm, 32 cm, 45.5 cm'de açık renkli, karbonatça zengin seviyelerden alınan örneklerdeki ‰ -16.5 PDBV' ye varan düşük değerler karbonatlardaki karbonun kökeninin organik madde oksidasyonu veya metan oksidasyonu ve suda çözülmüş karbonun en az ikisinin karışımının olabileceğini göstermektedir.

Tablo 3.3. Gölcük Havzasında M22-2 Karotunda duraylı oksijen ve karbon izotop analizleri.

Örnek derinliği cm	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ VPDB
2.5	2.2	0.7
5.5	2,1	1.4
9.	0,9	-1.8
13.5	0,6	-2.6
16.5	0,9	0.8
22	0,7	-2.0
24.5	-6,3	0.8
32.5	-10,0	0.1
40	0,6	-2.8
45.5	-16,1	2.2

M22-2



Şekil 3.20. M22-2 Karotunda oksijen ve karbon izotop oranları. Değerler $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ olarak ‰ (per mil) VPDP'ye göredir.

3.3.5. M22-2 Karotunda AMS ^{14}C analizi

Karotun 57 cm'sinde bütün bir *Corbula* sp. kavkısından alınan AMS ^{14}C yaşı 490 ± 45 yıl bulunmuştur. (bakınız Ekler Tablo 2.). Ancak bu yaş yaklaşık 400 yıllık rezervuar yaşı ile kalibre edildiğinde geçerli olmayan bir yaş olup; 57 cm üstündeki tüm çökel istifinin çok genç olduğunu (<100-150 yıl) göstermektedir.

3.3.6. Gölcük Havzası Karotlarında deprem kayıtları ve tarihsel deprem kayıtları ile denestirilmesi

M22-2 Karotunda en üstte çamur parçalı bir birim bulunmaktadır. Bu birim bir kütle akması birimi olmalıdır (Şekil 3.18). M21-1 karotunun en üstünde ise kumlu bir çamur bulunmaktadır. Olasılıkla bu birim de kütle akması birimidir. Daha altta her iki karotta da gerek çıplak gözle ve gerekse radyografi görüntülerinden seçilebilen, birbirleriyle denestirilebilen ve TH özellikleri gösteren ikişer adet kütle akması birimi bulunmaktadır. Bunlar M22-2 karotunda 17-22.5 cm, 32.5-41 cm aralığında izlenen TH birimleri ile M22-2 Karotunda sırası ile 20-31 ve 36-45 cm aralıklarındaki TH birimleridir (şekil 3.18). Kırmızı kahverengindeki bu birimler oksijenli dip suyu koşullarında çökelmiştir. TH birimleri keskin bir tabana, görel olarak iri taneye, laminal yapıya sahip olup, kırmızı kahverengindedir.

Bu iki birim fiziksel ve jeokimyasal özellikleri ile de tanımlanabilmektedir. Ancak Gölcük Havzasındaki TH birimleri Karamürsel Havzası TH birimlerine göre daha az belirgin ve değişik özelliktedir. Bunun başlıca nedeni olasılıkla Gölcük havzasının daha sığ ve küçük olmasındandır.

M-22-2 Karotunda 57 cm'deki AMS ^{14}C yaşına göre üstteki bu her üç kütle akması birimi de 100-150 yıldan daha gençtir. En üstteki M22-2 karotunda çamur parçalı ve M21-1 karotunda kumlu birim büyük olasılıkla 1999 depreminin ürünü olmalıdır. Tarihsel kayıtlara göre M-22-2 Karotunda 32.5-41 cm'ler arasında yeralan TH birimi muhtemelen 1754 depreminin kayıdır. Zira bu deprem Ambraseys (2002b)'ye göre İzmit ve civarında geniş tahribata neden olmuş, İzmit'te yüzey kırık ve yarıkları oluşmuş ve 6000 kişinin ölümüne neden olmuştur. 40-46 cm arasında yeralan TH Birimi ise 25 Mayıs 1719 depremine ($M_s=7.4$) ait olmalıdır. Ambraseys'e (2002b) göre bu depremin üssü Doğu Marmara ve muhtemelen de İzmit Körfezi'nin doğusudur. 1999 depremine benzeyen bu depremde İzmit Körfezi'nin kuzey ve güneyinde köylerde büyük hasarlar meydana gelmiş ve 1754 depremine benzer şekilde 6000 kişi ölmüştür (Ambreseys ve Finkel, 1995; Altınok vd., 2011). Karamürsel Havzasında karotlarda kayıtlarını görmediğimiz bu depremlerin Gölcük havzasında görülmesi bu depremlerin merkez üssünün Gölcük Havzası ve yakın doğusu olduğunu doğrulamaktadır.

Karotun altına doğru görülen karbonatça zengin açık çökel bantları Duraylı karbon izotop analiz sonuçlarına göre diyajenez sonucu, organik madde oksidasyonu veya organik madde oksidasyonu, metan oksidasyonu ve suda çözünmüş karbonun en az ikisinin karışımı ile gelişmiş karbon kökenlidir.

4. ÇINARCİK HAVZASI KAROT ÇALIŞMALARI

4.1. Çınarcık Havzası'nın morfotektoniği ve Oşinografisi

Çınarcık havzası, Marmara denizi içerisindeki en doğudaki derin çukurluktur. Maksimum 1270 m derinliğe, yaklaşık 50 km uzunluğa ve ortalama 12 km genişliğe sahiptir (Şekil 4.1). Havza kama biçimindedir ve doğuya doğru daralır. Çınarcık Havzası kuzeyi ve güneyinde şelfe birleşen yüksek sarp yamaçlarla, doğuda İzmit Körfezi ve batıda ise Orta Sırt tarafından bir yükselimle sınırlandırılmıştır. Kuzeyindeki 20-29° eğime sahip yamaç, -100 m'deki şelf sınırından ~ -1100 m derinliğe kadar uzanmaktadır. Güneydeki yamaç ortalama yaklaşık 16° ile daha düşük bir eğim açısına sahiptir.

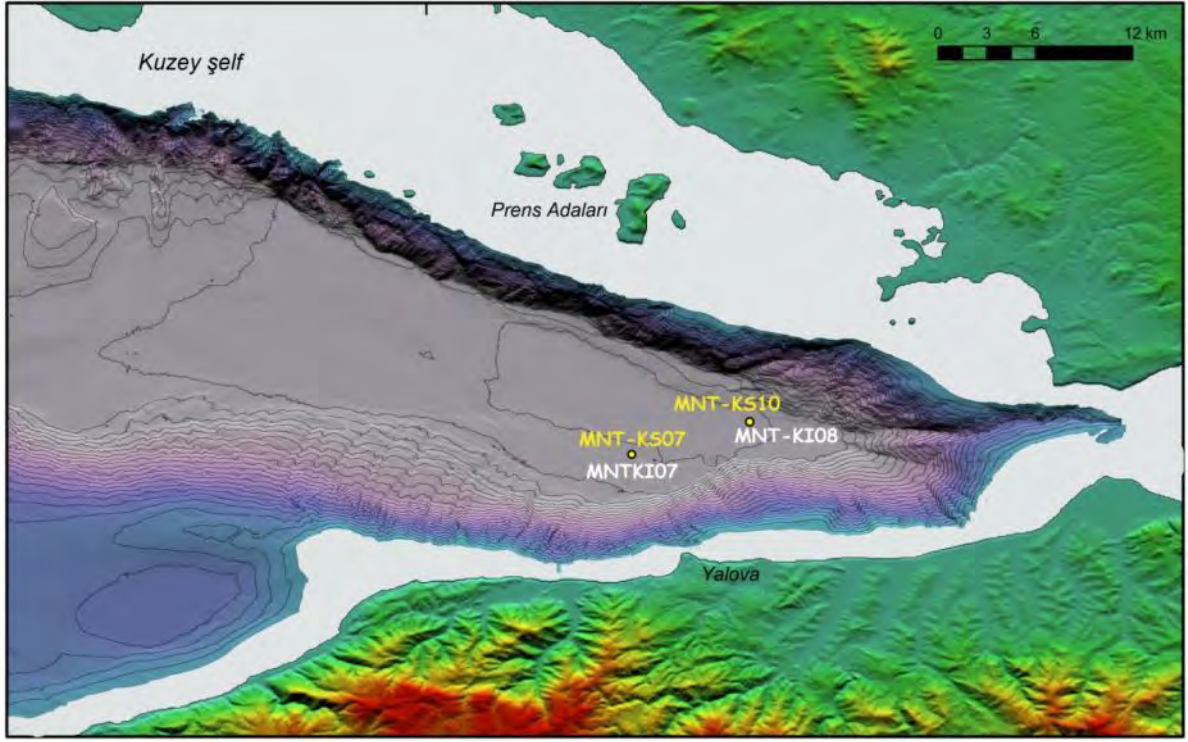
Havzada muhtemelen son 2 milyon yılda 5-6 km kalınlığında, büyük çoğunluğu kütle akma birimleri (türbidit-homojenit, TH) olan çökeller birikmiştir. Çınarcık Havzasının KD kenarını oluşturan K120° yönelimli dik yamacın hemen önünde Adaların güneyinden geçen fayı (Adalar Fayı) oluşturan en échelon, normal bileşenli faylar görülmektedir (Şekil 1.1 ve 1.2). Çınarcık havzasının güneyinde ise 300-400 m derinliğindeki İmralı Havzası ile Çınarcık Havzası arasındaki yamaçta düşey bileşene sahip sağ yanal atımlı faylar bulunmaktadır. Bu faylar İzmit Körfezi'nde Hersek batısında Ana Marmara Fayı'ndan ayrılan ikinci bir kola aittir. Çınarcık Havzası'na en önemli akarsu girdisi Marmara Denizi'nin güney akaçlama havzasından Kocasu iledir. Bu nehir Marmara Denizi'ne yılda 1.98×10^6 t askıda katı madde ve 5.6 km^3 su taşır (EİE, 1993). Bu askıda yükün önemli bir kısmı şelf alanında çökerir.

Tüm Marmara Denizi'nde olduğu gibi Çınarcık Havzası'nda, 20-25 m'de bir piknoklin ile ayrılan iki tabakalı su sistemi vardır (bakınız Bölüm 1.3). Üstteki Karadeniz kökenli su tabakasının tuzluluğu mevsimsel olarak %21-26 arasında değişmektedir (Beşiktepe v.d., 1994). Karadeniz suyu İstanbul Boğazı'ndan girerek ve özellikle de geç ilkbahar ve yaz aylarında etkili bir üst su akıntısı oluşturur. Güneye doğru 60-75 cm/s hızında hareket eden Boğaz yüzey akıntısı, Armutlu Yarımadası'nın kuzey-batı ucuna çarparak önce batıya ve daha sonra kuzey-batıya yönlendirilir ve Adalar - Armutlu Yarımadası ile kuzey şelfte ve orta çukurluğa arasında küçük siklonik döngüler oluşturur (Şekil 1.4). Yüzey suyu akıntı hızı yerel ve mevsimsel olarak 20-50 cm/s arasında değişmektedir (Ünlüata v.d., 1990; Beşiktepe v.d., 1994). Çanakkale Boğazı'ndan giren ve Marmara Denizi'nde doğuya yavaş bir akıntı olarak ulaşan Akdeniz kökenli dip su, özellikle Çınarcık Havzasında daha durağan bir özelliğe sahip olup, çoğunlukla 1-2 mg/l oksijen içermektedir (Ünlüata v.d., 1990).

Ancak, bu çukurlukta İstanbul Boğazı'na yaklaştıkça alt suda oksijen bir miktar artarak 2.5-5 mg/l değerlerine ulaşmaktadır (Ünlüata v.d., 1990). Alt su Marmara Denizi'nin tümünde olduğu gibi 14.5°C'lik potansiyel sıcaklığa sahiptir.

4.2. Çınarcık Havzası Karot Analizleri

Bu çalışmada 2007 Marnaut seferi esnasında Çınarcık Havzası'nda iki ayrı lokasyondan MNTKS10 ve MNTKKS7 gravite karotları ile MNTKI08 ve MNTKI07 sediment/su ara yüzey karotları kullanılmıştır. TH birimlerini tespit etmek amacıyla karotların litolojik tanımlamaları, MSCL fiziksel analizleri ve XRF Karot Tarayıcısı (element ve radyografi) analizleri yapılmıştır (Şekil 4. 1, Tablo 1.1).

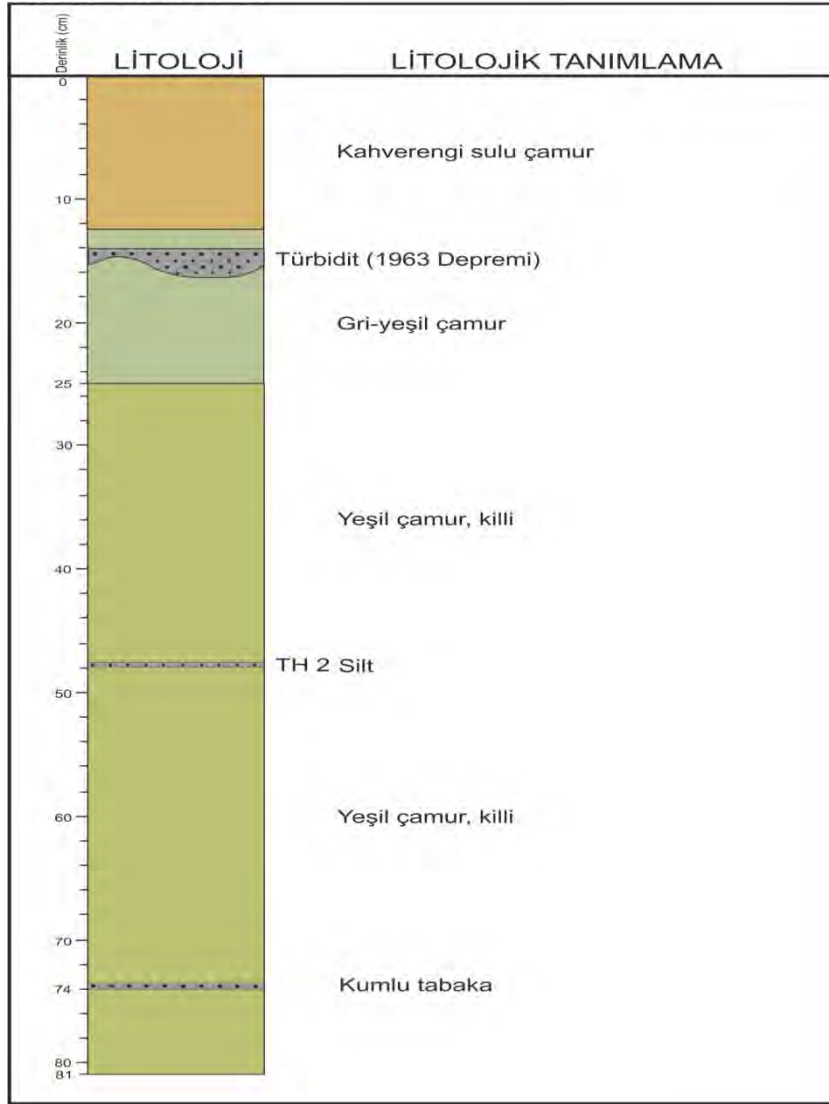


Şekil 4.1. Çınarcık Çukurluğunun batimetri haritası ve karot yerleri.

4.2.1. Litoloji

MNTKI-07 Karotu: Çınarcık Havzası'nın GD'sundan, 1220 m su derinliğinden alınan bu sediment/su ara yüzey karotunun uzunluğu 81 cm'dir (Şekil 4.1). En altta 84-25 cm'ler arası yeşil renkte killi çamurdan oluşmaktadır. 74 cm'de tabanı kumlu olan bir TH birimi ve 47.5 cm 'de de ince silt tabakası bulunmaktadır. Üste doğru 25-12.5 cm'ler arası gri-yeşil renkli çamurdur. 12.5-16 cm'ler arasında tabanı ~2 cm kalınlığında kum olan türbidit-homojenit (TH) birimi bulunmaktadır. Karotun en üstteki ~12.5 cm 'lik kısmı ise kahverengi yumuşak çamurdan oluşmaktadır.

Karot: MNTKI-07



Şekil 4.2. MNTKI-07 karotunun litolojik tanımı. En üstteki türbidit –homojenit (TH) birimi. Sonuçları sunulan radyonüklid yaş tayini analizlerine göre muhtemelen 1963 depremi sonucunda çökelmiştir (bakınız Bölüm 4.2.5).

MNTKS-07 Karotu: Çınarcık Havzasının güney-doğusunda 1215 m su derinliğinden MNTKI-07 ile aynı yerden alınmış bu gravite karotunun uzunluğu 992 cm'dir (Şekil 4.3). Karot yaklaşık 1 m'lik 10 bölümden (section) oluşmaktadır. MNTKS-07 ve MNTKI-07 karotlarının MSCL fiziksel özelliklerinin korelasyonunda MNTKS-07 karotunun üst kısmının bir metreden fazlasının karot alımı sırasında kaybolduğu (alınmadığı) görülmüştür (bakınız Şekil 4.2, 4.3 ve Bölüm 4.2.2). Ayrıca karotun 3. ve 7. bölümlerinde gaz genişlemesine bağlı çatlak şeklinde bir kaç mm genişliğinde boşluklar bulunmaktadır. MNTKS-07 Karotun hakim olan litolojisi Marmara Denizi'nin derin havzalarını temsil eden gri yeşil renkli homojen çamurdan oluşmaktadır. İstif deniz tabanından 7.95 cm ile 8.50 cm derinliğindeki aralıkta az belirgin laminasyon göstermektedir.

Karotta normal çökel istif; siltten kum boyutuna değişen, bazılarının alt sınırı aşınmalı olan, dereceli boylanma gösteren ve birden fazla kum laminası içeren 27 adet türbidit-homojenit (TH) birimi içermektedir. Orta iri kum içeren tabana sahip TH birimleri deniz tabanından 1.5

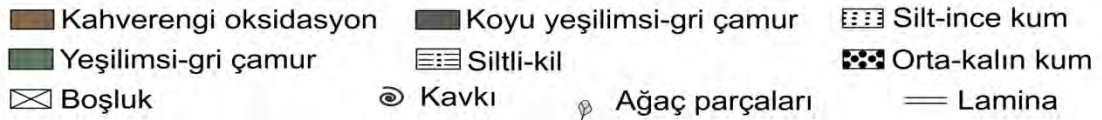
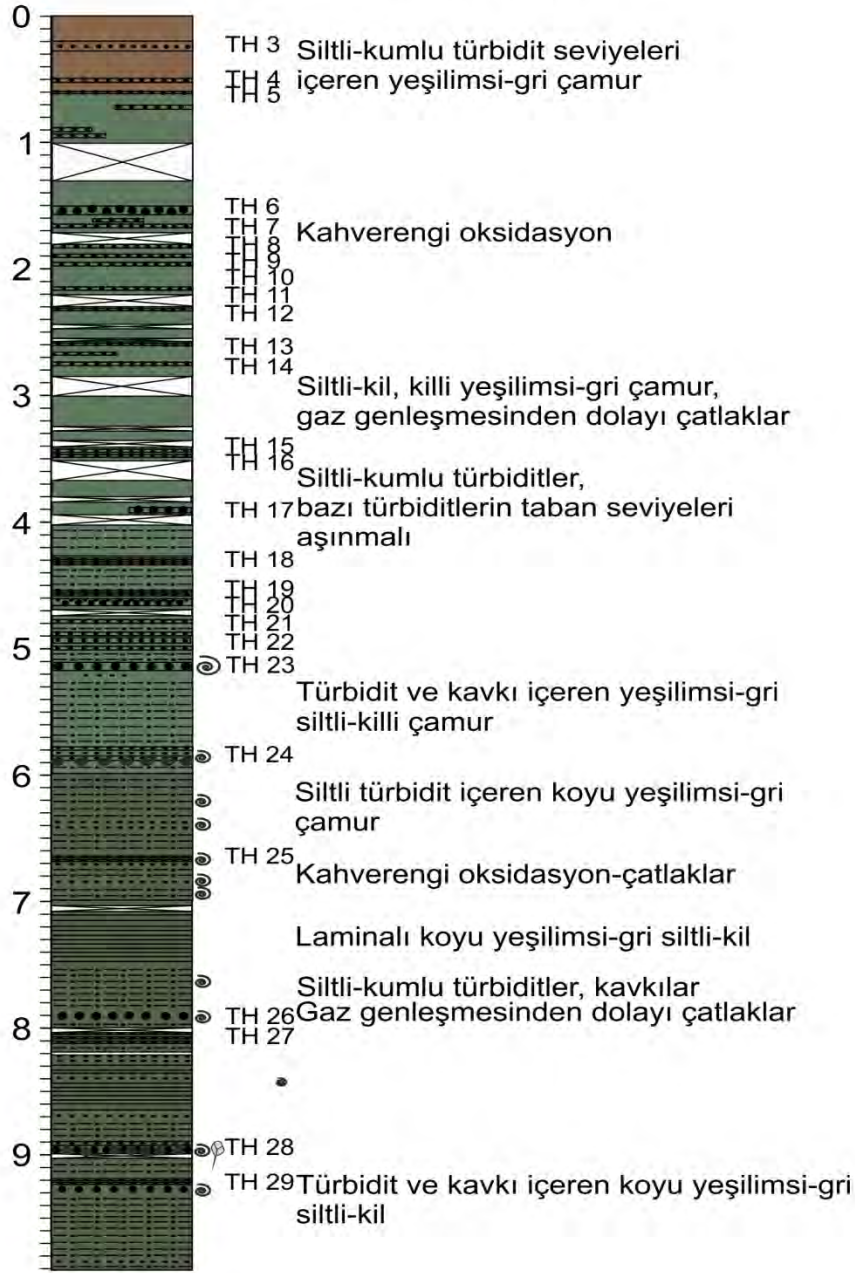
m, 3.85 m, 4.6 m, 5.15 m, 6.9 m, 8.85 m, 9.95 m ve 10.25 m derinliklerde bulunmaktadır. Bu göreceli TH birimlerinin tabanı genel olarak aşınmalıdır ve kalınlıkları 0.8 cm ile 5 cm aralığında değişmektedir. Gerek kum ve gerekse silt boyutlu TH birimlerinin taban kısımları genel olarak bivalv kavkı kırıntıları ve foraminifer kavkıları içermektedir. Fosil içerikleri bu malzemenin sığ bölgelerden (üst yamaçlar) taşındığını göstermektedir.

MNTK-I08 Karotu: Karot Çınarcık havzası'nın çökel (depo) merkezinde 1265 m su derinliğinden alınmıştır. MNTKI-08 karotunun uzunluğu 71.7 cm'dir (Şekil 4.4). Karotun 52.5 cm derinliğinde erozyonel ve keskin bir sınır üzerine gelen, üstte 38.6 cm'ye kadar devam eden bir TH birimi vardır. Bu birimin tabanı 2.5 cm kalınlığında orta-ince kumdur. 50-48.5 cm aralığında daha koyu siltli bir tabaka bulunmakta ve bunun da üzerinde 36.8 cm'ye kadar laminalı bir çamur TH biriminin üst kısmını oluşturmaktadır.

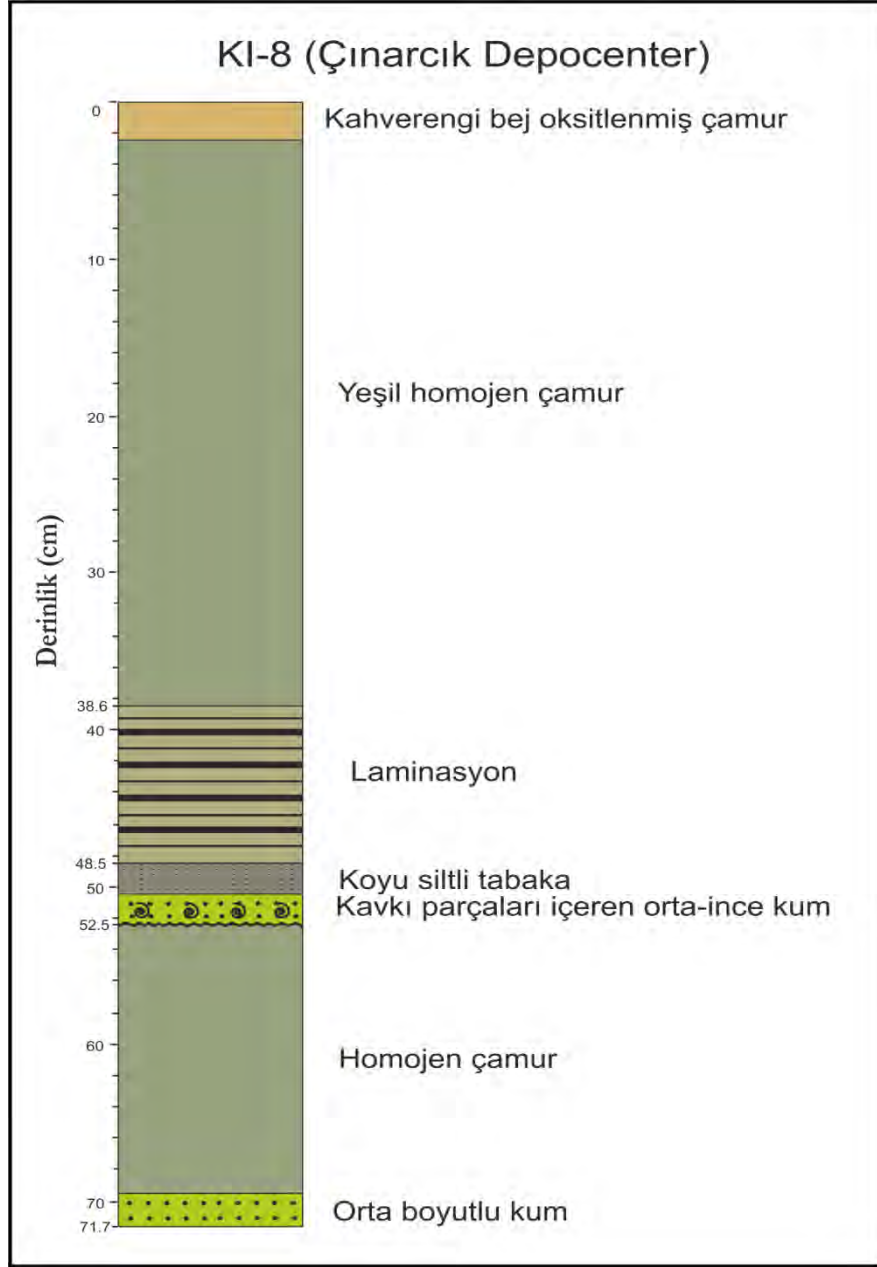
Karotun tabanında 69.5-71.7 cm'ler arasında orta tane boyunda bir kum tabakası ikinci bir TH birimini temsil etmektedir. Karotun 71.7-52.5 cm ve 38.6 cm -2.5 cm arası normal homojen yeşil çamurdan ve en üst, 2.5'si kahverengi-bej renkli oksijenli zonu temsil eden çamur tabakasından oluşmaktadır.

MNTKS-10 Karotu: MNTKI-08 Karotu ile aynı yerden, 1265 m su derinliğinde Çınarcık havzasını doğu ucunda en derin bölgesinden alınmıştır (Şekil 4.1). Karot yaklaşık 1 m'lik 7 kısımdan oluşmaktadır (Şekil 4.5). Karotun ilk bölümünün (MNTKS10-1) uzunluğu 91.5 cm'dir. 91.5-65 cm'ler arası yeşil renkli homojen çamurdan oluşmaktadır. Karot 86.5 cm ve 82 cm'ler arasında iri taneli kum içermektedir. 83 cm'den alınan örnek ostracod, bivalv kavkı kırıntısı, gastropod ve bentik foraminifer (örneğin, *Bulimina* sp.) içermektedir.

MNTKS 07

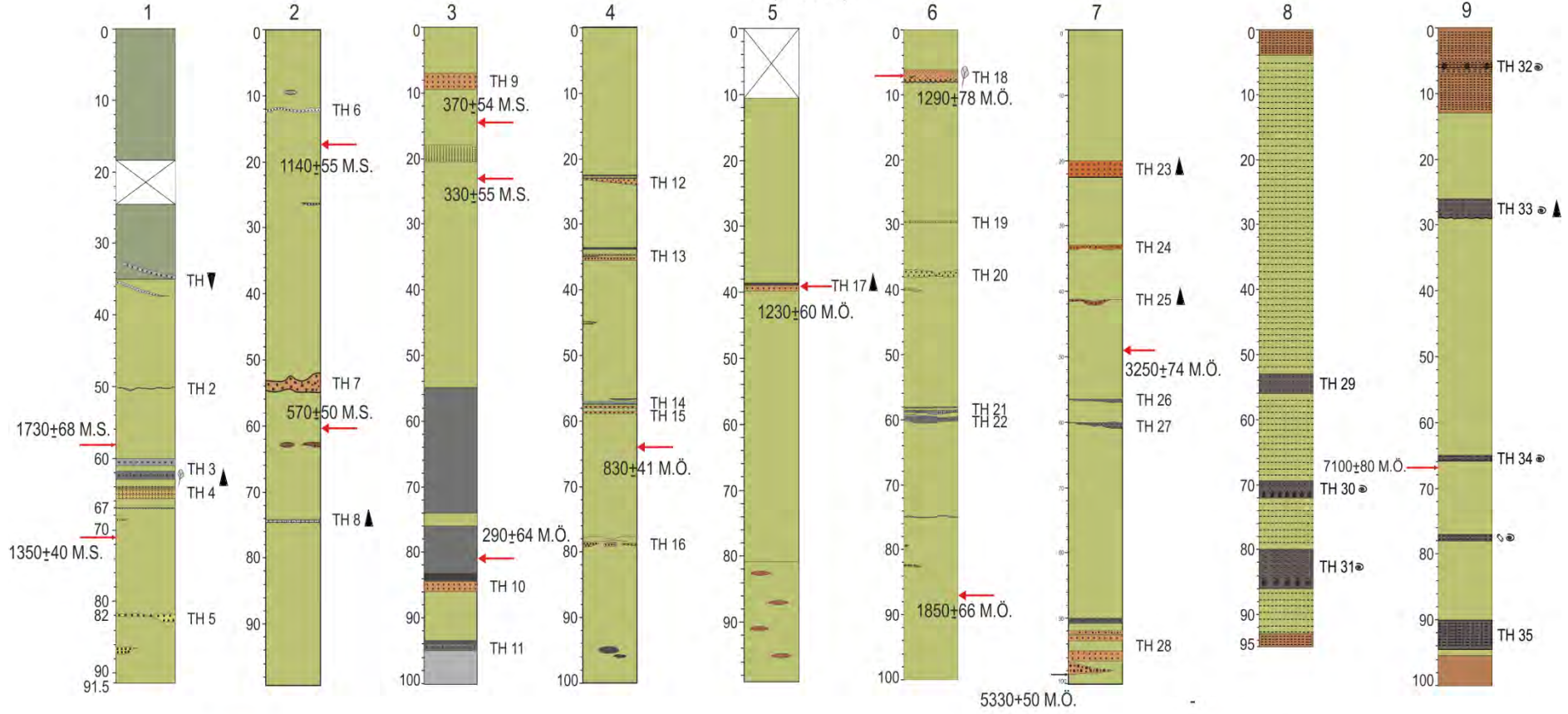


Şekil 4.3. MNTKS-07 karotunun litolojik logu.

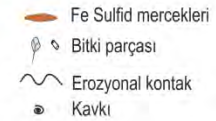


Şekil 4.4. MNTKI-08 karotunun litolojik logu. Karotun deniz tabanından itibaren 53 cm derinliğinde M.S. 1300±60 yıl yaşı bulunmuştur.

MNTKS 10 (Çınarcık Havzası)
(1265 m)



Lejand:



* TH: Türbidit-Homojenit

Şekil. 4.5. MNTKS 10 Karotunun litolojik logu ve elde edilen AMS ¹⁴C yaşları.

Deniz tabanından 68.5 cm derinlikte devamsız kum laminası bulunmaktadır. 67 cm derinlikte 1 mm kalınlığında ince boyutlu kum tabakası TH biriminin tabanını temsil etmektedir (Şekil 4.5). Karotta 60-66 cm derinliği arasında dört adet kum bandı (laminası) bir TH birimine aittir. Bunların 64-65.5 cm'ler arasında yer alan iki adeti 2-3 mm kalınlığındadır. Diğer iki adet de 1.5 cm kalınlığında kahverengi kum laminalarıdır. 64.5 cm'deki kum laminası bivalv parçaları, *Cibicides lobatula*, *Brizalina sp.*, gibi foramiferler içermektedir. 63-62 cm'ler arasında bulunan kum laminası 0.7 cm kalınlığında koyu gri-siyah renkli orta-ince boyutlu kumdan oluşmuştur. Bu kum tabakası aynı zamanda bitki parçaları da içermektedir. Bu TH birimine ait en üstte 61-60 cm'ler arasındaki orta boyutlu kum 0.5 cm kalınlıktadır. Karotun orta kısımlarında, 50 cm'de koyu renkli, çok ince boyutlu kum laminası mevcuttur. Üste doğru 36-32 cm'ler arasında eğimli duran 0.3 cm kalınlığında ince boyutlu kum laminası ile 0.5 cm kalınlıklı orta boyutlu kum laminası görülmektedir. 34 cm'den karotun üst kısmına doğru daha koyu yeşil renkli homojen çamur bulunmaktadır.

MNTKS10 Karotunun 2. biriminin uzunluğu 99.2 cm'dir (Şekil 4.5). Karot boyunca yeşil renkli çamur görülmektedir. Karotun alt kısmında 74.6-74.2 cm'ler arasında ince boyutlu kum-silt laminası (TH) bulunmaktadır. Bu seviye aynı zamanda kavkı parçaları da içermektedir. 63.2-62.5 cm'ler arasında kahverengi-kırmızı renklerde ince boyutlu kum mercekleri bulunmaktadır. 2. karot bölümünün orta kısmında, 55-52 cm arasında 0.6-2 cm kalınlığında, kahverengi kaba taneli kumdan orta boyutlu kuma kadar değişen boyutta bir kum tabakası diğer bir TH birimini oluşturmaktadır. Karotun üst kısmına doğru, 26.5-26.2 cm'ler arasında, 3 mm kalınlığında ince boyutlu kum merceği bulunmaktadır. Bu kum merceği içerisinde nadirde olsa kavkı parçaları görülmektedir. Karotun üst kısmı, 12 cm'de 0.8 cm kalınlıklı ince boyutlu bir kum laminası içerir.

Yaklaşık olarak 9 cm'de de 3 mm kalınlığında, gri renkli silt merceği görülür. MNTKS10 karotunun 3. bölümü 100 cm uzunluğundadır (Şekil 4.5). Karotun en alt kısmında, 100 cm'den 95 cm'ye kadar Fe-sülfidleri de içeren gri renkli çamur görülür. Bunun üzerinde ise bol bitki parçaları içeren çamurla beraber siyah renkli bir silt-kum tabakası bulunmaktadır. Karotta 86-84.2 cm arasında kahverengi orta boyutlu bir kum tabakası bulunmaktadır. Bunun üzerine 83.2 cm'ye kadar organikçe zengin çamur üzerlemektedir. Üste doğru 76 cm'e kadar koyu gri-siyah renkli çamur görülür. 76-74 cm arası yeşil renkli çamurdan oluşmaktadır. Bunun da üzerinde 55 cm'e kadar koyu gri-siyah Fe-sülfitçe zengin çamur bulunmaktadır. Bu seviyeden karotun en üst kısmına kadar yeşil renkli çamur hakimdir.

Karotun üst kısımlarında 20.5-18 cm arasında TH birimi olarak laminasyonlu bir silt tabakası, daha da üste doğru 9.5-7 cm'ler arasında orta boyutlu, kahverengi kumlu TH birimi mevcuttur.

MNTKS10 karotunda 4. bölümün uzunluğu 100 cm'dir (Şekil 4.5). Karotun en üst kısmında yaklaşık 10 cm boşluk bulunmaktadır. En altta siyah-koyu gri renkli ince-orta boyutlu kum mercekleri bulunmaktadır. 79-78.5 cm'ler arası kahverengi kum mercekleri içermektedir. Bunun da üzerinde koyu gri renkli laminasyonlar üzerlemektedir. 58.5-56.6 cm'ler arasında 0.4-0.5 cm kalınlığında kahverengi kum tabakası halinde iki adet TH birimi mevcuttur. Bu kum tabakalarının üstünde ve 56.6 cm'de 2 mm kalınlığında organik karbonca zengin iki tabaka bulunmaktadır. Karotun orta kısmında, 45 cm'de 3 mm kalınlıklı kum merceği bulunmaktadır. Bunun da üstüne doğru 35.5-33.6 cm'ler arasında 0.5 cm kalınlığında kahverengi orta boyutlu kum ve 1.5 mm kalınlıklı kahverengi kum tabakaları (TH birimleri) mevcuttur. Üstteki TH biriminin üzerine 33.6 cm'de 2 mm kalınlığında bol bitki parçaları içeren bir tabaka gelmektedir. 24-22.5 cm'ler arasında, orta boyutlu iyi boylanmış kama şeklinde kahverengi bir kum tabakası ve bunun üstüne doğru 0.3-0.4 mm kalınlığında koyu

renkli bol bitki parçaları içeren maddece zengin bir tabaka bulunmaktadır. Bu bitkice maddece zengin tabaka ile kum tabakası arasında 1.5 mm kalınlığında yeşil renkli bir TH birimi silt-kil tabakası olarak görülmektedir. Karotun üst kısmında yeşil çamur siyah FeS benekler içermektedir. MNTKS10 karotunun 5. Bölümü uzunluğu 98.5 cm'dir (Şekil 4.5). Bu bölümün alt kısmında, 80 cm'ye kadar kıvılcak-kahverengi renklerde okside olmuş FeS'li bantlar bulunmaktadır. Karotta yeşil renkli çamur hakimdir. Üste doğru 39.9 cm'de bir TH birimi orta boyutlu kahverengi kum tabakası ile temsil edilmektedir. Bu TH birimi aynı zamanda kavkı parçaları içermektedir. TH biriminin üzerinde bitki parçaları içeren bir çamur tabakası bulunmaktadır.

MNTKS10 karotunda 6. bölümün uzunluğu 100 cm'dir (Şekil 4.5). Bölümde 84-74 cm'ler arasında 0.5-0.2 mm kalınlığında orta boyutlu kahverengi kum merceği ve 1.5 mm kalınlığında gri silt laminası (TH) bulunmaktadır. 60-58 cm'ler arasında üste doğru kalınlığı azalan 3 adet farklı gri renkli, ince kum-silt'den oluşan TH birimleri bulunmaktadır. Karot bölümünde üste doğru gidildikçe 40 cm'de 3 mm kalınlığında bir kum merceği ve yine 38-37 cm'lerde 1 cm kalınlıklı orta boyutlu kum mercekleri mevcuttur. 29.5 cm'de ise 2 mm kalınlığında ince boyutlu bir kum tabakası (TH birimi) vardır.

Bölümün en üst kısmında, 8 cm'de erozyonel yüzeye gelen ve 6.2 cm'ye kadar, tabanda kahverengi ince kum-orta boyutlu kumdan üste doğru silt boyuta incelen TH birimi, aynı zamanda karasal bitki parçaları da içermektedir.

MNTKS10 karotunun 7. bölümü 100 cm uzunluğundadır. (Şekil 4.5). Bu bölümün tabanında bir TH biriminin (TH28) 9 cm kalınlığında aşınmalı bir alt dokanağa sahip taban kısmı görülmektedir. Bu kısım, en altta kaba kum-orta boyutlu kum tabakasından oluşmaktadır. Üstünde orta-ince kumla başlayıp, üste doğru tane boyu ve kalınlığı azalan kum birkaç kum laminası (bantı) içermektedir (Şekil 4.). TH28 birimini üzerinde üste doğru bölümün 61-60 cm'leri arasında orta kum-ince kum boyutunda koyu gri renkli kumlu TH27 birimi, 56.5 cm'de 1-1.5 mm kalınlığında koyu gri renkli bir ince kumlu bir TH26 birimi bulunmaktadır. Karotun 42 cm'sinde TH26 birimi erozyonel dokanakra başlamakta ve 41.4 cm'ye kadar koyu kırmızımsı-kahverengi orta kum tabakası ile devam etmektedir. Bu TH biriminin üstünde diğer bir TH25 birimi 33 cm'de 0.5-1 cm kalınlığında kırmızı renkli orta-ince kum ile temsil edilmektedir. Üste doğru 22.5 cm'de keskin bir sınırla, bu sınırın üzerinde 20 cm'ye kadar kırmızımsı-kahverengi orta kum boyutlu TH24 birimi mevcuttur.

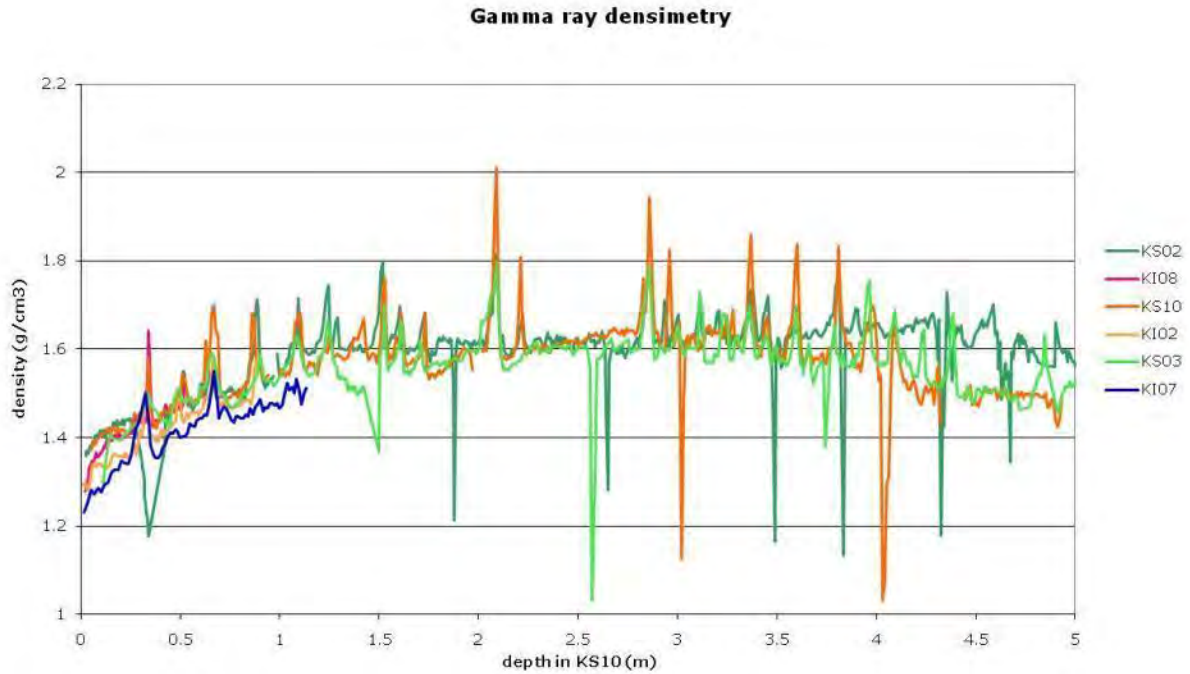
Karotun 8. Bölümünde dört adet TH birimi bulunmaktadır. En alttaki (TH32) yaklaşık 12 cm ile en kalındır. Tabanı orta kum tane boyutunda üç laminadan oluşmuştur. Karbonat kavkı kırıntıları ve üstünde bitki kırıntıları içermektedir. Karot bölümünde en üstteki TH29 birimi 2 cm kalınlığında siltten oluşmuştur. Ortadaki TH30 ve TH31 sursu ile 3 ve 5 cm kalınlığında kaba silt ve ince-orta kumdan oluşmuştur.

MNTKS-30 karotunun en alt 9. Bölümünde en üstteki TH33 birimi aşınalı bir alt dokanağa sahip 3 cm kalınlığında, tane boyu dereceli, orta taneli bir kumdur (Şekil 4.5). Altta üç TH birimi (TH-34, TH-35 ve TH36) daha bulunmaktadır. Bunlar ince-orta kumdan oluşmuştur ve kavkı kırıntıları içerir.

Bu karotta tabanda birkaç kum-silt laminası ile başlayıp yukarı doğru tane boyunun azaldığı ve en üstte yoğunluğu düşük karasal kökenli bitki kalıntıları içeren TH birimlerinin tsunami çökelleri (backwash deposits) olduğu düşünülmektedir. Değişik seviyelerde görülen kum mercekleri ve devamsız kum bantları, daha sonraki depremlerde sismik etkinlikle oluşmuş su kaçma ve sıvılaşma yapılarıdır.

4.2.2. Çınarcık Havzası Karotlarında Çok Sensörlü Karot Log Alıcı (MSCL) Analizleri

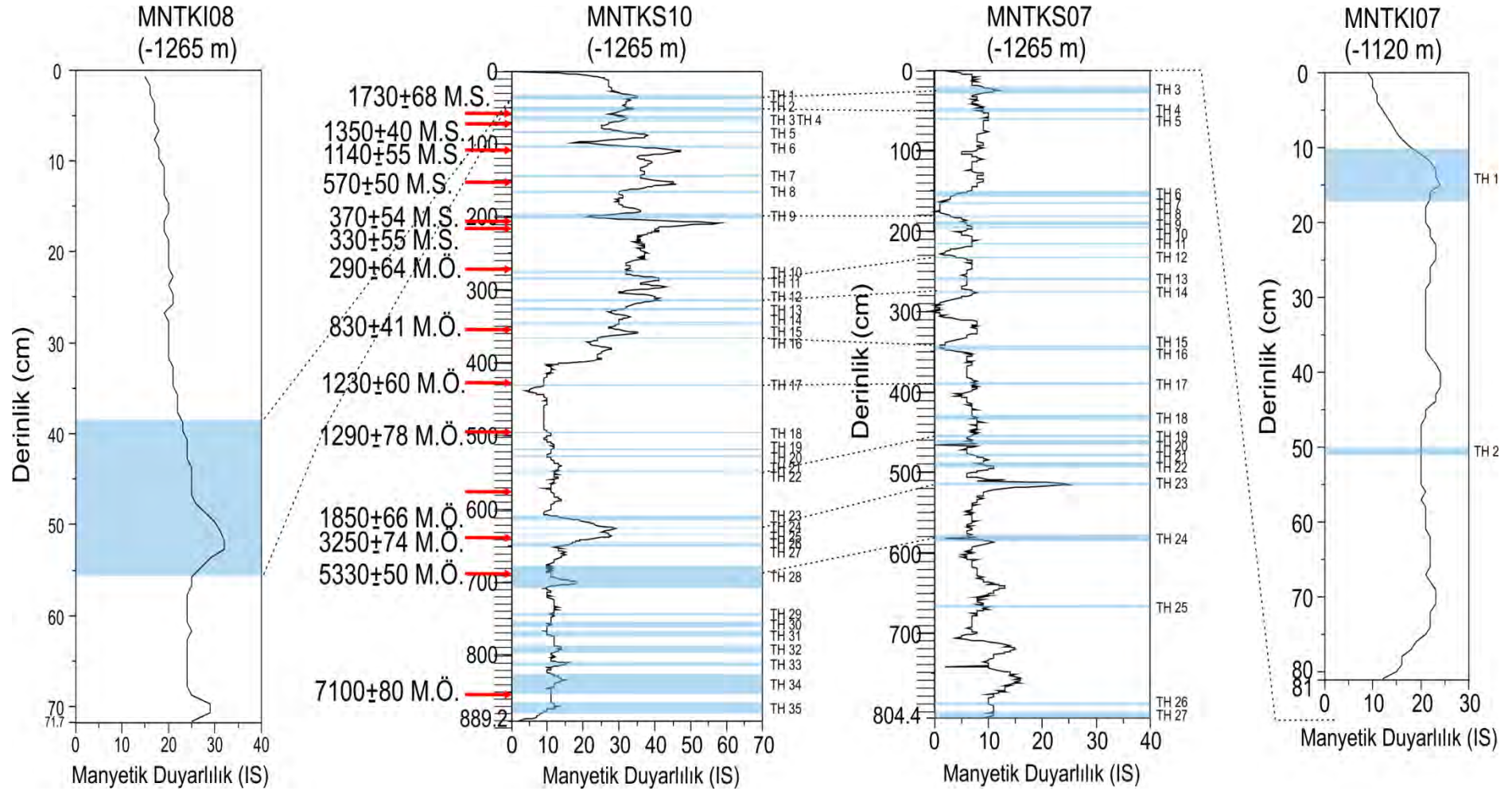
Çınarcık Çukurluğu'ndaki karotların ortak (composite) bir karot derinliğine göre MSCL yoğunluk profilleri Şekil 4.6'da verilmiştir. TH birimleri yüksek değerler ile karakterize edilmektedir. Profillerdeki aşırı düşük değerler halindeki sapmalar karotlardaki gaz boşlukları nedeniyledir. TH birimlerinin değişik karotlarda havza boyunca korele edilmesi, türbidit çökeliminin genel olarak havzada değişik derinliklerde denetirilebilirliğini göstermektedir. Karotlarda manyetik duyarlılık (susceptibilite) değerleri, TH birimlerinin özellikle tabanlarını temsil eden göreceli kaba taneli kısımlarında zenginleşme göstermektedir (Şekil 4.7). Aynı zamanda bu değerler karotlar arasındaki stratigrafik denetirmede de yardımcı olmaktadır.



Şekil 4.6. Çınarcık Çukurluğu'ndan alınan karotların ortak (composite) bir karot derinliği boyunca gama yoğunluklarının değişimi. Yüksek değerler TH birimlerine aittir. TH birimlerinin karotlarda havza boyunca korele edilebilir olması dikkat çekicidir.

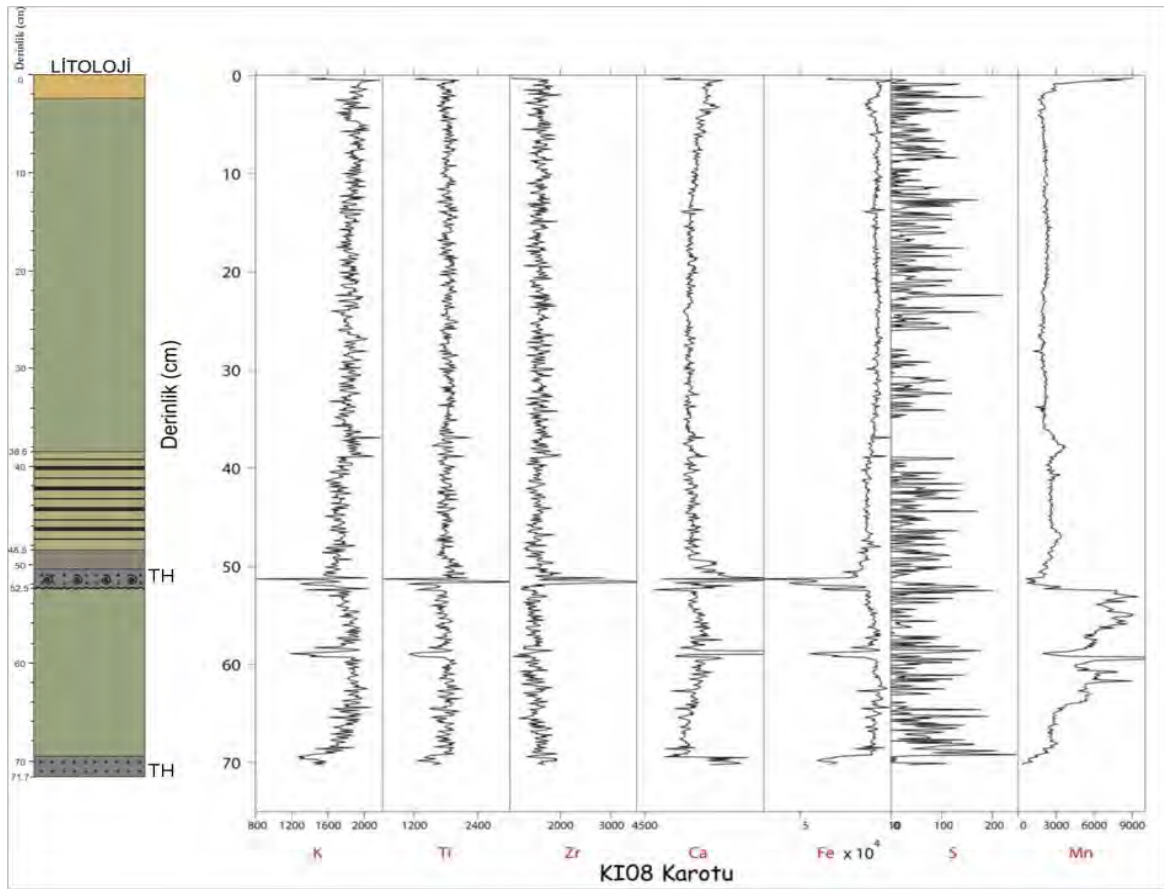
4.4.3. Çınarcık Havzası Karotlarında XRF Karot Tarayıcısı Analizleri

Çınarcık MNTKI-08 Karotu: Karotta tabandaki TH biriminin üzerindeki 70-52.5 cm arasındaki çamur birimi Mn yönünden zenginleşme gösterir (Şekil 4.8). Tabanı 52.5 cm olan üstteki TH birimi ve üzerindeki çamur 3 cm karot derinliğine kadar düşük Mn değerlerine sahiptir.



Şekil. 4.7. Çınarcık Çukurluğu'ndan alınan karotların manyetik duyarlılık profilleri. TH birimleri yüksek değerlerle temsil edilmektedir.

Bu Mn dağılımı alttaki TH biriminden sonra deniz tabanında oksijenli koşulların varlığını ve diyajenetik olarak çökellerde Mn'nın okzik-anokzik zonların sınırında zenginleştiğini göstermektedir. Mn anomalisi üstteki TH biriminin çökelişi ile ani kesintiye uğramıştır. Üst TH biriminde fakirleşen Mn karotun en üstünde yine diyajenetik zenginleşme göstermektedir (Şekil 4.8). Üstteki THU biriminin kum tabanı iri tane boyu nedeniyle XRF karot tarayıcı ile iyi sonuç vermemiştir. Buna rağmen bu taban kısmının Ca ve Zr yönünden zenginleştiği söylenebilir. Ca zenginleşmesi sığ yerlerden taşınarak çökelen kavrı içeriğine; Zr zenginleşmesi ise kum boyutu malzemede yüksek zirkon içeriğine bağlıdır. Mn dışındaki elementler, karot boyunca genel olarak üst TH birimi tabanı dışında tekdüze değerler sergilemektedir (Şekil 4.8). Yüksek Ca değerlerinin bulunduğu bu kısımda, 51 cm karot derinliğinde toplam karbonatta $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri sırası ile -1.7 ve -1.8 ‰ bulunmuştur. Bu $\delta^{13}\text{C}$ değerleri, normal denizel karbon izotop değerleri olup, metan kökenli karbonun varlığına işaret etmemektedir.



Şekil 4.8. MNTKI-08 karotunun XRF karot tarayıcı element analizleri. Konsantrasyon değerleri saniyede sayım (cps) olarak göreceli değerlerdir.

Çınarcık MNTKS-10 Karotu: Karotta K, Ti, Ca ve Zr gibi elementler değişik TH birimleri içerisinde değişik miktarlarda zenginleşmiştir (Şekil 4.9). 0-400 m arasında ve 585-685 cm arasındaki aralıklarda K, Ti ve Ca'ca zenginleşmişken; 400-585 ve 685-900 cm arasındaki aralıklarda bu elementler yönünden göreceli olarak düşüktür. Buna karşın Zr'nun dağılımı genel olarak K, Ti ve Ca'un dağılımının tersine bir trend sergilemekte ve özellikle 580-790 cm aralığında zenginleştiği izlenmektedir. Bu durum değişik zaman dilimlerinde TH birimlerinin kaynağının değiştiğini göstermektedir. Zr'nun dağılımını etkileyen diğer önemli

parametre tane boyudur. Bu element daha çok iri malzeme boyutundaki çökellerde zenginleşmektedir.

Mangan karotun üst 375 cm'lik kısmında göreceli olarak daha zenginleşmiştir. Yüksek Mn değerleri (pikleri) THU birimleri arasındaki dönemlere karşılık gelmektedir. Bu Mn zenginleşmesi redoksa duyarlı bu elementin diyajenez sonucu çökel içerisinde deniz tabanına yakın okzik-anokzik sınırında zenginleşmesi ile açıklanabilir. Bu zenginleşme zonları türbidit çökelimleri ile kesintiye uğramış ve her bir türbidit çökeliminden sonra daha yukarıda tekrar oluşmuştur (bakınız Çağatay v.d., 2012 ve orada verilen kaynaklar).

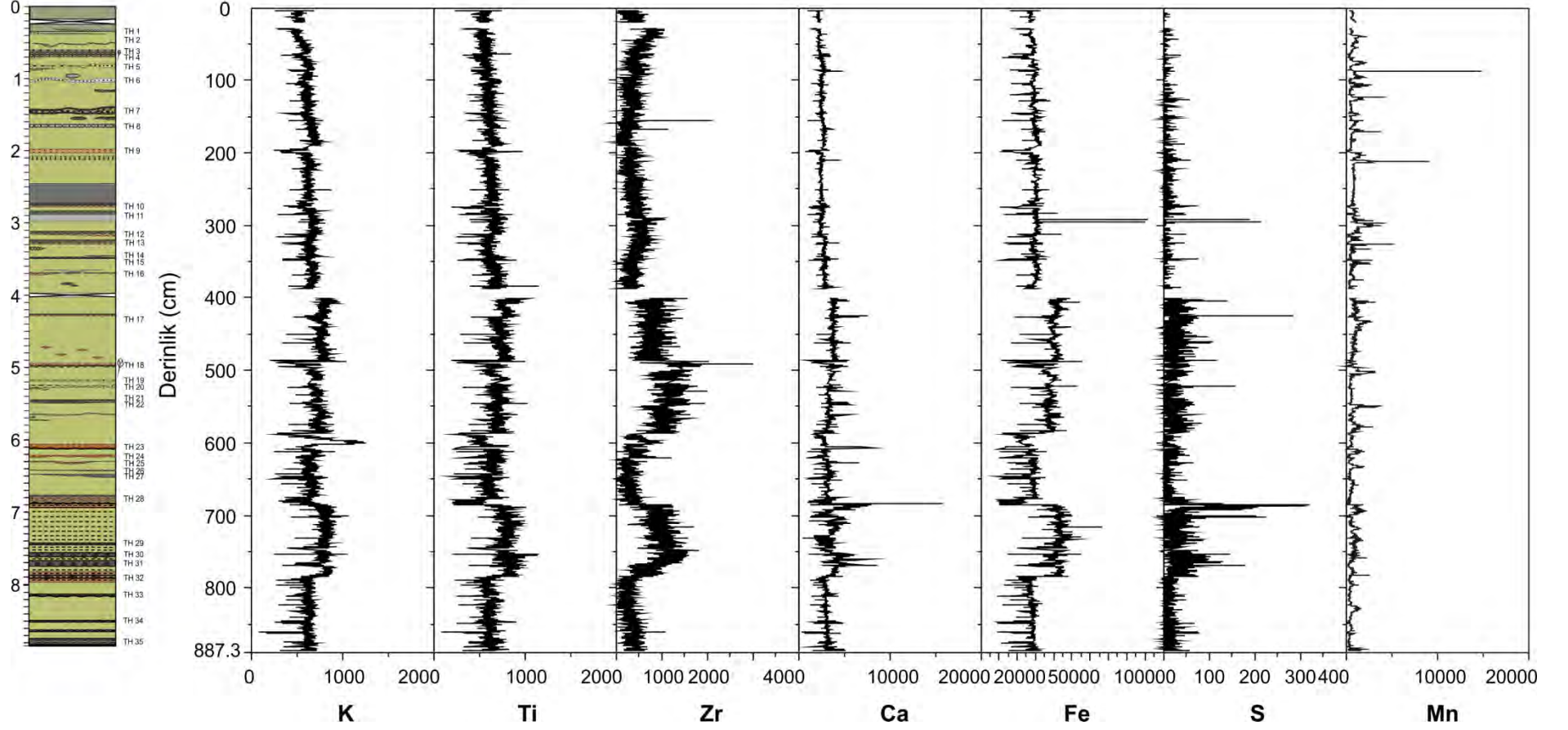
Çınarcık MNTKS-07 Karotu: Karotta görülen iki TH biriminin bileşimi K, Ca, Fe, S ve Zr gibi elementler açısından birbirinden farklıdır (Şekil 4.10). Bu durum iki TH biriminin iri taneli taban kısımlarının birbirinden farklı kaynaktan taşındığını göstermektedir. Üstteki TH birimi (20-22 cm) K, Ca ve Fe yönünden fakir; Ti, Zr ve S yönünden zengindir. Buna karşın alttaki TH biriminin tabanı (50-51 cm) K ve Ca'ca az bir zenginleşme göstermekte; buna karşın diğer elementlerce alt ve üstteki birimlere göre herhangi bir farklılık göstermemektedir. Mn değerlerinde TH birimleri içerisinde göreceli bir azalma görülmektedir. Bu element, TH birimlerinin tabanının hemen altındaki çökellerde yukarı doğru artış göstermektedir. Yukarıda açıklandığı gibi bu diyajenetik zenginleşme ile ilgilidir.

4.2. 4. Karotlarda Tane Boyu Analizleri

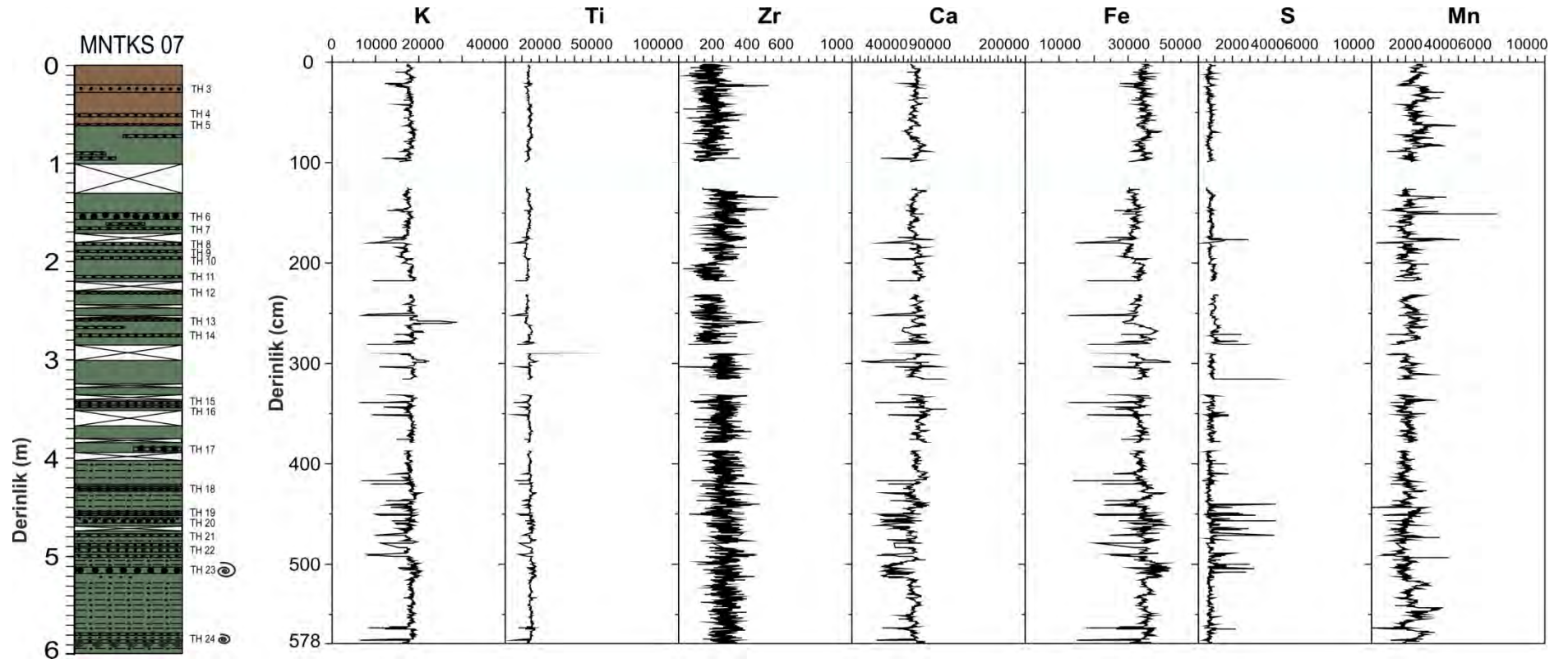
Çınarcık Havzası karotlarında tane boyu analizleri sadece MNTKI karotunda TH birimlerini ve normal süspansiyondan çökelen hemi-pelajik birimlerini çökelleri karakterize etmek amacı ile yapılmıştır.

MNTKI-08 Karotu: Karotta toplam 42 örnekte 2 cm aralıklarla tane boyu analizi yapılmıştır. Elde edilen bulgular Şekil 4.11'de sunulmuştur. Karot boyunca bazı seviyeler az miktarda kum ihtiva ederken, 51.25 cm'de TH biriminin tabanında kum yüzdesi %69'a yükselmektedir.

MNTKS 10



Şekil 4.9. MNTKS-10 karotunun XRF karot tarayıcı element analizleri. Konsantrasyon değerleri saniyede sayım (cps) olarak göreceli değerlerdir.



Şekil 4.10. MNTKS-07 karotunun XRF karot tarayıcı element analizleri. Konsantrasyon değerleri saniyede sayım (cps) olan göreceli değerlerdir.

4.2.5. Çınarcık Havzası Yaş Tayini Analizleri

Çınarcık Havzası karotlarında tarihlendirme, AMS radyokarbon yöntemi ile sadece havzanın en derin yerinden (depo merkezi) alınan MNTKI-08 ve MNTKS-10 karotlarında yapılmıştır. Bunun başlıca nedeni depo merkezlerinin deprem kayıtlarını temsil eden TH birimlerini en belirgin ve tam (kayıpsız) olarak biriktirmiş alanlar olmasındandır (Beck v.d., 2007; Sarı ve Çağatay, 2006; McHugh v.d., 2006; Çağatay v.d., 2012). Çınarcık havzası GD'sundan alınan MNTKI-07 su/çökel ara yüzey karotunda ise ^{137}Cs analizleri ile tarihlendirme yapılmıştır.

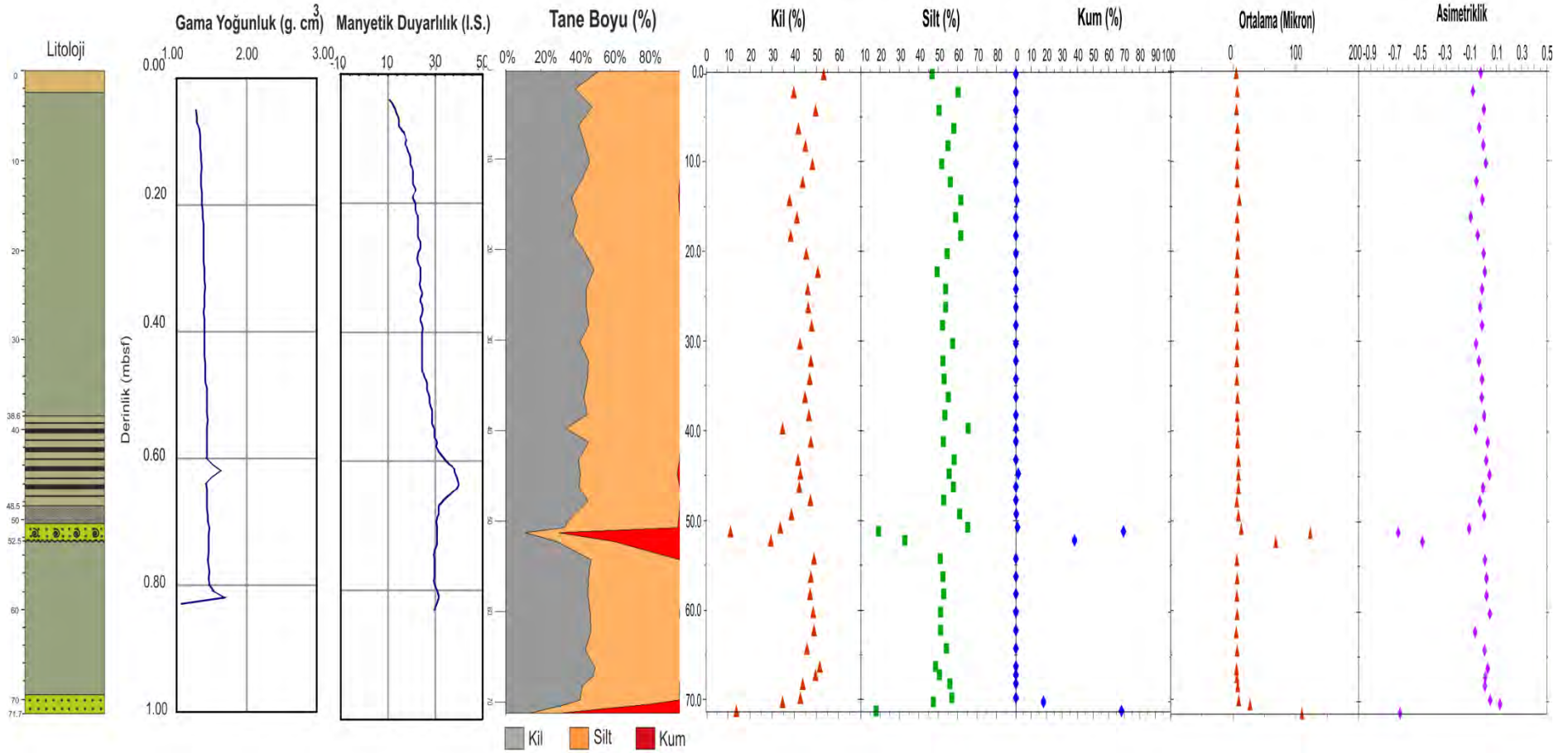
Çınarcık Havzası'nda MNTKI-07 Karotunda ^{137}Cs analizleri

Çınarcık Havzası'nda MNTKI-07 Karotunda Gamma spectrometrisi ile tabanı 16 cm'de olan türbidit-homojenit (TH) birimini tarihlendirmek amacı ^{137}Cs analizleri yapılmıştır (Şekil 4.12). Karotun 6.5 cm derinliğindeki pikin 1986 Çernobil kazasına 9.5-cm derinliğindeki pikin atmosferik nükleer testlerin maksimum dönemine (1963-1965) ait olduğu söylenebilir.

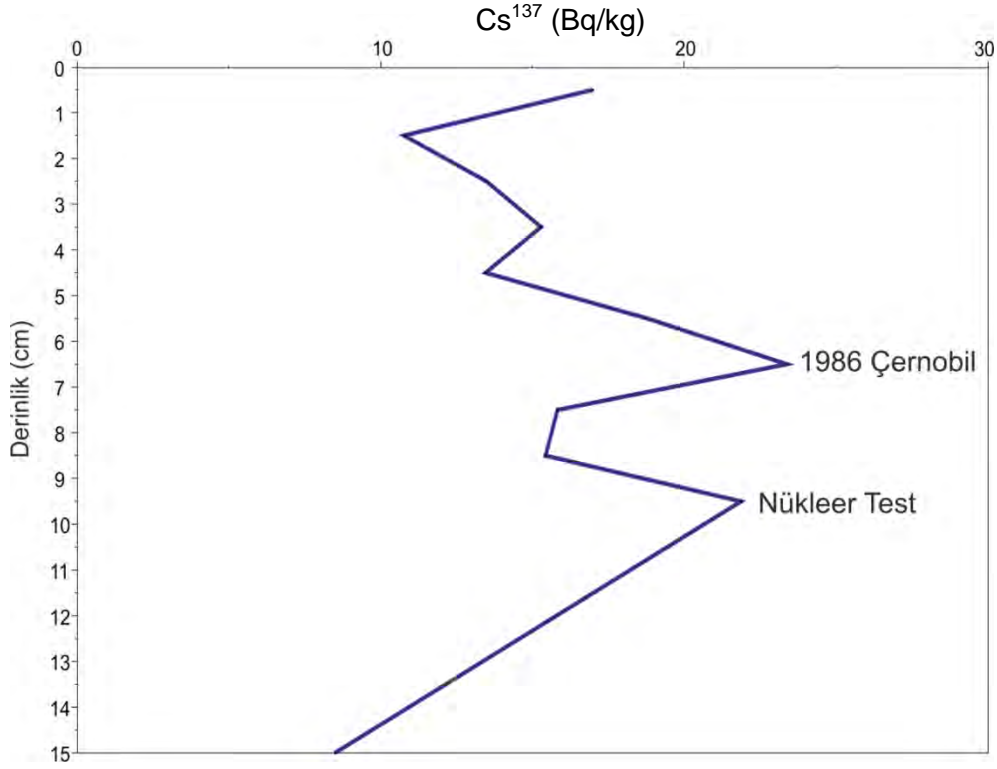
Çınarcık Havzası karotlarında AMS radyokarbon analizleri

Çınarcık havzası karotlarında örneklerde yapılan tarihlendirme analizleri Tablo 4.1'de verilmiştir. Tarihlendirme, MNTKS-10 ve MNTKI-08 karotlarında yapılmıştır. Tarihlendirme daha çok foraminifer ve bivalve kavkılarında ve daha az olarak da bitki ve ağaç parçalarından elde edilmiş ve takvim yılına kalibre edilmiştir. MNTKS-10 Karotundan alınan radyokarbon yaşları genel olarak stratigrafik istife uyumlu bir dizilim göstermektedir. Ancak MNTKI-08 karotunun 58 cm karot derinliğinden alınan M.S.1300±60 yaşı, karotun çökel/su karotu olduğu ve yaşlandırılan örneğin derinliği düşünüldüğünde olması gerekenden daha yaşlı bir tarihtir. Bu yaş büyük olasılıkla işlenmiş (reworked) eski kavkı parçalarından elde edilmiş olup; geçerli bir tarih değildir.

MNTKI-08



Şekil 4.11. MNTKI-08 Karotunun tane boyu analizi, manyetik duyarlılık ve yoğunluk grafikleri. Kırmızı: kum, pembe: silt, gri: kil.



Şekil 4.12. MNTKI-07 Karotunun ¹³⁷Cs profili. Profilde 6.5 cm'deki Çernobil ve 9.5 cm'deki 1963-1964 atmosferik nükleer testlerin pikleri görülmektedir.

4.3. Çınarcık Havzası Karotlarında deprem kayıtları ve tarihsel depremlerle denştirilmesi

MNTKS-10, MNTKS-07, MNTKI-08 ve MNTKI-07 türbidit-homojenit (TH) birimleri değişik sedimentolojik, fiziksel ve kimyasal özellikleri ile birlikte X-Işınları radyografi görüntüsü, MSCL fiziksel ve XRF karot tarayıcı jeokimyasal analizleriyle iyi bir şekilde tanımlanabilmekte ve deneştirebilmektedir (Şekil 4.6, 4.7, 4.11).

Depremlerle tetiklendiğini düşünülen TH birimlerinin kumlu - iri siltli taban kısımları çoğunlukla çoklu lamina veya ince tabakadan oluşmakta ve bu üste doğru normal tane boyu derecelenmesi göstermektedir. Bazı çoklu kum lamina/tabakaların en üsttekinde kara kökenli bitki parçaları bulunmaktadır (örneğin MNTKS-10 Karotunun 4. Bölümü). Bazıları ise mercek ve kum topları halinde su kaçma yapıları içermektedir (örneğin MNTKS-10, 2. Bölüm).

TH birimleri jeokimyasal açıdan da belirgin özelliklere sahiptir. TH birimlerinin kumlu taban kısımları Ti, Zr gibi elementlerce zenginleşmiştir. Mangan (Mn), türbidit deviyesinin altında belirgin bir zenginleşme; üzerinde ise azalma göstermektedir. Redoks koşullarına oldukça duyarlı olan bu elementin zenginleşmesi, büyük olasılıkla oksijenli taban suları altında çökel içerisinde oksik/anokzik sınırında diyajenez sonucu olmuştur.

Tablo 4.1. Çınarcık Havzası'nda radyokarbon tarihlendirme analiz sonuçları. Hata payı $\pm 1\sigma$ 'dır.

Karot Adı	Derinlik (cm)	Fosil İçeriği	Kalibre edilmemiş yaş	Kalibre edilmiş yaş ($\pm 1\sigma$)
MNTKI-08	52-54 cm	Bivalve	1170 \pm 20 G.Ö	1300 \pm 60 M.S.
MNTKS10/Bölüm 1	57-59 cm	Foram, ostrakod, kavkı, gastropod	675 \pm 20 G.Ö	1730 \pm 68 M.S.
MNTKS10/Bölüm 1	70-72 cm	Foram, ostrakod, kavkı, ekinit plakası, gastropod	1110 \pm 35 G.Ö	1350 \pm 40 M.S.
MNTKS10/Bölüm 2	16,5-18,5 cm	Foram, ostrakod, kavkı, gastropod	1340 \pm 30 G.Ö	1140 \pm 55 M.S.
MNTKS10/Bölüm 2	59,5-61 cm	Foram, ostrakod, kavkı, ekinit plakası, gastropod	1930 \pm 20 G.Ö	570 \pm 50 M.S.
MNTKS10/Bölüm 3	13,5-15,5 cm	Foram, kavkı, ekinit plakası, gastropod	2100 \pm 25 G.Ö	370 \pm 54 M.S.
MNTKS10/Bölüm 3	22-24 cm	Foram, ostrakod, kavkı, ekinit plakası, gastropod	2130 \pm 25 G.Ö	330 \pm 55 M.S.
MNTKS10/Bölüm 3	80-82 cm	Foram, ostrakod, kavkı, gastropod	2650 \pm 40 G.Ö	290 \pm 64 M.Ö.
MNTKS10/Bölüm 4	63-65 cm	Foram, ostrakod, kavkı, ekinit plakası, gastropod	3100 \pm 25 G.Ö	830 \pm 41 M.Ö.
MNTKS 10 sec. V	39 cm	Mollusk	3400 \pm 25 G.Ö	1230 \pm 60 M.Ö.
MNTKS 10 sec. VI	7 cm	Bitki	3020 \pm 30 G.Ö	1290 \pm 78 M.Ö.
MNTKS10/Bölüm 6	86-88 cm	Foram, ostrakod, kavkı, ekinit plakası, gastropod	3930 \pm 30 G.Ö	1850 \pm 66 M.Ö.
MNTKS10/Bölüm 7	48-50 cm	Foram, ostrakod, kavkı, ekinit plakası, gastropod	4960 \pm 30 G.Ö	3250 \pm 74 M.Ö.
MNTKS 10 sec. VII	98-99 cm	Bivalv	6830 \pm 35 G.Ö	5330 \pm 50 M.Ö.
MNTKS 10 sec. IX	66-68 cm	Foraminifer	8520 \pm 50 G.Ö	7100 \pm 80 M.Ö.

Radyonüklid (^{137}Cs) tarihlendirmesine göre Şekil 4.11'de gösterilen MNTKI-07 karotuna ait 6.5 cm derinliğindeki ^{137}Cs pikinin 1986 Çernobil kazasına; 9.5-cm derinliğindeki pikin ise atmosferik nükleer testlerin maksimum dönemine (1963-1965) ait olduğu düşünülürse; 12.5-16 cm'ler arasındaki türbidit-homojenit (TH) biriminin büyük olasılıkla 1963 depremine ait olduğu söylenebilir. Böylece Çınarcık Havzasında karotlarda izlediğimizi en genç deprem olayı 1963 depremidir ve güneydeki MNTKI-07 karotunda izlenmiştir. Buna karşın bu kayıt doğuda çökel merkezinden alınan MNTKI-08 ve MNTKS-10 karotlarında izlenmemektedir.

Aletsel dönemdeki $M=6.4$ büyüklüğündeki 1963 depreminin Çınarcık Havzası'nın güneyindeki normal bir fay kolu üzerinde olduğu belirtilmiştir (Nalbant v.d., 1998; Bulut ve Aktar, 2007). Bu depremin etkisi en fazla güneyde hissedilmiş ve 1 m yüksekliğinde dalgalar oluşmuştur (Altınok v.d., 2011).

Aynı lokasyondan alınan MNTKI-8 ve MNTKS-10 karotlarında en üstteki sırası ile yaklaşık 50 cm ve 35 cm lerde bulunan TH birimleri (TH-1) bir birleriyle denestirilebilmektedir. Bu kaydın karotlardaki derinliği, Marmara Denizi'nde derin Havzalardaki ortalama 3 m/bin yıla varan çökelme hızı ve MNTKS-10 karotunda alttaki yaşlar dikkate alındığında, denestirilebileceği deprem olayı yüksek olasılıkla $M=7.3$ 1894 depremidir. Bu depremin Çınarcık Havzasında Adalar fay segmenti üzerinde olduğu ve en çok Adalarda ve İstanbul

güneyinde hasar verdiği bilinmektedir (Ambraseys, 2002b). Bu depremde ayrıca 1.5 m yüksekliğinde dalgalar oluşmuştur (Altınok v.d., 2011). 1894 depreminin kaydı Çınarcık kuzeyinde alınan diğer çökel karotlarında da bulunmuştur (Drab, 2012).

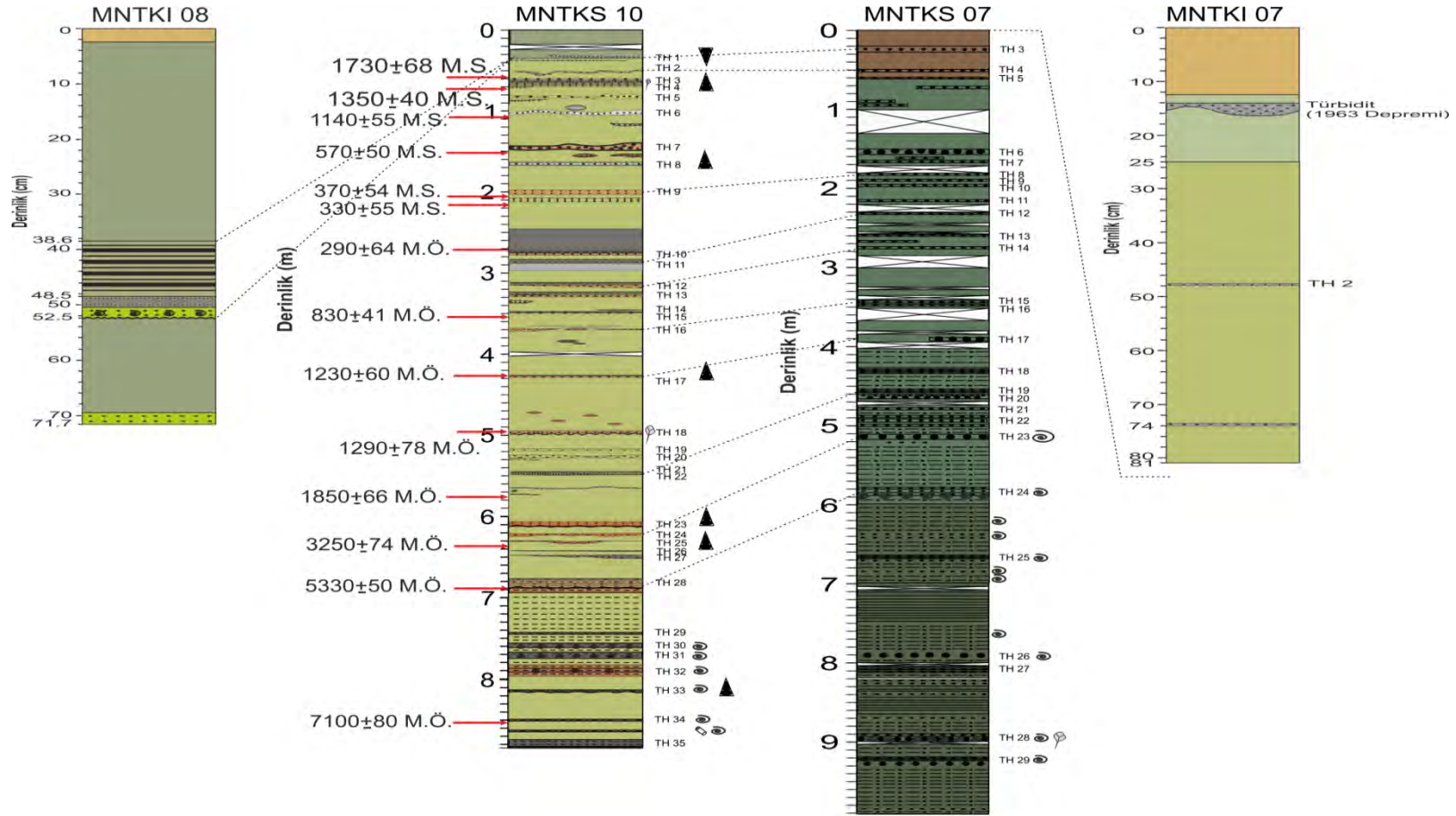
MNTKI-08'in tabanında görülen TH birimi ve MNTKS-10 karotunun ikinci TH birimi (TH2 birimi) sedimentolojik ve jeokimyasal özellikleri ve stratigrafik konumları açısından birbirleri ile denestirilebilmektedir. TH2 biriminin birkaç cm altında alınan kalibre edilmiş radyokarbon yaşı M.S. 1730±68'dir (Şekil 4.14 ve 4.15). Bu yaş dikkate alındığında MNTKS-10 karotundaki TH2 biriminin denestirilebileceği deprem olayları M=7.1 Mayıs 1766 ve M=7.4 Ağustos 1766 depremleridir (Ambraseys ve Finkel, 1995; Pondard v.d., 2007). Tarihsel dönemlerde olmuş büyük depremlerden olan 1766 depremlerinin Marmara Denizi'nde olduğu ve İstanbul da yıkıcı hasar oluşturduğu Ambraseys ve Finkel (1995), Ambraseys (2002a,b) ve Guidoboni v.d. (1994) tarafından belirtilmiştir.

MNTKS-10 karotunun 60-66 cm derinlik aralığında yer alan ve yukarı doğru kalınlık ve tane boyu olarak incelen dört kum bandının oluşturduğu TH3 birimi, bu birimin üstünden ve altından alınan M.S.1730±68 ve M.S.1350±40 yaşları dikkate alındığında, Marmara Denizi'nde küçük kıyamet olarak bilinen M=7.2 1509 depreminin kaydı olmalıdır (Şekil 4.15; Ambraseys, 2002b; Guidoboni v.d., 1994) Bu deprem Marmara denizi'nde önemli bir tsunami olayına da neden olmuştur (Altınok v.d., 2011). Karotta çoklu kum bantlarının varlığı da tsunami olayını desteklemektedir. Bu depremin izleri, Çınarcık havzasında diğer karotlarda (Drab, 2012) ve daha zayıf olarak İzmit Körfezi karotlarında da (bu çalışma, Çağatay v.d., 2003; 2012; McHugh v.d., 2006) bulunmuştur.

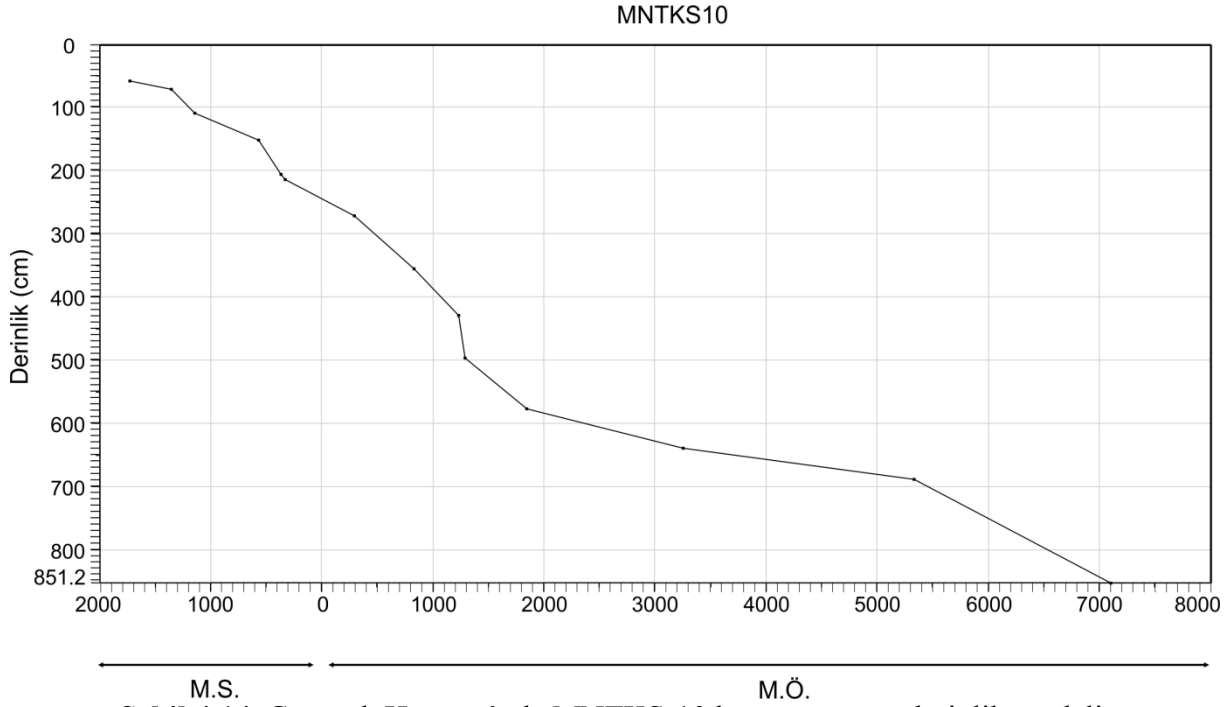
MNTKS-10 karotunda 67.5 cm karot derinliğindeki TH4 birimi hemen altından alınan M.S.1350±40 yaşına göre tarihsel depremlerden M=7 M.S. 1343 depremi ile denestirilebilmektedir. Karotta 50.5-52.5 cm'ler arasında yeralan TH birimi ¹⁴C yaşına göre muhtemelen 1343 depreminin kaydıdır (şekil 4.14). Zira bu deprem, Guidoboni v.d. (1994) ve Ambraseys (2002a,b)'ye göre "orta segment" üzerinde oluşmuş ve Marmara Denizi'nin kuzey kıyıları boyunca bir çok yerde büyük çapta hasara neden olmuştur. Bu depremin kaydı çalışmamıza benzer şekilde Çınarcık kuzeyi karotlarında Drab (2012) tarafından da bulunmuştur.

MNTKS-10 Karotunun yaş-derinlik modeline göre yaklaşık 82 cm derinlikte bulunan TH5 birimi, yaklaşık M.S. 1300 yıla karşılık gelmektedir. Bu tarihe yakın Marmara Bölgesinde kaydedilen en şiddetli depremlerden birisi 1 Haziran 1296 (Şiddet, I = VI1) depremidir (Şekil 4.15). Ambraseys (2002b) ve Altınok v.d.'ne (2011) göre bu depremin merkez üssü İzmit'tir. Ancak bu verilerimiz bu depremin kaydının Çınarcık Havzası'na kadar uzadığını göstermektedir.

Karotta yaklaşık 105 cm derinlikte bulunan TH6 biriminin altından elde edilen AMS radyokarbon yaşı M.S. 1140±55 yıldır. Bu zaman aralığındaki tarihsel depremler M.S. 1162 ve M.S. 1090 depremleridir (Şekil 4.15). Ancak, bu depremlerden ilki hakkında bilgiler kısıtlıdır. Deprem sırasında İstanbul'da bir çok binanın yıkıldığı kaydedilmiştir (Ambraseys, 2002b; Guidoboni v.d., 1994). Bu çökel kaydına karşılık 6 Aralık 1090 tarihinde ise, Bizanslı tarihçi Glycas'a göre, İstanbul'da birçok bina ve kilise yıkılmış ve insan ölmüştür (Guidoboni v.d., 1994). Bu iki deprem yanında, Bizans kayıtlarında benzer şekilde M.S. 1097 ve 1098 tarihlerinde de İstanbul'da depremlerin etkileri rapor edilmiştir.

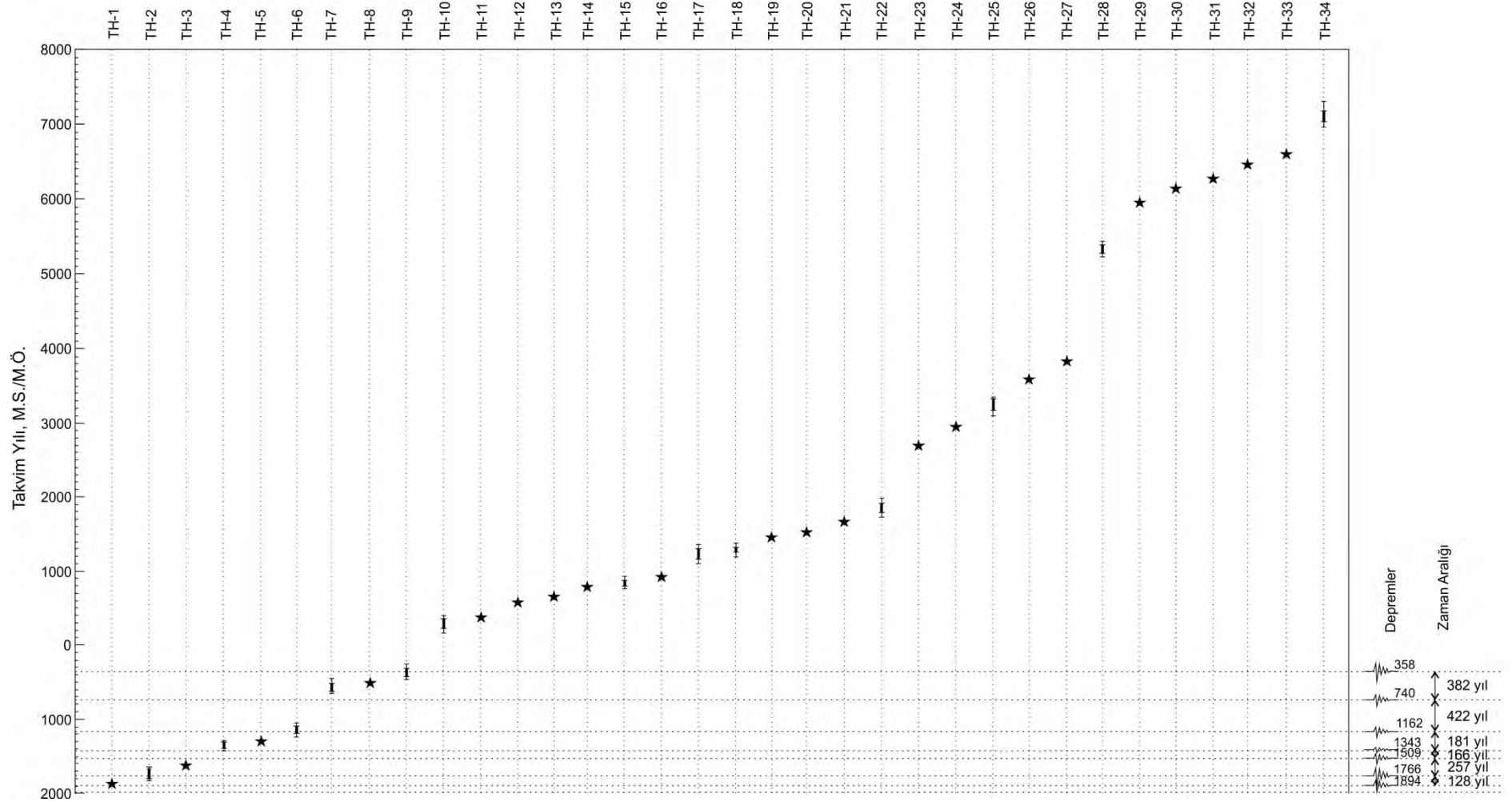


Şekil 4.13. Çınarcık Havzası karotlarında TH birimlerinin korelasyonu.



Şekil 4.14. Çınarcık Havzası'nda MNTKS-10 karotunun yaş-derinlik modeli.

MNTKS-10 karotunda yaklaşık 140-150 cm derinlik aralığında orta-iri kum boyutunda bir tabana sahip TH7 biriminin 6 cm altından alınan radyokarbon yaşı M.S. 570 ± 50 ve yaş modeli (Şekil 4.14) dikkate alındığında, birimin yaşı yaklaşık M.S. 700 yılına karşılık gelmektedir. Bu dönem içerisinde, bu kayıta uyan en büyük deprem M.S. 26 Ekim 740 depremdir (M.S. = 7.1, I = IX-XI) (Şekil 4.15). Tarihsel kayıtlara göre bu depremin merkezi İstanbul'un güneyidir (Soysal ve diğ., 1981; Ambraseys ve Finkel, 1995; Ambraseys, 2002a,b; Guidoboni ve Comastri, 2005; Altınok v.d., 2011). Bu depremin çökel kaydı Çınarcık Havzasında bulunduğu gibi (Drab, 2012); İzmit Körfezi'nde Darıca Havzası (McHugh v.d., 2006) ve Karamürsel Havzası'nda da (Çağatay v.d., 2012) bulunmuştur. Daha önce 3. Bölümde de bahsedildiği gibi bu deprem, İstanbul ve İzmit çevresinde büyük ölçekli yıkım ve İzmit kıyılarını etkileyen tsunamiye neden olmuştur (Altınok ve Ersoy, 2000; Altınok v.d., 2011). Diğer bir olası deprem de İstanbul ve İzmit bölgesinde tahrip edici bir etkiye neden olan M.S. 715 (yoğunluğu = IX) depremdir (Pınar ve Lahn, 2001). Yaklaşık 1.65 cm karot derinliğinde bulunan TH8 biriminin derinlik-yaş modeline göre yaşı M.S. 550-600 yıldır. Tarihsel kayıtlarda bu döneme karşılık gelen en önemli deprem, merkez üssünün İstanbul-Kocaeli ve şiddetinin 9 olduğu belirtilen 15 Ağustos 553 depremdir (Şekil 4.15) (Ambraseys ve Finkel, 1991). Nitekim bu depremin benzer bir çökel kaydı daha önce de Sarı ve Çağatay (2006) tarafından Çınarcık Çukurluğunda bulunmuştur.



Şekil 4.15. Çınarcık Havzası'nda MNTKS-10 karotunda TH birimlerinin tarihsel depremlerle denestirilmesi. Yıldızla gösterilen depremlerin yaşları Şekil 4.14'deki yaş modeline göre bulunmuştur.

MNTKS-10 karotunda 2.05-2.10 cm aralığında görülen TH9 biriminin yaşı birimin altından ve üstünden alınan iki AMS radyokarbon yaşı (M.S. 330±55 ve 370±54 yıl) tarafından denetlenmektedir (Tablo 4.1; Şekil 4.14). Bu tarihler arasındaki dönemle örtüşen en önemli deprem olayı M.S. 358 yılındaki İzmit depremidir (Altınok, v.d, 2001; Ambraseys, 2002a,b; Guidoboni, v.d., 1994; Ambraseys ve Finkel, 1991). Dolayısı ile TH9 birimi büyük ölçüde İzmit Körefizi'ni etkileyen depremin kaydı olabilir. Bu dönemde diğer olasılıklar, Bizans kayıtlarında geçen ve tarihçi Marcellinus'un bahsettiği İstanbul'u etkileyen M.S. 403 ve M.S. 407 depremleridir (Guidoboni, v.d., 1994). Bunlardan 1 Nisan 407 depreminde tsunami de oluşmuştur.

Milattan Önceki dönemde tarihsel deprem kayıtları seyrek ve güvenilir değildir. Ancak ilk çağ döneminde önemli bir deprem, merkez üssü Marmara Ereğlisi (Perinthos) olduğu düşünülen ve İzmit körfezi'nde de kaydı bulunan (Çağatay v.d., 2012) M.Ö. 427 depremidir (Guidoboni vd., 1994). Yaklaşık 10 cm kalınlığında kaba kumdan bir tabana sahip olan ve yaş-derinlik modeline göre M.S 380 yılına tarihlendirilen TH11 birimi, tarihlendirme hata limitleri içerisinde, bu depremin çökel kaydı olabilir (Guidoboni vd., 1994).

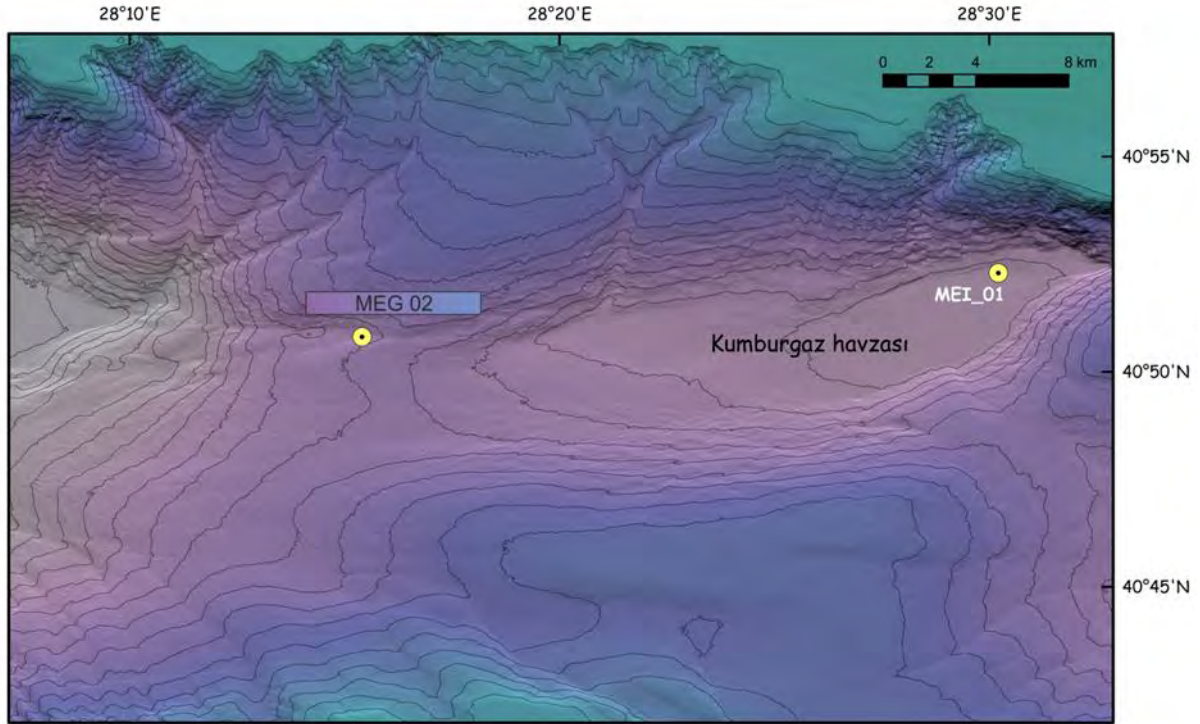
MNTKS-10 karotunda TH-12'den TH36'ya kadar olan birimler gerek AMS radyokarbon yaşlarına gerekse yaş-derinlik modeline göre sırası ile yaklaşık M.Ö. 570, 630, 640, 780, 830±41, 920, 1230±60, 1290±78, 1450, 1510, 1650, 1850±66, 2670, 2930, 3250±74, 3570, 3810, 5330±50, 5940, 6110, 6250, 6440, 6580, ve M.Ö. 7100±80 yıllarında oluşmuş depremlere karşılık gelmektedir.

MNTKS10 karotunda çıplak gözle ve radyografi görüntülerinden tanımlanabilen 36 türbidit-homojenit (TH) biriminin karotun taban yaşı olan yaklaşık son 9450 yılda oluştuğu gözününde bulundurulduğunda Çınarcık Havzasında ortalama deprem oluşum aralığının yaklaşık 260 yıl olduğu bulunur. Ancak birbirini izleyen iki deprem arasındaki zaman aralığı fazla düzenli değildir. Bu aralık yaklaşık 90 yıl ile 1500 yıl arasında değişmektedir.

5. MARMARA DENİZİ ORTA SIRT KAROT ÇALIŞMALARI

5.1. Orta Sırt'ın morfotektoniği ve Oşinografisi

Marmara Denizi Orta Sırtı Çınarcık Çukurluğu ile Orta Havza arasında yer alan, antiklinoryum şeklinde gelişmiş bir basınç yükseltisidir (Şekil 1.2) (Okay v.d., 2000). Orta Sırt D-B yönünde yaklaşık 40 km eninde, 1250 m'lere varan derinlikteki havzalardan birkaç yüz metre yükseklikte bulunur (Şekil 5.1). Üzerinde yaklaşık D-B yönünde uzanan, maksimum derinliği 825 m olan Kumburgaz Havzası bulunur. Havzanın kuzeyinde Büyükçekmece kanyonu bulunur. Batimetri haritasından da görüleceği üzere Orta Sırt KAF'ın kuzey koluna ait D-B yönlü bir fay segmenti tarafından kesilmiştir. Marmarascarps projesi kapsamında Victor 6000 ROV'u (Uzaktan Kumandalı Araç) ve Marnaut seferi sırasında Nautil araştırma denizaltısı ile doğrudan yapılan gözlemler, taze bir fay kırığının bulunmadığını ve fayın çökellerle kaplı olduğunu göstermiştir (Armijo v.d, 2005; Çağatay ve Özeren, 2007; Géli v.d., 2008). Gemi ile yapılan gaz etüdüleri fay'ın kestiği antiklinal yapısı üzerinde gaz çıkışlarının varlığına işaret etmiştir.



Şekil 5.1. Orta Sırt batimetri haritası ve karot lokasyon yerleri. Eş derinlik eğrileri 20 m aralıktır. MEG02 Karotunu -692 m ve MEI-01 karotu -800 m su derinliğinden alınmıştır.

Orta Sırt üzerinde Marmara Denizi'ninin iki tabakalı su kütlesi mevcuttur (bakınız Bölüm 1.2). İki su kütlelerini -25 m'de ayıran piknoklinin altında Akdeniz ve üstünde Karadeniz kökenli su bulunmaktadır (Beşiktepe v.d., 1994).

5.2. Orta Sırt Karot Analizleri

Bu çalışma kapsamında Kumburgaz Havzasında alınan MEI-01 su/sediment ara yüzey karotu ile ve batıda fay üzerinde, -692 m su derinliğinden alınan MEG02 (40.846667N/ ve 28,255E) gravite karotunun (Şekil 5.1) litolojik tanımlamaları ile XRF karot tarayıcı, Çok senörlü

Karot Log Alıcısı (MSCL) fiziksel özellik ve lazer tane boyu analizleri ile kronolojileri aşağıda sunulmuştur.

5.2.1. Litoloji

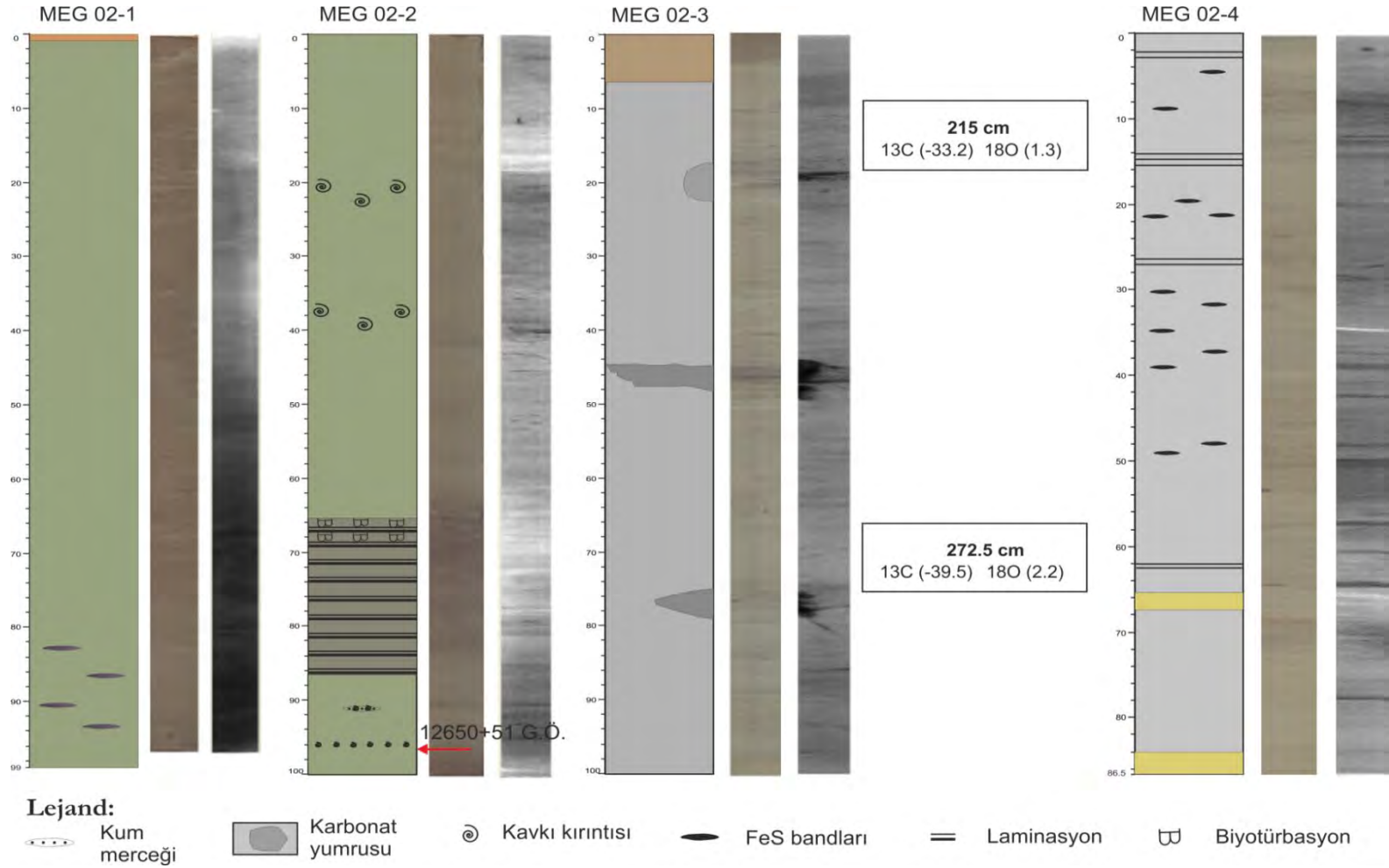
MEI-01 Karotu: Orta Sırt üzerinde Kumburgaz Havzasında yaklaşık 800 m su derinliğinden alınan MEI-01 çökel/su arayüzey karotu toplam 130.5 cm uzunluğa sahiptir (Şekil 5.2). MEI-01 karotu boyunca görülen hakim litoloji homojen yeşil çamurdur. Karotun en alt kısmında 124 ile 138 cm'ler arasında sarı yeşil çamur bulunmaktadır. Bu seviyenin üzerine 105 cm'ye kadar 1-2 cm kalınlığında siyah indirgenme laminaları gelmektedir. Bu seviyeden karotun en üstüne 6.5 cm'ye kadar homojen yeşil çamur hakimdir. Karotta 53.5-51 cm arasında siyah bir indirgenme (FeS) lekesi mevcuttur. Karotun en üst kısmı 6.5 cm'de düzensiz alt dokanakla kahverengi çamur ve bunun üzerine gelen 6.5-3.5 cm aralığında kahverengi killi çamur vardır. 1.6 cm ile 0.8 cm'ler arasında görülen açık yeşil çamurun üstünde karotun en üstünü oluşturan koyu gri-siyah çamur bulunmaktadır. Karot boyunca herhangi bir kütle akması birimi çıplak gözle gözükmemektedir.

Karotun radyografi görüntüsü, 7-24 cm derinlikler arasında açık renkli (yoğunluğu düşük) bir birim ve bunun altında bantlı ve yer yer fazlaca belirgin olmayan laminalı çökel istifinin varlığını göstermektedir (Şekil 5.2).

MEG02 Karotu: Orta Sırtın batı kısmında fay üzerinde, 692 m su derinliğinden alınan MEG02 karotunun litolojik tanımı Şekil 5.3'de verilmiştir. Birinci karot bölümünün en üst 0.8 cm'lik kısmı, kahverengi çamurdan oluşmaktadır. 0.8-99 cm'ler arasında killi yeşil homojen çamur hakimdir. 1. Karot bölümünün en alt kısmında ise belirgin olmamakla birlikte FeS benekleri görülmektedir.

Karotun 99-200'sini oluşturan ikinci karot bölümünde, 123-118 cm ve 139.5-133 aralıklarında çok seyrek ince kavkı kırıntıları izlenmektedir. 164.5-185.5 cm aralığında koyu zeytin yeşili renkte, üstü biyoturbasyonlu, laminalı sapropel birimi bulunmaktadır. Bu sapropel birimi daha önceki çalışmalarda 10.600-6.400 ¹⁴C yılı (kalibre edilmemiş yaş) olarak yaşlandırılmıştır (Çağatay vd., 2000; Tolun vd., 2002).

Karotun 190.5 cm'de orta kum boyutunda, 0.5 cm kalınlığındaki kavkı kırıntıları içeren kum merceği görülmektedir. 2. Karot bölümünün en altında 196.5-194.5 cm karot derinliğinde kavkı kırıntıları içeren ince taneli bir kum tabakası bulunmaktadır.



Şekil 5.3. MEG-02 Karotunun litolojik logu. Log üzerinde karbonat yumrularında yapılan $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ve kalibre AMS radyokarbon yaşı da gösterilmiştir.

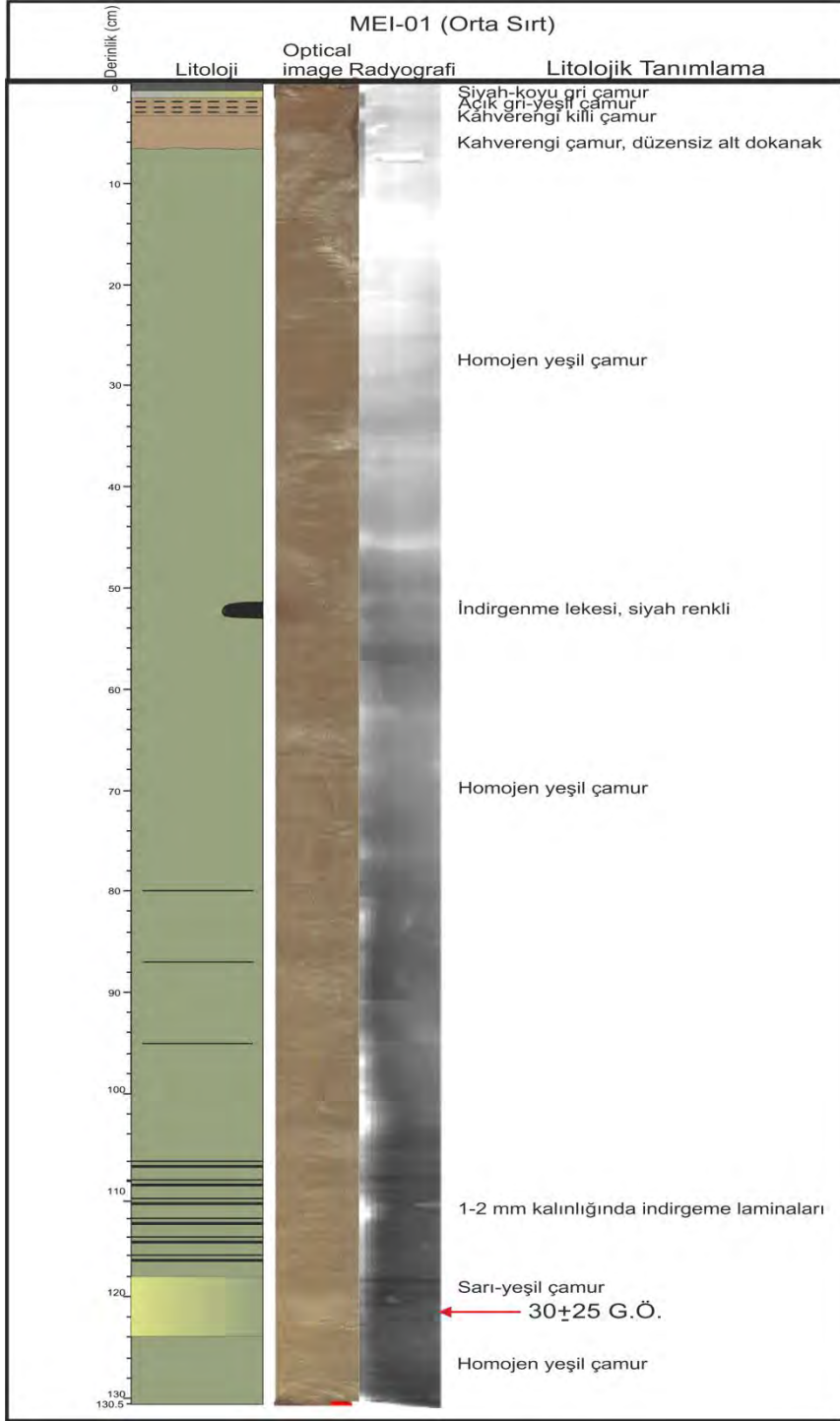
Üçüncü karot bölümünde (MEG02-3), en üst kısmında 199-205.5 cm karot derinliği aralığında litoloji paslı kahverengi çamur ve altında gri çamur birimi bulunmaktadır. Paslı kahverengi çamur Marmara Denizi stratigrafisinde göl/deniz geçişini ve alttaki gri renkli çökeller Marmar Denizi'nin göl evresi çökellerini temsil etmektedir. Önceki çalışmalara göre göl/deniz geçişi 12.000 ¹⁴C yılı (kalibre edilmemiş yaş) olarak yaşlandırılmıştır (Çağatay vd., 2000; McHugh vd, 2008; Vidal vd., 2010). Karotta 215 cm, 241 cm ve 272.5 cm karot derinliklerinde çapı 5 cm'ye varan karbonat yumruları bulunmaktadır (Şekil 5.3). 243.5-246.5 cm'ler arasındada koyu gri diyajenez zonu bulunmaktadır. Dördüncü karot bölümünde (MEG02-4), 386-300 cm'ler arası FeS benekleri ve laminaları bulunmaktadır. Bölüm boyunca litoloji gri çamurdan oluşmaktadır. 385.5-38 cm ve 366.5-364.5 cm'ler arasında sarı-kahverengi çamur bandı yer almaktadır. MEG02 karotunda 2. Karot bölümünün en altında 190.5 cm derinlikteki kum merceği ve 196.5-194.5 cm derinlikteki kum tabakası dışında kütle akması olarak nitelendirilebilecek herhangi bir birime rastlanmamıştır.

5.2.2 Karotların Çok Sensörlü Karot Log Alıcı Analizleri (MSCL)

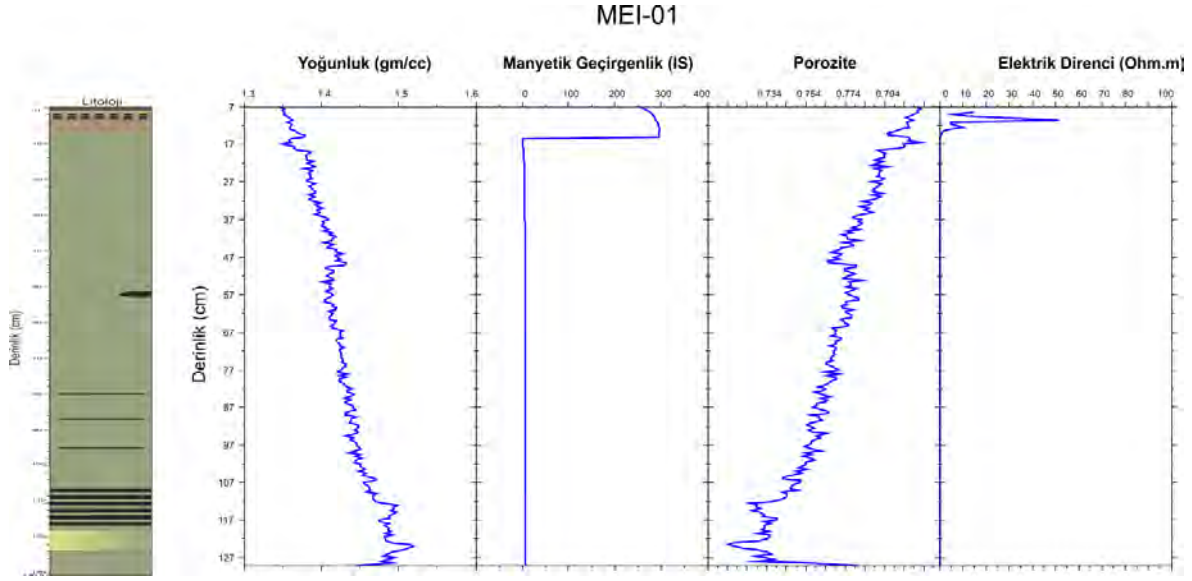
MEI-01 Karotu: Karotun yoğunluk değerleri alttan üste doğru azalan genel bir gidiş gösterirken; porosite değerleri artış göstermektedir (Şekil 5.4). Bu trendler üste doğru azalan sıkışma (compaction) nedeniyledir. Yoğunluk değerleri 1.29 m'den başlayarak üste doğru 1.5 g/cm³'ün altına düşmektedir. Nokta sensörü manyetik duyarlılık değerleri karotun en üstünde, 15.5 cm'nin üstünde aniden 296 u.S.I. değerine ulaşmaktadır (Şekil 5.4). Karotun en alt kısımları Fe-oksitlerin indirgenmesinden dolayı düşük manyetik duyarlılık değerlerine sahiptir. Manyetik duyarlılık eğrisindeki yaklaşık 15 u.S.I altındaki değerler, özellikle 112 cm karot derinliği altındaki çökellerde Fe-oksitlerin indirgenmesine işaret etmektedir. Karotta elektrik direnci değerlerinin pik verdiği seviyeler muhtemelen değişik gözenekliliğe ve/veya gözenek suyu tuzluluğuna işaret etmektedir. Elektrik özdirenci profili üstte kahverengi/yeşil çamur geçişi seviyesinde yüksek değerler sergilemektedir.

MEG02 Karotu: Karotun yoğunluk profilinde genel olarak alttan üste doğru bir azalış gözlenmektedir (Şekil 5.5). Değerler, karotun tabanı olan 3.82 m'den üste doğru 1.6 g/cm³'a kadar azalmaktadır. Alt seviyelerde siltli çamur seviyeleri yoğunluğun 2 g/cm³'ün üzerine yükseldiği değerler vermektedir.

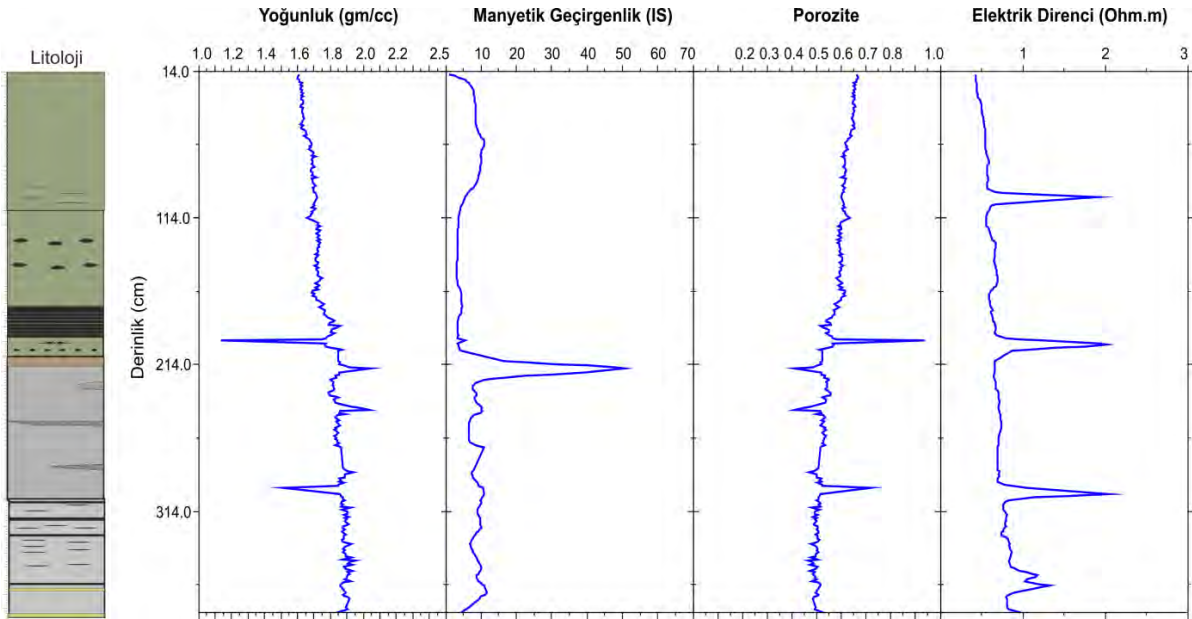
Karotta nokta sensörü manyetik duyarlılık 216 cm'de karbonat yumrusunun bulunduğu seviyede pik vermektedir. Bu pik burada göl-deniz geçişinin hemen altında aynı zamanda çökmesi olası ferromanyetik monosülfid nedeniyle olabilir. Karotta hesaplanan porosite değerleri üste doğru genel bir artış ve yoğunluk değerleri azalış göstermektedir. Bu daha önce belirtildiği gibi üste doğru azalan sıkışma (compaction) nedeniyledir (Şekil 5.5).



Şekil 5.2. MEI-01 Karotunun litolojik logu. G.Ö. 30±25 kalibre edilmemiş yaşı çok genç olup geçerli bir yaş değildir.



Şekil 5.4. Marmara Denizi Kumburgaz Çukurluğundan alınan MEI-01 karotunun Çok Sensörlü Karot Log Alıcı (MSCL) profilleri. Analizler 0.5 cm çözünürlükte yapılmıştır.



Şekil 5.5. Marmara Denizi Kumburgaz Çukurluğundan Batısından alınan MEG-02 karotunun Çok Sensörlü Karot Log Alıcı (MSCL) profilleri. Analizler 0.5 cm çözünürlükte yapılmıştır.

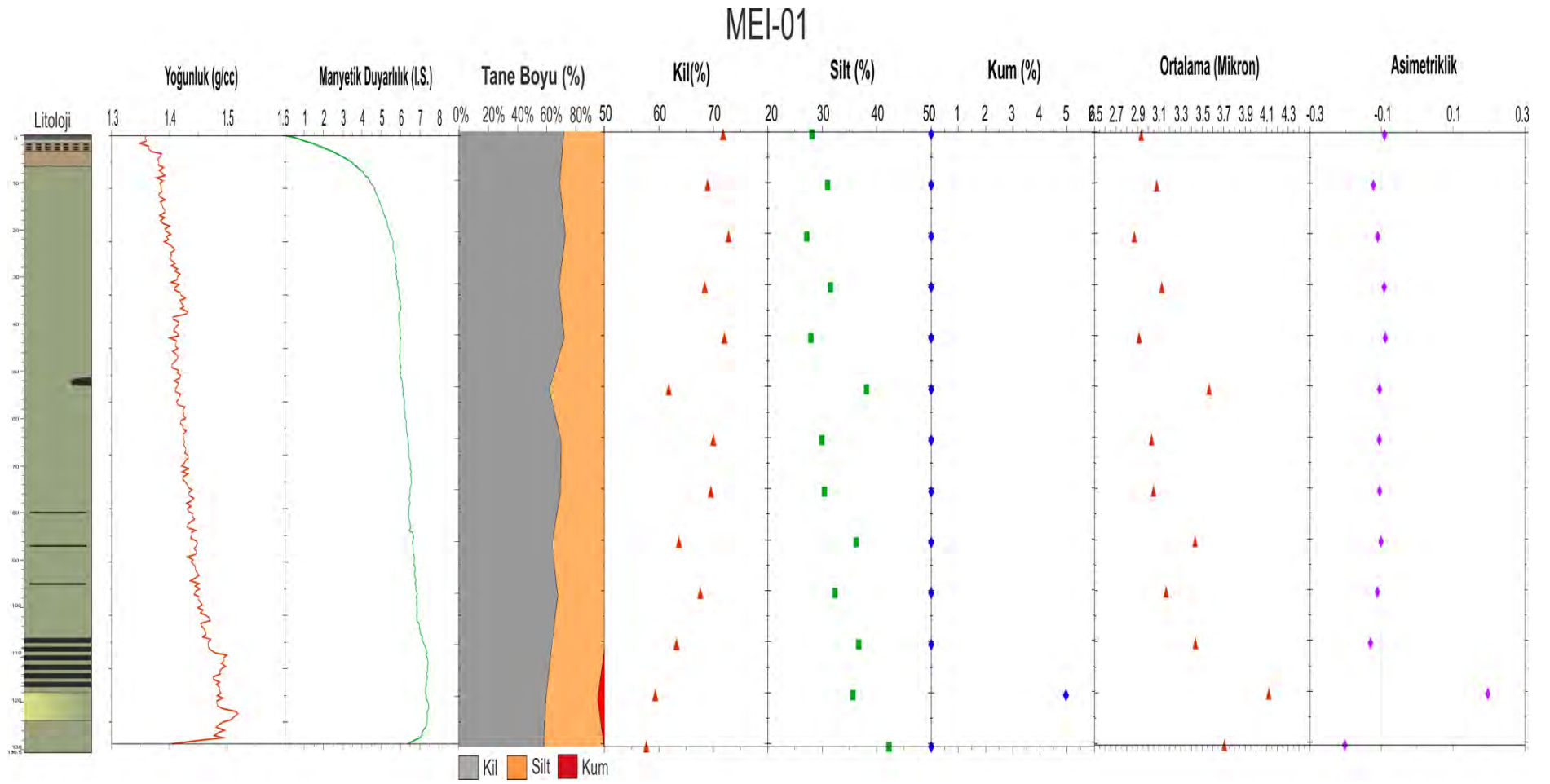
5.2.3. Orta Sırt karotlarının tane boyu analizi

MEI-01 Karotu: Karotun toplam 13 örnekte 10 cm aralıklarla tane boyu analizi yapılmıştır (Şekil 5.6). Karot alt kısmında sadece 110.5 cm derinlikte % 4 kum içermektedir. Aynı zamanda manyetik duyarlılık ve yoğunluk değerleri de kumlu seviyede artış göstermektedir. Karotta diğer seviyelerde kum boyutlu malzeme görülmemektedir. Bununla birlikte yine bu seviyede aritmetik ortalama 4.1 μ iken skewness (asimetriklik) değeri 0.2'ye yakındır. Bu seviyenin altında 120.5 cm'de skewness (asimetriklik) değeri -0.3 ile -0.1 arasındadır. Bu

değer kalın asimetrikliği göstermektedir. Aynı zamanda bu seviyede % 42.3 silt bulunmaktadır. Karot boyunca aritmetik ortalama değerleri 2.8 ile 4.1 μ arasında değişmektedir. Karot boyunca en fazla kil boyutunda malzeme hakimdir. Killi malzemenin oranı % 72.84'lere ulaşmaktadır. Karotaki çamur istifi genelde kalın asimetriklik ve kötü bir boylanma göstermektedir.

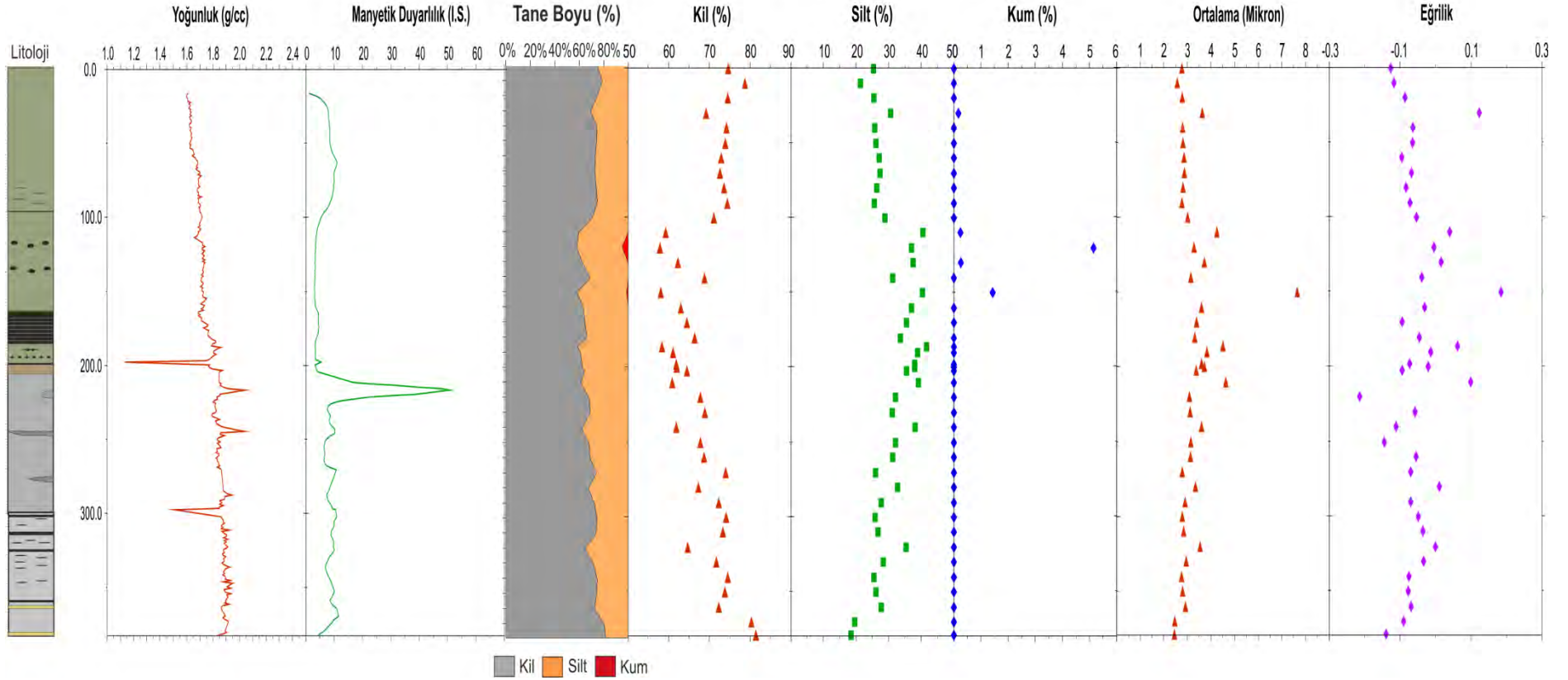
MEG-02 Karotu: Karotta toplam 42 örnekte 10 cm aralıklarla tane boyu analizi yapılmıştır (Şekil 5.7). Karot boyunca kum boyutlu malzeme çok az miktarlarda 30.5, 40.5, 110.5, 120.5, 130.5 ve 150.5 cm'lerde görülmüştür. En yüksek kum değeri % 5.15 ile 120.5 cm'de görülmektedir. Karotun 1. bölümünde (section 1) kil boyulu malzeme zenginleşmiştir (maksimum: %78.69). Sedimentlerin asimetriklik (skewness) değerleri genelde -0.1 ile +0.1 arasında değişmektedir.

İkinci karot bölümünde silt biraz artarken kil boyutlu malzemede göreceli olarak azalma görülmektedir. Asimetriklik değerleri -0.1 ile +0.1 arasında değişmekte olup taneler asimetriktir. Üçüncü karot bölümünde 270.5, 290.5 ve 300.5 cm'lerde kil tekrar zenginleşirken siltte azalma görülmektedir. Asimetriklik değerleri genelde bu birimde simetrik iken, 220.5, 240.5 ve 250.5 cm'lerde değerler -0.3 ve -0.1 arasında değişmektedir. Bu değerler bu seviyelerde tanelerin kalın asimetrik olduğunu gösterir. Dördüncü karot bölümünde hakim olan kil boyutlu malzemedir. Ayrıca asimetriklik değerleri -0.1 ile +0.1 arasında bulunmaktadır. Bu değerlere göre taneler simetriktir.



Şekil 5.6. MEI-01 karotunun tane boyu analizi, manyetik duyarlılık ve yoğunluk grafikleri.

MEG02



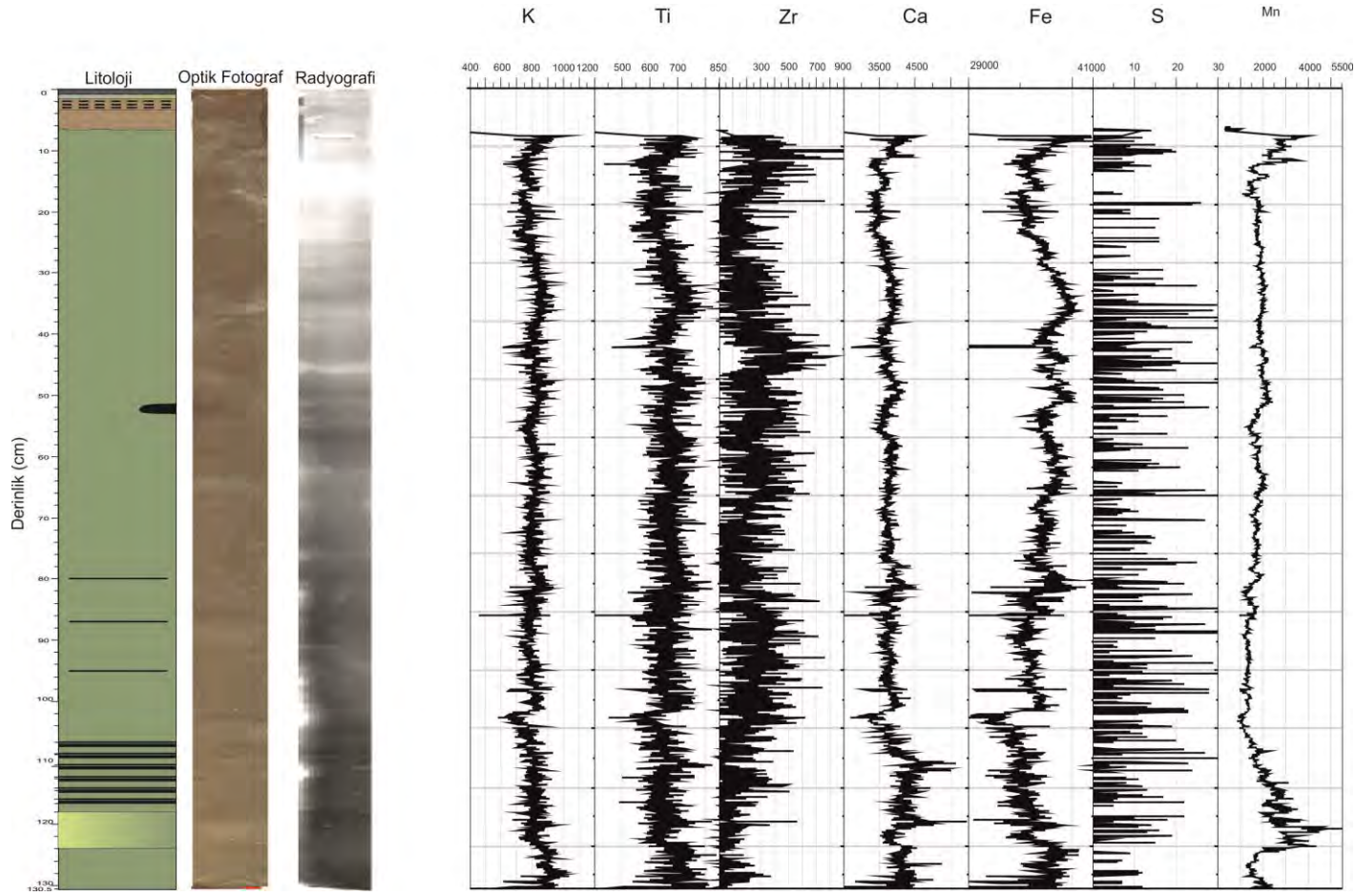
Şekil 5.7. MEG-02 karotunun tane boyu analizi, manyetik duyarlılık ve yoğunluk grafikleri.

5.2.4. Orta Sırt karotlarının XRF Karot Tarayıcısı analizleri

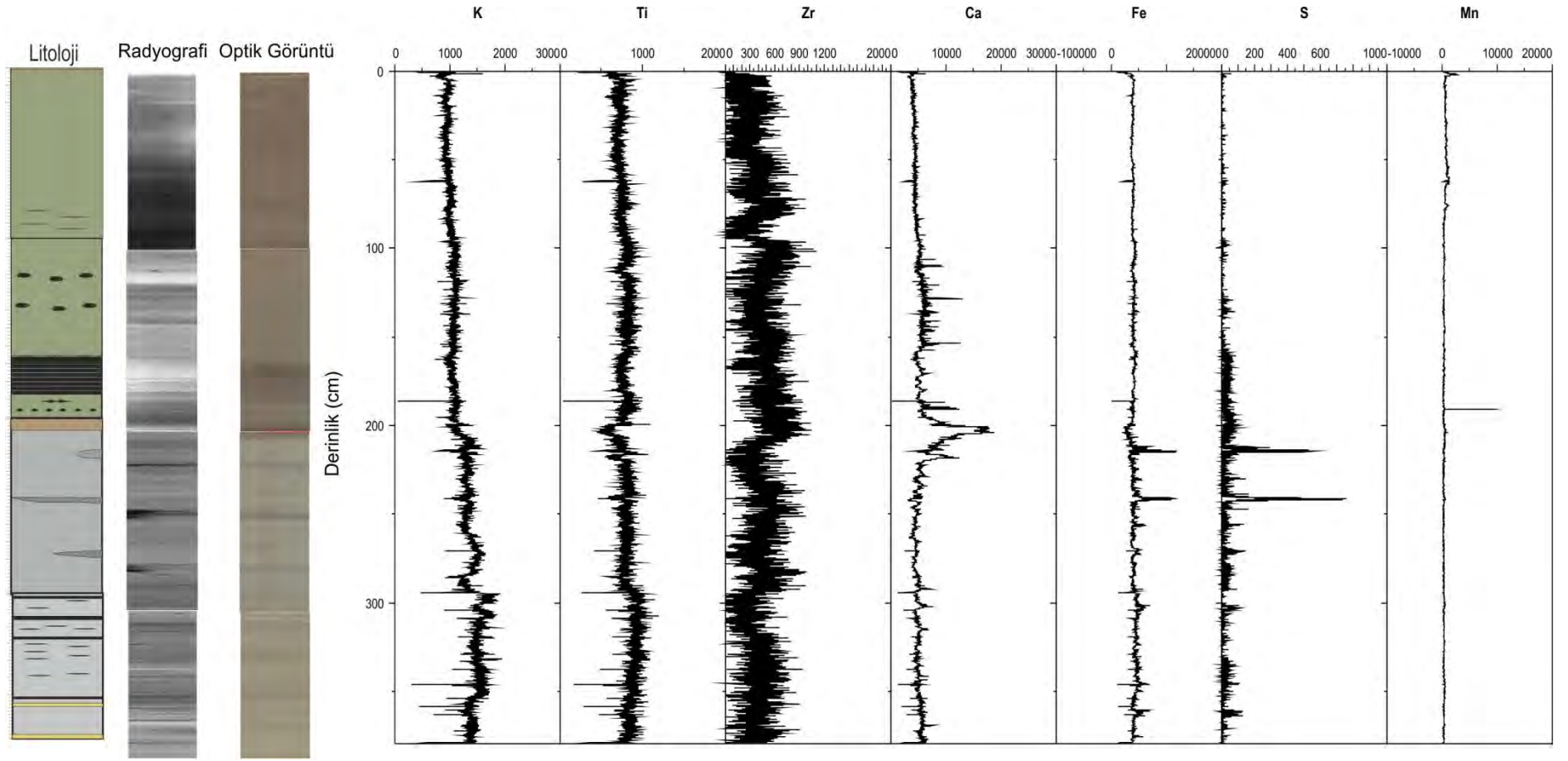
MEI-01 Karotu: Kumburgaz Çukurluğundan alınan MEI-01 Karotunun X-Işınları tarayıcısı ile kimyasal bileşimi ve sedimanter yapısal özellikleri analiz edilmiştir (Şekil 5.8). Karotun alt kısmında 118-106 cm'ler arasında görülen 1-2 cm kalınlığındaki indirgeme laminaları X-ışınları sayısal radyografi görüntüsünde koyu renkte görülmektedir. Bölüm 5.2.1'de de bahsedildiği gibi 7-24 cm derinlikler arasında açık renkli (yoğunluğu düşük) bir birim ve altında bantlı ve yer yer fazlaca belirgin olmayan laminalı çökel istifinin varlığını göstermektedir (Şekil 5.8).

Karot boyunca K, Ti, Zr ve S önemli bir değişim görülmemektedir. Redoksa karşı oldukça duyarlı olan Mn ise karotta 125 ve 115 cm'ler arasında ve karotun üst 5 cm'sinde artış göstermektedir (Şekil 5.8). Mangann karotun altında ve üstündeki bu artışları karottta diyajenetik redok cephe seviyelerine karşılık gelmektedir. MEI-01 karotunda gerek gözle, gerek radyografik ve kimyasal verilerin belirlediği herhangi bir kütle akması gözlenmemiştir. Demirin dağılımında karot boyunca görülen salınımlar Fe hidroksitlerin indirgenerek FeS indirgenme mercer ve bantları olarak çökmesi ile açıklanabilir.

MEG02 Karotu: Orta Sırtın batısından, 692 m su derinliğinden alınan MEG02 karotunun X-Işınları tarayıcısı ile kimyasal ve sedimanter yapısal özellikleri analiz edilmiştir (Şekil 5.9). Birinci karot bölümünde (section 1), 99-0 cm'ler arasında K, Ti, Zr, Ca, Fe, S ve Mn değerlerinde önemli bir değişim görülmemektedir. Bu karot bölümünün en alt kısmı radyografide koyu renkli görülmektedir. Bu kısımda karota FeS bantları bulunmaktadır. İkinci karot bölümünde, 200-99 cm'ler arasında radyografi açık renkte olup K, Ti, Zr, Fe, S ve Mn değerlerinde önemli bir değişim görülmemektedir. Ca ise bölümün en alt kısmında artmaya başlamaktadır. Bölümün en altından başlayıp üçüncü bölümde de devam eden Ca artışı bu seviyelerdeki kavkı içeriği nedeniyle. Üçüncü karot bölümünde bazı seviyelerde Ca, Fe ve S elementlerinde zenginleşme görülmektedir. 216 cm'de Ca'un artması bu seviyedeki göl deniz geçişine bağlı autijenik karbonat çökelişi nedeniyle. Ayrıca bu seviyede Ti, K ve Fe değerlerindeki azda olsa görülen azalmalar karbonat seyreltmesi nedeniyle gerçekleşmiştir. Fe ve S, 220 cm'lerde ve 240 cm'lerde artış göstermektedir. Bunun nedeni bu seviyelerdeki FeS oluşumları ile açıklanabilir. Karotun dördüncü bölümünde siyah indirgenme zonlarında azda olsa zenginleşmeler görülmektedir. Bu bölümde K, Ti, Zr, Ca, ve Mn değerleri önemli bir değişim göstermemektedir.



Şekil 5.8. Marmara Deniz'i Orta Sırt, Kumburgaz Çukurluğu'ndan alınan MEI-01 karotunun karot tarayıcısı analizleri. Karotun sayısal renk ve X-ışınları radyografi görüntüleri. Element konsantrasyonları saniyede sayıdır (cps).



Şekil 5.9. Marmara Deniz'i Orta Sırt batısından alınan MEG-02 karotunun karot tarayıcısı analizleri. Karotun sayısal renk ve X-ışınları radyografi görüntüleri. Element konsantrasyonları saniyede sayıdır (cps). Göl-deniz geçişindeki Ca zenginleşmesi ve hemen altında Fe ve S zenginleşmesi dikkati çekmektedir.

5.2.5. Marmara Denizi Orta Sırt karotlarında duraylı oksijen ve karbon izotop analizleri

MEG02 karotunda 215 cm karot derinliğindeki karbonat yumrusunun $\delta^{13}\text{C}$ değeri -33.2‰ ve $\delta^{18}\text{O}$ değeri +1.3‰; 272.5 cm'deki karbonat yumrusunun $\delta^{13}\text{C}$ değeri -39.5‰ ve $\delta^{18}\text{O}$ değeri +2.2‰ bulunmuştur (Tablo 5.1). Karbonat yumrularındaki bu negatif $\delta^{13}\text{C}$ değerleri karbonat yumrularındaki karbonun kökeninin anaerobik metan oksidasyonu olduğuna işaret etmektedir (Devol v.d., 1984; Boetius v.d., 2000; Niemann v.d., 2006; Çağatay v.d., 2012). $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ise karbonatların muhtemelen bugünkü Akdeniz suyuna benzer bir sudan çökeldiğini göstermektedir. Marmara'nın göl olduğu dönemde dipte Akdeniz suyunun varlığı olasıdır. Zira yoğunluğu nedeniyle dipteki tabakayı oluşturan Akdeniz suyunun tatlı yüzey suları ile havza dışına kısa sürede kolaylıkla atılması mümkün değildir (Çağatay vd., 2009).

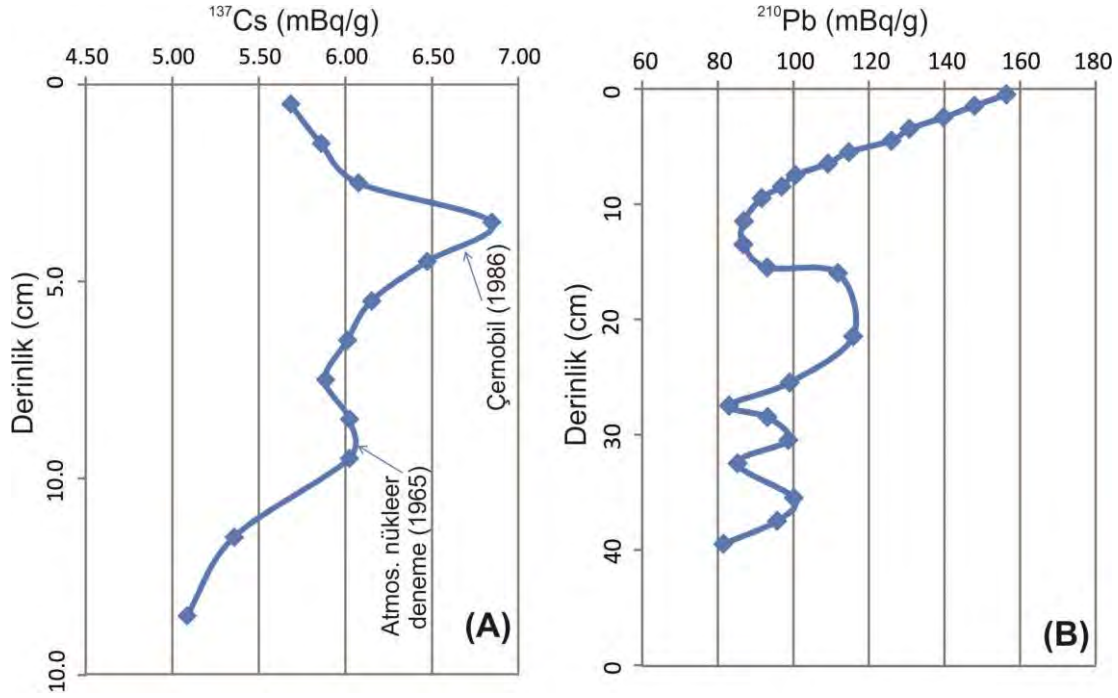
5.2.6. Marmara Denizi Orta Sırt karotlarında tarihlendirme analizleri

AMS Radyokarbon analizleri: Orta sırtta analizleri yapılan iki karot belirgin TH birimleri içermediği için bu karotlardan sadece iki radyokarbon yaşı elde edilmiştir (Table 5.1). Bunlardan biri MEI-01 karotunun tabanına yakın kısımdan elde edilmiş olup kalibre edilemeyecek kadar çok gençtir (1954'den daha genç). Bu sonuç karottaki çok yüksek sedimantasyon hızına işaret etmektedir. Bu durum, karot lokasyonunun Kumburgaz Havzası'nda, Büyükçekmece kanyonunun önünde konumlandığı için yüksek çökel girdisi alması ile açıklanabilmektedir. İkinci radyokarbon yaşı, MEG02 Karotunda sapropelin altında, göl/deniz geçişinin üzerinde alınmış G.Ö. 12650±51 yıl tarihidir. Bu yaş önceden bilinen Marmara Denizi'nin geç Pleistosen-Holosen kronostratigrafisi ile uyumludur (Çağatay v.d., 2000, 2009).

Tablo 5.1. AMS ^{14}C yaş tayini için ^{14}C yaş sonuçları ve kalibre edilmiş yaşlar.

Karot Adı	Derinlik (cm)	Fosil İçeriği	Kalibre edilmemiş yaş	Kalibre edilmiş yaş ($\pm 1\sigma$)
MEG 02/Bölüm 2	96,5-97 cm	Foram, ostrakod, kavkı, ekinit plakası, gastropod	11250±45 .Ö	10696±51 M.Ö. G.Ö. 12650±51
MEI 01	121,5-123,5 cm	Gastropod, Kavkı, Ekinid plakası, foram	30±25 G.Ö	30±25 G.Ö. (invalid age)

Radionüklid analizleri: Üstü bozulmamış MEI-01 çökel-su arayüzey karotunda ^{137}Cs ve ^{210}Pb analizleri yapılmıştır. Bu radionüklid profilleri Şekil 5.10'da verilmiştir. Karot boyunca ^{137}Cs profili iki pik vermektedir (Şekil 5.10A). Bunlardan 3.5 cm'de görülen pik 1986 da oluşan Çernobil nükleer kazası ile ilgilidir. 8.5 cm'de görülen ikinci pik ise atmosferik atom denemelerinin maksimumunun olduğu 1965 yılına karşılık gelmektedir. Buna göre karotta son 45 yıldaki çökelme hızı 1.5 - 1.9 mm/yıl aralığındadır.



Şekil 5.10. Orta Sırt (Kumburgaz Havzası) MEI-01 Karotunda ^{137}Cs (A) ve ^{210}Pb (B) profilleri.

^{210}Pb profili, ^{210}Pb değerlerinin radyoaktif bozuşmaya bağlı olarak yüzeyden yaklaşık 9 cm derinliğe kadar düzenli azaldığını ve bu derinlikten başlayarak karmaşık bir hal aldığını göstermektedir (Şekil 5.10B). Bu durum ^{137}Cs profilinden elde edilen çökeltme hızına göre 1965'den önce 55-70 yıl öncesinde karotta bir deformasyonun oluştuğunu ve bu tarihten başlayarak düzenli bir çökeltmenin oluştuğunu göstermektedir.

5.3. Marmara Denizi Orta Sırt Karotlarının deprem kayıtları ve tarihsel deprem kayıtları ile denestirilmesi

MEI-01 ve MEG-02 karotlarının tane boyu analizleri, fiziksel ve kimyasal özellikleri ve X-ışınları radyografi görüntüsü ile doğrudan gözlemler her iki karotta da herhangi bir kütle akmasının bulunmadığını göstermiştir. Buna karşın MEI-01 karotunda ^{210}Pb profili, ^{137}Cs analiz sonuçlarından elde edilen çökeltme hızı ile birlikte yorumlandığında, yaklaşık 55-70 yıl önce bir deformasyonun varlığı dikkati çekmektedir (Şekil 5.10). Bu tarih olasılıkla 1963 depremine karşılık gelmektedir. Karotta deformasyon veya kütle hareketi nisbeten uzak (telesmik) bir etki ile oluşmuştur. Zira $M=6.4$ büyüklüğündeki 1963 depremi, uzakta, Çınarcık Havzası'nın güneyinde normal bir fay üzerinde oluşmuştur (Nalbant v.d., 1998; Bulut ve Aktar, 2007).

MEI-01 Karotundaki bu olay dışında, tabanının yaşı göl/deniz geçişi olan G.Ö. 14 bin yıldan (kalibre yaş) daha da eskiye giden MEG-02 karotunda, deprem kayıtlarının bulunmaması iki şekilde yorumlanabilir: 1) Orta Sırt üzerindeki fay segmenti eski bir faydır ve yaklaşık son 15.000 yılda deprem üretmemiştir, veya 2) Orta Sırt üzerinde en azından karot alınan yerlerde oluşan Orta Sırt fay segmentinin hareketine bağlı oluşan depremlerin kayıtları TH birimi olarak çökeltmemiştir. Marmara Denizi'nde benzer bir konumda bulunan Batı Sırtı üzerinde deprem kayıtlarının bulunması (bu çalışma ve Drab v.d., 2012) birinci olasılığın daha yüksek olduğunu düşündürmektedir. Nitekim bu fay segmentinin günümüzde çok düşük mikrosismik

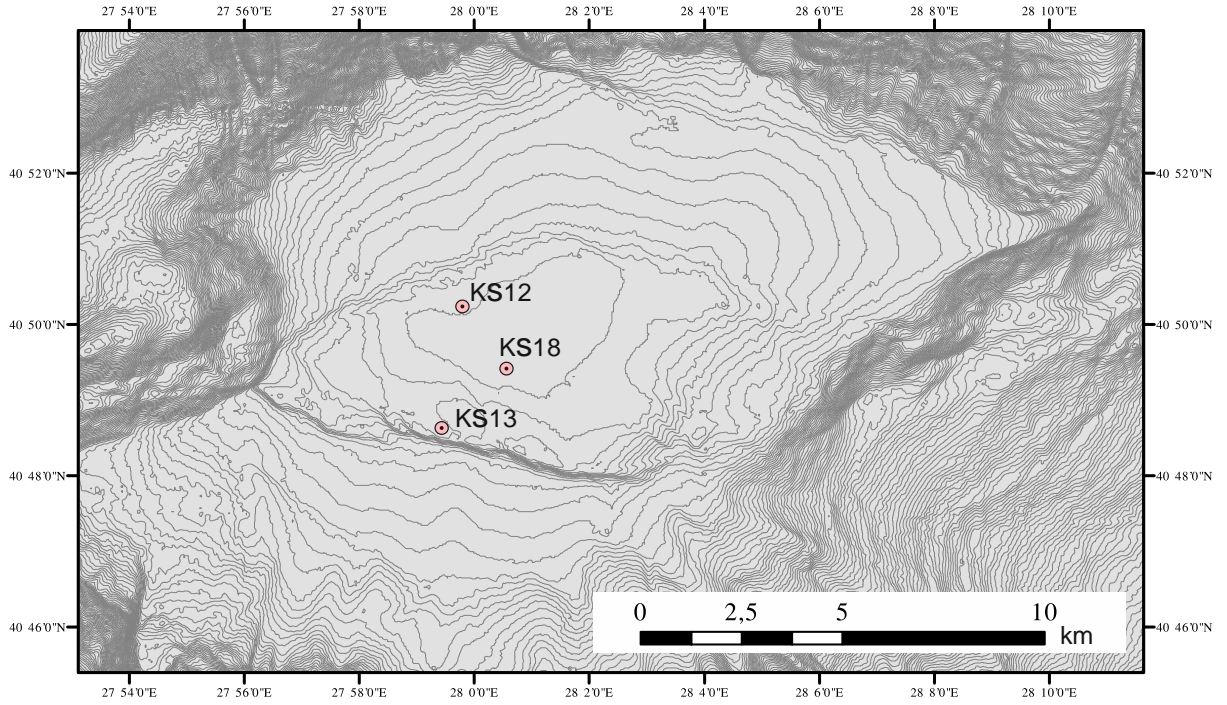
etkinlik göstermesi, segment boyunca hareketin çok yavaş kayma (creep) şeklinde olduğunu veya fayın burada kilitlendiği şeklinde yorumlanmıştır (Armijo v.d., 2005; Çağatay ve Özeren, 2007; Géli v.d. 2008). Bu proje sonuçları creep hareketini desteklemektedir.

MEG-02 karotundaki ikinci karot bölümündeki Ca zenginleşmesi bu seviyelerdeki kavrı miktarının çok olması nedeniyledir. Aynı karotta üç seviyede görülen karbonat yumrularının negatif $\delta^{13}\text{C}$ değerleri, bu yumruların Marmara Denizi'nin göl olduğu dönemde anaerobik metan oksidasyonu sonucu oluştuğunu göstermektedir (bakınız örneğin, Devol v.d., 1984). Karotun fay zonu üzerinde olduğu dikkate alındığında büyük olasılıkla metan fay kaynaklıdır. Ayrıca karotta göl/deniz geçişi seviyesi yakınında, göl ve deniz sularının karışması sonucu, autijenik olarak karbonat çökelimi oluşmuştur.

6. MARMARA DENİZİ ORTA HAVZA KAROT ÇALIŞMALARI

6.1. Marmara Denizi Orta Havzasının morfotektoniği ve Oşinografisi

Orta Havza, rombik şekilli 290 km²'lik bir alana sahiptir (Şekil 1.2). En derin yeri -1255 m olan bu havzanın orta kısmına gömülü, yine rombik şekilli ikinci ve daha genç bir havza bulunmaktadır (Şekil 6.1). Bu genç havza yakın çevresine göre yaklaşık 40-50 m daha derindir. Şelf kenarını derin havzaya birleştiren kıtasal yamaçlar kuzeyde daha diktir ve çok sayıda denizaltı kanyonları ile kesilmiştir.



Şekil 6.1. Marmara Denizi Orta Havzası batimetri haritasında çalışılan karotların konumu. Eşderinlik eğrileri 10 m aralıktır. KS (MNTKS) 18, KS12 ve KS 13 karotlarının alındığı su derinliği sırası ile -1260 m, -1262 ve -1248 m'dir.

Orta Havza'nın etrafını çevreleyen yamaçların eğimleri batimetri haritasından yapılan ölçümlere göre; kuzey yamaç için yaklaşık 12°, kuzeybatı yönlü yamaç için 9°-11°; kuzeydoğu yamaç için ortalama 6,7°; güneydeki yamaç için 5,7° ve güneydoğudaki yamaç için yaklaşık 6°'dir. Havza, kuzey ve güneyden faylarla sınırlıdır.

Orta Havza, çek-ayır havza biçiminde, Batı Sırtını kesen Ganos Fayı'nın doğuya devamında ayrılan iki kolun arasında oluşmuştur. Orta Çukurluğu doğudan ve batıdan sınırlayan sırtlar, sıkışma alanlarını temsil etmekte olup; kıvrım, basınç sırtları, ters fay ve bindirme yapıları içermektedir.

Orta Havza'da Çınarcık havzası'na benzer şekilde tüm Marmara Denizi'ndeki iki tabakalı su kütlesi mevcuttur (bakınız Bölüm 1.2). Bu iki su kütlesini -25 m'de ayıran piknoklinin altında Akdeniz ve üstünde Karadeniz kökenli su bulunmaktadır (Beşiktepe v.d., 1994).

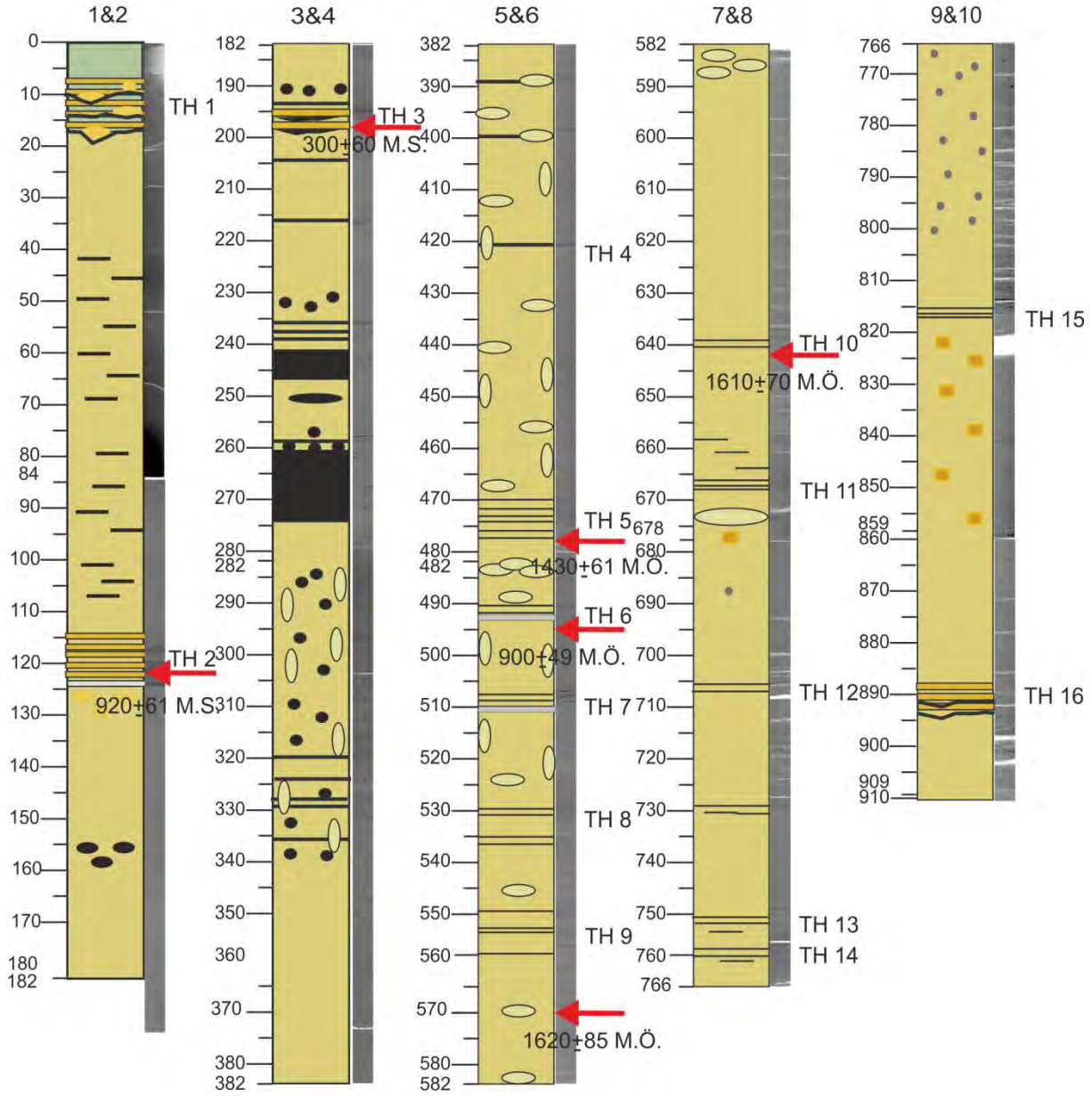
6.2. Orta Havza Karot Analizleri

Orta Havzada analizi yapılan MNTKS12, MNTKS13 ve MNTKS18 karotları 2007 Marnaut seferi ile 1123 m, -1248 m ve -1260 m su derinliklerinden alınmıştır (Şekil 6.1). Karotların litolojik tanımlamaları yapılmış, fiziksel özellikleri Çok senörlü Karot Log Alıcısı (MSCL) ve jeokimyasal element analizleri XRF Karot Tarayıcısı ile İTÜ-EMCOL Karot Analiz laboratuvarında yapılmıştır. Karotların radyonüklid ve tane boyu analizleri ise bir proje işbirliği ile Columbia Üniversitesi (ABD) Lamont-Doherty Yer Gözlem Evinde yapılmıştır (McHugh v.d., yayında). Toplam 10 adet ¹⁴C yaş tayini analizi ABD Woods Hole Oşinografi Enstitüsü'nün NOSAMS (Kütle Hızlandırıcı Spektrometresi (AMS) radyokarbon laboratuvarında Cecilia McHugh tarafından yaptırılmıştır.

6.2.1. Litoloji

MNTKS12 Karotu: -1123 m su derinliğinden alınan karot, 10 bölümden (section) oluşmaktadır (Şekil 6.2). Karotta 16 adet TH birimi tanımlanmıştır. MNTKS12 karotunun birinci ve ikinci bölümünün toplam uzunluğu 182 cm'dir (Şekil 6.2). Karotun en üst 8 cm'si kırmızımsı kahve siltli kilden oluşmaktadır. 8 ile 12.5 cm'ler arasında ise laminalar daha açık renklidir. Bu seviyelerden alta doğru 8-17 cm karot derinliğinde ince laminalı siltli kilden oluşan tabanı keskin dokanaklı TH-1/KS-12 birimi bulunmaktadır. Bu birimde 17 ile 19 cm'ler arasında renk değişimleri ile yumuşak sediman deformasyon yapıları görülmektedir. 21 cm ile 84 cm'ler arası koyu yeşilimsi sarı homojen killi siltten oluşur. Alta doğru 44 cm'den 83 cm'ye kadar siyah renkli 0.5 mm'den küçük indirgenme benekleri görülmektedir. 84-108 cm'ler arasında ise <1 mm'den küçük siyah renkli siltli merccekler görülmektedir. 84 cm'den 113 cm'ye kadar koyu yeşilimsi sarı killi silt bulunmaktadır. 114-116.5 cm'ler arası killi-siltten oluşmaktadır. Bunun da üzerinde 1 mm kalınlığında siyah silt laminası yer almaktadır. 116.5 -121.5 cm'ler arasında bir türbidit-homojenit (TH-2/KS12) birimini oluşturan ve kalınlıkları en altta kalınlığı 3 mm'den üstte 0.5 mm'ye kadar incelen ince taneli kum laminaları bulunmaktadır. Bunlardan en alttaki lamina 3 mm, üstündeki 2 mm, daha üsttekilerin altısının 1 mm kalınlığında ve en üstteki dördünün kalınlığı 0.5 mm'dir. 121.5 ile 123.5 cm derinlik arasında grimsi sarı renkte killi silt yer almaktadır.

**MNTKS-12 (Orta Çukurluk)
(1262 m)**



Lejand

Siltli kil	Kum	Silt merceklere	Çakıllı lamina	Siyah lekeler/ kömür
Killi silt	Bitki parçası	Denizel kavkı Bivalv Gastropod	Açık renkli lamina	Çamur parçaları ve benekler
Kavkı parçaları		Keskin dokanak		

TH: Türbidit-Homojenit

Şekil 6.2. MNTKS12 karotunun litolojik logu ve X-ışınları radyografi görüntüsü.

Yine aynı şekilde alta doğru 123-130 cm'ler arasında 0.5 mm kalınlığında 3 mm uzunluğunda saçılmış benekler bulunmaktadır. Bu karot bölümlerinin alt kısmında 155 ve 156 cm'ler

arasında 0.5 mm kalınlığında 3 mm uzunluğunda siyah renkli indirgenme (FeS) benekleri yer almaktadır.

MNTKS12 karotunun üçüncü ve dördüncü bölümünün toplam uzunluğu 200 cm'dir (Şekil 6.2). 182 cm'den 190 cm'ye kadar koyu sarımsı yeşil killi silt yer almaktadır. 190 -193 cm'ler arasında siyah, 0.5 mm genişliğinde 2 mm uzunluğunda benekli killi silt bulunmaktadır. Bu seviyenin altında 193.5 cm'e kadar siyah, kum taneleri içeren killi silt üzerlemektedir. Alta doğru TH-3/KS12 (türbidit-homojenit) biriminde 194.6 cm'de 1 mm kalınlığında ince kum boyutu taneli siyah lamina görülmektedir. 195.5 cm'den alta doğru 197 cm'ye kadar TH-3/KS-12 (türbidit-homojenit) biriminde 4 mm kalınlığında iki orta kaba taneli kum tabakası bulunmaktadır. Alttaki tabaka erozyonal tabanlı ve siyah renklidir. 237.5-240 cm'ler arasında kumlu silt laminası bulunmaktadır. Laminaların üstündeki çökel 0.5 ve 5 mm arasında değişen uzunlukta benekli ve siyah renklidir. 197 cm ile 240 cm'ler arasında koyu sarı-yeşil homojen killi silt yer almaktadır. Bu seviyeler arasında farklı seviyelerde, 204, 217 ve 240.7 cm'lerde siyah silt laminaları mevcuttur. 242 ile 256 cm'ler arası siyah killi siltten oluşmaktadır. 257.5 cm'de 5 mm çapında siyah FeS indirgenme beneği ve 259.5 cm'de siyah ince taneli kumlu-silt laminası bulunmaktadır. 260 ile 261 cm'ler arasında dört tane siyah FeS merceği görülmektedir. 265.5 - 274 derinlik aralığında 1 cm uzunluğunda siyah FeS benekleri ve mercekleri yer almaktadır. 263 ile 275 cm'ler arası siyah killi silt görülmektedir. Alta doğru 274-282 cm'ler arasında siyah indirgenme benekleri içeren sarı yeşil killi silt bulunmaktadır. 282-382 cm'ler arası sarı yeşil killi silt yer almaktadır. 282-337 cm'ler arasında siyah benekli killi silt bulunmaktadır. 282 ile 367 cm'ler arasında biyotürbasyon şeklinde grimsi sarı benekler bulunmaktadır. Benekler 1 cm genişliğinde ve 2-10 cm uzunluğundadır. Karotta 320, 323.5, 328, 329 ve 335.5 cm karot derinliğinde siyah laminalar yer almaktadır.

MNTKS12 karotunun beşinci ve altıncı biriminin toplam uzunluğu 200 cm'dir (Şekil 6.2). 382 ile 482 cm'ler arası yeşil sarı homojen killi siltten oluşmaktadır. Karot kenarlarında ve sonunda yoğun şekilde kahverengi benekler bulunmaktadır. Karotun 389, 400, 422 cm'lerinde siltli laminalar yer almaktadır. 422 cm derinlikteki siltli laminanın olduğu TH-4/KS12 (türbidit-homojenit) birimi bulunmaktadır. 478.2 cm'nin altında grimsi sarı renkte killi silt, bu seviyenin üstünde 473 cm'den 478.2 cm'ler arasında birçok siyah silt laminası ve birkaç tane ince taneli kum laminasının olduğu TH-5/KS12 (türbidit-homojenit) birimi vardır. Üstteki kum laminası aşındırılmalı tabanlıdır. 482 ile 582 cm'ler arası yeşilimsi sarı killi silt içermektedir. 491.5-493.5 cm'ler arasında siyah, 0.5 mm'den küçük, ince taneli kum ve silt laminasından oluşan TH-6/KS-12 (türbidit-homojenit) birimi ve bunun altında grimsi sarı 1 mm kalınlığında killi silt laminası görülmektedir.

Alt seviyelere doğru 507.5 ve 510 cm'ler arasında siyah, 0.5 mm'den küçük, birçok ince taneli kum ve silt laminasının oluşturduğu TH-7/KS12 (türbidit-homojenit) birimi yer almaktadır. Bu birimin altında grimsi sarı, 1 mm kalınlığında killi silt laminası bulunmaktadır. Alta doğru 529-530 cm ve 531-532 cm'lerde siyah, <0.5 mm'den küçük, çok ince kum ve silt laminaları ve merceklerinin oluşturduğu TH-8/KS12 (türbidit-homojenit) bulunmaktadır. Karotta 549.5, 554.2, 555.7 ve 559.5 cm'de TH-9/KS12 (türbidit-homojenit) birimini oluşturan, 1-2 mm kalınlığında siyah, çok ince kum ve silt laminaları görülmektedir.

MNTKS12 karotunun yedinci ve sekizinci biriminin toplam uzunluğu 184 cm'dir (Şekil 6.2). 582- 678 cm'ler arasında yeşilimsi sarı killi silt hakimdir. 582 cm'den 600 cm'ye kadar litoloji kahverengi beneklerden oluşmaktadır. Alta doğru 639 ile 640 cm'ler arasında TH-10/KS-12 (türbidit-homojenit) birimini oluşturan siyah, iki tane çok ince taneli kum ve silt

laminası yer almaktadır. En alttaki lamina aşındırılmalı taban yapısı göstermektedir. 657-664 cm'ler 2 mm uzunluğunda siyah siltli mercerler içermektedir. 666.5 ile 667.5 cm'ler arasında TH-11/KS-12 (türbidit-homojenit) birimine ait siyah, 0.5 mm kalınlığında siltli laminalar görülmektedir. 670 cm'nin altında 678 cm'ye kadar kahverengi benekler mevcuttur. 678.5 cm'de ağaç parçaları da bulunmaktadır. 678 ile 704 cm'ler arasında kahverengi benekler görülmektedir. 706-707 cm'ler arasında silt laminalarının olduğu TH-12/KS12 (türbidit-homojenit) birimi bulunmaktadır. Benekler organik malzeme ile ilişkilidir. 678-766 cm'ler arası yeşilimsi sarı killi siltten oluşmaktadır. Alta doğru TH-13/KS12 ve TH-14/KS-12 (türbidit-homojenit) birimlerinin bulunduğu 750.5-751 ve 758-758.5 cm seviyelerinde siyah silt mercerği ve laminası bulunmaktadır. 758 ve 766 cm'ler arası koyu kahverengi beneklerden oluşmaktadır.

MNTKS12 karotunun 9. ve 10. bölümlerinin toplam uzunluğu 144 cm'dir (Şekil 6.2). 766-859 cm'ler arası killi siltlidir. 766-822 cm'ler arası koyu yeşilimsi sarı killi silt içerisinde, üstteki koyu kahverengi benekler içeren ve 776-803 cm'ler arası ise siyah beneklerden oluşmaktadır. 815.5-817 cm'ler arasında TH-15/KS-12 birimini oluşturan ~1 mm kalınlığında 3 adet siyah çok ince taneli siltli lamina görülmektedir. Bu seviyeden alta doğru 822 cm'e kadar koyu kahverengi benekler odunsu malzeme içermektedir.

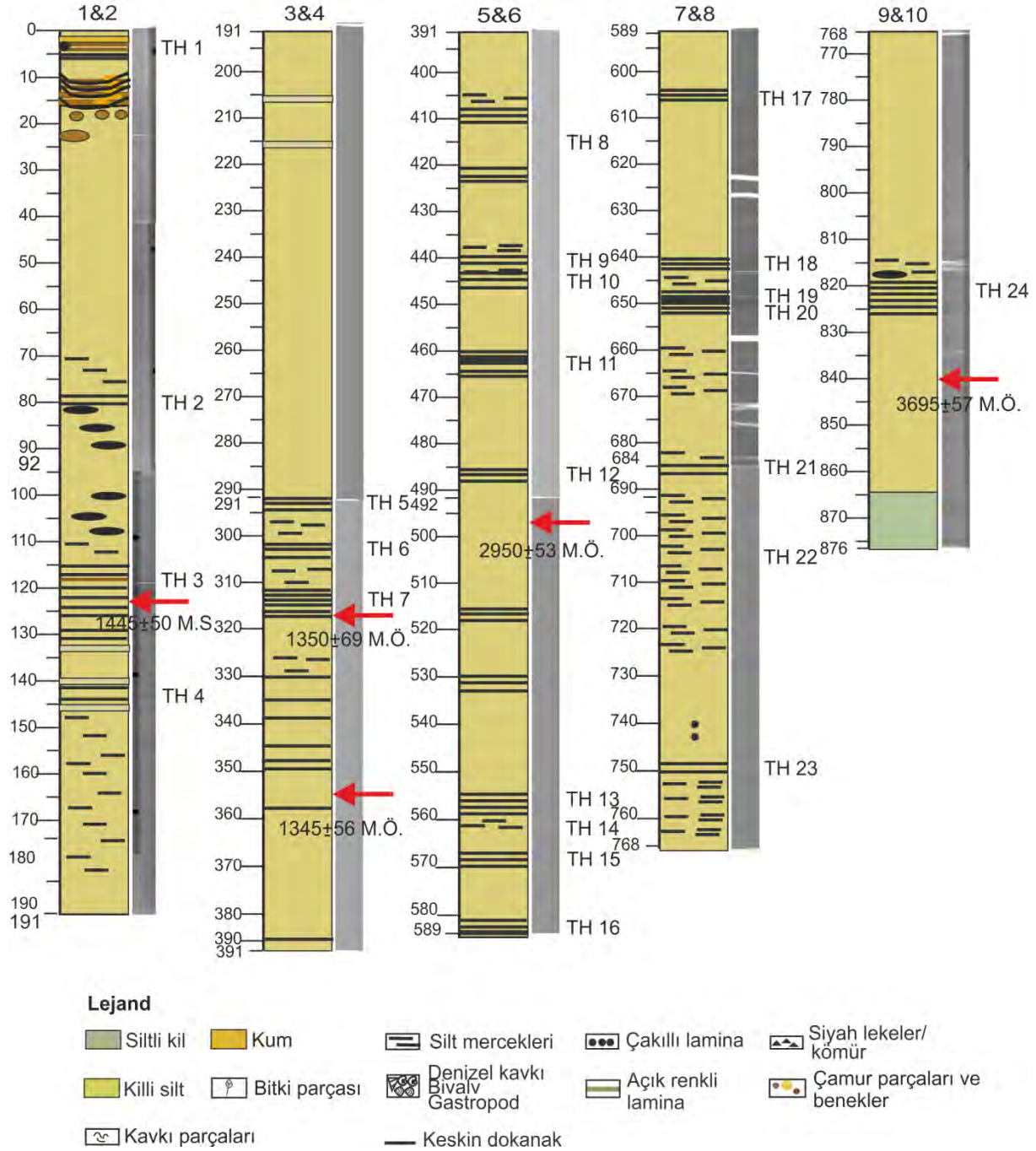
859-898 cm'ler arası ise yeşilimsi sarı killi siltten oluşmaktadır. 894.5-898 cm'ler arasında TH-16/KS-12 birimin oluşturan yedi tane kaba-ince kum laminası yer almaktadır. Bu laminaların tabanları erozyonel yüzeylidir. Laminalar 1-2 mm kalınlığındadır. Üste doğru lamina kalınlıkları ve tane boyları azalmaktadır. Alttaki 4 ve üstteki 2 lamina siyah olup, aradaki 2 lamina ise kahverengidir. Karotun alt kısmında 898-909 cm'ler arası kahverengi killi siltten oluşmaktadır.

MNTKS13 Karotu: -1248 m su derinliğinden alınan MNTKS13 karotu 10 bölümden oluşmaktadır (Şekil 6.3). Karotta 24 adet TH birimi tanımlanmıştır. Karotun birinci ve ikinci bölümünün toplam uzunluğu 1.91 m'dir (Şekil 6.3). Karotun en üst bölümünde (0-2 cm) kırmızımsı kahverengi 3 adet lamina koyu kahverengi killi-siltten oluşan TH-1/KS13 (türbidit-homojenit) belirgindir. 3 cm'de 2 mm çapında siyah benekler görülmektedir. 3-6 cm arasında 0.5 mm'den kalın, gri ve kahverengi laminalar bulunmaktadır. 6-16 cm'ler arasında çamur parçaları (clast) ve alev yapıları içermektedir. Erozyonel taban üstündeki 3 mm kısım siyahımsı-kırmızıdır. 12.5, 12.8, 13.4, 13.6, 14 ve 14.2 cm'de laminalar ve çamur parçaları bulunmaktadır. 0.5-2 cm uzunluğundaki bu çamur parçaları erozyonel yüzey ile üzerlenmekte ve alev yapıları ile akış yönünü gösterirler. 16-18 cm'ler arasında koyu kahverengi killi-siltler siyahımsı-kırmızı 1-3 mm kalınlığında benekler içermektedirler. 23.5 cm derinlikte 0.5 cm çapında siyahımsı-kırmızı benek bulunmaktadır. 18 cm ile 92 cm'ler arasında yeşilimsi sarı killi-silt hakimdir. 72.5-89 cm'ler arasında 73-73.5, 75-75.5 ve 77-77.5 cm'lerde kumlu-silt yer almaktadır. 81 cm'de ve üzerinde 1 mm kalınlığında çok ince kum-siltli laminaları içeren TH-2/KS13 (türbidit-homojenit) birimi bulunmaktadır. 81-89 cm'ler arasında siyah, dairesel benekler mevcuttur. 92 cm ile 97 cm arasında koyu sarımsı kahverengi killi silt görülmektedir. 97-120.5 cm'ler koyu yeşilimsi sarı killi silt içermektedir.

118 cm'de TH-3/KS13 (türbidit homojenit) birimi görülmektedir. 97-130.5 cm'ler arası altta laminalar ile başlayıp üste doğru mercer ve benek yapılarına geçmektedir. 97 ve 116.5 cm'ler arası 2-5 mm uzunluğunda siyah uzunlamasına mercerler ve siyah benekler içermektedir. 120.5-191 cm'ler arası koyu sarımsı kahverengi killi siltten oluşmaktadır. 116.5-130.5 cm'ler arası altta 1 mm kalınlığında siyah kumlu-silt laminası bulunmaktadır. 5 cm üstte 0.5 mm'den küçük laminalar mevcuttur. 2 mm kalınlığındaki üstteki 3 lamina tane

boyu çok ince kumlu siltten kaba kuma doğru değişmektedir. 130-132 cm arasında siyah siltli mercekler, 132-132.5, 143-143.5, 145-145.5 cm'lerde beyaz bantlar görülmektedir.

MNTKS13 (Orta Çukurluk) (1248 m)



Şekil 6.3. MNTKS13 karotunun litolojik logu ve X-ışınları radyografi görüntüsü.

130.5 cm ve 146 cm'ler arasında yoğun benekli killi silt içerisinde 143-144 cm'de çok ince kumlu silt laminası içeren TH-4/KS13 (türbidit-homojenit) birimi yer almaktadır. Karotta 146 ile 191 cm'ler arası yoğun siyah indirgenme benekleri içermektedir. MNTKS13 karotunun üçüncü ve dördüncü bölümünün toplam uzunluğu 200 cm'dir (Şekil 6.3). 191-291 cm'ler arası yeşil-sarı homojen killi-silt içinde grimsi sarı bantlar görülmektedir.

Alta doğru 206, 218, 227, 233.5 ve 248 cm'de grimsi sarı bantlar yer almaktadır. 263 cm'de siyah kumlu silt laminaları yer almaktadır. 264-269 cm'ler arasında grimsi sarı bant bulunmaktadır. 290, 292-293 cm'de siyah kumlu silt laminaları bulunmaktadır. 292.5-293.5cm'ler arasında üç tane siyah, taban aşındırmalı, çok ince taneli kumlu-silt laminaları içeren TH-5/KS13 (türbidit-homojenit) birimi yer almaktadır. 291-391 cm'ler arası sarımsı yeşil killi siltten oluşmaktadır. 295-304.5 cm'ler arası tabanı aşındırmalı 1 mm kalınlığında siyah kum laminaları içeren TH-6/KS13 (türbidit-homojenit) birimi görülmektedir. 304-313 cm arası çok sayıda siyah benekli laminalar görülmektedir. 313.5-316 cm'ler arasında aşındırmalı tabanlı, çok ince taneli, yedi adet kumlu-silt laminaları içeren TH-7/KS13 (türbidit-homojenit) birimi bulunmaktadır. Karotta 330, 336, 338, 345, 347, 350, 359.5 ve 391 cm'lerde siyah kumlu-silt laminalar bulunmaktadır.

MNTKS13 karotunun beşinci ve altıncı bölümünün toplam uzunluğu 198 cm'dir (Şekil 6.3). Karotta 391-492 cm'ler arasında laminalar, siyah benekler içeren yeşil-sarı homojen killi silt hakimdir. 405-406 cm'ler arasında siyah siltli mercerler görülmektedir. 408-409 cm ve 421-422 cm'ler arasında üç tane siyah siltli lamina içeren TH-8/KS13 (türbidit-homojenit) birimi bulunmaktadır. 440-441 cm'ler arasında üç tane siyah kumlu-siltli lamina ve üzerlerinde siyah benekler bulunan TH-9/KS13 (türbidit-homojenit) birimi yer almaktadır. Alta doğru 443.5-445.5 cm'ler arasında üç tane çok ince taneli kumlu silt laminası içeren TH-10/KS13 (türbidit-homojenit) birimi bulunmaktadır. 463.5-465.5 cm'ler arasında çok ince taneli kumlu-siltli laminalar içeren TH-11/KS13 (türbidit-homojenit) birimi yer almaktadır. 486.5-487 cm'ler arasında TH-12/KS13 (türbidit-homojenit) birimi iki tane siyah çok ince taneli kumlu-siltli lamina içermektedir. 492-589 cm'ler arası koyu sarımsı kahverengi benekli, yeşil-sarı killi-siltten oluşmaktadır. 491-495.5 cm'ler arasında orta-çok ince taneli, 0.5 mm kalınlığında kumlu-siltli laminalar bulunmaktadır. Alttaki siyah-kırmızımsı kahverengi laminanın tabanı aşınmalıdır. Karotta 502, 505, 529 ve 530 cm'lerde odunsu malzeme görülmektedir. 516-517 cm'de 1 mm kalınlığında siyah laminalar mevcuttur. Daha alta doğru 531-532 cm'lerde 1 mm kalınlığında üç tane siyah lamina görülmektedir. 533-548 cm'ler arasında siyah benekler bulunmaktadır. Alta doğru 551.5-553 cm'ler arasında koyu kırmızımsı kahverengi ve siyah çok ince kumlu mercerler vardır. 556 cm ve 558 cm'ler arasında dört tane lamina içeren TH-13/KS13 (türbidit-homojenit) birimi yer almaktadır. Alttaki koyu kırmızımsı-kahverengi kaba kumlu türbiditin tabanı aşınmalıdır. 563-565 cm'ler arasında TH-14/KS13 (türbidit-homojenit) biriminin bulunduğu siyah silt mercerleri yer almaktadır. 570-571 cm'ler arası ise üç tane siyah silt laminaları bulunan TH-15/KS13 (türbidit-homojenit) birimi bulunmaktadır.

Karotun alt kısmında 586-588 cm'ler arasında 0.5 mm kalınlığında, 5 tane koyu kırmızımsı-kahverengi ince kumlu-siltli laminalar içeren TH-16/KS13 (türbidit-homojenit) birimi vardır. MNTKS13 karotunun yedinci ve sekizinci bölümünün toplam uzunluğu 179 cm'dir (Şekil 6.3). 589-684 cm'ler arası benekler içeren, koyu yeşil-sarı kumlu silt laminalarından oluşmaktadır. 589-603 cm'ler arasında siyah benekler bulunmaktadır. 606-607.5 cm'ler arasında üç tane siyah, dereceli boylanmalı, aşındırmalı tabanlı, 1 mm kalınlığında, ince kumlu silt laminaları içeren TH-17/KS13 (türbidit-homojenit) birimi yer almaktadır. 607-611 cm'ler arası siyah benekler içermektedir. 641.5-642.5 cm'ler arasında 0.5 mm kalınlığında, siyah ince siltli kum laminası bulunan TH-18/KS13 (türbidit-homojenit) birimi bulunmaktadır. 643-651 cm'ler arası yoğun benekli laminalar içermektedir. Bu seviyeler arasında alttan üste doğru; en altta siyah 2 mm kalınlığında kaba kumlu silt laminası bulunmaktadır. Bu seviyeler arasında 647-651 cm'lerde TH-19/KS13 (türbidit-homojenit) birimi görülmektedir. Lamina ters boylanmalı ve erozyonel tabanlıdır. Daha üstte 0.5 mm kalınlığında ters boylanmalı, erozyonel tabanlı 3 tane lamina yer almaktadır. Üstteki iki kaba kumlu silt laminası 2 mm kalınlığında ve kırmızımsı kahverengidir ve TH-20/KS13 (türbidit-

homojenit) birimini oluşturmaktadır. Lamina üzerindeki 4 cm'de yoğun benekler içermektedir. 661-674 cm'ler arasında siyah benekler yer almaktadır. Alta doğru 683-686.5 cm'ler arasında koyu kırmızımsı kahverengi kumlu mercekler ile orta-ince kumlu silt laminaları içeren TH-21/KS13 (türbidit-homojenit) birimi görülmektedir. 687-768 cm'ler arası lamina ve benekler içeren, koyu sarı yeşil homojen killi siltten oluşmaktadır. 726 ile 732 cm'ler arası bir çok siyah orta-ince kumlu silt laminaları içermektedir. Bu laminalar normal derecelenmiş olup, taneler yukarı doğru incelmektedir. 692 cm'den 724 cm'ye kadar siyah benekler içeren TH-22/KS13 (türbidit-homojenit) birimi bulunmaktadır. 741-742 cm'ler arası iki tane 0.5 cm çapında siyah benekler içermektedir. 745-746 cm'ler arasında iki tane kırmızımsı kahverengi silt laminası (<0.5 mm) yer almaktadır. Karotun alt kısmında 751 cm'den 768 cm'e kadar siyah benekler görülmektedir. 751 cm'in üstüne 2 tane 1 mm'den küçük siyah silt laminaları üzerlemektedir. 750-751 cm'ler arasında TH-23/KS13 (türbidit-homojenit) birimi bulunmaktadır. MNTKS13 karotunun 9. ve 10. bölümünün toplam uzunluğu 108 cm'dir (Şekil 6.3). 768 cm'den 864 cm'e kadar laminalar ve benekler içeren koyu sarımsı-yeşil homojen killi silt bulunmaktadır. 864-876 cm'ler arası koyu sarı-yeşil homojen siltli kilden oluşmaktadır. 780-817 cm'ler arasında siyah benekler ve silt mercekleri yer almaktadır.

817 ve 828 cm'ler arasında ise altta 1 mm kalınlığında altı tane çok ince kum laminaları ve üstte uzamış benekler ve kum mercekleri içeren TH-24/KS13 (türbidit-homojenit) birimi bulunmaktadır. 828-864 cm'ler arası siyah benekler ve silt merceklerinden oluşmaktadır.

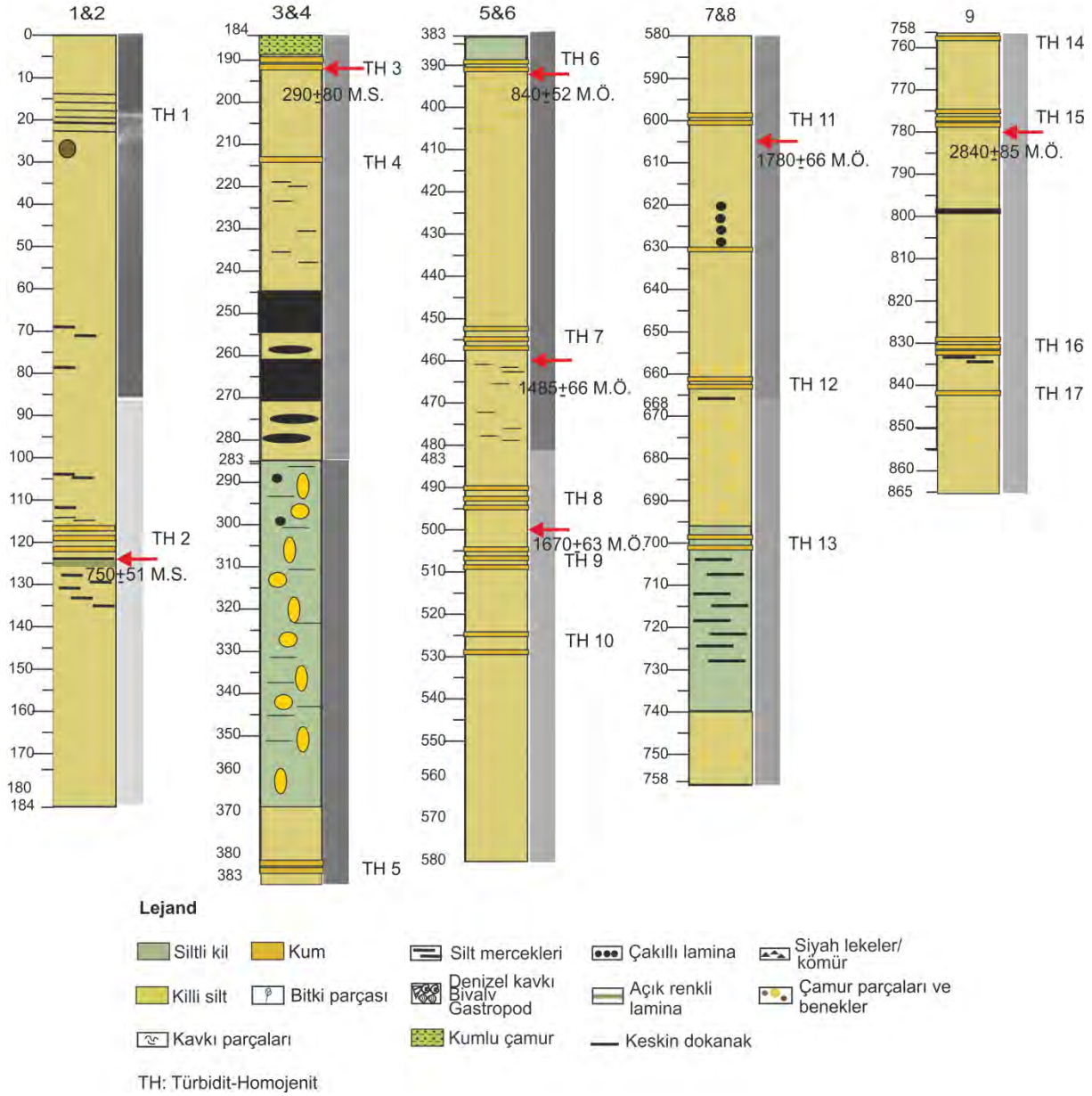
MNTKS18 Karotu: -1260 m su derinliğinden alınan karot 9 bölümden oluşmaktadır (Şekil 6.4). Karotta 17 adet türbidit-homojenit (TH) birimi tanımlanmıştır. MNTKS18 karotunun birinci ve ikinci bölümünün toplam uzunluğu 184 cm'dir (Şekil 6.4). Karotun 1. bölümünün uzunluğu 84 cm'dir. Karotun 2. bölümünün uzunluğu ise 100 cm'dir. 26-29 cm'ler arasında 3 cm çapında koyu kahverengi benek bulunmaktadır.

25 cm'den 31 cm'e kadar renk kırmızımsı kahverengiye değişmektedir. 14 ve 21 cm'ler arasında 1 mm kalınlığında birçok siyah laminalar bulunmaktadır. Bu seviyeler arasında aynı zamanda TH-1/KS18 (türbidit-homojenit) birimi yer almaktadır. 24 cm'den karotun en üstüne doğru litoloji siyahımsı kırmızıdır. Milimetre ölçeğinde siltli ve koyu renkli mercekler 69.8, 71.6, 78.5, 98.5-97.8, 104.2, 104.8, 112.3, 114 ve 114.6 cm'lerde görülmektedir. 31 cm ile 115 cm'ler arasında koyu sarı-yeşil homojen killi silt bulunmaktadır.

115-120.5 cm'ler arasında bir çok kum laminaları içeren TH-2/KS18 (türbidit-homojenit) birimi bulunmaktadır. TH biriminin en alttaki laminası 0.5 cm kalınlığında ve ince kumdan oluşmaktadır. Bu kum laminası altındaki sedimentten keskin bir dokanakla ayrılmaktadır. Laminaların içerisindeki renk kırmızımsı kahverengiye kadar değişmektedir. Kum laminasının üzerinde koyu sarı-yeşil, 0.5 cm kalınlığında kumlu-killi silt üzerlemektedir. Kumlu-killi silt laminasının üzerinde üç tane ince kum laminası yer almaktadır.

Bu kum laminalarının üzerinde 1 cm kalınlığında koyu sarı-yeşil kumlu-killi silt bulunmaktadır. Kumlu-killi siltin de üzerinde 1.5 cm kalınlığında bir çok ince kum laminaları ve kumlu mercekler görülmektedir. Mercekler ve laminalar ripıllar içermektedir. 121 cm'den 122 cm'e kadar, hemen kum laminasının altında grimsi yeşile doğru renk değişimi vardır. 122-132 cm'ler arasında koyu sarı-yeşil homojen killi-silt bulunmaktadır. Killi silt bir çok siyah indirgenme mercekleri içermektedir. 132 cm ile 184'ler arasında koyu sarı-yeşil, homojen killi silt mevcuttur.

**MNTKS18 (Orta Çukurluk)
(1260 m)**



Şekil 6.4. MNTKS18 karotunun litolojik logu ve X-ışınları radyografi görüntüsü.

MNTKS18 karotunun 3. ve 4. bölümünün toplam uzunluğu 199 cm'dir (Şekil 6.4). 184 cm'den 187 cm'ye kadar 4 tane 1 mm kalınlığında siyah çok ince kum laminaları bulunmaktadır. 187-191 cm'ler arasında TH-3/KS18 (türbidit-homojenit) birimi bulunmaktadır. 191-240 cm'ler arası koyu sarı-yeşil killi silt içermektedir. 214 cm'de iki tane mm kalınlığında çok ince taneli kum laminaları içeren TH-4/KS18 (türbidit-homojenit) birimi görülmektedir. 215-245 cm'ler arasında siyah silt mercikleri yer alır. 243, 248, 252, 259, 263, 274 ve 280.5 cm'lerde 1 mm çapında, siyah kumlu-killi-siltli cepler mevcuttur.

262-272 cm'ler ve 245-255 cm'ler arası siyah bantlar görülürken, 280-281 cm ve 258-259 cm'ler arasında siyah indirgenme benekleri bulunmaktadır. 240 cm ile 283 cm'ler arası killi

siltten oluşmaktadır. 283-361 cm'ler arasında ise 5-10 cm uzunluğunda grimsi sarı oyuk yapıları içeren koyu yeşil siltli kil birimi içerisinde siyah siltli merccekler mevcuttur. 287-298 cm'ler arasında siyah ince kum, erozyonal bir yüzey üzerine çökelmiştir. 283 cm ile 365 cm'ler arası siltli kilden oluşmaktadır. 365 cm'den 372 cm'ye kadar koyu sarımsı-gri killi silt gelmektedir. 372 cm'den 382 cm'ye kadar koyu sarımsı-gri kumlu-killi silt yer almaktadır. 380-382 cm'ler arasında siyah ince kum laminaları içeren TH-5/KS18 (türbidit-homojenit) birimi görülmektedir.

MNTKS18 karotunun 5. ve 6. bölümünün toplam uzunluğu 197 cm'dir (Şekil 6.4). 383-389 cm'ler arasında koyu sarı-yeşil siltli kil bulunmaktadır. 389 cm ile 483 cm'ler arası koyu sarı-yeşil killi siltten oluşmaktadır. 389-390.5 cm'ler arasında üç adet siyah kumlu silt laminaları içeren TH-6/KS18 (türbidit-homojenit) birimi yer almaktadır. 391 cm'den 452 cm'ye kadar kırmızımsı kahverengi benekler saçılmış olarak bulunur. 453 cm'de altında ve üstünde lekeler içeren kırmızımsı-kahverengi lamina mevcuttur. 455 ile 458 cm'ler arasında beş tane kumlu silt laminaları içeren TH-7/KS18 (türbidit-homojenit) birimi görülmektedir. Alta doğru 460-481 cm'ler arasında saçılmış benekler bulunmaktadır. 483-580 cm'ler arası grimsi sarı benekli koyu sarımsı yeşil killi siltten oluşmaktadır. 491-496 cm'ler arasında üç tane kumlu silt laminaları içeren TH-8/KS18 (türbidit-homojenit) birimi yer almaktadır. 505 ile 509 cm'ler arasında altı tane siyah laminalar içeren TH-9/KS18 (türbidit-homojenit) birimi bulunmaktadır. Bu laminalardan üstte bulunan üç tanesi kırmızımsı kahverengi lekelidir. 525 ve 528 cm'lerde kırmızımsı lekeler içeren siyah kumlu siltli laminaların olduğu TH-10/KS18 (türbidit-homojenit) birimi görülmektedir.

MNTKS18 karotunun 7. ve 8. bölümünün toplam uzunluğu 178 cm'dir (Şekil 6.4). Karotun en üst kısmında 580-582 cm'ler arası 2 cm boşluk bulunmaktadır. 582-616 cm'ler arası grimsi sarı killi siltten oluşmaktadır. 598-602 cm'ler arasında kumlu siltli laminalar içeren TH-11/KS18 (türbidit-homojenit) birimi yer almaktadır. Bu kumlu siltli laminalar siyah renkte olup, kırmızımsı kahverengi lekeler içermektedir. 616 cm'den 631 cm'e kadar koyu sarı-yeşil killi silt yer almaktadır. 625 ve 631 cm'ler arası grimsi sarı killi siltten oluşurken; 631-649 cm'ler arasında litoloji koyu sarı-yeşil killi silt içermektedir. 649 ile 668 cm'ler arası grimsi sarı renktedir. 620, 622, 624 ve 626 cm'de siyah indirgenme benekleri görülmektedir. 630 cm'de kırmızımsı kahverengi ince kumlu silt yer almaktadır. 662 cm'de kırmızımsı kahverengi benekler bulunmaktadır.

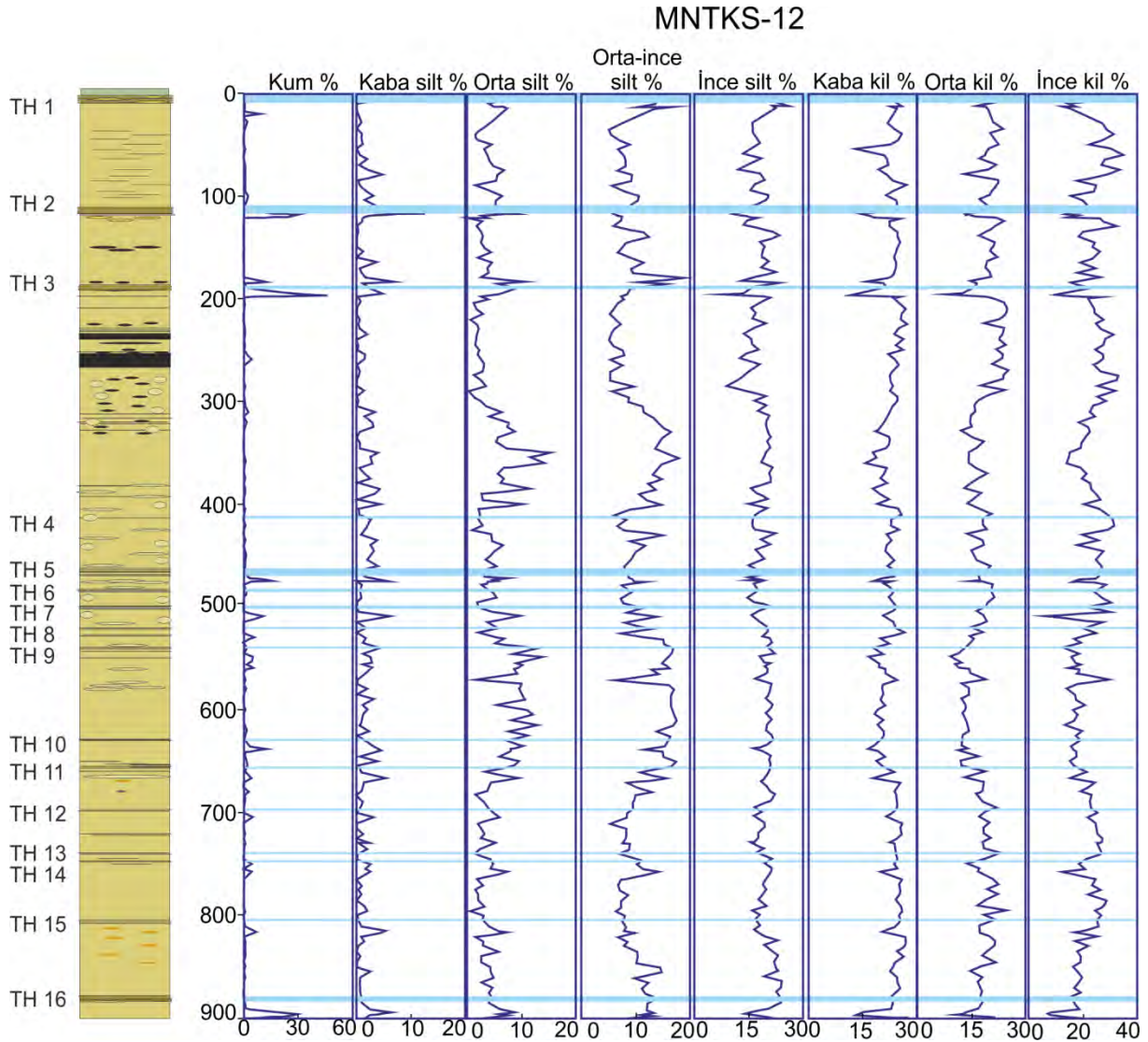
663.5-664.5 cm'ler arası kumlu siltli laminanın olduğu TH-12/KS18 (türbidit-homojenit) birimi görülmektedir. Alta ise kırmızımsı kahverengi lekeler içeren kumlu silt merccekleri mevcuttur. 668 cm'den 696 cm'ye kadar grimsi sarı killi silt üzerlemektedir. 670-692 cm'ler arasında kırmızımsı kahverengi benekler içerisinde kum taneleri vardır. 698.5 ile 699.5 cm'ler arasında siyah çok ince kumlu siltli laminalar bulunan TH-13/KS18 (türbidit-homojenit) birimi mevcuttur. 696 cm'den 739 cm'ye kadar koyu sarı yeşil siltli kil bulunmaktadır. 704-727 cm'ler arasındaki benekler ise uzunlamasına'dır. 739-758 cm'ler arası grimsi sarı killi siltten oluşmaktadır. Karotta alt kısımda kırmızımsı kahverengi yuvarlak benekler görülmektedir.

MNTKS18 karotunun 9. bölümünün toplam uzunluğu 107 cm'dir (Şekil 6.4). 758 cm ile 770 cm arası tekrar grimsi sarı çamur gelirken, 758-865 cm'ler arası killi siltlidir. 758.5-759.5 cm'ler arası 1 mm kalınlığında iki tane siyah, çok ince kum laminaları bulunan TH-14/KS18 (türbidit-homojenit) birimi bulunmaktadır. 772.5 cm'de 2 mm çapında kırmızımsı kahverengi benek mevcuttur. Alta doğru 775.5-777.5 cm'ler arasında kırmızımsı kahverengi ince kumlu silt laminaları içeren TH-15/KS18 (türbidit-homojenit) birimi görülmektedir. 797.5 cm'de 0.5

mm kalınlığında kumlu silt laminası bulunmaktadır. 770 cm ile 803 cm arası koyu yeşil sarı; 803-865 cm'ler arası grimsi sarı renktedir. 828-832 cm'ler arasında laminalar ve merceler bulunan TH-16/KS18 (türbidit-homojenit) birimi içermektedir. 841.5 cm'de kırmızımsı kahverengi çok ince kumlu silt laminası görülmektedir. Üstte dört tane 2 mm kalınlığında kırmızımsı kahverengi kum laminaları bulunmaktadır. Üstten alta doğru iki kumlu silt merceleri 4 mm uzunluğunda ve 2 mm kalınlığındadır. Bu kırmızı kahverengi kum laminaları TH17/KS18 birimini oluşturmaktadır. 853 cm karot derinliğinde kırmızımsı kahverengi benekler yer almaktadır.

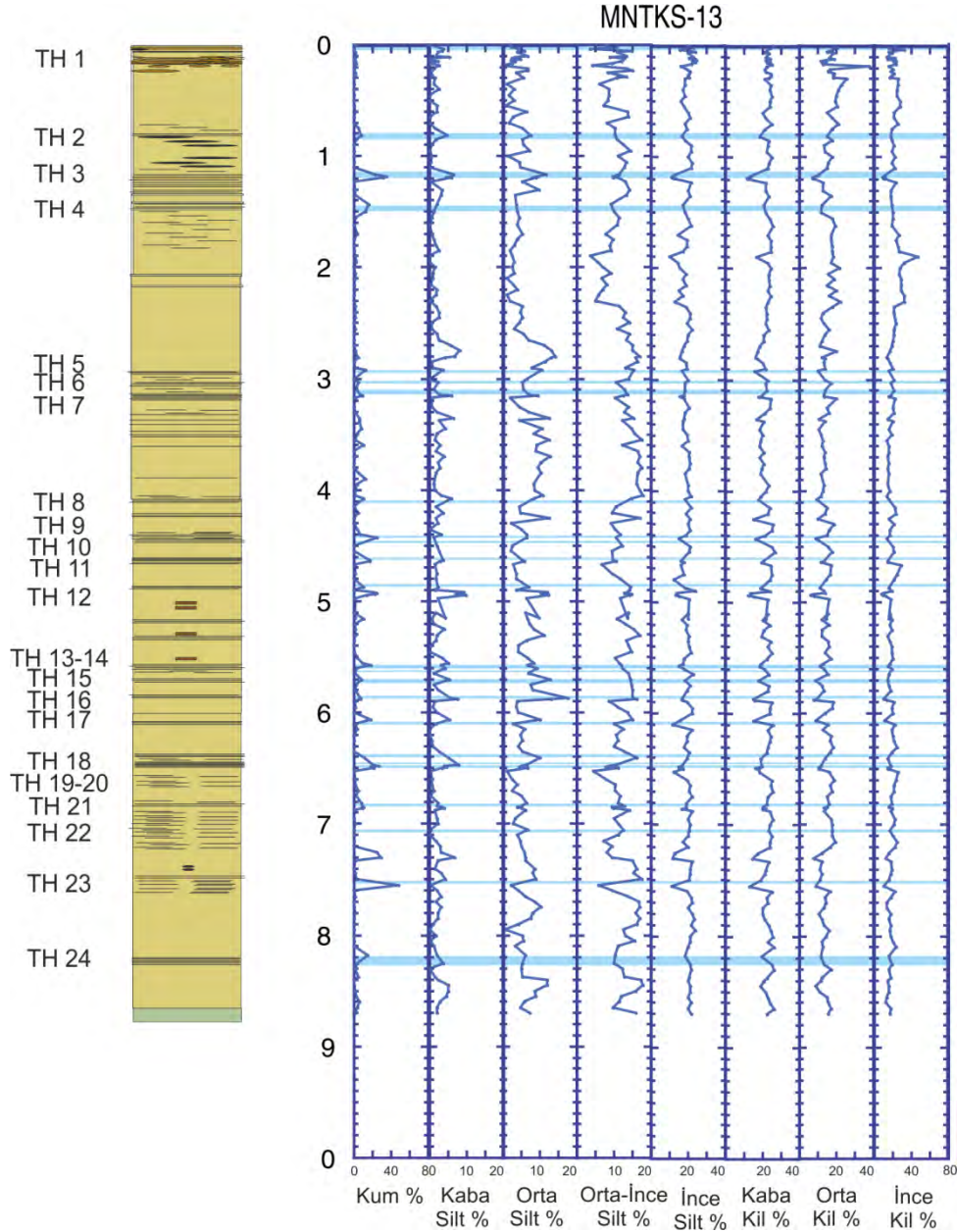
6.2.2. Karotlarda Tane Boyu Analizleri

MNTKS12 Karotu: Karotta gözlemlenen 16 adet TH biriminden 3 tanesinde % 20 den fazla kum gözlenmiştir. TH3 ve TH16 birimlerinin kum yüzdeleri yaklaşık % 30'dır (Şekil 6.5). Karottaki diğer TH birimlerini kum oranları ise %20 dolayındadır. Karot boyu yaklaşık % 15-%20 olan orta kil oranı ile % 20-%30 olan ince kil oranı ise TH birimlerine karşılık gelen derinliklerde düşüş göstermektedir (Şekil 6.5).



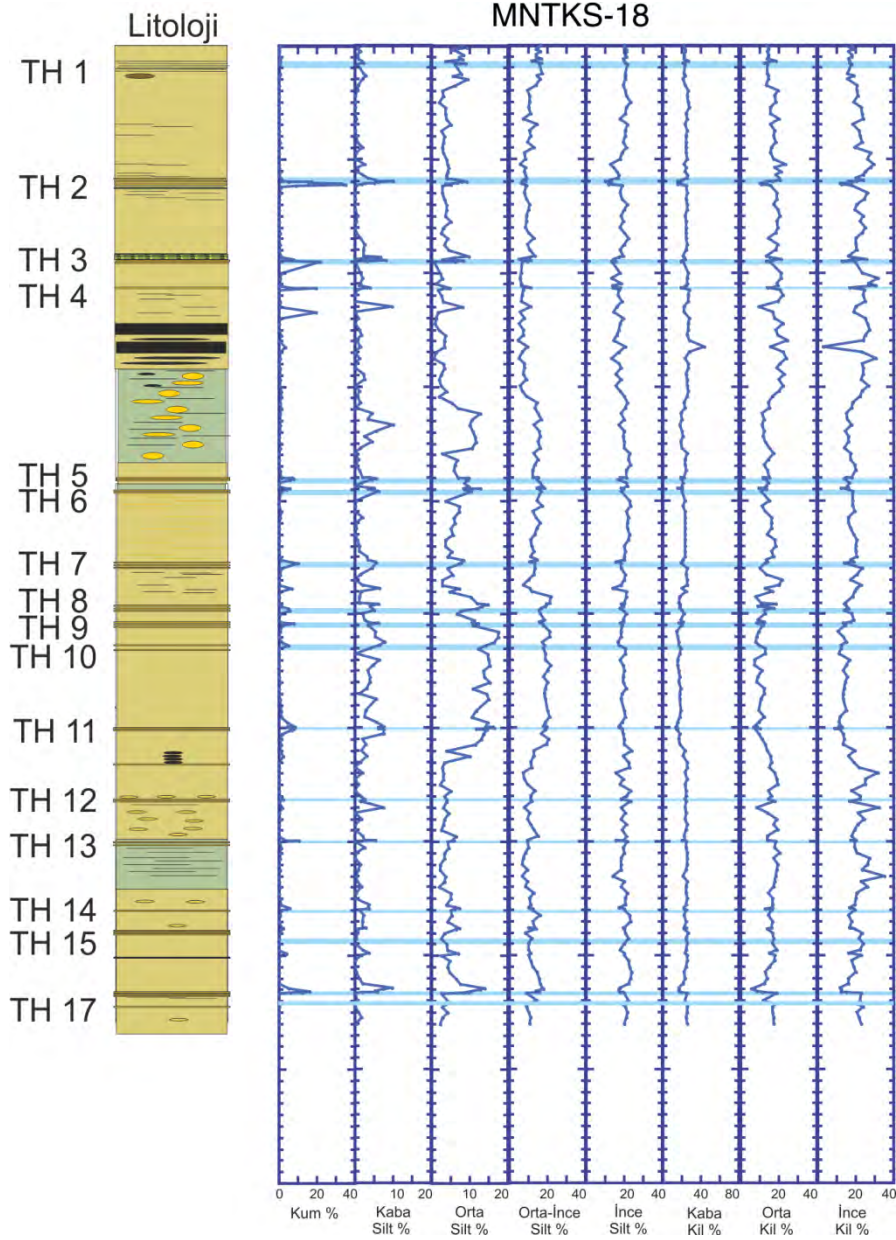
Şekil 6.5. MNTKS12 karotunun tane boyu analizi ve litolojik logu.

MNTKS13 Karotu: Karotta gözlemlenen 24 adet TH biriminden 10 tanesinde % 20 den fazla kum gözlenmiştir. 120 ve 150 cm deki TH birimlerinin kum yüzdeleri % 35 ve %26'dır (şekil 6.6). 450, 495, 560 ve 610 cm'de gözlenen TH birimlerini kum oranları ise %20 dolayındadır. 590 cm gözlenen TH biriminin kum oranı % 10; 650 cm, 730 cm, 755 cm deki TH birimlerinin kum oranları ise sırası ile %25, %30 ve %45 dir. Karot boyu yaklaşık % 15 olan orta kil oranı ile % 20 olan ince kil oranı ise TH birimlerine karşılık gelen derinliklerde düşüş göstermektedir (Şekil 6.6).



Şekil 6.6. MNTKS13 karotunun tane boyu analizi ve litolojik logu.

MNTKS18 Karotu: Karotta gözlemlenen 17 TH biriminden kum içeriği % 35 ile en yüksek olanı 125 cm derinliğindeki TH birimidir (Şekil 6.7). 190 ve 213 cm deki TH birimleri % 20 kum içerirler. Diğer TH birimleri ise % 10 ve daha az kum yüzdelere sahiptir. Karot boyu yaklaşık % 15 olan orta kil oranı ile % 20 olan ince kil oranı, TH birimlerine karşılık gelen derinliklerde düşüş göstermektedir.



Şekil 6.7. MNTKS18 karotunun tane boyu analizi ve litolojik logu.

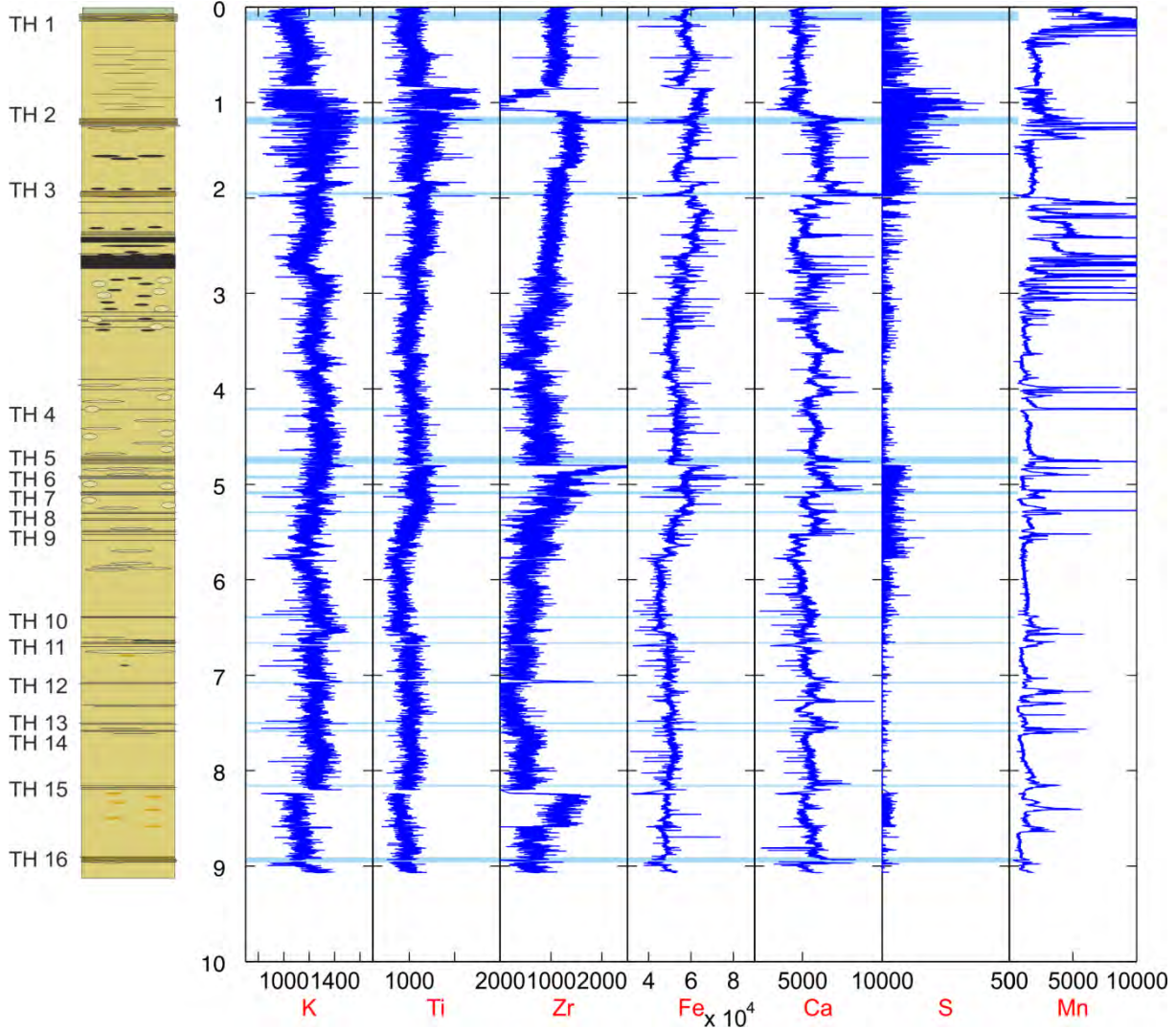
6.2.3. Orta Havza Karotlarını Çok Sensörlü Karot Log Alıcı (MSCL) Analizleri

MNTKS12 Karotu: Karotta yoğunluk ve porozite değerleri birbirinin tersine gidişli iki ayrı profil vermektedir (Şekil 6.9). Karot tabanından 5.9 m'ye kadar yoğunluk verilerinde azalan, porozite verilerinde ise artan saçılmış değerler gözlenmektedir. 5.9-5.3 metre arasında yoğunluk değerleri artarak 1.35 gm/cc'den 1.5 gm/cc ulaşırken; porozite değerleri % 83 den % 74 e geriler. 5.3 m'den 0.8 m'ye kadar ise yoğunluk değerleri 1.4 ile 1.5 gm/cc arasında porozite değerleri ise %72 ile %78 arasında dalgalanma gösterir. En üstteki 0.8 m'lik kısımda ise yoğunluk üste doğru bir azalış göstererek, 1.2 gm/cc'e kadar gerilerken, porozite değerleri artarak % 91 'e ulaşır. (Şekil 6.8).

Manyetik duyarlılık eğrisinde 3 m'den karotun tabanına kadar gözlenen yaklaşık 4 u.S.I altındaki değerler, bu derinliğin altındaki çökellerde Fe-oksitlerin indirgendiğine işaret

etmektedir. 3m karot derinliği böylece sülfat indirgenme derinliğini göstermektedir. Bu derinliğin üstünde ise 14 u.S.I değerler gözlenir.

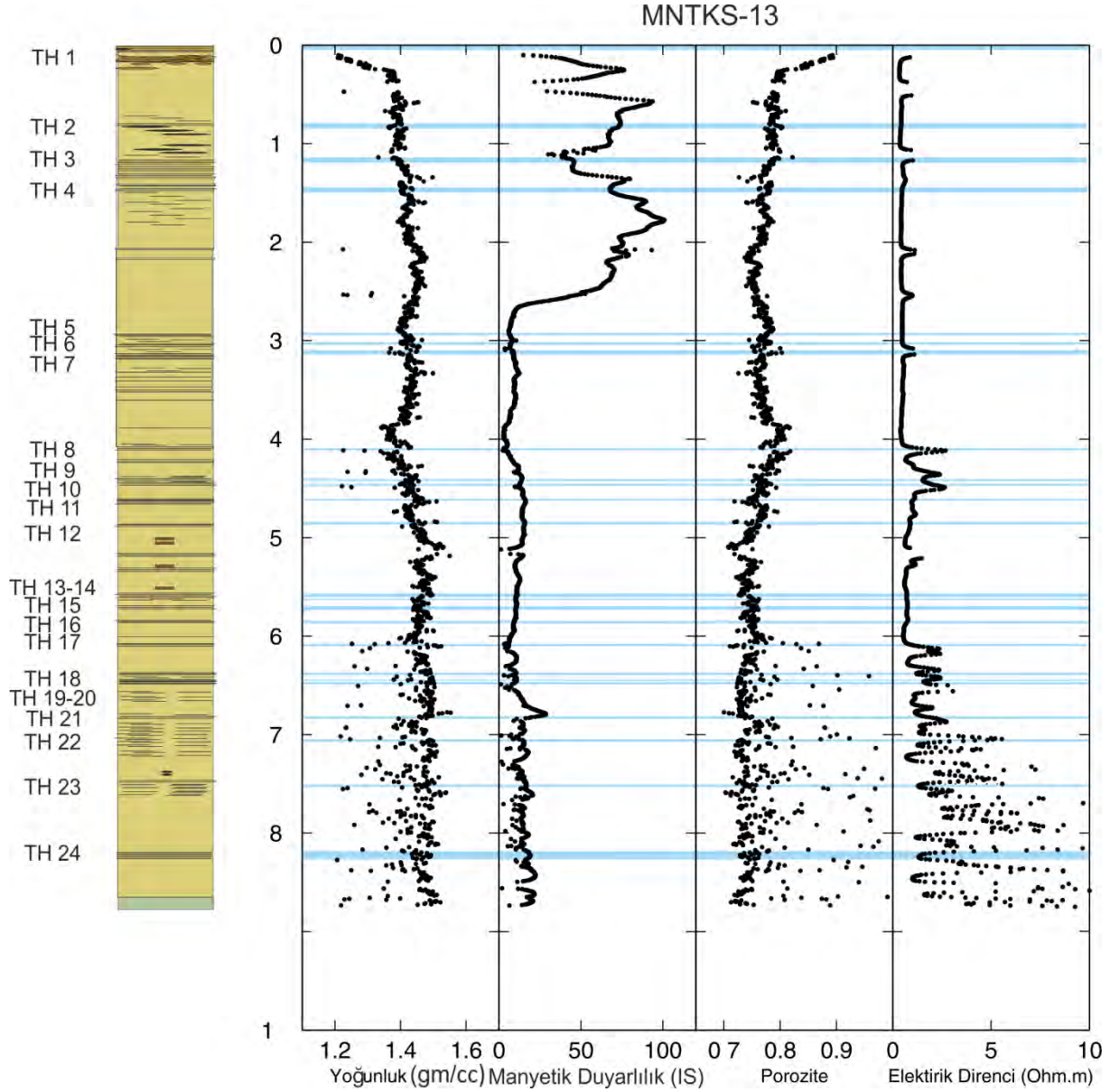
MNTKS12 karotunda yaklaşık 5.9 m'den sonra elektrik direnci değerleri doğru olarak ölçülememiştir. Saçılmış yoğunluk ve porozite değerleri ile aynı derinliklere gelen bu kısımda elektrik direncinin düzgün ölçülememesinin nedeni karotun bu kesiminde çatlaklı bir yapıya hakim olmasıdır.



Şekil 6.8. Marmara Denizi Orta Havzatan alınan MNTKS12 Karotu Çok Sensörlü Karot Loglayıcı (MSCL) profilleri. Analizler 0.5 cm çözünürlükte yapılmıştır.

Bu genel trend içerisinde fiziksel özelliklerde TH (türbidit-homojenit kütle akması) birimlerine karşılık gelen seviyelerde ani değişimler izlenmektedir. Bu birimlerde yoğunluk ve manyetik duyarlılık artarken; porozite ve elektrik öz direnç azalmaktadır.

MNTKS13 Karotu: Karotun yoğunluk profilinde genel olarak alttan üste doğru bir azalış gözlenmektedir (Şekil 6.9). Değerler, karotun tabanı olan 8.76 m'den üste doğru 1.2 gm/cc'a kadar azalmaktadır. Alt seviyelerde 6 ile 8.7 metre arasında görülen saçılmış düşük yoğunluk verileri karotlardaki çatlaklı yapı nedeniyledir.



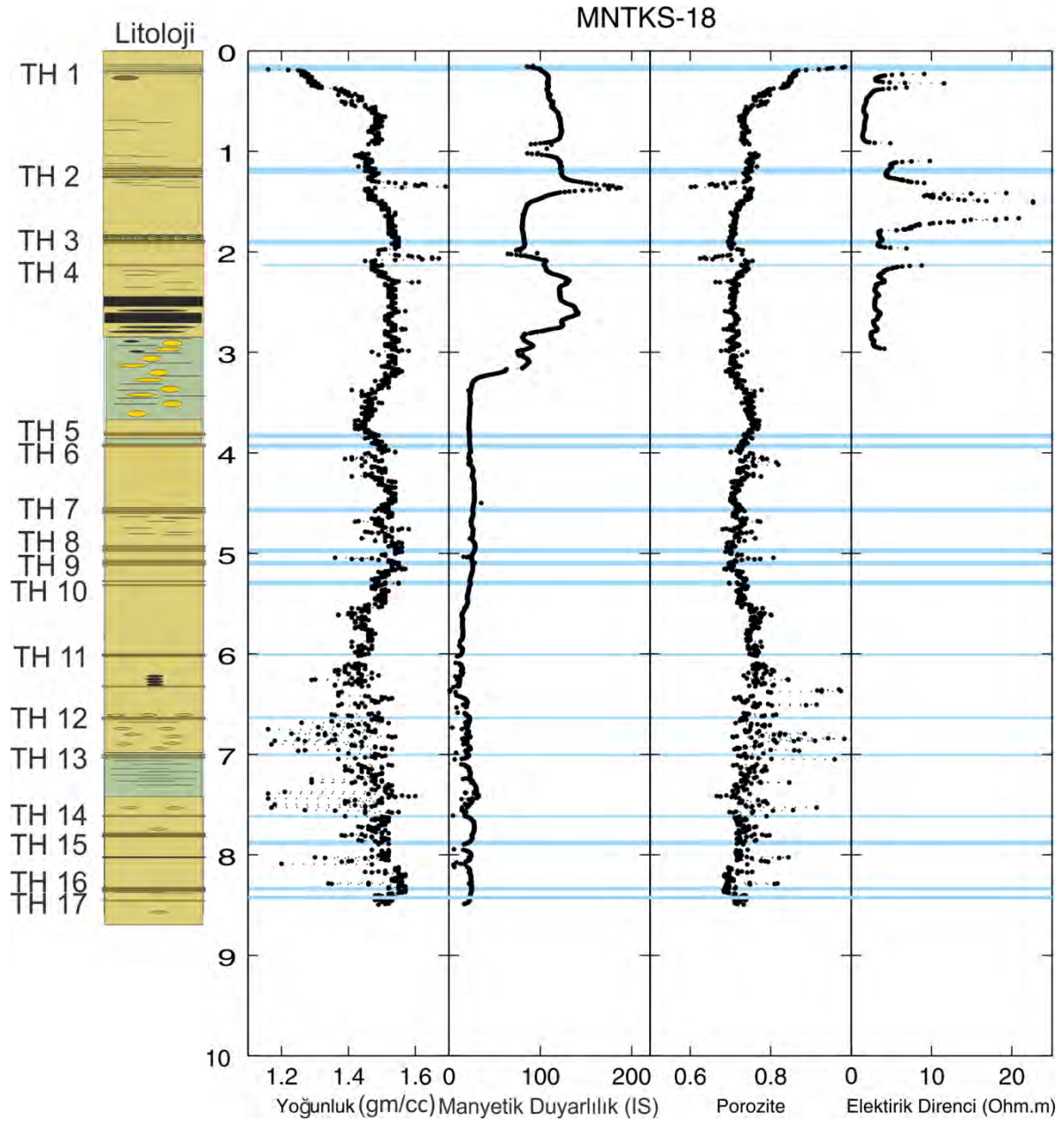
Şekil 6.9. Marmara Denizi Orta Havzada alınan MNTKS13 Karotu Çok Sensörlü Karot Log Alıcı (MSCL) profilleri. Analizler 0.5 cm çözünürlükte yapılmıştır.

Manyetik duyarlılık eğrisinde 260 cm karotun tabanına kadar gözlenen yaklaşık 18 u.S.I altındaki değerler, bu derinliğin altındaki çökellerde Fe-oksitlerin indirgendiğine işaret etmektedir (Şekil 6.9). Bu derinliğin üstünde ise 60-100 u.S.I arasında değerler gözlenir.

MNTKS13 karotunda yaklaşık 610 cm den sonra yoğunluk değerlerinde negatif yönde, porozite ve elektrik direnci değerlerinde ise pozitif yönde saçılmış olarak gözlenen değerler bu derinlikten sonra karotta çatlaklı bir yapıyı göstermektedir (Şekil 6.9). Bu yapı karot alma işlemi sırasında oluşan kopma çatlakları ve bu derinlikten sonraki çökellerin su içeriğinin oldukça düşük olması ile açıklanabilir. Bu genel trend içerisinde fiziksel özelliklerde TH kütle akması birimlerine karşılık gelen seviyelerde ani değişimler izlenmektedir. Bu derinliklerde yoğunluk ve manyetik duyarlılık artarken; porozite ve elektrik öz direnç azalmaktadır.

MNTKS18 Karotu: Karot tabanından 0.6 m kadar yoğunluk ve porozite değerleri dalgalanmalar gösteren birbirini tam tersi iki profil çizmektedir (Şekil 6.10). Karot tabanından 6.2 m kadar yoğunluk verilerinde azalan porozite verilerinde ise artan saçılmış değerler gözlenmektedir. 6.2 m'den 0.6 m'ye kadar ise yoğunluk değerleri 1.4 ile 1.6 gm/cc arasında porozite değerleri ise %68 ile %77 arasında dalgalanma gösterir. En üstteki 0.6 m'lik kısımda ise yoğunluk üste doğru bir azalış göstererek 1.2 gm/cc'e kadar gerilerken, porozite değerleri artarak % 98 'e ulaşır (Şekil 6.10).

Manyetik duyarlılık eğrisinde 3.2 m'den karotun tabanına kadar gözlenen yaklaşık 25 u.S.I altındaki değerler, bu derinliğin altındaki çökellerde Fe-oksitlerin indirgendiğine işaret etmektedir. Bu derinliğin üstünde ise 75 ile 190 u.S.I arasında değişen değerler gözlenir (Şekil 6.10). MNTKS18 karotunda yaklaşık 3 m'den sonra elektrik direnci değerleri ölçülememiştir. Karotun üst 3 metrelik kısmında ise 3 ile 20 ohm.m arasında değerler gözlenir. Bu genel trend içerisinde fiziksel özelliklerde TH kütle akması birimlerine karşılık gelen seviyelerde ani değişimler izlenmektedir (Şekil 6.10). Bu derinliklerde yoğunluk ve manyetik duyarlılık artarken; porozite ve elektrik öz direnç azalmaktadır.



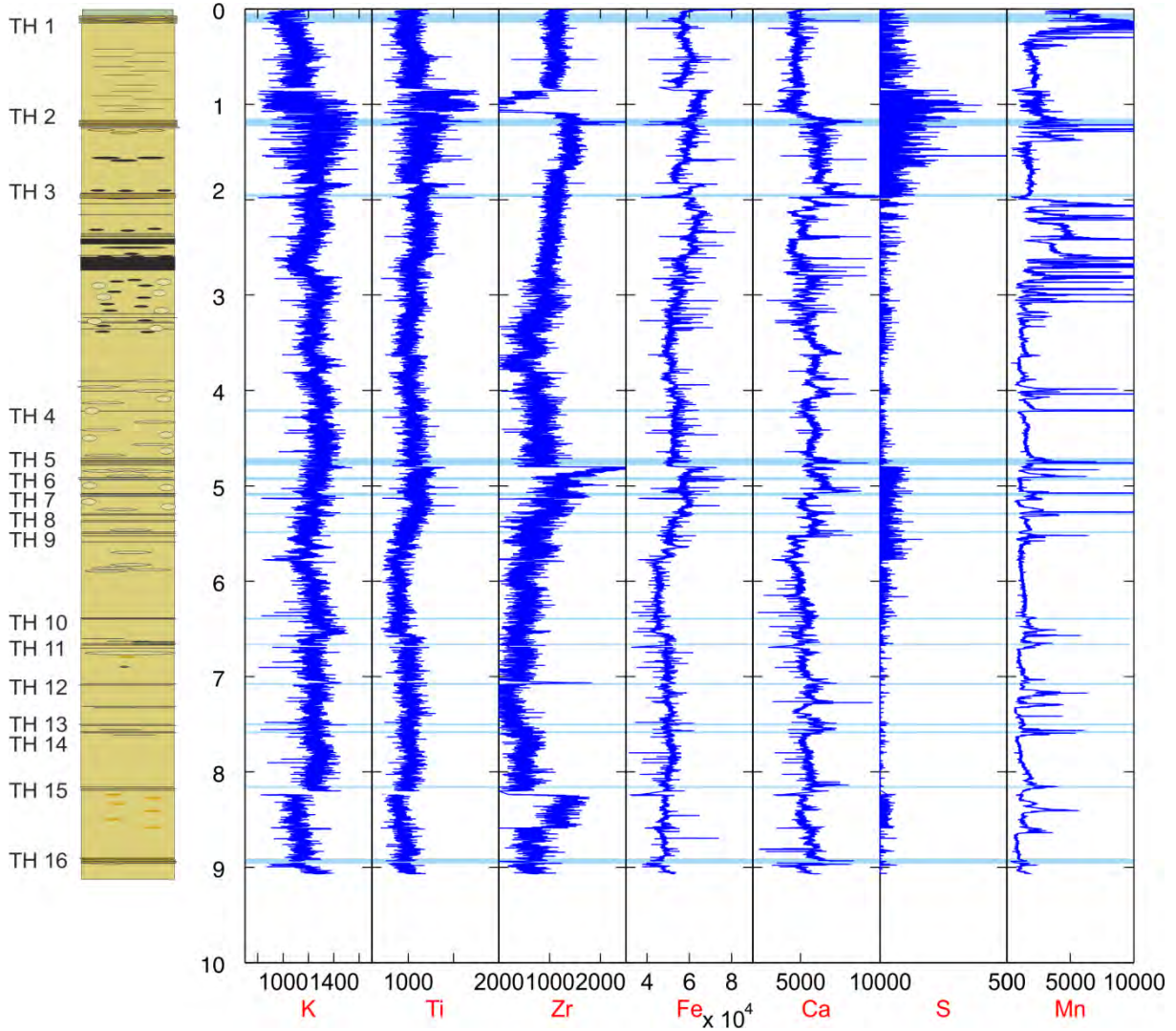
Şekil 6.10. Marmara Denizi Orta Havzatan alınan MNTKS18 karotunun Çok Sensörlü Karot Loglayıcı (MSCL) profilleri. Analizler 0.5 cm çözünürlükte yapılmıştır.

6.2.4. Orta Havza Karotlarının XRF Karot Tarayıcısı Analizleri

MNTKS12 Karotu: Marmara Denizi Orta Çukurluğu'nun 1262 m su derinliğinden alınan MNTKS12 karotunun X-Işınları Tarayıcısı ile jeokimyasal element analizleri yapılmıştır. Cihazın diğer bir birimi ile elde edilen sayısal X-Işınları radyografisi ile sedimanter yapısı görüntülenmiştir. Karotun radyografi görüntüsünden elde edilen bilgiler ayrıntılı olarak, önceki litoloji bölümünde verilmiştir.

Bu görüntülerde TH birimlerinin yüksek yoğunluktaki kumlu-siltli taban bölümleri koyu renkli bantlar şeklinde görülmektedir (radyografi görüntüsü için bkz. Şekil 6.2). Karotta

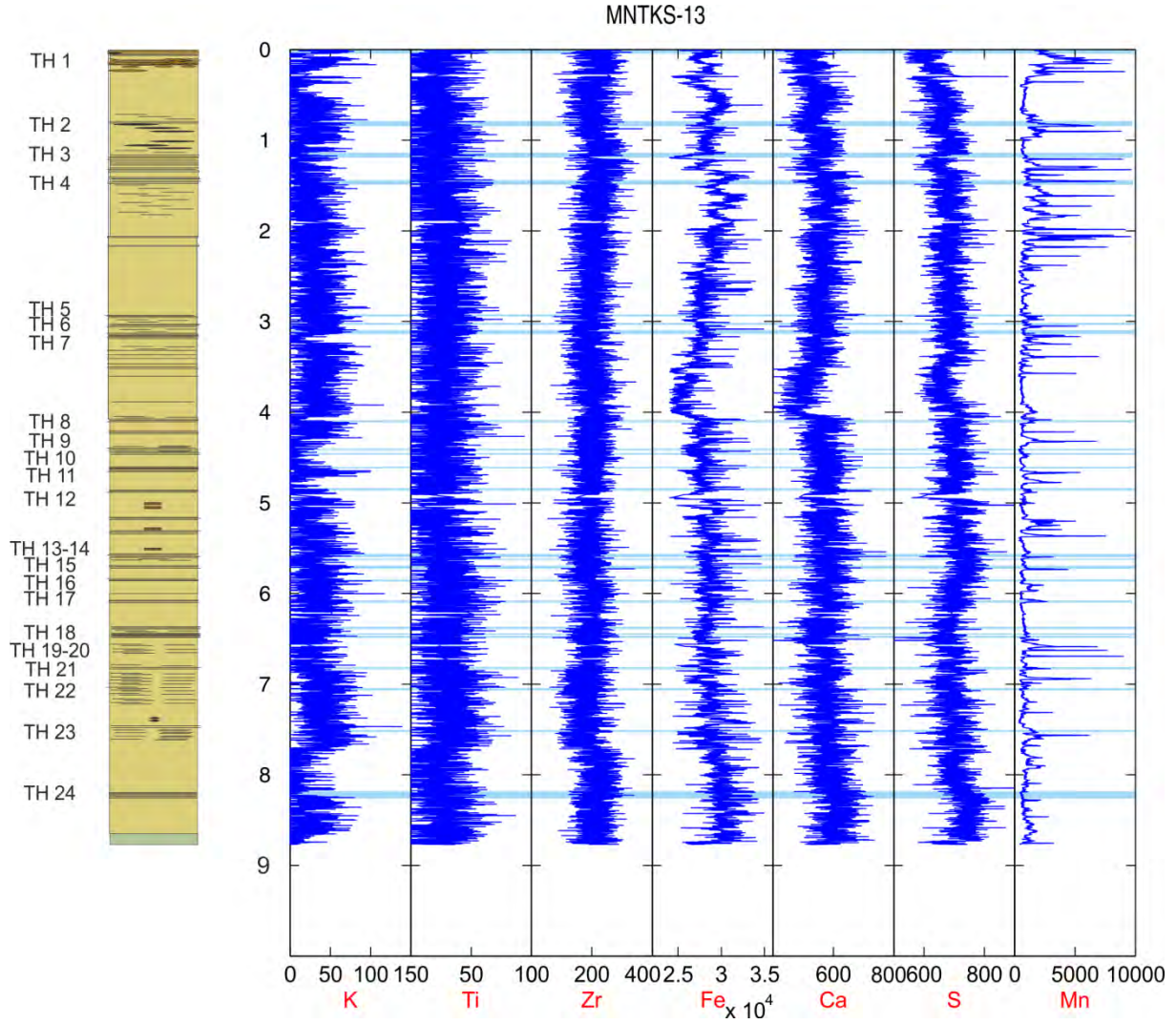
Ca'un yüksek olduğu seviyeler genellikle TH birimlerinin tabanını oluşturan kumlu siltli kısımlarda izlenmektedir (Şekil 6.11). Bu kısımlarda yüksek Ca'a sıg yamaçlardan taşınan karbonat kavkı miktarı neden olmaktadır. Karotta TH birimlerinin kumlu-kaba siltli taban seviyelerinde kırıntılı malzeme girdisine bağlı olarak Ti, K, Zr değerlerinde de artış görölmektedir. Karotun üst kısmında TH2/KS12 biriminin üzerinde Fe miktarındaki genel azalma bu bölümdeki yüksek prosite nedeniyledir.



Şekil 6.11. Marmara Denizi Orta Havzatan alınan MNTKS12 karotunun karot tarayıcısı element analizleri. Element konsantrasyonları saniyede sayıdır (cps).

Fe ve S, 80-200 cm ve 480-580 cm aralığında artış göstermektedir. Bunun nedeni bu seviyelerdeki demir sülfid (pirit ve demir monosülfid) oluşumudur. Redoks koşullarına oldukça duyarlı olan Mn ise, türbidit seviyelerinin altında, diyajenez sonucu redoks sınırında, subokzik zonda zenginleşmiştir (örneğin, Froelich v.d., 1979; Thomson v.d., 1995). Deniz tabanına yakın olan bu zon daha sonra kütle akması birimlerinde örtülmüştür.

MNTKS13 Karotu: Marmara Denizi Orta Havzasının -1248 m su derinliğinden alınan MNTKS13 karotunun X-ışınları tarayıcısı ile kimyasal ve sedimanter yapısal özellikleri analiz edilmiştir (Şekil 6.12). Karotta TH birimlerinin kumlu-siltli taban kısımları X-ışınları sayısal radyografide koyu renkli bantlar şeklinde görülmektedir (radyografi görüntüsü için bkz. Şekil 6.3).



Şekil 6.12. Marmara Denizi Orta Havzadan alınan MNTKS13 karotunun karot tarayıcısı element analizleri. Element konsantrasyonları saniyede sayımdır (cps).

Fe ve S, 4.10 cm'den aşağılara doğru derinlikle dereceli olarak artmaktadır. Bu artış, çökel istifinin anoksik zonunda (sülfat indirgenme zonu ve metan oluşum zonu) Fe-sülfid minerallerinin çökmesi ile ilgilidir. Redoks koşullarına oldukça duyarlı olan Mangan (Mn) ise, türbidit seviyelerinin altında belirgin bir zenginleşme sergilemektedir. Bu zenginleşme muhtemelen türbidit çökeliminden önce redoks sınırında diyajenez süreci ile oluşmuştur (Froelich v.d., 1979; Thomson v.d., 1995). Bu karottaki Mn anomalileri, MNTKS12 ve MNTKS18 karotlarında görülenlerle iyi bir korelasyon göstermektedir (Şekil 6.11, 6.12, 6.13).

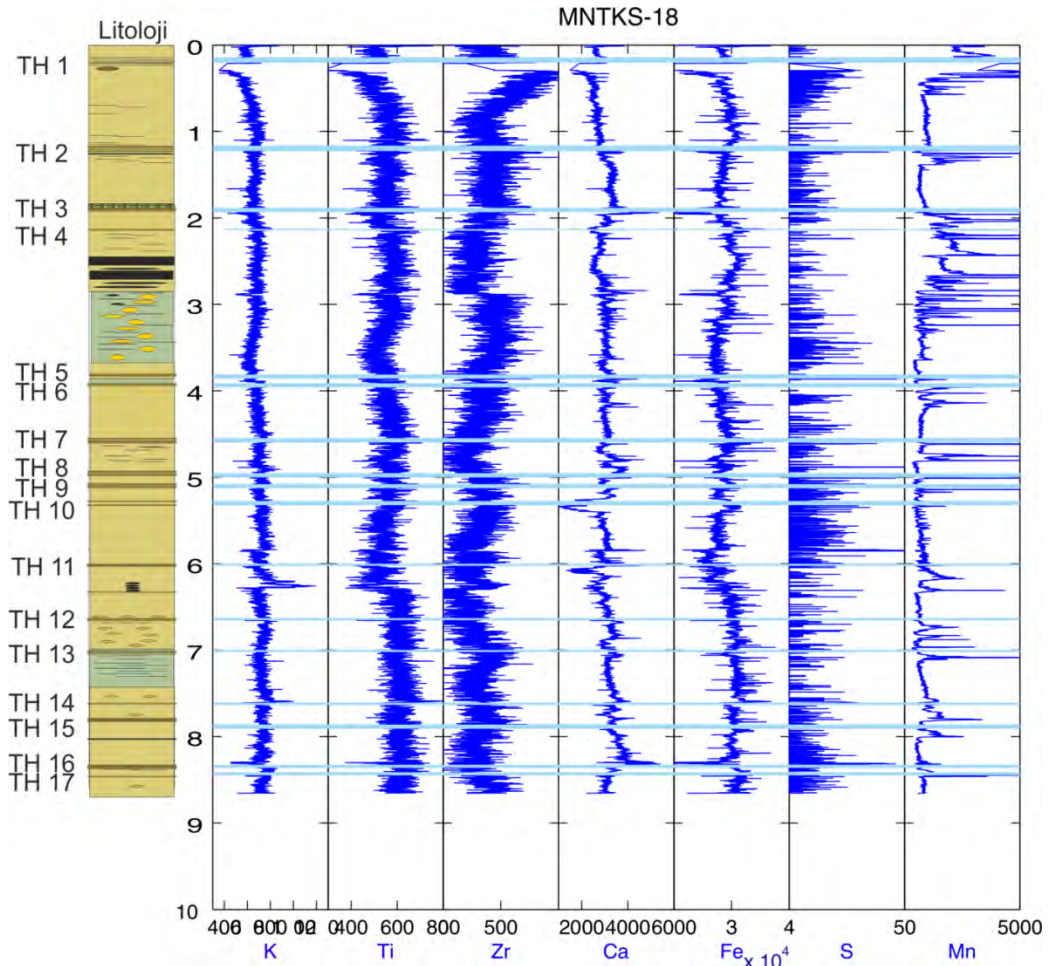
MNTKS18 Karotu: Marmara Denizi Orta Havzasında -1260 m su derinliğinden alınan MNTKS18 karotunun X-ışınları tarayıcısı ile kimyasal analiz edilmiştir (Şekil 6.13). Karotta

görülen TH birimleri kumlu-siltli çamur X-ışınları sayısal radyografide koyu renkli bir band şeklinde görülmektedir (radyografi görüntüsü için bkz. Şekil 6.4).

Karotta Ca'un yüksek olduğu seviyeler karbonat kavrı miktarının yüksekliğiyle açıklanabilir. Fe ve S artış gösterdiği derinlikler FeS minerallerinin göreceli olarak yüksek miktarda çökeldiği seviyeleri temsil etmektedir (Şekil 6.13). Karotta Ti, K, Zr kaba siltli ve kumlu TH birimlerinin olduğu seviyelerde kırıntılı malzeme girdisine bağlı olarak artış göstermektedir (Şekil 6.13). Redoksa duyarlı Mangan (Mn) ise, türbidit seviyelerinin altında belirgin bir zenginleşme sergilerken, türbidit seviyelerinde ise fakirleşme göstermektedir. Mn zenginleşmesi olasılıkla TH çökmeden önce oluşmuş bir redoks cephesini temsil etmektedir.

6.2.5. Orta Havza Yaş Tayini Analizleri

Orta Havzadan üç karotta radyonüklid (^{210}Pb , ^{137}Cs) ve toplam 18 adet AMS radyokarbon analizleri yapılmıştır. Ancak bu karotların piston-gravite karotu olduğu ve lale (core-catcher) kullanıldığı için, değerlendirmelerde üst kısımlarının bozulmuş olabileceği dikkate alınmalıdır.

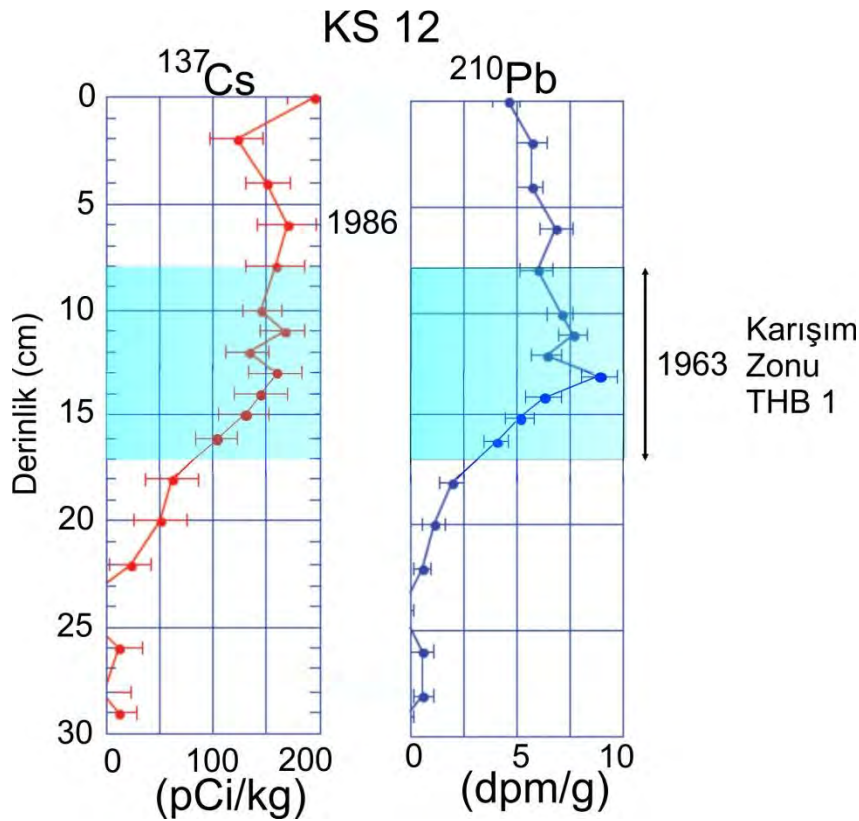


Şekil 6.13. Marmara Denizi Orta Havzadan alınan MNTKS18 karotunun karot tarayıcısı element analizleri. Element konsantrasyonları saniyede sayıdır (cps).

Radyonüklid Analizleri:

MNTKS12 karotu: Karotta en üstteki 8-17 cm'ler arasındaki türbidit-homojenit (TH1) biriminin üzerinde ile 1 cm ve 11 cm'de görülen ^{137}Cs pikleri, olasılıkla 1986 Çernobil nükleer kazası ve 1965 küresel atmosferik atom denemeleri girdisine (global atmospheric fall out) karşılık gelebilir (Şekil 6.14).

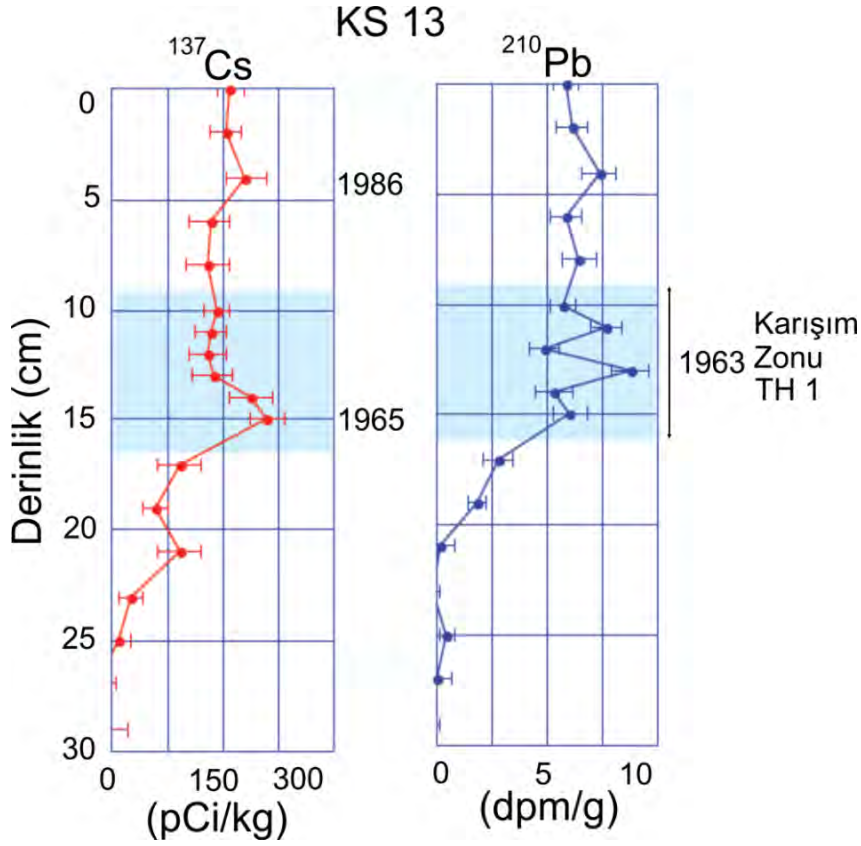
^{210}Pb yaklaşık 23 cm'de sabit düşük değerlere ulaşmaktadır. Bu derinlik ^{210}Pb 'un 4-5 yarı ömrü olan yaklaşık 100 yıla öncesine karşılık gelmektedir. Bu sonuçlardan MNTKS12 karotunun üst kısmı için çökme hızı 2.3 mm/yıl olarak hesaplanır. Karotta TH1 biriminin 8 cm derinliğindeki yaşı, çökme hızına göre yaklaşık 1970'e karşılık gelmektedir. Bu yaşı TH1 biriminin üst dokanağının ^{137}Cs 1965 pikine yakın olması desteklemektedir. Böylece TH1 birimi için elde edilen en uygun deprem olayı 1963 depremidir. Ancak bu değerlendirmeler karotun üst kısmının bozulmamış olduğu varsayımına dayanmaktadır.



Şekil 6.14. MNTKS12 karotunun ^{210}Pb ve ^{137}Cs profilleri.

MNTKS13 Karotu: Karotta ^{210}Pb ve ^{137}Cs profilleri Şekil 6.15'de sunulmuştur. Bu profiller MNTKS12 karotunun radyonüklid profilleri ile uyumludur. ^{137}Cs profilinde olası 1986 Çernobil ve 1965 küresel atmosferik atom denemeleri girdisi sinyalleri sırası ile 4 cm ve 15 cm karot derinliğindedir.

^{210}Pb profili 21 cm derinlikte sabit düşük değerlere, yani yaklaşık 100 yıl öncesine karşılık gelmektedir. ^{210}Pb değerleri 8-17 cm aralığında değişiklik göstermekte; bu da bu seviyelerdeki kütle akması birimine (TH1) karşılık gelmektedir. ^{210}Pb ve ^{137}Cs profillerinden elde edilen tarihlendirmelere göre 9-16.5 cm arasındaki türbidit-homojenit (TH1) biriminin 1963 depremine ait olduğu söylenebilir.



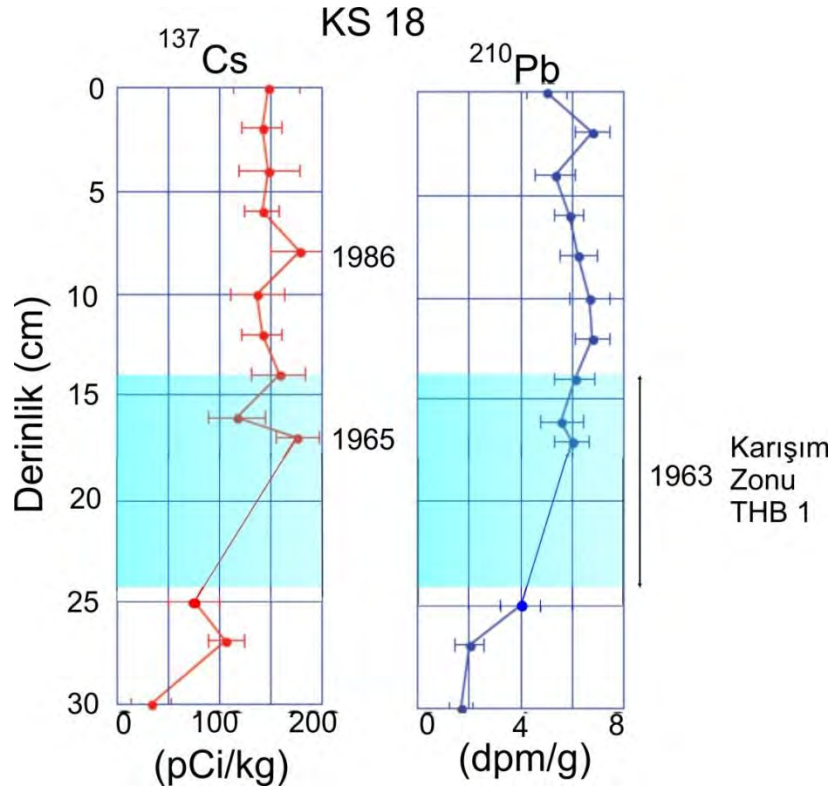
Şekil 6.15. MNTKS13 karotunun ²¹⁰Pb ve ¹³⁷Cs profilleri.

MNTKS18 Karotu: Karotun ²¹⁰Pb ve ¹³⁷Cs profilleri Şekil 6.16’da sunulmuştur. ¹³⁷Cs profilinde olası 1986 Çernobil ve 1965 küresel atmosferik atom denemeleri girdisi sinyalleri sırası ile 8 cm ve 17 cm karot derinliğindedir.

²¹⁰Pb profili 30 cm derinliğin altında sabit düşük değerlere ulaşmaktadır. ²¹⁰Pb ve ¹³⁷Cs profillerine göre 14-23 cm arasındaki türbidit-homojenit (TH1) biriminin 1963 depreminin kaydı olduğu söylenebilir.

AMS Radyokarbon Analizleri:

Orta Havzadan alınan üç karotta toplam 17 adet AMS ¹⁴C tarihlendirmesi yapılmış ve takvim yılına kalibre edilmiş yaşlar Tablo 6.1’de verilmiştir. Karotlardan alınan yaşlar genel olarak stratigrafik istife uyumlu bir dizilim göstermektedir. Bu yaşların deprem tekrarlanma aralığı konusundaki ayrıntılı yorumları, aşağıda Bölüm 6.3’de verilmiştir.



Şekil 6.16. MNTKS18 karotunun ^{210}Pb ve ^{137}Cs analizleri.

Tablo 6.1. Orta Havza karotlarında AMS ^{14}C tarihlendirme analizleri.

Karot adı	Derinlik (cm)	^{14}C Yaşı $\pm\sigma$	Yaş (kal yıl GÖ)	Yaş (takvim yılı)
MNTKS12	122	1570±45	1030	920±61 MS
MNTKS12	198	2160±41	1670	300±60 MS
MNTKS12	478	3570±62	3380	1430±61 MÖ
MNTKS12	495	3140±38	2815	900±49 MÖ
MNTKS12	570	3750±62	3570	1620±85 MÖ
MNTKS12	642	3740±49	1667	1610±70 MÖ
MNTKS13	123	1980±34	505	1445±50 MS
MNTKS13	317	3500±57	3295	1350±69 MÖ
MNTKS13	355	3800±38	3635	1345±56 MÖ
MNTKS13	497	4770±38	4900	2950±53 MÖ
MNTKS13	840	5350±57	5645	3695±57 MÖ
MNTKS18	124	1710±49	1200	750±51 MS
MNTKS18	192	2170±57	1200	290±80 MS
MNTKS18	392	3090±53	2780	840±52 MÖ
MNTKS18	460	3630±53	3430	1485±66 MÖ
MNTKS18	500	3780±45	3620	1670±63 MÖ
MNTKS18	605	3860±41	3730	1780±66 MÖ
MNTKS18	780	4670±62	4685	2840±85 MÖ

6.3. Marmara Denizi Orta Havza karotlarında deprem kayıtları ve tarihsel depremlerle denştirilmesi

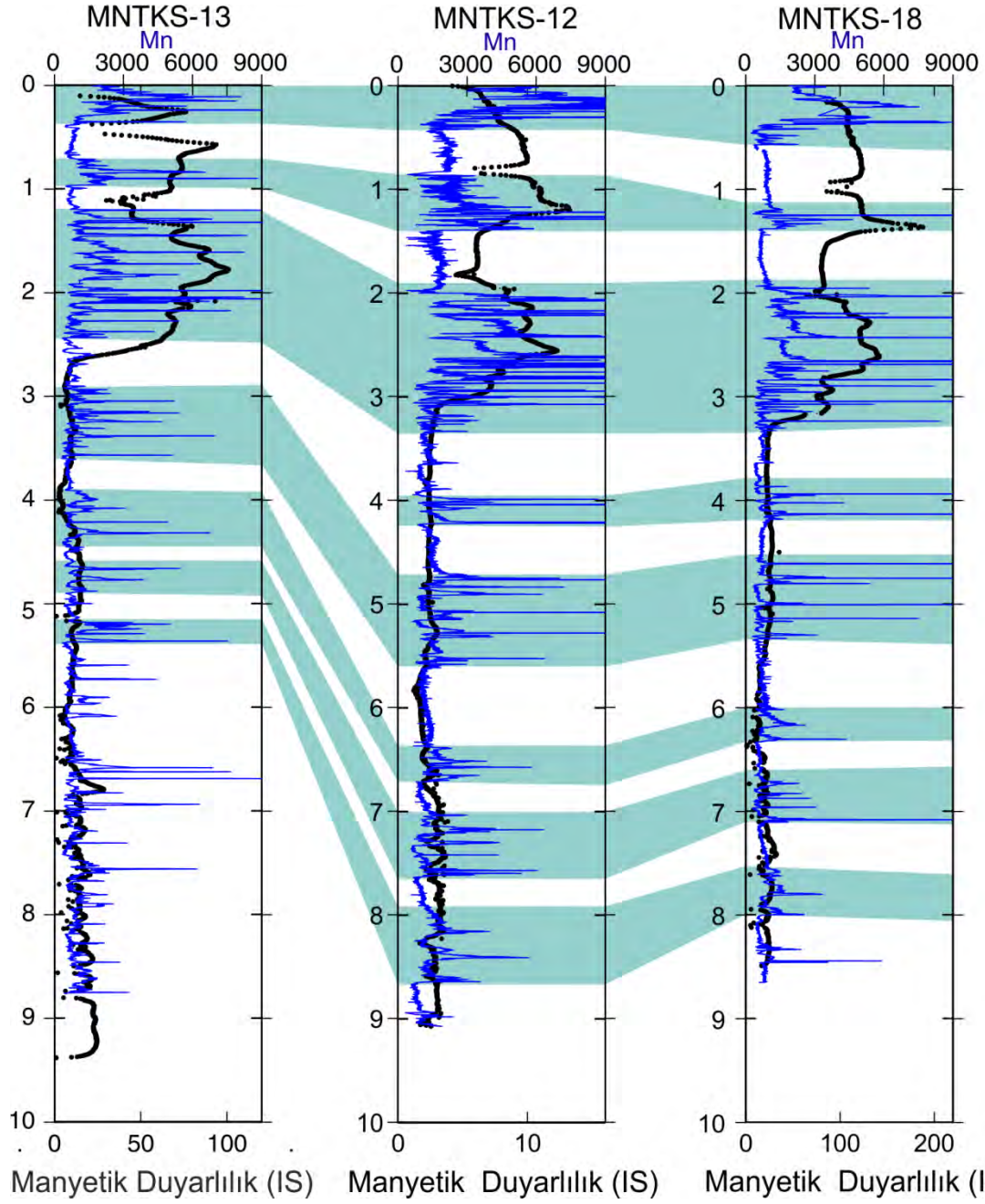
Orta Havzada incelenen üç karottaki litolojik gözlemler, XRF element, tane boyu değişkenlikleri ve MSCL fiziksel özellik analizleri ile türbidit homojenit birimleri belirlenebilmektedir. Çınarcık Havzası'ndaki lere benzer şekilde, TH simgesi ile gösterilen bu birimler çoğunlukla çoklu kum laminasyonları ve üzerlerinde homojen bir çamurdan oluşmaktadır. En altaki kum laminasının tabanı keskin ve bazen aşınmalıdır. Kum laminalarının kalınlığı ve tane boyu yukarı doğru incelme gösterir. Kumlu tabanın üzerine ise çoğunlukla onlarca cm kalınlığına ulaşan homojen ince-kaba silt tabakası (homojenit) gelir. 12 Ocak 2010 Haiti depremi çökellerinden öğrendiğimiz kadarı ile kum lamina uzun dalga boylu salınım (seiche) benzeri akıntıların etkisindeki aşınma ve çökeltme süreçlerinin ürünüdür (McHugh v.d., 2011). Üstteki çamurlu kısım yüzlerce metre kalınlıkta bir su kolonu süspansiyonundan birkaç ayda çökelmiştir.

Kumca zengin TH birimleri yüksek enerjili yakınsak çökeller ve siltçe zengin TH birimleri iraksak deprem çökelleri olarak yorumlanabilir. Kum tane boyunun ve kum lamina kalınlığı bazı TH birimlerinde yukarı doğru incelmektedir. Bu tür TH birimleri gittikçe şiddeti düşen ve salınım gösteren ve büyük olasılıkla da karşıdan yansıyan akıntılar veya seiche ile çökeldiğine işaret etmektedir (Shiki v.d., 2000; Inouchi v.d., 2000; Çağatay v.d., 2012). Kum laminalarının düzensiz kalınlık sergilemeleri ve değişik mineral ve kimyasal bileşim özellikleri gösterdiği durumda ise TH birimlerinde her bir kum laminasının değişik yamaçlardan kaynaklandığını ve birbiri üzerine yığılmayla (amalgamated turbidites) oluştuğu söylenebilir (Houghton, 1994; Shiki v.d., 2000; Sarı ve Çağatay, 2006). Tüm bu özellikler, Orta Havza karotlarında belirlenen TH birimlerinde görülmekte olup, bunların depremler tarafından tetiklendiğini desteklemektedir. Havzadaki TH birimlerinin çoğunluğunun sığ deniz alanlarında yaşayan organizma kavkuları (bivalv fosil parçaları ve bentik foraminifer türleri) içerdiği göz önüne alındığında bu birimlerin çökel kaynağının havzanın yukarı yamaçları olduğu söylenebilir.

Havzanın güney kenarında, aktif faya ve güney yamaca en yakın MNTKS13 karotunda TH birimleri diğer karotlara göre kum oranı yönünden en zengin olanıdır.

Orta Havza'da üç karottaki TH birimleri birbirleri ile fiziksel özellik (özellikle de manyetik duyarlılık) ve jeokimyasal (Zr, Ti, Ca, Mn) parametreler kullanılarak denştirilebilmektedir (Şekil 6.17). MNTKS12, MNTKS13 ve MNTKS18 karotlarında sırası ile toplam 16, 24 ve 17 adet TH birimi belirlenmiştir (Şekiller 6.2, 6.3, 6.4). Buna göre faya en yakın MNTKS13 karotunun TH birimleri en yüksek oranda kaba malzeme (kum) içerdiği gibi, bu karot daha fazla sayıda TH birimi de içermektedir.

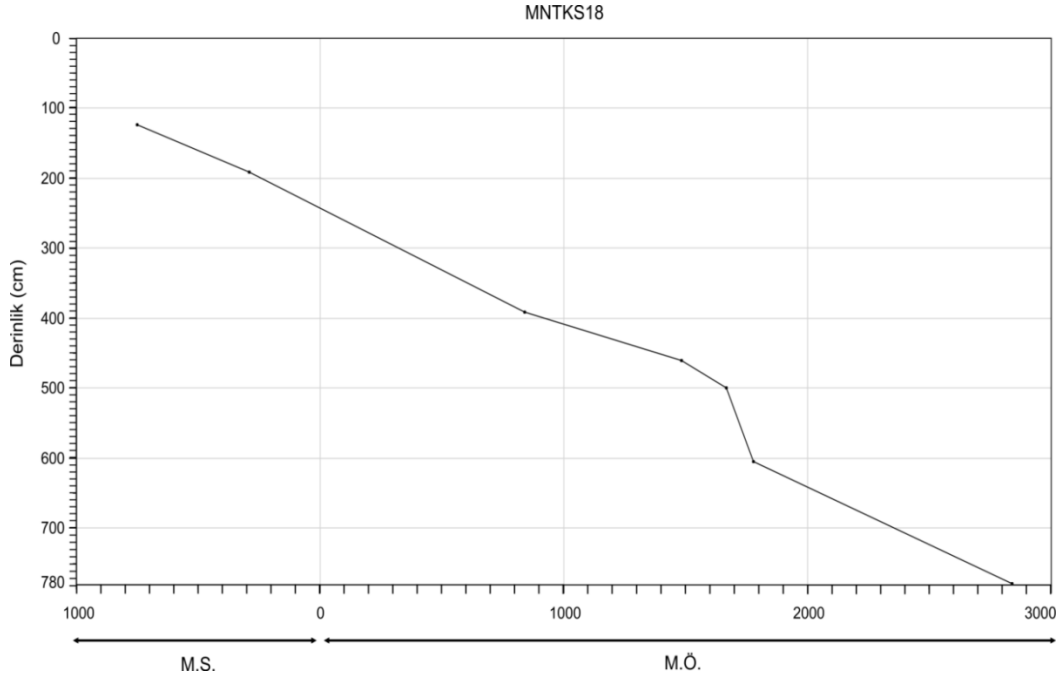
Üç karotun herbirinin en üstteki TH1 birimi, radyonüklid verilerine göre olasılıkla M=6.4 1963 Çınarcık Havzası depreminin kaydıdır. Ancak bu değerlendirme karotların piston-gravite kuru olması ve lare (core-catcher) kullanması ve dolayısı ile üst kısımlarının örselenmiş olabilemesi nedeniyle güvenilir olmayabilir. Hatta 1912 depreminin kaydı gibi de yorumlanabilir (McHugh v.d., 2006; Drab v.d., 2012). TH1 kaydı; özellikle kaba silt-kum miktarındaki artış, tane boyunun belirteci olan Zr miktarındaki artış ve birimin altında Mn anomalisi ile temsil edilmektedir. Radyonüklid (²¹⁰Pb ve ¹³⁷Cs) profillerinin bu birim içerisinde azda olsa bazı düzensizlikler göstermesi birimin kütle akması olduğunu desteklemektedir. Orta Havzadaki tüm karotlarda olası 1963 deprem kaydının bulunması, bu depremi oluşturan normal fay kırılmasının (Nalbant v.d., 1998; Bulut ve Aktar, 2007) Çınarcık güneyinden Orta Havzaya kadar uzamış olabileceğini göstermektedir.



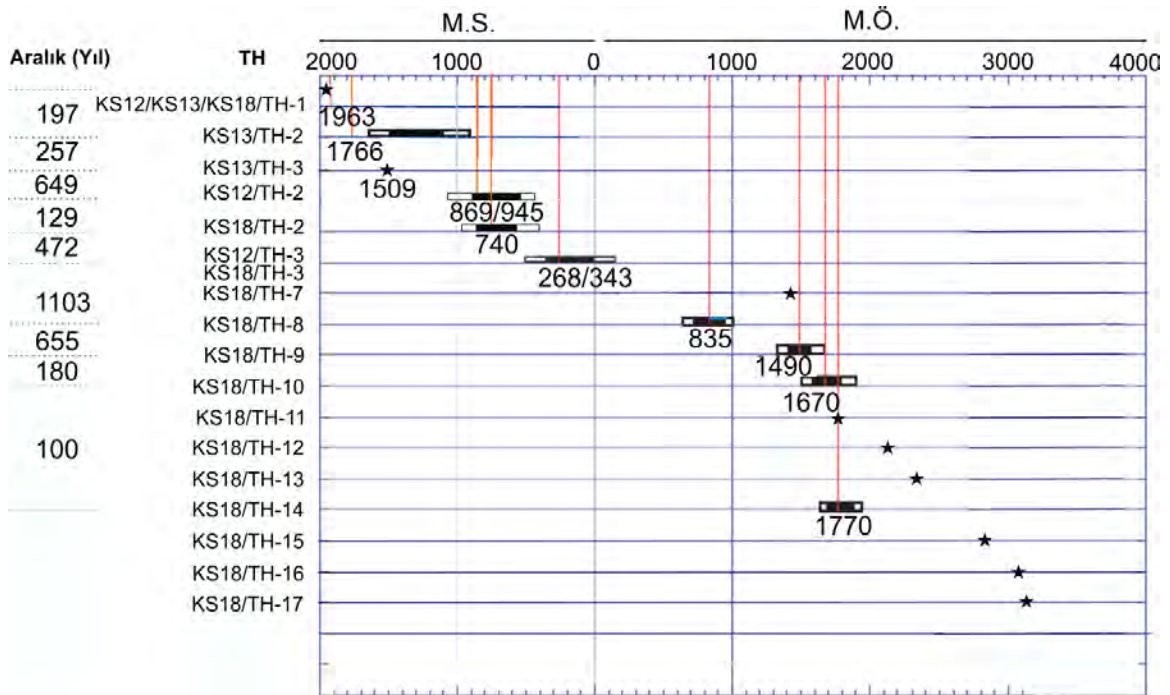
Şekil 6.17. Marmara Denizi Orta Havzatan alınan MNTKS12, MNTKS13 ve MNTKS18 karotlarının manyetik duyarlılık (duyarlılık; siyah renkli) ve Mn (mavi renkli) profillerine göre korelasyonları (korelasyon yeşil renkli bant şeklinde gösterilmiştir).

AMS radyokarbon yaşları ve bunlardan elde edilen yaş-derinlik modeli daha eski deprem kayıtlarının tarihleri hakkında bilgi vermektedir (Şekil 6.18, Şekil 6.19). En fazla TH birimi içeren MNTKS13 karotunda 80 cm karot derinliğindeki TH2 birimi, karotun yaş-derinlik modeline göre (Şekil 6.18) yaklaşık MS1740 tarihine karşılık gelmekte ve böylece M=7.1 Mayıs 1766 ve M=7.4 Ağustos 1766 depremleri ile denenebilir (Ambraseys ve Finkel, 1995) (Şekil 6.3 ve Şekil 6.19). Aynı MNTKS13 karotunda TH3 biriminin hemen üstünde 123 cm'de alınan AMS radyokarbon yaşı M.S. 1445±50'dir. Bu tarih, hata limitleri içerisinde büyük olasılıkla Marmara Denizi'nde küçük kıyamet olarak bilinen M=7.2 1509

depremi ile denestirilebilir (Şekil 4.19; Ambraseys, 2002b; Guidoboni v.d., 1994). Ancak 1766 ve 1509 depremleri diğer iki karotta (MNTKS12 ve MNTKS18) bulunamamıştır. Bunun nedeni karotların güneydeki aktif faydan nisbeten uzak olması ve olasılıkla bu depremlerde yeterince deniz tabanında akıntı ve türbidite oluşturmaması sonucu olabilir.



Şekil 6.18. Marmara Denizi Orta Havzada MNTKS18 karotunun yaş-derinlik modeli.



Şekil 6.19. Marmara Denizi Orta Havzada MNTKS18 karotunda TH birimlerinin tarihsel depremlerle denestirilmesi. Yıldızla gösterilen depremlerin yaşları Şekil 4.18'deki yaş modeline göre bulunmuştur.

MNTKS12 karotunda TH2 biriminin altından alınan yaş M.S. 920±61yıldır. Bu tarih, etkileri İstanbul'da da hissedilen M.S. 945 depremi veya 869 depremleridir. Bunlardan M.S. 945 depreminde İmparatorlar Stephen and Constantine'in İstanbul'da (Constantinople) saraylarını terkettikleri ve evlerde büyük çatlaklar olduğu rapor edilmiştir (Guidoboni v.d., 1994). M.S. 869 da, ise 9 Ocak diğeri 25 Ekimde büyüklükleri sırası ile 7 ve 7.2 ve merkez üssü Marmara denizi olan iki deprem oluşmuştur (Ambraseys, 2002a,b).

MNTKS18 karotunda 125 cm derinlikte görülen ve çok bantlı kum laminaları ile temsil edilen TH2 biriminin AMS radyokarbon yaşı M.S. 750±51yıldır. Bu tarih M.S. 26 Ekim 740 depremi ile örtüşmektedir. Daha önce açıklandığı üzere, Çınarcık ve İzmit Körfezi kayıtlarında da gözükten ve merkez üssü İstanbul'un güneyi olduğu belirtilen (Soysal ve diğ., 1981; Ambraseys ve Finkel, 1995; Ambraseys, 2002b; Guidoboni ve Comastri, 2005; Altınok v.d., 2011) bu büyük deprem böylece Orta havza kayıtlarında da gözükmektedir. MNTKS18 ve MNTKS12 karotlarında TH3 biriminin yaşı, AMS radyokarbon tarihlendirmelerine göre M.S. 290±80 ve M.S. 300±61 yıldır. Bu tarihler hata limitleri içerisinde M.S. 268 ve 343 depremleri ile örtüşmektedir.

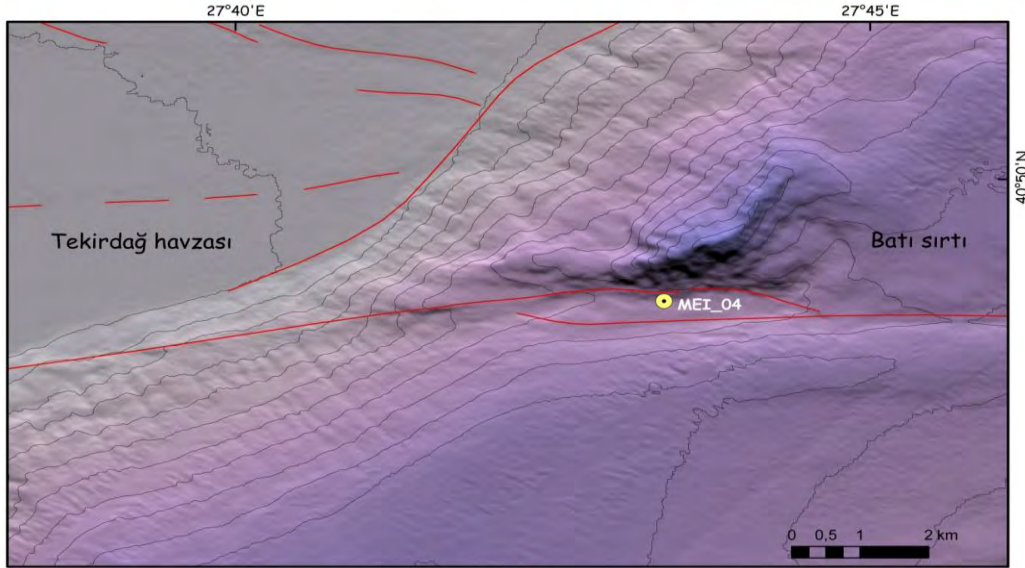
Daha önce Marmara Denizi Orta Havzasında karot analizleri ile paleosimoloji çalışmaları yapan McHugh v.d. (2006) M.S. 1912, 1766, 1343, 1063, 860, 740 ve 557 depremlerini kaydını bulmuştur. Drab v.d. (2012) ise tanımladığı bir çok TH birimlerinden sadece üstteki ikisini tarihlendirmiştir. Bunlar zayıf olarak görülen 1912 ile 1766 depremleridir. Daha önce de belirttiğimiz gibi, bizim Orta Havza'da olasılıkla 1963 depremine ait olarak değerlendirdiğimiz deprem kaydı; önceki çalışmalarda 1912 M=7.4 Mürefte (Ganos) depremi kaydı olarak değerlendirilmiştir. Tüm çalışmalarda kullanılan karotların üst kısımlarının bozulmuş olma olasılığı sağlıklı değerlendirmeyi zorlaştırmaktadır.

Toplam 24 adet TH birimi içeren MNTKS13 karotu ve tabanına yakın alınan G.Ö. 5350 yaşı dikkate alındığında, Orta havza için ortalama deprem tekrarlanma aralığı yaklaşık 220 yıl olarak bulunur. Birbirini izleyen iki deprem arasındaki aralık ise 120 yıl ile 1100 yıl arasında değişmektedir. Ortalama deprem tekrarlanma aralığı Kuzey Anadolu Fayının (KAF) Marmara Denizi içerisinde kuzey kolu üzerindeki GPS ile ölçülen hareket hızlarıyla uyumludur (Meade v.d., 2002).

7. MARMARA DENİZİ BATI SIRTı KAROT ÇALIŞMALARI

7.1. Marmara Denizi Batı Sırtı'nın morfolotektoniği ve Oşinografisi

Marmara Denizi Batı Sırtı Tekirdağ ve ınarcık Havzalarını arasında bir basınç sırtıdır (Şekil 1.2). Marmara Denizi'nde günümüzde mikrosismik etkinliğin en yoğun olduğu alanlardan birisidir. Kuzey Anadolu Fayı'nın Kuzey Kolu Sırtın güneyinden geçmekte ve segmentleri arasında küçük çek-ayır havzalar oluşturmaktadır (Şekil 7.1).



Şekil 7.1. Marmara Denizi Batı Sırtı batimetri haritası ve MEI-04 karotunun -741 m su derinliğindeki lokasyon yeri. Kırmızı çizgiler fayları, İnce siyah çizgiler 20 m aralıklı eşderinlik eğrilerini göstermektedir. Haritada görülen Tekirdağ Havzasının güneydoğundaki düzlük yaklaşık -930 m derinliğindedir.

Batı Sırtın güneyinde ESONET Marmara-DM projesi kapsamında yapılan üç boyutlu sismik etüd burada bir çamur diyapirinin varlığını göstermiştir (Grall v.d. (yayında)). Bu bölgede yapılan Nautila araştırma denizaltısı dalışları fay boyunca gaz ve petrol çıkışlarını ve gaz hidratların varlığını göstermiştir (Tryon v.d., 2010).

Batı Sırt üzerinde Marmara Denizi'ninin iki tabakalı su kütleleri mevcuttur (bakınız Bölüm 1.2). İki su kütlelerini -25 m'de ayıran piknoklinin altında Akdeniz ve üstünde Karadeniz kökenli su bulunmaktadır (Beşiktepe v.d., 1994).

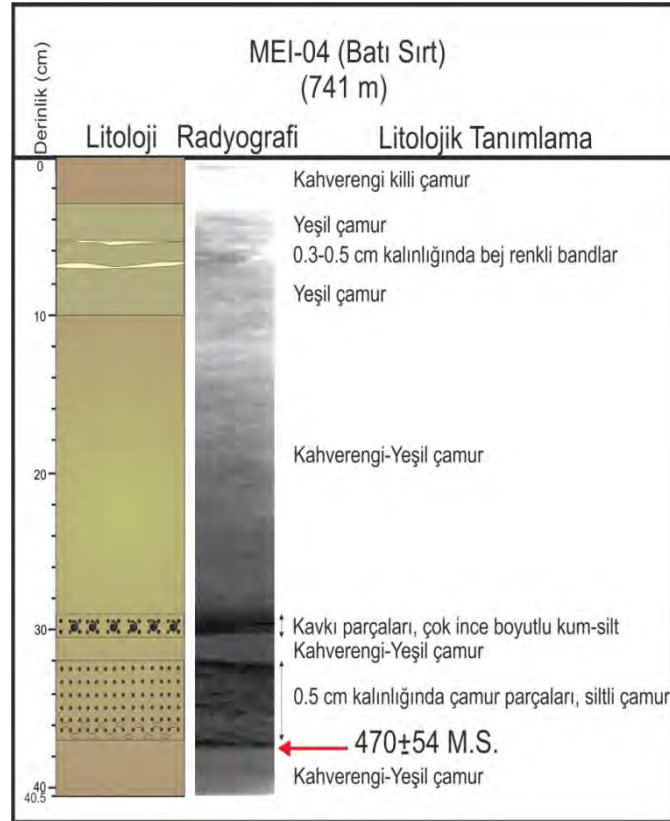
7.2. Batı Sırt Karot Analizleri

MEI-04 su/çökel arayüzey karotu (40,8146367E / 27,72211333B) Le Suroit 2009 seferinde Marmara Denizi Batı Sırtı üzerinde küçük bir transtansiyonal havzadan, 741 m su derinliğinde alınmıştır (Şekil 7.1). Karotun tanımlaması ve XRF jeokimyasal ve tane boyu analizleri aşağıda sunulmaktadır.

7.2.1. Litoloji

MEI-04 Karotu 40.5 cm uzunluğundadır (Şekil 7.2). Karot boyunca hakim olan litoloji Marmara Denizi'nin normal yarıpelajik çökelleri olan kahverengi-yeşil çamurdur. Karotun en

üst kısmında 10 cm ile 3 cm arasındaki yeşil çamur birimi, kalınlıkları 0.3-0.5 cm arasında değişen bej bandlar içermektedir. En üstte ise okzik zonu oluşturan kahverengi killi çamur görülmektedir. Karotun 29.5-30.2 cm derinliğinde içerisinde kavkı kırıntıları içeren, çok ince taneli kum-silt tabakası bulunmaktadır (Şekil 7.2). Birim radyografi görüntüsünde koyu renkli olarak görülmektedir. Karotun 32 cm ile 37 cm'leri arasında 0.5 cm boyunda çamur parçaları içeren tabanı keskin dokanaklı siltli çamur birimi bulunmaktadır. Birim radyografi görüntüsünde düzensiz (breş) yapılı bir görüntü vermektedir. 29.5 cm ile 37 cm arasında yeralan bu iki birim kütle akmalarıyla oluşmuştur.



Şekil 7.2. MEI-04 karotunun litolojik logu ve X-ışınları radyografi görüntüsü.

7.2.2. Tane Boyu Analizleri

MEI-04 karotunda yapılan tane boyu analizi sonuçları Şekil 7.3'de sunulmuştur. Karot boyunca 37 cm'de siltli çamur biriminin hemen altında ve yine 33 cm, ve 30 cm'lerde kum içeren seviyeler dikkat çekmektedir.

Çamur parçaları içeren TH biriminin tabanında, 29.5 cm'nin altında silt zenginleşme gösterirken, bu seviyeden karotun üstüne doğru kil boyutundaki malzemede zenginleşme görülmektedir. 30 cm ve 32-37 cm'lerdeki kütle akma birimleri arasında silt boyutunda malzemenin olması ve devamlılığı bu iki birimin aynı olayla tetiklenerek çökelmiş birimler olduğunu göstermektedir.

Karot boyunca aritmetik ortalama değerleri 3.5-16 μ arasında değişim göstermektedir. Aritmetik ortalama değerlerinin en yüksek olduğu seviyeler karotun alt kısmında yer alan kütle akması (TH) birimidir. Bu seviyelerde aritmetik ortalama değerleri 16 μ 'ye ulaşmaktadır. Asimetriklik (skewness) değeri karotta siltli-kumlu seviyelerde -0.1 ile 0.1

arasındadır ve taneler simetrik. Karotun 29.5 cm'inden üste doğru ise simetriklik -0.3 ile -0.1 arasında değişmektedir ve taneler asimetrik.

7.2.3. Çok Sensörlü Karot Log Alıcı (MSCL) Analizleri

Karotun yoğunluk profili yaklaşık 13 gm/cc civarındadır. 29.5 cm ve 32-37 cm'lerdeki kütle akması birimlerinin olduğu siltli seviyeler yoğunluğun yükseldiği değerler vermektedir. Karotun manyetik susceptibilite profili 10 u.S.I. ile 250 u.S.I. arasında seyretmektedir. TH birimlerinde manyetik geçirgenlik değerlerinde artış gözlenmektedir. Karotta hesaplanan porosite değerleri üste doğru genel bir artış göstermektedir. Bu sıkışma (compaction) nedeniyledir (Şekil 7.4). Manyetik duyarlılık eğrisindeki azalma olan seviyeler bu birimlerin indirgeyici koşullarda bulunduğunu ve demir oksihidroksitlerin indirgendiğine işaret etmektedir.

7.2.4. XRF Karot Tarayıcısı Element Analizleri

MEI-04 Karotunun X-Işınları tarayıcısı ile XRF element analiz sonuçları Şekil 7.5'de verilmiştir. Karot boyunca K, Ti, Zr, Fe ve S önemli değişimler göstermezken, Ca ve Mn karotta bazı seviyelerde zenginleşme göstermektedir. Kalsiyum, 29.5-30.2 cm aralığındaki kütle akma biriminde ve 37 cm'de, alttaki kütle akma biriminin tabanında zenginleşme göstermektedir.

Kalsiyumun bu seviyelerdeki zenginleşmesi çökellerdeki kavkı ve kavkı kırıntısı içeriği nedeniyledir. Karotun 5-7 cm aralığındaki Ca zenginleşmesi ise çıplak gözle de görülebilen açık renkli, diyajenetik kökenli karbonat çökmesi ile ilgilidir. Karotun 5 - 7 cm'lerinde kaverengi tondaki okzik zonun hemen altında Mn değerlerindeki artış oksijenli / oksijensiz (oxic/anoxic) sınırında Mn'nın Mn-oksitler halinde diyajenetik çökmesi sonucudur. Mangan, tabanı 37 cm karot derinliğinde olan TH biriminin altında belirgin bir zenginleşme ve içerisinde ise azalma göstermektedir. Karotta TH biriminin altında görülen Mn artışı muhtemelen geçmişte oluşmuş benzer bir redoks sınırına aittir.

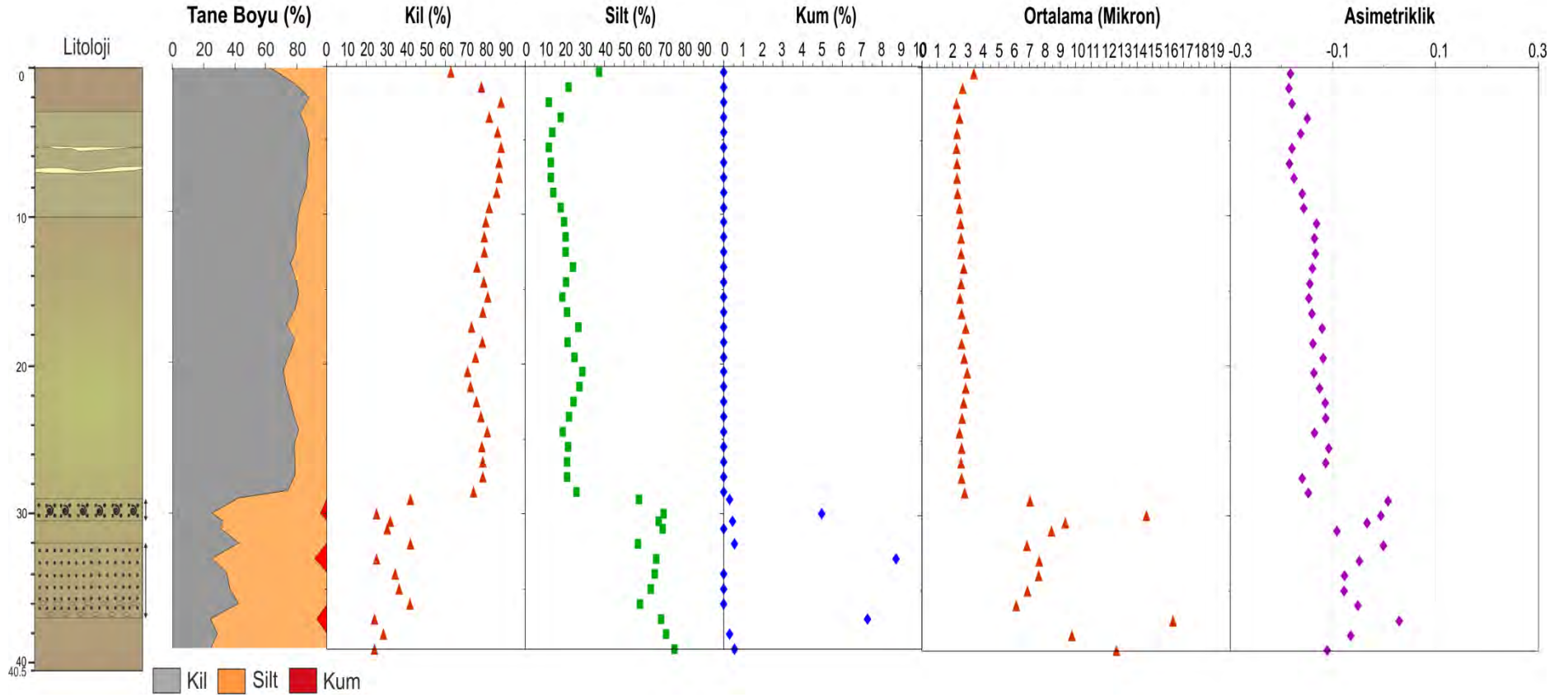
7.2.5. Marmara Denizi Batı Sırt karotlarında tarihlendirme analizleri ve kronostratigrafi

AMS Radyokarbon analizleri: Batı sırtta MEI-04 karotunda 32-37 cm derinliğindeki türbidit-homojenit (TH) biriminin tabanının hemen altındaki 37-38 cm karot derinliğinden, foraminifer, ostrakod, bivalv kavkısı ve gastropod'dan alınan AMS radyokarbon yaşı G.Ö. 2020±25 ¹⁴C yılı (kalibre yaş: M.S. 470±54 yıl) olarak bulunmuştur.

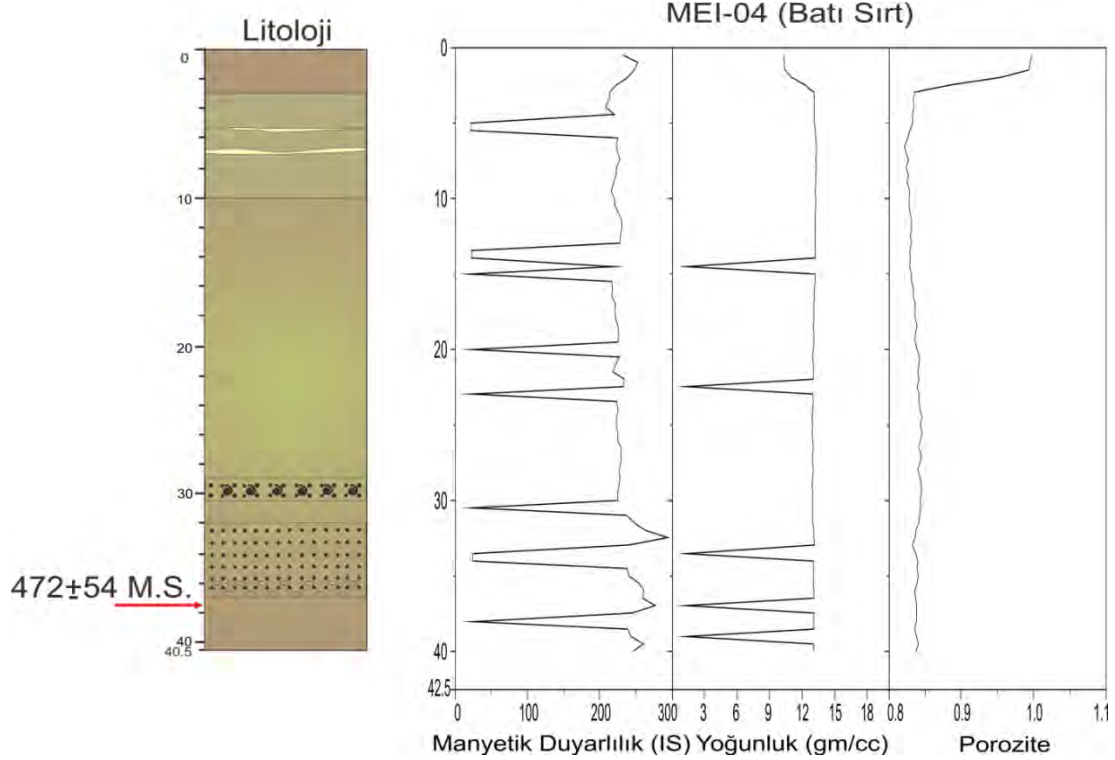
Radionüklid analizleri: Üstü korunarak alınmış MEI-04 çökel-su ara yüzey karotu boyunca ³⁷Cs değerleri azalarak, yaklaşık 5 cm civarında deteksiyon limitinin altına (<0.9 mBq/g) düşmektedir (Şekil 7.6A). Bu seviyenin 1954 yılını temsil ettiği düşünülürse, çökme hızı 0.9 mm/yıl olarak bulunur.

Çökme hızı yavaş olduğundan örnekleme çözünürlüğü Çernobil (1986) ve atom denemeleri (1965) sinyallerinin görülmesini engellemektedir. MEI-04 karotunun ²¹⁰Pb profili, radyoaktif bozuşmaya bağlı olarak yüzeyden 7 cm derinliğe kadar düzenli olarak 36-37 mBq/g değerlerine azalmaktadır (Şekil 7.6B). Bu derinliğin aşağısında 8.5 ve 12 cm'lerde dalgalanmalar oluşturmaktadır.

MEI-04



Şekil 7.3. MEI-04 karotunun tane boyu analizi, litoloji ve radyografi grafikleri. Kırmızı alan kum; koyu sarı alan silt ve gri alan kil yüzdesini göstermektedir.



Şekil 7.4. MEI-04 Karotunun manyetik duyarlılık, yoğunluk ve porosite değerleri.

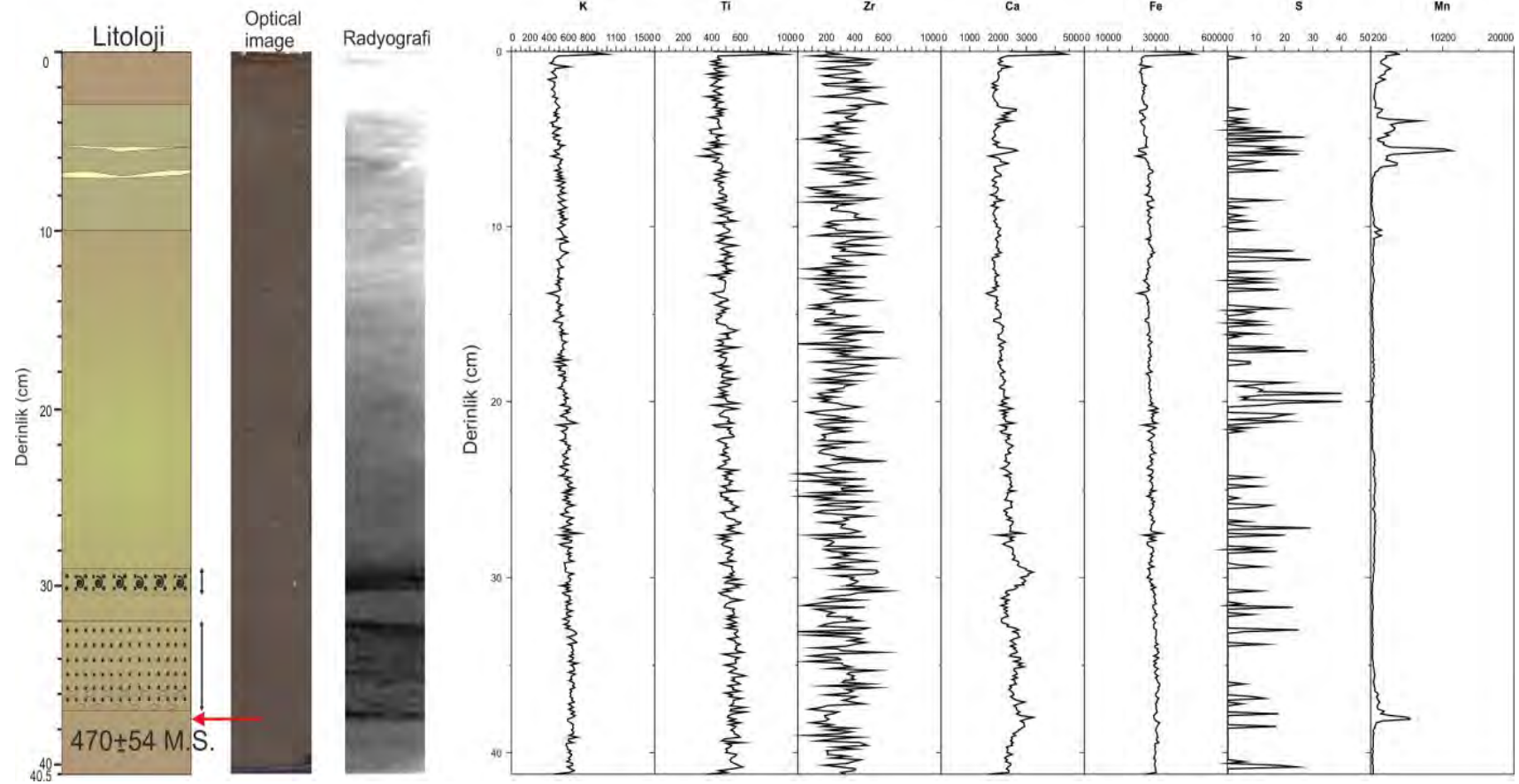
Karotun 12 cm derinliğinde 51 mBq/g yükselen ^{210}Pb değerler, bu derinliğin altında tekrar düzenli azalır, karotun 19 cm derinliğinde sabit 20 mBq/g değerlerine düşmektedir. Karotta 18.5 cm, ^{210}Pb 'un 4-5 yarı ömrü olan yaklaşık 100-120 yıl öncesine karşılık gelmektedir. Çökme hızına göre ^{210}Pb profilinde 8.5-12 cm aralığındaki dalgalanma, yaklaşık G.Ö. 100 yıl öncesinde oluşmuştur.

Karottaki radyonüklid yaşları, AMS radyokarbon yaşına (G.Ö. 2020±25 ^{14}C yılı; kalibre yaş: M.S. 470±54 yıl) göre çok gençtir. Bu sonuç, radyokarbon yaşının elde edilmesinde büyük olasılıkla bir miktar daha yaşlı fosil malzemenin (reworked) yaşlandırılan örnekte yer almasından kaynaklanmıştır.

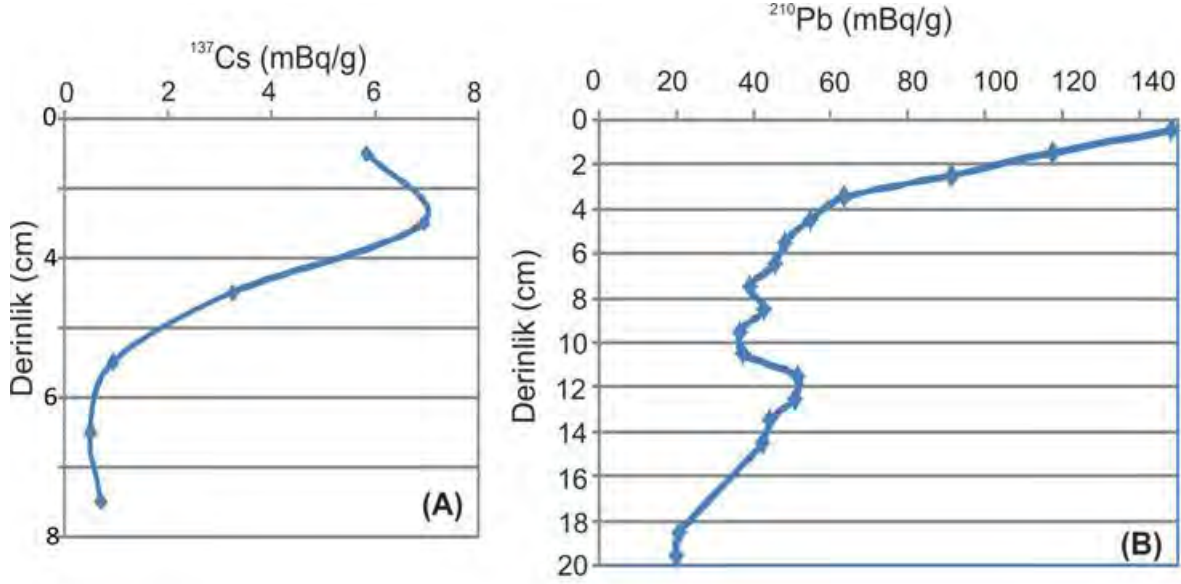
7.3. Marmara Denizi Batı Sirt Karotunda deprem kayıtları ve tarihsel deprem kayıtları ile denştirilmesi

MEI-04 karotunda ^{210}Pb profilindeki 12 cm deki dalgalanma, tarih olarak hesaplanan 1 mm/yıl çökme hızına göre olasılıkla M=7.3 1912 Mürefte depremi ile ilgilidir. Karotta bu radyonüklid sinyalinin kütle akması olarak radyografi, tane boyu ve XRF Karot Tarayıcı analizlerinde karşılığının olmaması sadece çökelin yüzeyde kendi içinde sismik dalgalarla karıştığını göstermektedir. Bu durumda, olasılıkla 1912 Mürefte depreminin merkez üsünün batı sırtından uzaklığı ile ilgilidir.

MEI-04



Şekil 7.5. Marmara Deniz'i Batı Sırtından alınan MEI-04 karotunun karot tarayıcısı analizleri. Karotun sayısal renk ve X-ışınları radyografi görüntüleri. Element konsantrasyonları saniyede sayımdır (cps).



Şekil 7. 6. Batı Sırt MEI-04 Karotunda ^{137}Cs (A) ve ^{210}Pb (B) profilleri.

Karotta 29.5-37cm derinlik aralığında yer alan ve tane boyu analiz sonuçlarına göre aynı olayla tetiklendiği düşünülen iki kütle akma biriminin yaşı yaklaşık M.S. 1720 (G.Ö. 290 yıl) tarihine karşılık gelmektedir. Bu tarih, özellikle karot boyunca sıkışma (kompaksiyon) ve olası çökel birikim hızındaki değişimlerin neden olabileceği hata limitleri içerisinde, Marmara Denizi büyük depremleri olan M=7.1 Mayıs 1766 ve M=7.4 Ağustos 1766 depremleri ile deneştirilebilmektedir. Bu 1766 depremleri tarihsel dönemlerde Marmara Denizi'nde olmuş ve İstanbul'da yıkıcı hasar oluşturmuş büyük depremlerdir (Ambraseys ve Finkel, 1995; Ambraseys; 2002a,b; Guidoboni v.d., 1994).

Bu 32-27 cm karot derinliğindeki türbidit-homojenit (TH) biriminin tabanının hemen altından alınan AMS ^{14}C yaşı G.Ö. 2020 ± 25 ^{14}C yılı (kalibre yaş: M.S. 470 ± 54 yıl) yaşı, yukarıda 7.2.5 Bölümünde de açıklandığı üzere radyonüklid tarihlendirme sonuçları dikkate alındığında güvenilir değildir.

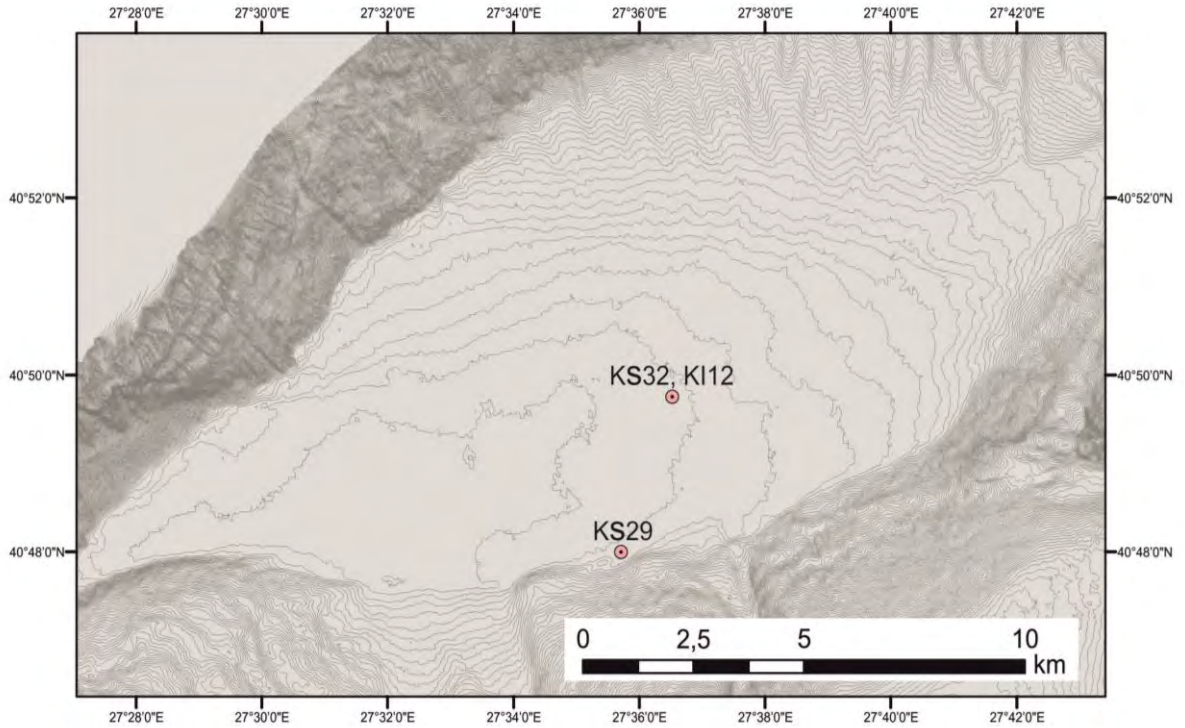
Denizaltı gözlemlerinde 1912 Mürefte depreminin kırığı Batı Sırtı üzerinde izlenmiştir (Armijo v.d., 2005; Aksoy v.d., 2010). Batı Sırt üzerindeki bir karotta Drab v.d. (2012) tarafından yapılan benzer çalışmalarda, 1912 Mürefte depreminin izi zayıf olarak bulunmuştur. Bu çalışmacılar Batı Sırtında ayrıca 1766 depreminin kaydını da bulmuştur. Bu sonuçlar bizim çalışmalarımızın sonuçları ile uyumludur.

8. TEKİRDAĞ HAVZASI KAROT ÇALIŞMALARI

8.1. Tekirdağ Havzası'nın Morfotektoniği ve Oşinografisi

Tekirdağ çukurluğu 1230 m derinliğinde, 220 km² alana sahip, kama şekilli bir çukurluktur (Şekil 8.1). Kuzeyi 11- 23°; güneyi 6-7° eğimli, fay denetimli yamaçlarla sınırlandırılmıştır (Okay v.d., 1999). Bu yamaçlar çok sayıda denizaltı kanyonları ile kesilmiştir. Güney yamaçtaki denizaltı kanyonlarının yoğunluğu daha fazladır. Tekirdağ Havzası kuzeyde dar (<10 km), güneyde (<30 km) ise daha geniş bir şelf alanıyla sınırlandırılmıştır. Her iki şelf, Ganos Fayı'nın karada devam eden uzantısının 924 m yüksekliğe ulaştığı Ganos Dağ sisteminin (Işıklar Dağı) batısında dereceli olarak daralmaktadır (Seeber v.d., 2004; Janssen v.d., 2009).

Tekirdağ Havzası'nın kuzey ve güneydeki yamaçları kuzey ve güney sınır faylarını oluşturmaktadır (Okay v.d., 1999). Batı Sırtının doğuda oluşturduğu 440 m derinliğindeki eşik, Tekirdağ Havzasını Orta Marmara Havzasından ayırmaktadır. Güneybatıda Tekirdağ Havzası Şarköy Kanyonu vasıtasıyla Çanakkale Boğazı'nın birleşmektedir (Ergin v.d., 2007; Gökaşan v.d., 2010). Güneydoğu dış şelfinde bulunan Marmara Adası ve birçok küçük ölçekli ve KG uzanımlı denizaltı vadileri ya da kanyonlar Tekirdağ Havzasının diğer morfolojik özellikleridir. Tekirdağ Havzası'nın Pliyosen'de başlayan jeolojik evrimi KAF tarafından kontrol edilmiştir (Okay v.d., 1999, 2004; Yılmaz v.d., 2010).



Şekil 8.1. Marmara Denizi Tekirdağ Havzası'ndan alınan MNTKI12, MNTKS32 ve MNTKS29 karotlarının batimetri haritasındaki konumu.

Tekirdağ Havzası'nda Marmara Denizi'ndeki iki tabakalı su kütlesi mevcuttur (bakınız Bölüm 1.2). Bu kütlesini -25 m'de ayıran pikniklinin altında Akdeniz ve üstünde Karadeniz kökenli su bulunmaktadır. Tekirdağ Havzası, Çanakkale Boğazı'ndan alt akıntı olarak giren Akdeniz sularının Şarköy Kanyonu boyunca Marmara Denizi derin çukurluklarına ulaştığı ilk

derin havzadır. Buradaki dip sular Orta ve Çınarcık Havzası derin sularına göre daha oksijenlidir (Beşiktepe v.d., 1994).

8.2. Tekirdağ Havzası Karot Analizleri

Bu çalışmada Marmara Denizi Tekirdağ Havzasından Marnaut 2007 seferinde alınan MNTKS32, MNTKS29 ve MNTKI-12 karotları analiz edilmiştir (Şekil 8.1). Karotlardan MNKTKS32 ve MNTKI12 aynı yerden, -1123 m su derinliğinden; MNTKS29 karotu ise -1117 m su derinliğinden alınmıştır.

Aynı yerden alınan MNKTKS32 ve MNTKI12 karotları depo merkezli konumları ile deprem kayıtlarını daha iyi içerebilecek durumdadırlar. Bu nedenle değişik analizlerin çoğunluğu bu karotlar üzerinde yoğunlaştırılmıştır. Karot tanımlamaları, XRF karot tarayıcı analizleri, Çok senörlü Karot Log Alıcısı (MSCL) fiziksel özellik ve lazer tane boyu analizleri aşağıda verilmiştir.

8.2.1. Karotların Litoloji tanımı

MNTKI-12 Karotu: Marmara Denizi -1123 m su derinliğinden alınan su/çökel ara yüzey MNTKI-12 Karotu 88.4 cm uzunluğundadır (Şekil 8.2). Karotun litolojisi, kahverengi, grimsi kahverengi ve sarımsı açık kahve renkli çamur bantlarından oluşmaktadır. Kahverengi tonların baskınlığı olasılıkla buradaki oksijenli Akdeniz kökenli dip suyunun oksitleyici özelliği nedeniyle. En üstte 5 cm kalınlığında koyu kahverengi oksik zonu temsil eden çamur bulunmaktadır.

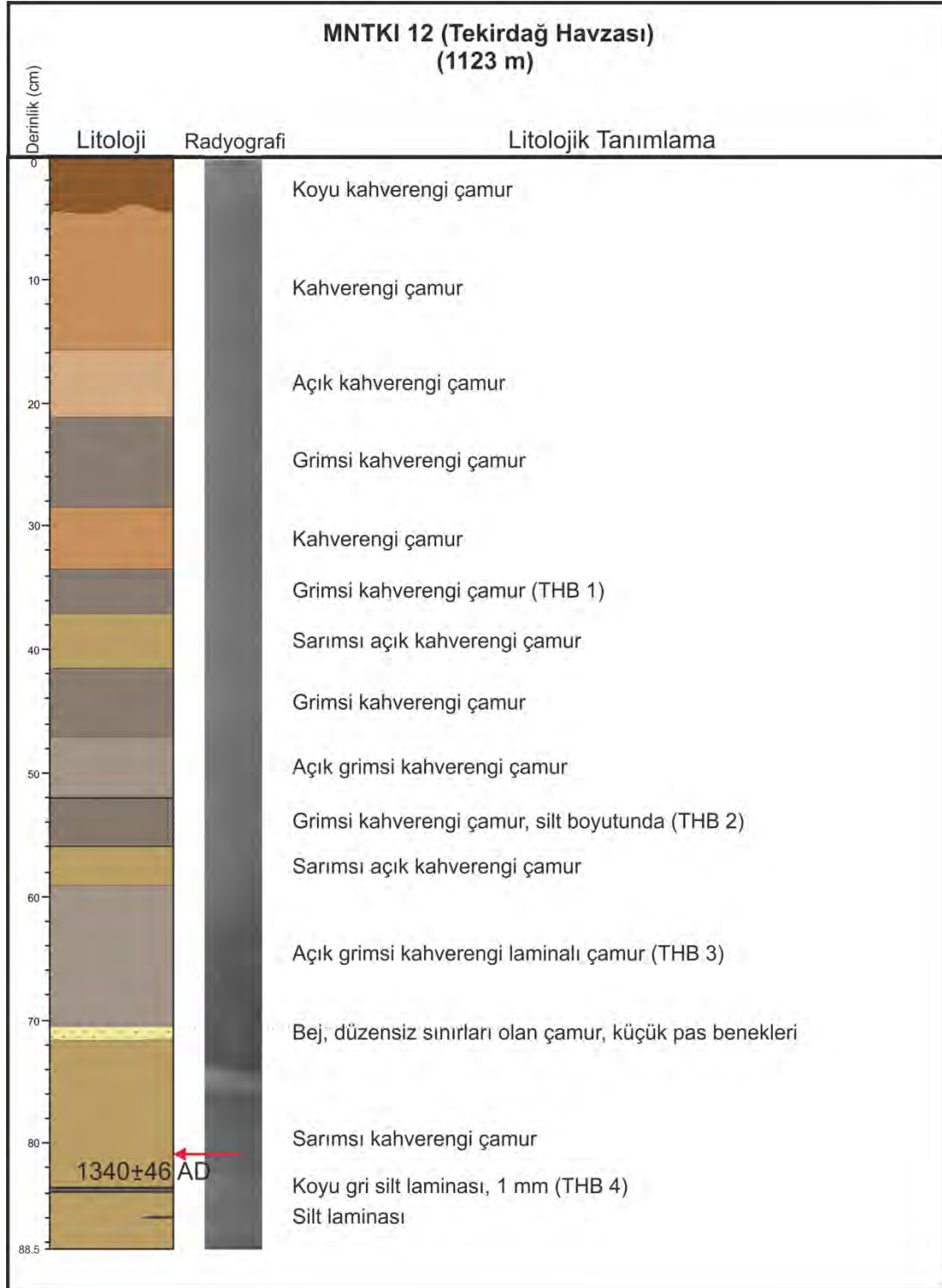
Depremlerle tetiklenme olasılığı bulunan kütle akması birimleri (TH) 33.5-37 cm (TH1/KI12), 52-56 cm (TH2/KI12), 59-70 cm (TH3/KI12) ve 84 cm (TH4/KI12) karot derinliğinde bulunmaktadır. TH3/KI12, en kalın (11 cm) ve belirgin olanıdır. Bu birim çok az kumlu silt tane boyundadır.

X-Işınları radyografi görüntüsü zayıf laminalanma yapısına sahip olduğunu göstermektedir. Tane boyu yukarı doğru incelmeye gösterir. Tabanında paslı benekli lekeler bulunur. TH2/KI12 birimi 4 cm kalınlığında silt çamurudur. Grimsi kahverengi olan bu birim eser miktarda çok ince kum içermektedir. TH1/KI birimi 4.5 cm kalınlığında grimsi kahverengi siltli çamurundan oluşmaktadır. TH4/KI12, ile üste doğru 83.8 cm'de 1 mm kalınlığında koyu gri başka bir silt laminası yer almaktadır. Ayrıca, karotun en alt kısmında 86 cm'de kama şeklinde bir silt laminası bulunmaktadır.

MNTKS-32 Karotu: 1123 m su derinliğinden alınan MNTKS32 karotu 10 kısımdan oluşmaktadır (Şekil 8.3). Karotta toplam 19 adet TH birimi tanımlanmıştır. Karotun 1. Bölümünün 41.5-43.5 cm'leri ve MNTKI-12 karotunda 80-82 cm'sinden alınan radyokarbon yaşları ve litojik karşılaştırma dikkate alınarak MNTKS-32 karotunun üst kısmının alınamadığı ve MNTKI-12 karotunda görülen ilk üç TH biriminin bu karotta bulunmadığı görülmüştür (Şekil 8.2 ve Şekil 8.3).

Bu durum dikkate alındığında MNTKS-32 karotunda görülen ilk TH birimi MNTKI-12 Karotunda da görülen TH4'dür ve 38-39 cm'ler arasında izlenmiştir. TH4 birimi, tabanı keskin gri silt laminalarından oluşmaktadır. 78.4 cm uzunluğundaki karotun birinci bölümün üst 2-3 cm'ler arası kahverengi çamur mevcuttur. Bu seviyenin altında siltli bir taban yer almaktadır. Alta doğru 8-3 cm'ler arası gri çamurdan oluşmaktadır. 6 cm'de ise 2 mm

kalınlığında açık bej bant bulunmaktadır. 8 cm’de 2-3 mm kalınlığında açık kahverengi-bej bant mevcuttur. Karotta 16 cm’de ise 2-3 mm kalınlığında, 18.4 cm’de 3 mm kalınlığında açık bej bant yer almaktadır.



Şekil 8.2. MNTKI12 karotunun litolojik logu ve X-Işınları radyografisi.

Karotun 1. Bölümünde, 44 cm'de açık bej bant bulunmaktadır. 8.4 cm'den alta doğru 49 cm'ye kadar açık kahverengi zeytin yeşili çamur görülmektedir. 46 cm'de ve 47.5 cm'deki 3 mm kalınlığında olmak üzere bej lekeli bantlar yer almaktadır. 62 cm'de 2 mm kalınlığında gri silt laminası bulunmaktadır. 68 ve 69 cm'lerde gri silt laminaları görülmektedir. 72 cm'de 3 mm kalınlığında bej-turuncu lamina vardır. 49 cm'den alta doğru 72.5 cm'ye kadar kahverengi zeytin yeşili çamur hakimdir. 72.5-75 cm'ler arası TH-5/KS32 (türbidit-homojenit) biriminin gri homojen (homojenit) çamurundan oluşmaktadır. Bu TH biriminin tabanı merceğimsi çok ince kum-silt laminasından oluşmuştur. MNTKS32 karotunun 2. biriminin uzunluğu 100 cm'dir (Şekil 8.3). Karotta üst seviyelerde 85.5-86.5 cm'ler arasında bej-turuncu benekli bantlar bulunmaktadır. 122.5-123.5 cm'ler arasında maksimum 1 cm büyüklüğünde çakıllı ve kavkılı (*Dreissena sp.* parçaları içeren) kaba taban birimi yer almaktadır. Kaba taban birimi üzerinde 119.5-122.5 cm'ler arası gri laminalı siltten oluşan TH-6/KS32 birimi bulunmaktadır. 115-119.5 arası ise homojen çamurdur. Alta doğru karot bölümünün orta seviyelerinde 143.5 cm'de mercekleşmiş ince kum-silt laminaları bulunmaktadır (TH-7/KS32). Karotun alt kısmında 170.5-171.5 cm'ler arasında silt bandı yer almaktadır. Karot boyunca homojen kahverengi zeytin yeşili çamur hakimdir.

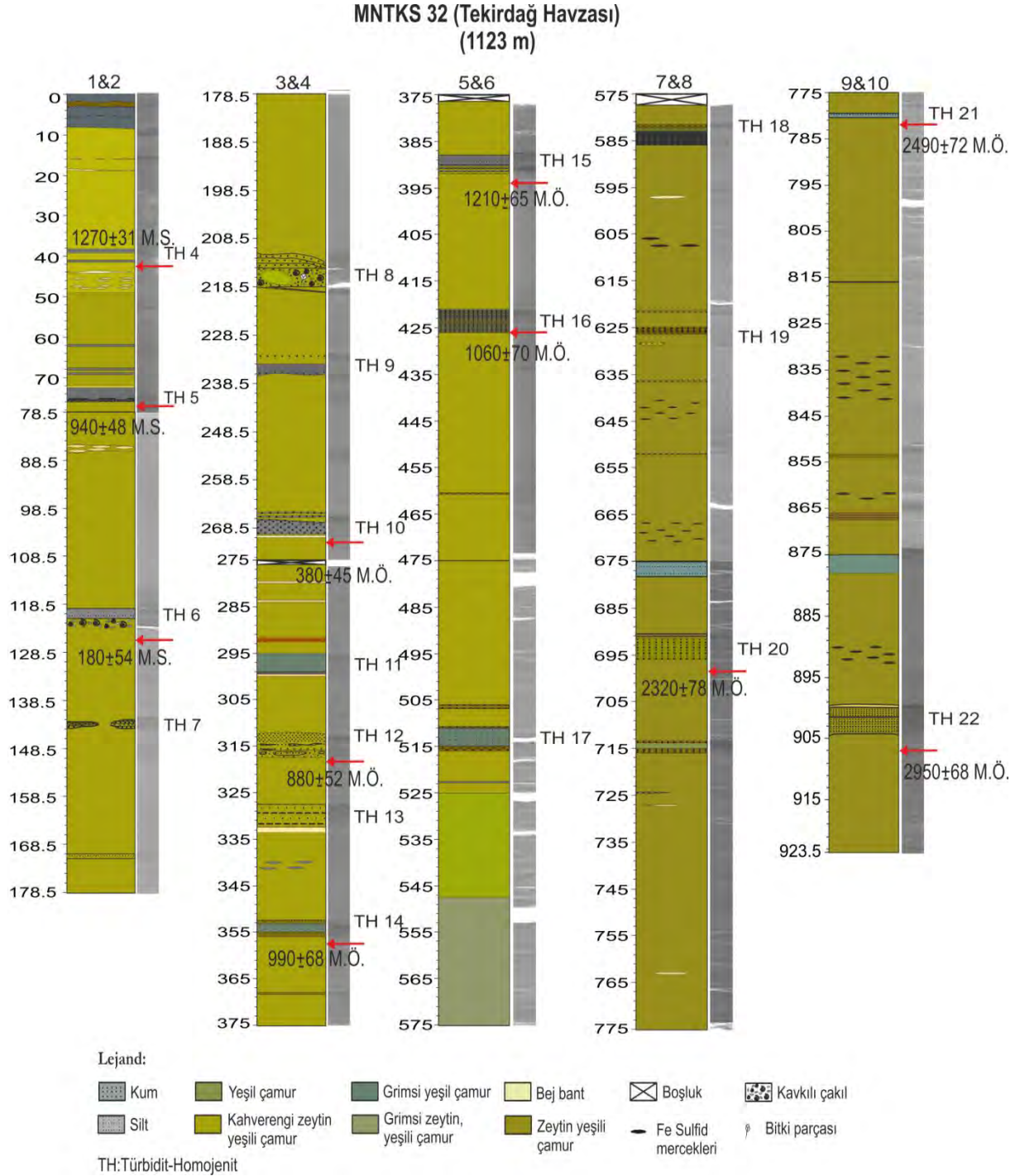
Karotun üçüncü birimi 96.5 cm uzunluğundadır (Şekil 8.3). 211.5-218.4 cm'ler arasında laminalı silt-çok iri kum içeren, çakıllı, kavkılı (*Dreissena sp.* ve diğer molusk kavkıları), bitki parçaları içeren TH-8/KS32 birimi yer almaktadır. 231.5-233 cm'ler arasında laminalı siltten oluşan TH-9/KS32 birimi ve 234.5-236.5 cm'ler arasında tabanı gri silt üste doğru homojen gri çamur olan TH-7/KS32 birimi bulunmaktadır.

265-270 cm ler arasında TH-10/KS32 birimi bulunmaktadır. Bu birim üstte gri laminmalı kaba silt ve altta laminalı gri siltten ve arada homojen çamurdan oluşmaktadır. Türbidit seviyesinin altında 3 mm kalınlığında bej çamur laminası bulunmaktadır.

MNTKS32 karotunda 4. bölümün uzunluğu 100 cm'dir (Şekil 8.3). Karotun bu bölümünde kahverengi zeytin yeşili çamur hakimdir. Karotun en üst kısmında ise 1 cm'lik bir boşluk yer almaktadır. 280 cm ve 283.5 cm'de bej-turuncu bantlar ve 292.5 cm'de pas renkli lamina görülmektedir. 295 cm'den 300 cm'ye kadar grimsi yeşil çamurdan oluşan muhtemel bir kütle akması olan TH-11/KS32 türbidit-homojenit birimi bulunmaktadır. 300 cm'de bej-turuncu bant izlenmektedir. Bunun da üzerinde 1 mm kalınlığında silt laminası yer almaktadır. 312.5-316 cm'ler arasında içerisinde kum mercekleşmiş ve laminaları bulunan laminalı siltten oluşan TH-12/KS32 türbidit-homojenit birimi yer almaktadır. Karotta 316-317.5 cm'ler arasında 0.5 cm kalınlığında ince-orta kumdan oluşan merceğimsi kum bandı bulunmaktadır. 327.5 cm'den 332.5 cm'ye kadar laminalı silt-kil içeren TH-13/KS32 türbidit-homojenit birimi mevcuttur. Bu seviyeden alta doğru, 332.5-333.5 cm'ler arasında açık bej-turuncu bant bulunmaktadır. 340 cm'de paslı benekler görülmektedir. 352.5-356 cm'ler arasında TH-14/KS32 türbidit-homojenit birimi bulunmaktadır. Bu birim içerisinde 355-356 cm'ler ve 352.5-353 cm'ler arasında kahverengi silt laminaları, ve bunlar arasında grimsi yeşil homojen çamur yer almaktadır. Karotun alt kısmında 368-368.4 cm'ler arasında kahverengi silt laminası görülmektedir.

MNTKS32 karotunun 5. Bölümünün uzunluğu 100 cm'dir (Şekil 8.3). Karotun bu bölümünde kahverengi zeytin yeşili çamur hakimdir. Karotun en üst kısmında 1.5 cm'lik boşluk vardır. 387.5-392.5 cm'ler arasında 5 cm kalınlığında altta laminalı ince kum, üstte ise gri siltten oluşan bir TH-15/KS32 türbidit-homojenit birimi ile temsil edilmektedir. Alta doğru, 421-426 cm'ler arasında laminalı ince kum-silt ardalanmasından oluşan TH-16/KS32 türbidit-

homojenit birimi bulunmaktadır. Bu bölümün alt kısmında, 460.5 cm'nin altında 1.5 mm kalınlığında kahverengi silt laminası yer almaktadır.



Şekil 8.3. MNTKS32 karotunun litolojik logu ve X-Işınları radyografi görüntüsü.

MNTKS32 karotunda 6. bölümün uzunluğu 100 cm'dir (Şekil 8.3). 506 ve 507 cm'ler arasında kahverengi iki kum laminası yer almaktadır. Bu seviyeden alta doğru 511 cm ile 516 cm arasında yer alan TH-17/KS32 türbidit-homojenit birimi üstte grimsi yeşil siltten oluşan homojenit ve kum laminaları ile tabanda kahverengi kaba kum ile temsil edilmektedir. Karotta 523.5 cm'de silt laminası bulunmaktadır. 525 cm'ye kadar karotta kahverengi zeytin yeşili çamur hakimdir. 525 cm'den 547.5 cm'e kadar dereceli geçişle zeytin yeşili çamur bulunmaktadır. 547.5 cm'den karotun en alt kısmına kadar grimsi zeytin yeşili çamur görülmektedir.

MNTKS32 karotunun yedinci bölümü 100 cm uzunluğundadır (Şekil 8.3). Bu bölümde karot boyunca laminalı zeytin yeşili çamur hakimdir. Karotun en üst kısmında ise 2.5 cm'lik bir boşluk bulunmaktadır. Karotta 585.5 cm'den 624 cm'e kadar olan kısım olası sapropel seviyesidir. 581.5-586 cm arasında TH-18/KS32 birimi bulunmaktadır. Bu birim 581.5-582 cm'lerde kahverengi ince kum laminası, bunun altında da homojen yeşil çamur ve tabanda 583-586 cm'ler arasında laminalı kum silt ardalanması yer almaktadır. Alta doğru 597.5 cm'de 3 mm kalınlığında bej renkli çamur merceği yer almaktadır. 605 ve 607.5 cm'ler arasında demiroksit-paslı benekler bulunmaktadır. 621.5 cm'de 1.5 mm kalınlığında çok ince kum laminası gözlenmektedir. Alta doğru 625 cm'ye kadar olan seviye siltten oluşmaktadır. TH-19/KS32 birimi, 626.5 cm'de 3.5 mm kalınlığında iki adet kahverengi ince kumdan oluşan laminalar ve bunu üstünde 1 cm kalınlığında siltten oluşmaktadır. 628.4 cm'de 1 mm kalınlığında ince kum merceği, 636.5 cm'de 1.5 mm kalınlığında ve 652 cm'de 1 mm kalınlığında ince kum laminası bulunmaktadır. 640-645 cm'ler arasında paslı (demir oksit) lekeler yer almaktadır.

MNTKS32 karotunun 8. bölümünün 100 cm uzunluğundadır. (Şekil 8.3). Bu bölümde karot boyunca zeytin yeşili laminalı çamur (sapropel) hakimdir. Karotun üst kısımlarında 678.4 cm'den en üst seviyeye kadar grimsi yeşil siltten oluşmaktadır. Alta doğru 692-696 cm'ler arasında kahverengi-yeşil ince kum-siltten oluşan TH-20/KS32 türbidit-homojenit birimi görülmektedir. Bu birimin üzerine 1-2 mm kalınlığında kahverengi demir oksitçe zengin bir diyajenez zonu bulunmaktadır. Benzer zonlar 713.5 cm'ler ve 715-716 cm'de görülmektedir. Laminalı bu zonlar arasında yeşil çamur yer almaktadır. 724.5 cm'de 1 mm kalınlığında gri silt laminası bulunmaktadır. Karotta 727 cm'de ve alta doğru 763 cm'de bej çamur yer almaktadır.

MNTKS32 karotunun 9. bölümünün 100 cm uzunluğundadır. (Şekil 8.3). Karot boyunca zeytin yeşili laminalı çamur hakimdir. Karotta tabanı 780.5 cm'de olan TH-21/KS32 birimi bulunmaktadır. Bu birim tabanda 1 cm kalınlığında gri yeşil laminalı silt ve üstte 4.5 cm kalınlığında homojen çamurdan oluşmaktadır. 816 cm'de Demir monosülfidlerin oksitlenmesi ile oluşmuş paslı lamina bulunmaktadır. 831-842.5 cm'ler boyunca da benzer pas renkli lekeler görülmektedir. 853.5-854 cm'lerde 0.8 cm kalınlığında kahverengi Fe-oksitli bant (diyajenetik) yer almaktadır. Bu seviyenin altında 861-863 cm'ler arasında Fe-monsülfidlerin oksidayson ürünü pas renkli lekeler bulunmaktadır. Karotun alt seviyelerinde 866-867 cm 'ler arasında yine ince silt boyutunda pas renkli laminalar yer almaktadır.

MNTKS32 karotunun 10. bölümünün 48.4 cm uzunluğundadır. (Şekil 8.3). Karotta koyu zeytin yeşili çamur görülmektedir. Karotun en üst kısmında grimsi yeşil çamur, 889.5-893cm'ler arasında ise paslı lekeler bulunmaktadır. 899 ile 904.5 cm'ler arasında TH-22/KS32 türbidit-homojenit birimi yer almaktadır. Bu birim, tabanda 3.5 cm kalınlığında laminalı ince-orta kum-silt ardalanması ve bunun üzerinde 1.5 cm kalınlığında ince siltli

çamurdan oluşmuştur. TH22/KS32 biriminin üzerinde 0.5 cm kalınlığında sarı-turuncu çamur bandı bulunmaktadır.

MNTKS29 Karotu: 1117 m su derinliğinden alınmıştır. MNTKS29 karotu 9 kısımdan oluşmaktadır (Şekil 8.4). Karotta 10 adet TH birimi tanımlanmıştır. MNTKS29 karotunun birinci bölümünün uzunluğu 76.5 cm'dir (Şekil 8.4). Karotun en üst seviyesinden 3 cm'den kadar sarımsı gri çamur hakimdir. Alta doğru 3.5 cm'de ve 5.5 cm'de gri kaba silt laminaları bulunmaktadır. 8-9 cm'ler arası sarımsı-gri çamur görülür. 3 cm'den 11 cm'ye kadar koyu gri çamurdan oluşan TH-1/KS29 homojenit birimi yer almaktadır. 15-15.5 cm arasında sarımsı çamur yer almaktadır. 11 cm'den 21.5 cm'e kadar açık gri çamur bulunmaktadır. 21.5 cm'den 24.5 cm'ye kadar daha açık sarımsı gri çamur bandı görülmektedir.

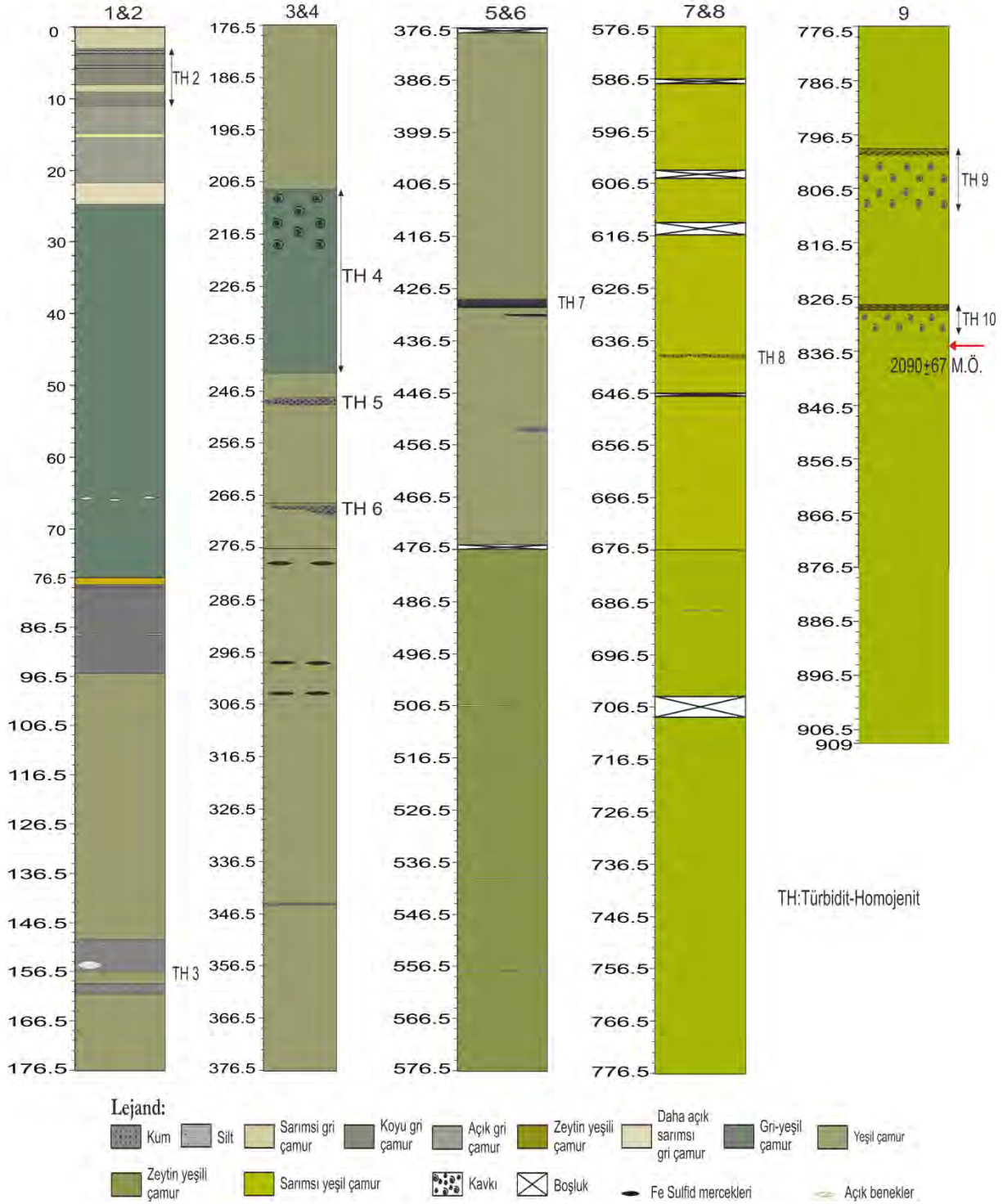
24.5 cm'den karotun en alt kısmına doğru gri yeşil çamurdan oluşmaktadır. Karotun en alt kısmında 65-66 cm'ler arasında açık benekler bulunmaktadır. MNTKS29 karotunun 2. bölümünün uzunluğu 100 cm'dir (Şekil 8.4). Karotun en üst kısmından 79 cm'e kadar sarı kahverengi çamur bulunmaktadır. Alta doğru 80.5 cm'de 1.5 mm kalınlığında koyu gri silt laminası yer almaktadır. 89 cm'de açık benekler bulunmaktadır. 79 cm'den 96 cm'ye kadar gri çamur görülmektedir. 96 cm'den karotun en alt seviyesine kadar yeşil çamur hakimdir.

Karotun en alt kısmında 150-156.5 cm'ler arasında TH-2/KS29 ile 159-161 cm'lerde TH-3/KS29 (türbidit-homojenit) birimlerinin olduğu gri kaba silt seviyeleri mevcuttur. Bu iki silt seviyesi arasında yeşil çamur yer almaktadır. 155.5 cm'de yuvarlanmış, 2 cm çapında kuvarsit çakılı bulunmaktadır. MNTKS29 karotunun 3. bölümünün uzunluğu 100 cm'dir (Şekil 8.4). Karotun üst seviyesinden 208 cm'e kadar homojen yeşil çamur hakimdir. Alta doğru 208 cm'den 243 cm'ye kadar gri-yeşil çamur matriksi içerisinde kahverengi kum ve kum boyutunda kavkı kırıntıları içeren, *Mytilus sp.*, *Turritella sp.*, *Dreissena sp.* kavkısı ve 3 cm'ye kadar yuvarlanmış, kuvars çakılları içeren TH-4/KS29 türbidit-homojenit birimi (kütle akması) birimi bulunmaktadır.

247.5-249.5 cm'ler arasında, kama şeklinde koyu gri kumlu ve siltli, az miktarda çakıl içeren TH-5/KS29 türbidit-homojenit birimi (kütle akması) içermektedir. 243 cm'den karotun en alt seviyesine kadar yeşil homojen çamur görülmektedir. 268 cm'de 2 mm kalınlığında ince kum laminası bulunmaktadır. 268.4 cm ile 270.5 cm'ler arasında ise kama şeklinde koyu gri kumdan oluşan TH-6/KS29 (türbidit-homojenit) birimi görülmektedir. MNTKS29 karotunun 4. bölümünün uzunluğu 100 cm'dir (Şekil 8.4). Karot boyunca homojen yeşil çamur hakimdir. Karotun en üstünde 279.5 cm'de siyah FeS monosülfid mercikleri bulunmaktadır. Alt seviyelere doğru, 300.5 ve 304.5 cm'lerde FeS benekleri yer almaktadır. Karotun alt seviyelerinde 344.5 cm'de 1 mm kalınlığında koyu gri silt laminası bulunmaktadır.

MNTKS29 karotunun 5. bölümünün uzunluğu 100 cm'dir (Şekil 8.4). Karotun en üstü ve en alt kısmında 1 cm'lik boşluk bulunmaktadır. Karot boyunca homojen yeşil çamur hakimdir. 428.4-430 cm'ler arasında altı keskin tabanlı, koyu gri-siyah, üste doğru incelen ince kum laminasının olduğu TH-7/KS29 (türbidit-homojenit) birimi bulunmaktadır. Alta doğru 431.5 cm'de 3 mm kalınlığında siyah kum merceği yer almaktadır. Karotta 453.5 cm'de 2 mm kalınlığında silt merceği görülmektedir. Bunlar su kaçma yapılarını temsil etmektedir.

MNTKS29 (Tekirdağ Havzası)
(1117 m)



Şekil 8.4. MNTKS-29 karotunun litolojik logu.

MNTKS29 karotunun 6. bölümünün uzunluğu 100 cm'dir (Şekil 8.4). Karotta homojen zeytin yeşili çamur görülmektedir. Karotta 506.5, 517, 539.5, 557.5 cm'lerde 3 mm kalınlığında çatlaklar mevcuttur. MNTKS29 karotunun 7. bölümünün uzunluğu 100 cm'dir

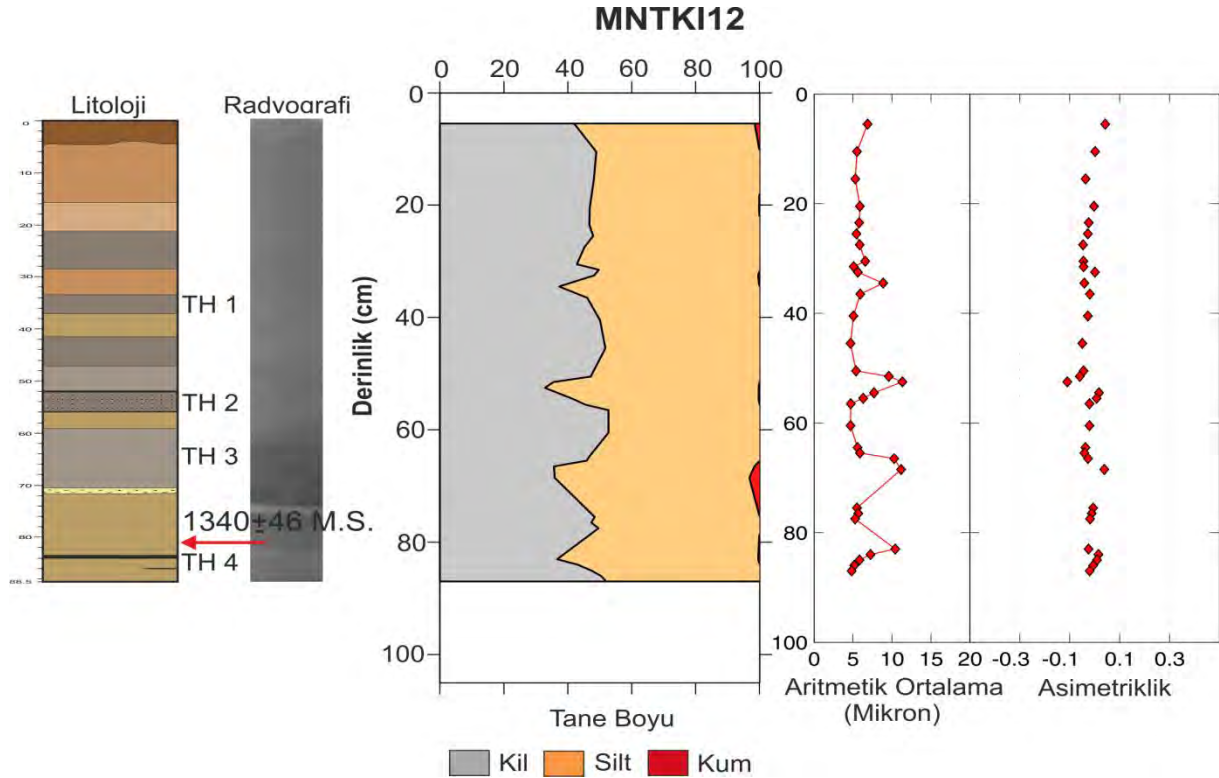
(Şekil 8.4). Karot boyunca oksidasyondan dolayı homojen sarımsı yeşil çamur görülmektedir (karot ilk açıldığında orjinal renk çok koyu gri). 639-640 cm'ler arası kama şeklinde kahverengi orta kum bulunan TH-8/KS29 (türbidit-homojenit) birimini içermektedir. Karot boyunca farklı seviyelerde 586.5, 604-605.5, 614-616.3, 646.5-647 cm'lerde boşluklar bulunmaktadır. MNTKS-29 karotunun 8. bölümünün uzunluğu 100 cm'dir (Şekil 8.4). Karot boyunca oksidasyondan dolayı homojen sarımsı yeşil çamur görülmektedir (karot ilk açıldığında orjinal renk çok koyu gri). Karotun bu bölümünde sadece 688 cm ve 704.5-708.4 cm'ler arası boşluklar.

MNTKS29 karotunun 9. bölümünün uzunluğu 132.5 cm'dir (Şekil 8.4). Karot boyunca oksidasyondan dolayı homojen sarımsı yeşil çamur görülmektedir (karot ilk açıldığında orjinal renk çok koyu gri). 799 cm ve 810.5 cm'ler arasında TH-9/KS29 (türbidit-homojenit) birimi bulunmaktadır. Bu birimin 799 ile 800.3 cm'ler arasında alttaki 1 cm kalınlığında, üstteki ise 3 mm kalınlığında iki adet kahverengi orta kum laminası ve alta doğru 802.5-810.5 cm'ler arasında ince kum boyutunda beyaz kavkı kırıntıları yer almaktadır. Karotta 828 cm ve 833.5 cm'ler arasında, 828 cm'de iki adet kahverengi orta kum bandı ve bu seviyenin altında 833.5 cm'ye kadar kum boyutunda kavkı kırıntılarının olduğu TH-10/KS29 (türbidit-homojenit) birimi bulunmaktadır.

8.2.2. Tekirdağ Havzası Karotlarında Tane Boyu Analizleri

Tekirdağ havzasında tane boyu analizleri MNTKI-12 ve MNTKS-29 karotlarında yapılmış ve sonuçları aşağıda sunulmuştur.

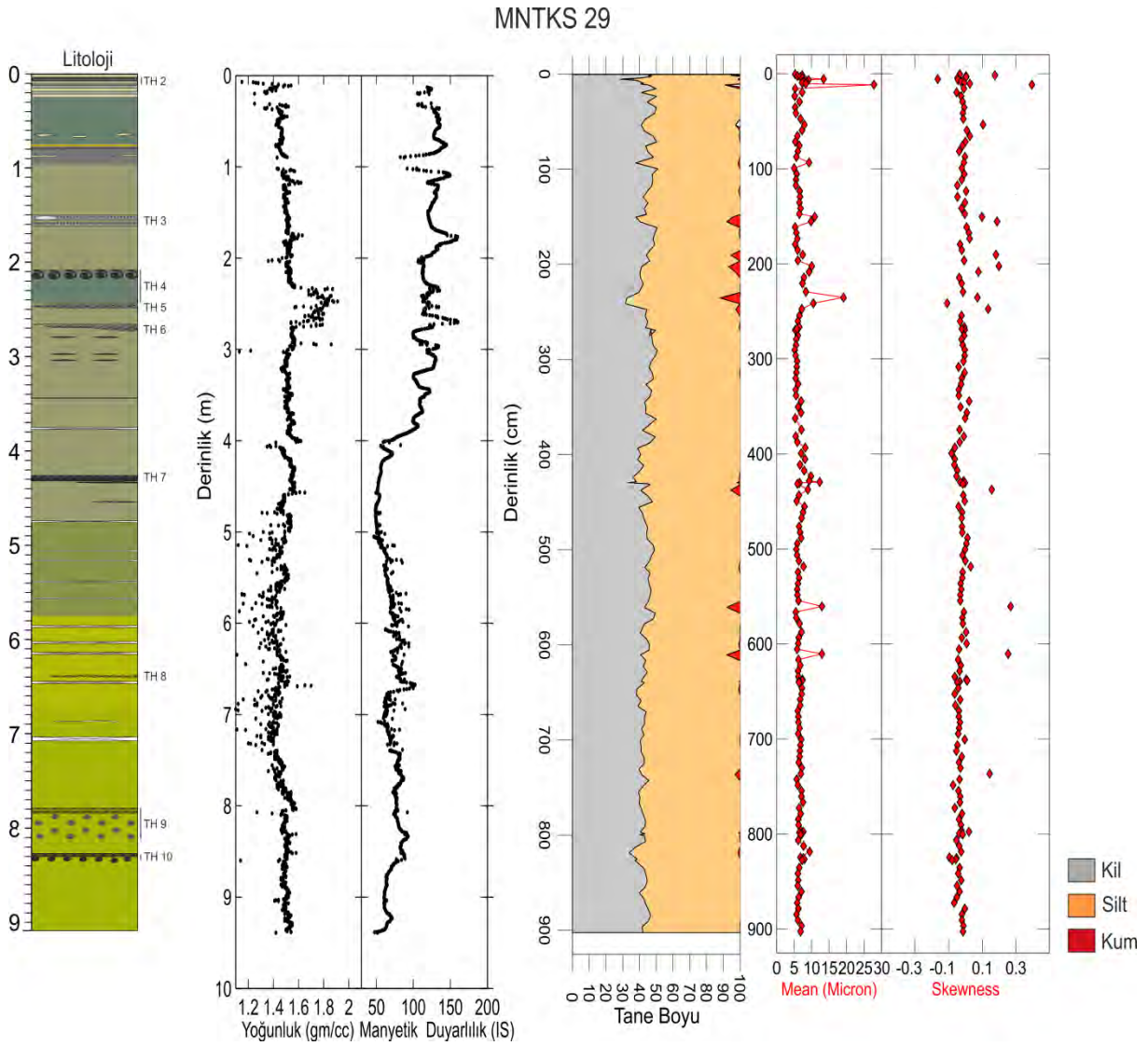
MNTKI-12 Karotu: Karotta yapılan tane boyu analizinden elde edilen bulgular Şekil 8.5'de sunulmuştur. Karot boyunca TH birimlerinin bulunduğu seviyelerde (33.5-37, 52-56, 59-71.5, 84-83.5 cm) az miktarda kum ve silt boyutundaki malzeme artış göstermektedir.



Şekil 8.5. MNTKI12 karotunun tane boyu analizi, litoloji ve radyografi grafikleri.

Karot boyunca aritmetik ortalama (mean) değerleri 5-12.5 μm arasında değişim göstermektedir. Aritmetik ortalama değerleri karotta kumlu ve özellikle silt boyutlu malzemenin pik verdiği yerlerde TH birimlerinde artış sergilemektedir. Bu seviyelerde aritmetik ortalama değerleri 12.5 μm 'ye varmaktadır. Sedimentlerin asimetriklik (skewness) değeri karot boyunca -0.1 ile 0.1 arasındadır ve taneler simetrik.

MNTKS-29 Karotu: Karotta yapılan tane boyu analizinden elde edilen bulgular Şekil 8.6'da sunulmuştur. Karot boyunca bazı seviyeler az miktarda kum içerirken, TH birimlerinin olduğu 208-243 cm, 248.4 cm seviyelerinde silt ve kum yüzdelerinde artış gözlenmektedir. Karotta normal çökeller siltli-killi malzemeden oluşmuştur.



Şekil 8.6. MNTKS29 karotunun tane boyu analizi grafiği.

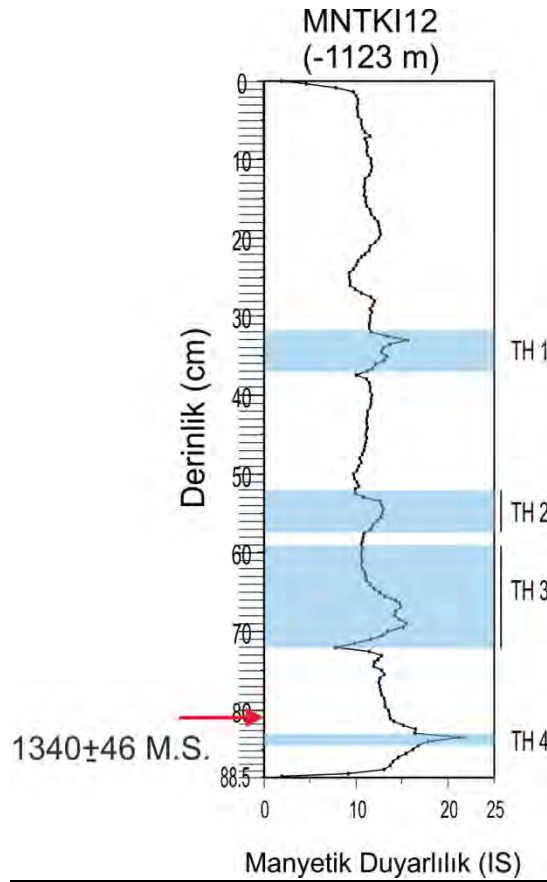
Karot boyunca aritmetik ortalama (Mean) değerler 5-30 μm arasında değişim göstermektedir. Aritmetik ortalama değerleri karotta bazı TH birimlerinin kumlu tabanlarında artış sergilemektedir. TH birimlerinin olduğu seviyelerde aritmetik ortalama 10 μm ile 27 μm 'ye ulaşmaktadır. Asimetriklik (skewness) değeri karot boyunca -0.3 ile 0.3 arasındadır. Taneler

çoğunlukla -0.1 ile 0.1 arasında olup simetriktir. Karotta kumlu seviyelerde asimetriklik değerleri -0.3'lere ulaşan daha negatif değerler almakta ve kabalaşma yönünden asimetriklik göstermektedir.

8.2.3. Tekirdağ Havzası Karotlarında Çok Sensörlü Karot Log Alıcı (MSCL) Analizleri

MNTKI-12 Karotu:

Karotta manyetik duyarlılık değerleri 5 u.S.I ile 20 u.S.I. arasında değişmektedir. Karotta manyetik duyarlılık değerlerindeki artış kırıntılı mineral girdisindeki artışla açıklanabilir. TH birimlerinde manyetik duyarlılık değerlerinde artış dikkati çekmektedir.



Şekil 8.7. MNTKI12 karotunun MSCL fiziksel özellikleri.

MNTKS-32 Karotu: Karotta yoğunluk değerleri alttan karotun en üstüne doğru azalan genel bir gidiş gösterirken; porosite değerleri bunun tersine artış göstermektedir (Şekil 8.8). Karotun yoğunluk profili 1.2 gm/cc ile 1.6 gm/cc arasında değişim göstermektedir. Yoğunluk değerleri karotun en üst kısmında sıkışmamış sulu çökellerde porositenin artmasına bağlı olarak azalmakta ve karotun en üst seviyesinde 1.2 gm/cc'e düşmektedir.

Karotta manyetik duyarlılık değerleri 5 u.S.I ile 15 u.S.I. arasında değişmektedir. Karotun manyetik duyarlılık profili, karotun en alt kısmından 400 cm'e kadar düşük seyreden değerler sunmaktadır. Manyetik duyarlılık eğrisindeki yaklaşık 15 u.S.I altındaki değerler, çökel istifinin sülfat indirgenme zonu altında, indirgeyici zonda bulunduğunu ve demir oksihidroksitlerin indirgenmesine işaret etmektedir. Karotta üste doğru manyetik duyarlılık

değerlerindeki artış kırıntılı mineral girdisindeki artışla açıklanabilir. TH birimlerinde manyetik duyarlılık değerlerinde artış dikkati çekmektedir.

Karotun elektrik direnci profilinde alttaki değerlerin yükseldiği gözlenmektedir (Şekil 8.8). Alt kısımdaki değerler 8 Ohm.m'ye ulaşmaktadır. Elektrik direncindeki bu tür yükselmeler, çökel gözenekliliğinin (porozitenin) artması ile ilişkilidir. Elektrik direnci karotun üst kısımlarında alt seviyelerine göre daha düşük değerler sergilemektedir.

MNTKS-29 Karotu: Karotun yoğunluk profili 1.2 gm/cc ile 1.6 gm/cc arasında değişim göstermektedir. Yoğunluk değeri yaklaşık 250 cm civarında 1.9 gm/cc değerine çıkmaktadır (Şekil 8.9). TH birimlerinin olduğu çamurlu seviyeler yoğunluğun yükseldiği değerler vermektedir. Karotun en üst kısmındaki yoğunluk değerlerindeki azalış üst çökel seviyelerinin daha sulu ve gevşek çökellerden oluşması nedeniyledir. Karotun manyetik susceptibilite profili 50 u.S.I. ile 150 u.S.I. arasında seyretmektedir. Karotun manyetik duyarlılık profili, karotun en alt kısmından 400 cm'e kadar düşük seyreden değerler sunmaktadır.

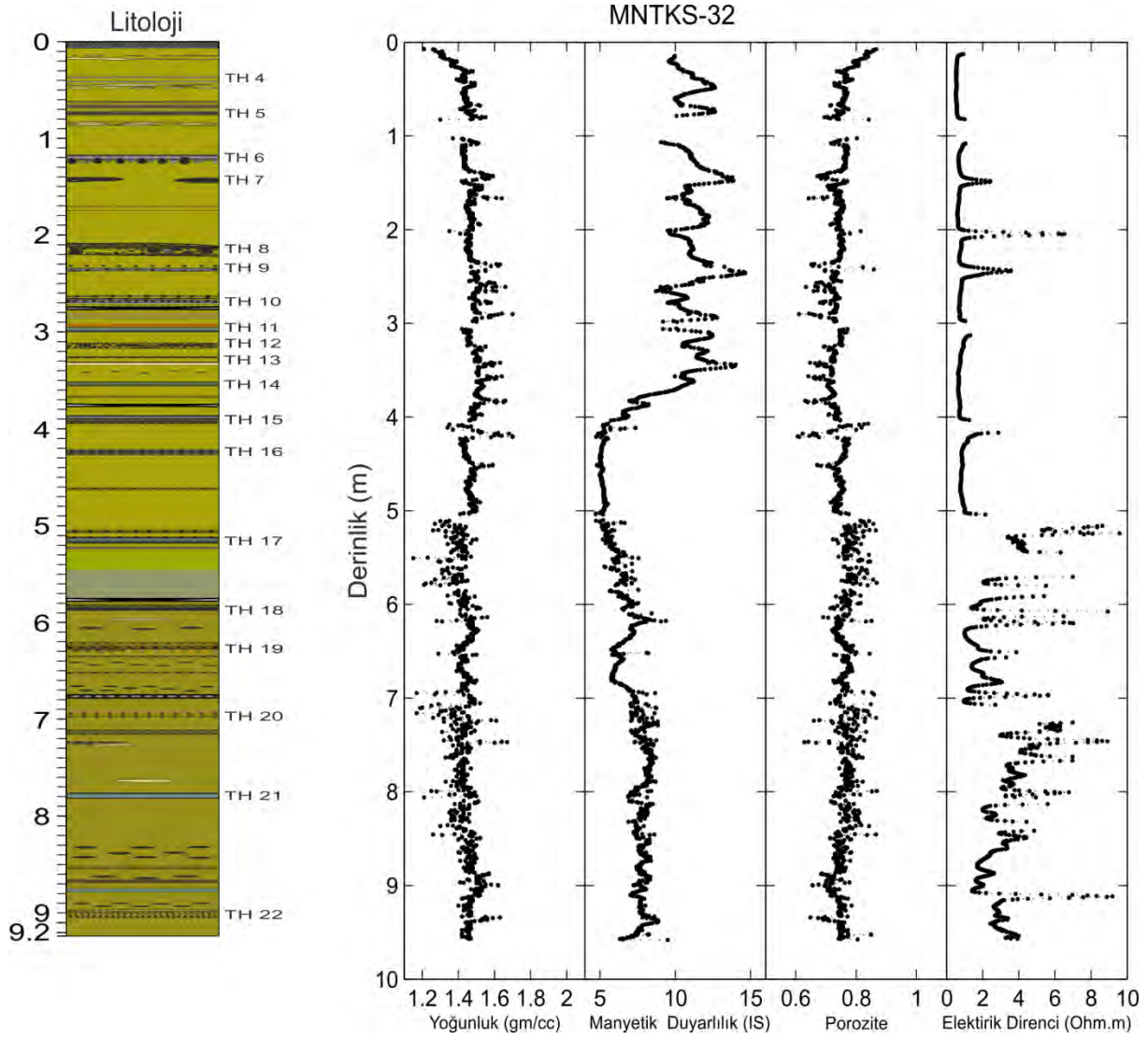
Manyetik duyarlılık eğrisindeki azalma bu birimlerin indirgeyici koşullarda bulunduğunu ve demir oksihidroksitlerin indirgenmesine işaret etmektedir. 910-860 cm'ler arasında manyetik duyarlılık değerlerindeki düşüş kavkı ve muhtemelen diğer düşük manyetik özellik gösteren mineraller içeri ile açıklanabilir.

Manyetik duyarlılık profilinin 400 cm'den karotun üst seviyelerine doğru artışı kırıntılı mineral girdisiyle açıklanabilir. TH birimlerinde manyetik geçirgenlik değerlerinde artış gözlenmektedir. Karotta hesaplanan porosite değerleri üste doğru genel bir artış göstermektedir. Bu sıkışma (compaction) nedeniyledir (Şekil 8.9). TH birimlerinin olduğu seviyelerde genel olarak %0.6'nın altında değerler izlemektedir. Karotun elektrik direnci profilinde alttaki değerlerin yükseldiği gözlenmektedir (Şekil 8.9). Alt kısımdaki değerler 4 Ohm.m'e ulaşmaktadır. Elektrik direncindeki bu tür yükselmeler, çökel gözenek suyu tuzluluğundaki değişimler ile ilişkilidir. Elektrik direnci karotun üst seviyelerinde alt seviyelerine göre daha düşük değerler sergilemektedir. Bunun nedeni porozitenin üst seviyelere artış göstermesindedir.

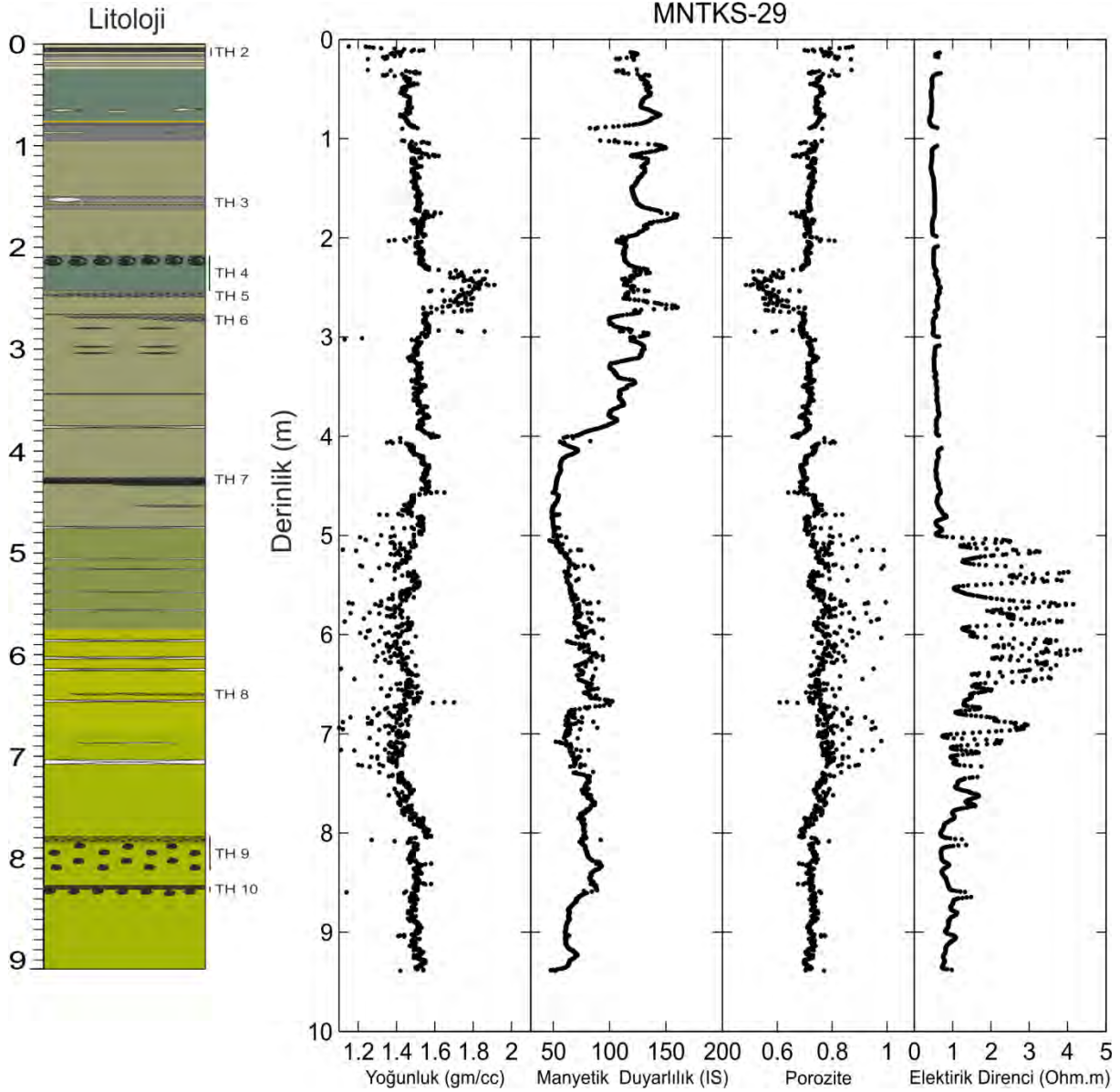
8.2.4. Tekirdağ Havzası karotlarının XRF Karot Tarayıcısı Analizleri

MNTKI-12 Karotu: Marmara Denizi Tekirdağ Havzası 1123 m su derinliğinden alınan MNTKI-12 karotunun X-Işınları tarayıcısı ile jeokimyasal bileşimi ve sedimanter yapısal özellikleri analiz edilmiştir (Şekil 8.10).

MNTKI-12 karotunda X-ışınları radyografi görüntüsünde 59-71 cm'ler arasındaki TH 3 birimi ile karotun en alt kısmında koyu renktedir (Şekil 8.9). Bu karotta Ti, Ca ve Zr gibi elementler değişik TH birimleri içerisinde değişik miktarlarda zenginleşmiştir. (Şekil 8.10). Mangan karotun üst kısmında kahverengi çamurdan oluşan 5-20 cm'ler arasında Akdeniz kökenli dip suyunun oksitleyici özelliği nedeniyle zenginleşme gösterirken, diğer yüksek Mn değerleri (pikleri) TH birimleri arasındaki dönemlere karşılık gelmektedir. Mn değerleri türbidit seviyelerinin olduğu 33.5-37, 52-56, 59-70 cm'ler arasında ise fakirleşme göstermektedir. Redoks koşullarına duyarlı olan bu Mn'nin zenginleşmesi, TH birimlerinin altında büyük olasılıkla oksijenli taban suları altında çökel içerisinde oksik/anoksik (oksijensiz) sınırında diyajenez sonucu olmuştur.



Şekil 8.8. MNTKS32 karotunun MSCL fiziksel özellikleri.



Şekil 8.9. MNTKS29 karotunun MSCL fiziksel özellikleri.

Karot boyunca kırıntı mineral girsisini temsil eden K ve redoksa duyarlı olan S değerlerinde belirgin bir değişim izlenmemektedir. Ca, Ti ve Zr elementleri kütle akması (TH1, TH2, TH3 birimleri içerisinde artış gösterirken; redoksa duyarlı olan Fe elementi ise azalma göstermektedir. Ca karotta 71-72 cm'ler arasında bulunan açık renkli bantta ve karotun 82 cm'den en altına doğru tekrar artış göstermektedir. Bu seviyedeki Ca artışı çökellerdeki kavkı içeriğinden kaynaklanmaktadır.

MNTKS-32: Marmara Denizi Tekirdağ Havzası -1123 m su derinliğinden alınan MNTKS32 karotunun X-Işınları tarayıcısı ile jeokimyasal bileşimi ve sedimanter yapısal özellikleri analiz edilmiştir (Şekil 8.11). Karotta görülen TH birimleri kumlu-siltli çamur X-ışınları sayısal radyografide koyu renkli kalın bantlar şeklinde görülmektedir (radyografi görüntüsü için bkz. Şekil 8.3). Radyografide görülen yapısal özellikler karot tanımları kısmında verilmiştir.

Karotta Ca bazı TH birimlerinin kaba taneli taban kısımlarında yüksek kavkı içeriğine bağlı olarak zenginleşmiştir. K, Ti, ve Zr bazen birlikte bazen ayrı ayrı kırıntı minerallere bağlı olarak yine TH birimlerinin kum-silt tabanında zenginleşmiştir.

MNTKS-29 karotu: Marmara Denizi Tekirdağ Havzası 1117 m su derinliğinden alınan MNTKS29 karotunun X-Işınları tarayıcısı ile jeokimyasal bileşimi ve sedimanter yapısal özellikleri analiz edilmiştir (Şekil 8.12). Karotta görülen TH birimleri kumlu-siltli çamur X-ışınları sayısal radyografide koyu renkli kalın bantlar şeklinde görülmektedir (radyografi görüntüsü için bkz. Şekil 8.11). Radyografide görülen yapısal özellikler karot tanımları kısmında verilmiştir.

Karotta 208 ve 243 cm'ler arasında *Ca Mytilus sp.*, *Turritella sp.*, *Dreissena sp.* gibi kavkizenginleşmesine bağlı olarak TH-4/KS29 birimi içerisinde zenginleşmiştir (Şekil 8.11). K, Ti, ve Zr kırıntı minerallere bağlı olarak yine TH birimleri içerisinde zenginleşmiştir. Karot boyunca Fe ve S değerlerinde belirgin bir değişim izlenmemektedir. Demir (Fe), FeS bantlarının bulunduğu 276.5 ile 306.5 cm'ler arasında artış göstermektedir.

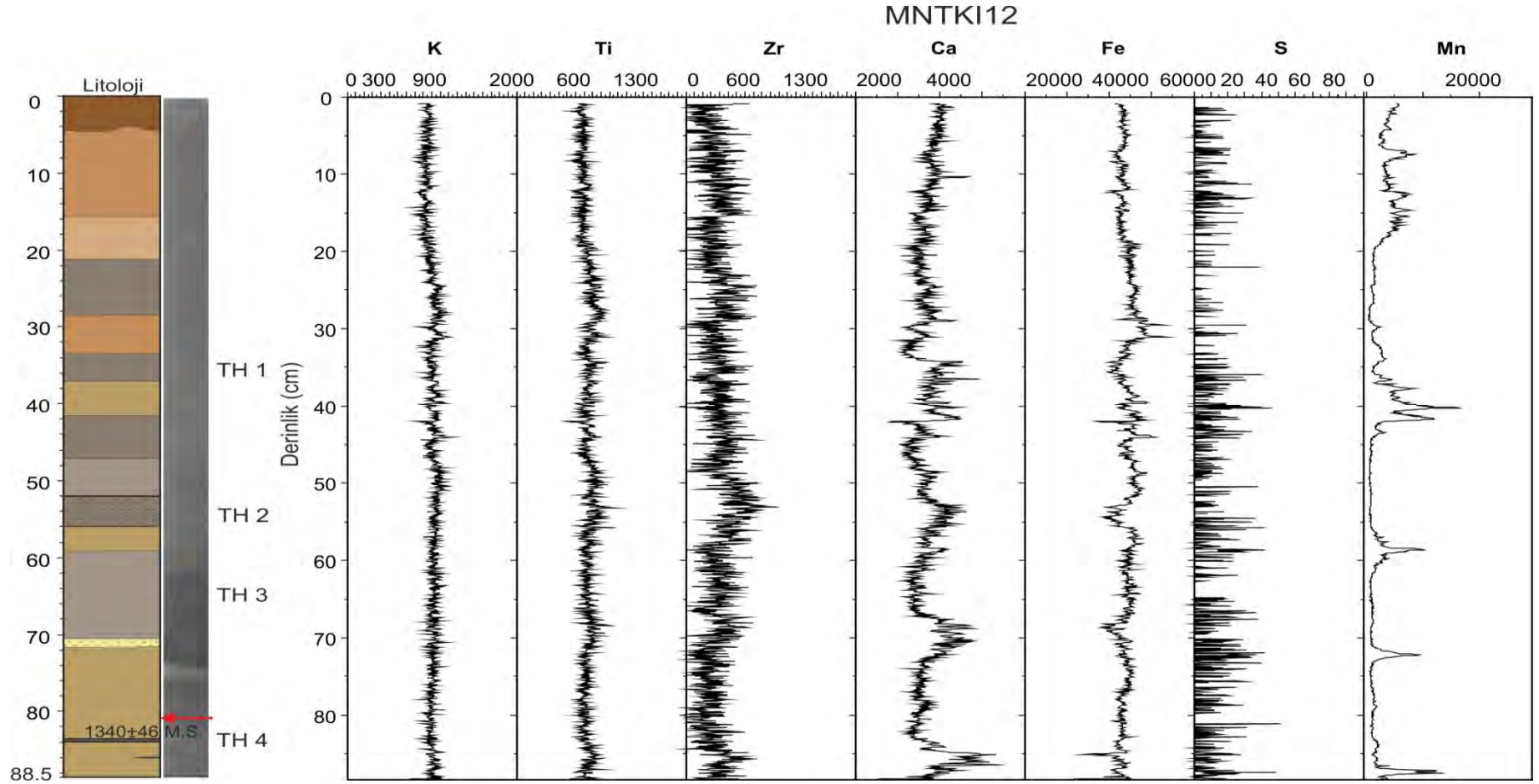
Mangan TH birimlerinin altında belirgin bir zenginleşme sergilerken, bu birimlerin içerisinde fakirleşme göstermektedir. Redoksa duyarlı olan bu elementin bu davranışı, diğer karotlarda olduğu gibi, türbidit seviyesi çökmeden (olasılıkla depremden önce) deniz tabanına yakın bir kısımda Mn'nın diyajenetik olarak subokzik zonda zenginleşmesi ve bu zonun daha sonra TH birimince örtülmesi ile açıklanabilir.

8.2.5. Tekirdağ Havzası Yaş Tayini Analizleri

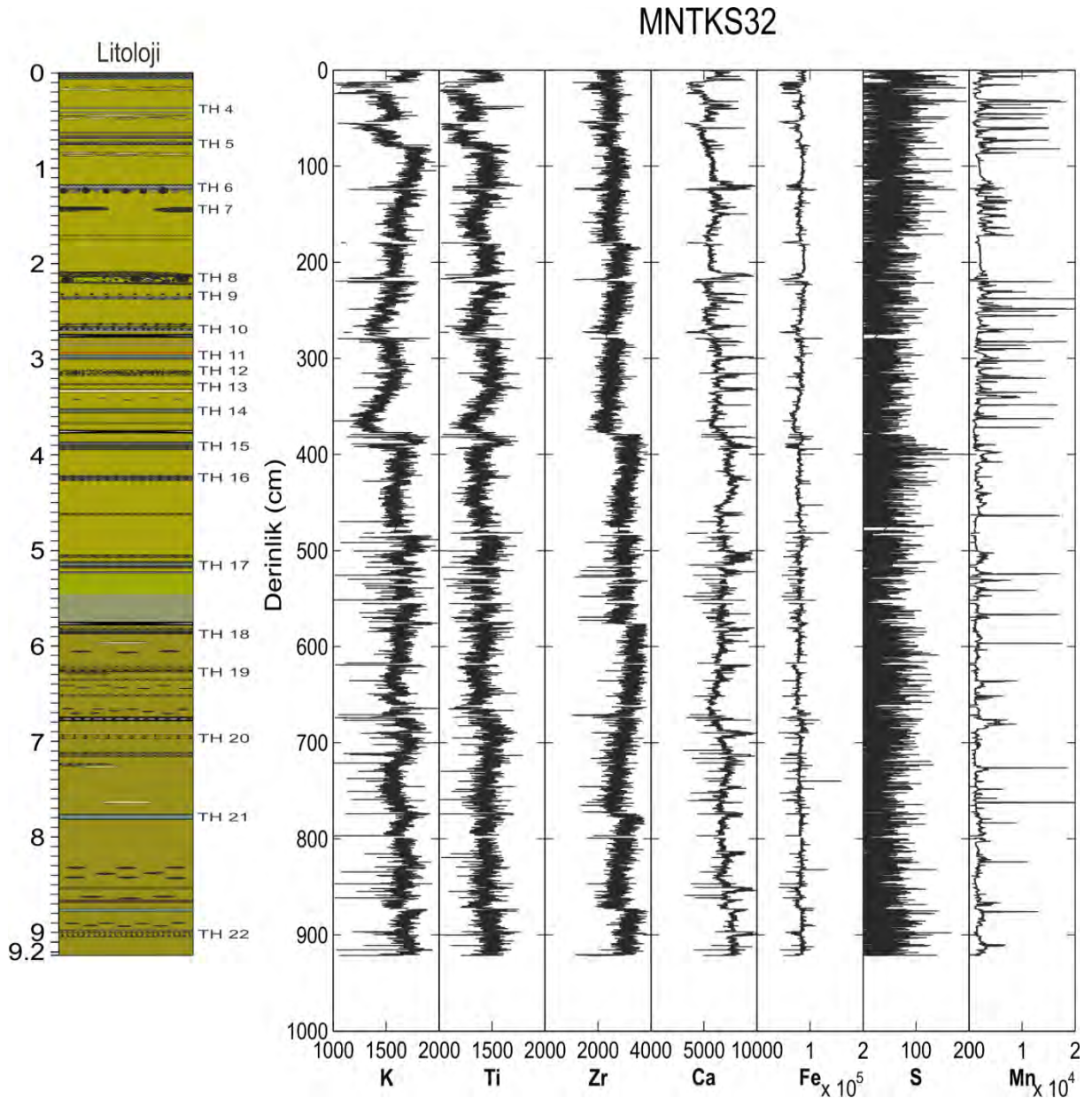
MNTKI12, MNTKS32 ve MNTKS29 karotlarının AMS ¹⁴C analizi sonuçları Tablo 8.1'de verilmektedir. Ayrıca MNTKI-12 karotunda ²¹⁰Pb ve ¹³⁷Cs analizleri yapılmıştır. Bu analizler karotun sulu çamur olan üst 10 cm'sinin büyük olasılıkla taşınma sırasında karıştığını göstermektedir (Şekil 8.13). Üst birkaç cm'de 6-8 mBq/g olan ¹³⁷Cs değerleri 20 cm'nin altında iyice tükenmektedir. Bu hızlı azalma 20 cm karot derinliğindeki yaşın nükleer denemelerin başladığı 1950'li yıllara işaret etmektedir.

Yüzeyde 175 mBq/g'dan başlayan ²¹⁰Pb değerleri, 18 cm derinlikte 140 mBq/g'a düşmektedir. 18 cm'den başlayarak düzenli ve hızlı düşen ²¹⁰Pb değerleri 25 cm-30 aralığında 40 mBq/g seviyesine düşmektedir. 20-40 cm'ler arasında THB-1'in varlığı nedeniyle salınımlar gösteren değerler, 50 ve 55 cm'de 20-26 mBq/g gibi Ra'dan kaynaklanan çok düşük değerlere ulaşmaktadır. THB-1'in altında, 40 cm derinlikte başlayan düşük ²¹⁰Pb değerleri, bu izotopun yarılanma ömrünün dört-beş katına (yaklaşık 100 yıl öncesi) ulaştığını göstermektedir. Buradan karotta bulunan TH1 biriminin yaşının yaklaşık G.Ö. 100 yıl olduğu söylenebilir.

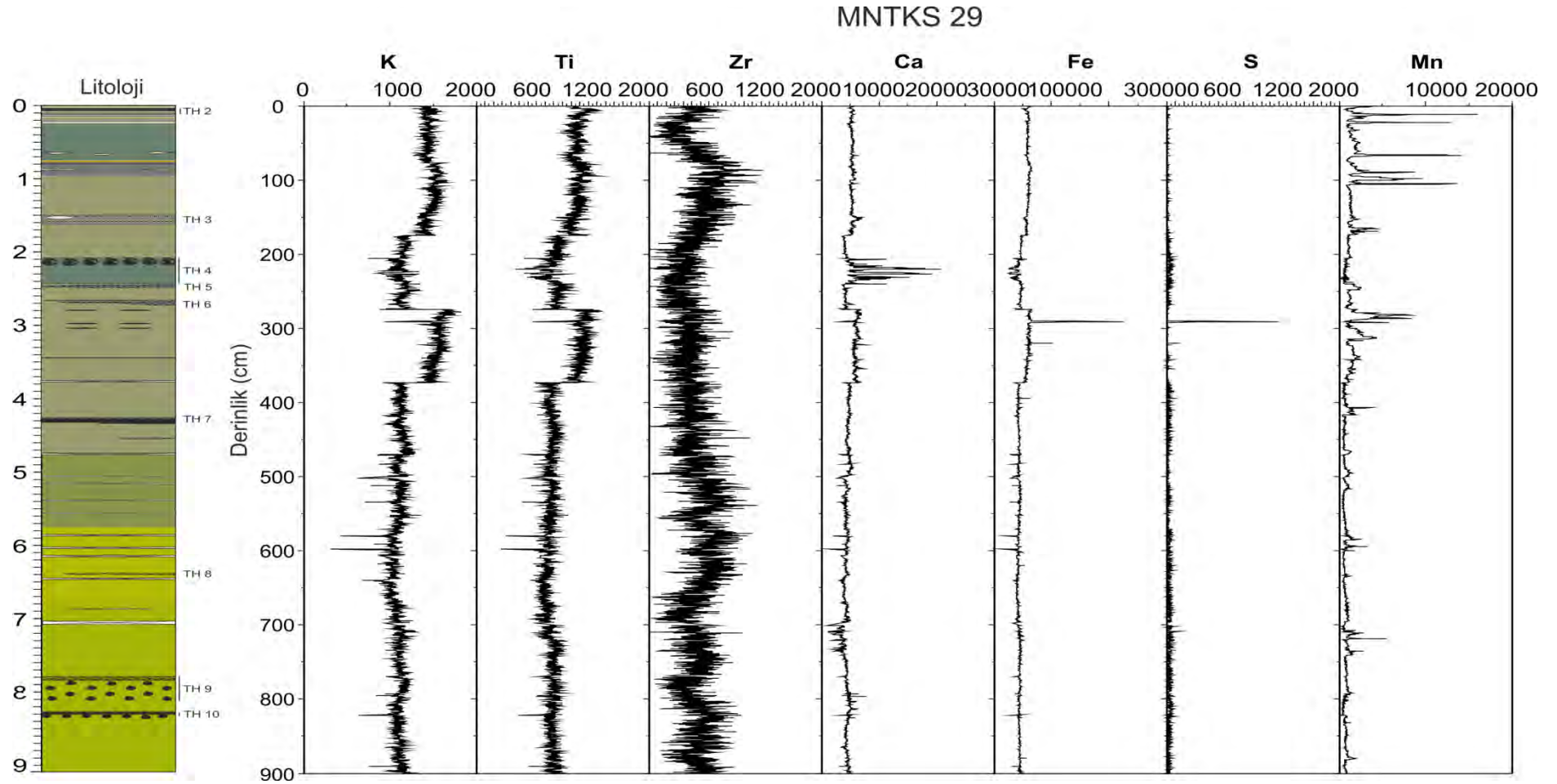
MNTKI 12 karotunda tanımlanan üç adet TH biriminin en alttakinin altında karotun 80-82 cm seviyesinden alınan kalibre AMS C-14 yaşı MS 1340±48 yıldır (Tablo 8.1). Buna bu TH birimi aynı yerden alınan MNTKS-32 karotunda en üstte tanımlanan ve tabanından alınan yaşı 1270±31 olan TH birimi (TH4) ile denestirilebilir (Şekil 8.14 ve 8.15). Daha önce de açıklandığı üzere, buradan MNTKS-32 karotunun alınması sırasında üst kısmının kaybolduğu (korunmadığı) anlaşılmaktadır.



Şekil 8.10. Marmara Denizi Tekirdağ Havzası'ndan alınan MNTKI-12 karotunun karot tarayıcısı analizleri. Karotun sayısal renk ve X-ışınları radyografi görüntüleri. Element konsantrasyonları saniyede sayımdır (cps).



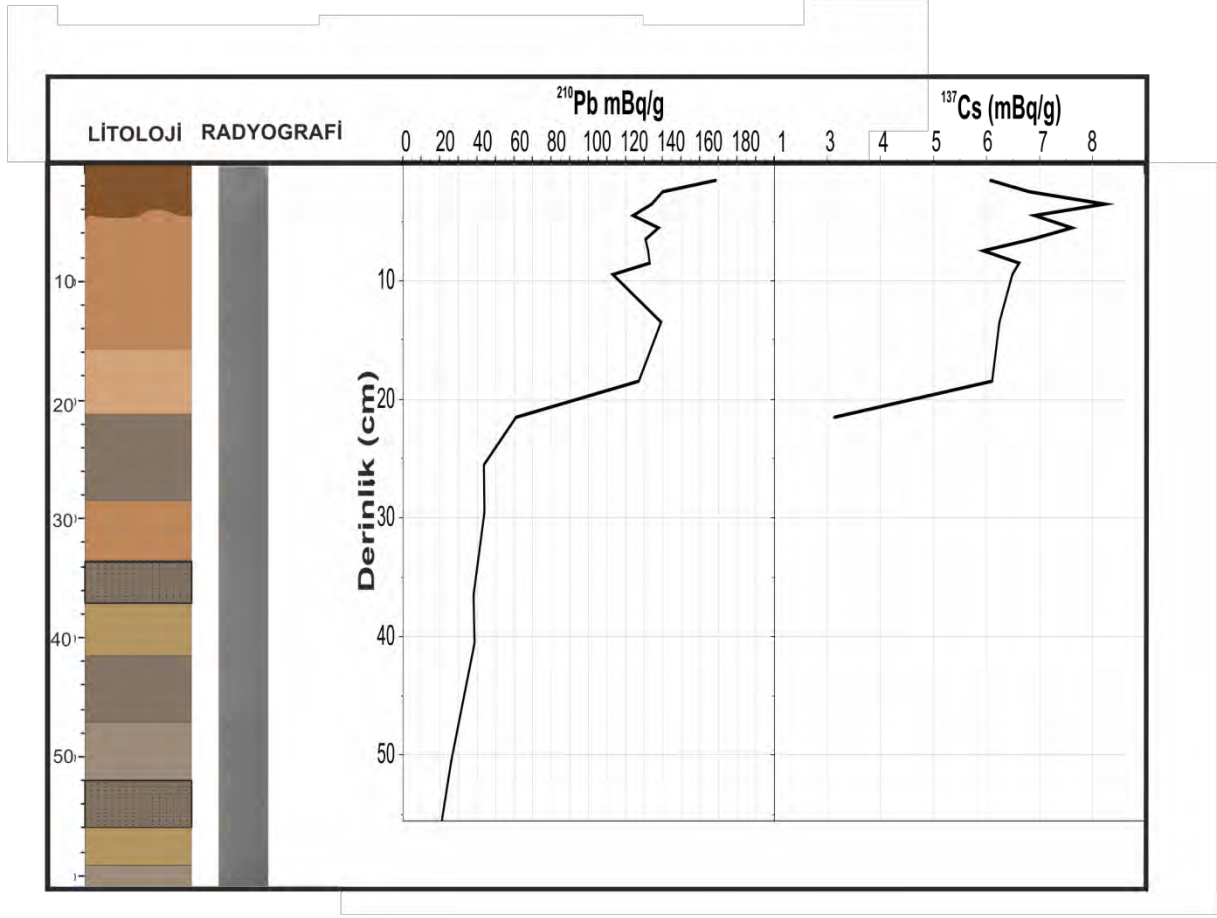
Şekil 8.11. Marmara Deniz'i Tekirdağ Havzası'ndan alınan MNTKS32 karotunun karot tarayıcısı analizleri. Karotun sayısal renk ve X-ışınları radyografi görüntüleri. Element konsantrasyonları saniyede sayımdır (cps).



Şekil 8.12. Marmara Deniz'i Tekirdağ Havzası'ndan alınan MNTKS29 karotunun karot tarayıcısı analizleri. Karotun sayısal renk ve X-ışınları radyografi görüntüleri. Element konsantrasyonları saniyede sayımdır (cps).

Tablo 8.1. Tekirdağ Havzası AMS radyokarbon yaş verileri.

Karot Adı	Derinlik (cm)	Fosil İçeriği	Kalibre edilmemiş yaş	Kalibre edilmiş yaş ($\pm 1\sigma$)
MNTKI 12	80-82 cm	Foram, ostrakod, kavkı, gastropod	1130 \pm 40 G.Ö.	1340\pm46 M.S.
MNTKS32/Bölüm 1	41,5-43,5 cm	Foram, ostrakod, kavkı, gastropod	1210 \pm 25 G.Ö.	1270\pm31 M.S.
MNTKS32/Bölüm 1	76-78 cm	Kavkı, foram, ekinit plakası	1550 \pm 25 G.Ö.	940\pm48 M.S.
MNTKS32/Bölüm 2	46,5-48,5 cm	Foram, ostrakod, kavkı, ekinit plakası	2260 \pm 30 G.Ö.	180\pm54 M.S.
MNTKS32/Bölüm 3	92-94 cm	Foram, ostrakod, kavkı, gastropod	2720 \pm 25 G.Ö.	380\pm45 M.Ö.
MNTKS32/Bölüm 4	42,5-44,5 cm	Foram, ostrakod, kavkı, ekinit plakası, gastropod	3150 \pm 25 G.Ö.	880\pm52 M.Ö.
MNTKS32/Bölüm 4	81,5-83,5 cm	Foram, ostrakod, kavkı, ekinit plakası, gastropod	3240 \pm 30 G.Ö.	990\pm68 M.Ö.
MNTKS32/Bölüm 5	18-20 cm	Foram, ostrakod, kavkı, ekinit plakası, gastropod	3390 \pm 25 G.Ö.	1210\pm65 M.Ö.
MNTKS32/Bölüm 5	51,5-53,5 cm	Bivalv, gastropod, foram, ekinit plakası	3290 \pm 30 G.Ö.	1060\pm70 M.Ö.
MNTKS32/Bölüm 8	22,3-24,8 cm	Foram, ostrakod, kavkı, ekinit plakası, gastropod	4260 \pm 35 G.Ö.	2320\pm78 M.Ö.
MNTKS32/Bölüm 9	6-8 cm	Foram, ostrakod, kavkı, ekinit plakası, gastropod	4390 \pm 45 G.Ö.	2490\pm72 M.Ö.
MNTKS32/Bölüm 10	31-33 cm	Foram, ostrakod, kavkı, ekinit plakası, gastropod	4760 \pm 50 G.Ö.	2950\pm68 M.Ö.
MNTKS29/Bölüm 9	58-60 cm	Foram, kavkı, ekinit plakası, gastropod	4110 \pm 30 G.Ö.	2090\pm67 M.Ö.



Şekil 8.13 MNTKI-12 çökel/su arayüzey karotunun ^{210}Pb profili.

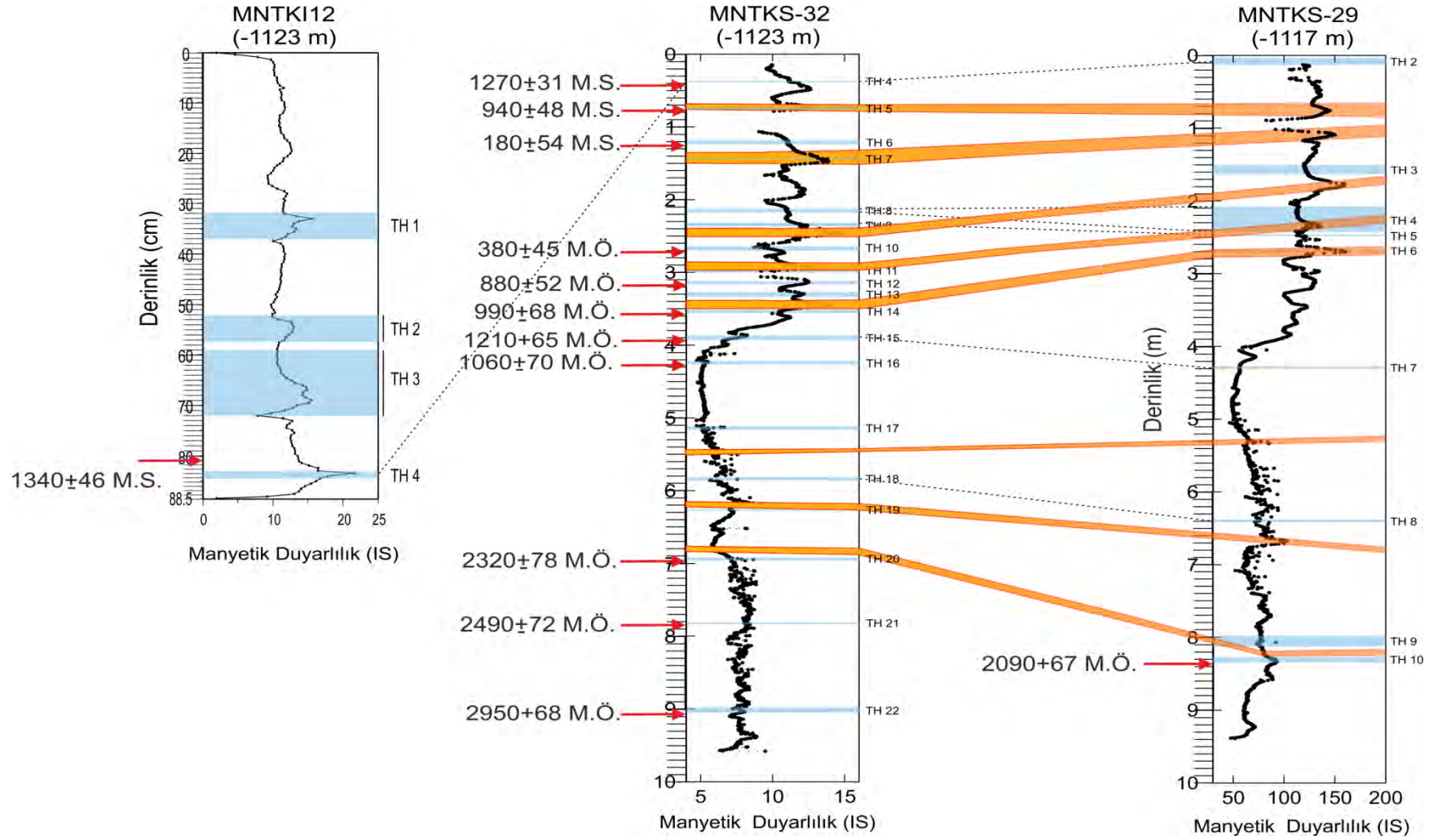
8.3. Marmara Denizi Tekirdağ Havzası Karotlarında deprem kayıtları ve tarihsel deprem kayıtları ile denştirilmesi

MNTKS-32, MNTKS-29, MNTKI-12 karotlarındaki türbidit-homojenit (TH) birimleri değişik sedimentolojik, fiziksel ve jeokimyasal özellikleri ile birlikte X-Işınları radyografi görüntüsü, MSCL fiziksel ve XRF karot tarayıcı jeokimyasal analizleri (MNTKS 32 karotu) ve tane boyu analizleriyle iyi bir şekilde tanımlanabilmektedir. TH birimleri tabanlarında çoğunlukla çoklu kum bantları (laminaları) ve üstte homojen çamur birimleri ile tanımlanmaktadır. Genellikle bu birimler yüksek yoğunluk ve manyetik duyarlılık değerlerine sahiptir. TH birimlerinin taban kısımları Ti, K ve Zr ve bazen Ca gibi elementlerce zenginleşmiştir. Ca zenginleşmesi sığ kısımlardan kütle akması ile gelen kavkı ve kavkı parçaları nedeniyledir. Ti, K ve Zr gibi litofil elementlerin taban kısmında zenginleşmesi silikat ve zirkon, ilmenit ve rutil gibi ağır ve duraylı minerallerin TH tabanlarında zenginleşmesi ile açıklanabilir. Mangan (Mn), türbidit deviyesinin altında belirgin bir zenginleşme, içerisinde ise azalma göstermektedir. Redoksa duyarlı olan bu elementin zenginleşmesi, daha önce duraylı karbon izotop analizleriyle diğer havza karotlarında da açıklandığı üzere, oksijenli (oxic) taban suları altında çökel içerisinde okzik/anokzik sınırında diyajenez sonucu olmuştur.

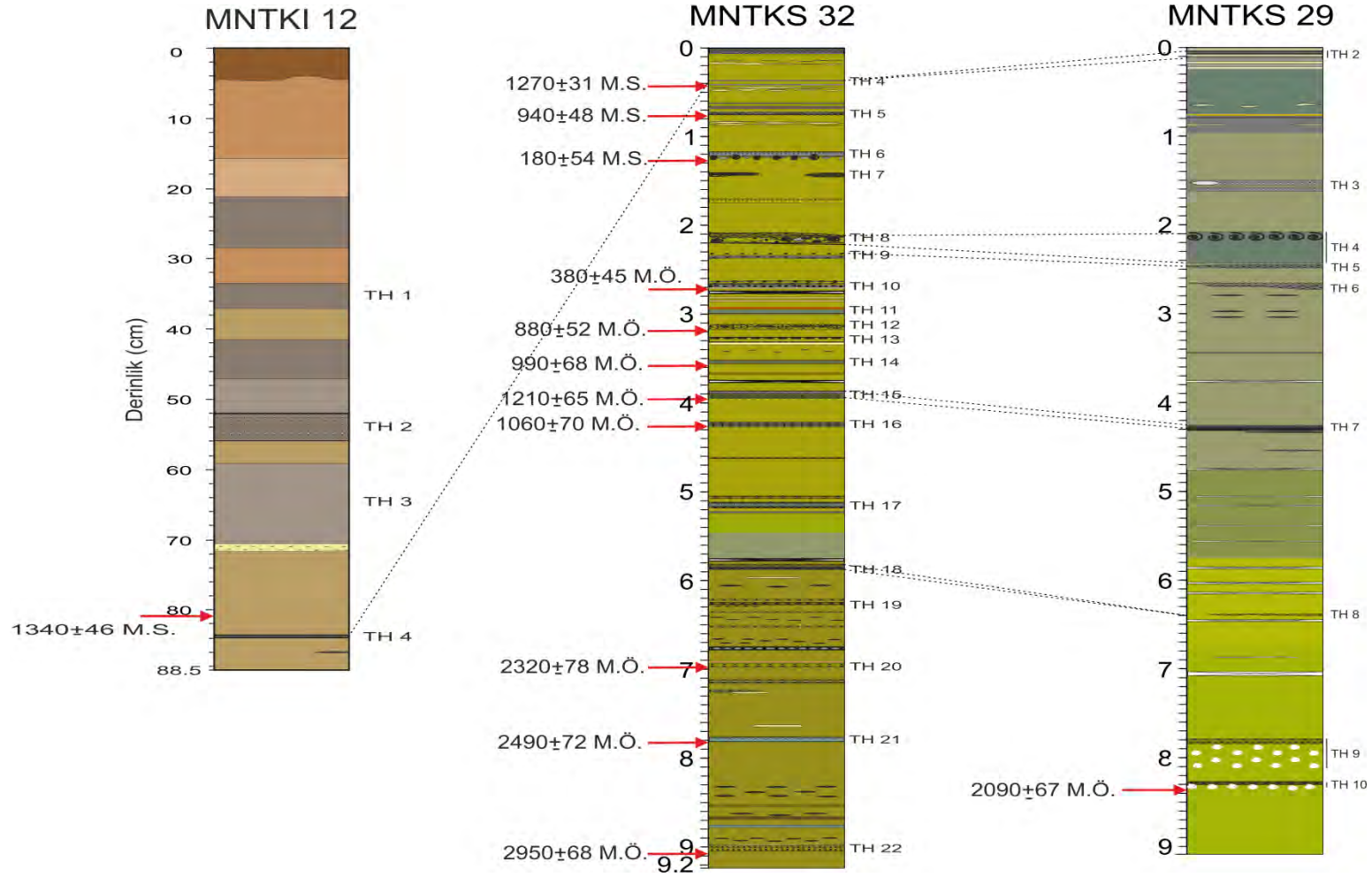
MNTKI 12 karotunda dört adet TH Birimi tanımlanmıştır. Karotun 80-82 cm seviyesinden alınan kalibre AMS C-14 yaşı M.S. 1340±48 yıldır (Tablo 8.1; Şekil 8.14). Bölüm 8.2.5’de

açıklandığı üzere MNTKI-12 karotunda ^{210}Pb değerlerinin 33.5-37 cm aralığındaki kütle akması birimi TH-1'in üstünde hızlıca azalarak, altında Ra destekli düşük değerlere ulaşması bu birimin yaşını yaklaşık olarak 100 yıl olarak vermektedir. Bu tarih de $M=7.4$ 1912 Mürefte depremi ile örtüşmektedir. Buna göre karottaki çökme hızı yaklaşık 3 mm/ yıldır. Bu çökme hızı dikkate alındığında, üst dokanakları 52 cm ve 59 cm karot derinliğinde bulunan ve birbirinden sadece 3 cm aralıkla ayrılan TH3 ve TH2 birimlerinin yaşı yaklaşık G.Ö. 200 yıldır (M.S. 1800). Bu tarihe en yakın ve olası büyük deprem kaydı $M=7.1$ Mayıs ve $MM=7.4$ Ağustos 1766 depremleridir (Ambraseys ve Finkel, 1995; Ambraseys, 2002b; Guidoboni v.d., 1994). TH3 ve TH2 birimleri, olasılıkla aynı deprem veya birbirine çok yakın (maksimum 10 yıl aralıkla) oluşmuş iki deprem tarafından tetiklenmiştir.

MNTKI-12 karotunda TH4 birkaç mm kalınlığında alt dokanağı keskin bir kum laminası ile temsil edilen TH4 biriminin 2 cm üstünden alınan kalibre AMS radyokarbon yaşı M.S. 1340 ± 46 yıldır (Şekil 8.14). Aynı lokasyondan alınan MNTKS-32 piston karonuda en üstteki TH birimini hemen altından alınan AMS radyokarbon yaşı ise M.S. 1270 ± 31 yıldır. Bu yaşlar gözönüne alındığında, MNTKI-12 karotunun en altındaki TH4 birimi ile MNTKS-32 karotunun en üstündeki TH birimi deneştirilebilmektedir (8.15). Böylece MNTKS-32 karotunun alımı sırasında karotunun üst kısmının kaybı söz konusudur. TH4 biriminin altından ve üstünden alınan M.S. 1270 ± 31 ve M.S. 1340 ± 46 yaşları bu birimin bu dönemde oluşmuş depremlerden M.S. 1265 ve M.S. 1344 depremleri ile eşleştirilebileceğini göstermektedir. 12-15 Ağustos 1296 depremi sırasında, Tarihçi Georgios Pakhymeres (1242-1310) Marmara Adası'ndan denize büyük bir yamaç kayması olduğundan ve bunun dalgalar oluşturduğundan bahsetmektedir (Ozansoy, 2001). 6 Kasım 1344 depremi, Trakya kıyılarını etkilemiş ve Ganos kalesini (günümüz Gaziköy) yıkmıştır (Ozansoy, 2001; Erel v.d., 2008).



Şekil 8.14. Tekirdağ Havzası karotlarının manyetik duyarlılık değerleri ile stratigrafik deneştirilmesi.



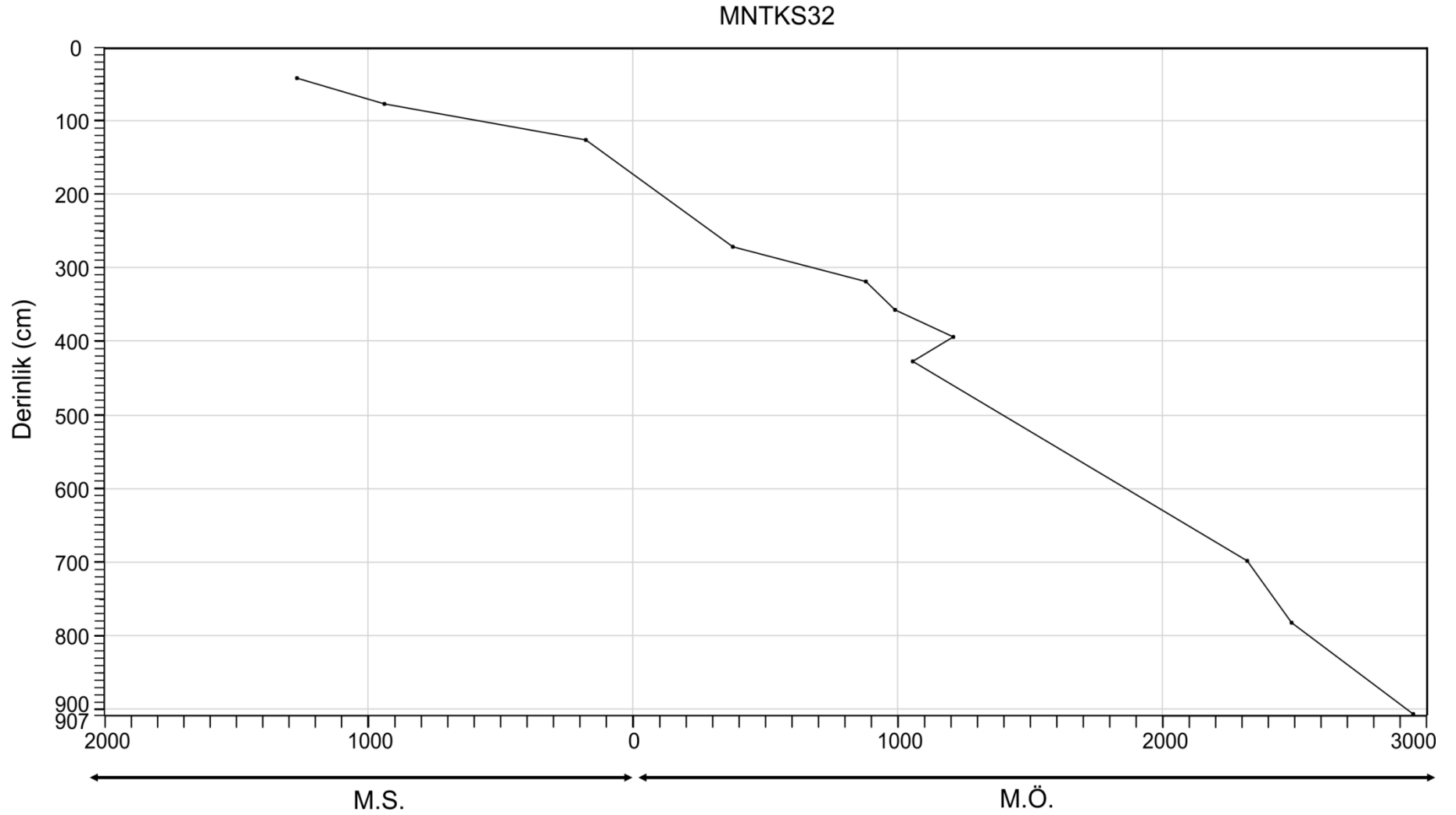
Şekil 8.15. Tekirdağ Havzası karotlarında TH birimleri ve stratigrafik deneştirilmesi.

MNTKS-32 karotunda TH5 biriminin yaşı hemen altından alına AMS radyokarbon tarihine göre M.S.940±48'dir. Bu tarih aralığında en yıkıcı tarihsel depremler M.S. 989 ve 945 depremleridir. Bunlardan M.S. 945 depremi (I=VI) İstanbul'u etkileyen ve ayrıntılı Bizans kaydı olan bir depremdir (Guidoboni v.d., 1994). Ancak, bu kayıtla daha uyumlu olan deprem 26 Ekim 989 depremidir. Zira bu deprem hem Trakya'da hem de İstanbul'da etkili olmuştur (Erel v.d., 2008).

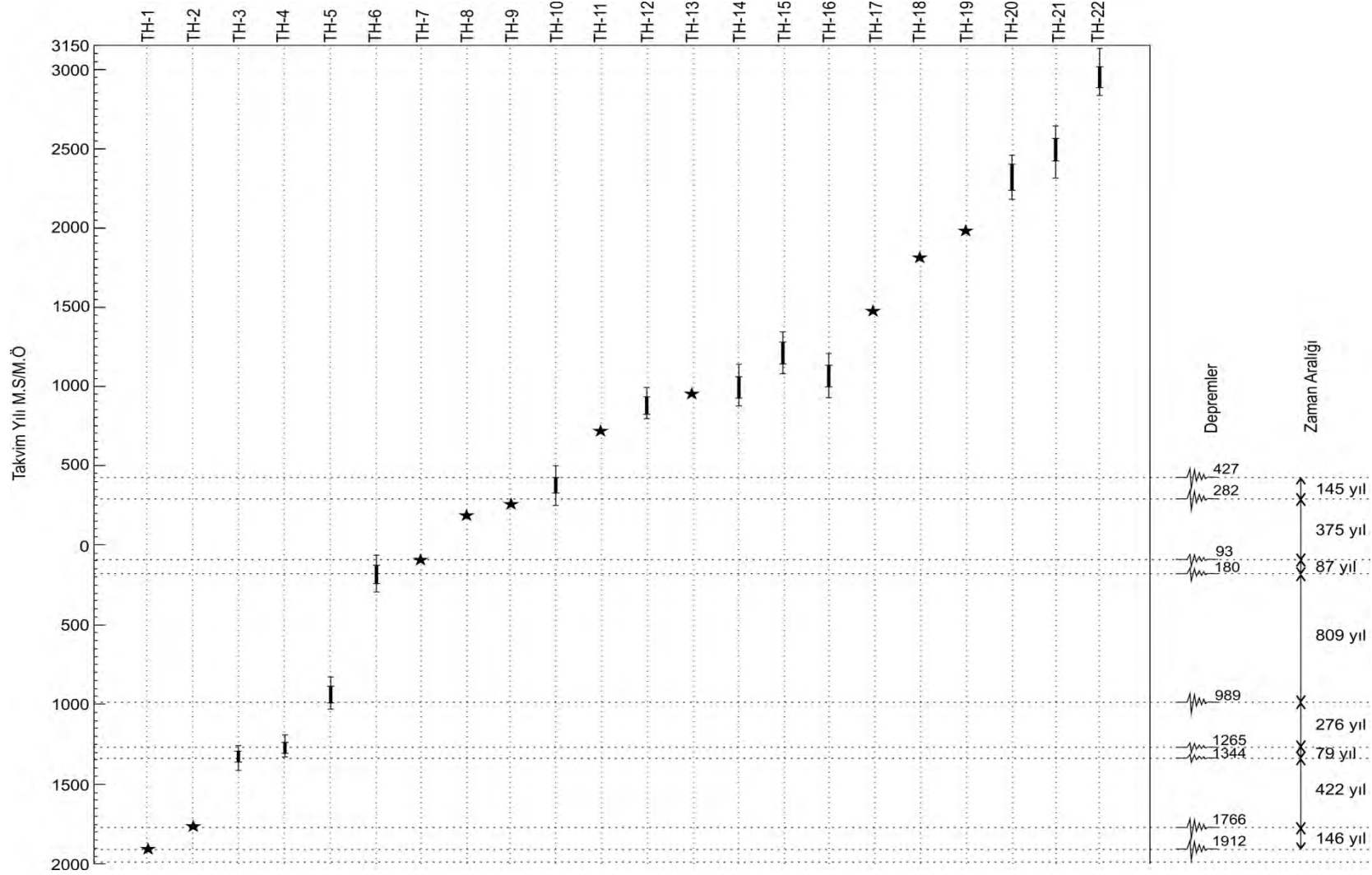
TH6 biriminin altından alınan yaş M.S.180±54'dür. Ambraseys (2006)'ya göre tam da bu tarihte Marmara Denizi'nde Ms= 7.3 olan bir deprem oluşmuştur. Bu tarihlerde oluşan diğer bir deprem ise güney ve doğu Marmara kıyılarını etkileyen M.S.170 depremidir (Ambraseys, 2002b). TH7 biriminin yaşı MNTKS-32 karotunun yaş-derinlik modeline göre M.S. 100 yılıdır. Bu tarihe yakın M.S. 93 yılındaki depremin Saros ve Gelibolu'yu etkilediği belirtilmiştir (Erel v.d., 2008).

Daha önceki bölümlerde de belirtildiği gibi, Milattan Önceki (M.Ö.) dönemde tarihsel deprem kayıtları seyrek ve güvenilir değildir. Bu dönemde MNTKS-32 karotunda TH8'den TH22'ye kadar olan birimler gerek AMS radyokarbon yaşlarına gerekse yaş-derinlik modeline göre sırası ile yaklaşık M.Ö. 180, 250, 380±45, 700, 880±52, 930, 990±68, 1210±65, 1060±70, 1470, 1800, 1980, 2320±78, 2490±72 ve 2950±68 yıllarında oluşmuş depremlere karşılık gelmektedir (Şekil 8.17). TH9 (M.Ö. 250) kaydı, M.Ö. 282 depreminin tarihi ile uyumludur (Erel v.d., 2008). TH15 ve TH16 birimlerinin radyokarbon yaşları arasında stratigrafik konumlarına göre küçük bir tersinme söz konusudur. Ancak, bu iki radyokarbon yaşı hata limitleri içerisinde büyük ölçüde örtüşmektedir.

Karottaki yaklaşık M.Ö. 380±45 yılı radyokarbon yaşına sahip TH10 birimi, olasılıkla Çınarcık Çukurluğu ve İzmit Körfezi'nde de kaydı görülen M.Ö. 427 depreminin kaydıdır (Şekil 8.17). Tekirdağ Havzasında yayınlanan önceki çalışmalarda, bu çalışmamızda bulunan çökel kayıtlarının bir kısmı bulunmuştur. Ganos Dağı'nın deniz altında kalan yamacında fay üzerinde küçük bir çek-ayır havzada McHugh v.d. (2006) ve Tekirdağ Havzası içerisinde Drab v.d. (2012); 1912 Mürefte, M.S. 1766, 1354 veya 1343, 1063, 557 veya 437 depremlerinin kayıtlarını bulmuştur.



Şekil 8.16. Tekirdağ Havzası'nda MNTKS-32 karotunun yaş-derinlik modeli.



Şekil 8.17. Tekirdağ Havzası'nda MNTKS-32 karotunda TH birimlerinin tarihsel depremlerle denştirilmesi. Yıldızla gösterilen depremlerin yaşları Şekil 8.16'daki yaş modeline göre bulunmuştur.

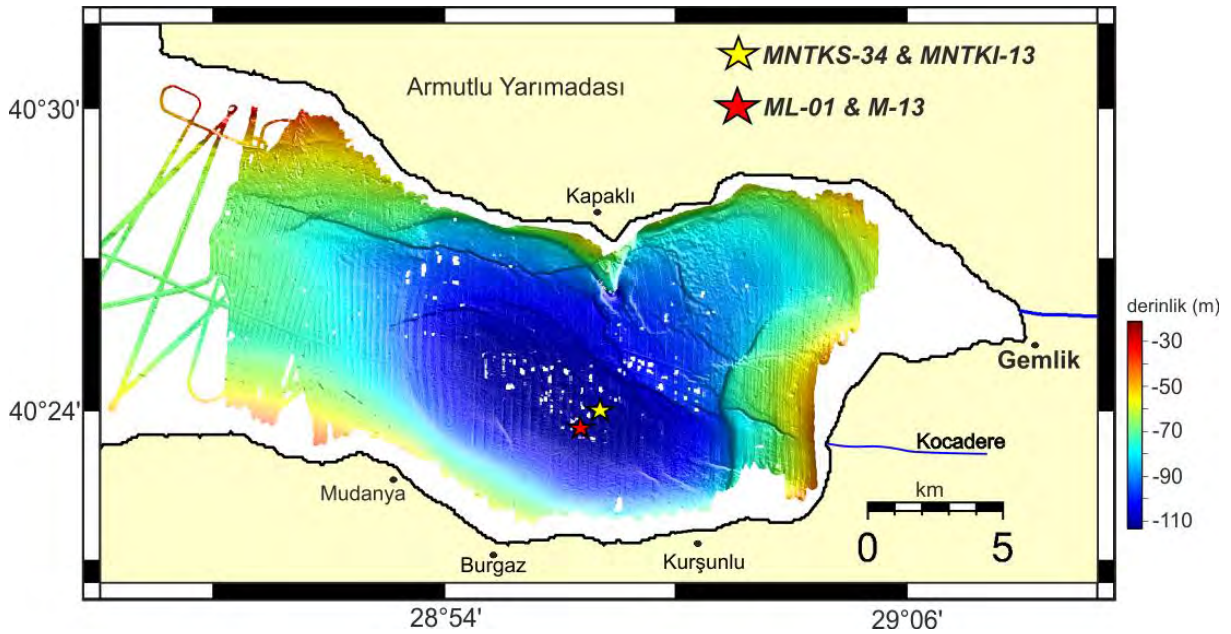
MNTKS-32 ve MNTKI-12 karotlarının alındığı lokasyonda son 5000 yılda depremlerle tetiklendiğini düşündüğümüz 22; veya TH-2 ve TH-3 birimlerinin aynı depremin (1766 depremi) kaydı olduğu düşünüldüğünde 21 türbidit-homojenit (TH) birimi bulunmaktadır. Buna göre Tekirdağ havasındaki ana fay segmenti üzerindeki ortalama deprem tekrarlanma aralığı 230-240 yıldır. Birbirini izleyen iki deprem arasındaki zaman aralığı fazla düzenli olmayıp, yaklaşık 150 yıl ile 765 yıl arasında değişmektedir.

MNTKS29 karotunun tabanına yakın kısmından elde edilen AMS ^{14}C yaşına (G.Ö. 4110 ± 30 ^{14}C yılı; kalibre yaş: M.Ö. 2090 ± 67 yıl) göre, bu karotta yaklaşık son 4000 yılda 10 adet TH birimi çökelmiştir. Bu sonuç, havza depo merkezinden alınan MNTKS-32 ve MNTKI 12 karotlarına göre Tekirdağ havzasının daha sığ kısmından (su derinliği 1117 m) alınan MNTKS29 karotunun tüm TH birimlerini içermediğini göstermektedir. Bu da tüm deprem kayıtlarının elde edilmesi için havzalarda depo merkezlerinin (en derin yerlerinin) örneklenmesi gerektiğine işaret etmektedir.

9. MARMARA DENİZİ GEMLİK KÖRFEZİ KAROT ÇALIŞMALARI

9.1. Gemlik Körfezi'nin Morfotektoniği ve Oşinografisi

Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF) orta kolu üzerindeki Gemlik Körfezi, geç Pliyosen-Erken Pleyistosen döneminde gelişen doğu-batı yönlü sağ yanal doğrultu atımlı faylar denetiminde 11 km genişliğinde 36 km boyunda bir çek-ayır havzadır (Yalıtırak v.d., 2002; Kuşçu v.d., 2009; Gasperini v.d., 2011a,b). Gemlik Körfezi, Marmara güney şelfinin güney doğusunda, batısındaki Marmara güney şelfinden 50 m su derinliğindeki bir eşik ile ayrılan ve ortası elips şeklinde olan bir çukurluktur (Şekil 9.1). KB-GD yönünde uzayan eliptik çukurluğun derinliği, -70 m'den başlayıp, ortasında en derin yeri olan -113 m'ye kadar ulaşmaktadır (Özmaral, 2012).



Şekil 9.1. Gemlik Körfezi çok ışınli (multi-beam) batimetri haritası ve çalışılan karotların yerleri (kırmızı ve sarı yıldızlar).

Körfezin Güney kıyıları fay denetimli morfolojik yapılardan, Kuzey sahilleri ise 20-30 m yüksekliğinde falezlerden oluşmuştur. Körfezin doğusunda Kocadere'nin oluşturduğu delta bulunmaktadır. Gemlik Körfezi'nin üzerinde yer aldığı KAF'nın orta kolu, Akyazı batısından Geyve Boğazı yoluyla İznik Gölü'ne ve oradan Gemlik Körfezi'ne uzanır; güney kol ise Yenişehir ovası üzerinden Bursa güneyinden Ulubat ve Manyas göllerine ulaşır (Barka, 1996).

Doğu-Batı yönlü ana fay Kocadere deltasını kuzeyinden keserek ve sağ yanal yönlü öteleyerek Gemlik Körfezi'ne girmektedir. Gemlik Körfezi'nde ayrıca, batimetri haritasından da görüleceği üzere körfezin açılmasını sağlayan çok sayıda KB-GD yönlü, düşey bileşenli sağ yanal (transtentional) faylar bulunmaktadır (Şekil 9.1).

Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun yer aldığı KB Anadolu'da ölçülen GPS değerlerine göre Anadolu Levhası'nın batıya doğru 20-25 mm/yıllık hareketinin bu kollar arasında bölündüğü görülür (Kahle v.d., 1998; McClusky v.d., 2000). Orta kol üzerinde GPS kayma hızı 2

mm/yıl, son 12 bin yıldaki ortalama kayma hızı ise Gasperini v.d. (2011a) tarafından yaklaşık 4 mm/yıl olarak hesaplanmıştır.

Tüm Marmara Denizi'nde olduğu gibi, Gemlik Körfezi'nde de iki tabakalı su kütlesi mevcuttur (bakınız Bölüm 1.2). Bu iki su kütlesini -25 m'de ayıran piknoklinin altında Akdeniz ve üstünde Karadeniz kökenli su bulunmaktadır (Beşiktepe v.d., 1994).

9.2. Gemlik Körfezi Karot Analizleri

Gemlik Körfezi'nden 2007 yılında L'Atalante araştırma gemisiyle K40°23'35.820"/D28° 57'31.320" ve K40°23'35.940"/D28°57'31.140" lokasyonlarından MNTKS-34 piston karotu ve MNTKI-13 ara yüzey (interface) karotu ile 2010 yılında Urania araştırma gemisiyle Gemlik Körfezi havza çökel merkezinden 113 m su derinliğinden K40°23'55.520"/D28°58'1.833" lokasyonundan ML-01-1 gravite ve M13-1 arayüzey karotları alınmıştır (Şekil 9.1). Projede kullanılan bu karotlarla ilgili analiz sonuçları aşağıda sunulmuştur.

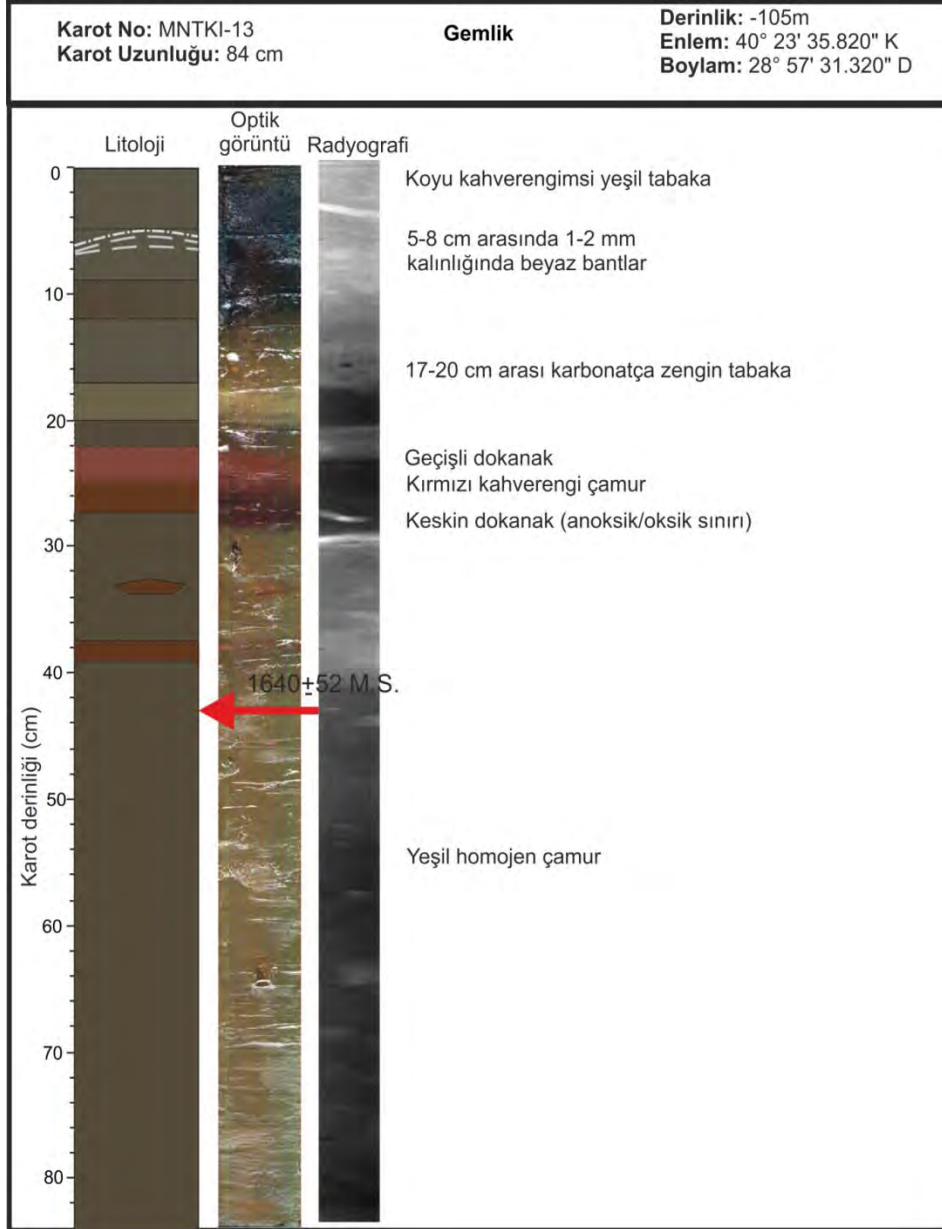
9.2.1. Litolojik Tanım

MNTKI-13 Karotu: Bu çökel/su ara yüzey karotu Gemlik Körfezi havza çökel merkezinden (K40° 23' 35.940"/D28° 57' 31.140"), -105 m su derinliğinden alınan, MNTKS-34 karotu ile aynı yerden alınmıştır. Uzunluğu 84 cm'dir. Şekil 9.2'de karotun litolojik tanımlamasıyla birlikte optik ve radyografi görüntüsü verilmiştir. Karotta üstteki ilk 5 cm'de koyu kahverengi-yeşil tabaka bulunurken, 5-8 cm'leri arasında her biri 1-2 mm kalınlığında olan karbonatça zengin üç adet beyaz band gözlemlenmiştir. Yine 17-20 cm'ler arasındaki karbonatça zengin bir tabakanın altında 22-28 cm aralığında kırmızı-kahve renkli bir çamur tabakası bulunur. Tabanı keskin bir dokanakla ayrılan silt tane boyundaki bu kırmızı-kahve çamur kütle akması özelliğindedir. İçerisinde siyah demir-monosülfid benekcikleri (< 1mm) bulunur. Karotun 28 cm'nin altı tabana kadar homojen yeşil çamurdan oluşmuştur.

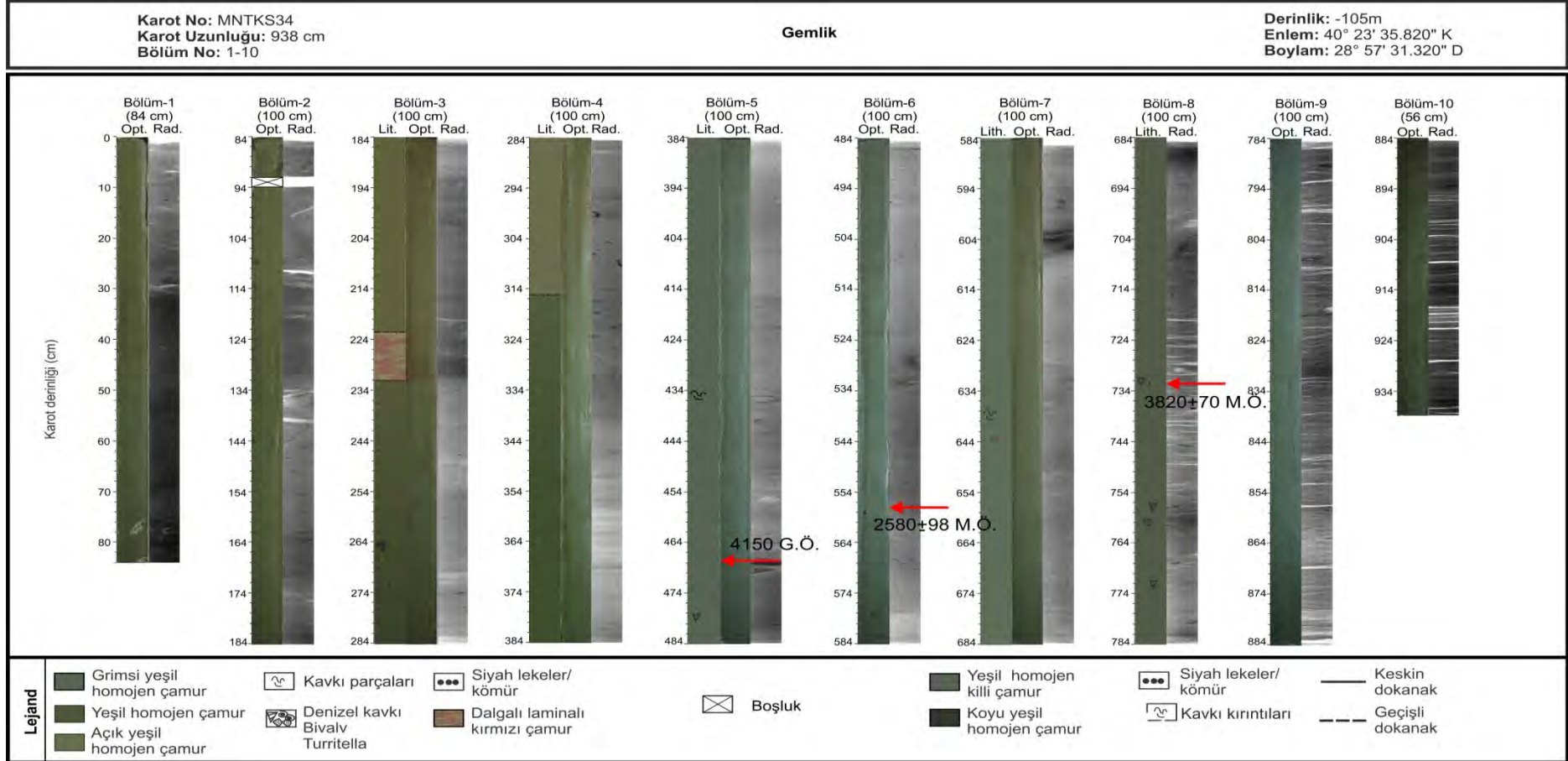
MNTKS-34 Karotu: Karot Gemlik Körfezi havza çökel merkezinde MNTKI-13 su/sediment ara yüzeyi karotu ile aynı yerden (K40° 23' 35.820"/ D28° 57' 31.320") -105 m su derinliğinden alınmıştır (Şekil 9.1). MNTKS-34 karotunun uzunluğu 938 cm'dir ve 10 adet bölümden oluşmuştur (Şekil 9.3). Karot sekiz adet yaklaşık 100 cm'lik, bir adet 84 cm'lik ve bir adet 56 cm'lik bölümler halinde kesilmiştir. Karotun ilk bölümü olan ilk 84 cm'de hakim litoloji, açık yeşil renkli homojen çamurdur. MNTKI-13 karotunun üst kısmında görülen kırmızı-kahverengi kütle akmasının MNTKS-34 karotunda görülmemesi MNTKS-34 karotundaki çökel istifinin en az 15-20 cm'lik üst kısmının alınmadığına işaret etmektedir. Bu sonucu manyetik duyarlılık değerleri de desteklemektedir (bakınız Bölüm 9.2.2).

İkinci karot bölümünde de birinci bölüme benzer şekilde hakim litoloji açık yeşil renkli homojen çamurdur (Şekil 9.2). 2. Bölümde 92-93 cm arasında gaz boşluğu görülmüştür. Üçüncü bölümün 223 cm'lik kısmına kadar ilk iki bölümde gözlemlenen açık yeşil renkli homojen çamurun ardından, 223-232 cm arasında üstte geçişli dokanak; altta ise keskin dokanak ve içerisinde dalgalı laminalara sahip 9 cm'lik kırmızımsı kahve renkli çamur tabakası bulunur. Bu keskin dokanaktan sonra, bölüm sonuna doğru artan gri-kahverengi tonları içeren, ancak hakim litolojinin yeşil homojen çamur olduğu birim bulunur. Söz konusu birimin içinde 264-275 cm arasında kavkı parçaları gözlenirken, 272-276 cm'lik aralıkta muhtemel indirgenmeye işaret eden siyah benekler yer alır. 4. bölümde, baskın rengin koyu yeşil olduğu ve gri-kahverengi tonları içeren çamurun 315 cm'de dereceli geçişli dokanak ile yeşil homojen çamurun derinlikle birlikte koyulaştığı görülmüştür. 5. bölümde hakim litoloji, yeşil killi çamurdur ve bu çamurun içinde 434-436 cm'ler arasında kavkı parçaları ve 479 cm'de *Turritella* sp. tespit edilmiştir. 468 cm'de 0.5 cm kalınlığında radyografî görüntüsüne yoğun (koyu) olarak gözükken bir volkanik kül (tefra) seviyesi tesbit edilmiştir. Bu seviyenin

Elektron Mikroprob Analizi alkali bir magmadan türediğini ve potasyumca zengin riyolitik bileşimde olduğunu göstermektedir (Tablo 9.1). Tefra volkanik cam yanında sanidin, plajiyoklas, biyotit, amfibol, klinopiroksen ve apatit fenokristalleri içermektedir.



Şekil 9.2. MNTKI-13 karotunun litolojik tanımlaması ve radyografisi. Karotta 42-44 cm'sinden alınan AMS radyokarbon kırmızı okla gösterilmiştir. Karot yeri için Şekil 9.1'e bakınız.



Şekil 9.3. MNTKS-34 karotunun litolojik tanımlaması ve radyografisi. Radyokarbon tarihlendirme seviyeleri ve G.Ö. 4150 yıl Avelino tefra yaşı kırmızı okla gösterilmiştir. Karot yeri için Şekil 9.1'e bakınız.

Tablo 9.1. ML01 ve MNTKS-34 karotlarındaki volkanik küllerdeki volkanik camların elektron mikroprob mikro analizleri.

Örnek	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cl	F	Toplam
ML01-sec1- 60.5-62cm cam 1	53,49	0,24	22,65	2,23	0,02	0,13	2,67	7,43	6,96	0,06	0,60	0,59	97,08
ML01-sec1- 60.5-62cm cam 3	55,26	0,22	21,80	2,39	0,14	0,17	4,19	6,58	6,26	0,35	0,51	0,27	98,15
ML01-sec1- 60.5-62cm cam 4	53,85	0,31	20,25	3,48	0,26	0,40	3,70	6,83	6,99	0,31	0,58	0,23	97,19
ML01-sec1- 60.5-62cm cam 6	53,06	0,29	20,72	2,91	0,18	0,32	2,93	6,41	7,41	0,14	0,58	0,45	95,41
ML01-sec1- 60.5-62cm cam 7	53,23	0,37	20,86	3,52	0,14	1,27	3,47	6,13	7,46	0,29	0,59	0,32	97,63
ML01-sec1- 60.5-62cm cam 8	59,21	0,05	21,19	1,29	0,07	0,13	2,85	5,58	7,77	0,18	0,26	0,19	98,76
ML01-sec1- 60.5-62cm cam 9	54,37	0,24	21,17	2,79	0,12	0,36	3,25	6,57	7,58	0,06	0,49	0,20	97,19
ML01-sec1- 60.5-62cm cam 11	54,73	0,29	22,02	2,22	0,16	0,17	2,63	7,41	6,92	0,06	0,49	0,30	97,40
ML01-sec1- 60.5-62cm cam 12	55,15	0,25	22,13	2,30	0,08	0,34	3,01	7,83	6,70	0,00	0,55	0,50	98,84
ML01-sec1- 60.5-62cm cam 13	52,81	0,29	21,64	2,72	0,07	0,36	4,13	7,38	7,15	0,14	0,68	0,18	97,54
ML01-sec1- 60.5-62cm cam 14	55,01	0,23	21,78	2,66	0,00	0,43	5,02	6,33	5,76	0,10	0,48	0,03	97,83
ML01-sec1- 60.5-62cm cam 15	54,73	0,28	21,06	2,80	0,07	0,46	3,85	6,87	7,26	0,21	0,54	0,37	98,49
ML01-sec1- 60.5-62cm cam 16	54,70	0,22	21,55	2,66	0,10	0,32	3,06	7,43	7,55	0,16	0,57	0,44	98,76
ML01-sec1- 60.5-62cm cam 17	54,31	0,28	21,31	2,70	0,11	0,47	4,78	6,60	6,24	0,27	0,48	0,32	97,87
ML01-sec1- 60.5-62cm cam 19	54,62	0,25	21,45	2,81	0,20	0,32	3,35	6,69	7,51	0,17	0,63	0,38	98,37
ML01-sec1- 60.5-62cm cam 20	54,13	0,19	20,55	2,95	0,00	0,38	2,93	6,75	7,38	0,11	0,59	0,28	96,24
MNTKS-34sec5-82.5-85cm cam 1	54,95	0,14	22,37	1,97	0,10	0,11	2,34	8,59	6,84	0,07	0,56	0,33	98,38
MNTKS-34sec5-82.5-85cm cam 2	54,81	0,17	22,09	2,04	0,11	0,22	2,65	7,89	7,21	0,02	0,54	0,49	98,25
MNTKS-34sec5-82.5-85cm cam 3	54,72	0,27	21,89	2,21	0,09	0,20	2,75	8,01	6,73	0,08	0,60	0,53	98,08
MNTKS-34sec5-82.5-85cm cam 5	57,71	0,10	21,64	1,52	0,10	0,11	2,16	7,48	7,14	0,01	0,44	0,31	98,73
MNTKS-34sec5-82.5-85cm cam 6	53,25	0,41	21,01	3,25	0,08	1,44	3,65	6,72	7,57	0,50	0,46	0,23	98,57
MNTKS-34sec5-82.5-85cm cam 7	55,11	0,24	21,48	2,53	0,23	0,35	3,64	7,01	7,27	0,10	0,51	0,21	98,68
MNTKS-34sec5-82.5-85cm cam 9	54,03	0,24	21,62	2,44	0,00	0,34	2,87	7,59	6,71	0,19	0,55	0,63	97,21
MNTKS-34sec5-82.5-85cm cam 10	55,17	0,21	21,57	2,42	0,14	0,24	3,21	7,03	7,46	0,26	0,62	0,44	98,77
MNTKS-34sec5-82.5-85cm cam 12	55,20	0,21	21,73	2,50	0,07	0,34	3,60	7,00	6,66	0,13	0,49	0,25	98,18
MNTKS-34sec5-82.5-85cm cam 14	54,96	0,22	21,25	3,05	0,22	0,40	3,68	6,48	7,10	0,10	0,57	0,25	98,28
MNTKS-34sec5-82.5-85cm cam 15	53,97	0,15	22,14	2,10	0,15	0,19	3,38	7,93	6,78	0,97	0,57	0,64	98,97
MNTKS-34sec5-82.5-85cm cam 16	54,07	0,18	22,07	2,45	0,05	0,28	2,65	8,09	6,87	0,05	0,61	0,52	97,89
MNTKS-34sec5-82.5-85cm cam 17	55,09	0,17	22,70	1,91	0,09	0,13	2,12	7,87	7,68	0,00	0,52	0,51	98,79
MNTKS-34sec5-82.5-85cm cam 18	54,21	0,21	21,60	2,50	0,22	0,37	2,90	7,62	7,17	0,14	0,58	0,49	97,99
MNTKS-34sec5-82.5-85cm cam 20	54,63	0,27	21,53	2,75	0,12	0,26	3,51	7,11	7,33	0,15	0,59	0,42	98,67

Karotun 6. bölümü boyunca yine yeşil homojen killi çamur mevcutken 558 cm'de görülen organik madde ve 578-579 cm arasında görülen *Turritella* sp. ¹⁴C yaşlandırması için örneklenmiştir. Yeşil homojen çamurdan oluşan 7. bölümün 638-639 cm'lik kısmında kavkı kırıntıları, 643-644 cm'lik aralıkta ise kahverengi kavkı parçası bulunmuştur. *Turritella* sp.'lerin en sık görüldüğü (732 cm, 757 cm ve 772 cm'de olmak üzere üç adet) sekizinci

bölümde ayrıca 760 cm civarında 1 cm boyutunda denizel çift kabuklu (bivalv) kavkuları tespit edilmiştir. Karotun yaklaşık 8. bölümünün yarısından geri kalan bölümlerine kadar radyografi görüntülerine dikkat edilecek olursa laminalı olduğu görülür. Söz konusu bu bölümlerde (sekizinci bölümün yarısından onuncu bölüme kadar) karotların ikiye ayrılıp soğuk odada bekletildiği süreç içinde oluşan jips (piritlerin oksidasyonu sonucu oluşan) kristalleri karotların yüzeyinde tespit edilmiştir.

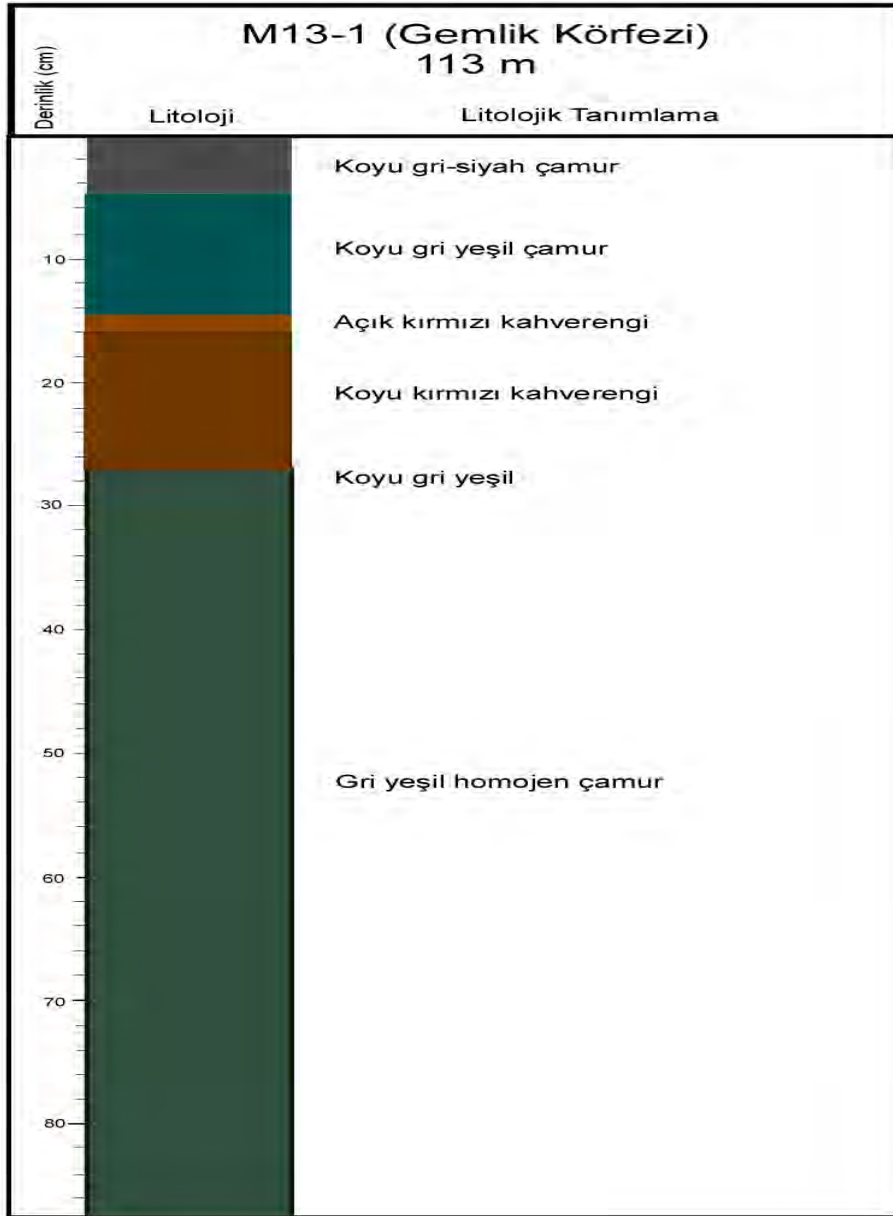
Tüm karot bölümleri ele alındığında, en koyu yeşilin bulunduğu son iki bölümde organik maddece zengin sapropelin laminalı yapısı hem çıplak gözle, hem de radyografi görüntüsünde izlenmektedir (Şekil 9.3).

M13-1 Karotu: Marmara Denizi Gemlik Körfezi'nde 113 m su derinliğinden alınan çökel/ su ara yüzey M13-1 Karotu 87.5 cm uzunluğundadır (Şekil 9.4). Karotta en üstte 5 cm kalınlığında koyu gri-siyah çamur bulunmaktadır. Alta doğru 5-14.5 cm'ler arasında koyu gri-yeşil çamur yer almaktadır. Bu seviyenin hemen altında 1.5 cm kalınlığında açık kırmızı-kahverengi çamur bulunmaktadır. Alta doğru 16 cm'den 28 cm'ye kadar koyu kırmızı-kahverengi, kütle akması (türbidit) niteliğinde bir çamur birimi yer almaktadır. Bu seviyeden karotun en alt kısmına doğru gri-yeşil homojen bir çamur bulunmaktadır.

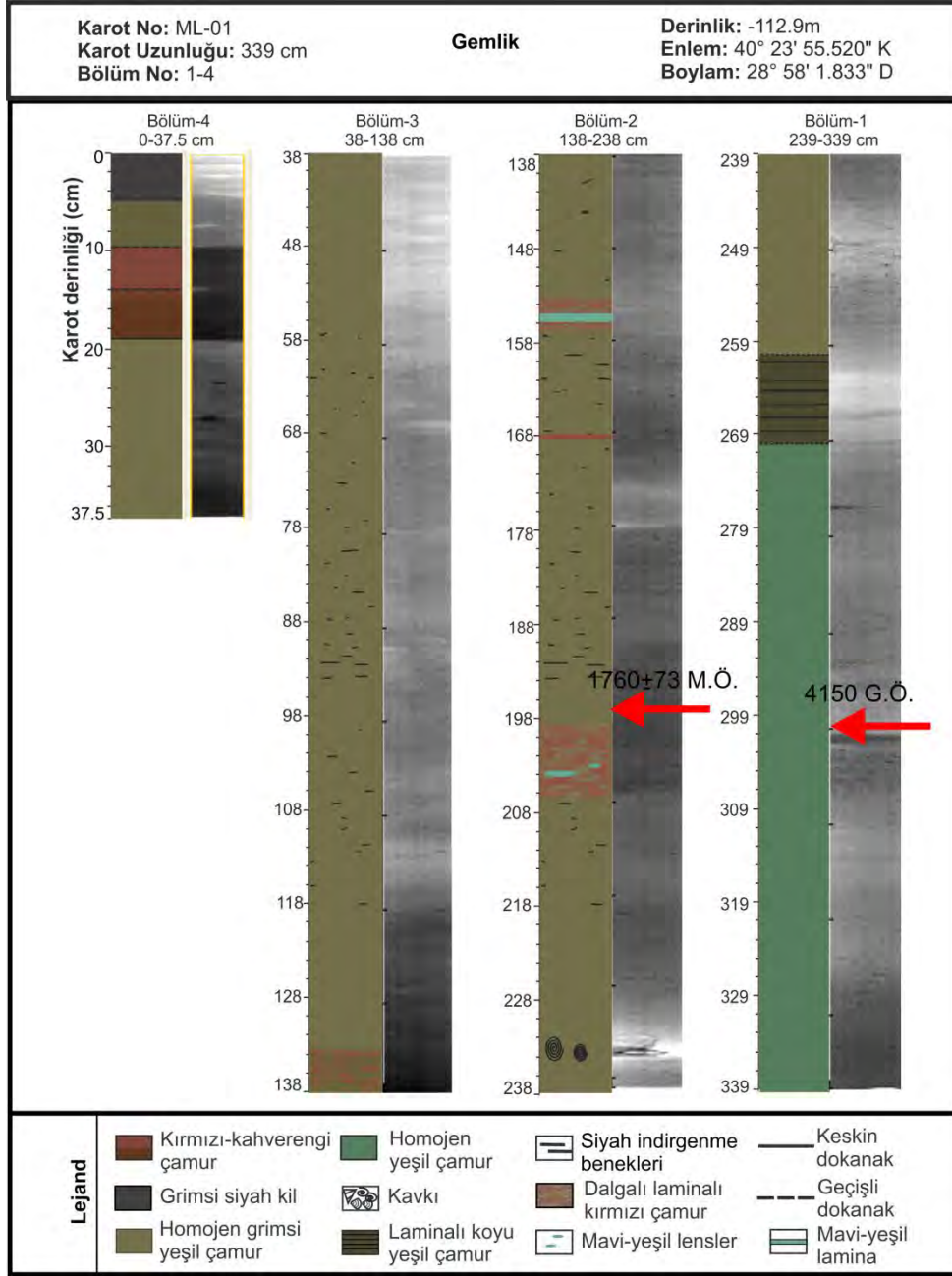
ML-01 Karotu: Gemlik Körfezi havza çökel merkezinde (40° 23' 55.520"K ve 28° 58' 1.833" D) 112.9 m su derinliğinden alınan karotun uzunluğu 338 cm'dir (Şekil 9.5). Şekil 9.5'de görüldüğü üzere, ML-01 karotu, üç adet 100 cm'lik ve bir adet 37.5 cm'lik bölümlerden oluşmaktadır. Karot boyunca hakim olan litoloji, gri yeşil çamurdur. Karotun en alt kısmı olan birinci bölümünde (Bölüm 1) 270-339 cm'ler arası Marmara'ya özgü homojen yeşil çamur bulunmaktadır. 260 cm'den 270 cm'e kadar hafif laminalı, altında ve üstünde geçişli dokanağa sahip organik maddece zengin koyu yeşil sapropel bulunmaktadır. 239-270 cm'ler arası gri-yeşil killi çamurdan oluşmaktadır (Şekil 9.5). 301-301.5 cm arasında alkali bileşimde ve K'ca zengin bir volkanik kül seviyesi bulunmaktadır (Tablo 9.1). Bu kül seviyesi MNTKS-34 karotundaki kül seviyesi ile stratigrafik ve kimyasal bileşim olarak deneştirilebilmektedir.

Karotun ikinci bölümü 138-238 cm'ler arası gri-yeşil çamurdan oluşmaktadır. 141-142 cm'de kırmızı çamur ve yer yer siyah indirgenme benekleri içermektedir. 155-156 cm'de açık yeşil-mavi renkli laminanın (organik maddece zengin) üst ve alt kısımlarında 153 ve 157 cm'lerde kırmızı-kahverengi kil yer almaktadır. Kırmızı kahverengi çamur 168 cm'de ve 199-207 cm'ler arasındada tekrarlanmaktadır. 199-207 cm'lik aralıkta organik maddenin neden olduğu diyajenetik indirgenmeyi işaret eden kırmızı-kahverengi kil tabakasının içinde düzensiz yer alan 203-204 cm'deki açık yeşil-mavi mercerler dikkati çekmektedir. 230-235 cm arasında "*Ostrea edulis*" kavkuları bulunmaktadır (Şekil 9.5). Karotun üçüncü bölümünde de ikinci bölümde görülen gri-yeşil çamur ve siyah silt benekleri gözlemlenmiştir. Karotun sonlarına doğru 133 cm'de dereceli geçişli dokanaka koyu kırmızı kahverengi seviye görülmektedir.

Karotun dördüncü ve en üst bölümünde 0-5 cm'ler arası gri-siyah kil; 5-9 cm arası gri-yeşil çamur ve dereceli (gradational) geçişle koyu kırmızı kahverengi çamur seviyesi 9 cm'den 14 cm'e kadar devam etmektedir. Yine dereceli geçişle 19 cm'e kadar açık kırmızı kahverengi birim kütle akması birimidir (türbidit). 19 cm'nin altında keskin dokanakla homojen gri yeşil çamur görülmektedir.



Şekil 9.4. M13-1 karotunun litolojik tanımlaması. Karot yeri için Şekil 9.1'e bakınız.

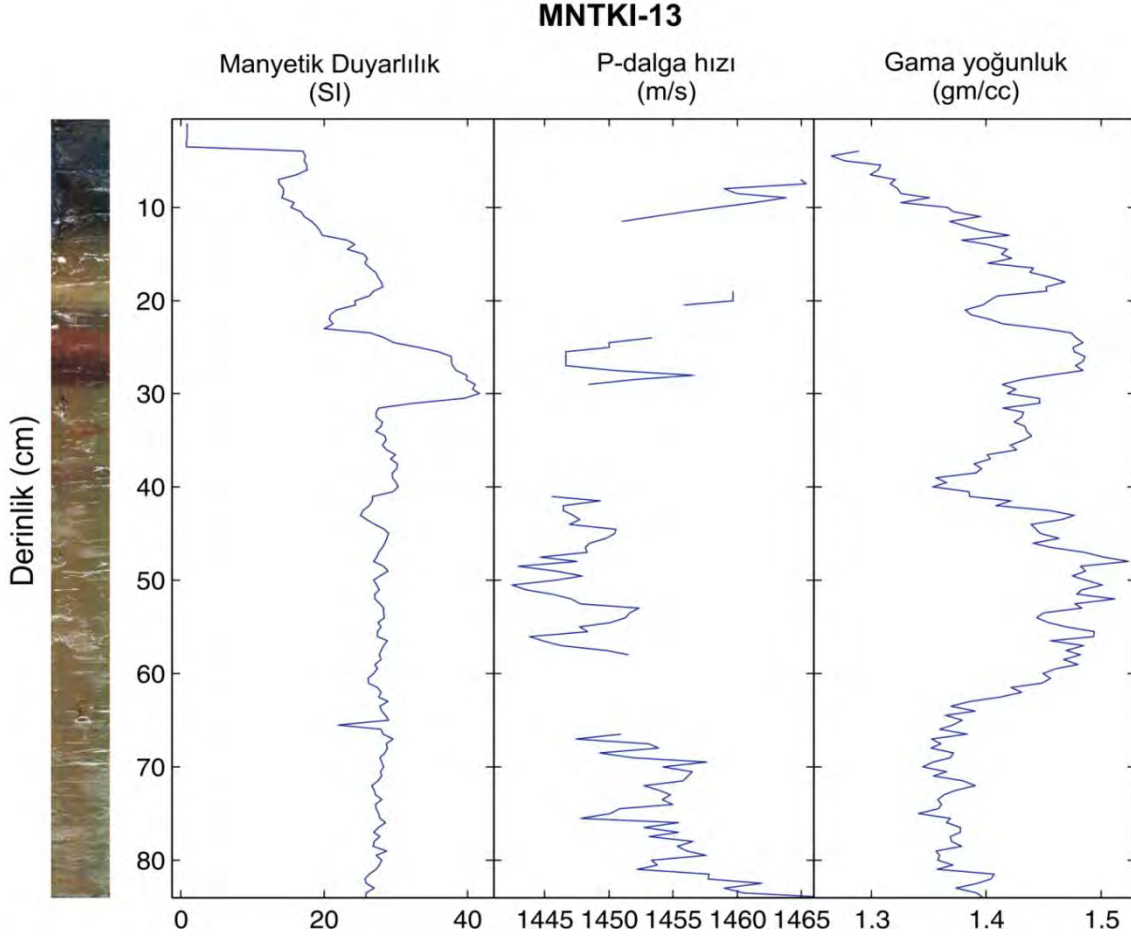


Şekil 9.5. ML-01 karotunun litolojik tanımlaması ve radyografisi. Radyokarbon tarihlendirme seviyeleri ve G.Ö.4150 yıl yaşındaki Avelino tefrası kırmızı okla gösterilmiştir. Karot yeri için Şekil 9.1'e bakınız.

9.2.2. Çok Sensörlü Karot Log Alıcı (MSCL) Analizleri

MNTKI-13 karotu: 0.5 cm'lik çözünürlükte taranmıştır (Şekil 9.6). Yarım karot olarak yapılan analizlerde manyetik halka sensörü yerine nokta sensörü kullanılmış ve P-dalga hızı ölçümü için transducer'lar karotların kesildiği yüzeye dik şekilde yerleştirilmiştir.

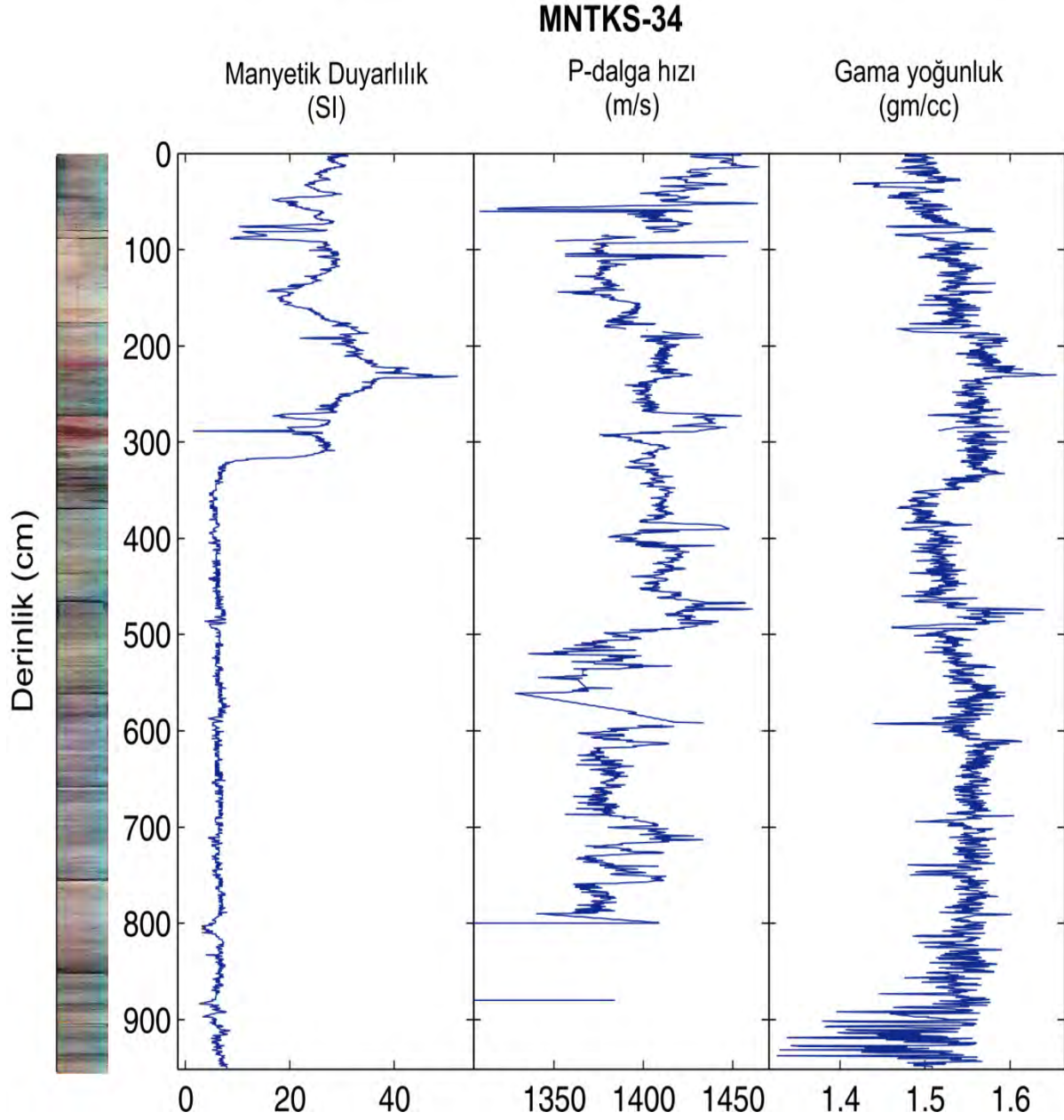
Karotta kütle akmasının (türbidit, TH) olduğu 22-28 cm arasındaki seviyede manyetik duyarlılık, gama yoğunluk değerleri artış gösterirken, P-dalgası ölçümleri kesintili elde edilmiştir (Şekil 9.6).



Şekil 9.6. MNTKI-13 karotunun 0.5 cm örnekleme aralıklı MSCL fiziksel özellik analizleri.

MNTKS-34 Karotu: Karot yarım karot bölümleri halinde, 0.5 cm'lik örnekleme aralığında taranmıştır (Şekil 9.7). Yarım karot olmaları nedeniyle, tarama esnasında manyetik halka sensörü yerine nokta sensörü kullanılmış ve P-dalga hızı ölçümü için transducer'lar karotların kesildiği yüzeye dik şekilde yerleştirilmiştir. Manyetik duyarlılık profilinde görülen maksimum değer MNTKS-34 karotunda kırmızı-kahverengi çamur tabakasının olduğu kütle akması 220-240 cm arasındadır. Bu yüksek değer MNTKS-34 için 20-50 u.S.I.'dir ve biyotürbasyon özelliği bu aralıkta çökellerin nisbeten oksijenli dip suyu koşullarında çökeldiğini ve demir oksihidroksitlerin göreceli olarak korunduğunu göstermektedir. Söz konusu bu seviyelerde P-dalgası hızında ve gama-yoğunluk değerlerinde de göreceli artış görülür.

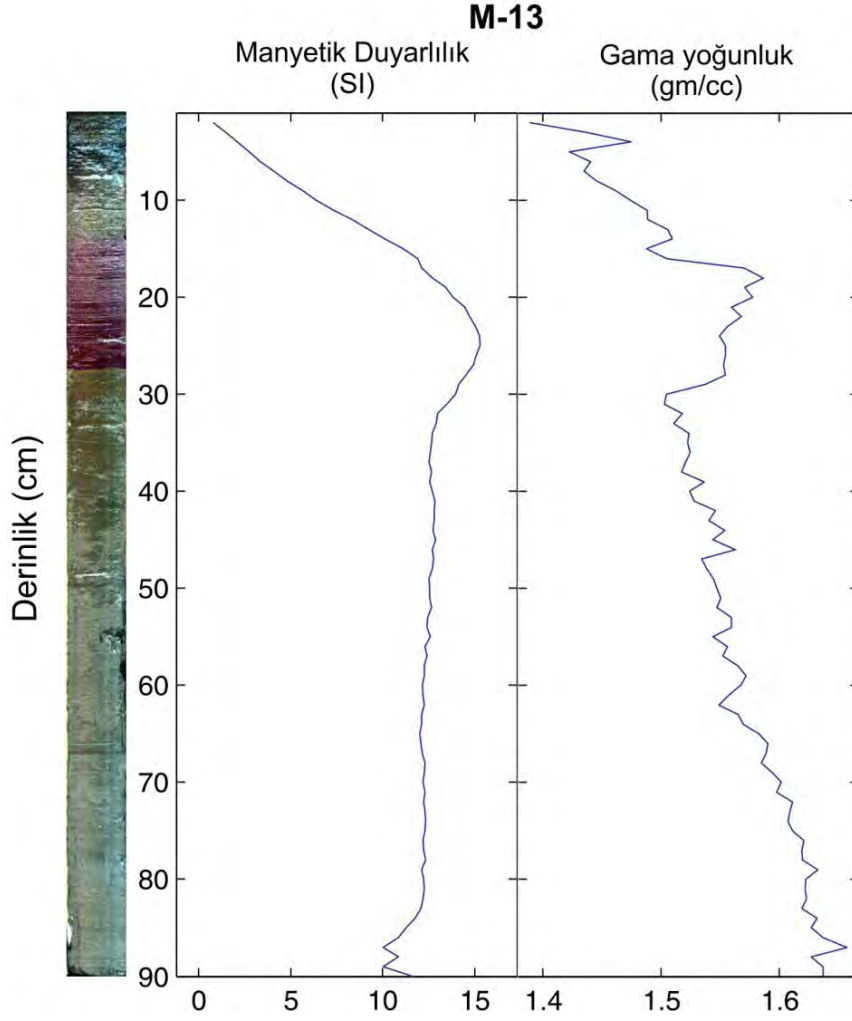
MNTKS-34 karotunda 320 cm'den sonra görülen manyetik duyarlılıktaki sabit, düşük değerler bu seviyedeki diyajenezin etkisini göstermektedir. Bununla bağlantılı olarak XRF sonuçlarında da aynı seviyede Fe değerlerinde zenginleşme görülür (Şekil 9.7). Yani, yaklaşık 15 u.S.I civarındaki bu sabit değerler, bu birimlerin indirgeyici koşullarda bulunduğunu ve Fe-oksihidroksitlerin indirgenliğine işaret etmektedir.



Şekil 9.7. MNTKS-34 karotunun 0.5 cm örnekleme aralıklı MSCL sonuçları. Element konsantrasyonları saniyede sayımdır (cps).

MNTKS-34 karotunun alttaki son iki bölümünde (Şekil 9.7) P-dalgası hızlarının çok düşük çıkması, karotun bu bölümlerindeki su kaybı nedeniyle oluşan çatlaklar nedeniyledir. MNTKS-34 karotunda 468 cm civarında P-dalgası ve gama-yoğunluk değerlerindeki artış G.Ö. 4150 yıl yaşındaki tefra seviyesine karşılık gelmektedir.

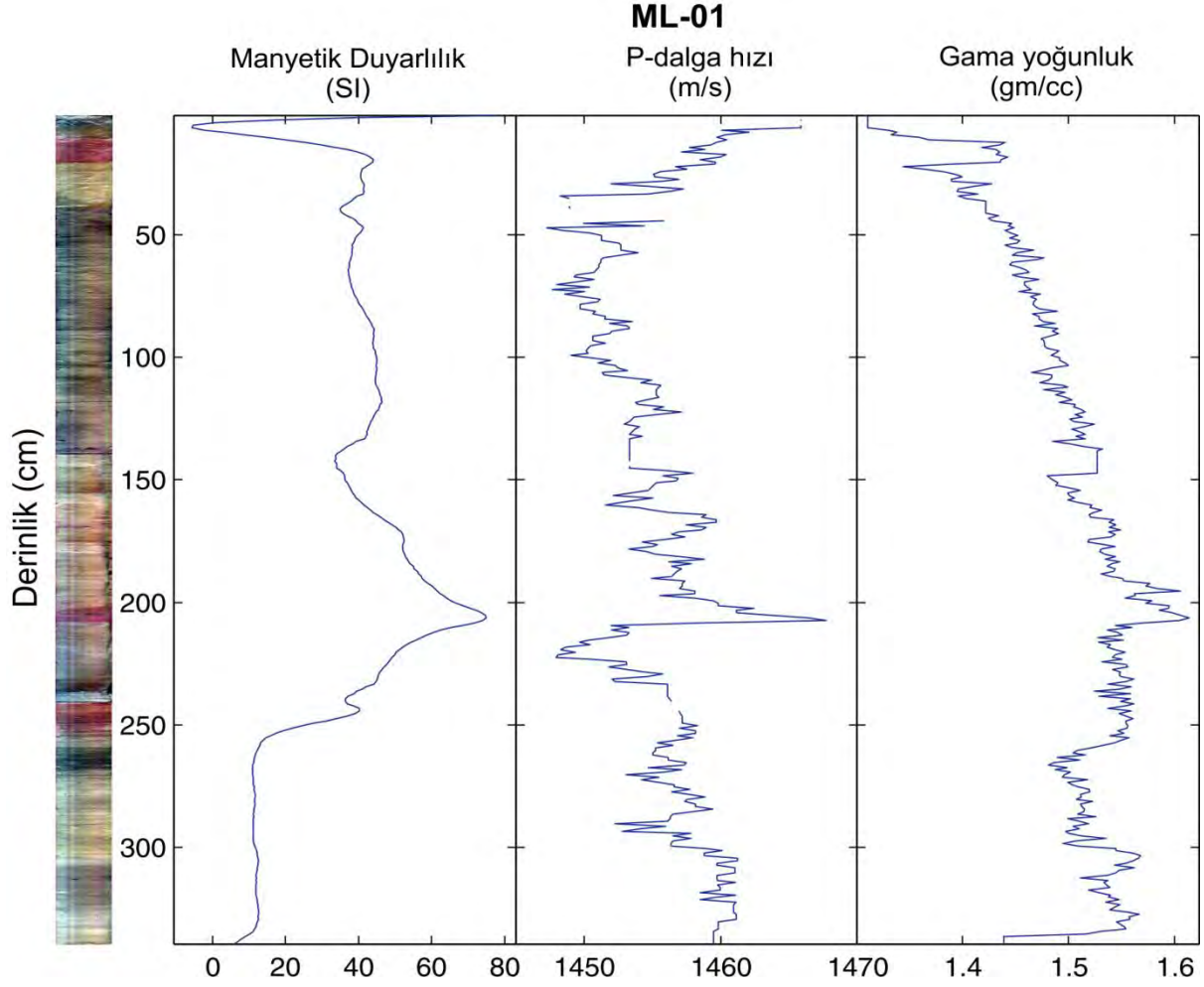
M-13 Karotu: Karotta kütle akmasının olduğu 16-28 cm arasındaki kütle akması seviyesinde manyetik duyarlılık ve gama yoğunluk değerleri artış gösterirken, elektrik öz direnç ve P-dalgası ölçümlerinden iyi sonuç elde edilememiştir (Şekil 9.8). Üste doğru azalan manyetik duyarlılık ve gama yoğunluk değerleri artan porozite ile ilgilidir.



Şekil 9.8. M-13 karotunun 1 cm çözünürlüklü MSCL sonuçları.

ML-01 Karotu: Karotta manyetik duyarlılık, P-dalga hızı ve gama yoğunluk değerleri özellikle 200-207 cm derinlikteki kırmızı-kahverenkli birimde maksimum değerlere ulaşmaktadır (Şekil 9.9). Benzer artış 9.5-19, 153-147, 168 cm derinlikteki diğer kütle akıntısı birimlerinde de görülmesine karşın; 200-207 cm derinlikteki kadar şiddetli değildir. ML-01 karotunda 200-207 cm derinlikteki kütle akması biriminin MNTKS-34 karotundaki eşleniği 220-240 cm arasındadır. Bu yüksek değerler (ML-01 için 40-70 u.S.I. ve MNTKS-34 için 20-50 u.S.I.) ve biyotürbasyon özelliği bu aralıkta çökellerin nisbeten oksijenli dip suyu koşullarında çökeldiğini ve demir oksitlerin göreceli olarak zenginleştiğini göstermektedir. Söz konusu bu seviyelerde P-dalgası hızında ve gama-yoğunluk değerlerinde de göreceli artış görülür.

ML-01 karotunda 260 cm'den sonra görülen manyetik duyarlılıktaki sabit, düşük değerler bu seviyelerdeki çökellerin sülfat indirgenme zonunda indirgenliğini gösterir. Bununla bağlantılı olarak XRF sonuçlarında da aynı seviyede Fe değerlerinde zenginleşme görülür (Şekil 9.9). Yani, yaklaşık 15 u.S.I civarındaki bu sabit değerler, bu birimlerin indirgeyici koşullarda bulunduğunu ve demiroksitlerin indirgenliğine işaret etmektedir.



Şekil 9.9. ML-01 karotunun 1 cm örnekleme aralıklı MSCL sonuçları.

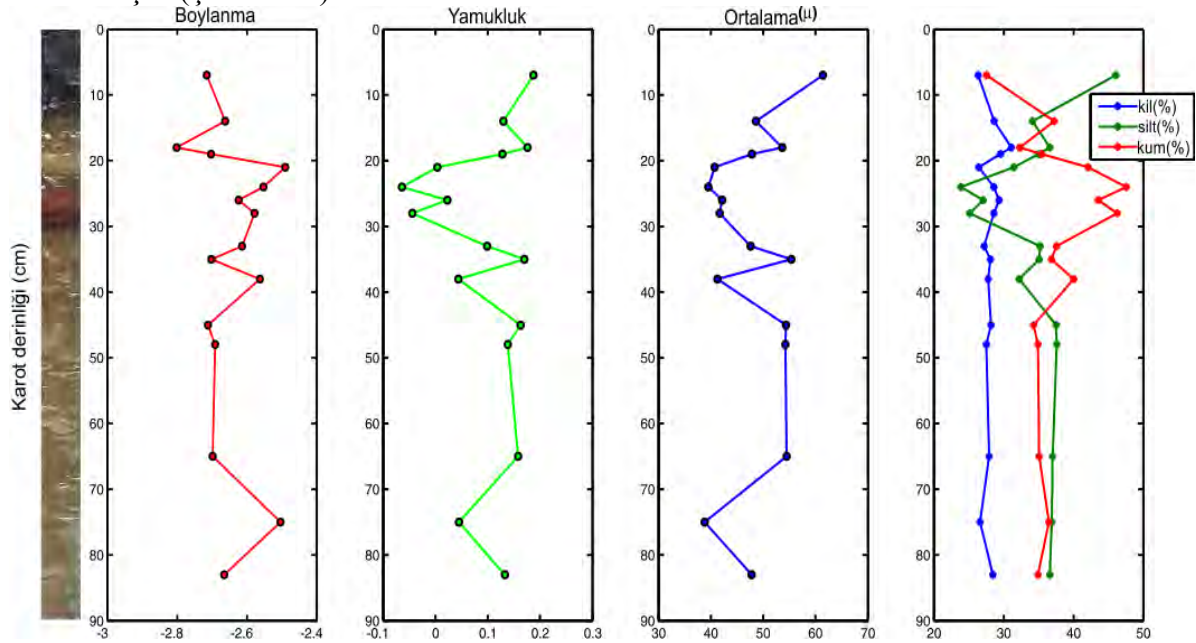
Yoğunluk değerleri, derinlik arttıkça çökellerin sıkışması (compaction) ile alta doğru göreceli bir artış ve bazen de malzemenin mineral içeriğine bağlı olarak değişim gösterir. Bu durumda ML-01 karotunun derinliğiyle bağlantılı olarak yoğunluk değerlerinde artış gözlenmektedir. Değerler 1.3-1.6 g/cc aralığındadır. Ancak, litolojik tanımlamalarda 9-19 cm ve 199-207 cm'ler arasındaki kırmızı-kahverengi çamur olarak bahsedilen tabakalardaki yoğunluk değerleri, karot boyunca derinlikle artış trendinden daha yüksek değerlere karşılık gelecek şekilde sapma gösterdiği görülmüştür. 9 cm'den 19 cm'ye kadar devam eden kırmızı kahverengi tabakada yoğunluk değerleri bu tabakanın hemen altındaki ve üstündeki gri-yeşil çamura nazaran artış göstererek 1.32-1.44 gm/cc aralığına ulaşmaktadır. Benzer şekilde derinlikle artış trendinin üstünde yoğunluk değer aralığına sahip ve de karot boyunca en yüksek yoğunluk değerinin (1.62 g/cc) 200-207 cm arasındaki yeşil-mavi merccekler içeren kırmızı-kahverengi kütle akıntısı birimine karşılık gelmektedir. Yaklaşık 260 cm'den karot sonuna kadar devam eden organik maddece zengin ve yüksek gözenek suyu içeriğine sahip olan sapropel tabakasında yoğunluk değerleri, yukarıda bahsedilen maksimum değer altındadır. MNTKS-34 karotundakine benzer şekilde ML-01 karotunda 301-301.5 cm tefra seviyesinde de sadece gama yoğunluk değerleri artış göstermektedir (Şekil 9.9).

9.2.3. Tane Boyu Analizi

M13-1 Karotu: Karot boyunca tane boyu analizi kütle akması seviyesinde 3 cm'de bir, diğer seviyelerde 5 cm'de bir örneklenerek yapılmıştır (Şekil 9.10). M13-1 karotundan elde edilen tane boyu analizi sonuçlarının ML-01 karotunun ilk bölümünden elde edilen sonuçları desteklediği ve kırmızı-kahve tabakanın altındaki ve üstündeki çökellere göre daha yüksek aritmetik ortalamaya (2.77-3.33 μ) sahip olduğu görülmüştür (Şekil 9.10). Yine bu tabakada, silt yüzdesindeki artış (%35) görülmektedir. Ayrıca kırmızı-kahve kütle akması biriminin içindeki açık tondan koyuya geçiş sınırı olan 20 cm seviyesinde tane boyu parametrelerindeki ani değişim dikkat çekicidir.

9.2.4. ML-01 Karotunun Tane Boyu Analizi

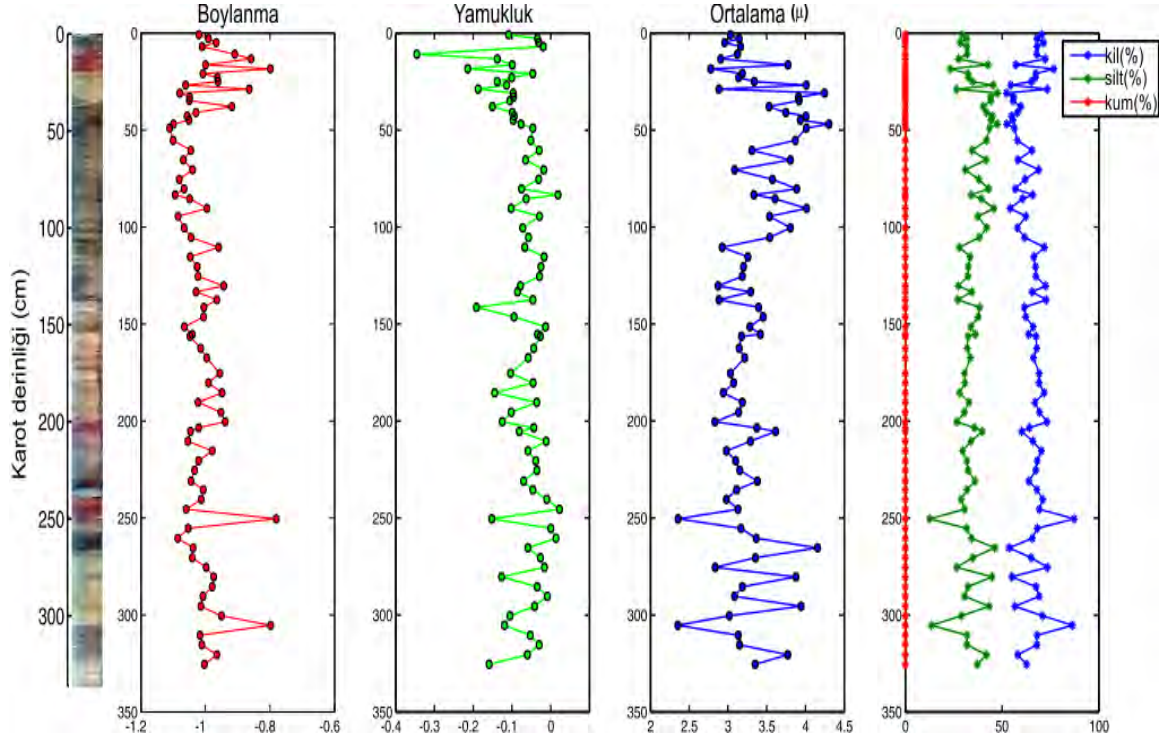
ML-01 Karotu: Karotta tane boyu analizleri, karot boyunca önemli görülen kütle akması seviyelerinde 3 cm'de bir, diğer seviyelerde 5 cm'de bir örneklenerek yapılmıştır (Şekil 9.11). Karot boyunca aritmetik tane boyu ortalama (mean) değerleri 2.3-4.3 μ arasında değişim göstermektedir (Şekil 9.11). Bununla birlikte ilk 15-50 cm ve son 50 cm (sapropel seviyesi) boyunca aritmetik ortalama değerlerde göreceli artış vardır (Şekil 9.11). Ayrıca, aritmetik ortalama da göreceli artış gözlenen bu aralıklarda silt içeriğinde de artış görülür. Karottaki silt içeriği profil boyunca yaklaşık %40 iken, kil içeriği %60 civarındadır. Karotta kum tespit edilmemiştir (Şekil 9.11).



Şekil 9.10. M13-1 karotunun tane boyu analizi sonuçları.

ML-01 karotunda boylanma değerleri -1.11 ile -0.78 arasında değişim göstermektedir. Boylanma değerleri 13.5 cm, 18.5 cm, 29 cm, 250 cm ve 305.5 cm'de yaklaşık -0.8 boylanma değeri görülmektedir (Şekil 9.11). Karot boyunca bu seviyeler dışında kalan derinliklerde boylanma değerleri -1.00 değeri civarında salınım gösterir. Buna göre, örneklerin çok iyi boylanmalı-orta derecede boylanmalı bir aralıkta olduğu sonucuna varılır. ML-01 karotundaki yamukluk değerleri ise -0.34 ve 0.01 arasında değişim göstermektedir. Buna göre, taneler simetrik sınıfta yer alır. Bu simetriklik sınıfının sınırlarına yaklaşan değerler karotta ilk

kırmızı-kahve tabakanın başladığı 11 cm'e, ve sapropel olarak belirlenen seviyenin 250.5 cm ve 325.5 cm'lerinde gözlenir.



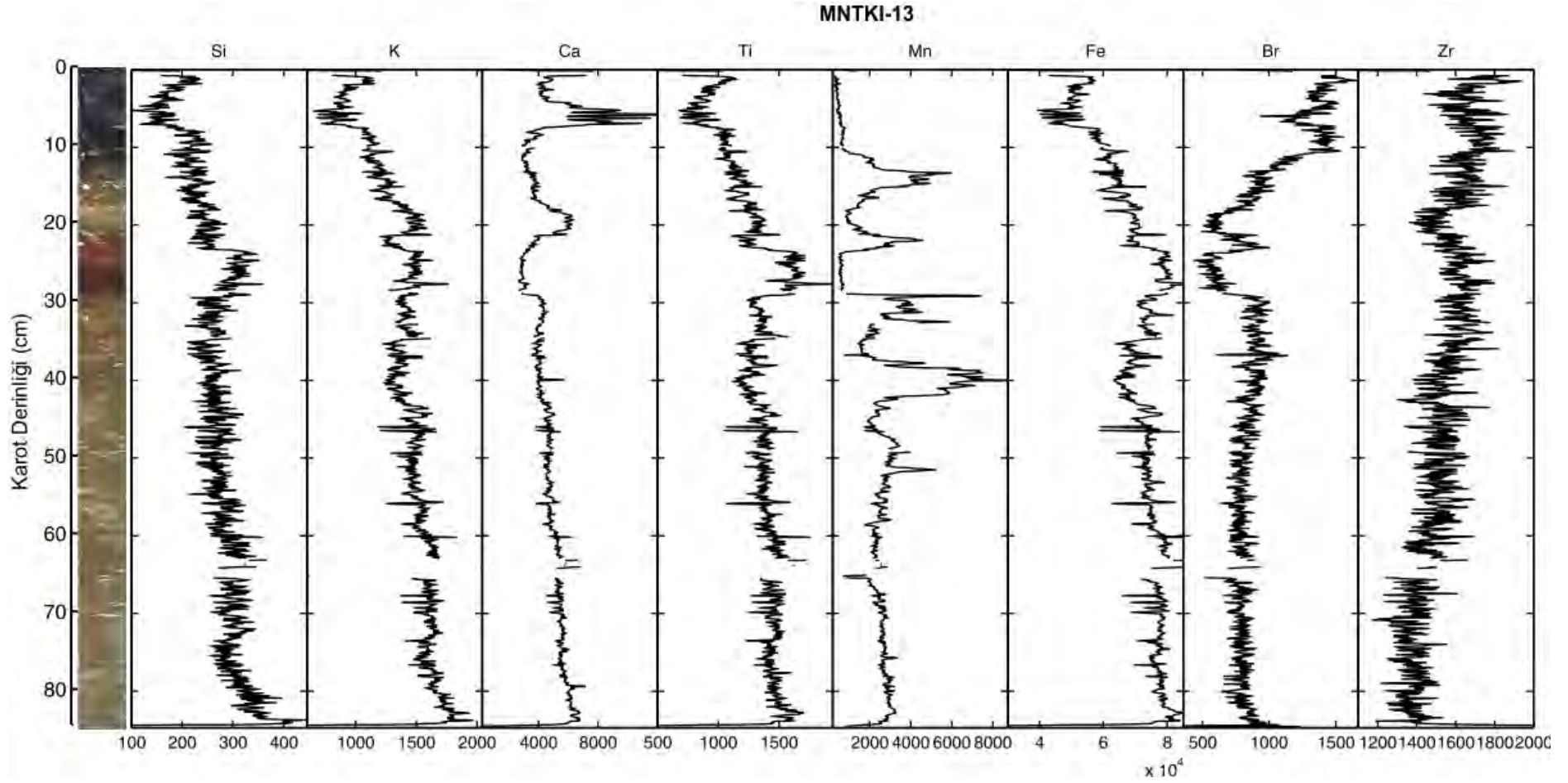
Şekil 9.11. ML-01 karotunun tane boyu analizi sonuçları.

9.2.5. XRF Karot Tarayıcısı Analizleri

MNTKI-13 Karotu: Karotun XRF analizi sonuçlarına göre, ilk 5-8 cm'leri arasında Ca değerlerindeki artış litolojik tanımlamada beyaz bantlara karşılık gelmektedir. ML-01 karotunun litolojik tanımında bahsi geçen kırmızı-kahve tabakaya denk gelen, ancak bu karotta 22-29 cm aralığında görülen kütle akması tabakasında belirgin olarak Si, Ti ve Fe değerlerinde artış; Ca, Mn ve Br değerlerinde azalma söz konusudur (Şekil 9.12).

Mn değerleri 11-18 cm, 20-23 cm 29-33 cm ve 37-42 cm'ler arasında yüksektir. Bu yüksek değerler oksik/anoksik diyajenez cephelerine karşılık gelmektedir. Kütle akması altındaki Mn zenginleşmesi çok ani ve keskindir. Karotun üst 18 cm'sinde Br değerlerinde yukarı artış, organik madde ve porositedeki paralel artışla ilişkilidir.

MNTKS-34 Karotu: Karotta gerçekleştirilen XRF çoklu element analizi sonuçlarına göre kırmızı-kahverengi kütle akması tabakasının gözlemlendiği 223-232 cm aralığında, Titanyum (Ti), Potasyum (K), Demir (Fe), Silisyum (Si) değerlerinde kırıntılı malzeme girdisine bağlı olarak artış görülürken; Kalsiyum (Ca), Mangan (Mn) ve Brom (Br) değerlerinde azalma söz konusudur (Şekil 9.13). Mangan, kırmızı-kahve tabakanın altında belirgin bir zenginleşme göstermektedir. Redoks koşullarına oldukça duyarlı olan bu Mn elementinin zenginleşmesi, büyük olasılıkla oksijenli taban suları altında çökel içerisinde oksik/anoksik (oksijensiz) sınırında diyajenez sonucu olmuştur. Karotun beşinci bölümünden sonra (434-734 cm'ler arası) görülen yerel Ca artışları çökellerdeki kavkı içeriğinden kaynaklanır.



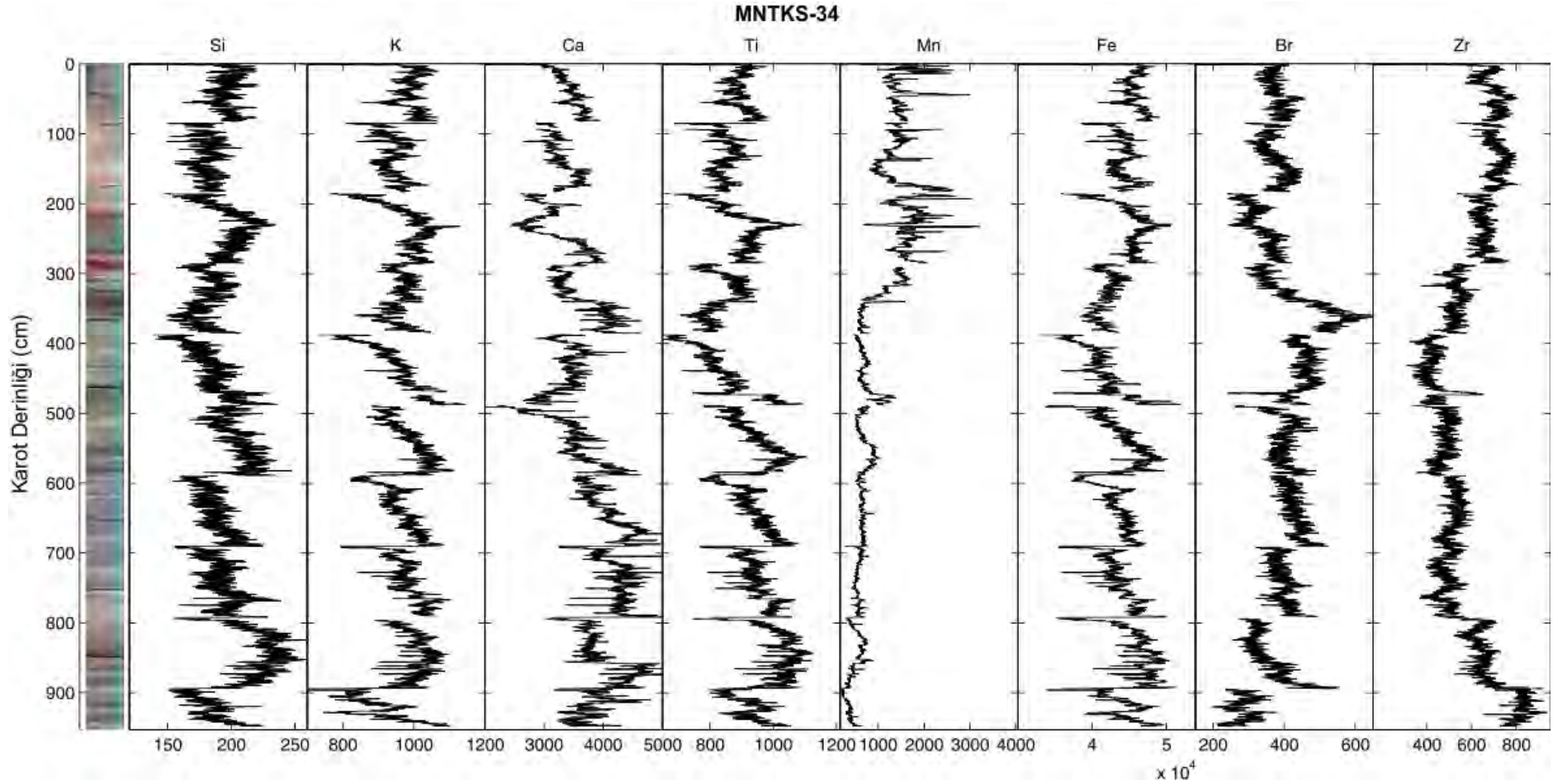
Şekil 9.12. MNTKI-13 karotunun XRF element profilleri. Element konsantrasyonları saniyede sayıdır (cps).

Organik karbon dağılımının belirteci olan Br elementinin 360 cm civarında çökel karotu boyunca maksimum değere ulaştığı ve bu seviyeden sonra karotun üst seviyelerindeki çökellere oranla artış gösterdiği görülür. Zr profiline bakıldığında, tane boyu değişimi ile ilgili ipuçları edinilebilirken; Zr değerlerindeki değişimin organik karbon içeriğindeki artıştan sonra Br değerleriyle ters orantılı ilişkide olduğu görülmüştür. Ayrıca, bu organik karbon artışından sonra Mn değerlerinde belirgin bir düşüş ve homojen bir gidiş olduğunu Şekil 9.13'de görmek mümkündür. 468 cm'de görülen tefra karot boyunca görülen en yüksek K ve Zr değerlerine sahiptir. Bu tefranın alkali elementler ve özellikle de potasyum içeriği yönünden zengin özelliğini göstermektedir.

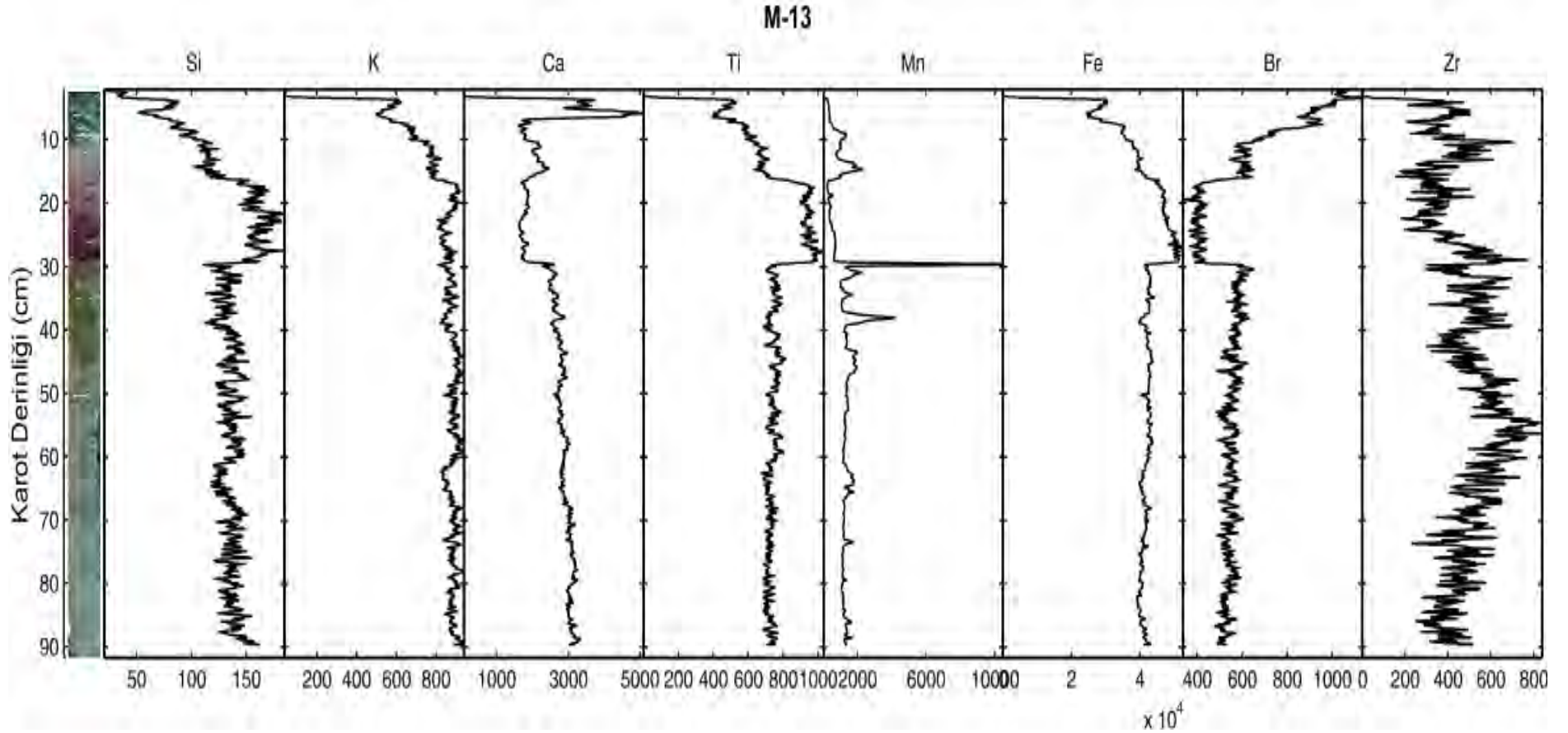
M13-1 Karotu: Karotun ilk 2-5 cm'leri arasında Ca değerlerindeki artış, karotun litolojik tanımlaması aşamasında görülen gri-siyah çamur içerisinde yer alan beyaz kavkı kırıntıları nedeniyledir (Şekil 9.14). Bu karotta 16-28 cm aralığında görülen kırmızı-kahve kütle akması birimi ML-01 karotunda üstteki benzer birimin eşleniğidir. Bu birimde belirgin oranda Si, Ti, Fe elementlerinde artış; Ca, Mn ve Br değerlerinde ise azalma söz konusudur (Şekil 9.14). Element profillerinde kütle akması biriminin tabanındaki keskin değişim dikkati çekmektedir. Kütle akmasının üstünde Br değerlerinde üste doğru artma, organik madde ve porosite artışı ile ilişkilidir.

ML-01 Karotu: Bölüm 9.2.3'de de belirtildiği gibi bu ara yüzey karotunda element profilleri ve manyetik duyarlılık karşılaştırmaları ML-01 karotunun yaklaşık ilk 5 cm'lik kısmının kayıp olduğuna işaret etmektedir. ML-01 karotunun litolojik tanımında bahsi geçen kırmızı-kahve kütle akması (türbidit) birimine denk gelen, ancak bu karotta 22-29 cm aralığında görülen tabakada belirgin oranda Si, Ti, Fe değerlerinde artış; Ca, Mn ve Br değerlerinde azalma söz konusudur (Şekil 9.15).

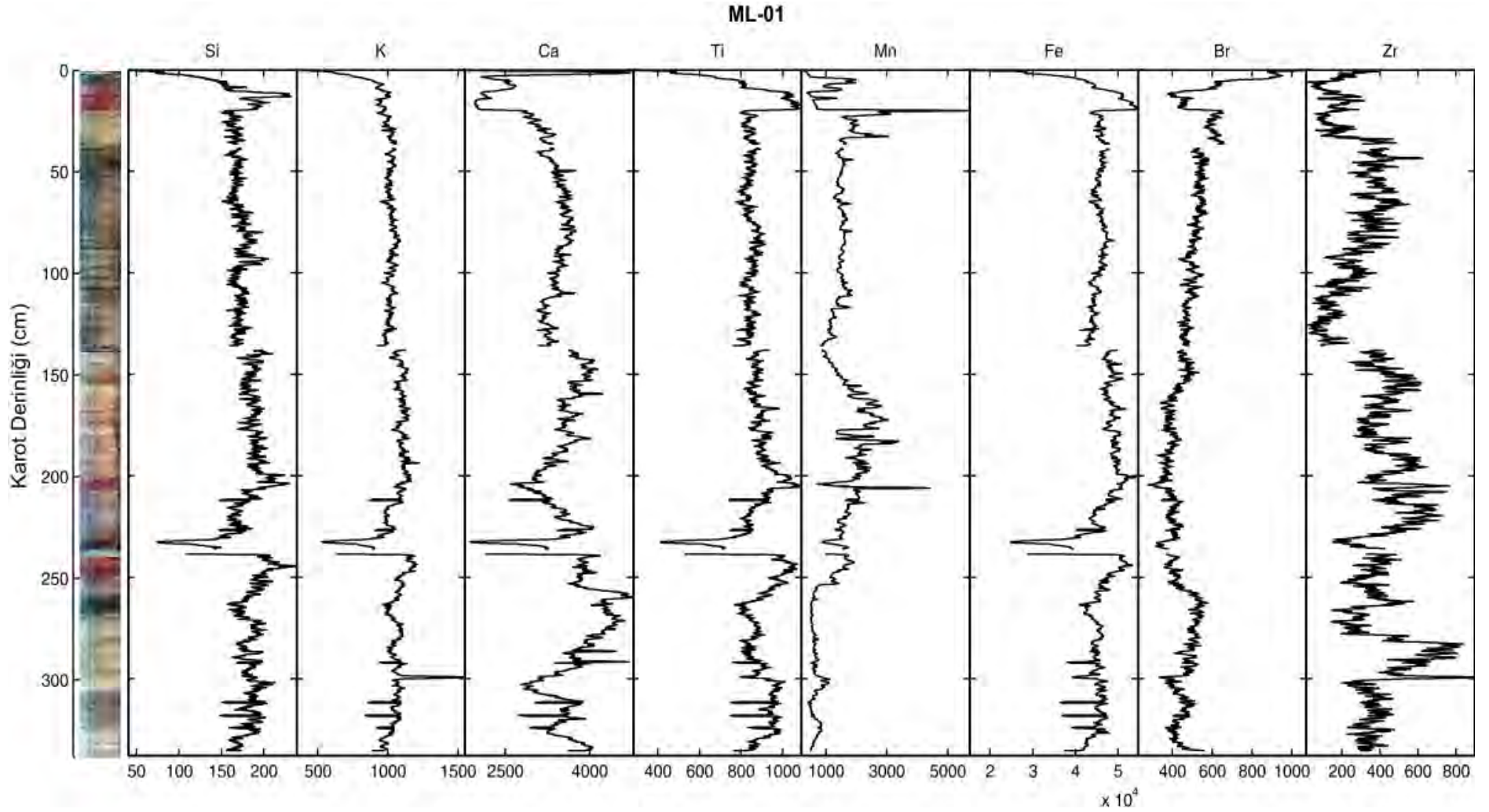
Ayrıca kütle akması tabakasının altında diyajenetik Mn zenginleşmesi dikkati çekmektedir. Bu karotun XRF analizi sonuçlarına göre, 10-20 cm seviyesinde Si, K, Ti, Fe, Zr elementlerinde artış; Ca, Mn, Br elementlerinde belirgin bir azalma vardır (Şekil 9.15). MNTKS-34 karotunda tespit edilen 223-232 cm aralığındaki kırmızı-kahve çamur tabakasının ML-01 karotunda 198-208 cm aralığına denk geldiği her iki karota ait element profilleri karşılaştırılarak söylenebilir. 260 cm seviyesinin altında ve 150 cm'nin üstünde görülmeye başlayan Br değerlerindeki artış, çökellerin organik karbon içeriği ile korelasyon gösterir. 230-235 cm'ler arasında bulunan *Ostrea edulis* kavkıları, Ca'un bu seviyede artışına neden olmuştur. ML-01 karotunda 301.5-302 cm aralığında görülen tefra seviyesi karot boyunca en yüksek K ve Zr değerlerine sahiptir. Sapropelin 260-270 cm aralığındaki çok belirgin lamine kısmı Ca'ca zenginleşme gösterir.



Şekil 9.13. MNTKS-34 karotunun XRF sonuçları. 223-232 cm aralığındaki kütle akıntısı birimindeki kırınıt mineral girdisini gösteren Ti, Si ve Fe; yaklaşık 460 cm derinlikteki tefra birimindeki K ve Zr ve 460 cm'nin altındaki sapropelde Br zenginleşmesi dikkati çekmektedir.



Şekil 9.14. M13-1 karotunun XRF element profilleri. 9.5-19 cm’de derinlikteki kütle akması birimindeki Ti, Fe ve Si değerlerindeki artış ve Ca’daki azalma dikkati çekmektedir. Element konsantrasyonları saniyede sayımdır (cps).



Şekil 9.15. ML-01 karotunun XRF element profilleri. Yorum için metne bakınız. Element konsantrasyonları saniyede sayımdır (cps).

9.2.6. Gemlik Körfezi Yaş Tayini Analizleri

Gemlik Körfezi karotlarında dört örnekte karbonat kavkılarında AMS radyokarbon yaşı elde edilmiştir (Tablo 9.2).

Tablo 9.2. Gemlik Körfezi karotlarında AMS ¹⁴C yaş verileri.

Karot Adı	Derinlik (cm)	Fosil İçeriği	Kalibre edilmemiş yaş ((±1σ)	Kalibre edilmiş yaş (±1σ)
MNTKI 13	42-44 cm	Foram, ostrakod, kavkı, gastropod	735±35 G.Ö	1640±52 M.S.
ML01-1/Bölüm 2	58-60 cm	Foram, ostrakod, kavkı, ekinit plakası, gastropod	3850±40 G.Ö	1760±73 M.Ö.
MNTKS34/Bölüm 6	73 cm	Kömürleşmiş bitki Parçaları	4060±30 G.Ö	2580±98 M.Ö.
MNTKS34/Bölüm 8	48-49 cm	Bivalv kavkısı	5470±40 G.Ö	3820±70 M.Ö.

Bu radyokarbon yaşlarına ek olarak, çökel karotlarında kronolojisi bilinen bazı önemli anahtar stratigrafik birim bulunmaktadır. Litolojik tanımlama, çoklu element jeokimya analizleri ve sismik-karot korelasyonu sonucu tesbit edilmiş olan bu birimler, organik maddece zengin koyu zeytin yeşili sapropel ve alkali bileşimde, potasyumca zengin tefra birimleridir.

Sapropel daha önce Çağatay v.d. (1999) ve Tolun v.d. (2002) tarafında “üst sapropel” olarak G.Ö. 4750-3250 ¹⁴C yılına yaşlandırılmıştır. Marmara Denizi’nde ilk olarak bu çalışmada saptanan alkali tefra, MNTKS34 karotunda 468 cm ve ML01-1 karotunda ise 301.5-302.2 cm’deki seviyelerinde görülmüştür. Bu tefra seviyesi; gerek kimyasal ve mineralojik bileşimi, gerekse karottan alınan AMS radyokarbon yaş tayinleri ve sapropelin yaşına ve görece stratigrafik konumuna göre görece yaşı dikkate alındığında Vezüv yanardağının kaynaklanan AP2 (Avelino) patlamasının ürünü olmalıdır. Bu tefra biriminin İtalya’nın güneyinde Lago Grande Monticchio Gölü çökel kayıtlarındaki yaşı varv kronolojisine göre G.Ö. 4150 ± 210 yıl olarak saptanmıştır (Wulf et al., 2008). Yakın zamanda aynı tefra birimi İznik Gölü çökel istifinde de bulunmuştur (Roeser v.d., 2012; Ülgen v.d., 2012).

9.3. Gemlik Körfezi Karotlarında Deprem Kayıtları ve Tarihsel Deprem Kayıtları ile Deneyilmesi

Karotların üst 2.5 m’lik kısmında tespit edilen kırmızı-kahverengi çamur tabakalarının üst dokanağı geçişli iken alt dokanağı oldukça keskindir. Bu kırmızı-kahve çamur tabakalarında ortalama tane boyu silt boyutuna kadar çıkmaktadır. Göreceli olarak yüksek manyetik duyarlılık değerlerine sahiptir. Bununla birlikte kırıntılı girdinin göstergesi olan K, Fe, Ti ve Zr değerlerinde zenginleşme; Ca, Br, Mn elementlerinde azalma göstermektedir. Tüm bu özellikler, kırmızı-kahverengi tabakaların doğudaki deltadan kaynaklanan kütle akması çökelleri olduğunu gösterir. Bu tabakanın alt sınırında Mn değerlerindeki ani yükselme, deniz tabanına yakın oksik/anoksik sınırındaki diyajenetik zenginleşmeyi temsil eder ve delta kaynaklı kütle akması bu çökellerin üstünü örter. Böylece, kırmızı-kahverengi, kırıntı

malzemeli birimlerin, deltadan kaynaklanarak, depremlerle tetiklenerek türbidit akıntıları ile havzanın depo-merkezinde çökelmiş olduğu söylenebilir.

Bu birimlerden en genci her iki su/çökel ara yüzey kartunda da tesbit edilmiştir. Bu birimin MNTKI-13 nolu karottaki konumu 22-18 cm karot derinliği arasındadır. Bu karottan 42-44 cm arasından alınan MS1640±52 yıl bu kütle akmasının MS 1640 yaşından daha genç olduğunu göstermektedir (Tablo 9.2). Merkez üssü Gemlik Körfezi- Mudanya-Bursa olan MS 1650 den daha yakın tarihte oluşmuş ve şiddeti IX olan iki önemli tarihsel deprem vardır. Bunlar 1863 ve 1855 depremleridir (Ergin v.d, 1967; Uçarkuş, 2002; Doğan, 2010). Doğan'ın (2010) paleosimolojik çalışmalarına göre 1863 depremi, doğuda İznik Gölü Güney doğusundaki Dırazali-Sarıgazi segmenti üzerinde; 1855 depremi ise daha batıda Gemlik Körfezi'ne yakın Umurbey segmenti üzerinde ve/veya Gemlik Körfezi içerisinde oluşmuştur. Buna göre Gemlik Körfezi içerisinde olmuş son depremin M=7.0 11 Nisan 1855 depremi olma ve bu depremin karotlarının üst kısımlarında gördüğümüz kırmızı-kahverengi kütle akıntısı birimini tetiklemiş olma olasılığı kuvvetlidir. Osmanlı kayıtlarına göre 28 Şubat 1855' de Bursa 7.5 büyüklüğünde yıkıcı bir depremi takiben 11 Nisan 1855'de Gemlik'ten Mudanya'ya kadar olan bölgeyi etkileyen büyük bir deprem daha meydana gelmiştir (http://neic.usgs.gov/neis/eq_depot/1999/eq_990817/eq_list.html).

ML-01 karotunda daha yaşlı kütle akması (türbidit) niteliğindeki kırmızı-kahverengi birimler, sırası ile 155-159 cm, 168 cm ve 199-207 cm'lerde görülmektedir (Şekil 9.5). 199-207 cm aralığındaki birimin hemen üzerinde 196-198 cm'den alınan AMS C-14 yaşı M.Ö 1760±73 yıl ve 301.5-302 cm aralığındaki, AP-2 tefrasının yaşı 4150 yıl olarak alındığında, 155-159 cm, 168 cm ve 199-207 cm derinliklerdeki kütle akma birimlerinin (türbidit) yaş-derinlik modeline göre yaşları yaklaşık G.Ö. 3000 yıl, G.Ö. 3250 ve G.Ö. 3800 yıldır. Bu birimlerin depremlerle tetiklendiği düşünülürse, yaklaşık son 4000 yıldaki Gemlik Körfezi'nde çökel isitifinde kaydedilen büyük (M>6) deprem sayısı dördür. Buna göre ortalama deprem tekrarlanma aralığı yaklaşık 1000 yıl olarak hesaplanır. Bu İzmit Körfezi'nde kaydedilen deprem tekrarlanma aralığından (Çağatay v.d., 2012) yaklaşık 3.5 misli daha uzundur. Bu durum Kuzey KAF koluna göre daha düşük etkinliğe sahip olan orta kolun yakın zamanda ölçülen GPS hareket hızı (2 mm/yıl) ve fay üzerinde tesbit edilen jeolojik kayma hızı (4 mm/yıl) ile uyumludur (Kahle v.d., 1998; McClusky v.d., 2000; Gasperini v.d., 2011a).

10. SONUÇLAR

Çalışmada Marmara Denizi'nde KAF'ın kuzey ve orta kollarında değişik fay bölümlerine (segmentlere) ait deprem kayıtlarını araştırmak amacı ile Marmara Denizi'nin çeşitli havzalarından ve aradaki basınç sırtlarından değişik deniz çalışması seferlerinde alınmış toplam 24 adet piston-gravite ve çökel/su ara yüzey karotları analiz edilmiştir.

Bu karotlar önce sedimentolojik açıdan tanımlanmıştır. Daha sonra laboratuvarında karotların seçilen önemli bir kısmının tane boyu (lazer granülometri), tümünün fiziksel özellikleri (manyetik duyarlılık, yoğunluk gibi; Çok Senörlü Karot Log Alıcısı, MSCL) ve XRF element ve sayısal radyografi (XRF Karot Tarayıcı) analizleri yapılmıştır. Bazı karotlarda diyajenez ve karbonatların kökenleriyle ilgili süreç ve sorunları araştırmak amacı ile duraylı oksijen ve karbon izotopları analiz edilmiştir. Karotların kronolojisi, Hızlandırılmış Kütle Spektrometresi (AMS) radyokarbon ve radyonüklid (^{210}Pb ve ^{137}Cs) analizleri ile gerçekleştirilmiştir.

İncelenen karotlarda deprem kayıtları depremle tetiklenen türbidit (T) veya türbidit-homojenit (TH) birimleri tarafından temsil edilmektedir. Bu birimler, deniz alanının batimetrisine göre değişen özellikler sunmaktadır. Örneğin, sarp yamaçlı ve göreceli büyük ve derin havzalarda (Çınarcık, Orta Çukurluk, Tekirdağ, İzmit-Karamürsel gibi) tabanı kum ve iri silt malzemeli TH birimleri görülürken; Gölcük (İzmit Körfezi) ve Gemlik Körfezi gibi daha yayvan ve sığ havzalarda kırmızı-kahverenkli, daha ince malzemeli (silt) kütle akıntısı (T) birimleri görülmektedir. Depremle tetiklenen TH birimler aşağıdaki özelliklerin en az birkaçına sahiptir:

- 1) Kaba malzemedan (kum, kaba silt) oluşan ve çoklu lamina veya bantlı yapıda, tabanı keskin ve aşınmalı, çoğunlukla normal tane boyu derecelenmesi gösteren bir taban bölümü, ortada laminalı bir silt bölümü ve üstte homojen bir çamur bölümünün varlığı,
- 2) Kaba taneli taban bölümünde Zr, Si, Ca, Ti, K, Fe gibi elementlerden birkaçının zenginleşmesi,
- 3) Tabanın hemen altında Mn zenginleşmesi ve TH içerisinde azalma.
- 4) Taban kısmında kum laminalarının kalınlığının ve tane boyutunun yukarı doğru incelenmesi (tsunami ile karşı yamaçtan yansıyan su altı akıntısı, sechi etkisi kriteri),
- 5) Tabanda kum laminalarında iki yönlü çapraz lamina veya tabakaların varlığı, ve
- 6) Kum mercekle, kum topakları ve alev yapıları gibi, su kaçma yapılarının ve çökellerde mikro faylanmaların varlığıdır.

Bu özelliklerin bir kaçının bir arada varlığı, depremle tetiklenen kütle akması birimlerinin sel, fırtına ve deltalarda çökel yığılması gibi diğer süreçlerle tetiklenmiş kütle akması birimlerinden ayırt etmek için önemlidir.

Marmara Denizi'nin değişik havza ve sırtlarında yapılan karot analizlerinden elde edilen ve tarihsel depremlerle eşleştirilen deprem çökel kayıtları Şekil 10.1'de verilmiştir. Milattan Öncesine (M.Ö.) ait dönemi de kapsayan tüm deprem kayıtlarıyla ilgili bulgular çalışılan deniz alanlarına göre özet halinde aşağıda sunulmuştur.

İzmit Körfezi: M=7.4 17 Ağustos 1999 depreminin kaydı İzmit Körfezi, Karamürsel Havzası çökellerinde ^{137}Cs ve ^{210}Pb yöntemi ile kesin olarak tarihlendirilmiş olup, 32.5 cm'lik TH birimi ile temsil edilmektedir. TH biriminin tabanı, 2.5 cm kalınlığındaki gri, ince kum - kaba-orta silt tane boyunda malzeme içeren bir tabakadan oluşmaktadır. TH birimi keskin ve aşınmalı bir dokanakla yeşil renkte ve biyotürbasyonlu normal bir çamur biriminin üzerine gelmektedir (Fig. 3.2). TH biriminin orta kısmı 10 cm kalınlığında, dereceli boylanma ve

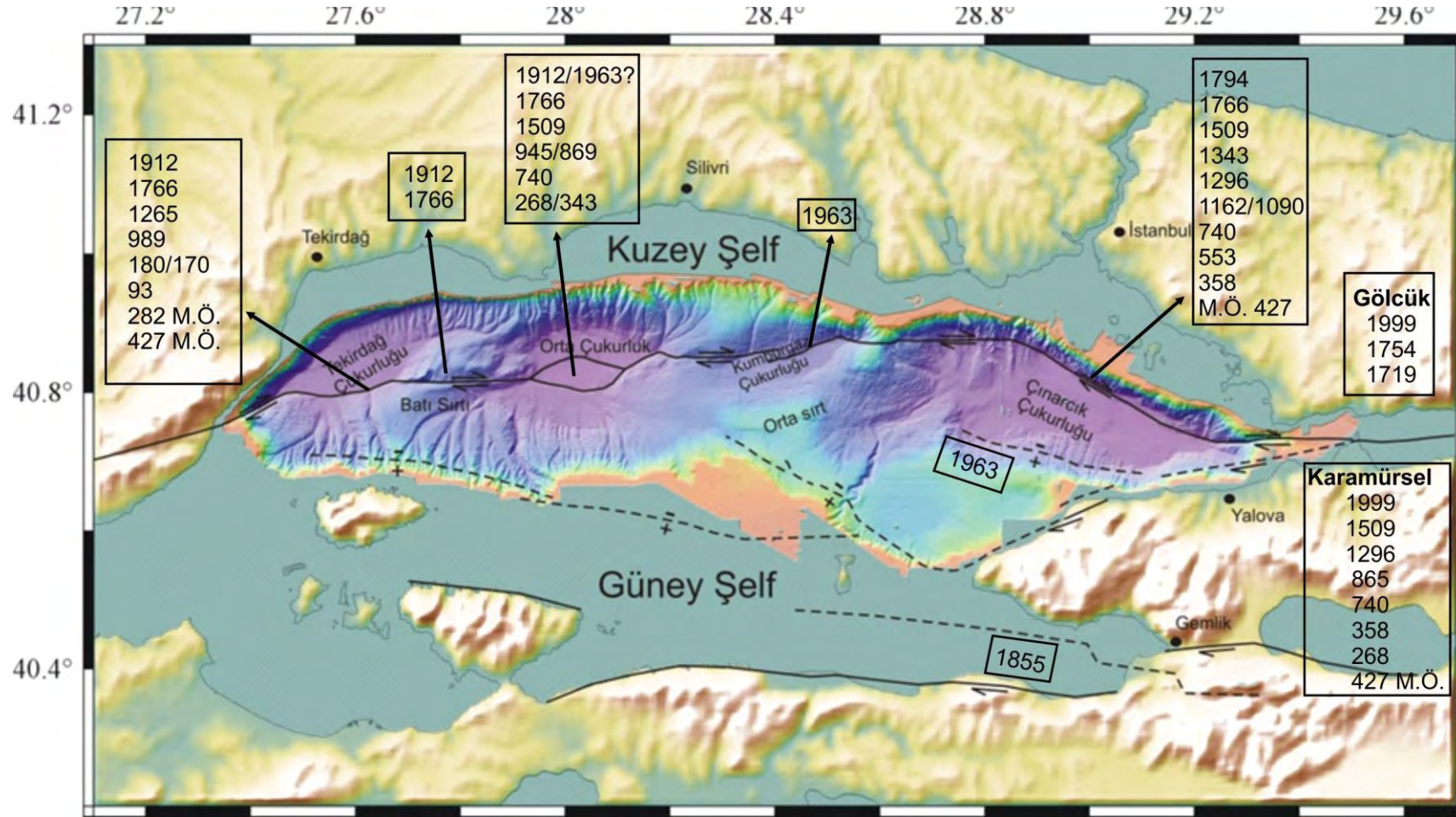
zayıf lamina yapısı gösteren bir silt çamurundan ve üstü 16 cm kalınlıkta, oldukça homojen koyu gri-siyah çamurdan (homojenit) oluşmaktadır.

1999 depreminin kaydının altında zayıf olarak M.S. 1509 depreminin ($M_s > 7.4$) kaydı bulunmuştur. Bunun da altında, karotta alta doğru büyük olasılıkla 1 Haziran 1296 (Şiddet, $I = VII$), depremi, M.S. 865 depremi, ve M.S. 26 Ekim 740 depreminin ($M_s = 7.1$, $I = IX-XI$) kayıtları izlenmektedir (Şekil 10.1). Özellikle M.S. 740 depreminin kaydı çok belirgindir. Bu kayıt, 5.1 cm kalınlığında çift yönlü çapraz tabakalanma gösteren kaba malzemeli bir temel içermekte ve bir tsunaminin neden olabileceği, su sütunu salınımlarını gösteren çökeline işaret etmektedir. Daha altlarda 24 Ağustos 358 depreminin ($M = 7.4$, $I = IX$), Ekim 268 depreminin ve M.Ö. 427 depreminin kayıtları bulunmuştur.

Merkez üssü İzmit Körfezi ve yakınları olarak belirtilen 25 Mayıs 1719 ($M_s = 7.4$) ve 2 Eylül 1754 ($M_s = 6.8$) depremlerinin çökel kayıtları Karamürsel Havzası'nda bulunmamıştır. Buna karşın bu iki depremin kaydı, $M=7.4$ 17 Ağustos 1999 depremini kaydına ek olarak, İzmit Körfezi'nde Gölcük Havzası'nda bulunmuştur. Ancak Gölcük havzasındaki bu deprem kayıtları Karamürsel Havzası TH birimlerine göre değişik özelliktedir. Gölcük havzasındaki ilgili TH birimleri, keskin bir tabana, Karamürsel havzası TH birimlerine göre daha ince taneyle (orta silt) ve laminalı yapıya sahip olup; kırmızı kahverenkli. Gölcük kütle akma birimleri, renkleri dışında fiziksel ve jeokimyasal özellikleri ile de tanımlanabilmektedir. Karamürsel ve Gölcük Havzalarının kütle akma birimleri arasındaki farkın başlıca nedeni olasılıkla Gölcük havzasının daha sığ, yayvan ve küçük olması ve akarsu çökel kaynaklarına daha yakın olmasındandır. Benzer şekilde merkez üssünün Çınarcık Havzası olduğu bilinen 10 Temmuz 1894 ($M_s = 7.3$) depreminin kaydı, İzmit Körfezi batısında (Darıca Havzası) bulunmasına karşın (McHugh vd., 2006), Karamürsel Havzası'nda bulunamamıştır. Bu durum, olasılıkla bu depremin etkisinin veya kırığının Karamürsel Havzasına ulaşmadığını göstermektedir. İzmit Körfezi Karamürsel Havzasının son 2400 yıllık çökel istifi Kuzey Anadolu Fayı'nın İzmit segmenti boyunca sekiz deprem kaydı içermektedir. Bu da ortalama deprem oluşma aralığını (recurrence interval) 300 yıl olarak vermektedir. Ancak ardışık depremler arasındaki zaman aralığı, 90 ile 695 yıl arasında, oldukça değişkendir (Şekil 10.1).

Çınarcık Havzası: Havzanın kuzey ve güneyinde, iki lokasyondan alınan biri çökel/su ara yüzey ve diğeri piston karotu olmak üzere dört karot incelenmiştir. Karotlarda sedimentolojik, fiziksel ve kimyasal özellikleri ile birlikte X-Işınları radyografi görüntüsü, MSCL fiziksel ve XRF karot tarayıcı jeokimyasal analizleriyle tesbit edilen türbidit-homojenit (TH) birimleri iyi bir şekilde tanımlanmış ve üsttekiler tarihsel depremlerle deneştirilmiştir. Depremlerle tetiklendiğini düşünülen TH birimlerinin kumlu-iri siltli taban kısımları çoğunlukla çoklu lamina veya ince tabakadan oluşmakta ve üste doğru normal tane boyu derecelenmesi göstermektedir. Bazı çoklu kum lamina/tabakaların en üsttekinde kara kökenli bitki parçaları bulunmakta; bazılarında ise mercek ve kum topları halinde su kaçma yapıları izlenmektedir.

TH birimleri jeokimyasal bileşimleri ile de belirgin özelliklere sahiptir. Kumlu-siltli taban kısımları Ti, Zr gibi elementlerce zenginleşmiştir. Mangan (Mn), türbidit seviyesinin altında diyajenetik olarak belirgin bir zenginleşme; içerisinde ise azalma göstermektedir. Çınarcık Havzası'nda AMS Radyokarbon ve ^{137}Cs tarihlendirme analizleri ile yaşlandırılan TH birimlerinden, güneydeki karotta en üstteki $M=6.4$ 1963 depreminin; kuzeydeki karotlarda ise $M=7.3$ 1794 depreminin kaydını vermiştir. Bu sonuçlar aletsel ve gözlemsel sonuçlarla uyumludur (Nalbant v.d., 1998; Bulut ve Aktar, 2007; Ambraseys, 2002b).



Şekil 10.1. Marmara Denizi tarihsel dönemde elde edilen deprem kayıtları. Batimetri Le Pichon v.d., 2001; faylar siyah çizgi ile Armijo v.d. (2005)'den kendi verilerimize göre değiştirilerek çizilmiştir.

Karotlarda alttaki TH birimleri büyük olasılıkla sırası ile, M=7.1 22 Mayıs 1766, M=7.2 10 Eylül 1509, M=6.9 18 Ekim 1343, 1 Haziran 1296 (Şiddet, I = VII), M.S. 1162 veya M.S. 6 Aralık 1090, M.S. 26 Ekim 740 depremidir (M.S. = 7.1, I = IX-XI), 15 Ağustos 553, M.S. 358 (veya M.S. 403 ve M.S. 407), M.Ö. 427 depremlerinin kayıdır. MNTKS-10 karotunun yaş-derinlik modelinden bulunan diğer deprem kayıtları yaklaşık olarak M.Ö. 570, 630, 640, 780, 830±41, 920, 1230±60, 1290±78, 1450, 1510, 1650, 1850±66, 2670, 2930, 3250±74, 3570, 3810, 5330±50, 5940, 6110, 6250, 6440, 6580, ve M.Ö. 7100±80 yıllarına tarihlendirilmiştir (Şekil 10.1).

MNTKS10 karotunda çıplak gözle ve radyografi görüntülerinden tanımlanabilen 36 türbidit-homojenit (TH) biriminin karotun taban yaşı olan yaklaşık son 9450 yılda oluştuğu gözününde bulundurulduğunda, Çınarcık Havzasında ortalama deprem oluşum aralığının ortalama yaklaşık 260 yıl olduğu bulunur. Ancak birbirini izleyen iki deprem arasındaki zaman aralığı fazla düzenli değildir. Bu aralık yaklaşık 90 yıl ile 1500 yıl arasında değişmektedir.

Orta Sırt: Orta Sırt üzerinde biri çökel/su ara yüzey; diğeri piston-gravite olan iki karotun sedimentolojik, fiziksel ve kimyasal özellikleri X-Işınları radyografi görüntüsü, fiziksel MSCL, jeokimyasal XRF karot tarayıcı ve tane boyu analizleri her iki karotta da herhangi bir kütle akmasının bulunmadığını göstermiştir. Ancak bu sırt üzerinde Kumburgaz havzasından alınan çökel/su ara yüzey karotunun ²¹⁰Pb profili ve ¹³⁷Cs analizleri ile birlikte yorumlandığında, yaklaşık 55-70 yıl önce bir deformasyonun varlığı dikkati çekmektedir. Bu tarih olasılıkla 1963 depremine karşılık gelmektedir. Karottaki bu deformasyon nisbeten uzak (telesmik) bir etki ile oluşmuştur. Çökel/su ara yüzey karotundaki bu olay dışında, tabanın yaşı göl deniz geçişi olan G.Ö. 14 bin yıldan (kalibre yaş) daha da eskiye giden ve kuzeydeki faya çok yakın piston karotunda deprem kayıtlarının bulunmaması, Orta Sırt üzerindeki fay segmenti üzerindeki hareketin çok yavaş kayma (creep) şeklinde olduğu görüşünü (Armijo v.d., 2005; Çağatay ve Özeren, 2007; Géli v.d. 2008) desteklemektedir.

Orta Havza: Orta Havzada üç piston karotunda belirlenen TH birimleri değişik sedimentolojik, fiziksel ve jeokimyasal özellikleri ile çoğunlukla Çınarcık Havzası'ndaki TH birimlerine benzemektedir. TH birimleri, çoğunlukla çoklu kum laminasyonları ve üzerlerinde homojen bir çamurdan oluşmaktadır. En altaki kum laminasının tabanı keskin ve bazen aşınmalıdır. Kum laminalarının kalınlığı ve tane boyu yukarı doğru incelmeye gösterir. Havzada faya ve güney yamacına yakın karotta görüldüğü gibi, kumca ve kavkıca zengin TH birimleri yüksek enerjili yakınsak kütle akıntısı çökellerini; merkeze yakın karotlarda görülen daha çok siltçe zengin TH birimleri ise iraksak kütle akıntısı çökellerini temsil etmektedir.

Orta Havza'da üç karottaki TH birimleri birbirleri ile fiziksel özellik (özellikle de manyetik duyarlılık) ve jeokimyasal (Zr, Ti, Ca, Mn) parametreler kullanılarak deneştirilebilmektedir. Faya en yakın olan karot toplam 24 TH birimi ile en fazla sayıda TH birimi içermektedir.

Üç karotun herbirinin en üstteki TH birimi, radyonüklid (²¹⁰Pb ve ¹³⁷Cs) verilerine göre M=6.4 1963 Çınarcık Havzası depreminin veya M=7.4 1912 depreminin kaydını içermektedir. Ancak, radyo nüklid analizlerinin üstü korunmamış karotlarda yapılmış olması karotlardaki tarihlendirme sonuçlarının güvenilirliğini azaltmaktadır.

AMS radyokarbon analizlerinden, Orta Havza karotlarındaki diğer TH birimlerinin sırası ile M=7.1 Mayıs 1766 ve/veya M=7.4 Ağustos 1766, M=7.2 1509, M.S. 945 (veya M.S. 860), M.S. 26 Ekim 740, M.S. 268 veya 343 depremlerinin kaydı olabileceği bulunmuştur (Şekil 10.1). Orta Havzada toplam 24 adet TH birimi içeren güneydeki yamaca yakın karotun

tabanına yakın alınan G.Ö. 5350 yaşı dikkate alındığında, bu havza için ortalama deprem tekrarlanma aralığı yaklaşık 220 yıl olarak bulunur. Birbirini izleyen iki deprem arasındaki aralık ise 120 yıl ile 1200 yıl arasında değişmektedir.

Batı Sırt: Batı sırtında tek bir çökel/su ara yüzey karotu analiz edilmiştir. Karotta ²¹⁰Pb profilindeki 12 cm derinlikteki dalgalanma bir çökel karışımını veya deformasyonunu göstermektedir. Karotta bu deformasyon seviyesinin kütle akması olarak radyografi, tane boyu ve XRF Karot Tarayıcı analizlerinde karşılığının olmaması, çökelin olasılıkla yüzeyde kendi içinde sismik dalgalarla karıştığını göstermektedir.

Bu deformasyon, ²¹⁰Pb tarihlendirmesine göre olasılıkla M=7.3 1912 Mürefte depremi ile ilgilidir. Bu kaydın zayıflığı, Sırtın yüksekteki konumu nedeniyle fazla çökel biriktirmemesi yanında, 1912 Mürefte depreminin merkez üsünün batı sırtından uzaklığı ile de ilgili olabilir.

Karotta 29.5-37cm derinlik aralığında yer alan ve tane boyu analiz sonuçlarına göre aynı veya birbirine yakın iki olayla tetiklendiği düşünülen iki kütle akma birimi, M=7.1 Mayıs 1766 ve/veya M=7.4 Ağustos 1766 depremleri ile deneştirilebilmektedir (Şekil 10.1).

Tekirdağ Havzası: Havzada analizi yapılan biri çökel/su ara yüzey ve ikisi piston karotu olmak üzere toplam üç karotta belirlenen TH birimlerinin sedimentolojik, fiziksel ve jeokimyasal özellikleri genel olarak Çınarcık ve Orta havzalarının TH birimlerinin özelliklerine benzerlik göstermektedir.

Çökel/su ara yüzey karotunda ²¹⁰Pb tarihlendirme analizleri, karotta en üstte zayıf olarak görülen TH biriminin M=7.4 1912 Mürefte depremini temsil ettiğini göstermektedir. Aynı karotta birbirine yakın iki TH birimi ²¹⁰Pb analizlerinden elde edilen çökeltme hızına göre M=7.4 5 Ağustos 1766 ve M=7.1 22 Mayıs 1766 depremlerinin kaydı olmalıdır.

Tekirdağ Havzası piston karotlarından elde edilen daha yaşlı çökel kayıtları sırası ile M.S. 1296, M.S. 945 (veya M.S. 948) ve M.S. 180 veya 170 depremleri ile ilişkilendirilmiştir. Piston karotlarda yaş-derinlik modeline göre elde edilen daha önceki döneme ait deprem kayıtları, yaklaşık M.S. 100, M.Ö. 180, 250, 380±45, 700, 880±52, 930, 990±68, 1210±65, 1060±70, 1470, 1800, 1980, 2320±78, 2490±72 ve 2950±68 olarak bulunmuştur. M.Ö. 250 model yaşına ve 380±45 yılı radyokarbon yaşına sahip çökel kaydı olasılıkla, M.Ö. 282 ve M.Ö. 427 depremlerine aittir (Şekil 10.1).

Tekirdağ Havzası karotlarında son 5000 yılda depremle tetiklendiğini düşündüğümüz, TH2 ve TH3 birimlerinin aynı olayı temsil edip etmediklerine göre, 22 veya 21 türbidit-homojenit (TH) birimi bulunmaktadır. Buna göre havzada ana fay segmenti üzerindeki ortalama deprem tekrarlanma aralığı 230-240 yıldır. Birbirini izleyen iki deprem arasındaki zaman aralığı ise yaklaşık 150 yıl ile 765 yıl arasında değişmektedir.

Kuzey kol üzerindeki İzmit Körfezi, Çınarcık Havzası, Orta Havza ve Tekirdağ Havzası çökel kayıtlarından elde edilen 220-300 yıllık ortalama deprem tekrarlanma aralığı, bu kol üzerindeki GPS hareket oranları (2.4 cm / yıl; McClusky v.d., 2000; Meade v.d.,2002) ve 1999 İzmit depreminin yanal ötelenme miktarları ile uyumludur (4.5-5 m; Barka vd, 2002).

Gemlik Körfezi: Gemlik Körfezi Marmara Denizin de KAF'nın orta kolu üzerinde yer almaktadır. Körfezin en derin, merkezi kısmına yakın iki ayrı lokasyondan alınan, biri çökel/su ara yüzey ve diğeri piston karotu olmak üzere, dört karot incelenmiştir. Karotlarda yapılan değişik litostratigrafik tanımlama, sedimentolojik, fiziksel ve jeokimyasal analizler ile kütle akıntısı olan birimler tanımlanmıştır. Bu birimler; keskin alt ve geçişli üst dokanak,

kırmızı-kahve renk, silt tane boyu, yüksek yoğunluk, yüksek manyetik duyarlılık, yüksek Si, Ti, Zr ve düşük Ca, Br ve Mn değerleri ile temsil edilmektedir. Bu özellikleri ile Gölcük Havzası (İzmit Körfezi) kütle akıntısı birimlerine benzerlik göstermektedir. Bu havzada çökelin kaynağının doğudaki Kocadere deltası olduğu düşünülmektedir.

Karotlarda en üstteki kütle akması birimi M.S. 1855 depremi ile deneştirilebilmektedir. Diğer kayıtların tarihleri, piston karotlarındaki yaş-derinlik modeline göre yaklaşık G.Ö. 3000 yıl, G.Ö. 3250 ve G.Ö. 3800 yıldır. Bu birimlerin depremlerle tetiklendiği düşünülürse, yaklaşık son 4000 yıldaki Gemlik Körfezi'nde çökel isitifinde kaydedilen büyük ($M>6$) deprem sayısı dördttür. Buna göre Gemlik Körfezi'nde ortalama deprem tekrarlanma aralığı yaklaşık 1000 yıl olarak hesaplanmıştır.

Bu sonuç, Kuzey KAF koluna göre daha düşük etkinliğe sahip olan orta kolun yakın zamanda ölçülen GPS hareket hızı (2 mm/yıl) ve fay üzerinde tesbit edilen jeolojik kayma hızına (4 mm/yıl) göre daha hızlıdır (Kahle v.d., 1998; McClusky v.d., 2000; Gasperini v.d., 2011a).

Marmara Denizi'nin değişik deniz alanlarından elde edilen bu deprem çökel kayıtları, deprem tekrarlanma aralığı hakkında bilgi verdiği gibi, fay segmentasyonu hakkında da önemli sonuçlar sunmaktadır (Şekil 10.1). Bu sonuçlar Ambraseys'in (2002a,b) Şekil 1.3'de özetlenen ve tarihsel kayıtlara dayanan merkez üssü (epicentre) verilerinden farklılıklar göstermektedir. Bu farklılığın en önemli nedeni tarihsel kayıtlarda merkez üssünün daha çok yerleşim odaklı, yani İstanbul olmasındandır.

KAYNAKLAR

- Adatepe, F.M., 1988. Marmara Denizi Jeofizik Verilerinin Değerlendirilmesi. İ.Ü. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Doktora Tezi, 133 s.
- Aksoy, M., Meghraoui, M., Vallée, M., Çakır, Z., (2010). Rupture characteristics of the AD 1912 Mürefte (Ganos) earthquake segment of the North Anatolian fault (western Turkey). *Geology*, 38:991-994.
- Algan, O., Altıok, H., Yüce, H., (1999). Seasonal variation of suspended particulate matter in two-layered İzmit Bay, Turkey. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 49, 235–250.
- Alpar, B., 1999. Underwater signatures of the Kocaeli earthquake (August 17th 1999). *Turkish Journal Marine Science* 5, 111–129.
- Altınok, Y., Ersoy, Ş., (2000). Tsunamis observed on and near the Turkish coast. *Natural Hazards* 21, 185–205.
- Altınok, Y., Tinti, S., Alpar B, Yalçiner A.C., Ersoy, S., Bortolucci, E. and Armigliato, A., (2001a). The tsunami of August 17, 1999 in İzmit Bay, Turkey. *Natural Hazards*, 24, 133-146
- Altınok, Y., Alpar, B., Özer, N., Aykurt, H., 2011. Revision of the tsunami catalogue affecting Turkish coasts and surrounding regions. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 273-291.
- Ambraseys N, Finkel C., (1991). Long-term seismicity of İstanbul and of the Marmara Sea region. *Terra* 3:527-539.
- Ambraseys, N. N. and Finkel, C. (1995). The seismicity of Turkey and adjacent areas; A historical review: 1500–1800, Eren Yayıncılık, İstanbul.
- Ambraseys, N.N., Jackson, J.A., (2000). Seismicity of Sea of Marmara (Turkey) since 1500. *Geophysics J. Int* 141, F1–F6.
- Ambraseys, N. N. (2002a). Seismic sea waves in the Marmara Sea region during the last 20 centuries, *J. Seismol.*, 6, 571–578.
- Ambraseys, N.N., (2002b). The seismic activity of the Marmara Sea Region over the last 2000 years: *Bull. Seis. Soc. Amer.*, 92:1-18.
- Ambraseys, N.N. (2006). Comparison of frequency of occurrence of earthquakes with slip rates from long-term seismicity data: the cases of Gulf of Corinth, Sea of Marmara and Dead Sea Fault Zone. *Geophysics. J. Int.* 165, 516–526.
- Appleby P.G. (2001). Chronostratigraphic techniques in recent sediments. In: Last W.M., Smol P.M., (Editors): *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, Volume 1: basin analysis, coring, and chronological techniques*, Kluwer Academic, p. 171-203.

- Appleby, P.G. and Oldfield, F. (1978). The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment. *Catena* 5: 1-8.
- Armijo, R., Meyer, B., Navarro, S., King, G., Barka, A., (2002). Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: a clue to propagation processes of the North Anatolian Fault. *Terra Nova* 14 (2), 80–86.
- Armijo R, Pondard, N, Meyer, B, Mercier de Lapinay, B, Uçarkus, G, the MARMARASCARPS Cruise Party (2005) Submarine fault scarps in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): implications for seismic hazard in Istanbul. *Geochem Geophys Geosyst* 6: 1-29.
- Balkıs, N., (2003). The effect of Marmara (İzmit) earthquake on the chemical oceanography of İzmit Bay, Turkey. *Marine Pollution Bulletin* 46, 865–878.
- Balkıs, N., Şenol, Ş. and Aksu, A. (2007). Trace Metal Distributions in water column and surface sediments of İzmit Bay (Turkey) after Marmara (İzmit) Earthquake. *Fresenius Environmental Bulletin*, 16(8): 910-916.
- Barka, A.A., Kuscı, I., (1996). Extents of the North Anatolian fault in the İzmit, Gemlik and Bandırma Bays, *Turkish Journal of Marine Sciences*, 2, 93–106.
- Barka, A., Akyuz, H. S., Altunel, E., Sunal, G., Cakir, Z., Dikbas, A., Yerli, B., Armijo, R., Meyer, B., de Chabaliér, J. B., Rockwell, T., Dolan, J. R., Hartleb, R., Dawson, T., Christofferson, S., Tucker, A., Fumal, T., Langridge, R., Stenner, H., Lettis, W., Bachhuber, J. and Page, W. (2002). The Surface Rupture and Slip Distribution of the 17 August 1999 İzmit Earthquake (M 7.4), North Anatolian Fault, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 43-60.
- Beck, C., Manalt, F., Chapron, E., Rensbergen, P.V., Batist, M.D. (1996). Enhanced seismicity in the Early Post-Glacial period: evidence from the Post-Würm sediments of Lake Annecy, Northwestern Alps. *J. Geodynamics* 5(22):155–171.
- Beck, C., Mercier de Lapinay, B., Schneider, J.L., Cremer, M., Çağatay, N., Wendenbaum, E., Boutareaoud, S., Menot, G., Schmidt, S., Webe, O., Eriş, K., Armijo, R., Meyer, B., Pondard, N., Gutcher, M.A., Turon, J.L., Labeyrie, L., Cortijo, E., Gallet, Yç, Bouquerel H., Görür, N., Geravis, A., Castera, M.H., Londeix, L., de Resseguier, A., Jaouen, A., (2007). Late Quaternary co-seismic sedimentation in the Sea of Marmara's deep basins. *Sed. Geol.* 199: 65-89.
- Berner, R.A., (1980). *Early Diagenesis: A Theoretical Approach*. Princeton University Press, Princeton . 241 pp.
- Bertrand, S., Doner, L., Akçer, S., Sancar, Ü., Schudack, U., Mischke, S., Çağatay, M.N., Leroy, S.A., (2011). Sedimentary record of coseismic subsidence in Hersek coastal lagoon (İzmit Bay, Turkey) and the late Holocene activity of the North Anatolian Fault. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 12 (6), Q06002. <http://dx.doi.org/10.1029/2011GC003511>.

- Beşiktepe, Ş., Özsoy, E. and Ü. Ünlüata (1993). Filling of the Marmara Sea by the Dardanelles Lower Layer Inflow, *Deep-Sea Res.*, 40, 1815-1838.
- Beşiktepe, Ş.T., Sur, İ.H., Özsoy, E., Abdul Latif, M., Oğuz, T., Ünlüata, Ü., (1994). The circulation and hydrography of the Sea of Marmara. *Progress in Oceanography* 34, 285–334.
- Boetius, A., Ravenschlag, K., Schubert, C.J., Rickert, D., Widdel, F., Gieseke, A., Amann, R., Jorgenson, B.B., Witte, U., Pfannkuche, O., (2000). A marine microbial consortium apparently mediating anaerobic oxidation of methane. *Nature* 407 (6804), 623–626.
- Bourry, C., Chazallon, B., Charlou, J-L, Donval J.P, Ruffine, L., Henry, P., Geli, L., Çağatay, M.N., İnan, S., Moreau, M., (2009). Free gas and gas hydrates from the Sea of Marmara, Turkey chemical and structural characterization. *Chemical Geology*, 264,197–206.
- Bulut, F. ve Aktar, M., (2007). Accurate relocation of İzmit earthquake (Mw=7.4). *Geophysical Research Letters*, 34(10).
- Calvert, S.E., Pederson, T.F., (1993). Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments: implications for the geological record. *Marine Geology* 113, 67–88.
- Chaillou, G., Schafer, J., Blanc, G., Anschutz, P., (2008). Mobility of Mo, U, S, and Sb within modern turbidites. *Marine Geology* 254, 171–179.
- Chapron, E., Beck, C., Pouchet, M., Deconninck, J.F., (1999). 1822 earthquake-triggered homogenite in Lake Le Bouget (NW Alps). *Terra Nova* 11, 86–92.
- Cita, M.B., Beghi, C., Camerlenghi, A., Kastens, K.A., McKoy, F.W., Nosetto, A., Parisi, E., Scolari, F., Tomadin, L., (1984). Turbidites and megaturbidites from the Herodotus Abyssal Plain (Eastern Mediterranean) unrelated to seismic events. *Marine Geology* 55, 79–101.
- Cita MB, Rimoldi B., (1997). Geological and geophysical evidence for a Holocene tsunami deposit in the Eastern Mediterranean deep-sea record. *J. Geodynamics* 24(1-4):293-304.
- Cita MB, Aloisi G., (2000). Deep-sea tsunami deposits triggered by the explosion of Santorini (3500 a BP), Eastern Mediterranean. *Sed. Geol* 135:181-203.
- Çağatay M.N. Algan O. Sakinç M. Christopher J. Easteo, Egesel L. Balkıs N. Ongan D. Caner H., (1999). A Mid-late Holocene sapropelic sediment unit from the southern Marmara sea shelf and İts palaeoceanographic significance. *Quaternary Science Reviews* 18: 531-540.
- Çağatay M.N., Görür, N., Algan, O., Eastoe, C., Tchepalyga, A., Ongan, D., Kuhn, T., Kuşçu, İ., (2000). Late Glacial Holocene Palaeoceanography of the Sea of Marmara: timing of connections with the Mediterranean and the Black Seas. *Mar Geol* 167:191-206.
- Çağatay, M.N., Borowski, W.S., Ternois, Y.G., (2001). 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., (2002). Chronostratigraphy and Sedimentology of the Marmara Sea Over the Last 40 kyrs. EGS-AUG-EUG General Assembly, EAE03-A-01883, Nice, France.
- Çağatay M.N., (2003). Chronostratigraphy and sedimentology of Marmara Sea over the last 40 kyrs. Abstract EAE03-A-01883, EGS-AUG-EUG General Assembly Meeting in Nice, 6–11 April 2003, 2 p.
- Çağatay, M.N. Görür, N. Polonia, A., Demirbağ, E., Sakıncı, M., Cormier, M.-H., Capotondi, L., McHugh, C Emre, Ö., Eriş, K. (2003). Sea level changes and depositional environments in the İzmit Gulf, eastern Marmara Sea, during the late glacial-Holocene period. *Marine Geology*, 202, 159-173.
- Çağatay, M.N., Özcan, M., Güngör, E., (2004). Pore water and sediment geochemistry in the Marmara Sea (Turkey): early diagenesis and diffusive fluxes. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis* 4, 213–225.
- Çağatay, N. and Özeren, M.S., (2007). Marmara Denizi'nde Deprem Araştırması Ön Sonuçlar. (Earthquake Studies in the Sea of Marmara). *Cumhuriyet Bilim Teknoloji*, No.1057, 22 s. 10-11., 22 Haziran 2007.
- Çağatay, N. Dikçe, D, Sancar, Ü. Eriş, K., Damcı, E., (2007). Marmara Denizi'nde türbiditler ve paleosismolojik önemi. *Türkiye Kuvaterner Sempozyumu*. İstanbul, Mayıs 2007. Bildiri Özetleri.
- Çağatay, M. N., Eriş, K., Ryan, W.B.F., Sancar, Ü., Polonia, A., Akçer, S. Biltekin, D., Gasperini, L., Görür, N. Lericolais G., Bard, E., (2009). Late Pliocene-Holocene evolution of the northern shelf of the Sea of Marmara. *Marine Geology*, 265: 87-100.
- Çağatay, M.N., (2010). Origin of the Black Sulphidic Sediments and Carbonate Crusts Associated with the North Anatolian Fault beneath the Sea of Marmara and Their Relation with the Earthquake Activity. In: *Marmara Sea Symposium 2010, Türk Deniz Araştırmaları Vakfı (TUDAV) publications*, İstanbul.13 pp.
- Çağatay, M.N., Erel, L., Bellucci, L.G., Polonia, A., Gasperini, L. Eriş, E., Sancar, Ü., Biltekin, D., Uçarkuş, G., Ülgen, U.B., Damcı, E., (2012). Sedimentary Earthquake Records in the İzmit Gulf, Sea of Marmara, Turkey. *Sedimentary Geology*, 282:347-359.
- Devol, A.H., Anderson, J.J., Kuivila, K., Murray, J.W., (1984). A model for coupled sulfate reduction and methane oxidation in the sediments of Saanich inlet. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 993–1004.
- Doğan, B., (2010). Kuzey Anadolu Fay Sistemi Güney Kolunun Gevye-Gemlik Arasındaki Kesiminin Morfotektonik, Tektonostratigrafik ve Paleosismolojik Evrimi. İstanbul Teknik Üniversitesi. Fen Bilimleri Enstitüsü. Doktora Tezi, 325 sayfa, 2010.
- Drab, L., (2012). Etude multidisciplinaire le long de la Faille Nord Anatolienne, Turquie: Paléoseismologie marine et paléomagnétisme en Mer de Marmara; Etude géomorphologie du décalage de la rivière Kızılırmak par utilisation des isotopes cosmogéniques. Theses de Doctorat. Laboratoire de Géologie de Ecole Normale Supérieure. 249 s.

- Drab, L. Hubert Ferrari, A., Schmidt, S., Martinez, P., (2012). The earthquake sedimentary record in the western part of the Sea of Marmara, Turkey. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12:1235-1254.
- EİE, 1993. Elektrik İşleri Etüt İdaresi, (1993).
- Erel, T.L., Zabcı, C., Akyüz, H.S., Çağatay, N., (2008). Antik Perinthos (Marmara Ereğlisi) Kentinin 15. Yüzyıla kadar gerçekleşen tarihsel depremler. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, Cilt 51, Sayı 2, s.78-89.
- Ergin, K, Güçlü, U. ve Uz, Z., (1967). Türkiye ve Civarının Deprem Katalogu (Milattan Önce 11 yılından 1964 sonuna kadar), İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Arz Fizigi Enstitüsü Yayınları, No:24.
- Ergin, M., Yörük, R., (1990). Distribution and texture of bottom sediments in a semienclosed coastal inlet, the Izmit Bay from Eastern Sea of Marmara. *Estuarine, Coastal and Shelf Research* 30, 647–654.
- Ergin, M., (1994). Possible sources and mechanisms of manganese enrichment in the deep-sea sediments of the Marmara Trough depressions (NE-Mediterranean, Turkey). *Oceanologica Acta* 17 (5), 535–546.
- Ergin, M., Uluadam, E., Sarıkavak, K., Keskin, S., Gökasan, E., Tur, H., (2007). Late Quaternary sedimentation and tectonics in the submarine Şarköy Canyon, Western Marmara Sea (Turkey). In: Taymaz, T., Yılmaz, Y., Dilek, Y. (Eds.), *The Geodynamics of the Aegean and Anatolia. Geological Society*, London, Special Publications, vol. 291, pp. 231-257.
- Eriş, K.K., Çağatay, M.N., Beck, C. Mercier de Lepinay, B., (2012). Corina, Late-Pleistocene to Holocene sedimentary fills of the Çınarcık Basin of the Sea of Marmara. *Sedimentary Geology*, 281: 151-165.
- Folk, R.L., Ward, W.C. (1957). Brazos River bar: a study in the significance of grain-size parameters. *Sedimentology*, 6, 73-93.
- Froelich, P.N., Klinkhammer, G.P., Bender, M.L., Luedtke, N.A., Heath, G.R., Cullen, D., Dauphin, P., Hammond, D., Hartman, B., Maynard, V., (1979). Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49:2097-2107.
- Gasparini, L., Polonia, A., Çağatay, M. N., Bortoluzzi, G., ve Ferrante, V., (2011a). Geological slip rates along the North Anatolian Fault in the Marmara region, *Tectonics*, 30, TC6001 doi:10.1029/2011TC002906.
- Gasparini, L., Polonia, A., Bortoluzzi, G., Henry, P., Le Pichon, X., Tryon, M., Çağatay, N., Géli, L., (2011b). How far did the surface rupture of the 1999 İzmit earthquake reach in Sea of Marmara?. *Tectonics*, VOL. 30, TC1010, doi:10.1029/2010TC002726, 2011.

- Géli, L., Henry, P., Zitter, T., Dupré, S., Tryon, M., Çağatay, M. N., de Lépinay, B., Mercier, Le Pichon, X., Sengör, A. M. C., Görür, N., Natalin, B., Uçarkus, G., Özeren, S., Volker, D., Gasperini, L., Burnard, P., Bourlange, S., the Marnaut Scientific Party, (2008). Gas emissions and active tectonics within the submerged section of the North Anatolian Fault zone in the Sea of Marmara. *Earth and Planetary Science Letters*, 274(1-2): 34-39.
- Goldfinger, C. et al., (2003). Deep-water turbidities as Holocene earthquake proxies: the Cascadia Subduction zone and Northern San Andreas Fault system. *Annals of Geophysics*, 46(5), 1169-1193.
- Gökaşan, E., Tur, H., Ergin, M., Görüm, T., Batuk, F.G., Sağcı, N., Ustaömer, T., Emem, O., Alp, H., (2010). Late Quaternary evolution of the Çanakkale Strait region (Dardanelles, NW Turkey): implications of a major erosional event for the postglacial Mediterranean-Marmara Sea connection. *Geo-Marine Letters* 30, 113-131.
- Grall, C., Henry, P., Thomas, Y., Westbrook, G.K., Çağatay, M.N., Marsset, B., Saritas, H., Cifçi, G., Géli, L. (yayımda). Slip rate estimation along the western segment of the Main Marmara Fault over the last 330 ka by correlating Mass Transport Deposits. *Tectonics*.
- Guidoboni, E., Comastri, A. and Traina, G., (1994). Catalogue of Ancient Earthquakes in the Mediterranean area up to 10th century, ING-SGA, Bologna, 504pp.
- Guidoboni, E. and Comastri, A., (2005). Catalogue of Earthquakes and Tsunamis in the Mediterranean area from 11th to the 15th century, INGV-SGA, Bologna, 1057pp.
- Halbach, P., Holzbecher, E., Reichel, T., Moche, R., (2000). Migration of sulphate/methane reaction zone in marine sediments of the Sea of Marmara — can this mechanism be tectonically induced? *Chemical Geology* 205 (1–2), 73–82.
- Houghton, PDW., (1994). Deposits of deflected and ponded turbidity currents, Sorbas Basin, southeast Spain. *J Sed Res* A64:233-246.
- Hubert-Ferrari A., Barka A. A., Jacques E., Nalbant S. S., Meyer B., Armijo R., Tapponier P., King G. C. P., (2000). Seismic hazard in the Marmara Sea region following the 17 August 1999 Izmit earthquake, *Nature* 404:269-273.
- Imren, C., Le Pichon, X., Rangin, C., Demirbag, E., Ecevitoglu, B. and Gorur, N., (2001). The North Anatolian Fault within the Sea of Marmara: a new interpretation based on multi-channel seismic and multi-beam bathymetry data. *Earth and Planetary Science Letters*, 186 (2), 143-158.
- Inouchi Y, Kinugasa Y, Kuman F, Nakano S, Yasumatsu S, Shiki T., (1996). Turbidites as records of intense palaeoearthquake in Lake Biwa Japan. *Sed Geol* 104:117-125.
- Janssen, C., Bohnhoff, M., Vapnik, Y., Görgün, E., Bulut, F., Plessen, B., Pohl, D., Aktar, M., Okay, A.I., Dresen, G., (2009). Tectonic evolution of the Ganos segment of the North Anatolian Fault (NW Turkey). *Journal of Structural Geology* 31 (1), 9-28.

- Kahle, H.-G., Straub, C., Reilinger, R., McClusky, S., King, R., Hurst, K., Veis, G., Kastens, K., and Cross, P. (1998). The strain rate field in the eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements. *Tectonophysics*, 294 , 237 –252.
- Kastens, K.A., Cita, M.B. (1981) Tsunami-induced sediment transport in the abyssal Mediterranean Sea. *Geol Soc Am bull*, Part1 92:845-857.
- Ken-Tor R, Agnon A, Enzel Y, Stein M, Marco S, JFW Negendank (2001). High-resolution geological record of historic earthquakes in the Dead Sea basin. *Journal of Geophysical Research*: 106 2221-2234.
- Kurt, H., Yücesoy, E. (2009). Submarine structures in the Gulf of İzmit, based on multi channel seismic reflection and multibeam bathymetry. *Marine Geophysical Researches*. <http://dx.doi.org/10.1007/s11001-009-9068-y>.
- Kuşçu, İ., Okamura, M., Matsuoka, H., Gökaşan, E., Awata, Y., Tur, H., Şimşek, M., Keçer, M., (2005). Seafloor gas seeps and sediment failures triggered by the August 17, 1999 earthquake in the eastern part of the Gulf of İzmit, Sea of Marmara, NW Turkey. *Marine Geology* 215, 193–214.
- Kuşçu, İ., Okamura, M., Matsuoka, H., Yamamori, K., Awata, Y. and Özalp, S. (2009). Recognition of Active Faults and Stepped Geometry in Gemlik Bay, Sea of Marmara, NW Turkey. *Marine Geology*, 260:90-101.
- Le Pichon X, Şengör AMC, Demirbağ E, Rangin C, İmren C, Armijo R, Görür N, Çağatay N, Mercier D Lepinay B, Meyer B, Saatçiler R, Tok B., (2001). The active main Marmara Fault, *Earth Planet Sci Lett* 192:595-616.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N. Rangin, C., Şengör A.M.C. (2003). The North Anatolian fault in the Sea of Marmara. *Jour. Geophysical Research*, 108(B4), DOI: 10.1029/2002JB001862.
- McHugh, C.M.G. Seeber, L., Cormier, M-H. Dutton, J., Çağatay, N., Polonia, A., Ryan, W.B.F., Görür, N. (2006). Submarine earthquake geology along the North Anatolia Fault in the Marmara Sea, Turkey: A model for transform basin sedimentation. *Earth and Planetary Sci. Lett.* 248:661-684.
- McHugh, C.M.G., Gurung, D., Giosan, L., Ryan, W.B. F., Mart, Y., Sancar, U., 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.
- McHugh, C. M., Seeber, L., Braudy, N., Cormier, M.-H., Davis, M. B., Diebold, J. B., Dieudonne, N., Douilly, R., Gulick, S. P.S., Hornbach, M. J., Johnson III, H. E., Ryan Mishkin, K., Sorlien, C. C., Steckler, M. S., Symithe, S. J., ve Templeton, J., (2011). Offshore sedimentary effects of the 12 January 2010 Haiti earthquake. *Geology*, v. 39 no. 8 p. 723-726.
- McHugh, C.M., Braudy, N., Çağatay, M.N., Sorlien, CC., Cormier, M-H., Seeber, L., Henry, P., yayında. Seafloor ruptures and turbidites: Is there a link?. *Marine Geology* (inclemede).

- McClusky S, Ballassanian S, Barka A, Demir C, Ergintav S, Georgiev I, Gürkan O, Hamburger M, Hurst K, Kahle H, Kastens K, Kekelidze K, King R, Kotzev V, Lenk O, Mahmoud S, Mishin A, Nadariya M, Ouzounis A, Paradissis D, Peter Y, Prilepin M, Reilinger R, Sanlı I, Seeger H, Tealeb A, Toksöz MN, Veis G., (2000). Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus, *J Geophys Res* 105:5695-5719.
- Meade, B.J., Hager, B.H., Reilinger, R.E., (2002). Estimates of seismic potential in the Marmara region from block models of secular deformation constrained by GPS measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 208-215.
- Migowski C, Agnon A, Bookman R, Negendank JFW, Stein M., (2004). Recurrence pattern of Holocene earthquakes along the Dead Sea transform revealed by varve-counting and radiocarbon dating of lacustrine sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 222: 301-314.
- Mulder T, Alexander J., (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density currents and their deposits. *Sedimentology* 48:269-299.
- Nakajima T, Kanai Y., (2000). Sedimentary features of seismoturbidites triggered by the 1983 and older historical earthquakes in the eastern margin of the Japan Sea. *Sed Geol* 135:1-19
11(5):223-227.
- Nalbant, S.S. , Hubert A., ve King G.C.P., (1998). Stress coupling between earthquakes in Northwest Turkey and North Aegean Sea. *Journal of Geophysical Research*, 103(24):469-24.
- Nelson, C.H., C. Goldfinger, J.E. Johnson and G. Dunhill, (2003). Paleoseismic history of the Cascadia subduction zone derived from turbidite stratigraphy, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.
- Niemann, H., Duarte, J., Hensen, C., Omoregie, E., Magalhaes, V.H., Elvert, M., Pinheiro, L.M., Kopf, A., Boetius, A., (2006). Microbial methane turnover at mud volcanoes of the Gulf of Cadiz. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 5336–5355.
- Nomade J, Chapron E, Desmet M, Reyss JL, Arnaud F, Lignier V., (2005). Reconstructing historical seismicity from lake sediments (Lake Laffrey, Western Alps, France). *Terra Nova* 17: 350-357.
- Nelson, A.R., Shennan, I., Long, A.J., (1996). Identifying coseismic subsidence in tidal-wetland stratigraphic sequences at the Cascadia subduction zone of western North America, *J. Geophys. Res.* 101, no. B3, 6115-6135.
- Nelson, A.R., Sawai, Y., Jennings, A.E., Bradley, L.-A., Gerson, L., Sherrod, B.L., Sabeau, J., Horton, B.P., (2008). Great-earthquake paleogeodesy and tsunamis of the past 2000 years at Alsea Bay, central Oregon coast, USA, *Quat. Sci. Rev.* 27, 747-768.

- Oglesby, D.D., Mai, P.M., Atakan, K. & Pucci, S., (2008). Dynamic models of earthquakes on the North Anatolian fault zone under the Sea of Marmara: Effect of hypocenter location, *Geophys. Res. Lett.*, 35, doi: 10.1029/2008GL035037.
- Okay, A.I., Demirbağ, E., Kurt, H., Okay, N., Kuşçu, I., (1999). An active, deep marine strike-slip basin along the North Anatolian Fault, Turkey. *Tectonics* 18, 129-147.
- Okay, A.I., Demirbağ E, Kurt H, Okay N, 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, A.I., Tüysüz, O., Kaya, S., (2004). From transpression to transtension: changes in morphology and structure around a bend on the North Anatolian Fault in the Marmara region. *Tectonophysics* 391, 259-282.
- Ozansoy, E., (2001). Bizans kaynaklarına göre 1200-1453 İstanbul depremleri, Tarih boyunca Anadolu’da doğal afetler ve depremler semineri 22-23 Mayıs 2000, 1-27, İstanbul.
- Özmaral, A., (2012). Holocene Sedimentary Processes in the Gemlik Gulf: Transtensional Basin on the middle Strand of the North Anatolian Fault in the Sea of Marmara. İstanbul Teknik Üniversitesi. Master Tezi, 2012.
- Öztürk, H., Koral, H., Geist, E.L., (2000). Intra-basinal water movements induced by faulting: the August 17, 1999 Gölcük(İzmit Bay) earthquake (Mw=7.4). *Marine Geology* 170, 263–270.
- Parsons, T.S. et al., (2000). Heightened odds of large earthquakes near Istanbul, An interaction-based probability calculation. *Science*, 288, 661-665.
- Parsons, T., (2004). Recalculated probability of M>7 earthquakes beneath the Sea of Marmara. *Journal of Geophysical Research.*, 109, doi:10.1029/2003JB002667.
- Passega, R., (1964). Grain size representation by CM patterns as a geological tool. *Journal of Sedimentary Petrology* 34, 830–847.
- Passega, R., Byramjee, R., (1969). Grain-size image of clastic deposits. *Sedimentology* 13, 233–252.
- Pınar, N., Lahn, E., (2001). Türkiye Depremleri İzahlı Kataloğu (explanatory earthquake catalogue of Turkey), Foundation of the Yıldız Technical University Publ. No. 2001-007. 2nd edition. İstanbul, 155 pp. (Türkçe).
- Pondard, N, Armijo, R., King, G.C.P., Meyer, B., Flerit, F., (2007). Fault interactions in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): earthquake clustering and propagating earthquake sequences. *Geophysical journal International*, 171(3):1185-1197.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C. J. H., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G. S., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac,

- F. G., Manning, S. W., Ramsey, C. B., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van der Plicht, J., and Weyhenmeyer, C. E. (2004). IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 26 - 0 ka BP. *Radiocarbon*, 46, 1029-1058.
- Roeser, P.A., Franza S.O., Litt, T., Ön S.A, Wulf, S., Hilgers, A., Wennriche V., Ülgen, U.B., Viehberg, F., Çağatay, M.N., Melles, M., (2012). Lithostratigraphic and geochronological framework for the paleoenvironmental reconstruction of the last ~36 ka calBP from a sediment record from Lake Iznik (NW Turkey). *Quaternary International* <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2012.06.006>.
- Sarı, E. ve Çağatay, M.N., (2006). Turbidities and their association with past earthquakes in the deep Çınarcık Basin of the Marmara Sea, *Geo-Mar Lett*, **26**, 69-76.
- Shiki T., Kumon F., Inouchi Y., Kontani Y., Sakamoto T., Tateishi M., Matsubara H., Fukuyama K., (2000). Sedimentary features of the seismo-turbidites, Lake Biwa, Japan. *Sed. Geol.*, 135:37-50.
- Siani G, Paterne M, Arnold M, Bard E, Metivier B, Tisnerat N, Bassinot F., (2000). Radiocarbon reservoir ages in the Mediterranean Sea and Black Sea. *Radiocarbon* 42:271-280.
- Seeber, L., Emre, O., Cormier, M.H., Sorlien, C.C., McHugh, C.M.G., Polonia, A., Ozer, N., Çağatay, N., (2004). Uplift and subsidence from oblique slip: the Ganos- Marmara bend of the North Anatolian Transform, western Turkey. *Tectonophysics*, 391, 239-258.
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D., Altınok, Y., (1981). A catalogue of earthquakes for Turkey and surrounding area (BC 2100-AD 1900). Final report, project number Tbag 341, The Scientific and Technical Research Council of Turkey (TUBİTAK), Ankara.
- Straub C, Kahle HG, Schindler C., (1997). GPS and geologic estimates of the tectonic activity in the Marmara region, NW Anatolia. *J Geophys Res* 102:27587-27601.
- Şengör AMC, Tüysüz O, İmren C, Sakıncı M, Eyidoğan H, Görür N, Le Pichon X Claude Rangin C., (2004). The North Anatolian Fault. A new look. *Ann Rev Earth Planet Sci* 33:1-75.
- Thomson, J., Higgs, N.C., Wilson, T.R.S., Croudace, I.W., de Lange, G.J. and 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.
- Tolun, L., Çağatay, N., Carrigan, W. J., Organic geochemistry and origin of late glacial-holocene sapropelic layers and associated sediments in Marmara Sea". *Marine Geology*, 190, 47-60, (2002).
- Tryon, M.D., Henry, Çağatay, M.N., Zitter, T.A.C. Géli, L., Gasperini, L., Burnard P., Bourlange, S., Grall, C., (2010). Pore fluid chemistry of the North Anatolian Fault Zone in the Sea of Marmara: A diversity of sources and processes. *Geochemistry Geophysics Geosystems* Vol.11, [dx.doi.org/ 10.1029/ 2010GC003177](http://dx.doi.org/10.1029/2010GC003177).

- Uçarkuş, G., (2002). Gemlik Fay Zonu'nun Aktif Tektoniği. İstanbul Teknik Üniversitesi, Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü. Yüksek Lisans Tezi, 92 sayfa, 2002.
- Ülgen, U.B., Franz, S.O., Biltekin, D., Çağatay, M.N. Roeser, P.A., Doner, L., Thein, J., (2012). Climatic and environmental evolution of Lake Iznik (NW Turkey) over the last ~4700 years. *Quaternary International* <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2012.06.016>.
- Ünlüata, Ü., T. Oğuz, M. A. Latif and E. Özsoy, (1990). On the Physical Oceanography of the Turkish Straits, In: The Physical Oceanography of Sea Straits , L.J. Pratt, editor, NATO/ASI Series, Kluwer.
- Vidal, L., Ménot, G. Joly, C. Bruneton, H., Rostek, F., Çağatay, M.N., Major, M., and Bard, E., (2010). Hydrology in the Sea of Marmara during the last 23 ka: Implications for timing of Black Sea connections and sapropel deposition *Paleoceanography*, vol. 25, pa1205, doi:10.1029/2009pa001735, 2010.
- Wilson, T.R.S., Thomson, J., Colley, S., Hydes, D.J., Higgs, N.C., Sorensen, J., (1985). Early organic diagenesis—the significance of progressive subsurface oxidation fronts in pelagic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49 (3), 811–822.
- Witter, R., Lettis, W., Bachhuber, J., Barka, A., Evren, E., Çakır, Z., Page, D., Hengesh, J., Seitz, G., (2000). Paleoseismic trenching study across the Yalova segment of the North Anatolian Fault, Hersek Peninsula, Turkey. In: Barka, A., et al. (Ed.), *The 1999 İzmit and Düzce Earthquakes: Preliminary Results*. İstanbul Technical University, İstanbul, Turkey, pp. 329–339.
- Wulf, S., Kraml, M., Keller, J., (2008). Towards a detailed distal tephrostratigraphy in the Central Mediterranean: The last 20,000 yrs record of Lago Grande di Monticchio. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177 (1), 118–132.
- Yaltrak, C., Alpar, B., Altınok, Y., (2002). Mürefte-Şarköy Depremi: Ganos Fayı'nın 9 Ağustos 1912 Depreminde atımı, kırık uzunluğu, büyüklüğü, karakteri ve aynı yörede olan tarihsel depremler. *Aktif Tektonik Araştırma Grubu 6. Toplantısı* , 21-22 Kasım 2002, ATAG-6 Bildiriler Kitabı. 90-93.
- Yılmaz, Y., Gökasan, E., Erbay, A.Y., (2010). Morphotectonic development of the Marmara Region. *Tectonophysics* 488 (1-4), 51-70.
- Zitter, T.A.C. Henry, P. Aloisi, G., Delaygue, G., Çağatay, M.N., Mercier de Lepinay, B. Al-Samir, M. Fornacciari, F. Tesmer, M., Pekdeger, A. Wallmann, K., Lericolais, G., (2008), Cold seeps along the main Marmara fault in the Sea of Marmara (Turkey), *Deep Sea Research Part I, Volume 55:552-570*.

EKLER

EK-1. ¹⁴C Yaş Tablosu.

Karot Adı	Derinlik (cm)	Kalibre edilmemiş ¹⁴ C yaşı	Kalibre edilmiş ¹⁴ C yaşı
THU-2	69.0-71.0	870±30 G.Ö.	1453-1631 M.S.
THU-3	103-107	1150±60 G.Ö.	1272- 1387 M.S.
THU-4	133-135	1630±30 G.Ö.	730-959 M.S.
THU-5	160.5-162.5	1790±25 G.Ö.	615-774 M.S.
THU-6	172-174	2110±100 G.Ö.	111-594 M.S.
THU-7	183-187	2180±30 G.Ö.	150-391 M.S.
THU-8	193.5-195.5	2740±90 G.Ö.	711-176 M.Ö.
MNTKI-08	52-54 cm	1170±20 G.Ö	1300±60 M.S.
MNTKS10/Bölüm 1	57-59 cm	675±20 G.Ö	1730±68 M.S.
MNTKS10/Bölüm 1	70-72 cm	1110±35 G.Ö	1350±40 M.S.
MNTKS10/Bölüm 2	16,5-18,5 cm	1340±30 G.Ö	1140±55 M.S.
MNTKS10/Bölüm 2	59,5-61 cm	1930±20 G.Ö	570±50 M.S.
MNTKS10/Bölüm 3	13,5-15,5 cm	2100±25 G.Ö	370±54 M.S.
MNTKS10/Bölüm 3	22-24 cm	2130±25 G.Ö	330±55 M.S.
MNTKS10/Bölüm 3	80-82 cm	2650±40 G.Ö	290±64 M.Ö.
MNTKS10/Bölüm 4	63-65 cm	3100±25 G.Ö	830±41 M.Ö.
MNTKS 10 sec. V	39 cm	3400±25 G.Ö	1230±60 M.Ö.
MNTKS 10 sec. VI	7 cm	3020±30 G.Ö	1290±78 M.Ö.
MNTKS10/Bölüm 6	86-88 cm	3930±30 G.Ö	1850±66 M.Ö.
MNTKS10/Bölüm 7	48-50 cm	4960±30 G.Ö	3250±74 M.Ö.
MNTKS 10 sec. VII	98-99 cm	6830±35 G.Ö	5330±50 M.Ö.
MNTKS 10 sec. IX	66-68 cm	8520±50 G.Ö	7100±80 M.Ö.
MEG 02/Bölüm 2	96,5-97 cm	11250±45 G.Ö	10696±51 M.Ö.
MEI 01	121,5-123,5 cm	30±25 G.Ö	30±25 G.Ö. (geçersiz yaş)
MNTKS12	122	1570±45	920±61 MS
MNTKS12	198	2160±41	300±60 MS
MNTKS12	478	3570±62	1430±61 MÖ
MNTKS12	495	3140±38	900±49 MÖ
MNTKS12	570	3750±62	1620±85 MÖ
MNTKS12	642	3740±49	1610±70 MÖ
MNTKS13	123	1980±34	1445±50 MS
MNTKS13	317	3500±57	1350±69 MÖ
MNTKS13	355	3800±38	1345±56 MÖ
MNTKS13	497	4770±38	2950±53 MÖ
MNTKS13	840	5350±57	3695±57 MÖ
MNTKS18	124	1710±49	750±51 MS
MNTKS18	192	2170±57	290±80 MS
MNTKS18	392	3090±53	840±52MÖ
MNTKS18	460	3630±53	1485±66 MÖ
MNTKS18	500	3780±45	1670±63 MÖ

MNTKS18	605	3860±41	1780±66 MÖ
MNTKS18	780	4670±62	2840±85 MÖ
MEI 04	37-38 cm	2020±25 G.Ö	470±54 M.S.
MNTKI 12	80-82 cm	1130±40 G.Ö	1340±46 M.S.
MNTKS32/Bölüm 1	41,5-43,5 cm	1210±25 G.Ö	1270±31 M.S.
MNTKS32/Bölüm 1	76-78 cm	1550±25 G.Ö	940±48 M.S.
MNTKS32/Bölüm 2	46,5-48,5 cm	2260±30 G.Ö	180±54 M.S.
MNTKS32/Bölüm 3	92-94 cm	2720±25 G.Ö	380±45 M.Ö.
MNTKS32/Bölüm 4	42,5-44,5 cm	3150±25 G.Ö	880±52 M.Ö.
MNTKS32/Bölüm 4	81,5-83,5 cm	3240±30 G.Ö	990±68 M.Ö.
MNTKS32/Bölüm 5	18-20 cm	3390±25 G.Ö	1210±65 M.Ö.
MNTKS32/Bölüm 5	51,5-53,5 cm	3290±30 G.Ö	1060±70 M.Ö.
MNTKS32/Bölüm 8	22,3-24,8 cm	4260±35 G.Ö	2320±78 M.Ö.
MNTKS32/Bölüm 9	6-8 cm	4390±45 G.Ö	2490±72 M.Ö.
MNTKS32/Bölüm10	31-33 cm	4760±50 G.Ö	2950±68 M.Ö.
MNTKS29/Bölüm 9	58-60 cm	4110±30 G.Ö	2090±67 M.Ö.
MNTKI 13	42-44 cm	735±35 G.Ö	1640±52 M.S.
ML01-1/Bölüm 2	58-60 cm	3850±40 G.Ö	1760±73 M.Ö.
MNTKS34/Bölüm 6	73 cm	4060±30 G.Ö	2580±98 M.Ö.
MNTKS34/Bölüm 8	48-49 cm	5470±40 G.Ö	3820±70 M.Ö.

