

175875

**İZMİR KÖRFEZİ VE ALAÇATI-DOĞANBEY-KUŞADASI
AÇIKLARI AKTİF TEKTONİĞİNİN SİSMİK YANSIMA
VERİLERİ İLE İNCELENMESİ**

**DOKTORA TEZİ
Y. Müh. Neslihan OCAKOĞLU
(505972005)**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 23 Ocak 2004
Tezin Savunulduğu Tarih : 9 Nisan 2004**

**Tez Danışmanı :
Diğer Jüri Üyeleri**

Prof.Dr. Emin DEMİRBAĞ

Prof.Dr. Haluk EYİDOĞAN (İ.T.Ü.)

Prof.Dr. Okan TÜYSÜZ (İ.T.Ü.)

Prof.Dr. Bedri ALPAR (İ.Ü.)

Doç.Dr. Ruhi SAATÇILAR (TÜBİTAK)

NİSAN 2004

Babamın Ölümsüz Anısına.....



ÖNSÖZ

İzmir Körfezi ve Alaçatı-Doğanbey-Kuşadası açıklarının aktif tektonizmasını, çok kanallı sismik yansıma verileri ile incelemeyi amaçlayan bu çalışma İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı'na doktora tezi olarak sunulmuştur.

Tez konusunun belirlenmesinden sonuçlanmasına kadar, çalışmanın her aşamasında yardımlarını ve bilgilerini esirgemeyen değerli hocam ve danışmanım Prof. Dr. Emin DEMİRBAĞ' a çok teşekkür ederim.

Kullanılan çok kanallı sismik yansıma verileri Türkiye Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği programı koordinatörü Prof. Dr. Naci GÖRÜR'ün önderliğinde yürütülmüş olan TÜBİTAK, İTÜ, MTA ortaklığında 198Y079 ve 100Y084 no'lu projelerden temin edilmiştir. Batimetri verisi Türkiye Cumhuriyeti Deniz Kuvvetleri Komutanlığı'ndan sağlanmıştır. Veri temininde bulunun tüm araştırma kurumlarına ve şahıslara, ayrıca verilerin toplanmasında emeği geçen 'MTA Sismik-1' Araştırma Gemisi çalışanlarına çok teşekkür ederim. Kara topoğrafya haritalarını sağlayan Doç. Dr. Fahri ESENLİ' ye ve bu veriyi büyük bir emek harcayarak hazırlayan Doç. Dr. Erkan GÖKAŞAN'a, Yrd. Doç. Dr. Cem GAZİOĞLU'na ve morfoloj Zeki Yaşar YÜCEL'e çok teşekkür ederim. Doktora tezimin amacı doğrultusunda maddi destek sağlayan İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsüne teşekkür ederim.

Çalışmalarım sırasında fikir alışverişinde bulunduğum İTÜ Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Jeoloji Mühendisliği Bölümü ve Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü hocalarıma çok teşekkür ederim. Bilgisayar konusunda desteğini gördüğüm araştırma görevlisi arkadaşlarım Dr. Bülent KAYPAK'a ve Onur TAN'a teşekkür ederim.

Yoğun çalışma temposu içerisinde daima destek ve anlayışını gördüğüm moral kaynağım sevgili eşime çok teşekkür ederim. Son olarak beni bugünlere getiren ve yaşam yolunda ideallerime ulaşabilmem için maddi ve manevi her alanda bana destek olan, sevgili anneme, babama ve kardeşlerime satırlara sığmayan en içten şükranlarımı sunarım.

Nisan 2004

Neslihan OCAKOĞLU

İÇİNDEKİLER

KISALTMALAR	vii
TABLO LİSTESİ	viii
ŞEKİL LİSTESİ	ix
SEMBOL LİSTESİ	xv
ÖZET	xvi
SUMMARY	xviii
1. GİRİŞ	1
1.1. Türkiye'nin Neotektonik Evrimi ve Batı Anadolu Gerilme Rejimi	2
1.2. Ege Bölgesinin Morfolojik ve Fiziksel Özellikleri	7
1.3. Ege Bölgesinin Depremselliği ve Bölgenin Aktif Tektonizması	12
1.4. Çalışma Alanı	16
1.5. İzmir Körfezi ve Dolaylarının Kara Jeolojisi	16
1.6. İzmir Körfezi ve Çevreleyen Kara Alanının Yapısal Özelliklerinin Jeolojik ve Jeofizik Çalışmalarla Araştırılması	20
1.7. Bölgedeki Doğrultu Atımlı ve Normal Faylanmalar Üzerine Görüşler	24
1.8. Çalışma Alanının Depremselliğine Detay Bakış	26
2. KULLANILAN YÖNTEM VE VERİLERİN TOPLANMASI	32
2.1. Sismik Yansıma Yöntemi	32
2.2. MTA Sismik-1 Araştırma Gemisi Donanımı	36
2.3. 1996 Yılında MTA Sismik-1 Araştırma Gemisi ile Çok Kanallı Sismik Yansıma Verilerinin Toplanması	39
2.3.1. Çalışma alanının batimetrisi	39
2.4. 1996 Çok Kanallı Sismik Yansıma Veri Toplama Parametreleri, Hatların Yerleri ve Ön Bulgular	41
2.5. 2000 Yılında Bölgede Çok Kanallı ve Tek Kanallı Sismik Yansıma Verilerinin Toplanma Nedenleri	44

2.6. 2000 Yılında Toplanan Verilerin Türü, Veri Yoğunluğu ve Hatların Tayininde Gözönüne Alınan Kriterler	45
2.7. 2000 Yılı Çok ve Tek Kanallı Verilerin Veri Toplama Parametreleri ve Parametrelerin Tayini	47
2.8. 2000 Yılında Toplanan Çok Kanallı ve Tek Kanallı Verilerin Amaca Uygunluğu	57
2.9. Sismik Kesitlerin Kara ile Kıyaslanabilmesi İçin Detaylı Kara Topoğrafya Haritasının Oluşturulması	60
3. SİSMİK YANSIMA VERİLERİNİN İŞLENMESİ	63
3.1. Çok Kanallı Verilerin Veri-İşlem Aşamaları	63
3.1.1. SEG-D veri okuma	63
3.1.2. Sismik izlerin ayıklanması (editing)	65
3.1.3. Her atışta kesme (mute) işlemi	66
3.1.4. Çentik (notch) filtreleme	66
3.1.5. Genlik analizi	67
3.1.6. Atış-Alıcı geometrisinin tanımı	70
3.1.7. Kaynak-Alıcı seviye düzeltmesi	71
3.1.8. CDP düzenine geçiş	72
3.1.9. Yığma hız analizi, NMO düzeltmesi ve kesme işlemi	74
3.1.10. Yığma (stack) ve kesme (mute) işlemleri	80
3.1.11. Ters evrişim ve süzgeçleme	81
3.1.12. Zaman ortamı göç (migration) işlemi	86
3.1.13. Filtreleme, otomatik genlik kontrolü (AGC) ve kesme (mute)	92
3.1.14. Kesit baskısı	95
3.2. Tek Kanallı Verilerin Veri-İşlem Aşamaları	95
4. MORFOLOJİK, SİSMİK STRATİGRAFİK VE YAPISAL YORUMLAMA	100
4.1. Morfolojik Yorumlama	100
4.2. Sismik Stratigrafik Yorumlama	107
4.2.1. Kuyu verisi ile sismik stratigrafik ilişkilendirme	111
4.2.2. Paleotoğrafya derinlik ve çökel kalınlık haritaları	114
4.3. Sismik Kesitlerin Yapısal Yorumlanması	118
4.3.1. Normal faylar	119
4.3.2. Doğrultu atımlı faylar	130
4.3.2.1. Alaçatı-Doğanbey ve Kuşadası açıkları aktif doğrultu atımlı fayları	133

4.3.2.2. İzmir Körfezi, Karaburun-Foça-Çandarlı açıkları aktif doğrultu atımlı fayları	143
4.4. Bölgenin Aktif Fay Haritasının Tanıtımı	154
4.5. Çalışma Alanının Aktif Fayları ile Sismisite Arasındaki İlişki	162
4.6. Çalışma Alanında Belirlenen Fayların Göreceli Zamansal İlişkileri	164
5. SONUÇLAR VE TARTIŞMA	171
5.1. Çok Kanallı ve Tek Kanallı Sismik Yansıma Veri Toplama Sonuçları ve Kullanılan Diğer Veri Gruplarının Önemi	171
5.2. Çok Kanallı ve Tek Kanallı Sismik Yansıma Veri-İşlem Sonuçları	173
5.3. Sismik Stratigrafik ve Yapısal Yorumlama Sonuçları ve Bölgenin Aktif Tektonik Gelişimi	177
KAYNAKLAR	189
ÖZGEÇMİŞ	199

KISALTMALAR

AGC	: Automatic Gain Control
CDP	: Common Depth Point
da	: Düşey Abartı
DAF	: Doğu Anadolu Fayı
dB	: Desibel
DGPS	: Differential Global Positioning System
GI	: Generator-Injector
GPS	: Global Positioning System
GMT	: Generic Mapping Tool
HFU	: Heat Flow Unit
Hz	: Hertz
ISC	: International Seismological Center
İTÜ	: İstanbul Teknik Üniversitesi
KAF	: Kuzey Anadolu Fayı
KNT	: Knot (mil/saat)
msn	: Milisaniye
MTA	: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
NMO	: Normal Move Out
NGDC	: National Geophysical Data Center
PSI	: Pascal Square Inch
RMS	: Root Mean Square
SEG-D	: Society of Exploration Geophysicists-D
SLR	: Satellite Laser Ranging
sn	: Saniye
T.C.Dz.K.K.	: Türkiye Cumhuriyeti Deniz Kuvvetleri Komutanlığı
TPAO	: Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı
TÜBİTAK	: Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu
USGS	: United States Geological Survey
UTM	: Universal Transverse Mercator Coordinates

TABLO LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 2.1. 1996 ve 2000 yılları çok kanallı ve tek kanallı sismik yansıma veri toplama parametreleri.....	48



ŞEKİL LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1.1 : Anadolu Levhasının ve çalışma alanının neotektonik yapıları (Şengör ve diğ., 1985; Barka ve Kadinsky-Code, 1988; Taymaz ve diğ., 1990; Şaroğlu ve diğ., 1992; Barka ve Reilinger, 1997; Kurt ve diğ., 1999; İmren ve diğ., 2001). Dikdörtgen çerçeve çalışma alanını göstermektedir.....	3
Şekil 1.2 : Avrasya levhasının sabit olması durumunda tüm Türkiye ve Ege bölgesi için % 95 doğruluk elipsleri ile GPS hız vektörleri (McClusky ve diğ., 2000'den değiştirilerek çizilmiştir). Dikdörtgen çerçeve çalışma alanını göstermektedir.....	6
Şekil 1.3 : Ege bölgesi batimetri ve topoğrafya haritası. 2.0 dakikalık örnekleme aralığındaki batimetri verisi NGDC'den alınmış ve 0.5 dakikalık USGS GTOPO30'dan alınan kara topoğrafyası verisi ile birleştirilerek GMT'de (Wessel ve Smith, 1995) çizdirilmiştir. MD:Marmara Denizi, SK:Saroz Körfezi, KEÇ:Kuzey Ege çukuru, EK:Edremit körfezi, SÇ:Skiros çanağı, M: Midilli adası, BÇ: Bakırçay grabeni, PsÇ:Psara çanağı, İK:İzmir körfezi, Sa:Sakız adası, K:Karaburun, Ku:Kuşadası, F:Foça, Ç:Çandarlı, A:Alaçatı, D:Doğanbey, GG:Gediz grabeni, KMG:Küçük Menderes grabeni, BMG:Büyük Menderes grabeni, PÇ: Patmos (İkarya) çanağı, SM:Sisam adası, CK:Korint körfezi, GK:Gökova körfezi, MK:Marmaris körfezi, FK:Fethiye körfezi, R:Rodos adası, Mi:Milos adası, S: Santorini. Dikdörtgen çerçeve çalışma alanını göstermektedir.....	8
Şekil 1.4 : Batı Anadolu-Ege Denizi'nin 1953-1999 yılları arasında $h < 60$ km, $M_w > 5.0$ ölçeğinde deprem aktivitesi. Deprem çözümleri Papazachos ve diğ. (1984), Taymaz ve diğ. (1990, 1991a), Papazachos ve diğ. (1991, 1992, 1998), Louvari ve diğ. (1999), Louvari (2000) ve Kiratzi ve Louvari (2001)'den alınmıştır. Kırmızı-beyaz toplar ters fay ve bindirmeleri; siyah-beyaz toplar doğrultu atımlı faylanmaları; yeşil-beyaz toplar normal faylanmaları; gri-beyaz toplar Girit'in güneyinde D-B yönünde daralmayı gösterir. Dikdörtgen çerçeve ile gösterilen çalışma alanında fay düzlemi çözümleri hem doğrultu atım hem de normal faylanma göstermektedir.....	13
Şekil 1.5 : Anadolu'nun sabit olması halinde % 95 doğruluk elipsleri ile GPS hız vektörleri (McClusky ve diğ., 2000'den değiştirilerek çizilmiştir).....	15
Şekil 1.6 : İzmir Körfezi ve dolaylarının kara jeolojisi (MTA, 1/500.000 ölçekli İzmir ve Denizli paftasından alınmıştır).....	17
Şekil 1.7 : Şekil 1.6'daki jeoloji haritasının lejandı.....	18

Şekil 1.8	: A)Çalışma alanının batimetri ve topoğrafya görüntüsü. Batimetri verisi NGDC'den; topoğrafya verisi USGS GTOPO30'dan alınmıştır. B)Önceki çalışmalarla haritalanmış aktif faylar (siyah renkle), bu çalışmada çizilen süreksizlikler (beyaz renkle) ve bölgede oluşan $M \geq 4.5$ depremlerin çeşitli yazarlar tarafından verilen odak mekanizma çözümleri.....	21
Şekil 1.9	: Orta-doğu Ege çöküntüsünün Neojen yapısal-stratigrafik basamakları (Kaya, 1979'dan yeniden çizilmiştir).....	25
Şekil 1.10	: A)İzmir ili ve civarında 1900 öncesi tarihsel depremlerin merkezüstü dağılımları. B)Aynı bölgede 20. yy'da aletsel dönemde meydana gelmiş önemli depremlerin lokasyonları (Erdik ve diğ., 1999'den değiştirilerek alınmıştır).....	27
Şekil 1.11	: Çalışma alanında 1964-2000 yıllarında oluşmuş manyitütü $0 \leq M \leq 6.2$ arasında değişen depremlerin ISC lokasyonlarına göre dağılımları.....	29
Şekil 1.12	: 1997 yılında bölgede 5 portatif deprem istasyonu tarafından kaydedilen depremlerin dağılımı (Aybig'e ve diğ., 2000'den yeniden çizilmiştir). Üçgenler deprem istasyonlarını göstermektedir.....	30
Şekil 2.1	: A)Yatay tabakalı bir ortamda sismik yansıma uygulamasının şematik gösterimi ve modelin üzerinde zaman uzaklık varış eğrileri. B)Yatay bir arayüzle ayrılan bir ortamda arayüzeye gelen P düzlem dalgasına göre oluşan yansıma ve kırılma dalgalarının gösterimi.....	33
Şekil 2.2	: A)Örnek bir sismik yansıma atış kaydı. Yatay eksen belirli aralıklarla yeryüzünde sıralanmış alıcı numarasını, düşey eksen ise sismik izlerin varış zamanlarını gösterir. B)Normal polarite ve ters polarite kavramları (Us, 1993'dan değiştirilerek çizilmiştir).....	35
Şekil 2.3	: A)MTA, Sismik-1 Gemisi. B)Hava tabancası kaynağı (GI, Airguns). C)Elektronik alıcı kablo (streamer). D)GPS, DGPS sinyallerini kaydeden antenler. E)Alıcı kablosunu suda kontrol eden cihaz (bird). F)Navigasyon sistemi.....	37
Şekil 2.4	: SHOD batimetri verisi nokta dağılımı.....	40
Şekil 2.5	: Çalışma alanının SHOD batimetri verisi ile GMT'de hazırlanan batimetri kontur haritası. Konturlama her 20 metre'de bir yapılmıştır.....	41
Şekil 2.6	: 1996 yıllarında MTA Sismik-1 gemisi ile atılan sismik hatların yerleri.....	43
Şekil 2.7	: 2000 yılında toplanan sismik veriler ve bu verilerin 1996 yılında toplanan sismik hatlarla birlikte gösterimi.....	46
Şekil 2.8	: Kaynak dalgası periyodunun ve frekansının basınç ve hacime (tabanca sayısına) göre değişimini veren grafikler.....	51
Şekil 2.9	: Solda; Fresnel Zonu kavramı, sağda; örnek bir modelde Fresnel zonu yarıçapı değişimi	52
Şekil 2.10	: MTA Sismik-1 Gemisi. 2000 yılı çok kanallı (üstte) ve tek kanallı (altta) sismik yansıma veri toplama düzenleri.....	54
Şekil 2.11	: 1996 İzml hattının, 2000 yılı 16 numaralı hattın ve 2000 yılı 31 numaralı hattın genlik spektrumları.....	58

Şekil 2.12	: Üstte 1996 İzmir hattından bir kısım; ortada hemen hemen İzmir hattına yakın lokasyonlarda 2000 yılında atılan 16 numaralı hattın bir kısmı; altta ise körfezin içerisinde yine 2000 yılında tek kanallı olarak toplanmış 31 numaralı sismik hat.....	59
Şekil 2.13	: Topoğrafya imaj görüntüsü oluşturulan alan. Toplam 66 adet 1:25000 ölçekli pafta kullanılmıştır.....	61
Şekil 3.1	: Çok kanallı ve tek kanallı sismik yansıma verileri için veri işlem akış şemaları.....	64
Şekil 3.2	: Örnek bir atış kaydında ayıklanacak izler ve kesme işlemi.....	67
Şekil 3.3	: 2000 yılı atış verilerine uygulanan çentik (notch) süzgeçlemeye bir örnek. Solda işaretli sismik izlerde gürültüye sebep olan 14-15 Hz'ler süzgeçleme sonucu sağda veriden uzaklaştırılmıştır.....	68
Şekil 3.4	: Örnek bir atış üzerinde eksponansiyel genlik düzeltmesi uygulaması. Solda uygulama öncesi, sağda uygulama sonrası atış verisi ve verinin zamana göre genlik değişim fonksiyonları.	69
Şekil 3.5	: Solda; atış veri grubu, sağda; CDP veri grubu düzenleri.....	73
Şekil 3.6	: Temsili bir sismik hat üzerinde başlangıç ve bitiş CDP noktalarının coğrafik koordinatlarının hesabı.....	75
Şekil 3.7	: A)Yatay bir yansıtıcı arayüzeyde NMO geometrisi. B) A'da belirtilen geometriye ait sentetik CDP verisi. C)CDP veri grubunun doğru NMO düzeltmesinden sonra sıfır ofsetli CDP veri grubuna dönüşümü. D)Düşük NMO hızı ile yanlış NMO düzeltmesi. E)Yüksek NMO hızı ile yanlış NMO düzeltmesi.....	76
Şekil 3.8	: Solda Hat 19'a ait bir CDP veri grubu; sağda CDP'nin hız spektrumu.....	77
Şekil 3.9	: Solda NMO düzeltmesi yapılmış CDP'de kesme fonksiyonunun seçimi, sağda CDP'nin hız spektrumu.....	79
Şekil 3.10	: A)Hat-27 zaman-hız kesiti. B)Hat-Dog1 zaman-hız kesiti.....	80
Şekil 3.11	: A)Hat-1'e ait ham yığma kesiti. B)Hat-1'in yığma+önkestirim ters evrimi yapılmış kesiti. Hat-1'de süzgeçlemeden sonra deniz tabanından gelen tekrarlı yansımalar nispeten zayıflatılmıştır. Hattın lokasyonu Şekil 2.7'de verilmektedir.....	82
Şekil 3.12	: A)Hat-19 ham yığma kesiti. B)Hat-19'un yığma+önkestirim ters evrimi yapılmış kesiti. Hat-19'da süzgeçlemeden sonra deniz tabanından gelen tekrarlı yansımalar nispeten zayıflatılmıştır. Hattın lokasyonu Şekil 2.7'de verilmektedir.....	83
Şekil 3.13	: A)Sıfır açılımda deniz tabanından gelen deniz tabanı yansımasının ve deniz tabanı su yüzeyi arasında oluşan tekrarlı yansımaların ışın yolları. Işın yollarının görülebilmesi için alıcı X uzaklığına konulmuştur. B)Ortama ait yansıma katsayıları serisi	84
Şekil 3.14	: A)Üstte iki senklinalin difraksiyon hiperbolleri, ortada zaman kesiti görüntüsü, altta gerçek jeolojik yapı. B)Üstte iki antiklinalin difraksiyon hiperbolleri, ortada zaman kesiti görüntüsü, altta gerçek jeolojik yapı. C)Eğimli bir yüzeyin göç işlemi öncesi ve sonrası yerleri. Kesitte görülen C'D' yansıması göç sonrası gerçek yeri olan CD'ye taşınır (Ergin, 1985 ve	

	Yılmaz, 1987'den tekrar çizilmiştir).....	88
Şekil 3.15	: Üstte Huygens'in ikinci kaynak kuralına göre oluşan çembersel dalgaların kıyıya uzanımı; altta, farklı z seviyelerinde hiperbollerin t ekseninde görünümü ve hiperbollerin üst üste getirilmesi (Yılmaz, 1987'den değiştirilerek çizilmiştir).....	90
Şekil 3.16	: Şekil 3.11'de verilen yığma+önkestirim süzgeçlemesi yapılmış Hat-1'in zaman ortamı göç işlemi yapılmış hali.....	93
Şekil 3.17	: Şekil 3.16'da göç işlemi yapılmış Hat-1'in süzgeçleme, AGC ve kesme işlemleri uygulamasından sonraki görüntüsü. Kesit bu aşamadan sonra yapısal ve stratigrafik yorumlamaya hazır hale gelmiştir.....	95
Şekil 3.18	: A)Hat-30 (tek kanallı kesit). B)Hat-30'a iğnecik ve önkestirim süzgeçlemesi uygulaması C)Hat-30 göç uygulaması. Göç görüntüsünün üzerinde filtreleme, AGC ve kesme işlemleri yapılmıştır. Hattın lokasyonu için Şekil 2.7'ye bakınız.....	98
Şekil 4.1	: A)Karaburun'un kuzey açıklarından güneye bir bakış. B) Alaçatı-Teke açıklarından kuzeye bakış, C) Alaçatı kıyısına detay bakış.....	101
Şekil 4.2	: Çalışma alanının 1:25000 ölçekli haritalarından oluşturulan topoğrafyasının görüntüsü.....	102
Şekil 4.3	: Çalışma alanının topoğrafya görüntüsü üzerinde faylar ve çizgisellikler (Dumont ve diğ., 1979; Kaya, 1979; Şaroğlu ve diğ., 1992; Emre ve Barka, 2000).....	105
Şekil 4.4	: Hat-25 ve Hat-Dog2 kesitlerinden bölümler. Foça-1 kuyusu Hat-25 üzerine yaklaşık olarak iz düşürülmüştür. Kırmızı ve yeşil ile gösterilen arayüzeyler Foça-1 kuyusu ile ilişkilendirilebilmiş uyumsuzluk yüzeylerini; siyah arayüzeyler kuyudan bağımsız uyumsuzluk yüzeylerini; siyah düşey çizgiler ise ortamdaki aktif fayları göstermektedir. Hatların lokasyonları için Şekil 4.6'ya bakınız.....	109
Şekil 4.5	: Hat-12 ve Hat-13 kesitlerinden bölümler. Kırmızı, yeşil ve siyah yatay çizgiler uyumsuzluk yüzeylerini; siyah düşey çizgiler aktif fayları göstermektedir. Hatların lokasyonları için Şekil 4.6'ya bakınız.....	110
Şekil 4.6	: Solda; Foça-1 kuyusu verisi (Gürel ve Kayıran, 2001'dan değiştirilerek alınmıştır). Sağda; Foça-1 kuyusunun çalışma alanındaki yeri ve sismik hatların lokasyonları.....	112
Şekil 4.7	: Çalışma alanının paleotopoğrafya derinlik haritası. Kontur aralığı 100 msn'dir. Harita üzerine pasif ve aktif normal faylar işlenmiştir.....	116
Şekil 4.8	: Çalışma alanının çökel kalınlık haritası. Kontur aralığı 100 msn'dir.....	118
Şekil 4.9	: Çalışma alanında atılan sismik hatlar ve kara morfolojisi. Sismik hatlar üzerindeki koyu renkli bölümler metin içinde gösterilmektedir.....	120
Şekil 4.10	: Hat-99A ve Hat-Dog2'den alınan kesitlerde beyaz renkle gösterilen pasif normal fayları; siyah renkle gösterilen düşey süreksizlikler aktif doğrultu atımlı fayları göstermektedir. Hatların lokasyonları Şekil 4.9'dadır.....	122
Şekil 4.11	: Hat-İzml'in batısında ve Hat-13'den alınan bölümde beyaz	

	renkle gösterilen pasif normal faylar. Siyah renkli faylar doğrultu atım karakterindedir. Hatların lokasyonları Şekil 4.9'dadır.....	124
Şekil 4.12	: Sismik hatlar 1,3,10 ve 44A. Deniz tabanına kadar ulaşan beyaz çizgiler aktif normal fayları, siyah düşey çizgiler doğrultu atımlı fayları göstermektedir. Hatların lokasyonları Şekil 4.9'dadır.....	126
Şekil 4.13	: Hat-18 ve Hat-15. Beyaz renkli faylar aktif normal faylar; siyah renkli faylar doğrultu atımlı faylardır. Hatların lokasyonları Şekil 4.9'dadır.....	129
Şekil 4.14	: Hat-30, Hat-31 ve Hat-32 üzerinde aktif normal faylar beyaz renkle işaretlenmiştir. Siyah faylar doğrultu atım karakterindedir. Hatların yerleri Şekil 4.9'dadır.....	130
Şekil 4.15	: Bir blok diyagramda; A)Sağ yanal. B)Sol yanal doğrultu atımlı faylara ait örnek modeller. C)XY kesitinde fayın izi. D) Sıkışma bileşenli bir faya ait pozitif çiçek yapısı örneği. E) Gerilme bileşenli bir faya ait negatif çiçek yapısı örneği. D ve E görüntüleri Twiss ve Moores (1997)'dan değiştirilerek alınmıştır.....	132
Şekil 4.16	: Sismik Hat-99A üzerinde G1, G2, G3, G4 ve G5 doğrultu atımlı fay zonları siyah düşey çizgilerle gösterilmiştir. Hattın lokasyonu Şekil 4.9'dadır.....	135
Şekil 4.17	: Alaçatı-Doğanbey-Kuşadası açıklarında sismik kesitlerin birbiri ile ilişkilendirilmesi sonucu bölgenin ana aktif doğrultu atımlı fay zonları G1 ile G18 arasında siyah kalın çizgilerle gösterilerek numaralandırılmıştır.....	136
Şekil 4.18	: Hat-8 ve Hat-7 üzerinde G19, 20,21 ile G8 ve G11 doğrultu atımlı fayları. Hatların lokasyonları Şekil 4.9'dadır.....	138
Şekil 4.19	: Hat-6 ve Hat-5 üzerinde G20,21 ile G8,9,10 doğrultu atımlı fayları. Hatların lokasyonları Şekil 4.9'dadır.....	139
Şekil 4.20	: Hat-Dog1 ve Hat-44A üzerinde G9,10,12,13 no'lu faylar. G12 fay zonu bölgedeki en geniş pozitif çiçek yapılı ve sıkışma bileşenli fay zonudur. Hatların lokasyonları Şekil 4.9'dadır.....	141
Şekil 4.21	: Hat-2 ve Hat-44A'da G14,15,16,17 ve G18 doğrultu atımlı fayları. Hatların lokasyonları Şekil 4.9'dadır.....	142
Şekil 4.22	: Hat-17 üzerinde K1-10 doğrultu atımlı fayları. Bu faylardan bir kısmı ters fay olarak yorumlanmıştır. Hat-17 lokasyonu Şekil 4.9'dadır.....	144
Şekil 4.23	: İzmir Körfezi ve çıkışında kesitlerdeki fayların birbiri ile ilişkilendirilmesi sonucu haritalanan ana faylar ve doğrultuları K1-K20 numaraları ile mavi renkle gösterilmiştir.....	145
Şekil 4.24	: Hat-29'da K7-9 fayları ve K10 ile K11 pozitif çiçek yapılı doğrultu atımlı fay zonları. K10 ve K11'in deniz tabanındaki etkileri yakın-19'da gösterilmektedir. Hattın lokasyonu Şekil 4.9'dadır.....	146
Şekil 4.25	: Hat-29 ve Hat-28 üzerinde K10-K12 ve K13 fayları. K11 ters fayı Karaburun'u doğudan sınırlamaktadır. Hatların lokasyonları Şekil 4.9'dadır.....	147
Şekil 4.26	: Hat-27 ve Hat-26 üzerinde K11-K13 doğrultu atımlı fayları. Hatların lokasyonları Şekil 4.9'dadır.....	149

Şekil 4.27 :	Hat-34 ve Hat-33 üzerinde K11-K13 doğrultu atımlı fayları. Hatların lokasyonları Şekil 4.9'dadır.....	150
Şekil 4.28 :	Hat-26'nın doğusunda ve Hat-25'de K11-K13 fayları. Hatların lokasyonları Şekil 4.9'dadır.....	152
Şekil 4.29 :	Hat-14'de ve Hat-21'in doğusunda K13, K19-K21 fayları. Hatların lokasyonları Şekil 4.9'dadır.....	153
Şekil 4.30 :	Hat-20 ve Hat-30 üzerinde K14-K18 numaralı doğrultu atımlı faylar. Hatların lokasyonları Şekil 4.9'dadır.....	155
Şekil 4.31 :	Çalışma alanının deniz ve karasını içeren aktif fay haritası. Güneydeki ve kuzeydeki ana fay kolları kendi içinde 'G' ve 'K' harfleri ile numaralandırılmışlardır. Kalın çizgiyle gösterilen faylar bölgenin aktif tektoniğinde en etkili yapılar olarak gösterilmektedir.....	156
Şekil 4.32 :	A)Çalışma alanının basitleştirilmiş aktif fay haritası. Haritada ana fay zonları gösterilmiştir. B)Bölgenin sismisite dağılım haritası (Akıncı ve diğ., 2000'den yeniden çizdirilmiştir).....	163
Şekil 4.33 :	Çalışma alanının temel kaya yapı-kontur haritası.....	165
Şekil 4.34 :	Çalışma alanının sediman kalınlık yapı-kontur haritası.....	166
Şekil 4.35 :	Pasif bir normal fayın zayıflık zonuna yerleşmiş olan aktif bir doğrultu atımlı fay. Söz konusu fay aynı zamanda havza dolgusu içerisindeki daha genç çökellerde izlenen ve yüksek genlikli bir yansıma yüzeyi ile temsil edilen yatay tabakayı da bir başka zayıflık zonu olarak kullanmaktadır.....	169
Şekil 5.1 :	Ege Bölgesi'nin batimetri ve topoğrafya haritası (2.0 dakikalık örnekleme aralığındaki batimetri verisi NGDC'den alınmış ve 0.5 dakikalık USGS GTOPO30'dan alınan kara topoğrafyası verisi ile birleştirilerek çizilmiştir) üzerinde sabit Avrasya Levhasına göre Batı Anadolu'nun GPS yerdeğiştirme hızlarından elde edilen çekme ve sıkıştırma gerilim hızlarının dağılımı (GPS verileri Kahle ve diğ., 1998'den yeniden çizdirilmiştir) ve manyitütü $M \geq 4$ (ISC, 1994-2000 yılları verilerinden) olan depremlerin dağılımı. Mavi çerçeve ile gösterilen çalışma alanında Doğanbey Burnu (D) açıklarındaki Tuzla Fayı'ndan en kuzeyde İznik'e kadar uzanan ve manyitütü $4 \leq M \leq 5$ arasında değişen bir depremsellik zonu mevcuttur.....	187

SEMBOL LİSTESİ

A_0	: İlk genlik
A	: Son genlik
β	: Gerilme faktörü
λ	: Dalga boyu
F_N	: Nyquist frekansı
f	: Frekans
h_0	: İlk derinlik
h	: Derinlik
M	: Depremin büyüklüğü (manyitüt)
M_b	: Depremin cisim dalga büyüklüğü
M_s	: Depremin yüzey dalga büyüklüğü
M_w	: Depremin sismik moment büyüklüğü
P	: Basınç
P_0	: İlk basınç
r	: Fresnel zonunun yarıçapı
ΔS	: Atış aralığı (Shot interval)
ΔG	: Alıcı aralığı (Group interval)
ΔX	: Mesafede örnekleme aralığı
Δt	: Zamanda örnekleme aralığı
t	: Zaman
t_0	: Düşey gidiş-geliş zamanı
T	: Periyot
V	: Hacim
V_0	: İlk hacim
V_p	: P dalga hızı
V_s	: S dalga hızı
X	: Ofset (Atış-alıcı aralığı)

İZMİR KÖRFEZİ VE ALAÇATI-DOĞANBEY-KUŞADASI AÇIKLARI AKTİF TEKTONİĞİNİN SİSMİK YANSIMA VERİLERİ İLE İNCELENMESİ

ÖZET

Sismik yansımaya yöntemi günümüzde yeraltını detay görüntülemeye en yaygın olarak kullanılan jeofizik yöntemlerden biridir. Son yıllarda sismik yansımaya çalışmalarının yaygınlaşması ile ülkemizi çevreleyen denizlerin yapısal unsurları detaylı araştırılabilmekte ve elde edilen bulgular kara tektoniği ile ilişkilendirilerek Türkiye'nin neotektonik gelişimine ait aydınlatıcı bilgilere ulaşılmaktadır.

Bu çalışmada Batı Anadolu'nun, Ege kıyılarında yer alan İzmir Körfezi ve Alaçatı Doğanbey-Kuşadası açıklarının stratigrafik ve yapısal unsurlarının, sismik yansımaya yöntemi ile incelenmesi amaçlanmıştır. Bu amaçla TÜBİTAK-İTÜ-MTA işbirliğinde Sismik-1 Araştırma Gemisi ile bölgede 1996 ve 2000 yıllarında 905 km uzunluğunda çok kanallı ve 70 km uzunluğunda tek kanallı sismik yansımaya verileri K-G, D-B, KD-GB ve KB-GD doğrultulu hatlar boyunca toplanmıştır.

Toplanan sismik veriler İTÜ Jeofizik Mühendisliği Bölümü Nezihi Canitez Veri İşlem Laboratuvarı'nda işlenmiştir. Veri-işlem sonucu zaman ortamı göç işlemi uygulanmış toplam 45 adet sismik yansımaya kesiti ile yeriçi yaklaşık 2-3 km derinliklere kadar incelenebilmiştir. Herbir sismik kesit, sismik stratigrafik ve yapısal anlamda yorumlanmıştır. Sismik stratigrafik anlamda yorumlamaya körfez içindeki TPAO Foça-1 kuyusuna en yakın lokasyondaki sismik kesitle başlanmıştır. Bu sismik hat üzerinde stratigrafik anlamda iki uyumsuzluk yüzeyi kuyu verisiyle ilişkilendirilerek tanımlanmıştır. Bunlardan ilki Miyosen-Pliyosen yaşlı uyumsuzluk yüzeyidir ve sismik kesitlerde dalgalı bir yansımaya şekillenmesine sahip olan akustik temel birimleri; üzerindeki yatay tabakalanmış havza çökellerinden ayıran bir aşınım yüzeyidir. Diğer uyumsuzluk yüzeyi ise Pliyo-Kuvaterner yaşlı havza çökelleri içerisinde sismik kesitlerde yer yer takip edilebilmiş bir yüzeydir. Bu uyumsuzluk seviyeleri birbiri ile çakışan hatlar üzerinden bölgedeki tüm sismik kesitlere taşınarak işaretlenmiştir. Ayrıca sismik kesitlerde yorumlanan stratigrafik seviyelerden, milisaniye cinsinden bölgeye ait akustik temel üst yüzey topoğrafyası (paleotopoğrafya) ve çökel kalınlık haritaları çıkarılmıştır. Yapısal anlamda ise, herbir sismik kesitte işaretlenmiş olan aktif faylar, çalışma alanının T.C.Dz.K.K.'dan sağlanarak çizdirilen batimetri haritası gözönünde bulundurularak birbirleri ile ilişkilendirilmiş ve yorumlanmıştır. Böylece çalışma alanının aktif fay haritası oluşturulmuştur.

İzmir körfezi ve güneyindeki şelf alanında haritalanan aktif fayların kara ile ilişkilendirilebilmesi için 1:25.000 ölçekli topoğrafya haritalarından her 20 m'de bir eşyükselti eğrileri sayısallaştırılarak, kara morfolojisinin görüntüsü elde edilmiştir. Morfoloji üzerinde bölgede daha önceki çalışmalarla haritalanmış aktif fayların

yanısıra aynı hat boyunca birbirini takip eden sırtların uzun eksenleri, doğrusal drenaj sistemi, doğrusal yamaçlar ve kıyı hattındaki ötelenmeler dikkate alınarak çizgisellikler de işaretlenmiştir. Karadaki söz konusu faylar ve çizgisellikler denizdeki aktif faylarla ilişkilendirilerek çalışma alanının deniz ve karasını kapsayan genel aktif fay haritası oluşturulmuştur.

Aktif fay haritasına göre; İzmir körfezi ve güneydeki şelf alanında bölgenin birincil aktif fayları olarak yorumlanan K-G'den KD-GB'ya değişen doğrultularda çoğunlukla doğrultu atım karakterine sahip ve sismik kesitlerde genellikle pozitif çiçek yapıları olarak görülen faylar haritalanmıştır. Bu fayların KD-GB veya KKB-GGD istikametinden K-G istikametine döndüğü bölgelerde sıkışma bileşeninin arttığı ve fayın ters fay hakimiyetindeki doğrultu atımlı karaktere dönüştüğü görülmektedir. Bu faylardan Tuzla Fayı İzmir ili ile Doğanbey arasında KD-GB yönelimli Seferihisar yükselimini kontrol ederken; Doğanbey Burnu'nda K-G istikametine dönerek sismik kesitlerde sıkışma bileşeni kazanmaktadır. Karaburun Fayı ise Karaburun'un kuzey açıklarında KKB-GGD doğrultusundan Karaburun'un batısında K-G istikametine dönerek yarımada'nın yükselmesine sebep olmakta ve İzmir Körfezi'nin KB-GD gidişli dış kısmını kontrol etmektedir. Karaburun ters fayının varlığı, Karaburun'un kuzeyindeki sismik kesitlerden haritalanmış ve bölgenin kara morfolojisinde de aynı yönlerdeki sırtlarla uyum içerisinde olan diğer K-G gidişli ters fayların varlığı ile desteklenmektedir. Ayrıca körfez ağzında Foça Çandarlı açıklarında da pekçok KKB-GGD, KKD-GGB gidişli doğrultu atımlı fay haritalanmıştır. Çandarlı-Foça ve Karaburun açıklarındaki aktif fay sistemlerinin yoğunluğu bu bölgede görülen yoğun mikrosismik aktiviteyi desteklemektedir. Bunun yanısıra Tuzla fayı, aktivitesi ile bölgenin depremselliğinde en etkin fayların başında gelmektedir. Sismik kesitlerden denizde haritalanan aktif faylar karadaki aktif faylarla bağlantılı olarak tüm bölgeyi K-G'den KD-GB'ya değişen doğrultularda katetmektedir. Sismik kesitlerde ikincil olarak yorumlanan bazı D-B gidişli aktif normal faylar da haritalanmıştır. Bunlar İzmir körfezinin D-B uzanan iç kısmını oluşturan İzmir Fayı, körfezin ağzında Çandarlı basenini sınırlayan bir grup normal fay, güneyde Kuşadası açıklarında Küçük Menderes grabenin devamı olarak yorumlanan faylar ve Alaçatı-Teke açıklarında güneydeki İkarya havzasının kuzey yamacını sınırlayan normal faylardır. Doğu-batı gidişli bu havzalar bölgenin K-G, KD-GB gidişli doğrultu atımlı fayları tarafından kesilip ötelenmişlerdir. Bu sonuçtan yola çıkarak, doğrultu atımlı faylar çalışma alanının en genç fayları olarak yorumlanmıştır. Temel topoğrafya yapı kontur ve sediman kalınlık yapı kontur haritaları bu sonucu destekler niteliktedir.

Batı Anadolu'nun D-B gidişli körfezlerinden farklı olarak D-B ve KB-GD yönelimli iki parçadan oluşan İzmir Körfezi'nin bu yapısal özelliğinin ve bölgede farklı doğrultularda haritalanmış olan farklı fay türlerinin Batı Anadolu'nun aktif tektonizması içerisinde nasıl geliştiği hakkında; bölgenin günümüz deformasyonunu gösteren GPS verilerini dikkate alarak yaklaşımlarda bulunmak mümkündür. Bölgede haritalanan K-G doğrultulu ters faylar ve sıkışma bileşenli doğrultu atımlı faylar muhtemelen GPS verilerinin bu alanda gösterdiği kabaca D-B yönlü sıkışmayı ifade etmektedir. Bu sıkışma muhtemelen Anadolu'nun batıya kaçışının Yunanistan tarafından engellenmesi sonucu oluşmaktadır. Bölgede yaygınca haritalanan K-G, KD-GB gidişli doğrultu atımlı faylar ise muhtemelen Batı Anadolu'da GPS ile ölçülen saatin tersi yönündeki dönmeyi sağlayan faylardır. D-B gidişli normal faylar ise Ege graben sisteminde K-G gerilmeye uygun olarak gelişen faylar olmalıdır.

INVESTIGATION OF THE ACTIVE TECTONISM OF THE GULF OF İZMİR AND OFFSHORE ALAÇATI-DOĞANBEY-KUŞADASI BY SEISMIC REFLECTION DATA

SUMMARY

Seismic reflection method is one of the most useful geophysical methods in exploration of the subsurface in detail in nowadays. Recent applications of the marine seismic methods make it possible to investigate submarine structures and correlate them with onland tectonic features which contribute to understanding of the neotectonic evolution of Turkey.

The purpose of this study is to investigate the stratigraphic and structural features of the İzmir Gulf and offshore Alaçatı-Doğanbey-Kuşadası, in the Western Anatolia-Aegean coasts by application of the marine seismic reflection method. For this purpose, seismic reflection data were collected along 905 km multi-channel and 70 km single-channel profiles in N-S, E-W, NE-SW and NW-SE orientations by MTA Sismik-1 research vessel in cooperation with MTA-TÜBİTAK-İTÜ during the summer of 1996 and 2000.

The collected seismic data were processed in the 'Nezihi Canitez Data Processing Laboratory' of the Department of Geophysics, İTÜ. Total of 45 time-migrated seismic sections were produced to interpret the geological features. Penetration depth of the sections is approximately 2-3 km. Each seismic section was interpreted stratigraphically and structurally. The seismic stratigraphic interpretation started with a seismic line which is the closest one to Foça-1 well drilled by TPAO in the İzmir Gulf to correlate the reflection levels on the seismic section to the stratigraphic units in the Foça-1 well. According to this correlation, two main stratigraphic levels were distinguished on this seismic section. The lower one is an unconformity surface which is observed on the seismic sections as an erosional surface separating the lower wavy seismic basement units from the upper parallel basin sediments. This surface was marked on the sections and dated as top of the Upper Miocene-Lower Pliocene age. The second and upper unconformity partly follows in Plio-Quaternary basin sediments on the seismic sections. These two unconformities were marked on each seismic section by checking the seismic sections with each other. In addition to stratigraphic interpretation, basement topography (paleotopography) and sediment thickness maps were produced. During the tectonic interpretation, the active faults were identified in each seismic section, they were correlated to each other and marked on a map. As a result, the active fault map of the study area was developed. Moreover, the bathymetry data of the study area were obtained from the Department of Navigation, Hydrography and Oceanography of the Turkish Navy and a contour map of the bathymetry was developed to use in the interpretation.

To investigate whether the active faults mapped in İzmir Gulf and offshore Alaçatı-Doğanbey-Kuşadası area continue on land or not, a detailed land morphology image map was prepared by digitizing each 20 m contours of 1:25000 scaled topography maps. On the morphology image, both the active faults, which were identified onland by previous studies, and the lineaments were marked by following the axis of ridges, the linear drainage systems, linear slopes and the discontinuities on the coast line. These inland faults and lineaments were correlated with submarine active faults and a complete active fault map of the study area was developed.

According to the active fault map, some faults interpreted as primary faults of the region which are trending from N-S to NE-SW directions were prominently mapped in the İzmir Gulf and the in the southern offshore area of the gulf. These faults have mostly strike-slip characters and they are characterized by flower structures on the seismic sections. These NE-SW trending strike-slip faults turn to N-S direction where they are seen to gain mostly reverse fault component. One of these faults, Tuzla Fault controls the NE-SW oriented Seferihisar Ridge in between İzmir City and Doğanbey as a strike-slip fault. This fault is observed offshore Doğanbey Promontory with mostly reverse fault component on the seismic sections where its orientation changes from NE-SW to N-S. The other one, Karaburun Fault, is seen as a positive flower structure where it extends along NNW-SSE direction in the mouth of İzmir Gulf. The direction of this fault changes from NNW-SSE to N-S along the eastern coast of Karaburun Peninsula with accompanying a change in its fault type from positive flower structure to reverse fault. Karaburun Peninsula has been possibly uplifted by this fault which also controls the NW-SE directed outer part of the İzmir Gulf. The N-S directed reverse faults on the northern offshore of the Karaburun Peninsula, which are also compatible with N-S directed ridges inland Karaburun, support the existence of the mainly reverse component of the Karaburun Fault. On the other hand, some NNW-SSE and NNE-SSW oriented strike-slip faults are mapped offshore Foça and Çandarlı at the mouth of the gulf. Existence of these faults explains the dense microseismic activity in this area. In addition, Tuzla Fault is one of the most seismically important faults in the region. The seismic data from this area show that the N-S and NE-SW oriented faults observed on the seismic sections mainly control the region with their inland extensions. On the seismic sections, some E-W directed normal faults are also mapped in the study area. These faults are determined as İzmir Fault, which has formed the E-W directed inner part of the gulf; a group of normal faults controlling the Çandarlı Basin at the mouth of the gulf; and at south, some normal faults interpreted as submarine extension of the Küçük Menderes Graben offshore Kuşadası; and normal faults controlling the northern boundary of the İkarıa Basin offshore Alaçatı-Teke. These E-W directed basins are cut and dislocated by the N-S and NE-SW oriented strike-slip faults. From this point of view, the strike-slip fault are interpreted as the youngest faults of the study area. Basement surface (paleotopography) and sediment thickness contour maps support this interpretation.

The shape of İzmir Gulf, which is consisted of an E-W oriented inner part and a NNW-SSE oriented outer part, is different from the mainly E-W trending gulfs of western Anatolia. This different orientation of the İzmir Gulf and the active faults mapped in this region can be explained by considering the GPS data which show the instantaneous deformation in the western Anatolia. The mapped N-S trending reverse faults and strike-slip faults with compressional component in the study area is probably supported by the E-W compression in the region as indicated by GPS

data. This compression is probably occurring because of the resistance of mainland Greece to western escape of Anatolia. Also, the widely mapped from N-S to NE-SW trending strike-slip faults in the study area probably provide the counter-clockwise rotation of western Anatolia as indicated by GPS studies. On the other hand, E-W trending normal faults should develop under the N-S extension regime in the Aegean graben system.



1. GİRİŞ

İzmir Körfezi ve Alaçatı-Doğanbey-Kuşadası açıklarının yapısal unsurlarının incelenmesi bu çalışmanın esas amacını oluşturmaktadır. Deniz tabanı ve onun altındaki yapıların kilometrelerce derinliklere kadar detay görüntülenebilmesi, ancak sismik yansıma yöntemi ile sağlanabilmektedir. Yeriçini adeta dilimler halinde keserek yapılan bu detay görüntüleme gerçekte yeriçinin tıpatıp fotoğrafı olmamakla birlikte onun zaman ortamındaki sismik ifadesidir. Sismik yansıma yöntemi ile ortamın belirlenen stratigrafik ve yapısal unsurları sismik anlamda hız ve yoğunluk farkından doğan yeraltındaki tabakalanmaların sınırlarını oluşturan uyumsuzluk yüzeyleri (jeolojik zamansal boşluklar), veya eşleniği uyumluluk yüzeyleri ve yeraltını kesen aktif yada pasif faylar vb. olarak özetlenebilir. Bu çalışmada ağırlıklı olarak aktif tektonizmayı ifade eden deniz tabanına kadar ulaşan aktif faylar üzerinde durulmuştur ve bugüne değin ilk kez 2-3 km derinliklere kadar İzmir Körfezi ve Alaçatı-Doğanbey-Kuşadası açıklarının stratigrafik ve yapısal unsurları yoğun bir veri ile incelenerek bölgenin denizaltı aktif tektonizması ortaya çıkarılmıştır. Hazırlanan fay haritası karada belirlenen faylar ve çizgiselliklerle ilişkilendirilerek bölgenin aktif tektoniğine ilişkin bütüncü bilgileri ulaşılmıştır. Bu sonuçlar ayrıca, ülkemizin deprem aktivitesi geçmişten günümüze çok yoğun şehirlerinden biri olan İzmir ili ve dolaylarının depremselliğinin anlaşılmasında büyük bir önem taşımaktadır.

Çalışmada bu bölümde genelde Batı Anadolu'nun özelde ise İzmir Körfezi ve civarının aktif tektonizmasını inceleme amaçlı yapılmış önceki jeolojik ve jeofizik çalışmalara yer verilecek; ilerleyen bölümlerde ise, kullanılan yöntem ve sismik yansıma verilerinin toplanması; işlenmesi; işlenen verilerin yorumlanması; yorumlanan sismik kesitlerden bölgenin aktif fay haritasının oluşturulması ve bu fayların bölgenin detaylı kara topoğrafya görüntü haritasındaki süreksizlikler ile ilişkilendirilmesi ve çalışma alanının genel aktif fay haritasının oluşturulması ve son

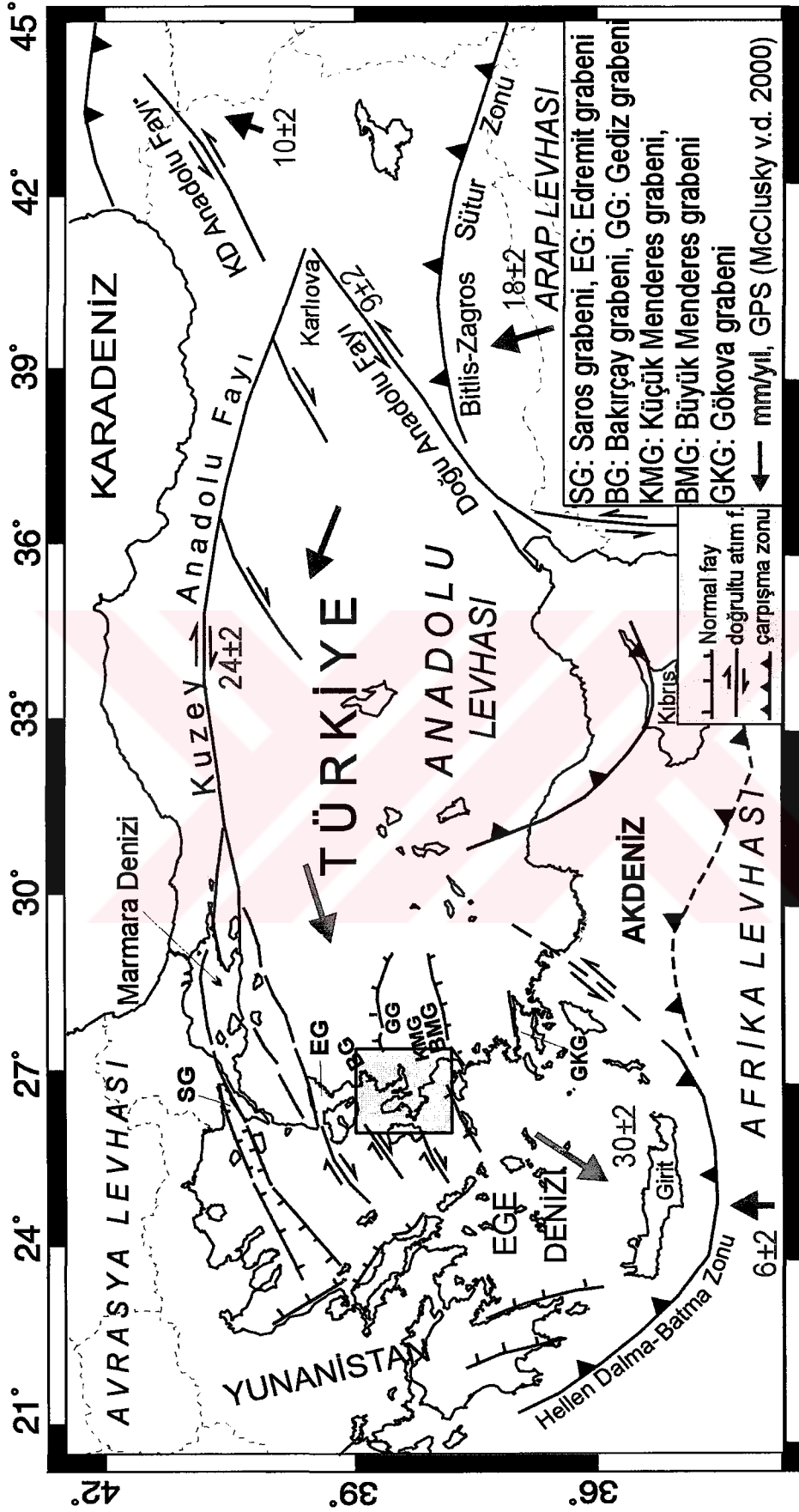
olarak bu sonuçların batı Anadolu neotektonizması içerisinde gelişiminin tartışılması ve genel sonuçların verilmesi aşamalarına değinilecektir.

1.1 Türkiye'nin Neotektonik Evrimi ve Batı Anadolu Gerilme Rejimi

Neotektonik dönem bir bölgede meydana gelmiş olan son tektonik rejim değişikliğinden günümüze kadar geçen zaman içerisindeki tektonizmanın tümüdür. Bu anlamda çalışmalara kronolojik açıdan baktığımızda Batı Anadolu'nun tektonizmasını ilk çalışanlardan Phillipson (1918); bölgede doğu batı uzanan geniş vadilerin (Gediz, Büyük Menderes vd.) kenarlarının faylarla sınırlandırılmış olduğunu ilk olarak söyleyen kişi olmuştur. Daha sonra bölgede inceleme yapan diğer araştırmacılar bu fikri benimsemiş ve geliştirmişlerdir. Türkiye'nin tektonik modellemesi üzerine Şengör (1980) çalışmasıyla Türkiye'de neotektonik sistemi 3'e ayırmıştır: a) Doğu Anadolu Yığılma Karmaşığı, b) Orta Anadolu Ova Rejimi, c) Ege Graben Sistemi. Genel hatlarıyla birbirlerinden ayrılan bu bölgeler Arap-Anadolu levhalarının çarpışmaları sonucu, önce sıkışarak kalınlaşan (Dewey ve diğ., 1986; Philip ve diğ., 1989) ve daha sonra Kuzey Anadolu (KAF) ve Doğu Anadolu (DAF) fayları yoluyla (Ketin, 1948; McKenzie, 1972; Şengör ve diğ., 1985) batıya doğru hareket eden Anadolu levhasının günümüzde yarattığı Neotektonik sistemi oluşturur (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör, 1980) (Şekil 1.1).

Bu yazarlardan Dewey ve Şengör (1979) ve Şengör (1980 ve 1982)'e göre; batıya doğru hareket eden Anadolu levhası, Ege'de Yunan makaslama zonu tarafından engellenmiş ve bu yönde daha fazla ilerleyemeyen Anadolu levhası güneybatıya, okyanusal özellikteki Doğu Akdeniz Levhası üzerine doğru hareket etmiştir. Bu olayların sonunda bölge K-G yönlü bir gerilme sistemi etkisi altında kalmış ve günümüzde izlenen graben sistemi meydana gelmiştir.

Le Pichon ve Angelier'in (1979 ve 1981) geliştirdiği modele göre, Ege gerilme sisteminin gelişiminde, dünya üzerinde pek çok yerde izlenen dalma-batmanın güneye doğru hareket etmesi etkili olmuştur. Bu hareket sonucunda üzerleyen levha (Ege levhası) yaya doğru hareket etmiş böylece bölgede bir gerilme oluşmuş, bu gerilme de graben yapısını ortaya çıkarmıştır. Ege Denizi'nde günümüzde bulunan ada yayının kuzeyinde yer alan daha eski bir ada yayının varlığı da dalma-batma



Şekil 1.1 Anadolu Levhasının ve çalışma alanının neotektonik yapıları (Şengör ve diğ., 1985; Barka ve Kadinsky-Code, 1988; Taymaz ve diğ., 1990; Şaroğlu ve diğ., 1992; Barka ve Reilinger, 1997; Kurt ve diğ., 1999; İmren ve diğ., 2001). Dikdörtgen çerçeveli çalışma alanını göstermektedir.

zonunun güneye doğru hareket etmiş olduğu fikrini desteklemektedir. Ancak Şengör (1982) bu fikri eleştirmekte ve Ege'nin Hellen Hendeği gerisinde açılmaya başlayan bir kenar denizi olduğu görüşünün çeşitli açılardan tutarsız olduğunu iddia etmektedir.

Le Pichon ve Angelier (1981) ve Şengör (1982) Hellen yayını gerilmeli bir yay olarak kabul etmişlerdir.

Yukarıda bahsedilen görüşlerden farklı olarak Seyitoğlu ve Scott (1991)'a göre Batı Anadolu'da K-G yönlü kabuk gerilmesi, Paleojen sıkışması sonucunda kabuğun sahip olduğu yüksek termal profilden dolayı Erken Miyosen'de başlamıştır. Yazarlar bu etkinin başlangıcını Menderes Masifinin yükselmesi ile bunun ardından çökmesine bağlamış ve bu olayın yaşını belirlerken palinolojik ve radyometrik yaş tayinlerinden faydalanmışlardır.

Ege'de grabenleri bölge morfolojisini de dikkate alarak inceleyen bazı araştırmacılara göre; Batı Anadolu'daki yaklaşık K-G yönlü bir grup grabenle, D-B gidişli grabenlerin arasında bir ilişki vardır. Şengör ve diğ. (1984)'ne göre D-B yönlü grabenler ana sıyrılma fayı boyunca gerilirken bu sıyrılma fayına dik yönde tavan bloğunda onunla eş zamanda K-G doğrultulu grabenler gelişmektedir. Ayrıca yazarlar bu K-G yönlü grabenlerin oluşum esnasında bölgedeki eski yapıları takip edebileceklerini de belirtmişlerdir. Görür ve diğ. (1995) ve Yılmaz ve diğ. (2000) ise batı Anadolu'daki K-G yönlü olan ve günümüz morfolojisi üzerinde izlerine daha az rastlanan grabenlerin Anadolu Bloğu'nun oluşumu ile ilgili paleotektonik olaylar sonucunda meydana gelen sıkışmaya bağlı olarak gelişmiş olduğunu ve de bu nedenle eski olduklarını belirtmişlerdir. Bu yazarlar günümüz morfolojisi üzerinde etkileri açıkça izlenen D-B uzantılı grabenlerin ise, günümüz neotektonik olaylarının etkisi altında gelişen güncel grabenler olduğunu ve D-B istikametli güncel grabenlerin, K-G yönünde uzanan eski grabenleri kesmesi ile de 'cross graben'lerin gelişmiş olduğunu belirtmişlerdir. Bölgede son yıllarda yapılmış olan çalışmalarda, D-B uzanımlı grabenlerin gelişiminin Miyosen sonrasında başladığının morfolojik ve jeolojik kanıtlarının bulunması, daha eski olan havza çökellerinin graben oluşumu öncesindeki tektonik olaylarla ilişkili olması gerektiği fikrini destekler. Batı Anadolu'nun neotektonizması üzerine tartışan tüm bu farklı görüşlerdeki yazarlar Batı Anadolu'da hakim bir K-G gerilmenin varlığını kabul etmişlerdir.

Gerilme miktarını belirlemeye yönelik çeşitli çalışmalar vardır. Kinematik verilere dayandırılarak yapılan tahminler (McKenzie, 1978; Le Pichon ve Angelier, 1979); sismik moment hızları (Jackson ve McKenzie, 1988; Ekstrom ve England, 1989); uydu ve GPS ölçümleri (SLR, GPS) ile (Sellers ve Cross, 1989; Reilinger ve diğ., 1997; McClusky ve diğ., 2000) Ege'nin kuzey kesiminde Avrupa'da sabit bir noktaya göre kuzey alanlarda 20-22 mm/yıl olan hareketin, güneye doğru 40 mm/yıl'a arttığını ortaya koymuştur. Westeway (1994) ise Doğu Ege Bölgesi'nin yavaş gerildiğini, tek bir fay üzerinde K-G gerilmenin $\sim 0.5 \text{ mm.yıl}^{-1}$ 'dan daha hızlı olmadığı görüşünü öne sürmüştür. Buna karşılık kıyı açıklarındaki sedimantasyonun 1 mm yıl^{-1} değerinde olduğunu ve sedimantasyon gelişinin çevre kıyı alanlarının beklenen gerilme değerinden çok daha fazla hızda alçalmasına sebep olduğunu vurgulamıştır. Paton (1992), iki boyutlu gravite modelleme ile grabenlerde açılmayı $\beta=1.2-1.3$ ile göstermiştir. Bu değer Westeway (1994)'in çalışmasını destekler nitelikde Batı Anadolu grabenlerinde açılmanın az olduğunu söylemektedir.

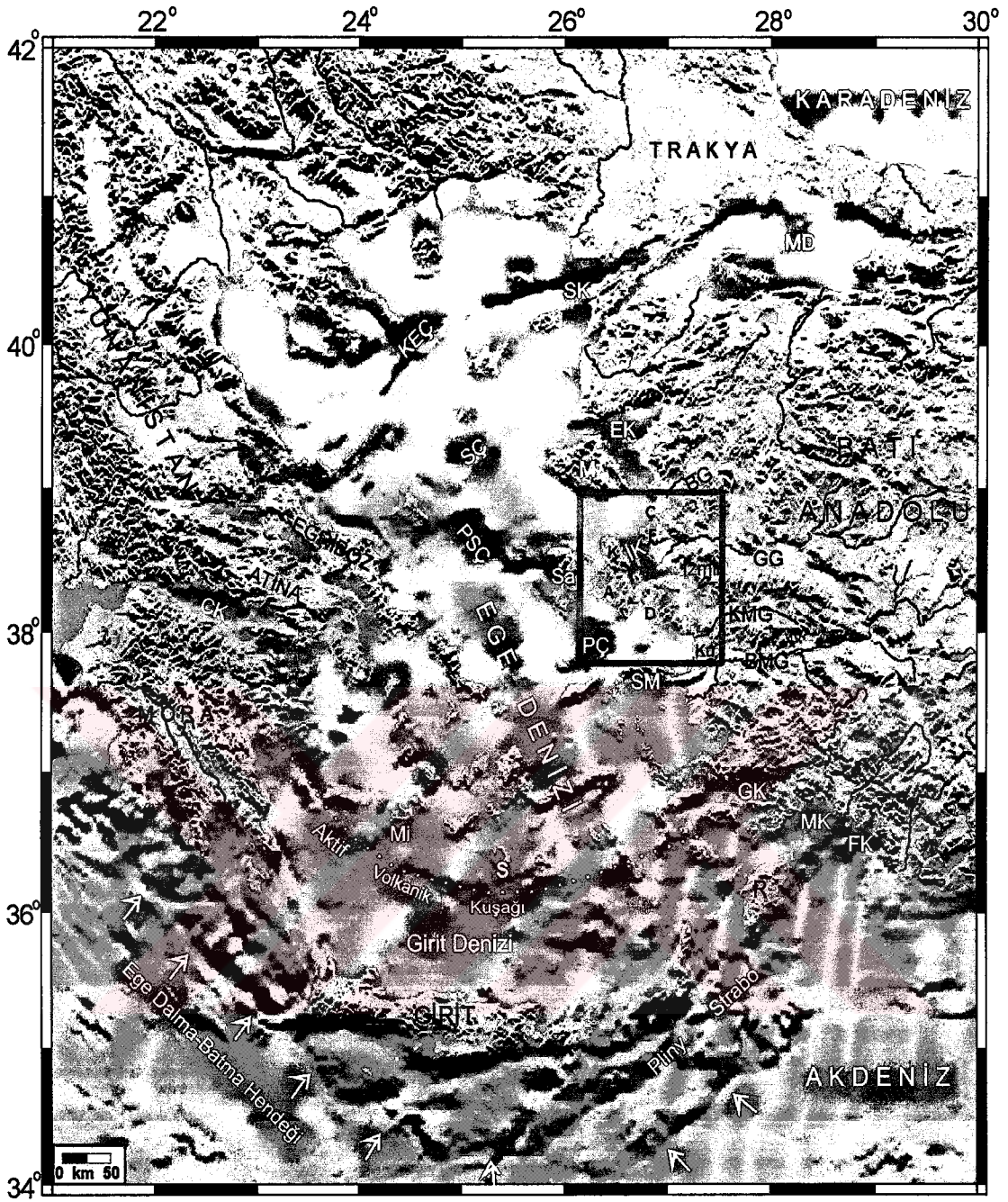
Bir grup yazar ise Batı Anadolu'daki K-G yönlü gerilmenin Pliyo-Kuvaterner dönemde yerini KD-GB yönüne bıraktığını savunmuştur (Angelier ve diğ., 1981; Mercier ve diğ., 1981; Zanchi ve diğ., 1990; Zanchi ve Angelier, 1993). GPS ölçümlerinin levha tektoniğine uyarlanması ile Batı Anadolu'nun bugünkü bilinen aktif tektonizmasına ilişkin elde edilen sonuçlar da bu fikri destekler niteliktedir (Oral ve diğ., 1995; Barka ve Reilinger, 1997; Kahle ve diğ., 1998; McClusky ve diğ., 2000). Barka ve Reilinger (1997) grabenlerde $10 \pm 5 \text{ mm/yıl}$ 'lık K-G gerilmeye karşılık; Batı Anadolu'da $30-40 \text{ mm/yıl}$ 'lık KD-GB yönünde gerilme değeri vermektedir. Tüm Türkiye için sabit Avrasya levhasına göre yerdeğiştirme hızları Şekil 1.1 üzerinde işlenmiştir. Bu veriler göstermektedir ki Batı Anadolu'daki yerdeğiştirme hızları tüm Türkiye için en yüksek değerlerdedir (Şekil 1.2). En yüksek gerilme değeri KD-GB yönünde $30 \pm 2 \text{ mm/yıl}$ 'lık yerdeğiştirme hızı ile verilmektedir (McClusky ve diğ., 2000). Bu veriler Türkiye'nin aktif tektonizmasının gelişmesinde yepyeni bir tartışmayı da gündeme getirmiştir. Dogliani ve diğ. (2002) Anadolu'nun batıya kaçışında etken olarak doğudaki sıkışmayı esas alan modellere karşı Anadolu'nun aslında Hellen yayı üzerine sürüklendiğini görüşünü öne sürmüşlerdir. Dogliani ve diğ. (2002) buna sebep olarak da Batı Anadolu'nun doğudaki sıkışma alanından uzaklaştıkça GPS

anlamında daha küçük yerdeğiştirme hızlarına sahip olması gerektiğini ama bunun tam tersi olarak batı Anadolu'da bu değerlerin çok daha yüksek olduğunu belirtmişlerdir. Ege'nin güney parçası ve Hellen yayının Batı Anadolu'dan daha büyük bir hızla GB'ya hareketi Dogliani ve diğ. (2002)'ne göre Ege Denizi'nin oluşumunu sağlar. Ancak Doğu Anadolu'daki deprem çözümlerinin K-G yönlü bir sıkışmayı işaret etmesi (Eyidoğan, 1983; Barka ve diğ., 1988; Taymazve diğ., 1991b) ve Anadolu'nun batıya kaçışı sonucu gerisinde açılan Karlıova havzasının gelişimi (Şaroğlu ve Yılmaz, 1987) Anadolu'nun batıya hareketinde doğudaki sıkışma sonucu gelişen kaçma tektoniğinin varlığını açıkca ortaya koymaktadır.

1.2 Ege Bölgesinin Morfolojik ve Fiziksel Özellikleri

Ege bölgesi, Yunan anakarasını, Ege Denizi'ni ve Batı Anadolu'yu içeren bir bölgeyi belirtir (Şekil 1.3). Bu bölge güneyde Ege dalma-batma zonunun topoğrafik belirtisi olan derin denizel hendeğine (trench) kadar uzanır. Dalma batma zonunda Doğu Akdeniz okyanus tabanı kuzey yönünde dalıp batarak yok olmaktadır. Dalma-batma, deprem verilerine göre 150 km derine kadar izlenebilmektedir (Papazachos, 1990). Dalma-batmanın mağmatik ürünü birbirine paralel bir çift volkanik yay kuşağıdır. Bunlardan güneyde yer alan aktif volkanizma kuşağını temsil eder (Milos, Santorini, Nysiros, Methana adaları vb.).

Ege Denizi'nin kapladığı alan çoğunlukla 600 m'den sığdır. 600 m'den daha derin kesimler Kuzey Ege'de yer alan Kuzey Ege Çukuru ile güneyde Girit kuzeyindeki, Girit Çanağı olarak bilinen kesimde görülür. Girit'de derinlik 3000 m'yi bulmaktadır. Ege denizi'nin batimetrik unsurları Batı Anadolu'dan Ege Denizi içine uzanan derin çukurlardır (Şekil 1.3). Bunlardan en kuzeydeki Kuzey Ege Çukurudur (KEÇ). Bu çukur KAF'ın devamında Saros Körfezi'nden (SK) başlayıp batıda Yunanistan anakarasına doğru geniş bir makaslama zonuna ulaşmaktadır. Bu çukurun en derin yeri 1000-1500 m'dir. Güneye doğru ikinci büyük çanak Skiros Çanağıdır (SÇ). Bu çanak KEÇ ile SK arasındakine benzer bir ilişki ile Edremit körfezinin (EK) doğal bir devamı gibi görünmektedir. Ege Denizi'nin orta kesimlerinde Psara Çanağı (PÇ) bulunur. Bu çanağın, doğu kesimindeki Batı Anadolu graben havzaları ile doğrudan bir bağlantısı izlenememektedir. Patmos (İkarya) Çanağı (PÇ) ise Patmos ile Sisam adalarının kuzeyinde yer alır.



Şekil 1.3 Ege bölgesi batimetri ve topoğrafya haritası. 2.0 dakikalık örnekleme aralığındaki batimetri verisi NGDC'den alınmış ve 0.5 dakikalık USGS GTOPO30'dan alınan kara topoğrafyası verisi ile birleştirilerek GMT'de (Wessel ve Smith, 1995) çizdirilmiştir. MD: Marmara Denizi, SK:Saroz Körfezi, KEÇ:Kuzey Ege çukuru, EK:Edremit körfezi, SÇ:Skiros çanağı, M: Midilli adası, BÇ: Bakırçay grabeni, PsÇ:Psara çanağı, İK:İzmir körfezi, Sa:Sakız adası, K:Karaburun, Ku:Kuşadası, F:Foça, Ç:Çandarlı, A:Alaçatı, D:Doğanbey, GG:Gediz grabeni, KMG:Küçük Menderes grabeni, BMG:Büyük Menderes grabeni, PÇ: Patmos (İkarya) çanağı, SM:Sisam adası, CK:Korint körfezi, GK:Gökova körfezi, MK:Marmaris körfezi, FK:Fethiye körfezi, R:Rodos adası, Mi:Milos adası, S: Santorini. Dikdörtgen çerçeve çalışma alanını göstermektedir.

Patmos çanağı Büyük Menderes grabeninin bir devamı olmamakla birlikte uzak görüntülerinden onun kuzeye atılmış bir uzantısı gibi görülmektedir (Yılmaz ve diğ., 1998).

Canitez (1975) Ege Raporu'nda, Ege denizi'nde KD-GB ve KB-GD yönelimli sismik hatlar üzerinde yapılan çok kanallı sismik yansıma çalışmaları ile Ege Denizi'ni kuzeyden güneye üç ayrı zona ayırmıştır. Bu zonlardan 1.'si ana karakteri çok dik yamaçlarla oluşmuş genç grabenler ile en kalın sediman basenleri teşkil eden ve bu grabenler içinde yer yer yaşlı kıvrım ve faylı yapılar taşıyan Kuzey Ege Çukurudur. 2. zon orta Ege ve çalışma alanı olan İzmir körfezi'ni kapsar ve daha ince sedimentasyonun yer aldığı özel bir sismik karakteri olmayan bir platodur. 3. zon ise Sisam ve İkarya adaları ile başlayıp güneye devam eden, sedimanter örtüsü olmayan temelin deniz tabanına kadar yükselmiş olduğu adalar arkıdır. Kesitler sedimanter havzalarda çoğunlukla iyi kalitede olup sedimentasyonun olmadığı bölgelerde ise belirsizdir. Bu özellikler ana hatlarıyla Ege denizi'nde Saroz, Bababurnu, İzmir, Marmaris körfezlerinde daha sonraları yapılan çok kanallı sismik yansıma çalışmaları ile de gözlenmiştir (Kurt ve diğ., 2000; Ocakoğlu ve diğ., 1999; Ocakoğlu ve diğ., 2000; Güney ve diğ., 2001).

Ege bölgesinde morfolojik olarak Yunan anakarası ile İç Anadolu'da 1000 m'nin üzerindeki yükseltiler, Ege Denizi kenarına doğru dereceli olarak deniz yüzeyine kadar iner. Topoğrafya verileri Ege'de gerilmenin Ege denizi içinde en fazla olduğunu buradan batı ve doğuya doğru azaldığını işaret etmektedir (Yılmaz ve diğ., 1998).

Ege bölgesinde, Batı Anadolu'nun genel morfolojisi üzerinde girintili çıkıntılı sahilleri ve kuzeyden güneye D-B gidişli yapıları eski dönemlerden beri araştırmacıların dikkatini çekmiştir (Şekil 1.3). Bu çalışmaların en eskilerinden biri olan Darkot (1938)'a göre bu morfoloji kıyıların gelişiminin çok genç olduğunu göstermektedir. Mevcut dik kıyılar, bu kıyıların önünde deniz itikal platformu denen düzlüklerin az oluşu, dalgaların kıyıdan koparıp ayırması ile oluşmuş gibi görünen adacık ve kayalıklar Darkot'a (1938) göre karanın yakın bir zamanda deniz istilasına maruz kaldığının bir göstergesidir. Phillipson (1918), Ege Bölgesi'ndeki D-B gidişli olukları Neojen sonuna ait yer hareketleri sonucu oluşan kırılma ve çökmelerle izah

etmiştir. Bu anlamda yazara göre çalışma alanı olan İzmir Körfezi'nde bir grabendir. Chaput ve Akyol (1930)'a göre ise İzmir Körfezi bir graben değil senklinaldır.

Batı Anadolu daha önce yapılan çalışmalarda da belirtildiği üzere morfolojik anlamda kuzeyden güneye, D-B gidişli horst-graben yapıları ile karakterize edilir (Şekil 1.3). Batı Anadolu'da neotektonik dönemde K-G gerilme rejimi altında oluşmuş 'V' şekilli kenarları normal faylar ile sınırlandırılmış bu asimetrik grabenlerin bir kısmı denizde bir kısmı ise karadadır. Bunlardan Kuzey Ege denizi'nde yer alan Saroz ve Edremit körfezlerinin hemen hemen tamamıyla deniz içinde gelişmiş oldukları gözlenir. En güneyde yer alan Gökova grabeni ise deniz içindeki kesimi ile belirgindir. Bakırçay (BG), Gediz (GG), Küçük Menderes (KMG) ve Büyük Menderes (BMG) grabenlerinin ise, orta Batı Anadolu'da karada yer aldıkları gözlenmektedir. Bu grabenler kıyıda önemli bir körfez oluşturmazlar. Bu anlamda Batı Anadolu grabenleri morfolojik olarak kıyıda körfez oluşturan ve karada vadi oluşturanlar olmak üzere iki grupta toplanabilir. Bu açıdan çalışma alanı olan İzmir Körfezi morfolojik anlamda sözü geçen gruplarla pek uyumlu değildir. Körfez D-B uzanan bir iç kısımla büyük oranda KB-GD uzanan bir dış kısımdan meydana gelmiştir. Körfezin D-B uzanan iç kısmı Batı Anadolu'nun kara ve denizdeki D-B grabenleri ile aynı yönelimde gözüküyor olsada KB-GD uzanan dış kısmı bu sistemlerle tamamıyla uyumsuzdur. İzmir Körfezi'nin bu şekli ve oluşumu Batı Anadolu gerilme rejimi içerisinde günümüze değin yapılan çalışmalarla yeteri kadar aydınlatılamamıştır. Bu çalışmalara ilerleyen başlıklarda daha detaylı değinilecektir.

Yukarıda sözü edilen Batı Anadolu'nun karada yer alan D-B grabenleri içerisinde grabenlerle aynı isimlerle anılan büyük akarsular akmaktadır. Bunlardan Bakırçay, Gediz ve Küçük Menderes çalışma alanı olan İzmir Körfezi ve güneyinde Kuşadası açıklarına dökülmektedir. Batı Anadolu içerisinde çok geniş alanlarda yer alan bu nehirlerin bölge için önemi çeşitli yazarlar tarafından incelenmiştir. Darkot (1938) bu ırmakların son deniz istilasından bugüne gelişimini incelemiş ve büyük deltaların açık deniz kenarına kadar gelmiş olduğunu ve bu durum sonucu bölgede karanın denizden yer kazanmasının eski süratini kaybettiğini belirtmiştir. Westaway (1994) akarsuların Ege Denizi'ne taşıdığı yıllık çökel gereci miktarının yaklaşık 1 mm/yıl^{-1} kadar çökel kalınlığına geldiğini bu çökelmeyi karşılamak için rejyonal erezyonunda aynı oranda olduğunu tahmin etmiştir. Bu erezyonunda bölgenin düşey

yükseliminde izostatik dengelenmesini etkilediğini söylemiştir. Westaway (1994)'e göre batıya doğru yüzeyden taşınan gerinin neden olduğu yük, sahil kesiminde birikmekte bu da sahil kesimin izostatik olarak çökmesine sebep olmaktadır. Bunun sonucunda alt kabukta doğuya doğru bir kütle akması oluşmaktadır. Batı Anadolu'da Gediz ve Büyük Menderes grabenlerindeki çökel miktarı, Sarı ve Şalk (1995)'in üç boyutlu gravite modelleme çalışmalarına göre 1-2.5 km arasında değişmektedir. Yılmaz ve diğ. (1998)'ne göre çökel miktarının en fazla olduğu yerler D-B gidişli grabenler ile onların içerisinde yer alan eski K-G gidişli grabenlerin kesim noktalarıdır. Buna göre Batı Anadolu'da eski (paleotektonik) dönemde egemen olmuş K-G gidişli horst-graben yapılar, neotektonik dönemde gelişmiş olan ve morfoloji üzerinde hakim D-B gidişli grabenler tarafından kesilmiştir.

Ege Bölgesi'nin fiziksel özelliklerini anlamaya yönelik yapılan çalışmalardan biri de kabuk kalınlığı ölçümleridir. Gravite ölçümleri, Airy izostatik dengelenim verilerinin düşük dalga dağılımı (low wave dispersion) vb. çalışmalar (Canitez, 1969; Allen ve Morelli 1971; Akçığ, 1988; Ezen, 1993) göstermektedir ki Ege'de kabuk kalınlığı İç Anadolu ve Yunan Anakarası'nda 40 km'lerden Ege Denizi'ne doğru 30 km'ye tedricen azalmakta ve Ege Denizi'nde gerilmenin en fazla olduğu güney alanlarda ise 28 km'nin altına düşmektedir. Kabuğun ince olduğu yöreler ile batimetrimin en derin olduğu yerlerin çakışması, topoğrafya haritası ile kabuk kalınlığı haritasının genel uyum içerisinde olduğunu gösterir. Ege denizinin gerek kabuk kalınlığı yönünden gerekse sismik yüzey dalgalarının dispersiyonu ile sismik yansıma ve kırılma çalışmalarından ve Ege Denizi tabanındaki dalga hızlarından karasal özellikler taşıyan bir yer kabuğu olduğu konusunda şüphe yoktur (Canitez, 1975). Tektonizmanın yoğun rol oynadığı bu denizin tabanında Anadolu ve Yunanistan yarımadalarının denizaltında kalmış uzantıları vardır.

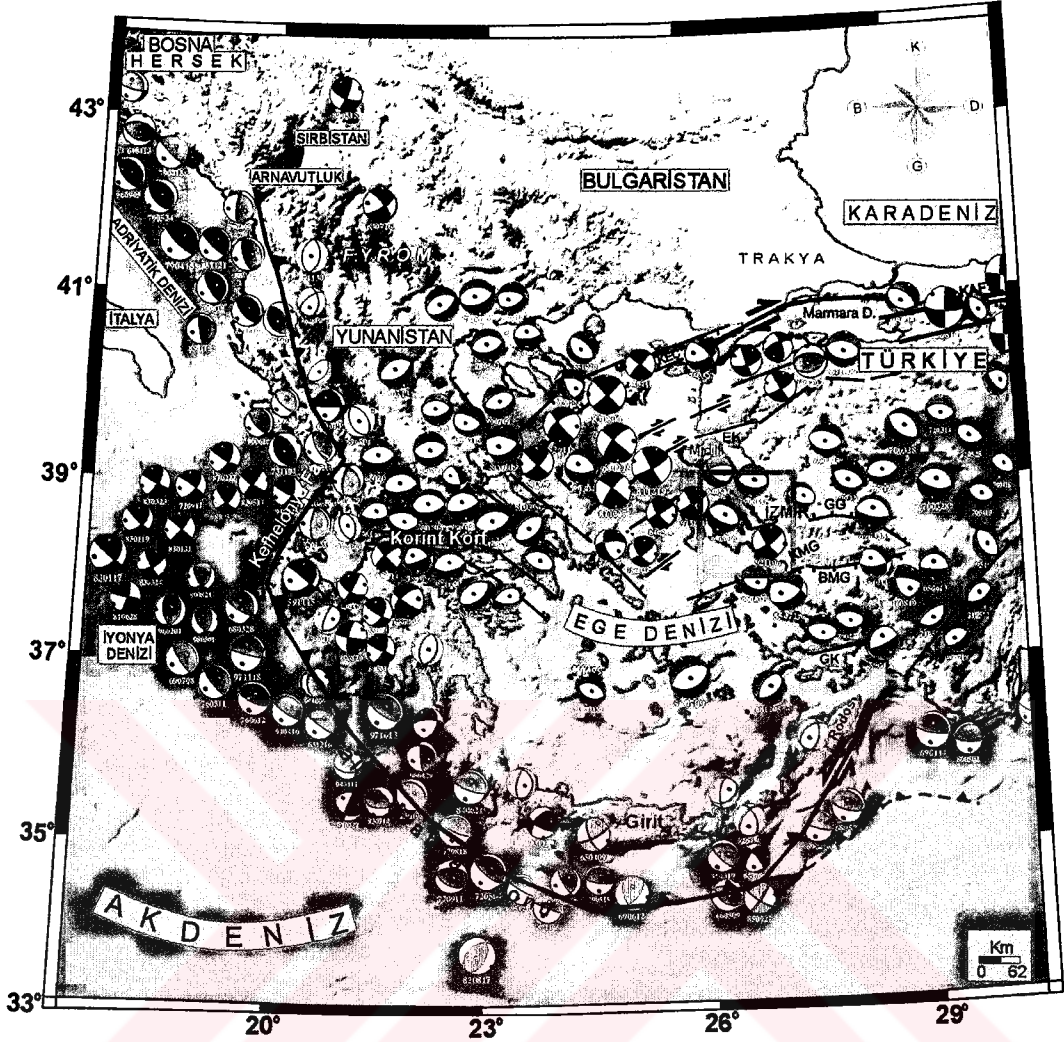
Batı Anadolu gerilme rejimi içerisinde bölgede yapılan ısı akısı ölçümlerinde dikkate değerdir. Canitez (1975) ve McKenzie (1978)'ye göre kuzey orta ve güney Ege Denizi'nin ısı akısı değerleri karaya oranla yüksektir. Canitez (1975) tarafından yapılan lineer ısı gradyanı ölçüldüğü noktalarda ısı akısı 1.24 HFU-2.73 HFU arasında değişmektedir. Ege Denizi'nde yapılan bu ölçüm, okyanuslardaki 1.46 HFU ve kıtalardaki 1.45 HFU ortalama değerlerinin üzerindedir ve bölgedeki bu termal yapı gerilmenin sonucudur. Tezcan ve Turgay (1991), Tezcan (1995) ve İlkışık (1995) sondaj kuyu verilerinden yaptıkları ısı akısı ölçümlerinde Batı Anadolu'da

Gediz grabeni ve grabenin Ege kıyısını içine alan bölgede, ki bu bölge çalışma alanı olan İzmir Körfezi ve civarını kapsamaktadır, en yüksek değerleri ölçmüşlerdir. Bu sonuçlardan iki türlü yorum yapılmıştır. Bu yorumlardan ilki Batı Anadolu'daki gerilmeden dolayı astenosferin sıkışması ve bu değerlerin bölgedeki grabenlerle bağlantılı olduğudur. İkincisi ise bu yüksek değerlerin bölgedeki yüksek hidrotermal çevrimin yüzeye yakın derinliklerde yüksek ısı akısı değerleri üretebileceğidir. İkinci görüş bu değerlerin bölgede derini değil de sığı yansıttığını savunmaktadır. Yazarların ortak vardığı görüş ise bu değerlerin bölgedeki aktif tektonik veya hidrotermal yapı ile direkt ilişkili olmadığıdır. Bunun sebebi olarak Göktürkler (2002) verilerin azlığını ve de yapılan ölçümlerin klasik anlamda karada yapılan ısı akısı ölçümleri olmayıp jeotermal amaçlı kuyularda ve silika sıcaklıkları kullanılarak yapılan ısı akısı ölçüm değerleri olduğunu öne sürmüştür.

1.3 Ege Bölgesinin Depremselliği ve Bölgenin Aktif Tektonizması

Ege bölgesi'nde 1953-1999 yılları arasında oluşmuş odak derinliği 60 km'den küçük ve moment büyüklüğü (Mw), 5.0'den büyük olan depremlerin fay düzlemi çözümleri ve bölgenin aktif fay zonları Şekil 1.4'de gösterilmektedir.

Şekil 1.4'de görüldüğü üzere Ege bölgesinde düşük açılı bindirme ve ters faylar Arnavutluğun batısında, Yunanistan'ın kuzeybatısında, Hellen yayı boyunca doğu Akdeniz dalma-batma zonuna bağlı olarak görülmektedir. Normal faylanmalar orta Yunanistan ve Batı Anadolu'da ve güney Ege Denizi'nde yoğunlaşmaktadır. Doğrultu atımlı faylar ise KAF boyunca ve onun Ege Denizi içerisindeki devamında kuzey ve orta Ege'de, Yunanistan'ın batısında Lefkada-Kefolonya fayı boyunca genellikle sağ yanal ötelenmelerle kendini göstermektedir. Doğrultu atımlı fayların çalışma alanı olan İzmir bölgesine kadar sokulduğu gözlenmektedir. Bu şekil şunu göstermektedir: Batı Anadolu genel anlamda D-B gidişli horst-graben yapıları ile tanımlansa da, kuzeyden güneye doğru bu yapıların fay sistemleri farklılık göstermektedir. Kuzey ve orta Ege Denizi'nde doğrultu atımlı faylar hakimken orta Batı Anadolu ve güneybatı Anadolu'da çoğunlukla normal faylanmalar görülmektedir. Eyidoğan ve Jackson (1985), Eyidoğan (1987) ve Jackson ve McKenzie (1988)'ye göre Batı Anadolu'da gerilme büyük faylarda ki hareketlerle



Şekil 1.4 Batı Anadolu-Ege Denizi'nin 1953-1999 yılları arasında $h < 60$ km, $M_w > 5.0$ ölçeğinde deprem aktivitesi. Deprem çözümleri Papazachos ve diğ. (1984), Taymaz ve diğ. (1990, 1991a), Papazachos ve diğ. (1991, 1992, 1998), Louvari ve diğ. (1999), Louvari (2000) ve Kiratzi ve Louvari (2001)'den alınmıştır. Kırmızı-beyaz toplar ters fay ve bindirmeleri; siyah-beyaz toplar doğrultu atımlı faylanmaları; yeşil beyaz toplar normal faylanmaları; gri-beyaz toplar Girit'in güneyinde D-B yönünde daralmayı gösterir. Dikdörtgen çerçeve ile gösterilen çalışma alanında fay düzlemi çözümleri hem doğrultu atım hemde normal faylanma göstermektedir.

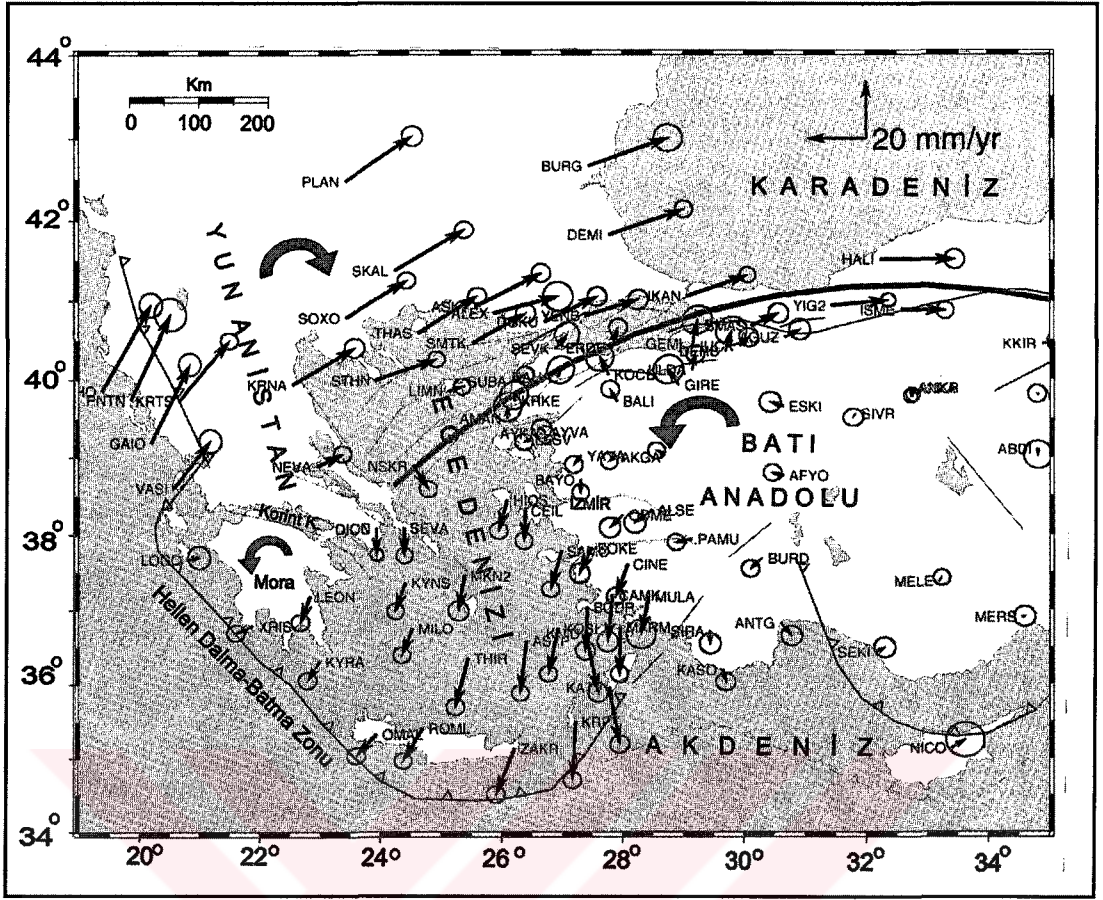
($M > 6$) karşılanmaktadır. Küçük faylar daha çok bloklar arasındaki hareketleri sağlamaktadır. Batı Anadolu'da odak çözümleri yapılan grabenlerdeki büyük depremlerin normal fay eğim dereceleri 30-35 derecedir. Gerilme miktarı kuzeyden güneye artmaktadır. Odak derinlikleri ise 0-50 km arasında değişmektedir. Bölgede kırılğan sismolojik zonun kalınlığı ortalama 10 km'dir. Bu bulgular bölgenin ısı akısı verileri de tutarlı olup 10-12 km'den daha derinde kabuğun sünek

davrandığına işaret eder. Şengör ve Yılmaz (1981)' a göre bu veri, graben alanlarında astenosfer-litosfer sınırının da bağıl olarak daha sığda olduğunu göstermektedir.

Zanchi ve diğ. (1990), Batı Anadolu'daki fay analizi çalışmaları sonunda Neojen birimlerdeki K-G gerilmenin Kuvaterner'de yerini KD-GB yönüne bıraktığını söylemişlerdir. Yazarlar bu bulguları ile bölgede doğrultu atımlı faylanmanın önemine dikkat çekmişlerdir.

Taymaz (1990), Ege bölgesinin fay düzlemi çözümlerini dikkate alarak bölgenin aktif tektoniğini açıklamaya yönelik bir çita modeli geliştirmiştir. Bu modele göre çitalar Yunanistan ve Batı Anadolu'nun karşılıklı olarak birbirlerine dönmelerini sağlayan doğrultu atımlı fay sistemleridir. Bu sistemler özellikle kuzey ve orta Ege'de kendini gösterir. Kuzeyde Yunanistan ile Batı Anadolu arasındaki sıkışma (Dewey ve Şengör, 1979; Le Pichon ve Angelier, 1981) bölgede K-G yönde bir gerilmeye sebep olmakta bu gerilme de çitalar arasındaki boşlukları oluşturmaktadır. Bu boşluklar doğrultu atımlı fay sistemlerinin arasındaki havzalardır. Bu modele göre kuzey ve orta Ege'de oluşan basenler yanal hareketlerin bir sonucudur. Armijo ve diğ. (1996)'ne göre ise Taymaz (1990)'ın çita modeli Ege'de Anadolu ile Yunanistan Anakarası arasında kayma oranındaki farklılığı açıklamakta yetersiz kalmaktadır.

Bu görüşler ışığında GPS ölçümleri ile (Şekil 1.5) Anadolu levhası sabit tutulduğunda, Ege bölgesinde oluşan içsel deformasyon incelenecek olursa Taymaz'ın (1990) modeliyle uyumlu olarak Yunanistan ve Batı Anadolu'nun kuzey ve orta Ege'de birbirine karşılıklı olarak döndüğü görülür. Bu bölgede muhtemelen KAF ve onun Ege denizi içerisindeki sağ yanal atımlı kolları etkindir. Çita modeli orta Ege'nin aşağıları ve güney Ege için açıklayıcı olmamaktadır. Çünkü bu bölgede deprem aktivitesi düşüktür ve doğrultu atımlı faylanma veren deprem çözümleri yok denecek kadar azdır (Şekil 1.4). Buna sebep olarak şu gösterilebilir: Güneybatı Anadolu saatin tersi yönünde Hellen yayı üzerine hareketine devam ederken karşıda Yunanistan'ın güneyi de yani Korint Körfezi'nin güneyi, aynı şekilde saatin tersi yönünde dönmektedir. Le Pichon ve diğ. (1995) Korint körfezi'nde batıya doğru 15 mm/yıllık bir açılma olduğunu ve körfezin güneyinde saatin tersi yönünde bir



Şekil 1.5 Anadolu'nun sabit olması halinde % 95 doğruluk elipsleri ile GPS hız vektörleri (McClusky ve diğ., 2000'den değiştirilerek çizilmiştir).

deformasyon olduğunu söylemişlerdir. Diğer bir deyişle güney Ege'de Batı Anadolu ve Yunanistan arasında kuzey ve yer yer orta Ege'de olduğu gibi karşılıklı birbirine dönüş yoktur. Ayrıca güney Yunanistan'ın batısında da kuzeydeki gibi herhangi bir durdurucu etkinin olmaması bu bölgede muhtemel bir D-B sıkışmanında olamayacağını göstermektedir. Şekil 1.4'de görülen güney Ege denizi'nde deprem aktivitesinin kuzeye oranla çok düşük olması bölgede bu anlamda bir deformasyonun olmadığı görüşünü desteklemektedir.

Özetle Ege bölgesinin aktif tektoniği kuzeyde KAF ve güneyde Hellen dalma batma zonunun etkisi ile kuzeyden güneye farklılık göstermektedir. Deprem odak mekanizması çözümleri, GPS verileri ve bölge morfolojisi bu görüşü desteklemektedir. Bu anlamda çalışma alanı olan İzmir körfezi'nin kuzey ve güney Ege arasında orta Ege'de bir geçiş bölgesinde yer aldığı söylenebilir. Çalışma alanının yapısal özelliklerini açıklamaya yönelik çalışmalarda hem doğrultu atımlı

faylanmaların hemde grabenlere (Gediz, Küçük Menderes vb.) ait normal faylanmaların gözlenmesi bu görüşü desteklemektedir.

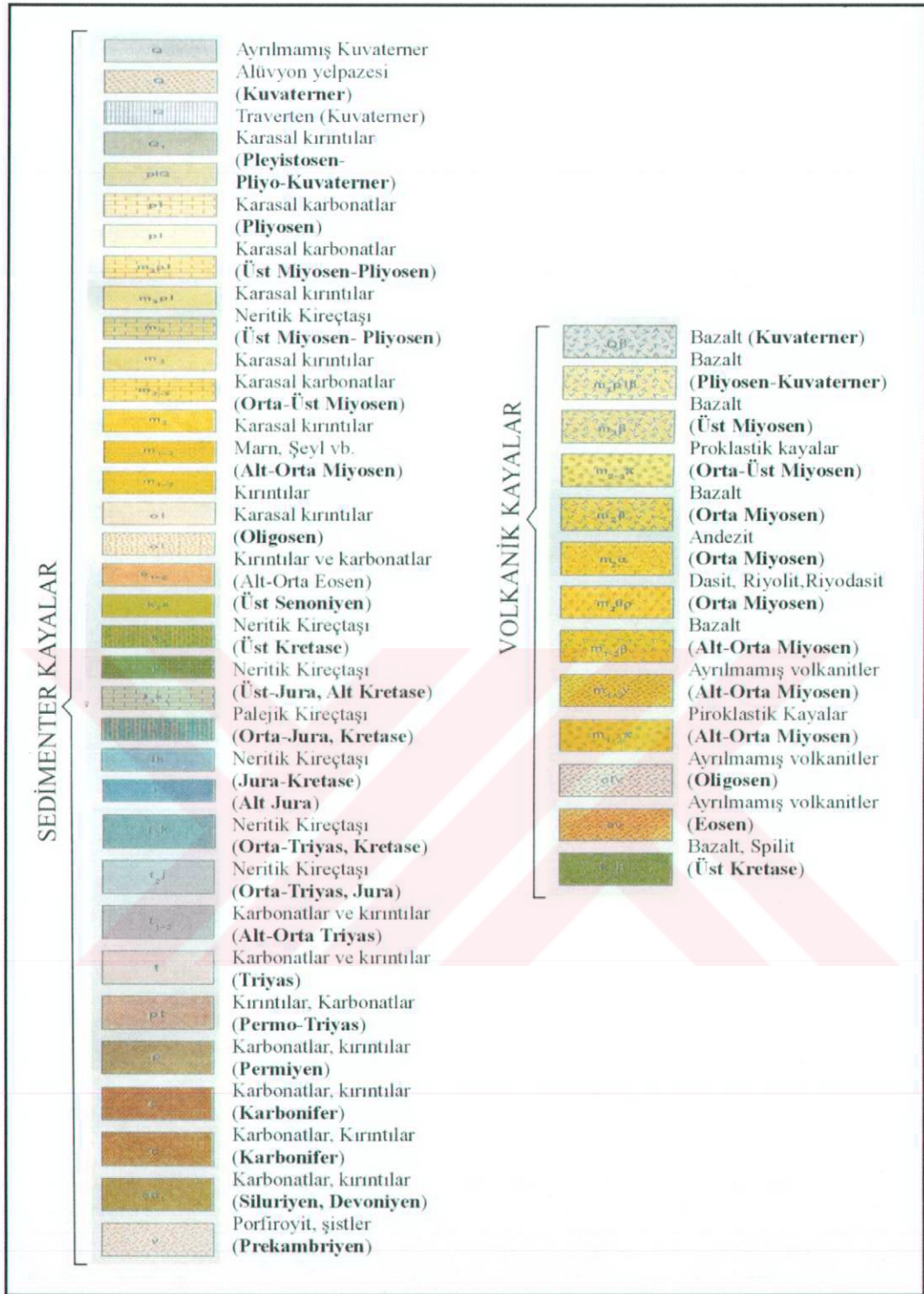
1.4 Çalışma Alanı

Çalışma alanı, daha önceki şekillerde de gösterildiği üzere orta Batı Anadolu'da, Karaburun yarımadasını kuzeyden ve güneyden çevreleyen İzmir Körfezi, Alaçatı Doğanbey ve Kuşadası açıklarını kapsamaktadır (Şekil 1.3). İzmir Körfezi'nin KB-GD uzanan kısmı yaklaşık 50 km, eni ise 16 km'dir. Ulusal karasuları içinde kalma koşulu ile toplanan sismik yansıma verileri daha çok İzmir Körfezi ağzında; Karaburun'un kuzeyi, Foça ve Çandarlı açıklarında; körfezin güneyinde ise şelf alanında yoğunlaşmaktadır. Çalışma alanında anakarada KD-GB gidişli Bakırçay grabeni, D-B gidişli Gediz ve Küçük Menderes grabenleri ve bu grabenler içerisinde aynı isimlerle D-B uzanan Batı Anadolu'nun önemli ırmakları yer almaktadır.

1.5 İzmir Körfezi ve Dolaylarının Kara Jeolojisi

Çalışma alanının jeolojik ve yapısal özelliklerini anlamaya yönelik yapılan çalışmalardan Erdoğan (1990) bölgede üç farklı paleotektonik kuşak tanımlamıştır. Yazara göre bu kuşaklar doğudan batıya doğru, Alt Eosen yaşlı metamorfik kayalardan oluşan Menderes Masifi; masifin üzerine bindirmiş olan Kampaniyen Daniyen yaşlı tortul kayalar ve kireçtaşı bloklarından oluşmuş İzmir-Ankara Zonu ve kalın bir Mesozoyik karbonat istifinden oluşan Karaburun kuşağı olarak sıralanırlar. Bölgede Orta Üst Miyosen'den başlayıp günümüze devam eden gerilme rejimi ile oluşan neotektonik yapılar paleotektonik kuşakları etkilemiştir ve bu kuşaklar arasındaki sınırlar çoğu yerde Neojen tortullarla örtülmüştür.

Bölgenin detay jeolojisi Şekil 1.6'da verilmektedir. Şekil 1.6'daki jeoloji haritası MTA' nın güncellemiş olduğu 1.500.000 ölçekli İzmir ve Denizli paftalarının birleştirilmesi ile oluşturulmuştur. Şekil 1.6'da görüldüğü üzere jeolojik birimler genel anlamda K-G ve KD-GB gidişli dokanak sınırları ve süreksizliklerle birbirinden ayrılmaktadır. Bölgede İzmir ili çevresinde yer yer mavi ile gösterilen Kretase yaşlı filiş ve melanj birimleri, kuzeyde yaygınca Yuntdağı



Şekil 1.7 Şekil 1.6'daki jeoloji haritasının lejandı.

faylar, KD-GB, KB-GD gidişli yer yer tanımlanmamış siyah renkle gösterilen faylar olarak özetlenebilir. Özellikle Çandarlı körfezini karada etkileyen bir dizi KD-GB gidişli aktif fay Şaroğlu ve diğ. (1992)'nin hazırladığı Türkiye diri fay haritasında Zeytinadağ-Bergama doğrultu atımlı fay zonu olarak gösterilmiştir. İzmir körfezinin

güneyinde ise jeolojik olarak doğudan batıya sarı ile gösterilen Orta- Üst Miyosen yaşlı karbonatlar ve volkanik kayalar görülür. Daha güneyde Kuşadası civarlarında Jura'dan Üst Kretase'ye değişen muhtemelen Menderes masifine ait olan sedimanter kayalar yer almaktadır. Küçük Menderes nehrinin alüvyonları gri renkle gösterilmiştir. Yapısal anlamda aktif faylar Kuşadası ve güneyinde D-B gidişlidir. Aktif doğu batı gidişli faylar muhtemelen bölgedeki D-B gidişli grabenlerle ilişkilidir. Tanımlanmamış faylar ise KD-GB gidişlidir. Bölgede K-G'den KD-GB'ya değişen doğrultularda sürüklenimler yer almaktadır. İzmir'in güneyinde yapısal anlamda en uzun süreksizlik Seferihisar yükselimini ve bu Kretase yaşlı fliş ve melanj topluluğunu doğudan sınırlayan KD-GB gidişli tanımlanmamış bir faydır. Bu fay Doğanbey burnunda doğuya doğru bir sürüklenim işareti ile gösterilir. Fay arazide Emre ve Barka (2000), Genç ve diğ. (2001) tarafından aktif bir doğrultu atımlı fay zonu olarak tanımlanmıştır. Bu zonun doğusunda yine Şekil 1.6' da görüldüğü gibi KD-GB gidişli diğer bir aktif fay mevcuttur (kırmızı renkte). Bu fay Şaroğlu ve diğ (1992) tarafından hazırlanan Türkiye'nin diri fay haritasında da gösterilmektedir. Bölgede Seferihisar'ın batısında Urla'da sarı ile gösterilen Alt-Orta Miyosen'e ait marn şeyl vb. birimler yer alır. Daha batıda ise Karaburun yarımadası birimleri gelir. Karaburun yarımadasında yaygınca açık eflatun ile gösterilen Geç Paleozoyik'den Mesozoyik'e kadar uzanan Sakarya kıtası birimleri olarak bilinen Neritik kireçtaşları, andezitler, karbonatlar ve kırıntılar, sarı ile gösterilen Alaçatı dolaylarında Alt-Orta Miyosen volkanikleri ve Karaburun'un kuzeyinde kahverengi ile gösterilen Karbonifer yaşlı karbonatlar ve kırıntılar görülmektedir. Arazide genel anlamda en üstte beyaz renkli kireçtaşları görülmektedir. Arazideki yer yer andezitler alttaki yapıların üzerinde uyumsuz olarak durmaktadır (Erdoğan, 2000).

Karaburun yarımadasında hiç aktif fay zonu tanımlanmamakla birlikte, tanımlanmamış pekçok K-G doğrultulu fay ve K-G doğrultulu sürüklenim görülmektedir. Bölgede Neojen birimler içerisinde yapısal çalışmaların olmaması bölgenin aktif tektonizmasının açıklanmasında önemli bir eksiklik olarak karşımıza çıkar (Erdoğan, 2000).

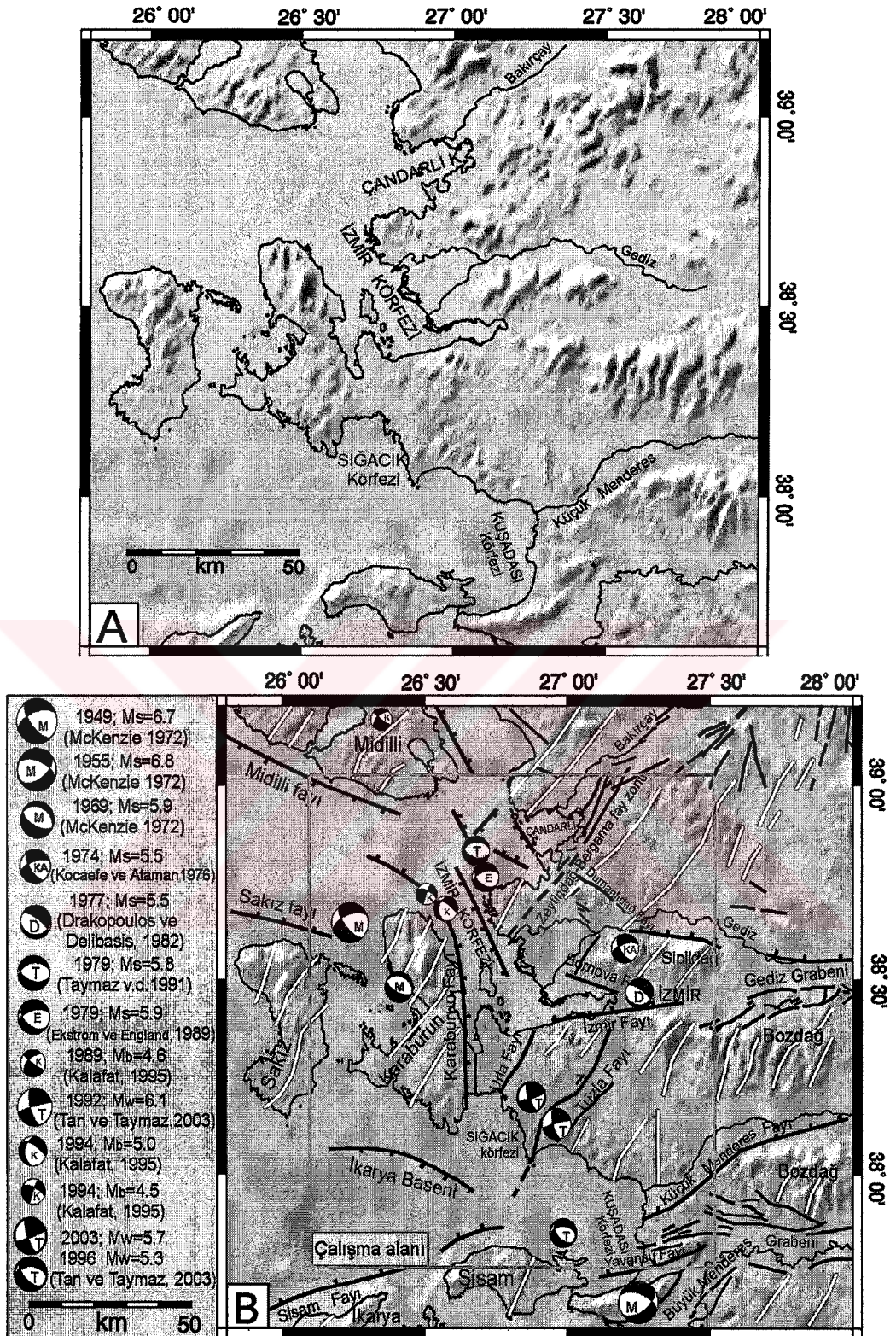
Bölgenin jeolojisi hakkında TPAO'da Yazman (1999) ile yapılan sözlü görüşmede bölgede süreksizliklerin genelde K-G yönelimli olduğu, uyumsuzluk anlamında iki arayüzeyin bulunduğu görüşleri alınmıştır. Foça açıklarında açılan Foça-1 kuyusunda da (Şekil 1.6) bu uyumsuzluklar a) Pliyosen yaşlı birimler içinde görülen

bir diskordans seviyesi, b) Üst Miyosen Pliyosen ile Erken Orta Miyosen arasında görülen diğer bir diskordans seviyesi ile gösterilmektedir. Üst Miyosen altı birimler andezit, asit, riyolit, Alt-Orta Miyosen volkanikleri ve tuf akıntılarıdır. Bu birimler sismik kesitlerde yer yer petrol kapanımı gibi dom yapmış yapılar olarak görülse de ekonomik değer taşımamakta ve altındaki yapıları örtmektedir. Yazman (1999)'a göre bu volkanik yükselimlerin altı bölgede ancak gravite ve manyetik veri ile inceleyebilir zira sismik yansıma yöntemi ile gözlenememektedir. Foça-1 kuyu verisine ait detay bilgiler ve bu çalışmada sismik kesitlerin stratigrafik yorumlanmasında nasıl kullanıldığına ileriki bölümlerde değinilecektir. Foça-1 kuyusundan elde edilen yukarıda sözü geçen bilgilerin dışında bölgede Genç ve diğ. (2001) tarafından arazide Seferihisar'ın doğusunda yer alan Çubukludağ grabeninin Neojen gelişimini incelemeye yönelik detay saha jeolojisi çalışmasında da aynı iki uyumsuzluk yüzeyi gözlemlenmiştir. Keza Yılmaz ve diğ. (2000) tüm Batı Anadolu için Alt Pliyosen-Üst Miyosen arasında bir uyumsuzluk yüzeyi olduğunu belirtmiştir.

1.6 İzmir Körfezi ve Çevreleyen Kara Alanının Yapısal Özelliklerinin Jeolojik ve Jeofizik Çalışmalarla Araştırılması

İzmir Körfezi ve onu çevreleyen kara alanlarının yapısal unsurları bölgenin batimetri ve kara topoğrafyasını gösteren haritada izlenmektedir (Şekil 1.8). Şekil 1.8A'da 2.0 dakika örnekleme aralıklı batimetri verisi ile 0.5 dakika örnekleme aralıklı topoğrafya verisinin birleştirilmesi ile çizdirilen görüntü yer almaktadır. Aynı şekilde altta ise bu görüntünün üzerine bölgenin daha önce yapılan çalışmalarla belirlenmiş aktif fayları ve bölgede 1943 yılından bu yana oluşmuş büyük depremlerin ($M \geq 4.5$) odak mekanizması çözümleri yerleştirilmiştir.

Şekil 1.8A' da görüldüğü gibi çalışma alanının topoğrafyasında ilk göze çarpan yaygınca görülen KD-GB yönelimli yapılar ve D-B gidişli yapılarıdır. Bölgede bu anlamda iki tür faylanma görülmektedir (Erinç, 1955; Dewey ve Şengör, 1979; Dumont ve diğ., 1979; Angelier ve diğ., 1981; Kaya, 1979 ve 1981; Kozan, 1982; Aksu ve diğ., 1987 ve 1990; Mascle ve Martin, 1990; Şaroğlu ve diğ., 1992; Emre ve Barka, 2000; Genç ve diğ., 2001; Altunkaynak ve Yılmaz 2002). Bunlardan birincisi D-B gidişli normal faylardır. Şekil 1.8B' de görüldüğü üzere bu faylar



Şekil 1.8 A) Çalışma alanının batimetri ve topoğrafya görüntüsü. Batimetri verisi NGDC'den; topoğrafya verisi USGS GTOPO30'dan alınmıştır. B) Önceki çalışmalarla haritalanmış aktif faylar (siyah renkle), bu çalışmada çizilen süreksizlikler (beyaz renkle) ve bölgede oluşan $M \geq 4.5$ depremlerin çeşitli yazarlar tarafından verilen odak mekanizma çözümleri.

karada Gediz, Küçük Menderes, Büyük Menderes grabenlerin arazide batı uçlarını sınırlayan faylar, Yavansu fayı, İzmir Körfezinin iç kısmını sınırlayan İzmir fayı ve yine Bornova şehrinde Bornova fayı; denizde ise kuzeyde Midilli fayı, Sakız adası fayı daha güneyde İkarya baseninin kuzey şelfini sınırlayan bir fay ve Sisam fayı olarak bilinirler. Bölgedeki ikinci tür fay ise K-G, KD-GB yönelimli genellikle doğrultu atım karakterli olan faylardır. Bunlardan en önemlileri Çandarlı körfezine doğru KD-GB yönelimli Zeytindağ-Bergama fay zone, Karaburun fayı, Tuzla fayı olarak bilinmektedir. Şekil 1.8B'de görüldüğü gibi, bu fayların içerisinde sadece İzmir Körfezi'ni batıdan sınırlayan K-G yönelimli Karaburun fayı ile doğudan sınırlayan KB-GD yönelimli diğer bir fay ve daha küçük uzunluklarda Çandarlı körfezindeki faylar Aksu ve diğ. (1990)'nin sığ sismik çalışması ile normal fay olarak haritalanmıştır ancak K-G doğrultulu bu fayların günümüze değin kabul görmüş K-G gerilme rejimi içerisinde nasıl oluştuğuna dair bir açıklama yapmamışlardır. Ayrıca yine aynı şekilde topoğrafya üzerinde beyaz renkle gösterilen KD-GB gidişli pekçok çizgisellik işaretlenmiştir. Bu çizgiselliklerin fay olup olmadığı arazi çalışmaları ile denetlenmemiştir fakat bölgede daha önceki kara çalışmaları ile haritalanmış olan aktif doğrultu atımlı fayların yönelimleri ile uyumludur. Ayrıca bu faylar sadece anakarada değil kuzeyde Midilli, Karaburun'un doğusunda Sakız adasında güneyde Sisam ve İkarya adalarında topoğrafya üzerinde görülmektedir. Çalışma alanına çok yakın olan Sakız adasının aktif tektoniğine ilişkin Angelier ve Tsoflias (1976) çalışması ilginçtir. Bu çalışma ile yazarlar Sakız adasında dik kıvrımlar ve ters fayları içeren iki sıkışma dönemi görmüşlerdir. Ayrıca bu tür yapıları Batı Anadolu kıyılarındaki diğer bazı adalarda da gözlemlemişler ve genel batı Anadolu gerilme rejimi içerisinde haritalanan bu fayları normal faylarla rotasyona uğramış antitetik faylar olarak yorumlamışlardır. Şüphesiz Sakız adasındaki bu tektonik bulgular Batı Anadolu genel gerilme rejimi içerisinde oldukça dikkat çekicidir.

Özetle Şekil 1.8'deki çalışma alanının genel fay dağılımı bize bölgede yaygınca KD-GB gidişli aktif doğrultu atımlı fayların ve yine aynı yönelimlerde çizgiselliklerin, bunun yanı sıra D-B gidişli normal fayların olduğunu göstermektedir. Fayların aktivitesini en iyi destekleyen bulgu, bölgede oluşmuş büyük depremlerin fay düzlemi çözümleridir. Şekil 1.8B'de pekçok yazar tarafından verilen bu deprem çözümleri bölgede kırılğan kabuğun 15-20 km arasında olduğunu

göstermektedir. Fay düzlemi çözümleri genelde oblik olmakla birlikte özellikle İzmir Körfezi'nin iç kısmında, körfezin ağzında ve Kuşadası açıklarında baskın normal faylanmalar; Karaburun'un kuzeyinde, güneyde Tuzla fayı ve doğusunda, doğrultu atımlı faylanmalar göstermektedir. Bölgede en yakın dönemde 1992 yılında olan deprem M_w 6.0 büyüklüğü ile Seferihisar depremi olarak bilinmektedir (Türkelli ve diğ., 1994; Tan ve Taymaz, 2001). Deprem çözümü iki farklı fay düzlemi gösterse de Şekil 1.8B'de görüldüğü üzere topoğrafya üzerindeki Tuzla fayının izine en uyumlu olarak depremin fay düzlemi çözümü sağ yanal olarak kabul edilmiştir. Emre ve Barka (2000) bölgedeki arazi gözlemlerinde fay boyunca fay tarafından kesilen en genç akarsu yataklarında 200-700 m'ye varan sağ yanal ötelenmeler görmüşlerdir. Yine bölgede 2003 yılında M_w 5.7 büyüklüğü ile meydana gelen depremin arazideki sistemlerle uyumlu olarak sağ yanal çözümü (Tan ve Taymaz, 2003) Tuzla fayı ve onun doğusundaki ve batısındaki sistemlerin sağ yanal harekette aktif olduğunu desteklemektedir (Şekil 1.8). Arazide yaklaşık 35-40 km boyunca İzmir ve Küçük Menderes grabeni arasında haritalanmış olan Tuzla fayı Genç ve diğ. (2001) tarafından Orhanlı fayı olarak isimlendirilip sol yanal atımlı bir doğrultu atımlı fay zonu olarak yorumlanmıştır. Morfolojik anlamda Doğanbey Burnu'nda görülen sol atım fayın doğrultusu hakkındaki bu yorumu desteklemektedir fakat Genç ve diğ. (2001)'nin bu yorumu ile bölgede olan depremlerin odak mekanizması çözümleri ve yukarıda sözü geçen yazarların arazi çalışmaları arasındaki zıtlık sebebiyle fayların doğrultusu hakkında arazide daha fazla jeolojik çalışmaya gereksinim vardır.

Bölgede yapısal özellikleri anlamaya yönelik karada pekçok jeolojik ve jeofizik çalışma yapılmasına rağmen denizde yapılan çalışmalar ancak Aksu ve diğ. (1987,1990) ve Günay (1998) sığ sismik çalışmaları ve gravite manyetik çalışmaları, Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi (SHOD)'nin yapmış olduğu sığ sismik çalışmalar ve TPAO' nin yapmış olduğu petrol arama amaçlı az sayıda hat üzerinde yapılmış olan derin sismik yansıma çalışmaları ile özetlenebilmektedir. Aksu ve diğ. (1990) kıyı şelf alanlarındaki sığ sismik çalışmalardan bölgede gerilme ve akarsu deltalarının üstüste yığılması sonucu Kuvaterner döneminde her 1000 yılda kıyı alanlarda 1 m çökme olduğunu göstermiştir. Westeway (1994) ise bölgede gerilmenin yavaş olduğunu bölgedeki çökmenin daha ziyade akarsuların taşıdığı delta yığılmalarından olduğu görüşünü savunmuştur. Yapılan bu çalışmalar körfezin

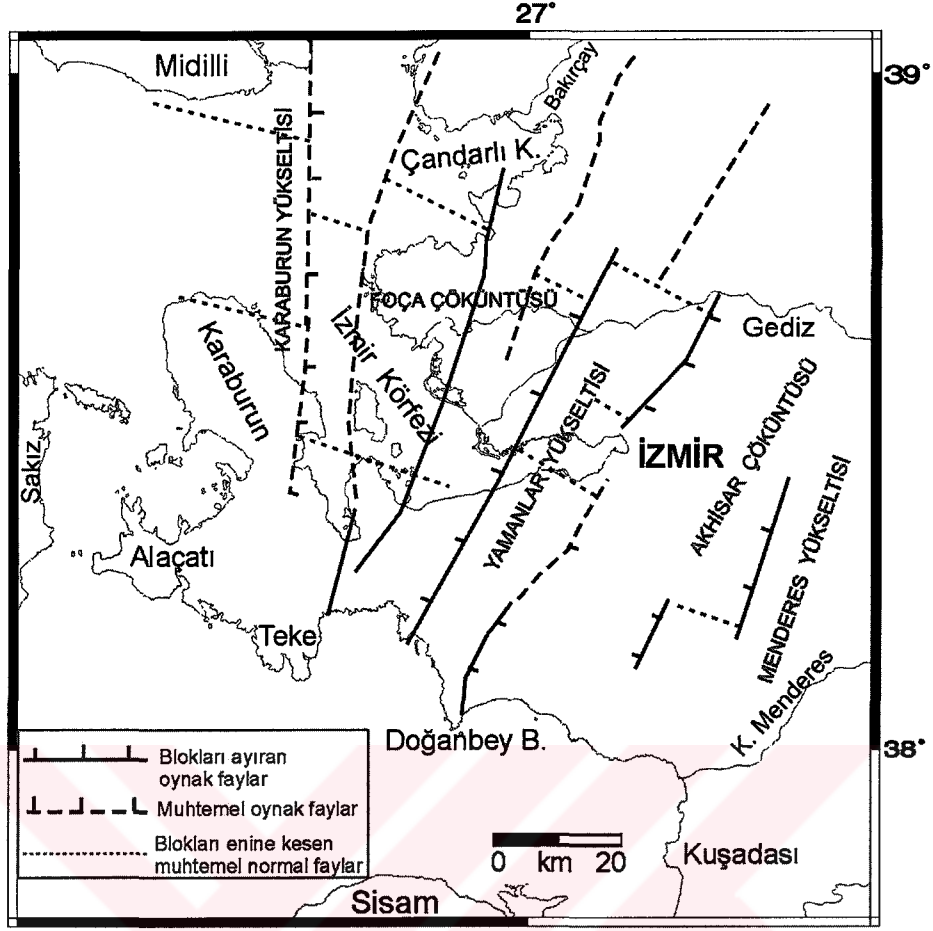
ve de güneydeki alanların derin ölçekte aktif tektoniğini tam olarak aydınlatamamaktadır. Bu anlamda bu tez çalışması İzmir körfezinin ve körfezin güneyindeki şelf alanlarının aktif faylarının ve bunların içinden özellikle Tuzla fayının deniz içerisindeki devamının orta derinlikteki (2~3 km) sismik yansıma kesitleri ile araştırılması kapsamında bölgede ilk defa yapılan bir çalışmadır.

1.7 Bölgedeki Doğrultu Atımlı ve Normal Faylanmalar Üzerine Görüşler

Çalışma alanındaki aktif fayların içerisinde, doğu-batı gidişli normal fayların varlığı Batı Anadolu'nun neotektonik gerilme rejimi içerisinde gelişmiş olan horst-graben yapılarla ilintili olarak günümüzde herkes tarafından kabul edilmektedir. Bunun yanında çalışma alanındaki KD-GB gidişli aktif doğrultu atımlı fayların varlığı ve etkisi günümüze değin en çok tartışılan konulardan biri olmuştur.

Batı Anadolu'da KD-GB gidişli faylanmaların varlığı, ilk defa Ketin (1968, 1970) tarafından çapraz (cross) fay yada transfer (transverse) fay isimlendirilmeleri ile ortaya konulmuştur. Yazar bu fayların D-B grabenlerle ilişkili olduğundan bahsetmiştir. Bu tür fayları arazi gözlemleri ile ilk ortaya çıkaran ise Kaya (1979, 1981) olmuştur. Yazar İzmir ile Bakırçay arasındaki bölgenin Neojen yapısal özelliklerini Karaburun ve güneyini de içine almak şartıyla KD-GB gidişli hem normal hem ters bileşeni olan genelde sol yanal atımlı oblik faylarla ve bu faylar arasındaki D-B gidişli faylanmalarla tanımlamıştır. Şekil 1.9'da görüldüğü üzere bölge KD-GB gidişli bloklarla batıdan doğuya Karaburun yükseltisi, Foça çöküntüsü, Yamanlar yükseltisi şeklinde yelpazeyi andıran bir fay sistemi ile karakterize edilmiştir. Kaya (1979) bu faylardan KD-GB gidişli olanların, aralarındaki D-B gidişli faylardan daha yaşlı olduklarını ve bu fayların bölgedeki eski yapıları takip ettiğini belirtmiştir. Kaya (1979) Kuvaterner'de sualtı ve suüstü birikimi, biçim değiştirmeler ve morfoloji açınının Neojen'den kalıtsal yapılardan büyük ölçüde etkilendiğini belirtmiştir. Bu fayların Gediz grabeninin batısında grabenin normal faylarını kesip ötelediği şeklindeki görüntüsü Şengör (1987)'e göre aynı grabenin daha doğusunda Gördes ve Alaşehir'in kuzeyinde belirgin değildir.

D-B grabenler arasında grabenlere dik açılarla oluşan, çapraz yada transfer (transverse) fay olarak isimlendirilen bu faylar, Şengör ve diğ. (1984, 1985) ve



Şekil 1.9 Orta-doğu Ege çöküntüsünün Neojen yapısal-stratigrafik basamaklar (Kaya, 1979'dan yeniden çizilmiştir).

Seyidoğlu ve Scott (1994) tarafından grabenlerin oluşumu sırasında ana graben fayının tetiklemesi ile oluşmuş faylar olarak yorumlanmıştır. Bu faylar genelde grabenin taban bloğunda sonlanmaktadır ve yazarlara göre batı Anadolu'da genelde bu tür faylar bölgedeki eski yapılar üzerinde seyretmektedir ki bu yapılarda bölgenin paleotektonik döneminden kalma kabaca K-G gidişlerdir. Keza Şengör (1987) fay modelleri ile bu fayları bölgedeki D-B gidişli grabenlerdeki dönmelere sebep olabilecek rotasyonel faylar olarak göstermiştir. Yılmaz ve diğ. (1998 ve 2000)'ne göre Batı Anadolu'da D-B giden horst-graben yapılar kendilerinden önce bölgede gelişmiş olan K-G gidişli yapıları kesmektedir. Eski ve yeni grabenin kesiştiği yerlerde ise sediman kalınlık değerleri artmaktadır. Bu modele graben içi graben modeli denmektedir ve özellikle Gediz, Büyük Menderes grabenlerinde görülmektedir. Yılmaz ve diğ. (2000)'ne göre bölgede en genç yapılar D-B grabenler ve onları sınırlayan normal faylardır. Edremit Körfezi'nde sismik kesitler ve arazi gözlemlerinden yola çıkılarak yapılmış olan bir çalışmada ise Güney ve diğ.

(2001), Edremit körfezinin kuzey kısmını denetleyen normal bileşenli listrik bir fayın bölgenin tektoniğini kontrol eden hakim bir fay olduğunu, bu fayında Ege graben sistemi içerisinde oluşan normal faylarla uyumlu olduğunu belirtmişlerdir. Ancak yazarlar yine bu alanda Edremit grabeni taban bloğu üzerinde pozitif çiçek yapısı gösteren bir doğrultu atımlı fayı sismik kesitlerde izlemişler ve bu fayın körfezi açan listrik fayı kesmiş olduğunu belirtmişlerdir. Eyidoğan ve Jackson (1985) Batı Anadolu'da grabenlerin içerisindeki aktif fayların zayıf sıkışmamış Neojen tortullarla örtülü olduğunu ve bu yüzden güncel fay düzeylerinin görülemediğini, bunun tam tersi olarak yaşlı aktif olmayan fayların Neojen birimlerde daha iyi gözlemlendiğini belirtmişlerdir. Yazarlar bu görüşleri ile grabenler içerisindeki aktif fayların yelpaze depozitlerle örtülü olmasından dolayı aslında iyi seçilemediğini vurgulamışlardır. Bütün bu çalışmalar göstermektedir ki çalışma alanı olan İzmir körfezi ve doğudaki horst-graben alanlarda aktif tektonizmanın ürünleri dendiğinde yazarlar çoğunlukla D-B gidişli normal fayları göstermektedirler bunun yanında grabenlere dik açılı duran ve genellikle doğrultu atım karakterindeki fayların bölgede ne derece aktif olduğu ve batı Anadolu aktif tektonizması içerisindeki gelişimini tartışmalı bırakmaktadırlar. Şekil 1.8'de arazide haritalanan aktif fay sistemleri ve bölgede yakın dönemde oluşmuş doğrultu atım faylanmayı gösteren deprem odak mekanizması çözümleri çalışma alanında normal fayların yanında doğrultu atımlı faylarında önemine dikkat çekmektedir ve bu tür fayların varlığının bölgede araştırılması gerekmektedir.

1.8 Çalışma Alanının Depremselliğine Detay Bakış

Çalışma alanı olan İzmir ili ve çevresi geçmişten günümüze Batı Anadolu depremselliği içerisinde en aktif olarak görülen bölgelerden biridir. Birinci derece deprem kuşağında yer alan İzmir ili ve çevresinde tarihsel dönem kayıtları 1500-1800 yılları arasında yıkıcı depremler olduğunu söylemektedir (Ambraseys ve Finkel, 1995). Toplam 300 yıllık süre içerisinde bölgede belgelere geçmiş depremlerin yaklaşık % 60'ı İzmir ilinde, % 10'u Gediz, Küçük Menderes ve Büyük Menderes grabenlerinde, % 5'i Foça ve Kuşadası bölgesinde, % 25'i ise Sakız, Sisam, Kos gibi yakın Ege adalarında meydana gelmiştir. Yine kayıtlara göre İzmir ili depremleri genelde deprem fırtınaları şeklinde seyretmiş çoğunlukla öncü ve artçı sarsıntıları olan depremlerdir.

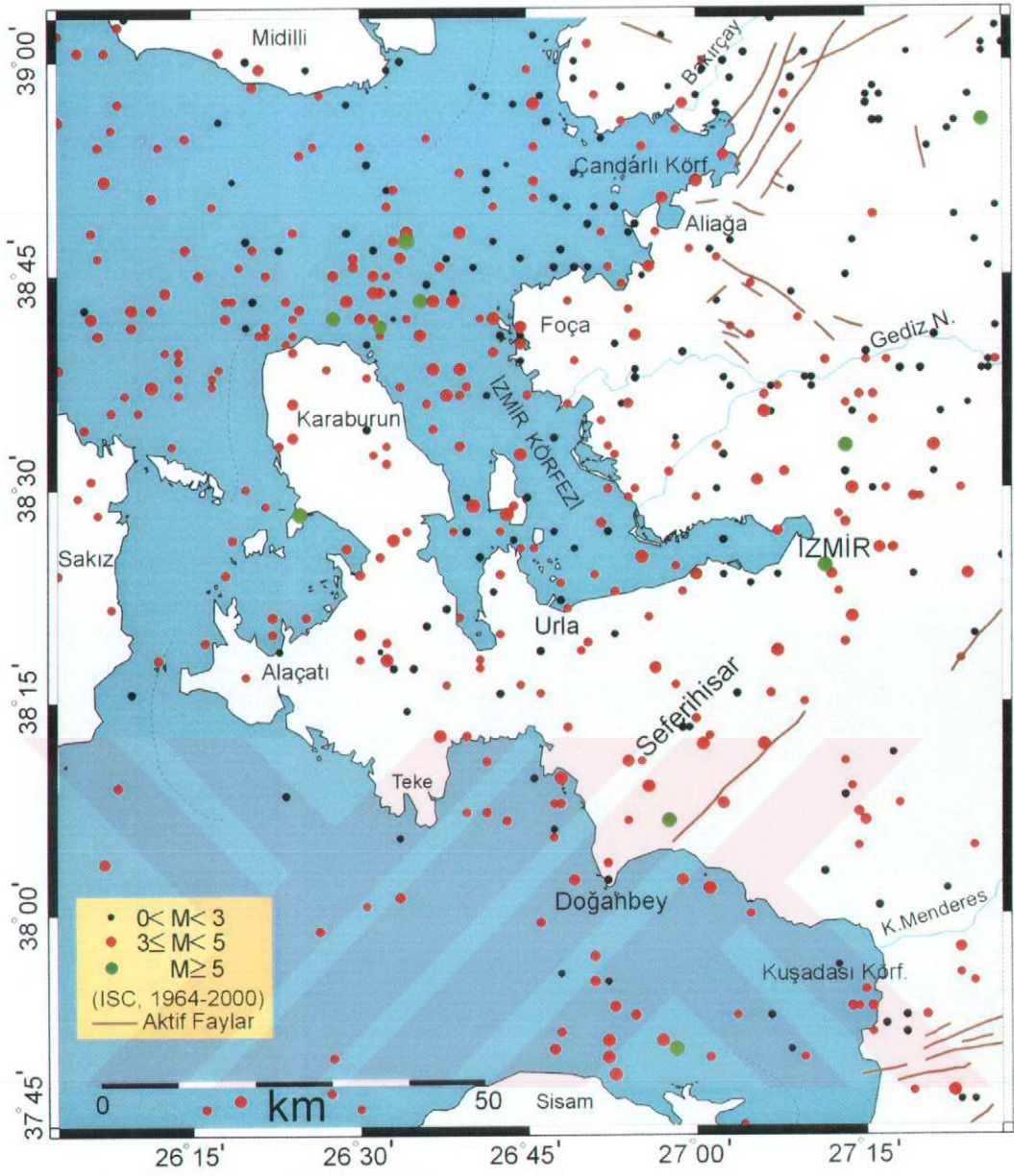
Depremlerin zaman zaman önemli can ve mal kayıplarına sebebiyet verdiği kayıtlarda belirtilmiştir. Ayrıca Soysal (1985), Altınok ve Ersoy (1995) tsunami araştırmalarında son 3000 yıllık tarihsel dönem gözlemleri sonucu tektonik olaylara bağlı olarak oluşmuş 100 tsunami vakasının Ege denizi'nde ve çevre bölgelerde olduğunu belirtmişlerdir. Dünya ölçeğinde oluşan tsunami olaylarının % 10 'luk bir kısmını kaplayan Batı Anadolu tsunamileri genellikle 'U' ve 'V' tipi körfezlerde gözlenmiştir. Altınok ve Ersoy (1995)'a göre çalışma alanında tsunamiler İzmir Körfezi'nde, Karaburun'un batısında ve Sakız adasında yoğunlaşmaktadır. Yazarlar 19. yy'da yoğunluğu artan tsunami olaylarının gelecekte olması beklenen oluş peryodunu 33 yıl olarak vermektedirler.

Şekil 1.10'da Erdik ve diğ. (1999) İzmir deprem raporundan alınan İzmir ili ve civarında 1900 öncesi tarihsel depremlerin merkezüstü dağılımlarını ve yine aynı bölgede 20. yy'da meydana gelmiş önemli depremlerin lokasyonlarını göstermektedir. Bölgede tarihsel dönemde depremler Gediz, Küçük Menderes, Büyük Menderes grabenleri boyunca D-B yönelimlerde ve Karaburun yarımadası doğusunda kümelenme göstermektedir. Aynı şekilde sağ tarafta ise yakın dönemde İzmir ili civarında depremlerin İzmir Körfezi'nde ve Karaburun yarımadasında yoğunlaştığı görülmektedir.

Çalışma sahası olan İzmir Körfezi'nde, Karaburun yarımadası ve Karaburun'un güneyinde Alaçatı-Doğanbey-Kuşadası açıklarında 1964-2000 yılları arasında oluşan depremlerin ISC lokasyonları Şekil 1.11'de verilmektedir. Ortalama odak derinlikleri 15 km olan bu depremlerin manyitütleri $0 \leq M \leq 6.2$ arasında değişmektedir. Bölgede oluşan depremlerin % 90'ı 0-5 büyüklük arasında değişmektedir (Çalışkan, 1998).

Şekil 1.11'e göre çalışma alanında denizdeki sismik aktivite karaya oranla daha yoğundur. Özellikle İzmir Körfezi ağzında, Karaburun açıklarında ve İzmir ili dolaylarında sismik aktivite de yoğunlaşma gözlenmektedir.

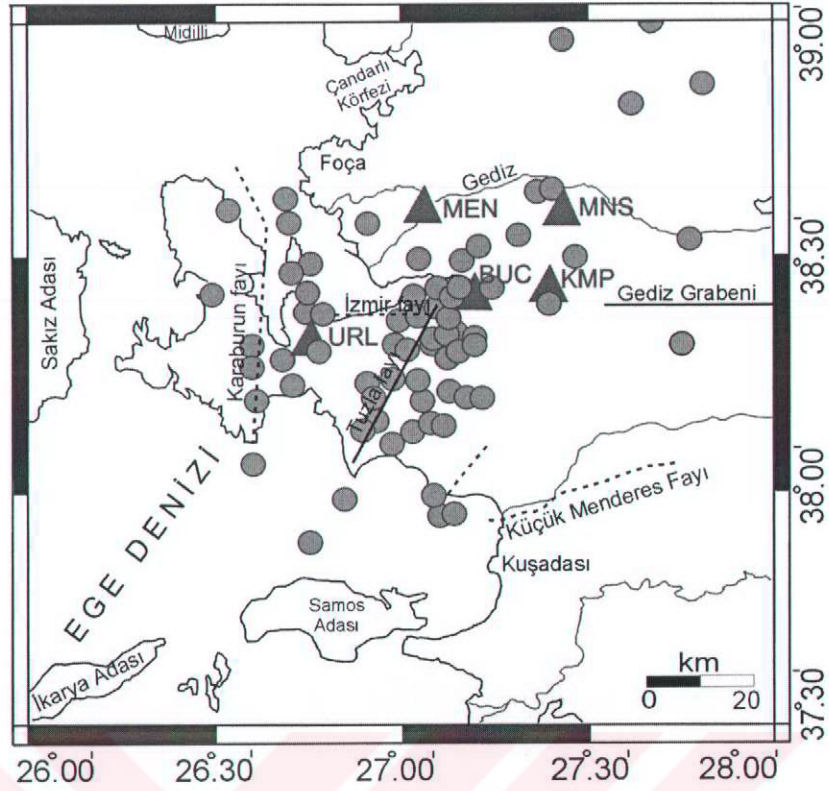
Güneydeki alanlar depremsellik açısından yarımada'nın kuzeyine nazaran daha sakindir. Bu bölgede özellikle Urla ve Seferihisar mevkiilerinde kabaca KD-GB giden bir trend boyunca sismik aktivite mevcuttur (Şekil 1.11).



Şekil 1.11 Çalışma alanında 1964-2000 yıllarında oluşmuş manyitütü $0 \leq M \leq 6.2$ arasında değişen depremlerin ISC lokasyonlarına göre dağılımları.

Şekil 1.11'de görüldüğü üzere çalışma alanının sismisitesi bölgenin aktif tektonik yapıları ile ilişkilendirilebilecek ölçüde belli doğrultularda deprem dağılımları işaret etmemektedir. Bunun en büyük sebebi olarak oldukça aktif bir deprem bölgesi olan çalışma alanında bölgeye yakın sadece tek bir deprem istasyonunun bulunması gösterilebilir.

Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü'ne ait olan İzmir (İZM) istasyonu ile bölgenin deprem dağılımını sağlıklı bir şekilde belirlemek pek mümkün olmamaktadır.



Şekil 1.12 1997 yılında bölgede 5 portatif deprem istasyonu tarafından kaydedilen depremlerin dağılımı (Aybige ve diğ., 2000'den yeniden çizilmiştir). Üçgenler deprem istasyonlarını göstermektedir.

Bu görüşten yola çıkarak Akıncı ve diğ. (2000) bölgede 1997 yılında kurdukları 5 adet portatif deprem istasyonu ile deprem aktivitesini 1.5 aylık bir süre boyunca kaydetmişlerdir. Yapılan çalışma sonucu bölgede 96 adet büyüklüğü $1.16 < M < 3.93$ arasında değişen deprem kaydedilmiştir (Şekil 1.12).

Şekil 1.12'de görüldüğü üzere deprem dağılımları Şekil 1.11'e nazaran çok daha farklı bir görüntü sergilemektedir. Akıncı ve diğ. (2000) bu oluşan depremleri bölgenin aktif tektoniğinde çok önemli olan ve son yıllarda ürettikleri depremlerle özellikle İzmir ilinin güney kesimlerini etkilemiş olan ve daha önceki çalışmalarla da karada haritalanmış olan üç önemli fay zonu boyunca yoğunlaştıklarını göstermişlerdir.

Şekil 1.12' de görüldüğü üzere depremler K-G doğrultulu Karaburun fayı üzerinde, bu fayın doğusunda K-G doğrultulu diğer bir hat boyunca ve en doğuda Tuzla fayında KD-GB yönelimde bir dağılım sergilemektedir. Şekil 1.12'de görülen aktif faylar İzmir ili ve civar bölgelerdeki yerleşim alanları için çok önemlidir. Daha önce

karada pekçok çalışma ile tanımlanmış olan bu fayların İzmir Körfezi içerisinde, Körfezin ağzında ve güneydeki şelf alanlarında deniz içerisindeki devamlılıklarını araştırmaya yönelik derin anlamda bir sismik çalışma henüz yapılmamıştır.

Bu veriler ışığında bu doktora tez çalışmasının amacı, öncelikle bölgede bugüne değin yapılan tüm jeolojik ve jeofizik çalışmaları da dikkate alarak, İzmir Körfezi'nin ve körfezin çıkışı olan Karaburun-Çandarlı açıklarının ve Karaburun yarımadasını güneyden çevreleyen Alaçatı-Doğanbey-Kuşadası açıklarının denizaltı aktif fay sistemlerini haritalamak, bu fayların türlerini ve yönelimlerini belirlemek ve bu yapıları kara morfolojisi ile ilişkilendirerek bölgenin aktif fay haritasını oluşturmak ve son olarak da bu fayların batı Anadolu'nun aktif tektonizması içerisindeki önemini ve gelişimini açıklamaktır. Bu sebeple bölgede TÜBİTAK Deniz Araştırmaları Programı kapsamında gerçekleştirilen bir projeyle çok kanallı ve tek kanallı sismik yansıma verileri toplanmış, toplanan veriler İTÜ Jeofizik Mühendisliği Bölümü 'Nezihi Canitez Veri-İşlem Laboratuvarı'nda işlenerek yorumlamaya hazır hale getirilmiştir.

2. KULLANILAN YÖNTEM VE VERİLERİN TOPLANMASI

İzmir Körfezi ve Alaçatı-Doğanbey-Kuşadası açıklarının denizaltı yapısal unsurlarını araştırmak amacıyla; sismik yansıma yöntemi ile bölgede çok kanallı ve tek kanallı sismik yansıma verileri toplanmıştır.

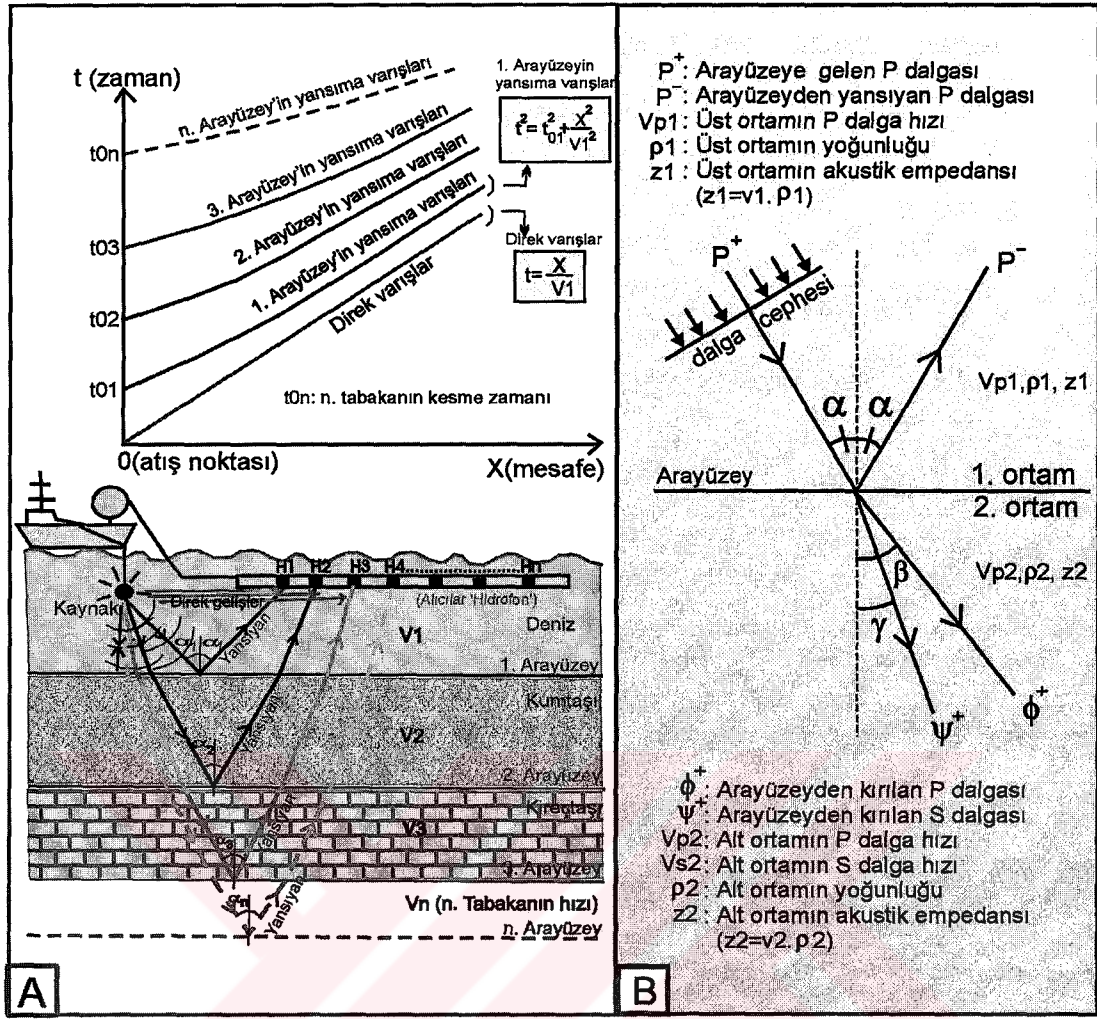
Kullanılan yöntemin esası, veri toplama parametrelerinin seçimi, hangi hatlar boyunca veri toplanacağı vb. konulara izleyen başlıklarda değinilecektir. Ayrıca bölgenin batimetri kontur haritasının ve detaylı topoğrafya haritasının oluşturulması aşamalarına ve bu haritaların çalışmadaki önemine yine bu bölümde yer verilecektir.

2.1 Sismik Yansıma Yöntemi

Sismik yansıma yöntemi ile yeraltının yapısal ve stratigrafik özellikleri detaylı olarak araştırılabilmektedir. Yapısal anlamda yeraltındaki faylar, horst-graben yapıları, kıvrımlar vb. yapılar; stratigrafik anlamda yeraltındaki aşınım yüzeyleri, çökelme ortamları, litoloji sınırları vb. incelenebilir.

Yapısal anlamda, örneğin faylar, sismik kesitlerde yansıma seviyelerinin aniden kesilmeleri, yansıma özellikleri farklı iki yansıma paketinin karşılıklı gelmeleri, saçılmaların izlenmesi gibi durumların bir yada birkaçı ile tespit edilirken; stratigrafik anlamda sismik kesitlerde yansımaların genliği (reflection amplitude), sürekliliği (reflection continuity), sıklığı (reflection frequency) ve şekillenmesi (reflection configuration) gibi parametrelerin değişimlerine bakılır.

Denizde sismik yansıma yöntemi uygulamasında, birinci adımda kaynak olarak kullanılan hava tabancalarından (Air-guns) sıkıştırılmış hava suyun altında belirli bir derinlikte serbest bırakılır. Böylece üretilen ses dalgası (P-dalgaları) küresel olarak dalga cepheleri halinde yayılarak yer içinde ilerler. Bu dalgaların bir kısmı alıcılara direk gelirken bir kısımda arayüzeylerden yansır ve kırılır (Şekil 2.1).



Şekil 2.1 A)Yatay tabakalı bir ortamda sismik yansıma uygulamasının şematik gösterimi ve modelin üzerinde zaman uzaklık varış eğrileri. B)Yatay bir arayüzle ayrılan bir ortamda arayüze gelen P düzlem dalgasına göre oluşan yansıma ve kırılma dalgalarının gösterimi.

Tabakalar arasındaki sismik hız ve yoğunluk farkına akustik empedans denir ve 'z' ile gösterilir. Akustik empedans tabakaların hız ve yoğunluk parametrelerinin çarpımından elde edilir. Teorik olarak düzlem P dalgası akustik/elastik bir ortam olan ve akustik empedansları farklı olan su/kaya ortamındaki yatay bir arayüze normale α açısı yaparak geldiği zaman Şekil 2.1B'de görüldüğü gibi arayüze çarparak üst ortama aynı açıyla geri dönen yansıyan (reflected) P dalgası, alt ortama farklı açılarla kırılan (transmitted) P ve S dalgaları oluşur.

Snell yasasına bağlı olarak arayüzeyde oluşan açılar ve ortamların hızları arasındaki bağıntı, Eşitlik 2.1 ile verilmektedir.

$$\frac{\sin \alpha}{V_{p1}} = \frac{\sin \beta}{V_{p2}} = \frac{\sin \gamma}{V_{s2}} \quad \text{Snell Yasası} \quad (2.1)$$

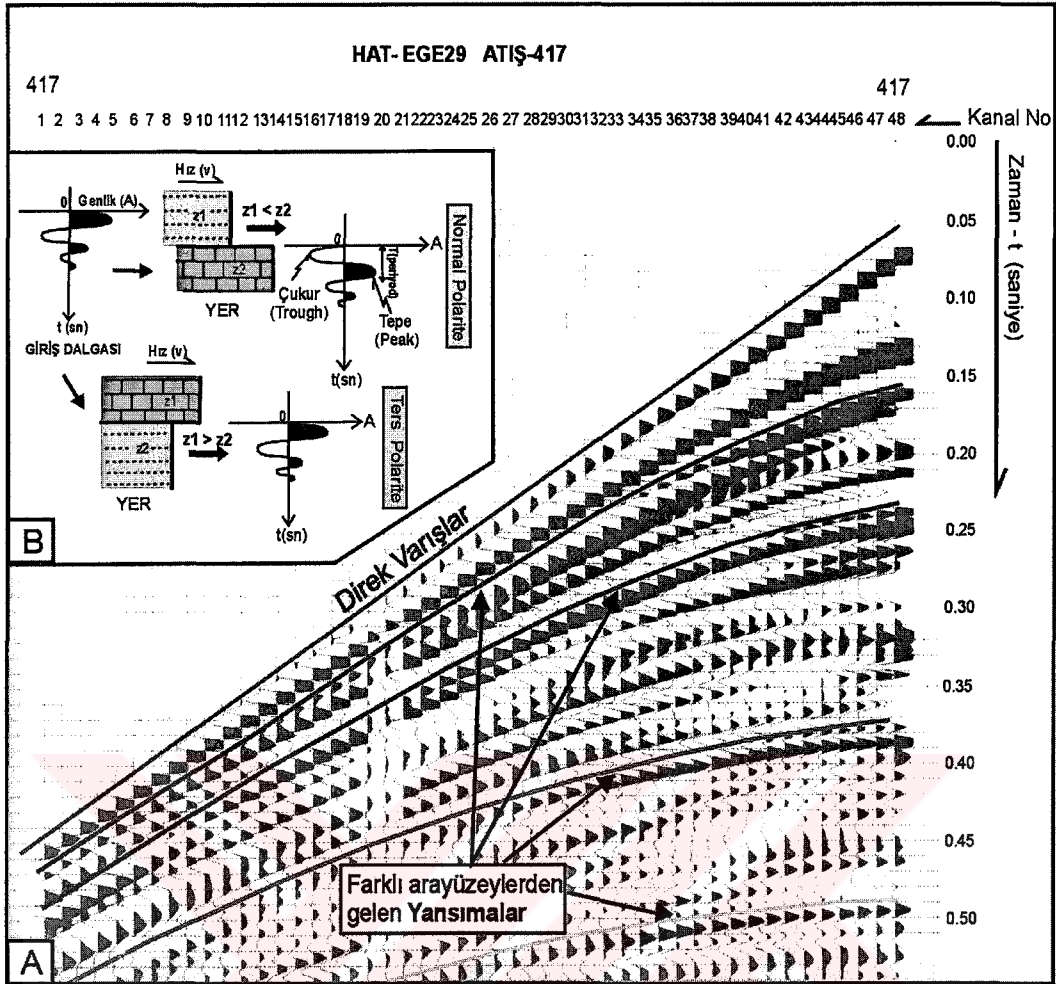
$$R + T = 1, \quad R = \frac{z_2 - z_1}{z_2 + z_1} = \frac{V_{p2} \cdot \rho_2 - V_{p1} \cdot \rho_1}{V_{p2} \cdot \rho_2 + V_{p1} \cdot \rho_1} \quad \text{ve} \quad T = \frac{2z_1}{z_2 + z_1} = \frac{2V_{p1} \cdot \rho_1}{V_{p2} \cdot \rho_2 + V_{p1} \cdot \rho_1} \quad (2.2)$$

Denizde bir hat boyunca belirli aralıklarla atış tekrarlanarak denizaltındaki arayüzeylerden yansıyıp ‘hidrofon’ olarak isimlendirilen, basınca duyarlı her bir alıcıya gelen sinyaller sismik izler olarak kaydedilir. Sismik iz aslında veri işlemede yere gönderilen kaynak dalgacığının; yerin akustik empedans farklarından doğan arayüzeylerine ait yansıma katsayısı serisi ile zaman ortamında evrişimiden oluşan bir zaman serisidir. Yansıyan dalgaların genlikleri ortamların yoğunluklarına, hızlarına ve geliş açılara bağlıdır. Açıya olan bağımlılık yöntemin işlerliği açısından problem yaratmaktadır. Bu yüzden arayüzeye gelen dalgaların geliş açısını sıfır kabul ederek karmaşa düzenlenmeye çalışılırsa arayüzeyden yansıyan ve iletilen dalgaların genliklerini belirleyen yansıma (R) ve iletim (T) katsayıları Eşitlik 2.2 ile ifade edilebilir (McQuillin ve diğ., 1984).

Şekil 2.1A’da görüldüğü üzere alıcılara gelen direk varışlar zaman-uzaklık (t-x) grafiğinde lineer bir doğru ile gösterilirken, tabakalardan gelen yansıma eğrileri açılıma (ofset) ve dolayısıyla ışının arayüzeye geliş açısının değişimine bağlı olarak hiperbol şeklindedir. Şekil 2.2A’da denizde bir noktada yapılmış olan çok kanallı atış sonucu kaydedilmiş örnek bir kayıt gösterilmektedir. Bu kayıt üzerinde doğrusal direk varışlar, ve hiperbol şeklinde yansıma varışları görülmektedir.

Şekil 2.2A’da görülen tek bir noktadaki kayıttır. Örnek kayıttı tam 48 kanalda sismik iz kaydedilmiştir. Bir sismik izdeki siyah (Tepe-Peak) ve beyaz (Çukur-Trough) salınımlar ortamların akustik empedanslarına göre değişmektedir. Şekil 2.2B’de görüldüğü üzere eğer $z_1 < z_2$ ise yansıma ‘pozitif’, bunun tersi durumunda ise yansıma ‘negatif’ dir.

Yansımaların sismik izlerdeki gösterim tarzı ‘polarite’ (polarity)’dir. SEG (Society of Exploration Geophysicist) teknik oturumlarındaki kabullere göre sıkışma dalgalarının çukur (trough) olarak gösterildiği şekil ‘normal polarite’dir. Eğer $z_1 > z_2$ ise ‘ters polarite’ meydana gelir.



Şekil 2.2 A) Örnek bir sismik yansıma atış kaydı. Yatay eksen belirli aralıklarla yeryüzünde sıralanmış alıcı numarasını, düşey eksen ise sismik izlerin varış zamanlarını gösterir. B) Normal polarite ve ters polarite kavramları (Us, 1993'dan değiştirilerek çizilmiştir).

Yorum yapılırken genelde yüksek hızlı tabaka girişleri, yani pozitif yansıma katsayısına sahip süreksizlik yüzeyleri, sismik kesitler üzerinde koyu boyalı (peak) yansıtıcı yüzeyler olarak düşünülür. Kayıt işlemleri sırasında her akustik empedans farklılığının yukarıya ayrı bir yansıma gönderdiği düşünülürse, farklı polariteli ve değişik genliklere sahip pekçok dalgacığın üst üste toplanarak oluşturduğu sonuç yansımadır (Şekil 2.2).

Sismik yansıma yönteminin uygulamasında denizde bir hat boyunca toplanmış çok sayıdaki atış verilerinden sismik kesit eldesine kadar, veri pekçok aşamadan geçmektedir. Veri-işlem aşamalarına bir sonraki bölümde değinilecektir.

2.2 MTA Sismik-1 Araştırma Gemisi Donanımı

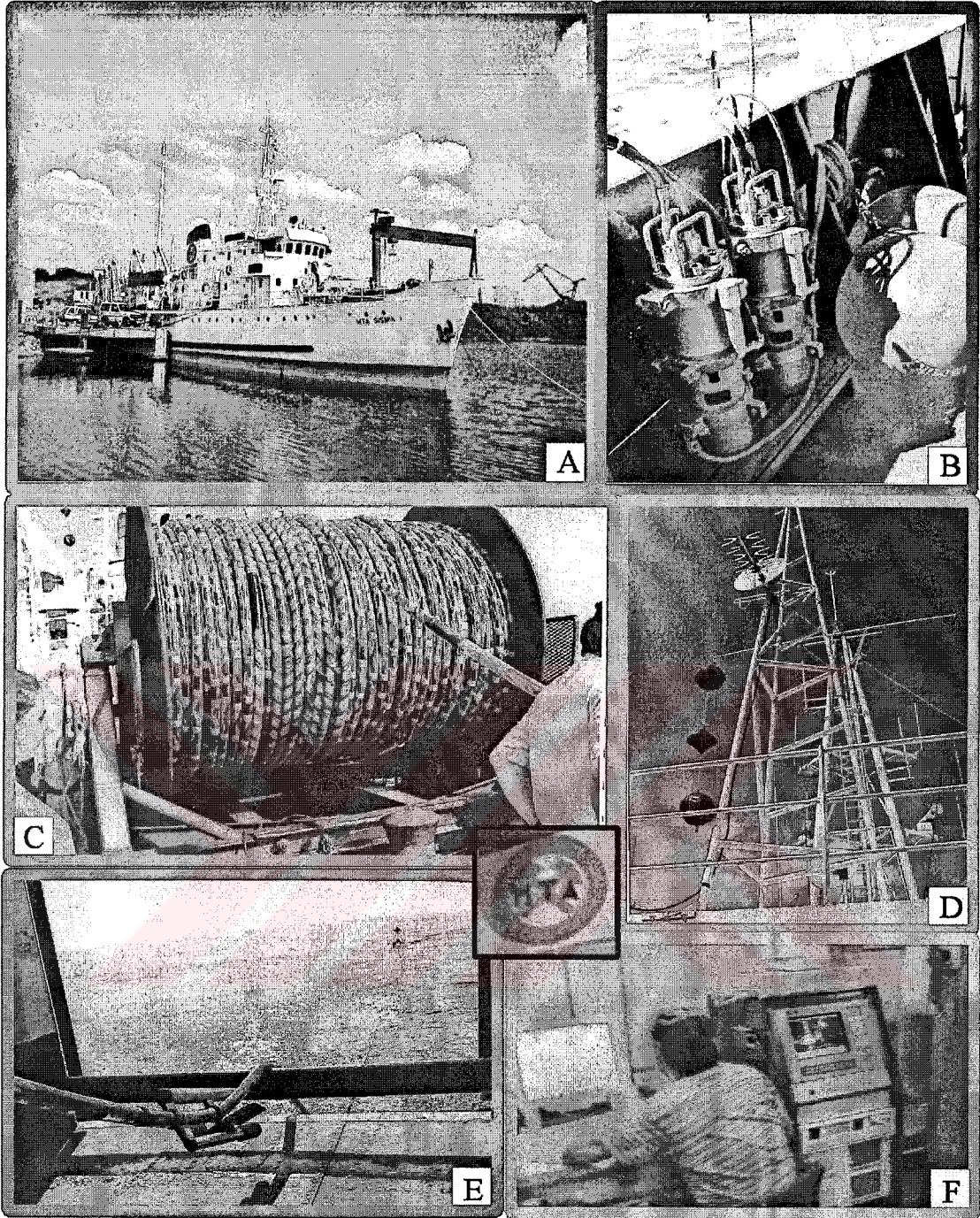
Çalışma alanını inceleme amaçlı çok kanallı ve tek kanallı sismik yansıma verileri 1996 ve 2000 yıllarında MTA Sismik-1 Araştırma gemisi ile toplanmıştır. MTA Sismik-1 donanımı Şekil 2.3'de verilmektedir.

Şekil 2.3A'da MTA Sismik-1 gemisi görülmektedir. Gemi 56 m uzunlukta, 8.8 m genişlikte, 720 ton ağırlığında olmakla birlikte maksimum 11 knots (KNT) yol hızına çıkma kapasiteli, uygulamalı çalışmalarda 5 knots (KNT) hıza kadar seyredilebilen yaklaşık 20 gün açık denizde kalabilecek donanımdadır.

Gemide sismik enerji kaynağı olarak şekil 2.3B'de görülen GI (Generator-Injector) tipi hava tabancalarından (Airguns) toplam 10 adet bulunmaktadır. Bir GI tip hava tabancasında; Generator (G) kısmı 105 inç³ hacimli, injector kısmında yine aynı şekilde 105 inç³ hacimlidir. Hacim küçültücüler her bir kısımda 45 inç³ 'tür. Toplam 10 tabancanın hacmi $210 \times 10 = 2100$ inç³ 'tür. Kompresör basıncı ise 2000 PSI 'dir. Şekilde görülen GI hava tabancasının üst kısmı 'injector' kısmı, alt kısmı ise 'generator' bölümüdür. Tabancalar selonoid denilen bobinlerin yardımıyla patlar. Patlatma esnasında ilk önce 'generator' kısmında bir dalga yaratılır daha sonra 'injector' kısmındaki patlatma ile ilk patlatmada oluşan dalganın istenmeyen fazları yok edilir. Diğer bir deyişle 'injector' kısmı ile kabarcık etkisi dediğimiz (bubble effect) istenmeyen salınımlar yok edilmiş olur. İdealde istenilen, patlatma anında yere iğnecik şeklinde bir kaynak dalgacığı gönderebilmektir.

Şekil 2.3C'de elektronik alıcı kablo (streamer) görülmektedir. Telemetrik olan alıcı kablo 1500 m uzunluktadır (lead-in=50 m, stretch=150 m). Turuncu renkli alıcı kablosu kerosen grubundan olan izopor-m adı verilen bir gazla doldurulmuştur. Bu gazın yoğunluğu 0.79 gr/cm³ olup sudan hafiftir dolayısıyla suyun üzerinde durup alıcı kablusunun batmamasını sağlar. Kablo üzerinde hidrofon olarak isimlendirilen basınca duyarlı alıcılar yer alır. Bu alıcı grupları kanalları oluşturur.

Grup konfigürasyonları şöyledir. 240 kanal için 6.25 m. grup aralığı bu değer de 8 hidrofon/grup'a karşılık gelir. 120 kanal için 12.5 m. grup aralığı, 16 hidrofon/grup; 60 kanal için ise 25 m. grup aralığı, 32 hidrofond/grup'tur. Alıcı kablosu üzerinde modüller vardır.



Şekil 2.3 A)MTA, Sismik-1 Gemisi. B)Hava tabancası kaynağı (GL, Airguns). C) Elektronik alıcı kablo (streamer). D)GPS, DGPS sinyallerini kaydeden antenler. E)Alıcı kablosunu suda kontrol eden cihaz (bird). F) Navigasyon sistemi.

Modüller hidrofonlardan gelen sinyalleri toplar. Her modül toplam 12 kanalın sinyalini alır. Modüllerin suda batmasını engelleyebilmek için içlerine 40 PSI basınçta kuru nitrojen konulmuştur. Modüllerin sudaki derinlikleri içlerindeki alüminyum folyolar sayesinde tespit edilebilir. Su basıncının alüminyum folyo

üzerine yaptığı basınç elektrik sinyaline çevrilir ve böylece alıcı kablosunun kaç metre derinlikde olduğu saptanmış olur.

Şekil 2.3E’de alıcı kablosu üzerine belli aralıklarla takılan cihazlar (birds) görülmektedir. Bu cihazlar kanatları sayesinde operatör tarafından verilen artı, eksi 17°’lik açılarla su içine dalabilir veya su yüzeyine doğru çıkar. Bulundukları derinlikleri içlerindeki sensörler yardımıyla tespit ederler. Bu cihazlar alıcı kablosunun veri toplama esnasında belirli bir derinlikde suyun altında kalmasını sağlar.

Şekil 2.3C’de gemi sismik hatta girerken veya atışlar yapılırken navigasyon sistemine koordinatların girilmesi için gerekli GPS ve DGPS sinyallerinin iletimini sağlayan antenler bulunmaktadır. Bu sistemde karada (x,y) koordinatları bilinen nirengi noktaları vardır. Bu nirengi noktalarındaki GPS anteni uyduya bağlanarak gerçek koordinatları alır ve kendi koordinatına ait düzeltme değerlerini bulur ($\dots x, \dots y$). Aynı esnada gemideki antenler de aynı uyduya bağlanarak kendi bulundukları pozisyonun ($x'y'$) koordinatlarını uydudan alır. Daha sonra karadaki düzeltme değerleri radyo antenleri ile gemiye aktarılır ve gemi koordinatları ($x' \pm \dots x, y' \pm \dots y$) DGPS değerleri ile düzeltilmiş olur.

Şekil 2.3F’de ise gemi içerisindeki navigasyon sistemi görüntülenmiştir. Sistem ‘Integrated Differential GPS’ özellikli, 480 km maksimum uzaklıkta ve artı-eksi 5 m hassasiyettedir.

MTA Sismik-1 gemisinde ayrıca navigasyon sisteminin bulunduğu odada; sismik kayıtçı (Syntrak 480 Multiple Streamer Telemetry Processor and Marine Digital Telemetry System), atış kontrol sistemi, atış parametrelerini tayin eden bir cihaz, ekran kontrol imkanı, alıcı kablosunun suda pozisyonunu kontrol eden diğer bir cihaz ve monitör bulunmaktadır. Yine aynı bölümde tüm atış kayıtlarının ekranda görüldüğü bir monitör ve bu görüntülerin kağıt üzerine çıkışını sağlayan bir ısı çizicide mevcuttur. Veri kalitesi tüm bu cihazlarla kontrol edilmektedir. Veri toplama esnasında atışlar yapıldıktan sonra hava tabancalarından su içine gönderilen sinyaller çizdirilir görüntülenir ve kontrol edilir. Ayrıca bütün alıcı kanalları görüntülenir, çalışmayan bozuk kanallar devreden çıkarılır. Alıcı üzerindeki küçük cihazların yardımı ile alıcı kablo seyir boyunca istenilen derinlikde tutulmaya

çalışılır. Navigasyon sisteminden sorumlu kişiler gemi hızı, rota takibi ve atış takibi, GPS ve DGPS sinyalleri ile koordinat tespiti, suyun akış hızı, derinlik gibi parametrelerin değişimlerini hattın bitimine kadar sürekli olarak izler ve kaptan köşkü ile sürekli irtibatta olarak ve gerekli bilgileri ileterek bir takım çalışması halinde verileri toplar.

2.3 1996 yılında MTA Sismik-1 Araştırma Gemisi ile Çok Kanallı Sismik Yansıma Verilerinin Toplanması

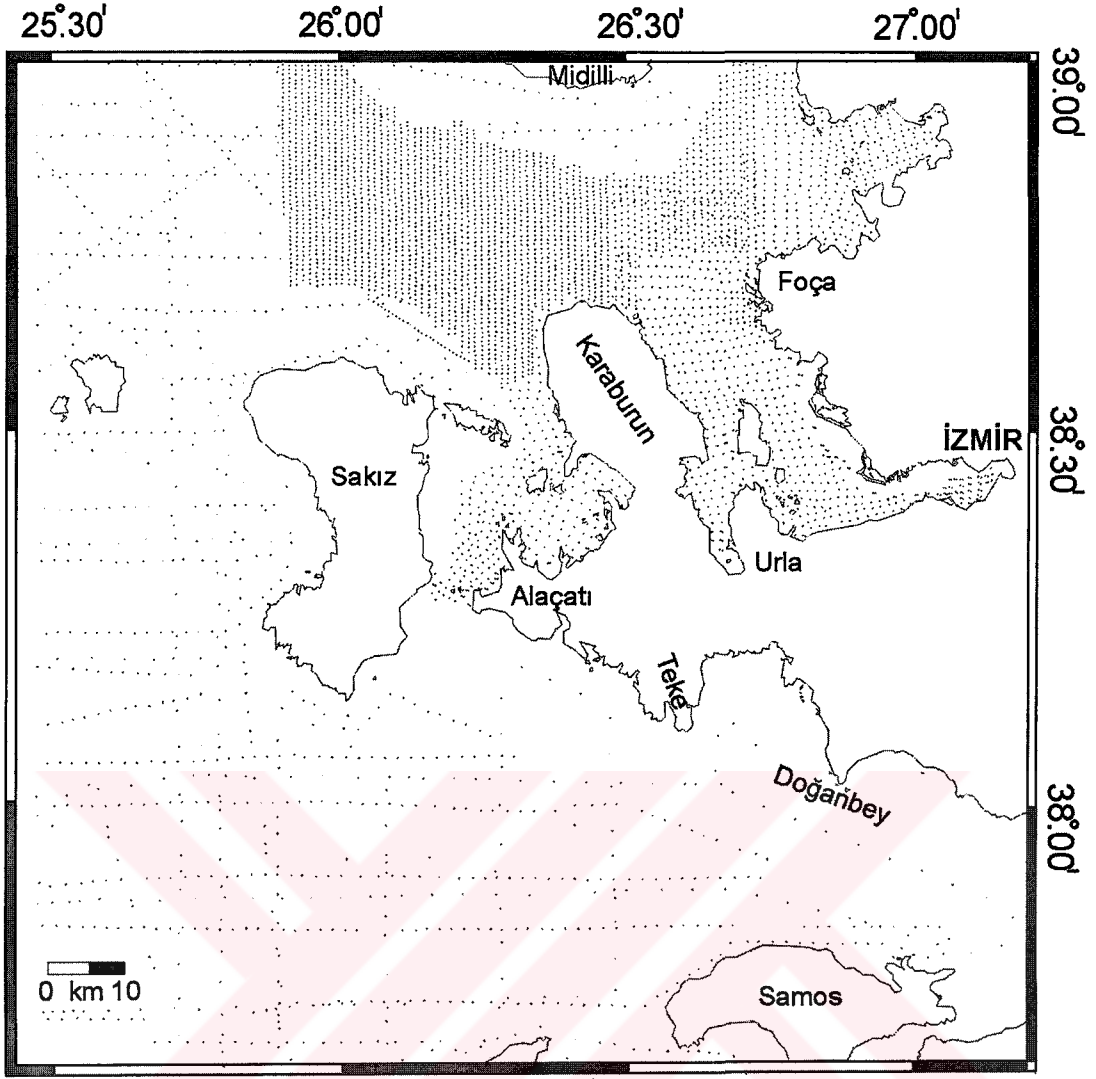
Çalışma alanında sismik yansıma verileri iki kısımda toplanmıştır. 1996 yılında toplanan veriler 1. etap olup kıyı şelf alanının yapısal özelliklerini inceleme amaçlı sadece belirli lokasyonlarda alınmıştır. Hatların lokasyonlarına ve veri toplama parametrelerinden önce çalışma alanının batimetrik özelliklerine göz atmakta fayda vardır.

2.3.1 Çalışma alanının batimetrisi

Çalışma alanının batimetrik verisi SHOD Dairesi Başkanlığı'ndan alınmıştır. Verinin nokta dağılımı Şekil 2.4'de görülmektedir. İzmir Körfezi içerisinde batimetri örnekleme aralığı yaklaşık 120 m iken güneyde Alaçatı-Doğanbey-Kuşadası açıklarında yaklaşık 2 km'dir. Güney şelf alanında nispeten daha seyrek toplanmış batimetri verisini zenginleştirmek amacıyla bu bölgedeki sismik kesitlerden batimetri değerleri sayısallaştırılarak varolan veriye katılmış fakat; sismik hatlar boyunca okunan yoğun batimetri verisi ile çevre alanlardaki gelişigüzel dağılım gösteren seyrek batimetri verisinin konturlama aşamasında hatalı konturlamalara sebebiyet vermesi nedeniyle pek verimli olamamıştır.

Şekil 2.4'de verilen batimetri dağılım haritasına ait batimetri değerlerinin GMT'de her 20 metrede bir konturlanmış hali Şekil 2.5'de verilmektedir. Kontur haritasının rezolüsyonu yaklaşık 350 metredir.

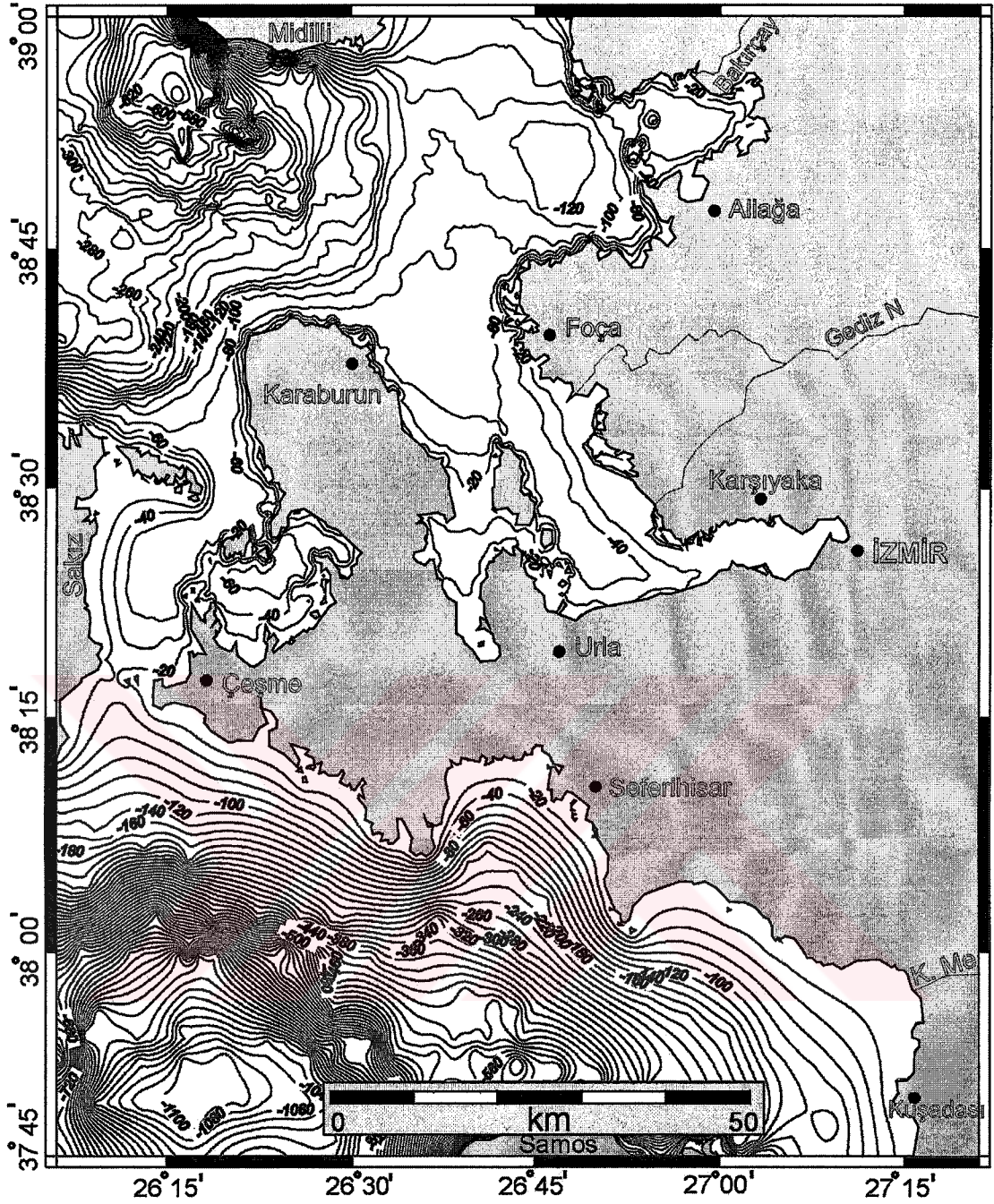
Şekil 2.5'deki batimetri kontur haritasında konturlanmaların İzmir Körfezi içerisinde veri yoğunluğuna bağlı olarak bölgenin batimetrik özelliklerini güneydeki şelf alanına göre daha doğru bir şekilde yansıttığı söylenebilir.



Şekil 2.4 SHOD batimetri verisi nokta dağılımı.

Şekil 2.5'deki batimetri haritasında görüldüğü üzere İzmir Körfezi Batı Anadolu'nun diğer körfezlerine oranla oldukça sığdır. Körfezin içerisinde batimetri -20,-40,-60 metrelerde seyretmektedir. Körfez çıkışından Karaburun-Çandarlı açıklarına doğru batimetri yaklaşık -60 metrelerden -200 metrelere yumuşak geçişlerle derinleşmektedir. Konturlar kıyı morfolojisi ile uyumludur. Karaburun'un kuzey açıklarında Midilli adası güneyinde, batimetri değerleri -600 metrelerde bir çukuru tariflemektedir.

Güneydeki şelf alanı olan Alaçatı-Doğanbey-Kuşadası açıklarında ise batimetri kıyından açığa doğru -20 metrelerden -400 metrelere derinleşmektedir. Bu derinleşme daha güneyde Samos adasının kuzeybatısına doğru -1100 metrelere ulaşır. Bu çukur İkarya baseni olarak bilinmektedir.



Şekil 2.5 Çalışma alanının SHOD batimetri verisi ile GMT’de hazırlanan batimetri kontur haritası. Konturlama her 20 metre’de bir yapılmıştır.

2.4 1996 Çok Kanallı Sismik Yansıma Veri Toplama Parametreleri, Hatların Yerleri ve Ön Bulgular

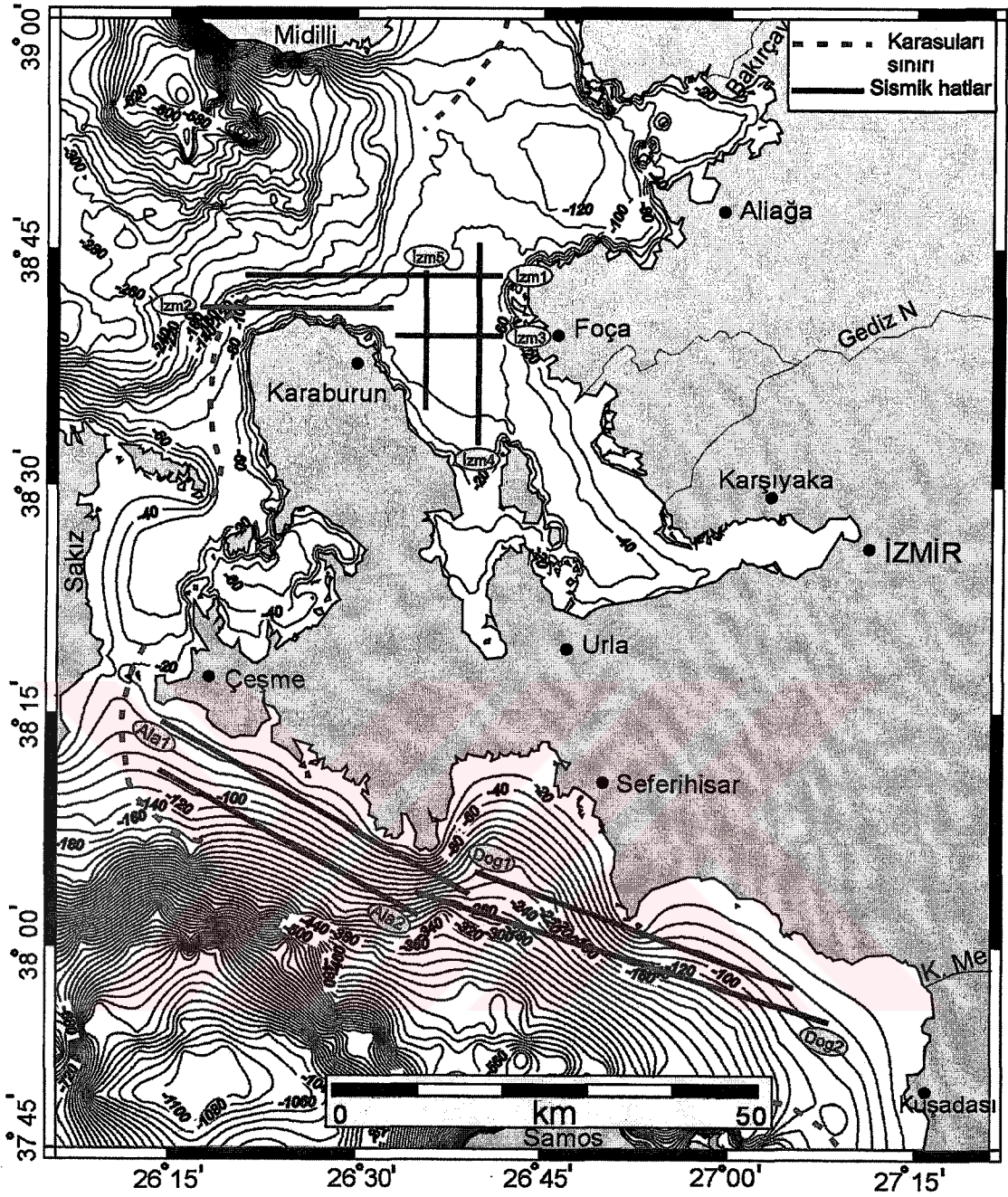
1996 yılında çalışma alanında 9 hat üzerinde toplam 285 km uzunluğunda çok kanallı sismik yansıma verileri toplanmıştır. Bu hatlardan üçü D-B, ikisi ise K-G yönelimli olmak üzere (toplam 115 km) İzmir Körfezi çıkışında yer alır. Bu hatlar

İzm1, İzm2, İzm3, İzm4 ve İzm5 olarak isimlendirilmiştir (Şekil 2.6). Hatların uzunlukları 12-33 km arasında değişmektedir. Veri toplanırken 8 adet GI tipi hava tabancası kaynağı (toplam 960 inç³ hacimli), 1600 PSI basınç kullanılmıştır ve 96 kanal ile (1.5 km alıcı kablosu) kayıt alınmıştır. Hava tabancaları 7 m derinde patlatılmış, alıcı kablosu ise 10 metre derinden çekilmiştir. Veriye 8 Hz'lik alçak geçiren, 218 Hz'lik yüksek geçiren filtre uygulanmıştır. Veri toplama parametreleri ise; 237.5 m yakın ofset, 1425 m maksimum ofset, 50 m atış aralığı, 12.5 m alıcı aralığı, 5 saniye kayıt uzunluğu, 2 msn örnekleme aralığıdır. Veriden maksimum 12 katlamalı (folding) CDP verileri (Ortak Derinlik Noktası-Common Depth Point) elde edilmiştir.

Alaçatı-Doğanbey Körfezlerinde ise KB-GD yönelimli toplam uzunluğu 170 km olan dört hat üzerinde veriler toplanmıştır. Bu hatlardan Doğanbey burnunda atılanlar Dog1, Dog2, Alaçatı açıklarında atılanlar Ala1, Ala2 olarak isimlendirilmişlerdir. Hatların uzunlukları 40-45 km arasında değişmektedir (Şekil 2.6). Veri 9 veya 8 adet GI tipi hava tabancası (1170 inç³ ve 1080 inç³ toplam hacimli atış sistemi), ve 1600 PSI basınç ile toplanmıştır. Alıcı kablosu 108 kanallı olup yaklaşık 1.5 km uzunluğundadır. Alıcı kablosu 10 metre derinden çekilmiş, hava tabancaları ise 7 metre derinde patlatılmıştır. Veri toplama parametreleri ise; 237.5 m yakın ofset, 1575 m maksimum ofset, 50 m atış aralığı, 12.5 m alıcı aralığı, 5 saniye kayıt uzunluğu, 2 msn örnekleme aralığı olarak seçilmiştir. Veri toplama esnasında 8 Hz'lik alçak geçiren, 218 Hz'lik yüksek geçiren filtre uygulanmıştır. Atış verilerinin veri işleminden maksimum 14 katlamalı CDP verileri elde edilmiştir.

Veriler toplanırken navigasyonda DGPS sinyali gelmediği için GPS ile koordinatlar tayin edilmiştir. Elde edilen verilerle yaklaşık 3 km derinliklere kadar yeriçi görüntülenebilmektedir.

1996 verileri daha çok daha önceki bölümlerde değinildiği gibi Karaburun açıklarındaki deprem aktivitesini inceleme amaçlı ve güneydeki şelf alanında karada uzanan KD-GB gidişli fayları ve şelf alanını inceleme amaçlı yukarıda bahsedilen doğrultularda toplanmıştır. Verilerin ön işlemi sonucu bölgenin yapısal özelliklerine ait önemli bulgular elde edilmiş olsada; bölgede yeni bir sismik yansıma çalışmasının yapılması gerekliliği gündeme gelmiştir. 1996 verilerinin ayrıntılı bir çalışmayı kısıtlayan yanları birkaç madde halinde özetlenebilir;



Şekil 2.6 1996 yıllarında MTA Sismik-1 gemisi ile atılan sismik hatların yerleri.

- Verilerin derin fakat düşük çözüm güçlü olması, bu sebeple sığdaki yapıların detaylı görüntülenememesi, ayrıca atış aralığının 50 metre olması itibari ile yanal yönde çözünürlüğün istenen düzeyde olmaması,
- Hatların sadece belli lokasyonlarda toplanması, bu anlamda İzmir Körfezinin daha iç kısımlarında ve güneydeki şelf alanındaki veri boşluklarına bağlı olarak bölgenin yapısal unsurlarını tam olarak aydınlatılamaması ayrıca karada

haritalanmış önemli aktif fay zonlarının deniz içerisindeki devamlılıklarını araştırmada yetersiz kalması,

- c) Verilerin GPS ile toplanması sonucu yer belirlemede oluşabilecek hatalar.

2.5 2000 Yılında Bölgede Çok Kanallı ve Tek Kanallı Sismik Yansıma Verilerinin Toplanma Nedenleri

Tektonik olarak çok aktif bir bölge olan İzmir Körfezi ve güneyindeki şelf alanlarının yapısal özelliklerini ortaya çıkarılması bölgenin aktif tektonizması açısından büyük bir önem taşımaktadır.

Bu amaçla 1996 yılında toplanan verilerin bir önceki başlıkta değinilen eksiklikleri de gözönünde bulundurularak bölgede 2000 yılında yeniden çok kanallı ve bu çalışma kapsamında ilk defa olmak üzere tek kanallı sismik yansıma verileri toplanmıştır. Bu verilerin toplanması ile bölgede jeolojik anlamda şu sorulara cevap bulunması hedeflenmiştir;

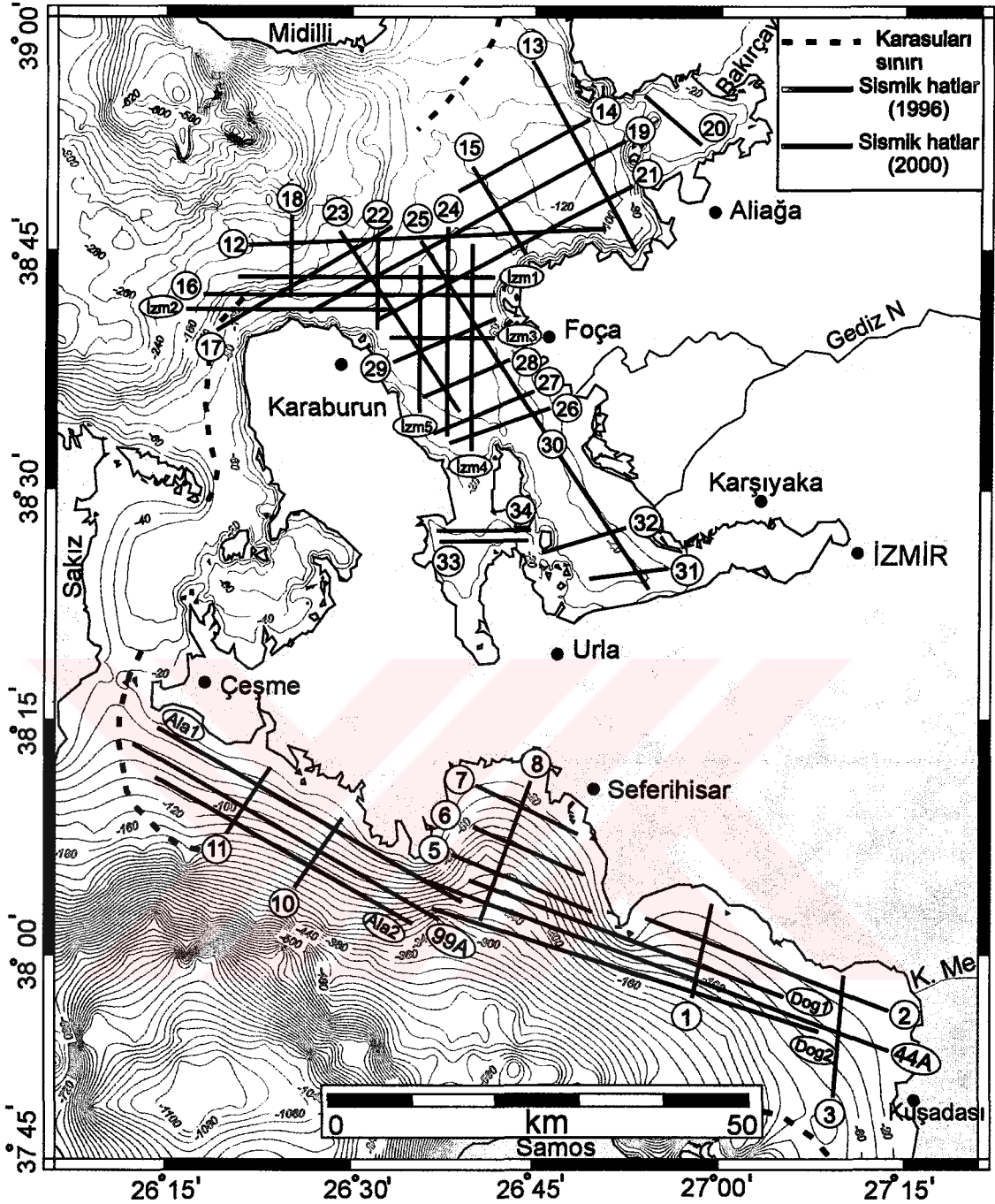
- a) İzmir Körfezi ve güneydeki şelf alanının yapısal unsurları ve çalışma alanını etkileyen aktif fayların detaylı haritalanması,
- b) Denizdeki yapısal unsurların karadaki D-B ve KD-GB gidişli horst-graben yapılarla olan ilişkisinin araştırılması,
- c) Karaburun açıklarındaki sık yüksek sismik aktivitenin (Şekil 1.11) sebepleri,
- d) Özellikle bölgenin önemli fay zonları olarak bilinen ve önceki çalışmalarla karada haritalanmış olan Karaburun fayı ve Tuzla fayının körfez içerisinde ve güneydeki şelf alanında devamlı olup olmadığı,
- e) Bölgede haritalanan aktif fay zonlarının bölgenin depremselliği ile ilişkilendirilmesi,
- f) Batı Anadolu'da K-G gerilme rejimi içerisinde oluşmuş hakim D-B gidişli körfezlerle kıyaslandığında İzmir Körfezi'nin KB-GD uzanımını belirleyen yapısal unsurların araştırılması.

2.6 2000 Yılında Toplanan Verilerin Türü, Veri Yoğunluğu ve Hatların Tayininde Gözönüne Alınan Kriterler

2000 yılında çalışma alanında MTA Sismik-1 gemisi ile yaklaşık 690 km uzunluğundaki sismik yansıma verileri K-G, D-B, KD-GB ve KB-GD yönelimli toplam 34 adet sismik hat üzerinde toplanmıştır. Bu verilerin yaklaşık 620 km'si çok kanallı olarak toplam 29 hat (1-29) üzerinde, 70 km'si ise tek kanallı olarak toplam 5 hat (30-34) üzerinde toplanmıştır (Şekil 2.7).

Sismik profillerin uzunlukları 9-50 km arasında değişmektedir. Veriler toplanırken veri toplama türü, toplanacak verinin büyüklüğü ve hatların yerlerinin tayininde şu kriterler göz önünde tutulmuştur;

- a) 2000 yılında 1996 verilerinden farklı olarak orta derinlikde (1-2 km) yüksek çözüm güçlü sismik yansıma verileri toplanması hedeflenmiştir.
- b) Hatların yerleri ulusal karasuları sınırları içerisinde kalma koşulu ile ve 1996 yılında toplanan veriler de dikkate alınarak mümkün olduğunca veri boşluklarını dolduracak şekilde dizayn edilmiştir.
- c) Veriler toplanırken, İzmir Körfezi çıkışında, Karaburun'un kuzeyi ve Çandarlı açıklarında çok kanallı sismik yansıma verileri toplanması, körfezin içerisinde batimetrisinin sık olduğu alanlarda ise gemi donanımının elverdiği ölçüde tek kanallı sismik yansıma verileri toplanması planlanmıştır.
- d) Sismik hatlardaki yapısal ve stratigrafik yorumların birbiri ile ilişkilendirilmesi için verilerin birbirini kesen hatlar üzerinde toplanması gerekliliği düşünülmüştür.
- e) Geminin manevra kabiliyeti gözönünde tutularak, hatlar atılırken kara ile deniz yapısal unsurlarının daha doğru ve detaylı karşılaştırılabilmesi için kıyılara mümkün olduğunca yaklaşılmaya çalışılmıştır.
- f) Toplanan sismik hatlardan birkaçı; 1996 verileri ile çözünürlük açısından kıyaslanabilmesi için 1996 profillerine yakın yerlerde atılmıştır. Örneğin Şekil 2.7'de körfez içerisinde hat İzmir ile hat 16; güneyde Dog1 hattı ile 4-4A hattı.



Şekil 2.7 2000 yılında toplanan sismik veriler ve bu verilerin 1996 yılında toplanan sismik hatlarla birlikte gösterimi.

g) Hatların doğrultuları seçilirken 1996 yılındaki verilerin ön sonuçları ve karada yapılan yapısal çalışmalar dikkate alınmıştır (Şekil 1.6, Şekil 1.8 ve Şekil 1.9). Bu çalışmalara göre İzmir Körfezi'nin güneyinde, karada ve şelf alanında faylar genellikle K-G doğrultusundan KD-GB doğrultusuna değişen yönlerde uzanmaktadır. Bu anlamda güneydeki sınırlı karasuları alanında bilinen bu süreksizlikleri en iyi tarifleyebilecek şekilde hatların süreksizliklere dik yönde

BKB-DGD doğrultusunda atılmasına karar verilmiştir. Ayrıca bu hatları hem birbirine bağlayabilmek için hem de karadaki D-B gidişli Küçük Menderes grabeninin denizdeki devamının araştırılabilmesi için yaklaşık KKD-GGB gidişli profillerde seçilmiştir (Şekil 2.7). Çalışma alanında İzmir Körfezi içerisinde ve körfezin çıkışında hatların doğrultularını bu anlamda belirlemek daha zor olmuştur. Çünkü bölgede daha önce yapılan çalışmaların sonuçları birbiriyle fazla tutarlı değildir. Bir grup çalışmacı Şekil 1.8’de görüldüğü üzere körfezin kıyılarını sınırlayan normal faylarla tektonizmayı ifade ederken (Aksu ve diğ., 1990) diğer bir araştırmacı (Kaya, 1979) bölgeyi KD-GB gidişli faylarla ifade etmiştir (Şekil 1.9). Bu çalışmalar dikkate alındığında ve karada haritalanmış aktif faylarda gözönünde tutulduğunda körfez ağzında özellikle farklı yönelimlerde yani K-G, D-B, KD-GB ve KB-GD doğrultularında ve mümkün olduğunca batimetriyi dik kesen hatlar üzerinde verilerin toplanmasına karar verilmiştir. Körfezin içerisinde ise yine daha önceki modellerde gözönünde bulundurularak batimetriyi dik kesen DKD-BGB doğrultulu hatların atılması planlanmıştır (Şekil 2.7). Bu hatların tayininde geminin manevra kapasitesi ve batimetrik değişimler en önemli iki faktör olarak karşımıza çıkmaktadır.

2.7 2000 Yılı Çok ve Tek Kanallı Verilerin Veri Toplama Parametreleri ve Parametrelerin Tayini

2000 yılında çalışma alanında toplanan verilerin en büyük özellikleri orta sıklıkta yaklaşık yeriçini ~2 km derinliklere kadar görüntülemeye olanak vermesi ve 1996 verilerine oranla daha yüksek çözünürlükte olmasıdır.

2000 yılında toplanan çok ve tek kanallı verilerin veri toplama parametreleri 1996 yılı veri toplama parametreleri ile birlikte tablo halinde Tablo 2.1’de verilmektedir. Tablo 2.1’de verilen 2000 yılı veri toplama parametrelerinin MTA Sismik-1 gemisinin atış-alıcı sistemlerinin çalışabilirlik kapasiteleri dahilinde dizayn edilmesi aşamasında nelerin gözönünde bulundurulduğu ve ne tür hesaplamaların yapıldığı aşağıda maddeler halinde verilmekte ve daha sonra bu maddelere tek tek değinilmektedir. Bu kriterler;

- a) Optimum kaynak-alıcı derinliği tespit edilmiştir.

Tablo 2.1 1996 ve 2000 yılları çok kanallı ve tek kanallı veri toplama parametreleri.

Parametre	1996 verileri Çok kanallı	2000 verileri Çok kanallı	2000 verileri Tek kanallı
Kanal sayısı	108	48 - 60	6
Kaynak (Air-guns)	9 adet GI	6 adet GI	2 adet GI
(toplam hacim inç ³)	(1080)	(780)	(180)
Basınç (PSI)	1600	1500	1500
Alıcı boyu	1350 m	600-750m	75 m
Yakın ofset	237.5 m	50-100 m	30 m
Uzak ofset	1575 m	838 m	105 m
Atış aralığı	50 m	25 m	10 m
Alıcı aralığı	12.5 m	12.5 m	12.5m
Örnekleme aralığı	2 msn	2 msn	1 msn
Katlama sayısı	14	12-15	-

b) Kaynak frekansı ile tabancaların basınç ve toplam hacmi arasında ilişki kurarak tabanca sayısı tespit edilmiştir.

c) Kullanılan kaynak frekansına göre düşey çözünürlük, yanal çözünürlük hesabı yapılarak istenilene en yakın olan verinin toplanması amaçlanmıştır.

Optimum kaynak-alıcı derinliğini tespit etmek için kaynak periyodu ile tabanca derinliği ilişkisine bakılır. Bu bağıntı Giles ve Johnston (1973), İmren (1997) tarafından Eşitlik 2.3 ile verilmektedir. Bu eşitlikte h_0 ve T_0 ilk kaynak derinliğine ve ilk kaynak periyoduna ait değerlerdir. Eşitlik 2.3'e göre, periyod tabanca derinliğinin (h), 5/6 kuvvetiyle ters orantılıdır. Tabanca derinliği azaldıkça sinyalin boyu zamanda uzar, frekans spektrumu düşük frekanslara kayar, temel periyod artar ve sinyalin genliği yavaşça artar. Eşitlikde başlangıç h_0 ve T_0 değeri sabit alınıp, farklı h değerleri için yapılan T periyod hesaplarında, kaynak derinliğinin kaynağın periyodunun değişiminde çok etken olmadığı görülmüştür. Bu yüzden kaynak sinyalinin periyodu tabanca derinliğinden bağımsızdır denilebilir.

$$T = T_0 \left(\frac{h_0 + 10}{h + 10} \right)^{5/6} \quad (2.3)$$

Çalışmada birden fazla kaynak olduğu zaman diğer bir faktör ise bu kaynak düzenlerinin birbirini etkilemesidir. Safar (1976)'a göre bu etkileşmenin olmaması için yanyana duran iki nokta kaynak arasındaki mesafenin dalga boyunun yarısından

daha büyük olması gerekmektedir. Tabanca derinliği ise diğer önemli bir kriterdir. Çalışmada tabanca derinliği testler sonucu 5 m. olarak seçilmiştir. Tabancaları ateşleme ve besleme süresi ise $30 < t < 100$ msn arasında değişmektedir.

Kaynak periyodunun hacim ve basınçla olan değişimi ise kaynağın oluşturulması esnasında kullanılacak tabanca sayısı hakkında bilgi vermektedir. Giles ve Johnston (1973) bu ilişkiyi Eşitlik 2.4 ile açıklamaktadır.

$$T = T_0 \cdot \left(\frac{P \cdot V}{P_0 \cdot V_0} \right)^{1/3} \quad (2.4)$$

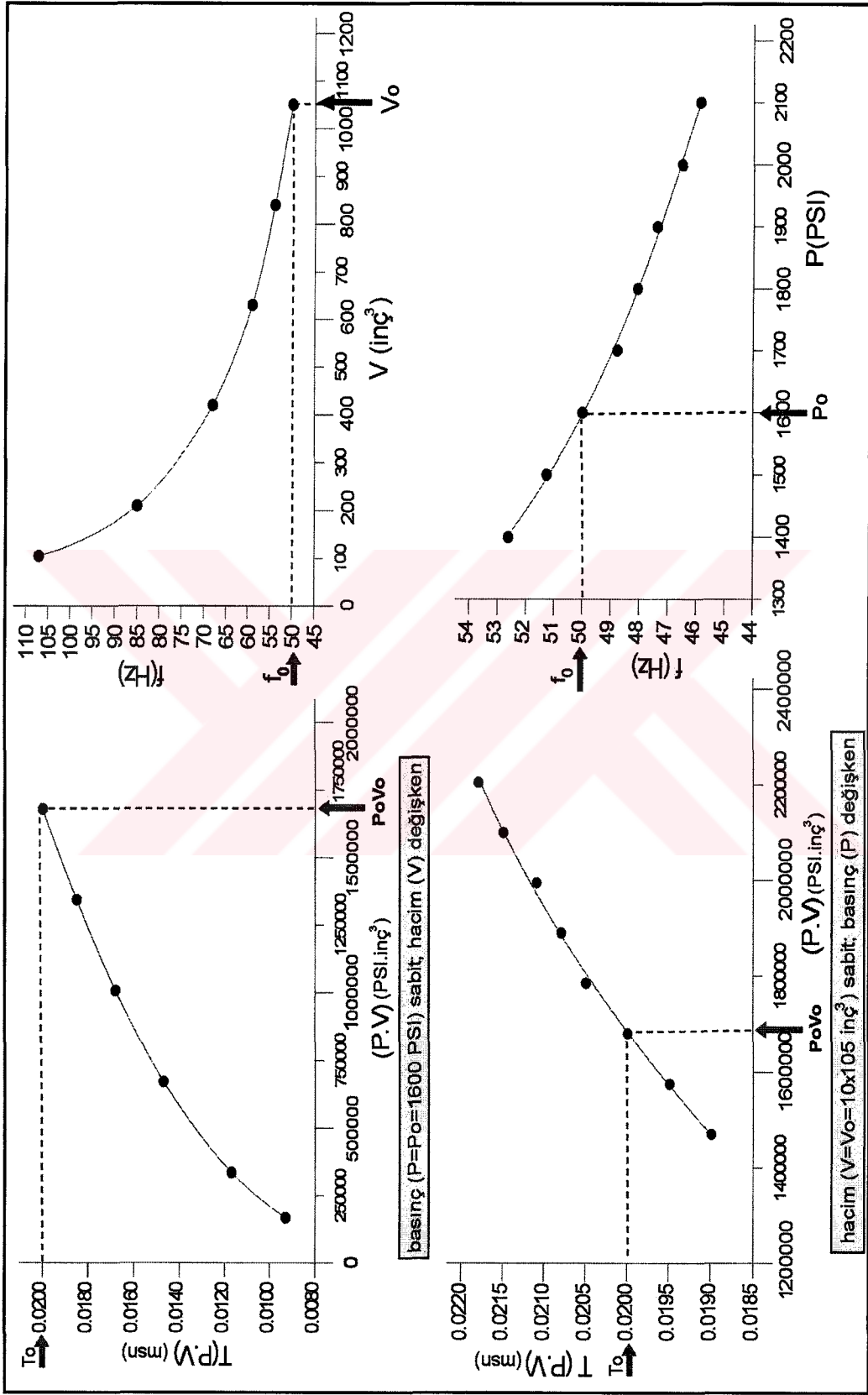
Bu eşitlikte P_0 ve V_0 başlangıç oda basıncı ve oda hacmini vermektedir. Denkleme göre kaynak periyodu, tabanca sayısına bağlı olan basınç hacim çarpanının değişiminin $(P \cdot V)$ $1/3$ kuvvetiyle doğru orantılıdır. Buna göre hacim ve basınç azaldıkça ana periyod kısalmakta diğer taraftan spektrum yüksek frekanslara kaymaktadır. Böylece genlikler azalır ve yüksek çözünürlüklü sismik kesit elde edilir. Bu şekilde sismik kesitte sığ alanların çözünürlüğü yüksek olurken derinlere doğru çözünürlük azalmaktadır çünkü kaynak sinyalinin yere nüfuz etme derinliği (penetrasyon derinliği) azalmaktadır.

2000 yılı verileri toplanırken yukarıdaki bilgilerin ışığında uygun kaynak seçimi için şöyle bir hesaplama yapılmıştır. 1996 atış (shot) verilerinden deniz tabanında hakim frekansın yaklaşık 50 Hertz civarında olduğu, buna göre kaynak periyodunun (T) ise yaklaşık $T=1/f$ oranından 0.02 sn olduğu hesaplanmıştır. 1996 verilerine kıyasla daha sığdan daha yüksek çözünürlükte veri elde edilmek istenildiğinden $T=T_0=50$ Hz kabul edilerek bu frekans ve periyod değerini veren 1996 yılı verilerindeki basınçve hacim değeri yani $(P_0 \cdot V_0)$ çarpanı Eşitlik 2.4'de başlangıç değeri olarak alınmış ve önce basınç (P) sabit tutularak, 'V' hacmi değiştirilmiş, daha sonrada 'V' hacmi sabit tutularak basınç değiştirilmiştir. Böylece kaynak sinyalinin periyod ve frekans değişim eğrileri hesaplanarak daha yüksek frekanslara ulaşabilmek için uygun hacim ve basınç şartları aranmıştır. Burada dikkat edilmesi gereken hacim, yani V ile gösterilen parametrenin tabanca sayısı değişimine bağlı toplam hacim değerini göstermesidir.

Bu hesaplamalara göre Şekil 2.8’de önce basınç sonrada hacim sabit tutularak yapılan frekans ve periyod hesabında hacmin, yani tabanca sayısının değişiminin, frekans aralığı değişiminde daha etken olduğu görülmektedir. Şekil 2.8’de üst sağ grafikde tabanca sayısına bağlı olarak frekans aralığının 45 ile 110 Hertz gibi geniş bir aralıkta değişimi bu görüşü destekler. Bu grafikler doğrultusunda 2000 yılında toplanan çok kanallı yüksek rezolüsyonlu veri için MTA Sismik –1 gemisinin atış imkanları ölçüsünde toplam 6 adet hava tabancası ile toplam 780 inç³ hacim kullanılmıştır. Tabancalar suyun altında 5 metreden çekilmiştir. Böylece 1996 verilerine kıyasla daha az tabanca sayısı ile 50 Hz’lerin üzerinde kaynak sinyali üretilmesi tasarlanmıştır.

Kaynak dalgacığı üretilirken tabancalar zaman olarak belirli aralıklarla patlatılır çalışma esnasında bu değer 18.7-19.1 msn gibi küçük bir değerdir. Böylece gecikmeli olarak patlatılan 6 adet kaynak tabancasının herbirinden çıkan kaynak sinyalleri birbiri ile girişim yaparak yani üstüste toplanarak tek bir birleşik dalga oluşturur ve bu kaynak dalgası yerine gönderilir. Çalışma alanında İzmir Körfezi iç kısımlarında batimetrenin çok sığ olduğu bölgelerde ise hava tabancası sayısı 2’ye düşürülerek 1 msn örnekleme aralığı ile sığ veri toplanmıştır (~1-1.5 km yüksek rezolüsyon). Bu şekilde kaynak dalgacığının deniz tabanındaki frekansının yaklaşık 60-70 Hz’lere çıkacağı tasarlanmıştır.

Öte yandan veriler toplanırken yanal yönde çözünürlüğün artırılabilmesi için Fresnel Zonu’nun yarıçapının azaltılması gerekir. Burada Fresnel Zonu’nun tanımını yapmakta fayda vardır. Dalganın yayınımlı ışınal değilde küresel dalga cephesi halinde olduğu için yansımalar yer altından tek bir noktadan gelmemektedir. Küresel dalga bir arayüze çarptığında yüzey üzerinde küresel dalga cephesinin çapı ile doğru orantılı olarak dairesel bir alandan yansır (Şekil 2.9). Bu dairesel alan Fresnel Zonu olarak bilinir. Bu alan içerisinde kalan her nokta dairenin merkez noktasındaki yansıma katkısına bulunacaktır. Derinlik arttıkça küresel dalganın çapı artacağından Fresnel Zonu’da artacaktır. Bu gerçekte istenen birşey değildir. Çünkü bu şekilde derinlere gittikçe yanal yönde çözünürlük azalmaktadır. Bu görüş Şekil 2.9’da sağda yer alan modele göre hesaplanan Fresnel yarıçapı değerlerinde görülmektedir. Şekildeki model ve parametreler 1996 verilerinden olan İzmir hattındaki yansıma seviyeleri ve yaklaşık hız değerleri seçilerek tasarlanmıştır.



Şekil 2.8 Kaynak dalgası periyodunun ve frekansının basınç ve hacime (tabanca sayısına) göre değişimini veren grafikler.

dalga yeriğinde ilerlerken enerjisi ısı enerjisine dönüşerek kaybolmakta böylece dalganın yüksek frekansları soğurulmaktadır. 2000 verilerinde daha yüksek frekanslara ulaşılmaya çalışılırken bir ölçüde de düşey yönde penetrasyonunda azalacağı düşünülerek 1996 verilerinin ilk sonuçlarından düşey yönde görülmesi istenen minimum derinlik de dikkate alınarak uygun veri toplama parametreleri seçilmeye çalışılmıştır.

Genliğin kaynak tabancasının basıncı ve hacmi ile olan değişimi ise Vaage ve diğ. (1983) tarafından Eşitlik 2.5 ile verilmektedir. Bu bağıntılara göre genlik (A), oda basıncının (P), 3/4 kuvvetiyle ve oda hacminin (V), 1/3 kuvvetiyle doğru orantılıdır. Vaage ve diğ. (1983)'ne göre; kaynağın yani hava tabancasının basınç ve toplam hacmi değiştirildiğinde, sinyalin genliği dikkate değer oranda değişmemektedir. Buna göre genlik değişiminin tabanca basınç ve hacminden bağımsız olduğu kabul edilebilir.

$$A = A_0 \left(\frac{P}{P_0} \right)^{3/4}, \quad A = A_0 \left(\frac{V}{V_0} \right)^{1/3} \quad (2.5)$$

Buraya kadar Tablo 2.1'de verilen veri toplama parametreleri ve seçilen diğer parametreler Şekil 2.10'da MTA Sismik-1 gemisi'nin 2000 yılı çalışmasındaki çok ve tek kanallı atış alıcı veri toplama sisteminde toplu halde gösterilmektedir.

Şekil 2.10'da görüldüğü üzere çok kanallı veri toplanırken 1996 yılı verilerinden farklı olarak alıcı kablusunda sadece 60 kanalın çalışabilir durumda olması sebebiyle veriler 60 kanallı olarak toplanmaya başlanmıştır. 5 adet modülden (M) ve toplam 10 'section'dan oluşan alıcı kablusunda toplam 480 hidrofon bulunmaktadır. Alıcı kablusunun (streamer) boyu 750 metredir. Kablonun suda derinliği 10 metredir. Bu değer gerek hayalet yansımaların (ghosts) gerekse aletin mekanik özelliklerinden dolayı yapılan testler ile seçilmiş ve genellikle çok kanallı sistemde MTA gemisinin kullandığı bir değerdir. Alıcı kablosu 5 adet 'bird' cihazı ile suda istenilen derinlikte yüzdürülmüştür. Bu cihazlar alıcı kablusunda 8A, 6A, 3A, 1A ve 2A olarak gemiden açığa doğru isimlendirilmiştir. Şekil 2.10'daki üstteki düzende yakın ofset (kaynak ile ilk alıcı arasındaki uzaklık) 1996 verilerinden farklı olarak 100 metre

seçilmiştir. Bunun sebebi ise yansıma genliğinin değişiminin mümkün olduğunca az olmasını sağlamaktır. Yansıma genliğinin ofsete bağlı değişimi aslında ışının arayüzeye geliş açısına bağlı değişim olarak tanımlanabilmektedir. Genlik değeri ışının arayüzeye geliş açısının artmasına başka bir deyişle ofsetin artmasına bağlı olarak azalmaktadır (Sheriff, 1975). Yansıma genliği maksimum değerini ilk kritik açıda alır kritik açı ötesinde ise kompleks olmaya başlar ve faz kaymaları görülür. Bu sonuç çalışmada istenen bir durum değildir. Bu yüzden yakın ofset değeri yaklaşık -150 ile -200 metre sığ batimetriye sahip çalışma alanında mümkün olduğunca 1996 verilerine nazaran küçük bir değer olarak seçilmeye çalışılmış ve çok kanallı veri için 100 metre olarak tayin edilmiştir. Gemi donanımı ölçüsünde ofsetin 50 metrenin altına inmesi doğru değildir. Çünkü 50 metreden az ofset değerlerinde alıcılar kaynağa çok yaklaşır ve gürültülü veriye sebep olur.

Gemi 2000 yılında çok kanallı veri toplarken hatlara 4-5 mil/saat hızla girmiş (1 mil 1852 m.), atış sistemi her 10-12 saniyede bir atış yapmıştır. Seçilen hızla yaklaşık 50 metrelik yolu 23 saniyede alan gemi eğer bu hızın altına düşer veya üstüne çıkarsa atışların kaçmasına sebep olmaktadır. Bu anlamda hat boyunca geminin sabit istenen hızda rotasına devam etmesi önemli bir kriterdir. Çok kanallı hatların büyük bir kısmı 60 kanal ile toplanmış fakat hatların yarısından sonra alıcı kablodaki arızadan dolayı kablonun üzerindeki stretch' bölümü ve bir adet 'bird' çıkarılmış ayrıca arızalı kesim (section) çıkarılarak kanal sayısı 48 düşmüştür. Yeni konfigürasyon için yakın ofset 50 metre alınmıştır. Alıcı kablosu üzerinde bulunan alıcılarda iki alıcı arası mesafe bütün çok ve tek kanallı verilerin toplanmasında 12.5 metre alınmıştır. Bu mesafe alıcı kablosu üzerinde düzeneğe göre ancak 25 yada 12.5 metre olarak seçilebilmektedir.

Çok kanallı veriler 2 msn örnekleme aralığı ile toplanmış ve sinyal 3072 msn yani yaklaşık 3 saniye kaydedilmiştir. Verilerin toplanması esnasında sinyal kaydedilirken 8 Hz'lik alçak geçiren süzgeç 5 Hz'lik pervane gürültüsünü yok etmek için uygulanmış, ayrıca 218 Hz'lik yüksek geçiren süzgeç uygulanmıştır. Bu değerler 2 msn örnekleme aralığı için geminin kayıtcı sistemi için öngörülen değerlerdir.

Şekil 2.10'da altta ise tek kanallı veri toplama düzeni görülmektedir. Körfezin iç kısımlarında batimetrinin yer yer -20 metrenin altına düştüğü durumlarda gemi

donanımı tek kanallı veri toplama düzenine getirilmiştir. Öncelikle alıcı kablosunun gemiye yakın olan modülleri ve section kısımları çıkarılmış ofset 30 metreye düşürülmüştür. 75 metre uzunluğunda alıcı kablosunun derinliği 5 metreye düşürülmüş ve 6 kanal suyun içerisinde canlı olacak şekilde iki modül ve 2 'bird' ile suda yüzdürülmüştür. Kaynak sayısı 2'ye düşürülmüş ve tabancalar 5 metre derinde her 10 metre yatay yol mesafesinde patlatılmıştır. Gemi tek kanallı veri toplama esnasında ortalama 5 mil/saat hızla ilerlerken her 5 saniyede bir atış yapılmıştır. Veri toplanırken 1 msn'lik örnekleme aralığı ile örneklenmiş ve sinyal 1536 msn yaklaşık 1.5 saniye kaydedilmiştir. Tek kanallı verinin toplanması aşamasında 1 msn örnekleme aralığı için 8 Hz'lik alçak geçiren ve 250 Hz'lik yüksek geçiren filtreler uygulanmıştır.

Verilerin toplanması esnasında tüm hatlara olabildiğince DGPS sistemi ile girilmesine ve atış-alıcı yerlerinin DGPS sinyali ile tayinine çalışılmıştır. DGPS sinyal sistemi için iki adet kara istasyonu kurulmuştur. Bunlardan 1.si güneydeki şelf alanında verilerin DGPS ile toplanması için Kuşadası-Davutlar mevkiye sahile yakın bir kesimde 1 metrelik koddan, 2.si ise körfez içi ve körfez ağzında veri toplamaya imkan vericek şekilde Karaburun'da 27 metrelik kod yüksekliğinde kurulmuştur. DGPS istasyonlarının verimli çalışabilmesi için açıklık alanlarda yani etrafında sinyal alışverişine engel olabilecek şekilde dağ tepe ormanlık gibi bölgelerden uzakta kurulmasına dikkat edilmiştir.

2000 yılı verilerinin toplanması yaklaşık iki hafta sürmüştür. Veriler gece ve gündüz sürekli olarak toplanmıştır. Veriler toplanırken bilgisayar otomatik olarak hat ile ilgili bütün bilgileri veri-bankasına kaydetmektedir. Bu loglarda hattın ismi, hatta giriş saati, geminin hızı, akıntının hızı, hattın rotası, atışların tek tek patlama zamanına göre koordinatları, kaçan atışlar vb. bilgiler not edilmektedir.

Bunların dışında yine veri toplanması esnasında tüm olağan dışı durumlar her hat için not edilmiştir. Örneğin hava koşullarının kötü olması, DGPS sinyalinin gelmemesi, geminin hızının artması veya azalmasından dolayı oluşabilecek kayıt problemleri, alıcı veya atış sistemindeki mekanik bir arızaya bağlı olarak atışların kaçması vb. Bilgiler not edilir. Bu bilgiler verinin işlenmesi aşamasında çok önemli ve gereklidir.

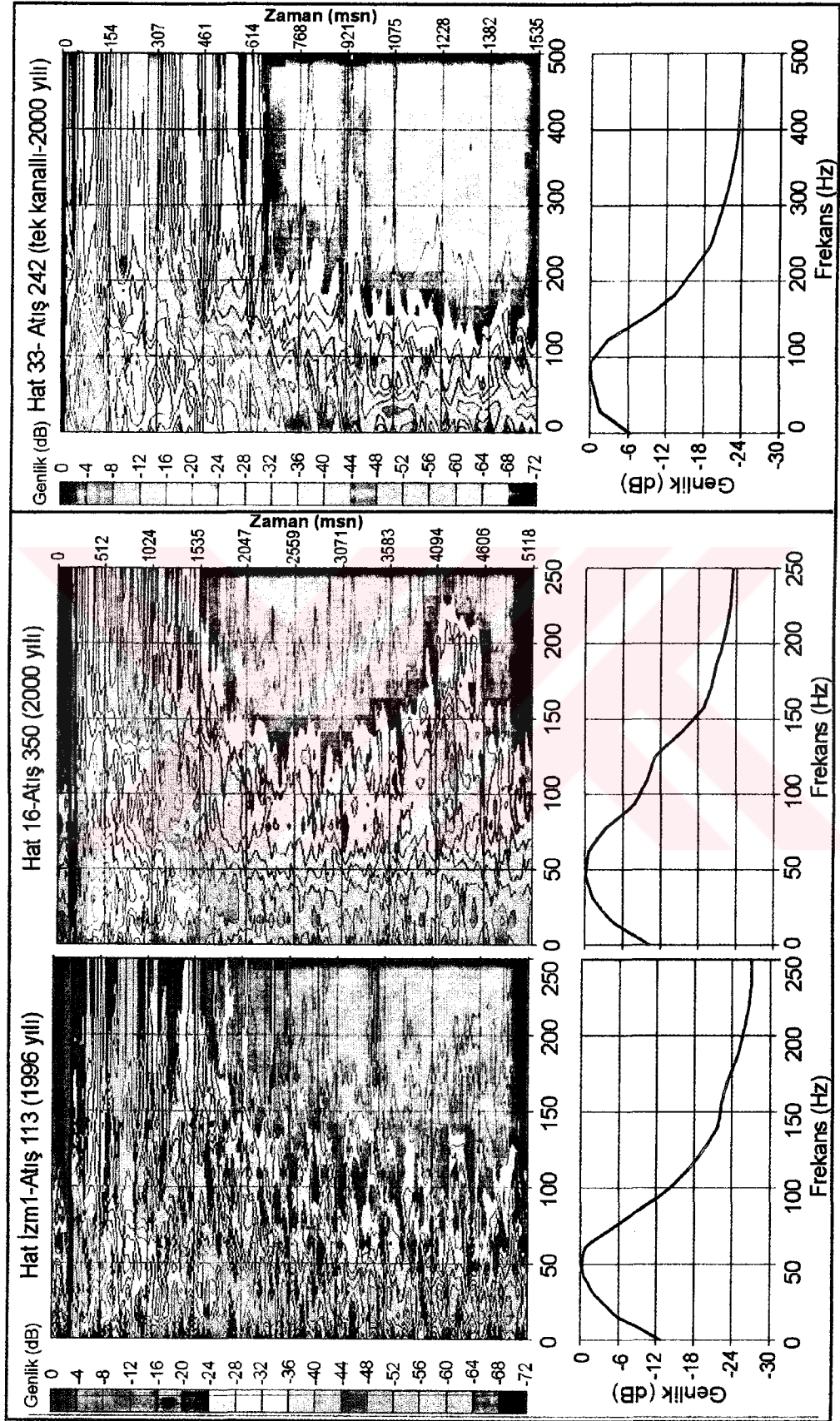
2.8 2000 Yılında Toplanan Çok Kanallı ve Tek Kanallı Verilerin Amaca Uygunluğu

2000 yılında toplanan veriler ile, 1996 yılında toplanan verilerden farklı olarak daha yüksek çözünürlüklü veri elde edilmesi, böylece sığların daha detaylı görüntülenmesi amaçlanmıştır. Bu anlamda yukarıdaki başlıklarda bahsedilen atış alıcı düzeni ile toplanan orta sığlıktaki 2000 yılı verileri, 1996 yılı verileri ile genlik spektrumları açısından kıyaslanacak olursa Şekil 2.11'deki grafikler ortaya çıkar.

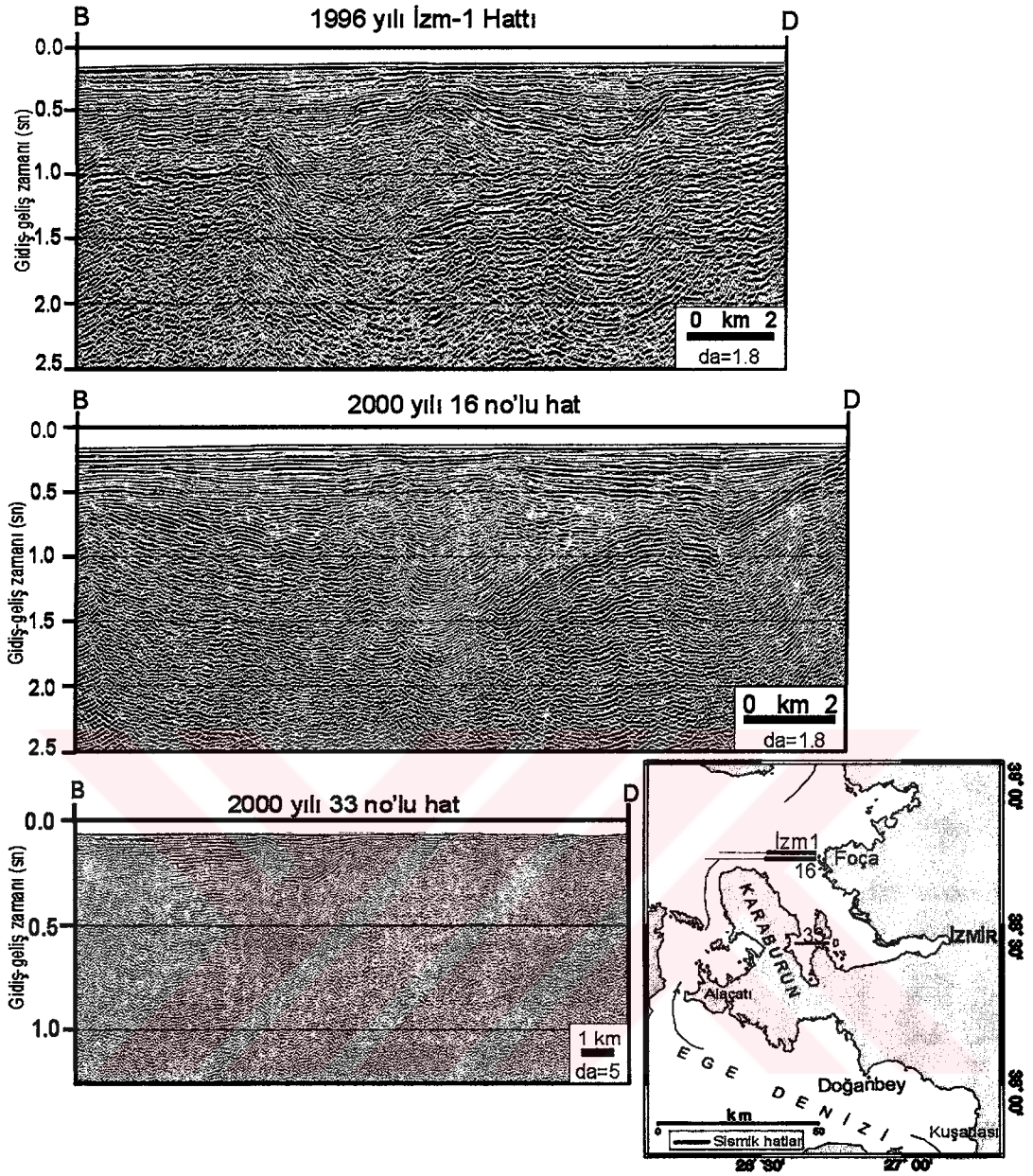
Şekil 2.11'de solda 1996 İzmir hattına ait bir atışın genlik spektrumu ortada ise 2000 yılında İzmir hattına yakın lokasyonda atılmış olan hat 16'dan alınmış bir atışın genlik spektrumu görülmektedir. Bu aşamada hatlardan elde edilen sismik kesitlere değil, hatlardaki atışların frekans spektrumuna bakılma nedeni ise verilerin ilk hallerinin, yani işlenmeden önceki ham hallerinin, kıyaslanmasının daha doğru olduğudur. Çünkü veri pek çok veri-işlem adımından geçip sismik kesit halini aldığı zaman frekans spektrumunda değişimler olmaktadır.

Şekil 2.11'de ortada görüleceği üzere 2000 yılı hat 16'ya ait 350 numaralı atış verisinin frekans bandında 1996 İzmir verisine nazaran yüksek frekanslarda daha yüksek genliklere ulaşılmıştır. Yani atış 350'de yaklaşık 50 ile 250 Hz frekans aralığındaki genlikler atış 113'e oranla daha yüksektir. Böylece 2000 yılında toplanan orta sığlıktaki çok kanallı verilerde amaca yaklaşılmış olduğu söylenebilir. Amaca uygun olarak daha sığlardan daha yüksek rezolüsyonlu veri elde edilmiştir.

Şekil 2.11'de birer atış kayıtlarının görüldüğü hat İzmir ve hat 16'nın sismik kesit halleri Şekil 2.12'de incelenecek olursa bu çözünürlük farkı açıkça görülmektedir. Yaklaşık aynı yerlerde atılan İzmir ile hat 16'dan; 2000 yılı hat 16'da (ortada) yaklaşık 1.0-1.5 saniyelere kadar sığdaki çökel birimler İzmir'e nazaran (solda) daha yüksek çözünürlükte ve daha detaylı takip edilebilmektedir. Ayrıca penetrasyon derinliği anlamında da 1996 verilerine kıyasla 2000 verilerinde çok fazla kayıplar olmamıştır. Yapılar 1.5-2.0 saniyelere kadar 16 no'lu hattada İzmir hattında olduğu gibi takip edilebilmektedir. Bunun yanında atışların 2000 yılında daha sık yapılması Şekil 2.12'de ortada görüldüğü üzere yanal çözünürlüğüde arttırmıştır. Şekil 2.12'de en sağda yer alan tek kanallı sismik kesitte ise çok kanallı 1996 ve 2000 yılı



Şekil 2.11 1996 İzm1 hattının, 2000 yılı 16 numaralı hatın ve 2000 yılı 31 numaralı hatın genlik spektrumları.



Şekil 2.12 Üstte 1996 İzml hattından bir kısım; ortada hemen hemen İzml hattına yakın lokasyonlarda 2000 yılında atılan 16 numaralı hattın bir kısmı; altta ise körfezin içerisinde yine 2000 yılında tek kanallı olarak toplanmış 31 numaralı sismik hat.

verilerinden farklı olarak daha sığlar yaklaşık 1.5 saniyelere kadar daha detaylı görüntülenmiştir. Yüksek çözünürlüklü verinin frekans ortamındaki genlik spektrumun incelersek (Şekil 2.11 en sağda) amaca uygun olarak verinin toplanabildiğini söyleyebiliriz. Şekil 2.11'de tek kanallı hat 33'e ait 242 no'lu atış kaydının frekans bandı 0 ile 500 Hz arasında değişmekte ve genlikler 0 ile 125 Hz gibi geniş bir aralıkta maksimum değerlerde seyretmektedir.

Verilerin toplanması aşamasında yaşanan olumsuzluklar ise şu şekilde özetlenebilir. Yer yer hava şartlarının bozulmasına bağlı olarak veri toplamadaki güçlükler ve aksaklıklar, kanal sayısında yer yer 60'dan 48 e düşüşler, bazı hatlarda ardarda çok sayıda atışın kaçması, geminin manevra kabiliyeti ölçüsünde ulusal karasuları sınırları içerisinde kalma zorunluluğunun getirdiği güçlükler, körfezin içerisinde batimetrisinin yer yer -20 metrenin altına düşmesi ve buna benzer sebepler sayılabilir.

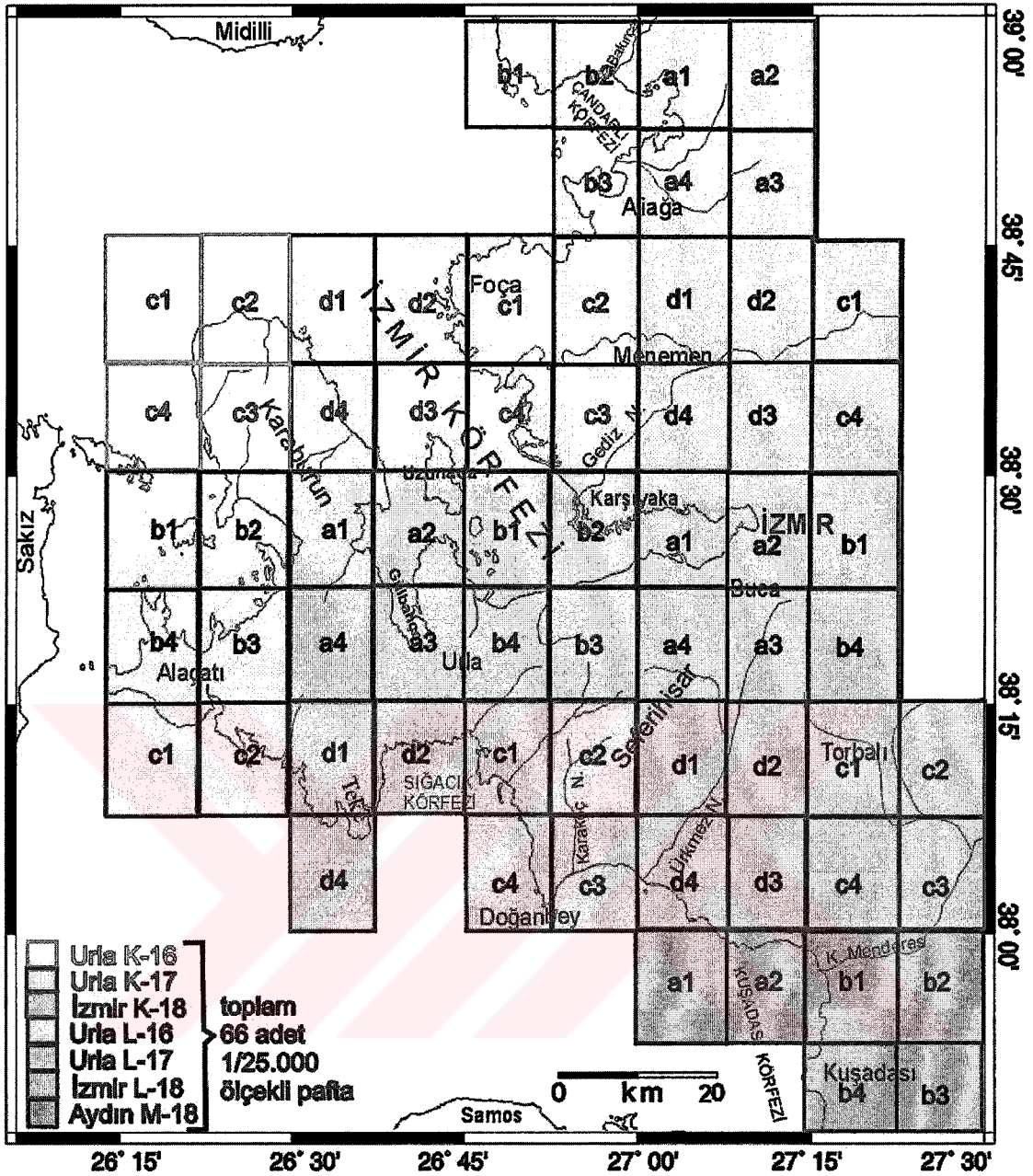
2.9 Sismik Kesitlerin Kara ile Kıyaslanabilmesi İçin Detaylı Kara Topoğrafya Haritasının Oluşturulması

Çalışmada sismik yansıma verilerinin toplandığı alanlar üç tarafı kara ile çevrili olan İzmir Körfezi ve körfez çıkışı ile körfezin güneyindeki şelf alanlarıdır. Bu anlamda denizdeki yapısal özelliklerin örneğin havzalar, faylar vb .yapıların karadaki yapısal özelliklerle kıyaslanması bu yapıların karada devamlı mı yoksa tamamen karadan bağımsız olarak mı geliştiği gibi konuların açıklanabilmesi bölgenin genel tektonizmasının aydınlatılabilmesi açısından oldukça önemlidir.

Bu anlamda bu çalışmada kara morfolojik özelliklerini detaylı gösteren bir kara topoğrafya görüntüsünün hazırlanmasına karar verilmiştir. Daha önceki çalışmaların verildiği 1. Bölüm'de karanın düşük çözünürlüklü bir topoğrafya haritası ve bunun üzerindeki yapısal özellikler Şekil 1.7'de kısmen tanımlanmış fakat bu harita amaca yönelik çözünürlük açısından yetersiz kalmıştır.

Şekil 1.7'deki harita sismik kesitlerdeki yapısal yorumların doğrudan kara ile ilişkilendirilmesine imkan vericek çözünürlükte değildir. Çünkü her sismik hat boyunca 25 metre atış aralığı ile toplanmış sismik veriler, bundan sonraki bölümde de daha detaylı anlatılacağı gibi pekçok veri-işlem aşamasından geçip sismik kesit haline geldiği zaman, sismik zaman kesitinde her iki iz arasındaki uzaklık 6.25 metreye karşılık gelmektedir.

Buna göre bir profil boyunca yanal yönde her 6.25 metrede bir yeraltına ait bilgi taşıyan sismik izler yanyana gelerek sismik kesiti oluşturmaktadır. Bu durumda bu verilerin kara ile ilişkilendirilmesi için mümkün olduğunca çözünürlüğü yüksek bir topoğrafya haritasına ihtiyaç vardır.



Şekil 2.13 Topoğrafya imaj görüntüsü oluşturulan alan. Toplam 66 adet 1:25000 ölçekli pafta kullanılmıştır.

Bu amaçla İzmir Körfezi'ni ve güneydeki şelf alanını çevreleyen kara alanlarının 1:25000 ölçekli topoğrafya haritalarından faydalanılmıştır (Şekil 2.13). Toplam 66 adet 1:25000 ölçekli topoğrafya paftasında her 20 m'de bir A0 sayısallaştırıcı ile yükseklik konturları AutoCat Map programında sayısallaştırılmıştır. Sayısallaştırılan her bir yükseklik seviyesi için ayrı bir katman kullanılmıştır. Arazinin özelliklerini daha iyi yansıtmak için bazı özel noktalar ayrıca girilmiştir (tepe, nehir vs.). Oluşturulan 'dwg' uzantılı dosya ArcView programı kullanılarak 'shp' uzantılı dosyaya dönüştürülmüştür. Oluşturulan bu dosya Erdas Imagine programı yardımı

ile 'dat' dosyası haline getirilmiştir. Veriler daha sonra (x,y,z) formatında coğrafik sisteme dönüştürülerek GMT programı ile 0.04 dakikalık grid aralığı ile gridlenerek görüntü olarak çizdirilmiştir. Bu grid aralığı yaklaşık 75 metre rezolüsyona karşılık gelmektedir Böylece bölgenin topoğrafik özellikleri imaj görüntü üzerinde detaylı olarak incelenebilmiştir. Elde edilen topoğrafya haritası ve haritanın üzerindeki aktif faylar ve çizgiselliklere dördüncü bölümde değinilecektir.



3. SİSMİK YANSIMA VERİLERİNİN İŞLENMESİ

MTA Sismik-1 gemisiyle 1996 ve 2000 yıllarında toplanan ve lokasyonları Şekil 2.7'de gösterilen toplam 905 km uzunluğundaki çok kanallı ve 70 km uzunluğundaki tek kanallı sismik yansıma verileri İTÜ Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 'Nezihi Canitez Veri İşlem Laboratuvarı'nda, Unix işletim sistemi altında çalışan Disco/Focus Sismik veri-işlem paketi ile işlenmiştir. Sismik yansıma verilerine geleneksel veri-işlem adımları uygulanmıştır. Çok ve tek kanallı veriler için veri işlem basamakları Şekil 3.1'deki akış şemaları ile verilmektedir. Bu şemalarda da görüldüğü üzere iki veri grubunun işlenmesi sırasında en önemli farklılıklar, yığma (stack) hız analizi, NMO (Normal Move Out-Dik Yola Kaydırma) düzeltmesi ve migrasyon (Sismik Göç) adımlarında görülmektedir. Bu bölümde çok ve tek kanallı verilerin veri-işlem adımlarına tek tek değinilecektir.

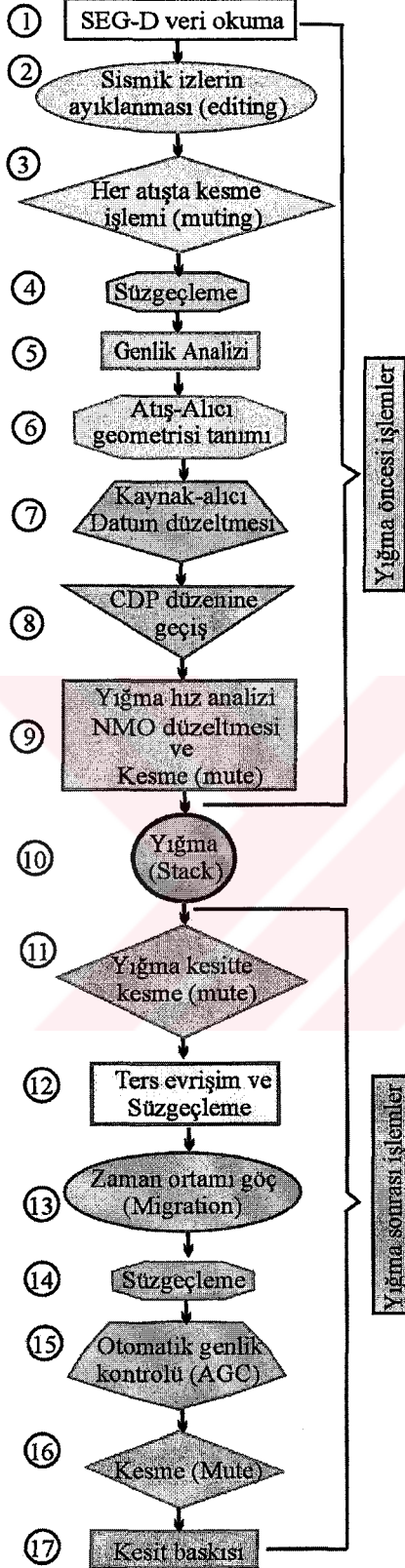
3.1 Çok Kanallı Verilerin Veri -İşlem Aşamaları

Çok kanallı sismik yansıma verilerine uygulanan veri-işlem basamakları Şekil 3.1'de soldaki akış diyagramı ile verilmektedir. Çalışma alanında herbir sismik hat boyunca toplanmış çok kanallı atış verilerinden hatlara ait sismik kesitlerin eldesine kadar veriler her seferinde onyedili farklı işlem aşamasından geçirilmiştir. Bu veri-işlem adımları sırasıyla alt başlıklarla açıklanmaktadır.

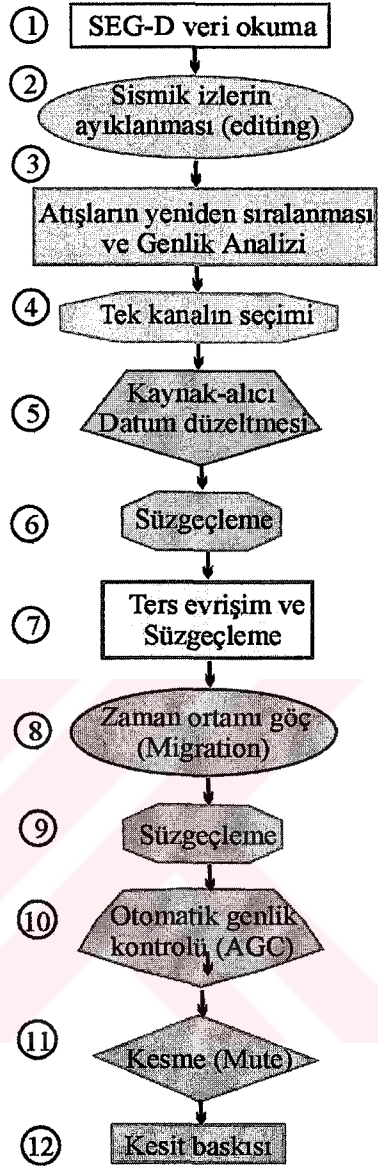
3.1.1 SEG-D veri okuma

Sismik kayıtçıda toplanan veriler, herbiri 250 MegaByte veri kaydedebilen '3480' (1 inç'deki byte sayısı) yoğunluklu kare teyplere SEG-D formatında yazdırılır. SEG-D formatı '8015' demultiplex formatıdır. Demultiplex işlemi her atışın farklı t zamanlarına ait örneklemelerini ait oldukları kanallara yerleştirilerek kanallara gelen sismik izleri yanyana dizme işlemidir. Arazide toplanan atış verilerinin Disco/Focus programında veri işleminin yapılabilmesi için öncelikle SEG-D formatından

Cok Kanallı Veri-İşlem Akış Şeması



Tek Kanallı Veri-İşlem Akış Şeması



Şekil 3.1 Çok kanallı ve tek kanallı sismik yansıma verileri için veri işlem akış şemaları.

Disco/Focus'un dahili formatına dönüştürülmesi gerekir. Bu format VDS (vector data strage) formatıdır. Disco/Focus programında bu format dönüşümleri ve diğer veri işlem adımları için kullanılan modüller vardır. Unix'de bu işlemleri yapacak iş dosyaları hazırlanırken sözü edilen modüller dosyalarda uygun yerlerde tek tek çağrılır. Her bir modülün çalışabilmesi için modülün yapacağı işleme göre dosyasına birtakım parametreler girilir ve oluşturulan 'dat' uzantılı dosyalar Disco komutu ile koşturulur. SEG-D formatından dahili formata dönüşüm Disco'nun SEGD modülü ile gerçekleştirilir. SEGD modülü ile teypten gelen bilgi iki alana bölünür bunlardan 1.'si atış-alıcı numaraları, 2.'si ise genlik dizileridir. Bu çalışmada gemide kaydedilen kare teyplerden veriler önce SEGD modülü ile dahili formata çevrilmiş daha sonra GOUT modülü ile veriler 5 Gigabyte'lık exabyte teyplere kaydedilmiş, ayrıca DSKWRT modülü ile de diske yazdırılmıştır. Bu aşamadan sonra 'dsk' uzantılı atış verileri ya disk ortamında DSKRD komutu ile okutulmuş, yada exabyte teyplerden GIN modülü ile okutularak veri-işlem adımlarını uygulamaya hazır hale getirilmiştir. Verinin format transferinden sismik göç adımına kadar oluşturulan iş dosyalarının ilk satırında proje ismi, hat ismi, yapılacak iş tanımlanır. Burada tanımlanan bilgiler Focus'da daha önceden yaratılmıştır. Böylece her iş dosyası koşturulduğunda ilk satırdaki girdilere göre bilgisayardaki veri bankasında (database) yeni bilgiler saklanmış olur. Disco/Focus programında bütün iş dosyaları 'dat' uzantılı, bu iş dosyalarına girdi ve çıktı olan veriler ise 'dsk' uzantılıdır.

Disco/Focus yazılım paketi kullanılarak verilere uygulanan işlemler yukarıda bahsedildiği üzere ya hazırlanan iş dosyalarının koşturulması ile yada Focus penceresinde etkileşimli (interaktif) olarak yapılmaktadır. Bu çalışmada genellikle veriler önce Focus penceresinde gözden geçirilerek modüllerin çalışabilmesi için gerekli parametreler tayin edilmiş daha sonra da Disco'da hazırlanan iş dosyalarında bu modüllerin koşturulması ile veri-işlem basamakları uygulanmıştır.

3.1.2 Sismik izlerin ayıklanması (editing)

Veri işlem'de 2. adım atış verilerinin ayıklanmasıdır. Gemide hatlar boyunca atışlar yapılırken uygun olmayan koşullar nedeniyle (hava şartları, alıcılardaki aksaklıklar vb.) bazen birkaç kanalda bazende bir atışdaki tüm kanallarda istenmeyen gürültüler kaydedilir. Bu gürültülü sismik izler yeraltına ait bilgi taşımazlar ve veriden

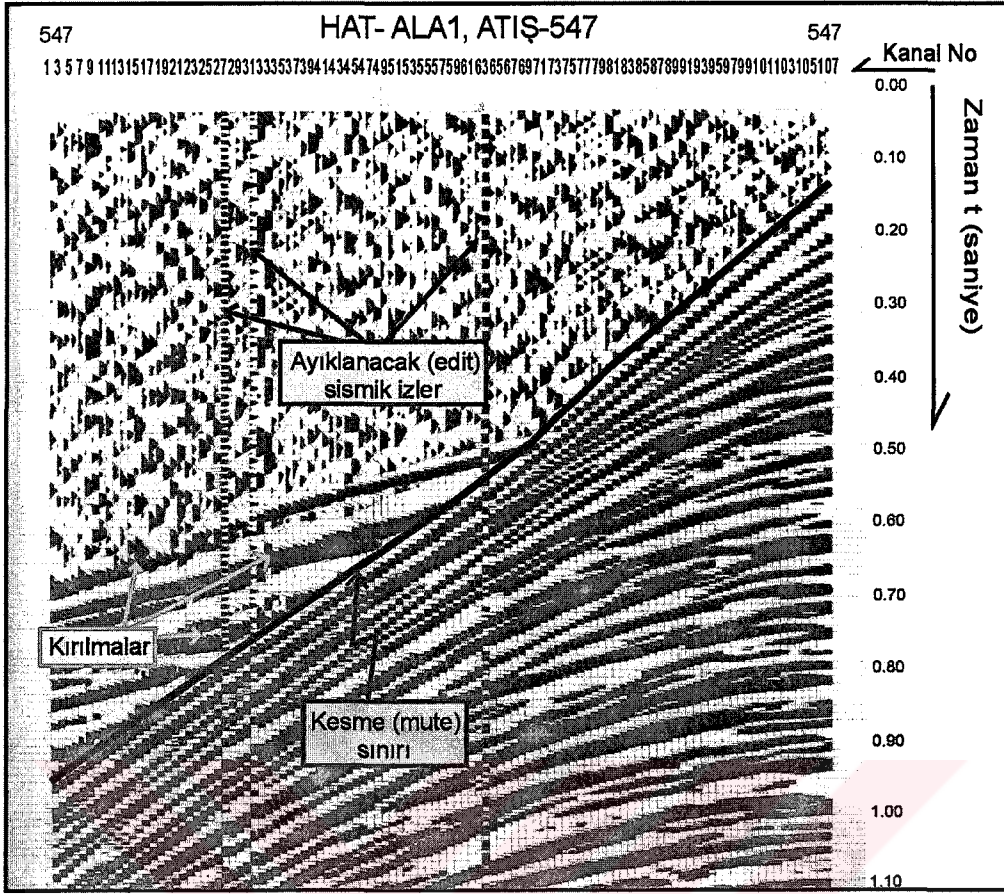
ayıklanmaları gerekir. Bu amaçla bu çalışmada Focus ortamında tek tek her hatta ait atış kayıtları ekranda izlenerek gürültülü kanallar veya atışlar tespit edilmiş ve bu kanallar veya atışlar disco EDIT modülü ile ya sıfırlanmış ya da tamamen kaldırılmıştır. Bu amaçla çalışma alanında toplam 975 km uzunluğundaki sismik yansıma verisine karşılık gelen yaklaşık 35200 adet atış kaydı tek tek ekranda ayıklama işlemi için gözden geçirilmiştir. Şekil 3.2'de Ala-1 hattının gürültülü bir atışı olan 547 numaralı atışta sarı ile gösterilen sismik izler veriden ayıklanacak olanlardır. Şekilde görüldüğü üzere bu sismik izler atış verisinde kayıt boyunca yaklaşık 1.1 saniyelere kadar bozucu etki yapmaktadırlar.

3.1.3 Her atışta kesme (mute) işlemi

Çalışmada çok kanallı ve tek kanallı sismik yansıma yönteminin uygulanmasındaki amaç yeraltından gelen direk geliş ve yansıma varışlarının kaydından yola çıkarak yeraltının sismik görüntüsünü elde etmektir. Ancak yeraltından gelen varışlar bilindiği üzere sadece direk geliş ve yansımalarından ibaret değildir. 2. Bölüm Şekil 2.1B'de görüldüğü üzere yatay bir arayüzeye gelen ışının normalle yaptığı α açısı kritik açıya ulaştığı zaman, ki bu kritik ofset mesafesinde gerçekleşir; alt ortama iletilen dalga'nın normalle yaptığı açı olan β ; 90° 'ye ulaşır ve böylece ışın arayüzeyde V_2 hızı ile ilerleyerek baş dalgasını oluşturur. Oluşan baş dalgasından yine kritik açı ile alıcılara kırılma dalgaları gelmeye başlar. Atış verilerinde kırılma varışları sismik yansıma kesitlerinin oluşturulmasında istenen sinyaller değildir ve veriden atılmaları gerekir Şekil 3.2'deki örnekte görüldüğü üzere direk gelişlerin başlangıç noktalarından geçen bir kesme (mute) fonksiyonu ile bu çizginin üzerinde kalan kırılma ve gürültüleri içeren izler kesilmiş olur geriye çizginin altındaki veriler kalır. Kesme fonksiyonu Focus penceresinde her bir atış için seçilmiş ve daha sonra Disco'nun MUTE modülü ile veriye uygulanmıştır

3.1.4 Çentik (notch) filtreleme

2000 yılı verilerine kesme işleminden sonra süzgeçleme işlemi uygulanmıştır. Uygulanan süzgeç türü, sismik izlerde tek bir frekans bileşimine sahip gürültüyü kaldırmak için kullanılan Çentik (notch) süzgeçlemedir. Şekil 3.3'de bir örnek üzerinde çentik filtreleme uygulaması görülmektedir. Önce atış verisindeki sismik

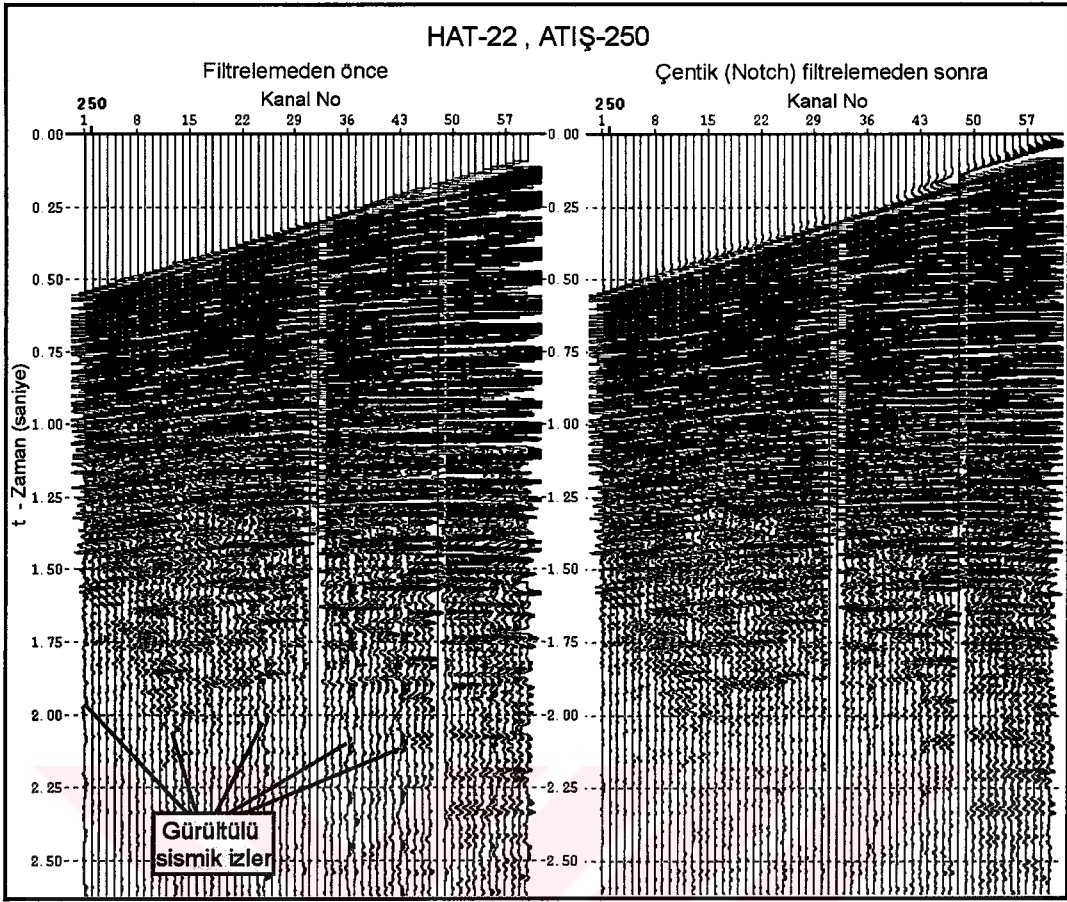


Şekil 3.2 Örnek bir atış kaydında ayıklanacak izler ve kesme işlemi.

izlerden süzgeçlemede kullanılacak tek frekans değeri 14 Hz olarak seçilmiştir. Daha sonra iş dosyasında 14 ve 15 Hz'ler için FILTER modülü iki kez çağrılarak zaman veya frekans ortamında her bir ize ardışıklı olarak minimum fazlı sonsuz uzunlukta bir çentik filtre uygulanmıştır. Şekil 3.3'de solda süzgeçlemeden önce gürültülü sismik izler; sağda süzgeçleme sonucu nispeten bastırılmıştır.

3.1.5 Genlik analizi

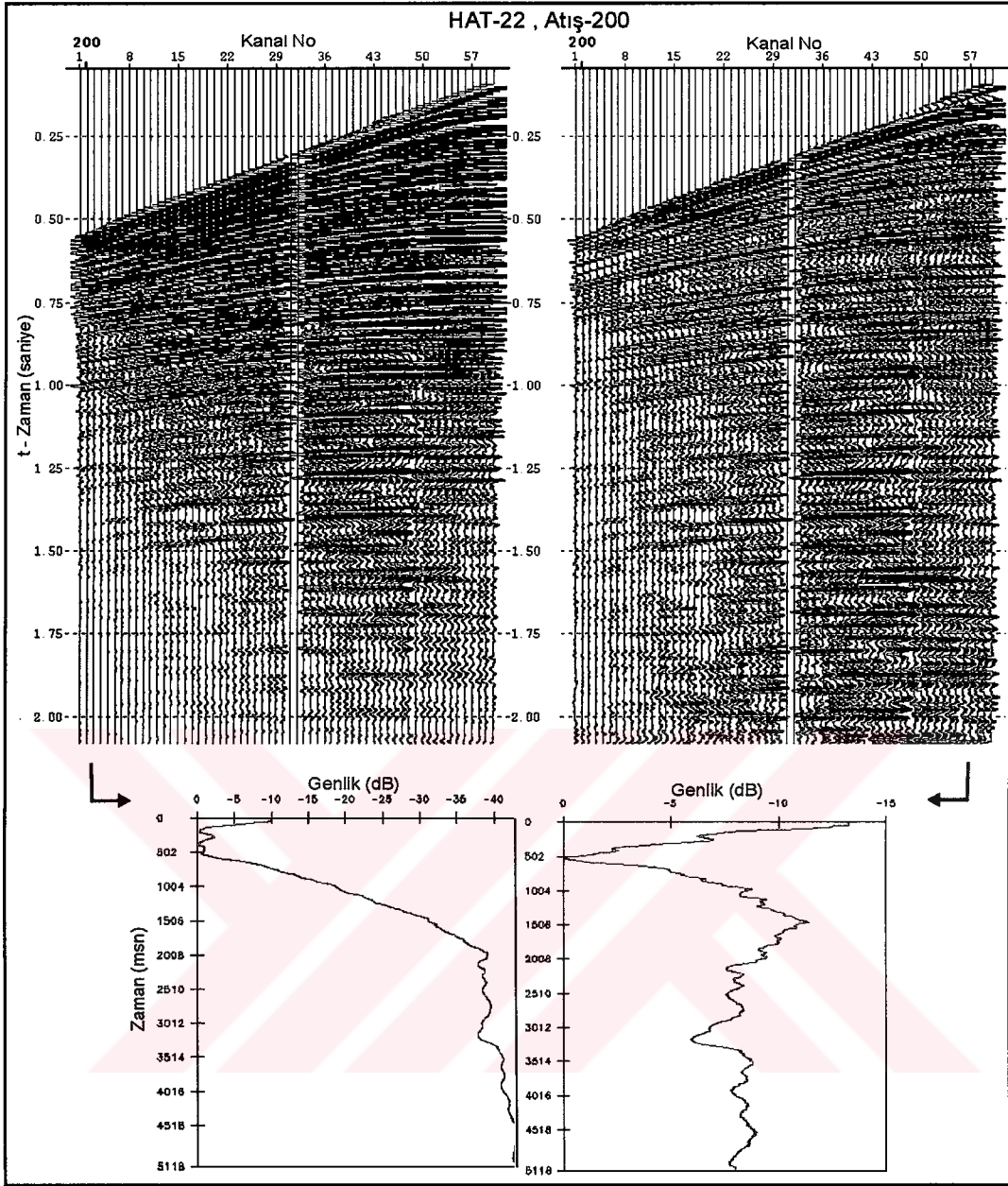
Şekil 3.1'deki akış şemasına göre atış verilerine uygulanan 5. işlem genlik analizidir. Verilere uygulanan genlik analizi aslında küresel açılım düzeltmesini uygulamak için gerekli olan genlik düşmesi miktarının belirlenmesidir. Homojen ve izotrop bir ortamda ilerleyen bir küresel dalga cephesi üzerine, yer iki etki yapmaktadır. Bunlardan ilki; enerji yoğunluğunun, dalga cephesinin yarıçapının karesiyle ters orantılı olarak düşmesidir ($1/r^2$). Yani dalganın seyahat mesafesinin artması, ki bu dalga cephesinin yarıçapının (r), artması demektir; dalga cephesinde birim alana



Şekil 3.3 2000 yılı atış verilerine uygulanan çentik (notch) süzgeçlemeye bir örnek. Solda işaretli sismik izlerde gürültüye sebep olan 14-15 Hz'ler süzgeçleme sonucu sağda veriden uzaklaştırılmıştır.

düşen enerjinin azalmasına sebep olmaktadır. Dalganın genliği ise enerjinin karaköküdür. Yani genlik ($1/r$) oranında azalır (Sheriff, 1975). Dalga cephesi, yarıçap kavramları bir önceki bölümde Şekil 2.9'da soldaki figürde gösterilmiştir. Gerçekte hızın yerinde derinlikle artması dalga cephesinin daha fazla genişlemesine sebep olur böylece genliklerde uzaklığa bağlı olarak daha hızlı azalma meydana gelir. Ayrıca dalganın frekans içeriğinde de derinlere doğru soğurulmaya bağlı olarak değişimler olmaktadır. Yüksek frekanlar düşük frekanslara nazaran çok daha hızlı soğurulmaktadır.

Bu çalışmada atış verilerine sadece küresel açılıma bağlı olarak eksponansiyel genlik kurtarımı yapılmıştır. Bunun için her 50 atışta bir Focus ekranında atış verilerinin zamana göre genlik değişim eğrisine bakılmıştır. Şekil 3.4'de örnek bir atış kaydında görüldüğü üzere genlikler zamanın artmasına bağlı olarak eksponansiyel olarak azalmaktadır. Bu azalmanın engellenmesi için genlik değişim



Şekil 3.4 Örnek bir atış üzerinde eksponansiyel genlik düzeltmesi uygulaması. Solda uygulama öncesi, sağda uygulama sonrası atış verisi ve verinin zamana göre genlik değişim fonksiyonları.

eğrisi üzerinde belirli zaman pencereleri ve bu pencerelere uygulanacak genlik değerleri seçilir. Seçilen bu parametreler, Disco iş dosyasında GAIN modülünde kullanılır. GAIN modülü genlik değerleri arasında eksponansiyel interpolasyon yaparak zamana göre eksponansiyel değişen bir genlik ölçekleme fonksiyonu oluşturur ve bu fonksiyonu atış kaydındaki tüm sismik izlerin örnekleri ile çarparak genliklerde ölçekleme işlemini yapar. Şekil 3.4’de sağda bu işlem yapıldıktan sonra atış kaydında derin zamanlardaki sinyaller daha belirgin hale gelmiştir. Düzeltme

sonrası atış kaydının zamana göre genlik değişim eğrisine bakılırsa Şekil 3.4'de soldaki şekildekinden farklı olarak genliklerin istenildiği gibi zamanla azalmayıp amaca uygun şekilde 0-10 desibel (dB) aralığında kaldığı görülmektedir.

3.1.6 Atış-Alıcı geometrisinin tanımı

Veri işlemin en önemli basamaklarından biri de her hatta ait atış-alıcı geometrisinin Disco-Focus'a tanıtılmasıdır. Gemide veriler toplanırken atış-alıcı sistemini kontrol eden iki log-dosyası vardır. Bunlardan ilki atışların patlama zamanına göre sıralandığı atış-log dosyasıdır. Bu dosyadan hat boyunca hangi atışların kaçmış olduğu kontrol edilir. Kaçan atışlar kağıt döküman üzerinde 'missfires' uyarısı ile gösterilir. İkinci dosya ise kayıtçı-log dosyasıdır. Bu dosyada atışların gün saat ve benzeri bilgilerinin teybe yazıldığı her atışa ait bir dosya numarası (file number) ve her atışa ait atış numarası bulunmaktadır. Hat boyunca yapılan tüm atışlara göre sıralanan dosya numarası ile atış numarasının hiç atış kaçmaması halinde birbirine eşit olması gerekir. Eğer bu iki numara hat sonunda birbirini tutmuyor ise ya atış kaçmıştır yada elektronik olarak rakamsal sıralamada birtakım yanlışlıklar olmuştur. Bu durumda hatta ait log dökümanda gösterilen toplam atış sayısı ile teypten indirilen ve Focus ekranında kontrol edilen toplam görülen atış sayısı birbirini tutmaz. Bu sebeple Disco/Focus'a atış alıcı geometrisi tanımlanmadan önce birtakım geometrik düzeltmeler yapmak gerekmektedir.

Bu çalışmada öncelikle her hatta ait gerçekleştirilen toplam atış sayısı ile teybe kaydedilen görülen toplam atış sayısı kontrol edilmiş ve bu sayılarının birbirini tutmaması durumunda log-dosyalardan hangi atışların kaçtığı ve kaçan atışların görülen atışlarda hangi atış aralıklarına geldiği tespit edilmiştir. Bu atış aralıkları atış-alıcı geometrisinde kaçan atış sayısı kadar açılarak görülen tüm atışlar gerçekleştirilen toplam atış geometrisine göre yerlerine yerleştirilmiştir.

Disco/Focus'da atış-alıcı geometrisinin oluşturulması için sırasıyla iş dosyasında LINE, PATTERN, SOURCE ve PROFILE modülleri çağırılmıştır. LINE ve PATTERN modülleri ile hattın geometrisi belirlenir. Önce LINE modülü ile başlangıç noktası (x;y)'si, (0;0) olan ve x'i her 12.5 metrede bir, yani her alıcı aralığında bir ölçüm istasyonuna karşılık gelecek şekilde doğrusal bir hat boyunca tanımlama yapılır. Bu işlemin hat boyunca kaç kez tekrarlanacağı o hatta ait toplam

ölçüm istasyon sayısı ile tanımlanır. Toplam istasyon sayısını tanımlamadan önce ilk atışın hangi ölçüm istasyonuna karşılık geleceği hesaplanır. İlk atışın hangi istasyona geldiği hesaplandıktan sonra; toplam istasyon sayısı bulunur. Bu değer LINE modülünde kullanılır. PATTERN modülünde ise atış-alıcı konumları tanımlanır. 'spread' parametresi ile denizde, atış önde alıcılar arkada olacak şekilde atış aralığı ve alıcı aralığı değerleri negatif işaretli olarak modüle girilir ayrıca kanal sayısı da burada belirtilir. SOURCE modülü ise atış-alıcı geometrisini alıp her bir atış ve alıcının koordinatlarını üreterek sismik veri tabanına (seismic database) yazar. Böylece SOURCE modülü ile hattın ilk atışı ilk istasyona; son atışı toplam istasyon sayısına eşit gelecek şekilde tüm atışlar ilgili olduğu ölçüm istasyonlarına yerleştirilmiş olur. PROFILE modülü ise sismik veri tabanına yazılan hattın geometrisine ait bilgileri 'sismik iz başlıkları'na aktarır. Bu şekilde her hatta ait yukarıda sözü geçen hesaplamalardan elde edilen sayısal değerler iş dosyasında ilgili modüllere yerleştirilerek Disco ile koşturulur ve hatlara ait atış-alıcı geometri bilgileri Disco/Focus'da üretilmiş olur.

3.1.7 Kaynak-Alıcı datum düzeltmesi

Veriler toplanırken herbir atışa ait yeraltındaki tabakalardan gelen varış zamanlarının bir datum seviyesine indirgenmesi gerekir. Bu seviye çalışmada deniz yüzeyi olarak kabul edilmiştir. Bölüm 2'de bahsedildiği üzere uygulama esnasında kaynak ve alıcı kablosu su altında belli bir derinlikten çekildiği için varışlar deniz yüzeyi datum seviyesine göre daha erken zamanlarda alıcılara gelmektedir. Varış zamanlarının deniz yüzeyine indirgenebilmesi için sinyalin; kaynak derinliğini, ve alıcı derinliğini, 1500 m/sn su hızıyla kaç sn'yede geçtiği hesaplanır. Bu iki zaman birbiri ile toplanarak, kaynak-alıcı datum düzeltmesi için gerekli zaman farkı saniye cinsinden hesaplanır. Hesaplanan zaman değeri (t), milisaniyeye çevrilerek Disco'da oluşturulan iş dosyasında HEADPUT modülü ile atışlardaki herbir kanaldaki izin varış zamanına uygulanacak şekilde tanımlanır. Daha sonra STATIC modülü ile herbir ize zamanda t kadar ekleme yapılır. Yapılan statik datum düzeltmesi ile tüm izler t kadar aşağı itilir diğer bir deyişle izler zamanda daha geç gelir. Burada datum seviyesi kaynak-alıcı derinliğinin üzerinde bir seviye olduğu için ekleme işlemi yapılmıştır. Uygulamada 1996 ve 2000 yılında toplanan veriler için t düzeltme değerleri sırasıyla 12 msn ve 10.6 msn olarak hesaplanmış ve hatlarda her bir atışa

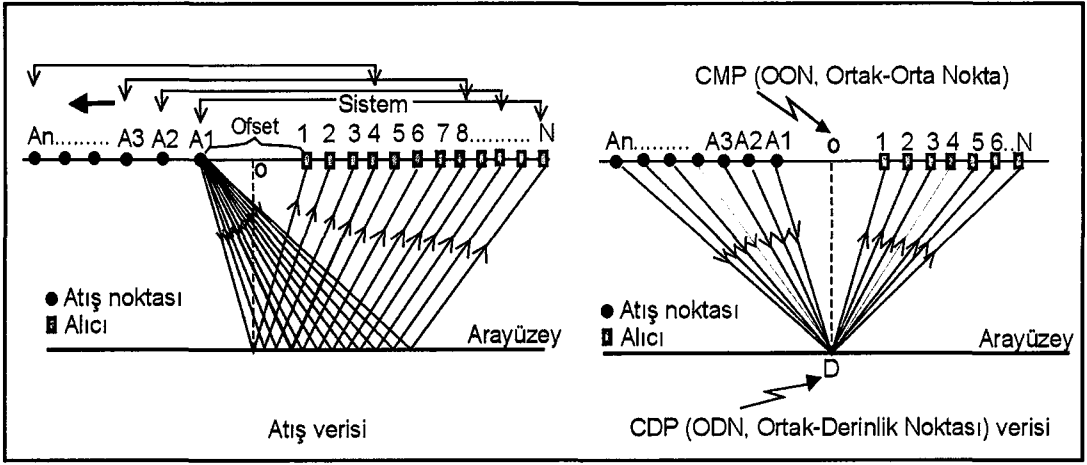
ait tüm kanallardaki izler ilgili olduğu veri grubuna göre 12 msn veya 10.6 msn kadar aşağı itilmiştir. Bu düzeltme değerleri sıfır ofset düşey gidiş geliş zaman hesabına göre sırasıyla 9 m ve 7.5 m'lik derinlik düzeltmelerine karşılık gelmektedir.

Kaynak-alıcı düzeltmesinin dışında çalışma alanında batimetrimin genelde sığ olması sebebiyle (ort. 200-250 m) deniz suyu etkisinin giderilmesi işlemine gerek duyulmamıştır.

3.1.8 CDP düzenine geçiş

Şekil 3.1'deki akış şemasına göre buraya kadar veriye uygulanan tüm veri-işlem basamakları ham veri olarak bilinen atış kayıtlarına uygulanmıştır. Bu aşamada artık veriler atış verisi düzeninden, CDP (Common-Depth-Point, Ortak-Derinlik-Noktası) düzenine geçirilmiş ve bundan sonraki veri-işlem basamakları CDP veri grubuna uygulanmıştır.

Atış verisi ile CDP veri grubu arasındaki fark Şekil 3.5'de görülmektedir. Atış veri grubu Şekil 3.5'de solda görüldüğü üzere sistem olarak belirtilen N sayıdaki alıcının ofset uzaklığı ile kaynağa bağlı olup ilk atış noktası olan A1'de patlatmanın yapılıp alıcılar tarafından kaydedilmesi ile elde edilen veri grubudur. Daha öncede bahsedildiği üzere yatay arayüzeyle sınırlandırılmış bir ortamda kaynaktan çıkan dalga arayüzeye geldiği zaman, kaynak ile alıcı arasındaki mesafenin orta noktasından yansır ve alıcıya gelir. Bu kurala uyarak A1 atışı ile arayüzeyden farklı açılarla tüm alıcılara gelen yansımalar Şekil 3.5'de solda gösterilmektedir. Uygulamada sistem, hat boyunca atış aralığı kadar kayarak A2 noktasına gelir, A2 noktasında atış yapılır ve A1 noktasındakine benzer şekilde tüm alıcılara yansıma sinyalleri kaydedilir. Bu işlem hattın sonuna kadar n sayıdaki atış noktasında sistemin kaydırılarak n sayıda atış ve n sayıda atış veri grubunun kaydına kadar devam eder. Burada önemli olan atışlar ilerledikçe bir süre sonra kaynaktan arayüzeye gelen ışın daha önceki atış veri gruplarına ait arayüzeydeki aynı yansıma noktalarından yansıyarak alıcılara gelmeye başlamasıdır. Bu şekilde yeraltındaki bir yansıma noktasında farklı atışlardan oluşan ve farklı alıcılardan kaydedilen sinyaller yığılmaya başlar. İşte bu noktadaki sinyalleri veri grubu olarak gösterebilmek için atış verisi CDP veri grubuna dönüştürülür.



Şekil 3.5 Solda; atış veri grubu, sağda; CDP veri grubu düzenleri.

Şekil 3.5’de sağda görüldüğü üzere farklı atış-alıcı çiftlerinden oluşan fakat yeraltında aynı noktadan gelen sinyaller CDP (ODN, Ortak-Derinlik-Noktası) veri grubunu oluşturur. Eğer arayüz yatay ise CDP noktasının yeryüzündeki iz düşümü CMP (OON Ortak-Orta-Nokta) noktası olarak bilinir. CDP veri grubunda yeraltındaki bir yansıtıcı noktadan gelen pekçok sinyal dikkate alındığından atış veri grubuna kıyasla sinyal/gürültü oranı daha yüksek bir veri grubu elde edilmiş olur.

Atış veri grubundan CDP veri grubuna geçildiğinde yeraltındaki CDP noktasından yansıyan toplam iz sayısı 'katlama sayısı' (folding number) olarak hesaplanır. Katlama sayısının (k) formülü Eşitlik 3.1’de verilmektedir.

$$k = (\text{Kanal sayısı} \times \text{Alıcı aralığı}) / (2 \times \text{Atış aralığı}) \quad (3.1)$$

Uygulamada 1996 verileri 12 veya 14 katlamalı; 2000 yılı verileri ise 12 veya 15 katlamalıdır. Katlama değerleri Disco’da CDP oluşturmak için koşturulan iş dosyasında SORT modülüne girilir. İş dosyasının koşturulması sonucu hat boyunca oluşan tüm CDP veri grupları yanyana dizilir. Bu noktadan sonra CDP verileri yığma hız analizi ve NMO (Normal-Move-Out, Dik-Yola-Kaydırma) düzeltmelerine hazırdır.

Yukarıda sözü geçen veri düzeltmelerine geçmeden önce oluşturulan CDP veri topluluklarının coğrafik yer tayininden söz etmek gerekir. Çünkü bir hatta ait atış verisi, CDP veri topluluğuna dönüştürüldüğü zaman, o hat boyunca oluşan ilk ve son CDP’ler ile aradaki CDP’ler, hatta ait ilk ve son atış ile aralardaki atışlarla aynı

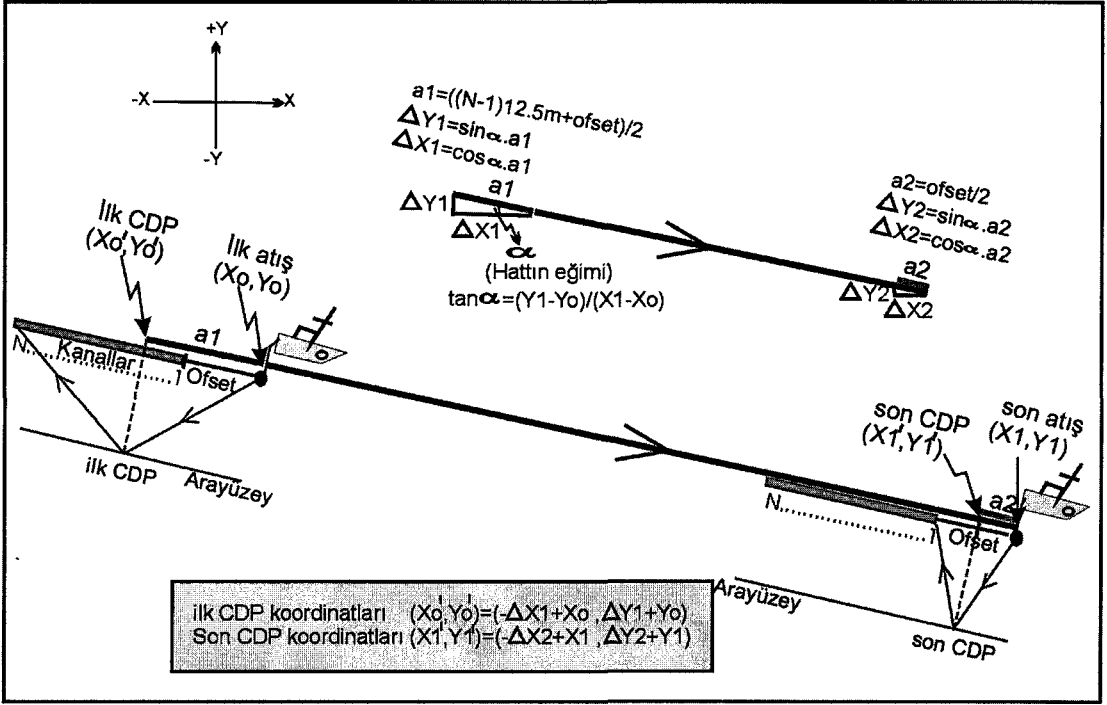
coğrafi koordinatlarda değildir. Bu farklılıklar Şekil 3.6’da gösterilen temsili bir hatta anlatılmaktadır. Şekil 3.6’da görüldüğü üzere profile ait ilk CDP ve son CDP noktasının (x,y) koordinatları hattın başlangıcı olarak gösterilen ilk atışdan ve hattın sonu olarak gösterilen son atışın koordinatlarından daha geridedir. Bu mesafeler a1 ve a2 kadardır. Eğer Şekil 3.6’da gösterildiği üzere hat (x,y) düzleminde α açısı ile duruyorsa a1 ve a2’nin bileşenleri olan $(\pm\Delta X, \pm\Delta Y)$ değerleri ilgili geometrik bağıntılardan hesaplanırlar.

Uygulamada her hattın başlangıç ve bitiş koordinatları önce bir program yardımı ile dereceden UTM’e çevrilmiş, daha sonra her hatta ait a1, a2 ve $(\pm\Delta X, \pm\Delta Y)$ bileşenleri hesaplanmış ve bu bileşenler hattın başlangıç ve bitiş nokta koordinatlarına, hattın yönelimi dikkate alınarak ya eklenmiş yada çıkartılmıştır. Böylece ilk CDP ve son CDP noktasının (x,y) koordinatları hesaplanmıştır. Daha sonra başlangıç ve bitiş CDP noktaları arasındaki fark hatta bulunan toplam CDP sayısına bölünerek CDP artım adımı belirlenmiş, bu değerden yola çıkılarak hatta ait her CDP’nin koordinatlarının tayini için gerekli olan $(\pm\Delta X, \pm\Delta Y)$ değerleri hesaplanmıştır. Bu değerler bir fortran programına girilerek hatta ait başlangıç CDP noktasının koordinatlarından hattın bütün CDP’lerinin koordinatları UTM cinsinden hesaplanmıştır. Bu işlem her sismik hat için yinelenmiştir. Daha sonra yine bir fortran programı yardımı ile UTM’den derece birimine geçilerek hatlara ait tüm CDP’lerin derece cinsinden koordinatları hesaplanmış ve GMT’de harita üzerinde bu koordinatlara göre CDP’ler yerleştirilmiştir.

Hatlara ait atış veri gruplarının başlangıç ve bitiş koordinatları ile CDP veri gruplarının başlangıç ve bitiş koordinatları arasındaki farklar dakika mertebesinde küçük değerlerdedir fakat sismik izlerin harita üzerinde yerlerinin doğru olması hatların yapısal anlamda doğru yorumlanabilmesi ve birbirleri ile kıyaslanabilmesi açısından CDP verilerinin gerçek koordinatlarına taşınması önemlidir.

3.1.9 Yığma hız analizi, NMO düzeltmesi ve kesme işlemi

Veri-işlem’in en önemli adımlarından olan yığma hız analizi, NMO (Normal-Move-Out, Dik yola kaydırma) düzeltmesi ve kesme düzeltmesi CDP veri grubuna uygulanır. Bu düzeltmelere geçmeden önce NMO, NMO hızı ve NMO düzeltmesi



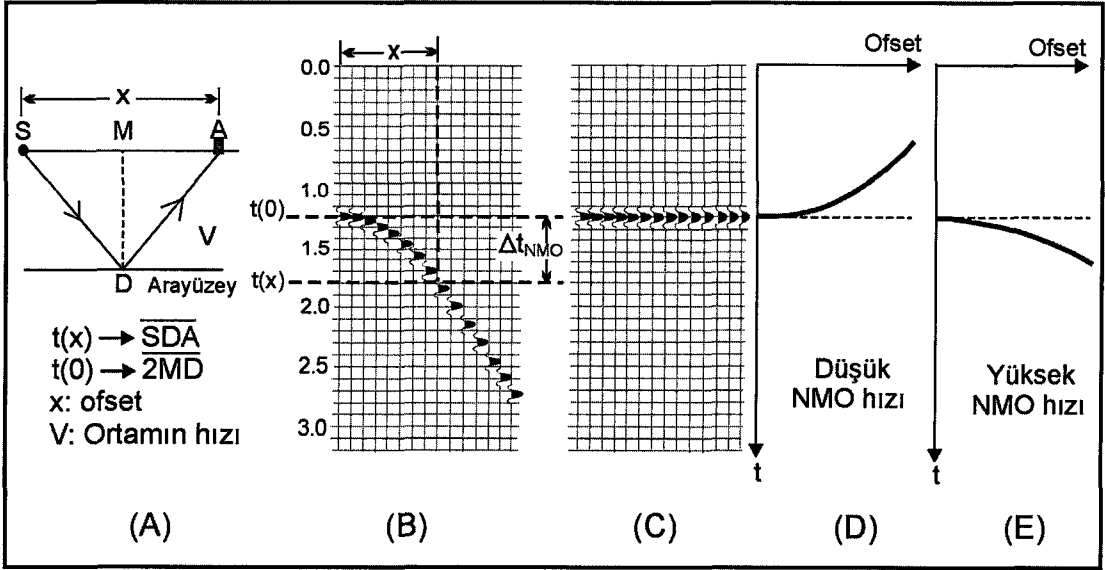
Şekil 3.6 Temsili bir sismik hat üzerinde başlangıç ve bitiş CDP noktalarının coğrafik koordinatlarının hesabı.

kavramlarına değinmek gerekir. Şekil 3.7A'da görüldüğü üzere yatay bir arayüzeyle sınırlanmış bir ortamda atış noktası S'den çıkan ışın x uzaklığındaki alıcıya yani A noktasına arayüzeydeki D orta noktasından yansıyarak gelmektedir. D noktasının yüzeydeki izdüşümü ise M noktasıdır. Kaynaktan alıcıya sinyalin varış zamanı x'in fonksiyonu olarak $t(x)$ ile ifade edilmiştir. $t(0)$ ise sıfır ofset yani atış ve alıcının üstüste olduğu, ofsetin olmadığı düşey gidiş geliş zamanıdır. Bu değer 2MD uzaklığı ile gösterilmektedir. Varışların x ofsetine bağlı değişimi Eşitlik 3.2'de verilmektedir.

$$t^2(x) = t^2(0) + \frac{x^2}{V^2} \quad (3.2)$$

$$\Delta t_{NMO} = t(x) - t(0) \Rightarrow \Delta t_{NMO} = \sqrt{t^2(0) + \frac{x^2}{V^2}} - t(0) \quad (3.3)$$

Eşitlik 3.2, Şekil 3.7B'de görüleceği üzere farklı atış-alıcı çiftlerinden dolayısıyla farklı ofsetlerden gelen fakat yeraltındaki aynı D ortak derinlik noktasından yansıyan sinyallerin varış eğrisinin bir hiperbol olduğunu göstermektedir. Bu aslında bir CDP veri topluluğudur. Hiperbolün tepe noktası sıfır ofset düşey gidiş geliş zamanını vermektedir. CDP üzerinde herhangi bir x ofsetine bağlı $t(x)$ varış zamanı

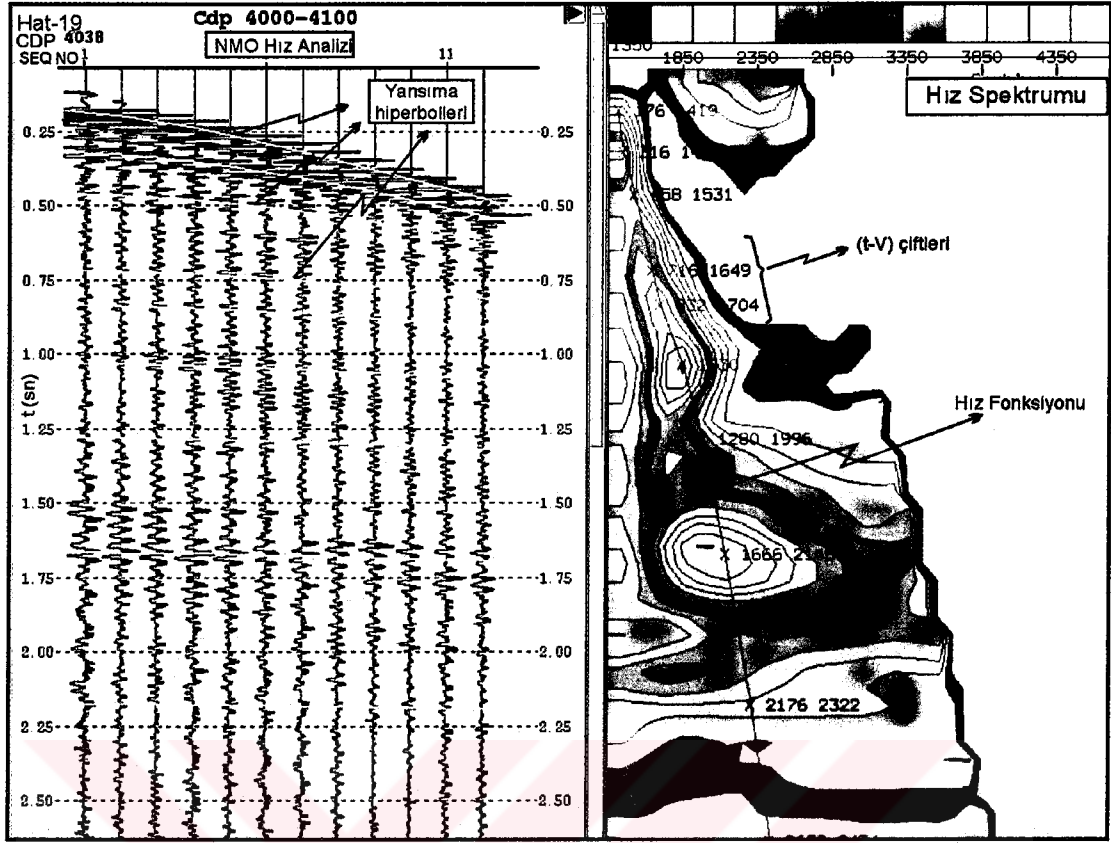


Şekil 3.7 A)Yatay bir yansıtıcı arayüzeyde NMO geometrisi. B)A’da belirtilen geometriye ait sentetik CDP verisi. C)CDP veri grubunun doğru NMO düzeltmesinden sonra sıfır ofsetli CDP veri grubuna dönüşümü. D)Düşük NMO hızı ile yanlış NMO düzeltmesi. E)Yüksek NMO hızı ile yanlış NMO düzeltmesi.

ile sıfır ofsetteki düşey gidiş-geliş zaman farkına NMO denir bu değer Eşitlik 3.3 ile verilmektedir. NMO düzeltmesi, dinamik düzeltme ya da dik yola kaydırma düzeltmesi olarak bilinir ve sismik izlerde NMO düzeltme miktarları ofsetle birlikte artar.

Eşitlik 3.2’de görüldüğü üzere eğer x , $t(x)$ ve $t(0)$ değerleri biliniyorsa hız değeride hesaplanabilir. Buradaki hız artık NMO (Yığılma) hızıdır. NMO hızı bilindiği zaman CDP veri grubundaki gidiş-geliş zamanları üzerindeki ofset etkisi NMO düzeltmesi ile kaldırılabilir. Böylece CDP veri grubundaki sismik izler sıfır ofset düşey gidiş geliş zamanına taşınmış olur. Doğru bir NMO hızı ile Şekil 3.7C’de NMO düzeltmesi yapılmış bir CDP hiperbolü görülmektedir. Eğer hız olması gereken değerden düşük ise fazla düzeltme, eğer hız olması gereken değerden daha yüksek ise az düzeltmenin gerçekleşmesi ile istenen sonuçtan uzaklaşılır (Şekil 3.7D ve E).

Uygulamada bütün atış-alıcı çiftleri için, yansıma hiperbolü sıfır ofset olacak şekilde yatay bir doğru haline getiren NMO hızının seçilmesi istenir. Çalışma alanında hız analizi, NMO düzeltmesi ve kesme işlemleri her hat boyunca 200’er CDP’de bir yapılmıştır. Şekil 3.8’de hat-19’dan seçilen bir CDP üzerinde hız analizi uygulaması görülmektedir.



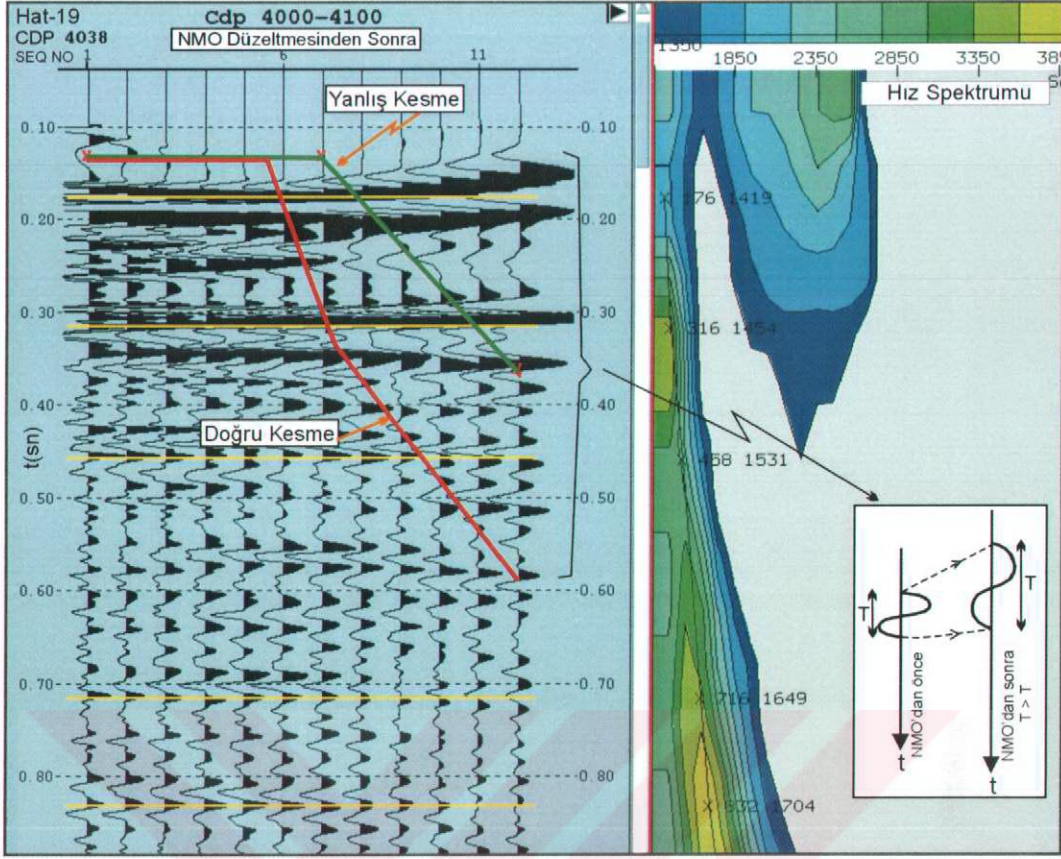
Şekil 3.8 Solda Hat 19'a ait bir CDP veri grubu; sağda CDP'nin hız spektrumu.

Şekil 3.8'de solda Disco/Focus ekranında seçilen bir CDP kaydı, sağda ise bu CDP veri grubunun hız spektrumu görülmektedir. CDP veri grubunda görüldüğü üzere yatay eksen ofset düşey eksen zaman olmak üzere pekçok arayüzeyden gelen yansımalara ait hiperboller vardır. Sarı renkle gösterilen bu hiperbollere göre yapılacak NMO düzeltmeleri ofsetle artmakta, derinlikle ise azalmaktadır. Şekil 3.8'deki sağdaki hız spektrumu sıfır ofset düşey gidiş-geliş zamanının bir fonksiyonudur. Bu spektrum CDP hiperbollerindeki sinyallerin korelasyon katsayılarının ölçümleri ile elde edilmektedir. Hız spektrumunda korelasyonun yüksek olduğu yerlerde hız değerleri kontur kapanımları gösterir. NMO düzeltmesi pratikte CDP veri grubundaki hiperbol seçimi ile aynı zamanda hız spektrumunda da kontur kapanımlarının pik yaptığı hız değerlerini seçmekle mümkün olmaktadır. Çalışmada farklı hatların hız analizi sırasında genellikle şekilde de görüldüğü üzere hız spektrumunda derinlere gittikçe uygun hız seçimine olanak verecek konturlanmalara sık rastlanamamıştır. Derin zamanlarda CDP verisinde hiperboller yataya yakın bir hal almaktadır. Bu durum muhtemelen ofsetin kısa olmasına bağlı olarak derinlere doğru yansıma açılarının daralması ile yansıma hiperbollerinin

seçilememesi ve dolayısıyla NMO düzeltmesinde gerekli hız kapanımlarının hız spektrumunda oluşamaması olarak yorumlanabilir. Hız spektrumunda seçilen hız-zaman çiftleri NMO düzeltmesinde kullanılır. Burada kullanılan NMO hızı aslında RMS (Root Mean Square) hızıdır. RMS hızları tabaka serilerinin zaman ağırlıklı karakök hız değerleridir. Kaynak ile alıcı arasındaki uzaklık az ise NMO hızı RMS hızına yaklaşır. Uygulamada RMS hızı yani yığma hızı ile yığma işlemi ve daha sonraki veri-işlem adımlarında da bahsedilecek olan Migrasyon (Göç) işlemi yapılmaktadır.

Şekil (3.8)'de seçilen hiperboller ve hızlara göre NMO düzeltmesi uygulandığında hiperbollerin uzak ofsetlerinde gerilme etkisi görülür. Gerilme etkisi bu ofsetlerdeki sismik sinyallerin peryodlarında uzamalara sebep olur. Bu yüksek peryodlu ve genlikli istenmeyen salınımlar seçilen uygun bir kesme (mute) fonksiyonu ile CDP veri grubundan kesilip atılır (Şekil 3.9). Bu aşamada uygun kesme fonksiyonunun tayini çok önemlidir. Şekil 3.9'da solda doğru ve yanlış seçilebilecek kesme fonksiyonları görülmektedir.

Hız analizi ve NMO düzeltmesi için her hat üzerinde 200 CDP'de bir RMS hızları zamanın bir fonksiyonu olarak Focus ekranında seçilmiştir. Genellikle hızın derinlere doğru arttığı düşünülerek mümkün olduğunda yumuşak geçişli hız fonksiyonları seçilmiştir. Ayrıca seçilen hız-zaman verileri ve kesme fonksiyonu veri tabanına yazılmıştır. Focus ekranında, bir hat boyunca her 200 CDP'de bir seçilmiş hız fonksiyonlarının interpolasyonundan oluşan hatta ait zaman-hız kesitini görmek mümkün olmaktadır. Şekil 3.10'da üstte Hat-27'ye; altta ise Hat- Dog1'e ait zaman-hız kesitleri görülmektedir. Buradaki hızlar artık yığma işleminde kullanılacak yığma hızlarıdır. Zaman-hız kesitleri bir anlamda yeraltının yapısal özelliklerini yansıtmaktadır. Örneğin Şekil 3.10A'da görülen 27 no'lu hattın BGB kesiminde hızların derinlere doğru diğer bölgelere nazaran daha hızlı yükseldiği, hız konturlarının yukarı doğru çekildiği burada adeta yükselmiş bir yapının varlığını göstermektedir. Bir sonraki bölümde sismik kesitlerde de daha detaylı anlatılacağı üzere bu bölge Karaburun ters fayının etkisi ile yükselen sismik temel birimlerinden oluşmuş Karaburun bloğuna karşılık gelmektedir. Yine aynı şekilde hat-Dog1'in zaman-hız kesitinde, KB'da düşey yönde hız değişiminin çizgisellik verdiği lacivert-mavi geçişli konturların olduğu bölgede sismik kesitte iki doğrultu atımlı dik açılı

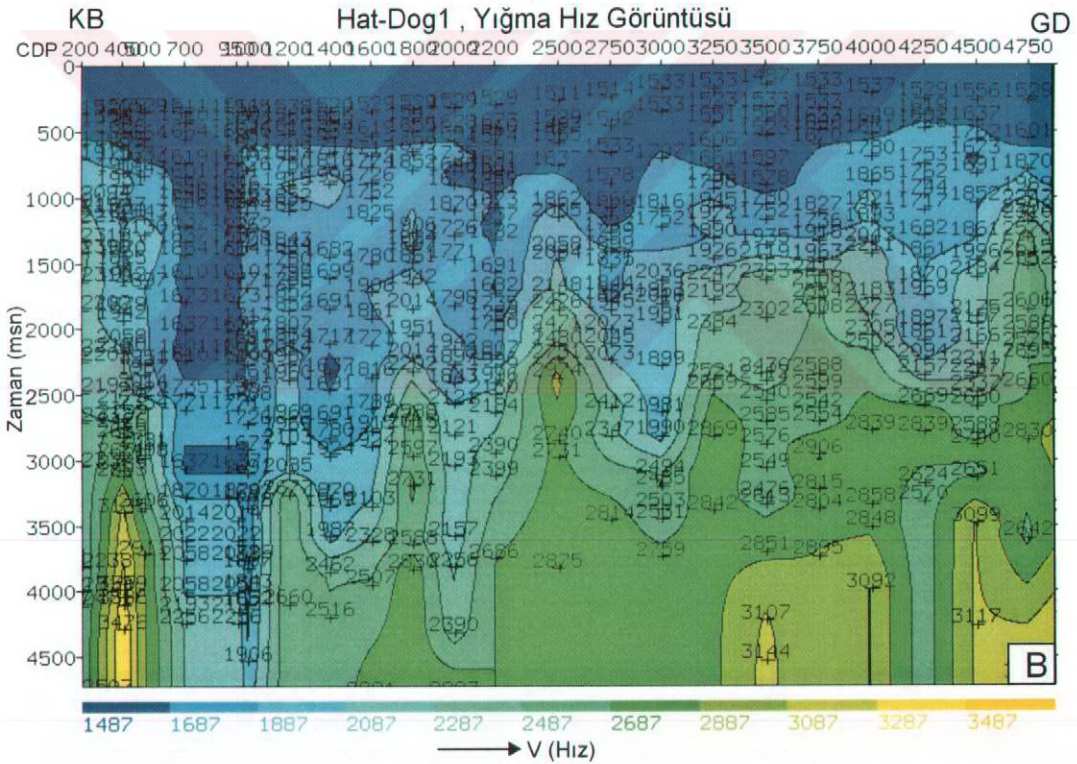
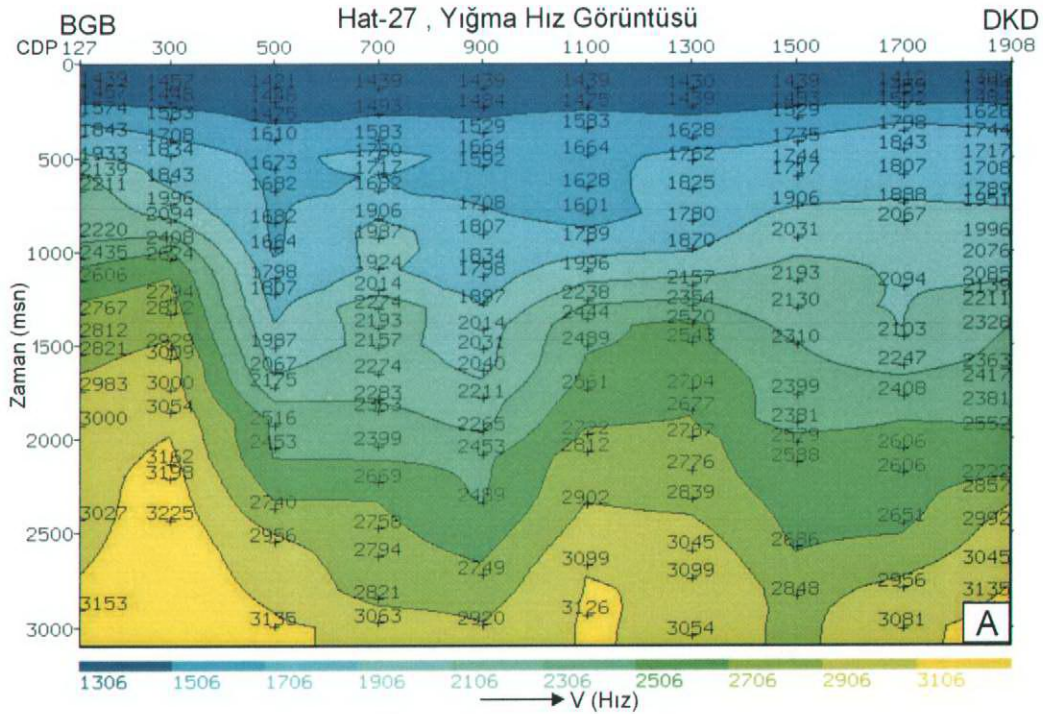


Şekil 3.9 Solda NMO düzeltmesi yapılmış CDP’de kesme (mute) fonksiyonunun seçimi, sağda CDP’nin hız spektrumu.

fay işaretlenmiştir. Hat-Dog1 hız kesitinde KB'dan GD'ya gittikçe daha yüksek hızlı birimlere geçilmektedir. Bu yanal değişim sismik kesitte çökel birimlerin giderek incelmesi ve yüksek hızlı sismik temelin yüzeye doğru yükselmiş olduğu bölgelere karşılık gelmektedir.

Disco ortamında NMO düzeltmesinin nasıl yapıldığına kısaca değinilecek olunursa; oluşturulan iş dosyasında NMO modülüne içinde hız-zaman bilgilerinin olduğu hız dosyası girilir. Bu modül ile hızlar önce yatay olarak interpolate edilir daha sonra düşey ekseninde yani zaman ekseninde interpolate edilir. Daha sonra NMO modülü dik yola kaydırma zamanlarını (NMO düzeltmelerini) hesaplar ve bulunan değerleri sismik izlerdeki herbir örneğe uygulayarak NMO düzeltmesini gerçekleştirmiş olur.

NMO düzeltmesinden sonra iş dosyasında MUTE modülü çağrılarak daha önceden seçilmiş olan kesme değerleri tüm CDP'lere uygulanır. Bu aşamadan sonra sismik hattı oluşturan CDP'ler artık yığma işlemine hazırdır.



Şekil 3.10 A) Hat-27 zaman-hız kesiti, B) Hat-Dog1 zaman-hız kesiti.

3.1.10 Yığma (stack) ve kesme (mute) işlemleri

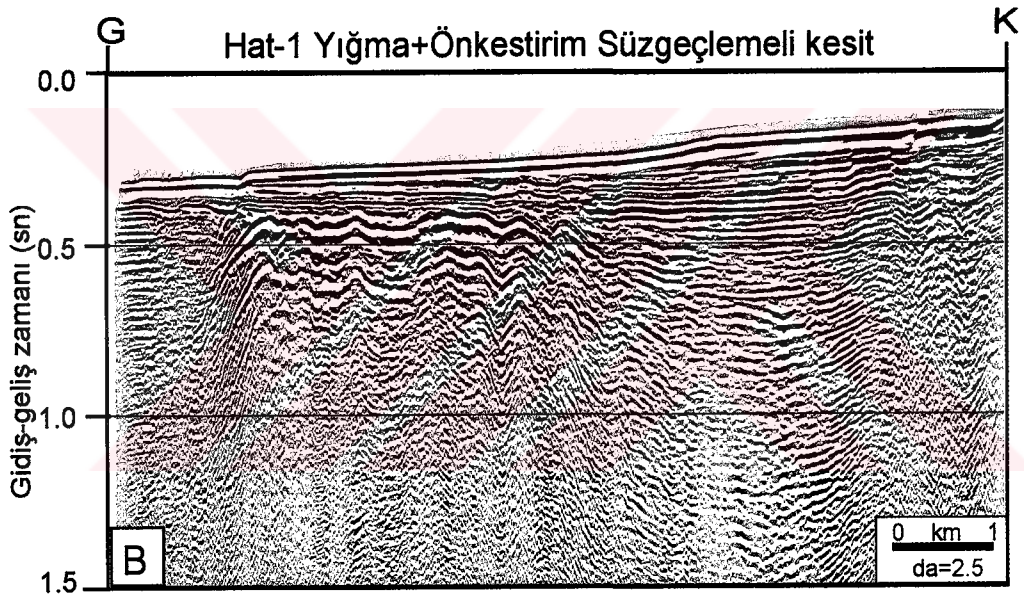
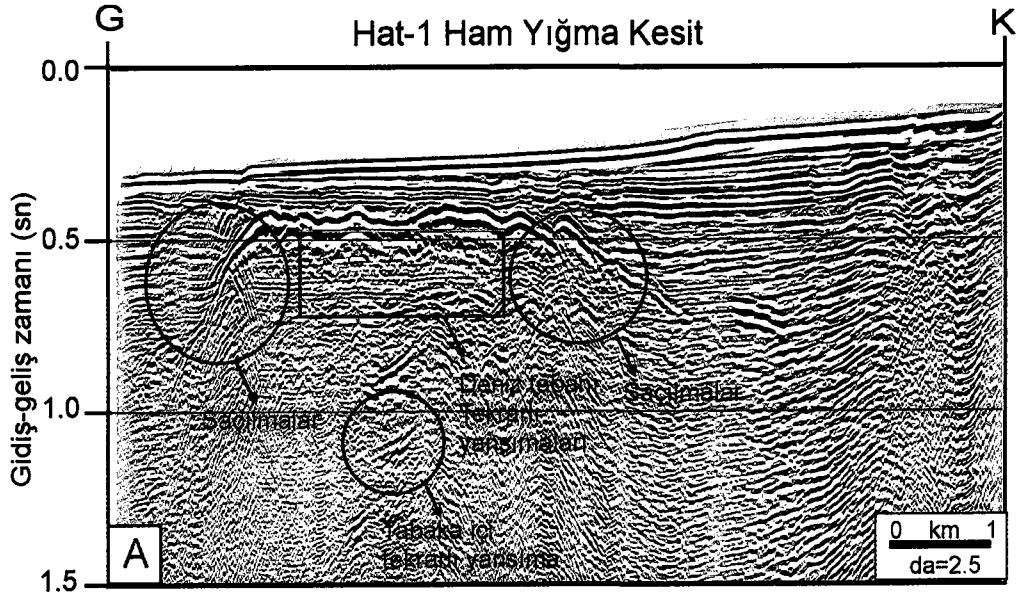
Bu aşamaya kadar sismik veriye uygulanan işlemlerin hepsi Şekil 3.1'deki akış diyagramına göre yığma öncesi yapılan işlemler olarak geçmektedir. Bu aşamaya kadar yeraltının sismik kesitini görmek mümkün olmamış, sadece sismik kesitin

oluşmasına yönelik gerekli veri-işlem adımları atış verisiyle başlayıp daha sonra atış verisinden CDP veri grubuna dönüşen veri grubuna uygulanmıştır. Yığma (stack) aşamasında artık NMO düzeltmesi yapılmış CDP'lerin sismik hat boyunca yanyana getirilerek toplanması işlemi gerçekleştirilecektir. Bu işlem açılan iş dosyasında STACK modülünün koşturulması ile gerçekleşir. Modülün çalışabilmesi için katlama sayısı girilir. STACK modülü ile sismik hat üzerindeki her CDP kaydındaki sismik izler kendi içinde yanyana getirilerek toplanır ve herbir CDP noktasına ait birer sismik iz elde edilir. Böylece CDP noktalarına ait sismik izlerin sinyal/gürültü oranı artırılmış olur. CDP'lerin yanyana getirilmesi ile yeraltına ait yığma (stack) kesit elde edilir. Yığma kesitte yeralan sismik izler artık sıfır açılımlı sismik izler olarak öngörürlür. Şekil 3.11 ve Şekil 3.12'de hat-1 ve hat-19'un bir kısmına ait örnek yığma kesitler görülmektedir. Kesitlerde yatay ekseninde her 6.25 metrede bir sıralanmış CDP'ler, düşey ekseninde ise sinyalin gidiş-geliş zamanı yer alır. Yığma kesit yeraltına ait ilk görüntünün elde edildiği ham sismik kesittir. Ham sismik kesite yığma sonrası sadece deniz tabanı ve onun üzerindeki zamanlarda oluşan gürültüleri ortadan kaldırmak için MUTE modülü uygulanmıştır böylece sismik kesit bir sonraki veri-işlem adımına hazır hale getirilmiştir.

3.1.11 Ters evrişim ve süzgeçleme

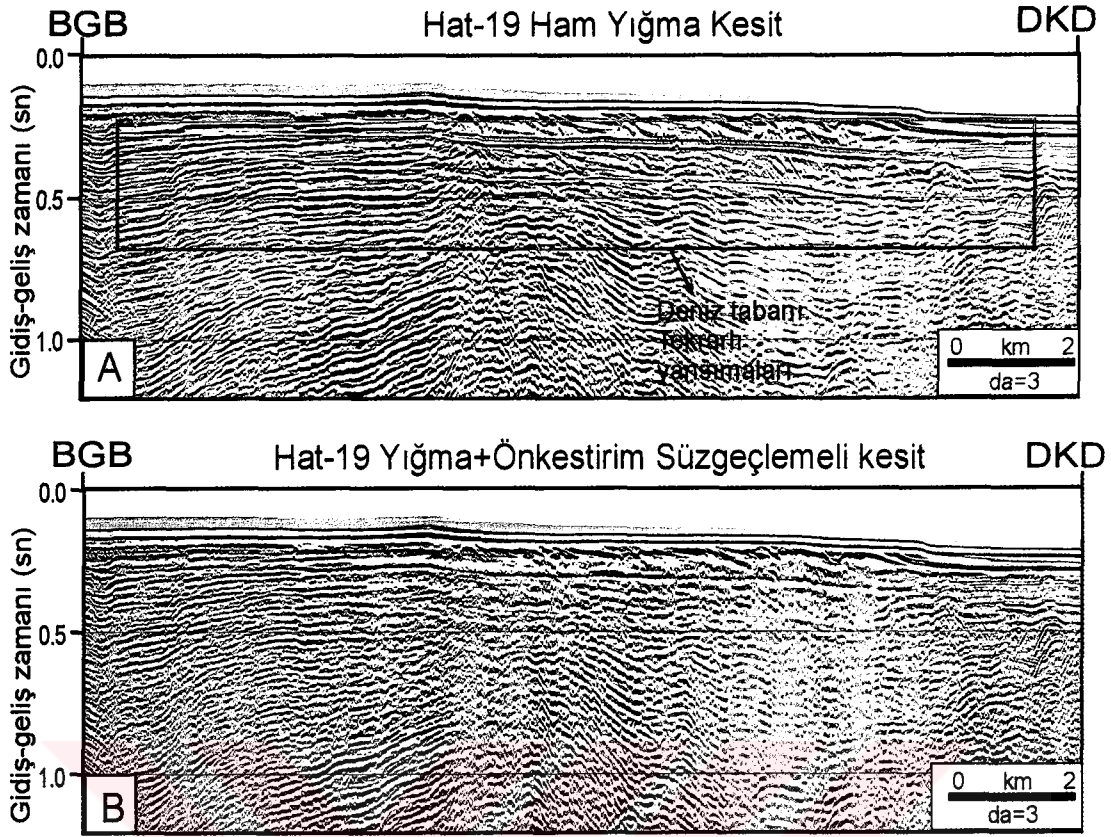
Çalışma alanındaki sismik hatlara ait yığma kesitlerin eldesinden sonra ters evrişim ve süzgeçleme aşamasına geçilmiştir. Ters evrişim veri-işlem'in en önemli basamaklarından biridir. Şekil 3.11 ve 3.12'deki ham sismik kesitlerde de görüldüğü üzere deniz tabanı ve onun altındaki sedimanter birimlerden gelen kuvvetli tekrarlı yansımaların giderilmesi için veriye ters evrişim uygulanmıştır.

Yatay bir deniz tabanından kaynak ve alıcının aynı noktada olması durumunda yani sıfır açılımda gelen tekrarlı yansımaların model geometrisi Şekil 3.13'de verilmektedir. Tekrarlı yansıma geometrisinin seçilebilmesi için alıcının X kadar uzaklıkta olduğu varsayılmıştır. Deniz tabanından t_0 zamanda alıcıya gelen deniz tabanı yansımasının ardından aynı deniz tabanından tekrar tekrar yansıyan ve alıcılara yaklaşık $2t_0, 3t_0, 4t_0, \dots, nt_0$ düşey gidiş-geliş zamanlarında gelen tekrarlı yansımalar oluşmaktadır. Bu periyodik ve duraylı tekrarlı yansımalar Şekil 3.13A'da görüldüğü üzere deniz tabanının görüntüsünü derin zamanlarda tekrarlamaktadır.



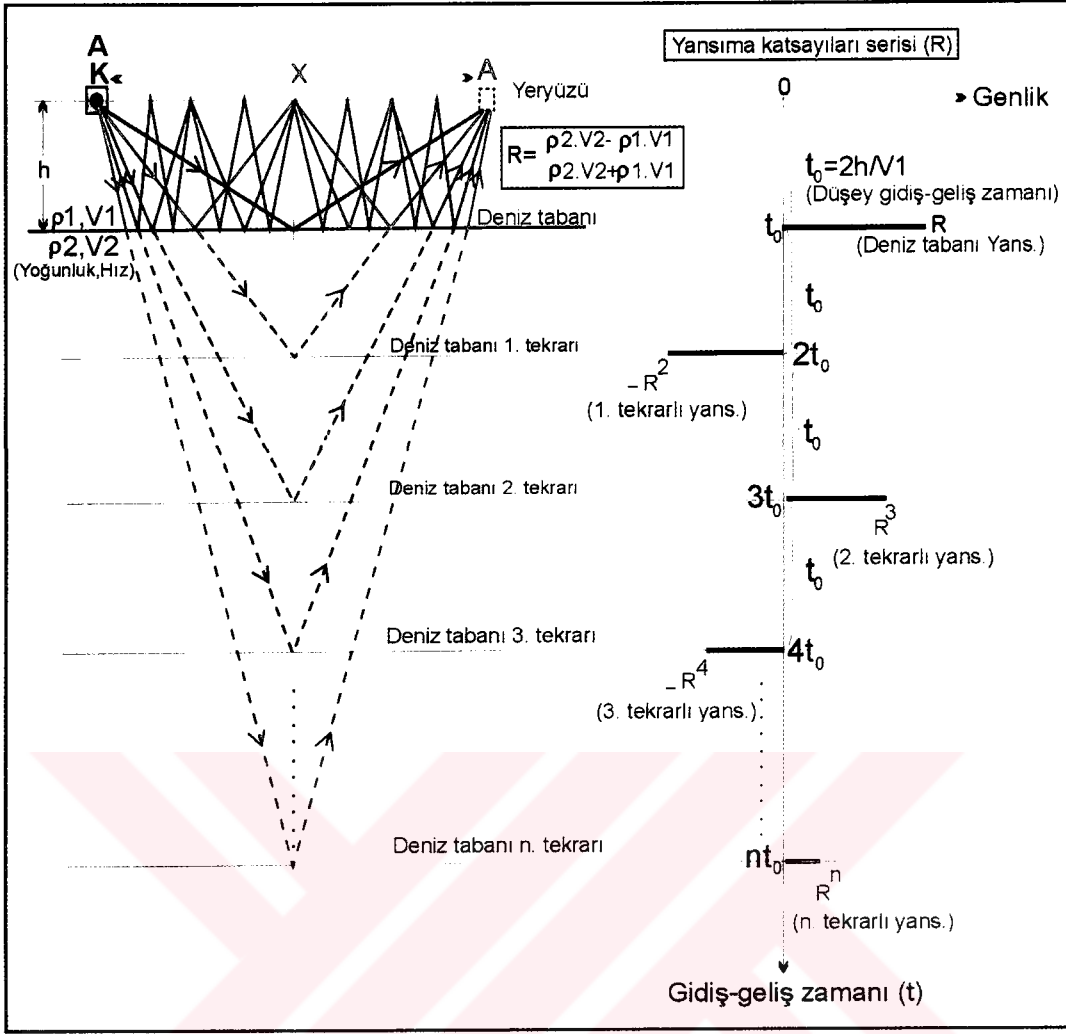
Şekil 3.11 A)Hat-1'e ait ham yığma kesit. B)Hat-1'in yığma+önkestirim ters evrişimi yapılmış kesiti. Hat-1'de süzgeçlemeden sonra deniz tabanından gelen tekrarlı yansımalar nispeten zayıflatılmıştır. Hattın lokasyonu Şekil 2.7'de verilmektedir.

Şekil 3.13B'de deniz tabanına ait gerçek yansıma ve daha sonra gelen deniz tabanı tekrarlı yansımalarının yansıma katsayıları serisi verilmektedir. Tekrarlı yansımalar yeraltına ait gerçek yansıma sinyalleri olmayıp sinyalin, yansıma katsayıları yüksek ve sönümü az olan hava/su ve su/deniz tabanı arasında tekrar tekrar yansımaları sonucu oluşmaktadır. Bu iki kuvvetli yansıtıcı yüzey ortamda bir enerji kapanı oluşturmaktadır. Enerji kapanı içerisinde oluşan tekrarlı sinyallerin genliklerinde ve polaritelerinde görülen değişime, arayüzeylerin yansıma katsayılarına bağlıdır.



Şekil 3.12 A) Hat-19 ham yığma kesiti. B) Hat-19'un yığma+önkestirim ters evrişimi yapılmış kesiti. Hat-19'da süzgeçlemeden sonra deniz tabanından gelen tekrarlı yansımalar nispeten zayıflatılmıştır. Hattın lokasyonu Şekil 2.7'de verilmektedir.

Şekil 2.13B'de yansıma serisinde tekrarlı yansımalar (+) ve (-) polaritelerde zamanla genlikleri azalarak sönümlenmektedir. Çalışma alanında Şekil 3.11 ve Şekil 3.12'deki örnek yığma kesitlerde de görüldüğü üzere batimetrimin sığ olmasından dolayı deniz tabanı ve onun altından gelen tekrarlı yansımalar çok erken zamanlarda sismik kesitleri maskelemekte ve bu istenmeyen durum sismik kesitlerin yapısal yorumlanmasını güçleştirmektedir. Bu amaçla veriye uygulanan önkestirim ters süzgeçlemesi (Predictive Deconvolution) ile hem verideki üst üste binmiş kaynak dalgacıklarının boyları kısaltılarak sismik kesitlerin çözüm güçlerinin artırılması, hem de tekrarlı yansımaların giderilmesi amaçlanmıştır. Tasarlanan süzgeç ile böylece sismik kesite hem iğnecikleştirme (Spiking decon) işlemi hemde önkestirme ile tekrarlı yansımaların kaldırılması işlemi aynı anda uygulanmaktadır. Önkestirim tersevrışiminde yapılan iş özetle; sismik izin tahmin edilebilen kısmına ki bu kısım yukarıda da bahsedildiği gibi içinde periyodik tekrarlı yansımaların olduğu kısımdır; karşı gelen bir önkestirim süzgecinin tasarlanması ve bu süzgeç ile sismik izin



Şekil 3.13 A) Sıfır açılımda deniz tabanından gelen deniz tabanı yansımalarının ve deniz tabanı su yüzeyi arasında oluşan tekrarlı yansımaların ışın yolları. Işın yollarının görülebilmesi için alıcı X uzaklığına konulmuştur. B) Ortama ait yansımaya katsayıları serisi.

evriştirilmesi ile sonuçta sismik izin tahmin edilemeyen kısmının yani içinde yeraltındaki arayüzeylerden sonuçlanan yansımaya serisinin olduğu kısmın elde edilmesidir. Böylece sismik izler tekrarlı yansımalarından arındırılmış olur. Veri-işlem olarak yapılan ters süzgeçleme 'z' ortamında polinom bölünmesi işlemidir. Önkestirme tersevrışimin z ortamındaki ifadesi Eşitlik 3.4'dedir.

$$E(Z) = X(Z) \cdot [1 - Z^\alpha \cdot A(Z)] \quad (3.4)$$

Eşitlik 3.4'de, $E(Z)$ serisi filtreleme sonucu elde edilmek istenen tekrarlı yansımalarından arınmış içinde deniz tabanı ve onun altındaki tabakalardan gelen

yansımaların olduğu seridir. $X(Z)$ ise süzgeçlemeye sokulan giriş verisidir yani eldeki kayıttır. $X(Z)$ 'in yanındaki çarpan ifade ise önkestirim ters evrişim operatörüdür. İfadede $A(Z)$ serisi önkestirim süzgecidir. α mesafesi ise önkestirim mesafesidir. Burada önemli olan önkestirim filtresinin katsayılarını bulmak, uygun filtre boyunu ve önkestirim mesafesini tayin etmektir. Süzgeç katsayıları Wiener En Küçük Kareler yöntemiyle matris çözümünden elde edilebilir. Bu işlem giriş sinyalinin özilişki fonksiyonunu içeren 'Toeplitz Matrisi' nin tersinin alınıp giriş sinyali ile istenen çıkışın çapraz ilişkisini ifade eden matrisle çarpılması ile gerçekleştirilir.

Uygulamada kullanılan önkestirim süzgeçlemesi veriye uygulanan birkaç farklı süzgeçleme türü arasından seçilmiştir. Bu süzgeçlemeler Disco'da oluşturulan bir iş dosyasında DECONA modülünün koşturulması ile veri üzerinde denenmiştir. Denemelerden ilki DECONA modülünde SPIKE parametresi ile tanımlanan salt iğnecikleştirme işlemidir. SPIKE komutu ile farklı uzunluklardaki süzgeçler kaynak dalgacığını sıkıştırarak frekans bandını genişletmeyi ve sismik yansımaları keskinleştirmeyi amaçlamıştır. Süzgeç boyu çok uzun alındığında sismik kesitlerdeki gürültü hemen hemen yansımaları seçilemez hale getirmiştir. Nispeten daha kısa tutulan iğnecik süzgeçlemede ise yansımalar bir miktar birbirinden ayırt edilirken tekrarlı yansımalar hiçbir şekilde zayıflatılamamıştır.

İkinci süzgeç türü olarak DECONA modülünde GAP önkestirim parametresi (α) ile önkestirim süzgeçlemesi yapılmıştır. Bu süzgeçleme denemelerinde örneğin 4000 msn uzunluğunda ve 250 msn önkestirim mesafesinde sonuç amaca uygun çıkmamıştır. Filtre boyu daha da kısaltılarak örneğin 2000-2500 msn'ler mertebesinde seçilerek ve GAP aralığı 100 msn'lere düşürülerek yapılan uygulamada nispeten daha iyi sonuçlar elde edilse de tabakalardan gelen gerçek yansımalar büyük oranda zayıflamıştır, tekrarlı yansımalar ise halen kesitlerde çok baskındır. Son olarak deniz tabanı derinlik değişimine bağımlı önkestirim süzgeçlemesi uygulaması denenmiştir. Burada öncelikle Disco'da WDEPTH modülü ile deniz tabanının su yüzeyinden olan derinliği sismik kesitlerden milisaniye olarak HAND seçeneği ile programa girilmiştir. Daha sonra DECONA modülünde 1000 noktalı yani 2 msn örnekleme aralığına göre 2000 msn'lik bir süzgeç seçilmiştir. Süzgeç boyu seçilirken en az iki tekrarlı yansımayı içine alacak şekilde tasarlanmıştır. Önkestirim aralığı ise WDEPTH modülüne bağlı olarak ancak 0-1

arasında değerler alabilmektedir buna göre deneme yanılma yöntemi ile önkestirim mesafesi 0.5 olarak seçilmiştir. Bu değer bir katsayıdır ve süzgeçleme esnasında WDEPTH fonksiyonundaki deniz tabanı milisaniye değerleri ile çarpılarak her bir sismik izdeki WDEPTH değerine göre değişen önkestirim değerlerini almıştır. Eğer önkestirim mesafesi 1 olarak seçilirse filtre sadece WDEPTH fonksiyonun değerlerini alarak kaynak dalgacığını yada başka bir deyişle sismik izi hiç sıkıştırmadan süzgeçleme uygular, eğer 0.1 seçilirse bu seferde tam SPIKE süzgeçlemesi gerçekleşmiş olur. Uygulamada bu değer 0.5 alınarak daha yumuşak bir süzgeçleme tercih edilmiştir. 0.5 değeri ile hem kaynak dalgacığı yarı yarıya sıkıştırılarak yansıma seviyeleri keskinleştirilmiş hemde bir ölçüde tekrarlı yansımalar zayıflatılabilmektedir. Süzgeç penceresi 0-2500 milisaniye arasında seçilmiş, uygulama ise sismik kesitlerde 0-3000 msn aralığına yapılmıştır. Ayrıca yukarıda sözü geçen önkestirim süzgecinin katsayılarının tayini için Teoplitz matrisinin ters çözümünde sıfıra bölünme problemini aşmak için programın öngördüğü %0.1 'prewhitening' beyaz gürültü eklenmiştir. Sözü geçen parametrelerden oluşan önkestirim süzgeçlemesi hatların çoğunda uygulanmıştır. Ancak birkaç hat için veride çok fazla gürültüye sebep olduğu ve yansıma seviyelerini yokettiği için kullanılmamıştır. Burada dikkat edilmesi gereken en önemli nokta bir yandan tekrarlı yansımalar bastırılırken diğer taraftan pekçok farklı arayüzeyden gelen ve yeraltına ait bilgi içeren yansımaların korunabilmesidir. Aksi takdirde veri-işlem açısından güzel bir sonuç, sismik yorumlama açısından hiçbirşey ifade etmeyecektir.

Uygulamada tekrarlı yansımalar tamamen bastırılamasa da bir ölçüde zayıflatılmış ve sismik kesitlerin çözünürlülüğü artırılmıştır. Sismik kesitlerin frekans içeriği 200-250 Hz'lere genişletilmiştir. Şekil 3.11B ve Şekil 3.12B'de birönceki veri-işlem adımında elde edilen ham yağma kesitlerin ters evrişim uygulanmış halleri görülmektedir. Hat-1'de tekrarlı yansımalar büyük ölçüde bastırılmıştır. Hat-19'da ise kısmen zayıflatılabilmektedir.

3.1.12 Zaman ortamı göç (migration) işlemi

Sismik veri-işlem'in en önemli adımlarından biri göç işlemi yani migrasyon adımdır. Göç işlemi yağma kesitteki olayları gerçek derinlik ve yerlerine taşımak amacıyla yapılır. Göç işlemi aslında sismik enerjinin odaklandırılmasıdır. Yer

modelinde bir yansıtıcı nokta veya bir süreksizlik noktası, sismik yığma kesitte bir hiperbol olarak görülür. Göç işlemi bu hiperbolü tek bir noktaya toplayacak yani enerjiyi odaklandıracaktır. Şekil 3.14A'da ve 3.14B'de en üstte, yeraltında farklı derinliklerde sırasıyla iki senklinal ve iki antiklinal yapı olması durumunda bu senklinal ve antiklinallerde oluşan difraksiyon hiperbolleri görülmektedir. Bu hiperbollerin zarfı senklinallerin ve antiklinallerin zaman kesitinde nasıl görüldüğüne işaret etmektedir. Şekil 3.14A ve 3.14B'de ortada zaman kesitlerinde görüldüğü üzere özellikle derindeki iki yapı türüne ait yansımalar birbiri içine girmiştir. İşte göç işlemi ile birbiri ile girişim yapan bu hiperboller birbirinden ayrılmakta ayrıca yansıtıcının geometrisinden dolayı sismik kesitte genlik azalmaları veya çoğalmaları düzelmekte ve diğer taraftanda dalgacığın genlik, frekans ve faz bilgisi korunmaktadır. Şekil 3.14'deki yapılar göç işlemine tabi tutulduğunda senklinaller genişleyerek, antiklinaller ise daralarak Şekil3.14'de en alttaki görüntülerde görüldüğü üzere doğadaki gerçek şekillerine yaklaşmaktadırlar. Şekil 3.14C'de ise eğimli bir yansıtıcı yüzey, yığma kesitte CD' doğrultusunda görülürken, göç işlemi sonucu eğim yukarı taşınarak ve boyu kısalarak doğadaki gerçek yeri olan CD noktasına taşınmıştır. Yapıların gerçek yerine taşınması göç işleminde tek kelimeyle saçılmaların (difraksiyonların) tek bir noktaya toplanması ile gerçekleşmektedir.

Sismik yığma kesitlere göç işlemi iki farklı ortamda uygulanabilir. Bunlardan birincisi zaman göçüdür. Bu çalışmada da kullanıldığı üzere sismik yığma kesitinde göç işleminden sonra yapılar gerçek yerlerine yine zaman ortamında taşınmış olur. Yani migrasyonlu kesitte düşey eksen yine zamandır. İkinci tür ise derinlik göçüdür. Bu işlemde göç işlemi ile kesitteki düşey eksen derinliğe çevrilir yani kesitteki yapılar birebir yeraltı yapıları ile derinlik anlamında kıyaslanabilir hale getirilir fakat derinlik göçü için hız değerlerinin çok iyi bilinmesi gerekir hızda yapılacak küçük yanlışlar yapıda görüntüyü değiştirecek farklar oluşturabilir.

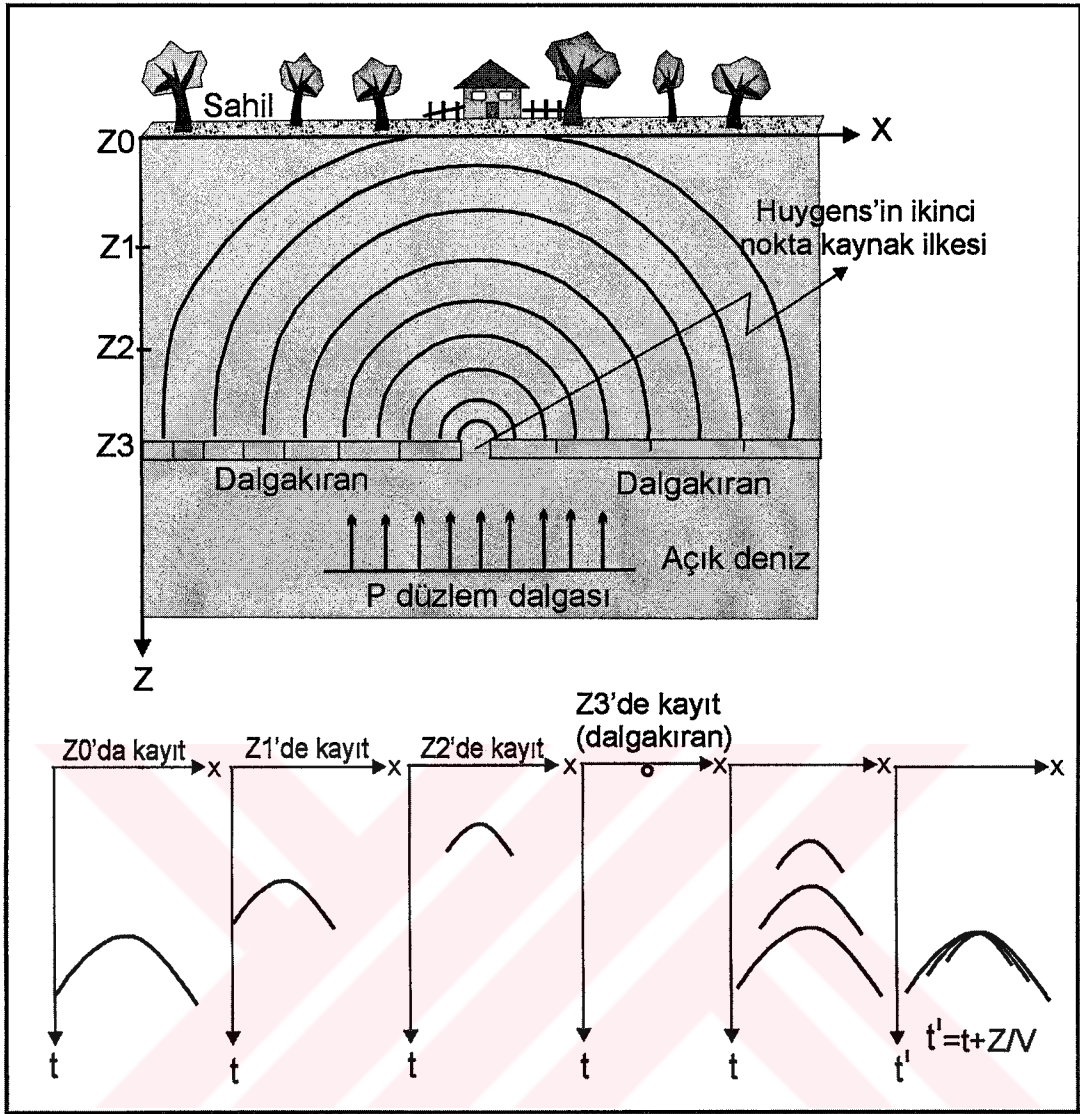
Veri-işlem'de göç işleminin uygulanması için pekçok yöntem vardır. Bu çalışmada zaman ortamı sonlu farklar yöntemi ile dalga denklemi çözümü migrasyonu, diğer yöntemlere tercih edilmiştir. Bir migrasyon yönteminin sismik kesitteki başarısı, sismik kesiti oluşturan yeraltı yapısal özellikleri ve kesiti oluşturan ortamın hız fonksiyonu ile doğrudan ilintilidir. Bu anlamda çalışma alanının yapısal özelliklerine

bakıldığı zaman Şekil 3.11 ve Şekil 3.12'deki örnek hatlarda da görüldüğü üzere genellikle yatay veya yataya yakın deniz tabanı morfolojisi ve tabakalanmalar ve eğimli yapılarda düşük açılı yumuşak eğimler ve buna bağlı olarak az oranda saçılma gözlenmiştir.

Ayrıca genellikle fayların çok dik olması eğimli fay yüzeylerinin doğuracağı saçılmalar da kesitleri bertaraf etmiştir. Bu yapıların göç işleminde en iyi cevabını sonlu farklar yöntemi vermiştir. Buna sebep olarak sonlu farklar yönteminin eğim sınırlı çalışan ve yatay ve düşey hız değişimlerinde diğer yöntemlere nazaran daha başarılı olan bir yöntem olması söylenebilir. Ayrıca sonlu farklar yöntemi diğer yöntemlere nazaran göç kesitlerinde daha az gürültüye sebep olmuştur. Bu noktada sözü geçen diğer yöntemlere de kısaca değinilecek olunursa bunlardan en başta geleni daha çok yüksek eğimli yapılardan oluşan ortamların sismik göç işleminde kullanılan fakat diğer taraftan yanal ve düşey hız değişimlerine çok duyarlı olmayan Kirchhoff Migrasyonu veya f-k migrasyon sayılabilir. Kirchhoff migrasyonu dalga denklemini seçilen migrasyon adım aralığında integralini alarak çözer böylece her bir hiperbol üzerindeki yansıma genliklerini hiperbolün tepe noktasına taşıyarak yansıma enerjisini tek bir noktaya odaklamış olur. f-k migrasyonu ile yapılan göç işleminde ise dalga denklemi çözümü Fourier dönüşümü ile frekans ortamında gerçekleştirilmektedir.

Çalışma alanında sismik kesitlerin göç işleminde kullanılan sonlu farklar yönteminde yukarıda sözü geçen yöntemlerde olduğu gibi dalga yayılımından yola çıkılarak, dalga denkleminin seçilen migrasyon adım aralığına göre diferansiyeli alınarak çözüm yapılır. Sismik dalga alanı, iki boyutlu yeryüzü modeli kullanıldığında, yatay uzay ekseninin (x), düşey uzay ekseninin (z) ve zamanın (t) fonksiyonudur ve $P(x,z,t)$ olarak tanımlanabilir. Burada P sıkışma dalgasını temsil eder. Ölçüler yüzeyde alındığından, elde edilen sismik kesitteki dalga alanı $P(x,z=0, t)$ 'dir. Sonlu farklar sismik migrasyon yöntemi ile ölçülmüş $P(x, z=0, t)$ dalga alanı, $P(x, z, t=0)$ dalga alanına dönüştürülür.

Başka bir deyişle migrasyon işlemi aşağı doğru uzanım yöntemi ile gerçekleştirilir. Aşağı uzanımın daha iyi anlaşılabilmesi için Şekil 3.15'deki dalga yayılımını açıklayan 'patlayan yansıtıcılar' modeline göz atılabilir.



Şekil 3.15 Üstte Huygens'in ikinci kaynak kuralına göre oluşan çembersel dalgaların kıyıya uzanımı. Alttı, farklı z seviyelerinde hiperbollerin t ekseninde görünümü ve hiperbollerin üst üste getirilmesi (Yılmaz, 1987'den değiştirilerek çizilmiştir).

Bu modelde x eksenı kıyıyı temsil etmektedir, z eksenide kıyıya diktir. Kıyıya paralel z3 mesafesinde bir dalgakıran yerleştirilmiştir. Dalgakırana gelen düzlem P dalgası dalgakıran üzerindeki küçük bir deliğın kaynak gibi davranması sonucu dalgakıranın diğır tarafına Huygens'in ikinci nokta kaynak kuralına göre çembersel yeni dalga cepheleeri olarak geğerler. Kıyıya yerleştirilen alıcılar zamanın fonksiyonu olarak gelen dalga alanını kaydederler. Şekil 3.15'de altta farklı z seviyelerinde kıyıya paralel olarak yerleştirilen alıcıların kaydedeceğı sismik kesitlere bakılacak olunursa kayıt eksenı dalgakırana yaklaştıkça hiperbollerin boyutları gitgide küçölmeekte ve kayıt eksenı dalgakıranla çakıştığında ise hiperbol tek bir noktaya

dönüşmektedir. Farklı z seviyeleri zaman ekseninde üstüste getirilip aradaki zaman gecikmesi kaldırılırsa olaylar $t=0$ anına doğru yukarı doğru göç etmiş sayılır (Şekil 3.15'de altta sağdaki iki görüntü). Bu modelden yola çıkılarak sonlu farklar yöntemi ile yüzeyde $z=0$ 'da kaydedilen $P(x,z=0, t)$ dalga alanı aşağı doğru uzanım yapılarak farklı z 'lerde elde edilir ve $t=0$ zamanları saklanır ve sonuçta göç işlemi gerçekleşmiş olur. P dalgaları için yazılan Eşitlik 3.5'deki akustik dalga denkleminin aşağıya uzanımı için eşitlikteki değişkenlerinin hesaplanması gerekir. Bu değişkenler Fourier ortamında ikinci türev ile bulunur bu ifadeler Eşitlik 3.6'da verilmektedir.

$$\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 P}{\partial z^2} = \frac{1}{V^2} \cdot \frac{\partial^2 P}{\partial t^2} \quad (3.5)$$

$$\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} = \frac{\frac{P_{x+1} - P_x}{\Delta x} - \frac{P_x - P_{x-1}}{\Delta x}}{\Delta x} \quad ; \quad \frac{\partial^2 P}{\partial z^2} = \frac{P_{z+1} - 2P_z + P_{z-1}}{\Delta z^2} \quad (3.6)$$

Patlayan yansıtıcılar modeline göre dalga alanı sadece yukarıya doğru yayılmaktadır bu yüzden aşağı doğru uzanım için dalga denklemi ikiye ayrılarak sadece yukarı giden dalga alanının denklemini kullanmak gerekir. Dalga denklemi Fourier ortamında ikiye bölünebilir. Tekrar zaman ortamına dönüşte kullanılan yaklaşımlardan dolayı Sonlu farklar yönteminde migrasyon işleminin taşıyabileceği eğimler sınırlıdır.

Çalışmada sonlu farklar yöntemiyle göç işleminde Disco'da her bir sismik hat için açılan iş dosyalarında MIGRATE modülü çağrılmıştır. Bu modülde her hatta ait yığma hız bilgileri dosyası, CDP aralığı, sismik hattaki en yüksek eğim (msn/iz değeri) ve migrasyon adım aralığı olan TAU parametresi (msn değeri) girilmiştir.

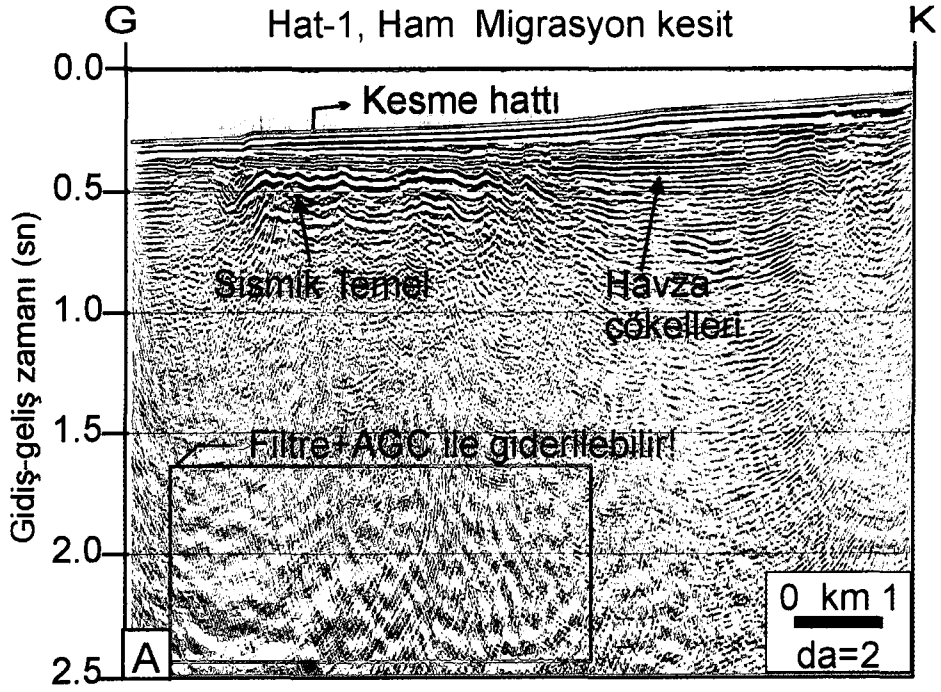
MIGRATE modülünün en önemli parametrelerinin başında hız bilgisi gelmektedir. Eğer kullanılan hızlar olması gerektiğinden yüksekse fazla göç işlemi uygulanmış veya az ise yetersiz göç işlemi uygulanmış sismik kesitler elde edilir. Özellikle çok yüksek hızlar verildiği zaman yansıma hiperbollerinde ters dönmeler ve yansımaların birbiri içine girişimi söz konusu olmaktadır bu etki sismik kesitte derin zamanlarda daha çok kendini göstermektedir. Uygulamada yığma işleminde

kullanılan yığma hız dosyaları çağrılmıştır. Denemeler sonucu yığmada kullanılan hızlar göç işlemine çok yüksek gelmiş bu sebeple hızlar her hat için %5-10 oranında derinlere doğru azaltılarak göç işleminde kullanılmıştır. MIGRATE modülünün ikinci önemli parametresi göç işlemi adım aralığı olan TAU parametresidir. Milisaniye cinsinden girilen bu değer eğer çok yüksek alınırsa sismik kesitte yetersiz migrasyona sebep olmakta; bunun tersi olarak çok küçük seçilirse saçılma hiperbollerini tam olarak tepe noktasına taşıyamamaktadır. Uygulamada en uygun değer deneme yanılma sonucu 1996 ve 2000 yılı çok kanallı verileri için sırasıyla 10 msn ve 8 msn olarak seçilmiştir. MIGRATE modülü için gerekli olan eğim parametresi ise sismik yığma kesitteki maksimum eğimli yapıya ait iki noktanın, milisaniye cinsinden zaman aralığının, cdp iz aralığına bölünmesi ile elde edilmiştir. Uygulamada bu değer 1-5 msn/iz arasında değişmektedir.

Şekil 3.16'da, Şekil 3.11'de verilen yığma+önkestirim süzgeçlemesi yapılmış Hat-1'in zaman ortamı sonlu farklar yöntemi ile göç işlemi uygulanmış hali görülmektedir. Çalışma alanında genelde 2.5 saniyenin altında yetersiz hız bilgisinden dolayı saçılmalı hiperboller oluştuğundan ve yapıya ilişkin bir bilgi vermediğinden kesitler yığma ve sismik göç işlemi uygulandıktan sonra gösterim olarak 2.5 saniye derinliğe kadar alınmışlardır. Şekil 3.16'da görüldüğü üzere sismik temel olarak isimlendirilen ondülasyonlu arayüzeyde eğimin yüksek olduğu yerlerde yığma kesitte saçılma olarak işaretlenen noktalarda göç işlemi sonucu saçılmalar ortadan kaldırılmış ve yansımalar gerçek yerlerine taşınmıştır. Bu aşamadan sonra sismik kesitler yoruma hazır hale gelmiştir. Yalnızca kesitlerde görüntüyü iyileştirmek amacıyla bir sonraki başlıkta da değinileceği gibi birkaç düzeltme işlemi yapılmaktadır.

3.1.13 Filtreleme, otomatik genlik kontrolü (AGC) ve kesme (mute)

Şekil 3.16'da örnek olarak gösterilen sismik göç işlemi uygulanmış ham sismik hatlarda görüntüyü iyileştirme açısından birkaç işlem yapmak gerekmektedir. Öncelikle verideki düşük ve yüksek frekanslardaki gürültüleri en aza indirmek için band geçişli trapozoidal süzgeçleme yapılmıştır. Bu iş için sismik kesitin genlik spektrumundan süzgeçlenecek uygun frekans aralığı seçilmiştir. Trapozoidal Band geçişli filtreleme için F1, F2, F3 ve F4 olmak üzere dört frekans değeri seçilir. F1 ve



Şekil 3.16 Şekil 3.11'de verilen yığma+önkestirim süzgeçlemesi yapılmış Hat-1'in zaman ortamı göç işlemi yapılmış hali.

F4 frekansları ile süzgecin başlangıç ve bitiminde bir eğim verilerek sinyalin kendisinde ve genlik spektrumunda filtreleme sonucu oluşan ve Gibbs etkisi olarak bilinen istenmeyen salınımlardan kurtulunmuş olur. Uygulamada ayrıca süzgeç bir cosinüs pencerelemesi ile de yumuşatılarak amaca uygun süzgeç elde edilmiştir. Dizayn edilen minumum fazlı süzgeç operatörü zaman ortamında sismik kesitteki izlerle evriştirilerek band geçişli süzgeçleme işlemi yapılmış olur. Süzgeçleme sonucu seçilen frekans aralığındaki tüm frekanslar veriden süzülür bu frekans aralığının dışında kalan tüm frekanslar ise veriden atılır. Bu işlem Disco'daki iş dosyasında FILTER modülü ile gerçekleştirilmektedir. 1996 yılı verileri için genelde filtre katsayıları 10-15 Hz ile 95-100 Hz aralıklarında, 2000 yılı verileri için 5-10 Hz ve 100-105 Hz veya 10-15 Hz ve 105-110 Hz değerlerinde seçilmiştir.

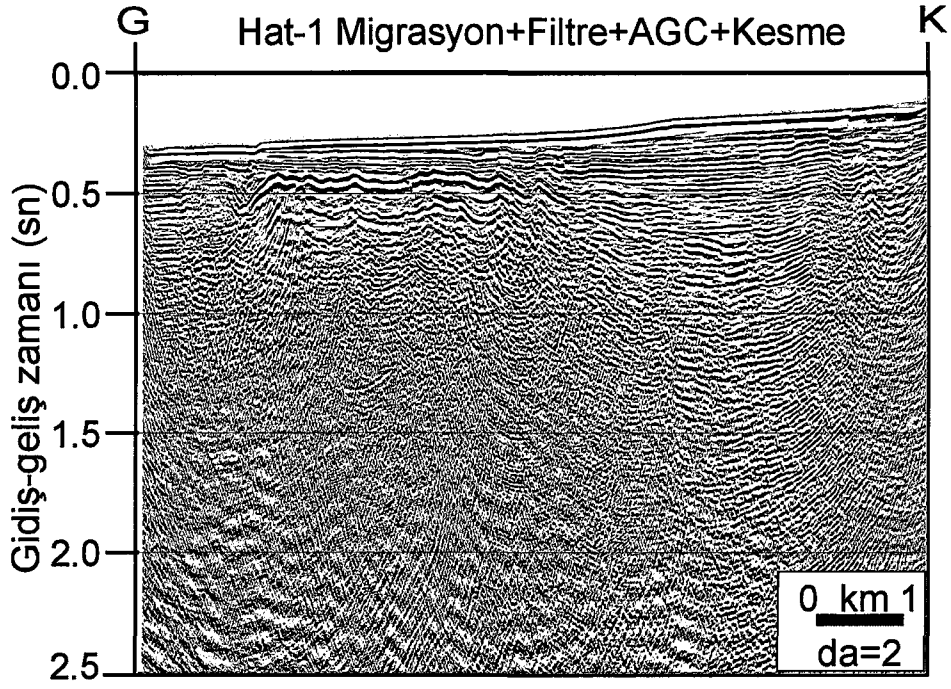
Şekil 3.16'da görüldüğü üzere sismik kesitlerde göç işlemi sonucu elde edilen ham veride bazı bölgelerde kuvvetli genlikler görülürken bazı bölgelerde özellikle derinlerde çok zayıf genlikler kesitlerde yer yer silik bir görüntüye sebep olmaktadır. Bu bölgeler Şekil 3.16'daki örnek sismik kesitte turuncu çerçeveli alanla belirtilmiştir. Sismik kesitteki tüm genlikleri görüntü açısından aynı seviyeye getirilebilmek bir anlamda dengeleyebilmek için otomatik genlik kontrolü denilen AGC işlemi uygulanmıştır. Bu işlem Disco'da AGC modülü ile yapılır. Modüle

AGC işleminin yapılacağı bir zaman penceresi milisaniye cinsinden girilir. Bu aşamada pencere boyutu çok önemlidir. Uygulamada pencere boyutu çok küçük seçildiğinde derinlerdeki genlikler daha baskın hal alırken sığdaki genlikler oldukça zayıflamıştır. Pencere boyunun olması gerektiğinden çok daha büyük alınması ise yukarıda sözü edilen durumun tam tersine sebep olmuştur. Genel anlamda uzun pencereler verinin karakterini korumaktadır. Uzun anlamıyla kabaca kaynak dalgacığının boyunun birkaç katı sözkonusudur. Uygulamada bu değer deneme-yanılma yöntemi ile 500 milisaniye olarak seçilmiştir. Disco AGC modülü, işlemi uygularken seçilen pencere aralığına gelen sismik kesitteki tüm izlerin örnek genliklerini toplar ve bunların ortalamasını alır. Çıkan değer ölçekleme faktörü olarak bilinir ve bu değer pencerenin orta noktasındaki genlik değeri ile çarpılır. Bu ölçekleme işlemi sismik kesitte pencerenin iz boyunca zaman ekseninde kaydırılması ile tekrarlanır. Böylece sismik kesitte tüm genlikler sabit bir değerle çarpılarak yükseltilmiş olur. AGC işlemi ile sismik kesitte görüntü iyileştirilmekte fakat gerçek genlikler korunamamaktadır. Bu açıdan bu çalışmada yapısal yorumlama amacına uygun olarak tercih edilen bu işlem örneğin bir stratigrafik yorumlama için önerilmez.

Sismik kesite en son kesme (mute) işlemi uygulanarak bu aşamaya kadar yapılan tüm veri-işlem adımları sonucu deniz tabanının üzerindeki zamanlarda oluşan gürültüler sismik kesitten kesilip atılır. Kesme fonksiyonunun kesitte nasıl seçildiği Şekil 3.16'da görülmektedir.

Yukarıda sözü geçen süzgeçleme, AGC ve kesme işleminin ham göç işlemi yapılmış bir sismik kesite uygulanmış hali Şekil 3.17'de verilmektedir. Şekilde görüldüğü üzere görüntüyü iyileştirme amacıyla Hat-1'e uygulanan bu işlemler sonucu Şekil 3.16'daki Hat-1'in ham yığma kesitindeki istenmeyen etkiler veriden uzaklaştırılmıştır.

Bu işlemler tüm sismik kesitlere uygulandıktan sonra sismik kesitler Şekil 3.17'de olduğu gibi zaman ortamında göç işlemi uygulanmış hali ile yapısal ve stratigrafik yorumlamaya hazır duruma gelmiştir. Sismik göç işlemi yapılmış kesitler üzerindeki tüm yorumlar her bir kesite ait yığma ve önkestirim süzgeçlemesi yapılmış kesitlerde dikkate alınarak gerçekleştirilmiştir.



Şekil 3.17 Şekil 3.16'da göç işlemi yapılmış Hat-1'in süzgeçleme, AGC ve kesme işlemleri uygulamasından sonraki görüntüsü. Kesit bu aşamadan sonra yapısal ve stratigrafik yorumlamaya hazır hale gelmiştir.

3.1.14 Kesit baskısı

Çok kanallı veri işlemin en son aşaması kesitlerin yorumlanma amaçlı basılmasıdır. Kesitler ısırl bir çiziciden bastırılır. Oluşturulan iş dosyasında SECPLOT modülüne kesitin düşey ve yatay ölçeği, kaç milisaniyeye kadar basılacağı, basılacak toplam iz sayısı, hattın doğrultusu, hattı tanımlayan etiket bilgileri vb. bilgiler girilir. Burada en önemli parametre kesitin düşey ve yatay ölçekleridir. Genellikle yapısal yorumlamada daha doğru yorumlama yapabilmek için kesitler bir miktar yanal yönde sıkıştırılır. Çalışmada çok kanallı hatların baskılarında düşey abartı (da), yaklaşık 2-2.5 arasındadır. Ayrıca 'dsk' uzantılı sismik kesitler yine bir iş dosyasında PSPLOT modülü ile 'ps'uzantılı dosyalara da dönüştürülmüştür. Kağıt üzerindeki yorumlar daha sonra hatların 'ps'dosyalarının Corel Draw programında çağırılması ile bilgisayar ortamında kesitlere işlenmiştir.

3.2 Tek Kanallı Verilerin Veri-İşlem Aşamaları

Şekil 3.1'de sağda yer alan akış şemasında, çalışma alanında tek kanallı olarak toplanan beş hatta uygulanan veri-işlem adımları görülmektedir. Uygulanan veri-

işlem adımları için Disco'daki iş dosyalarında kullanılan modüller çok kanallı verilerle aynı olmakla beraber, verinin tek kanallı olmasından dolayı çok kanallıya kıyasla birtakım tanımlamalar ve farklılıklar vardır. Aşağıda sırasıyla veri-işlem basamaklarına ve bu tanımlamalara değinilecektir;

1. adımda, arazide 6 kanallı olarak 1536 msn uzunluğunda toplanan 30-35 numaralar arasındaki hatların atış verileri, öncelikle çok kanallılarda olduğu gibi SEG D formatından Disco-Focus'un dahili formatı olan VDS formatına dönüştürülmüştür.

2. adımda her bir profile ait atışlar tek tek Focus ekranında gözden geçirilerek atılması gereken atışlar yada izler seçilmiştir. Bu arada tek kanallı veri-işlem'de hangi kanalın alınacağına karar vermek için tüm atışlarda en gürültüsüz kanalların hangileri olduğu gözden geçirilmiştir. Ayıklama işlemi Disco'da EDIT modülü ile yapılmıştır.

3. adımda atış verilerine eksponansiyel genlik kurtarımı yapılmıştır. Aynı çok kanallı verilerde olduğu gibi kazanç fonksiyonu Disco'da GAIN modülü ile tasarlanmıştır. Genlik kazaç fonksiyonu için zaman ekseni boyunca iki pencere seçilmiş ve genlikler tüm zamanlarda 0-10 dB aralığında kalacak şekilde uygun genlik kazaç değerleri seçilmiştir.

4. adımda hatlara ait tek kanalın seçimi yapılmıştır. Her hattın tek kanallı kesiti için her atıştan 6. kanal seçilmiştir. Daha sonra Disco'da HEADPUT komutu ile sismik hat boyunca her bir atışdan seçilen 6. kanal o hattın CDP'leri olarak tanımlanmıştır. Tek kanallı veriye çok kanallı veri gibi veri-işlem uygulaması yapılabilmesi için Disco'da böyle bir tanımlama yapmak gerekmektedir. Böylece örneğin tek kanallı bir hat 1. atıştan başlayıp 800. atışta bitiyorsa, cdp tanımlaması sonucu hat 1. cdp'den başlayıp 800. cdp'de son bulmaktadır. Her bir cdp'ye tek bir iz karşılık gelmektedir bu iz de her atışdan seçilen 6. kanalın izidir. 5.adıma geçmeden önce daha sonraki işlem basamaklarında kullanılmak üzere cdp'lere HEADPUT komutu ile 30 metrelik offset değeri verilmiştir. Bu değer kaynak noktasından seçilen 6. kanala kadar olan uzaklıktır.

5. adımda çok kanallı verilerde olduğu gibi kaynak ve alıcının belirli bir datum seviyesine indirgenme işlemi yapılmıştır. Su altında 5 metre derinden çekilen kaynak ve alıcının datum seviyesi olan su yüzeyinde olduğu varsayılarak 1500 m/sn

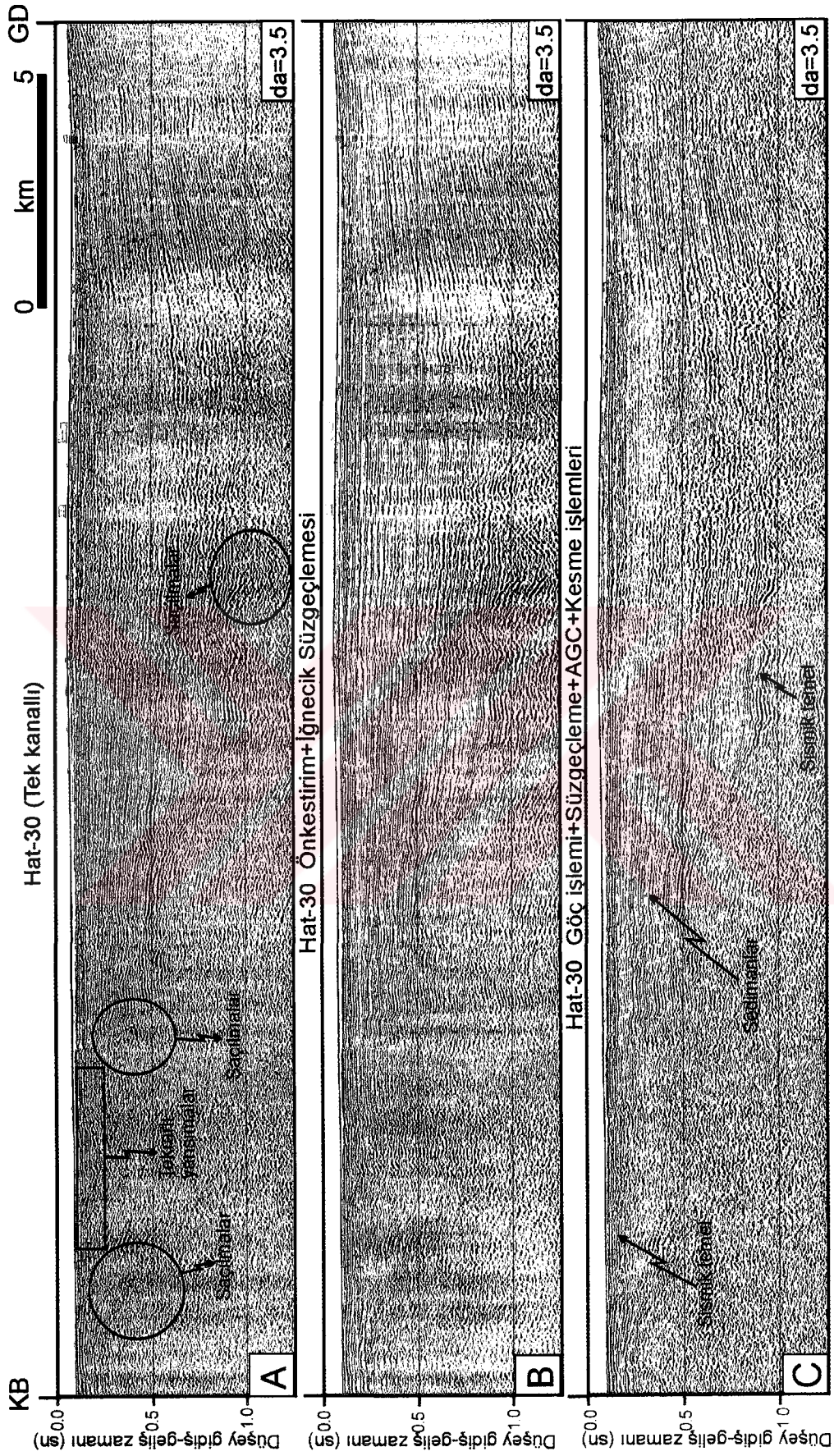
deniz suyu hızıyla alıcılara gelen sismik izlerin zamanlarına 6.6 msn'lik bir ekleme yapılmıştır. Bu işlem Disco'da HEADPUT ve STATIC modülleri ile gerçekleştirilmiştir. Daha sonra SORT modülü ile her hattı oluşturan tek izlerden oluşan cdp'ler yanyana dizilmiştir. Böylece tek kanallı verilerden yığma kesit elde edilmiş olur. Şekil 3.18A'da örnek bir ham yığma kesit olarak Hat-30 gösterilmiştir.

6. adımda tek kanallı verilere 14, 15 Hz'ler için çentik (Notch) filtreleme, Disco'da FILTER modülü, NOTCH parametresi ile uygulanmıştır.

Daha sonra izlere NMO modülü ile çok kanallıdan farklı bir hız analizi yapılmıştır. Bilindiği üzere tek izden oluşan cdp'lere Focus ortamında interaktif hız analizi yapmak mümkün olmamaktadır. Bu işlem için Disco'da herbir hat için 1500 m/sn'lik sabit deniz suyu hızı DEFINE modülünde hatlar için tanımlanmıştır. Bu modülde HANDVEL parametresi ile hattın belirli cdp'lerinde deniz tabanının msn cinsinden varış zamanı ve o zamana karşılık gelen 1500 m/sn'lik hız değeri girilmiştir. Bu programın koşturulması ile Disco'nun veri bankasında hatlara ait 1500 m/sn'lik tek hızdan oluşan hız dosyaları yaratılmış olur. Yaratılan bu dosyalar NMO modülünde çağrılarak, daha önceden tanımlanmış olan 30 metrelik ofset değeri dikkate alınarak NMO işlemi yapılmış olur. Ayrıca veriye MUTE modülü ile kesme işlemi uygulanmıştır. NMO işlemi ile sıfır açılımlı yığma kesiti elde edilmiş olur.

7. adımda, tek kanallı verilere 33 veya 71 Hz'ler için çentik (Notch) süzgeçleme, Disco'da FILTER modülü, NOTCH parametresi ile uygulanmıştır.

8. adımda, DECONA modülü ile çok kanallılarda olduğu gibi veriye deniz tabanına bağımlı önkestirim ters evrişimi uygulanmıştır. Süzgeç boyu 1000 noktadan oluşmakta, nokta sayısı 1msn'lik örnekleme aralığı ile 1000 msn'dir. Süzgeç boyu sismik kesitlerden en az iki tekrarlı yansımayı içine alacak şekilde seçilmiştir. Önkestirim mesafesi olarak çarpan değeri çok kanallılarda olduğu gibi 0.5 olarak alınmıştır. Bu şekilde önkestirim mesafesi, 0.5 değerinin herbir cdp'de o cdp'ye ait deniz tabanı zamansal değeri ile çarpılması sonucu değişken değerler almaktadır. Deniz tabanı zamansal dizisi WDEPTH parametresi ile tanımlanmıştır. Seçilen 0.5 önkestirim değeri ile hem kaynak dalgacığı %50 sıkıştırılmış, hem de tekrarlı yansımalar bastırılmaya çalışılmıştır. Bu işlemle çok kanallılarda olduğu gibi sismik



Şekil 3.18 A) Hat-30 (tek kanallı kesit). B) Hat-30'a iğnecik ve önkestim süzgeçlemesi uygulaması. C) Hat-30 göç uygulaması. Göç görüntüsünün üzerinde filtreleme, AGC ve kesme işlemleri yapılmıştır. Hattın lokasyonu için Şekil 2.7'ye bakınız.

kesitlere iğnecik+önkestirim ters evrişimi aynı anda uygulanmıştır. Süzgeçleme sırasında veriye % 0.1 beyaz gürültü eklenmiş, süzgeç 0-1250 msn'lerde dizayn edilmiş; 0-1300 msn'lerde ise her bir kesite uygulanmıştır.

Şekil 3.18B'de Hat-30'un ters evrişimden sonra aldığı görüntü yer almaktadır. Şekilde görüldüğü üzere tekrarlı yansımalar kısmen zayıflatılmıştır.

9. adımda, tek kanallı sismik kesitlere yığma sonrası, zaman ortamı sonlu farklar yöntemi ile göç işlemi uygulanmıştır. MIGRATE modülünde hız fonksiyonu olarak 1500 m/sn'lik sabit hızdan oluşan hız dosyası kullanılmıştır. CDP aralığı olarak atış aralığı olan 10 metre girilmiştir. Genellikle tek kanallı kesitlerin alındığı ortamlarda jeoloji yatay tabakalıdır bu özelliğe göre migrasyon eğim parametresi olarak kesitlerdeki en yüksek eğimlerden 0.5-2.0 msn/iz arasında değişen değerler girilmiştir. Migrasyon adım aralığı olan TAU parametresi ise denemeler sonucu 18 msn olarak seçilmiştir.

10. adımda çok kanallı verilerde olduğu gibi sismik kesitin görüntüsünü iyileştirmek amacıyla kesitlerde varolan gürültüyü elimine etmek için trapozoidal band geçişli, cosinüs pencereli süzgeçleme işlemi uygulanmıştır. Süzgeç boyu 1 msn örnekleme aralığına göre 201 elemanlı seçilmiştir. Kesme frekansları ise 15-20 Hz ve 220-225 Hz değerlerindedir.

11. ve 12. adımlarda kesitlerdeki görüntüyü iyileştirmek adına otomatik genlik kontrolü (AGC), 500 msn'lik pencere boyu ile sismik kesitlere uygulanmıştır. Ayrıca en son adımda kesme uygulaması ile tek kanallı sismik kesitler yorumlanmaya hazır hale getirilmiştir. Sismik göç işlemi uygulanmış ve üzerine süzgeçleme+AGC+Kesme işlemleri yapılmış Hat-30'un görüntüsü Şekil 3.18C'de verilmektedir.

13. adımda ise çok kanallılarda olduğu kesitlerin yapısal ve stratigrafik yorumlamasının yapılabilmesi için kesit baskı işlemi yapılmıştır. Çok kanallı kesitlerin kesit baskı bölümünde detaylı anlatıldığı üzere tek kanallıların kesit baskı işleminde de yine Disco'nun SEC PLOT ve PS PLOT modülleri kullanılmıştır.

4. MORFOLOJİK, SİSMİK STRATİGRAFİK VE YAPISAL YORUMLAMA

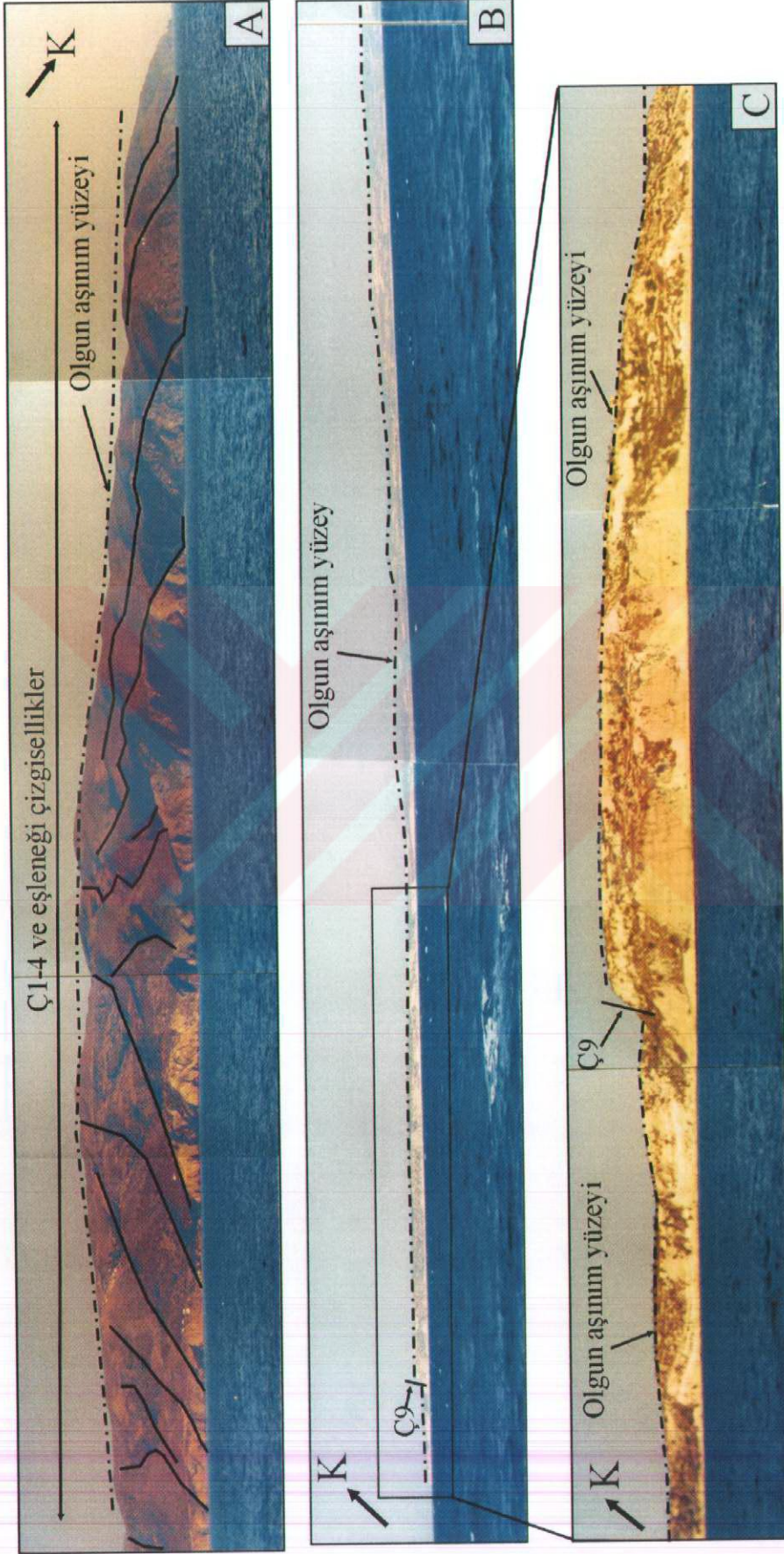
Bu bölüme kadar genelde Batı Anadolu'nun özelde ise çalışma alanının aktif tektonizmasına ilişkin günümüze değin yapılmış olan jeolojik ve jeofizik çalışmalara değinilmiş ve bu tez çalışması kapsamında amaca yönelik olarak kaydedilmiş olan sismik yansıma verilerinin toplanma ve işlenme ilkeleri ve aşamaları ile yine bu çalışmada kullanılan batimetri, topoğrafya gibi diğer veri gruplarının özelliklerine ve oluşturulan haritalara değinilmiştir.

Bu bölümde ise tüm bu veriler, çalışma alanının aktif tektoniğini aydınlatmaya yönelik olarak morfolojik, sismik stratigrafik ve yapısal açıdan değerlendirilecektir. Bu değerlendirmeler morfolojik, sismik stratigrafik ve sismik yapısal yorumlama olmak üzere üç ana başlık altında toplanmıştır.

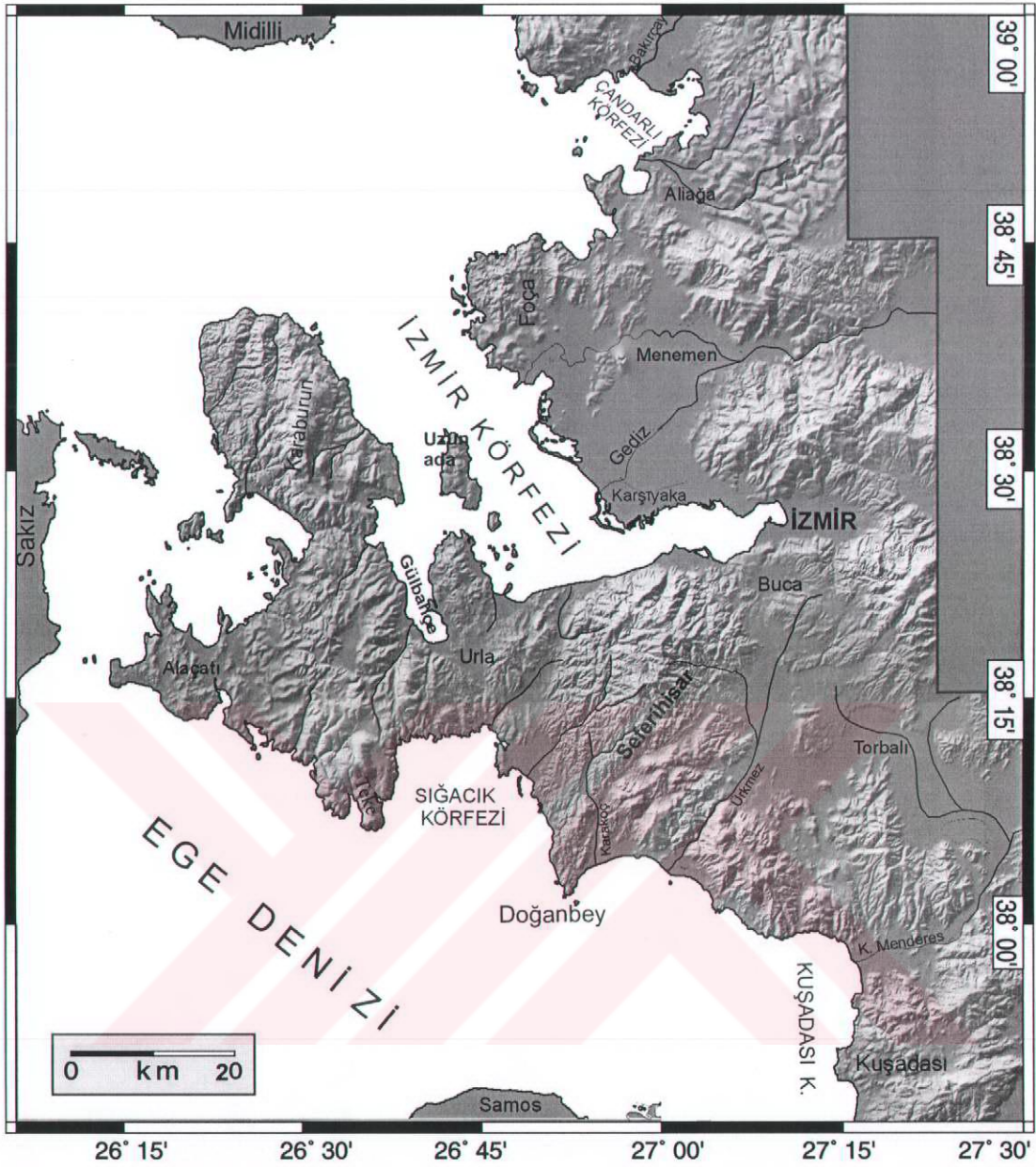
4.1 Morfolojik Yorumlama

Bölüm 1'de değinildiği gibi, Batı Anadolu'nun günümüzdeki hakim morfolojisi ağırlıklı olarak D-B uzanımlı horst-graben sistemi tarafından kontrol edilmektedir. Bununla birlikte bu evrenin öncesinde bölge morfolojisinde etkili olduğu bilinen aşınım dönemi, horstların üzerinde yassı röliyefe sahip olgun bir aşınım yüzeyi olarak karşımıza çıkarken (Erinç ve diğ., 1984), "sismik stratigrafi" bölümünde ayrıntılandırılacağı gibi, bu aşınım grabenlerin tabanında da, genç havza dolgusunun altında bir aşınım yüzeyi olarak izlenmektedir. Söz konusu aşınım yüzeyi Karaburun Yarımadası'nda çekilmiş olan fotoğraflarda rahatlıkla izlenebilmektedir.

Şekil 4.1A'da Karaburun Yarımadasının kuzey kıyısından güneye bir bakışta ve yine Şekil 4.1B ve Şekil 4.1C'de Alaçatı açıklarından kuzeye bir bakışta aşınım yüzeyi seçilmektedir. Çalışma alanında, aşınım yüzeyini kesen Çandarlı Körfezi, Foça Yarımadası, İzmir Körfezi, İzmir-Karaburun Yarımadası ve Kuşadası Körfezi bu aşınım yüzeyinden daha genç yapılar olarak karşımıza çıkmaktadırlar (Şekil 4.2).



Şekil 4.1 A) Karaburun'un kuzey açıklarından güneye bir bakış, B) Alaçatı-Teke açıklarından kuzeye bakış, C) Alaçatı kıyısına detay bakış.



Şekil 4.2 Çalışma alanının 1:25000 ölçekli haritalarından oluşturulan topoğrafyasının görüntüsü.

Günümüzde çalışma alanının kara morfolojisini kontrol eden bu yapıları Şekil 4.2’de tanıtmak olursak; çalışma alanının en kuzeyinde yer alan Çandarlı Körfezi, Bakırçay Havzası’nın denizdeki devamı olup KD-GB uzanımlıdır. Çandarlı Körfezi ile İzmir Körfezi arasında kalan yarımada ise Foça Yarımadası adı verilmiştir. Foça Burnu ve güneyinde Gediz Nehri’nin deltasının oluşturduğu geniş bir düzlükten oluşan bu yarımada, genel olarak bakıldığında kıyıları oldukça doğrusal ve birbirleri ile dike yakın açılar yapan dörtgen şekilli bir görünüme sahiptir. Özellikle Gediz Nehri deltasının oluşturduğu kıyı hattı, bir deltanın gelişiminden

beklenmeyecek kadar doğrusal ve köşeli bir morfolojiye sahiptir. Ayrıca bu deltaya ait düzlük üzerinde Menemen yakınlarında, KD-GB uzanımlı bazı sırtların yer aldığı görülmektedir (Şekil 4.2). Gediz Nehri düzlük üzerinde bugün aktığı kanalda söz konusu sırtlara paralel olarak uzanmaktadır. Bu durumda söz konusu sırtlar dikkate alındığında, Gediz Nehri delta düzlüğünün de Çandarlı Körfezine benzer bir doğrultuda yaklaşık KD-GB yönünde uzandığını söylemek mümkündür.

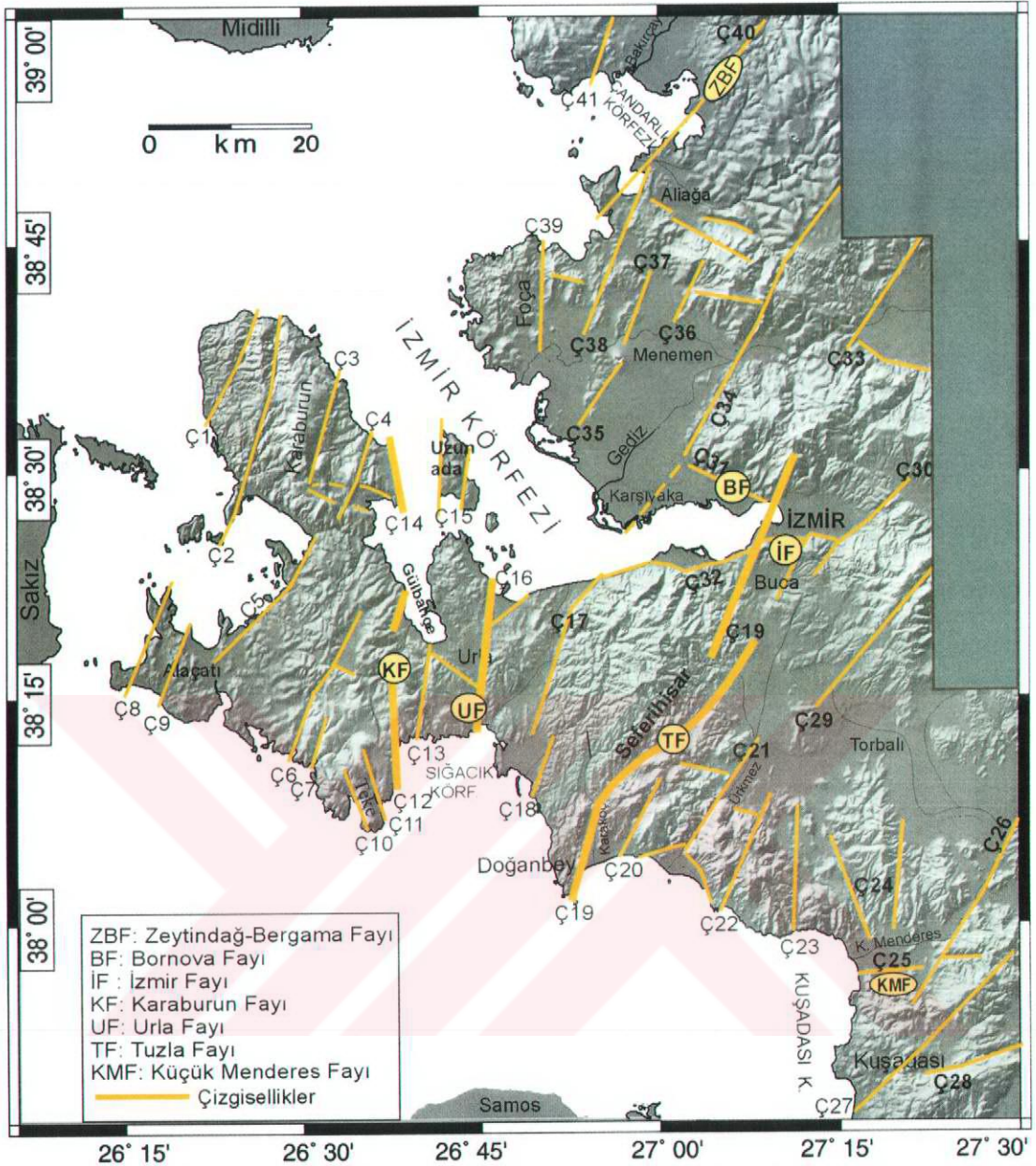
Foça Burnu'nun güneyinde İzmir Körfezi yer alır. Ege Denizi'nde yer alan diğer körfezlerden farklı olarak İzmir Körfezi yaklaşık D-B uzanımlı bir iç körfez ile KKB-GGD uzanımlı bir dış körfezin birleşiminden oluşmaktadır. Körfezin D-B yönünden KKB-GGD yönüne döndüğü bölgede ise, yaklaşık K-G yönünde uzanan Urla Burnu ve onun kuzeyindeki devamında ise Uzun Ada yer almaktadır. Özellikle Uzun Ada'nın kıyılarının oldukça doğrusal olması dikkat çekicidir. Urla Burnu ve Uzun Ada, KKB-GGD istikametli Gülbahçe Körfezi'ni İzmir Körfezi'nden ayırmaktadır. İzmir Körfezi, körfezin iki yönlü uzanımı ile benzerlik gösterecek şekilde D-B yönlü ve K-G yönlü iki parçadan oluşan bir yarımada tarafından güneyden ve batıdan sınırlanır. Bu yarımada'nın K-G yönlü olan bölümü Karaburun Yarımadası olarak adlandırılmıştır. Yarımada'nın, İzmir Körfezi'ni, Kuşadası Körfezi ve devamındaki İkarya Havzası'ndan ayıran D-B bölümü de, Karaburun Yarımadası ile birlikte düşünülmüş, ve bu çalışmada İzmir-Karaburun Yarımadası olarak adlandırılmıştır. İzmir-Karaburun Yarımadası'nın D-B uzanımlı doğudaki bölümünde yer alan en önemli morfolojik unsuru ise, uzun eksenli KD-GB istikametinde olan ve yaklaşık elips şekline sahip Seferihisar Yükselimi oluşturmaktadır. Bazı çalışmalarda Seferihisar Horstu olarak da tanımlanmış olan bu yükselim (Genç ve diğ., 2001), D-B yönlü uzanan Ege horst-graben sisteminin yönüne aykırı bir uzanım sergilemektedir. Söz konusu yükselimin, her iki yönündeki uzun eksenlerinin devamında yer alan kıyıları da etkiliyor olduğu görülmektedir. Şekil 4.2'de görüldüğü üzere yükselimin KD uzantısında İzmir Körfezi kıyısının önemli oranda daraldığı ve iç kısmının kuzeye doğru ötelenmiş olduğu gözlenirken, Kuşadası Körfezine açılan GB uzantısının ise, körfeze doğru aykırı bir biçimde uzanan Doğanbey Burnu'nu oluşturduğu görülmektedir. İzmir-Karaburun Yarımadası'nın dış parçasını oluşturan Karaburun Yarımadası da benzer şekilde D-B uzanımlı Ege sistemine tezat teşkil edecek şekilde K-G yönünde uzanmaktadır. Yarımadayı oluşturan yükseltilerin uzun eksenlerinin de KKD-GGB veya

KKB-GGD istikametlerinde olması, bölgedeki morfolojik gelişimin, Seferihisar Sırtı'nda ve Urla Burnu'nda da olduğu gibi D-B'dan çok K-G yönlü yapılar tarafından kontrol ediliyor olduğunu düşündürmektedir. Benzer şekilde, K-G yönlü Karaburun Yarımadası'nın, İzmir Körfezi'ni güneyden sınırlayan D-B yönlü yarımada ile olan sınırında da, morfolojide önemli doğrusal çizgiselliklerin varlığı görülmektedir (Şekil 4.2).

Şekil 4.2'de görüldüğü üzere çalışma alanının en güneyindeki morfolojik unsuru ise, Kuşadası Körfezi oluşturmaktadır. Oldukça geniş bir alana yayılmış olan körfez açıkta, Samos Adası ve anakara arasında yer alan İkarya Havzası ile birleşmektedir.

Yukarıda ana hatları ile belirlenen bölge morfolojisine bakış doğrultusunda; çalışma alanında izlenen kıyı çizgisi, drenaj hattı, yamaçların uzanımı ve sırtların uzun eksenleri gibi morfolojik unsurların Ege graben sisteminde beklenen D-B istikametinden farklı olarak genelde KD-GB, K-G, veya KKB-GGD yönünde uzanıyor olduğu Şekil 4.2'de açıkça görülmektedir. Bu morfolojik unsurlardan birbirleri ile aynı eksen boyunca uzananları birleştirilerek, çalışma alanı için bir çizgisellik haritası oluşturulmuştur (Şekil 4.3). Şekil 4.3 üzerinde belirlenen 41 adet çizgisellik ile bölgedeki morfolojik unsurların bölgenin aktif tektonizması ile ilişkilendirilebilmesi sağlanacaktır. Bu çizgisellikler kısaca tanımlanacak olursa;

Ç1-4, Karaburun Yarımadası'nın kuzey bölümünde yer alan sırtların uzun eksenleri ve buna paralel olarak uzanan drenaj sistemi ve bunun karşılığında kıyıda izlenen ötelenmeler dikkate alınarak belirlenmiştir. KKB-GGB uzanımlı bu çizgisellikler bölgenin bu kısmının morfolojisindeki hakim uzanım yönünü işaret etmektedir. Karaburun'daki bu sırtları, bu alanda çekilen fotoğraflarda da açıkça görmek mümkündür (Şekil 4.1A). Söz konusu sırtların, yarımadanın kuzey kıyı hattı boyunca kesilmiş olduğu ve bu kesikler boyunca üçgen yüzeylerin geliştiği görülmektedir (Şekil 4.1A). Bunun sebebi sırtları kesen bir fay veya dalga aşındırması olabilir. Ç5-7 yine aynı yarımadanın güney parçasında, KD-GB yönünde uzanan doğrusal kıyı hattı (Ç5), ve Teke Burnu'nun batısında yer alan aynı yöndeki doğrusal drenaj ve yarımadanın ortasında yer alan üçgen şekilli havzanın KB yamacı dikkate alınmak suretiyle belirlenmiştir. Ç8-Ç9, Alaçatı Burnu'nun batı ucunda yer alan ve D-B istikametindeki burnun uzantısına tezat teşkil edecek şekilde K-G



Şekil 4.3 Çalışma alanının topoğrafya görüntüsü üzerinde faylar ve çizgisellikler (Dumont ve diğ., 1979; Kaya, 1979; Şaroğlu ve diğ., 1992; Emre ve Barka, 2000).

yönünde uzanmış olan yamaçlar ve aynı yöndeki kıyı hattında izlenen ötelenmeler dikkate alınarak çizilmiştir. Söz konusu çizgisellikler boyunca gelişen düşey bileşenli hareketler, bu alandan alınmış bir fotoğrafta açıkça izlenmektedir (Şekil 4.1B ve 4.1C). KB-GD doğrultulu Ç10-Ç11, Teke Burnu'nun uzanımı dikkate alınarak işaretlenmiştir. Şekil 4.3'de; Ç12 ve Ç13 ise, Sığacık Körfezi'nin batı kıyısında izlenen K-G uzanımlı önemli ötelenme ve gerisindeki doğrusal drenaj dikkate alınarak belirlenmiştir. Karada yapılmış olan jeolojik incelemelerde (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve diğ., 1985; Kaya, 1979; Kaya, 1981; Emre ve Barka,

2000) Şekil 4.3'deki Ç12 çizgiselliği Karaburun Fayı olarak belirlenmiştir. Ç14, Karaburun Yarımadası'nın doğu kıyısında izlenen K-G yönlü doğrusal kıyı dikkate alınarak işaretlenmiştir. Karaburun Fayı ve fayın deniz içerisinde devamlı olup olmadığı körfezin aktif tektonizması açısından oldukça önemlidir. Benzer şekilde Ç15 Uzun Ada'nın doğu ve batı kıyılarındaki K-G yönlü doğrusal kısım nedeniyle işaretlenmiştir. Ç16, Urla Burnu'nu doğudan sınırlarken, yarımada'nın güney kıyısındaki Sığacık Körfezi'nin kıyısını da denetlemekte ve ayrıca iki körfez arasında bulunan doğrusal drenaj ile karada izlenebilmektedir. Bu çizgisellik, karada yapılan jeolojik incelemelerde Urla Fayı olarak tanımlanmıştır (Kaya 1981; Şengör ve diğ., 1985; Genç ve diğ., 2001).

Ç17-Ç18, Seferihisar yükseliminin batı yamacı ve bu yamacı izleyen drenaj takip edilerek belirlenmiştir. Ayrıca Ç18 Sığacık Körfezi kıyısındaki doğrusal ötelenmeyi de izler. Ç19, Seferihisar Yükselimi'nin doğu sınırını belirler. İki parçadan oluşan bu çizgisellik karada yapılmış pek çok incelemede fay olarak belirlenmiş ve Tuzla Fayı (Emre ve Barka, 2000) veya Orhanlı Fayı (Genç ve diğ., 2001) olarak isimlendirilmiştir. Ayrıca bu fay üzerinde, son dönemlerde meydana gelmiş olan bir deprem bu fayın aktivitesinin bir delilidir (Tan ve Taymaz, 2001). Bu verilere göre Ç19 çizgiselliği bölgenin aktif tektonizmasının gelişmesindeki en önemli faylardan biri olmalıdır. Morfolojide söz konusu faya ait çizgisellik, anakaradan kıyıya doğru ilerlendiğinde KD-GB yönünden, K-G yönüne döner ve kıyıda izlenen Doğanbey Burnu'nu kontrol eder (Şekil 4.3).

Ç20-Ç25 ve Ç26-Ç30, Kuşadası Körfezi kıyıları ve gerisindeki anakara üzerinde yeralan K-G veya KD-GB istikametinde Tuzla Fayı'na kısmen paralel olarak kıyıya dik yönde uzanan yükseltilerin uzun eksenleri, yükseltiler arasındaki doğrusal drenaj ve kıyı hattında yer yer izlenen ötelenmeler dikkate alınarak belirlenmiştir. D-B uzanımlı olan Ç25 ise, bölgede yapılmış olan jeolojik incelemeler sonucu Küçük Menderes Fayı olarak belirlenmiştir (Erinç, 1955; Dewey ve Şengör, 1979; Kozan, 1982).

Yaklaşık D-B uzanımlı olan Ç31-Ç32, İzmir Körfezi'nin D-B uzanımlı iç körfezinin kuzey ve güney kıyılarını kontrol etmektedir. Bu çizgisellikler, bölgede yapılmış olan jeolojik incelemelerde İzmir ve Bornova fayları olarak belirlenmiştir (Emre ve Barka, 2000). Şekil 4.3'de KD-GB yönünde uzanan Ç33-Ç38, Foça Yarımadası

üzerinde Gediz Deltası'nı sınırlayan yüksek alanların yamaçları ve delta düzlüğünü kesen sırtların uzun eksenleri dikkate alınarak çizilmiştir. K-G uzanımlı Ç39 ise, Foça Yarımadası'nın kuzey kıyısında aynı yönde izlenen ötelenmeler ve gerisindeki sırtın uzun ekseni dikkate alınarak belirlenmiştir.

Şekil 4.3'de inceleme alanında belirlenmiş olan son önemli çizgisellikler ise, KD-GB uzanımlı Ç40-Ç41 oluşturmaktadır. Bu çizgisellikler, kendileri ile aynı yönde uzanmakta olan Çandarlı Körfezi'nin kıyıları dikkate alınmak suretiyle belirlenmişlerdir. Çandarlı Körfezi içerisinde söz konusu çizgiselliklerle aynı yönde gelişmiş olan Zeytindağ-Bergama Fayı, yapılmış olan jeolojik incelemelerle doğrultu atımlı bir fay zone olarak belirlenmiş ve Türkiye'nin diri fay haritasına işlenmiştir (Şaroğlu ve diğ., 1992).

Çalışma alanında buraya kadar anlatılan faylar ve çizgisellikler içerisinde bölgenin aktif tektonizmasında en etken olanları Karaburun Fayı (KF), Urla Fayı (UF), Tuzla Fayı (TF), Zeytindağ-Bergama Fayı (ZBF) ve Ç34 çizgiselliğidir. Özellikle bu faylar içerisinde Karaburun, Tuzla ve Urla faylarının körfez ve güneydeki şelf alanındaki devamlılığı körfezin ve onu çevreleyen alanın tektonik yapısının anlaşılması açısından önemlidir. Şekil 4.3'de verilen çalışma alanının kara morfolojisi üzerinde belirtilen tüm bu fay ve çizgiselliklerin sismik kesitlerdeki aktif yapılarla ilişkilendirilmesi sismik kesitlerin yapısal yorumlaması başlığı altında verilecektir.

4.2 Sismik Stratigrafik Yorumlama

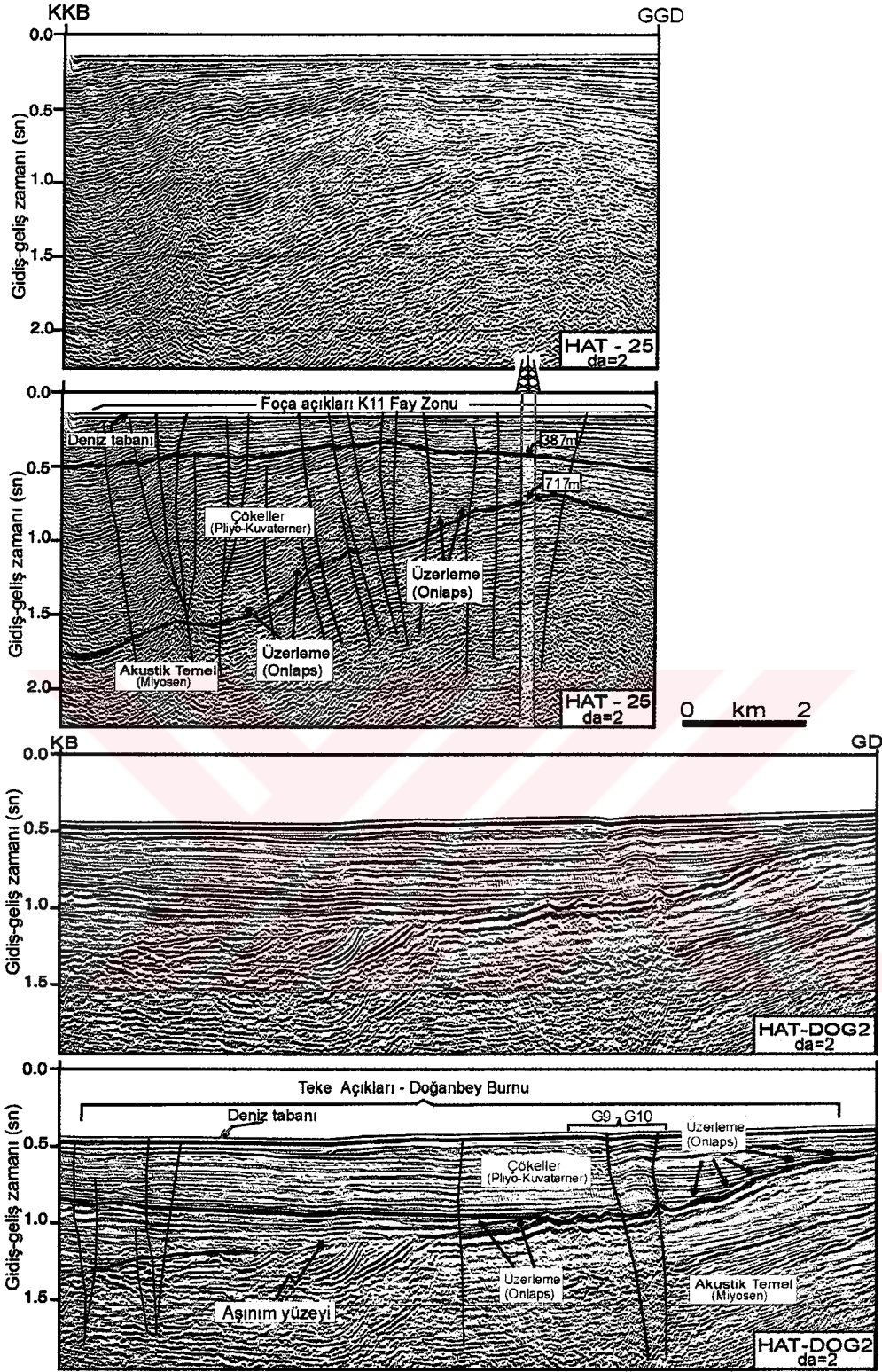
Sismik kesitler üzerinde sismik stratigrafik anlamda, farklı iç yansıma şekillenmelerine sahip üç yansıma paketi, iki adet uyumsuzluk veya korelanı uyumluluk yüzeyi ile birbirinden ayırtlanmıştır. Bu yansıma paketlerinden en altta olan sismik kesitlerde 'Akustik Temel' olarak isimlendirilmiştir. Akustik temel birimleri üzerindeki yansıma paketlerine göre daha dalgalı ve yer yer kaotik yansıma şekillenmesine sahip yansıma seviyeleri ile belirlenmektedir (Şekil 4.4 ve Şekil 4.5). Sözü geçen şekillerdeki sismik kesitlerde akustik temel birimleri yer yer keserek deformasyona uğratan siyah ve beyaz renklerle, düşey süreksizlik olarak gösterilen pekçok fay mevcuttur. İzmir Körfezi ve güneyindeki şelf alanında numaralandırılmış bu faylar izleyen başlıklarda daha detay bir şekilde anlatılacaktır. Şekil 4.4 ve Şekil

4.5'deki örnek sismik hatlarda görüldüğü üzere akustik temel birimlerin kırmızı ile işaretlenmiş olan üst yüzeyi; temel birimleri üzerindeki yansıma paketlerinden ayıran bir uyumsuzluk yüzeyidir. Bu uyumsuzluk yüzeyi sismik kesitlerde yüksek yansıma genliği, ondülasyonlu yapısı ve üzerine gelen daha genç çökellerin bu yüzeye yaslanarak sonlanması ile belirgin olarak tüm hatlarda takip edilebilmiştir.

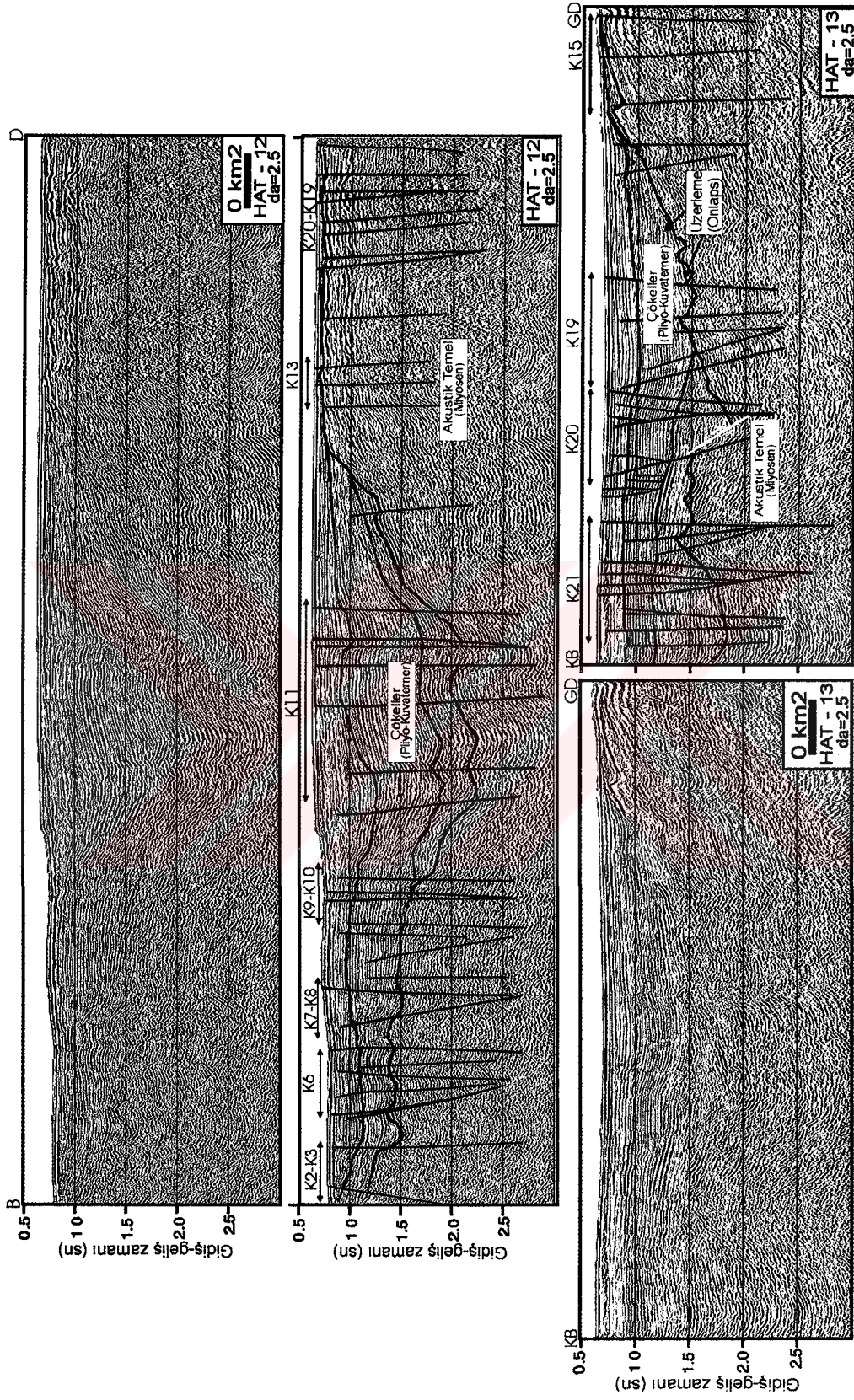
Şekil 4.4'de Hat-Dog2'nin KB'sında uyumsuzluk yüzeyinde yukarı doğru uzanan hemen hemen paralel yansımaların tıraşlanmış olduğu görülmektedir. Bu görüntü sismik kesitlerde kırmızı ile işaretlenen uyumsuzluk yüzeyinin aslında bir aşınım yüzeyi olduğunu göstermektedir. Bu aşınım yüzeyi aynı zamanda gelişmiş olduğu dönemdeki paleotopoğrafyayı yani akustik temel birimlerinin üzerinde yer alan yansıma paketleri, ortamdan kaldırıldığı zaman ortaya çıkan eski yüzeyi yansıtmaktadır.

Şekil 4.4 ve 4.5'deki örnek sismik hatlarda görüldüğü üzere kırmızı renkle gösterilen uyumsuzluk yüzeyinin üzerinde genelde paralel veya yer yer yaklaşık paralel ve fayların bulunduğu alanlarda ise lokal olarak deforme olmuş bir iç yansımaya sahip ve temeldeki çukur alanlarda göreceli olarak daha kalın, temelin yükseldiği alanlarda ise daha ince olan bir birim görülmektedir. Akustik temelin üst yüzeyinden deniz tabanına kadar bu birim sismik kesitlerde bütünüyle 'Çökel Birimler' olarak isimlendirilmiştir. Bu çökel birimler Şekil 4.4'de Hat-25 ve Hat-Dog2'de görüldüğü üzere akustik temelin üst yüzeyine yani kırmızı renkle gösterilen uyumsuzluk yüzeyine yaslanarak (onlap) sonlanmaktadır.

Şekil 4.4 ve 4.5'deki sismik hatlardan Körfez içerisindeki Foça-1 kuyusundan bölgede yeşil ile gösterilen ikinci bir uyumsuzluk yüzeyi ayırtlanmıştır. Bu yüzey paralel yansıma şekillenmesine sahip çökeller içerisinde Körfez içerisindeki sismik kesitlerde kırmızı renkle gösterilen uyumsuzluk yüzeyi kadar belirgin olmamakla birlikte pekçok sismik hatta takip edilebilmiştir. Ayrıca bölgede körfez içerisinde Şekil 4.5'de Hat-12 ve Hat-13'de görüldüğü üzere bazı sismik hatlarda çökel birimler içerisinde siyah ile gösterilen diğer bir arayüzey, bu birim içerisindeki farklı yansıma paketlerini birbirinden ayırmaktadır. İzmir Körfezi içerisindeki sismik hatlarda çökel birimler içerisindeki yansıma paketlerinde bu tür detay ayırtlamalar yer yer belli lokasyonlarda görülmüştür.



Şekil 4.4 Hat-25 ve Hat-Dog2 kesitlerinden bölümler. Foça-1 kuyusu Hat-25 üzerine yaklaşık olarak iz düşürülmüştür. Kırmızı ve yeşil ile gösterilen arayüzeyler Foça-1 kuyusu ile ilişkilendirilebilmiş uyumsuzluk yüzeylerini; siyah arayüzeyler kuyudan bağımsız uyumsuzluk yüzeylerini; siyah dikey çizgiler ise ortamdaki aktif fayları göstermektedir. Hatların lokasyonları için Şekil 4.6'ya bakınız.



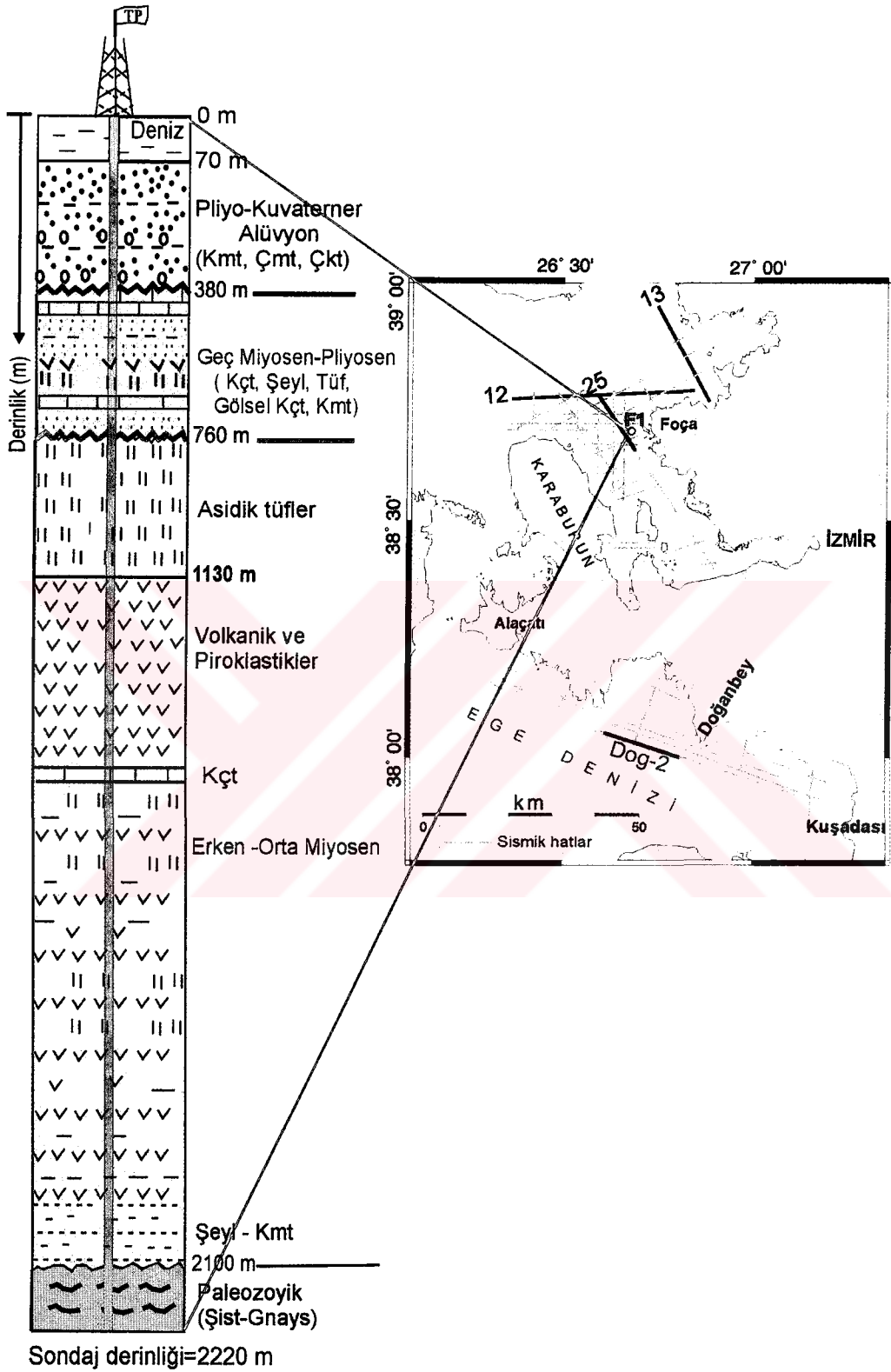
Şekil 4.5 Hat-12 ve Hat-13 kesitlerinden bölümler. Kırmızı, yeşil ve siyah yatay çizgiler uyumsuzluk yüzeylerini; siyah düşey çizgiler aktif fayları göstermektedir. Hatların lokasyonları için Şekil 4.6'ya bakınız.

4.2.1 Kuyu verisi ile sismik stratigrafik ilişkilendirme

Çalışma alanında sismik kesitlerde zaman ekseninde yorumlanan uyumsuzluk yüzeyleri ve bu yüzeylerin ayırdığı yansıma paketleri İzmir Körfezi içerisindeki Foça-1 kuyusu verileri ile ilişkilendirilmiştir. Böylece hem bu uyumsuzluk yüzeylerinin sismik kesitlerde doğru yerlerde işaretlenip işaretlenmediği denetlenmiş hem de bu yüzeylerin ortamdaki hangi yaşlı jeolojik birimleri birbirinden ayırtladığına dair bilgi edinilmiştir. Bu bilgi sismik kesitlerdeki akustik temel ile üzerindeki çökel birimlerin kabaca yaşlandırılması açısından önemlidir. Şekil 4.6'da sağda çalışma alanında İzmir Körfezi'nde TPAO tarafından açılmış olan Foça-1 kuyusunun yeri ve bölgedeki sismik hatların lokasyonları; solda ise Güreli ve Kayıran (2001)'dan alınan kuyu verisi görülmektedir.

Sismik kesitlerin kuyu verisi ile ilişkilendirmesine kuyuya en yakın olan sismik kesitle başlanmıştır. Bu sismik kesit Şekil 4.4'de gösterilen Hat-25'dir. Şekil 4.6'daki lokasyon haritasına göre kuyu yeri Şekil 4.4'de Hat-25 üzerine iz düşürülmüştür. Daha sonra Hat-25 üzerinde kuyunun iz düşürüldüğü noktada, sismik kesitte işaretlenmiş olan ve bir önceki başlık altında detaylı olarak anlatılan kırmızı ve yeşil renkle gösterilen uyumsuzluk yüzeylerinin zaman ekseninde görüldüğü derinlik değerlerinden ve ortamın hız çarpanından yararlanılarak, kabaca kaç metre derinliklere karşılık geldiği hesaplanmış ve daha sonra bu derinliklerdeki uyumsuzluk yüzeylerinin Şekil 4.6'da solda verilen Foça-1 kuyusundaki karşılıkları aranmıştır. Buna göre Şekil 4.4'de Hat-25 üzerinde kuyunun olduğu lokasyonda yaklaşık 0.43 sn derinlikte kesilen yeşil renkle gösterilmiş uyumsuzluk yüzeyi sismik kesitin hız dosyasından alınan o bölgeye ait ortalama 1800 m/sn hız bilgisi ile yaklaşık -387 metre derinliğe karşılık gelmektedir. Aynı şekilde yeşil yüzeyden sonra sismik kesitte yaklaşık 0.76 sn derinlikte kesilen kırmızı renkle gösterilmiş uyumsuzluk yüzeyi ortamın 2000 m/sn hız bilgisiyle yaklaşık -717 metre derinliktedir.

Buna göre sismik kesitte sırasıyla yaklaşık -387 ve -717 metrelerde kesilen bu uyumsuzluk yüzeylerinin bölgedeki Foça-1 kuyusundaki karşılıklarını incelemek için Şekil 4.6'da solda verilen Foça-1 kuyusu verilerine bakılacak olunursa iki veri grubu arasında büyük bir uyumluluk görülmektedir. 2220 metre derinlikteki Foça-1



Şekil 4.6 Solda; Foça-1 kuyusu verisi (Gürel ve Kayran, 2001'dan değiştirilerek alınmıştır). Sağda; Foça-1 kuyusunun çalışma alanındaki yeri ve sismik hatların lokasyonları.

kuyusunda (Şekil 4.6), üç uyumsuzluk yüzeyi görülmektedir. Bunlardan en sığda olanı yaklaşık -380 metre derinlikteki ortamdaki Pliyo-Kuvaterner yaşlı kumtaşı, çamurtaşı ve çakıltası gibi birimlerden oluşan alüvyonları Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı kireçtaşı, şeyl ve tuf gibi birimlerden ayıran bir uyumsuzluk yüzeyidir. Bu yüzeyin Şekil 4.4'deki Hat-25 üzerinde -387 metre derinde işaretlenmiş uyumsuzluk yüzeyine karşılık geldiği düşünülmüş ve bu yüzey kuyu verisinde de yeşil renkle gösterilmiştir.

Kuyu verisinde -760 metrede Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı kireçtaşı, şeyl, tuf, gölsel kireçtaşı ve kumtaşı gibi birimleri altındaki Erken Orta Miyosen yaşlı asidik tüfler, volkanik ve piroklastik kayalar ve kireçtaşlarından ayıran ikinci bir uyumsuzluk yüzeyi vardır. Bu yüzeyinde Şekil 4.4'deki Hat-25 üzerinde kabaca -717 metrelerde kırmızı ile işaretlenen uyumsuzluk yüzeyine karşılık geldiği düşünülmüştür. Kuyu verisinde yaklaşık 2100 metre derinliklerde Erken Miyosen yaşlı şeyl-kumtaşı birimleri Paleozoyik yaşlı şist ve gnays birimlerinden ayıran üçüncü bir uyumsuzluk yüzeyi ise sismik kesitlerde ayırt edilememiştir. Bu sonuca sebep olarak muhtemelen ya sismik kesitlerde yorumlanabilen kısımların 2100 metre derinlikten daha sığlarda olması ya da veri toplanırken ortamdaki volkanik kökenli kayaçların hız ve yoğunluk bilgilerine bağlı olarak kuyuda görülen bu uyumsuzluk yüzeyini verecek şekilde bir akustik empedans farkı oluşmaması ve sismik kesitlerde buna bağlı olarak belirgin bir yansıma seviyesinin izlenememesi gösterilebilir. Hat-25 üzerindeki stratigrafik yorum ile kuyu verisinin uyumlu korelasyonu Hat-25 üzerinden diğer sismik kesitlere taşınacak olan bu stratigrafik bilgilerin, bölgenin stratigrafik özelliklerini doğru yansıtması açısından oldukça önemlidir.

Foça-1 kuyusu ile Hat-25'in stratigrafik anlamda ilişkilendirilmesinden sonra, Hat-25 ile çakışan diğer hatlar üzerinden yeşil ve kırmızı renkle işaretlenmiş olan uyumsuzluk yüzeyleri körfez içerisindeki diğer tüm sismik kesitlere taşınmıştır. Kuyu verisinden elde edilen bu yaşlara göre sismik kesitlerde kırmızı ile gösterilen uyumsuzluk yüzeyi kabaca üstteki Üst Miyosen-Kuvaterner yaşlı havza çökellerini alttaki Orta Miyosen ve daha yaşlı kayaçlardan ayıran bir yüzeydir. Bu veriler ışığında sismik kesitlerde akustik temel birimler, Orta Miyosen ve daha eski birimler olarak yaşlandırılırken üstteki çökel birimler ise Üst Miyosen-Kuvaterner olarak yaşlandırılmıştır. Havza dolgusu içerisindeki yeşil renkle işaretlenmiş olan diğer uyumsuzluk yüzeyi ise Üst Miyosen-Pliyosen ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı birimleri

birbirinden ayıran bir diğer uyumsuzluk yüzeyi olarak İzmir Körfezi içerisindeki sismik hatlarda karşımıza çıkmaktadır.

Çalışma alanının güneyinde ise sismik kesitlerdeki stratigrafik yorumlamalar İzmir Körfezi'ne benzer biçimde yapılmıştır. Foça-1 kuyusundaki stratigrafik seviyelerin Hat-25 üzerinden güney şelf alanına taşınması mümkün olmamakla birlikte hem Şekil 4.4'de Hat-Dog2'de kırmızı ile gösterilen uyumsuzluk yüzeyinin, yansıma karakterinin körfez içerisindeki aynı renkle işaretli yüzeye benzerliği, hemde Doğanbey sırtı yakınlarında Genç ve diğ. (2001) tarafından yapılan kara jeolojisi çalışmasında, kara stratigrafik kesitinde Foça-1 kuyusundaki kırmızı yüzeye aynı yaşlara tekabül eden bir uyumsuzluk yüzeyinin olması; güney şelf alanında da kırmızı ile gösterilen uyumsuzluk yüzeyinin körfez içerisinde olduğu gibi Miyosen ve daha yaşlı birimleri Pliyosen-Kuvaterner yaşlı çökellerden ayıran bir yüzey olarak yorumlanmasına sebebiyet vermiştir. Güney şelf alanındaki sismik kesitlerde akustik temel üzerinde yer alan havza çökelleri içerisinde yapılan stratigrafik ayırtlamalar siyah renkle gösterilmiştir. Şekil 4.4'de Hat-Dog2'de ve daha sonraki başlıklar altında normal fayların tanıtıldığı güney şelf alanındaki diğer kesitlerde çökel birimler arasında siyah renkle gösterilen bu uyumsuzluk yüzeyleri Foça-1 kuyusundaki uyumsuzluk yüzeyleri ile doğrudan ilişkilendirilememiştir.

Çalışma alanında sismik kesitlerde kırmızı ile işaretlenen aşınım yüzeyi, Batı Anadolu'da karada yapılan önceki çalışmalardan (Yılmaz ve diğ., 2000) elde edilen bilgilere göre grabenleşme öncesi bölgedeki hakim aşınımın denizdeki devamı olarak yorumlanmıştır. Bu durumda sözkonusu yüzeye ait paleotopografyanın bu alandaki grabenlerin gelişimleri hakkında önemli bilgiler sunacağı düşünülmektedir.

4.2.2 Paleotopoğrafya derinlik ve çökel kalınlık haritaları

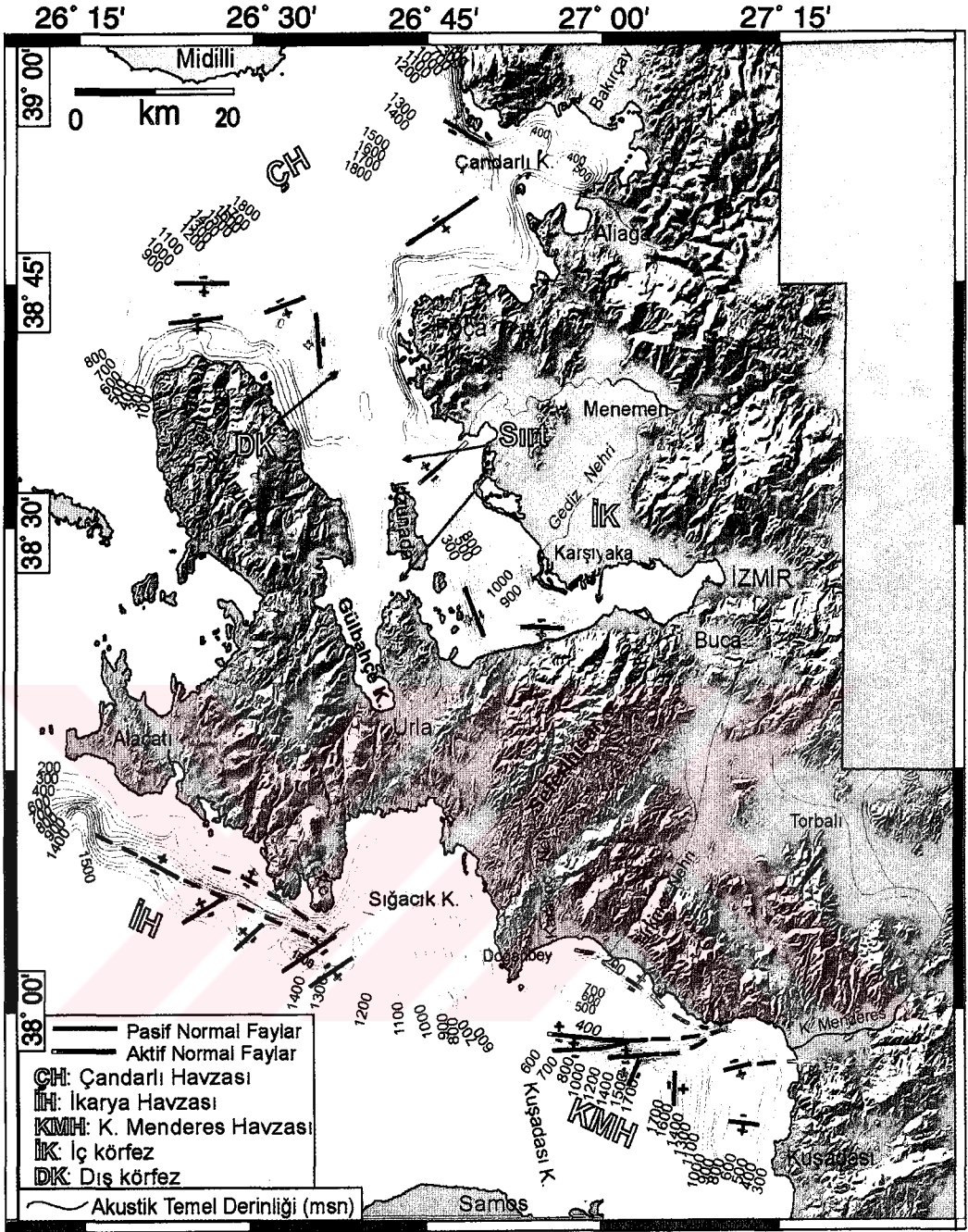
Sismik kesitlerde işaretlenen uyumsuzluk yüzeylerinden kırmızı renkle gösterilen aşınım yüzeyinin yani paleotopoğrafya yüzeyinin çalışma alanında değişimini gözlemleyebilmek için paleotopoğrafya derinlik haritası oluşturulmuştur. Bunun için sismik kesitlerde en altta yeralan bu aşınım yüzeyinin zaman eksenine göre derinlik değerleri milisaniye cinsinden tüm sismik hatlardan sayısallaştırılmıştır. Daha sonra bu sayısal değerler harita ortamında konturlanarak çalışma alanının akustik temelin üst yüzeyine ait paleotopografya haritası elde edilmiştir (Şekil 4.7).

Şekil 4.7'deki paleotopoğrafya haritasında akustik temel birimin üst yüzeyinin derinliğinin, çalışma alanının güney sahasının batı ucunu oluşturan Alaçatı Teke arasında, kıydan açığa doğru gittikçe -100 milisaniyeden -1400 milisaniye değerlerine dik bir yamaç ile ulaştığı yani ani olarak derinleştiği görülmektedir. Daha doğuda Sığacık Körfezi'nde ise bu değerlerin çok daha tedrici değiştiği ve temelin -100 milisaniyeden -1200 milisaniye değerine daha düşük eğimli bir yamaç ile ulaştığı görülmektedir. Akustik temelin Doğanbey Burnu açıklarında deniz altında bir paleosirt oluşturduğu gözlenmektedir. Doğanbey Burnu doğusunda ise temelin -700 milisaniye derinliğe ulaşan askıda bir havzacık oluşturmuş olduğu ve bu havzacığın açığında ise temelin -500 milisaniye derinlikten hızla -1700 milisaniye derinliklere ulaştığı gözlenmektedir.

Çalışmanın kuzey sahasını oluşturan İzmir Körfezi ve çıkışında da akustik temel üst yüzey paleotopografyasının, güney sahasında olduğu gibi kıydaki şekillenme ile uyumlu olduğu gözlenmektedir. Karaburun Yarımadası kuzeyinde temelin -100 milisaniyeden -1000 milisaniyeye göreceli olarak düşük sayılabilecek bir eğimle ulaştığı gözlenir. Temeldeki bu derinleşme körfezin KKB-GGD uzanımlı bölümü içerisine doğru ilerlendiğinde kıyı hattını yaklaşık olarak izler. Bu alanda temel, Karaburun ve Foça kıyılarından körfezin orta eksenine doğru, kıyı hattına yaklaşık paralel olarak hızla derinleşirken; Uzunada'dan kuzeye doğru körfez eksenini boyunca ilerlendiğinde ise oldukça düşük sayılabilecek bir eğimle -100 milisaniyeden -1600 milisaniyeye ulaşır.

Şekil 4.7'de Çandarlı Körfezi içerisinde ise temelin, körfezin ortasında -500 milisaniye derinlikte bir iç havza oluşturduğu, bu havzanın batıya, açık denize doğru ilerlendiğinde derinliğinin -400 milisaniyeye kadar arttığı ve daha batıda ise dik bir paleoyamaç oluşturarak -1800 milisaniye derinliklere kadar hızla indiği gözlenmektedir. Körfezin içerisinde ise, Foça Yarımadası, Uzunada ve Urla Yarımadası hattı boyunca akustik temelin yükselmiş olduğu ve bu hat boyunca -400 milisaniyelerde bir paleosirtin varolduğu görülmektedir (Şekil 4.7).

Söz konusu paleosirtin KKB-GGD uzanımlı dış körfez ile D-B uzanımlı iç körfezin birleştiği köşeye doğru gidildiğinde ise yeniden derinleştiği ve Gediz Nehri'nin deltası ile Urla Yarımadası arasında -1000 milisaniye değerine kadar ulaştığı



Şekil 4.7 Çalışma alanının Paleotopografya kontur haritası. Kontur aralığı 100 msn'dir. Harita üzerine pasif ve aktif normal faylar işlenmiştir.

gözlenmektedir. Akustik temel paleotopografyasının D-B yönlü iç körfeze doğru ilerlendikçe tekrar sığlaşıyor olduğu görülmektedir. Temelin paleotopografyası iç körfezde verinin bulunmayışı nedeniyle daha doğuya doğru devam ettirilememiştir.

Çalışma alanının 'Çökel Kalınlık' haritası ise her bir sismik hattan kırmızı renkle gösterilen aşınım yüzeyi üzerindeki tüm çökel istifin kalınlık değerlerinin milisaniye cinsinden sayısallaştırılması ve bu sayısal değerlerin harita boyutuna taşınıp

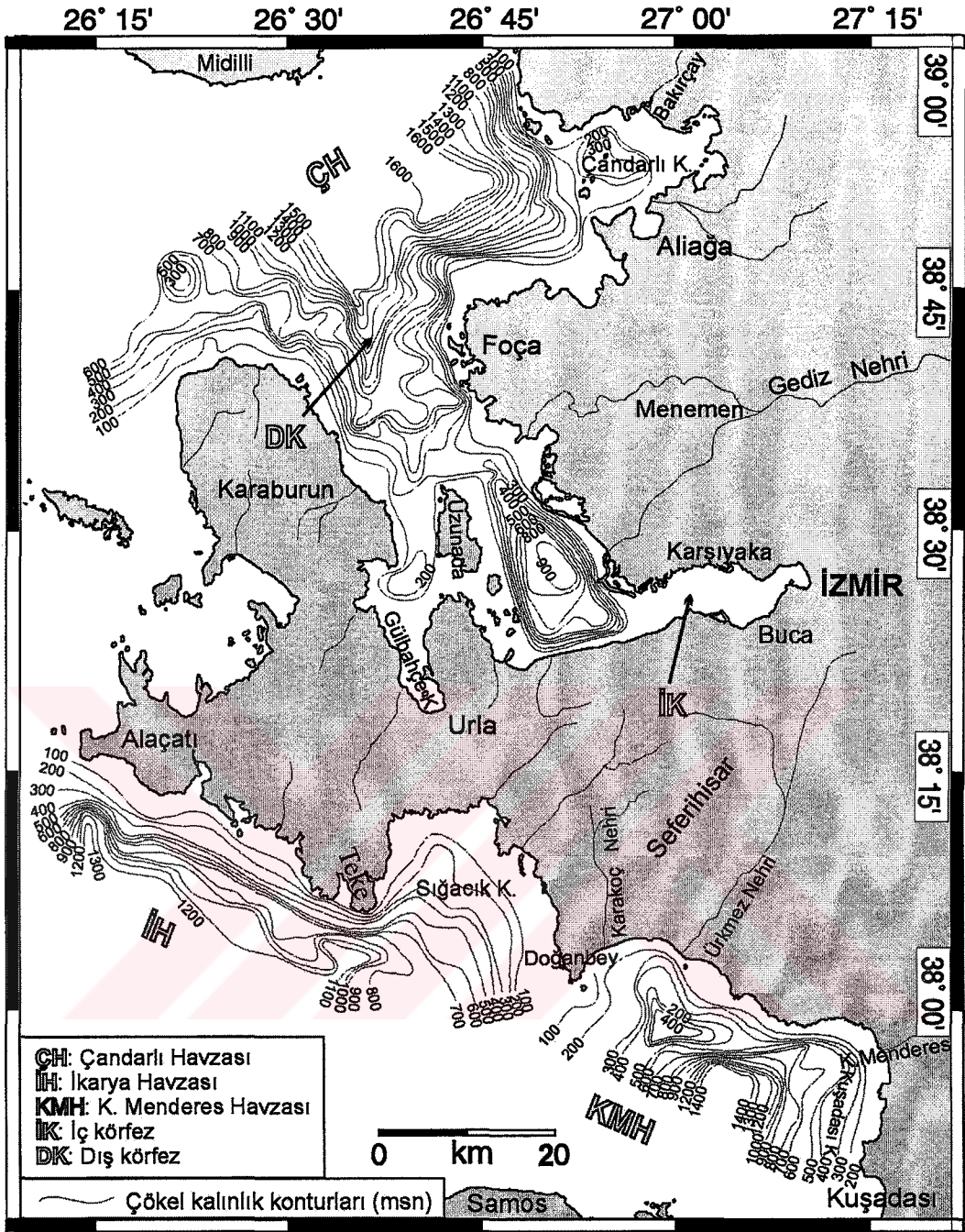
konturlanması ile elde edilmiştir. Şekil 4.8'deki çökel kalınlık kontur haritasına göre, çalışma alanında çökel kalınlığının değişimi akustik temel paleotopografyasına ait üst yüzey morfolojisi ile açık bir uyum içerisinde.

İnceleme alanında Şekil 4.7'de akustik temel girişinin derinleştiği alanlarda Şekil 4.8'de akustik temel üzerinde yer alan çökel birimlerin kalınlaştığı; yine Şekil 4.7'de akustik temelin sığlaşarak paleosırtlar oluşturduğu alanlarda ise Şekil 4.8'de çökel kalınlığının buna uyumlu olarak incelendiği görülmektedir.

Şekil 4.7 ve Şekil 4.8'e göre; inceleme alanının güney sahasında çökel birimlerin kalınlık değerleri, akustik temel paleotopografyasına bağımlı olarak, temelin hızla derinleştiği Alaçatı-Teke açıklarında İkarya havzasına doğru hızla kalınlaşmakta, buna karşılık temelin yükselip bir paleosırt oluşturduğu Doğanbey açıklarında ise önemli derecede incelmektedir. Doğanbey Burnu doğusunda temelde -700 milisaniye ile izlenen düzlükte çökel birimleri 400 milisaniye kalınlığa erişen küçük bir havza mevcuttur. Havzanın hemen doğusunda Küçük Menderes açıklarında temelin derinleşmesi ile çökel istif 1400 metre kalınlığa ulaşarak K. Menderes havzasını doldurmaktadır (Şekil 4.7 ve Şekil 4.8).

İnceleme alanının kuzey sahasında da benzer bir uyum izlenmektedir. Buna göre Çandarlı Havzası açıklarında kıyıdan uzaklaştıkça yaklaşık DKD-BGB doğrultusunda temelde hızla derinleşen bir yamaç izlenmektedir. Bu derinleşmeyle uyumlu olarak çökel birimlerinde 1500 milisaniyeyi geçen kalınlıklara ulaşılır.

İzmir Körfezi'nin KKB-GGD uzanımlı dış parçası boyunca çökel kalınlığı yine temeli izlemekte ve körfezin bu bölümünde Karaburun ve Foça kıyıları boyunca dik paleoyamaçlar üzerinde hızla kalınlaşarak 1000 milisaniyeyi aşan değerlere ulaşırken, körfez ekseni boyunca çok daha düşük artışlarla, Urla-Uzunada-Foça hattı boyunca temeldeki paleosırtta 200 milisaniyelik kalınlık değerinden açıkta 1500 milisaniyelik kalınlık değerlerine ulaşmaktadır (Şekil 4.8). Bu bölgede Şekil 4.7'de temeldeki paleosırt ile D-B uzanımlı iç körfez arasında izlenen paleohavza içerisinde çökel birimlerin kalınlık değerlerinin yeniden artarak 900 milisaniyeye kadar ulaştığı görülmektedir.



Şekil 4.8 Çalışma alanının çökel kalınlık haritası. Kontur aralığı 100 msn'dir

4.3 Sismik Kesitlerin Yapısal Yorumlanması

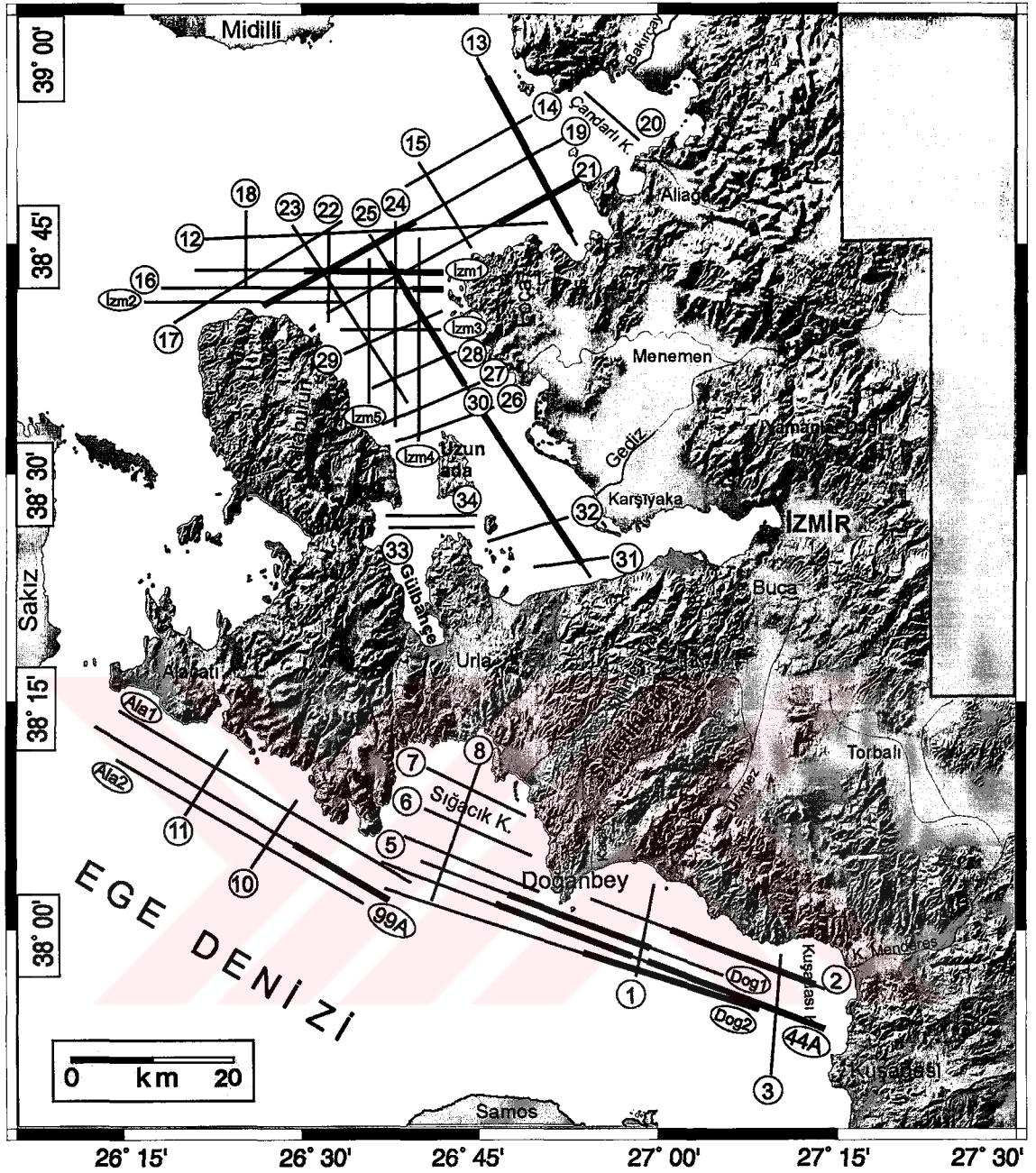
Sismik kesitlerde yapılan yapısal yorumlamada başlıca iki tür fay belirlenmiştir. Bunlardan birincisi normal, ikincisi ise doğrultu atım karakterinde olan faylardır. Bölgede normal faylar daha ziyade K-G, KKD-GGB gidişli sismik hatlarda kendini gösterirken, doğrultu atımlı faylar ise D-B, DKD-BGB ve BKB-DGD gidişli sismik hatlarda takip edilmiştir. Çalışma alanındaki 2.5 saniyelik sismik kesitlerde jeolojik

birimler üzerindeki deformasyonları yaklaşık 2-3 km derinliklere kadar izlenebilen bu fayların önemli bir bölümünün, deniz tabanına veya deniz tabanının çok yakınına kadar uzandığı gözlenmiş ve bu nedenle bu faylar aktif yada Kuvaterner dönemi içerisinde aktif olmuş faylar olarak tanımlanmışlardır. Bu faylar çoğunlukla doğrultu atım karakterinde olan faylardır. Sismik kesitlerde izlenen bazı faylar ise sadece derindeki birimleri kesmiş ve deniz tabanına kadar ulaşamamış olduğundan pasif faylar olarak yorumlanmışlardır. Bu faylar genellikle normal karakterli olup bölgede günümüzde gelişimini sürdürmüyor olan gömülü grabenlerin olduğu dönemde etkili olmuş günümüzde ise söz konusu grabenler gibi aktif olmayan yapılardır. Bu çalışmada amaç İzmir Körfezi ve Alaçatı-Doğanbey-Kuşadası açıklarının aktif tektonizmasını incelemek olduğundan yukarıda sözü geçen faylardan daha çok günümüzdeki genç çökelleri ve deniz tabanını kesen aktif fayların üzerinde durulmuştur. Bunun yanı sıra bölgede Akustik temel paleotopoğrafyasında izlenen ve bir bölümü günümüzde gelişimi son bulmuş olan gömülü grabenlerin oluşumunun anlaşılması açısından pasif faylara da çalışmada değinilmiştir. Buraya kadar bahsedilen tüm fay türlerine, çalışma alanındaki sismik hatlar (Şekil 4.9) üzerinde aşağıdaki başlıklarda değinilecektir.

4.3.1 Normal faylar

Normal faylar düşey atım karakterine sahip olan faylardır. Normal fayla kesilmiş bir blok modelinde, fayla kesilen bloklardan fay zonunun üzerinde yer alanı, düşey yönde aşağı doğru hareket eder. Tavan bloğu olarak adlandırılan bu bloğun, altındaki taban bloğuna göre düşey yöndeki hareketini sağlayan fayın yeryüzü yatayı ile oluşturduğu açı, genelde 60 derecedir. Tavan bloğunun düşey yönde hareketine bağlı olarak normal faylar yerkabuğundaki genişleme alanlarını göstermektedirler.

Çalışma alanındaki sismik kesitlerde normal faylar, oluşan düşey yöndeki atımdan dolayı yansıma yüzeyleri üzerinde düşey yöndeki ötelenmeler ve bu ötelenmelerin sonucu yer yer farklı yansıma karakterlerinin fayın iki yanında yanyana görülmesi ile tanınmışlardır. Bölgede izlenen normal faylar akustik temeli oluşturan birim üzerinde önemli düşey atımlara neden olmuş ve akustik temel paleotopografya Şekil 4.7 ve sediman kalınlığı Şekil 4.8 haritalarında izlenen havzaların oluşumuna ve gelişimine neden olmuştur.



Şekil 4.9 Çalışma alanında atılan sismik hatlar ve kara morfolojisi. Sismik hatlar üzerindeki koyu renkli bölümler metin içinde gösterilmektedir.

Bu faylardan bazıları, akustik temel üzerinde oluşturdıkları bu havzaların gelişiminin ardından aktivitelerini yitirmiş ve etkilerini havza dolgusu olarak da adlandırılabilen genç çökellerin en alt bölümlerinde sonlandırmışlardır. Bu tür faylar pasif normal faylar olarak yorumlanmış ve çalışma alanının Alaçatı-Doğanbey ve Kuşadası açıklarındaki güney sahası boyunca BKB-DGD gidişli sismik kesitler üzerinde yaklaşık KD-GB istikametlerinde, İzmir Körfezi ve açıklarında ise Karaburun Yarımadası'nın kuzeydoğusunda ve Çandarlı Körfezi'nin

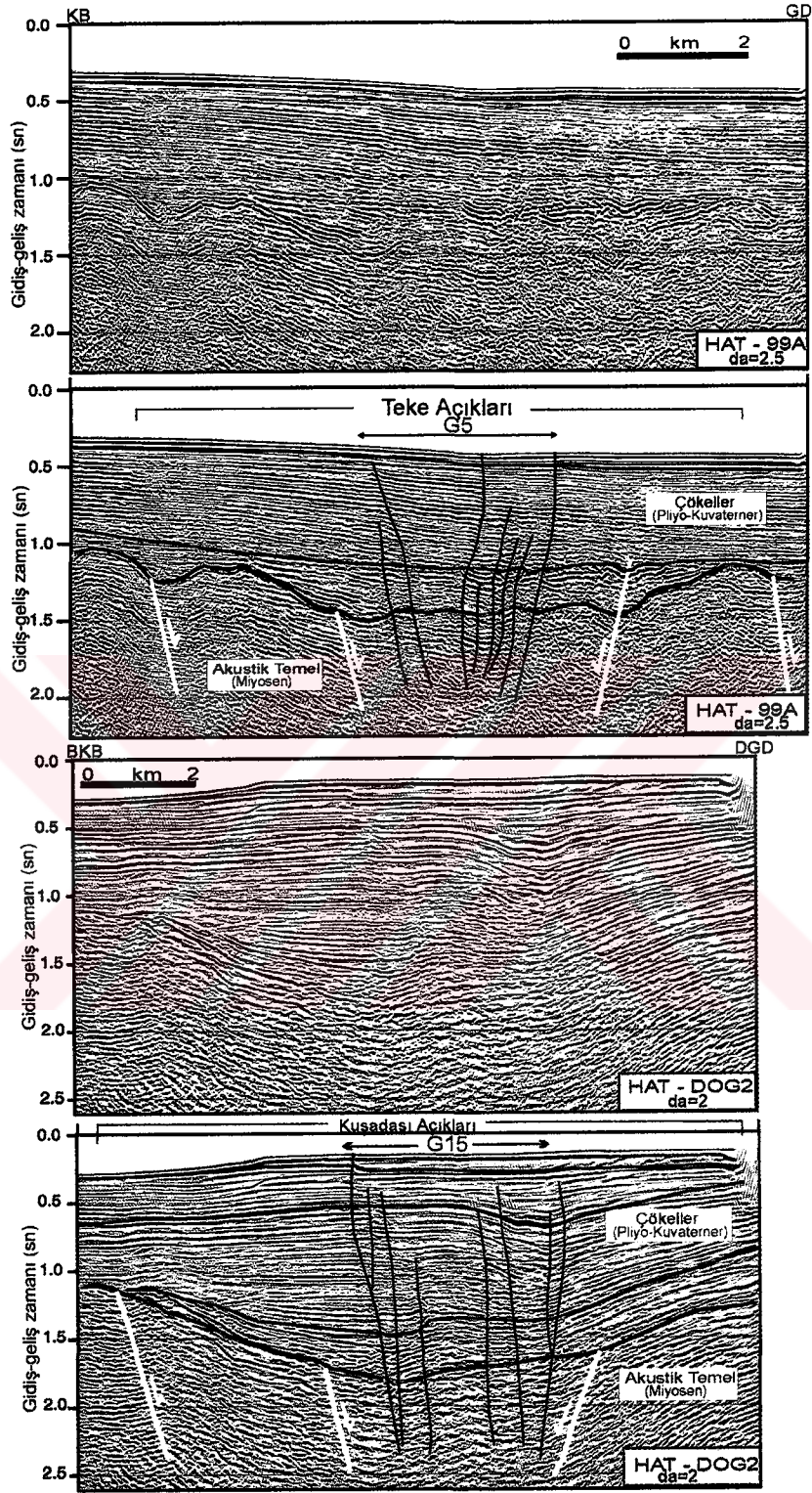
kuzeybatısında yine yaklaşık D-B gidişli sismik kesitler üzerinde K-G istikametlerinde haritalanmışlardır. Pasif faylar Şekil 4.7’de mavi renkle işaretlenmiştir (Şekil 4.7).

Çalışma alanının güney sahasındaki pasif faylara örnek olarak güney şelf alanının batı ucundaki Teke Burnu açıklarında Şekil 4.10’daki Hat-99A’da beyaz renkle işaretlenmiş olan ve bu bölgedeki paleohavzaları sınırlayan faylar gösterilebilir. Hat-Ala1 ve Hat-Ala2’de de takip edilen bu fayların doğrultusu yaklaşık KKD-GGB’dır. Günümüzde aktivitesini yitirmiş olan bu faylar Şekil 4.7 ve 4.8’de gösterilen Akustik Temel ve Sediman kalınlık haritalarında ve Şekil 2.5’deki batimetri haritasında izlenen DGD-BKB yönlü düşey yöndeki önemli ötelenmelere göre oldukça uyumsuz şekilde KKD-GGB yönelimlidirler.

Benzer şekilde aynı sahanın doğu ucunu oluşturan Kuşadası açıklarında, paleotopoğrafya haritasında bir havzayı sınırladığı görülen pasif normal faylar Şekil 4.10’da, Hat-Dog2’de ve Şekil 4.12’de, Hat-44A açıkça görülmektedir. Bu fayların Şekil 4.7 paleotopoğrafya haritası üzerindeki izi Teke açıklarındaki faylara benzer şekilde K-G yönelimlidir.

Söz konusu pasif faylar İzmir Körfezi çıkışında da izlenmişlerdir (Şekil 4.7). Karaburun Yarımadası’nın kuzeydoğusunda, Hat-İzml’in batı kesiminde beyaz renkle çizilmiş olan pasif fay (Şekil 4.11), akustik temel ve havza dolgusunu oluşturan sedimanların alt tabakalarını kesmiştir ve paleotopoğrafya haritasında K-G yöneliminde işaretlenmiştir (Şekil 4.7).

Sismik kesitler üzerinde etkisi sadece akustik temel birimleri üzerinde izlenen bir başka pasif fay ise Çandarlı Körfezi açıklarında Hat-13 kesitinde izlenen KB-GD uzanımlı faydır (Şekil 4.11, Hat-13). İzmir Körfezi çıkışında izlenen her iki pasif normal fayın yönelimi de, güney şelf alanındaki pasif normal fayların yönelimlerine benzer şekilde K-G uzanımlara sahiptir (Şekil 4.7). Bununla birlikte kuzey sahasında izlenen pasif fayların sismik kesitlerde akustik temel üzerinde izlenen etkileri dikkate alındığında güney sahasındakilere oranla çok daha belirgin oldukları görülmektedir. Çalışma alanında akustik temel topografyası Şekil 4.7, sediman kalınlığı Şekil 4.8 ve batimetri Şekil 2.5 haritaları üzerinde, Alaçatı-Teke açıklarında kıyı hattına paralel olarak BKB-DGD uzanımlı, Küçük Menderes, Doğanbey



Şekil 4.10 Hat-99A ve Hat-Dog2'den alınan kesitlerde beyaz renkle gösterilen pasif normal fayları; siyah renkle gösterilen düşey süreksizlikler aktif doğrultu atımlı fayları göstermektedir. Hatların lokasyonları Şekil 4.9'dadır.

arasında ise D-B uzanımlı düşey ötelenmeler ve sediman kalınlık değişimleri izlenmektedir. Aynı haritalar üzerinde kuzey sahasında ise, Karaburun Yarımadası kuzeyinde D-B uzanımlı, Foça kuzeyinde DKD-BGB uzanımlı, Uzunada kuzeydoğusunda DKD-BGB uzanımlı, İzmir Körfezi'nin D-B uzanımlı iç kısmında güney kıyısına paralel olarak D-B uzanımlı ve Urla Burnu doğusunda ise, KKB-GGD uzanımlı olarak güneydekilere benzer şekilde önemli düşey ötelenmeler ve sediman kalınlık değişimleri bulunmaktadır.

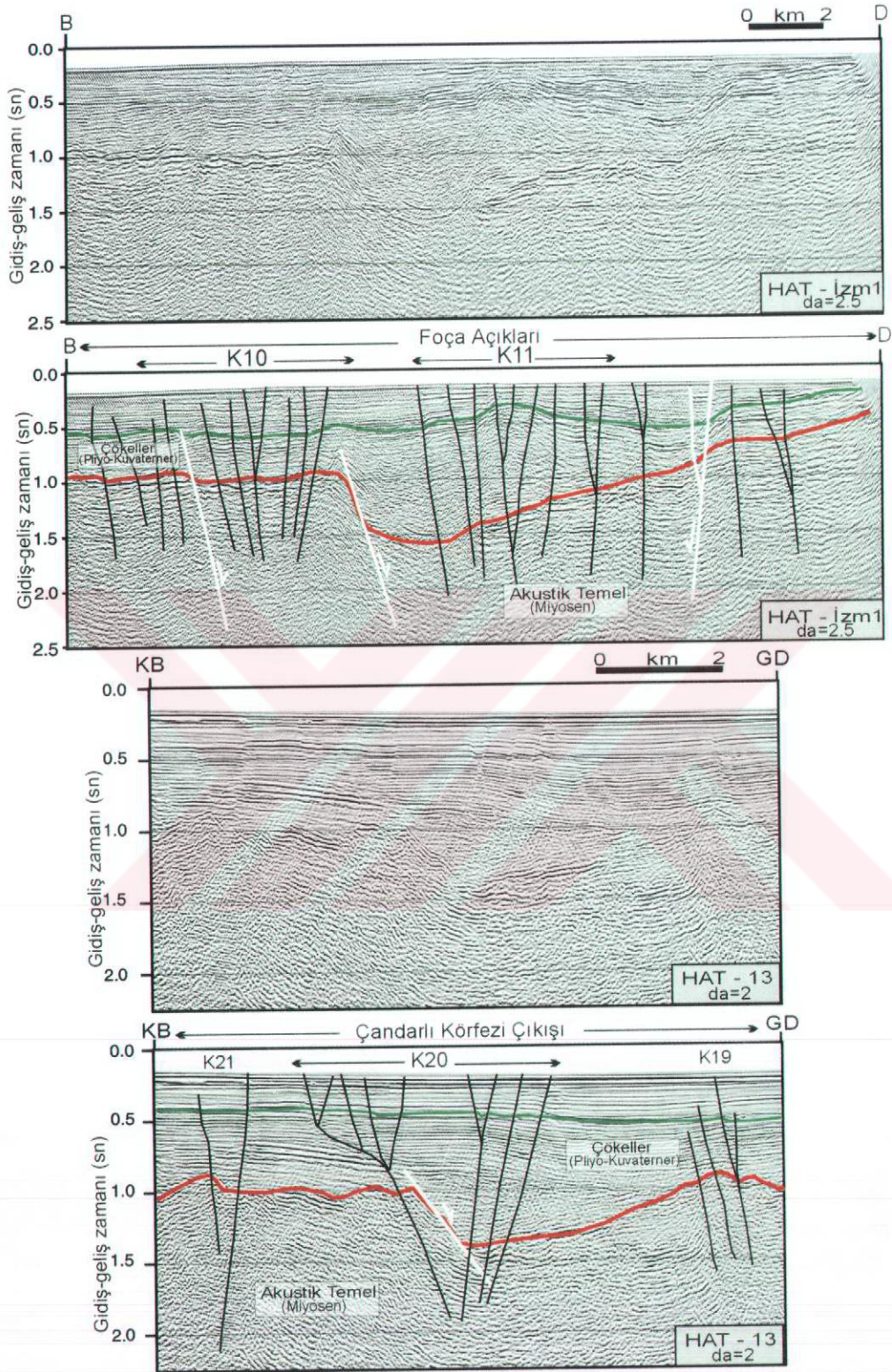
Her üç haritada da önemli düşey değişimlerin izlendiği söz konusu hatları yaklaşık dik kesecek şekilde alınmış olan sismik kesitlerde, bu düşey yerdeğiştirmelerin etkisinin deniz tabanına kadar uzanan aktif normal faylar tarafından kontrol edildiği görülmektedir (Şekil 4.12, Şekil 4.13 ve Şekil 4.14).

Şekil 4.12'de Alaçatı-Doğanbey-Kuşadası açıklarındaki Hat-1, Hat-3, Hat-10 ve Hat-44A'da beyaz ile gösterilen ve ortamdaki tüm birimleri, keserek deniz tabanına kadar ulaşmış olan aktif normal faylar bölgedeki aktif düşey ötelenmeyi kontrol etmektedirler.

Bu aktif faylardan Hat-1, Hat-3 ve Hat-44A'da izlenenleri muhtemelen karadaki D-B gidişli Küçük Menderes havzasının deniz içerisindeki devamıdır. Bunların içinden Doğanbey Burnu'nun doğusundaki Hat-1'in GGB ucunda yeralanı, deniz tabanında yaklaşık 20 metre düşey atıma sebep olurken, aynı hattın KKB ucunda bir fay zone olarak izleneni ise, kıyıda Genç ve diğ. (2001) tarafından Ürkmez Nehri deltasını sınırlayan listrik bir normal fay olarak yorumlanan ve Ortaköy Fayı olarak isimlendirilen normal fayın denizdeki sentetik ve antitetik karşılıkları olarak yorumlanmıştır (Şekil 4.12).

Şekil 4.12'de Hat-3 ve Hat-44A'da izlenen Küçük Menderes nehrine ait deltanın son kliniformunun topset-foreset geçişinin Hat-44A'da yaklaşık -150 m derinlikte bulunması söz konusu deltanın, son buzul döneminde -110 m'ye kadar düşmüş olan deniz düzeyinin (Stanley ve Blanpied, 1980; Aksu ve diğ., 1983) yaklaşık 40 m daha altında bulunduğunu gösterir.

Yukarıda bahsi geçen sonuç deltanın bulunduğu düzlüğün aktif normal faylar tarafından derinleştiriliyor olduğunu diğer bir deyişle söz konusu fayların günümüzde de aktif olduğunu ifade etmektedir.



Şekil 4.11 Hat-İzml1'in batısında ve Hat-13'den alınan bölümde beyaz renkle gösterilen pasif normal faylar. Siyah renkli faylar doğrultu atım karakterindedir. Hatların lokasyonları Şekil 4.9'dadır.

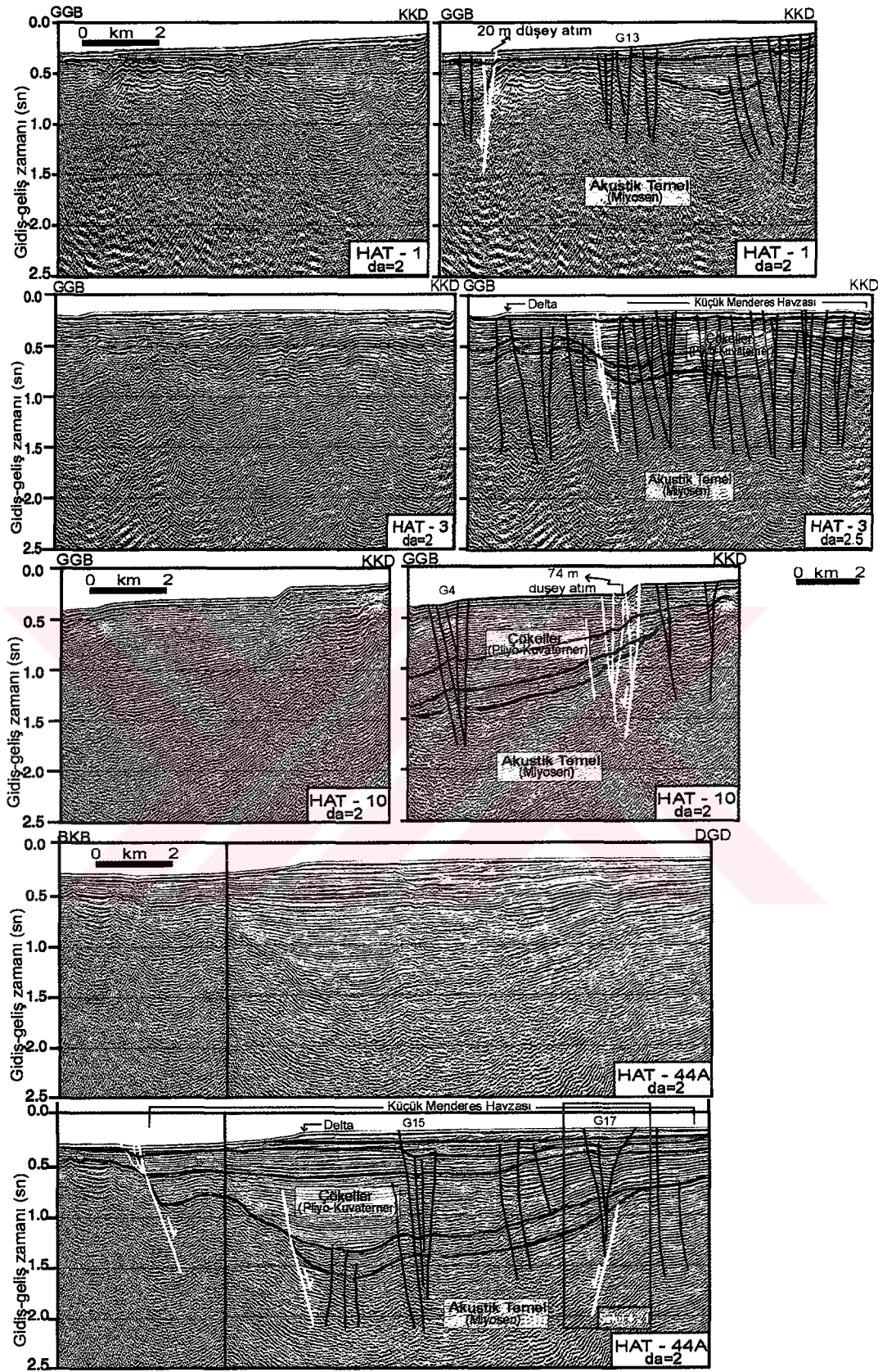
Güney şelf alanındaki bir diğer normal fay ise, Şekil 4.12, Hat-10'da Teke-Alaçatı hattı açıklarında izlenen ve deniz tabanında oluşturduğu 74 metrelik düşey atım miktarı ile güney şelf alanındaki en büyük atım değerini sağlayan faydır. İkarya Havzası'nın kuzey sınırını oluşturan bu fay akustik temel topografya ve sediman kalınlık haritalarında (Şekil 4.7 ve Şekil 4.8) temelini anı derinleşmesi ve buna bağlı olarak çökel kalınlığında ani artışlara sebep olması ile inceleme alanındaki en önemli aktif normal fay olarak değerlendirilmiştir.

Çalışma alanının güney sahasındaki aktif normal faylar Şekil 4.7'deki paleotopografya haritası üzerine yerleştirildiğinde yapısal anlamda güney şelf alanı için şunlar söylenebilir; Şekil 4.7'ye göre yukarıdaki paragraflarda sözü geçen şekillerde anlatılan aktif normal faylar Alaçatı-Teke açıklarındaki DGD-BKB gidişli bir havzayı kuzeyden sınırlayan faylardır ve bu faylar muhtemelen bu bölgenin hemen güneyindeki İkarya havzasının kuzey yamacını sınırlayan aktif faylardır (Şekil 4.7, Şekil 4.12).

Kuşadası açıklarındaki aktif normal faylar ise Şekil 4.7'de bu bölgede yer alan Küçük Menderes havzasının deniz içindeki yaklaşık D-B gidişli devamını sınırlayan faylar olarak karşımıza çıkmaktadır. Ayrıca Şekil 4.7'ye göre Küçük Menderes havzasının kuzeyinde yer alan sırtın ardında Doğanbey Burnu'nun doğusunda diğer bir başka havza daha yer almaktadır. Bu havzayı sınırlayan normal fay ise yukarıda anlatılan Şekil 4.12'deki sismik Hat-1'deki normal faydır.

Bu bölümde anlatılan fayların bir bölümü Ege graben sistemi içerisinde günümüzde de gelişimini sürdürmekte olan ve çalışma alanı içerisinde Küçük Menderes grabeninin deniz içerisindeki devamını ve daha batıda yer alan İkarya havzasının gelişimini kontrol eden faylardır.

Çalışma alanının Alaçatı-Doğanbey-Kuşadası açıklarında haritalanan normal faylar üzerinde yapılan incelemede iki önemli özellik belirlenmiştir. Bunlardan ilki söz konusu fayların deniz tabanındaki atımlarının, doğudan batıya doğru ilerlediklerinde belirginleştiğidir. Bunun en önemli delili doğudaki kesitlerde 20 m'lerde izlenen deniz tabanındaki düşey atımın batıda ise 70 m'den fazla düşey yerdeğiştirmelere ulaşmasıdır. Bu bölgedeki normal faylarda izlenen ikinci önemli özellik ise günümüzde aktif olsalar da söz konusu normal fayların gerek sismik kesitlerde ve



Şekil 4.12 Sismik hatlar 1,3,10 ve 44A. Deniz tabanına kadar ulaşan beyaz çizgiler aktif normal fayları, siyah düşey çizgiler doğrultu atımlı fayları göstermektedir. Hatların lokasyonları Şekil 4.9'dadır.

gerekse akustik temel, sediman kalınlık ve batimetri haritaları ile kıyı hattında izlenen yanal yönde önemli bir devamlılıklarının olmamasıdır. Örneğin Şekil 4.7'deki akustik temel haritasında, Küçük Menderes Havzası'nın deniz içerisindeki devamını oluşturan normal fayın, açığa doğru önce güney yönünde sonra da kuzey yönünde önemli mesafelerde ötelenildiği ve doğrultusunun bu ötelenmelerin olduğu hatlar boyunca değiştiği gözlenmektedir. Bu değişim kendini sediman kalınlık haritasında da gösterir (Şekil 4.8).

Güney sahasının merkez bölümü olan Doğanbey açıkları ve Sığacık Körfezi çevresinde ise sismik kesitlerde herhangi bir normal faya ait belirgin bir ize rastlanılmamıştır. Kıyı hattı, batimetri, paleotopografya ve sediman kalınlık haritalarında da bu alanlarda daha çok D-B ağırlığında izlenen aktif normal fayların yönelimlerinin aksine genelde K-G bileşeni hakimiyetindeki yanal ötelenmelerin hakimiyeti izlenmektedir.

Güney sahasında aktif normal fayların etkinliğinin en yüksek düzeyde izlenebildiği alan Teke-Alaçatı hattı açıklarındadır. Bu alandaki kıyı hattı, paleotopografya, sediman kalınlığı ve batimetri verileri (Şekil 2.5, Şekil 4.7 ve Şekil 4.8), DKD-BGB yönünde uzanan aktif normal bir fayın etkilerini taşır. Bununla birlikte söz konusu fay üzerinde de düşük miktarlarda olmak kaydı ile kesilmeler, yanal yönde ötelenmeler ve fay doğrultusunda değişimler izlenmektedir.

Çalışma alanının İzmir Körfezi ve körfez çıkışını kapsayan kuzey sahası içerisinde de aktif normal faylara rastlanılmıştır. Bu faylar ağırlıklı olarak Karaburun'un kuzeyinde, Bakırçay Havzası'nın denizdeki devamı olan Çandarlı Körfezi içerisinde ve İzmir Körfezi'nin D-B uzanımlı iç bölümünde yoğunlaşmaktadır.

Yukarıda sözü edilen fayların en batıda yer alanı paleotopografya sediman kalınlık ve batimetri haritalarında da düşey yönde yaratmış olduğu ötelenmeler ile açıkça izlenen ve Şekil 4.13'deki Hat-18'de Karaburun'un kuzeyinde görülen yaklaşık D-B yönelimli iki normal faydır. Söz konusu fay yanal yönde sismik kesitlerde kısa mesafelerde izlenmiş olsa da, Karaburun Yarımadası ile Bakırçay Havzası arasındaki sınırı oluşturduğu bir başka deyişle havzanın bu alanda izlenen güney sınır fayı olduğu düşünülebilir. Söz konusu fayların hemen doğusunda etkileri daha az belirgin olan ve DKD-BGB uzanımlı bir başka aktif normal fay izlenmektedir

(Şekil 4.13, Hat-15). Bu fayın da deniz tabanındaki etkisi Karaburun Yarımadası kuzeyinde izlenen faya oranla daha düşüktür.

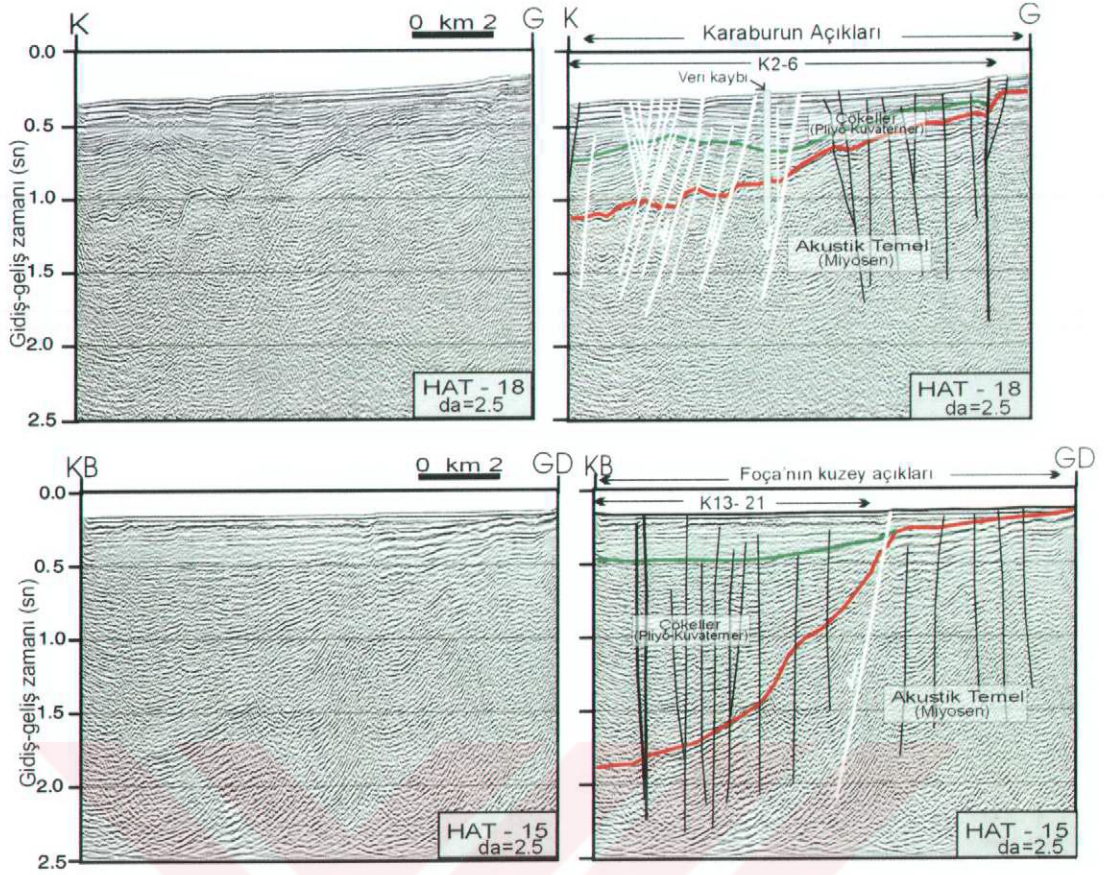
Çalışma alanının kuzey sahasında izlenen diğer aktif normal faylar ise, İzmir Körfezi'nin iç kısmında yer almaktadır. Bu faylardan en kuzeyde yer alanı Uzunada ile Foça hattı boyunca Şekil 4.7'deki temel paleotopoğrafyasında izlenen yükselimin güney sınırını oluşturan KD-GB uzanımlı bir normal faydır. Bu fay Şekil 4.14'deki Hat-30'un KB'sında işaretlenmiştir.

Körfezin iç bölümünü oluşturan D-B uzanımlı parçasında ise iki adet aktif normal fay belirlenmiştir. Söz konusu faylar bir saniyeden fazla kalınlığa sahip genç havza çökellerini sınırlamakla birlikte deniz tabanında önemli mertebelerde düşey bir atım göstermezler. Bununla birlikte bu fayların etkilerinin deniz tabanına kadar ulaştığı sismik kesitler üzerinde izlenmiştir (Şekil 4.14, Hat-30'un GD'sunda, Hat-31 ve Hat-32'de). Bu iki faydan Şekil 4.14, Hat-31'de yer alanının D-B yönelimli olduğu belirlenmiştir (Şekil 4.7).

Bununla birlikte Şekil 4.7'de sözü edilen havzayı sınırlayan bu iki faydan batıda yer alanı Şekil 4.14, Hat-32'de haritalanmış ve fayın kıyı hattında Urla Burnu olarak izlenen KKB-GGD yönlü ötelenmeye uygun olarak KB-GD yönüne döndüğü gözlenmiştir.

Kuzey sahası içerisinde yukarıda sözü edilen sismik kesitler üzerinde izlenen aktif normal faylar, Ege graben sistemi içerisinde günümüzde de gelişimini sürdürmekte olan İzmir Körfezi'nin D-B doğrultulu iç körfezi ve Bakırçay Havzası'nın denizdeki devamı olan Foça-Karaburun hattı ile Midilli arasında kalan D-B yönlü havzanın günümüzdeki gelişimlerini kontrol etmektedirler. Bu alanda izlenen aktif normal faylar da güney sahasındakine benzer şekilde yanal yönde önemli mesafelerde izlenmek yerine devamlılıkları olmayan ve yönelimleri sürekli olarak değişen fay parçaları halinde izlenirler (Şekil 4.7).

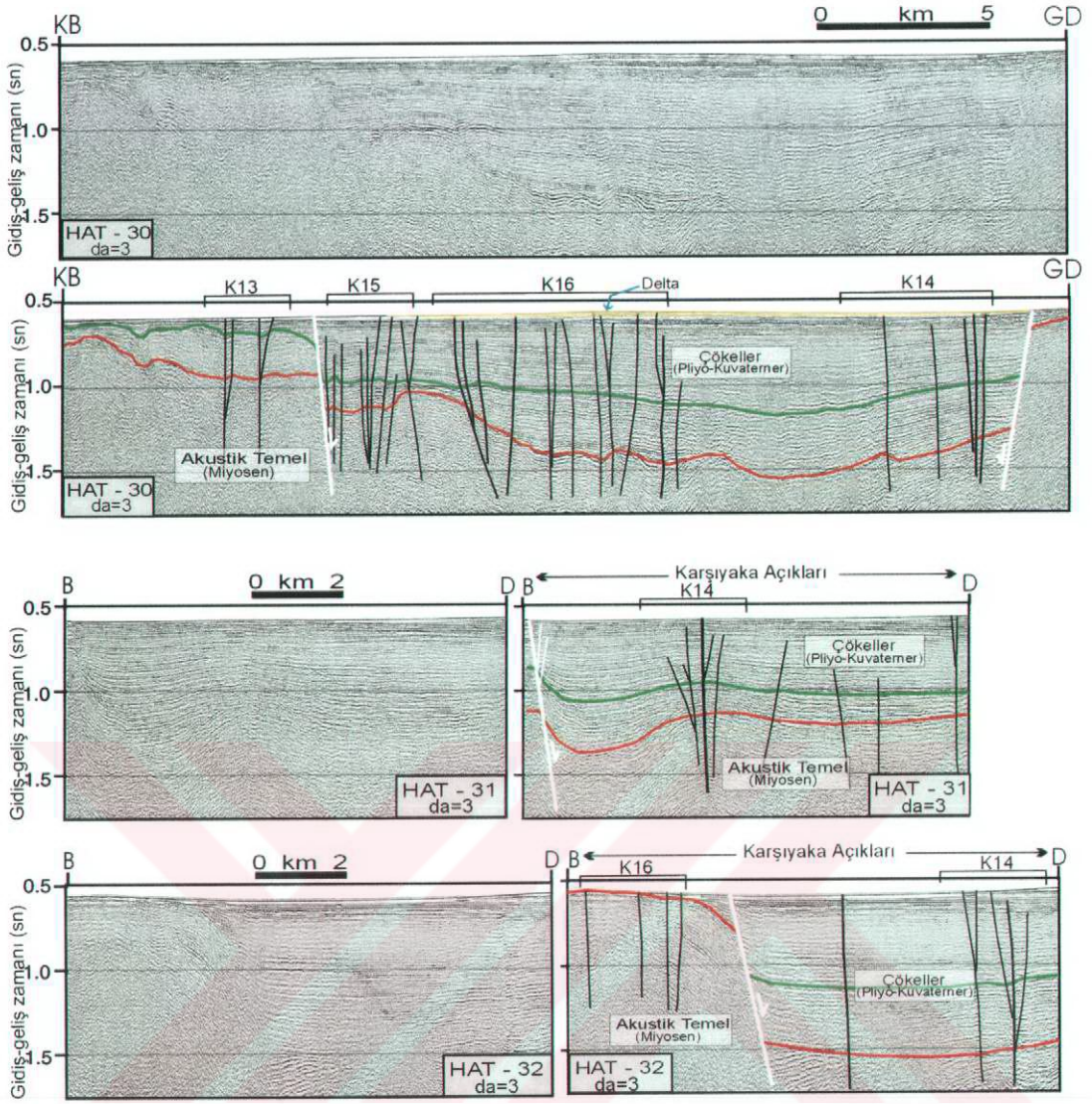
Söz konusu fay parçalarındaki kesilmeler ve yönelimlerindeki değişimler, çalışma alanında Şekil 4.7'de görülen KKB-GGD yönünde uzanan körfezin dış bölümü, Uzunada ve Urla Burnu gibi yapıların konumları ile uyumludur. Normal faylardaki söz konusu geometri, temel paleotopoğrafyası dışında sediman kalınlığı, batimetri ve kıyı hattının uzanımı gibi verilerle de desteklenmektedir (Şekil 2.5 ve Şekil 4.8).



Şekil 4.13 Hat-18 ve Hat-15. Beyaz renkli faylar aktif normal faylar; siyah renkli faylar doğrultu atımlı faylardır. Hatların lokasyonları Şekil 4.9'dadır.

Bu alanda izlenen aktif normal fayların güney sahasındaki aktif normal faylarla olan bir başka benzerliği de söz konusu fayların akustik temel, havza dolgusu ve deniz tabanı üzerindeki etkilerinin doğudan batıya doğru ilerlendiğinde artmasıdır.

Çalışma alanındaki aktif doğrultu atımlı faylar sismik kesitlerde siyah ile gösterilmiş kuzeydeki hatlarda 'K' ile, güneydeki hatlarda ise 'G' ile numaralandırılmıştır. Bölgede düşeye yakın eğimlerle yaygınca haritalanan bu fayları oluşturan fay kolları genellikle derine doğru birbirlerine yakınlaşmakta ve böylece fay demetlerini oluşturmaktadırlar. Doğrultu atımlı fayların sismik kesitler üzerinde belirlenmesini sağlayan çiçek yapıları görünümüne sahip bu fay demetleri çalışma alanında pekçok lokasyonda haritalanmıştır. Söz konusu fayların birbirleri ile ve karadaki çizgiselliklerle ilişkilendirilmesi sonucu ortaya çıkan fay haritasında; doğrultu atımlı fayların; buraya kadar detaylı bir şekilde anlatılmış olan bölgenin normal faylarını kesip öteledikleri gözlenmiştir.



Şekil 4.14 Hat-30, Hat-31 ve Hat-32 üzerinde aktif normal faylar beyaz renkle işaretlenmiştir. Siyah faylar doğrultu atım karakterindedir. Hatların yerleri Şekil 4.9'dadır.

Çalışma alanında izlenen doğrultu atımlı faylara ve bu fayların normal faylarla olan ilişkilendirilmesine bir sonraki başlıkta detaylı bir şekilde değinilecektir.

4.3.2 Doğrultu atımlı faylar

Çalışma alanındaki sismik kesitlerde yaygınca haritalanan bölgedeki birinci dereceden öneme sahip fayları olarak yorumlanan faylar doğrultu atım karakterindedir. Söz konusu fayların hemen hemen tamamının genç çökelleri etkiliyor olması ve bunlardan önemli bir bölümünün ise çökellerle birlikte deniz tabanını da kesmiş olmaları, bu fayların çoğunlukla aktif olarak yorumlanmasına neden olmuştur. Bu tür bir fayın geçtiği basit bir yeryüzü blok modelinde fayın iki

kesimi birbirine göre göreceli olarak yanal yönde hareket eder. Bu faylar yeryüzünde fayın durulan tarafına göre, karşı taraftaki bloğun sağa yada sola doğru olan hareketine bağlı olarak sağ yanal veya sol yanal fay olarak isimlendirilirler.

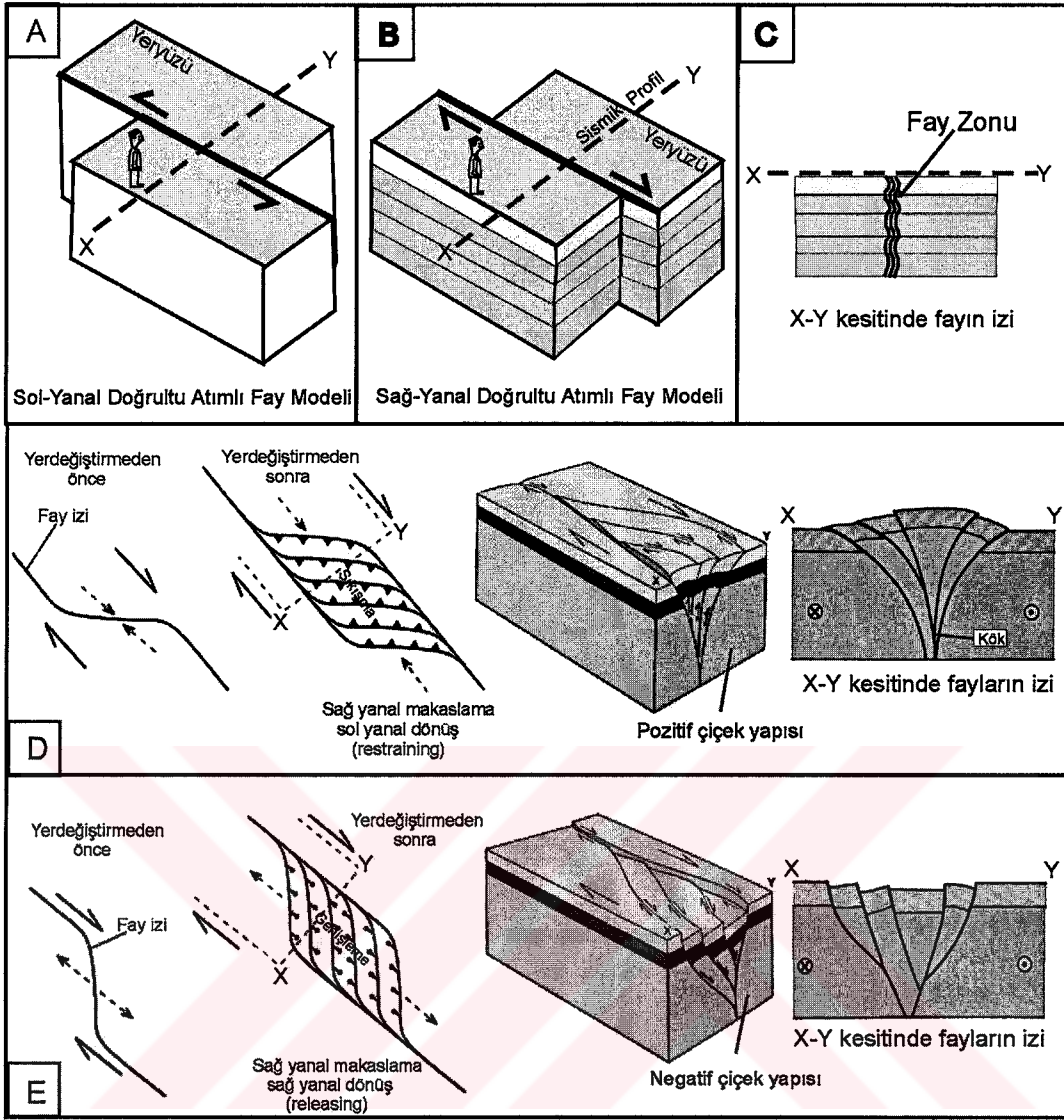
Buna göre Şekil 4.15A'da görüldüğü üzere karşı bloğu sağ yönde öteleyen fay sağ yanal atımlı fay, sol yönde öteleyen fay ise sol yanal atımlı fay olarak adlandırılmaktadır. Bu tanımlamadan da anlaşılacağı gibi doğrultu atımlı faylarda fay atım yönü normal veya ters faylarda olduğu gibi düşey yönde değil, yanal yöndedir. Hareket yanal olduğuna göre doğrultu atımlı fayı kesen bir sismik kesitte, fayın yanal hareketinin yönünü görmek mümkün olamayacaktır (Şekil 4.15C).

Bu sonuca göre sismik kesitlerde haritalanan doğrultu atımlı fayların hangi yönde hareket ettiğine dair bir bilgi sismik kesitten verilemez. Ayrıca sismik kesitlerde düşey bileşene de sahip olanlar dışında, doğrultu atımlı faylarda normal veya ters faylarda olduğu gibi düşey yönde önemli bir atımın görülmemesi bu fay türünün kesitlerde tanınmasını da zorlaştırmaktadır.

Şekil 4.15A ve Şekil 4.15B'deki blok modellerdeki doğrultu atımlı fayı kesen bir XY kesitinde, bu fay türü tabakalardan gelen yansıma seviyelerinde düşey yönde bozucu etki yapan dik açılı bir süreksizlik olarak görülecektir (Şeki 4.15C).

Doğada doğrultu atımlı faylar genellikle Şekil 4.15A ve 4.15B'de verilmiş olan modellerdeki kadar basit değildirler. Bir doğrultu atımlı fay, doğrultusundaki değişimlere ve hareket eden blokların hareket yönlerine bağlı olarak geliştirdiği sıkışmalı (restraining) veya gerilmeli (releasing) bükümlere veya fayın bulunduğu alanın sıkışma veya gerilme rejimi altında olmasına göre pozitif veya negatif çiçek yapısı oluşturur.

Şekil 4.15D'de görüldüğü gibi sağ yanal atımlı bir fayın, sol yönde yapmış olduğu bir basamaklanma veya büküm, bu alanda sıkışmanın ve buna bağlı olarak bir pozitif çiçek yapısının gelişmesine neden olmaktadır. Pozitif çiçek yapılı deformasyon alanında fayın çiçeğin yapraklarına benzeyen kolları derinde tek bir fayda birleşirler. Bu kollar arasında kalan bölge ise sıkışmanın etkisi ile yukarı doğru yükselir ve bir sırt oluşturur (Şekil 4.15D). Şekil 4.15D'deki blok model üzerinde alınmış X-Y kesitinde en sağda pozitif çiçek yapısında fayların izleri



Şekil 4.15 Bir blok diyagramda; A)Sağ yanal. B)Sol yanal doğrultu atımlı faylara ait örnek modeller. C)XY kesitinde fayın izi. D) Sıkışma bileşenli bir faya ait pozitif çiçek yapısı örneği. E)Gerilme bileşenli bir faya ait negatif çiçek yapısı örneği. D ve E görüntüleri Twiss ve Moores (1997)'dan değiştirilerek alınmıştır.

görülmektedir. Negatif çiçek yapıları doğrultu atımlı fayın oluşmasına örnek fay modeli ise Şekil 4.15E'de görülmektedir.

Şekil 4.15E'de, sağ yanal atımlı bir fay, sağ yönde bir basamaklanma veya büküm yapmakta ve basamaklandığı veya büküldüğü alanda blokların sağ yanal hareketine bağlı olarak gerilmeli bir zon oluşturarak bir çöküntü yaratmaktadır. Söz konusu gerilme ile çöken alanda bu kez bir önceki sıkışmalı modeldeki tersine bir negatif çiçek yapısı oluşur. Bu yapıda da yine fayın kolları aynı şekilde derinde tek bir kolda birleşirler ancak bu kez kolların arasında kalan çökel tabakaları aşağı doğru hareket

ederek bu alanda bir havzanın gelişmesine neden olurlar. Şekil 4.15E'deki blok modelden alınan XY kesitinde negatif çiçek yapısındaki fayların izleri görülmektedir.

Sismik kesitlerde doğrultu atımlı fayların geliştirmiş olduğu pozitif ve negatif çiçek yapıları ve dolayısıyla doğrultu atımlı fayların kesitler üzerindeki izleri, Şekil 4.15D ve Şekil 4.15E'deki XY kesitlerine benzer şekildedir.

Çalışma alanında sismik kesitlerde yukarıda sözü geçen iki fay türünden çoğunlukla pozitif çiçek yapıları izlenmiştir. Bölgedeki hakim yapıyı oluşturduğundan dolayı izleyen başlıklarda doğrultu atımlı faylara, normal faylara oranla daha kapsamlı olarak değinilecektir. Çalışma alanındaki doğrultu atımlı faylar güney şelf alanında ve kuzeydeki İzmir Körfezi'nde görülenler olmak üzere izleyen iki ana başlık altında anlatılacaktır

4.3.2.1 Alaçatı-Doğanbey ve Kuşadası açıkları aktif doğrultu atımlı fayları

Çalışma alanının güneyinde yer alan Alaçatı-Doğanbey-Kuşadası açıklarında pekçok aktif doğrultu atımlı fay haritalanmıştır. Bölgede genellikle D-B gidişli sismik kesitlerde görülen bu aktif fayların yönelimlerinin, hatların birbiri ile ilişkilendirilmesi sonucu K-G, KKD-GGB ve KB-GD doğrultularında uzanıyor olduğu görülmüştür.

Sismik kesitlerde siyah renkle gösterilen yukarıda sözü geçen faylar çalışma sahasının güney kesimi anlamına gelen 'G' harfi ile batıdan doğuya doğru numaralandırılmıştır.

Bölgede en batıda Alaçatı-Teke açıklarında DGD-BKB doğrultulu Ala-1, Ala-2 ve 9-9A numaralı sismik kesitlerde (Şekil 4.9) izlenen bu faylar doğrultu atımlı fay zonları olarak yorumlanmış ve batıdan doğuya doğru sırasıyla G1, G2, G3 ve G4 numaralı faylar olarak adlandırılmıştır. Bu faylar Şekil 4.16'da Hat-99A üzerinde gösterilmişlerdir.

Yukarıda sözü edilen G1-G4 fayları bölgede temel ve üzerindeki sediman dolgusuna ait yansıma yüzeylerinde önemli ölçüde deformasyona neden olmakta ve sismik kesitler üzerinde etkileri deniz tabanına kadar rahatlıkla izlenmektedir (Şekil 4.16).

G1-G4 faylarının içinde, oluşturduğu çiçek yapısı ile sismik kesitlerde en iyi izlenebilen olan G2; fay zonunu oluşturan kollar arasındaki çökelleri yukarı doğru itmiş ve bu itilme deniz tabanında hafif bir sırt oluşturmıştır. Bu özellikler G2 fay zonunun pozitif çiçek yapısı oluşturduğunu yani sıkışma bileşenine sahip olduğunu göstermektedir. Benzer özellikler G1 ve G3 üzerinde de G2'deki kadar net olmasa da mevcuttur. Söz konusu fayların bu alanda kaydedilmiş olan diğer sismik kesitler üzerinde de devam ettirilmeleri sonucunda KKD-GGB istikametinde uzanıyor oldukları görülmüştür (Şekil 4.17).

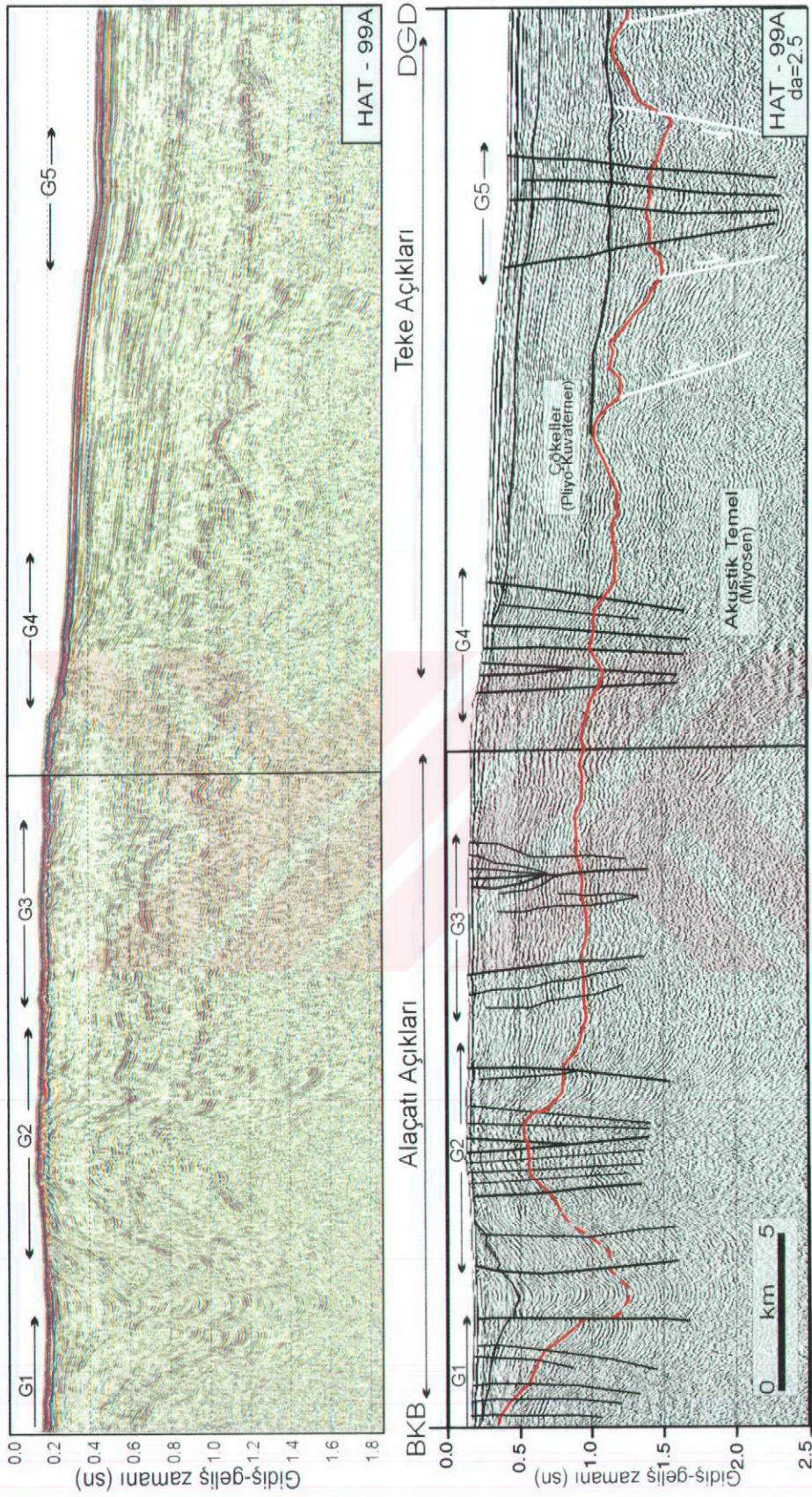
Şekil 4.17'de G5, G6 ve G7 olarak adlandırılmış olan faylar ise Teke açıklarında Ala-1, Ala-2 ve 9-9A numaralı sismik kesitlerin doğu uçlarında, Dog-2 numaralı sismik kesitin ise batı ucunda izlenebilmiştir (Şekil 4.9, Şekil 4.16). Söz konusu faylar sismik kesitlerde deniz tabanına kadar izlendiğinden aktif doğrultu atımlı faylar olarak tanımlanmışlardır (Şekil 4.16).

G5, G6 ve G7 fayları G1-G4 faylarından farklı olarak pozitif çiçek yapısı göstermemekte, hatta kollarının ortasındaki tabakalarda izlenen düşük ölçekteki çökmeler nedeniyle negatif çiçek yapısı oluşturdukları görülmektedir (Şekil 4.16). Bu fayların, izlenebildikleri sismik kesitlerdeki konumları dikkate alınarak haritalandıklarında KB-GD doğrultusunda uzanıyor oldukları görülmektedir (Şekil 4.17).

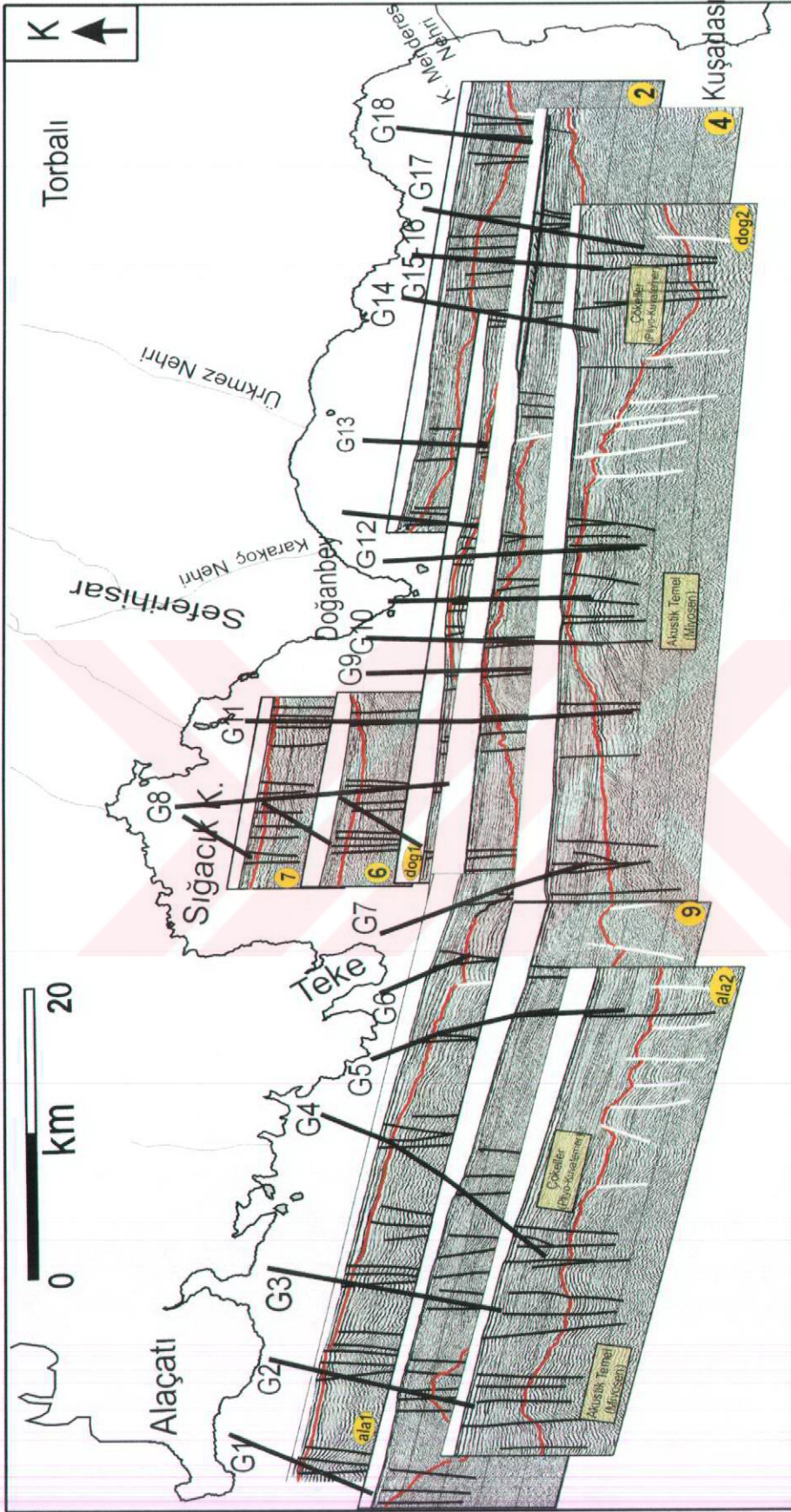
Şekil 4.17'de gösterilen G8, G9, G10 ve G11 fayları çalışma alanında Sığacık Körfezi içerisinde, 5,6,7 ve 8 numaralı kesitlerde ve Dog-1, Doğ-2, ve 4-4A numaralı sismik kesitlerin ise batı uçlarında izlenmiştir (Şekil 4.9, Şekil 4.17).

G8, G9, G10 ve G11 fayları sismik kesitler üzerinde körfez boyunca ve Seferihisar Yükselimi'nin güney ucunu oluşturan Doğanbey Burnu'nun deniz içerisindeki devamının batı yamacı üzerinde izlenirler (Şekil 4.17, Şekil 4.18 ve Şekil 4.19). Bu fayların etkisi gerek Sığacık Körfezi'nin genç çökellerinde ve gerekse deniz tabanı üzerinde izlenebilmektedir (Şekil 4.18, Şekil 4.19, Şekil 4.20).

G8-G11 fay grubundan özellikle G11'in kolları arasında kalan tabakalarda bir yükselmenin izleniyor olması, söz konusu fayın bir pozitif çiçek yapısı oluşturduğunu, yani sıkışma bileşeni taşıdığını gösterir (Şekil 4.18 Hat-7).



Şekil 4.16 Sismik Hat-99A üzerinde G1, G2, G3, G4 ve G5 doğrultu atımlı fay zonları siyah düşey çizgilerle gösterilmiştir.
Hattın lokasyonu Şekil 4.9'dadır.



Şekil 4.17 Alaçatı-Doğanbey-Kuşadası sismik kesitlerin birbiri ile ilişkilendirilmesi sonucu bölgenin ana aktif doğrultu atımlı fay zonları G1 ile G18 arasında siyah kalın çizgilerle gösterilerek numaralandırılmıştır.

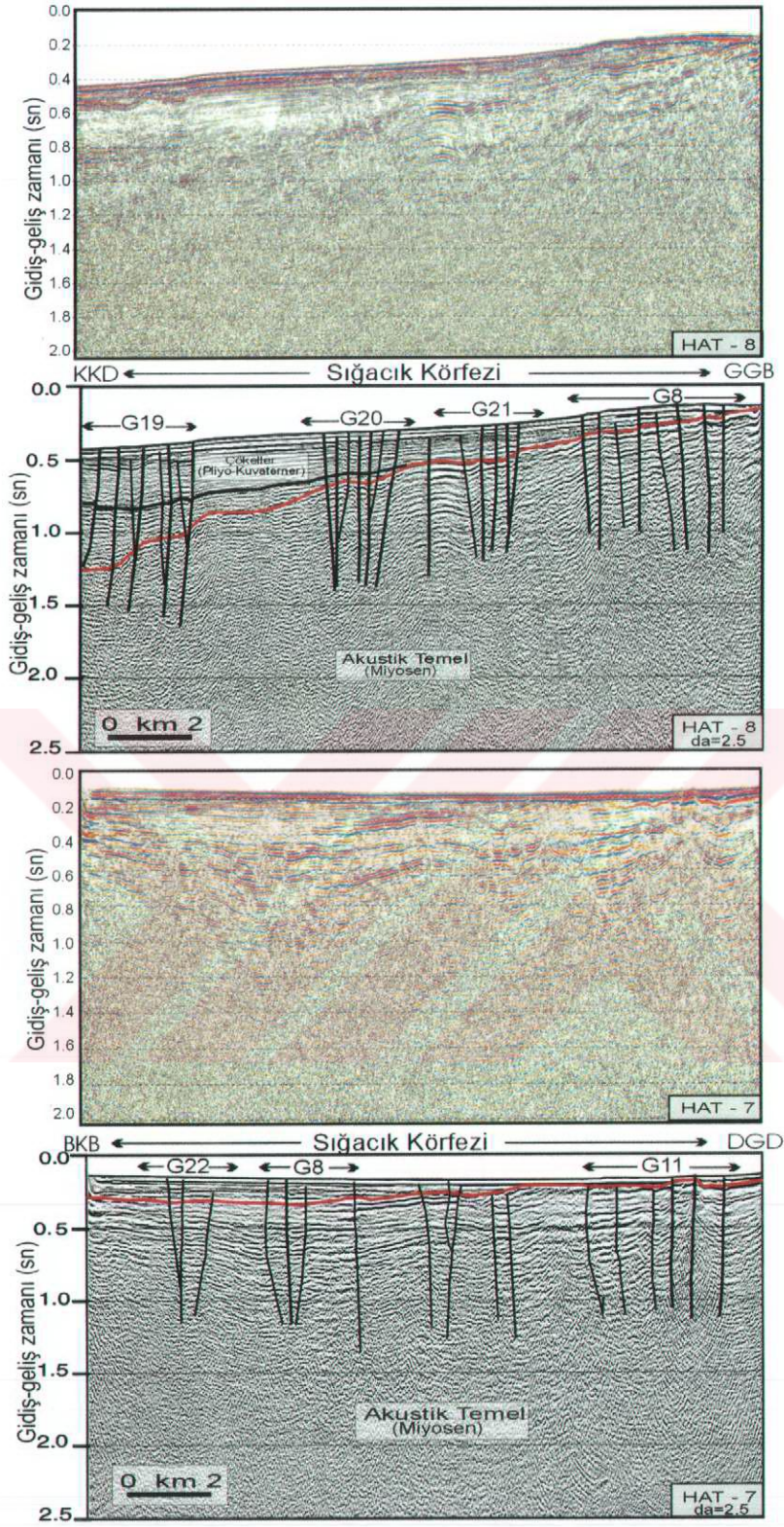
Şekil 4.17'de sismik kesitlerden görüldüğü kadarıyla G8, G9, G10 ve G11 faylarının yönelimleri yaklaşık olarak K-G istikametindedir.

Sığacık Körfezi içerisinde izlenen G19, G20, G21, ve G22 fayları, körfez içerisindeki diğer faylar gibi etkileri deniz tabanına kadar izlenen aktif doğrultu atımlı faylardır (Şekil 4.18 ve Şekil 4.19). Bu alanda bulunan sismik kesitlerin beraberce değerlendirilmesi sonucu söz konusu fayların KD-GB doğrultusuna sahip oldukları ve kuzeyde G8 olarak adlandırılan K-G gidişli ana faya bağlanan ikincil faylar oldukları görülmüştür (Şekil 4.17).

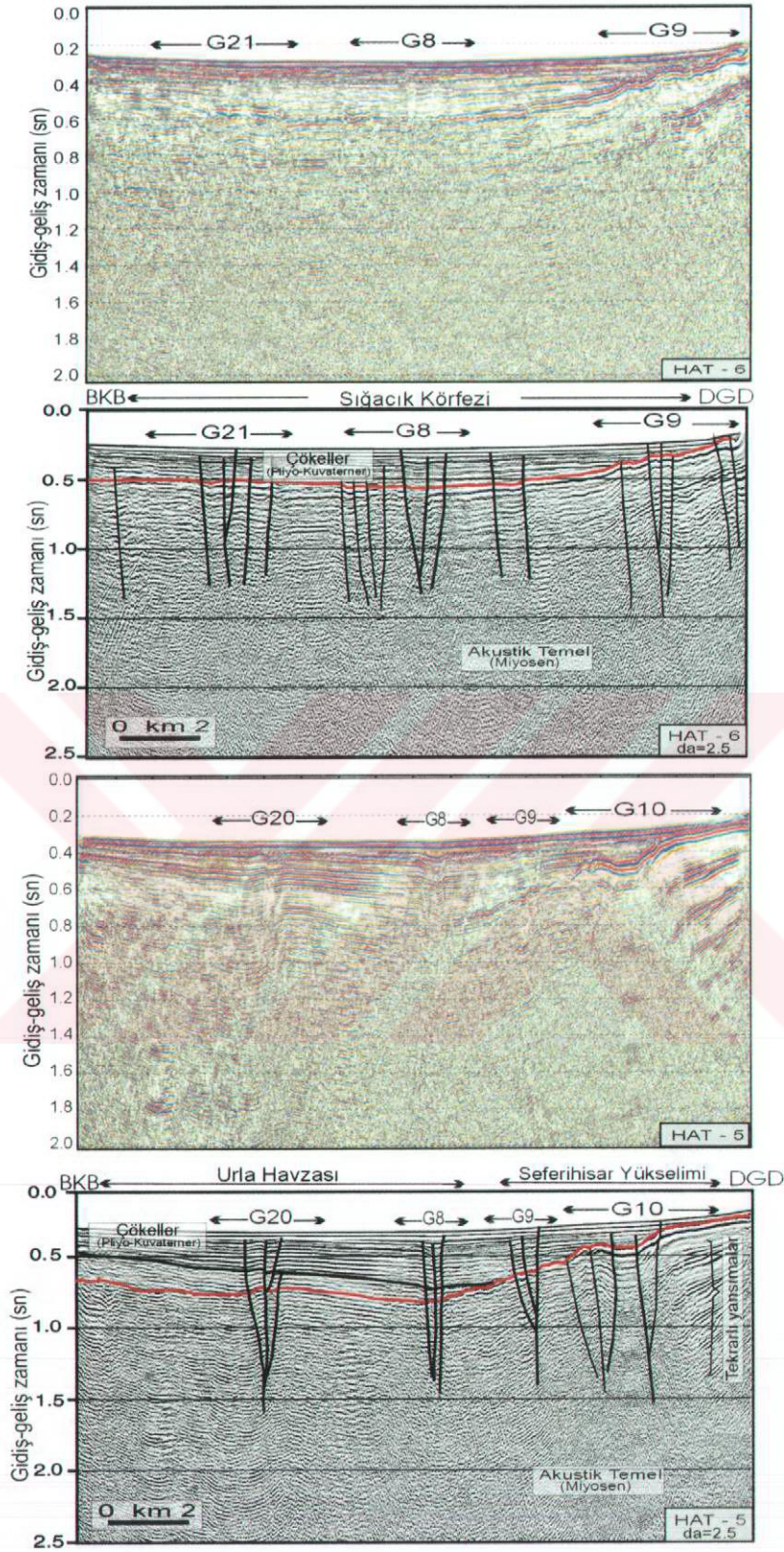
G12 Numaralı fay çalışma alanında Seferihisar Yükselimi'nin güneydeki devamını oluşturan Doğanbey Burnu açıklarında DGD-BKB uzanımlı Dog-1, Dog-2 ve 4-4A hatları üzerinde izlenmiştir (Şekil 4.9, Şekil 4.17). Söz konusu fay, çalışma alanındaki tüm fay zonları içerisinde, sismik kesitlerde en geniş zona sahip olan ve deniz tabanında en büyük boyutlarda etkiye sahip olan doğrultu atımlı fay olarak izlenmektedir (Şekil 4.20). Şekil 4.17'ye göre fay zonu Doğanbey açıklarında yaklaşık 20 km genişlikteki bir alanda yer almaktadır. Bu fay zonu boyunca, fayın kolları arasında kalan bölgede önemli derecede yükselimlerin meydana geldiği ve bu yükselimlere bağlı olarak akustik temel'in de yükselerek muhtemelen deniz tabanında yüzeylendiği görülmektedir.

Şekil 4.20'de, pozitif bir çiçek yapısı oluşturduğu açıkça görülen G12'nin önemli bir sıkışma bileşenine sahip olduğu açıktır. Deniz tabanı ve akustik temel üst yüzeyinin tekrarlı yansımaları tarafından örtüldüğünden dolayı derindeki gelişimi iyi gözlenemeyen bu fay ve temelde oluşturduğu yükselim, şekli itibarıyla bu alandaki tektoniği açıklayıcı ipuçları vermektedir. Dog-1 kesiti, bu fayın karadaki Doğanbey Burnu ve devamındaki Seferihisar Yükselimi'ne en yakın olan sismik kesittir (Şekil 4.9, Şekil 4.20 Hat-Dog1).

Şekil 4.20, Hat-Dog1 üzerinde Doğanbey Burnu'nun G12 tarafından kontrol edilen yükselimi, temel topografyası üzerinde geniş bir sırt olarak izlenmektedir. Söz konusu sırtın doğuya bakan yamacının, batıya bakan yamaca göre daha yüksek bir eğim değerine sahip olduğu açıkça izlenmektedir. Bu eğim farkı G12'ye ait kolların, sırtın doğusunda gerek temel ve genç çökeller üzerinde gerekse deniz tabanında daha büyük oranda deformasyona neden olması ile de kendini göstermektedir.



Şekil 4.18 Hat-8 ve Hat-7 üzerinde G19, 20,21 ile G8 ve G11 doğrultu atımlı fayları.
Hatların lokasyonları Şekil 4.9'dadır.



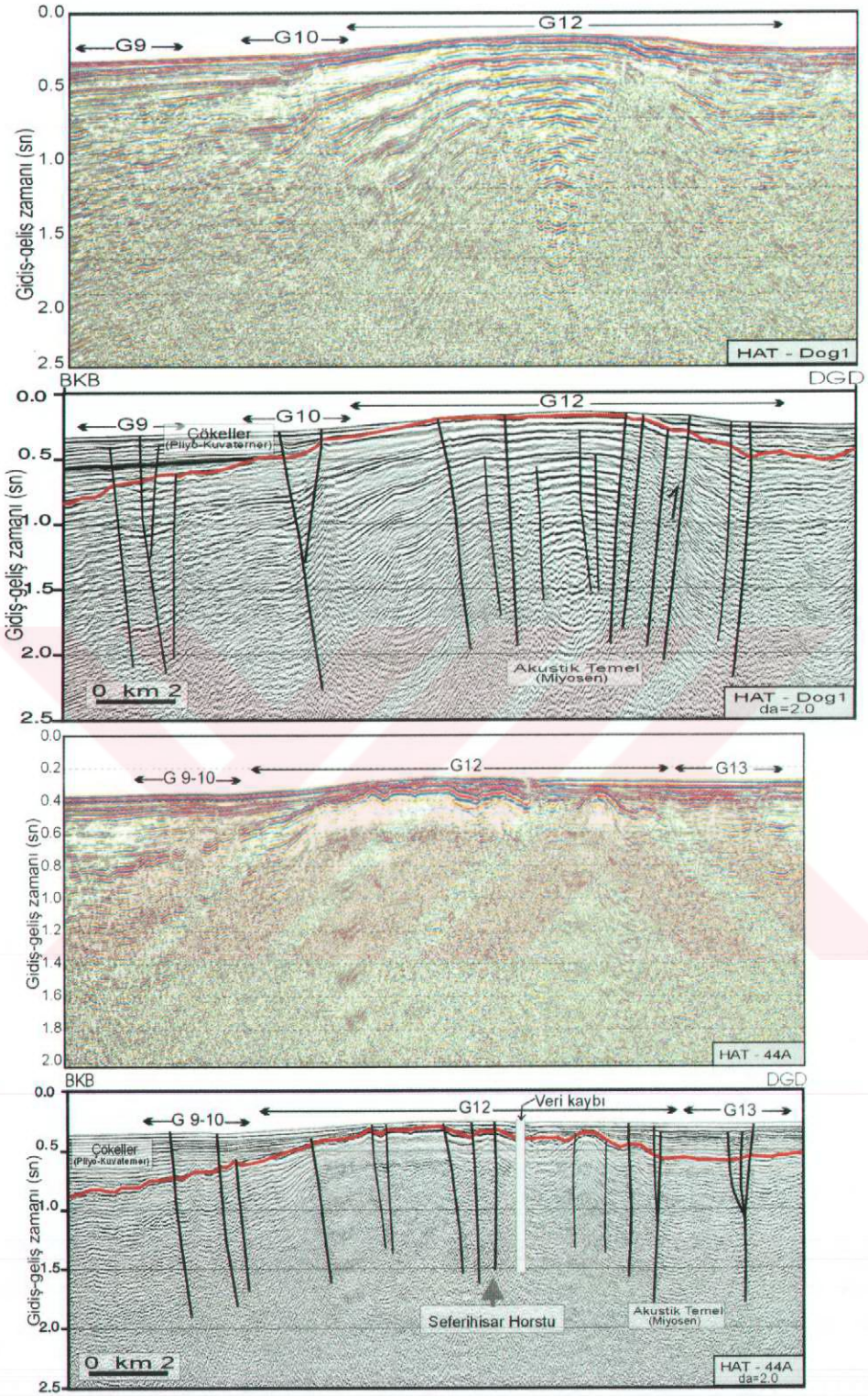
Şekil 4.19 Hat-6 ve Hat-5 üzerinde G20,21 ile G8,9,10 doğrultu atımlı fayları.
Hatların lokasyonları Şekil 4.9'dadır.

Bu eğim farkının G12'nin bu alanda geliştirmiş olduğu pozitif çiçek yapısındaki asimetriden dolayı meydana gelmiş olması gerekir. Bu gelişim bu lokasyonda Doğanbey Burnu'nun G12 kontrolünde batıdan doğuya doğru itilmekte olduğunu göstermektedir (Şekil 4.20, Hat-Dog1). Bu durum G12'nin bu alandaki diğer doğrultu atımlı faylara oranla daha geniş bir fay zonuna sahip olması dışında, doğuya doğru bindiren bir ters fay görüntüsü geliştirecek derecede yüksek bir sıkışma bileşenine sahip olduğunu göstermektedir. Fayın kıyıda doğru ilerlendiğinde yaratmış olduğu pozitif çiçek yapısının göreceli daha geniş bir alana yayılması dışında Doğanbey Burnu açıklarında sahip olduğu asimetrik yapısını da kısmen kaybettiği gözlenmektedir (Şekil 4.20, Hat-44A).

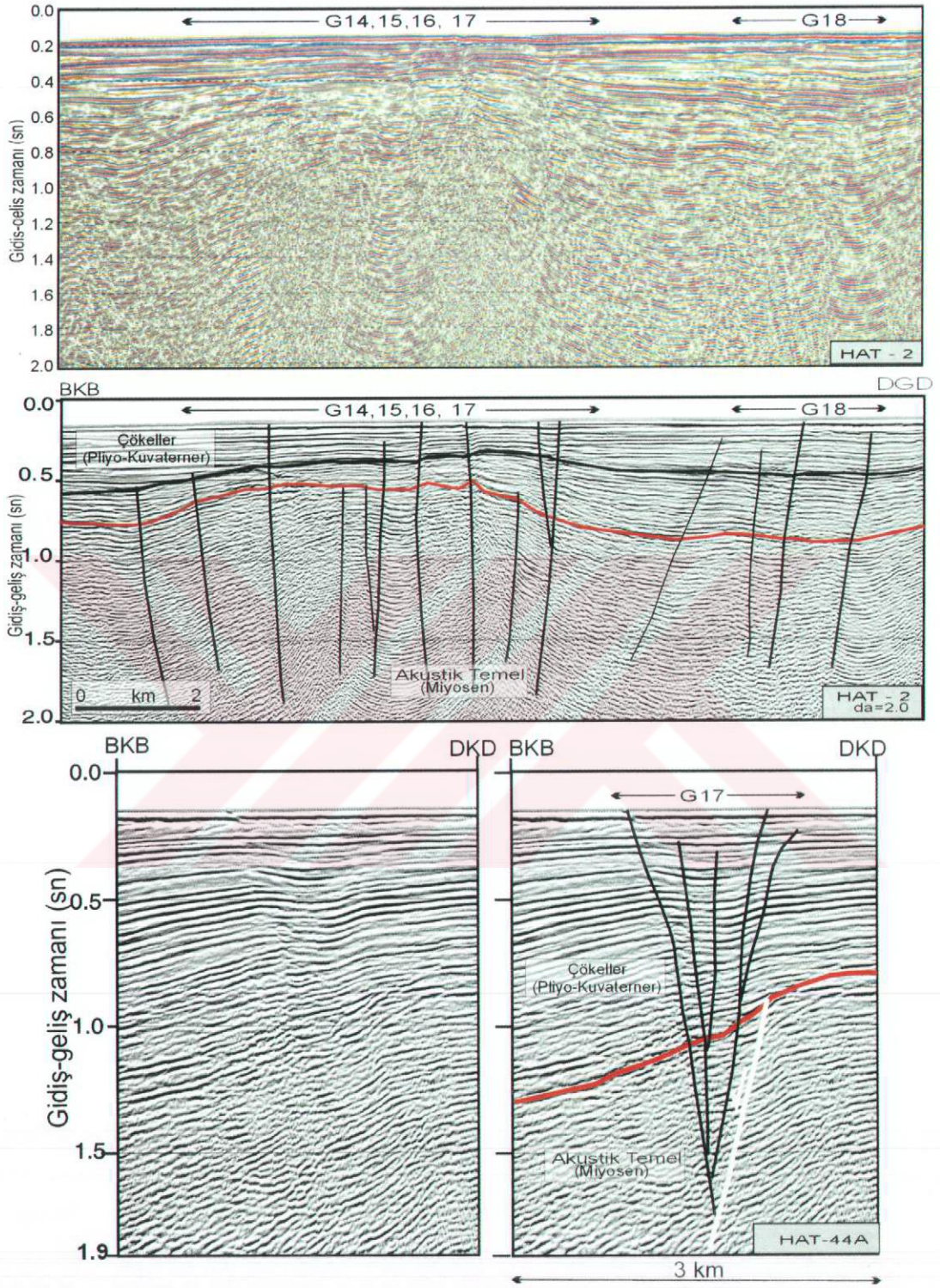
Şekil 4.17'de, G13, G14, G15, G16, G17 ve G18 fayları Doğanbey Burnu'nun doğusu ile Kuşadası açıklarında izlenmektedir. Söz konusu doğrultu atımlı faylar Hat-2, Hat-44A, Hat-Dog1 ve Hat-Dog2'nin doğusunda takip edilmekte ve Hat-3'ün kuzey lokasyonunda karada bulunan yayvan burnu sınırlamaktadırlar. Bu faylardan G14,15,16 ve G17 kıyıya en yakın olan 2 numaralı hat üzerinde tek bir fay zonunu oluşturuyor olarak görülse bile (Şekil 4.21, Hat-2), daha açıktaki sismik kesitlerde ayrı birer fay zone halinde izlenmesinden dolayı birbirlerinden ayrı olarak yorumlanmışlardır (Şekil 4.21, Hat-44A).

Yukarıdaki paragrafta sözü geçen faylardan, G14-G17 arasında kalanları Şekil 4.21, Hat-2'de fay kolları arasında kalan birimlerin yukarı doğru itilmesinden dolayı pozitif bir çiçek yapısı oluşturmaktadırlar. Bu nedenle G14-G17 fay gurubu, kıyıda sıkışma bileşenine sahip bir doğrultu atımlı fay zone olarak gözlenmektedir (Şekil 4.21, Hat-2).

Bununla birlikte, söz konusu fay gurubu kıyıda doğru gidildikçe birbirinden ayrılmakta ve Şekil 4.21'de Hat-44-A'daki örnekte G17'de görüleceği gibi ayrı birer doğrultu atımlı fay zone olarak karşımıza çıkmaktadır. G17'de ait fay kolları arasında kalan birimlerin çökmüş olmaları, söz konusu fayın bu alanda bir negatif çiçek yapısı oluşturuyor olduğunu gösterir (Şekil 4.21, Hat-44A). Fayların kıyıda beraberce oluşturdıkları pozitif çiçek yapısına karşın açıkta bu faylardan birinin bir negatif çiçek yapısı oluşturmuş olması, fay doğrultusundaki muhtemel bir değişim ile açıklanabilir. Bu değişim sonucu fay zone üzerinde muhtemelen gelişmiş olan bir



Şekil 4.20 Hat-Dog1 ve Hat-44A üzerinde G9,10,12,13 no'lu faylar. G12 fay zone bölgedeki en geniş pozitif çiçek yapılı ve sıkışma bileşenli fay zonudur. Hatların lokasyonları Şekil 4.9'dadır.



Şekil 4.21 Hat-2 ve Hat-44A'da G14,15,16,17 ve G18 doğrultu atımlı fayları. Hatların lokasyonları Şekil 4.9'dadır.

gerilmeli büküm sonucu G17 fayı sismik kesit üzerinde bu kez gerilme bileşenine sahip bir doğrultu atımlı fay olarak izlenmektedir (Şekil 4.21).

4.3.2.2 İzmir Körfezi, Karaburun-Foça-Çandarlı açıkları aktif doğrultu atımlı fayları

Çalışma alanının kuzey sahasında yer alan Karaburun-İzmir-Foça açıklarında, güney sahasındakine benzer şekilde aktif doğrultu atımlı faylar haritalanmıştır. Bölgede genellikle D-B ve DKD-BGB gidişli sismik kesitlerde görülen bu aktif fayların yönelimlerinin, hatların birbiri ile ilişkilendirilmesi sonucu ağırlıklı olarak K-G, KKD-GGB yönleri ile kısmen de KKB-GGD doğrultularında olduğu görülmüştür.

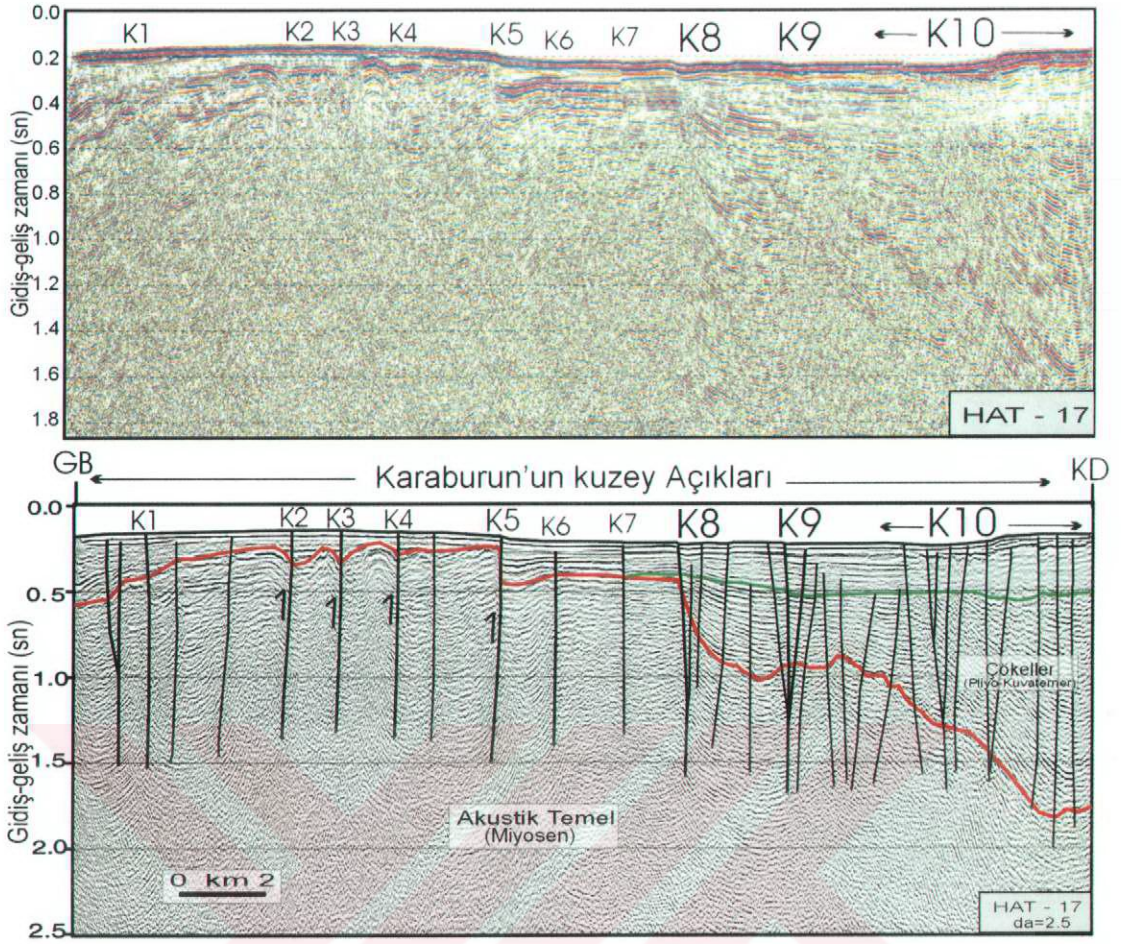
Sismik kesitlerde siyah renkle gösterilen bu faylar çalışma sahasının kuzey faylarını gösterecek şekilde 'K' harfi ile batıdan doğuya doğru numaralandırılmıştır.

Bu sıralamaya göre çalışma alanının kuzey sahasının en batı ucunda, Karaburun Yarımadası kuzeyinde K1'den K10'a kadar numaralandırılmış faylar yer almaktadır. 12, 16, 17, 19, izm-1 ve izm-2 sismik kesitlerinin Karaburun tarafında gözlenen bu faylar temel ile üzerindeki genç çökelleri ve yer yer deniz tabanını etkilemiş olmalarından dolayı aktif veya Kuvaterner dönemi içerisinde aktif olmuş faylar olarak yorumlanmışlardır (Şekil 4.9, Şekil 4.22).

Yukarıdaki paragrafta sözü geçen K1-K10 fayları, sismik kesitler üzerinde izlenen yapıları itibarıyla doğrultu atımlı bir fay zonunu temsil eden çiçek yapısı şekli oluşturmaktan çok, kesit yönü dikkate alındığında yaklaşık D-B yönlü bir sıkışmanın etkisi altında batıdan doğuya doğru bir itilme ile birbiri üzerine gelişmiş olan ters faylar şeklinde izlenirler. Bu faylar Hat-17'de gösterilmiştir (Şekil 4.22).

Bununla birlikte güney sahasında da K1-K10 benzeri doğudan batıya doğru bir itilmenin görüntüsünün yanında ayrıca geliştirmiş olduğu pozitif çiçek yapısı ile sıkışma bileşenli bir aktif doğrultu atımlı fayı işaret eden G12 fayı dikkate alındığında, sismik kesitlerde bir ters fay görüntüsü veriyor olsalar da, K1'den K10'a kadar numaralandırılmış olan fayların üzerinde de belirli miktarlarda doğrultu atım bileşeninin varlığının mümkün olabileceğini düşündürmektedir.

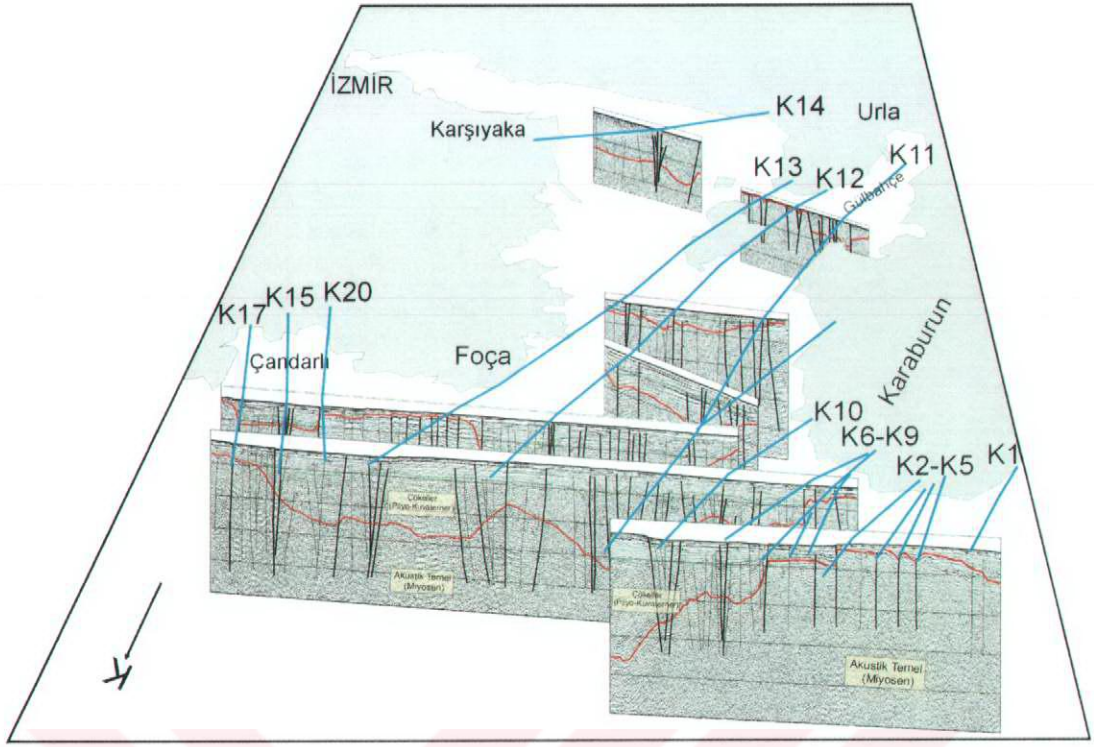
Karaburun açıklarında her bir sismik kesitte işaretlenmiş olan yukarıda sözü geçen fayların doğrultusu, ilgili kesitler biraraya getirildiğinde yaklaşık olarak K-G yönünde uzanmaktadır (Şekil 4.23).



Şekil 4.22 Hat-17 üzerinde K1-10 doğrultu atımlı fayları. Bu faylardan bir kısmı ters fay olarak yorumlanmıştır. Hat-17 lokasyonu Şekil 4.9'dadır.

Şekil 4.23'e göre, K10 bu bölgedeki en önemli fay zonlarından biridir. Körfez ağzından körfezin içerilerine doğru güneye ilerlendiğinde 19 numaralı sismik kesitin GB'sında geniş bir fay zonu olarak izlenen K10'un çiçek yapısını oluşturan fay kolları arasındaki birimlerin yukarı doğru itilmiş oldukları açıkça izlenmektedir (Şekil 4.9 ve Şekil 4.24). Bu durum, K10'un da K1-K9 fay gurubunda izlendiği gibi sıkışma bileşenine sahip olduğunu gösterir. Yine aynı kesit üzerine daha detaylı olarak bakıldığında K10'un etkisinin deniz tabanına kadar devam ettiği açıkça görülmektedir (Şekil 4.24, yakın-19).

Daha güneyde, Karaburun Yarımadası'nın doğu kıyıları boyunca ise, K10'un sismik kesitlerde K1-K9 faylarında izlendiği gibi doğudan batıya doğru bir itilme sonucu gelişebilecek bir ters fay görüntüsü kazandığı izlenir (Şekil 4.25, Hat-29). Karaburun Yarımadası'nın varlığı da dikkate alındığında K10 ve benzeri sıkışma bileşenli

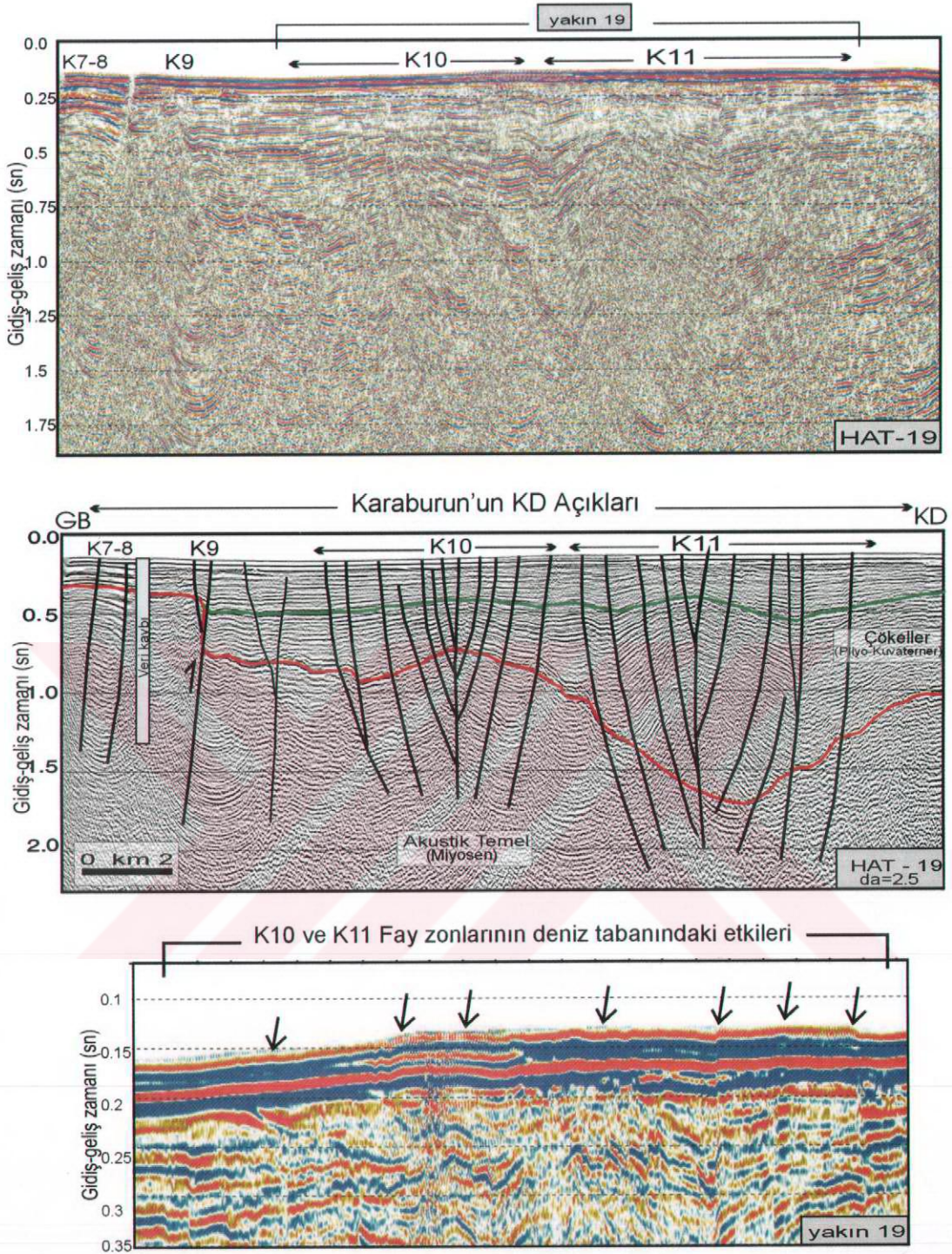


Şekil 4.23 İzmir Körfezi ve çıkışında kesitlerdeki fayların birbiri ile ilişkilendirilmesi sonucu haritalanan ana faylar ve doğrultuları K1-K20 numaraları ile mavi renkle gösterilmiştir.

fayların yaklaşık K-G yönlü uzanan Karaburun Yarımadası'nı yükseltiyor olduğu düşünülebilir. Bu yaklaşım, yarımada'nın kuzeyinde pozitif çiçek yapısı daha baskın olan K10'un, yarımada'nın doğu yamacına doğru, batıdan doğuya bir itilmeyi işaret eden ters fay bileşeni hakimiyetindeki bir doğrultu atımlı faya transfer olmasını açıklayabilir. Kesitlerin beraberce değerlendirilmesi sonucunda K10'un çalışma alanında yaklaşık K-G yönünde uzanıyor olduğu görülmektedir (Şekil 4.23).

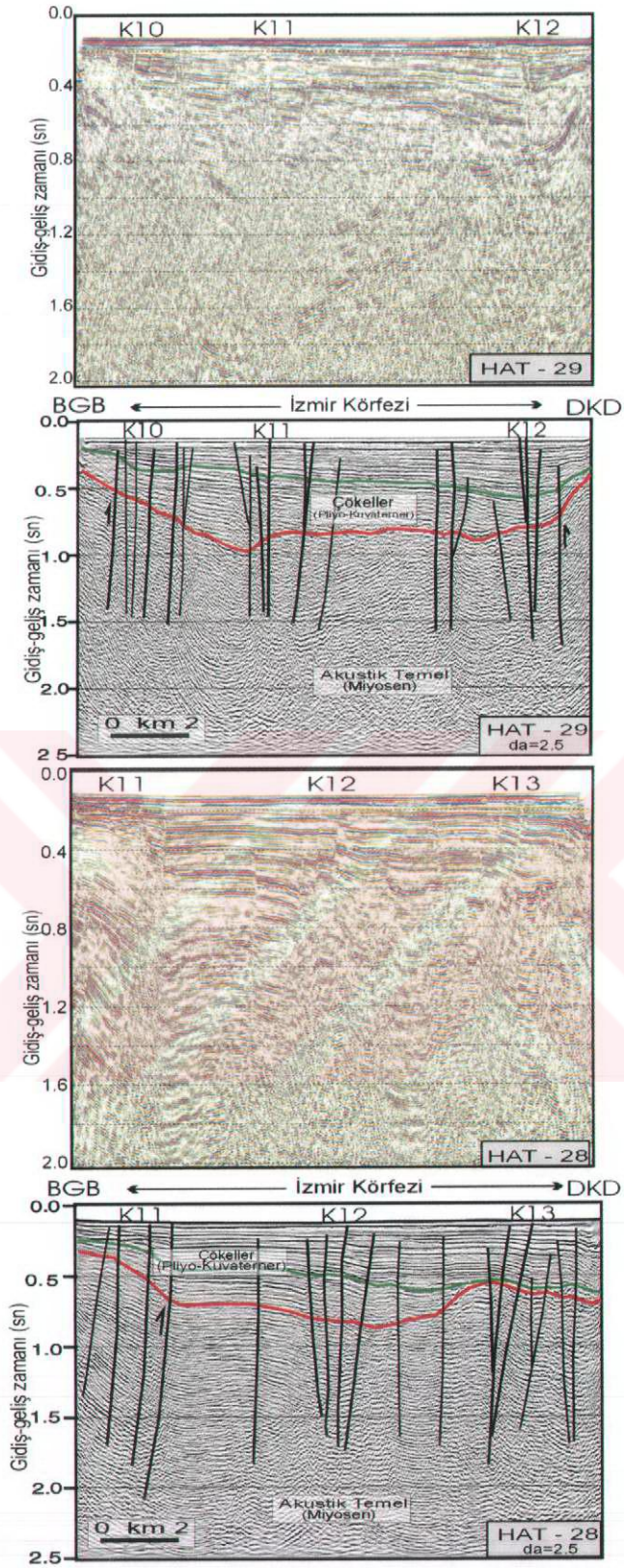
Şekil 4.23'de göre, K11; Karaburun-Foça arasında KKB-GGD uzanımlı İzmir Körfezi dış bölümü boyunca 12, 16, 19, 21-29, izm1-izm5, 33 ve 34 numaralı sismik hatlarda devamlılığı bölgede en yüksek izlenen faylardan birini oluşturmaktadır (Şekil 4.9).

K11 fayının sismik kesitler üzerinde körfez çıkışında bir pozitif çiçek yapısı oluşturuyor olduğu, fay kolları arasında kalan günümüzde pasif hale gelmiş olan bir havzaya ait çökelti dolgusunu önemli mertebede yukarıya doğru itmiş olması ile desteklenmektedir (Şekil 4.24, Hat-19).



Şekil 4.24 Hat-29'da K7-K9 fayları ve K10 ile K11 pozitif çiçek yapılı doğrultu atımlı fay zonları. K10 ve K11'in deniz tabanındaki etkileri yakın-19'da gösterilmektedir. Hattın lokasyonu Şekil 4.9'dadır.

K11'in etkilerinin deniz tabanına kadar devam ediyor olduğu Hat-19 üzerinde yapılan ayrıntılı inceleme sonucunda belirlenmiştir (Şekil 4.23, yakın-19). Daha güneye, körfezin içerisine doğru ilerlendiğinde ise, K11'in körfez ağzındaki pozitif çiçek yapısını kısmen koruyor olduğu düşünülse de fayın, yine doğudan



Şekil 4.25 Hat-29 ve Hat-28 üzerinde K10-K12 ve K13 fayları. K11 ters fayı Karaburun'u doğudan sınırlamaktadır. Hatların lokasyonları Şekil 4.9'dadır.

batıya doğru bir itilmenin etkisi altında sıkışma bileşeninin artması ile K10 gibi K11'in Karaburun Yarımadası'nın doğu kıyısını kontrol eden ters fay bileşeni yüksek bir doğrultu atımlı faya transfer olduğunu düşünmek de mümkündür (Şekil 4.25, Hat-29, Hat-28; Şekil 4.26, Hat-27, Hat-26).

K11 fayı, söz konusu yapısını devam ettirerek dış körfezin güneydeki ucunu oluşturan Gülbahçe Körfezine kadar, Karaburun Yarımadası'nın doğu kıyısı boyunca yaklaşık K-G doğrultusunda uzanır. K11 fayı, kıyının gelişimi üzerinde muhtemelen birinci dereceden etkili olmaktadır (Şekil 4.23 ve Şekil 4.27).

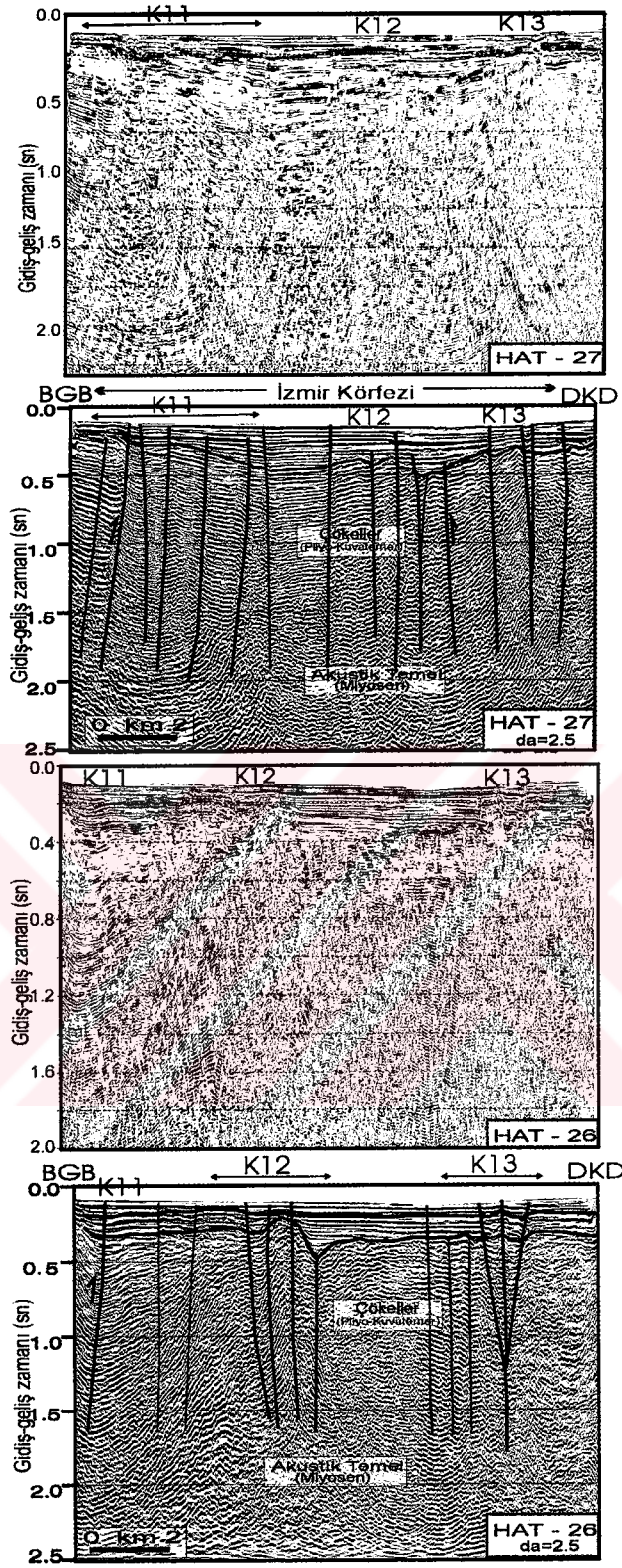
Şekil 4.23'deki K12 fayı, dış körfez içerisinde K11'in de izlendiği kesitlerin bir bölümünü de içine alan 16, 21, 24-30, 33, 34, izm-1, izm-3, izm-4 kesitlerinde izlenir (Şekil 4.9). Konum olarak K11'in doğusunda yer alan K12 deniz tabanını etkiliyor olduğu gözlemlendiğinden ve bir çiçek yapısı oluşturduğundan aktif bir doğrultu atımlı fay olarak yorumlanmıştır (Şekil 4.25, Şekil 4. 26).

28 ve 29 numaralı kesitlerde K12'nin, Foça'nın batısında yer aldığı görülmektedir (Şekil 4.25). Bu alanda K12'nin batıya doğru ilerleyen bir ters fay ile olan ilişkisi, fay kesitlerin doğu uçlarında bir kısmının görölüyor olmasından tam olarak belirlenememiştir (Şekil 4.25).

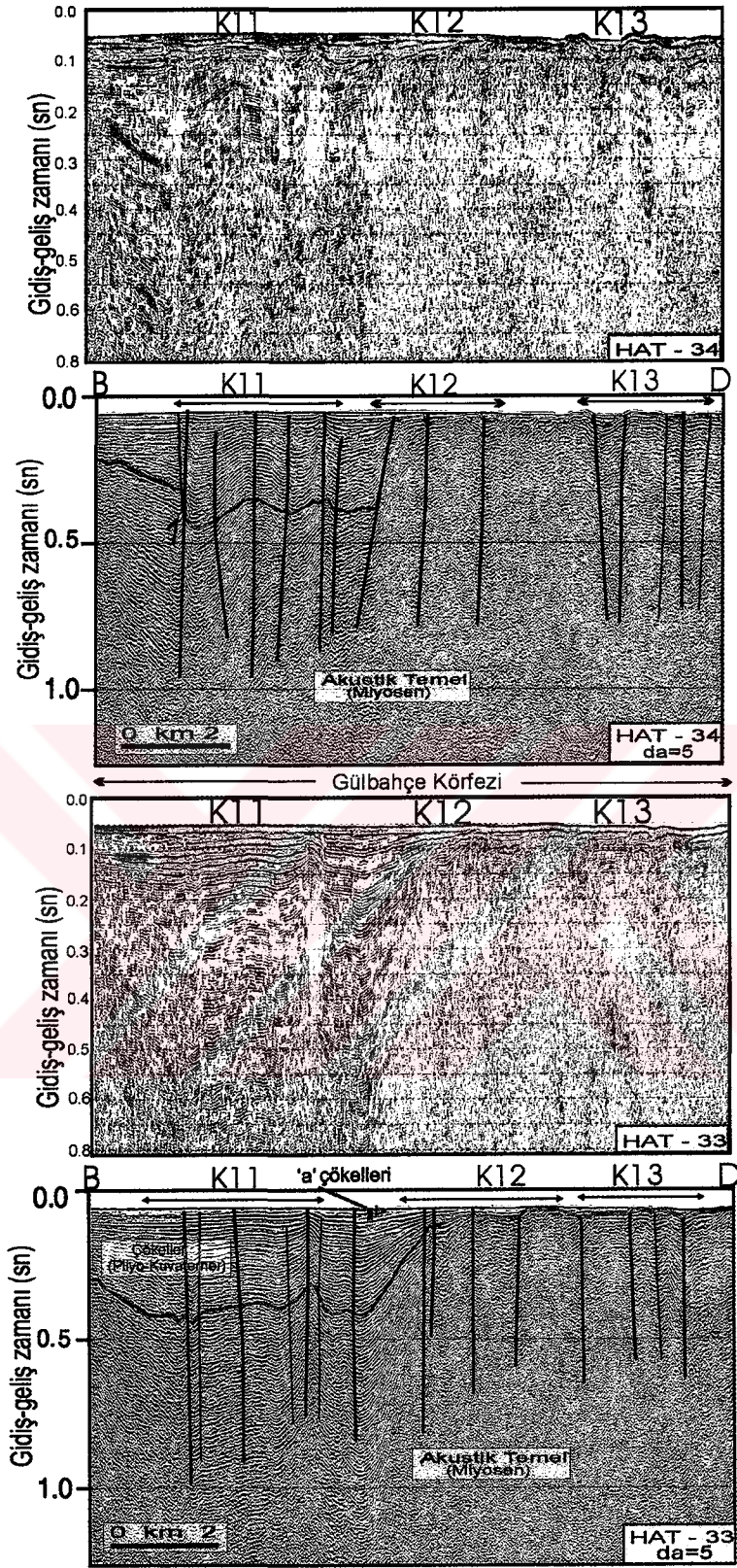
Bununla birlikte Foça'nın kuzeybatı açıklarında alınmış olan 16 ve 25 numaralı sismik kesitlerde ise, K12'nin doğudan batıya doğru olan bir itilmenin etkisi altında K10 ve K11'in körfez içerisinde geliştirdiği yapılara benzer nitelikte, ancak zıt yönde gelişen ters fay bileşeni yüksek bir pozitif çiçek yapısı oluşturduğunu söylemek mümkündür (Şekil 4.28).

K12 fayı Foça güneyinde ise, sismik kesitlerde körfezin orta ekseni boyunca izlenir (Şekil 4.25, Hat-28). Bu alanda fayın herhangi bir sıkışma veya gerilme bileşenine sahip olup olmadığı tam olarak anlaşılamamıştır.

K12 fayı, Uzunada ile Karaburun Yarımadası arasında ise, üst yüzey morfolojisi ve iç yansıma şekilleri dikkate alındığında temelin ve havza dolgusunun, K12'nin kolları boyunca doğudan batıya bir itilmenin ürünü olarak geliştiği düşünülen sıkışma etkisi ile yükselmiş oldukları görülmektedir (Şekil 4.28).



Şekil 4.26 Hat-27 ve Hat-26 üzerinde K11-K13 doğrultu atımlı fayları. Hatların lokasyonları Şekil 4.9'dadır.



Şekil 4.27 Hat-34 ve Hat-33 üzerinde K11-K13 doğrultu atımlı fayları. Hatların lokasyonları Şekil 4.9'dadır.

Bu durum söz konusu alanda K12 fayının, K10 ve K11 benzeri bir davranışla, dış körfezin doğu kıyılarından Foça açıklarında batıya doğru ilerleyen, batı kıyılarında ise doğuya doğru ilerleyen ters fay bileşeni hakimiyetinde gelişen bir doğrultu atımlı fay olduğu sonucuna varılmıştır.

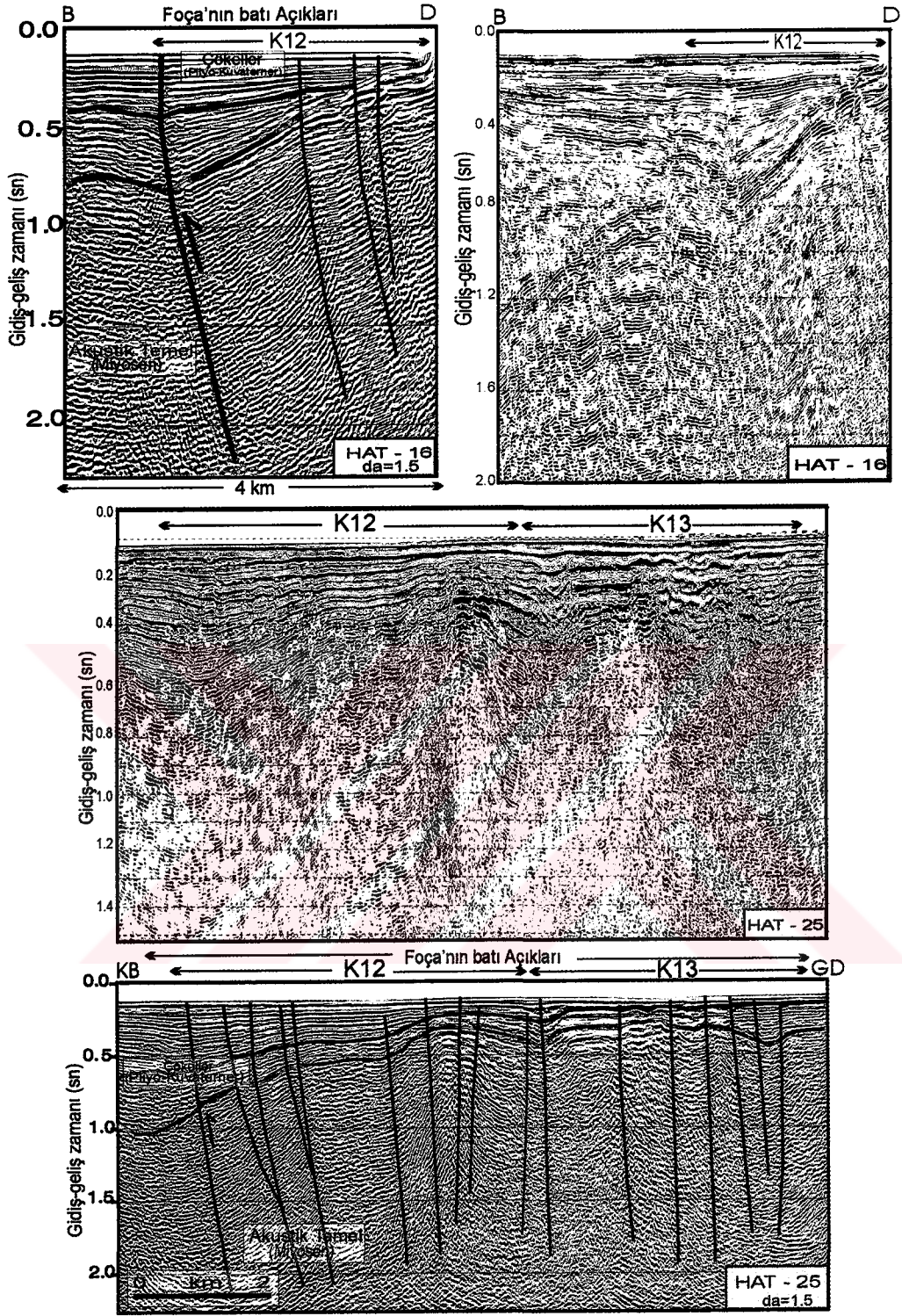
K12 fayının karakterinde izlenen bu değişimlerin doğrudan fay doğrultusundaki değişimlere ve/veya Foça kuzeyinde fayın KKB-GGD doğrultusuna yönelmesinin bölgedeki hakim gerilme ve sıkışma yönleri ile olan ilişkisine göre gelişiyor olduğu düşünülmektedir. Bu verilerle ilgili yorumlama daha sonraki başlıklarda detaylandırılacaktır.

K13 fayı, K12'nin doğusunda yer alan ve 12, 14, 19, 16, 21, 25-30, 33, 34, izm-1, izm-3, izm-4 hatlarında (Şekil 4.9) izlenerek tüm körfezi kateden K-G yönlü bir faydır (Şekil 4.23). Çalışma alanının kuzey sahasındaki en devamlı faylarından biri olan K13 fayı üzerindeki sıkışma bileşeni, fayın kolları arasındaki birimlerde izlenen yukarı itilmeler ile kendini gösterir (Şekil 4.26, Şekil 4.27, Şekil 4.28).

K-13 fayının sismik kesitler üzerinde deniz tabanı da dahil tüm birimleri etkilediği görüldüğünden aktif olduğuna karar verilmiştir. Sismik kesitler üzerinde belirlenen yerlerine göre doğrultusu Şekil 4.23'de verilen fayın, körfezin kuzeyinde KKB-GGD yönünde olduğu izlenirken; Foça kıyılarından itibaren K13'ün K-G istikametine döndüğü ve bu istikametini körfez boyunca koruduğu gözlenmiştir. Fay körfez güneyinde Uzunada'nın kıyı hattında ve batı ucunda izlenen sağ yanal yöndeki ötelenmeyi izleyerek Urla Burnu'nun doğu yamacına doğru devam eder.

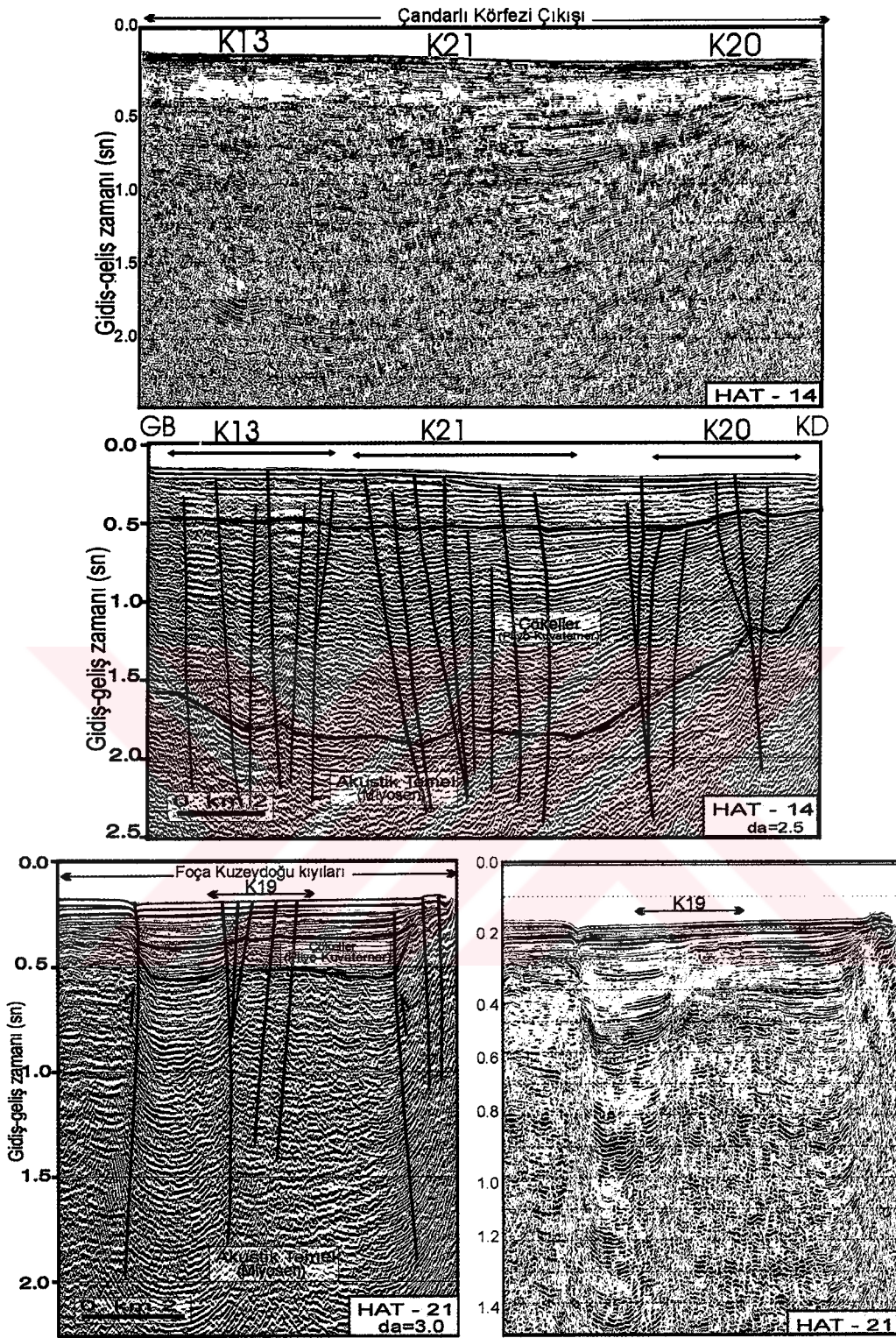
K15, K17- K21 numaralı faylar Çandarlı Körfezi içerisinde 13, 14, 15, 19, 20 ve 21 numaralı sismik kesitler üzerinde izlenmektedir (Şekil 4.9). Sismik kesitler üzerinde geliştirmiş oldukları çiçek yapıları ve deniz tabanı da dahil olmak üzere tüm çökel birimlerini etkilemiş olmaları bu fayların Çandarlı Körfezi içerisinde aktif birer doğrultu atımlı fay gurubunu oluşturduğunu gösterir (Şekil 4.29, Şekil 4.30).

Yukarıda sözü geçen faylardan K19, oluşturduğu çiçek yapısında, fay kolları arasındaki birimlerin yukarı doğru itilmiş olması ile bir pozitif çiçek yapısı oluşturmaktadır. K19'un oluşturduğu çiçek yapısı ile Foça'nın kuzeyinde izlenen yaklaşık K-G yönlü koyu sınırlayan fayların sismik kesitlerde ters fay bileşenine



Şekil 4.28 Hat-26'nın doğusunda ve Hat-25'de K11-K13 fayları. Hatların lokasyonları Şekil 4.9'dadır.

sahip olduğunun belirlenmesi Şekil 4.29, Hat-21'de, bu alandaki sıkışmanın varlığını desteklemektedir. Benzer şekilde, izlenebildiği kadarı ile K15'in de bir pozitif çiçek yapısı gösteriyor olması nedeniyle sıkışma bileşenine sahip bir doğrultu atımlı fay olduğuna karar verilmiştir (Şekil 4.30, Hat-20).



Şekil 4.29 Hat-14'de ve Hat-21'in doğusunda K13, K19-K21 fayları. Hatların lokasyonları Şekil 4.9'dadır.

Özellikle K15, 17, 19 ve 20 no'lu faylara kara morfolojisinde Foça dolaylarında karşılık gelen çizgisellikler, daha önce bölgede bu alanlarda saha jeolojisi çalışmasında Altunkaynak ve Yılmaz (2002)'in haritaladığı doğrultu atımlı faylar ve

ve bu fayların yönelimleri ile de oldukça uyumludur. Uzunada'nın doğusunda K15 ile aynı yönde ve onun devamında yer alıyor olduğu belirlenen Şekil-30, Hat-20'deki K15'in İzmir Körfezi içerisindeki devamı olarak değerlendirilmiştir.

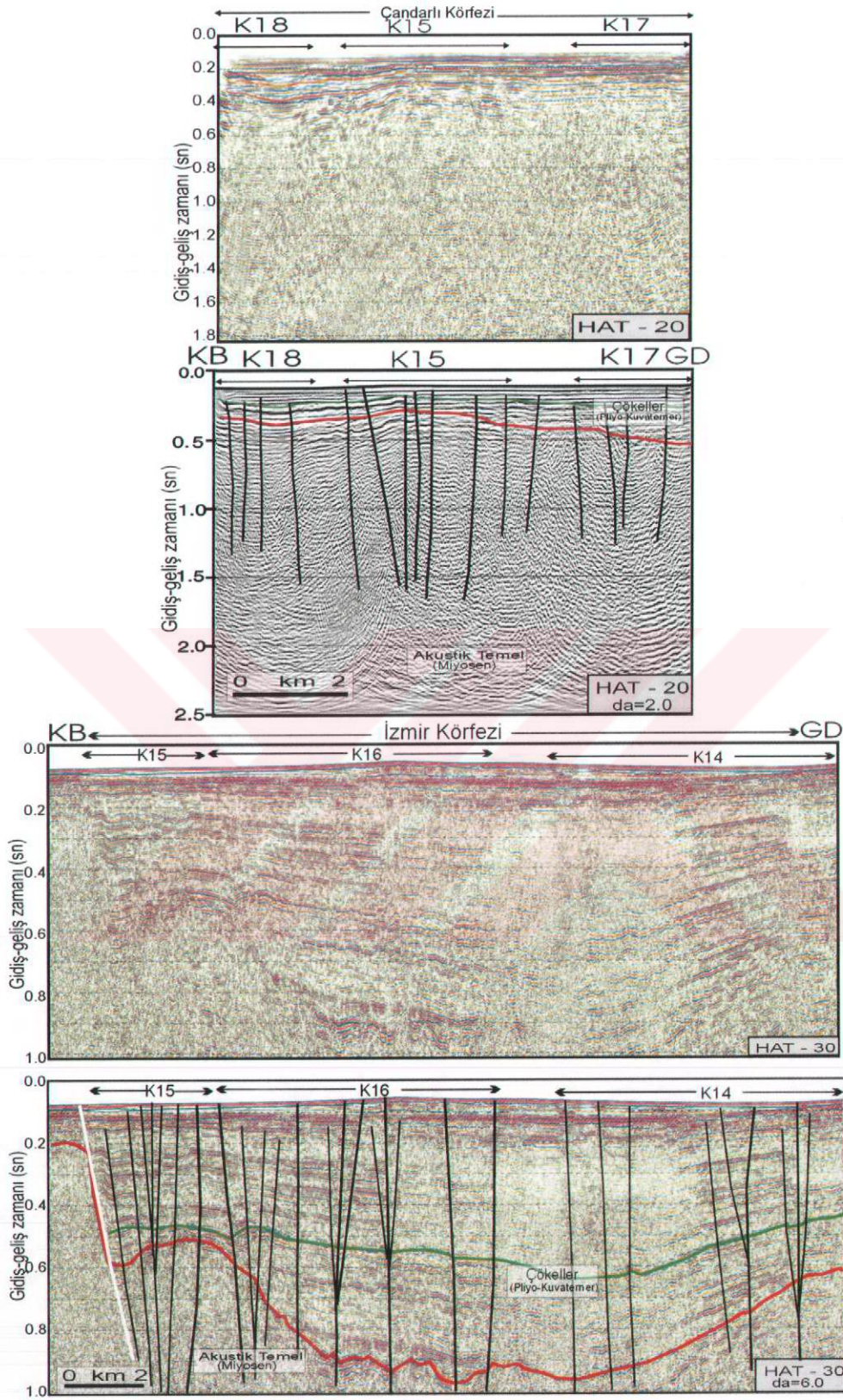
Şekil 4.23 ve Şekil 4.30, Hat-30'da İzmir Körfezinin iç kısmında yer alan K14 ve onun kuzeybatısında yer alan K16 fayları, D-B uzanımlı iç körfez ile KKB-GGD uzanımlı dış körfezin birbiri ile birleştiği yerde Karşıyaka açıklarında haritalanmışlardır. K14 aktif bir doğrultu atımlı fay olarak yorumlanmıştır. K14'ün Hat-30,31 ve Hat-32 üzerinde değerlendirilmesi sonucu KKD-GGB doğrultusuna sahip olduğu belirlenmiştir (Şekil 4.23).

4.4 Bölgenin Aktif Fay Haritasının Tanıtımı

Bu bölümde, sismik kesitlerde izlenen ve aktif olduğu belirlenen faylar; kara morfolojisinde ve daha önce karada değişik araştırma grupları tarafından yapılan çalışmalarda ve MTA tarafından hazırlanan bölgenin jeoloji ve diri fay haritalarında belirlenmiş olan faylarla ilişkilendirilerek bölge için deniz ve karayı kapsayan aktif bir fay haritası hazırlanmıştır (Şekil 4.31).

Bu fay haritasının hazırlanması ile (i) sismik kesitlerde izlenen fayların, karada yapılmış önceki çalışmalarda belirlenen faylarla kıyaslanabilmesi; (ii) karada tespit edilmiş fayların deniz içerisinde devam edip etmediğinin araştırılması; (iii) kara morfolojisi üzerinde izlenen çizgiselliklerden deniz içerisinde aktif faylara karşılık gelenlerinin fay karakterlerinin tespit edilebilmesi (iv) kara çalışmalarında genç çökellerin bulunmayışından dolayı (örneğin Karaburun Yarımadası), gençliği hakkında karada bilgi edinilememiş olan fayların denizdeki devamlarında havza dolgusu ve deniz tabanı üzerindeki etkilerine bakılmak suretiyle aktiviteleri hakkında bilgi edinilmesi; (v) denizde varlığı ve aktivitesi belirlenen faylardan, karada devamı olduğuna dair herhangi bir veri olmayanları için gelecekte karada yapılacak tektonik çalışmalar için aktif potansiyel fayların bulunabileceği alanların belirlenebilmesi gibi pekçok bilinmeyene ışık tutmak mümkün olabilmektedir.

Çalışma alanının aktif faylarını gösteren Şekil 4.31'in oluşturulmasında temel veri sismik yansıma kesitleri olduğundan bu başlık altında ilgili şekil anlatılırken



Şekil 4.30 Hat-20 ve Hat-30 üzerinde K14-K18 numaralı doğrultu atımlı faylar. Hatların lokasyonları Şekil 4.9'dadır.

Sismik kesitlerden yararlanılarak hazırlanan fay haritasının Şekil 4.31'deki kara ile olan devamlarının izah edilebilmesi için yine bu çalışma bünyesinde hazırlanmış olan kara morfolojisindeki çizgisellik haritasından (Şekil 4.3) ve MTA tarafından hazırlanan jeoloji ve diri fay haritalarından faydalanılacaktır (Şekil 1.6).

Şekil 4.31'deki aktif fay haritasına göre çalışma alanında Alaçatı-Teke açıklarında haritalanan G1 ve G2 fayları kara morfolojisinde izlenen (Şekil 4.3) ve kıyıda fotograflanmış olan Şekil 4.1'deki Ç8 ve Ç9 çizgisellikleri ile önemli derecede bir uyum göstermektedir (Şekil 4.31). Bu alanda MTA tarafından hazırlanan jeoloji haritasında da (Şekil 1.6), Karaburun'un güney kıyısında bu fayların yönlerine uygun K-G istikametinde bir fay belirlenmiştir. Şekil 4.3'deki kara morfolojisinde Ç6 çizgiselliği ile uyumlu olan G4'ün sahip olduğu sıkışma bileşeni ise, jeoloji haritasında Kalkan Dağları batısında G4 ile aynı yönde haritalanmış olan ters fayların varlığı ile desteklenmektedir (Şekil 1.6). Şekil 4.31'de G5, G6 ve G7 faylarının kara morfolojisinde Ç10 ve Ç11 olarak belirlenen çizgisellikleri izlediği düşünülmektedir. Karadaki bu çizgisellikler MTA tarafından hazırlanmış olan jeoloji haritasında fay olarak tanımlanmışlardır (Şekil 4.3 ve Şekil 1.6).

Şekil 4.31'deki fay haritasında güneyde çizilen G8 fayı, karada morfolojide izlenen Ç16 çizgiselliği olarak devam etmektedir (Şekil 4.3). Bu fay karada Urla Fayı olarak tanımlanmıştır (Emre ve Barka, 2000). Söz konusu fay karada yapılmış olan çalışmalardan elde edilen sonuçlar çerçevesinde pasif olarak nitelendirilmiş olsa da fayın yüzeyde Ç16 ile temsil edilen izinin son derece keskin oluşu, onun sadece kara verilerine dayanarak dahi aktif olması gerektiğini düşündürmektedir (Şekil 4.3). Bu fayın denizde G8 ile temsil edilen devamında sismik kesitlerde, karayla kıyaslandığında oldukça zayıf bir fayın izlendiği görülse de Ç16 ile temsil edilen fayın kuzeyde İzmir Körfezi içerisindeki devamı çalışma alanı içerisinde devamlılığı en yüksek olan ve sismik kesitlerde önemli etkileri görülen fay zonlarından ikisi olan K12 ve K13 ile temsil edilmektedirler.

K12 ve K13 faylarının genç çökeller ve deniz tabanı üzerindeki etkileri açıktır (Şekil 4.24, Şekil 4.25, Şekil 4.26, Şekil 4.27, Şekil 4.28). Söz konusu fay Uzunada üzerinde de önemli derecede bir yanal atım gerçekleştirmiştir (Şekil 4.31). Bu nedenlerden dolayı, bu çalışmada denizdeki devamları G8, K12 ve K13 (Şekil 4.31), kara morfolojisinde ise Ç16, Şekil 4.3 ile temsil edilen Urla Fayı'nın günümüzde

aktif bir doğrultu atımlı fay olduğu ve bu alandaki deformasyonu gerçekleştiren ana faylardan biri olduğuna karar verilmiştir (Şekil 4.31).

Sismik kesitler üzerinde G9, G10 ve G11 olarak belirlenen ve doğrultuları Şekil 4.31'deki fay haritasında KD-GB olarak gösterilen faylardan sadece G11 karada Ç18 ile ilişkilendirilebilmiştir (Şekil 4.3). Bu fayın jeoloji haritasında karada bir devamı bulunmasa da, morfolojide Ç18 ve devamındaki Ç17 gibi keskin çizgiselliklerin varlığı, onun İzmir Körfezi içerisine kadar hatta Karşıyaka kıyısında, Gediz deltasındaki köşe ve gerisinde Ç34 olarak izlenen çizgisellikle de kıyaslandığında karada KD istikametinde önemli bir devamlılığının olduğuna karar verilmiştir. Bu çizgiselliğin İzmir Körfezi içerisinde, sismik kesitlerde izlenen K14 fayının hemen güneydoğusundaki bir fay ile denizde temsil ediliyor olması, onun K14 ile bir ilişkisinin olabileceğini de düşündürür. MTA tarafından hazırlanan jeoloji haritasında (Şekil 1.6), Şekil 4.3'de belirtilen Ç34 çizgiselliğinin Yamanlar Dağı'nın kuzeybatı yamacında haritalanan faylarla olan uyumu bu fikri kısmen de olsa desteklemektedir.

Gerek oluşturduğu önemli pozitif çiçek yapısı ve gerekse deniz tabanındaki etkisinden dolayı sismik kesitlerde izlenen en önemli aktif fay G12 olarak belirlenmiştir. Bu fay sismik kesitlerde görüldüğü şekliyle, Seferihisar Yükselimi'nin güneydeki ucunu oluşturan Doğanbey Burnu'nun denizdeki devamını, batıdan doğuya doğru bindiren ters fay bileşenine sahip bir pozitif çiçek yapısı olarak kontrol etmektedir (Şekil 4.31). Söz konusu fayın karadaki devamı Ç19 çizgiselliği olarak morfolojide de açıkça izlenmektedir (Şekil 4.3). Ç19 sol yanal bir basamak yaratarak İzmir Körfezi doğu ucunu keser. G12 fayının karadaki devamı (Ç19) bu alanda yapılmış olan çalışmalarda aktif bir doğrultu atımlı fay olarak yorumlanmıştır ve Tuzla Fayı veya Orhanlı Fayı gibi isimlerle adlandırılmıştır (Emre ve Barka, 2000; Genç ve diğ., 2001). Sözü edilen yazarlar fayın yanal hareket yönü hakkında farklı fikirlere sahiptirler. Morfoloji üzerinde Doğanbey Burnu'nda burnun büklüm yaptığı yerde sol yanal atım veren Tuzla fayı (Ç19), Genç ve diğ. (2001) tarafından karada sol yanal olarak haritalanmıştır. Emre ve Barka (2000) ise karada aynı fayı sağ yanal olarak haritalamışlardır. Deprem çözümleri ise yakın dönemde bu fay zonunda oluşmuş manyitütü 5'ten büyük bir depremin fay mekanizması çözümünü sağ yanal olarak vermektedirler (Tan ve Taymaz, 2001). Keza Tuzla Fayı'nın yani Ç19 çizgiselliğinin hemen batısında yer alan Ç18

çizgiselliğine yakın lokasyonlarda da oluşan bir depremin fay mekanizması çözümü yine bölgede sağ yanal doğrultu atımlı hareket göstermektedir (Tan ve Taymaz, 2003). Bu çalışmada hazırlanan morfoloji haritası, gerek Doğanbey Burnu'nda sol yanal bir bariz ötelenmeyi ve gerekse Seferihisar yükseliminin fay geometrisindeki büküm nedeniyle sol yanal hareket ile uyumlu görünse de sismik kesitlerde özellikle fayın karadaki KD-GB yöneliminden kıyıda Doğanbey Burnu'nda K-G doğrultuya döndüğü bölgede batıdan doğuya doğru bindirme karakteri kazanması ve denizde sismik kesitlerde de bunun açıkça izlenmesi Seferihisar yükselimi ve buna bağlı Doğanbey Burnu'nun şeklinin D-B yönündeki bir sıkışma ile gelişebileceğini de göstermektedir. MTA tarafından hazırlanan haritada da Doğanbey Burnu'nda, sismik kesitlerde G12 fayında izlenen ters fay bileşeni ile tam anlamıyla uyumlu olacak şekilde, batıdan doğuya itilmeyi işaret eden bir ters fayın varlığı yukarıda bahsedilen burnun gelişmesi ile ilgili görüşü desteklemektedir (Şekil 1.6). Keza bölgede D-B yönlü sıkışma veren yapılar sadece bu yükselimde değil körfez içerisindeki sismik kesitlerde de takip edilmektedir. Bu noktada Tuzla Fayı'nın (Ç19) denizdeki yapısal özelliklerine dair bu çalışma ile ortaya çıkarılan ve yukarıda sözü edilen bulgular ile bölgedeki depremlerin fay mekanizması çözümleri de dikkate alınarak fayın karadaki yanal hareket yönü yapılacak saha jeolojisi çalışmaları ile daha detaylı bir şekilde incelenmelidir.

Şekil 4.31'deki fay haritasında G14 ve G18 dahil olmak üzere bunların arasında yer alan K-G doğrultulu faylar ise morfolojide Ç22 ve Ç23 numaralı çizgisellikler ile devam etmektedirler (Şekil 4.3).

Çalışma alanında İzmir Körfezi içinde ve körfez çıkışında haritalanan faylardan en batıda olanları Karaburun yarımadasının kuzey açıklarında yer alan K-G gidişli K6, K7, K8, K10 ve K11 faylarıdır (Şekil 4.31). Bir kısmı ters fay bir kısmı ise ters fay bileşenli doğrultu atımlı fay olarak haritalanmış olan bu yapılar yarımada karasında Ç1, Ç2, Ç3 ve Ç4 olarak belirlenen ve yarımada üzerindeki sırtların uzun eksenleri boyunca gelişen drenaj ile temsil edilen çizgisellikleri gösteren bu yapılar ile uyumludurlar (Şekil 4.3). Söz konusu sırtlar ile denizde aynı istikamette devam eden ters fayların varlığı deniz ile kara arasındaki yapısal uyumu göstermektedir. MTA tarafından yapılan jeoloji haritasında bu alanda benzer yönde uzanan ve pek çoğu ters fay olarak haritalanmış olan fayların varlığı çalışmanın bu alanda ortaya çıkardığı faylar ile uyum içerisinde. Yalnız burada belirtilmesi gereken en önemli

husus MTA jeoloji haritasında diğer pekçok denizde haritalanmış faylarla uyumlu kara faylarında olduğu gibi bu faylarında karada pasif olarak gösterilmiş olmasıdır. Bu faylar denizdeki sismik kesitlerde ise deniz tabanına kadar bütün yapıları kesen aktif faylar olarak haritalanmışlardır. Bu sonuca göre karada bu lokasyonda denizdeki fayların devamı olarak görülen faylarında aktif olması gerektiği düşünülmektedir.

Şekil 4.31’de İzmir Körfezi alanında izlenen bir başka önemli fay ise, Karaburun Yarımadası’nın doğu kıyısını kontrol eden K-G doğrultulu K11 fayıdır. Bu fay ile yarımadanın doğu kıyısında izlenen ve Ç14 çizgiselliği ile temsil edilen doğrusal kıyı hattı birbirleri ile önemli bir uyumluluk arzeder. Bu fayın karadaki devamında ise morfolojide Ç12 ve Ç13 çizgisellikleri yer almaktadır (Şekil 4.3). Söz konusu çizgisellikler karada yapılmış olan çalışmalarda Karaburun Fayı olarak tanımlanmışlardır (Kaya, 1979). MTA jeoloji haritasında da aynı hattı izleyen faylar haritalanmıştır. Bu faylardan bir bölümü haritada ters fay olarak işaretlenmiştir (Şekil 1.6). Söz konusu ters faylar, K11’in sismik kesitlerde izlenen ters fay bileşeninin varlığını desteklemektedir (Şekil 4.31).

Çalışma alanının aktif fay haritasında K15-K19 fayları KD-GB ve KKD-GGB uzanımlı doğrultu atımlı faylardır (Şekil 4.31). Bu fayların kara morfolojisindeki devamları ise sırasıyla Ç38, Ç35 ve devamındaki Ç37, Ç40, Ç41, Ç39 numaralı çizgiselliklere karşılık gelmektedir (Şekil 4.3). Denizde haritalanan bu faylardan K15, Ç35-Ç37 çizgiselliklerine; K17, Ç40 çizgiselliğine ve K18, Ç41 çizgiselliğine karşılık gelmektedir (Şekil 4.3). Bu çizgisellikler karada bu lokasyonlarda MTA tarafından hazırlanmış olan diri fay haritasındaki aktif Zeytinadağ-Bergama doğrultu atımlı fay zonuna karşılık gelmektedir.

Bölgenin Şekil 4.31’de gösterilen aktif fay haritasına göre yukarıda tanımlanan fayların ışığında şu sonuca ulaşılmaktadır. Sismik kesitlerde tanımlanmış olan fayların önemli bir bölümü kara morfolojisindeki çizgisellikler ve kara jeolojisi çalışmaları ile belirlenmiş olan faylar ile gerek lokasyon ve doğrultuları itibarıyla ve gerekse fay hareket yönleri itibarıyla önemli düzeyde bir uyum içerisindedir. Bu haritada gözlenen bir başka önemli husus ise, karada izlenen ve genelde pasif fay olarak bölgenin jeoloji haritasında haritalanan ters faylar ile karakteri pek fazla belirlenememiş olan diğer fayların denizdeki devamlarında sismik kesitlerde aktif

olarak haritalanmış olmalarıdır ve bu faylar sismik kesitlerde de görüldüğü üzere genellikle doğrultu atımlı karakterdedir.

Çalışma alanında Şekil 4.31’de görüldüğü üzere yaygınca ve hakim K-G, KD-GB istikametlerinde haritalanan doğrultu atımlı fayların yanında, bölgede yer yer yaklaşık D-B doğrultularda uzanan aktif normal faylarda haritalanmıştır. Bu faylar Şekil 4.31’de İzmir körfezinin iç kısmında, Karaburun-Çandarlı açıklarında ve güney şelf alanında yer yer Alaçatı-Teke açıklarında ve Küçük Menderes açıklarında haritalanmışlardır. Bu fayların kara morfolojisi ile ilişkilendirilmesi doğrultu atımlı faylar kadar kolay olmamıştır. Çünkü bu faylar bölgede doğrultu atımlı faylar kadar devamlı değildirler. Bunlardan İzmir körfezinin iç kısmında yer alan karadaki çalışmalarda D-B gidişli bir normal fay olarak haritalanan İzmir Fayı (Emre ve Barka, 2000) ile ilişkilendirilmiştir. Yine Karaburun açıklarındakiler Karaburun ile Midilli arasındaki derin havzanın güney sınır fayları olarak; Çandarlı açıklarındakiler karadaki Bakırçay havzasının deniz içerisindeki devamını kontrol eden faylar olarak; Küçük Menderes açıklarındakiler, Küçük Menderes havzasının deniz içerisindeki devamına ait faylar olarak ve daha batıdakiler Alaçatı-Teke açıklarında güneydeki İkarya Havzasının kuzey sınır fayları olarak yorumlanmışlardır.

Şekil 4.31’de bölgeyi yapısal olarak karakterize eden K-G, KD-GB gidişli faylarla bölgede yer yer haritalanmış ve ikincil olarak yorumlanmış normal fayların aralarındaki ilişkiye bakıldığında; normal fayların, doğrultu atımlı faylar tarafından kesilip ötelendiği görülmektedir. Buna göre bölgedeki doğrultu atımlı faylar çalışma alanının en genç fayları olarak karşımıza çıkmaktadır.

Bu sonuç çalışma alanının aktif tektoniğinin, Batı Anadolu sisteminde beklenen D-B uzanımlı normal fay hakimiyetinden çok KD-GB, K-G, KKD-GGB ve KKB-GGD istikametli doğrultu atımlı fayların kontrolünde gelişiyor olduğunu ve bu faylardan doğrultuları K-G yönü ağırlığında uzananların ise, büyük ölçüde sıkışma bileşenine sahip olduğu fikrini desteklemektedir.

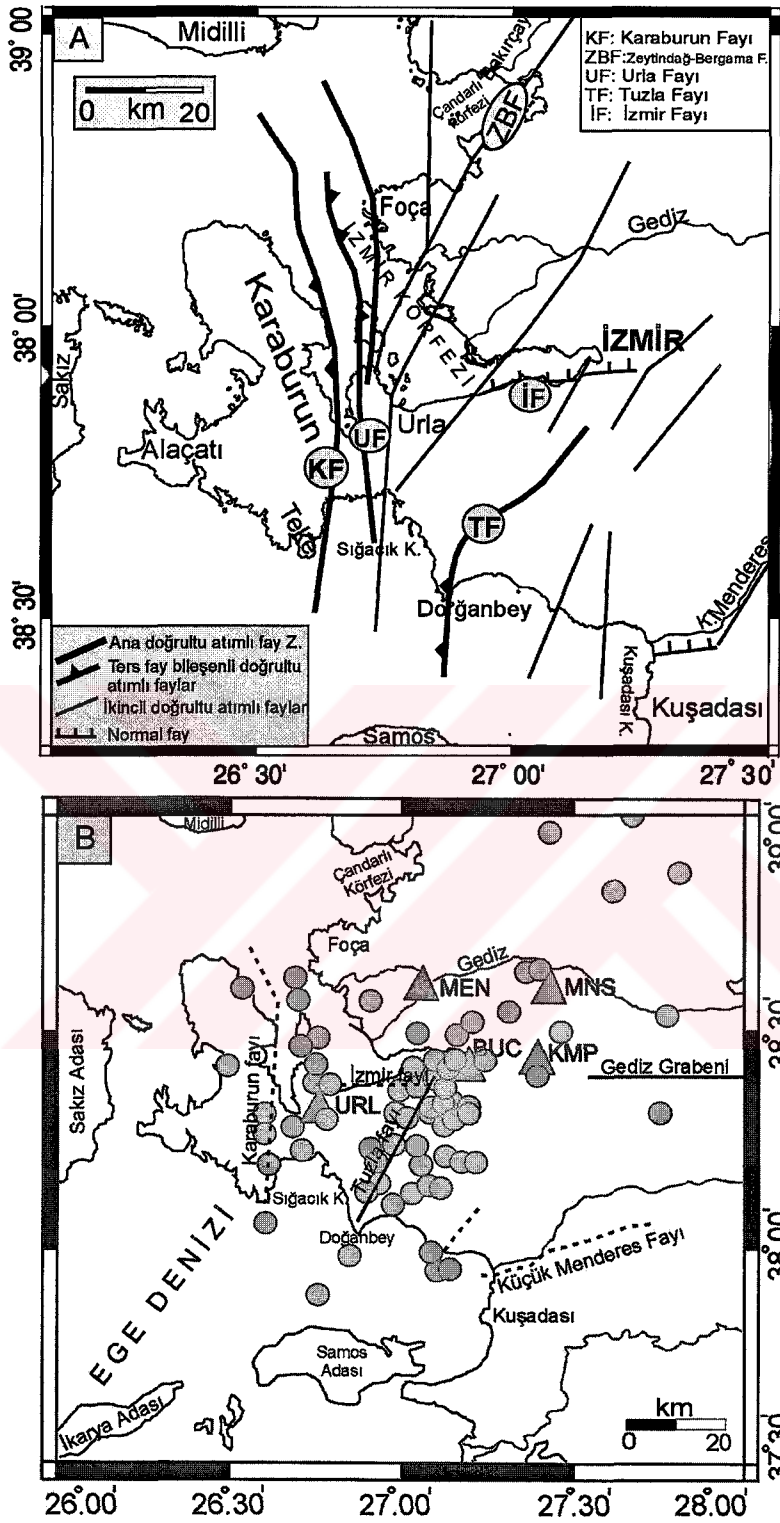
Çalışma alanında haritalanan ve yukarıda detaylı olarak bahsedilen fay türlerinin birbirleri ile olan göreceli zamansal ilişkilerine izleyen başlıklarda daha detaylı bir şekilde değinilecektir.

4.5 Çalışma Alanının Aktif Fayları ile Sismisite Arasındaki İlişki

Şekil 4.31’de denizde sismik kesitlerde aktif olarak haritalanan ve karada da aktif fay zonları ve çizgiselliklerle takip edilen yapısal unsurların aktivitelerine dair en önemli verilerden biri de bölgenin mikrodprem aktivitesini gösteren Akıncı ve diğ. (2000)’nin çalışmasıdır. Bölüm 1’de de değinildiği gibi Akıncı ve diğ. (2000) İzmir ve çevresinin mikro deprem aktivitesini beş adet portatif istasyonla yaklaşık bir aylık kısa bir süre boyunca kaydetmişler ve elde edilen verilerden Şekil 4.32B’deki mikro deprem dağılım haritasını oluşturmuşlardır. Bu tez kapsamında bölgede haritalanmış olan Şekil 4.31’deki aktif fay haritasının sadeleştirilmiş hali, mikro deprem haritası ile kıyaslama amaçlı olarak aynı şekilde Şekil 4.32A’da verilmiştir. Buna göre Şekil 4.32B’de İzmir ve çevresindeki deniz ve kara alanlarında deprenselliğin yoğun olduğu trendler bu tez kapsamında bölgede haritalanmış ve ana fay zonu olarak isimlendirilmiş aktif fay zonları üzerinde yoğunlaşmaktadır (Şekil 4.32A). Bu iki verinin birbiri ile mükemmel uyumu çalışma alanında haritalanan ana fay zonlarının günümüzde aktif olduğunun en iyi göstergesidir.

Şekil 4.32B’de görüldüğü üzere depremlerin yoğunlaştığı trendler çalışma alanında önce denizde haritalanmış sonra kara ile ilişkilendirilmiş olan fay zonlarından en batıda K11 fayı olarak gösterilen Karaburun Fayı’na, daha doğuda Urla fayı olarak nitelendirilen ve Şekil 4.31’de de G8 ve K12 ve K13 olarak numaralandırılan faya ve en doğuda Doğanbey Burnu’nda haritalanan G12 yani Tuzla fay zonunun deniz ve karadaki devamına karşılık gelmektedir (Şekil 4.32A). Özellikle yakın dönemlerde Tuzla fay zonu üzerinde ve zonun Urla tarafında oluşan büyüklüğü 5’den büyük depremlerin fay mekanizması çözümlerinden elde edilen doğrultu atım karakterleri bu fayların hem bu çalışmada belirtilen hakim karakteri hem de aktif yapılar olarak haritalanması ile büyük bir uyum içerisindedir.

İzmir ili gibi büyük bir yerleşim ve sanayi alanını içine alan ve tarihsel geçmişte ve günümüzde deprem aktivitesinin çok yoğun olduğu bir şehirde bölgenin aktif yapılarının bilinmesi çok önemlidir. Bu çalışmayla bölgede öncelikle denizde haritalanan ve daha sonra kara ile ilişkilendirilerek ortaya konulan aktif fay zonlarının, bölgenin deprenselliğinin daha iyi anlaşılması açısından ve bu konuda daha ileride yapılacak çalışmalara ışık tutması açısından önemli katkılar sağlayacağı düşünülmektedir.



Şekil 4.32 A) Çalışma alanının basitleştirilmiş aktif fay haritası. Haritada ana fay zonları gösterilmiştir. B) Bölgenin sismosite dağılım haritası (Akıncı ve diğ., 2000'den yeniden çizdirilmiştir).

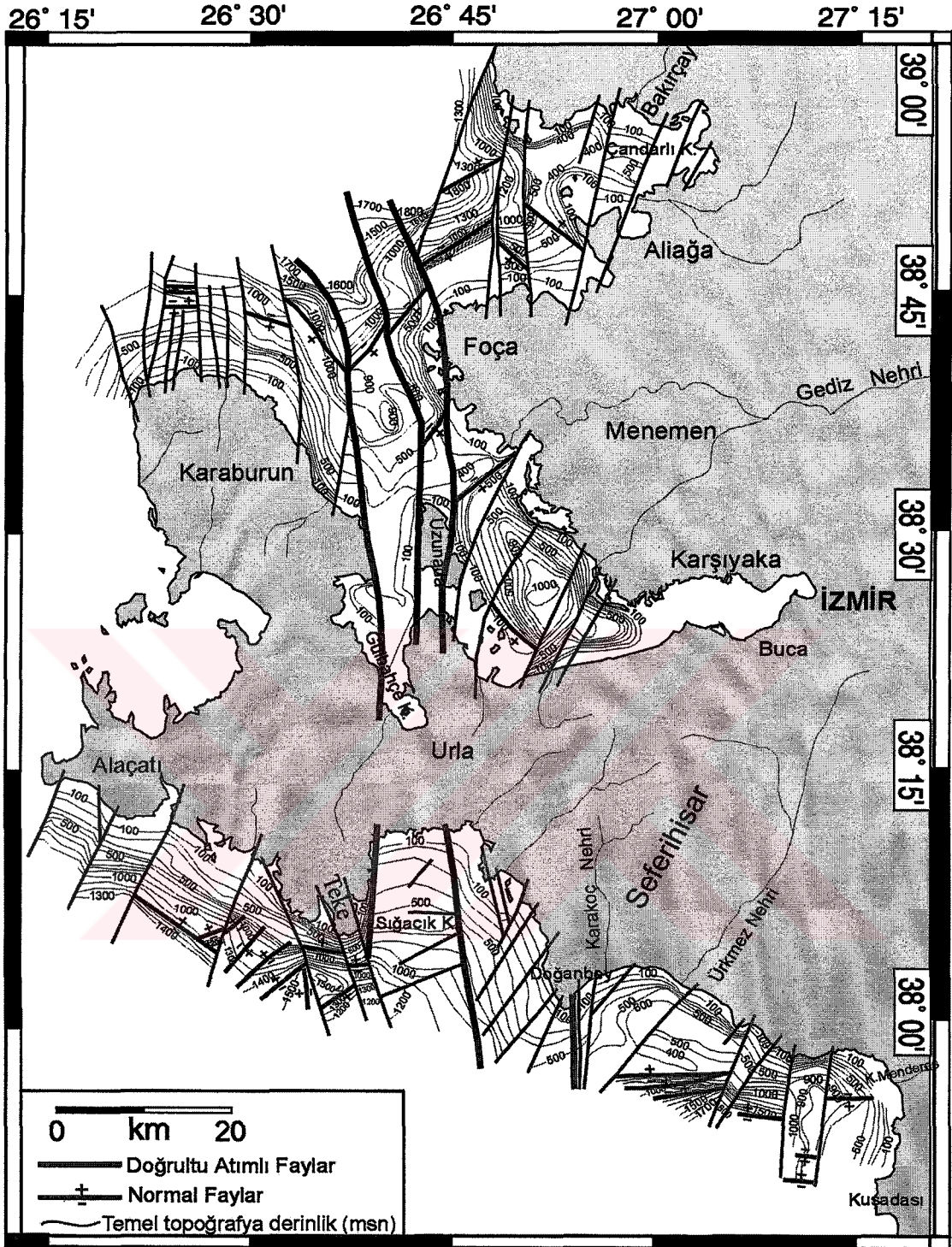
4.6 Çalışma Alanında Belirlenen Fayların Göreceli Zamansal İlişkileri

Çalışma alanında sismik kesitlerde izlenen faylar, (i) kesitlerde ayırtılan Miyosen ve daha yaşlı temel birimleri, temelin üzerindeki Üst Miyosen ve daha genç çökellerden oluşan havza dolgusunu ve deniz tabanını etkileyip etkilemedikleri ve (ii) sismik kesitlerde tanımlanan fayların karadaki devamları olan çizgiselliklerle olan ilişkileri dikkate alınarak, yaşlıdan gence doğru göreceli olarak sıralanmışlardır.

Buna göre, bölgede izlenen en eski fayları, sadece temel ve havza dolgusunun alt bölümlerini etkileyen pasif normal faylar oluşturmaktadır. KD-GB ve K-G yönlerinde izlenen bu faylar bölgede paleohorst-paleograben yapılarını kontrol ederler (Şekil 4.7). Bu fayların, temel topografyası ve sediman kalınlığı yapı-kontur haritaları üzerinde belirgin bir etkileri görülmemektedir (Şekil 4.33, Şekil 4.34). Söz konusu pasif normal fayların Ege'deki gerilme rejimi öncesi bölgede hakim olan K-G yönlü sıkışmanın etkisi ile yaklaşık K-G doğrultusunda gelişen grabenlere (Yılmaz ve diğ., 2000) ait faylar olması mümkündür.

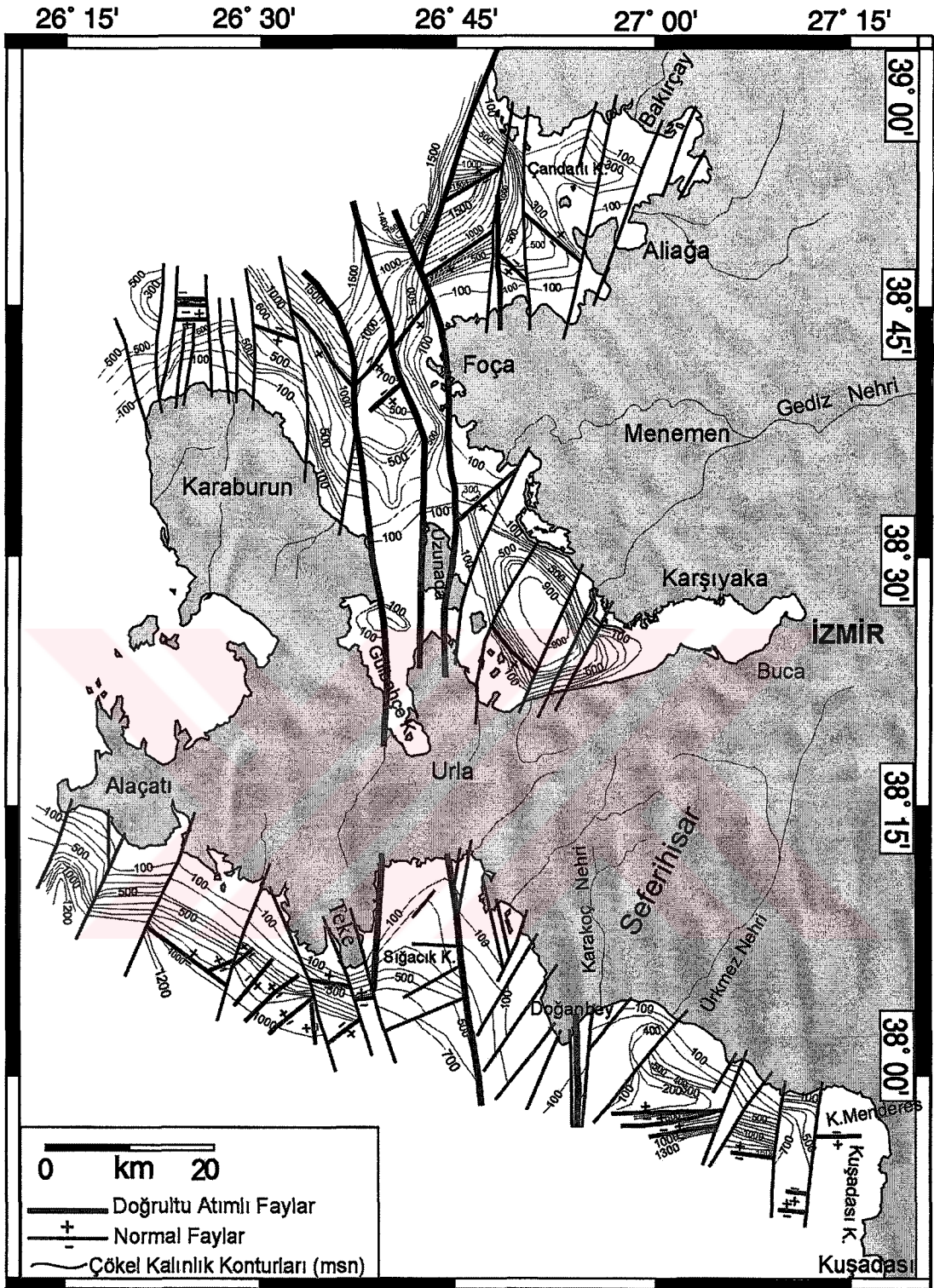
Çalışma alanında K-G, KD-GB yönlerinde uzanıyor olduğu gözlenen pasif normal faylar, D-B, DGD-BKB veya DKD-BGB doğrultularında uzanan aktif normal faylar tarafından kesilmektedirler (Şekil 4.7). Söz konusu aktif normal faylar sismik kesitler üzerinde ağırlıklı olarak (i) güney sahasında İkarya ve Küçük Menderes havzalarının kuzey sınırı boyunca ve (ii) kuzey sahasında ise Çandarlı havzasının güney sınırı boyunca etkin olarak izlenirler. Her iki alanda da normal fayların akustik temel yüzeyinde önemli mertebede düşüşler yarattığı, yine bu faylar boyunca havza dolgusu kalınlık değerlerinde ise büyük miktarlarda değişimler meydana geldiği görülmektedir (Şekil 4.33, Şekil 4.34). Söz konusu faylar boyunca deniz tabanında da 70 metreye varan (Alaçatı açıklarında) düşüşler ve paleodelta gelişimlerinde (Küçük Menderes açıkları) ise son buzul dönemindeki su düzeyine göre 40 metreye varan derinlik farkları gözlenmektedir. Bu veriler söz konusu fayların aktivitelerini gösteren önemli delillerdir. Bölgedeki aktif normal faylar Ege gerilme sistemine bağlı olarak günümüzdeki gelişimlerini sürdürüyor olmalıdırlar.

Yer yer yüksek değerlere ulaştığı sismik kesitler üzerinde belirlenen düşey atımlarına rağmen aktif normal fayların harita üzerindeki yayılımları ve



Şekil 4.33 Çalışma alanının temel kaya yapı-kontur haritası.

devamlılıkları ile yukarıda verilen yüksek düşey atımlarına sadece çok sınırlı alanlarda ulaşabilmeleri, buna karşın genelde deniz tabanında oldukça düşük sayılabilecek atımlar yaratmış olmaları, depremsellik açısından oldukça aktif olan bu bölgedeki yaygın ve hakim fay sistemini oluşturamayacakları sonucunu



Şekil 4.34 Çalışma alanının sediman kalınlık yapı-kontur haritası

doğurmaktadır. Buna karşılık hemen tamamının etkisinin deniz tabanına kadar izlenebilecek kadar aktif olmaları, sismik kesitlerde en yaygın olarak izlenen ve harita üzerinde devamlılığı en yüksek olan faylar ise doğrultu atımlı faylardır. Yukarıda detaylı olarak anlatılan denizdeki fayların karadaki çizgisellikler ve

faylarla olan ilişkilendirmesinde de açıkça izlenebileceği gibi denizde sismik kesitlerde izlenen doğrultu atımlı fayların karada da etkinliği açıkça görülmektedir (Şekil 4.31).

Bu faylardan bölgede aktif olduğu denizde sismik veri, karada ise jeolojik, jeomorfolojik ve sismolojik deliller ile belirlenmiş olan Tuzla ve Zeytindağ-Bergama fayları bu bölgede aktivitesi ve etkinliği kabul edilmiş doğrultu atımlı faylardır. Bunların yanında sismik kesitlerde etkileri deniz tabanına kadar ulaştığından dolayı aktif oldukları belirlenen bölge morfolojisinde de etkisi açıkça izleniyor olan Urla ve Karaburun fayları da yine doğrultu atımlı faylardır. Bir önceki başlıkta da bu fayların, Tuzla Fayı ile birlikte oldukça kısa süren bir çalışmada dahi, haritalanan geometrilerine uygun mikro deprem aktivitesi göstermiş olmaları bu fayların aktivitelerinin en önemli delillerinden birini oluşturmaktadır. Urla, Karaburun ve Tuzla faylarının etkileri, temel kaya ve sediman kalınlığı yapı-kontur haritaları üzerinde açıkça izlenmektedir (Şekil 4.33, Şekil 4.34).

Şekil 4.33 ve 4.34'de, K-G yönü ağırlığında gelişmiş olan bu fayların, genel olarak D-B bileşenli yönlere sahip olan aktif normal fayların geliştirmiş oldukları havzaları kesip öteliyor oldukları görülmektedir. Bu nedenle yayılım ve devamlılık açısından inceleme alanındaki en etkin fayları oluşturan doğrultu atımlı fayların, bölgenin aktif tektoniğini de kontrol ediyor olmaları gerekir.

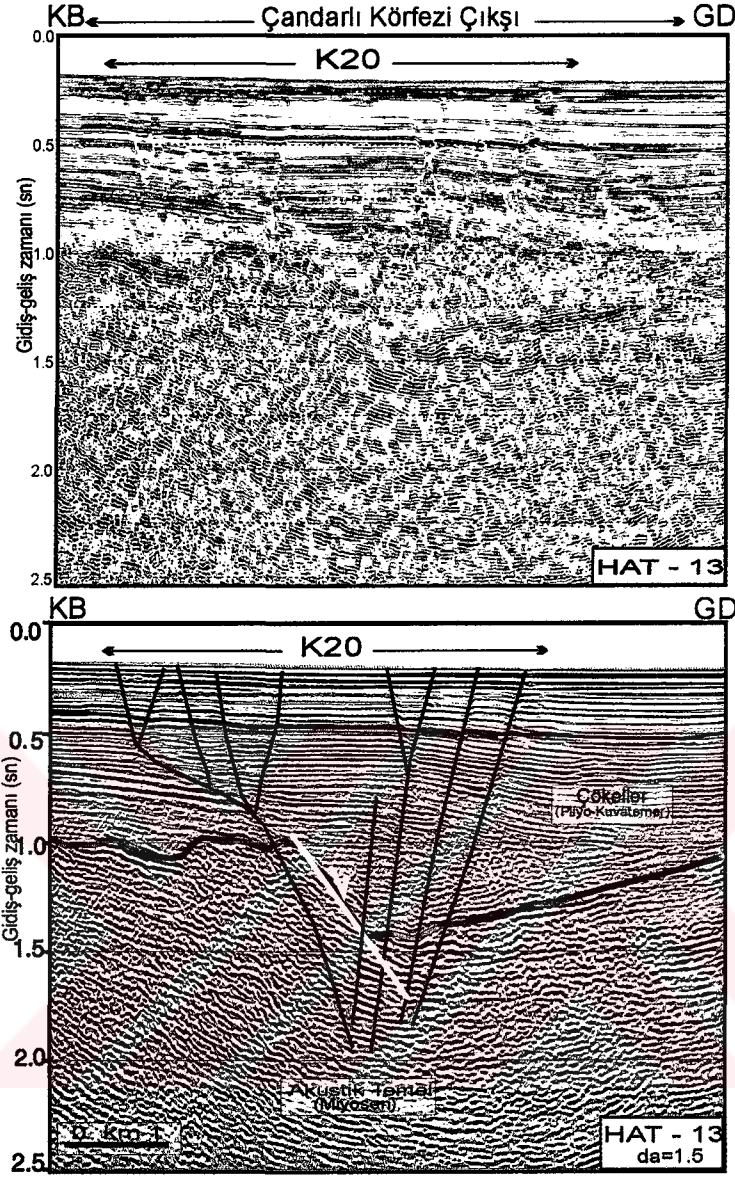
Doğrultu atımlı fayların bölgedeki normal faylarla olan zamansal ilişkilerine sismik kesitler üzerinde bakılacak olunursa bu fayların etkinlik dışında gelişim zamanı olarak da bölgedeki en genç sistemi oluşturuyor oldukları sismik veri tarafından da desteklenmektedir. Söz konusu doğrultu atımlı fayların yer yer pasif normal fayların, etkin oldukları dönemde geliştirdikleri fay zonlarını birer zayıflık zonu olarak kullandıkları görülmektedir. Böylece ilksel gelişimi normal fay olarak başlayan kırık, daha sonra bir doğrultu atımlı fay olarak tekrar aktive olmaktadır. Çalışmanın güney ve kuzey sahalarında bu gelişime örnek olarak iki kesitte, normal fay üzerinde gelişmiş olan doğrultu atımlı faylar gösterilebilir. Güney sahasında Küçük Menderes açıklarında temelin bir normal fay tarafından derinleştirilmiş olduğu ve bu fayın aktivitesini yitirmesinin ardından, daha genç çökellerle tamamen örtülmüş olduğu görülmektedir (Şekil 4.12, Hat-44A). Genç çökellerin yatay tabakalı paralel içyansımaya sahip olmaları söz konusu fayın çok önceden tümüyle pasifize

olduğunun açık delilidir. Bununla birlikte söz konusu genç çökellerin ve deniz tabanının, derinde birleşen kolları ile tipik bir çiçek yapısı oluşturan bir doğrultu atımlı fay tarafından kesilmiş olduğu da yine aynı kesitte görülmektedir. Bu fayın kesitte günümüzde etkili olduğu alan, geçmişte bu bölgeyi deforme etmiş olan pasif fayın bulunduğu hat ile çakışmaktadır. Bu durum, eski normal fayların oluşturdukları zayıflık zonlarının, günümüzde aktif doğrultu atımlı faylar tarafından kullanılıyor olduğunu göstermektedir.

Benzer şekilde eski bir normal fay üzerinde gelişmiş aktif bir doğrultu atımlı fay çalışmanın kuzey sahasında izlenmektedir (Şekil 4.35). Söz konusu doğrultu atımlı fay, eski normal fayın zayıflık zonunu kullanmasının yanı sıra havza dolgusu içerisinde yer alan ve yüksek genlikli bir yansıma yüzeyi ile temsil edilen tabaka sınırını da kısmen kullanmaktadır (Şekil 4.35). Bu durumda doğrultu atımlı faylar pasif normal faylardan çok daha genç yapılar olarak karşımıza çıkmaktadır.

Aktif doğrultu atımlı faylar ile aktif normal faylar arasında sismik kesitlerde izlenen ilişkinin belirlenmesi ise her iki fay türü de günümüzde aktif olduğundan dolayı oldukça zordur. Bununla birlikte kesitler üzerindeki bazı dolaylı verilerden ve kara morfolojisinden yola çıkılarak bu faylar arasındaki ilişkiye kısmi yaklaşımlarda bulunmak mümkündür. Sismik kesitlerde aktif normal faylar tarafından sınırlanan havzalardan kuzeyde yer alan Çandarlı Havzası içerisindeki genç çökellerin günümüzde, K11 örneğinde izlendiği gibi (Şekil 4.24, Hat-19), doğrultu atımlı fayın oluşturmuş olduğu pozitif çiçek yapısı ile yukarı doğru itilmiş oldukları açıktır. Çökellerin K11'in kollarını oluşturan faylara doğru ilerlendiğinde veya o faylardan uzaklaştıklarında tabaka kalınlıklarında herhangi bir değişimin olmaması onların, K11 bu alanda var olmadan önce istiflemiş olduklarını gösterir. Ancak günümüzde bu çökeller K11 tarafından deforme edilmektedirler.

Benzer bir şekillenme Uzunada doğusunda, bölgedeki bir diğer önemli doğrultu atımlı fay olan K12 tarafından yaratılmıştır (Şekil 4.27, Hat-33). Bu kesitte izlenen havza dolgusundan sadece en üstte "a" ile gösterilmiş olan tabaka, faya doğru kalınlık değişimi göstermiş olduğundan, K12 bu çökel tabakası ile eş zamanlı olarak gelişmiştir. Bu durumda K12, havzadaki istifin önemli bir bölümünden daha genç ve sadece "a" tabakası ile yaşıttır (Şekil 4.27, Hat-33).



Şekil 4.35 Pasif bir normal fayın zayıflık zonuna yerleşmiş olan aktif bir doğrultu atımlı fay. Söz konusu fay aynı zamanda havza dolgusu içerisindeki daha genç çökellerde izlenen ve yüksek genlikli bir yansıma yüzeyi ile temsil edilen yatay tabakayı da bir başka zayıflık zonu olarak kullanmaktadır.

Bu yorumlama, günümüzde normal ve doğrultu atımlı fay sistemlerinin her ikisinin de aktivitelerini koruyor olsalar dahi, K11 ve K12 ile temsil edilen Karaburun ve Urla fayları gibi aktif doğrultu atımlı fayları oluşturan tektonizmanın, aktif normal fayları oluşturan gerilmenin oldukça ileri bir aşamasında gelişmeye başladığını yani göreceli olarak normal faylardan daha genç olmaları gerektiğini göstermektedir. Sismik veri kullanılarak geliştirilen bu yaklaşım, bölgedeki mikrosismik verilerden elde edilmiş olan sonuçlarla uyumludur. Kara morfolojisinde bu iki fay türü arasındaki ilişki daha belirgindir (Şekil 4.31). Bu harita üzerinde doğrultu atımlı

fayların etkinliğinin karada da devam ediyor olduğu ve aktif olarak yorumlanan Bornova, İzmir ve K     Menderes normal faylarını kesip öteliyor oldukları görülmektedir. Benzer   ekilde Gediz Grabeni'nin de giderek geni  şlemesi beklenen kıyı hattı gerisinde aniden sonlanmasının da yine söz konusu doğrultu atımlı faylar tarafından kesilmiş olması ihtimalini gözönüne getirmektedir (  ekil 4.31).

Doğrultu atımlı fayların, gerilme sistemi içerisinde normal faylara bağımlı olarak gelişen ikincil transfer faylar olması fikri teorik olarak mümkün olsa da (i) sismik kesitlerde yaygın olarak sıkışma bileşenine sahip olan, (ii) bölgedeki mikrosismik aktiviteyi kontrol eden, (iii) bölge fay haritasında (  ekil 4.31), normal faylara göre çok daha yaygın ve devamlı olarak izlenen bu fayların, normal faylara bağımlı olarak gelişmiyor oldukları aksine bölgenin birincil önemli yapısal unsurları oldukları sonucuna varılmıştır. Buna karşıt bir yaklaşım olarak doğrultu atımlı ve normal faylar arasındaki ilişkinin, doğrultu atımlı fay hakimiyetinde gelişen   ek-ayır havza türünde olması ihtimali de doğrultu atımlı fayların eşzamanlı bir gelişime sahip olmaları gereken havzaları kesmesi ve bu nedenle havzalardan genç olmasından dolayı çoğunlukla mümkün görülmemektedir.

5. SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Bu çalışmada, İzmir Körfezi ve Alaçatı-Doğanbey-Kuşadası açıklarının aktif tektonizmasını inceleme amacıyla toplam hat uzunluğu 905 km olan çok kanallı ve toplam hat uzunluğu 70 km olan tek kanallı sismik yansıma verileri toplanmış, bu veriler Disco-Focus sismik veri-işlem yazılım paketi kullanılarak işlenmiş ve elde edilen zaman ortamı göç işlemi uygulanmış sismik kesitler, stratigrafik ve yapısal anlamda yorumlanmıştır. Sonuçlar kara topoğrafik verileri ile de ilişkilendirilerek bölgenin aktif fay haritası çıkarılmıştır. Yapılan tüm bu çalışmalardan elde edilen sonuçlar ve konu ile ilgili görüş ve tartışmalar bu bölümde üç ana başlık altında verilmiştir.

5.1 Çok kanallı ve Tek Kanallı Sismik Yansıma Veri Toplama Sonuçları ve Kullanılan Diğer Veri Gruplarının Önemi

Çalışma alanında 1996 yılında toplanan 285 km uzunluğunda ve yeriçini yaklaşık 3 km derinliklere kadar inceleme imkanı sağlayan 96 ve 108 kanallı sismik yansıma verilerinden yola çıkılarak, mevcut veri yoğunluğunu arttırmak amacıyla 2000 yılında daha yüksek rezolüsyonlu, yaklaşık 1.5-2 km derinliklere kadar yeraltını inceleme imkanı sağlayan, 620 km hat uzunluğunda 60 veya 48 kanallı ve 70 km hat uzunluğunda tek kanallı sismik yansıma verileri toplanmıştır. Toplam 975 km hat uzunluğundaki veri, bölgenin aktif tektonizmasını inceleme açısından yeterli yoğunluktadır ve bölgede bugüne değin yapılan sismik çalışmalar içerisinde, yoğun bir veri grubuyla ortalama 2 km derinliğe kadar yeriçinin yapısal özelliklerini incelemeyi hedefleyen akademik anlamda ilk çalışmadır.

2000 yılında, 1996 yılına nazaran daha yüksek rezolüsyonlu sismik yansıma verisinin toplanmasının amacı, 1996 verilerinin sonuçlarına bağlı olarak bölgede sismik temel ve üstü yapıları daha detaylı inceleyebilmektir. Zira gerek ortamın jeolojik özellikleri, gerekse kullanılan ölçüm donanımının kapasitesi dahilinde sismik temelin altını oluşturan volkanik yapıları görmek pek fazla mümkün

olmamaktadır. Bu amaçla yüksek frekanslı, yaklaşık 1-2 km derinlere kadar yeriçini görüntüleyebilen ve aynı zamanda yanal rezolüsyonunda 1996 verilerine oranla daha yüksek olduğu sismik yansıma verisi; MTA Sismik-1 araştırma gemisi atış alıcı donanımı üzerinde uygun hava tabancası hacmi ve basınç ayarlamaları, alıcı grup aralığı ve atış grup aralığı tayinleri, kanal sayısı ve maksimum ve minimum ofset tayinleri gibi pekçok parametrenin en uygun şekilde seçilmesiyle toplanmıştır. Bu parametreler içerisinde kaynak hacmi, atış aralığı, alıcı aralığı gibi değişkenler veri toplamada en önemli parametreler olarak karşımıza çıkmıştır. Amaca uygunluğun en iyi göstergesi olarak bölgede toplanan tüm verilerin frekans içerikleri gösterilebilir. 1996 yılı çok kanallı verilerinin frekans bandında maksimum genlikler 0-90 Hz arasında değişirken, 2000 yılı çok kanallı verilerinde 0- 125 Hz, 2000 yılı tek kanallı verilerinde ise 0-180 Hz arasında değişmektedir. Verinin frekans bandının genişletilmesi ile daha sığlardan daha yüksek çözünürlüklü görüntü elde edilmiştir. Ayrıca 2000 yılı sismik hatlarının hemen hemen tamamının DGPS sistemi ile toplanması hatların ve atışların lokasyonlarının doğru tayin edilmesinde hataları minimuma indirmiştir.

Veri toplama aşamasında yaşanan aksaklıkların başında ise, 2000 yılı verilerinin toplanması esnasında kanal sayısının yer yer 60'dan 48'düşmesi ve buna bağlı olarak bazı hatlarda arda arda atışların kaçması gelmektedir. Ayrıca alıcı kablosu üzerindeki arızalardan dolayı ofsetin, modüllerin ve 'bird' cihazlarının veri toplama esnasında değiştirilmesi yer yer duraksamalara ve zaman kayıplarına sebep olmuştur. Bunların dışında hatların karasuları sınırları içerisinde kalma zorunluluğu hat yerlerinin seçiminde ve geminin manevra kabiliyeti ölçüsünde hatların atılmasında yer yer zorlaştırıcı etmen olmuştur. Körfezin içerisinde batimetrisinin çok sığ olduğu alanlarda çok fazla hat atılamamakla birlikte bölge tek kanallı 5 hat ile geçilerek veri yoğunluğu muhafaza edilmeye çalışılmıştır. Hava şartlarının çalışma boyunca iyi olması gürültüsüz ve kaliteli veri toplama açısından olumlu bir etmen olmuştur.

Bölgede hem veri toplama esnasında hem de toplanan verilerin veri-işlem sonucu yapısal değerlendirilmesinde ortamın batimetrik özelliklerinin mümkün olduğunca iyi bilinmesi gerekir. Bu anlamda bölgenin SHOD kurumundan alınan batimetri verisi, İzmir Körfezi'nin batimetrik özelliklerini güneydeki şelf alanına göre daha iyi yansıtmaktadır. Sismik kesitlerde güney şelf alanı olan Alaçatı-Doğanbey-Kuşadası

açıklarında karada Karaburun, Tuzla ve Urla fay zonları olarak isimlendirilen fayların devamları aktif faylar olarak hatların çoğunda izlenmesine rağmen bu fayların ilişkilendirilebileceği ortama ait batimetri verisi oldukça yetersizdir. Bölgenin deprenselliği açısından önemli olan bu aktif fay zonlarının deniz tabanındaki deformasyonlarının daha detaylı incelenmesi için ileride yapılacak çalışmalarda bölgede yüksek rezolüsyonlu batimetri verisinin toplanması bu çalışma kapsamında bir öneri olarak getirilmektedir.

Çalışma alanı olan İzmir Körfezi ve Alaçatı-Doğanbey-Kuşadası açıkları gibi etrafı kara ile çevrili yada karaya çok yakın alanlarda denizde haritalanan yeraltına ait yapısal unsurların bölgenin aktif tektonizması açısından doğru yorumlanabilmesi için kara topoğrafik yapısal özelliklerine bakılması gerekmektedir. Bu anlamda deniz verisi ile kara verisi birbirini tamamlar niteliktedir. Örneğin karada genç sedimanlar ile örtülmüş aktif olup olmadığı şüphe götüren faylar eğer deniz içerisinde devamlı ise daha iyi korunmuştur ve karakteri çok daha kolay tespit edilebilir; yada denizde iki boyutlu sismik hat eğer süreksizliğe tam olarak dik atılamamışsa yine bu hat üzerindeki fayların doğrultularının ve karakterlerinin doğru olarak tayin edilmesinde kara topoğrafik özelliklerin bilinmesinin çok büyük bir önemi vardır. Ayrıca yine denizde haritalanan pekçok fayın ana ve tali fay sınıflamalarında eğer bu faylar karada da devamlı ise kara yapısal özelliklerinden faydalanılabilir. Bu şekilde yorumcu bölgedeki aktif yapıların karakterleri ve yönelimleri ile ilgili hataları minimuma indirmiş olacaktır.

Bu amaçla çalışmada ikinci veri grubu olarak nitelendirilen toplam 66 adet 1:25000 ölçekli topoğrafya paftasından her 20 metre eş yükselti eğrileri konturlanarak kara topoğrafik haritası oluşturulmuştur ve topoğrafya haritası üzerindeki çizgisellikler denizdeki fay sistemleri ile ilişkilendirilerek bölgenin hakim aktif yapılarına ilişkin bütüncüsel bilgilere ulaşılmıştır.

5.2 Çok Kanallı ve Tek Kanallı Sismik Yansıma Veri-İşlem Sonuçları

Çalışma alanındaki toplam 905 km uzunluğundaki çok kanallı ve 70 km uzunluğundaki tek kanallı sismik yansıma verileri İTÜ Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Nezihi Canitez Veri-İşlem Laboratuvarı'nda işlenmiştir. Sismik hatlar

boyunca toplanan atış verilerinden, sismik kesit eldesine kadar veriye uygulanan geleneksel veri-işlem adımlarında dikkat edilen en önemli nokta veriye minimum sayıda ve en gerekli işlemlerin yapılmış olmasıdır. Sinyal analizi anlamında veriyi iyileştiren fakat yapısal yorumlama anlamında yeraltı görüntüsünü bozan her tür geleneksel veri-işlem adımından uzak durulmuştur. Verilerin alındığı ortamların jeolojik yapısının sismik kesitleri oluşturduğu düşünülecek olunursa bu anlamda geleneksel veri-işlemden ziyade her sismik hattın kendine has bir özel veri-işlem akışı olduğunu söylemek daha doğru olacaktır. Sismik verilerin işlenmesinde; hız analizi, tersevrışim ve göç adımları en önemli üç basamak olarak karşımıza çıkmıştır.

Bölgedeki hatların hız analizinde genellikle Alaçatı-Doğanbey-Kuşadası açıklarında daha yüksek yığma hızları seçilmiştir. Buna sebep olarak Alaçatı ve Doğanbey açıklarında sediman kalınlığının az olması ve yüksek hızlı sismik temelin yüzeye yakın olması gösterilebilir. Sediman çökeller içerisinde yığma hızları deniz tabanından itibaren derinlikle 1500-1800 m/sn değerlerinde değişmektedir. Sismik temelde ise 3000-3500 m/sn'lere varan yığma hızları elde edilmiştir. İzmir Körfezi ve çıkışında yığma hızları sedimanlarda 1500-1800 m/sn'lerde değişirken, sismik temelde 2500-2800 m/sn'ler arasındadır. Sismik hatlarda genellikle yatay tabakalanmış ortamlar geçildiğinden ve yanal yönde de ani yapı değişimleri olmadığından yanal yönde hız değişimleri oldukça yumuşak geçişler göstermektedir. Sismik kesitlerde akustik temelin altında genellikle hız analizi yapılabilecek yansıma hiperbollerini seçilememiştir. Çünkü ortamın jeolojik özelliklerinden dolayı yansıma hiperbollerini oluşturacak tabakalanmalar yani akustik empedans farklılıkları oluşmamaktadır. Ayrıca enerjinin derinlik arttıkça soğrularak zayıfladığı da gözönüne alındığında ortamda sismik temele karşılık gelen volkanik temel ve altı yapıları üstteki sediman birimleri kadar detaylı gözlemlemek pek mümkün olamamıştır. Bu sebeple sismik kesitler amaca uygun olarak 2-2.5 saniye derinliklere kadar yorumlanarak üstteki sediman birimler ve akustik temelin üst kısımlarının yapısal özellikleri detaylı incelenebilmiştir.

İkinci önemli veri-işlem adımı olan ters evrişim işlemi, sismik kesitlerde deniz tabanı ve onun altındaki sedimanlardan gelen tekrarlı yansımaları ortadan kaldırmak için verilere yığma aşamasından sonra uygulanmıştır. Ortam genellikle yatay tabakalı olmasına rağmen çok uzun bir iğnecik süzgeçlemesi ya da tek başına bir

önkestirim süzgeçlemesi tabakalardan gelen gerçek yansımaların tekrarlı yansımalarından ayırt edilmesinde başarılı olamamıştır. Çünkü ortamda gerçek yansımalarla tekrarlı yansımalar sığ batimetriden dolayı çok yakın zamanlarda sismik kesitlerde ardarda gelmekte bu durumda süzgeç fonksiyonunun yansımalarla gerçek sinyalleri birbirinden ayırt edememesine sebep olmaktadır. Bu süzgeçler tekrarlı yansımaları veriden uzaklaştırmakla birlikte gerçek tabaka yansımalarını da veriden götürmüştür. Ayrıca veri frekans içeriği açısından zenginleşmekle birlikte yorum anlamında kesitlerdeki düşey süreksizlikler belirsiz hale gelmektedir. Sonuç olarak veri-işlem açısından başarılı olduğu söylenebilir süzgeçler sismik yorumlama açısından kesitlere bir artı getirmemektedir. Bu aşamada tekrarlı yansımalar, sismik kesitlerden bertaraf edilmesi gereken en büyük problem olarak karşımıza çıkmaktadır.

Çalışmada sismik kesitlerde denemeler sonucu deniz tabanı zaman fonksiyonuna bağımlı bir önkestirim ters süzgeçlemesi ve iğnecik süzgeçlemesinin aynı anda veriye uygulanması ile tekrarlı yansımalar nispeten bastırılmaya çalışılmış ve de kaynak dalgacığı % 50 sıkıştırılarak üst üste binmiş yansımalar birbirinden ayırt edilerek sismik kesitlerin çözüm gücü artırılması amaçlanmıştır. Kesitlerde frekans içeriği 200-250 Hz'lere genişletilmekle birlikte tekrarlı yansımalar tamamen ortadan kaldırılamamıştır. Bu konuda bundan sonra bölgede yapılacak çalışmalar için bir öneri getirilecek olursa bu öneri veri toplama esnasında, alıcı düzeninde maksimum ofseti olabildiğince büyük tutarak uzak ofsetlerde tekrarlı yansıma ile gerçek yansıma hiperbollerinin birbirinden ayırt edilmesini sağlamaktır. Böylece bu düzenle toplanmış arazi verisi, veri-işlem aşamasında f-k ya da başka bir süzgeç türü ile tekrarlı yansımaların kaldırılmasında daha başarılı sonuçlar verebilir.

Veri-işlem'in 3. önemli adımı olan, zaman ortamı sonlu farklar yöntemi ile dalga denklemi çözümü esasına dayanan göç işleminin, sismik kesitlere uygulanması ile şu sonuçlar elde edilmiştir; bilindiği üzere sismik göç işleminin başarısı ortamın yapısal özellikleri ile doğrudan ilişkilidir. Çalışma alanında sismik hatlarda genellikle yatay tabakalı ortamların geçilmesi, yanal yönde ani yapı değişimlerinin olmaması ortamdaki havza ve yükselimleri oluşturan sismik temel yüzeyindeki eğimlerin çok yüksek olmaması göç işlemine girecek olan yığma kesitlerde yansıma hiperbollerinde çok fazla saçılmalara sebebiyet vermemiştir. Bu yüzden seçilen migrasyon yöntemi ile saçılmalarındaki hiperbollerin ve eğimli yansıtıcı yüzeylerin

gerçek yerlerine taşınması istenen düzeyde gerçekleştirilmiştir. Ayrıca ortamda genelde dik açılı faylar olduğu için örneğin eğim atımlı faylarda fay yüzeylerinin yaratacağı saçılma etkileri gibi sorunlarla da sismik kesitlerde karşılaşılmamıştır. Kullanılan migrasyon yöntemindeki en önemli iki parametreden biri olan migrasyon eğim değeri sismik kesitlerde en yüksek eğimin milisaniye/iz sayısı cinsinden verilmesi ile gerçekleştirilmiştir. İkinci önemli parametre olan hız bilgisi, yığma hızlarının %10 kadar derinlikle azaltılması ile elde edilmiştir. Aksi taktirde direk hız analizinden elde edilen yığma hızları kullanıldığında hızlar göç işlemine yüksek gelmekte yani sismik kesitte fazla göç işlemine sebep olarak eğimli yansıma yüzeylerinin birbiri içerisine girişim yapmasına ve yansıma hiperbollerinin ters dönmesine sebep olmaktadır. Tek kanallı kesitlerde de 1500 m/sn'lik sabit hızla yapılan göç işlemi ortamı 1-1.5 saniyelere kadar görüntüleyen sismik kesitlerde yansımaları gerçek yerlerine taşımada başarılı olmuştur. Çok kanallı sismik kesitlerde genelde 2 saniye ve daha derin zamanlarda hız bilgisi yetersiz olduğundan göç işlemi uygulandıktan sonra hiperbollerde bozulmalar görülmektedir. Derinlerdeki hiperbollerinin bozularak genişlemesi özellikle çalışma alanı gibi dik açılı fayların olduğu ortamlarda yanlış yapısal yorumlamalara sebebiyet verebilmektedir. Örneğin dik açılı bir ters fay göç işleminden sonra, derinde hiperbollerin iyi göç edilememesinden dolayı hiperbollerin genişlemesi ile eğimi azalarak normal bir fay görüntüsüne bürünebilir. Bu gibi durumlarda göç işlemi yapılmış kesit yığma kesit ile birlikte yorumlanmalıdır. Diğer bir önemli parametre olan göç işlemi adım aralığı tayininde çok küçük seçilen adım aralıkları saçılma hiperbollerini tam olarak tepe noktasına odaklayamamaktadır. Uygun değer deneme yanılma yöntemi ile seçilmiştir.

Sismik kesitlerde yukarıda sözü geçen üç temel veri-işlem adımından sonra kesitlerin görüntüsünü iyileştirme adına birkaç işlem daha uygulanmıştır. Bunlardan örneğin AGC işlemi ile otomatik genlik kontrolü yapılarak sismik kesitte görüntü açısından yansılarda ortalama bir genlik dağılımı gerçekleştirilmiştir. Bu yöntemin veri-işlem adımlarının başında yada ortasında veriye uygulanmaması gerekir çünkü AGC modülü kesitteki gerçek yansıma genliklerini koruyamayıp ortalama genlik değerleri türettiğinden stratigrafik yorumlamayı zorlaştırır, stratigrafik anlamda seviyeler güvenli olarak seçilemez ve sonuç olarak yanlış yorumlamalara gidilebilir. Ayrıca sismik göç işlemi uygulanmış kesitlerde oluşan

gürültüler yada 'ring etkisi' denen istenmeyen yansımalar yine uygun filtrelemelerle ve çentik filtrelemeleri ile giderilebilir.

Göç işlemi uygulanmış sismik kesitler 2.5 saniyeye kadar yorumlanmışlardır. Kesitlerin gösteriminde düşey abartı 2-3 arası seçilmiştir. Seçilen bu değer orta derinlikde bir sismik kesit için istenen sınırlardadır. Sismik kesitler yerinin gerçek fotoğrafı olmadığı için hiçbir zaman yatay eksen düşey eksene eşit olacak şekilde 1/1 ölçeklemeyle gösterilerek yorumlanmamalıdır. Çünkü bu ölçekte yansıma karakterleri bozulmakta ve yapılar genelde dümdüz görülmektedir. Yine bunun tersi olarak yatay eksen düşeye göre aşırı daraltıldığında örneğin gerilmeli bir alan sıkışmalı bir ortam gibi görülebilir ya da dik açılı normal faylar ters fay gibi yorumlanabilir. Bu tür gösterim hatalarından kaçınmak gerekir. Ayrıca kağıt üzerinde alınan çıkışlarda rezolüsyonun ekrana göre nispeten daha düşük olabileceği gözönüne alınarak yorumlamalar hem bilgisayar ekranında hemde kağıt çıkış üzerinde yapılmalıdır.

5.3 Sismik Stratigrafik ve Yapısal Yorumlama Sonuçları ve Bölgenin Aktif Tektonik Gelişimi

İzmir Körfezi ve Alaçatı-Doğanbey-Kuşadası açıklarının aktif tektonizmasını inceleme amaçlı, bölgede toplanan 975 km hat uzunluğundaki çok ve tek kanallı sismik yansıma verilerinin işlenmesi ve işlenen verilerin sismik stratigrafik ve yapısal yorumlanması sonucu elde edilen bulgular, bölgenin kara morfolojik yapısal özellikleri ile de ilişkilendirilerek, çalışma alanında denizden karaya doğru aktif yapıların gösterildiği bir aktif fay haritası oluşturulmuştur.

Yapılan sismik stratigrafik inceleme sonucunda, çalışma alanında iki adet uyumsuzluk yüzeyi ayırtlanmıştır. Bu uyumsuzluk yüzeyleri körfez içerisinde TPAO'nun açmış olduğu Foça-1 kuyusu verileri ile kıyaslanarak tanımlanıp yaşlandırılırken, güneydeki şelf alanında ise karada yapılan jeolojik çalışmalar dikkate alınarak ve körfezdeki birimlerle olan yansıma şekillenmesi açısından benzerlikler sonucu kabaca yaşlandırılmıştır. Bu seviyeler, birbiri ile çakışan hatlar üzerinden çalışma alanındaki tüm sismik kesitlere taşınmıştır. Körfez içerisinde izlenen uyumsuzluk yüzeylerinden üstte yer alanı Pliyo-Kuvaterner yaşlı genellikle

yatay tabakalanmış çökel istifler içerisinde yer alır. Bu seviye yer yer deniz tabanı ve onun altındaki sedimanlardan gelen tekrarlı yansımalarından dolayı çok kolay takip edilememekle birlikte körfez içerisinde pekçok hatta ayırtılabilmektedir. Çalışmanın güney sahasını oluşturan Alaçatı-Doğanbey açıklarındaki sismik kesitlerin bazılarında çökel birimler içerisinde körfezdekine benzer şekilde bir uyumsuzluk yüzeyi tanımlanmış olsa da bu alanda herhangi bir kuyu verisi olmadığından söz konusu iki uyumsuzluk yüzeyi tam olarak ilişkilendirilememiştir. Bunun dışında çalışma alanında belli yerlerde çökel birimler içerisinde takip edilebilen farklı sediman paketleri de birbirinden ayırtlanmıştır. Bölgede stratigrafik anlamda altta bulunan 2. uyumsuzluk yüzeyi, sismik kesitlerde en derindeki yüksek genlikli ve de devamlı yansıma yüzeyi oluşturduğundan dolayı akustik temel olarak yorumlanmıştır. Sismik kesitlerde kırmızı renkle gösterilmiş olan bu aşınım yüzeyi, yer yer dalgalı ve üstteki birimlere nazaran daha az tabakalanma özelliğine sahip temel birimlerin üst yüzeyini belirler. Bu yüzey ve altındaki birimler Foça-1 kuyu verisi ile ilişkilendirildiğinde kabaca bölgedeki Orta Miyosen ve daha yaşlı kayalar, üzerindeki Pliyo-Kuvaterner yaşlı havza çökellerinden ayırır. Bu sebeple sismik kesitlerde akustik temel yansıma yüzeyinin altındaki birimler en genel anlamda, Ege'deki grabenlerin tabanını oluşturan Orta Miyosen ve daha yaşlı birimler olarak tanımlanmıştır. Bölge genelinde yüksek yansıma genliği ile tüm kesitlerde belirgin olarak takip edilen bu uyumsuzluk yüzeyi ortamdaki sedimanlar tarafından örtülmüş olan havza veya sırtlar hakkında bilgi vermesi, diğer bir deyişle bölgedeki paleotopografya yüzey şekillenmesini göstermesi açısından önemli bir veridir. Söz konusu yüzeye ait paleotopografya haritası bu denli yoğun ve orta derinlikte bir veri grubu ile bu bölgede ilk kez üretilmiştir (Şekil 4.7).

Şekil 4.7'de, havza dolgusu ortamdan kaldırıldığı zaman açığa çıkan paleo yüzey bölgede yer yer havza ve sırtlar göstermektedir. Bunlardan başlıcaları çalışmanın kuzey sahasında Karaburun-Çandarlı ve Foça açıklarında, bir başka deyişle körfez çıkışında yer alan Midilli Havzası ile güney sahasındaki Küçük Menderes açıklarındaki Küçük Menderes Havzası ve daha batıda Alaçatı-Teke açıklarındaki İkarya Havzası'dır. Bu havzaların her üçü de ayrıca bölge batimetri haritalarında açıkça izlenebiliyor olduğundan gelişimleri günümüzde de devam ediyor olmalıdır. Karaburun Yarımadası'nı anakaraya bağlayan D-B uzanımlı İzmir parçası, çalışmanın kuzey ve güney sahalarında izlenen bu D-B uzanımlı havzaları, bir

yüksek alan oluşturmak suretiyle birbirinden ayırmaktadır. Bunun dışında çalışma alanında daha küçük havzaları birbirinden ayıran diğer sırtlar İzmir Körfezi'nin KKB-GGD uzanan dış parçasında, körfez içerisinde Urla-Uzunada-Foça hattı boyunca yaklaşık K-G istikametinde körfezi iki alt havzaya ayırmaktadır. Yine aynı şekilde güneyde Doğanbey açıklarında uzanan KD-GB yönelimli bir başka sırt, doğudaki Küçük Menderes havzasını batısındaki Sığacık Körfezi'nden (Urla Havzası) ayırır. Doğanbey açıklarındaki bu sırt Şekil 4.7'de de görüldüğü üzere kara morfolojisinde de KD-GB uzanımlı Seferihisar yükselimi olarak karşımıza çıkmaktadır. Bunun dışında morfolojideki hakim yapılar tıpkı Seferihisar yükseliminde olduğu gibi genellikle KD-GB gidişli trendler göstermektedir.

Bölgenin paleomorfoloji ve sediman kalınlık haritalarına (Şekil 4.7 ve Şekil 4.8) genel anlamda bakıldığında, çalışma alanında karada yer alan ve Batı Anadolu'nun en büyük grabenlerinden olan Bakırçay, Gediz ve Küçük Menderes grabenlerinin, körfez içerisinde devamlı olup olmadıkları konusunda şunlar söylenebilir. Sismik kesitlerde gözlenen ve paleomorfoloji haritasında konturlanmış olan havzalar izlenebildiği kadarı ile karadaki havzalarla önemli bir uyuma sahip değildir. Bunun yerine söz konusu havzaların daha çok açık denizde belirlenen İkarya Havzası benzeri yapılarla uyumlu oldukları görülmektedir. Eğer bu havzalar karada sözü edilen grabenlerin deniz içerisindeki devamları olsaydı etkilerini hemen kıyı boyunca göstermeleri beklenirdi. Oysa sismik veri ve bu veriden üretilmiş olan haritalar, karadaki etkileri açıkça izlenen söz konusu grabenlerin denizdeki devamlarının geniş basenler değil, çalışma alanındaki ikincil basenler (Küçük Menderes Baseni) veya karadaki grabenlerden bağımsız gelişmiş olduğu gözlenen İkarya ve Midilli basenlerinin varlığını göstermektedir. Örneğin Gediz Grabeni'nin denizle birleştiği İzmir Körfezi'nin içerisinde grabenin devamı sayılacak D-B gidişli bir havzaya rastlanmamıştır. Sadece İzmir Körfezi'nin D-B uzanan iç kısmında İzmir normal fayı ve onun deniz içerisindeki devamına bağlı olarak D-B gidişli dar bir havza yer almaktadır. Aynı şekilde Bakırçay grabeninin kıyıyla birleştiği Çandarlı körfezi'nde de çok belirgin bir havzaya sismik kesitlerde rastlanmamıştır. Bunun yerine açıkta Midilli Havzası olarak bilinen çukurluk izlenir. Bu durum Bakırçay Grabeni'nin karada izlenen kesintisiz uzanımı ile uyumsuzdur. Eldeki veri, havzanın kıyıda etkisini kaybettiğini, açıkta Foça Burnu batısında ise, Midilli Havzası ile birleştiğini göstermektedir. Foça açıklarında grabende izlenen bu

kesiklik, bu alanda D-B grabenleri kesen bir başka yapının varlığını gündeme getirmektedir. Yine bölgede güney alanda Küçük Menderes açıklarında sismik kesitlerden haritalanmış küçük bir havza Küçük Menderes Grabeni'nin devamı olarak yorumlanmıştır. Fakat bu havza daha batıya doğru Doğanbey sırtının denizdeki devamı tarafından kesilmektedir (Şekil 4.7). Bu sırtın batısında haritalanan D-B gidişli havza ise Küçük Menderes havzasından bağımsız güneydeki İkarya Havzası olarak yorumlanmıştır. Sismik kesitlerde ve temel topoğrafya ve çökel kalınlık haritalarındaki bu yorumlar İzmir Körfezi ve güneydeki şelf alanında karadaki Bakırçay ve Küçük Menderes grabenlerinin çok kısa mesafelerde devamlı olduğunu, Gediz grabeninin ise körfez içerisinde devamlı olmadığını göstermiştir. Körfezin doğusundaki kara alanın detay morfoloji haritasında da sözü edilen bölgelerde D-B yapılardan çok K-G ve KD-GB gidişli morfolojik unsurların varlığı yukarıdaki görüşleri destekler niteliktedir.

Çalışma alanında yapısal anlamda üç tür fay haritalanmıştır. Bunlardan ilki kesitlerde yer yer körfez çıkışında ve Alaçatı-Teke-Doğanbey açıklarında haritalanmış K-G ve KD-GB gidişli pasif normal faylardır. Bu faylar bölgede sadece grabenlerin tabanını oluşturan akustik temel ve havza çöceklerinin alt bölümlerini etkilemiş olan ve bu nedenle pasif olarak yorumlanmış faylardır. Bu faylardan bölgede KD-GB gidişi en iyi takip edilenler Alaçatı-Teke açıklarında haritalanmışlardır (Şekil 4.7). Bu fayların çalışma alanında daha önceki bölümde de bahsedildiği üzere bölgedeki paleotektonik dönemden kalma K-G gidişli havzaları sınırlayan faylar olduğu düşünülmüştür (Yılmaz ve diğ., 2000).

İkinci tür faylar bölgenin D-B gidişli havzalarını sınırlayan aktif normal faylardır (Şekil 4.7). Bu fayların etkisi ortamdaki akustik temel ve üzerindeki sedimanları keserek deniz tabanına kadar ulaşmaktadır. Bu havzalar bölgede haritalanmış olan K-G gidişli eski havzaları kesmektedirler. Bu durum, özellikle Şekil 4.7'de Alaçatı-Teke açıklarında oldukça bariz bir şekilde görülmektedir. Çalışma alanında haritalanan bu normal faylar deniz tabanındaki en büyük düşey atımlarını bölgenin batı kesimlerinde yani Karaburun açıklarındaki Midilli Havzası'nın güney yamacında ve Alaçatı-Teke açıklarındaki İkarya havzasının kuzey yamacında göstermektedirler. Küçük Menderes Havzası'nın deniz içerisindeki normal fayında ise, düşey atım miktarı oldukça azdır. Bölgede haritalanan bu aktif normal faylar K-G yönlü gerilmenin varlığını göstermektedirler.

Çalışma alanında haritalanan üçüncü fay türü ise bölgede yaygınca izlenen ve günümüzde hakim tektonik yapılar olarak yorumlanan doğrultu atımlı faylardır. Bu fayların hemen tamamı deniz tabanına ya da onun altındaki genç birimlere kadar ortamdaki tüm birimleri kestiğinden aktif doğrultu atımlı faylar olarak yorumlanmışlardır. Bu faylar Batı-Anadolu'da hakim D-B yapılara aksi yönde K-G'den KD-GB ve yer yer KB-GD istikametlerinde uzanmaktadır.

Batı Anadolu'nun D-B gidişli horst-graben sistemine aykırı duran bu aktif doğrultu atımlı faylar İzmir Körfezi'nin KKB-GGD uzanımlı dış bölümü ve onu batıdan sınırlayan Karaburun Yarımadası'nın uzanımı ve morfolojisi ile oldukça uyumlu görülmektedir. Çalışma alanında yaygınca haritalanmış ve bölgenin birincil yapıları olarak yorumlanmış bu doğrultu atımlı faylar Şekil 4.31'de doğrultuları itibariyle bölgede daha önce çalışmış olan Kaya (1979)'nın fay haritasındaki fayların doğrultuları ile benzerlik göstermekle birlikte karakterleri itibariyle onlardan oldukça farklıdır (Şekil 1.9).

Kaya (1979) bölgede K-G'den KD-GB'ya değişen trendler gösteren faylar haritalamış ve bu fayları bölgedeki yükselen ve düşen blokları gösteren paleotektonik dönemden kalma normal faylar olarak yorumlamıştır. Yazar, bu fayların günümüzdeki aktiviteleri konusunda ise fazla açıklayıcı bilgi vermemiştir.

Benzer şekilde Aksu ve diğ. (1987), bölgede yapmış olduğu sığ sismik çalışmalardan elde ettiği sonuçlarda körfezin KKB-GGD gidişli dış kısmının kıyı hattı boyunca uzanan normal faylarla sınırlandırılıyor olduğu sonucuna varmışlardır. Çalışmanın dördüncü bölümünde, sözü edilen alanda belirlenen fayların geliştirmiş oldukları çiçek yapıları sismik kesitlerde açıkça izlenmektedir. Ayrıca, yine sismik kesitlerde körfezin KKB-GGD uzanımlı dış parçasında kıyı hatları boyunca izlenen düşey hareketlerin Aksu ve diğ. (1987) tarafından iddia edilmiş olduğu gibi normal faylar tarafından değil, aksine fayların derindeki devamlarının incelenmesi sonucunda ters fayların veya pozitif çiçek yapılarının ürünü oldukları açıkça izlenmektedir.

Bu anlamda bu tez kapsamında yapılan çalışma, bir bölgede derin sismik çalışmanın o bölgedeki yapıların derinlerdeki devamını ve buna bağlı olarak karakterinin doğru olarak belirlenmesindeki gerekliliğini birkez daha ortaya koymaktadır.

Çalışma alanında izlenen fayların aktivitesi ve doğrultu atımlı karakteri sadece sismik değil sismolojik veriler üzerinde de açıkça izlenmektedir. Bölgede belirlenen Urla, Karaburun ve Tuzla faylarının bulunduğu hatlar üzerinde, bu alanda kısa süreli de olsa kurulmuş olan bir sismograf ağı vasıtasıyla izlenen mikrosismik aktivite bu fayların aktif olduklarının en önemli kanıtlarından birini oluşturmaktadır (Şekil 4.32). Yine bölgede yakın dönemlerde Tuzla ve Urla fay zonları boyunca oluşan manyitütü 5'den büyük depremlerin fay çözümleri (Şekil 1.8B); bu fayların aktif doğrultu atımlı faylar olduklarını açıkça göstermektedir. Ayrıca İzmir ve çevresinin mikrosismik aktivitesine bakıldığında (Şekil 1.11), bu alandaki mikrosismik yoğunlaşma hatlarının, bölgedeki Karaburun Fayı, Urla Fayı ve Tuzla Fay zonlarının üzerinde olduğu görülmektedir. Sonuçta sismik ve sismolojik veri, söz konusu fayların aktif birer doğrultu atımlı fay olduklarını açıkça göstermektedir. İleride bölgenin depremselliğini daha detaylı incelemek için bölgede daha fazla sayıda deprem istasyonunun kurulmasına ve orta büyüklükte depremlerin odak mekanizmalarının çözülmesine yönelik çalışmaların gerçekleştirilmesi; şüphesiz deprem bölgesi olarak bilinen İzmir ili, körfez ve dolaylarının aktif faylarının ve fay türlerinin tespiti açısından oldukça önemli olacaktır.

Bu tez çalışmasının sonuçları kapsamında, denizde belirlenen aktif pozitif çiçek yapılarının, karadaki aktif olarak yorumlanan devamlarının da, aynı fayların pasif olarak haritalanmış olduğu MTA jeoloji haritasında (Şekil 1.6), aktif faylar olarak yeniden gözden geçirilip düzenlenmesi gerekmektedir. Bu çalışma ile şu görülmüştür ki, karada gerek yaşlı birimler içerisinde yer alması ya da üzerinin genç yumuşak çökellerle örtülmesi sonucu aktif olup olmadığı kestirilemeyen ya da izi arazide iyi görülemeyen pekçok aktif fay, deniz içerisinde yapılmış olan sismik kesitler üzerinde kolaylıkla belirlenebilmektedir. Bu nedenle kıyılarda gerçekleştirilen yapısal çalışmalarda, fayların karaya oranla nispeten daha iyi korunmasından ve denizde yapılan sismik yansıma kesitlerinde deniz tabanına kadar tüm birimlerin izlenmesi mümkün olduğundan bölgedeki aktif fayların belirlenmesinde deniz sismiği önemli kolaylıklar sağlamaktadır. Benzer şekilde, bu tez kapsamındaki sismik yansıma çalışmasının da bu anlamıyla bölgenin aktif yapılarını ortaya çıkarması açısından katkılarının olduğu düşünülmektedir. Bölgede bu çalışmanın ortaya çıkardığı yeni yaklaşımlar doğrultusunda, özellikle Karaburun yarımadası gibi aktif tektonik açısından çok az incelenmiş bir bölgenin ve diğer

alanların aktif yapılarının saha jeolojisi çalışmaları ile yeniden gözden geçirilmesi gerekmektedir.

Bölgede izlenen söz konusu doğrultu atımlı faylar ile Ege graben sisteminin çalışma alanındaki uzantılarını oluşturan aktif normal faylar arasındaki ilişki Şekil 4.31 ve Şekil 4.32’de açıkça izlenebilmektedir. Bu haritalarda İzmir Körfezi’nin D-B uzanan bir iç kısım ile KKB-GGD uzanan bir dış kısımdan meydana geldiği görülür. Körfezin D-B uzanan iç kısmı körfezin kıyıları boyunca karada belirlenmiş olan İzmir normal fayının etkisinde gelişimini sürdürmektedir. Körfezin KKB-GGD kısmını ise, K-G, KD-GB ve KB-GD yönelimli doğrultu atımlı faylar kontrol etmektedir. Bu faylar bölgedeki D-B uzanan havzaları yer yer kesip ötelediğinden bölgenin en genç ve en etkin yapıları olarak yorumlanmışlardır. Bu faylar kara morfolojisindeki çizgisellikler ve aktif faylarla ilişkilendirildiğinde genellikle bölgeyi kuzeyden güneye kateden yapılar olarak karşımıza çıkmaktadırlar. Bunlardan Karaburun ve Urla fayları, körfezin KKB-GGD uzanımlı dış kısmını ve Uzunada’nın günümüzdeki gelişimlerini kontrol etmektedir. Özellikle güney sahasında izlenen Tuzla Fayı’nın denizde Küçük Menderes ve İkarya havzalarını birbirinden ayırırken, aynı zamanda bu havzaların kuzey sınırlarını oluşturan normal fayları ve karada bu havzaları İzmir ve Midilli havzalarından ayıran sırtı da kesiyor olduğu açıkça izlenmektedir (Şekil 4.31).

Bu sonuç, Şengör (1987) tarafından Batı Anadolu’da görülen doğrultu atımlı fayları ana D-B grabenler arasındaki dönmeyi sağlayan ve grabenin ana fayında son bulan transfer faylar olarak nitelendirmiş olması fikrinin, çalışma sahasını oluşturan İzmir ve çevresi için geçerli olmadığını göstermektedir. Bu çalışma sonucu inceleme alanındaki ana doğrultu atımlı fayların sadece grabenler içerisinde değil, grabenleri sınırlayan ana faylar ve gerisindeki horstlar üzerinde de etkili olduğu görülmektedir. Tuzla, Karaburun ve Urla fayları başta olmak üzere doğrultu atımlı fayların Küçük Menderes, İkarya ve Midilli havzalarını keserken, bu havzaları birbirinden ayıran İzmir-Karaburun Yükselimi’ni de kesmiş olmaları onların grabenleşmeye bağlı ikincil yapılar değil, bölgedeki hakim aktif yapılar olmalarını gerektirmektedir. Ege sistemi içerisinde doğrultu atımlı fayların normal fayları kesiyor olduğu, başka çalışmalarda da belirlenmiştir. Güney ve diğ. (2001), Edremit Körfezi’nin kuzey yamacının listrik bir normal fay tarafından kontrol edildiğini ancak bu listrik fayın

pozitif çiçek yapısı geliştiren bir doğrultu atımlı fay tarafından kesilmiş olduğunu ifade etmektedirler.

Bu çalışmada K-G, KD-GB uzanımlı fayların doğrultu atım karakterinde ve önemli bir bölümünün ise, bölgede genellikle pozitif çiçek yapıları oluşturan sıkışma bileşenli doğrultu atımlı fay zonları olduğu gözlenmektedir. Bu fayların ayrıca doğrultularındaki değişimlere bağlı olarak sıkışma bileşeninde gerilme veya ters fay bileşenine geçiş gösterebildikleri gözlenmektedir. Örneğin Şekil 4.31'deki K10 ve K11 fayları körfez ağzında aktif birer pozitif çiçek yapısı göstermekte ve bu faylardan K11, KKB-GGD'dan Karaburun'un doğusunda K-G istikametine döndüğü yerde sismik kesitlerde bir ters fay görüntüsü almakta ve Karaburun Yarımadası'nın yükselmesine sebep olmaktadır. Çalışma alanında Karaburun Fayı olarak isimlendirilen bu fay, İzmir Körfezi'nin KKB-GGD dış uzantısını da kontrol etmektedir. Bu fayların karadaki devamlarında MTA tarafından hazırlanmış olan jeoloji haritasında ters faylar belirlenmiştir (Şekil 1.6).

Fayların doğrultusundaki değişimlere bağlı olarak bileşenlerinde meydana gelen değişimlere Tuzla Fayı'nın karadaki uzantısı en önemli delillerden birini teşkil eder. Şekil 1.6'daki jeoloji haritasında, karada bu fayın KD-GB uzanımlı bölümünde herhangi bir sıkışmalı yapıya ait tanımlamaya rastlanılmazken, fayın K-G yönüne dönerek Doğanbey Burnu'nu sınırladığı alanda pasif bir ters faya dönüştüğü görülmektedir. Fayın denizdeki devamında ise aynı yönde izlenen ters fay bileşeni yüksek aktif bir pozitif çiçek yapısı açıkça görülmektedir (Şekil 4.20). Bu aktif fay karada da KD-GB istikametinde İzmir iline kadar devamlı bir fay olarak Tuzla fayı veya Orhanlı Fay Zonu isimleri ile Emre ve Barka (2000) ve Genç ve diğ. (2001) tarafından haritalanmıştır. Bu fay bölgede KD-GB uzanan Seferihisar yükselimini kontrol etmektedir. Bunun dışında çalışma alanında sıkışmalı yapıların olduğuna dair diğer bir çalışma Aydan (2000) ve Aydan ve diğ. (2003) çalışmasıdır. Yazar, İzmir ilinin kuzeyindeki Yamanlar dağında GPS ölçümlerinden bu bölgede yüksek sıkıştırma türü gerilim hızları hesaplamıştır. Yine Angelier ve Tsoflias (1976), Karaburun'un hemen batısında yer alan Sakız adasında arazide sıkışmalı yapılar gözlemlemişlerdir. Bu görüşler bu çalışma kapsamında çalışma alanında bulunan ve yukarıda detaylı sözü edilen sıkışma bileşenli fay sistemlerini destekler niteliktedir.

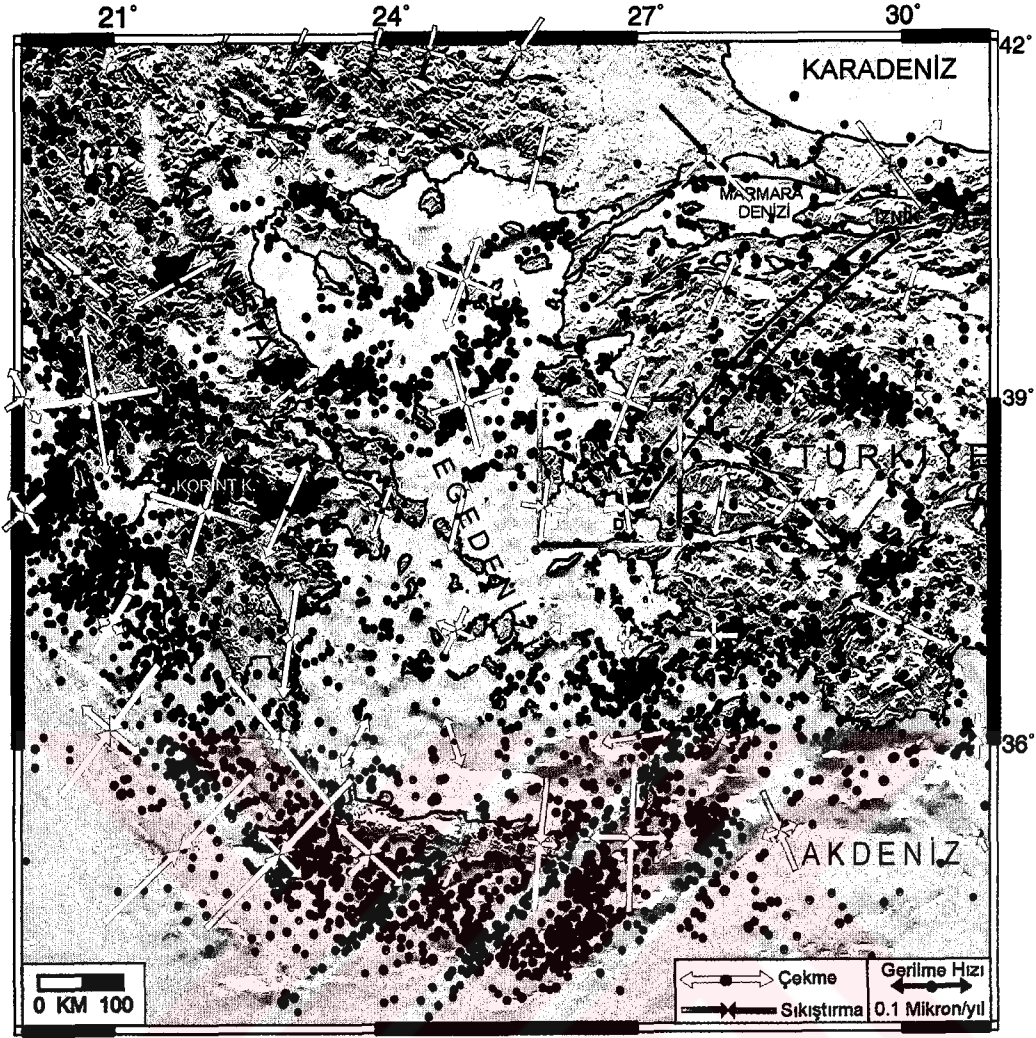
Çalışma alanında haritalanmış olan aktif fay zonlarının Batı Anadolu aktif tektonizması içerisinde nasıl geliştiğine dair, bölgenin günümüz deformasyonunu gösteren sabit Avrasya levhası için GPS yerdeğiştirme hızlarına ve bu hızlardan hesaplanmış olan bölge için çekme ve sıkıştırma gerilim hızlarının dağılım sonuçlarını incelemekte fayda vardır. Buna göre Şekil 5.1'deki harita üzerinde Kahle ve diğ. (1998)'den alınan GPS gerilim vektörleri, çalışma alanında Foça'da KD-GB istikametinde, Doğanbey ve Karaburun'da ise K-G doğrultusunda çekme göstermektedir. Bölgedeki bu gerilme hızları, çalışma alanındaki kabaca D-B gidişli aktif normal faylarla karşılanıyor olmalıdır. Yine aynı haritada çekme hız vektörüne dik yönde yaklaşık D-B yönünde sıkıştırma hız değerleri görülmektedir. Bu gerilim hız değerlerinin ise çalışma alanında haritalanan K-G'den KD-GB'ya değişen yer yer sıkışma bileşenli doğrultu atımlı faylar tarafından karşılandığı düşünülmektedir.

Bugün Batı Anadolu'da pekçok yazar (Zanchi and Angelier, 1993; McClusky ve diğ., 2000) tarafından ölçülmüş ve kabul edilen gerilme yönü KD-GB olup bu gerilme değeri McClusky ve diğ. (2000) tarafından sabit Avrasya levhasına göre 30 ± 2 mm/yıl yer değiştirme hızı ile verilmektedir. Ayrıca Batı Anadolu'da, batıdan güneybatıya doğru kaçma hareketi, bu alanda saatin tersi yönünde bir dönmenin oluşmasını sağlamıştır. Bu dönme hareketinin çalışma alanındaki karşılığının aktif doğrultu atımlı faylar olduğu düşünülmektedir. Diğer taraftan Batı Anadolu'da bugün grabenlerde ölçülen K-G yönlü gerilme hızının Barka ve Reilinger (1997) tarafından verilen 10 ± 5 mm/yr değerinin, yukarıda sözü edilen KD-GB yönündeki hakim gerilme hızına nispeten daha yavaş olması, çalışma alanında haritalanan birincil aktif yapıların D-B yönlü normal faylardan ziyade KD-GB yönelimli aktif doğrultu atımlı faylar olması sonucunu da desteklemektedir. Yukarıda sözü edilenlerin ışığında Batı Anadolu'da yapılan sismolojik ve GPS çalışmalarından elde edilen sonuçların, bu çalışmada en genç yapılar olarak belirlenen K-G'den KD-GB ve KB-GD yönüne değişen doğrultu atımlı fayların varlığını destekler nitelikte olduğunu söylemek mümkündür.

Batı Anadolu'daki doğrultu atımlı fayların gelişiminin bölgesel tektonizma içerisindeki rolü, çalışma alanında sismolojik veriler yardımıyla daha önce tartışılmış ve bu fayların Yunanistan anakarası ile Batı Anadolu'nun kuzey bölümlerinin D-B yönünde birbirlerine yaklaşan ve sıkışarak güneye dönen çitalarla temsil edilen blokların arasında olduğu önerilmiştir (Taymaz ve diğ. 1991a). Bu

noktada bölgedeki fayların saatin tersi yönünde hareketi sağlayabilmesi için sağ yanal doğrultu atımlı olması gerekmektedir. Sismik kesitlerden doğrultu atımlı fayların hareket yönünün tespiti mümkün olmasa da, çalışmada belirlenen Tuzla Karaburun ve Urla fayları başta olmak üzere belirlenen aktif doğrultu atımlı faylar önerilen modeldeki doğrultu atımlı faylar ile uyumludur. Şekil 5.1’de verilen Kahle ve diğ. (1998) GPS verilerine göre, Ege’nin kuzey bölümünde izlenen kabaca D-B yönündeki sıkışma ve saatin tersi yönündeki dönme çalışma alanında izlenen K-G yönelimli sıkışmalı doğrultu atımlı fayların varlığını destekleyen en önemli delillerden birini oluşturmaktadır. Bununla birlikte, Ege Denizi’nin çalışma alanını da içeren kuzey bölümüne göre güney bölümünde, Hellen yayına kadar olan alanda, GPS verileri gerilme hızında bir artışa işaret etmektedir (Şekil 1.2 ve Şekil 1.5). Buna göre Yunanistan’ın güney bölümü ve Girit’in; Batı Anadolu’nun güney parçasından daha hızlı olarak GB yönünde hareket ettiği ve buna bağlı olarak Ege Denizi güney parçasının KD-GB yönünde günümüzde gerilerek açılmaya devam ettiği görülmektedir (Kurt ve diğ., 1999; McClusky ve diğ., 2000; Dogliani ve diğ., 2002). Bu durumda Şengör (1980) tarafından tanımlanan, Anadolu Blok’unun batıya kaçışını Yunanistan Anakarası’nın kuzey bölümü ve Doğu Avrupa’dan oluşan göreceli sabit bloğun engellemesi sonucu Batı Anadolu ve Ege Denizi’nde meydana gelen D-B sıkışma ve buna bağlı K-G gerilme etkisi modeli Taymaz ve diğ. (1991a) tarafından da belirtilmiş olduğu gibi Ege’nin kuzey bölümünde gelişiyor olmalıdır. Buna göre çalışma alanı olan İzmir Körfezi ve yakın çevresini, Ege’nin kuzey kısmını oluşturan D-B sıkışma ve çitalardaki dönmelere bağlı olarak saatin tersi yönündeki dönüş ve K-G gerilme rejimi altındaki bölümüne dahil etmek daha doğru olacaktır.

Ege’de yukarıda da tartışıldığı gibi tektonizmanın farklılaştığı düşünülen kuzey ve güney Ege bölgesi arasındaki sınırın nereden geçtiği ile ilgili bir yaklaşımda bulunabilmek için Anadolu’nun 1964-2000 yılları arası deprem aktivitesi ile Tuzla Fayı birlikte düşünülmüştür. Şekil 5.1’de görüldüğü üzere ISC’den alınan 1964-2000 yıllarına ait manyitütü $4 \leq M \leq 5$ arasında oluşan depremler çalışma alanındaki Tuzla Fay Zonu’ndan kuzeyde İznik’e kadar uzanan bir hat boyunca sismik bir aktivite göstermektedir. Bu veri, çalışma alanında gerek sismik verilerde ve gerekse değişik araştırma gurupları tarafından yapılmış olan kara çalışmalarında önemli bir aktif doğrultu atımlı fay zonu olarak izlenen Tuzla Fayı’nın, kuzeydoğu



Şekil 5.1 Ege Bölgesi'nin batimetri ve topoğrafya haritası (2.0 dakikalık örnekleme aralığındaki batimetri verisi NGDC'den alınmış ve 0.5 dakikalık USGS GTOPO30'dan alınan kara topoğrafyası verisi ile birleştirilerek çizilmiştir) üzerinde sabit Avrasya Levhasına göre Batı Anadolu'nun GPS yerdeğiştirme hızlarından elde edilen çekme ve sıkıştırma gerilim hızlarının dağılımı (GPS verileri Kahle ve diğ., 1998'den yeniden çizdirilmiştir) ve manyitüdü $M \geq 4$ (ISC, 1994-2000 yılları verilerinden) olan depremlerin dağılımı. Mavi çerçeve ile gösterilen çalışma alanında Doğanbey Burnu (D) açıklarındaki Tuzla Fayı'ndan en kuzeyde İznik'e kadar uzanan ve manyitüdü $4 \leq M \leq 5$ arasında değişen bir depremsellik zonu mevcuttur.

yönünde oldukça uzun mesafelerde devam edebileceğini ve bu hali ile sadece çalışma alanı için değil Kuzeybatı Anadolu'nun aktif tektonizması açısından da önemli faylardan birini oluşturduğunu gündeme getirmektedir. Benzer şekilde, Crampin ve Evans (1986), bölgedeki mikrodprem aktivitesinden yola çıkarak, İzmir ile Adapazarı arasında bir fay zonunun varlığından bahsetmiş ve bu fay zonunun, kuzey sınırını KAF zonunun Marmara Denizi içerisindeki kuzey kolunun

oluşturduğu bir Marmara Blokçuğu'nun güney sınırını oluşturduğunu iddia etmiştir. Yazarlar, söz konusu kırığın, Şengör ve Yılmaz (1981) tarafından tanımlanmış olan İzmir-Ankara suturena ait zayıflık zonunu kullanarak gelişmiş olduğunu belirtmişlerdir. Bu çalışma sonucu güneydeki ucu yaklaşık olarak çalışma sahasındaki Tuzla Fayı vasıtasıyla Doğanbey Burnu'na kadar uzandığı düşünülen söz konusu zonun, Crampin ve Evans (1996)'nda dediği gibi, Ege'deki söz konusu değişimin sınırını oluşturmuş olması mümkündür. Ayrıca yine Kaya ve Foulger (2000), aynı lokasyonlarda Geç Erken Pliyosen'den başlayarak etkili olan Tire-Gördes, Akhisar-Doğanbey sağ yanal makaslama zonuna işaret etmektedir. Yazarların tarif ettiği bu fay zone çalışma alanındaki Tuzla Fayı'nda içine alarak KD'da hemen hemen bu çalışmada da deprem dağılımlarından gösterildiği gibi İznik'e kadar uzanmaktadır. Ancak bu çalışma kapsamında sınırlı veri ile yapılan bu yaklaşım, bir sonuçtan çok ancak ileride yapılacak detaylı jeolojisi-jeofiziği çalışmaları için incelenmesi gereken bir problem olarak önerilebilir. İleride yapılacak detaylı çalışmalar sonucu bu öneriye daha kesin yaklaşımlarda bulunmak hiç kuşkusuz mümkün olacaktır.

KAYNAKLAR

- Akçığ, Z., 1988. Analysis of tectonic problems of western Anatolia with gravity data, *Geol. Bull.*, **31**, 63-70.
- Akıncı, A., Eyidoğan, H., Göktürkler, G., Akyol, N., Ankaya, O., 2000. İzmir ili çevresinin depremselliği ve deprem tehlikesinin incelenmesi, *Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM2000)*, İzmir, 231-238.
- Aksu, A.E. and Piper, D.J.W., 1983. Progradation of the late Quaternary Gediz Delta, Turkey, *Marine Geology*, **54**, 1-25.
- Aksu, A.E., Piper, D.J.W. and Konuk, T., 1987. Late Quaternary Tectonic and Sedimentary History of Outer İzmir and Çandarlı Bays, Western Turkey, *Marine Geology*, **76**, 89-104.
- Aksu, A.E., Konuk, T., Uluğ, A., Duman, M., Piper, D.J.W., 1990. Doğu Ege Denizi Şelf Alanının Kuvaterner'deki Tektoniği ve Tortul Tarihçesi, *Jeofizik*, **4**, 3-35.
- Allen, T.D. and C. Morelli, 1971. A geophysical study of the Mediterranean Sea, *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, **13**, 99-141.
- Altınok, Y. ve Ersoy, Ş., 1995. Tsunamis in the Aegean Sea and near surroundings, *IESCA-1995 conferences*, İzmir, Turkey, October 9-14, 215-226.
- Altunkaynak, Ş. and Yılmaz, Y., 2002. Petrographical and volcanological Features of volcanic Associations of the Foça Area, West Central Turkey, *1st International Symposium of the Faculty of Mines (İTÜ) on Earth Sciences and Engineering*, İstanbul, Turkey, May 16-18, 185.
- Ambraseys, N.N. and Finkel, C.F., 1995. The seismicity of Turkey and Adjacent Areas. A historical Review 1500-1800, Muhittin Salih Eren, İstanbul, Turkey, 240.
- Angelier, J. and Tsoflias, P., 1976. Sur les mouvements Mio-Plio Quaternaires et la seismicite historique dans l'île de Chios (Grece): Quelques precision, *C.R. Acad. Sci. Paris*, **283**, 1389-1391.
- Angelier, J., Dumont, J.K., Karamanderesi, H., Poisson, P., Şimşek, S. and Uysal, S., 1981. Analysis of fault mechanisms and expansion of southwestern Anatolia since the Late Miocene, *Tectonophysics*, **75**, T1-T9.

- Armijo, R., Meyer, B., King, G.C.P., Rigo, A., Papanastassiou, D., 1996. Quaternary evolution of the Corinth rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean, *Geophys. J. Int.*, **128**, 11-53.
- Aydan, Ö., 2003. Sözlü görüşme.
- Aydan, Ö., Kumsar, H., Ulusay, R., 2000. GPS ölçümlerinden yararlanılarak Batı Anadolu'nun depremselliğine bir yaklaşım, *Batı Anadolu'nun depremselliği Sempozyumu, (BADSEM 2000)*, İzmir, 279-289.
- Barka, A. A. and Reilinger, R., 1997. Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data, *Annali Di Geofisica*, **XL**, N.3, 587-610.
- Barka, A. A. and Kandinsky-Cade, K., 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, **7**, 663-684.
- Canitez, N., 1969. Türkiye civarında depremlere ait fundamental moddan yüzey dalgaları üzerine incelemeler, TÜBİTAK Proj. no. MAG-150, İstanbul.
- Canitez, N., 1975. Ege Denizindeki Jeofizik Veriler ve Yorumları, Ön Rapor, İTÜ Maden Fakültesi, Jeofizik Kürsüsü, İstanbul.
- Chaput, E. ve Akyol, H. İ., 1930. İzmir civarının bünyesine ait tetkikler, İstanbul.
- Crampin, S. and Evans, R., 1986. Neotectonics of the Marmara Sea region of Turkey, *Journal of Geological Society, London.*, **143**, 343-348.
- Çalışkan, U., 1998. İzmir açıkları sismik verilerinin değerlendirilmesi, *Lisans Tezi*, İTÜ Maden Fakültesi, İstanbul.
- Darkot, B., 1938. Ege Haliçlerinin Menşe ve Tekamülü, *Coğrafi Araştırmalar İstanbul Üniversitesi Yayınları*, **62**.
- Dewey, J. F. and Şengör, A.M.C., 1979. Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone, *Geol. Soc. America Bull.*, Part I, **90**, 84-92.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F., Şengör, A.M.C., 1986. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia – a young collision zone. in: Collision Tectonics, *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, **19**, 3-36.
- Dogliani, C., Agostini, S., Crespi, M., Innocenti, F., Manetti, P., Riguzzi, F. ve Savaşçın, Y., 2002. On the extension in western Anatolia and the Aegean Sea, *Journal of the Virtual Explorer*, **8**, 169-183.

- Drakopoulos, J. and Delibasis, N.,** 1982. The Focal mechanism of earthquakes in the major area of Greece for the period 1947-1981, *Seismol. Lab. Univ. Athens Publ.*, **2**, 1-72.
- Dumont, J.F., Uysal, Ş., Şimşek, S., Karamanderesi, H., and Letouzey, J.,**1979. Formation of the grabens in southwestern Anatolia, *Bull. Min. Res. Explor. Ins. Turk.*, **92**, 7-18.
- Ekström, G.A. and England, P.C.,** 1989. Seismic strain rates in regions of distributed continental deformation, *J. Geophys. Res.*, **94**, 10231-10257.
- Emre, Ö. ve Barka, A.,** 2000. Gediz grabeni-Ege Denizi arasının (İzmir yöresi) aktif fayları, *Batı Anadolu'nun depremselliği sempozyumu (BADSEM2000)*, İzmir, 131-132.
- Erdik, M., Ansal, A., Aydınoğlu, N., Barka, A., Işıkara, M. A., Yüzügüllü, Ö., Avcı, J., Biro, Y., ve Birgören, G.,** 1999. İzmir Deprem Senaryosu ve Master Planı Raporu, İzmir.
- Erdoğan, B.,** 1990. İzmir-Ankara Zonu'nun, İzmir ile Seferihisar arasındaki Bölgede Stratigrafik Özellikleri ve Tektonik Evrimi, *TPJD Bülteni*, **C.2/1**, 1-20.
- Erdoğan, B.,** 2000. Kişisel görüşme.
- Ergin, K.,** 1985. Uygulamalı Jeofizik, İ.T.Ü. Maden Fakültesi Ofset Atölyesi, Maçka, İstanbul.
- Erinç, S.,** 1955. Die morphologischen Entwicklungsstadien der Küçük Menderes masse, *Review Univ. Yst. Geogr. Inst.*, **2**, 93-95.
- Erinç, S., Kurter, A., Eroskay, O., Mater, B.,** 1984. Batı Anadolu ve Trakya Uygulamalı Jeomorfoloji Haritası (1/500.000), TUBİTAK Proje No: TBAG-593, 31.
- Eyidoğan, H.,** 1983. Bitlis-Zagros bindirme ve kıvrımlı kuşağın sismotektonik özellikleri, *Doktora Tezi*, İTÜ Maden Fakültesi, İstanbul.
- Eyidoğan, H. and Jackson, J.A.,** 1985. A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquakes of 1969-70 in western Turkey: implications for the nature and geometry of deformation in the continental crust, *Geophys. J.R. astr. Soc.*, **81**, 569-607.
- Eyidoğan, H.,** 1987. Rates of crustal deformation in western Turkey as deduced from major earthquakes, *Tectonophysics*, **148**, 83-92.
- Ezen, Ü.,** 1993. Kuzey ve Doğu Anadolu'da zone dalgalarının dispersiyonu ve yer kabuğu yapısı, *Deprem Araştırma Enst. Bülteni*, **43**, 42-62.

- Genç, C., Altunkaynak, Ş., Karacık, Z., Yazman, M., Yılmaz, Y., 2001. The Çubukludağ graben, south of İzmir: tectonic significance in the Neogene geological evolution of the Western Anatolia, *Geodinamica Acta*, 14, 1-12.
- Giles, B.F. ve Johnston, R.C., 1973. System approach to Airgun array design, *Geophysical Prospecting*, 21, 77-101.
- Görür, N., Şengör, A.M.C., Sakıncı, M., Tüysüz, O., Akkök, R., Yiğitbaş, E., Oktay, F., Barka, A., Sarıca, N., Ecevitöğlu, B., Demirbağ, E., Ersoy, Ş., Algan, O., Güneysu, C., ve Aykol, A., 1995. Rift formation in the Gökova Region, southwest Anatolia: implications from the opening of the Aegean Sea, *Geological Magazine*, 132, 637-650.
- Günay, C., 1998. İzmir Körfezi Jeolojik yapısının çeşitli Jeofizik yöntemleri ile incelenmesi, *Doktora Tezi*, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.
- Güney, A. B., Yılmaz, Y., Demirbağ, E., Ecevitöğlu, B., Arzuman, S., Kuşçu, İ., 2001. Reflection seismic study across the continental shelf of Baba Burnu promontory of Biga Peninsula, northwest Turkey, *Marine Geology*, 176, 75-85.
- Gürel, O. ve Kayıran, T., 2001. Denizde 2B-3B sismik veri toplama çalışmaları, *Türkiye 14. Jeofizik Kurultayı ve Sergisi*, Ankara, 8-11 Ekim, 147-152.
- Göktürkler, G., 2002. Kişisel görüşme.
- İlkışık, O. M., 1995. Regional heat flow in western Anatolia using silica temperature estimates from thermal springs, *Tectonophysics*, 244, 175-184.
- İmren, C., 1997. Deniz sismiğinde kaynak dalgacığının biçimlendirilmesi, *Yüksek Lisans Tezi*, İTÜ Maden Fakültesi, İstanbul.
- İmren, C., Le Pichon, X., Rangin, C., Demirbağ, E., Ecevitöğlu, B., Görür, N., 2001. The North Anatolian Fault within the Sea of Marmara: a new evaluation based on multichannel seismic and multi-beam data. *Earth Planet Sci Letter*, 186, 143-158..
- Jackson, J. and D. McKenzie, 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 93, 45-73.
- Kahle, H.-G., Straub, C., Reilinger, R., McClusky, S., King, R., Hurst, K., Veis, G., Kastens, K., Cross, P., 1998. The strain rate field in the eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements, *Tectonophysics*, 294, 237-252.

- Kalafat, D.**, 1995. Anadolu'nun tektonik yapılarının deprem mekanizmaları açısından irdelenmesi, *Doktora Tezi*, İstanbul Üniversitesi, İstanbul.
- Kaya, O.**, 1979. Ortadoğu Ege çöküntüsünün (Neojen) stratigrafisi ve tekniği, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **22**, 35-58.
- Kaya, O.**, 1981. Miocene reference section for the coastal parts of west Anatolia, *Newsl. Stratigr.*, **10(3)**, 164-191.
- Kaya, O., ve Foulger, R. G.**, 2000. KD-GB gidişli Ege yapısal çekirdeğinin evrimi ve güncel biçimdeştirmedeki yeri, *Batı Anadolu'nun depremselliği sempozyumu (BADSEM2000)*, Bildiriler kitabı, İzmir, 15-19.
- Ketin, İ.**, 1948. Über die tektonischmechanischen Folgerungen aus den grossen Anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums, *Geol. Rundschau*, **36**, 77-83.
- Ketin, İ.**, 1968. Relations between general tectonic features and the main earthquake regions of Turkey, *Bull. Min. Res. Expl. Inst. Turkey*, **71**, 63-7.
- Ketin, İ.**, 1970. Batı Anadolu Neojen havzalarının sismotektonik durumu. *Gediz Depremi Sempozyumu, Tebliğler Tartışmalar, İnşaat Mühendisleri Odası*, Ankara, 8-16.
- Kiratzı, A.A. and Louvari, E.K.**, 2001. On the active tectonics of the Aegean Sea and the surrounding lands, *Symposia on seismotectonics of the North-Western Anatolia-Aegean and the recent Turkish Earthquakes*, ITU, Faculty of Mines, İstanbul, May 8, 88-95.
- Kocaefe, S. and Ataman, G.**, 1976. Batı Anadolu'nun Güncel Tektoniği, *Yerbilimleri*, **9**, 149-162.
- Kozan, A.T.**, 1982. Salihli güneyinde Bozdağlar üzerindeki asılı vadilerin morfojenezi ve Gediz-Küçük menderes grabenleşmesiyle ilişkisi, *Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özetleri*, 108-109.
- Kurt, H., Demirbağ, E., Kuşçu, İ.**, 1999. Investigation of submarine active tectonism in the Gulf of Gökova, southwest Anatolia-southeast Aegean Sea, by multi-channel seismic reflection data, *Tectonophysics*, **305**, 477-496.
- Kurt, H., Demirbağ, E., Kuşçu, İ.**, 2000. Active submarine tectonism and formation of the Gulf of Saros, Northeast Aegean Sea, inferred from multi-channel seismic reflection data, *Marine Geology*, **165**, 13-26.
- Le Pichon, X. and Angelier, J.**, 1979. The Hellenic Arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area, *Tectonophysics*, **60**, 1-42.

- Le Pichon, X. and Angelier, J., 1981.** The Aegean Sea, *Phil. Trans. R. Soc. London*, **A300**, 357-72.
- Le Pichon, X., N. Chamot-Rooke, S. Lallemand, R. Noomen and G. Veis, 1995.** Geodetic Detemination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mediterranean tectonics, *J. Geophys. Res.*, **100**, 12,675-12,690.
- Louvari, E., Kiratzi, A. and B. C. Papazachos., 1999.** The Cephalonia Transform fault and its continuation to western Lefkada island, *Tectonophysics*, **308**, 223-236.
- Louvari, E., 2000.** A detailed seismotectonic analysis of the Aegean and the surrounding area, *PhD thesis*, Aristotle University of Thessaloniki, Thessaloniki, 374.
- Mascle, J. and Martin, L., 1990.** Shallow structure and recent evolution of the Aegean Sea: a synthesis based on continous reflection profiles, *Marine Geology*, **94**, 271-299.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reillinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N. and Veis, G., 2000.** Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *Journal of Geophysical Research*, **105**, B3, 5695-5719.
- McKenzie, D.P., 1972.** Active Tectonics of Mediterranean Region, *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, **30**, 109-185.
- McKenzie, D., 1978.** Active tectonics of the Alpine Himalaya belt: the Aegean sea and surrounding regions, *Geophys. J. R. astron. Soc.*, **55**, 217-254.
- McQuillin, R., Bacon, M., Barclay, W., 1984.** An introduction to seismic interpretation, Gulf Publishing Company, Houston.
- Mercier, J. L., 1981.** Extensional compressional tectonics associated with the Aegean Arc: comparison with the Andean Cordillera of south Peru-north Bolivia, *Philos. Trans. R. Soc. London*, **A300**, 337-355.
- Ocakoğlu, N., Demirbağ, E., Güney, A., Ecevitoğlu, B., Kuşçu, İ., Karagöz, Ş., Göçmen, C., 1999.** First results from the multi-channel seismic reflection study in the İzmir Bay, *Second Balkan Geophysical Congress and Exhibition*, İstanbul, Turkey, July 5-9, 20-21.
- Ocakoğlu, N., Demirbağ, E., Güney, A., Ecevitoğlu, B., Kuşçu, İ., Karagöz, Ş., Göçmen, C., 2000.** Alaçatı-Doğanbey Körfezi yapısal unsurlarının

yansıma sismiği verileri ile İncelenmesi, *ATAG-3 toplantısı*, Sivas, Türkiye, Ekim 2000, 28-33.

- Oral, B., Reilinger, R.E., Toksöz, M.N., King, R.W., Barka, A.A., Kinik, I.,** 1995. Coherent plate motions in the eastern Mediterranean continental collision zone, *EOS*, **76 (2)**, 9-11.
- Papazachos, B. C., Kiratzi, A. A., Hatzidimitriou, P. and Rocca, A.,** 1984. Seismic faults in the Aegean area, *Tectonophysics*, **106**, 71-85.
- Papazachos, B.,** 1990. Seismicity of the Aegean and surrounding area, *Tectonophysics*, **178**, 287-308.
- Papazachos, B. C., Kiratzi, A. A. and Papadimitriou, E. E.,** 1991. Regional focal mechanisms for earthquakes in the Aegean area, *Pure Appl. Geophys.*, **136**, 405-420.
- Papazachos, B. C., Kiratzi, A. A. and Papadimitriou, E. E.,** 1992. Orientation and type of faulting in the Aegean and the surrounding area, *Bull. Hellenic Geological Society*, **28**, 231-241.
- Papazachos, B. C., Papadimitriou, E. E., Kiratzi, A. A., Papazachos, C. B. and Louvari, E. K.,** 1998. Fault plane solutions in the Aegean Sea and surrounding area and their tectonic implication, *Boll. Geof. Teor. App.*, **39**, 199-218.
- Paton, S.,** 1992. Active normal faulting, drainage patterns and sedimentation in southwestern Turkey, *Journ. Of Geophy. Soc.*, **149**, 1031-1044.
- Philip, H., Cisternas, A., Gvishiani, A. and Gorshkov, A.,** 1989. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision, *Tectonophysics*, **161**, 1-21.
- Philippson, A.,** 1918. Kleinasien: Handbuch der regionalen Geologie, *Heft 32*, Bd. 5, Abt.2, Heidelberg.
- Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W., Toksöz, M.N.** 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.
- Safar, M. H.,** 1976. Efficient Design of Airgun Arrays, *Geophysical Prospecting*, **24**, 773-787.
- Sarı, C. and Şalk, M.,** 1995. Estimation of the thickness of the sediments in the Aegean grabens by 2-D and 3-D analysis of the gravity anomalies, *IESCA 1995 conferences*, İzmir, Turkey, October 9-14, 255-271.

- Sellers, P.C. and Cross, P.A., 1989.** 1986 and 1987 Wegener-Medlas baselines determined using the Pseudo-Short Arc Technique. In: *Proceedings Int. Conf. WEGENER-MEDLAS Project*, Scvhevingen.
- Stanley, D.J. ve Blanpied, C., 1980.** Late Quaternary water exchange between the eastern Mediterranean and Black-sea, *Nature (London)*, **285**, 537-541.
- Seyitoğlu, G. and Scott, B., 1991.** Late Cenozoic crustal extension and basin formation in West Turkey, *Geological Magazine.*, **128**, 156-166.
- Seyitoğlu, G. and Scott, B.C., 1994.** Late Cenozoic basin development in west Turkey:Gördes basin: tectonics and sedimentation, *Geological Magazine*, **131**, 631-637.
- Sheriff, R.E., 1975.** Factors effecting seismic amplitudes, *Geophys. Prosp.*, **23**, 125-138.
- Soysal, H., 1985.** Tsunami(Deniz taşması) ve Türkiye kıyılarını etkileyen tsunamiler, *İ.Ü. Deniz bilimlerive Coğrafya Enstitüsü Bülteni İstanbul*, **2**, 59-66.
- Stanley, D.J. and Blanpied, C., 1980.** Late Quaternary water exchange between the eastern Mediterranean and Black-sea, *Nature*, **285**, 537-541.
- Şaroğlu, F. and Yılmaz, Y., 1987.** Geological evolution and basin models during neotectonic episode in the eastern Anatolia, *Bull. Min. Res. Ezp.*, **107**, 74-94.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Kuşçu, İ., 1992.** Türkiye diri fay haritası, Ölçek 1: 2.000.000, MTA Enstitüsü, Ankara, Türkiye.
- Şengör, A.M.C., 1980.** Türkiye'nin Neotektoniğinin esasları, *Türkiye Jeol. Kur., Konferanslar Dizisi*, **2**, 40.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981.** Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, **75**, 181-241.
- Şengör, A.M.C., 1982.** Ege'nin Neotektonik evrimini yöneten etkenler, *Türkiye Jeol. Kur. Batı Anadolu'nun genç tektoniği ve volkanizması paneli*, Ankara, 59-71.
- Şengör, A.M.C, Satır, M., Akkök, R., 1984.** Timing of tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey, *Tectonics*, **3**, 693-707.
- Şengör, A.M.C., Görür, N., Şaroğlu, F., 1985.** Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape:Turkey as a case study,

In: BIDDLE, K.T.& CHRISTIE-BLICK, N.(eds) *Strike-Slip faulting and Basin formation Soc. Econ. Paleontol.and Mineral., Spec. Pub. 37*, 227-64.

- Şengör, A.M.C.**, 1987. Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low -angle normal faulting:examples from western Turkey. *Continental Extensional Tectonics, Geological Society Special Publication*, **28**, 575-589.
- Tan, O. and Taymaz, T.**, 2001. Source parameters of November 6, 1992 Doğanbey (İzmir) Earthquake ($M_w=6.0$) obtain from Inversion of Teleseismic Body-wave forms. *4th Int. Turkish Geology Symp.*, Adana, Turkey, September 24-28, 171.
- Tan, O. and Taymaz, T.**, 2003. Seismotectonics of Karaburun Peninsula and Kuşadası Gulf: Source Parameters of April 2, 1996 Kuşadası Gulf and April 10, 2003 Seferihisar (İzmir) Earthquakes. *International Workshop on the North Anatolian, East Anatolian and Dead Sea Fault Systems: Recent Progress in Tectonics and Paleoseismology and Field Training Course in Paleoseismology*, P.147, Middle East Technical University (METU), 31 August - 12 September 2003, Ankara, Turkey, 147.
- Taymaz, T.**, 1990. Earthquake Source Parameters in the Eastern Mediterranean Region, *Ph.D. Thesis*, Darwin College Cambridge, England.
- Taymaz, T., Jackson, J.A., Westaway, R.**, 1990. Earthquake Mechanisms in the Hellenic Trench near Crete, *Geophys. J. Int.*, **102**, 695-732.
- Taymaz, T., Jackson, J.A., McKenzie, D.**, 1991a. Active Tectonics of the North and Central Aegean Sea, *Geophys. J. Int.*, **106**, 433-490.
- Taymaz, T., Eyidoğan, H. and J., Jackson**, 1991b. Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian Fault Zone (Turkey), *Geophys. J. Int.*, **106**, 537-550.
- Tezcan, A.K. and Turgay, M.I.**, 1991. Geothermal atlas of Europe, Catalogue of heat flow density data: Turkey, In: Hurting, E., Cermak, V., Heaenel, R., Zui, V. (Eds.), *Geothermal Atlas of Europe*, 84-85.
- Tezcan, A.K.**, 1995. Geothermal explorations and heat flow in Turkey. In: Eds. M. L. Gupta and M. Yamano, *Terrestrial Heat Flow and Geothermal Energy in Asia. Oxford and IBH Publishing Co. Pvt. Ltd*, New Delhi, 23-42.
- Türkelli, N., Kalafat, D., Gündoğdu, O.**, 1994. 6 Kasım 1992 İzmir (Doğanbeyli) depremi gözlemleri ve odak mekanizması çözümleri, *Jeofizik*, **10**, 343-348.

- Twiss, R.J. and Moores, E.M., 1997.** Structural Geology, W.H. Freeman and Company, New York.
- Us, A.E., 1993.** Sismik yöntemler ve yorumlamaya giriş, *TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Eğitim Yayınları*, **2**, 227.
- Vaage, S., Haugland, K., Utheim, T., 1983.** Signature from single Airguns, *Geophysical Prospecting*, **31**, 87-97.
- Wessel, P. and W. H. F., Smith, 1995.** New version of the Generic Mapping Tools, *EOS, Trans., AU*, **76(33)**, 329.
- Westaway, R., 1994.** Evidence for dynamic coupling of surface processes with isostatic compensation in the lower crust during active extension of western Turkey, *Journ. Of Geoph. Res.*, **99**, 20,203-20,223.
- Yazman, M., 1999.** Sözlü görüşme.
- Yılmaz, Ö., 1987.** Seismic Data Processing, Investigations in Geophysics Volume 2, Society of Exploration Geophysicsts, Tulsa,USA.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer, Ö.F., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., Bozcu, M., Yılmaz, K., Elmas, A., 1998.** Ege Denizi ve Ege Bölgesi'nin Jeolojisi ve Evrimi, *Türkiye Denizlerinin ve yakın çevresinin jeolojisi* (Editör N. Görür), Tübitak Yayınları, Ankara, 211-337 .
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., Elmas, A., 2000.** When did the western Anatolian grabens begin to develop? In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A., (Eds.), Tectonics and magmatism in Turkey and Surrounding Area, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **173**, 353-384.
- Zanchi, A., Kissel, C. and Tapırdamaz, C., 1990.** Continental deformation in western Turkey: A structural and paleomagnetic approach: *Internal Earth Sciences Congress on Aegean regions, Proceedings*, **II**, 357-367.
- Zanchi, A. and Angelier, J., 1993.** Seismotectonics of western Anatolia: regional stress orientation from geophysical and geological data, *Tectonophysics*, **222**, 259-274.

ÖZGEÇMİŞ

Neslihan OCAKOĞLU, 1972 yılında İstanbul'da doğdu. İlk ve orta öğrenimini Bakırköy'de tamamladı. Bakırköy Lisesi'nden 1989 yılında mezun oldu. Aynı yıl İ.T.Ü. Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'ne girdi. 1993 yılında bölüm üçüncüsü olarak mezun oldu ve Jeofizik Mühendisleri Odası 1993 yılı en iyi bitirme tezi başarı ödülüne layık görüldü. Aynı yıl Jeofizik Anabilim Dalı'nda yüksek lisans eğitimine başladı. Ocak 1997'de bölüm birincisi olarak Jeofizik Yüksek Mühendisi ünvanını aldı. Aynı dönem, İ.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Anabilim Dalı, Jeofizik Programı'nda doktora öğrenimine başladı. Neslihan OCAKOĞLU halen, Ocak 1995'de Araştırma görevlisi olarak girdiği İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Uygulamalı Jeofizik Anabilim Dalı'ndaki görevine devam etmektedir.

