

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**MARMARA DENİZİ’NİN TEKİRDAĞ VE ORTA
MARMARA ÇUKURLUKLARI ARASINDAKİ
ALANIN JEOLojİSİ VE TRAKYA HAVZASI İLE
KORELASYONU**

Şebnem ELBEK

Eylül, 2013
İZMİR

**MARMARA DENİZİ’NİN TEKİRDAĞ VE ORTA
MARMARA ÇUKURLUKLARI ARASINDAKİ
ALANIN JEOLojİSİ VE TRAKYA HAVZASI İLE
KORELASYONU**

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Doktora Tezi

**Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Anabilim Dalı, Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği
Programı**

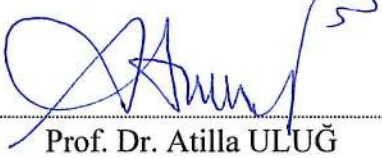
Şebnem ELBEK

Eylül, 2013

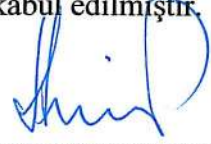
İZMİR

DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

ŞEBNEM ELBEK, tarafından **PROF.DR. ATILLA ULUĞ** ve **PROF. DR. NACİ GÖRÜR** yönetiminde hazırlanan “**MARMARA DENİZİ’NİN TEKİRDAĞ VE ORTA MARMARA ÇUKURLUKLARI ARASINDAKİ ALANIN JEOLJİSİ VE TRAKYA HAVZASI İLE KORELASYONU**” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir doktora tezi olarak kabul edilmiştir.



Prof. Dr. Atilla ULUĞ



Prof. Dr. Naci GÖRÜR

Yönetici

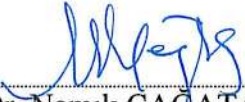


Prof. Dr. Hasan SÖZBİLİR

Yönetici

Prof. Dr. Erdeniz ÖZEL

Tez İzleme Komitesi Üyesi



Prof. Dr. Namık ÇAGATAY

Tez İzleme Komitesi Üyesi



Prof. Dr. Rahmi PINAR

Jüri Üyesi



Prof. Dr. Derman DONDURUR

Jüri Üyesi

Jüri Üyesi



Prof. Dr. Ayşe OKUR

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Bu tezin oluşmasında destek ve özverilerini esirgemeyen danışmanlarım Prof. Dr. Atilla ULUĞ ve Prof. Dr. Naci GÖRÜR' e en içten teşekkürlerimi sunarım.

Veri temini ve yorum aşamasında çok değerli katkıları olan TIWAY Ltd. ve özelinde Atilla SEFÜNÇ' e, değerli katkılarından dolayı Muzaffer SİYAKO ve Taner TANIŞ' a (TPAO Ltd.) teşekkür ederim.

Verinin yorumlanması aşamasındaki katkılarından dolayı hocam Prof. Dr. Celal ŞENGÖR' e teşekkür ederim.

Çalışmada veri işlem uygulamaları önemli bir yer tutmaktadır. Nezihi Canitez Laboratuvarı' nda Disco Focus 5.0 yazılımı kullanımı kullanarak gerçekleştirdiğim uygulamalarda yardımcı olan hocalarım Yard. Doç. Dr. Caner İMREN, Prof. Dr. Emin DEMİRBAĞ, Doç. Dr. Ayşe KAŞLILAR' a ve İTÜ'de bulunduğum sürece desteklerini esirgemeyen hocam Prof. Dr. İlyas ÇAĞLAR' a teşekkür ederim.

Bu süreçte yaşadığım bütün sıkıntıları benimle birlikte paylaşan ve bana tam destek olan eşim Ö. Faruk ELBEK ve ailem Güzin-Ahmet Göker-Çiğdem ELBEK'e çok teşekkür ediyorum.

Sevgili babam Atalay ÖNDER 'in anısına

Şebnem ELBEK

GEOLOGY OF THE MARMARA SEA BETWEEN TEKIRDAG AND MID-MARMARA BASINS AND CORRELATION WITH THRACE BASIN

ABSTRACT

In this thesis, seismic stratigraphy of the sea region between Tekirdağ and Central Basins was established and correlated with Thrace Basin's sedimentary succession on land and in boreholes. This correlation showed that Tekirdağ Basin and Western Marmara Ridge had developed on the Oligocene sequence of Thrace Basin. It has been suggested that the Western Marmara Ridge was made up mainly of sedimentary sequences over 1500 meters thick Middle- Upper Miocene to Upper Pliocene and 50-300 meters thick Quaternary cover. The Northern part of the ridge rested on Eocene-Oligocene sediments over a reverse fault. The Western Marmara Ridge was elevated by strike slip faults with reverse component in northeast-southwest direction.

The area of investigation including the Tekirdağ Basin, Western Marmara Ridge and shelf of Western Marmara Sea was a part of the Thrace Basin. Therefore, the evolution of morphological structures investigated was considered within the evolutionary framework of Thrace Basin. Starting with the medial Miocene onward a dextral shear zone developed on the ancient structures of the Thrace Basin. This shear zone constituted the widest part of the North Anatolian Shear Zone. Dextral movements on the shear zone developed a number of tectonic structures within the Thrace Basin. Evolution of these structures starting during the medial Miocene are represented by the pre-peak, peak, post-peak and pre-residual stages based on the basis of the stress-displacement behaviour and structures in the Riedel Experiment. West Marmara Ridge and its surrounding basins growth by the development of the North Anatolian Shear Zone during the pre-peak stage and formed Pliocene to Pleistocene along a variety of Riedel, anti-Riedel and P-shears of the post-peak and pre-residual structural stages.

Keywords: Sea of Marmara, Thrace Basin, dextral North Anatolian Shear Zone, Western Marmara Ridge

MARMARA DENİZİ NİN TEKİRDAĞ VE ORTA MARMARA ÇUKURLUKLARI ARASINDAKİ ALANIN JEOLJİSİ VE TRAKYA HAVZASI İLE KORELASYONU

ÖZ

Bu tezde, Tekirdağ–Orta Marmara Çukurlukları arasındaki kesimin sismik stratigrafisi tanımlanmış ve bu stratigrafik dizilim Trakya Havzası’ndaki çökel istiflerle deneştirilmiştir. Çalışma alanında yapılan birim sınıflaması ve bunların kuyu verileri ile korelasyonu, Tekirdağ Çukuru ve Batı Marmara Sırtı’ nın Trakya Havzası’ nın Oligosen yaşlı çökelleri üzerinde gelişmiş olduğunu göstermektedir. Batı Marmara Sırtı’ nın, kalınlığı 1500 m’yi aşan Orta-Üst Miyosen- Üst Pliyosen zaman aralığında gelişmiş istif ile kalınlığı 50-300 m arasında değişen Kuvaterner yaşlı çökel örtüden oluştuğu görülmüştür. Sırtın kuzey bölümü ters fayla Eosen-Oligosen çökeller üzerine yaslanmaktadır. Batı Marmara Sırtı, kuzeydoğu-güneybatı yönlü ters bileşeni olan doğrultu atımlı faylar etkisinde yükselmiştir.

Çalışma alanının Tekirdağ Çukuru-Batı Marmara Sırtı ve Kuzey Marmara şelfini içine alan kesimi Trakya Havzası’nın bir parçasıdır. Bu nedenle sırtın evrimi Trakya Havzası’nın evrimi çerçevesinde değerlendirilmiştir. Orta Miyosen’ den başlayarak sağ yanal bir makaslama zonu Trakya Havzası’ndaki eski yapılar üzerinde gelişmiştir. Bu makaslama zonu Kuzey Anadolu Makaslama Zonu’ nun en geniş kesimini oluşturmaktadır. Bu zon üzerindeki oluşan sağ yanal yer değiştirme Trakya Havzası’ nda çok sayıda tektonik yapı oluşturmuştur. Bu yapıların evrimi Riedel Deneyinde ortaya konmuş olan yapı evrimine uygun olarak zirve öncesi (pre-peak), zirve (peak), zirve sonrası (post-peak), kalıntı öncesi (pre-residual) evreleri ile tanımlanan süreçlerle gelişmiştir. Batı Marmara Sırtı ve çevresindeki çukurluklar Kuzey Anadolu Makaslama Zonu’ nun zirve öncesi evresinde gelişmeye başlamış, Pliyosen-Pleistosen zaman aralığındaki zirve sonrası ve kalıntı öncesi evrelerinde şekillenmişlerdir.

Anahtar sözcükler: Marmara Denizi, Trakya Havzası, sağ yanal Kuzey Anadolu
Makaslama Zonu, Batı Marmara Sırtı

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ABSTRACT.....	iv
ÖZ	v
ŞEKİLLER LİSTESİ	ix
TABLolar LİSTESİ.....	xi

BÖLÜM BİR–GİRİŞ.....1

1.1 Amaç ve Kapsam.....	1
1.2 Tektonik Konum.....	2
1.3 Batimetri	2
1.4. Önceki Araştırmalar	4
1.5 Yöntem	8
1.5.1 Sismik Yansıma Verileri	9
1.5.1.1 Veri İşlem	9
1.5.1.1.1 MTA ve Le Nadir Verilerine Uygulanan İşlemler.....	10
1.5.1.1.2 İşlenmiş Olarak Alınan Hatlardaki Veri İşlem Uygulamaları	12
1.5.2 Sismik Yorumlama	13

BÖLÜM İKİ–BATI MARMARA SIRTı VE ÇEVRESİNİN JEOLojİSİ 15

2.1 Sismik Stratigrafi.....	15
2.1.1 Sismik Birim-1	15
2.1.2 Sismik Birim-2	18
2.1.3 Sismik Birim-3	18
2.1.4 Sismik Birim-4	18
2.1.5 Sismik Birim-5	23
2.1.6 Sismik Birim-6	29
2.2 Trakya Havzası ile Stratigrafik Korelasyonu	39

2.2.1 Sismik Birimlerin Trakya Formasyonları ile Deneytirilmesi.....	43
2.3 Yapısal Jeoloji	48
2.3.1 Uyumsuzluklar.....	48
2.3.1.2 Kıvrımlar.....	48
2.3.1.3 Faylar	52
2.3.1.3.1 Normal Faylar	52
2.3.1.3.2 Ters Faylar.....	53
2.3.1.3.3 Yanal Atımlı Faylar.....	54
2.4 Trakya Havzası ile Yapısal Korelasyon	55
2.4.1 Uyumsuzluklar.....	55
2.4.2 Kıvrımlar.....	56
2.4.3 Faylar	57
2.4.3.1 Eğim Atımlı Faylar	57
2.4.3.2 Doğrultu Atımlı Faylar	58
BÖLÜM ÜÇ-TARTIŞMA VE SONUÇLAR.....	61
3.1 Sonuçlar	61
3.2 Tektonostratigrafik Evrim.....	62
KAYNAKLAR	66
EKLER.....	76

ŞEKİLLER LİSTESİ

	Sayfa
Şekil 1.1 Çalışma alanı yer bulduru haritası	1
Şekil 1.2 Kuzey Anadolu Kerojeni.....	2
Şekil 1.3 Marmara Denizi batimetrik unsurları.....	3
Şekil 1.4 Batı Marmara Sırtı' nın batimetrik unsurları (Kontur aralığı 25 m).....	4
Şekil 1.5 Çalışma alanında sismik hatların ve sondaj kuyularının yerini gösteren batimetrik harita	8
Şekil 1.6 İki boyutlu deniz sismiğinde veri işlem adımları.....	11
Şekil 1.7 NMO düzeltmesi ve yığma işleminin interaktif butonda gösterimi.....	12
Şekil 1.8 Erozyonal ve çökelmezlik tipli uyumsuzlukların tür – konumlarını gösteren şematik kesitler.....	14
Şekil 2.1 Tekirdağ Çukurunu KB-GD yönünde kesen TWLINE 1 hattının stratigrafik ve yapısal unsurları.	17
Şekil 2.2 Orta Marmara Çukurluğu' nu kuzey batı- güney doğu kesen LINE 47 hattının yorumlanmış kesiti.....	19
Şekil 2.3 TWLINE2-TP 51-MTA 13 hatlarının yorumlanmış kesitleri.....	20
Şekil 2.4 TWLINE 1-TP 55-TWLINE 3 hatlarında izlenen sismik birimler ve sismik hatların konumları	21
Şekil 2.5 Birim-1'in üst seviyesinin (TWT) kontur haritası.	22
Şekil 2.6 TWLINE 1 sismik yansıma hattında Birim-5 seviyelerinin belirlenmesi ..	24
Şekil 2.7 Tekirdağ Havzası'nın güney doğusunda belirlenen uyumsuzluklar	25
Şekil 2.8 IRIS 2 sismik yansıma kesitinde Birim-5a yansıma paketi	25
Şekil 2.9 IRIS 2 numaralı hattın yorumlanmış kesiti.....	26
Şekil 2.10 MTA 7 numaralı sismik hattın yorumlanmış kesiti	27
Şekil 2.11 LINE 2 hattının (16000-27000 ofsetleri arası) yorumlanmış kesiti Birim-5a ve Birim-6'nin Batı Marmara Sırtı üzerine taşınması.	28
Şekil 2.12 TP51 numaralı sismik hattın yorumlanmış kesiti	30
Şekil 2.13 Birim-4'ün üst seviyesinin kontur haritası.....	31
Şekil 2.14 Batı Marmara Sırtı' nı KB-GD yönde kesen LINE 2 hattının yorumlanmış kesiti	31

Şekil 2.15 Orta Marmara Çukurluğu’nu kuzey batı- güneydoğu yönünde kesen LINE 3 hattının yorumlanmış kesiti.....	32
Şekil 2.16 LINE BS sismik hattının yorumsuz ve yorumlu kesitleri.....	33
Şekil 2.17 Birim-5a’ nın üst seviyesinin 0,2 sn (TWT) aralıklarla çizilmiş kontur haritası.....	34
Şekil 2.18 LINE 46 numaralı sismik hattın yorumlu kesiti	35
Şekil 2.19 Birim-5b’ nın 0,2 sn aralıklarla çizilmiş kontur haritası.....	35
Şekil 2.20 Batı Marmara Sirtının güney doğusunda belirlenen uyumsuzluk seviyeleri	36
Şekil 2.21 Birim- 6b’nin üst seviyesinin (TWT) 0,2 sn aralıklarla çizilmiş kontur haritası.....	38
Şekil 2.22 Birim- 6d’nin üst seviyesinin (TWT) 0,2 sn aralıklarla çizilmiş kontur haritası.....	39
Şekil 2.23 Trakya Havzası’nın genelleştirilmiş jeoloji haritası	40
Şekil 2.24 Trakya Havzası’nda açılan K.Marmara-I, Çorlu-3/A, İncelik-I, Hoşköy-I ve Doluca-I kuyularının stratigrafik kesitleri.....	42
Şekil 2.25 K.Marmara I kuyusu ile TWLINE 3 sismik hattının korelasyonu	44
Şekil 2.26 Trakya Havzası’nda açılan kuyular yardımı ile stratigrafik yorumu yapılan kara sismiği verisindeki formasyon seviyelerinin TWLINE 1 kesitine taşınması.....	45
Şekil 2.27 IRIS-3 nolu sismik hattın yorumlanmış kesiti	46
Şekil 2.28 Çalışma alanının güney doğusunda açılan Marmara I (M-I) kuyusu ile IRIS 26 hattının korelasyonu	47
Şekil 2.29 Batı Marmara Sirtını K-G yönde kesen MTA 9 kesitinde kıvrım yapısı.....	49
Şekil 2.30 Çalışma alanının yapısal haritası	50
Şekil 2.31 Batı Marmara Sirtı’nı K-G yönde kesen MTA 13 hattının yorumlanmış kesiti	51
Şekil 2.32 LINE 44 sismik hattının yorumlanmış kesiti.....	55
Şekil 2.33 Trakya Havzası’nın yapısal haritası.....	60
Şekil 3.1 Yanal atımlı faylarda makaslama zonu’ nun evreleri ve oluşan yapılar	64

TABLÖLAR LİSTESİ

Sayfa

Tablo 2.1 Sismik birimlerin tanımlanmasında kullanılan parametreler.....	37
--	----

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

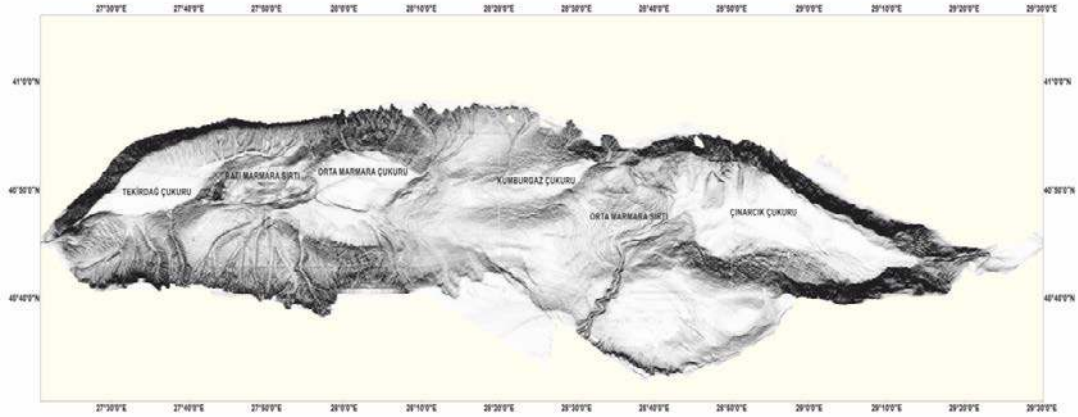
1.1 Amaç ve Kapsam

İnceleme alanı Kuzey Marmara Çukurluğu içerisinde yer alan Batı Marmara Sırtı'dır. Bu sırtın batısında Tekirdağ Çukurluğu, kuzeyinde Trakya Havzası, doğusunda Orta Marmara Çukurluğu, güneyinde ise Marmara Adası ve Kapıdağ Yarımadası bulunur (Şekil 1.1 ve Şekil 1.3). Bu sırt karmaşık bir jeolojik yapıya sahiptir. Litolojik olarak Trakya Havzası'nda bulunan Tersiyer birimlerinden yapılmıştır. Sırtın stratigrafik ve yapısal özellikleri yeterince bilinmemektedir; oluşum zamanı ve mekanizması ise tartışmalıdır (Aksu, Calon, Hiscott, ve Yaşar, 2000; Gökaşan ve diğer., 2003; İmren ve diğer., 2001; Okay, Demirbağ, Kurt, Okay, ve Kuşcu, 1999; Okay ve diğer., 2000; Rangin, Le Pichon, Demirbağ, ve İmren, 2004; Yaltırak, 2002). Bu çalışmanın amacı bu sorunların çözümüne yöneliktir. Araştırmada sismik verilerin ışığı altında sırtın sismik stratigrafisi belirlenmiş, tespit edilen sismik birimler Trakya Havzası'ndaki Tersiyer birimleriyle korele edilmiş ve sonuç itibarıyla de bu yapının oluşum mekanizması açıklığa kavuşturularak jeolojik evrimi tartışılmıştır.



Şekil 1.1 Çalışma alanı yer bulduru haritası (Shuttle Radar Topography Mission NASA/ASI).

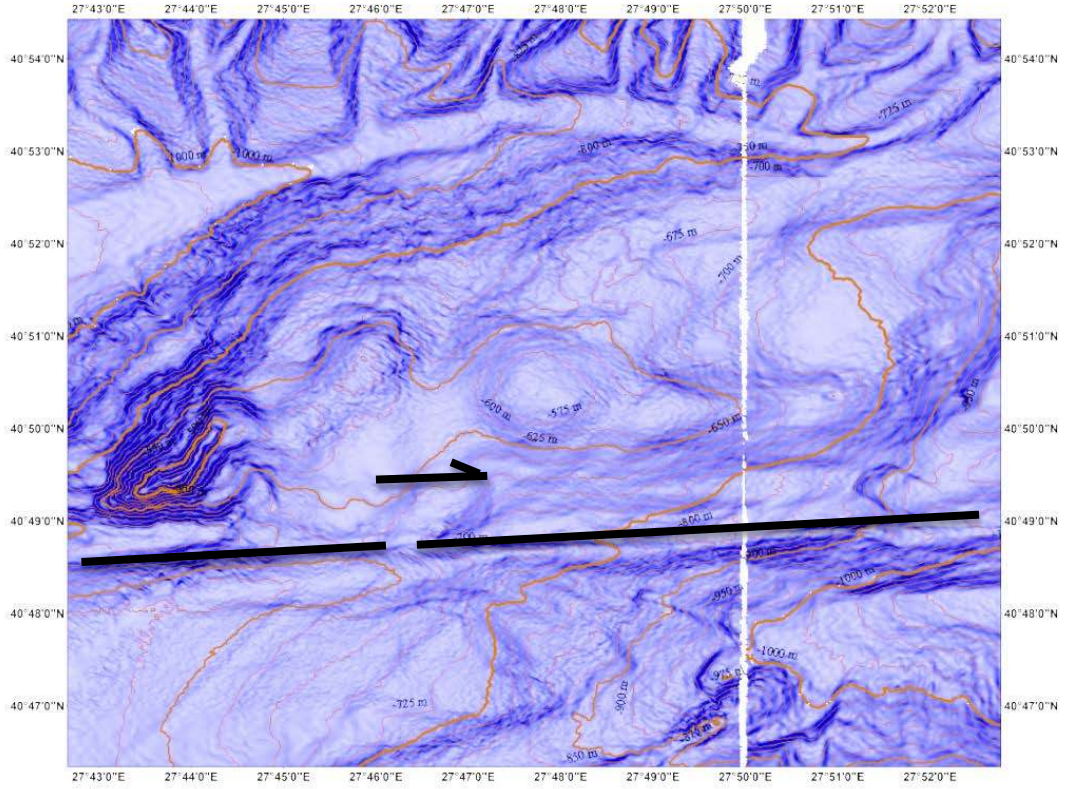
Çınarcık Çukurlukları) ile bu çukurları birbirinden ayıran KD-GB yönelimli ve deniz tabanından yaklaşık 600-800 m. yükselen iki eşik (Batı ve Orta Marmara Sırtları) bulunmaktadır (Armijo, Meyer, Navarro, King, ve Barka, 2002; Görür, 2003; Le Pichon ve diğer., 2001; Okay ve diğer., 2000; Wong, Ludmann, Uluğ, ve Görür, 1995) (Şekil 1.3).



Şekil 1.3 Marmara Denizi'nin Batimetrik Unsurları (Batimetri verileri Ifremer Atlas (Le Pichon ve diğer., 2001 ve SRTM (Shuttle Radar Topogr. Mission NASA/ASI) verileri kullanılarak hazırlanmıştır).

Tekirdağ Çukurluğunun boyu 17,8 km, eni 15,4 km' dir. Yüzölçümü yaklaşık 220 km² dir. Kuzeyinde dar bir şelf güneyinde Kuzey Anadolu Fayı ile sınırlıdır. Tekirdağ Çukurluğu güney doğuya eğimlidir (Şekil 1.3) ve en derin kesimi 1128,2 metre derinliktedir.

Tekirdağ Çukurluğu' nu Orta Marmara çöküntüsünden ayıran Batı Marmara Sırtı KD-GB yönlü yapısal yükselimdir (Şekil 1.3 ve Şekil 1.4). Boyu 33,5 km, eni 23,5 km'dir. En yüksek kesimi -440 m'ye ulaşmaktadır (Yaltırak, 2002). Batimetrik veriler, sırtın Tekirdağ Havzası güney sınırını takip eden yaklaşık D-B yönlü Marmara Fayı ile kesilmiş olduğunu göstermektedir (İmren ve diğer., 2001). Sırt üzerinde çok sayıda kubbe şeklinde yükselim gözlemlenmektedir. Bu yapılar çoğunlukla ana deformasyon zonunun kuzeyinde yer alır. Batı Sırt' ın batı kesimindeki yükselimlerin uzanımı KD-GB yönlü, doğusunda ise simetrik şekillidir (Şekil 1.4). Sırt' ın kuzeydoğu kesiminde, batıya doğru atımı azalan ikinci doğrultu atımlı fayın varlığı batimetri haritasında görülebilmektedir.



Şekil 1.4 Batı Marmara Sırtı' nın batimetrik unsurları (Gasperi, 2012). Kontur aralığı 25 m'dir.

Orta Marmara Çukurluğu eşkenar dörtgen şekillidir. Kuzey yamacı dik, güney yamacı eğimlidir (Şekil 1.4). Eni 23,8 km, boyu 25 km'dir. En derin kesimi (ortasında) -1257,8 m' ye ulaşır.

1.4 Önceki Araştırmalar

Batı Marmara Sırtı'nın ve çevresindeki çukurlukların oluşumu ve gelişimi ile ilgili çok sayıda görüş bulunmaktadır. Bu görüşler çoğunlukla Marmara Denizi'nde derin havzaların açılma kinematiğini açıklayan modeller, çek ayır ve/veya yanıl atım tektoniği çerçevesinde geliştirilmiştir (Armijo, Meyer, Hubert-Ferrari, ve Barka, 1999; Armijo ve diğer., 2002; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; İmren ve diğer., 2001; Kuşçu, Halbach, Inthorn, Kuhn, ve Seifert, 2003; Le Pichon ve diğer., 2001; Okay ve diğer., 1999; Okay ve diğer., 2000; Okay, Tüysüz, ve Kaya, 2004; Rangin ve diğer., 2004; Seeber ve diğer., 2004, Şengör ve diğer., 2005).

Pınar (1943); Şengör (1979); Dewey ve Şengör (1979), Şengör., Görür, ve Şaroğlu, (1985) tek makaslama alanı modelini savunmuştur. Kuzey Marmara Çukurluğunda sağ yanal doğrultu atımlı faylar Kuzey Anadolu Fay Zonu' nun kuzey kolunu oluşturmaktadır. Tek bir fay sistemi olarak şekillenen bu kol 'Marmara Fayı' olarak isimlendirilmiştir (İmren ve diğer., 2001; Laigle ve diğer., 2008; Le Pichon ve diğer., 2001; Sorlien ve diğer., 2012).

Barka ve Kandisky-Cade (1988)'e göre KD-GB yönlü doğrultu atımlı faylar, KKB-GGD veya D-B yönlü normal fay oluşumu bu iki sistem arasında çukurlukların oluşmasına yol açmıştır. Wong ve diğer. (1995); Ergün ve Özel (1995) ise çek ayır modelini geliştirerek, çukur alanları çek ayır havzalar, aradaki yüksek kesimleri ise basınç sırtı olarak tanımlamışlardır. Wong ve diğer. (1995)' e göre Marmara Denizi'nde iki ana fay sistemi bulunmaktadır. İlki D-B yönlü transtansiyonel sınır fayları ve bu yapının ikincil uzantısı olan yarı paralel faylar, ikincisi KD-GB yönlü yarı düşey yanal atımlı faylar ve bunların KB-GD yönlü eşlenik (konjuge) faylarından oluşan sistemdir. Yazarlara göre deniz içinde beş blok mevcuttur. Bunların üçü transtansiyonel çek ayır havza, ikisi (eşikler) transpresyonal basınç sırtları olarak gelişmiştir.

Okay ve diğer. (2000), Kuzey Anadolu Fay Zonu' nun birbirine paralel üç transform faydan oluştuğunu savunmaktadır. Yazarlara göre fayın birleşme yerinde Çınarcık Çukuru açılmıştır. Bu faylardan ikisi aktivitesini yitirmiş, ortamdaki transpresyon etkisi Batı Marmara Sırtı' nın oluşumuna yol açmıştır.

Siyako, Tanış, ve Şaroğlu, (2000)' e göre Kuzey Anadolu Fayı Marmara Denizi içerisinde birbiriyle ilişkili fakat sıçramalar yapan dört ayrı segmentten oluşmaktadır.

İmren ve diğer. (2001), Marmara Denizi içinde İzmit Körfezi- Ganos Fayı arasında sürekli bir fayın (Marmara Fayı) varlığını savunduğu makalesinde Batı Marmara Sırtı' nın sıkışma bükümü ile gelişen KB-GD kısalmanın yarattığı 10 km genişliğinde pozitif çiçek yapısı olarak geliştiğini vurgulamaktadır. Yazarlara göre sırt üzerinde Marmara Fayı'nın yarattığı sağ yanal ötelenme 4 km' dir.

Armijo ve diğer. (2002) Marmara Denizi' nin Ganos ve İzmit Fayları arasında ağırlıklı olarak transtensiyonal rejimin etkisinde gelişen çek ayır (pull apart) havza olduğunu vurgulamaktadır. Armijo ve diğer. (2005) Batı Marmara Sırtı için 6 ± 1 km lik sağ yanal kayma öngörmektedir.

Parke ve diğer. (2002) Marmara Denizi'nde Ana Marmara Fayı gelişmeden önce çek ayır sistemi ve transfer faylarının aktif olduğunu savunmaktadır. Yazarlara göre Kuzey Anadolu Fayı'nın hareketleri havza ve yüksek alanları oluşturmuştur, dolayısıyla bu alanlar eski yapıların kalıntılarıdır. Çalışmada çek ayır sistemin transfer fayları olarak yorumlanan K120D doğrultulu normal fayların çukurluklar ve Batı Marmara Sırtını çevrelediği söylenmektedir.

Adatepe, Demirel, ve Alpar, (2002) gravite ve çok kanallı sismik veriler ışığında yaptığı değerlendirme ile Kuzey Anadolu Fay Zonu' nun orta kesimindeki Trakya-Eskişehir Fay bağlantısı üzerinde durmuştur. Marmara Denizi' nin güney kesimin geç Pliyosen' de tektonik bir yükselim gösterdiğini ve geç Pliyosen – erken Pleistosen döneminde yanal atımlı fay kontrolünde Gemlik Körfezi'nin oluştuğunu, KB yönlü Trakya –Eskişehir Fayı'nın bölgenin evriminde ikincil tektonik yapı niteliğinde olduğunu vurgulanmıştır.

Yaltırak, (2002)' ye göre Marmara Havzası iki farklı yaşta fay sistemi kontrolünde gelişmiştir. Başlangıç fayları Erken Miyosen- Erken Pliyosen (Trakya-Eskişehir Zonu ve kolları), devamında geç Pliyosen-günümüz (Kuzey Anadolu Fayı ve kolları) olarak belirtilmiştir. Trakya –Eskişehir Fay zonu erken neotektonik ikincil fay sistemi olarak tanımlanmış, geç neotektonik periyodun ise erken Pliyosen sonunda başladığını belirtmiştir. Yazara göre Kuzey Anadolu Fayı, Trakya-Eskişehir Fay Zonu' nu 4 parçaya ayırmış, geç neotektonikte kuzeye doğru açılarak Ganos, Bandırma-Behramkale Fay Zonları' na katılarak günümüz morfolojisine kavuşmuştur.

Göktaşan ve diğer. (2003) Marmara Denizi' nin başlangıçta kuzey ve güneye eğimli sıyrılma fayları etkisinde yarı graben olarak açıldığını, yüksek açılı normal

faýlarla havzanın genişlediğini vurgulamaktadır. Bu açılma sonucu havzada önemli miktarda çökel birikmiş, açılma rejimi yanal atım tektoniğine geçtiğinde büyük heyelan ve kıvrımlar oluşmuştur. Yazarlara göre bu hareket Batı Marmara Sırtı' nın oluşmasını sağlamıştır.

Seeber ve diğer. (2004) sağ yanal kaymanın sabit olduğu varsayımı ile Tekirdağ Çukuru' nun yaşının Kuzey Anadolu Fayı'ndan daha genç (1,1- 1,4 milyon yıl) olduğunu savunmaktadır.

Kuşcu ve diğer. (2008), KAF' ın kuzey kolu üzerinde gözlenen soğuk akışkan ve gaz çıkışları üzerine yaptıkları çalışmada, KAF' ın aktif fay düzleminin akışkan göçü için yol oluşturduğunu vurgulamaktadır. Tekirdağ ve Batı Marmara Sırtı üzerinden alınan örneklerde fay düzlemi üzerinde yüksek metan konsantrasyonu tespit etmişlerdir. Yazarlara göre fay belirgin bir şekilde Batı Sırt üzerinde ötelenme oluşturmuş sonra Orta Marmara Çukuru' nu kesmiştir.

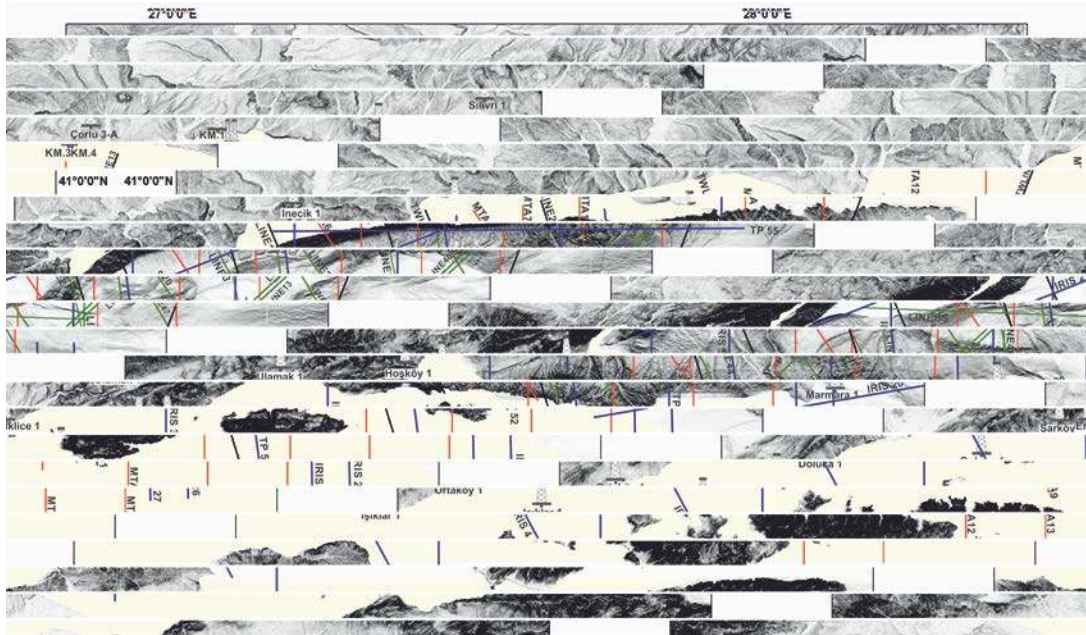
Yılmaz, Gökaşan, ve Erbay, (2010) çalışmasında, kuzeydeki Trakya Kocaeli Peneplenini horst olarak nitelendirerek, Marmara Havzasını yapısal bir çöküntü alanı olarak incelemiştir. Bölgede peneplen morfolojisi ve geç Oligosen- geç Miyosen sonuna dek süren erozyon, Üst miyosen-Alt Pliyosen düşük enerjili gölsel sekans geçişleri Marmara Denizi'nin yavaş çöküşünü simgelemektedir. Başlangıçta D-B yönlü normal faylar, daha sonra günümüzde etkin olmayan listrik faylara dönüşmüştür. Havza çökerken çevre alan yükselmiş, sonrasında makaslama etkin olarak çalışmaya başlamıştır.

Zattin ve diğer. (2010), Oligosen dönemi boyunca oluşan D-B tektonik yapı etkinliği sonrasında hem yanal atım hem de eğim bileşeninin katkısıyla önemli düşey yer değiştirmeler (çökme ve yükselmeler) meydana geldiğini belirtmiştir. Günümüz Ganos Segmenti geç Oligosen' den günümüze aktif olan eski yapıları takip etmektedir. Yazarlara göre KAF Batı Marmara'nın güney kesimlerinde geç Oligosen yaşlıdır. Ege Zonu' nun güney yönlü roll back hareketi tektonik yapılarda göçlere neden olmuş, bölge açılmadan etkilenmiş, bu da beraberinde rejyonal ölçekte aşınma

meydana getirmiştir. Sıkışma ve açılmaya bağlı Oligosen–Miyosen dönemindeki eğim atım hareketi ile Pliyosen-Kuvaterner dönemi sağ yanal atım hareketi bölgenin günümüz morfolojisini yansıtan iki ana oluşum basamağıdır.

1.5 Yöntem

Bu tez çalışmasında, çalışma alanı ve çevresinde toplanan çok kanallı sismik yansıma verileri ile Trakya Havzası-Marmara Denizi çevresinde açılan kuyu seviyelerinin korelasyonu sağlanmıştır. Kullanılan sismik yansıma verisi 28 adettir (Şekil 1.5). 14 hat ham veri olarak alınmış (MTA ve LINE kodlu hatlar), İTÜ Maden Fakültesi Nezihi Canitez Laboratuvarı'nda Disco Focus veri işlem yazılımı ile işlenmiştir (Şekil 1.5, kırmızı, siyah ve yeşil renkli hatlar). Diğer hatlar, Tiway Turkey Ltd. (3 adet), IRIS veri merkezi (8 adet) ve TPAO ltd'den (3 adet) işlenmiş olarak temin edilmiştir (Şekil 1.5, lacivert renkli hatlar).



Şekil 1.5 Çalışma alanında sismik hatların ve sondaj kuyularının yerini gösteren batimetrik harita [Batimetri verileri Ifremer Atlas (Le Pichon ve diğer., 2001 ve Shuttle Radar Topogr. Mission NASA/ASI) verileri kullanılarak hazırlanmıştır].

1.5.1. Sismik Yansıma Verileri

Tez çalışmasında üç veri seti kullanılmıştır. Bunlardan ilki 1997 yılında İTÜ-MTA-TÜBİTAK-CAMBRIDGE üniversitesi arasındaki işbirliği doğrultusunda, MTA Sismik-1 araştırma gemisi ile toplanan verilerdir. Şekil 1.5’ de MTA ve IRIS kodlaması ile görülen hatların kaynak–ilk alıcıları arasındaki mesafe 40-50 m arasında değişmektedir. Kanal sayısı MTA 1 hattı için 108, diğer hatlar için 96 olarak seçilmiştir. Örnekleme aralığı 2 msn, atış aralığı 50 m ve istasyon (grup) aralığı 12,5 m’dir. CDP gruplarındaki maksimum iz sayıları (katlama) 12 olarak hesaplanmıştır. Ölçüm sırasında 10 hava tabancası kullanılmış, yaklaşık 2100 psi’ lik basınç elde edilmiştir.

TWLINE1, TWLINE2, TWLINE3, TP51, TP 55, TP52 isimlendirmesi ile verilen hatların kaynak –ilk alıcıları arasındaki mesafe 225 m, örnekleme aralığı 4 msn, atış aralığı 12 m ve istasyon (grup) aralığı 12,5 m’ dir. Kanal sayısı 48’dir. Atış ve grup aralığı 25 m olup 7 hava tabancası kullanımı ile 1750 ps’ lik basınçla veri alımı gerçekleştirilmiştir. Maksimum katlama sayısı 24’dür.

2001 yılında Türk-Fransız ortak projesi kapsamında Le Nadir araştırma gemisi ile toplanan LINE 2, LINE 3, LINE 13 ve LINE 20 hatlarında atış aralığı 150 m, kaynak – ilk alıcı mesafesi 75 m, kanal sayısı 360, örnekleme aralığı 4 msn, istasyon (grup) aralığı 12,5 m ve kayıt süresi 30 sn olarak seçilmiştir. Maksimum katlama sayısı 15 olarak hesaplanmıştır. LINE 40, LINE 44, LINE 46 ve LINE 47 hatlarında atış aralığı 50 m, kaynak – ilk alıcı mesafesi 75 m, kanal sayısı 360, örnekleme aralığı 4 msn, istasyon (grup) aralığı 12,5 m’dir. Maksimum katlama sayısı 45’dir. Kayıt süreleri hatlara göre 10 sn ve 17 sn olarak seçilmiştir. Single bubble modda 12 hava tabancası ile 2900-8100 psi lik basınçlarla veri alımı sağlanmıştır.

1.5.1.1 Veri İşlem

Bu bölümde Tekirdağ -Orta Marmara Çukurlukları arasında kalan kesimde toplanan MTA ve LINE (Le Nadir) kodlu çok kanallı sismik yansıma verileri (Şekil

1.5, kırmızı ve yeşil ile gösterilen hatlar) üzerine uygulanan veri işlem aşamalarına değinilmektedir. İşlenmiş olarak alınan verilere ait bilgiler ilgili kesitin başlık bölümünden derlenmiştir.

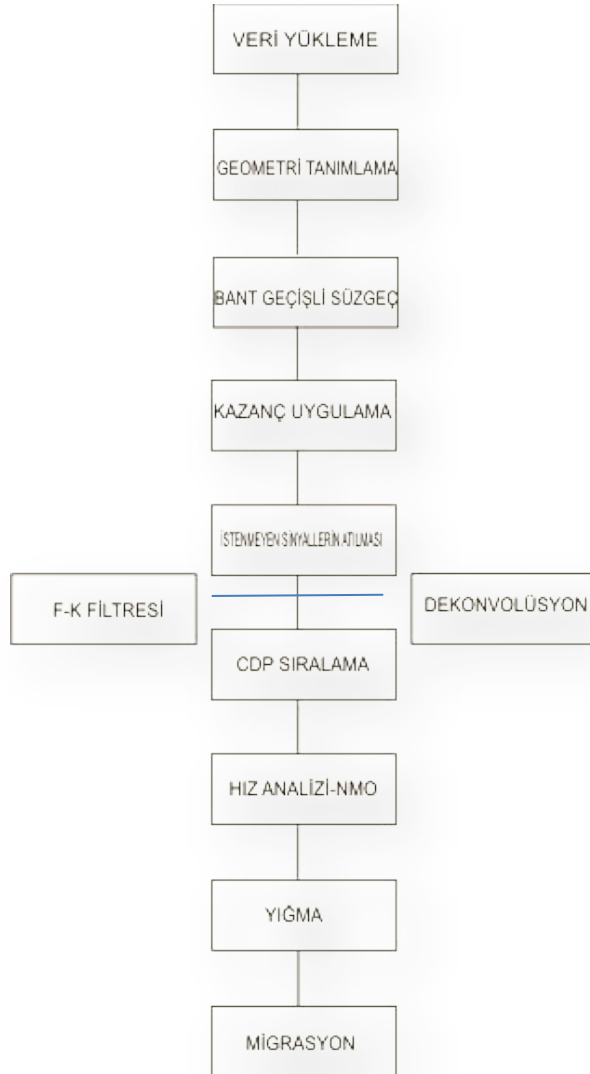
1.5.1.1.1 MTA ve Le Nadir Verilerine Uygulanan İşlemler. Veri işlemin ilk adımı atış-alıcı geometrisinin tanımlanmasıdır (Şekil 1.6). Bu aşamada tüm atışlar kontrol edilmiş, kaçan atışların numaraları DISCO/FOCUS yazılımında tanımlanmıştır. Atış ve grup aralığı, kanal sayısı ve toplam atış sayısına ilişkin parametrelerin de girişi yapılarak atış-alıcı geometrisi kurulumu gerçekleştirilmiştir. Bir sonraki adımda bozuk sinyallerin bulunduğu atışların genlikleri sıfırlanmış, mute işlemi ile her atış grubunda ilk varışlar öncesindeki gürültülü alanlar temizlenmiştir. Verinin frekans içeriği kontrol edilmiş, MTA-97 verileri düşük kesme frekansları 9-12 Hz yüksek kesme frekansları 90-100 Hz aralığında trapezoidal bant geçişli süzgeç ile süzölmüştür. Le Nadir-2001 verilerine başlangıçta düşük kesme frekansları 5-8 Hz ve yüksek kesme frekansları 65-75 Hz olarak belirlenen bant geçişli süzgeç, ortak yansıma düzenine geçiş işleminden sonra ise butter filtre (9-45 Hz) uygulanmıştır.

Kaydedilen sinyallerin genliklerinde küresel yayılım ve sönümden kaynaklanan kayıplar mevcuttur. Bu kaybı gidermek için kazanç uygulamasına gidilmiştir. Veri üzerindeki denemeler sonucu AGC (otomatik kazanç kontrol) uygulamasının yanal değişimlerden ötürü veri kalitesini bozduğu görölmüştür. Atış verilerinin genliklerine (50 atışta bir) ortamın hızı ile ilişkili zaman değişkenli üstel kazanç fonksiyonu uygulanmıştır. Uygulamada deniz tabanı yansımasına ait genlik değişiminden sonraki kısım 10 dB seviyesinde tutulmaya çalışılmıştır.

Statik düzeltme kaynak-alıcı düzeneğinin aynı seviye düzlemine getirme işlemidir. Statik düzeltme amacıyla MTA verilerine 10 msn' lik zamansal düzeltme, Le Nadir verilerine ise 8 msn'lik bulk shift düzeltmesi uygulanmıştır.

İlerleyen aşamada atış düzeninden ortak yansıma düzenine geçilerek aynı noktadan yansıyan izler bir araya getirilmiştir. Ortak derinlik noktasından gelen yansımalar atış ve alıcı arasındaki mesafeden dolayı geometrik olarak bir hiperbolü

temsil etmektedirler. Bu hiperbollerin aynı zaman seviyesine çekilebilmesi için zamana bağlı hız fonksiyonunun doğru belirlenmesi gereklidir. Uygulamada CDP (ortak derinlik noktası) gruplarına 50 CDP aralıkları ile hız analizi yapılmış, CDP gruplarındaki yansıma hiperbollerini ile farklı hızlar ile oluşturulan model hiperbollerin çakışması kontrol edilmiştir. Bu hiperbollerini aynı zamansal düzleme çekecek kayma zamanı (NMO) düzeltme değeri kullanılarak tabaka hızları belirlenmiştir. NMO düzeltmesi, açılım kaymasının giderilerek sıfır ofsetli kesite yaklaşma işlemidir (Şekil 1.7). Ortak derinlik noktasından alınan sinyaller bu düzeltme ile aynı zaman seviyesine çekilmiş, bu izlerin tek bir iz haline getirilmesi ile yığma işlemi gerçekleştirilmiştir.

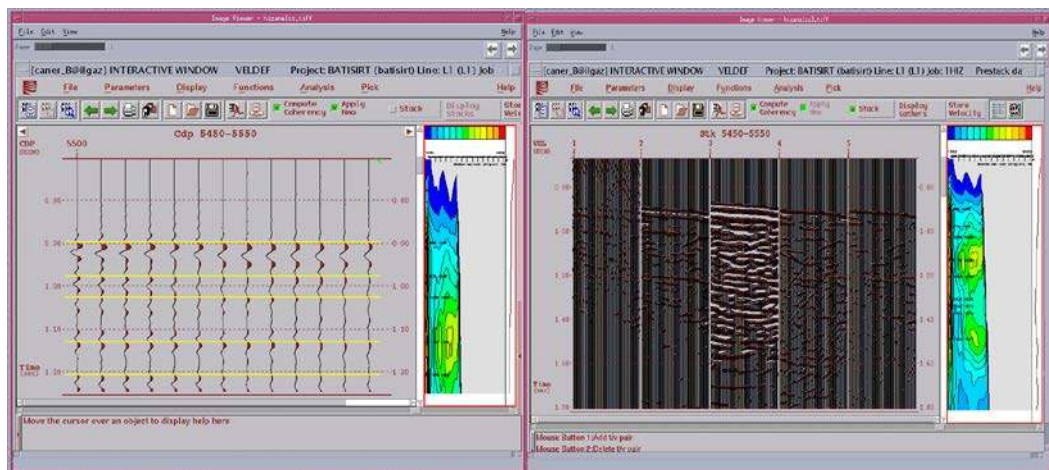


Şekil 1.6 2B Deniz sismîği verileri işlemede kullanılan süreçler.

Tekrarlı yansımaların temizlenmesinde özel veri işlem tekniklerine başvurulmuştur. Verilerdeki tekrarlı yansımaları bastırmak için Wiener- Levinson algoritması kullanan predictive (GAP) dekonvolüsyonu uygulanmıştır. Kestirim uzaklığı ve operatör uzunluğunun seçiminde verinin özilişki fonksiyonu incelenmiştir. MTA verileri için operatör uzunluğu $n=200$ msn (100 nokta), kestirim uzaklığı $\alpha=4$ msn, Le Nadir verileri için $n=200$ msn (100 nokta), kestirim uzaklığı $\alpha=39$ msn (özilişkinin ikinci kesiş zamanı) ve her iki veri setinde ön beyazlatma değeri 0,1 olarak seçilmiştir. Filtre tasarımı için pencerelerin başlangıç ve bitiş zamanları msnsininden hesaplanarak programa girişı yapılmıştır.

Eğimli yansıtıcı yüzeylerin orijinal konumlarına taşınması için veriler üzerindeki en büyük eğim miktarı okunmuş ve derinlik adımları seçimi ile Sonlu Farklar Migrasyonu uygulanmış, kesitteki olaylar gerçek konumlarına taşınmaya çalışılmıştır.

1.5.1.1.2 İşlenmiş Olarak Alınan Hatlardaki Veri İşlem Uygulamaları. Başlık bilgisine göre IRIS verilerine standart veri işlem adımları uygulanmıştır. Frekans süzgeçlemesinde düşük kesme frekansları 3-5 Hz, yüksek kesme frekansları 80-120 Hz aralığında Ormsby süzgeci uygulanmış, eğimli yansımaların gerçek konumlarına taşınmasında Stolt f-k migrasyonundan yararlanılmıştır.



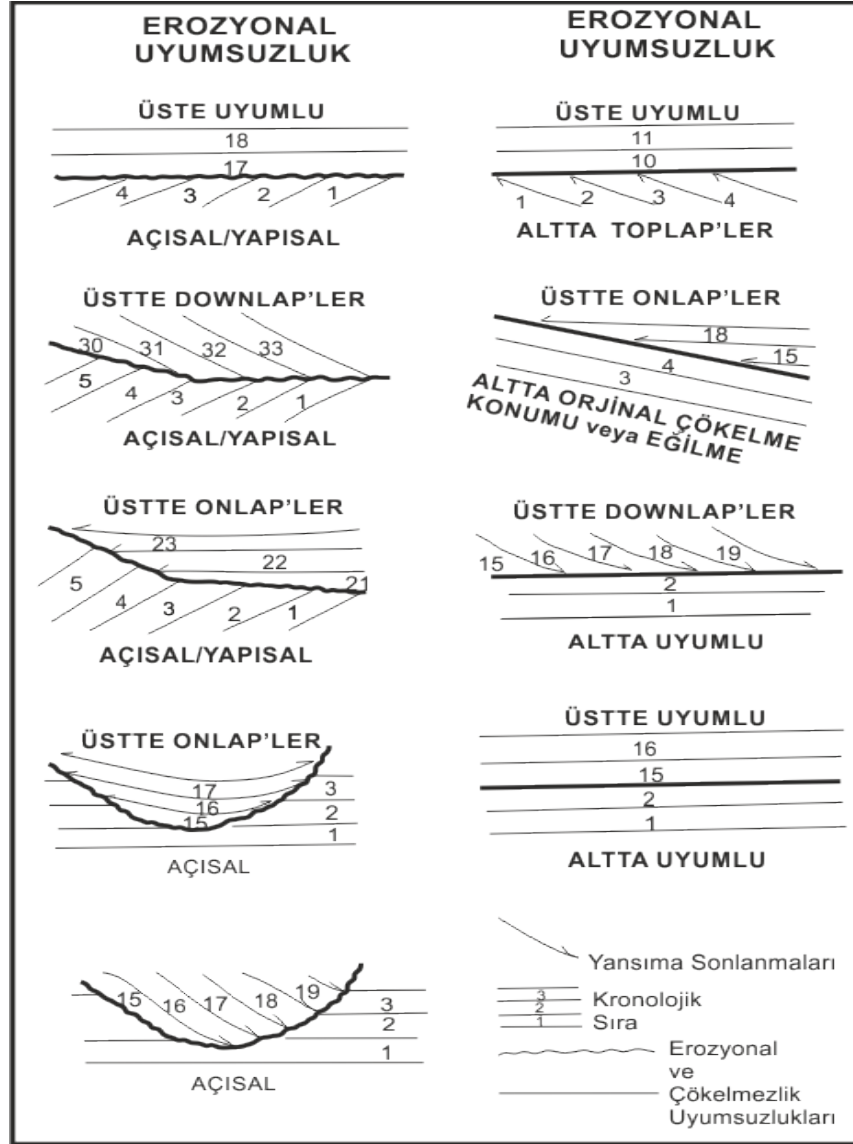
Şekil 1.7 NMO düzeltmesi ve Yığma işleminin interaktif butonda gösterimi.

TWLINE1, TWLINE2, TWLINE3, TP51, TP 55, TP52 nolu verilere standart veri işlem adımları uygulanmıştır. Veriler düşük kesme frekansları 8-12 Hz, yüksek kesme frekansları 50-75 Hz bant geçişli süzgeç ile süzgeçlenmiştir. Ayrıca verilerdeki zamansal ayrımlılığı arttırmak amacı ile 200 msn iğnecikleştirme dekonvolüsyonu uygulanmıştır.

1.5.2 Sismik Yorumlama

Jeolojik yorum aşamasında veriler SMT Kingdom Suite Programına aktarılmıştır. Yansımaların şekilleri, devamlılığı (configuration), genliği, frekansı, ara hızı, alansal birlikleri göz önünde bulundurularak sismik fasiyes değişimleri yorumlanmıştır. Fasiyeslerin havza içindeki devamlılığını belirlemede Brown (1989) (Şekil 1.8) ve Mitchum, Vail, ve Thompson (1977) tarafından önerilen sekans stratigrafi göstergelerinden faydalanılmıştır. Uyumsuzluklar, alt ve üst tabakaların hız ve yoğunluk farklılığının yarattığı kuvvetli yansımalar sayesinde belirlenebilmektedir.

Yansıma paketlerinde görülen değişimler temel olarak onlap (eğimli yüzeye karşı biten refleksiyonlar), downlap (yüzeye eğimlenerek biten refleksiyonlar), toplap (üzerine uyumsuzlukla gelen seviyede sonlanan refleksiyonlar) ve yontulma (truncation) olarak bilinen sonlanmalarına göre yorumlanmıştır. Onlap denizel ortamda yüksek çökelme oranından düşüğe geçişi, kıyasal alanda deniz seviyesinde yükselmeyi, downlap deniz seviyesindeki düşüşü, toplap sınırları erozyon ve malzeme kaybı ile ilişkilendirilmektedir.



Şekil 1.8 Erozyonal ve çökelmezlik tipli uyumsuzlukların tür - konumlarını gösteren şematik kesitler (Brown ve Fisher, 1989; Tardu ve Baysal, 1985).

BÖLÜM İKİ

BATI MARMARA SIRTı VE ÇEVRESİNİN JEOLojİSİ

2.1 Sismik Stratigrafi

İnceleme alanının stratigrafisi burada herhangi bir sondaj çalışması olmadığı için bilinmemektedir. Sırtı oluşturan formasyonların kuzeydeki Trakya Havzası'na ait birimlerin devamı olduğu düşünülmektedir (Görür ve Okay, 1996; Perinçek, 1987; Perinçek, 1991 Turgut, Siyako, ve Dilki, 1983; Turgut ve Atalık, 1988; Turgut ve Eseller, 2000). Sirt ve çevresinde çok sayıda sismik yansıma çalışması yapılmış ve sırtı kesen hatlar elde edilmiştir. Bu araştırmada toplam 28 hat incelenerek sırt ve çevresinin sismik stratigrafisi kurulmuş ve bu stratigrafik dizilim Trakya Havzası'ndaki çökel istifiyle deneştirilmiştir (Şekil 1.5). Tabaka kalınlıklarının hesabında ara hızlardan yararlanılmıştır. İncelenen hatlar şunlardır: TWLINE1, TP 55, LINE BS, IRIS 5, MTA 6, MTA 7, LINE2, LINE 44, TWLINE 2, MTA1, LINE 44, TP 51, LINE 20, MTA 9, TP 52, LINE 3, LINE 46, LINE 40, LINE 13, MTA 12A, LINE 47, MTA 13, TWLINE 3, IRIS 4, IRIS 3, IRIS 9, IRIS 20 ve IRIS 26.

2.1.1 Sismik Birim-1

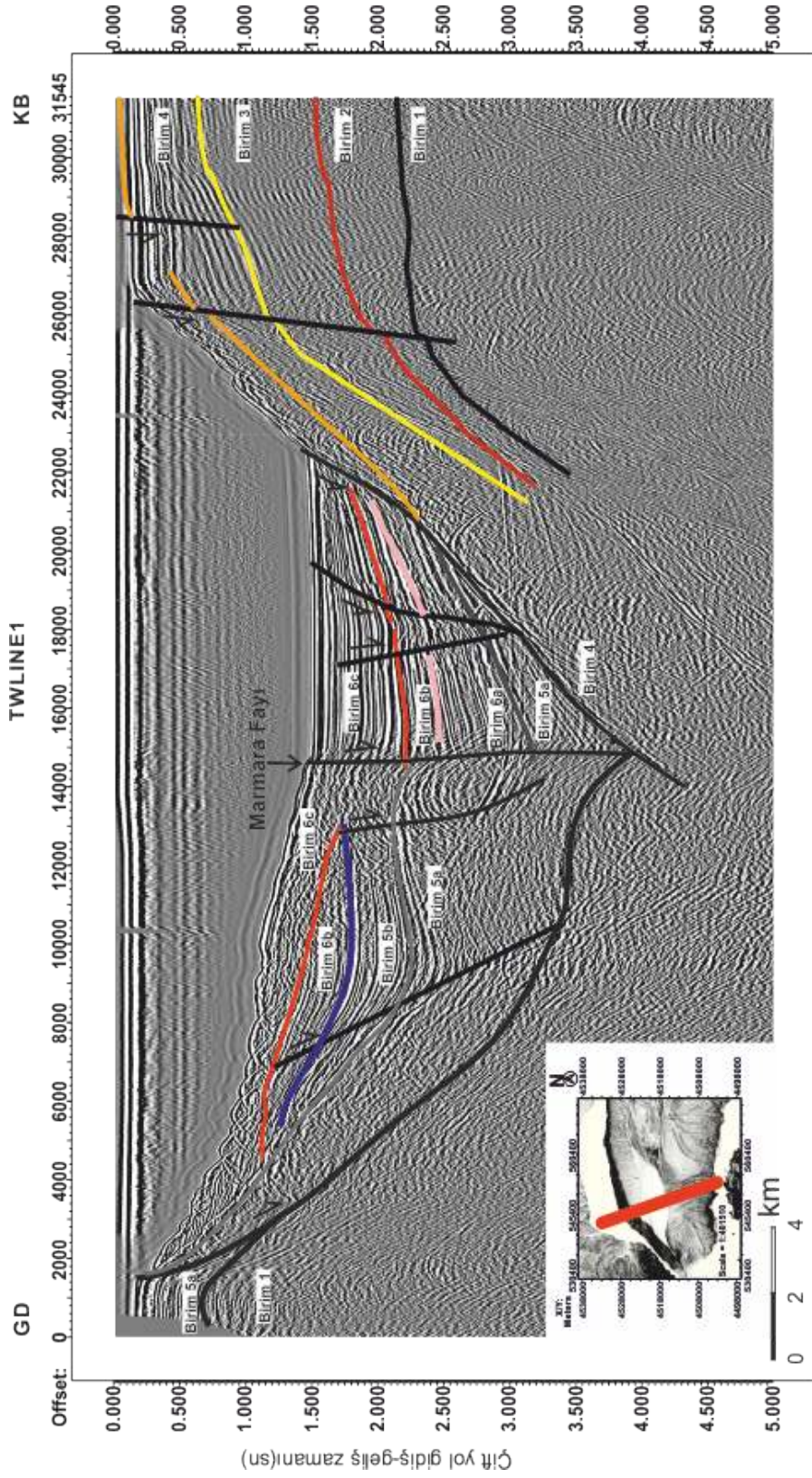
Sismik kesitlerde, üst zaman sınırı nispeten sürekli, yüksek genlik ve iç kesimi hiperbolik-kaotik yansımaları ile tanımlanan akustik temel Birim-1 sınıflaması ile haritalanmıştır (Tablo 1). Ara hızı ortalama 5800 m/sn dir. Bu birimin sınırlarının en iyi seçilebildiği kesitler TWLINE1, LINE 47, TWLINE 2, TP51, MTA13 ve IRIS 3 kesitleridir (Şekil 2.1, Şekil 2.2, Şekil 2.3 ve Şekil 2.27). Sismik hatlarda, Birim-1'in Marmara Denizi' nin kuzey ve güney şelfinde farklı yansıma karakteri sunduğu gözlenmiştir. Güney şelfte izlenen Birim-1 yansıma seviyeleri daha belirgindir.

Güney şelfte birimin deniz tabanına göre derinliği batıdan doğuya doğru artmaktadır (Şekil 2.3). Söz konusu birim TWLINE2 ve TP1 numaralı hatlarda (Marmara Adası- Kapıdağ yarımadası arasındaki kesitlerde) deniz tabanından itibaren yaklaşık 350-400 m, MTA13 hattında 2100 m' derinde izlenebilmektedir.

Tekirdağ Havzası güney yamacı ile Karabiga arasında K-G yönlü IRIS 3 hattı (Şekil 2.27), Birim-1 üzerine gelişmiş fay kontrollü akarsu gelişimini yansıtmaktadır. Ekinlik Adası civarında Birim-1'in deniz tabanına kadar yükseldiği görülmektedir. Çalışma alanının orta kesimlerinde birimin yansıma şekli LINE 47 ve LINE BS hatları dışında genellikle zayıftır. Orta Marmara Çukuru' nun doğu yamacını KB-GD yönlü kesen LINE 47 hattının (Şekil 2.2) güney doğu kesiminde birimin sınırları deniz tabanından yaklaşık 1600 metre derinde izlenmiştir. LINEBS hattı 0-8600 ofsetleri arasında (Tekirdağ Çukuru' nun güney yamacı-Batı Marmara Sırtı arası) Birim-1'in deniz tabanına göre derinliği artmakta (Şekil 2.16), Batı Marmara Sırtı' nın güneyinde 8600-18000 ofsetleri arasında ise söz konusu birimin yükseldiği görülmektedir (~2000 m). 18000-34000 ofsetleri arasında birim izlenmemektedir. 34000-42000 arasında tekrar seçilebilen birimin bu kesimdeki çift yol gidiş geliş zamanı batıda 5,150 sn, doğuda 5,9 sn'dir.

Kuzey şelf üzerindeki yansıma kesitlerinde Birim-1 üst zaman sınırı batıdan doğuya yükselmektedir (Şekil 2.4). Birimin üst sınır derinliği (deniz tabanına göre) Barbaros-Tekirdağ arasında yaklaşık 2580 m, Silivri-Büyükçekmece arasında 1600 m'dir.

Birim-1'in alandaki dağılımını incelemek amacı ile oluşturulan kontur haritası (Şekil 2.5) akustik temelin yerleşim ekseninin KB-GD yönlü olduğu göstermektedir. Birimin en derin seviyesi 6,35 sn ile Orta Marmara Çukurluğu'nda haritalanmıştır. Batı Marmara Sırtı'nın bulunduğu kesimde kontur çizgisinde daralma gözlenmektedir.



Şekil 2.1 Tekirdağ Çukuru KB-GD yönünde kesen TWLINE 1 hattının stratigrafik ve yapısal unsurları. Kesitin 4000- 14600 ofsetleri arasındaki yansıma paketlerinde kademeli olarak eğim ile kalınlaşma görülmektedir. Tekirdağ Çukuru' nun güney sınırını belirleyen Marmara Fayı, dik eğimli normal fay görünümündedir. Sismik Birim-4'ün fasiyes ilerlemesi (progradation) niteliğinde gelişen yansımaları belirgin olup delta ortamı çöelleri izlenimini vermektedir Ayrıntılı lokasyon için Şekil 1.5' e bakınız.

2.1.2 Sismik Birim-2

Kuvvetli ve sürekli genliklidir (Tablo 1). Yansıma seviyesi takip edildiğinde altındaki Birim-1 ile uyumsuz olduğu görülür (Şekil 2.1 ve Şekil 2.4). Üzerindeki Birim-3 ile uyumludur. Sınırlarının en iyi çizilebildiği kesitler TWLINE1, TP 55, TWLINE2 ve TWLINE3 sismik hatlarıdır (Şekil 2.1, Şekil 2.4). Marmara Denizi'nin kuzeyinde Tekirdağ- Büyükçekmece arasındaki kesitlerin kuzey kesimlerinde net olarak izlenebilen birim, Batı Marmara Sırtı ve güney şelfi kesen hatlarda görülememiştir. Birim-2, Tekirdağ açıklarında 350-500 m, Silivri'nin doğusunda yaklaşık 800 m kalınlığındadır (Şekil 2.4). Ara hızı 3316 m/sn olarak hesaplanmıştır.

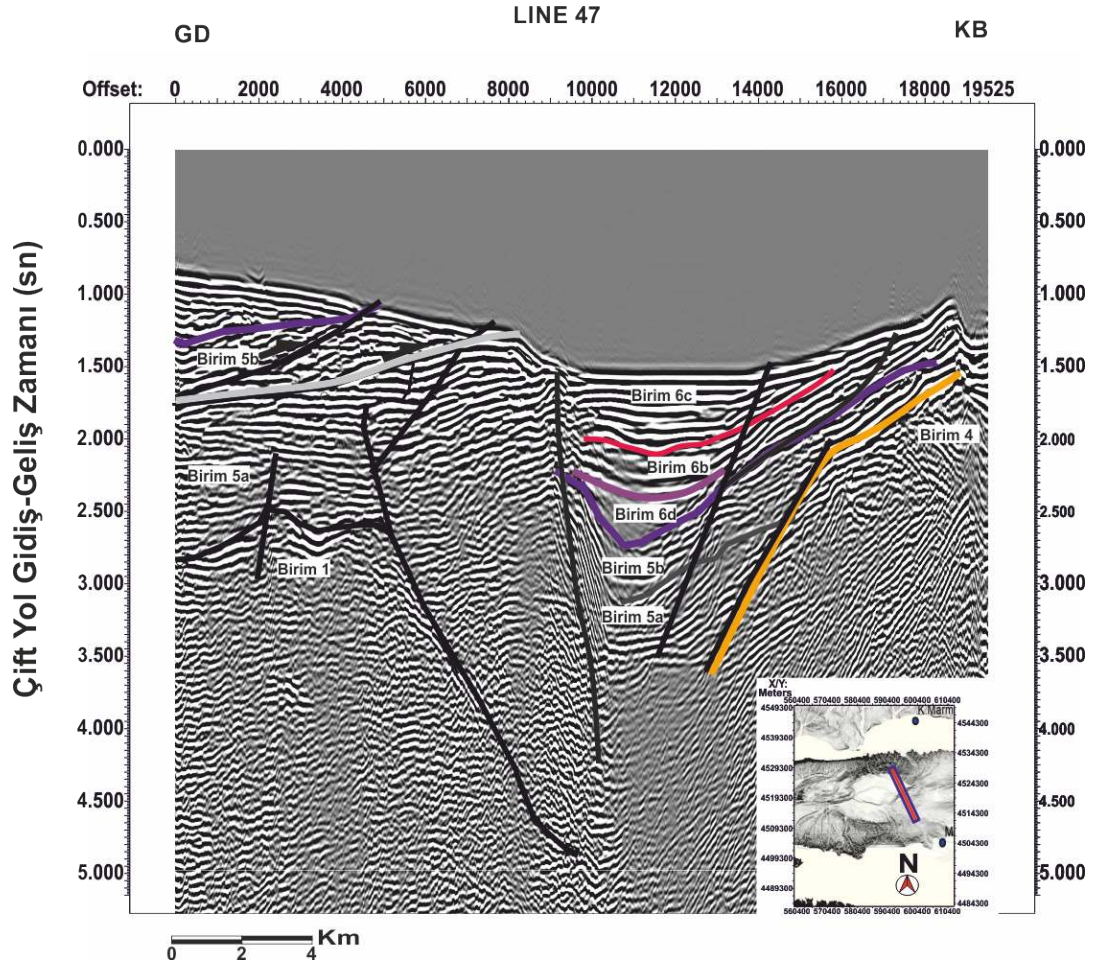
2.1.3 Sismik Birim-3

Birim-3 yüksek devamlılık ve yüksek genlik ile belirgin yansıma seviyesi göstermektedir (Tablo 2.1). Ara hızı 3018 m/sn olarak hesaplanmıştır. Altındaki Birim-2 ve üstündeki Birim-4 ile uyumludur (Şekil 2.1, Şekil 2.4, Şekil 2.12, Şekil 2.14 ve Şekil 2.32). Tekirdağ-Marmara Ereğlisi arasındaki şelf alanında bu birimin yansımalarındaki eğim yaklaşık 8 derecedir. Kalınlığı Tekirdağ açıklarında ~ 800 m, Marmara Ereğlisi-Büyük Çekmece arasında ~2000 m. olarak hesaplanmıştır. TWLINE 3 sismik hattında birimin kıvrımlı yapısı dikkat çekmektedir (Şekil 2.4). Söz konusu birim Batı Marmara Sırtı ve Tekirdağ Çukurluğu'nda da izlenebilmektedir (Şekil 2.9, Şekil 2.12, Şekil 2.14 ve Şekil 2.32). LINE 2 hattının 8000-12000 ofsetleri arasında (Batı Marmara Sırtı'nın güney doğusu) Birim-3 üst sınırı belirgindir (Şekil 2.14).

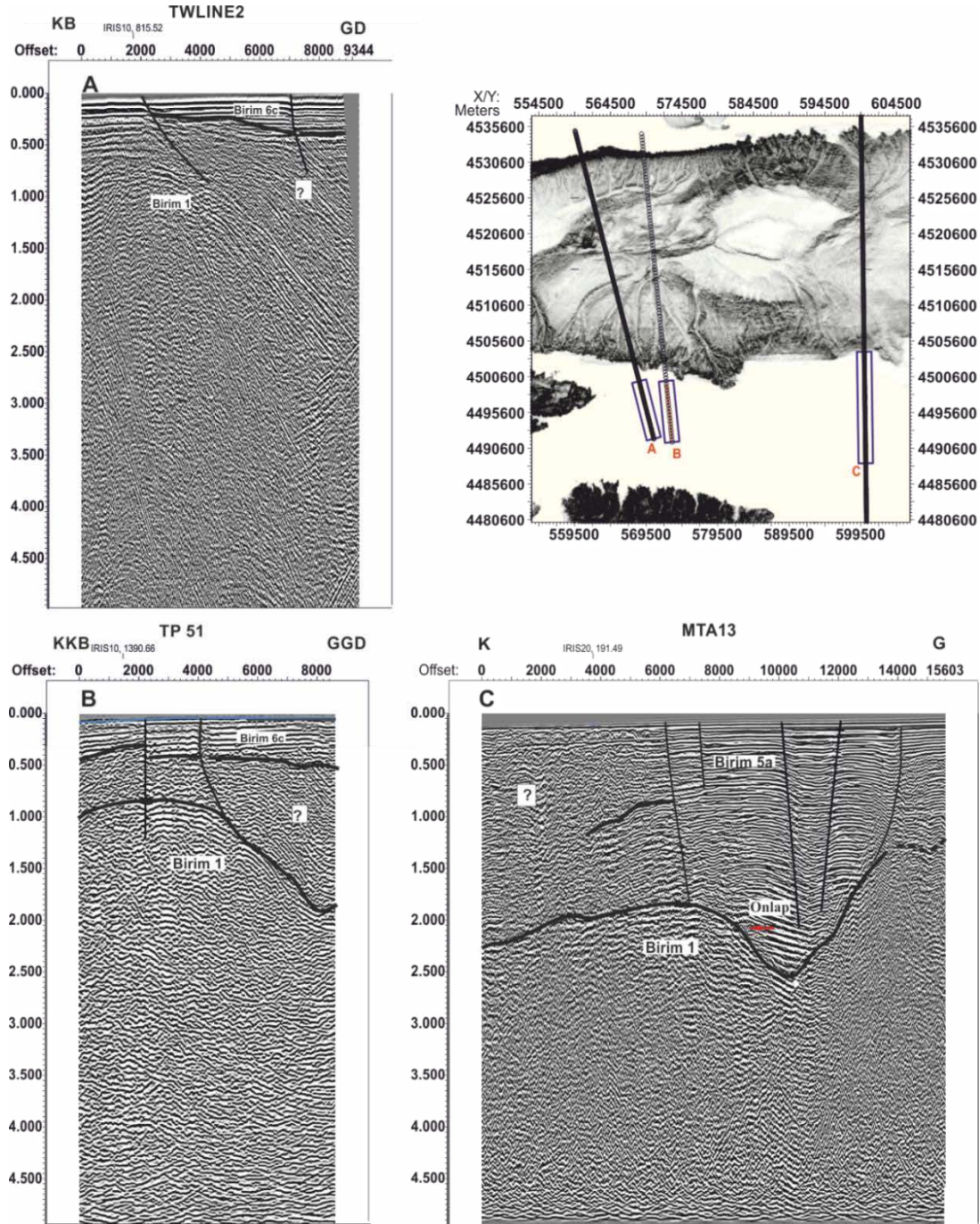
2.1.4 Sismik Birim-4

Birim-4, yüksek devamlılık ve yüksek genlik sunmaktadır (Şekil 2.1, Şekil 2.2, Şekil 2.4, Şekil 2.6, Şekil 2.7, Şekil 2.8, Şekil 2.9, Şekil 2.10; Şekil 2.12, Şekil 2.14, Şekil 2.15, Şekil 2.16, Şekil 2.32 ve Tablo 2.1). Sismik Birim-4'ün, fasiyes ilerlemesi (progradation) niteliğinde gelişen yansımaları belirgindir, delta ortamı çökelleri izlenimini vermektedir (Şekil 2.4-A) Ara hızı ortalama 2600 m/sn olarak

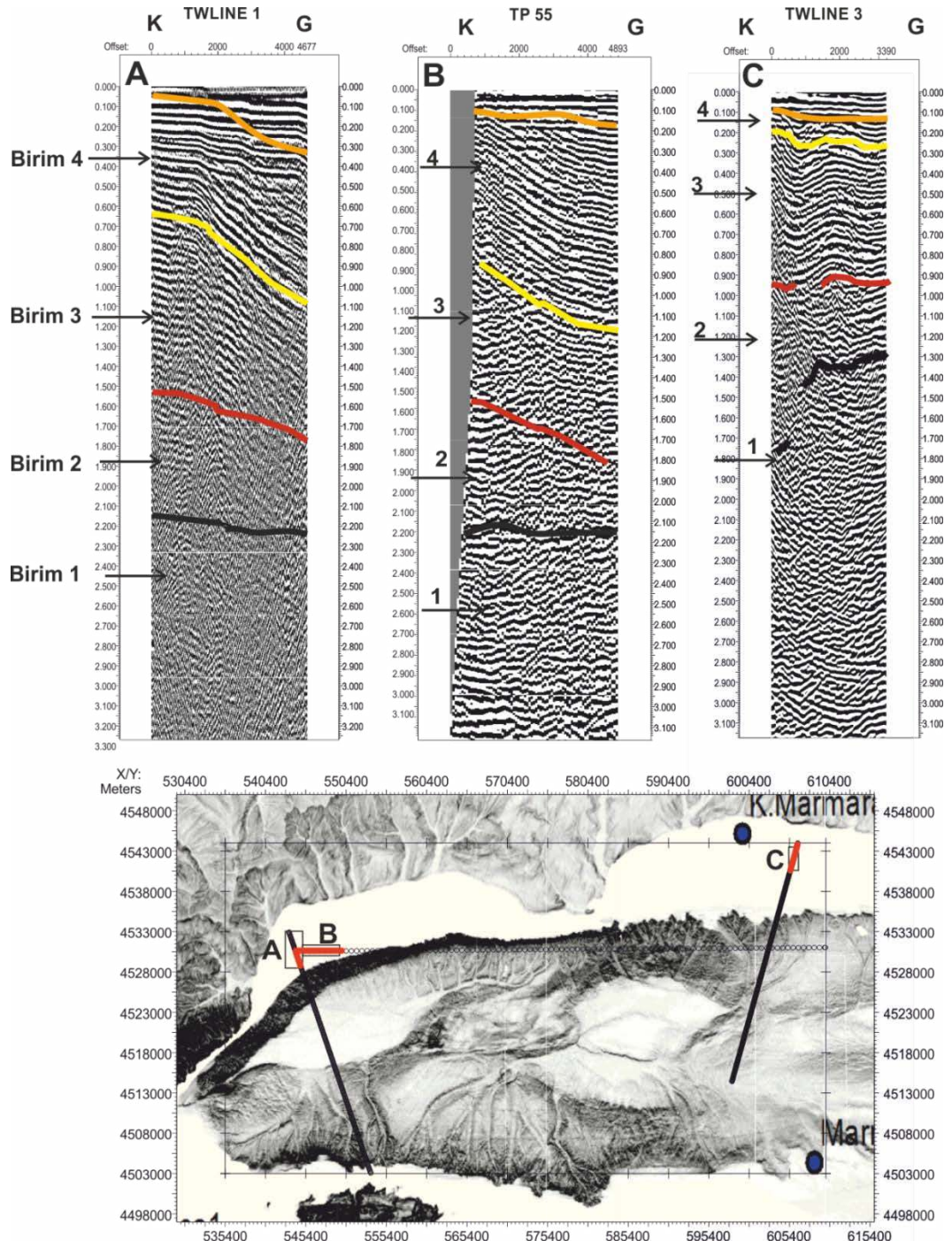
hesaplanmıştır. Marmara Denizi'nin kuzey kesimi, Tekirdağ Çukuru ve Batı Marmara Sırtı' nın bulunduğu kesimde haritalanmıştır. Bu birimin kalınlığına ilişkin yapılan hesaplama, Kuzey Marmara şelfi üzerinde batıdan doğuya doğru incelendiğini göstermektedir (Şekil 2.4). Tekirdağ açıklarında ortalama 500 m. Silivri açıklarında ortalama 200 m kalınlık değeri hesaplanmıştır.



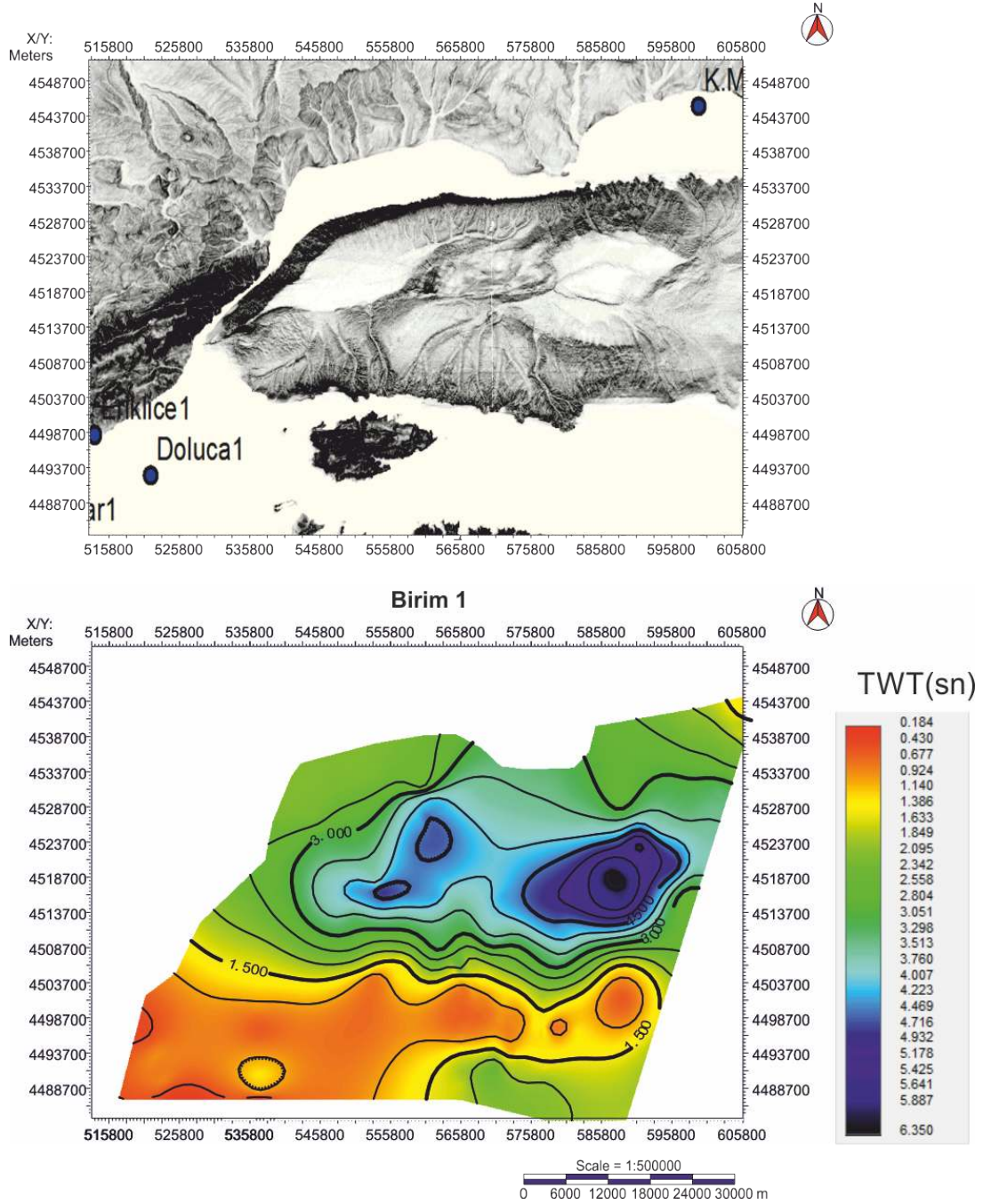
Şekil 2.2 Orta Marmara Çukurluğu'nu kuzey batı- güney doğu kesen LINE 47 hattının yorumlanmış kesiti. Kesitin güney doğusunda yüksek genlikli ve iç kesimi hiperbolik-kaotik yansımalar Birim-1 kapsamında değerlendirilmiştir. Birim-1, deniz tabanından yaklaşık 1600 m derindedir.



Şekil 2.3 Sismik hat TWLINE2 - TP 51 - MTA 13'nin yorumlanmış kesitleri. Akustik temel sınırı olan Birim-1'in üzerindeki birimlerle açılal uyumsuz olduğu görölmektedir. Birim-1, TWLINE1 ve TP1 numaralı hatlarda deniz tabanından yaklaşık 350 m, MTA 13 hattında 2100 m derindedir.



Şekil 2.4 TWLINE 1-TP 55- TWLINE 3 hatlarında izlenen sismik birimler ve hatların konumları.



Şekil 2.5 Birim-1'in üst yüzeyinin (TWT) kontur haritası. Kontur aralıkları 0,5 sn olarak seçilmiştir. Haritada havza eksenini KB-GD yönündedir.

Tekirdağ Çukurunda, Birim-4'ün üzerine çökelen istifin kalınlığı 2000 metreye kadar ulaşmaktadır (Şekil 2.9). Batı Marmara Sırtı' nın kuzeyine olduğu gibi güney kesiminde de Birim-4'e ait yansıma seviyesi belirgindir (Şekil 2.12, Şekil 2.14 ve Şekil 2.16). Batı Marmara Sırtı' nın güneyinde birimin üst yansıma sınırı deniz

tabanından itibaren yaklaşık 4000 m derinliğe kadar inebilmektedir (Şekil 2.16). Çalışma alanının doğusunda Orta Marmara Çukurundan alınan kesitlerde birimi tanımlayan bir uyumsuzluk sınırı çizilememiştir.

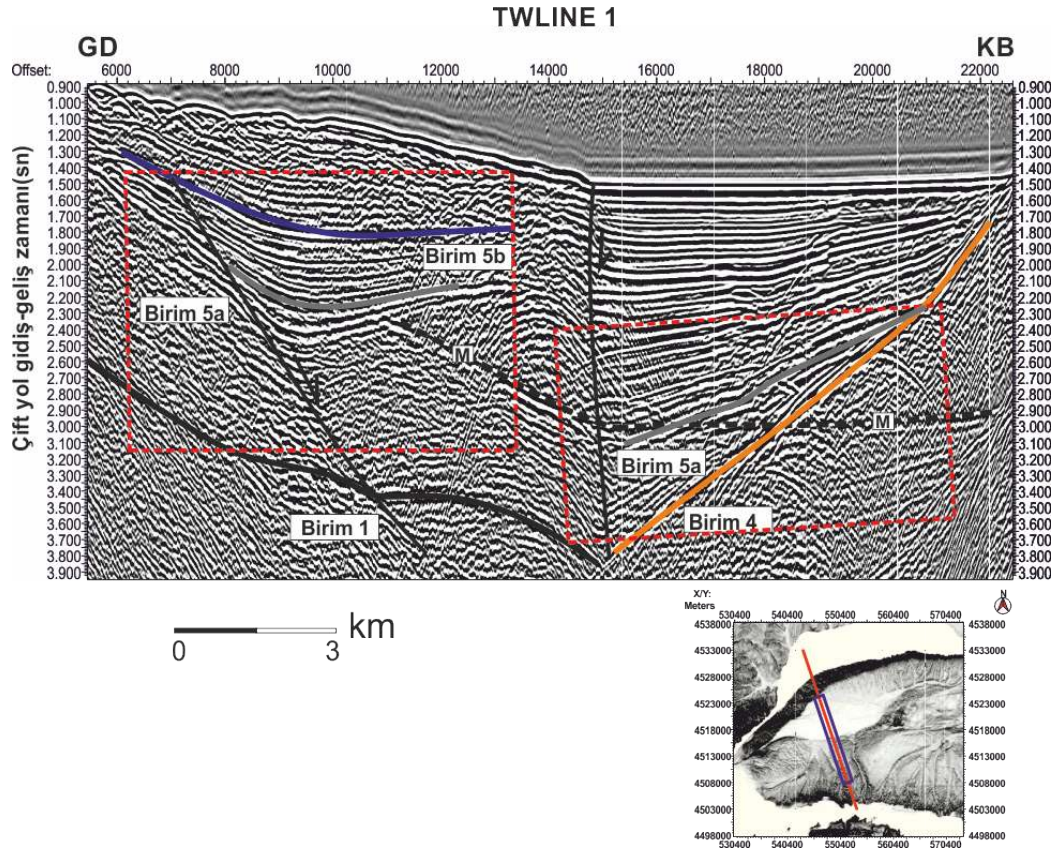
Birim-4'ün zaman değerlerine bağlı kontur haritasında Tekirdağ Çukuru kuzey ve güneydoğusu, Batı Marmara Sırtı ve Orta Marmara Çukuru' nun kuzey kesimlerinde izlendiği görülmektedir (Şekil 2.13). Batı Marmara Sırtı' nın güneybatı kesimindeki kesitlerde sismik kalite yetersizliği nedeni ile alan değerlendirme dışında bırakılmıştır. Haritada, Batı Marmara Sırtı' nın bulunduğu kesimde yaklaşık 4,3 km'lik KB-GD yönlü sağ yanal ötelenme görülmüştür. (Şekil 2.13). Birimin en derin seviyesi (4,474 sn) Batı Marmara Sırtı' nın doğusundadır.

2.1.5 Sismik Birim-5

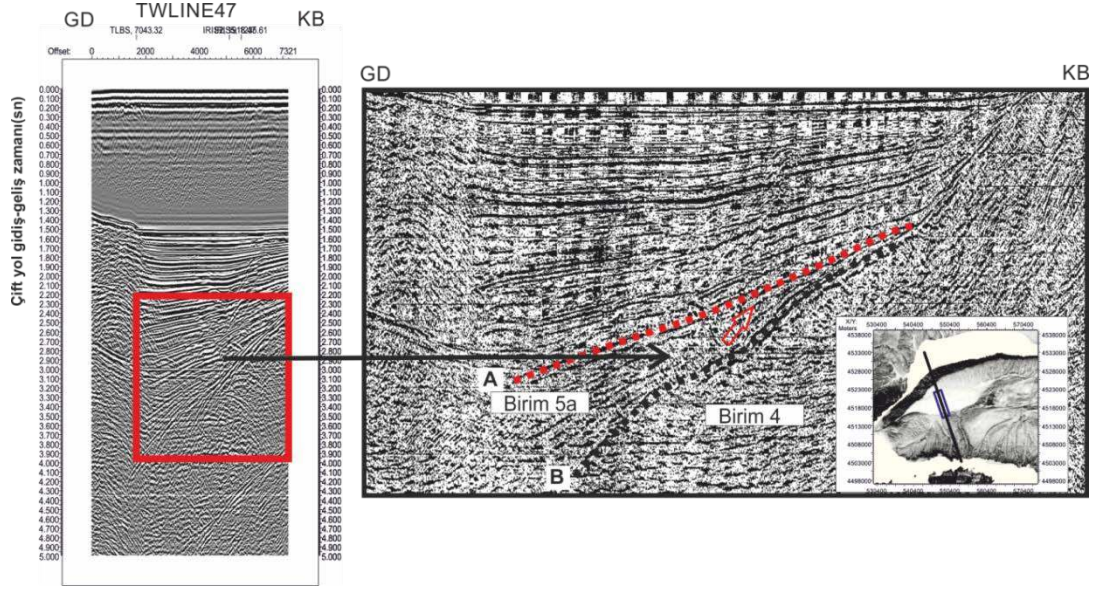
TWLINE 1 hattının güneyinde Birim-1 üzerinde izlenen sismik yansıma paketi Birim-5 sınıflaması ile haritalanmıştır (Şekil 2.1, Tablo 2.1). İçsel yansıma biçimi saydamdır, yüksek genliklidir. Sismik-Birim 5 kendi içinde iki sismik yansıma seviyesi göstermektedir. Bu seviyelerin birbirleri ile uyumsuz olduğu görülmüştür (Birim-5a ve Birim-5b). Ara hızı yaşlıdan gence ortalama 1825 m/sn ve 1950 m/sn olarak hesaplanmıştır. Sismik Birim-5a, Batı Marmara Sırtı, Tekirdağ ve Orta Marmara Çukurunda haritalanmış (Şekil 2.1, Şekil 2.2, Şekil 2.6, Şekil 2.7, Şekil 2.8, Şekil 2.9, Şekil 2.10 ve Şekil 2.11, Şekil 2.12, Şekil 2.14, Şekil 2.15 ve Şekil 2.17, Şekil 2.20 ve Şekil 2.25), Birim-5b ise Tekirdağ Çukuru ve Batı Marmara Sırtı' kuzey kesimleri hariç diğer alanlarda izlenmiştir (Şekil 2.1, Şekil 2.2, Şekil 2.6, Şekil 2.10, Şekil 2.12, Şekil 2.14, Şekil 2.15, Şekil 2.16, Şekil 2.18, Şekil 2.19, Şekil 2.20 ve Şekil 2.25). Çalışma alanı genelinde Birim-5b'nin üst sınırının onlap ile gelen çökeller tarafından üzerlendiği görülmektedir (Şekil 2.1, Şekil 2.6, Şekil 2.7, Şekil 2.8, Şekil 2.9, Şekil 2.10, Şekil 2.11, Şekil 2.12, Şekil 2.14 ve Şekil 2.16).

TWLINE 1 sismik hattının Tekirdağ Çukurunu kesen bölümünde Birim-5a ile aynı özellikte yansımalar mevcuttur. Bu kesim ayrıntılı incelendiğinde sismik paketi oluşturan yansımaların toplam yaparak sonlandıkları görülmüştür (Şekil 2.6 ve Şekil

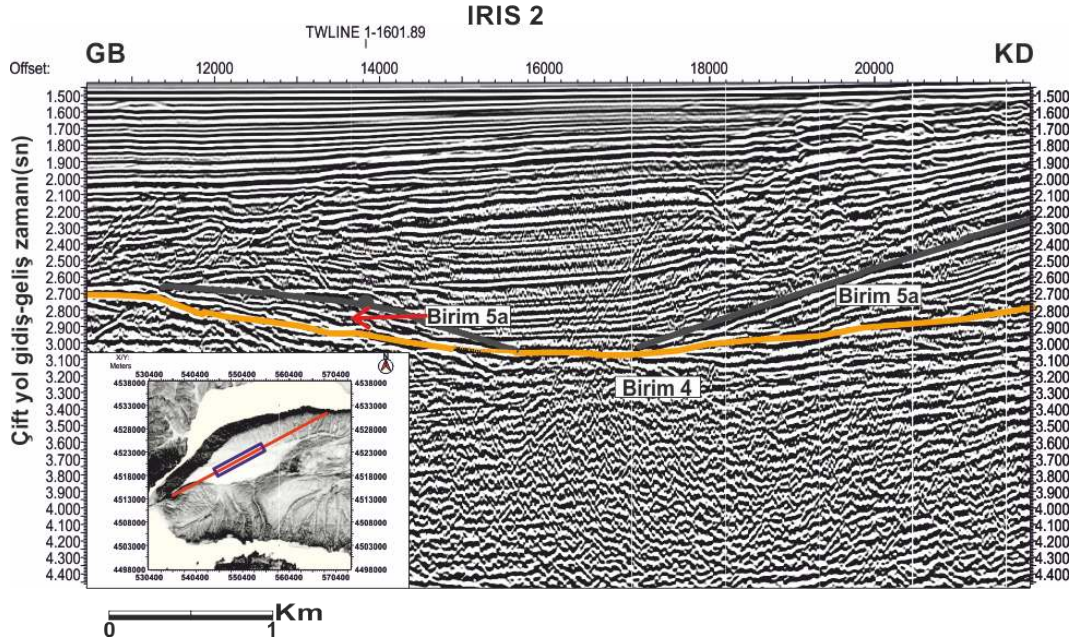
2.7), dolayısıyla üstündeki birimlerle uyumsuzdur. Çukurluk içindeki bu sismik paket Birim-5a sınıflaması içine alınmış ve devamlılığını incelemek amacı ile IRIS 2 hattındaki konumu belirlenmiştir (Şekil 2.8 ve Şekil 2.9). IRIS 2 hattında Birim-5a aşağı downlap yaparak Birim-4 sınırında kesilmektedir. Birim -5a' nın kuzey batısında da söz konusu birimle aynı yansıma özelliğini gösteren yansımalar izlenmiştir. Bu yansımalar da Birim-4 üzerine uyumsuzdur, downlap yaparak sonlanmaktadır. Buradan hareketle, Birim-5a' nın Tekirdağ Çukuru' nun kuzey kesimlerinde sürekli olduğu sonucuna varılmıştır. Bu kesimdeki kalınlığı ortalama 400 m'dir (Şekil 2.9).



Şekil 2.6 TWLINE 1 sismik yansıma hattında Birim-5 seviyelerinin belirlenmesi.

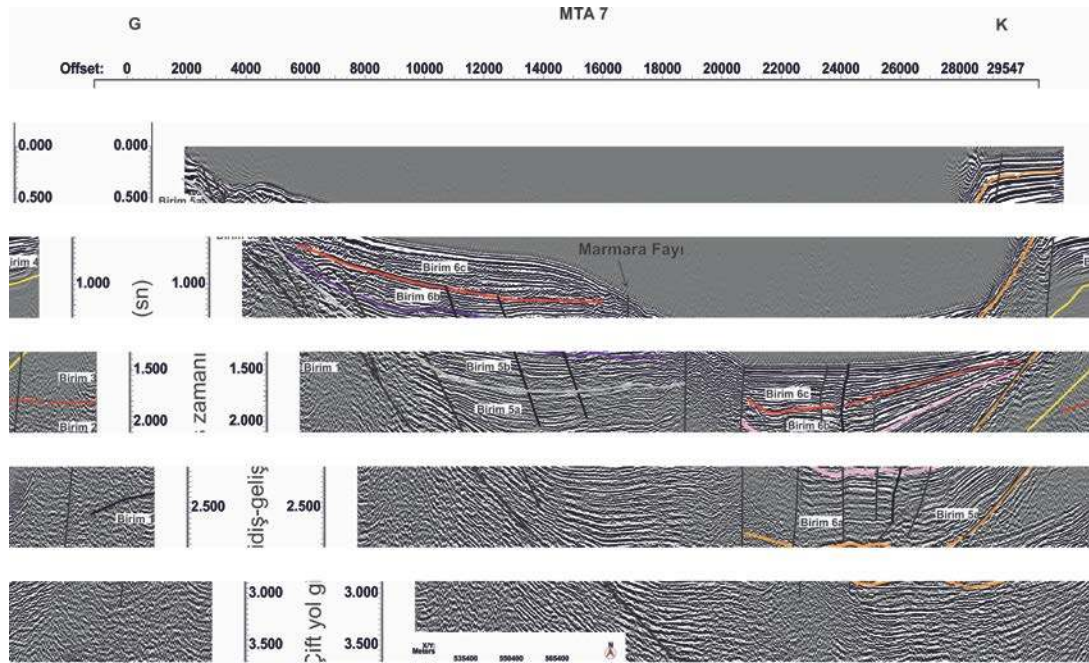


Şekil 2.7 Tekirdağ Havzası'nın güney doğusunda belirlenen uyumsuzluklar. A ve B açısız uyumsuzluk yüzeylerini temsil etmektedir.

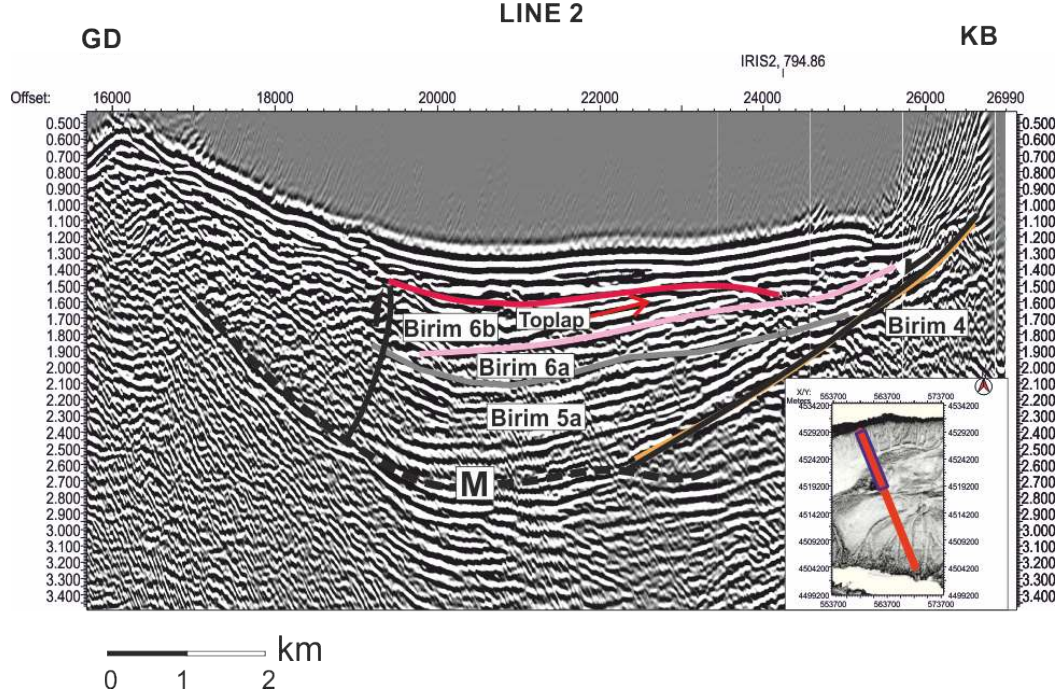


Şekil 2.8 IRIS 2 sismik yansıma kesitinde Birim-5a yansıma paketi.

Batı Marmara Sırtı üzerinde Birim-5'in takibi alandaki faylar, sıkışma, yükselme ve kesitlerdeki kuvvetli tekrarlı yansımalar nedeni ile sınırlıdır (Şekil 2.11). Bu nedenle IRIS 2 hattındaki Birim-5a zaman seviyesi Batı Marmara Sırtı'nı kesen hatlara taşınmış (Şekil 1.5 ve Şekil 2.9), birimin yansıma seviyeleri izlenmiştir. Batı Marmara Sırtı' nın kuzeyinde Tekirdağ Çukurluğunda Birim-5a'nın kalınlığının yer yer 600 m' nin üzerinde olduğu görülmüştür (Şekil 2.12, Şekil 2.14 ve Şekil 2.32). (Şekil 2.16) Birim-5a'nın Orta Marmara Çukurundaki devamlılığı LINEBS sismik hattı yardımı ile kontrol edilmiştir. Kesitlerde ilgili birimin üst zaman seviyesi haritalanabilmiş, alt zaman seviyesi izlenememiştir (Şekil 2.15 ve Şekil 2.16). Birim-5a' nın üst yüzeyinin kontur haritası (TWT) Birim-5a'nın üst yansıma seviyesinin en derin olduğu kesimin Orta Marmara Çukurluğu' nun kuzey doğusunda olduğunu göstermektedir (Şekil 2.17), bu derinlik deniz tabanından yaklaşık 2600 metre aşağıdadır.



Şekil 2.10 MTA 7 numaralı sismik hattın yorumlanmış kesiti. Tekirdağ Çukurluğunu K-G yönlü kesen hat, çukurluğun doğu sınırında Marmara Fayı'nın ters fay bileşenini göstermektedir.



Şekil 2.11 LINE 2 hattının (16000-27000 ofsetleri arası) yorumlanmış kesiti. Birim-5a ve Birim-6'nın Batı Marmara Sırtı üzerine taşınması.

Birim-5b, Tekirdağ Çukuru' un güney yamacı, Batı Marmara Sırtı, Sırtın güneyi ve Orta Marmara Çukuru' nda yayılım göstermektedir (Şekil 2.19). Marmara Adası açıklarında (MTA 7 hattının güneyi) Birim-5a ve Birim-5b süreklidir (Şekil 2.10). çalışma alanının güneyinde (yamaç üzerinde) kalınlığı en fazla 400 m'dir. Birim-5a ve Birim-5b'nin Orta Marmara Çukuru' ndaki yayılımları düzenlidir. Bu kesimdeki kesitlerde birimler üzerinde tektonik olarak yoğun deformasyon olmadığı görülmektedir (Şekil 2.12, Şekil 2.15 ve Şekil 2.32). Batı Marmara Sırtı' nın üzerinde Birim-5b'nin deniz tabanına yaklaştığı görülmektedir. Bu kesimde üst zaman sınırı deniz tabanından en fazla 300 metre aşağıdadır (Şekil 2.12). Sırtın orta kesimine doğru Birim-5'in kalınlığı artmaktadır. Birim-5b bu kesimde en az 700 metre kalınlıktadır. TP 51 nolu kesitte ofset 29000 civarında Birim-5'in fayın doğrultu atımlı bileşeni tarafından kesildiği görülmüştür. Bu kesimde Birim-5b rotasyon etkisindedir.

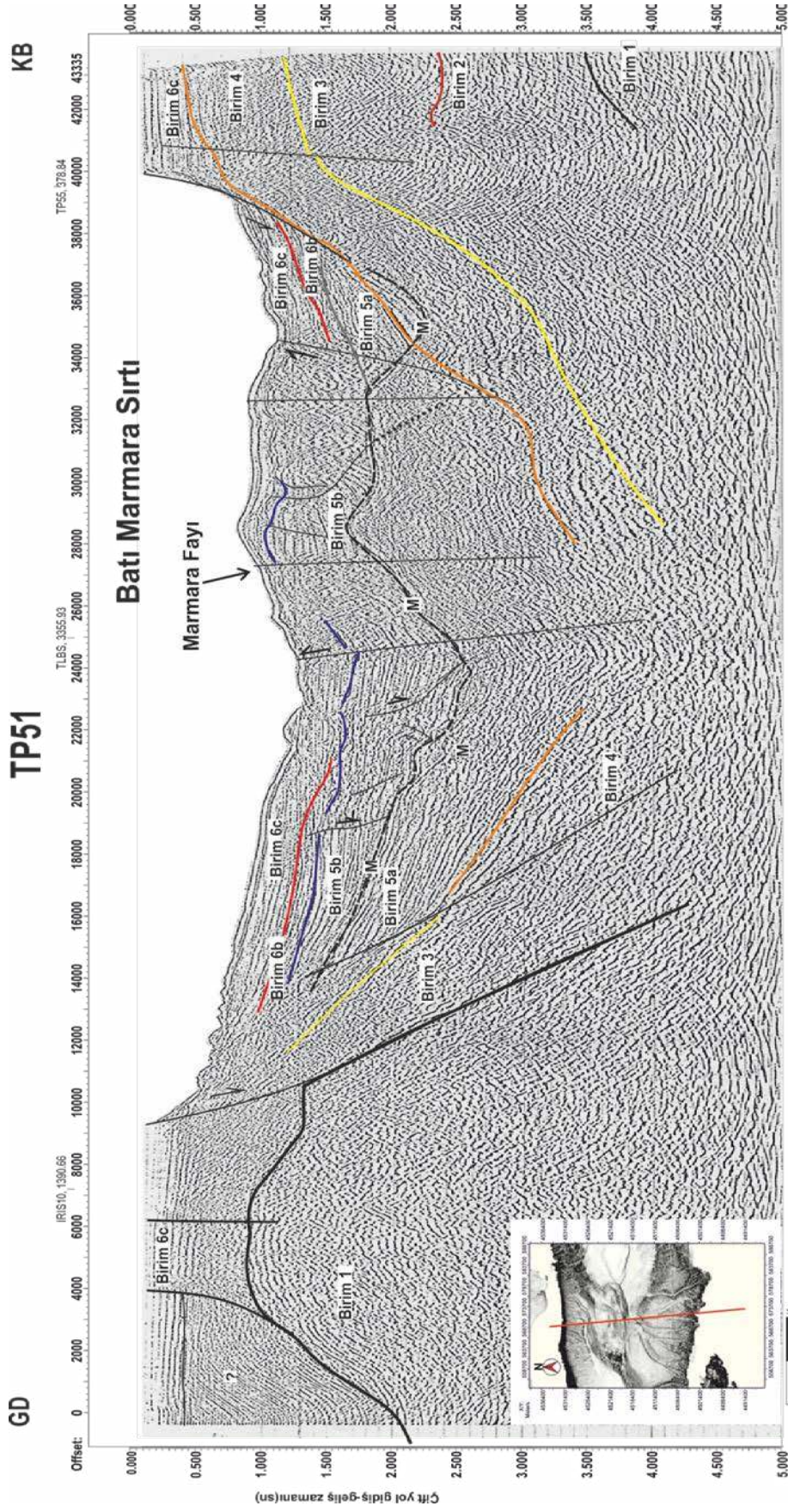
Birim-5b' nin üst seviyesinin zaman değerlerine bağlı (TWT) kontur haritasına göre (Şekil 2.19) en derin olduğu kesim Orta Marmara Çukuru' nun merkezindedir.

Harita söz konusu birimin KB-GD yönlü fay etkisi ile ötelendiğini göstermektedir. Haritada sırtın güney doğusunda kontur çizgileri sıklaşmaktadır, bu durum ilgili alanda fayın varlığını işaret etmektedir.

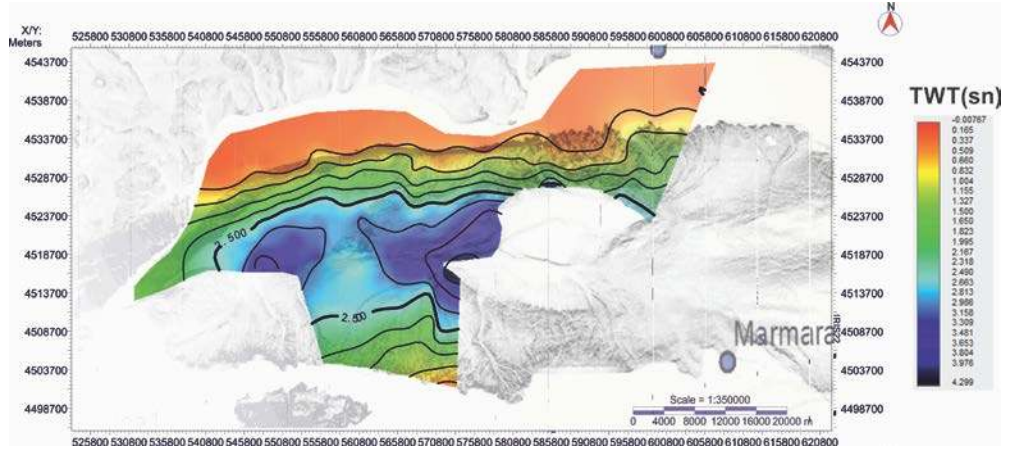
2.1.6 Sismik Birim-6

Birim-6 tektonik deformasyonun yoğun olmadığı kesimlerde (Tekirdağ ve Orta Marmara Çukurluğu) çoğunlukla paralel, sürekli ve yüksek genliklidir (Şekil 2.9, Şekil 2.10, Şekil 2.11, Şekil 2.12, Şekil 2.14, Şekil 2.15 ve Tablo 2.1). Altındaki birimlerle uyumsuzdur. Birim-6'nın kalınlığı IRIS 2 hattında (Şekil 2.9) 2000 m kalınlığa kadar ulaşmaktadır. 552249,31; 4522684,61 UTM koordinatında (Şekil 2.9, ofset 19000) havzayı kesen fayın kuzeyindeki ve güneyindeki Birim-6 çökellerinde genlik ve yansıma karakteristiklerinde farklılık görülmüştür. Doğrultu atım tektoniğine bağlı gelişen bu durum sadece Birim-6 çökellerini etkilemektedir. Tekirdağ Çukuru'ndaki kesitlerde Birim-6 kendi içinde dört sismik paket içermektedir (alttan üste doğru Birim-6a, Birim-6b ve Birim 6c ve Birim 6d).

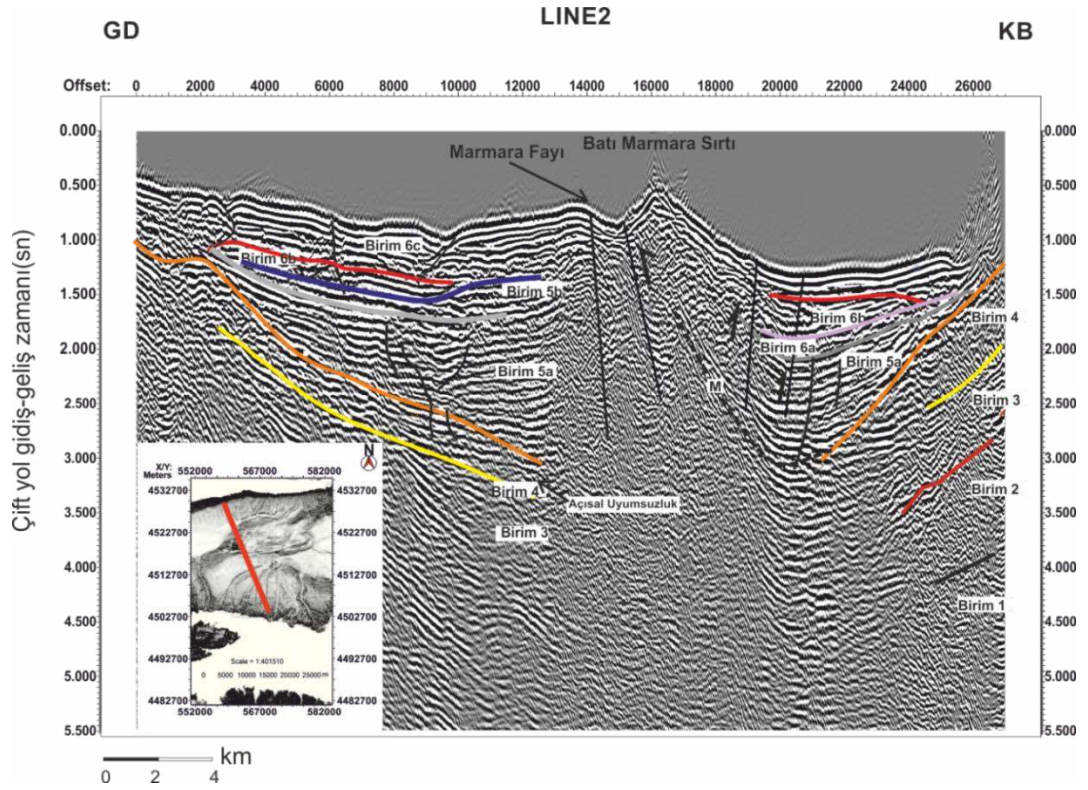
Batı Marmara Sırtı üzerindeki kesitlere Birim-6'nın taşınmasında da IRIS 2 hattından yararlanılmıştır. Birim-6a ve Birim-6b ve Birim-6c'nin Batı Sırt üzerine devam ettiği görülmüştür. (Şekil 2.11, Şekil 2.12 ve Şekil 2.14). Birim-6b kesitlerde yüksek genlik ve diğer birimlere göre kıvrımlı dokusu ile tanımlanmaktadır (Şekil 2.9). Aynı yansıma özelliği Batı Sırt'ın güneyindeki LINEBS hattında da izlenmektedir (Şekil 2.16). Bu kesimdeki Birim-6b çökelleri yoğun deformasyon etkisinde kıvrımlanmıştır (Şekil 2.20). Birim içinde oluşmuş kanal yapıları birimi üzerleyen Birim-6c tarafından doldurulmuştur.



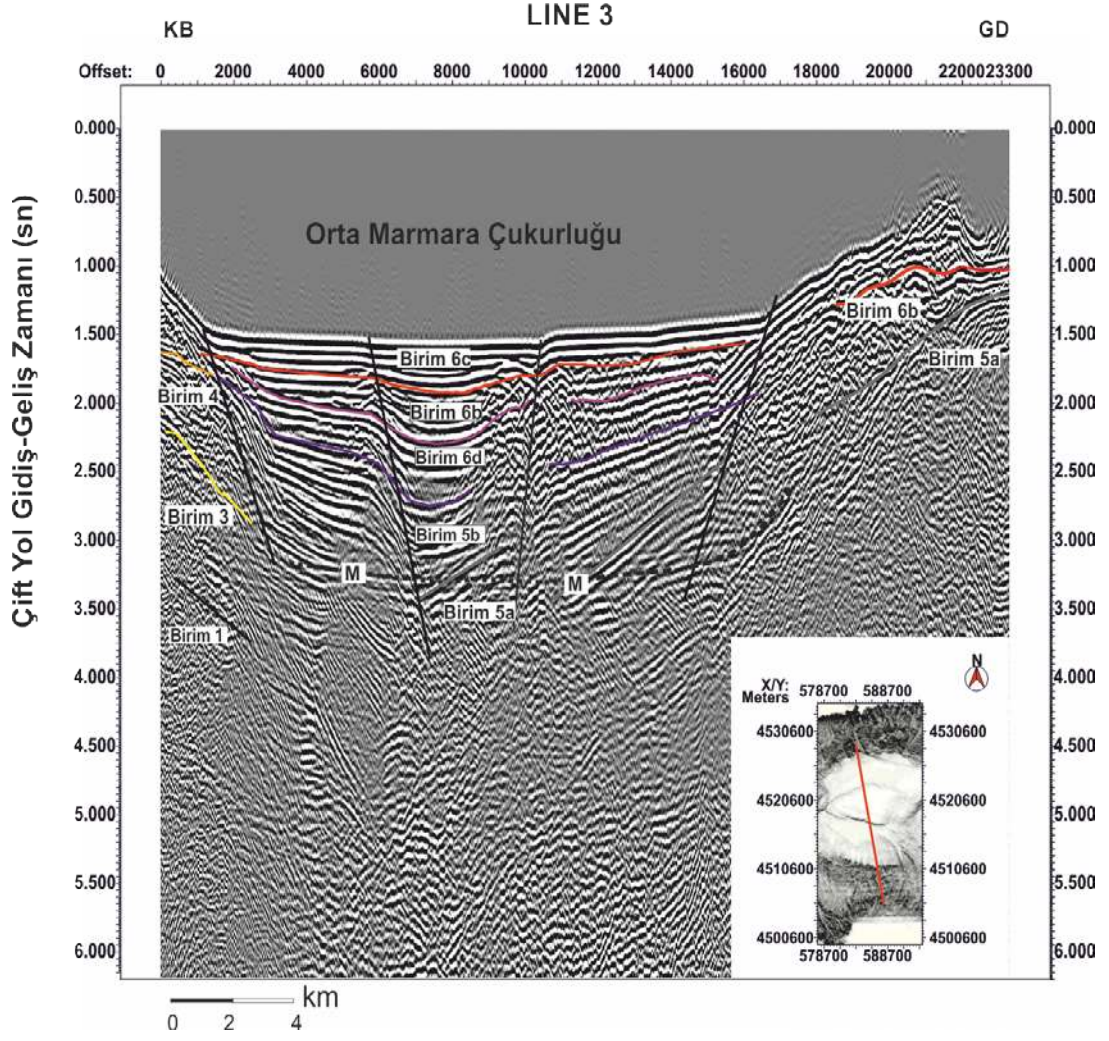
Şekil 2.12 TP51 numaralı sismik hattın yorumlu kesiti. Batı Marmara Sirtını GD-KB doğrultuda kesen hat, Marmara Fayı'nın yanı sıra, ana fayın sağında ve solunda doğrultu atımlı fayları ve bu fayların ters bileşenlerini göstermektedir. Batı Marmara Sirtı üzerinde deniz tabanının yaklaşık 200 m altında Birim-5b izlenmektedir. M=Tekrarlı vansıma. Ayrıntılı lokasyon için Şekil 1.5'e bakınız.



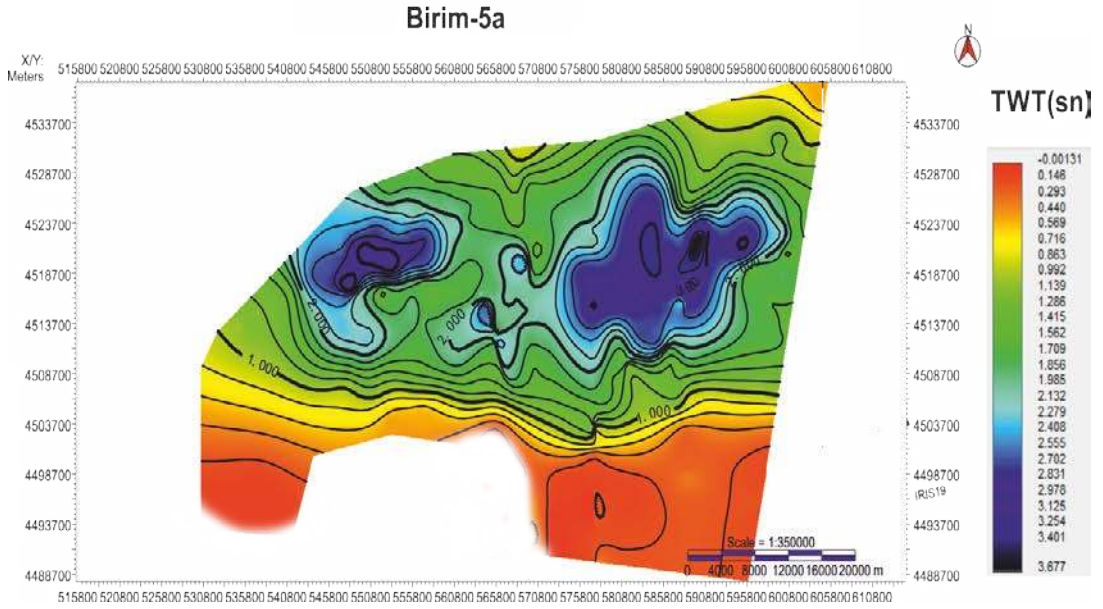
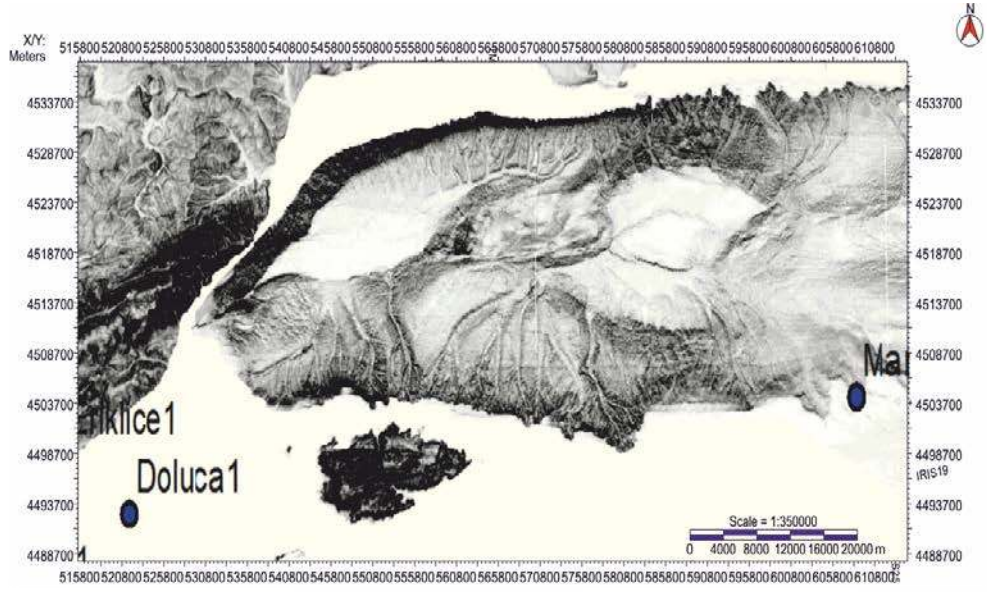
Şekil 2.13 Birim 4'ün üst seviyesinin kontur haritası. Kontur aralıkları 0,5 sn.



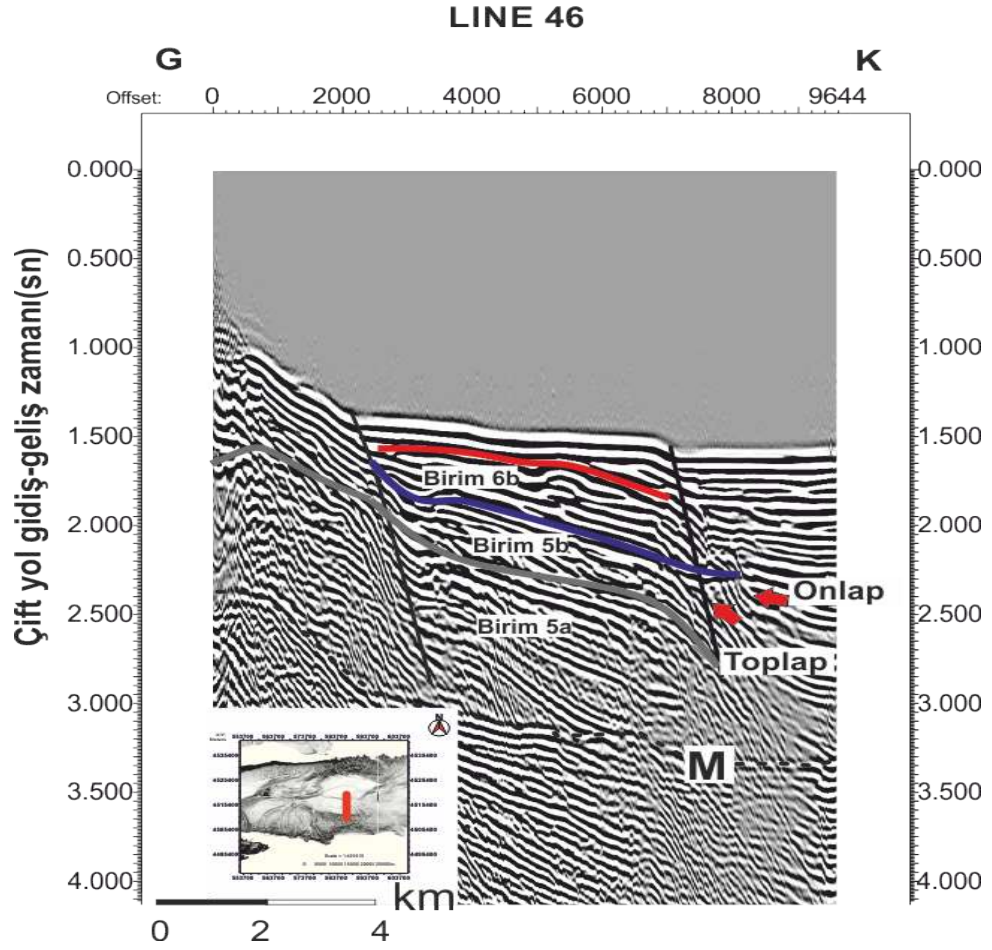
Şekil 2.14 Batı Marmara Sırtı' nı KB-GD yönde kesen LINE 2 hattının yorumlanmış kesiti. 13800 ofset aralığında iki antiklinal arası senklinal boyunca ana doğrultu atımlı fayın etkin olduğunu göstermektedir. Sırt' ın üst kesiminden itibaren kuzey yönüne doğru 11,2 derecelik bir eğim söz konusudur. Kesitin sol bölümünde küçük kıvrım yapıları içeren ve kuzeye doğru genişleyen yayvan senklinal yapısı içinde küçük atımları olan fayların varlığı görülmektedir. GD kesimde stratigrafik birimlerde aktif faya doğru kalınlaşma etkisi belirgindir.



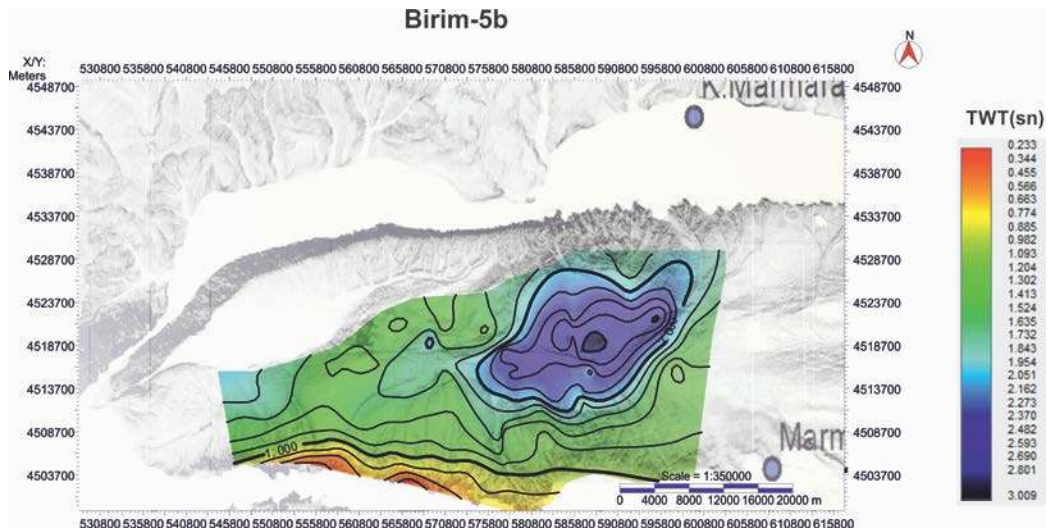
Şekil 2.15 Orta Marmara Çukuru' nu kuzey batı- güneydoğu yönünde kesen LINE 3 hattının yorumlanmış kesiti. M= Tekrarlı yansıma. Ayrıntılı lokasyon için Şekil 1.5'e bakınız.



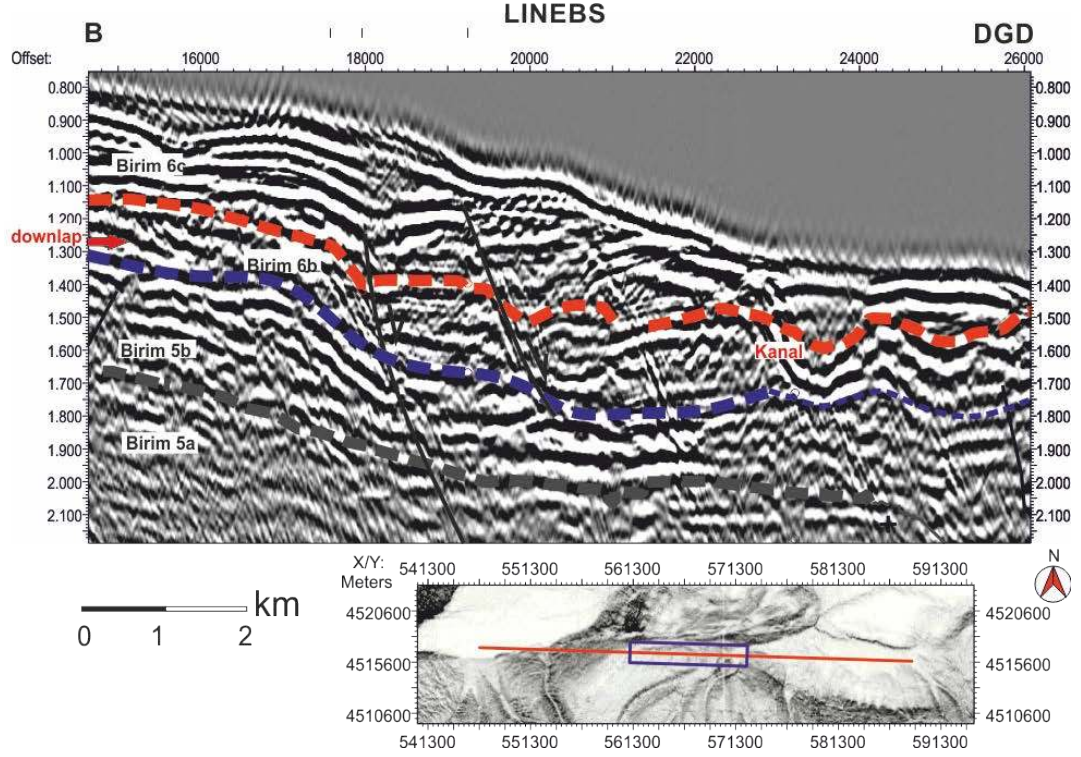
Şekil 2.17 Birim-5a'nın üst seviyesinin 0,2 sn (TWT) aralıklarla çizilmiş kontur haritası. Haritada, Birim-5a'nın en derin kesim Orta Marmara Çukuru' nun kuzey doğusudur.



Şekil 2.18 LINE 46 numaralı sismik hattın yorumlu kesiti.



Şekil 2.19 Birim-5b'nin üst seviyesi 0,2 sn (TWT) aralıklarla çizilmiş kontur haritası. Haritada, Birim-5b'nin en derin olduğu alanlar Orta Marmara Çukurunun merkezindedir.



Şekil 2.20 Batı Marmara Sırtı' nın güney doğusunda belirlenen uyumsuzluk seviyeleri. Kırmızı noktalı çizgi ile sınırları belirlenen Birim-6b, hattın batı kesiminde downlap yapan yansıma seviyeleri içermektedir. Hattın doğu kesimi yoğun deformasyon etkisinde şekillenmiştir. Hattın doğu kesiminde Birim-6b de oluşan kanalın Birim-6c çökelleri tarafından doldurulduğu görülmektedir.

Yer yer toplam seviyesi ile alt sınırının erozyonal yüzey olduğu anlaşılan kesitte (Şekil 2.20) Birim-6b doğu yönünde takip edilmiştir. Birim-6b Batı Marmara Sırtı ve Orta Marmara Çukurluğu' nda en fazla 300 m kalınlıktadır (Şekil 2.11, Şekil 2.12, Şekil 2.14, şekil 2.15, Şekil 2.16 ve Şekil 2.18).

Birim-6b'nin çift yol gidiş geliş zamanına göre elde edilmiş kontur haritası, çalışma alanı genelinde birimin sağ yanal makaslamadan yoğun olarak etkilendiğini göstermektedir (Şekil 2.21).

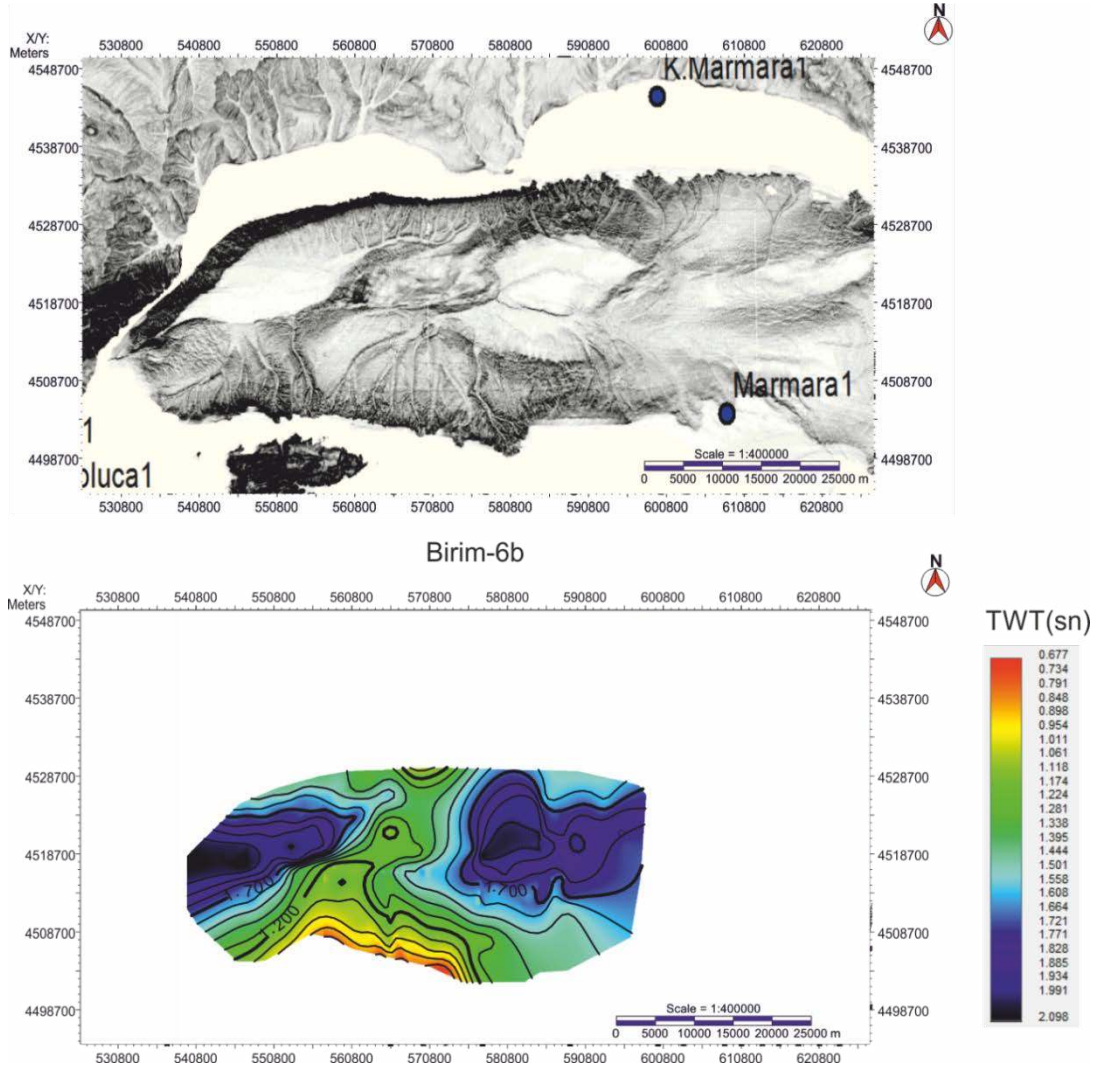
Orta Marmara Çukurunda Birim-6b'nin altında uyumsuzluğu belirgin yansıma seviyesi bulunmaktadır (Şekil 2.15). Ara hızı 1729 m/sn olarak hesaplanmıştır. Birim-6d olarak isimlendirilen birim LINE 46 hattında downlap yaparak kendisinden yaşlı birim üzerine gelmektedir (Şekil 2.18). Alt sınırında toplam yapan yansımalar belirgindir. (Şekil 2.18). Genellikle sıg su ortamını göstergesi olan yansımalar,

göreceli olarak sedimanter çökelimin hızlı geliştiği ortam izlenimini vermektedir. Zaman değerlerine bağlı kontur haritası birimin KKD-GGB doğrultulu faydan etkilendiğini göstermektedir (Şekil 2.22). Haritaya göre, havzanın doğu kesimi batısına göre yaklaşık 20 derece saat tersi yönünde dönmüştür.

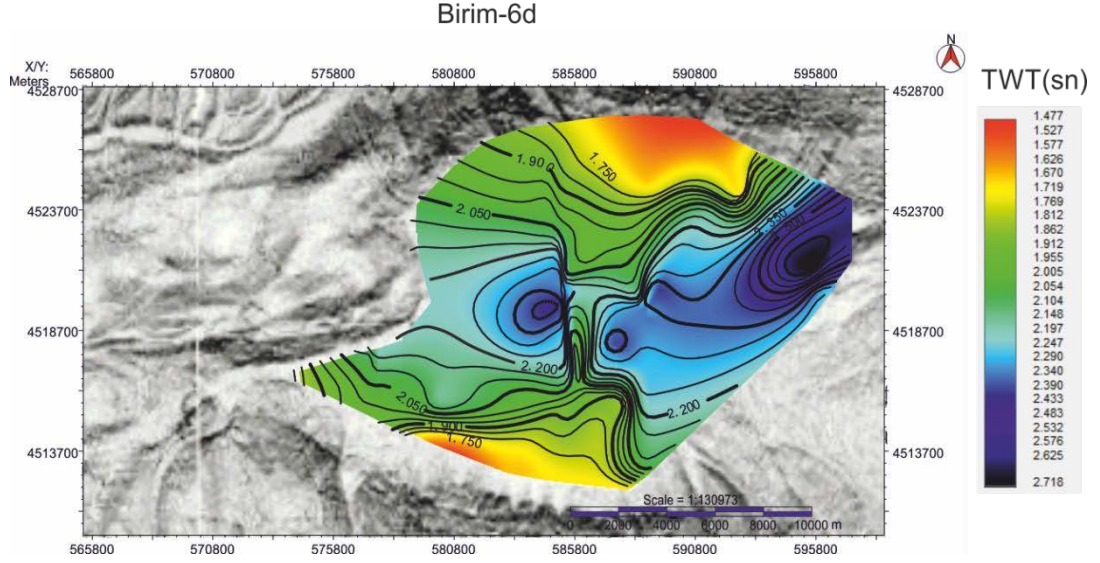
Tablo 2.1 Sismik birimlerin tanımlanmasında kullanılan parametreler

Birim	Yansıma Şekilleri	Ara Hız (m/sn)
Birim-1	Üst zaman sınırı nispeten sürekli, yüksek genlik ve iç kesimi hiperbolik-kaotik	4279-6676
Birim-2	Kuvvetli ve sürekli genlik, altındaki birimle uyumsuz, üstündeki birimlerle uyumlu	3055-3391
Birim-3	Yüksek devamlılık ve yüksek genlik, altındaki ve üstündeki birimlerle uyumlu	2950-3909
Birim-4	Yüksek devamlılık, yüksek genlik ve fasiyes ilerlemesi (progradational) nitelikli	2367- 2670
Birim-5a	İçsel yansıma biçimi saydam, yüksek genlikli, Sismik Birim 5b üzerine onlap	1716-2519
Birim-5b	İçsel yansıma biçimi saydam, yüksek genlikli yansımalar	1903-2236
Birim-6	İçsel yansıma biçimi saydam, yüksek genlikli, deniz tabanına yakın kesimlerde düzensiz	1550-2419

Birim-6c, sismik kesitlerin tamamında izlenmektedir. Yansıma özelliği yüksek genlik ve transparan özellikli yansımalarla tanımlanmaktadır. Yamaçlarda kaotik dolgulu, çukurlarda yüksek genlikli yansıma ile alttaki sismik paketlerden ayrılmaktadır. Tekirdağ Çukurluğu' nda kalınlığı 50 - 450 m arasında değişmektedir. Batı Sırt üzerinde ortalama 300 metre (Şekil 2.12), Orta Marmara Çukurluğunda 50-500 m. kalınlıklarda izlenmektedir (Şekil 2.2, Şekil 2.15 ve Şekil 2.18)



Şekil 2.21 Birim- 6b'nin üst seviyesinin (TWT) 0,1 sn aralıklarla çizilmiş kontur haritası. Haritada, birimin sağ yanal makaslamadan yoğun olarak etkilendiği görülmektedir.



Şekil 2.22 Birim 6d'nin üst seviyesinin kontur haritası. Kontur aralıkları 0,2 sn olarak seçilmiştir (TWT=Çift yol gidiş – geliş zamanı).

2.2 Trakya Havzası ile Stratigrafik Korelasyonu

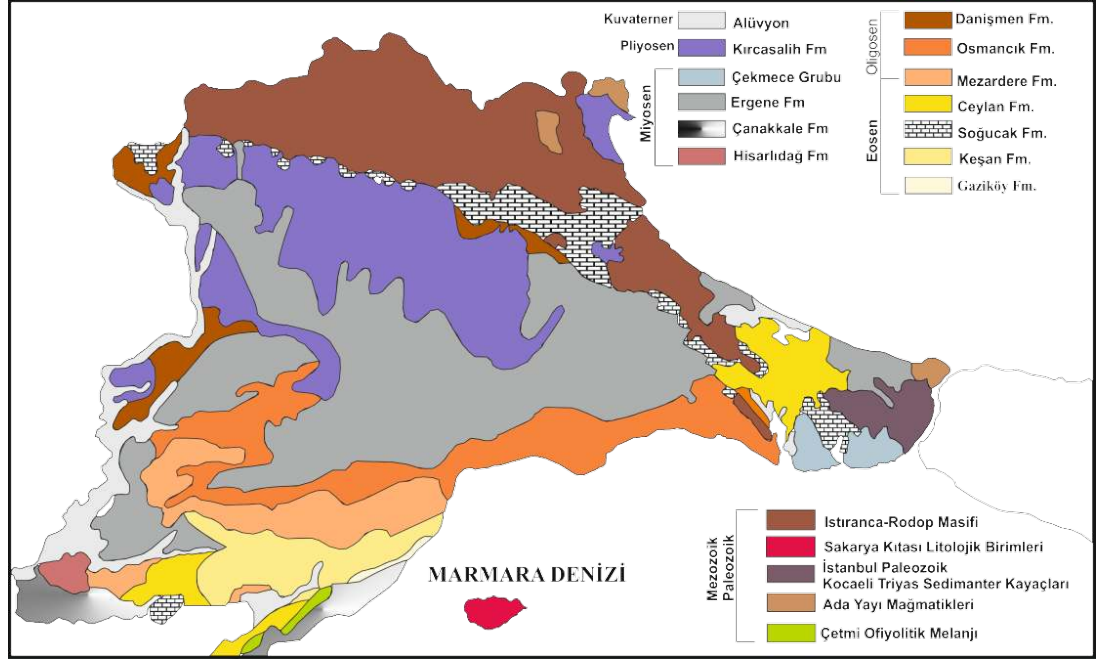
Trakya Havzasında açılmış sondajlardan Çorlu 3-A, K. Marmara-I/A; Hoşköy-I, İncik-I ve Doluca-I kuyularının çökel istifi ile çalışma alanında belirlenen sismik birimlerin korelasyonu yapılmıştır (Şekil 1.5 ve Şekil 2.24). Kuyuların stratigrafisi aşağıda verilmektedir.

Trakya Havzası' nın temelini kuzeyde üst Kretase yaşlı metamorfik kayalar, güneyde (Gelibolu-Şarköy-Mürefte) Erken Kretase- Paleosen yaşlı Çetmi ofiyolitik melanji oluşturmaktadır (Keskin, 1974; Natal'in, Sunal, Satır, ve Toraman, 2012; Okay, Tansel, ve Tüysüz, 2001; Siyako ve Huvaz, 2007) (Şekil 2.24).

Sondajlarda alttan üste doğru Hamitabat, Koyunbaba, Soğucak, Ceylan, Mezardere, Osmancık, Gazhanedere ve Kirazlı Formasyonları kesilmiştir (Şekil 2.24).

Hamitabat Formasyonu karasaldan derin denizel türbiditlere kadar değişen litolojik özelliktedir (Şekil 2.23 ve Şekil 2.24). Kumtaşı, sittaşı ve şeyl' den

oluşmaktadır. Yaşı Orta-Üst Eosen olarak verilmektedir (Ediger ve Batı, 1987; Ediger ve Alişan, 1989; Kasar ve Eren, 1983; Siyako, 2006; Turgut ve diğer., 1983).



Şekil 2.23Trakya Havzası'nın genelleştirilmiş jeoloji haritası (Siyako ve Huvaz, 2007).

Koyunbaba Formasyonu alttaki birimlerle uyumsuz, üstte Soğucak Formasyonu ile dereceli geçişlidir. Çakıltası ve kumtaşından oluşmuştur. Yaşı Orta-Üst Eosen' dir (Keskin, 1974; Siyako, 2006) (Şekil 2.23 ve Şekil 2.24).

Şelf ortamında çökelmiş Orta-Üst Eosen yaşlı karbonatlardan oluşan Soğucak Formasyonu dereceli geçişle Ceylan Formasyonu' na veya Mezardere Formasyonu' na geçer (Keskin, 1974, Kasar ve Eren, 1983, Siyako, Bürkan, Okay, 1989; Siyako, 2006; Temel ve Çiftçi, 2002) (Şekil 2.23 ve Şekil 2.24)

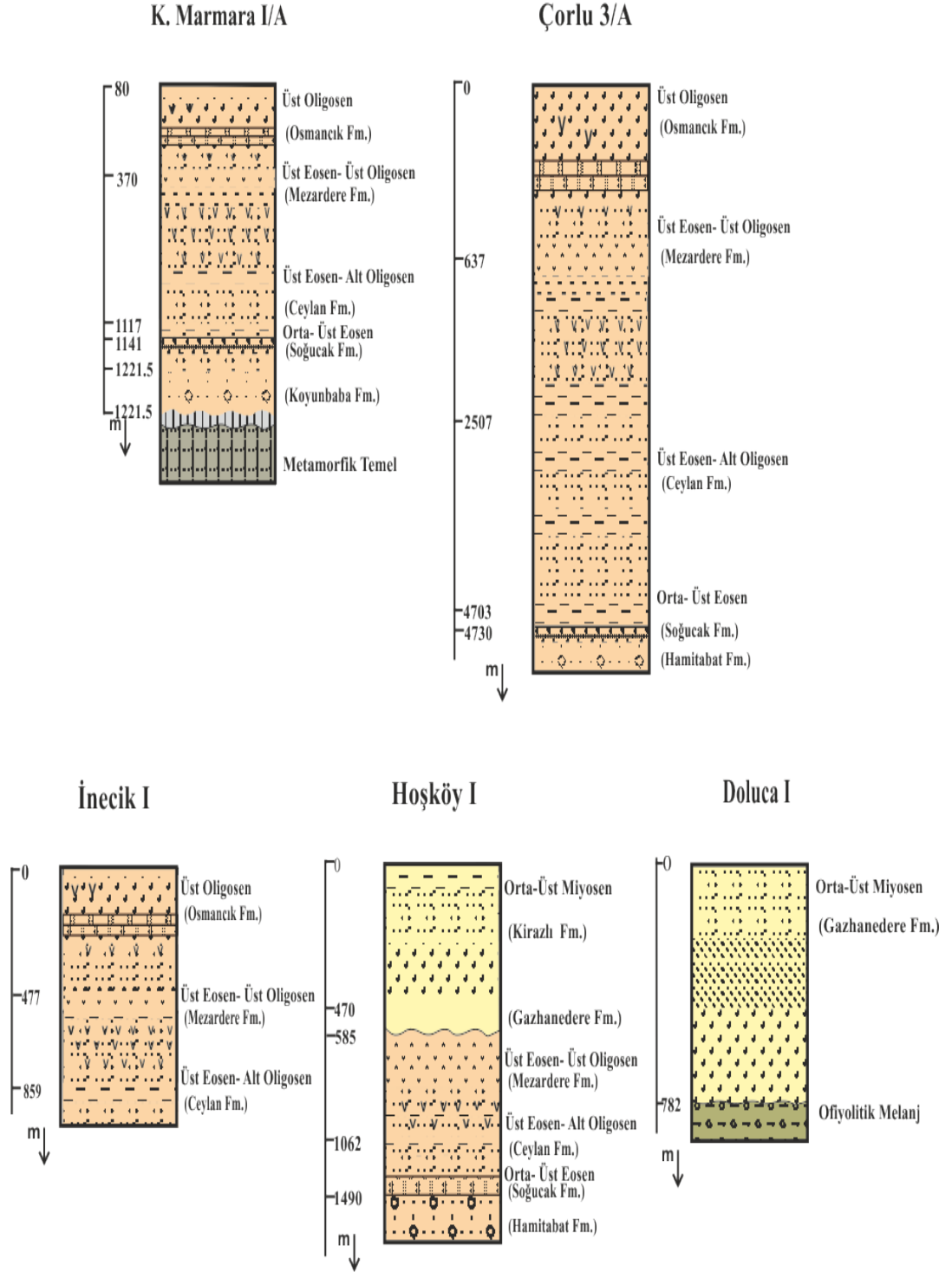
Ceylan Formasyonun yaşı Üst Eosen-Alt Oligosen aralığındadır. Marn, silttaşı, tuf, şeyl birimleri ile açık deniz türbidit özelliğindedir (Siyako ve diğer., 1989; Siyako, 2006; Temel ve Çiftçi, 2002) .

Mezardere Formasyonu delta ilerisi fasiyesinde şeyl, marn ve tüfitlerden oluşur, Ceylan veya Keşan Formasyonları ile dereceli geçişlidir (Siyako, 2006). Yaşı havzanın doğusunda Üst Eosen-Alt Oligosen olarak verilmekle birlikte havzanın doğusunda Üst Oligosen'e kadar çıkabileceği vurgulanmaktadır. (Alişan, 1985; Alişan ve Gerhard, 1987; Batı, Erk, ve Akça, 1993; Ediger ve Alişan, 1989; Gerhard ve Alişan, 1987; Siyako, 2006) (Şekil 2.23 ve Şekil 2.24).

Mezardere ile geçişli olan Osmancık Formasyonu' nun yaşı Alt-Üst Oligosen' dir (Akyol ve Aygün, 1995; Alişan, 1985; Alişan ve Gerhard, 1987; Batı ve diğer., 1993, Batı ve diğer., 2002; Ediger ve Alişan, 1989; Gerhard ve Alişan 1987; Kasar ve diğer., 1983; Siyako, 2006). Litolojisi kumtaşı şeyl seviyeleri içermektedir (Siyako, 2006). Havzanın kuzey ve güneyinde uyumsuzlukla Orta- Üst Miyosen Gazhanedere ve Kirazlı Formasyonları tarafından üzerlenir (Turgut, Türkaslan, ve Perinçek, 1991).

Gazhanedere Formasyonu alacalı çamurtaşı, kumtaşı, çakıltası, marn ve çok seyrek kireçtaşlarından oluşmakta, akarsu-taşkın ovası ve göl ortamı özelliği göstermektedir. Orta-Üst Miyosen yaş aralığındadır (Siyako, 2006; Sümengen ve diğer., 1987) Üstündeki Kirazlı Formasyonu ile dereceli geçişlidir (Şekil 2.23 ve Şekil 2.24).

Kirazlı Formasyonu Orta-Üst Miyosen yaş aralığındadır. Sahil yakını ortamlarında çökelmiş, kalın tabakalı kumtaşı, seyrek olarak şeyl ve çakıltası birimlerinden oluşmaktadır (Siyako, 2006; Sümengen ve diğer., 1987; Şentürk ve Karaköse, 1987; Taner, 1982). Kalınlığı 500 metreye kadar çıkabilmektedir.



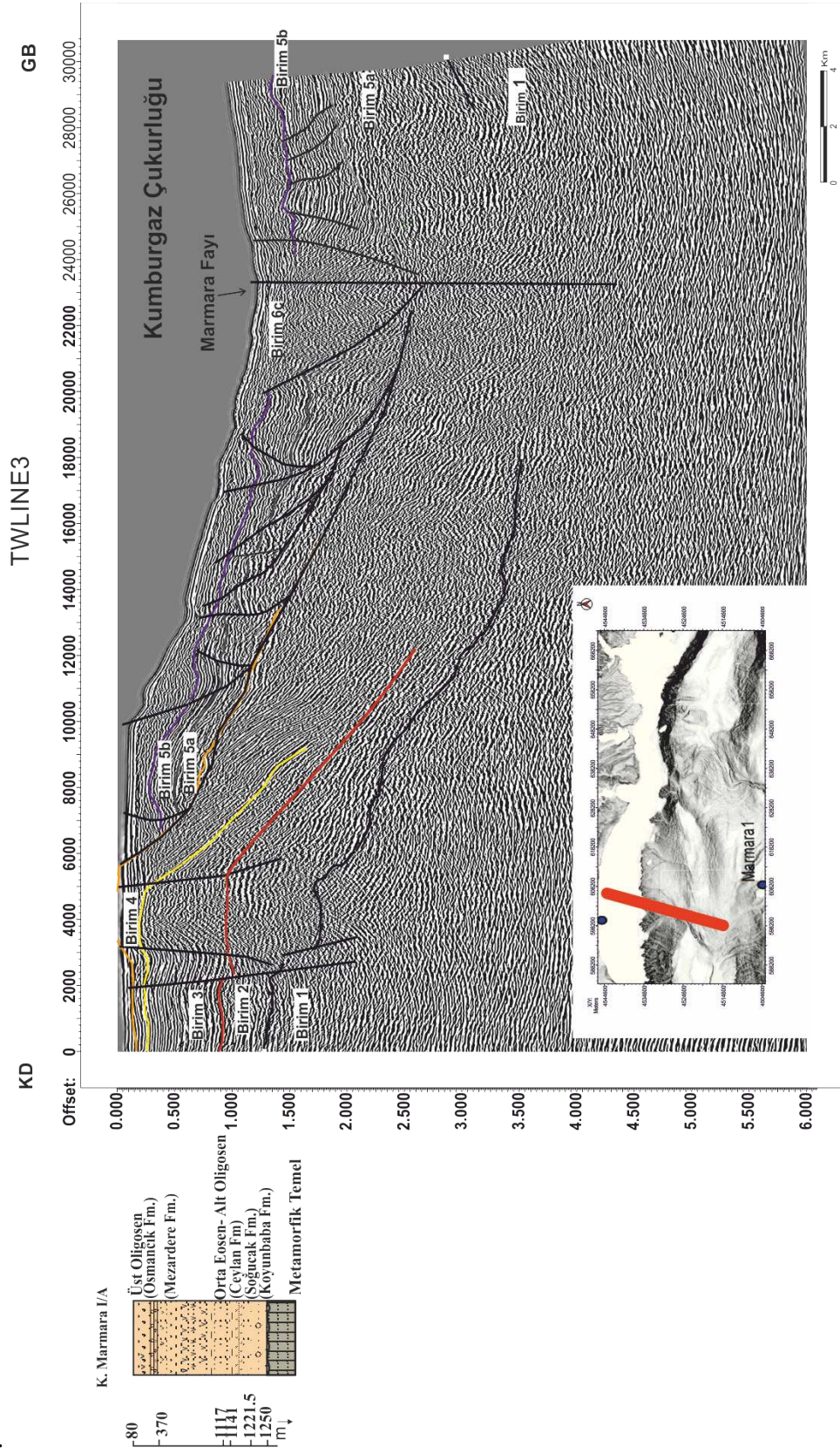
Şekil 2.24 Trakya Havzası'nda açılan K.Marmara-I, Çorlu-3/A, İncelik-I, Hoşköy-I ve Doluca kuyularının stratigrafik kesitleri (Tiway ve TPAO Ltd) . Lokasyonları için Şekil 1.5' e bakınız.

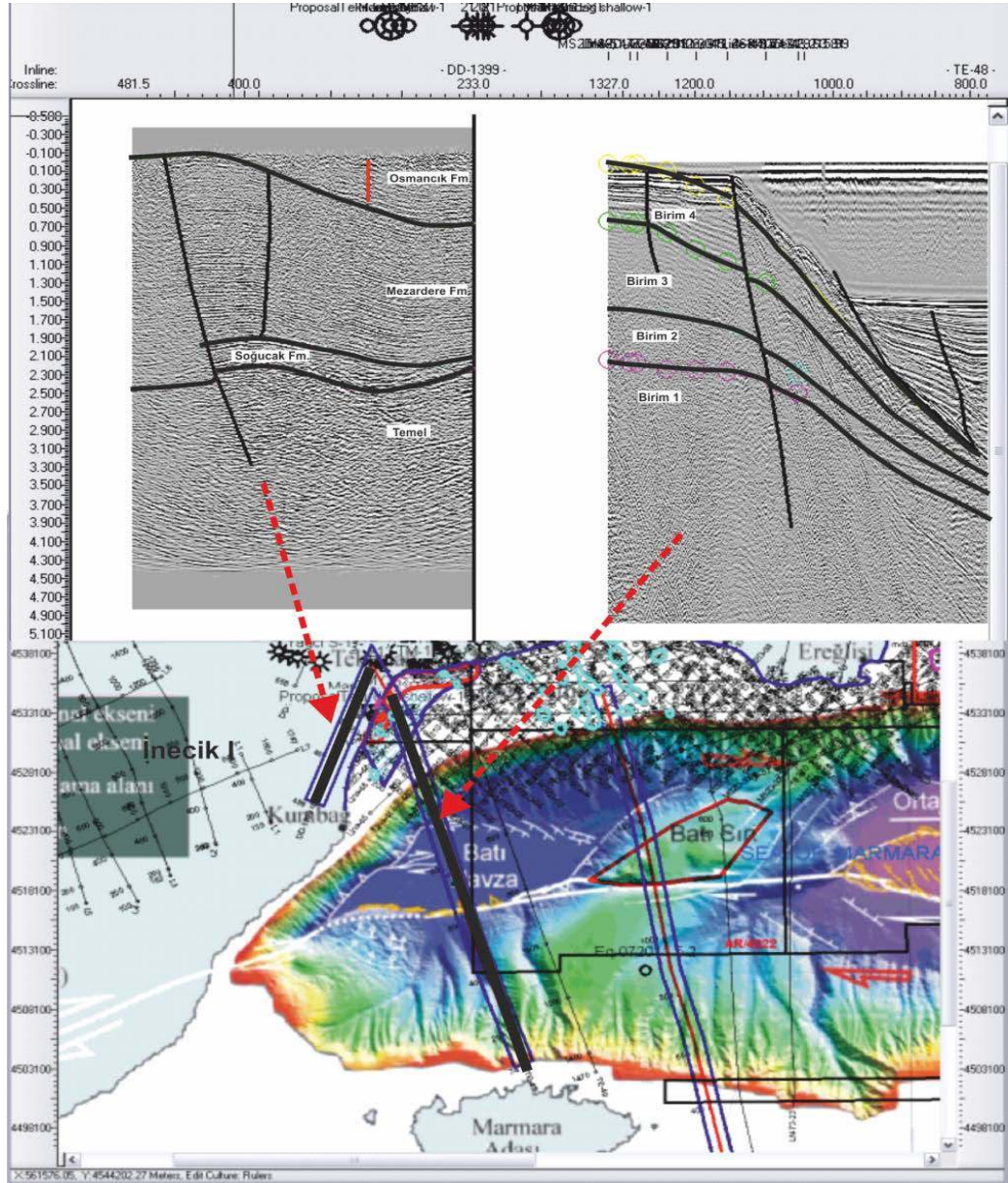
2.2.1 Sismik Birimlerin Trakya Formasyonları ile Deneştirilmesi

Kuyu bilgilerinin sismik kesitlere taşınması ile sismik birimler yaşlandırılmıştır. Kuyuların formasyon seviyeleri ile sismik birimlerin korelasyonu aşağıda verilmektedir (şekil 1.5).

TWLINE 3 sismik kesitinin K. Marmara-1 kuyusu ile korelasyonunda, çalışılan hatların kuzey kesimindeki Birim-1'in metamorfik temel olduğunu göstermektedir (şekil 2.25). Birim-2, Üst Eosen yaşlı çökel istif ile ilişkilendirilmiştir. Birim-3, Üst Eosen-Erken Oligosen yaşlı Mezardere Formasyonu ve Birim-4 Alt-Üst Oligosen yaşlı Osmancık Formasyonu ile eşleştirilmiştir. Kesitin 6000-20000 ofsetleri arasında Birim-4 ve Birim-5 arasında açısal uyumsuzluk görülmektedir. Birim-5 Üst Oligosen' den daha genç çökelleri temsil etmektedir.

Çalışma alanının kuzey batısında çalışma alanına yakın sondaj kuyusu bulunmamaktadır. Osmancık Formasyonu kesitlerdeki zaman seviyelerinin takibi ile haritalanmış, Osmancık Formasyonu'ndan daha yaşlı birimler için Trakya Havzası'nda kara sismiği verisi üzerinde yapılan yaşlandırma çalışma alanına taşınmıştır (şekil 2.26).

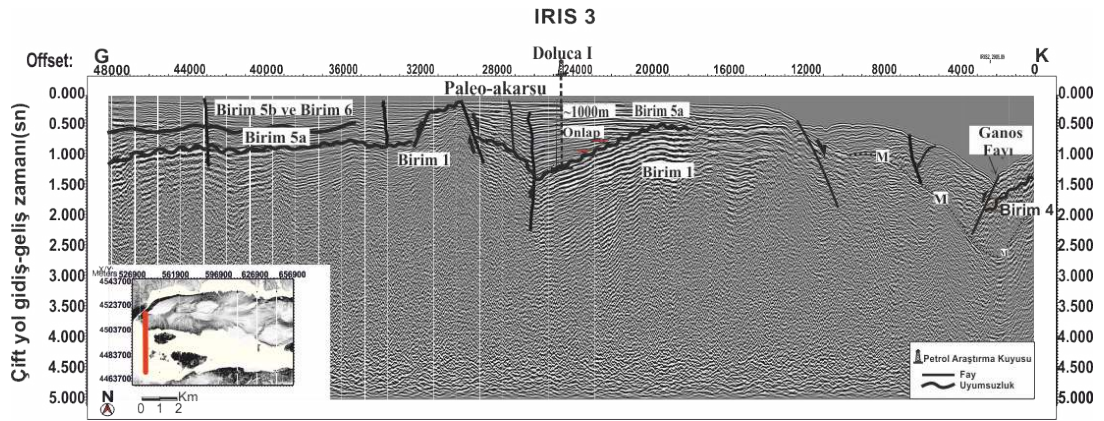




Şekil 2.26 Trakya Havzası'nda açılan kuyular yardımı ile stratigrafik yorumu yapılan kara sismiği verisindeki formasyon seviyelerinin TWLINE 1 kesitine taşınması (Tiway Turkey Ltd. izni ile kullanılmıştır)

Çalışma alanı güney batısında Hoşköy-I ve Doluca-I kuyuları bulunmaktadır (Şekil 1.5 ve Şekil 2.24). Hoşköy-I kuyusunda 585 m. Miyosen (Kirazlı ve Gazhanedere Formasyonları) ve altında diskordansla 1000 m. kalınlığında Eosen-Oligosen çökelleri bulunmaktadır. Doluca-I kuyusunda temelde ofiyolitik melanj ve üzerinde 782 m Miyosen çökel istif (Gazhanedere Formasyonu) kesilmiştir. Doluca I

kuyusunun Miyosen yaşlı formasyon sınırı IRIS 3 hattına taşınmıştır (Şekil 2.27). Yansıma şekli ve amplitüdü, Birim-5a'nın yaşının Orta- Üst Miyosen olabileceğini göstermektedir. Stratigrafik konumuna göre Birim-5b ve Birim 6' nın yaşının Pliyo-Kuvaterner olabileceği sonucuna varılmıştır.. Ayrıca IRIS 3 ile TWLINE 3 hatları, çalışma alanının kuzey ve güneyindeki temel yapısının farklı olduğunu teyit etmektedir.



Şekil 2.27 IRIS-3 nolu sismik hattın yorumlanmış kesiti. K-G yönlü hat, Marmara Havzası'nın güney kesiminde Birim 1'in sınırlarını net olarak yansıtmaktadır. Kesitte temel üzerine gelişmiş fay kontrollü akarsu varlığını görülmektedir. Birim 1 Ekinlik Adası'nın batısında deniz tabanı yüzeyine kadar ulaşmaktadır. M=Tekrarlı Yansıma. Ayrıntılı lokasyon için Şekil 1.5'e bakınız.

Marmara Adası'nın kuzeyinde TWLINE 2- TP 51 ve MTA13 hatlarında Birim-1 üzerine açılmal gelen çökel istif, birimin çökeldiği kesime yakın sondaj bulunmadığından haritalamanın dışında bırakılmıştır (Şekil 1.5 ve Şekil 2.3). Bu birimin ara hızı 3175 m/sn'dir. Kesitlerde sismik Birim-6c ile arasında belirgin bir uyumsuzluk olduğu görülmektedir. Çalışma alanının güney doğusunda Marmara-I kuyusu bulunmaktadır (Şekil 1.5). Söz konusu kuyuda, Orta- Üst Miyosen yaşlı çökeller (176,784-2176 m' ler arası) Üst Kretase kireç taşlarını uyumsuz olarak üzerlemektedir. IRIS 26 numaralı hattın TWLINE 2 - TP 51 ve MTA13 hatları ile korelasyonunda, Marmara Adası' nın kuzeyindeki kesitlerle IRIS 26 kesitinde izlenen yansıma karakteristiğinin farklı olduğu görülmektedir. Bu alanın Üst Oligosen veya daha yaşlı birim/birimlerden oluşabileceği sonucuna varılmıştır.

Özet olarak;

Sismik Birim-5b ve Sismik Birim-6: Pliyo-Kuvaterner yaşlı çökelleri temsil etmektedir.

2.3 Yapısal Jeoloji

İnceleme alanında yapısal öğeleri uyumsuzluklar, kıvrım ve faylar denetiminde gelişmiştir. Aşağıda bu yapıların alandaki gelişimi üzerinde durulacak, Trakya Havzası ile deneştirilmesi yapılacaktır.

2.3.1 Uyumsuzluklar

İnceleme alanındaki sismik kesitlerde tespit edilen uyumsuzluklar:

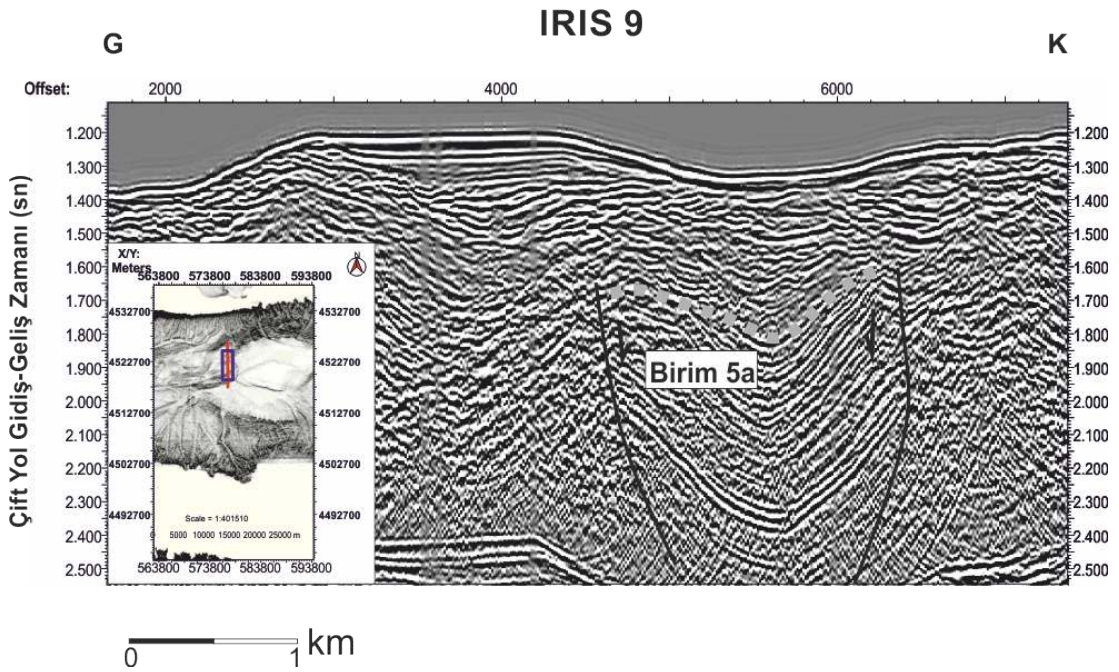
1. Temel ile Orta-Üst Eosen birimleri arasındaki uyumsuzluk (Şekil 2.4 ve Şekil 2.25),
2. Orta-Üst Eosen-Üst Oligosen yaşlı birimler ile üzerine gelen Orta-Üst Miyosen birim arasındaki uyumsuzluk (Şekil 2.1, Şekil 2.3-C, Şekil 2.9, Şekil 2.10, Şekil 2.14, Şekil 2.16, Şekil 2.25 ve Şekil 2.27),
3. Orta-Üst Miyosen yaşlı birim ile Pliyo-Kuvaterner yaşlı birimler arasındaki uyumsuzluk (Şekil 2.1, Şekil 2.2; Şekil 2.6; Şekil 2.7; Şekil 2.9; Şekil 2.10; Şekil 2.11; Şekil 2.14; Şekil 2.15; Şekil 2.25; Şekil 2.27),
4. Pliyosen yaşlı birim ile Pleistosen yaşlı birim arasındaki uyumsuzluk (Şekil 2.15),
5. Pleistosen yaşlı birim ile üzerine gelen genç çökeller arasındaki uyumsuzluk' dur (Şekil 2.15).

2.3.2 Kıvrımlar

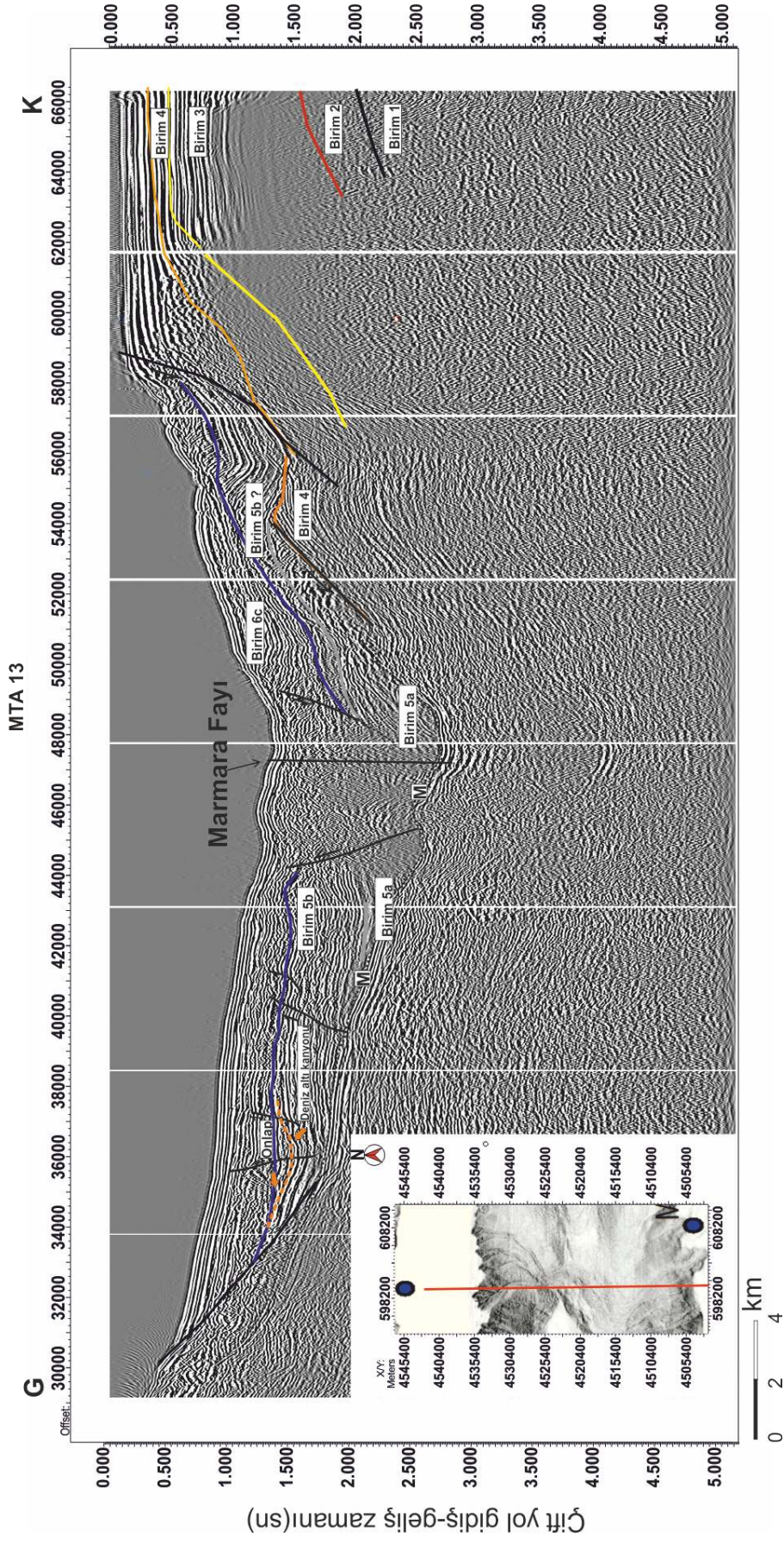
İnceleme alanı kıvrım sistemi Batı Marmara Sırtı' nın batısı ve Tekirdağ Çukuru' nun güneyindeki yamaçta uzun ve sürekli, Batı Marmara Sırtının doğusu ve Orta Marmara Çukurunun kuzey doğu ve güney doğusunda ise kısa ve süresizdir (Şekil 2.30). Tekirdağ Havzası' nın güney yamacında bulunan kıvrımın yönü D-B' dan Batı Marmara Sırtı' na doğru ilerledikçe KD-GB ya dönmektedir (Şekil 2.1 ve Şekil 2.30). Uzun sürekli ve asimetriktir (Şekil 2.14, ofset 20000). Batı Marmara Sırtı üzerinde KD-GB doğrultuludur. Sırtın doğusundaki kıvrımlar ise çoğunlukla kısa,

süreksiz ve simetriktir. KD-GB ve DKD-BGB doğrultuludur (Şekil 2.29 ve Şekil 2.30). Bu oluşumlar fay kontrollüdür ve çoğunlukla Miyosen yaşlı birimleri etkilemişlerdir.

Orta Marmara Çukuru' nun kuzey doğu yamacındaki kıvrımların eksenini KB-GD doğrultuludur. Alanda, MTA 13 hattında haritalanan senklinal asimetrik (Şekil 2.31), TWLINE 3 hattında görülen antiklinaller ve senklinaller yaklaşık olarak simetriktir ve fay kontrolünde gelişmişlerdir (Şekil 2.25). MTA 13 hattının güneyindeki (ofset 3600) kıvrımın yönü KB-GD' dur. Simetrik senklinal görüntüsündedir.



Şekil 2.29 Batı Marmara Sırtı'nı K-G yönde kesen MTA 9 kesitinde kıvrım yapısı. 4600-6200 ofsetleri arasında kıvrım eksenini D-B olan simetrik kıvrım görülmektedir. Senklinalin sınırları normal faylarla şekillenmiştir. Ayrıntılı lokasyon için Şekil 1.5' e bakınız.



Şekil 2.31 Batı Marmara Sırtı'nı K-G yönde kesen MTA 13 sismik hattının yorumlanmış kesiti. 54000-58000 ofisetleri arasında kıvrım eksenini KB-GD yönündür. M= Tekrarlı yansıma. Ayrıntılı lokasyon için Şekil 1.5' e bakınız.

2.3.3 Faylar

Marmara Denizi'nde eğim atımlı faylar çoğunlukla kuzey ve güney şelfte, çöküntüler ve sırtlarda yoğunlaşmaktadır (Şekil 2.30).

2.3.3.1 Normal Faylar

İnceleme alanının sınırlarında tespit edilebilen en yaşlı normal fay Silivri' nin yaklaşık 10 km açıklarındaki şelf alanında haritalanmıştır. Sismik Birim-1 üzerinde eğim yönü güney batı olan normal fayın Orta-Üst Eosen yaşlı birimleri etkilediği görülmektedir (Şekil 2.25) (TWLINE3, ofset 2600). Çalışmada söz konusu alanı kesen sismik hat sayısının az olması ve bazı hatlarda görülen sismik kalitedeki yetersizlik nedeni ile bu tür yapıların şelf alanındaki devamlılığı izlenememiştir.

İnceleme alanında DGD-BGB ve BKB-DKD yönünde uzun ve sürekli ve KD-GB ve KB-GD doğrultulu kısa ve süreksiz faylar görülmektedir. DGD-BGB ve BKB-DKD doğrultulardaki normal faylar Kuzey Marmara Çukuru' nun kuzey ve güneyini sınırlamaktadır. KD-GB ve KB-GD doğrultulu normal faylar çoğunlukla havza içlerinde yer alır. Kumbağ- Marmara Ereğlisi arasındaki şelf alanı ve Tekirdağ Çukuru' nun kuzey yamacı KD-GB doğrultulu normal fay etkisindedir. Tekirdağ Çukuru içinde ve çukurun güney yamacında görülen görülen normal faylar da ağırlıklı olarak KD-GB doğrultuludur.

Batı Marmara Sırtı üzerinde normal faylara pek rastlanmamaktadır. Haritalanabilen fayların doğrultusu KD-GB' dır. Sırt'ın güneyindeki fayların bir kısmı gravite etkisinde gelişmiştir, süreklilik göstermemektedir (Şekil 2.30). Ayrıca Sırt üzerindeki sismik kesitlerde invers yapıların varlığı da izlenmektedir. Batı Marmara sırtını kesen sismik hat LINE 2 (Şekil 2.14) 190000 ofsetinde görülen fay önce normal fay çalışmış, sonrasında ana doğrultu atımlı fayın hareketleri ile bindirme karakteri kazanmış niteliktedir.

Yukarıda değinildiği üzere, Tekirdağ Çukurluğu ve Batı Marmara Sırtı ve çevresinde ağırlıklı olarak KD-GB yönlü faylar görülürken, Orta Marmara Çukuru ve doğusundaki yükselim alanında haritalanan fayların doğrultusu çoğunlukla KB-GD' dır. Orta Marmara Çukuru' nun kuzeydoğu ve güneybatısında da normal fayların yönü KB-GD' dır (Şekil 2.31). Orta Marmara Çukuru' nda görülen sigmoidal küçük havza çevresinde en eşelon küçük faylardan oluşan sistemde doğrultu atımlı fayların yanı sıra çoğunlukla normal faylar yer alır. Doğrultuları çukurun batısında KD-GB, doğusunda KB-GD' dır. Orta Marmara Çukuru' nun kuzey doğu yamacı kısa ve sık aralıklı normal faylar görülmektedir.

2.3.3.2 Ters Faylar

Tekirdağ Havzası'nın güneybatı ve kuzeydoğu kesimi, Batı Marmara Sırtı ve Orta Marmara Çukurunu kuzeyinde kalan yamaç üzerinde çoğunlukla KD-GB doğrultulu ters faylar bulunmaktadır (Şekil 2.10; Şekil 2.11, Şekil 2.12; Şekil 2.14; Şekil 2.16; Şekil 2.25, Şekil 2.30, Şekil 2.31, Şekil 2.32 ve Şekil 2.33). Ters faylar, Sırt' ın morfolojisinde etkilidir. Batı Marmara Sırtı' nın batı kesimini şekillendiren ters faylar güneydoğuya eğimlidir. Sırtın batı sınırını şekillendiren ters fay GB yönünde sürekli (Şekil 2.30) Eğim atım bileşeni olan doğrultu atımlı fay niteliğinde izlenmektedir. Bu fayın ~3 km doğusunda da yine KD-GB doğrultulu ters fay haritalanmıştır. Sırt üzerinde TP 51 hattında belirgin olarak izlenebilen ters fay ise diğerlerinden farklıdır. Yaklaşık D-B yönlüdür, kuzeye eğimlidir. Fayın rotasyon etkisi altında Birim-5b ve daha yaşlı birimleri etkilediği görülmektedir (Şekil 2.12). Sırt doğusunu yine KD-GB doğrultulu ters faylar sınırlamaktadır ancak eğim yönlerinin KB olduğu görülmektedir (Şekil 2.30). Orta Marmara Çukuru' nun Kumburgaz Havzasına geçtiği kesimde (güney doğusunda) ters fayların doğrultuları KD-GB, kuzey doğusunda KB-GD doğrultuludur. Sismik kesitlerin o bölgede yetersiz sayıda olması nedeni ile süreklilikleri takip edilememiştir. (Şekil 2.2 ve Şekil 2.31).

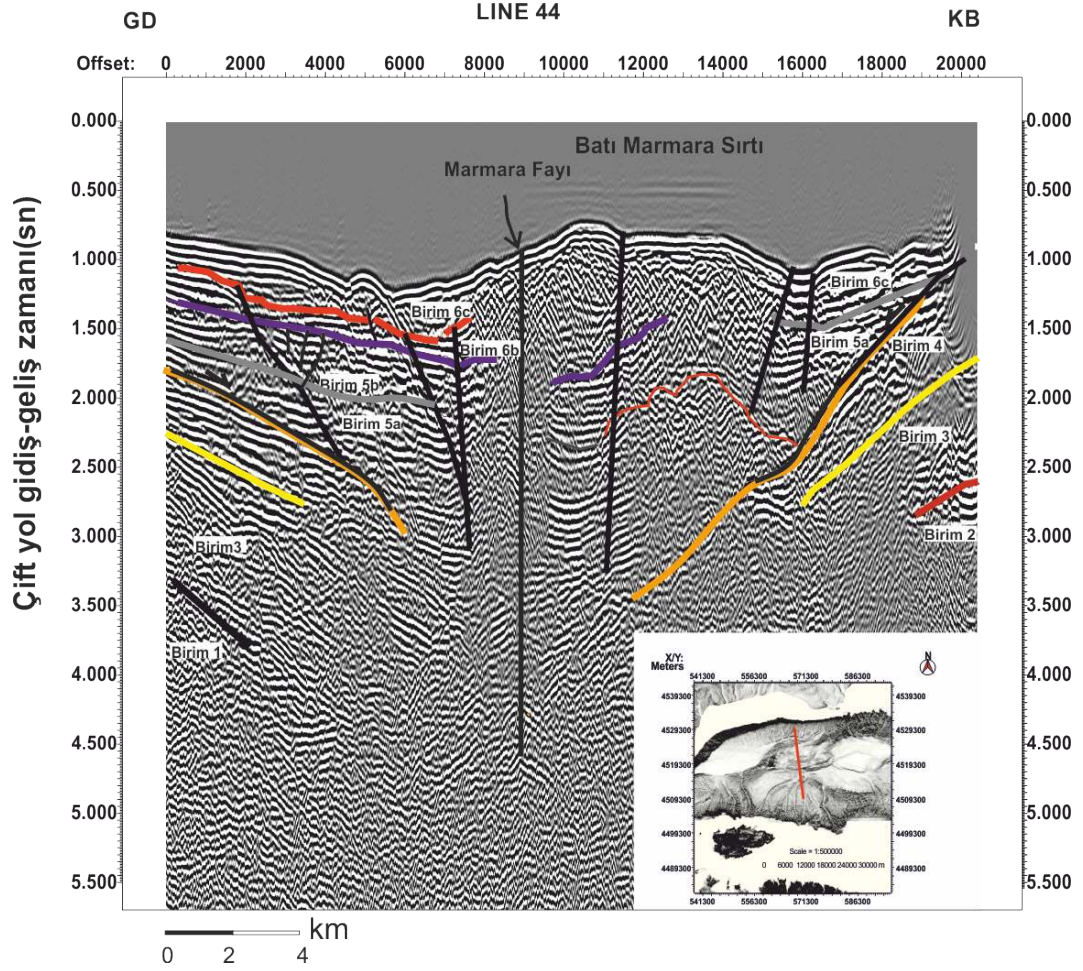
2.3.3.3 Yanal Atımlı Faylar

İnceleme alanında KB-GD, KD-GB ve yaklaşık D-B yönlü doğrultu atımlı faylar izlenmektedir.

TWLINE-3 hattında, 1800-5000 ofsetleri arasında sağ yanal doğrultu atımlı fay izlenmektedir (Şekil 2.25). Söz konusu fayın Orta-Üst Eosen birimleri kesen kısmı normal fay, Üst Eosen- Üst Oligosen birimleri kesen kesimi ters fay bileşenli olarak izlenmektedir, KB-GD doğrultulu olarak gelişmiştir.

Birim sınıflaması ile oluşturulan kontur haritaları, günümüzde aktif olmayan doğrultu atımlı fayların varlığını da işaret etmektedir. Bunlardan ilki, Birim-4 kontur haritasında görülen, Batı Marmara Sırtı üzerindeki yaklaşık 4.3 km lik KB-GD doğrultulu sağ yanal ötelenmedir (Şekil 2.13, Şekil 2.30) . Diğeri Orta Marmara Çukurluğunda izlenen KB-GD doğrultulu sağ yanal doğrultu atımlı faydır. Bu fay Birim 5 ve 6 çökellerini etkilemiştir (Şekil 2.22, Şekil 2.30).

Marmara Denizi'nde Kuzey Anadolu Fay Zonu' nun yaklaşık D-B yönünde uzanan kuzey kolu (Marmara Fayı) etkindir (İmren ve diğer., 2001; Le Pichon ve diğer., 2001). Marmara Fayı doğuda İzmit, batıda Ganos Fayları ile ilişkilidir. Söz konusu fay, Tekirdağ Havzası güney kanadı boyunca ilerlemektedir (Şekil 2.30). Batı Marmara Sırtı' nın güneyinde yaklaşık D-B yönünde ve sürekli'dir. Sırt üzerinde haritalanan doğrultu atımlı faylar (sırtın batı sınırı dışında) genellikle kısa süreksizdir (Şekil 2.30, Şekil 2.32). Doğrultuları KD-GB' dir. Sırtın kuzey doğusunda D-B yönlü olarak havzanın morfolojisini etkileyen süreksiz fayın da doğrultu atımlı olduğu izlenmiştir. Batı Marmara Sırtı' ndan Orta Marmara Çukurluğu' na ulaşan Marmara Fayı, buradan Kumburgaz Havzası yönünde devam etmektedir (Şekil 2.2., Şekil 2.30, Şekil 2.31, Şekil 2.32).



Şekil 2.32 LINE 44 sismik hattının yorumlanmış kesiti. Batı Marmara Sırtı üzerinde doğrultu atımlı fayların etkin olduğu görülmektedir.

2.4 Trakya Havzası ile Yapısal Korelasyon

İnceleme alanı, Trakya Havzasında Orta Miyosen’ de gelişmiş olan sağ yanal atımlı makaslama zonunun hareketleri ile gelişmiştir. Dolayısıyla bu zonun Trakya Havzası içindeki yapısal öğeleri ile korelasyonu yapılmıştır.

2.4.1 Uyumsuzluklar

Trakya havzası çökel dolgusunda geç Kretase- erken Eosen, orta Eosen, erken Miyosen, erken Pliyosen ve erken Pleistosen zamanlarında gelişmiş olan beş temel uyumsuzluk mevcuttur (Görür ve Elbek, 2013, gönderimde). Bunlardan en yaşlısı

sekansın temelinde görülen ve havza boyunca gelişen açısal uyumsuzluktur, muhtemelen çökelpmenin başlangıcını temsil etmektedir. Orta Eosen uyumsuzluğunda havzada geniş ölçekte aşınma olmuştur. Erken Miyosen uyumsuzluğunda da yoğun aşınma söz konusudur, bu uyumsuzluğun oluşmasını sağlayan ve sonrasında gelişen tektonik olaylar tüm havzayı etkilemiştir (Görür ve Okay, 1996; Görür ve diğer., 1997; Perinçek, 1991). Havzada geniş ölçekte yükselme ve tilting meydana gelmiştir (Doust ve Arıkan, 1974). Alanda yükselme ve kıvrımlanma olmasına rağmen çökeller altındaki ve üstündeki birimlerle açısal olmayan bir konumdadır. Alt Pliyosen uyumsuzluğu açısal bir uyumsuzluktur ve sedimantasyondaki önemli boşluğu temsil eder. Trakya Havzası' nın tümünü etkilemiştir. Bu dönemdeki erozyonun, havzanın iç kesimleri ile kıyasla havzanın kenarlarında daha etkili olduğu görülür (Perinçek, 1991). Alt Pliyosen uyumsuzluğu havzanın büyük bir kesiminde eski tektonik yapıları kesmiştir. Trakya havzasında görülen son uyumsuzluk erken Pleistosen zamanında oluşmuştur. Orta-Üst Pleistosen sığ-denizel çökeller (çökelimden sonra yükselmiş kıyı taraçaları) Pliyosen ve daha yaşlı çökeller üzerine gelmektedir (Ertek, Yıldırım, Güneysu, ve Yaltırak, 2000; Sakıncı ve Yaltırak, 1997; Yaltırak ve diğer., 2002). Bu durum erken Pleistosen' de Kuzey Anadolu Fayının hareketlerine bağlı yükselme ve aşınma olduğunu göstermektedir.

Trakya Havzası ile çalışma alanındaki sismik birimlerin stratigrafik korelasyonu beş uyumsuzluğun geç Kretase- erken + Orta Eosen (Şekil 2.4 ve Şekil 2.25), erken Miyosen (Şekil 2.1, Şekil 2.3-C, Şekil 2.9, Şekil 2.10, Şekil 2.14, Şekil 2.16, Şekil 2.25 ve Şekil 2.27), Alt Pliyosen (Şekil 2.1, Şekil 2.2; Şekil 2.6; Şekil 2.7; Şekil 2.9; Şekil 2.10; Şekil 2.11; Şekil 2.14; Şekil 2.15; Şekil 2.25; Şekil 2.27) ve Alt Pleistosen uyumsuzluklarının her iki alanda da olduğunu göstermektedir (Şekil 2.15).

2.4.2 Kıvrımlar

Trakya havzasında Pliyosen' den daha yaşlı çökel birimleri etkileyen kıvrımlar gözlemlenmektedir (Şekil 2.33). Bunlar genellikle dar kısa ve süreksiz çizgisel unsurlardır. KD-GB ve KB-GD doğrultulu olarak görülmektedir. KD-GB doğrultulu kıvrımlar havzanın orta ve güney kesimlerinde gözlenmektedir, diğerleri üzerlerine

egemen konumdadır. KB-GD doğrultulu kıvrımlar ise kuzeyde Işıranca Masifine yakın Çorlu-Terzili kuşağında yaygındır. Çoğunlukla masife paralel uzanmaktadır. Bu kıvrımlar en eşelon nitelikte olup, asimetrik kıvrımlar içinde ters faylar ya da bindirme antiklinalleri olarak izlenmektedir (Doust ve Arıkan,1974). Trakya Havzası' nın orta kesimlerinde ise kıvrımlar çoğunlukla simetriktir, havza sınırlarına doğru asimetrik ve devrik olarak da görülmektedir. Güneyde Ganos fayı boyunca kıvrımlar genellikle asimetrik ve dardır. Hisarlıdağ- Korudağ yükseliminin çevresinde görülen kıvrımların bir kısmı güneye devriktir (Tüysüz, Barka ve Yiğitbaş, 1998).

Trakya Havzası'nda olduğu gibi inceleme alanında da kıvrımlar Pliyosen' den daha yaşlı çökel birimleri etkilemektedir, KD-GB doğrultulu kıvrımlar egemendir. (Şekil 2.1, Şekil 2.11, Şekil 2.12, Şekil 2.14, Şekil 2.16; Şekil 2.25; Şekil 2.29; Şekil 2.31; Şekil 2.32). Batı Marmara Sırtının batı sınırı uzun ve sürekli KD-GB doğrultulu kıvrım içermekte, Sirt üzerinde doğuya doğru ilerledikçe yine çoğunlukla KD-GB doğrultulu kısa, süreksiz kıvrımlar görülmektedir. Söz konusu kıvrımlar fay kontrollü olarak gelişmişlerdir. Batı Marmara sırtı, çok sayıda antiklinal ve senklinallerden oluşmaktadır.

Orta Marmara Çukuru' nun KD kesimindeki kıvrımlar ise dar, kısa, çoğunlukla asimetrik ve süreksizdir. Bu kesimdeki kıvrımlar Trakya Havzasının kuzeyinde Işıranca Masifi boyunca gözlenen kıvrımlarda görüldüğü gibi KB-GD doğrultusunda gelişmiştir.

2.4.3 Faylar

2.4.3.1 Eğim Atımlı Faylar

Trakya Havzasında haritalanan eğim atımlı faylar rejyonel trende az yada çok paraleldir ve havzanın kuzey ve güney sınırları boyunca gelişmiştir (Şekil 2.33). Kuzey sınırda KB-GD doğrultulu normal faylar, güney sınırda KD-GB doğrultulu ters faylar baskındır. Görür ve Elbek (2013, incelemede) bu fayları üç gruba

ayırılmışlardır. Birinci grup faylar Istanca Masifi ile havza arasındaki normal faylardır (sınır fayları). Alt–Orta Eosen çökellerini etkilemişler, sonrasında tekrar çalışarak genç birimleri kesmişlerdir (Doust ve Arıkan, 1974; Perinçek, 1991; Turgut ve diğer, 1983). İkinci grup eğim atımlı faylar Pliyosen hariç tüm Tersiyer istifini etkilemiştir. Bu faylar çoğunlukla güneye eğimli yüksek açılı normal faylardır. Üçüncü grup faylar ise havzada kıvrım ve yanal atımlı faylarla ilişkilidir. Kıvrımla ilişkili eğim atımlı faylar antiklinal ve senklinalleri etkilemişlerdir. Kıvrımların simetrik olduğu durumlarda normal faylar, asimetrik veya devrik olduğu durumlarda ters faylar izlenmektedir. Bu gruptaki faylar Üst Pliyosen’den daha yaşlı birimleri etkilemiştir. Yanal atımlı faylarla ilişkili eğim atımlı faylar ise ya yanal atımlı fayların bir parçası ya da sıkışma ve gevşeme bükümlerinin bileşeni olarak gelişmişlerdir. Bu son grup eğim atımlı fayların yaşı Miyosen olup genellikle havzanın güney ve kuzey sınırlarında sağ yanal doğrultu atımlı fay boyunca görülmektedir.

Çalışma alanında, Tekirdağ Çukurluğu ve Batı Marmara Sırtı ve çevresinde Trakya havzasının güney sınırındaki faylarla benzer doğrultuda, KD-GB yönlü ters faylar hakimdir. Orta Marmara Çukuru ve doğusundaki yükselim alanında ise Trakya Havzasının kuzey sınırındaki fayların doğrultusunda (KB-GD) normal faylar görülmektedir. Silivri’nin 10 km açıklarında haritalanan ve Birim-1 ve Birim 2’yi etkileyen normal fay Trakya Havzası’nın kuzey sınırında görülen 1. grup kapsamında değerlendirilebilir (Şekil 2.25 ve Şekil 2.33). Tekirdağ Çukurluğu’ nun güney yamacı ve Batı Marmara Sırtı üzerinde görülen eğim atımlı faylar ise (Marmara Fayı ile ilişkili olanlar hariç) havzada, Trakya Havzası’nın 3. grup fayları ile uyum göstermektedir.

2.4.3.2 Doğrultu Atımlı Faylar

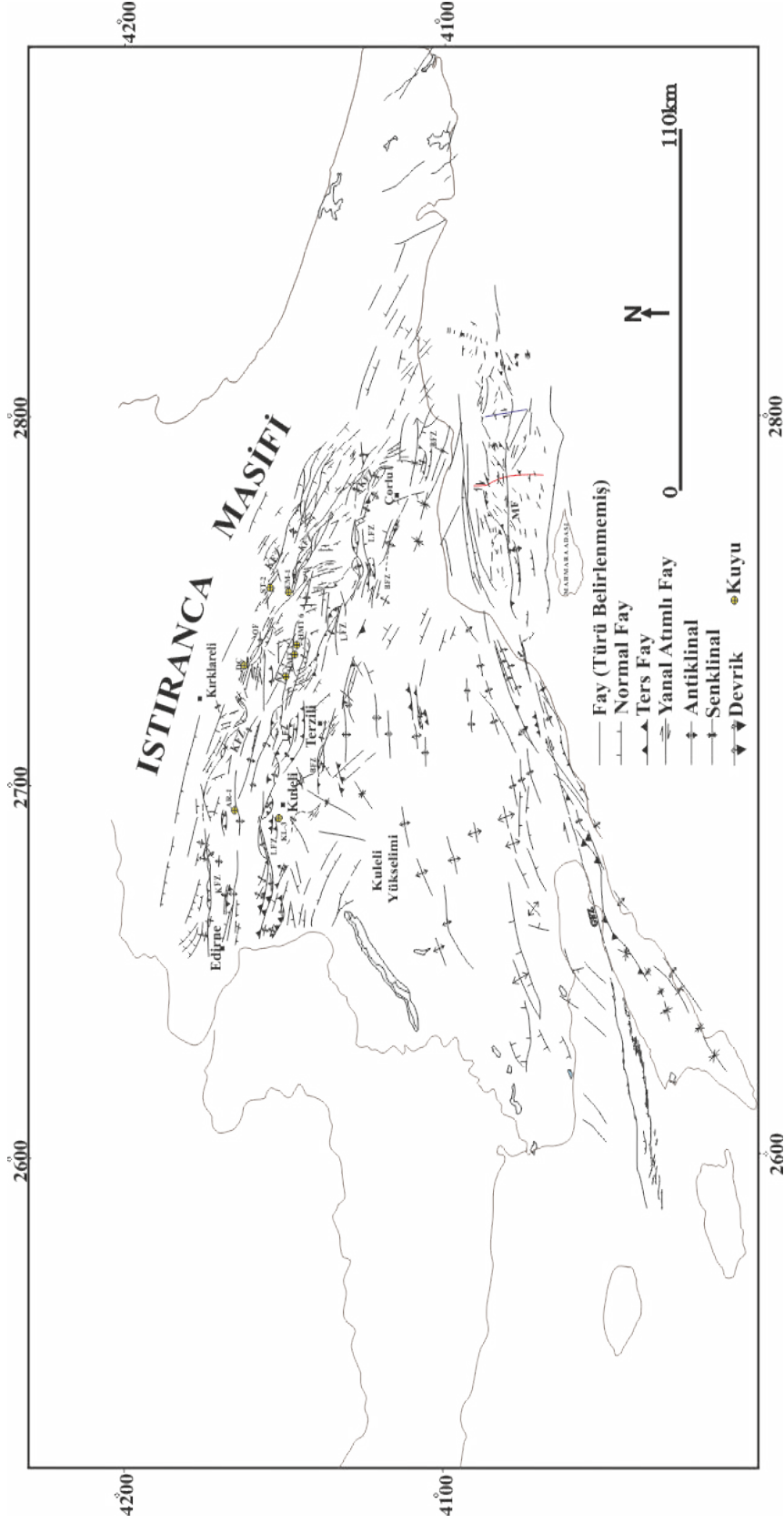
Trakya Havzasında Kırklareli-Lüleburgaz- Babaeski ve Ganos fay zonları olmak üzere dört sağ yanal (Şekil 2.33) fay bulunmaktadır (Perinçek, 1987; Perinçek, 1991). İlk üç fay zonu Istanca Zonu’ na paralel olarak KB-GD yönünde havzanın kuzey sınırı boyunca

gelişmiştir. Doğrultu atımla ilişkili normal ve ters fay bileşenleri mevcuttur ve yaşları Miyosen olarak verilmektedir (Perinçek, 1991). Bu üç fay Üst Pliyosen çökelleri ile örtülmüştür. Ganos Fayı ise Ege ve Marmara arasında uzanmaktadır. Fay boyunca transtansiyonel ve transpresyonal yapıların etkin olduğu gözlemlenmektedir (Okay ve diğer., 1999, Yaltırak, 2002).

Trakya Havzası ile inceleme alanındaki doğrultu atımlı fayların korelasyonunda, Silivri açıklarında görülen sağ yanal doğrultu atımlı fayın Trakya Havzasındaki KB-GD doğrultulu Miyosen yaşlı fayların devamı niteliğinde olduğu görülmüştür. Ayrıca çalışma alanında Birim-4 kontur haritasında Batı Marmara Sırtı üzerinde görülen yaklaşık KB-GD doğrultulu doğrultu atımlı fay da, Trakya Havzasının Miyosen yaşlı doğrultu atımlı fay zonunun Marmara Denizi içindeki devamı niteliğindedir. Orta Marmara Çukurunda KB-GD doğrultuda gelişen sağ yanal makaslamanın da bu dönemde oluştuğu düşünülebilir.

Orta Marmara Çukuru' nu Kumburgaz çukuruna bağlayan yükselimin kuzeyindeki normal bileşenli makaslamalar da KB-GD yönlüdür.

Batı Marmara Sırtındaki doğrultu atımlı faylar çoğunlukla KD-GB doğrultusundadır. Sırt'ın kuzeyi Kuzey Anadolu Makaslama Zonu' nun kuzey bileşeni olan Marmara Fayı (İmren ve diğ., 2001) etkisindedir.



Şekil 2.33 Trakya Havzası'nın yapısal haritası (Doust ve Arıkan, 1974; Görür ve Okay, 1996; Perinçek, 1991; Sünnetçioğlu, 2008; Turgut ve diğer., 1991; Ustaömer ve diğer., 2008; Yaltrak, 1995 çalışmalarıyla derlenmiştir). KFZ= Kırklareli Fay Zonu, LFZ= Lüleburgaz Fay Zonu, BFZ= Babaeski Fay Zonu, GFZ= Ganos Fay Zonu, OF= Osmancık Fayı, AR-1= Arızbaba-1 kuyusu, DÇ=Deveçatağı kuyusu, ST-2=Sütlice-2 kuyusu, EM-1=Emirali-1 kuyusu, KL-2= Karacaoğlan-2 kuyusu, HMT-1= Hamitabat-1 kuyusu, HMT-6= Hamitabat-6 kuyusu, KL-3= Karacaoğlan-3 kuyusu, MF=Marmara Fayı.

BÖLÜM ÜÇ

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

3.1 Sonuçlar

Bu tez çalışmasında Tekirdağ- Orta Marmara Çukurlukları arasındaki kesimin sismik stratigrafisi belirlenmiş, inceleme alanında altı sismik birim ayırt edilmiştir. Tespit edilen sismik birimlerin Trakya Havzası'ndaki Tersiyer birimlerle ilişkisi irdelenmiştir. Elde edilen sonuçlar aşağıda verilmektedir.

İnceleme alanının kuzeyinde üst Kretase yaşlı Rodop- Istranca Masifi, güneyinde Erken Kretase- Paleosen yaşlı Çetmi ofiyolitik melanjı ve metamorfik ve metamorfik olmayan Paleozoik birimler bulunmaktadır. Söz konusu alan Orta Eosen' e kadar aşınmış, Orta Eosen - Oligosen zaman aralığında üste doğru sıkışan istif depolanmıştır (Görür ve Okay, 1996; Siyako ve Huvaz, 2007; Okay, Siyako ve Bürkan, 1989). Çalışma alanı olan Batı Marmara Sırtı Alt Miyosen' de yükselerek aşınmıştır. Orta ve Üst Miyosen' de alanda akarsu-taşkın ovası ve göl ve sahil yakını çökelleri istiflenmiştir. Batı Marmara Sırtı' nda ve çevresinde Orta- Üst Miyosen zaman aralığında kıvrımlar ve bindirmeler oluşmuştur. Erken Pliyosen' de havzanın tümünde yükselme, deformasyon ve aşınma meydana gelmiş, yine bu zamanda Batı Marmara Sırtı KD-GB yanal atımlı faylarla şekillenmiştir. İnceleme alanında Üst Pliyosen' de alana çökel depolanmaya devam etmiştir. Tekirdağ ve Orta Marmara Çukurluklarında Pliyo - Kuvaterner zaman aralığında yaklaşık 2000 m' lik çökel depolanmıştır.

Tekirdağ ve Batı Marmara Sırtı' nın temelinde Trakya Havzası' nın Oligosen yaşlı birimleri bulunmaktadır. Batı Marmara Sırtı' nın, kalınlığı 1500 m' yi aşan Orta-Üst Miyosen ve muhtemelen Üst Pliyosen yaş aralığında gelişmiş kalın bir istif ile kalınlığı 50-300 m arasında değişen Kuvaterner yaşlı çökel örtüden oluştuğu görülmüştür. Sırtın kuzey bölümü ters fayla Eosen-Oligosen çökeller üzerine yaslanmaktadır. Batı Marmara Sırtı, kuzeydoğu-güneybatı yönlü ters bileşeni olan doğrultu atımlı faylar etkisinde yükselmiştir.

Batı Marmara Sırtı çalışma alanının Tekirdağ Çukuru-Batı Marmara Sırtı ve Kuzey Marmara şelfini içine alan kesimi Trakya Havzası'nın bir parçasıdır dolayısı ile sırtın evriminin Trakya Havzası'nın evrimi çerçevesinde değerlendirilmesi gereklidir.

3.2 Tektonostratigrafik Evrim

Trakya Havzası erken Eosen'de bir yay önü havzadır (Görür ve Okay, 1996). Bu dönemde havzada Dışbudak Serisi çökelmektedir (Okay ve diğer., 2010). Orta Eosen'de Intra-Pontid okyanusunun kapanmasıyla Trakya Havzası büyük ölçüde deforme olmuş ve aşınmıştır. İnceleme alanı da muhtemelen bu dönemde erozyona uğramıştır, zira bu alanda Alt-Orta Eosen çökellerine rastlanmamaktadır. Orta Eosen'de yay önü niteliğindeki Trakya Havzası bir kalıntı yayönü (remnant forearc) havzasına dönüşmüştür. Orta Eosen- Oligosen zaman aralığında havzada derin denizel türbidit çökellerinin egemen olduğu, gittikçe sıklaşan bir istif depolanmıştır (Hamitabat, Koyunbaba, Soğucak, Ceylan, Mezardere, Osmancık ve Danişment Formasyonları) (Görür ve Okay, 1996; Okay, Siyako ve Bürkan, 1989; Siyako ve Huvaz, 2007) Istranca Mağmatik yayı bu sırada aktiftir ve denize malzeme sağlamaktadır.

Kalıntı yayönü istifi Batı Marmara Sırtı ve çevresinde de gelişmiştir (Birim- 2 - 4). Oligosen sonlarına doğru Istranca ve İstanbul zonlarının altına doğru yitmekte olan okyanusal litosfer Sakarya Levhasından koparak düşmüş, böylece İstanbul magmatik yayı faaliyetini durdurmuş ve tüm bölge bir kez daha yükselerek deforme olmuş ve aşınmıştır. Trakya Havzasının bir parçası olan Batı Marmara Sırtı' nın bulunduğu kesim de bu deformasyondan etkilenmiş, yükselerek aşınmıştır. Tüm Trakya Havzası' nda olduğu gibi çalışma alanında da Alt Miyosen çökelleri bulunmamaktadır. Orta Miyosen'de Trakya Havzası yeni bir tektonik rejim etkisi altına girmiştir. Bu rejim sağ yönlü Kuzey Anadolu Makaslama Zonu' nun bu bölgede gelişmesi ile ilgilidir. Orta Miyosen' de başlayan bu rejimin günümüze kadar gelişimini sürdürmüş ve Üst Pliyosen' den itibaren de Marmara Denizi'nin oluşumuna neden olmuştur (Görür ve Elbek, 2013, gönderimde). Trakya Havzasında

ve inceleme bölgesinde sağ yönlü Kuzey Anadolu Makaslama Zonu' nun gelişimini Tchalenko (1970) modelinde öngörülen yapısal evrelerle izlemek mümkündür (Şekil 3.1). Bu evreler zirve öncesi, zirve, zirve sonrası ve kalıntı öncesi evreleridir. Zirve öncesi ve zirve evreleri Orta-Geç Miyosen' de, diğerleri ise Üst Pliyosen-Kuvaterner 'de etkin olmuşlardır.

Zirve öncesi yapılar Trakya Havzası' nda KB-GD uzanımlı normal faylar, KD-GB doğrultulu ters faylar ve KD-GB uzanımlı kıvrımlarla temsil edilmektedir (Şekil.2.33) (Görür ve Elbek, 2013, gönderimde). Tekirdağ Çukurluğunun güney yamacı- Batı Marmara Sırtı ve Orta Marmara Çukurluğu' nun Kumburgaz havzasına bağlandığı yükselim alanında görülen KD-GB yönlü kıvrımlar, Tekirdağ Çukurluğunun güney yamacı, Batı Marmara Sırtı ve Orta Marmara Çukurluğu' nun Orta Marmara Sırtına geçtiği alanda görülen KD-GB yönlü ters faylar ve Orta Marmara Çukurunu sınırlayan KB-GD yönlü normal faylar muhtemelen bu dönemde gelişmiştir. Bu yapılar Orta Miyosen' de Anadolu Plakası' nın batı yönlü hareketinin başlaması ile oluşan makaslama deformasyonunun başlangıç gerilmeleridir (Dewey, Hempton, Kidd ve Şengör, 1986; Jackson ve McKenzie, 1984; Ketin, 1948; Şengör, 1979; Şengör, Görür ve Şaroğlu, 1985).

Geç Miyosen' de makaslama etkisi artarak devam etmiştir. Trakya Havzası'nda zirve öncesi yapılardan zirve yapılara geçiş olmuştur. Bu evrede bir önceki evrede gelişen yapılar saat yönünde dönmüş, alanda yeni yapılar gelişmiştir (Tapırdamaz ve Yaltırak, 1996). Zirve yapıları Trakya Havzasında KB-GD doğrultulu yanal atımlı faylardır (Kırklareli, Lüleburgaz ve Babaeski Fay Zonları). Bunlar Reidel makaslamaları olarak makaslama direncinin maksimum olduğu evrede gelişmiştir (Tchalenko, 1970). Çalışma alanında Silivri açıklarında izlenebilen ters bileşeni olan sağ yanal doğrultu atımlı fay, Batı Marmara Sırtı' nın bulunduğu kesimde yaklaşık 4,3 km lik atımı olan KB-GD doğrultulu sağ yanal atımlı fay ve Orta Marmara Çukuru' nun orta kesiminde görülen sağ yanal ötelenme muhtemelen Trakya Havzası zirve yapılarının Marmara Denizi içindeki uzantısıdır (R makaslaması)(Şekil 2.30, Şekil 2.33). Bu makaslama sırtın kuzeydoğusu ve güneybatısında gerilime bağlı açılma meydana getirmiş olabilir (Şekil 3.1).

Zirve sonrası yapıların oluşum aşaması erken Pliyosen uyumsuzluğunun gelişim dönemine denk gelmektedir. Trakya Havzasında KD-GB doğrultulu yanal atımlı faylar (P-makaslamaları) bu dönemde gelişmiştir (Ganos Fayı). Bu faylar hareketin genel yönüne göre Riedel' lere simetrik gelişmiştir. Bu yapılar İntra-Pontit yitim kompleksini üzerleyen (makaslama direncinin azaldığı) alanlarda şekillenmişlerdir (Tchalenko, 1970). Batı Marmara Sırtı' nın kuzey ve kuzey batısında yer alan doğrultu atımlı faylar da bu dönemde gelişmiştir (P' ve P makaslamaları), Tekirdağ Çukuru' nun güney yamacını sınırlayan ters faylar ile Orta Marmara Çukurluğu' nun Orta Marmara Sırtına geçtiği alanda oluşan ters faylar doğrultu atımlı faylara dönüşmüştür. (Şekil 2.33).



Şekil 3.1 Yanal atımlı faylarda makaslama zonu' nun evreleri ve oluşan yapılar (Tchalenko, 1970).

Trakya Havzasında kalıntı öncesi yapılar Geç Pliyosen-Pleistosen zaman aralığında alana yerleşmiştir. Trakya Havzası'nda Erken Pliyosen aşınma ve deformasyonunu izleyen süreçte makaslama zonu İzmit Körfezi ile Saros körfezi arasında dar bir kuşak içinde sınırlanmıştır (Şengör ve diğer., 2005). Bu daralma Tchalenko (1970)'in Reidel deneyleri oldukça uyumludur. Bu deneye göre kalıntı öncesi aşamada makaslama zonun genişliği azalmaktadır. Daralma ile birlikte makaslama ile ilişkili oluşumlar Kuzey Marmara Çukurunda yoğunlaşmış, bu durum Marmara Fayı' nın gelişimini hızlandırmıştır. Bu dönemde Tekirdağ Çukurluğu' nda ve Orta Marmara Çukurluğunda ve Orta Marmara Çukurluğu' nun Kumburgaz Çukuruna Bağlandığı yükselimin kuzey kesimlerinde çok sayıda P ve R makaslamasının geliştiği görülmektedir (Şekil 2.30 ve Şekil 2.33). Derin çöküntü alanları da bu evrede şekillenmiştir. Bu alanlar P makaslamaları ile kesildiğinden bu batimetrik oluşumlar Trakya Havzasında topografik değişimlerin olduğu erken Pliyosen döneminde gelişmiş olabilir.

Özetle, Batı Marmara Sırtı ve çevresindeki çukurluklar da makaslama zonunun zirve öncesi evresinde gelişmeye başlamış, Pliyosen- Pleistosen zaman aralığında gelişen zirve sonrası ve kalıntı öncesi evrelerinde P, P' ve R' makaslamaları ile şekillenmiştir.

KAYNAKLAR

- Adatepe, F., Demirel, S. ve Alpar, B. (2002). Tectonic setting of the southern Marmara Sea region:based on seismic reflection data and gravity modelling. *Marine Geology*, 190, 383-395.
- Aksu, A.E., Calon, T.J., Hiscott, R.N. ve Yaşar, D. (2000). Anatomy of the North Anatolian fault zone in the Marmara Sea, western Turkey: extensional basins above a continental transform. *GSA Today*, (10), 3-7.
- Akyol, E. ve Aygün, F. (1995). Trakya Karasal Tersiyer'inde yaş tayinleri. *Trakya Havzası Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı*, 28-29. Kırklareli.
- Alişan, C. (1985). Trakya “I” Bölgesi’nde Umurca-1, Kaynarca-1, Delen-1 kuyularında kesilen formasyonların palinostratigrafisi ve çökelme ortamlarının değerlendirilmesi. *TPAO Araştırma Grubu Arşivi (Yayınlanmamış)*, 386, 60.
- Alişan, C., ve Gerhard, J.E. (1987). Kuzey Trakya havzasında açılan üç kuyunun palinostratigrafisi ve kaynak kaya özellikleri. *Türkiye 7. Petrol Kongresi Ankara*, 461-474.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert-Ferrari, A. ve Barka, A. (1999). Westward propagation of North Anatolian Fault into the Northern Aegean: timing and kinematics. *Geology*, 27, 267-70.
- Armijo, R., Meyer, B., Navarro, S., King, G. ve Barka, A. (2002). Asymmetric slip partitioning in the Sea of marmara pull-apart: a clue to propagation processes of the North Anatolian Fault, *Terranova*, 14, 80-86.
- Armijo, R., Pondard, N., Meyer, B., Uçarkuş, G., Lépinay, B. M. D., Malavieille, J., ve diğer (2005). Submarine fault scarps in the Sea of Marmara pullapart (North

- Anatolian Fault): implications for seismic hazard in Istanbul, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6, 1-29.
- Barka, A. ve Kadinsky-Cade, K. (1988). Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7, 663-684.
- Batı, Z., Erk, S. ve Akça, N. (1993). Trakya Havzası Tersiyer birimlerinin palinomorf, foraminifer ve nannoplankton biyostratigrafisi. *TPAO Araştırma Grubu Arşivi, Yayınlanmamış Teknik Rapor, 1947*, 92 .
- Batı, Z., Alişan, C., Ediger, V.Ş., Teymur, S., Akça, N., Sancay, H. ve diğer (2002). Kuzey Trakya Havzası'nın Palinomorf, Foraminifer ve Nannoplankton Biyostratigrafisi. *Türkiye Stratigrafi Komitesi Çalıştayı (Trakya Bölgesi'nin Litostratigrafi Adlamaları) Özleri*, 14.
- Bourry, C., Chazallon, B., Charlou, J. L., Donval, J. P., Ruffine, L., Henry, P. ve diğer. (2009). Free gas and gas hydrates from the Sea of Marmara, Turkey: Chemical and structural characterization. *Chemical Geology*, 264 (30), 197–206.
- Brown, L. F. (1989). TPAO için hazırlanan özel kurs notu.
- Dewey, J. F. ve Şengör. A. M. C. (1979). Aegean and surrounding regions: complex multi-plate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of American Bulletin*, 1 (90), 84-92.
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., ve Şengör, A. M. C. (1986). Shortening of continental lithosphere; the neotectonics of eastern Anatolia, a young collision zone, in M. P. Coward et al.,(Eds.), *Geological Society Special Publications*, (19), 3-36. London
- Doust, H., ve Arıkan, Y. (1974). The geology of Thrace Basin (Trakya Havzasının jeolojisi). *Türkiye II. Petrol Kongresi Tebliğler*, 119-136.

- Ediger, V. Ş. ve Batı, Z. (1987). Hamitabat-25 kuyusunda kesilen Hamitabat Formasyonu' nun detay stratigrafik, sedimantolojik ve palinolojik incelemesi. *TPAO Araştırma Merkezi yayınlanmamış teknik rapor*, 1185.
- Ediger, V. ve Alişan, C. (1989). Tertiary fungal and algal palynomorph biostratigraphy of the northern Thrace basin, Turkey. *Palaeobotany and Palynology*, 58, 139-161.
- Ergün, M. ve Özel, E. (1995). Structural relationships between the Sea of Marmara Basin and the North Anatolian Fault Zone. *Terra Nova*, 7, 278-288.
- Ertek, T.A., Yıldırım, C., Güneysu, A.C., ve Yaltırak, C. (2000). Marmara Denizi Kıyı Taraçaları Korelasyonu. *1.Ulusal Deniz Bilimleri Konferansı, Bildiri özetleri kitapçığı*, Kültür ve Kongre Merkezi ODTÜ, Ankara, 108-109.
- Gaspereni, L., (2012). *Marmara Denizi batimetri haritası*, Institute of Marine Science - National Research Council, ISMAR-CNR, Via Gobetti 101, 40129 Bologna, Italy.
- Gerhard, J. E. ve Alişan, C. (1987). Palynostratigraphy, Paleoecology, and visual organic geochemistry Turgutbey-2, Değirmencik-3 and Pancarköy-1, Thrace Basin, Turkey. *TPAO Research Center unpublished technical report*, 983, 33.
- Gökaşan, E., Ustaömer, T., Gazioglu, C., Yücel, Z. Y., Öztürk, K., Tur, H., ve diğer. (2003). Morpho-tectonic evolution of the Marmara Sea inferred from multi-beam bathymetric and seismic data. *Geo-Marine Letters*, 23, (1), 19-33.
- Görür, N. ve Okay, A. (1996). A fore arc Origin for the Thrace Basin NW Turkey. *Geology Rundsch*, (85),662-668.
- Görür, N., Çağatay, M.N., Sakıncı, M., Sümengen, M., Şentürk, K., ve diğer. (1997). Origin of the Sea of Marmara as deduced from Neogene to Quaternary

- paleogeographic evolution of its frame. *International Geology Review*, (39), 342–52.
- Görür, N. (2003). Marmara Denizi'nde deprem potansiyeli, *TUBA Yayınları*, (6), 22-41.
- Görür, N. ve Elbek, Ş. (2013). Tectonic events responsible for shaping the Sea of Marmara and its surrounding region, *Geodinamica Acta*, doi: 10.1080/09853111.2013.859346.
- İmren, C., Le Pichon, X., Rangin, C., Demirbağ, E., Ecevitoglu, B. ve Görür, N. (2001). The North Anatolian Fault within the Sea of marmara: a new interpretation based on multichannel seismic and multibeam bathymetry data. *Earth and Planetary Science .Letters*, 186, 143-158.
- Jackson, J. A. ve McKenzie, D. (1984). Active tectonics of the Alpine- Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, (77), 185–264.
- Kasar, S. ve Eren, A. (1983). Kırklareli- Saray- Kıyıköy Bölgesinin Jeolojisi. *TPAO Arama Grubu Arşivi*, Rapor No: 2208, 45 s.(Yayınlanmamış), Ankara.
- Kasar, S., Bürkan, K., Siyako, M. ve Demir, O. (1983). Tekirdağ - Şarköy - Keşan – Enez bölgesinin jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. *TPAO Arama Grubu Rapor no:1771*, 71. Ankara (unpublished).
- Keskin, C. (1974). Kuzey Ergene havzasının stratigrafisi (Stratigraphy of the northern Ergene Basin). *Proceeding 2nd Petrol Congress of Turkey*: 137-163.
- Ketin, İ. (1948). Über die tektonisch-mechanischen Folgerungen aus den grossen anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums. *Geology Rundsch*, 36, 77-83.

- Kuşcu, İ., Halbach, P., Inthorn, M., Kuhn, T. ve Seifert, R. (2008). The R/V Meteor Cruise Leg M44/1 in February 1999 in the sea of Marmara: the first multibeam bathymetric study and analysis of methane in sediment and water columns. *Turkish Journal of Earth Sciences*, (17), 461–480.
- Laigle, M., Bécel, A., de Voogd, B., Hirn, A., Taymaz, T., Ozalaybey, S., ve diğer. (2008). A first deep seismic survey of the Sea of Marmara: Deep basins and whole crust architecture and evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 270, 168–179
- Le Pichon, X., Sengor, A.M.C., Demirbağ, E., Rangin, C., Imren, C., Armijo, R., ve diğer. (2001). The active main Marmara fault, *Earth and Planetary Science Letters*, (192), 595-616.
- Mitchum Jr., R. M., Vail, P. R. ve. Thompson, A. (1977). *The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis*, in C. E. Payton, (Ed.), Seismic stratigraphy—applications to hydrocarbon exploration: AAPG Memoir, 26, 53–62.
- Natal'in, B. A., Sunal, G., Satır, M. ve Toraman, E. (2012). Tectonics of the Strandja Massif, NW Turkey: History of a Long-Lived Arc at the Northern Margin of Palaeo-Tethys, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 755–798, doi:10.3906/yer-1006-29.
- Okay, A.I., Demirbağ, E., Kurt, H., Okay, N. ve Kuşcu, İ. (1999). An active, deep marine strike slip basin along the North Anatolian fault in Turkey, *Tectonics*, (18), 129–147.
- Okay, A.I., Kaslılar-Ozcan, A., Imren, C., Boztepe-Guney, A., Demirbag, E. ve Kuşcu,İ. (2000). Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multichannel seismic reection study. *Tectonophysics*, 321, 189-218.

- Okay A. I., Tansel, I. ve Tüysüz, O. (2001). Obduction, subduction and collision as reflected in the Upper Cretaceous-Lower Eocene sedimentary record of western Turkey. *Geological Magazine*, 138, 117-142.
- Okay, A.I., Tüysüz, O., ve Kaya, Ş. (2004). From transpression to transtension: Changes in morphology and structure around a bend on the North Anatolian Fault in the Marmara region. *Tectonophysics*, 391, 259-282.
- Okay, A.I., Özcan, E., Cavazza, W., Okay, N., ve Less, G. (2010). Basement types, Lower Eocene Series, Upper Eocene Olistostromes and the Initiation of the Southern Thrace Basin, NW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 19, 1–25.
- Parke, J. R., Minshull, T. A., Anderson, G., White, R. S., McKenzie, D., Kuşçu, I., ve diğer. (2002). Interaction between faulting and sedimentation in the Sea of Marmara, western Turkey. *Journal of Geophysical Research*, 107 (B11), 2286.
- Perinçek, D. (1987). Trakya Havzası renç fay zonunun sismik özellikleri (Seismic characteristics of the wrench fault zone in Thrace basin). *Türkiye 7. Petrol Kongresi Tebliğleri*, 11-21.
- Perinçek, D. (1991). Possible strand of the North Anatolian Fault in the Thrace Basin, Turkey-an interpretation. *AAPG Bulletin*, 7, 241-257.
- Pınar, N. (1943). *Marmara denizi havzasının sismik jeolojisi ve meteorolojisi*. İstanbul: Fen Fakültesi Monografileri, A7, 64.
- Rangin, C., Le Pichon, X., Demirbağ, E. ve İmren, C., (2004). Strain localization in the Sea of Marmara: propagation of the North Anatolian Fault in a now inactive pull-apart. *Tectonics*, (23),TC2014, 1-18.

- Sakıncı, M., ve Yaltırak, C. (1997). Güney Trakya sahillerinin denizel Pleyistosen çökelleri ve paleocoğrafyası. *Bulletin Mineral Research and Exploration*, 119, 43-62.
- Sato, T., Kasahara, J., Taymaz, T., Ito, M., Kamimura, A., Hayakawa, T. ve Tan, O. (2004). A study of microearthquake seismicity and focal mechanisms within the Sea of Marmara (NW Turkey) using ocean bottom seismometers (OBSs). *Tectonophysics*, 39, 303– 314.
- Seeber, L., Emre, O., Cormier, M.H., Sorlien, C. C., McHugh, C., Polonia, A., ve diğer. (2004). Uplift and subsidence from oblique slip: the Ganos–Marmara bend on the North Anatolian Transform, Western Turkey. *Tectonophysics*, 391, 239–258.
- Siyako, M., Bürkan, K. A. ve Okay, A. I. (1989). Biga ve Gelibolu Yarımadaları’nın Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları: *Turkish Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 1 (3), 183–199.
- Siyako, M., Tanış, T. ve Şaroğlu, F. (2000). Active fault geometry of the Marmara Sea. *Science and Technology*, 388, 66–71.
- Siyako, M. (2006). Tertiary Lithostratigraphic units of the Thrace Basin. In: Siyako, A., Okay, A., Yurtsever, A. (Eds.), Lithostratigraphic Units of the Thrace Region, Lithostratigraphic Units. Series-2. *General Directorate of Mineral Research and Exploration Publications. Ankara*, 43–83.
- Siyako, M. ve Huvaz, O. (2007). Eocene stratigraphic evolution of the Thrace Basin, Turkey. *Sedimentary Geology*, 198, 75-91.
- Sorlien, C. C., Akhun, S. D., Seeber, L., Steckler, M., Shillington, D., Kurt, H., ve diğer (2012). Uniform basin growth over the last 500 ka, North Anatolian Fault, Marmara Sea, Turkey. *Tectonophysics*, 518, 1–16.

- Sümengen, M., Terlemez, İ., Şentürk, K., Karaköse, C., Erkan, N. E., Ünay, E., Gürbüz, M. ve Atalay, Z. (1987). Gelibolu Yarımadası ve Güneybatı Trakya Tersiyer havzasının stratigrafisi, sedimantolojisi ve tektoniği. *MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdları Dairesi, yayınlanmamış teknik rapor*, 2121, 337.
- Şengör, A. M. C. (1979). The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. *Journal Geological Society London*, 136, 269-282.
- Şengör, A. M. C., Görür, N. ve Şaroğlu, F. (1985). *Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study*. In K. T. Biddle, and Christie- N. Blick, (Eds.), *Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation* (227-264), 37. Tulsa: Society of Economic Mineralogist and Paleontologists Special Publication.
- Şengör, A. M. C. (1995). Sedimentation and tectonics of fossil rifts. In Busby, C. J., and Ingersoll, R. V. (Eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins* (53–117). Oxford: Blackwell.
- Şengör, A. M. C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakıncı, M., Eyidoğan, H., Görür, N., ve diğer. (2005). The North Anatolian Fault: a new look. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, (33), 37–112.
- Şentürk, K. ve Karaköse, C. (1987). Çanakkale Boğazı ve dolayının jeolojisi. MTA Genel Müdürlüğü, *Jeoloji Etüdları Dairesi Arşivi, yayınlanmamış teknik rapor*, 371, 207.
- Taner, G. (1982). Die Molluskenfauna und pliozane Stratigraphie des Halbinsel - Gelibolu. *Communications de la Faculte des Sciences de l'universire d'Ankara*, 25, 1-27.
- Tapırdamaz, C. ve Yaltrak, C. (1997). Trakya' da Senozoyik volkaniklerinin paleomanyetik özellikleri ve bölgenin tektonik evrimi. *MTA Dergisi*, 119, 27-42.

- Tardu, T. ve Baysal, E. (1995). *Sequence stratigrafi prensipleri*. Ankara: Ozan Sungurlu Bilim, Eğitim ve Yardım Vakfı Eğitim Yayınları.
- Tchalenko, J. S. (1970). Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin*, (81), 1625–1640.
- Temel, R. Ö. ve Çiftçi, N. B. (2002). Gelibolu Yarımadası, Gökçeada ve Bozcaada Tersiyer çökellerinin stratigrafisi ve ortamsal özellikleri. *TPJD Bülteni*, 14, 17-40.
- Turgut, S., Siyako, M. ve Dilki, A. (1983). Trakya havzasının jeolojisi ve hidrokarbon olanakları (The geology and the petroleum prospects of the Thrace basin). *Türkiye Jeoloji Kongresi Bülteni (Proceeding Geology Congress of Turkey)*, 4, 35-46.
- Turgut, S., Türkaslan, M., ve Perinçek, D. (1991). Evolution of the Thrace sedimentary basin and its hydrocarbon prospectivity. In A. M Spencer, (Ed) *Generation, accumulation, and production of Europes hydrocarbons* (415-437). Special Publication of European Association of Petroleum Geoscientists, 1. Oxford, New York: Oxford University Press.
- Tüysüz, O., Barka, A. A. ve Yiğitbaş, E. (1998). Geology of the Saros Graben: its implications on the evolution of the North Anatolian Fault in the Ganos-Saros region. NW Turkey. *Tectonophysics*, 293, 105–126.
- Wong, H. K., Ludmann, T., Uluğ, A. ve Görür, N., (1995). The Sea of Marmara: A plate boundary sea in an escape tectonic regime. *Tectonophysics*, (244), 231-250.
- Yaltırak, C. (2002). Tectonic evolution of the Marmara Sea and its surroundings. *Marine Geology*, (190), 493–530.
- Yaltırak, C., Sakınç, M., Aksu, A. E., Hiscott, R. N., Galeb, B. ve Ülgen, U. B. (2002). Late Pleistocene uplift history along the south western Marmara Sea

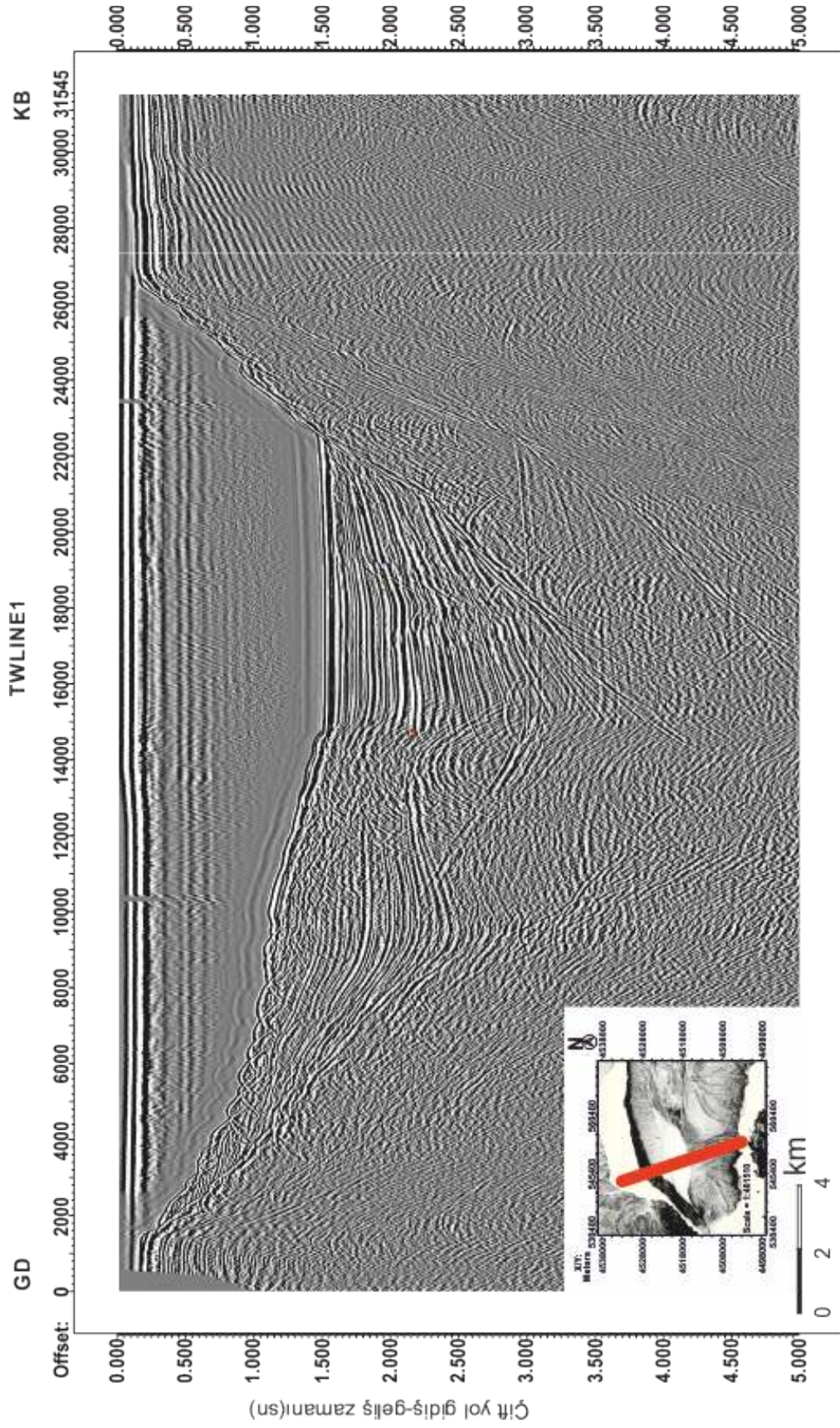
determined from raised coastal deposits and global sea-level variations. *Marine Geology*, 190, 283–305.

Yılmaz , Y., Gökaşan, E. ve Erbay, A.Y. (2009). Morphotectonic development of the Marmara Region. *Tectonophysics*, 488, 51–70.

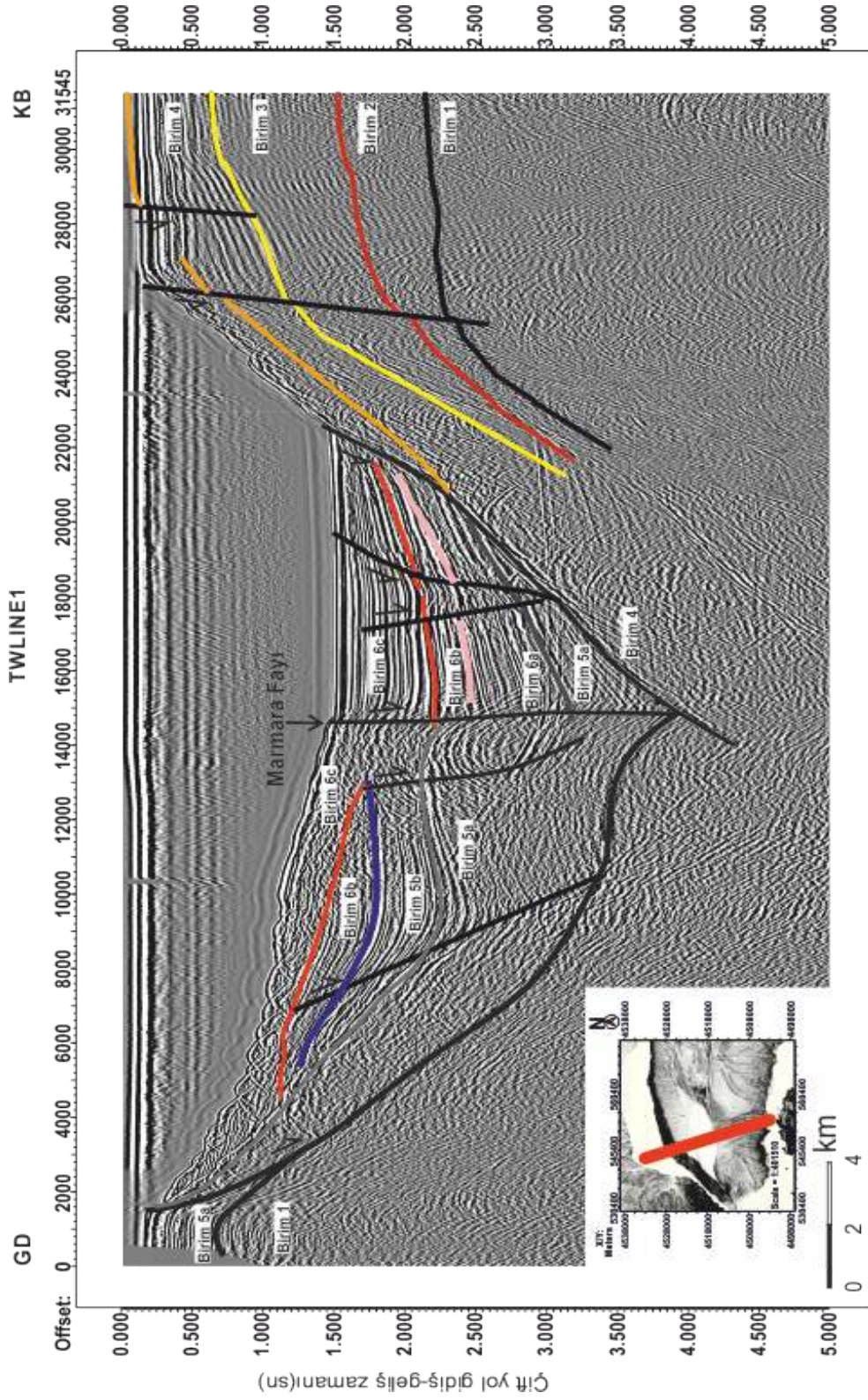
Zattin M., Cavazza ,W., Okay, A. I., Federici, M. G., Fellin, Pignalosa, A. ve Reiners, P. (2010). A precursor of the North Anatolian Fault in the Marmara Sea region. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39, 97–108.

EKLER:

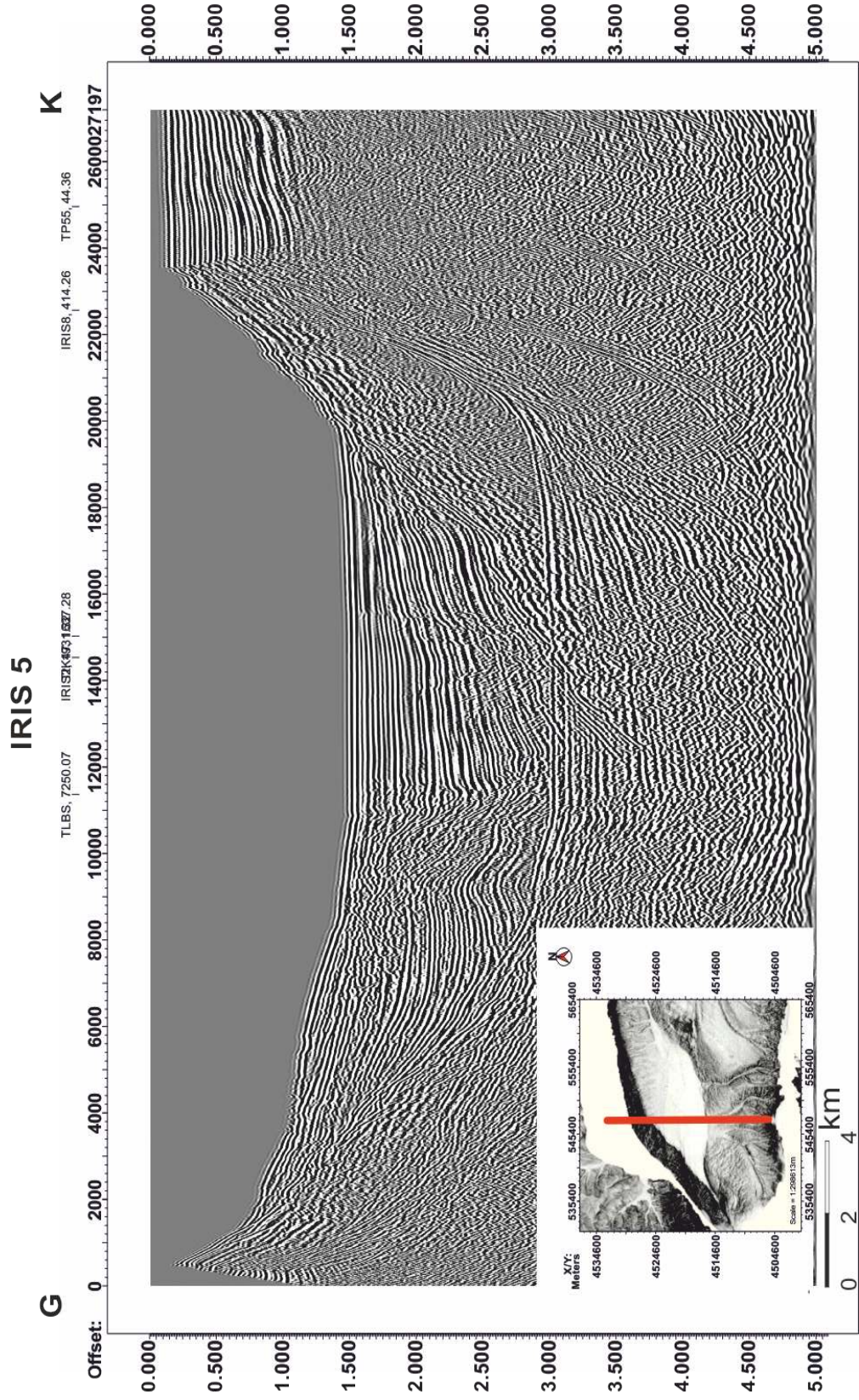
Çalışma Alanında Kullanılan Kesitlerden Örnekler



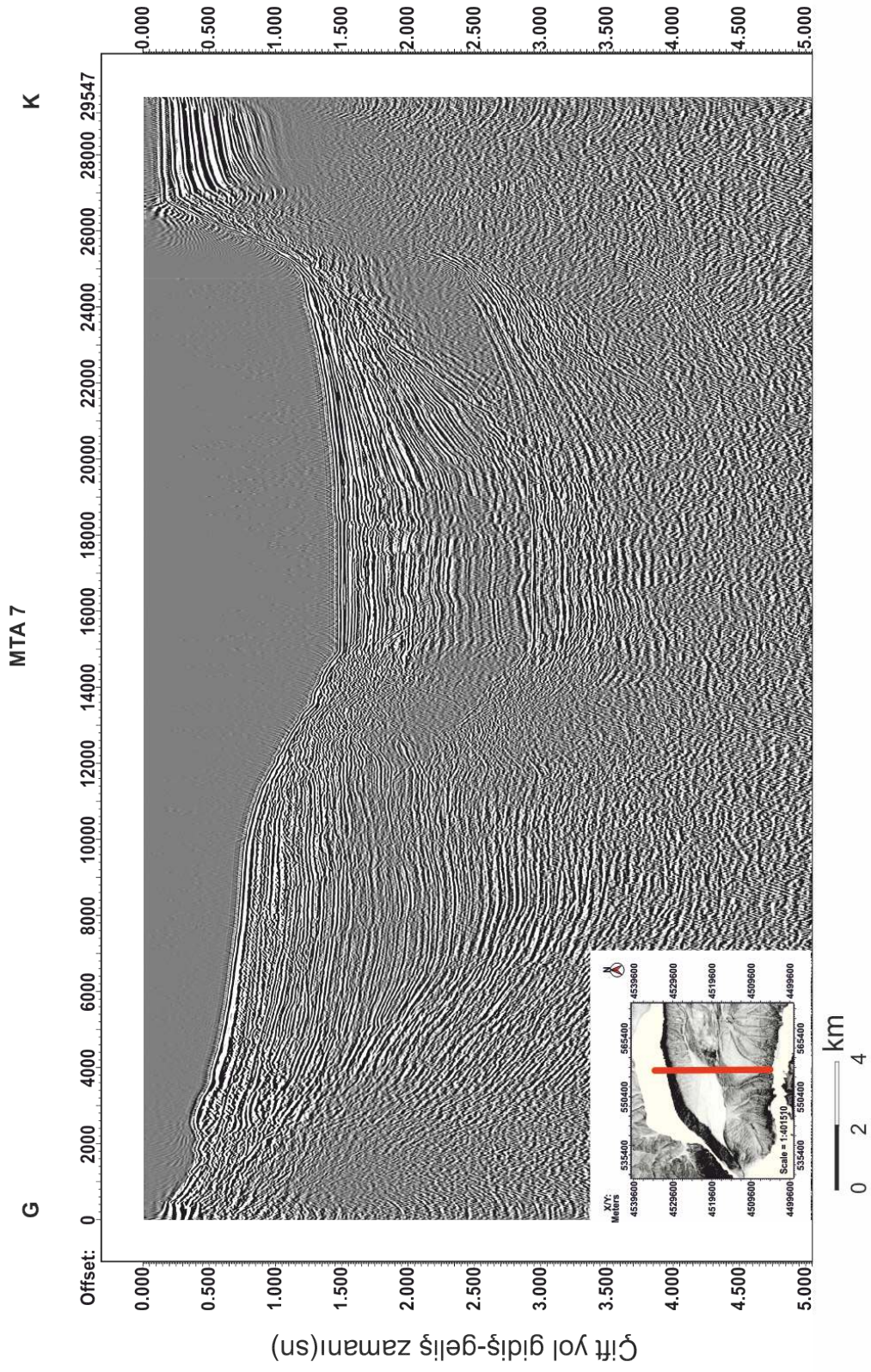
Şekil Ek.1 TWLINE1 hattının yığma kesiti.



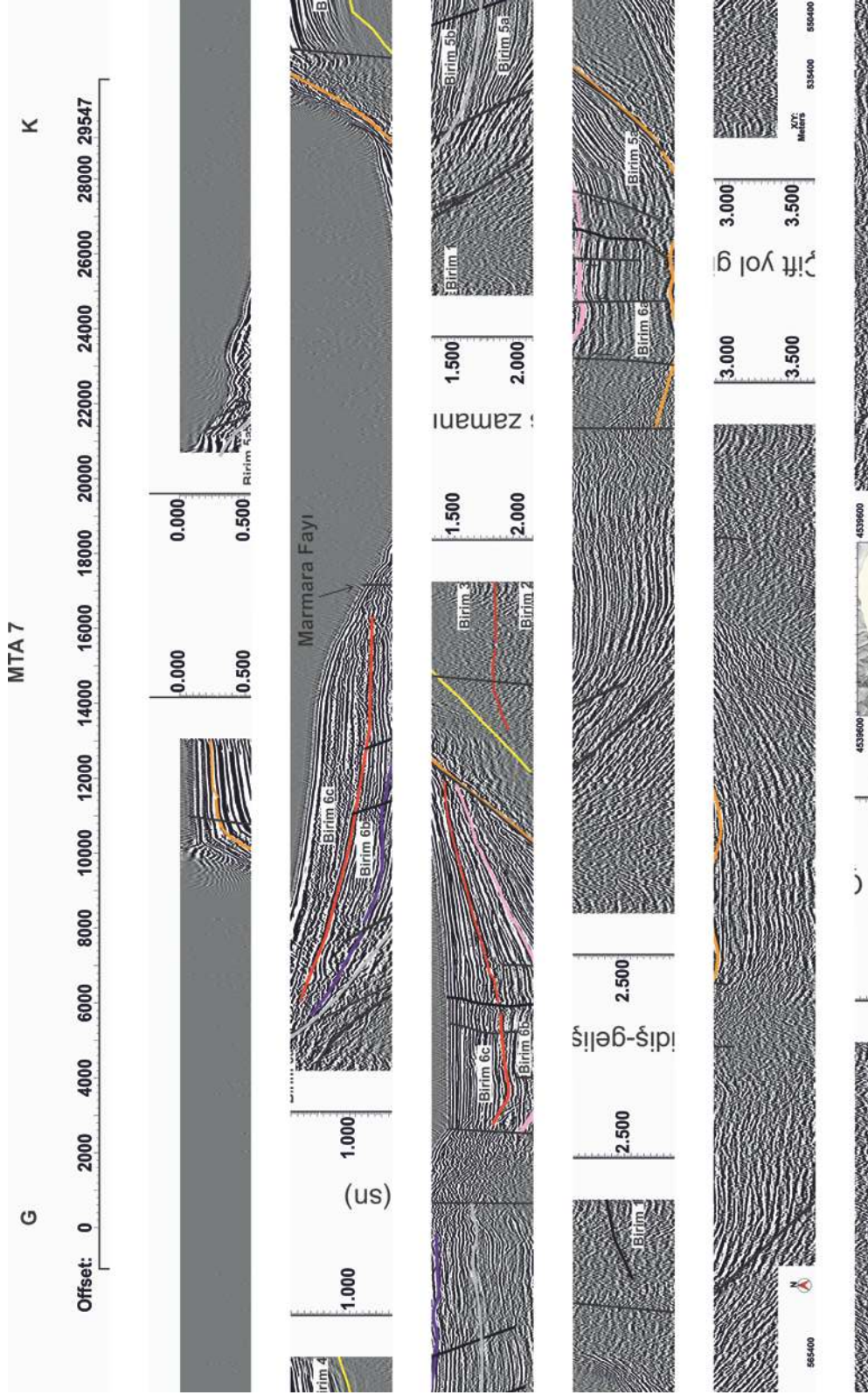
Şekil Ek-2 TWLINE 1 hatının sismik stratigrafisi ve yapısal unsurları



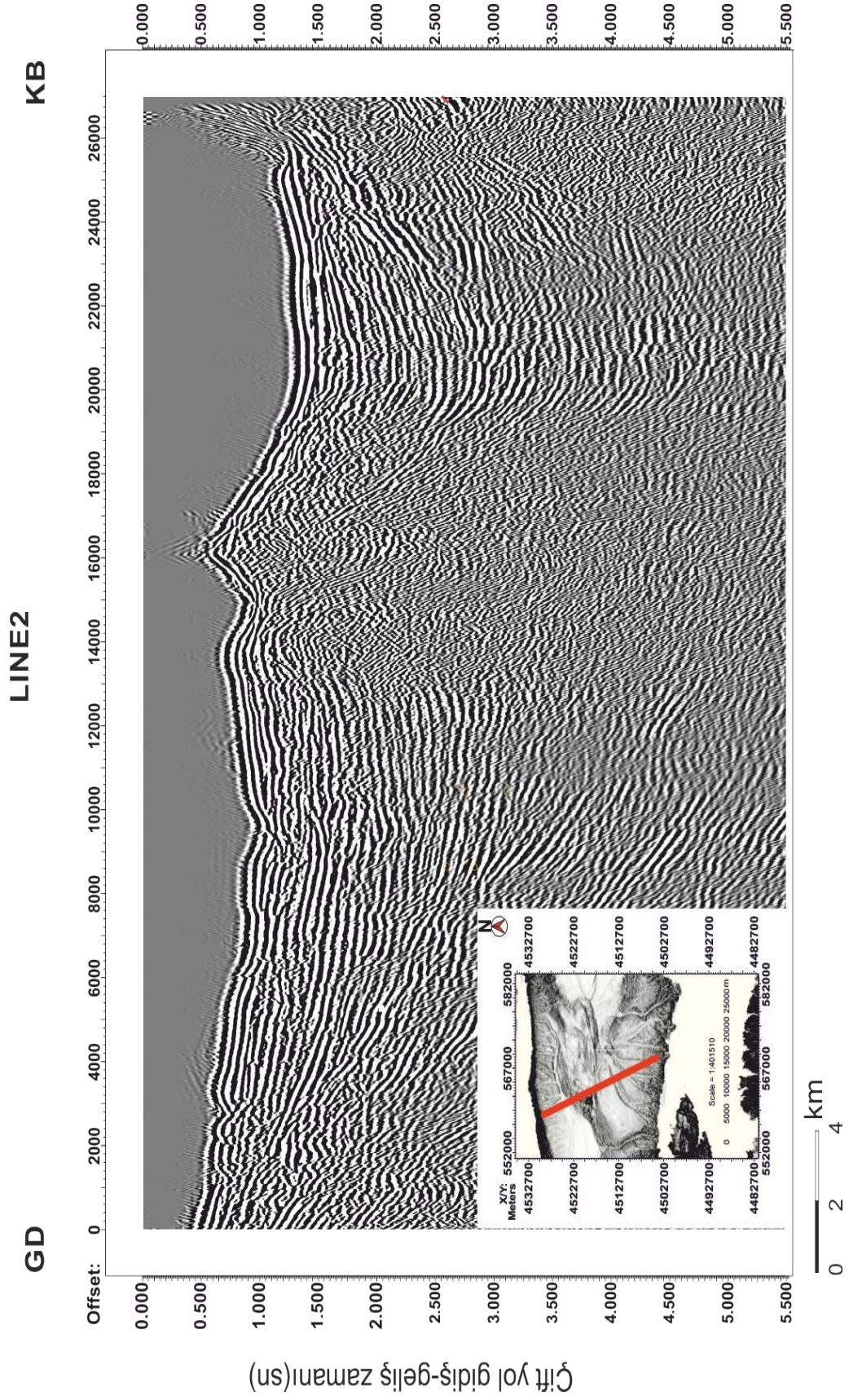
Şekil Ek.3 IRIS 5 hattının yığma kesiti.



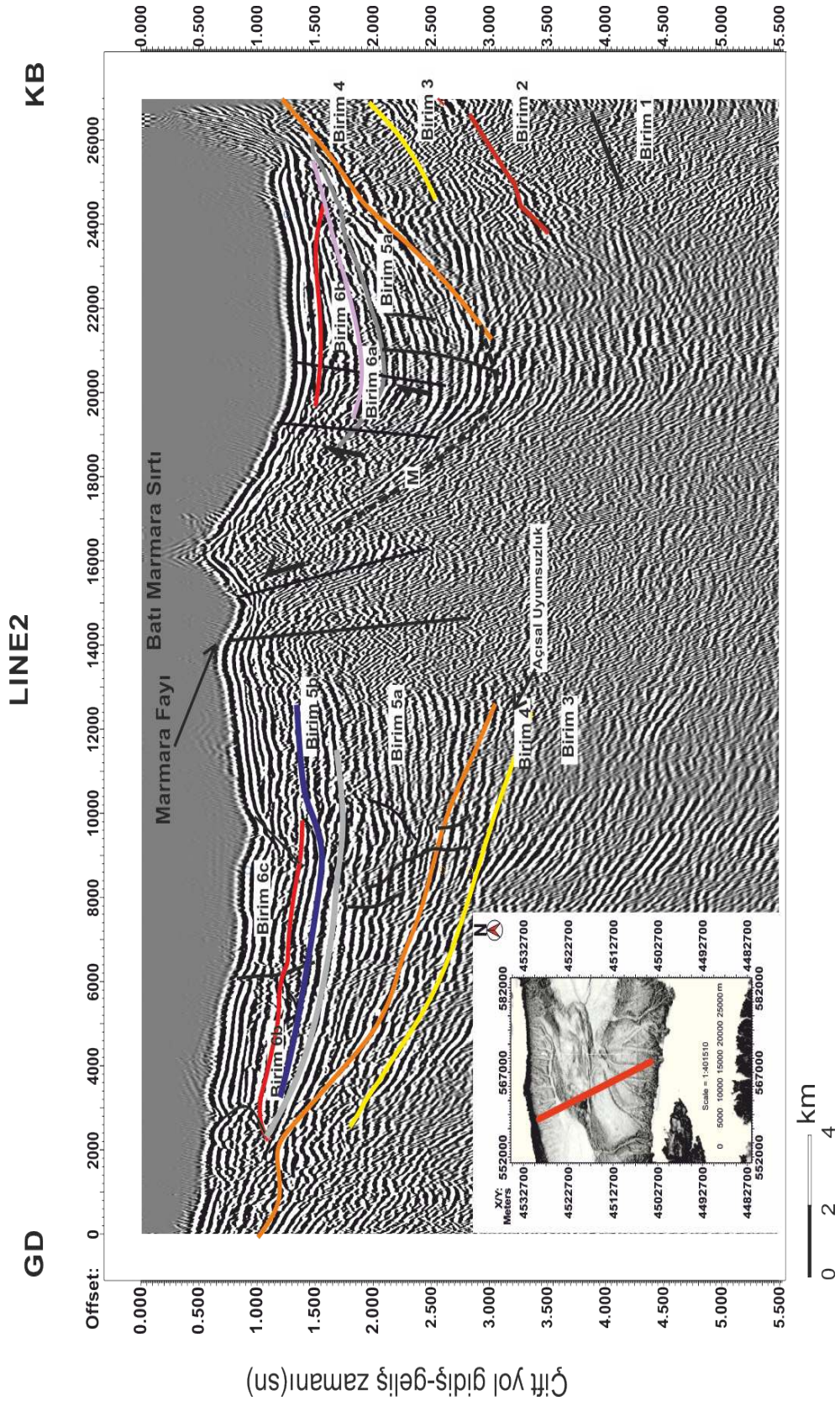
Şekil Ek-5 MTA 7 hattının migrasyonlu kesiti



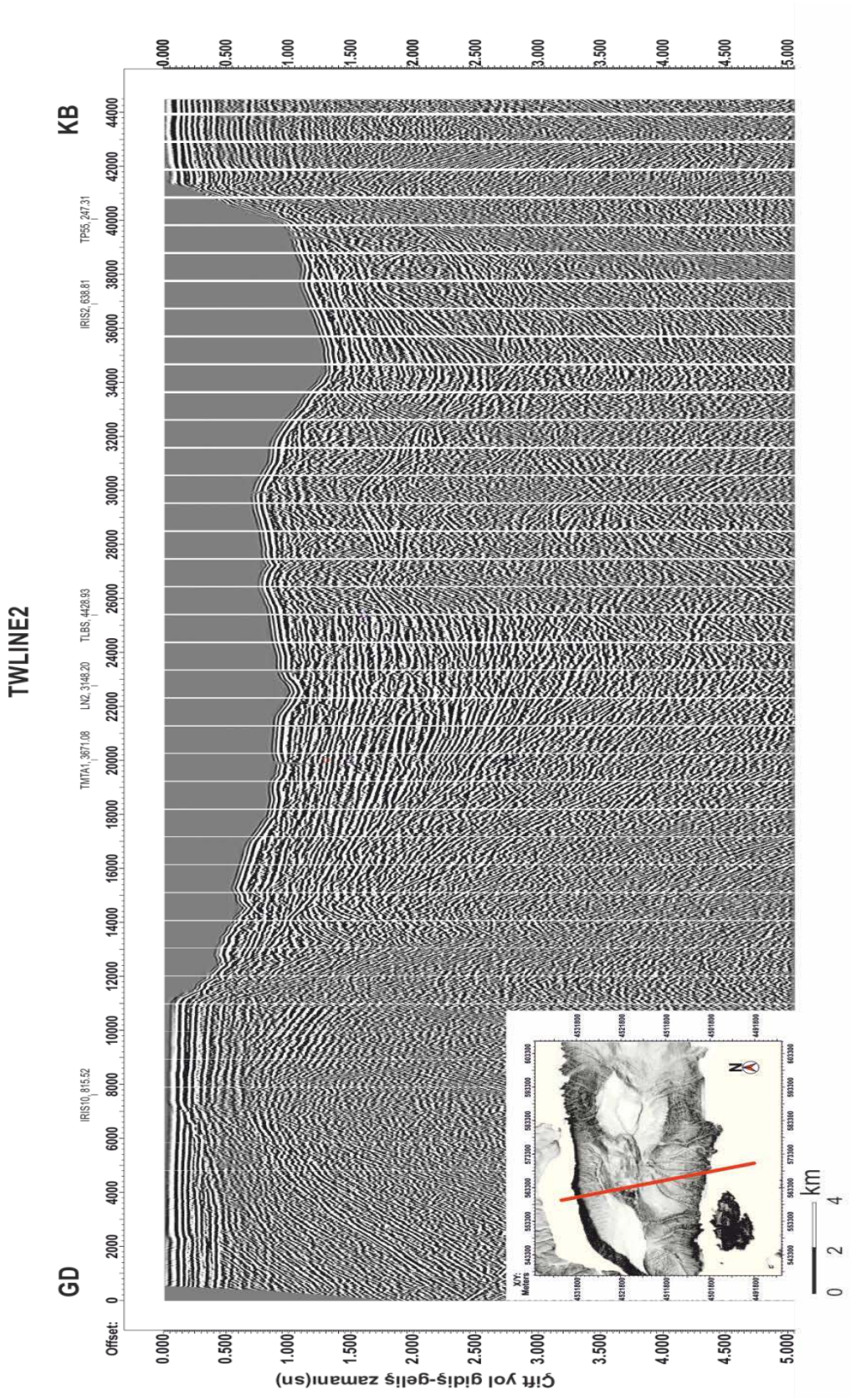
Şekil Ek-6 MTA7 hattının sismik stratigrafisi ve yapısal unsurları



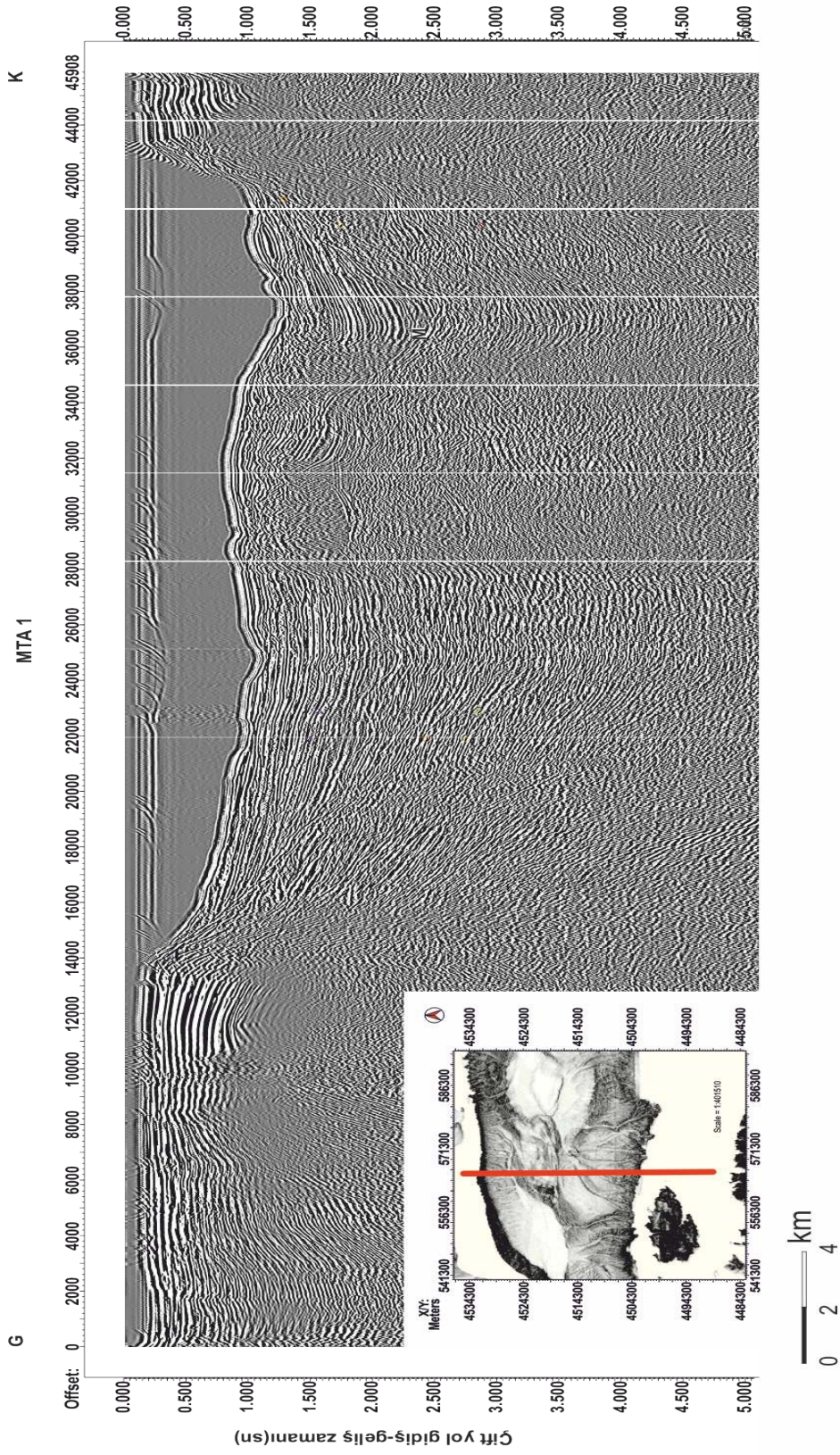
Şekil Ek-7 Batı Marmara Sırtı' nı KB-GD yönde kesen LN 2 hattının migrasyon kesiti



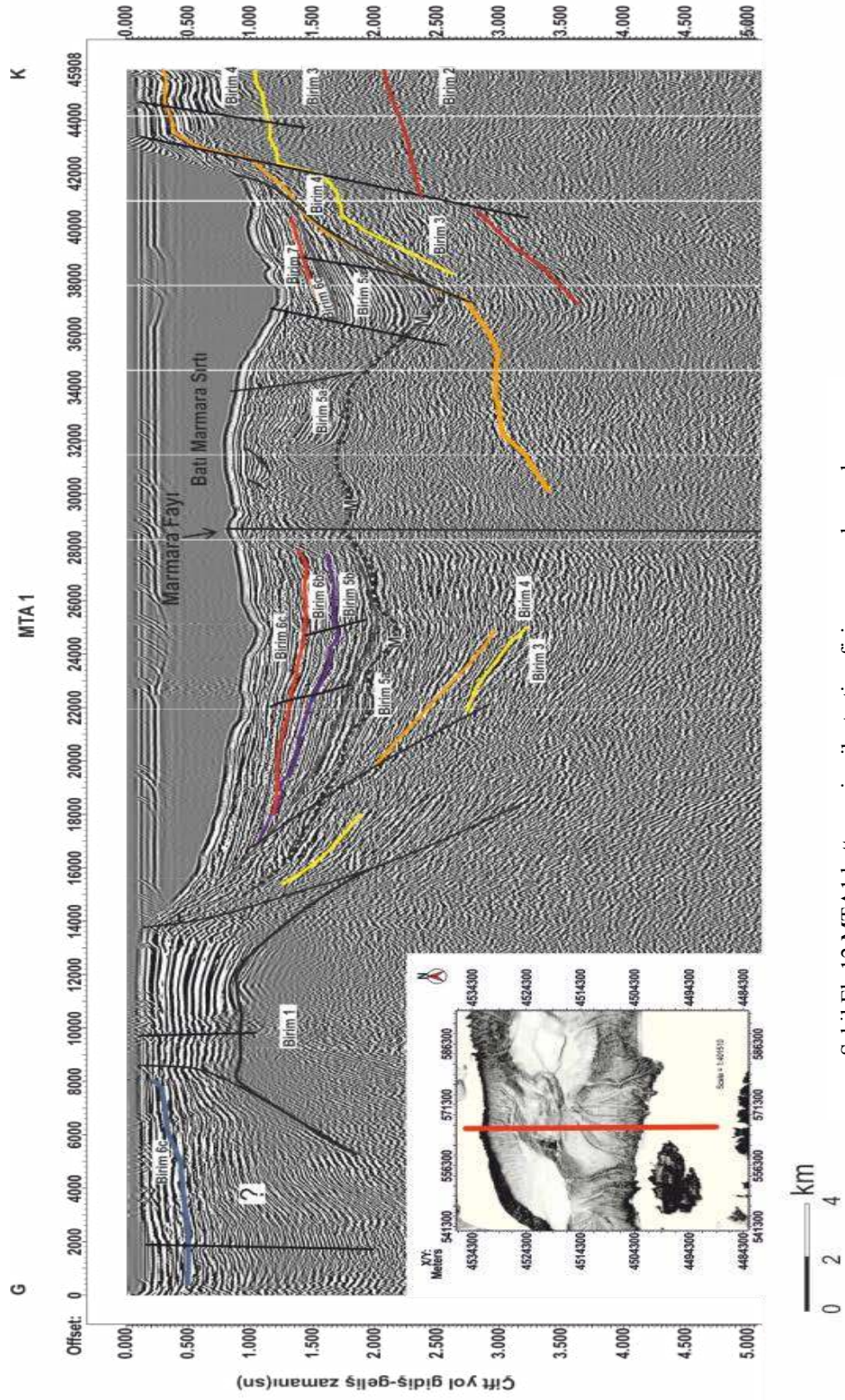
Şekil Ek-8 LN 2 hattının sismik stratigrafisi ve yapısal unsurları. M=Tekrarlı yansıma.



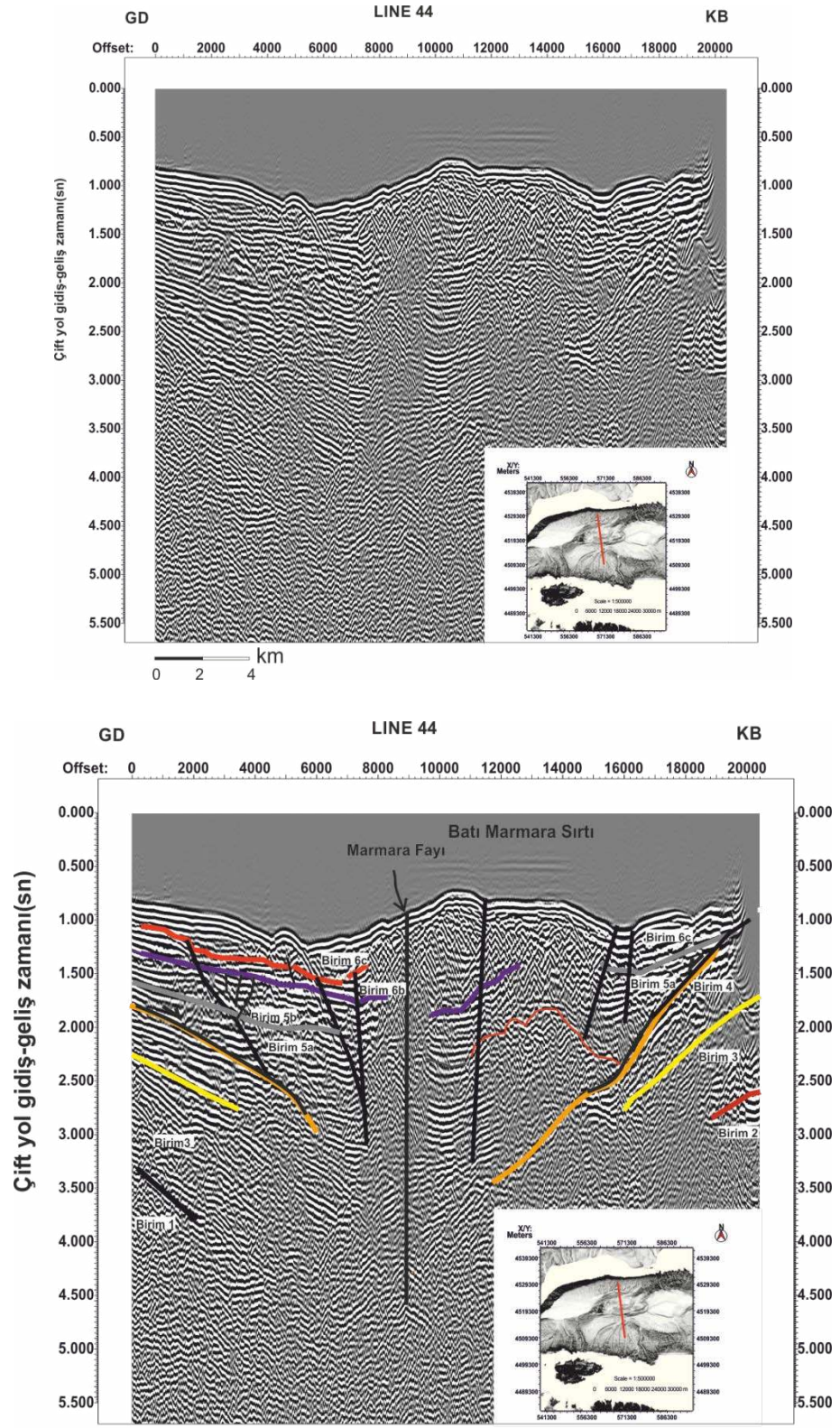
Şekil Ek-9 Çorlu-Kapıdağ Yarımadası arasında KD-GB yönlü TWLINE2 hattının yığma kesiti



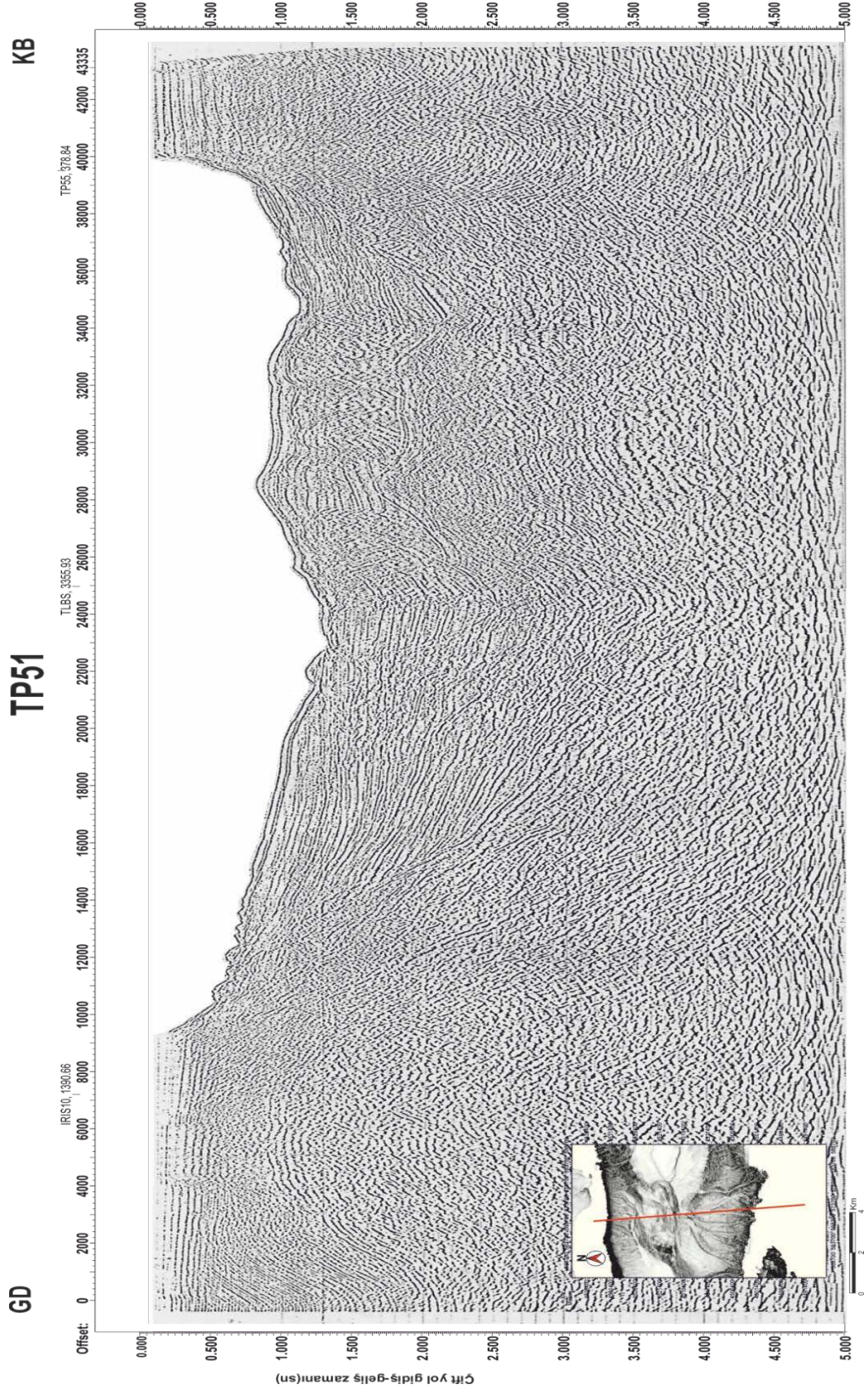
Şekil Ek-11 Çorlu açıkları-Kapıdağ Yarımadası arasında K-G yönlü MTA1 hattının yorumlanmamış migrasyon kesiti



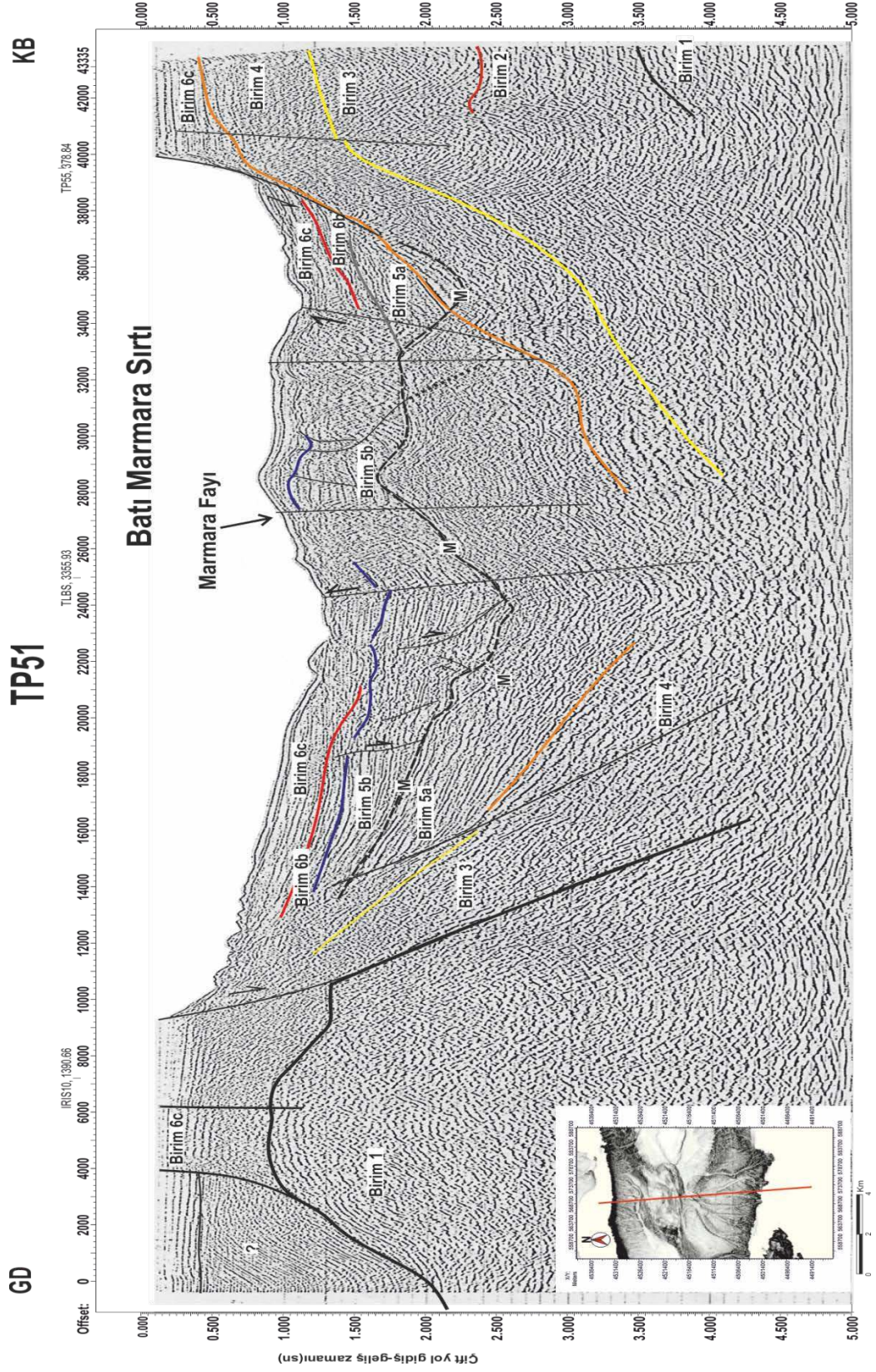
Şekil Ek-12 MTA1 hattının sismik stratigrafisi ve yapısal unsurları



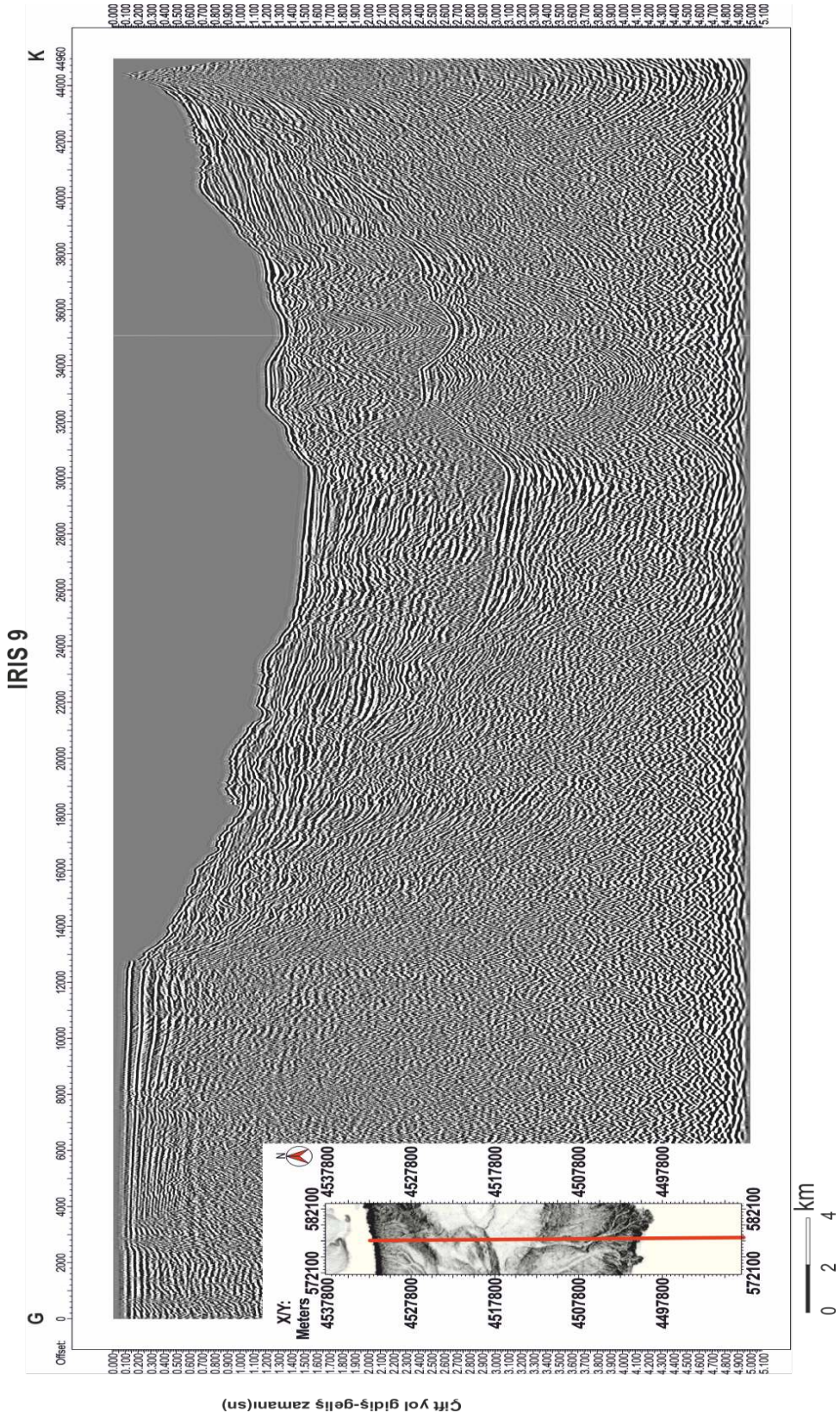
Şekil Ek-13 LN44 hattının sismik stratigrafisi ve yapısal unsurları



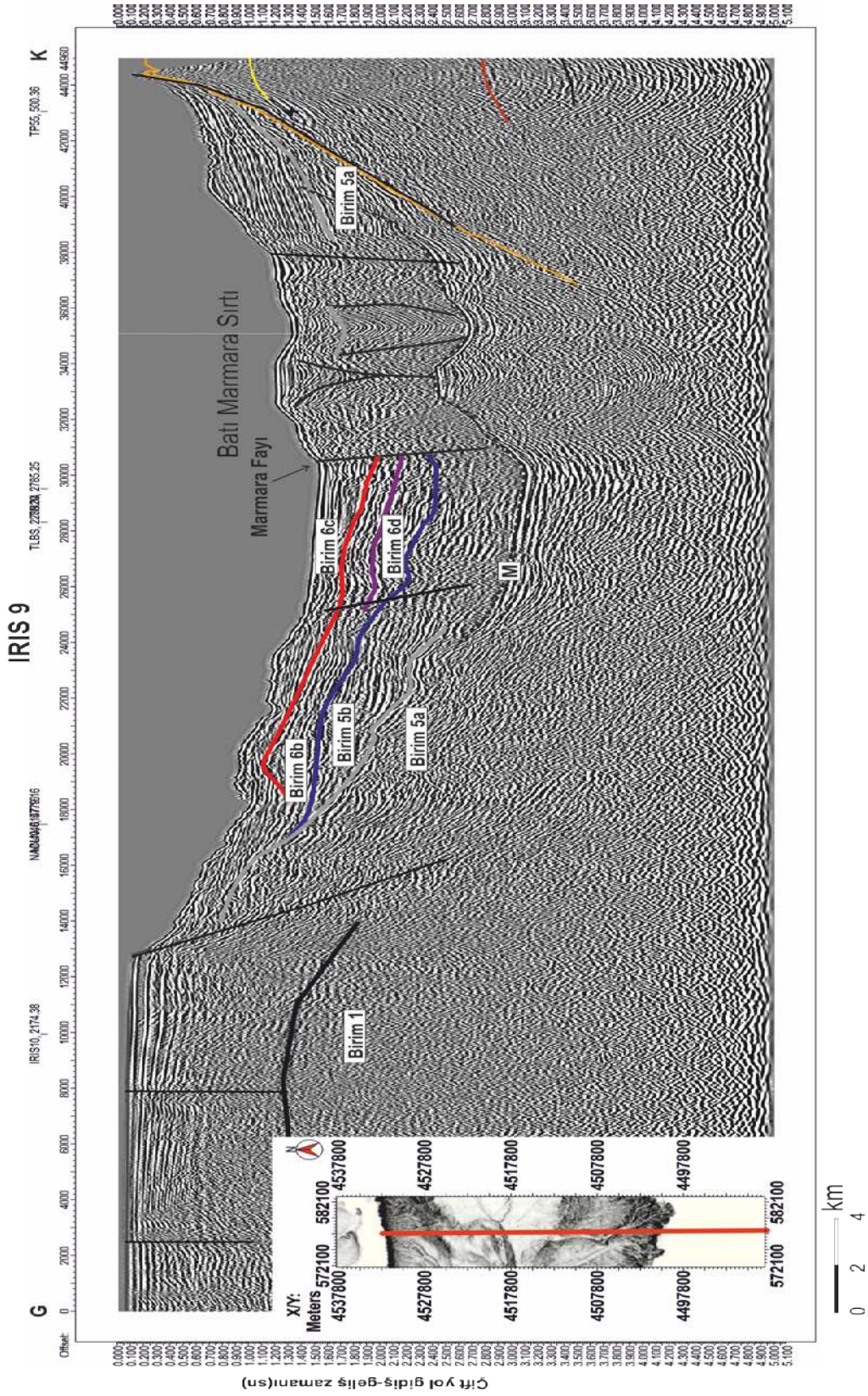
Şekil Ek-14 TP 51 hattının migrasyonlu kesiti.



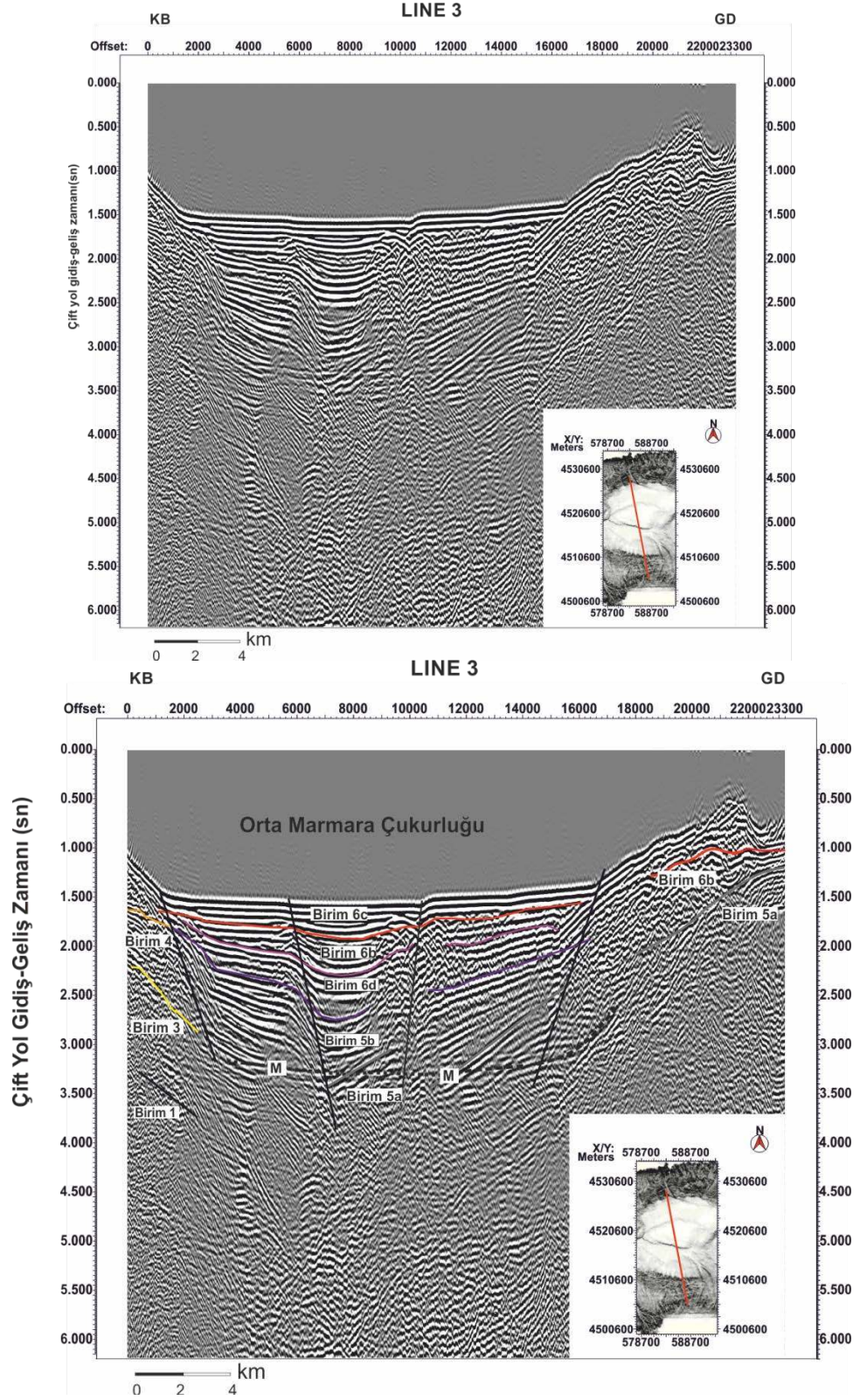
Şekil Ek-15 TP 51 hattının sismik stratigrafisi ve yapısal unsurları. M=Tekrarlı Yansıma



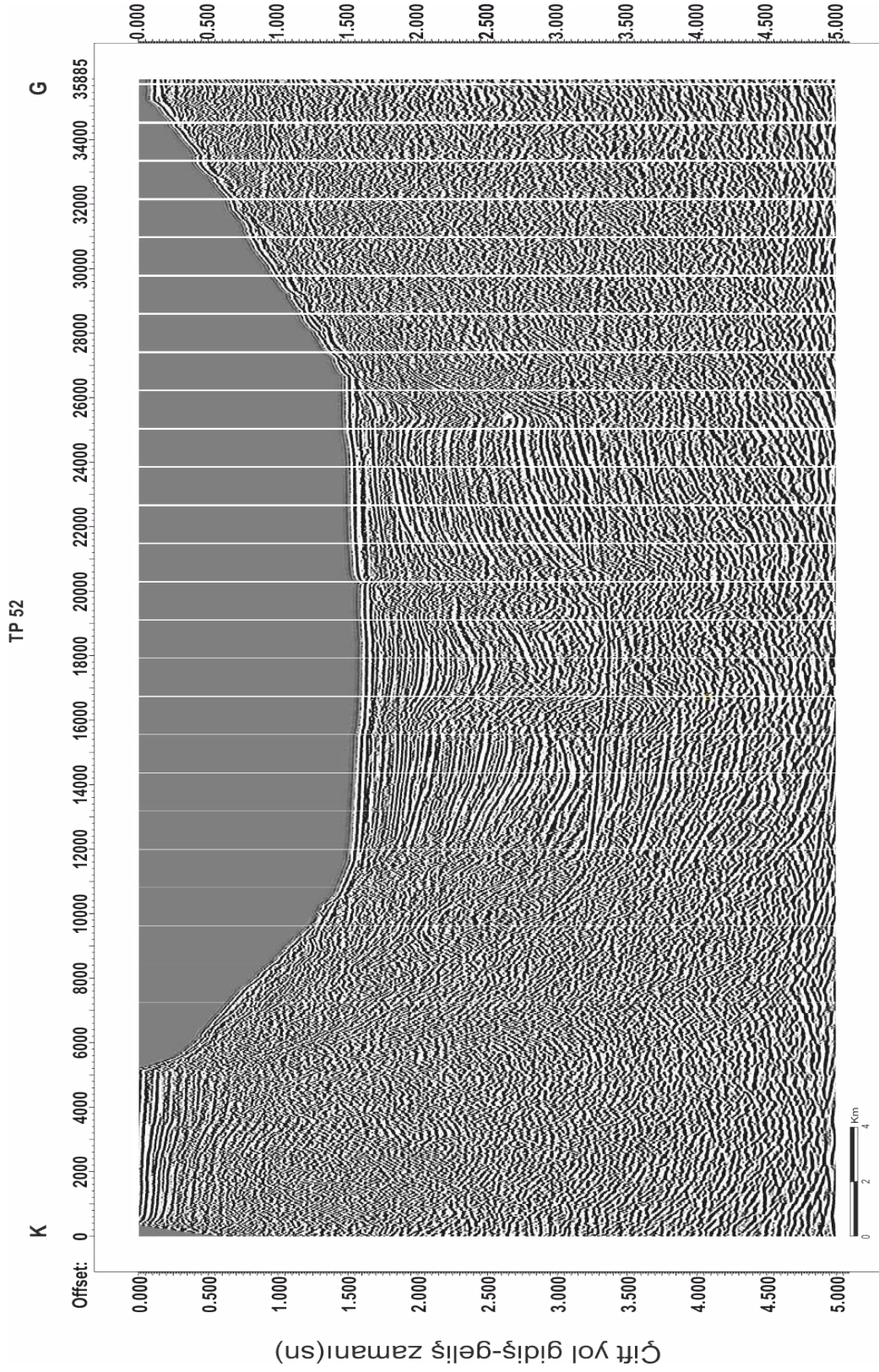
Şekil Ek-16 Marmara Ereğlisi-Tekirdağ Yarımadası arasında doğu-batı yönlü MT A9 hattının yorumlanmamış migrasyon kesiti



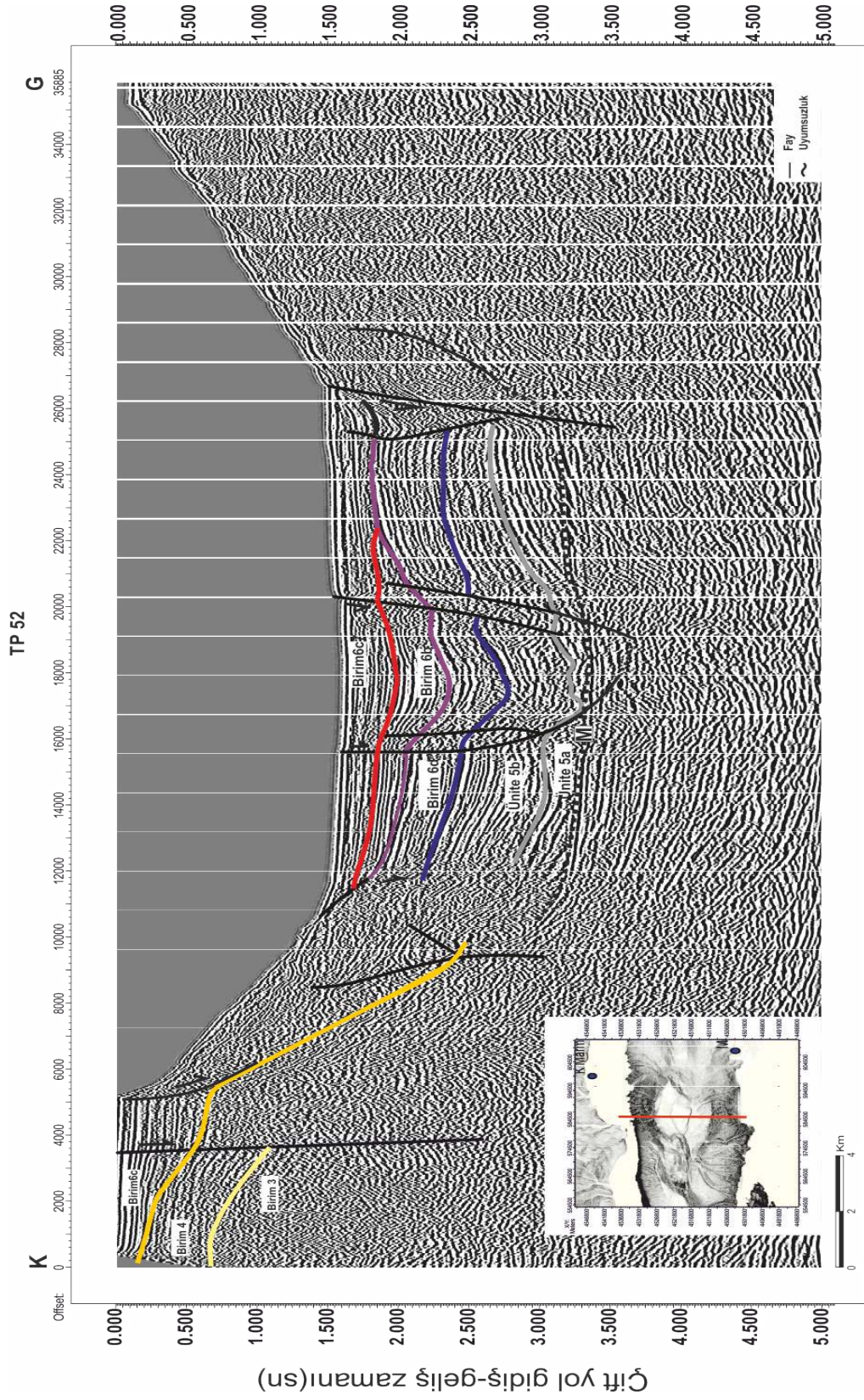
Şekil Ek-17 Marmara Ereglisi-Tekirdağ Yarımadası arasında doğu-batı yönlü IRIS 9 hattının sismik stratigrafisi ve yapısal unsurları. M=Tekrarlı Yansıma



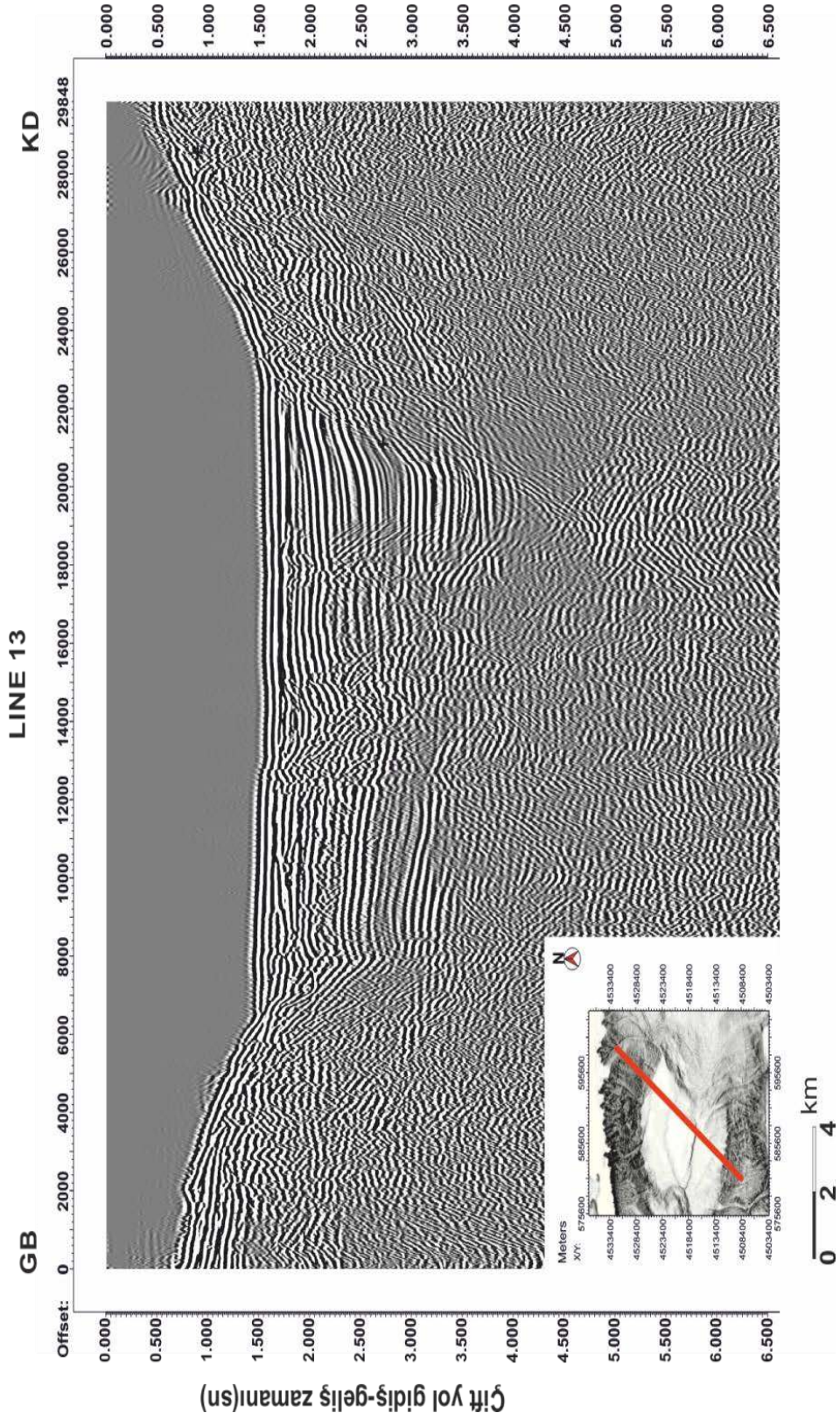
Şekil Ek-18 LINE 3 hattının sismik stratigrafisi ve yapısal unsurları. M=Tekrarlı yansıma



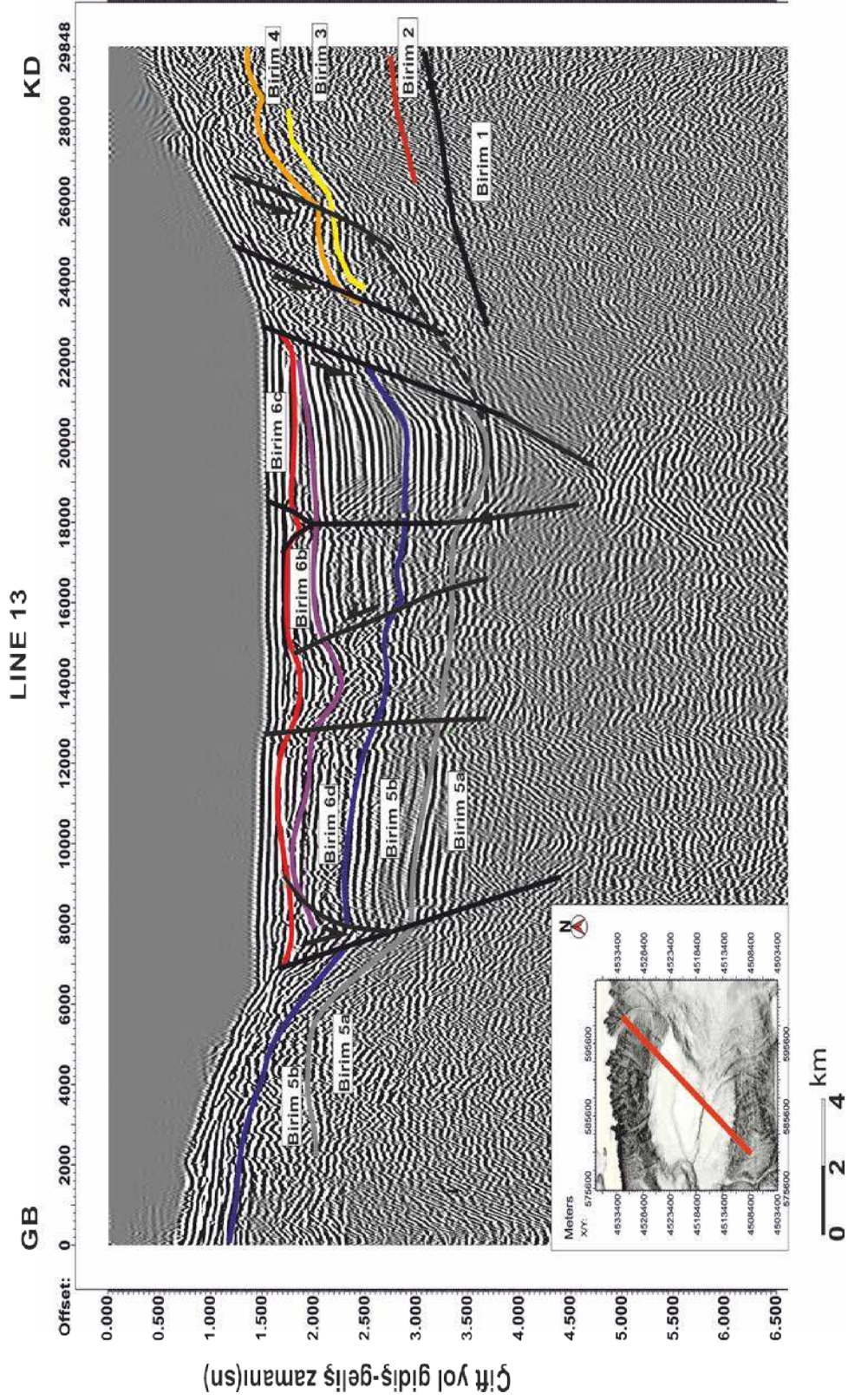
Şekil Ek-19 TP 52 nolu hattın yorumlanmamış migrasyonlu kesiti.



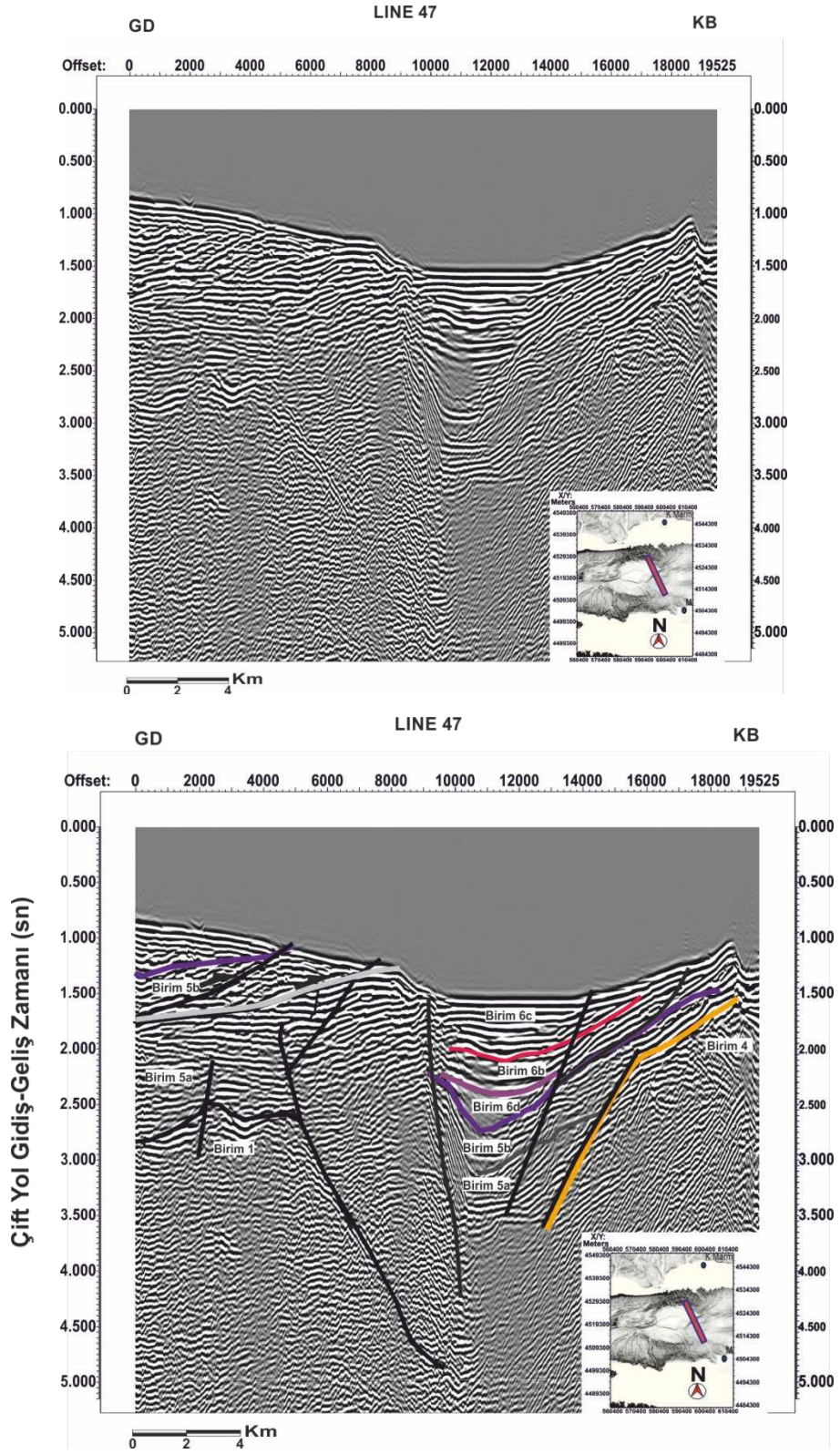
Şekil Ek-20 TP 52 nolu hatın sismik stratigrafisi ve yapısal unsurları. M=Tekrarlı yansıma.



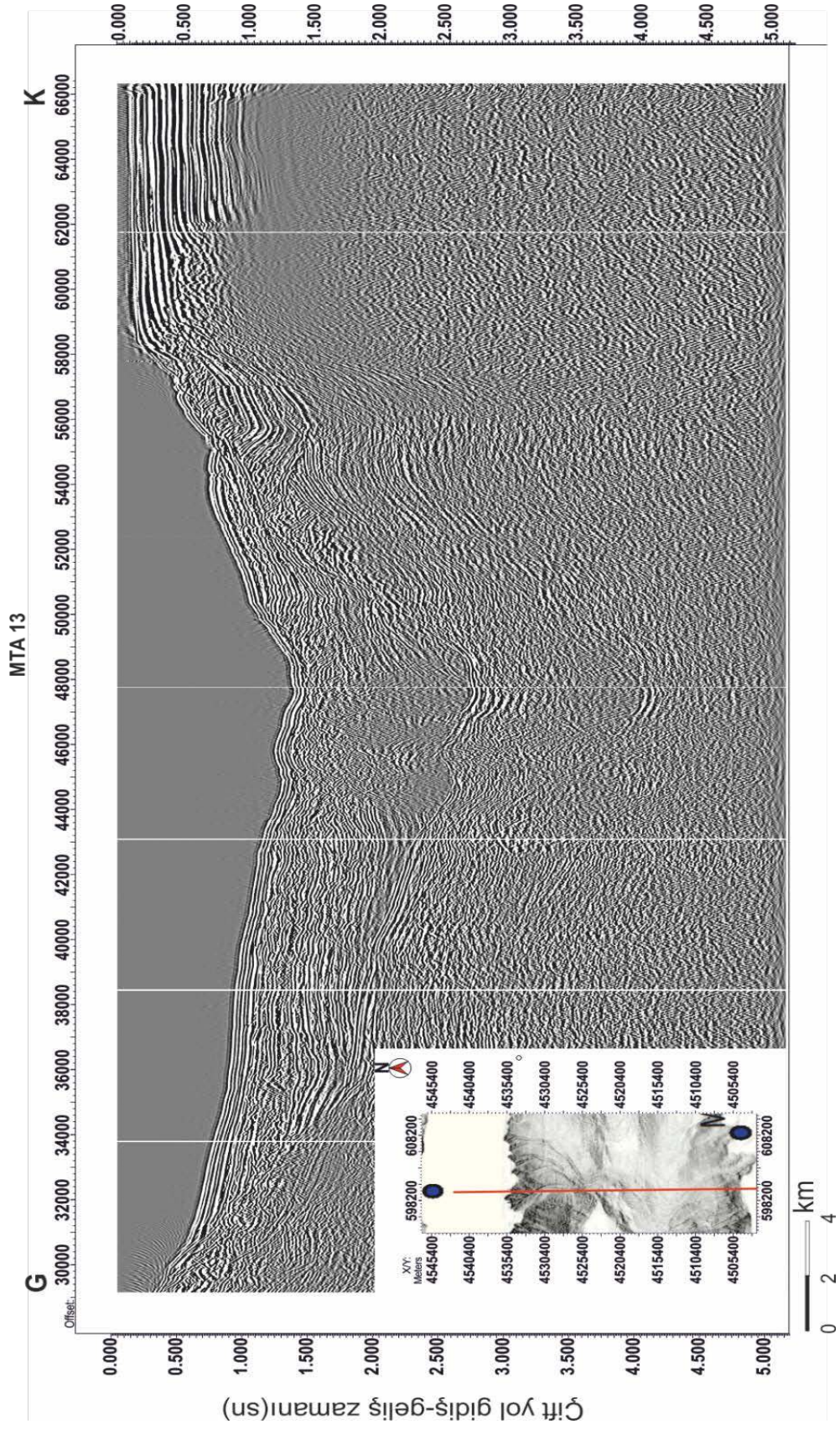
Şekil Ek-21 LN13 hattının yorumlanmamış migrasyon kesiti.



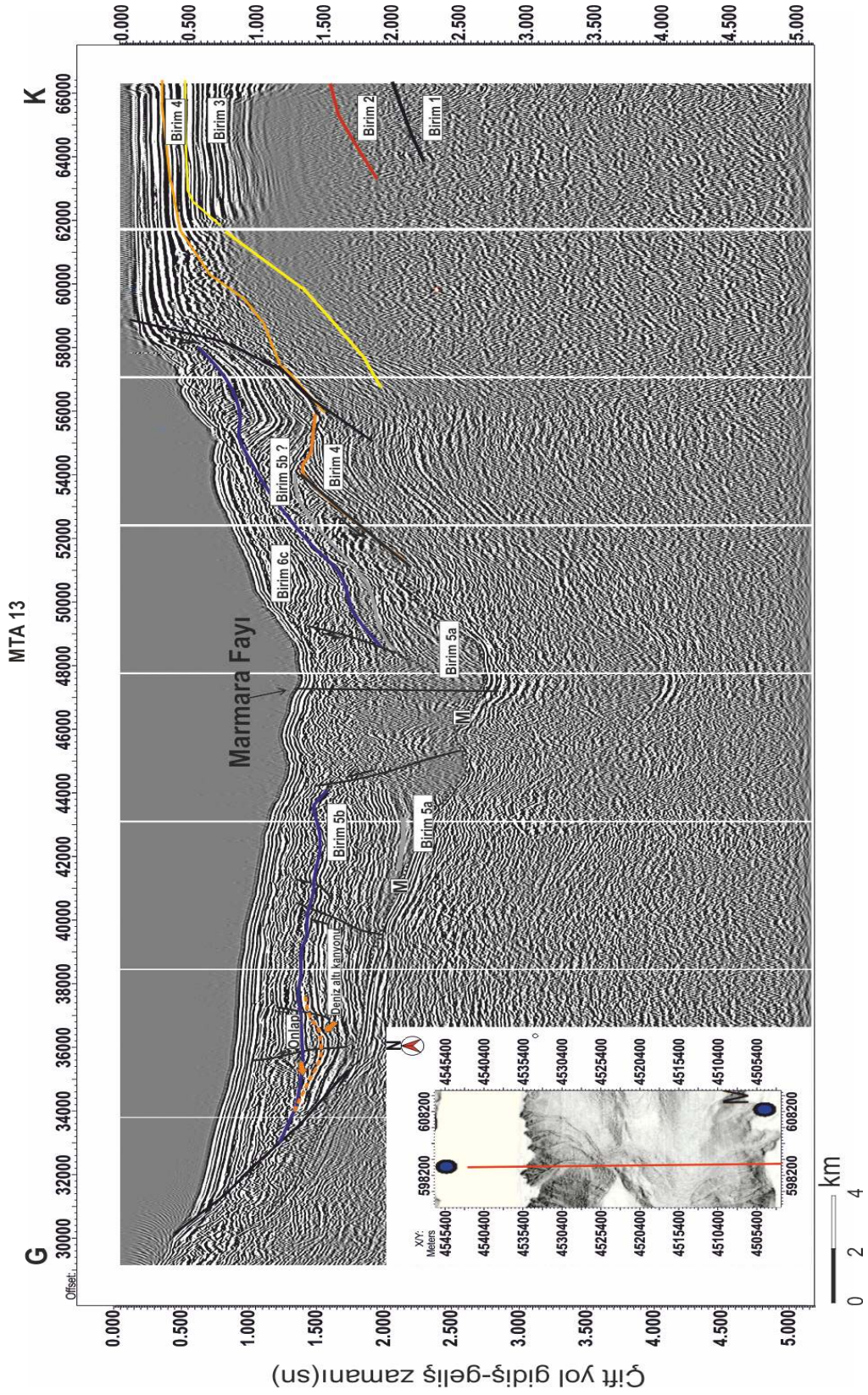
Şekil Ek-22 LN13 hattının stratigrafik ve yapısal unsurları.



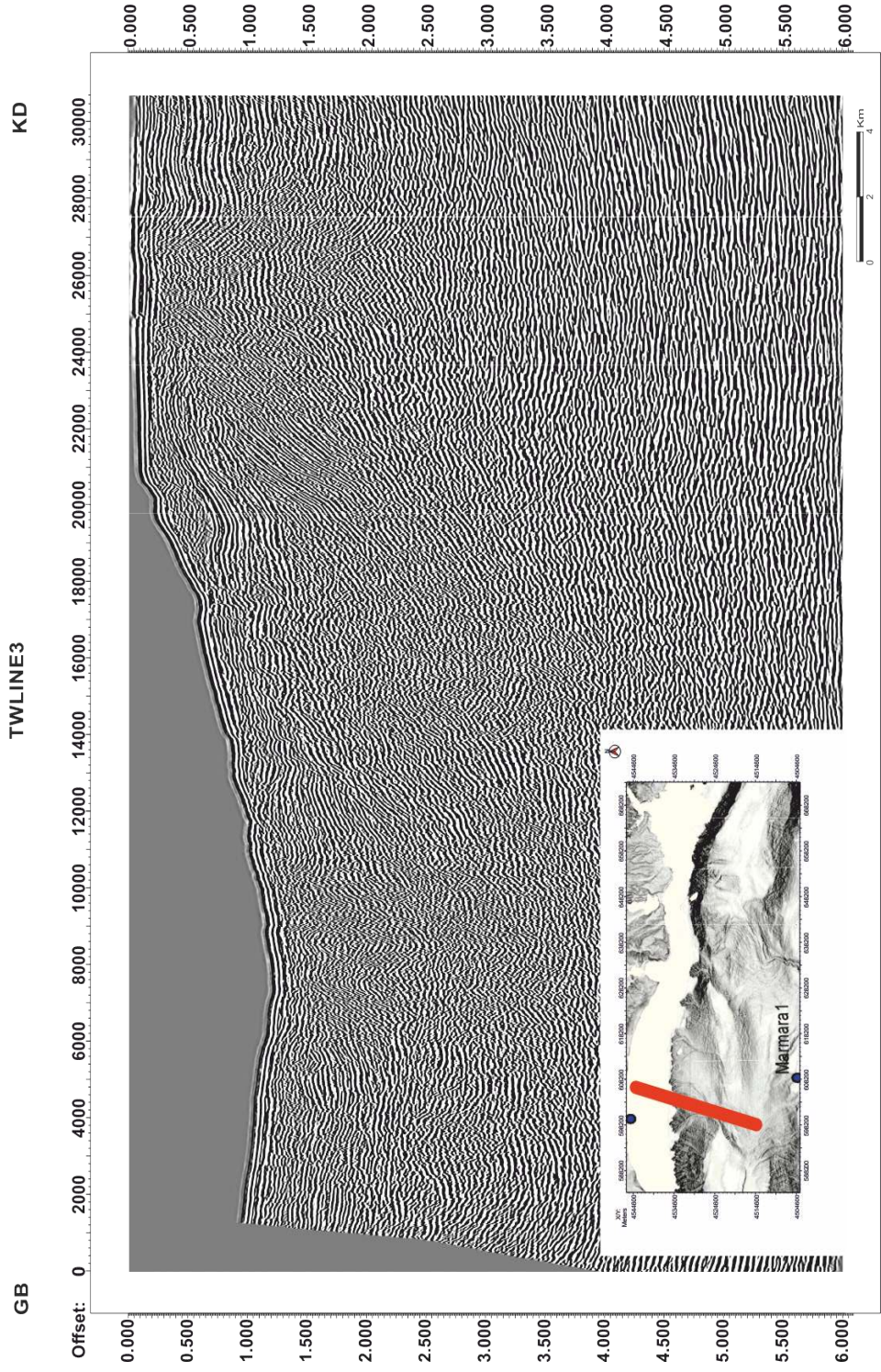
Şekil Ek-23. LN46 hattının stratigrafik ve yapısal unsurları.



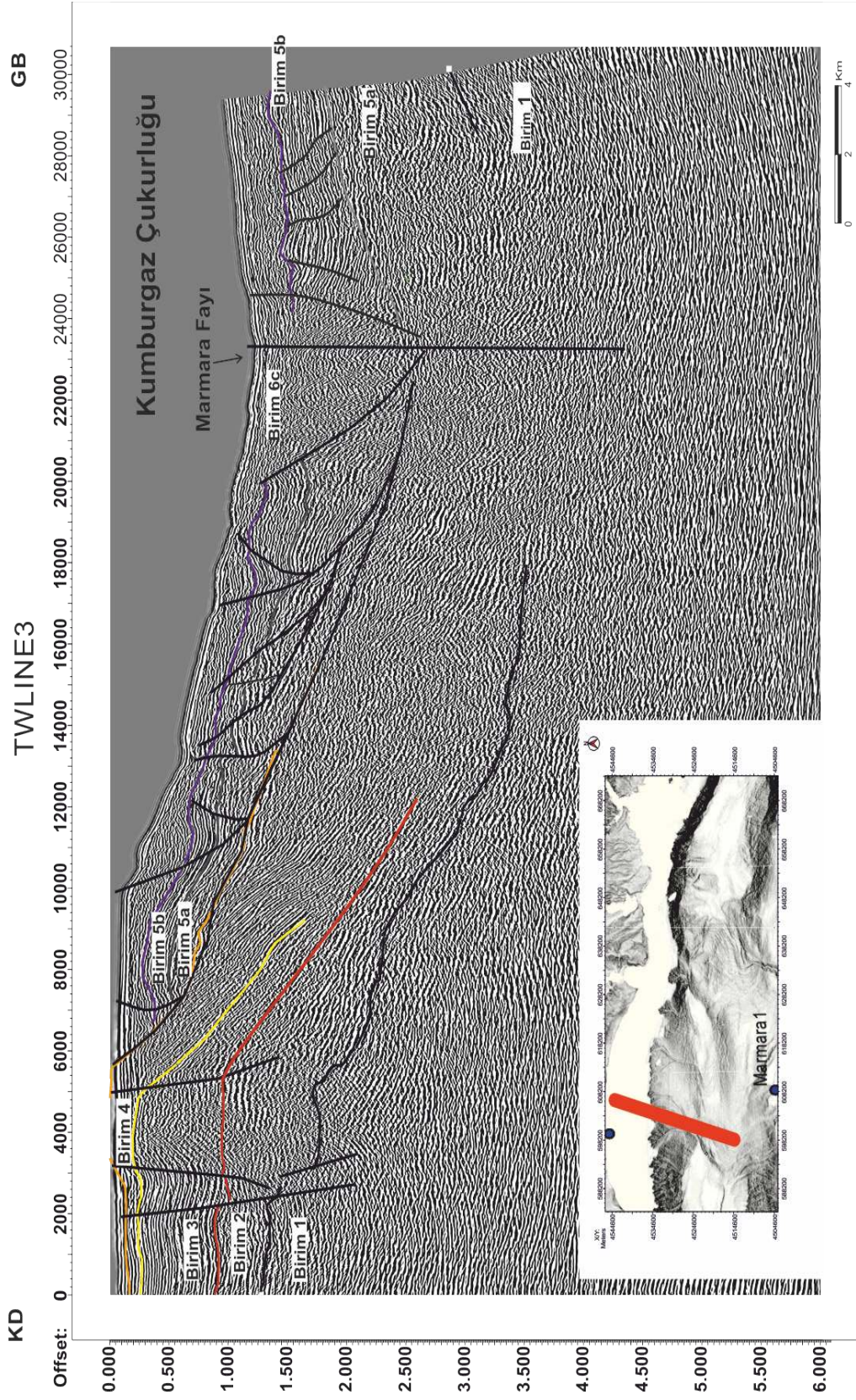
Şekil Ek-24 MTA13 hattının yorumlanmamış migrasyon kesiti.



Şekil Ek-25 MTA13 hattının stratigrafik ve yapısal unsurları. M=Tekrarlı yansıma.



Şekil Ek-26 TWLINE3 hattının yorumlanmamış miğrasyon kesiti



Şekil Ek-27 TWLINE3 hattının stratigrafik ve yapısal unsurları.