



TÜRKİYE BİLİMSEL VE
TEKNİK ARAŞTIRMA KURUMU

THE SCIENTIFIC AND TECHNICAL
RESEARCH COUNCIL OF TURKEY

2004-231

**ANTALYA KÖRFEZİ KITA SAHANLIĞININ
GEÇ KUVATERNER JEOLOJİSİ:
SEDİMENTOLOJİK, MİNERALOJİK,
JEOKİMYASAL VE SİSMİK ARAŞTIRMALAR**

PROJE NO: YDABÇAG-199Y074

Yer Deniz ve Atmosfer Bilimleri Araştırma Grubu

**Earth Marine and Atmospherical Sciences
Researches Grant Group**

2004-231

**ANTALYA KÖRFEZİ KITA SAHANLIĞININ
GEÇ KUVATERNER JEOLOJİSİ:
SEDİMENTOLOJİK, MİNERALOJİK,
JEOKİMYASAL VE SİSMİK ARAŞTIRMALAR**

PROJE NO: YDABÇAG-199Y074

**ANTALYA KÖRFEZİ KITA SAHANLIĞININ GEÇ KUVATERNER
JEOLOJİSİ: SEDİMENTOLOJİK, MİNERALOJİK, JEOKİMYASAL
VE SİSMİK ARAŞTIRMALAR**

PROJE NO: YDABÇAG-199Y074

MUSTAFA ERGİN
MAHMUT OKYAR
VEDAT EDİGER
SEREF KESKİN
DEVRİM TEZCAN
İLKAY SALİHOĞLU

ŞUBAT 2004
ERDEMLİ/İÇEL

ÖNSÖZ

Antalya Körfezi kıyı sahanlığında çökelen sedimentlerin tür ve dağılımlarını ve mineralojik ve jeokimyasal özelliklerini ve körfezde geç Kuvaterner deniz seviyesi değişimlerinin etkilerini tesbit etmek amacıyla gerçekleştirilen bu proje (YDABÇAG-199Y074) çalışması TÜBİTAK “Ulusal Deniz Araştırmaları-Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı (Prof.Dr.N.Görür, koordinatör) tarafından desteklenmiştir. TÜBİTAK'a teşekkür ederiz.

Sismik kayıt alma ve sediment örnekleme gibi fiili deniz çalışmaları ODTÜ Erdemli Deniz Bilimleri Enstitüsü'ne bağlı “Bilim” Araştırma Gemisi ile yapılmıştır. R/V Bilim gemisi kaptanı Kadir An ve Elektronik Mühendisi Mehmet Demirel dahil gemi ve ODTÜ-DBE personeline teşekkür ederiz. Sediment örnekleme çalışmaları esnasında körfezde beliren fırtınalı hava koşulları nedeniyle karot halatı kopmuş ve karot dipte kaybolmuştur. Elde olmayan bu zorunlu nedenler, proje çalışmasının uzamasına neden olmuştur. Proje ODTÜ-Erdemli Deniz Bilimleri Enstitüsü Müdürü Sayın Prof.Dr İlkkay Salihoğlu tarafından yürütülmüş olup, iki çalışma grubu oluşturulmuştur. İlk grup ODTÜ-Erdemli DBE'de sismik veri toplama ve değerlendirme, ikinci grup ise Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde sediment örnekleme ve analizleri ile ilgilenmiştir. XRD-mineralojik verilerin tüm mineral kısmı çalışma amacına uygun görünmediğinden burada değerlendirilmemiş, kil mineralleri ise tüm körfezi temsil edecek üç bölgede gerçekleştirilmiştir. Kil mineral çalışmaları M.T.A'da, multielement analizleri ise Kanada'da ACME Laboratuvarında yaptırılmıştır. Sismik çalışmalar ODTÜ-DBE'de Tezcan (2001)'e ve sedimentolojik çalışmalar ise Ankara Üniversitesi'nde (devam ediyor) yüksek lisans tezi konuları oluşturmuştur. Antalya Körfezi ile ilgili mevcut verilerin yok denecek kadar az olması ve bu çalışmada elde edilen verilerin dikkat çekici olması, bu körfezde gelecekte çok daha fazla çalışmaların yapılması gereğini ortaya çıkarmaktadır.

ÖZET

Antalya Körfezi kita sahanlığında geç Kuvaterner iklimsel deniz seviyesi ve jeomorfolojik değişimlerin etkilerini ve Holosen sediment tür ve dağılımlarını incelemek amacıyla gerçekleştirilen bu proje raporu sismik, sedimentolojik, mineralojik ve jeokimyasal çalışma sonuçlarının yorumlarını kapsamaktadır.

Antalya Körfezi kita sahanlığından elde edilen yüksek ayırmalı sıç sismik yansımaya verileri, akustik temel (AB) üzerinde uzanan dört farklı çökel serisinin (1, 2, 3 ve 4) varlığını ortaya koymaktadır. Bunun yanısıra, sismik veriler üzerinde Flandriyen Transgresyonu (Holosen dahil) öncesi çökel serileri (1, 2 ve 3) ile Flandriyen dönemi çökel serisini (4) ayıran bir R yansıtıcı yüzeyi belirlenmiştir. Bu yüzey kita sahanlığının karasal ortam/akarsu erozyonlarına maruz kalmasıyla oluşan, Flandriyen öncesi aşınım yüzeyi olarak yorumlanmıştır. Akustik temel, kıyıdaki formasyonların denize doğru uzanımı niteliğinde olup, muhtemelen taban kayayı temsil etmektedir. Bölgeye ait en genç (Holosen dönemi de içine alan) çökel serisi 4 ise Flandriyen Transgresyonunu temsil etmekte ve günümüzden yaklaşık 18.000 yıl önce deniz seviyesinin – 100/-130 m'ye alçaldığı dönemde çökelmeye başlamıştır. Sismik profillerin daha alt kısımlarında görülen yaşı serilerin (çökel serisi 1, 2 ve 3) Flandriyen transgresyonu döneminden önce (Geç Pleyistosen ve daha öncesi) çökeldikleri düşünülmektedir.

18-880 m su derinlikleri arasında alınan ve 20-184 cm kalınlıklara sahip karotlarda hakim sediment türleri karasal silisiklastik az çaklı çamur olup, bentik-biyogenik malzemelerden oluşan denizel karbonat miktarları genelde % 15-25 arasında değişmekte fakat kıyıya yakın bölgelerde yer yer % 70'e varmaktadır. % 0.05-3.87 arasında değişen oranlardaki sedimentler organik karbon değerleri denizel organik üretime ilaveten karasal girdilere bağlanmaktadır. Smektit, illit, klorit, ve kaolinit birliliklerinden oluşan ve genelde kiyarıda kaynak kayaçların ayrışma ürünü olan kil miktarları denizel hidrodinamik süreçlerin etkisinde oldukça homojen bir dağılım sergilemektedir. Element miktarları farklı oranlardaki litojenik ve biyogenik malzemelerin varlığı ile kontrol edilmekte ve genelde yerkabuğu ortalaması ile uyum içinde iken, Cr, Ni ve Mg artışlarının bölgedeki ofiyolitik kayaçlarından ve Pb ve As ise kısmen antropojenik kaynaklardan gelmiş olabileceği düşünülmektedir. İncelenen sediment karotlarının yükselen deniz seviyesine bağlı Holosen transgresif süreçlerin etkisinde birliği büyük olasıdır.

Anahtar Kelimeler: Antalya Körfezi, Geç Kuvaterner, Deniz Seviyesi Değişimi, Sismik Stratigrafı, Sediment, Tane Boyu, Kil Mineralleri, Jeokimya,

ABSTRACT

The main purpose of this project was to investigate; the influences of climatic sea-level and geomorphological changes during the late Quaternary and, the types and distribution of Holocene sediments on the continental shelf of the Gulf of Antalya. This report contains results of seismic, sedimentological, mineralogical and geochemical studies and related interpretations.

The high resolution shallow seismic data obtained from continental shelf of the Gulf of Antalya revealed the presence of four distinct depositional series (1, 2, 3, and 4) above the acoustic basement (AB). In addition, a seismic reflection surface R was identified on the seismic profiles which separated pre-Flandrian transgression depositional units (1,2 and 3) from the Flandrian (incl. Holocene) depositional unit 4. This surface is interpreted to be a pre-Flandrian (Late Pleistocene and more earlier) erosional surface subjected to terrestrial-subaerially exposure and fluvial erosion. Acoustic basement reflects seaward extension of land-based formation on the coast and reflects basement rocks. The youngest unit 4 in the area representing the Flandrian transgression has started to accumulate approximately 18.000 years ago at times when the sea level was 100 to 130 m below its present position. Older units 1,2 and 3 observed on seismic profiles are interpreted to be deposits of late-or pre-Pleistocene of age.

The principal types of sediments (20-184 cm thick) in the cores obtained from 18-880 m water depths are terrigenous siliciclastic slightly gravelly mud. Marine carbonate contents are derived mostly from benthic organism remains and varied usually between 15-25 % but locally high values up to 70 % were also found close to nearshore areas. Organic carbon contents ranging from 0.05 to 3.87 % are related to not only marine production but also to terrestrial input. Clay mineral assemblages of smectite, illite, chlorite and kaolinite are derived generally from weathering of source rocks from coastal hinterland and reflect rather homogenous distribution under the marine hydrodynamic influences in the gulf. Element contents were controlled usually by the varying proportions of lithogenic and biogenic material present in the sediments and their levels are in good agreement with the crustal average. Cr, Ni and Mg increases are thought to have been derived from ophiolitic rocks and Pb and As in part from anthropogenic sources. The studied sediments are most likely deposited under the influences of transgression processes in relation to rising sea-level during the Holocene.

Key Words: Gulf of Antalya, Late Quaternary, Sea-Level Changes, Seismic Stratigraphy, Sediment, Grain Size, Clay Minerals, Geochemistry.

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

| | |
|---|------|
| KAPAK..... | i |
| ÖNSÖZ..... | iii |
| ABSTRACT..... | v |
| İÇİNDEKİLER..... | vi |
| TABLOLAR LİSTESİ..... | vii |
| ŞEKİLLER LİSTESİ..... | vii |
| EKLER..... | viii |
| 1. GİRİŞ..... | 1 |
| 1.1. Araştırmanın Amacı ve Önceki Çalışmalar..... | 1 |
| 1.2. Antalya Körfezi ve Çivarı Hakkında Genel Bilgiler..... | 2 |
| 1.2.1. Morfolojik ve Hidrografik Özellikler..... | 2 |
| 1.2.2. Akarsu Drenaj Rejimi..... | 8 |
| 1.2.3. Antalya Körfezi'nin Jeolojisi..... | 10 |
| 1.2.3.1. Kıyıardı Jeolojisi..... | 10 |
| 1.2.3.2. Deniz Jeolojisi..... | 17 |
| 1.2.3.3. Önemli Maden ve Mineral Yatakları..... | 21 |
| 2. MALZEME VE YÖNTEMLER..... | 21 |
| 2.1 R/V Bilim..... | 21 |
| 2.2 Konum Bulma Sistemi..... | 23 |
| 2.3 Derinlik Ölçme Sistemi..... | 23 |
| 2.4 Yüksek Ayırımlı Sismik Yansıma Sistemi..... | 24 |
| 2.5 Sismik Stratigrafi Yöntemi..... | 25 |
| 2.6 Bilgisayar Donanımı ve Yazılım Programları..... | 26 |
| 2.7 Sediment Örnekleme ve Analiz Yöntemleri..... | 28 |
| 3. GELİŞME..... | 31 |
| 3.1 Batimetrik Özellikler..... | 31 |
| 3.2 Dipaltına Ait Sismik Stratografik Özellikler..... | 33 |
| 3.2.1. Akustik Temel (AB)..... | 34 |
| 3.2.2. Çökel Serileri ve Fasiyesler..... | 34 |
| 3.3 Tane Boyu Dağılımı..... | 37 |
| 3.4 Toplam Karbonat Dağılımı..... | 42 |
| 3.5 Organik Karbon Dağılımı..... | 46 |
| 3.6 Kil Mineralleri Dağılımı..... | 50 |

| | | |
|--------|--------------------------------|----|
| 3.7 | Multielementler..... | 52 |
| 3.7.1. | Multielementler Dağılımı..... | 52 |
| 3.7.2. | Elementlerarası İlişkiler..... | 61 |
| 4. | SONUÇ..... | 63 |
| 5. | REFERANSLAR..... | 66 |

TABLOLAR LİSTESİ

| | | |
|----------|---|----|
| Tablo 1. | Antalya Körfezi'ne dökülen başlıca akarsulara ait yıllık ortalama akım değerleri..... | 10 |
| Tablo 2. | Bu çalışmada kullanılan sediment karotlarının alındığı istasyonlar.... | 29 |
| Tablo 3. | Antalya Körfezi karot sedimentlerinde ve ortalama sedimenter kayaçlarda element dağılımı..... | 53 |
| Tablo 4. | Antalya Körfezi karot sedimentlerinde ve diğer jeolojik kaynaklarda element dağılımı..... | 56 |
| Tablo 5. | Antalya Körfezi karot sedimentlerine ait elementlerarası korelasyon katsayı ilişkileri..... | 57 |

ŞEKİLLER LİSTESİ

| | | |
|-----------|--|----|
| Şekil 1a. | Antalya Körfezi ve yakın civarı..... | 3 |
| Şekil 1b. | Antalya Körfezi'nin batimetrisi (SHOD)..... | 4 |
| Şekil 2a. | Antalya Körfezi'nin batimetrisi (IOC)..... | 5 |
| Şekil 2b. | Bu çalışmada alınan sediment karot noktaları..... | 6 |
| Şekil 3. | Antalya Körfezi ve civarında mevsimsel değişen akıntılar..... | 7 |
| Şekil 4. | Antalya Körfezi'ne dökülen akarsular..... | 9 |
| Şekil 5a. | Antalya Körfezi kıyıardı jeolojisi (Özgül-Şenel)..... | 12 |
| Şekil 5b. | Antalya Körfezi kıyıardı jeolojisi (MTA)..... | 13 |
| Şekil 6. | Doğu Akdeniz'in tektonik birimlerini gösteren harita..... | 18 |
| Şekil 7. | Doğu Akdeniz'de son 18.000 yıllık dönemi kapsayan deniz seviyesi değişim eğrisi..... | 22 |
| Şekil 8. | Sismik stratigrafik yorumlamada çökel serisi sınırları..... | 27 |
| Şekil 9. | Sismik stratigrafik yorumlamada sismik yansıtma türleri..... | 27 |
| Şekil 10. | Antalya Körfezi sediment karotlarında tane boyu dağılımı..... | 38 |
| Şekil 11. | Antalya Körfezi sediment karotlarında karbonat boyu dağılımı..... | 43 |
| Şekil 12. | Antalya Körfezi sediment karotlarında organik karbon dağılımı..... | 47 |
| Şekil 13. | 5, 11 ve 18 nolu karot sedimentlerinde kıl mineral dağılımı..... | 51 |

EKLER

| | | |
|--------|---|-----|
| Ek 1. | Sismik çalışma hatları ve Antalya Körfezi şelf batimetrisi..... | 79 |
| Ek 2. | AK 1 hattına ait derinlik ölçer kayıtı..... | 80 |
| Ek 3. | AK 2 hattına ait derinlik ölçer kayıtı..... | 81 |
| Ek 4. | AK 3 hattına ait derinlik ölçer kayıtı..... | 82 |
| Ek 5. | AK 4 hattına ait derinlik ölçer kayıtı..... | 83 |
| Ek 6. | AK 5 hattına ait derinlik ölçer kayıtı..... | 84 |
| Ek 7. | AK 6 hattına ait derinlik ölçer kayıtı..... | 85 |
| Ek 8. | AK 1 hattına ait yorumlanmış sismik kayıt..... | 86 |
| Ek 9. | AK 2 hattına ait yorumlanmış sismik kayıt..... | 87 |
| Ek 10. | AK 3 hattına ait yorumlanmış sismik kayıt..... | 88 |
| Ek 11. | AK 4 hattına ait yorumlanmış sismik kayıt..... | 89 |
| Ek 12. | AK 5 hattına ait yorumlanmış sismik kayıt..... | 90 |
| Ek 13. | AK 6 hattına ait yorumlanmış sismik kayıt..... | 91 |
| Ek 14. | Karot-4 sedimentlerinin fotoğraf görüntüleri..... | 92 |
| Ek 15. | Karot-5 sedimentlerinin fotoğraf görüntüleri..... | 93 |
| Ek 16. | Karot-6 sedimentlerinin fotoğraf görüntüler..... | 94 |
| Ek 17. | Karot-10 sedimentlerinin fotoğraf görüntüler..... | 95 |
| Ek 18. | Karot-11 sedimentlerinin fotoğraf görüntüler..... | 96 |
| Ek 19. | Karot-12 sedimentlerinin fotoğraf görüntüler..... | 97 |
| Ek 20. | Karot-16 sedimentlerinin fotoğraf görüntüler..... | 98 |
| Ek 21. | Karot-15 sedimentlerinin fotoğraf görüntüler..... | 99 |
| Ek 22. | Karot-14 sedimentlerinin fotoğraf görüntüler..... | 100 |
| Ek 23. | Karot-18 sedimentlerinin fotoğraf görüntüler..... | 101 |
| Ek 24. | Karot-19 sedimentlerinin fotoğraf görüntüler..... | 102 |
| Ek 25. | Karot-21 sedimentlerinin fotoğraf görüntüler..... | 103 |
| Ek 26. | Karot-20 sedimentlerinin fotoğraf görüntüler..... | 104 |
| Ek 27. | Karot-4 sedimentlerinde element dağılımı..... | 105 |
| Ek 28. | Karot-5 sedimentlerinde element dağılımı..... | 107 |
| Ek 29. | Karot-6 sedimentlerinde element dağılımı..... | 109 |
| Ek 30. | Karot-10 sedimentlerinde element dağılımı..... | 111 |
| Ek 31. | Karot-11 sedimentlerinde element dağılımı..... | 113 |
| Ek 32. | Karot-12 sedimentlerinde element dağılımı..... | 115 |

| | | |
|--------|--|-----|
| Ek 33. | Karot-14 sedimentlerinde element dağılımı..... | 117 |
| Ek 34. | Karot-15 sedimentlerinde element dağılımı..... | 119 |
| Ek 35. | Karot-16 sedimentlerinde element dağılımı..... | 121 |
| Ek 36. | Karot-17 sedimentlerinde element dağılımı..... | 123 |
| Ek 37. | Karot-18 sedimentlerinde element dağılımı..... | 125 |
| Ek 38. | Karot-19 sedimentlerinde element dağılımı..... | 127 |
| Ek 39. | Karot-20 sedimentlerinde element dağılımı..... | 129 |
| Ek 40. | Karot-21 sedimentlerinde element dağılımı..... | 131 |

1.GİRİŞ

1.1. Araştırmmanın Amacı ve Önceki Çalışmalar

Bu proje kapsamında gerçekleştirilen araştırmmanın amacı, Antalya Körfezi kıyı sahanlığında geç Kuvaterner iklimsel deniz seviyesi ve jeomorfolojik değişimlere bağlı denizel çökelme ve taşınma olaylarını ve Holosen sediment dağılımını ve bu sedimentlerin içerik ve özelliklerini araştırmaktır. Bu çalışma sedimentolojik, mineralojik, jeokimyasal ve yüksek ayırmalı ve sismik araştırma ve yorumlarını kapsamaktadır. Sismik veriler ile ayırt edilebilen farklı çökel serilerine ait olan fasyesler açıklanacaktır. Bu çerçevede, ayrıca, son buzul dönemine ait alçak deniz seviyesinde atmosfere açılan kıyı sahanlığında oluşmuş akarsu kanalları ve denizaltı vadileri gibi yapılar araştırılarak Antalya Körfezi kıyı sahanlığını sedimentle besleyen ağaçlama havzaları araştırılacaktır.

Antalya Körfezinde çeşitli araştırmacılar tarafından (Glover ve Robertson, 1998; Özhan, 1988; Taviani ve Rossi, 1989; Woodside, 1977) hava tabancası ve sparker sistemleri kullanılarak sismik araştırmalar yapılmıştır. Bilindiği gibi, bu tür sistemler, yüksek penetrasyon gücüne sahip olmaları nedeniyle, daha ziyade derin jeolojik yapıların incelenmesinde yaygın olarak kullanılmaktadır. Ancak, yüksek penetrasyon gücüne sahip olan bu tür sistemlerin ayırmalılık özellikleri zayıf olduğundan (>3 m) dipaltındaki yapıların detaylı bir şekilde araştırılması pek mümkün olamamaktadır. Halbuki, güncel kıyı-sahanlığı sedimentasyonun incelenmesi düşük penetrasyona sahip buna karşın ayırmalığı yüksek olan (<1 m) sismik yansımaya sistemlerinin kullanılması ile mümkün olmaktadır (Morelli, 1978; Colantoni vd., 1981; Van Andel ve Lianos, 1984; Stefanon, 1985; Alexander vd., 1986; Got vd., 1987; Okyar, 1991; Okyar ve Ediger, 1998; Canals vd., 1988). Antalya Havzasının sıç kesimlerinde bazı küçük ölçekli yüksek ayırmalı sismik yansımaya çalışmaları gerçekleştirılmıştır (Ediger ve Okyar, 1995; Okyar, 2000). Söz konusu bölgede, büyük ölçekte, yüksek ayırmalı sismik yansımaya çalışmaları ise ODTÜ Deniz Bilimleri Enstitüsü imkanları kullanılarak gerçekleştirilmiştir (Tezcan, 2001).

Antalya Körfezi'nin geç Kuvaterner ("Holosen") sedimentleri ile ilgili veriler oldukça azdır ve mevcutları da çok az sayıda istasyona veya dar kapsamlı çalışmalara dayanmaktadır (Venkataraman ve Ryan, 1971; Emelyanov, 1972; Keller ve Lambert, 1972; Catani

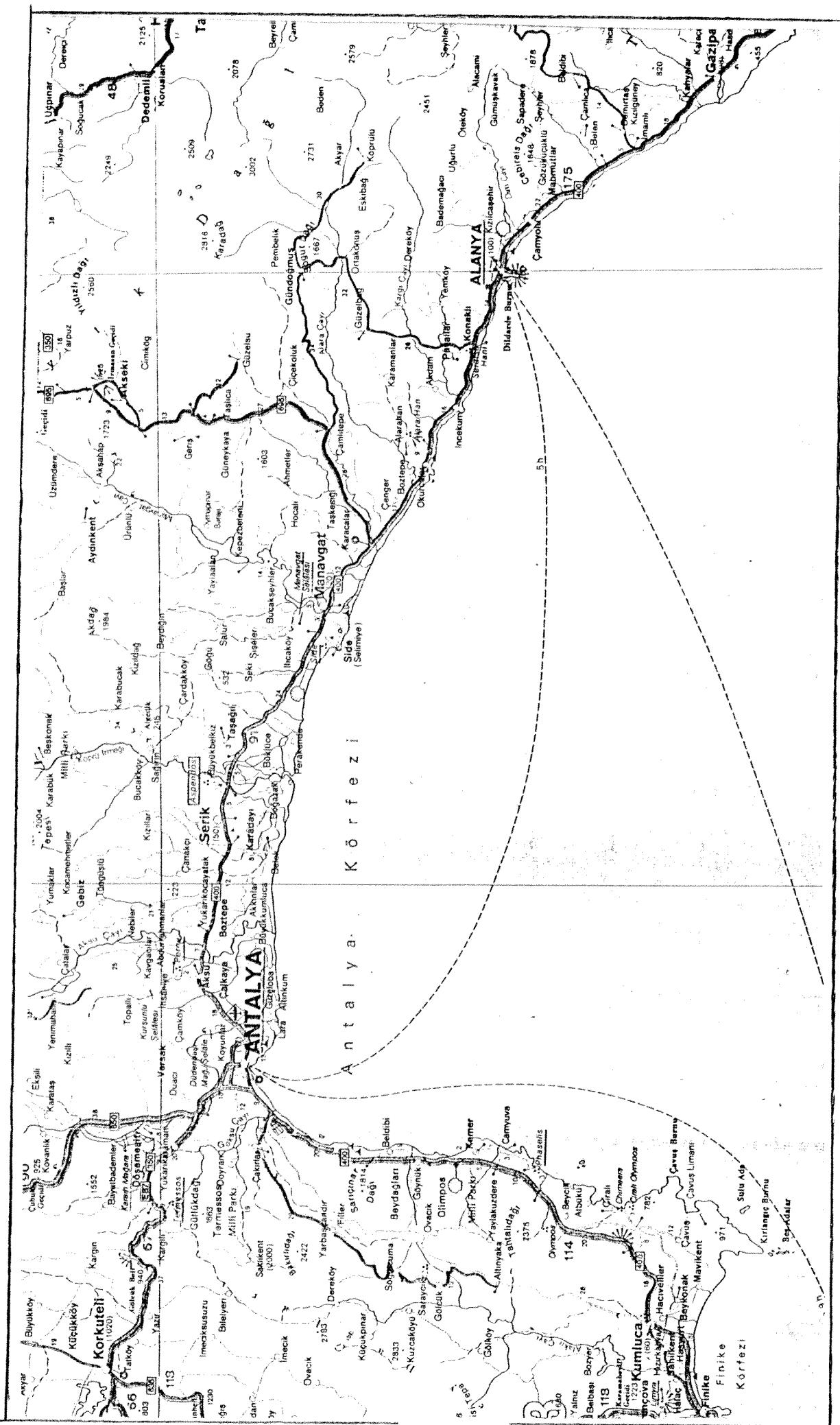
vd., 1983; Malovotskiy vd., 1975; Ergin vd., 1988; Catani vd., 1992; Emelyanov, 1994; Eryılmaz ve Eryılmaz, 2002).

1.2. Antalya Körfezi ve Civarı Hakkında Genel Bilgiler

1.2.1. Morfolojik ve Hidrografik Özellikler

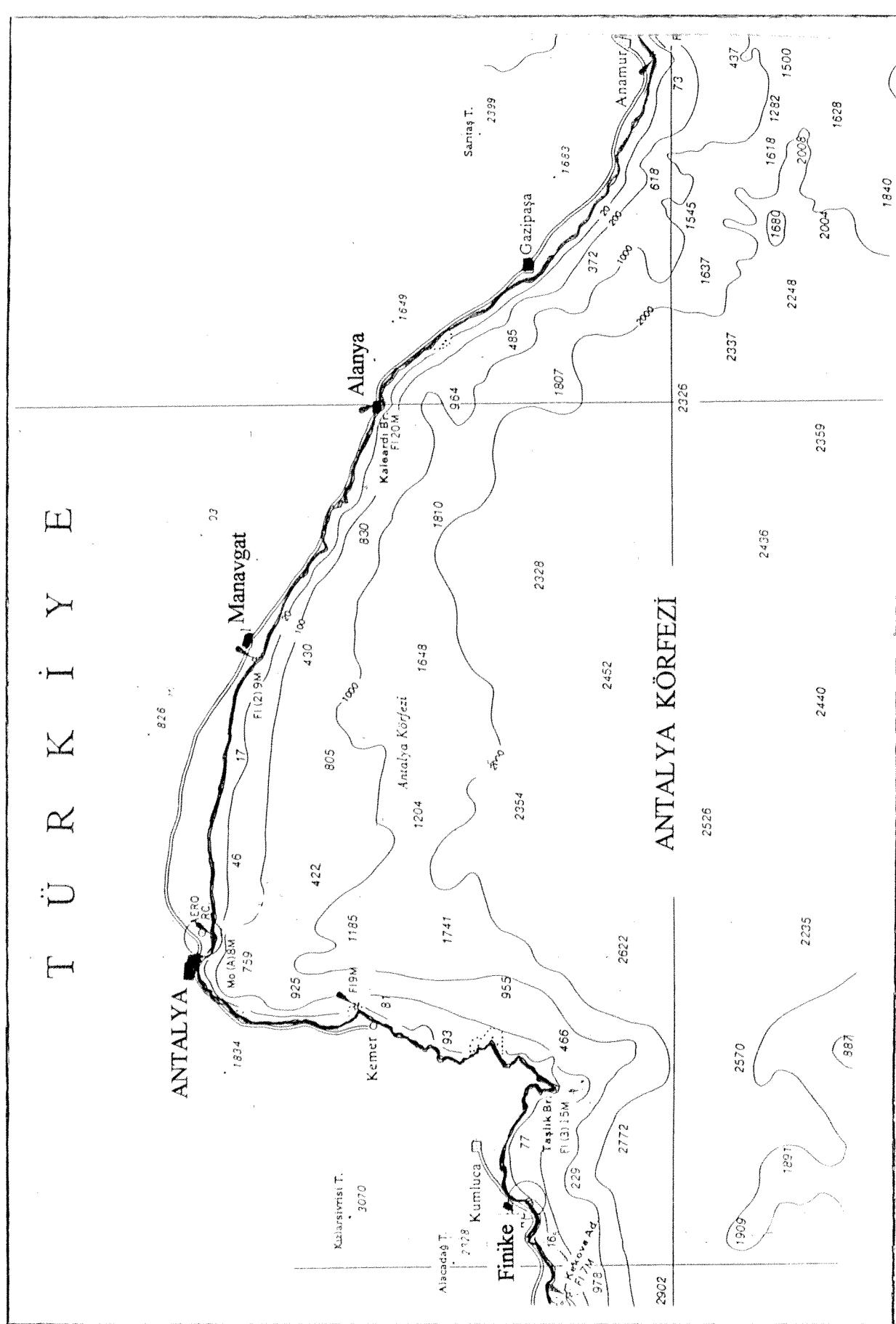
Antalya Körfezi'nin (Şekil 1) denizaltı morfolojisi takiben -40/-130 metrelere kadar inen bir kîta sahanlığı, buradan 2000 metrelere kadar derinleşen kîtasal yamaç ve 2600 metreye varan abîsal düzîük ile karakterize edilebilmektedir (Şekil 1,2; Ek 1; Emery vd., 1966; Carter vd., 1972; Wright vd., 1975; Hall, 1981; I.O.C. 1981). Kîta sahanlığının genişliği çoğu yerde 15 km'den az olup, nisbeten geniş kîta sahanıkları batıda Tekirova önlerinde, kuzeyde Antalya-Manavgat arasında ve doğuda Alanya-Gazipaşa arasında bulunmaktadır. Kîtasal yamaç dünyanın diğer birçok bölgelerinde olduğu gibi Antalya Körfezi'nde de denizaltı kanyon veya vadileri ile kesilmiştir. Bazı batimetrik haritalar (Şekil 2) bu kanyonların karadaki akarsu vadisi veya yataklarının denizaltındaki uzantısı veya devamı olabileceğine işaret etmektedir.

Doğu Akdeniz'de sîklonik türde bir dolaşımın hakim olduğu çok eskiden beri bilinmektedir (Wüst, 1961; Lacombe ve Tchermia, 1972). Levant Denizi veya Levant Bazeni'nin bir bölümü olarak da bilinen Antalya Körfezi'nin hidrografisi ve su dolaşımı genelde taban topoğrafyası ve değişen meteorolojik koşullar ile kontrol edilmektedir (Özsoy vd., 1989; Robinson vd., 1992). Bu dolaşım, Levant Denizi'nin genel akıntı sistemine göre, Atlantik Okyanusu kaynaklı yüzey suları İsrail, Lübnan ve Suriye kıyıları boyunca ilerleyerek, İskenderun Körfezi önlerine gelmekte ve buradanda batıya dönerek Türkiye'nin güney kıyılarını izlemektedir (Şekil 3). Batıya doğru ilerleyen bu akıntı (Küçük Asya Akıntısı; 5-25 cm/s) döngüsel hareketlerle kısmen Antalya Körfezi'ne kısmen de Rodos havzasına doğru ilerlemektedir (Şekil 3; Robinson vd., 1992). Yüzeysel akıntılar mevsimsel değişen şartlara bağlı olarak, Kıbrıs'ın batısından da Antalya Körfezi'ne girebilmektedir (Şekil 3). Türkiye'nin güney kıyıları boyunca batıya doğru ilerleyen bu ana akıntıının varlığı güncel gözlemler ile kanıtlanmış bulunmaktadır (Ünlüata vd., 1978; 1980; 1983; Şekil 3).

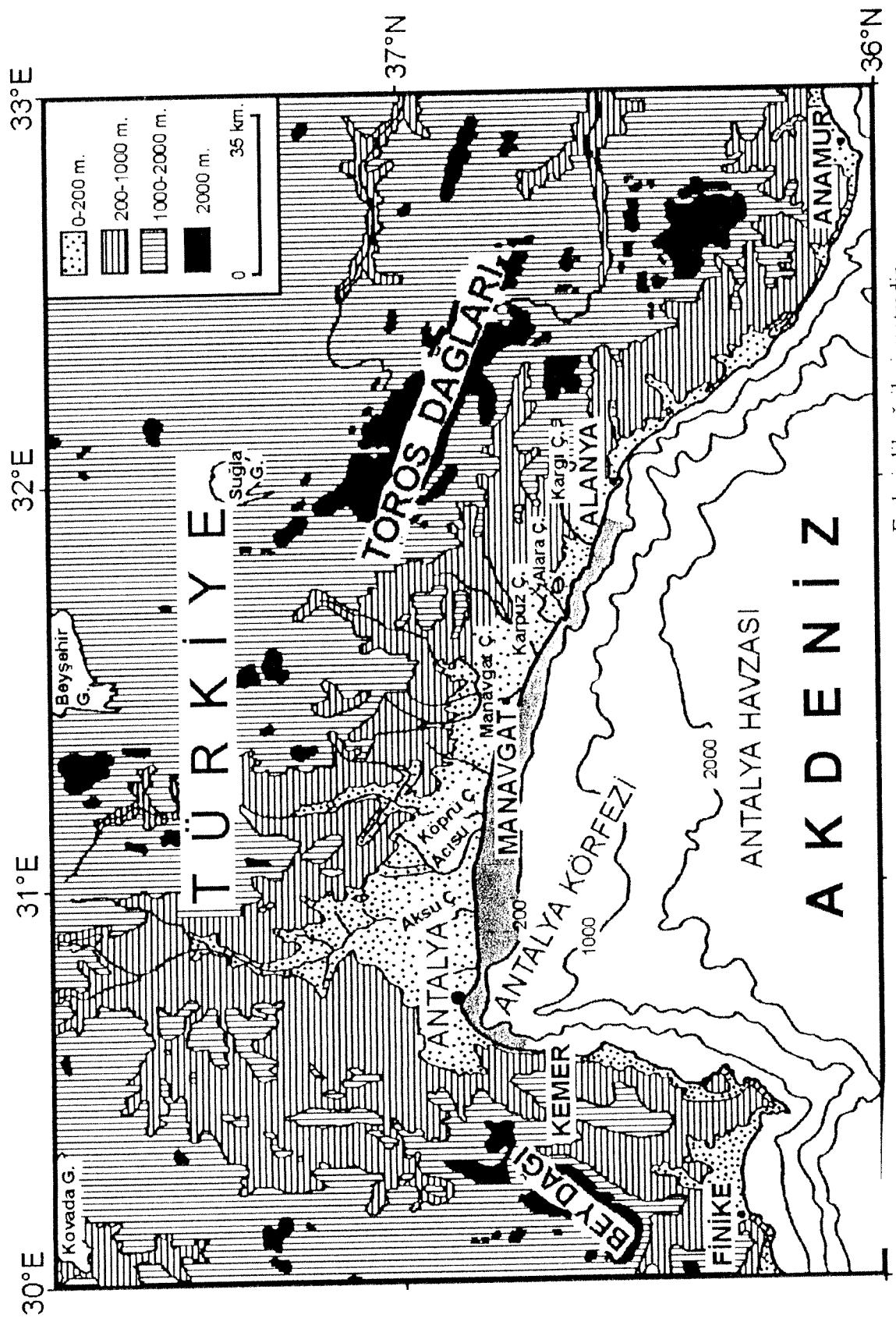


Şekil 1a. Antalya Körfezi ve yakın civarı.

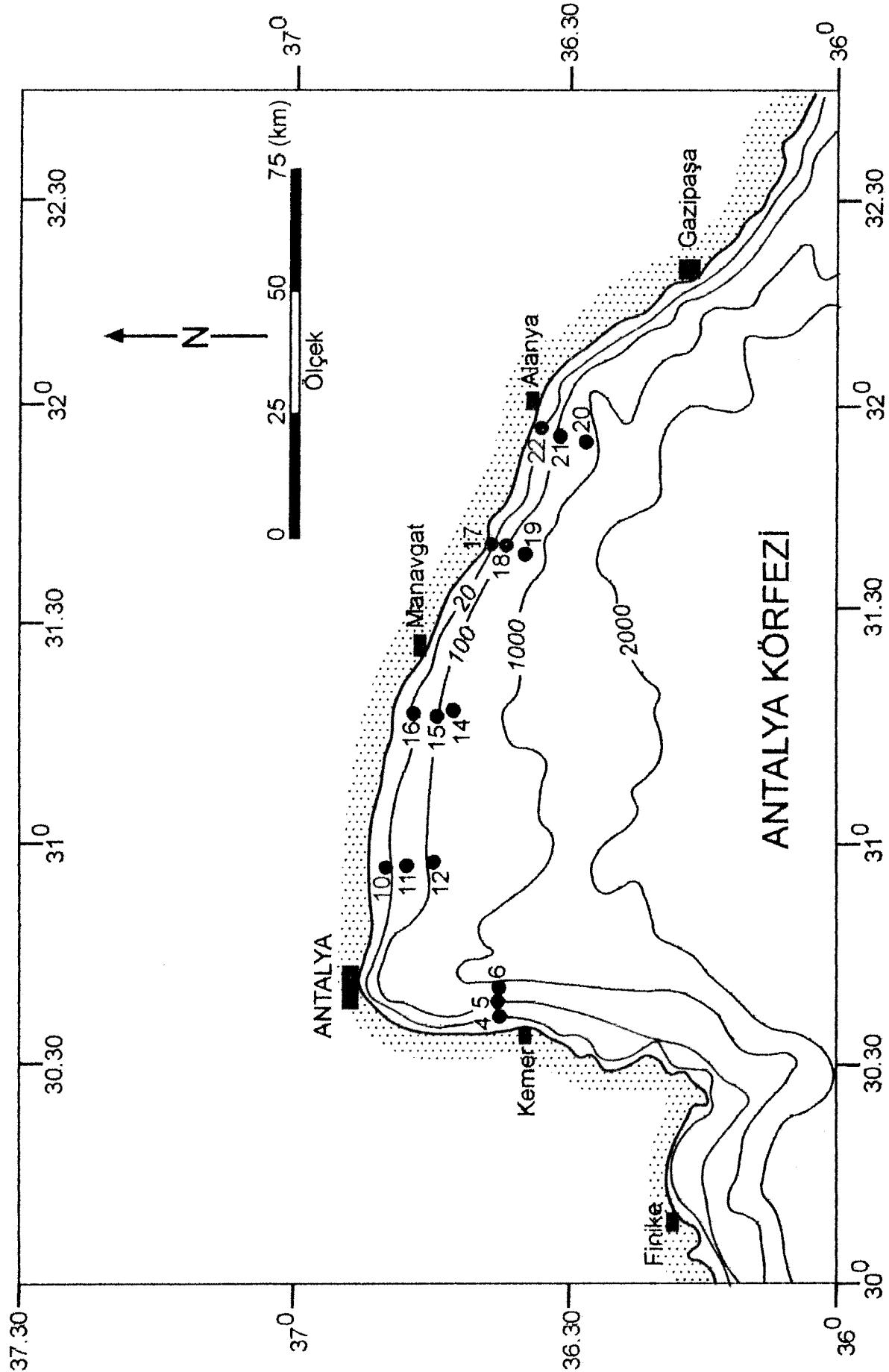
T Ü R K İ Y E



Şekil 1b. Antalya Körfezi'nin batimetrisi (SHOD).

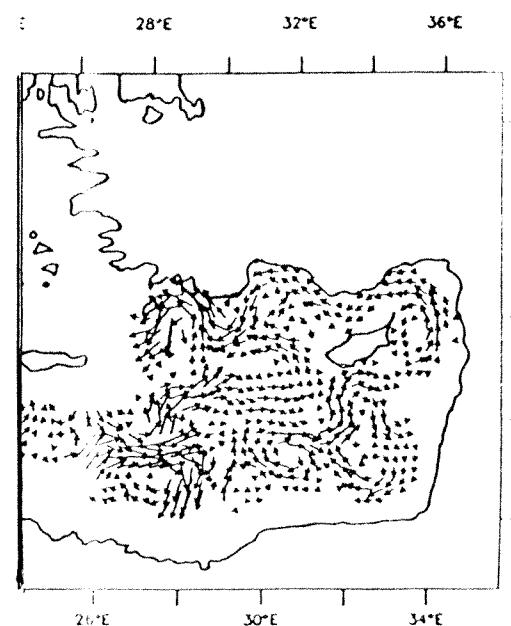
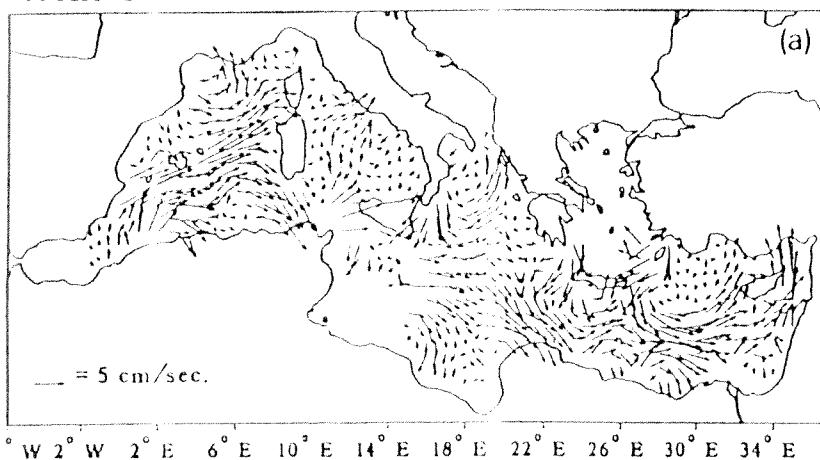


Sekil 2a. Antalya Körfezi batimetrisi (IOC, 1981'den)
Eşderinlik eğrileri metredir.

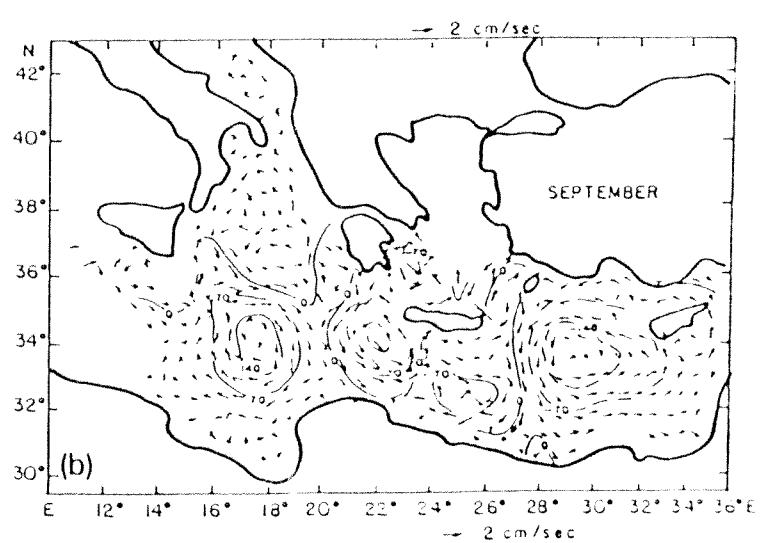
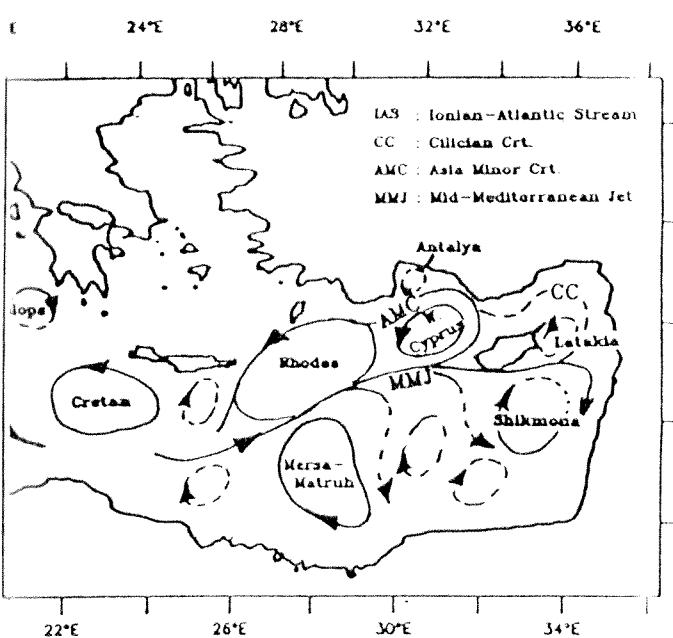
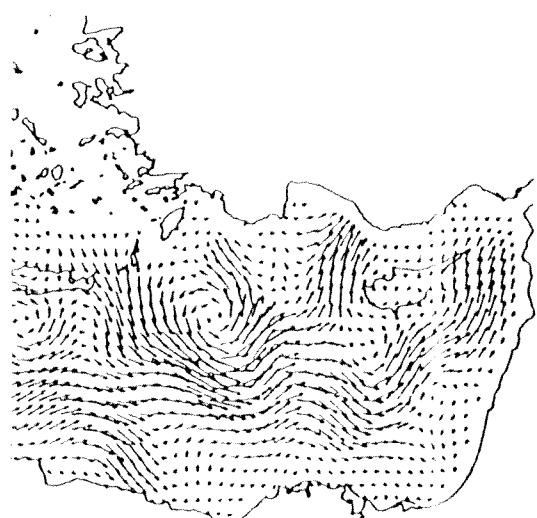
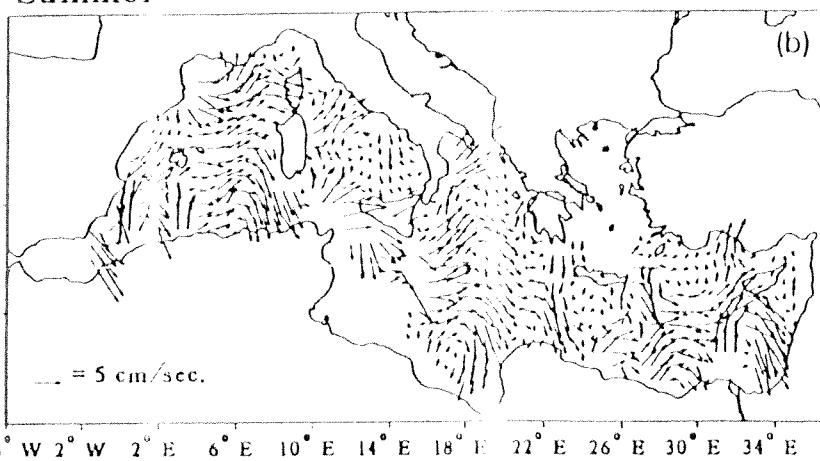


Şekil 2b. Bu çalışmada alınan sediment karot noktaları.

Winter



Summer



Şekil 3. Antalya Körfezi ve civarında mevsimsel değişen akıntılar. (Özsoy vd., 1989; Malanotte-Rizzoli ve Bergamasco, 1991; Özsoy vd., 1991; Tziperman ve Malanotte-Rizzoli, 1991; Bergamasco vd., 1992; Robinson vd., 1991; 1992)'den derlenmiştir.

Genelleştirmek gerekiğinde, Antalya Körfezi'nde yüzeysel akıntıların doğudan batıya doğru hareket ettiği, fakat bilhassa kış aylarında akıntıların güneyden kuzeye doğru hareket ettilerini de söylemeyebilir (Bergamasco vd., 1992; In: Robinson vd., 1992; Özsoy vd., 1993).

1.2.2. Akarsu Drenaj Rejimi

Bölgedeki akarsuların rejimi, Akdeniz iklimine (kışlarıılık ve yağışlı, yazları sıcak ve kurak) bağlı olarak değişir. Yıllık ortalama yağış miktarı 1034.7 mm ve sıcaklık 18.4° C dir (DSİ, 2000). Yüksek kısımlarda kışları soğuk ve karlı, yazları serin ve yağışlı geçmektedir. Kış döneminde yağışların başlaması ile yükselen akım, yazın buharlaşmanın artması ve yağışların kesilmesi ile azalır (Atalay ve Mortan, 1997). Örneğin, Köprüçay'da Ocak-Nisan ayları arasında günde 15.000-75.000 ton sediment taşınırken, Temmuz-Ekim ayları arasında bu değerler 1-51 ton/gün'e düşmektedir (EİE, 1993). Hernekadar Antalya Körfezi'ne çok sayıda akarsu dökülüyor (Şekil 4; Ek 1) ise de, bunların çoğu mevsimsel ve düşük akımlı olduğundan debi ve sediment yükü açısından yeterli incelenmemiştir (DSİ, 1973, 1977, 1987; EİE, 1993, 1995). Diğer taraftan, akarsu adları da kaynaklarda farklı görülmektedir. Örneğin, Kemer yakınlarındaki Kesme Çayı adı, DSİ kayıtlarında Ağva Deresi olarak bilinmektedir.

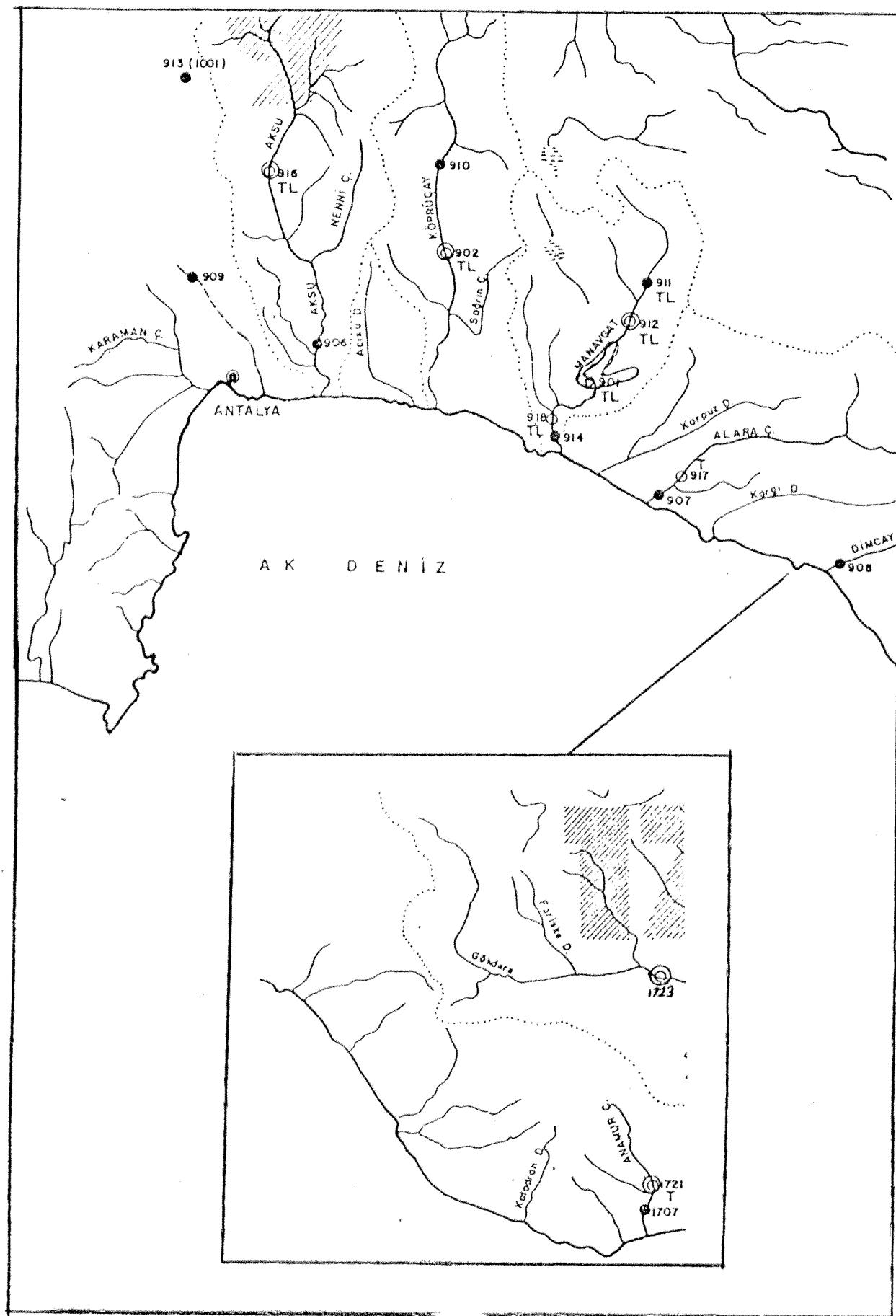
Finike-Antalya arasında denize dökülen akarsular: Akçay, Ulupınar, Kocaçay, Kesme Çay, Göynük Çayı, Göksu Çayı;

Antalya-Manavgat arasında denize dökülen akarsular: Düden Çayı, Aksu Çayı, Acisu Çayı, Köprüçay, Karagöz Çayı, Sarlavak Çayı, Asar Çayı;

Manavgat-Alanya arasında denize dökülen akarsular: Manavgat Çayı, Niprit Çayı, Karpuz Çayı, Alara Çayı, Kargı Çayı;

Alanya-Gazipaşa arasında denize dökülen akarsular: Oba Çayı, Dimçay, Güz Çayı, Sepa Çayı, Paşa Çayı, Bıçkıcı Çayı

Bunlardan Aksu Çayı günde ortalama 1-22000 ton; Manavgat Çayı 1-8300 ton; Köprüçay ise 7-74000 ton sediment taşımaktadır. Bununla beraber, bu akarsular içinde yıllık ortalama akım miktarı en yüksek değere sahip olanı Manavgat Çayıdır (Tablo 1.).



Şekil 4. Antalya Körfezi'ne dökülen akarsular (EIE, 1983).

Tablo 1. Antalya Körfezi'ne dökülen başlıca akarsulara ait yıllık ortalama akım değerleri (EİE, 1995).

| <i>Akarsular</i> | <i>Yıllık Ortalama Akım (hm³/yıl)</i> |
|------------------|--|
| Aksu Çayı | 1.299 |
| Acısu Çayı | - |
| Köprü Çayı | 3.090 |
| Manavgat Çayı | 4.748 |
| Karpuz Çayı | 171 |
| Alara Çayı | 990 |
| Kargı Çayı | 246 |

1.2.3. Antalya Körfezi'nin Jeolojisi

1.2.3.1. Kıyıardı Jeolojisi

Antalya Körfezi'nde biriken sedimentlerin büyük bir kısmı, bu körfezin kıyı ve kıyarısını oluşturan jeolojik birimlerin ayrılması ve taşınması sonucu denize ulaşmaktadır. Bu nedenle, bu körfezin kıyı ve kıyarıdı jeolojisi çeşitli kaynaklardan derlenerek (Özgül, 1984; Poisson vd., 1984; Ersoy, 1990; Şenel, 1997) ve oldukça da bu çalışma amacına uygun bir şekilde basitleştirilerek/genelleştirilerek aşağıda bahsedilmektedir. Çalışma sahasının kıyısal düzlüğü Toros Dağları ile belirlenmiştir (Şekil 2). Körfezin batısında Toros Dağları dik bir şekilde denize doğru indiği için bu bölgede kıyısal düzlik yok denecek kadar azdır. Ancak Antalya-Alanya arasında Toros Dağları'nın kıyıdan uzaklaşmaları nedeniyle, geniş bir kıyısal düzlik oluşmuştur.

Yapısal jeolojik açıdan bakıldığından (Özgül, 1984; Poisson vd., 1984; Şenel, 1997), Antalya Körfezi'nin batısı Batı Toroslarda, doğusu Orta Toroslarda ve kuzeyi ise kısmen Orta ve kısmende Batı Toroslar bölümünde yer almaktadır (Şekil, Özgül s.78). Batıda Kaş-Finike arası ile doğuda Gazipaşa'ya kadar olan bölgede yüzeylenen birimler genellikle; Likya

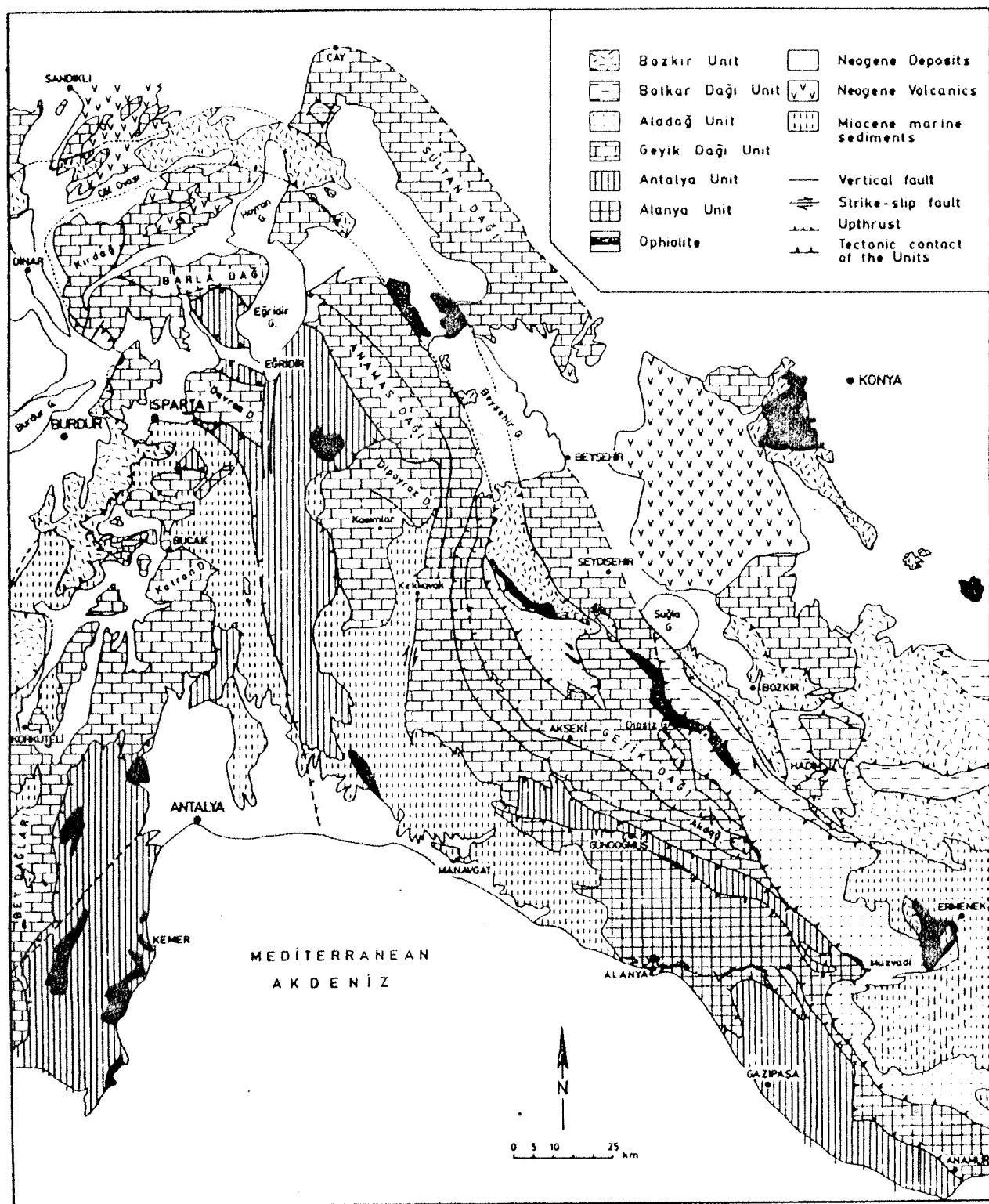
napları, Beydağları otoktonu, Antalya napları, Antalya-Miyosen havzası, Tavas-Burdur post-tektonik molas havzası, Anamas-Akseki otoktonu ve Alanya napını oluşturmaktadır (Şenel 1997; Şekil 5).

Likya Napları

Batı Toros napları (Özgül,1976; Poisson,1977; Ersoy,1990) ve Elmalı napları (Bölükbaşı, 1987) olarak da bilinen Likya napları (Brunn vd.,1975; Bilgin,1977) bölgede Gülbahar napi ile temsil edilmekte ve platform, havza ve yamaç tipi kaya birimlerini kapsayan yapısal birimlerden oluşmaktadır (Şenel,1997). Triyas-Üst Kretase dönemine ait bazik volkanitler, Üst Liyas yaşı kireçtaşları, Orta-Üst Triyas yaşı bazik volkanitler (Ağla birimi), Orta Triyas-Üst Kretase kalsitürbidit, bazik volkanit, radyolarit, çört ve şeyl aratabakalı mikrit (Tunç birimi) Gülbahar napının önemli birimleridir (Şenel, 1997). Bu birim üstte Senonyien yaşı filiyle sonlanır. Gülbahar napi, Antalya Körfezi'nin kuzeybatı kesiminde yalnızca Jura-Kretase yaşı kireçtaşları ile izlenir (Şenel,1997).

Beydağları Otoktonu

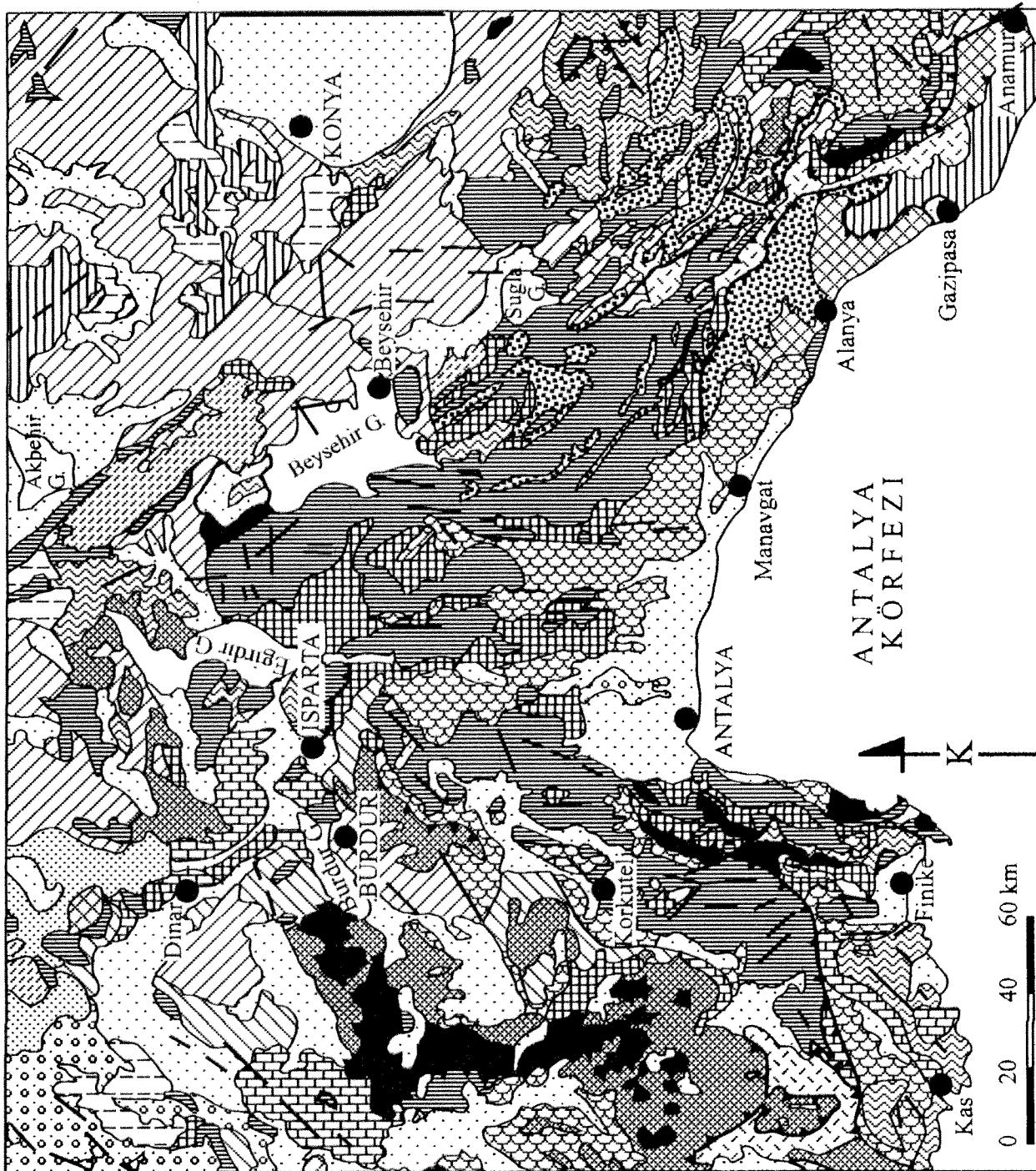
Beydağları otoktonu (Brunn vd.,1973; Poisson,1977; Şenel,1997); Beydağları serisi (Colin,1962), Beydağları zonu (Robertson ve Woodcock,1980), Geyik Dağı bittiği (Özgül,1976) ve Beydağları bittiği (Günay vd.,1982) olarak da bilinmektedir. Mesozoyik boyunca karbonat platformu niteliğinde olan Beydağları otoktonu, bölgede Malm-Senomaniyen yaşı neritik kireçtaşları, Senonyien yaşı pelajik-yarı pelajik kireçtaşları, Paleosen yaşı kumlu-killi kireçtaşı, kumtaşı, kiltaşı ve silttaşları, Üst Lütesiyen-Priabonyen yaşı nummulitli kireçtaşı, kumtaşı, kiltaşı, silttaşları ve marnlar, Alt Miyosen yaşı alaklı kireçtaşı, kiltaşı, silttaşları, kumtaşı ve konglomeralarla temsil edilir (Şenel,1997). Beydağları otoktonu, Antalya Körfezi'nin batı kesiminde yer yer rudist yama resifleri içeren ve dolomiteşme gösteren Üst Kretase yaşı neritik kireçtaşlarından oluşmakta ve geniş alanları kaplamaktadır.



Şekil 5a. Antalya Körfezi Kıyıları Jeolojisi (Özgül, 1984 ve Şenel, 1997)'den.

AÇIKLAMALAR

| AÇIKLAMALAR |
|-------------------------------|
| Kuvaterner |
| Pliyo-Kuvaterner |
| Pliyosen |
| Neojen |
| Miyosen |
| Eosen-Oligosen |
| Eosen |
| Üst Kretase-Paleosen |
| Üst Kretase |
| Jura-Kretase |
| Triyas |
| Mesozoyik |
| Paleozoyik-Mesozoyik |
| Permiyen |
| Devoniyen |
| Kambriyen |
| Paleozoyik |
| Prekambriyen |
| Peridotit-Gabro-Ultramatikler |
| Ters fay / bindirme fayları |



Şekil 5b. Antalya Körfezi Kuyarıdı Jeolojisi (MTA, 1989)'dan hazırlanmıştır.

Antalya Napları

Antalya Körfezi'nin batısında yer alan Antalya napları (Lefevre, 1967), Antalya birliği (Özgül, 1976) ve Antalya kompleksi (Woodcock ve Robertson, 1977) olarak da tanımlanmaktadır. Şenel (1997)'ye göre; Antalya napları Kambriyen-Üst Kretase aralığında oluşan platform, yamaç ve havza ile Kretase döneminde oluşmuş okyanus kabuk kökenli değişik ortamlarda gelişmiş yapısal birimlerden oluşur. Bazı araştırmacılar (Brunn vd., 1971; Dumont ve Kerey, 1975a; Şenel vd., 1996) Antalya naplarını Çataltepe ünitesi (alt nap), Alakırçay ünitesi (orta nap), Tahtalıdağ ünitesi (üst nap), Tekirova ofiyolitik birlik ünitesi olarak böülümlendirmiştir.

Çataltepe nayı, Üst Triyas dönemi platformu, Jura-Kretase pasif kıta kenarını (yamaç-havza) temsil etmekte ve Antalya napının en alt yapısal birimini oluşturmaktadır (Şenel, 1997). Noriyen yaşlı resifal kireçtaşları, mercek ve bloklu marnlar, kumtaşı, kilitaşı ve silttaşları; Resiyen-Kretase yaşlı kalsitürbidit, mikrit, radyolarit, çört ve şeyller ile Üst Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı bloklu fliş Çataltepe napının önemli birimleridir.

Alakırçay nayı, altta Çataltepe nayı üzerinde ve üstte Tahtalıdağ nayı altında yer almaktır ve Paleozoyik-Alt Triyas döneminde platform, Orta Triyas-Kretase döneminde rift benzeri havza ortamını temsil etmektedir (Brunn vd., 1971; Poisson, 1977; Marcoux, 1979; Robertson ve Woodcock, 1981ab; Şenel, 1997). Orta-Üst Triyas dönemine ait bazik volkanizma yer yer denizaltı dağlarını oluşturmuş ve bunların üzerine Resiyen-Kretase yaşlı neritik karbonatlar çökelmiştir. Üst Permiyen yaşlı neritik kireçtaşları, Skityen-Alt Anziyen yaşlı alacalı marnlar, Üst Anziyen-Noriyen yaşlı bitkili kumtaşı, silt taşı, kilitaşı, radyolarit, çört, spilit, bazalt, Resiyen-Kretase yaşlı çört, radyolarit ve şeyller ile Üst Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı bloklu fliş Alakırçay napının önemli birimlerindendir (Şenel, 1997).

Tahtalıdağ nayı, genelde Paleozoyik-Mesozoyik dönemine ait platform tipi çökellerle temsil edilmekte ve Jura (Resiyen)-Kretase yaşlı neritik kireçtaşları egemendir. Bununla beraber, Üst Anziyen-Noriyen döneminde bazik volkanizma ürünlerinin girdiği pelajik/yarı pelajik ortam (yamaç-havza kenarı) koşullarının egemen olduğu da bilinmektedir (Brunn vd., 1971; Poisson, 1977; Marcoux, 1979; Robertson ve Woodcock, 1980; Şenel, 1997). Tahtalıdağ nayı, Orta Kambriyen yaşlı dolomit ve kireçtaşları, Üst Kambriyen-Alt Ordovisiyen şeyl ve kumtaşları,

Üst Ordovisiyen yaşlı şeyller, Siluriyen yaşlı kuvarsitler, Alt-Orta Devoniyen yaşlı dolomitler, Üst Devoniyen yaşlı kuvarsit ve silttaşları, Üst permien yaşlı kömürlü kuvarsit, kiltaşı ve silttaşları ile dolomit ve kireçtaşları, Skityen-Alt Aniziyen yaşlı marnlar, Üst Aniziyen-Noriyen yaşlı pelajik/yarıpelajik kireçtaşları, Resiyen-Senomaniyen yaşlı neritik kireçtaşları ve Üst Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı bloklu flişle temsil edilir (Şenel, 1997).

Kretase yaşlı Tekirova ofiyolit napi okyanusal kabuk kökenli olup, bölgede peridotit, harzburgit, verlit, piroksenit, serpentinit, dunit, gabro, diyabaz gibi kayaç türleri ile ofiyolitli melanjla temsil edilir (Reuber vd., 1982; Juteau vd. 1983; Whitechurch vd., 1983; Yılmaz, 1984a,b; Şenel, 1997).

Antalya-Miyosen Havzası

Genelde Antalya Körfezi'nin kuzey ve kuzeydoğusunda yer alan bu havza, Orta Miyosen-Kuvatner yaşı neootokton örtü birimlerini oluşturmaktadır (Şenel, 1997). Bu örtü birimlerine Burdigaliyen yaşlı ve alüvyon yelpaze ortamına ait konglomeralar (Monod, 1977; Lhereux, 1983; Akay vd., 1985; Şenel, 1997) ve bunlar içinde çamurtaşları yer alır. Üst Burdigaliyen-Serravaliyen yaşlı kumtaşı, kiltaşı ve silttaşları bulunur. Düzensiz ardalanmalı bu kırıntılar içinde yer yer konglomera ve tuf-tüfit düzeyleri mevcuttur (Şenel, 1997). Langiyen yaşlı bol makrofossilli resifal kireçtaşları (Monod, 1977; Akay ve Uysal, 1985; Şenel vd., 1998) şelf ortamına aittir. Tortoniyen yaşlı ve molas karakterinde konglomeralar yaygındır ve yer yer resifal kireçtaşları, kiltaşı, silt taşı ve kumtaşı düzeylemesi kapsar. Üst Messiniyen-Alt Pliyosen yaşlı konglomeralar Manavgat batısında yüzeylenmekte altta karasal üstte ise konglomera, kumtaşı ve miltaşı ardanması ve bol makrofossil yığınlı (mercan, gastropod, lamelli, alg) biyohermler ile denizel ortam özelliklerini sergilemektedir (Poisson, 1977; Akay ve Uysal, 1985; Şenel, 1997).

Aksu kuzeydoğusunda Alt Pliyosen yaşlı resifal kireçtaşları yer yer mercan, alg, lamelli ve yığınlıdır (Poisson, 1977; Akay vd., 1985). Alt Pliyosen Manavgat kuzeydoğusunda ve Aksu batısında denizel kiltaşı, marn, silt taşı ve kumtaşları ile temsil edilmekte ve yer yer kumlu-kıllı kireçtaşları, lamelli ve gastropod yığınları içerirler (Poisson, 1977; Akay vd., 1985). Aksu batısında ve Kemer güneydoğusunda Üst Pliyosen yaşlı konglomera, kumtaşı ve çamurtaşları yaygındır. Bu birim altta kıyı stte ise alüvyon yelpazesı ortamlarına işaret

etmekte (Poisson, 1977; Akay vd., 1985; Şenel, 1986) ve Antalya travertenleri ile örtülmektedirler. Üst Pliyosen-Pleyistosen yaşı travertenler Antalya çevresinde geniş alanlar kaplamakta ve oluşumunu günümüzde de sürdürmektedirler. Travertenler topografya şekline, çökelme ortamındaki derinlik sıcaklık ve karbonat yoğunluğuna, flora ve fauna değişikliklerine göre dört farklı tip gösterirler (İnan, 1985). Bunlar; sık dokulu masif, bitki dokulu, süngerimsi ve oolitik travertenlerdir. Travertenler bilhassa Aksu çevresinde Pleyistosen konglomeralara geçmektedirler (Poisson, 1977; Akay vd., 1985; Şenel, 1986). Yüksek dağ yamaç ve eteklerinde yamaç molozu ve birikinti konileri ile kıyılardaki plaj kumları ve kumullar Kuvaterner'e özgü alüvyon birikintileri sergiler.

Anamas-Akseki Otoktonu

Antalya Körfezi'nin bilhassa kuzeybatısında yer alan bu otokton kütle Kambriyen-Kuvaterner aralığında çökelmiş platform tipi kaya birimlerini kapsar. Anamas-Akseki otoktonunun bölgede yüzeylenen en yaşlı birimi Üst Noriyen-Alt Resiyen (Üst Triyas) yaşı dolomitler olup bazen dolomitik kireçtaşı, stromatolitli düzeyler, alg ve megalodon gibi makrofosiller içerir (Dumont, 1976; Lhereux, 1983; Şenel vd., 1998). Üst Resiyen-Alt Liyas yaşı karasal kıırıntılar (kumtaşı, konglomera, kiltaşı, silttaş) bazen onkoidli kireçtaşı, oolitli-peletli kireçtaşı düzeyleri kapsar (Monod, 1977; Demirtaşlı, 1987; Şenel vd., 1998). Orta-Üst Liyas yaşı dolomitler neritik kireçtaşları ile geçişlidir ve onkoidli kireçtaşı ve oolitli-peletli kireçtaşı düzeylerini kapsar. Dogger-Malm yaşı oolitli kireçtaşları yer yer alt düzeylerinde kumlu-killi kireçtaşı, kumtaşı, kiltaşı ve silttaş seviyeleri kapsar (Türkünal, 1969; Lhereux, 1983; Demirtaşlı, 1987; Şenel vd., 1998). Kampaniyen-Maastrichtyen kalsitürbidit ara düzeyli, globotruncanalı mikrit ve çörtlü mikritlerle temsil edilir ve rudistli kireçtaşlarına yanal geçer (Altug, 1971; Dumont ve Kerey, 1975; Demirtaşlı, 1987; Şenel vd., 1998).

Alanya Napi

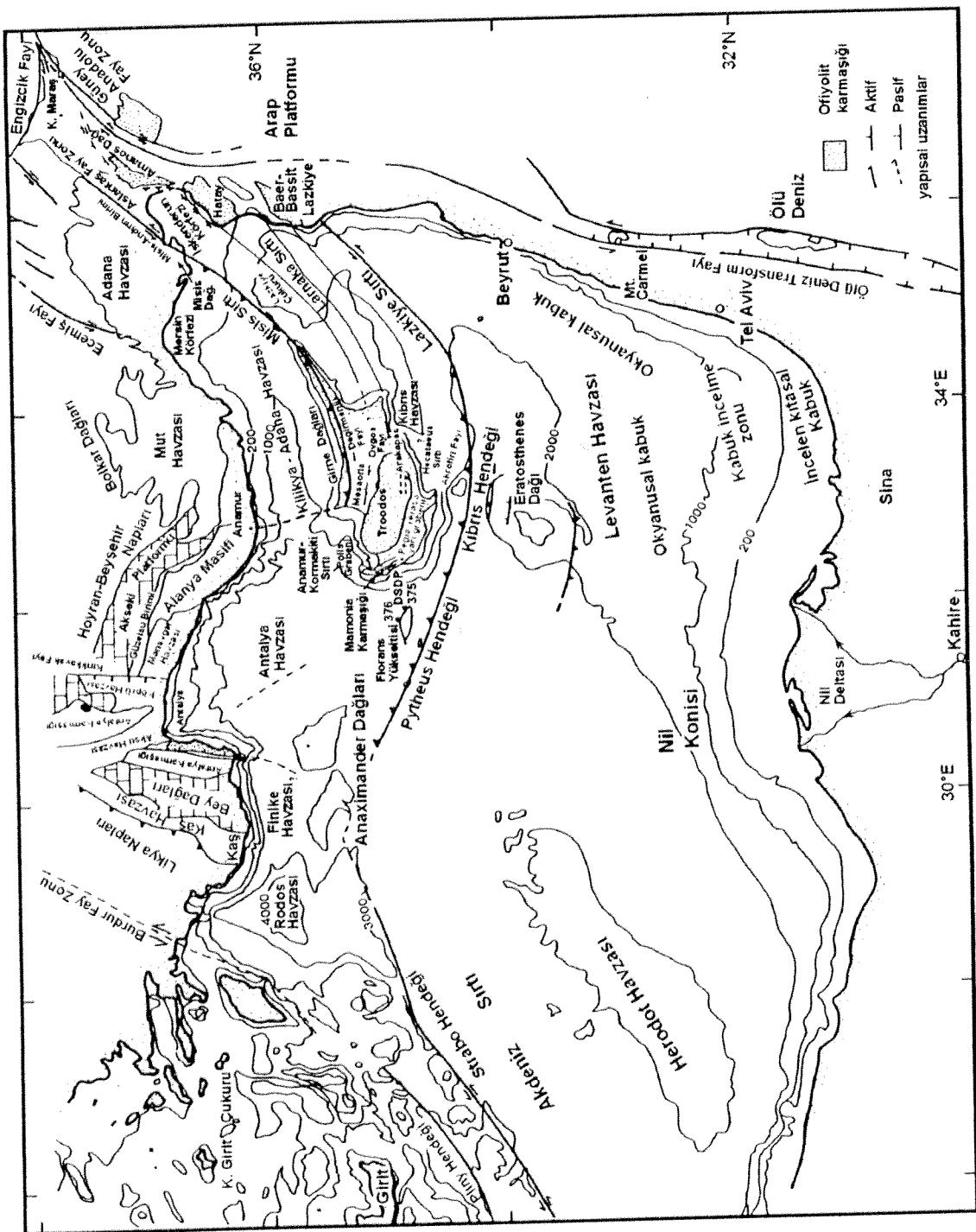
Kambriyen'den Eosen'e değiin olmuş kaya birimlerini içeren Alanya napi (Öztürk vd., 1995), Alanya birliği olarak da tanımlanmaktadır (Blumenthal, 1951) ve üç metamorfik naptan oluşmaktadır; Mahmurlar napi, Sugözü napi ve Yumrudağ napi (Okay ve Özgül, 1982; Kansun ve Baş, 2002). Özgül (1984)'e göre, Mahmurlar napi pelitik sistelerle arakatkılı metakuvarsit, rekristalize kireçtaşı ve dolotaşından oluşmaktadır. Yumrudağ napi'nın alt

kısimları pelitik şist arakatkılı rekristalize kireçtaşı ve dolotaşı ve kuvarsit, üst kısımları ise kalın rekristalize karbonatlardan oluşmaktadır. Sugözü napi eklogit ve mavişist metabazit arakatkılı granatlı mikaşistlerden oluşmaktadır. Alanya biriminin bu üç napi metamorfizmanın yeşilşist fasiyesini geçirmiştir. Alanya metamorfitlerinin doğu kesiminde yapılan çalışmalara göre (Işık ve Tekeli, 1995), buralarda yaygın kaya türleri metapelit (fillit ve şist: plajiolas, kuvars, muskovit-biyotit, granat, disten ve stavrolit), metabazit (yeşilşistler, mikaşistler, amfibolit: hornblend, aktinolit, plajiyoklaz, granat), mermer ve kuvarsitler olup, yüksek dereceli amfibolit fasiyesinin hakim olduğunu göstermektedirler.

1.2.3.2. Deniz Jeolojisi

Antalya Körfezi “Antalya Bazen” veya “Antalya Havzası” olarak doğu Akdeniz’i oluşturan fizyografik-morfotektonik elementlerinden biridir (Carter vd., 1972; Woodside, 1977). Antalya bazi doğusundaki Kilikya bazeinden Anamır-Kormakiti yükseltimi, güneyindeki Ertostenes bazeinden Florens yükseltimi ve batısındaki Rodos ve Finike bazelarından Anaksimander denizaltı tepeleri ile ayrılmaktadır (Şekil 6). Doğu Akdeniz’in Mesozoik Tetis’i (Şengör, 1980) kalıntıları olduğu öne sürülmektedir.

Antalya bazeının oluşumu genelde erken veya orta Tersiyer dönemlerindeki açılma, sıkışma ve çökme gibi karmaşık süreçlere bağlanmaktadır (Biju-Duval vd., 1974; 1978; Hsü, 1977; Woodside, 1977; Anastakis ve Kelling, 1991; UNESCO, 1992) ise de, havza tabanının şekillenmesinde tuz tektonizmasının önemli rol oynadığı düşünülmektedir (Smith, 1977; Evans vd., 1978). Afrika ve Avrasya levhalarının yaklaşması, orojenez, çökmeler ve derin çukurların olması, civar karasal kütlelerin yükselmesi ve yaygın evaporit çökelmeleri doğu Akdeniz’i Tersiyer gelişimini kontrol etmiştir (McKenzie, 1970; Bizon vd., 1974; Mulder vd., 1975). Antalya bazi de dahil, tüm doğu Akdeniz bazeleri geç Tersiyer (geç Miyosen, Messiniyen) evaporitleri ile karakterize olmuştur (Nesteroff, 1973; Mulder vd., 1975; Gvirtzman ve Buchbinder, 1976; Evans vd., 1978). Bazı jeofiziksel araştırmalara göre (Nesteroff vd., 1977) batı Torosların ve Antalya kompleksinin Kretase platform karbonatları ve Troodos tipi ofiyolitleri Antalya bazeinin altında da devam etmektedir. Mesiniyen evaporitlerinin (dolomitik marn, jips, anhidrit, halit) kalınlığı Antalya Körfezi’nin orta kısımlarında 2500 metreye kadar ulaşmaktadır (Hsü vd., 1978). Miyosen-Pliyosen arasıının ise, Antalya Körfezi’nde 2-5 km derinlikte olduğu tahmin edilmektedir (Woodside, 1977).



Şekil 6. Doğu Akdeniz'in tektonik birimlerini gösteren harita (Robertson, 1998'den uyarlanmıştır).

Antalya Neojen Havzasında yer alan Pliyosen-Kuvaterner yaşı çökel serileri, Pliyosen-Kuvaterner dönemlerde Alpin sisteme ait sıradagların yükselme hareketleri sebebiyle, 1000 yılda 0.5 m civarında çökme hareketine maruz kalmaktadır (Mulder vd., 1975).

Antalya bazeninin güney kenarında (Florens yükselişi) yapılan bir sondaj çalışması (Site 376) geç Miyosen-Holosen zaman aralığına ait tefra ve sapropel ardalanmalı pelajik marn, marntaşı, kireçtaşı, evaporitik marntaşı birimlerinin varlığını göstermektedir (Hsü vd., 1978). Kuzeydoğu Akdeniz tabanında Tersiyer öncesi litolojiler genelde jeofiziksel verilere ve çevredeki karasal kütlelerle karşılaştırmalı paleocoğrafik rekonstrüksyonlar sonucu elde edilmektedir. Mesozoyik veya yer yer Paleozoyik yaşı pelajik silisli ve kalkerli sedimentler kayaçlar ile intrusif ve extrusif mafik magmatik kayaçlar (ofiyolitler) karmaşığı kuzeydoğu Akdeniz tabanı altının Tersiyer öncesi oluşumlarını oluşturur (Biju-Duval, 1974; 1977; Lort, 1977; Robertson vd Woodcock, 1981a,b).

Antalya Havzası 'nın derin su kesimlerinde gerçekleştirilen jeofiziksel araştırmalar da üç farklı sismostratigrafik serinin varlığı açıklanmıştır (Biju-Duval vd., 1978; Hsü, 1977; Woodside, 1977; Özhan, 1983, 1988; Oral vd., 1988; Taviani ve Rossi, 1989). Körfez de mevcut olan bu seriler üstten alta doğru; Plio-Kuvatemer serisi, (yaklaşık 0.5-2 km kalınlığında); Üst Miyosen yaşı Evaporit serisi, (kalınlığı 1.5 km den fazla); Tortoniyen yaşı turbiditlerinden oluşan "pre-evaporite" serisi, (yaklaşık 2-3 km kalınlığında) olarak belirlenmiştir. Çeşitli araştırmacılar (Evans vd., 1978; Woodside, 1977) evaporitik serilerin halokinetiğe maruz kaldığını izah etmişlerdir.

Pliyosen'de özgü sedimentter birikimler "sapropellerdir" (Kidd vd., 1978; Hsü vd., 1978). Bu araştırmılara göre, "sapropel" marn sedimentleri içinde 1 cm'den kalın siyah, kahverengi veya koyu gri renkli ve sınırlı arakatmanlar halinde olup, % 2'den fazla organik karbon ihtiva eder. Aynı litolojik özellikte fakat % 0.5-2 arası organik karbon içeren sedimentlere ise "sapropelik" denilmektedir (Kidd vd., 1978). Hsü vd. (1978) ve Thunnell vd. (1984)' e göre Antalya bazeinde tesbit edilen ve 10 metreye varan kalınlıktaki Pliyosen sapropelleri veya sapropelik sedimentlerinin değişen iklim koşullarına bağlı azalan su sirkülasyonu ve oksijen miktarlarının sonucu olduğu olduğu belirtilmektedir.

Doğu Akdeniz bazenlerinin Kuvaterner tabanları sertleşmemiş sedimentlerden (çoğunlukla terijenik kil, silt, kum, çakıl; organik çamur, sapropel, volkanik kül-tefra, rüzgarla taşınmış tozlar) oluşmaktadır (Stanley, 1977). Bilhassa Türkiye kıyılarına yakın yerlerde akarsu alüvyonları, kavkı-çakıl taraçaları önemlidir. Jeofizik verilere göre (Stanley, 1977), Pliyosen-Kuvaterner sedimentlerin Antalya bazeindeki kalınlığı 1 km'ye kadar ulaşmaktadır.

Pleyistosen kuzey Akdeniz havzalarında en çok sapropeller ve nanofosilli marn veya kalkerli çamurlar ile ve çok az da tefra (volkanik kül) ile karakterizedir (Herman, 1972; Hsü vd., 1978; Williams ve Thunnell, 1979; Mullineaux ve Lohmann, 1981). Antalya Körfezi'nin güney kenarında bulunan ve kalkerli çamurlarla arakatkılı sapropel ve sapropelik çamurların Orta Würm sürecide (30-50.000 yr BP) birliği bilinmektedir (Malovitsky vd., 1975; Hsü vd., 1978). Doğu Akdeniz sapropel veya sapropelik sedimentlerin oluşumu ilgili çok sayıda çalışma olması nedeniyle (Ryan, 1972; Williams ve Thunnel, 1979; Schrade ve Matherne, 1981; Buckley vd., 1982; Calvert, 1983; Ten Haven vd., 1987; Rohling, 1994), burada fazla sunum ve tartışmaya girmemiştir.

Kuvaterner'deki deniz seviyesi değişimleri ve nedenleri

Antalya havzasındaki çökel serileri özellikle Kuvaterner'de oluşan buzul ve buzullar arası dönemlerdeki glasivel-östatic deniz seviyesi salınımlarından etkilenmişlerdir (King, 1972; Shepard, 1973; Komar, 1976; Bowen, 1978; Kennett, 1982; Fairbanks, 1989). Bu seriler deniz seviyesinin yükseldiği dönemlerde oluşmasına karşın, eski serilerin bir kısmı deniz seviyesinin alçaldığı dönemlerde erozyona uğramışlardır. Böylelikle Antalya Havzasında yer alan, Pliyosen- Kuvaterner yaşı çökel serileri çökme hareketlerinden ve deniz seviyesi salınımlarından oldukça etkilenmişlerdir. Bunlar iklim değişikliği sonucunda okyanuslardaki su kütlesinin azalması veya çoğalması ile meydana gelen hareketlerdir. Sıcaklığın çok düşüğü bir buzul devri esnasında, buharlaşma ile okyanusların kaybettiği suyun büyük bir kısmı karalar üzerinde karlar ve buzullar halinde alıkonulmaktadır. Bunun sonucunda okyanus seviyeleri düşer. Buna karşın karalar üzerindeki karların ve glasiyelerin büyük ölçüde eridikleri veya tamamen ortadan kalktıkları sıcak bir dönemde, kar ve buzulların erimesinden meydana gelen su okyanuslarının kütlesine katılır ve sonuçta deniz seviyesi yükselir (Erinç, 1963).

Kuvaterner döneminde oluşan deniz seviyesi salınımları esnasında su seviyesinin, bu günde seviyeye nazaran, -130 m'ye ya da derinlere düşüğü öne sürülmektedir (Emiliani ve Flint, 1980; Chappell ve Shackleton, 1986; Fairbanks, 1989). Diğer taraftan, son buzul çağının (last glacial epoch) günümüzden yaklaşık 70,000-80,000 yıl önce başladığı ve deniz seviyesindeki en fazla alçalmanında (100-130 m), son buzul çağının maksimumunda (last glacial maximum), meydana geldiği (18,000-20,000 yıl önce) açıklanmış bulunmaktadır (Şekil 7). 18,000-20,000 yıl önce meydana gelen ve deniz seviyesinin en düşük değerine ulaşığı bu dönemde aynı zamanda Geç Pleyistosen-Holosen ya da Flandrien transgresyonun başlangıcı olarak kabul edilmektedir.

1.2.3.3. Önemli Maden ve Mineral Yatakları

Antalya Körfezi'nin doğusunda, bilhassa Alanya ve Gazipaşa civarında zimpara, barit ve kuvarsit yatakları mevcuttur (MTA, 1977; Ersehen, 1989). Gençer ve Ertürk (1990). Antalya-Gazipaşa arasındaki Paleozoyik metamorfik seriler üzerinde kuvarsit aramaları yapmışlardır.

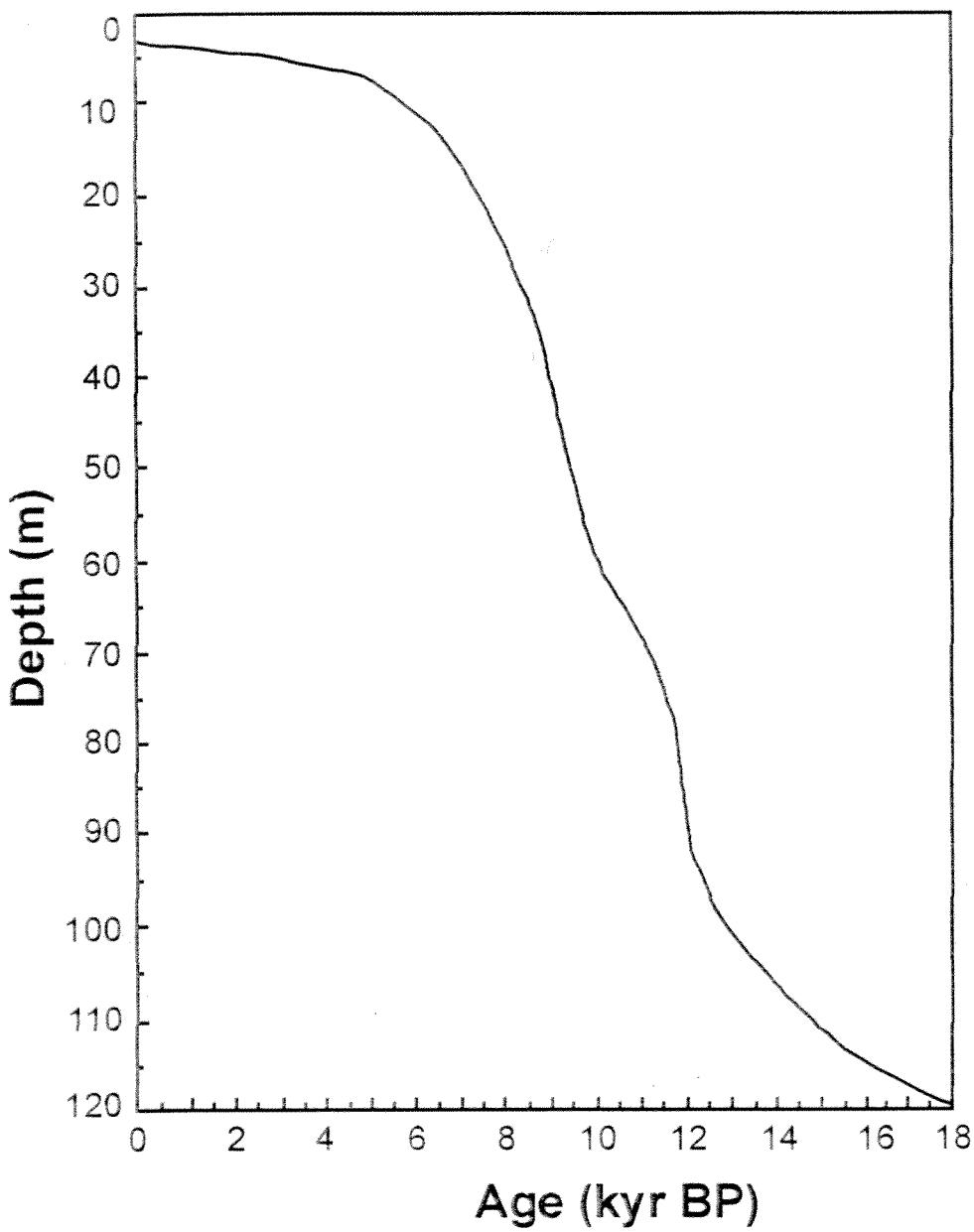
Ayhan (1990) Aydap ve Yuları kurşun-çinko yataklarının kökenini araştırmıştır. Permiyen yaşlı metamorfik kayaçlar içinde yataklanan sülfidli kurşun-çinko yataklarına ait cevher mineralleri karstlaşan metamorfizma ve tektonizma ile ilksel konumunu kaybederek kırıklara ve karbonatlı kayaçlara yerleşmişlerdir.

Alanya masifi içinde yer alan Karalar-Gazipaşa galenit-barit yataklarının mineraloji ve petrografisi Çopuroğlu (1994) ve Bozkaya ve Gökçe (2002) tarafından incelenmiştir.

2. MALZEME VE YÖNTEMLER

2.1. R/V Bilim

Bu proje kapsamında gerçekleştirilen araştırmaya ilişkin batimetrik ve yüksek ayırmılı (Uniboom) sismik veriler ODTÜ Deniz Bilimleri Enstitüsü'ne ait R/V Bilim gemisi ile toplanmıştır. 1983 yılında hizmete giren R/V Bilim gemisi, 1985 yılından itibaren açık deniz araştırmalarında aktif olarak kullanılmıştır. 40 m boyunda ve 433 gross tonluk gemi 14 bilim adamı ve 12 gemici ile 45 günlük sefere çıkabilecek kapasitededir. Gemi 820



Şekil 7. Radyokarbon tarihlendirmeli Barbados deniz seviyesi değişim eğrisi (Fairbanks, 1989). Antalya Körfezi kita sahanlığında depolanan çökel-4 serisi bu eğride son 18.000 yıllık Flandriyen transgresyonunu (Holosen dahil) temsil etmektedir.

HP dizel motoru ile çalışmaktadır. Normal seyir hızı 10 knots'dır. Gemide GPS sistemi ile 60 ve 30 mil mesafeli iki standart radar vardır. Gemi oşinografik (fiziksel, kimyasal, biyolojik, jeolojik ve jeofiziksel) araştırmalar için gerekli donanımlara sahiptir.

2.2. Konum Bulma Sistemi

Veri toplama sırasında, geminin rotasının ve istenilen andaki mevkisinin saptanmasında, R/V Bilim gemisine monte edilmiş olan Trimble marka (NT200DGPS) differential global konum belirleme sistemi kullanılmıştır. Bu sistemin en büyük özelliği, sistemin kendi içerisinde yerleştirilmiş olan iki elektronik devrenin bulunmasıdır. Bunlardan birinin (nautical chart reader) aracılığı ile çalışılacak bölgenin bütününen ekran üzerinde görülebilmesi sağlanmakta ve ayrıca geminin izlediği rotanın aynı ekran üzerinde takip edilebilmesi mümkün olmaktadır. Diğer devre ise, elde edilen tüm verileri (enlem/boylam, hız, zaman vb.) depolamaktadır. NT 200DGPS sistemi 12/24 VDC ile çalışmakta olup, hassasiyeti ± 2 m civarındadır. Sistemin veri kazanç süresi 1 dakikanın altında olup, veriler 1 saniye aralıklarla yenilenmektedir.

2.3. Derinlik Ölçme Sistemi

Araştırma bölgesindeki derinlik okumaları, R/V Bilim gemisine monte edilen, *JMC* (Model F-830) marka derinlik ölçer cihazı kullanılarak elde edilmiştir. Bu cihaz yardımıyla bir hat boyunca veya herhangi bir noktada ölçümek istenilen derinlik değerleri sayısal ve analog olarak izlenebilmektedir. İsiya hassas kağıt üzerine derinlik değişimleri bir profil şeklinde kayıt edilebilmektedir. Aynca renkli monitor yardımı ile taban profillerinin gözlenme imkanıda vardır. *JMC* echo-sounder sistemi 2600 m'lik su derinliğine kadar çalışma kapasitesine sahiptir. Aynca sistemin, çalışma koşullarına göre seçilebilen ve farklı frekanslara (28 ve 200 kHz) sahip olan transducer'i bulunmaktadır.

Derinlik ölçümelerini etkileyen en önemli iki faktör, su kolonundaki ses hızı değişimleri (deniz suyunun tuzluluğuna, sıcaklığına ve derinliğine bağlıdır) ile gel-git olaylarının yarattığı su seviyesi değişimleridir. Derinlik ölçümeleri sırasında, ortalama 1500 m/sn'lik ses hızı değeri baz alınmıştır. Gel-git olaylarından kaynaklanan değişimler ODTÜ Deniz Bilimleri Enstitüsündeki su eşeli ile ölçülmüş ve bu değişimin ± 25 cm civarında olduğu belirlenmiştir.

Bu değişim değeri ise çok küçük olup cihazın hata sınırları içinde kalmaktadır. Araştırma sahasındaki derinlik değerleri tüm araştırma hatları boyunca ölçülümuştur (Ekler 1, 2-7). Eş derinlik eğrileri (Ek 1), önceki araştırmalardan (Tezcan, 2001) ve yayınlanmış haritalardan (SHOD, 1970; 1974; 1975; 1976) faydalanılarak çizilmiştir.

2.4. Yüksek Ayırımlı Sismik Yansıma Sistemi

Çalışma sahasında deniz tabanının dip altı yapısını araştırmak amacıyla, Ek 1 de konumları gösterilen tüm araştırma hatları boyunca, EG&G Uniboom Sığ Sismik Tarama sistemi kullanılmıştır. Bu sistem esas olarak; enerji kaynağı (Model 234), ses kaynağı (Model 230-1), hidrofon (Model 265) ve sismik kayıt alıcı (Model 255) ünitelerinden oluşmaktadır. Enerji kaynağı, enerji depolayan ve sisteme enerji gönderen bir ünitedir. 230 ± 30 V AC elektrik akımı ile çalışmaktadır. Bu akım özel bir sistemle 3.5 kV'luk doğru akıma çevirmekte ve kapasitörlerde enerji (çalışma koşullarına göre 100,200 ve 300 Joule olarak ayarlanabilmektedir) toplanmasına neden olmaktadır. Sismik kayıtçıdan gelen tetikleme (trigger) sinyali ile kapasitörlerde depolanan bu enerji, ses kaynağına iletilmektedir.

Ses kaynağı, katamaran adı verilen ve su yüzeyine yakın olarak çekilebilmesini sağlayan, küçük bir araç üzerine monte edilmiş olup; geminin içinden halatlar yardımı ile çekilmektedir. Enerji kaynağından gelen güç, bir kablo ile ses kaynağına iletilir. Ses kaynağı elektromekanik bir düzenek olup, yassı bir elektrik sargısı ile bunun altında bulunan metal bir plaka ve lastik bir diyaframdan oluşmaktadır. Sargıdan geçen enerjinin boşalımı sonunda meydana gelen manyetik alan, bir darbe halinde metal levhayı iterek 0.2 milisaniyelik, geniş bantlı (400 Hz-14 kHz) akustik bir basınç darbesi oluşturur. Bu özellikteki bir akustik dalga ise, tabandan itibaren 75 m derinliğe kadar kayıt alınmasını sağlayabilir. Sistemin ayırmılılığı (resolution) 30 cm civarındadır.

Hidrofon, 25 mm çaplı, 4.6 m uzunlukta ve özel bir sıvı ile dolu, plastik bir boru içerisinde eşit aralıklarla dizilmiş sekiz adet tranducer elementinden oluşmaktadır. Çalışmalar esnasında hidrofon, teknenin arkasında ve ses kaynağından belirli bir uzaklıkta çekilmektedir. Ses kaynağından çıkararak deniz tabanı ve daha derinlerden yansıyan akustik dalgalar, transducerler tarafından elektrik akımına dönüştürülmektedir. Hidrofonun hassasiyeti -70db/volt/mikrobar, band genişliği 100 Hz-10 KHz, çıkış impedansı ise 2000 ohm'dur.

Sismik kayıtçı, NDK ve MYLAR tipindeki özel kağıtlar üzerine analog kayıt yapabilmekte ve 230V AC ile çalışmaktadır. Kayıt genişliği 22 cm, kayıt yoğunluğu 20-80 çizgi/cm dir. Yüksek ayırmalı sismik yansımaya sisteminin tüm elemanları ile irtibatlı olan bu kayıtçı, değişik çalışma koşullarına göre gerekli düzenlemeleri sağlayabilme imkanını da vermektedir. Bu kayıtçı ünitesi, sistemin en kompleks elemanı olup, sadece kayıt mekanizması işlevini değil, diğer ünitelerin fonksiyonlarıyla ilgili proses ve düzenleme işlerini de gerçekleştirmektedir. Katamaran üzerinde ve su içinde (yüzeye yakın ofararak) çekilmekte olan ses kaynağında akustik dalga üretilmesine ilişkin zamanlama görevleri de sismik kayıtçı tarafından yürütülmektedir. Ses kaynağından çıkış, deniz tabanına ve dip altındaki jeolojik yapılardan yansıyacak, hidrofona gelen akustik dalgaların oluşturduğu elektrik akımlarının kayıt kağıdı üzerinde, gidiş-dönüş zamanına bağlı bir iz bırakmaları sağlanmaktadır. Farklı derinliklerde yer alan ve değişik özelliklerde bulunan jeolojik yapılardan yansıyacak geri dönen akustik dalgalar, gerek gidiş-dönüş zamanı ve gerek taşıdıkları enerji seviyelerine göre farklı olacak kayıt izleri oluşturmaktadır. Ard arda oluşan bu kayıt izleri vasıtasiyla deniz dibi ve dip altının sürekli profilleri elde edilmektedir. Bu profillerin gidiş-dönüş zamanı cinsinden kayıt edilme kademeleri, 50, 100, 200 ve 400 milisaniye halinde ayarlanabilmektedir.

Bu proje kapsamında gerçekleştirilen Uniboom sığ-sismik profil alma işlemleri sırasında farklı çökel serileri ve bu serilere ait fasyesler tespit edilerek yorumlanmıştır (Ekler 8-13). Sismik verilerin yorumlanması sırasında ses hızı, su için 1500 m/s ve sediman için ise 1700 m/s olarak alınmıştır (Ekler 8-13).

2.5. Sismik Stratigrafî Yöntemi

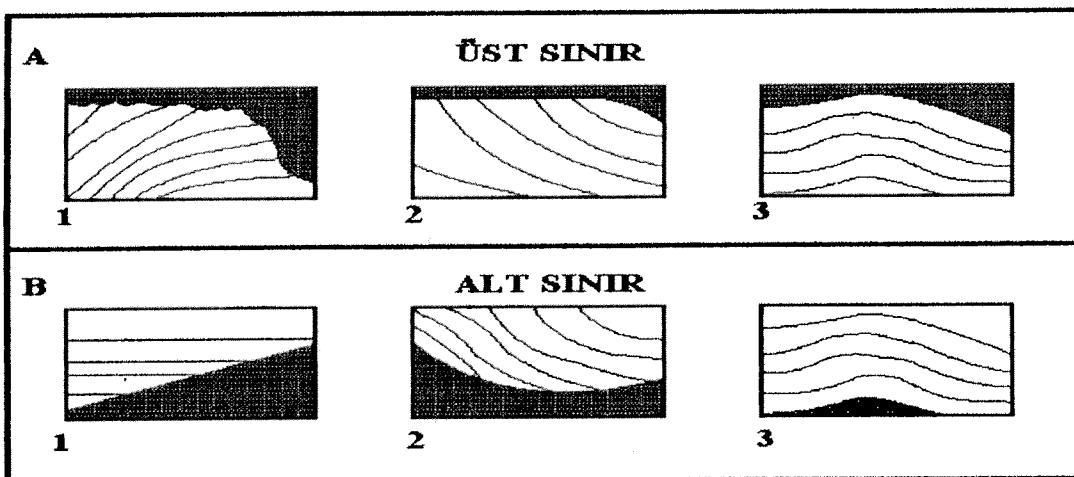
Bu çalışmaya ait yüksek ayırmalı sismik yansımaya kayıtlarının yorumlanmasında sismik stratigrafik metod uygulanmıştır. Exxon araştırma grubunca 1970'li yılların ortalarında öne sürülen ve son yıllarda kavramları oldukça genişletilerek endüstride geniş bir kullanım alanı bulan bu yöntem, sismik yansımaya kesitlerinden faydalananarak jeolojik bilgilerin, stratigrafi kullanımıyla, elde edinilmesi ilkesine dayanmaktadır. Genelde sismik yansımalar tabaka yüzeyleri veya uyumsuzluklar boyunca oluşan yeterince güçlü akustik empedans (hız x yoğunluk) farklılıklarından kaynaklanmaktadır (Vail ve Mitchum, 1977). Dolayısı ile yansımalar, çökellerin ve çökel ortamlarının belirleyicisidirler.

Sismik stratigrafik yorumlamada ilk aşama, seri (sequence) analizi olup (Mitchum, 1977), çökel serilerinin (depositional sequence) ayırt edilmesidir. Çökel serileri, uyumsuzluk yüzeyleri ve/veya bunların korele edilebilen uyumlu yüzeyleriyle sınırlandırılmışlardır (Mitchum vd., 1977a). Çökel serileri içerisindeki sismik yansımaların bu yüzeylerde sona ermeleri, çökel serilerinin belirlenmesinde kullanılmaktadır. Yansımaların, serilerin alt ve üst yüzeylerindeki sona erme durumlarına göre kullanılan terimler Şekil 8'de gösterilmiştir. Fasiyes analizi, sismik stratigrafik yorumlamada ikinci aşama olup, çökel serileri içerisindeki farklı sismik yansımaların belirlenmesidir (Mitchum vd., 1977b). Sismik yansımaların belirlenmesinde kullanılan parametreler, yansımının şekli, sürekliliği, amplitüdü, frekansı, ve sismik hızıdır. Ancak, bu parametrelerden yansıma şekli sismik kesitlerde kolaylıkla görülebildiğinden fasiyes analizinde esas olarak alınmaktadır. Fasiyes analizi esnasında en çok karşılaşılan yansıma şekilleri Şekil 9'da gösterilmiştir.

Sismik stratigrafik yorumlamanın en son aşaması çökel serileri ile deniz seviyesi değişimlerinin korele edilmesidir. Sismik stratigrafide çökel serilerinin sınırlarının, genel olarak, deniz seviyesindeki alçalma-yükselme hareketleriyle ilgili olduğu kabul edilmektedir (Vail ve Mitchum, 1977). Deniz seviyesinde meydana gelen salınımların zamansal olarak bilinmesi ile de, çökel serisinin hangi yaosta olabileceği hakkında yorum yapma imkanı doğmaktadır.

2.6. Bilgisayar Donanımı ve Yazılım Programları

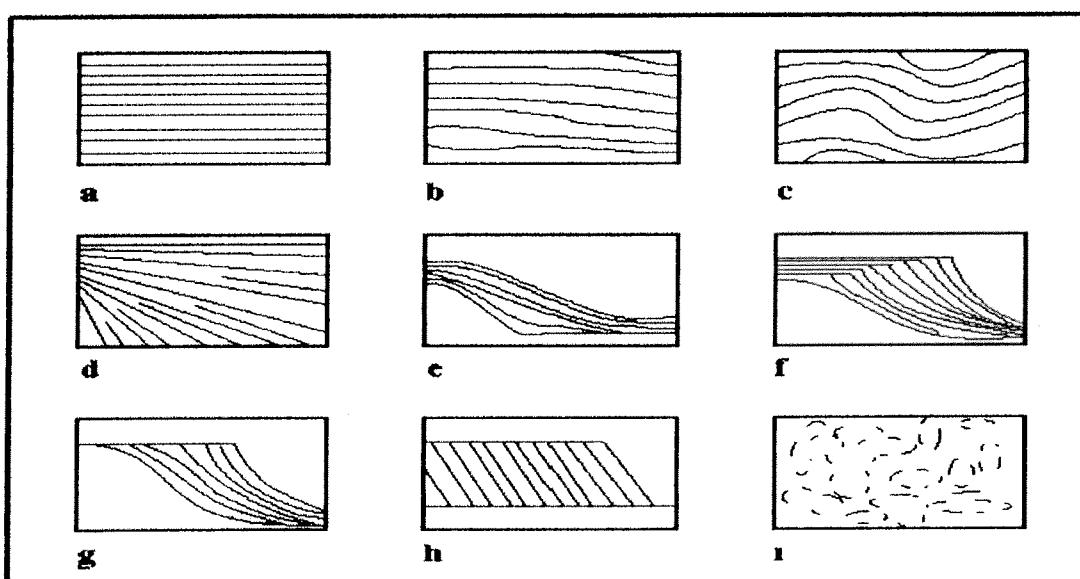
Global konum belirleme sistemi (GPS) ile elde edilen veriler enstitümüz tarafından hazırlanan GeoSoft programı ile bilgisayara aktarılmıştır. Bu verilere ilave olarak, sismik kesitlerden yorumlanan tabaka kalınlıklarına ait ölçüm değerleri Microsoft Excel for Windows 98 Version 2000 (Microsoft Corp.) yazılımları aracılığı ile bilgisayar ortamına aktarılmışlardır. Haritaların çiziminde Matlab Version 6.0 ve Surfer (Win32) Version 7.0 (Golden Software Inc.), şekillerin çiziminde ise Corel Draw 10 (Corel Corp.) yazılım programları kullanılmıştır. Haritaların ve şekillerin basımı HP Design Jet 350C çizicisi ile gerçekleştirilmiştir.



Şekil 8: Sismik stratigrafik yorumlamada bir çökel serisi içerisindeki mevcut tabakaların, çökel serisinin sınırları ile olan ilişkisi (Mitchum ve dig., 1977a).

A. Tabakaların çökel serisinin üst sınırı ile olan ilişkisi. A1. Aşınma kesilmesi (erosional truncation). A2. Üstte sona erme (toplap). A3. Üst yüzeye uyumlu (top-concordance).

B. Tabakaların çökel serisinin alt sınırı ile olan ilişkisi. B1. Tabanda yatay sona erme (onlap). B2. Tabanda eğik sona erme (downlap). B3. Alt yüzeye uyumlu (base-concordance).



Şekil 9. Sismik stratigrafik yorumlamada çökel serileri içerisinde en çok karşılaşılan sismik yansımaların tipleri (Mitchum ve dig., 1977b).

a. Düz paralel. b. Paralele yakın. c. Dalgalı paralel. d. Uzaklaşan (divergent). e. S şeklinde (sigmoid). f. S şeklinde ve yatık (complex sigmoid-oblique). g. Yatık sıyırmaya (oblique-tangential). h. Yatık paralel (oblique parallel). i. Karmaşık (chaotic). Bu yansımalarından e, f, g ve h aynı zamanda ilerleyen (prograding) yansımalar olarak da adlandırılmaktadır.

2.7. Sediment Örnekleme ve Analiz Yöntemleri

ODTÜ-Erdemli Deniz Bilimleri Enstitüsü'ne bağlı R/V Bilim Araştırma Gemisi ile Antalya Körfezi'nin kıyı sahanlığı ve üst kıtasal yamaç bölgelerinde ağırlıklı serbest düşme karotiyeri kullanarak 15 nokta istasyonda sediment örnekleri alınmıştır (Şekil 2; Tablo 2). Sediment karotlarının alındığı su derinlikleri 20-880 m arasında ve alınan sedimentlerin kalınlıkları ise 182 cm'ye kadar ulaşmaktadır. Karotlar ise takriben 1m uzunlukta parçalara ve daha sonra boyuna iki parçaya kesilmiştir. Karotların bir parçası arşiv malzemesi olarak muhafaza edilmiş diğeri ise 5'er cm'lik dilimlere ayrılmış ve etüvde düşük sıcaklıkta kurutulmuştur.

Sediment örneklerinin tane boyu analizleri Folk (1974)'de belirtilen yöntemlere göre (elek + pipet) gerçekleştirilmiştir. Burada çakıl (> 2 mm), kum (2 mm - 0.063 mm), silt (0.063 – 0.002 mm), kil (< 0.002 mm) ve çamur (silt + kil; < 0.063 mm) miktarları ölçülmüştür. Toplam karbonat analizleri için Müller (1967) ve Loring ve Rantola (1992)'de belirtilen gazometrik-volumetrik yöntem kullanılmıştır. Bu yöntemin temeli, sedimentteki karbonatın HCl asit ile tepkimeye bırakılması ve ortaya çıkan CO_2 gazının hacimsal 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 CO_2 gazı, renklendirilmiş su yüzeyine basınç yapar ve dereceli cam boru üzerinde yükselmesini sağlar. Bu değer okunur ve aşağıdaki formül yardımıyla % CaCO_3 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 ağırlığı

b= örneğin asitle reaksiyonu sonucu dereceli su borusunda su yükselimi

X_1 = 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 ± 0.5 % ağırlık olarak verilmektedir (Müller, 1967). Sedimentin toplam organik karbon miktarı, Gaudette vd. (1974)'de belirtilen yaş kimyasal-titrasyon yöntemiyle ölçülümuştur. Bu yöntemde, öğütülmüş ve kurutulmuş 0.5 gr sediment

Tablo 2. Bu çalışmada kullanılan sediment karotlarının alındığı istasyonlar.

| İstasyon | Boylam | Enlem | Su derinliği (m) | Sediment kalınlığı (cm) |
|----------|--------|--------|------------------|-------------------------|
| 4 | 30.353 | 36.375 | 38,6 | 149 |
| 5 | 30.373 | 36.374 | 160 | 111 |
| 6 | 30.390 | 36.374 | 880 | 184 |
| 10 | 30.559 | 36.503 | 18 | 53 |
| 11 | 30.560 | 36.480 | 80 | 121 |
| 12 | 30.560 | 36.460 | 205 | 146 |
| 14 | 31.184 | 36.435 | 275 | 147 |
| 15 | 31.185 | 36.449 | 101 | 74 |
| 16 | 31.183 | 36.472 | 20 | 70 |
| 17 | 31.401 | 36.383 | 22 | 20 |
| 18 | 31.392 | 36.366 | 314 | 150 |
| 19 | 31.384 | 36.352 | 646 | 172 |
| 20 | 31.542 | 36.293 | 418 | 126 |
| 21 | 31.553 | 36.313 | 60 | 23 |
| 22 | 31.560 | 36.328 | 32 | k.z. |

k.z.: kaba taneli zeminde örnek alınamadı.

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 indikatorü 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 $\pm 0.25\%$ ağırlık olarak verilmektedir (Gaudette vd., 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.

Sediment örneklerin multielement analizleri Kanada'da ACME Laboratuvarları'nda yapılmıştır. 1 gr kurutulmuş ve öğütülmüş örnek HF + HNO_3 + $HClO_4$ + HCl asit karışımıyla çözülerek ICP-ES (Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometer) ile ölçülmektedir. Analizlerin doğruluğu ve hassasiyetini tespit etmek için jeolojik referans örnekler (CT3 ve G2) ve replikat ölçümler de değerlendirilmiştir. Laboratuvar yetkilileri, analiz sonuçlarının genelde $\geq 90\%$ doğru olduğunu belirtmektedirler. Bazı elementler (Ag, Au, Cd, W, Ta gibi) ölçüm limitlerinde bulunmadıklarından bu çalışmada değerlendirilmemişlerdir.

Mineralojik tayinler M.T.A.'da XRD ile yapılmıştır. Seçilen örneklerde tüm mineral ve kil mineral analizleri gerçekleştirilmiştir. Bu raporda sadece kil mineralleri üzerine deғinilmiştir. Mineral belirlemelerinde ASTM (1972) kartotekslerinden yararlanılmış ve Gündoğdu (1982)'ye göre mineral yüzdeleri hesaplanmıştır. Kil mineralleri tanımlanırken normal, etilen glikollu ve fırınlı olmak üzere 3 ayrı çekim yapılmış ve kil minerallerinin (001)

yansımalarından elde edilen dhkl değerleri Grim (1968) ve Wilson (1987)'e göre değerlendirilmiştir. Çekimlerde Philips PW 1140 model X-işinları difraktometresi kullanılmıştır.

3. GELİŞME

3.1. Batimetrik Özellikler

Deniz tabanının batimetrisi ile ilgili olan özellikler, Ek 1'de konumları belirlenen AK1-AK6 hatlarına ait derinlik ölçer kayıtları (Ekler 2-7) incelenerek aşağıda yorumlanmıştır.

Batı-doğu yönünde uzanan AK1 derinlik ölçer kayıtı (Ek 2) üzerinde yapılan ölçümlerde, hattın başlangıç noktasından 50 m'lik su derinliğine kadar, deniz tabanının ortalama eğim değeri 1.5° olarak bulunmuştur. Ancak, 50 m'lik su derinliğinden itibaren, yaklaşık 200 m'lik su derinliğine kadar, deniz tabanının ortalama eğim değeri 18.5° ye ulaşmaktadır (Ek 2). Eğimdeki bu ani değişim muhtemelen faylanma nedeniyelerdir (Tezcan, 2001). Bunun yanısıra, AK1 derinlik ölçer kayıtı üzerinde, 200 m'den daha derin yerlerde bazı topografik yükseltiler belirlenmiştir. Bu yükseltilerin, kayma veya çökme olayları sonucunda oluştuğu açıklanmıştır (Tezcan, 2001). Bu tür yapılar, Mersin Körfezi (Okyar, 1991), Anamur Körfezi (Ediger vd., 1993) ve Göksu Deltası (Okyar ve Ediger, 1998) gibi, doğu Akdeniz'in değişik bölgelerinde tesbit edilmiştir.

AK2 derinlik ölçer kayıtı (Ek 3) üzerinde, deniz tabanının ortalama eğim değeri, hattın başlangıç noktasından 73 m'lik su derinliğine kadar, 1° den daha az (0.7°) olmasına karşın; 73'm den itibaren, yaklaşık 180 m'lik su derinliğine kadar, deniz tabanının ortalama eğim değeri 3.3° ye ulaşmaktadır. Ayrıca derinlik ölçer kayıtı üzerinde (Ek 3), 60 m'den daha derin kesimlerde, bazı topografik düzensizlikler gözlemlenmiştir. Bu topografik düzensizliklerin dip akıntıları sonucunda oluşmuş erozyonal yapılar olduğu açıklanmıştır (Tezcan, 2001).

Kuzeybatı-güneydoğu yönünde uzanan AK3 derinlik ölçer kayıtı (Ek 4) üzerinde, deniz tabanının ortalama eğimi, hattın başlangıç noktasından, yaklaşık 110 m'lik su derinliğine kadar, 0.5° olarak hesaplanmıştır. 110 m'den itibaren ise, yaklaşık 243 m'lik su derinliğine

kadar ortalama eğim değeri 2° olarak ölçülmüştür. Bu kayıt üzerinde (Ek 4), deniz tabanında, herhangi bir topografik düzensizliğe rastlanılmamıştır.

AK4 derinlik ölçer kayıtı (Ek 5) üzerinde, deniz tabanının ortalama eğim değeri, hattın başlangıç noktasından, yaklaşık 83 m'lik su derinliğine kadar 1.6° olarak ölçülmüştür. 83 m'den itibaren ise, yaklaşık 208 m'lik su derinliğine kadar ortalama eğim değeri 4.5° olarak hesaplanmıştır. Bu kayıt üzerinde (Ek 5), deniz tabanının 23 m den daha sıç kesimlerinde, yükseklikleri 1 m'den daha az (75-50 cm civarında) olan mikrotopografik yapılar gözlemlenmiştir. Bu yapıların (sediman dalgaları), sıç kesimlerde etkili olan akıntı ve dalga hareketleri sonucundaoluştuğu tahmin edilmektedir (Tezcan, 2001; Okyar ve Ediger, 1997).

AK5 derinlik ölçer kayıtı (Ek 6) üzerinde, deniz tabanının ortalama eğim değeri, hattın başlangıç noktasından, yaklaşık 50 m'lik su derinliğine kadar 0.8° olarak hesaplanmıştır. 50 m den itibaren ise, yaklaşık 126 m'lik su derinliğine kadar ortalama eğim değeri 11° olarak ölçülmüştür. Bu kayıt üzerinde (Ek 6) deniz tabanında herhangi bir düzensizliğe rastlanılmamıştır.

AK6 derinlik ölçer kayıtı (Ek 7) üzerinde, deniz tabanının ortalama eğim değeri, hattın başlangıç noktasından, yaklaşık 66 m'lik su derinliğine kadar, 0.4° olarak hesaplanmıştır. 66 m'den itibaren ise, yaklaşık 230 m'lik su derinliğine kadar, ortalama eğim değeri 39° olarak ölçülmüştür. Ancak, eğimdeki, bu anı artışın faylanmadan kaynaklanmış olabileceği tahmin edilmektedir. Bunun yanısıra, derinlik ölçer kayıtı üzerinde (Ek 7), su derinliğinin 60 m civarında olduğu yerde, çevresine nazaran 5.5 m'lik bir derinliğe sahip, 380 m genişliğinde V şeklinde bir çukurluğa rastlanılmıştır. Bu çukurluğun, faylanmayı takiben erozyon sonucunda oluşması mümkündür (Tezcan, 2000).

Özet olarak, Antalya Körfezi'nin batı (Göynük-Hurmaköy) ve kuzey (Hurmaköy- Manavgat) kıyıları önünde uzanan kıta sahanlıklarını, doğu (Manavgat-Alanya) kıyıları önünde uzanan kıta sahanlığına nazaran az bir eğime sahiptirler. Tezcan (2001)'e göre Manavgat'ın batısında uzanan kıta sahanlığının ortalama eğim değeri 2° den az olmasına karşın, Manavgat'ın doğusunda uzanan kıta sahanlığının ortalama eğim değeri 2° den daha fazladır. Bu tür özellik ise batı ve kuzey kıta sahanlıklarına muhtemelen yüksek miktarda akarsu girdisini ve/veya sedimanların bölgede hakim akıntı sistemi ile doğuda batıya doğru taşınarak bu alanlarda

depolanmasını yansitmaktadır. Bunun yanısıra, araştırma sahasının bazı yerlerinde, deniz tabanının ortalama eğim değerinin (18.5° , 39° gibi) yüksek değerlere ulaşması faylanmalar sonucudur (Ekler 2, 7).

Genel olarak bölgenin batimetrik haritası incelendiğinde (Ek 1), eşderinlik eğrilerinin kıyıya paralel olarak uzandıkları görülmektedir. Ancak bazı yerlerde, Göynük'ün kuzeydoğu kıyısı ile, Hurmaköy, Güzeloba, Alanya ve Gazipaşa kıyıları önlerinde bu paralellik kaybolmaktadır (Ek 1). Söz konusu alanlarda denizaltı kanyonları belirlenmiştir (Okyar, 2000; Tezcan 2001). Denizaltı kanyonlarının faylanma ya da deniz seviyesinin düşmesiyle birlikte akarsuların aşındırmaları sonucuoluştuğu Shepard (1977) tarafından açıklanmıştır. Sismik araştırmalar sonucunda, araştırma sahası içerisinde yer alan bu denizaltı kanyonlarının bazlarının tektonik kökenli olabileceği tahmin edilmektedir (Okyar, 2000; Tezcan, 2001).

Yukarıda açıklanan bilgiler, Antalya Körfezi 'nin deniz tabanı topografyasının, tektonik, sedimentasyon ve bölgede hakim olan hidrodinamik koşullar tarafından kontrol edildiğini göstermektedir.

3.2. Dipaltına Ait Sismik Stratigrafik Özellikler

Araştırma sahasından elde edilen sismik kayıtların (Ekler 8-13) sismik stratigrafik yöntem kullanılarak yorumlanması sonucunda akustik temel (AB) üzerinde uzanan dört farklı çökel serisinin (depositional sequence) varlığını ortaya koymuştur. Ayrıca, uygulanan sismik fasiyes analizleri sonucunda, çökel serileri içerisinde farklı fasiyesler (a, b) ayırt edilmiştir (Ekler 8-10).

Çökel serilerinden en yaşlı olanlarının (çökel serileri 1,2 ve 3) Flandriyen transgresyonu öncesinde depolanmış olduğu belirlenmiştir. Diğer çökel serisinin ise (1) Flandriyen transgresyonu (Geç Pleyistosen-Holosen) esnasında depolanmış olduğu açıklanmıştır. Flandriyen ve Flandriyen öncesi çökel serilerini birbirlerinden ayıran ve Buzul Çağı bir aşınım yüzeyi olarak yorumlanan bir R reflektörü belirlenmiştir. Bu aşınım yüzeyinin (R), deniz seviyesinin düşmesiyle birlikte açığa çıkan kita sahanlığının hava altı/akarsu erozyonuna maruz kalmasıylaoluştuğu tahmin edilmektedir (Tesson vd., 1990; Okyar, 1991;

Ergin vd., 1992; Park ve Yoo, 1998; Salge ve Wong, 1988; Okyar ve Ediger, 1999; Tezcan ve Okyar, 2001; Tezcan, 2001).

3.2.1 Akustik Temel (AB)

Akustik temel sismik kayıtlarda, karmaşık yansımı şekilleriyle ayırt edilmiştir (Ekler 8-13). Genel olarak, akustik temelin üst yüzeyi, faylanma ve erozyon nedeniyle, engebeli (inişli/çıkışlı) bir görünüm sergilemektedir (Ekler 9-11,13). Kara kesimindeki jeolojik formasyonların (Şekil 5) devamı niteliğinde olan akustik temelin, Antalya Körfezi 'nin batı kesiminde (Çavuş Burnu-Antalya; Ek 1) Triyas yaşılı ofiyolitli- radiyolaritli serileri ihtiva eden Antalya Napi'na, kuzey kesiminde (Antalya-Alanya; Ek 1) ise konglomera, kireçtaşısı ve traverten gibi farklı litolojik birimleri kapsayan Neojen-Kuvatemer serisine karşılık gelmektedir (Özgül, 1984; Robertson ve Woodcock, 1980).

3.2.2. Çökel Serileri ve Fasiyesler

Çökel serisi 1

Akustik temel üzerinde uzanan bu seri, bölgeye ait en yaşılı çökel serisi olup, sismik kayıtlarda karmaşık (Ekler 8,9) ve paralel-paralele yakın yansımı (Ek 10) şekilleri sergilemektedir. Karmaşık yansımı şekilleri, göreceli olarak yüksek enerjili ortam koşullarında depolanan kaba taneli ve heterojen sedimanların varlığına işaret etmektedir (Sangree ve Widmier, 1977). Paralel-paralele yakın yansımı şekilleri ise, göreceli olarak düzenli bir şekilde çökme hareketine maruz kalan kita sahanlıklarındaki veya durağan havza ortamlarındaki, düzenli bir depolanmayı ifade etmektedir (Mitchum vd., 1977b). R aşınım yüzeyi üzerinde depolanan diğer çökel serilerinin alt sınırları ise R reflektörü üzerinde "baselap" şeklinde sona ermektedirler. Diğer taraftan, sismik kayıtlarda yorumlanan çökel serisi 1 ortalama olarak 75 m derinlikte (su derinliği + sediman kalınlığı), akustik temel üzerinde, incelerek sona ermektedir (Ekler 9, 10). Bu çökel serisi 1'in Geç Pleyistosen regresyonundan çok daha öncesinde çökelmiş olduğunu açıklamaktadır. Çökel serisi 1 Göynük-Selimiye kıyı ötesi alanlarından (Ek 1) elde edilen AK1 (Ek 8), AK2 (Ek 9) ve AK3 (Ek 10) sismik kayıtlarında gözlemlenmiştir. Selimiye'nin doğusundaki (Manavgat- Alanya) kıyı ötesi alanlarda bu seride

rastlanılmamıştır. Bu da muhtemelen, eski akıntılarla "paleocurrents" şiddetli bir erozyon veya yükselme hareketi sebebiyedir (Tezcan, 2001).

Çökel serisi 2

Çökel serisi 1'in üzerinde uzanan bu seri, sismik kayıtlarda karmaşık (Ek 9) ve ilerleyen yatkı paralel "prograding oblique parallel" (Ek 10) yansımış şekilleri sergilemektedir. İlerleyen yatkı paralel yansımış şekilleri, farklı depolanma koşullarının (göreceli olarak havza çökmesinin az veya hiç olmadığı dönemdeki yüksek sedimantasyonu koşulları ile havzanın ani olarak sedimanla dolmasını sağlayan durağan deniz seviyesi koşulları) birleşimini göstermektedir (Mitchum vd., 1977b).

Yorumlanan sismik kayıtlarda (Ekler 9,10), çökel serisi 2'in alt sınırı, bir aşınım yüzeyi olarak yorumlanabilir. Diğer taraftan, sismik kayıtlarda yorumlanan çökel serisi 2 ortalama olarak 110 m derinlikte (su derinliği + sediman kalınlığı), R reflektörü üzerinde, incelerek sona ermektedir (Ekler 9, 10). Çökel serisi 2'nin Pleistosen'in geç dönemlerinde fakat Flandriyen transgresyonundan da daha önce çökelmiş olduğu tahmin edilmektedir. Kilikya Havzasında gerçekleştirilen araştırmalarda da bu seride rastlanılmıştır (Ediger vd., 1999). Selimiye'nin doğusundaki (Manavgat-Alanya) kıyı ötesi alanlardan (Ek 1) elde edilen sismik kayıtlarda bu seri gözlenmemiştir. Bu da muhtemelen, eski akıntılarla "paleo currents" şiddetli bir erozyondan veya yükselme hareketinden dolayıdır (Tezcan, 2001).

Çökel serisi 3

Çökel serisi 4'ün altında uzanan bu seri, sismik kayıtlarda paralel-paralele yakın (Ekler 8, 10) ve karmaşık yansımış (Ek 9) şekilleri sergilemektedir. Ayrıca bu seri içerisinde dolgu sismik fasiyeler "fill seismic facies" bulunmaktadır (Ekler 8, 9). Bu tür dolgu fasiyeler, erozyon sonucu oluşan çukurlukların daha sonra transgressif sedimanlarla dolması sonucu meydana gelmektedir (Brown ve Fisher, 1980). Sismik kayıtlarda (Ekler 8, 9), çökel serisi 3'ün üst sınırı, engebeli bir yapı sergilemektedir. Bu özellik, bölgede hüküm süren erozyonal veya tektonik aktivitelerin bir sonucudur (Tezcan, 2001).

Çökel serisi 3 ortalama olarak 50 m derinlikte (su derinliği + sediman kalınlığı), R reflektörü altında, incelerek sona ermektedir (Ekler 8, 10). Böylece çökel serisi 3'ün de Flandriyen transgresyonu öncesi ve hatta Geç Pleyistosen'de çökelmiş olduğu ortaya çıkmaktadır. Kilikya Havzasında gerçekleştirilen araştırmalarda da bu seride rastlanılmıştır (Ediger vd., 1999).

Selimiye'nin doğusundaki (Manavgat-Alanya) kıyı ötesi alanlardan (Ek 1) elde edilen sismik kayıtlarda da bu seri gözlenmemiştir. Bu da muhtemelen, eski akıntılarla "paleo currents" şiddetli bir erozyondan veya yükselme hareketinden dolaydır (Tezcan, 2001).

Çökel serisi 4

Bu seri, sismik kayıtlarda S-şeklinde ilerleyen "sigmoid progradational" (Ekler 8-10) ve paralel yansımada (Ekler 11-13) şekilleri sergilemektedir. S-şeklinde ilerleyen yansımaya şekilleri, havza çökmesinin hızlandığı ve/veya deniz seviyesinin, hızlı olarak, yükseldiği dönemlerdeki nispeten düşük sedimentasyonu göstermektedir (Mitchum vd., 1977b). Brown ve Fisher (1980), bu yansımaya şekillerini, düşük enerjili ortam koşullarının belirleyicisi olarak da yorumlamışlardır. Paralel yansımaya şekilleri ise, daha önce açıklandığı gibi, nispeten düzenli bir şekilde çökme hareketine maruz kalan kıta sahanlıklarındaki veya durağan havza ortamlarındaki, düzenli bir depolanmayı göstermektedir (Mitchum vd., 1977b).

Genel olarak, akustik temel (AB) ve önceki çökel serileri (1-3) üzerinde yer alan bu çökel serisi (4) açık denize doğru sediman kamalanması şeklinde ilerlemektedir (Ekler 9-11). Bu serinin üst sınırı günümüz deniz tabanını oluşturmaktır ve seri içerisindeki tabakalaşmalar üst sınırın uyumlu bir uzanım sergilemektedirler (Ekler 8-13). Aynca bu seri içerisinde, çökel serisi 3'te olduğu gibi dolgu sismik fasiyeler "fill seismic facies" gözlenmiştir (Ek 10). Çökel serisi 4'ün, günümüzden takriben 18,000 yıl öncesinden itibaren ve Flandriyen transgresyonu ile (çökel serisi 3'ün depolanmasının sona erdiği zaman) çökelmeye başladığı tahmin edilmektedir. Bu nedenle, çökel serisi 4'ün Holosen'in tamamını ve Geç Pleyistosen'in son dönemlerini temsil etmektedir (Şekil 7).

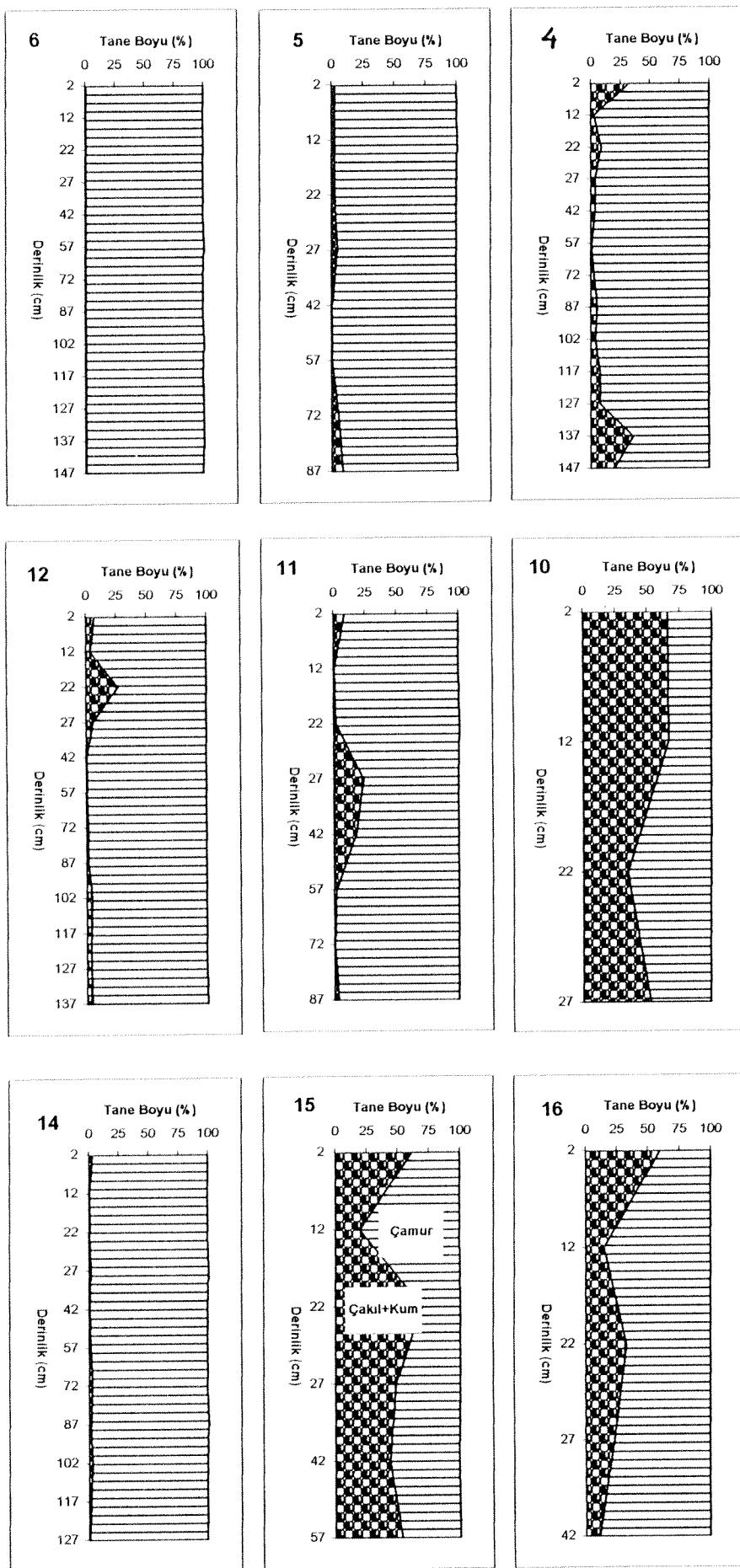
Selimiye'nin doğusundaki (Manavgat-Alanya) kıyı ötesi alanlardan (Ek 1) elde edilen AK4 (Ek 11) ve AK6 (Ek 13) hatlarına ait sismik kayıtlarda bu serinin faylanma hareketlerine maruz kaldığı anlaşılmaktadır.

3.3. Tane Boyu Dağılımı

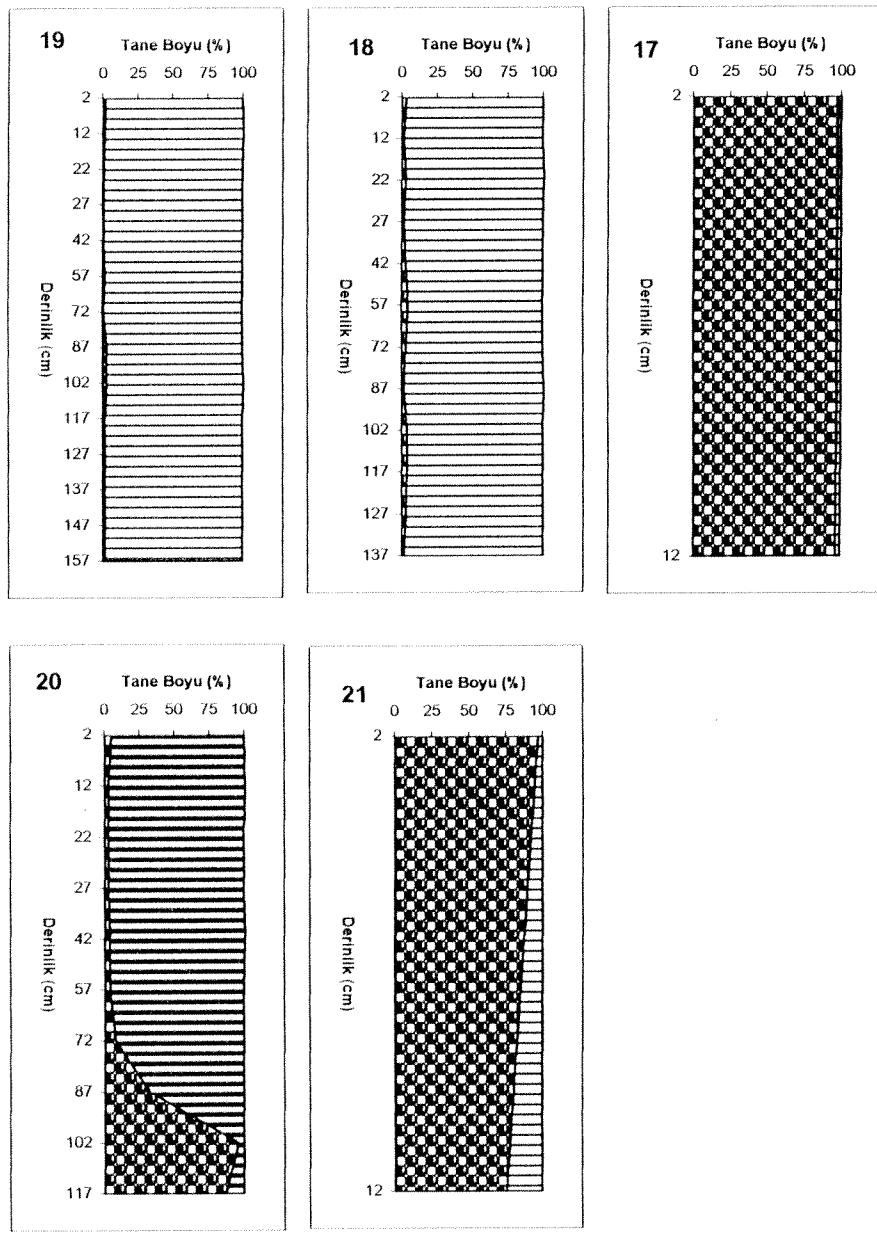
Bu çalışmada incelenen karot sedimentlerinin tane boyu dağılımı Şekil 10'da görülmektedir. Ekler 7-13 de gösterilen sismik profillerle karşılaşıldığında, karot sedimentleri yaşı Holosen olarak belirlenen çökel serisi-4'e karşılık gelmektedir. En fazla 184 cm kalınlıkta olan karotlar (Tablo 2) ise, sismik profillerin ancak en üst kısımları ile karşılaşılabilir. Buna göre, bilhassa ince tanece zengin karot sedimentlerin büyük bir kısmı geç Holosen'i temsil edebilir.

4,5 ve 6 nolu karotlar, körfezin batısında, Kemer önlerinde, doğu-batı yönlü ve kıyıya dik bir hat üzerinde alınmıştır (Şekil 2; Ek 1).

Toplam 149 cm kalınlığa sahip karot-4 sedimentleri genelde koyu grimsi yeşil renklidirler ve renk karot alt kısımlarına doğru daha koyu yeşilimsiye geçmektedir (Ek 14). Sedimentler % 1-36 oranlarında çakıl+kum, % 64-99 silt+silt içermekte ve silt miktarları % 44-74, kil ise % 20-37 arasında değişmektedir. Karot-4 sedimentleri az çakılı çamur türü olarakda tanımlanabilir. Kaba taneli malzemelere karotun üst (% 33; 0-5 cm) ve alt (% 20-36; 135-150 cm) kısımlarında rastlanırken, diğer kısımlarda bu değerler oldukça düşüktür (% 1-9; Şekil 10). Bununla beraber, karotun diğer kısımlarında da yer yer kaba taneli malzemeler seyrekde olsa görülebilmektedir (Ek 14). Toplam 111 cm kalınlığa sahip karot-5 sedimentleri karotun üst 2 cm kalınlığındaki sarımtırak oksidasyon bölgesi hariç, genelde grimsi koyu yeşil renkler göstermektedir (Ek 15). Bununla beraber, karotun alt kısımlarında daha koyu yeşilimsi renke geçiş gözlenebilir (Ek 15). Sedimentlerin çakıl+kum oranları oldukça düşüktür (%1-9). Buna karşın silt+kil % 92-99 arasında tesbit edilmiştir. Silt miktarları % 46-60 arasında seyrederken, kil % 34-52 oranlardadır. Bu dağılıma göre, karot-5 sedimentlerinin çok az-az çakılı çamur türüne benzediği söylenebilir. Tane boyu dağılımı karot boyu önemli değişimler göstermese de (Şekil 10), yer yer (45-46 cm, 79-80 cm) kaba taneli malzemelerin varlığı Ek 15'de belirgindir. Toplam 184 cm kalınlığa sahip karot-6 sedimentleri, en üstteki 1-2 cm kalınlığındaki sarımtırak oksidasyon bölgesi hariç, genelde grimsi yeşil renkler hakimdir (Ek 16). Daha alt kısımlarda, nisbeten koyu yeşilimsi renke geçiş gözlenebilir. Sedimentlerin



Sekil 10. Antalya Körfezi sediment karotlarında tane boyu dağılımı.



Şekil 10 devam.

çakıl+kum miktarları %1'den az, silt+kil miktarları ise %99-100 arasında değişmekte ve burada silt oranları % 52-60, kil oranları ise % 39-48 seviyesindedirler. Sedimentlerin türü çamur olarak tanımlanabilir. Tane boyu dağılımı karot boyunca önemli değişimler göstermemektedir (Şekil 10). Daha önceden Antalya Körfezi'nin batısında alınan yüzeysel sedimentlerde benzeri tane boyu dağılımı tesbit edilmiştir (Ergin vd., 1988).

10,11 ve 12 nolu karotlar, körfezin kuzeyinde, Antalya'nın doğusunda, Güzeloba-Belekköy arasında kalan kıyının önlerinde, kuzey-güney yolu ve kıyıya dik bir hat üzerinde alınmıştır (Şekil 2; Ek 1). Toplam 53 cm kalınlığa sahip karot-10 sedimentlerinde hakim renk grimsi koyu yeşildir (Ek 17). Karot-10 sedimentlerinde tane boyu dağılımını % 35-88 çakıl+kum, % 33-65 silt+kil oluşturmaktır ve bununda % 22-44 oranını silt ve % 9-21 oranını kil teşkil etmektedir. Bu dağılıma göre, sedimentler çamurlu çakıl-çakılı çamur olarak tanımlanabilir. Sedimentlerin çakıl+kum oranları karotun üst kısımlarında yüksek (0-15 cm; % 66-67) ve alt kısımlarında nisbeten biraz daha düşüktür (25-45 cm; % 35-53; Şekil 10). 121 cm kalınlıktaki karot-11 sedimentlerinde hakim renk sarımtırağrimsi koyu grimsi yeşildir (Ek 18). Sedimentlerde tane boyu % 1-24 çakıl+kum, % 76-99 Silt+kil ve burada da silt (%58-66), kile nisbeten (% 16-41) baskın miktarlardadır. Yüksek miktarlarda çakıl+kum (% 18-24) karotun orta derinliklerinde (40-60 cm) tesbit edilmiş olup, bu değerler karotun alt ve üst kısımlarında % 1-9 arasında kalmaktadır (Şekil 10). Bununla beraber, karotta yer yer (74 cm, 113 cm, 117 cm) kaba taneli seviyelerin varlığı Ek 18'de görülebilmektedir. Karot-11'de yaygın sediment türü çok az çakılı çamur olup, bir seviyede ise az çakılı çamur türü belirgindir. 146 cm kalınlıktaki karot-12 sedimentleri, üst 1 cm'deki sarımtırağ oksidasyon kısmı hariç, genelde grimsi-açık koyu yeşil renklidirler (Ek 19). Karotun alt kısımlarında daha koyu yeşilimsi renke geçiş (Ek 19) olduğuda söylenebilir. Sedimentlerin tane boyu dağılımı % 1-27 miktarlarında çakıl+kum ve % 73-99 oranlarında silt+kil ile belirlenmiştir. Silt miktarları % 56-66 arasında seyrederken, kil % 167-41 arasında değişmektektir. Karotun 25-30 cm derinliğindeki yüksek çakıl+kum değerleri hariç, tane boyu dağılımı karot boyunca önemli değişimler göstermemektedir (Şekil 10). Genelde çakıl+kum % 1-7 oranlarında seyretmektedir. Karot-12 sedimentleri genelde çok az-az çakılı çamur türü olarak kabul edilebilir. 10-11-12 sediment hattına yakın sismik profilinde (AK 3; Ek 10), ayırmalığının düşük olması nedeniyle, oldukça kaba taneli karot-10 ve ince taneli karot-12 sedimentlerine ait olası sismik fasyeler arasında önemli farklılıklar görülmemektedir. Karot-6 örneklem noktası, Catani vd. (1992)'de belirtilen Antalya denizaltı kanyonunun batı kenarında

bulunmaktadır. Bu kanyon ekseni üzerinde ve karot-6 istasyonunun doğusundaki sedimentlerinde görülen kumlu seviyelerin türbidit özellikle olduğu ve sıklıkla rastlanan kitlesel akma süreçlerinin ürünü olduğu tartışılmıştır (Catani vd., 1992).

14,15 ve 16 nolu karotlar körfezin kuzeyinde, Manavgat'ın batısı ile Perakende'nin doğusu arasında kalan kıyının önlerinde, kuzey-güney yönlü ve kıyıya dik bir hat üzerinde alınmışlardır (Şekil 2; Ek 1). Toplam 70 cm kalınlığa sahip karot-16 sedimentleri genelde grimsi açık-koyu yeşilimsi renk sergilemektedirler (Ek 20). Sedimentlerin tane boyu dağılımı % 11-60 çakıl+kum ve % 40-89 arasında değişen kil+silt miktarları ile karakterize edilmektedir. Diğer karotlarda da olduğu gibi, silt miktarları (% 38-74) kil miktarlarına (% 2-15) göre daha baskındır. Genel olarak, çakıl+kum miktarlarının karotun üst kısımlarından alt kısımlarına doğru azalduğu söylenebilir. Karot-16'da hakim sediment türü en üst kısımdaki çamurlu çakıl hariç, çakılı çamurdur. 74 cm kalınlıktaki karot-15 sedimentleri genelde grimsi koyu yeşil arasında değişen renklere sahiptir (Ek 21). Karot-15 sedimentlerinde tane boyu dağılımı % 20-70 arasında değişen miktarlarda çakıl+kum ve % 31-80 kil+silt ile karakterize edilmektedir. Silt miktarları % 18-50 ve kil ise % 13-30 arasında seyretmektedir. Çakıl+kum miktarları 10-15 cm'deki düşük (% 20) ve 25-30 cm'deki yüksek (% 70) değerler hariç, karot boyunca genelde % 44-62 arasında değişmektedir (Şekil 10). Kaba tanece bol malzemelerden oluşan karot-15 sedimentleri çamurlu çakıl olarak tanımlanabilir. 147 cm kalınlığındaki karot-14 sedimentleri genelde grimsi koyu yeşil renkte olup, karot alt kısımlarında daha koyu yeşile doğru geçmektedir (Ek 22). Karot-14 sedimentleri % 1-3 oranlarında çakıl+kum ve % 97-99 silt+kil içermektedir. Bununda % 56-72'sini silt ve % 27-42'sini kil oluşturmaktadır. Bu dağılıma göre, karot-14'de hakim sediment türünün çok az çakılı çamur olduğu söylenebilir. Şekil 10'da görüldüğü gibi tane boyu dağılımı tüm karotta pek değişmemektedir.

17,18 ve 19 nolu karotlar, Manavgat-Alanya arasında kalan kıysisal bölgenin önünde, kuzey-güney yönlü ve kıyıya dik bir hattın üzerinde alınmıştır (Şekil 2; Ek 1). 20 cm kalınlığa sahip karot-17 sedimentleri % 97-98 civarında çakıl+kum ve % 2-3 silt+kil içermektedirler. Hafif kahverengimsi, grimsi koyu yeşil renkleri gösteren sedimentlerin kaba tanece zengin olduğu görülebilmektedir. Tane boyu dağılımına göre, karot-17 sedimentleri çok az çamurlu çakıl türü olarak tanımlanabilir. Ayrıca, tane boyu dağılımı karotun tümünde değişim göstermemektedir (Şekil 10). Karot-18 sedimentleri 150 cm kalınlığında olup, hafif sarımtırak, grimsi açık-koyu yeşil renkler hakimdir (Ek 23). Karot-18 sedimentlerinde

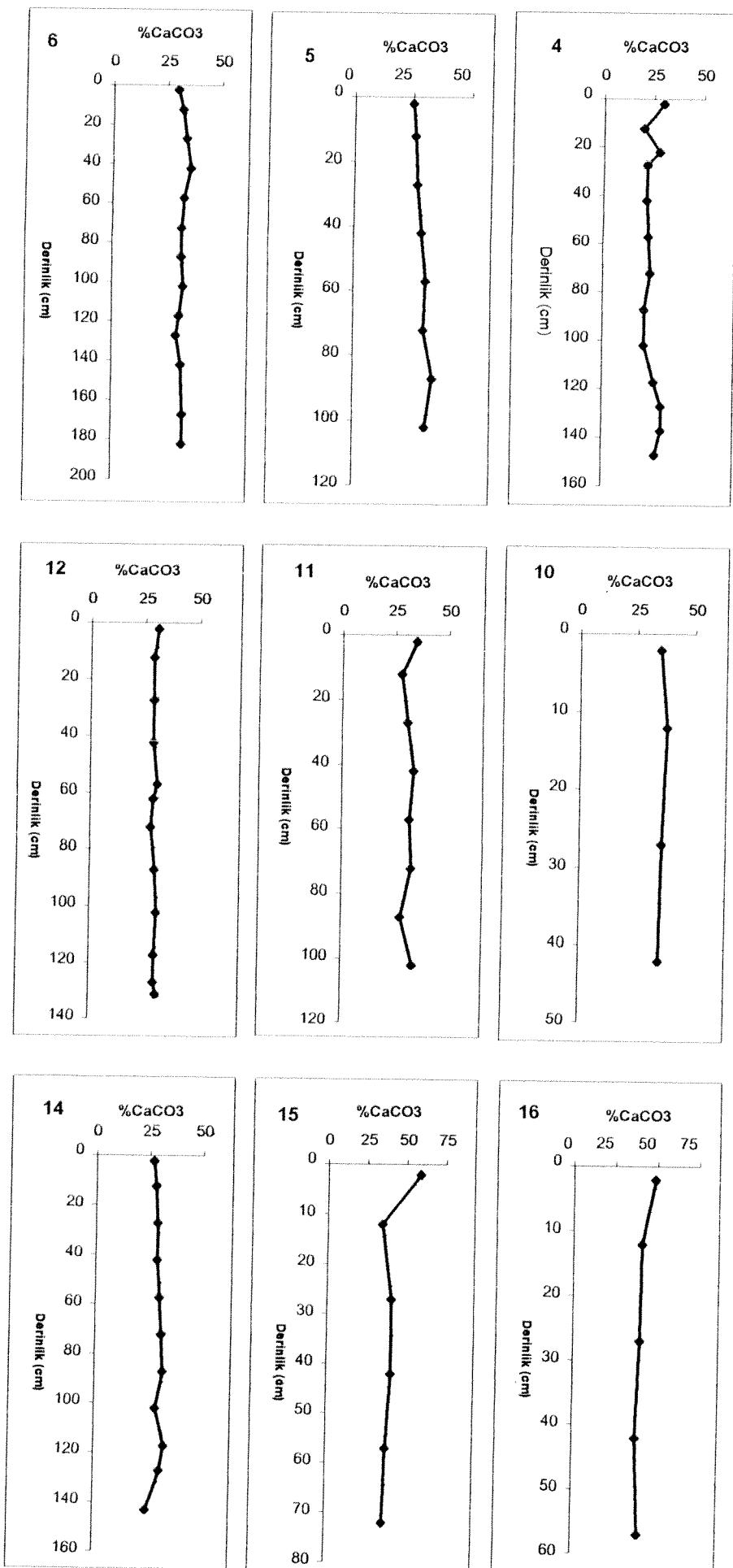
çakıl+kum % 2-5, silt+kil % 95-99 arasında seyreden miktarlarda bulunurken, silt % 52-56 ve kil % 40-52 oranlarında tesbit edilmiştir. Karot-18 sedimentleri (Ek 24) çok az çakılı çamur türü olarak tanımlanabilmekte ve karot boyunca tane boyu dağılımında önemli değişimler gözlenmemektedir (Şekil 10). 19 nolu karotta sediment kalınlığı 172 cm'dir ve sedimentler % 1-3 çakıl+kum ve % 97-99 silt+kil'den oluşmakta ve bununda % 48-62 sini silt, % 36-49'unu kil oluşturmaktadır. Bu karot sedimentleri çok az çakılı çamur veya çamur olarak tanımlanabilir. Şekil 10'dan da görülebileceği gibi, tane boyu karot boyunca pek değişmemektedir.

20, 21 ve 22 nolu karot alma hattı, körfezin doğusunda ve Alanya açıklarında KD-GB yönünde bulunmaktadır (Şekil 2; Ek 1). Karot-21 sedimentleri, en üstte sarımtırak-kahverengimsi, altta koyu grimsi-yeşil koyu yeşil renkler sergilemektedir (Ek 25). Sedimentler % 76-97 çakıl+kum ve % 3-24 kil+silt içermekte ve bu değerlerinde % 3-24'ünü kil oluştururken, silt hemen hemen hiç yok gibidir. Karot-21 sedimentleri altta 10-15 cm derinlikte % 76 çakıl+kum'dan üstte (0-2 cm) % 97'ye artış göstermektedirler (Şekil 10). Karot-20 en üstte kahverengimsi oksidasyon tabakası hariç, genelde açık yeşil-koyu grimsi yeşil renkli sedimentler içermektedir (Ek 26). Karot-20 sedimentlerinin çakıl+kum oranları % 3-96 arasında, silt+kil oranları ise % 4-98 arasında değişmektedir. Burada silt % 2-64 silt ve kil % 2-47 oranlarında bulunmaktadır. Karot-20'de tane boyu dağılımı karot boyunca bazı önemli değişimler göstermektedir (Şekil 10). 0-75 cm arasında % 3-8 arasında oldukça sabit görünen çakıl+kum miktarları, 85-119 cm derinliklerde aniden % 96'ya kadar çıkmaktadır (Şekil 10). Karot-22 örnekleme istasyonu çok kaba taneli olduğundan örnek alımı ve analizi öngörülmemiştir. Alanya yakınlarında alınan ve oldukça kaba taneli 20, 21 ve 22 nolu karotlar (Şekil 10) AK 6 sismik profilinde (Ek 13) görülen erozyonal, engebeli deniz tabanı yüzeyleri ile kısmen de olsa korele edilebilir.

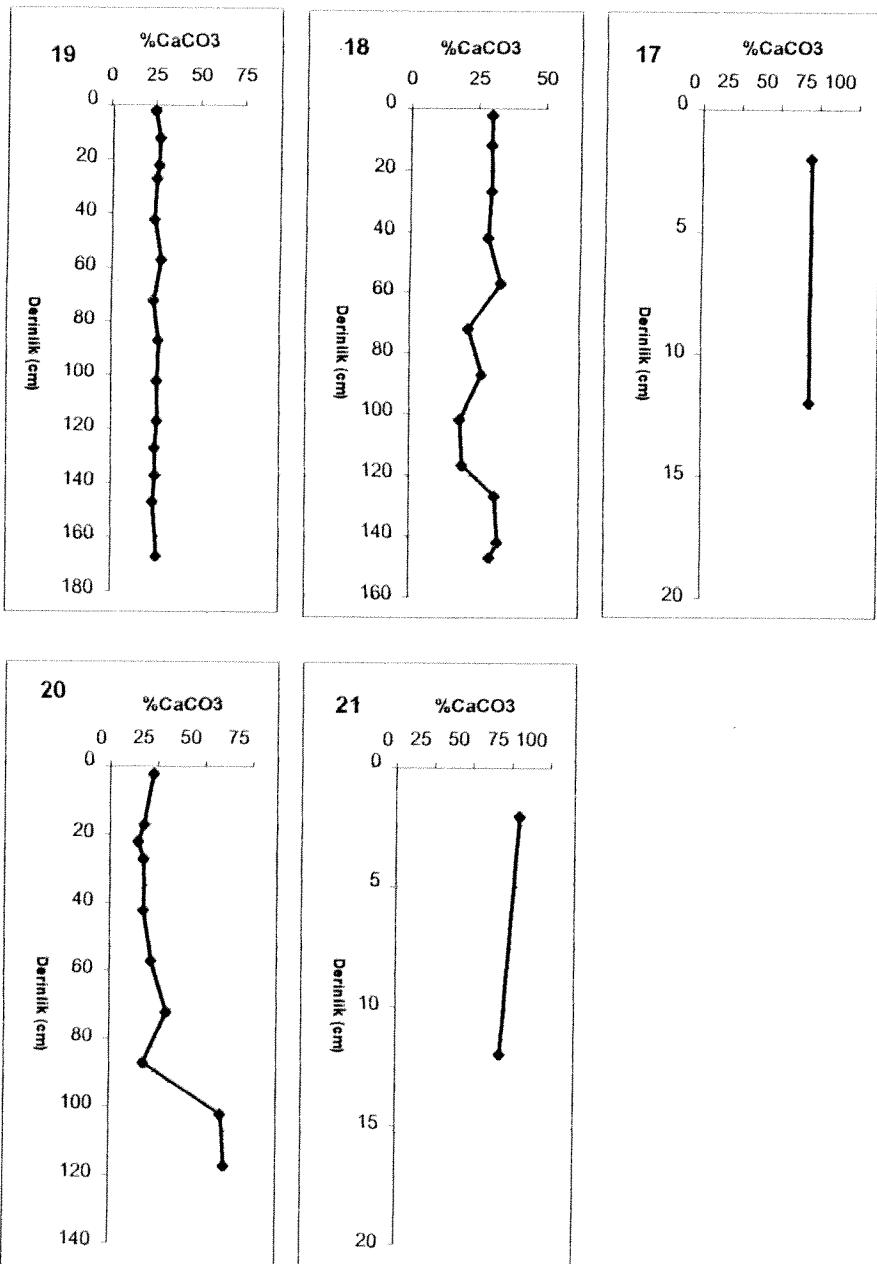
3.4. Toplam Karbonat dağılımı

% CaCO₃ olarak hesaplanan toplam karbonat miktarlarının karotlardaki dağılımı Şekil 11'de verilmiştir.

4,10,16,17 ve 21 nolu karotlar nisbeten sığ su derinliklerinden alınmıştır. Karot-4'de sedimentlerin karbonat miktarları % 20-30 arasında değişmekte fakat karot boyunca önemli



Şekil 11. Antalya Körfezi sediment karotlarında toplam karbonat dağılımı.



Şekil 11 devam.

değişimler görülmemektedir (Şekil 11). Karotun en üst ve alt kısımlarında irileşen tane boyuna bağlı olarak da (Şekil 10) sedimentlerin karbonat oranlarında hafif bir artış gözlenmektedir (% 26-30; Şekil 11). Oldukça kaba taneli (Şekil 10) karot-10 sedimentlerinin karbonat oranları % 35-38 arasında olup, karot boyu değişim çok azdır (Şekil 11) ve genelde tane boyu dağılımına (Şekil 10) paralellik gösterir. 16 nolu karot sedimentlerinin karbonat miktarları % 38-49 arasında değişmekte olup, bu değerlerin nisbeten yüksek olması sedimentlerin kaba taneli oluşu (Şekil 10) ile ilgiliidir. Karot boyunca çok az bir değişim gözlenmektedir (Şekil 11). Bu çalışmada tesbit edilen en yüksek karbonat miktarları 17 ve 21 nolu karotlara ait sedimentlerde bulunmaktadır. 17 nolu karot sedimentlerinde % 70 ve 21 nolu karot sedimentlerinde % 68-80 arasında değişen oranlarda karbonat değerleri bulunmuştur. Bu iki karotunda sedimentleri hemen hemen tümüyle kaba taneli malzemelerden oluşmaktadır (Şekil 10). Bu nedenle, karot-17 sedimentlerinde karbonat miktarları karot boyunca oldukça sabit görünürken, karot-21 sedimentlerinde karotun üst kısımlarından alt kısımlarına doğru değerlerde hafif bir düşüş gözlenebilir (Şekil 11).

Biraz daha derin sulardan alınan karotlarda sedimentlerin karbonat miktarları genelde ve nisbeten azalmaktadır. Karot-20 sedimentlerinde karbonat miktarları üstten 85-90 cm derinliğe kadar % 15-30 arasında seyrederken 115-119 cm derinliklerde % 61'e çıkmaktadır (Şekil 11). Bu dağılım tane boyu dağılımı ile de paralellik içindedir (Şekil 10). Karot-19 sedimentleri oldukça sabit karbonat değerleri (%25-29; Şekil 11), karot-18 sedimentleri (% 19-34 % CaCO₃), bilhassa orta derinliklerde (55-120 cm) hafif salınımlar göstermektedir (Şekil 11). Her iki karotunda sedimentleri ince taneli malzemelerden oluşmaktadır (Şekil 10). Karot-14'ün ince taneli ve çamur türü sedimentlerinde % 25-33 arasında değişen karbonat oranları saptanmış olup, bu değerler karotun üst kısımlarında % 27'den, alt kısımlarında % 33'e doğru hafif bir artış sergilemeyecektir, 140-146 cm'de % 25'e tekrar azalma belirgindir (Şekil 11). 15 nolu karot sedimentleri % 35-59 arasında karbonat içermekte ve genelde tane boyu dağılımına (Şekil 10) paralellik göstermektedir (Şekil 11). Karot-12 sedimentlerinde karbonat miktarları (% 28-31) tüm karot boyunca pek değişmeyen değerler vermektedir (Şekil 11). Benzer şekilde karot-11 sedimentlerinin karbonat miktarlarında (% 28-35) karot boyunca çok az salınım sergilemektedir (Şekil 11). Çamur türü sedimentlerden oluşan karot-5 ve karot-6 sedimentlerinde karbonat miktarları % 25-34 ve % 30-34 arasında değişirken, karot boyunca üstten alta doğru çok az bir artış gösteren değerler vermektedirler (Şekil 11).

Mikroskobik incelemelere göre, karbonat değerlerinin çoğunlukla çakıl ve kum tane boyu fraksiyonlarında bulunan bentik organizma kabuklarından geldiği söylenebilir. Bu organizmaların çoğunluğunu değişen oranlarda, pelesipod, kalkerli alg, serpulid,..etc foraminifer teşkil etmektedir.

3.5. Organik Karbon dağılımı

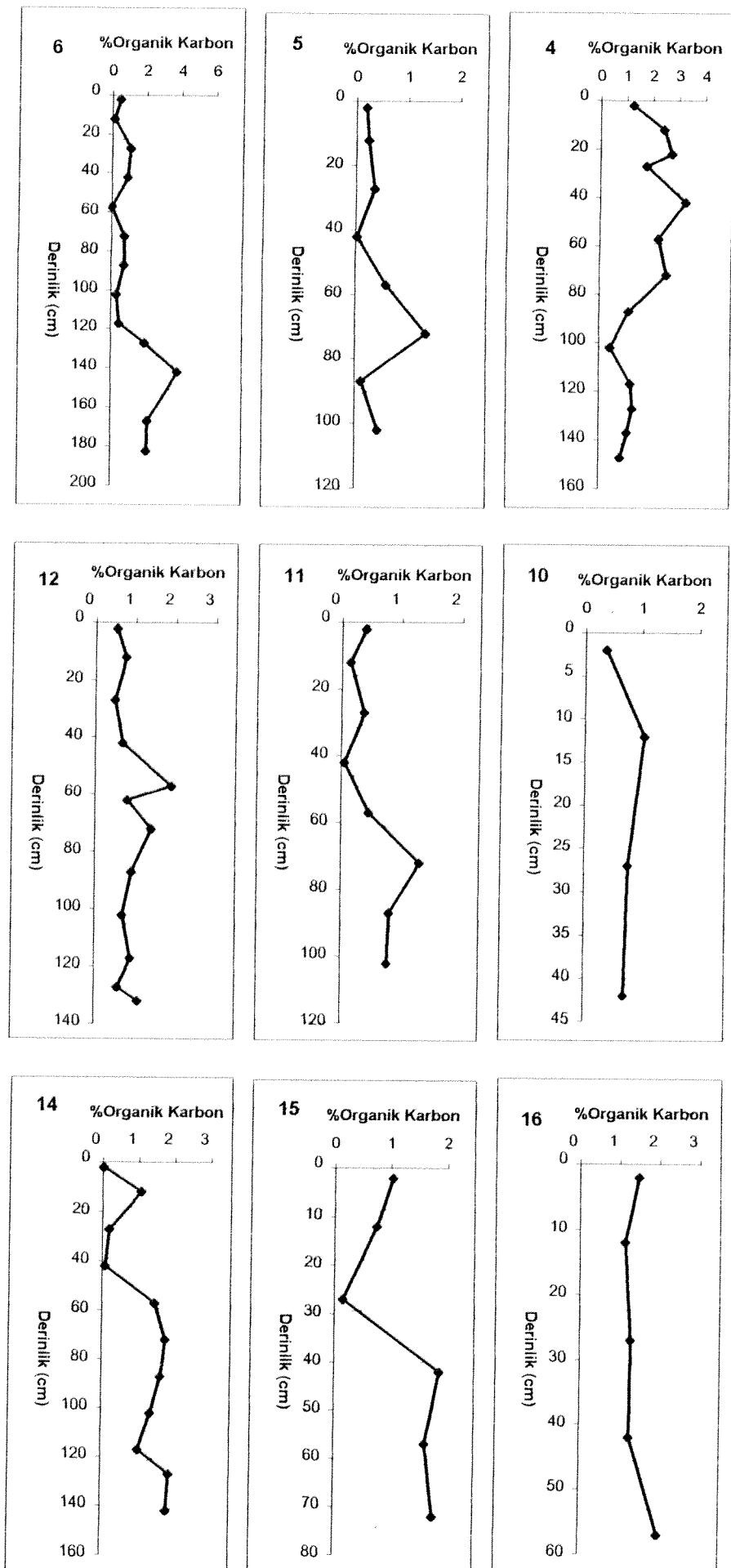
İncelenen karot sedimentlerinin organik karbon dağılımları Şekil 12'de grafiksel olarak sunulmaktadır.

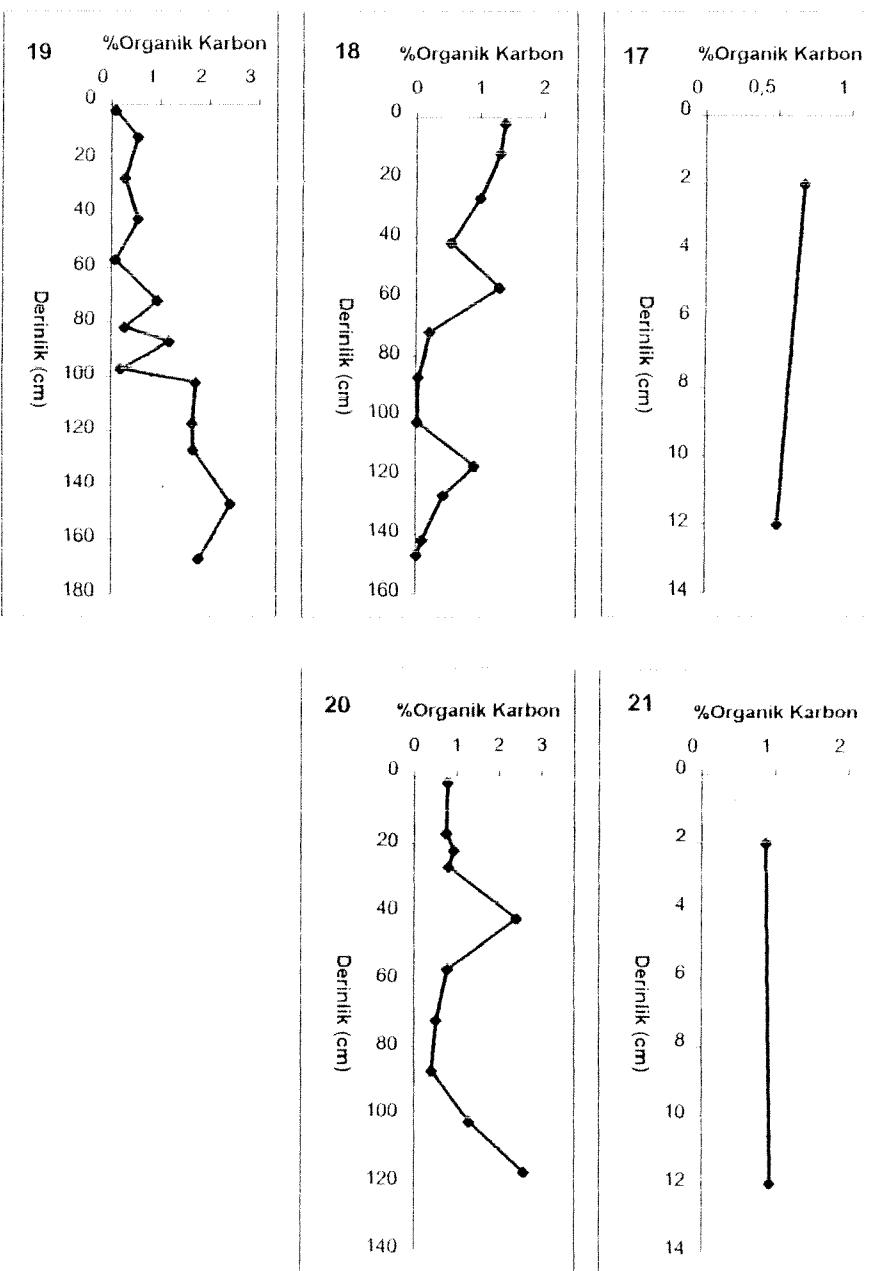
Organik karbon (Corg) miktarları karot-4 sedimentlerinde % 0.44-3.29 arasında değişmekte ve bu değerler karotun alt kısımlarında düşük (85-150 cm; % 0.44-1.31) fakat üst kısımlarında oldukça yüksektir (0-75 cm; % 1.27-3.29; Şekil 12). Karot-5 sedimentlerinin Corg miktarları oldukça düşüktür (0.10-1.37; Şekil 12) ve genelde az da olsa karotun alt kısımlarında hafif bir artış gözlenebilir (Şekil 12). En yüksek değer (% 1.37 Corg) 70-75 cm derinlikte tesbit edilmiştir. 6 nolu karot sedimentlerinin Corg miktarları % 0.34-3.87 arasında değişmektedir. Genelde 115-120 cm derinliğe kadar % 0.16-1.07 arasında değişen ve oldukça az salınım gösteren Corg miktarları, daha derin kısımlarda % 1.99-3.87 değerlerine kadar yükselmektedir (Şekil 12). En yüksek Corg miktarı 140-145 cm derinlikte saptanmıştır (%3,87). Batı Antalya Körfezi yüzeysel (0-5 cm) sedimentlerinin Corg miktarları % 0.11-0.81 olarak tesbit edilmiştir (Ergin vd., 1988).

Karot-10 sedimentleri % 0.37-1.05 arasında değişen miktarlarda Corg içermektedir. Karotun en üstındaki düşük Corg değeri (% 0.37; 0-5 cm), 10-15 cm derinlikte hafif bir artışa geçerken (%1.05), daha alt derinliklere doğru % 0.71'e kadar gerilemektedir (Şekil 12). Karot-11 sedimentlerinin Corg miktarları % 0.10-1.32 arasında değişmekte ve karotun üst kısımlarında (40-45 cm; % 0.10-0.40) düşük ve nisbeten sabit iken, alt kısımlara doğru bir artış göstermektedirler (56-106 cm; % 0.47-1.32; Şekil 12). Karot-12 sedimentleri % 0.5-1.91 arasında değişen Corg miktarlarına sahiptirler. Genelde karotun üst kısımlarından alt kısımlara doğru sedimentlerin Corg oranlarında hafif bir artış gözlenebilir (Şekil 12).

Corg miktarları karot-14 sedimentlerinde % 0.10-1.89 arasında değişmektedir. Karotun üst kısımdaki bazı salınımlar hariç (0-45 cm; % 0.10-1.08) genelde Corg miktarları karotun alt

Şekil 12. Antalya Körfezi sediment karotlarında organik karbon dağılımı.





Şekil 12 devam.

kısımlarına doğru nisbeten artmaktadır (55-146 cm; % 1.04-1.89). Karot-15 sedimentlerinin Corg miktarları % 0.16-1.86 arasında değişmektedir. 0-27 cm derinlikte % 1.03'den % 0.16'ya düşen Corg miktarları 77 cm derinliğe doğru yükselmektedirler (% 1.61-1.86; Şekil 12). Karot-16 sedimentlerinin Corg miktarları % 1.13-1.98 arasında seyretmektedir. Nisbeten yüksek değerlere 0-4 cm (% 1.48) ve 55-60 cm (% 1.98) derinliklerde rastlanılmıştır (Şekil 12).

Karot-17 sedimentlerinin Corg miktarları % 0.50-0.68 arasında olup, fazla değişimler belirgin değildir (Şekil 12). Karot sedimentlerinin çok kaba taneli olmasına (Şekil 12), düşük Corg değerlerini izah edebilmektedir. Karot-18 sedimentlerinde % 0.05-1.39 arasında Corg ölçülmüş olup, değerler karot boyunca salınımlar göstermektedir (Şekil 12). 55-60 cm (% 1.31 Corg) ve 115-120 cm (% 0.93 Corg) derinliklerdeki nisbeten yüksek değerler hariç, genelde karot-18 sedimentlerinde Corg miktarları üstten (0-5 cm; % 1.39) alta doğru (145-150 cm; % 0.02) bir azalma göstermektedir (Şekil 12). Bu değişimin tane boyu dağılımı (Şekil 10) ile ilgili olmadığı düşünülmektedir. Karot-19 sedimentlerinde tesbit edilen Corg miktarları (% 0.09-2.45), genelde karotun üst kısımlarından (0-5 cm; % 0.09) alt kısımlarına doğru (145-170 cm; % 1.79-2.45) bir artış göstermektedirler (Şekil 12). Bu dağılım tane boyu dağılımı (Şekil 10) ile ilgili görünmemektedir.

Karot-20 sedimentleri % 0.42-2.59 arasında değişen miktarlarda Corg içermektedir. Yüksek Corg değerlerine karotun 41-45 cm (% 2.43) ve 101-119 cm (% 1.31-2.59) derinliklerinde rastlanırken, diğer miktarlar karot boyunca pek değişimmemektedir (% 0.42-0.94; Şekil 12). 101-119 cm'de artış gösteren Corg miktarları karbonatı bol (Şekil 11) ve tane boyu kabalaşan (Şekil 10) sedimentlerde görülmektedir (Şekil 12). Karot-21 sedimentlerinin Corg miktarları (% 0.88-0.93), karbonatça (Şekil 11) ve kaba tanece (Şekil 10) zengin malzemelere karşılık gelmektedir.

Antalya Körfezi'ni de içine alan doğu Akdeniz'de birincil organik üretim genelde ve nisbeten düşüktür (Salihoglu vd., 1990) ve bu nedenle de sedimenter organik karbon miktarları azdır (Emelyanov ve Shimkus, 1986; Ergin vd., 1988). Hernekadar, bu çalışma çerçevesinde organik karbonun kaynağına dönük bir araştırma yapılmamış olsada, mikroskopik incelemelere göre bazı örneklerin çakıl ve kum fraksiyonlarında önemli miktarlarda karasal

veya/ve denizel kökenli bitki kalıntıları gözlenmiştir. Oldukça yüksek organik karbon miktarlarının bu malzemelerin varlığı veya bolluğuundan gelmiş olabileceği söz konusudur.

3.6. Kil Mineralleri Dağılımı

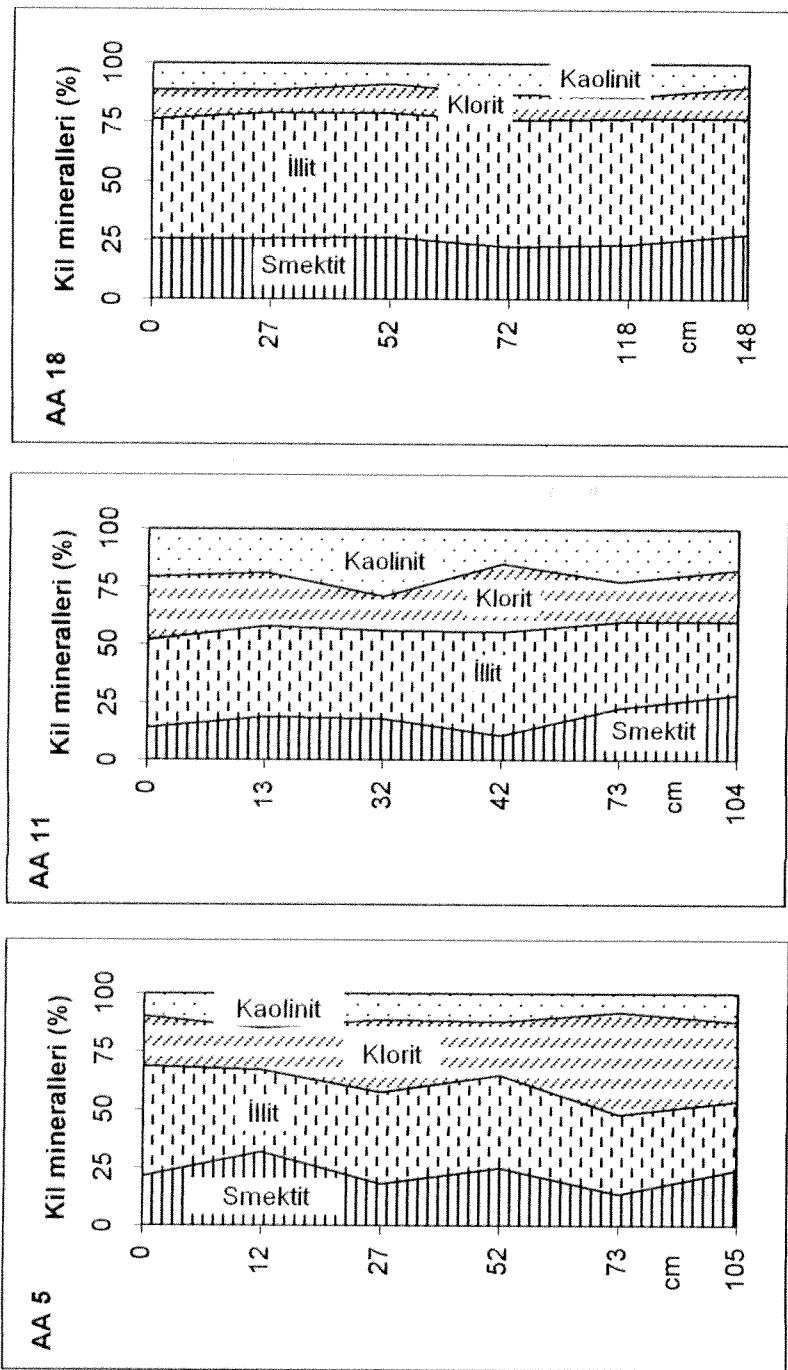
Körfezin batı, kuzey ve doğusunu temsil edecek şekilde seçilen 5, 11 ve 18 nolu karotlara ait kil mineral dağılımları Şekil 13'de sunulmaktadır.

Karot-5 sedimentlerinin kil mineralleri % 14-32 arasında değişen oranlarda smektit, % 30-47 illit, % 18-44 klorit ve % 8-15 kaolinit'den oluşmaktadır. Smektit ve illit miktarları genelde karotun alt kısımlarından üste doğru çok az bir artış eğilimi gösterirken, klorit oranları azalmakta ve kaolinit ise oldukça sabit değerler göstermektedir (Şekil 13).

Karot-11 sedimentlerinde tesbit edilen kil mineralleri illit (% 32-45), kaolinit (%15-29), klorit, (%15-30) ve smektit (%11-29) grubu ile temsil edilmektedir. Kil mineralleri karot boyunca çok az değişen oranlar göstermektedir (Şekil 13).

Karot-18 sedimentleri % 49-54 oranlarında illit, % 22-28 smektit, % 9-14 kaolinit ve % 9-13 klorit içermektedir. Kil minerallerinde karot boyunca önemli salınımlar görülmemektedir (Şekil 13).

Catani vd. (1992)'e göre, smektit (montmorillonit) Antalya Körfezi'nde önemli bir kil mineral grubu olup, kaynağı karasal akarsu girdileridir. Diğer taraftan, Alanya açıklarında ve kuzeydeki karot-18 sedimentlerinin kil mineral dağılımı Shaw (1978)'de incelenen kil verilerine oldukça benzemektedir. Bilhassa metamorfik Alanya masifinden taşınan klorit bölgede karakteristikdir. Doğu Akdeniz'de çökelen kil minerallerinin önemli bir kaynağıda Nil Nehri girdisi (Venkatarathnam ve Ryan, 1971) ve Afrika kökenli atmosfer tozları (Chester vd., 1977; Chester vd., 1993; Kubilay vd., 1997) olarak da bilinmektedir.



Sekil 13. 5, 11 ve 18 nolu karot sedimentlerinde kil mineral dağılımı.

3.7. Multielementler

3.7.1. Multielementler Dağılımı

İncelenen karotlarda multielement dağılımları Ekler 27-40'da grafiksel ve Tablolar 3-5'de çizelge halinde gösterilmiştir. Ayrıca, tesbit edilen element seviyeleri, yerkabuğunu oluşturan ve ortalama sedimenter kayaçlara ait değerler ile karşılaştırmalı olarak Tablo 4'de gösterilmiştir. Elementlerarası ilişkileri sergileyen korelasyon katsayısı matriksi ise Tablo 5'de görülmektedir. Karot-4 sedimentlerinin multielement dağılımı genelde sedimenter kayaçlar ortalamasına benzemektedir (Tablo 3). Bununla beraber, Mg (% 2.24-2.34) ve Na (% 0.88-1.45) miktarları azda olsa nisbeten yüksektir. Al, Li, K, Ti, P, Fe, Cr, Ni, Co, Sn, Zr, Cu, Ce, La, Nb, Rb ve Sc gibi elementlerin derişim profilleri birbirlerine oldukça benzemektedir (Ek 27). Karotun üst ve alt kısımlarında bulunan kaba ve orta kısımlarında tesbit edilen ince taneli malzemelerin nisbeten yüksek olduğu (Şekil 10) göz önüne alınırsa, yukarıdaki elementlerin genelde benzer kaynaktan geldikleri veya benzer süreçlerle sedimentde biriktikleri söylenebilir. Biyojenik karbonat (Şekil 11) faktörü Ca ve Sr profillerinde etkisini göstermektedir. Buna karşın biyojenik-organik (Şekil 12) faktörü Mo, As, V, Pb, Zn gibi elementler ile belirgin görülmektedir. Nitekim sedimentler karotun orta ve üst kısımlarında daha fazla Corg içerirler (Şekil 12).

Karot-5 sedimentleri genelde sedimenter kayaçlarındakine benzer kimyasal bileşim sergilese de (Tablo 3), Cr ve Ni (109-146 ppm ve 144-196 ppm) miktarları nisbeten biraz yüksektir. Diğer taraftan, Na (% 0.88-1.45) ve Mg miktarları da (% 2.24-2.34) biraz yüksek gibi görülmektedir (Tablo 3). Al, K, Ti, Fe, Ba, Sn, Zr, La, Hf, Rb, Li, Zn, U, Th, Nb gibi elementlerin profilleri genelde alttan üste doğru artan miktarları sergilemektedir (Ek 28). Karotun en üst kısmındaki Al ve Li oranları sabit veya çok az düşüş gösterirken, Pb ve As miktarları hafifçe artmaktadır (Ek 28). Altan üste doğru azalan Ca miktarlarına, karbonat miktarları ile (Şekil 11) Mn, Sr, Mg gibi karbonat faktörlü elementler de eşlik etmektedir (Tablo 3; Ek 28). Mn ve Mo profillerinde görülen alttan üste doğru azalma eğilimleri (Ek 28) Corg profiline (Şekil 12) az da olsa benzemektedir. Karot-6 sedimentleri nisbeten yüksek Cr (126-140 ppm), Ni (133-163 ppm), Mg (% 2.26-2.39) ve Na (% 1.11-1.95) miktarlarına sahiptirler (Tablo 3). Diğer elementlerin değerleri sedimenter kayaçlar ortalaması ile uyum içindedirler (Tablo 3). Al, P, Ti, Fe, Mn, Ba, Li, Co, Sn, Cu, Zn, Mo, La, Ce, Hf gibi

Tablo 3. Antalya Köfezi karot sedimentlerinde (bu çalışma) ve ortalama sedimenter kayaçlarda (Mason and Moore, 1982; 1985) element dağılımı.

| Element | Derişim | Karot AA 4 | Karot AA 5 | Karot AA 6 | Karot AA 10 | Karot AA 11 | Sedimentter Kayaçlar Ort. |
|-------------------|---------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|------------------------------|
| Mo | ppm | 0.5-1 | 0.5-0.8 | 0.6-1 | 0.5-1.5 | 0.5-0.8 | 0.2-2.6 |
| Cu | ppm | 19-31 | 29-36 | 26-34 | 10-20 | 15-26 | 4.-45 |
| Pb | ppm | 10.-15 | 10.-25 | 13-28 | 7.-12 | 12.-20 | 7.-20 |
| Zn | ppm | 53-69 | 57-79 | 68-80 | 38-50 | 50-100 | 16-95 |
| Ni | ppm | 76-86 | 144-196 | 133-162 | 58-135 | 100-144 | 2.-68 |
| Cr | ppm | 79-90 | 109-146 | 126-140 | 83-114 | 79-90 | 11.-90 |
| Co | ppm | 13.-16 | 17-21 | 18-22 | 10.-16 | 13-17 | 0.1-19 |
| Mn | ppm | 543-614 | 443-600 | 714-814 | 447-554 | 457-534 | 50-1100 |
| Fe | % | 2.65-3.27 | 3.14-3.45 | 3.24-3.79 | 1.64-2.6 | 2.53-3.25 | 0.38-4.7 |
| As | ppm | 12.-19 | 11.-13 | 11.-25 | 13-22 | 13-22 | 1.-13 |
| U | ppm | 2.3-3.1 | 1.7-2.6 | 1.9-2.2 | 1.6-1.8 | 1.9-2.4 | 0.5-3.7 |
| Th | ppm | 5.9-9.1 | 5.1-8.2 | 7.4-8.6 | 4.5-5.5 | 5.8-8.3 | 1.7-12. |
| Sr | ppm | 235-460 | 294-365 | 311-350 | 303-399 | 306-442 | 20-610 |
| Sb | ppm | 0.4 | 0.3-0.5 | 0.4-0.6 | 0.3 | 0.3-0.4 | 0.05-1.5 |
| V | ppm | 75-103 | 97-111 | 102-117 | 52-73 | 77-109 | 20-130 |
| Ca | % | 10.5-15.48 | 10.24-13.27 | 10.8-12.6 | 15.5-17.1 | 11.8-14.5 | 2.2-30.2 |
| P | % | 0.046-0.064 | 0.042-0.07 | 0.051-0.058 | 0.034-0.043 | 0.046-0.064 | 0.01-0.07 |
| La | ppm | 24-31 | 19-30 | 26-31 | 17-21 | 24-31 | 6.-24 |
| Mg | % | 2.24-2.34 | 2.5-3.3 | 2.26-2.39 | 1.74-2.25 | 2.24-2.49 | 0.47-1.5 |
| Ti | % | 0.28-0.37 | 0.28-0.35 | 0.29-0.34 | 0.17-0.22 | 0.28-0.37 | 0.04-0.46 |
| Al | % | 3.7-5.32 | 4.33-5.41 | 5.-5.97 | 2.07-3.45 | 3.7-5.32 | 0.42-8 |
| Na | % | 0.88-1.45 | 1.02-3.97 | 1.11-1.95 | 0.68-2.05 | 0.88-1.45 | 0.04-0.96 |
| K | % | 1.19-1.68 | 1.24-1.86 | 1.57-1.94 | 0.7-1.08 | 1.19-1.82 | 0.27-2.66 |
| Ce | ppm | 46-56 | 35-55 | 48-56 | 32-38 | 46-56 | 60 |
| Zr | ppm | 61-99 | 56-73 | 56-61 | 24-37 | 61-99 | 19-220 |
| Hf | ppm | 1.7-3.1 | 1.5-2.4 | 1.6-2. | 0.8-1.2 | 1.7-3.1 | 0.3-3.9 |
| Sc | ppm | 9.-11 | 11.-13 | 11.-13 | 5.-9 | 9.-11 | 1.-13 |
| Rb | ppm | 50-76 | 52-90 | 82-95 | 29-48 | 50-76 | 3-140 |
| Nb | ppm | 10.-16 | 9.-13 | 10.-11 | 5.-7 | 10.-16 | 0.05-11 |
| Y | ppm | 17-21 | 15-19 | 16-17 | 10.-14 | 17-21 | 6.-26 |
| Ba | ppm | 125-164 | 99-151 | 159-197 | 97-128 | 125-164 | 10.-58 |
| Li | ppm | 30-40 | 33-47 | 43-48 | 20-32 | 30-40 | 5.-66 |
| Sn | ppm | 1.3-1.8 | 1.1-2. | 1.8-2.4 | 0.7-1.1 | 1.3-1.8 | 0.5-6 |
| W | ppm | 0.5-1 | 0.7-1.1 | 0.8-1 | 0.4-0.5 | 0.5-1 | 0.6-1.8 |
| CaCO ₃ | % | 21-30 | 25-34 | 30-36 | 35-38 | 28-34 | 25-33 |

Tablo 3 devam.

| Element | Derişim | Karot AA 12 | Karot AA 14 | Karot AA 15 | Karot AA 16 | Karot AA 17 | Sedimenter Kayaçlar Ort. |
|-------------------|---------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-----------------------------|
| Mo | ppm | 0.5-0.9 | 0.7-1.1 | 0.7-1.1 | 0.6-1 | 0.4-0.5 | 0.2-2.6 |
| Cu | ppm | 24-29 | 28-32 | 13-24 | 7.-15 | 3 | 4.-45 |
| Pb | ppm | 14-31 | 13-34 | 12.-50 | 9.-18 | 8.-32 | 7.-20 |
| Zn | ppm | 56-73 | 72-75 | 35-65 | 23-48 | 19 | 16-95 |
| Ni | ppm | 114-142 | 108-135 | 52-104 | 35-83 | 5.-6 | 2.-68 |
| Cr | ppm | 117-129 | 118-136 | 61-110 | 44-93 | 10.-12 | 11.-90 |
| Co | ppm | 15-17 | 16-19 | 12.-15 | 6.-12 | 5.-8 | 0.1-19 |
| Mn | ppm | 425-502 | 430-654 | 384-468 | 322-440 | 415-426 | 50-1100 |
| Fe | % | 2.93-3.33 | 3.28-3.53 | 1.86-2.82 | 1.09-2.16 | 0.7-0.8 | 0.38-4.7 |
| As | ppm | 10.-23 | 9.-31 | 14-44 | 15-20 | 42-47 | 1.-13 |
| U | ppm | 2.3-2.7 | 1.9-2.6 | 1.4-2.6 | 1.6-1.9 | 2,4 | 0.5-3.7 |
| Th | ppm | 88.-112 | 7.4-8.4 | 4.-7.3 | 3.8-5.8 | 1.7-2.1 | 1.7-12. |
| Sr | ppm | 359-439 | 366-392 | 354-1441 | 435-773 | 3101-3036 | 20-610 |
| Sb | ppm | 0.4-0.6 | 0.5-0.7 | 0.3-0.4 | 0.1-0.4 | 0.3 | 0.05-1.5 |
| V | ppm | 88-112 | 103-112 | 53-87 | 39-67 | 31-33 | 20-130 |
| Ca | % | 13.31-14.30 | 11.91-13.12 | 13.3-21.6 | 16.64-22.29 | 32.44-33.85 | 2.2-30.2 |
| P | % | 0.049-0.055 | 0.051-0.055 | 0.036-0.049 | 0.027-0.042 | 0.019-0.021 | 0.01-0.07 |
| La | ppm | 25-29 | 28-30 | 15-23 | 15-21 | 13-15 | 6.-24 |
| Mg | % | 1.98-2.13 | 2.04-2.17 | 1.51-1.78 | 1.14-1.56 | 2.03-2.11 | 0.47-1.5 |
| Ti | % | 0.25-0.29 | 0.27-0.34 | 0.12-0.23 | 0.12-0.21 | 0.01-0.02 | 0.04-0.46 |
| Al | % | 4.62-5.6 | 5.29-5.68 | 2.21-4.53 | 1.48-3.15 | 0.29-0.32 | 0.42-8 |
| Na | % | 1.07-1.92 | 1.32-1.92 | 0.64-1.82 | 0.92-1.37 | 0.64-0.96 | 0.04-0.96 |
| K | % | 1.6-1.83 | 1.74-2 | 0.67-1.42 | 0.48-1.01 | 0.1 | 0.27-2.66 |
| Ce | ppm | 45-52 | 50-55 | 28-42 | 27-37 | 26-32 | 60 |
| Zr | ppm | 46-53 | 48-54 | 26-44 | 21-40 | 3.-4 | 19-220 |
| Hf | ppm | 1.5-1.7 | 1.7-2.4 | 0.8-1.7 | 0.7-1.3 | 0.1 | 0.3-3.9 |
| Sc | ppm | 11.-12 | 12.-13 | 5.-11 | 4.-7 | 2 | 1.-13 |
| Rb | ppm | 76-94 | 86-98 | 35-73 | 20-49 | 4 | 3-140 |
| Nb | ppm | 7.-10 | 8.-9 | 3.-17 | 3.-6 | 0-1 | 0.05-11 |
| Y | ppm | 16-17 | 16-18 | 11.-15 | 10.-13 | 14-17 | 6.-26 |
| Ba | ppm | 176-184 | 185-224 | 94-164 | 72-123 | 17.-18 | 10.-58 |
| Li | ppm | 41-48 | 44-50 | 21-43 | 14-29 | 4.-5 | 5.-66 |
| Sn | ppm | 1.6-1.8 | 1.7-2.8 | 0.8-1.8 | 0.5-1.1 | 0.1-0.2 | 0.5-6 |
| W | ppm | 0.7-1.3 | 0.7-0.9 | 0.4-0.7 | 0.2-0.6 | 0.1 | 0.6-1.8 |
| CaCO ₃ | % | 28-31 | 25-33 | 35-59 | 38-49 | 70 | 25-33 |

Tablo 3 devam.

| Element | Derişim | Karot AA 18 | Karot AA 19 | Karot AA 20 | Karot AA 21 | Sedimenter Kayaçlar Ort. |
|-------------------|---------|-------------|-------------|-------------|-------------|-----------------------------|
| Mo | ppm | 0.7-1.1 | 0.5-1.1 | 0.8-2.2 | 0.3-0.6 | 0.2-2.6 |
| Cu | ppm | 26-32 | 32-35 | 6.-37 | 3.-7 | 4.-45 |
| Pb | ppm | 13-25 | 13-27 | 6.-38 | 7.-51 | 7.-20 |
| Zn | ppm | 68-83 | 73-78 | 14-88 | 22-28 | 16-95 |
| Ni | ppm | 88-99 | 110-130 | 19-100 | 3.-19 | 2.-68 |
| Cr | ppm | 104-116 | 99-122 | 19-114 | 12.-20 | 11.-90 |
| Co | ppm | 14-17 | 17-19 | 6.-21 | 6.-8 | 0.1-19 |
| Mn | ppm | 440-534 | 532-947 | 280-459 | 256-393 | 50-1100 |
| Fe | % | 3.24-3.46 | 3.32-3.75 | 0.7-4.1 | 0.94-1.18 | 0.38-4.7 |
| As | ppm | 10.-17 | 9.-30 | 14-18 | 18-70 | 1.-13 |
| U | ppm | 2.5-3.3 | 1.9-3.5 | 2.4-4.7 | 2.7-5. | 0.5-3.7 |
| Th | ppm | 7.5-9.3 | 7.7-8.5 | 1.6-18.5 | 2.8-2.9 | 1.7-12. |
| Sr | ppm | 351-399 | 394-426 | 266-2097 | 3581-3934 | 20-610 |
| Sb | ppm | 0.6 | 0.6-0.9 | 0.4-0.8 | 0.4-0.5 | 0.05-1.5 |
| V | ppm | 87-115 | 102-112 | 30-123 | 36-57 | 20-130 |
| Ca | % | 10.94-11.6 | 11.13-12.38 | 6.45-29.46 | 29.53-33.46 | 2.2-30.2 |
| P | % | 0.049-0.06 | 0.047-0.059 | 0.025-0.079 | 0.03-0.032 | 0.01-0.07 |
| La | ppm | 26-29 | 25-27 | 7.-60 | 13-15 | 6.-24 |
| Mg | % | 1.89-2.18 | 2.16-2.28 | 2.1-2.67 | 2.-2.03 | 0.47-1.5 |
| Ti | % | 0.25-0.28 | 0.26-0.29 | 0.04-0.24 | 0.02-0.06 | 0.04-0.46 |
| Al | % | 4.76-6.01 | 5.5-6.11 | 0.9-6.97 | 0.46-1.5 | 0.42-8 |
| Na | % | 1.21-1.74 | 1.06-2.1 | 1.14-2.34 | 0.66-0.99 | 0.04-0.96 |
| K | % | 1.61-1.88 | 1.68-1.82 | 0.33-2.54 | 0.13-0.47 | 0.27-2.66 |
| Ce | ppm | 47-52 | 45-48 | 11.-98 | 23-36 | 60 |
| Zr | ppm | 45-50 | 45-57 | 6.-70 | 4.-10 | 19-220 |
| Hf | ppm | 1.4-1.7 | 1.5-1.8 | 0.3-2.3 | 0.1-0.4 | 0.3-3.9 |
| Sc | ppm | 10.-13 | 12.-14 | 2.-14 | 2.-3 | 1.-13 |
| Rb | ppm | 69-98 | 78-89 | 15-88 | 6.-21 | 3-140 |
| Nb | ppm | 7.-8 | 7.-9 | 1.-11 | 1. | 0.05-11 |
| Y | ppm | 15-17 | 14-17 | 6.-14 | 9.-15 | 6.-26 |
| Ba | ppm | 217-281 | 213-301 | 50-547 | 29-74 | 10.-58 |
| Li | ppm | 48-56 | 49-53 | 9.-64 | 6.-12 | 5.-66 |
| Sn | ppm | 1.7-2.1 | 1.5-1.9 | 0.2-2.8 | 0.1-0.4 | 0.5-6 |
| W | ppm | 0.8-1 | 0.9-1.1 | 0.1-1 | 0.2 | 0.6-1.8 |
| CaCO ₃ | % | 19-34 | 25-29 | 15-61 | 68-80 | 25-33 |

Tablo 4. Antalya Köfezi karot sedimentlerinde (bu çalışma) ve diğer jeolojik kaynaklarda (Mason and Moore, 1982; 1985; Parlak vd., 1996) element dağılımı.

| Element | Derişim | Şeyl | Kumtaşlı | Kireçtaşlı | Yerkabuğu | Ultramafitler | Bu Çalışma-Antalya Köfezi Karotları |
|---------|---------|------|----------|------------|-----------|-----------------|-------------------------------------|
| Mo | ppm | 2,6 | 0,2 | 0,4 | 1,5 | | 0,3-2,2 (0,82) |
| Cu | ppm | 45 | 5 | 4 | 55 | | 2,0-37 (24) |
| Pb | ppm | 20 | 7 | 9 | 13 | | 6,0-51 (17) |
| Zn | ppm | 95 | 16 | 20 | 70 | | 14-100 (62) |
| Ni | ppm | 68 | 2 | 20 | 75 | 36-1915 | 3-195 (101) |
| Cr | ppm | 90 | 35 | 11 | 100 | 29-7480 | 10-146 (101) |
| Co | ppm | 19 | 0,3 | 0,1 | 25 | | 5-22 (15) |
| Mn | ppm | 850 | 50 | 1100 | 950 | 700-1900 MnO | 256-947 (510) |
| Fe | % | 4,7 | 0,98 | 0,38 | 5,00 | 4,10-12,54 FeO | 0,7-4,1 (2,8) |
| As | ppm | 13 | 1 | 1 | 1,8 | | 9-70 (18) |
| U | ppm | 3,7 | 0,5 | 2,2 | 1,8 | | 1,4-5 (2,4) |
| Th | ppm | 12 | 1,7 | 1,7 | 7,2 | | 1,6-18,5 (7) |
| Sr | ppm | 300 | 20 | 610 | 375 | 3,0-98 | 235-3934 (637) |
| Sb | ppm | 1,5 | 0,05 | 0,2 | 0,2 | | 0,1-0,9 (0,47) |
| V | ppm | 130 | 20 | 20 | 135 | 31-169 | 30-123 (89) |
| Ca | % | 2,2 | 3,9 | 30,2 | 3,63 | 1,60-20,93 CaO | 6-34 (14) |
| P | % | 0,07 | 0,017 | 0,04 | 0,01 | 0,51-14,68 P2O5 | 0,019-0,079 (0,048) |
| La | ppm | 24 | 16 | 6 | 30 | | 7-60 (25) |
| Mg | % | 1,5 | 0,7 | 0,47 | 2,1 | 5,68-42,31 MgO | 1,14-3,33 (2,10) |
| Ti | % | 0,46 | 0,15 | 0,04 | 0,44 | 0,02-0,09 TiO2 | 0,014-0,371 (0,24) |
| Al | % | 8 | 2,5 | 0,42 | 8,13 | 0,23-27,6 Al2O3 | 0,29-6,97 (4,37) |
| Na | % | 0,96 | 0,33 | 0,04 | 2,83 | | 0,63-3,96 (1,38) |
| K | % | 2,66 | 1,07 | 0,27 | 2,59 | | 0,1-2,54 (1,43) |
| Ce | ppm | | | | 60 | | 11-98 (45) |
| Zr | ppm | 160 | 220 | 19 | 165 | 5,0-8,0 | 3,4-99,4 (46,7) |
| Hf | ppm | 2,8 | 3,9 | 0,3 | 3 | | 0,1-3,1 (1,5) |
| Sc | ppm | 13 | 1 | 1 | 22 | | 2-14 (9,8) |
| Rb | ppm | 140 | 60 | 3 | 90 | 1,0-9,0 | 4-98 (67) |
| Nb | ppm | 11 | 0,05 | 0,3 | 20 | | 0,3-15,8 (7,7) |
| Y | ppm | 26 | 15 | 6 | 33 | | 6-21 (15) |
| Ba | ppm | 580 | 50 | 10 | 425 | 3,0-39 | 17-547 (173) |
| Li | ppm | 66 | 15 | 5 | 20 | | 4-63 (38) |
| Sn | ppm | 6 | 0,5 | 0,5 | 2 | | 0,1-2,8 (1,50) |
| W | ppm | 1,8 | 1,6 | 0,6 | 1,5 | | 0,1-1,3 (0,72) |

Tablo 5. Antalya Körfezi karot sedimentlerine ait elementlerarası korelasyon katsayı ilişkileri.

| | Mo | Cu | Pb | Zn | Ni | Co | Mn | F _e | As | U | Th | Sr | Sb | V | Cs | P | L _a | Cr | Mg | B _a | T _i | A _l | N _a | K | W | Zr | Ce | S _n | Y | N _b | B _e | S _c | L _i | S | R _b | Hf | | | | | | | | | | | |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----------------|-------|-------|----------------|----------------|----------------|----------------|-------|-------|-------|-------|----------------|-------|----------------|----------------|----------------|----------------|-------|----------------|------|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|
| Mo | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Cu | 0,06 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Pb | -0,04 | 0,00 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Zn | 0,05 | 0,92 | 0,04 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Ni | -0,12 | 0,76 | -0,19 | 0,71 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Co | -0,01 | 0,90 | 0,04 | 0,86 | 0,88 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Mn | 0,00 | 0,58 | 0,02 | 0,50 | 0,56 | 0,64 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Fe | 0,03 | 0,97 | 0,07 | 0,94 | 0,77 | 0,91 | 0,60 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| As | -0,12 | -0,53 | 0,63 | -0,48 | -0,56 | -0,46 | -0,08 | -0,49 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| U | 0,13 | 0,07 | -0,09 | 0,06 | -0,24 | -0,12 | 0,29 | 0,07 | -0,13 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Th | 0,12 | 0,71 | 0,03 | 0,75 | 0,46 | 0,62 | 0,33 | 0,76 | -0,45 | 0,33 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Sr | -0,14 | -0,66 | 0,27 | -0,66 | -0,72 | -0,66 | -0,40 | -0,71 | 0,73 | 0,38 | -0,52 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Sb | 0,24 | 0,68 | 0,20 | 0,65 | 0,28 | 0,51 | 0,29 | 0,86 | -0,17 | 0,45 | 0,61 | -0,17 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| V | 0,03 | 0,95 | 0,12 | 0,94 | 0,76 | 0,90 | 0,57 | 0,97 | -0,40 | 0,03 | 0,73 | -0,63 | 0,67 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Ca | -0,09 | -0,87 | 0,10 | -0,85 | -0,74 | -0,82 | -0,49 | -0,90 | 0,69 | 0,13 | -0,72 | 0,90 | -0,46 | -0,84 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| P | 0,05 | 0,81 | 0,09 | 0,80 | 0,59 | 0,73 | 0,43 | 0,84 | -0,41 | 0,19 | 0,88 | -0,59 | 0,54 | 0,84 | -0,77 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| La | 0,06 | 0,67 | 0,08 | 0,70 | 0,61 | 0,37 | 0,72 | -0,36 | 0,32 | 0,97 | 0,55 | 0,71 | -0,65 | 0,88 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Cr | 0,03 | 0,79 | 0,20 | 0,79 | 0,94 | 0,87 | 0,50 | 0,82 | -0,62 | -0,32 | 0,55 | -0,81 | 0,34 | 0,80 | -0,84 | 0,88 | 0,50 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Mg | 0,06 | 0,47 | -0,05 | 0,33 | 0,43 | 0,50 | 0,39 | 0,41 | -0,21 | 0,31 | 0,32 | -0,06 | 0,33 | 0,41 | -0,25 | 0,38 | 0,39 | 0,28 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Ba | 0,23 | 0,65 | 0,11 | 0,68 | 0,30 | 0,51 | 0,20 | 0,70 | -0,40 | 0,40 | 0,89 | -0,41 | 0,75 | 0,65 | -0,64 | 0,70 | 0,82 | 0,41 | 0,24 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Tl | -0,03 | 0,88 | -0,17 | 0,84 | 0,80 | 0,86 | 0,59 | 0,88 | -0,62 | -0,09 | 0,67 | -0,81 | 0,38 | 0,86 | -0,91 | 0,62 | 0,67 | 0,84 | 0,40 | 0,46 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Al | 0,07 | 0,96 | 0,02 | 0,94 | 0,74 | 0,67 | 0,53 | 0,98 | -0,57 | 0,11 | 0,81 | 0,70 | 0,67 | 0,96 | -0,90 | 0,86 | 0,76 | 0,81 | 0,74 | 0,89 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Na | -0,01 | 0,46 | 0,30 | 0,41 | 0,30 | 0,39 | 0,10 | 0,45 | -0,26 | 0,08 | 0,37 | -0,32 | 0,37 | 0,44 | -0,48 | 0,33 | 0,35 | 0,28 | 0,40 | 0,36 | 0,46 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| K | 0,06 | 0,95 | 0,00 | 0,94 | 0,71 | 0,45 | 0,97 | -0,58 | 0,15 | 0,82 | -0,69 | 0,68 | 0,94 | -0,89 | 0,35 | 0,77 | 0,78 | 0,36 | 0,77 | 0,67 | 0,99 | 0,48 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| W | 0,05 | 0,88 | 0,07 | 0,85 | 0,69 | 0,81 | 0,51 | 0,90 | -0,49 | 0,11 | 0,79 | -0,65 | 0,63 | 0,89 | 0,81 | 0,75 | 0,72 | 0,38 | 0,69 | 0,91 | 0,52 | 0,89 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Zr | -0,02 | 0,77 | -0,14 | 0,72 | 0,64 | 0,71 | 0,52 | 0,77 | -0,54 | 0,05 | 0,70 | 0,68 | 0,31 | 0,73 | -0,79 | 0,84 | 0,73 | 0,64 | 0,48 | 0,44 | 0,92 | 0,78 | 0,33 | 0,76 | 0,76 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Ce | -0,01 | 0,68 | 0,13 | 0,71 | 0,43 | 0,63 | 0,38 | 0,74 | -0,30 | 0,29 | 0,95 | -0,42 | 0,56 | 0,74 | -0,65 | 0,88 | 0,99 | 0,50 | 0,40 | 0,79 | 0,68 | 0,77 | 0,36 | 0,79 | 0,76 | 0,74 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Sn | 0,04 | 0,91 | 0,02 | 0,91 | 0,67 | 0,82 | 0,48 | 0,93 | -0,52 | 0,04 | 0,73 | -0,68 | 0,61 | 0,91 | -0,87 | 0,79 | 0,68 | 0,76 | 0,27 | 0,68 | 0,86 | 0,42 | 0,95 | 0,83 | 0,72 | 0,70 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Y | -0,28 | 0,62 | 0,08 | 0,62 | 0,51 | 0,61 | 0,51 | 0,62 | -0,12 | -0,04 | 0,43 | -0,33 | 0,27 | 0,66 | -0,46 | 0,62 | 0,53 | 0,49 | 0,39 | 0,17 | 0,70 | 0,59 | 0,15 | 0,57 | 0,58 | 0,74 | 0,60 | 0,56 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Nb | -0,05 | 0,76 | -0,17 | 0,70 | 0,67 | 0,72 | 0,53 | 0,76 | -0,54 | -0,01 | 0,66 | -0,69 | 0,27 | 0,74 | -0,78 | 0,84 | 0,71 | 0,66 | 0,48 | 0,40 | 0,93 | 0,76 | 0,30 | 0,74 | 0,74 | 0,97 | 0,72 | 0,70 | 0,73 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Be | 0,04 | 0,36 | 0,00 | 0,32 | 0,33 | 0,32 | 0,24 | 0,38 | -0,22 | 0,11 | 0,36 | -0,24 | 0,28 | 0,37 | -0,32 | 0,43 | 0,35 | 0,31 | 0,30 | 0,35 | 0,33 | 0,39 | 0,13 | 0,39 | 0,37 | 0,31 | 0,35 | 0,33 | 0,19 | 0,34 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Sc | 0,00 | 0,96 | -0,06 | 0,92 | 0,83 | 0,91 | 0,59 | 0,97 | -0,57 | 0,00 | 0,71 | -0,72 | 0,60 | 0,95 | -0,89 | 0,78 | 0,66 | 0,87 | 0,43 | 0,62 | 0,90 | 0,97 | 0,41 | 0,94 | 0,87 | 0,77 | 0,68 | 0,91 | 0,62 | 0,75 | 0,38 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | |
| Li | 0,08 | 0,94 | 0,00 | 0,93 | 0,70 | 0,85 | 0,47 | 0,96 | -0,55 | 0,08 | 0,75 | -0,70 | 0,69 | 0,94 | -0,89 | 0,78 | 0,67 | 0,79 | 0,28 | 0,74 | 0,82 | 0,97 | 0,44 | 0,97 | 0,88 | 0,67 | 0,68 | 0,94 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| S | 0,25 | -0,41 | -0,12 | -0,45 | -0,41 | -0,43 | -0,45 | -0,47 | 0,06 | 0,09 | -0,44 | 0,32 | -0,21 | -0,50 | 0,37 | -0,57 | -0,47 | -0,40 | -0,07 | -0,26 | -0,48 | -0,47 | -0,06 | -0,43 | -0,48 | -0,41 | -0,46 | -0,22 | -0,43 | -0,41 | 1,00 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Rb | 0,01 | 0,92 | -0,05 | 0,92 | 0,75 | 0,85 | 0,46 | 0,83 | -0,56 | 0,10 | 0,78 | -0,68 | 0,62 | 0,94 | -0,85 | 0,84 | 0,73 | 0,82 | 0,30 | 0,67 | 0,67 | 0,97 | 0,41 | 0,96 | 0,88 | 0,74 | 0,74 | 0,92 | 0,61 | 0,73 | 0,34 | 0,94 | 0,94 | 0,51 | 1,00 | | | | | | | | | | | | |
| Hf | 0,05 | 0,78 | -0,09 | 0,72 | 0,63 | 0,69 | 0,50 | 0,78 | -0,54 | 0,04 | 0,73 | -0,71 | 0,36 | 0,72 | -0,82 | 0,84 | 0,74 | 0,66 | 0,39 | 0,49 | 0,90 | 0,79 | 0,39 | 0,78 | 0,76 | 0,95 | 0,74 | 0,75 | 0,67 | 0,91 | 0,29 | 0,76 | 0,69 | -0,35 | 0,76 | 1,00 | | | | | | | | | | | |

elementlerin profilleri birbirlerine oldukça benzemektedirler (Ek 29). Karotun en üst kısmından 25-30 cm derinliğe kadar azalma trendi gösteren element miktarları daha derinlerde genelde artış sergilemektedirler (Ek 29). Tane boyu dağılımı ise önemli değişiklik göstermemektedir (Şekil 10). Dikkate değer değişimler göstermeye karbonat profili (Şekil 12) Ca ve Sr profilleri (Ek 29) ile de desteklenmektedir. Diğer bir değişim ise Pb, As, Zn ve Mo profillerinde görülebilir. Bu profillerde en yüksek element miktarları karotun en üst (0-5 cm) kısmında ölçülmüştür (Ek 29).

Karot-10 sedimentlerinde ölçülen nisbeten yüksek Cr (83-114 ppm), Ni (58-135 ppm), Mg (%1.74-2.25) ve Na (%1.11-1.95) miktarları hariç, genelde element değerleri sedimenter kayaç ortalamasını temsil etmektedir (Tablo 3). Bununla beraber, Al dahil diğer birçok elementlerin miktarları önceki karotlarla karşılaştırıldığında genelde düşüktür (Tablo 3) ve bu durum sedimentlerdeki kaba taneli malzemelerin bolluğu (Şekil 10) ile ilgilidir. Karotun üst kısımlarına doğru irileşen tane boyu (Şekil 10) ile birlikte Al, K, P, Ti, Fe, Mn, Ba, Li, Ni, Cr, Co, Sn, Cu, Zn, V, Sc ve Rb gibi elementlerin miktarları da azalma göstermektedirler (Ek 30). Karbonat profiline (Şekil 11) benzer bir şekilde karotun üst kısımlarına doğru artan değerlere Ca ve Sr beraberlik etmektedir (Ek 30). Pb ve As en üst kısımlarda nisbeten artış sergilemektedirler (Ek 30).

Karot-11 sedimentlerinin Ni (100-144 ppm), Mg (% 2.24-2.49) ve Na (% 0.88-1.45) miktarları biraz yüksek olup, diğer element miktarları ortalama sedimenter kayaçlarındaki benzemektedir (Tablo 3). Sedimentlerin karotun üst ve alt kısımlarında biraz ince orta kısımlarında ise kaba taneli olmasına (Şekil 10) paralel, Al, Mg, K, Ti, Fe, Ba, Li, Cr, Ni, Sn, Co, Cu, Zr, V, La, Hf, Ce, Th, Rb gibi birçok elementin miktarları da üstte ve alta nisbeten yüksek ortada azdır (Ek 31). Ca ve Sr daha önceki karotlarda olduğu gibi, benzer miktar profilleri göstermektedir (Ek 31). Pb, As ve birazda Mo miktar profilleri yüksek değerleri en üstte göstermektedirler (Ek 31). Karot-12 sedimentlerinde tesbit edilen element miktarları genelde sedimenter kayaçlar ortalamasına benzemektedir (Tablo 3). Bununla beraber, Pb (14-31 ppm), Ni (114-142 ppm), Cr (117-129 ppm), Mg (%1.98-2.13) ve Na (%1.07-1.92) miktarları nisbeten yüksek bulunmuştur (Tablo 3). Al ile birlikte P, Ti, Fe, K, Li, Ni, Cu, V, Zr, La, Hf, Th ve Rb gibi elementlerin miktarları karotun alt kısımlarından 25-30 cm seviyeye kadar artmakta ve buradanda üstte 0-5 cm derinliğe kadar azalmaktadır (Ek 32). Ca ve Sr ise

benzer profiller vermektedir (Ek 32). Pb ve As bu karotta da yüksek miktarlarına karotun üst kısımlarında ulaşmaktadır (Ek 32).

Karot-14 sedimentlerinde tesbit edilen Pb (13-34 ppm), Ni (108-135 ppm), Cr (118-136 ppm), As (9-31 ppm), Mg (%2.04-2.17) ve Na (%1.32-1.92) miktarları sedimenter kayaçlar ortalaması ile karşılaşıldıklarında nisbeten yüksek görülmektedirler (Tablo 3). Diğer elementlerin miktarları ise normal seviyedirler (Tablo 3). Sedimentlerde pek değişmeyen tane boyuna (Şekil 10) paralel olarak Al dahil Mg, P, Ti, Fe, Li, V, Zr, Rb, Nb ve Th gibi elementler alttan üste doğru oldukça sabit değerler sergilemektedirler (Ek 33). Mn, Sn, Pb, As, Mo ve Hf gibi elementlerin miktarları ise genelde karotun üst kısımlarında ani artış göstermektedirler (Ek 33).

Karot-15 sedimentleri ortalama sedimenter kayaçlardan biraz daha fazla Pb (12-50 ppm), Ni (52-104 ppm), Cr (61-110 ppm), As (14-44 ppm) ve Na (% 0.64-1.82) içermektedir (Tablo 3). Diğer elementlerin miktarlarında ise önemli farklılıklar belirgin değildir (Tablo 3). Karotun 10-15 cm derinliğinde nisbeten küçülen ve diğer kısımlarında irileşen tane boyuna (Şekil 10) bağlı olarak da Al, K, Ti, Fe, Li, Mn, Ba, Cr, Ni, Co, Sn, Rb, Nb, La, Th, Zr ve Cu gibi elementlerin miktarlarında benzeri salınımlar olmaktadır (Ek 34). Ca ve Sr profilleri benzer dağılım göstermektedirler (Ek 34). P, Pb ve As miktarları karotun en üst kısımlarında ani artışlar göstermektedirler (Ek 34).

Karot-16 sedimentleri ile ortalama sedimenter kayaçlar element miktarları açısından hemen hemen benzer değerlere sahiptirler (Tablo 3). Sadece Na miktarları (%0.92-1.37) biraz fazladır. Al, Mg, K, P, Ti, Fe, Mn, Ba, Li, Cr, Ni, Co, Sn, Cu, Zn, Mo, V, Zr, La, Hf, Ce, Th ve Rb gibi elementlerin miktarları karotun alt kısımlarından 9-15 cm derinlige kadar ya oldukça sabit ya da çok az bir azalma gösterirken (Ek 35) yüzeyde 0-5 cm'ye doğru ani bir düşüş göstermektedirler. Bu dağılım tane boyundada gözlenebilmektedir (Şekil 10). Karbonat profilindeki (Şekil 11) çok az değişime paralel olarak da Ca ve Sr miktarları en üstte biraz artmaktadır (Ek 35). Pb ve biraz da As benzer şekilde karotun üst kısımlarında artmaktadır (Ek 35).

Karot-17 sedimentlerinin Pb (8-32 ppm), As (42-47 ppm), Sr (3036-3101 ppm), Ca (% 32.44-33.85) ve Mg (% 2.03-2.11) miktarları sedimenter kayaçların ortalama değerlerinden biraz

yüksektir (Tablo 3). Diğer element miktarlarında ise önemli farklılıklar görülmemektedir. Sedimentler oldukça kaba taneli (Şekil 10) olduklarından çoğu elementin miktarları düşüktür ve Al, K, P, Ti, Fe, Ba, Li, Ni, Co, Sn, Zn, As, Mo, La, Ce, Th, Rb ve Nb gibi elementlerin oranları ya oldukça sabit veya üste doğru çok az bir artış göstermektedirler (Ek 36). Pb, Co, Sn profilleri üste doğru biraz daha fazla artış sergilemektedirler (Ek 36).

Karot-18 sedimentleri ile ortalama sedimenter kayaçlar, bazı element miktarları açısından farklılıklar sergilemektedirler. Örneğin, Cr (104-116 ppm), Mg (% 1.89-2.18) ve Na (% 1.21-1.74) miktarları biraz yüksek görülmektedirler (Tablo 3). Sedimentlerde çoğu elementlerin dağılımı, 70-75 cm derinlikte azalma hariç, genelde karot boyunca önemli salınımlar göstermemektedirler (Ek 37). Bu elementlere Al, K, Fe, Ti, P, Mn, Ba, Li, Cr, Sn, Cu, Zn, V, Zr, La, Hf, Ce, Th, Rb, Sc gibi dahildir. As ve Pb diğer bazı karotlarda olduğu gibi, karotun en üst kısımlarında (0-5 cm) ani artış sergilemektedir (Ek 37).

Karot-19 sedimentleri, ortalama sedimenter kayaçlara nisbeten biraz daha fazla Ni (110-130 ppm), Cr (99-122 ppm), As (9-30 ppm), Mg (% 2.16-2.28) ve Na (% 1.06-2.10) içermektedirler (Tablo 3). Diğer elementler için benzerlikler söz konusudur. Elementlerin büyük bir kısmına ait profiller çok az salınım göstermektedirler (Ek 38). Al ile birlikte Mg, K, Ti, Fe, Li, Cr, Ni, Cu, Zn, V, Zr, La, Ce, Th, Nb ve Rb gibi elementler karot boyunca fazla değişim sergilememektedirler. İstisna olarak 25-30 cm derinliklerdeki element seviyeleri göze çarpmaktadır (Ek 38). Bu karotun sedimentlerinde tane boyuda pek değişmemektedir (Şekil 10). Karbonat miktarlarının oldukça homojen bir dağılım göstermesi (Şekil 11), Ca ve Sr değerlerinin de çok az değişim göstermesi ile karakterizedir (Ek 38). U ve Mo profillerindeki, karot üstüne doğru azalma eğilimleri (Ek 38), Corg profilinede (Şekil 12) kısmen benzemektedir. Diğer taraftan, Mn, Pb ve As profillerinde karotun üst kısımlarına doğru miktarlarda artış eğilimi göze çarpmaktadır (Ek 38).

Karot-20 sedimentlerinde tesbit edilen Pb (6-38 ppm), Cr (19-114 ppm), Th (1.6-18.5 ppm), Sr (266-2097 ppm), Mg (% 2.10-2.67), Na (% 1.14-2.34) ve Ce (11-98 ppm) miktarları, sedimenter kayaçlar ortalamasına nisbeten biraz daha yüksektir (Tablo 3). Diğer elementlerin miktarlarında önemli farklılıklar gözlenmemektedir. Bu elementlerin profillerinde karotun alt kısımlarında azalan orta ve üst kısımlarında artan miktarlar tesbit edilmektedir (Ek 39). Örneğin, Al, K, Ti, Fe, Li, Cr, Ni, Co, Sn, Cu, Zn, V, Zr, Rb, Nb gibi elementlere ait profiller

bu gruba dahildir (Ek 39). Sedimentlerin tane boyu dağılımında (Şekil 10) element profillerine benzemektedir. Karotun alt kısımlarında (85-90 cm) ise ince tanece zengin sedimentler yaygındır (Şekil 10). Ca ve Sr birazda Mg alttan üste doğru genelde azalan miktarlar sergilemektedirler ki (Ek 39) bu da karbonat dağılımına (Şekil 11) benzemektedir. Mo, U, As gibi elementlere ait profillerde görülen alttan üste doğru azalma trendi (Ek 39), Corg profilinde (Şekil 12) mevcuttur. Pb profili ise en üstte ani artış eğilimini bu karottada göstermektedir (Ek 39).

Karot-21 sedimentlerinde tesbit edilen Pb (7-51 ppm), As (18-70 ppm), U (2.7-5 ppm), Sr (3581-3934 ppm), Ca (% 29.53-33.46) ve Mg (%2-2.03) miktarları ortalama sedimentler kayaçlar ile karşılaşıldıklarında kısmen yüksek görülmektedirler (Tablo 3). Bu karotta incelenen örnek sayısı azdır. Altta oldukça üstte ise tamamamen iri tanelerden oluşan bu karot sedimentlerinde (Şekil 10), çoğu elementlerin miktarları düşüktür (Tablo 3). Hernekadar çok az örnek sayısı olsada, Al, K, Ti, Ba, Li, Cr, Ni, Sn, Cu, Zr, Hf, Nb, Rb gibi elementlerin miktarları karotun alt kısımlarından üst kısımlarına doğru azalmaktadır. Oldukça değişmeyen karbonat miktarlarına (Şekil 11) bağlı olarakda Ca ve Sr değerleri nisbeten sabittir (Ek 40). Mn, Co, Pb, As, Mo, V, Ce, Y gibi elementlerin profilleride alttan üste doğru artan miktarları (Ek 40) sergileyen değerler ile karakterizedir. Corg profili de oldukça salımsız görülmektedir (Şekil 12).

3.7.2. Elementlerarası İlişkiler

Tablo 5, > %95 güvenirlilik ile 60 örnekden elde edilen korelasyon veya ilişki katsayılarını göstermektedir. Ca diğer elementlerin hemen tümü ile negatif korelasyon gösterirken, Sr ile pozitif ilişki ($r=0.91$) vermektedir. Bilindiği gibi (Tablo 4), Ca'ca zengin karbonatların element miktarları genelde düşüktür.

Al miktarları ile K, Fe, Li, Rb, Sc, V, Cu, Zn, Sn ve Ti değerleri arasında $r=0.89-0.99$ arasında değişen pozitif korelasyon mevcuttur (Tablo 5). Bu elementlerin aynı veya benzer litolojik kaynaklardan gelmiş olabileceği (Förstner ve Wittman, 1979; Loring, 1990) veya sedimentlerde benzer süreçlerle birikmiş olabileceği söz konusudur. Çeşitli aluminosilikatler burada önemli mineral bileşimlerini sergileyebilirler.

Cr ve Ni arasındaki pozitif korelasyon ($r=0.94$) ve diğer elementlerle (Co, Sc, Fe, Rb, Al, Ti) ilişkileri ($r=0.81-0.88$) krom ve nikelce zengin ofiyolitik kayaçların varlığı ile izah edilebilir. Bu tür kayaçlarda yüksek miktarda Cr, Ni ve Mg bulunmaktadır (Tablo 4; Shaw and Bush, 1978; Rose vd., 1979; Mason ve Moore, 1982) ve bu kayaçlar çalışma alanı kıyıardında boldur (MTA, 1989). Mg büyük bir olasılıkla çok çeşitli mineral fazlarında bulunduğuundan, herhangi bir element veya element grubu ile pozitif ve kuvvetli ilişkisi görülmemektedir (Tablo 5). Benzer bir şekilde Na miktarları da diğer elementlerle önemli korelasyon göstermektedir (Tablo 5). Bilindiği gibi, Na'un sedimentlerdeki varlığı önemli oranlarda taneier arası gözeneklerde kalmış deniz suyu tuzundan gelmektedir. As ve Pb hem kendi aralarında hemde diğer elementlerle pozitif fakat zayıf korelasyonlar göstermektedir ($r=0.03-0.73$; Tablo 5). Bu nedenle, sadece kıyarıda kayaç (Ayhan, 1990; Çopuroğlu, 1994) ayrışma ürünü olarak değilde, başka kaynakların olasılığı da (antropojenik; Förstner ve Wittman, 1979) düşünülebilir.

Mn ile diğer elementler arasında korelasyonun düşük olması ($r=0.02-0.64$; Tablo 5) bu elementin sadece mineraller ile birlikte taşınmadığını, çökelme ortamında diğer elementlerden bağımsız hareket etmiş olabileceğini de (diyajenez) gösterebilir. Nitekim, Mn değişen redoks koşullarına karşı hassas bir element olarak da bilinmektedir (Glasby, 1977; Pruyser vd., 1991; Ergin, 1995; Mangini vd., 2001).

Fe miktarları ve Al, V, Sc, Cu, K, Li, Zn, Sn, Co, Ti, W miktarları arasında bulunan pozitif korelasyonlar ($r=0.89-0.98$; Tablo 5) bu elementin sedimentde çok fazla bulunduğuuna veya/çok değişik mineral veya ayrışma ürünleri ile taşınmış olabileceği işaret edebilir. Burada aluminosilikatlar önemli görünmektedir.

Ce, P, Th, La ve Y arasında görülen pozitif ve $r=0.84-0.99$ arasında değişen korelasyonlar apatit-monazit birlikteligiine (Rose vd., 1979) işaret edebilirken, Zr, Nb, Hf, Ti, Al ve K arasındaki pozitif ilişkiler ($r=0.87-0.97$; Tablo 5) aluminosilikatler ve Zr minerallerine gösterge olabilir.

Ba bîhassa körfezin kuzeydoğu-doğu kıyarıda jeolojik birimlerinde barit olarak bulunmakta (MTA, 1977; Gençer ve Ertürk, 1990; Çopuroğlu, 1994; Bozkaya ve Gökçe, 2002) ve sedimenterde diğer bileşikler beraber görünmemektedir ($r=0.11-0.82$; Tablo 5).

Doğu Akdeniz Holosen sedimentleri ile (Emelyanov ve Shimkus, 1986) karşılaştırıldığında, bu çalışmada saptanan element dağılımları genelde büyük benzerikler göstermektedir.

4. SONUÇLAR

-Antalya Körfezi 'nin batı ve kuzey kıyı sahanlıkları, doğudaki kıyı sahanlığına nazaran az bir eğime sahiptirler. Araştırma sahasının bazı kesimlerinde oluşan faylanmalar deniz tabanı eğiminin yüksek değerlere ulaşmasına neden olmuştur. Kayma ve çökme hareketleri sonucunda, deniz tabanının derin kısımlarında (~200m), topografik yükseltiler meydana gelmiştir. Akıntı ve dalga hareketlerinin güçlü olduğu sıç yerlerde ise sediman dalgaları oluşmuştur. Bu özellikler, Antalya Körfezi deniz tabanı topografyasının tektonik, sedimentasyon ve hidrodinamik koşullar tarafından kontrol edildiğini ortaya koymaktadır.

-Sismik stratigrafik yorumlamalar sonucunda Antalya Körfezi kıyı sahanlığının dip altında, akustik temel (AB) üzerinde uzanan dört farklı çökel serisi tespit edilmiştir. Holosen ve Flandriyen çökel serisini (4) daha önceki dönemlere ait (Geç Pleyistosen ve öncesi) çökel serilerinden (1,2 ve 3) ayıran erozyonal bir R reflektörü belirlenmiştir. Kıyıdaki formasyonların devamı niteliğinde olan akustik temel (AB) Antalya Körfezi 'nin batısında Antalya Napi'na, Körfezin kuzeyinde ise Neojen-Kuvaterner yaşı formasyonlara karşılık gelmektedir. Bölgeye ait en yaşlı serinin (çökel serisi 1), Flandriyen transgresyonundan çok daha önce, deniz seviyesi - 75 m derinlikte durmakta iken çökeldiği düşünülmektedir. Diğer çökel serileri 2 ve 3'ün de Holosen ve Flandriyen transgresyonu dönemlerinden önce biriktikleri tahmin edilmektedir. Holosen ve Flandriyen transgresyonu dönemlerini temsil eden 4 çökel serisinin ise günümüzden 18,000 yıl önce depolanmaya başladığı düşünülmektedir. Holosen dönemini de içerisinde alan Flandriyen transgresyonu öncesi çökel serilerini (1,2 ve 3) daha sonraki çökel serisinden (4) ayıran bir R reflektörü ise bir aşınım yüzeyi olarak yorumlamış ve bu yüzeyin, deniz seviyesinin düşmesiyle birlikte açıga çıkan kıyı sahanlığının hava altı/akarsu erozyonuna maruz kalmasıyla oluştuğu açıklanmıştır.

-Antalya Körfezi kıyı sahanlığı ve üst yamaç bölgesi günümüzde çoğunluğunu silisiklastik malzemenin oluşturduğu çok az-az çakılı çamur türü sedimentlerle örtülüdür. Bu sedimentler sismik profillerde çökel serisi-4 ile tanımlanmaktadır. Sediment karotları genelde Holosen

döneminin orta veya üst katlarını temsil etmekte ve bu nedenle de Holosen öncesi son deniz seviyesi alçamasına bağlı regresif sistemleri değilde, Holosen transgresif süreçleri temsil etmektedir. Silisiklastik çamurların kaynağı kıyıardi akarsuların girdileridir. Körfezde kıyıya yakın ve 18-60 m su derinlikleri arasında alınan karotlarda sedimentlerin oldukça kaba taneli terijenik ve biyojenik malzeme içermesi, genelde bu sıçanlarda hakim hidrodinamik (akıntı-dalga) ve bentik-ekosistem gibi süreçlerin varlığına işaretttir. Daha açık ve derin sularda biriken sedimentler ise nisbeten sakin koşullarda ince taneli malzemelerin birliğini göstermektedir. İstisna olarak, Alanya önlerinde ve 32, 60 ve 418 m su derinliklerinde alınan karotlarda tesbit edilen bol kaba taneli ve terijenik-bijojenik karışımı malzemelerin çok daha karmaşık süreçlerle izah edilebilir. Bu nedenlere; türbidit akmaların geliştirmiş olabileceği denizaltı vadi ve kanyon/kanyonların varlığı, olası yüksek dip akıntılarının sadece kaba taneli malzemelerin birikmesine ve ince taneli malzemelerin açıklara taşınması, son düşük deniz seviyesine ait eski kıyısal-kanal malzemelerin varlığı örnek sayılabilir.

-Sedimentlerin karbonat miktarları nisbeten yüksektir ve özellikle de bentik organizmaların yaşamları için ideal ortam/koşullara veya/ve daha önceden biriken malzemelerin hidrodinamik süreçlerle taşınmış olabileceklerine işaret olabilir. Körfezde, doğu Akdeniz'de dahil birincil organik üretimi genelde düşük olmasına rağmen, sedimentlerin organik karbon oranları biraz yüksektir ve bunun da karasal girdilerden veya/ve fırtınalı denizlerin taşıdığı bitkisel artıklardan geldiği mümkündür.

-İklimsel ve buna bağlı deniz seviyesi değişimlerine ışık tutabilmesi için mineralojik çalışmalar kıl mineralleri üzerine yoğunlaştırılmış ve smektit, illit, klorit ve kaolinit grubunun yaygın olduğu tesbit edilmiştir. Kıl minerallerin kaynağı özellikle kıyıardi jeolojik kaynak kayaçlarının ayrışması olmasına rağmen, çevre ve yakın havzalardan ve hatta Afrika tozlarından kıl gelmiş olabileceği tartışmaya açiktır. Karotlarda önemli değişim göstermeyen kıl mineral dağılımı, iklimsel değişimlerden ziyade körfezin Holosen'de hakim akıntı, dalga ve su karışımı dinamik sistemlerinden kaynaklanmaktadır.

-Sediment karotlarındaki elementlerin dağılımı, ortalama yer kabuğu ve sedimentler kayaç bileşimleri ile karşılaştırıldığında, genelde kıyıardi jeolojik kaynak kayaçlarının ayrışması ile izah edilebilmektedir. Nitekim oldukça yüksek Cr, Ni ve Mg miktarları ofiyolitik serilerin varlığına bağlanabilir. Pb ve As gibi elementlerde görülen nisbeten yüksek değerler, sadece

kayırdı maden-mineral yataklarının varlığından değil, belkide antropojenik süreçlerden de gelmiş olabilir. Karot boyunca tesbit edilen element dağılımlarındaki değişimler, sedimentlerde farklı oranlarda bulunan litojenik ve biyojenik malzemelerden ve kısmen de organic madde-metal kompleksleşmesi ve diyajenetik etkileşimlerden kaynaklanmış olabilir.

-Sonuç olarak, bu proje çalışması ilklerden biri ve rutin-genel çalışma özelliğinde olup, gelecekte daha ayrıntılı çalışmaların yapılması gerektiğini ortaya koymaktadır. 5-150 m su derinliklerinden ve batimetrik-sismik anomalilerin yoğun olduğu yerlerden daha fazla ve hatta daha derin sediment karotları almak, C14 yaşı tayinlerine önem vermek, ayrıntılı paleontolojik çalışmalar yapmak (güncel ve Holosen öncesi organizmaların ayırtedilebilmesi için), sismik profil alma çalışmalarını yüksek ayrımlı sistemlerle ve akarsu ağızları ve batimetrik anomali bölgelerinde yoğunlaştmak, denizaltı vadî, kanyon ve olası türbidit akmalarına önem vermek gibi amaçlar ile gelecekte yeni projeler geliştirmek bu çalışmanın sonucunda ortaya çıkan önemli önerilerdendir .

REFERANSLAR

AKAY,E., Uysal,Ş., Poisson,A., Crevette,J., Müller,C., Antalya Neojen Havzasının Stratigrafisi. TJK Bülteni, 26/2, 26-29, (1985).

AKAY,E., Uysal,Ş., Orta Torosların batısındaki (Antalya) Neojen çökellerin stratigrafisi, sedimentolojisi ve yapısal jeolojisi. MTA Rap. 7799, Ankara (yayınlanmamış), (1985).

ALEXANDER C.R., C.A. Nittrouer, D.J. De Master, High-resolution seismic stratigraphy and its sedimentological interpretation on the Amazon continental shelf. Cont. Shelf Res., 6, 337-357, (1986).

ALTUĞ,S., Manavgat-Oymapınar rezervuarındaki Mesozoyik birimlerin stratigrafisi. EİE Rap. 71-39, Ankara (yayınlanmamış), (1971).

ARBOUILLE D., D.J. Stanley, Late Quaternary evolution of the Burullus lagoon region, north-central Nile delta, Egypt. Mar. Geol., 99, 45-66, (1991).

ASTM, Inorganic index to the powder diffraction file. Joint Committee on Powder Diffraction Standards, Pennsylvania, 1432s. (1972).

ATALAY, İ., Mortan,K., Türkiye Bölgesel Coğrafyası. İnkilap Yayınevi, İstanbul, 416 s, (1997).

AYHAN,A., Aydap ve Yuları (Gazipaşa-Antalya) Kurşun-Çinko Yataklarının Kökeni ve Remobilizasyon Sorunu. MTA Enstitüsü Dergisi, 95/96, 101-111, (1990).

BIJU-DUVAL,B., Letouzey,J., Montadert,L., Courrier,P., Mugniot,J.F., Sancho,J., Geology of the Mediterranean Sea Basins. The Geology of Continental Margins (Burke,C.A. ve Drake,C.L., editörler). Springer, New York, 695-721, (1974).

BIJU-DUVAL,B., Dercourt,J., Le Pichon,X., From Tethys Ocean to the Mediterranean Sea; A plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. Structural History of the Mediterranean Basins (Biju-Duval,B. ve Montadert,L., editörler), Edition Technip. Paris, 143-164, (1977).

BIJU-DUVAL,B., Letouzey,J., Montadert,L., Structure and evolution of the Mediterranean Basins. Initial Reports of Deep-Sea Drilling Project (Hsü,K., vd., editörler), U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 42, 2, 951-984, (1978).

BIZON,G., Biju-Duval,B., Letouzey,J., Monod,D., Poisson,A., Özer,B., Öztümer,E., Nouvelles Precisions Stratigraphiques Concernant les Bassins Tertiaires du Sud de la Turquie (Antalya,Mut,Adana). Revue de la Inst. Français du Petrole, V. XXIX, no.3, 74014, (1974).

BLUMENTHAL,M., Recherches géologiques dans le Taurus occidental dans l'arrière-pays d'Alanya. MTA Enst.Seri D, No.5, Ankara, (1951).

BÖLÜKBAŞI,A.S., Elmali (Antalya)-Acıgöl-Burdur Gölü (Burdur)-Korkuteli (Antalya) arasında kalan Elmali napları jeolojisi. TPAO Rap. No. 2415, 247s, Ankara (yayınlanmamış), (1987).

BOWEN D.Q., Quaternary Geology, A stratigraphic Framework for Multidisciplinary Work. Pergamon Press Ltd., Headington Hill Hall, Oxford England, 221p, (1978).

BOZKAYA,G., Gökçe,A., Karalar (Gazipaşa-Antalya) barit ve galenit yataklarında sıvı kapanım incelemeleri. 55. Türkiye Jeoloji Kurultayı (11-15 Mart 2002 MTA Genel Müdürlüğü) Bildiri Özleri, Ankara, 43-44, (2002).

BROWN Jr. L.F., W.L. Fisher, Seismic Stratigraphic Interpretation and Petroleum Exploration. AAPG Continuing Education Course Note Series 16, Am. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, Oklahoma, 125p, (1980).

BRUNN,J.H.,Dumont,J.F.,Graciansky,P.C., Gutnic,M., Juteau,T., Marcoux,J.,Monod,O., Poisson,A., Outline of the western Taurides. Geology and History of the Turkey (Angus S Campbell, ed.), Petroleum Exploration Soc. Libya, 225-255, Tripoli, (1971).

BRUNN,J.H.,Argyriadis,I., Marcoux,J.,Poisson,A., Ricou,L.E., Antalya ofiyolit naplarının orijini lehine ve aleyhine kanıtlar. Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, 58-69, Ankara, (1973).

BRUNN, J.H., Argyriadis, I., Poisson, A., Marcoux, J., Graciansky,P.C., Elements majeurs de liaison entre Taurides et Hellenides. Bull.Soc.GeoL. (7),18, 481-498, (1976).

BUCKLEY,H.A., Johnson,L.R.,Shackleton,N.J., Blow,R.A., Late Glacial to recent cores from the eastern Mediterranean. Deep-Sea Research, 29 (6A), 739-766, (1982).

CALVERT,S.E., Geochemistry of Pleistocene sapropels and associated sediments from the eastern Mediterranean. Oceanologica Acta, 6 (3), 255-267, (1983).

CANALS M., E. Catafau, J. Serra, Sedimentary structure and seismic facies of the inner continental shelf north of the Ebro Delta (northwestern Mediterranean Sea). Cont. Shelf Res., 8,961-977,(1988).

CARTER,T.G., Flanagan,J.P., Jopnes,C.R., Marchant,F.L., Murchison,J.H., Rebman,J.C., Sylvester, J.C., Whitney, J.C., A new bathymetry chart and physiography of the Mediterranean Sea. The Mediterranean Sea- A Natural Sedimentation Laboratory (Stanley,D.J., editör), Dowden, Hutchinson and Ross, Pennsylvania, 1-23, (1972).

CATANI,G., Lenardon,G.,Marchetti,A.,Tunis,G., Vinci,A., Sedimentological and seismic features in the Cyprian sector of the Eastern Mediterranean Sea: Preliminary Results. Boll. Oceanol.Teor.Apppl., 14, 311-317, (1983).

CATANI,G., Lenardon,G., Tunis,G., Bonazzi,A., Vinci,A., The sediments of the Gulf of Antalya (Southern Turkey). Rapp.Comm.int.Mer Medit., 33, s.124, (1992).

CHAPPELL J., N.J. Shackleton, Oxygen isotopes and sea level. Nature, 324/13,137-140,(1986).

CHESTER,R., Baxter,G.G., Eshairy,A.K., Connor,K.A., Cross,D., Elderfield,H., Padgham,R.C., Soil-sized eolian dusts from the lower troposphere of the Eastern Mediterranean. Mar. Geology, 24, 201-217,(1977).

CHESTER,R., Nimmo,M., Alarcon,M., Saydam,A.C., Murphy,K.J.T., Sanders,G.S., Corcoran,P., Defining the chemical character of aerosols from the atmosphere of the Mediterranean Sea and surrounding regions. Oceanologica Acta, 16, 3, 231-246, (1993).

COLANTONI P., A. Fabbri, P. Gallignani, Seismic-stratigraphic interpretation of high-resolution profiles: some applied examples. Boll. Geof Teor. Appl., 23, 89-106, (1981).

COLIN, H., Fethiye-Antalya-Kaş-Finike (Güneybatı Anadolu) bölgesinde yapılan jeolojik etüdleri. MTA Dergisi, No.59, 19-59, (1962).

ÇOPUROĞLU, İ., Karalar-Gazipaşa (Antalya) Galenit-Barit Yatağının Mineralojik-Petrografik ve Jenetik İncelenmesi. MTA Dergisi, 116, 29-36, (1994).

DEMİRTAŞLI, E., Toros kuşağının batı kesimindeki olistolitler ve ofiyolitik melanj, çeşitli nap varsayımlarının tartışıması. VI. Ege bölgeleri Jeoloji Koll. Bildiri Özleri, İzmir, 46, (1987).

DSİ, Gazipaşa Ovası Hidrojeolojik Etüd Raporu. DSİ Genel Müdürlüğü, Ankara, 44 s+ekler, (1973).

DSİ, Antalya-Boğaçay Ovası Hidrojeolojik Etüd Raporu. DSİ Genel Müdürlüğü, Ankara, 34 s+ekler,(1977).

DSİ, Su Kalitesi Gözlem Yıllığı. SSI İçmesuyu ve Kanalizasyon Dairesi Başkanlığı, Ankara, (1987). 511 s.

DSİ, Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü (yayınlanmamış veriler), Ankara, (2000).

DUMONT,J.F., Kerey, E., Eğirdir Gölü güneyinin temel jeolojik etüdü. TJK Bült., 18/2, 169-174,(1975).

DUMONT, J.F., Etudes géologiques dans les Taurides occidentales: Les formations Paleozoïques et Mésozoïques de la couple de Karacahisar (Province d'Isparta, Turquie). These 3 cycle Univ. Paris-sud, Orsay, (1976). 213 s

EDIGERV., M. Okyar, M. Ergin, Seismic-stratigraphy of the fault-controlled submarine canyon/valley system on the shelf and upper slope of Anamur Bay, northeastem Mediterranean Sea. Mar. Geol., 115, 129-142, (1993).

EDIGER V., M. Okyar, Offshore geophysical and geotechnical survey for the Manavgat River water supply project, Final report. METU Institute ofMarine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, 23p, (1995).

EDIGER V., M. Okyar, S.E. Tekiroğlu, N. Görür, N. Çağatay, Kılıkya-Adana Havzası Kita Sahanhığının Geç Kuvaterner Çökellerinin Araştırılması-I Projesi Sonuç Raporu. TÜBİTAK Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Araştırma Programı, Proje Kod No: YDABÇAG-599/G,69s, (1999).

EİE, Türkiye Akarsularında Sediment Gözlemleri ve Sediment Taşınım Miktarları. EİE Genel Müdürlüğü, Ankara, 93-59, (1993). 615 s.

EİE, 1991 Su Yılı Akım Değerleri. EİE Genel Müdürlüğü, Ankara, (1993). 305 s.

EİE . Aylık Ortalama Akımlar, Hidrolik Etütler Dairesi Başkanlığı. Elektrik İşleri Etüt İdaresi, Ankara, (1995).

EMELYANOV,E.M., Principal types of recent bottom sediments in the Mediterranean Sea: Their mineralogy and geochemistry. The Mediterranean Sea- A Natural Sedimentation Laboratory (Stanley,D.J., editör), Dowden, Hutchinson and Ross, Pennsylvania, 355-386,(1972).

EMELYANOV,E.M., Shimkus,K.M.,Geochemistry and Sedimentology of the Mediterranean Sea. D.Reidel, Dordrecht,Holland, (1986).

EMELYANOV,E.M., Recent Bottom Sediments of the Levantine Sea: their composition and process of formation. Geological Structure of the Northeastern Mediterranean (Krasheninnikov,V.A. ve Hall, J.K., editörler). Historical Productions-Hall Ltd. Jerusalem, Israel, 141-158,(1994).

EMERY,K.O., Heezen,B.C., Allen,T.D., Bathymetry of the eastern Mediterranean Sea. Deep-Sea Research, 13, 173-192,(1966).

EMILIANI C., R.F. Filint, The Pleistocene Record. in: (M.N. Hill, editor), The Sea, ideas and observations on progress in the study of the seas, the earth beneath the sea history, Vol. 3, Robert E.Kriger Publishing Company Huntington, NewYork, pp.888-927,(1980).

ERGİN,M., Alavi,S.N., Bodur,M.N., Ediger,V., Okyar,M., A Review of the Geology and Geochemistry of the Northeastern Mediterranean Basins. METU-Erdemli Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, (1988), 145 s.

ERGİN M., M. Okyar, K. Timur, Seismic stratigraphy and late Quaternary sediments in inner and mid-shelf areas of eastern Mersin Bay, Northeastern Mediterranean Sea. Mar. Geol., 104,73-91,(1992).

ERGIN, M., Possible sources and mechanisms of manganese enrichment in the deep-sea sediments of the Marmara Trough depressions (NE-Mediterranean, Turkey). Oceanol Acta, 17, 5, 535-546, (1994).

ERİNÇ S., Yeryüzünün Şekillenmesi. (İ.Ketin, editör), Umumi Jeoloji II. Kısım, Arzkabuğunun Dış Olayları ve Yeryüzü Şekilleri. İst. Teknik Üniversitesi Kütüphanesi Sayı: 513, Berksoy Matbaası, İstanbul, Türkiye, s.1-13, (1963).

ERSEÇEN,N., Türkiye'nin Bilinen Maden ve Mineral Yatakları. MTA, Ankara, 108 s.(1989).

ERSOY, Ş., Batı Toros (Likya) naplarının yapısal ögelerinin ve evriminin analizi. Jeoloji Mühendisliği, 37, 5-16,(1990).

ERYILMAZ,M., Yücesoy-Eryilmaz,F., Antalya Körfezi'nin oşinografik yapısı ve güncel çökel dağılımı. 55. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 88-89, (2002).

EVANS,G., Morgan,P., Evans,W.E., Evans,T.R., Woodside,J.M., Faulting and halokinetics in the northeastern Mediterranean between Cyprus and Turkey. Geology, 6, 392-396,(1978).

FAIRBANKS R G., A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting Tates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. Nature, 342, 637- 642, (1989).

FOLK, L.R., Petrology of Sedimentary Rocks,Hemphill,Tulsa,Okla, (1974), 182s.

FÖRSTNER,U., WITTMANN,G.T.W., Metal Pollution in the Aquatic Environment. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, (1979), 486s.

GAUDETTE, H. E., Flight, W. R., Toner, L., FOLGER, D. V., An inexpensive titration method for determination of organic carbon in recent sediment. Jour. Sed. Petr. 44, 1, 249 – 253. (1974).

GENÇER,H.İ., Ertürk,H., Antalya-Gazipaşa arasındaki bölgede 1990 yılında yapılan kuvarsit aramaları ve değerlendirme raporu. Etibank Genel Müdürlüğü, Ankara, (1990), 31 s+ekler.

GLASBY,G.P., Marine Manganese Deposits. Elsevier, (1977), 523 s.

GLOVER C., A.H.F. Robertson. Neotectonic intersection of the Aegean and Cyprus tectonic arcs: extensional and strike-slip faulting in the Isparta Angle, SW Turkey. Tectonophysics, 298, 103-132, (1998).

GOT H., C. Bouye, L. Mirabile. Lithoseismic analyse: a method for sedimentology. Oceanal. Acta, 10, 1-13 (in French with English Abstr.), (1987).

GRIM,R.E., Clay Mineralogy, McGraw Hill, New York, (1968), 596s.

GÜNAY,Y.,Bölükbaşı,A.S., Yoldemir,O., Beydağlarının stratigrafisi ve yapısı. Türkiye 6. Petr.Kong.Teb., Ankara, 91-101,(1982).

GÜNDÖĞDU,M.N., Neojen yaşlı Bigadiç sedimanter baseninin jeolojik-mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi. HÜ Doktora Tezi, Beytepe, Ankara, (1982), 386s.

HALL,K.J., Bathymetric Chart of the Northeastern Mediterranean Sea. Geological Survey of Israel, Jerusalem,(1981).

HERMAN, Y., Quaternary eastern Mediteranean sediments: Micropaleontology and climatic record. The Mediterranean Sea- A Natural Sedimentation Laboratory (Stanley,D.J., editör), Dowden, Hutchinson and Ross, Pennsylvania, 129-147,(1972).

HSÜ,K.J., Tectonic evolution of the Mediterranean Basins. The Ocean Basins and Margins-The Eastern Mediterranean (Nairn,A.E., Kanes,W.H. ve Stehli,F.G.S., editörler). Plenum Press, NY, 4A, 29-75,(1977).

HSÜ,K.J., Montadert,L. vd., Sites 375 and 376: Florence Rise. Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, V. XI, II, P.I, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.,219-304,(1978).

I.O.C.(Intergovernmental Oceanographic Commission), International Bathymetric Chart of the Mediterranean. Head of Dept. nav. Oceanography, Leningrad,(1981).

İŞIK,V., Tekeli,O., Alanya metamorfitlerinin doğu kesiminde yeni petrografik bulgular (Anamur). MTA Dergisi, 117, 105-113,(1995).

İNAN,N., Antalya Travertenlerinin Oluşumu ve Özellikleri. TJK Bülteni, 24, 31-37,(1985).

JUTEAUT,T.,Whitechurch,H., Reuber,I., Doğu Akdeniz ofiyolitleri (Türkiye-Suriye-Kıbrıs): Neotetis tarihçesine katkılar. Toros Jeolojisi Uluslararası Sempozyumu Bildiri Özleri, Ankara, 8,(1983).

KANSUN,G., Baş,H., Alanya (Antalya) doğusunda Alanya Birliği'nin metamorfik özellikleri. 55. Türkiye Jeoloji Kurultayı (11-15 Mart 2002 MTA Genel Müdürlüğü) Bildiri Özleri, Ankara, 137-138,(2002).

KELLER,G.H., Lambert, D.N., Geotechnical Properties of Submarine Sediments. The Mediterranean Sea- A Natural Sedimentation Laboratory (Stanley,D.J., editör), Dowden, Hutchinson and Ross, Pennsylvania, 401-415,(1972).

KENNETT J.P.. Marine Geology. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 813p.
King C.A. M. (1972). Beaches and Coasts. Edward Arnold Publishers Ltd, London. 570p.
(1982)

KIDD,R.B., Cita,M.B., Ryan,W.B.F., Stratigraphy of eastern Mediterranean sapropel sequences recovered during Leg 42A and their paleoenvironmental significance. Initial Reports of Deep-Sea Drilling Project (Hsü,K.J. ve Montadert,L., editörler). U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., v.42A, 421-443,(1978).

KOMAR P .D., Beach Processes And Sedimentation. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 429p,(1976).

KRASHENINNIKOV,V.A., Hall,J.K. (editörler), Geological Structure of the Northeastern Mediterranean, Historical Productions-Hall Ltd, Jerusalem, Israel, (1994). Pp: 396.

KUBİLAY,N.N., Saydam,A.C., Yemenicioğlu,S., Kelling,G., Kapur,S., Karaman,C., Akça,E., Seasonal chemical and mineralogical variability of atmospheric particles in the coastal region of the Northeastern mediterranean. Catena, 28, 313-328,(1977).

LACOMBE H., P. Tchernia, Charactères Hydrologies et Circulation des Eaux en Méditerranée. in: (D.J. Stanley, editor), The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory. Dowden Hutchinson and Ross, Inc. Stroudsburg, Pennsylvania, pp.25-36,(1972).

LEFEVRE, R., Un nouvel élément de la géologie du Taurides Lycien: les nappes D'Antalya (Turquie). C.R.A.S. Paris, 263, 1365-1368,(1967)

LHEREUX, A., Les formation silico-detritiques Triasico-Liasiques de la plate forme carbonate Taurique au S.O. d'Akseki Taurides occidentales-Turquie. These 3 cycle, Univ. Paris-Sud, Orsay,(1983), 242 s.

LORING,D.H., Lithium-a New Approach for the Granulometric Normalization of Trace Metal Data. *Marine Chemistry*, 29, 155-168. (1990).

LORING,D.H., RANTALA,R.T.T., Manual for the geochemical analyses of marine sediments and suspended particulate matter. *Earth-Sci.Rev.*,32, 235-283. (1992).

LORT,J.M., Geophysics of the Mediterranean Sea Basins. The Ocean Basins and Margins. The eastern Mediterranean (Nairn,A.E., Kanes,W.H. ve Stehli,F.G., editörler). PlenumPress, N.Y., v.4A, 151-213,(1977).

MALOVITSKY; Ya.B., Emelyanov,E.M., Kazakov,O.V., Moskalenko,V.N., Osipov,G.V., Shimkus,K.M., Chumakov,I.S., Geological structure of the Mediterranean Sea floor (based on geological-geophysical data). *Mar. Geology*, 18 (4), 231-261,(1975).

MANGINI,A., JUNG,M., LAUKENMANN,S., What do we learn from peaks of uranium and of manganese in deep sea sediments? *Marine Geology*, 177, 63-78. (2001).

MARCOUX, J., Antalya naplarının genel yapısı ve Tetis güney kenarı paleocoğrafyasındaki yeri. *TJK Bült.*,22, 1, 1-6,(1979).

MASON,B., Moore,C.B., Principles of Geochemistry. John Wiley & Sons, Hong Kong, 344 s. (1982).

MCKENZIE, D.P., Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*, 226, 239-243,(1970).

MITCHUM Jr.R.M., Seismic stratigraphy and global changes of sea-level Part II: Glossary Terms Used in Seismic Stratigraphy. in: (C.E. Payton, editor), *Seismic Stratigraphy- Applications to Hydrocarbon Exploration*, Memoir: 26, Am. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, Oklahoma, pp.205-212, (1977).

MITCHUM Jr.R.M., P.R. Vail, S.M. Thompson, Seismic stratigraphy and global changes of sea level Part 2: The depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. in: (C.E. Payton, editor), *Seismic Stratigraphy- Applications to Hydrocarbon Exploration*, Memoir: 26, Am. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa Oklahoma, pp.53-82,(1977a).

MITCHUM Jr.R.M., P.R. Vail, J.B. Sangre, Seismic stratigraphy and global changes of sea level Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. in: (C.E. Payton, editor), *Seismic Stratigraphy- Applications to Hydrocarbon Exploration*, Memoir: 26, Am. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa Oklahoma, pp.117-133, (1977b).

MONOD, O., Recherches géologiques dans le Taurus occidental au sud de Beyşehir (Turquie). These, Univ. Paris-Sud, Orsay, (1977), 442 s.

MORELLI C., Eastern Mediterranean: geophysical results and implications. *Tectonophysics*, 46,333-346, (1978).

MTA, M.T.A. Enstitüsünce Bilinen Türkiye Yeraltı Kaynakları Envanteri. MTA Yayınları, No.168., Ankara, (1977), 390 s.

MTA, Türkiye'nin Bilinen Maden ve Mineral Kaynakları. Ankara, (1989), 108 s.

MTA, Türkiye Jeoloji Haritası. 1:2 000 000 ölçekli,(1989).

MULDER C.J., P. Lehner, D.C.K. Allen, Structural evolution of the Neogene salt basins in the eastern Mediterranean and the Red Sea. *Geologie en Mijnbouw*, 54, 208-221, (1975).

MULLINEAUX,L.S., Lohmann, G.P., Late Quaternary stagnations and recirculation of the eastern Mediterranean: Changes in the deep water recorded by fossil benthic foraminifera. *Journ. Foraminiferal Research*, v. 11, No. 1, 20-39,(1981).

MÜLLER,G., Methods in Sedimentary Petrology, Schweizerbart, Stuttgart, (1967), 283s.

NESTEROFF, W.D., The sedimentary history of the Mediterranean area during the Neogene. Initial Reports of Deep Sea Drilling Projects. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., V.13, P.2, 1257-1261,(1973).

NESTEROFF,W.D., vd., Esquisse struturelle en Mediterraneae orientale au front de l'Arc Egeen. Structural history of the Mediterranean basins (Biju-Duval,B. ve Montadert,L., editörler). Tecnicip., Paris, 241-250,(1977).

OKYAR M., The late Quaternary transgression and its associated submarine stratigraphy of Mersin Bay between the Göksu and the Seyhan delta: a geophysical approach. Ph.D. Thesis, Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, (1991), Pp:156.

OKYAR M., V. Ediger, Sea-floor sediments and bedforms around Turkey, revealed by side scan sonar imagery. *Oceanologica Acta*, 20(5), 673-685,(1997).

OKYAR M., V. Ediger, Göksu Delta'sının Kuvaterner Jeolojisini Sismik Yöntemlerle İncelenmesi Alt Projesi Sonuç Raporu. TÜBİTAK Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Araştırma Programı, Proje Kod No: YDABÇAG-374/G, (1998), 89s.

OKYAR M., V. Ediger, Seismic evidence of shallow gas in the sediment on the shelf off Trabzon, southeastern Black Sea. *Cont. Shelf Res.*, 19,575-587, (1999).

OKYAR M., Manavgat kıyı sahanlığı (Antalya Havzası) geç-Kuvaterner sedimanlarının sismik stratigrafisi. 1. Ulusal Deniz Bilimleri Konferansı, Bildiriler ve Poster Özetleri (Editörler: Z.Uysal ve İ. Salihoglu), 30 Mayıs-2 Haziran 2000 Kültür ve Kongre Merkezi ODTÜ/Ankara, s. 214-219,(2000).

ORAL E.Z., G. Özhan, M. Ergün,. Structure of the Antalya Bay inferred from the geophysical data. Abstract of the 10th geophysical convention of Turkey, 4-8 April, (1988).

ÖZGÜL N., Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides. In: O. Tekeli and M.C. Göncüoğlu (Editors), *Geology of the Taurus Belt Proceedings. International Symposium on the Geology of the Taurus Belt*, 26-29 September 1983, Ankara, Turkey, s.77-90, (1984).

- ÖZGÜL, N., Torosların bazı temel jeolojik özellikleri. TJK Bülteni, 19/1, 65-67,(1976).
- ÖZHAN G., Geological interpretation of the gulf of Antalya in the light of the marine geophysical data. Bulletin of the Geological Congress of Turkey, 4: 47-50 (in Turkish with English abstract), (1983).
- ÖZHAN G., Sismik yansımaları ışığında kuzeydoğu Akdeniz. Türkiye Jeoloji Bülteni, 31: 51-62, (1988).
- ÖZSOY,E., Hecht,A., Ünlüata,U., Circulation and hydrography of the Levantine Basin. Results of POEM coordinated experiments 1985-1986. Prog.Oceanogr., 22, 125-170,(1989).
- ÖZSOY E., A. Hecht , Ü. Ünlüata, S. Brenner, H.I. Gür, J. Bishop, M.A. Latif, Z. Rozentraub, T. Oğuz, A synthesis of the Levantine Basin circulation and hydrography, 1985-1990. Deep Sea Res., II, 40(6): 1075-1119, (1993).
- ÖZSOY, E., ÜNLÜATA, Ü., Oceanography of the Black Sea: a review of some recent results. Earth Science Reviews, 42, 231-272. (1997).
- ÖZTÜRK,E.M., Akdeniz,N., Bedi,Y., Sönmez,I., Usta,D., Kuru,K., Erbay,G., Alanya napının stratigrafisine farklı bir yaklaşım. T.J.K. Bülteni, 10, 2-10,(1995).
- PARK S.C., D.G. Yoo, Depositional history of Quaternary sediments on the continental shelf off the southeastern coast of Korea (Korea Strait). Mar. Geol., 79, 65-75, (1988).
- PARLAK,O., Delaloye,M., Bingöl,E., Mineral chemistry of ultramafic and mafic cumulates as an indicator of the arc-related origin of the Mersin ophiolite (southern Turkey). Geol. Rundschau, 85, 647-661. (1996).
- POISSON, A., Recherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie). These Univ. Paris-Sud, Orsay, (1977). 795 s.
- POISSON,A.,Akay,E.,Dumont,J.F., Uysal,Ş., The Isparta Angle: a Mesozoic paleorift in the Western Taurides. Int. Symp., Geology of the Taurus Belt (Tekeli, O. ve Göncüoğlu, M.C., editörler), 26-29 Sept., 1983, Ankara, 11-26,(1984).
- PRUYSERS,P.A., de Lange,G.J., Middleburg,J.J., Geochemistry of eastern Mediterranean sediments: Primary sediment composition and diagenetic alterations. Mar. Geol., 100, 137-154.(1991).
- REUBER,I., Générations successives de flots grenus dans le complexe ophiolitique d'Antalya (Turquie) origine, Evolution et mécanismes d'injection des liquides. These U.E.R. des Sc. De la vie et de la terre, lab. Min et petr., Strasburg, (1982), 245 s.
- ROBINSON,A.R., Malanotte-Rizzoli,P., Hecht,A. vd., General circulation of the Eastern Mediterranean. Earth-Science Reviews, 32, 285-309,(1992).
- ROBERTSON,A.H.E., Woodcock, N.H., Strike-slip related sedimentation in the Antalya complex, SW Turkey. Spec.Publ. Int.Ass.Sedim., 4, 127-145,(1980).

ROBERTSON, A.H.E., Woodcock, N.H., Alakırçay Group, Antalya Complex, SW Turkey: a deformed Mesozoic carbonate margin. *Sedim. Geology*, 30, 95-131,(1981a).

ROBERTSON, A.H.E., Woodcock, N.H., Gödene zonu, Antalya Complex: volcanism and sedimentation along a Mesozoic continental margin, SW Turkey. *Geol.Rundschau*, 70,3, 1177-1214,(1981b).

ROBERTSON, A.H.E., Mesozoic-Tertiary tectonic evolution of the easternmost Mediterranean area: integration of marine and land evidence. in: A.H.F. Robertson, K.-C. Emeis, C. Richter and A. Camerlenghi (editors), Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 160, pp. 72--782,(1998).

ROHLING,E.J., Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels. *Marine Geology*, 122, 1-28,(1994).

ROSE,A.W., Hawkes,H.E., Webb,J.S., Geochemistry in Mineral Exploration. Academic Press, London, (1979), 657 s.

RYAN,W.B.F., Stratigraphy of late Quaternary sediments in the eastern Mediterranean. The Mediterranean Sea- A Natural Sedimentation Laboratory (Stanley,D.J., editör), Dowden, Hutchinson and Ross, Pennsylvania, 149-169,(1972).

SALGE U., H.K. Wong, Seismic stratigraphy and Quaternary sedimentation in the Skagerrak (northeastem North Sea). *Mar. Geol.*, 81, 159-174, (1988).

SALİHOĞLU,I., Saydam,A.C., Baştürk,Ö., Yılmaz,K., Göçmen,D., Hatipoğlu,E., Yılmaz,A., Transport and distribution of nutrients and chlorophyl-a by mesoscale eddies in the northeastern Mediterranean. *Mar. Chem.*, 29, 375-390, (1990).

SANGREE J.B., J.M. Widmier, Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level Part 9: Seismic Interpretation of Clastic Depositional Facies. In: C.E Payton (editor), Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon Exploration, Memoir: 26, Am. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, Oklahoma, pp.213-248, (1977).

SCHRADER,H., Matherne,A., Sapropel formation in the eastern Mediterranean Sea: Evidence from preserved opal assemblages. V.27, 2, 191-203,(1981).

SHAW,H.F. (1978). The clay mineralogy of the Recent surface sediments from the Cilicia Basin, northeastern Mediterranean. *Mar. Geology*, 26, 51-58.

SHAW,H.F., Bush,P.R., The mineralogy and geochemistry of the recent surface sediments of the Cilician Basin, NE-Mediterranean. *Mar. Geology*, 27, 115-136, (1978).

SHEPARD F.P., Submarine Geology. Harper & Row, Publishers, New York, 517p, (1973).

SHEPARD, F.P. Geological Oceanography: Evolution of Coasts. Continental Margins and the Deep-Sea Floor. Crane, Russak & Company Inc., New York, 214 p, (1977).

SMITH,S., Diapiric structures in the eastern Mediterranean Cilician Basin. *Geology*, 5, 705-707,(1977).

STANLEY, D.J., Post-Miocene depositional patterns and structural displacement in the Mediterranean. The Ocean Basins and Margins, The Eastern Mediterranean (Nairn,A.E., Kanes,W.H. ve Stehli,F.G., editörler). Plenum Press, New York, 77-150,(1977).

ŞENEL, M., Tahtalı Dağ (Antalya) ve dolayının jeolojisi. İ.Ü. Fen Bil.,Enst. Doktora Tezi, (1986a), 232 s.

ŞENEL,M., Alakırçay grup, Kumluca zonunun litostratigrafi özellikleri ve yaşı: Güneybatı Antalya-Türkiye. MTA Dergisi 103/104, 151-153,(1986b).

ŞENEL,M., Gedik,İ., Dalkılıç,H., Serdaroglu,M., Bilgin,A.Z., Uğuz,M.F., Böyükbaşı,A.S., Korucu,M., Özgül,N., Isparta Büklümü doğusunda otokton ve allokton birimlerin stratigrafisi (Batı Toroslar). MTA Dergisi, 118, 111-160,(1996).

ŞENEL,M., Türkiye Jeoloji Haritası, Antalya Paftası. 1:250 000 ölçekli, No. 3. MTA, Ankara, 25 s + ek, (1997).

ŞENEL,M., Dalkılıç,H., Gedik,İ.,Serdaroglu,M., Metin,S.,Esentürk,K., Böyükbaşı,A.S., Özgül,, Orta Toroslar'da Güzelsu koridoru ve kuzeyinin stratigrafisi, Türkiye. MTA Dergisi, 120,(1998).

ŞENGÖR A.M.C., Türkiye'nin neotektonığının esasları. Türkiye Jeoloji Kurumu Konferans Serileri, 2, 40s, (1980).

SHOD Alanya-Anamur Burnu, (1/100000 ölçekli) 324 no lu seyir haritası. Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı, Çubuklu, İstanbul, Türkiye, (1970).

SHOD Antalya Körfezi (1/100 000 ölçekli), 322 no lu seyir haritası. Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı, Çubuklu, İstanbul, Türkiye,(1974).

SHOD Kaş-Anamur Burnu (1/300 000 ölçekli), 32 no lu seyir haritası. Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı, Çubuklu, İstanbul, Türkiye, (1975).

SHOD Neri Burnu-Alanya (1/100 000 ölçekli), 323 no lu seyir haritası. Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı, Çubuklu, İstanbul, Türkiye, (1976).

STEFANON A., Marine sedimentology through modern acoustical methods: II Uniboom. Boll. Oceanol. Teor. Appl., 3,113-144, (1985).

TAVIANI M., S. Rossi. Salt-related deformations in the deep Antalya Basin: preliminary results of the Mac Gan Cruise. Mar. Geol., 87, 5-13, (1989).

TEN Haven, H.L., Baas,M., De Leeuw,J.W., Schenck,P.A., Late Quaternary Mediterranean Sapropels, I- On the origin of organic matter in sapropel S. Marine Geology, 75, 137-156,(1987).

TESSON M, B. Gensous, G.P. Allen, C.H. Ravenne, Late Quaternary deltaic lowstand wedges on the Rhone continental shelf, France. Mar. Geol., 91, 325-332, (1990).

TEZCAN D., Seismic stratigraphy of late Quaternary sediments on the continental shelf of

Antalya Bay. M.Sc. Thesis, Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, 62p, (2001).

TEZCAN D., M. Okyar, Antalya Körfezi batı kıyı sahanlığının geç Kuvaterner sedimanlarının sismik stratigrafisi. Türkiye Kuvaterneri Çalışayı, Bildiri Özeleri Kitapçığı, 21-22 Mayıs İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, Süleyman Demirel Kültür Merkezi, İTÜ, İstanbul, 45, (2001).

THUNNEL,R.C., Williams,D.F., Belyea,P.R., Anoxic events in the Mediterranean Sea in relation to the evolution of late Neogene climates. Mar. Geology, 59, 105-134,(1984).

TÜRKÜNAL, S., Toros dağlarının kuzeyde Beyşehir ile güneyde Oymapınar köyü boyamları arasında kalan kesimin jeolojisi. EIE Rap., Ankara,(1969).

UNESCO., Geological and geophysical investigations in the Mediterranean and Black Seas. UNESCO Reports in Marine Science. No. 56., Paris, (1992), 208 s.

ÜNLÜATA Ü., M.A. Latif, F. Bengü, H. Akay, Towards an understanding of shelf dynamics along the southern coast of Turkey. *Nes Joumees Etud. Pollutions*, Antalya C.I.E.S.M., pp.535-542, (1978).

ÜNLÜATA Ü., E. Özsoy, M.A. Latif on the variability of currents in the northeastern Levantine Sea. *Ves Joumees Etud. Pollutions*, Cagliari, C.I.E.S.M., pp.929-936, (1980).

ÜNLÜATA Ü., T. Oğuz, E. Özsoy, Blocking of steady circulation by coastal geometry. *J. Phys. Oceanogr.*, 13/6, (1983).

VAIL P.R, Jr R.M. Mitchum, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part I: Overview in: (C.E. Payton, editor), *Seismic Stratigraphy- Applications to Hydrocarbon Exploration*, Memoir: 26, Am. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, Oklahoma, pp.51-52, (1977).

VAN Andel T.R., N. Lianos, High-resolution seismic reflection profiling for the reconstruction of post-glacial transgressive shorelines: an example from Greece. *Quat. Res.*, 22, 31-45, (1984).

VENKATARATHNAM,K., Ryan, W.B.F., Dispersal patterns of clay minerals in the sediments of the eastern Mediterranean Sea. *Mar. Geology*, 11, 261-282,(1971).

WHITECHURCH,H., Juteau,T., Montigny,R., Role of the Eastern Mediterranean ophiolites (Turkey, Syria, Cyprus) in the history of the Neo-Tethys. *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean* (Dixon,J.E. ve Robertson,A.H.F., editörler), *Geol.Soc. Spec.Publ.*, 17, 301-318,(1984).

WILLIAMS,D.F., Thunnel,R.C., Faunal and oxygen isotopic evidence for surface water salinity changes during sapropel formation in the eastern Mediterranean. *Sedimentary Geology*, 23, 81-93,(1979).

WILSON,M.J., 1987. A Handbook of Determinative Methods in Clay Mineralogy, Blackie, London, 308s.

WOODCOCK,N.H., Robertson, A.H.F., Imprecate thrust belt tectonics and sedimentation as a guide to emplacement of part the Antalya Complex, SW Turkey. Int. 6th Coll.on the Geology of the Aegean Region (Izdar,E. ve Nakoman,E., editörler), Piri Reis Int. Cont. Ser. Publ.,2, 2, 661-670,(1977).

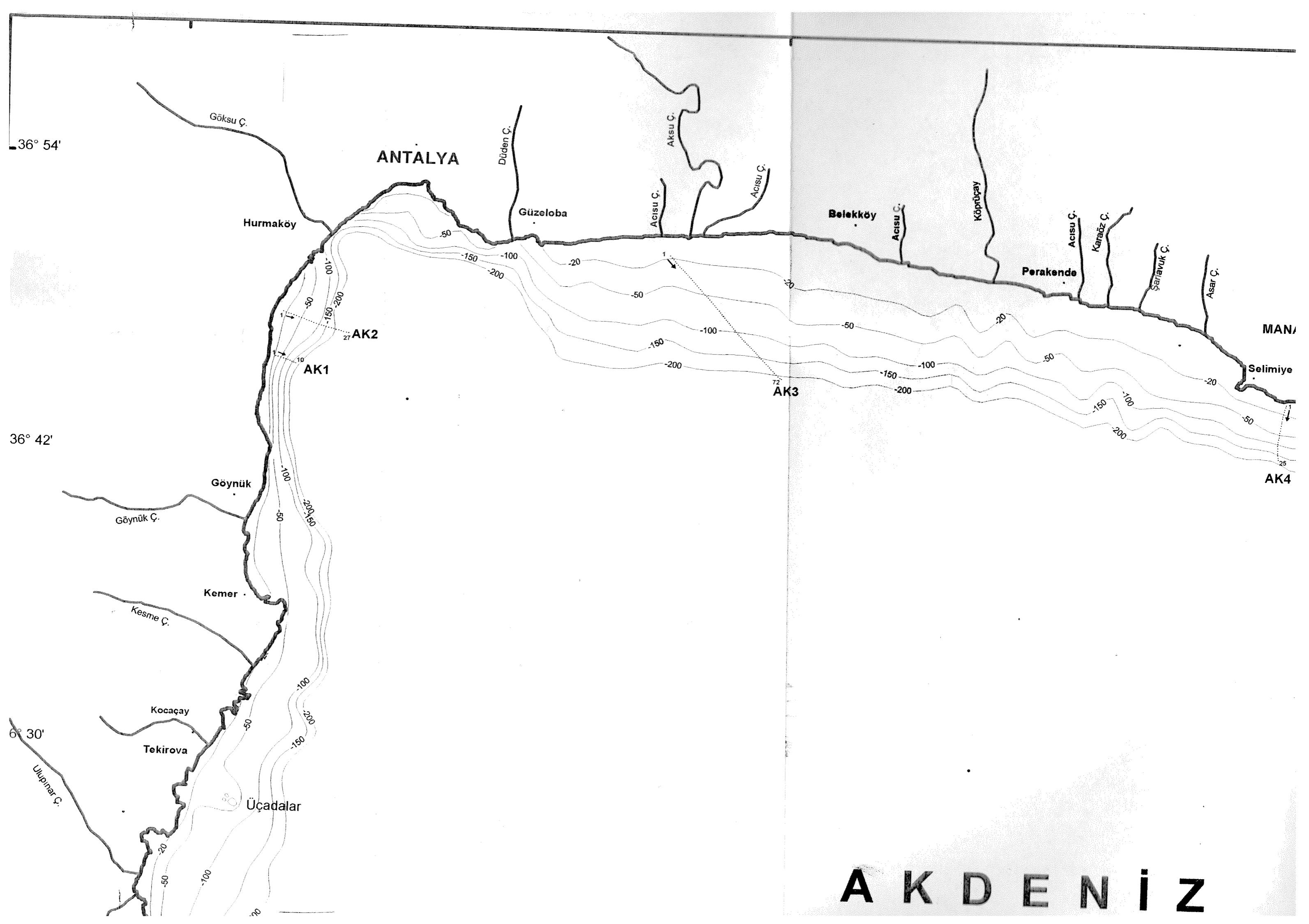
WOODSIDE, J.M., Tectonic elements and crust of the eastern Mediterranean Sea. Marine Geophysical Researches, 3, 317-354,(1977).

WÜST G. On the vertical circulation of the Mediterranean Sea. J. Geophysical Res., 66/1, 3261-3271, (1961).

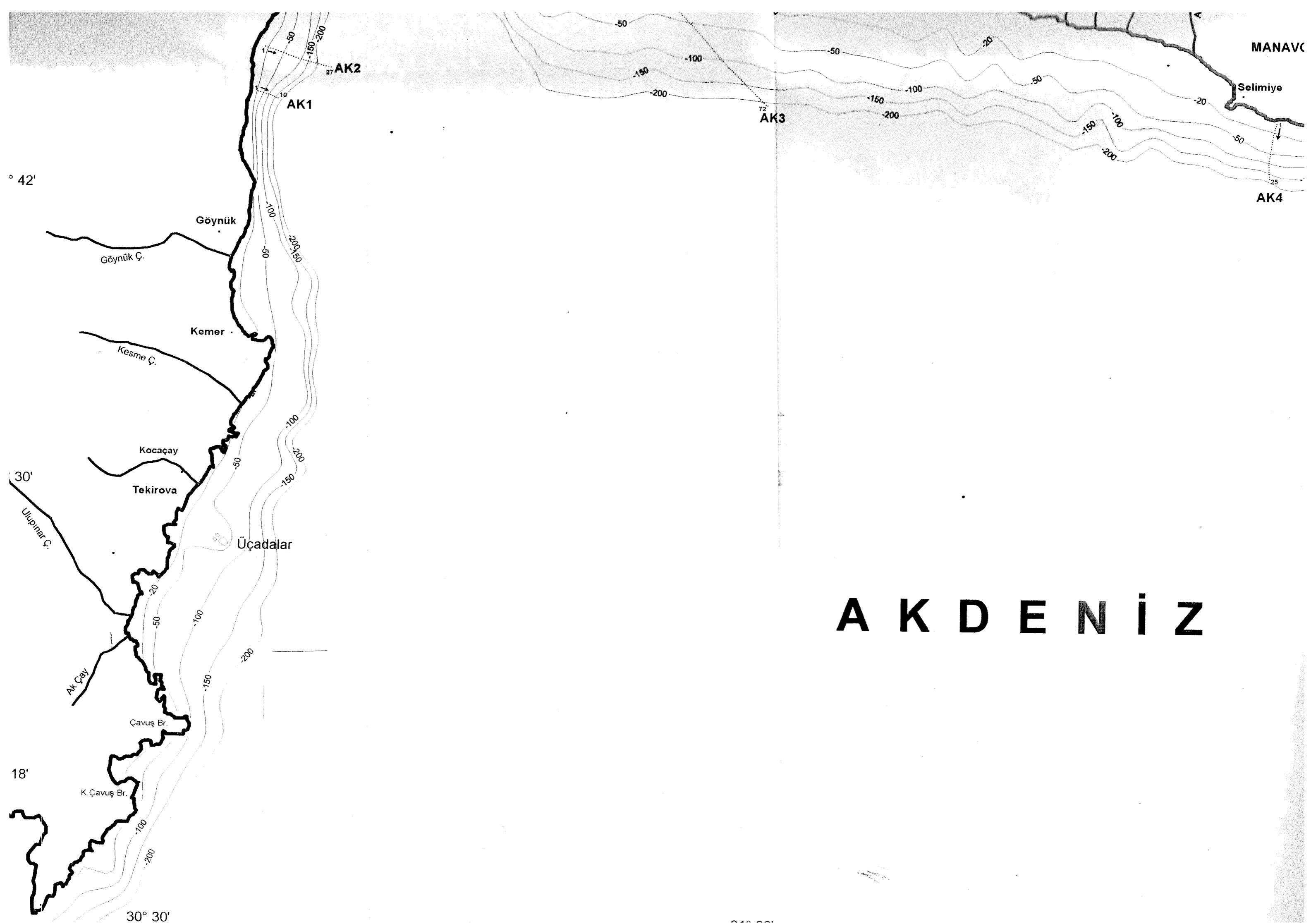
WRIGHT,D., Jongsma,D., Stephen,M., Williams,S. ve Mathews,D., Bathymetry of the eastern Mediterranean. Plates 25 and 26. Boll.,Geof.,Teor.Appl., 18 (66), 168,(1975).

YILMAZ,P.O., Fossils and K-Ar data for the Antalya Complex, SW Turkey. The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean (Dixon,J.E. ve Robertson,A.H.F., editörler), Geol.Soc. Spec.Publ.,17, 301-318,(1984a).

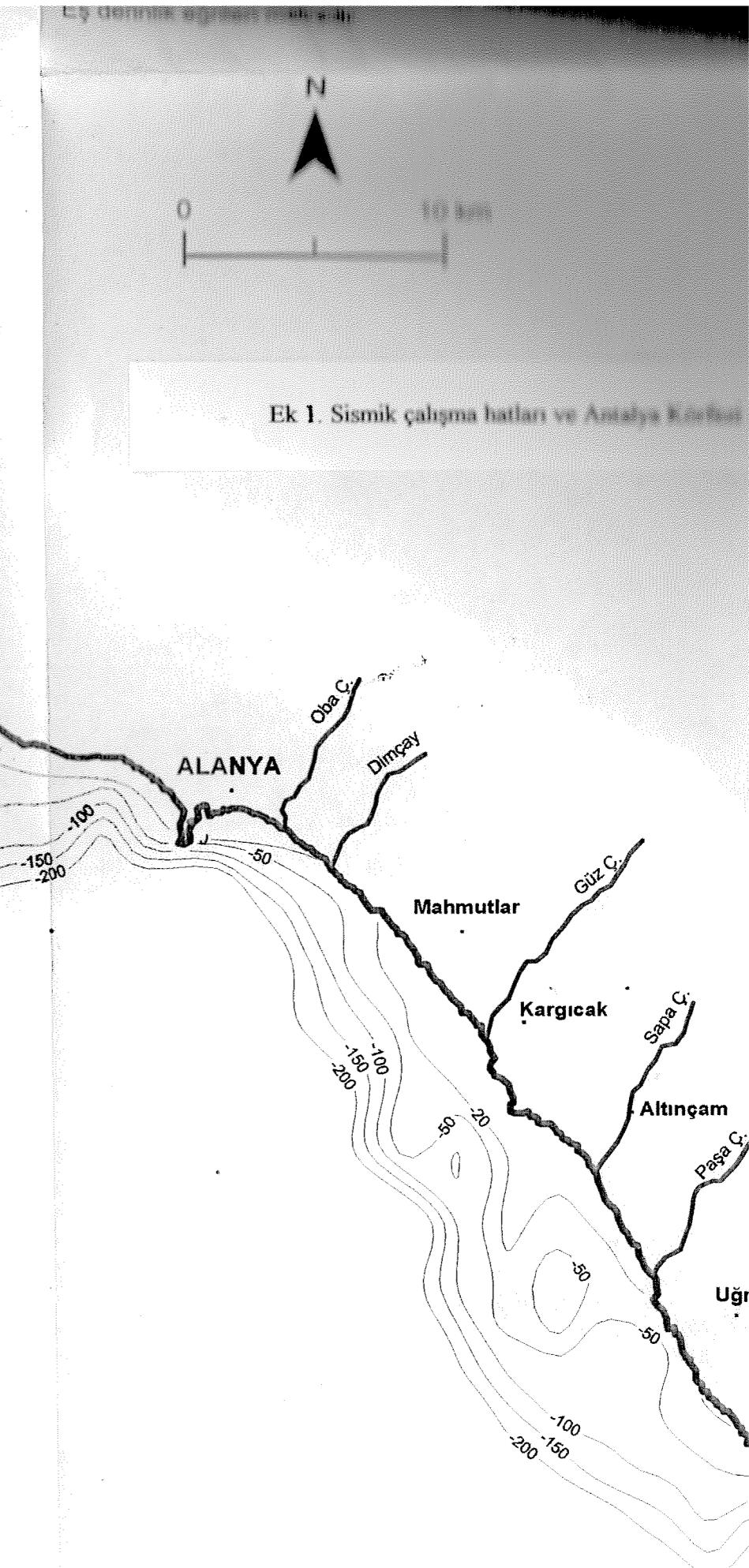
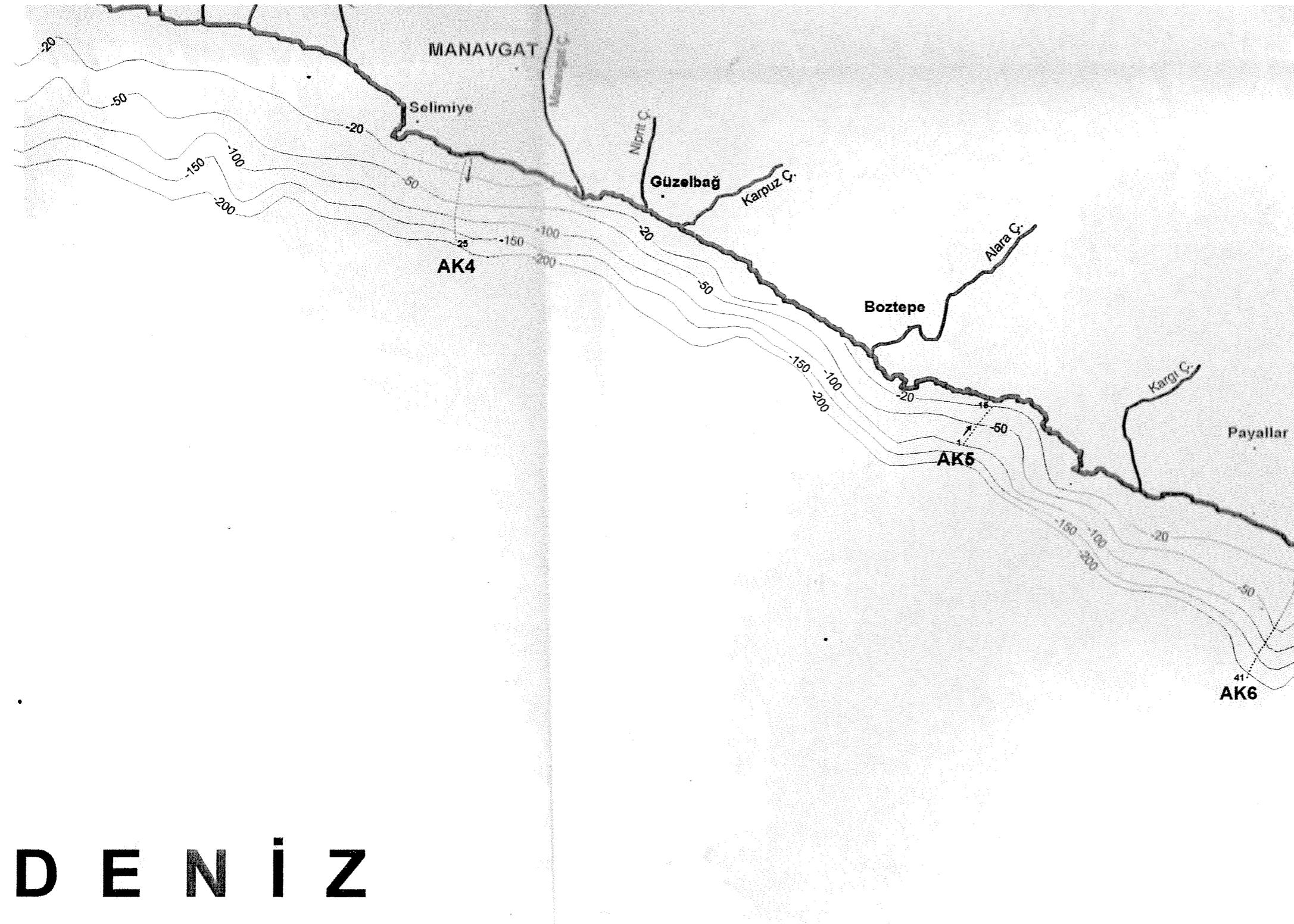
YILMAZ,P.O., The Alakır çay unit, Antalya complex: a tectonic enigma. Int. Symp., Geology of the Taurus Belt (Tekeli, O. ve Göncüoğlu, M.C., editörler), 26-29 Sept.,1983, Ankara, 27-40, (1984b).



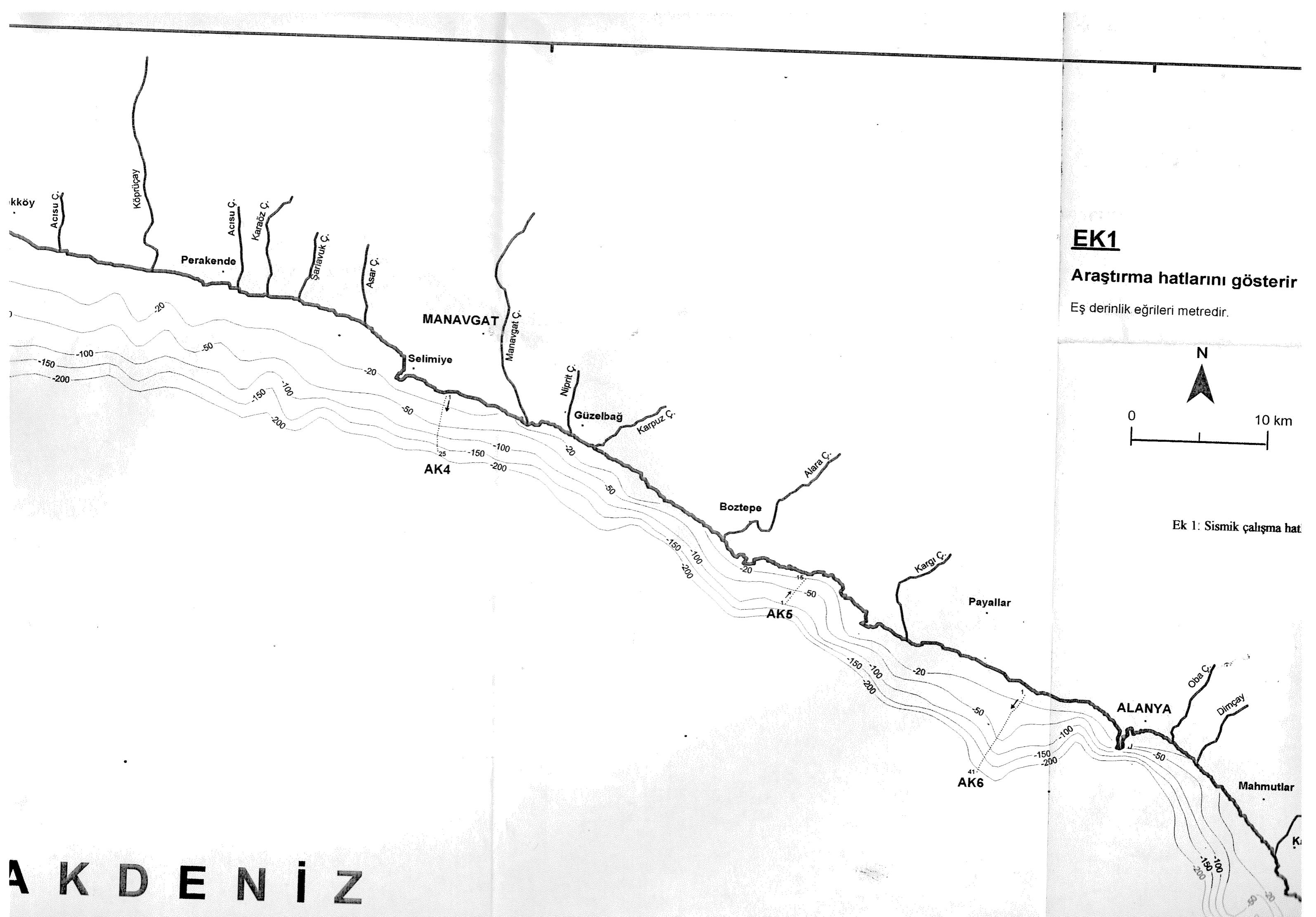
AKDENİZ



D E N I Z



Ek 1. Sismik çalışma hatları ve Antalya Kıyıları



AK3

MANAVGAT

Selimiye

Manavgat Ç.

Nijprit Ç.

Güzelbağ

Karpuz Ç.

AK4

Boztepe

Alara Ç.

Kargı Ç.

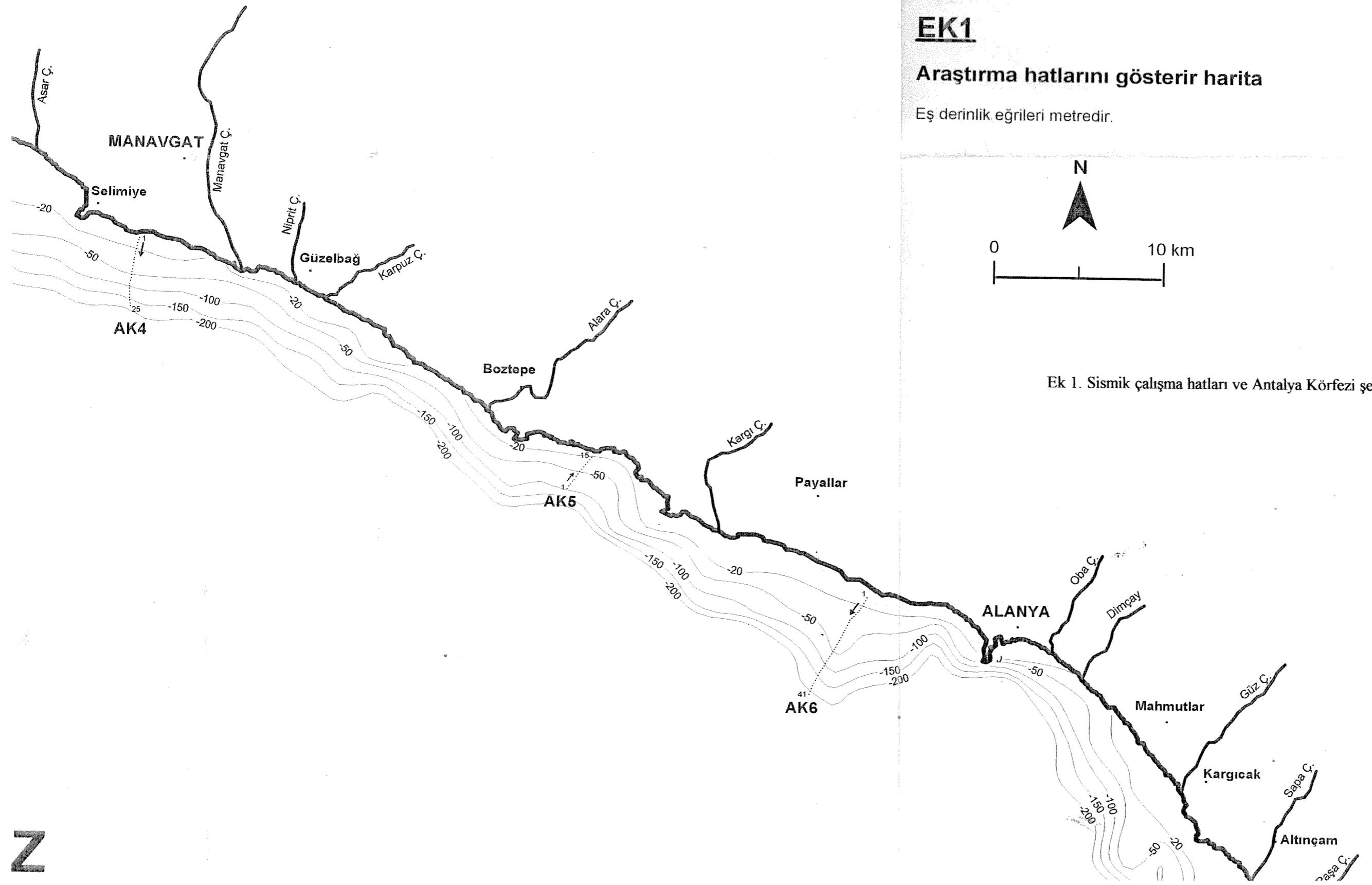
Payallar

AK5

ALANYA

AK6

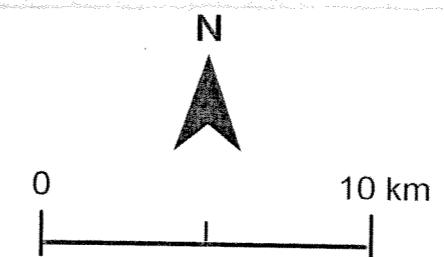
A K D E N İ Z



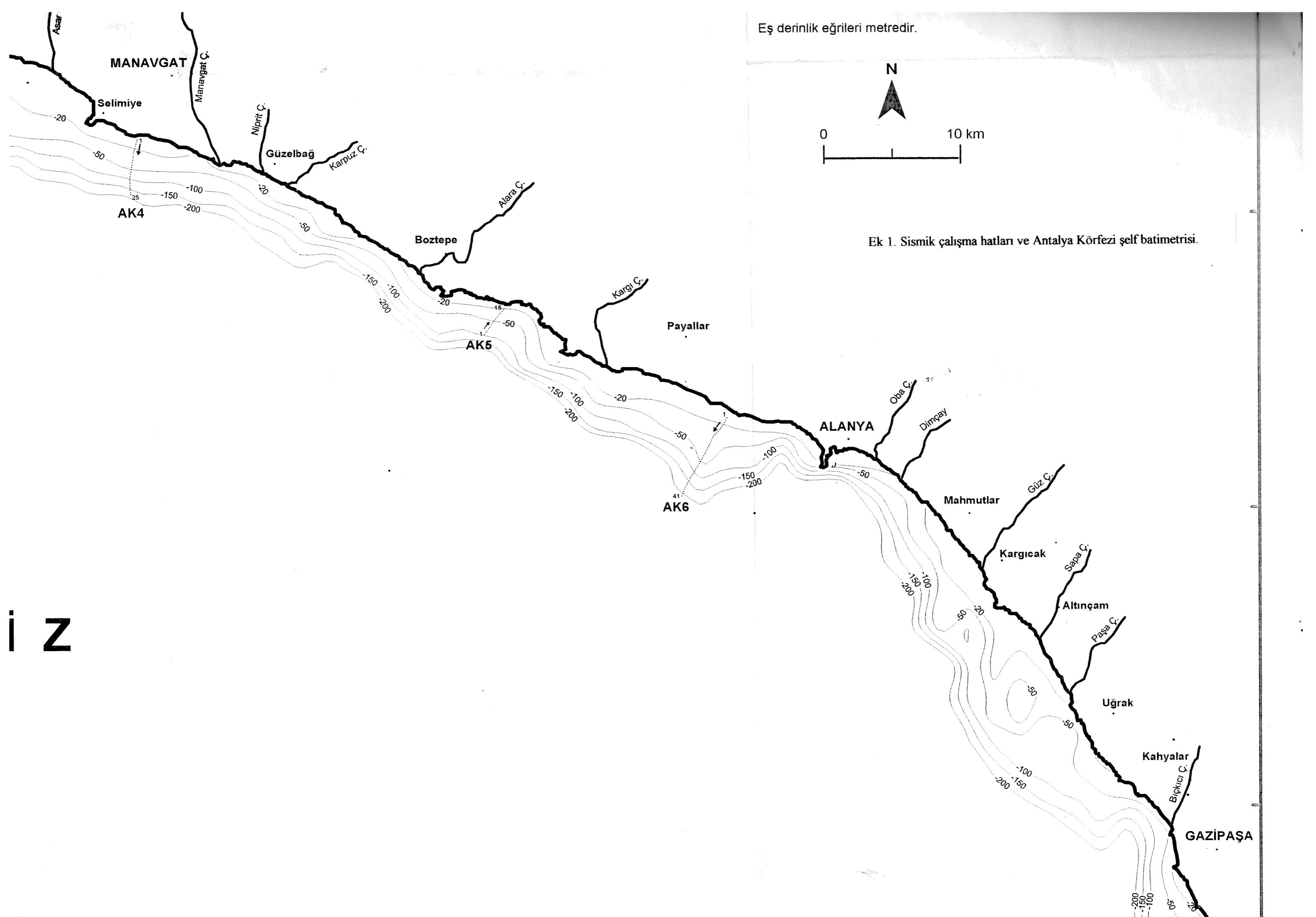
EK1

Araştırma hatlarını gösterir harita

Eş derinlik eğrileri metredir.

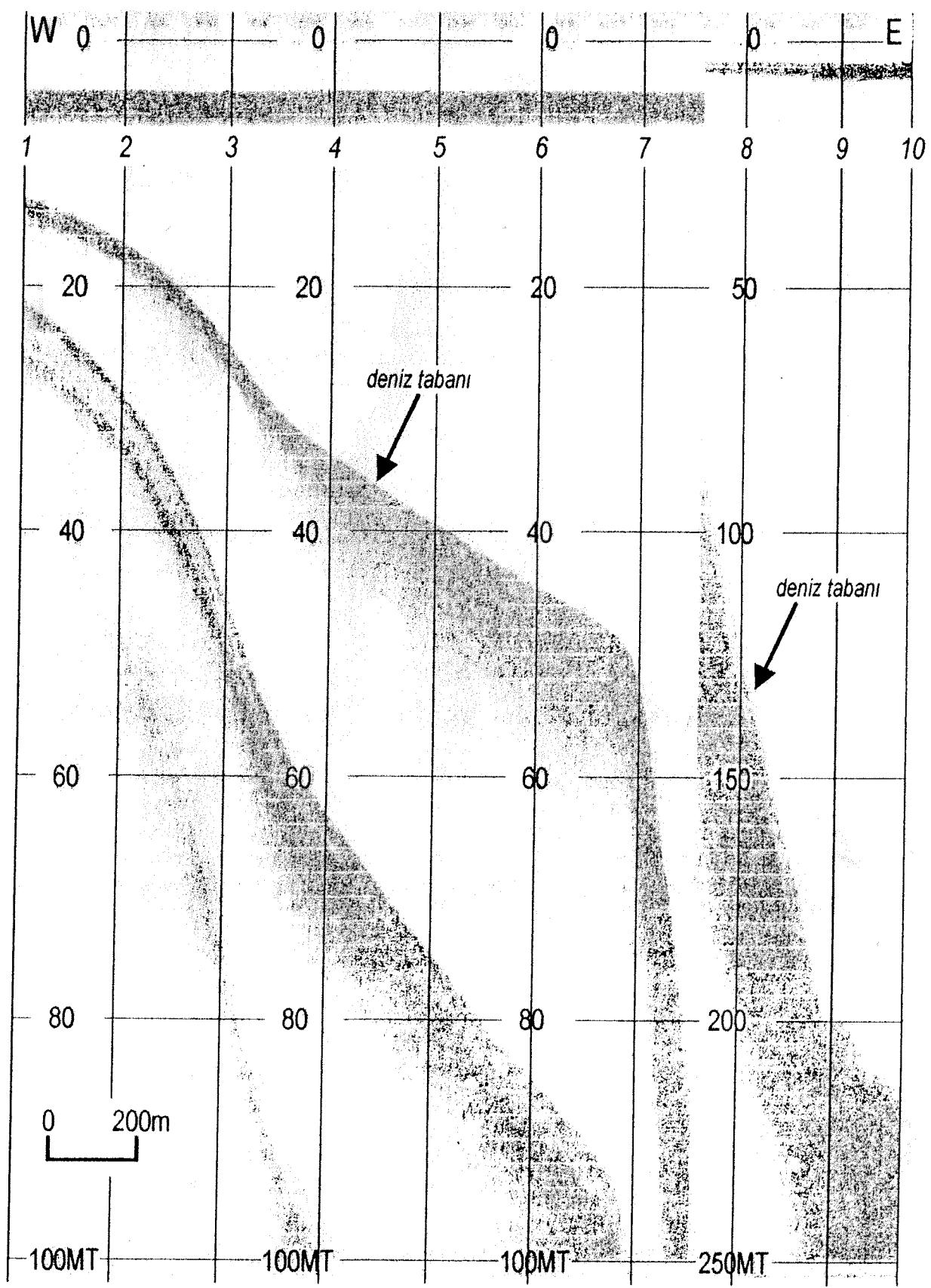


Ek 1. Sismik çalışma hatları ve Antalya Körfezi şelf batimetrisi.

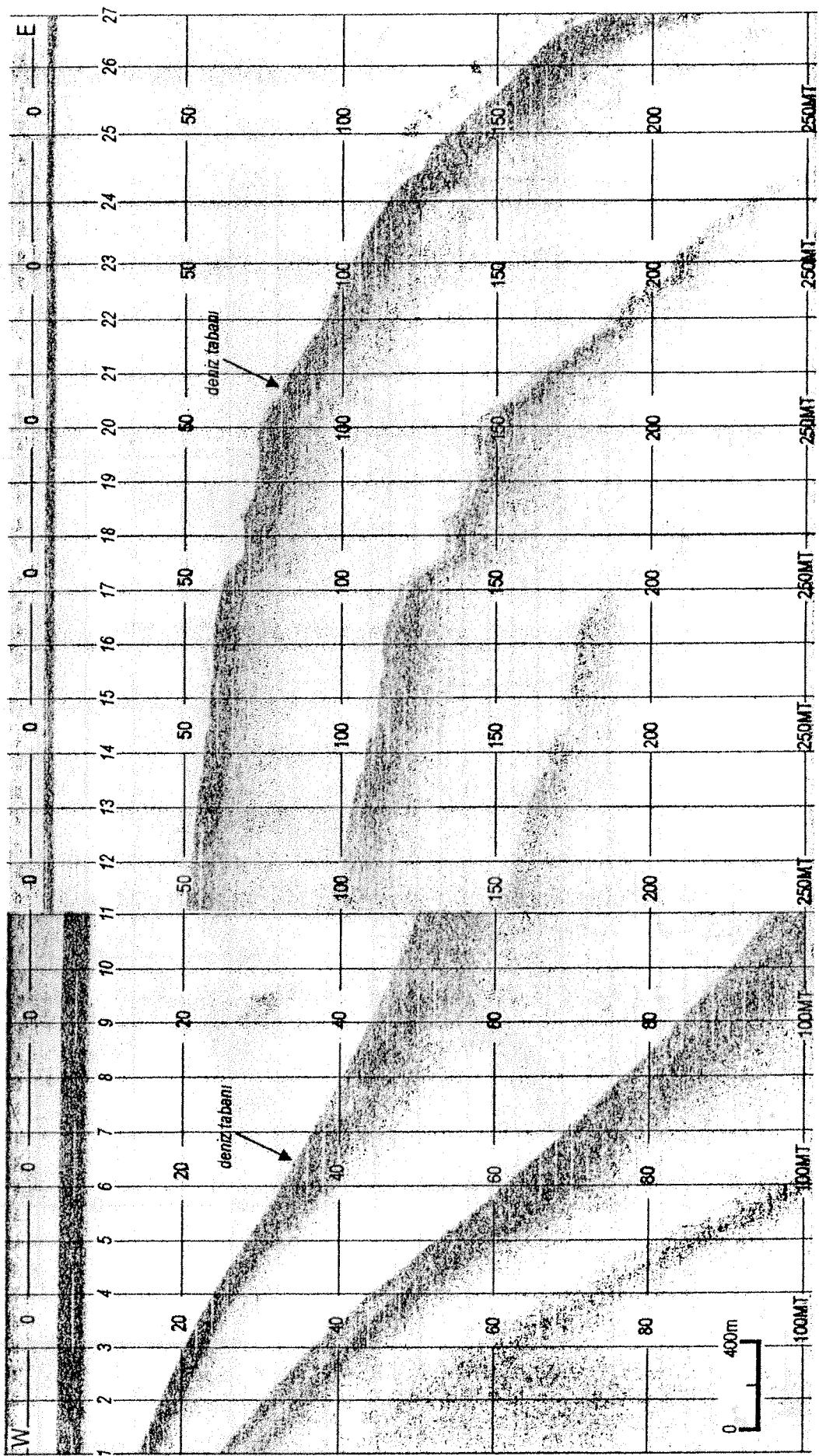


Ek 1. Sismik çalışma hatları ve Antalya Körfezi şelf batimetrisi.

Ek 2. AK1 hattına ait derinlik ölçer kayıtı.

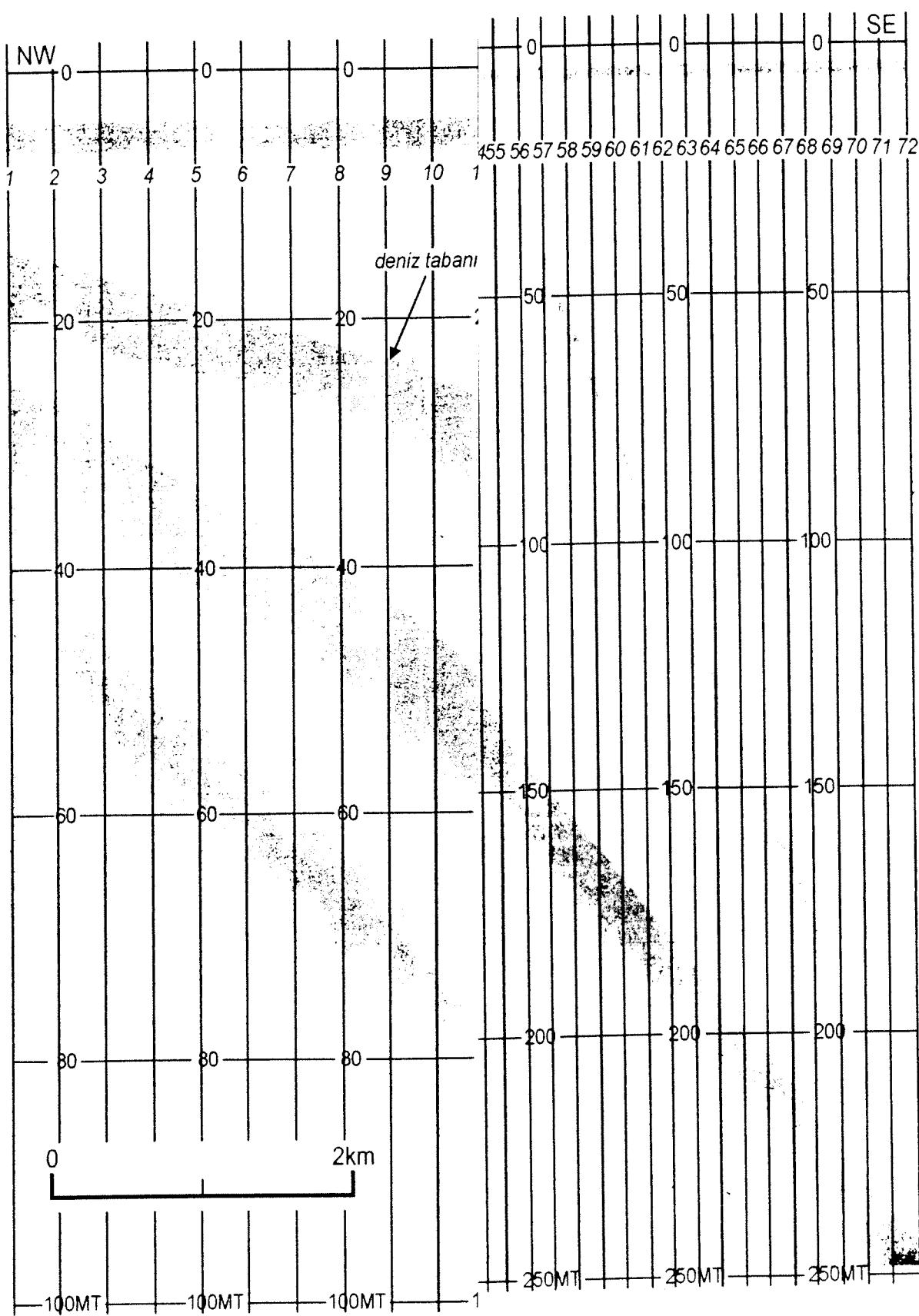


Ek 3. AK2 hattına ait derinlik ölçer kaydı.



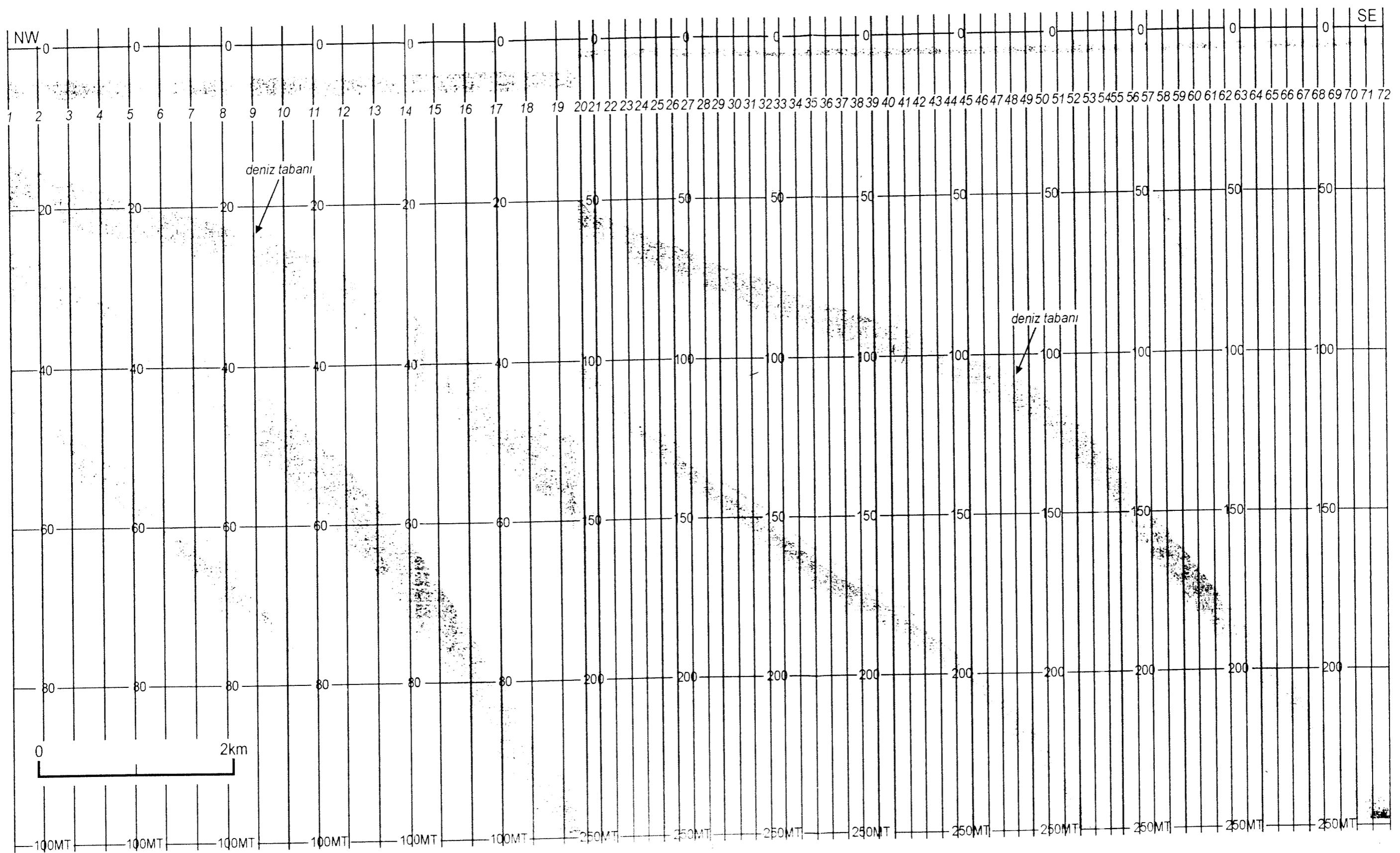
K 4

Ek 4. AK3 hattına ait derinlik ölçer kaydı.

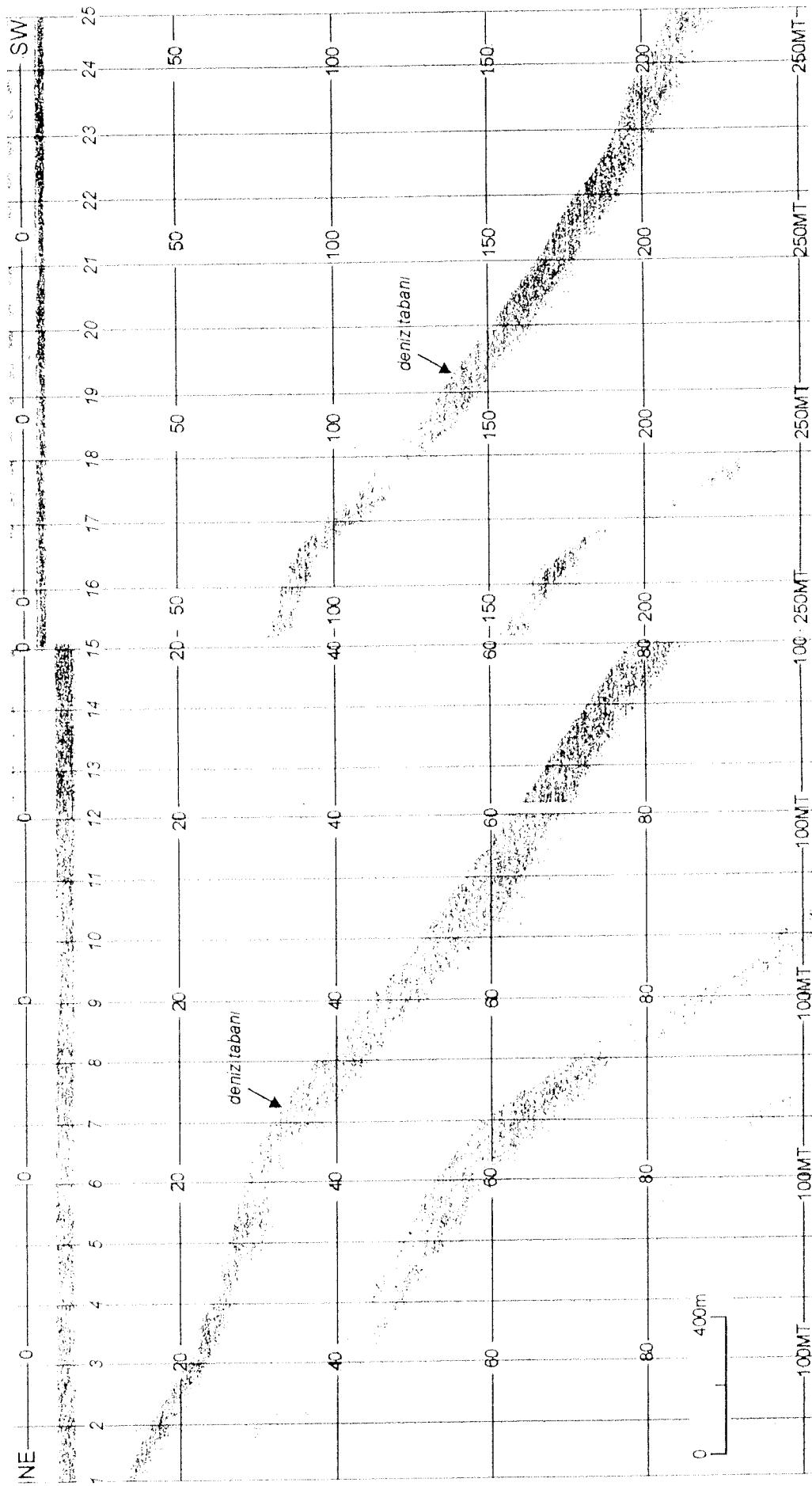


EK 4

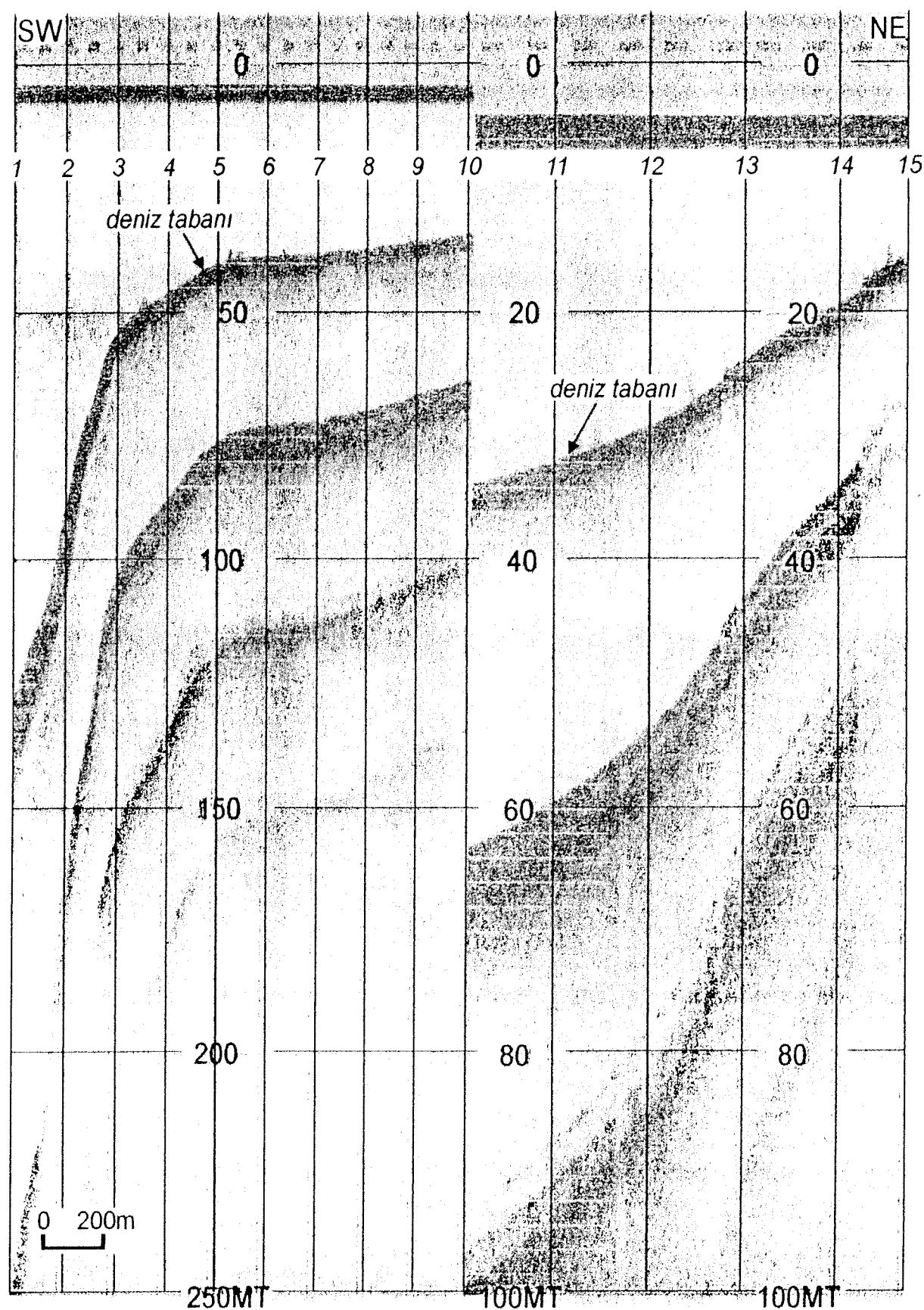
Ek 4. AK3 hattına ait derinlik ölçer kaydı



Ek 5. AK4 hattına ait derinlik ölçer kaydı.

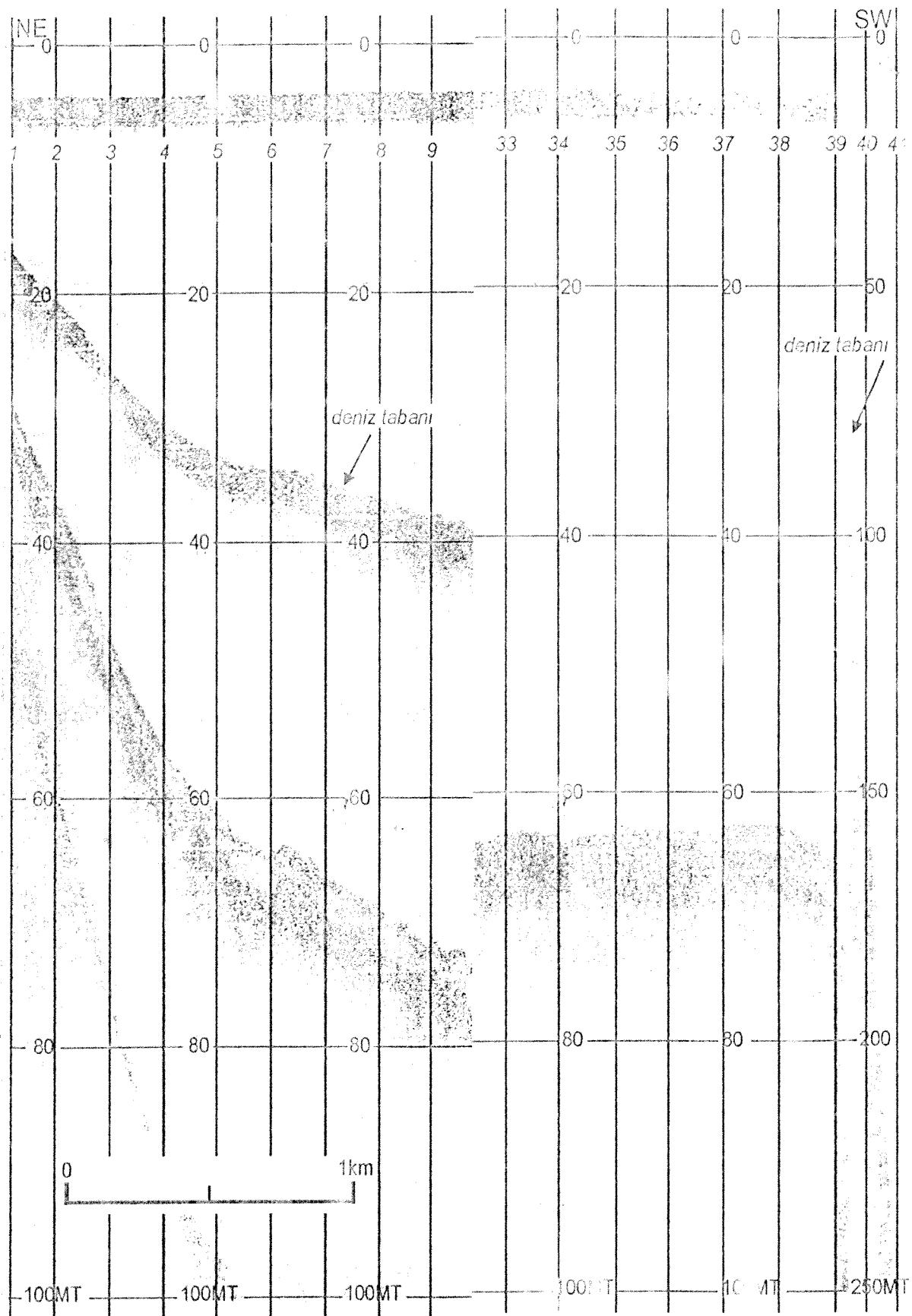


Ek 6. AK5 hattına ait derinlik ölçer kayıtı.



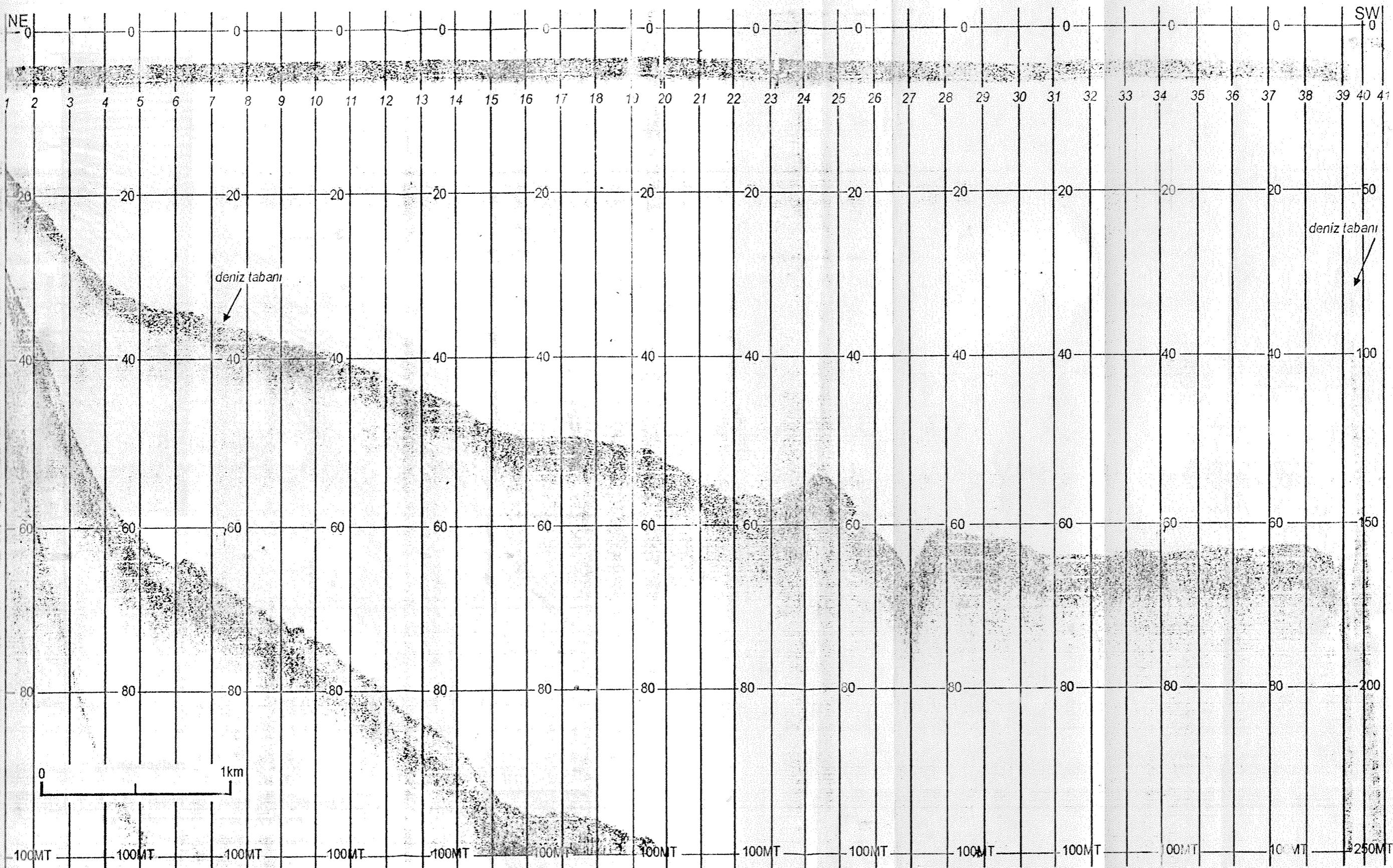
K 7

Ek 7. AK6 hattına ait derinlik ölçer kaydı.

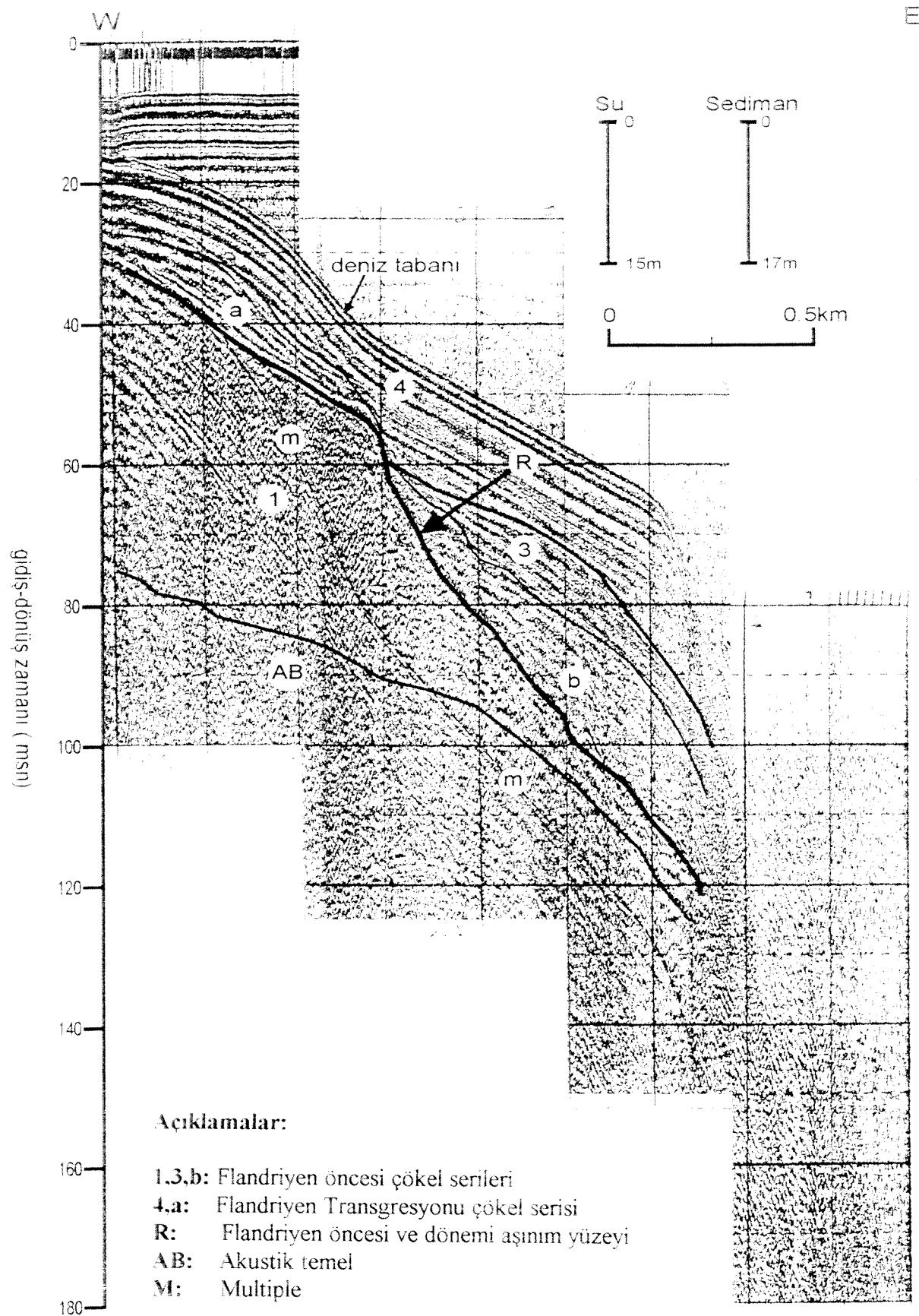


EK 7

Ek 7. AK6 hattına ait derinlik ölçer kaydı.

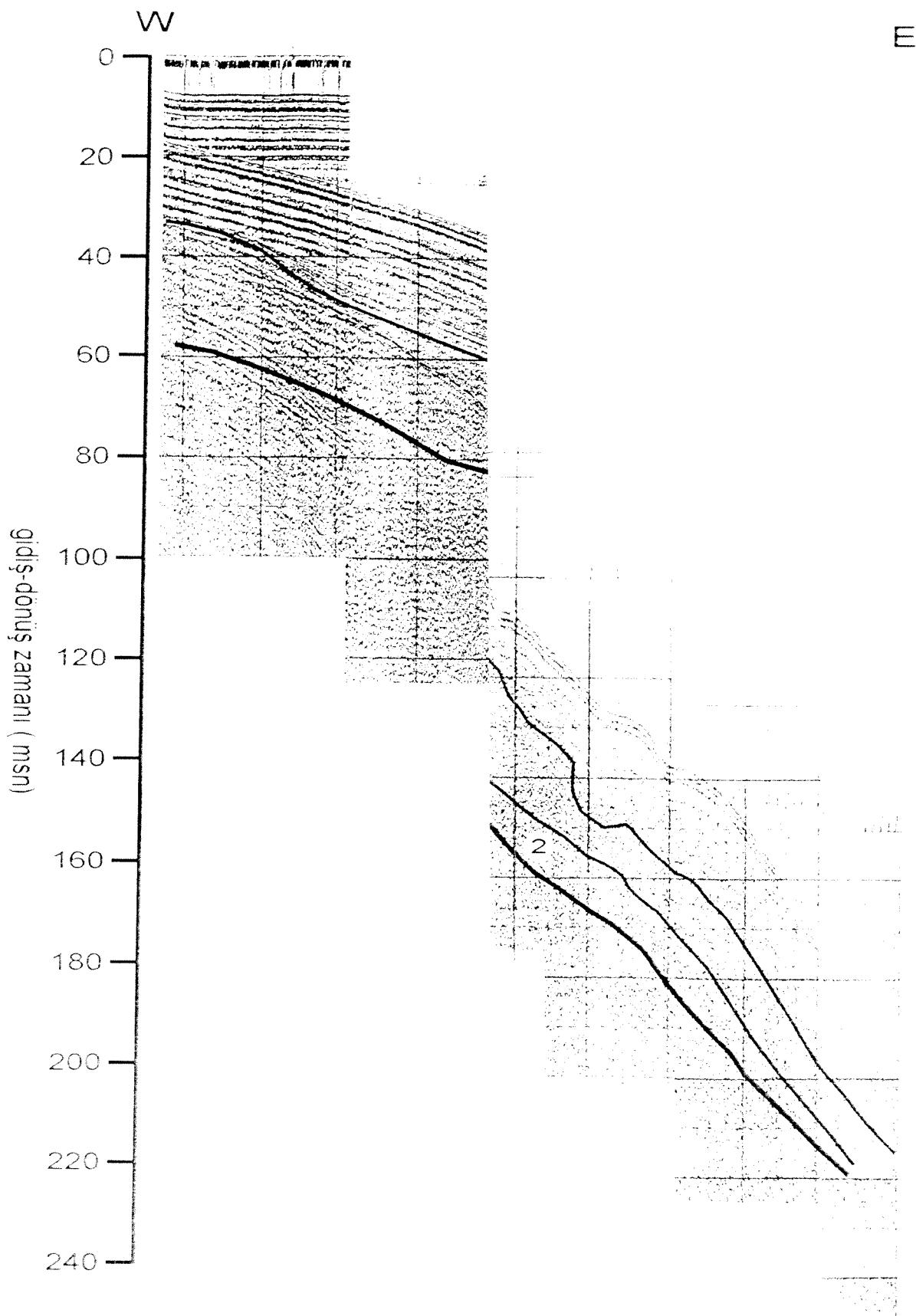


Ek 8. AK1 hattına ait vorumlanmış sismik kayıt.



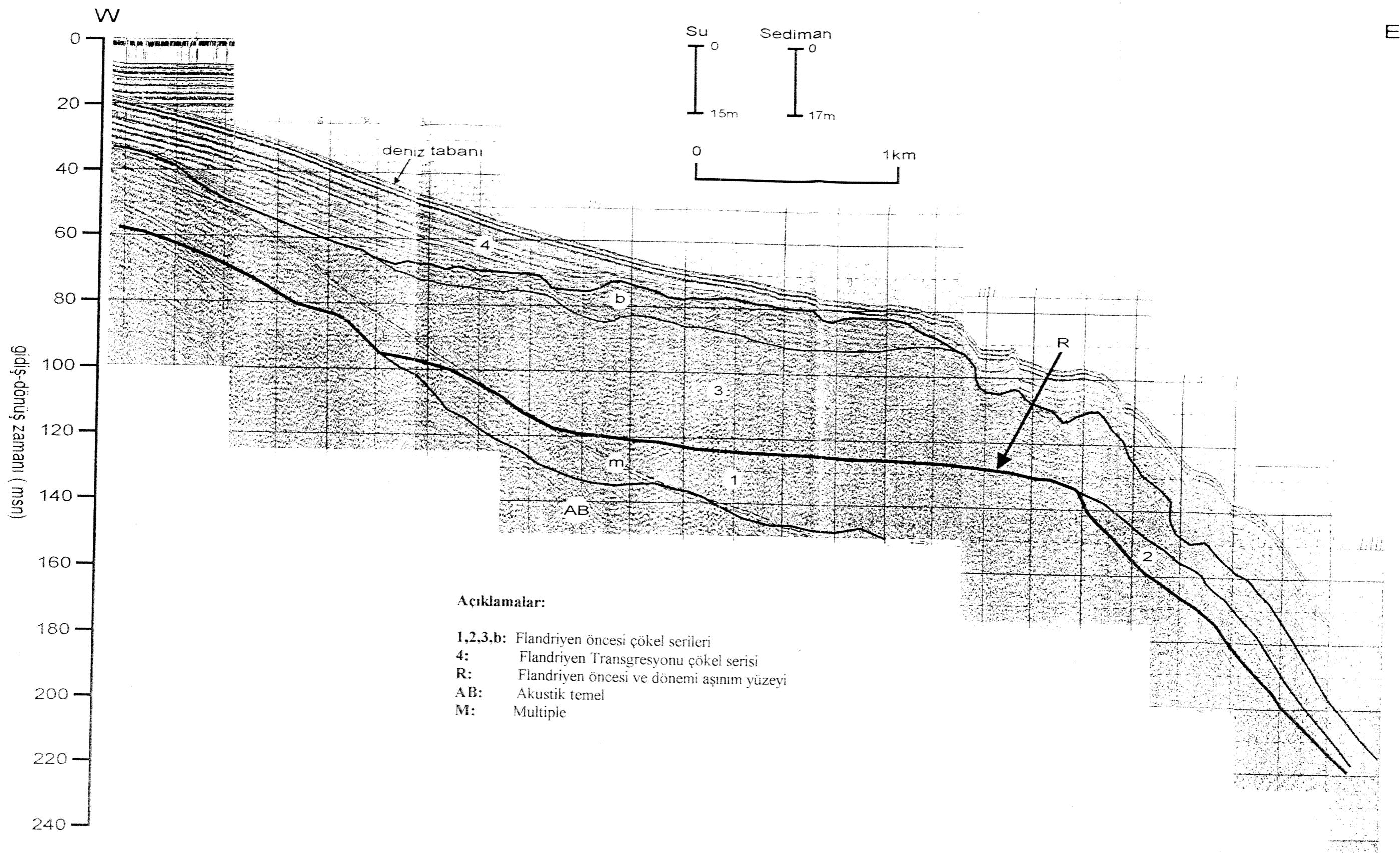
Ek 9. AK2 hattına ait yorumlanmış sisir

EK 9

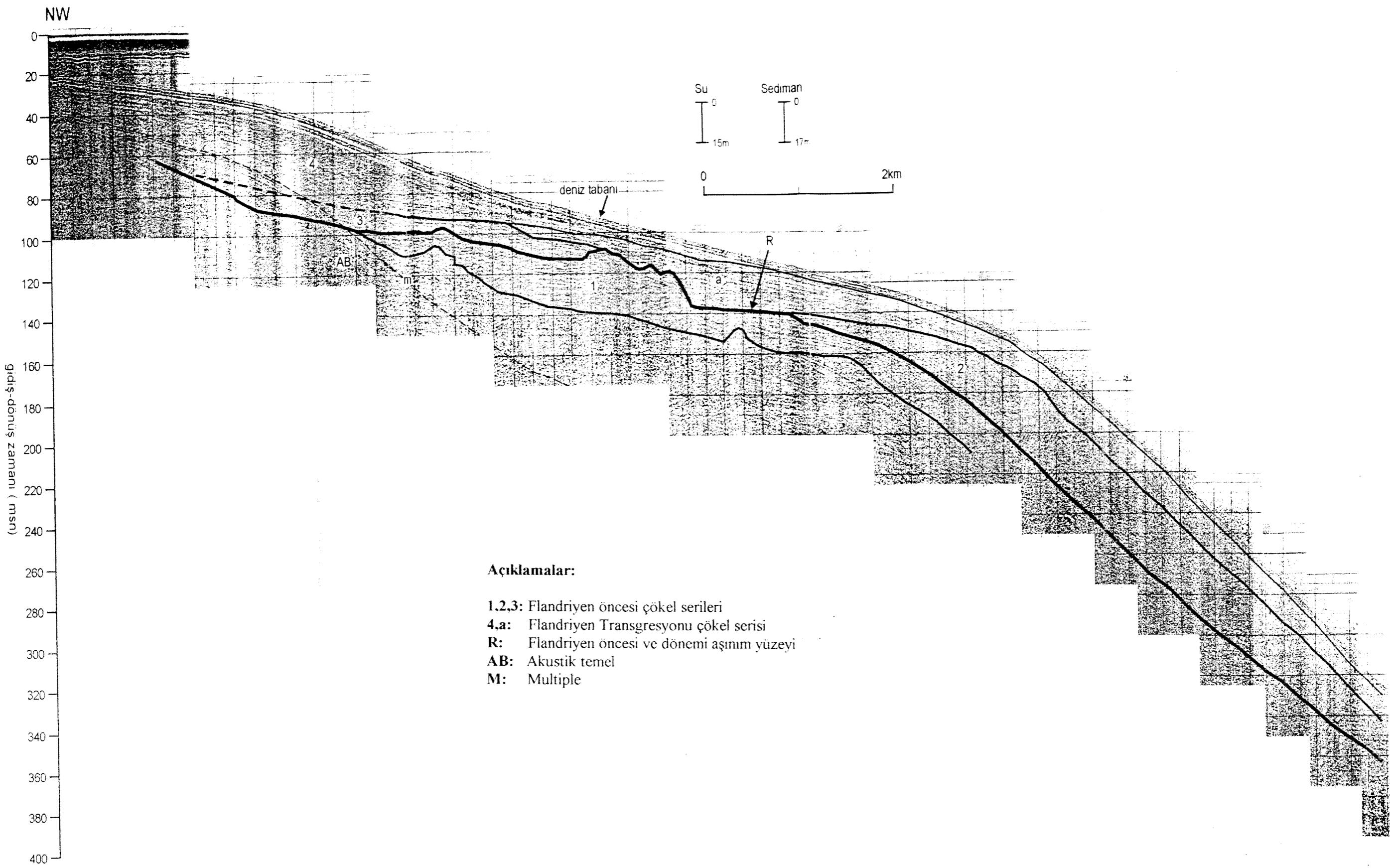


Ek 9. AK2 hattına ait yorumlanmış sismik kayıt.

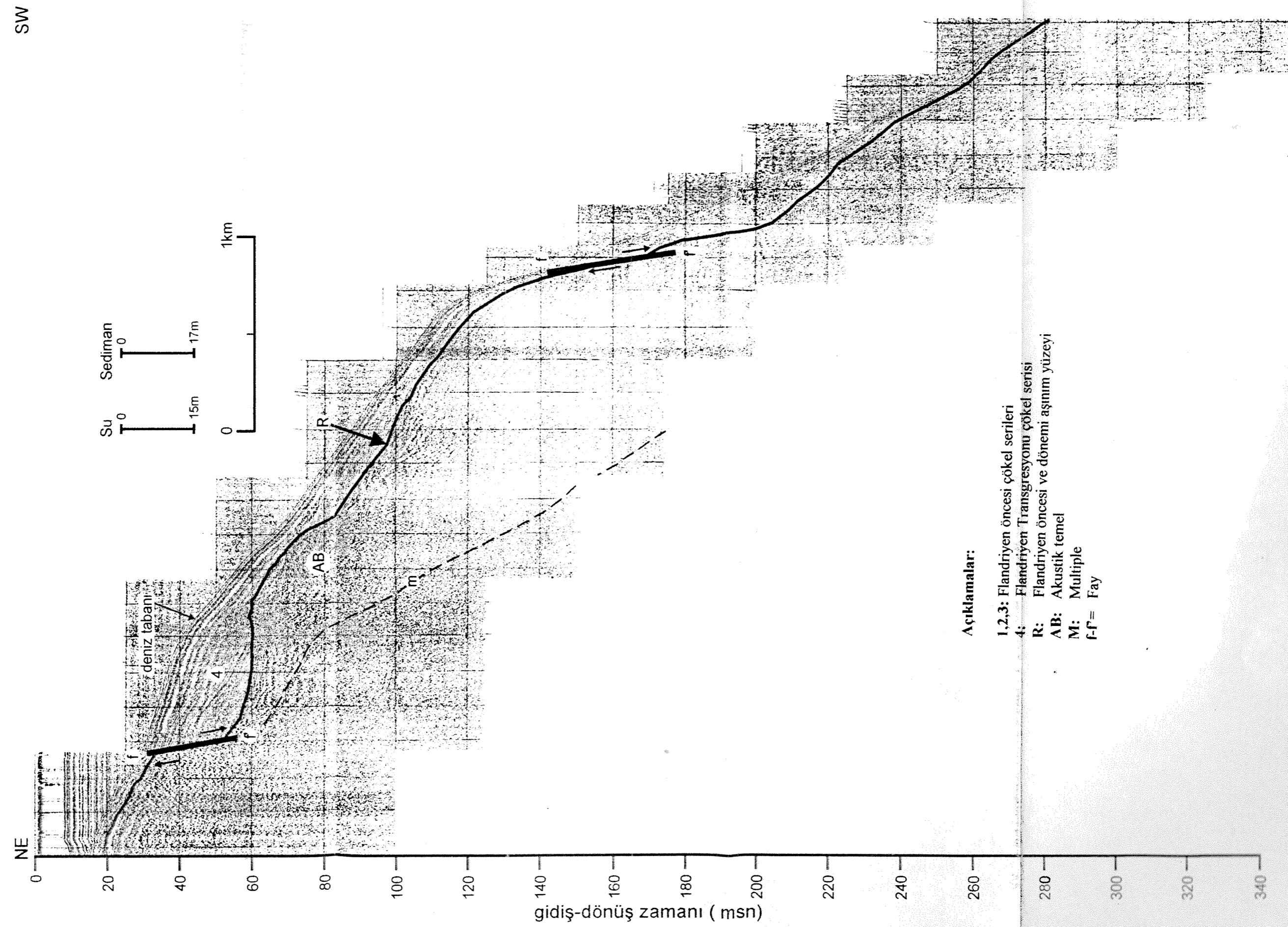
EK 9



Ek 10. AK3 hattına ait yorumlanmış sismik kayıt.

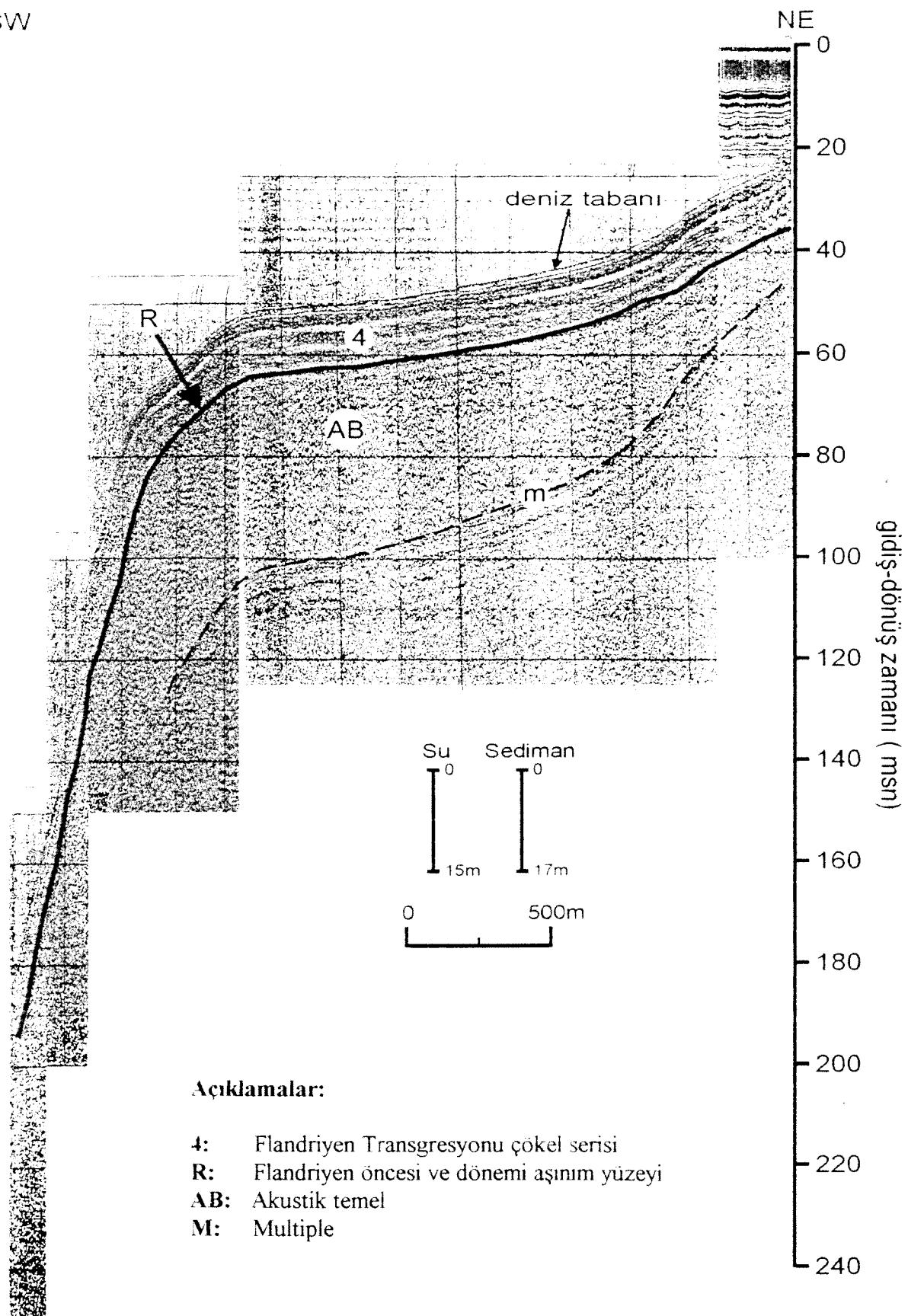


Ek 11. AK4 hattına ait yorumlanmış sismik kayıttı.



Ek 12. AK5 hattına ait yorumlanmış sismik kayıt.

SW

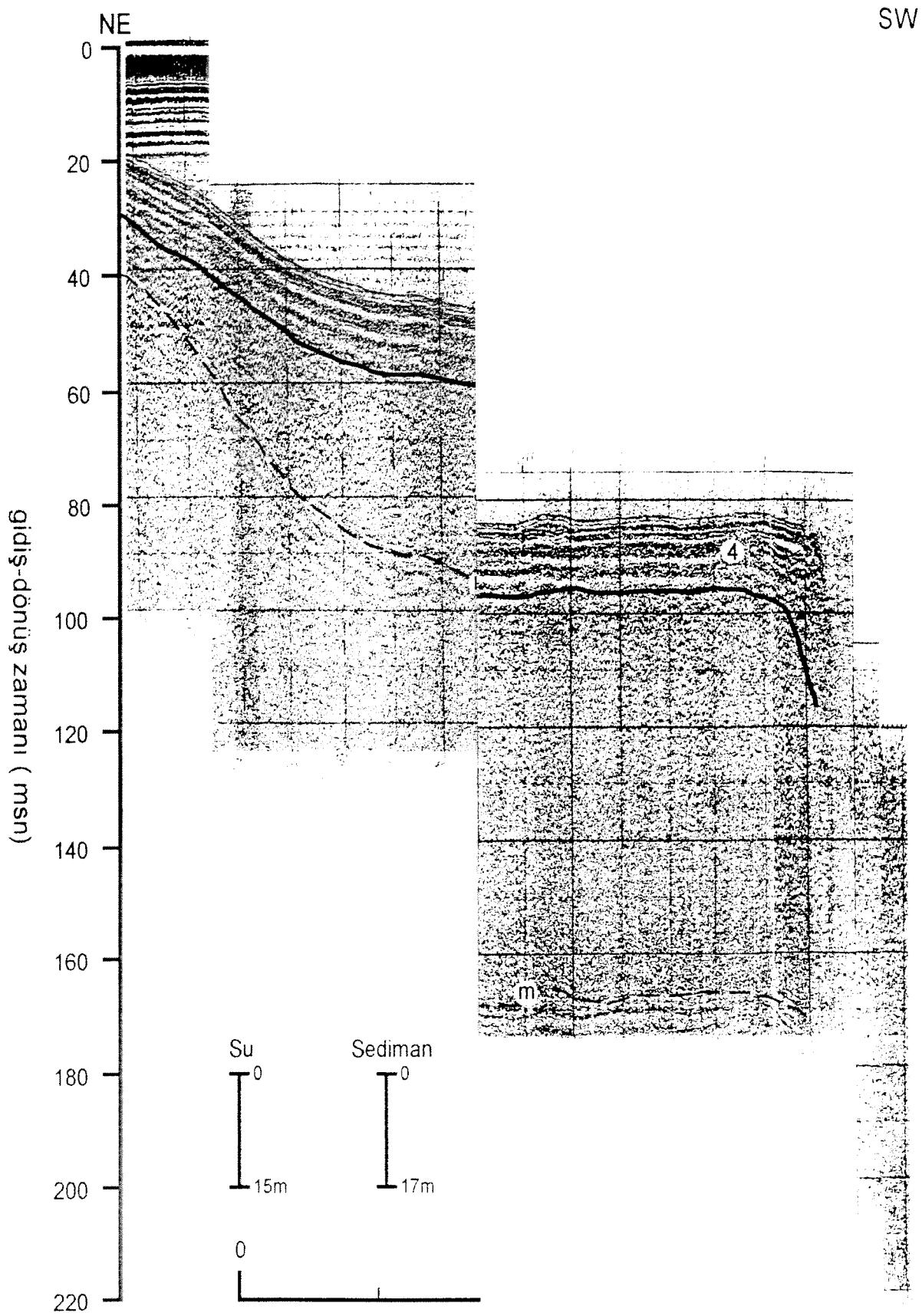


Açıklamalar:

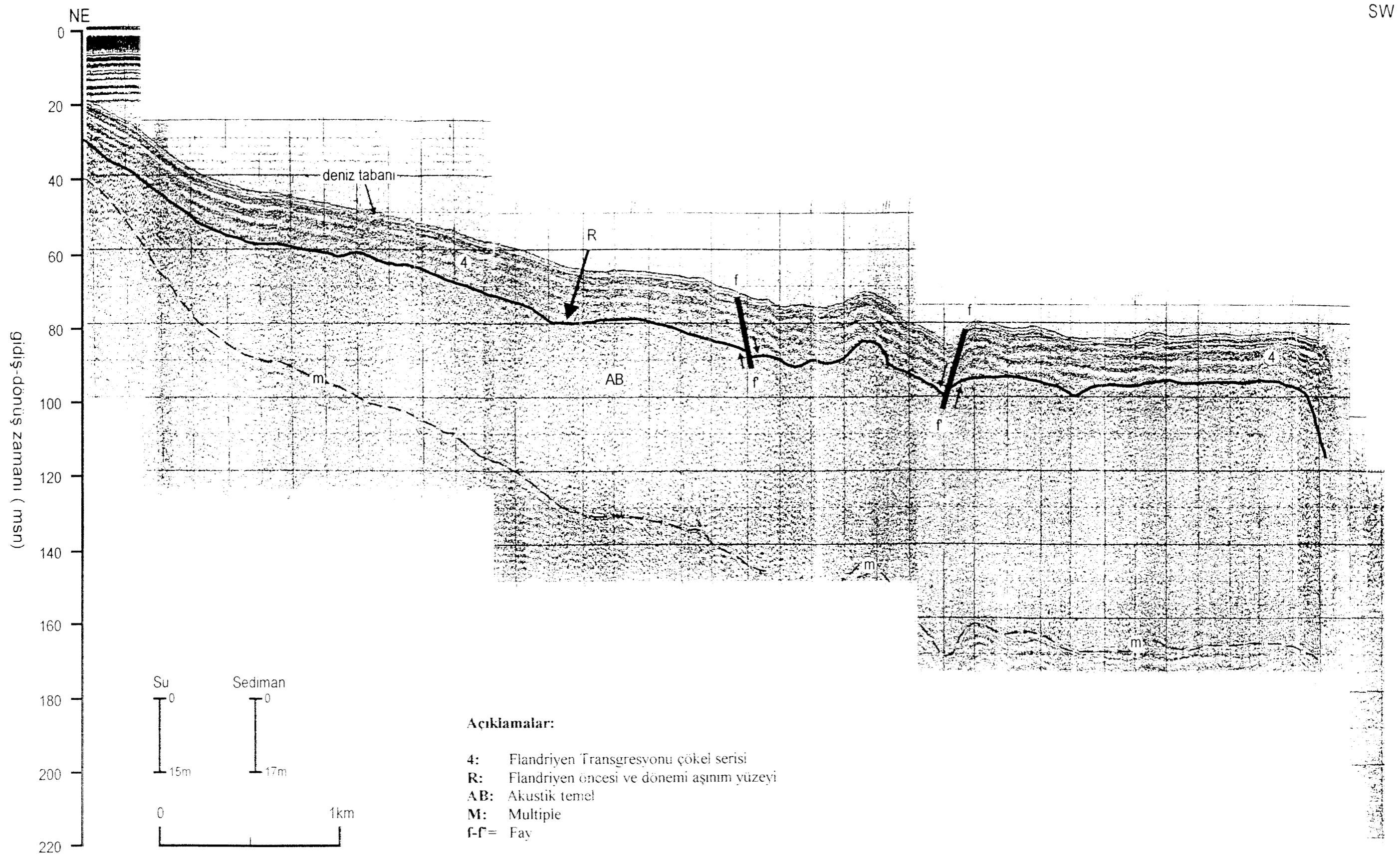
- 4:** Flandriyen Transgresyonu çökel serisi
- R:** Flandriyen öncesi ve dönemi aşınım yüzeyi
- AB:** Akustik temel
- M:** Multiple

EK 13

Ek 13. AK6 hattına ait yorumlanmış sisir

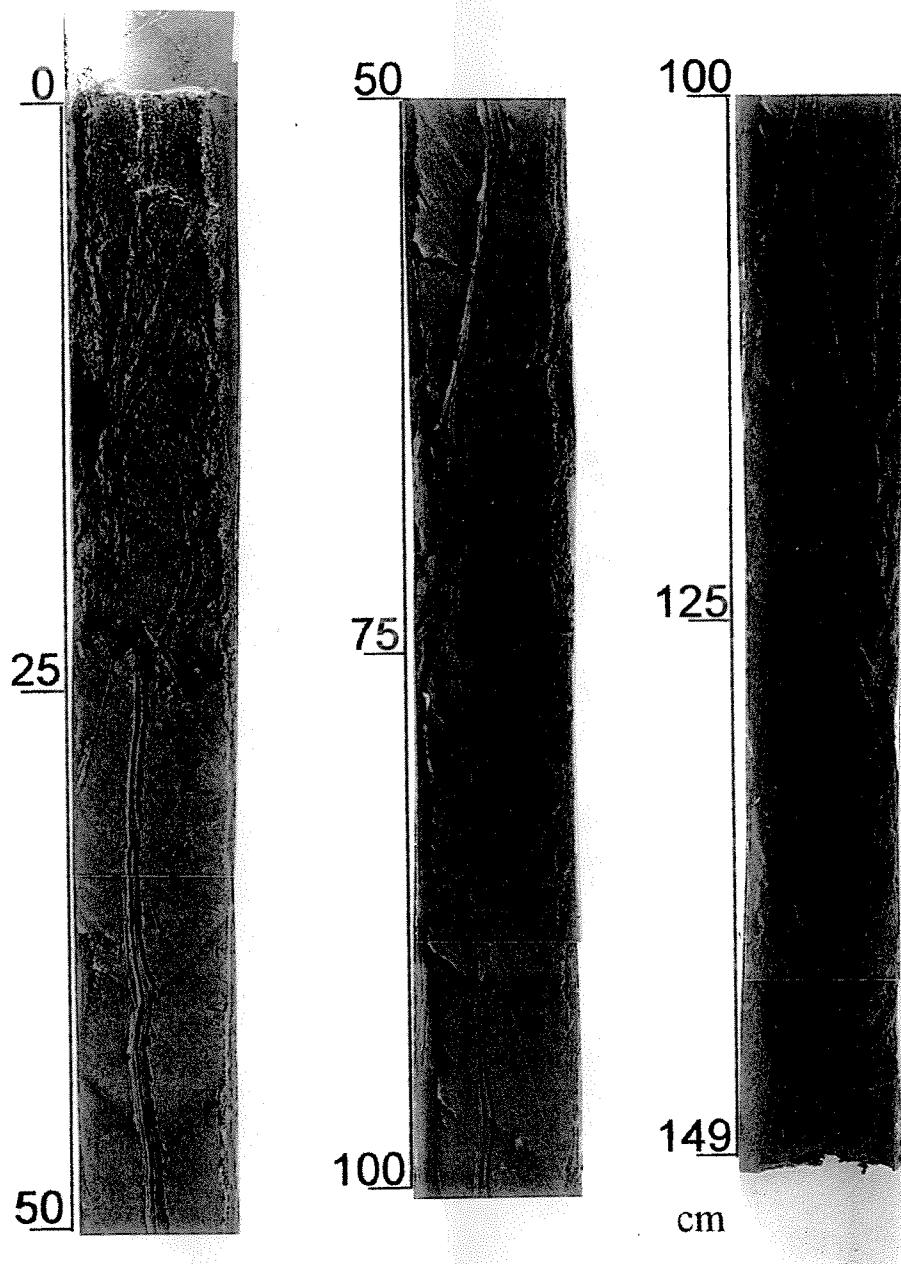


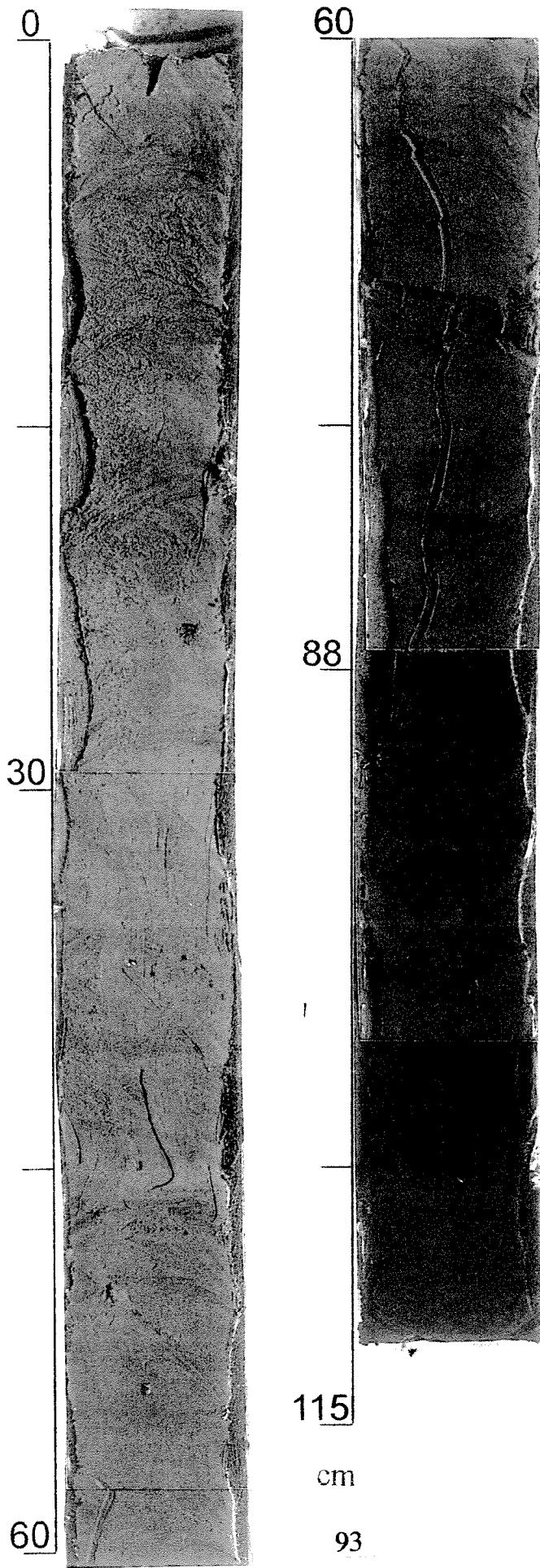
Ek 13. AK6 hattına ait yorumlanmış sismik kayıt.



Ek 14. Karot-4 sedimentlerinin fotoğraf görüntüleri.

Karot AA 4

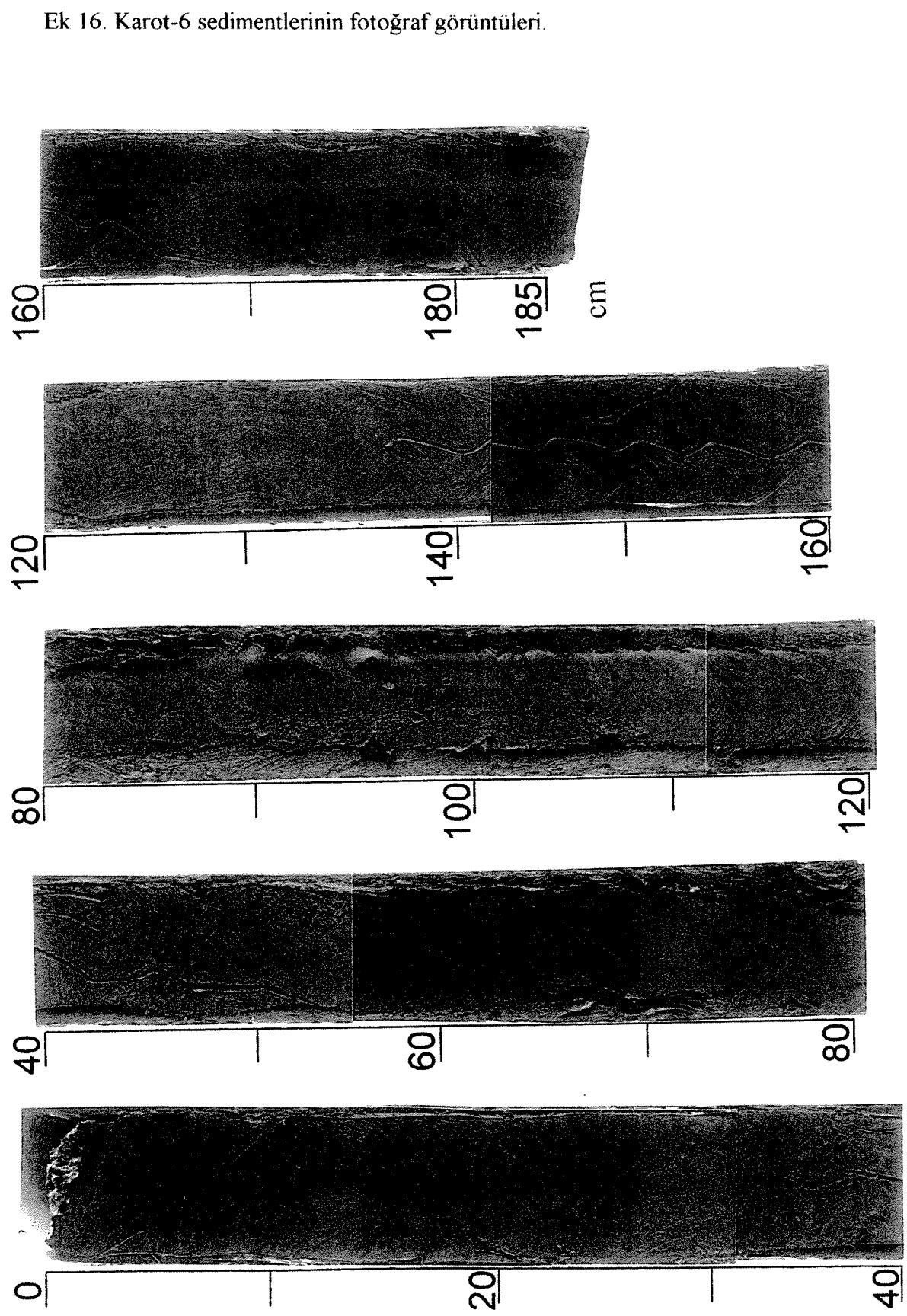




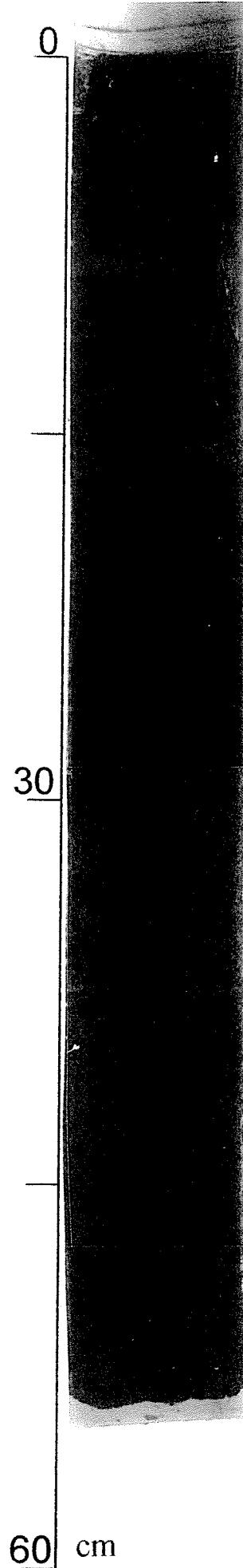
Karot AA 5

Ek 15. Karot-5 sedimentlerinin fotoğraf görüntüleri.

Karot AA 6



Karot AA 10



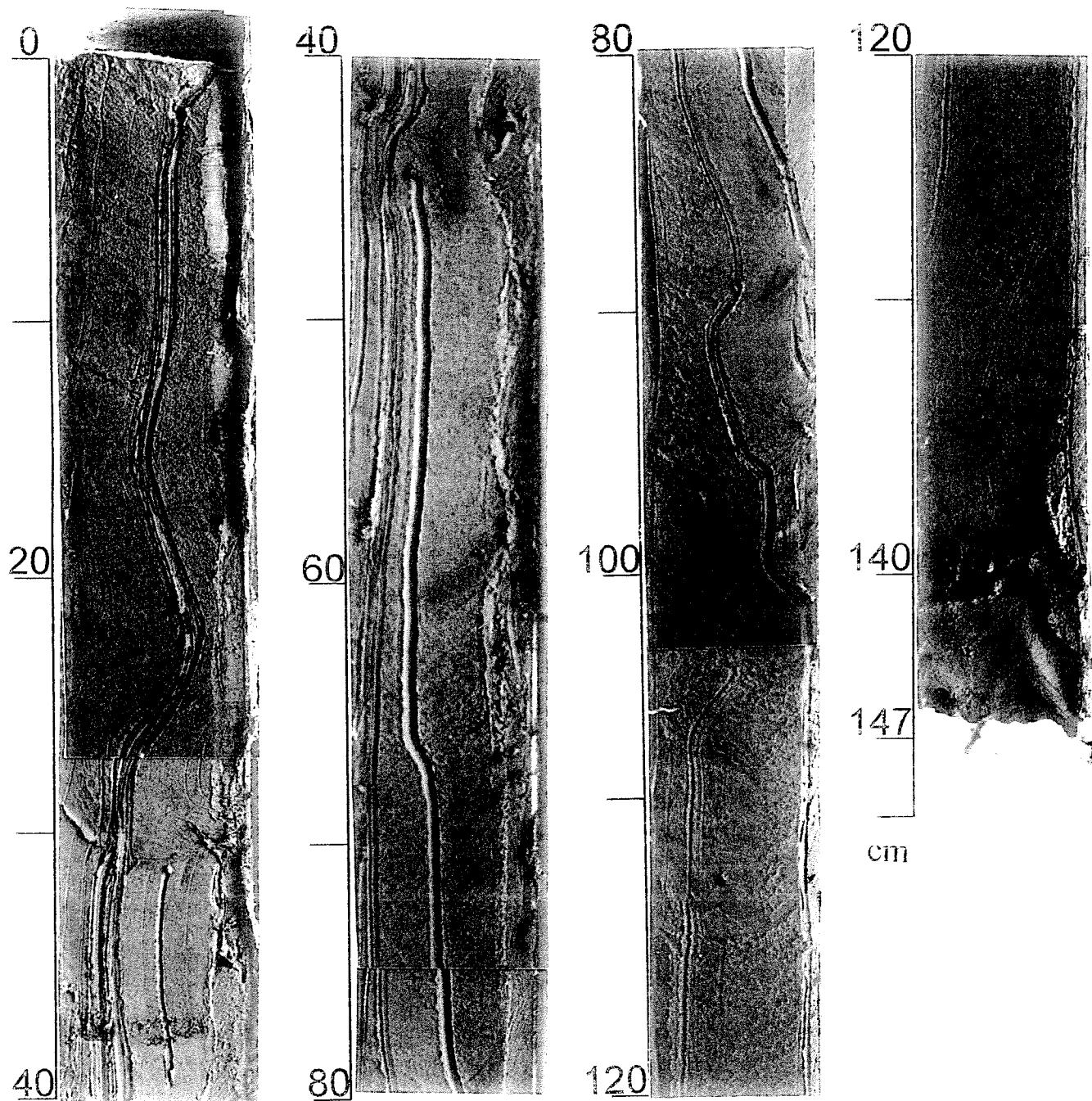
Ek 17. Karot-10 sedimentlerinin fotoğraf görüntüleri.

Ek 18. Karot-11 sedimentlerinin fotoğraf görüntüleri.



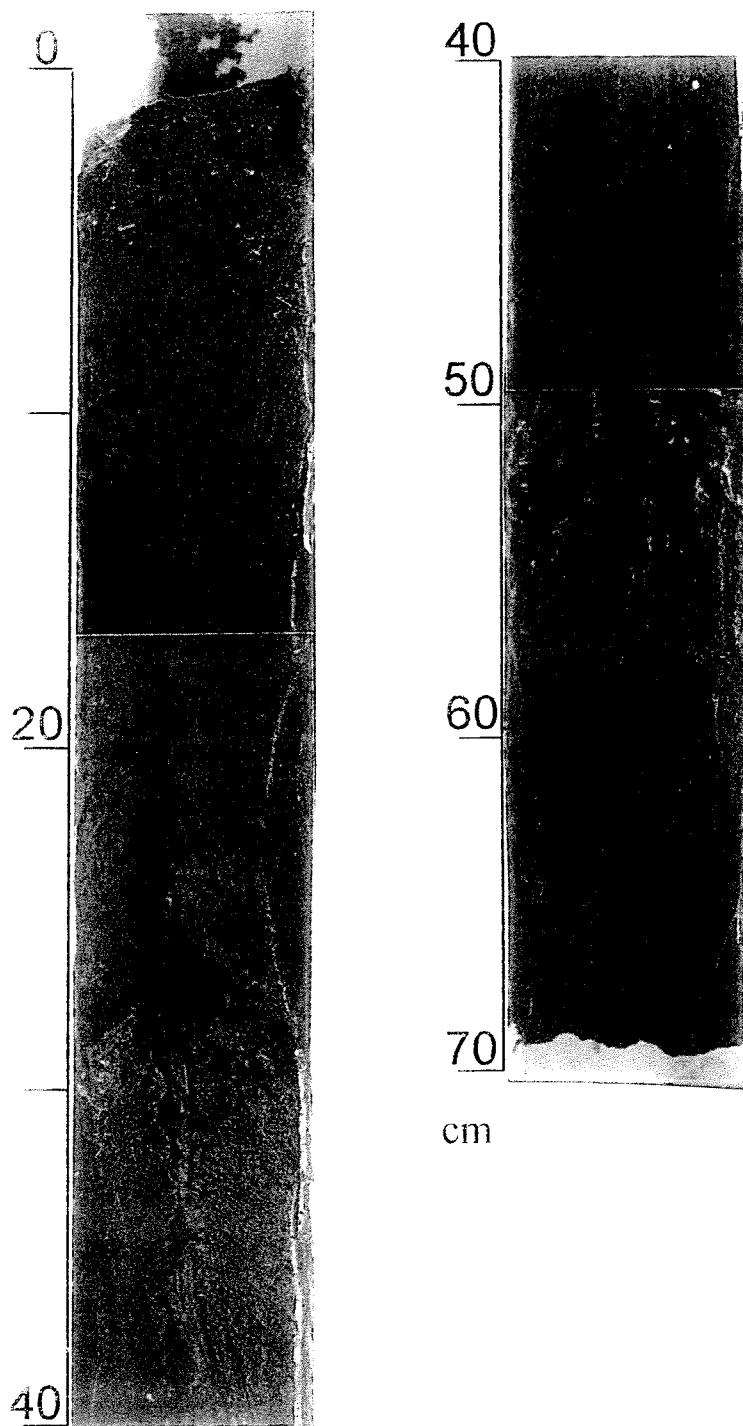
Ek 19. Karot-12 sedimentlerinin fotoğraf görüntüleri.

Karot AA 12



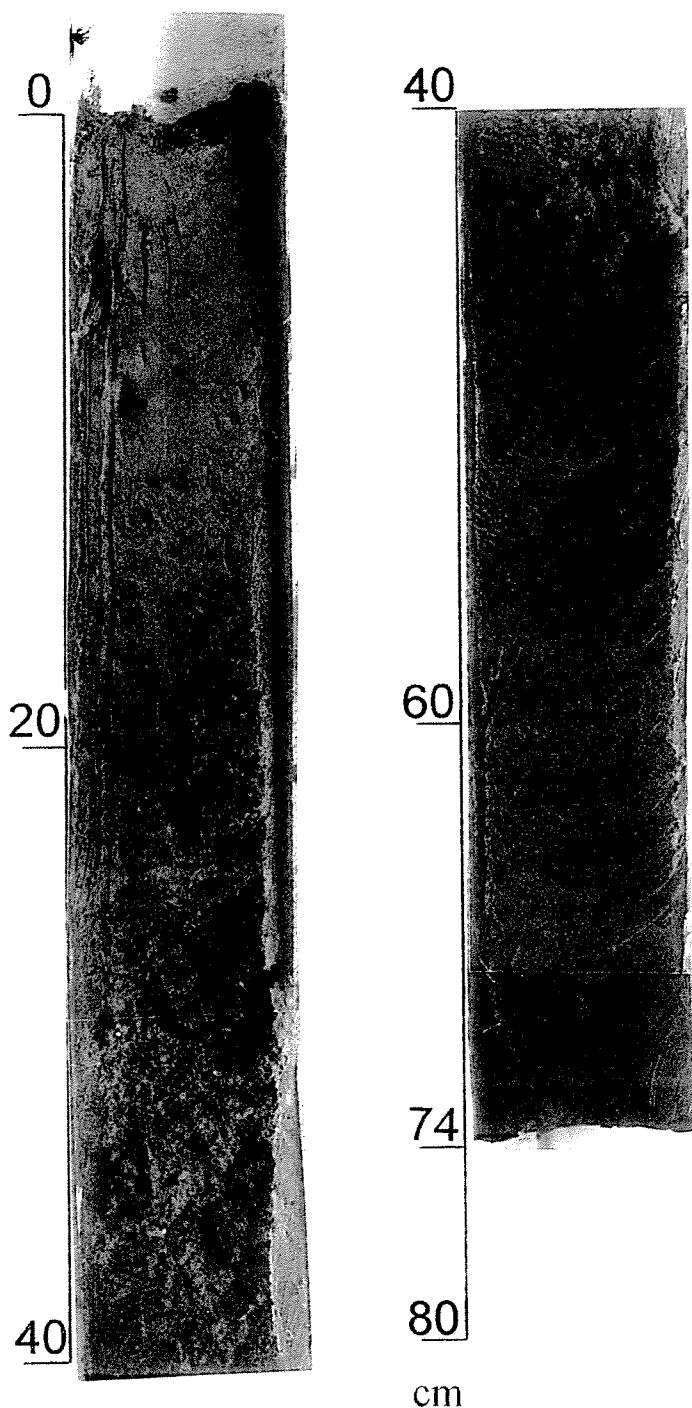
Ek 20. Karot-16 sedimentlerinin fotoğraf görüntülereri.

Karot AA 16



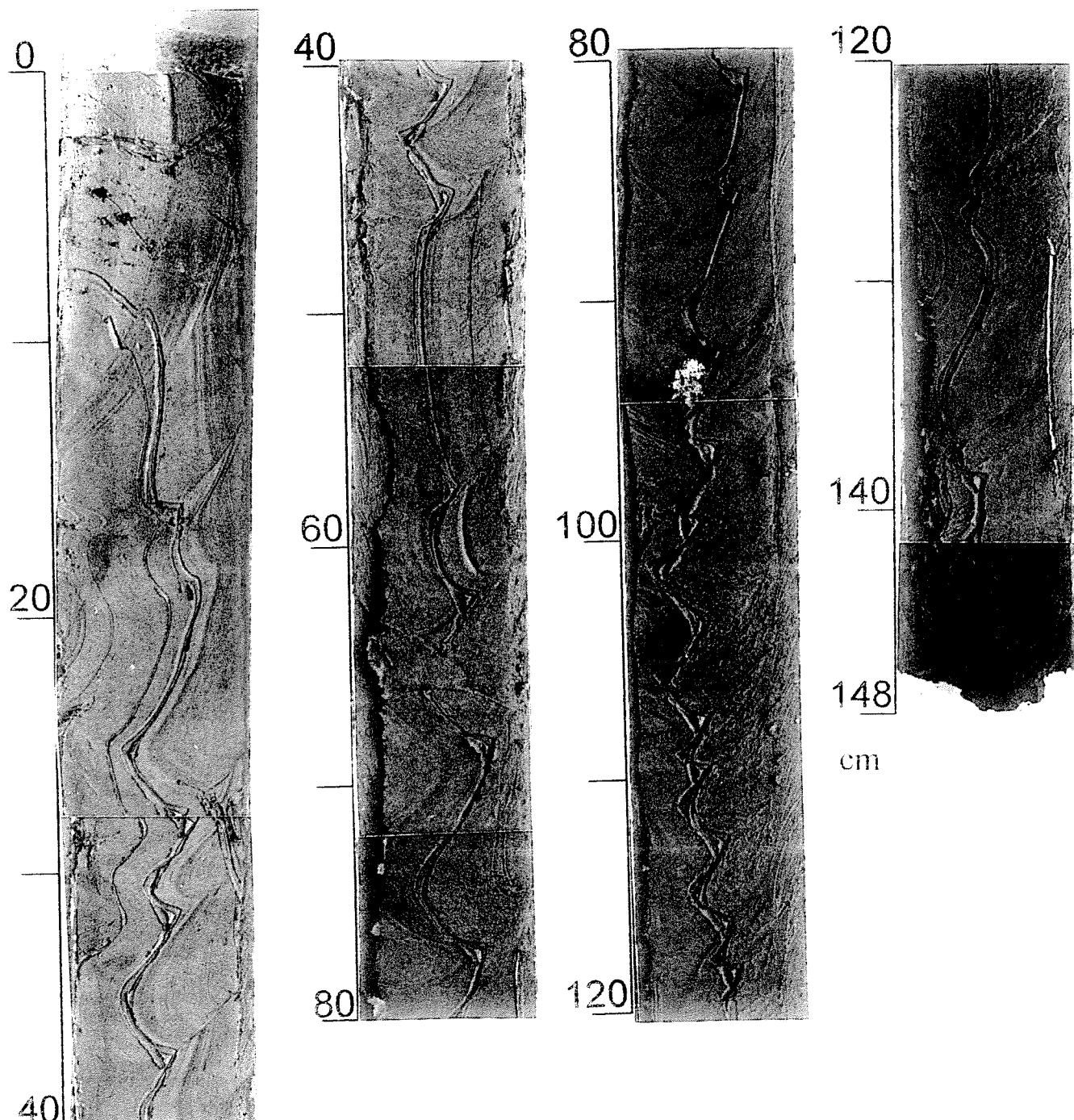
Ek 21. Karot-15 sedimentlerinin fotoğraf görüntüleri.

Karot AA 15



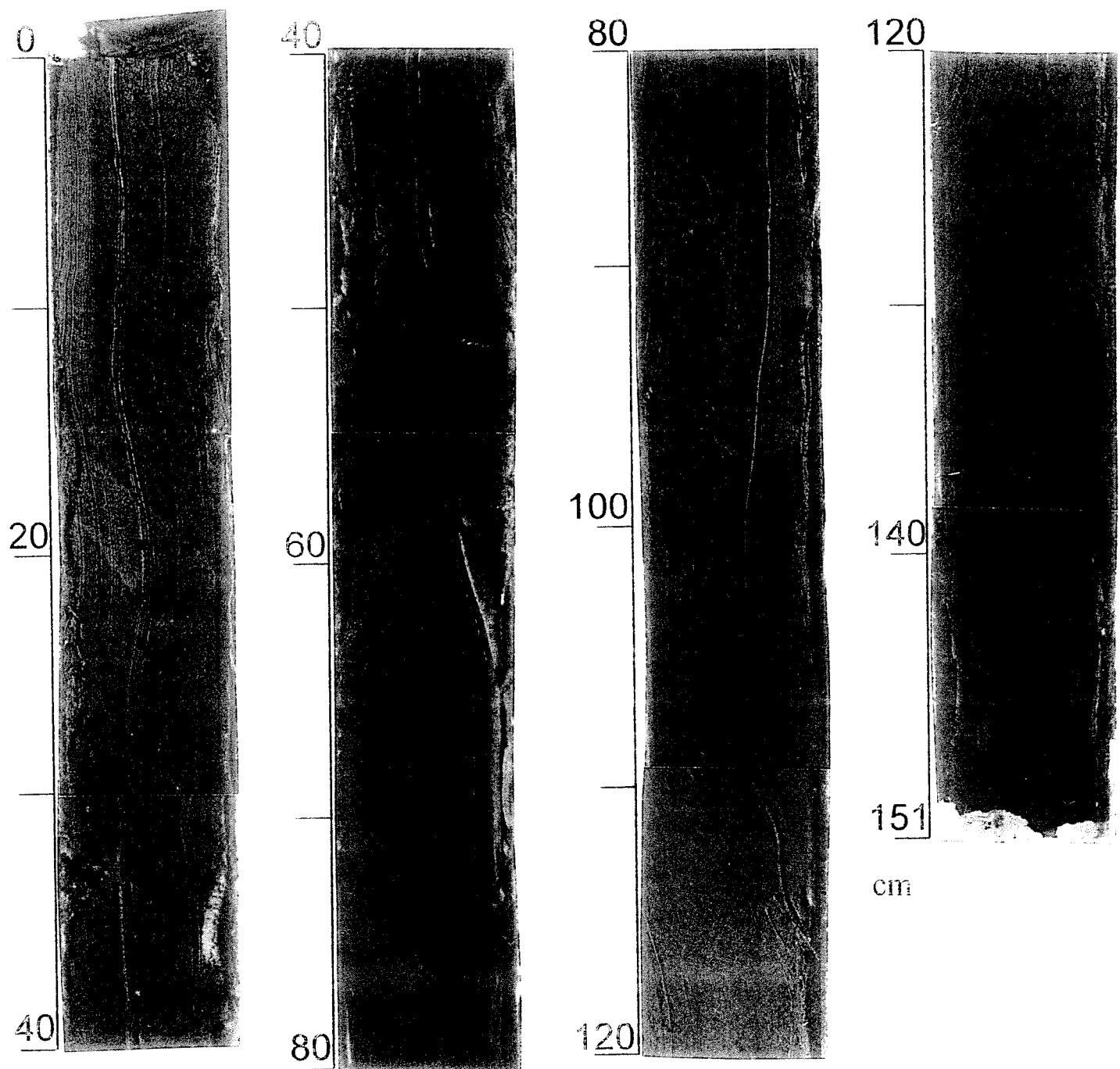
Ek 22. Karot-14 sedimentlerinin fotoğraf görüntüleri.

Karot AA 14



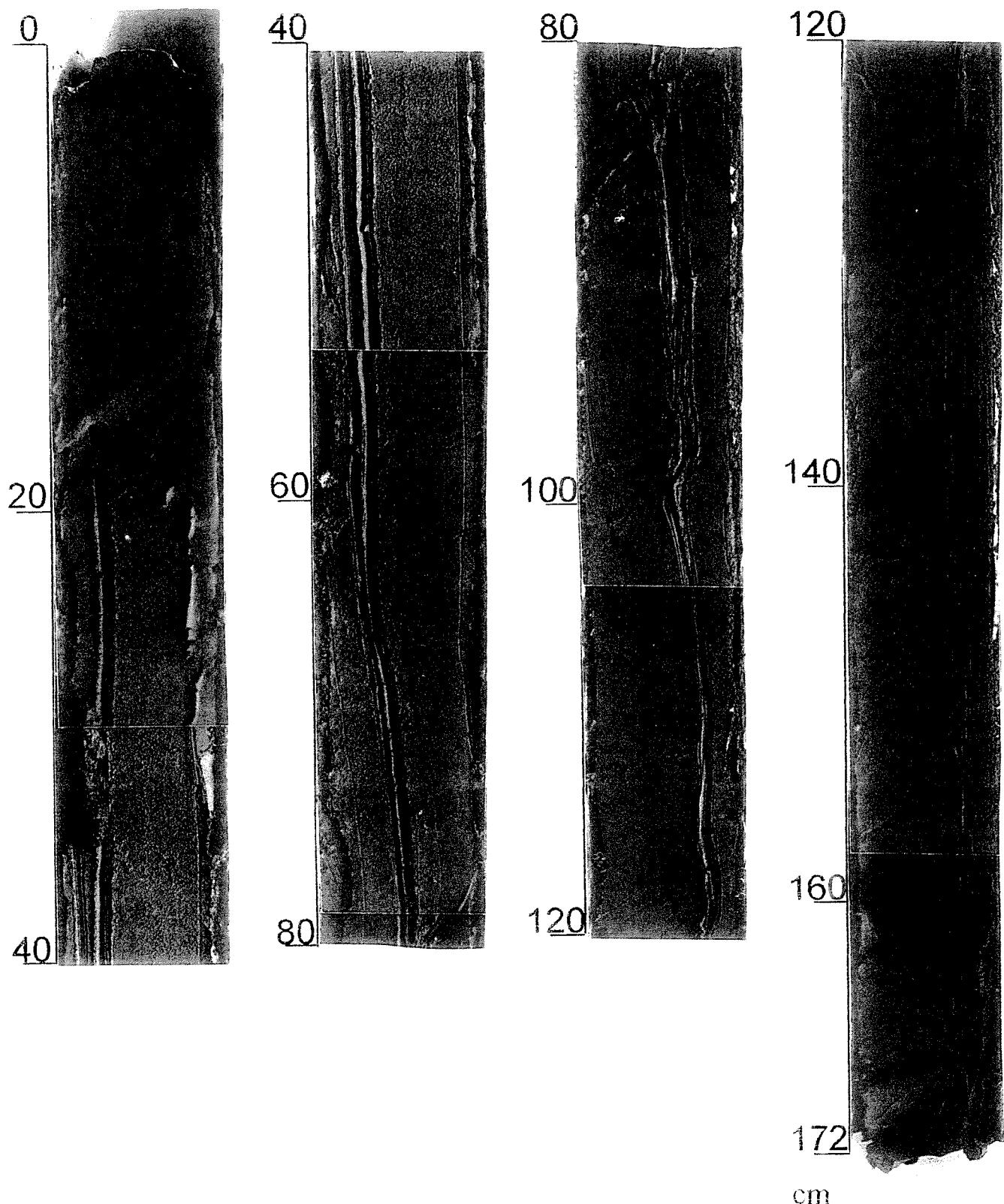
Ek 23. Karot-18 sedimentlerinin fotoğraf görüntüleri.

Karot AA 18



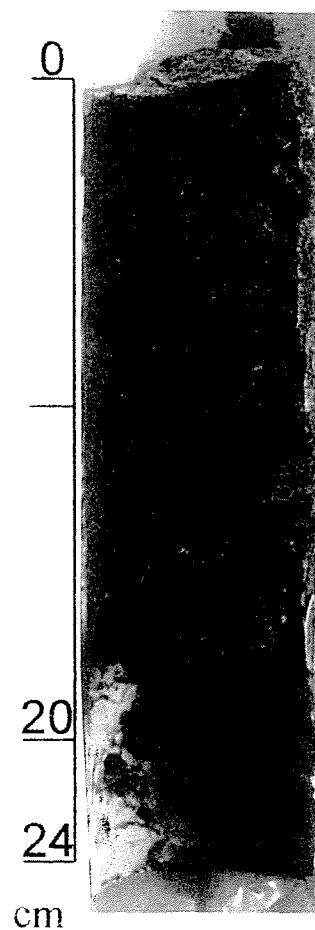
Ek 24. Karot-19 sedimentlerinin fotoğraf görüntüleri.

Karot AA 19



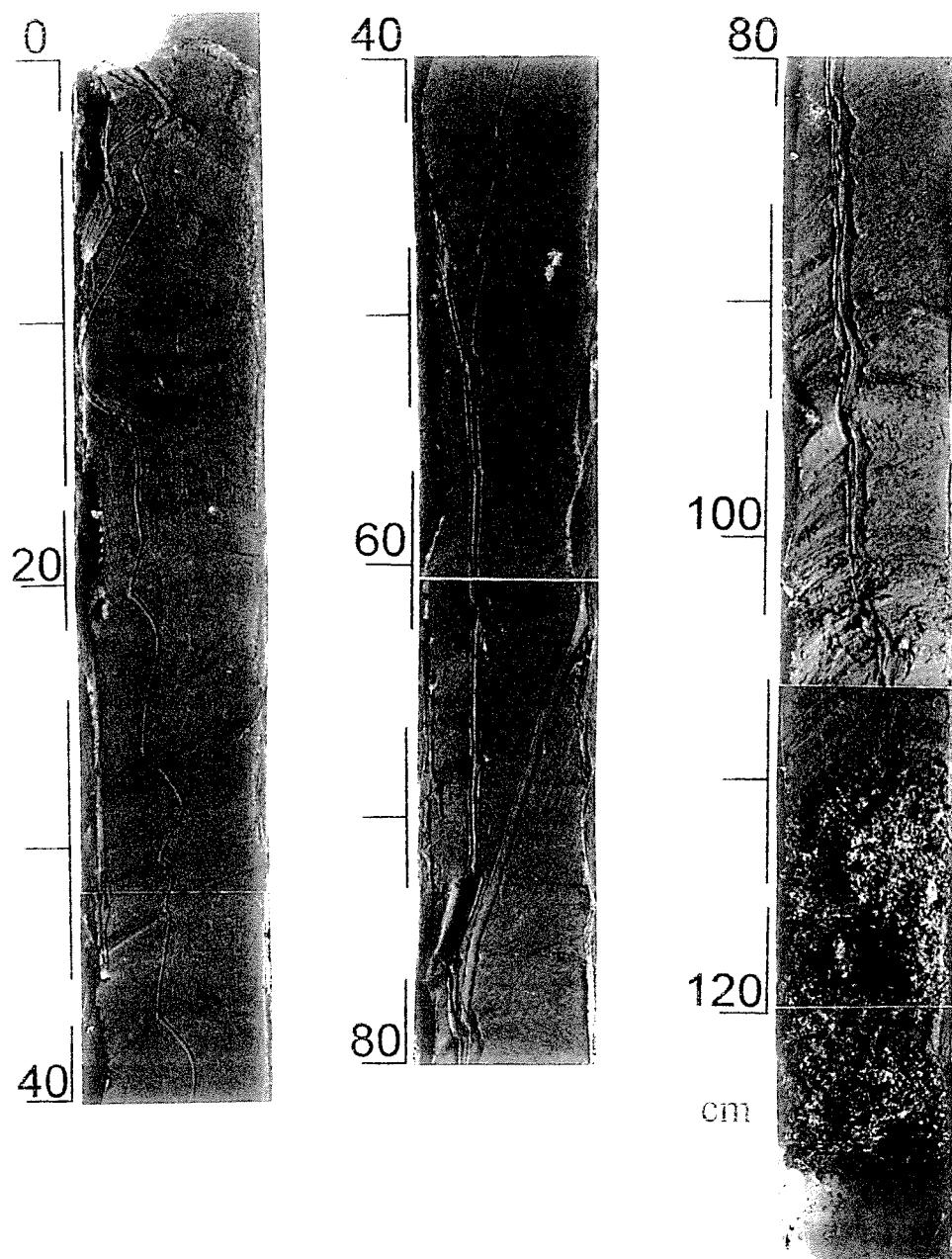
Ek 25. Karot-21 sedimentlerinin fotoğraf görüntüleri.

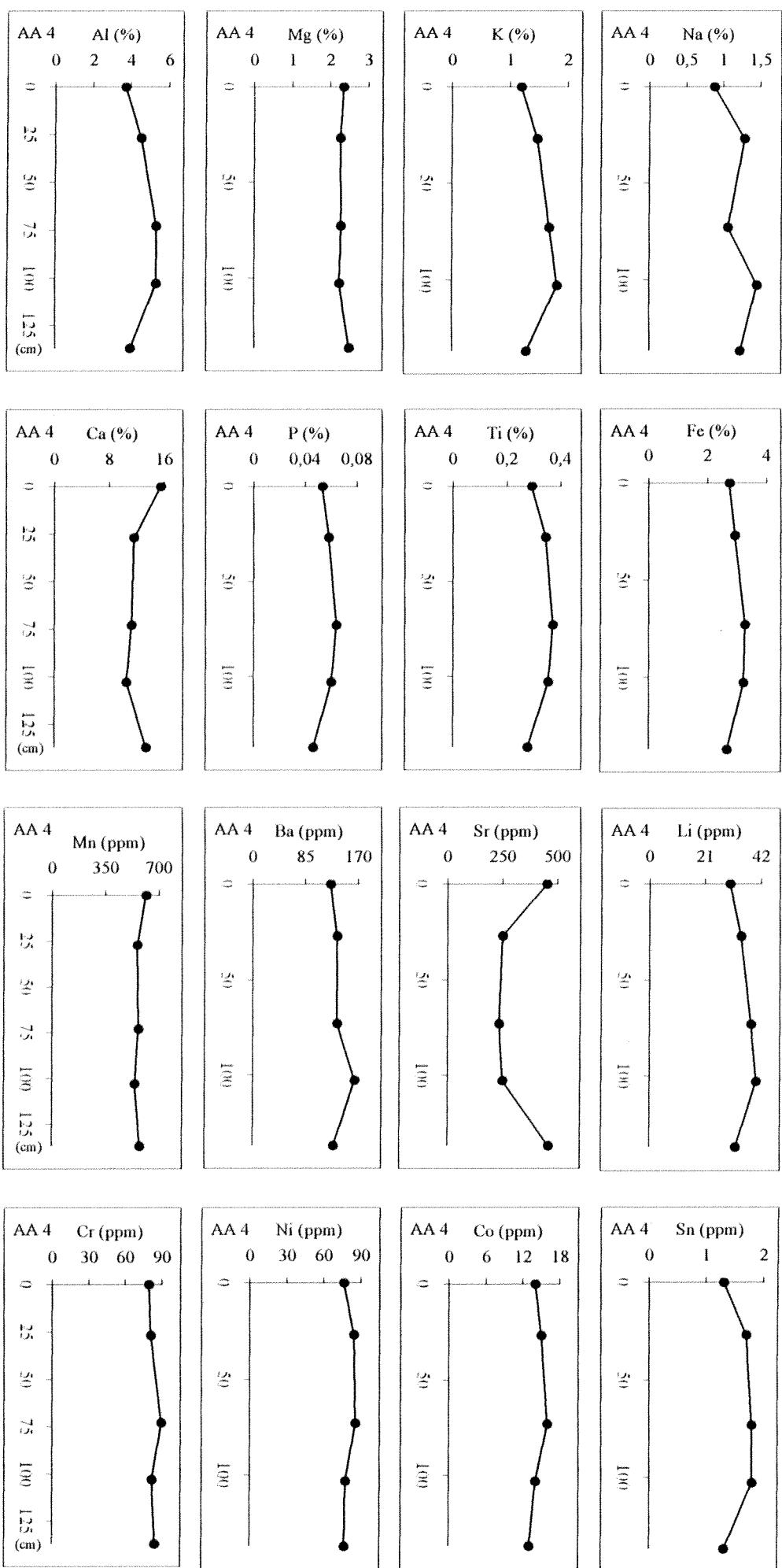
Karot AA 21



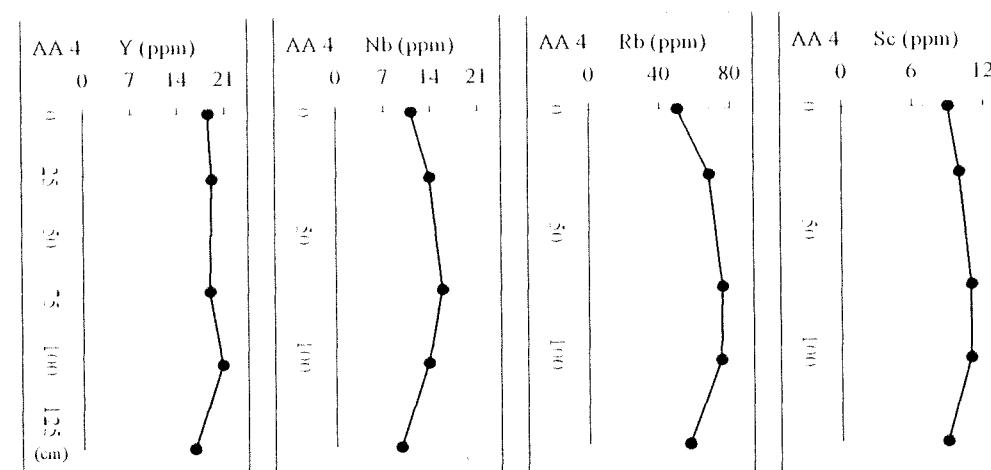
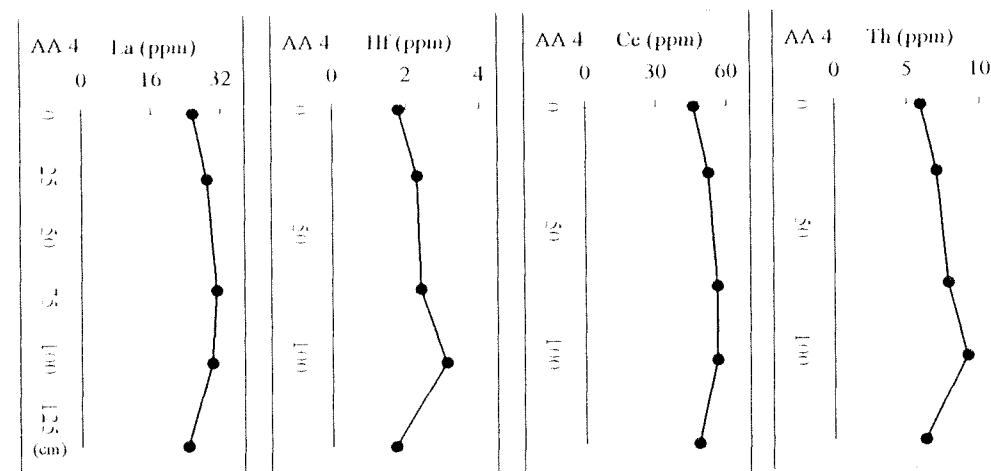
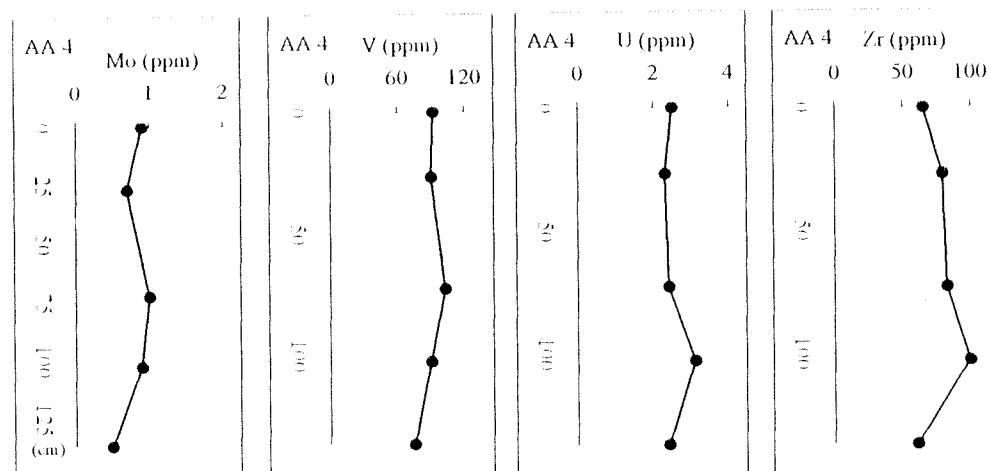
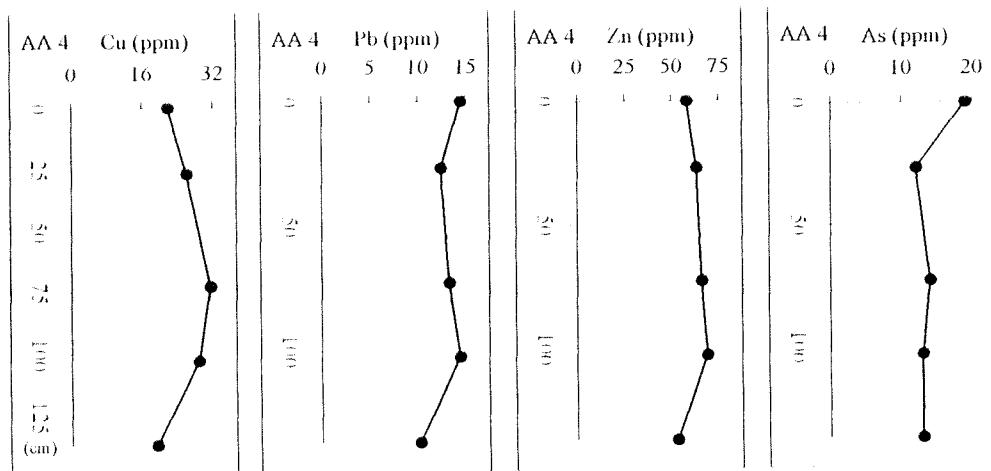
Ek 26. Karot-20 sedimentlerinin fotoğraf görüntüleri.

Karot AA 20

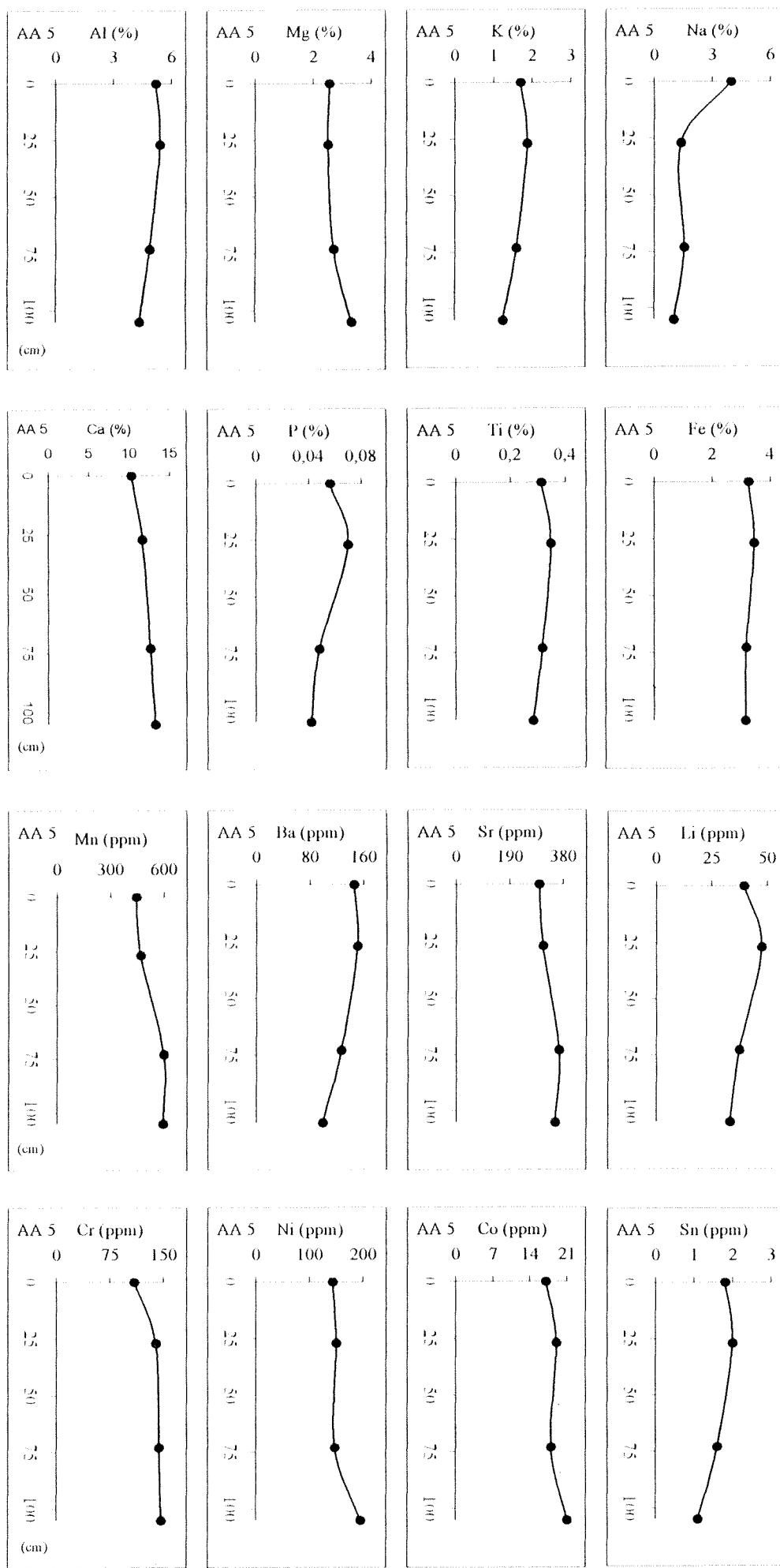




Ek 27. Karot-4 sedimentlerinde element dağılımı.

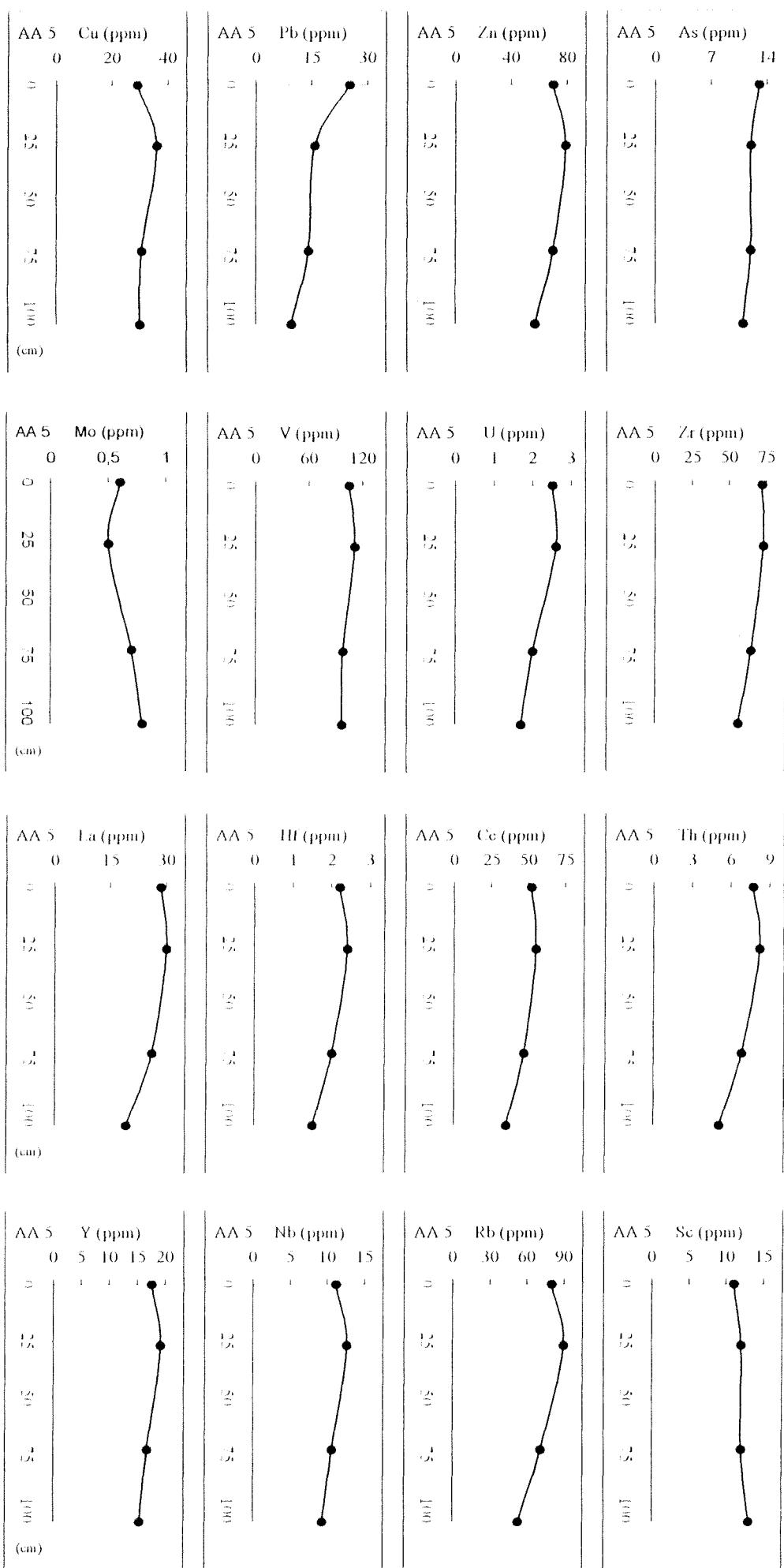


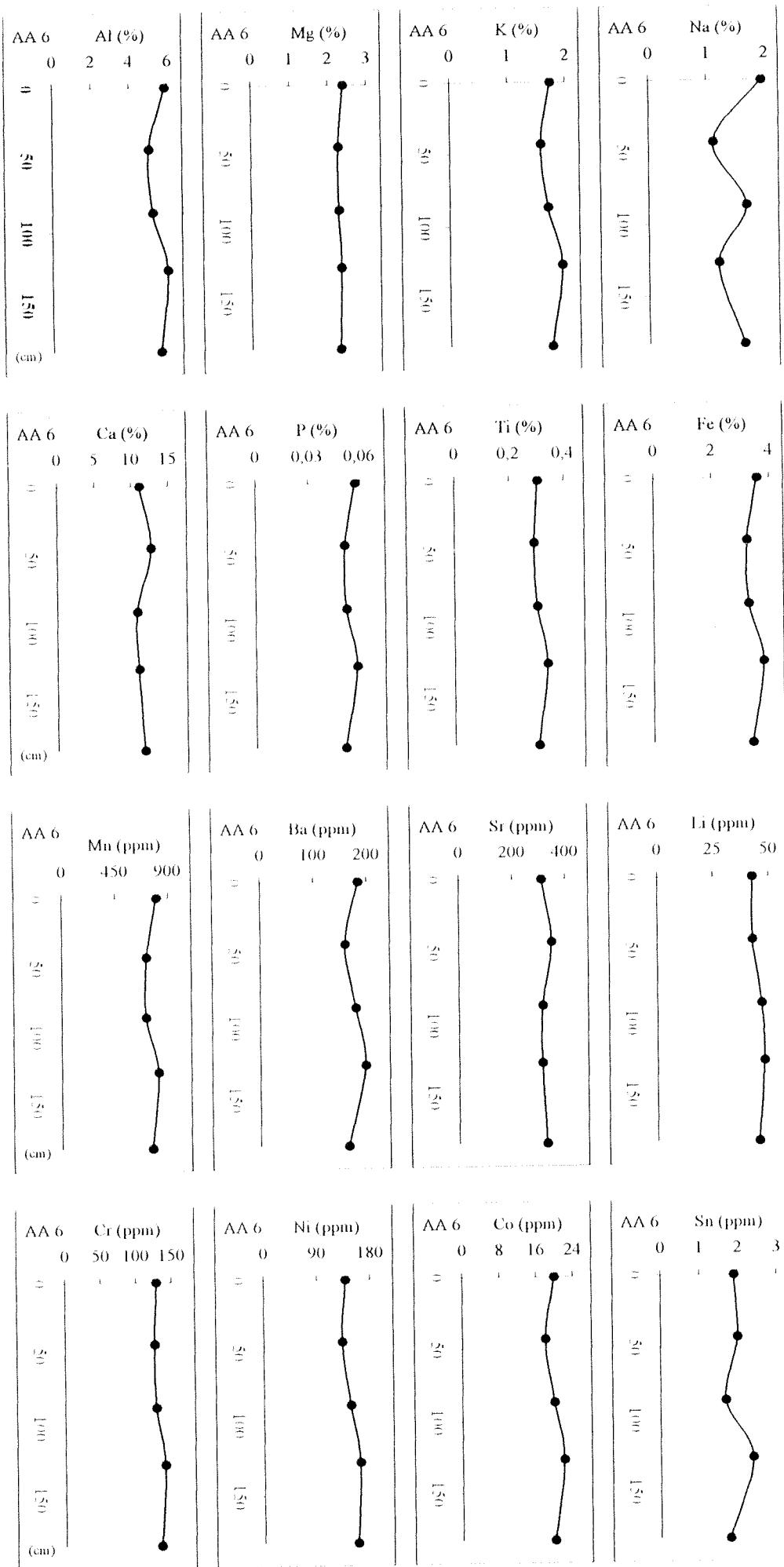
Elik 27 devamı.



Ek 28. Karot-5 sedimentlerinde element dağılımı.

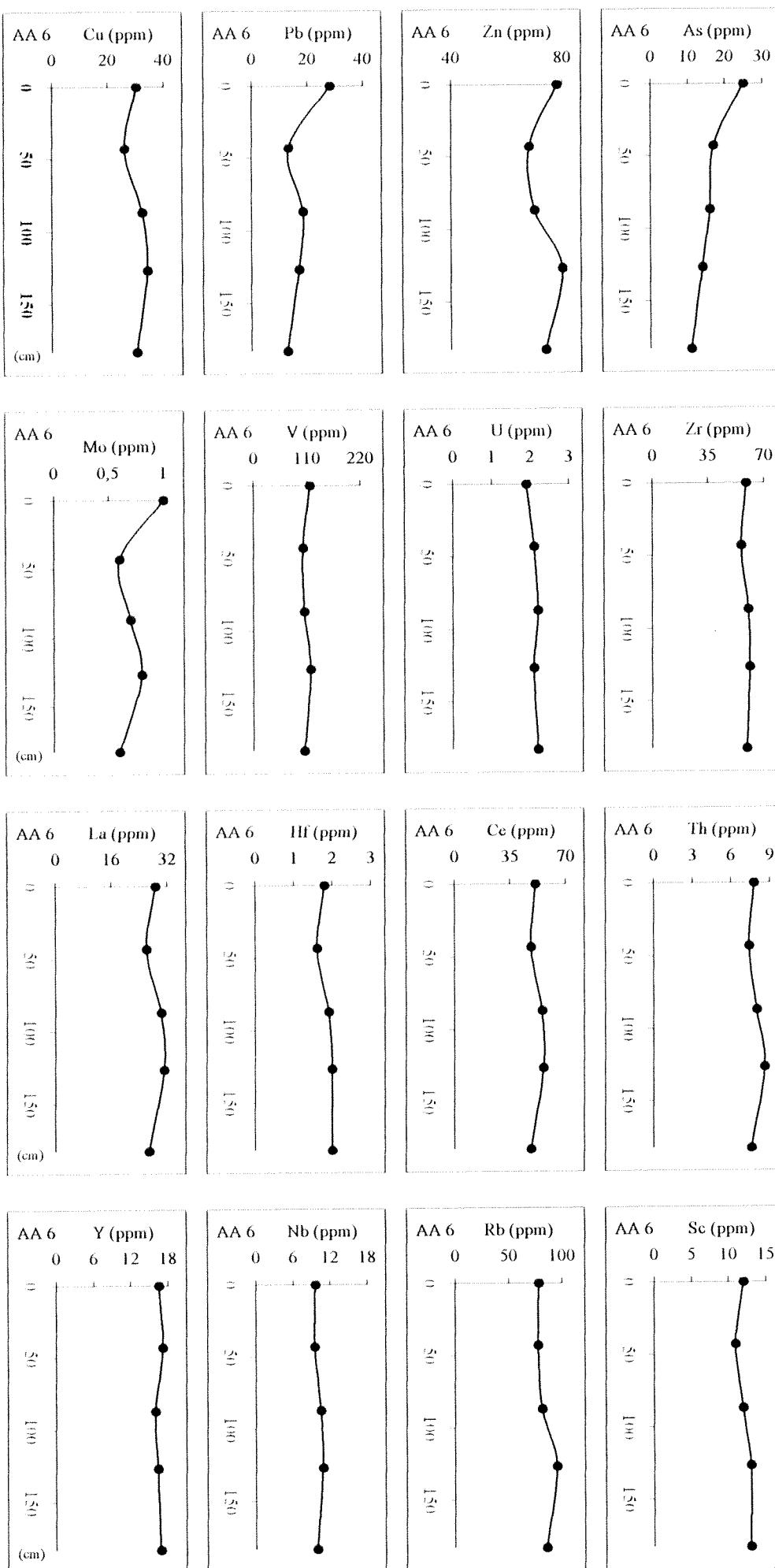
Ek 28 devaml.

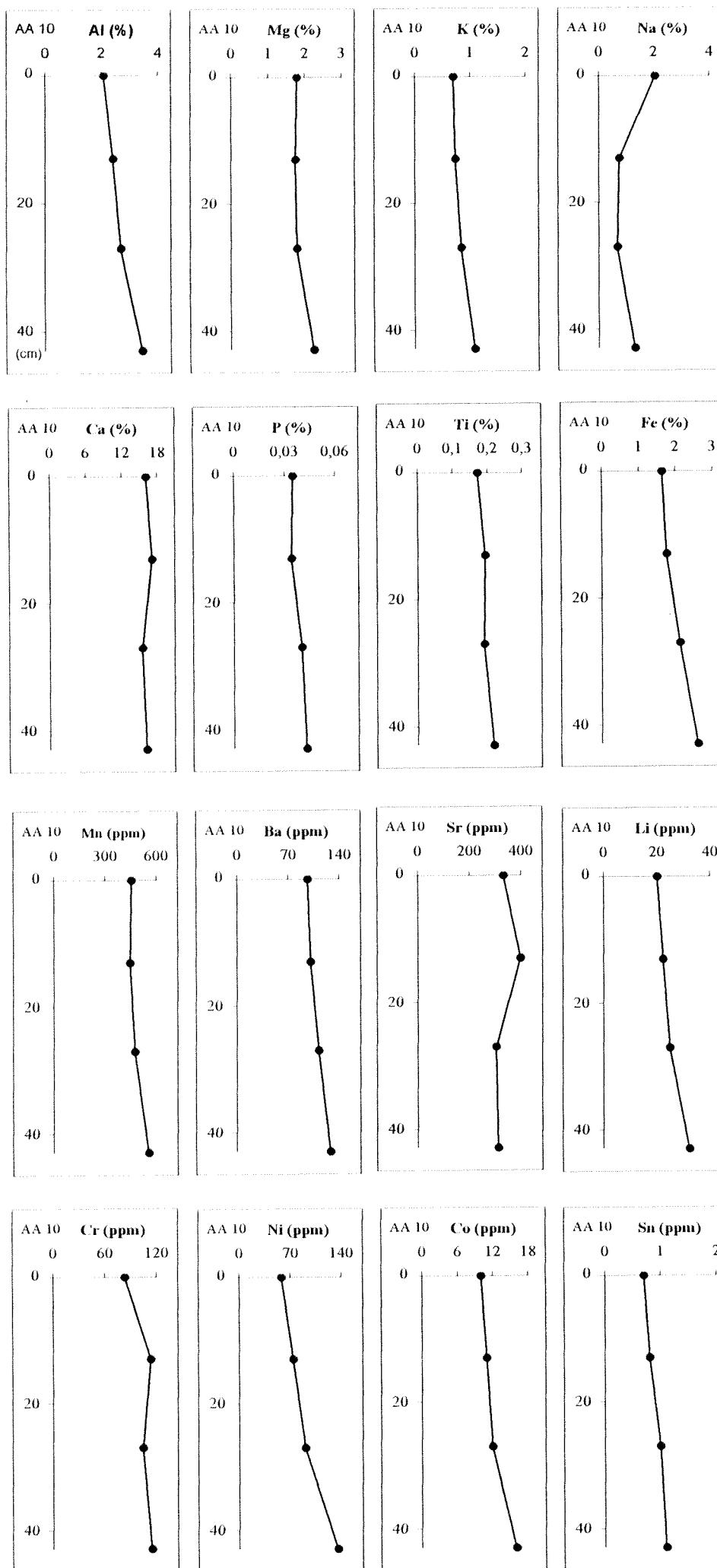




Ek 29. Karot-6 sedimentlerinde element dağılımı.

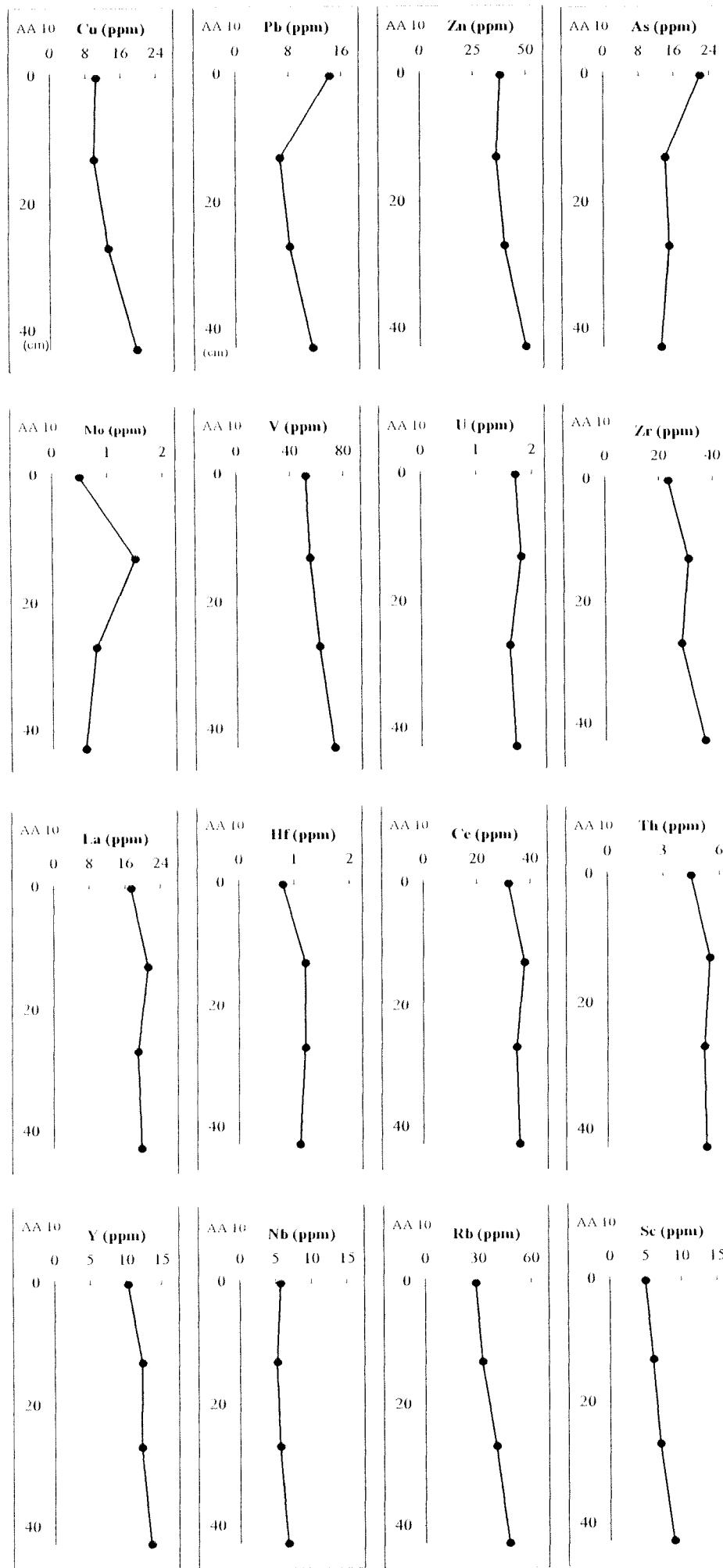
Ek 29 devamı

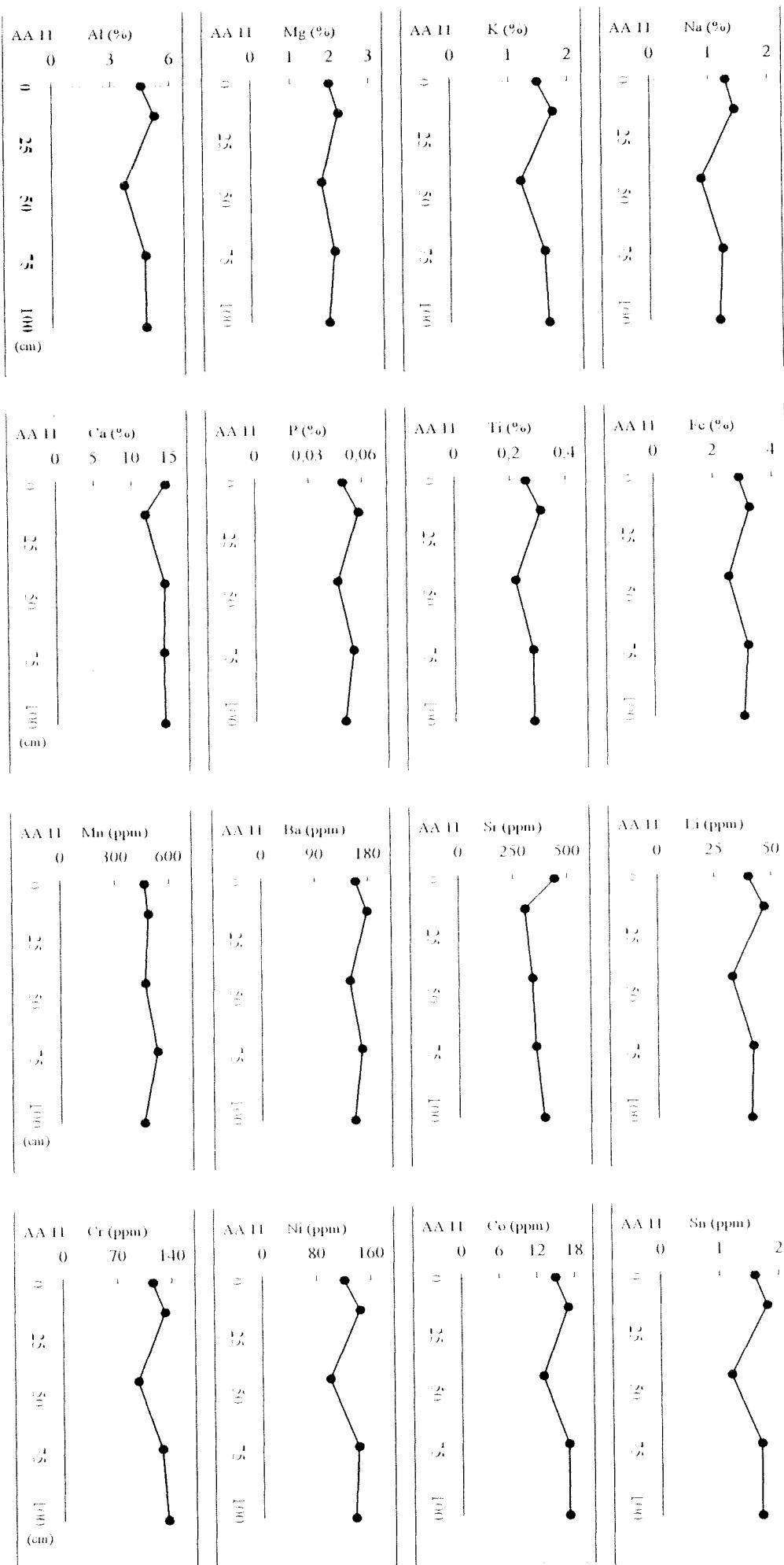




Ek 30. Karot-10 sedimentlerinde element dağılımı.

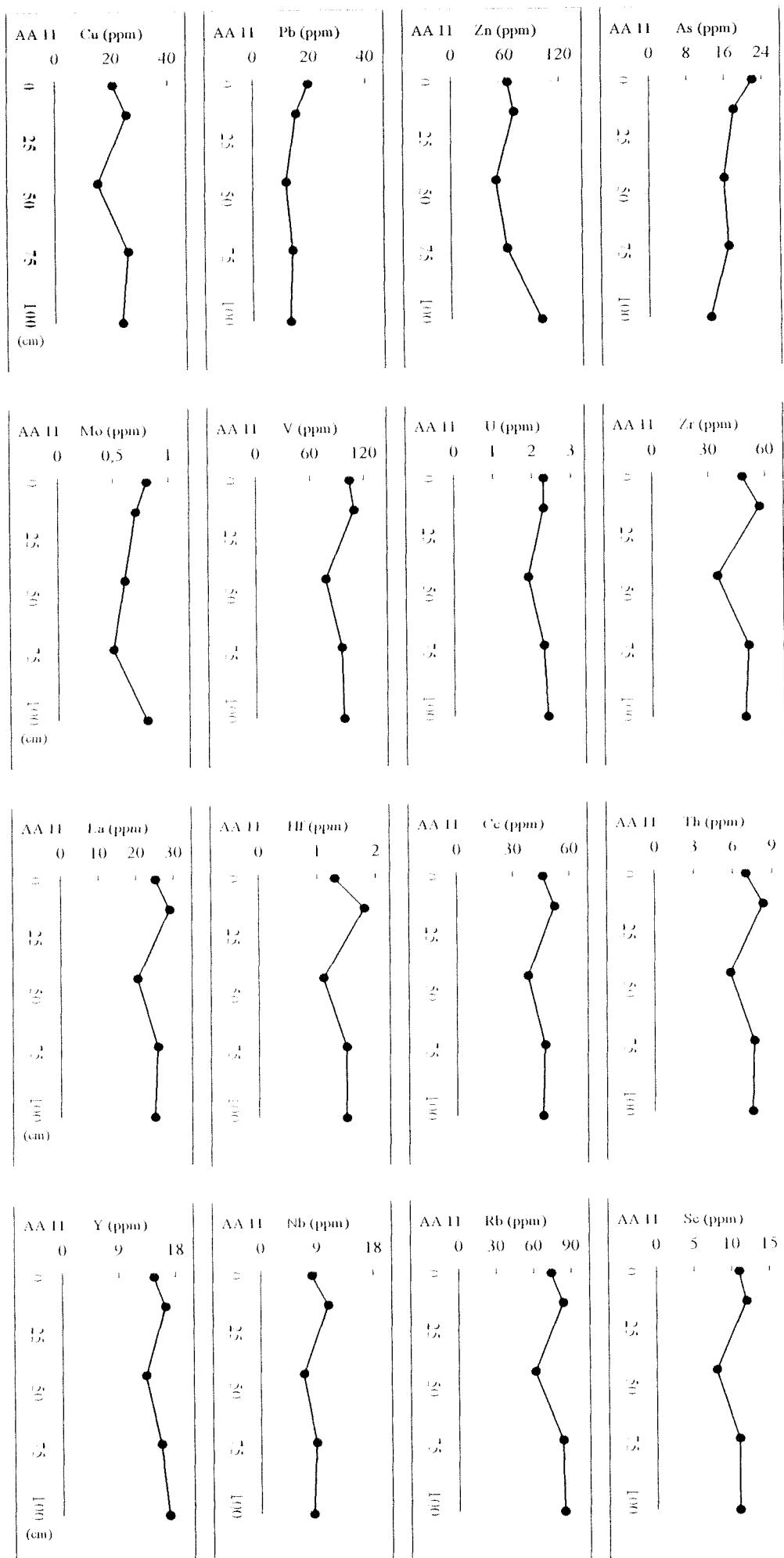
Etk 30 devamlı.



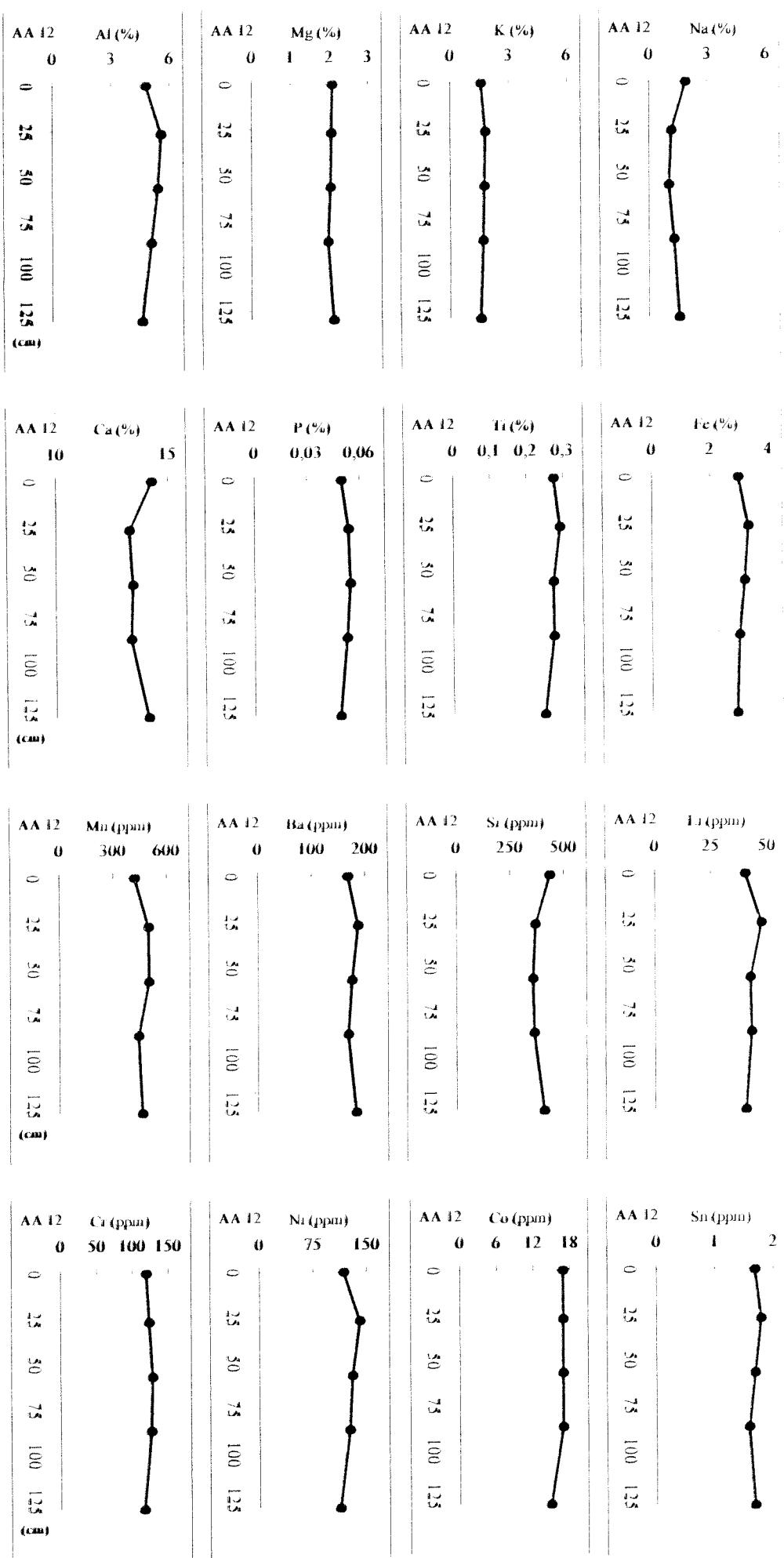


Ek 31. Karot-11 sedimentlerinde element dağılımı

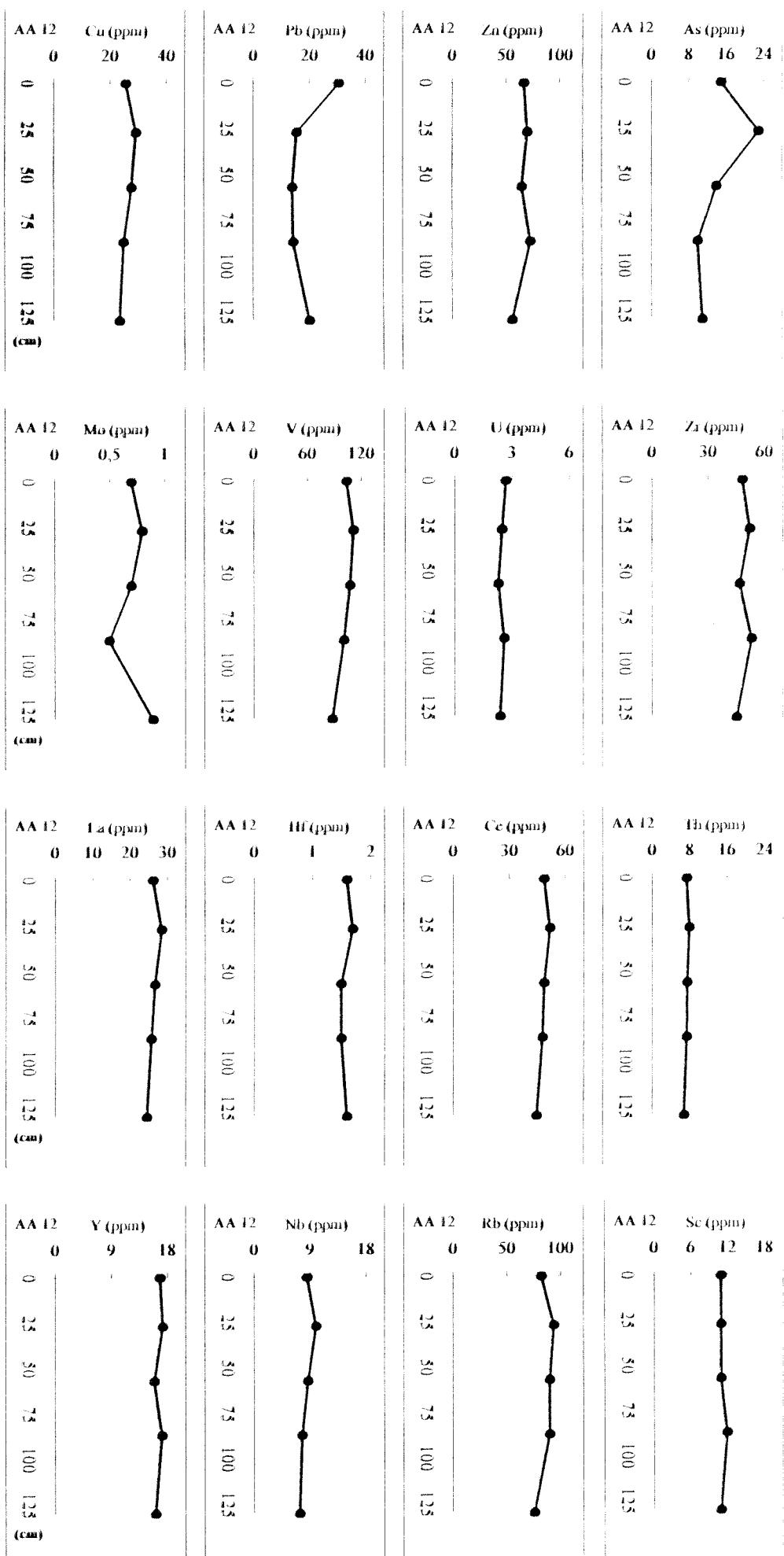
Ek 31 devaml.



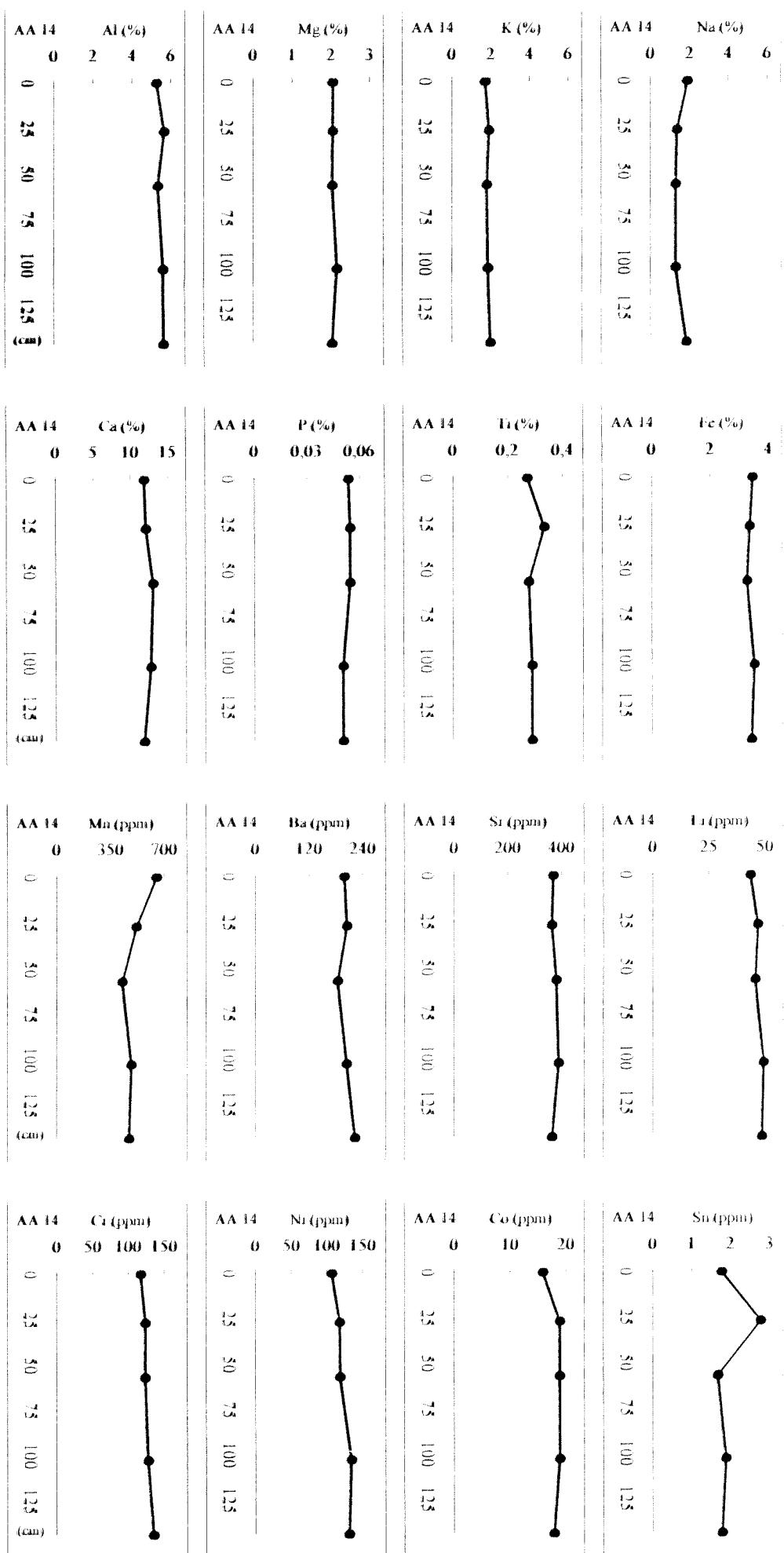
Ek 32. Karot-12 sedimentlerinde element dağılımı.



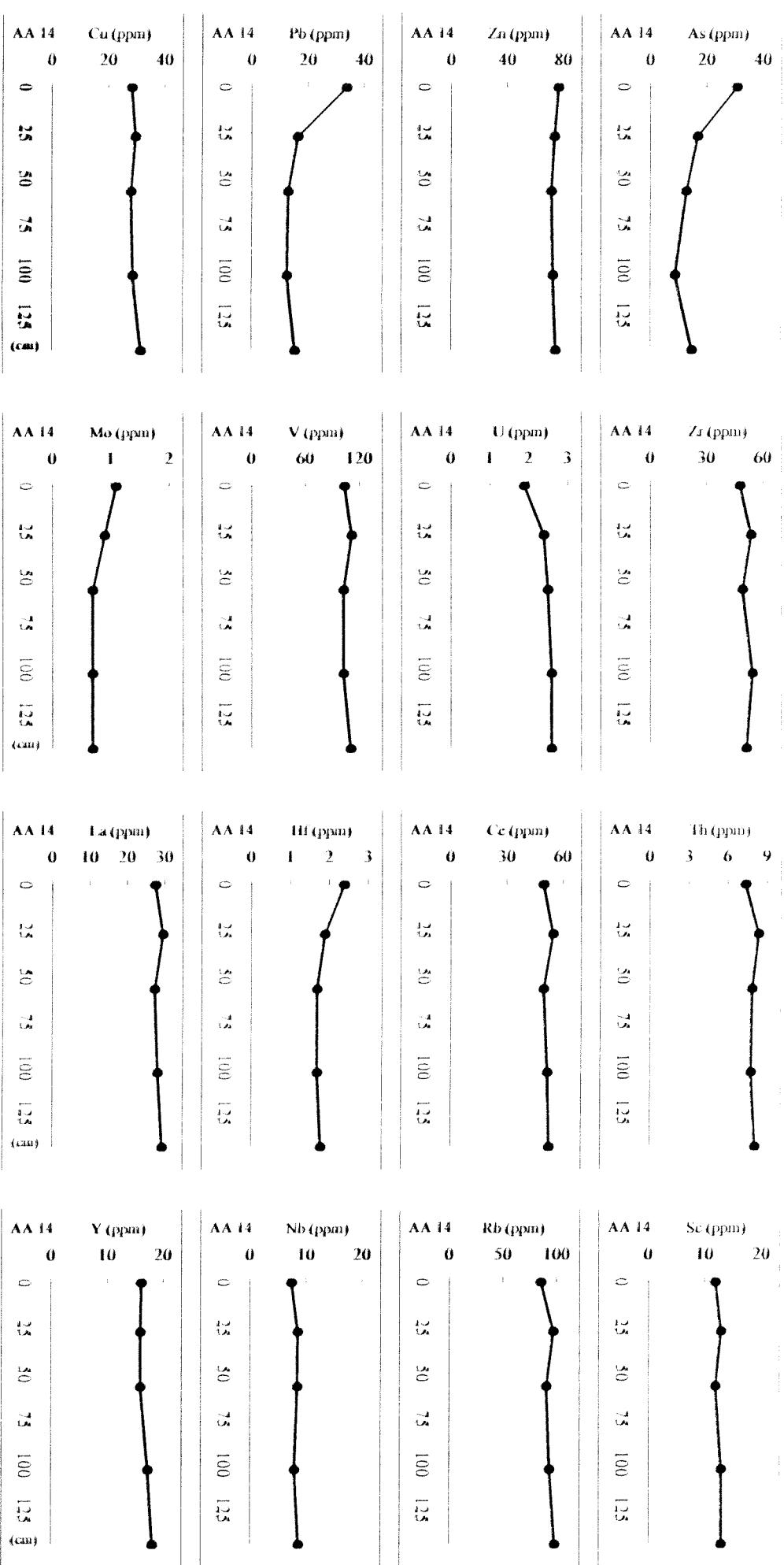
EK 32 devamı

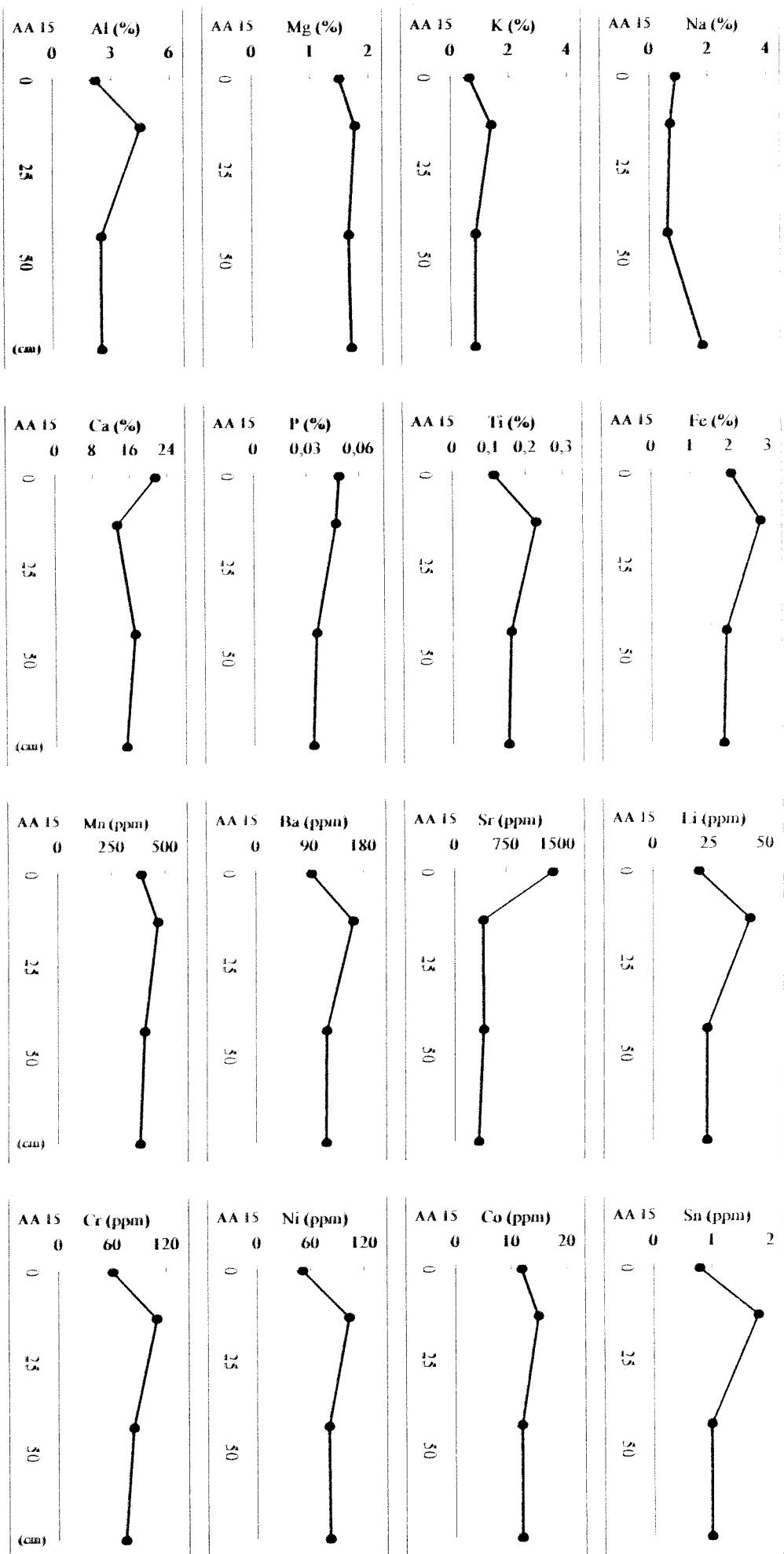


Ek 33. Karot-14 sedimentlerinde element dağılımı

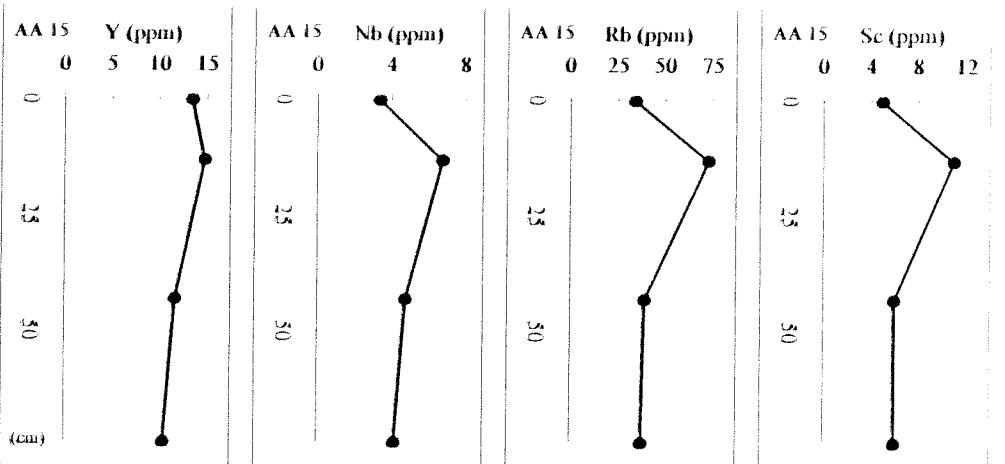
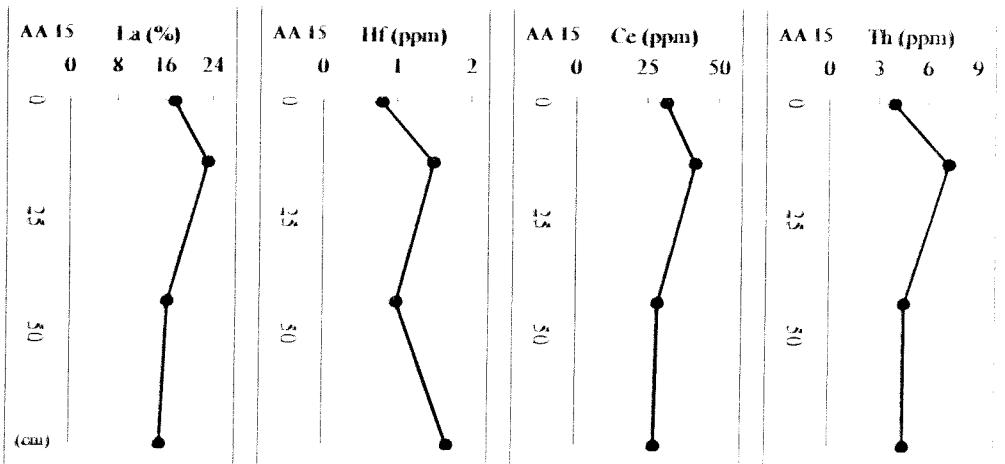
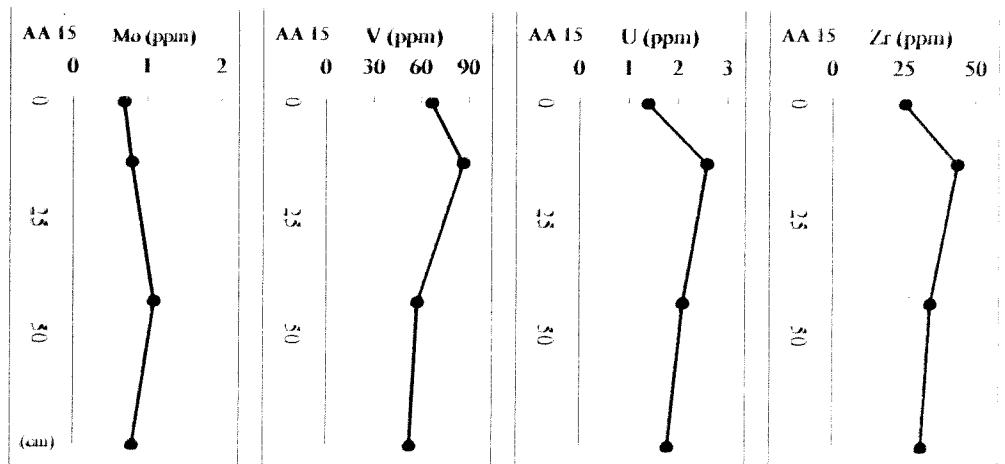
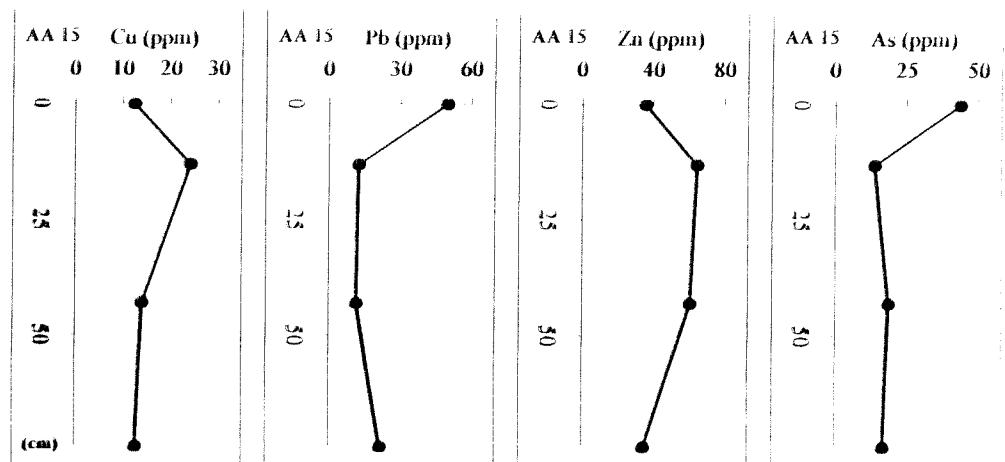


Ek 33 devamlı

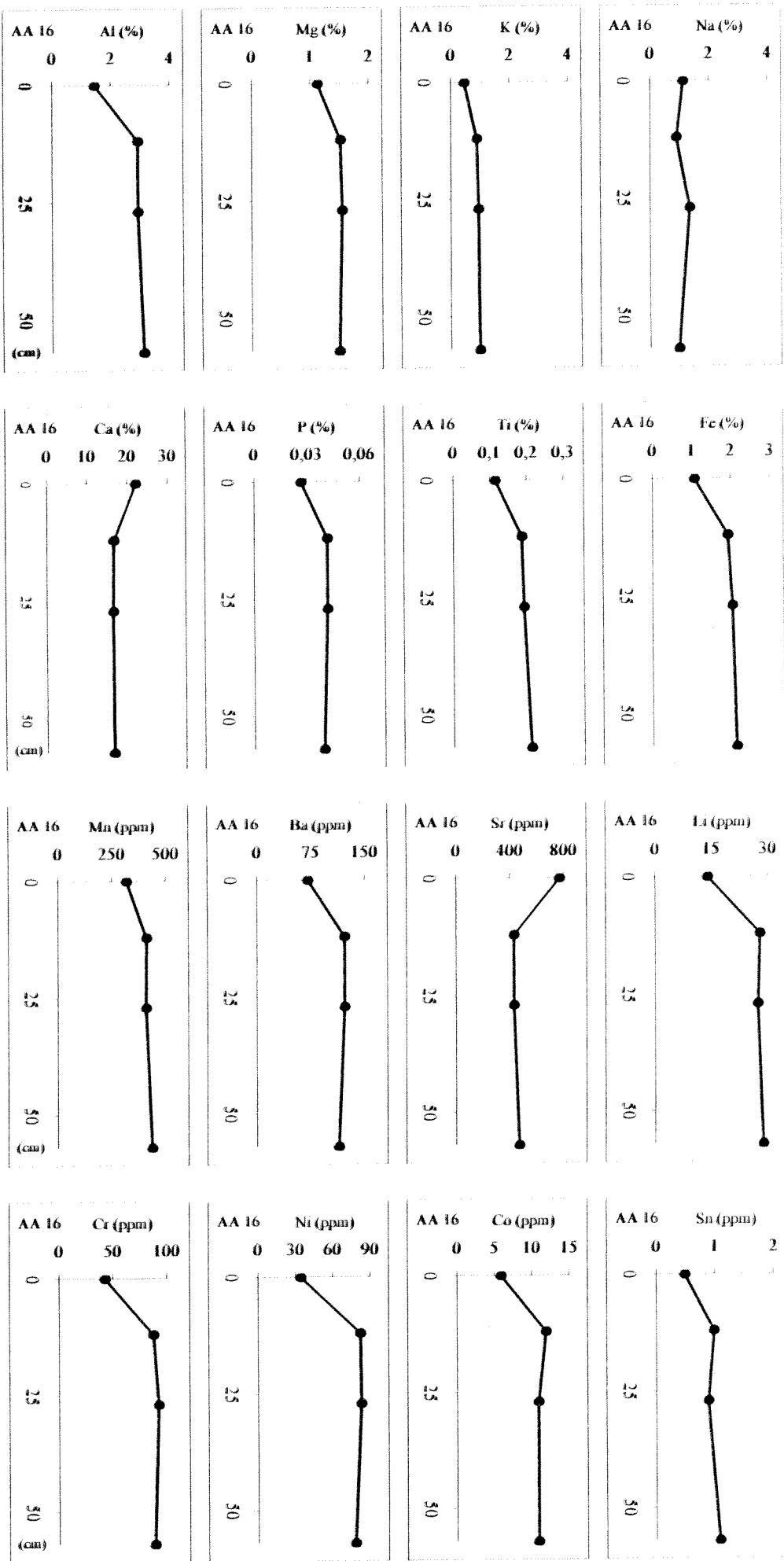




Ek 34. Karot-15 sedimentlerinde element dağılımı.

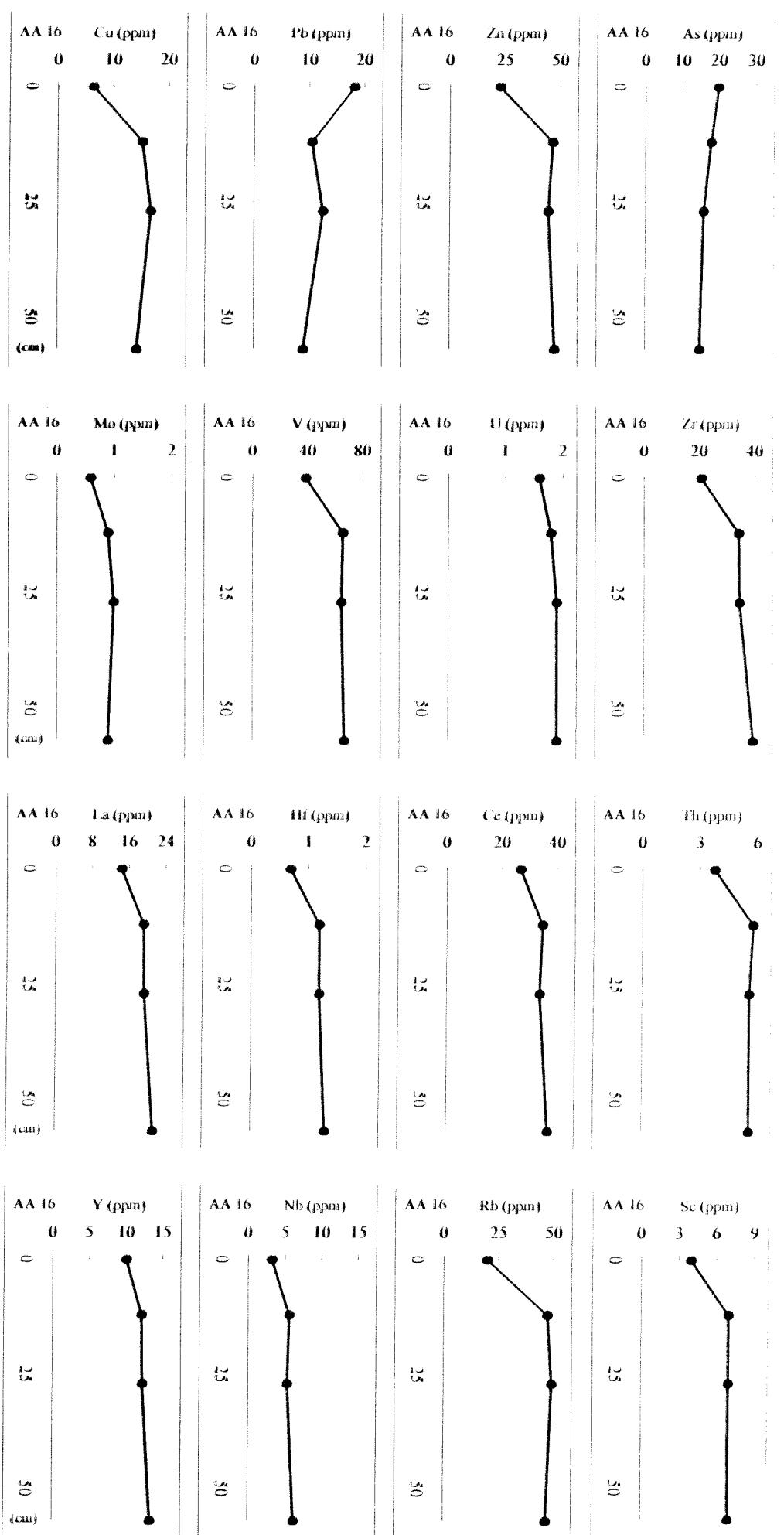


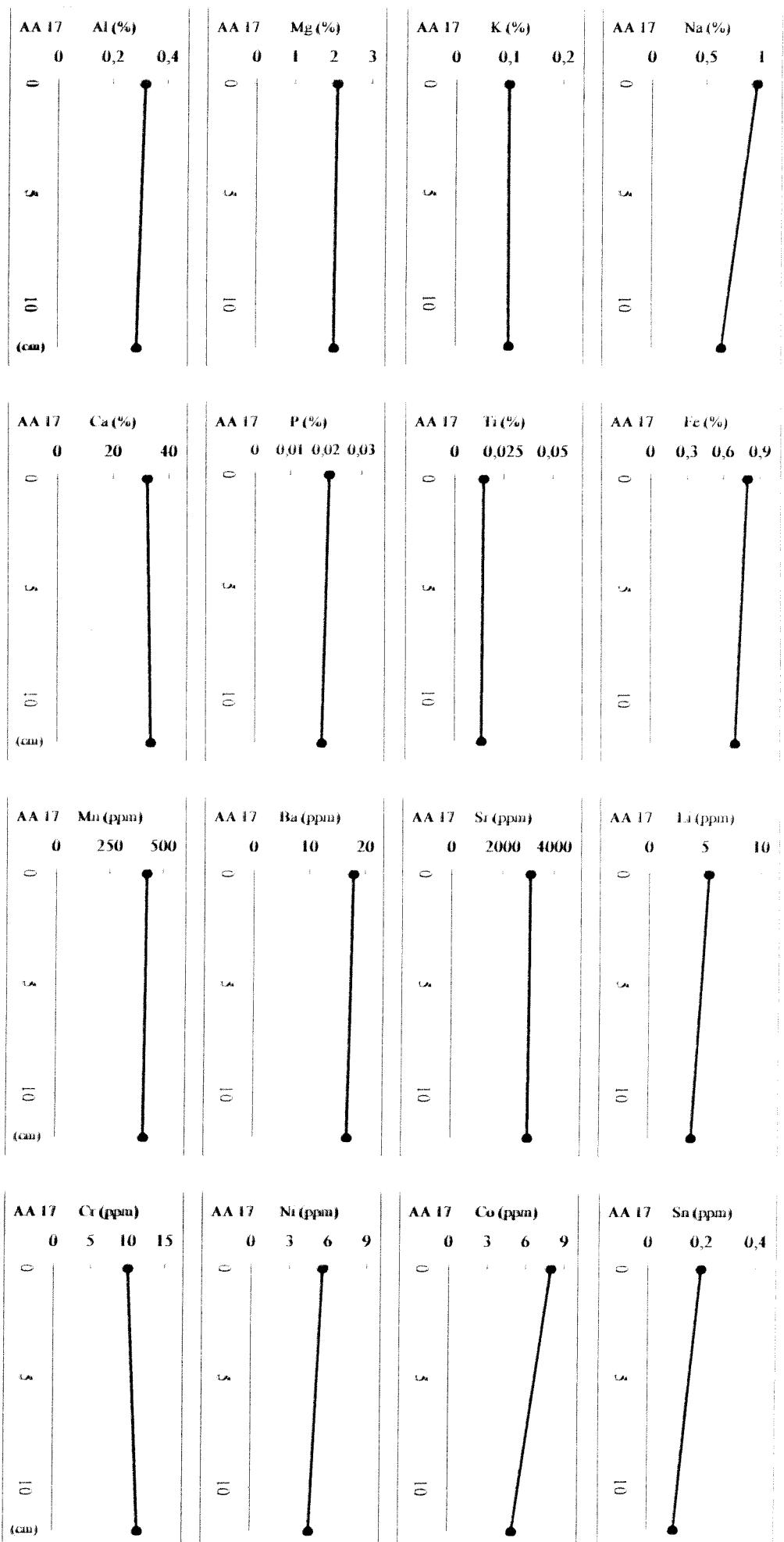
Ek 34 devamı.



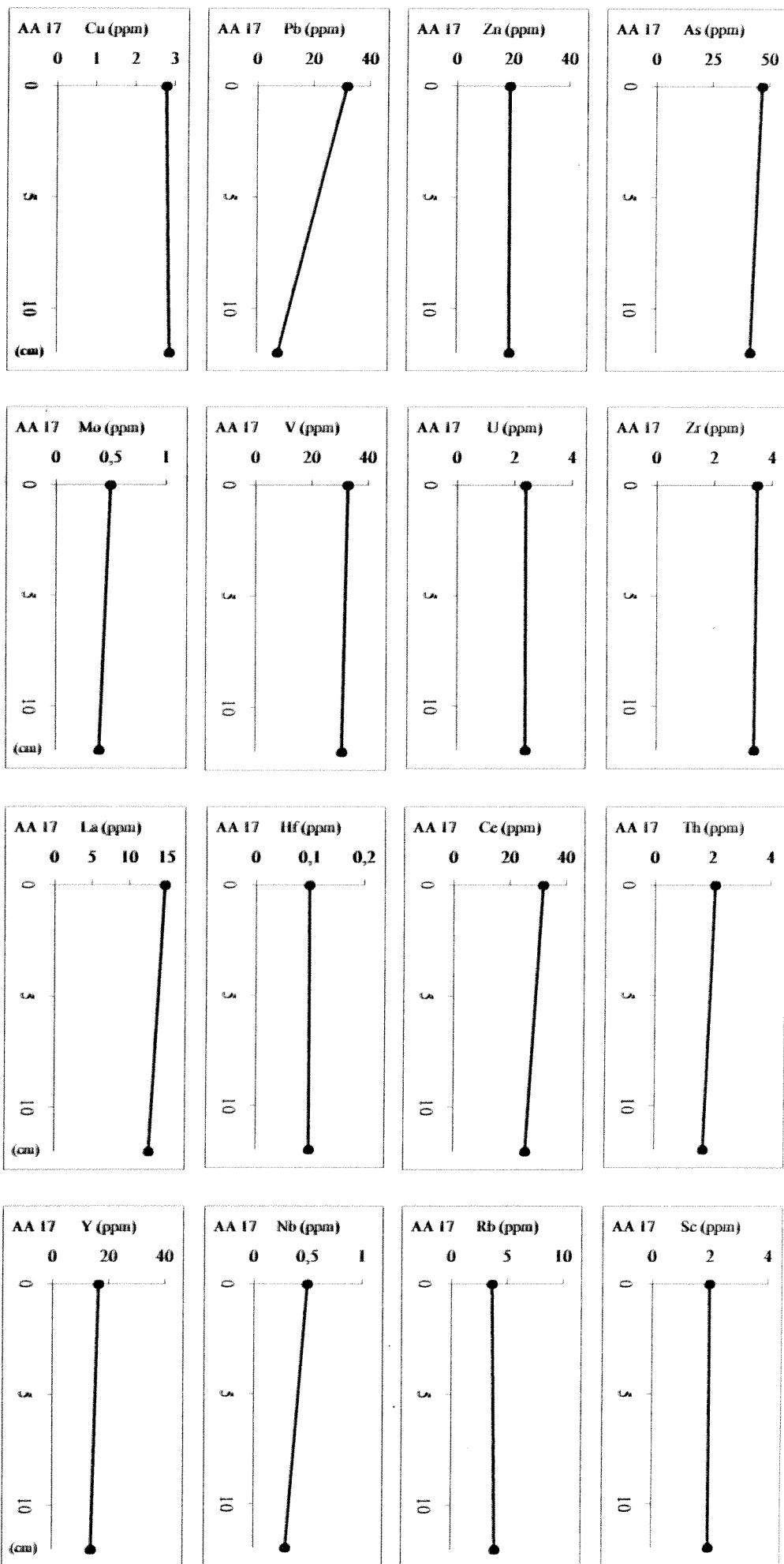
Ek 35. Karot-16 sedimentlerinde element dağılımı.

EK 35 devamı



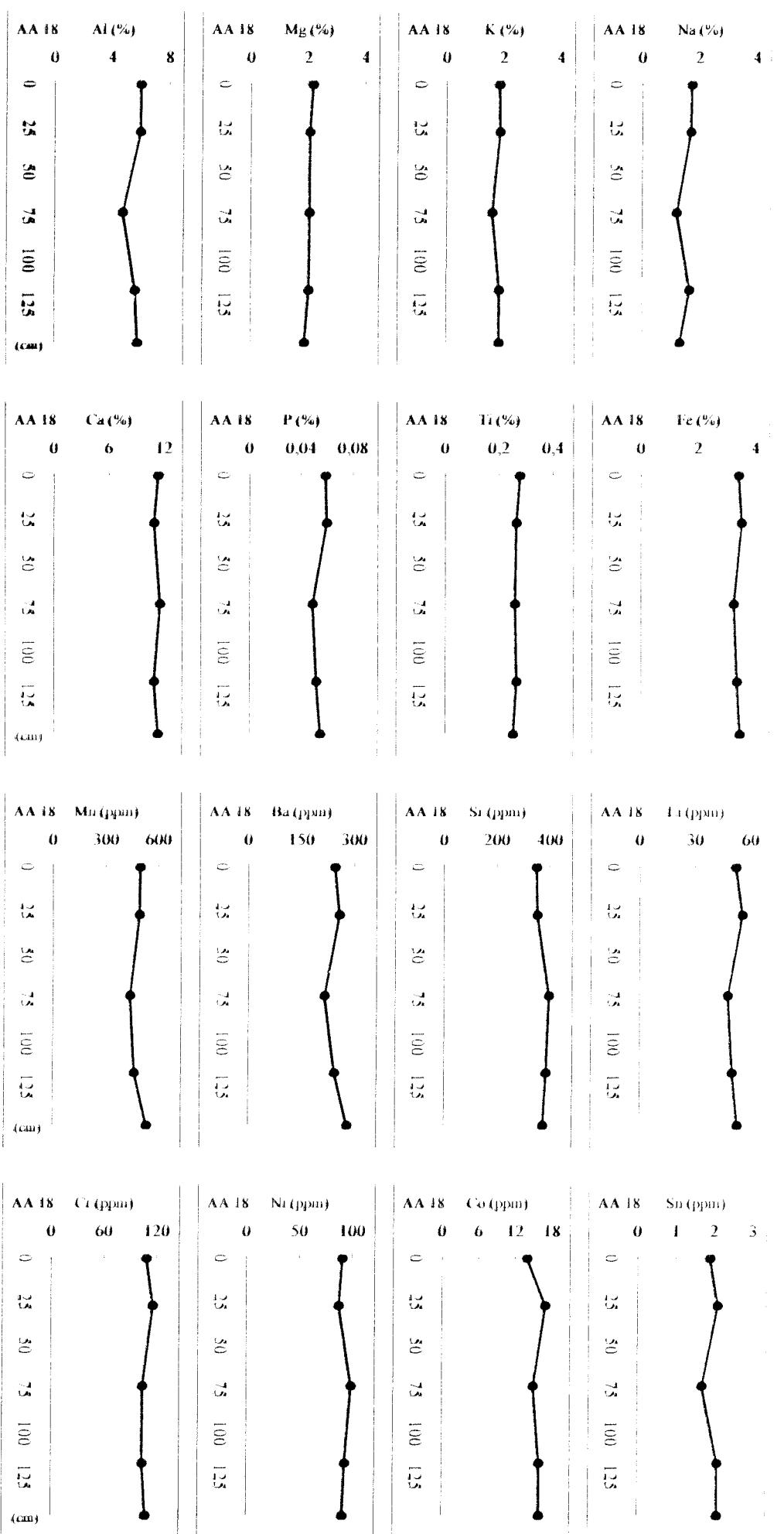


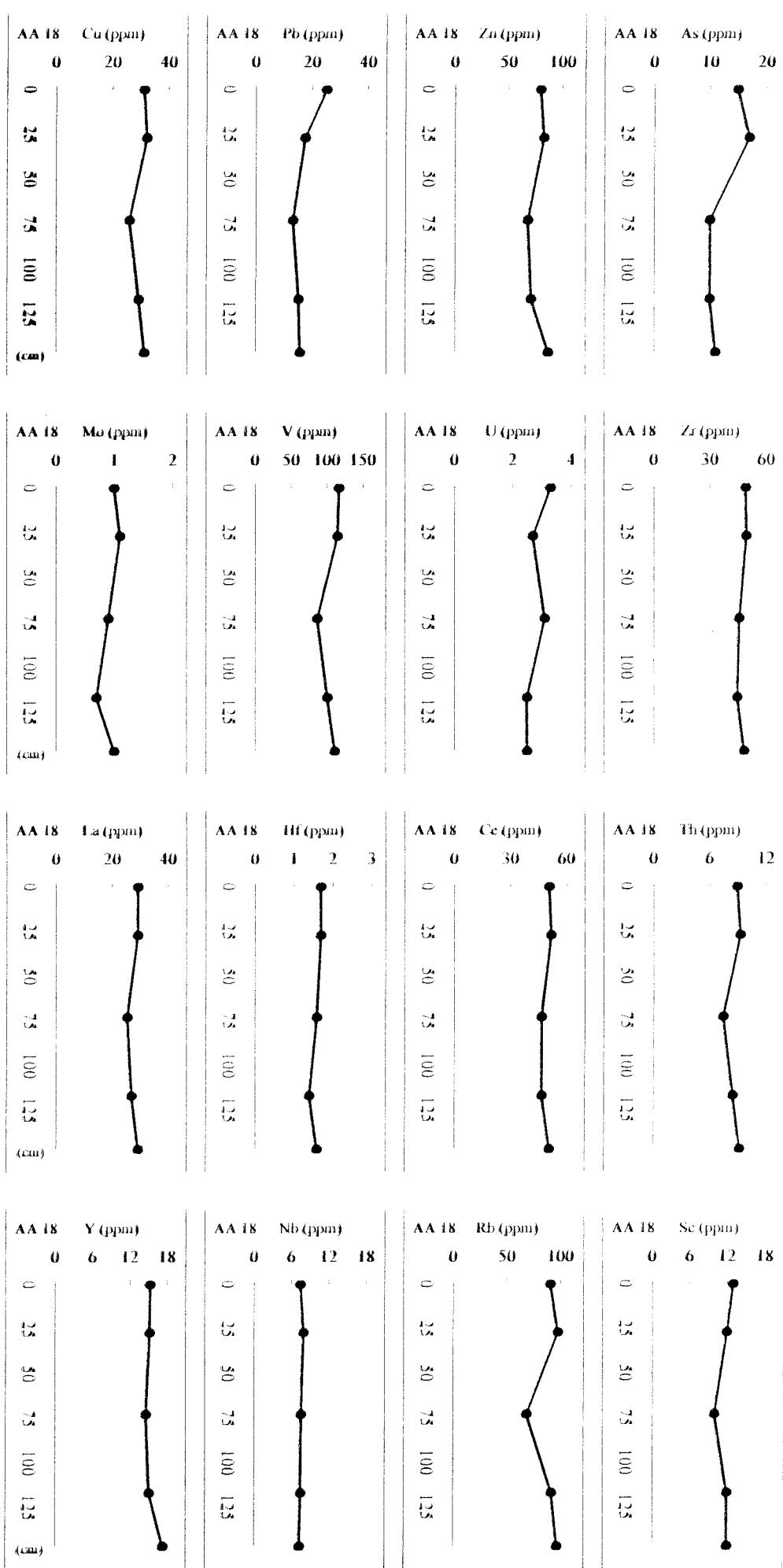
Ek 36. Karot-17 sedimentlerinde element dağılımı.

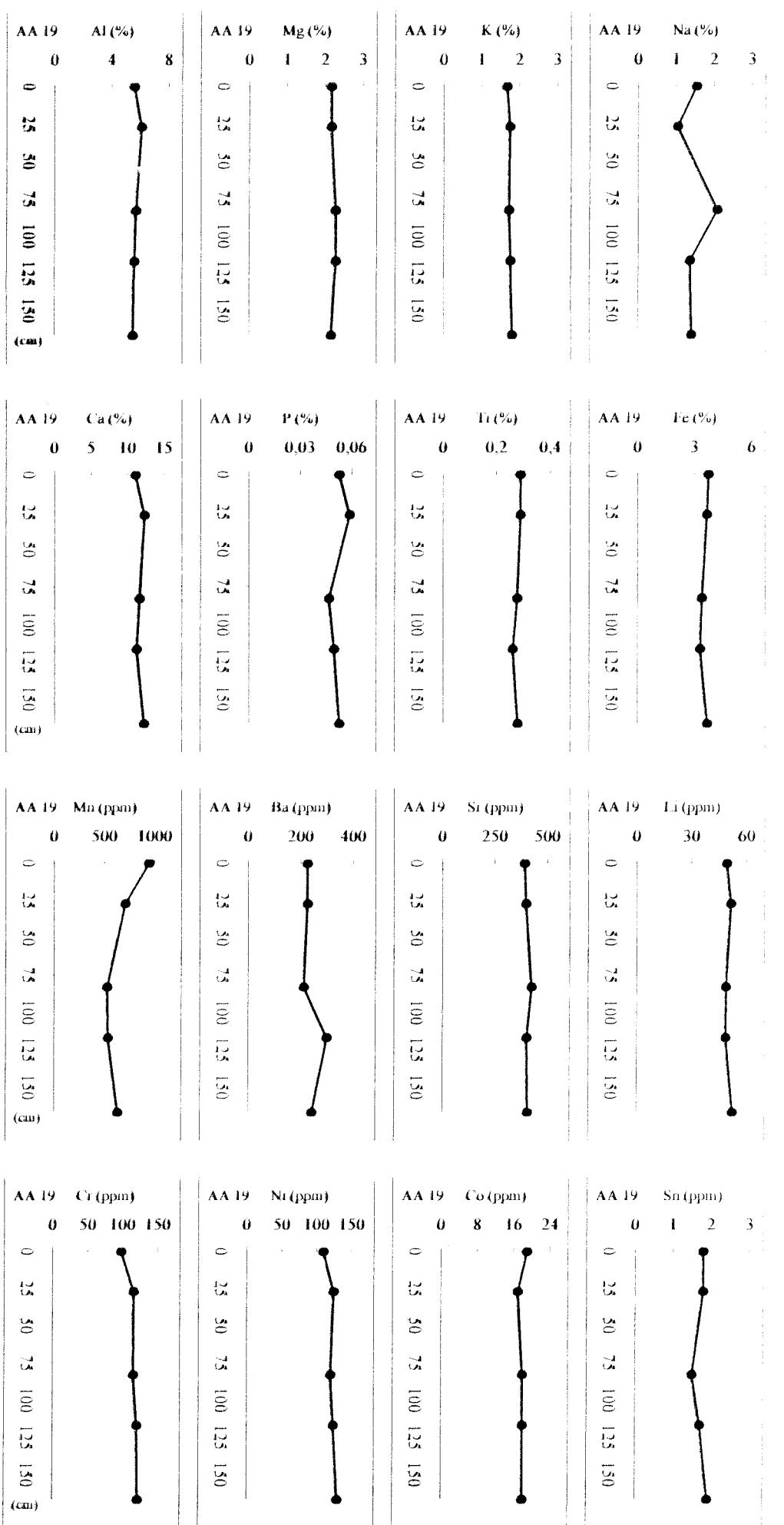


Ek 36 devamı.

Ek 37. Karot-18 sedimentlerinde element dağılımı.

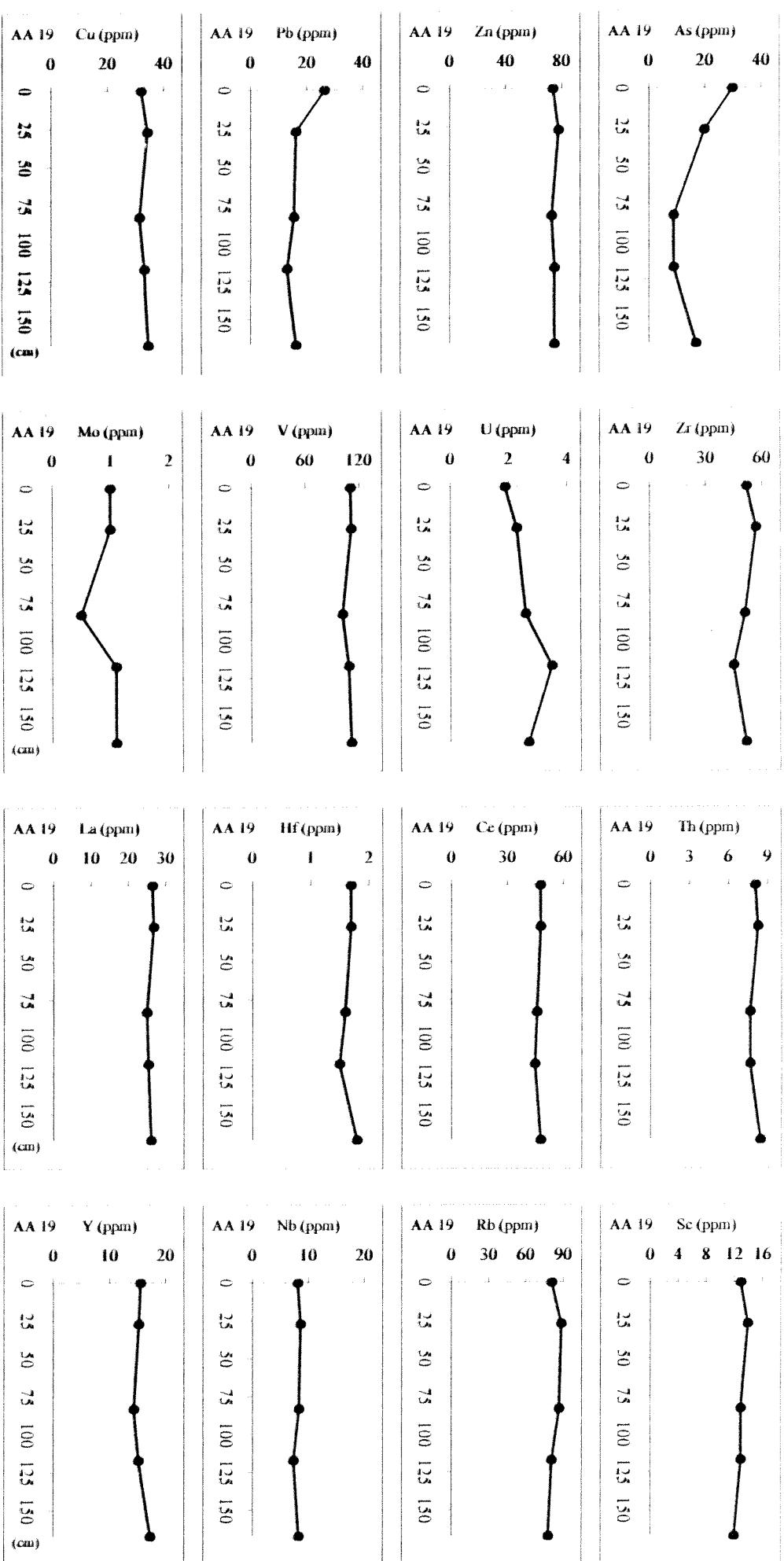


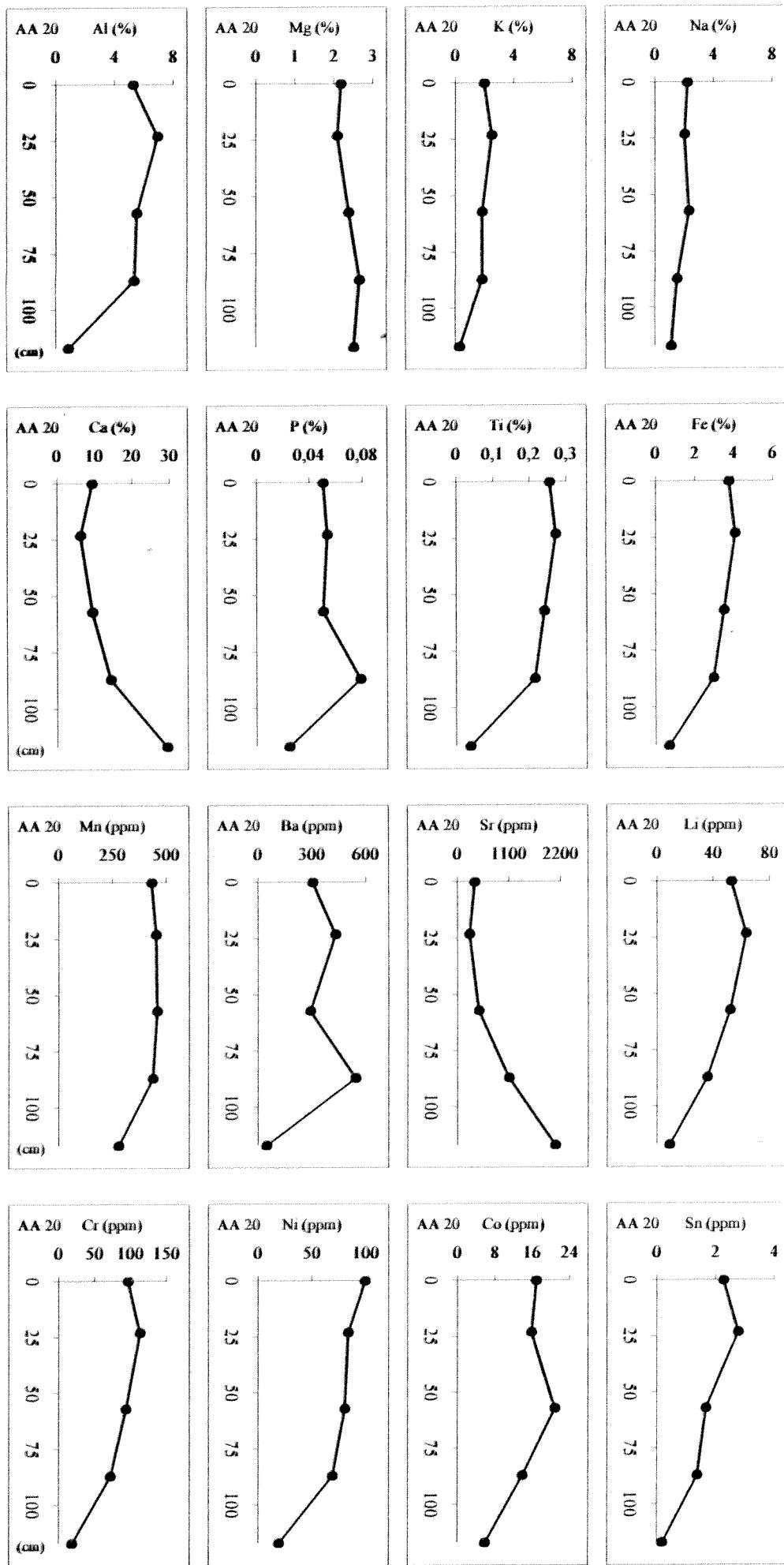




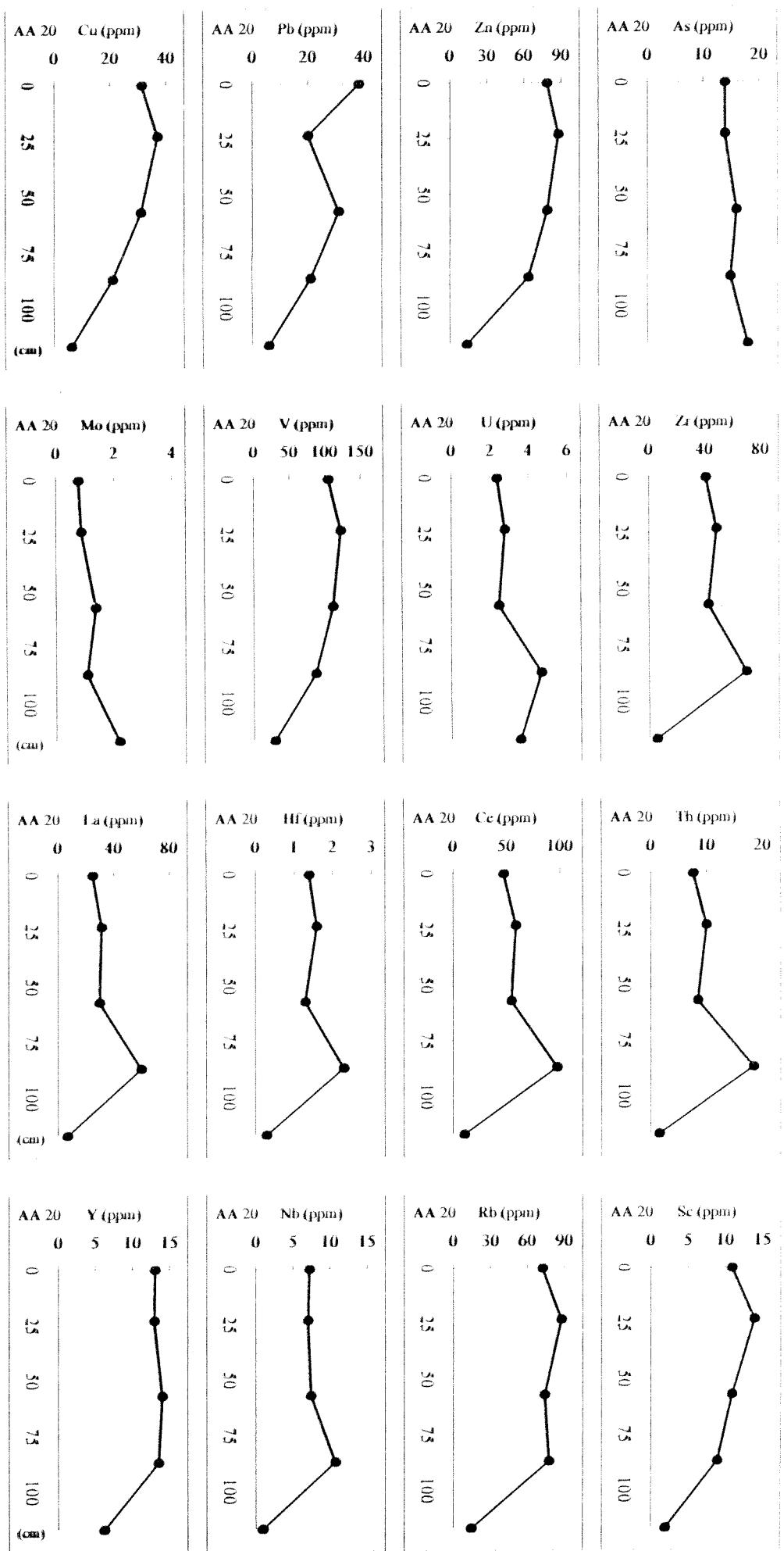
Ek 38. Karot-19 sedimentlerinde element dağılımı.

EK 38 devamı



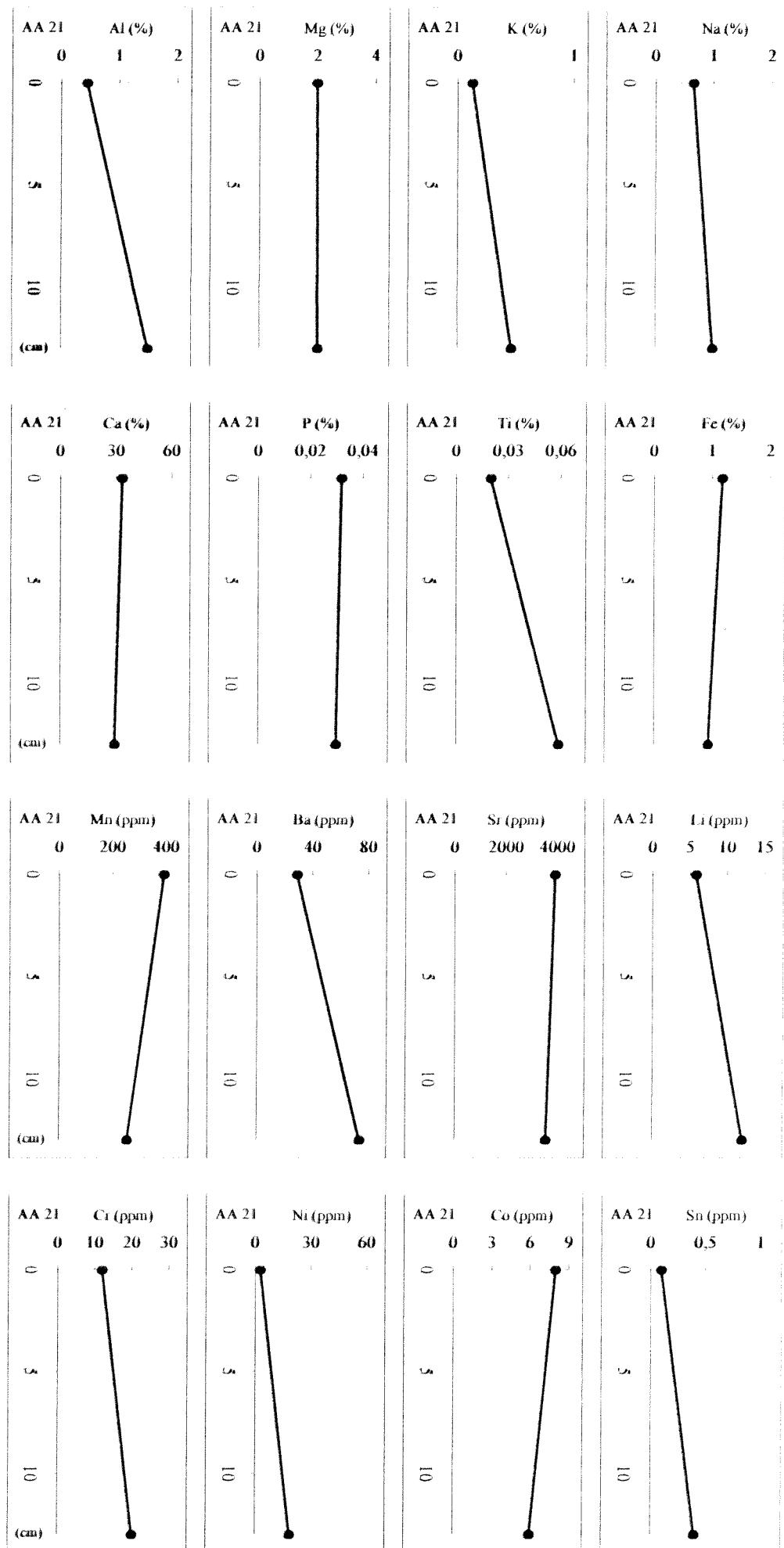


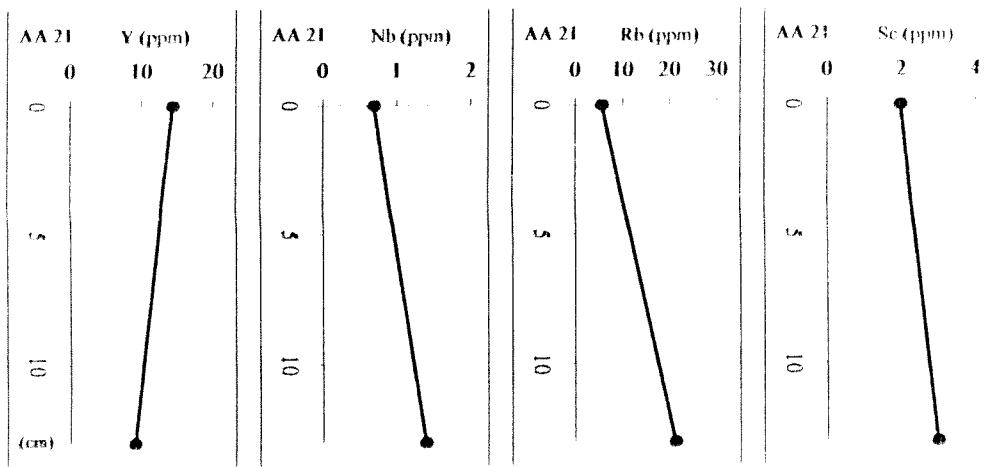
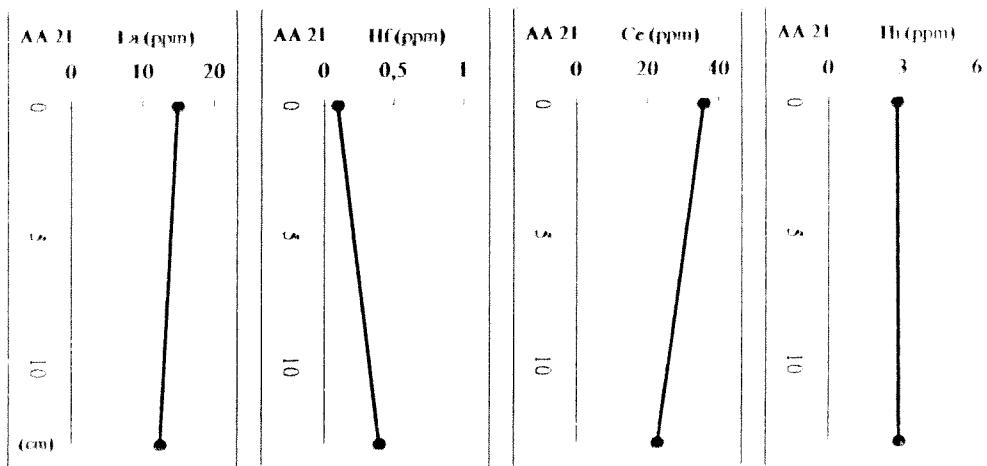
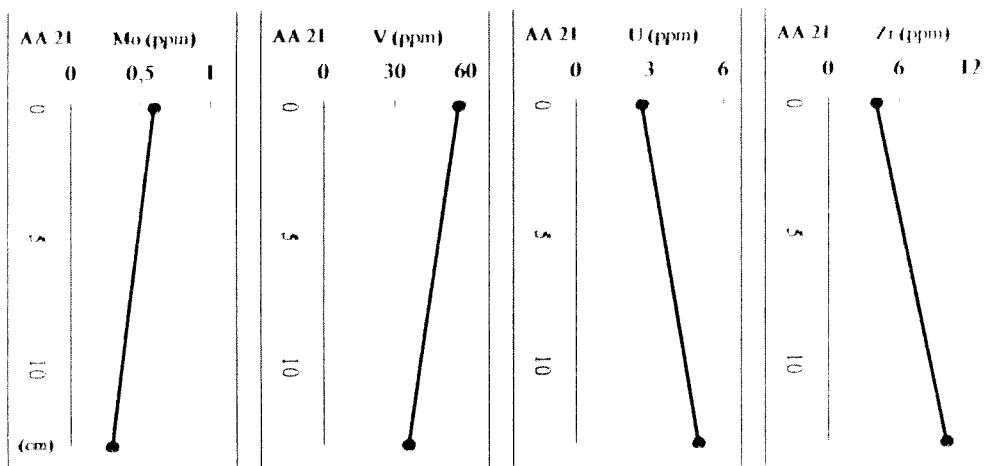
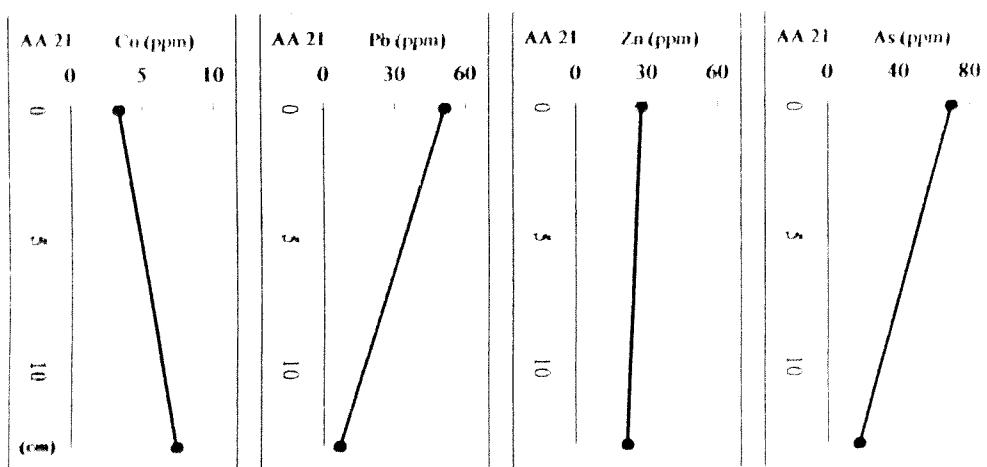
Ek 39. Karot-20 sedimentlerinde element dağılımı.



Ek 39 devamı

Ek 40. Karot-21 sedimentlerinde element dağılımı





Etk 40 devaml.