

**ANKARA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**TEKTONİZMANIN AKTİF OLDUĞU ÇINARCIK ÇUKURU – İZMİT
KÖRFEZİ GEÇİŞİNDEKİ KAROT SEDİMENTLERİNİN YAPISAL VE
DOKUSAL ÖZELLİKLERİ**

Nezaket DÖNMEZ

JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**ANKARA
2007**

Her hakkı saklıdır

Prof. Dr. Mustafa ERGİN Danışmanlığında Nezaket DÖNMEZ tarafından hazırlanan “**Tektonizmanın Aktif Olduğu Çınarcık Çukuru – İzmit Körfezi Geçişindeki Karot Sedimentlerinin Yapısal ve Dokusal Özellikleri**” konulu tez çalışması 12.02.2007 Tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’nda **YÜKSEK LİSANS TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

Başkan: Doç. Dr Kadir DİRİK
Hacettepe Üniversitesi
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Üye: Prof. Dr Mustafa ERGİN
Ankara Üniversitesi
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Üye: Prof. Dr Recep KILIÇ
Ankara Üniversitesi
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Yukarıdaki sonucu onaylarım

Prof. Dr Ülkü MEHMETOĞLU
Enstitü Müdürü

ÖZET
Yüksek Lisans Tezi

TEKTONİZMANIN AKTİF OLDUĞU ÇINARÇIK ÇUKURU-İZMİT KÖRFEZİ
GEÇİŞİNDEKİ KAROT SEDİMENTLERİNİN YAPISAL VE DOKUSAL
ÖZELLİKLERİ

Nezaket DÖNMEZ

Ankara Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Mustafa ERGİN

Çınarcık Çukuru - İzmit Körfezi arasında kalan denizel alanda aktif tektonizmanın etkilerini araştırmak amacı ile hazırlana bu tez çalışması sedimentlerin dokusal ve yapısal özelliklerinin incelenmesini kapsamaktadır. 2003 yılında MTA Sismik 1 Araştırma Gemisi ve TÜBİTAK desteği (Proje YDABÇAG 103Y103) ile gerçekleştirilen bu projede 49–442 m arası su derinliklerinde ve 18 nokta istasyon üzerinde alınan sediment karotlarında petrografik ve jeokimyasal çalışmalar yapılmıştır. Çınarcık Çukuru ve İzmit Körfezi arasında kalan deniz tabanının takriben üst 2-4 metresi % 90'dan fazla karasal kırıntılı silt+kilden oluşan ve çoğunluğu denizel biyojenik kökenli ve düşük karbonatlı (<%15) çamur türü sedimentler ile örtülüdür. Genelde Holosen dönemine ait olan bu sedimentlerde yer yer tespit edilen kaba taneli ve laminalı seviyelerin sismotektonik ve fıtnalı dalga süreçlerine bağlı olabileceği düşünülmektedir. Hernekadar su miktarı, tane yoğunluk parametrelerindeki karot boyu farklılıklar çoğunlukla diyajenetik ve litolojik değişimler ile izah edilse de bilhassa İzmit Körfezi girişine doğru bölgesel değişimler kısmen de olsa sismotektonik süreçlere işaret edebilir. % 1-2 arasında değişen organik karbon miktarlarının kaynağı büyük bir olasılıkla denizel, karasal ve antropojenik olup, karot boyu değişimlerde Holosen'de sapropel oluşum koşulları tartışılabilir.

2007, 102 sayfa

Anahtar Kelimeler: Sediment, Doku, Petrografi, Holosen, Neotektonizma, Çınarcık Çukuru, İzmit Körfezi, Doğu Marmara Denizi

ABSTRACT

Master Thesis

TEXTURAL AND STRUCTURAL CHARACTERISTICS OF CORE SEDİMNETS FROM THE TECTONICALLY ACTIVE ÇINARCIK DEPRESSION- İZMIT GULF TRANSITION

Nezaket DÖNMEZ

Ankara University
Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of Geological Engineering

Supervisor: Prof. Dr. Mustafa ERGİN

This thesis work aims to investigate the effects of active tectonics in marine region between the Çınarcık Basin and the İzmit Gulf and comprises study of structural and textural characteristic of sediments. This project was carried out in 2003 aboard the R/V MTA Sismik 1 with support of TÜBİTAK (Project YDABÇAG 103Y103) and covers sampling of core sediments at 18 stations from 49-442 m water depths and petrographic and geochemical studies on sediments. The upper 2-4 m of seafloor of between the Çınarcık Basin and İzmit Gulf is covered by terrigenous mud consisting of more than 90% silt and clay and less than 15% carbonate mostly of marine biogenic origin. In general, sediments are deposited during the Holocene and coarser-grained lamina levels in the cores are thought to be products of seismotectonic and stormy wave processes. Although, down core variations in parameters such as water content, grain densities can largely be explained with diagenetic and lithogenic changes, regional differences in these parameters especially towards the İzmit Gulf entrance can partly indicate seismotectonic effects. Sources of organic carbon contents ranging between 1 and 2 % are likely from marine, terrestrial and anthropogenic inputs and their down core changes can be discussed with respect to conditions of Holocene sapropel formations

2007, 102 pages

Key Words : Sediment, Texture, Structure, Petrography, Holocene, Neotectonism, Çınarcık Depression, Gulf of İzmit, Eastern Marmara Sea.

TEŞEKKÜR

Bu tez çalışması TÜBİTAK YDABÇAG 113Y103 nolu ve “Çınarcık Çukuru – İzmit Körfezi Geçişinde (Doğu Marmara Denizi) Aktif Tektonizmanın Sedimentasyon Üzerine Etkisinin Araştırılması: Sedimentolojik, Minerolojik ve Jeoteknik Çalışmalar” konulu bir proje çerçevesinde gerçekleştirilmiştir.

Örneklerin alınmasında MTA Sismik-1 Araştırma Gemisi ve bu kurumun Deniz Araştırma Grubu personeline teşekkür ederim

Çalışmalarımı yönlendiren, araştırmalarımın her aşamasında bilgi, öneri ve yardımlarını esirgemeyerek engin fikirleriyle yetişme ve gelişmeye katkıda bulunan danışman hocam Sayın Prof. Dr. Mustafa ERGİN’ e çok teşekkür ederim.

Tezin düzeltme ve geliştirilmesinde değerli fikirlerini ve yardımlarını esirgemeyen sayın hocalarım Doç. Dr Kadir DİRİK ve Prof. Dr Recep KILIÇ’ a teşekkürü borç bilirim.

Numune ayırımı ve deneylerin yapılması aşamasında yardımda bulunan arkadaşlarım Jeoloji Yüksek Mühendisi Çiğdem Eyrik, Jeoloji Yüksek Mühendisi Yasemin Kıran, Jeoloji Mühendisi Coşkun Kaya, Yeşim Eflatun, Sevilay Tankoç, Mehmet Gündüz, Elvan Özdenoğlu, Bediye Öztaş, Vahide Kıyılıoğlu, Şükriye Karacaya ve Hilal Diş’e teşekkür ederim. Ayrıca tezin son aşamasında yardımlarını esirgemeyen arkadaşlarım Elektronik Müh. Mustafa Kamaşak, Elektronik Mühendisi Alpaslan Duran ve Murat Erol’a teşekkür ederim.

Çalışmamın her aşamasında desteklerini ve sevgilerini benden esirgemeyen aileme teşekkür minnetlerimi sunarım.

Nezaket DÖNMEZ
Ankara, Şubat 2007

İÇİNDEKİLER

ÖZET.....	i
ABSTRACT.....	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
SİMGELER DİZİNİ.....	iv
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	v
ÇİZELGE DİZİNİ.....	vi
1.GİRİŞ.....	1
1.1 Amaç ve Kapsam.....	1
1.2 Çalışma Alanının Genel Özellikleri	2
1.3 Morfoloji ve Tektonizma.....	3
1.4 Tektonik Yapı.....	7
1.5 Depremlerin Özellikleri.....	8
1.6 İzmit Körfezi.....	10
1.6.1. İzmit Körfezi akıntı ve çökel durumu.....	10
1.6.2. İzmit Körfezi tektonik yapı.....	11
1.6.3 İzmit Körfezi tektonik çatı modelleri hakkında görüş.....	12
1.7 Çınarcık Çukurluğu.....	13
1.7.1.Çınarcık Havzasının oluşumu.....	17
1.7.2 Çınarcık Havzası ve havzayı çevreleyen faylar.....	18
1.8 Hidrografi.....	19
1.9 Akarsu Drenaj Rejimi.....	20
1.10 Jeoloji.....	21
1.11 Doğu Marmara Denizinin Kuvaterner Sedimentolojisi.....	23
2. KAYNAK ÖZETLER.....	25
2.1 Aktif Tektonik.....	25
2.2 Paleosinografi.....	29
2.3 Sedimentoloji.....	32
3. MATERYAL ve YÖNTEM.....	34
3.1 Örnek Toplama.....	34
3.2 Karot Sediment Örneklerinin Fotoğraflanması.....	36
3.3.Su İçeriği Tayini.....	36
3.4 Tane Boyu Analizi.....	37
3.5 Karbonat ve Organik Karbon Analizleri.....	37
3.6 Zeminin Bazı Fiziksel Özellikler in İncelenmesi Porozite - Toplam Yoğunluk - Tane Yoğunluğu - Kuru Yoğunluk.....	38
4. BULGULAR	40
4.1 Karotların Dış Görünüşü, Fiziksel Özellikleri ve Tane Boyu Dağılımı	40

4.2 Organik Karbon Dağılımı.....	64
4.3 Karbonat Dağılımı.....	69
4.4 Su İçeriği Dağılım.....	74
4.5 Zeminin Bazı Fiziksel Özellikler in İncelenmesi	
Gözeneklilik - Toplam Yoğunluk - Tane Yoğunluğu - Kuru Yoğunluk.....	79
5. TARTIŞMA ve SONUÇLAR.....	88
KAYNAKLAR.....	92
ÖZGEÇMİŞ.....	102

SİMGELER DİZİNİ

m.....	metre
cm.....	santimetre
g.....	gram
km	kilometre
sn	saniye
°	derece
'	dakika
ω	doğal su içeriği (%)
γ_n	doğal birim hacim ağırlığı (kN/m ³)
γ_s	kuru birim hacim ağırlığı (kN/m ³)
K	Kuzey
Co	Organik Karbon
CaCO ₃	Kalsiyum Karbonat
KAF	Kuzey Anadolu Fayı

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.....	3
Şekil 1.2. Marmara Denizi'nin yapısı	4
Şekil 1.3. Marmara denizi batimetri haritası.....	6
Şekil 1.4. Türkiye ve çevresindeki önemli levha hareketleri	8
Şekil 1.5. Marmara Denizi çevresinde Kuzey Anadolu Fayı'nın başlıca aktif kolları ve bu kollar üzerinde gerçekleşmiş tarihi depremler	9
Şekil 1.6. Marmara Denizi'nin başlıca morfolojik yapıları.....	19
Şekil 1.7 Ege Denizi, Marmara Denizi ve Karadeniz arasındaki akıntılı su dolaşımı ...	20
Şekil 1.8. Marmara Denizine sediman getiren başlıca akarsular	21
Şekil 1.9. Çalışma alanının tektonik konumu	22
Şekil 1.10. Çalışma alanının bölgesel jeoloji haritası.....	23
Şekil 3.1 Sediment örnekleme istasyonları.....	35
Şekil 4.1. Sediment karotlarında ortalama çamur oranları.....	44
Şekil 4.2 Sediment karotlarında ortalama çakıl + kum oranları.....	45
Şekil 4.3 Çİ 2 nolu karotun litolojisi.....	46
Şekil 4.4 Çİ 3 nolu karotun litolojisi.....	47
Şekil 4.5 Çİ 4 nolu karotun litolojisi.....	48
Şekil 4.6 Çİ 5 nolu karotun litolojisi.....	49
Şekil 4.7 Çİ 6 nolu karotun litolojisi.....	50
Şekil 4.8 Çİ 7 nolu karotun litolojisi.....	51
Şekil 4.9 Çİ 8 nolu karotun litolojisi.....	52
Şekil 4.10 Çİ 9 nolu karotun litolojisi.....	53
Şekil 4.11 Çİ 10 nolu karotun litolojisi.....	54
Şekil 4.12 Çİ 11 nolu karotun litolojisi.....	55
Şekil 4.13 Çİ 12 nolu karotun litolojisi.....	56
Şekil 4.14 Çİ 13 nolu karotun litolojisi.....	57
Şekil 4.15 Çİ 15 nolu karotun litolojisi.....	58
Şekil 4.16 Çİ 16 nolu karotun litolojisi.....	59
Şekil 4.17 Çİ 17 nolu karotun litolojisi.....	60
Şekil 4.18 Çİ 18 nolu karotun litolojisi.....	61
Şekil 4.19 Çİ 19 nolu karotun litolojisi.....	62

Şekil 4.20 Çİ 20 nolu karotun litolojisi	63
Şekil 4.21 Sediment karotlarının ortalama organik karbon oranları	66
Şekil 4.22 Sediment karotlarının organik karbon dağılımları	67
Şekil 4.23 Sediment karotlarının CaCO_3 dağılımları.....	71
Şekil 4.24 Sediment karotlarının ortalama CaCO_3 oranları	72
Şekil 4.25 Sediment karotlarının ortalama su içeriği oranları	76
Şekil 4.26 Sediment karotlarının su içeriği dağılımı	77
Şekil 4.27 Sediment karotlarının gözeneklilik dağılımı.....	82
Şekil 4.28 Sediment karotlarının toplam–kuru ve tane yoğunluğu dağılımları.....	84

ÇİZELGE DİZİNİ

Çizelge 1. Sediment karotları, örnekleme istasyonları.....	34
--	----

1. GİRİŞ

1.1 Amaç ve Kapsam

Bu tezin konusu “Tektonizmanın Aktif Olduğu Çınarcık Çukuru-İzmit Körfezi Geçişinde Karot Sedimenlerinin Yapısal ve Dokusal Özellikleri” dir.

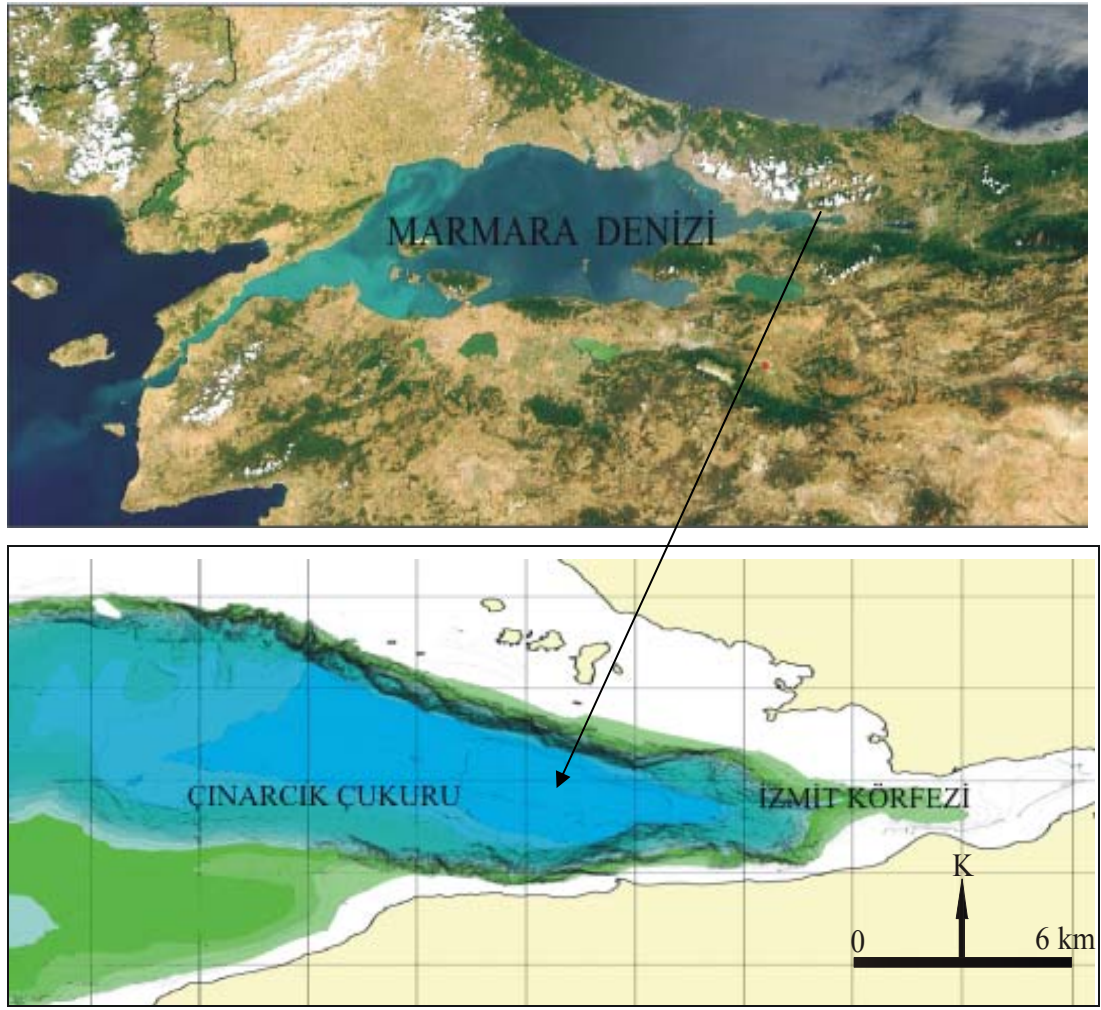
Bu çalışmanın amacı; tektonizmanın aktif olduğu derin Çınarcık Çukuru - sığ İzmit Körfezi arasında kalan denizel bölgede Geç Kuvaterner sedimentlerin dokusal ve yapısal özelliklerini petrografik yöntemlerle araştırmaktır. Bu çerçevede, MTA SİSMİK-1 Araştırma Gemisi ile Marmara Denizi’nin doğusunda ve bilhassa güneyde Yalova, kuzeyde Pendik-Darıca ile doğuda İzmit Körfezi girişi arasında kalan denizel bölgede (25–500 metre arasında değişen su derinliklerinde) ve 3 metreye kadar uzun serbest düşmeli ağırlık karotiyerleri kullanılarak toplam 18 adet noktada tortul örneği alınmıştır (Şekil 3.1). Sediment örnekleme noktalarının seçiminde veya tercihinde İzmit Körfezi’ni doğu-batı yönlü kesen fay veya fayların varlığı yakınlığı esas alınmıştır. Sediment örneklerinde su miktarı, tane boyu, karbonat, organik karbon, doğal su içeriği, yoğunluk gibi tayin çalışmaları yapılmıştır.

1.2 Çalışma Alanının Genel Özellikleri

Marmara Denizi 40° 20', 41° 10'N ile 26°15', 29° 55'E boylam ve enlemleri arasında yer almaktadır. Türkiye yüzölçümünün yaklaşık %3.09 luk bölümünü oluşturmaktadır (Şekil 1.1).

Drenaj alanı 24.000 km² dir. Akdeniz iklimasına dâhildir. Ancak bu bölgenin kendine özgü bazı özellikleri vardır. Bölgede kışlar oldukça soğuk ve yağışlı, yazlar ise serin ve daha az kurak geçer. Bölgeye yılda 18.400 milyar m³ yağış düşer. Havzadaki akarsuların yıllık debisi 6.600 milyar m³ olarak hesaplanmıştır.

İstanbul ve Çanakkale Boğazları ile Marmara Denizi'nden oluşan sistem, Doğu Akdeniz'in Ege Havzası ile Karadeniz arasındaki su taşınımını sağlayan bir iç deniz sistemi konumundadır. Doğu-batı yönünde 240 km'lik bir uzunluğa, kuzey-güney yönünde 70 km'lik genişliğe sahip Marmara Denizi, yaklaşık 11500 km²'lik bir alanı kaplamaktadır. İçerisinden geçen Kuzey Anadolu Fay Hattı nedeniyle 1200 m derinliğindeki kuzey yarısı, 100 m'den daha sığ kıta sahanlığı bölgesinden oluşan güney yarısından çok keskin bir topografik eğim ile ayrılmıştır. Bu derin kesim ayrıca birbirinden 750 m'lik eşiklerle ayrılmış üç tane derin havzadan oluşmaktadır. Bu havzalar, Marmara Denizi'nin her iki ucundaki sığ kıta sahanlıkları ile İstanbul ve Çanakkale Boğazlarına bağlanmaktadır. İstanbul ve Çanakkale Boğazları dar ve uzun suyollarıdır. Yaklaşık 31 km uzunluğundaki İstanbul Boğazı'nın genişliği 0,7 km ile 3,5 km arasında değişmektedir. En dar yeri, Marmara girişinin 12 km kuzeyinde bulunmaktadır. Ortalama derinliği 35 m civarında olmakla beraber, boğazın eksenî boyunca bazı noktalarda derinlik 110 m'ye kadar ulaşmaktadır. Kuzey ve güney uçlarına yakın bölgelerde ise sırası ile yaklaşık olarak 60 m ve 33 m'lik iki tane eşik bulunmaktadır. Öte yandan, Çanakkale Boğazı, 62 km uzunluğa ve 1.2 km ile 7 km arasında değişen genişliğe sahiptir. En dar yeri olan Nara Burnu civarında boğaz çok keskin bir kıvrım yapmaktadır. Ortalama derinliği 55 m kadardır.



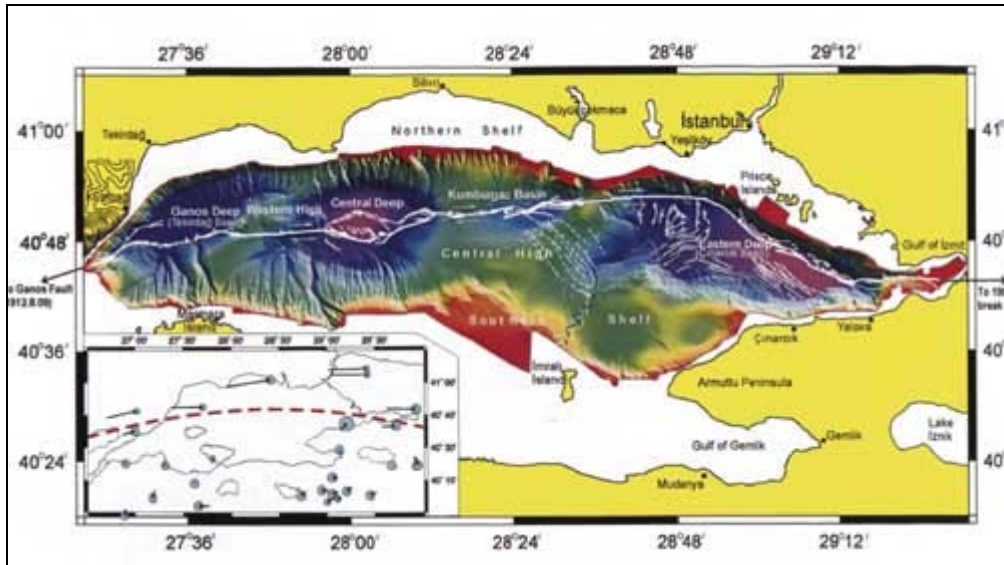
Şekil 1.1 Çalışma alanının yer bulduru haritası

1.2 Morfoloji ve Tektonizma

Sakınç vd. (1999)'a göre Trakya'ya Neojen döneminde iki önemli fay aktif durumda idi. Bu faylardan kuzeyde bulunan Trakya Fay Zonu olarak adlandırılmıştır (Perinçek 1991). Bu fayın Orta-Geç Miyosen'de, KAFZ'na bağlı bir kol olarak aktivite kazanmış olduğu ve ilk kez Kırklareli civarında hareketlenerek aktivitesini daha sonra güneye doğru sürdürdüğü söylenmiştir (Perinçek 1991). Fayın sahip olduğu pozitif ve negatif çiçek yapıları, onun sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay olduğunu gösterir. Batı Anadolu'daki bir başka fay olan Eskişehir Fayı'nın Gemlik Körfezine doğru ilerlediği, bu alandan Marmara Denizi içerisine devam ettiği ve bu fayın, Trakya Fay Zonu'nun bir devamı olduğu ve Geç Miyosen sonrasında KAFZ tarafından kesilmiş olduğu belirlenmiştir (Yaltırak vd. 1998, Sakınç vd. 1999). Bir başka çalışmada ise Trakya Fay

Zonu'nun birleşme noktası Çınarcık Havzası olan Transform-Transform-Transform türü bir üçlü eklem, Biga Fayı ve Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizi içerisindeki doğu parçası ile beraber üçüncü kolunu oluşturulduğu iddia edilmiştir (Okay vd. 2000).

Marmara ve Ege Denizleri arasında yaklaşık 45 km uzunlukta sağ yanal atıma sahip bu fayın karada, doğuda morfolojik olarak izleri rahatlıkla görülmekte iken batıda ise fay, Evereşe düzlüğünün altında kaldığından dolayı aynı keskinlikte izlenmez (Okay vd. 1999). Karada Ganos Fayı'nın sıkışmalı bir yapıya sahip olduğu, Eosen-Oligosen yaşlı birimlerin, Miyosen istif üzerine bindirmesi, Miyosen tabakalarının kıvrımlanmış olması, Pre-Miyosen temel bilateral olarak her iki yana doğru bindirdiği belirtilmiştir (Okay vd. 1999). Ganos Fayının, kıydan açıkta bir denizaltı vadisi oluşturması ve sismik kesitlerde Miyosen istifin, Tekirdağ Havzası'nın genç çökellerinin üzerine Ganos Fayı boyunca bindirmiş olmasının da bu fayın sıkışmalı etkisinin bir cevabı olduğu yine Okay vd. (1999) tarafından belirlenmiştir. Yazarlar, Ganos Fayı'nın sıkışma bileşeninin, Marmara Denizi'nde giderek kaybolduğunu ve doğuya doğru sıkışmanın yerini gerilme rejimine terk ettiğini söylemiştir. Marmara Denizi ile KAFZ arasındaki ilişkinin incelenmesinde, önemli bölgelerden bir başkasını ise, KAFZ' nun denize girmiş olduğu diğer kıyı olan İzmit Körfezi ve devamında bulunan Çınarcık Havzası oluşturur (Şekil 1.2).



Şekil 1.2 Marmara Denizi'nin yapısı (Le Pichon *et al.* 2001)

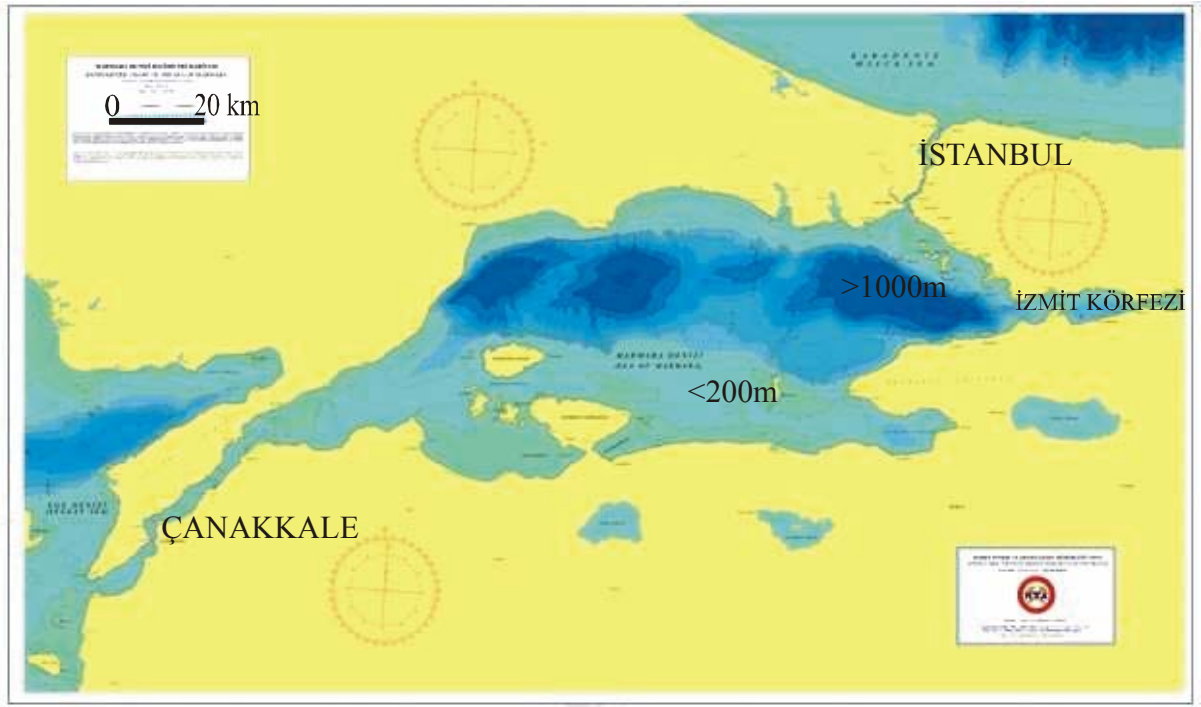
Batimetri haritası ve sismik kesitlerde, kuzey ve güneyden iki dik yamaç ile sınırlandırılmış olduğu görülen BKB-DGD uzanımlı, doğuya doğru daralan yaklaşık üçgen şekilli ve derinliği 1200 m'den fazla olan Çınarcık Havzası, KAFZ'na bağlı fayların, Marmara Denizi'nde en doğuda geliştirmiş oldukları havzadır (Okay vd. 2000). Bu havzanın gelişiminin, KAFZ'nun bu alanda bir negatif çiçek yapısı oluşturması ile ilişkili olduğu ve bu yapının kuzeyinde yer alan fayın batıya doğru ilerlendikçe daha da dikleşerek havzaya asimetrik bir yapı kazandırmış olduğu belirtilmiştir (Okay vd. 2000).

Çınarcık Havzasının batısında deniz tabanının yükselerek bir sırt oluşturduğu ve bu sırtın Çınarcık Havzası ve Orta Marmara Havzası'nı birbirinden ayırmış olduğu gözlenir. Bu alanda MTA Sismik I Gemisi tarafından alınmış olan çok kanallı sismik kesitler üzerinde yapılmış olan yorumlarda (Okay vd. 2000), Çınarcık Havzası'nı kuzeyden sınırlayan KB-GD uzanımlı fayın, KD-GB yönüne dönmesinden dolayı bir bend yapısının geliştiğini ve bundan dolayı söz konusu yükselimin meydana geldiği söylenmiştir. Bu fay batıda Orta Marmara Havzası'nı kat ederek, Ganos Fayı'na bağlandığını da söylemişlerdir. KD-GB yönlü uzanımına sahip fayların, Marmara Denizi'nde benzer bend yapıları oluşturacakları ve buna bağlı olarak bu alanlarda, sıkışma bileşenli bir tektonizmanın gelişeceği önerilmiş ve Tekirdağ Havzası'nın gelişimi için de benzer bir modelleme yapılmıştır (Okay vd. 1999). Ancak, Marmara Denizi için KB-GB yönlü bir sıkışmanın varlığı, bu çalışmalardan daha önce yapılmıştır (Göktaşan 1998). Barka (1991)'in KD-GB en-echelon doğrultu atımlı fayları ve Anadolu'nun batıya hareket vektörleri göz önüne alınmak kaydı ile KD-GB yönündeki fayların, yaklaşık D-B istikametinde, batıya doğru hareket eden Anadolu Bloğu'nun önünde bir engel teşkil edeceği ve bu nedenle Marmara Denizi'nde KD-GB yönünde bir gerilme gelişiyor olsa bile KD-GB yönünde sıkışmalı bir tektonizmanın olduğu belirtilmiştir. Barka (1999), bununla birlikte, Marmara Denizi'nin kuzey kısmını, "Sınırlı Elementler Yöntemini" kullanarak incelemiş ve söz konusu sırtların, bölgesel kayma vektörüne göre sıkışma yapacak bir doğrultuya sahip olsalar bile, uygulanan modelleme sonucunda gerilmeli bir yapıya sahip olmaları gerektiğini önermiştir. Okay vd. (2000) ise, Orta Marmara Sırtı'nı KD-GB doğrultulu geniş ve asimetrik bir antiklinoryum olarak yorumlamış ve bu alanda daha önce önerilmiş olan pull-apart

modelini (Barka ve Kadinsky-Cade 1988, Barka 1991, 1992,1999) geliştiren doğrultu atımlı faya ait bir ize, sismik kesitlerde rastlanılmadığını söylemişlerdir.

Çınarcık Havzası'nın güney kıyısında da kuzey kıyısındaki kadar olmamakla beraber dik bir yamaç izlenir. Bununla birlikte, bu yamaca ek olarak daha güneyde ise Çınarcık Havzası'na oranla deniz tabanındaki etkisi çok düşük düzeylerde olan ama sismik kesitlerde asimetrik yapısı kolayca izlenebilen bir başka havza daha bulunmaktadır (Okay vd. 2000). Kuzey İmralı Havzası adı verilen bu havzayı sınırlayan fayın doğuda, karada daha önceki çalışmalarda aktif olarak yorumlanmış olan Armutlu Yarımadası'nın kuzey kıyısına paralel olarak uzanan fayın denizdeki devamı olduğu gözlenmiştir (Okay vd. 2000). Bu fay, Armutlu Yarımadası'nın kuzey kıyısı boyunca yaklaşık 65 km uzanarak KAFZ'nun İzmit Körfezi içerisinde uzanan faylarından birini oluşturur (Akartuna 1968).

Genel olarak Marmara Denizi batimetri haritasına bakıldığında günümüzde Marmara Denizi'nin güneyinin, kuzeyine oranla inaktif veya çok düşük oranlarda aktif bir alan olduğu gözlenir (şekil 1.3).

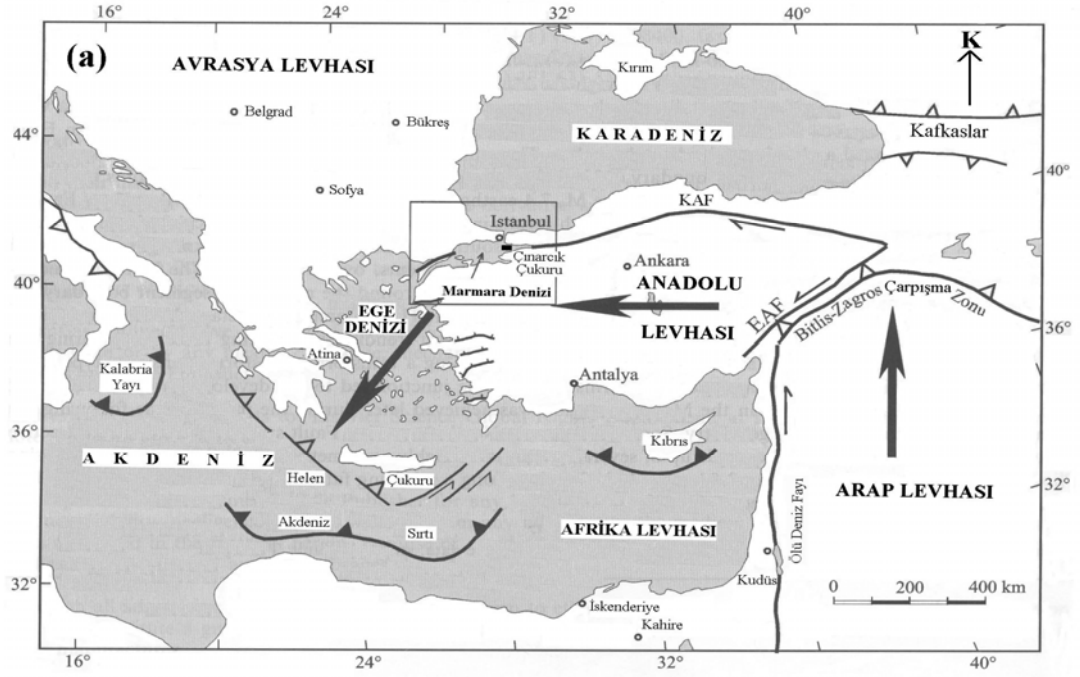


şekil 1.3 Marmara Denizi batimetri haritası (MTA 2004)

1.4 Tektonik Yapı

Afrika levhası, Akdeniz’de Helenik-Kıbrıs Yayı denilen bölgede, Avrasya veya onun bir parçası olan Anadolu levhasının altına dalmaktadır (Şekil 1.4). Arap levhası ise, Kızıl Denizdeki açılma nedeniyle kuzeye doğru hareket eder ve Anadolu levhasını sıkıştırır. Bu sıkıştırma sonucu Bitlis Bindirme zonu oluşmuştur. Günümüzde de sıkıştırma sürdüğü için, Anadolu levhası kuzey ve güneydeki fay hatları boyunca batıya doğru hareket eder veya kaçır. Anadolu levhasının kuzey sınırı, bir bölümünde 17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminin oluştuğu Kuzey Anadolu fayıdır. Güney sınırını ise, Helenik-Kıbrıs Yayı ile Doğu Anadolu fayı oluşturur.

Anadolu levhasının doğudaki sıkışma rejiminden batıdaki genişleme rejimine geçiş bölgesi niteliğinde olan Marmara Denizini de içeren deprem kuşağı karmaşık bir tektonik yapıya sahiptir. Anadolu levhasının çevresinde oluşan bu üç fay kuşağı ve Ege graben sistemi aktif olup bu bölgelerdeki tektonik levha hareketleri nedeniyle ülkemiz geçmişti olduğu gibi günümüzde ve gelecekte de deprem tehdidi altındadır (Şekil 1.4). Erzincan’ın doğusunda Karlıova’dan başlayan Kuzey Anadolu boyunca ilerleyip Marmara bölgesine ve oradan Ege Denizine ulaşan doğu-batı uzanımlı ve sağ-yanal atımlı bir fay olan Kuzey Anadolu fay zonunun göreceli levha hareketlerinden dolayı yıllık kayma oranı, küresel konumlama sistemi (GPS) verilerine göre, yaklaşık 25 mm/yıl mertebesinde (Stein *et al.* 1996, Straub 1996, Straub and Kahle 1994a, 1994b, 1995, 1996, Straub *et al.* 1995, Reilinger *et al.* 1995, 1997, Nalbant vd. 1998, Armijo *et al.* 1999). Bu tektonik hareket Kuzey Anadolu fayı boyunca seküler bir gerilme alanı oluşturmaktadır. Kuzey Anadolu fayının kuzey kolu boyunca en büyük gerilme birikimi yılda 0,4 bar iken, güney kolu boyunca bu oran yolda 0,1 bardır (Hubert-Ferrari 2000).



Şekil 1.4 Türkiye ve çevresinde önemli levha hareketleri (Tüysüz vd.1998)

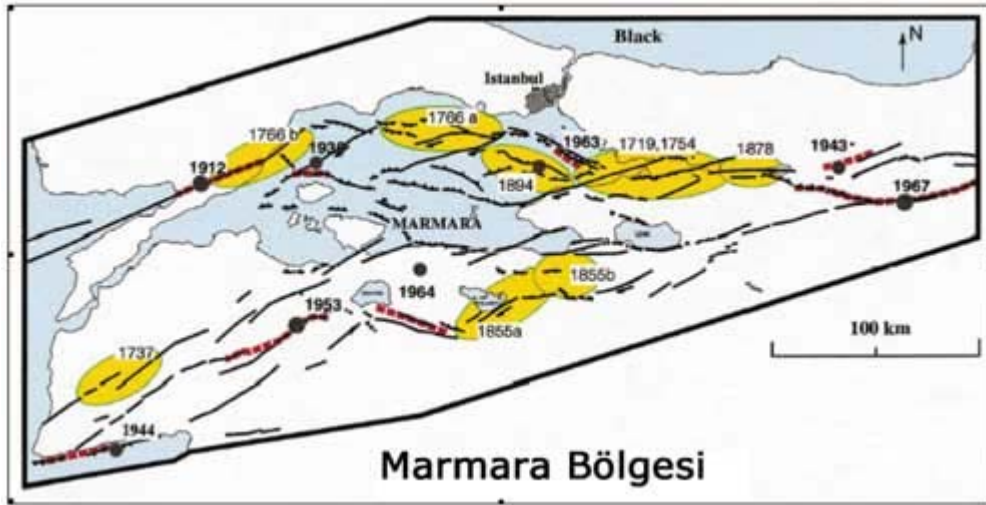
1.5 Depremlerin Özellikleri

Kuzey Anadolu fayı boyunca oluşan yıkıcı depremlerin büyüklükleri çoğunlukla 5,5 ile 8 arasındadır. Bunlar ortalama odak derinlikleri 10 ile 15 km olan sığ depremlerdir. Kuzey Anadolu fayı boyunca depremler, yer yer boşluklar bırakarak doğu-batı doğrultusunda göç ederler. Yirminci yüzyıl içinde Kuzey Anadolu fayının Bingöl'den Çınarcık'a kadar olan kesimi kırılmasını tamamlamış olduğundan bundan sonra kırılacak kesim büyük olasılıkla Marmara Denizi içinde olacaktır.

Doğu Marmara içinde depremlerin istatistiksel olarak yineleme aralıkları, $M > 7.0$ için $T=264$ yıl, $M > 6.5$ için $T=70$ yıl, $M > 6.0$ için $T=21$ yıl olarak verilmektedir. Buna göre $M > 6.5$ gibi bir depremin 70 yılda olma olasılığı %77 dir. Yani Marmara Denizi ve çevresindeki deprem yineleme aralığı oranı Kuzey Anadolu fayının doğu kesimlerine nazaran daha seyrek. Çok yıkıcı depremlerin yineleme aralıklarına bakılacak olursa, Adapazarı yöresinde 7–30 yıl, Doğu Marmara'da 130–160 yıl ve Batı Marmara'da 80–100 yıldır. Bu durum yer yapısının, kırılma baskısına ve doğudan gelen baskı aktarımına bağlıdır (Öncel 1992, Öncel ve Alptekin 1995, Ercan 2000a). Marmara Bölgesinde

5,5<M<6,0 olan depremin ardından aynı büyüklükteki depremin 1 yıl içinde olma olasılığı ise %50 dir (Altınok ve Kolçak 1999).

Diğer taraftan, birçok araştırmacı tarafından ayrıntılı olarak yapılan deprem dağılımı çalışmaları (Pınar 1942, 1943, Omoto ve Çoloğlu 1968, Ambraseys 1970, 1978 Crampin ve Üçer 1975, Alptekin 1978, Toksöz vd. 1979, Sipahioğlu 1984, Üçer vd. 1985, Evans *et al.* 1985, 1989, Crampin and Evans, 1986, Kıyak 1986, Ambraseys and Finkel 1987, 1991, 1995, Kalafat 1989, 1995, Öztin ve Bayülke 1990, Ikeda *et al.* 1991, Yüksel 1995, Demirtaş ve Yılmaz 1996, Rockwell *et al.* 1997) bize Marmara Denizinin sürekli bir sismik aktiviteye sahip olduğunu göstermektedir (Şekil 1.5). Trakya'nın merkez kısmı dışında hemen her yerinde deprem etkinliği vardır. Çatalca'da ve Çekmece gölleri kuzeyinde deprem aktivitesinde yoğunlaşmalar görülmektedir. İzmit Körfezi doğusunda, Manyas Gölü çevresinde, Marmara Adaları güneyinde, Tekirdağ Çukurunda, Saros Körfezi içinde ise deprem etkinliğinin yoğun olduğu gözlenmektedir.



Şekil 1.5 Marmara Denizi çevresinde Kuzey Anadolu Fayı'nın başlıca aktif kolları ve bu kollar üzerinde gerçekleşmiş tarihi depremler (Barka 1997)

1.6 İzmit Körfezi

İzmit Körfezinin kuzey ve güney yamaçları dağlarla çevrili, birbirlerine dar boğazlarla bağlanmış geniş tekneler şeklindedir. Kıyılar genişlikleri 1 ile 4 km arasında değişen sahil düzlükleriyle çevrelenmiştir. Kuzey kıyısında Derince, Yarımca, Dil Deresi ve güney kıyısında Değirmendere, Başiskele, Karamürsel bölgelerinde %0,5 eğimli düzlükler yer almaktadır. Kuzeydeki toprakların esasını kil, gri ve marn teşkil etmektedir. Sahil düzlükleri iç kesimlere gidildikçe 1000 metreyi geçecek şekilde yükselti kazanırlar. Karamürsel’de 130 bin yıl yaşı taraçaların 50–60 m yükseklerde bulunması bu bölgedeki tektonik yükselmeyi göstermektedir (Bargu 1993).

İzmit Körfezi ile Sapanca Gölü arasındaki bağlantı rejyonel tektonik yükselme neticesinde kopmuştur ve alanda günümüzde alüvyonlu ovalar, deltalar ve birikinti konileri mevcuttur. Dere ve selleşmenin dağlık araziden getirdikleri erozyon kalıntıları birikinti konileri yaratmaktadır. Transgressif karakterli Sapanca-İzmit segmenti de bu bölgede yer almaktadır, dolayısıyla bölgede sıkışma rejimi söz konusudur. Körfezin güneyi de dağlık karakterde olup, bu dağların yükseklikleri 1500 metreyi geçmektedir. Arazi özellikleri Değirmendere güneyinde çok engebelidir ve eğimler % 40’a ulaşmaktadır. Körfezin güneyinde ise, organik maddece zengin topraklar çoğunluktadır (Alpar ve Güneysu 1999).

1.6.1 İzmit Körfezi akıntı ve çökel durumu

Yarı kapalı sakin bir deniz hüviyetinde olan İzmit Körfezinde sıra dışı meteorolojik koşullar dışında dip materyallerini uzak mesafelere taşıyacak akıntılar görülmez. Uç koşullar dışında yüzey akıntıları körfezin kuzeyinde batıya, güneyinde ise doğuya doğrudur. Körfeze giren Karadeniz kökenli sular güney sahilini izleyerek Dil Burnu yakınlarında iki kola ayrılır. Bu kollardan biri çevrimsel olarak kuzey kıyılarına, diğeri ise Körfez içine yönelir. Körfez içine giren sular güney kıyılarını izleyerek doğuya ve daha sonra dönüş yaparak kuzey kıyılarına yayılır. Akdeniz kökenli ve dipten gelen sular ve üsteki Karadeniz kökenli suyun tersine bir yol izleyerek kuzeyden körfeze girer ve güney kıyılarını takip ederek Marmara Denizine çıkarlar. Bu tip bir akıntı durumu

nedeniyle, kuzeyinden ve güneyinden iki ufaklı akarsuların taşıdığı materyaller kıyıdan itibaren birikmeye başlar (Algan vd. 1999). Kısaca İzmit Körfezinin çökel dağılımı incelenecek olursa, klastik silisli malzeme ağırlıklı güncel çökellerin tane boyu kıyıdan açığa doğru azalmakta ve derin yerlerde çamurlu kum yer almaktadır. Deniz dibinin geniş bir kısmını çamurlu alanlar kaplar. Deniz tabanı çökelleri çok az oranda karbonat da içermektedir. Organik karbon ve birincil organik üretim verileri kullanılarak İzmit Körfezindeki maksimum çökeltme oranı 70 cm/ka olarak hesaplanmıştır (Ergin ve Yörük 1990).

1.6.2 İzmit Körfezinin tektonik yapısı

Genişliği 1800 m (Tütünçiftlik ve Yüzbaşılar, Gölcük arası) ile 9800 m (Hersek ve Karamürsel arası) arasında değişen İzmit Körfezi, ön doğudaki İzmit havzasından ayrı olarak, biri Hersek bursunun batısında, diğeri ise doğusundaki fay kontrollü iki derin deniz çukurundan oluşmaktadır. Hersek burnunun doğusundaki Karamürsel havzası yaklaşık olarak 18 km uzunluğunda 10km genişliğindedir. Doğusundaki çukurluğun en derin yeri Ulaşlı açıklarında 204 metredir (Güneysu 1999). Güney kesimi kuzeyine göre daha eğimlidir. Batıdaki Çınarcık havzası ile Marmara Denizinin en büyük havzasıdır.

İzmit Körfezinde Pliyosen’de başlayan etkili jeolojik hareketler Pleyistosen boyunca sürmüş ve Doğu-Batı doğrultulu faylar etkili olmuştur. Körfezin doğusundaki gölsel ve akarsu ortamlarına ait kırıntılı çökeller Erken/Orta Pleyistosen yaşlıdır. Geç Pleyistosen’de Akdeniz suları tarafından işgal edilen körfez, denizel depolanma alanı durumuna gelmiş ve denizel kaynaklı kırıntılı çökeller depolanmıştır. Denizel depolanmanın ardından Holosen’de alüvyal yelpaze, akarsu, kıyı ovası-plaj ve delta güncel çökelleri oluşmuştur (Sakınç ve Bargu 1989, Seymen 1995). İzmit Körfezinde temel üzerinde uyumsuz olarak bulunan ve Kuvaterner olarak yaşlandırılan 25–30 m kalınlıkta karasal kökenli genç çökel istif vardır (Özhan vd. 1985).

1.6.3 İzmit Körfezi Tektonik Çatı Modelleri hakkında görüş

Kocaeli 1999 depreminin ardından İzmit Körfezinde yaptığımız çalışmaların sonuçlarına göre depremin esnasında yenilen ana fay İzmit Körfezinin içinde tek bir faydır. Barka ve Kadinsky-Cade'nin 1988 en echelon fay modeline ters düşen, ancak deprem sonrasında MTA tarafından İzmit Körfezinde toplanan sismik verilere göre çizilen Şengör vd. (1999) modeline bazı farklılıklar dışında genel görüntü batımından benzeyen modele göre, İzmit Körfezi içinde hâkim tektonik yapı doğrultusu doğu-batı olan bükümlü tek bir fay denetimindedir (Alpar vd.1999). Bu fay İzmit Körfezinin doğusunda Başiskele mevkiinde denize girmektedir. Ana fay, doğu Hersek çukurunu gevşeyen büküm olarak açmıştır. Yani, doğu Hersek Çukuru, fayın büküldüğü yerde iki bloğun karşılanması sonucu oluşan boşlukta gelişen çökmenin ürünüdür. 17 Ağustos Kocaeli depremi esnasında çalışan fay Hersek Deltasının altından geçerek üstü kırmadan Çınarcık Çukuruna kadar ilerlemiştir. Bu görüş gerek sismolojik veriler gerekse de uydu teknolojisi ile elde edilen veriler ile desteklenmektedir. Uydu destekli GPS verilerinin incelenmesinden yer değiştirmelerinin Hersek deltasını aşmakta olduğu ancak buradan hemen sonra hızlı azalmakta olduğu saptanmıştır (Ergintav 2000). İzmit Körfezi Marmara Denizi çıkışında oluşan negatif çiçek yapısının güney kanadı Çınarcık-Esenler, kuzey kanadı ise Adalar civarı olmak üzere çok sayıda sığ artçıların dağılımı da, ana fayın, Doğu Marmara'da Tuzla açıklarına kadar orta hatta ilerlediğini göstermektedir.

Deprem sonrası yapılan sismik çalışmalarında, Hersek Deltasının batısında deniz içindeki faylardan da gaz çıkışı gözlenmiştir. Ana fayın doğrultu atımının etkisi üst seviyelerde yer alan yumuşak çökellerin sismik görüntülerinin içinde zayıflamasına rağmen, gaz çıkışları ve deniz tabanında blok halindeki bazı yerel açılmalar bu bölgedeki aktiviteyi işaret etmektedir.

Daha sonraki çalışmalarda Barka'nın modeline en-echelon fayların uçlarının birbirlerine yaklaştırarak tadil ettiği (Barka 2000), gerekse İTÜ çalışma grubunun modellerini (Şengör vd. 1999) tadil ederek Kuzey Anadolu fayını ilek çizdikleri gibi Seymen-Kavaklı güneyinden değil, Alpar vd. 1999 modelinde önerildiği gibi Seymen-Kavaklı

sahili önünden geçirdikleri bilinmektedir. Böylece Kavaklı fayı (Altınok vd. 1999) da Kuzey Anadolu fayından ayrı bir fay olarak literatürdeki yerini almıştır.

Sonuç olarak, Kuzey Anadolu fayı Hersek Deltasında başlamak üzere Marmara'ya doğru atımını gittikçe sıfırlamış olabilir. Kuzey Anadolu fayı kuzey kolunun İzmit Körfezi ve Marmara çıkışı kuzey ve güneyindeki kuzey ve güney sınır fayı olarak adlandırılan uyumsuzluklar, yamulmayı üzerine alan sadece artçı depremlerin olduğu dekolmanlar olarak tanımlanmalıdır. Kuzey ve güney kıta yamaçlarının morfolojileri ile bütünleşik eğimleri aynı Geç Pliyosen-güncel çökellerin temel üzerinde uyumsuzluklar olup, bu dekolmanlar, ortalarındaki esas fay yani "Kuzey Anadolu fayının kuzey kolu" ile yatay düzlemde İzmit Körfezi içinde, düşey düzlemde ise birkaç km derinde birleşmektedir. Kuzey Anadolu fayının kuzey kolu çalıştığında, bu kola bağlı dekolmanlar da aktive olmakta, her iki kıta yamacı üzerinde de çökmeler oluşmaktadır. İzmit Körfezi için ortaya çıkan bu tektonik model, Kuzey Anadolu fayının Marmara Denizini de derinden tek bir fay olarak aştığı şeklindeki görüşleri destekler niteliktedir.

1.7 Çınarcık Çukurluğu

Derinliği 1100 metreden fazla 3 büyük gerilim alanından oluşan Marmara Denizindeki çukurların en doğuda olanı kama görünümlü Çınarcık Çukurudur. Çekmece güneyindeki Tuzla Burnuna kadar BKB-DGD doğrultusu ile uzanan bu çukurluğun uzunluğu 50 km kadardır. Batıda 20 km kadar olan genişliği doğuya doğru sıfırlanmaktadır. Oldukça düz görünümlü çukurluktaki derinlikler 1150 ile 1270 metre arasında değişmektedir. En fazla derinlik ise 1289 metre ile basenin doğusundadır. Orta derin sismik kesitleri göre ise, havza içindeki derinlik trendi 0.2° ortalama eğim ile (3.5 m/km) batıya doğru yükselmektedir (Okay vd. 2000).

Çınarcık Çukuru kuzeyindeki Adalar bloğundan normal bileşeni yüksek kuzey sınır fayı ile güneyindeki Armutlu bloğundan ise yanal atımlı Yalova-Çınarcık fayı ile sınırlandırılmıştır. Güneydeki faya göre daha dik açıda gelişen kuzey sınır fayı Adalar bloğu ile genç çökelleri sınırlamaktadır. Çınarcık Çukuru, Orta Marmara havzasından

Orta Marmara sırtı ile ayrılmaktadır. Çekmece açıklarından Marmara ortasına doğru KD-GB yönünden yükselen Orta Marmara sırtı daha batıdaki Orta Marmara havzasının da doğu yamacını oluşturmaktadır. Marmara Adaları uzantısı olarak metamorfik çekirdek konumunda olan Orta Marmara sırtı batıda Orta Marmara havzasının ince Tersiyer çökelleri ile doğuda ise Çınarcık Çukurunun batıya doğru incelen çökelleri ile örtülüdür. Orta Marmara sırtının K-G sıkışması ile kuzeyinde Çekmece önlerinden Trakya havzasına doğru gelişen kıvrımlı bir havza oluşmuştur. Bu havza Miyosende yanal atımlı bir fay sistemi ile kesilmiştir (Alpar ve Yaltırak 2000).

Okay vd. (2000) tarafından yapılan yoruma göre, listrik olarak aşağıya doğru çökel istifi keserek sona eren kuzey ve güney kenar fayları Kuzey Anadolu fayı kuzey kolunun ikiye ayrılması ile oluşmaktadır. Yine güncel bir yoruma göre ise, Çınarcık Çukuru, Kuzey Anadolu fay zone kuzey kolunun yaklaşık KB-GD yönlü Trakya-Eskişehir fayını kesmesi sonucu oluşan ötelenmesinin etkisiyle açılmıştır (Alpar ve Yaltırak 2000a,b).

Sığ sismik kesitlere göre İzmit Körfezine küçük sapmalarla oluşan gevşeyen bükümlemler yaparak aşan (Alpar vd. 2000) Kuzey Anadolu fay zoneunun kuzey kolu, orta derin sismik kesitlere göre Çınarcık Çukurunun güney kenarını takip etmekte ve kuzey doğru hafif bir büküm yaparak orta Marmara sırtının üzerinden batıya uzanmaktadır. Doğru Marmara'da birbiriyle çakışan sağ yanal doğrultu atımlı iki fay sisteminin özellikleri vardır. Bunlardan ilki günümüzden 20–3.7 milyon yıl önce (Marmara Denizinin I.gelişim evresi) faal olan Trakya-Eskişehir fay zoneu ve diğeri ise 3.7 milyon yıldan günümüze gelen D-B yönlü Kuzey Anadolu fay zoneudur. Self alanlarındaki diğeri faylar II. gelişim evresinde (son 3,7 milyon yıl) ortaya çıkmışlardır. Kuzey ve güneyden faylar ile sınırlanan Çınarcık Çukurluğun kuzeyini Trakya-Eskişehir fayının Marmara Denizi içinde kalmış uzantısı sınırlar (Alpar ve Yaltırak, 2000a,b). Güncel çalışmalarının birinde, Marmara Denizinde kaydedilen 50 kHz multibeam derinlik verilerini yorumlayan Ecevitoglu (2000) Kuzey Anadolu fayının Marmara Denizindeki yaşını 365 bin yıl olarak vermiştir. Sapanca, Gölcük gibi bölgelerdeki sondajlarda rastlanan 20–25 m kalınlıktaki syntektonik çökellerin 350,000 olan yaşı da bu görüşümü doğrular niteliktedir.

Sismik kesitlerden, Çınarcık Çukurunun kuzey ve güneyindeki şelf ve kıta yamaçlarının farklı morfolojik özelliklere sahip olduğu gözlenmiştir. Kuzey şelfinin kıyıya yakın olan kesiminde kalın deltaik çökeller yer almaktadır. Kıyı kesiminde hâkim kaba taneli malzemelerin kaotik yansımaları derine doğru ince tane boylu malzemelerin düzenli yansımalarına geçiş yapmaktadır. Akustik temel üzerinde onlap yapan bu çökeller son buzul çağını takip eden transgresyon (son 12,000) ile depolanmıştır (Yaltırak vd. 2000a). Kuzey şelf sahasından daha güneye inildiğinde, deniz tabanı hızlı bir şekilde derinleşmekte ve üzerinde denizaltı heyelanları gözlenmektedir. Bu heyelanların aşağı tarafında, hafif bombeli bir kıta yamacı ile 1160 m civarında Çınarcık Çukuruna geçilene kadar, deniz tabanı yukarı kıta yamacına göre çok daha hızlı bir şekilde derinleşmektedir. Depresyon alanının tabanını oluşturan Çınarcık Çukurunun (1180–1250 m) yumuşak plastik yapıdaki çamurlu derin deniz çökelleri hakimdir. Güneyde ise, Çınarcık Çukurundan Yalova önündeki 80m derinliğe kadar yükselen deniz tabanı üzerinde denizaltı heyelanlarının kuzey yamaçtaki kadar belirgin olmaması buradaki malzemenin taban üzerinden Çınarcık Çukuruna kadar akması şeklinde izah edilebilir. Kuzeydekine göre çok daha dar olan güney şelfi sahasında, yüzeye oldukça yaklaşan akustik temel üzerindeki sedimanter istifin kalınlığı kıyıya açık denize doğru azalmaktadır. Bu durum, güney kıta yamacında oluşabilecek önemli heyelanların göstergesidir. Bunlar büyük depremler ile tetiklenebileceği gibi kendi halinde kaymalar da olabilir. Kayan malzeme Marmara Denizi kanyonlarından çukur tabanına kadar ulaşmaktadır.

Marmara Denizi şelf alanlarında ortalama çökme hızı 40 cm/ka kadardır. Gerilme bölgelerinde 10cm/ka'ya kadar düşen bu oran, çukurluklarda değişken olup 100–200 cm/ka arasındadır (Çağatay vd. 2000). Bu farklılığın muhtemel bir nedeni dik kıta yamaçlarında oluşan ve çukurlarda yumuşak çamurlu çökellerin depolanmasını hızlandıran sualtı heyelanlarıdır.

Çınarcık Çukurunun kuzey ve güney morfolojileri karşılaştırılırsa, şelf bölgeleri 80–110 metrelerden daha sığ olan alanı kapsamaktadır. Kuzey ve güney şelfleri morfolojik olarak farklıdır. Üzerinde Prens Adalarının geliştiği ve doğuya İzmit Körfezi girişine doğru daralan kuzey şelfinin genişliği 7–13 km arasında değişmektedir. Yalova

önlerindeki güney şelfi ise kuzey şelfine göre çok daha dardır. Yalova önlerindeki şelf eğimi ortalama olarak $3,5 \pm 0,5^\circ$ iken, çok daha geniş olan kuzey şelfinde ortalama eğim $1,5 \pm$ olarak hesaplanmıştır. Çınarcık Çukurunun kuzey ve güneyindeki şelf kenarları gerek batimetri haritalarda ve gerekse sismik kesitlerde belirgindir. Ancak şelf kenarlarının derinlikleri lokal olarak farklılıklar göstermektedir. Ortalama derinlikleri Yeşilköy önlerinde 95, Adaların güneyinde 136, Yalova kuzeyinde 81 metredir. Buna göre kuzey şelf kenarı güneydekine göre daha derindedir. Bu durum, kuzey ve güney şelflerinin farklı tektonik hızlarda yükseldiğinin kanıtıdır. Bilindiği gibi, Marmara'nın güney ve kuzeybatı kıyılarında, belirgin olarak Çanakkale Boğazına yakın yerlerde geç Pleistosen yaşlı Marmara Formasyonuna ait denizel tortullar mevcuttur ve bunlar denizin bugünkü seviyesinden 40–50 m kadar yukarılara tektonik tesirlere yükselmiştir (Erol ve Nuttal 1973, Sakıncı ve Yaltrak 1997). Güneydeki eş yaşlı birimler de Kapıdağ Yarımadasında taraçalar halinde 90-110m yüksekliktedir. Eş yaşlı birimlerin Kuzey Marmara sahillerinde ve Kapıdağ Yarımadasında farklı yüksekliklerde olması Doğu Marmara'nın kuzey ve güney şelflerinin farklı tektonik hızlarda yükselme farkına önemli bir kanıt teşkil etmektedir.

Çınarcık Çukurunun en çarpıcı batimetri özellikleri, şelf kenarından sonra taban eğiminin hızlı bir şekilde artmasıyla başlayan dik kıta yamaçlarıdır. Kıta yamaçları kuzeyde yaklaşık 3 km, güneyde ise 4–6 km arasında bir aralığı kaplamaktadır. Sismik kesitlerden gerçek eğimler hesaplandığında kuzey yamaç eğimi ortalama 17° dir. Güney yamaç eğimi ise $7-10^\circ$ arasındadır. Gözlenen en yüksek eğimler, yamaçların etek tarafından, kuzey yamaçta $44-6^\circ$, güney yamaçlarda ise $35-4^\circ$ olarak hesaplanmaktadır. En derin yeri 1250 m olan Çınarcık Çukuru hafif ondülasyonlar gösteren bir düzlükten oluşmaktadır. Bu çukurluk ile kıta yamaçları arasında denizaltı heyelanları ile taşınan birikinti kütleleri bulunmaktadır. Bu birikintiler kuzey kıta yamacının tabanında daha belirgin ve gelişmiştir.

Çınarcık Çukurluğunun altından geçen Kuzey Anadolu fay zone kuzey kolunun deniz tabanına yakın olan etkileri, bu depresyon alanını kaplayan yumuşak plastik yapıdaki çamurlu derin deniz çökelleri içinde aç da olsa gözlenebilmektedir. Kuzey Anadolu fay zone kuzey kolunun, kuzey ve güneyinde yer alan kuzey ve güney sınır fayı olarak

adlandırılan uyumsuzluklar, sadece yamulmayı üzerlerine alan ve üzerlerinde artçı depremlerin olduğu dekolmanlardır. Aynı Geç Pliyosen-güncel çökellerin temel üzerindeki uyumsuzlukları gibi kuzey ve güney kıta yamaçlarının morfolojileri ile bütünleşik olan bu dekolmanlar, ortalarında yer alan ana fay (Kuzey Anadolu fayı kuzey kolu) ile birleşmektedir. Yatay düzlemde İzmit Körfezi içinde olan bu birleşme düşey düzlemde henüz sismik erişim limitleri dışında kalan bir derinlikte (5–10 km) yer almaktadır. Kuzey Anadolu fay zone kuzey kolu çalıştığında, ana faya bağılı bu dekolmanlar da aktive olmakta, her iki kıta yamacı üzerinde de slumplar oluşmaktadır (Alpar ve Yaltırak 2000b).

1.7.1 Çınarcık Havzasının oluşumu

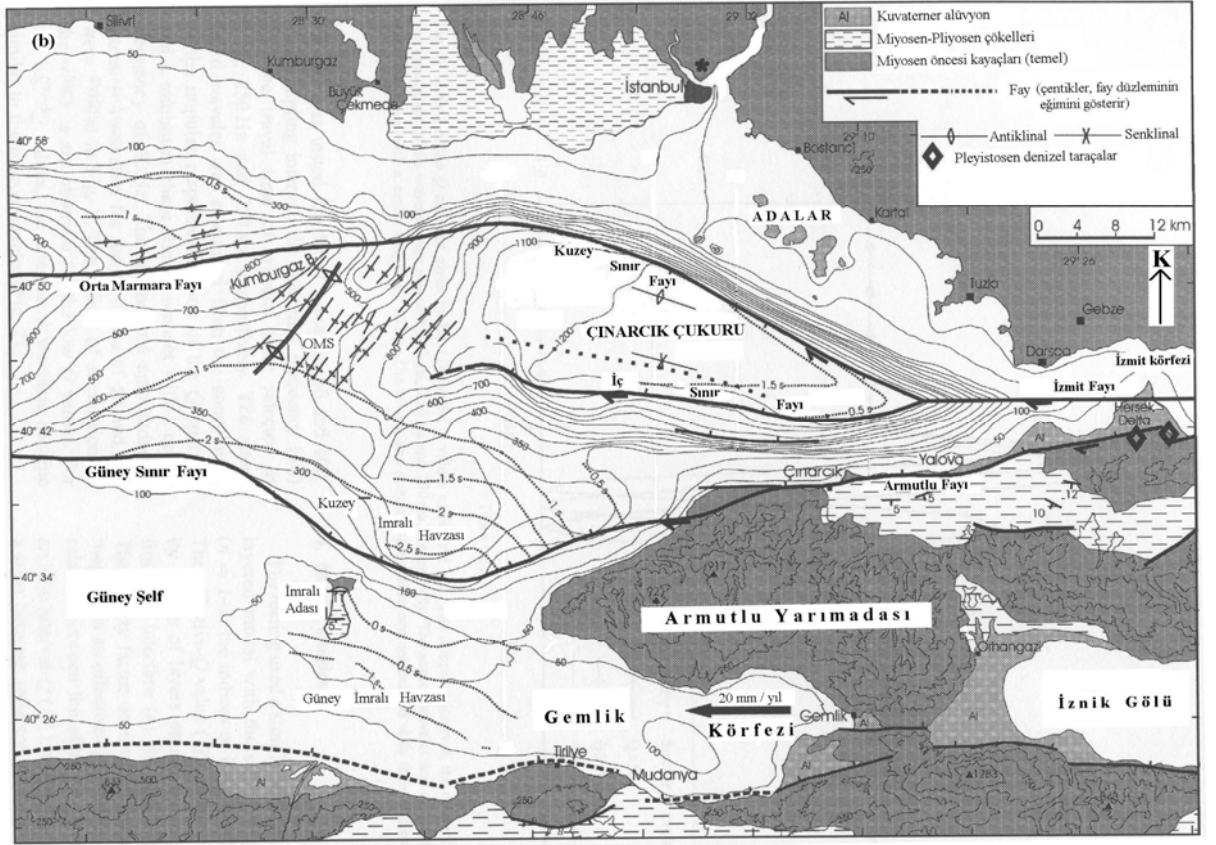
Çınarcık Havzası üçgen şeklindedir ve birbirinden uzaklaşan iki fay arasında yer alır. Bu nedenle, Çınarcık Havzasının Kuzey Anadolu Fayının bir çatalından oluşan, genişlemeli fay kaması havzası olarak isimlendirmek daha doğrudur. Kuzey Anadolu Fayının çatallandığı bölgede, kuzey sınır fayı genişlemeli bir segment oluşturmakta ve Çınarcık Havzası kuzey ve iç sınır fayı boyunca batıya doğru taşınmaktadır. Sıkışmalı merkezi Marmara fay segmenti batıya doğru taşınan Çınarcık havza çökellerinin kısılmalarına ve buna bağılı olarak kıvrımlanma ve yükselmelerine yol açmaktadır. Çınarcık Havzasının ilk oluşumu transform-transform-transform (TTT) tipi bir üçlü eklemin evrimi ile modellenenebilir. Bu modelde üçle eklemin kolları sırası ile İzmit, Kuzey Sınır ve Biga Faylarına karşılık gelir. Bu modelde İzmit Fayına paralel olan iç sınır fayı, İzmit Fayının batı uzantısı olarak kabul edilmiştir. Kuzey Sınır ve Biga Fayları, İzmit Fayı ile 153° ve 37° açılar yapar. Bu üç fay Avrasya, Anadolu ve Marmara blokları olarak isimlendirilen üç levhacı sınırlar. TTT üçlü eklemini oluşturan faylar boyunca meydana gelen yanal atımlı hareket, eklem noktasında geometrisi çınarcık havzasına benzeyen bir havzanın açılmasına yol açar. TTT üçlü eklem modeli Çınarcık Havzasının oluşumunun doğudan başladığını ve havzanın batıya doğru gittikçe genişleyerek evrim geçirdiğini gösterir.

1.7.2 Çınarcık Havzası ve havzayı çevreleyen faylar

Çınarcık Havzası 545 km² büyüklüğünde üçgen şeklinde bir çukur oluşturur. Bu üçgenin uzunluğu yaklaşık 50 km, genişliği maksimum 20 km'dir. Havzanın 1270 ile 1150 m arasında kalan bir topografyası vardır. Çınarcık Havzasının en derin yeri 1289 m ile doğu kesiminde yer alır. Havza tabanı tedrici bir şekilde batıya doğru yükselir (ortalama eğim 0.2 ° veya km.de 3.5 m). Çınarcık havzasının batısında orta Marmara sırtı, güney ve kuzeyinde ise dik eğimli denizaltı yamaçları yer alır.

Kuzey denizaltı yamacı, Marmara Denizi kuzeyinde 160 km boyunca boydan boya izlenebilen karakteristik bir batimetrik yapı oluşturur. Bu yamaç Wong et al. (1995) tarafından kuzey sınır fayı olarak adlanan faya karşılık gelir. Çınarcık havzasının kuzeyinde yer alan kuzey denizaltı yamacı yaklaşık 3 km genişlikte olup güneye ortalama 17° ile eğimlidir. Çınarcık Havzası güneyinde ise 4 ile 6 km arası genişlikte ve kuzeye doğru 7° ile 10° arası eğimli Marmara içi yamacı ile sınırlanmıştır. Doğuya İzmit Körfezine doğru kuzey ve iç denizaltı yamaçları yakınlaşarak, batıya doğru eğimli bir kanyon oluşturur. 50 km uzunluğundaki İzmit Körfezinin de kanyon tipi bir morfolojisi vardır.

İzmit Körfezinden alınan sismik hatlar (Özhan ve Bayrak 1998, Şengör vd. 1999) ve körfezin kanyon tipi morfolojisi kuzey Anadolu fayının körfezin ortasından doğu batı yönünde geçtiğini gösterir (Crampin and Evans 1986). Fay körfezden çıktıktan sonra çatallanmaktadır. Bu çatalın kuzey kolu denizaltı yamacına, güney kolu ile Marmara içi deniz altı yamacına karşılık gelir. Kuzey Anadolu fayının İzmit segmenti çizgisel bir şekilde doğu-batı gidişlidir (92°). Çınarcık Havzasının kuzeyinde yer alan kuzey sınır fayı hafif bir yay çizmekte ve buna bağlı olarak doğrultusunda doğuya 119° den batıya 107°ye kadar değişmektedir. İç sınır fayının hafif kavisli ve İzmit fayına paralel bir doğrultusu (94°) vardır (Şekil 1.6).

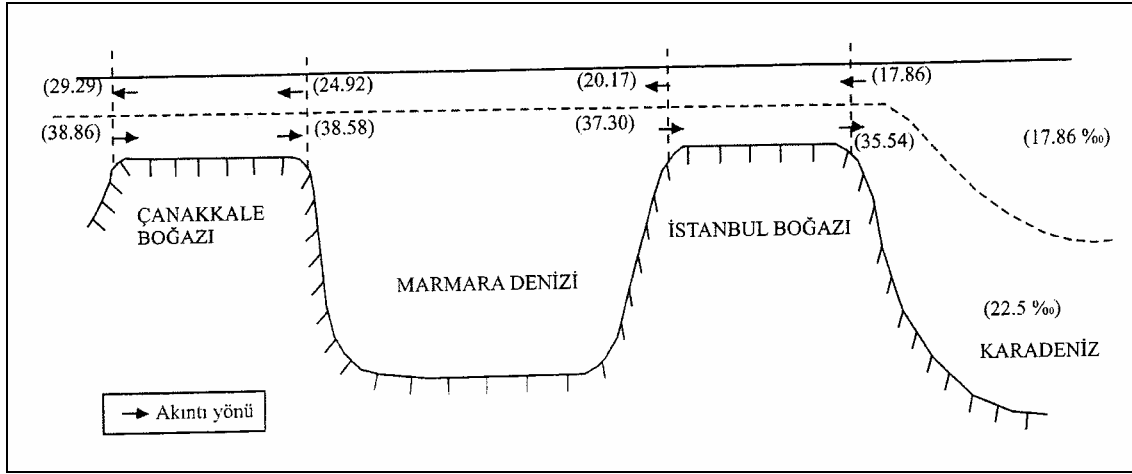


Şekil 1.6 Marmara Denizi'nin başlıca morfolojik yapıları (Rangin *et al.* 2002)

1.8 Hidrografi

Marmara Denizi, İstanbul Boğazı ile Karadeniz'e, Çanakkale Boğazı ile de Ege Denizi'ne bağlı olan yarı-kapalı bir sistemdir. Marmara Denizi'nin özellikleri Türk Boğazlar Sistemi'nin etkisi ile üst tabakada Karadeniz'den gelen az tuzlu sular, alt tabakada ise Ege ve Akdeniz'den gelen daha tuzlu sular tarafından belirlenmektedir (Beşiktepe vd. 1994). Akdeniz ve Karadeniz arasındaki bu su alış verişi İstanbul Boğazından Karadeniz'e doğru olan bir alt akıntı ile sağlanır. Yüzey akıntılarının başlangıç nedeni boğaz akıntılarıdır. Boğazdan Çanakkale'ye doğru bir su hareketi mevcuttur (Şekil 1.7). İstanbul Boğazı'ndan çıkan su bir yelpaze gibi yayılır ve Çanakkale Boğazı'na doğru tekrar toplanır. Marmara Denizinde bu ana akıntıdan başka yerel akıntılar da bulunmaktadır.

Ege Denizi'nden Çanakkale Boğazına giren oksijence zengin Akdeniz suları burada bir miktar değişime uğrayarak derin Marmara havzasına girerken kendi yoğunluk seviyelerine kadar derecelenirler. Bu nedenle, Ege Denizi'ndeki hidrografik koşullara bağlı olarak, yıl boyunca Ege'den Marmara Denizi alt tabakasına bir oksijen girdisi olmakta, böylece Karadeniz'e benzer oksijensiz derin su koşullarının yaşanması bir dereceye kadar önlenmektedir. Marmara Denizi'ni geçerek İstanbul Boğazına giren Akdeniz kaynaklı alt tabaka suları, boğazın her iki ucundaki eşiklerden geçerken üst tabaka suları ile karışıma uğrayarak hem yoğunluğu hem de tuzluluk değerleri azalmaktadır (Beşiktepe vd. 1994).

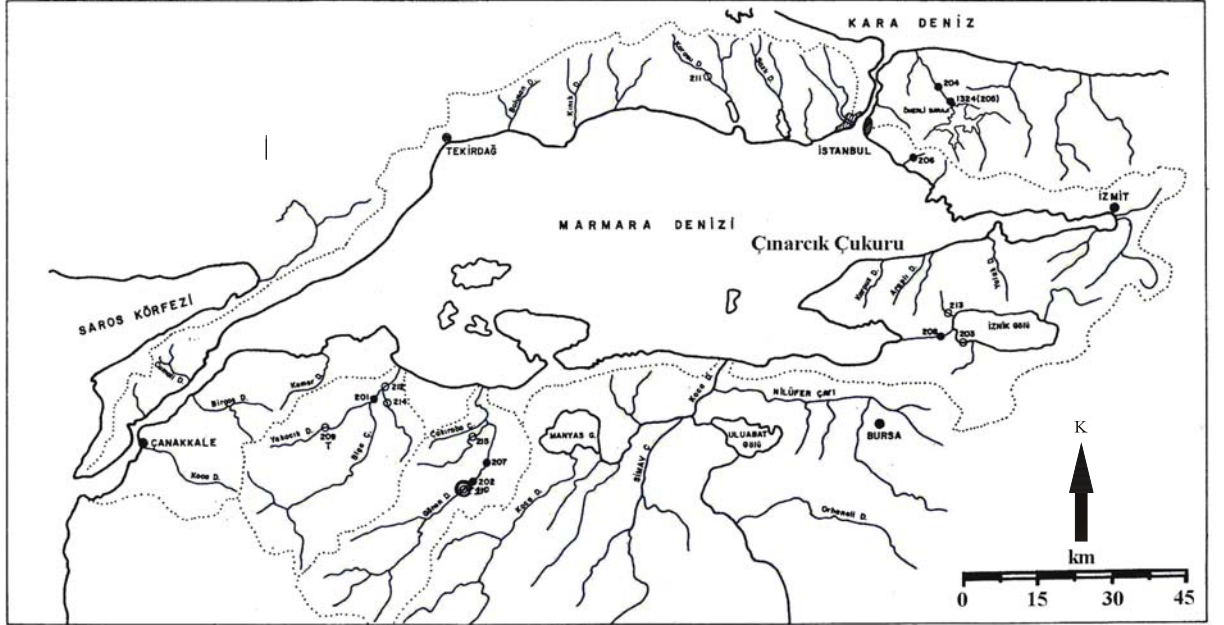


Şekil 1.7 Ege Denizi, Marmara Denizi ve Karadeniz arasındaki akıntılı su dolaşımı (Beşiktepe vd. 1994'den değiştirilerek alınmıştır)
Parantez içi değerler tuzluluğu (binde olarak) göstermektedir.

1.9 Akarsu Drenaj Rejimi

Çalışma alanını kapsayan Marmara Denizi'nin akçılama alanı 24.000 km² dir. Havzadaki akarsuların yıllık debisi 6.600 milyar m³ olarak hesaplanmıştır (EİEİ, 1993). Marmara Denizi'ne dökülen ve en fazla karasal kırıntılı sediment getiren ve en büyük akarsu Kocasu/Simav ağzı Çınarcık Çukuru'nun güneybatısında bulunmakta ve bu çukura takriben 40 km mesafededir. Çınarcık Çukuruna başlıca sediman getirimini sağlayan Armutlu Yarımadası'ndaki önemli akarsular; İzmit Ovasının en büyük akarsuyu olan Kiraz Dere ile Bıçkı Dere, Gölcük Ovası'nda Beyoğlu Dere ve Hisar Dere, daha batıda Hersek Deltası'nı oluşturan Yalak Dere ve Yalova'nın doğusunda

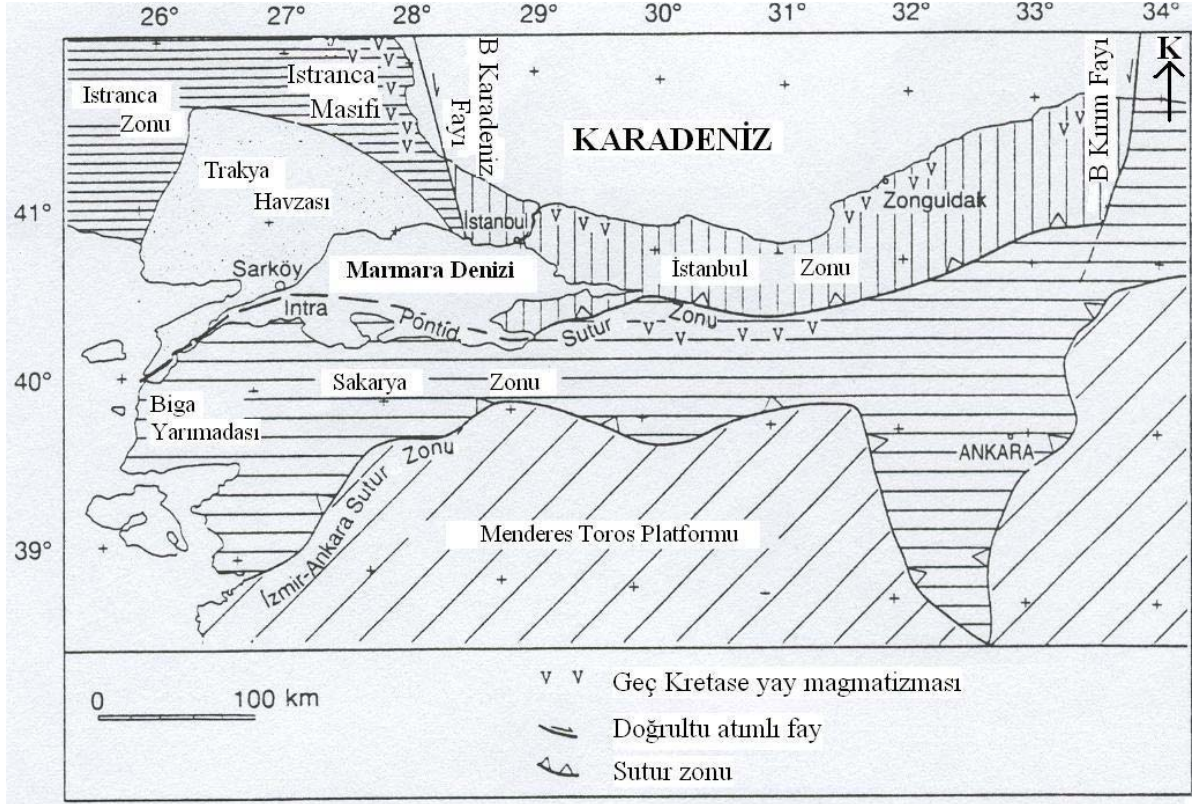
Lale Dere'dir. Geniş drenaj alanlarına sahip K-G doğrultulu akarsular genellikle yaz aylarında da kurumadan akmakta ve Marmara Denizi'ne dökülmektedir (Şekil 1.8).



Şekil 1.8 Marmara Denizi'ne sediman getiren başlıca akarsular (EİEİ 1993)

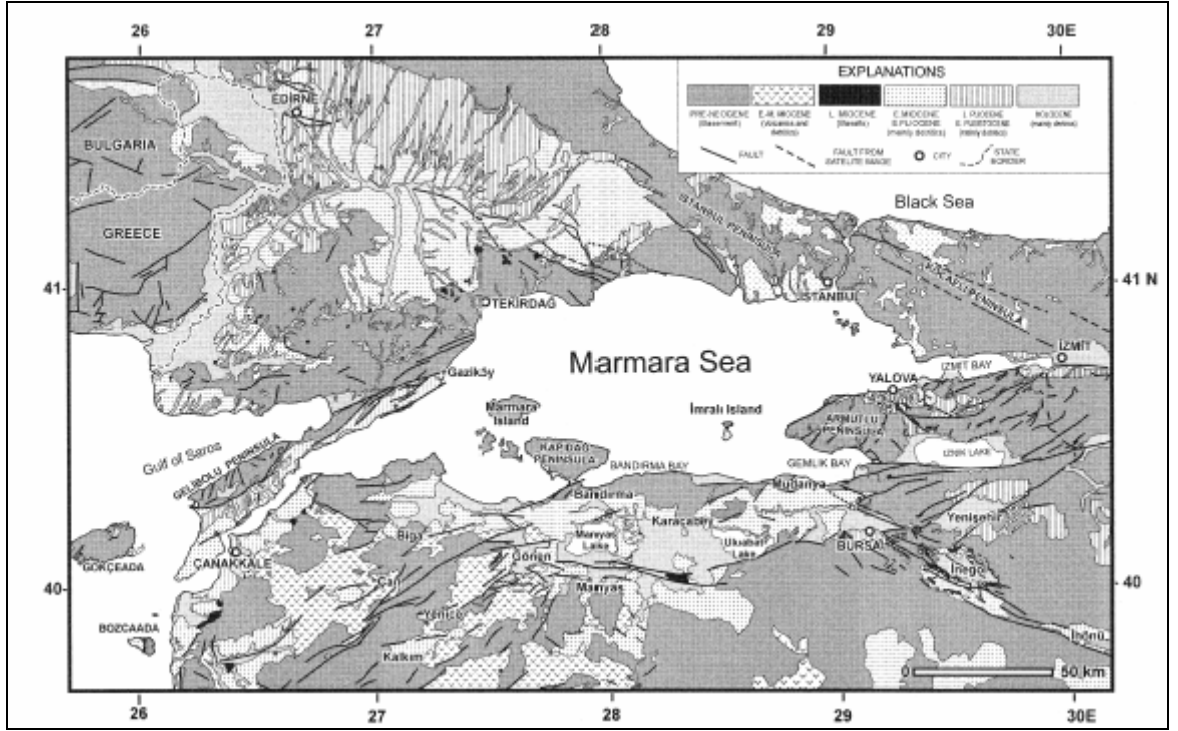
1.10 Jeoloji

Marmara Denizi ve özellikle Çınarcık Çukuru çevresi batıda Trakya Havzası, kuzeyde Istranca Masifi ve İstanbul-Zonguldak Zonu, doğuda Armutlu-Almacık Zonu ve güneyde ise Sakarya Zonunun tektonik birlikleri arasında yer almaktadır (Şekil 1.9).



Şekil 1.9 Çalışma alanının tektonik konumu (Görür 1996)

Kalın çökel istiflerinden oluşan Paleozoik yaşlı kayaçlar, İstanbul Boğazı'nın her iki yakası ve Kocaeli Yarımadası'nda uzanmaktadır (Şekil 1.10). Marmara Denizi ve çevresi, özellikle Orta Eosen sırasında belirgin çökmenin gerçekleştiği Tersiyer bir havza olan Trakya Havzasının GD uzantısı olarak varsayılmaktadır. Çalışma alanını da içeren Marmara Denizi'nin kuzey kıyı bölgesi, Orta Eosen ve Paleozoik formasyonları üzerine uyumsuz olarak gelen Üst Miyosen'in karasal-lagünel kayaçlarından oluşur (Okay vd. 2000). Çınarcık Çukuru'nun en üstteki 3 km lik kısmı Pliyo-Kuvaterner yaşlı çökellerden oluşmaktadır (Okay vd. 2000).



Şekil 1.10 Çalışma alanının bölgesel jeoloji haritası (Yaltırak 2002)

1.11 Doğu Marmara Denizi'nin Kuvaterner Sedimentolojisi

Marmara Denizi Kuvaterner zamanında genelde iklimsel değişimler ve bunlara bağlı deniz düzeyi ile Akdeniz-Karadeniz arasındaki su kütle değişimlerinin (Stanley and Blanpied 1980, Meriç vd. 1995, Ergin vd. 1997, Aksu vd. 1999, Çağatay vd. 1999, Ergin vd. 1999) ve günümüzde de devam eden aktif tektonik süreçlerin (Smith *et al.* 1995, Wong *et al.* 1995, Elmas ve Meriç 1996, Gürbüz vd. 2000, Okay vd. 2000, Le Pichon *et al.* 2001, Kuşçu vd. 2002, Demirbağ vd. 2003) etkisinde kalmıştır.

Yukarıdaki araştırmalardan elde edilen verilere göre; Marmara Denizi'nin Kuvaterner'de Akdeniz ile bağlantısı tektonizma sonucu kesintili olmuştur. En eski Akdeniz bağlantısının Geç Pliyosen-Erken Pleyistosen'de, diğerlerinin ise Erken-Orta Pleyistosen ve Geç Pleyistosen-Holosen döneminde gerçekleştiği bilinmektedir. Marmara Denizinin son buzul döneminde küresel deniz seviyesinin düşmesi (-130 m) sonucunda Akdeniz ile bağlantısı kesilmiştir. Günümüzden takriben 60 000- 14 000 yılları öncesi bir göl halinde idi. Bu gölün su düzeyi Çanakkale Boğazı'nın Ege Denizi

çıkışındaki bir sıklık veya eşik (-85, -70, -60 m gibi) tarafından kontrol ediliyordu. İklim değişikliği ve buzulların erimesi ile küresel deniz seviyesi günümüzden takriben 18 000 yıl önce yükselmeye başlamış ve bilhassa Flandriyen transgresyonu (takriben günümüzden 14 000 yıl önce) ile Akdeniz suları Ege Denizi ve Marmara'ya doğru ilerlemeye başlamıştır. 12 000 yıl önce Marmara Denizi'nin bir göl durumunda olduğu bilinmektedir. 11 000–10 000 yılları önce yükselen deniz seviyesi Çanakkale Boğazı eşiğini aşarak Marmara Denizi'ne ulaşmıştır. Marmara Denizi bugünkü deniz seviyesini ve oşinografik koşullarını genelde takriben 3 000 yıl önce kazanmıştır. Bu nedenle alçalan ve yükselen deniz seviyeleri ve aktif tektonik faaliyetler sedimentlerin dokusal, yapısal, kimyasal ve bileşim özellikleri ile tür ve dağılımlarını önemli ölçüde kontrol etmişlerdir.

Nispeten tatlı veya çok az tuzlu Karadeniz sularının defalarca yüksek miktarlarda Marmara Denizi'ne ulaşması, burada su fiziği, biyolojisi ve kimyasını etkilemiştir. Artan birincil organik üretim, su kütlesinde düşey değişimin azalması ve üstte tatlı altta tuzlu su tabakalaşmaları ile oksijenli-oksijensiz su tabakalaşmaları gibi koşullar organik maddece zengin sapropel türü sedimentlerin birikmesine neden olmuştur. Veriler, günümüzden önce 29 000–23 000, 12 000- 7 500, 10 500- 6 000, 4 750 – 3 200 yılları arası bu tür sapropel sedimentlerinin oluştuğu ve biriktiği çeşitli araştırmacılar tarafından belirtilmiştir.

Marmara Denizi'nin Geç Glasiyel-Holosen sedimentleri içerdikleri Akdeniz mollusk faunasına göre genelde iki birime ayrılmaktadır (Çağatay vd. 2000). 1. birim (unit I) üst, denizel birim olarak ta bilinmekte ve takriben son 10 000- 12 000 yıllık sedimentasyonu kapsamaktadır. Alttaki 2.birim (unit II) alt, gölsel birim olarak bilinmekte ve son 10 000- 12 000 yıldan önceki sedimantasyonu içermektedir. Dolayısı ile 1. ve 2. birimler arasındaki sınır günümüzden 10 000 – 12 000 yıl öncesine gelmektedir.

2. KAYNAK ÖZETLERİ

2.1 Aktif Tektonik

Barka and Kadinsky-Cade (1988), 31°E boylamının batısında KAF'ın ikiye ayrıldığını, kuzey kolunun İzmit Körfezi ve Marmara Denizi'ni boyuna geçtiğini, güney kolunun ise Marmara Denizi'nin güneyinde olduğunu öne sürmüştür. Hareket, Anadolu ile Avrasya levhaları arasında gelişir. Kuzey kolu, İzmit Körfezi'ni ve üç büyük çek - ayır basenini şekillendiren en az üç “en echelon” doğrultu-atım segmanından oluşur.

Taymaz vd. (1991), Marmara Denizi ve çevresinde meydana gelen tarihsel önemde depremleri cisim dalgaları modellemesi yöntemiyle değerlendirmiştir. Burada aletsel dönemde olan ve yıkımlara neden olan depremlerin yerleri, fay zonları ile ilişkisi ve fay düzlemi çözümleri bulunmaktadır. Marmara Bölgesi'nde 1,7 – 2,4 cm / yıl arasında değişen hızla sağ yönlü E - W atımı görülür. KAF'ın Marmara Denizi yakın çevresinde birkaç kola ayrıldığı ve oluşan deformasyonun yaklaşık 120 km. genişlikte bir zona yayıldığı ve bu zonun, Ganos Fayı ile devam ederek Kuzey Ege'ye uzandığını öne sürülmüştür.

Smith et al. (1995), Marmara Denizi'nde buzul - östatik su düzeyi değişimleri ile tektoniğin, deniz tabanı morfolojisini ve geç Kuvaterner sedimantasyonu ile aşınmayı nasıl etkilediğini ortaya çıkarmaktadır. Başlıca veriler yüksek ayrımlı sparker sismik yansıma profilleri ve TPAO'nun çok kanallı sismik yansıma profilleri ile birlikte SHOD'un batimetri verilerinin birleştirilmesiyle elde edilmiştir. 500 km'lik 1 kJ analog sparker profilleri Çubuklu gemisinin Eylül / Ekim 1988 seferi sırasında alınmıştır. Genellikle sığ bölgelerde veriler daha güvenilir olduğundan, çalışmalar güney şelf bölgesinde yoğunlaşmıştır. TPAO'nun çok kanallı verileri ise, sparker profillerinde derinde bulunan başlıca yapıların tanımlanması amaçlı kullanılmıştır. Marmara Denizi'nin su düzeyinin şimdikinden daha düşük olduğu ve Çanakkale Boğazı'nın da su düzeyinde veya altında olup Marmara Denizi'ne su girişini önlediği belirlenmiştir. KAF zonunun Marmara Denizi içinde birçok kola ayrıldığı ve kıyı açığında süreksiz olduğu

ortaya çıkmıştır. Bu süreksizlik, yüksek ayrımlı sismik profil ve batimetri verileri kullanılarak, çok sayıda etkin normal fayla kanıtlanmıştır. Aktif olarak güney şelfin ortasında gözlenen bu normal faylar, yaklaşık WNW-ESE doğrultulu ve kuzeye eğimlidir.

Wong *et al.* (1995), Piri Reis gemisinin 1989 seferinde jeofizik amaçlı sismik yansıma profilleri ve jeolojik amaçlı 14 adet örnekleme istasyonundan örnek alınmıştır. Burada amaç, denizdeki sismik fasiyesleri belirleyerek, yapısal şablonu ve sin-transform sedimentasyonu oturtmaktır. Marmara Denizi'ni Kuzey ve Güney Sınır Fayı olarak ikiye ayıran temelde batimetrik ve sismik yansıma verilerine dayanan çalışmada, Kuzey Sınır Fayı'nı bölgesel bir pull-apart sisteminin parçası olarak bir normal fay segmanı olarak öne sürmüştür. Bu fay, denizde sağ yönlü doğrultu-atım segmanlarının arasında transtansiyonel özellikte çalışmaktadır.

MTA-Sismik I araştırma gemisinin 1997 Eylül etüdünde 1500 km.yi aşkın yüksek ayrımlı sismik yansıma profillerine dayalı olarak, üç ana havzanın gelişimleri ve genel tektonik etkinlikleri ele alınmıştır. Okay vd. (1999), tabanı yaklaşık 1150 m. derinlikte olan Tekirdağ Baseni'nin, doğrultu atımlı fayın etkisinde Kuvaterner'deki sedimentasyonun azalmasıyla ilişkili olarak geliştiğini ortaya atmıştır. Tekirdağ Baseni'nin KD'sunda açılan K.Marmara I kuyusunda 20 m. geçildikten sonra 1200 m. Oligosen kumtaşları kesilmiştir. Merkez Baseni'nde açılan Marmara I kuyusunda ise 126 m. Kuvaterner geçildikten sonra, 2174 m.lik Pliyosen kalkerli çamurtaşları ve kumtaşları, Üst Kretase kireçtaşlarını kesmektedir.

Son yıllarda Le Pichon *et al.* (1999), Marmara Denizi'nin bir pull-apart basen olarak ortaya çıksa bile Straub (1996)'nın yaptığı sık jeodetik ölçümlerin, hareketin pull-apart tektoniğine yerleştirilemeyen doğrultu-atım türünde olduğuna işaret etmiştir. Jeodetik veriler, çukurların yer aldığı kuzey Marmara'nın kuzeyde Avrasya bloğuna ait Trakya bloğu ve güneyde saat yönünün tersinde dönen Güney Marmara bloğu arasında kaldığını doğrulamaktadır. Tarihsel depremlerin ışığında KAF'ın kuzey kolunun Marmara Denizi'nin derin çukurların bulunduğu kısmında sürekli olduğunu önerilmiştir. Bu kol, batıdaki Ganos Fayı'ndan doğudaki İzmit Fayı'na pür sağ yönlü

olarak yaklaşık 20 mm/yıllık tek bir fay olarak kuzeydeki çöküntüleri boyuna kesmektedir.

Okay vd. (2000), 1997 ve 1999 yılları arasında Marmara Denizi'nin doğusunda MTA'nın R/V Sismik I gemisiyle 832 km. uzunluğunda çokkanallı sismik yansıma verileri alınmıştır. Marmara Denizi'ne giren KAF bir ana kol ve birkaç tali koldan oluşur. Ana kol Ganos, Orta Marmara ve Kuzey sınır faylarından oluşmuştur. Burada Kuzey sınır fayı simetrik kama şekilli bir havza (Çınarcık) oluşumunu sağlamaktadır. Çınarcık Havzası İstanbul'un güneyinde 50 km. uzunluğunda, 20 km. genişliğinde, en derin yeri 1250 m. olan 3 km den daha kalın Pliyo-Kuvaterner çökelleriyle kaplı kama şekilli bir derin deniz havzasıdır. Çınarcık Havzası'nın oluşumu transform – transform – transform tipi (TTT) üçlü kesişim modeli ile açıklanmıştır. Bu TTT üçlü kesişiminin KAF boyunca olan sağ yönlü doğrultu atım hareketi Çınarcık Havzası'ndakine benzer kama şekilli bir havza oluşturmaktadır. Ayrıca bu modelde havzanın doğuda gelişmeye başlayıp batıya ilerlediği görülmektedir. Sismik kesitlerde gözlemlendiği gibi sedimanlarının kalınlığının batıya doğru azalması bunu desteklemektedir.

Gülbüz vd. (2000), 1995 Ekim - Aralık ayları arasında Marmara Denizi ve çevresindeki 48 istasyonda gerçekleştirilen mikrosismik deneyde, toplam 137 adet mikrodeprem belirlenmiş ve odak mekanizması çözümlerinin elde edilmesi için bunların 23'ü seçilmiştir. Burada pull-apart basenlerin episantr dağılımlarının belirlenmesi amaçlanmıştır. Önerilen büyük Marmara Fayı boyunca iyi gelişmiş mikrosismik etkinlik kaydedilirken, Çınarcık birimi normal mikrosismik etknlik göstermektedir. Bir diğer sismik kümelenme de Yalova yakınlarında gözlenmektedir. Sonuçta sismik etkinliğin KAF'ın kuzey kolu boyunca çizgisel olarak geliştiği ortaya çıkmıştır.

Seismarmara Projesi

McClusky *et al.* (2000)'in yayınladığı yeni jeodetik sonuçlar, Straub (1996)'nın yaptığı ölçümlerden daha uzun bir zamana denk düşmektedir. Le Pichon *et al.* (2001)'in Fransız Le Suroit (12–19 Eylül 2000) gemisinin aldığı batimetrik, sparker ve derin - çekişli

sismik yansıma verilerinden hareketle, kuzey Çınarcık yamacı boyunca olan pür doğrultu-atım hareket, Çınarcık baseninin SE'inde aktif bir normal fay sisteminin bulunmasıyla açıklanmıştır. Batı Çınarcık Baseni'nde kompresif yapıların varlığı ortaya çıktı. Doğu Çınarcık Baseni'nde ise Güney Marmara Bloğuna göre saat yönünde küçük bir dönme hareketi, kuzey Çınarcık yamacı boyunca gelişen doğrultu-atım hareketini açıklamaktadır.

İtalyan Odin Finder (27 Ekim - 4 Kasım 2000) gemisiyle yapılan 8 günlük çalışma ile Marmara Denizi'nin kuzey kıyılarında 100 metre su derinliğinden daha sığ kıta şelflerinde aktif olabilecek bir faya rastlanmamıştır

Taymaz vd. (2001), Seismarmara (Denizaltı Paleosismoloji Araştırması Projesi) kapsamında Marmara Denizi ve çevresinde, okyanus tabanı sismometreleri (OBS) ve kara sismograflarını kullanarak mikrosismik etkinliği araştırmıştır. SHOD Çubuklu gemisi ile deniz tabanına üç derin çöküntüyü de içine alacak şekilde 10 adet OBS yerleştirilmiştir. İki aylık olan bu süreç sonunda yayınlanan ilk sonuçlar, Çınarcık Baseninin doğu kısmında çok sayıda ve önerilen Marmara Fayı boyunca Merkez ve Tekirdağ basenlerinde de sismik etkinliğin olduğunu göstermiştir. Daha sonra MTA-Sismik I araştırma gemisi, koordinatları önceden belirlenmiş noktalara Japon bilim adamlarının yardımıyla 37 OBS daha yerleştirilmiştir. Bunlar Ekim ayına kadar Marmara Denizi'nin tabanında kalmış ve depremsellik yönünden incelemelerde verilerinden yararlanılmıştır. Fransızların getirdiği 36, TÜBİTAK Marmara Araştırma Merkezi'nin (MAM) 37 özel sismografi da Marmara Bölgesi'ne yerleştirilmiştir. Hedeflenen Marmara Denizi ve bölgesi, hem karadan hem de denizden taranması ve araştırılmasıdır.

Fransız Le Nadir (10 Ağustos - 7 Eylül 2001) gemisi Marmara Denizi'nde derin sismik işlemini tamamlamıştır. Bugüne kadar yapılan sığ sismik araştırmalarda deniz tabanının en fazla 3 km.lik kesiti incelenebilirken, denizdeki depremler yaklaşık 15 – 20 km.lik bir derinlikte meydana gelmektedir. Bu yüzden Marmara kabuğundaki fayların, yerkabuğu içindeki durumunu tam olarak görmek, farklı fay kollarının yerinde

davranışlarının anlaşılabilmesi için yerkabuğunun 10 km. derinliğine inen derin sismik amaçlı bu gemi kullanılmıştır. Marmara Denizi'nin basen ve şelflerinde çeşitli jeolojik ve jeofizik ölçümler yapılmış, numuneler alınmış ve aktif fay bölgelerinde denizaltı video çekimleri yapılmıştır. Bu çalışmalar sırasında yüksek ayrımlı multibeam batimetri, chirp, sismik, gravimetre, uzaktan kumandalı kamera ve özel karotiyerler gibi yüksek teknolojiye sahip alet ve cihazlar kullanılmıştır.

Görür (2001)'e göre, sonuçta, Kuzey Marmara çukurluğu boyunca uzanan aktif bir fay zone olduğu (Marmara Fayı) ve bu zone içerisindeki en büyük fayın 110 km. uzunlukta Tekirdağ ile Orta Marmara sırtı arasında uzandığı ortaya çıkarılmıştır. İkinci büyüklükteki fay ise 65 km. uzunlukta ve Orta Marmara sırtında bir bükümle Çınarcık Çukurluğu'nun içerisinde iki kola ayrılmaktadır. Olası bir depremde parçalı kırılacak Marmara Fayı'nın oluşturacağı depremin 7 civarında olacağını belirtmiştir.

2.2 Paleosinografi

Stanley and Blanpied (1980), Marmara Denizi sedimanlarının geç Pleyistosen'den günümüze Ege ve Karadeniz'i etkileyen başlıca paleocoğrafik olayları gösterdiğini Doğu Marmara (Çınarcık) Baseni'nden 1965'te aldığı 4 karotta X- radyografi, radyokarbon tarihlemesi ve 44 karot örneğinin petrolojik incelemesi; tane boyu analizleri, toplam organik malzeme ve kalsiyum karbonat içeriği, SEM ile silt tayini, kil ve silt boyu fraksiyonlarının X-ray difraksiyonu ve kum fraksiyonunda biyojenik ve terijenik bileşenlerin petrografisini belirlemiştir.

12.000 yıl önceye kadar göl olan ve çevresindeki Ergene ve Manyas-Ulubat Neojen havzaları ile kökeni aynı olan Marmara, 9.500 yıl önce kuzeyden büyük su girişiyle Karadeniz'e bağlanmıştır. 7.000 yıl önce Karadeniz'le bağlantısı kesilen ve Akdeniz tarafından istila edilen Marmara, şimdikinden daha büyük bir göldü. Daha sonraki regresyon sırasında Akdeniz'le bağlantısı kısa bir süre için kesilen Marmara, göl niteliğini korudu. İkinci kez Akdeniz'in suları tarafından yaklaşık 3.000 yıl önce istila edilerek deniz haline geldi. Bu dönemde iki katmanlı akış sistemi oluşmuştur. 110 m'yi

bulan genel bir deniz alçalması sonucunda Akdeniz'den bir kez daha ayrılan Marmara, çukur yerlerinde bazı göller bulunan kapalı bir basen oldu. O dönemde kara parçaları olan kıta şelfindeki akarsu vadileri, Marmara'nın kapalı bir basen olduğu dönemde kazıldı. Son olarak, Kuvaterner'deki son buzullaşmanın sona ermesiyle başlayan genel deniz yükselmesi Akdeniz, Marmara ve Karadeniz'i yeniden birleştirerek yaklaşık bugünkü görünümünün ortaya çıkmasına yol açmıştır.

Çağatay vd. (1999), Marmara Denizi'nin güney şelfinden 1995'te MTA - Sismik I ve 1996'da Arar gemilerinin aldığı 5 adet gravity karot örneğini inceleyerek, deniz tabanı altında 0.90–2.35 m.de keşfedilen 15-50 cm. kalınlıkta fosforlu yeşil - gri renkte plastik, killi yarı - pelajik çamur horizonunu sapropel tabakası olarak yaklaşık 4750 ila 3500 yıl öncesine tarihlemiştir. Litolojik tanımlamaları yapılan karotlardan 5 – 10 cm. aralıklı örnekleme yapılarak bunlardan jeokimyasal ve mikropaleontolojik tayinler yapılmıştır. Organik karbon içeriği Walkey - Blake yöntemi ile ölçülürken, metal içerikleri AAS ile ve yaş tayini de geleneksel radyokarbon tarihlemesi ile yapılmıştır. Sonuçta bu sapropel tabakası, güney Marmara şelfinde orta-geç Holosen sırasındaki paleoşinografik ve paleoklimsel koşulları ortaya koymuştur. Organik maddenin bolluğu ve besleyici bakımından zengin tatlı suların bulunması, Karadeniz'den olası bir girişe işaret etmektedir.

Çağatay vd. (2000), Marmara Denizi'nin farklı yerlerinden MTA - Sismik I ve Arar gemilerinin aldığı 6 karot ve İstanbul Boğazı'nda DSİ'nin açtığı sondaj kuyuları, Geç Buzul - Holosen sırasındaki paleoşinografiyi ve Akdeniz ile Karadeniz arasındaki su geçişinin yaklaşık zamanını ortaya koymuştur. Litolojik olarak tanımlanan örneklerde daha sonra paleontolojik tayin ve karbonat içeriği ile radyokarbon analizleri yapılmıştır. Doğu Akdeniz'de 10.600 ila 6.400 yıl önceki sapropel çökelimini, Karadeniz yoluyla gelen tatlı su girişine bağlanır. İkinci girişi ise 4.750 ila 3.200 yıl önce çökelen ikinci sapropel kanıtlamıştır. Akdeniz'den İstanbul Boğazı'na girişi ise yaklaşık 5.300 yıl öncedir. Buradan hareketle 7.150 yıl önce olduğu öne sürülen Nuh Tufanı'ndan sonra, muhtemelen başka bir geçitten akışın olduğunu düşündürür. İki-katmanlı akış sistemi ise yaklaşık 4.000 yıl önce oluşmuştur.

Çağatay vd. (1996), Güney Marmara Şelfi sedimanlarının karbonat ve organik karbon içeriklerini araştırmıştır. 4 adet gravity karottan 165 yüzey ve 81 karot örneği analiz edilmiştir. Karbonat içeriği iç şelfte düşüktür ($<10\%$), oysa dış şelfte kuzeye Marmara Adası'na doğru artmaktadır. En yüksek değerler ise İmralı Adası ile Bozburun arasındadır ($>20\%$). Organik karbon içeriği ise karasal kökenli organik malzemeyi göstermektedir (% 0.10 – 2.50). Gemlik Körfezi'nden alınan 2 karotta çok yüksek oranda organik karbon ve karbonata rastlanması, 1.75 m.den 2.15 m. aralığındaki fosforlu yeşil, plastik, killi birimin sapropel olduğunu düşündürmektedir. Planktonik foraminiferlerin varlığı da yüksek yüzey organik üretkenliğini ve sığ derinliği gösterir. Bu sapropel büyük olasılıkla Holosen transgresyonunu izleyen dönemde oluşmuştur.

Ergin vd. (1996, 1997), Güney Marmara Şelfi sedimanlarının çökeltme ortamlarının özelliklerini araştırmıştır. 1995'te MTA - Sismik I ile Van Veen grab sampler ile toplanan 182 adet yüzey sediman örneğinin kuru ve yaş elek analizleri yapılmış, kilin çamur fraksiyon oranı ve toplam karbonat yüzdesi hesaplanarak üç farklı çökeltme bölgesinin varlığı gösterilmiştir. Yüksek enerjili sığ sular, detritik silisiklastikleri (plaj kumu gibi) gösterir. Eski plajlar, Geç Pleyistosen regresyonu ve Erken Holosen transgresyonu sırasında düşük deniz düzeyindedir. Bu üç bölgenin iri taneli sedimanları yakın kıyı ve açık denizde ince taneli sediman türlerine geçmektedir. Yüksek ayrımlı sismik ve batimetrik profillerle, yüksek taban rölyeplerinin deniz düzeyi değişimlerinden kaynaklanan eski sahil şeridi olabileceği düşünülmüştür. Sonuçta Marmara Baseni'nin sedimanter stratigrafik modeli ve günümüz dip topoğrafyası, Kuvaterner deniz düzeyi değişimleri ve neotektonik hareketlerle kontrol edilmektedir.

2.3 Sedimentoloji

Ergin vd. (1991), kuvvetli dip akıntılarının olduğu İstanbul ve Çanakkale Boğazları'ndaki dip çökellerinin dağılımlarını araştırmıştır. Genelde, çalışma alanlarındaki topoğrafya ile ilgili akıntı rejimleri ve biyolojik işlevler, özellikle boğazlardaki kanyonlarda çökmeyi etkiler. İnce taneli çamur boğazlardan açık denize

doğru giderken artmaktadır. Yüksek karbonat miktarlarının geniş bir aralıkta değişmesi, ortamdaki biyolojik çeşitliliği yansıtmaktadır.

Ergin vd. (1993), Marmara Denizi güncel sedimanlarındaki organik karbon içeriği ve dokusal bileşimi ile ilksel üretim hızlarını ve çözünmüş oksijen derişimlerini belirleyerek organik karbon dağılımlarına etki eden bu ana faktörleri araştırmıştır. Bilim gemisiyle Doğu Marmara Baseni'nde bir boomerang corer ve 6 box corer ile alınan 166 adet yüzey sediman örneğinin tane boyu analizleri yapılmıştır. Güney Şelfte güneydeki nehirlerden gelen karasal girişlerle ve kuzeydoğuda ise Karadeniz kaynaklı organik madde ve besleyici bakımından zengin sularla yüksek değerler elde edilmiştir. Güneybatıdaki düşük değerler ise Ege veya Akdeniz'in düşük birincil üretkenliğini göstermektedir.

Ergin vd. (1999), R/V Bilim gemisiyle alınan 204 yüzey sediman örneğinde silt ve kil fraksiyonları ile hidrografi verilerinden elde edilen silt/kil oranlarının topografik denetimli akıntılara, su akışlarına, karasal girdilere ve bentik etkinliklere bağlı olduğunu göstermektedir. Güney Marmara Şelfindeki sedimanlarda tane boyu ve kil minerali içeriği analizleri, yüksek ayrımlı sismik profillerin de katkısıyla yapılarak bölgenin hidrografik, tektonik ve iklimsel gelişimine ilişkin bilgiler çıkarılmıştır. Marmara Denizinin düşük enerji koşullarındaki derin çukurlukları silt/kil oranlarının en düşük olduğu (0.2 – 0.4) yerlerdir. Bunun nedeni karadan uzakta olmalarının yanında, düşük ve dairesel akıntı döngülerinin egemen olmasıdır. Tekirdağ ve Çınarcık Havzalarında Orta Marmara Havzası'ndan çok daha kaba taneli sedimanlar birikir. Batı ve doğuda bulunan bu havzalar hem boğaz – kanyon sistemlerine daha yakın, hem de görece daha yüksek akıntı hızlarına sahiptir. Kıyılara yaklaştıkça silt/kil oranları yüksek enerji koşullarına bağlı olarak artmaktadır. Pleyistosen sonu-erken Holosen itibariyle sığ su ve yüksek enerji koşullarını gösteren kaba taneli sedimanlar ve transgresyonun etkisiyle günümüze değin derin su ve düşük taneli sedimantasyon gelişmiştir. Sismik kayıtlar da 10 m. kalınlığında çamur katmanını belirlerken, deniz tabanında lokal olarak yüzeyleyen kum ve çakılca zengin sedimanları gösterir. Kil minerali olarak da artan kristallenmeyle birlikte smektit çökelimi artmıştır. İllit ve kaolinit sırasıyla smektiti izler.

Yaltırak vd. (2000), sığ sismik profilleri kullanarak Çanakkale Boğazı'nın gelişim mekanizması, orta-geç Kuvaterner sismik stratigrafisi ve tektoniğini açıklamaktadır. Çubuklu gemisi ile ilkinde uniboom profilleri, ikincisinde de yüksek ayrımlı sparkler ile sismik veriler alınmıştır. Sonuçta Marmara - Akdeniz bağlantısının geç Pliyosen - erken Pleyistosen'de var olduğu 1 no.lu birimle açıklanır. Üç ana deniz düzeyi değişimi, en az 2 kez deniz bağlantısını göstermektedir. Boğazın tektonik modelini KAF'nın sol yönlü makaslama ve sağ yönlü deplasmanı oluşturmuştur.

Bayhan vd. (2001), Ege - Marmara geçişinde yer alan bölgedeki dip çökellerinin mineralojik ve sedimantasyon verilerinden, geç Kuvaterner sırasında morfolojik, hidrodinamik, bentik ve karasal koşulların değişmesiyle üç farklı kesimin varlığını göstermiştir. Arar ve Çubuklu gemileriyle grab sampler ile alınan 113 sediman örneği, tane boyu analizi ve dokusal sınıflama için elek ve pipet yöntemlerine tabi tutulmuştur. Toplam karbonat içerikleri, volümetrik olarak CO₂'nin serbest bırakıldığı değiştirilmiş Scheibler cihazıyla belirlenmiştir. Kil mineralojisi için X-ray analizleri Philips X-ray difraktometresiyle yapılmıştır. Çanakkale Boğazı'nda dip geniş ölçüde yüksek hızlı karasal kaba taneli sedimanlardan oluşurken, Marmara Denizi'nin batısında nehirlerin getirdiği ince taneli sedimanlar düşük akıntı hızlarında çöker. İnce taneli malzemelerde rastlanan bol miktarda smektit, olasılıkla Biga Yarımadası'nın volkanik birimlerinden gelmektedir.

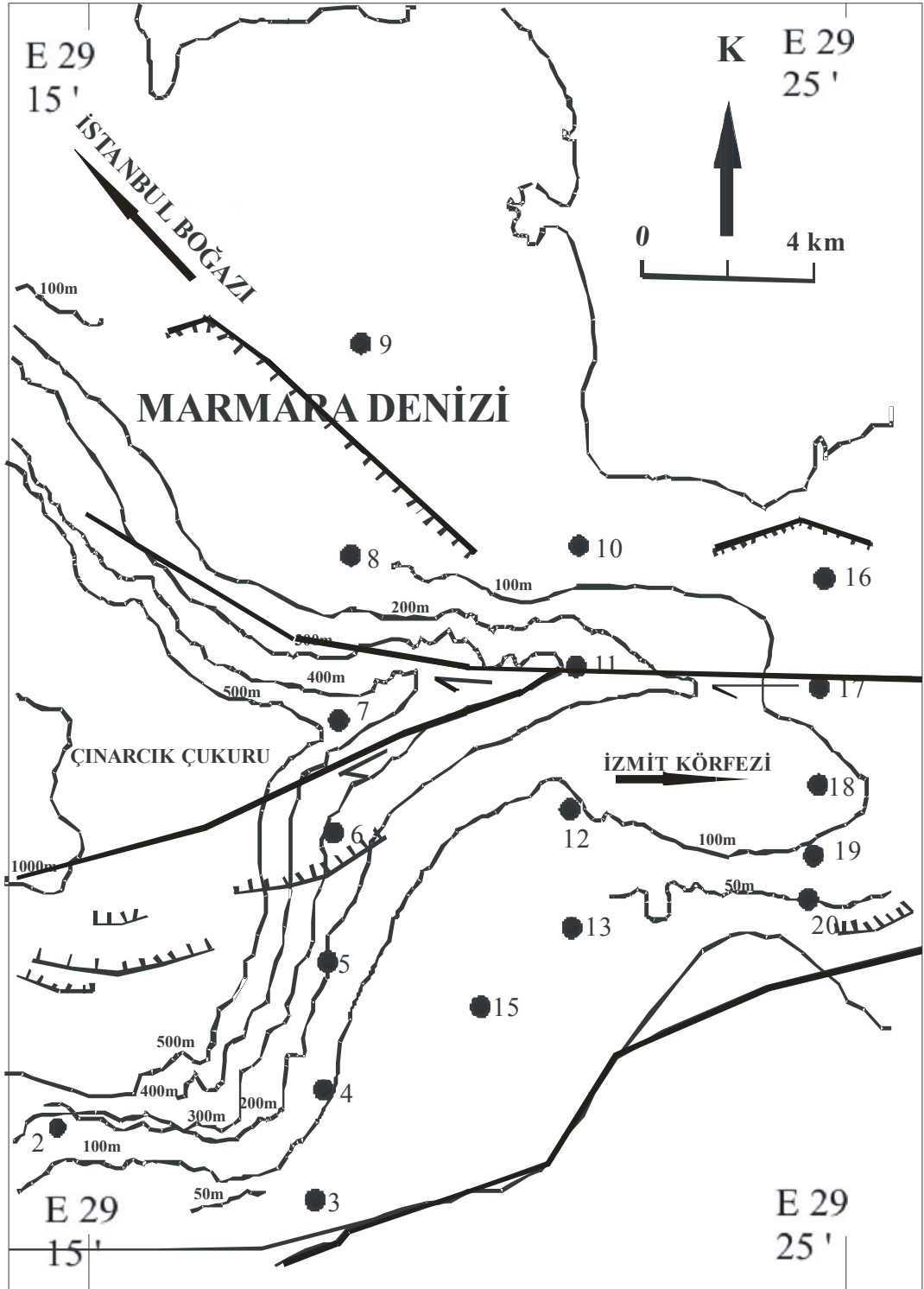
3. MATERYAL ve YÖNTEM

3.1 Örnek Toplama

Bu çalışma çerçevesinde, Marmara Denizi'nin doğusunda ve özellikle güneyde Yalova, kuzeyde Pendik- Darıca ile doğuda İzmit Körfezi girişi arasında kalan denizel bölgede (50- 450 m arasında değişen su derinliklerinde) MTA Sismik I araştırma gemisi ve serbest düşmeli ağırlık karotiyerleri kullanılarak toplam 18 nokta istasyonda kalınlığı 4 metreye kadar varan sediment karotları alınmıştır. Karotiyerler 10 cm çapında pvc malzemededir.

Çizelge 3.1 Çınarcık Çukuru – İzmit Körfezi geçişinden alınan sediment karotlarının örnekleme istasyonları

İstasyon	Koordinatlar (N)	Koordinatlar (E)	Su Derinliği (m)	Sediment Kalınlığı (cm)
Çİ 2	40° 40.375	29° 15.597	66	279
Çİ 3	40° 40.479	29° 18.369	49	214
Çİ 4	40° 41.208	29° 18.587	97	232
Çİ 5	40° 41.875	29° 18.478	189	214
Çİ 6	40° 42.916	29° 18.532	271	268
Çİ 7	40° 43.666	29° 18.587	442	155
Çİ 8	40° 45.166	29° 18.587	103	263
Çİ 9	40° 46.708	29° 18.750	77	387
Çİ 10	40° 45.000	29° 21.521	55	70
Çİ 11	40° 44.083	29° 21.521	291	234
Çİ 12	40° 43.166	29° 21.576	95	236
Çİ 13	40° 42.458	29° 21.467	51	34
Çİ 15	40° 41.708	29° 20.299	56	140
Çİ 16	40° 44.500	29° 24.782	84	242
Çİ 17	40° 43.875	29° 24.782	84	193
Çİ 18	40° 43.250	29° 24.837	109	236
Çİ 19	40° 42.729	29° 24.782	77	215
Çİ 20	40° 42.333	29° 24.782	42	201



Şekil 3.1 Sediment örnekleme istasyonları ve yorumlanmış fay hattı
(Su derinlikleri metre cinsinden verilmiştir)

3.2 Karot Sediment Örneklerinin Fotoğraflanması

Çalışma sırasında alınan ıslak ve taze sedimanların renk, doku ve yapısal özellikleri zamanla ve özellikle laboratuarda karotlar açıldıktan sonra kaybolacağından fotoğraf çekilmeden önce karotlar uzunlamasına iki eşit parçaya ayrılmış bir parça saklanmış diğer parçanın hemen fotoğrafı çekilmiştir. Sediment doku, renk, yapısı ve litojenik-biyojenik içerikleri gibi fiziki dış görünüşleri tespit edilmiş ve değişimin olduğu kısımlardan alt örnekler alınarak petrografik ve jeokimyasal analizler için ayrılmıştır.

3.3. Su İçeriği Tayini

Su içeriği; zemin suyun kütlesinin katı kısmın kütlesine oranıdır ve yüzde olarak ifade edilir. Deney yapılırken hacmi hesaplanabilecek nitelikte özel paslanmaz, ısıya dayanıklı numune kapları kullanılmıştır. Kaplar tamamen numune ile doldurularak deney gerçekleştirilmiştir. Kap kuru ve temiz olarak 0,01 gr duyarlıklı terazide tartılır ve kaydedilir. Kap içerisine temsili zemin numunesi konulur ve tartılır. Numune, kabın kapağı açık halde 105/±5 C° fırına kurutulmaya bırakılır. Gerekli kurutma süresi zemin türüne ve numune miktarına bağlı olarak değişir. Ancak temel kural; numune ağırlığı sabit kalıncaya kadar kurutma işlemi sürdürülür. Pek çok zemin için 16–24 saatlik bir kurutma süresi yeterli olmaktadır. Numune fırından çıkarıldıktan sonra soğutulur ve kapla birlikte tartılır. Hesaplamalar yapılırken ASTM 2216 (1989) kullanılmıştır.

$$W_w = (M_t - M_d) / (M_d - r \cdot M_t) \times 100$$

W_w : Nem içeriği (%)

M_t : yaş numune kütlesi (gr)

M_d : kuru numune kütlesi (gr)

r : 0.038 (Marmara tuzluluk oranı)

3.4 Tane Boyu Analizi

Denizden alınan 18 sediman karotunda lito ve biyofasiyes değişim düzeylerinde ve tüm karotu gösteren her 10 cm. de genelde 5 cm kadar kalınlıkta örnekler alınarak tane boyu analizleri yapılmıştır.

Tane boyu analizlerinde Müller (1967) ve Folk (1980)'de belirtilen standart petrografik yöntemler kullanılmıştır. Yaklaşık 15–20 gr. kurutulmuş sediman örneği 1000 ml. lik beherde Calgon'lu saf su çözeltisinde bir gece bekletilmiştir. Daha sonra 230 mesh no.lu (0.063 mm Ø) elek üzerinde saf su ile yıkanmış, elek üzerinde kalan 63 µ dan büyük taneler (kum: 0.063–2 mm; çakıl > 2 mm) küçük cam kaplarda tutularak sonradan fırında 60 °C de ısıtılmış ve tamamen kurutulduktan sonra tartılmıştır.

Elek altında kalan malzemeler (silt: 0.063–0.002 mm; kil: < 0.002 mm) ise Atterberg silindirlerinde ve Stokes yasasına göre silt-kil ayırımına tabi tutulmuştur (Müller 1967; Folk 1980).

3.5 Karbonat ve Organik Karbon Analizleri

Toplam karbonat analizleri için Müller (1967) ve Loring and Rantala (1992)'de belirtilen gazometrik-volumetrik yöntem kullanılmıştır. Bu yöntemin temeli, sedimentteki karbonatın HCl asit ile tepkimeye bırakılması ve ortaya çıkan CO₂ gazının hacimsel oranının bulunması prensibine dayanır. Kurutulup öğütülen sediment örneğinden 1 gr kadar alınır ve önceden hazırlanmış 5 ml % 10 HCl asit ile erlen mayerde reaksiyon oluşmasına bırakılır. Çıkan CO₂ gazı, renklendirilmiş su yüzeyine basınç yapar ve dereceli cam boru üzerinde yükselmesini sağlar. Bu değer okunur ve aşağıdaki eşitlik yardımıyla % CaCO₃ hesaplanır:

$$\% \text{CaCO}_3 = [(b/X_{\text{ort}}) * 100] / a$$

$$(Y_1/X_1) + (Y_2/X_2) + \dots (Y_8/X_8) = A/8 = X_{\text{ort}}$$

a= örnek kütlesi

b= örneğin asitle reaksiyonu sonucu dereceli su borusunda su yükselimi

X₁= standart 1 (0.02 gr) ağırlığı

Y_1 = standart 1'in asitle reaksiyonu sonucu dereceli su borusunda su yükselimi

X_{ort} = standartların su yükselmesine oranının ortalaması

Karbonat analizinin doğruluğu $\pm 0,5$ % ağırlık olarak verilmektedir (Müller, 1967).

Sedimentin toplam organik karbon miktarı, Gaudette et al. (1974)'de belirtilen yaş kimyasal-titrasyon yöntemiyle ölçülmüştür. Bu yöntemde, öğütülmüş ve kurutulmuş 0,5 gr sediment örneği erlen mayere konur ve üzerine 10 ml dikromat çözeltisi konur ve karıştırılır. Sonra örneğe 20 ml % 98'lik H_2SO_4 eklenir ve karıştırılır. 200 ml saf su ile seyreltilir. Örnek üzerine 10 ml H_3PO_4 (% 85), 0,2 gr NaF ve 1 ml difenilamin indikatörü eklenir. Örnek sonra 0,5 N Fe $(NH_4)_2(SO_4)_2 \cdot 6H_2O$ çözeltisi ile 800 ml saf suda çözünür ve içine 14 ml H_2SO_4 ilave edilir ve saf su ile 1000 ml'ye tamamlanmış çözelti ile geri titre edilir. Titrasyon bittiği dönüm noktası kahverengi-yeşilden yeşile ve mavimsi griye, son olarak da parlak yeşile dönüşmesiyle belirlenir. Analizde blank ve standart numunelerde kullanılır. Örneklerdeki organik karbonun yüzdesi aşağıdaki formülle hesaplanır:

$$\% \text{ Org C} = 3.951/g (1-T/S)$$

g = örnek ağırlığı

T = demir çözeltisi örnek titrasyonu (bürette okunan değer-ml)

S = demir çözeltisi blank titrasyonu (bürette okunan değer-ml)

Organik karbon analizinin doğruluğu ± 0.25 % ağırlık olarak verilmektedir (Gaudette et al. 1974). Gerek karbonat, gerekse organik karbon analizlerinde ölçümlerin doğruluk ve hassasiyeti, içeriği önceden belirlenmiş standart örnekler hazırlanarak incelenmiştir. Standart sapma sonuçlarının oldukça iyi olduğu ($\leq \%1,5$) gözlenmiştir.

3.6 Zeminin Bazı Fiziksel Özelliklerinin İncelenmesi

(Gözeneklilik - Toplam Yoğunluk - Tane Yoğunluğu - Kuru Yoğunluk)

Bir zemin kütlesi katı taneler ve arasındaki boşluklardan oluşmaktadır. Boşluklar tamamen veya kısmen su veya gaz ile dolu olabilmektedir. Dolayısıyla zeminler üç farklı fazda bulunabilmektedir. Katı, sıvı ve gaz kısımların birbirine oranı (hacimsel veya kütleli olarak) ve tanelerin birbirine göre konumları (zeminin içyapısı) da,

zeminin mühendislik özellikleri üzerine etkilidir. Hesaplamalar yapılırken ASTM 2216 (1989) kullanılmıştır.

Gözeneklilik	$f = [(\rho_g - \rho_b) / (\rho_g - \rho_w)] \times 100 \%$
Tane Yoğunluğu	$\rho_g = (M_d - M_s) / (V_d - [M_s / \rho_s]) \text{ g/cm}^3$ $M_w = (M_t - M_d) / (1 - r)$ $M_s = r M_w$ $v_w = (M_t - M_d) / (1 - r) \rho_w$
Toplam Yoğunluğu	$\rho_b = M_t / V_t \text{ g/cm}^3$ $V_t = V_d + V_w$
Kuru Yoğunluk	$\rho_d = (f / V_d) \times \rho_w \text{ g/cm}^3$

M_t	Toplam Kütle
M_d	Kuru Kütle
r	tuzluluk oranı
W_d	Kuru Su İçeriği
W_w	Nem İçeriği
V_t	Toplam Kütle Hacmi
V_d	Kuru Kütle Hacmi
V_w	Doygun Kütle Hacmi
M_w	Su kütlesi
M_s	Deniz Suyu Kütlesi
ρ_g	Tane Yoğunluğu
ρ_b	Toplam Yoğunluk
ρ_d	Kuru Yoğunluk
ρ_s	Tuzun Yoğunluğu
ρ_w	Suyun Yoğunluğu
f	Gözeneklilik

4. BULGULAR

4.1 Karotların Dış Görünüşü, Fiziksel Özellikleri ve Tane Boyu Dağılımı

Çİ 2 nolu karot Çınarcık Çukuru'nun güney şelf kenarından ve Yalova önlerinde (Çizelge 3.1-Şekil 3.1) 66 m su derinliğinden alınmıştır. Sediment uzunluğu 279 cm.dir. 3–5 cm arası koyu siyah tabakalı, 1–9 cmler arası kumludur. 10 ile 50 cm arası grimsi yeşil renkli çamurdur. 50 -90 cm. arası koyu renkli çakıllı kumludur.160–210 cm. arası laminalı grimsi yeşil çamurdur (Şekil 4.3). Karot sedimentinin tane boyu çakıl + kum % 1–18, silt % 64–96, kil % 2–33 arasındadır (Şekil 4.1-Şekil 4.2).

Çİ 3 nolu karot 49 m su derinliğinden, Çınarcık Çukuru'nun güney şelf kenarından (Çizelge 3.1- Şekil 3.1) alınmıştır ve sediment 214 cm uzunluğundadır. 5–10 cm. arasında koyu siyah tabakalaşmalar, 1–9 cm arasında kaba taneli malzeme gözleniyor. 22–50 cm de yer yer çakıllı-kumlu, kavkı parçaları içeren seviyeler izleniyor. 59–62 cm. arasında siyah renkli tabaka, 62–75 cm. arasında laminalı seviyeler gözleniyor (Şekil 4.26). Karottun tane boyu çakıl + kum % 1–35, silt % 45–89, kil % 4–52 arasındadır (Şekil 4.1-Şekil 4.2).

Çİ 4 nolu karot yine Çınarcık Çukuru'nun güney şelf kenarından ve 97 m su derinliğinden alınmıştır (Çizelge 3.1- Şekil 3.1). Sediment uzunluğu 232 cm. ve 185. cm kadar açık grimsi yeşil, 185 – 232'e kadar nispeten daha koyu grimsi yeşil renkte çamurdur (Şekil 4.5). Karotun tane boyu çakıl + kum % 0–4, silt % 61–98, kil % 1–39 arasındadır (Şekil 4.1-Şekil 4.2).

Çİ 5 nolu karot çukurun doğu yamaç bölgesinden 189 m su derinliğinden alınmıştır. Karot sedimentin numune uzunluğu 214 cm.dir (Çizelge 3.1- Şekil 3.1). Sediment karotunun 0–15 cm arası sarımsı yeşil çamur,15–129 cm. arası koyu renkli tabakalı grimsi yeşil çamur, 130–155 cm. arası çakıllı -kumlu çamur, 176–193 cm. arası tabakalı grimsi yeşil çamurdur (Şekil 4.6). Karotun tane boyu çakıl + kum % 1–36, silt % 61–95, kil % 3–36 arasındadır (Şekil 4.1-Şekil 4.2).

Çİ 6 nolu karot çukurun doğu yamacından ve 271 m su derinliği alınmıştır. (Çizelge 3.1- Şekil 3.1) Numunenin uzunluğu 268 cm.dir. 0–42. cm. arası sarımsı yeşil çamurdur, 33–54 arası kaba taneli çamurdur.96–168–223–260.cm.’ lerde daha belirgin olmak üzere koyu renkli tabakalar bulunan sediment karotunun geneli grimsi yeşil renkte çamurdur (Şekil 4.7). Karotun tane boyu çakıl + kum % 1–23, silt % 51–93, kil % 5–47 arasındadır (Şekil 4.1-Şekil 4.2).

Çİ 7 nolu karot 442 m su derinliğinden alınmıştır (Çizelge 3.1- Şekil 3.1), çukurun doğu yamacından alınmıştır. Sediment karotunun uzunluğu 155 cm.’ dir. 0–50 cm. arası grimsi yeşil çamurdur. 75.cm ye kadar koyu yeşil mercekli yapılar, 87–112–123–129 cm.lerde koyu renkli mercekli yapılar içeren sarımsı yeşil çamurdur.150–152 cm. arası koyu renkli tabakalı, 152–155 arası grimsi yeşil renkli çamurdur (Şekil 4.8). Karotun tane boyu çakıl + kum % 1–11, silt % 59–92, kil % 5–39 arasındadır (Şekil 4.1-Şekil 4.2).

Çİ 8 nolu karot çukurun kuzeydoğundan 103 m su derinliğinden alınmıştır (Çizelge 3.1- Şekil 3.1). Sediment karotunun uzunluğu 263 cm. ve koyu yeşil renkte ince taneli çamurdur. 0–60 grimsi yeşil, 60–172 cm. arası koyu grimsi yeşil çamur, bu seviyeden tabana kadar ise sarımtırak yeşil renkte çamurdur (Şekil 4.9). Karotun tane boyu çakıl + kum % 0-2, silt % 85-98, kil % 0-13 arasındadır (Şekil 4.1-Şekil 4.2).

Çİ 9 nolu karot 77 m su derinliğinden alınmıştır (Çizelge 3.1- Şekil 3.1). Sediment karotunun uzunluğu 387 cm.dir. sediment karotunun 68–107 cm arası kavkı parçaları gözlenmektedir ve 110 cm.’ sine kadar grimsi yeşil renkte çamurdur. 252–257 cm. arası koyu renkli tabakalı sarımtırak yeşil renkte çamurdur (Şekil 4.10). Karotun tane boyu çakıl + kum % 0–2, silt % 64–98, kil % 1–36 arasındadır (Şekil 4.1-Şekil 4.2)..

Çİ 10 nolu karot 65 m su derinliğinden alınmıştır. Sediment karotunun uzunluğu 70 cm, ince taneli çamurdur ve grimsi yeşil renkte çamurdur (Çizelge 3.1- Şekil 3.1). 50 -70 cm. arasında kavkı parçaları bulunmaktadır (Şekil 4.11). Karotun tane boyu çakıl + kum % 2–20, silt % 75–93, kil % 1–16 arasındadır (Şekil 4.1-Şekil 4.2).

Çİ 11 nolu karot 291 m su derinliğinden alınmıştır (Çizelge 3.1- Şekil 3.1). 232 cm olan karot 53 cm kadar sarımsı yeşil, 53–116 arası grimsi yeşil. 136–143–207 cm.lerde nispeten koyu grimsi yeşil renkte çamurdur. 130–135 cm. arasında ve 160–165 cm. arasında laminarlar izlenmektedir (Şekil 4.12). Karotun tane boyu çakıl + kum % 1–11, silt % 68–95, kil % 3–31 arasındadır (Şekil 4.1-Şekil 4.2).

Çİ 12 nolu karot 95 m su derinliğinden alınmıştır (Çizelge 3.1- Şekil 3.1). Sediment karotunun uzunluğu 236 cm.dir. 40. cm ye kadar sarımsı yeşil ve daha yumuşak 40–118 arası grimsi yeşil çamurdur. 120–155 cm. arasında çakıllı kumlu koyu gri yeşil renkte çamurdur. Bu seviyeden tabana kadar grimsi yeşil çamurdur. Karot sedimentinin tamamında kavkı parçaları gözlenmektedir (Şekil 4.13). Karotun tane boyu çakıl + kum % 0–9, silt % 51–95, kil % 3–48 arasındadır (Şekil 4.1-Şekil 4.2).

Çİ 13 nolu karot 51 m su derinliğinden alınmıştır (Çizelge 3,1, Şekil 3.1). Sediment karotunun uzunluğu 34 cmdir. Koyu grimsi yeşil renkte ince taneli çamur sediment türüdür. Karot boyunca bol miktarda kavkı parçaları içeriyor (Şekil 4.14). Karotun tane boyu çakıl + kum % 28–76, silt % 30–61, kil % 6–26 arasındadır (Şekil 4.1- Şekil 4.2).

Çİ 15 nolu karot 56 m su derinliğinden alınmıştır (Çizelge 3.1- Şekil 3.1). 136 cm uzunluktaki sediment karot numunesi, 0–55 cm arası sarımsı yeşil çamur, 55–66 arası çakıllı kumlu çamurdur. Çakıllı kumlu seviyeler bol miktarda kavkı parçaları içermektedir (Şekil 4.15). Karot sediment türü kaba taneli çamurdur. Karotun tane boyu çakıl + kum % 6–70, silt % 47–91, kil % 0–35 arasındadır (Şekil 4.1-Şekil 4.2).

Çİ 16 nolu sediment karotu 84 m su derinliğinden alınmıştır. Sediment karotunun uzunluğu 242 cm.' dir (Çizelge 3.1- Şekil 3.1). 0–5 cm arası sarımtırak oksidasyon tabakası izleniyor. Karotun genel sediment türü gri renkli çamurdur. 210 cm. den sonrası sarımsı yeşil çamurdur (Şekil 4.16). Karotun tane boyu çakıl + kum % 1–16, silt % 29–91, kil % 1–63 arasındadır (Şekil 4.1-Şekil 4.2).

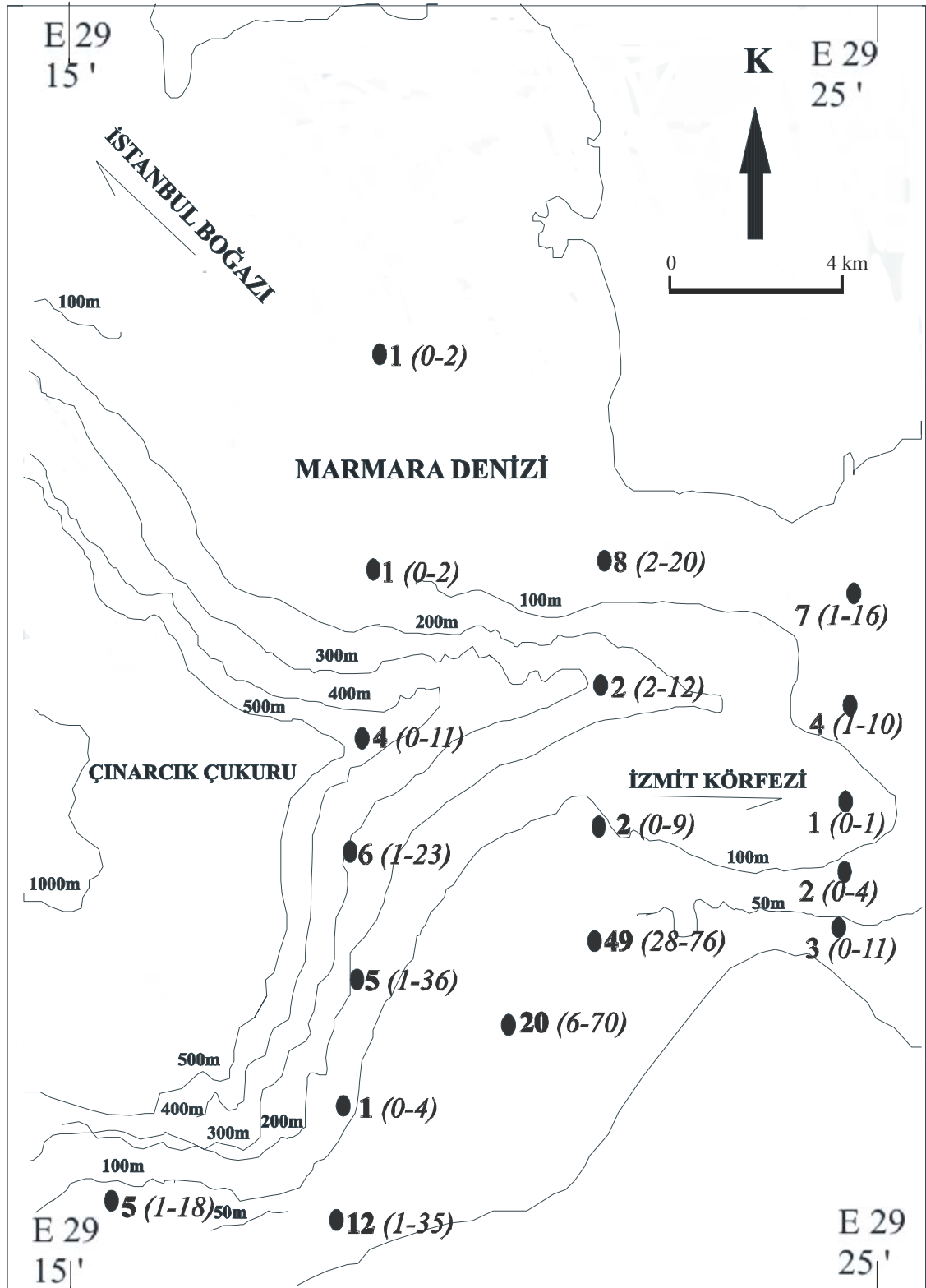
Çİ 17 nolu karot 84m su derinliğinden alınmıştır (Çizelge 3.1- Şekil 3.1). Sediment karotunun uzunluğu 193 cm. ve sediment türü grimsi yeşil çamurdur. 130–135 cm. arası

ve 16–170 cm. arası laminalar izlendi. 155. cm. den sonra çakıllı kumlu koyu gri renkte çamurdur (Şekil 4.17). Karotun tane boyu çakıl + kum % 1–10, silt % 31–91, kil % 4–64 arasındadır (Şekil 4.1-Şekil 4.2).

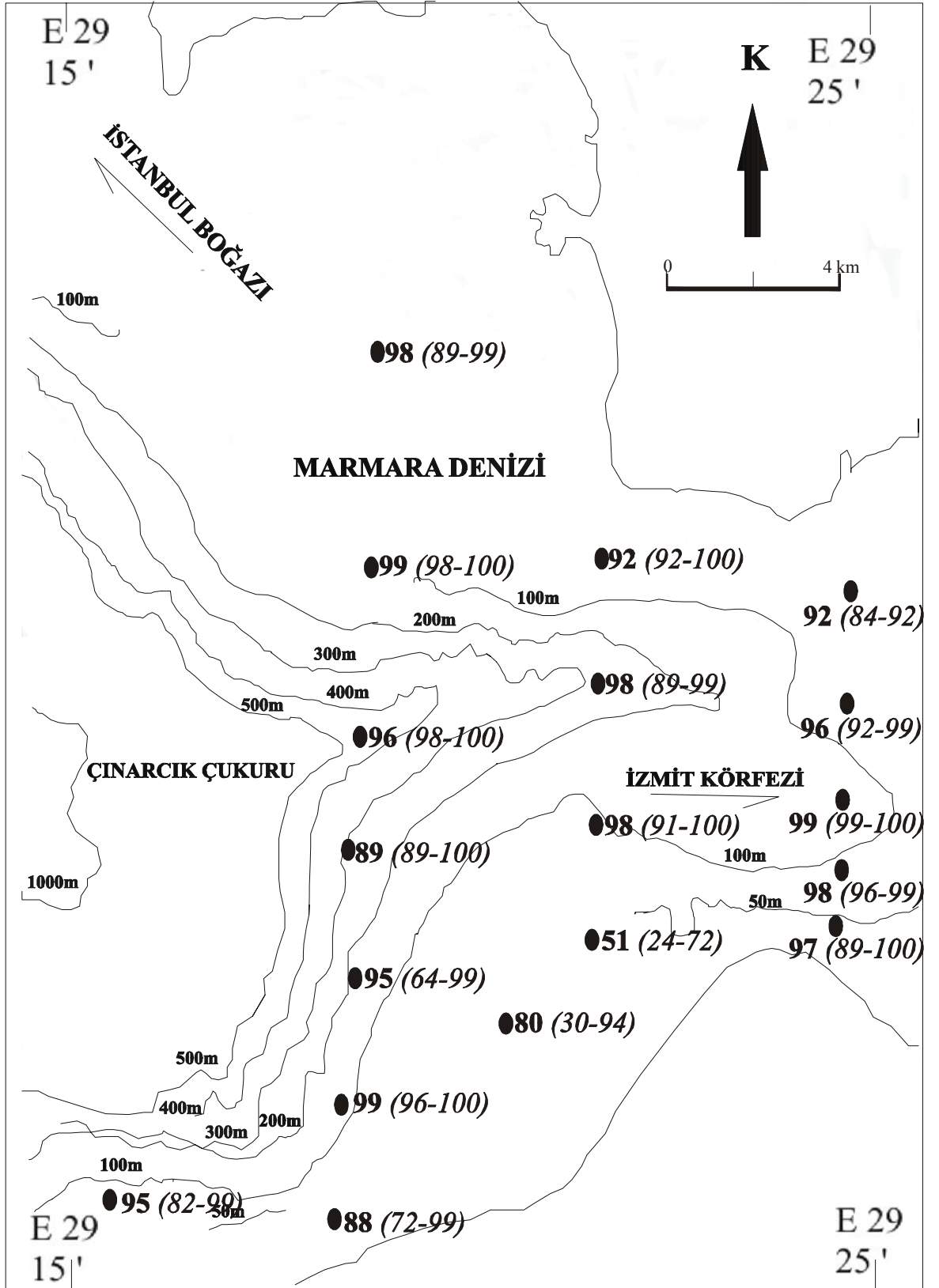
Çİ 18 nolu karot 109 m su derinliğinden alınmıştır ve sediment karotunun uzunluğu 236 cm.' dır (Çizelge 3.1, Şekil 3.1). Üst kısımlar grimsi yeşil, 76 cm.den sonra sarımsı yeşil renkte çamurdur. 155 cm.den sonra yine grimsi yeşil renkte çamurdur (Şekil 4.18). Karotun tane boyu çakıl + kum % 0–1, silt % 72–97, kil % 2–28 arasındadır (Şekil 4.1-Şekil 4.2).

Çİ 19 nolu karot 77 m su derinliğinden alınmıştır. Sediment karot uzunluğu 215 cm.dir. (Çizelge 3.1- Şekil 3.1). 0–10 cm. de kötü kokulu grimsi yeşil renkte çamurdur. Genel sediment türü grimsi yeşil renkte çamurdur (Şekil 4.19). Karotun tane boyu çakıl + kum % 1–4, silt % 74–96, kil % 3–22 arasındadır (Şekil 4.1-Şekil 4.2).

Çİ 20 nolu karot 42 m su derinliğinden alınmıştır ve sediment kalınlığı 201 cm.' dır (Çizelge 3.1- Şekil 3.1). Grimsi yeşil renkte nispeten sert görünümlü ince taneli çamur sediment türünü oluşturur. İlk 15 cm de siyah kokulu malzeme 32. cm ye doğru azalarak devam ediyor (Şekil 4.20). Karotun tane boyu çakıl + kum % 0–11, silt % 61–89, kil % 8–27 arasındadır (Şekil 4.1-Şekil 4.2).

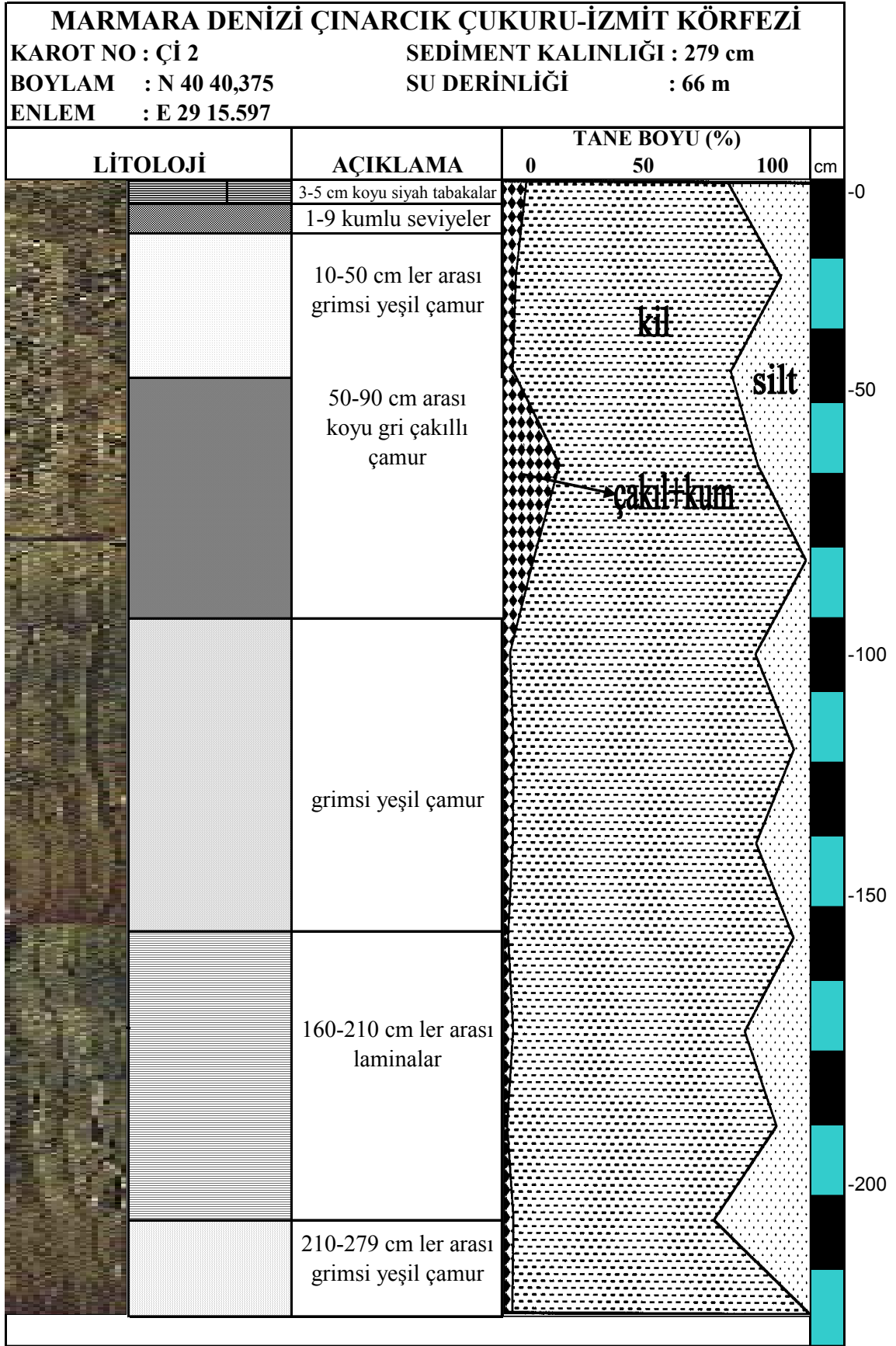


Şekil 4.1 Sediment karotlarında ortalama çakıl + kum oranları
(en az ve en yüksek değerler parantez içinde italik olarak gösterilmiştir).

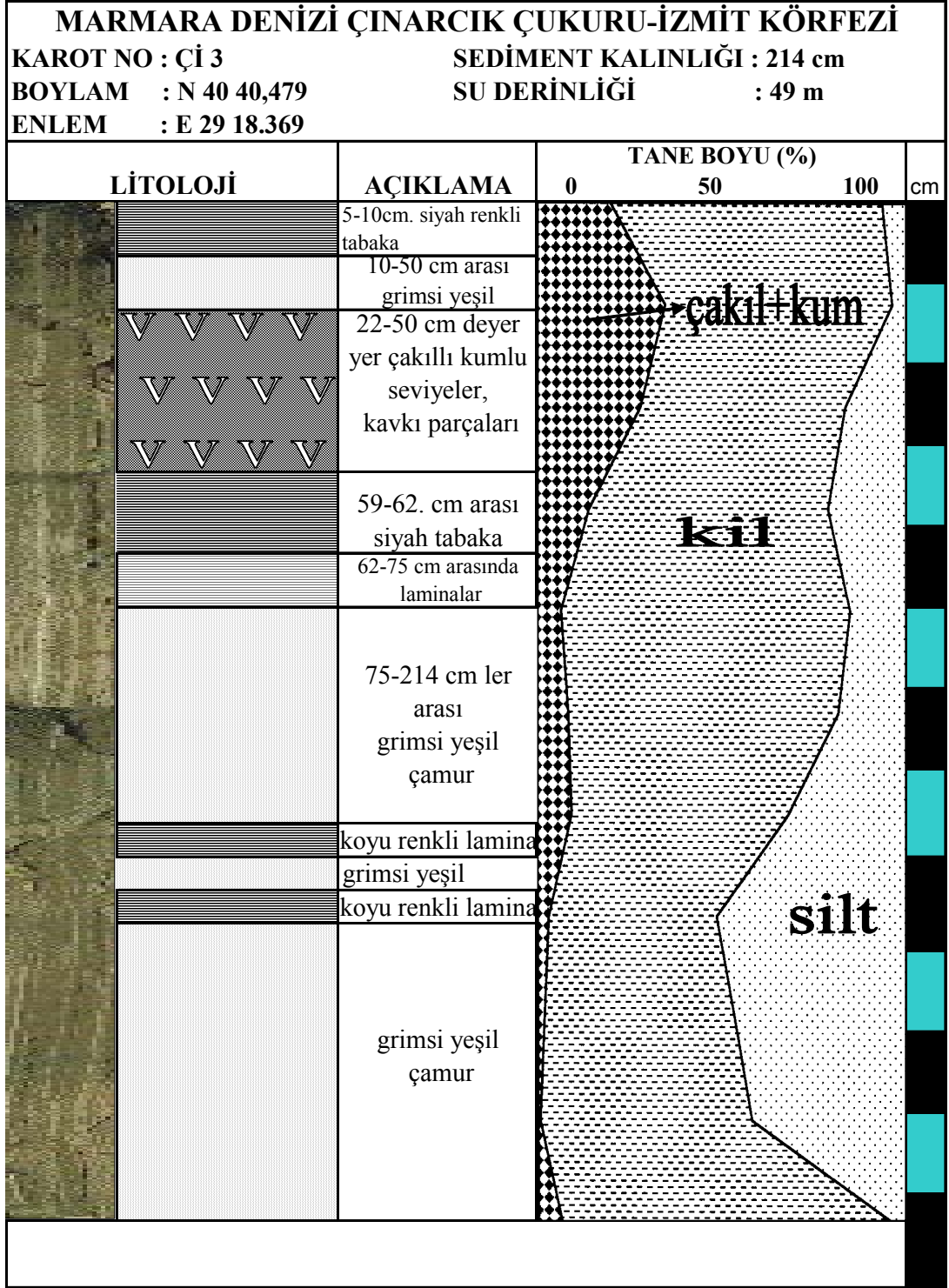


Şekil 4.2 Sediment karotlarında ortalama çamur oranları

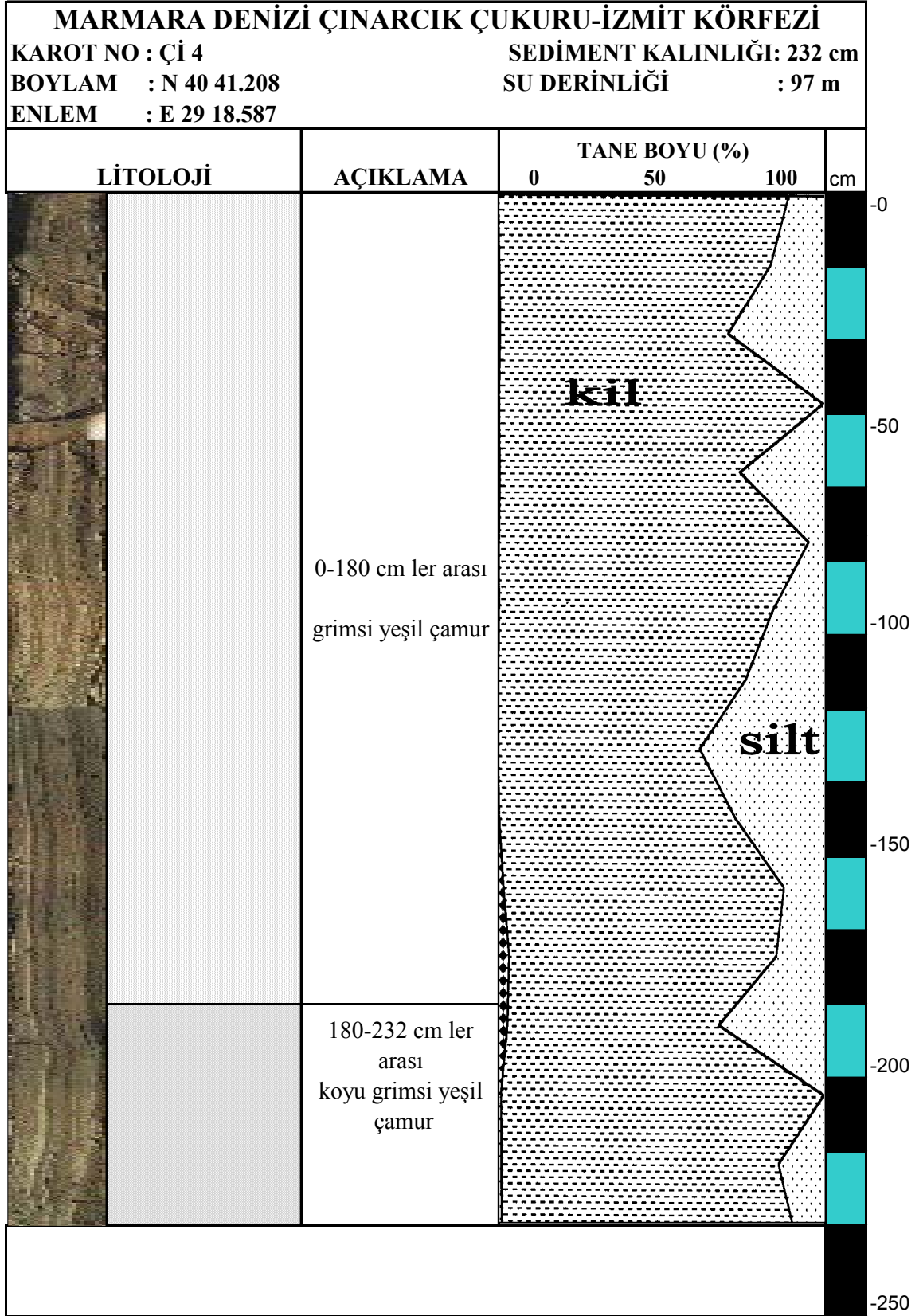
(en az ve en yüksek değerler parantez içinde italik olarak gösterilmiştir).



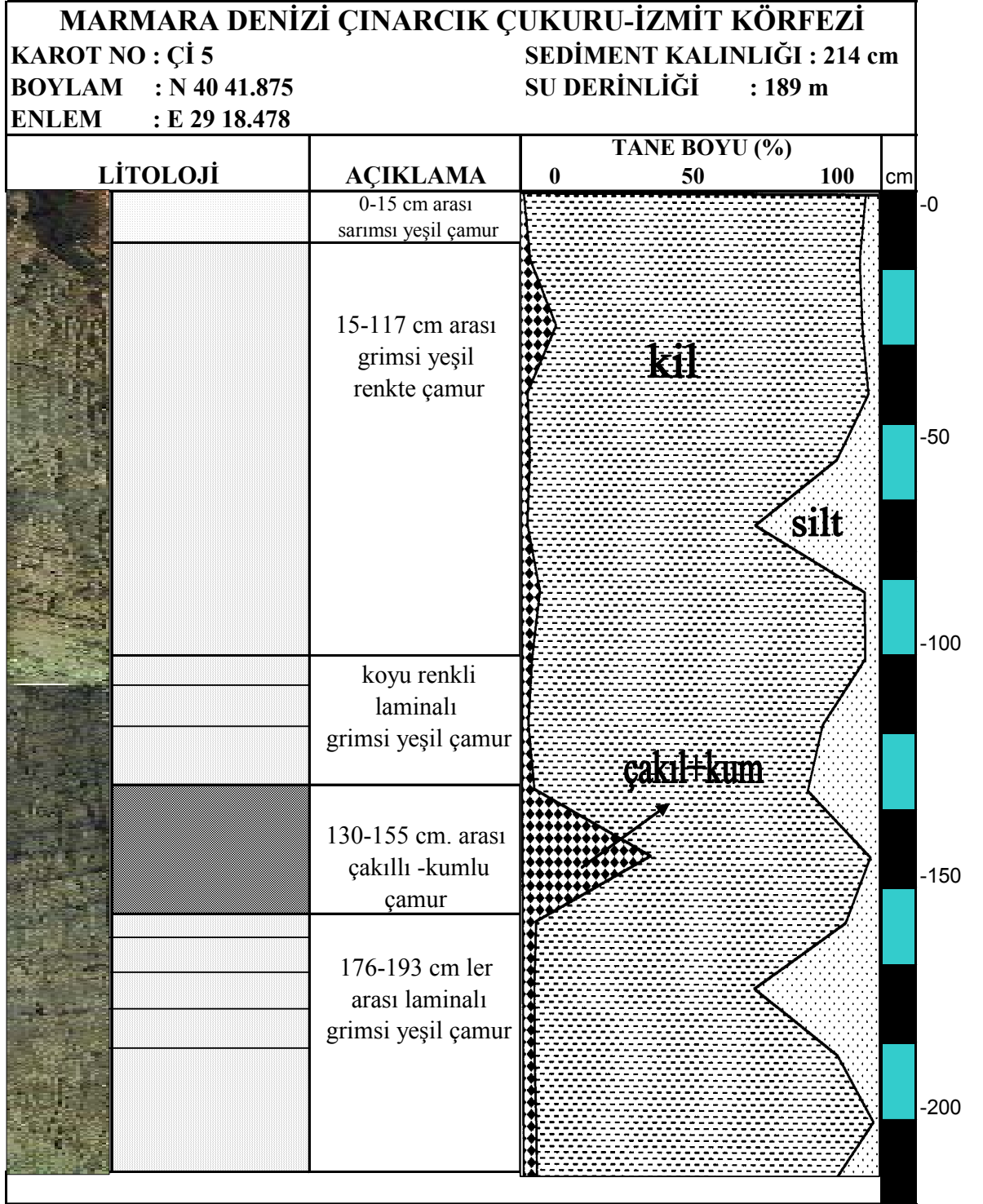
Şekil 4.3 Çİ 2 nolu karotun litolojisi



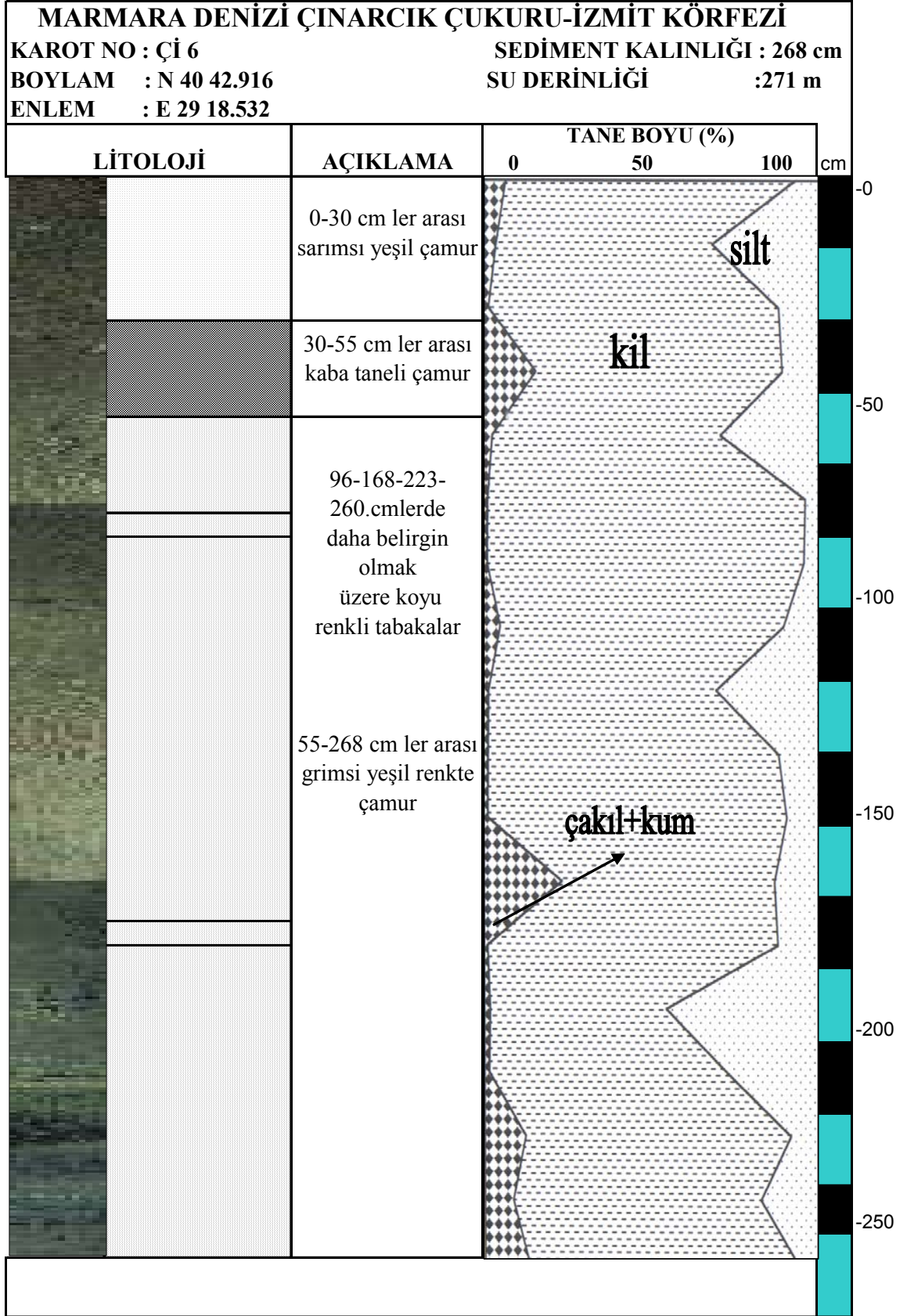
Şekil 4.4 Çİ 3 nolu karotun litolojisi



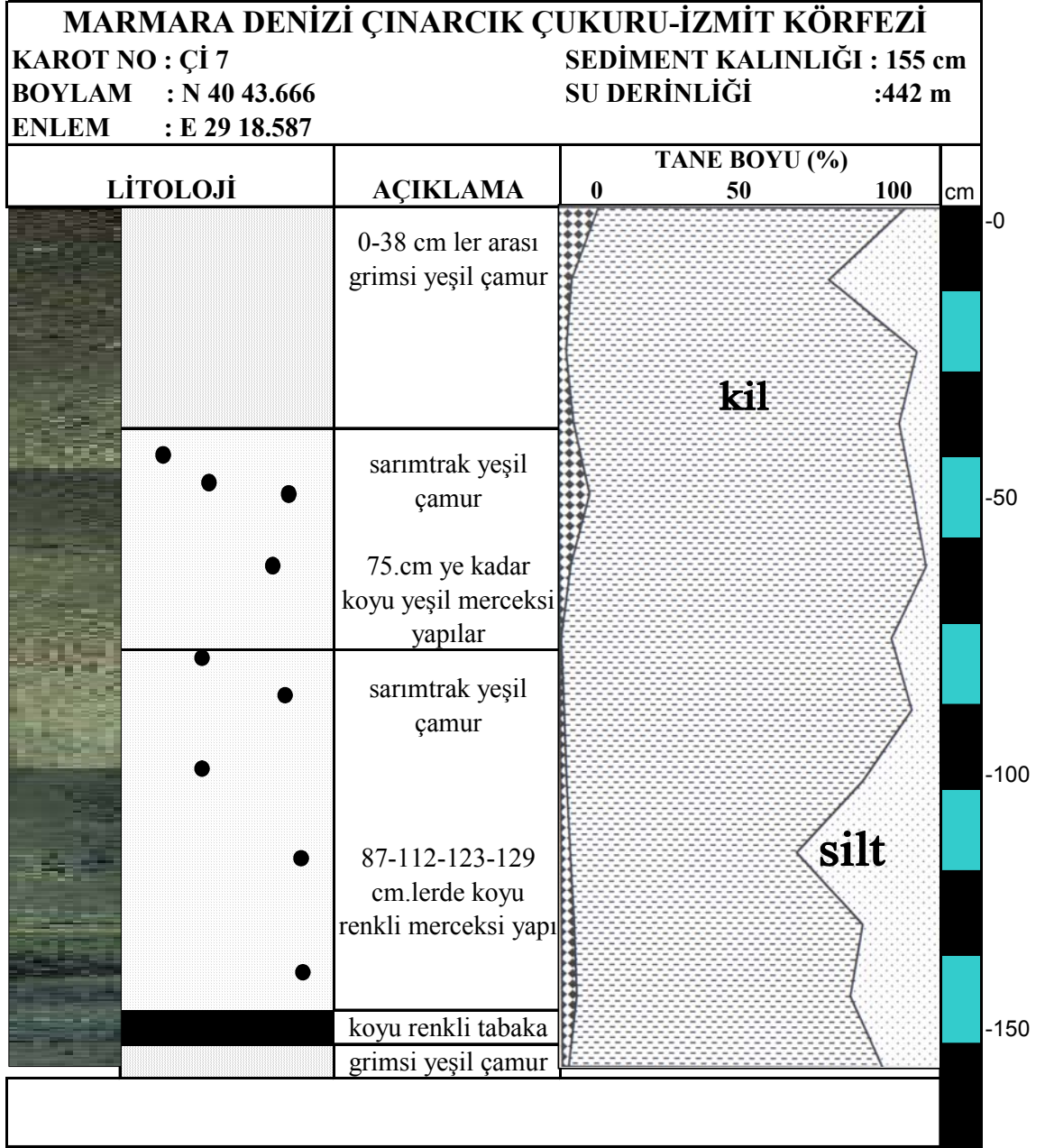
Şekil 4.5 Çİ 4 nolu karotun litolojisi



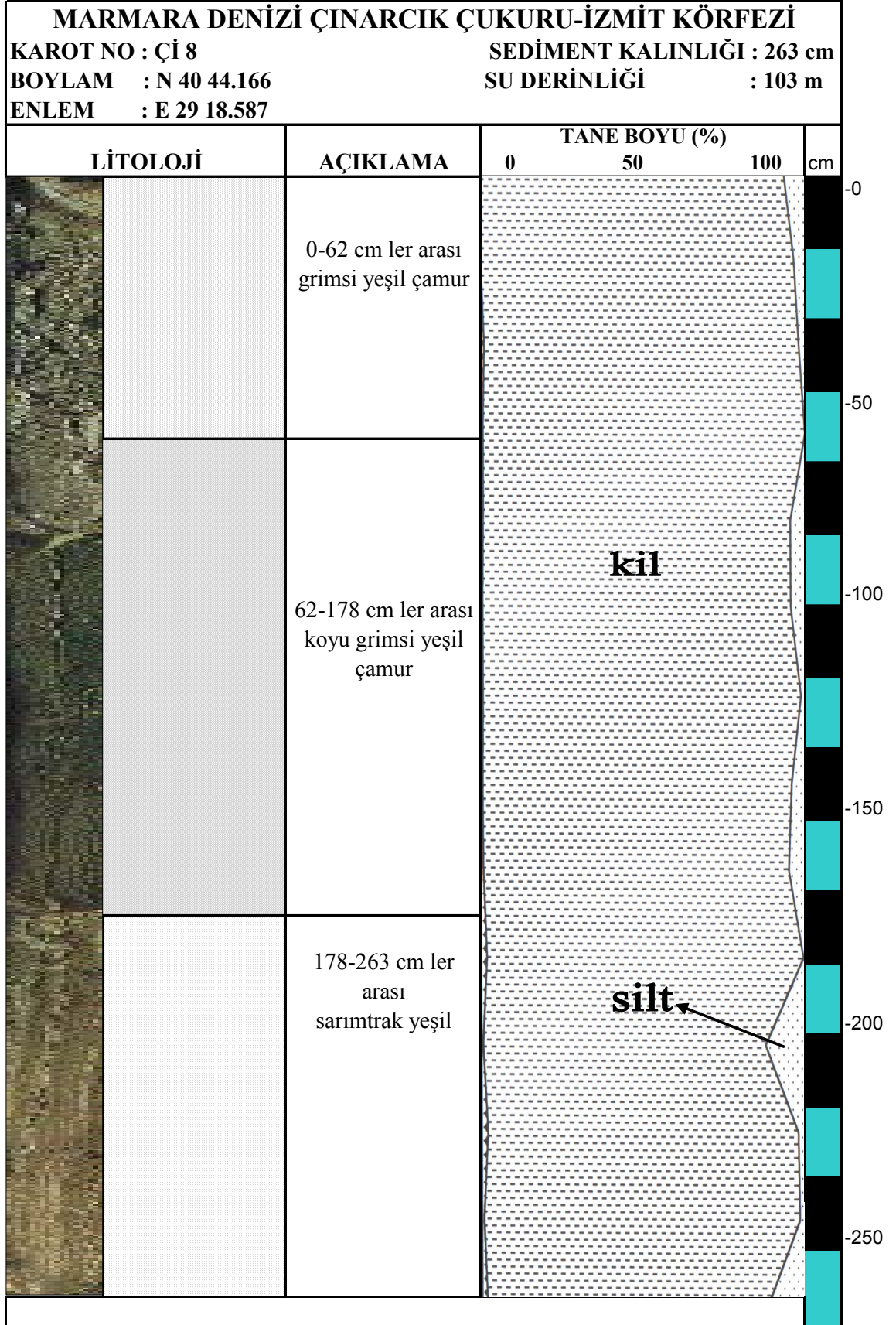
Şekil 4.6 Çİ 5 nolu karotun litolojisi



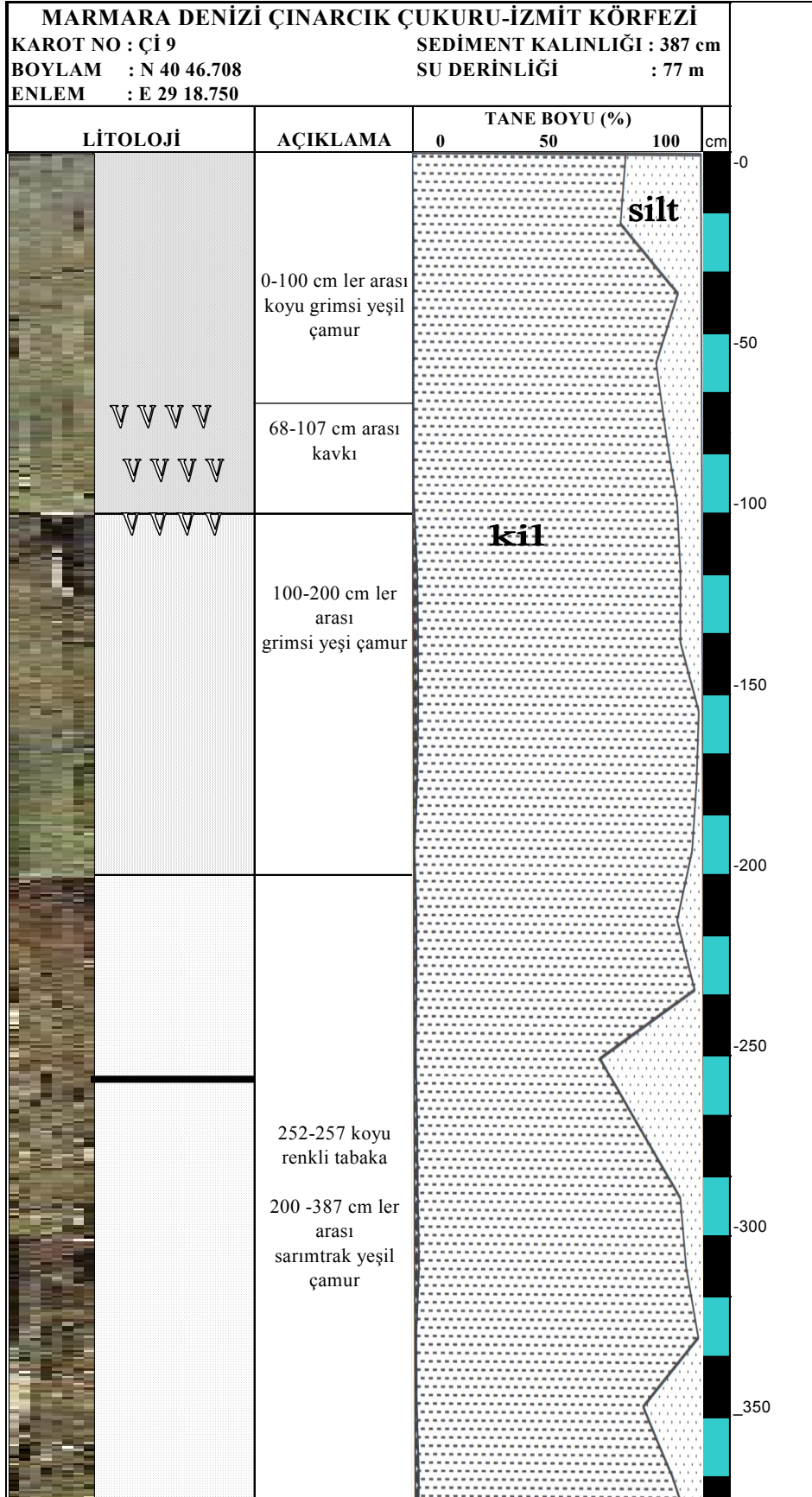
Şekil 4.7 Çİ 6 nolu karotun litolojisi



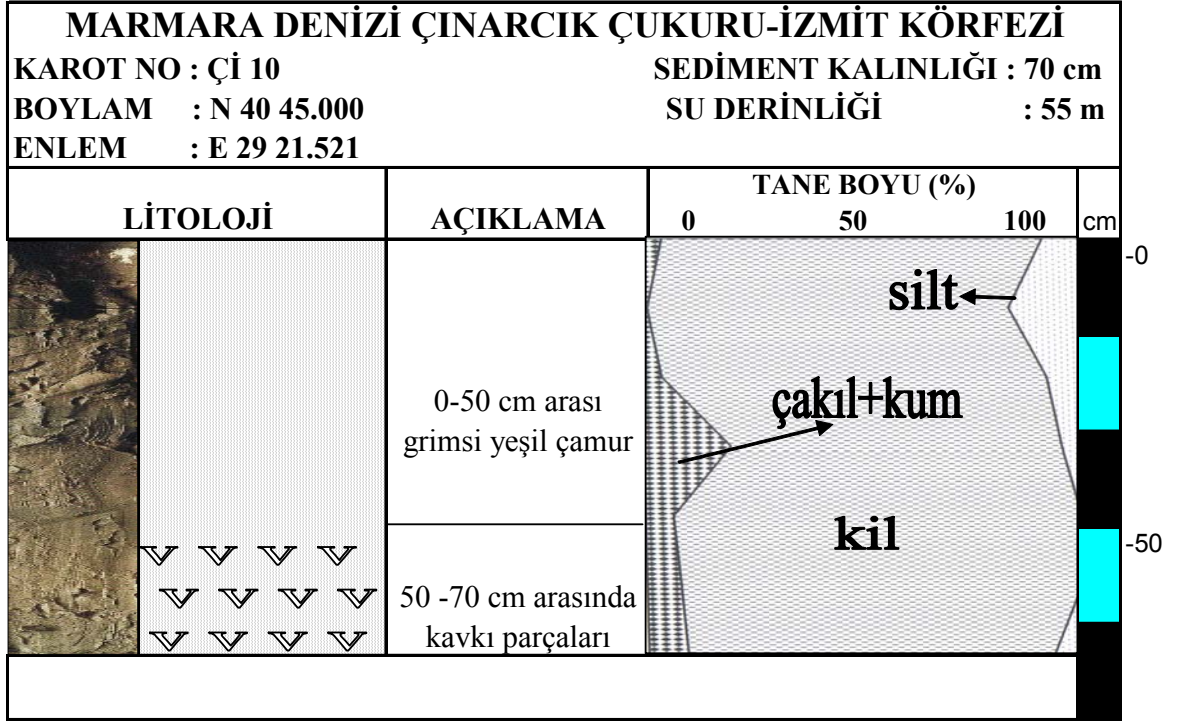
Şekil 4.8 Çİ 7 nolu karotun litolojisi



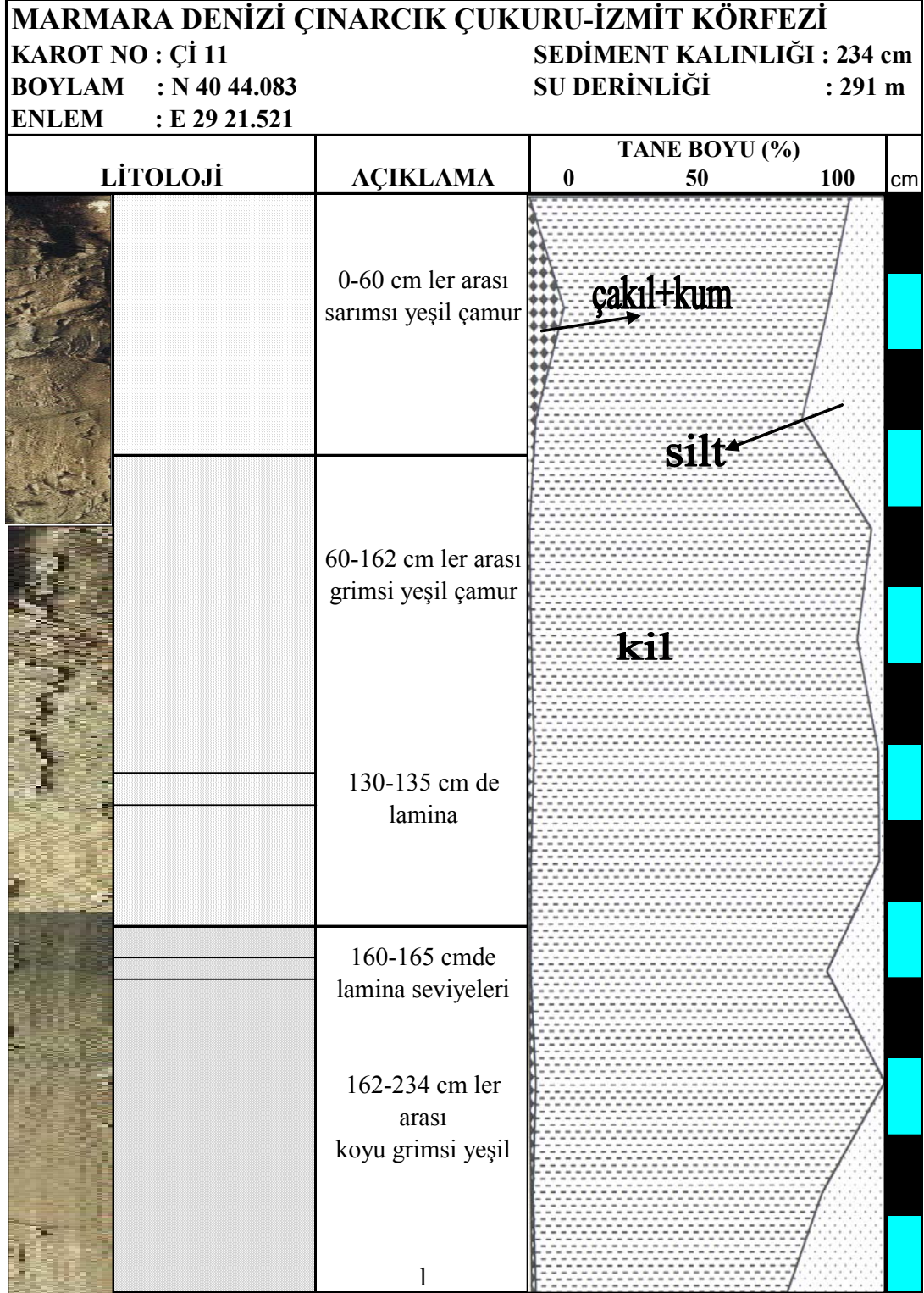
Şekil 4.9 Çİ 8 nolu karotun litolojisi



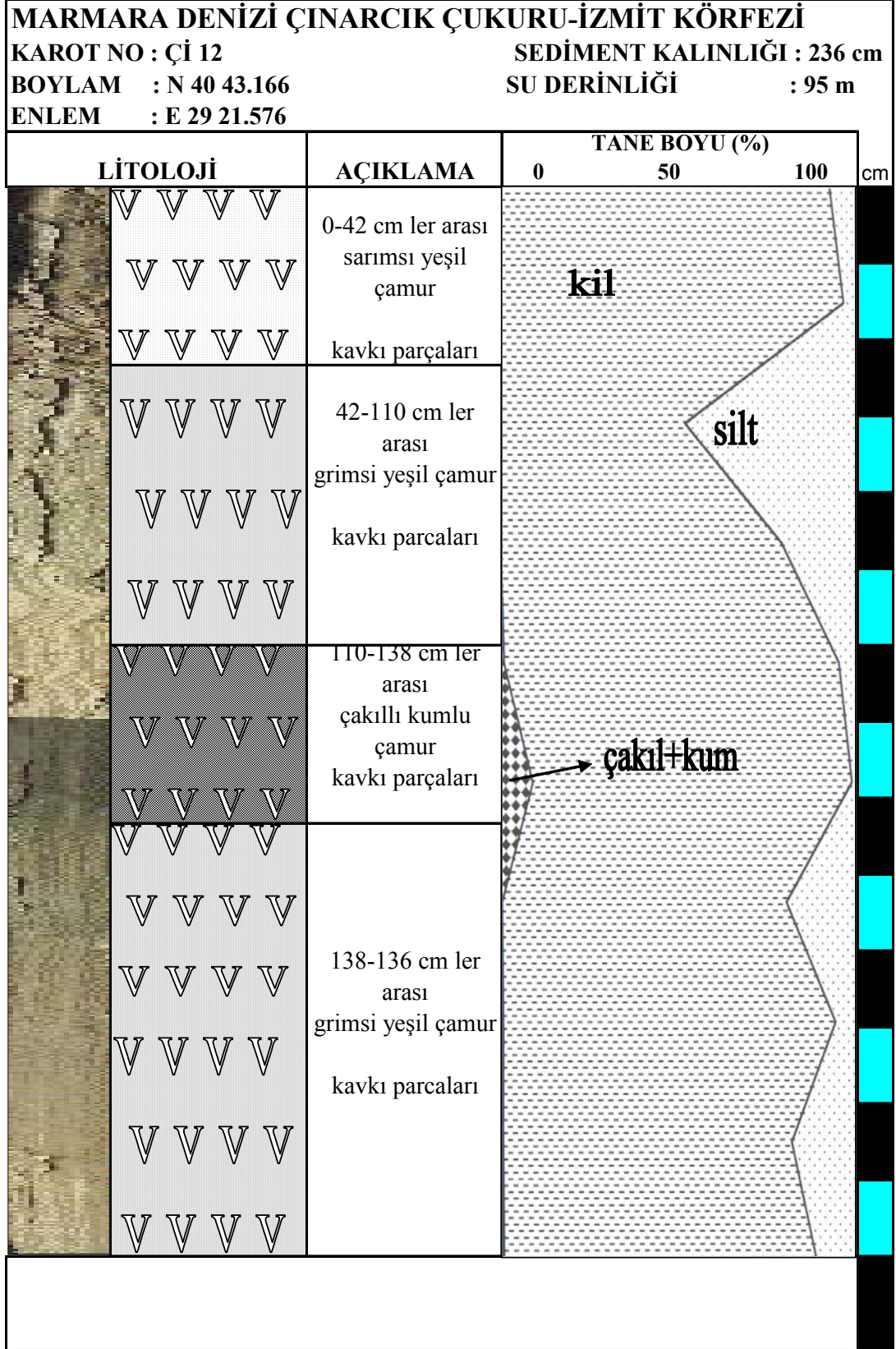
Şekil 4.10 Çİ 9 nolu karotun litolojisi



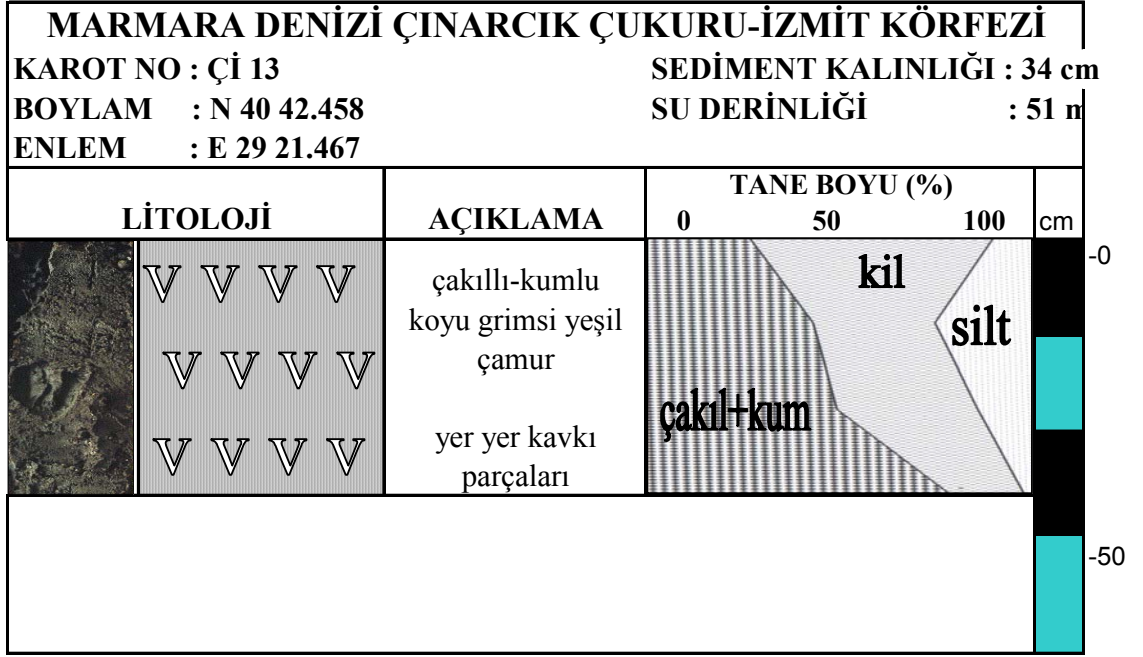
Şekil 4.11 Çİ 10 nolu karotun litolojisi



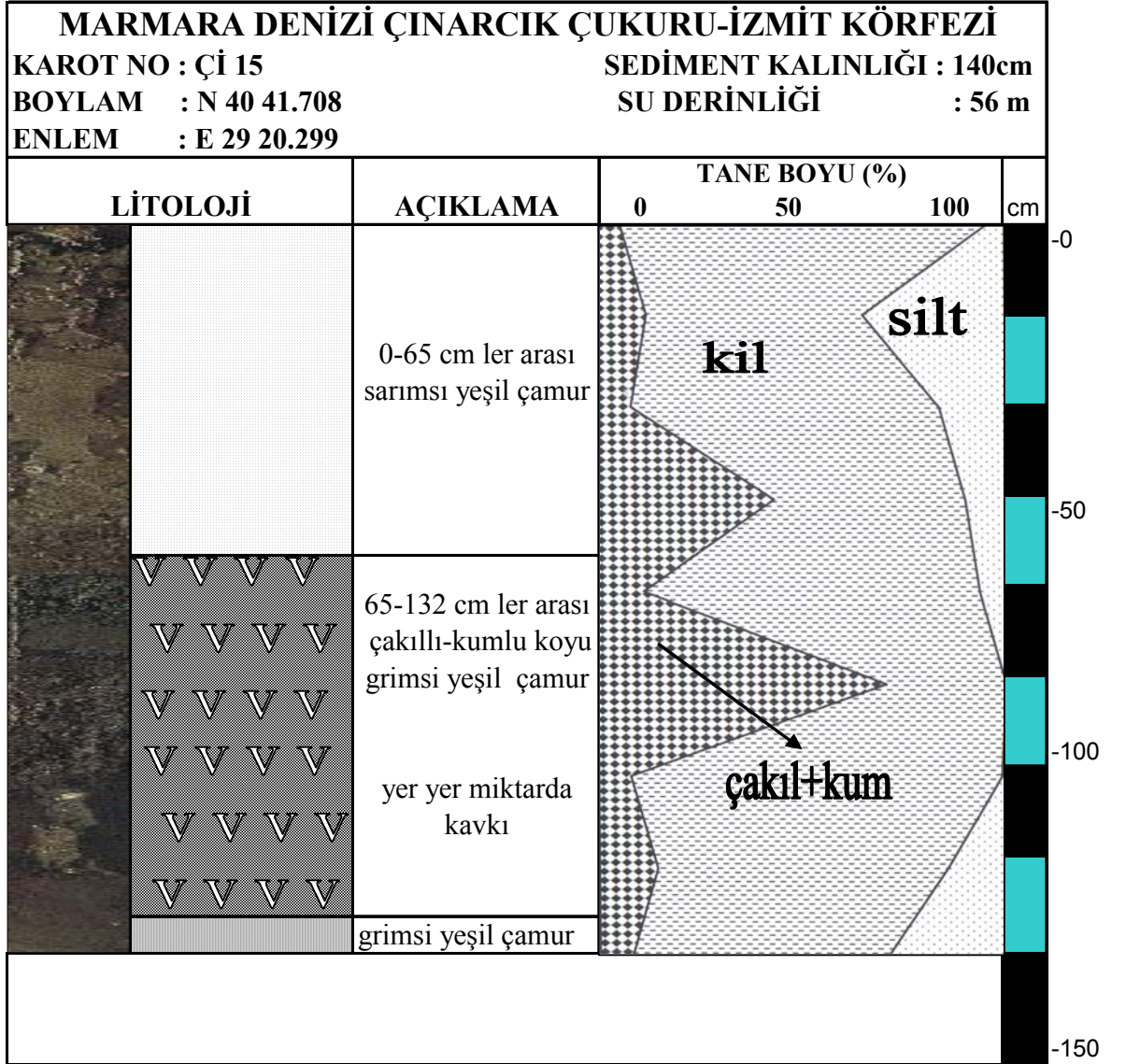
Şekil 4.12 Çİ 11 nolu karotun litolojisi



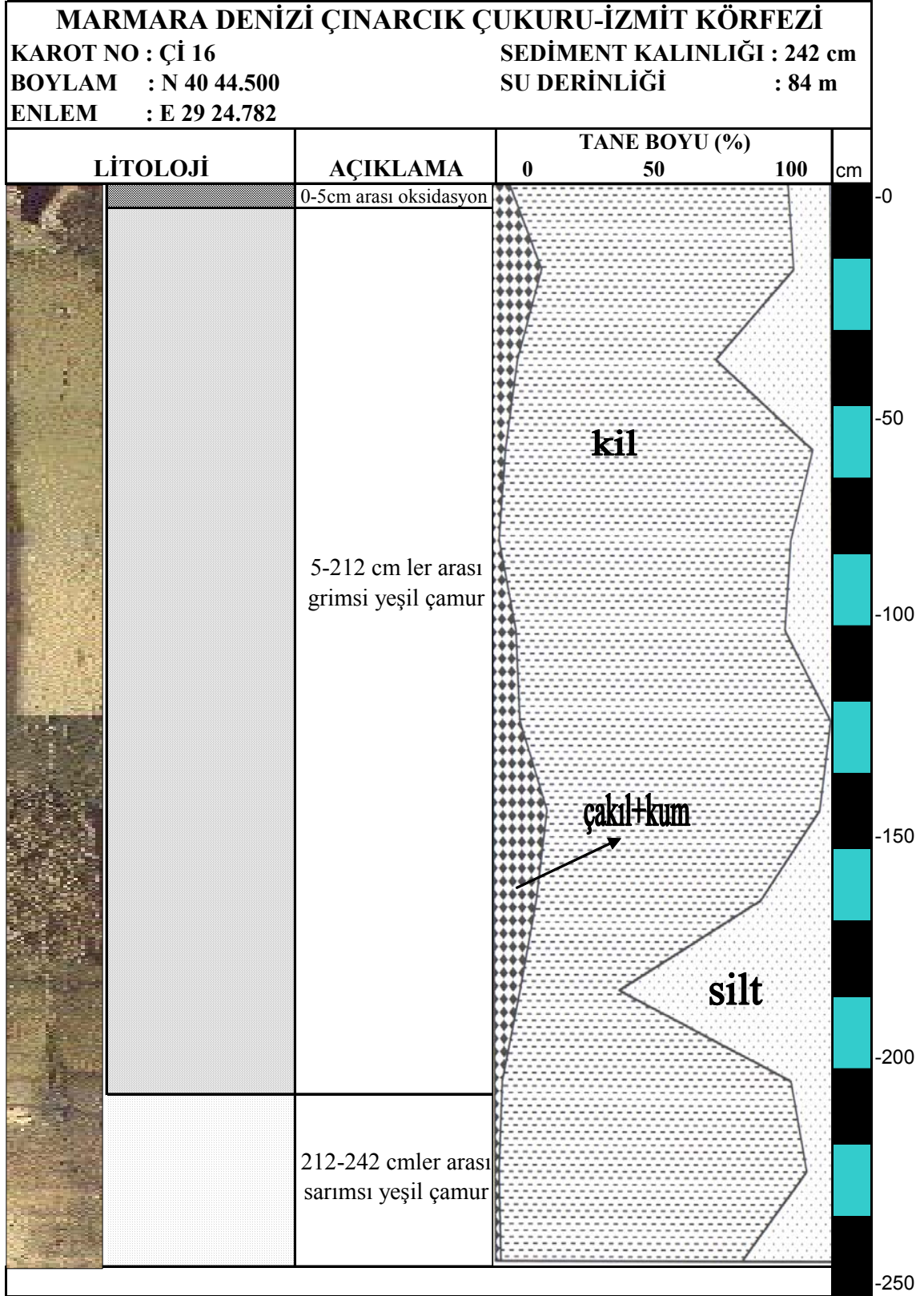
Şekil 4.13 Çİ 12 nolu karotun litolojisi



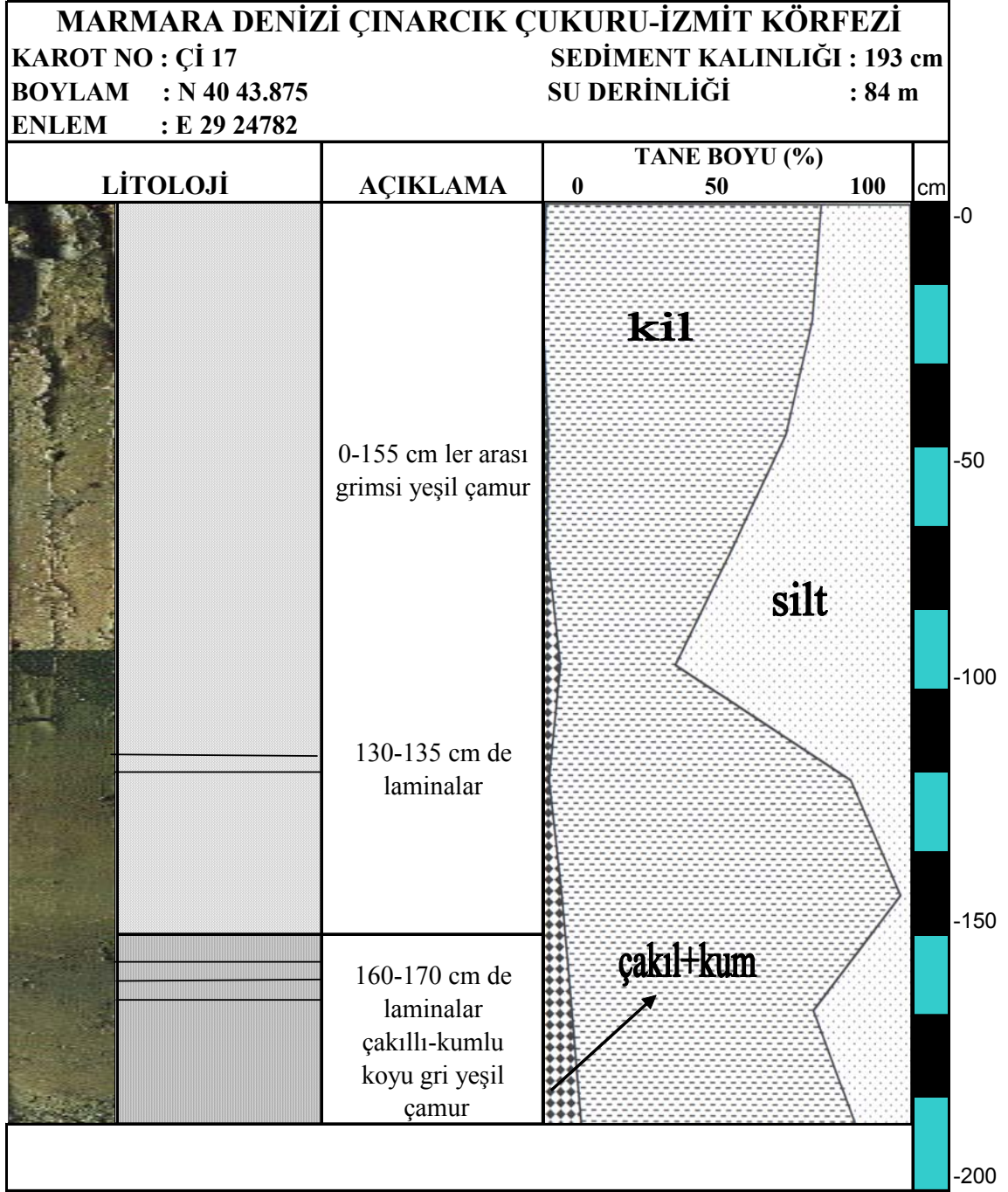
Şekil 4.14 Çİ 13 nolu karotun litolojisi



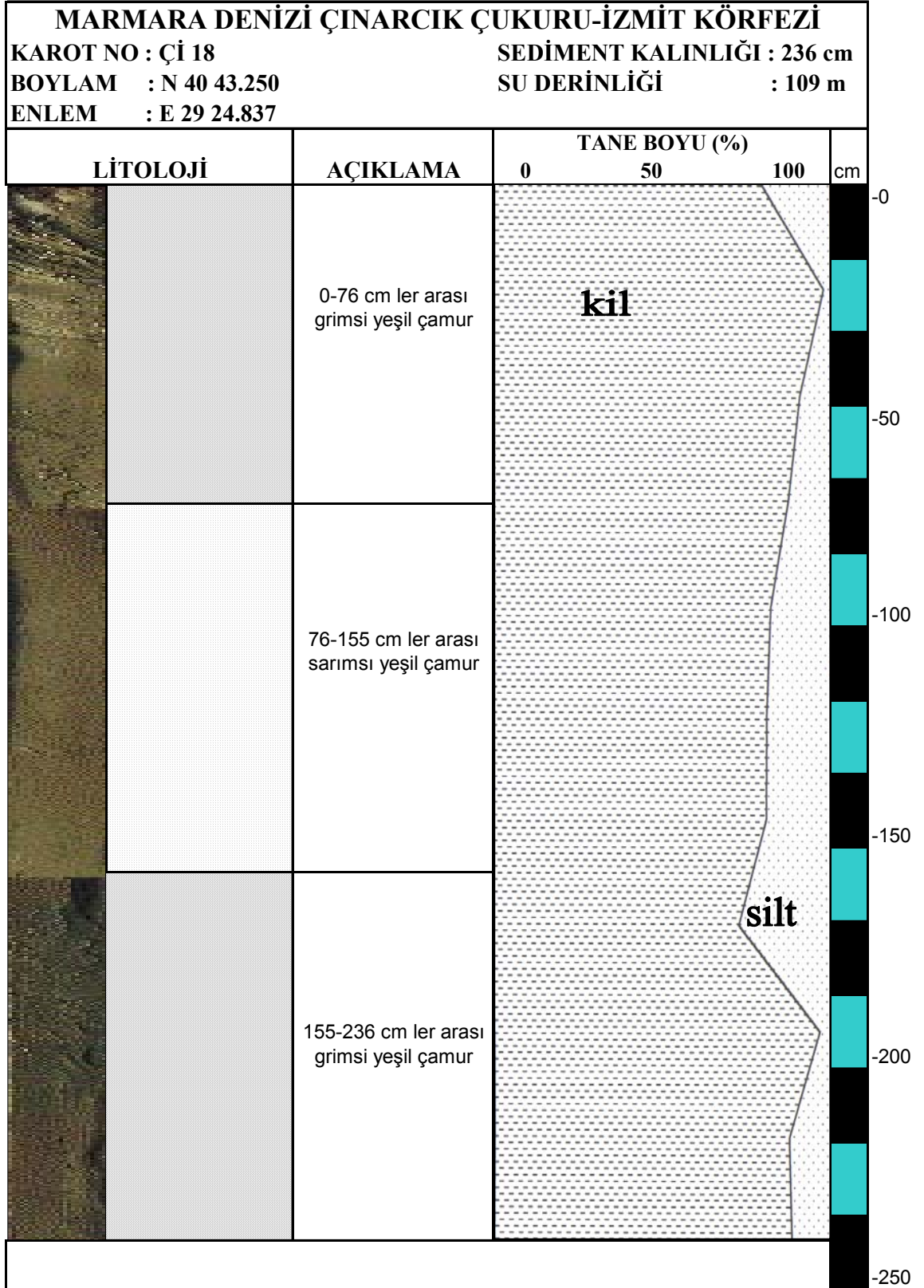
Şekil 4.15 Çİ 15 nolu karotun litolojisi



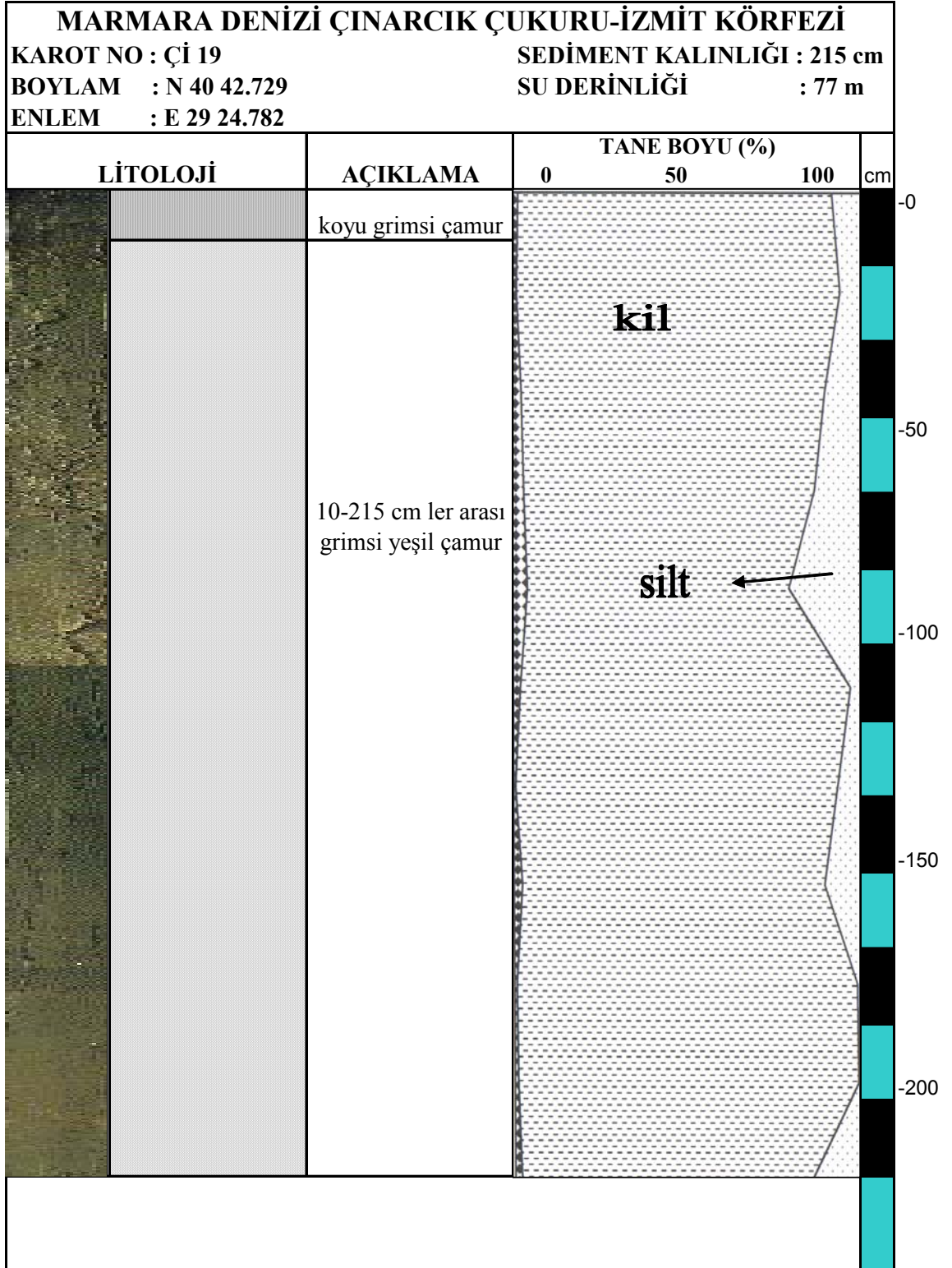
Şekil 4.16 Çİ 16 nolu karotun litolojisi



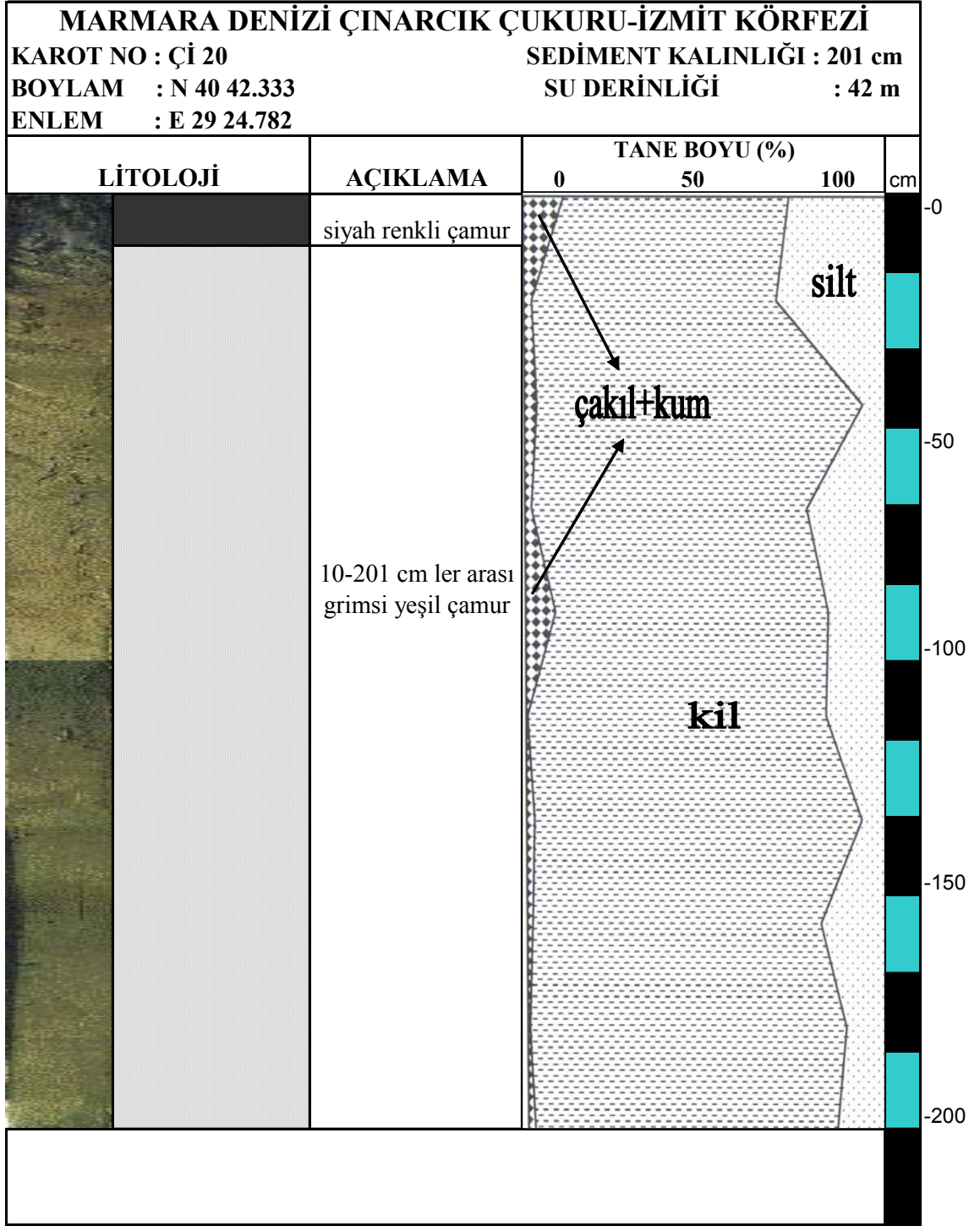
Şekil 4.17 Çİ 17 nolu karotun litolojisi



Şekil 4.18 Çİ 18 nolu karotun litolojisi



Şekil 4.19 Çİ 19 nolu karotun litolojisi



Şekil 4.20 Çİ 20 nolu karotun litolojisi

4.2 Organik Karbon Dağılımı

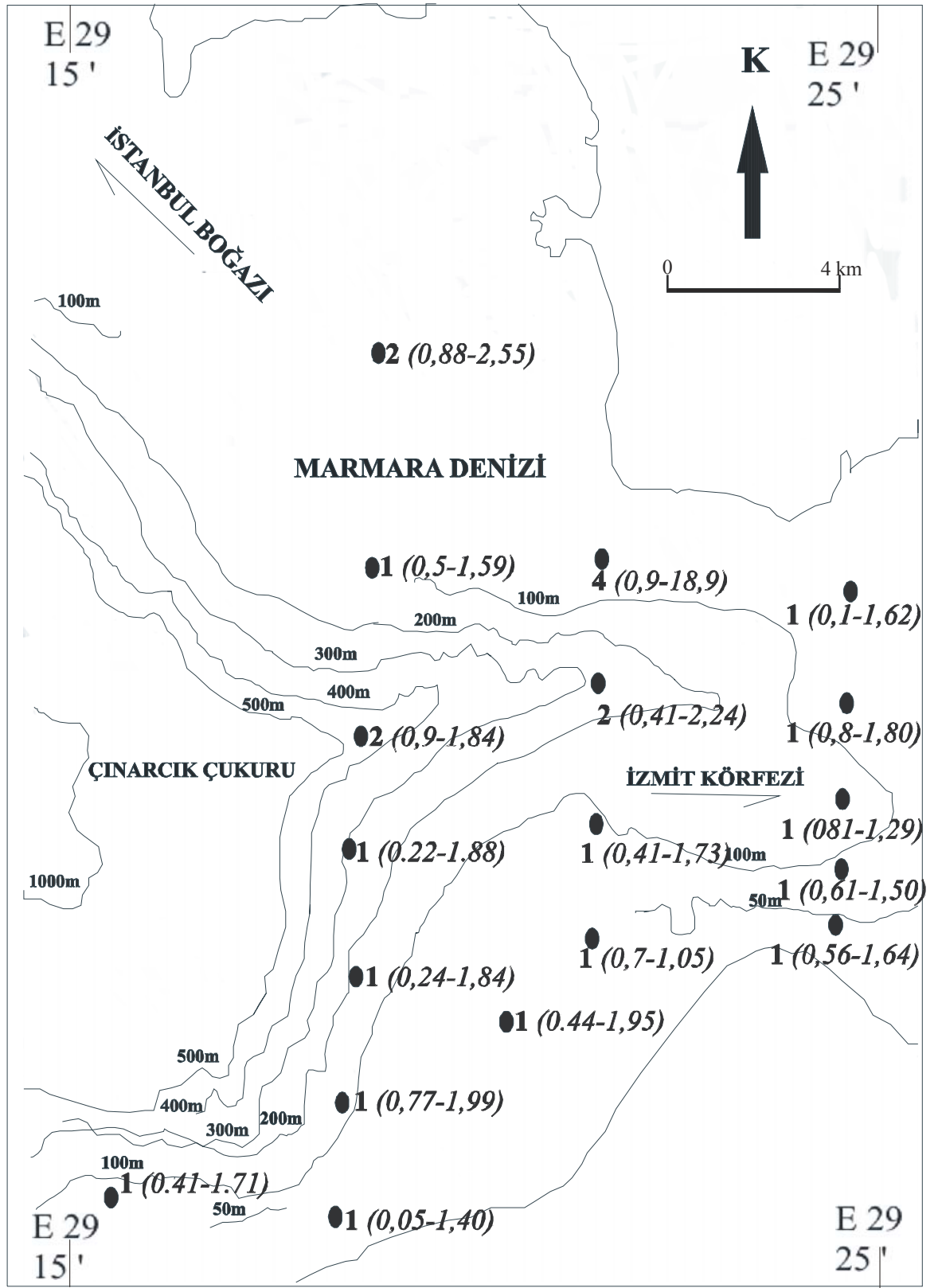
Çİ 2 nolu karotda organik karbon miktarları % 0,41–2,1 arasında değişmektedir (Şekil 4.22). İlk 30 cm de % 1.13–1.20 arasında kalan organik karbon miktarları 115 cm de % 0,41'ye düşmekte ve 170. cm de % 2,1'e kadar yükselmektedir.

Çİ 3 nolu karotta ki organik karbon miktarları % 0.05–2,3 arasında değişmektedir (Şekil 4.22). Organik karbon miktarları **Çİ 4** nolu karotta % 0.59–1.98 arasında değişmektedir. 138. cm'ye kadar artma azalma eğiliminde olan organik karbon değeri 196. cm'ye kadar neredeyse sabit kalmıştır. Bu seviyeden sonra tekrar artmış en yüksek değere ulaşmıştır (Şekil 4.22). **Çİ 5** nolu karotta organik karbon miktarları % 0.14–1.84 arasında değişmektedir. Karotta en yüksek oranlar 116–167 cm'lerde izlenmiş ve % 1.84–1.54 olarak bulunmuştur (Şekil 4.22).

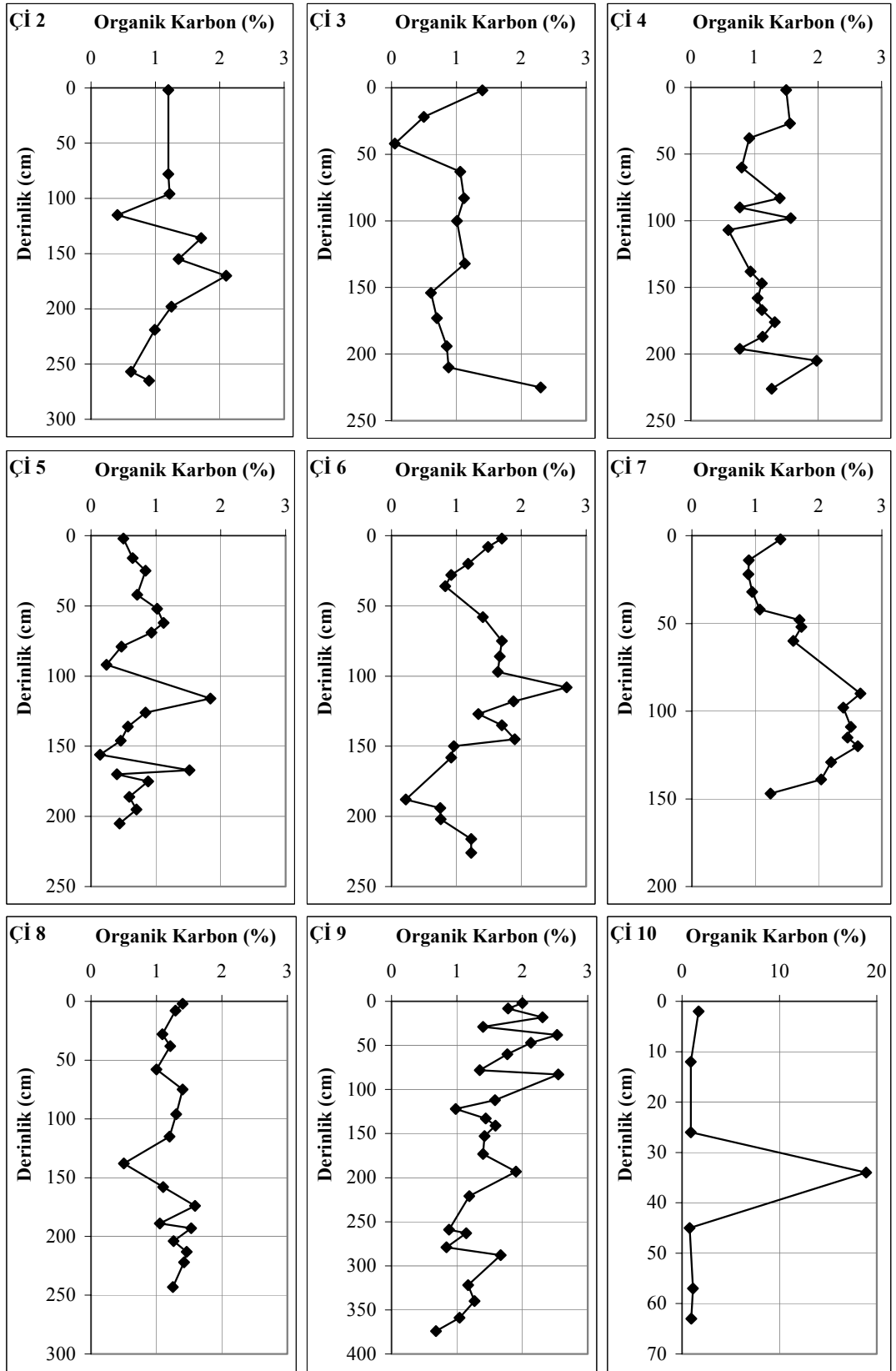
Çİ 6 nolu karotta % 0,22–2,7 arasında değişen miktarlarda organik karbon içermektedir. Karotun en üst kısmında % 1,7'den 50 cm ye kadar azalmış % 0.83'e düşmüştür. Organik karbon miktarları bu derinlikten aşağıya doğru tekrar yükselerek 108 cm.de % 2,7'e çıkmaktadır. Bu değerler 187. cm'ye kadar hafif salınımlarla azalmaya devam etmiştir. Bu seviyeden sonra tekrar artış göstermiştir (Şekil 4.22). **Çİ 7** nolu karotun organik karbon miktarı % 0,89–2,66 arasında değişmektedir. Karot sedimentinin 0–50 cmsinde % 0.9–1,7 arasında değişirken bu seviyeden tabana kadar %1,7 ile %2,66 arasında değişmektedir (Şekil 4.22). **Çİ 8** nolu karotta organik karbon miktarları % 0.5–1.59 arasında değişmektedir (Şekil 4.22). **Çİ 9** nolu karotta organik karbon miktarları % 0.68–2.55 arasında değişmekte ve genelde üsten alta doğru artmaktadır (Şekil 4.22).

Çİ 10 nolu sediment karotunun organik karbon miktarı karot boyunca % 0,79–1,7 değerleri arasındadır, 34.cm'de çok yüksek bir pik yaparak %18,9 değerine ulaşmıştır (Şekil 4.22). **Çİ 11** nolu karotta genel olarak % 0,44–2.24 arasında değişen miktarlarda organik karbon tespit edilmiştir. 88. cm' den alınan örnekte ise organik karbon miktarı %11,7 değerinde bulunmuştur (Şekil 4.22). **Çİ 12** nolu karot % 0.41–1.73 arasında organik karbon içermektedir. Organik karbon değerleri 126. cm de karotun üst seviyesi ile benzerlik gösterir şekilde azalıp artan değerler göstermektedir (Şekil 4.22).

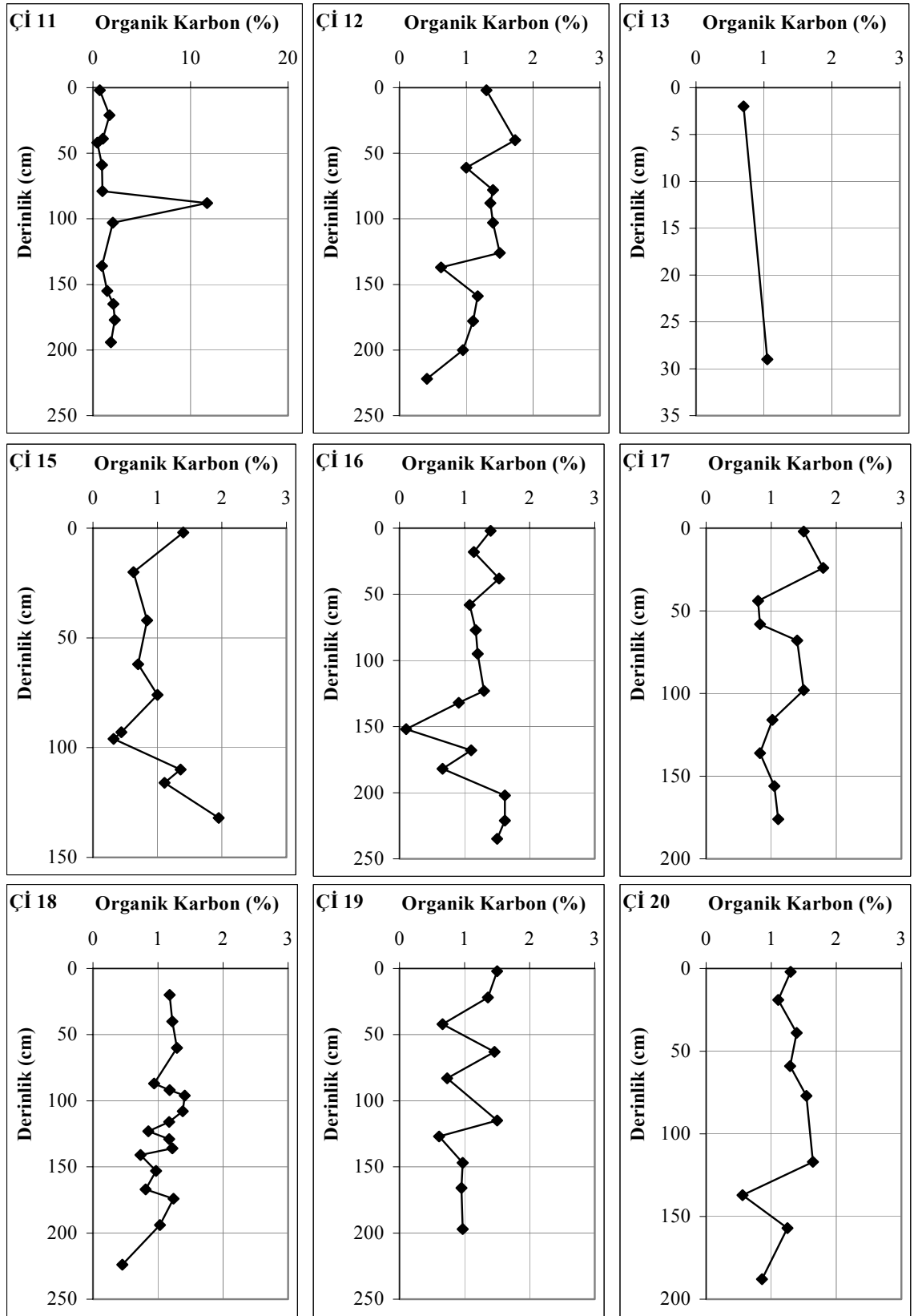
Çİ 15 nolu karotta organik karbon miktarları % 0.32–1.95 arasında değişmektedir. Üst seviyeden 100 cm kadar hafifi artma ve azalma eğilimi gösteren organik karbon miktarı bu seviyeden sonra giderek artmaktadır (Şekil 4.22). **Çİ 16** nolu karotta tespit edilen organik karbon miktarları % 0.1–1.62 arasında değişmektedir. 110 cm kadar hafif değişimler gösteren organik karbon miktarı en düşük değerine bu seviyede ulaşmış tabana doğru hızlı değişimle artışa geçmiştir (Şekil 4.22). **Çİ 17** nolu karotta tespit edilen organik karbon miktarları % 0.8– 1.80 arasında değişmektedir (Şekil 4.22). **Çİ 18** nolu karotta tespit edilen organik karbon miktarları % 0.45– 1.41 arasında değişmektedir (Şekil 4.22). **Çİ 19** nolu karotta tespit edilen organik karbon miktarları % 0.61– 1.50 arasında değişmektedir. Karotun üst kısımlarında hafif değişim gösteren değerler tabana doğru %1 den azdır ve önemli değişiklik göstermemektedir (Şekil 4.22). **Çİ 20** nolu karotta tespit edilen organik karbon miktarları % 0.56– 1.64 arasında değişmektedir. 110 cm kadar önemli değişim gözlenmeyen karotta tabana doğru azalma izlenmektedir (Şekil 4.22).



Şekil 4.21 Sediment karotlarının ortalama organik karbon oranları
(en az ve en yüksek değerler parantez içinde italik olarak gösterilmiştir).



Şekil 4.22 Çınarcık Çukuru–İzmit Körfezi geçişinin sediment karotlarının organik karbon dağılımları



Şekil 4.22 Çınarcık Çukuru–İzmit Körfezi geçişinin sediment karotlarının organik karbon dağılımları (devam)

4.3 Karbonat Dağılımları

Çİ 2 karotta da genelde düşük karbonat miktarları % 6,1–13,1 görülmektedir. Karbonat değerleri 100.cm'ye kadar artmış bu seviyeden sonra tabana kadar çok az değişim göstererek azalmıştır (Şekil 4.24).

Çİ 3 nolu karotun içerdiği karbonat miktarları % 4,87–11,2 arasında değişmektedir. Karotda üsten alta doğru salınımlı olarak artma gözlenir. % 5,1 ile başlayan karbonat miktarı 105.cm'de 11,2 değerine ulaşır (Şekil 4.24). **Çİ 4** karotunun içerdiği karbonat miktarı oldukça yüksektir ve % 7,1–13,19 arasında değişir. Karot üst kesiminden dabana doğru genelde hafif değişimlerle artma eğilimindedir. (Şekil 4.24). **Çİ 5** nolu karotta karbonat miktarları % 9,4–16,29 arasındadır. Çakıl ve kum miktarlarındaki değişimler, karbonat dağılımını etkilemektedir. (Şekil 4.24).

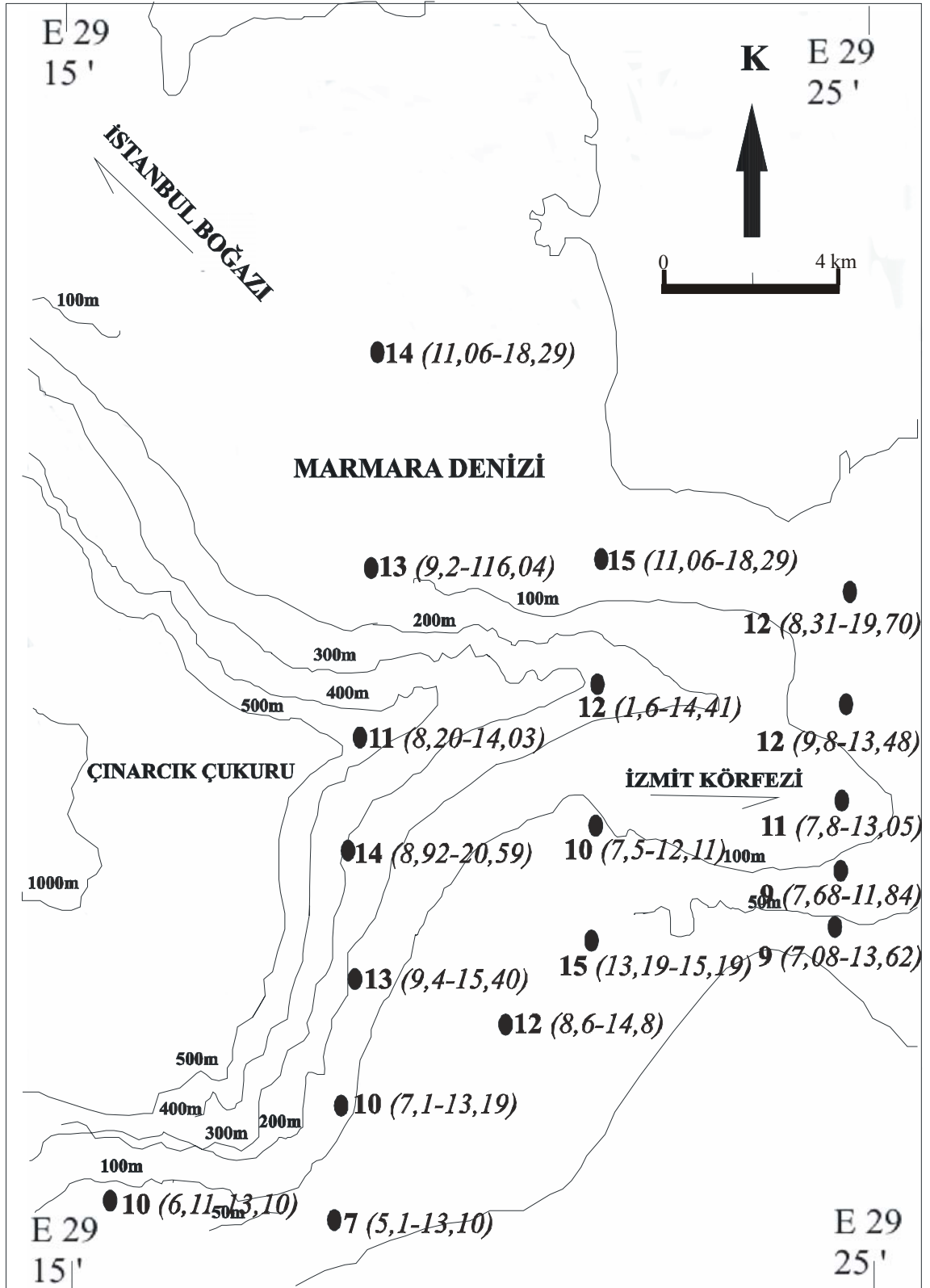
Çİ 6 karotu % 8,92–20,59 arasında değişen miktarlarda karbonat içermekte ve bu değerler karot boyunca hafif artış göstermektedir (Şekil 4.24). **Çİ 7** nolu karotta karbonat miktarları % 7,94–14,03 arasındadır. 60.cm'ye kadar azalma gözlenirken 90. cm'de en yüksek değere ulaşmıştır. Bu seviyeden sonra azalmaya başlamıştır (Şekil 4.24). **Çİ 8** nolu karotun içerdiği karbonat miktarları % 9,2–16,04 arasındadır ve karot boyunca önemli değişim bulunmamaktadır (Şekil 4.24). **Çİ 9** nolu karot % 11,12–19,1 arasında salınımlı karbonat miktarları sergilemesine rağmen, değerler 170. cm'ye kadar yükselim eğilimi göstermektedir. Bu seviyeden sonra azalma izlenmektedir. (Şekil 4.24).

Çİ 10 nolu karotta % 1,5–18,29 arasında değişen karbonat miktarları gözlenmektedir (Şekil 4.24). **Çİ 11** nolu sediment karotunda karbonat miktarları % 1,6- 14,8 arasındadır. Karotun üst kısmında % 14,8 ile başlayan karbonat değerleri 88.cm'de ki %1,6 değeri hariç karot boyunca önemli bir değişim göstermeden devam etmektedir (Şekil 4.24).

Çİ 12 nolu karotta karbonat miktarları % 7,5–13,75 arasında değişmektedir (Şekil 4.24).

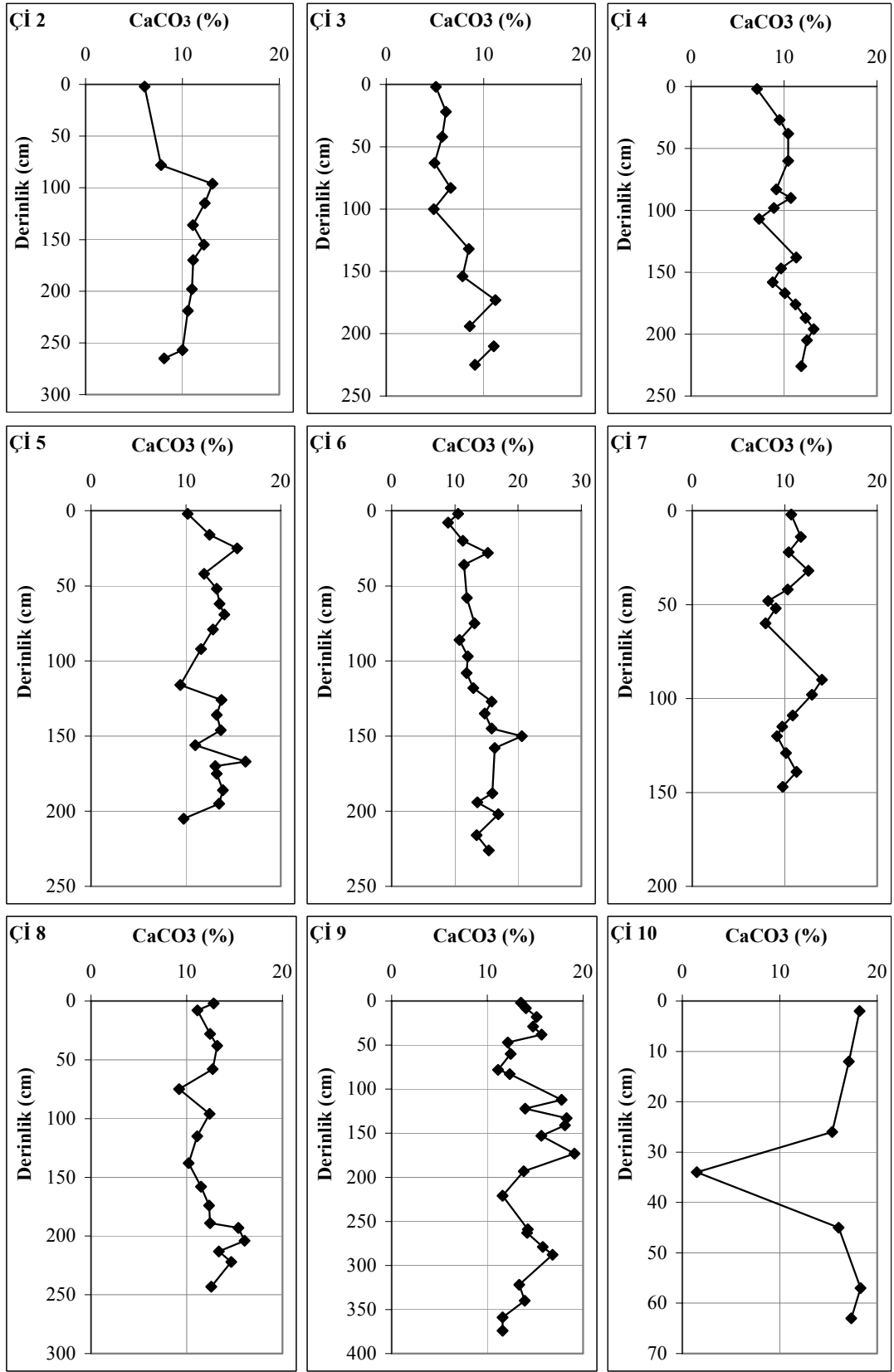
Çİ 15 nolu karotta karbonat miktarları % 8,37–16,7 arasında değişmekte ve değerlerde üstten alta doğru çok hafif bir artış göstermektedir (Şekil 4.24). **Çİ 16** nolu karotta % 8,31–19,7 arasında karbonat miktarları değişmektedir. 150 cm kadar hafif değişimler gösteren değerler bu seviyeden 180 cm kadar azalmış ve tabana doğru önemli değişim göstermemiştir (Şekil 4.24). **Çİ 17** nolu karotta karbonat miktarları % 9,8–13,48 arasında değişmektedir. Tabana doğru hafif artış eğilimindedir (Şekil 4.24). **Çİ 18** nolu karotta karbonat miktarları % 7,8–13,63 arasında değişmektedir (Şekil 4.24).

Çİ 19 nolu karotta karbonat miktarları % 7,68–11,84 arasında değişmektedir (Şekil 4.24). **Çİ 20** nolu karotta karbonat miktarları % 7,08–13,62 arasında değişmektedir (Şekil 4.24).

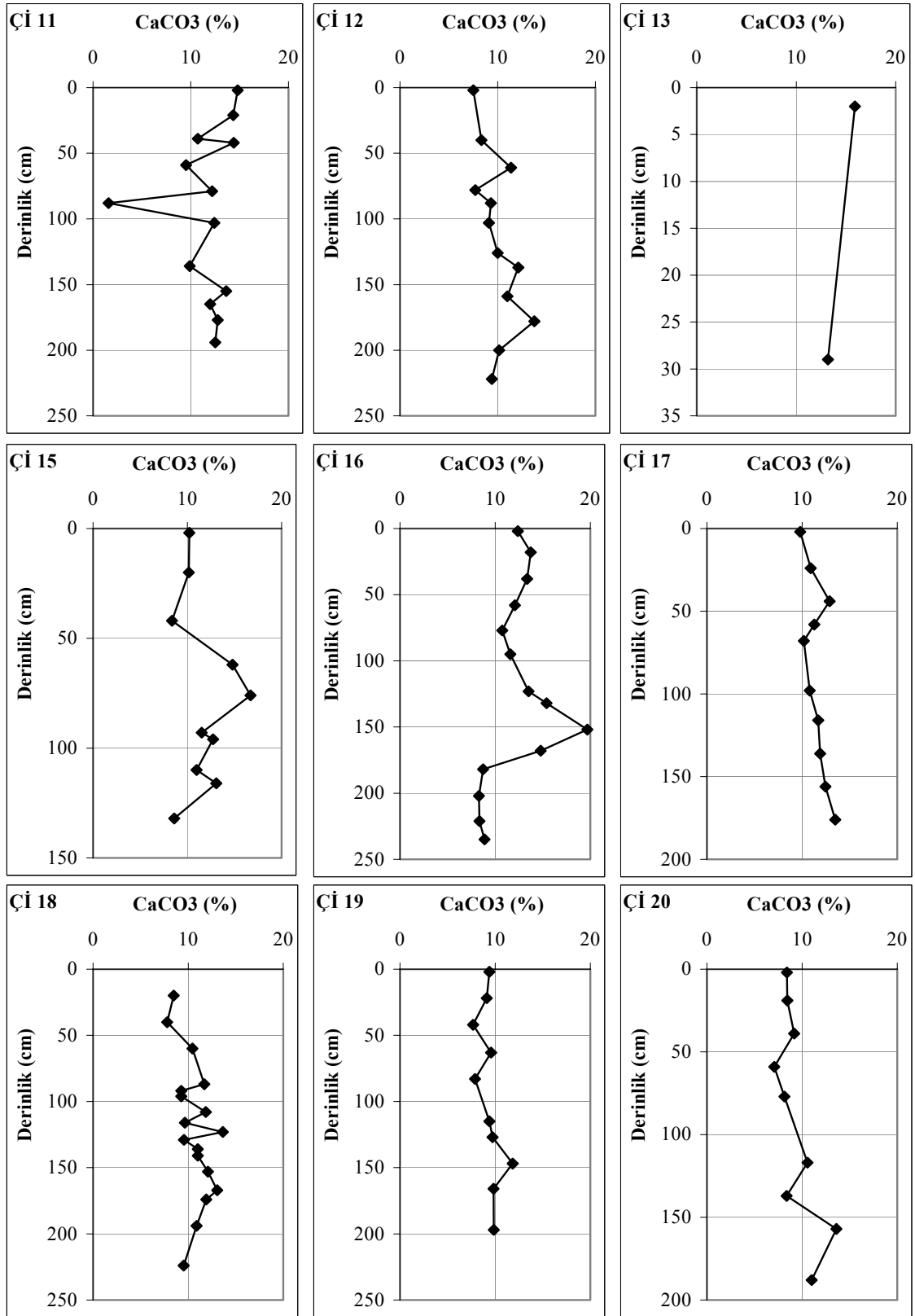


Şekil 4.23 Sediment karotlarının ortalama CaCO_3 oranları

(en az ve en yüksek değerler parantez içinde italik olarak gösterilmiştir).



Şekil 4.24 Çınarcık Çukuru–İzmit Körfezi geçişinin sediment karotlarının CaCO_3 dağılımları



Şekil 4.24 Çınarcık Çukuru–İzmit Körfezi geçişinin sediment karotlarının
CaCO₃ dağılımları (devam)

4.4 Su İçeriği Dağılımları

İ 2 nolu karotta su içeriği % 26,7 – 51 değerleri arasında çok belirgin fark olmadan değişmektedir (şekil 4.26). 60. cm de 26,7 en dūřuk değerini almaktadır. **İ 3** nolu karotta su içeriği değerleri % 39,1 – 52,9 arasındadır (şekil 4.26). **İ 4** nolu karotta 40 cm de en yūksək değere ulaşmıştır. 177 ve 199. cm lerde ki oynamalar dışında sediment karot rneđi boyunca genelde sabit kalmıştır.(şekil 4.26). **İ 5** nolu karotta su içeriği değerleri % 46,6 ile başlamış ve karotun tabanında % 37,5 değerini almıştır (şekil 4.26).

İ 6 da su içeriği değerleri % 54,5 ile başlamış ve karotun tabanında % 33 değerini almıştır. 30 ve 108 cm.lerde azalan bir sapma gözlenmesine ragmen ūsten alta doğru azalmaktadır (şekil 4.26). **İ 7** nolu karotta su içeriği değerleri % 37,1 – 43,2 arasında değişmektedir. Karotun ūst kısımlarında azda olsa bir salınım gözlenmektedir (şekil 4.26). **İ 8** nolu karotta su içeriği değerleri % 39,4– 62,7 arasında değişmektedir. 93 cm’de en yūksək değerini almıştır. Sediment karotu boyunca ūsten alta doğru su içeriği değerleri azalmaktadır (şekil 4.26). **İ 9** nolu karotta su içeriği değerleri % 11,1– 65 arasında değişmektedir (şekil 4.26).

İ 10 nolu karotta su içeriđi % 40,3–48,1 arasındadır (řekil 4.26). **İ 11** nolu karotta su içeriđi deđerleri % 37,8– 47,6 arasında deđiřmektedir. Tortul karotu boyunca ūsten alta dođru inildikçe su miktarında azalma izleniyor (řekil 4.26). **İ 12** nolu karotta karotun ūst kısımlarında su içeriđi yūksėken ařađı kısımlarında dūřuř gözlenmektedir. Tortul karotunun su içeriđi deđerleri % 37,9– 42,3 arasında deđiřmektedir (řekil 4.26).

İ 15 nolu karotta su içeriği değerleri % 20,4– 42,3 arasında değişmektedir (şekil 4.26). 60. cm’ye kadar azalan bir eğri gösteren korot bu derinlikten sonra hafif bir artışa geçmiştir.

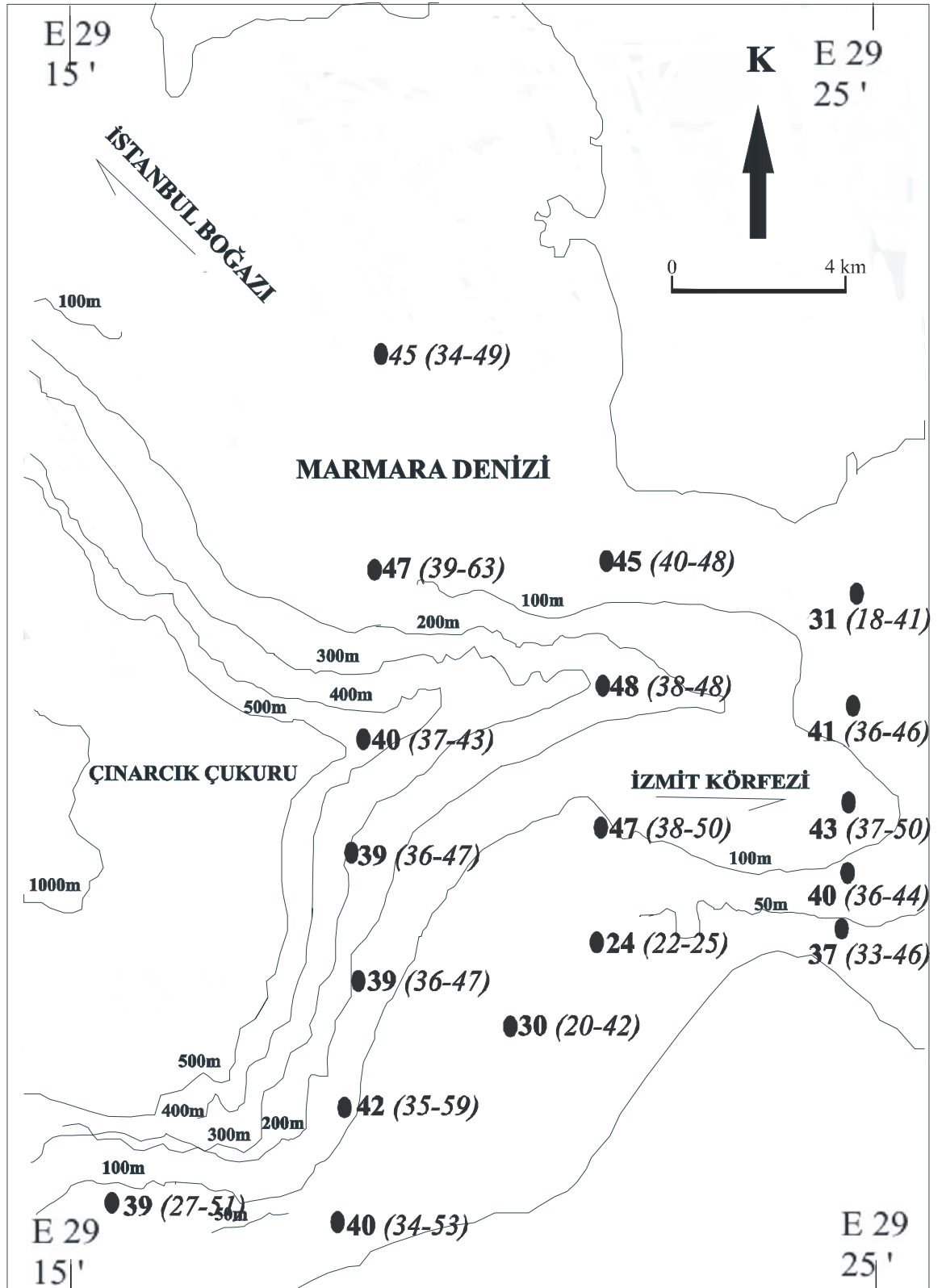
İ 16 nolu karotta su içeriği değerleri 40 ve 160 cm keskin salınımlar göstermekte % 17,6 – 41,5 arasında değişmektedir (şekil 4.26).

Çİ 17 nolu karot su içeriği değerleri % 35,9– 45,8 arasında değişmektedir (Şekil 4.26). 50. cm’de en yüksek değeri gösterdikten sonra tabana doğru azaldığı izlenmiştir.

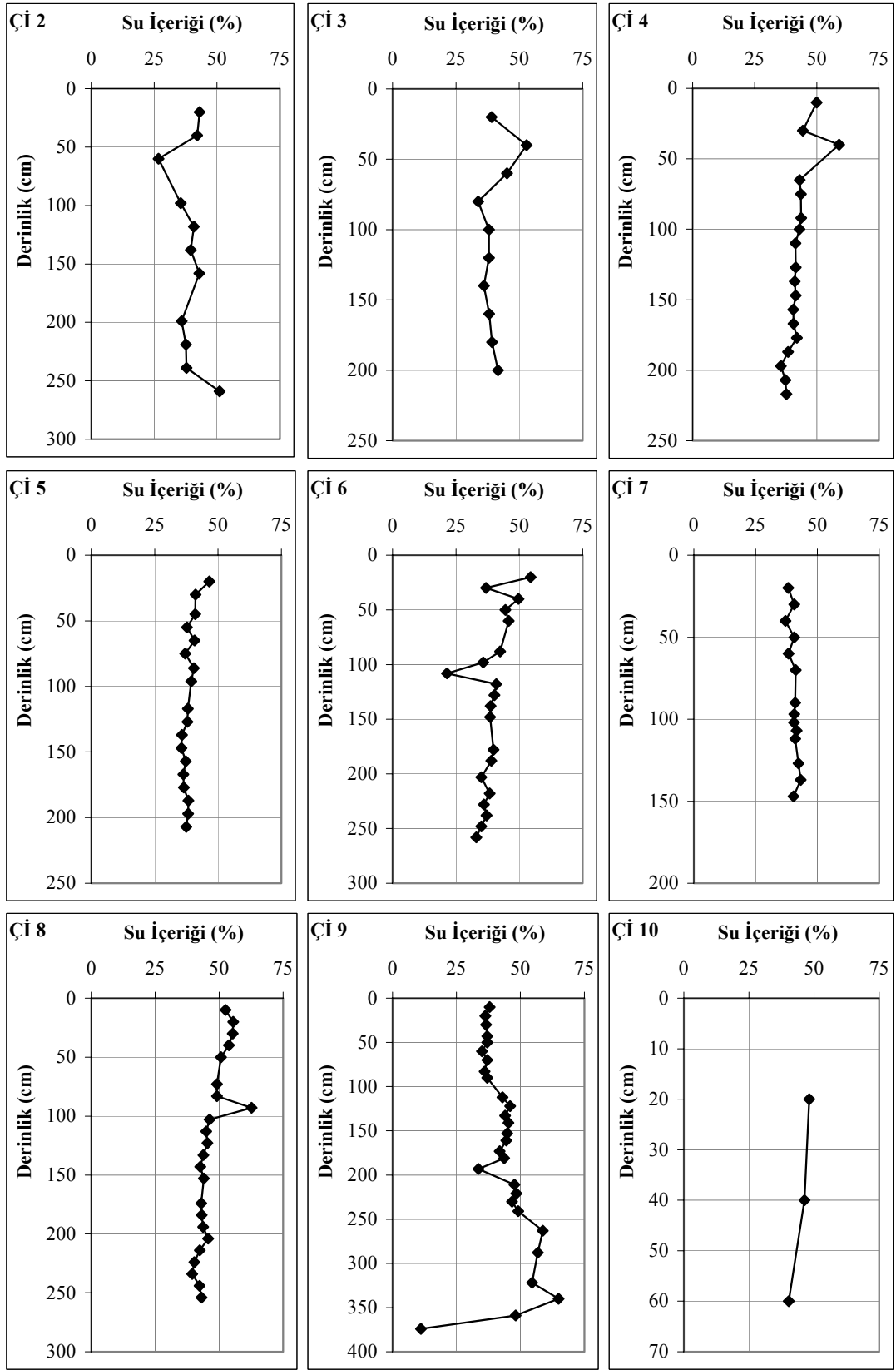
Çİ 18 nolu karotta su içeriği değerleri % 37,1– 50,2 arasında değişmektedir (Şekil 4.26).üsten aşağıda dogru su içeriği değerleri azalmaktadır.

Çİ 19 nolu karotta tabana doğru azalarak devam eden su içeriği değerleri % 36,3– 44,5 arasında değişmektedir (Şekil 4.26).

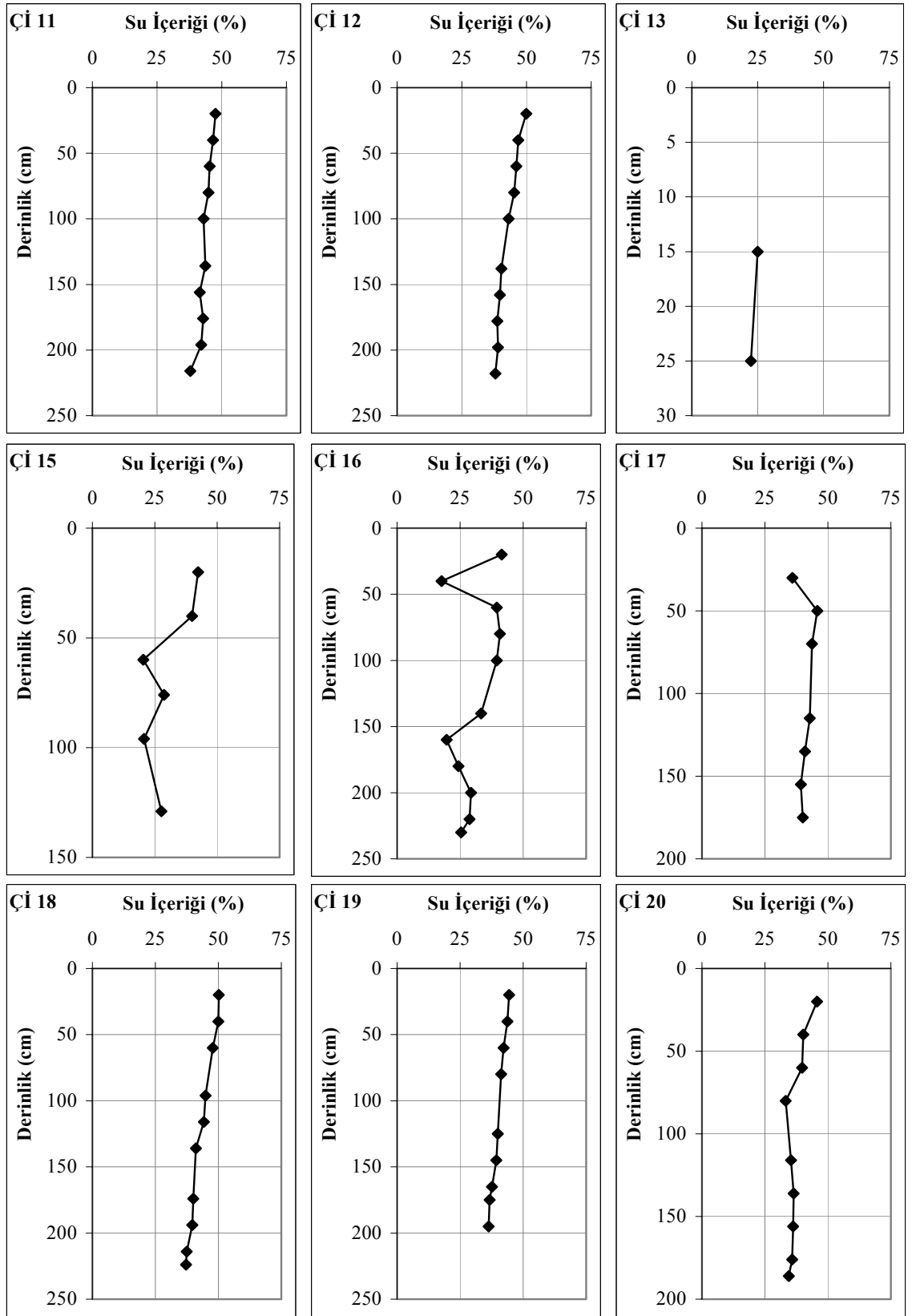
Çİ 20 nolu karotta su içeriği 80. cm’ye kadar hızlı azalırken bu derinlikten sonra daha az bir değişimle azalmaya devam etmiştir değerleri % 33,2– 45,7 arasında değişmektedir (Şekil 4.26).



Şekil 4.25 Sediment karotlarının ortalama su içeriği oranları
(en az ve en yüksek değerler parantez içinde italik olarak gösterilmiştir).



Şekil 4.26 Çınarcık Çukuru–İzmit Körfezi geçişinin sediment karotlarının su içeriği dağılımı



Şekil 4.26 Çınarcık Çukuru–İzmit Körfezi geçişinin sediment karotlarının su içeriği dağılımı (devam)

4.5 Zeminin Bazı Fiziksel Özelliklerinin İncelenmesi

(Gözeneklilik – Toplam Yoğunluk – Tane Yoğunluğu – Kuru Yoğunluk)

Çİ 2 nolu karotta gözeneklilik değeri 10 – 56 arasında değişmektedir. 60. cm en yüksek değeri alırken 100. cm tabana doğru artmaktadır (Şekil 4.27). Toplam yoğunluk 1,67 – 1,86 arasındadır. Tane yoğunluğu 1,77 – 2,39 arasında gözlenirken kuru yoğunluğu 0,1 – 1,6 arasında değerler almaktadır (Şekil 4.28).

Çİ 3 nolu karotta gözeneklilik değeri %22 – 38 arasında değişmektedir (Şekil 4.27). Toplam yoğunluk 1,69 – 1,91 arasındadır. Tane yoğunluğu 1,94 – 2,41 arasında gözlenirken kuru yoğunluğu 0,2 – 0,7 arasında değerler almaktadır (Şekil 4.28). **Çİ 4** nolu karotta gözeneklilik değeri % 17 – 55 arasında değişmektedir (Şekil 4.27). Toplam yoğunluk 1,53 – 1,69 arasındadır. Tane yoğunluğu 1,69 – 2,99 arasında gözlenirken kuru yoğunluğu 0,14 – 1,58 arasında değişmektedir (Şekil 4.28). **Çİ 5** nolu karotta gözeneklilik değeri % 8 – 44 arasında değişmektedir (Şekil 4.27). Genel olarak yakın değerler aralığında bulunmaktadır. Toplam yoğunluk 1,54 – 1,78 arasındadır. Tane yoğunluğu 1,69 – 2,10 arasında gözlenirken kuru yoğunluğu 0,14 – 0,64 arasında değerler almaktadır (Şekil 4.28).

Çİ 6 nolu karotta gözeneklilik değeri %8- 68 arasında değişmektedir (Şekil 4.27). Toplam yoğunluk 1,46 – 1,82 arasındadır. Tane yoğunluğu 1,54 – 2,68 arasında gözlenirken kuru yoğunluğu 0,14 – 1,86 arasında değerler almaktadır (Şekil 4.28). **Çİ 7** nolu karotta gözeneklilik değeri 10 – 53 arasında değişmektedir (Şekil 4.27). 40, 70 ve 147. cmlerde pikler yapmıştır. Toplam yoğunluk 1,56 – 1,73 arasındadır. Tane yoğunluğu 1,78 – 2,37 arasında gözlenirken kuru yoğunluğu 0,14 – 0,79 arasında değerler almaktadır (Şekil 4.28).

Çİ 8 nolu karotta gözeneklilik değeri % 11 – 57 arasında değişmektedir (Şekil 4.27), ilk 50 cm de yüksek değerler gösterirken 190 cm kadar düşüş göstermiş buradan tekrar yüksek değere ulaşmıştır. 215.cm de en yüksek değerini gösterirken tabanda tekrar düşmüştür. Toplam yoğunluk 1,51 – 1,68 arasındadır. Tane yoğunluğu 1,74 – 2,09 arasında gözlenirken kuru yoğunluğu 0,09 – 0,8 arasında değerler almaktadır (Şekil

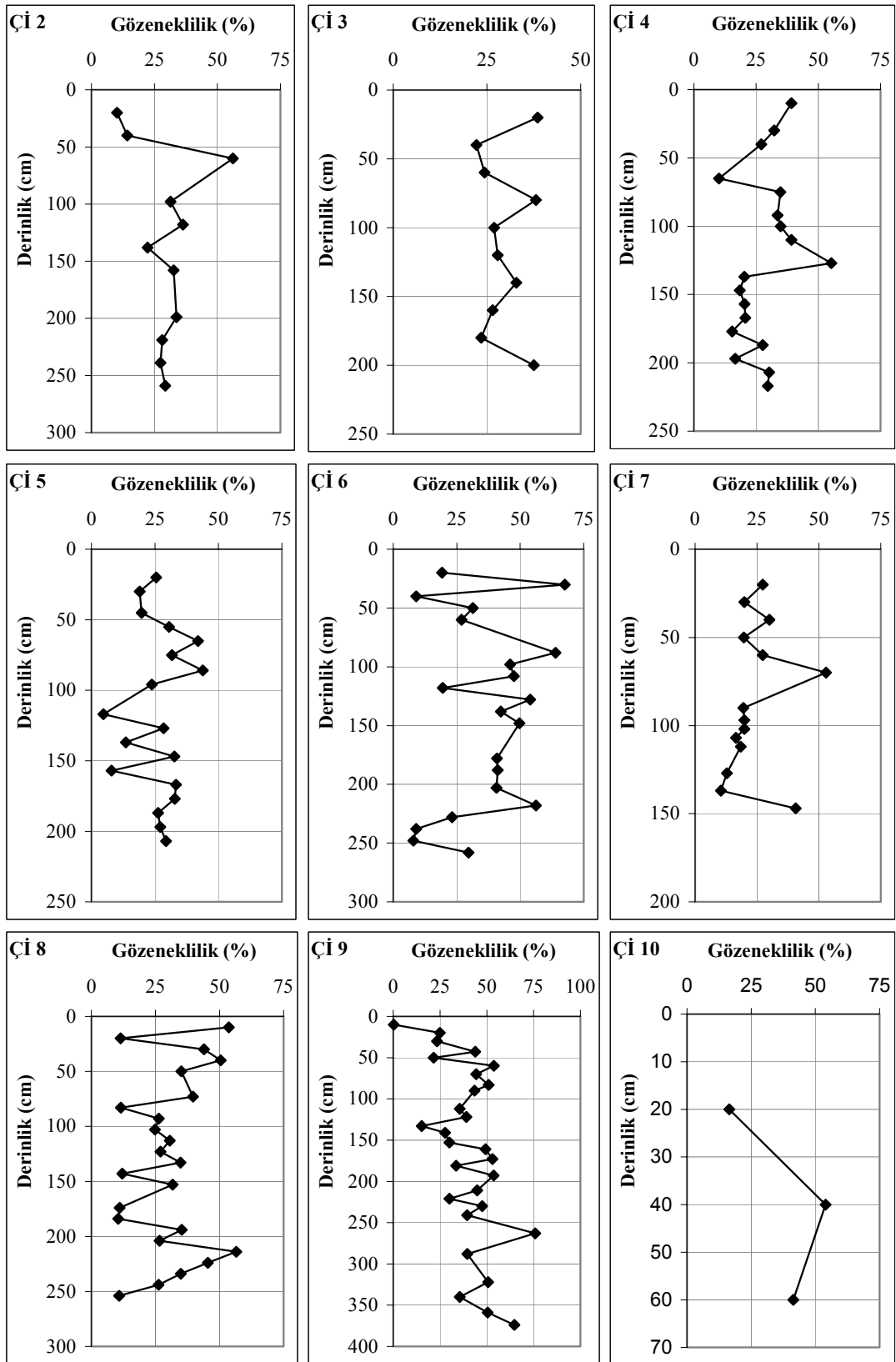
4.28). **Çİ 9** nolu karotta gözeneklilik değeri % 0,27 – 54 arasında değişmektedir (Şekil 4.27). Toplam yoğunluk 1,67 – 1,86 arasındadır. Tane yoğunluğu 1,63 – 3,05 arasında gözlenirken kuru yoğunluğu 0,0 – 1,16 arasında değerler almaktadır (Şekil 4.28).

Çİ 10 nolu karotta gözeneklilik değeri % 17 arasında değişmektedir (Şekil 4.27). Toplam yoğunluk ortalama 1,62 arasındadır. Tane yoğunluğu 1,72 – 2,21 arasında iken kuru yoğunluğu 0,18 – 0,65 arasında değerler almaktadır (Şekil 4.28). **Çİ 11** nolu karotta gözeneklilik değeri % 16 – 54 arasında değişmektedir (Şekil 4.27). Toplam yoğunluk 1,55 – 1,74 arasındadır. Tane yoğunluğu 1,65 – 2,27 arasındayken kuru yoğunluğu 0,23 – 0,80 arasında değerler almaktadır (Şekil 4.28). **Çİ 12** nolu karotta gözeneklilik değeri % 23 – 59 arasında değişmektedir (Şekil 4.27). Toplam yoğunluk 1,38 – 1,76 arasındadır. Tane yoğunluğu 1,72 – 2,21 arasında gözlenirken, kuru yoğunluğu 0,31 – 0,71 arasında değerler almaktadır (Şekil 4.28). **Çİ 13** nolu karotta ortalama gözeneklilik değeri % 17’ dir (Şekil 4.27). Toplam yoğunluk ortalama 2,08’ dir. Tane yoğunluğu ortalama 2.29 iken kuru yoğunluğu 0,58’ dir (Şekil 4.28).

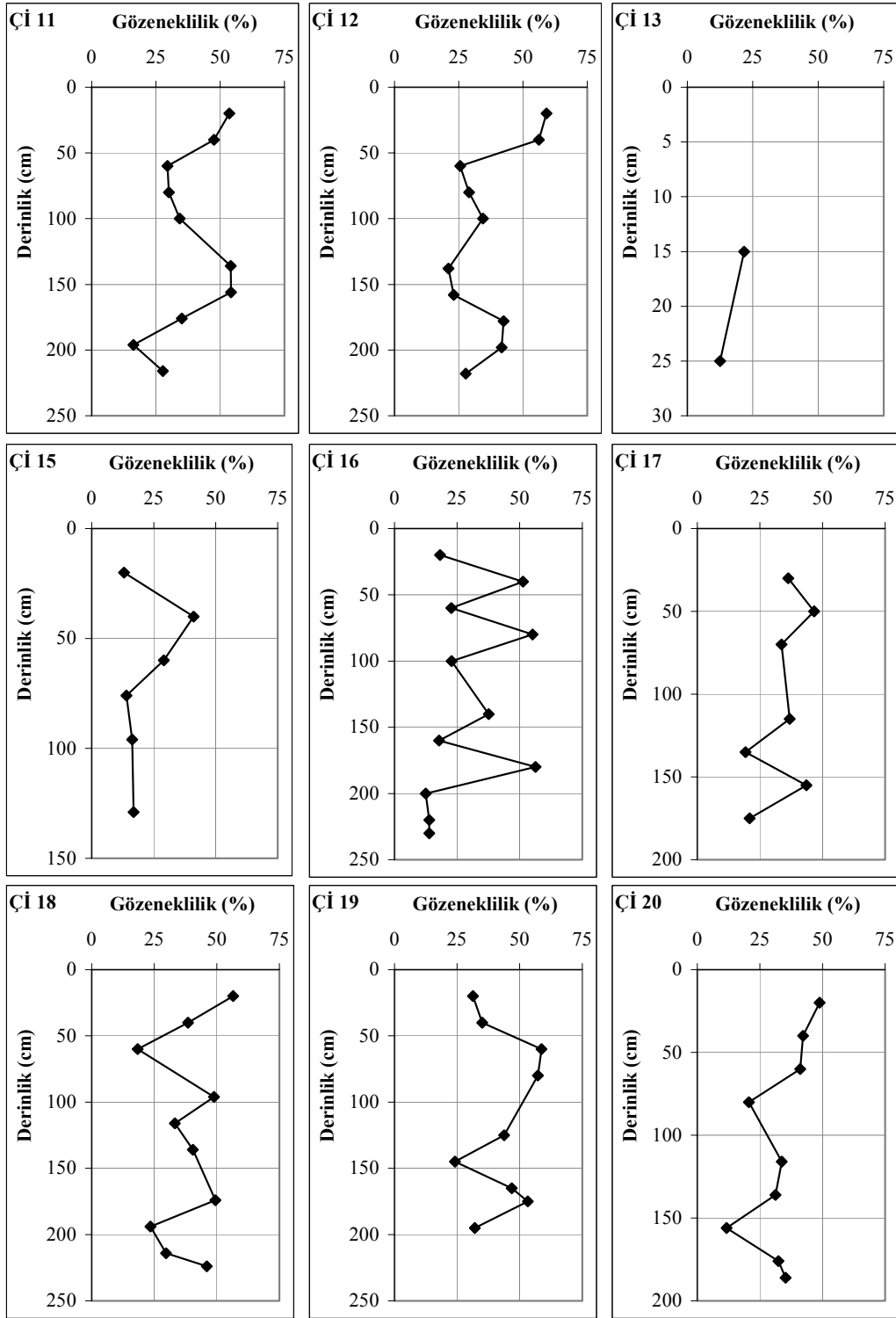
Çİ 15 nolu karotta gözeneklilik değeri % 13 – 41 arasında değişmektedir (Şekil 4.27). Toplam yoğunluk 1,70 – 2.32 arasındadır. Tane yoğunluğu 1,79 – 2,58 arasında gözlenirken, kuru yoğunluğu 0,19 – 1,21 arasında değerler almaktadır (Şekil 4.28). **Çİ 16** nolu karotta gözeneklilik değeri %12 – 56 arasındadır (Şekil 4.27).20.–40. ve 180 cm prozite değerleri pikler göstermektedir. Toplam yoğunluk 1,60 – 2,20 arasındadır. Tane yoğunluğu 1,70 – 3,15 arasında gözlenirken kuru yoğunluğu 0,27 – 2,27 arasında değerler almaktadır (Şekil 4.28).

Çİ 17 nolu karotta gözeneklilik değeri % 19 – 47 arasında değişmektedir (Şekil 4.27). Toplam yoğunluk ortalama 1,67’ ni vermektedir. Tane yoğunluğu 1,88 – 2,08 arasında gözlenirken, kuru yoğunluğu 0,33 – 0,71 arasında değerler almaktadır (Şekil 4.28). **Çİ 18** nolu karotta gözeneklilik değeri % 18 – 56 arasında değişmektedir (Şekil 4.27).20, 60, 130 ve 220 cmlerde maksimumu değerlere ulaşmaktadır. Toplam yoğunluk 1,56 – 1,72 arasındadır. Tane yoğunluğu 1,73 – 2,23 arasında gözlenirken kuru yoğunluğu 0,21 – 0,82 arasında değerler almaktadır (Şekil 4.28).

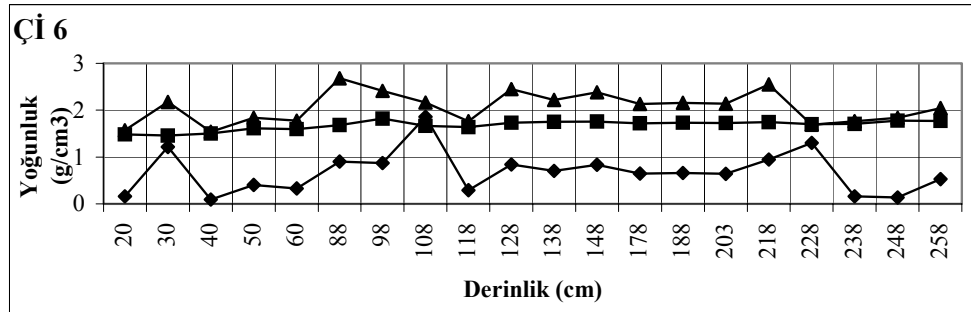
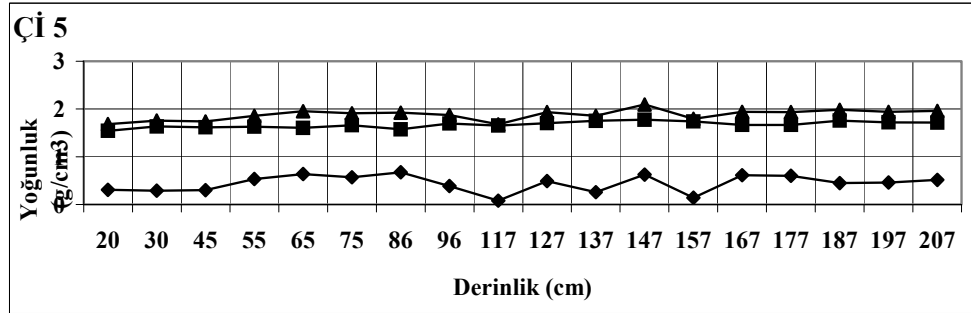
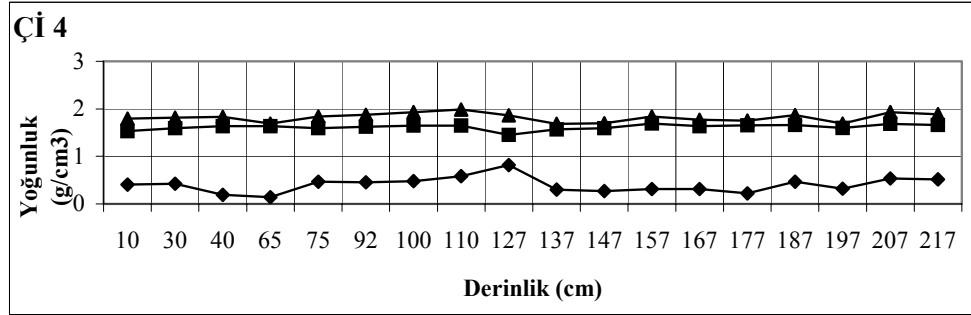
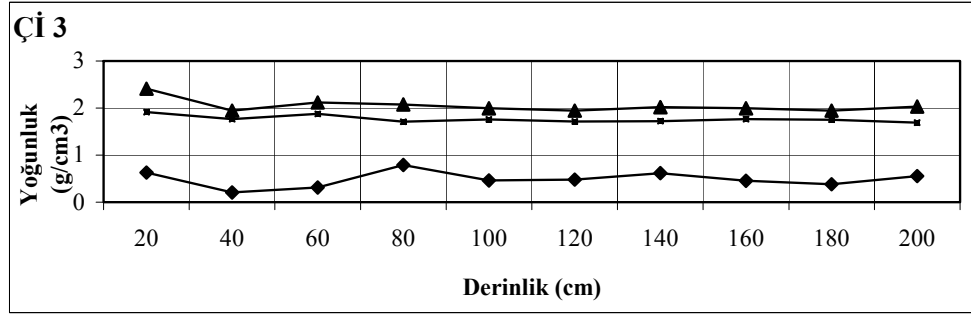
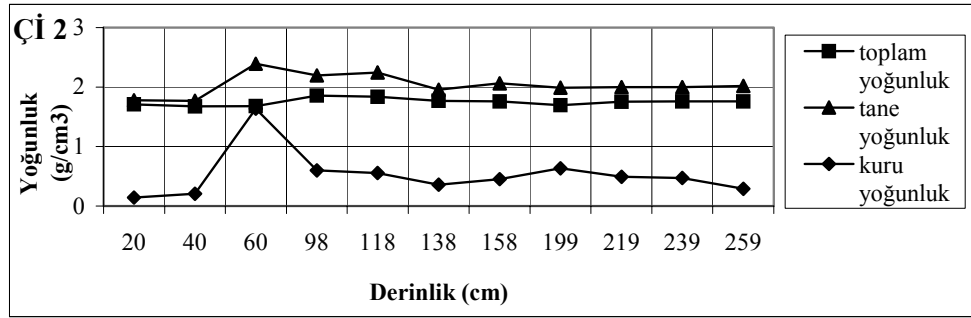
Çİ 19 nolu karotta gözeneklilik değeri % 24– 59 arasında değişmektedir (Şekil 4.27). Toplam yoğunluk 1,50 – 1,70 arasındadır. Tane yoğunluğu 1,80 – 2,17 arasında gözlenirken kuru yoğunluğu 0,41 – 0,97 arasında değerler almaktadır (Şekil 4.28). **Çİ 20** nolu karotta gözeneklilik değeri % 12 – 49 arasında değişmektedir (Şekil 4.27). Toplam yoğunluk 1,58 – 1,77 arasındadır. Tane yoğunluğu 1,85 – 2,13 arasında gözlenirken kuru yoğunluğu 0,22 – 0,70 arasında değerler almaktadır (Şekil 4.28).



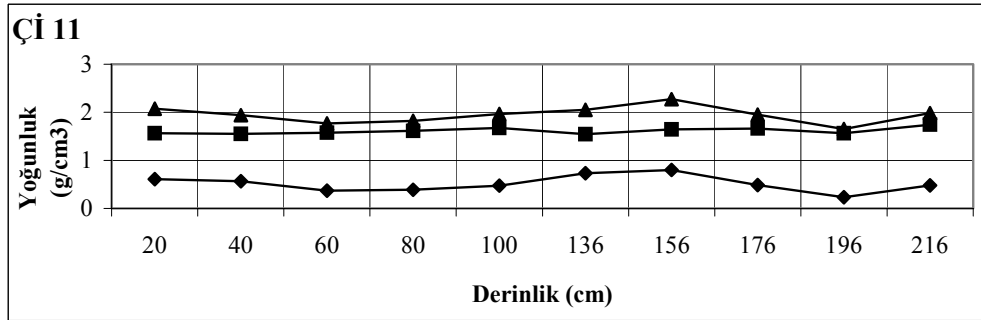
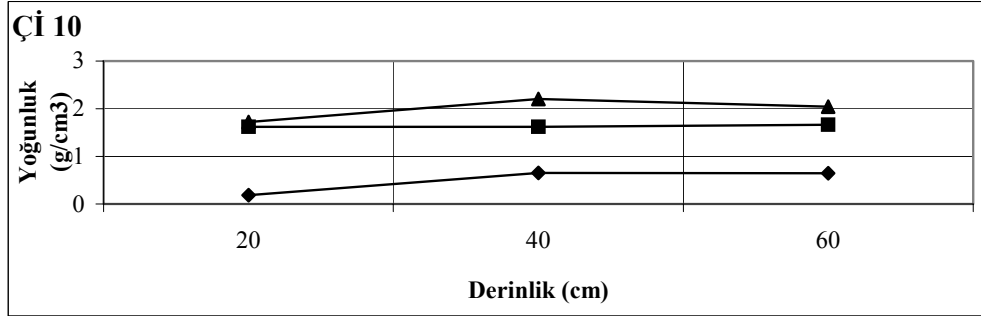
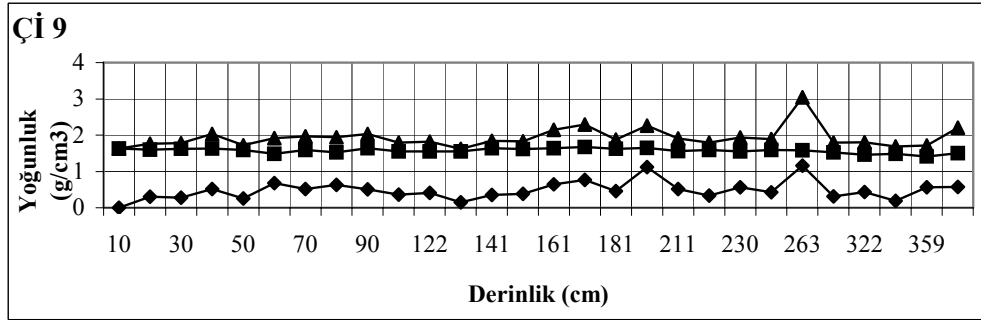
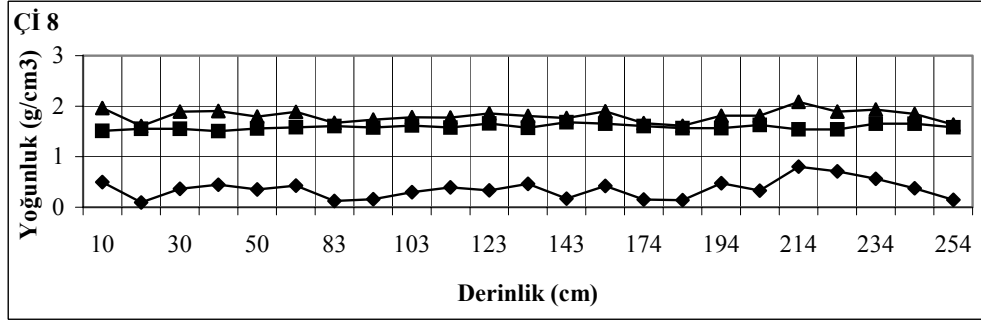
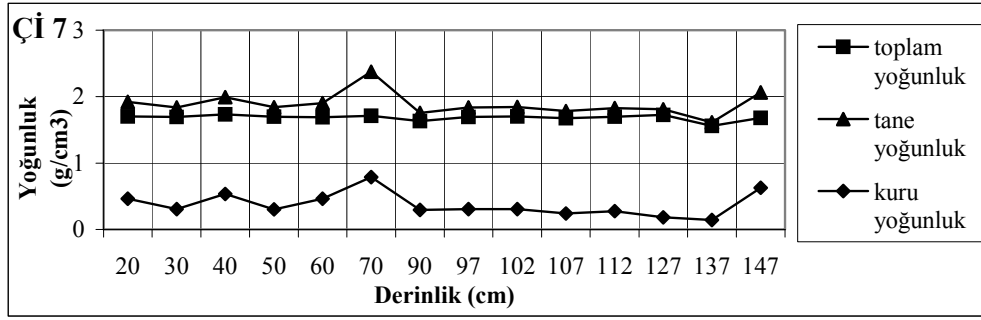
Şekil 4.27 Çınarcık Çukuru–İzmit Körfezi geçişinin sediment karotlarının gözeneklilik dağılımı



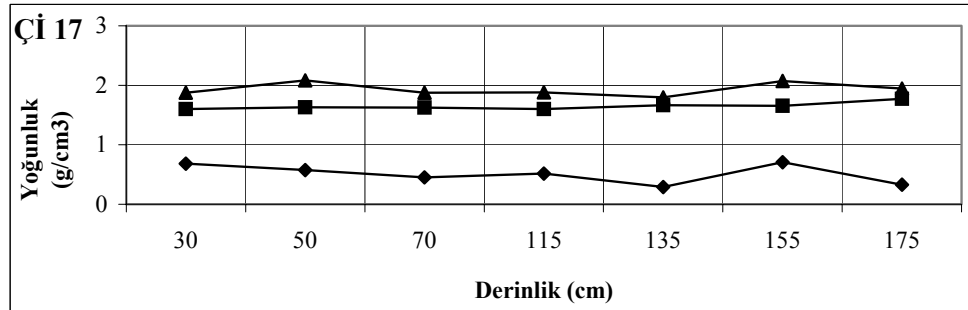
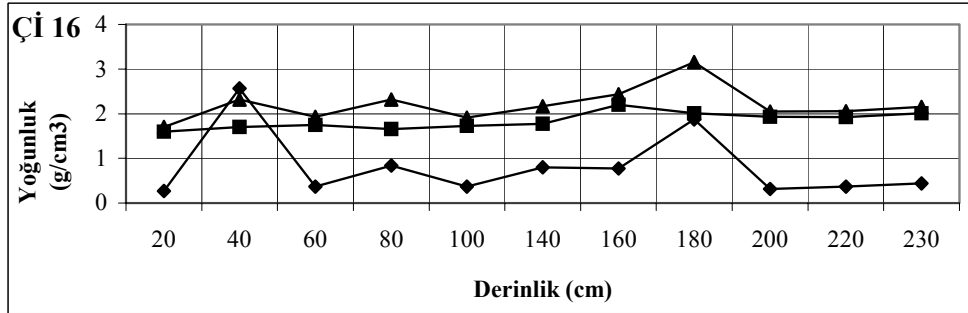
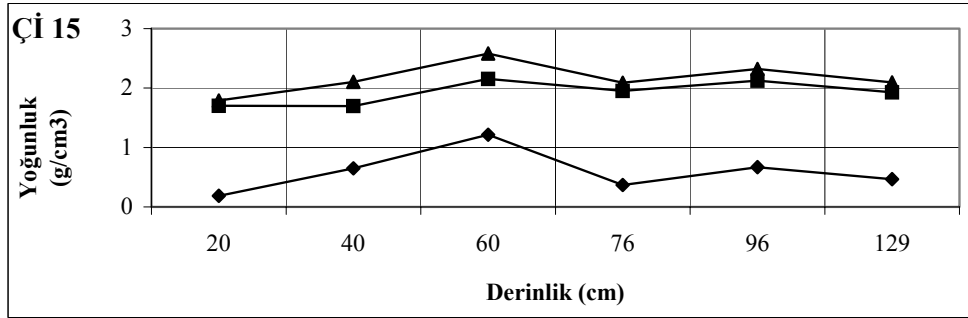
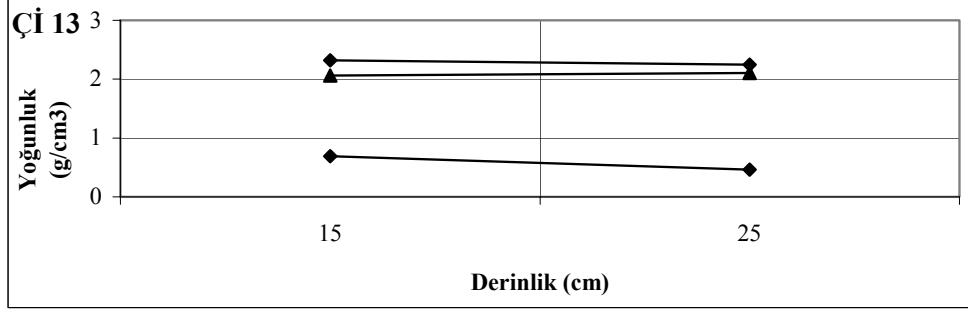
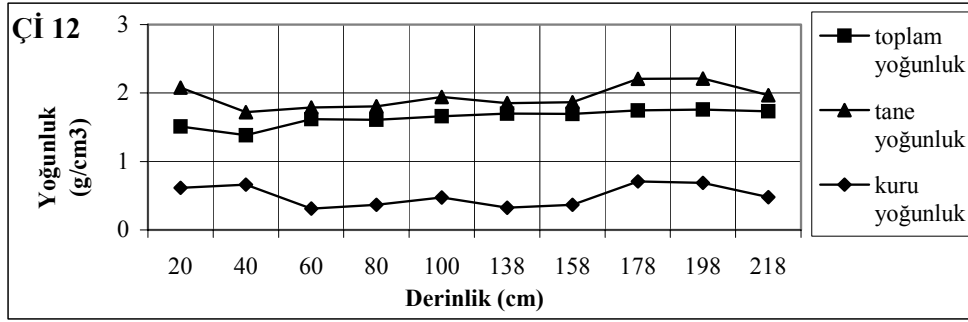
Şekil 4.27 Çınarcık Çukuru–İzmit Körfezi geçişinin sediment karotlarının gözeneklilik dağılımı (devam)



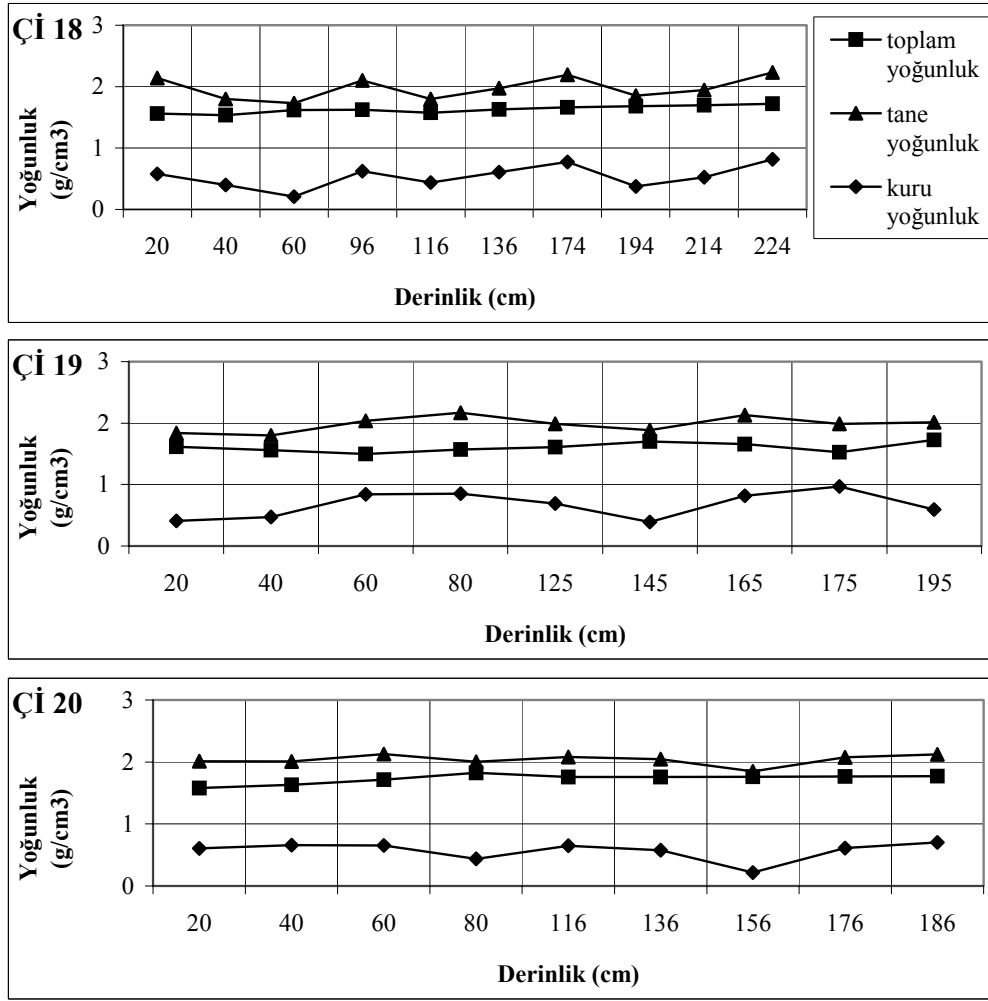
Şekil 4.28 Çınarcık Çukuru–İzmit Körfezi geçişinin sediment karotlarının toplam–kuru ve tane yoğunluğu dağılımları



Şekil 4.28 Çınarcık Çukuru-İzmit Körfezi geçişinin sediment karotlarının toplam-kuru ve tane yoğunluğu dağılımları (devam)



Şekil 4.28 Çınarcık Çukuru–İzmit Körfezi geçişinin sediment karotlarının toplam–kuru ve tane yoğunluğu dağılımları (devam)



Şekil 4.28 Çınarcık Çukuru–İzmit Körfezi geçişinin sediment karotlarının toplam–kuru ve tane yoğunluğu dağılımları (devam)

5. TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Genelde 50 metreden ve bazende 100 metreden az su derinliğinde görülen bu kaba taneli sedimentlerin varlığı yüksek enerjili hidrodinamik, hidrografik, bol yağışlı yüksek karasal terijenik ve sismotektonik gibi koşullarla izah edilebilir. Ayrıca, çamur ağırlıklı sediment karotlarında yer yer nisbeten kaba taneli ve koyu renkli laminalar mevcuttur. Benzeri seviyeler, Marmara Denizi'nde çoğu kez türbidit veya türbiditik olarak tanımlanmakta (Çağatay vd. 2000, Ergin vd. 2001, Caner ve Algan 2002, Hiscott ve Aksu 2002, Tolun vd. 2002, Hemleben et al. 2003, McHugh et al. 2006, Sarı ve Çağatay 2006) ve depremlerle (Nakajima and Kanai 2000, Shiki et al. 2000) veya kütleli sediment hareketleri ile ilişkilendirilmektedir. İstisnai yağışlı dönemlere ait karasal taşkın-akarsu girdileri (Wieseman et al. 1986), gaz çıkışları (Milkov 2000) ve fırtınalı dalga tabanı (Prior et al. 1989) birikimler de başka veya ilave kaynak olarak kabul edilebilir (Milkov 2000).

Sedimentlerin karbonat bileşenleri bilhassa çakıl ve kum boyunda bulunan ve çeşitli bentik organizma kabuk ve kavkılarından meydana gelmiştir. Çalışma alanı ve yakın civarına ait mevcut sedimentler karbonat verileri (Evans et al. 1989, Ergin ve Yörük, 1990, Ergin vd. 1993, 1997, 1999, Algan vd. 2004, Bodur ve Ergin 1994, Çağatay vd. 2006, Sarı ve Çağatay 2006) bu çalışma sonuçları ile uyum içindedir. Bu çalışmalarda, karbonatların çoğunlukla biyojenik kökenli olduğu fakat terijenik kaynaklı karbonat malzemesinin de denize taşındığı belirtilmiştir. Karotlarda tesbit edilen ortalama karbonat miktarlarına göz atıldığında, çalışma alanında tesbit edilen değerlerin birbirinden çok fazla farklı olmadığı görülmektedir. Kuzey şelf bölgesinde bulunan nisbeten yüksek (% 13-17) karbonat değerlerine daha önceki çalışmalarda da rastlanılmış olup (Ergin vd. 1991,1993), çeşitli biyojenik-bentik malzemelerle izah edilmiştir.

Çalışma alanında biriken organik maddenin kaynağı (antropojenik malzeme dahil) Marmara Denizi'nin hem karasal hem de denizel alanları olabileceği gibi, hem de Akdeniz-Ege Denizi ve Karadeniz gibi diğer yan denizlerdir (Evans et al. 1989, Ergin

ve Yörük 1990; Ergin vd. 1993, 1994, Bodur ve Ergin 1994, Polat ve Tuğrul, 1995, Algan vd. 1999, Çağatay vd. 2000, Abrajano et al. 2002, Aksu vd. 2002, Hiscott ve Aksu, 2002, Tolun vd. 2002, Algan vd. 2004, Çağatay vd. 2006).

Grimsi yeşil veya yeşilimsi gri ve nisbeten koyu renkli bu sediment türlerinin oluşumu ile ilgili görüşler bulunmaktadır. Örneğin; erken Holosen'de organik maddesince zengin Karadeniz sularının Marmara'ya girmesi ile su kütlesinde tabakalaşma ve karışımın zayıflaması (Çağatay vd. 2000; Abrajano et al. 2002, Aksu vd. 2002) veya küresel deniz suyu yükselmesi ile birincil üretimin artması (Sperling et al. 2003) sonucu çok organik maddenin birikmesi gibi.

Ortalama organik karbon miktarları, çukurun orta ve kuzey bölgelerinde biraz daha fazla ($> \% 1,18$;) görünmektedir. Bu dağılımı etkileyen veya kontrol eden koşul veya faktörlerin kaynağı antropojenik (Ergin vd. 1993, Algan vd. 1999) olabilir.

Genelde sediment su miktarları karotların üst kısımlarından alta doğru azalmaktadır. Bu dağılımlar çökeltme ortamında fiziksel diyajenez/gömülmeye bağlı sıklaşma (Hamilton and Bachman 1982, Mosher et al. 1994, Kim and Kim 2005) gibi süreçlerle ve tane boyu dağılımı ve sedimentler doku yapılarındaki değişimler (Lu and Li 2003, Casas and. 2004), kil mineralleri (Chassefiere 1987, Chung and. 2005), gaz (Gorgas et al. 2003), organik madde (Bennett et al. 1999) ve biyotürbasyon (Lee et al. 1987, Murray et al. 2002) ile izah edilebilir. Çalışma alanının K-G yönlü batı kenarındaki karotlarda (İst. 2,3,7,9) tesbit edilen ve karotda üstten alta doğru artan su miktarları istisna dağılımlar sergilemektedir. Bazı sapmalar hariç karotun üst kısmından tabana doğru gidildikçe artan su miktar dağılımları gözlenmektedir ki, burada doğrudan tane boyuna bağlamak zor görünmektedir.

Sedimetlerde tesbit edilen gözeneklilik, kuru yoğunluk, tane yoğunluğu ve toplam yoğunluk gibi parametrelerin karot boyu değişimleri, diğer birçok çalışmada da belirtildiği gibi farklı ve karmaşık süreçlerden/miktarlardan/türlerden kaynaklanmış

olabilir. Bunlar arasında; gömülmeye bağlı sıklaşma (Hamilton and Bachman 1982, Mosher et al. 1994, Kim and Kim 2005, Casas et al. 2004), doku ve gözeneklilik yapısı (Lu and Li 2003, Casas et al. 2004), kil mineral tür ve dağılımı (Wetzel 1990), biyotürbasyon (Wetzel 1990), organik madde ve gaz (Bennett et al. 1999) ve diyajenetik-otijenetik yeni mineral oluşumları (Nobes et al. 1992, Volpi et al. 2003).

Bu tez çalışmasından elde edilen sonuçları özetlersek:

—Çınarcık Çukuru-İzmit Körfezi arasında kalan denizel bölge tabanında biriken sedimentler takriben son 13.000 yıl içinde çökelmiş olup, yaşları son Buzul-Holosen olarak kabul edilebilir. Bu çalışmada 20-31 cm/1000 yıl arasında değerler gösteren sediment birikim hızlarının önceki çalışmalarda 2-87 cm /1000 yıl olarak tesbit edilmesi çok farklı ve değişen karasal (akarsu), denizel (fırtınalı dalga), iklimsel (yağış) ve sismotektonik (deprem) gibi koşullara işaret edebilir.

—Silt ve kilce zengin kırıntılı çamur bölgede önemli sediment türü olup, kaynağı çoğunlukla karasaldır (akarsu, kıyı erozyonu) fakat Karadeniz ve Ege Denizi gibi yan denizlerden malzeme girdisi de olasıdır. Karotlarda yer yer görülen ve kum ve çakıllı-kaba taneli seviyelerin değişen kaynak ve ortamsal koşulların (depresel-sismotektonik süreçler dahil) ürünleri olarak kabul edilebilir. Genelde % 15'den az karbonat içeren sedimentlerde çeşitli biyojenik kabuk ve parçaları mevcuttur.

-Mevcut verilerle karşılaştırıldığında, çoğunlukla % 1-2 arasında değişen organik karbon miktarları denizel üretimle bağlantılı olup, kısmen de karasal ve yveenizler kaynaklı olabilir. Karotlarda yer yer ve özellikle de nisbeten koyu renkli orta ve alt seviyelerde %1-2 arasında artış gösteren organik karbon miktarları sapropel oluşumlarına işaret edebilir.

—Genelde sedimentlerin su içerikleri karotda üstten alta doğru azalmaktadır. Karotda önemli ölçüde fiziksel diyajenez veya gömülme sıklaşmasına ve sediment litolojisine bağlı bu dağılımlar bölgesel farklılıklar da gösterebilmektedir ki, burada İzmit Körfezi'ne doğru aktifleşen sismotektonik süreçlerin etkileri tartışılabilir. Karotda

değişebilen gözeneklilik, toplam yoğunluk, tane yoğunluğu, kuru yoğunluk dağılımlarını etkileyen faktörler (dokusal, yapısal, mineralojik, organik, ötijenik gibi), diğer jeoteknik değerler için de geçerli olduğu gibi, çok farklı ve karmaşıktır.

KAYNAKLAR

- Abrajano, T. Aksu, A.E. Hiscott, R.N. and Mudie, P.J. 2002. Aspects of carbon isotope biogeochemistry of late Quaternary sediments from the Marmara Sea and Black Sea. *Marine Geology*, 190, 1–2, 151–164
- Akartuna, M., 1968. Armutlu Yarımadası'nın jeolojisi, istanbul Üniversitesi, Fen Fakültesi Monografileri 20, 105s.
- Aksu, A. Hiscott, R.N. and Yaşar, D. 1999. Oscillating Quaternary water levels of the Marmara Sea and vigorous outflow into the Aegean Sea from the Marmara Sea–Black Sea drainage corridor. *Mar. Geol.* 153, 275–302.
- Aksu, A.E. Yaltırak, C. and Hiscott, R.N. 2002. Quaternary paleoceanographic and tectonic evolution of the Marmara Sea and environs. *Marine Geology*, 190, 9–18.
- Algan, O., Alpar, B., Gökaşan, E., Güneysu, C., Kırıcı, E., Sarı, E., Ongan, D., Gazioğlu, C., ve Yücel, Z. 1999. Sakarya deltası ve kanyonu jeolojik evrimi. TÜBİTAK–YDABÇAG 198Y078 Final raporu.
- Algan, O. Balkis, N. Çağatay, M.N. and Sarı, E. 2004. The sources of metal contents in the shelf sediments from the Marmara Sea, Turkey. *Environ. Geology*, 46, 932–950
- Alpar, B. and Güneysu, C. 1999. Evolution of the Hersek Delta (Izmit Bay), *Turkish J. Mar. Sci.* 5: 57–74.
- Alpar, B. and Doğan, E. 1999. The Miocene sill at the Aegean prolongation of the Strait of Çanakkale 1999, *Turkish J. Mar. Sci.* 5: 3–17.
- Alpar, B. and Yaltırak, C. 2000a. Tectonic setting of the Marmara Sea. *Nato Advanced Research Seminar, Integration of Earth Sciences on the 1999 Turkish and Greek Earthquakes and Needs for Future Cooperative Research, Abstracts*, 14–17 May 2000, İstanbul, pp.9–10.
- Alpar, B. and Yaltırak, C. 2000b. Çınarcık Çukuru ve Çevresinin Morfotektoniği, 1. Ulusal Deniz Bilimleri Konferansı, ODTÜ Erdemli Deniz Bilimleri Enstitüsü–TÜBİTAK, 30 Mayıs–2 Haziran 2000, Bildiri Özleri Kitapçığı, S58–59, ODTÜ–Ankara
- Alpar, B. Akkargan, Ş. Gündoğdu, O. Doğan, E. 2000. Shallow marine seismic studies after the Marmara Earthquake August 17th, 1999, *Supplement to Romanian Geophysics, Conference Volume*, (Dimitriu Radu G. and Ioane Dimitriu eds), Editura Vergiliu, pp.322–325.
- Alptekin, Ö. (1978). Batı Anadolu depremlerinin odak mekanizmaları ve bunların aktif tektonik ile ilişkileri, *Jeofizik*, 7(3): 3–56.
- Altınok, Y. Alpar, B. Ersoy, Ş. and Yalçiner, A.C. 1999. Tsunami Generation of the Kocaeli Earthquake August 17th 1999 in the İzmit Bay: coastal observations, bathymetry and seismic data, 1999. *Turkish J. Mar. Sci.* 5 (3): 131–148.

- Altınok, Y. and Kolçak, D. 1999. An application of the Semih–Markov model for earthquake occurrences in North Anatolia, Turkey, *Journal of the Balkan Geophysical Society*, 2 (4): 90–100.
- Ambraseys, N.N. 1970. Some characteristic features of the North Anatolian Fault zone: *Tectonophysics*, 9: 143–165.
- Ambraseys, N.N. 1978. Studies in historical seismicity and tectonics, in Brice, W.C. ed. *The environmental history of the Near and Middle East*: New York, Academic Pres, p.185–210.
- Ambraseys, N.N. and Finkel, C.F. 1987. The Saros–Marmara Earthquake of 9 August 1912, *Earthquake Eng. and Struct. Dyn.* 15:189–211.
- Ambraseys, N.N. and Finkel, C.F. 1991. Long term seismicity of İstanbul and of the Marmara region, *Engin. Seis. Eartq. Engin. Report*. 91/B, Imperial College.
- Ambraseys, N.N. and Finkel, C.F. 1995. Seismicity of Turkey and Adjacent Areas, A Historical review, 1500–1800. Eren Yayıncılık ve Kitapçılık Ltd. 224p.
- Armijo, R. Meyer, B. Hubert, A. and Barka, A. 1999. Westward propagation of the North Anatolian Fault into the northern Aegean– Timing and kinematics: *Geology*, 27, 267–270.
- Bargu, S. and Yüksel, A. 1993. İzmit Körfezi Kuvaterner deniz dibi çökellerinin stratigrafik ve yapısal özellikleri ile kalınlıklarının dağılımı, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 8: 169–187.
- Barka, A.A. and Kadinsky–Cade, K. 1988. Strike–slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7:663–684.
- Barka, A.A, 1991. İstanbul’ un depremselliğini oluşturan teknik yapılar ve İstanbul için bir mikro–bölgeleendirme denemesi, *İstanbul ve Deprem Simpozyumu*, İnşaat Müh. O.35–56
- Barka, A.A, 1992. The North Anatolian Fault Zone, *Annales Tectonicae*, Special Issue to Volume 6: 164–195
- Barka, A.A, 1997. neotectonics of the Marmara region. *Active Tectonics of Northwestern Anatolia-The marmara Poly-Project*, ETH, Zurich, pp. 55–87.
- Barka, A. 2000. Marmara Denizi orta sırtlarının kinematığı, *Marmara’ da Deprem ve Jeofizik Toplantısı Bildiri Kitabı*, 28 Haziran 2000, İstanbul, s24.
- Bayhan, E. Ergin, M. Temel, A. ve Keskin, Ş. 2001. Sedimentology and mineralogy Of surficial bottom deposits from the Aegean–Çanakkale–Marmara transition (Eastern Mediterranean): effects of marine and terrestrial factors. *Marine Geology*, 175, 297–315.
- Bennett, R.H. Ransom, B. Kastner, M. Baerwald, R.J.Hulbert, M.H. Sawyer, W.B.Olsen, H. and Lambert, M.W. 1999. Early diagenesis: impact of organic matter on mass physical properties and processes, *California Continental Margin. Journ. Marine Geology*, 159, 1–4, 7–34.
- Beşiktepe, Ş. Sur, H.İ. Özsoy, E. Oğuz, T. Ünlüata, Ü. 1994. The circulation and hydrography of the Marmara Sea. *Progress in Oceanography*, 34, 285–334.
- Bodur, M.N. and Ergin, M. 1994. Geochemical characteristics of the Late-Holocene sediments from the Sea of Marmara. *Chemical Geology*, 115, 73–101.
- Caner, H. and Algan, O. 2002. Palynology of sapropelic layers from the Marmara Sea. *Marine Geology*, 190, 1–2, 35–46.

- Casas, D. Ercilla, G. Estrada, F. Alonso, B.Baraza, J. vd. 2004. Physical and geotechnical properties and assessment of sediment stability on the continental slope and basin of the bransfield Basin (Antarctica Peninsula). *Mar. Geores. Geotechn.*22, 253–278.
- Chassefiere, B. 1987. Mass-Physical and Geotechnical Properties of Superficial Sediments of the Lagoon of Guarapina-State of Rio de Janeiro-Brasil. *Mar. Geotechn.*7, 275–288.
- Chung, S.G. Ryu, C.K. Jo, K.Y. and Huh, D.Y. 2005. Geological and geotechnical characteristics of marine clays at the Busan New Port. *Marine Geores. Geotechnol.* 23, 235–251.
- Crampin, S. and Üçer, S.B. 1975. Seismicity of the Marmara Sea Region of Turkey, *J.R.Astr. Soc.* 40:269–288.
- Crampin, S. and Evans, R. 1986. Neotectonics of the Marmara Sea region of Turkey, *J.Geol. Soc.*143:343–346.
- Çağatay, M.N. Algan, O.Balkıs, N. and Balkıs, M. 1996. Distribution of carbonate and organic carbon contents in late Quaternary sediments of the southern Marmara shelf. *Turkish J.Mar. Sci.*2, 67–83.
- Çağatay, M.N. Algan, O.Sakınç, M.Eastoe, C.Egesel, L.Balkıs, N.Ongan, D. and Caner, H. 1999. A Mid–Late Holocene sapropelic sediment unit from the southern Marmara shelf and its palaeoceanographic significance. *Quat. Sci.Rev.*18,531–540.
- Çağatay, M.N. Görür, N.Algan, O.Tchepalyga, A.Eastoe, C.Ongan, D. Kuhn, T. and Kuşçu, İ. 2000. Late Glacial–Holocene palaeoceanography of the Sea of Marmara: timing of connections with Mediterranean and Black Sea. *Mar. Geol.*167,191–206.
- Çağatay, M.N. Balkıs, N.Sancar, Ü. Çakır, Z. Yücesoy-Eryılmaz, F. Eryılmaz, M. Sarı, E.Erel, L. Akçer, S. Biltekin, D. 2006. Marmara Denizi Çökel Jeokimyası Atlası, TÜBTAK Projesi, 103Y053, 83s.
- Demirtaş, R. and Yılmaz, R. 1996. Seismotectonics of Turkey; preliminary approach to earthquake forecasting based on long–term variations in seismic activity and present seismicity. *Pub. of Ministiry of Public and Works Settlements*, 95p . Ankara.
- Demirbağ, E. Rangin, C. Le Pichon, X. and Şengör, A.M. 2003. Investigation of the tectonics of the Main Marmara Fault by means of deep–towed seismic data. *Tectonophysics*, 361, 1–19.
- Ecevitoglu, B. 2000. Marmara deniziçi jeofizik görüntüleri, Marmara’ da Deprem ve Jeofizik Toplantısı Bildiri Kitabı, 28 Haziran 2000, İstanbul, pp. 20–23.
- Eİİİ 1993. Türkiye Akarsularında Sediment Gözlemleri and Sediment Taşınım

- Miktarları. EİEİ Genel Direktörlüğü, Yayın No: 93–99, 615s, Ankara.
- Elmas, A. ve Meriç, E. 1996. Geç Miyosen’den günümüze Marmara–Akdeniz bağlantısı ve bunu denetleyen tektonizma. TPJD Bülteni, 8,1,113–129.
- Ercan, A. 2000a. Kuzey Anadolu Fayı, Marmara’ da tek parça mı kırılır, çok parça mı? Cumhuriyet Bilim Teknik, 22 Ocak 2000, 670: 14–15.
- Ergin, M. and Yörük, R. 1990. Distribution and texture of bottom sediments in a semi-enclosed coastal inlet, İzmit Bay, from the Eastern Sea of Marmara (Turkey). Estuarine Coastal and Shelf Science 30: 647–654.
- Ergin, M. Bodur, M.N. and Ediger, V. 1991. Distribution of surficial shelf sediments in the northeastern and southwestern parts of the Sea of Marmara: Strait and canyon regimes of the Dardanelles and Bosphorus. Marine Geology, 96 (3/4), 313–340.
- Ergin, M. Bodur, M.N. Ediger, V. and Yılmaz, A. 1993. Organic carbon distribution in the surface sediments of the Sea of Marmara and its control by the inflows from adjacent water masses. Marine Chemistry, 41, 311–326.
- Ergin, M. 1994. Possible sources and mechanisms of manganese enrichment in the deep-sea sediments of the Marmara Reough depressions (NE-Mediterranean, Turkey). Oceanologica Acta, 17,5,535–546.
- Ergin, M. 1996. Subaerially exposed Late Quaternary basinal shelf of the inner Mersin Bay, Eastern Mediterranean: Paleoenvironmental evidence. Geo–Mar. Lettr.16, 95–100.
- Ergin, M.,Kazancı, N.,Varol, B.,İleri, Ö. and Karadenizli, L. 1997. Sea-level changes and related depositional environments on the southern Marmara shelf. Marine Geology, 140, 391–403
- Ergin, M. Kapur, S.Karakaş, Z.Akca, E.Kangal, Ö and Keskin, Ş. 1999. Grain size and clay mineralogy of Late Quaternary sediments on a tectonically-active shelf, the southern Sea of Marmara: clues to hydrographic, tectonic and climatic evolution. Geological Journal 34,199–210.
- Ergin, M. and Bodur, M.N. 1999. Silt/clay fractionation in surficial Marmara sediments: implication for water movement and sediment transport paths in a semienclosed and two-layered flow system (northeastern Mediterranean Sea). Geo–Marine Letters, 18, 225–233.
- Ergin, M. 2001. Tektonikçe aktif Marmara Denizi Çınarcık Çukuru'nda yamaç duraysızlığı, kütleli sediment hareketleri and sismotürbiditler: 17 Ağustos 1999 Depremi sonrası çalışmalar. 54.Türkiye Jeoloji Kurultayı, 7-10 Mayıs 2001, Ankara, Bildiri Özleri, 24–25.
- Ergintav, S., Çakmak, R., Bürgman, R., Reilinger, R.E., McCluski, S., Barka, A., Lenk,

- O. Gürkan, O. ve Yalçın, M.N. 2000. Marmara bölgesindeki deprem riskinin uydu destekli küresel konumlama sistemi (GPS) ile incelenmesi, Marmara’ da Deprem ve Jeofizik Toplantısı Bildiri Kitabı, 28 Haziran 2000, İstanbul, pp. 17–19.
- Erol, O. ve Nuttal, C.P. 1973. Çanakkale yöresi Karacivaran köyü çevresinde Kuvaterner depları ve denizel fosilleri. Jeomorfoloji Dergisi 9: 1–35.
- Evans, R. Asudeh, I. Crampin, S. and Üçer, S.B.(1985). Tectonics of the Marmara Sea region of Turkey; new evidences from microearthquake fault plane solution. J.Royal Astrolog. 83,47–60.
- Evans, G. Erten, H. Alavi, S.N. Von Gunten, H.R. and Ergin, M. 1989. Superficial Deep–Water Sediments of the Eastern Marmara Basin. Geo–Marine Letters, 9, 27–36
- Folk, R.L. 1974. petrology of sedimentary Rocks, Hemphill, Austin, 182s, Texas, USA
- Gorgas, T.J. Kim, G.Y. Park, S.C. Wilkens, R.H. Kim, D.C. Lee, G.H. and Seo, Y.K. (2003). Evidence for gassy sediments on the inner shelf of SE Korea from geoacoustic properties. Continental Shelf Research, 23, 821–834.
- Göktaşan, E. (1998). İstanbul Boğazi’nin Kuvaterner Evriminin sismik stratigrafik yöntemlerle incelenmesi. İ.Ü. Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, Doktora Tezi, 224 s.
- Görür, N. ve Okay, A.I. 1996. Origin of the Thrace Basin, NW Turkey, Geol. Rundschau, 85: 662-668.
- Görür, N. 2001. 17 Ağustos 1999 Depreminin İkinci Yıldönümünde TÜBİTAK’ın Marmara Denizi’nde Koordine Ettiği Araştırmalar, Special Issue, 13 Ağustos 2001, Gebze
- Güneysu, A.C. 1999. The bathymetry of the Izmit Bay, Turkish J. Mar. Sci.5(3); 167–169.
- Gürbüz, C. Aktar, M. Eyidoğan, H. Cisternas, A., Haessler, H., Barka, A., Ergin, M., Türkelli, N., Polat, A., Üçer, S.B. Küleli, S., Barış, S. Kaypak, B. Bekler, T., Zor, E., Biçmen, F., Yörük, A. 2000. The seismotectonics of the Marmara region (Turkey): results from a microseismic experiment. Tectonophysics, 316, 1–17.
- Hamilton, E.L. and Bachman, R.T. 1982. Sound and velocity and related properties of Marine sediments. Journal of the Acoustic Soc. Am. 72, 1891–1904.
- Hemleben, C. Hoernle, K. Jörgensen, B.B. and Roether, W. 2003. Ostatlantik-Mittelmeer-Schwarzes Meer, Cruise No. 51, 12 September-28 September 2001. METEOR-Berichte, Universität Hamburg, 03–1, 225 s.
- Hiscott, R.N. and Aksu, A.E. 2002. Late Quaternary history of the Marmara Sea and Black Sea from high-resolution seismic and gravity-core studies. Marine Geology, 190, 1–2, 261–282.
- Hubbert– Ferrari, A. King, G.C. P. Barka, A. Jacques, E. Nalbant, S. Meyer, B. Armijo R. and apponnier, P. 2000a. Stress interaction models including historical seismicity since 1700 around the Sea of Marmara, Geophysical Research Abstract, Vol.2, 2000 25th General Assembly, Nice, France.
- Ikeda, Y. Suzuki, Y. Herece, E. Saroğlu, F. Işıkara, A.M. and Honkura, Y. (1991) Geological evidence for the last two faulting events on the North Anatolian

- Fault Zone in the Mudurnu Valley, western Turkey: Tectonophysics, 193, 335–345.
- Kalafat, D. 1989. Son yıllarda olmuş bazı depremlerin odak mekanizması açısından irdelenmesi. Deprem araştırma Bülteni, 66: 6–20.
- Kalafat, D. 1995. Anadolu'nun tektonik yapılarının deprem mekanizmaları açısından incelenmesi, İstanbul Üni. Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Anabilim Dalı, Doktora Tezi, 217 p.
- Ketin, I. (1948). Über die Tectonicsh–Mechanischen Folgerungen aus der grossen anatolischen Erdbeben des letzten dezzenniums. Geol. Rdsch. 36:77–83.
- Kıyak, Ü. (1986). Kuzey Anadolu Fay Zonunun Batı Uzantılarının İncelenmesi, İ.Ü. Müh. Fak. Jeofizik Müh. Bölümü, Doktora Tezi İstanbul.
- Kim, G.-Y. and Kim, D.-C. 2005. Sediment physical and acoustic properties at ODP Sites 1150 and 1151, Japan Trench. Mar. Geores. Geotech. 23, 1–11.
- Kuşçu, I.Okamura, M. Matsuoka, H.Awata, Y. 2002. Active faults in the Gulf of İzmit on the North Anatolian Fault, NW Turkey: a high–resolution shallow seismic study. Marine Geology, 190, 421–443.
- Lee, H.J. and Chough, S.K. 1987. Bulk Density, Void Ratio, and Porosity Determined From Aandrage Grain Density and Water Content: An Evaluation of Errors. Mar. Geotechn. 7,53–62.
- Le Pichon, X.Şengör, C.Demirbağ, E.Rangin, C.İmren, C.Armijo, R.Görür, N.Çağatay, N.Lepınay, B.M.Meyer, B. Saatçılar, R. and Tok, B. 2001. The Active Main Marmara Fault. Earth Planet. Sci. Lettr. 192, 595–616.
- Le Pichon, X. Taymaz, T. Şengör, A.M.C. 1999. Büyük Marmara fayı: Niçin, nerede ve ne olabilir. Cumhuriyet, Bilim Teknik, Deprem Özel Sayısı, 20 Kasım 1999, 661,8–11.
- Lu, B. and Li, G. 2003. Physical and mechanical characteristics of seabed sediment microstructure in the northern Shelf of the South China Sea. Mar. Geores. Geotechn. 21, 1–13.
- McClusky, S. Balassanian, S. Barka, A. & others, 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus, J. Geophys. Res. 105, 5695–5719.
- McGugh, C.M.G. Seeber, L. Cormier, M.-H. Dutton, J. Çağatay, N. Polonia, A. Ryan, W.B.F. And Gorur, N. (2006). Submarine earthquake geology along the North Anatolian Fault in the Marmara Sea, Turkey: A model for transform basin sedimentation. Earth and Planetary Science Letters, 248, 661–684.
- McKenzie, D.P. 1972. Active Tectonics of the Mediterranean region, J.Geophys. Res. 105, 5695–5719.
- Meriç, E.Yanko, V.Avşar, N.Nazık, A. ve Koral, H. 1995. Kuvaterner döneminde Akdeniz ile Marmara Denizi arasındaki deniz bağlantıları (Ed.E. Meriç, İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi), 285–295.
- Milkov, A.V. 2000. Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates. Mar. Geol. 167, 29–42.

- Mosher, D.C. Moran, K. and Hiscott, R.N. 1994. Late Quaternary sediment, sediment mass flow processes and slope stability on the Scotian Slope, Canada. *Sedimentology*, 41, 1039–1061.
- MTA 2004. Marmara Denizi Batimetri Haritası. 1/250.000 Ölçekli, Ankara
- Murray, J.M.H. Meadows, A. and Meadows, P.S. 2002. Biogeomorphological implications of microscale interactions between sediment geotechnics and marine benthos: a review. *Geomorphology*, 47, 15–30.
- Müller, G. 1967. *Methods in Sedimentary Petrology*, Schweizerbart Press, 283 p, Stuttgart, Germany
- Nakajima, T. and Kanai, Y. 2000. Sedimentary features of seismoturbidites triggered by the 1983 and older historical earthquakes in the eastern margin of the Japan Sea. *Sed. Geology*, 135, 1–4, 1–19.
- Nalbant, S.S. Hubert, A. and King, G.C. P. 1998. Stress coupling between earthquakes in northwest Turkey and the North Aegean Sea since 1912, *J. Geoph. Res.* 103, 24469–24486.
- Nobes, D.C. Langseth, M.G. Kuramoto, S. Holler, P. and Hirata, N. 1992. Comparison and correlation of physical-property results from Japan Sea Basin and Rise, legs 127 and 128. Pp. 1275–1296 in K. Tamaki, K. Suyehiro, J. Allan, M. McWilliams, vd. (eds.), *Proc. ODP, Int. Repts. 127/128, Pt. 2* College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- Okay, A.I. Demirbağ, E. Kurt, H. Okay, N. and Kuşçu, I. 1999. An active, deep marine strike-slip basin along the North Anatolian Fault in Turkey. *Tectonics*, 18, 129–148.
- Okay, A.I. Kaşlılar–Özcan, A. İmren, C. Boztepe–Güney, A. Demirbağ, E. and Kuşçu, İ. 2000. Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study. *Tectonophysics*, 321, 189–218.
- Omoto, S. and Çoloğlu, M. 1968. Seismic activity in Marmara Region, Turkey, *Bull. Int. Inst. Seismology*, 5: 17–20.
- Öncel, A.O. 1992. Kuzey Anadolu Fay Zonunda Depremlerin İstatiksel Analizi, *Yüksek Lisans Tezi*, 105s, İstanbul Üniversitesi.
- Öncel, A.O. ve Alptekin, Ö. 1995. Marmara Bölgesinde Deprem Riski, *TUJBB Toplantısı Kitapçığı*, V3. pp.981–989, 1–5 May 1995– Ankara.
- Özhan, G. Kavukcu, S. Çete, M. ve Kurtuluş, C. 1985. Marmara Denizi, İzmit Körfezi Yüksek Ayrılımlı Sığ Sismik Etüdü Raporu, No.8082,35p, MTA, Ankara.
- Öztin, F. and Bayülke, N. 1990. Historical earthquakes of İstanbul, Kayseri and Elazığ. Report, Earthquake Research Dept. General Directorate of Disaster Affairs, Ministry of Public Works and Settlement, Ankara, 55p.
- Öztürk, H. Koral, H. & Geist, E. L. 2000. Intra-basinal water movements induced by faulting the August 17, 1999, Gölçük (İzmit Bay) earthquake ($M_w = 7.4$), *Marine Geology*, 170, 263–270.
- Perinçek, D. 1991. Possible strand of the North Anatolian Fault in the Thrace Basin, Turkey, An Interpretation. *AAPG Bull.*
- Pınar, N. 1942. Geology at Meteorologie, sismiques do bassin dela mer Marmara, *İ.Ü. Fen Fak. Mecm. V. VII/ 3–4*, 121–181.
- Pınar, N. 1943. Seismic Geology and the Meteorology of the Sea of Marmara Basin

- (Marmara Denizi havzasının sismik jeolojisi ve meteorolojisi). Fen Fak. Monografileri, A7, İstanbul University, Monogr. 5, 64p.
- Polat, S.Ç. and Tuğrul, S. 1995. Nutrient and organic carbon exchanges between the Black and Marmara Seas through the Bosphorus Strait. *Continental Shelf Research*, 15, 9, 1115–1132.
- Prior, D.B. Suhayda, J.N. Lu N.Z. Bornhold, B.D. Keller, G.H. Wiseman, W.J. Wright, L.D. and Yang, Z.S. 1989. Storm waand reactivation of a submarine landslide. *Nature*, 341, 47–50.
- Reilinger, R. McClusky, S. Kahle, H.–G. Müller, M.V. Straub, C. Kastens, K. Gilbert, L. Hurst, K. Veis, G. Paradissis, D. and A. Barka 1995. GPS evidence for westward continuation of dextral strike– slip motion from the North Anatolian Fault Zone across the North Aegean and North–Central Greece. *EOS Trans AGU, Fall Meet. Suppl. Nov. 7:F620–F621*.
- Reilinger, R. McClusky, S. Oral, M.B. King, R.W. Toksöz, M.N. Barka, A.A. Kinik, I. Lenk, O. and Sanlı, I. 1997. Global Position System Measurements of Present–Day Crustal Movements in Arabia–Africa– Eurasia Plate Collusion Zone, *J. Geophysical Research*, V. 102, No, B5, 9983–9999.
- Rockwell, T. Barka, A.A. Throup, K. and Akyüz, H.S. 1997. Paleosiesmology of the Gaziköy–Saros segment of the North Anatolian Fault, North western Turkey; Implications of regional seismic hazards and models of earthquake recurrence, *Int. Sym Recent Developments on Active Fault Studies*, (abstracts) 34–48.
- Sakınç, M. and Bargu, S. (1989). İzmit Körfezi güneyindeki Geç Pleyistosen (Tirheniyen) çökel stratigrafisi ve bölgenin neotektonik özellikleri, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, Ankara, 32:51–64.
- Sakınç, M. ve Yaltırak, C. 1997. Güney Trakya sahillerinin denizel Pleyistosen çökelleri ve paleocoğrafyası. *MTA Dergisi*. 119: 43–62
- Sakınç, M. Yaltırak, C. and Oktay, F.Y. 1999. Plaeogeographical evolution of the Thrace Neogene Basin and the Tethys-Parateths relations at northwestern Turkey (Thrace). *Palaeo*, 153, 17-40.
- Sarı, E. and Çağatay, M. N. 2006. Turbidites and their association with past earthquakes in the deep Çınarcık Basin of the Marmara Sea. *Geo-Mar Lett.* 26, 69-76.
- Şengör, A.M.C. Demirbağ, E. Tüysüz, O. Kurt, H. Görür, N. Kuşçu, I. 1999. A preliminary note on the structure of the Gulf of İzmit: implications for the westerly prolongation of the North Anatolian Fault. In: *Proceedings of ITU–IAHS International Conference on the Kocaeli Earthquake*, 17 August 1999 (Karaca, M. Ural, D.N. eds). Istanbul Technical Univ. Press House, İstanbul, 25–37.
- Seymen, İ. 1995. İzmit Körfezi ve çevresinin jeolojisi, İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi, *Geology of the Izmit Gulf Region (NW Turkey)*. In *Quaternary Sequence in the Gulf of İzmit*, Engin Meriç (ed.), pp. 1–22.
- Shiki, T. Kumon, F. Inouchi, Y. Kontani, Y. Sakamoto, T. Tateishi, M. Matsubara, H. and Fukuyama, K. 2000. Sedimentary features of the seismo-turbidites, Lake Biwa, Japan. *Sediment Geol.* 135, 37–50

- Sipahioğlu, S. 1984. Kuzey Anadolu Fay Zonu ve çevresinin deprem etkinliğinin İncelenmesi, Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni, No 45, Ankara
- Smith, A.D.Taymaz, T.Oktay, F.Yüce, H.Alpar, B.Başaran, H.Jackson, J.A.Kara, S. and Şimşek, M. 1995. High-resolution seismic profiling in the Sea of Marmara (northwest Turkey): Late Quaternary sedimentation and sea-level changes GSA Bulletin, 107, 8, 923–936.
- Sperling, M. Schmiedl, G. Hemleben, Ch. Emeis, K.C. Erlenkeuser, H. and Grootes, P.M. 2003. Black Sea impact on the formation of eastern Mediterranean sapropel S1 Evidence from the Marmara Sea. *Palaeo*, 190, 9-21.
- Stanley, D.J. and Blampied, C. 1980. Late Quaternary water exchange between the eastern Mediterranean and the Black Sea. *Nature*, 285, 537–541.
- Stein, R.S. Baraka, A.A. and Dieterich, J.H. 1996. Progressive failure on the North Anatolian Fault since 1939 earthquake stress triggering, *Geophysical J.Int.* 128: 594–604
- Straub, C. 1996. Recent crustal deformation and stress accumulation in the Marmara Sea region, NW Anatolia inferred from GPS measurements, *Inst. of Geod. and photogr. (IGP) ETHZ Mitteilungen*, 58, 123pp. Plus appendix, ISBN 3–906513–82–3.
- Straub, C. and Kahle, H.G. 1994a. Global Positioning System (GPS) estimates of crustal deformation in the Marmara Sea region; NW Anatolia. *Earth and Planetary Science Letters* 121:495–502.
- Straub, C. and Kahle, H.G. 1994b. Actual Crustal Deformation in the Marmara Sea region. Abstract. Spring Meeting American Geophysical Union (AGU). EOS, Supplement, April 19: p.116.
- Straub, C. and Kahle, H.G. 1995. Active crustal deformation in the Marmara Sea region, NW Anatolia, inferred from GPS measurements. *Geophys. Res. Lett.* 22: 2533–2536.
- Straub, C. and Kahle, H.G. Aksoy, Y. and Kinik, I. 1995 Active Crustal Deformation in the Marmara Sea region. *Annales Geophysicae. Suppl. I to Vol. 13*. Abstract, p. C172.
- Straub, C. and Kahle, H.G. 1996. Deformation analysis of GPS data applied to the Marmara Sea region. *Annales Geophysicae. Suppl. 1 to Vol. 14*. Abstract, p. C252.
- Straub, C. and Kahle, H.G. 1997a. Recent crustal deformation and strain accumulation in the Marmara Sea region, NW Anatolia inferred from repeated GPS measurements. In: Schindler, C. Pfister, M. (Eds.), *Active Tectonics of Northwestern Anatolia– The Marmara Poly– Project*. VdF Hochschulverlag AG der ETH, Zürich, pp.417–447.
- Straub, C. and Kahle, H.G. 1997b. GPS and geologic estimates of the tectonic activity in the Marmara Sea region, NW Anatolia, *J. Geophys. Res.* 102, B12: 27587–27601.
- Soysal, H. Sipahioğlu, S. Kolçak, D. and Altınok, Y. 1981. Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu, Tübitak Proje No: TBAG–341.
- Taymaz, T. Jackson, J. and Mc Kenzie, D.P. 1991. Active tectonics of the North and

- central Aegean Sea. *Geophys. J. Int.* 106:433–490.
- Taymaz, T. Kasahara, J. Hirn, A. & Sato, T. 2001. Investigations of micro-earthquake activity within the Sea of Marmara and surrounding regions by using ocean bottom seismometers (OBS) and land seismographs: initial results, in *Symposia on Seismotectonics of the North-Western Anatolia – Aegean and Recent Turkish earthquakes*, edited by T. Taymaz, pp. 42–51, ATLAS & ITU Faculty of Mines
- Toksöz, M.N. Shakal, A.F. and Michael, A.J. 1979. Space-time migration of earthquakes along the North Anatolian Fault zone and microseismic gaps, *Pure Applied Geophysics*, 117,19:1258–1270
- Tolun, L.Çağatay, M.N. and Carrigan, W.J. 2002. Organic geochemistry and origin of Late Glacial-Holocene sapropelic layers and associated sediments in Marmara Sea. *Marine Geology*, 190, 1-2,
- Üçer, S.B. Crampin, S. Evans, R. Miller, A. and Kafadar, N. 1985. The MARNED radiolinked seismometer network spanning the Marmara Sea and the seismicity of W Turkey, *Geophys. J.R.Astron. Soc.* 83:17–30.
- Volpi, V. Camerlenghi, A. Hillenbrand, C.-D. Rebesco, M. and Ivaldi, R. 2003. Effects of biogenic silica on sediment compaction and slope stability on the Pacific margin of the Antarctic Peninsula. *Basin Research*, 15, 339–363.
- Yaltırak, C. Sakıncı, M. Alpar, B.Görür, N. Çağatay, M.N. Tchapyga, A. 1998a. Position of the Marmara Formation and regional tectonics in the Strait of Çanakkale (Gelibolu–Lapseki). *TÜBİTAK–ÜNİVERSİTE –MTA, Progress in Marine Geological Studies in Turkey, Workshop IV.*
- Yaltırak, C. ve Alpar, B. 2000. Büyük Çekmece– İstanbul Yarımadası yakın sahilinin sismik araştırması ve tektonik özellikleri 1. Ulusal Deniz Bilimleri Konferansı, ODTÜ Erdemli Deniz Bilimleri Enstitüsü–TÜBİTAK, Bildiri Özleri Kitapçığı, s56–57, 30 Mayıs– 2 Haziran 2000, ODTÜ–Ankara.
- Yaltırak, C. ve Alpar, B., Sakıncı, M., Yüce, H. 2000a. Origin of the Strait of Çanakkale (Dardanelles): regional tectonics and the Mediterranean – Marmara incursion, *Mar. Geol.* 164/3-4, 139-156 with erratum 167, 189-190
- Yüksel, F.A. 1995. Seismic activity of the Gulf of Izmit Region. In *Quaternary Sequence in the Gulf of Izmit*, Engin Meriç (ed.), pp.259–267.
- Wetzel, A. 1990. Interrelationships between porosity and other geotechnical properties of slowly deposited, fine-grained marine surface sediments. *Mar. Geol.* 92, 105–113.
- Wieseman, W.J. Fan, Y.B. Bornhold, B.D. Keller, G.H. Su Z.Q. Prior, D.B. Yu Z.X. Wright, L.D. Wang, F.Q. and Quian, Q.Y. 1986. Suspended sediment adandction by tidal currents off the Huanghe (Yellow Riandr) delta. *Geo-Mar Lett.* 6, 107–113.
- Wong, H.K. Lüdman, T. Uluğ, A. and Görür, N. 1995. The Sea of Marmara: a plate boundary sea in an escape tectonic regime. *Tectonophysics* 224:231–250.

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı: Nezaket DÖNMEZ

Doğum Yeri: KARABÜK

Doğum Tarihi: 10.07.1974

Medeni Hali: BEKAR

Yabancı Dil: İNGİLİZCE

Eğitim Durumu

Lise: Gazi Lisesi 1992

Önlisans: Hacattepe Üniversitesi SHMYO Radyoloji 1995

Lisans: Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği
Bölümü (2003)

Yüksek Lisans: Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği
Anabilim Dalı (Şubat 2003-Şubat 2007)

Çalıştığı Kurumlar

Gülhane Askeri Tıp Akademisi Radyodiagnostik Radyoloji Anadal 1997