

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

MARMARA DENİZİ GÜNEY ŞELFİ AKTİF
TEKTONİĞİNİN ARAŞTIRILMASI

Kamile Nesil KAÇAR

Ekim, 2023

İZMİR

MARMARA DENİZİ GÜNEY ŞELFİ AKTİF TEKTONİĞİNİN ARAŞTIRILMASI

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

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

Kamile Nesil KAÇAR

Ekim, 2023

İZMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

Kamile Nesil KAÇAR tarafından **DOÇ.DR. SEDA OKAY GÜNEYDİN** yönetiminde hazırlanan “**MARMARA DENİZİ GÜNEY ŞELFİ AKTİF TEKTONİĞİNİN ARAŞTIRILMASI**” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

.....
Doç. Dr. Seda OKAY GÜNEYDİN

Danışman

.....
Doç. Dr. Nilhan KIZILDAĞ

Jüri Üyesi

.....
Doç. Dr. Denizhan VARDAR

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Okan FISTIKOĞLU

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Tezimin hazırlanmasında, başından sonuna kadar destek ve yardımlarını hiç esirgemeyen, beni daima motive eden, değerli deneyim ve bilgilerini benimle paylaşan, karşılaştığım sorunlarda her zaman yanımda olan değerli tez danışanım Sayın Doç. Dr. Seda OKAY GÜNAYDIN’a teşekkürü bir borç bilirim.

Mesleki anlamda deniz sismiğinde, gerek veri toplamada, gerekse veri işlem ve yorumlamada sahip olduğum bütün bilgi birikimini ve her zaman değerli bilgileriyle bu konuda kendimi geliştirmemi sağlayan, yardımlarını hiçbir zaman esirgemeyen değerli hocam Prof. Dr. Derman DONDURUR’a teşekkürü bir borç bilirim.

“Earth Research Institute, Santa Barbara” Kaliforniya Üniversitesi’nde öğretim üyesi olan Dr. Christopher SORLIEN’e tezin yorumlama aşamasında yaptığı katkılardan dolayı teşekkür ederim.

Hem laboratuvarıda hem gemide, yüksek lisans eğitimimin her anında birlikte çalışmaktan ve vakit geçirmekten sonsuz mutluluk duyduğum SeisLab ekibindeki hocalarım Araş. Gör. Dr. Aslıhan NASIF DONDURUR, Öğr. Gör. Orhan ATGIN ve Dr. Araş. Gör. Dr. Özkan ÖZEL, karşılaştığım her sorunda ve merak ettiğim her konuda her zaman bana vakit ayırıp yardımcı olduğunuz için, beni her daim desteklediğiniz için çok teşekkür ederim.

Aynı zamanda tez çalışmam boyunca benden değerli desteğini ve yardımlarını esirgemeyen Araş. Gör. Dr. Özde BAKAK’a teşekkürlerimi sunarım.

Bu stresli süreçte her zaman birbirimize destek olmaya çalıştığımız, yardımlarını benden hiçbir zaman esirgemeyen, hayatımda oldukları için her zaman mutlu olduğum dostlarım Aleyna DOĞAN, Başak TURGUZ, Umut Murat AYAZ ve Emek Aşkın ŞAYİR’e çok teşekkür ederim.

Özellikle tezin en önemli unsuru olan tez verilerinin toplanmasında özverili şekilde çalışan, emeği geçen tüm SeisLab ekibine ve verileri toplarken bizden hiçbir zaman yardımını esirgemeyen emektar gemimiz *R/V K. Piri Reis*’in kaptan ve personeline teşekkürlerimi sunarım.

Çalışmamda yararlandığım, TAMAM Projesi (Turkish American Multichannel Project) kapsamında toplanan veri setinin kullanımını sağladığı için Prof. Dr. Günay ÇİFCİ'ye de ayrıca teşekkür ederim.

Çalışmamda kullandığım başlıca veri setininin toplanmasını finansal olarak destekleyen “Marmara Denizi’ndeki Kuzey Anadolu Transform Fay Sistemi - Çok Kollu Fayı’nın Kuvaterner Sonrası Evriminin İncelenmesi” başlıklı 112Y026 No’lu TÜBİTAK Projesine teşekkürü bir borç bilirim.

Ayrıca hayatım boyunca benden desteklerini ve sevgilerini hiçbir zaman esirgemeyen, varlıklarını hep yanımda hissettiğim değerli aileme teşekkürü bir borç bilirim

Kamile Nesil KAÇAR

MARMARA DENİZİ GÜNEY ŞELFİ AKTİF TEKTONİĞİNİN ARAŞTIRILMASI

ÖZ

Dünya üzerinde sismik olarak en aktif faylardan biri olduğu bilinen Kuzey Anadolu Fayı (KAF), Anadolu'nun kuzey hattı boyunca devam etmekte ve Marmara Bölgesi'nde üç ana kola ayrılmaktadır. Depremlerin KAF'ın kuzey kolu üzerinde diğer kollara oranla daha fazla yoğunlaştığı gözlenmiştir. Ancak güney Marmara Denizi şelfinde yer alan orta kol hakkında yapılan çalışmalar sınırlı sayıda olmasına rağmen, tarihsel depremler burada bulunan fayların da büyük ölçekli depremler yaratabileceğini gösterdiğinden bu fay sistemlerinin orta şelfteki bölümünün detaylı araştırılması amaçlanmıştır.

Çalışma kapsamında, Marmara Denizi güney şelfinde yer alan Kapıdağ Yarımadası ile İmralı Adası arasında kalan bölge tektonik anlamda incelenmiştir. Çalışmada, TÜBİTAK 112Y026 nolu ikili işbirliği projesi kapsamında, Marmara Denizi'nin güney şelfini incelemek amacıyla 2013 ve 2014 yıllarında Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü ile Columbia University, Lamont-Doherty Earth Observatory Enstitüsü ve Kaliforniya Üniversitesi, Santa Barbara arasında ortaklaşa gerçekleştirilen SOMAR projesi kapsamında toplanan çok kanallı sismik yansıma ve sparker sismik yansıma veri setleri kullanılmıştır. Ayrıca Marmara Denizi'nin genel tektoniğini araştırmak amacıyla 2008 yılında aynı ortaklar ile yürütülen TAMAM projesi (Turkish American Multichannel Project) bünyesinde toplanan çok kanallı sismik yansıma veri setinden de yararlanılmıştır.

Çalışmada yararlanılan sismik veriler yüksek ayrımlı orta erim özelliğine sahip olduğundan, bu derinliğe kadar görülen faylar haritalanmıştır. Bu kapsamda iki ana doğrultu atımlı fay sistemi haritalanmıştır. Ayrıca çalışma alanında gözlenen akustik temel ayrıntılı şekilde yorumlanmış ve temele kadar izlenen faylar ortaya konmuştur. Akustik temel üzerinde kalan seviyeler ise çalışmada stratigrafik olarak yorumlanmıştır.

Anahtar kelimeler: Akustik temel, çok kanallı sismik yansıma, kuzey anadolu fayı, marmara denizi, tektonik.



INVESTIGATION OF ACTIVE TECTONICS OF THE SOUTHERN SHELF OF THE SEA OF MARMARA

ABSTRACT

North Anatolian Fault (NAF), among the most active faults in the world, continues along the northern part of Anatolia and splits into three branches near Marmara Sea. Earthquakes are more intensely observed on the northern branch compared to the others. Although the researches on the middle branch of NAF, located on the southern Marmara Sea shelf are scanty, it is aimed to investigate these fault systems on the central shelf in detail, since historical earthquakes show that these faults can also cause large-scale earthquakes.

In this study, tectonics of the area existing in between Kapıdağ Peninsula and İmralı Island on the southern shelf of the Sea of Marmara is investigated. In this scope, multi-channel seismic reflection and sparker seismic reflection data sets collected in 2013 and 2014 within the scope of a bilateral TÜBİTAK project numbered 112Y026 (SOMAR Project), in cooperation between Dokuz Eylül University, Institute of Marine Sciences and Technology, Columbia University, Lamont-Doherty Earth Observatory and University of California, Santa Barbara, are used in order to investigate the southern shelf. In addition, multi-channel seismic reflection data set acquired during TAMAM (Turkish American Multichannel) project carried out with the same partners in 2008 to investigate the general tectonics of the Marmara Sea are also used.

Due to the mid-range penetration of high resolution seismic data utilized in the thesis, faults up to this depth have been observed. In this context, two main strike-slip fault systems are mapped. In addition, the acoustic basement observed in the study area is interpreted thoroughly and the faults cutting the basement are discovered. Also, the seismic reflections above the acoustic basement are stratigraphically interpreted.

Keywords: Acoustic basement, multi channel seismic reflection, north anatolian fault, sea of marmara, tectonics.

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR	iii
ÖZ	v
ABSTRACT	vii
İÇİNDEKİLER	viii
ŞEKİLLER LİSTESİ	x
TABLolar LİSTESİ	xv
BÖLÜM BİR - GİRİŞ	1
1.1 Tezin Amacı	1
BÖLÜM İKİ - MARMARA DENİZİ JEOLojİSİ VE TEKTONİK EVRİMİ	4
2.1 Marmara Denizi Morfolojisi	4
2.2 Marmara Denizi Jeolojik Oluşumu	5
2.3 Marmara Denizi Güncel Tektonik Yapısı	8
2.3.1 Kuzey Anadolu Fay Zonu Tektoniği	10
2.3.2 Marmara Denizi'ndeki Fay Modelleri	12
2.4 Marmara Denizi Sismotektoniği	14
2.5 Güney Marmara Bölgesi'nin Morfolojisi	17
2.6 Güney Marmara Bölgesi'nin Tektonik Oluşumu	19
2.6.1 Güney Marmara Bölgesi'ndeki Fayların Durumu	20
2.7 Güney Marmara Bölgesi'nin Jeolojisi	22
2.8 Güney Marmara Denizi'nde Yapılan Önceki Çalışmalar	26
BÖLÜM ÜÇ – KULLANILAN VERİ SETİ VE VERİ İŞLEM.....	31
3.1 Veri Seti	31
3.2 Veri İşlem	33
3.2.1 Çok Kanallı Sismik Veri İşlem	33

3.2.1.1	Veri Yükleme	34
3.2.1.2	Geometri Tanımlama.....	34
3.2.1.3	Bant Geçişli Süzgeç	35
3.2.1.4	İz Öldürme.....	37
3.2.1.5	Veriden İstenmeyen Alanların Atılması (Top Mute)	38
3.2.1.6	F-K (frekans-dalga sayısı) Eğim Süzgeci.....	38
3.2.1.7	Kazanç Uygulama	38
3.2.1.8	Tekrarlı Yansımaların SRME Yöntemi ile Atılması.....	39
3.2.1.9	CDP Sıralama (Sort).....	41
3.2.1.10	Hız Analizi	41
3.2.1.11	Normal Kayma Zamanı Düzeltmesi (NMO) ve Yığma (Stack).....	42
3.2.1.12	Göç (Migrasyon)	42
3.2.1.13	Dekonvolüsyon	43
3.2.2	Tek Kanallı Sparker Sismik Veri İşlem	45
BÖLÜM DÖRT - BULGULAR		46
4.1	Sismik Seviyeler	46
4.2	Çalışma Alanında Gözlenen Fay Zonları	49
4.2.1	İmralı Sırtı Fayı	50
4.2.2	Kapıdağ Fayı	58
4.2.3	Çalışma Alanındaki Diğer Faylar	60
4.3	İmralı Sırtı.....	63
4.4	Akustik Temel	66
BÖLÜM BEŞ – TARTIŞMA		72
BÖLÜM ALTI – SONUÇLAR VE ÖNERİLER		77
KAYNAKLAR		79

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa

Şekil 2.1 Marmara Denizi morfolojisi (EMODnet Bathymetry).....	5
Şekil 2.2 Marmara Denizi'ne ait jeolojik zamanlardaki oluşumları gösteren harita (Görür vd., 1997; Taner, 1983)	8
Şekil 2.3 Marmara Denizi etrafındaki tektonik birimler (Akbayram, Şengör ve Özcan 2016)	9
Şekil 2.4 Anadolu levhası ve genel tektoniği (Armijo vd., 1999'dan değiştirilmiştir). Oklar ve karşılık gelen sayılar, GPS verilerine göre plakaların hareket yönünü ve mm/yıl olarak hızlarını göstermektedir (McClusky vd., 2000; Reilinger vd., 2006). KAF-Kuzey Anadolu Fayı, ÖDF-Ölü Deniz Fayı, DAF- Doğu Anadolu Fayı, KEÇ-Kuzey Ege Çukuru, KR-Korint Rifti. Kutu, Kuzey Anadolu Fayı'nın Ege'ye girdiği Marmara çek-ayır bölgesini göstermektedir.....	10
Şekil 2.5 a) KAF'ın Türkiye'deki tektonik konumu (Le Pichon vd., 2014). b) KAF'ın batı kısmına, Marmara bölgesine ait tektonik haritası (Le pichon vd., 2015).....	11
Şekil 2.6 a) Çek-ayır, b) Sıçramalı ve c) Tek ana fay olarak önerilen Marmara Denizi tektonik modelleri (Yaltrak, 2002)	14
Şekil 2.7 1939 depreminden sonra meydana gelen büyük depremlerin, KAF boyunca batıya göçü (Kalafat vd., 2001'den değiştirilerek alınmıştır) 15	
Şekil 2.8 Marmara Denizi ve çevresinde oluşmuş büyük ölçekli depremler ile oluşan son kırıklar (Armijo vd., 2002, 2005; Pondard vd., 2007'den değiştirilmiştir). Kırmızı daireler, $M \geq 7.0$ büyüklüğündeki depremlere bağlı gelişen kırılmaların başlangıcı ve sonlanması ile ilişkili olabilecek geometrik karmaşıklıkları (fay bentleri) göstermektedir.....	16

Şekil 2.9 1 Ocak 1900-7 Aralık 2022 tarihleri arasında büyüklüğü 4'ün üzerinde meydana gelmiş depremler ve lokasyonları	17
Şekil 2.10 Güney Marmara Şelfi derinliğini ve çevresinin topoğrafyasını gösteren harita. GÇ: Gemlik Çukuru, AY: Armutlu Yükselimi, İK: İmrallı Kanyonu, İS: İmrallı Sırtı, MY: Mudanya Yükselimi, BÇ: Bandırma Çukuru, KY: Kapıdağ Yükselimi, KS: Kapıdağ Sırtı (Vardar, 2013)	19
Şekil 2.11 Güneydoğu Marmara bölgesinin jeotektonik haritası. Denizdeki faylar Kurtuluş (1985 ve 1993)'den derlenmiştir. Y-Yörükali, Dm-Demirtaş, EŞ-Eşkel, Hi-Hisartepe, Ni-Nilüfer, KH- Karayaprak Tepesi, BF-Bayramdere Fayı, ÇF-Çakıl Fayı, DF-Dürdane Fayı, EF-Eşkel Fayı, GF-Gençali Fayı, GÖF-Göynüklü Fayı, GNF-Gündoğdu Fayı, GÜF-Güngörmez Fayı, IF-Işıklı Fayı, KAF- Karakoca Fayı, KF-Kaymakoba Fayı, KUF-Kulakpınar Fayı, KYF-Kayacık Fayı, MF-Mesudiye Fayı, PF-Papazharmanı Fayı, TM-Tamşalık Fayı, ZF-Zirafya Fayı (Gürer vd., 2003).....	21
Şekil 2.12 Güneybatı Marmara bölgesinin jeoteknik haritası. Denizdeki faylar Siyako, Tanış ve Şaroğlu, (2000)'dan derlenmiştir. BF-Biga Fayı, BAF-Babayaka Fayı, DF-Dostel Fayı, GF-Gündoğan Fayı, GÖF-Gönen Fayı, KDF-Kapıdağ Fayı, KF-Kepekli Fayı, KAF-Kayacık Fayı, ÖF-Örtülüce Fayı, SAF- Sarıköy Fayı, SF-Saraçlar Fayı, ÜF-Üçpınar Fayı (Gürer vd., 2006)	21
Şekil 2.13 Güney Marmara jeoloji haritası (Vardar, 2013)	23
Şekil 2.14 Marmara-1 kuyusu stratigrafisi (Marathon Petrolleri, 1976; Vardar, 2013).....	25
Şekil 2.15 Orta kolun etkisi altında olan Marmara Denizi güney şelfinin yapısını ortaya koymak için geçmiş yıllarda gerçekleştirilen çalışmalara ait önerilen fay haritaları, a) Barka ve Kuşçu, (1996); b) Adatepe vd., (2002); c) Yaltırak ve Alpar, (2002); d) Kurtuluş ve Canbay, (2007)	29

Şekil 2.16 Orta kolun etkisi altında olan Marmara Denizi güney şelfinin yapısını ortaya koymak için geçmiş yıllarda gerçekleştirilen çalışmalara ait önerilen fay haritaları, e) Kuşçu vd., (2009); f) Vardar vd., (2014); g) Le Pichon vd., (2014); h) Okay Günaydın vd., (2022).....	30
Şekil 3.1 Çalışma alanı ve çalışma kapsamında kullanılan hatlarının konumları	32
Şekil 3.2 Çok kanallı sismik veri işlem akış şeması	34
Şekil 3.3 Örnek ortalama genlik spektrumları (üstte) ile ham atış grupları (altta)	36
Şekil 3.4 Bant geçişli süzgeçten geçmiş atış grupları (altta) ve genlik spektrumları (üstte).....	37
Şekil 3.5 Genlik kazanımı (AGC) uygulanmamış (üstte) ve opeatör uzunluğu 250 ms seçilerek genlik kazanımı uygulanmış örnek atış grupları.....	39
Şekil 3.6 SRME yöntemi uygulanmamış (üstte) ve uygulanmış (altta) örnek atış grupları	40
Şekil 3.7 Mar08-29 hattında, belirlenen CDP'lere uygulanan hız analizi sonucu elde edilen 2B hız modeli.....	41
Şekil 3.8 Yığma (üstte) ve migrasyon sonrası (altta) kesitin bir bölümünün görüntüsü	43
Şekil 3.9 Ham (üstte) ve işlenmiş (altta) verinin örnek kesiti	44
Şekil 3.10 Tek kanallı sismik verilere uygulanan veri işlem adımları.....	45
Şekil 4.1 TAMAM 2008 çok kanallı sismik verilerin birleşiminden oluşan bir bölgesel kesit. Dikey kırmızı çizgiler ve dar beyaz boşluk alanları hatların kesişim yerlerini işaret etmektedir. TAMAM-delta1-4000 sismik kesiti, Sorlien vd. (2012)'den üst üste istiflenmiş düşük su seviyesi deltalarını göstermektedir (Okay Günaydın vd., 2022)	48
Şekil 4.2 Tez kapsamında sismik kesitlerde yorumlanan seviyelerin stratigrafik yaşlandırılmasında kullanılan renkler	48

Şekil 4.3 Tüm sismik kesitlerden belirlenen İmralı Sırtı Fayı, Kapıdağ Fayı ve haricinde yorumlanan diğer fayların çalışma alanındaki konumları ve devamlılıkları	49
Şekil 4.4 GM13-09 No’lu sismik kesit. Kesite ait hattın yer bulduru haritası üzerinde gösterilen konumu kırmızı renkle işaretlenmiştir. Kesitin başında antiklinal yapısı şeklinde gözlenen İmralı Sırtı ve hemen kuzeyinde yeşil renkli yorumlanmış İmralı Sırtı Fayı	51
Şekil 4.5 GM13-07A No’lu sismik kesit. Kesitin başında antiklinal yapısı şeklinde gözlenen İmralı Sırtı ve hemen kuzeyinde yeşil renkli yorumlanmış İmralı Sırtı Fayı	52
Şekil 4.6 MAR08-CNT3 No’lu sismik kesit. İmralı Sırtı Fayı’nın her iki yanındaki farklı tortul birimleri göstermektedir	53
Şekil 4.7 PM-a3-02 No’lu sismik kesit. İmralı Sırtı Fayı’nın her iki yanındaki farklı tortul birimleri göstermektedir	54
Şekil 4.8 GM13-08 No’lu kesit. İmralı Sırtı Fayı’nın akustik temelde yarattığı atımı göstermektedir	56
Şekil 4.9 MAR08-29 No’lu kesit. İmralı Sırtı Fayı’nın büküm (bend) yaptığı yerin kuzeyinde açılmaya bağlı oluşan sırasıyla güneyden kuzeye doğru görülen mavi, turuncu, kahverengi, kırmızı, koyu yeşil, açık yeşil ve sarı renkli faylar.....	57
Şekil 4.10 GM13-07A2 No’lu kesit. Kapıdağ Fayı’nın akustik temelde yarattığı atımı göstermektedir	58
Şekil 4.11 Kapıdağ Fayı’nın çalışma alanında gömülü olduğunu gösteren GM13-06 No’lu sismik kesit.....	59
Şekil 4.12 GM14-SP39 No’lu sparker kesiti. Çalışma alanının güneyinde gözlenen Kapıdağ Fayı.....	59

Şekil 4.13 MAR08-25 No’lu kesit. Çalışma alanının doğusunda yer alan sırasıyla pembe, zeytin yeşili, bordo ve turuncu renkli faylar.....	61
Şekil 4.14 GM13-10 No’lu kesit. Çalışma alanının batısında yer alan sırasıyla mor, pembe, mavi, turuncu, kırmızı yeşil ve sarı renkli faylar.....	62
Şekil 4.15 GM13SP-ek2 No’lu sparker kesiti. Çalışma alanının kuzeyinde, şelf kenarında gözlenen turuncu renkli fay	63
Şekil 4.16 GM13-06 No’lu kesit. İmralı Sırtı Fayı’nın güneyindeki İmralı Sırtı yükselimi ve tepesindeki uyumsuzluk yüzeyi.....	64
Şekil 4.17 GM13-05 No’lu kesit. İmralı Sırtı Fayı’nın güneyindeki İmralı Sırtı yükselimi ve tepesindeki uyumsuzluk yüzeyi.....	65
Şekil 4.18 İmralı Sırtı’nın tepesini oluşturan uyumsuzluk yüzeyinin çalışma alanındaki dağılımını gösteren harita	66
Şekil 4.19 GM13-01b No’lu kesit. Çalışma alanının güneyinde yorumlanan akustik temel.....	67
Şekil 4.20 MAR08-tr54 No’lu kesit. Çalışma alanının güneyindeki akustik temeli göstermektedir	68
Şekil 4.21 Çalışma alanında yorumlanan akustik temele ait zaman cinsinden derinlik grid haritası	70
Şekil 4.22 GM13-06 No’lu kesit. Akustik temelin çalışma alanı boyunca güneyden kuzeye doğru değişimini göstermektedir	71
Şekil 5.1 Çalışma alanında yorumlanan akustik temelin ve fayların doğu yönünden bakış ile 3 boyutlu görüntüsü	76
Şekil 5.2 Çalışma alanında yorumlanan akustik temelin ve fayların güneydoğu yönünden bakış ile 3 boyutlu görüntüsü.....	76
Şekil 6.1 Tez kapsamında çalışma alanına ait elde edilen fay haritası	77

TABLÖLAR LİSTESİ

Sayfa

Tablo 3.1 Çok kanallı sismik yansıma veri toplama parametreleri	32
Tablo 3.2 Sparker sismik veri toplama parametreleri.....	33



BÖLÜM BİR

GİRİŞ

1.1 Tezin Amacı

Dekstral özellikte Kuzey Anadolu Fayı (KAF)'nın Marmara Bölgesi'nde üç ana kola ayrıldığı bilinmektedir (Sakıncı ve Yaltırak, 1999). Fay zonu boyunca yalnızca yanal atım gösteren fay, Marmara Denizi ve çevresinde açılmalara da neden olan normal faylar ile birlikte çalışmaktadır. Dolayısı ile Marmara Denizi içerisinde yanal yönlü fayların yanı sıra farklı kolların da etkisi ile birçok farklı fay sistemi bir arada görülmektedir. Karada tek bir yanal atıma sahip olan fay, Marmara Denizi içerisinde birçok parçalı bölümden oluştuğu için, deniz içerisinde sırt ve havza yapılarını görmek mümkündür. KAF'nın kuzey kolunun karakteri ve uzanımı ile ilgili yapılan birçok çalışma mevcuttur. Öte yandan Güney Marmara Bölgesi'nde yer alan orta kolu hakkında yapılan çalışmalar sınırlı sayıda olduğundan, geometrisi ve sismik aktivitesi tam olarak anlaşılamamıştır.

Bu bağlamda, 2008 yılında Marmara Denizi'nin genel tektoniğini araştırmak amacıyla gerçekleştirilen TAMAM projesi (Turkish American Multichannel Project) ile 2013-2014 yıllarında aynı ortaklar ile Marmara Denizi'nin güney şelfini incelemek amacıyla gerçekleştirilen TÜBİTAK 112Y026 nolu proje (SOMAR) kapsamında çok kanallı sismik yansıma ve sismik sparker verilerinden oluşan geniş bir ver seti toplanmıştır.

Marmara Denizi ve çevresindeki bölgelerde deprem oluşma potansiyelinin tarih boyunca fazla olduğu birçok araştırmacı tarafından yapılan çalışmalar sayesinde anlaşılmıştır. Son 2000 yıldan bu yana oluşan deprem kayıtları incelendiğinde Marmara Denizi'nde meydana gelen çok sayıda depremin varlığı söz konusudur. Oluşan depremlerin özellikle de kuzey kol üzerinde olmuş olması, çalışmaların bu kol üzerinde yoğunlaşmasına sebep olmuştur. Bu nedenle KAF'nın orta kolu hakkında yapılan çalışmalar sınırlı sayıda olduğundan burada bulunan fayların yaratabileceği olası büyük ölçekli depremlerinde değerlendirilmesi önem taşımaktadır.

Marmara Denizi, İstanbul gibi çok nüfuslu bir şehre yakın olmasından dolayı özellikle yarını merak edilen bir bölgedir. Bu nedenle, Marmara Deniz'nde kollara

ayrılan Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)'nin aktivitesinin ortaya konması araştırma konularının en başında gelmektedir. Özellikle 17 Ağustos 1999'da 7.4M büyüklüğünde meydana gelmiş olan ve fazla sayıda can kaybı ile hatırlanan deprem ile bölge daha da ilgi çekici olmuştur. Bu depremin KAFZ'nun kuzey kolu üzerinde meydana gelmiş olması, çok nüfuslu bir şehir olan İstanbul'a yakın olması yaşanabilecek büyük kayıpların ve hasarların oluşma riskini ortaya koyarak bölgede yapılacak çalışmaların önemini artırmıştır. Bu nedenle bu çalışma, KAF'ın kuzey kolunun yanı sıra daha az bilgiye sahip olunan orta kolu üzerinde yapılarak, burada bulunan önemli fay sistemlerinin haritalanarak yaratabileceği olası büyük ölçekli depremlerin değerlendirilmesine ve bunlara bağlı oluşabilecek kayıpların ve hasarların önüne geçilmesine olanak sağlayacağı düşünülmektedir.

Yapılan çalışmalardan bilindiği gibi KAFZ'nun orta kolu, ana kolundan Marmara'nın doğusunda ayrılmaktadır. Buradan GB'ya Gemlik Körfezi'ne doğru uzanmaktadır (Öztürk, Yaltırak ve Alpar, 2009). Daha sonra güney Marmara şelfinde batıya doğru yelpaze şeklinde dağılarak, çok sayıda fay koluna bölünmektedir (Sorlien vd., 2012). Son zamanlarda yapılan bazı çalışmalarda KAF'nın orta kolunun ölü bir fay zonu olduğu yorumu getirilmiştir (Le Pichon, İmren, Rangin, Şengör ve Siyako, 2014). Fakat tarihi depremlere bakıldığında, orta kol üzerinde de birçok yıkıcı depremin gerçekleşmiş olduğu görülmektedir (Ambraseys, 2002). Ayrıca son çalışmalar Holosen fay aktivitesini orta kol boyunca belgelemektedir. Bu çalışmalar İmralı Adası'nın hemen batısında, Gemlik ve Bandırma Körfezlerin'de Holosen aktif faylardan bahsetmektedir (Gasperini, Polonia, Çağatay, Bortoluzzi ve Ferrante, 2011; Kurtuluş ve Canbay, 2007; Vardar, Öztürk, Yaltırak, Alpar ve Tur, 2014). Tüm bu çalışmalarda Marmara Denizi orta şelfi detaylı olarak çalışılmamıştır. Bu sebeple, çalışma alanı olarak, güney Marmara Denizi şelfinde yer alan İmralı Adası ile Kapıdağ Yarımadası arasında kalan bölge seçilmiştir. Tüm bu çalışmalardan farklı olarak KAF'nın orta koluna ait farklı fay zonları ortaya konmuştur. Eldeki farklı penetrasyonlara sahip geniş veri seti ile özellikle KAF'ın orta kolu'na ait İmralı Sırtı ve Kapıdağ Fay zonları olarak isimlendirilen iki ana fay zonu tektonik ve stratigrafik açıdan incelenerek, detaylı bir şekilde haritalanmıştır. Ayrıca, ilk kez alanda akustik temel yorumlanarak derinliği ortaya konmuş ve akustik temeli kesen faylar irdelenmiştir. Bu fay zonlarının ortaya konması Gemlik, Mudanya, Bandırma, ve

Erdek gibi şehirleri etkileyebilecek olası büyük depremler açısından önem taşımaktadır.



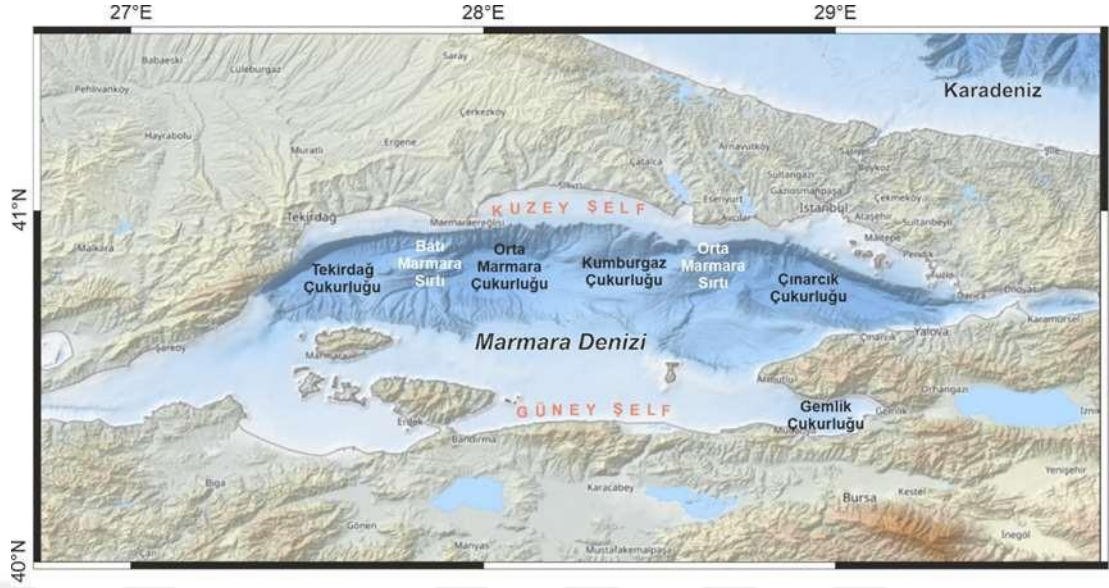
BÖLÜM İKİ

MARMARA DENİZİ JEOLJİSİ VE TEKTONİK EVRİMİ

2.1 Marmara Denizi Morfolojisi

Milyonlarca yıllık jeolojik olaylar sonucunda oluşmuş olan Marmara Denizi, İstanbul ve Çanakkale Boğazları ile Karadeniz ve Akdeniz'i birleştiren Türkiye'deki tek iç deniz olarak, kıtasal şelf, yamaç, derin basen, yükselim sırtları ve körfez gibi önemli morfolojik yapılardan oluşmuştur (Adatepe, 1988; Barka, Sakıncı ve Yaltırak, 1988; Gazioğlu vd., 2002; Görür vd., 1997; Le Pichon vd., 2001; Özsoy vd., 1988).

Yapısal olarak kuzey şelf ve güney şelf olmak üzere iki bölüme ayrılan Marmara Denizi'nin kuzey şelfi dar olup, deniz derinliği 1200 metreyi geçmektedir. Güney şelf ise 100 metreden sığ ve daha geniş olup kuzey şelfinden batimetrik olarak farklılık göstermektedir. (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Wong, Lüddmann, Uluğ ve Görür, 1995). Şelfin karadan itibaren kuzeydeki uzunluğu yaklaşık 10 km, güney şelfin ise 40 km'dir (Le Pichon vd., 2001). KAFZ'nun kuzey kolunun etkinliği altında olup birbirinden sırtlarla ayrılmış derin 4 farklı çukurluktan meydana gelmektedir (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Wong vd., 1995). Doğudan batıya; Çınarcık, Kumburgaz, Orta Marmara ve Tekirdağ çukurluklarıdır. Bu çukurluklar birbirinden sırtlarla sınırlandırılmaktadır. Bu sırtlar Batı Marmara ve Orta Marmara'dır (Yaltırak, 2002). Marmara Denizi'nde en geniş morfoloji, güney şelftir. Şelf içerisinde Gemlik Körfezi'ndeki Gemlik Çukuru ise en derin yerdir (en derin noktası 110 m) (Vardar, 2013) (Şekil 2.1).



Şekil 2.1 Marmara Denizi morfolojisi (EMODnet Bathymetry).

2.2 Marmara Denizi Jeolojik Oluşumu

Marmara Denizi'nin gelişimini ve jeolojisini ortaya koymak için çok sayıda çalışma yapılmıştır. Bu çalışmalardan bazıları; Brinkmann (1976); Görür vd. (1997); Hsü (1972,1974); Hsü ve Bernoulli (1978); Hsü, Nacev ve Vuchev (1977); Ketin (1983); Luttig ve Steffens (1976); Ryan ve Cita (1978); Ryan vd. (1997); Saltık (1974); Stanley ve Blanpied (1980); Şentürk ve Karaköse (1987); Şengör, Görür ve Şaroğlu (1985); Ternek, Erentoz ve Pamir (1987); Turgut, Siyako ve Dılkı (1983); Tüysüz, Barka ve Yiğitbaş (1998); Yaltırak (1995)'dir. Yapılan bu çalışmalara göre Geç Eosen ile Orta-Geç Pleyistosen arasındaki dönemler aşağıda açıklanmıştır.

Avrasya ile Afrika levhalarının Geç Eosen'de K-G yönlü hareketi nedeniyle Anadolu'nun kuzeybatısında sıkışma başlamıştır. Bunun sonucunda oluşan yükselme volkanizmaya sebep olmuştur. Sıkışma Erken Oligosen'e kadar sürmüş ve masiflerin yükselmesine, havzaların daha derin hale gelmesine neden olmuştur. Marmara Denizi ve Karadeniz bölgesinin de yer aldığı alanın Erken Miyosen'de okyanuslarla ilişkisi kesilmiş ve Paratetis olarak adlandırılan sık ve kapalı bir deniz olarak doğuda yer alan Hazar Gölü'ne kadar uzanmıştır. Daha sonra, Paratetis tektonik etkiler dışında deniz seviyesi değişimleri ve iklim nedeniyle birbirine dar su yolları ile bağlanan ya da birbirinden kara parçaları ile ayrılan havzalara ayrılmıştır (Barka vd., 1988).

Oligosen sonlarına doğru İtrapontid Okyanusu'nun kapanmasıyla, şimdiki Marmara Denizi'nin bulunduğu alanlar bir kenet zonu halinde yükselmiş ve Erken Miyosen boyunca aşınmaya başlamıştır. Ayrıca Biga Yarımadası ve Trakya'nın iç kısımlarında akarsu-göl koşulları egemen olmuştur. Bu koşullar Orta Miyosen'de daha yaygın hale gelerek Marmara bölgesinin tamamını kaplamış ve Marmara Denizi'nin bulunduğu alanlar bir göl halini almıştır (Şekil 2.2). Orta Miyosen sonlarına doğru ise havzanın kuzey kesimi Ege tarafından ve Saros üzerinden gelen Akdeniz suları tarafından işgal edilmiştir (Şekil 2.2). Bu deniz kolu ise o zamanlarda henüz yeni gelişmekte olan KAFZ'nu kullanarak kuzey Marmara'ya ulaşmıştır (Çetin, 1998).

Avrasya ve Arabistan levhalarının Orta ve Geç Miyosen'de çarpışmasıyla, Anadolu levhası yanal yönde batıya doğru hareket ederek KAF'ın oluşmasına neden olmuş ve buna bağlı olarak D-B yönlü gerilmeler Batı Anadolu'da etkin olmuştur (Dewey ve Şengör, 1979). Bu durumun etkisiyle batıda KAF kolara ayrılarak içinde bugünkü Marmara Denizi'nin yer aldığı çöküntü havzaları oluşmuştur (Şekil 2.2). Yanal atımlı Trakya-Eskişehir Fayı'nın bu dönemde harekete geçmesi ile Istranca Masifi'nde yükselme gözlenmeye başlamıştır. Kuzeydeki sıkışma nedeniyle ise Ganos Fayı hareketlenmiş, doğuda sıkışmaya ve Gelibolu'nun yükselmesini sağlamıştır (Sakıncı ve Yaltırak, 1997; Sakıncı, Yaltırak, Alpar ve Yüce, 2000).

Geç Miyosen döneminde çökelmiş olan birimlerin içerisinde bolca Paratetis kökenli fosile rastlandığı için Marmara'yı işgal eden denizin Akdeniz kökenli değil Paratetis kökenli olduğu anlaşılmıştır (Şekil 2.2). Bunun sebebinin Messiniyen'de Akdeniz'in kuruması veya KAF'ın Marmara Denizi'nin Akdeniz ile olan bağlantısını engellemesi olabilir (Çetin, 1998). Geç Miyosen sonlarına doğru Marmara Denizi'nin oluşumu yeni yeni devam etmiştir (Görür vd., 1997).

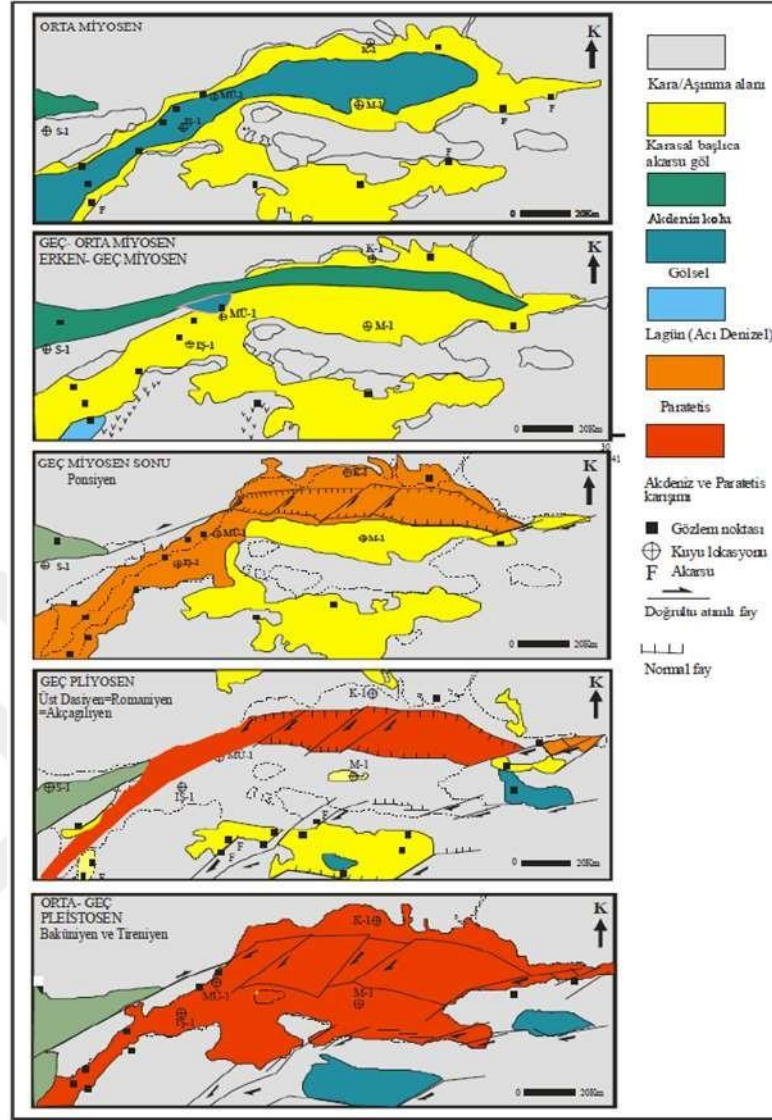
Yine bu dönemde Ganos Fayı tekrar harekete geçmiş ve Gelibolu'nun yükselmesine neden olmuştur. Kırklareli Fayı ile Ganos Fayı arasındaki alan makaslama zonuna dönüşerek Marmara havzasının açılmasına sebep olmuştur (Sakıncı ve Yaltırak, 1997; Sakıncı vd., 2000).

Pliyosen sonlarına doğru Marmara Denizi havzası büyük ölçüde su üstüne çıkmış ve buna bağlı olarak aşınmıştır. Havza bu dönemde ayrıca hem Akdeniz hem de

Paratetis'le bağlantı sağlayarak bu iki okyanus arasında bir su yolu haline gelmiştir (Görür vd., 1997) (Şekil 2.2). Akdeniz ile ikinci kez sağlanan bu bağlantıya KAF ve geç Pliyosen'de dünya deniz seviyesinde görülen kısa süreli yükselmeler sebep olmuş olabilir (Çetin, 1998).

Pliyosen sonlarına doğru ise Marmara Denizi, Akdeniz ve Karadeniz ile birleşmiştir (Şekil 2.2). Marmara Denizi'nin bugünkü oşinografik koşulları bundan 10000 yıl önce gelişmiştir (Görür vd., 1997).

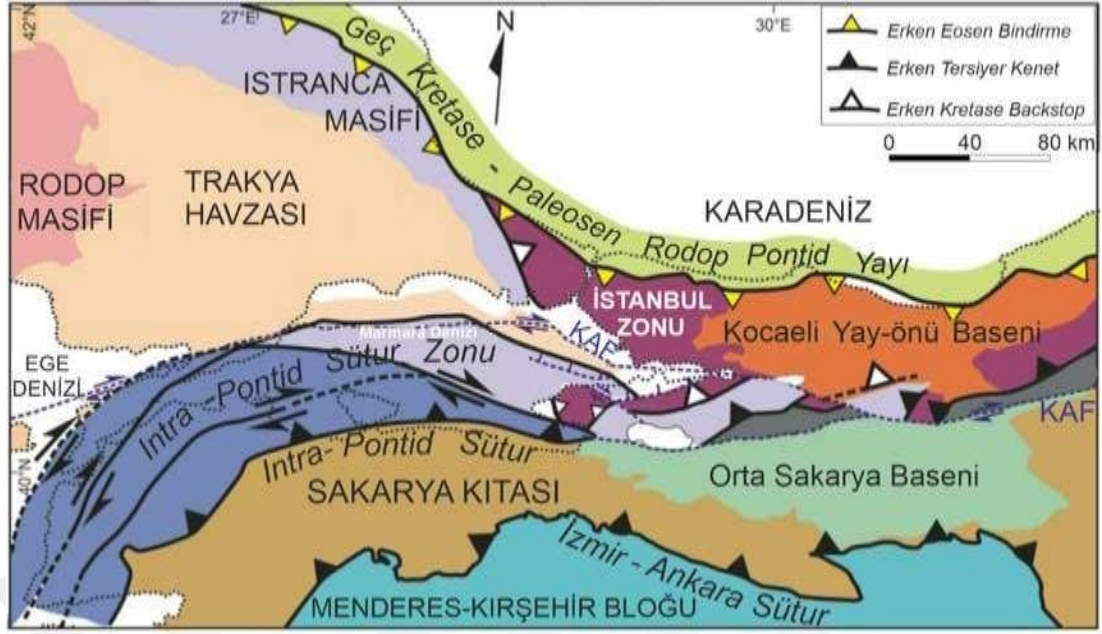




Şekil 2.2 Marmara Denizi'ne ait jeolojik zamanlardaki oluşumları gösteren harita (Görür vd., 1997; Taner, 1983).

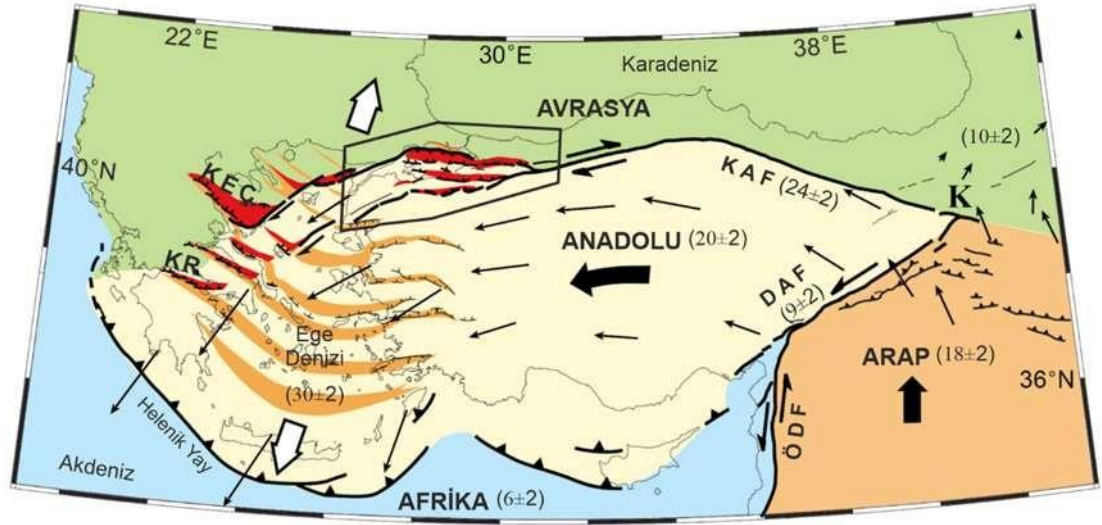
2.3 Marmara Denizi Güncel Tektonik Yapısı

Anadolu levhası ve Marmara Denizi'nde Neotektonik dönem, Geç Miyosen'de Bitlis-Zagros Sütur Kuşağı boyunca Anadolu ile Arap levhaları arasında var olan Neotetis'in güneydeki kolunun kapanması ile başlar (Dewey, 1977; Ketin, 1948; McKenzie, 1972; Şengör, 1979). Marmara Denizi çevresinde Sakarya ve İstanbul Zonları, Rodop-Istranca Masifi ve Trakya Havzası (Şekil 2.3) gibi birbirinden farklı dört tektonik birlik yer aldığından, jeolojik olarak çok karmaşık bir bölgedir.



Şekil 2.3 Marmara Denizi etrafındaki tektonik birimler (Akbayram, Şengör ve Özcan 2016).

Bitlis-Zagros Suture Kuşağı, kuzeye doğru hareket eden Arap Levhası'nın Avrasya Levhası'na bindirmesi sonucunda meydana gelmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Arap Levhası, Arap ve Anadolu levhalarının çarpışması sonucunda kuzey yönlü ilerlemesine devam ederken, Doğu Anadolu'da sıkışmaya neden olmuştur. Bunun sonucunda bölgede kıta kabuğu sıkışma nedeniyle yükselerek kalınlaşmıştır. Bu sıkışmayı önceleri kalınlaşma ile karşılayan Anadolu Levhası sonradan, Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) ve KAFZ boyunca batıdaki daha serbest olan alanlara doğru kaçmaya başlamıştır (McKenzie, 1972; Şengör, 1979; Şengör vd., 1985). Anadolu Levhası Helenik yayının da etkisiyle genişleyerek, Ege'deki Graben sistemini oluşturmuştur (Şekil 2.4).



Şekil 2.4 Anadolu levhası ve genel tektoniği (Armijo vd., 1999'dan değiştirilmiştir). Oklar ve karşılık gelen sayılar, GPS verilerine göre plakaların hareket yönünü ve mm/yıl olarak hızlarını göstermektedir (McClusky vd., 2000; Reilinger vd., 2006). KAF-Kuzey Anadolu Fayı, ÖDF-Ölü Deniz Fayı, DAF-Doğu Anadolu Fayı, KEÇ-Kuzey Ege Çukuru, KR-Korint Rifti. Kutu, Kuzey Anadolu Fayı'nın Ege'ye girdiği Marmara çek-ayır bölgesini göstermektedir.

KAFZ'nun, yaklaşık 25 mm/yıl kaydığı levha hareketlerine bağlı olarak GPS (Küresel Pozisyon Sistemi) verilerinden elde edilmiştir (Alpar, 2000). Yerkabuğunda meydana gelen bu hareketlilik, günümüzde devam etmektedir (Tüysüz, 2009) (Şekil 2.4).

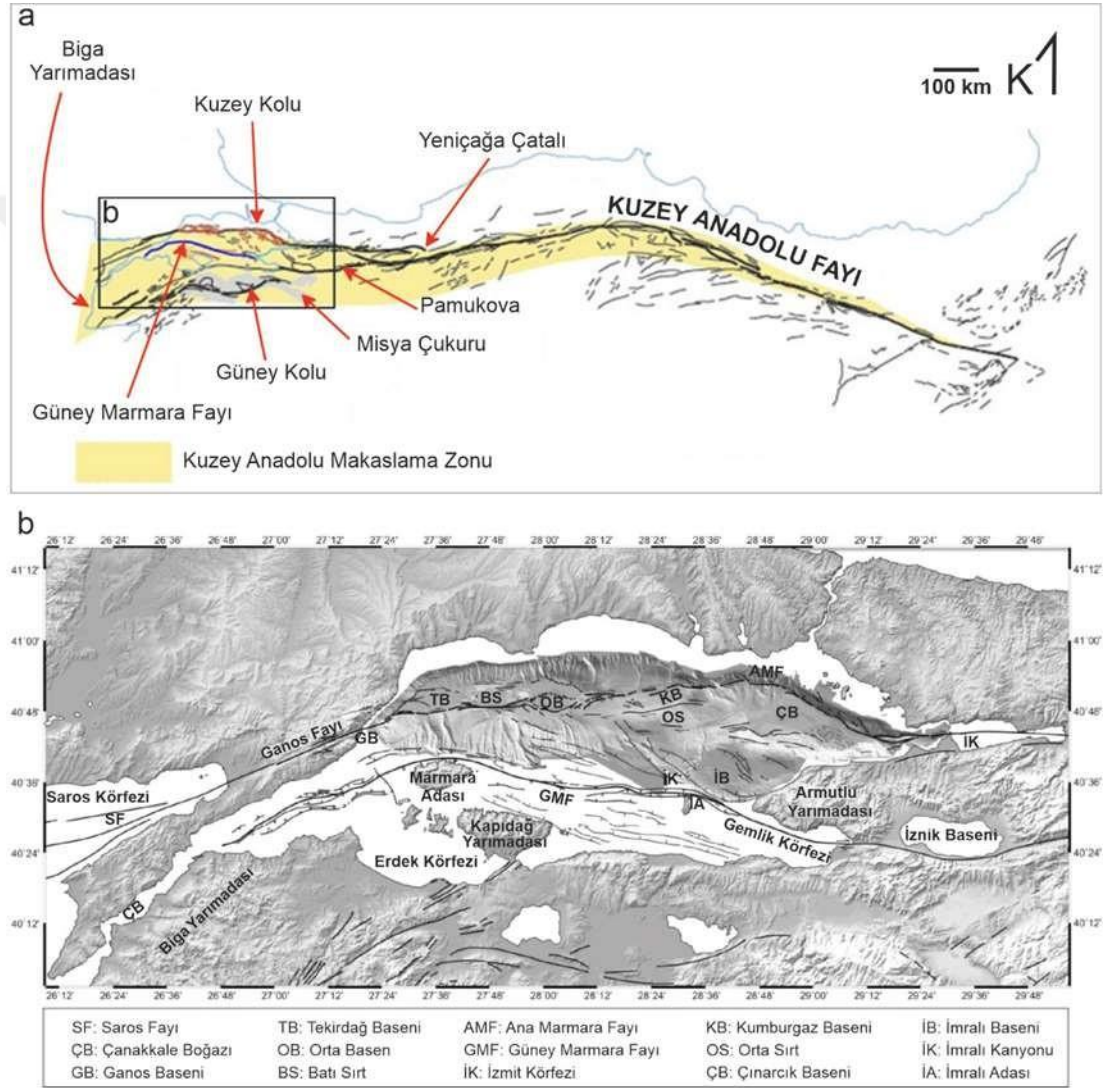
Doğuda sıkışmalı bir yapıya sahip olan KAFZ batıda, Batı Anadolu'nun güneybatıya hareketi ile gerilme özelliği kazanmıştır. KAF'nın, tektonizmanın ilerleyen aşamalarında batıda kollara ayrılmasıyla çöküntü alanları oluşmuştur (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Görür vd., 1997; Tüysüz, 2009). Marmara'nın kuzeyi kuzey kolunun kontrolündeyken, güneyi ise orta ve güney kolların etkisindedir (Gürer, Kaymakçı, Çakır ve Özburan 2003).

2.3.1 Kuzey Anadolu Fay Zonu Tektoniği

KAF, Sina Yarımadası'nın kuzeyinde yeralan bir kutba göre saatin tersi yönünde B ve GB'ya doğru dönerek ilerleyen Anadolu-Ege Bloğunun üst sınırını oluşturmaktadır (Allen, 1969; Ambraseys, 1970; Barka, 1992; Barka ve Gülen, 1988; Barka ve

Reilinger, 1997; Ketin 1948; Le Pichon, Cahmot-Rooke, Lallemeant, Noomen ve Veis, 1995; McKenzie, 1972; Oral vd., 1995; Reilinger vd., 1997; Şengör, 1979).

Yaklaşık 1500 km uzunluğunda dekstral aktif bir levha sınırı olan KAFZ, doğuda Karlıova'dan başlayarak, kuzey Anadolu'dan devam ederek Marmara Denizi'ne ulaşmakta ve daha sonra Kuzey Ege'ye ulaşarak Saros Körfezi'ne uzanmaktadır (Sakinç ve Yaltırak, 1999) (Şekil 2.5).



Şekil 2.5 a) KAF'ın Türkiye'deki tektonik konumu (Le Pichon vd., 2014). b) KAF'ın batı kısmına, Marmara bölgesine ait tektonik haritası (Le pichon vd., 2015).

KAF, batıda Marmara bölgesinin doğusunda 3 kola ayrılarak ilerlemektedir. Bu kollardan ikisi yani kuzey ve orta kol, Marmara Denizi'nin oluşumu ile doğrudan ilgilidir (Sakıncı ve Yaltırak, 1999). Bu kollar, Marmara içerisinde farklı sismik görünümlere ve kinematiğe sahiptir. Bu üç kol benzer geometrik profil göstermesine karşın, tarihsel dönemde meydana gelen depremler kuzey kolun, daha fazla sismik aktivite yaşadığını göstermektedir (Okay, Çifci, Dondurur, Özel ve Kurt, 2015).

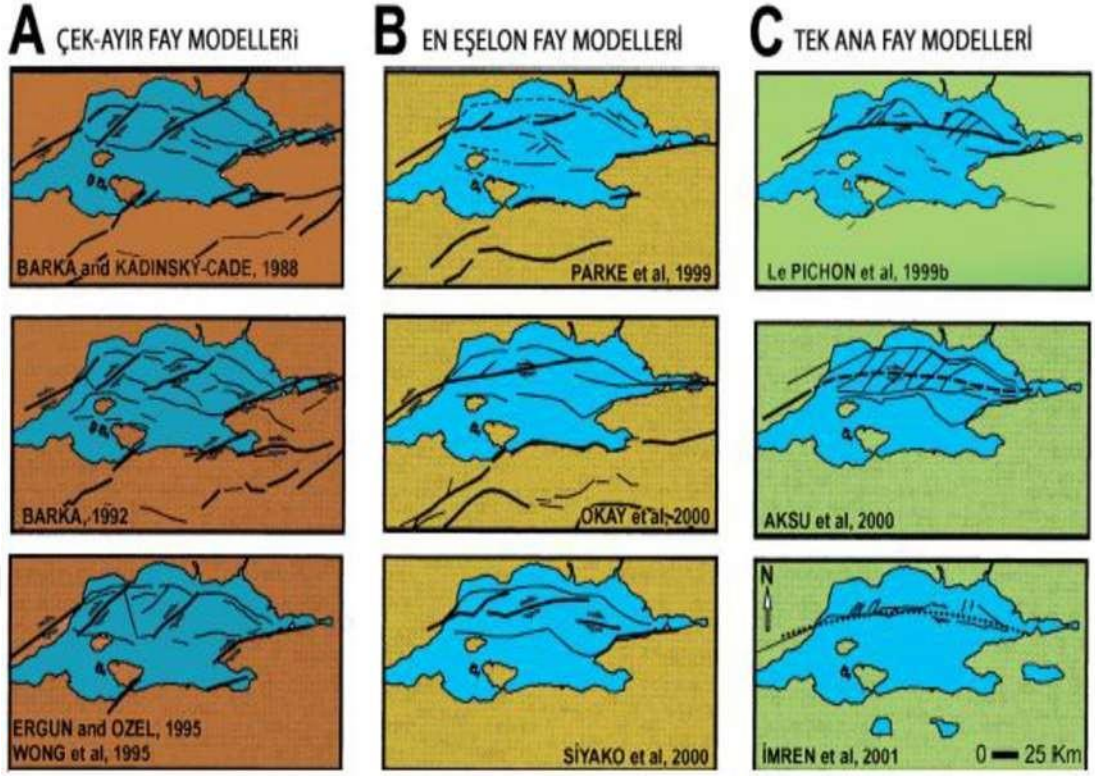
Marmara'da, KAFZ'nun karadaki bölümü birçok araştırmacının ilgisini çekerek araştırılmıştır. KAFZ'nun Marmara Denizi'ndeki durumu karada ortaya konduğu şekilde net olmadığından, KAF'nın karadaki ve denizdeki devamlılığı üzerine birçok değişik görüş ve çalışmalar vardır (Atgın, 2013). En önemli tartışmalar ise KAF'ın Marmara Denizi'ndeki devamlılığı üzerinedir (Aksu, Calon, ve Hiscott, 2000; Crampin ve Evans, 1986; İmren vd., 2001; Le Pichon, Taymaz ve Şengör, 1999; Okay vd., 1999; Okay vd., 2000; Parke, Minshull ve Anderson, 1999; Siyako, Tanış ve Şaroğlu, 2000; Wong vd., 1995).

2.3.2 Marmara Denizi'ndeki Fay Modelleri

KAFZ karasal alanda belirlenebilen sağ yanal doğrultu atımlı fay (dekstral) iken Marmara Denizi'nde gerçekleştirilen birçok çalışmaya rağmen halen cevaplanamamış bazı sorular mevcuttur. KAFZ'nun konumu ve karakteri ile ilgili olarak çok sayıda görüş mevcut olup, en önemli tartışma konusu ise Marmara'nın tektonik durumu üzerinedir. Farklı araştırmacılar Marmara Denizi'nin oluşumu ile ilgili değişik modeller önermişlerdir. KAFZ'nun ilerleyişi için önerilen bu fay modelleri 3 ana grupta toplamak mümkündür (Yaltırak, 2002). Bunlar;

- Çek ayr (pull-apart) ve birleştirilmiş modeller (Barka, 1992; Ergün ve Özel, 1995; Wong vd., 1995; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988);
- Sıçramalı (en-echelon) fay segmentlerinden oluşan modeller (Okay vd., 2000; Parke vd., 1999; Siyako vd., 2000);
- Tek ana fay (masterfault) modelleri (Aksu vd., 2000; İmren vd., 2001; Le Pichon vd., 1999).

Barka ve Kadinsky-Cade'nin 1988' deki çek-ayır modeli, sismik kesitlere ve deniz tabanı topoğrafyasına göre oluşturulan ilk çağdaş modeldir. Barka ve Kadinsky-Cade (1988) göre, üç derin Marmara çukuru iki farklı sırt ile birbirinden ayrılmış ve Kuzey Anadolu Fayı'nın doğrultu atımlı sistemi içinde çek-ayır havza yapısı olarak gelişmiştir (Şekil 2.6). Ergün ve Özel (1995); Wong vd. (1995) ise çek ayır modelini geliştirerek çukur alanları çek ayır havza olarak, aradaki yüksek kesimleri basınç sırtı olarak tanımlamışlardır (Şekil 2.6). Aynı dönemde, Smith vd. (1995) sığ sismik verilere dayanarak, güney şelfte D-B yönlü uzanan normal bileşenli faylarla gelişen, yarım graben sisteminin varlığını ileri sürmüşlerdir. Birçok araştırmacı, MTA tarafından 1997 yılında toplanılan sismik veriler üzerinde çalışmış, farklı sonuçlara ulaşmıştır. Okay vd. (1999)'a göre, çukurları hem güneyinden hem de kuzeyinden kesen iki fay mevcuttur. Ganos, Orta Marmara ve kuzey sınır faylarının ana kolu meydana getirdiğini, kuzey sınır fayının ise Çınarcık Havzası'nı oluşturduğunu vurgulamıştır. Çınarcık Havzası genel olarak çek-ayır şeklinde değerlendirilmiştir. Parke vd. (1999), Marmara Denizi'nin daha çok D-B uzanımlı normal faylar tarafından açıldığını ve KAF'ın Marmara bölgesindeki etkinliğinin yok olduğunu belirtmişlerdir (Şekil 2.6). Le Pichon vd. (1999), Marmara Denizi içerisinde ana bir gömülü fayın varlığını ileri sürmüşler ve fayı Büyük Marmara Fayı olarak isimlendirmişlerdir. Fayın, Çınarcık Havzası'nın güneyinden, orta havzanın ortasından ve batı havzasının güneyinden geçerek sağ yanal kuvvetinin etkisiyle sırt ve çukurların meydana geldiğini ortaya koymuşlardır (Şekil 2.6). 1999 depreminden sonra, Okay vd. (2000), MTA tarafından toplanılan veriler üzerinde çalışarak, fayın çok kollu olması sebebiyle tek bir ana fay modeli olarak yorumlamanın yanlış olacağını ileri sürmüştür (Şekil 2.6). Aksu vd. 2000 yılında yaptıkları çalışmada Marmara Denizi'nin iki batıya yönelmiş kenar fayı ile sınırlı negatif çiçek yapısına sahip olduğunu, bu fayların tek bir ana faya bağlı olduğunu ortaya koymuşlardır. Siyako vd. (2000)'e göre (Şekil 2.6), Marmara çukurluklarını, negatif çiçek yapısını meydana getiren sıçramalı 3 segmentten oluşan fay kesmekte ve bu çukurluklar da düşük eğimli normal faylarla sınırlandırılmaktadır. İmren vd. (2001) ise, Marmara Denizi içinde yer alan İzmit Körfezi-Ganos Fayı arasında sürekli bir fayın (Marmara Fayı) varlığını ve Batı Marmara Sırtı'nın sıkışma bükümü ile gelişen KB-GD kısalmanın yarattığı pozitif çiçek yapısı olarak geliştiğini vurgulamaktadır.



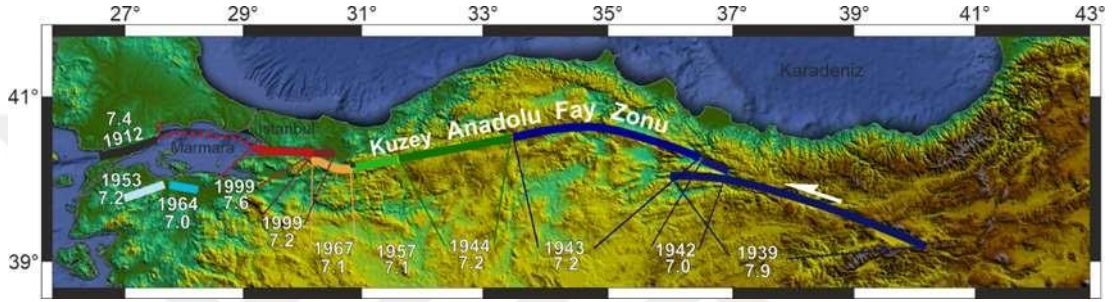
Şekil 2.6 a) Çek-ayır, b) Sıçramalı ve c) Tek ana fay olarak önerilen Marmara Denizi tektonik modelleri (Yaltırak, 2002).

2.4 Marmara Denizi Sismotektoniği

Dünyadaki aktif deprem kuşaklarından biri üzerinde yer alan Türkiye'nin hemen hemen tamamında deprem riski görülmektedir. Birçok araştırmacı tarafından yapılan çalışmalar, geçmişte yaşanan depremler ve özellikle 17 Ağustos 1999 depremi göz önüne alındığında Marmara Bölgesi'nin deprem potansiyelinin oldukça yüksek olduğu anlaşılmıştır.

Marmara Bölgesi'nin deprem potansiyelinin bu denli yüksek olmasının sebebi ise KAFZ'nun bölgedeki etkinliğidir. Tarihsel ve aletsel dönemde Marmara Bölgesi'nde meydana gelmiş olan büyük depremlerin KAFZ'nun iki kolu üzerinde de dağılım gösterdiği ve özellikle kuzey kolu üzerinde daha yoğun bir depremsellik olduğu anlaşılmıştır. Sismik etkinlik Marmara Denizi içerisinde kuzey kol boyunca çizgisel olarak gelişirken, Güney Marmara'da ise dağılmış olarak izlenmektedir (Gürbüz vd., 2000; Özalp, Emre ve Doğan, 2013).

Şekil 2.7, KAFZ'nun ana parçaları üzerinde meydana gelen büyük depremleri göstermektedir. Bu depremler, batı yönünde kırılarak ilerlemiş ve en son KAFZ'nun batısında 1999 depremleri oluşmuştur. 1900 yılından itibaren Marmara Denizi'nde meydana gelen 2 büyük deprem dışında başka yıkıcı depremin meydana gelmemesi, Marmara Denizi ile ilişkili modelleri açıklamaya yetmemektedir. 1935'de meydana gelen Marmara Adası depremi ($M_s=6.4$) ve 1963 Çınarcık ($M_s=6.3$) depremi Marmara Denizi'nde $M>6.0$ büyüklüğünde depremlerin meydana gelebileceğini açıkça vurgulamaktadır (Kalafat, 2011) (Şekil 2.8).



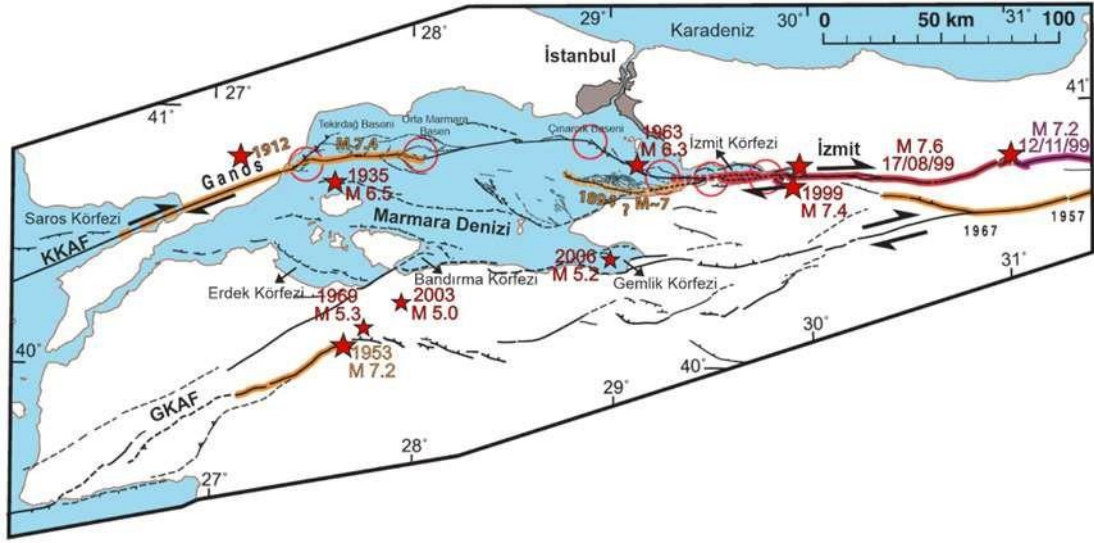
Şekil 2.7 1939 depreminden sonra meydana gelen büyük depremlerin, KAF boyunca batıya göçü (Kalafat vd., 2001'den değiştirilerek alınmıştır).

Marmara Denizi ve etrafında KAF sebebiyle küçük ve büyük ölçekli birçok deprem meydana gelmiştir. Bu depremlerden hasar yapıcı ve yıkıcı olanları 1953, 1969 ve 2003 yıllarında Gönen havzasında yer alan Yenice-Gönen Fayı'nın kuzey kolu üzerinde meydana gelmiştir (Kurt ve Ekinci, 2014) (Şekil 2.8).

1912 yılında Marmara Denizi'nin batısındaki Ganos Fayı'nda, 1999 yılında yılında ise doğusunda bulunan İzmit Fayı'nda 7.4 büyüklüğünde deprem oluşmuştur. İkisi arasında yer alan Marmara Fay Sistemi üzerinde meydana gelen en son depremin 1766 yılında meydana geldiği göz önüne alındığında, bu sistemin önümüzdeki 30 yılı kapsayan zaman diliminde yeniden yıkıcı bir deprem üretmesi an meselesi olarak görülmektedir (Görür, 2003).

Diğer önemli deprem alanlarından biri Armutlu Yarımadası'dır. Yarımada'nın kuzeyinden ve güneyinden geçen KAF'ın iki kolu sebebiyle oldukça aktif bir deprem bölgesidir. Gemlik'te $M_L=5.2$ büyüklüğünde meydana gelen deprem bölgedeki

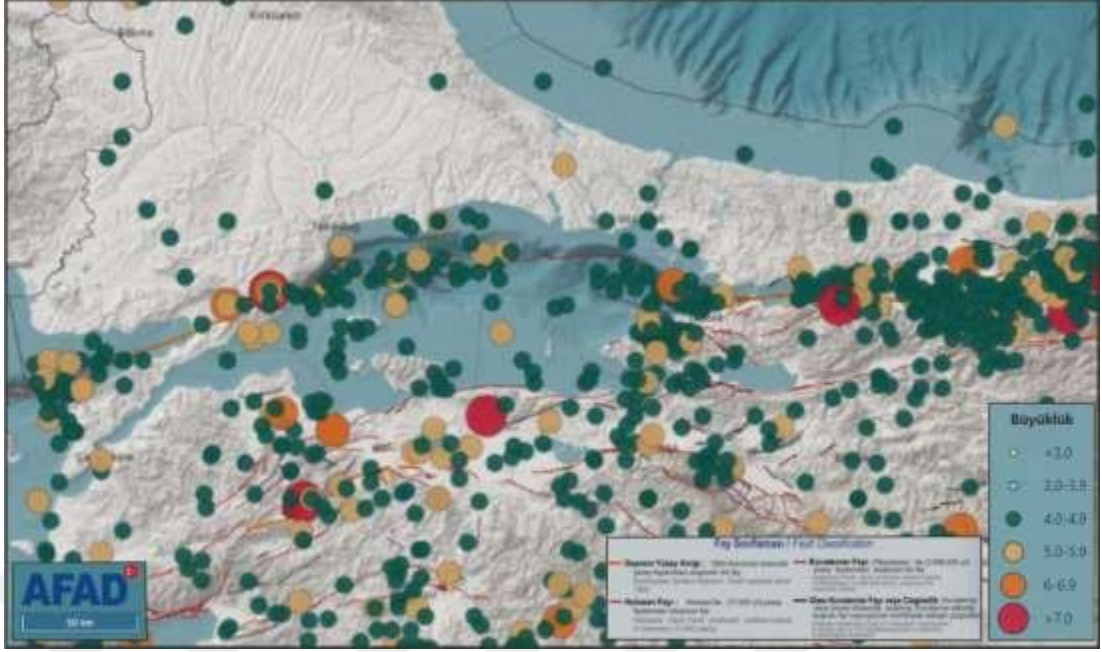
aktivitenin süre geldiğini ifade etmektedir (Selim, Eyidoğan ve Tüysüz, 2005; Tunç vd., 2011).



Şekil 2.8 Marmara Denizi ve çevresinde oluşmuş büyük ölçekli depremler ile oluşan son kırıklar (Armijo vd., 2002, 2005; Pondard vd., 2007'den değiştirilmiştir). Kırmızı daireler, $M \geq 7.0$ büyüklüğündeki depremlere bağlı gelişen kırılmaların başlangıcı ve sonlanması ile ilişkili olabilecek geometrik karmaşıklıkları (fay bentleri) göstermektedir.

Marmara Denizi'nin batısında, Mürefte-Şarköy-Güzelköy-Tekirdağ açıklarında KAFZ'nun kuzey kolu boyunca ve güneyde Gemlik Körfezi, Bandırma ve Erdek Körfez'leri hemen güneyinde deprem etkinliğinin mevcut olduğu (Kalafat, 2000, 2003; Kalafat ve Pınar, 1997; Kalafat, Pınar ve Barış, 1997; Kalafat, Kekovalı, Güneş ve Kara, 2007) gözlenmektedir (Kalafat, 2011).

Şekil 2.9'da bölgede 1900 yılından günümüze kadar meydana gelen $M > 4$ büyüklüğündeki deprem dağılımları incelendiğinde, deprem etkinliğinin önemli derecede olduğu gözlenmektedir.



Şekil 2.9 1 Ocak 1900-7 Aralık 2022 tarihleri arasında büyüklüğü 4’ün üzerinde meydana gelmiş depremler ve lokasyonları.

2.5 Güney Marmara Bölgesi’nin Morfolojisi

Geniş bir şelf alanına sahip olan Güney Marmara Şelfi (Gazioğlu vd., 2002), Kapıdağ Yarımadası, İmralı Adası ve Marmara Adaları dışında şelf, genellikle geniş düz-yatan (flat-lying) şeklinde bir topoğrafyaya sahiptir (Vardar, 2013).

Marmara Denizi’nin güneyinde yer alan ve bir çıkıntı oluşturan Kapıdağ Yarımadası, bir tombolo ile ana karaya bağlanmıştır. Yarımada kıyılarının jeomorfolojisi tamamen Marmara havzasındaki tektonik hareketlere bağlı olarak gelişmiş ve süregelen bu hareketler sonucu güncel durumuna ulaşmıştır. Kapıdağ Yarımadası dışındaki kıyılar ise D-B doğrultuda uzanım sunarlar. Kıyı boyunca batıdan doğuya doğru sırasıyla Erdek Körfezi, Bandırma Körfezi ve Gemlik Körfezi dikkat çeker (Şekil 2.10). Doğu’da, Bandırma Körfezi ile Gemlik Körfezi’nin yer aldığı kıyı şeridi aktif fayların kontrolü altındadır ve burada falezli kıyı tipleri oluşmuştur (Güneysu, 1988).

Bir diğer özellik, Güney Marmara Şelfi’ne ait batimetri haritasının gösterdiği çukur alanlarının mevcut olmasıdır. Son buzul dönemine ait eski göl seviyesi şeklinde

yorumlanan en derin çukurluk -110 m'lere kadar takip edilebilen Gemlik Körfezi içinde yer alan Gemlik Çukuru'dur. Gemlik Çukur'u dışındaki çukurluklar fazla belirgin değildir. Bunlardan biri, maksimum derinliği yaklaşık -50 m olan Bandırma Çukuru'dur (Şekil 2.10). Marmara Adası ile Kapıdağ Yarımadası arasında yer alan bir diğer çukurluğun derinliği ise -50 m ile -70 m arasında değişmektedir. Bu çöküntü alanları bölgeyi etkileyen KAF'ın orta koluna ait fay sistemlerinin kontrolünde gelişmiştir. Nehir girdileri ve deniz seviyesi değişimleri ise şelfin karakterini oluşturan diğer kuvvetlerdir (Okay vd., 2015; Vardar, 2013).

Güney Marmara Şelfi üzerinde çukur alanların dışında dikkat çeken bir diğer özellik ise deltaların varlığıdır. Holosen döneminde meydana gelen deniz su seviyesindeki yükselim ve aktif tektonik hareketler, Güney Marmara kıyılarının biçimlenmesinde, Gönen ile Kocasu deltalarının oluşumunda etkili olmuştur (Vardar, 2013).

Kapıdağ Yarımadası'nın doğusunda, Bandırma ile Gemlik körfezleri arasında kalan bölgede en büyük alüvyon birikimine sahip olan Kocasu Deltası yer alır. Batısında kalan Erdek Körfezi ise Gönen ve Biga çaylarının taşıdığı alüvyonlarla beslenmektedir (Emre vd., 1998). Batimetri haritasına göre Güney Marmara Şelfi üzerinde, Gönen ve Kocasu Çay'larının oluşturduğu Gönen Deltası ile Kocasu Deltası, karadan denize doğru deniz altında devam eden deltalardır (Aydemir, 2015).

Güney Marmara Şelfi'nin Bandırma Körfezi ve Gemlik körfezi arasında kalan kıyılar, sarp yamaçlı dağlarla çevrelenmiştir (Şekil 2.10). Bunlar; doğuda en yüksek kısmı 903 m'yi bulan Armutlu Yükselimi, batıda 803 m olan Kapıdağ, güneyde 750 m olan Karadağ, 550 m olan Mudanya ve İznik Gölü'ne gidildikçe 1287 m yüksekliğe varan Kurşunlu yükselimleridir (Vardar, 2013).



Şekil 2.10 Güney Marmara Şelfi derinliğini ve çevresinin topoğrafyasını gösteren harita. GÇ: Gemlik Çukuru, AY: Armutlu Yükselimi, İK: İmralı Kanyonu, İS: İmralı Sırtı, MY: Mudanya Yükselimi, BÇ: Bandırma Çukuru, KY: Kapıdağ Yükselimi, KS: Kapıdağ Sırtı (Vardar, 2013).

2.6 Güney Marmara Bölgesi'nin Tektonik Oluşumu

Kuzey Anadolu Fayı, Üst Pliyosen ve Pleistosen dönemlerinde Marmara Denizi'nin neotektoniği üzerinde oldukça etkili olmuştur (Şengör, 1979). Üst Pliyosen döneminde KAF'ın gelişimiyle oluşan tektonik bir havzanın üzerinde bulunan Marmara Denizi'nin güneyinin paleocoğrafik evrimi, tektonik ve iklimsel deniz seviyesi değişiklikleri ile ilişkilidir (Emre vd., 1998).

Kuzey Anadolu Fayı, Biga Yarımadası'nda birçok kola ayrılmıştır. Bugünkü morfolojik yapısını oluştururken, bu fay zonunun kollarının etkisi büyük olmuştur; D-B doğrultulu çöküntü alanları ile aralarında mevcut olan yükselimler ana morfolojiyi oluşturmuştur (Kurt ve Ekinci, 2014).

Güney Marmara Şelfi'nin güneyinde konumlanan Kapıdağ Yarımadası, Türkiye'deki Oligosen dönemindeki neotektonik gelişim esnasında meydana gelen olaylara maruz kalmıştır (Okay ve Satır, 2000; Yılmaz vd., 2000). Pliyosen sonu-Kuvaterner başlarında graben şeklinde çöken Erdek ve Bandırma Körfezleri arasında bir horst biçiminde yükselmesi ile oluşmuştur. Kapıdağ, kıyı açıklarında bir ada iken dördüncü zaman sonunda uzunluğu 1500 metre, genişliği ise 1700 metrelik bir tombolo ile anakaraya bağlı yarımada şekline dönüşmüştür (Ertin, 1994).

Pliyosen sonu ve Pleistosen'de Erdek Körfezi'nin güney kıyılarında da tektonik aktivite gerçekleşmiştir. Bu tektonik aktivitenin sonucunda sağ yanal doğrultulu Edincik-Bandırma fayı gelişmiş ve fayın kuzeyinde yer alan Pliyosen havzasının

topoğrafyası parçalanarak önce bloklu bir yapı oluşmuş ve daha sonra bu yapının düşmesiyle Erdek Körfezi meydana gelmiştir (Cürebal, 1999).

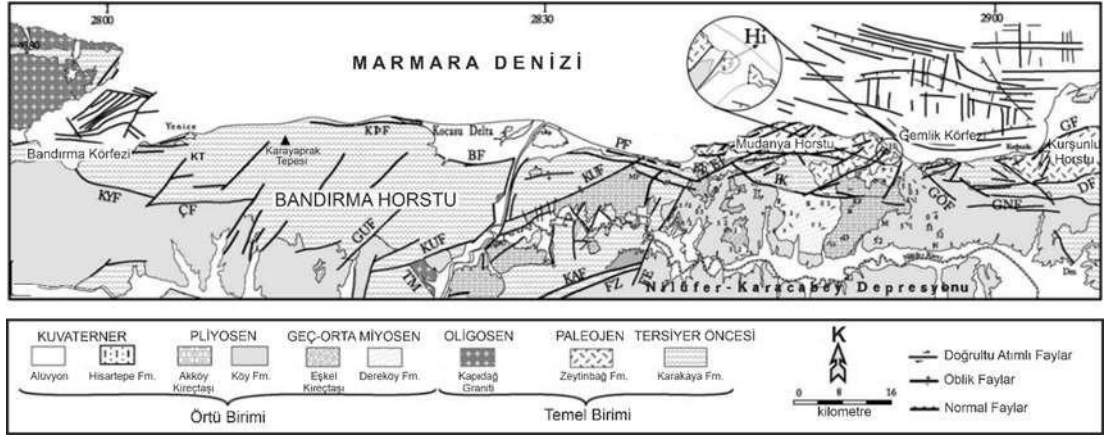
Güney Marmara Şelfi ve çevresi tektonik aktivite açısından birinci derece deprem bölgesi olarak yer almaktadır (Kurt ve Ekinci, 2014).

2.6.1 Güney Marmara Bölgesi'ndeki Fayların Durumu

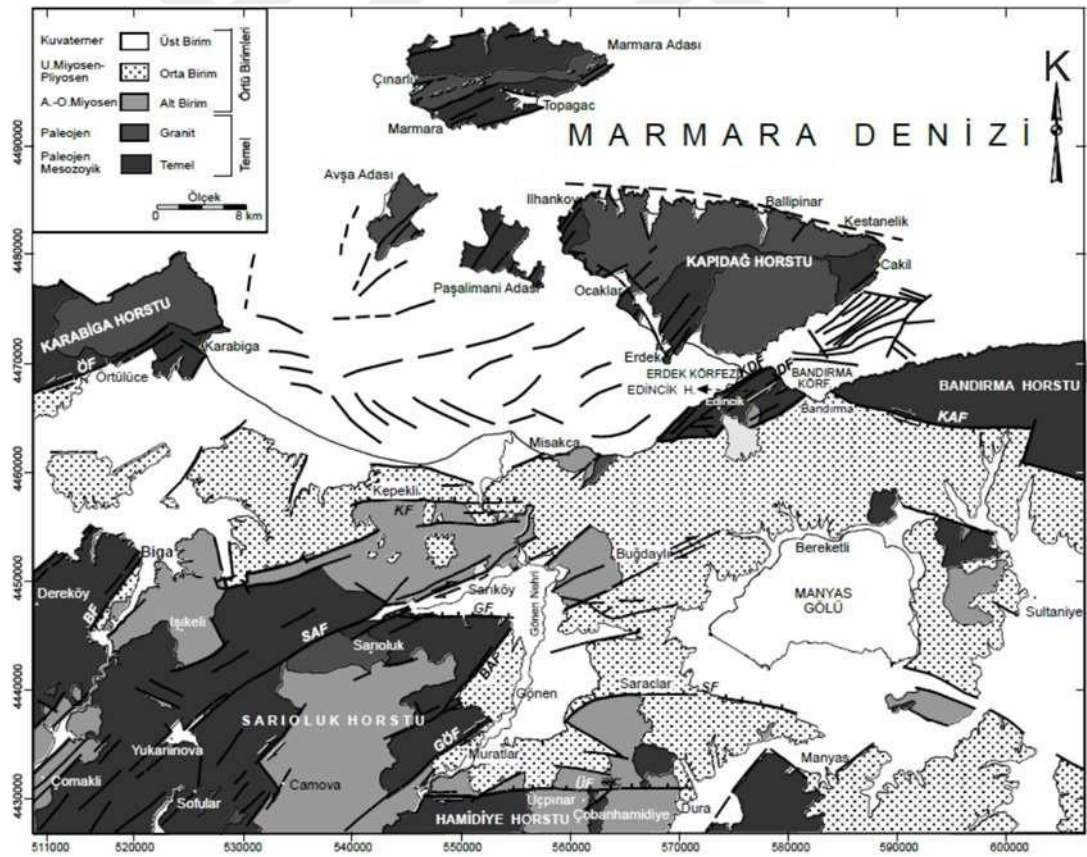
Marmara Denizi'nin güneyinde KAF sistemi ile ilişkili olarak birçok fay meydana gelmiştir. Bu fayların bir kısmı yaklaşık D-B, bir kısmı da yaklaşık KD-GB doğrultusunda uzanmaktadır (Kurt ve Ekinci, 2014). Yaklaşık D-B doğrultusunda uzanan faylar, Marmara Denizi'nin kıyılarına paraleldir ve genellikle kuzeye eğimlidirler. Ayrıca kinematik bulgular burada gerilme tektoniği olduğunu ortaya koymaktadır. Bölgenin batısında yer alan yaklaşık KD-GB doğrultusunda uzanan faylar ise, bölgede her ölçekte (kilometre-metre) gözlenebilir. Bölgede egemen olan bu yapısal öğeler, neotektonik evrime yön vermiştir (Özburan, Sanğu ve Gürer, 2008).

Gemlik Körfezi, Geç Pliyosen-Erken Pleistosen döneminde Kuzey Anadolu Fayı'nın orta kolu üzerinde gelişen fayların etkisiyle oluşmuş bir havzadır. Körfez içerisinde hem karadaki faylarla uyumlu hem de körfezin oluşumunu destekleyen faylar yer almaktadır (Kurt ve Ekinci, 2014) (Şekil 2.11).

Mudanya-Bandırma arasındaki faylar yaklaşık D-B, kısmi olarak da BKB-DGD yönlü uzanmaktadır (Şekil 2.11). Marmara'nın güneybatısında normal faylar D-B doğrultulu, doğrultu atımlı faylar ise KD-GB doğrultu izler. Günümüz topoğrafyasında birçok fay şevinin hem doğrultu atımlı KD-GB yönelimli faylarla hem de D-B doğrultulu normal faylarla bulunması bunların aynı zamanda oluştuğunu ifade etmektedir. Sonuç olarak, KAFZ'nun Güneybatı Marmara'daki doğrultusu KD-GB yönündedir (Gürer vd., 2003; Özburan vd., 2008) (Şekil 2.12).



Şekil 2.11 Güneydoğu Marmara bölgesinin jeotektonik haritası. Denizdeki faylar Kurtuluş (1985 ve 1993)'den derlenmiştir. Y-Yörükali, Dm-Demirtaş, EŞ-Eşkel, Hi-Hisartepe, Ni-Nilüfer, KH-Karayaprak Tepesi, BF-Bayramdere Fayı, ÇF-Çakıl Fayı, DF-Dürdane Fayı, EF-Eşkel Fayı, GF-Gençali Fayı, GÖF-Göynüklü Fayı, GNF-Gündoğdu Fayı, GÜF-Güngörmez Fayı, IF-Işıklı Fayı, KAF-Karakoca Fayı, KF-Kaymakoba Fayı, KUF-Kulakpınar Fayı, KYF-Kayacık Fayı, MF-Mesudiye Fayı, PF-Papazharmanı Fayı, TM-Tamşalık Fayı, ZF-Zirafya Fayı (Gürer vd., 2003).



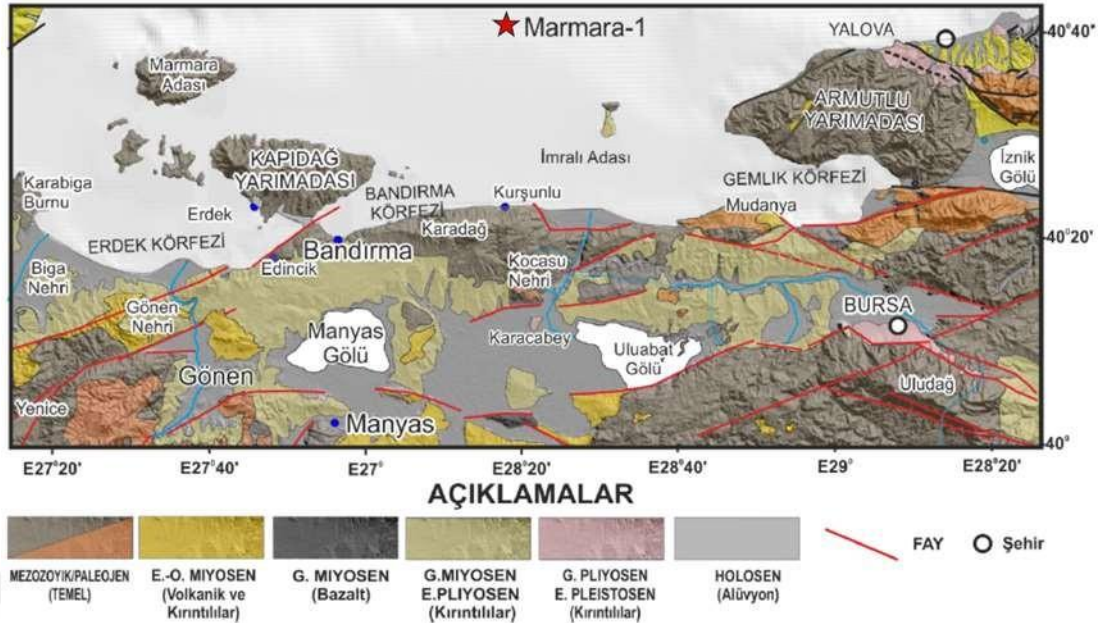
Şekil 2.12 Güneybatı Marmara bölgesinin jeotektonik haritası. Denizdeki faylar Siyako, Tanış ve Şaroğlu, (2000)'dan derlenmiştir. BF-Biga Fayı, BAF-Babayaka Fayı, DF-Dostel Fayı, GF-Gündoğan Fayı,

GÖF-Gönen Fayı, KDF-Kapıdağ Fayı, KF-Kepekli Fayı, KAF-Kayacık Fayı, ÖF-Örtülüce Fayı, SAF-Sarıköy Fayı, SF-Saraçlar Fayı, ÜF-Üçpınar Fayı (Gürer vd., 2006).

Bölgedeki bazı horst ve grabenleri faylar şekillendirmiştir. Bandırma'nın batısında, yaklaşık KD-GB doğrultusunda uzanan romboidal yükselimler gözlenmiştir. Doğusunda ise, orta ve güney kollar arasında yaklaşık D-B doğrultusunda uzanan romboidal biçimli bloklar egemendir. Batıdan doğuya doğru sırasıyla Karabiga, Kapıdağ, Edincik, Bandırma, Sarıoluk ve Hamidiye olmak üzere altı tane büyük horst bloğu tanımlanmıştır (Şekil 2.12). Güney Marmara Şelfi'nin ortasında yer alan Kapıdağ horstu, karadan KD-GB doğrultulu büyük bir dekstral fay ile ayrılmaktadır (Özburan vd., 2008).

2.7 Güney Marmara Bölgesi'nin Jeolojisi

KAF'nın Bandırma Körfezi'ndeki orta kolunun kıvrım etkisinden dolayı temel, bu alanda yükselim şeklinde sırt olarak gözlenir (Adatepe, Demirel ve Alpar, 2002). Gönen'in kuzeyinde, Alt-Orta Miyosen yaşlı tuf ve volkanik birimler küçük alanlarda mevcuttur (Şekil 2.13). Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı kil, kum, çakıl taşı formasyonları Yenice- Gönen Nehri'nin kuzeyinde haritalanmıştır. Alüvyon birimi (Kuvaterner yaşlı) ise bölgede yer alan akarsular civarında, Manyas- Uluabat- İznik Gölleri etrafında gözlenmektedir (Vardar, 2013).



Şekil 2.13 Güney Marmara jeoloji haritası (Vardar, 2013).

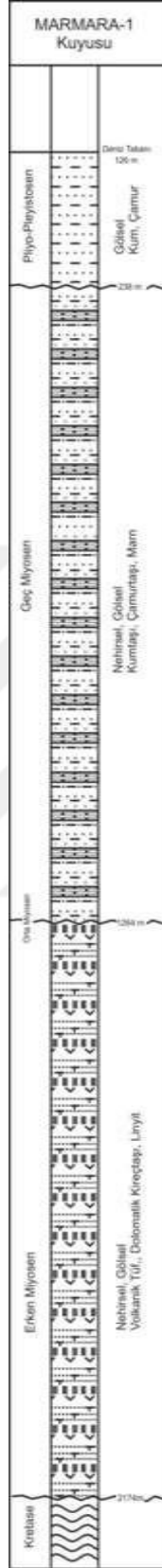
Güney şelfteki jeolojik bilgi ise, 1976 yılında Marathon petrolleri tarafından İmralı Adası'nın kuzey batısında açılmış olan Marmara-1 kuyusundan elde edilmiştir (Şekil 2.14). Kuyudan elde edilen bilgiye göre kuyunun olduğu noktada su derinliği -126 m'dir ve uyumsuz depolanan dört farklı birim örneklendirilmiştir. Üstte yer alan birim, -126 ile -238 m derinlikleri arasında olup, kalınlığı 112 m'dir (Adatepe vd., 2002; Vardar, 2013).

İkinci birim, 238 ile 1264 m derinlikleri arasında olup, kalınlığı 1026 m'dir. Birimin üst tarafında karbonatlı kumtaşları baskınken, alt kısımlar tipik akarsu tabakalarını gösterir. Bu tipik akarsu tabakaları, Alt Miyosen sonu ile Geç Miyosen başlangıcı arasında çökelmiş Gazhanedere, Kirazlı, Mudanya ve Çamlık formasyonlarına eşdeğerdir (Adatepe vd., 2002; Vardar, 2013).

Üçüncü birim, 1264-2174 m'ler arasında olup, kalınlığı 910 m'dir. Volkanik ve kül arakatmanlı kömür tabakalarından oluşmuş olan bu birimin karadaki eşdeğerinde bulunan kömürler Orta Miyosen, volkanik kayalar ise Erken Orta Miyosen yaşını vermektedir (Siyako, Burkan ve Okay, 1989).

Son olarak, 2174 ile 2275 m (kuyu sonu) derinlikleri arasında belirlenen temel ise, metamorfik kayalardan oluşmaktadır. İnceleme alanının güneyinde karada dağılmış olan Paleosen öncesi metamorfik kayalara karşılık gelirler (Adatepe vd., 2002; Vardar, 2013).





Şekil 2.14 Marmara-1 kuyusu stratigrafisi (Marathon Petrolleri, 1976; Vardar, 2013).

2.8 Güney Marmara Denizi'nde Yapılan Önceki Çalışmalar

İlk bölümlerde bahsedildiği gibi, Anadolu'nun kuzey hattı boyunca Marmara Denizi içerisinde batıya doğru üç kola ayrılan ve büyük bir dekstral fay olan KAF, birçok araştırmacı tarafından yoğun araştırma konusu olmuştur. Daha önce yapılan çalışmalar, Marmara Denizi'nde etkili olan birçok depremin varlığını ortaya koymuş ve KAF'ın kuzey kolu üzerinde yoğunlaşan bu depremlerin diğer kollara oranla daha fazla olduğunu göstermiştir. Buna karşılık, orta kolun üzerinde yapılan çalışmalar sınırlı sayıda olduğundan deniz içerisindeki geometrisi ve sismik aktivitesi ile ilgili tatmin edici bilgi bulunmamaktadır. Bu yüzden, orta kolun etkisi altında olan Marmara Denizi güney şelfinin yapısını ortaya koymak için bazı çalışmalar (Adatepe vd., 2002; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Barka ve Kuşçu, 1996; Gasperini vd., 2011; Kurtuluş, 1985; Kurtuluş ve Canbay, 2007; Kuşçu vd., 2009; Le pichon vd., 2014; Okay Günaydın vd., 2022; Vardar vd., 2014; Yaltırak ve Alpar, 2002) yapılmıştır (Şekil 2.15 ve Şekil 2.16).

Kurtuluş (1985)'de yaptığı çalışmada, Gemlik Körfezi içerisindeki fayları; sınır faylar, aktif olmayan faylar ve aktif faylar olmak üzere üç grupta sınıflandırmıştır.

Barka ve Kadinsky-Cade (1988)'de, karadan körfeze doğru yönelen sağ yanal atımlı Gemlik (fs46, 22 km) ile Gençali (fs47, 23 km) fayları tanımlanmıştır. Bu fayların deniz içerisindeki parçalarının ise fs48 olarak isimlendirdikleri fay olduğu belirtilmiştir.

Barka ve Kuşçu (1996) yaptığı çalışmada, yüksek ayrımlı sığ sismik yansıma veri seti yardımıyla İzmit, Gemlik ve Bandırma Körfezlerinde KAF'nın uzanımlarını incelenmiştir. Gemlik Körfezi ve civarındaki fayların aktif olduğu ve Kuzey Anadolu Fayı'nın güney kolunda çek-ayır havzasının şekillendiği belirtilmiştir.

Adatepe vd. (2002)'de, Marmara Denizi güney şelfindeki gravite modellemesi ve çok kanallı sismik yansıma veri seti yardımıyla KAF'nın orta koluyla Trakya-Eskişehir Fay Zonu'nun ilişkisini araştırmıştır. Güney Marmara Şelfi'nin tektonik olarak Geç Pliyosen zamanında yükseldiği, Gemlik Körfezi'nin Geç Pliyosen ve Erken Pleistosen süresince orta kol boyunca sağ yanal doğrultu atımlı faylar kontrolünde

geliştiği belirtilmiştir. GD-KB gidimli Trakya-Eskişehir Fayı'nın bu gelişimde ikincil önemli tektonik etken olduğu vurgulanmıştır.

Yaltırak ve Alpar (2002)'deki çalışmalarında, az sayıda sığ sismik veri ile kara jeolojisi bilgisini birleştirerek, Gemlik Körfezi'nin jeolojik gelişimini ve orta kolu araştırmıştır. Trakya-Eskişehir Fay zone ile KAF arasında yapısal anlamda alaka kurulmuş ve Gemlik Körfezi'nin evriminin dekstral fayların etkisi altında gerçekleştiği ve ek-ayır havzası olarak geliştiği sonucuna varılmıştır. Kuzey Anadolu Fay Zone'nun orta kolunun ise, kuzey kola kıyasla tektonik olarak daha az aktif olduğunu öngörmüştür.

Kurtuluş ve Canbay (2007)'de yaptığı çalışmada, KAFZ'nuna ait orta kolunun Marmara Denizi'nin güney kısmı boyunca oluşan aktif deformasyon bölgelerini, yüksek ayrımlı sismik yansıma verileriyle ortaya koymaya çalışmıştır. Kuzey Anadolu Fayı'nın Gemlik Körfezi'ne ulaşan orta kolunun, Gemlik Körfezi'nde yayvan S şeklinde (lazy-S shape) bir ana fay olduğu, D-B yönelimli dekstral bir ana fay olarak batıya Bandırma'ya doğru uzandığı iddia edilmiştir. Gemlik ve Bandırma Körfezleri arasındaki güncel tektonik yapının, ek-ayır olmadığını, bu alandaki mikrosismik çalışmalara dayanarak, D-B fay sisteminde gerilme tensörünün doğrultu atımla (pure strike-slip) uyumlu olduğunu önermiştir.

Kuşcu vd. (2009)'da, Marmara Denizi Gemlik Körfezinde, Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF) güney kolunun aktivitesini haritalamak amacıyla kapsamlı bir sığ sismik çalışma yapılmıştır. Kullanılan sismik hatlar Kuvaterner depolarını öteleyen (off-set) birçok fayı ortaya koymaktadır. Gemlik Körfezi'nin şekillenmesinde belirgin rol oynayan Gemlik, Kocadere-Mudanya, Gençali ve Armutlu fayları yorumlanarak, bu fayların körfezdeki ek-ayır basen ile sıkıştırma yükselme yapısı şeklinde olan Burgaz depresyonu ve Gemlik Yükselimi olarak isimlendirilen iki belirgin morfolojik özelliğin şekillenmesinden sorumlu olduğunu önermiştir.

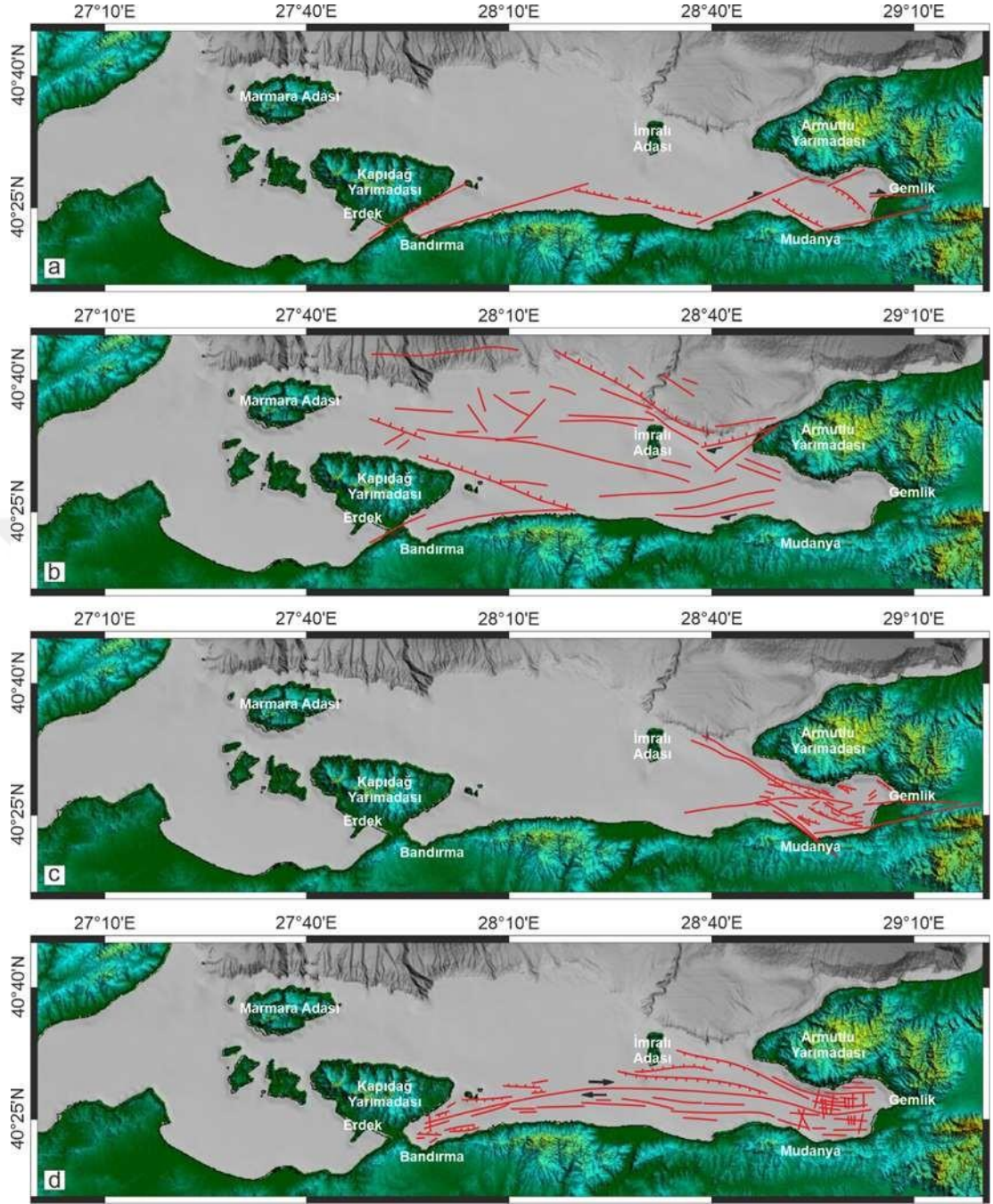
Gasperiini vd. (2011)'de yaptığı çalışmada, Gemlik ile İmralı Adası arasında kalan alanın (5mm/yıl) ve İmralı Adası'nın batısının aktif olduğunu vurgulamıştır.

Vardar vd. (2014)'de, farklı sismik veri setlerinden yararlanarak, Bandırma ve Gemlik Körfezleri de dahil olmak üzere Güney Marmara şelfi boyunca Kuzey

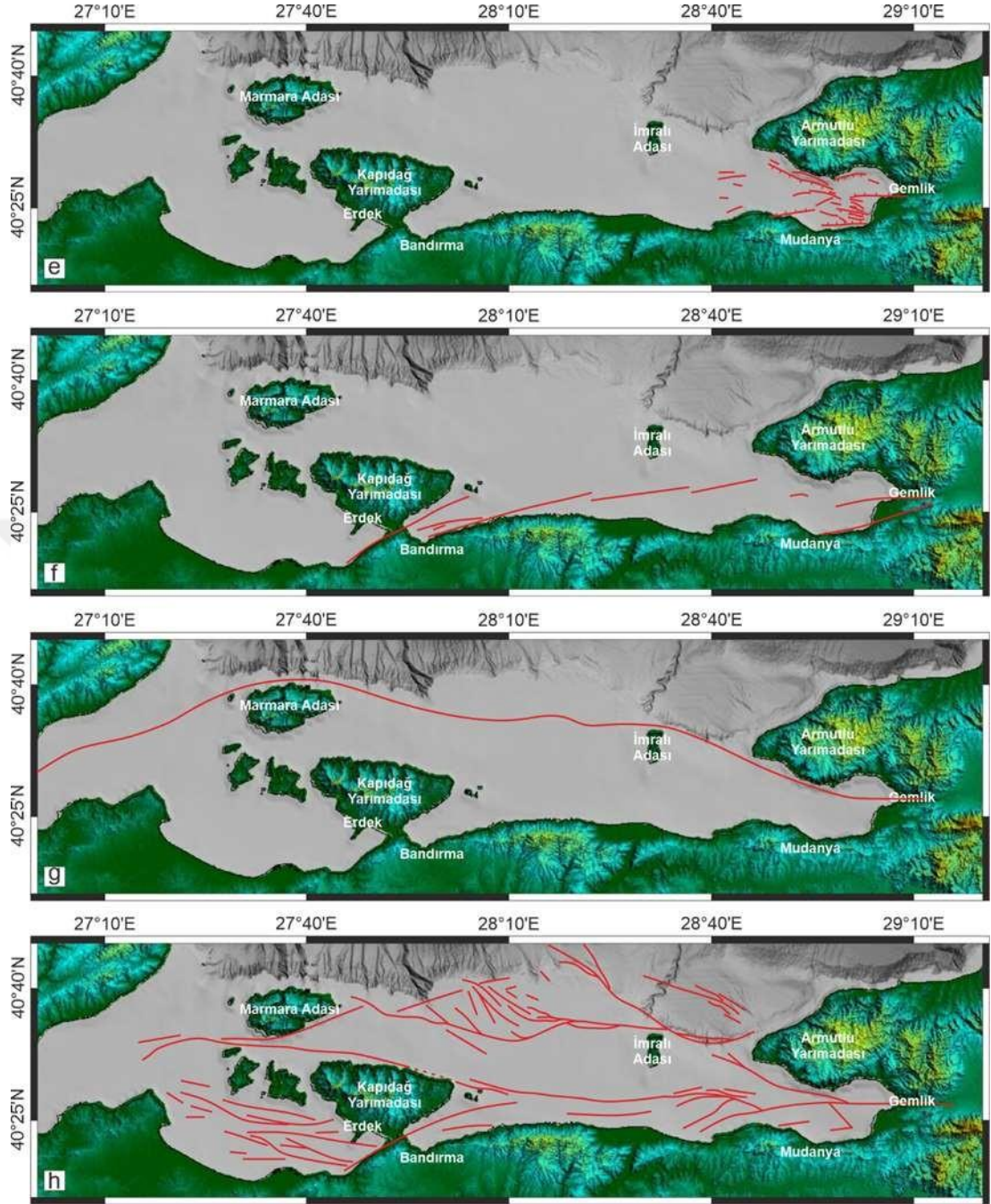
Anadolu Fayı'nın orta kolunun ayrıntılı geometrisi ile güney şelfin alt havzalarının paleocoğrafik evrimi üzerindeki önemi çalışılmıştır. KAF'ın orta kolunun D-B uzanımlı dextral bir fay olarak yorumlamış ve Gemlik Körfezi'nin kuzey sınırından Bandırma Körfezi'nin güneyine kadar (Armutlu-Bandırma kesimi) atlamalı fay segmentlerinden meydana geldiğini ortaya koymuştur. Gemlik Körfezi'nin ise orta kolun kontrolü altında çek-ayır havzası olarak açılırken, Geç Pleistosen'de körfezin doğu kenarını kesen yeni bir fay segmenti geliştiğini vurgulamıştır.

Le Pichon vd. (2014)'de yaptığı çalışmada, Kuzey Anadolu Fayı'nın güney kolunun Gemlik Körfezi'nden Çanakkale Boğazı'na kadar Marmara Denizi'nin tüm güney şelfi boyunca uzanan tek bir fay düzleminden oluştuğunu ve bu fayın Gemlik Körfezi'nde aktif olup, İmralı Adası'nın batısında ise yer alan bindirme fayları sebebiyle aktivitenin son bulduğunu vurgulamıştır.

Okay Günaydın vd. (2022)'de, yüksek ayrımlı çok kanallı sismik, sparkler sismik, CHIRP sub-bottom profiler ve çok ışınli batimetri veri setlerinden yararlanılarak, Marmara Denizi'nin güneyindeki faylar ayrıntılı bir şekilde haritalayarak, bu fayların güncel aktivitesi üzerine yoğunlaşmışlardır. Yüksek ayrımlı sismik veriler, Marmara Denizi'nin güney şelfinde haritalanmış fayların çoğunun Holosen aktif olduğunu ve bazılarının deniz tabanını deforme ettiğini ortaya koymaktadır.



Şekil 2.15 Orta kolun etkisi altında olan Marmara Denizi güney şelfinin yapısını ortaya koymak için geçmiş yıllarda gerçekleştirilen çalışmalara ait önerilen fay haritaları, a) Barka ve Kuşçu, (1996); b) Adatepe vd., (2002); c) Yaltırak ve Alpar, (2002); d) Kurtuluş ve Canbay, (2007).



Şekil 2.16 Orta kolun etkisi altında olan Marmara Denizi güney şelfinin yapısını ortaya koymak için geçmiş yıllarda gerçekleştirilen çalışmalara ait önerilen fay haritaları, e) Kuşçu vd., (2009); f) Vardar vd., (2014); g) Le Pichon vd., (2014); h) Okay Günaydın vd., (2022).

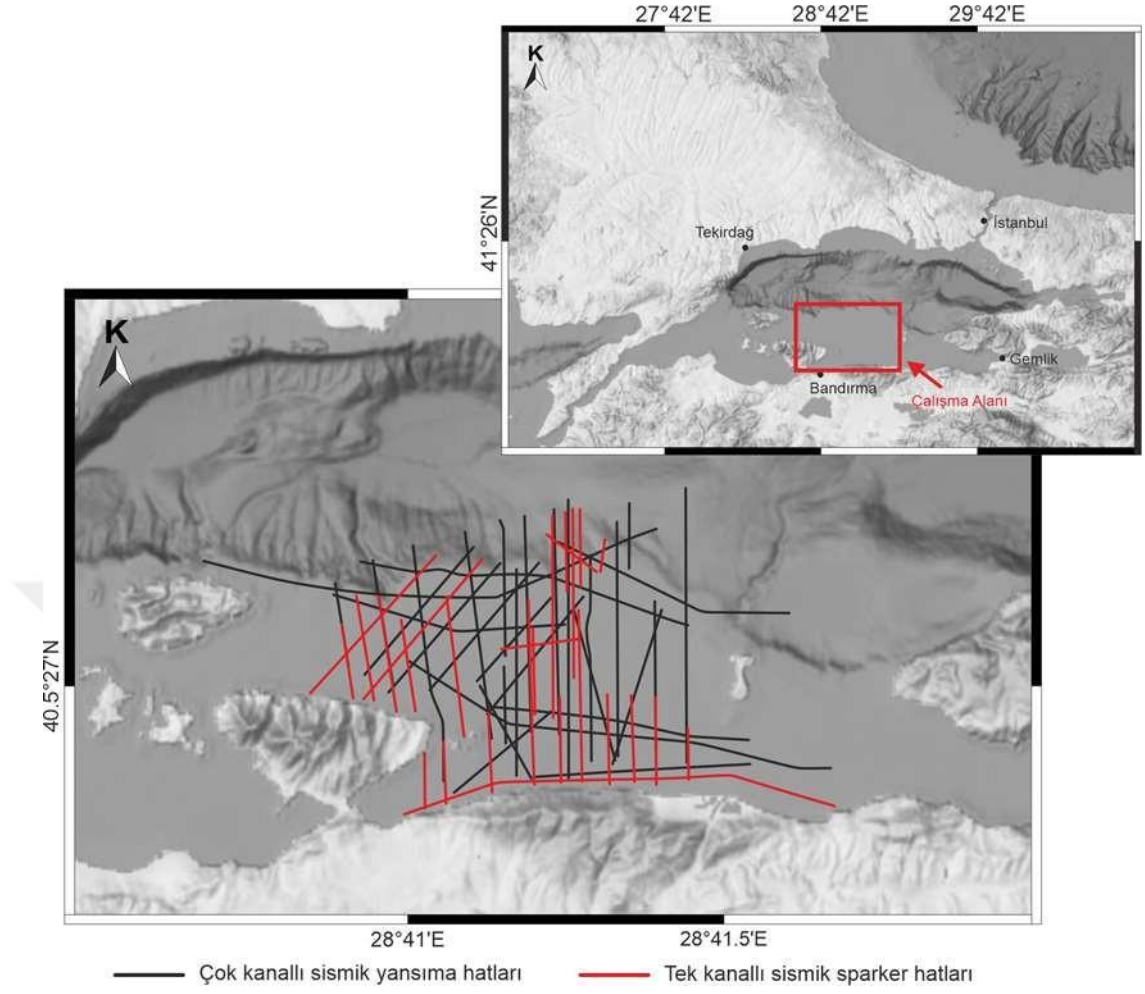
BÖLÜM ÜÇ

KULLANILAN VERİ SETİ VE VERİ İŞLEM

3.1 Veri Seti

Sismik veriler, DEÜ, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, Columbia Üniversitesi, Lamont-Doherty Earth Observatory, Institute for Crustal Studies, University of California at Santa Barbara Enstitüleri ve İstanbul Teknik Üniversitesi ile ortak yürütülen TAMAM projesi (Turkish American Multichannel Project) ile 112Y026 no'lu TÜBİTAK-NSF İkili İşbirliği SOMAR (South Marmara) projesi kapsamında 2008, 2013 ve 2014 yıllarında gerçekleştirilen iki ayrı deniz araştırma seferi ile toplanmıştır. Veri toplama çalışmaları, DEÜ, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsüne ait R/V K. Piri Reis araştırma gemisi ile gerçekleştirilmiştir.

Çalışma içeriğinde, yaklaşık 750 km çok kanallı sismik yansıma ile bazı bölgelerde 420 km tek kanallı sparker sismik yansıma verileri kullanılmıştır. Elde edilen veriler, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü'ndeki Jeofizik Laboratuvarı program ve donanımları kullanılarak işlenmiştir. Şekil 3.1'de çalışma alanı ve çalışma kapsamında kullanılan çok kanallı sismik yansıma ve tek kanallı sismik sparker hatlarının konumları, Tablo 3.1 ve Tablo 3.2'de ise kayıt parametreleri verilmiştir.



Şekil 3.1 Çalışma alanı ve çalışma kapsamında kullanılan hatlarının konumları.

Tablo 3.1 Çok kanallı sismik yansıma veri toplama parametreleri

Sismik sistem	NTRS2
Veri formatı	Standart SegY
Kanal sayısı	72/144
Alıcı kablo uzunluğu	600/1050 m
Kayıt uzunluğu	4000/3000 ms
Grup aralığı	6,25 m
Örnekleme aralığı	1 ms
Alıcı kablo derinliği	3 m
Atış aralığı	18,75/12,5 m
Kaynak türü	GI gun (45+45 inç ³)
Kaynak derinliği	3 m
Kaynak basıncı	2000 psi (160 bar)
Minimum ofset	100/50 m

Tablo 3.2 Sparker sismik veri toplama parametreleri

Sparker sistemi	SIG2Mille
Veri formatı	32 bit SegY IBM floating point
Kaynak gücü	1000 J
Deşarj voltajı	3,2 kV
Kayıt uzunluğu	1000 ms
Hidrofon sayısı	12
Alıcı kablo	17 m
Örnekleme aralığı	4000 ms
Atış aralığı	1000 ms

3.2 Veri İşlem

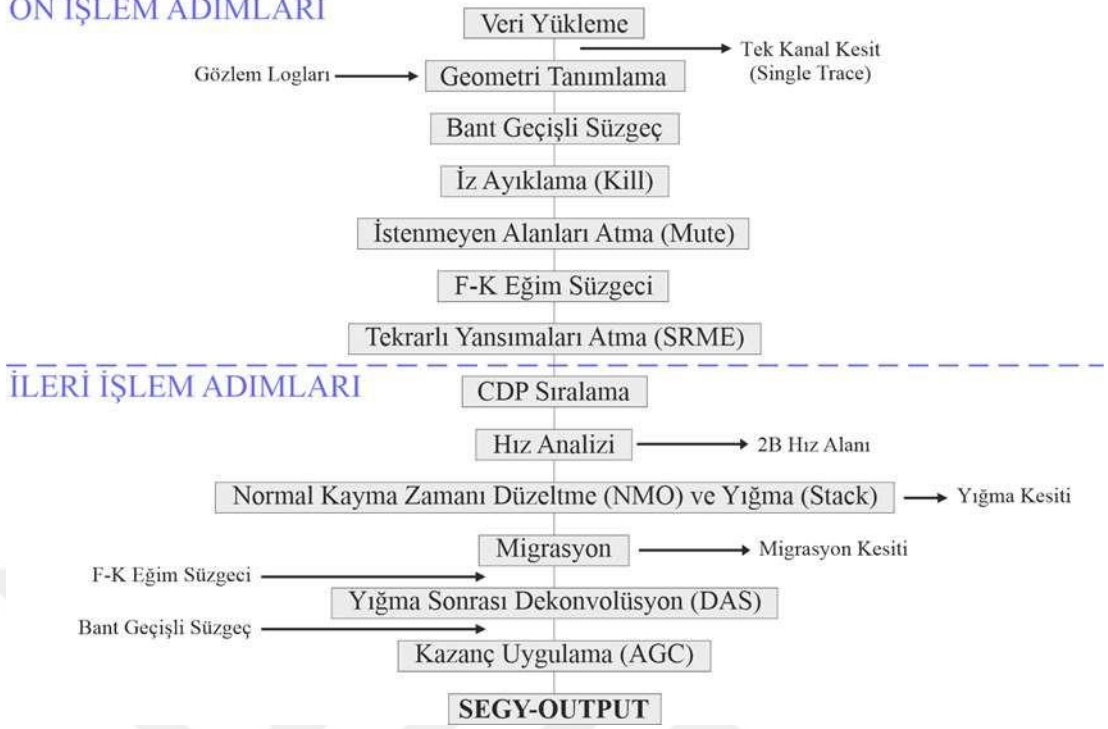
Tüm veriler belirli veri işlem adımları uygulanarak yorumlanabilir hale getirilmiştir. Uygulanan veri işlem adımları sırasıyla aşağıda verilmiştir.

3.2.1 Çok Kanallı Sismik Veri İşlem

Verilerin işlenmesi, fazla sayıda oldukça karmaşık matematiksel işlemin (veri işlem adımı) veriye ardışık uygulanmasını içermekte olup, bu adımların belirli bir sırayla uygulanması gerekmektedir. Uygulanan standart adımlar, geometri tanımlama, kazanç ve süzgeçleme ön işlemler olarak, hız analizi, yığma, göç, tekrarlı yansımaların atılması ve sismik verinin zamansal ayrımlılığını arttırmak üzere uygulanan kestirim dekonvolüsyonu (predictive deconvolution) gibi daha kompleks işlemleri kapsayan ileri veri işlem adımları şeklinde iki ana başlıkta ayırmak olasıdır. Sismik veriler “Segy” formatında toplanmış ve Promax veri işlem programı kullanılarak işlenmiştir.

Bazı hatlar özel birtakım gürültü türleri içerdiği için bu hatlara uygulanan veri işlem adımları farklılık gösterse de, veri seti için veri işlem adımları üzerinde denemeler yapılarak en iyi sonucu veren veri işlem akışı ve akışta kullanılan her bir modül için parametreler belirlenerek veriye uygulanmıştır. Bu işlemler Şekil 3.2’de gösterilen akış diyagramında verilmiştir.

ÖN İŞLEM ADIMLARI



Şekil 3.2 Çok kanallı sismik veri işlem akış şeması.

3.2.1.1 Veri Yükleme

Sismik veriye uygulanan birinci veri işlem adımıdır. Her hat için bu veri işlem adımı ayrı ayrı uygulanır ve toplanan sismik veriler yazılıma yüklenir. Aynı zamanda toplanan ham Segy formatındaki veri, veri işlem programı formatına dönüştürülerek diğer veri işlem adımlarına geçilmek üzere kaydedilir (Dondurur, 2009).

3.2.1.2 Geometri Tanımlama

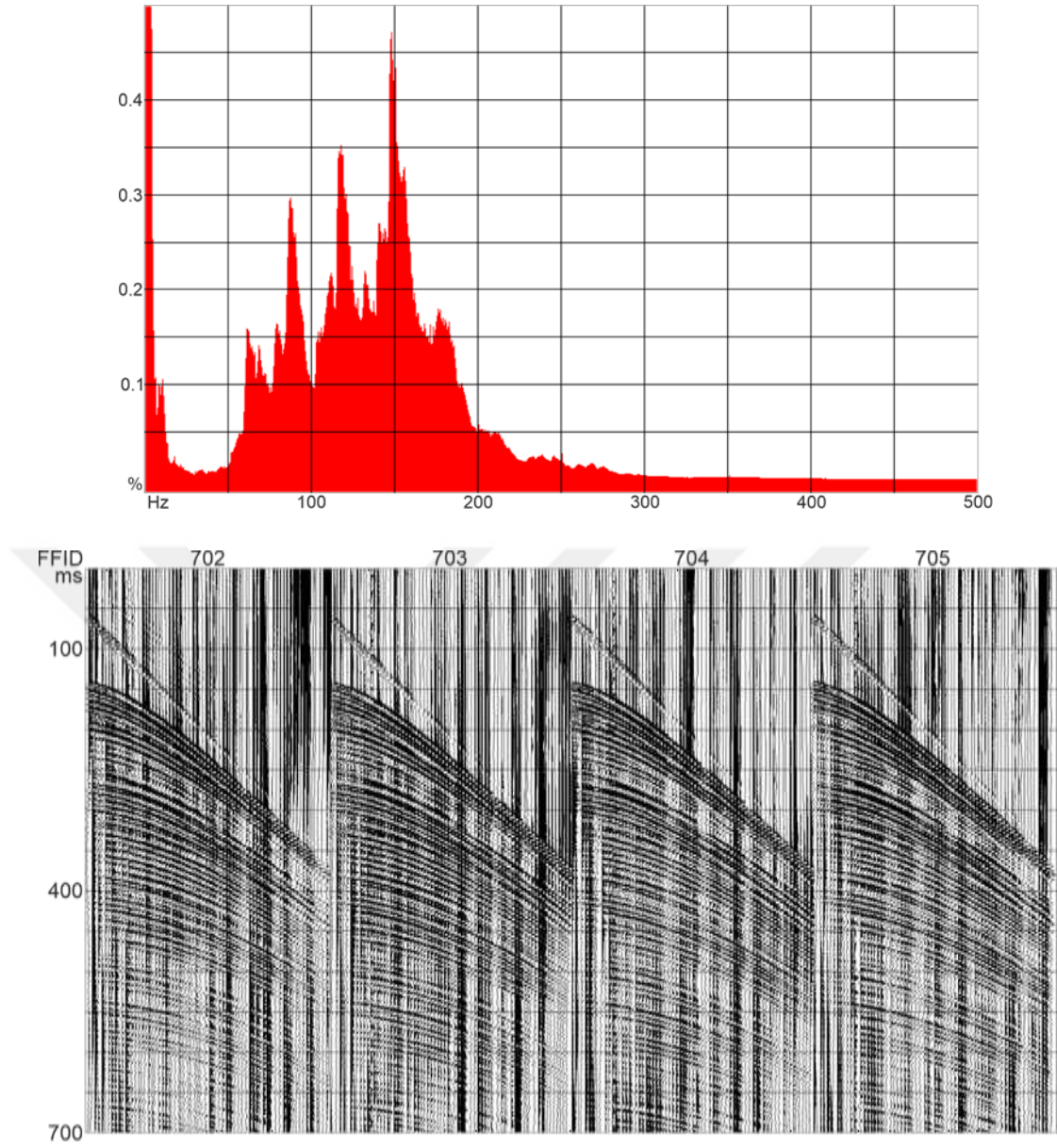
Veriye veri işlem adımları uygulanmadan evvel veriye ait geometri bilgilerinin yazılıma tanımlanması gerekmektedir. Bu bilgiler, çalışmadan çalışmaya hatta her bir hat için bile değişebilen alıcı aralığı, atış aralığı, kaynak derinliği, kanal sayısı, örnekleme aralığı, derinlik düzenleyicisi (bird) sayısı ve derinliği, alıcı kablo derinliği ile gemi rotasının azimut değeri ve başlangıç bitiş koordinatları vb. gibi önemli parametreleri içerir. Geometri tanımlama, veri işlem adımları arasındaki en önemli işlemdir. Çünkü bu işlemde yapılacak bir hata tüm veri işlem adımını etkileyeceğinden, sonraki veri işlem adımlarının birinde sorun çıkarabilir ve

işlemlere en baştan başlanmasını gerektirebilir. Bu yüzden geometri bilgilerinin programa doğru tanımlanabilmesi oldukça önemlidir.

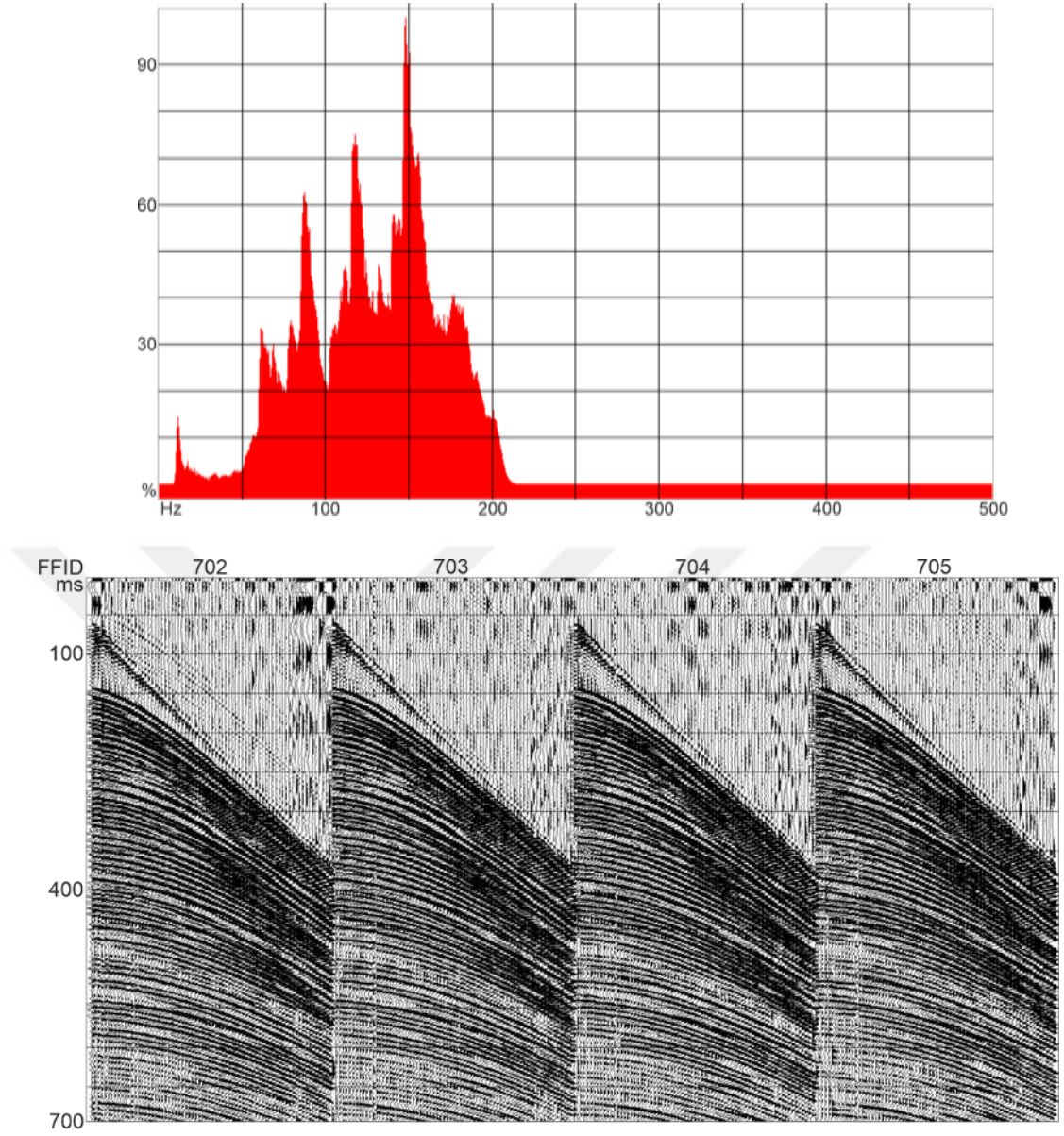
3.2.1.3 Bant Geçişli Süzgeç

Sismik verinin baskın frekansının haricinde bulunan, gürültü olarak değerlendirilen frekansların veriden atılmasını sağlar ve sinyal/gürültü oranını yükseltir. Verinin baskın frekans aralığına karar vermek için, atış gruplarının genlik spektrumları incelenerek 4 adet köşe frekansı belirlenir.

Süzgeçleme işlemi, belirlenen köşe frekansların (trapezoid) altında ve üstünde kalan, gürültü olarak değerlendirilen frekansların atılmasıyla gerçekleşir. Toplanan verilerin ortalama frekans bandı 10-20-200-220 olarak gözlenmiştir (Şekil 3.3 ve Şekil 3.4). Bu işlem ile veride özellikle en baskın görülen düşük frekanslı ve yüksek genlikli deniz dalgası gürültüsü atılmaya çalışılır.



Şekil 3.3 Örnek ortalama genlik spektrumları (üstte) ile ham atış grupları (altta).



Şekil 3.4 Bant geçişli süzgeçten geçmiş atış grupları (altta) ve genlik spektrumları (üstte).

3.2.1.4 İz Öldürme

Bu veri işlem adımı ile yüksek gürültülü ya da çalışmayan kanallar veriden atılır. Tez kapsamında kullanılan TAMAM projesine ait sismik veri setlerinin toplanımı sırasında alıcı sistemin 13. kanalı düzgün çalışmadığından bu kanala ait tüm genlikler 0 ile çarpılmış ve kanalın veriye etkisi sıfırlanmıştır.

3.2.1.5 Veriden İstenmeyen Alanların Atılması (Top Mute)

Mute işlemi, veriden istenmeyen alanların atılması için kullanılır. Verideki birincil deniz tabanı yansımasına kadar ki kısım su kolonu, doğrudan gelen dalga ve kırılma dalgaları gibi gereksiz sinyalleri içerdiğinden kullanılır bir bilgi taşımaz. Bu yüzden bu kısım mute işlemi ile veriden atılarak daha düzgün bir kesit görüntüsü elde edilir.

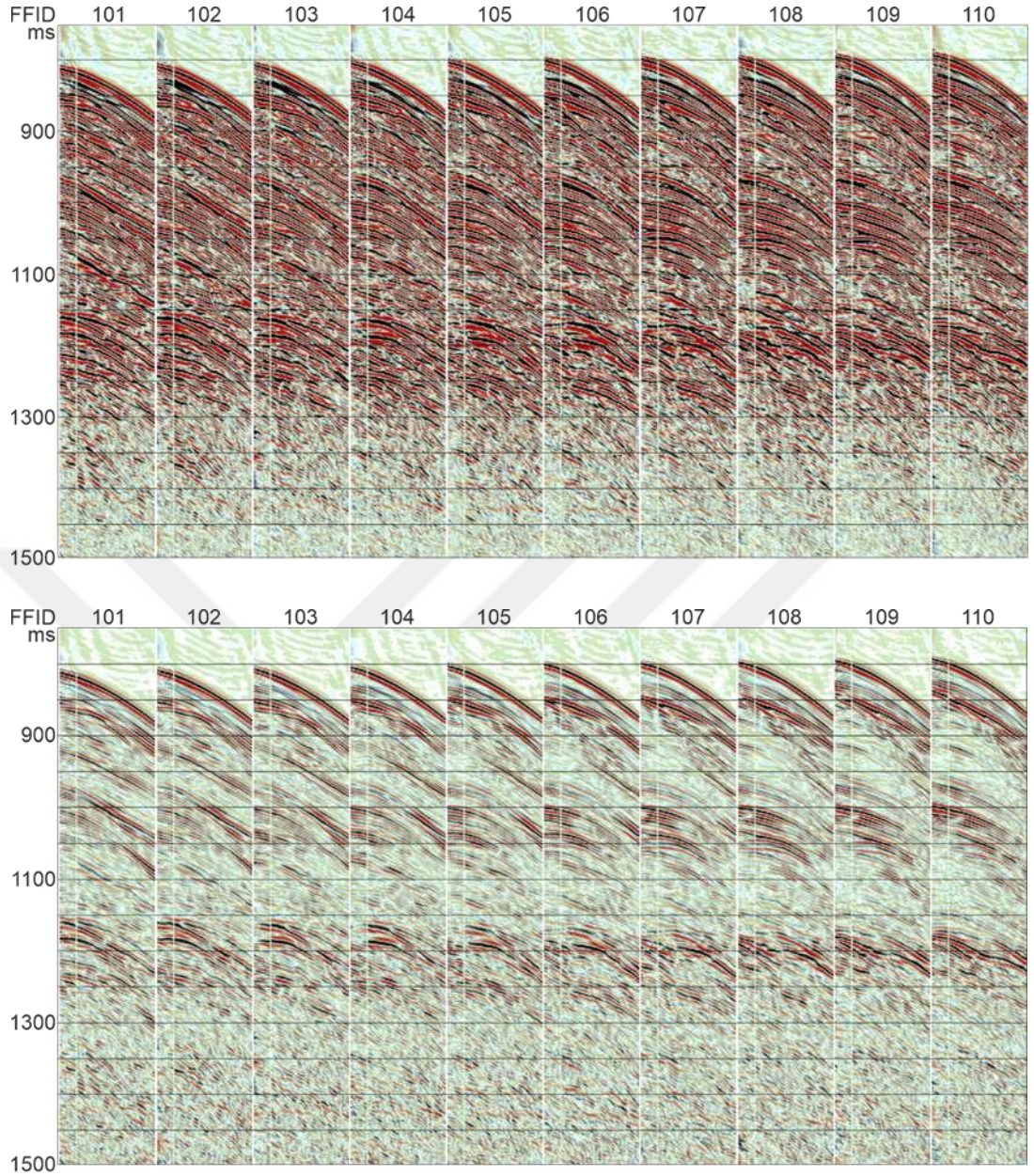
3.2.1.6 F-K (frekans-dalga sayısı) Eğim Süzgeci

Veride sinyal ve gürültü içeriği aynı frekansta olabildiğinden, f-k eğim süzgeci veya frekans-dalgasayısı (f-k) ile istenen veri ile aynı frekansa sahip gürültülerin atılması sağlanır. Bu işlem, zaman-uzaklık ortamındaki sinyali 2B Fourier dönüşümü ile frekans-dalgasayısı ortamına taşır. Frekans-dalgasayısı ortamına taşınan farklı sinyaller, farklı eğimlerde görülür. Bu eğimlenme sayesinde derinlik düzenleyici gürültüsü, doğrudan gelen dalga, ters eğimli olaylar ve katlanmış enerjiden kurtulunmaya çalışılır

3.2.1.7 Kazanç Uygulama

Sismik sinyal tabakalar içinde ilerledikçe soğurulma, saçılma, küresel açılma vb. gibi birtakım nedenlerden dolayı genliği sönümlenir. Bu da kesitteki geç varışlarda sinyal genliğinin az görülmesine sebep olur. Bu yüzden genlik kazanç uygulaması, veride kaybolan genliklerin geri kazanımı için uygulanır.

Tez kapsamında veri setinin tamamına 250 ms uzunluğunda Otomatik Kazanç Kontrolü (Automatic Gain Control-AGC) operatörü kullanılarak verilere kazanç işlemi uygulanmıştır. Uygulanan kazanç kontrolü sonucunda verilerdeki genlikler dengelenmiş ve Şekil 3.5’de görüldüğü gibi veri kalitesi arttırılmıştır.

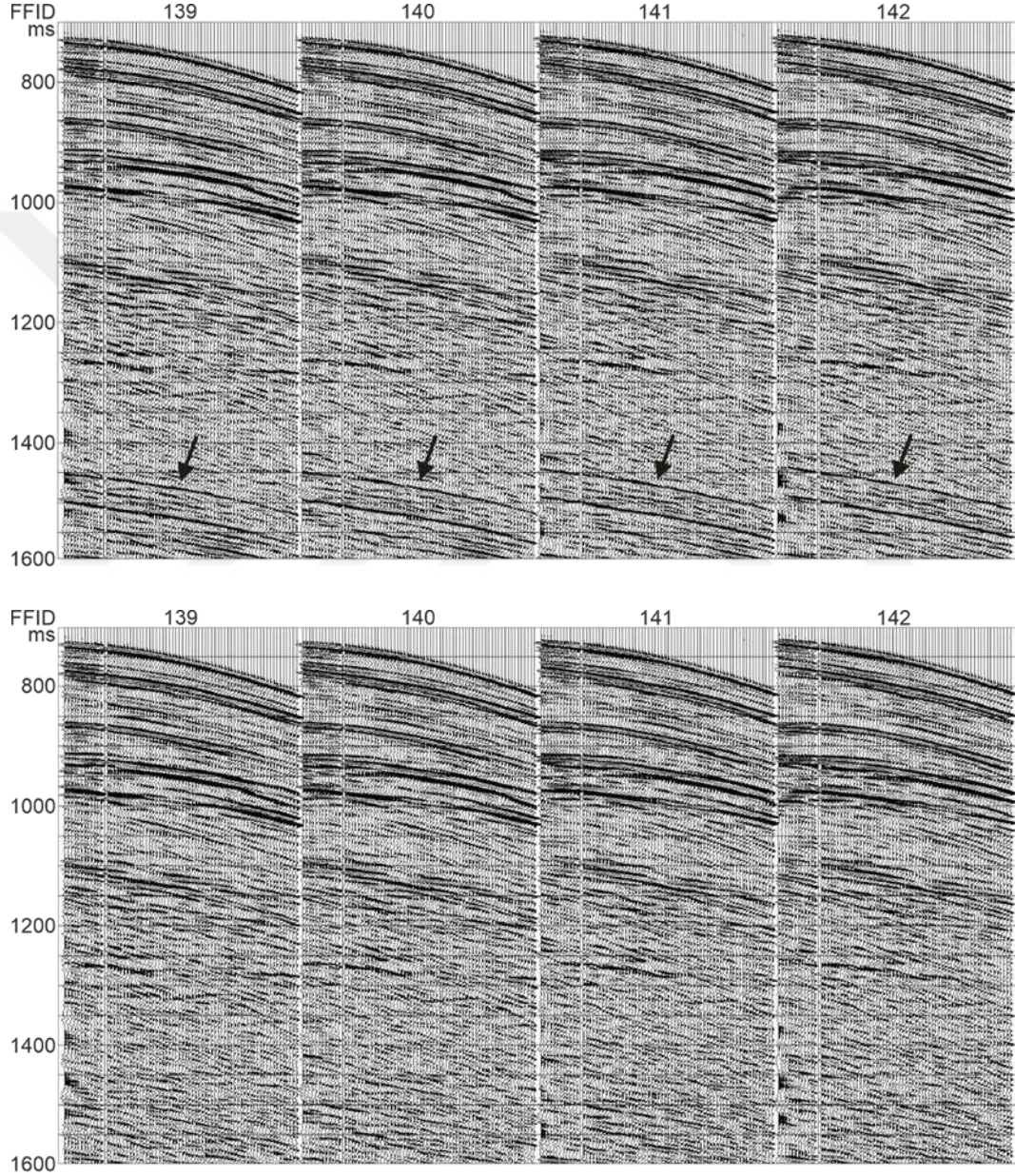


Şekil 3.5 Genlik kazanımı (AGC) uygulanmamış (üstte) ve opeatör uzunluğu 250 ms seçilerek genlik kazanımı uygulanmış örnek atış grupları.

3.2.1.8 Tekrarlı Yansımaların SRME Yöntemi ile Atılması

Özellikle sığ sularda yapılan sismik çalışmalarda baskın görülen tekrarlı yansımalar verideki en önemli gürültü sorununu oluşturmaktadır. Deniz tabanından yansıyan sinyal alıcılara ulaşır, ancak su yüzeyinden tekrar yansıyarak deniz tabanına geri döner ve tabandan tekrar yansıyarak alıcılara tekrar ulaşır. Sismik kesitlerde kendilerini birden fazla tekrarlayan olaylar olarak görülen tekrarlı yansımalar, bu şekilde oluşur.

Tekrarlı yansımaların atılmasında kullanılan Yüzey Uyumlu Tekrarlı Giderme (SRME) yöntemi, öncelikle izi kendisiyle konvolüsyona sokar ve birincil yansımaları tekrarlı yansımalarla dönüştürerek, bunları tüm iz boyunca arar. Ardından bir eşleşme süzgeci ile bulunan tekrarlı yansımalar veriden arındırılır. Şekil 3.6’da görüldüğü gibi SRME yöntemi kesitlerde oldukça iyi sonuçlar vermiş olduğundan bu adım bütün veri setlerine uygulanmıştır.



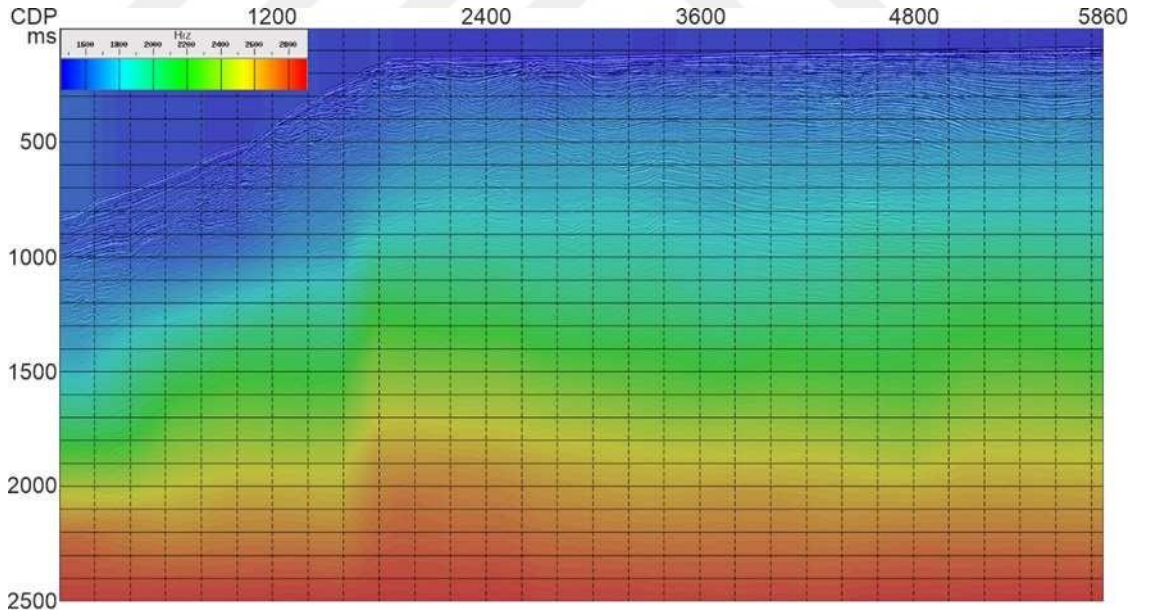
Şekil 3.6 SRME yöntemi uygulanmamış (üstte) ve uygulanmış (altta) örnek atış grupları.

3.2.1.9 CDP Sıralama (Sort)

Bu aşamada, tek noktadan yansıyan tek bir iz yerine, fazla sayıda yansıma elde edip, bunları birleştirerek sinyal/gürültü oranını yükseltmektir. Bu kapsamda öncelikle verinin atış gruplarından, hat boyunca aynı ortak derinlik noktasından yansıyan ancak farklı yolları izleyen sinyallerin bir araya getirildiği CDP gruplarına dönüştürülmesi gerekmektedir.

3.2.1.10 Hız Analizi

Eğim, derinlik ve yansıtıcıların temel konumlarının belirlenmesinde hız bilgisi en önemli parametredir. Hız analizi CDP gruplarının birkaç tanesinin birleştirilmesiyle oluşturulan çoklu CDP gruplarına (supergather) uygulanır ve seçilen her bir CDP grubu için sismik hızın değişimi belirlenir. Hız analizi sonucunda elde edilen hız türü RMS hızıdır. Sismik kesit boyunca seçilen farklı CDP'lere ait hızlar seçilip sonucunda 2B RMS hız bilgisi elde edilir. Elde edilen 2B hız modelinde yanal hız değişiminin az düzeyde ise fazla olması beklenir (Şekil 3.7).



Şekil 3.7 Mar08-29 hattında, belirlenen CDP'lere uygulanan hız analizi sonucu elde edilen 2B hız modeli.

3.2.1.11 Normal Kayma Zamanı Düzeltmesi (NMO) ve Yığma (Stack)

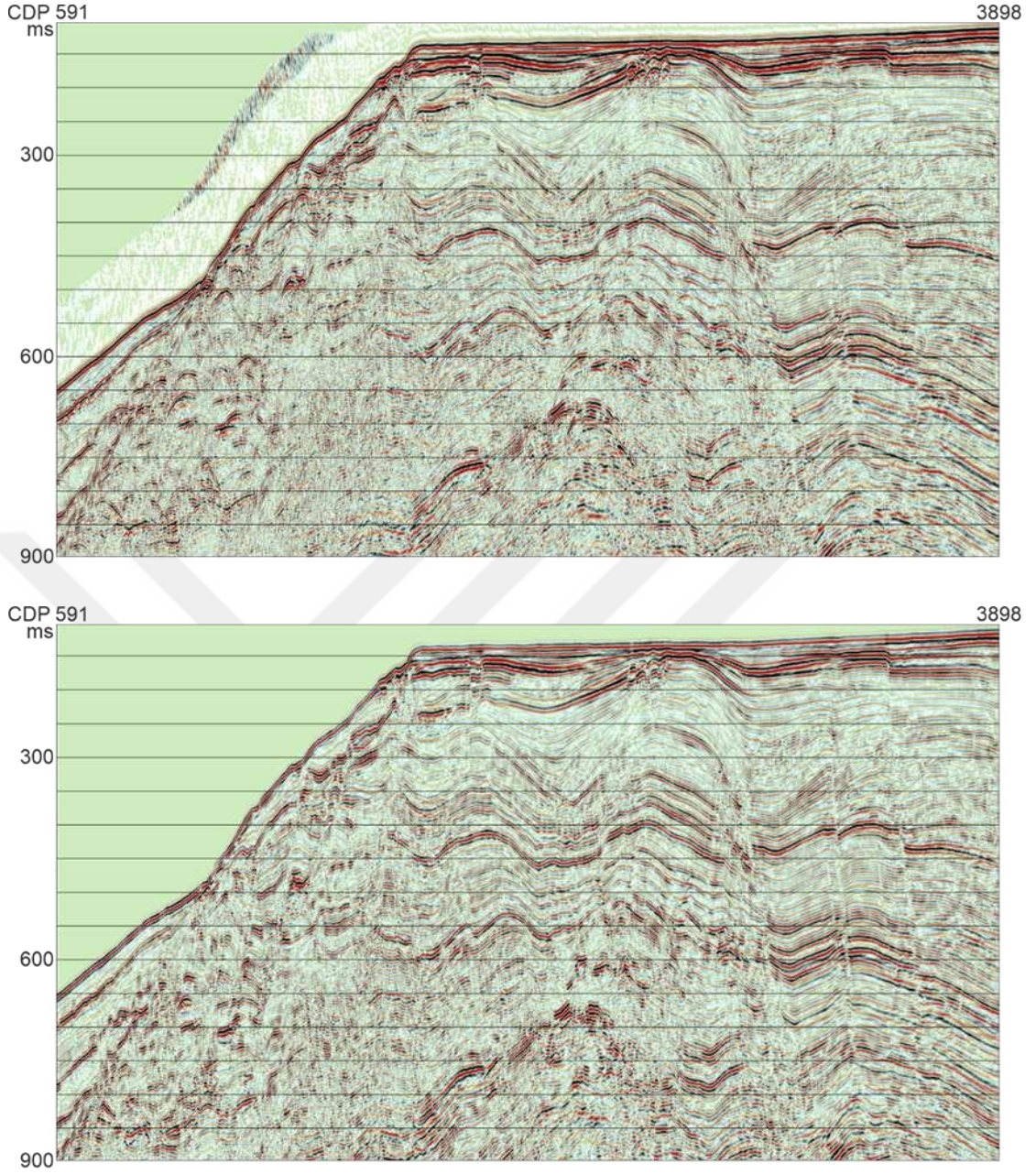
CDP gruplarındaki izlerin toplanarak daha güçlü yansımaların elde edilebilmesi için, öncelikle yansımaların kaynak-alıcı arasındaki uzaklığa bağlı hiperbolik görünümüne neden olan normal kayma zamanları yok edilmelidir. Varış zamanından kaynaklanan bu farkı düzeltebilmek için hız analizi yapılmış CDP gruplarına normal kayma zamanı (NMO) düzeltmesi uygulanır. Her bir zaman örneği, $t(0)$ zamanına çekilerek CDP gruplarındaki tüm birincil yansımalar yatay hale getirilir ve yığma için gerekli veri seti hazırlanmış olur. Normal kayma düzeltmesi doğrudan hız analizi işlemi ile bağlantılı olduğu için hızların doğru bir şekilde seçilmesi bu aşama için oldukça önemlidir.

Yığma işlemi ile, NMO düzeltmesi sonrasında tüm izlerde aynı ara yansıma yüzeyinden gelen yansımalar, yatayda aynı zamana getirildikten sonra toplanarak tek bir iz haline getirilir. Bu işlem sonucunda birincil yansıma genlikleri toplanarak genliği daha kuvvetli bir sinyal haline getirilir. Gelişigüzel gürültüler ise birbirlerini sönmülerler.

3.2.1.12 Göç (Migrasyon)

Son adım olan migrasyon, yorumlanabilir bir sismik kesit üretmektedir. Migrasyon işleminin uygulanabilmesi için öncelikli olarak yığma kesitinin elde edilmiş olması gerekir. Elde edilmiş olan yığma kesitindeki yansımalar gerçek yerlerine taşınarak jeolojik yapıların gerçek geometrisine getirilmesi amaçlanmaktadır.

Bu amaçla veriye yığma sonrası Kirchhoff Zaman Migrasyonu uygulanmıştır. Bunun sonucunda papyon kravat (bow-tie) etkileri yok olmuş, saçılma hiperbollerini tepe noktasına toplanmış, antiklinal şeklindeki yapılar daralmış ve senklinal şeklindeki yapılar genişlemiştir (Şekil 3.8).



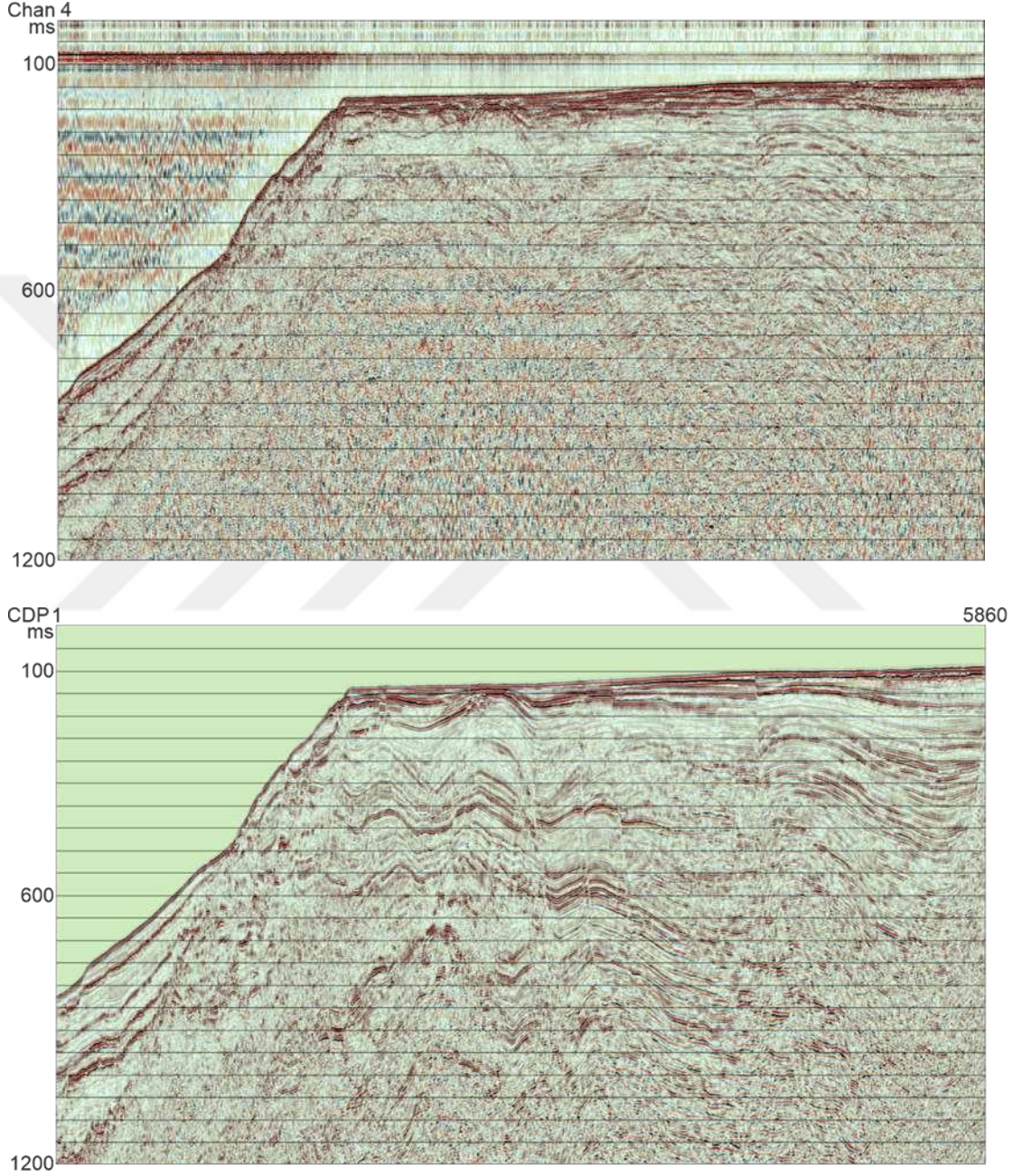
Şekil 3.8 Yığma (üstte) ve migrasyon sonrası (altta) kesitin bir bölümünün görüntüsü.

3.2.1.13 Dekonvolüsyon

Dekonvolüsyon sismik verinin zamansal ayrımlılığını artırmak için kullanılan bir veri işlem adımıdır. Dekonvolüsyon sismik dalgacığı sıkıştırır, hayalet yansımaları, tekrarlı yansımaları ve verinin salınlı (ringy) görünümünü ortadan kaldırır. Tercihen yığma öncesi atış gruplarına veya CDP gruplarına uygulanmaktadır. Fakat yığmadan sonra da uygulanması mümkündür. Bu bağlamda veri setlerine yığma sonrası

dekonvolüsyon (deconvolution after stack-DAS) işlemi uygulanarak verinin ayrırlılığı artırılmıştır (Dondurur, 2009).

Şekil 3.9'da çok kanallı bir sismik verinin ham ve yukarıda verilen veri işlem adımlarının uygulanması sonucu elde edilen örnek kesit verilmiştir.



Şekil 3.9 Ham (üstte) ve işlenmiş (altta) verinin örnek kesiti.

3.2.2 Tek Kanallı Sparker Sismik Veri İşlem

Çok kanallı sismik yansıma verilerinde olduğu gibi tez kapsamında yardımcı veri seti olarak kullanılan sparker verilerinin de yorumlanabilir hale getirilmesi için birkaç veri işlem adımı uygulanmıştır ve bu veriler Landmark firmasının SeisSpace-Promax veri işlem yazılımı kullanılarak işlenmiştir. Standart veri işlem adımlarının yanı sıra trace header math, trace dc removal (mean) ve trace mix gibi yöntemlerden de yararlanılmıştır. Şekil 3.10’da bu işlemler, gösterilen akış diyagramında verilmiştir.



Şekil 3.10 Tek kanallı sismik verilere uygulanan veri işlem adımları.

BÖLÜM DÖRT

BULGULAR

Güney Marmara Denizi'nin orta şelfinin genel tektoniğinin ayrıntılı olarak incelenmesi amacıyla yüksek ayrımlı çok kanallı sismik yansıma ve sparker sismik yansıma verileri işlenerek yorumlanmıştır. Çalışma kapsamında kullanılan çok kanallı sismik verilerle derindeki birimlerin (deniz tabanından itibaren yaklaşık 1000-1500 m) incelenmesi amaçlanırken, yardımcı veri seti olarak kullanılan sparker verileri ile sığdaki birimlerin (deniz tabanından itibaren yaklaşık 100-150 m) yüksek ayrımlı olarak araştırılması hedeflenmiştir. Toplanan akustik veriler öncelikle veri işlem programında standart veri işlem aşamalarından geçirilmiş ve gürültülerden arındırılarak yorumlanmaya hazır hale getirilmiştir.

Veri işlem aşamaları sonrasında ortaya konan sismik verilerin yorumlanması, IHS Kingdom Suite yorumlama yazılımı kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Çalışma kapsamında toplanmış olan akustik veriler orta erim özelliğine sahip olduğundan, bu derinliğe kadar görülen faylar haritalanmıştır. Ayrıca çalışma alanındaki sismik kesitlerde gözlenen akustik temel, bu bölgede ayrıntılı şekilde yorumlanmış ve akustik temeli kesen faylar ortaya konmuştur. Akustik temeli kesen ve akustik temel üzerinde düşey yönde atım yaratan fayların atım miktarını belirlemek için 4.1 denklemi kullanılmıştır.

$$X = \frac{v \cdot t}{2} \quad (4.1)$$

Denklemden “v” hızı ifade etmektedir ve 1500 m/s sabit hız kullanılmıştır. “t” ise sismik kesitlerde akustik temelin bulunduğu seviyenin zaman cinsinden değerini ifade etmektedir. Akustik temel üzerinde kalan sismik seviyeler ise yorumlanarak yaşları, Kuzey İmralı basenindeki delta alanında yer alan hatlar arasında korele edilerek belirlenmiştir.

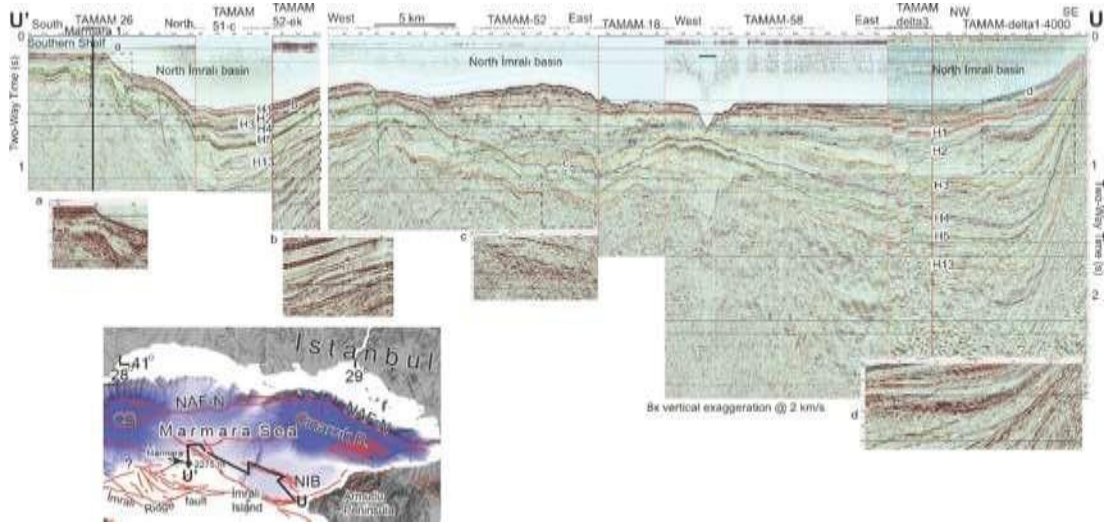
4.1 Sismik Seviyeler

Günümüz çift yönlü akıntı sistemine sahip olan Marmara Denizi'nin oşinografik koşullarının, buzul dönemlerinde Akdeniz'de meydana gelen östatik deniz seviyesi düşüşleri, nehir yataklarındaki değişiklikler ve Karadeniz'e eriyik su girişi nedeniyle

bozulduğu düşünülmektedir (Aksu vd., 1999; Çağatay vd., 2015; Ryan vd., 1997; Ryan vd., 2003). Bu Kuvaterner buzul-izostatik deniz seviyesi değişimleri sonucunda, Güney Marmara dış şelfinin çökmesi ve belirgin transgresif uyumsuzluklarla ayrılmış bir dizi istiflenmiş delta lobları meydana gelmiştir (Aksu vd., 1999). Yaklaşık 700 bin yıldan beri her 100 bin yılda bir küresel buzul-buzullararası döngüler meydana gelmiştir (Lisiecki ve Raymo, 2005).

Bu kapsamda Sorlien vd. (2012) tarafından Kuzey İmrallı Havzası'ndaki son 540000 yıldaki buzul dönemi delta lobları kullanılarak sismik stratigrafik yaşlandırma yapılmıştır. Bu yaşlandırma Kuzey İmrallı baseninden Güney Marmara dış şelfine kadar sismik kesitlerin korelasyonu ile taşınmıştır. Şekil 4.1'deki uzun sismik hat, Kuzey İmrallı baseninin batısından dış güney şelfe kadar üst üste istiflenmiş düşük su seviyesi deltalarının yaşlandırılarak, sismik seviyelerin korelasyonu ile nasıl taşındığını göstermektedir (Okay Günaydın vd., 2022).

Şekil 4.1'de yer alan TAMAM-delta1-4000 sismik kesiti, üst üste istiflenmiş düşük su seviyesi deltalarını göstermektedir (Sorlien vd., 2012). Bu sismik seviyeler, Seviye-1 (kırmızı renkli, Sorlien vd., 2012' de belirlenen yaş, Çağatay vd., 2019 çalışmalarından sonra 74 bin yıl olarak değiştirilmiştir), Seviye-2 (mavi renkli, 250 bin yıl), Seviye-3 (sarı renkli, 340 bin yıl), Seviye-4 (mor renkli, 430 bin yıl) ile Seviye-5 (yeşil renkli, 540 bin yıl) deltalarından elde edilmiştir. Bu seviyelerin yaşları, Lisiecki ve Raymo (2005)'in $\delta O18$ eğrisi ile karşılaştırılarak elde edilmiştir. Bölgesel sismik kesit üzerinde işaretlenmiş, "a"dan "d"ye kesikli çizgili dikdörtgen alanlar deltaları göstermektedir.



Şekil 4.1 TAMAM 2008 çok kanallı sismik verilerin birleşiminden oluşan bir bölgesel kesit. Dikey kırmızı çizgiler ve dar beyaz boşluk alanları hatların kesişim yerlerini işaret etmektedir. TAMAM-delta1-4000 sismik kesiti, Sorlien vd. (2012)'den üst üste istiflenmiş düşük su seviyesi deltalarını göstermektedir (Okay Günaydın vd., 2022).

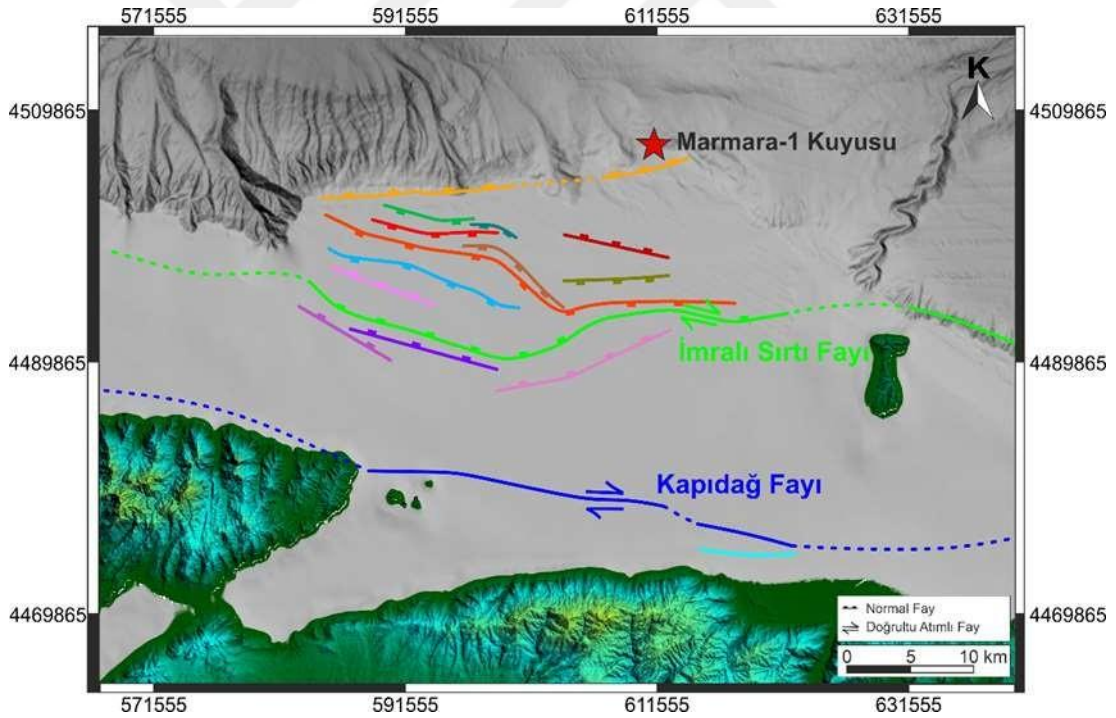
Tez kapsamında Okay Günaydın, vd. (2022)'den elde edilen yaşlandırmalar baz alınarak çalışma alanında, dış şelfin büyük bir bölümündeki tüm sismik hatlar kullanılarak korelasyon yapılmış ve İmralı Sırtı Fayı'nın kuzeyindeki seviyeler yaşlandırılmıştır (Şekil 4.2).



Şekil 4.2 Tez kapsamında sismik kesitlerde yorumlanan seviyelerin stratigrafik yaşlandırılmasında kullanılan renkler.

4.2 Çalışma Alanında Gözlenen Fay Zonları

Çalışma alanı genelindeki hatlar, yorumlama çalışmaları sırasında incelendiğinde farklı fay zonları tespit edilmiştir. Bu fay zonlarının dalım yaptığı yönlerine, fay karakteristiğine ve sahip oldukları atıma bakılarak, diğer paralel hatlardaki devamlılıkları incelenmiştir. Diğer hatlarda da takip edilebilen faylar, ana faylar olarak yorumlanmıştır. Çalışma alanında kesitlerin yorumlanmasıyla belirlenen ana faylar, İmralı Sırtı Fayı (yeşil) ile Kapıdağ Fayı (lacivert)’dir. Ana faylar haricinde belirlenen bir diğer yapısal unsur ise çalışma alanının kuzeyinde gözlenen daha küçük ölçekli faylardır. Şekil 4.3’deki fay haritası, çalışma kapsamında işlenen ve yorumlanan bütün sismik kesitlerden belirlenen İmralı Sırtı Fayı, Kapıdağ Fayı ve birbirinden farklı renklerle çizilerek yorumlanan diğer fayların çalışma alanındaki konumlarının ve devamlılıklarının anlaşılması için sismik kesitlerde yorumlanan renklerine göre hazırlanmıştır.



Şekil 4.3 Tüm sismik kesitlerden belirlenen İmralı Sırtı Fayı, Kapıdağ Fayı ve haricinde yorumlanan diğer fayların çalışma alanındaki konumları ve devamlılıkları.

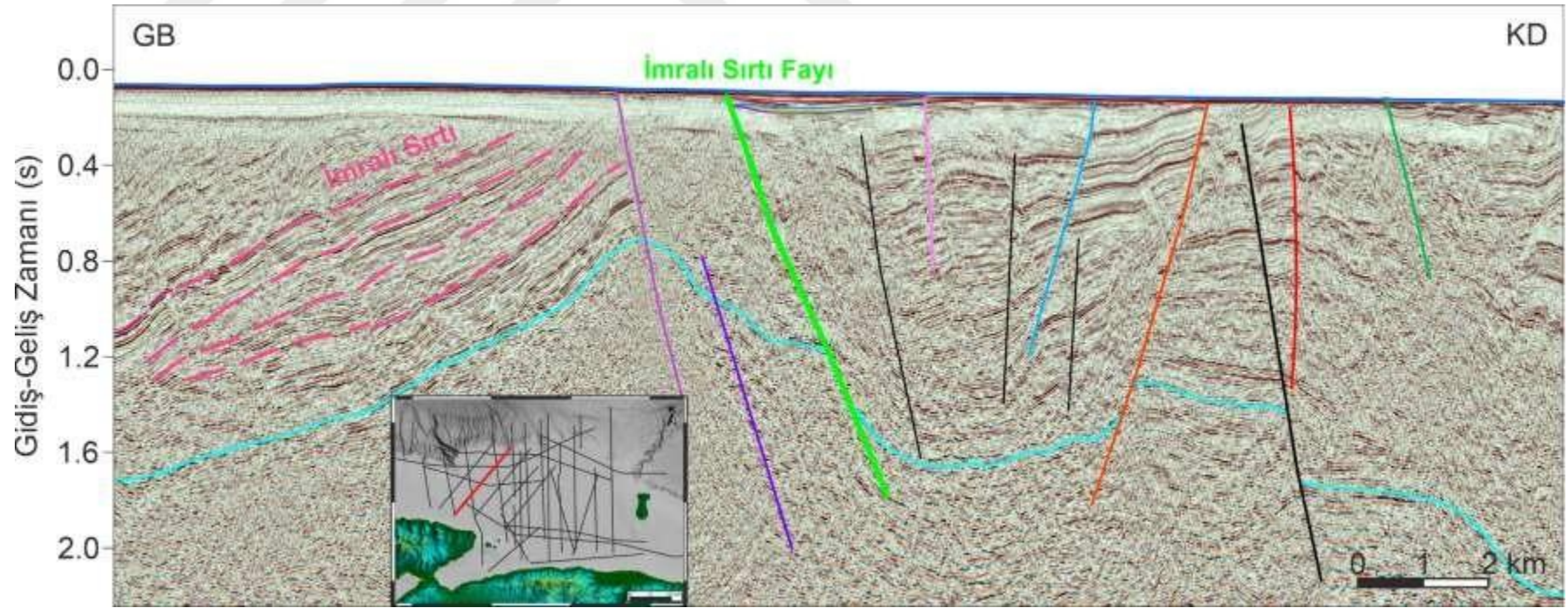
4.2.1 İmralı Sırtı Fayı

İmralı Sırtı Fayı, İmralı Adası'nın kuzeyinden Marmara Adası'na kadar çalışma alanı boyunca takip edilmektedir. Fayın güneyinde gözlenen ve güneye doğru eğimli olan daha yaşlı kayalar İmralı Sırtı'nı oluşturmaktadır. İmralı Sırtı, Armutlu Yarımadası'ndan Marmara Adası'na doğru uzanan İmralı Adası'nı da içine alan bir yapısal yükselim olarak gözlenmektedir. İmralı Sırtı Fayı orta şelf boyunca İmralı Sırtı'nın kuzeyi boyunca batı doğrultulu uzanmaktadır.

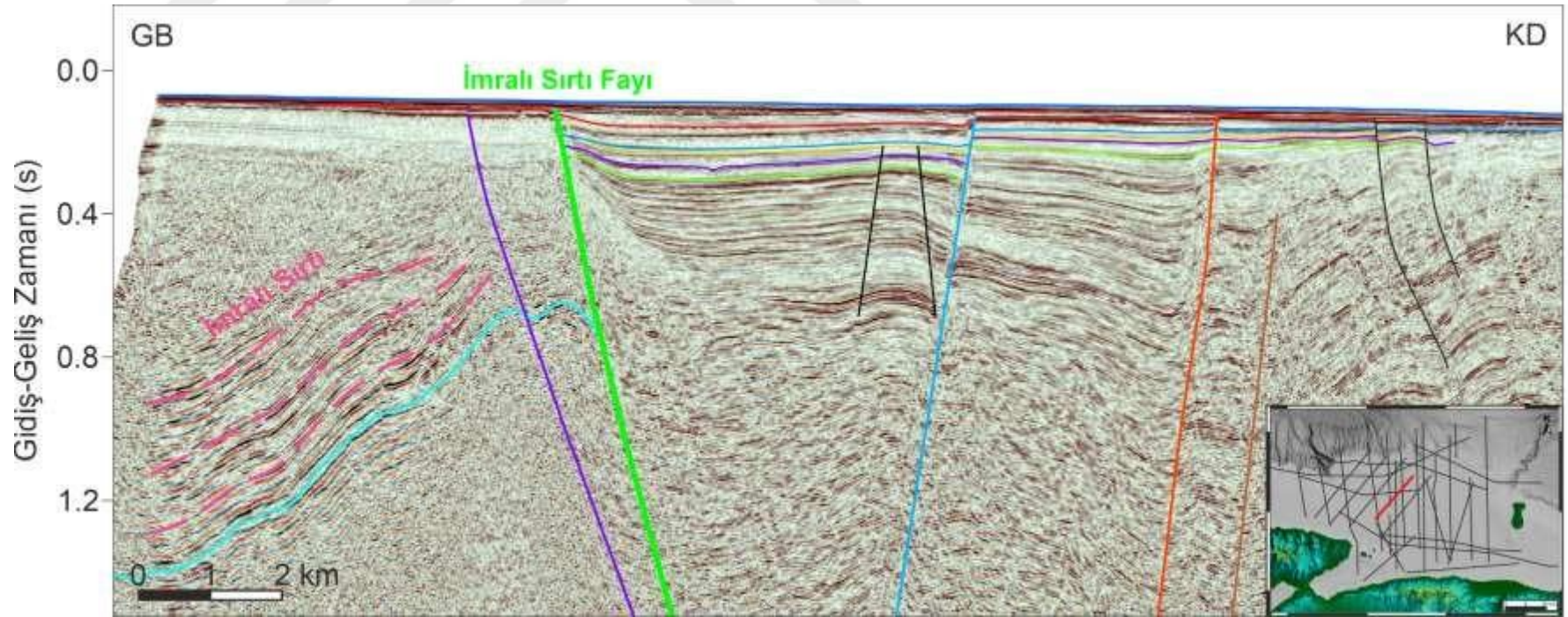
Sismik kesitlerde üstü tıraşlanmış olan bu yaşlı kayaların şelfin altında, orta şelf boyunca batıya doğru Marmara Adası'na kadar bir yükselim olarak uzandığı gözlenmektedir. İmralı Sırtı Fayı da bu yükselimi kuzeyden sınırlayarak çalışma alanı boyunca, batıya doğru orta şelf üzerinde birçok kola ayrılarak bir yelpaze şeklinde dağılım göstermektedir (Şekil 4.3). Şekil 4.4 ve 4.5, İmralı Sırtı Fayı'nı ve fayın güneyini sınırlayan İmralı Sırtı'nı göstermektedir. İmralı Sırtı bu kesitlerde şelfin altında İmralı Sırtı Fayı'nın kestiği bir antiklinal yapısı olarak gözlenmektedir.

Kesitlerin yorumlanmasıyla belirlenen İmralı Sırtı Fayı'nın harita üzerindeki geometrisi ise genel olarak D-B doğrultulu bir uzanıma sahiptir. Çok kanallı sismik yansıma hatlarının derin kısımlarına bakıldığında sırtın şelfin altında büyük bir yapı olduğunu ortaya koymaktadır (Şekil 4.4 ve 4.5).

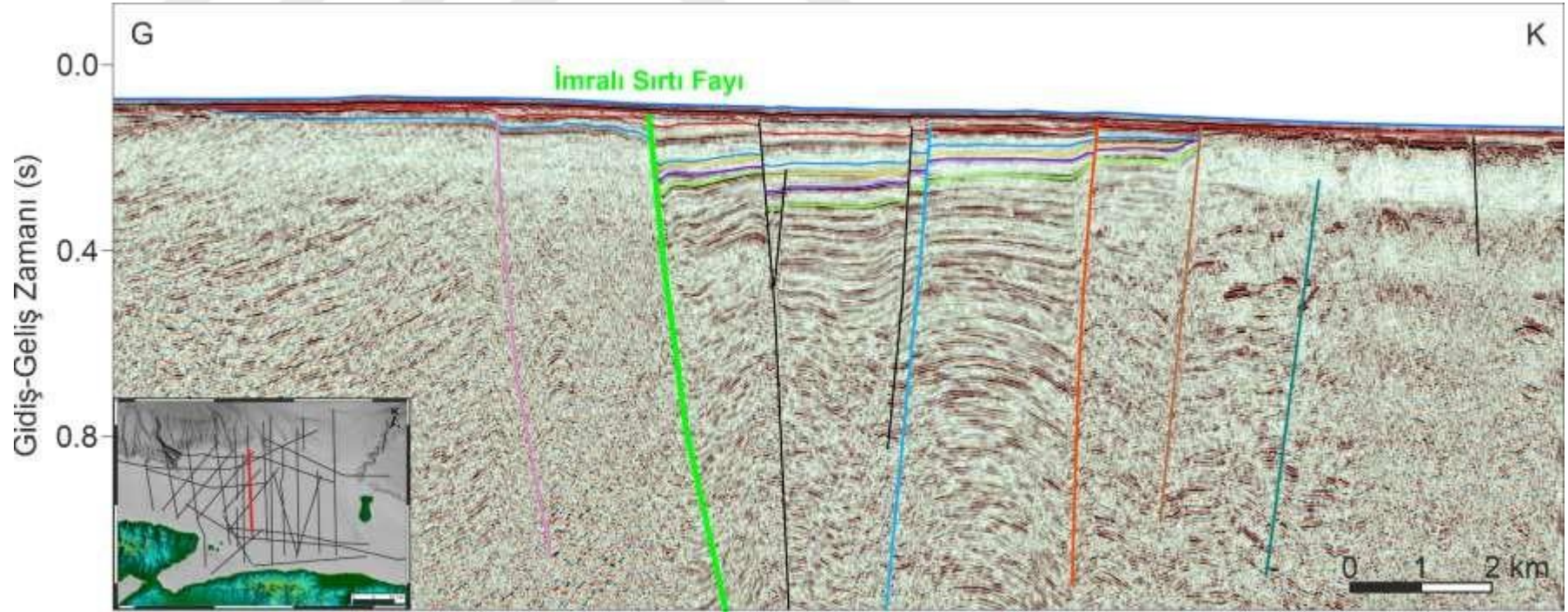
Yorumlanan sismik kesitler incelendiğinde, İmralı Sırtı Fayı'nın kuzeye doğru eğimlenmesi belirgin olup, fayın her iki yanındaki farklı tortul karakteri açıkça ayırt edilebilmektedir (Şekil 4.6 ve 4.7). İlaveten, fayın kuzeyinde yer alan blokta mavi seviye takip edildiğinde düşey atım belirgin olarak gözlenmektedir.



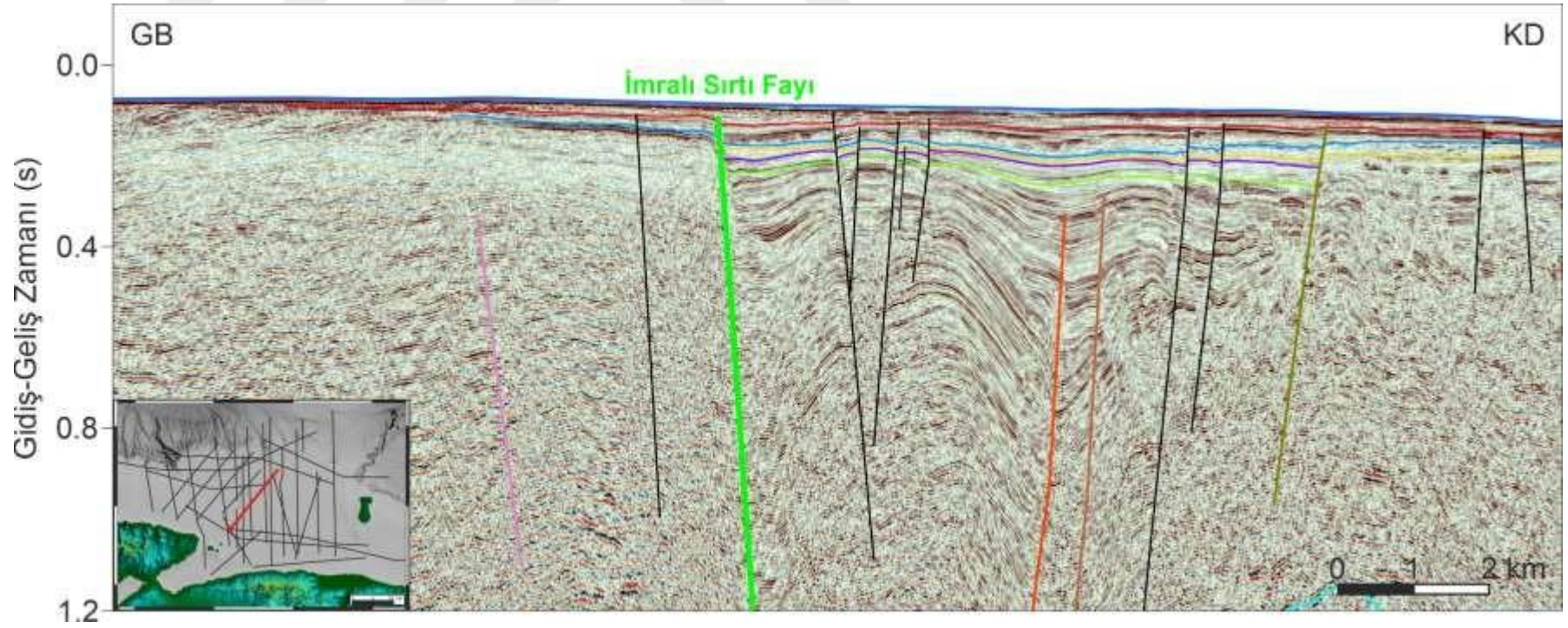
Şekil 4.4 GM13-09 No'lu sismik kesit. Kesite ait hattın yer bulduru haritası üzerinde gösterilen konumu kırmızı renkle işaretlenmiştir. Kesitin başında antiklinal yapısı şeklinde gözlenen İmralı Sırtı ve hemen kuzeyinde yeşil renkli yorumlanmış İmralı Sırtı Fayı.



Şekil 4.5 GM13-07A No'lu sismik kesit. Kesitin başında antiklinal yapısı şeklinde gözlenen İmralı Sırtı ve hemen kuzeyinde yeşil renkli yorumlanmış İmralı Sırtı Fayı.



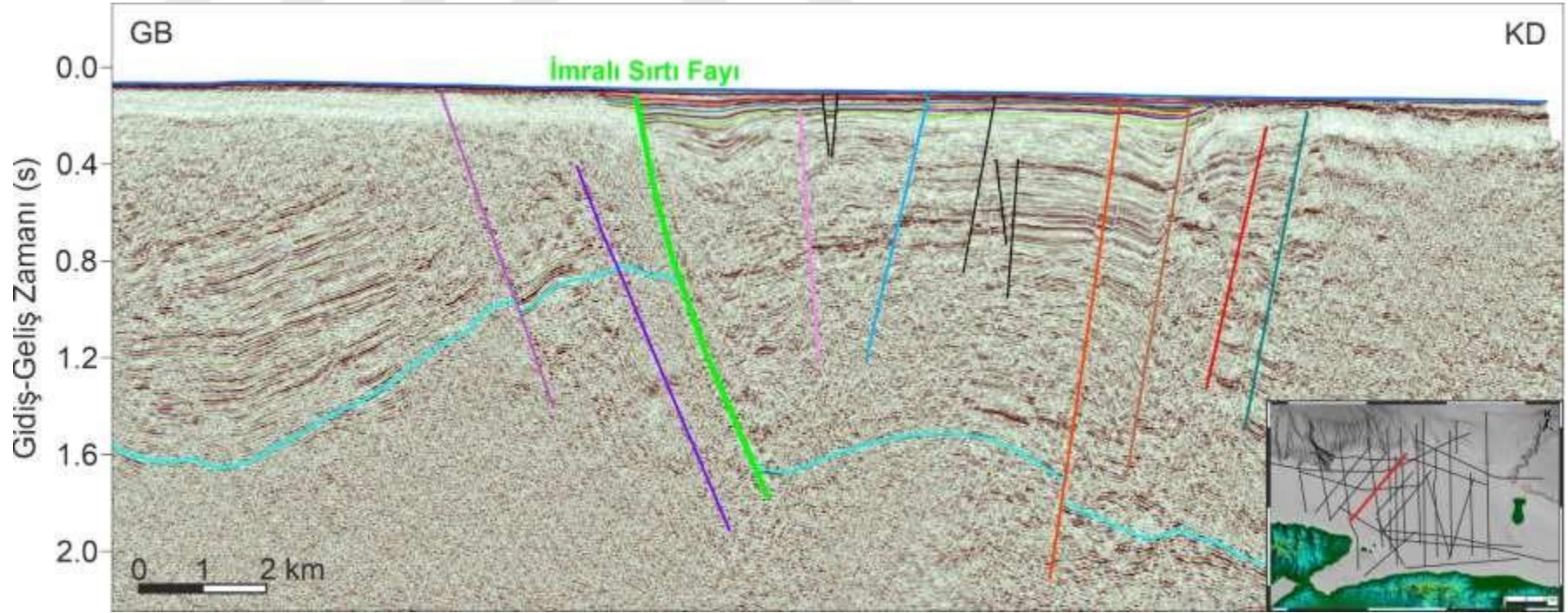
Şekil 4.6 MAR08-CNT3 No'lu sismik kesit. İmralı Sırtı Fayı'nın her iki yanındaki farklı tortul birimleri göstermektedir.



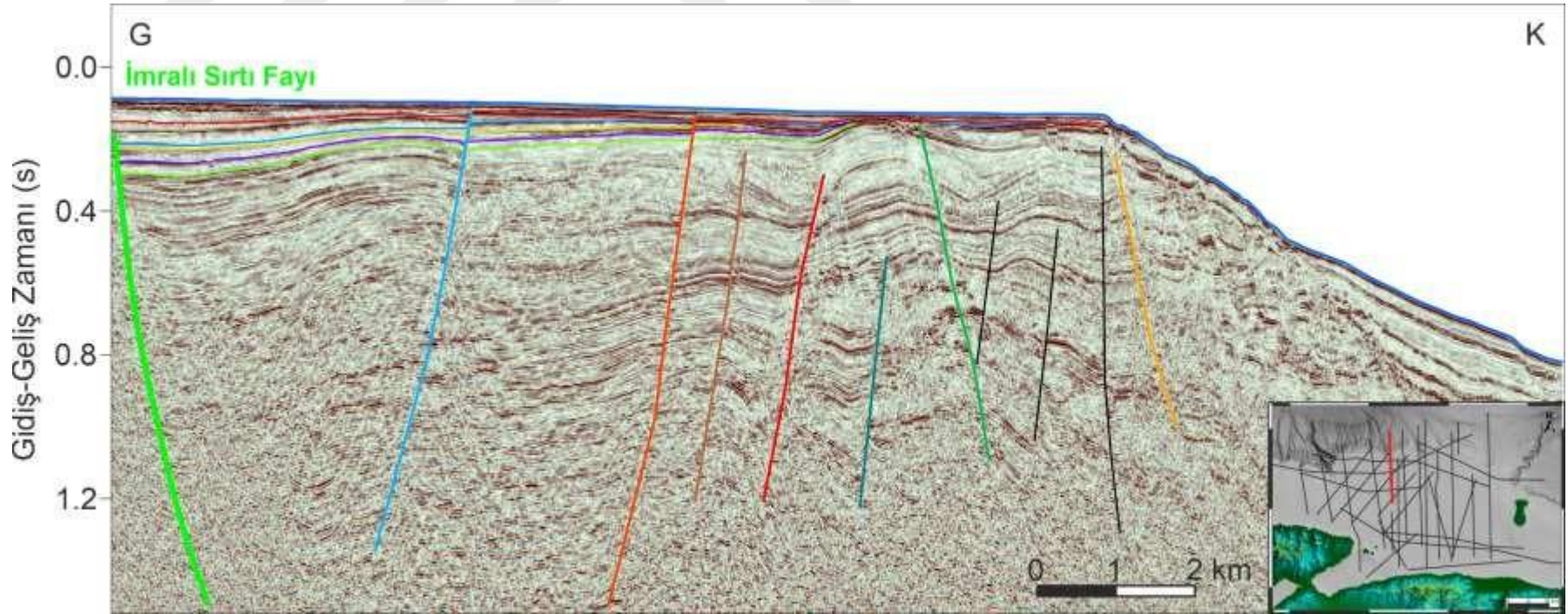
Şekil 4.7 PM-a3-02 No'lu sismik kesit. İmralı Sırtı Fayı'nın her iki yanındaki farklı tortul birimleri göstermektedir.

İmralı Sırtı Fayı, sismik yansıma kesitlerinde deniz tabanının altında yaklaşık 1800 ms (1350 metreye)'lere kadar düşey yönde izlenebilmektedir. İlaveten, İmralı Sırtı Fayı, sismik kesitlerde akustik temel üzerinde (cyan renkli horizon) min 180 metre, max 812 metre'lik bir düşey atıma sahiptir. Şekil 4.8, İmralı Sırtı Fayı'nın temel üzerindeki yaklaşık 612 metre'lik atımını göstermektedir.

İmralı Sırtı Fayı batıya, Marmara Adası'na doğru çalışma alanının ortasında bir büküm (bend) yaparak devam etmektedir. İmralı Adası'nın kuzeyinden çalışma alanının ortasına doğru ilerlerken güneye, batıya doğru ilerlerken ise kuzeye bir büküm yaparak çalışma alanını, batıdaki Marmara Adası'na ulaşarak D-B doğrultuda uzanmaktadır. İmralı Sırtı Fayı'nın çalışma alanında kuzeye doğru büküm yaptığı alanda açılmaya bağlı olarak faylar (negatif çiçek yapısı) gözlenmektedir (Şekil 4.9). Fayın kuzeyindeki bu faylar BKB yönelimli ve genellikle güneybatı dalımlı olarak dikkat çekmektedir (Şekil 4.5 ve 4.6). Bu fayların detaylı kesitleri Bölüm 4.2.3'te çalışma alanındaki diğer faylar başlığı altında incelenmiştir.



Şekil 4.8 GM13-08 No'lu kesit. İmralı Sırtı Fayı'nın akustik temelde yarattığı atımı göstermektedir.

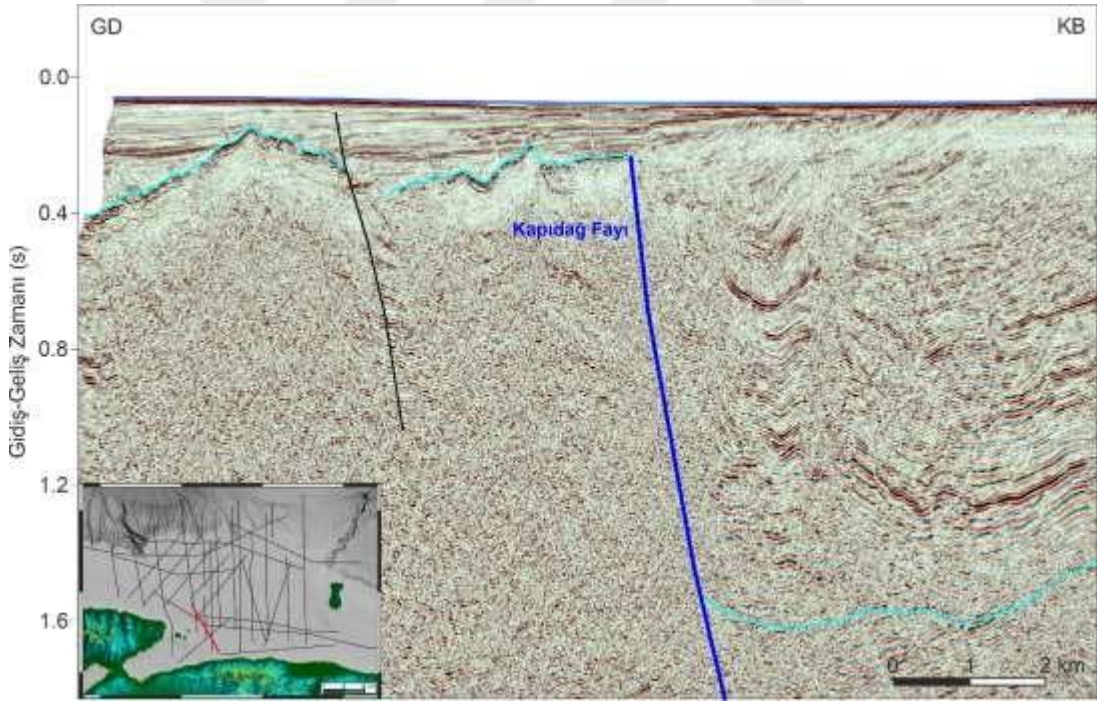


Şekil 4.9 MAR08-29 No'lu kesit. İmralı Sırtı Fayı'nın büküm (bend) yaptığı yerin kuzeyinde açılmaya bağlı oluşan sırasıyla güneyden kuzeye doğru görülen mavi, turuncu, kahverengi, kırmızı, koyu yeşil, açık yeşil ve sarı renkli faylar.

4.2.2 Kapıdağ Fayı

Çalışma alanının güneyinde yer alan bir diğer büyük fay sistemi ise Kapıdağ Fayı'dır. Kapıdağ Fayı, İmralı Sırtı Fayı'nın güneyinde, İmralı Adası ile Bandırma Körfezi'nin doğusu arasında haritalanmıştır. Yaklaşık D-B doğrultuda uzanan bu fay sistemi, İmralı Sırtı Fayı'ndan farklı olarak tek bir uzun fay zonu şeklinde yorumlanmıştır (Şekil 4.3). Sismik kesitler incelendiğinde, kuzeye doğru eğimlendiği gözlenen Kapıdağ Fayı'nın her iki yanındaki farklı tortul karakteri ise belirgindir.

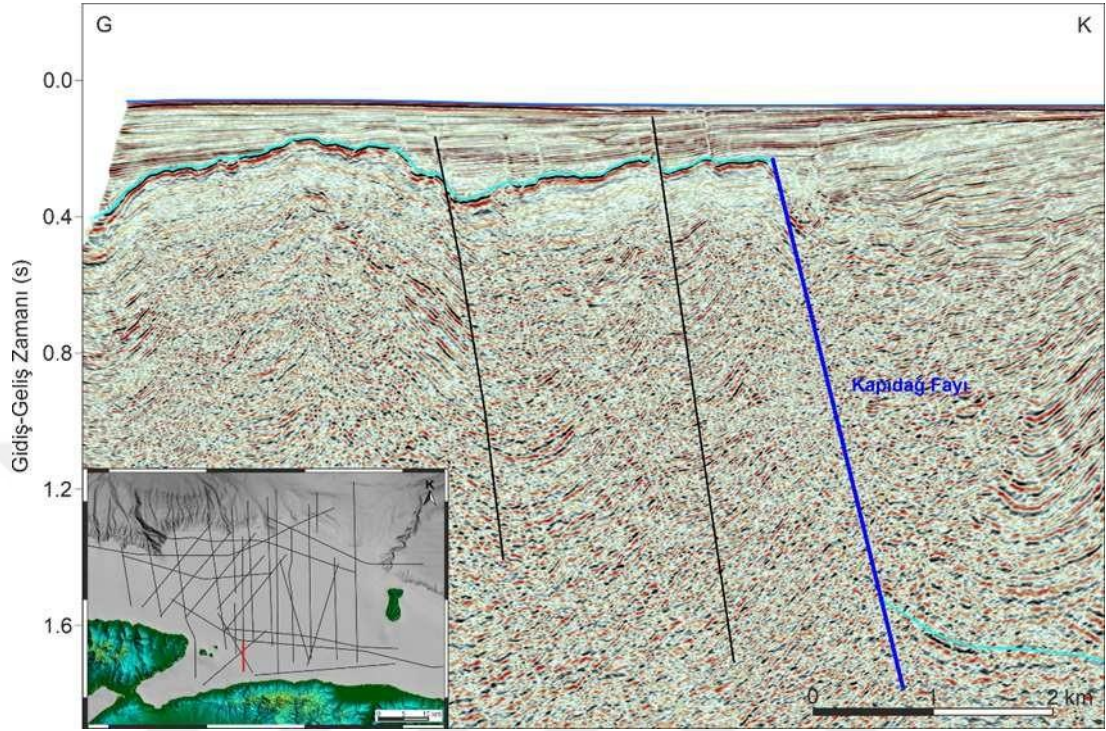
Kapıdağ Fayı da, deniz tabanının altında yaklaşık 1800 ms (1350 metre) derinliklere kadar gözlenebilmektedir ve akustik temel üzerinde (cyan renkli horizon) min 848 metre, max 1132 metre'lik büyük bir dikey atım oluşturmaktadır. Şekil 4.10, Kapıdağ Fayı'nın akustik temel üzerindeki yaklaşık 962 metre'lik atımını göstermektedir. İmralı Sırtı, bu kesitte Kapıdağ Fayı'nın KB'sında üstü tıraşlanmış eğimli bir bloğun üst kısmı olarak gözlenmektedir.



Şekil 4.10 GM13-07A2 No'lu kesit. Kapıdağ Fayı'nın akustik temelde yarattığı atımını göstermektedir.

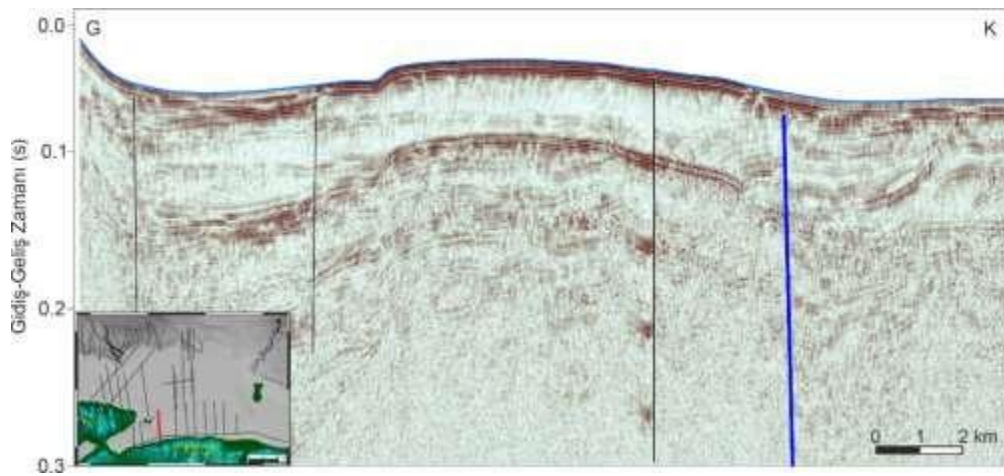
Ayrıca sismik kesitlerde akustik temeli kesen Kapıdağ Fayı'nın, deniz tabanına ulaşmadığı, tortullar tarafından örtülü olduğu gözlenmiştir. Bu yüzden bu fay, orta

şelfte yani çalışma alanında genel olarak “gömülü fay” olarak yorumlanmıştır (Şekil 4.11).



Şekil 4.11 Kapıdağ Fayı’nın çalışma alanında gömülü olduğunu gösteren GM13-06 No’lu sismik kesit.

Biraz daha batıya doğru gidildiğinde, alanın Bandırma Körfezi’ne doğru olan kısmında Şekil 4.12’de yorumlanan sparker hattında, daha sığdaki tortulları kesen fakat deniz tabanına kadar ulaşmayan Kapıdağ Fayı izlenebilmektedir.



Şekil 4.12 GM14-SP39 No’lu sparker kesiti. Çalışma alanının güneyinde gözlenen Kapıdağ Fayı.

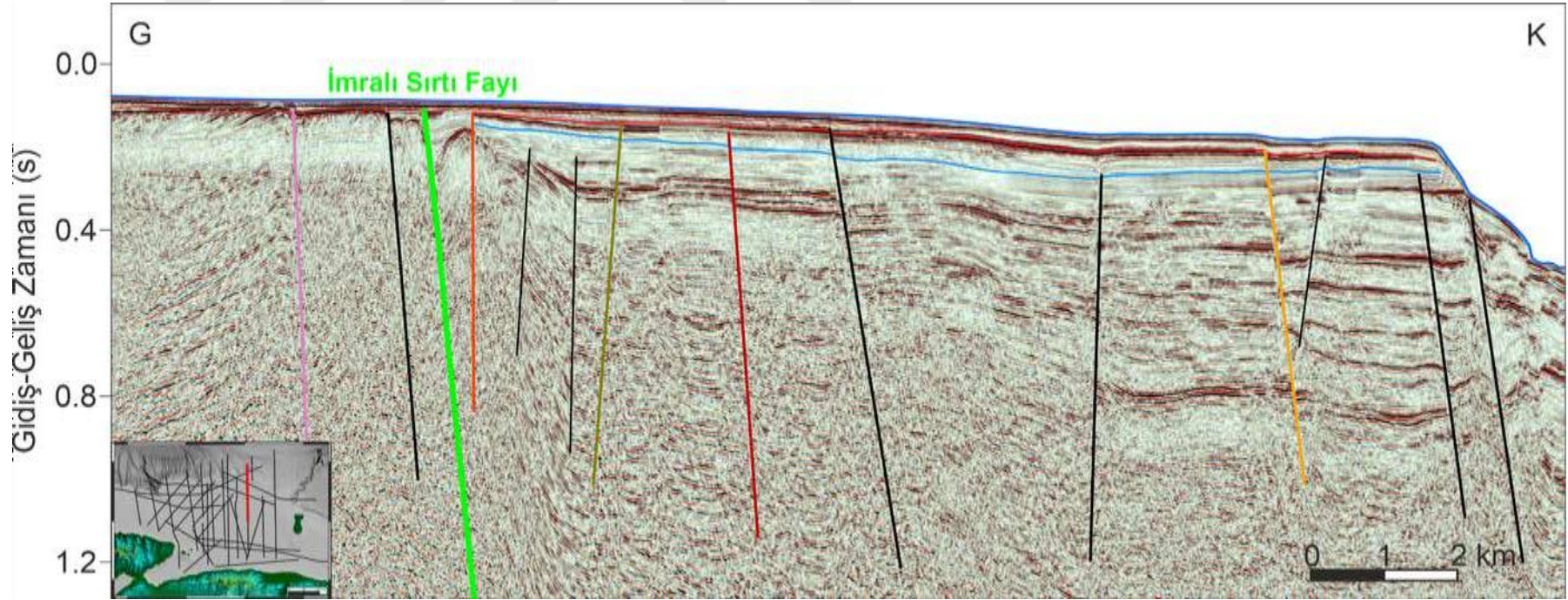
4.2.3 Çalışma Alanındaki Diğer Faylar

Tez kapsamında tüm sismik kesitlerin yorumlanması ile oluşturulan fay haritasında, İmralı Sırtı Fayı ve Kapıdağ Fayı dışında çalışma alanının kuzeyinde gözlenen diğer faylar mevcuttur (Şekil 4.3). Şekildeki fay haritası, sismik kesitlerde belirlenen ana faylardan İmralı Sırtı Fayı ve Kapıdağ Fayı haricinde birbirinden farklı renklerle çizilerek yorumlanan diğer fayların çalışma alanındaki konumlarının ve devamlılıklarının anlaşılması için bu fayların sismik kesitlerde yorumlanan renklerine göre hazırlanmıştır. Çalışma alanının oldukça kırıklı bir yapıya sahip olması nedeniyle bazı fayların diğer hatlardaki uzanımı, doğrultuları tanımlanamamıştır. Bu faylar sismik kesitlerde siyah renkli çizilerek yorumlanmıştır.

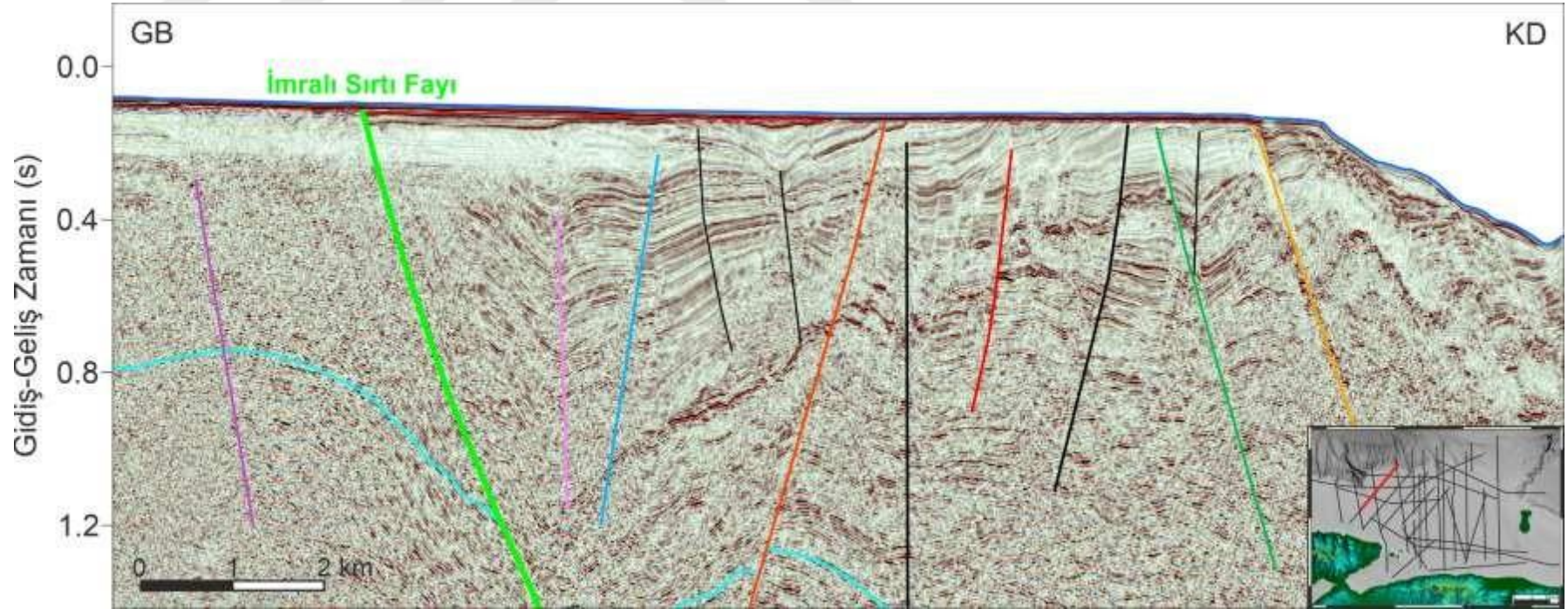
Yaklaşık BKB-DGD, BGB-DKD ve D-B doğrultusunda uzanan bu fayların, her iki yanında yer alan tortullarda faylar boyunca düşey atım gözlenmektedir. İmralı Sırtı Fayı'nın kuzeyindeki BKB yönelimli faylar güneybatıya, güneyinde yer alan fayların çoğu ise kuzeydoğuya dalımlı olarak yorumlanmıştır.

Sismik kesitlerde benzer yapısal özelliklerine göre belirlenen bu diğer faylar, İmralı Sırtı Fayı ve Kapıdağ Fayı'na göre sismik kesitlerde daha sığ derinliklere kadar takip edilebilmiştir. Genel olarak çalışma alanının kuzeyinde yer alan bu faylar, sismik kesitlerde deniz tabanından itibaren en sığı 800 ms olmak üzere yaklaşık 1800 ms derinliklere kadar takip edilebilmektedir (Şekil 4.13 ve 4.14). Ayrıca deniz tabanına kadar ulaşmadıkları da gözlenmiştir.

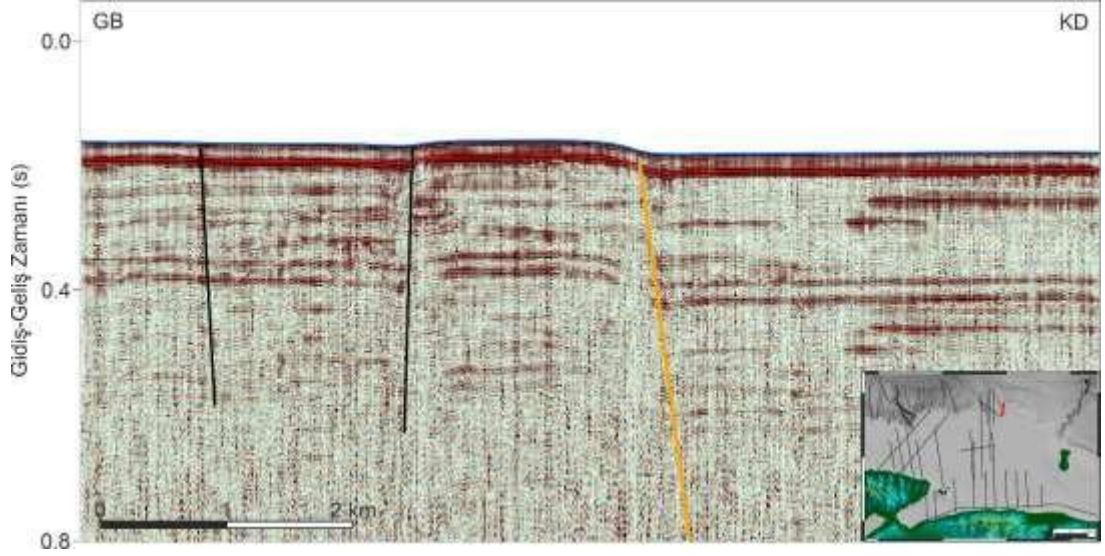
Çalışma alanının kuzeyinde, şelf kenarında gözlenen ve literatürde de geçen (Sorlien vd., 2012) turuncu renkli fay zonunun yorumlanan sparker hattına bakıldığında daha sığdaki tortulları kestiği fakat deniz tabanına ulaşmadığı gözlenmektedir (Şekil 4.15).



Şekil 4.13 MAR08-25 No'lu kesit. Çalışma alanının doğusunda yer alan sırasıyla pembe, zeytin yeşili, bordo ve turuncu renkli faylar.



Şekil 4.14 GM13-10 No'lu kesit. Çalışma alanının batısında yer alan sırasıyla mor, pembe, mavi, turuncu, kırmızı yeşil ve sarı renkli faylar.

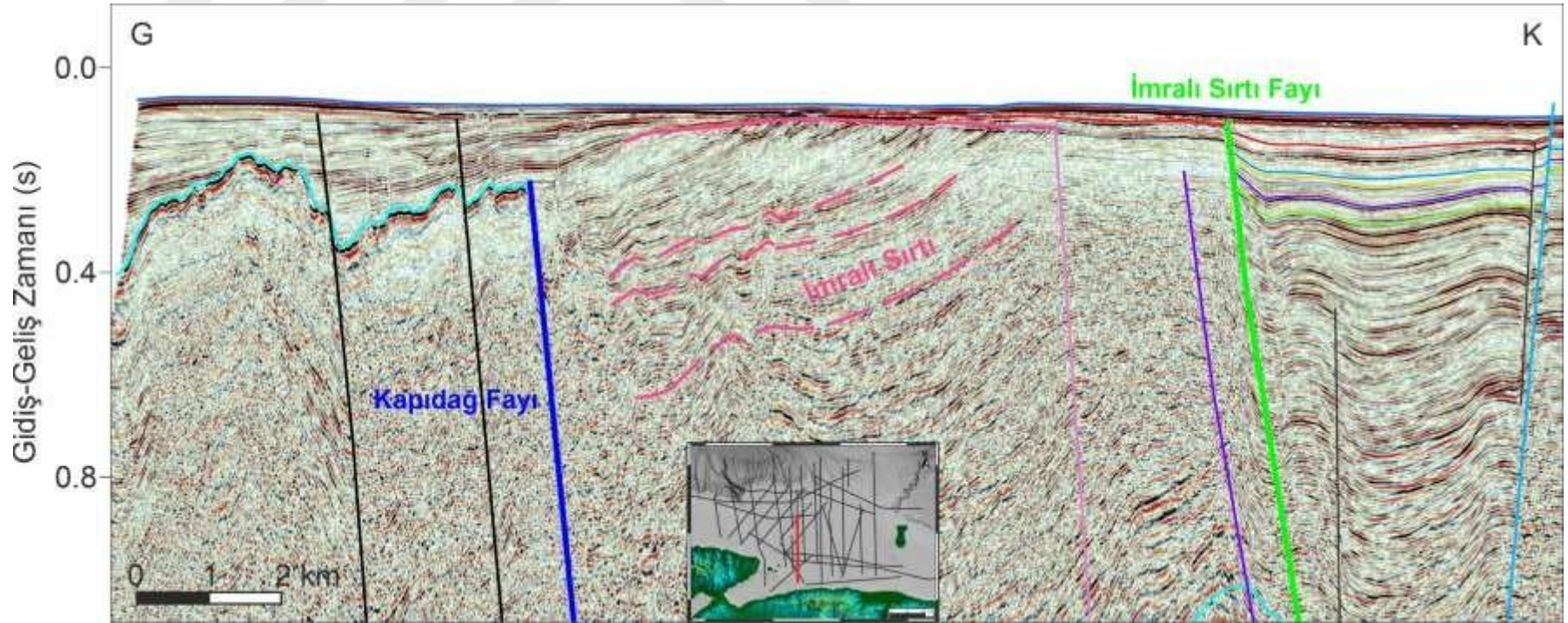


Şekil 4.15 GM13SP-ek2 No'lu sparker kesiti. Çalışma alanının kuzeyinde, şelf kenarında gözlenen turuncu renkli fay.

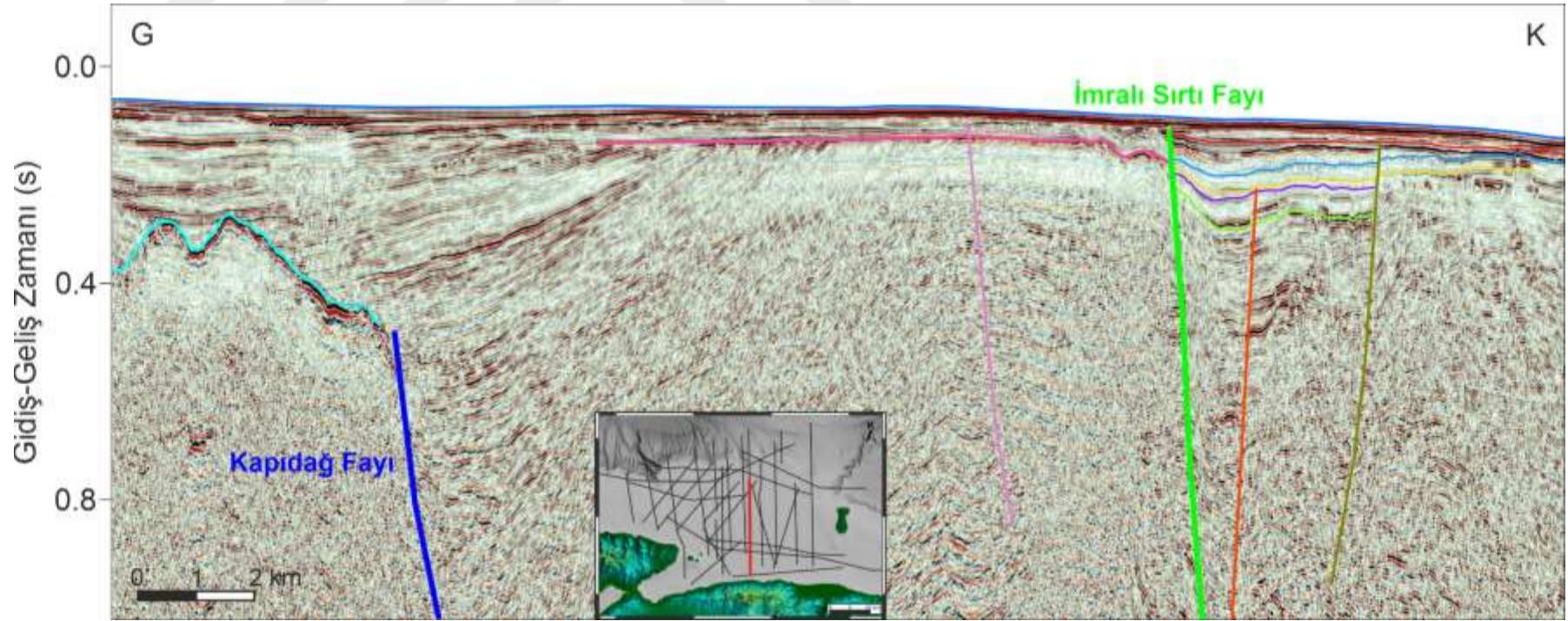
4.3 İmralı Sırtı

Yorumlanan sismik kesitler incelendiğinde Armutlu Yarımadası'ndan çalışma alanı boyunca Marmara Adası'na doğru uzanan, yapısal bir yükselim olarak yorumlanan İmralı Sırtı, İmralı Sırtı Fayı ile Kapıdağ Fayı arasında kalan eğimlenmiş bir bloğun tıraşlanmış üst kısmı olarak gözlenmektedir (Şekil 4.10). İmralı Sırtı, Şekil 4.3, Şekil 4.4, Şekil 4.5, Şekil 4.16 ve Şekil 4.17'deki kesitlerde ise şelfin altında İmralı Sırtı Fayı'nı kesen bir antiklinal yapısı olarak gözlenmektedir.

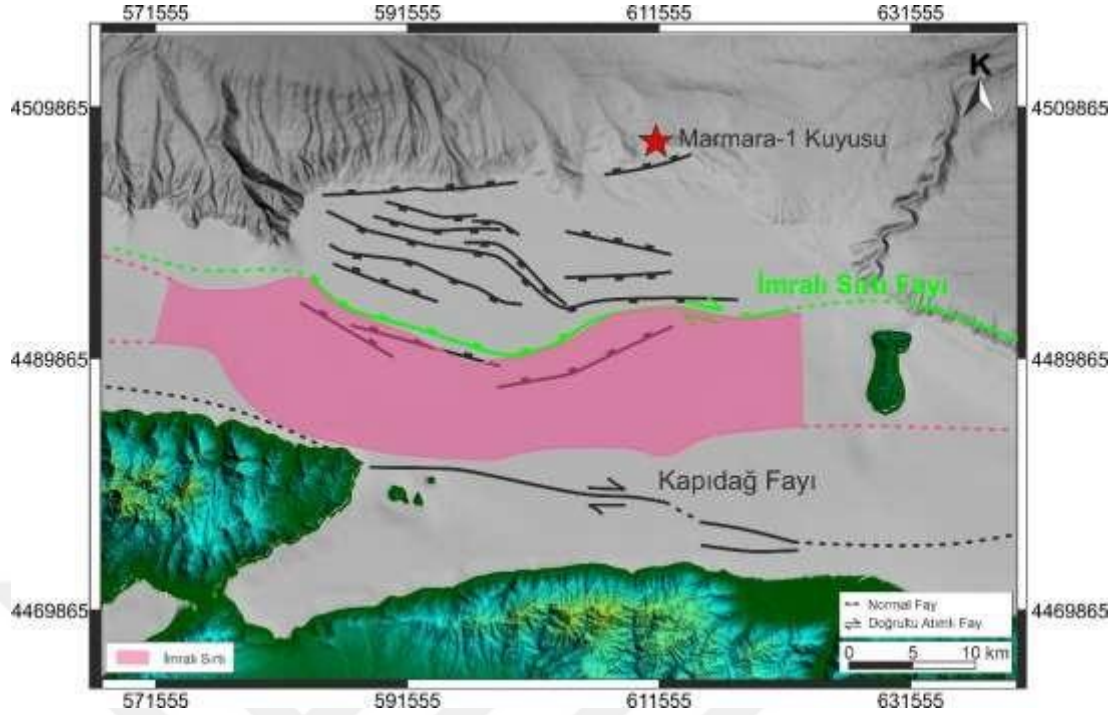
Sismik kesitlerde üstü tıraşlanmış olarak gözlenen İmralı Sırtı'nın üzeri pembe renkli uyumsuzluk yüzeyi olarak işaretlenmiştir. Bu uyumsuzluk yüzeyi, İmralı Sırtı'nın tepesini ve İmralı Sırtı Fayı'nı kesen antiklinal kısmını oluşturmaktadır. Çalışma alanının batısında tıraşlanmış olan bu yüzey kesitlerde deniz tabanından itibaren yaklaşık 50 m'lere kadar izlenebilirken (Şekil 4.16), alanın doğusuna doğru ise bu yüzeyin yaklaşık 125 metre derinliklere kadar derinleştiği gözlenmiştir (Şekil 4.17). İlaveten İmralı Sırtı, şelfi iç ve dış olmak üzere ikiye ayırdığından, bu yükselim nedeniyle sismik seviyeler sırtın güneyine taşınamamıştır. Şekil 4.18, İmralı Sırtı'nın tepesini oluşturan bu uyumsuzluk yüzeyinin çalışma alanındaki dağılımını göstermektedir.



Şekil 4.16 GM13-06 No'lu kesit. İmralı Sırtı Fayı'nın güneyindeki İmralı Sırtı yükselimi ve tepesindeki uyumsuzluk yüzeyi.



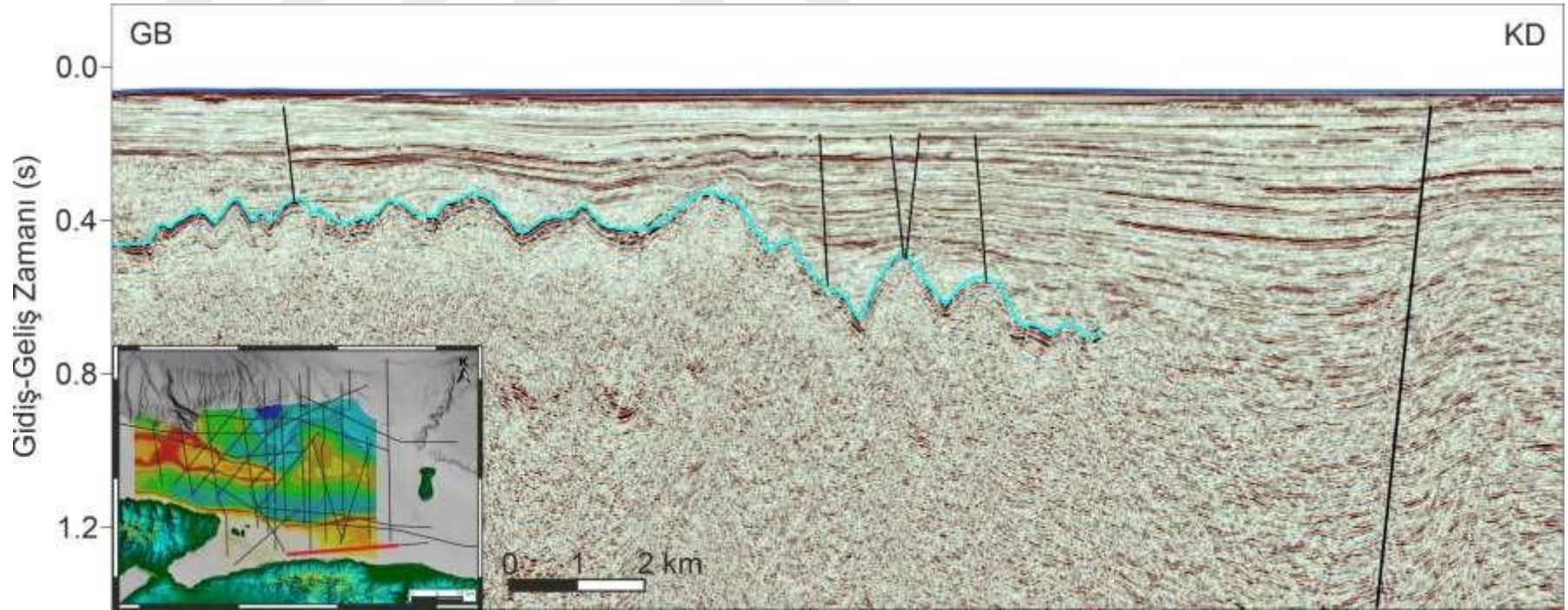
[Şekil 4.17 GM13-06 No'lu kesit. İmralı Sırtı Fayı'nın güneyindeki İmralı Sırtı yükselimi ve tepesindeki uyumsuzluk yüzeyi.]



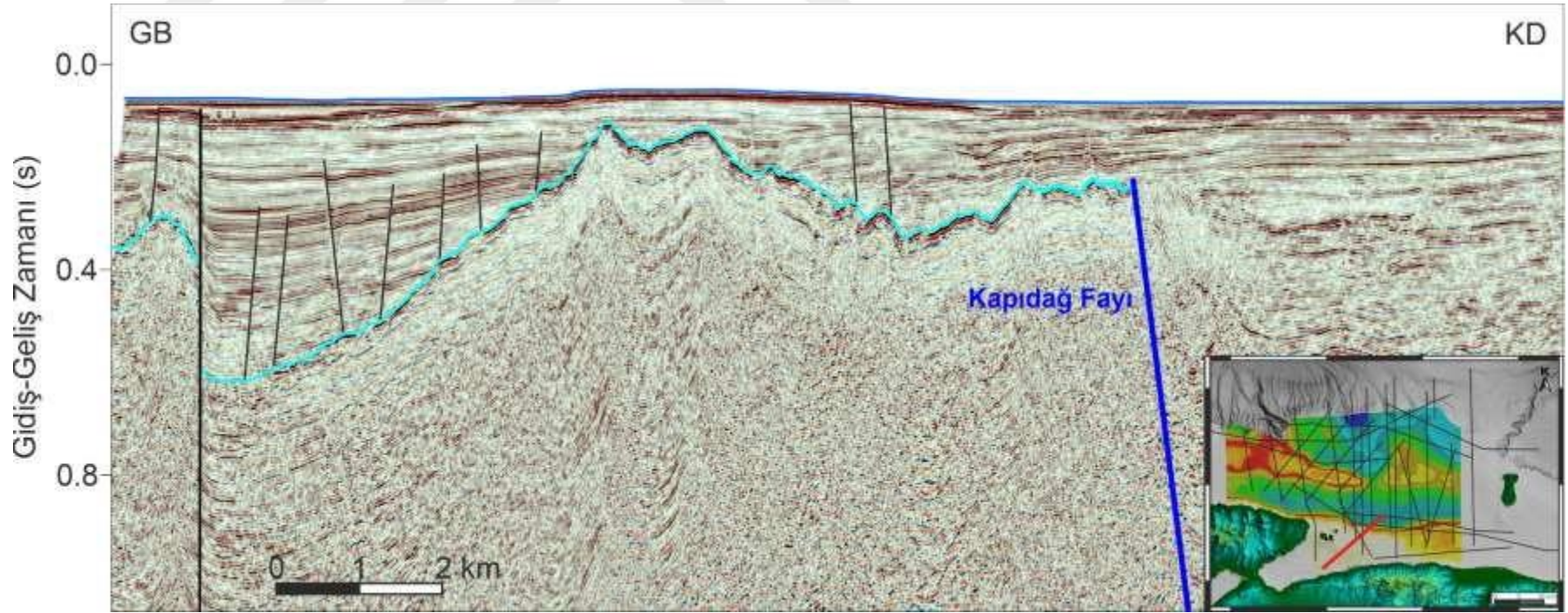
Şekil 4.18 İmralı Sırtı'nın tepesini oluşturan uyumsuzluk yüzeyinin çalışma alanındaki dağılımını gösteren harita.

4.4 Akustik Temel

Akustik Temel, sismik kesitlerde gözlenen uyumsuzluk yüzeylerinin en altında, kullanılan sinyalin frekansına bağlı olarak gözlenebilen en derin seviye olarak yorumlanmaktadır. Bu seviyeden alınan yansımanın genliği üzerindeki tortullara göre oldukça yüksektir. Hemen hemen bütün sismik kesitlerde belirlenebilen akustik temel, çalışma alanının güneyinde verinin penetre edebildiği derinlikte olduğu için bu bölgede ayrıntılı bir şekilde yorumlanmıştır (Şekil 4.19 ve 4.20).



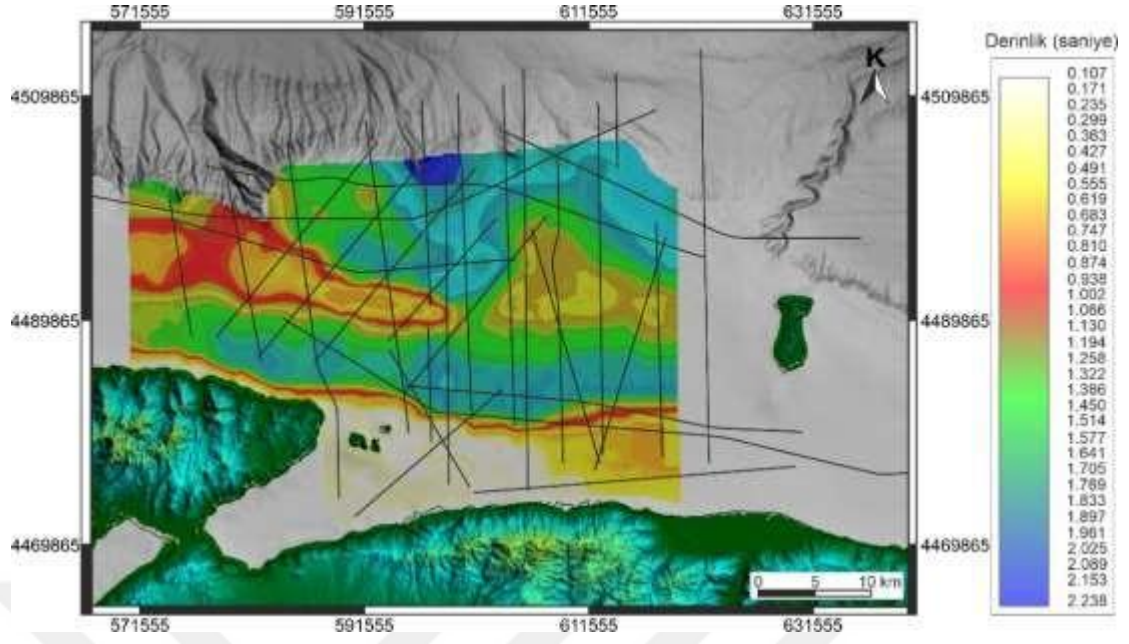
Şekil 4.19 GM13-01b No'lu kesit. Çalışma alanının güneyinde yorumlanan akustik temel.



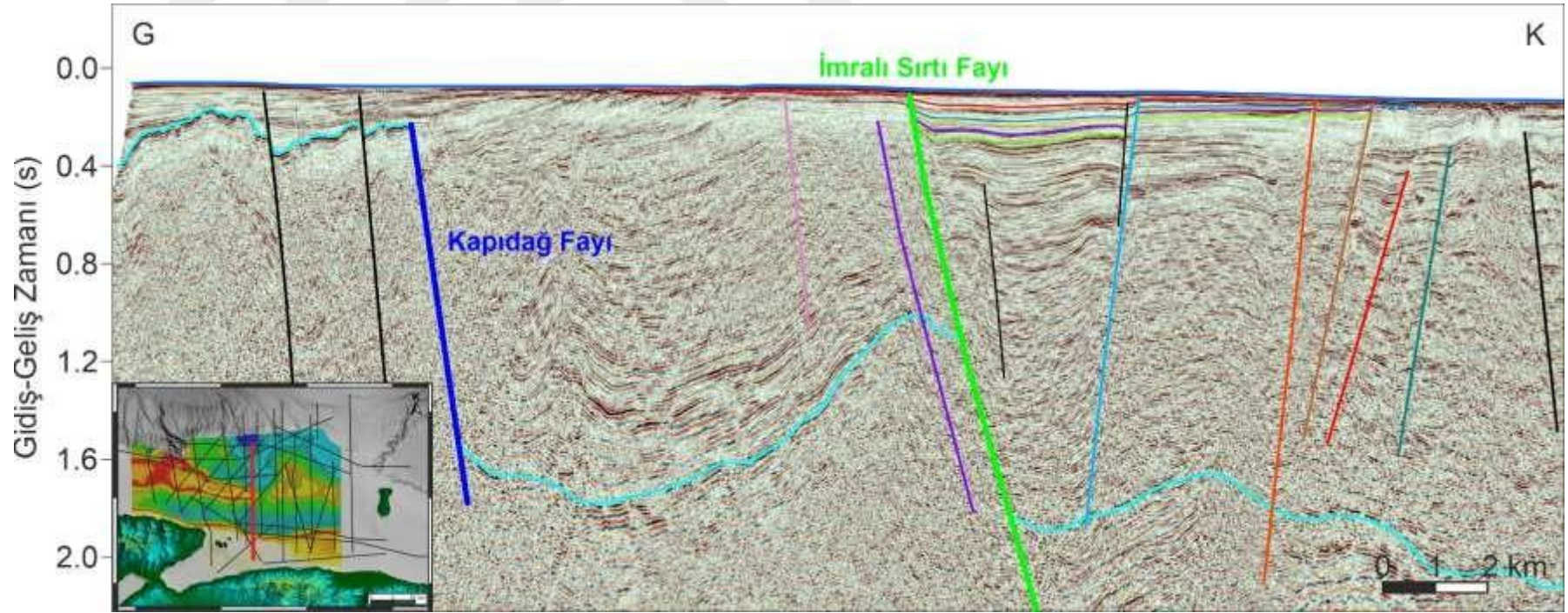
Şekil 4.20 MAR08-tr54 No'lu kesit. Çalışma alanının güneyindeki akustik temeli göstermektedir.

Sismik kesitlerde gözlenen akustik temel cyan renkli uyumsuzluk yüzeyi olarak işaretlenmiştir. İlâveten, çalışma alanında genel olarak girintili-çıkıntılı bir yüzeye sahip olduğu gözlenen ve üst sismik birimlerin en altında uzanan akustik temel, kuvvetli bir yansıtıcı olması nedeniyle altından sadece belli bir derinliğe kadar yansıma elde edilebilmektedir. Ayrıca, akustik temel yüksek yoğunluğa sahip olduğundan, içerisinde sismik dalga hızı da çok yüksektir. Dolayısıyla enerjinin soğrulmasına neden olmaktadır. Bu sebeple akustik temelin altında kaotik yansımalar gözlenmektedir.

Sismik kesitlerde gözlenen akustik temelin, çalışma alanındaki değişimini göstermek amacıyla akustik temele ait zaman cinsinden derinlik grid haritası oluşturulmuştur (Şekil 4.21) Çalışma alanına ait oluşturulan grid haritası ve yorumlanan sismik kesit (Şekil 4.22) incelendiğinde, akustik temelin üst yüzeyinin derinliği, çalışma alanının güneyinde bulunan Bandırma Körfezi'nin doğusu ile İmralı Adası'nın güneyi arasında deniz tabanından itibaren yaklaşık 400-600 ms derinliklere kadar takip edilebilmektedir. Çalışma alanının güneyinden orta şelfe doğru ise akustik temelin yaklaşık 400-600 ms değerlerinden 1600-1800 ms değerlerine kadar ani bir şekilde derinleştiği görülmektedir. Bunun sebebi, Kapıdağ Fayı'nın akustik temelde oldukça büyük bir atım yaratmasıdır. Çalışma alanının kuzeyine doğru gidildikçe, İmralı Sırtı Fayı'nın güney sınırına kadar akustik temelin üst yüzeyinin derinliğinin yaklaşık 1600-1800 ms değerlerinden 800-1000 ms değerlerine kadar yükseldiği gözlenmektedir. Ancak İmralı Sırtı Fayı'nın kuzeyinde, bu fayın yarattığı atıma bağlı olarak ani bir şekilde tekrar 1800 ms değerlerine kadar derinleşen akustik temel, daha açıklarda kademeli ve yavaş olarak yaklaşık 2000-2200 ms derinliğe kadar ulaşmaktadır.



Şekil 4.21 Çalışma alanında yorumlanan akustik temele ait zaman cinsinden derinlik grid haritası.



Şekil 4.22 GM13-06 No'lu kesit. Akustik temelin çalışma alanı boyunca güneyden kuzeye doğru değişimini göstermektedir.

BÖLÜM BEŞ

TARTIŞMA

Çalışma kapsamında Güney Marmara Denizi'nin orta şelfinin genel tektoniğinin ayrıntılı olarak incelenmesi amacıyla kullanılan yüksek ayrımlı çok kanallı sismik yansıma verilerinin yorumlanması sonucunda iki ana fay zone, İmralı Sırtı Fayı ve Kapıdağ Fayı, Güney Marmara Denizi şelfinde İmralı Adası'nın batısından, Marmara Adası'nın doğusuna kadar olan bölümünde haritalanmıştır. Akustik temele kadar ulaşan bu faylar, akustik temelde yaklaşık 1 km'lik atım yaratmaktadır.

Haritalanan bu faylar, Le Pichon vd. (2014)'nin yorumladığı Güney Marmara Fayı'nın bir parçasıdır. Fakat Le Pichon vd. (2014), bu fay zoneunun güney şelfin, yani Pliyo-Kuvaterner tortul örtünün altında tek bir sürekli fay olduğunu öne sürmüşlerdir. Bu çalışma kapsamında ortaya konan faylar ise güney Marmara şelfine Gemlik Körfezi'nden girip, şelfte yelpaze şeklinde dağılarak ilerleyen KAF'ın orta koluna ait fay zonları olarak yorumlanmıştır. Haritalanan İmralı Sırtı Fayı ve Kapıdağ Fayı, sağ yanal doğrultu atımlı ana faylar olarak yorumlanmıştır (Şekil 4.3).

İmralı Sırtı Fayı literatürde isimlendirilmemiş bir fay olup bu çalışmanın da dahil olduğu TAMAM ve SoMAR Projeleri kapsamında toplanan veriler ışığında isimlendirilmiştir (Okay, S. vd., 2012). Harita görünümünde bükümüne sahip olan doğrultu atımlı faylar genellikle aktivitelerini genişleme veya sıkışma bileşenleri ile gösterirler. Bu çalışmada İmralı Sırtı Fayı'nın orta şelfte büküm (bend) yaparak ilerlediği, kuzeyindeki KB-GD uzanımlı normal bileşenli fayların varlığı ve bölgede gözlenen açılma sisteminin bu fayın orta şelfteki bölümü gevşeyen bükümlü doğrultu atımlı fay olma özelliğini göstermektedir (Şekil 4.3).

Marmara Adası'nın doğusuna kadar takip edilebilen bu fay, daha batıya doğru veri seti nedeniyle haritalanamamıştır. Ayrıca bu bölgede yaşlı kayaların deniz tabanında olması daha batıya doğru haritalanamamasının bir diğer sebebidir. Yorumlanan sismik kesitler incelendiğinde, İmralı Sırtı Fayı'nın düşey atımından dolayı normal bileşene sahip olduğu gözlenmektedir (Şekil 4.6). Fayın kuzey ve güneyinde yer alan birimlerin birbirleri ile farklılık göstermesi, yani farklı yaş ve ortamlara ait birimlerin yan yana gelmesinden dolayı İmralı Sırtı Fayı'nın doğrultu atım bileşenine sahip olduğu yorumu

da getirilmiştir (Şekil 4.7). Fayın gevşeyen bükümüne sahip olması doğrultu atımlı fay olduğunu desteklemekte ve bükümlerin yapısı sağ yanal özelliktedir. Ayrıca sismik kesitlerde akustik temeli kesen İmralı Sırtı Fayı, temel üzerinde (cyan renkli horizon) min 180 metre, max 812 metre'lik bir düşey atım oluşturmaktadır (Şekil 4.8). İmralı Sırtı Fayı'nın aksutik temelde atım yaratmış olması bu fayın uzun zamandan beri çalışan önemli bir fay olduğunu göstermektedir.

İmralı Sırtı Fayı'nın kuzeyinde, şelf kenarında yorumlanan normal fay bileşenine sahip fay zone (Şekil 4.13'deki turuncu fay) Okay vd. (2000)'nin Güney Sınır Fayı olarak yorumladıkları post-Miyosen yaşlı fayın batı kısmına denk gelmektedir. Bu fay zoneunun Sorlien vd. (2012)'nin yorumladıkları İmralı Fayı'nın şelf kenarını sınırlayan devamı olabileceği düşünülmektedir. Çalışma alanında bu fayın normal bileşene sahip olduğu yorumu getirilmiştir. Fakat bu fayın karakteri ve devamlılığı hakkında daha fazla yorum yapabilmek için alanın kuzeyine uzanan daha fazla çok kanallı sismik yansıma verisine ihtiyaç vardır.

Bu çalışmada Kapıdağ Fayı, Güney Marmara şelfine Gemlik Körfezi'nden girip, İmralı Adası'nın güneyinden Kapıdağ Yarımadası'na doğru uzanan KAF'nın orta kolunun en güneydeki fay zone olarak yorumlanmış ve yanal atımlı tek bir fay zone şeklinde haritalanmıştır (Şekil 4.3). Kapıdağ Fayı'nın Bandırma Körfezi'ndeki bölümünü Vardar vd. (2014)'de, KAF'ın orta koluna ait, Gemlik Körfezi ile Bandırma Körfezi arasında 3 segmentten oluşan bir fay olduğunu yorumlamışlardır. Bu fayın, Kapıdağ Yarımadası'nın altından karaya doğru ilerleyerek karaya çıktığı şeklinde yorumlanmıştır. Fakat bu çalışmada, Kapıdağ Fayı literatürde ilk kez tek bir fay zone olarak haritalanmıştır (Şekil 4.3).

Ayrıca, Örgülü (2011)'deki çalışmasında, odak mekanizması çözümlerinin Kapıdağ Yarımadası bölgesinin kuzeybatı sınırında ve İmralı Adası'nın batısındaki orta şelfte, İmralı Sırtı Fayı ve Kapıdağ Fayına denk gelen doğrultu atımlı hareketin varlığından bahsetmektedir.

Yorumlanan sismik kesitler incelendiğinde, akustik temel üzerinde (cyan renkli horizon) min 848 metre, max 1132 metre'lik büyük bir dikey atım oluşturan Kapıdağ Fayı'nın, deniz tabanına ulaşmadığı gözlenmiştir. Fayın üzeri tortullarla kaplı

olduğundan bu fayın bu bölgede Geç Kuvaterner (son 500 bin yıl) boyunca aktif olmadığı düşünülmektedir. Bu yüzden bu fay çalışma alanında, yani orta şelfte yer alan bu bölümü, “gömülü” bir fay olarak yorumlanmıştır (Şekil 4.11). Fakat bu fayın da akustik temelde düşey atım yaratmış olması bu fayın önemli ve Geç Kuvaterner’e kadar aktif olan bir fay zonu olduğunu ifade etmektedir. Kapıdağ Fayı’nın kuzeyinde 0.2 - 1.2 saniyeler arasında gözlenen eksenel bir kıvrım yüzeyi doğrultu atımlı bir fay üzerindeki bölgesel sıkışma (transpresyon) ile tutarlıdır (Şekil 4.16).

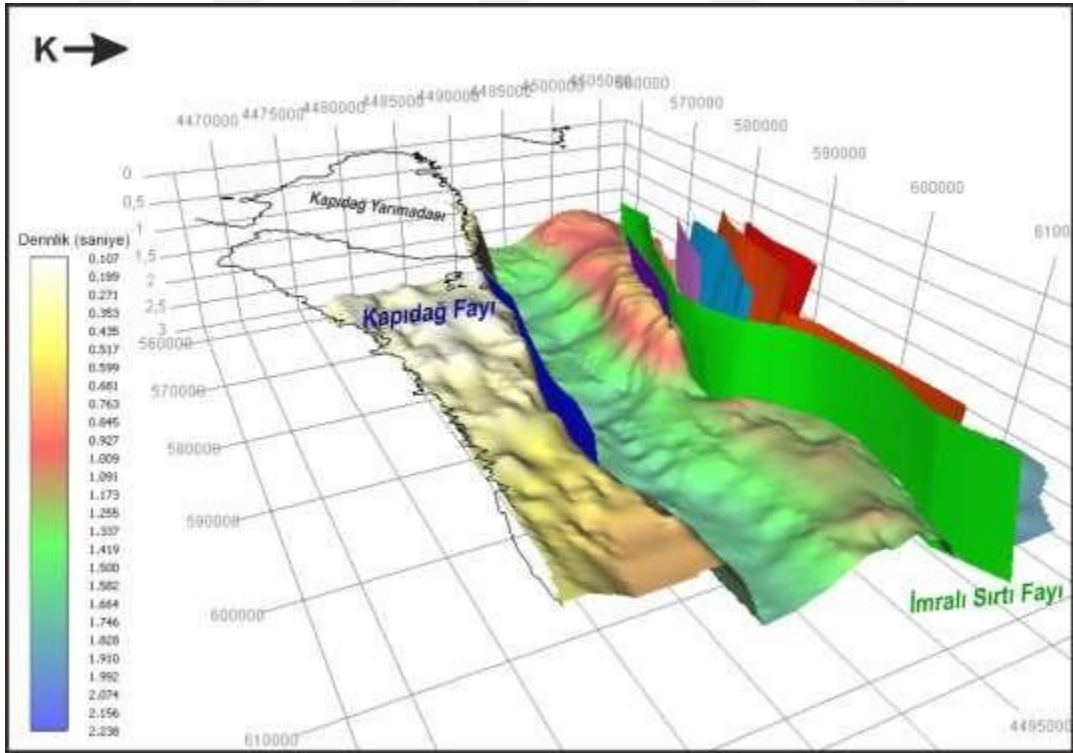
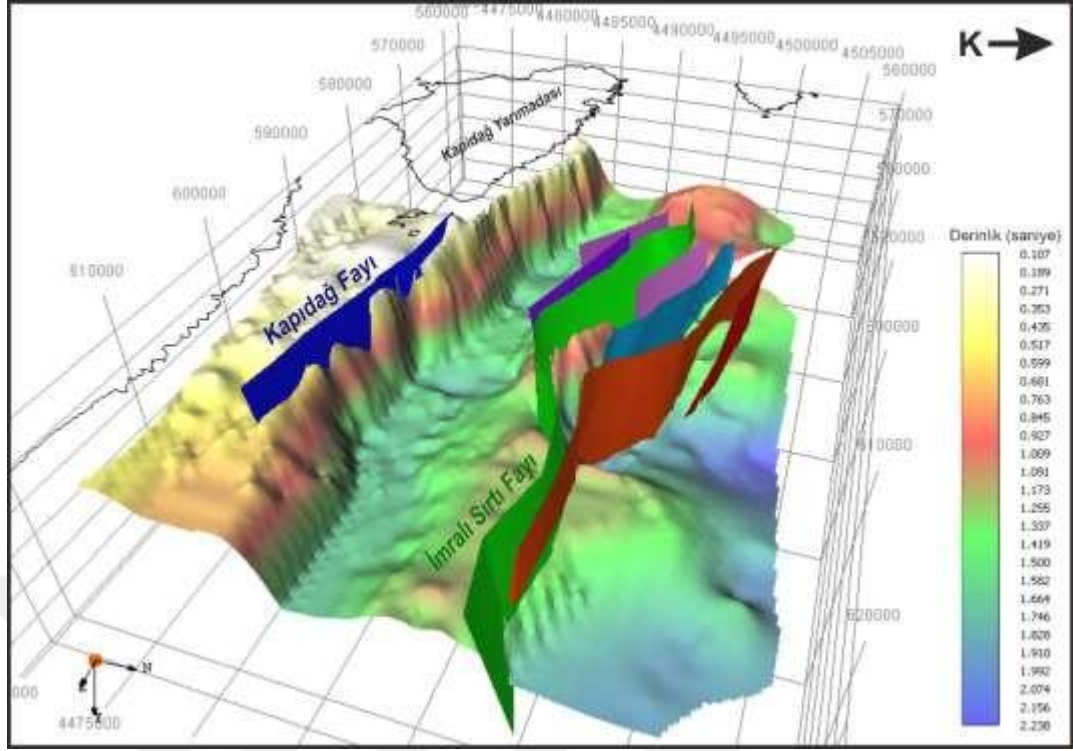
Doğrultu atımlı bir fay olan İmralı Sırtı Fayı’nın kuzeyinde bu fay ile ilişkili gelişen normal fayların da olduğu gözlenmiştir. Yaklaşık BKB-DGD, BGB-DKD ve D-B doğrultulu olan bu faylar, çalışma alanında gözlenen ikincil yapılar olarak yorumlanmıştır. Bu fayların normal bileşeni olduğu yorumlanan sismik kesitlerden gözlenebilmiştir (Şekil 4.13 ve 4.14). İmralı Sırtı Fayı’nın kuzeyinde yer alanların güneybatıya, güneyinde yer alanların kuzeydoğuya dalımlı olduğu bu normal faylar (Şekil 4.3), sismik kesitlerde deniz tabanından itibaren yaklaşık en sığ 800 ms olmak üzere yaklaşık 1800 ms derinliklere kadar takip edilebilmiştir. İmralı Sırtı Fayı’nın kuzeyindeki BKB-DGD uzanımlı faylar İmralı Sırtı Fay zonunun gevşeyen büküm sistemi ile ilişkilendirilmiştir.

İmralı Sırtı çalışma alanı boyunca bazı bölgelerde şelfin altında İmralı Sırtı Fayı’nı kesen bir antiklinal yapısı olarak gözlenmekte (Şekil 4.4 ve 4.5), bazı yerlerde ise İmralı Sırtı Fayı ile Kapıdağ Fayları arasında üstü tıraşlanmış eğimli bir bloğun üst kısmı olarak gözlenmektedir (Şekil 4.16 ve 4.17). İmralı Sırtı literatürde başka çalışmalarda isimlendirilmemiş olup, Vardar vd. (2014)’de Kapıdağ Yarımadası’nın kuzeyinde Kapıdağ Yükselimi olarak batimetride bölgesel bir yükselim olarak gösterilmiştir. Le Pichon vd. (2014)’de yaptıkları çalışmada yapısal haritalarının üzerinde İmralı Adası ile Kapıdağ Yarımadası arasında antiklinal şeklinde uzanan yükselmiş bir temel birim olarak yorumlamışlardır. Bu yükselim sonucu antiklinalin tepesine yakın kısımda yer alan üst birimlerde erozyonel tıraşlanmaya yol açtığını ileri sürmüşlerdir. Tez çalışmasında İmralı Sırtı olarak yorumladığımız yapı İmralı Adası’nı da içine alan ve üst yüzeyi uyumsuzluk birimi ile ayırt edilen, tıraşlanmaya maruz kalmış geniş bir zon şeklinde gözlenmektedir (Şekil 4.18, pembe zon). Yorumlanan sismik kesitler incelendiğinde, İmralı Sırtı’nın tıraşlanmış olan üst

yüzeyinin (pembe renkli horizon) deniz tabanından itibaren olan derinliğinin, çalışma alanının batısından doğusuna doğru gidildikçe derinleştiği gözlenmiştir. Le Pichon vd. (2014) çalışmalarında antiklinal alanında temelde Alt Pliyosen zamanında bir yükselim evresi (4.5 ve 3.5 my) gerçekleştiğini ve bunun sonucunda temelin batıya doğru yükseliminin arttığı yorumunu getirmişlerdir. Alanda İmralı Sırtı yükseliminin batıya doğru deniz tabanının altında 800 ms'lere kadar yükselmiş olmasının sebebi bu evre ile bağlantılı olabilir. Ek olarak, Le Pichon vd. (2015)'deki yaptıkları çalışmada Güney Marmara Fayı'nın yorumladıkları antiklinal yapısının sonradan kestiğini öne sürmüşlerdir, yani antiklinalin oluşumu ile fayın ilişkili olmadığını vurgulamışlardır.

Çalışma alanında ayrıntılı bir şekilde yorumlanan akustik temel seviyesinden elde edilen genliğin, üzerinde yer alan tortullara göre yüksek olması akustik temelin masif bir yapıda olduğundan kaynaklanıyor düşünülmektedir. Ayrıca akustik temel seviyesi giritili çıkıntılı bir yapıdadır, bu durum da su seviyesi değişiklikleri ile ilgili eski bir erozyonel yüzey olabileceğini düşündürmektedir. Adatepe vd. (2002)'de yaptıkları çalışmada Marmara-1 kuyusunu kesen bir sismik kesitte akustik temeli, kıvrımlı Miyosen yaşlı bir birim olarak yorumlamışlardır. Le Pichon vd. (2014)'deki çalışmalarında ise sismik kesitlerden akustik temeli İmralı Adası'nın batısındaki bölgede bir antiklinal şeklinde yükselmiş, üst Kretase temel olarak yorumlamışlardır. Marmara-1 kuyusu şelf kenarına yakın, çalışma alanının kuzeyindeki bir lokasyonda kaldığından, akustik temelin yaşı hakkında net bir yorum yapılamamıştır. Çalışma alanında sismik seviyelerin ve fayların detaylı yaşlandırılabilmesi için İmralı Sırtı'nın kuzeyinde ve güneyinde derin sondajların yapılmasına ihtiyaç vardır.

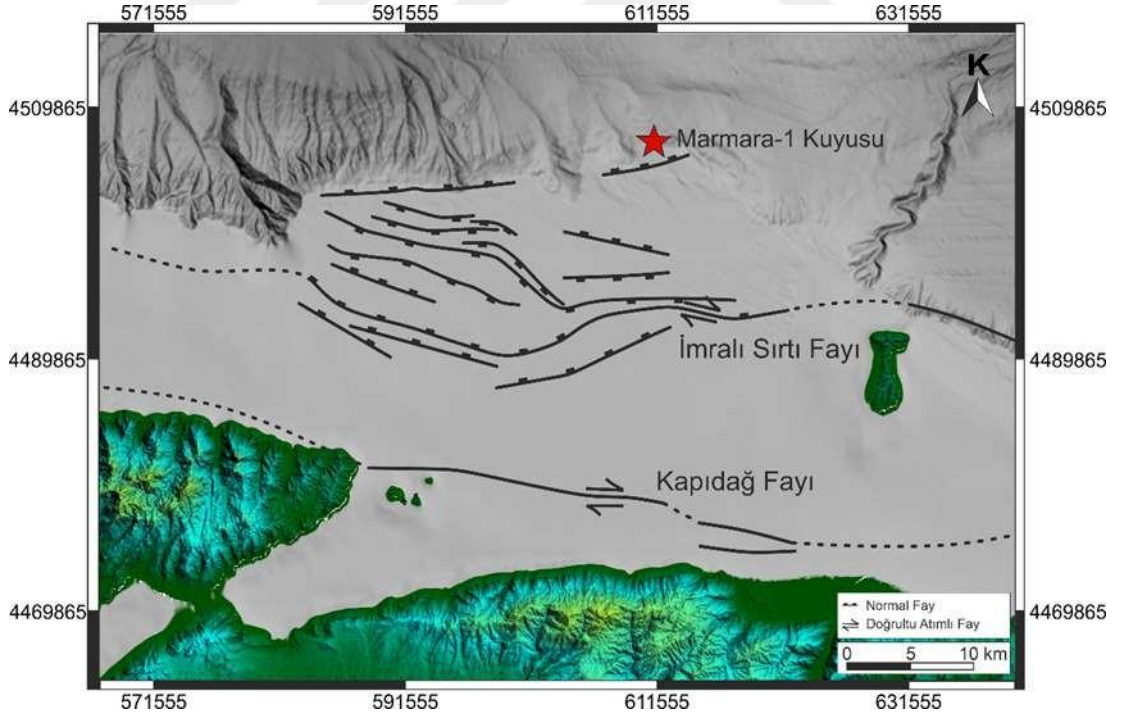
Şekil 5.1 ve 5.2'deki akustik temel haritalarına bakıldığında, Kapıdağ Fayı akustik temeldeki ani derinleşme ile sınır oluşturmaktadır. Ayrıca İmralı Sırtı Fay zonunun akustik temeldeki yükselim alanını keserek batıya doğru uzandığı Şekil 5.2'de gözlenmektedir. Akustik temelin güneyinin Kapıdağ Fayı'nın kontrolünde şekillenmiş olabileceği düşünülmektedir.



BÖLÜM ALTI

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu çalışmada, İmralı Adası'nın batısından Marmara Adası'nın doğusuna kadar uzanan Güney Marmara Denizi'nin orta şelfin tektoniği, yüksek ayrımlı çok kanallı sismik yansıma verilerinin yorumlanması ile ayrıntılı olarak incelenmiştir. Alanda Kuzey Anadolu Fay Zonu orta koluna ait İmralı Sırtı Fayı ve Kapıdağ Fayı olarak adlandırılan iki ana fay zonuna haritalanmıştır (Şekil 6.1). İmralı Sırtı Fayı, İmralı Adası'nın batısından başlayarak orta şelfte büküm yaparak ilerlemekte ve kuzeyindeki KB-GD uzanımlı normal bileşenli fayların varlığı ve bölgede gözlenen açılma sistemi ile gevşeyen bükümlü doğrultu atımlı fay olma özelliğini göstermektedir. Kapıdağ Fayı ise, İmralı Adası'nın güneyinden Kapıdağ Yarımadası'na doğru uzanmakta olup KAF'nın orta kolunun en güneydeki fay zonuna yorumlanan, yanal atımlı tek bir fay zonuna şeklinde haritalanmıştır. Bu iki fay zonuna arasında İmralı Sırtı yükselimi de geniş bir zon şeklinde haritalanmıştır.



Şekil 6.1 Tez kapsamında çalışma alanına ait elde edilen fay haritası.

Ayrıca alanda akustik temel seviyesi yorumlanarak zaman cinsinden derinlik haritası elde edilmiştir. Girintili çıkıntılı bir yapıda gözlenen bu seviye faylarla deforme olmuş ve belirgin atımlar gözlenmiştir. Akustik temelde gözlenen deformasyonlar, bu fayların uzun süredir var olan önemli fay zonları olduklarını ortaya koymaktadır. Kapıdağ Fayı'nın akustik temelin şekillenmesinde etkili olduğu düşünülmektedir.

Çalışmanın limitasyonları arasında orta şelfte İmralı Sırtı'nın varlığı nedeniyle tüm sismik seviyelerin yaşlandırmasının yapılamaması yer almaktadır. Gelecekte potansiyel çalışma konuları arasında, tüm sismik seviyelerin, akustik temelin ve fayların yaşlandırılması ile ilgili çalışmalar yer almaktadır. Bu çalışmalar için Marmara Denizi güney şelfinde hem İmralı Sırtı'nın kuzeyinde hem de güneyinde derin sondajlara ihtiyaç vardır.

Güney Marmara Denizi'nin orta şelfinin tektoniği hakkında elde edilen bu bilgiler, bölgedeki deprem riskinin daha iyi anlaşılmasına ve olası deprem senaryolarının geliştirilmesine yardımcı olacaktır. Haritalanan fay zonlarında meydana gelebilecek depremlerin çevre bölgelerde yaratacağı hasarlar konusunda önlemler alınabilmesi açısından çalışma önem taşımaktadır. Bölgede depremlerle ilgili daha ayrıntılı çalışmaların da yapılması gerekmektedir. Bu çalışmaların sonucunda, bölgenin deprem riski hakkında daha kapsamlı bir bilgi sağlanabilecektir.

KAYNAKLAR

Adatepe, F.M. (1988). Marmara Denizi jeofizik verilerinin değerlendirilmesi [Doktora Tezi]. İstanbul Üniversitesi.

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(1), 383-395.

[https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00355-9](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00355-9)

Akbayram, K., Şengör, A.M.C. ve Özcan, E. (2016). The evolution of the Intra-Pontide suture: Implications of the discovery of late Cretaceous–early Tertiary mélanges. *Geological Society of America Special Paper* 525.

[https://doi.org/10.1130/2016.2525\(18\)](https://doi.org/10.1130/2016.2525(18))

Aksu, A.E., Hiscott, R.N. ve Yaşar, D. (1999). Oscillating Quaternary water levels of the Marmara Sea and vigorous outflow into the Aegean Sea from the Marmara Sea–Black Sea drainage corridor. *Marine Geology*, 153(1-4), 275-302.

[https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00078-4](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00078-4)

Aksu, A., Calon, T. ve Hiscott, R. (2000). Anatomy of the North Anatolian Fault Zone in the Marmara Sea, Western Turkey: extensional basins above a continental transform. *GSA Today*, 10(6) 3-7.

Allen, C. R. (1969). Active faulting in northern Turkey. *Contr. No. 1577. Div. Geol. Sci. Calif. Inst. Tech.*, 32.

Alpar, B. (2000). Marmara Denizi deprenselliği, Marmara Denizi sismik görünümü, Marmara Denizi'nin jeolojik oşinografi. In E. Doğan & A. Kurter (Ed.), İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, (126-177).

Ambraseys, N.N., (1970). Some characteristic features of the North Anatolian fault zone. *Tectonophysics*, 9(2-3), 143-165.

[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(70\)90014-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(70)90014-4)

Ambraseys, N.N. (2002). The seismic activity of the Marmara Sea region over the last 2000 years. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92(1), 1-18.

<https://doi.org/10.1785/0120000843>.

Armijo, R., Meyer, B., Barka, A.A. ve Hubert, A., (1999). Propagation of the North Anatolian Fault into the Northern Aegean: Timing and kinematics, *Geology*, 27(3), 267-270.

[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0267:WPOTNA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0267:WPOTNA>2.3.CO;2)

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? *Terra Nova*, 14(2), 80-86.

<https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2002.00397.x>

Armijo, R., Pondard, N., Meyer, B., Uçarkuş, G., Lepinay, M.B., Malavieille, J. vd. (2005). Submarine fault scarps in the Sea of Marmara pullapart (North Anatolian Fault): implications for seismic hazard in İstanbul. *Geochemistry Geophysics Geosystems.*, 6, 6, Q06 009.

<https://doi.org/10.1029/2004GC000896>

Atgın, O. (2013). Çınarcık Havzası'nın ve Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizi içerisindeki devamının çok kanallı sismik yansıma verileri ile incelenmesi [Yüksek Lisans Tezi]. Dokuz Eylül Üniversitesi.

Aydemir, S. (2015). Güney Marmara Denizi'ndeki sıg gaz birikimlerinin dağılımı ve nitelik analizleri [Yüksek Lisans Tezi]. Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.

Barka, A.A. ve Gülen, L. (1988). New constraints on age and total offset of the North Anatolian fault zone: Implications for tectonics of the eastern Mediterranean region. *Middle East Technical University Journal of Pure and Applied Sciences*, 21(1-3), 39-63.

Barka, A.A. ve Kadinsky-Cade, K. (1988). Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7(3), 663-684.

<https://doi.org/10.1029/TC007i003p00663>

Barka, A.A, Sakıncı, M. ve Yaltırak, C. (1988). Marmara Denizi'nin jeolojisi ve jeofiziği. In N. Görür (Ed.), *Türkiye Denizlerinin ve Yakın Çevresinin Jeolojisi içinde* (131-210).

Barka, A.A. (1992). The North Anatolian Fault. *Annales Tectonicae*, 6, 164-195.

Barka, A. ve Kuşçu, İ. (1996). Extents of the North Anatolian Fault in the İzmit, Gemlik and Bandırma Bays. *Turkish Journal of Marine Sciences*, 2, 93-106.

Barka, A.A. ve Reilinger, R. (1997). Active tectonics of the Eastern Mediterranean region deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annale de Geofizica*, 40(3), 587-610.

<https://doi.org/10.4401/ag-3892>

Brinkmann, R. (1976). *Geology of Turkey*. Elsevier, Amsterdam, 158.

Crampin, S. ve Evans, R. (1986). Neotectonics of the Marmara Sea region of Turkey. *Journal of the Geological Society*, 143(2), 343-348.

<https://doi.org/10.1144/gsjgs.143.2.0343>

Cürebal, İ. (1999). Gönen Çayı (Tahirova) ile Edincik (Balıkesir) arasının kıyı kullanımı ve planlaması [Yüksek Lisans Tezi]. İstanbul Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Yayınlanmamış.

Çağatay, M.N., Wulf, S., Sancar, Ü., Özmaral, A., Vidal, L., Henry, H. vd. (2015). The tephra record from the Sea of Marmara for the last ca. 70 ka and its palaeoceanographic implications. *Marine Geology*, 361, 96-110.

<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.01.005>

Çağatay, M.N., Eris, K.K., Makaroğlu, Ö., Yakupoğlu, N., Henry, P., Leroy, S.A.G. vd. (2019). The Sea of Marmara during Marine Isotope Stages 5 and 6. *Quat. Sci. Rev.*, 220, 124-141.

<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.07.031>.

Çetin, S. (1998). Marmara Denizi Sismik Yansıma Verilerinin Değerlendirilmesi (Profil M97-014) [Yüksek Lisans Tezi]. İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü.

Dewey, J.F. (1977). Suture zone complexities: a review. *Tectonophysics*, 40, 53-67.

[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(77\)90029-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(77)90029-4)

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 America Bulletin*, 1(90), 84-92.

[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1979\)90<84:AASRCM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1979)90<84:AASRCM>2.0.CO;2)

Dondurur, D. (2009). Deniz sismiğinde veri işlem. Ankara; JFMO Eğitim Yayınları.

Emre, Ö., Erkal, T., Tchepalyga, A., Kazancı, N., Keçer, M. ve Ünay, E. (1998). Doğu Marmara Bölgesinin Neojen-Kuvaternerdeki evrimi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 120, 233-258.

Ergün, M. ve Özel, E. (1995). Structural relationship between the sea of Marmara basin and the North Anatolian Fault. *Terra Nova*, 7(2), 278-288.

<https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1995.tb00695.x>

Ertin, G. (1994). Kapıdağ Yarımadasının Coğrafi Etüdü. *Türk Coğrafya Dergisi*, 29, 283-314.

Gasperini, L., Polonia, A., Çağatay M.N., Bortoluzzi, G. ve Ferrante, V. (2011). Geological slip rates along the North Anatolian Fault in the Marmara region. *Tectonics*, 30:TC 6001.

<https://doi.org/10.1029/2011TC002906>

Gazioğlu, C., Gökaşan, E., Algan, O., Yücel, Z.Y., Tok, B. ve Doğan, E. (2002). Morphologic features of the Marmara Sea from multibeam data. *Marine Geology*, 190(1-2), 397-420.

[https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00356-0](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00356-0)

Görür, N., Çağatay, N.M., Sümengen, M., Şentürk, K., Yaltırak, C. ve Tchepalyga, A. (1997). Origin of the Sea of Marmara as deduced from the Neogene to Quaternary Paleogeographic evolution of its frame. *Intern. Geology Review*, 39(4), 342-352.

<https://doi.org/10.1080/00206819709465276>

Görür, N. (2003). Marmara Denizi'nin deprem potansiyeli. Ankara: Türkiye Bilimler Akademisi Yayınları.

Güneysu, A.C. (14-15 Mayıs 1998). Marmara Denizi güneyinin denizaltı ve kıyı jeomorfolojisi [Bildiri Özeti]. *Deniz jeolojisi*, 4. Türkiye Deniz Araştırmaları Sempozyumu, 166-171.

Gürbüz, C., Aktar, M., Eyidoğan, H., Cisternas, A., Haessler, H., Barka, A.A. vd. (2000). The seismotectonics of the Marmara region (Turkey): Results from a microseismic experiment. *Tectonophysics*, 316(1-2), 1-17.

[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00253-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00253-X)

Gürer, Ö.F., Kaymakçı, N., Çakır, Ş. ve Özburan, M. (2003). Neotectonics of the southeast Marmara region, NW Anatolia, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(9), 1041-1051.

[https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00140-2](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00140-2)

Gürer, Ö.F., Sanğu, E. ve Özburan, M. (2006). Neotectonics of the SW Marmara region, NW Anatolia, Turkey. *Geological Magazine*, 143(2), 229-241.

<https://doi.org/10.1017/S0016756805001469>

Hsü, K.J. (1972). When the Mediterranean driep up. *Scientific American*, 227, 26-36.

Hsü, K.J. (1974). Melanges and their distinction from olistostromes. In R.H. Dott & R.H. Shaver (Ed.), *Moderti and ancient Geosynclinal sedimentation içinde* (321-334).

Hsü, K.J., Nacev, I.K. ve Vuchev, V.T. (1977). Geologic evolution of Bulgaria in the light of plate tectonics. *Tectonophysics*, 40(3-4), 245-256.

[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(77\)90068-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(77)90068-3)

Hsü, K.J. ve Bernoulli, D. (1978). Genesis of the Tethys and the Mediterranean. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 42(1), 943-950.

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 multi-channel seismic and multibeam bathymetry data. *Earth and Planetary Sc.Letters*, 186(2), 143-158.

[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00241-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00241-2)

Kalafat, D. ve Pınar, A. (1997). Some Features of Seismicity and Seismotectonics of Marmara Sea Region, NW Turkey, EUG 9, Strasbourg, France.

Kalafat, D. (2011). Marmara Bölgesi'nin Depremselliği ve Deprem Ağının Önemi. 1. Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı, 11-14 Ekim 2011, ODTÜ, Ankara.

Kalafat, D., Pınar, A. ve Barış, Ş. (1997). Some features of seismicity and seismotectonics of the Marmara sea region, NW Turkey. *International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior (IASPEI)*, August 17-28, 1997, Thessaloniki, Greece.

Kalafat, D. (2000). 17 Ağustos 1999 Marmara ve 12 Kasım 1999 Düzce Depremleri, *JEOfİZİK Bülteni*, 36, 31-34, Ocak 2000, Ankara (in Turkish).

- Kalafat, D. (2000). 17 Ağustos 1999 Marmara ve 12 Kasım 1999 Düzce Depremleri-Marmara Denizinin Genel Yapısı, Deprem ve İstanbul Kitabı, T.C. İstanbul Valiliği Yayını, 38-42, Ağustos 2000, İstanbul (in Turkish).
- Kalafat, D. (23-25 Kasım 2000). Marmara Denizi ve Çevresinin Depremselliğine Bir Bakış [Bildiri Özeti]. TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Ulusal Jeofizik Toplantısı 2000, Genişletilmiş Özetler Kitapçığı, 128-132, Ankara.
- Kalafat, D., Tahaoğlu, T.Ö. ve Işıkkara, A.M. (8-11 Ekim 2001). 9 Ağustos 1912 Saros-Marmara Depremi [Bildiri Özeti]. Türkiye 14. Jeofizik Kurultayı ve Sergisi, Genişletilmiş Sunu Özetleri Kitabı (Extended Abstracts Book) 103-106, MTA Kültür Merkezi, Ankara.
- Kalafat, D. (17-19, Eylül 2003). Marmara Depremi bir gerçek mi? [Bildiri Özeti]. Ölçü Dergisi, TMMOB Yayın Organı, İstanbul.
- Kalafat, D., Kekovalı, K., Güneş, Y. ve Kara, M. (8-9 Kasım 2007). İzlenen Marmara Denizi ve beklenen Marmara depremi [Bildiri Özeti]. ATAG-11 Aktif Tektonik Araştırma Gurubu 11. Çalıştay Bildiri Özleri Kitabı, 50, TÜBİTAK MAM Gebze, İstanbul.
- Ketin, İ. (1948). Über die tektonisch-mechanischen Folgerungen aus den grossen anadoluischen Erdbeben des letzten Dezenniums. Geology Rundsch, 36, 77-83.
- Ketin, İ. (1983). Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış. İTÜ Kütüphanesi, 1259, 595.
- Kurt, S. ve Ekinci, D. (2014). Marmara Denizi Güney Kıyılarında Tektonik Aktivite İzleri Hakkında Genel Bir Değerlendirme. International Periodical For The Languages, Literature and History of Turkish or Turkic, 9/2, 1049-1069.
- Kurtuluş, C. (1985). The high resolution seismic investigation report of the Gulf of Gemlik (in Turkish). Department of Geophysical Surveys, General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA), Ankara, Tech rep., 735.

Kurtuluş, C. (1993). Seismic stratigraphy in high resolution shallow marine seismic data of the Gemlik Gulf. *Geophysical Prospecting*, 41(7), 913-923.

<https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1993.tb00890.x>

Kurtuluş, C. ve Canbay, M.M. (2007). Tracing the middle strand of the North Anatolian Fault Zone through the southern Sea of Marmara based on seismic reflection studies. *Geo-Mar Lett*, 27, 27-40.

<https://doi.org/10.1007/s00367-006-0050-2>

Kuşçu, İ., Okamura, M., Matsuoka, H., Yamamori, K., Awata, Y. ve Özalp, S. (2009). Recognition of active faults and stepover geometry in Gemlik Bay, Sea of Marmara, NW Turkey. *Marine Geology*, 260(1-4), 90-101.

<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.02.003>

Le Pichon, X., Cahmot-Rooke, N., Lallemeint, S., Noomen, R. ve Veis, G. (1995). Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mesiterranean tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 100(B7), 12675-12690.

<https://doi.org/10.1029/95JB00317>

Le Pichon, X., Taymaz, T. ve Şengör, A.M.C. (17 August 1999). The Marmara Fault and the future Istanbul earthquake [Bildiri Özeti]. *International Conference on the Kocaeli Earthquake*, 41-54.

Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Rangin, C., İmren, C., Armijo, R. vd. (2001). The active main Marmara Fault. *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 595-616.

<https://doi.org/10.81043/aperta.94549>

Le Pichon, X., İmren, C., Rangin, C., Şengör, A.M.C. ve Siyako, M. (2014). The South Marmara Fault. *International Journal of Earth Sciences*.

<https://doi.org/10.1007/s00531-013-0950-0>

Le pichon, X., Şengör, A.M.C., Kende, J., İmren, C., Henry, P., Grall, C. vd. (2015). Propagation of a strike-slip plate boundary within an extensional environment: the westward propagation of the North Anatolian Fault. *Can. J. Earth Sci.*, 53, 1416-1439.

<https://doi.org/10.1139/cjes-2015-0129>.

Lisiecki, L.E. ve Raymo, M.E. (2005). A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20, PA1003.

<https://doi.org/10.1029/2004PA001071>.

Luttig, G. ve Steffens, P. (1976). Explanatory notes for the Paleogeographic Atlas of Turkey from the Oligocene to the Pleistocene, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.

Marathon Petroleum Turkey, (1976). Marmara-1. Final well report, 26 pp.

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I. vd. (2000). Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, 105(B3), 5695-5719.

<http://dx.doi.org/10.1029/1996JB900351>

McKenzie, D.P. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 30(2), 109-185.

<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1972.tb02351.x>

Okay, A.I., Demirbağ, E., Kurt, H., Okay, N. ve Kuşçu, I. (1999). An active, deep marine strike slip basin along the North Anatolian fault in Turkey. *Tectonics*, 18, 129-147.

<https://doi.org/10.1029/1998TC900017>.

Okay, A.İ., Kaslılar-Özcan, A., İmren, C., Boztepe-Güney, A., Demirbağ, E. ve Kuşçu, İ. (2000). Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara sea, Northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study. *Tectonophysics*, 321(2), 189-218.

[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00046-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00046-9)

Okay, A. ve Satır, M. (2000). Coeval plutonism and metamorphism in a latest oligocene metamorphic core complex in Northwest Turkey. *Geological Magazine*, 137(5), 495-516.

<https://doi.org/10.1017/S0016756800004532>

Okay, S., Sorlien, C., Çifci, G., Steckler, M., Seeber, L., Shillington, D. vd. (2012). The Evolution and Activity of Strands of the Central Branch of the North Anatolian Fault in Marmara Sea. *International Earth Science Colloquium on the Aegean Region, İzmir, Turkey*.

Okay, S., Çifci, G., Dondurur, D., Özel, E. ve Kurt, H. (2015). Marmara Denizi'ndeki Kuzey Anadolu Transform Fay Sistemi - Çok Kollu Fayının Kuvaterner Sonrası Evriminin İncelenmesi, TÜBİTAK 112Y026 no'lu İkili İşbirliği Projesi Sonuç Raporu.

Okay Günaydın, S., Sorlien, C.C., Cormier, M.H., Barın, B., Seeber, L., Steckler, M.S. vd. (2022). Post-500 ka and Holocene activity on distributed faults of the North Anatolian Fault system along the southern shelf of Marmara Sea, Turkey. *Tectonophysics*, 840, 229547.

<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229547>

Oral, B., Reilinger, R., Toksöz, N. M., King, R., Barka, A. A., Kınık, I. vd. (1995). Coherent plate motion in the eastern Mediterranean continental collision zone. *EOS*. January, 1-4.

Örgülü, G. (2011). Seismicity and source parameters for small-scale earthquakes along the splays of the North Anatolian Fault (NAF) in the Marmara Sea. *Geophys. J. Int.*, 184(1), 385-404.

<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04844.x>.

Özalp, S., Emre, Ö. ve Doğan, A. (2013). Kuzey Anadolu Fayı Güney Kolu'nun segment yapısı Gemlik Fayı'nın Paleosismik davranışı, KB Anadolu. *MTA Dergisi*, 147, 1-17.

Özburan, M., Sanğu, E. ve Gürer, Ö.F. (2008). Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Güney Marmara Bölgesindeki Geometrik ve Yapısal Özellikleri.

Özsoy E, Oğuz T, Latif M.A, Ünlüata Ü, Sur H.İ ve Beşiktepe Ş. (1988). Oceanography of the Turkish Straits - Second Annual Report, Volume I, Physical Oceanography of the Turkish Straits, Institute of Marine Sciences.

Öztürk, K., Yaltrak, C. ve Alpar, B. (2009). The Relationship between the Tectonic setting of the Lake İznik Basin and the Middle Strand of the North Anatolian Fault. *Turk. J. Earth Sci.*, 18, 209-224.

<https://doi.org/10.3906/yer-0803-4>.

Parke, J.R., Minshull, T.A., Anderson, G. vd. (1999). Active faults in the Sea of Marmara, western Turkey, imaged by seismic reflection profiles, *Terra Nova*, 11(5), 223-227.

<https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.1999.00248.x>

Pondard, N., Armijo, R., King, G.C.P., Meyer, B. ve Flerit, F. (2007). Fault interactions in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): earthquake clustering and propagating earthquake sequences. *Geophysical Journal International*, 171(3), 1185-1197.

<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03580.x>

Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, B., King, R., Toksöz, N.M., Barka, A.A. vd. (1997). Global positioning system measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *Journal of Geophysical Research*, 102, 9983-9999.

<https://doi.org/10.1029/96JB03736>

Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Çakmak, R. vd. (2006). GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B5).

<https://doi.org/10.1029/2005JB004051>

Ryan, W.B.F., ve Cita, M.B. (1978). The nature and distribution of Messinian erosional surface-indication of a several kilometer-deep Mediterranean in the Miocene. *Marine Geology*, 27(3-4), 193-230.

[https://doi.org/10.1016/0025-3227\(78\)90032-4](https://doi.org/10.1016/0025-3227(78)90032-4)

Ryan, W.B.F., Pitman, III, W.C., Major, C.O., Shimkus, K., Maskalenko, V., Jones, G.A. vd. (1997). An abrupt drowning of the Black Sea shelf. *Marine Geology*, 138, 119-126.

[https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(97\)00007-8](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(97)00007-8).

Ryan, W.B.F., Major, C.O., Lericolais, G., Goldstein, S.L. (2003). Catastrophic flooding of the Black Sea. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 31, 525-554.

<https://doi.org/10.1146/annurev.earth.31.100901.141249>.

Sakınç, M. ve Yalırak, C. (1997). Güney Trakya sahillerinin denizel Pleyistosen çökelleri ve paleocoğrafyası. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 119, 43-62.

- Sakınç, M. ve Yaltırak, C. (1999). Marmara Denzinin Jeolojisi ve Jeofiziği. In N. Görür (Ed.), Türkiye Denizleri'nin ve Çevre Alanlarının Jeolojisi içinde (131-210).
- Sakınç, M. , Yaltırak, C., Alpar, B. ve Yüce, H. (2000). Origin of the Strait of Çanakkale (Dardanelles): regional tectonics and the Mediterranean – Marmara incursion. *Marine Geology*, 164(3-4), 139-156.
- [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(99\)00134-6](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00134-6)
- Saltık, O. (1974). Şarköy-Mürefte Sahalarının Jeolojisi ve Petrol Olanakları. TPAO Rap. No. 879, 30.
- Selim, H.H., Eyidoğan, H. ve Tüysüz, O. (23-25 Mart 2005). Güney Marmara Bölgesi'nde tarihsel ve aletsel dönemlerde oluşan depremlerin sismolojik ve jeolojik incelemesi [Bildiri Özeti]. Deprem Sempozyumu, Kocaeli.
- Siyako, M., Burkan, K.A. ve Okay, A.I. (1989). Tertiary geology and hydrocarbon potential of the Biga and Gelibolu peninsulas. *Bull. Turk. Assoc. Pet. Geol.*, 1, 183-200.
- Siyako, M., Tanış, T. ve Şaroğlu, F. (2000). Marmara Denizi aktif fay geometrisi. *TÜBİTAK Bilim ve Teknik Dergisi*, 388, 66-71.
- Smith, A.D., Taymaz, T., Oktay, F., Yüce, H., Alpar, B., Başaran, H. vd. (1995). High resolution seismic reflection profiling in the Sea of Marmara (northwest Turkey): Late Quaternary sedimentation and sea-level changes. *Geological Society America Bulletin*, 107(8), 923-936.
- [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1995\)107<0923:HRSPIT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107<0923:HRSPIT>2.3.CO;2)
- Sorlien, C.C., Akhun, S.D., Seeber, L., Steckler, M.S., Shillington, D.J., Kurt, H. vd. (2012). Uniform basin growth over the last 500 ka, North Anatolian Fault, Marmara Sea, Turkey. *Tectonophysics*, 518-521, 1-16.
- <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.006>

Stanley, D.J. ve Blanpied, C. (1980). Late Quaternary water exchange between the eastern Mediterranean and the Black Sea. *Nature*, 285, 537-541.

<https://doi.org/10.1038/285537a0>

Şengör, A.M.C. (1979). The North Anatolian Transform Fault: its Age, Offset and Tectonic Significance. *Journal of the Geological Society*, 136, 269-282.

<https://doi.org/10.1144/gsjgs.136.3.0269>

Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y. (1981). Thethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75(3-4), 181-241.

[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90275-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90275-4)

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, Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation. In J. C. Crowell (Ed.), *Society of Economic Paleontology and Mineralogy Special Publication içinde*, 37, 227-264.

<https://doi.org/10.2110/pec.85.37.0211>

Şentürk, K. ve Karaköse, C. (1987). Çanakkale Boğazı ve Dolayının Jeolojisi, MTA Rapor No:9333. (yayınlanmamış).

Taner, G. (1983). Hamzaköy Formasyonu'nun Çavda (Baküniyen) Bivalvleri, Gelibolu Yarımadası. *TJK. Bült.*, 26(1), 59-64.

Ternek, Z., Erentoz, C. ve Pamir, H.N. (1987). Explanatory text of the geological map of Turkey- Istanbul Sheet. *Mineral Research and Exploration*.

Tunç, B., Çaka, D., Irmak, S., Tunç, S., Woith, H., Barış, Ş. vd. (11-14 Ekim 2011). Armutlu Sismik Ağı (Arnet) ve Armutlu-Yalova-Gemlik çevresinin Tektonik özellikleri [Bildiri Özeti]. *Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı*, ODTÜ, Ankara.

Turgut, S., Siyako, M. ve Dilkı, A. (1983). The geology and the petroleum prospects of the Thrace Basin. Proc. Geol. Congr. of Turkey, 4, 5-46.

Tüysüz, O., Barka, AA. 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(1-2), 105-126.

[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00085-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00085-7)

Tüysüz, O. (2009). Marmara Denizi, İTÜ "Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, http://www.yerdurumu.org/makaleler/documents/marmara_denizi.asp, Erişim Tarihi: 09 Ocak 2012.

Vardar, D. (2013). Güney Marmara (Karabiga–Gemlik Arası) Yakın Kıyı Alanları Pliyo-Kuvaterner Yapılarının Sismik Yansıma Verileriyle İncelenmesi [Doktora Tezi]. İ.Ü Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü.

Vardar, D., Öztürk, K., Yaltırak, C., Alpar, B. ve Tur, H. (2014). Late Pleistocene–Holocene evolution of the southern Marmara shelf and sub-basins: middle strand of the North Anatolian fault, southern Marmara Sea, Turkey. Mar Geophys Res., 35(1), 69-85.

<https://doi.org/10.1007/s11001-013-9210-8>

Wong, H.K., Lüddmann, T., Uluğ A. ve Görür, N. (1995). The Sea of Marmara: a plate boundary sea in a tectonic escape regime. Tectonophysics, 244(4), 231-250.

[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)00245-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00245-5)

Yaltırak, C. (1995). Gelibolu Yarımadası'nda PliyoKuvaterner Sedimentasyonunu Denetleyen Tektonik Mekanizma. Jeofizik Dergisi, 9(1-2), 103-106.

Yaltırak, C. (2002). Tectonic evolution of the Marmara Sea and its surroundings. Marine Geology, 190(1-2), 493-529.

[https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00360-2](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00360-2)

Yaltrak, C. ve Alpar, B. (2002). Evolution of the middle strand of North Anatolian Fault and shallow seismic investigation of the southeastern Marmara Sea (Gemlik Bay). *Marine Geology*, 190(1-2), 307-327.

[https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00352-3](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00352-3)

Yılmaz, Y., Genç, C.Ş., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z. vd. (2000). When Did the Western Anatolian Grabens Begin to Develop? *Geological Society, Special Publications*, 173, 353-384.

