

Uygundur
04 09.1986

M. Faik Seruneli



**MARMARA DENİZİ'NDE, BÜYÜKÇEKMECE (İSTANBUL) - MARMARA EREĞLİSİ
(TEKİRDAĞ) KIYI KESİMİNİN DENİZ JEOLJİSİ VE KUVATERNER EVRİMİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeoloji Müh. BİROL YILMAZ

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 15 Ocak 1996

Tezin Savunulduğu Tarih : 31 Ocak 1996

Tez Danışmanı

: Prof. Dr. Fazlı Yılmaz OKTAY

Diğer Jüri Üyeleri

: Doç. Dr. Mehmet SAKINÇ

Yrd. Doç. Dr. Emin DEMİRBAĞ

ÖNSÖZ

“Marmara Denizi’nde, Büyükçekmece (İstanbul)-Marmara Ereğlisi (Tekirdağ) Kıyı Kesiminin Deniz Jeolojisi ve Kuvaterner Evrimi” başlıklı bu çalışma İ.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Jeoloji Mühendisliği Programı’nda yüksek lisans tezi olarak hazırlanmıştır.

Çalışma; İstanbul Teknik Üniversitesi (İTÜ), Dz.K.K. Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı (SHOD) ve Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK) işbirliği ile sürdürülen TÜBİTAK DEBAG-102 numaralı proje kapsamında gerçekleştirilmiştir. Proje, Genel Jeoloji Anabilim Dalı’nda kurulan Global Tektonik Araştırma Ünitesi (GLOTEK) tarafından da desteklenmektedir.

Bu çalışmanın gerçekleşmesinde önemli destek ve katkıları olan, Genel Jeoloji Anabilim Dalı Başkanı Prof. Dr. Naci GÖRÜR ’e ve Global Tektonik Araştırma Ünitesi (GLOTEK) araştırmacılarına çok teşekkür ederim.

Bana bu yüksek lisans tez konusunu öneren, tez danışmanlığımı yapan, çalışmalarımın her aşamasında çok yakın ilgi ve yardımlarını gördüğüm değerli hocam, Prof. Dr. Fazlı Yılmaz OKTAY ’a sonsuz teşekkürlerimi sunuyorum.

Tezimin hazırlanmasında, deniz jeofiziği konusunda bana her zaman yardımda bulunan Yrd. Doç. Dr. Emin DEMİRBAĞ ’a çok teşekkür ederim.

Paleontolojik tanımlamalar ve deniz jeolojisi konusunda bana yardım eden Doç. Dr. Mehmet SAKINÇ ’a teşekkürlerimi sunuyorum.

Çalışma alanının ve yakın çevresinin sismotektoniği hakkında değerli bilgilerinden yararlandığım Doç. Dr. Aykut BARKA 'ya teşekkür ederim.

Dz.K.K. Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı (SHOD) TCG Çubuklu gemi personeline deniz jeolojisi ve jeofiziği çalışmalarında karot alma ve sismik veri toplama konusundaki yardımları için teşekkür ederim.

Tez hazırlama aşamasında benden yardımlarını esirgemeyen Araştırma Görevlisi çalışma arkadaşlarıma teşekkür ediyorum.

Ayrıca fedakarlıkları için sevgili anneme ve babama şükran ve minnet borçluyum.

Ocak 1996

Birol YILMAZ

İÇİNDEKİLER

ÖZET	VII
SUMMARY	VIII
BÖLÜM 1. GİRİŞ	1
1.1. Amaç ve Yöntem	1
1.2. Önceki Çalışmalar	4
BÖLÜM 2. DENİZ JEOLojİSİ VE JEOFİZİĞİ	8
2.1. Sismik Stratigrafi	9
2.1.1. Deniz tabanı (Batimetri).....	12
2.1.2. Temel kaya derinliği	16
2.1.3. Genç çökel kalınlığı dağılımı	19
2.2. Yapısal Jeoloji	24
2.2.1. Kıvrımlar	26
2.2.2. Faylar	26
2.2.3. Uyumsuzluklar.....	28
BÖLÜM 3. KARA JEOLojİSİ VE DENEŞTİRME	34
3.1. Stratigrafi.....	34
3.1.1. Gürpınar Formasyonu	36
3.1.2. Marmara Formasyonu	38
3.1.3. Kuşdili Formasyonu.....	43
3.1.4. Alüvyon.....	43
3.2. Deneştirme	45
BÖLÜM 4. JEOLojİ EVRİMİ.....	46
SONUÇLAR	55
KAYNAKLAR.....	57
ÖZGEÇMİŞ	62
EKLER	63

ŞEKİL LİSTESİ

Şekil 1.1 Çalışma bölgesinin lokasyon haritası.....	2
Şekil 1.2 Sismik hat haritası.....	3
Şekil 2.1 Tabakalar ile sequence arasındaki ilişkiler	9
Şekil 2.2 Sismik kesitte farklı stratigrafik seviyelerin görünümü.....	10
Şekil 2.3 Sismik stratigrafik birimlerin örnek bir sismik kayıttaki yorumlanmış şekli.....	11
Şekil 2.4 Deniz tabanı (batimetri) haritası	13
Şekil 2.5 Deniz tabanının üç boyutlu görüntüsü.....	14
Şekil 2.6 Marmara Denizi'nin batimetri haritası.....	15
Şekil 2.7 Temel kaya derinlik haritası	17
Şekil 2.8 Temel kaya üst yüzeyinin üç boyutlu görüntüsü.....	18
Şekil 2.9 Genç çökel kalınlığı haritası.....	20
Şekil 2.10 Genç çökel kalınlığının üç boyutlu görüntüsü	21
Şekil 2.11 Fix No. 552-554 arasında sismik yansıma birimlerinin (A,B,C,D,E) görünümü.....	22
Şekil 2.12 Sismik stratigrafik kesitte C1, C2 ve D2 ile gösterilen yansıma birimlerinin dağılım haritası.....	23
Şekil 2.13 Yüzey sediment dağılım haritası	25
Şekil 2.14 Yapısal unsur (fay) haritası	27
Şekil 2.15 Doğrultu atımlı fayla gelişen lale yapısının sismik kesitteki (Fix No. 670-671) görünümü	29
Şekil 2.16 Fix No. 628-629 arasında normal fayların görünümü.....	30

Şekil 2.17 Marmara Denizi'nin diri fay haritası.....	31
Şekil 2.18 Sismik kayıtlarda görülen uyumsuzluk şekilleri	33
Şekil 3.1 Trakya Havzası'nın çalışma bölgesine yakın kesiminin genelleştirilmiş stratigrafi kesiti	35
Şekil 3.2 Gürpınar Formasyonu'nun Silivri'nin doğu kıyısındaki görünümü	37
Şekil 3.3 Gürpınar Formasyonu'nun Sultanköy yol yarmasındaki görünümü	37
Şekil 3.4 Marmara Ereğlisi koyunda (Yol Bakımevi) Gürpınar Fm. (Tg) üzerinde uyumsuz olarak duran Marmara Formasyonu'nun (Qm) görünümü	40
Şekil 3.5 Marmara Formasyonu'nun Kamaradere'deki (Marmara Ereğlisi) ölçülü stratigrafi kesitleri	41
Şekil 3.6 Marmara Formasyonu ve Kuşdili Formasyonu'nun ölçülü stratigrafi kesitleriyle korelasyonu	42
Şekil 3.7 Marmara Ereğlisi burnunun güneyinde Gürpınar Fm. (Tg) üzerinde uyumsuz olarak duran Kuşdili Fm.'nun (Qk) ve arkeolojik kalıntıların (Ak) görünümü.....	44
Şekil 3.8 Silivri'nin doğusunda Gürpınar Fm. (Tg) üzerinde uyumsuz olarak duran Kuşdili Fm.'nun (Qk) görünümü.....	44
Şekil 4.1 Büyükçekmece (İstanbul)-Marmara Ereğlisi (Tekirdağ) arasının Tirenien (Orta-Geç Pleyistosen) paleocoğrafya haritası	49
Şekil 4.2 Büyükçekmece (İstanbul)-Marmara Ereğlisi (Tekirdağ) arasının Wurm (Son Buzul Devri) paleocoğrafya haritası	50
Şekil 4.3 Büyükçekmece (İstanbul)-Marmara Ereğlisi (Tekirdağ) arasının Geç Pleyistosen-Erken Holosen paleocoğrafya haritası	51
Şekil 4.4 Büyükçekmece (İstanbul)-Marmara Ereğlisi (Tekirdağ) arasının Erken Holosen paleocoğrafya haritası	52
Şekil 4.5 Büyükçekmece (İstanbul)-Marmara Ereğlisi (Tekirdağ) arasının Geç Holosen paleocoğrafya haritası	53
Şekil 4.6 Büyükçekmece (İstanbul)-Marmara Ereğlisi (Tekirdağ) arasının Günümüz paleocoğrafya haritası	54

ÖZET

Marmara Denizi kuzey şelfinde, Büyükçekmece (İstanbul) - Marmara Ereğlisi (Tekirdağ) açıklarında, yaklaşık -100 metre derinliğe kadar olan bir alanın deniz jeolojisini incelemek ve Kuvaterner evrimini açıklamak amacıyla çözüm gücü yüksek sığ sismik yansıma verileri ile karot ve yüzey örnekleri toplanmış, birimlerin sismik stratigrafisi ortaya çıkarılmıştır. Ayrıca, kara jeolojisi çalışmasıyla stratigrafik birimlerin denetimi yapılmıştır.

Çalışma bölgesinin kıyı kesiminden toplanan sığ sismik veriler bu bölgede deniz tabanının batimetrik olarak kıyıda -50 metreye kadar düşük eğimli, -50 ile -100 metre izobatları arasının düzlük, -100 metreden itibaren de yaklaşık D-B doğrultulu çok dik bir yamaç şeklinde olduğunu göstermiştir. Bu yamaç, Marmara Denizi kuzeyinde gelişmekte olan pull-apart havzayı kuzeyden sınırlayan normal fay zonunun oluşturduğu fay dikliğidir. -50 metreye kadar olan düşük eğimli kesim ise sadece temel birimleri (A) etkileyen bir normal faylanmanın sonucudur. -50 ile -100 metre izobatları arasındaki düzlükte yaklaşık D-B uzanımlı pull-apart havzacıklar görülür. Kuzeyden ve güneyden normal faylarla sınırlı bu havzacıklar yaklaşık NE-SW doğrultulu yanal atımlı fayların oluşturduğu sırtlarla birbirlerinden ayrılmışlardır.

Stratigrafik olarak bölge temelini, inceleme alanının kıyı kesimlerinde yüzeyleyen Oligosen yaşlı Gürpınar Formasyonu oluşturur. Formasyonun alt düzeyleri deniz içinde kaldığından kalınlığı hakkında kesin bir şey söylenemez. Bu temel üzerinde açısız uyumsuz olarak, Pleyistosen yaşlı Marmara Formasyonu ve Holosen yaşlı Kuşdili Formasyonu ile alüvyon örtü izlenir. Temel üzerinde yer alan bu çökellerin kalınlığı aradaki uyumsuzluk yüzeyinin paleotopoğrafyasına bağlı olarak 2-20 m. arasında değişir.

Geç Kuvaterner yaşlı tortulların çökelişi, kıyıya paralel uzanımlı normal fayın yamacında moloz akımlarıyla depolanmış kaotik (düzensiz) yansız ve mercekli geometri birimleri (B1) ya da iki pull-apart havzayı ayıran basınç sırtlarında belirgin downlap yansız (B2) birimlerle başlar. Pull-apart havzacıklar içinde olasılıkla tatlı su ortamında, sismik olarak seyrek ve sık aralanmalı birimler (C1,C2) gelişmiştir. Bu çökeller (C1,C2) sismik kesitlerde kaotik (B1) ve downlap yansız (B2) birimlerle geçişli olarak izlenirler. İç yansız (reflection free) birimler (D1,D2), denizel transgresyon sonucu kaotik çökelleri (B1,B2) ve havza içi çökellerini (C1,C2) onlap şeklinde aşarak gelişmiştir. Bu çökellerin üstünde ise, inceleme alanının tümünde izlenen bir güncel çamur düzeyi (E) bulunur. Karotlarda görülen bu düzeyin varlığı olasılıkla Holosen içinde deniz su derinliğinin artmasıyla bölgenin çamur çökelişi alanı şekline dönüştüğünü belirtmektedir.

MARINE GEOLOGY AND QUATERNARY EVOLUTION OF THE BÜYÜKÇEKMECE (İSTANBUL) - MARMARA EREĞLİSİ (TEKİRDAĞ) OFFSHORE AREA, SEA OF MARMARA (TURKEY)

SUMMARY

High resolution shallow seismic data, gravity core and dredge samples were collected from the Northern shore of the Sea of Marmara in order to study the marine geology of the region and to explain the Quaternary evolution of the region up to the -100 m. isobath. The seismic stratigraphy of this region was constructed and the structural interpretations were carried out. Geology of the neighbouring land area was also investigated and the correlation of the units found by seismic stratigraphy and by the direct observations on land was discussed.

Çubuklu research vessel of Turkish Naval Forces was used to collect the seismic data, gravity cores and orange-peel samples. The seismic data were recorded uniboom and sparker systems.

During the marine studies, 62 seismic profiles were made. 55 of them are perpendicular to the coast line, 3 of them lying in the E-W, 3 of them NW-SE and one of them is lying in the NE-SW directions.

The bathymetry, basement morphology, loose sediment thickness, structure and the distribution of the various seismic stratigraphical units were evaluated by means of various maps prepared from the processing of the seismic data.

The strongest reflections are observed coming from the sea-floor and the basement paleo surface. Due to the structural disturbances, it is not possible to see all seismic stratigraphical units in one section.

The basement of the area (A) is folded and observed as a even-way reflection configurations. The upper surface of this unit is in the form of angular unconformity indicating intense truncations.

First unit observed on the basement is a possible fault scree deposit with chaotic internal arrangement (B1). Equivalent of this unit is situated on the structurally elevated basements between the two pull-apart depressions with downlap reflection configurations (B2). C1 of rare and C2 of frequent

reflection configuration young deposits possibly of lacustrine origin are developed in the pull-aparts. All these units (B1, B2, C1, C2) are seen laterally and vertically passing into each others. During the time of deposition of the C2, it seems that the climatical conditions were changed and the areal extensions of the lakes were considerably enlarged.

The later unit of D is formed as onlaps by the sea transgression upto the normal fault-zone in the north. This unit is divided lower (D1) and upper (D2) subunits by their differences of the seismic velocities and densities.

The uppermost seismic stratigraphical unit is the muddy horizon which is seen in the cores. The orange-peel and core samples indicate that the mean grain-size decreases from the sand to clay-size towards the offshore area.

The sea-floor is in the form of gently inclined surface ($\sim 1.5^\circ$) between the coast line and the -50 m. isobath, it forms of a flat area between -50 and -100 m. isobaths. It is in the form of a steeply inclined slope after the -100 m. isobath.

5 depressions of pull-apart origin is located on the flattened part of the sea-floor. These basinlets are separated from each others by pressure-ridges and limited by E-W lying gravity faults from the north and the south.

The steep slope limits the area-studied to the south is a normal fault zone limiting the pull-apart basin to the north.

It is seen in the seismic sections and also on the bathymetrical and the basement paleotopographical maps that the basement morphology bears close similarities with the recent sea-floor morphology must have played a significant role in the evolution of the recent sea-floor morphology.

The young sedimentary cycle (B,C,D,E) is unconformable on the basement (A).

Basically two different kinds of faults namely dip-slip normal and strike-slip faults are present in the area-studied.

A normal fault zone is present at -30 m. isobath line parallel to the shore-line (F1). This fault zone, effects the basement. This zone lies in the WNW-ESE direction between Büyükçekmece and Silivri. It lies roughly in the E-W direction to the further west. A 15-20 m. dip-slip has occurred to the south creating a plane of 4-6 km. The seismic stratigraphic unit B1 was deposited in front of the fault plane to the south.

Strike-slip faults (F2) dissected this plane in the NE-SW direction creating small pull-apart depressions limited by normal faults (F3). These pull-aparts are separated from each others by pressure-ridges are clearly seen as positive flower-structure created by strike-slip faulting (F2).

The E-W lying normal faults (F4, F5) are seen at depths between -60 and -80 m. These faults created 15-7.5 m. fault-scarps observed in the bathymetry. The faulting effected D1, D2 and also E seismic stratigraphic unit indicating that the faulting occurred during the Late Holocene.

The area investigated is limited by a very steep scarp after the -90 m. isobath to the south. This scarp is in fact a fault plane of F6 normal fault. It limits one of the largest pull-apart basin of the Sea of Marmara. It is an active fault at present because it created a considerable dip-slip offset to the south effecting the bathymetry.

In conclusion this structural evolution of the area is the result of the shear zone which created the North Anatolian Fault Zone.

Four different unconformity surfaces are observed between the seismic stratigraphic units. The first one (d1) is between the basement (A) and the young sediments (B,C,D,E) in the form of angular unconformity. Fault-scarp brecheas along the fault lines. The unit C has been deposited on this unconformity in the pull-apart depressions to the further south. At the southern most part of the area-studied D1, D2 are seen deposited onlaps above this surface.

The second unconformity surface (d2) is seen between B1 and C1, C2 is of an erosional surface.

The third unconformity surface (d3) is seen between the marine transgressional unit of D1 and the lower units (B2; C1,C2).

The last one (d4) is observed between the basement (A) and the unit E. It is of Late Holocene time.

Paleozoic-Mesozoic aged Istranca Massif is seen at the base of Thrace Basin (PAMİR ve BAYKAL, 1947). It is composed by various metamorphic and granitic rocks. Reefal carbonates (Soğucak Formation) and their lateral equivalent of basinal sequence of calciturbidite-mudstone alternation (Ceylan Formation) are unconformably observed on this basement. These sediments are of Middle-Upper Eocene (ÜNAL, 1967; KESKİN, 1974). Oligocene aged lacustrine-fluviatile deposits (Gürpınar Formation, SAYAR, 1977) are present lying unconformably on the basement and the Eocene deposits alike. The sedimentary column of the area and its near surroundings continues with a Upper Miocene sedimentary cycle composed of fluviatile coarse clastics (Çukurçeşme Formation) and brakish-water carbonate-marl and mudstone intercolations (Bakırköy Formation) (ARIÇ, 1955; SAYAR, 1976). A Pleistocene aged, shallow-marine sequence of unconsolidated clastics and sandy limestones with *Ostrea*, *Cerastoderma* are place to place unconformably observed on the older deposits (Marmara Formation; SAKINÇ ve YALTIRAK, 1995). Another loose basinal facies of sandy clays, clayey sand and dark grey mudstones with *Murex* and *Cerastoderma* of Holocene is seen above the older deposits (Kuşdili

Formation; MERİÇ et.al., 1991a). An alluvium of coarse clastics form the upper most part of the stratigraphic column.

The Gürpınar Formation constitutes the basement in the area-studied. Marmara Formation or its marinal equivalents are not observed in the seismic sections. In the marinal part of the investigated area, possible lacustrine fills (C1,C2) and their lateral equivalents of slope-debris and aeolian deposits are seen on the basement. These deposits and the basement are covered by marine units of D1, D2 as onlaps due to Flandrian transgression. The remnants of this transgression is also observed on land as a Holocene basin-fill to the north-west of Marmara Ereğlisi (Kumludere). The units of C1 and C2 are not present on land.

Continental conditions have reigned in the investigated area, during the Oligocene-Pliocene period. In this period, various forms of continental deposition took-place such as mainly lacustrine in Oligocene, as braided river deposits in Late Miocene. Marine conditions returned to the area during the Tyrrehenian. Marmara Formation of clastic shore-line and shallow-marine deposits were deposited in due course. The sea-level was fallen below -90 m. during the Würm Glaciation. Therefore the region must have become an erosional land area. In this period, Pleistocene shallow-marine deposits (Marmara Formation) had been completely eroded except a few occurrences such as the terrace-like remains around Marmara Ereğlisi.

The Würm Glaciation had reached its nadir at 25.000 B.P., from this time onwards interglacial conditions started to reign around the area-studied. In this period, a shear zone has been developed creating a series of pull-apart depressions and pressure-ridges under the influence of North Anatolian Fault Zone at 6 km. of the present shore-line of the area.

In time, the pull-aparts had become lacustrine areas possibly accomodating clastic deposition (C1,C2). Fault brechias (B1) were formed to the south of the normal faults and some thin large-scale cross-bedded clastics of possible aeolien origin were formed on the pressure-ridges (B2). First marine deposits are seen covering these deposits and the basement are seen as onlaps (D1,D2) due to the Flandrian transgression. This transgression could come to the scarps of the normal fault zone which created the pull-apart depressions in the area-studied, between Büyükçekmece and Silivri. However, presence of the Holocene deposits around Marmara Ereğlisi imlies that this transgression might invaded considerable land area in this region.

During the later Holocene, Büyükçekmece-Silivri part of the area was down-lifted tectonically and the sea transgressed to the present shore-line whereas the western part was uplifted exterminated the basinal conditions around Marmara Ereğlisi. Extensive deposition of muddy clastics in the eastern part of the area today supports this findings thus the tectonic origin of the drastic changes of environmental conditions. By this severe tectonics, the later Holocene deposits have been elevated upto 50 metres along the

present shore of Büyükçekmece-Silivri-Marmara Ereğlisi. Presence of later Holocene deposits containing various red tile picces within and above the archaeological remains at Marmara Ereğlisi also dates these movement occurring 5.000 years B.P. (ÖZDOĞAN ve ÖZBAŞARAN-DEDE, 1990). This situation also explains that the area was tectonically elevated being quite independent of the sea-level changes in Marmara.

By these latest movements, present morpholgy of the area-studied have been formed.



BÖLÜM 1. GİRİŞ

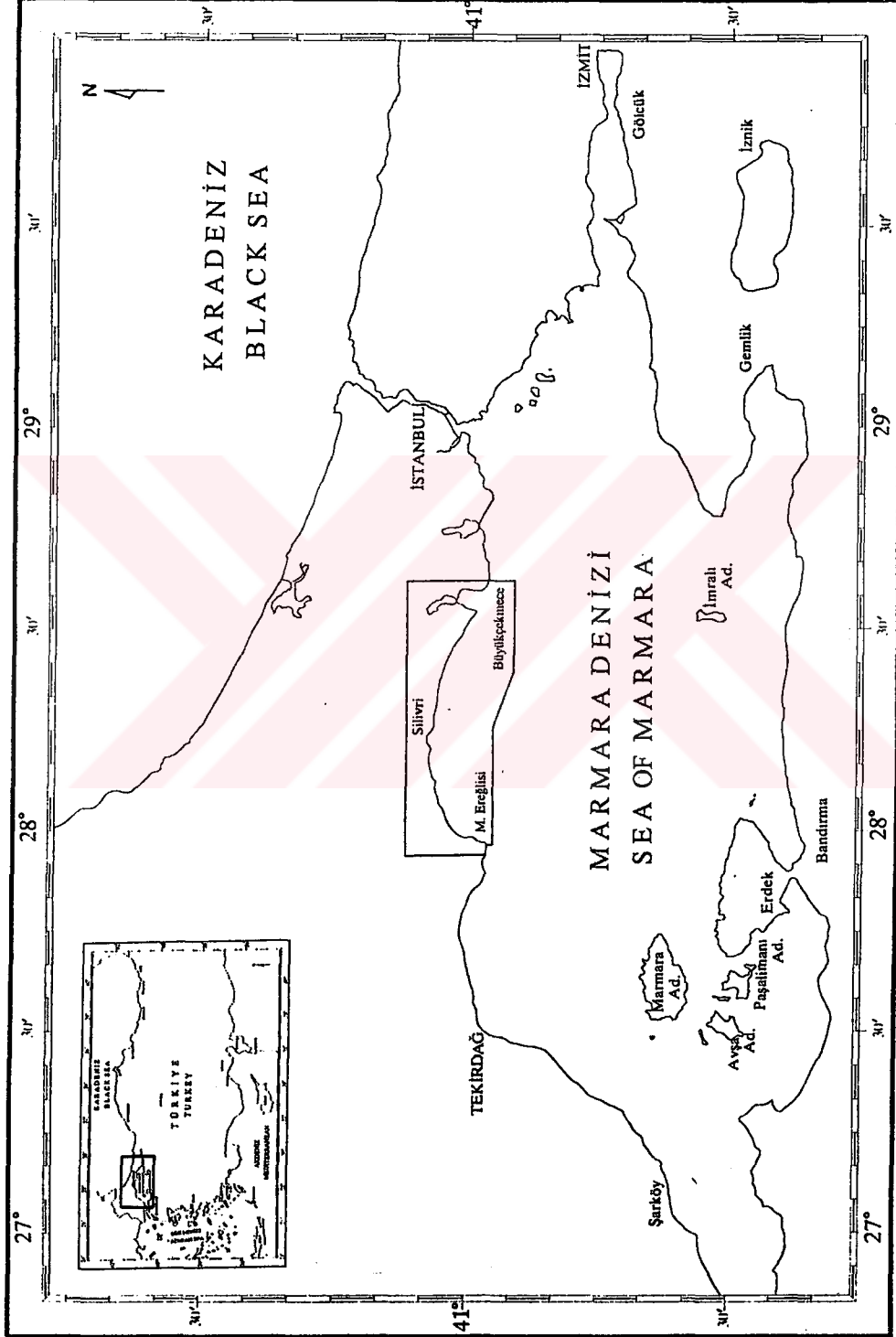
1.1. Amaç ve Yöntem

Bu çalışma; Marmara Denizi'nde, Büyükçekmece (İstanbul) - Marmara Ereğlisi (Tekirdağ) açıklarından alınan sığ sismik yansıma verileri ile karot ve yüzey örneklerinin yorumlanarak bölgenin deniz jeolojisini ve Kuvaterner evrimini açıklamayı amaçlamaktadır. Çalışma bölgesinin lokasyon haritası Şekil 1.1 'de gösterilmiştir.

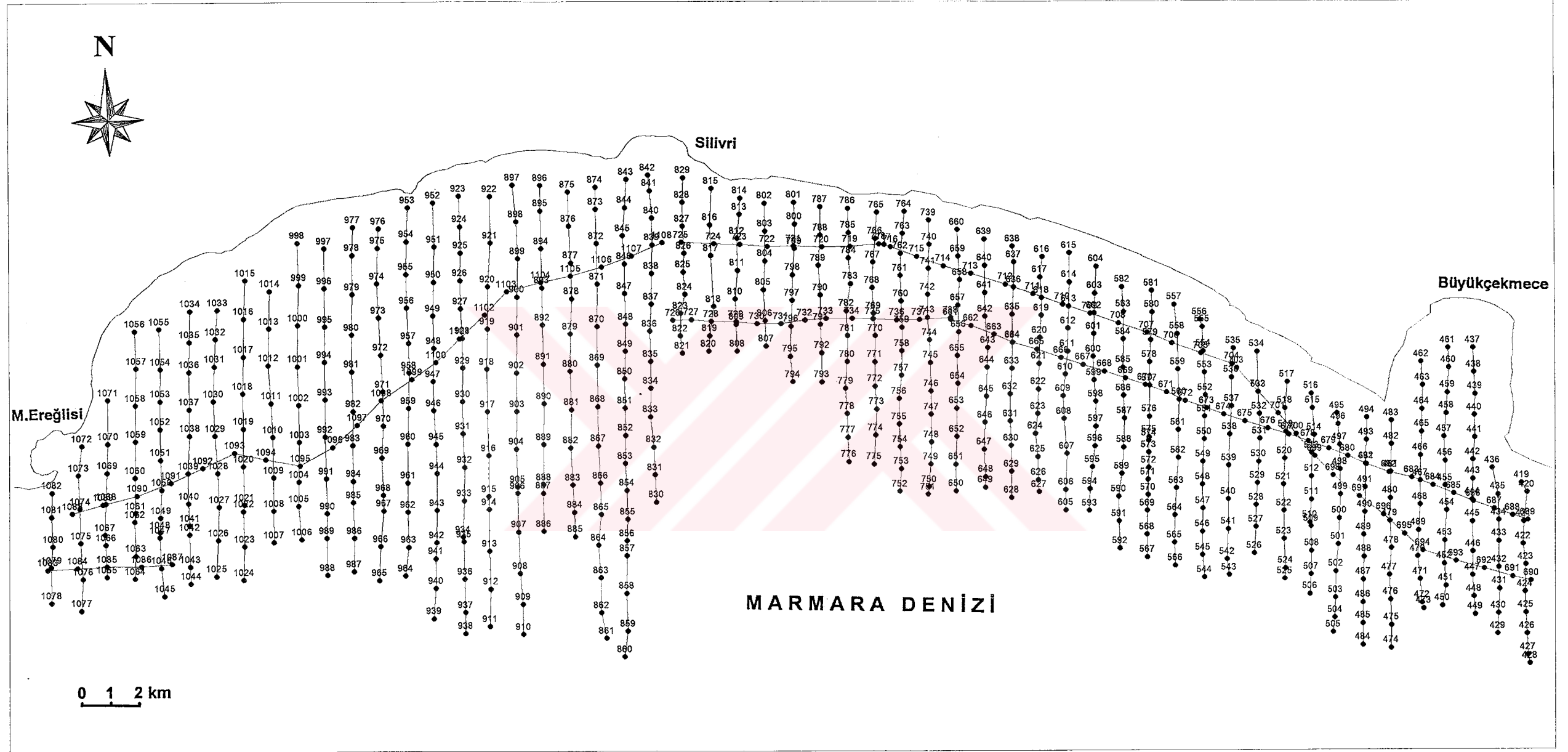
Dz.K.K. Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi (SHOD) Başkanlığı'na bağlı TCG Çubuklu araştırma gemisi ile, Büyükçekmece (İstanbul) - Marmara Ereğlisi (Tekirdağ) açıklarından, çözüm gücü yüksek sismik yansıma verileri ile karot ve yüzey örnekleri alınmıştır. Sismik kayıtlarda izlenen birimlerin karadaki devamlarını gözlemek ve deneştirmek amacıyla kara jeolojisi çalışması da yapılmıştır.

Sismik yansıma verilerinin alınmasında Uniboom ve Sparker sistemleri; karot ve yüzey örneklerinin toplanmasında Gravite Core ve Orange Peel aletleri kullanılmıştır. Ortalama hat uzunlukları 4-17 km. arasında değişen sismik yansıma verilerinin toplam hat uzunluğu 640 km. ve hat aralıkları 1 km. 'dir. Sismik hatların 55'i N-S (kıyıya dik), 3'ü E-W, 3'ü NW-SE ve 1'i NE-SW doğrultuludur (Şekil 1.2).

Bu çalışmada, sismik yansıma verilerinden elde edilen bilgilerden yararlanılarak çeşitli haritalar oluşturulmuştur. Çalışma bölgesini kapsayan deniz tabanı (batimetri), genç çökel kalınlığı, yüzey sediment dağılımı, temel kaya derinliği, yapısal unsur ve sismik fasiyes haritalarının yorumlanması ile ayrıntılı bir inceleme yapılmıştır.



Şekil 1.1 Çalışma alanının lokasyon haritası



Şekil 1.2 Sismik hat haritası

1.2. Önceki Çalışmalar

PINAR (1943), Marmara Denizi ile ilgili ilk sismik çalışmalardan birini yapmıştır. Marmara Denizi havzasının sismik jeoloji ve meteorolojisini inceleyen araştırmacı, bölgenin tektonik haritasını da çizmiştir.

ARIÇ (1955), Haliç-Küçükçekmece gölü bölgesinin jeolojisini incelemiş ve bölgenin 1: 25.000 ölçekli haritasını yapmıştır. Bu çalışmada Kuvaterner zamanına ait üç deniz taraçasının bulunduğu, bu zamanda epirojenik hareketlerin devam ettiği ve arazinin 50-60 m. yükseldiği söylenmiştir.

ARDEL (1956), Marmara Bölgesi'nde ve Trakya'da fiziki ve beşeri coğrafya bakımından gözlemler yapmış, inceleme alanımızdaki Silivri ve Marmara Ereğlisi'nde değişik yüksekliklerdeki kavkılı düzeylerin denizel taraça olabileceğini belirtmiştir.

DOUST ve ARIKAN (1974), Trakya havzasının jeolojisini incelemiş; Eosen, Oligosen, Alt Miyosen Üst Miyosen ve Kuvaterner'in litofasiyes ve paleocoğrafya haritalarını yapmıştır.

SAYAR (1976, 1977), İstanbul çevresindeki Paleozoyik ve Mesozoyik çökelleri incelemiş; Oligosen yaşlı, karasal, linyit arakatlı kum, çakıl, Congeria'lı kireçtaşı, marn, mercekse silt ve bentonitik killerden oluşan birimi Gürpınar Formasyonu; Üst Miyosen yaşlı, karasal, gevşek çakıl, kum birimini de Çukurçeşme Formasyonu olarak ilk kez adlandırmıştır.

STANLEY and BLANPIED (1980), Üst Kuvaterner'de Doğu Akdeniz ile Karadeniz arasındaki su geçişlerini araştırmış, büyük iklim salınımlarının sonucu olarak suların bir denizden diğerine geçişinin Marmara Denizi, Doğu Akdeniz ve Karadeniz arasında deniz dibi çökellerinin litofasiyesleri bakımından önemli farklılıklar meydana getirdiğini ortaya koymuştur. Bu nedenle Marmara Denizi'ndeki çökellerin ve Pleyistosen sonlarından

zamanımıza kadar geçen dönemde Ege Denizi'ni ve Karadeniz'i etkileyen önemli paleo-oseanografik olayların ortaya konulduğunu söylemiştir.

TANER (1983), Gelibolu'nun kuzeyindeki Hamzakoy'da en belirgin şekilde gözlenen Kuvaterner tortullarının Doğu Paratetis'de Ponto-Kaspik Havzaya ait karakteristik, zengin ve çok iyi korunmuş Pleyistosen'in bir katı olan Çavda (Baküniyen) Molluska faunası içerdiğini belirtmiştir.

UMUT ve diğ. (1983), Tekirdağ ili-Silivri (İstanbul)-Pınarhisar (Kırklareli) alanının jeolojisini incelemişler; Marmara Ereğlisi çevresinde denizel taraça şeklinde bulunan Pleyistosen yaşlı kum, çakıl, kireçtaşı birimini Marmara Ereğlisi Formasyonu olarak adlandırmışlardır.

ADATEPE (1988), Marmara Denizi'nin kıta içi deniz olma özelliğine sahip olduğunu, bölgenin Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun yanal hareketleriyle Ege graben sistemlerinin karşılaştığı ve karıştığı bir görünümde olduğunu söylemiştir.

ALAVİ (1988), Marmara Denizi'nin Geç Holosen çökellerindeki derin denizel bentik foraminiferleri incelemiş ve bunların Akdeniz faunasıyla benzerliklerini ortaya koymuştur.

BARKA and KADINSKY-CADE (1988), Türkiye'deki doğrultu atımlı fayların geometrisini ve onların deprem aktivitesindeki etkisini incelemişler ve Marmara Denizi'nde, KD-GB uzanımlı doğrultu atımlı fayların normal faylarla sınırlanan pull-apart havzalar oluşturduğunu göstermişlerdir.

BARGU (1989-1990), Kuzey Anadolu Fayı'nın Gaziköy'den batıya doğru karadan geçerek Saroz Körfezi'ne, doğuya doğru ise Marmara Denizi içinde devam ettiğini belirtmiştir. Ayrıca Batı Marmara Denizi çevresinde Erken Pleyistosen'e ait denizel bir oluşuğa rastlanılmadığından bu devirde bölgenin kara olduğu, Geç Pleyistosen (Tireniyen) 'de Akdeniz'in ilk tuzlu sularının Marmara'ya geldiğinin anlaşıldığı söylenmiştir.

MERİÇ ve diğ. (1991), Bakırköy (İstanbul) batısında yer alan Ayamama Havzası'nın yörede Geç Kuvaterner'den günümüze kadar egemen olan tansiyonel tektonik rejim içinde, kuzeybatı-güneydoğu yönünde gelişmiş normal fayın doğu bloğunun çökmesiyle oluştuğunu ve zaman içinde tek bir çökel devresi şeklinde kırıntılar ile doldurulduğunu göstermişlerdir. Ayrıca havza istifi içinde foraminifer, ostrakod, pelesipod ve gastropod cins ve türleri ile temsil edilen, ekolojik açıdan lagün-bataklık koşullarının egemen olduğu bir faunal ortamı saptamışlardır.

ÖZEL ve ULUĞ (1991), Marmara Denizi'nin oluşumu ve neotektonik yapısını araştırmak amacıyla sismik yansıma manyetik kayıtları almışlar ve zemin örnekleme yapmışlardır. Sismik kayıtların değerlendirilmesi ile Marmara Denizi'ndeki çökelleri dört değişik sismik seviyeye ayıran araştırmacılar iki ana fay sisteminin varlığını belirtmişlerdir.

KASAR ve OKAY (1992), Silivri-Kıyıköy-İstanbul Boğazı arasındaki alanın jeolojisini incelemişler, Çatalca Yarımadası'nda iki ana tektonik birim ve bunları uyumsuzlukla örten Orta Eosen ve daha genç yaşlı çökellerin yer aldığını belirtmişlerdir. İstanbul Zonu ve Istanca Masifi kayalarını uyumsuz olarak örten bu genç seri içindeki birimler çökme şartlarının farklılığına bağlı olarak, Orta-Üst Eosen, Oligosen-Alt Miyosen, Üst Miyosen ve Pliyokuvaterner birimleri olarak dört ayrı bölümde toplanmıştır.

OKTAY ve diğ. (1992), Karaburun-Yeniköy (İstanbul) çevresinde Doğu Trakya Oligosen Havzası'nın sedimenter jeolojisini incelemişler ve Çakıltepe çevresinde denizden yaklaşık 85 m. yukarıda Geç Kuvaterner yaşlı göl çökellerinin varlığına değinmişlerdir.

SAKINÇ (1992, 1993), Marmara Denizi kıyılarındaki denizel Üst Pleyistosen-Holosen çökellerinin stratigrafik özelliklerini ve yapısal konumlarını incelemiş, bu kıyılarda Kuvaterner döneminin özelliklerini

yansıtan denizel taraçaların ve aktif tektonizma nedeniyle yükselmiş Holosen ökellerinin yaygınlığından söz etmiştir.

SAKINÇ ve YALTIRAK (1995), Trakya'nın güney sahillerinde yüksekliğı değişen denizel taraçaların fosil içeriklerine göre Bakuniyen-Tireniyen arasında çökeldiğini belirtmişler ve Eski Marmara Denizi'nin sahil fasiyeslerini oluşturan bu birimleri Marmara Fm. olarak adlamışlardır. Ayrıca Marmara Fm.'nun yükselmeye bağlı olarak Eski Marmara Denizi'nin çekilmesiyle, Trakya'nın güney sahillerinde korunmuş olan mostralardan oluştuğunu ve Eski Marmara Denizi'nin günümüzdekinden daha geniş alanlar kapladığını söylemişlerdir.

SMITH ve diğ. (1995), Marmara Denizi'nde Sparker sistemi kullanarak çözüm gücü yüksek sismik yansıma verileri toplamışlar ve Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun batı ucundaki bu aktif havzanın Geç Kuvaterner tektoniğini, sedimentasyonunu ve deniz seviyesi değişimlerini incelemişlerdir.

WONG ve diğ. (1995), Marmara Denizi'nin, D-B doğrultulu gerilmeli kenar fayları ve KD-GB uzanımlı doğrultu atımlı faylar olmak üzere iki ana fay sistemi tarafından 5 bloğa ayrıldığını, Marmara Denizi'nde gözlenen neotektonik ve sedimenter rejimin Kuzey Anadolu Fay Zonu'nu izleyen Avrasya ve Afrika arasındaki sıkışmalı hareketin sonucu olduğunu göstermişlerdir. Ayrıca Pliyo-Kuvaterner'in bölgede flüviyo-lakustrin ve karbonat ökelimiyle tanımlandığını söylemişlerdir.

BÖLÜM 2. DENİZ JEOLJİSİ VE JEOFİZİĞİ

Deniz jeolojisi ve jeofiziği çalışmaları, deniz tabanından alınan karot ve yüzey örnekleri ile sismik yansıma verilerinin incelenmesi olmak üzere iki aşamadan oluşur. Karot ve yüzey örnekleri, deniz tabanının altındaki çökellerin tane boyu dağılımı, litolojisi ve çökeltme ortamı hakkında bilgi verir. Sismik yansıma verileri ise, bu çökellerin kıvrım, fay diskordans gibi yapısal özelliklerini gösterir ve stratigrafik düzeylerin ortaya çıkmasını sağlar.

Denizlerde yapılan sismik yansıma çalışmalarında öncelikle ölçüm alanı incelenir ve araştırmanın hedefine uygun olarak ölçüm hatlarının harita üzerinde yerleri belirlenir. Denizde ölçme sırasında, bir optik veya elektronik gemi pozisyonu belirleme sistemi (trispander) kullanılarak, araştırma gemisinin önceden belirlenen bu hatlar boyunca lokasyonu sağlanır. Belli bir hızla ilerleyen gemiden su yüzeyine yakın çekilen bir ses kaynağı vericisi ile suda ardışıklı olarak ses dalgası üretilir. Bu dalgalar deniz tabanı ve altındaki arayüzeylerden yansır ve bu sinyaller yine su yüzeyine yakın çekilen ses alıcı sistemi (hidrofon) tarafından algılanır. Gelen sinyaller elektronik olarak proses edilir ve derinlik ilişkileri coğrafik konumlarıyla jeolojik tabakaları gösteren çıkış, sürekli olarak bir hat boyunca kayıt aletine aktarılır (KURT, 1994).

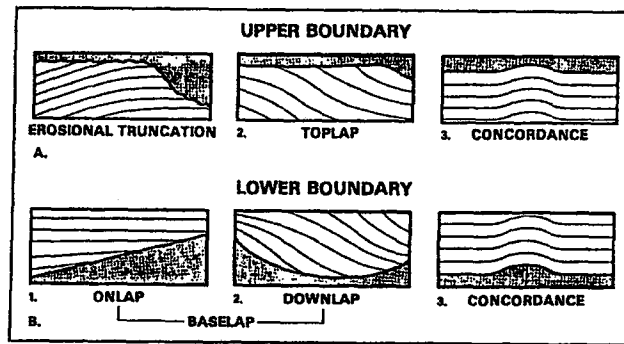
Marmara Denizi, Büyükçekmece (İstanbul) - M.Ereğlisi (Tekirdağ) açıklarında yapılan bu çalışmada ölçümler SHOD Başkanlığı'na ait Çubuklu Gemisi ile alınmış, karot ve yüzey örneklerinin toplanmasında Gravite Core ve Orange Peel aletleri; sismik yansıma verilerinin alınmasında UNIBOOM ve SPARKER sismik yansıma sistemleri kullanılmıştır.

Deniz jeolojisi ve jeofiziği çalışma alanının köşe koordinatları (SHOD 'nin kullandığı sisteme göre); 45 36 000 - 582 000 / 45 36 000 - 637 000/ 45 28 000 - 582 000 / 45 28 000 - 637 000 şeklindedir. Marmara Denizi'nde, Büyükçekmece (İstanbul)-M.Ereğlisi (Tekirdağ) arasında yapılan bu çalışmaya ait lokasyon haritası Şekil 1.1 'de verilmiştir.

Çalışma alanının deniz jeolojisi ve jeofiziğinin incelenmesinde, sismik yansıma kesitleri ile karot ve yüzey örneklerinin yorumlarından elde edilen bilgilerden yararlanılarak çeşitli haritalar oluşturulmuştur. Hazırlanan deniz tabanı (batimetri), temel kaya derinliği, genç çökel kalınlığı, yüzey sediment dağılımı, yapısal unsur, sismik fasiyes haritalarının yorumlanması ve sismik stratigrafik seviyelemesinin yapılması ile çalışma alanı ayrıntılı olarak incelenmiştir.

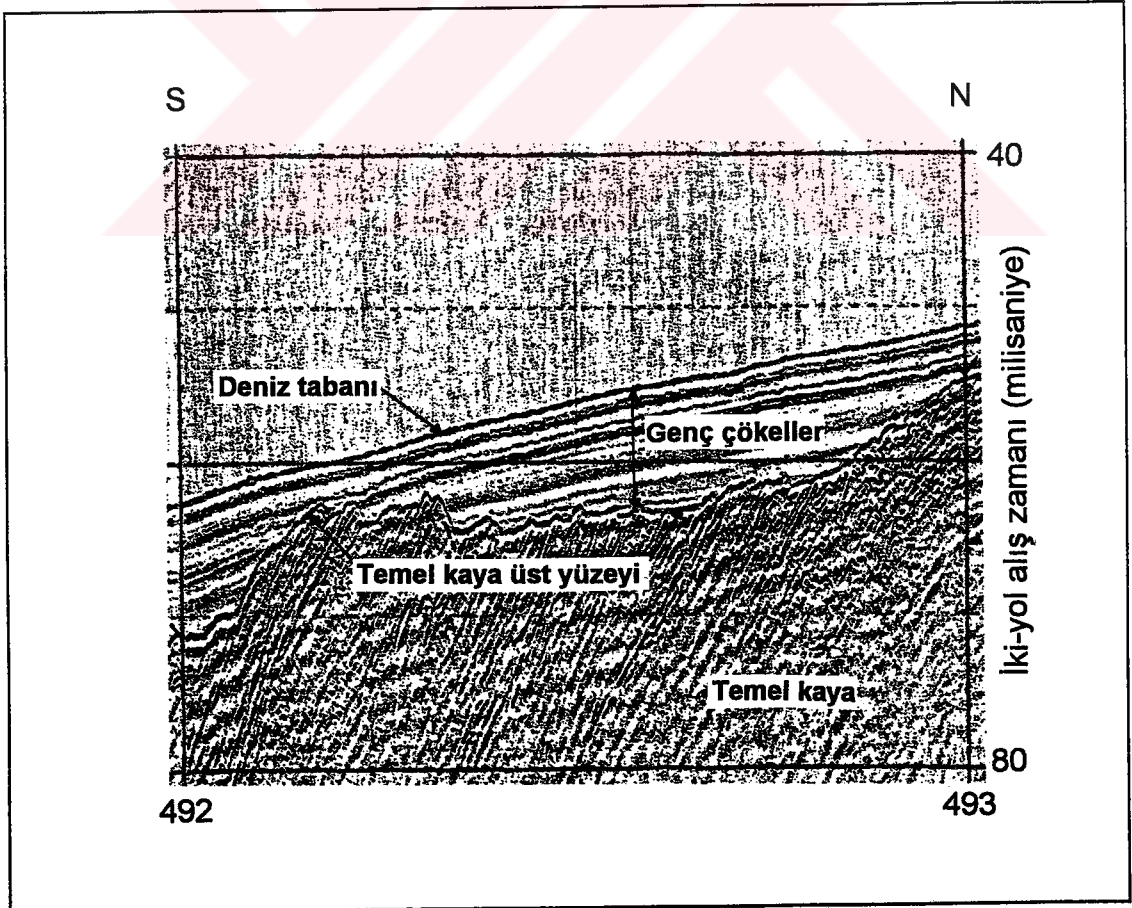
2.1. Sismik Stratigrafi

Sismik stratigrafi, sismik yansımaların veya refleksiyonların jeolojiye yaklaşım sağlaması için uygulanan bir çalışma şeklidir. Bu yöntemde genel çökelim modelini kurmak için, sismik yansımalar uyumsuzluk yüzeyleri ile sınırlanmış gruplara ayrılır. Bu gruplar belli zaman sürelerinde oluşan çökelleri, yani stratigrafik birimleri yansıtır. Bu şekilde analiz yapma işlemi Sismik Sekans Stratigrafi (Seismic Sequence Stratigraphy) olarak bilinir (US, 1993). Bu çalışmada da bu yöntem kullanılmıştır (Şekil 2.1).

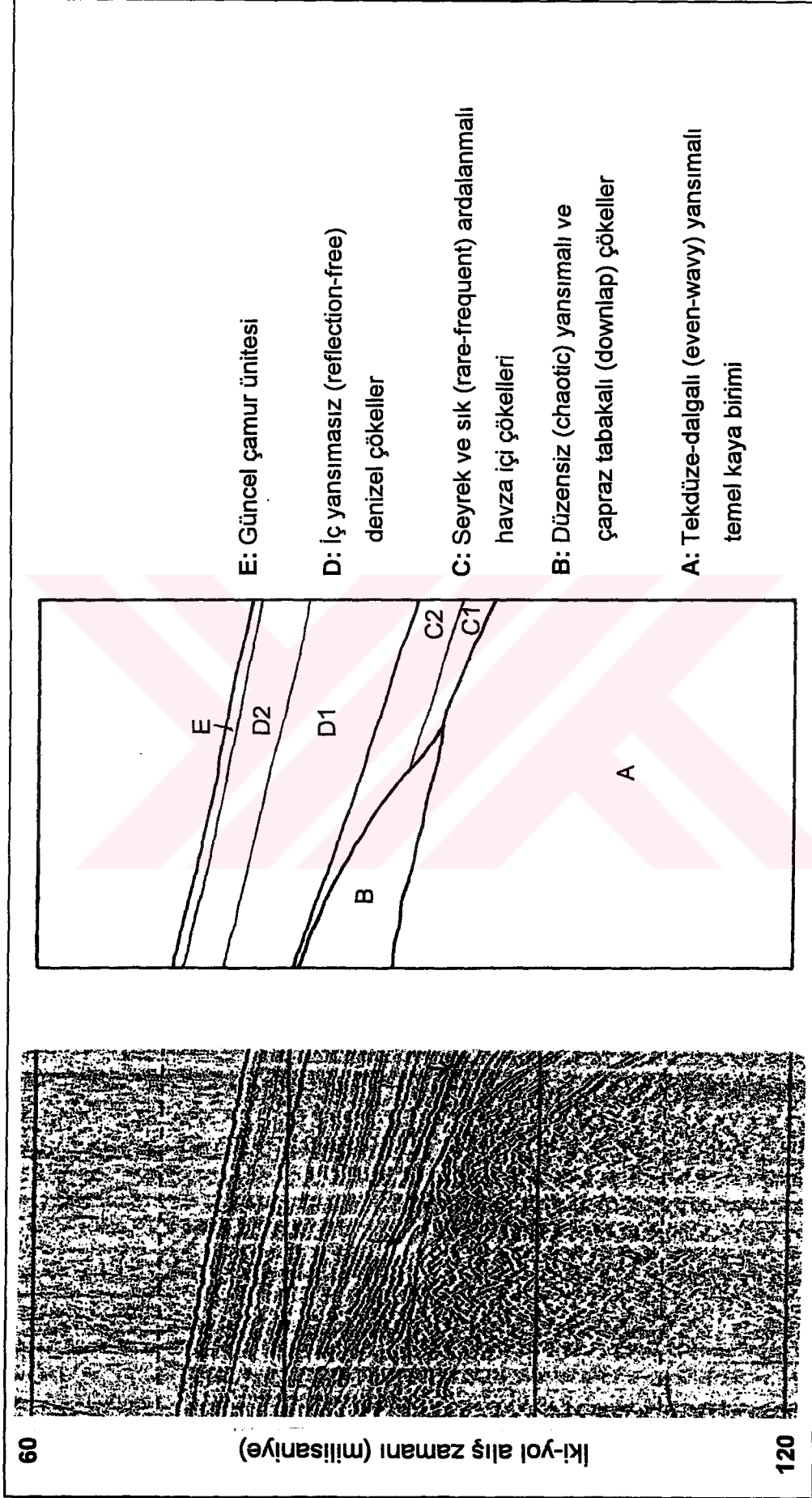


Şekil 2.1 Tabakalar ile sequence sınırları arasındaki ilişkiler
(MITCHUM, 1977)

İncelenen sismik kesitlerde en belirgin yansımalar deniz tabanı ve temel kaya üst yüzeyinden gelmektedir (Şekil 2.2). Temel kaya topoğrafyası, aşınma (erosion) ve traşlanma (truncation) özelliği gösteren açılı bir uyumsuzluk yüzeyi şeklindedir. Bu yüzeyi belirten yansıma seviyesi yüksek genlik gösterir ve genellikle engebeli bir yüzey şeklindedir. Altındaki eğimli ve kıvrımlı birimler (A) bu yüzeyle kesilirken, üstteki birimler (B, C, D, E) bu yüzeye uygun tabakalanma veya onlap gösterirler. Bu birimlerin en üst yüzeyi de deniz tabanını oluşturur. Çalışma alanında izlenen sismik stratigrafik birimleri bir stratigrafik dikme kesitte (Şekil 2.3) toplamak güçtür. Çünkü çökme ortamları yapısal gelişime bağlı olarak farklılık göstermektedir. Bölgede temel kaya (A) üzerinde iki farklı çökel ortamı gelişmesi nedeniyle bu ortamlara özgü sismik fasiyesler gelişmiştir. Bunlar Ek A.1'de gösterilmiştir.



Şekil 2.2 Sismik kesitte farklı stratigrafik seviyelerin görünümü



Şekil 2.3 Sismik stratigrafik birimlerin örnek bir sismik kayıttaki yorumlanmış şekli

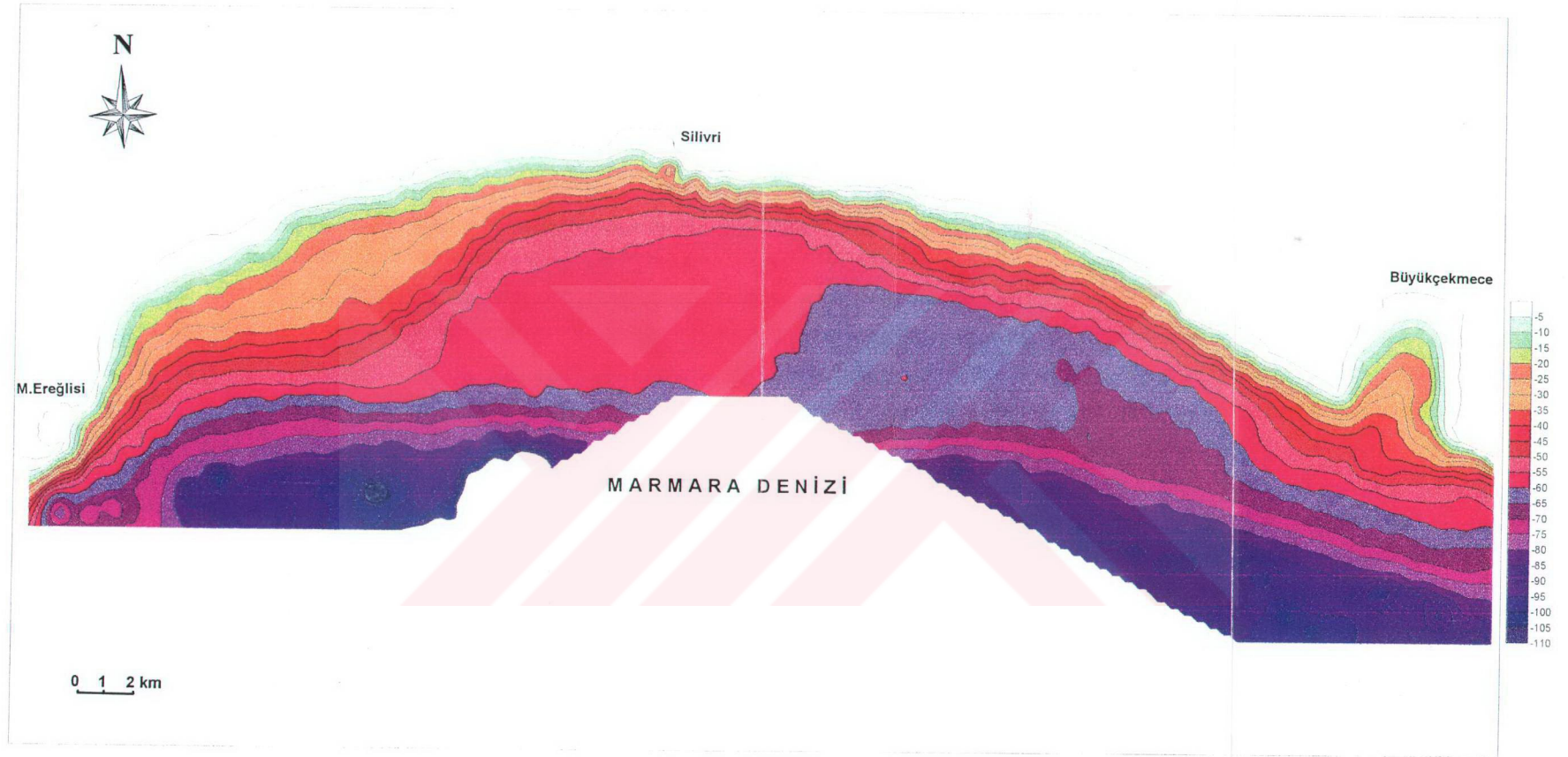
Bölgenin temelini oluşturan kıvrımlı birim (Gürpınar Formasyonu) A sismik stratigrafik birimi olarak belirtilmiştir. Bu birim sismik kesitlerde tekdüze ve dalgalı yansıma özelliğinde görülür. A birimi üzerinde izlenen ilk birim sismik olarak kaotik (düzensiz) yansımali fay önü molozu ya da iki pull-apart havzayı ayıran basınç sırtları üzerinde belirgin çapraz tabakalı ve downlap yansımali B birimidir. Yukarıda tanımlanan bu iki fasiyes B1 ve B2 olarak nitelenmiştir (Ek A.1). Pull-apart havzacıklar içinde olasılıkla tatlı su ortamında önce C1 sonra da C2 olarak tanımladığımız seyrek ardalanmalı (C1) ve sık ardalanmalı (C2) birimler gelişmiştir. Sismik olarak C1 birimi kalın, C2 birimi ise daha ince ünitelerden oluşur. C1 birimi kesinlikle çökeldiği havzacığın sınırlarını aşmaz. C2 birimi ise olasılıkla iklimsel değişim sonucu çukurluklardaki su seviyesinin yükselmesiyle daha geniş yayımlı ve bağıl olarak derin göl çökelleri şeklinde gelişmiş olmalıdır.

D sismik stratigrafik birimi, tüm bölgede normal fay zonu sınırına kadar izlenen (Ek A.1) olasılıkla denizel transgresyon sonucu onlaplar şeklinde alttaki birimleri aşarak gelişmiştir. Denizel olarak nitelenmesi; -120 metre izobatından karaya doğru sürekli olmasıyla karaya doğru ilerleyen kıyı çizgisi ve su derinliğinin zaman içinde artması sonucu gelişmiş olmasındandır. İç yansımasız (reflection free) D birimi alttan üste hız ve/veya yoğunluk farklarına göre D1 ve D2 olmak üzere iki birime ayrılmıştır.

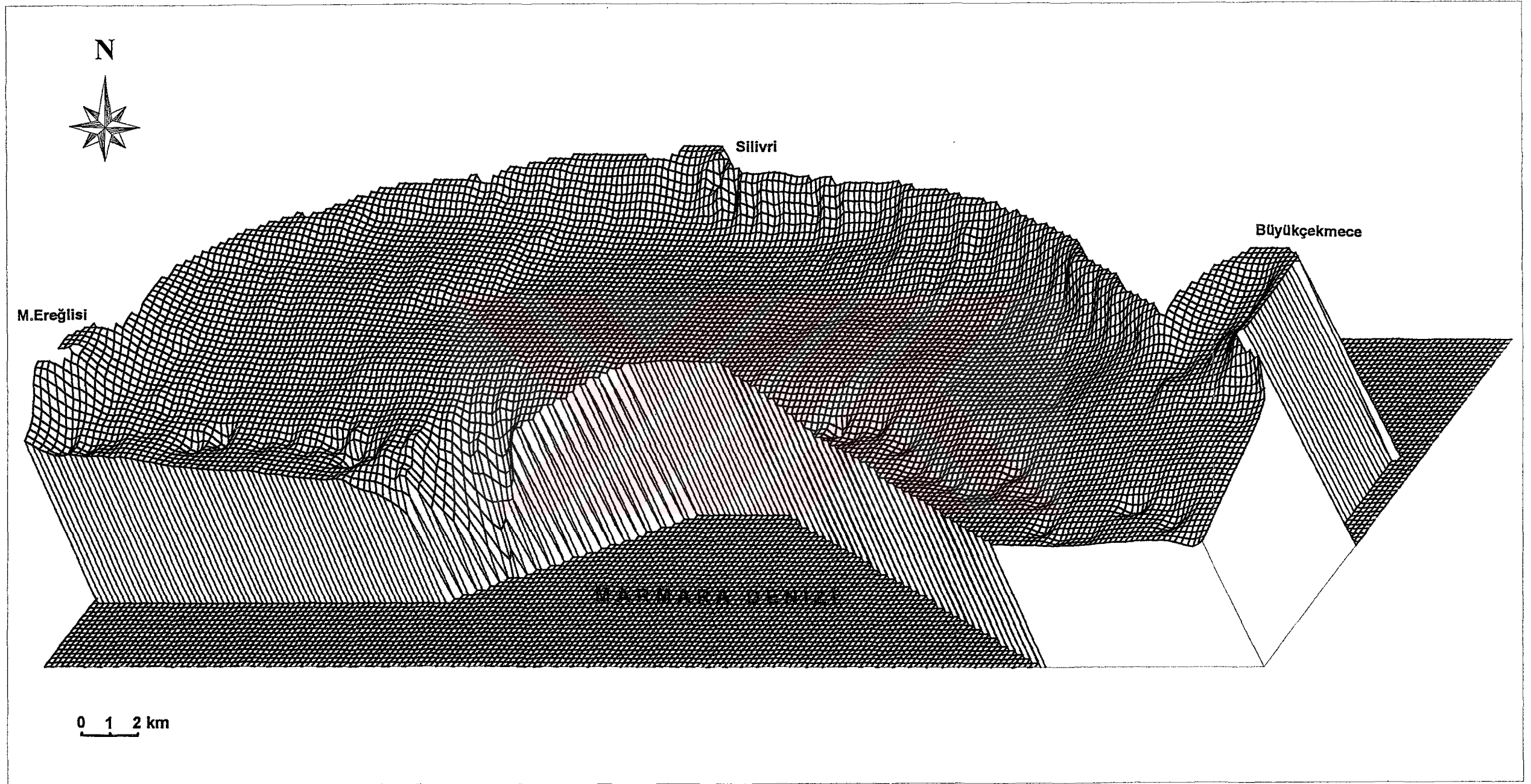
Sismik istifin en üstünde karotlardan da açıkça görüldüğü gibi bir çamur ünitesi (E) vardır. Bu durum, olasılıkla Holosen içinde deniz su derinliğinin arttığını ve bölgenin günümüz kıyısına kadar başlıca çamur çökelim alanı şekline dönüştüğünü belirtmektedir.

2.1.1. Deniz tabanı (batimetri)

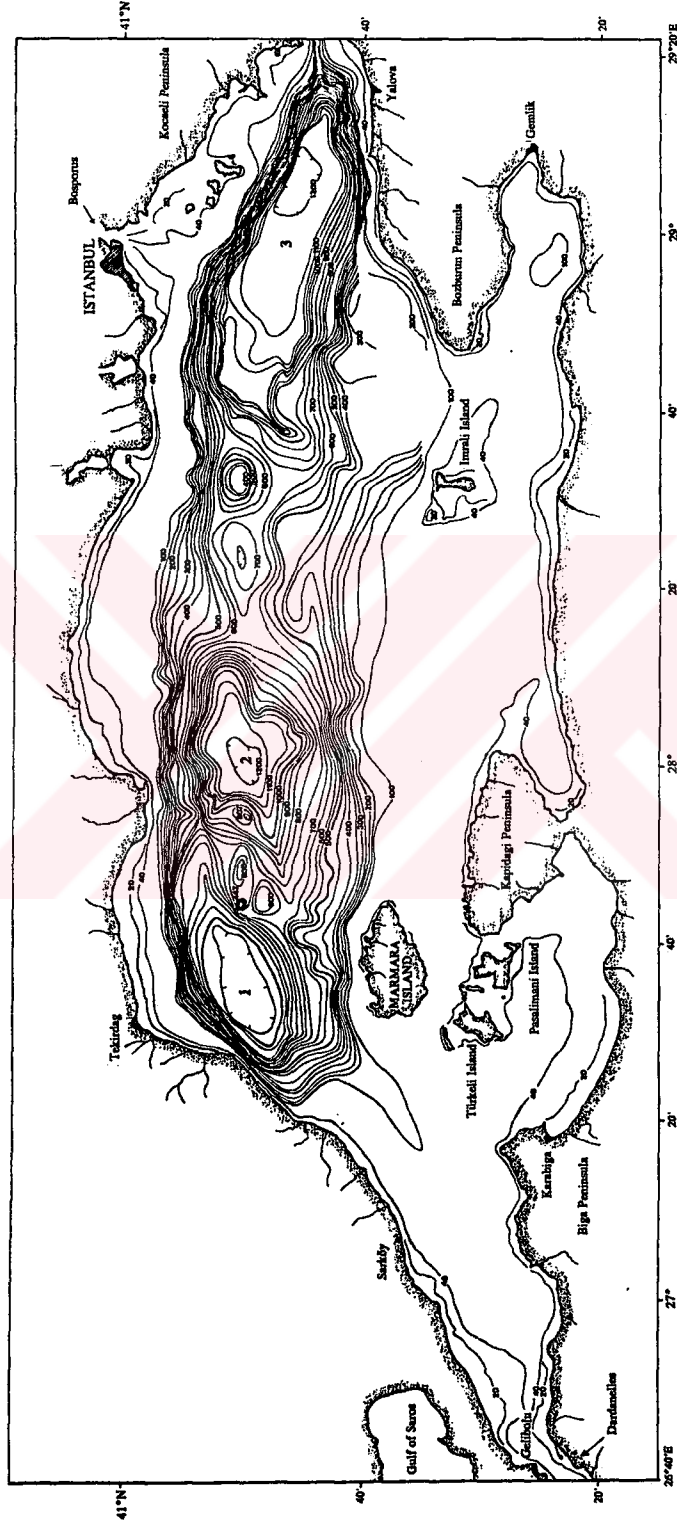
Çalışma alanının deniz tabanı (batimetri) haritası incelendiğinde deniz tabanının kıyıdan -50 metre izobasına kadar düşük eğimli (~1.5°), -50 ile -100 metre izobaları arasında düzlük, açıklarda -100 metreden sonra da çok dik bir yamaç şeklinde olduğu görülmektedir (Şekil 2.4, Şekil 2.5).



Şekil 2.4 Deniz tabanı (batimetri) haritası



Şekil 2.5 Deniz tabanının üç boyutlu görüntüsü



Şekil 2.6 Marmara Denizi'nin batimetri haritası (WONG et al., 1995)

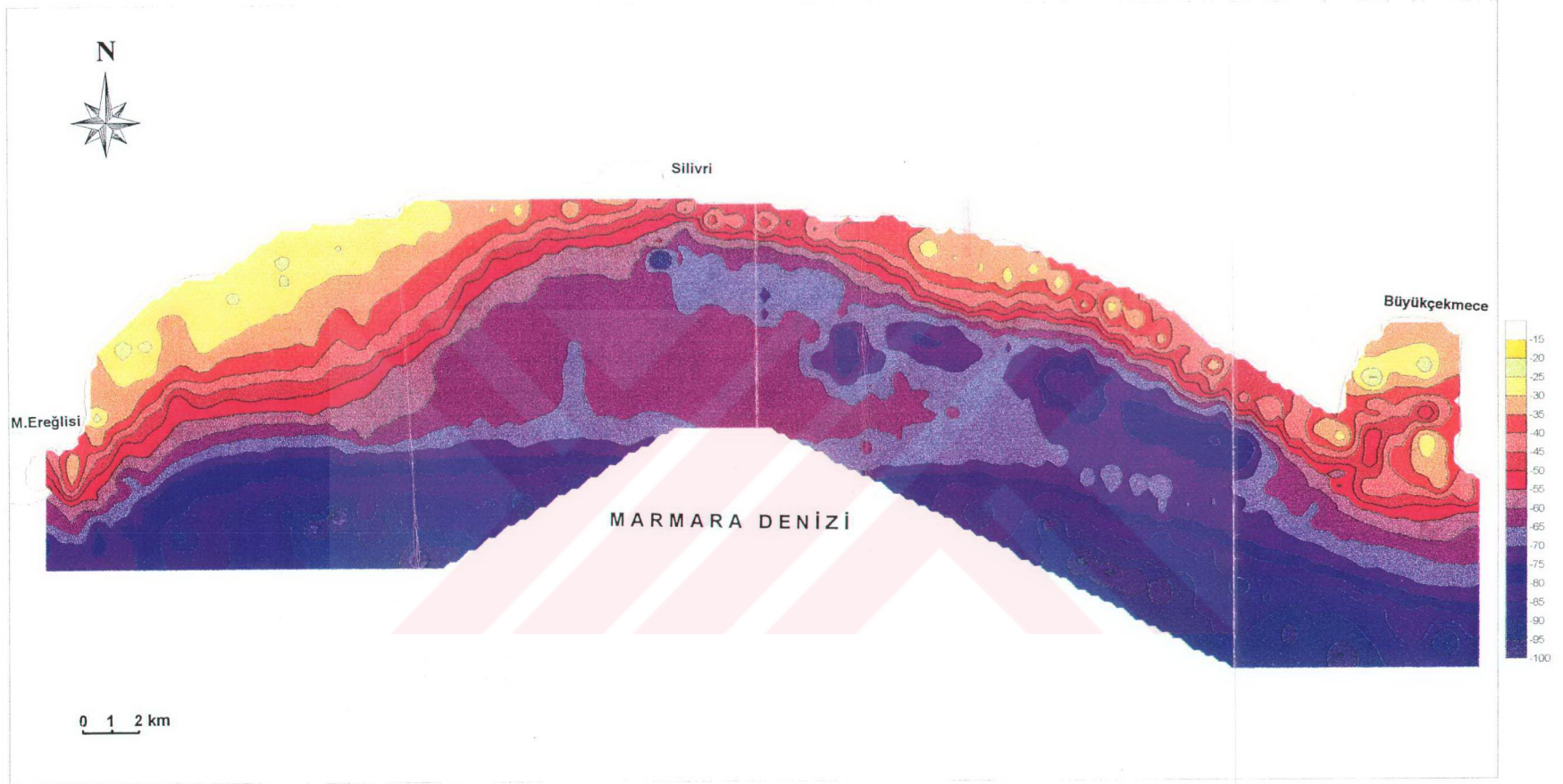
Çalışma alanının kıyılarından -50 metre izobatına kadar olan az eğimli kesim, bölgedeki temel kaya birimlerini (A) etkileyen bir normal faylanmanın sonucu oluşmuştur. Bu faylanma Büyükçekmece açıklarından Silivri açıklarının batısına kadar olan bir kesimi etkilemiştir.

-50 ile -100 metre izobatlari arasında görülen düzlükte ise bu faylanmadan sonra oluşan yaklaşık E-W uzanımlı 5 havzacık yer alır. Bu havzacıkların kuzey ve güney kenarları normal faylarla sınırlanmış, doğu ve batı kenarları ise NE-SW yönlü doğrultu atımlı fayların oluşturduğu sırtlarla ayrılmıştır. -100 metre dikliği ile havzacıklar arasındaki -70/-100 metre izobatlariyle sınırlı alanda batimetri normal faylardan etkilenecek 7.5-15 metrelik diklikler oluşturmuştur.

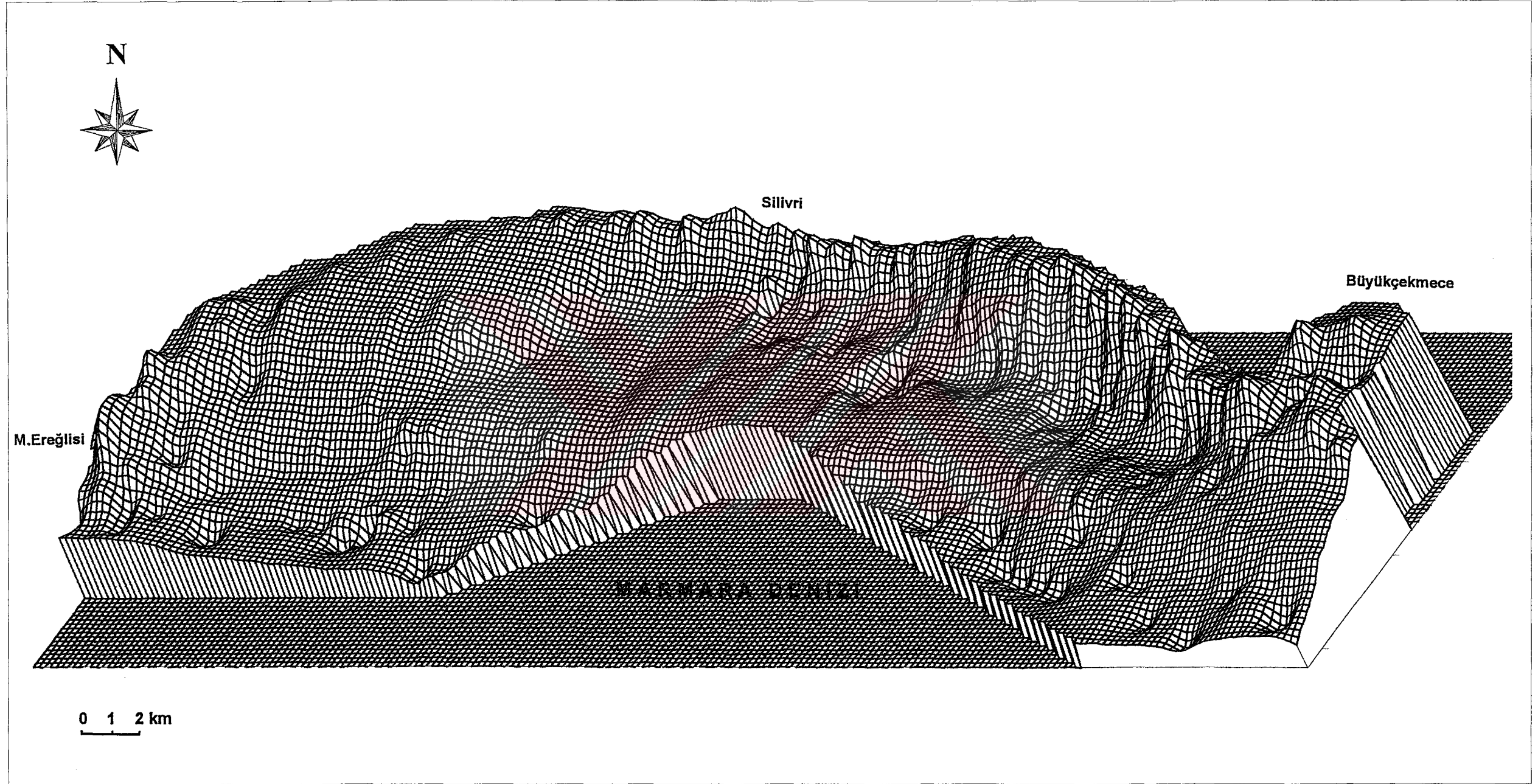
Batimetride gözlenen önemli bir değişim de açıklarda, -100 metreden sonra görülen, yaklaşık E-W doğrultulu çok dik bir yamacın varlığıdır. Sismik kesitlerde bu dik yamacın alt kesimleri izlenememektedir. Bu ani eğimli deniz tabanı morfolojisi değişimi, Marmara Denizi kuzeyinde, NE-SW uzanımlı doğrultu atımlı fayların oluşturduğu pull-apart havzaları kuzeyden sınırlayan normal faylanmanın sonucudur (BARKA and KADINSKY-CADE, 1988). Marmara Denizi'nin deniz tabanı (batimetri) haritası da Şekil 2.6 'da gösterilmiştir.

2.1.2. Temel Kaya Derinliği

Sismik kesitlerde temel kaya (A) ile genç çökeller (B,C,D,E) arasında temel kaya topoğrafik üst yüzeyini temsil eden bir yansıma yüzeyi görülür (Şekil 2.2). Temel kaya üst yüzeyinin deniz tabanından olan derinlik değişimi incelendiğinde, temel kaya derinlik haritası (Şekil 2.7) ile deniz tabanı (batimetri) haritasının (Şekil 2.4) oldukça benzer olduğu ortaya çıkar. Bu da, batimetrinin oluşumunda temel kaya topoğrafyasının önemli olduğunu gösterir. Temel kaya üst yüzeyinin üç boyutlu görüntüsünde çalışma alanının doğusunda gözlenen 5 havzacığın temel kaya üzerinde olduğu izlenmektedir (Şekil 2.8).



Şekil 2.7 Temel kaya derinlik haritası



Şekil 2.8 Temel kaya üst yüzeyinin    boyutlu görüntüsü

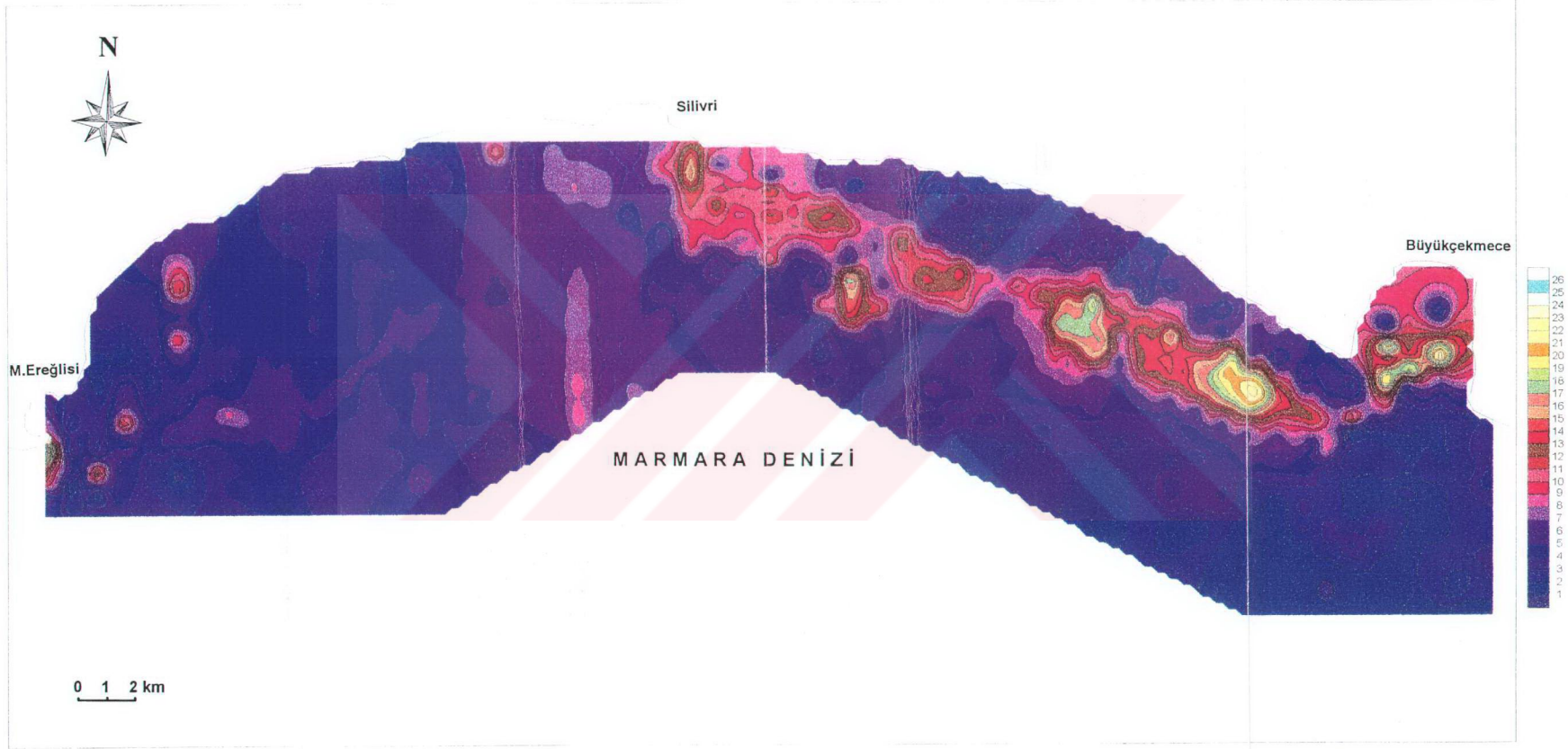
2.1.3. Genç Çökel Kalınlığı Dağılımı

Sismik yansıma kesitlerinde temel kaya üst yüzeyi ile deniz tabanı arasında, farklı tabakalanma özelliklerine sahip Kuvaterner yaşlı genç çökeller (B,C,D,E) yer alır (Şekil 2.2). Bu çökeller, eğimli ve kıvrımlı temel kaya (A) üzerinde açısal uyumsuz olarak dururlar ve kalınlıkları Büyükçekmece ile Silivri önlerindeki temel kaya üzerinde bulunan havzacıklarda artar (10-20 m.), kıyı kesimlerde ve açıklarda ise azalır (2-4 m.) (Şekil 2.9; Şekil 2.10).

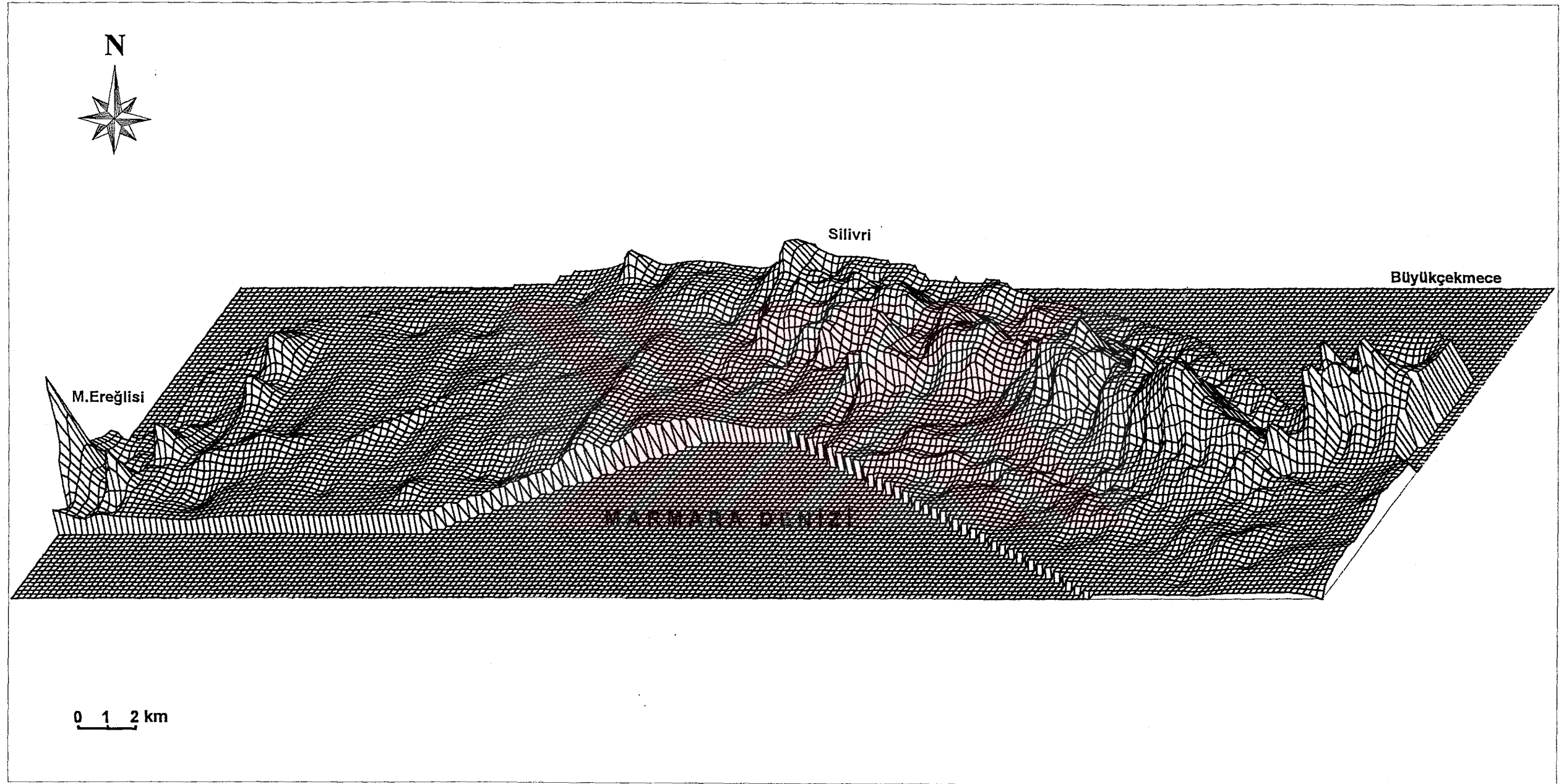
Geç Kuvaterner (Holosen) yaşlı çökeller, sismik kesitlerde farklı yansıma karakterli birimlerden oluşan düzeyler şeklinde izlenir (Şekil 2.11). Fay önlerindeki yamaçta mercek şekilli ve kaotik (düzensiz) yansımali (B1), havzacıkları ayıran sırtlarda çapraz tabakalı ve downlap yansımali birimler görülür. Bunlar; havzacıkların kenarında seyrek ve sık ardalanmalı (C1,C2), fay önlerindeki yamaçta ise kalın ardalanmalı (D1,D2) birimler ile aşılır (onlap). İnceleme alanının büyük bir kesimini örten bu birimlerin (D1,D2) iç yansımasız (reflection free) oluşları ince taneli ve yavaş bir çökelmeyi belirtirken bu iki birimi ayıran kuvvetli yansıma ise hız ve/veya yoğunluk farkı nedeniyle oldukça farklı akustik empedanslara sahip olduklarını gösterir. Bu birimlerin en üstünde ise bölgenin tümünde yaygın güncel çamur düzeyi (E) yer alır. C1, C2 ve D2 yansıma birimlerinin dağılım haritası Şekil 2.12 'de gösterilmiştir.

İnceleme alanındaki güncel çamur düzeyinden alınan karot ve yüzey örneklerinin tane boyu analizleri yapılmış, bölgenin tane büyüklüğüne göre yüzey sediment dağılım haritası (Şekil 2.13) hazırlanmıştır (OKTAY ve diğ., 1994).

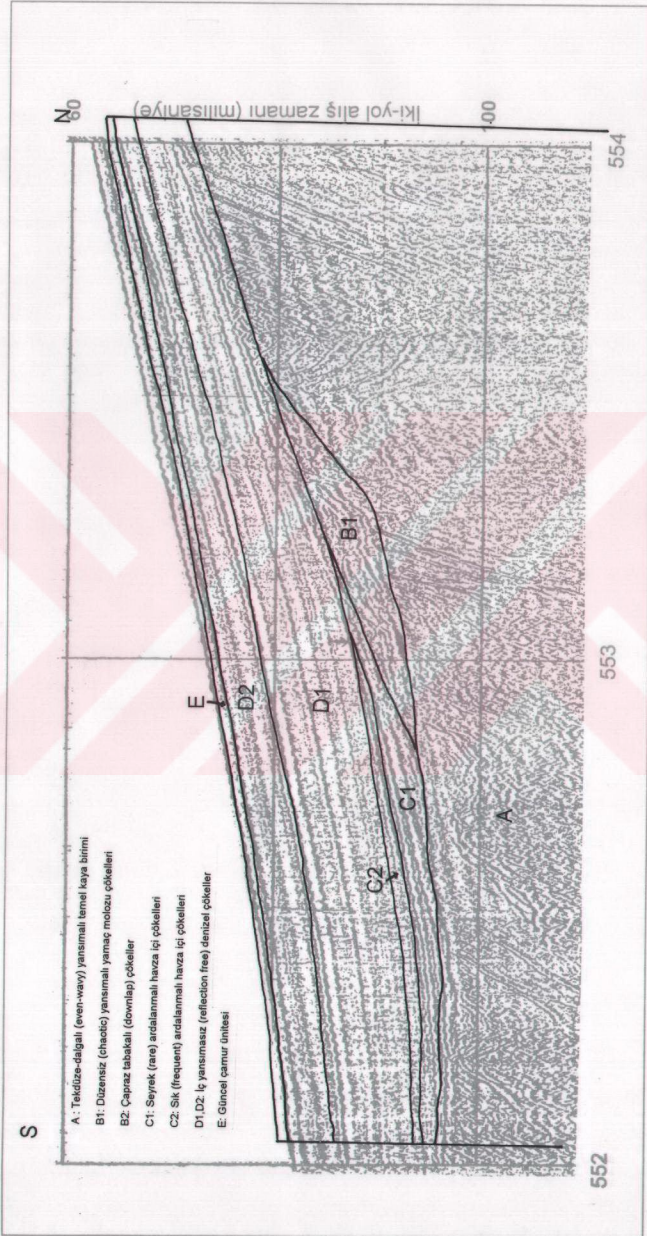
Deniz tabanının farklı derinliklerinden alınan karot ve yüzey örneklerinin elek analizi ve ıslak analiz yapılarak çakıl, kum, silt, kil ve çamur yüzdeleri hesaplanmıştır (OKTAY ve diğ., 1994).



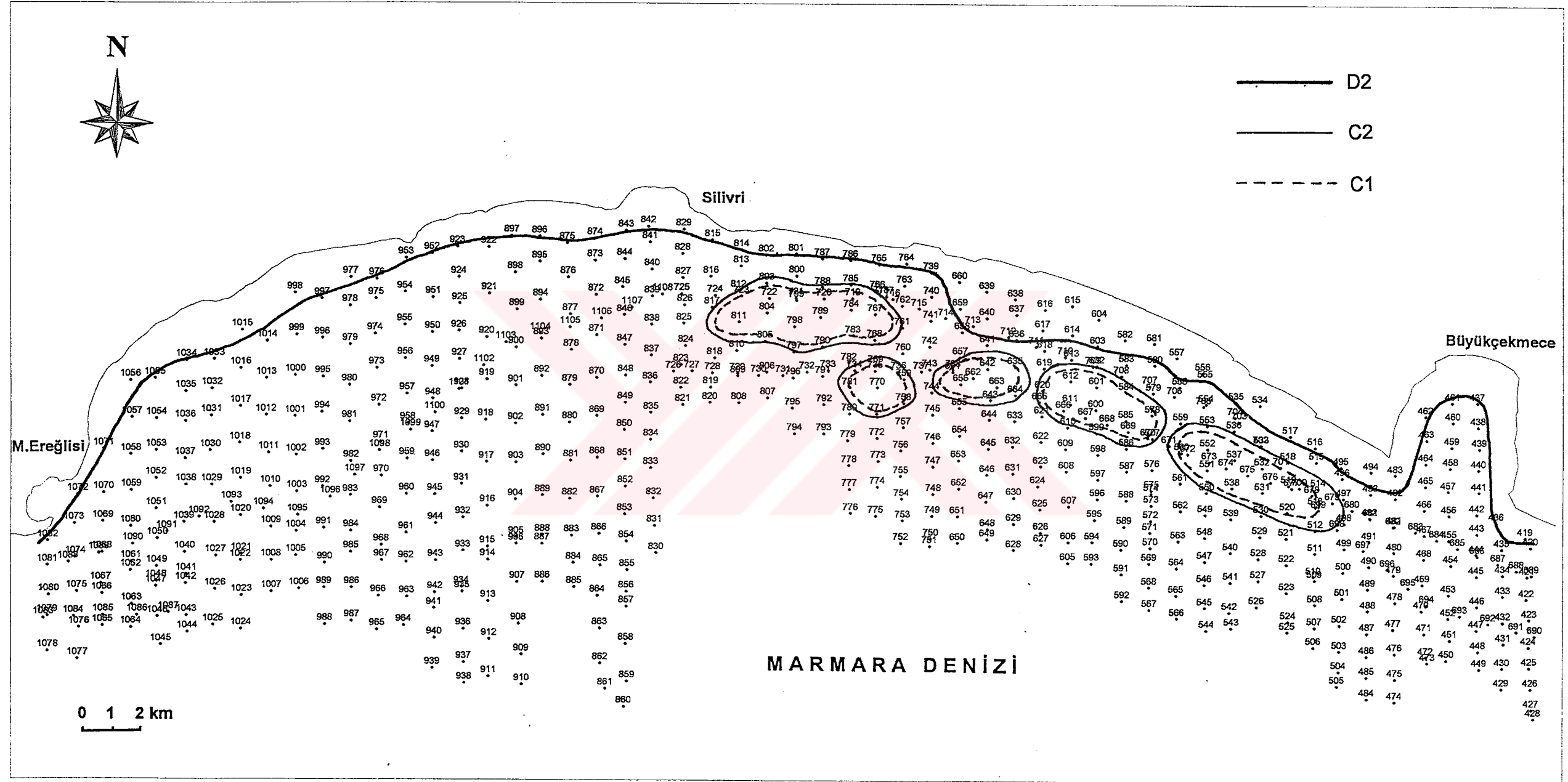
Şekil 2.9 Genç çökel kalınlığı haritası



Şekil 2.10 Genç çökel kalınlığının üç boyutlu görüntüsü



Şekil 2. 11 Fix No. 552-554 arasında sismik yansıma birimlerinin (A, B, C, D, E) görünümü



Şekil 2.12 Sismik stratigrafik kesitte C1, C2 ve D2 ile gösterilen yansıma birimlerinin dağılım haritası

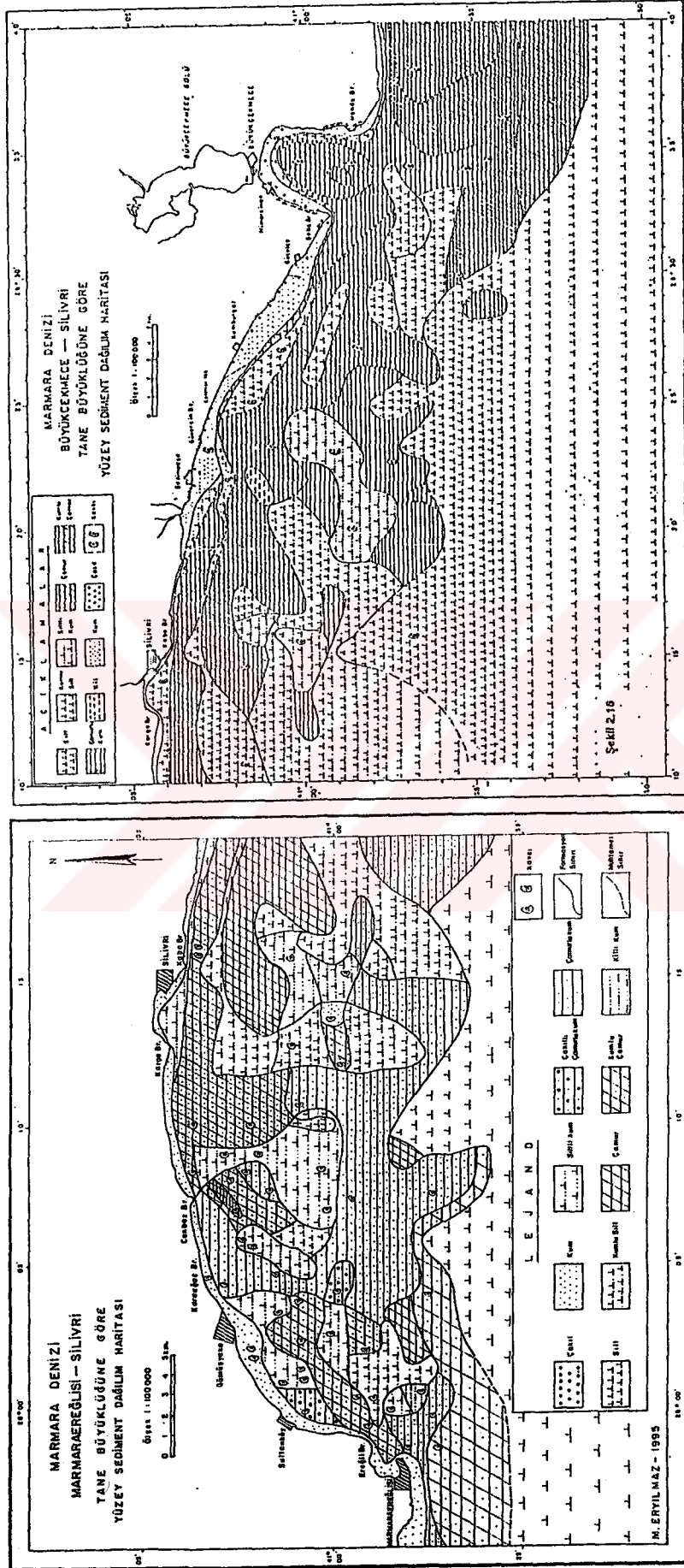
Çalışma bölgesindeki tane büyüklüğüne göre sediment dağılımı oldukça heterojen bir yapı gösterir (Şekil 2.13). Bölgenin akıntı durumu, dalga etkisi, hidrodinamik koşullar ile karadan taşınan malzeme miktarı ve deniz tabanı topoğrafyası (batimetri) sediment dağılımı üzerinde önemli rol oynar.

Bölgenin yüzey sediment dağılımı incelendiğinde (Şekil 2.13), tane boyutunun genel olarak kıyı çizgisinden açık denize doğru küçüldüğü; kum boyutundan, silt, çamur ve kile kadar değiştiği görülür. Gastropod, pelecypod kavkı parçası, ekinid dikenli, sünger spikülü gibi biyojenik malzemenin oranı kıyılarda oldukça fazlayken, bu oran su derinliği arttıkça azalmaktadır.

Karot örneklerinin mikropaleontolojik incelenmesi sonucu, güncel çamur düzeyinde (E) Mollusca (Gastropoda, Pelecypoda), Foraminifera ve Ostracoda cins ve türleri ile temsil edilen bir fauna saptanmıştır. İncelenen karot örneklerinde Foraminifer'lerden *Ammonia beccarii* (Linnaeus), *Quinqueloculina seminula* (Linnaeus), *Textularia aglutinans* (Williamson), *Nonionella turgida* (Williamson), *Brizalina spathulata* (Williamson) gibi cins ve türlerin varlığı Akdeniz'den gelen Tirenien (Orta-Geç Pleyistosen) denizel transgresyonunu gösterir. Deniz tabanının yaklaşık 60 metre derinliğinden alınan karotlarda *Brizalina spathulata* (Williamson), türünün aşırı sayıda görülmesi oksijensiz ve derinleşen ortamı temsil eden güncel çamur düzeyini (E) belirtir.

2.2. Yapısal Jeoloji

Deniz jeolojisi ve jeofiziği çalışma alanının sismik kesitlerinde kıvrım, fay ve uyumsuzluk gibi yapısal özellikler görülür. Bu özellikler aşağıda ayrıntılı olarak incelenecektir.



Şekil 2.13 Yüzey sediment dağılım haritası (OKTAY ve diğ., 1994)

2.2.1. Kıvrımlar

Sismik yansıma kesitlerinde, temel kaya birimlerinin (A) genelde deniz yönünde az eğimli bir monoklinal yapıya sahip oldukları görülür (Ek A.1). Fakat, bu yapı içerisinde yerel ve süreksiz, geniş dalgali kıvrımlı kesimler de vardır. Çalışma alanındaki N-S doğrultulu, kıyıya dik hatlarda iyi gözlenen kıvrımların eksenleri yaklaşık E-W doğrultusunda uzanır ve kanat açıları 10-15° arasında değişir.

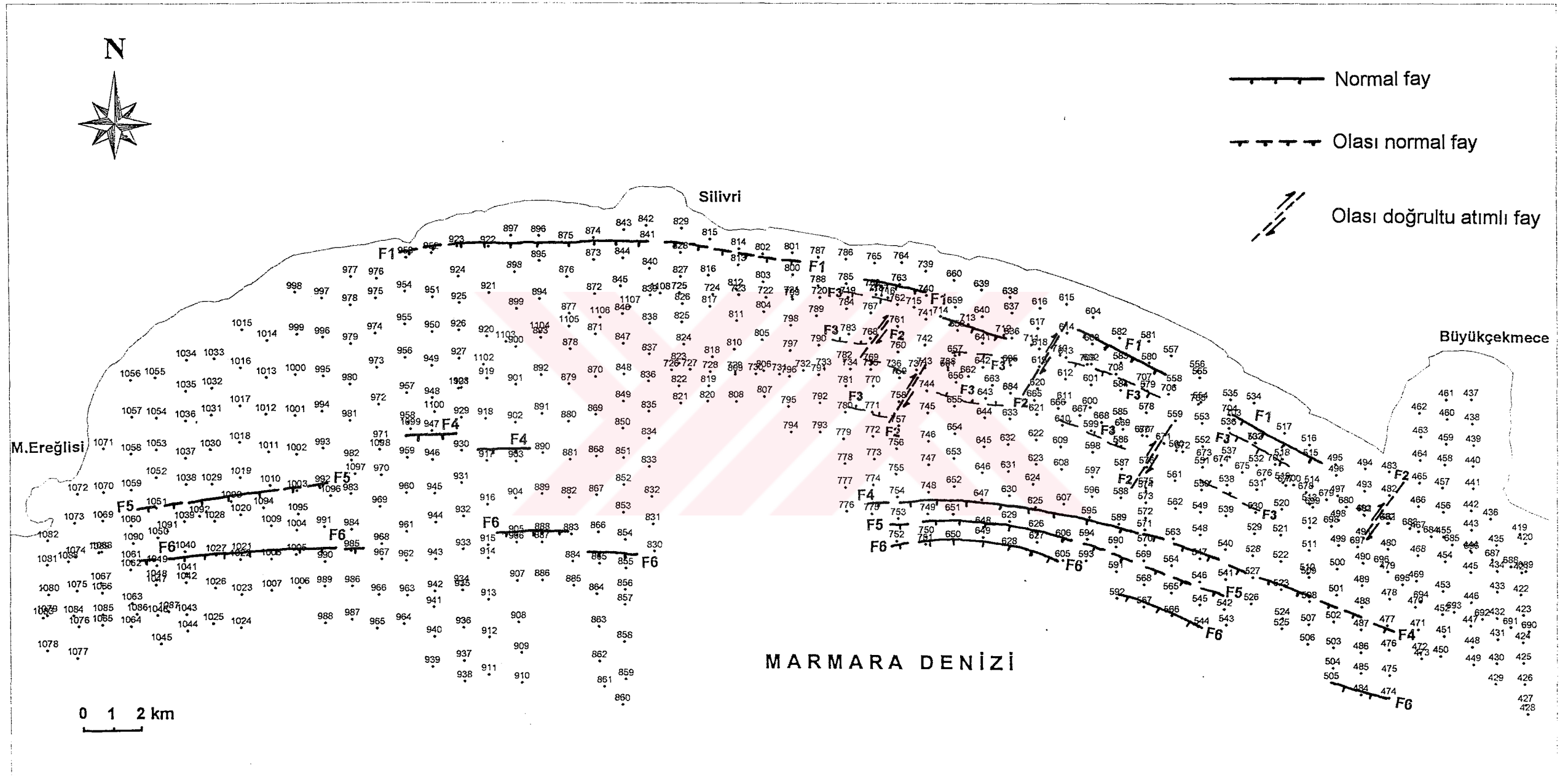
Temel kaya birimlerinin (A) üzerindeki genç çökellerde (B, C, D, E) kıvrımlanma izlenmez.

2.2.2. Faylar

Çalışma bölgesinin denizel alanındaki faylar, eğim atımlı normal faylar ve doğrultu atımlı faylar olmak üzere iki farklı türde izlenir (Şekil 2.14).

Deniz tabanının -30 metre derinliğinde kıyıya paralel gelişmiş, temel kaya birimlerini (A) etkileyen eğim atımlı bir normal fay zonu (F1) görülür. Bu zon, Büyükçekmece'den Silivri önlerine kadar WNW-ESE yönlüken Silivri'den sonra yaklaşık E-W yönlü olarak izlenir (Şekil 2.14). Bu normal faylanma sonucu temel kaya birimlerinde (A) 15-20 metrelik atım oluşmuş ve fayın kuzeyinde yükselim görülürken, güneyinde 4-6 km. genişliğinde bir düzlük meydana gelmiştir. Ayrıca fay önündeki yamaçta merceksele şekilli kaotik birimler (B1) depolanmıştır.

Doğrultu atımlı faylar (F2) bu geniş düzlük üzerinde yaklaşık NE-SW yönünde çalışarak normal faylarla (F3) sınırlı, pull-apart havzacıkları oluşturmuştur (Şekil 2.14). Bu havzacıklar sismik kesitlerde pozitif lale yapısı (positive flower structure) özelliği ile tanınan doğrultu atımlı fay zonlarının (F2) oluşturduğu basınç sırtlarıyla (pressure-ridge) birbirlerinden ayrılırlar (Şekil 2.15).



Şekil 2.14 Yapısal unsur (fay) haritası

Deniz tabanının -60 ve -80 metre derinliklerinde yaklaşık E-W yönlü normal faylar (F4, F5) gelişmiştir. Bu faylar batimetride 15 ve 7.5 metrelik diklikler meydana getirmiştir (Şekil 2.16). Genç çökellerden iç yansımasız birimler (D1,D2) ve güncel çamur düzeyi (E) de bu faylanmalar sonucu deforme olmuştur. Bu da faylanmanın oldukça genç (Holosen?) olduğunu gösterir.

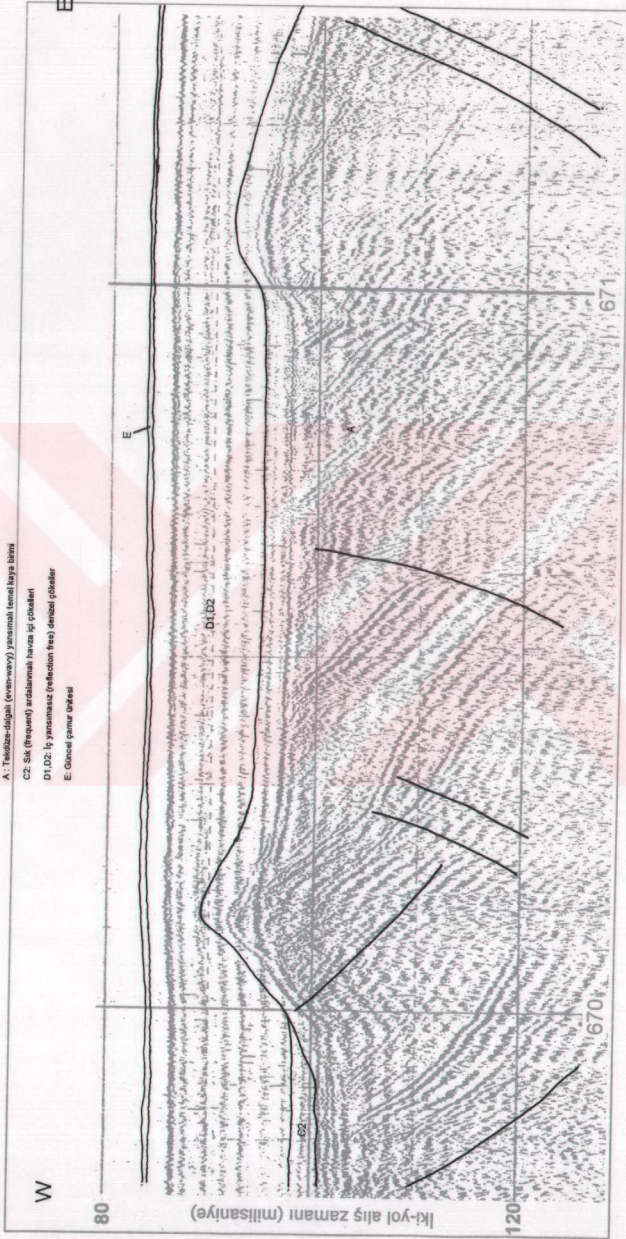
Çalışma alanı deniz tabanının -90 metre derinliğinden sonra görülen yaklaşık E-W yönlü çok dik bir yamaç şeklinde bir normal fay zone (F6) ile sınırlanır. Bu fay, Marmara Denizi kuzeyinde gelişmekte olan pull-apart havzayı kuzeyden sınırlayan normal fay zonudur (Şekil 2.17) ve batimetriyi etkilemiş olmasıyla günümüzde aktif olduğu açıktır.

2.2.3. Uyumsuzluklar

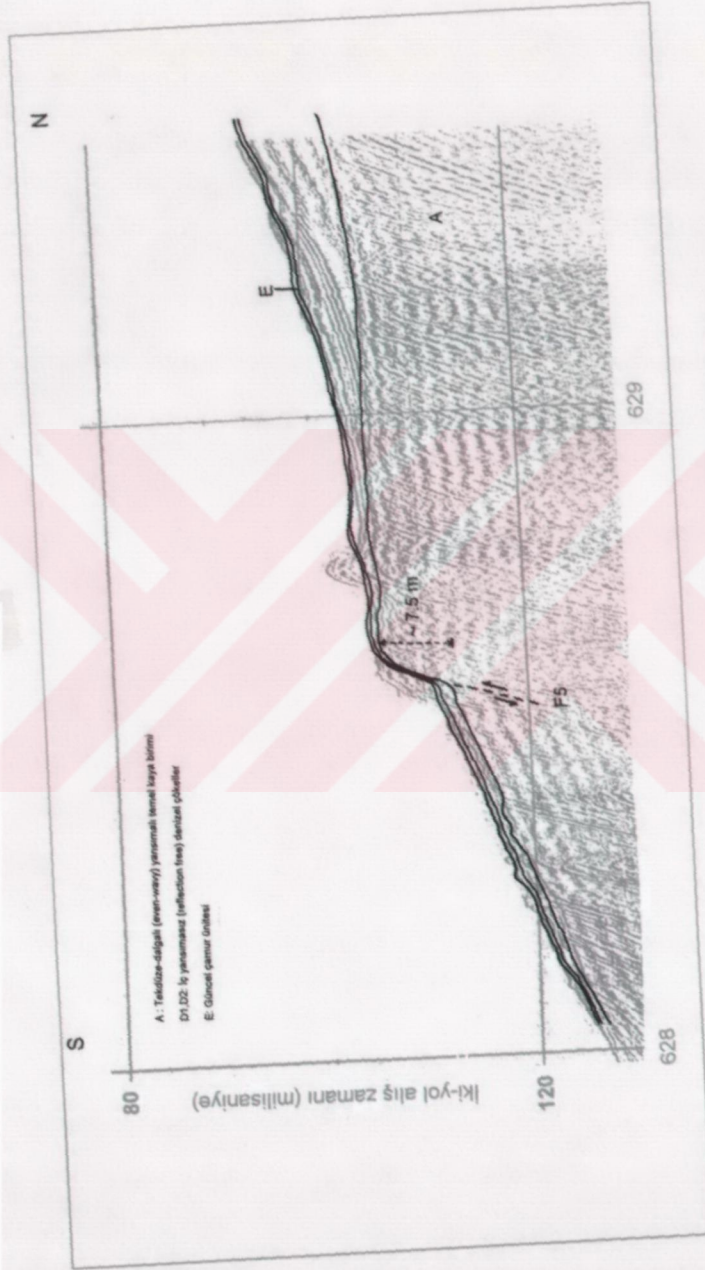
Çalışma bölgesinden alınan sismik kayıtlarda dört farklı tipte uyumsuzluk (unconformity) yüzeyi izlenir (Şekil 2.18). Bu uyumsuzluk yüzeylerinin arasında kalan birimler farklı çökme zamanlarını ve ortamlarını temsil ederler.

Bunlardan temel kaya (A) ile genç çökeller (B, C, D, E) arasında yüksek genlikli engebeli yüzey (d1), bir aşınmalı traşlanma (erosional truncation) yüzeyi halindeki açısal uyumsuzluk yüzeyidir (Şekil 2.2).

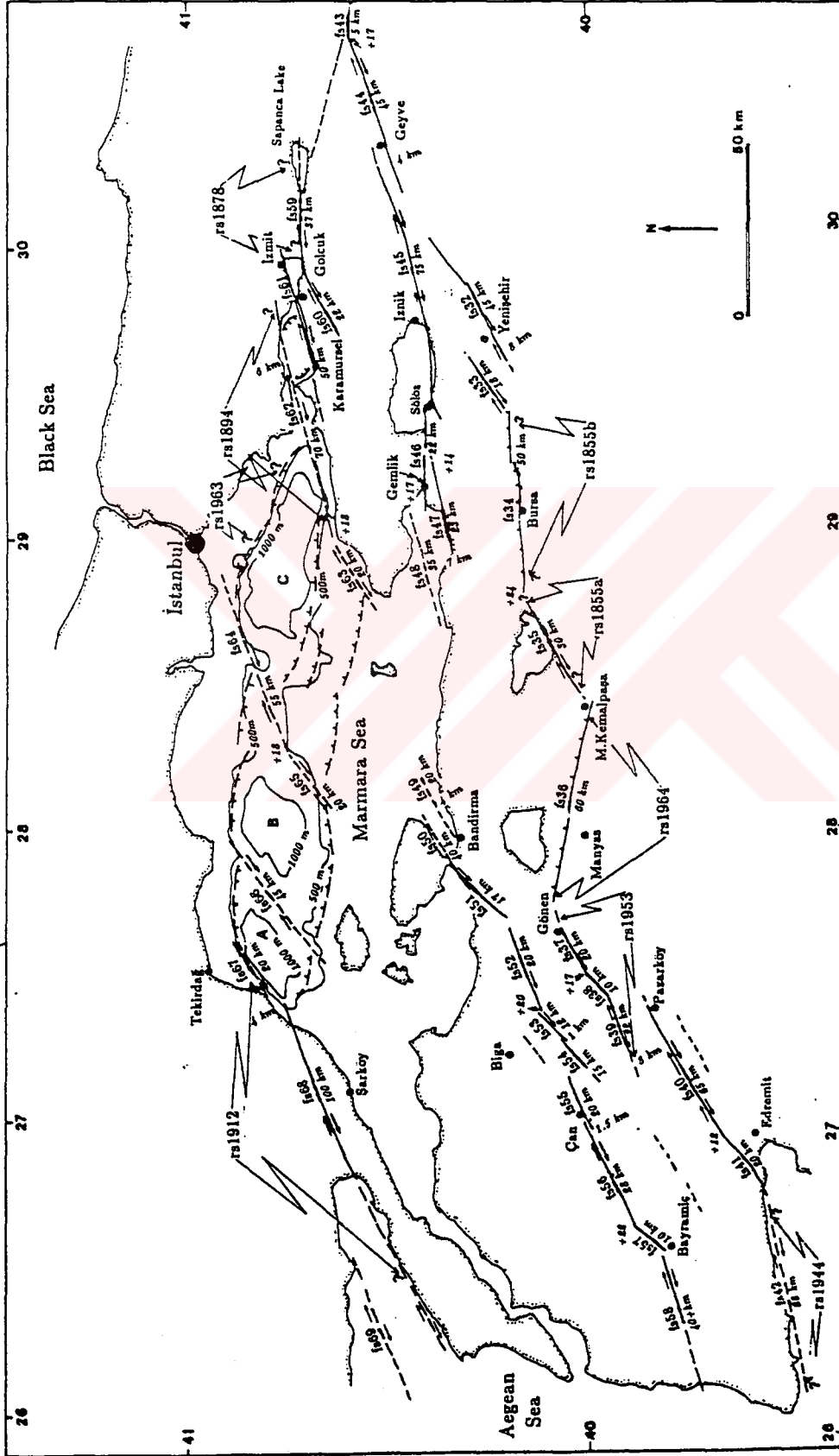
Oligosen-Kuvaterner arasında gelişmiş olan bu yüzey üzerinde fay tektoniği ile oluşan havza kenarlarında ve içlerindeki yükselimlerde ilk kez B birimleri ve havza içlerinde de onlardan bağıl olarak daha genç C birimleri gelmiştir. İnceleme alanı güneyinde ise, daha sonra bu yüzey üzerinde karaya doğru aşmalı (onlap) D denizel birimleri gelişmiştir (Şekil 2.11).



Şekil 2.15 Doğrultu atımlı fayla gelişen lale yapısının
sismik kesitteki (Fix No. 670-671) görünümü



Şekil 2.16 Fix No. 628-629 arasında normal fayların görünümü

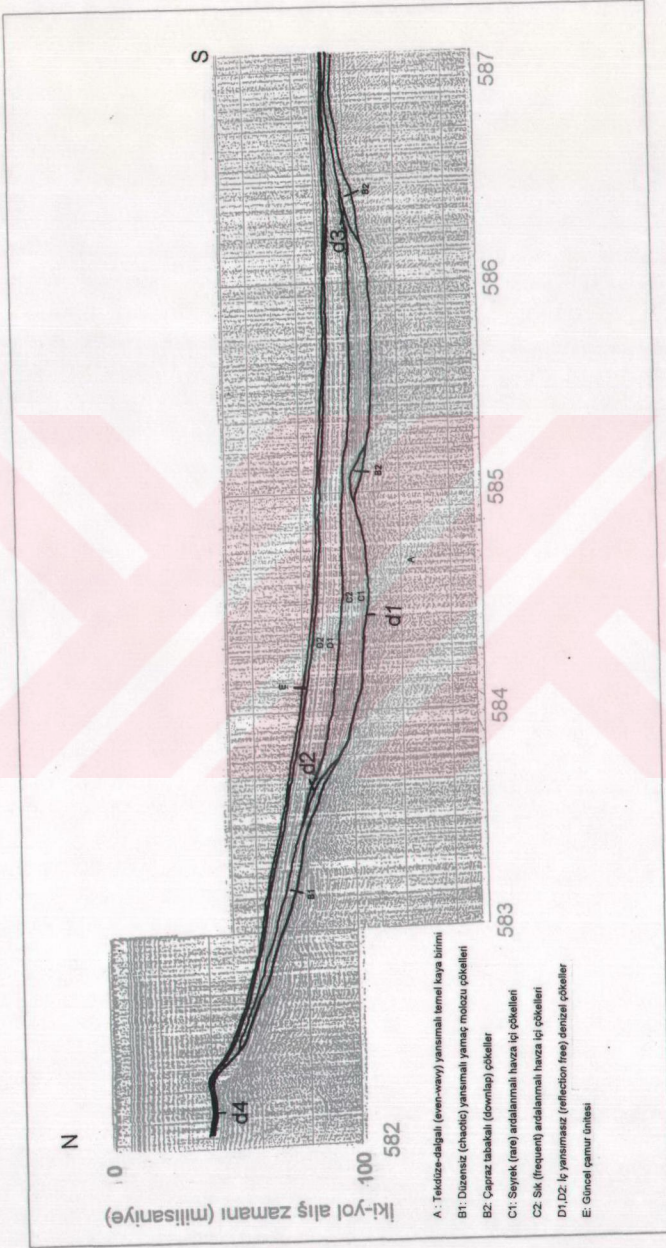


Şekil 2.17 Marmara Denizi'nin diri fay haritası
(BARKA and KADINSKY-CADE, 1988)

Havzaların tatlı su ile dolmaları sonucu içlerinde başlayan çökelme ile su derinliğinin artmasına koşut olarak B1 üzerine aşmalı (onlap) C1 ve C2 birimleri gelişmiştir. Bu birimlerle B1 arasındaki yüzey bölgede Kuvaterner sırasında gelişmiş ikinci uyumsuzluk yüzeyi (d2) olup bir çökelmezlik yüzeyi şeklindedir.

Kuvaterner içinde gelişmiş üçüncü uyumsuzluk yüzeyi (d3), D1 birimini çökeltten denizel transgresyon (onlap) ile karasal birimler (B2; C1,C2) arasında kalan yüzeydir.

Son olarak bölgenin hızla çökmesi ve deniz su düzeyinin yükselmesiyle deniz günümüz kıyı sınırlarına transgresyon yapmıştır. Bu transgresyon sonucu çökelen güncel çamur ünitesi (E) ile Gürpınar Fm. (A) arasındaki yüzey (d4) de olasılıkla Geç Holosen'de oluşmuş bir uyumsuzluk yüzeyidir (Şekil 2.18).



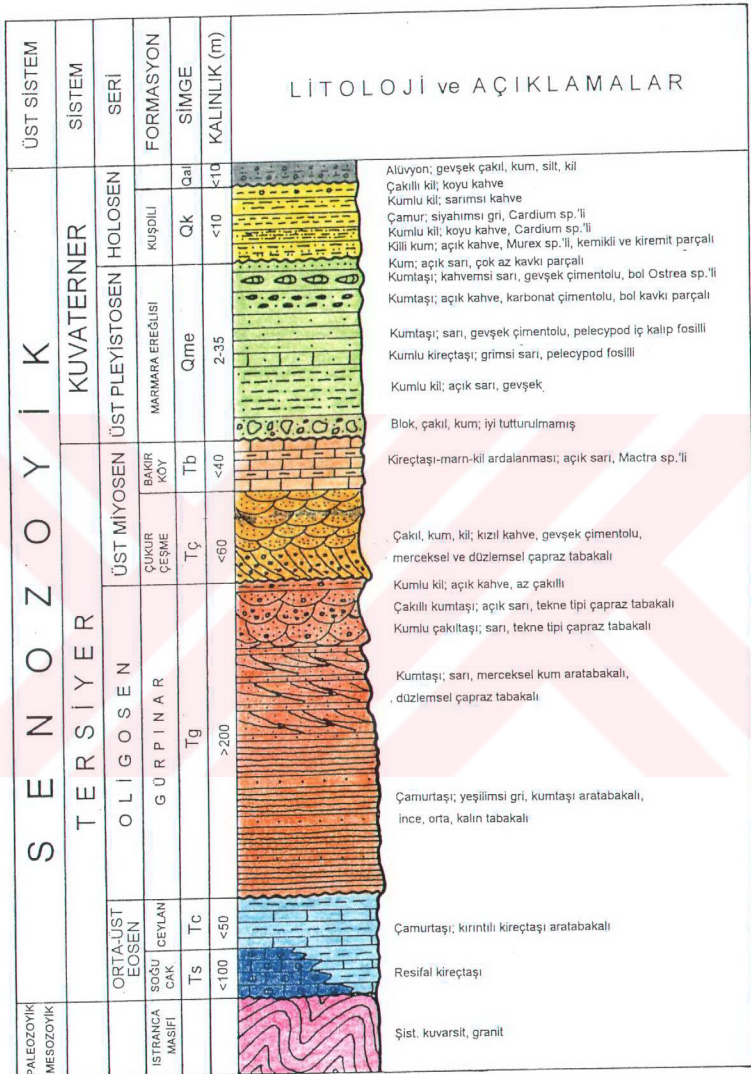
Şekil 2.18 Sismik kesitlerde görülen uyumsuzluk yüzeyleri

BÖLÜM 3. KARA JEOLJİSİ VE DENEŞTİRME

Bu bölümde öncelikle Trakya Havzası'nın çalışma bölgesine yakın kesiminin stratigrafisi ortaya konacak, daha sonra karadaki ve denizel alandaki birimlerin deneştirmesi yapılacaktır.

3.1. Stratigrafi

Çalışma bölgesini de içine alan Trakya Havzası'nın temelinde metamorfik ve granitik kayalardan oluşan Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı Istranca Masifi yer alır (PAMİR ve BAYKAL, 1947). Bu temel üzerinde uyumsuz olarak sığ denizel resifal kireçtaşlarından oluşan Orta-Üst Eosen yaşlı Soğucak Formasyonu (ÜNAL, 1967) ve onunla yanal ve düşey geçişli yine Orta-Üst Eosen yaşlı kırıntılı kireçtaşı aratabakalı çamurtaşlarından yapılmış Ceylan Formasyonu (KESKİN, 1974) bulunur. Bu formasyonların üzerinde uyumsuz olarak karasal (akarsu-göl) çökellerden yapılmış Oligosen yaşlı Gürpınar Formasyonu (SAYAR, 1977) izlenir. Daha üstte tüm yaşlı birimler üzerinde aşıl uyumsuzlukla bir Üst Miyosen çökel devresi bulunur. Bu devre çapraz tabakalı, gevşek çakıl, kum ve kil gibi akarsu çökelleriyle başlar (Çukurçeşme Formasyonu; SAYAR, 1976) ve uyumlu olarak Mactra'lı kireçtaşı, mam, kil ardışımından oluşan acı su çökelleriyle sona erer (Bakırköy Formasyonu, ARIÇ, 1955). Bu birimlerin üzerinde uyumsuz olarak gevşek blok, çakıl, kum ve Ostrea'lı kumtaşından oluşan denizel Pleyistosen yaşlı Marmara Formasyonu (SAKINÇ ve YALTIRAK, 1995) ile gevşek killi kum (Murex'li), kumlu kil (Cardium'lu), siyahımsı gri çamur (Cardium'lu) ve çakıllı kil düzeylerinden oluşan Holosen yaşlı Kuşdili Formasyonu (MERİÇ ve diğ., 1991a) bulunur.



Şekil 3.1 Trakya Havzası'nın çalışma bölgesine yakın kesiminin
genelleştirilmiş stratigrafi kesiti

Bölge stratigrafik istifinin en üstünde ise karasal kökenli gevşek çakıl, kum, silt ve kilden oluşan güncel alüvyonlar yer alır. Trakya Havzası'nın çalışma bölgesine yakın kesiminin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti Şekil 3.1 'de verilmiştir.

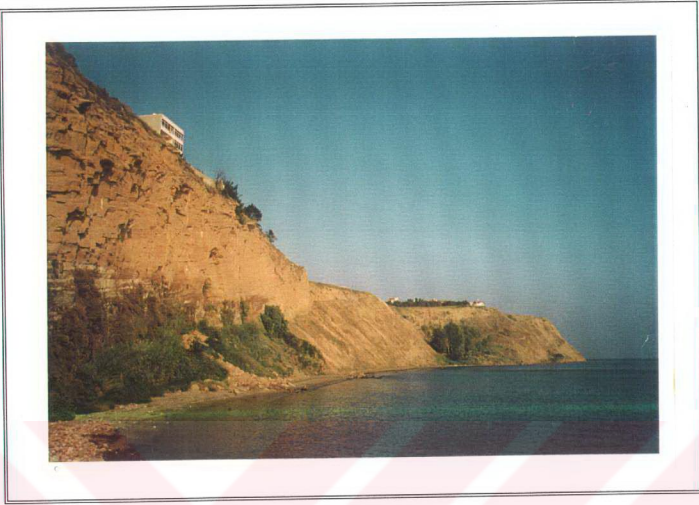
Çalışma bölgesinin kıyı kesiminde yüzeyleyen ve sismik stratigrafik birimlerle deneştirilebilen Gürpınar Formasyonu, Marmara Formasyonu, Kuşdili Formasyonu ve alüvyon çökelleri aşağıda ayrıntılı olarak incelenecektir.

2.1.1. Gürpınar Formasyonu

Orta-Üst Eosen yaşlı Soğucak Formasyonu üzerinde uyumsuz olarak yer alan Oligosen yaşlı karasal çökeller, önceki çalışmalarda Gürpınar Formasyonu olarak adlandırılmıştır (SAYAR, 1977). Formasyonun, Tekirdağ ve çevresinde yayılım gösteren Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı Danişmen Formasyonu'nun (BEER, WRIGHT, 1960) yanal devamı olduğu varsayılmaktadır.

Formasyon, Büyükçekmece koyunun doğusundaki Gürpınar köyünde tipik mostra verdiği için bu isim kullanılmıştır (SAYAR, 1977). Gürpınar Formasyonu çalışma bölgesinin tüm kıyıları boyunca yüzeyleyir. Tabakalar genellikle kuzeye doğru eğimli oldukları ve birimin alt düzeyleri deniz içinde kaldığı için, formasyonun tabanı görülemez (Şekil 3.2, Şekil 3.3). İncelenen alanda formasyonun görünür kalınlığı 200 metreden fazladır.

Gürpınar Formasyonu farklı litolojik özellikli birimler topluluğudur. Çalışma bölgesindeki istif; kumtaşı aratabakalı çamurtaşlarıyla başlar, kumtaşı ve çamurtaşı ardalanması ile devam eder. Bunların üzerinde düzlemsel çapraz tabakalı, merceksel kum aratabakalı kumtaşı birimi görülür. Daha üstte merceksel çapraz tabakalı çakıllı kumtaşı ve kumlu çakıltaşı, en üstte ise çakıllı, kumlu kil seviyeleri yer alır.



Şekil 3.2 Gürpınar Formasyonu'nun Silivri'nin doğu kıyısındaki görünümü
(güneybatıdan kuzeydoğuya bakış)



Şekil 3.3 Gürpınar Formasyonu'nun Sultanköy yol yarmasındaki görünümü
(kuzeyden güneye bakış)

Bu litolojik özellikler ve birim içinde fosil bulunmayışı karasal (akarsu-göl) çökeltme ortamını gösterir.

İnceleme alanındaki akarsu ortamı, altlarda menderesli, daha üstte örgülü akarsu çökelleri ile temsil edilmiştir. Bazı birimlerde gelişen çapraz katmanlara göre malzeme ortama genellikle güneyden taşınmıştır (ŞENOL, 1980).

Çatalca civarında formasyonun üst kesiminde izlenen Congeria'lı seri içindeki Ostracod'ların Oligosen (Stampiyen) yaşı vermesi nedeniyle Gürpınar Formasyonu Oligosen yaşlı kabul edilmektedir (SÖNMEZ-GÖKÇEN, 1964). LEBKÜCHNER (1974), linyitli kumtaşı adını verdiği formasyonun Lamellibrans, Gastropod ve Ostracod'ların tayini sonucunda Alt Oligosen-Üst Oligosen yaşlı olduğunu söylemiştir. M.T.A. Enstitüsü tarafından linyitlerden elde edilen spor-pollenlere göre de formasyon Oligosen olarak yaşlandırılmıştır.

2.1.2. Marmara Formasyonu

Marmara Denizi kıyılarında ve Trakya'nın güney sahillerinde yüzeylenmiş olan birim, eski çalışmalarda denizel Kuvaterner depoları olarak tanımlanmıştır (TCHIHATCHEFF, 1867; YALÇINLAR, 1949; ARIÇ, 1955; ARDEL, 1956; ERİNÇ, 1956; ARDEL ve İNANDIK, 1957; EROL ve NUTTAL, 1973). Bu birimi TANER (1983) Hamzakoy Fm., UMUT ve diğ. (1983) Marmara Ereğlisi Fm., SAKINÇ ve BARGU (1989) ile YALTIRAK (1992) Altınova Fm., BARGU (1989-1990) Gaziköy Fm., SAKINÇ ve YALTIRAK (1995) Marmara Fm. olarak adlandırmışlardır. Birimin Eski Marmara Denizi'nin sahil fasiyeslerini oluşturduğu gözönüne alınarak bu çalışmada da Marmara Formasyonu (SAKINÇ ve YALTIRAK, 1995) adı benimsenmiştir.

Marmara Ereğlisi koyundaki Kamaradere (Şekil 3.5) ve Yol Bakımevi (Şekil 3.4) kıyılarında denizden 5-6 metre yükseltide yüzeyleyen formasyon, Oligosen yaşlı Gürpınar Formasyonu üzerine açısal uyumsuz olarak gelir. İnceleme alanındaki kalınlığı 2-3.5 metre arasında değişen istif tabanda blok, çakıl ve kumlarla başlar. Bunların üzerinde, pelecypod fosilleri içeren kumtaşı; karbonat çimentolu, mollusk (pelecypod, gastropod) kavkı parçalı kumtaşı ve iyi tutturulmamış, bol *Ostrea* sp.'li kumtaşı düzeyleri yanal geçişli olarak yer alır (Şekil 3.5). İstifin en üstünde ise kavkı parçaları içeren gevşek kumlar bulunur.

Birim içinden toplanan *Venerupis aurea* (Gmelin), *Cerastoderma edule* (Linné), *Ostrea* sp., *Theridium vulgatum* (Bruguier), *Venus gallina* (Linné), *Cyclope* sp., *Cerastoderma edule* (Linné) cf. var. *lamarcki* Reeve gibi denizel ortamı simgeleyen pelecypod ve gastropod fosillerine göre formasyonun yaşı Pleyistosen olarak saptanmıştır (UMUT ve diğ., 1983).

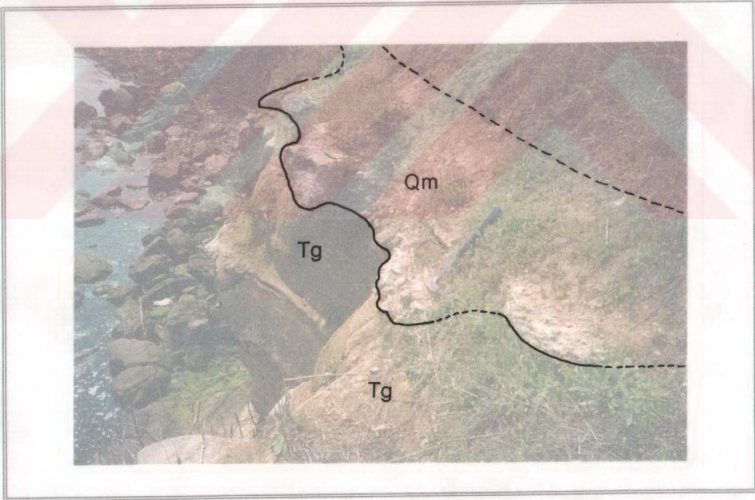
Karakteristik fosil içermeyen formasyonda; *Ostrea edulis* (Linné), *Mytilus edulis* Linné, *M. galloprovincialis* Lamarck, *Cerastoderma edule* (Linné), *Venerupis (Aurea)* cf. *calverti* (Newton), *Chylamys (AQUIPECTEN) opercularis* Linné, *Bittium (Bittium) reticulatum* Da costa, *Theridium (Theridium) vulgatum* (Bruguieri), *Gibbula (Adriaria) albida* (Gmelin), *Solen marginatus* Pulteney, *Ensis siliqua* Linné gibi cins ve türler ile temsil edilen Mollusca faunası gözlenir (EROL ve NUTTAL, 1973; EROL ve İNAL, 1980; TANER, 1981; SAKINÇ, 1993).

Mutlak yaş verecek özellikte olmayan bu çökellerin fosil içeriklerini Akdeniz Tirenien'i formlarıyla karşılaştıran bazı araştırmacılar formasyonu Pleyistosen olarak yaşlandırmışlardır (ERİNÇ, 1956; CHAPUT, 1957, EROL ve NUTTAL, 1973; TANER, 1983, 1993; SAKINÇ ve YALTIRAK, 1995). Ayrıca, Karamürsel civarındaki denizel taraçalardan alınan fosillerde yapılan C14, TL, ESR mutlak tarihlendirme yöntemleri sonucunda bu çökeller için

Pleyistosen yaşını veren 260.000, 130.000, 40.000 yıl değerleri elde edilmiştir (PALUSKA ve diğ., 1989).

Marmara Denizi kıyılarında farklı yükseltilerde görülen formasyonun, önceki çalışmalarda Pleyistosen'deki buzullararası (Interglasiyel) dönemde olan deniz seviyesi değişimlerine karşılık geldiği de belirtilmiştir (EROL ve NUTTAL, 1973; EROL ve İNAL, 1980; EROL, 1992).

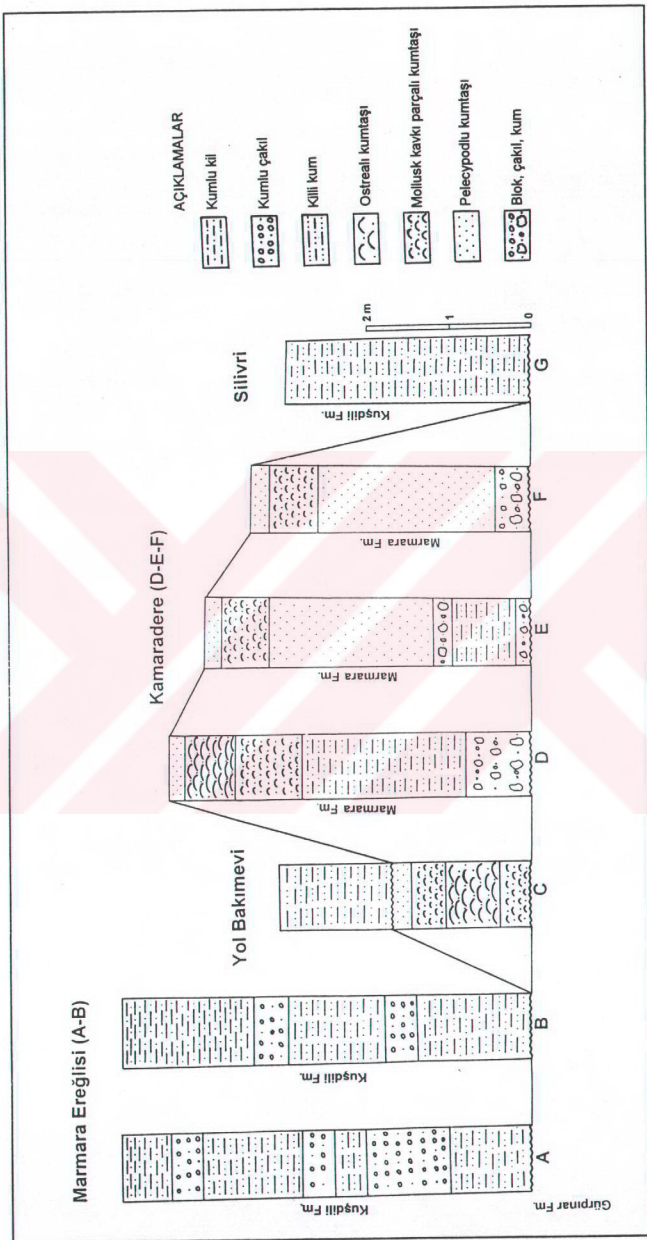
Marmara Formasyonu fosil içeriği ve fasiyesleriyle Üst Pleyistosen'de bölgede ılık, çalkantılı ve açık deniz şartlarında bir denizin olduğunu göstermektedir (SAKINÇ ve YALTIRAK, 1995).



Şekil 3.4 Marmara Ereğlisi koyunda (Yol Bakımevi) Gürpınar Fm. (Tg) üzerinde uyumsuz olarak duran Marmara Formasyonu'nun (Qm) görünümü (güneydoğudan kuzeybatıya bakış)



Şekil 3.5 Marmara Formasyonu'nun Kamaradere'deki (Marmara Ereğlisi)
ölçülü stratigrafi kesitleri



Şekil 3.6 Marmara Formasyonu ve Kuşdili Formasyonu'nun ölçülü stratigrafi kesitleriyle korelasyonu

2.1.3. Kuşdili Formasyonu

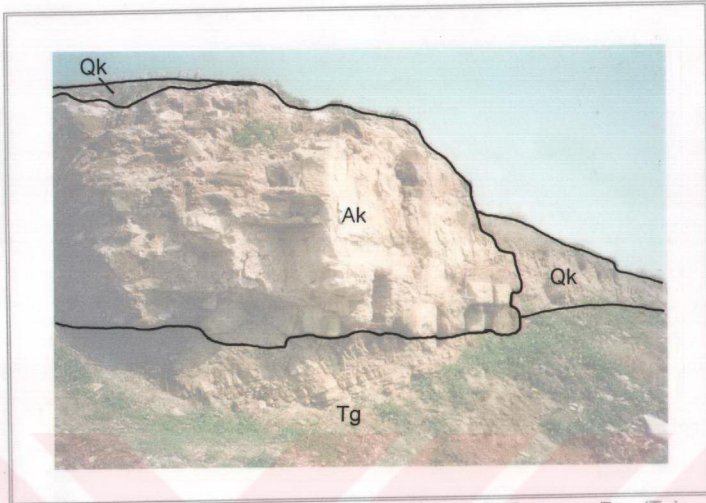
İnceleme alanında, Marmara Formasyonu üzerinde uyumsuz olarak yer alan çökellerin benzeri önceki çalışmalarda Kuşdili Formasyonu (MERİÇ ve diğ., 1991 a,b) olarak adlandırılmıştır. Formasyonun tabanında omurgalı hayvan kemikleri, kiremit, toprak kap parçaları ve *Murex* sp. kavkıları içeren, açık kahverenkli gevşek killi kum bulunur. Bunun üzerinde *Cardium* sp. kavkılı, koyu kahverenkli kumlu kil ve siyahımsı gri renkli çamur; daha üstte sarımsı kahverenkli, gevşek kumlu kil ve koyu kahverenkli, çakıllı kil düzeyleri yer alır. Bu istif, Marmara Formasyonu'ndan belirgin litolojik özellikleri ve fosil içeriğiyle ayrılır. Marmara Formasyonu ve Kuşdili Formasyonu'nun ölçülü kesitlerle korelasyonu Şekil 3.6 'da verilmiştir.

Kalınlığı 1-10 metre arasında değişen Kuşdili Formasyonu, Marmara Ereğlisi'nde (Şekil 3.7) 2 m., 6 m., 15 m. ve 50 m.; Silivri'de (Şekil 3.8) ise 12 m. ve 50 m. yükseltilerde görülür. Bu değişim, bölgedeki aktif Holosen tektonik etkinliği ile açıklanabilir.

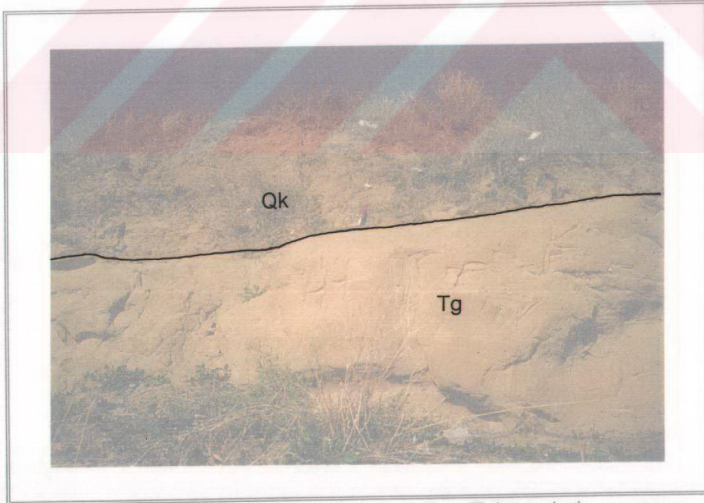
Formasyon MERİÇ ve diğ. (1991a,b) tarafından Holosen olarak yaşlandırılmıştır. En alt düzeyde bulunan kiremit parçaları ve arkeolojik kalıntılar (ÖZDOĞAN ve ÖZBAŞARAN-DEDE, 1990) bu yaşı destekler niteliktedir (Şekil 3.7).

2.1.4. Alüvyon

İncelenen bölgede; Kınıklı Deresi, Çanta Deresi, Kula Deresi, Çamurludere, Tuzla Deresi, Kayalı Deresi, Aşağıdere, Macar Deresi ve Karasu Deresi yataklarında genelde 10 metreye kadar kalınlık gösteren, sarımsı bej renkli ve gevşek çakıl, kum, silt ve kilden yapılmış alüvyon izlenir.



Şekil 3.7 Marmara Ereğlisi burnunun güneyinde Gürpınar Fm. (Tg) üzerinde uyumsuz olarak duran Kuşdili Fm.'nun (Qk) ve arkeolojik kalıntıların (Ak) görünümü (güneybatıdan kuzeydoğuya bakış)



Şekil 3.8 Silivri'nin doğusunda Gürpınar Fm. (Tg) üzerinde uyumsuz olarak duran Kuşdili Fm.'nun (Qk) görünümü (güneyden kuzeye bakış)

2.2. Deneştirme

Bölgede hem kara ve hem de denizel alanda temeli Gürpınar Formasyonu (A) oluşturur. Marmara Formasyonu veya onun denizel eşdeğeri sismik kesitlerde izlenmez. Bu alanda temel üzerine doğrudan Kuşdili Formasyonu eşdeğeri ve son Holosen (Flandriyen) transgresyonu ile onlap şeklinde gelişen çökeller (D1,D2) gelir. Bu transgresyonun kalıntıları Marmara Ereğlisi kuzeybatısında Kumludere'de izlenir. Denizel birimlerin altında havzacıklar içerisinde görülen havza dolguları (C1,C2) gölsel türde çökeller olup karada eşdeğerleri yoktur.

BÖLÜM 4. JEOLOJİ EVRİMİ

Bölgede Oligosen'den başlayarak karasal koşullar egemen olmuştur. Üst Miyosen (Sarmasiyen) sırasında örgülü akarsu yataklarında yaygın çakıl, kum, kil oluşumları gelişmiştir. Denizel koşullar ilk kez Tirenien (Orta-Geç Pleyistosen) 'de egemen olmuş ve Marmara Ereğlisi kıyılarında yukarıda tanımlanan Marmara Formasyonu plaj koşullarında çökelmiştir (Şekil 4.1). Tirenien (Orta-Geç Pleyistosen) sonrasında 90.000 yıl önce başlayan Würm buzullaşması ile Karadeniz havzasında deniz su düzeyinin -60 metrelere indiği SCHRADER (1975) tarafından belirtilmiştir. SMITH ve diğ. (1995) tarafından da Würm buzul devrinin pik noktası olan 25.000 k.y. B.P. zamanında (Şekil 4.2) Ege Denizi'nde global deniz su düzeyinin -118 metreye kadar indiğine değinilerek Marmara Denizi'nin bu zamandaki su düzeyinin -100 metrelerde bulunduğu ve iki denizin birbirinden Çanakkale Boğazı seti ile ayrıldığı ileri sürülmüştür.

Gerek Karadeniz ve gerekse Ege Denizi global deniz seviyeleri üç denizin Würm buzullaşmasının maksimum olduğu dönemde (Şekil 4.2) birbirlerinden bağımsız havzalar şeklinde bulunmaları nedeniyle farklıdır. Çünkü tarafımızdan incelenen kesitlerde de açıkça görüldüğü gibi temel üzerinde -90 metrelerde (Ek A.1) yalnızca Holosen (Flandriyen) transgresyonu ile gelişmiş D1 ünitesi gözlenebilmektedir. Dolayısıyla deniz su düzeyinin Würm buzullaşması sırasında -90 metrelerin altında olması gerekmektedir. Bu durumda Würm buzullaşması sırasında bölge aşınan bir kara bölgesi halinde olmalıdır (Şekil 4.2). Bu dönemde Tirenien kıyı açığı fasiyesleri tümüyle, kıyı fasiyesi de (taraça) büyük ölçüde erozyonla aşınmıştır.

Würm buzul devrinin günümüzden 25.000 yıl öncesinden itibaren olasılıkla iklimsel değişimlere bağlı olarak buzullararası (interglasial) devire geçmesiyle, bölge yeniden yağışlı bir döneme girmiş olmalıdır. Aynı dönemde Kuzey Anadolu Fay'ını oluşturan makaslama zonunun bir ürünü olarak Silivri-Büyükçekmece arasında kıydan yaklaşık 6 km. mesafe içinde, NE-SW yönlü doğrultu atımlı faylar (F2) arasında yaklaşık WNW-ESE yönlü normal faylarla (F1,F3) pull-apart türde havzacıklar gelişmiş ve bunlar zaman içinde denizle bağlantısı olmayan geçici göl ortamı haline dönüşmüşlerdir (Şekil 4.3). Bu normal fayların tavan blokları üzerinde güneğe doğru kamalar şeklinde fay önü molozları (B1) meydana gelmiştir. Göl ortamlarının bölgede kalıcı olmalarıyla bunlar içinde genellikle ince taneli kırıntılı çökeller (C1,C2) gelişmiş olmalıdır. Havzacıkları birbirinden ayıran pozitif lale yapısındaki yükselimler üzerinde büyük ölçekli düzensel çapraz tabakalı olasılıkla eolien (rüzgar) çökelleri (B2) gelişmiştir (downlap). Havza içlerinde bunlar havza çökelleriyle (C1,C2) geçişlidirler ve dolayısıyla, eş zamanlı oluşuklardır.

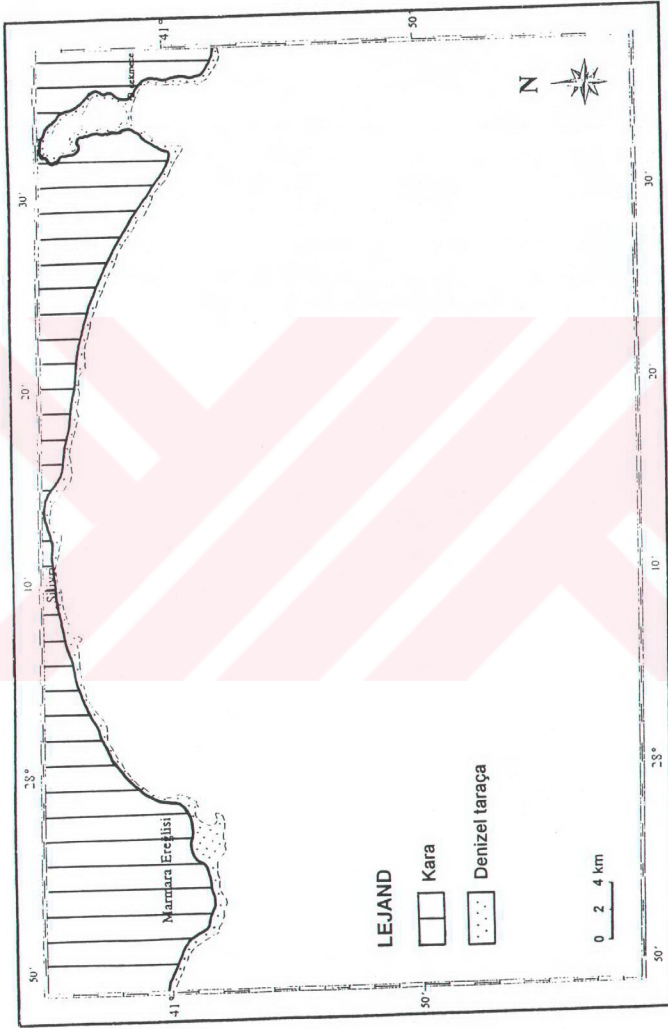
Denizin bu birimler üzerine Flandriyen transgresyonu ile geldiği (onlap) sismik kesitlerde açıkça görölmektedir (Ek A.1). Meydana gelen çökeller (D1,D2) Silivri ile Büyükçekmece arasında fay dikliği (F1) tarafından sınırlanmış olarak görülür (Şekil 4.4). Başka bir deyişle, deniz bu zamanda ancak normal fay dikliğinin önüne kadar gelebilmiştir. Yalnız, gerek Silivri falezinde ve gerekse Kumludere içinde denizel çökellerin izlerinin gözlenmesi, denizin bazı koridorlardan daha kuzeye koılar şeklinde girdiğini kanıtlamaktadır.

Geç Holosen'de, denizel kesimde çökme ve derinleşme sonucu kıyı çizgisinin kuzeye doğru günümüzdeki konumuna gelmesi (Şekil 4.6) derinleşen platform üzerindeki yaygın çamur çökeli minden anlaşılmaktadır. Denizel kesimin çökmesi yanında Marmara Ereğlisi-Silivri-Büyükçekmece kara şeridinde de 50 metrelere varan yükselmeler saptanmıştır. Kuşdili Formasyonu kalıntılarının Silivri falezinde ve Marmara Ereğlisi kuzeybatısındaki Kumludere içinde yine deniz seviyesinden 50 m. yükseltide

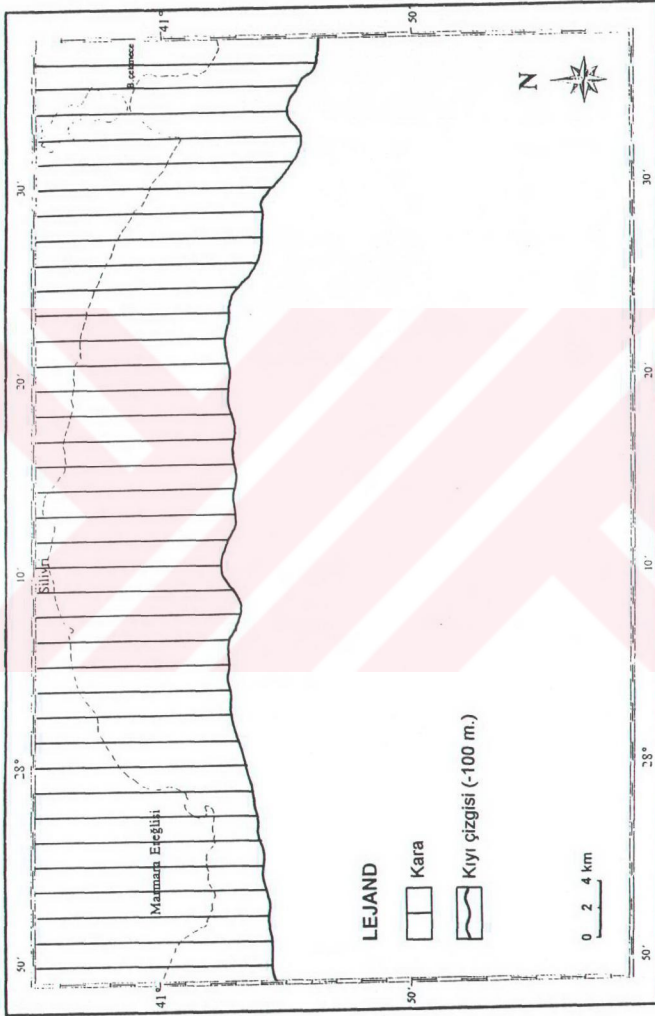
gözlenmesi bu durumu destekleyen kanıtlardır. Başka bir deyişle, deniz su düzeyinin yükselmesinin yanında kara bölgesinde daha şiddetli tektonik yükselmeler söz konusudur. Bu hareketlerle Kumludere içindeki Holosen havzası su üzerine çıkmıştır (Şekil 4.5). Formasyonun alt düzeylerinde bulunan kiremit parçaları ve diğer arkeolojik kalıntılardan bu olayın en fazla 5-7 bin yıl (ÖZDOĞAN ve ÖZBAŞARAN-DEDE, 1990) önce gerçekleştiği söylenebilir (Şekil 3.7).

Bütün bu hareketlerin sonucunda bölge günümüzdeki coğrafyasını kazanmıştır (Şekil 4.6).

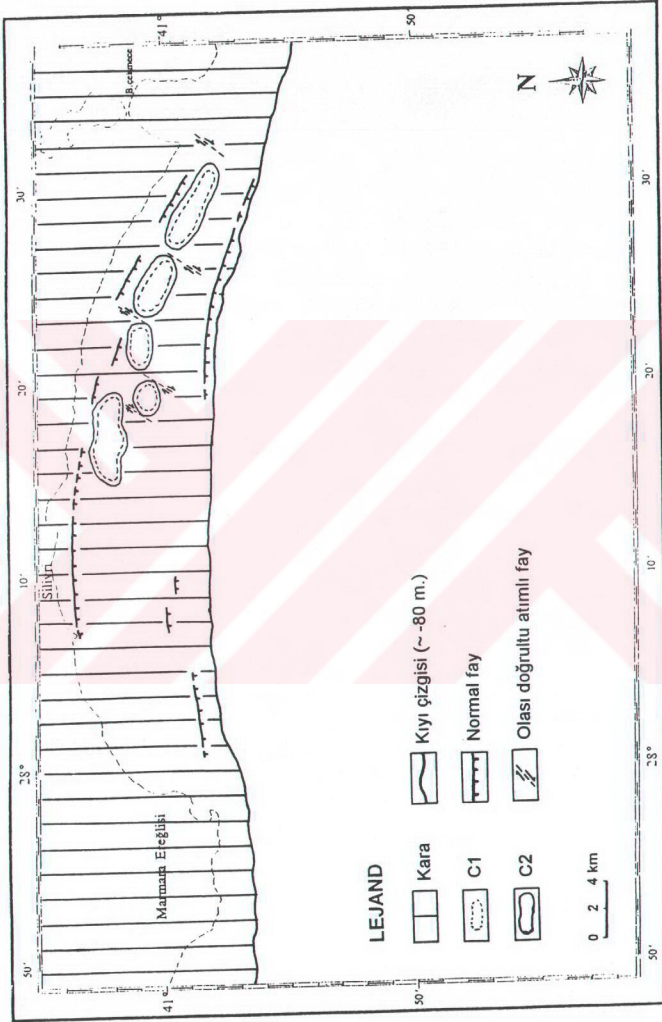


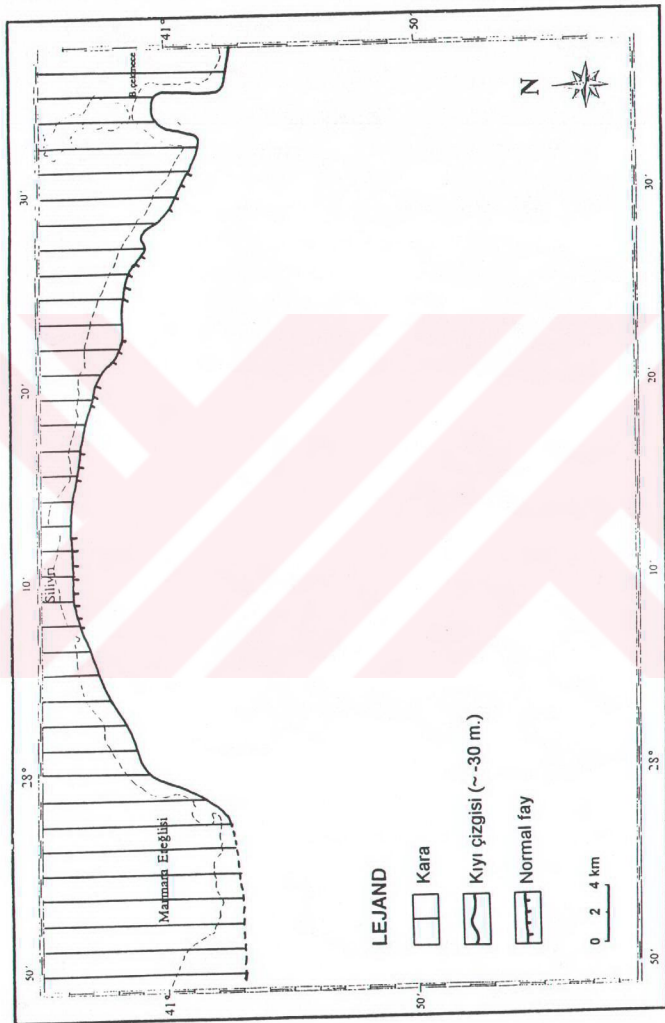


Şekil 4.1 Büyükçekmece (İstanbul)-Marmara Ereğlisi (Tekirdağ) arasının Tirenien (Orta-Geç Pleyistosen) paleocoğrafya haritası

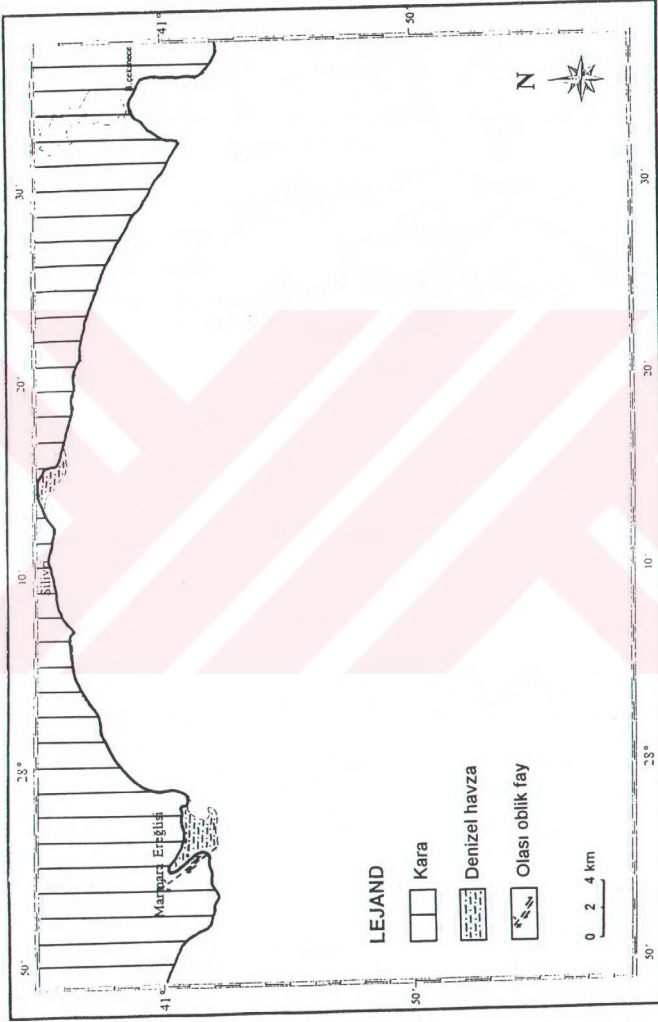


Şekil 4.2 Büyükkçekmece (İstanbul)-Marmara Ereğlisi (Tekirdağ) arasının Würm (Son Buzul Devri) paleocoğrafya haritası

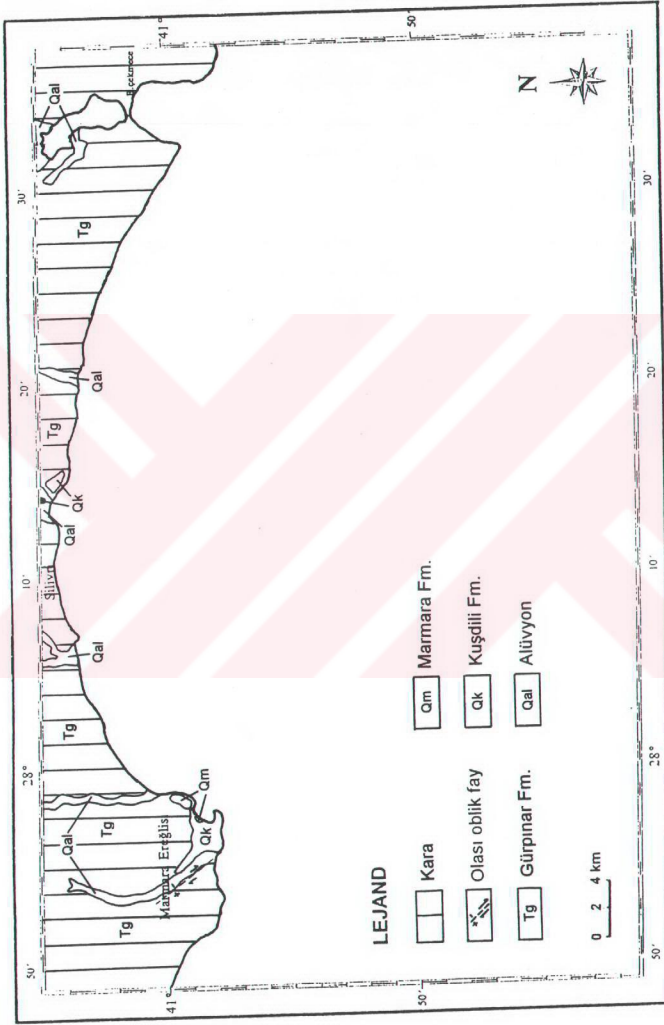




Şekil 4. 4 Büyükçekmece (İstanbul)-Marmara Ereğlisi (Tekirdağ) arasının Erken Holosen paleocoğrafya haritası



Şekil 4.5 Büyükçekmece (İstanbul)-Marmara Ereğlisi (Tekirdağ) arasının Geç Holosen paleocoğrafya haritası



Şekil 4.6 Büyükçekmece (İstanbul)-Marmara Ereğlisi (Tekirdağ) arasının
Günümüz paleocoğrafya haritası

SONUÇLAR

Marmara Denizi'nde, Büyükçekmece (İstanbul)-Marmara Ereğlisi (Tekirdağ) arası kıyı kesiminin deniz jeolojisini incelemek amacıyla bu bölgeye ait sismik yansıma verileri ile karot ve yüzey örnekleri incelenmiştir. Bu veriler kullanılarak sahanın sismik stratigrafik birimleri ayırtlanmıştır; deniz tabanı (batimetri), temel kaya derinliği, genç çökel kalınlığı, yüzey sediment dağılımı, yapısal unsur (fay) ve sismik fasiyes haritaları yapılmıştır.

İnceleme alanında, sismik yansıma kesitlerinde gözlenen temel Gürpınar Formasyonu (Oligosen) oluşturur. Bu temel ile genç çökel istif (Kuvaterner) arasında açısal bir uyumsuzluk yüzeyi vardır.

Sismik stratigrafi açısından temel A; normal fayların tavan blokları üzerinde gelişen kaotik iç yansımali fay önü molozları B1; yükselimler üzerinde downlap iç yapısı gösteren olasılıkla rüzgar çökelleri B2; pull-apart havzacıklar içerisinde onlarla sınırlı kalan gölsel birimler C1, C2; Holosen (Flandriyen) transgresyonu ile çökelen birimler D1, D2 ve en son evrede denizel ortamın derinleşmesiyle çökelen ve halen çökelmekte olan çamur E ünitesi olarak ayırtlanmıştır.

Tireniyen (Orta-Geç Pleyistosen) sonrasındaki Würm buzul devri sırasında, deniz su düzeyi -90 metrenin altına inmiştir. Bu olayla karalaşan bölgede önceden gelişmiş olan Tireniyen çökelleri (Marmara Formasyonu) şimdiki denizel alanda tümüyle aşınmıştır.

Holosen başlarında buzul devrinin iklimsel değişim sonucu interglasiyel döneme geçmesiyle ve Kuzey Anadolu Fayı'nı oluşturan makaslama zonu içerisinde şimdiki kıyıya paralel NE-SW yönlü doğrultu

atımlı faylanmalarla, bunlar arasında gelişen WNW-ESE yönlü normal faylar pull-apart türde havzacıklar oluşturmuştur. Bu havzacıklar tatlı su ile dolarak gölSEL çökelme alanları haline dönüşmüş ve bu göller içinde kalınlığı en fazla 6 metre olan seyrek ve sık ardalanmalı çökeller (C1,C2) oluşmuştur.

Holosen içinde deniz su düzeyinin global değişimlerine bağlı yükselmesiyle Flandriyen transgresyonu gerçekleşmiştir. Bunun sonucunda, onlap yansımalar şeklinde önce D1 sonra da D2 düzeyleri meydana gelmiştir.

Holosen (Flandriyen) transgresyonunun normal fay zonları arasındaki boğazlardan koylar şeklinde kara içlerine devam etmesiyle denizel havzalar gelişmiştir (Kumludere havzası).

Bu havzalar içinde gelişen istifin en altında kiremit parçaları ile arkeolojik kalıntıların varlığı, bu olayın günümüzden 5-7 bin yıl önce gerçekleştiğini vurgulamaktadır.

Günümüzden olasılıkla 5 bin yıl önce (Geç Holosen) bu havza yerel tektonik ile yükselmiştir ve bugün deniz seviyesinden yaklaşık 25 metre yukarıda bulunmaktadır. Bu hareketlerle deniz şimdiki kıyı çizgisine gelmiş ve güneydeki kesim de çökmüştür.

Bölgenin şimdiki topoğrafyası ve deniz tabanı morfolojisi bu son tektonik etkinliğin sonucudur.

Bölgede izlenen normal fayların çoğunluğu batimetride yamaç oluşturduklarından dolayı aktiftirler.

KAYNAKLAR

- ADATEPE, F.M., (1988), Marmara Denizi jeofizik verilerinin değerlendirilmesi. İ.Ü. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü, Doktora Tezi (yayınlanmamış).
- ALAVİ, S.N., (1988), Late Holocene deep-sea benthic foraminifera from the Sea of Marmara. Marine Micropaleontology, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, Vol.13, pp. 213-237.
- ARDEL, A., (1956), Marmara Bölgesi'nde coğrafi müşahadeler. İ.Ü. Coğrafya Enstitüsü Dergisi, Cilt 4, Sayı 7, s. 1-16.
- ARDEL, A. ve İNANDIK, H., (1957), Marmara Denizi'nin teşekkül ve tekamülü. Türk Coğrafya Dergisi, Yıl XIII, Sayı 17, s. 1-19.
- ARIÇ, C., (1955), Haliç-Küçükçekmece gölü bölgesinin jeolojisi. İ.T.Ü. Maden Fak. Yay., Doktora Tezi, İstanbul, 48 s.
- BARGU, S., (1989-1990), Kuzey Anadolu Fayı'nın Gaziköy ve Mürefte (Tekirdağ) dolaylarında yapısal özellikleri ve hareket mekanizması. İ.Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, Cilt 7, Sayı 1-2, s. 77-97.
- BARKA, A.A. and KADINSKY-CADE, K., (1988), Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. Tectonics, Vol.7, No.3, pp. 663-684.
- BEER, H. and WRIGHT, J.A., (1960), Stratigraphy of the Ganosdağ, Korudağ and Keşan Hills District I (Thrace). TPAO Arama Grubu Arşivi No.736.
- CHAPUT, G., (1957), Etudes sur les terrasses marines du littoral de la merde Marmara. Less terrasses de Yalova. Bull. Sci. Bourgogne, Dijon, 18, pp. 129-136.
- DOUST, H. and ARIKAN, Y., (1974), The geology of the Thrace basin. Türkiye İkinci Petrol Kongresi, Tebliğler, Ocak 1974, Ankara, Türkiye Petrol Jeologları Demeği, s. 119-136.
- ERİNÇ, S., (1956), Yalova civarında bahri Pleistosen depoları ve taraçaları. Türk Coğrafya Dergisi, Yıl XII, Sayı 15-16, s. 188-190.

- EROL, O. ve NUTTAL, C.P., (1973), Çanakkale yöresinin bazı denizel Kuvaterner depoları. Coğrafya Araştırma Dergisi, Sayı 5-6, s. 27-91.
- EROL, O. ve İNAL, A., (1980), Çanakkale yöresi Karacaviran köyü çevresindeki Kuvaterner depoları ve denizel fosilleri. Jeomorfoloji Dergisi, Sayı 9, s. 1-35.
- EROL, O., (1992), Çanakkale yöresinin jeomorfolojisi ve tektoniği. TPJD Bülteni, Cilt 4, Sayı 1, s. 147-163.
- KASAR, S. ve OKAY, A.İ., (1992), Silivri-Kıyıköy-İstanbul Boğazı arasındaki alanın jeolojisi. TPAO Arama Grubu Rapor No.3119, 79 s.
- KESKİN, C., (1974), Kuzey Ergene Havzası'nın stratigrafisi. Türkiye İkinci Petrol Kongresi, Tebliğler, Ocak 1974, Ankara, Türkiye Petrol Jeologları Demeği, s. 137-163.
- KURT, H., (1994), Yedikule-Büyükcçekmece (İstanbul) sığ deniz sismiği verilerinin değerlendirilmesi. Yüksek Lisans Tezi, İ.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, 85 s. (basılmamış).
- LEBKÜCHNER, R.F., (1974), Orta Trakya Oligoseninin jeolojisi hakkında. MTA Dergisi, Sayı 83, s. 1-29.
- MERİÇ, E., OKTAY, F.Y., SAKINÇ, M., GÜLEN, D., EDİGER, V.Ş., MERİÇ, N. ve ÖZDOĞAN, M., (1991a), Kuşdili, (Kadıköy-İstanbul) Kuvaterner'inin sedimenter jeolojisi ve paleoekolojisi. C.Ü. Müh. Fak. Dergisi, Seri, A-Yerbilimleri, Cilt 8, Sayı 1, s. 83-92.
- MERİÇ, E., OKTAY, F.Y., SAKINÇ, M., GÜLEN, D. ve İNAL, A., (1991b), Ayamama (Bakırköy-İstanbul) Kuvaterner istifinin sedimenter jeolojisi ve paleoekolojisi. C.Ü. Müh. Fak. Dergisi, Seri, A-Yerbilimleri, Cilt 8, Sayı 1, s. 93-100.
- MITCHUM, Jr, R.M., (1977), Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration, part one to eleven in Payton, C.E. (ed.), AAPG Memoir 26, Tulsa, Oklahoma, pp. 49-212.
- OKTAY, F.Y., EREN, R.H., SAKINÇ, M., (1992), Karaburun-Yeniköy (İstanbul) yöresinde Doğu Trakya Oligosen havzasının sedimenter jeolojisi. Türkiye 9. Petrol Kongresi ve Sergisi, 17-21 Şubat 1992, Ankara, Bildiriler, Jeoloji, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, Türkiye Petrol Jeologları Demeği, TMMOB Petrol Mühendisleri Odası, s. 92-101.

- OKTAY, F.Y., SAKINÇ, M., DEMİRBAĞ, E., ECEVİTOĞLU, B., BARKA, A., ALPAR, B., ERYILMAZ, M., ŞİMŞEK, M., ÖZTURAN, M., YILMAZ, B., GÖKAŞAN, E., İMREN, C., ALGAN, O., (1994), Güneybatı Karadeniz, İstanbul Boğazı ve Marmara Denizi Kuzey Kesiminin Kuvaterner'deki Oluşumu ve Evrimi. Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu, Proje No: TÜBİTAK DEBAG 102, II. Gelişme Raporu, 45 s.
- ÖZDOĞAN, M. ve ÖZBAŞARAN-DEDE, N., (1990), 1989 yılı Toptepe kurtarma kazısı. Arkeoloji ve Sanat, Yıl 13, Sayı 46-49, s. 2-23.
- ÖZEL, E. ve ULUĞ, A., (1991), Marmara Denizi'nin Neotektonik yapısının jeofizik yöntemlerle araştırılması. Türkiye 12. Jeofizik Kurultayı Bildiri Özetleri, Mart 1991, Ankara, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, s. 24.
- PALUSKA, A., POETSCH, Th. and BARGU, S., (1989), Tectonics, Paleoseismic Activity and Recent Deformation Mechanisms in the Sapanca-Abant Region (NW Turkey, North Anatolian Fault Zone). Turkish-German Earthquake Research Project, Earthquake Research Institute, Ankara, Turkey, University of Kiel, West Germany, pp. 18-33.
- PAMİR, H.N. ve BAYKAL, F., (1947), Istanca masifinin jeolojik yapısı. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Cilt 1, Sayı I, s. 7-43.
- PINAR, N., (1943), Marmara denizi havzasının sismik Jeoloji ve Meteorolojisi. Institut de Géologie, Institut de Physique générale de l'Université d'Istanbul, 63 p.
- SAKINÇ, M., (1992), Gaziköy-Hoşköy-Mürefte (Tekirdağ) kıyılarında Tyrrhenian (Geç Pleyistosen) çökelleri ve yapısal konumları. Akdeniz Üniv., Isparta Müh. Fak., VII. Mühendislik Haftası, Bildiri Özetleri, s. 52.
- SAKINÇ, M., (1993), Marmara kıyılarında denizel Üst Pleyistosen-Holosen çökellerinin stratigrafik özellikleri. Türkiye Kuvaterneri Workshop Bildiri Özleri, 17-19 Kasım 1993, İstanbul, s. 83-86.
- SAKINÇ, M. ve BARGU, S., (1989), İzmit Körfezi güneyindeki Geç Pleyistosen (Tireniyen) çökel stratigrafisi ve bölgenin neotektonik özellikleri. Türkiye Jeoloji Bülteni, Cilt 32, Sayı 1-2, s. 51-64.
- SAKINÇ, M. ve YALTIRAK, C., (1995), Güney Trakya sahillerinin denizel Pleyistosen çökelleri ve paleocoğrafyası. Trakya Havzası Jeolojisi Sempozyumu, Bildiri Özleri, T.P.A.O., Ozan Sungurlu Bilim, Eğitim ve Yardım Vakfı, 30 Mayıs-3 Haziran 1995, Lüleburgaz-KIRKLARELİ, s. 38-39.

- SAYAR, C., (1976), Haliç ve civarının jeolojisi. İstanbul Haliç Sorunları ve Çözüm Yolları Ulusal Sempozyumu, 11-13 Şubat 1976, Boğaziçi Univ., İstanbul, 355-374.
- SAYAR, C., (1977), İstanbul yeni iskan yöreleri geoteknik ve sismik etüdü. Basılmamış rapor, Cilt 1, Büyükçekmece-Küçükçekmece Göller arası yöre: Boğaziçi Univ., Deprem Müh. Araştırma Enst. Raporu, İstanbul, 119 s.
- SCHRADER, H.J., (1975), Quaternary through Neogene history of the Black Sea, deduced from the paleoecology of diatoms, silicoflagellates, ebridians and chrysomonads. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. XLII, Part 2, İstanbul, Turkey, National Science Foundation National Ocean Sediment Coring Program, pp. 789-902.
- SMITH, A.D., TAYMAZ, T., OKTAY, F., YÜCE, H., ALPAR, B., BAŞARAN, H., JACKSON, J.A., KARA, S., ŞİMŞEK, M., (1995), High-resolution seismic profiling in the Sea of Marmara (northwest Turkey): Late Quaternary sedimentation and sea-level changes. GSA Bulletin, Vol.107, No.8, pp. 923-936.
- SÖNMEZ-GÖKÇEN, N., (1964), Çatalca (Trakya) civarı Neojeninden Congeria'lı serinin Ostracod'larla bulunan yeni yaşı hakkında not. MTA Dergisi, Sayı 63, s. 43-54.
- STANLEY, D.J. and BLANPIED, C., (1980), Late Quaternary water exchange between the eastern Mediterranean and the Black Sea. Nature, Vol.285, No.5766, pp. 537-541.
- ŞENOL, M., (1980), Keşan (Edirne) ve Marmara Ereğlisi (Tekirdağ) yörelerinde Oligosen yaşlı birimlerin çökel ortamları ve linyit oluşumları. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Cilt 23, Sayı 2, s. 133-140.
- TANER, G., (1981), Gelibolu Yarımadası'nın denizel Kuvaterner Mollusca'ları. Jeomorfoloji Dergisi, Sayı 10, s. 71-117.
- TANER, G., (1983), Hamzakoy formasyonunun Çavda (Baküniyen) Bivalvleri, Gelibolu Yarımadası. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Cilt 26, Sayı 1, s. 59-64.
- TANER, G., (1993), Türkiye'de Mollusk Faunası içeren Kuvaterner'e ait örnekler ve paleocoğrafik sonuçları. Türkiye Kuvaterneri Workshop Bildiri Özleri, 17-19 Kasım 1993, İstanbul, s. 60-62.
- TCHIHATCHEFF, P. De, (1867), Asie Mineure. Géologie I, Paris, pp. 179-184.
- UMUT, M., KURT, Z., İMİK, M., (1983), Tekirdağ ili-Silivri (İstanbul)-Pınarhisar (Kırklareli) alanının jeolojisi. MTA Derleme Rapor No.7349.

US, A.E., (1993), Sismik Yöntemler ve Yorumlamaya Giriş. TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, Eğitim Yayınları No:2, 227 s.

ÜNAL, O.T., (1967), Trakya jeolojisi ve petrol imkanları. TPAO Rapor No.391, Ankara.

WONG, H.K., LUDMANN, T., ULUĞ, A., GÖRÜR, N., (1995), The Sea of Marmara: a plate boundary sea in an escape tectonic regime. Tectonophysics, 244, pp. 231-250.

YALÇINLAR, İ., (1949), Çanakkale Boğazı civarının jeomorfolojisi üzerine müşahadeler. Türk Coğrafya Dergisi, Cilt 6-8, Sayı 11-12, s. 129-138.

YALTIRAK, C., (1992), Gaziköy-Mürefte arasının jeolojisi. İ.T.Ü. Maden Fak., Bitirme Tezi (Basılmamış).

ÖZGEÇMİŞ

Birol YILMAZ 1969 yılında Uşak'ta doğdu. Lise öğrenimini Gebze Lisesi'nde tamamladı. 1986 yılında girdiği İTÜ Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden 1991 yılında mezun oldu. 1992 yılında yüksek lisans İngilizce hazırlık okulunu bitirdikten sonra aynı yıl İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Programı'nda yüksek lisans öğrenimine başladı. 1993 yılında İTÜ Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Genel Jeoloji Anabilim Dalı'nda araştırma görevlisi olarak çalışmaya başladı. Halen bu görevi sürdürmektedir.