

2005 - 276



TÜBİTAK

TÜRKİYE BİLİMSEL VE  
TEKNİK ARAŞTIRMA KURUMU

THE SCIENTIFIC AND TECHNICAL  
RESEARCH COUNCIL OF TURKEY

**BATI ANADOLU KABUK/ÜST MANTO YAPISI  
VE ANİZOTROPİSİ ÜZERİNE BİRLEŞTİRİLMİŞ  
SİSMOLOJİK ÇALIŞMALAR**

**INTEGRATED SEISMOLOGICAL STUDIES OF  
CRUST/UPPER MANTLE STRUCTURE AND  
ANISOTROPY IN WESTERN ANATOLIA**

72760  
PROJ. NO: 102Y015

**Çevre, Atmosfer, Yer ve Deniz Bilimleri  
Araştırma Grubu**

Environment, Atmosphere, Earth and Marine Sciences  
Research Grant Group

72760

**BATI ANADOLU KABUK/ÜST MANTO YAPISI  
VE ANİZOTROPİSİ ÜZERİNE BİRLEŞTİRİLMİŞ  
SİSMOLOJİK ÇALIŞMALAR**

**INTEGRATED SEISMOLOGICAL STUDIES OF  
CRUST/UPPER MANTLE STRUCTURE AND  
ANISOTROPY IN WESTERN ANATOLIA**

72760  
PROJE NO: 102Y015

YRD.DOÇ.DR. NİHAL AKYOL  
DOÇ.DR. AYBİGE AKINCI  
YRD.DOÇ.DR. M.ALİ DANIŞMAN  
DOÇ.DR. HASAN SÖZBİLİR  
ARŞ.GÖR. EMRE TİMUR  
UZMAN ZÜLFİKAR ERHAN  
JEOFİZİK MÜH. ADEM SÖMER

1.10.2002

1.10.2005

164

1-84

ARALIK 2005  
İZMİR

## ÖNSÖZ

Batı Anadolu'nun kabuk/üst manto yapısını ve sismik aktivitesini daha iyi anlayabilmek amacıyla, Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi/Jeofizik Mühendisliği Bölümü ve Saint Louis University, Department of Earth and Atmospheric Sciences, TÜBİTAK - NSF uluslararası işbirliği kapsamında, "Integrated Seismological Studies of Crust/Upper Mantle Structure and Anisotropy in Western Anatolia" başlıklı ortak bir proje gerçekleştirmişlerdir. Söz konusu projenin, arazide veri toplama çalışmaları Kasım 2002'de başlamış ve Ekim 2003'de tamamlanmıştır. IRIS (Incorporated Research Enstitutions for Seismology)-PASSCAL Instrument Center, bu proje için 24 adet Mark L-22 (2Hz) short-period sensor ve REFTEK kayıt cihazı ile gerekli donanım desteğinde bulunmuştur. Kullanılan, 5 adet STS-2 broad-band sensörü ve REFTEK kayıt cihazı ile gerekli donanım ise Saint Louis Üniversitesi, Department of Earth and Atmospheric Sciences'a aittir. Batı Anadolu (Ege Graben Sistemi) üzerinde, toplam 50 farklı lokasyona, 29 adet REFTEK deprem kayıt cihazı yerleştirilmiş olup, yaklaşık 11 aylık bir süre ile deprem verisi toplanmıştır. Elde edilen bu veriye, farklı kurum/kuruluşlar tarafından işletilmekte olan ve bölgede bulunan sabit istasyonlara ait verilerde eklenerek, farklı yöntemler [Velest algoritması ile 1-D tomografi, iki farklı receiver fonksiyonu analiz yöntemi (H- $\kappa$  ve CCP yığma yöntemleri), DD (Double-Differences) relatif lokasyon algoritması, CAP (Cut and Paste) yöntemi ile moment tensör analizi ve SWS (Shear Wave Splitting) ölçümleri] uygulanmıştır.

TÜBİTAK ve NSF işbirliği kapsamında gerçekleştirilmiş olan bu çalışma, TÜBİTAK tarafından YDABAG/102Y015 nolu ve NSF tarafından INT-0217493 nolu projeler olarak desteklenmiştir.

## ÖZET

Batı Anadolu'da, kabuk/üst manto yapısını ve sismik aktiviteyi daha iyi anlayabilmek amacıyla, Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü ve Saint Louis University, Department of Earth and Atmospheric Sciences, TÜBİTAK ve NSF uluslararası işbirliği kapsamında, ortak bir proje gerçekleştirmişlerdir. Proje kapsamında, Batı Anadolu'da, toplam 50 farklı lokasyonda yaklaşık 11 aylık bir süre ile deprem verisi toplanmıştır. Söz konusu proje kapsamında, Batı Anadolu - Ege Graben Sistemi- üzerinde, toplam 11 aylık bir gözlem sürecinde, toplam 50 farklı lokasyonda deprem verisi toplanmıştır. Elde edilen bu veriye, farklı kurum/kuruluşlar tarafından işletilmekte olan ve bölgede bulunan sabit istasyonlara ait verilerde eklenerek, farklı yöntemler uygulanmıştır.

1-D tomografi uygulaması ile elde edilen; kıtasal kabuk hız ortalama değerlerine göre daha küçük olan kabuk hız değerleri, kabuk altındaki kısmi ergimeden çok, kabuk içerisinde bulunan, sıvıya doymun gözeneklilik ve kırıklılık ile ilişkilendirilmiştir. Alt kabuk, üst kabuğa nispeten daha sağlam ve homojen bir yapısal dağılıma sahiptir. Batı Anadolu deprem aktivitesinin, gözlem sürecimiz içerisinde rapor edildiğinden daha fazla olduğu tespit edilmiştir. Bölge için gözlenen dominant sismojenik derinlik 9-10km'dir.

İki farklı receiver fonksiyonu analiz yöntemi ile kabuk kalınlığının değişimi ve yapısı incelenmiştir. Ege metamorfik çekirdek kompleksleri altındaki kabuk kalınlığı, 100km'den küçük yanal uzaklıklarda bile, Moho topografyasında 4 ile 8 km'lik değişimler sunmaktadır. Ege bölgesi metamorfik çekirdek kompleksleri altında yükselen Moho, alt kabuk viskozitesinin, düz bir Moho topografyasına sahip olan Basin & Range bölgesine kıyasla, en az üç kat fazla olduğunu göstermektedir.

Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından rapor edilen episantur dağılımlarında gözlenen saçılma, kullanılan relatif lokasyon algoritması ile büyük bir oranda iyileştirilmiştir. Başlıca üç kaynak zonu üzerinde dağılmakta olan, orta büyüklükteki depremler ve bunların artçı şokları için elde edilen yeni lokasyon sonuçları, belirgin çizgisel uzanımlar sunmaktadır. Toplam 72 adet deprem için elde edilen, moment tönser çözümleri, bölgesel güncel kinematik içerisinde, yüzeyde yoğun K-G açılma rejimi etkisi altında olan

bölgede, ana graben oluşumları çevresinde, sağ ve sol doğrultu atımlı faylanmalar ile karşılanmakta olan transfer hareketlerin baskın olduğunu göstermektedir.

Shear wave splitting ölçümlerinden elde edilen, KKB-GGD yönlü anisotropi doğrultusu, bu yönde gelişen makaslama gerilimini yada B-D/GB-KD yönlü sıkışma hareketini karşılayan resistansı ifade etmektedir. Bu resistans yüzey rigid bloklarında açılma şeklinde değilde, major kayma eksenlerinden biri olarak çalışmaktadır. Batı Anadolu'daki güncel mekanizma, derinde K-G yada KKB-GGD doğrultulu direkt açılma rejiminden ziyade, sıkışmanın tetiklediği bir çift makaslama kuvveti etkisinde gelişmekte olup, bu durum yüzeyde aktif KKB/KB veya KKD/KD uzanımlı sağ veya sol yönlü yatay atım bileşeni baskın faylanma mekanizmaları ile desteklenmektedir.

## ABSTRACT

A temporary network of 50 stations was collected earthquake data for about 11 months, in the framework of a cooperative project (TÜBİTAK-NSF collaboration) between Department of Geophysical Engineering at Dokuz Eylül University and the Department of Earth and Atmospheric Sciences at Saint Louis University, to better understand crust/manto structure/anisotropy and seismic activity in Western Anatolia. Different methods were applied to this data and additional data from permanent stations in the Aegean Region.

1-D tomography application had revealed that crustal velocities are significantly lower than average continental values. The lower crustal velocities are associated with fluids at high pore pressure and high level of fractionation rather than presence of partial melt in the region. The lower crust is more homogenous than the upper crust. Seismic activity in western Anatolia is higher than previously reported. The dominant seismogenic depth for the region is about 9-10km.

The results of two different receiver function analysis methods shown that Moho increases in depth by 4 to 8 km over a lateral distance of less than 100 km from the metamorphic core complexes to the upper plates, in the Aegean region. The long-lived elevated Moho under the metamorphic core complexes suggests that the lower crust in the Aegean region is at least three times stronger than that in the Basin & Range Province, where the Moho is much flatter.

By using, a relative relocation algorithm, we relocated local earthquakes in the Kandilli Observatory catalog. After relocations, earthquakes are highly concentrated in three main clusters, including moderate-sized events and their aftershock activities, and reveal linear features in seismicity. Double-couple moment-tensor analysis of 72 earthquakes shown that recent N-S extension at the surface is being corresponded by dextral and sinistrial transfer faults around the main grabens in the region.

The results of shear-wave splitting measurements implied that NNW-SSE anisotropy orientation is consistent with the direction of major vertical shear plain or the resistance corresponding W-E/SW-NE compressional acceleration in the region. This resistance works as being major shear zone between small rigid bloks rather than pure N-S or NNE-SSW

extension at surface. Present-day active mechanism in the depth has revealed that the region is under the influence of a couple of shear-zone triggered by compression. Lateral NNW/NW and NNE/NE directed strike-slip faults having dominant sinistral and dextral component at the surface are supporting this result.

## KATKI BELİRTME VE TEŞEKKÜR

Öncelikle deprem kayıt istasyonlarının kurulması ve veri toplama aşamalarındaki özverili katkılarından dolayı, IRIS/PASSCAL'dan Mike Fort ve Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü öğrencilerinden Oğuz Demir'e teşekkürlerimizi sunarız. Projenin arazi çalışmaları sürecindeki maddi ve manevi desteklerinden dolayı, DEÜ Rektörlüğüne ve DEÜ Mühendislik Fakültesi Dekanlığına ve ayrıca deprem kayıt cihazlarının yurdumuza giriş/çıkış işlemleri ile ilgili gümrük işlemleri sürecindeki katkılarından dolayı, DEÜ Rektörlüğü, Dış Alımlar Daire Başkanlığına teşekkür ederiz. 50 farklı lokasyona yerleştirilmiş olan tüm deprem kayıt istasyonlarımızın, Batı Anadolu'da kurulmuş olduğu bölgelerdeki destek ve katkılarından dolayı, mahalli yönetim birimleri ve bölge yaşayan halkımıza sonsuz teşekkürlerimizi sunarız. Projenin veri işlem aşamasındaki katkılarından dolayı, Dr. Bob Herrmann'a ve yorum aşamasındaki katkılarından dolayı Dr. İbrahim Çemen'e teşekkür ederiz. Kandilli Rahathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından bölgede toplanan deprem datasını kullanımımıza sunan, Dr. Doğan Kalafat ve Dr. Kıvanç Kekovalı'ya teşekkür ederiz. Bu çalışmada, GEOFON ve IRIS/USGS tarafından derlenen deprem verilerden de yararlanılmıştır.

Projenin gerçekleştirilmesi sürecindeki katkılarından dolayı tüm TÜBİTAK/YDABAG grubu çalışanlarına teşekkürlerimizi sunarız.



## İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa</u>
ŞEKİL LİSTESİ	IX
TABLO LİSTESİ	XII
1. GİRİŞ	1
2. BATI ANADOLU'NUN TEKTONİĞİ VE JEOLJİK YAPISI	4
2.1. BATI ANADOLU'NUN TEKTONİĞİ	4
2.2. BATI ANADOLU'NUN JEOLJİSİ	9
3. VERİ TOPLAMA ÇALIŞMALARI VE VERİ HAKKINDA BİLGİ	14
4. 1-D TOMOGRAFİ İLE KABUK YAPISI ve SİSMİSİTE	18
4.1. GİRİŞ	18
4.2. TERS ÇÖZÜM UYGULAMASI ve SONUÇLARI	19
4.2.1. Hız Modeli	19
4.2.2. İstasyon Gecikmeleri	22
4.2.3. 1-D Tomografi lokasyonları	24
4.3. FİNAL LOKASYON SONUÇLARI	27
4.4. ELDE EDİLEN DEPREMLERİN BÜYÜKLÜĞÜ	30
4.5. TARTIŞMA	31
5. EGE BÖLGESİNDE KABUK YAPISI VE KALINLIĞININ RECEIVER FOKSİYONU ANALİZ YÖNTEMİ İLE BELİRLENMESİ	35
5.1. GİRİŞ	35
5.2. YÖNTEMLER	37
5.2.1. H-κ Yığma Yöntemi	37
5.2.2. CCP Yığma Yöntemi	38
5.3. VERİ ve SONUÇLAR	39
5.4. TARTIŞMA	45
5.4.1. Ege Litosferindeki Gerilme Faktörü	45
5.4.2. Ege Bölgesi ve Basin & Range Bölgesinin Karşılaştırılması	46
5.4.3. Metamorfik Çekirdek Komplekslerin Oluşumu	47
6. YÜKSEK ÇÖZÜNÜRLÜKLÜ DEPREM LOKASYONU ve MOMENT-TENSÖR ANALİZİ	50
6.1. GİRİŞ	50

6.2. VERİ	52
6.3. YÖNTEM VE SONUÇLAR	52
6.3.1. "Double-difference" (DD) algoritması ile lokasyon	52
6.3.2. "Cut and Paste" (CAP) Metoduyla Odak-Mekanizma çözümleri	56
6.4. TARTIŞMA	57
7. SHEAR-WAVE SPLITTING ÖLÇÜMLERİ	62
7.1. GİRİŞ	62
7.2. VERİ	68
7.3. YÖNTEM VE SONUÇLAR	70
7.4. TARTIŞMA	71
8. SONUÇLARIN GENEL DEĞERLENDİRMESİ	79
8.1. 1-D TOMOGRAFİ İLE KABUK YAPISI ve SİSMİSİTE	79
8.2. RECEIVER FOKSİYONU ANALİZ YÖNTEMİ İLE EGE BÖLGESİNDE KABUK YAPISI VE KALINLIĞININ BELİRLENMESİ	80
8.3. YÜKSEK ÇÖZÜNÜRLÜKLÜ DEPREM LOKASYONU VE MOMENT- TENSÖR ANALİZİ	81
8.4. SHEAR-WAVE SPLITTING ÖLÇÜMLERİ	83
9. KAYNAKLAR	85

## ŞEKİL LİSTESİ

	<u>Sayfa</u>
<b>Şekil 2.1</b> Türkiye ve çevresindeki neotektonik yapılar (Barka & Reilinger 1997; Kiratzi & Louvari 2001 ve Bozkurt & Sözbilir 2004'den derlenmiştir). DSFZ: Ölü Deniz Fay Zonu, EAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, NAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu. Projedeki çalışma alanı, kesikli çizgili dikdörtgen ile gösterilmektedir.	5
<b>Şekil 2.2</b> Avrupa referans alınarak elde edilmiş olan GPS yatay hızları %95 güvenlik elipsleri ile birlikte verilmektedir (McClusky ve diğ., 2000).	6
<b>Şekil 2.3</b> Batı Anadolu grabenlerinin basitleştirilmiş haritası (Bozkurt, 2001).	8
<b>Şekil 2.4</b> Batı Anadolu'nun paleotektonik dönem birlikleri (Yılmaz, 1997).	10
<b>Şekil 3.1</b> Kasım 2002 ve Ekim 2003 tarihleri arasında, Batı Anadolu'da deprem verisi toplayan istasyonların dağılımı. Beyaz üçgenler shot-period kayıtçıları ve yıldızlar broadband kayıtçıları göstermektedir. BALB (broadband) ve DST, KHL, DENT, YER (shor-period) Kandilli tarafından işletilmekte olan sabit istasyonlardır. Tektonik hatlar, Şengör ve diğ. (1985), Şengör (1987), Konak & Şenel (2002), Şaroğlu ve diğ. (1992) ve Bozkurt (2000)'den derlenmiştir. GG: Gediz Grabeni, KMG: Küçük Menderes Grabeni, BBG: Büyük Menderes Grabeni, BG: Bakırcay Grabeni, SB: Simav Baseni, GB: Gördes Baseni, DB: Demirci Baseni, UGB: Uşak-Gürle Baseni.	15
<b>Şekil 4.1</b> A) 1-D minimum hız modeli (koyu-kalın çizgi). Başlangıç hız modelleri (gri-kesikli çizgi) ve final hız modeline yakınsamaya ifade eden 25 hız modeli. Kesikli çizgiler 1-D tomografi öncesi ve sürekli çizgiler 1-D tomografi sonrası belirtmek üzere B) RMS değerleri ve C) İstasyon rezidüleri.	20
<b>Şekil 4.2</b> 1-D tomografi sonrası lokasyon bilgilerine bağlı olarak çizilen ışın dağılımı.	21
<b>Şekil 4.3</b> İstasyon gecikmeleri	22
<b>Şekil 4.4</b> 1-D tomografi A) öncesi ve B) sonrası deprem lokasyonları. C) 1-D tomografi öncesi ve sonrası lokasyonlar arasındaki farklar.	25
<b>Şekil 4.5</b> A) SAR istasyonunun güney doğusundaki deprem kümelenmesi ve çevresinde gözlenen aktif fay zonları (Fay zonları Şaroğlu ve diğ., 1992'den alınmıştır). Bu kümelenme içindeki depremlerin B) derinlik dağılımı ve C) derinlik kesitleri.	26
<b>Şekil 4.6</b> Bu projede tespit edilen 725 adet yerel depremin episantr dağılımları. Depremler üç kategoriye ayrılmışlardır: A, B ve C sınıfı depremler (Tablo 4.4), sırasıyla, kırmızı, yeşil ve gri noktalarda gösterilmektedir (Ayrıntılı bilgi için, Şekil 3.1'e bakınız).	28
<b>Şekil 4.7</b> A) Bu projede tespit edilen 725 adet yerel depremin dağılımları. A, B ve C sınıfı depremler, sırasıyla, kırmızı ve siyah daireler ve artı işareti ile gösterilmektedir. Derinlik kesiti yalnızca A ve B sınıfı depremleri içermektedir. B) Aynı zaman dilimi içerisinde Kandilli tarafından	29

	bildirilen yerel depremlerin (627 adet) dağılımları.	
<b>Şekil 4.8</b>	725 adet yerel depremin yerel magnitüd değerlerinin, <b>A)</b> derinliğe ve <b>B)</b> gözlem sürecine bağlı değişimleri. Gözlem sürecine bağlı <b>C)</b> kümülatif magnitüd değerleri ve <b>D)</b> kümülatif magnitüd değerlerinin ortalama magnitüd değerinden olan farkları.	30
<b>Şekil 5.1</b>	Ege bölgesi için, bu çalışmada (koyu harflerle belirtilenler) ve daha önceki çalışmalarda elde edilmiş olan kabuk kalınlıkları (Saunders ve diğ., 1998; Van der Meijde ve diğ., 2003; Makris & Vees, 1977). Kesikli çizgiler Ege bölgesindeki, metamorfik çekirdek komplekslerinin dağılımını göstermektedir. Dikdörtgen alan, bu projedeki çalışma alanını belirtmektedir.	36
<b>Şekil 5.2</b>	Receiver fonksiyonu analizinde kullanılan telesismik depremlerin dağılımı. İki daire, 30° ve 90° lik episantral uzaklıkları ifade etmektedir.	40
<b>Şekil 5.3</b>	BOZ, KUL, AYD ve BALB istasyonları için ışın-parametresinin fonksiyonu olarak elde edilen receiver fonksiyonları. Hesaplanan kabuk kalınlığı ve Vp/Vs oranından elde edilen Pp ve PpPs fazlarında şekil üzerinde verilmektedir.	42
<b>Şekil 5.4</b>	Solda, 7 broadband istasyonu için, azalan Moho Ps fazı gecikme zamanlarına göre sıralanmış olan yığılmış receiver fonksiyonları verilmektedir. Receiver fonksiyonları yığma işleminden önce, ışın parametresi 0.06s/km için düzeltilmiştir. Sağda, Vp/Vs oranının eldesi için kullanılan PpPs fazı varış zamanları yığılmış receiver fonksiyonları üzerinde görülmektedir. Oklar en iyi oranın tespit edildiği noktaları işaret etmektedir.	43
<b>Şekil 5.5</b>	N-S profil dizilimi altındaki Moho değişimini ve kabuk yapısını gösteren CCP görüntüsü. Kırmızı renk, akustik empedansdaki belirgin artışların derinliğe bağlı değişimini ifade etmektedir. Moho, 26-28km arasında değişen belirgin, sürekli bir bant olarak gözlemlenmektedir. Yüzeğe yakın pozitif genlikler (pembe renkli), sediment dolgu birim ile anakaya arasındaki keskin empedans kontrastını ifade etmektedir. Kesikli çizgiler, Kuzey ve Güney sıyrılma faylarını ifade etmektedir (Yüzey topoğrafyası 2 kat büyütülmüştür).	44
<b>Şekil 5.6</b>	Alt kabuk viskozitesinin fonksiyonu olarak, Moho topoğrafyası yitim zamanı (McKenzie ve diğ., 2000 tarafından önerilen modele göre). Alt kabuk kalınlığı 10km, Moho topoğrafyası dalga boyu 200km ve manto litosferi 10 <sup>22</sup> Pa olarak kabul edilmiştir.	48
<b>Şekil 6.1</b>	Batı Anadolu'da 1962-1975 yılları arasında oluşan, 20 büyük depremin, fay düzlemi çözümleri (McKenzie, 1972; McKenzie, 1978 ve Harvard CMT'den alınmıştır). Üçgenler, 2001-2002 yılları arasında kurmuş olduğumuz geçici istasyonları ifade etmektedir (büyük olanlar STS-2 broadband ve küçük olanlar L22 short-period istasyonlar). Eşkenar dörtgenler Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından işletilen kalıcı istasyonları ve artı işaretleri kandilli tarafından lokate edilmiş olan yerel depremin episantr dağılımı göstermektedir. Oklar, orta Anadolu bloğu referans alınarak belirlenen GPS hızlarını	51

- belirtmektedir (McKenzie, 1972; McKenzie 1978).
- Şekil 6.2** Buldan civarında gözlenen deprem kümelenmesi içinde bulunan 10 adet depremin, yaklaşık 50km uzaklıkta bulunan KUL istasyonu düşey bileşeni tarafından kaydedilmiş olan waveformları. İlk P dalga varış zamanı  $t=0$  olarak grafiklenmiştir. 54
- Şekil 6.3** 23 Temmuz 2003 Buldan depremi, 13 Haziran 2003 Simav depremi ve 10 Nisan 2003 Urla-İzmir depremi ve artçı şok aktivitelerinin, 364 yerel depremin yeniden lokasyonu ile elde edilen episatr dağılımları çok daha belirgin çizgisel hatlar sunmaktadır. DD algoritması ile elde edilen final lokasyonları kırmızı noktalar ile ifade edilmekte ve 72 depreme ait CAP yöntemi ile elde edilen odak mekanizma çözümleri verilmektedir. Sağ altta, bu üç deprem kümelenme doğrultusuna dik kesitler boyunca, deprem derinlik dağılımları görülmektedir. Artı işaretleri orijinal Kandilli lokasyonlarını ifade etmektedir. 55
- Şekil 6.4** İzmir yakın çevresinde son yüzyılda gelişmiş depremlerin ( $M>5$ ) diri fay haritası üzerindeki dış merkez dağılımları (Emre ve diğ., 2005'den alınmıştır). 58
- Şekil 7.1** Arabistan, Avrasya ve Afrika plakalarının kesişme bölgesindeki Pn anizotropi dağılımı (Al-Lazki ve diğ., 2004'den alınmıştır). Mavi çizgiler Pn anizotropi değerlerini, siyah çizgiler SWS ölçüm sonuçlarını (Sandvol ve diğ., 2003) ve pembe çizgiler GPS vektörlerini (McClusky ve diğ., 2000) ifade etmektedir. 66
- Şekil 7.2** Ege Bölgesi jeoloji haritası (Robertson & Dixon, 1984) üzerinde, SWS sonuçlarının dağılımı (Hatzfeld ve diğ., 2001'den alınmıştır). Her bir istasyon için elde edilen ortalama SWS değerleri verilmektedir. İçi boş oklar, paleomanyetik rotasyonu (Duermeijer,1999) ifade etmektedir. 67
- Şekil 7.3** Ege Bölgesi için, Kreemer ve diğ. (2004)'nin hesaplamış oldukları kayma gerilim oranı dağılımı (Kreemer ve diğ., 2004'den alınmıştır). Kırmızı çizgiler, SWS sonuçlarını (Hatzfeld ve diğ., 2001) ve siyah ince çizgiler bu değerlerin ( $1-\sigma$ ) açısız belirsizliklerini ifade etmektedir. Modellenen gerilim oranı dağılımından hesaplanan "no-length-change" oryantasyonlarına göre major kayma düzlemleri, içi boş beyaz (sinistral) ve siyah koyu (dextral) çizgiler ile verilmektedir. 68
- Şekil 7.4** 13 Nolu depremin (Tablo 7.2) KUL istasyonunda kaydedilmiş SKS fazına ait A) Orijinal radyal (koyu çizgi) ve transvers (açık çizgi) bileşenler, B) Anizotropy düzeltilmesi uygulandıktan sonra ulaşılan radyal ve transvers bileşenler. Anizotropi düzeltilmesi C) öncesi ve D) sonrası partikül hareketi ve E)Tansanjijyel bileşen üzerindeki enerjinin minimize edilmesi ardından, farklı  $\phi$  ve  $\delta t$  değerleri için elde edilen enerji dağılımı. Enerji dağılımının minimum olduğu  $\phi$  ve  $\delta t$  değerleri, artı işareti ile ve bu değerler için elde edilen %95 güvenlik sınırları nokta ile ifade edilmektedir. 71
- Şekil 7.5** SWS ölçümleri sonuçları. Siyah çizgiler herbir istasyon için elde edilen ortalama  $\phi$  (hızlı yön) oryantasyonlarını ve kırmızı çizgiler bu ortalama değerler için elde edilen standart sapma değerlerini ifade etmektedir. Çizgi uzunlukları,  $\delta t$  (gecikme zamanı) ile orantılıdır. 73

## TABLO LİSTESİ

	<u>Sayfa</u>
<b>Tablo 3.1</b> İstasyonların kayıt aldıkları süre ve her bir istasyon için veri kazancı.	17
<b>Tablo 4.1</b> Kandilli tarafından kullanılan P-dalgası hız modeli (Kalafat ve diğ., al., 1987).	19
<b>Tablo 4.2</b> 1-D tomografi ile elde edilen 1-D minimum P-dalga hızı modeli.	20
<b>Tablo 4.3</b> İstasyon gecikmeleri.	23
<b>Tablo 4.4</b> A, B ve C sınıfı depremlere ait parametreler.	27
<b>Tablo 4.5</b> Kümülatif magnitüd değerinde ani artışlara neden olan depremler (Şekil 4.8c ve d) için lokasyon bilgileri.	31
<b>Tablo 4.6</b> A ve B sınıfı depremler için, olma olasılığı ve tekrarlama periyodu.	31
<b>Tablo 5.1</b> İstasyonlara ait bilgiler ve hesaplanan değerler.	40
<b>Tablo 6.1</b> Üç deprem kümelenmesi içerisindeki depremlerin yeniden lokasyonlarına ait bilgiler ve bu kümelenmelerin gözleendiği fayların doğrultu ve eğimleri.	54
<b>Tablo 7.1</b> SWS ölçümleri için kullanılan broadband istasyonlara ait bilgiler.	69
<b>Tablo 7.2</b> SWS ölçümleri için kullanılan depremlere ait bilgiler.	69
<b>Tablo 7.3</b> SWS ölçümleri sonuçları.	72
<b>Tablo 7.4</b> Herbir istasyon için SWS ölçümleri sonuçlarının ortalaması.	72

## 1. GİRİŞ

Ege açılma rejimi içerisinde yer alan Batı Anadolu, dünyada deprem aktivitesi yüksek kıtasal kabuk bölgelerinin başında gelmektedir. Birçok uygarlığın üzerinde geliştiği Batı Anadolu, tarihsel dönemlerde birçok yıkıcı depremlerin etkisinde kalmıştır.

Arap levhasının Avrasya levhasına yaklaşması sonucu Anadolu levhasının batıya doğru hareketine neden olan bir yatay kaçış zonu meydana gelmiştir. Batı Anadolu'daki K-G gerilme rejimi, Anadolu levhasının batıya doğru hareketi ile ve Ege Bölgesinde saatinde tersi yönde olan güneye doğru rotasyonu ise, Helenik yay dalma-batma zonunun varlığı ile açıklanmaktadır. Batı Anadolu Paleojen öncesi aktif olan tektonizma K-G sıkışma rejimidir. Bölge için, kabul gören bir diğer tektonik model ise; bu sıkışma rejimi sonucu oluşan kütle birikimine paralel gelişen termal profil ile Batı Anadolu'nun orojenik çöküşü modelidir. Farklı tektonik modeller ile tanımlanmaya çalışılan, K-G gerilme rejimi sonucunda Batı Anadolu'da büyük graben yapıları meydana gelmiştir.

Tektonik ve jeolojik açıdan eşsiz olan Batı Anadolu'da, kabuk/üst manto yapısını ve sismik aktiviteyi daha iyi anlayabilmek amacıyla, Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü ve Saint Louis University, Department of Earth and Atmospheric Sciences, TÜBİTAK(YDABAG/102Y015)- NSF(INT0217493) uluslararası işbirliği kapsamında, "Integrated Seismological Studies of Crust/Upper Mantle Structure and Anisotropy in Western Anatolia" başlıklı bir ortak proje gerçekleştirmişlerdir. Proje kapsamında, Batı Anadolu'da, toplam 50 farklı lokasyonda yaklaşık 11 aylık bir süre ile deprem verisi toplanmıştır. Elde edilen bu veriye, farklı kurum/kuruluşlar tarafından işletilmekte olan ve bölgede bulunan sabit istasyonlara ait verilerde eklenerek, farklı yöntemler uygulanmıştır.

Batı Anadolu bölgesinin tektoniği ve jeolojisi hakkındaki bilgiler, Bölüm 2'de özetlendikten sonra, bu proje kapsamında gerçekleştirilmiş olan arazide veri toplama süreci, ve veri hakkındaki bilgiler Bölüm 3'de verilmektedir.

Toplanan deprem verisine uygulanan ve Bölüm 4'de verilmekte olan ilk yöntem; 1-D tomografidir. VELEST (Kissling ve diğ., 1994), joint inversion (birleşik ters çözüm) algoritması, deprem lokasyonlarını, 1-D P-dalgası hız modelini ve ilgili istasyon

gecikmelerini belirlemek için kullanılmıştır. Sözkonusu ters çözüm algoritması, ilk olarak 1976'da W.L. Ellsworth ve S. Roecker tarafından geliştirildikten sonra, sismik tomografi çalışmalarında pek çok araştırmacı tarafından kullanılmıştır (örn: Kissling & Lahr 1991; Castillo & Ellsworth 1993; Kissling ve diğ., 1994; Barış ve diğ., 2002, Ciaccio & Chiarabba 2002, Husen ve diğ., 2003).

1-D tomografi uygulaması ile, Batı Anadolu'da toplam 725 adet yerel deprem lokate edilmiş, bölgesi için yeni 1-D P-dalgası hız modeli geliştirilmiş ve gözlem sürecinde aktif olan zonlar belirlenmiştir. Bölgede magnitüdü 3'e eşit veya daha büyük olan bir depremin, hergün olma olasılığının %100 olduğu ve sismik aktivitenin daha önce rapor edilenden fazla olduğu tespit edilmiştir. Depremlerin derinlik dağılımları, bölge için dominant sismojenik derinliğin 9-10km olduğunu göstermektedir.

Bölüm 5'de verilmekte olan çalışmada, Batı Anadolu'da toplamış olduğumuz veriye ek olarak, Ege Denizi ve Türkiye'de bulunan sabit istasyon verileri de kullanılarak, bölgedeki kabuk kalınlığı değişimi belirlenmiştir. Bu amaçla, telesismik veriye iki farklı kabuk kalınlığı tahmin yöntemi uygulanmıştır. Bunlardan birincisi, broadband istasyon verilerine, Kabuk kalınlığı ve  $V_p/V_s$  oranını elde etmek için uygulanan H- $\kappa$  yığma yöntemidir (Zhu & Kanamori, 2000). İkincisi ise,  $\sim$ K-G uzanımlı ve 3-4 km aralıklı toplam 38 istasyondan oluşan profil boyunca yerleştirmiş olduğumuz short-period istasyon verilerine, Moho topografyasını ve kabuk içerisindeki yanal yapısal değişimleri belirlemek için uyguladığımız, Common-Conversion-Point (CCP) yığma yöntemidir (Kosarev ve diğ., 1999; Zhu, 2000; Zhu, 2002). Elde edilen sonuçlara göre, kabuk kalınlığının Anadolu'nun merkezinde 36km, Batı Anadolu'da 28-34km ve Ege Denizinde 25-33km arasında değişmekte olup, kabuk kalınlığının batıya doğru azalmaktadır. Ayrıca, Ege bölgesi metamorfik çekirdek kompleksleri altındaki Moho toğografyası, alt kabuk viskositesinin, düz bir Moho topografyasına sahip olan Basin & Range bölgesine kıyasla, en az üç kat fazla olduğunu göstermektedir.

Bu çalışmada ayrıca, Kandilli kataloğunda yer alan ve bölgede deprem kümelenmesi sunan üç kaynak zonundaki, toplam 364 adet yerel deprem, "double-difference" (DD) algoritmasını (Poupinet ve diğ.,1984) kullanılarak yeniden lokate edilmiştir (Bknz. Bölüm 6). "Cut and Paste" (CAP) yöntemi (Zhao & Helmberger,1994 ve Zhu & Helmberger,1996) kullanılarak,



toplam 72 adet depremin moment tensörleri ve odak derinlikleri elde edilmiştir. 10 Nisan 2003 ( $M=5.3$ ) Urla-İzmir depremi, 13 Haziran 2003 ( $M=4.0$ ) Simav depremi ve 23 Temmuz 2003 ( $M=5.2$ ) Buldan depremi ile karakterize olan kaynak zonlarında oluşan orta büyüklükteki depremler ve bunların artçı şokları için elde edilen yeni lokasyon sonuçları, belirgin çizgisel uzanımlar sunmaktadır. Buldan ve İzmir kümelenmelerinde baskın yanaltımlı fay mekanizma çözümleri gözlenirken, Simav kümelenmesindeki depremler düşük açılı normal fay mekanizması sunmaktadır. Elde edilen sonuçlar, bölgesel güncel kinematik içerisinde, yüzeyde yoğun K-G açılma rejimi etkisi altında olan bölgede, ana graben oluşumları çevresinde, sağ ve sol yönlü doğrultu atımlı faylanmalar ile karşılanmakta olan transfer hareketlerin baskın olduğunu göstermektedir.

Proje kapsamında toplamış olduğumuz veriye uygulanan ve Bölüm 8'de yer alan, en son yöntem ise; Shear wave splitting (SWS) ölçümleridir. Çalışma alanımız içerisindeki, yüzey deformasyonu ile litosferik deformasyon arasındaki ilişkiyi incelemek amacıyla, Silver ve Chan (1991) tarafından ortaya konan algoritma kullanılarak, istasyon ağımız içerisinde bulunan 5 broadband (DEU/İzmir, AKH/Akhisar, KUL/Kula, AYD/Aydın, BOZ/Bozdağ) ve Batı Anadolu bölgesinin kuzeyinde yer alan ve Kandilli tarafından işletilmekte olan 1 adet sabit broadband istasyona (BALB/Balıkesir) ait veri SWS ölçümleri ile analiz edilmiştir.

Gözlenen SWS değerlerinin, Helenik yayın sıkışarak bir yay şeklini almasına neden olan metamorfizma nedeniyle oluşan ve sıkışma ile gelişen kütle birikiminin neden olduğu, transpresyonel kuvvetler etkisi ile ilişkili olduğu düşünmekteyiz. Bu nedenle, elde etmiş olduğumuz SWS değerlerinin KKB-GGD yönlü anisotropi doğrultusu, bu yönde gelişen makaslama gerilimini ya da B-D/GB-KD yönlü sıkışma hareketini karşılayan resistansı ifade etmektedir. Bu resistans yüzey rigid bloklarında major kayma eksenlerinden biri olarak çalışır gözükmektedir. Viskositesi yüksek olan alt kabuğun, yüzey ve üst manto deformasyonu arasındaki hareketi ayırıştırıran bir zon görevi üstlendiğini, fakat bununla birlikte, elde edilen anisotropi oryantasyonunun yüzeyde gözlenen major kesme eksenleri ile uyumlu olduğunu önermekteyiz. Tüm bu sonuçlar, Batı Anadolu'daki güncel mekanizmanın, K-G yada KKB-GGD doğrultulu direkt açılma rejiminden ziyade, sıkışmanın tetiklediği bir çift makaslama kuvveti etkisinde gelişmekte olduğunu ve bunda aktif KKB/KB veya KKD/KD uzanımlı sağ veya sol yönlü atım bileşeni baskın doğrultu atım faylanma mekanizmaları ile desteklenmekte olduğunu göstermektedir.

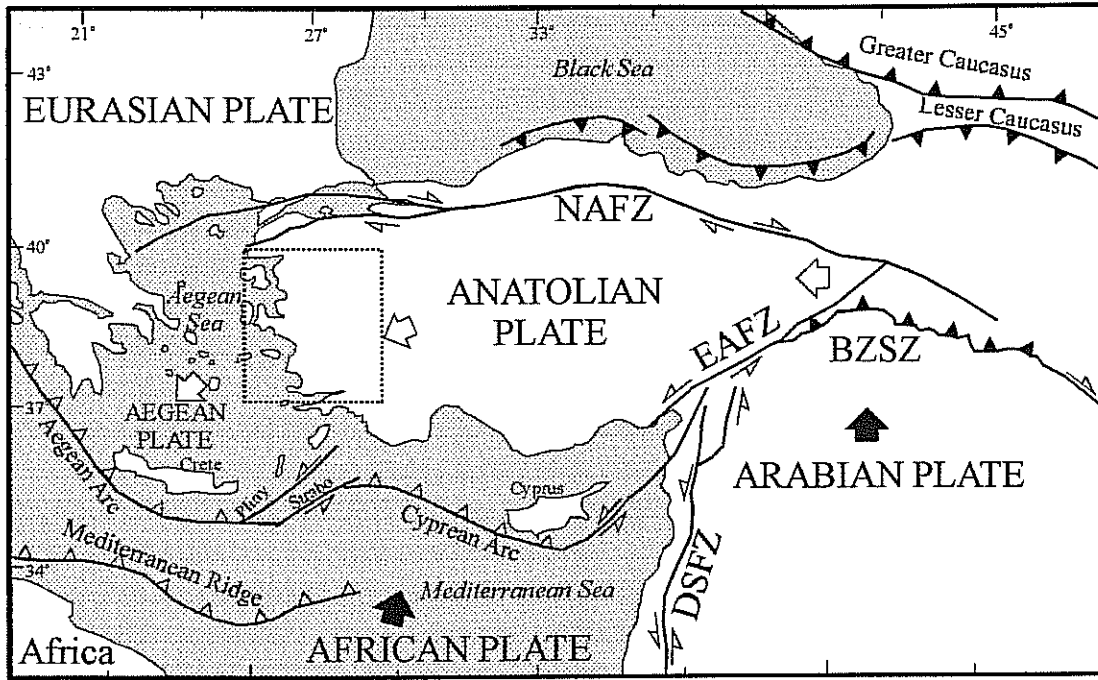
## 2. BATI ANADOLU'NUN TEKTONİĞİ VE JEOLJİK YAPISI

### 2.1. BATI ANADOLU'NUN TEKTONİĞİ

Anadolu yarımadası Alp-Himalaya kuşağı diye adlandırılan Avrasya ve Afrika plakaları arasındaki büyük kompresyonel kuşağın bir parçasıdır. Yüksek ve yaygın deprenselliği ile dikkatleri üzerine çeken yurdumuz ve yakın çevresi aktif tektonik araştırmacılarının yoğun ilgisini çekmektedir. Özellikle Batı Anadolu'nun deprem etkinliğine ve bölgedeki tektonik yapıların işlevlerine bir kısım araştırmacılar tarafından spekülatif yaklaşımlarda bulunulmuş, hayli ilginç tektonik deformasyon modelleri önerilmiş ve Anadolu-Ege plakacılıkları arası yapısal ilişkiler oldukça farklı biçimlerde yorumlanmıştır.

Arabistan ve Avrasya levhaları Bitlis süturu boyunca Orta Eosen sonunda yaklaşık 40 milyon yıl önce çarpışmışlardır (Yılmaz, 1993). Bu çarpışma Hindistan Asya çarpışması ile az çok aynı döneme rastlamaktadır. Levhaların yaklaşmaya devam etmeleri Erken Miyosenden sonra Doğu Anadolu'da kıta kabuğunu kısaltıp kalınlaştırmıştır. Geç Miyosen sonuna doğru yaklaşma Doğu Anadolu'nun kendi hacmi içinde kısalmaya neden olan yapılar ile karşılaşırken, 50km'yi bulan kıta kabuğu bu dönemden sonra Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu transform faylarının, Doğu Anadolu'da birbirlerine kavuşmalarıyla Anadolu levhasının sınırlarını belirlemiştir (Şekil 2.1) (Şaroğlu & Yılmaz 1987). Anadolu levhasının Karlıova üçlü birleşme noktasından batı yönünde kaçmaya başlamasıyla Arabistan-Avrasya çarpışmasının neden olduğu sıkışma batıya aktarılmaya başlanmıştır. Batı Anadolu ve Ege günümüzde de bu kaçma rejimiyle önemli ölçüde denetlenmektedir. GPS verilerine göre (Reilenger ve diğ., 1997; McClusky ve diğ., 2000) Anadolu levhası doğu ve orta kesimlerde batı yönünde yaklaşık 18-22mm/yıl hareket etmektedir (Şekil 2.2). Hareket batıda saatin tersi yönünde bir rotasyonel harekete dönüşerek Ege hendeğine doğru yüksek bir hızla (40mm/yıl) ilerlemektedir (Müller ve diğ., 1997). Bu hareket hafif kıta kabuğunun ağır okyanus kabuğu üzerinde kayması gibi yorumlanabilir.

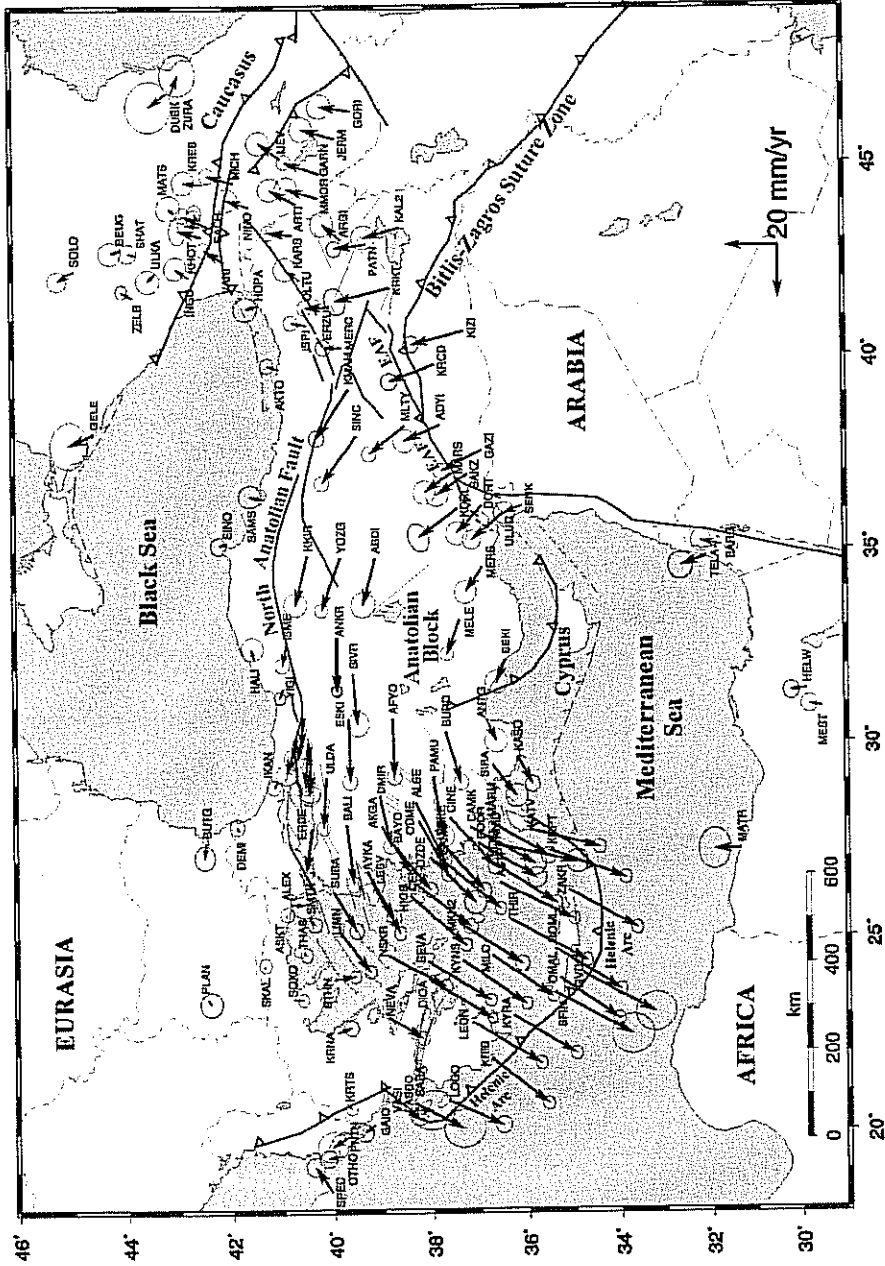
Son yıllarda gerçekleştirilmiş olan GPS ölçümleri (Nyst & Thatcher, 2004), Ege'deki defarmosyanın tekdüze olmadığını ve bölgede bir grup komşu rijit mikro-blok hareketini önermektedirler. McClusky ve diğ. (2000), güney Ege mikro-bloğunun Avrupa'ya göre 30mm/yıl GB yönünde hareket ettiğini ve bu hareketin kuzey Ege'de doğrultu-atım ve açılma



**Şekil 2.1:** Türkiye ve çevresindeki neotektonik yapılar (Barka & Reilinger, 1997; Kiratzi & Louvari, 2001 ve Bozkurt & Sözbilir, 2004'den derlenmiştir). DSFZ: Ölü Deniz Fay Zonu, EAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, NAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu. Projedeki çalışma alanı, kesikli çizgili dikdörtgen ile gösterilmektedir.

hareketleri ile, batı Anadolu'da ise K-G açılma ile karşılandığını söylemektedirler. Nyst ve Thatcher (2004)'e göre, Ege'deki güncel deformasyon 4 mikro-blok hareketine bağlıdır. Yunanistan ana karası, Marmara Denizi, güney Ege ve Anadolu mikro-blok sınırlarındaki gerilimin 30-50 nano-starin/yıl olduğunu önermektedirler.

Batı Anadolu genel anlamda Avrasya-Arabistan çarpışmasının bir yan ürünüdür ve bu çarpışma sonucu oluşan Doğu Anadolu'daki sıkışma hareketinin KAF ile batıya taşınması sonucu bölgedeki graben sistemleri olmuştur (Şengör, 1980). Arap plakası ile Avrasya plakasının çarpışması sonucu, Arap plakasının Afrika kıtasına göre kuzeye doğru olan hareketi yavaşlamıştır. Afrika'nın son 92 milyon yıldan beri saatin tersi yönünde kuzeye doğru hareket ettiği paleomanyetizma verilerinden bilinmektedir (Dewey ve diğ., 1973). Hareket vektörü son 10 milyon yıldan beri önce KD olan vektörel hareketinden sapıp K-G yönüne dönmüştür. Afrika'nın Avrupa'ya doğru yaklaşım hızı yılda yaklaşık 10mm olarak hesaplanmaktadır. Okyanus hendeğindeki gerçek kısalma ise 50-70 mm/yıl'dır (Yılmaz, 2000).



Şekil 2.2: Avrupa referans alınarak elde edilmiş olan GPS yatay hızları %95 güvenlik elipsleri ile birlikte verilmektedir (McClusky ve diğ., 2000).

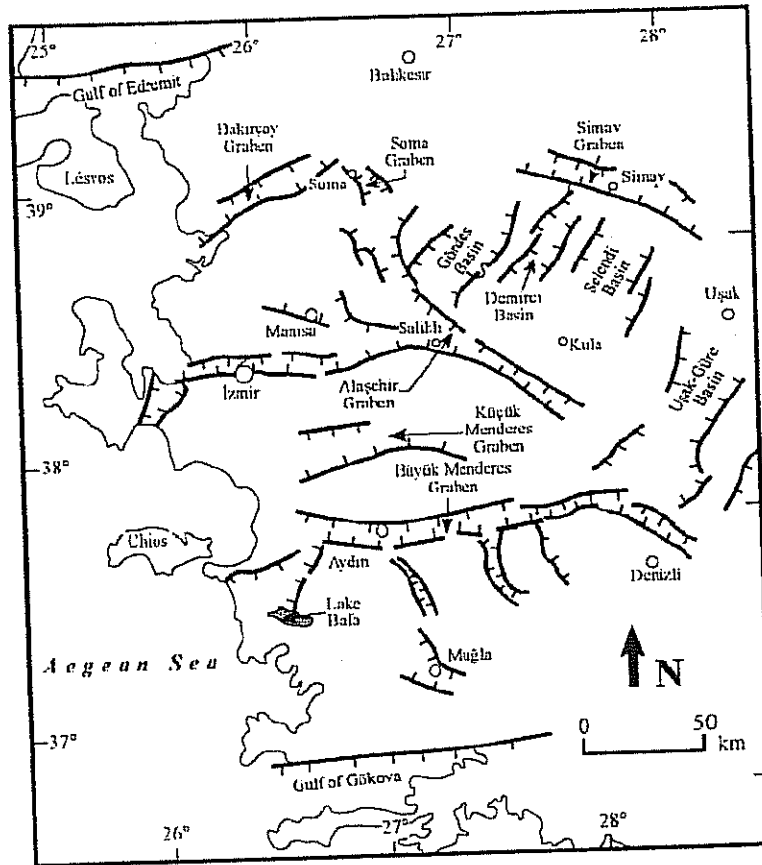
Anadolu levhasının batıya hareketinin motoru Şengör ve Kidde (1979) göre, Doğu Anadolu'da kısalıp kalınlaşma, Mc Kenzie (1972)'ye göre ise, bu kalınlaşmanın depo ettiği gravitasyonel potansiyel enerjidir. Anadolu levhasının batıya hareketinin Ege ve Batı Anadolu' da K-G yönlü bir gerilme ile karşılandığı görüşü günümüzde yaygınca kabul görmektedir. Bölgede K-G açılma rejiminin oluşumu ve nedeni uzun zamandan beri tartışılmakta olup; başlıca 4 farklı model önerilmektedir:

- 1) "Tectonic escape" model: Anadolu bloğunun, KAF ve GAF boyunca gelişen transform hareket ile batıya kaçıışı ile açıklanmaktadır (Şengör ve diğ., 1985; Dewey & Şengör, 1979; Şengör, 1979; Şengör, 1987; Görür ve diğ., 1995).
- 2) "Back-arc spreading" model: Ege hendek sisteminin G-GB göçünün neden olduğu, yay kuzeyindeki gerilme rejimi ile açıklanmaktadır (McKenzie, 1978; Meulenkamp ve diğ., 1988; Le Pichon & Angelier, 1979). Bununla birlikte, dalma-batma roll-back sürecinin başlangıç yaşı halen tartışılmakta olup, öneriler 60 ile 5 Ma arasında değişmektedir (McKenzie, 1978; Meulenkamp ve diğ., 1988; Le Pichon & Angelier, 1979; Le Pichon & Angelier, 1981; Kissel & Laj, 1988).
- 3) "Orogenic collapse" model: Kütle birikimine paralel gelişen termal profil ile Batı Anadolu'nun orojenik çöküşü modelidir (Seyitoğlu & Scott, 1991; Seyitoğlu & Scott, 1992).
- 4) "Episodic" model: İki evreli oluşum modelidir. Bu modelde, Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı ilk evre orojenik çöküş ile ve Plio-kuvanenter ikinci evre ise Anadolu bloğunun batıya kaçıışı ile açıklanmaktadır (Koçyiğit ve diğ., 1999).

Gerek batıdaki açılma ve gerekse doğudaki daralma hızları 1 ile 5cm/yıl arasında bir hız içermektedir. Akdeniz'de Ege levhası altında 35 ile 1.1 cm/yıl hızla dalan Afrika levhalarının eriyen bölümlerinin Ege bölgesini kaldırarak askıya alması yerçekimsel kırıklarla doğu-batı doğrultulu çöküntü alanlarının oluşumuna neden olmuştur (Yılmaz, 2000). Batı Anadolu ve Ege bölgesinde Gökova grabeninden Edremit grabenine kadar ki tüm yörede en yaygın yapı unsurları K-G gerilme rejimi altında gelişmiş olan grabenlerdir (Şekil 2.3). Grabenlerin oluşumu, farklı araştırmacılar tarafından farklı jeolojik yaşlarla ifade edilmektedir ve önerilen yaşlar, üç farklı katerogiyeye ayrılarak sınıflandırılabilir:

- 1) Grabenler Tortonian'da oluşmaya başlamıştır (Şengör & Yılmaz, 1981; Şengör ve diğ., 1985; Şengör, 1987)
- 2) Grabenler Erken Miyosen de oluşmaya başlamışlardır (Seyitoğlu & Scott, 1991; Seyitoğlu & Scott, 1992).
- 3) Grabenler Plio-kuvaterner yapılardır (Koçyiğit ve diğ., 1999; Bozkurt, 2000; Sarıca, 2000; Yılmaz ve diğ., 2000).

Bozkurt (2001)'a göre; batı Anadolu'daki B-D uzanlı grabenler ~4-5 Ma ya da olasılıkla daha geç oluşmuş yapısal birimlerdir. Ege bölgesinin kuzey-güney yönlü bir gerilme içinde biçim değiştirmesinin en açık verisi olan bu B-D doğrultulu grabenler, Ege de jeolojik ve morfolojik en egemen unsurlardır. Bölgede sismik aktivite yaklaşık D-B gidişli kavşaklar boyunca yoğunlaşmıştır. Bunlar grabenleri çevreleyen fay zonlarına karşılık gelmektedir. Sismik aktivite normal fayların hareketleriyle bağlantılıdır.



Şekil 2.3: Batı Anadolu grabenlerinin basitleştirilmiş haritası (Bozkurt, 2001).

Kaya (1979)'ya göre; batı Anadolu'da yer alan orta doğu Ege çöküntüsü, Neojen öncesinden kalıtsal, başlıca KD ile K gidişli yapısal yüzeyler boyunca gelişmiş düşey yerdeğiştirmelerin ürünüdür. Bölge, Eosen sonu/öncesi sıkışma tektoniğine uğramıştır. KD-K gidişli yapısal-stratigrafik basamaklar Neojen sırasında gelişen KB-BKB gidişli çizgilerle bölünmüştür. KD-K ve KB-BKB gidişli çizgiler Neojen süresince aktif kalmışlardır. BKB-B gidişli yapısal şekiller en geç oluşmuştur; güneye eğimlenmiş fay blokları ile karakterize olurlar. D-B uzammları KD-K gidişlerle sınırlanır. Orta doğu Ege çöküntü alanı, zaman içinde D/B'dan KD/GB'ya doğrultu değiştiren çekim kuvvetleri altında kabuğun incelleme ve kabarma yeridir. Orta doğu Ege çöküntü alanında Kuvaternerde yavaşlayan bu açılım Kuzey Ege Denizi'ndeki KB gidişli açılım ile karşılaştırılabilir (Needham ve diğ., 1973). KD-K, KB-BKB ve BKB-B gidişli yapısal-stratigrafik sistemler arasında bir derecelenmenin bulunmayışı, oluşumların değişik sürücü kuvvetlere bağlı olduğunu yansıtır. Neojende orta doğu Ege çöküntüsü KD-K gidişli çizgisellik taşıyan özgül bir rift sisteminden yapıldır. Kuvaternerde suüstü ve sualtı tortullaşması, yaşıt biçim değiştirmeler, yapı ve morfoloji açılımı Neojenden kalıtsal oynak çizgilerin ve basamak bölümlerinin kontrolü altındadır. Çöküntü alanı jeofiziksel verilere göre rift niteliğini korur (Kaya, 1979).

K-G doğrultulu yaşlı çöküntülerle, güncel tektonizmanın geliştirdiği B-D doğrultulu çöküntülerin kesim noktalarında çöküntü içinde çöküntü havzaları gelişmiştir. Bu gibi çöküntü içinde çöküntü olan havzalar, hem bol kırıklılık ile büyük gözeneklilik ve hem de magma yaklaşma ile ısı iletiminde kolaylaşma ve ısıtıcı ocağa yakınlık edinmişlerdir. Ayrıca Ege'nin hem açılması hem de yükselmesi ile kabuk kalınlığı bugün 30-32 km'ye dek incelmıştır. Doğal olarak bu tür yer devinim ve bol kırıkların olduğu yerler, ısınarak sıcak alanları oluşturmuşlardır. K-G doğrultulu eski ve B-D doğrultulu güncel çöküntülerin izleri bölgesel gravite haritalarından da açıkça görülmektedir.

## 2.2. BATI ANADOLU'NUN JEOLJİSİ

Ege bölgesinin başlıca jeolojik unsurları; metamorfik topluluklar, Neojen havza çökelleri, Oligosen-Miyosenden başlayıp Kuvaternere kadar aralıklarla gelişimini sürdürmüş magmatik topluluklar, graben havzaları ve Ege denizel ortamıdır. Metamorfik kayalar Ege deniz alanı içinde üç kuşak halinde Batı Anadolu'da ise iki farklı topluluk halinde görülür (Şekil 2.4). Batı Anadolu'daki topluluklar bölgenin kuzeyinde Biga yarımadasında yer alan ve Karakaya

karmaşığı olarak bilinen topluluk ile Trakya'daki Istranca masifidir. Bu batıdaki Rodop sisteminin doğal bir uzantısıdır. Batı Anadolu'daki ikinci metamorfik topluluk ise, Menderes masifidir. Menderes masifi İzmir-Ankara süturu ile Karakaya karmaşığının temel oluşturduğu Sakarya kıtasından ayrılır (Yılmaz, 1997).



Şekil 2.4: Batı Anadolu'nun paleotektonik dönem birlikleri (Yılmaz, 1997).

Menderes masifi Ege adalarındaki orta metamorfik masifler kuşağının devamıdır. Bunun kuzeyindeki Rodop sistemine ait metamorfikler kuzey metamorfik kuşağı oluşturur. Güney metamorfik kuşağı ise, Girit adasında mostra vermekte olup doğuya devamında Batı Anadolu'da mostra vermez. Metamorfik kayalardan kuzey kuşağa ait olanlar yaşlı bir topluluktur. Metamorfizmaya uğramaları, Rodop-Istranca topluluğunda Prikambriyenden Triyas sonuna kadar ki bir dönemi kapsar. Menderes masifi metamorfik kayalarının metamorfizma yaşı ise tartışmalıdır. Ana metamorfizma evresine ait yaş verileri 45my



çevresinde kümelenmekle birlikte, masifin çok evreli metamorfizma geçirdiği bilinmektedir. İlk metamorfizma Pan-Afrika orojeni süresinde gelişmiştir. Daha sonra geç Kretase, Eosen ve en son geç Oligosende masifin yeniden ısındığı ve yükseldiği düşünülmektedir (Yılmaz, 2000).

Ege bölgesinin en yaygın jeolojik birimi, Neojen çökelleridir. Bunlar Ege adalarının hemen hepsinde ve Batı Anadolu'da yaygındır. Çökelme genellikle erken Miyosende başlamıştır. Trakya ve bazı kuzey Ege adalarında görülen denizel ortamdaki çökelme dışında, hemen tüm Ege'de çökelme erken Miyosende, karasal bir ortamda başlamıştır. Çökelme çoğunlukla birbirleriyle bağlantılı ve düşük enerjili bir gösel ortamda gelişmiştir. Bu ortamın en yaygın birimleri bitümlü şeyllerdir. Bu gösel ortam Çanakkale dolayından güneye Muğla'ya kadar ki geniş bir kuşakta Batı Anadolu'da ve o dönemde Ege Denizinin bulunduğu alanda yer alan karasal ortamda yaygınca gelişim göstermiştir (Rögl ve Steininger, 1984). Menderes masifinin günümüzdeki yükselimi o dönemde henüz gelişmiş olmadığı için, çökelme ortamının Menderes masifi alanlarını da büyük ölçüde kaplamış olduğu anlaşılmaktadır. Batı Anadolu'daki bu karasal ortam Ege'den Yunanistan'a kadar süreklilik göstermektedir (Yılmaz, 2000).

Ege bölgesinde magmatizma geç Oligosende başlamıştır. Bu magmatizmanın ilk ürünleri granitlerdir. Bunlar irili ufaklı stok ve plütonlar halinde geniş bir alanda yayılım gösterirler. Batı Anadolu'da Kestambul ve Karaköy'den Kozak'a kadar bir çok plüton vardır. Menderes masifi metamorfik toplulukları içinde de benzer özelliklerde bir çok granit vardır. Bu granitler Ege adalarında da mostra verirler. Geç Oligosendeki magmatizma kuzey alanlarda yüzeye lavlarını ulaştırmış ve volkanik topluluklar geliştirmiştir. Erken Oligosende plütonlar yüzeyde sığ derinliklere ulaşır ve kaldera tip granitleri oluşturur. Çevrelerinde porfirik kayaları, yüzeyde ise hısımlı volkanik kayaları geliştirmişlerdir (Yılmaz, 2000).

Magma topluluklarının yükseldiği veya yüzeylediği zayıflık zonları çoğunlukla KKD-GGB gidişli faylardır. Bunlar aynı zamanda erken Miyosen çökellerini de açan veya sınırlayan fay sistemleridir. Bu nedenle bu kırıklar boyunca yükselen ve dizilen volkanik çıkış merkezleri erken Miyosen gösel havzalarını sınırlamıştır. Volkanik çıkış merkezleri boyunca lavlar egemendir. Buralardan uzaklaştıkça piroklastik akma ve daha uzakta piroklastik yağış birimleri göl çökelleriyle aralanmıştır. Volkanik gereçlerin ulaşamadığı alanlardaki göl

çökelleri normal seyrinde gelişmelerini sürdürmüştür. Yanal yönde çökel egemen istiflerden, volkanik gereç egemen istiflere dereceli geçişler görülmektedir (Yılmaz, 2000).

Orta Miyosen, felstik ve nötr bileşenli melez nitelikli volkanizmanın sönümlenme dönemidir. Bölgede orta Miyosenide içeren istifler az çok K-G bir sıkışma sistemi içinde geniş dalga boylu kıvrımlarla kıvrılmıştır. Yerel olarak kapalı kıvrımlar ve ters faylar da gelişebilmiştir. Bu dönemde etkili olan K-G kompresyonun en yaygın yapısal ürünü az çok K-G çoğun KKD-GGB gidişli çift yanallı fay sistemidir.(Yılmaz ve diğ., 1997a ve 1997b) Geç Miyosen Batı Anadolu ve günümüzdeki Ege denizi alanında yeni bir tektonik dönemin başlangıcıdır. Bu dönem daha önce K-G sıkışma rejimi altında kısalıp kalınlaşmış ve topoğrafik olarak yükselmiş olan Ege bölgesinde K-G gerilmenin başladığı dönemdir. Bu dönemde yüksek bir plato konumunda olması nedeniyle bölgeden çekilmiş olan denizel ortam Ege denizinin bulunduğu kesimde yaklaşık K-G bir eksen boyunca Akdeniz'den Ege içine doğru sokulmaya başlamıştır ve deniz kuzey Ege'de oldukça geniş bir yöreyi işgal etmiştir. Bu deniz sokulumu nedeniyle, Ege bölgesinin batı kesimi ve oniki adalar, Batı Anadolu karasının doğal uzantısı üzerinde yer almaktadır (Yılmaz, 2000).

K-G gerilme sisteminin ilk belirgin ürünü Menderes Masifinin Bozdağ çevresinde bir horst halinde yükselmesidir. Bu yükselimi sınırlayan listrik normal fay sistemi masifin üst kesiminde yer alan kalın bir örtüyü tektonik yoldan sıyrarak masifin çekirdek kayalarını yüzeyleşmiştir. Bu ana sıyrılmaya fayları ile örtü, kuzey alanlarda kuzeye, güney alanlarda ise güneye doğru hareket etmiştir. Litosferin giderek incilmesi ve yükselmesinin sonucu olarak bir çekirdek kompleks halinde yükselen bu horstan çevreye hızla yayılan, kalın kaba klastikler, yükselmeden uzaklaştıkça ince kırıntılara, çamurtaşlarına ve gölsel kireçtaşlarına geçmektedir. Saha verileri Bozdağ yükseliminin çepeçevre bu klastikler ile çevrelendiğini, onların daha ötede kireçtaşları ile çevrili olduğunu ve dolayısıyla Bozdağ horstundan çevredeki alçak alanlara ulaşan akarsuların beslediği lateral alüvyal yelpazelerinin, giderek yükselimi çepeçevre saran göllere kavuştuğunu göstermektedir (Yılmaz, 2000). Bu dönemde D-B gidişli grabenler henüz gelişebilmiş değildir. Gölsel ortam kuzeye ve güneye doğru çok geniş alanları kaplamaktadır.

Bozdağ horstunun hızlı yükselimini belgeleyen kaba karstik çökellerin yerini, giderek ince taneli gereçler almıştır. Bu veri horst ve onu çevreleyen alçak alan arasındaki yükselti farkının

zaman içinde azaldığını işaret etmektedir. Geç Miyosen sonuna doğru Bozdağ horstu morfolojik varlığını önemli ölçüde yitirmiştir. Bunun verisi bölgesel bir aşınım düzlüğünün gelişmesidir. Üst Miyosen çökellerini aşındıran bu düzey, Bozdağ tepesinden tüm alanlarda dahil olmak üzere bütün Ege ve Batı Anadolu'daki toplulukları aşındırmıştır. Bu rejyonel aşınım düzlüğünün gelişimi, olasılıkla K-G gerilme sisteminin kesintiye uğraması ya da duraksaması anlamına gelir (Yılmaz, 2000).

Bozdağ yükselimine yol açan gerilme rejimi döneminde sıyrılma fayları ile masifin üst kesimi kuzey ve güney yönünde sıyrılırken, tavan blokları üzerinde K-G gidişli fay sistemleri ile enine grabenler gelişmiş, bazı alt miyosen yapıları ise yeniden canlanmışlardır. Bozdağ'a göre kuzeyde, K-G gidişli grabenlere örnek Dikili-Ayvalık ve İvrindi çöküntüleri, güneyde ise Çine, Bozdoğan ve Karacasu grabenleridir. Geç Miyosende oluşan fay sistemlerinden gerilme rejimlerine özgü rift tipi alkali bazalt lavları çıkmıştır. Bunlar, yerel ve küçük mostralalar halinde olmalarına rağmen, kuzeyde Çanakkale yöresinden güneyde ise Denizli güneyine kadar tüm Ege bölgesinde yaygındır.

Ege'nin günümüzdeki egemen yapı unsurları olan D-B grabenler, geç miyosenden sonra olasılıkla Pliyosen sonu Pleyistosen'de gelişmeye başlamıştır (Yılmaz, 2000). Bunlar Batı Anadolu ve Ege denizini belirli aralıklarla ve az çok D-B gidişli dar yapısal havzalar halinde bölünmüştür. Bu grabenler Ege denizi içinde de deniz taban topoğrafyasını şekillendirmiş ve az çok KD-GB gidişli derin graben çanakları oluşturmuştur. Gerilme sistemi içinde gelişen bu grabenlerde ve yakın çevrelerinde kıta kabuğu 30 km'den daha incelmıştır. Buna bağlı olarak Ege ortasında yer alan denizel ortam, gerilmeli sistemlerin oluşturduğu yapısal alçalım alanlarına doğru Ege karası içine sokulmaya başlamıştır. Grabenler çoğunlukla her iki tarafları da faylı olmakla birlikte asimetrik bir gelişim göstermiştir. Gerilmenin giderek geliştiği Kuvaternerde hızla yeniden yükselen Menderes Masifinin aşınmasının ürünü olan klastik gereç sığ sahil ortamlarını kaplamış, son dönemlerde denizi yerel olarak doldurulup, antik kıyı kentlerin kara içerisinde kalmasına yol açmıştır.

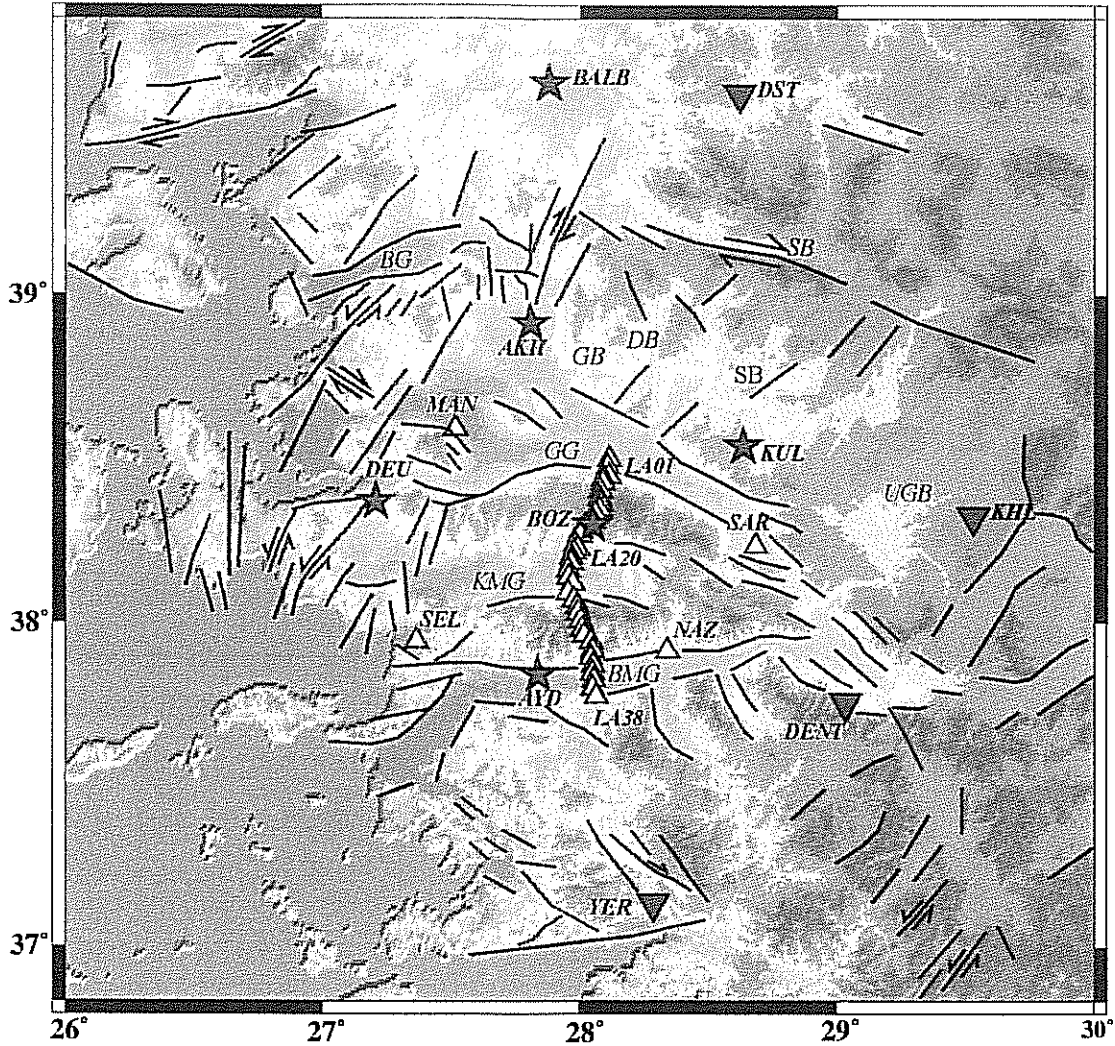
Ege bölgesi günümüzde kıta içlerinde aktif gerilmenin hızlı geliştiği yörelere iyi bir örnektir. Aktif gerilme yılda 3-4cm hızla gelişimini sürdürmektedir. Litosferin incelmesi bölgenin jeotermal enerji potansiyelini artırırken, aktif tektonizma ile gelişen sismik aktivite pek çok yıkıcı depremin nedeni olmaktadır (Yılmaz, 2000).

### 3. VERİ TOPLAMA ÇALIŞMALARI VE VERİ HAKKINDA BİLGİ

Tektonik ve jeolojik açıdan eşsiz olan Batı Anadolu'da, pek çok detay jeolojik çalışma yapılmış olmasına rağmen, seyrek deprem istasyon dağılımı nedeniyle, deprem aktivitesine dayalı detay jeofizik çalışmalar oldukça azdır. Bölgenin tarihsel deprem aktivitesi Ambraseys(1970), Ambraseys & Finkel (1987) tarafından ve geçtiğimiz yüzyılda ait depremler nedeniyle oluşan fay zonları ise Westaway (1990a,b) tarafından verilmektedir. Bölgede oluşan tarihsel depremler ve aletsel dönem deprem etkinliği Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, deprem kataloglarında yer almaktadır.

Bölgedeki kabuk/üst manto yapısını ve sismik aktiviteyi daha iyi anlayabilmek amacıyla, Dokuz Eylül Üniversitesi/ Jeofizik Mühendisliği Bölümü ve Saint Louis University/Dept. Of Earth and Atmospheric Sciences, 2002 yılı Ekim ayında, TÜBİTAK(YDABAG/102Y015)-NSF(INT0217493) uluslararası işbirliği kapsamında, "Integrated Seismological Studies of Crust/Upper Mantle Structure and Anisotropy in Western Anatolia" başlıklı bir ortak çalışmaya başlamışlardır. Söz konusu projenin, arazide veri toplama çalışmaları Kasım 2002'de başlamış ve Ekim 2003'de tamamlanmıştır. IRIS (Incorporated Research Enstitutions for Seismology)/PASSCAL Instrument Center, bu proje için 24 adet Mark L-22 (2Hz) short-period sensor ve REFTEK kayıt cihazı ile gerekli donanım desteğinde bulunmuştur. Kullanılan, 5 adet STS-2 broad-band sensörü ve REFTEK kayıt cihazı ile gerekli donanım ise Saint Louis Üniversitesi/Dept. of Earth and Atmospheric Sciences'a aittir. Batı Anadolu (Ege Graben Sistemi) üzerinde, toplam 50 farklı lokasyona, 29 adet REFTEK deprem kayıt cihazı yerleştirilmiş olup, yaklaşık 11 aylık bir süre ile deprem verisi toplanmıştır.

Çalışma alanını ve projede gerçekleştirilen network dizaynı, sırasıyla Şekil 2.1 ve Şekil 3.1 'de verilmektedir. Gediz Grabenini dik kesen bir çizgisel hat boyunca, Salihli-Ödemiş arasına, 20 adet short-period kayıtçı Kasım 2002'de yerleştirilmiştir. Bölgedeki ana grabenleri katedecek şekilde, bu çizgisel hattı 50 km daha uzatmak amacıyla, bu 20 adet kayıtçı, Mayıs 2003'de, Ödemiş-Dalama arasında uzanan bir çizgisel hat üzerine taşınmıştır. Bu dizayn ile, istasyon uzaklıkları ~3-4km olan, ~100 km'lik ve ~K-G uzanımlı bir lineer profil dizilimi gerçekleştirilmiştir. Bu çizgisel hat diziliminin amacı, ~K-G açılma rejimi etkisi altında olan bölgede, Menderes Metamorfik Çekirdek kompleks oluşumu üzerindeki kabuk yapısı ve, anizotropisini ortaya çıkartmaktır. Geriye kalan 4 short-period ve 5 broadband istasyon ise;



**Şekil 3.1:** Kasım 2002 ve Ekim 2003 tarihleri arasında, Batı Anadolu'da deprem verisi toplayan istasyonların dağılımı. Beyaz üçgenler shot-period kayıtları ve yıldızlar broadband kayıtları göstermektedir. BALB (broadband) ve DST, KHL, DENT, YER (short-period) Kandilli tarafından işletilmekte olan sabit istasyonlardır. Tektonik hatlar, Şengör ve diğ. (1985), Şengör (1987), Konak & Şenel (2002), Şaroğlu ve diğ. (1992) ve Bozkurt (2000)'den derlenmiştir. GG: Gediz Grabeni, KMG: Küçük Menderes Grabeni, BBG: Büyük Menderes Grabeni, BG: Bakırcay Grabeni, SB: Simav Baseni, GB: Gördes Baseni, DB: Demirci Baseni, UGB: Uşak-Gürle Baseni.

söz konusu çizgisel hat etrafına, yaklaşık  $150 \times 150 \text{ km}^2$  lik bir alana, bölgesel bir network olarak yerleştirilmiştir. Bir adet broadband kayıtçı, Bozdağ üzerinde, gürültü seviyesinin çok düşük olduğu, kristalin kayaçlardan oluşan, anakaya topoğrafyası üzerine yerleştirilmiştir (BOZ). Geri kalan 4 broad-band kayıtçı ise, İzmir (DEU), Akhisar (AKH), Kula (KUL) ve Aydın (AYD)'a yerleştirilmiştir. Bölgesel network dizaynı içerisindeki, short-periyod kayıtçılar ise; Manisa (MAN), Sarıgöl (SAR), Nazilli (NAZ) ve Selçuk (SEL)'a yerleştirilmiştir. Bu dağılık, bölgesel ağın kurulum amacı ise, öncelikle daha kesin bir deprem lokasyonu ve tomografi çalışmalarının gerçekleştirilmesidir. Broadband kayıtlarının, receiver fonksiyonu analizi ile kabuk yapısının belirlenmesinde ve ayrıca shear-wave splitting ölçümleri ile manto anizotropisinin azimutal oryantasyonun belirlenmesi amacıyla kullanılması planlanmıştır.

Bütün istasyonlar yer hareketini, sürekli olarak ve 40 sps (samples per second) örnekleme frekansı ile kaydetmişlerdir. İstasyonlar yaklaşık 60 günde bir, kontrol ve veri indirme çalışmaları için ziyaret edilmiştir. Toplanan veri SEED formatına dönüştürülüp, PASSCAL software'lerine uygun bir database haline getirilmiştir. Toplam 120 GB'dan fazla compressed waveform data, 11 aylık veri toplama sürecinde %94'lük bir başarı yüzdesiyle toplanmıştır. Her bir istasyona ait kayıt süresi ve veri kazancı yüzdesi Tablo 3.1'de verilmektedir. Söz konusu veri, IRIS Data Management Center tarafından, 2005 yılı sonunda, XE-02 network kodu ile genel kullanıma açılacaktır.

**Tablo 3.1:** İstasyonların kayıt aldıkları süre ve her bir istasyon için veri kazancı.

İstasyon Kodu	Enlem (N)	Boylam (E)	Yükseklik (m)	Gün Sayısı	Kayıt Yüzdesi
AKH	38.9149	27.8081	128	272	0.86
AYD	37.8407	27.8374	86	322	1.00
DEU	38.3710	27.2078	248	275	0.88
KUL	38.5401	28.6339	700	222	0.77
LA01	38.4987	28.1135	130	232	1.00
LA02	38.4753	28.1107	194	157	1.00
LA03	38.4497	28.1136	309	143	0.91
LA04	38.4428	28.0915	654	135	0.86
LA05	38.4288	28.0903	802	161	1.00
LA06	38.4036	28.0804	1043	159	1.00
LA07	38.3805	28.0793	1093	147	0.92
LA08	38.3650	28.0807	1147	162	1.00
LA09	38.3467	28.0789	1164	163	1.00
LA10	38.3342	28.0603	1177	153	0.94
LA11	38.3112	28.0521	1210	152	0.93
LA12	38.3022	28.0347	1219	138	0.84
LA13	38.2956	28.0213	989	165	1.00
LA14	38.2801	28.0066	384	165	1.00
LA15	38.2593	27.9947	244	115	0.96
LA16	38.2391	27.9835	186	166	1.00
LA17	38.2270	27.9920	165	54	1.00
LA18	38.2167	27.9779	156	159	1.00
LA18E	38.2128	28.0699	238	48	1.00
LA19	38.2027	27.9680	138	145	0.86
LA20	38.1841	27.9687	129	275	0.85
LA21	38.1619	27.9573	127	185	1.00
LA22	38.1404	27.9582	169	153	1.00
LA23	38.1196	27.9748	231	117	0.76
LA24	38.0909	27.9567	400	153	1.00
LA25	38.0710	27.9784	564	154	1.00
LA26	38.0495	27.9891	985	133	0.87
LA27	38.0301	27.9929	753	106	1.00
LA28	38.0055	28.0027	652	154	1.00
LA29	37.9815	28.0095	699	154	1.00
LA30	37.9607	28.0168	719	154	1.00
LA31	37.9413	28.0439	579	153	1.00
LA32	37.9148	28.0514	280	153	1.00
LA33	37.8937	28.0439	226	152	1.00
LA34	37.8692	28.0524	142	153	1.00
LA35	37.8444	28.0509	102	102	1.00
LA36	37.8234	28.0546	77	152	1.00
LA37	37.7986	28.0522	75	153	1.00
LA38	37.7731	28.0643	139	153	1.00
MAN	38.5931	27.5184	88	318	1.00
NAZ	37.9134	28.3432	119	300	0.96
SAR	38.2345	28.6859	279	320	1.00
SEL	37.9443	27.3677	49	319	0.99
BOZ	38.3002	28.0495	1216	196	1.00

## 4. 1-D TOMOGRAFİ İLE KABUK YAPISI ve SİSMİSİTE

### 4.1. GİRİŞ

Kasım 2002 ve Ekim 2003 tarihleri arasında, batı Anadolu'da, toplam 50 farklı lokasyonda deprem verisi toplanmıştır. Bu veriye ek olarak, Kandilli Rasathanesi tarafından işletilen 5 adet sabit istasyona ait veri, yerel deprem lokasyonu ve tomografi çalışmaları için kullanılmıştır. Kayıt alma dönemi süresinde, her gün yaklaşık 5 adet deprem gözlenmiş olmasına rağmen, minimum 7 kayıt sınırlaması ile, toplam 902 deprem lokate edilmiş olup, bunların 725 adedi yerel depremlerdir.

Bu çalışmada, VELEST (Kissling ve diğ., 1994), joint inversion (birleşik ters çözüm) algoritması, deprem lokasyonlarını, 1-D P-dalgası hız modelini ve ilgili istasyon gecikmelerini belirlemek için kullanılmıştır. Sözkonusu ters çözüm algoritması, ilk olarak 1976'da W.L. Ellsworth and S. Roecker tarafından geliştirildikten sonra, sismik tomografi çalışmalarında pek çok araştırmacı tarafından kullanılmıştır (örn: Kissling & Lahr 1991; Castillo & Ellsworth 1993; Kissling ve diğ., 1994; Kissling ve diğ., 1995; Barış ve diğ., 2002, Ciaccio & Chiarabba 2002, Husen ve diğ., 2003).

Tüm dataya ait P-dalgası ilk varışları dikkatlice ayıklandıktan sonra, ilk olarak, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından, Ege Bölgesindeki depremlerin lokasyonu için kullanılan hız modeli (Tablo 4.1) ve ELOCATE (Herrmann, 2004) programı kullanılarak, depremlerin ilk lokasyonu yapılmıştır. Daha sonra, RMS değeri 1.0s'den, azimutal gapı  $180^\circ$ 'den küçük ve en az 8 istasyon kaydına sahip olan 245 depreme ait ilk varışlar kullanılarak, VELEST (Kissling ve diğ., 1994) algoritması ile 1-D tomografi yöntemi uygulanmıştır. VELEST ters çözüm algoritması ile, bu depremlere ait lokasyon bilgileri, bölge için 1-D P-dalgası hız modeli ve istasyonlara ait gecikme zamanları elde edilmiştir. Derinliğe ait çözünürlüğü arttırmak için, 0-100km ve 100-200km'lik hypocentral uzaklıklarında en az iki kaydı olan depremlere ait P-dalgası ilk varışları kullanılmıştır. Ayrıca, hypocentral uzaklıkları 200 km den fazla olan ilk varışlar değerlendirmeye dahil edilmemiştir.



Genelleştirilmiş ters çözüm algoritması, tabaka kalınlıklarını belirleyemediği için, optimum model deneme-yanılma uygulamaları ile elde edilmiştir.

**Tablo 4.1:** Kandilli tarafından kullanılan P-dalgası hız modeli (Kalafat ve diğ., 1987).

Depth (km)	V <sub>p</sub> (km/s)
0.0	4.50
5.4	5.91
31.6	7.80
89.2	8.30

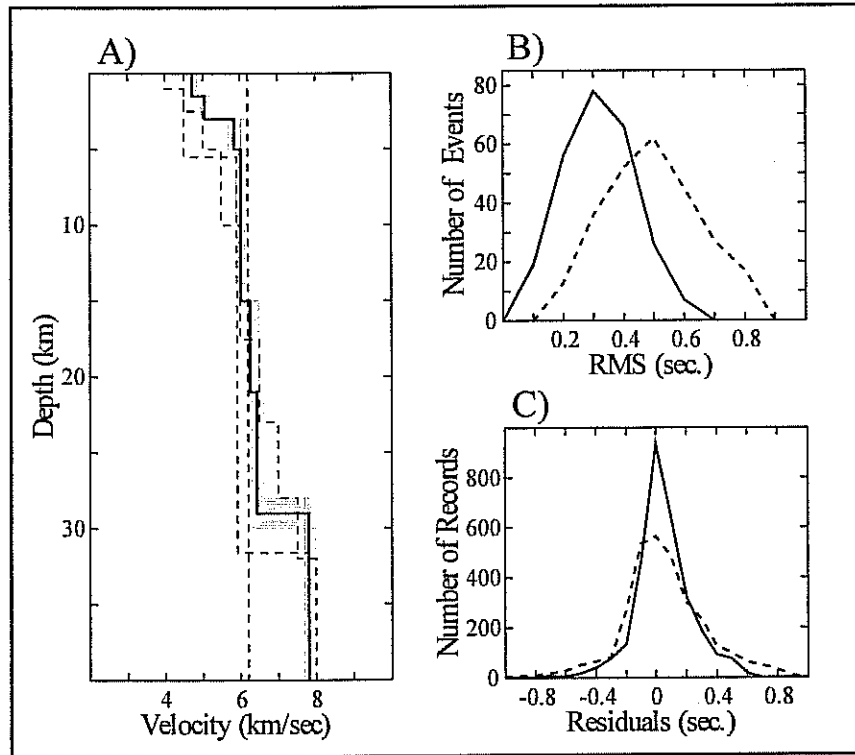
## 4.2. TERS ÇÖZÜM UYGULAMASI ve SONUÇLARI

### 4.2.1. Hız Modeli

Başlangıç hız modeli olarak, üç farklı hız modeli kullanılmıştır. Bu üç farklı hız modeli ve ulaşılan 1-D minimum hız modeli ve ayrıca hız modeli yakınsama adımlarını göstermek üzere, en son olarak ulaşılan 25 hız modeli, Şekil 4.1a'da verilmektedir. Buradaki "minimum" terimi, tüm depremler için minimum ortalama RMS hatayı gerçekleyen 1-D hız modelini tanımlamaktadır (Husen ve diğ., 2003). Tanımlı her bir model parametresi için, farklı sönüm parametreleri kombinasyonlarının denendiği yüzlerce iterasyondan sonra; deprem oluş zamanı ve x, y, z koordinatları için, sönüm parametresi 0.01 ve hız için 1.0 olarak seçilmiştir. Ulaşılan final RMS değeri ve data varyansı, sırayıyla, 0.4s ve 0.5s'dir. En son iterasyonda; oluş zamanı, enlem, boylam ve derinlik parametreleri için gerçekleştirilen en son ayarlamalar, sırasıyla, 0.018s, 0.021km, -0.037km ve 0.042km'dir. Ters çözüm algoritması ile lokasyonu gerçekleştirilen depremlerin RMS değerlerinde ve istasyon rezidülerinde gözlenen azalış Şekil.4.1b ve c'de verilmektedir.

Tablo 4.2'de görüldüğü gibi, 3 ile 29km derinlikleri arasında hız modeli çözünürlüğü iyi olmakla birlikte (0.94 ile 0.98 arasında), ulaşılan ortalama standart sapma değeri ( $\pm 0.17$ km/s), bölgede belirgin yanal heterojenite varlığını ifade etmektedir. 3 km'den sığ derinlikler için hız modeli çözünürlüğü, bu derinlikten ulaşan ilk varışların, yani çok sığ depremlerin azlığı nedeniyle iyi değildir. Ayrıca, sahip olduğumuz veri seti göstermektedir ki; yerel deprem tomografisi, Batı Anadolu'da Moho topografyasını belirlemek için uygun bir yöntem değildir. Bunun nedeni ise; sismisitenin sadece kabuğun üst kısmında sınırlı bir dağılım gösteriyor olmasıdır (Şekil 4.2). Bu nedenle, çözüme ulaşmak için; Moho derinliği ve bu derinlik

altındaki üst manto hızı, sırasıyla, 29km ve 7.8km/s olarak kabul edilmiştir. Receiver fonksiyonu analiz yöntemi ile elde ettiğimiz sonuçlara (Bknz. Bölüm 5) göre bölge için ortalama kabuk kalınlığı 29km'dir. Hearn & Ni (1994) ve Al-Lazki ve diğ. (2004) tarafından gerçekleştirilmiş olan Pn tomografi çalışmaları ise; bölgedeki Pn değişimini belirtmekle birlikte, ortalama Pn hızınının 7.8km/s olduğunu göstermektedir.



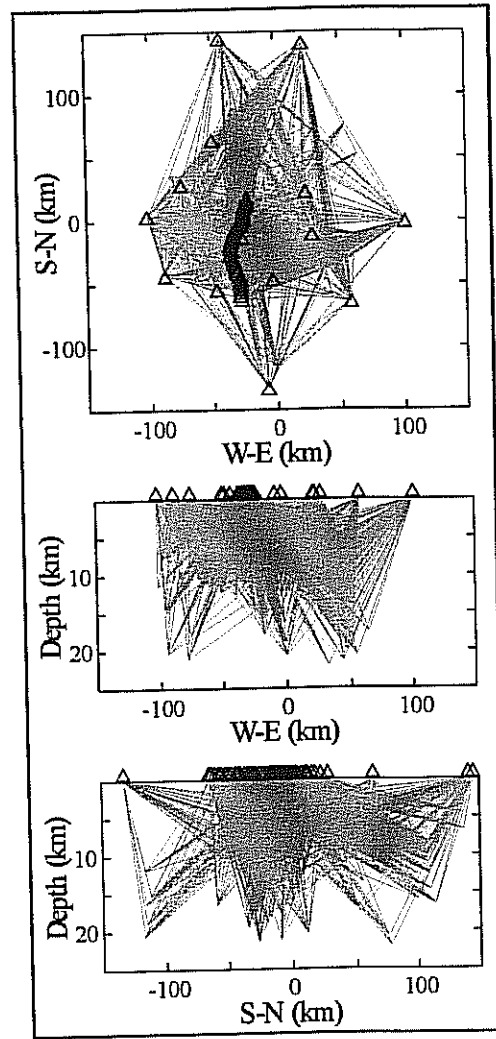
**Şekil 4.1:** A) 1-D minimum hız modeli (koyu-kalın çizgi). Başlangıç hız modelleri (gri-kesikli çizgi) ve final hız modeline yakınsamaya ifade eden 25 hız modeli. Kesikli çizgiler 1-D tomografi öncesi ve sürekli çizgiler 1-D tomografi sonrasında belirtmek üzere B) RMS değerleri ve C) İstasyon rezidüleri.

**Tablo 4.2:** 1-D tomografi ile elde edilen 1-D minimum P-dalga hızı modeli

Derinlik (km)	V <sub>p</sub> (km/s)	R-diag Çözünürlük	Standart Sapma
0.0-1.5	4.73	-	-
1.5-3.0	5.06	-	-
3.0-5.0	5.84	0.981	0.124
5.0-15.0	6.00	0.936	0.169
15.0-21.0	6.25	0.962	0.160
21.0-29.0	6.43	0.978	0.123
29.0-*	7.80	*	*

\* Maho derinliği 29km ve Pn hızı 7.8km/s olarak kabul edilmiştir.

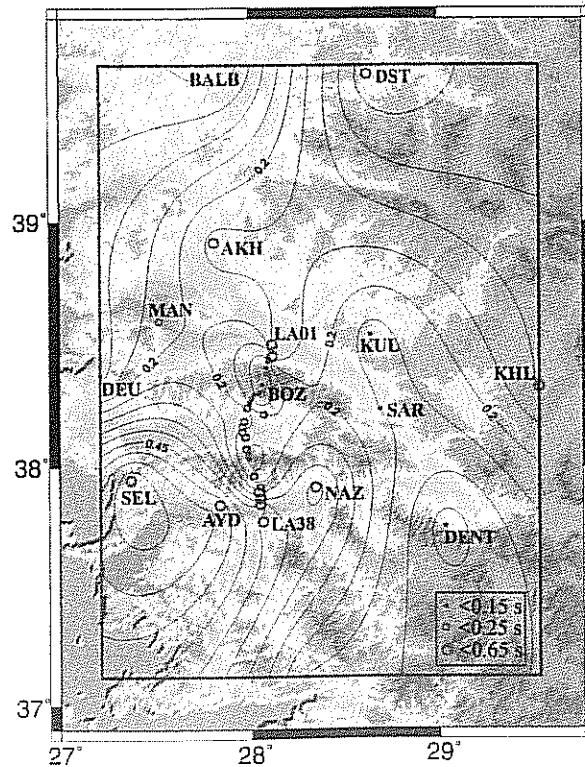
Elde edilen 1-D minimum P-dalgası hız modelinde (Şekil 4.1a), 3 ile 29 km derinlikleri arasında 4 tabaka bulunmaktadır. Bu hız modelinde; 15-21km derinlikleri arasındaki hız değerinin 6.25km/s ve 21-29km derinlikleri arasındaki hız değeri ise 6.43 km/s'dir. Bu hız değerleri, durağan kıtasal kabuk bölgelerine kıyasla oldukça düşük değerlerdir.



Şekil 4.2: 1-D tomografi sonrası lokasyon bilgilerine bağlı olarak çizilen ışın dağılımı.

#### 4.2.2. İstasyon Gecikmeleri

Şekil 4.3 ve Tablo 4.3’de ulaşılan istasyon gecikmeleri görülmektedir. İstasyon gecikmeleri; farklı azimutlardan ve farklı radyal doğrultulardan istasyona ulaşan ilk varışların, yakın yüzey hız değerlerine göre göreceli, ortalama gecikme değeridir. Her bir istasyon için en az 10 kayıt kısıtlaması ile, ters çözüm uygulamalarında yalnızca 41 istasyon kullanılmıştır. Elde edilen istasyon gecikmeleri 0.03 ve 0.65s arasında değişmektedir. Referans istasyonu olarak seçilen ve Bozdağ üzerinde bulunan (BOZ) istasyondan daha küçük bir gecikmeye sahip olan BALB için, istasyon gecikmesi -0.03s’dir. Selçuk (SEL) ve Aydın (AYD)’da bulunan istasyonlar için gecikme değerleri, sırasıyla, 0.65s ve 0.54s’dir. Bu yüksek değerler, Büyük Menderes grabeni üzerinde bulunan bu istasyonların kalınlığı fazla, gevşek, dolgu birim üzerinde yer almalarından kaynaklanmaktadır. KHL ve DST istasyonlarının sahip oldukları yüksek gecikme değerleri ise; bu yöreler için, daha derin bir Moho, kabuk hız ortalamasının düşük olması, gözlemlerin azimutal dağılımlarının kısıtlı olması veya bu istasyonlara ait sistematik ilk varış/saat problemleri ile ilgili olabilir. Fakat, bu iki istasyon dışında; genel olarak, grabenler üzerinde bulunan istasyonlar için yüksek ve horstlar üzerinde bulunan istasyonlar için düşük gecikme değerleri, elde edilen gecikme değerlerinin, zemin koşulları ile uyumluluğunu göstermektedir (Şekil 4.3).



Şekil 4.3: İstasyon gecikmeleri.

Tablo 4.3: İstasyon gecikmeleri (\* Kandilli istasyonları).

İstasyon Kodu	Enlem (N)	Boylam (E)	Yükseklik (m)	Kayıt sayısı	İstasyon Gecikmesi
AKH	38.9149	27.8081	128	32	0.27
AYD	37.8407	27.8374	86	73	0.54
BALB*	39.6400	27.8800	120	51	-0.03
DENT*	37.7540	29.0330	637	183	0.02
DEU	38.3710	27.2078	248	73	0.07
DST*	39.6040	28.6190	625	94	0.44
KHL*	38.3240	29.5290	940	191	0.30
KUL	38.5401	28.6339	700	96	0,13
LA01	38.4987	28.1135	130	16	0.25
LA02	38.4753	28.1107	194	11	0.12
LA03	38.4497	28.1136	298	07	-
LA04	38.4428	28.0915	654	13	0.11
LA05	38.4288	28.0903	802	16	0.08
LA06	38.4036	28.0804	1043	11	0.08
LA07	38.3805	28.0793	1093	46	0.07
LA08	38.3650	28.0807	1147	03	-
LA09	38.3467	28.0789	1164	05	-
LA10	38.3342	28.0603	1177	63	0.09
LA11	38.3112	28.0521	1210	05	
LA12	38.3022	28.0347	1219	07	
LA13	38.2956	28.0213	989	30	0.11
LA14	38.2801	28.0066	384	26	0.14
LA15	38.2678	28.0012	293	11	0.06
LA16	38.2391	27.9835	186	27	0.20
LA17	38.2270	27.9920	165	02	-
LA18	38.2167	27.9779	156	03	-
LA19	38.2027	27.9680	138	02	-
LA20	38.1841	27.9687	129	82	0.25
LA21	38.1619	27.9573	127	41	0.22
LA22	38.1404	27.9582	169	126	0.16
LA23	38.1196	27.9748	231	38	0.18
LA24	38.0909	27.9567	400	07	-
LA25	38.0710	27.9784	564	15	0.15
LA26	38.0495	27.9891	985	174	0.12
LA27	38.0301	27.9929	753	13	0.14
LA28	38.0055	28.0027	652	04	-
LA29	37.9815	28.0095	699	01	-
LA30	37.9607	28.0168	719	199	0.15
LA31	37.9413	28.0439	579	01	-
LA32	37.9148	28.0514	280	10	0.23
LA33	37.8937	28.0439	226	69	0.27
LA34	37.8692	28.0524	142	99	0.25
LA35	37.8444	28.0509	102	17	0.44
LA36	37.8234	28.0546	77	-	-
LA37	37.7986	28.0522	75	03	-
LA38	37.7731	28.0643	139	174	0.38
LA39	38.4497	28.1136	309	26	0.31
LA40	38.2593	27.9947	244	11	0.15
LA41	38.2128	28.0699	238	22	0.16
MAN	38.5931	27.5184	88	160	0.18
NAZ	37.9134	28.3432	119	24	0.37
SAR	38.2345	28.6859	279	190	0.15
SEL	37.9443	27.3677	49	137	0.65
YER*	37.1360	28.2860	729	42	0.14
BOZ	38.3002	28.0495	1216	230	0.00

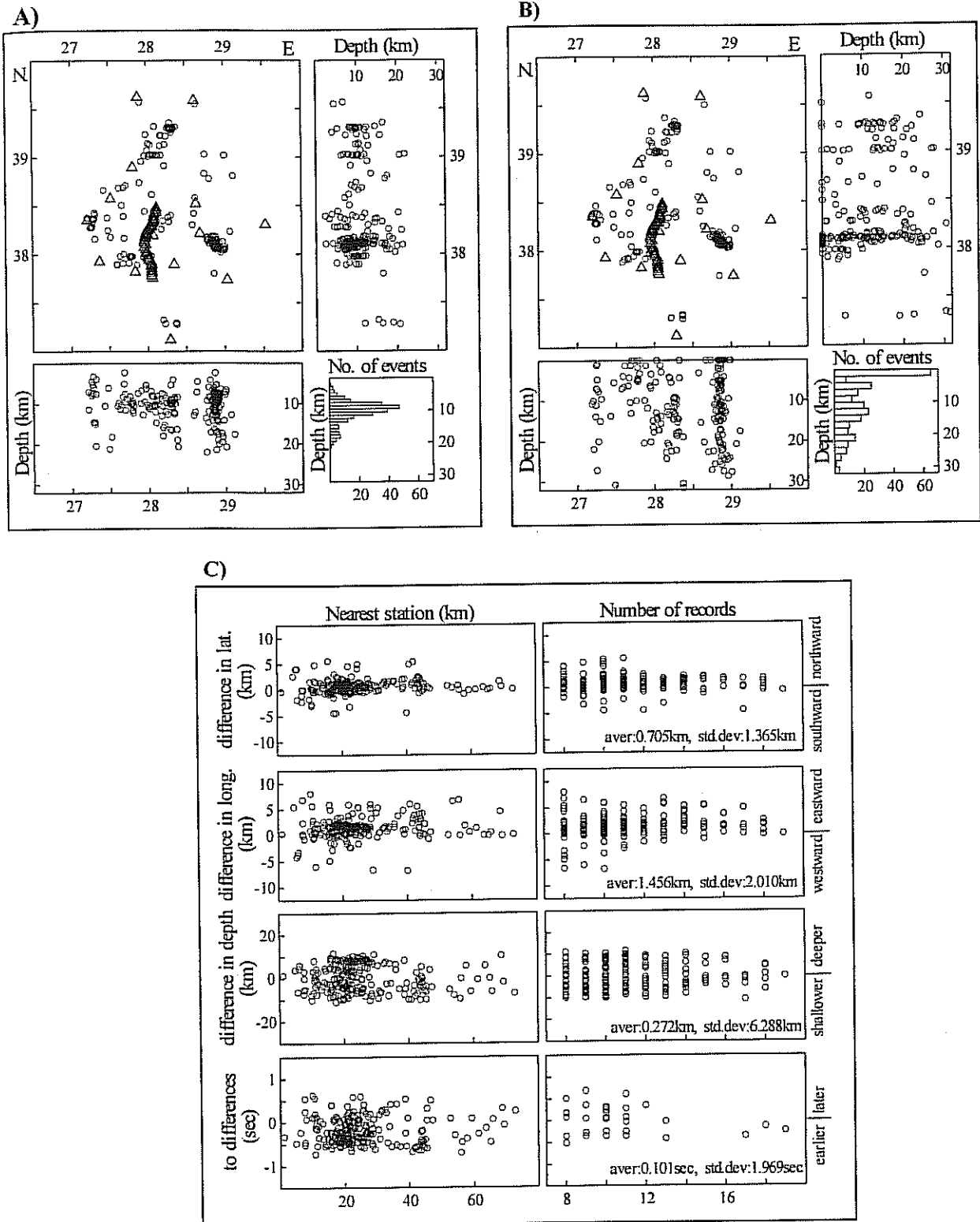
### 4.2.3. 1-D Tomografi lokasyonları

Seçilen 245 deprem için, ilk lokasyon ve final lokasyon RMS değerlerini ve istasyon residülerini karşılaştırdığımızda (Şekil 4.1b ve c); ortalama RMS değeri ve onun standart sapmasının, sırasıyla, %36 ve %33 oranında ve ortalama istasyon residüleri standart sapma değerinin ise, %30 oranında azaldığını görmekteyiz.

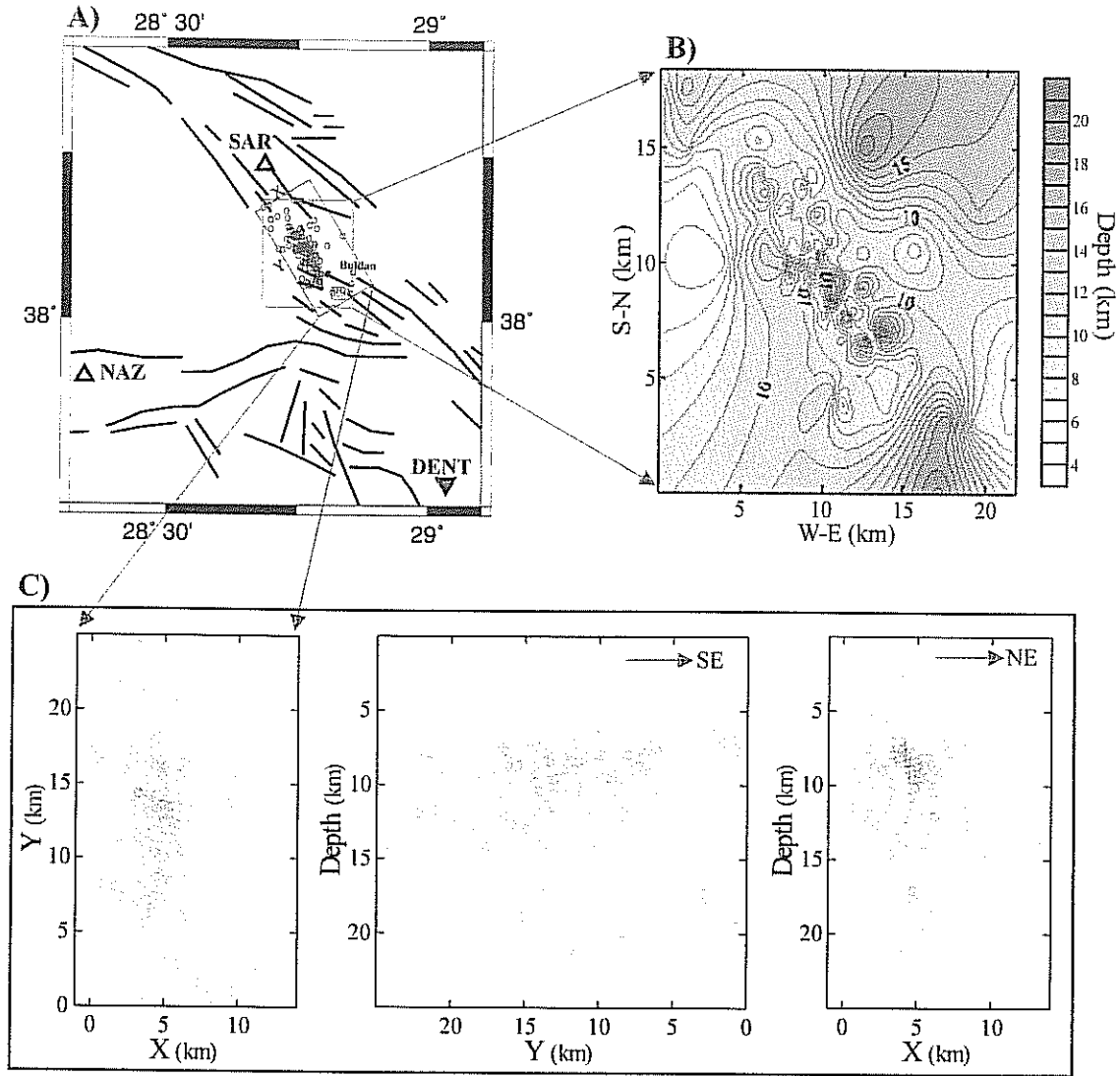
Şekil 4.4a ve b'de 1-D tomografi öncesi ve sonrası lokasyonlar ve Şekil 4.4c'de ise; enlem, boylam, derinlik ve oluş zamanı için, bu lokasyon değerleri arasındaki farklar verilmektedir. Maksimum fark,  $1.456 \pm 2.0$  km değeri ile boylam üzerindedir ve bu istasyon dağılımımızın B-D doğrultusunda çok daha fazla kontrole, daha iyi azimutal dağılıma sahip olmasından kaynaklanmaktadır. Final 1-D tomografi lokasyon sonuçlarından elde edilen derinlik dağılımı, bölge için dominant derinliğin 9-10 km olduğunu ifade etmektedir. İlk ve son lokasyon derinlik değerlerini karşılaştırdığımızda, değişim ortalaması küçük olmasına rağmen (0.272 km), standart sapma değerinin yüksek (6.3 km) olduğunu görmekteyiz. Bunu nedeni, ilk lokasyon için kullanılan hız modelinde kabuğun üst ve alt kesimleri için önerilen hız değerlerinin daha düşük olmasıdır.

Final lokasyon ve yeni 1-D minimum hız modelinin güvenilirliğini test etmek için, tüm depremlerin derinliklerini sistematik olarak 5 km kaydırıp, yeniden ters çözüm işlemi uyguladığımızda (Husen ve diğ., 1999; Husen ve diğ., 2003), lokasyon sonuçlarında elde ettiğimiz maksimum değişim 650 m'dir. Hız ve istasyon gecikme değerleri ise %3'den az bir oranda değişmiştir. Bu değerler, elde ettiğimiz sonuçların güvenilirliğini göstermesine rağmen, elimizde hız modelini test edebilecek herhangi bir yapay kaynaklı (kaynağı bizim kontrol ettiğimiz) veri bulunmamaktadır.

Sarıgöl (SAR) istasyonunun güney doğusunda bulunan deprem kümelenmesi için, daha detay olarak sismisite ve derinlik dağılımına baktığımızda (Şekil 4.5), yörede henüz haritalanmamış veya yüzlek vermemiş aktif kırık zonlarının bulunduğunu görmekteyiz.



**Şekil 4.4:** 1-D tomografi **A)** öncesi ve **B)** sonrası deprem lokasyonları. **C)** 1-D tomografi öncesi ve sonrası lokasyonlar arasındaki farklar.



**Şekil 4.5:** A) SAR istasyonunun güney doğusundaki deprem kümelenmesi ve çevresinde gözlenen aktif fay zonları (Fay zonları Şaroğlu ve diğ., 1992'den alınmıştır). Bu kümelenme içindeki depremlerin B) derinlik dağılımı ve C) derinlik kesitleri.



### 4.3. FİNAL LOKASYON SONUÇLARI

Arta kalan tüm depremleri, en az 7 kayıt kısıtlamasıyla ve elde ettiğimiz model parametrelerini kullanarak yeniden lokate ettiğimizde; elimizde 36°50' ve 39°50'N enlemleri ile 26° ve 29°E boylamları arasında kalan 725 adet yerel deprem bulunmaktadır (Şekil 4.6). Bu lokasyon sonuçlarını üç farklı kategoriye ayırarak değerlendirdik (Tablo 4.4). En güvenilir olan A sınıfı depremler, 1-D tomografi uygulamasıyla lokasyonları elde edilen, RMS değerleri 0.7s ve azimutal gapları 180°den küçük ve minimum 8 kayıt kısıtlamasına sahip olan depremlerdir. 231 adet, B sınıfı deprem, herhangi bir azimutal gap kısıtlaması bulunmaksızın, elde edilen model parametreleri kullanılarak lokate edilmiş depremlerdir. 249 adet C sınıfı deprem ise, iyi bir azimutal/geliş açısı dağılımına sahip olmadıkları için, derinlik değerleri 5, 10, 15 veya 20km olarak sabitlenerek lokasyonları gerçekleştirilebilmiş depremlerdir.

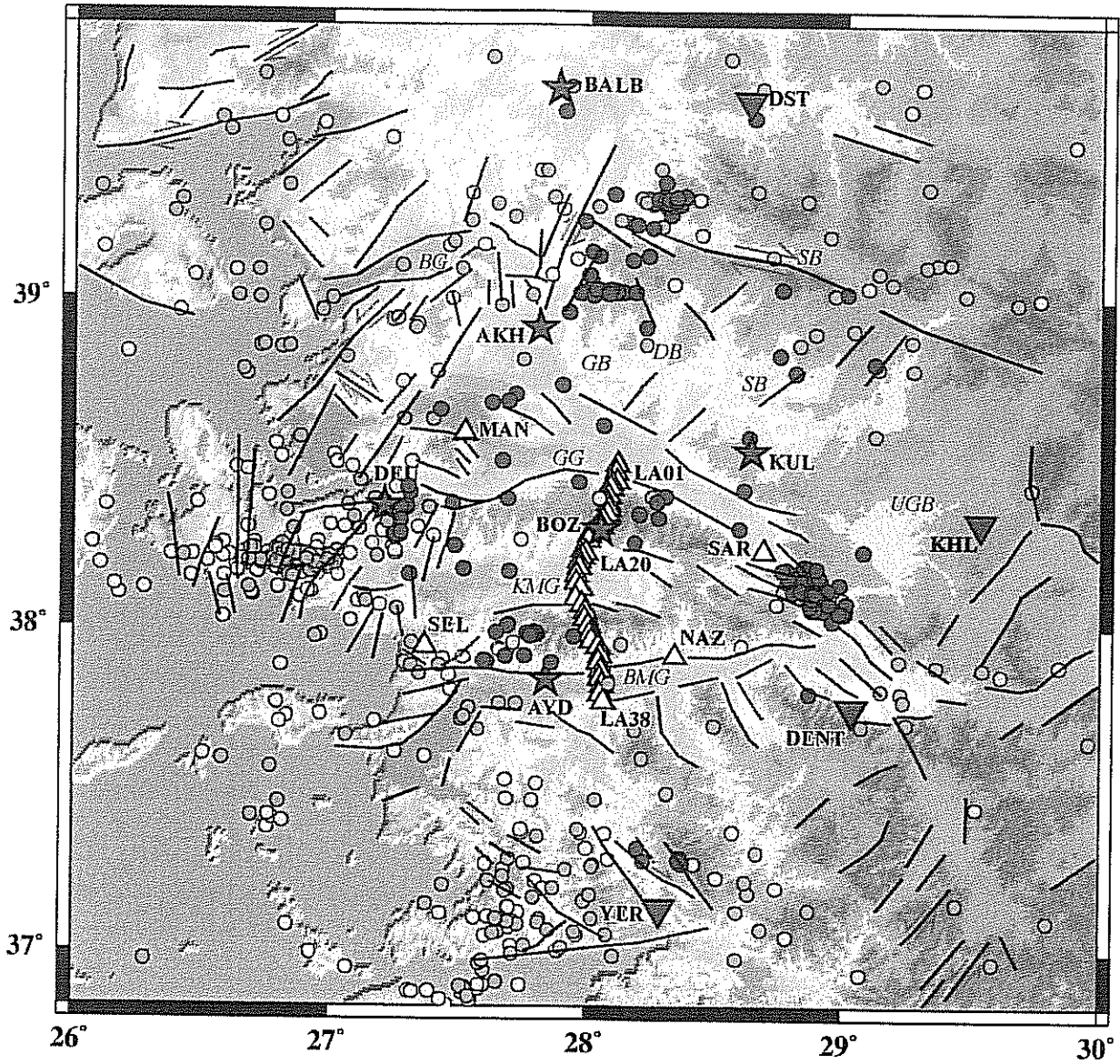
**Tablo 4.4:** A, B ve C sınıfı depremlere ait parametreler

Parametreler (Ortalama ± Sta. Sapma.)	A sınıfı	B sınıfı	C sınıfı
RMS (s)	0.0-0.7 (0.32 ± 0.17)	0.002-1.0 (0.30 ± 0.26)	0.03-1.5 (0.36 ± 0.31)
En yakın istasyon (km)	0.9-80 (25.71 ± 13.85)	2-145 (49.80 ± 28.16)	4-125 (48.02 ± 24.47)
Derinlik (km)	2.24-21.96 (10.2 ± 3.6)	1.4-42 (12.95 ± 8.26)	5-20 (8.42 ± 3.64) *
Magnitüd (ML)	2.0-4.6 (3.0 ± 0.4)	2.1-5.6 (3.2 ± 0.4)	2.4-4.9 (3.2 ± 0.3)
Kayıt sayısı	>8 (toplam 3012)	>7	>7
Toplam deprem sayısı	245	231	249

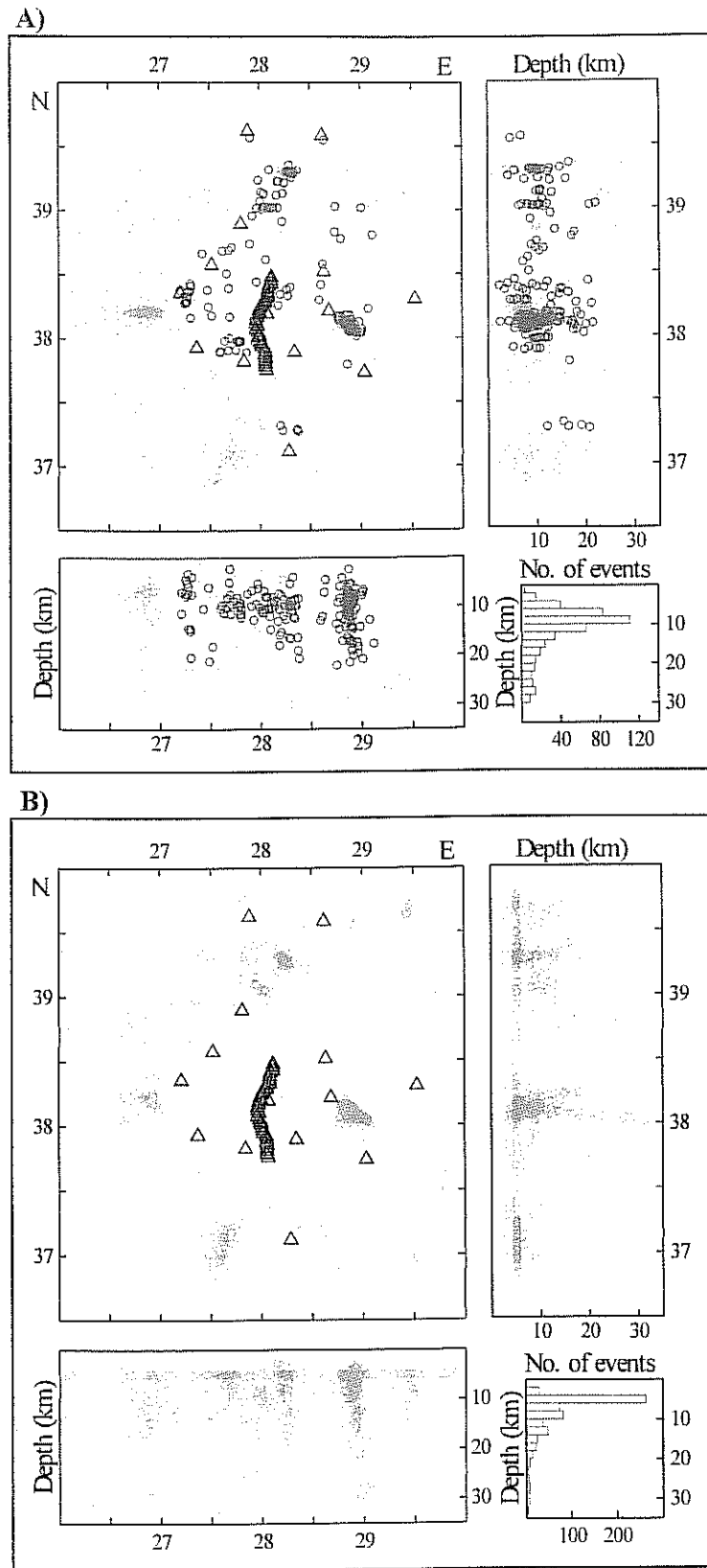
\* Derinlik değeri C sınıfı depremler için 5, 10, 15 yada 20 km. olarak sabitlenmiştir.

İstasyon ağı dışarısında bulunan depremler, elde edilen istasyon gecikme değerleri kullanılarak lokate edildiklerinde, uzaklığa bağlı sistematik bir kayma gösterdikleri için, bu depremlerin lokasyonunda istasyon gecikmeleri kullanılmamıştır. Bu gözlem, istasyon gecikme değerlerinin yalnızca yakın yüzey hız dağılıma bağlı olarak değişim göstermediğini, aynı zamanda kayıtçıya ulaşan dalganın ilerlediği ortama ait heterojeniteye bağlı bilgiler taşıdığını ifade etmektedir.

Toplam 318 günlük gözlem sürecinde elde ettiğimiz deprem lokasyon sonuçlarının, sismisitenin ve sismojenik yapıların, ülkemizdeki ulusal deprem istasyon ağını işleten Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü sonuçları ile ne kadar uyumlu olduğunu görmek amacıyla, her iki network tarafından, aynı zaman diliminde elde edilen lokasyonları Şekil 4.7' da karşılaştırdık. Aynı gözlem diliminde ve en az 7 istasyon kaydı kısıtlamasına



**Şekil 4.6:** Bu projede tespit edilen 725 adet yerel depremin episantr dağılımları. Depremler üç kategoriye ayrılmışlardır: A, B ve C sınıfı depremler (Tablo 4.4), sırasıyla, kırmızı, yeşil ve gri noktalarda gösterilmektedir (Ayrıntılı bilgi için, Şekil 3.1'e bakınız).

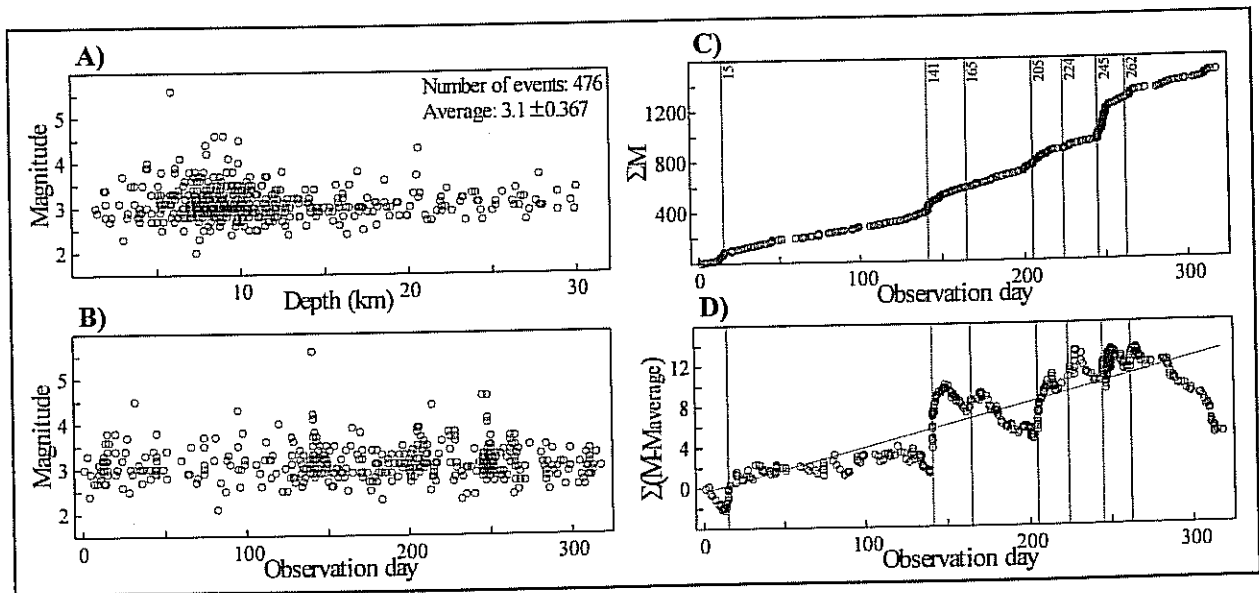


Şekil 4.7: A) Bu projede tespit edilen 725 adet yerel depremin dağılımları. A, B ve C sınıfı depremler, sırasıyla, kırmızı ve siyah daireler ve artı işareti ile gösterilmektedir. Derinlik kesiti yalnızca A ve B sınıfı depremleri içermektedir. B) Aynı zaman dilimi içerisinde Kandilli tarafından bildirilen yerel depremlerin (627 adet) dağılımları.

rağmen, biz 725 adet yerel depreme sahip iken, Kandilli sonuçları 627 adet yerel deprem bildirmektedir. Her iki network, bölgede bulunan ana sismojenik hatları tespit etmiş olmasına rağmen, bizim istasyon dağılımımız içerisinde tespit etmiş olduğumuz 3 küçük deprem kümelenmesi, Kandilli tarafından tespit edilememiştir. C sınıfı depremler için, derinlik değerleri sabitlenmiş olduğu için, Şekil 4.7a'da yalnızca A ve B sınıfı depremler (toplam 476 deprem) için derinlik dağılımı verilmektedir. Fakat, Şekil 4.7b' deki derinlik kesitine baktığımızda, Kandilli lokasyon sonuçlarının, %25'den fazlası için derinliğin 5km olarak sabitlenmiş olduğunu görmekteyiz. Tüm bu olumsuzlukların nedeni, bölgede bulunan sabit istasyon sayısının azlığı ve seyrek dağılımıdır.

#### 4.4. ELDE EDİLEN DEPREMLERİN BÜYÜKLÜĞÜ

Lokate edilen 725 depreme ait, yerel magnitüd değerleri, 2.0 ile 5.6 arasında değişmektedir. Magnitüd değerlerinin derinliğe ve gözlem sürecine bağlı değişimleri Şekil 4.8a ve b'de verilmektedir. Yerel depremlerin, yalnızca 12 adedinin magnitüdüleri 4.0'e eşit veya daha büyüktür. Tablo 4.5'de, kümülatif magnitüd değerlerinin gözlem sürecine bağlı değişimde (Şekil 4.8c ve d) ani artışlara neden olan depremler için elde edilen lokasyon sonuçları, Kandilli lokasyon sonuçları ile birlikte verilmektedir. Bu tabloda da görüldüğü üzere, kümülatif magnitüd değerindeki sıçramalar, Şekil 4.6'daki deprem kümelenmeleri ile ilgilidir.



Şekil 4.8: 725 adet yerel depremin yerel magnitüd değerlerinin, A) derinliğe ve B) gözlem sürecine bağlı değişimleri. Gözlem sürecine bağlı C) kümülatif magnitüd değerleri ve D) kümülatif magnitüd değerlerinin ortalama magnitüd değerinden olan farkları.

Gözlem sürecimiz içerisinde, A ve B sınıfı depremler için olma olasılığı ve oluşum periyodunu incelediğimizde (Tablo 4.6), magnitudü 3'e eşit veya büyük olan bir depremin %100 olasılıkla bölgede hergün gözleendiği sonucuna ulaşmaktayız. Bir depreme ait, minimum 7 kayıt kısıtlaması ve aynı zamanda bizim istasyon dağılımımız nedeni ile magnitudü 2.5'dan küçük olan depremleri belirleyebilmiş değiliz.

**Tablo 4.5:** Kümülatif magnitud değerinde ani artışlara neden olan depremler (Şekil 4.8c ve d) için lokasyon bilgileri.

Gözlem günü	Tarih (yıl/ay/gün)	Zaman (U.T.)	Enlem (N)	Boylam (E)	Magnitüd (ML)	Derinlik (km)	Lokasyon
15	021206	12:16:01.38	36.9103	27.6524	3.4	10.4	Gokova
15*		12:16:03	37.121	27.647	3.2	6.19	Bay
141	030410	00:40:16.21	38.1987	26.7478	5.6	5.9	Urla
141*		00:40:16	38.2568	26.8345	5.6	15.8	(Izmir)
165	030504	11:00:35.43	38.2222	26.8657	3.9	4.5	Urla
165*		11:00:33	38.1918	26.8583	4.4	10.0	(Izmir)
205	030613	10:28:57.21	39.3014	28.2267	3.9	4.4	Bigadic
205*		10:28:57	39.3382	28.2633	3.8	7.5	(Balıkesir)
224	030702	01:43:36.17	38.0599	29.0045	3.8	6.97	Buldan
224*		01:43:35	38.0602	28.9485	4.0	5.0	(Denizli)
245	030723	04:56:04.45	38.0979	28.8748	4.6	8.49	Buldan
245*		04:56:02	38.1718	28.8533	5.2	5	(Denizli)
262	030809	12:27:59.57	39.3032	28.2854	3.6	8.87	Bigadic
262*		12:27:58	39.3217	28.1735	3.1	7.8	(Balıkesir)

\*Kandilli lokasyon sonuçları

**Tablo 4.6:** A ve B sınıfı depremler için, olma olasılığı ve tekrarlama periyodu.

Magnitud	N	$\Sigma N$	$Pr(m \geq M)$	Period (day)
			$\Sigma N / \Delta t$	$\Delta t / \Sigma N$
$M \geq 5.5$	1	1	0,003145	318
$5.5 > M \geq 5.0$	0	1	0,003145	318
$5.0 > M \geq 4.5$	4	5	0,015723	63,6
$4.5 > M \geq 4.0$	7	12	0,037736	26,5
$4.0 > M \geq 3.5$	55	67	0,210692	4,746269
$3.5 > M \geq 3.0$	251	318	1	1
$3.0 > M \geq 2.5$	150	468	1,471698	0,679487
$2.5 > M \geq 2.0$	8	476	1,496855	0,668067

N: Deprem sayısı,  $\Delta t$ : 318 gün (toplam gözlem süresi)

## 4.5. TARTIŞMA

Kasım 2002 ve Ekim 2003 tarihleri arasında, 5 broadband ve 45 short-period sismik istasyondan oluşan geçici bir network ile toplanan veri ve buna ek olarak, Kandilli tarafından işletilmekte olan 5 adet sabit istasyon verisi, Batı Anadolu'daki sismik aktiviteyi ve bölge için detay bir 1-D P-dalgası hız modelini elde etmek için kullanılmıştır.

Hız modeli, lokasyon ve istasyon gecikmelerine birlikte ulaşan, VELEST joint-inversion (birleşik-ters çözüm) algoritması (Kissling ve diğ., 1994) kullanılarak elde edilen 1-D minimum P-dalgası hız modeli, kabuk için oldukça düşük hız değerleri sunmaktadır. Ulaşılan hız modelinde; 15-21km derinlikleri arasındaki hız değerinin 6.25km/s ve 21-29km derinlikleri arasındaki hız değeri ise 6.43 km/s'dir. Bu değerler, durağan kıtasal kabuk bölgelerine kıyasla oldukça düşük değerlerdir (Christensen & Mooney, 1995). Batı Anadolu kabuk yapısı için gözlenen bu düşük hız değerleri, yüksek sıcaklık, yüksek basınç altında bulunan sıvı doygunluğu yüksek gözeneklilik ya da kısmi ergime ile ilişkili olabilir. Batı Anadolu'da, yüksek jeotermal aktivite ile birlikte gözlenen yüksek ortalama ısı akısı ( $107 \pm 45 \text{ mW/m}^2$ , İlkışık, 1995), aktif ve yoğun kırık zonları (Şekil 4.6) ile yüksek sismisite (Bozkurt, 2001) ve yoğun açılma tektoniği ile ilişkin volkanikler (Paton 1992), bölgeyi karakterize eden temel unsurlardır. Saunders ve diğ. (1998)'ne göre, açılma tektoniğinin neden olduğu üst mantodaki gerilme etkisiyle yüzeye yönelen magma alt-litosferik mantonun kısmi ergimesinden kaynaklanamaz ve bu nedenle açılma miktarını ifade edemez. Yüzlek veren magmatik aktivite içerisinde en büyük hacme sahip olan Kula bazaltlarıdır ( $\sim 2.3 \text{ km}^3$ ) ve sahip oldukları potasyum içeriği alt kabuk altında çok fazla kısmi ergime bulunmadığını, aksine, sahip oldukları Mg içeriği yüksek oranda kırıklık bulunduğunu göstermektedir (Saunders ve diğ., 1998). Bu nedenle, gözlenen düşük hız değerleri kısmi ergimeden çok, sıvıya doygun gözeneklilik ve kırıklılık ile ilişkilendirilebilir (Al-Shukri & Mitchell, 1988).

Tablo 4.2'de görüldüğü gibi, 3 ile 29 km derinlikleri arasında hız modeli çözünürlüğü iyi olmakla birlikte (0.94 ile 0.98 arasında), ulaşılan ortalama standart sapma değeri ( $\pm 0.17 \text{ km/s}$ ), bölgede belirgin yanal heterojenite varlığını ifade etmektedir. 3 km'den sığ derinlikler için hız modeli çözünürlüğü, bu derinlikten ulaşan ilk varışların, yani çok sığ depremlerin azlığı nedeniyle iyi değildir. Ayrıca, sahip olduğumuz veri seti göstermektedir ki; yerel deprem tomografisi, Batı Anadolu'da Moho topografyasını belirlemek için uygun bir yöntem değildir. Bunun nedeni ise; sismisitenin sadece kabuğun üst kısmında sınırlı bir dağılım gösteriyor olmasıdır (Şekil 4.2). Bu nedenle, çözüme ulaşmak için; Moho derinliği ve bu derinlik altındaki üst manto hızı, sırasıyla, 29km ve 7.8km/s olarak kabul edilmiştir.

Mindevalli & Mitchell (1989), yüzey dalgalarını kullanarak, Batı Anadolu için 34km'lik bir kabuk kalınlığı önermişlerdir. Receiver function analizi yöntemini kullanarak, Saunders ve

diğ.(1998), Batı Anadolu kabuk kalınlığını yaklaşık 30km olarak saptamışlardır. Horasan ve diğ.(2002), waveform modelleme çalışmaları sonucunda, 33km'lik kabuk kalınlığı önermektedirler. Bizim, aynı dataya uyguladığımız, receiver fonksiyonu analiz yöntemi ile elde ettiğimiz sonuçlar (Zhu ve diğ., 2004), ortalama 29km. lik bir Moho derinliğine ulaşmaktadır.

Tüm Ege Bölgesi için ortalama Pn hızı, Panagiotopoulos & Papazachos (1985) tarafından, 7.9km/s olarak önerilmektedir ve bu değer, 8.1km/s'lik (Moonley & Braile 1989) yeryüvarı kıtasal üst manto ortalama Pn hızından düşüktür. Batı Anadolu için Pn hızı Kalafat ve diğ.(1987) ve Horasan ve diğ.(2002) tarafından, sırasıyla, 7.8 ve 7.85km/s olarak verilmektedir. Hearn & Ni (1994) ve Al-Lazki ve diğ.(2004) tarafından gerçekleştirilmiş olan Pn tomografi çalışmaları ise; bölgedeki Pn hız değişimini belirtmekle birlikte, ortalama Pn hızınının 7.8km/s olduğunu göstermektedir. Al-Lazki ve diğ.(2004), Ege denizi altındaki düşük Pn hızı (~7.5km/s) ve ince kabuk kalınlığının (26-32km), bölgede litosferik mantonun bulunmadığı ve bu derinliklerdeki dalga yayınının direkt olarak astonesferik mantoda gerçekleştiğinin göstergesi olabileceğini belirtmişlerdir. Hammer ve diğ.(2000)'e göre, düşük manto hızları (7.8-7.9km/s), üst mantodaki yüksek sıcaklığın göstergesidir.

Final hız modelini incelediğimizde (Tablo 4.2), hız parametreleri standart sapma değerlerinin, özellikle 5 ila 21 km derinliklerde daha fazla olduğunu görmekteyiz. Bu durum bu seviyelerdeki, yanal heterojenite fazlalığı ile açıklanabilir. Daha derinlerde ise daha sağlam ve homojen bir yapısal dağılım olduğu söylenebilir. Gessner ve diğ. (2001), Menderes Metamorfik Çekirdek Kompleksi için, aktif "bivergent rolling-hinge detachment" sistem modelini önermişlerdir. Bu modelde, kabuğun alt kesimlerinde, yanal basınç gradyentinin yeterli olmaması nedeniyle viskoz akımların bulunmadığı mukavemeti yüksek bir alt kabuk önerilmektedir.

1-D minimum hız modeli ve deprem lokasyonlarına ulaştığımız ters çözüm algoritması, aynı zamanda istasyon gecikmelerine de ulaşmamızı sağlamıştır. Elde edilen istasyon gecikmeleri, bölgenin yüzlek veren karmaşık jeolojik mozağini yansıtır niteliktedir. Kalın, gevşek dolgu birimi barındıran grabenler üzerindeki gecikme zamanlarının, sağlam zemin koşullarını karakterize eden horstlar üzerinde bulunan gecikme zamanlarına kıyasla daha büyük oluşu, elde edilen hız modeli ve lokasyon sonuçlarının güvenilirliğini göstermektedir.

Bu çalışma sonucunda, üç farklı kategoride sınıflandırılan, toplam 725 adet yerel deprem lokate edilmiştir. Elde edilen lokasyon sonuçlarını, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü sonuçları ile karşılaştırdığımızda (Şekil 4.7), belirlediğimiz sismik aktivitenin %16 daha fazla olduğunu ve bizim tespit olduğumuz küçük deprem kümelenmelerinin Kandilli tarafından rapor edilmemiş olduğunu görmekteyiz. Sonuçlardaki ana fark ise derinlik değerlerinde gözlenmektedir. Kandilli lokasyon sonuçlarının, %25'den fazlası için derinlik 5km olarak sabitlenmiş olup, tespit edilen derinlik değerlerinin, bizim elde ettiklerimize kıyasla daha fazla olduğu gözlemlenmektedir. Bu farkın nedeni, Kandilli tarafından kullanılan hız modelindeki alt kabuk hızlarının daha düşük olması olarak açıklanabilir (Bakınız Tablo 4.1 ve 4.2). Bu çalışmada elde edilen, 1-D minimum hız modelinde; 15-21km derinlikleri arasındaki hız değerinin 6.25km/s ve 21-29km derinlikleri arasındaki hız değeri ise 6.43 km/s'dir. Öte yandan, Kandilli tarafından rutin olarak kullanılmakta olan hız modelinde, 5.4-31.6km derinlikleri arasındaki hızdeğeri 5.91km/s'dir.

En güvenilir lokasyon sonuçlarımız olarak sunulan A sınıf depremlerin derinlik dağılımı (Şekil 4.4b) göstermektedir ki; Batı Anadolu bölgesi için dominant olan sismojenik derinlik 9-10km'dir. Şengör (1987)'e göre; Batı Anadolu'daki açılma rejimi ile ortaya çıkan tüm depremlerin maksimum derinlikleri 10km'dir. Bu gözlem, bölgede üst kabuk içerisinde bulunan, sismik açıdan aktif düşük açılı sıyrılma faylarının varlığını ispatlamaktadır.

Şekil 4.6'yı incelediğimizde, özellikle yüksek deprem aktivitesi sunan iki adet kümelenme dikkat çekicidir. Bunlardan birincisi, DEU (İzmir) istasyonun güneybatısında yer almakta ve 4 Kasım 2003 Urla depremi ve onun after şoklarını göstermektedir. İkincisi ise; SAR (Sarıgöl) istasyonun güney doğusunda yer almakta ve 23 ve 26 Temmuz 2003 Buldan depremleri ve onların artçı şok aktivitelerini belirtmektedir. Her iki kümelenmede de yanal atım bileşenin dominant olduğu faylanmalar tespit edilmiştir (Bknz. Bölüm 6). AKH (Akhisar) istasyonun kuzeydoğusunda yer alan kümelenmeler ise normal atım bileşeni baskın olan ve yöredeki havza oluşumlarını sınırlayan faylanmalar ile ilişkili sismik aktiviteyi göstermektedir. Bu kümelenmerde gözlenen depremlerin oluşum mekanizmaları ve ilgili detay bilgi Bölüm 6'da verilmektedir.



## 5. EGE BÖLGESİNDE KABUK YAPISI VE KALINLIĞININ RECEIVER FOKSİYONU ANALİZ YÖNTEMİ İLE BELİRLENMESİ

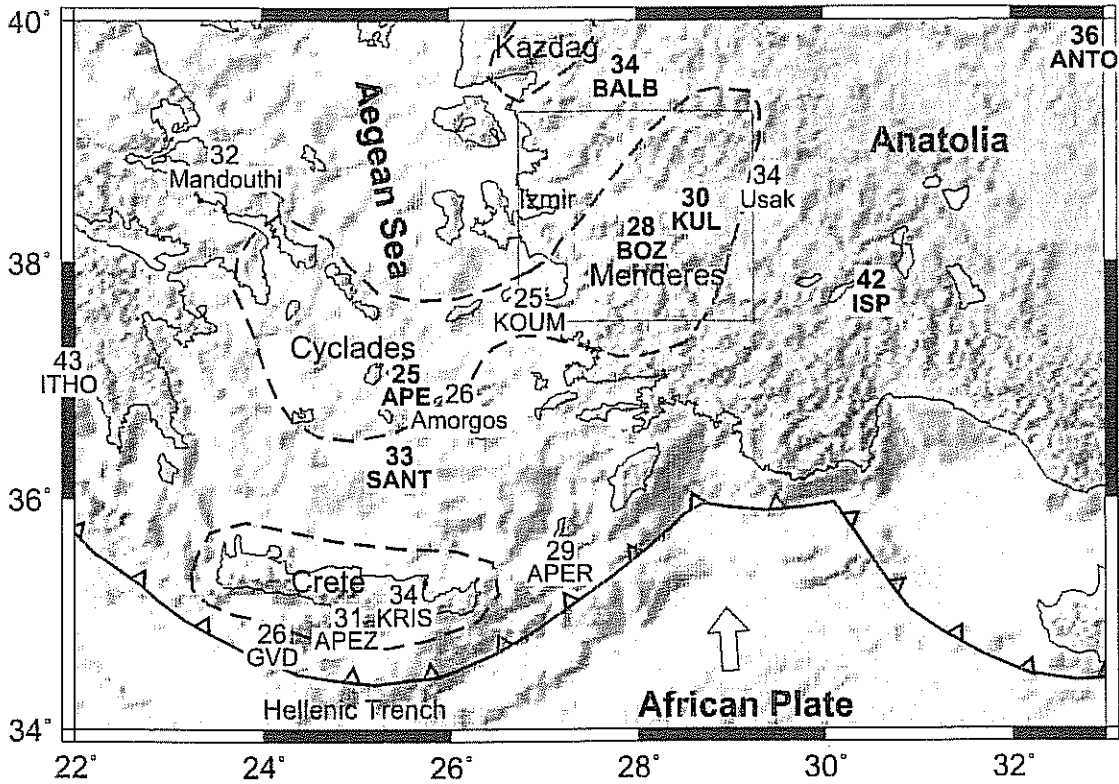
### 5.1. GİRİŞ

Batı Anadolu, Ege Denizi ve Yunanistan ana karası birlikte ifade etmekte olan Ege bölgesi, geç Kretase'den Eosen'e değin pek çok kıtasal çarpışma evresi geçirmiştir. Güncel ~K-G açılma tektoniği ile, dünya üzerindeki en aktif kıtasal kabuk bölgelerinden biri durumundadır. Bölgede, kıtasal çarpışma sonrası gelişen açılma rejimi ile birlikte, Menderes, Girit, Cycladic ve Kazdağ masifleri gibi, pek çok Alpine metamorfik çekirdek kompleksi yüzlek vermiştir. GPS ve sismik verileri, bölgedeki K-G açılma oranınının 30-110 mm/yıl arasında değiştiğini göstermektedir (Jackson and McKenzie, 1988; McClusky ve diğ., 2000; Nyst and Thatcher, 2004). Deprem moment tensör analizleri, K-G açılma ile birlikte geniş oranda kabukta incelme ve az oranda B-D doğrultusunda kısalma olduğunu göstermektedir (Jackson and McKenzie, 1988).

1990'lardan önce, Ege Bölgesi kabuk kalınlığı üzerine gerçekleştirilmiş çok az çalışma bulunmaktadır. Makris (1975), Makris ve Veas (1977), sismik kırılma ve gravite verilerini kullanarak, kabuk kalınlığının Ege Denizi altındaki 22-32km arasında ve Türkiye ile Yunanistan'da 40-50km arasında değiştiğini bulmuşlardır. McKenzie (1978), Türkiye ve Yunanistan için bulunan değerlerin kabuğun açılma rejimi öncesi orijinal kalınlığı olduğunu kabul ederek, Ege kabuğunun geç Miosen'den günümüze gerilme faktörünün 2 olduğunu önermiştir. Bu gerilme faktörü, Jackson ve McKenzie (1988) tarafından, sismik gerilme oranlarına bağlı hesaplanan gerilme ile uyumludur. Öte yandan, sismik kırılma profillerinin çözünürlüğü, yanal yapı değişimleri ve hız-kalınlık arasındaki ilişki gibi parametrelere bağlı kısıtlamalar içermektedir. Gravite verilerine uygulanan ters çözüm yöntemleri ile daha geniş bir alan için kabuk kalınlığı tahmini (Tsokas & Hansen, 1997; Tirel ve diğ., 2004) yapılabilmemesine rağmen, sonucun tek çözümlü olmayışı, kabuk ve mantodaki yoğunluk değişimlerinden etkileniyor olması gibi belirsizlikler bulunmaktadır.

Bölgede sayısı artan modern broadband sismik istasyonlar ve veri analiz yöntemlerindeki gelişme ile birlikte, telesismik receiver foksiyonu analiz yöntemi ile pek çok kabuk kalınlığı tahmini yapılmıştır. Bu yöntemi kullanarak, Saunders ve diğ. (1998), Batı Türkiye'de Kula

(KUL), Uşak ve Ankara (ANTO) civarında kabuk kalınlığını, sırasıyla, 29, 34 ve 38 km olarak elde etmişlerdir. Van der Meijde ve diğ. (2003), Akdenizde geniş bir alana yayılmış 15 broadband istasyon altındaki kabuk kalınlığını, receiver fonksiyonu analizi ile incelemiş ve kabuk kalınlığını; Ege Denizinde bulunan KOUM istasyonu altında 25km, Helenik yayın yanında bulunan APE istasyonu altında 29km ve Yunanistan'da bulunan ITHO istasyonu altında 43km olarak tespit etmişlerdir (Şekil 5.1). Li ve diğ. (2003), Girit, Santorini (SANT), Naxos (APE) ve Samos (KOUM) adaları altındaki kabuk kalınlığının 25-32km arasında değiştiğini ve Moho'nun Girit altında 31-39km'ler arasında yer aldığını önermişlerdir. Ancak elde ettikleri sonuçlar; dalma-batma zonu ve kabuk içi süreksizliklerin neden olduğu karmaşa ve bundan kaynaklanan Moho Ps fazının açık bir şekilde gözlenemesi gibi sorunlar içermektedir.



Şekil 5.1: Ege bölgesi için, bu çalışmada (koyu harflerle belirtilenler) ve daha önceki çalışmalarda elde edilmiş olan kabuk kalınlıkları (Saunders ve diğ., 1998; Van der Meijde ve diğ., 2003; Makris & Veas, 1977). Kesikli çizgiler Ege bölgesindeki, metamorfik çekirdek komplekslerinin dağılımını göstermektedir. Dikdörtgen alan, bu projedeki çalışma alanını belirtmektedir.

Bölgede kabuk kalınlığını belirlemek için gerçekleştirilmiş olan çalışmalar, hala oldukça azdır ve jeolojik bilgilere dayanan açılma miktarı ile kabuk kalınlığı değişimini ilişkilendirmek için yeterli değildir. Bunun başlıca nedeni ise, bölgede bulunan sabit sismik istasyonlar arası uzaklığın çok fazla olmasıdır.

Bu çalışmada, Batı Anadolu'da toplamış olduğumuz veriye ek olarak, Ege Denizi ve Türkiye'de bulunan sabit istasyon verileri de kullanılarak, bölgedeki kabuk kalınlığı değişimi belirlenmiştir. Bu amaçla, telesismik veriye iki farklı kabuk kalınlığı tahmin yöntemi uygulanmıştır. Bunlardan birincisi, broadband istasyon verilerine, Kabuk kalınlığı ve  $V_p/V_s$  oranını elde etmek için uygulanan H- $\kappa$  yığma yöntemidir (Zhu & Kanamori, 2000). İkincisi ise, yakalaşık K-G uzanımlı ve 3-4 km aralıklı toplam 38 istasyondan oluşan profil boyunca yerleştirmiş olduğumuz short-period istasyon verilerine, Moho topografyasını ve kabuk içerisindeki yapısal değişimleri belirlemek için uyguladığımız, Common-Conversion-Point (CCP) yığma yöntemidir (Kosarev ve diğ., 1999; Zhu, 2000; Zhu, 2002). Bu çalışmadan elde edilen sonuçlar daha önceki çalışmalardan elde edilen sonuçlar ile birlikte kullanılarak, Ege Bölgesindeki kabuk kalınlığı değişiminin, bölge tektoniği ile ilişkilendirilmesi için çalışılmıştır.

## 5.2. YÖNTEMLER

### 5.2.1. H- $\kappa$ Yığma Yöntemi

Sismik veriden elde edilen receiver fonksiyonu, yerel kabuk yapısının düşey düzlem dalgasına verdiğini yanıtı ifade etmektedir. Radyal receiver fonksiyonunda, P dalgası ilk varışından sonra gözlenen faz, Moho süreksizliğinde, P'den S'e dönüşmüş olan Ps fazıdır. Faz dönüşüm noktası, istasyona 10km uzaklık içerisindeki bir yatay düzlem içerisinde yer almaktadır. Receiver fonksiyonundaki, P ve Ps fazları arasındaki varış zamanları farkı ( $t_{Ps}$ ) kullanılarak, istasyonun altındaki kabuk kalınlığı (H) belirlenebilir. Fazlar arasındaki zaman farkı kullanıldığından, yöntem kabuktaki P-dalgası ( $V_p$ ) hız dağılımından çok  $V_p/V_s$  oranına ( $\kappa$ ) duyarlıdır. H ve  $\kappa$  değerlerinin birbirlerine bağımlılığı, diğer dönüşmüş fazların ( $PpPs$ ,  $PpSs+PsPs$ ) eklenmesi ile büyük bir oranda azaltılabilir (Zhu, 1993; Zandt ve diğ., 1995). Zhu ve Kanamori (2000) yöntem için geliştirdikleri yığma algoritması ile üç fazın yığılması işlemi ile H ve  $\kappa$  değerleri için en iyi sonucun elde edildiğini belirtmişlerdir. Yöntem, özellikle sağlam zemin koşulları

üzerinde bulunan broadband istasyonlar için iyi çalışmakta, ancak, sediment birikiminin olduğu istasyonlarda, havza oluşumunun ürettiği dönüşmüş fazlar Moho'dan gelen dönüşmüş fazların belirlenmesini engellediği için kullanılamamaktadır.

Zhu ve Kanamori (2000) tarafından ortaya konan orjinal yöntemde; üç fazın genliği ağırlıklı ortalama kullanılarak yığma işlemi yapılmaktadır. Fakat son olarak eklediğimiz bir gelişme ile yöntem iki aşamalı olarak uygulanmaktadır. İlk adımda, geliş açısına bağlı bir düzeltmeden sonra tüm receiver fonksiyonları toplanmakta ve bundan sonra  $t_{Ps}$  zamanına ulaşılmaktadır. İkinci adımda ise, tüm receiver fonksiyonları,  $t_{Ps}$ 'den elde edilen H kalınlık değerleri ve farklı  $\kappa$  değerleri için hesaplanan PpPs geliş zamanı eğrileri kullanılarak yeniden toplanmaktadır. Elde edilen maksimum değer ile en iyi " $\kappa$ " değerine ulaşılmaktadır.  $t_{Ps}$  ve  $\kappa$  değerlerinin belirlenmesinde, yığma işlemi varyansı ve maksimum değer belirlenliği, çözüm kalitesini/belirsizliğini ifade etmektedir. Bu yeni yöntemin avantajı,  $\kappa$  parametresinin PpPs fazı tarafından belirlenmesi yerine, sabitlenebilen bir  $V_p/V_s$  oranı ile yalnızca  $t_{Ps}$  değerini kullanarak kabuk kalınlığının belirlenebilmesidir.

### 5.2.2. CCP Yığma Yöntemi

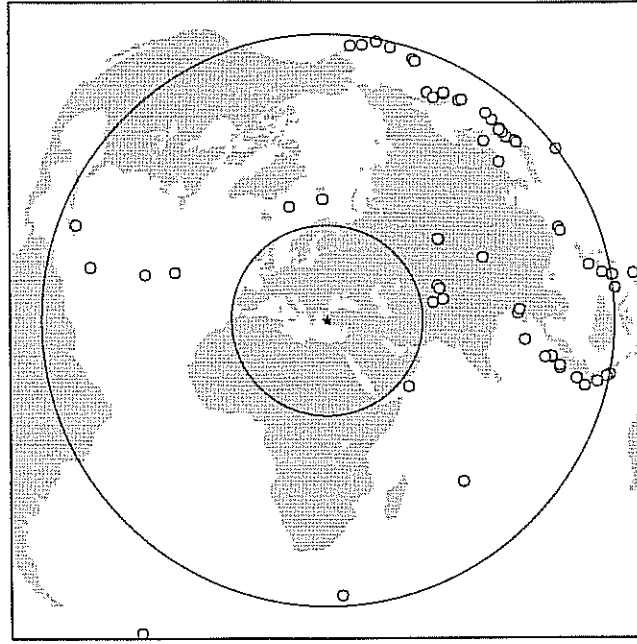
Bu çalışmada, yoğun bir istasyon dağılımına sahip olan K-G profil diziliminin amacı, Menderes masifi altındaki, Moho topografyası değişimini ve kabuk iç yapısını görüntülemektir. İlk olarak, Dueker ve Sheehan (1997), yansıma sismolojisindeki CMP (Common-Mid-Point) yığma işlemi, receiver fonksiyonlarına uygulamışlardır. Bu yöntemde, ortak yansıma noktasından gelen receiver fonksiyonlarına geliş açısına bağlı bir kayma-zamanı düzeltmesi uygulandıktan sonra, karelajlara ayrılan düşey alan içerisinde, ortak karelaj içindeki receiver fonksiyonları yığılmaktadır. Ancak bu yöntemde ışın yolunun eğriselliği hesaba katılmamıştır. Kosarev ve diğ. (1999) ve Zhu (2000) tarafından yöntem geliştirilmiş, CCP (Common Conversion Point) yığma yöntemi olarak isimlendirilmiştir. CCP algoritması geri-projeksiyon ve yığma işlemi, şeklinde iki aşamadan oluşmaktadır. İlk aşamada, radyal receiver fonksiyonunda direkt P fazı ardından gözlenen ilk fazın, tek bir Ps dönüşmüş fazı ürettiği kabul edilmektedir. Bu fazın genliği ve bir hız modeli kullanılarak, ışının projeksiyonu gerçekleştirilmektedir. Tüm receiver fonksiyonları için, bu şekilde ışın yolu belirlendikten sonra, karelajlara ayrılan kabuk alanı içerisindeki her bir karelaj için yığma işlemi gerçekleştirilerek, kabuğun iç yapısı görüntülenmekte/modellenmektedir. Elde

edilen görüntüde her bir kareyaj genliği, bu kareyajın bulunduğu noktadaki empedans kontrastını ifade etmektedir. Sonuç olarak, Moho süreksizliğini veya kabuk içindeki diğer süreksizlikleri görüntülemek mümkündür.

CCP görüntüsünün çözünürlüğü,  $\lambda$  dalga boyu olmak üzere,  $z$  derinliğinde  $\sqrt{\lambda z}$  olarak tanımlı olan, telesimik P dalgası Fresnel zonu büyüklüğüne bağlıdır. Tipik 1Hz receiver fonksiyonu için, Fresnel zonu, üst kabuk için birkaç km ve Moho derinliği için ise ~10km dir. Bu çalışmadaki CCP görüntüsünde, Fresnel zonu büyüklüğü, yığma işlemlerinin gerçekleştirildiği kareyajların yatay büyüklüğüdür. Düşey çözünürlük ise, seçilen kabuk hız modeline bağlı olup, Hız modelindeki %3 belirsizlik 1km'den az ve  $V_p/V_s$  oranındaki %3 belirsizlik ise 2km'den az hata anlamını taşımaktadır (Zhu & Kanamori, 2000).

### 5.3. VERİ ve SONUÇLAR

11 Aylık kayıt alma sürecimizde, 30 ile 98° lik uzaklık aralığında, sinyal/gürültü oranı yüksek olan, toplam 65 telesismik deprem kaydedilmiştir (Şekil 5.2). Pek çoğu kuzey back-azimuta sahip olan bu depremler her bir istasyon için, telesismik receiver fonksiyonlarının hesaplanmasında kullanılmıştır. Verilere alet düzeltmesi uygulandıktan sonra, sinyal/gürültü seviyesini artırmak için, broadband istasyon verilerine 0.1-2Hz ve short-period istasyon verilerine de 0.2-2Hz bant geçişli süzgeçleme uygulanmıştır. Daha sonra, zaman ortamında uygulanan iteratif dekonvolüsyon algoritması (Kikuchi & Kanamori, 1982; Ligorria & Ammon, 1999) ile receiver fonksiyonları hesaplanmıştır. 100 iterasyon sonrasında, 1Hz üzerindeki gürültüyü bastırmak için, ek bir Gaussian alçak-geçiş süzgeçlemesi uygulanmıştır. Bu çalışmada yalnızca, kurmuş olduğumuz istasyonlar tarafından toplanmış olan veri değil, aynı zamanda, Türkiye'de bulunan üç adet (BALB, ISP ve ANTO) ve Ege Denizinde bulunan iki adet (APE ve SANT) sabit broadband istasyon için 2002-2004 yıllarına ait veri de analiz edilmiştir. Tüm istasyonlara ait bilgiler Tablo 5.1'de verilmektedir. Sonuç olarak, short-period istasyonlar için toplam 803 adet ve broadband istasyonlar için ise, toplam 536 adet receiver fonksiyonuna ulaşılmıştır.



**Şekil 5.2:** Receiver fonksiyonu analizinde kullanılan telesismik depremlerin dağılımı. İki daire, 30° ve 90°'lik episentral uzaklıkları ifade etmektedir.

**Tablo 5.1:** İstasyonlara ait bilgiler ve hesaplanan değerler.

Net <sup>a</sup> /Station	En./Boy./Yük.	Reciver Fonk. sayısı	$t_{ps}$ , s <sup>b</sup>	Vp/Vs	H, km <sup>c</sup>
XE/ BOZ	38.30/28.05/1216	38	3.67±0.24	1.773±0.041	28.3±1.9
XE/ KUL	38.54/28.63/ 700	25	3.81±0.34	1.752±0.041	30.1±2.7
GE/ APE	37.84/30.51/1100	37	3.26±0.28	1.759±0.046	25.5±2.2
GE/ ISP	37.84/30.51/1100	100	5.36±0.37	1.756±0.027	42.2±2.9
GE/SANT	36.37/25.46/ 540	66	4.05±0.43	1.730±0.054	33.0±3.5
IU/ANTO	39.87/32.79/ 883	93	4.83±0.31	1.800±0.063	35.9±2.3
KO/BALB	39.64/27.88/ 120	23	4.32±0.33	-	33.8±2.6

<sup>a</sup> GE: GEOForschungsNetz; IU: IRIS/USGS Network; KO: Kandilli Network.

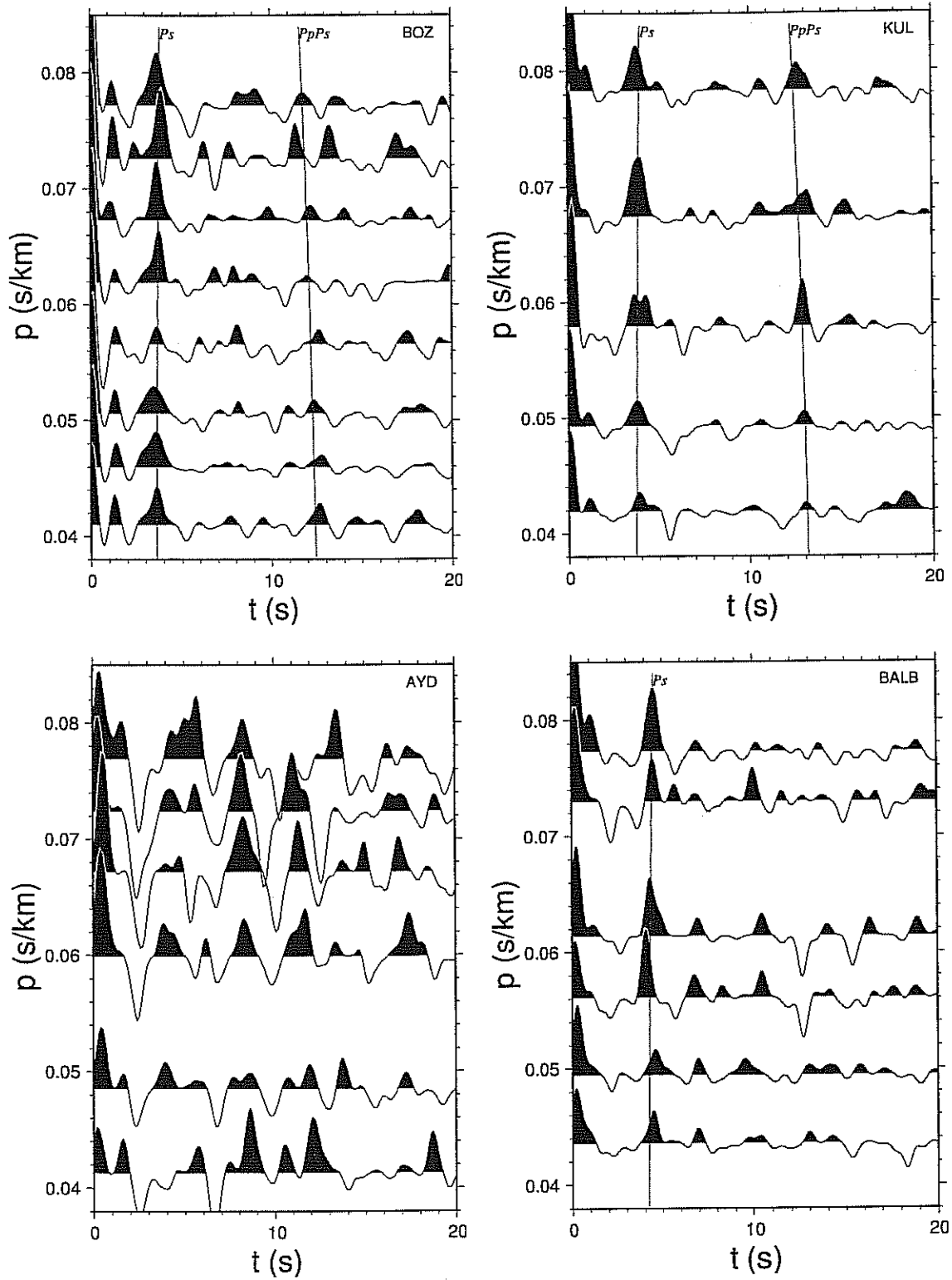
<sup>b</sup> 0.06 s/km 'lik ışın-parametresine karşılık gelen geliş açısı.

<sup>c</sup> Kabuktaki ortalama P-dalga hızının 6.2km/s olduğu kabulü ile elde edilen  $t_{ps}$  ve Vp/Vs kullanılarak hesaplanan kabuk kalınlığı.

Herbir broadband istasyonu için elde edilen ortalama receiver fonksiyonu, ortak geliş açısına (yada ışın parametresine) sahip receiver fonksiyonlarının ortalamasını ifade etmektedir. Şekil 5.3, BOZ, KUL, AYD ve BALB istasyonları için hesaplanan ortalama receiver fonksiyonlarını göstermektedir. Bu şekilde, BOZ ve KUL istasyonları için Ps ve PpPs fazı, bu istasyonların buldukları sağlam zemin koşulları nedeni ile, belirgin bir şekilde görülmektedir. AKH, AYD ve DEU istasyonları için aynı durum sözkonusu değildir. Şekil 5.3'de, AYD istasyonu için verilen örnekte görüldüğü gibi, bu üç istasyona ait Ps ve PpPs fazları, istasyonların üzerinde buldukları kalın sedimenter birim ve bunun neden olduğu tekrarlı yansımalar nedeni ile belirlenememiştir. Havza geometrisinin üretmiş olduğu, tekrarlı yansımalar, dönüşmüş fazlar vb. kompleks dalga geometrisi nedeni ile bu fazlar maskelenmiştir.

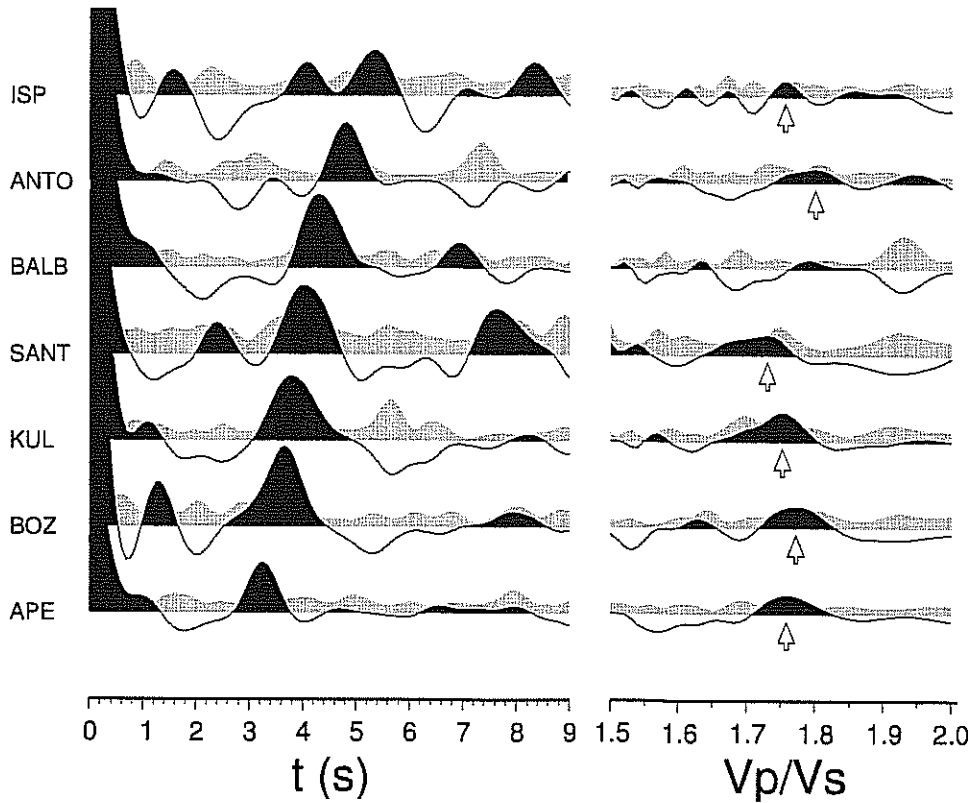
H-κ yığıma işlemi ile BOZ istasyonu altındaki kabuk kalınlığı,  $28.3 \pm 1.9$  km ve ortalama Vp/Vs oranı  $1.773 \pm 0.041$  olarak ve KUL istasyonu altındaki kabuk kalınlığı  $30.1 \pm 2.7$  ve ortalama Vp/Vs oranı  $1.752 \pm 0.041$  olarak elde edilmiştir. Ege bölgesindeki, 7 broadband istasyon için ulaşılan kabuk kalınlığı ve Vp/Vs oranı değerleri Tablo 5.1'de verilmektedir. BALB istasyonuna ait receiver fonksiyonlarında PpPs fazı tespit edilememiştir (Şekil 5.3 ve 5.4). Bunun nedeni, düşük Q ve yüksek atenüasyon değerleri olabilir. Bu istasyon için PpPs dönüşmüş fazının bulunmaması, Moho ve yüzey tabakasında muhtemel ondülasyonlar içeren, kabuk yapısındaki yanal heterojenitenin bu fazın saçılmasına neden olmasıyla açıklanabilir. Bu faz, geniş yatay uzaklıklar kat ederek istasyona ulaştığı için, Moho'da S fazına dönüşmeden önce serbest yüzeyde yansımalara uğraması nedeni ile yanal heterojeniteye karşı Ps fazından daha duyarlıdır. Bu nedenle, BALB istasyonu altındaki kabuk kalınlığı, Vp/Vs oranını 1.76 kabul ederek hesaplanmıştır.

Saunders ve diğ. (1998), receiver fonksiyonu analiz yöntemi ile, KUL ve ANTO istasyonları için kabuk kalınlığı değerlerini, Vp/Vs oranını 1.732 kabul ederek hesaplamışlardır. KUL istasyonu için elde ettikleri değer, bizim elde ettiğimiz ile aynıdır. ANTO istasyonu için elde ettikleri değer ise 38 km olup, bizim elde ettiğimiz sonuca oldukça yakındır. Aradaki küçük fark, farklı Vp/Vs oranı değerlerinden kaynaklanıyor olabilir. APE ve SANT istasyonları için elde ettiğimiz değerler ise, Li ve diğ. (2003) tarafından elde edilenler ile uyumludur.



**Şekil 5.3:** BOZ, KUL, AYD ve BALB istasyonları için ışın-parametresinin fonksiyonu olarak elde edilen receiver fonksiyonları. Hesaplanan kabuk kalınlığı ve  $V_p/V_s$  oranından elde edilen Pp ve PpPs fazlarında şekil üzerinde verilmektedir.

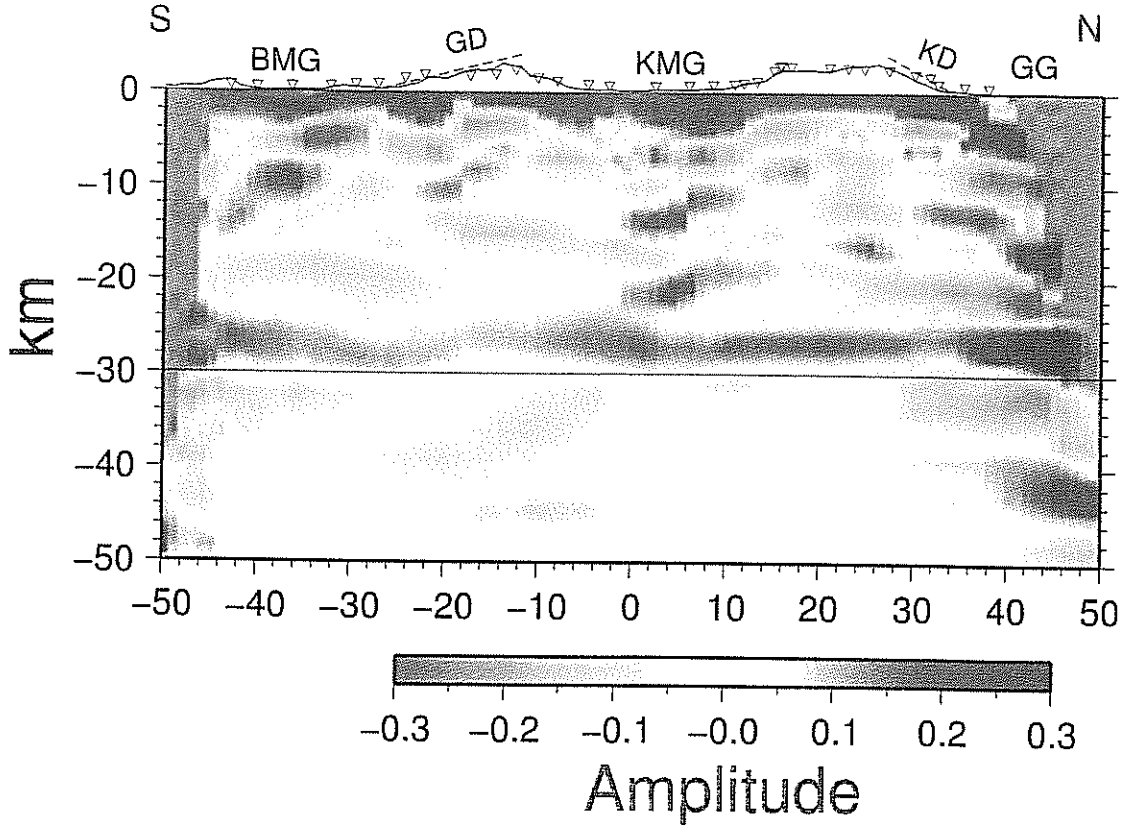




**Şekil 5.4:** Solda, 7 broadband istasyonu için, azalan Moho Ps fazı gecikme zamanlarına göre sıralanmış olan yığılmış receiver fonksiyonları verilmektedir. Receiver fonksiyonları yığılma işleminden önce, ışın parametresi 0.06s/km için düzeltilmiştir. Sağda,  $V_p/V_s$  oranının eldesi için kullanılan PpPs fazı varış zamanları yığılmış receiver fonksiyonları üzerinde görülmektedir. Oklar en iyi oranın tespit edildiği noktaları işaret etmektedir.

K-G profili için CCP yığılma yöntemi kullanılarak elde edilen görüntü Şekil 5.5'de verilmektedir. Bu görüntü ile, ~100km'lik bir profil boyunca ~30km'lik bir derinlik kesiti için bilgi elde edilmiştir. Hesaplamalarda kullanılan hız modelinde, kabuğun üst 15km'lik kısmı için P-dalga hızı 6.0km/s ve alt 15km'lik kısmı için 6.2 km/s olarak alınmıştır. Bu değerler yerel depremler kullanılarak elde edilen hız modelleri ile uyumludur (Akyol ve diğ., 2005; Zhu ve diğ., 2005). BOZ ve KUL istasyonu için yukarıda açıklandığı şekilde elde edilen değerler kullanılarak, kabuk için ortalama  $V_p/V_s$  oranı 1.76 olarak kabul edilmiştir. Şekil 5.5'i incelediğimizde, Menderes masifi altında Moho topografyası, 26-28km derinlikleri arasında, pozitif genlikli ve sürekli bir bant olarak düze yakın bir dağılım sergilemektedir. Şekil 5.5'de dikkati çeken bir diğer sürekli ve yüksek pozitif genlikli dağılım ise, Büyük Menderes, Küçük Menderes ve Gediz Grabenleri altında, havza geometrilerine bağlı olarak

gözlemlenmektedir. Bu durum, havza tabanındaki keskin hız kontrastı nedeniyle oluşan P-to-S dönüşmüş fazlarının varlığı şeklinde yorumlanabilir. Kabuk içerisinde gözlenen kısa pozitif bantlar ise, havza reverbrasyon etkilerinden kaynaklanıyor olabilir.



**Şekil 5.5:** N-S profil dizilimi altındaki Moho değişimini ve kabuk yapısını gösteren CCP görüntüsü. Kırmızı renk, akustik empedansdaki belirgin artışların derinliğe bağlı değişimini ifade etmektedir. Moho, 26-28km arasında değişen belirgin, sürekli bir bant olarak gözlemlenmektedir. Yüzeğe yakın pozitif genlikler (pembe renkli), sediment dolgu birim ile anakaya arasındaki keskin empedans kontrastını ifade etmektedir. Kesikli çizgiler, Kuzey ve Güney sıyrılma faylarını ifade etmektedir (Yüzeğe topoğrafyası 2 kat büyütülmüştür).

Bu çalışmada elde edilen kabuk kalınlığı tahminleri ile birlikte, Saunders ve diğ. (1998)'nin Uşak yöresi için, Van der Meijde ve diğ. (2003)'nin APER, ITHO ve KOUM istasyonları için ve Li ve diğ. (2003)'nin Girit'de bulunan istasyonlar için elde ettikleri sonuçlar Şekil 5.1' de verilmektedir. Bu şekilde ayrıca, Makris ve Vees (1977)'in, Mandouthi ve Amargos arasındaki sismik kırılma profilini kullanarak elde ettikleri, kabuk kalınlığı tahminleri yer almaktadır. Sonuçlar, kabuk kalınlığının Anadolu'nun merkezinde 36km, Batı Anadolu'da 28-34km ve Ege Denizinde 25-33km olduğunu ve kabuk kalınlığının batıya doğru azalmakta

olduğunu göstermektedir. Bununla birlikte, kabuktaki bu incelmenin, K-G doğrultusunda tedüze olmadığını sergilemektedir. BALB istasyonu altında 34km olan kabuk kalınlığı, Menderes Masifinde 28-30km arasında ve SANT istasyonu altında 33km olan kabuk kalınlığı, Cyladic Masif altında 25-26km arasında değişmektedir.

## 5.4. TARTIŞMA

### 5.4.1. Ege Litosferindeki Gerilme Faktörü

McKenzie (1978), Ege Bölgesindeki jeofizik ve jeoloji verilerini analiz ederek, litosferdeki açılmayı tanımlayan ve yalnızca bir parametre (gerilme faktörü,  $\beta$ ) ile tanımlı basit bir model geliştirmiştir ve Ege kabuğunun geç Miosen'den günümüze gerilme faktörünün 2 olduğunu önermiştir. Bu gözlem, Türkiye ve Yunanistan için, kabuğun açılma rejimi öncesi orijinal kalınlığının 50km olduğu kabulüne ve Ege Denizi altındaki kabuk kalınlığının 22-32 km'ye kadar incelmış olduğu sonucuna dayandırılmaktadır. Bizim incelemiş olduğumuz istasyonlar arasında, en fazla kabuk kalınlığına, 42km'lik bir kabuk kalınlığı ile ISP istasyonu sahiptir. Yunanistanda bulunan ITHO istasyonu için ise; Van der Meijde ve diğ. (2003) 43km'lik, benzer bir kabuk kalınlığına ulaşmışlardır. Bununla birlikte, ISP istasyonu, Helenik ve Kıbrıs yaylarının kesim noktalarında, Isparta Angle olarak adlandırılan bölgede yer almaktadır. ITHO istasyonu ise Helenic yaya oldukça yakın bir yörede yer almaktadır. Bu nedenle, dalma-batma ile ilgili süreçlerin bu bölgelerdeki kabuk kalınlığını artırmış olabileceği düşünülebilir. Eğer ANTO istasyonu altındaki 36km'lik kabuk kalınlığının, Ege Bölgesinde açılma rejimi öncesindeki orijinal kabuk kalınlığına eşit olduğunu kabul edersek, elde ettiğimiz gerilme faktörü değerleri, Cycladic Masif için 1.4, Menderes Masifinde 1.2 ve bu masifler dışındaki bölgede ise 1.1'dir. Bu değerler, Angelier ve diğ. (1982) tarafından, basit gerilme modeli kullanılarak elde edilen ortalama gerilme değerleri (1.2-1.4) ile uyumludur.

Cyladic Masifin güneyide yer alan SANT istasyonu için elde etmiş olduğumuz 33km kabuk kalınlığı, daha önce elde edilmiş olan değerlerden fazladır. Creten Sea altındaki kabuk kalınlığını, Bohnhoff ve diğ. (2001) sismik kırılma çalışmaları ile 15km ve Tirel ve diğ. (2004) ise gravite verilerini kullanarak 22 km olarak önermektedirler. Ancak, SANT istasyonu için hesaplamış olduğumuz receiver fonksiyonları belirgin Ps ve PpPs fazı taşıdıkları için, sonuçlarımızın güvenilir olduğunu düşünmekteyiz. Ancak, farklı çalışmaların sonuçları

arasındaki fark beraberinde şüpheler getirmektedir. Bohnhoff ve diğ. (2001) tarafından kullanılan sismik kırılma profilinin uzunluğu daha derin bir Moho'yu belirlemek için yetersiz olabilir. Gravite ters-çözüm yönteminde, çözümün tekil olmayışı veya dalma-batma zonu etkisini taşıyor olması gibi sorunlar bulunabilir. Benzer belirsizlik kuzey Ege Denizi için de sözkonusudur: Bölge için, Horasan ve diğ. (2002) waveform modelleme çalışmaları ile 33km'lik bir kabuk kalınlığı önerirken, Tirel ve diğ. (2004), gravite verilerini kullanarak 22km'lik bir kabuk kalınlığı önermektedirler. Gerçekleştirilecek olan daha uzun sismik kırılma profilleri ve deniz tabanı yerleştirilecek sismik istasyonlar ile gelecekte bu belirsizliklerin çözülebilmesi mümkün olacaktır.

#### 5.4.2. Ege Bölgesi ve Basin & Range Bölgesinin Karşılaştırılması

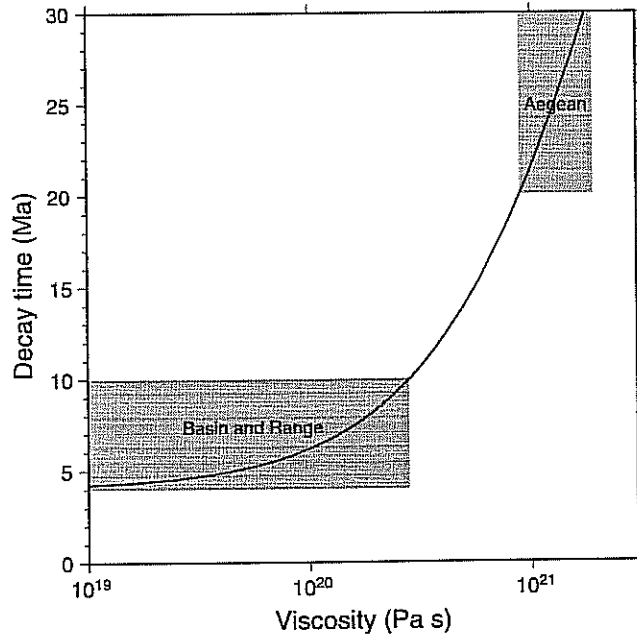
Kıtasal açılma tetoniğinin nasıl geliştiği konusunda farklı model ve yaklaşımlar uzun süredir tartışılmakta olan bir konudur. Açılma tektoniğinin, lokal (localized) ya da dağınık (distributed) olarak gerçekleşebileceği önerilmiştir. Lokal modelde, Doğu Afrika rift sisteminde olduğu gibi, yüksek açılı normal faylanmalarla gerçekleşen açılma, bir rift sisteminde yoğunlaşmaktadır. Esas itibariyle, rift sistemi altındaki, kabuk ve manto litosferi incelmektedir. Dağınık modelde ise; geniş bir alana yayılmış, sınırlı miktarda kaymaya sahip pek çok normal faylanma ile, kırılğan üst kabuk deformasyona iştirak etmektedir. Daha viskoz olan alt kabuk ve manto litosferinin ise, aynı oranda tekdüze bir deformasyona maruz kaldığı düşünülmektedir. Buck (1991) tarafından önerilen, bir diğer model ise, "Metamorfik Çekirdek Kompleksi" modelidir. Bu model, geniş bir alanda, alt kabuktaki incelme ile birlikte gözlenen, üst kabukta yoğunlaşmış kıtasal açılma tektoği, şeklinde kısaca tanımlanabilir. Bu modelde, dağınık modelde önerilen tersine, büyük miktarda yerdeğiştirmelerin gözlendiği düşük açılı detachment (sıyırılma) faylanmalar ile çekirdek kompleksi çevre kayalardan ayırmaktadır. Metamorfik çekirdek kompleks oluşuma örnek olarak, Birleşmiş Milletlerin batısındaki Basin & Range bölgesi ve Ege Bölgesi verilebilir. Metamorfik çekirdek kompleks alt kabuğunun ve manto litosferinin, üst kabuktaki açılmaya karşı gösterdikleri tepkinin ne olduğu, hala tartışılmakta olup, henüz netlik kazanmamış bir olgudur. Basin & Range bölgesinde gerçekleştirilen sismik yansıma çalışmaları sonucunda (e.g. Gans, 1987), Moho'da belirgin bir topografik değişim gözlenmemesine rağmen, jeolojik veriler dayanan gözlemler, bölge için %15 ile %300 arasında değişen bir açılma önermektedirler. Tüm bu gözlemler ise; alt kabuğun çok zayıf olduğunu ve açılma tarafından gerçekleşen Moho topografya değişimini

kısa zamanda yatay yönde akarak, düzeltiğini göstermektedir. Şekil 5.1' de verilmekte olan kabuk kalınlığı değişimlerine baktığımızda, Ege Bölgesinde bu durumun farklı olduğunu ve Metamorfik çekirdek kompleksler altında Moho'nun, 4 ile 8 km yükseldiğini görmekteyiz.

McKenzie ve diğ. (2000), alt kabukta oluşan akımların karakterini incelemişler ve yoğunluk-viskozite kontrastının oluşan akımların boyutunu ve oluşum süresini etkilediğini saptamışlardır. Basin & Range ve Ege Bölgesi için, McKenzie ve diğ (2000) tarafından önerildiği şekilde, alt kabuk viskozitesinin fonksiyonu olarak Moho topografyası yitim zamanı Şekil 5.6'da modellenmiştir. Bu modelde, manto litosferinin viskozitesi  $10^{22}$  Pa ve alt kabuk kalınlığı 10km olarak alınmıştır. Metamorfik çekirdek kompleksleri arasındaki uzaklık kullanılarak (Şekil 5.1), Ege Bölgesi için, Moho topografyası dalga boyu 200 km olarak ve her iki bölge için ilksel Moho röliyefinin 10 km olduğu kabul edilmiştir. Ege Bölgesindeki metamorfik çekirdek komplekslerin yaşı yaklaşık  $30 \pm 10$  Ma olarak verilmektedir (Hetzl & Reischmann, 1996; Gautier ve diğ., 1999; Lips ve diğ., 2001; Catlos & Çemen, 2005). Basin & Range Bölgesindeki çekirdek komplekslerinde benzer yaşa sahip oldukları önerilmiştir (e.g. Wernicke, 1985). Ege Bölgesindeki, Moho topografyası değişimi 4-8km arasında değişmekte olup, bu değer Moho yitim azamı alt limitinin  $\sim 20$ Ma olabileceğini göstermektedir. Basin & Range bölgesinde gerçekleştirilmiş olan sismik çalışmalar sonucunda (e.g. Gans, 1987), Moho topografyasında herhangi bir değişim gözlenmemiştir. 1km'den az bir değişim olduğunu düşünürsek, Moho yitim zamanı üst limiti  $\sim 10$ Ma'dır. Her iki bölge için öngörülen bu değerler, alt kabuk viskozitesinin tahmini için kullanılmıştır (Şekil 5.6). Elde edilen sonuçlar ise; Ege Bölgesindeki alt kabuk viskozitesinin, Basin & Range Bölgesine kıyasla en az üç kat daha fazla olduğunu göstermektedir. Güçlü Ege alt kabuğu, Ege'deki bir grup komşu rijit blok hareketini öneren GPS sonuçları ile uyumludur (McClusky ve diğ., 2000; Nyst ve Thatcher, 2004).

### 5.4.3. Metamorfik Çekirdek Komplekslerin Oluşumu

Ege Bölgesinde Moho topografyasında gözlenen değişim, metamorfik çekirdek kompleks oluşumuyla birlikte gözlenen kıtasal açılmağa tektoniği mekanizması hakkında da bilgi verebilir. Bu mekanizmada düşük açılı detachement faylarının rolü hala tartışılmaktadır. Basin & Range Bölgesi için, 1980'li yılların başından bu yana, iki farklı model tartışılmaktadır. "Simple Shear Model" olarak bilinen (e.g. Wernicke, 1981; Spencer, 1984; Wernicke, 1985)



**Şekil 5.6:** Alt kabuk viskozitesinin fonksiyonu olarak, Moho topografyası yitim zamanı (McKenzie ve diğ., 2000 tarafından önerilen modele göre). Alt kabuk kalınlığı 10km, Moho topografyası dalga boyu 200km ve manto litosferi  $10^{22}$  Pa olarak kabul edilmiştir.

ilk modelde, büyük yerdeğiştirmeye neden olan düşük açılı normal faylanmalar, sıyrıma hareketi ile birlikte gelişen yükselime neden olmaktadır. "Flexural Rotation/Rolling Hinge Model" olarak isimlendirilen (e.g. Buck, 1988; Wernicke & Axen, 1988; Axen & Bartley, 1997; Gessner ve diğ., 2001; Seyitoğlu ve diğ., 2002) ikinci modelde, yüksek açılı derin normal faylanmalar ile başlayan açılma, üst kabukta düşük açılı normal faylanmalar ile gelişimini sürdürmektedir.

Bu iki model arasındaki belirgin fark normal fay geometrilerindedir. İlk model, Moho topografyasında keskin değişimlere neden olmayan, büyük ölçekli, düşük açılı detachment faylanmalar sunmaktadır. İkinci model ise, Moho topografyasında, açılma doğrultusuna paralel ani değişimler üreten ve tüm kabuğa nüfus eden yüksek açılı normal faylanmalar ile başlamaktadır. Şekil 5.5'e baktığımızda, K-G lineer profilimiz altında Moho topografyasının 26-28 km arasında değişmekte olduğunu ve Moho topografyasında ani değişimlerin bulunmadığını görmekteyiz. Ancak, bu profil Menderes çekirdek kompleksinin merkezi üzerinde yer almaktadır ve uzunluğu Moho topografyasındaki değişimi gözlemlemek için yeterli olmayabilir. Broadband istasyonlar için elde etmiş olduğumuz, kabuk kalınlığı

değişimlerine baktığımızda (Şekil 5.1) ise, metamorfik çekirdek komplekslerine 100km'den küçük yatay uzaklıklarda bile Moho topografyasında 4 ile 8 km'lik değişimler olduğunu görmekteyiz. Kabuk kalınlığı APE istasyonu için 25km iken, SANT istasyonu için 33km ve KUL istasyonu için 30km iken, Usak için 34km.'dir. Farklı çalışmalarda da, Kuzey Ege Denizinde, pek çok büyük normal faylanma ile Moho topografyasının değişimi gözlenmiştir (e.g. Makris & Stobbe, 1984; Taymaz ve diğ., 1991). Buna rağmen, bölge için, Moho topografyası değişimine bağlı olarak herhangi bir tektonik model önerebilmek için, halen yapılmış olan çalışmalar yeterli değildir ve daha fazla bilgiye ihtiyaç bulunmaktadır. Özellikle, bu çalışmada gerçekleştirilmiş olan lineer profilin kuzey ve güneye doğru uzatılarak yenilenmesi gerektiği düşüncesindeyiz. Bu sayede, Menderes çekirdek kompleksi etrafında, Moho topografyasında ani değişimlerin olup-olmadığı gözlemlenebilecektir.

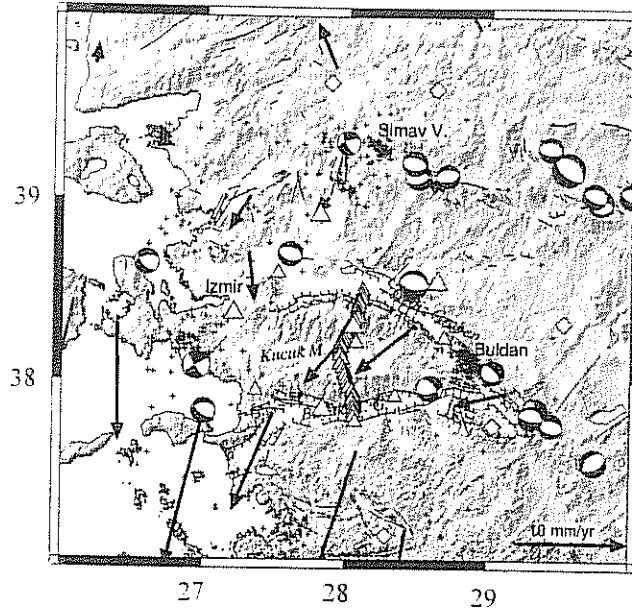
## 6. YÜKSEK ÇÖZÜNÜRLÜKLÜ DEPREM LOKASYONU ve MOMENT-TENSÖR ANALİZİ

### 6.1. GİRİŞ

Ege açılma rejimi içerisinde yer alan Batı Anadolu, dünyanın deprem aktivitesi oldukça yüksek kıtasal kabuk bölgelerinden birisidir. Kuzeyde kuzey Anadolu fayı ile sınırlanmakta olan bölge, 27°-30°D boylamları arasında kalmakta ve güneyde Akdenize doğru uzanmaktadır. Batı Anadolu'da, Neotethys'in kapanma süreciyle birlikte, üst Kretase'den-orta Miyosen'e kadar devam eden süreçte, 5-7 cm/yıl hızla gelişen K-G sıkışma rejimi ile kuzey-güney doğrultulu çöküntü alanları oluşmuştur (Yılmaz, 1989). Bölgedeki güncel K-G açılma rejiminin oluşumu ve nedeni, uzun zamandan beri tartışılmakta olup, K-G doğrultulu, büyük miktardaki ve hızlı açılma rejiminin en belirgin kanıtları; bölgedeki B-D doğrultulu grabenler ve Menderes metamorfik çekirdek kompleks oluşumudur. B-D uzanımlı grabenlerin oluşum yaşı, hala tartışılmakta olup, Bozkurt (2001)'a göre; batı Anadolu'daki B-D uzanımlı grabenler ~5-4 Ma ya da olasılıkla daha geç oluşmuş yapısal birimlerdir. Bölgede alt ve üst kabuğun, bu hızlı gelişen K-G açılma rejimine nasıl iştirak ettiği, pek çok jeolojik ve jeofizik çalışmanın ana konusudur.

McKenzie (1972, 1978), batı Anadolu'da 1962-1975 yılları arasında oluşan, 20 büyük depremin kaydedilen ilk hareket polaritelerini kullanarak, fay düzlemi çözümlerini yapmıştır (Şekil 6.1). Hemen hemen hepsi normal faylanma sunan bu mekanizma çözümleri, kabuğun K-G doğrultusunda gerildiğini göstermektedir. Kayma vektörleri ise sistematik olarak, kuzeyde DKD'dan, güneyde KB'ya doğru değişmektedir (Şekil 6.1). Hareket, açılan bir yelpaze görünümündedir. Gerilme oranını hesaplamak için, Jackson & McKenzie (1988), 59 adet büyük depremin sismik moment tensörlerini toplamışlar ve bölgenin, kabuktaki incelleme ile birlikte, K-G yönlü gerildiğini, bununla birlikte B-D kısılmanın çok az olduğunu bulmuşlardır. Yatay hız dağılımına ulaşmak için, Jackson ve diğ. (1992) depremlerin sismik moment tensör dağılımlarını incelemiştirler. Nyst ve Thatcher (2004), GPS ölçümlerini kullanarak, yatay hız dağılımına ulaşmışlardır. Elde ettikleri sonuçlar ile, Ege'deki defarmosyanın tekdüze olmadığını ve bölgenin bir grup komşu rijit mikro-blok hareketi ile karakterize edilebileceğini önermişlerdir.





**Şekil 6.1:** Batı Anadolu'da 1962-1975 yılları arasında oluşan, 20 büyük depremin, fay düzlemi çözümleri (McKenzie, 1972; McKenzie, 1978 ve Harvard CMT'den alınmıştır). Üçgenler, 2001-2002 yılları arasında kurmuş olduğumuz geçici istasyonları ifade etmektedir (büyük olanlar STS-2 broadband ve küçük olanlar L22 short-period istasyonlar). Eşkenar dörtgenler Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından işletilen kalıcı istasyonları ve artı işaretleri kandilli tarafından lokate edilmiş olan yerel depremin episantr dağılımı göstermektedir. Oklar, orta Anadolu bloğu referans alınarak belirlenen GPS hızlarını belirtmektedir (McKenzie, 1972; McKenzie 1978).

Gerçekleştirilmiş olan deprem odak mekanizma çözümlerinin pek çoğunda, telesismik uzaklıklardaki istasyon kayıtları kullanılmıştır. Bu nedenle kullanılacak depremler ancak büyük depremler ile kısıtlıdır ve deprem lokasyon bilgilerinin güvenilirliği oldukça sınırlıdır. Buna ek olarak, deprem fay-düzlemi çözümleri, arazi gözlemleri ile desteklenmeksizin fay düzleminin belirlenmesi belirsizlik içermektedir.

Bu çalışmada, Kasım 2002-Ekim 2003 tarihleri arasında, Batı Anadolu'da toplamış olduğumuz yerel deprem verilerini kullanarak, daha güvenilir lokasyon bilgileri ile birlikte deprem mekanizma çözümlerine ulaşılmıştır. İlk lokasyon bilgileri olarak, Kandilli lokasyon sonuçlarını kullanmış olduğumuz, toplam 364 yerel deprem yeniden lokate edilmiş ve 72 depreme ait çift-kuvvet çifti moment tensör sonuçlarına ulaşılmıştır. Elde edilen lokasyonlar ve fay-düzlemi çözümleri birlikte kullanılarak, bölgedeki aktif zonları tespit etmek ve bölge tektoniği ile ilişkilendirmek amaçlanmıştır.

## 6.2. VERİ

11 aylık bir veri toplama sürecinde, toplam 50 farklı lokasyona yerleştirilmiş olan 24 short-periyod ve 5 broadband istasyondan tarafından yer hareketi sürekli olarak ve 40 sps (samples per second) örnekleme frekansı ile kaydedilmiştir. Kayıtlardaki kesin zamanlama, kayıt ünitelerinde yer alan GPS saati algılayıcısı sayesinde, senkronize edilmiştir. Tespit edilen zaman kaymaları 10ms'den küçük olup, kayıtlarımıza bu değerler kullanılarak zaman düzeltmeleri uygulanmıştır.

Yerel depremlerin, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü deprem kataloğunda bildirilen lokasyon bilgileri ile işe başlanmıştır. Kandilli tarafından rapor edilen yerel depremlerin dağılımları zamana ve lokasyona bağlı saçılımlar sunmaktadır. Kandilli tarafından rapor edilmiş olan ve çalışma alanımız içerisinde yer alan bu depremlerin %80'i üç kaynak zonu üzerinde yoğunlaşmaktadır. Bu üç kaynak bölgesinde (10 Nisan 2003,  $M=5.3$  Urla-İzmir depremi; 13 Haziran 2003,  $M=4.0$  Simav depremi; 23 Temmuz 2003,  $M=5.2$  Buldan depremi), orta-büyükölçekteki deprem oluşumunu takip eden ve artçı şok olarak nitelendirilebilecek depremlerin kümelenmeleri görülmektedir. Bu deprem kümelenmeleri bizim deprem istasyon dağılımımız dışında olduğu için, daha iyi bir azimutal dağılım yakalamak ve daha kesin lokasyon bilgilerine ulaşmak için, Kandilli tarafından işletilmekte olan 5 sabit istasyon datası da bu çalışmada kullanılmıştır. Sözkonusu bu 5 istasyon datası ile, özellikle Buldan ve Simav deprem kümelenmeleri için istasyon dağılımı oldukça iyi bir duruma gelmiştir.

## 6.3. YÖNTEM VE SONUÇLAR

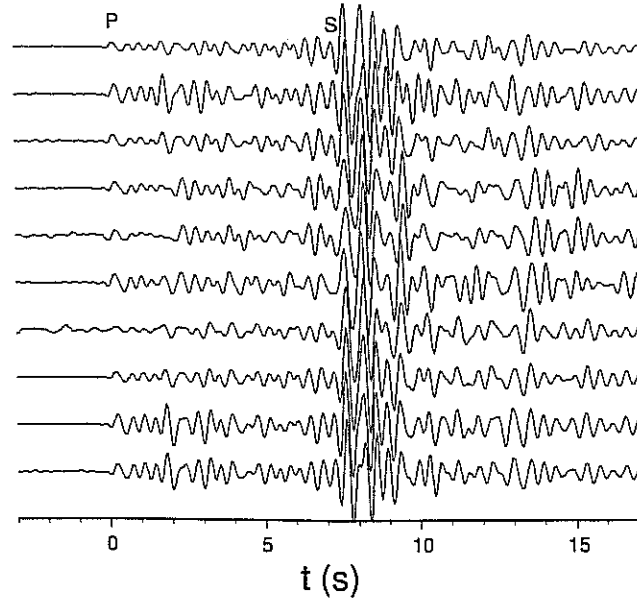
### 6.3.1. "Double-difference" (DD) algoritması ile lokasyon

İlk olarak, Kandilli kataloğunda yer alan ve bölgede deprem kümelenmesi sunan üç kaynak zonundaki depremler, "double-difference" (DD) algoritması kullanılarak yeniden lokate edilmiştir. Depremlerin birbirlerine göre relatif lokasyonu kabulüne dayanan yöntem Poupinet ve diğ. (1984) tarafından geliştirilmiştir. Bu yöntemde; iki deprem arasındaki uzaklık, depremlerin belli bir istasyona olan uzaklıklarından daha küçük ise, her iki deprem için ışın-yolunun aynı olduğu kabulü ile, bu depremlerin istasyonlara varış zamanları farklarının

sadece depremlerin uzaklık ve oluş zamanlarına bağlı olduğu düşünülmektedir. Bu yöntem ile lokasyonların hız modeline bağlı belirsizlikleri büyük oranda elimine edilmektedir. Özellikle, deprem kümelenmeleri şeklinde gözlenen ve benzer odak mekanizmalarına sahip olan depremlerin lokasyonu için oldukça etkin bir yöntemdir. Farklı depremler arasındaki varış zamanları farkı, waveform çapraz ilişkisi ile oldukça güvenilir bir şekilde belirlenebilmektedir.

Bu çalışmada, 14 adet istasyonumuz ve 5 adet Kandilli sabit istasyonu tarafından kaydedilmiş olan, waveform çaprazilişkisi ile elde edilen, 45.000'den fazla P ve S dalgası varış zaman farkına ulaşılmıştır. İlk lokasyon bilgileri olarak, Kandilli lokasyon sonuçlarını kullanmış olduğumuz, toplam 364 yerel deprem yeniden lokate edilmiştir. Şekil 6.2'de, Buldan civarında gözlenen deprem kümelenmesi içinde bulunan 10 adet depremin, KUL istasyonu düşey bileşeni tarafından kaydedilmiş olan waveformları görülmektedir. Bu şekilde açıkça görüldüğü gibi, tüm depremler için, ilk P varışı, ardından kodası ve S-dalgası oldukça benzerdir ve bu durum, kaynak lokasyonları birbirine çok yakın olan depremler olduklarını göstermektedir. İlk olarak, her bir kümelenme içinde bulunan depremlerin, 19 istasyona ait kayıtlarındaki P ve S dalga pencerelerine waveform çapraz ilişki uygulanmıştır. İlişki katsayısı 0.6'dan büyük olan waveformlar alt kümelenmeler şeklinde gruplandırılmıştır. Daha sonra, bu alt kümeler teker teker gözle incelenerek, hatalı ilişkilendirilmiş olanlar elimine edilmiştir. Bu şekilde, toplam 32.070 adet P ve S varış zamanı farkına ulaşılmıştır. Bunlara ek olarak, gözle dikkatli bir şekilde ayıklanmış olan 10.339 adet P ilk varışı kullanılmıştır.

Yeni lokasyon işlemi için, geniş uzaklıklar ve çok sayıda deprem için kullanılabilen ve Waldhauser & Ellsworth (2000) tarafından geliştirilmiş olan HypoDD programı kullanılmıştır. Program, tüm deprem/istasyon çiftleri için lokasyon farklarını kullanarak, deprem çiftleri için seyahat zamanı rezidü farklarını minimize etmektedir. Bu hesaplamalarda, 30km'lik bir kabuk kalınlığı için ortalama P-dalga hızı 6km/s ve  $V_p/V_s$  oranı ise 1.75 olarak alınmıştır. Bu değerler, yerel depremlerin (Akyol ve diğ., 2005) zaman-uzaklık eğrilerinden ve telesismik receiver fonksiyonu analizi ile elde edilen sonuçlardan (Zhu ve diğ., 2005) türetilmiştir. Herbir deprem kümelenmesi için, toplam gözlem sayısı ve yeniden lokate edilen deprem sayısı Tablo 6.1'de verilmektedir. Yeniden lokate edilmiş olan depremlerin RMS değerleri 15 iterasyon sonrasında, 0.10 ve 0.16s olup, RMS değerlerindeki azalış %90'dan fazladır. Üç adet kümelenme için, yeniden lokate edilen depremlerin dağılımı



**Şekil 6.2:** Buldan civarında gözlenen deprem kümelenmesi içinde bulunan 10 adet depremin, yaklaşık 50km uzaklıkta bulunan KUL istasyonu düşey bileşeni tarafından kaydedilmiş olan waveformları. İlk P dalgası varış zamanı  $t=0$  olarak grafiklenmiştir.

**Tablo 6.1:** Üç deprem kümelenmesi içerisindeki depremlerin yeniden lokasyonlarına ait bilgiler ve bu kümelenmelerin gözlemlendiği fayların doğrultu ve eğimleri.

Küme	$n/N^a$	$N_{obs}$	$RMS_o$	RMS	$\phi^b$	doğrultu <sup>c</sup>	eğim <sup>c</sup>
Buldan	166/195	19.213	2.20	0.16	-45	-22±12	77±14
Simav	93/126	12.911	2.04	0.10	130	120±9	37±05
İzmir	52/65	4.153	1.93	0.15	70	70±23	88±23

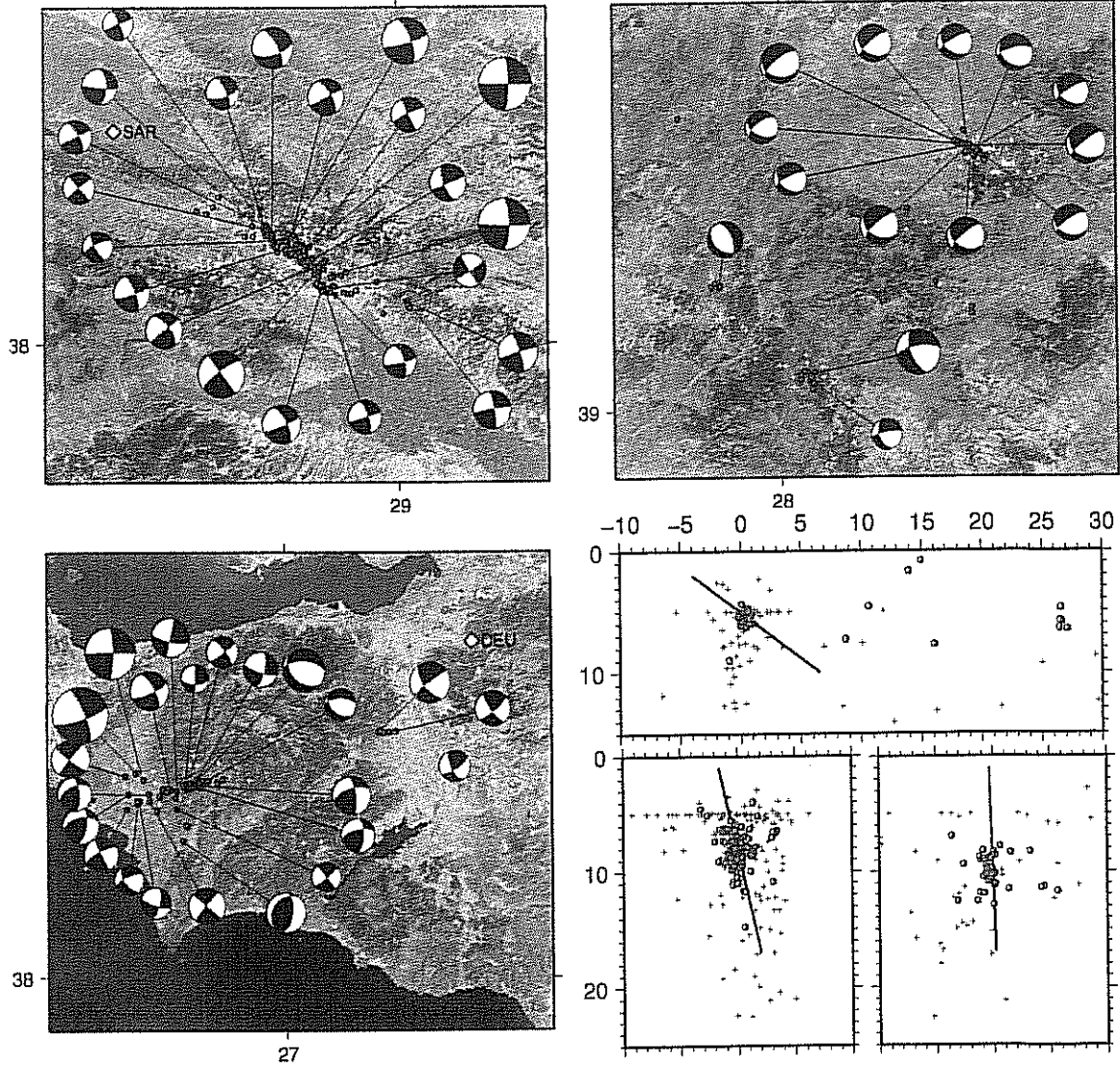
<sup>a</sup> Yeniden lokate edilen deprem sayısının, toplam deprem sayısına oranı

<sup>b</sup> Yeni lokasyon bilgileri kullanılarak elde edilen fay doğrultusu

<sup>c</sup> Fay-düzlemi çözümleri ile elde edilen fay doğrultu ve eğimi

çok daha belirgin çizgisel hatlar şeklindedir (Şekil 6.3). Orijinal katalog lokasyon bilgilerine göre, 20km varan değişimler gözlenmiştir. Özellikle, istasyon dağılımının daha iyi olduğu Buldan ve Simav kümelenmeleri için, yeniden lokasyon işlemi ile, son derece saçılmış bir halde bulunan katalog lokasyonları, 5km genişliğindeki bir çizgisel uzanım içerisinde dağılım sunar hale gelmiştir. İzmir'in güney batısında bulunan kümelenme için, batıda istasyon dağılımı bulunmadığı halde, DKD uzanımlı bir çizgisel hat boyunca sismik aktivitenin gelişmiş olduğu ortaya çıkmıştır (Şekil 6.3). Yeniden lokate edilmiş olan depremlerin

episantral dağılımı ve en küçük kareler yaklaşımı kullanılarak, her bir kümelenme için, faylanmanın doğrultusunu tahmin edilmiştir. Bu tahminler Tablo 6.1'de verilmektedir. Kümelenmelerin boyutları, her bir kümelenme içindeki anaşok büyüklükleri ile orantılıdır.



**Şekil 6.3:** 23 Temmuz 2003 Buldan depremi, 13 Haziran 2003 Simav depremi ve 10 Nisan 2003 Urla-İzmir depremi ve artçı şok aktivitelerinin, 364 yerel depremin yeniden lokasyonu ile elde edilen episantr dağılımları, çok daha belirgin çizgisel hatlar sunmaktadır. DD algoritması ile elde edilen final lokasyonları kırmızı noktalar ile ifade edilmekte ve 72 depreme ait CAP yöntemi ile elde edilen odak mekanizma çözümleri verilmektedir. Sağ altta, bu üç deprem kümelenme doğrultusuna dik kesitler boyunca, deprem derinlik dağılımları görülmektedir. Artı işaretleri orijinal Kandilli lokasyonlarını ifade etmektedir.

### 6.3.2. “Cut and Paste” (CAP) Metoduyla Odak-Mekanizma çözümleri

“Cut and Paste” (CAP) yöntemi kullanılarak, magnitudü 3.0’den büyük olan, toplam 72 adet depremin moment tensörleri ve odak derinlikleri elde edilmiştir. CAP yöntemi hakkında detaylı teknik bilgi Zhao & Helmberger (1994) ve Zhu & Helmberger (1996) tarafından verilmekte olduğu için, burada yöntem ile ilgili teorik bilgi verilmemektedir. Kısaca tanımlayacak olursak; bu yöntemde, sismogramdaki  $Pnl$  ve yüzey dalga segmenti, bir ters çözüm algoritması ile en iyi çift-kuvvet çifti (double-couple) moment tensörlerini elde etmek için kullanılmaktadır. Yöntemde; hız modeli ve lokasyona bağımlılığı azaltmak için, gözlenen ve üretilen/sentetik sismogramlar arasındaki zaman farkına müsaade edilmektedir. Yöntemin uygulanmış olduğu, 72 adet depreme ait moment büyüklükleri 2.8 ve 5.5 arasında değişmektedir. Bir kümelenme içerisindeki depremler için elde edilmiş olan odak mekanizmaları oldukça benzerdir. Orta büyüklükteki depremler sonrasında oluşmuş olan artçı şok aktivitelerini içermekte olan kümelenmeler için bu oldukça olağandır. Buldan ve İzmir kümelenmelerin baskın yatay atımlı fay mekanizma çözümleri gözlenirken, Simav kümelenmesindeki depremler normal fay mekanizması sunmaktadır (Şekil 6.3).

Fay-düzlemi çözümlerinden elde etmiş olduğumuz doğrultular ile final lokasyon sonuçlarından elde etmiş olduğumuz doğrultuları karşılaştırdığımızda (Tablo 6.1), sadece bir tane kümelenme için, değerlerin birbirleri ile iyi uyumlu olduğunu görmekteyiz. Buldan’daki deprem kümelenmesinde gözlenen fay,  $K20^{\circ}B$  doğrultulu, sol-yanal atımlı, yaklaşık düşey bir faydır. Urla-İzmir deprem kümelenmesinde gözlenen fay,  $K70^{\circ}D$  uzanımlı, sağ-yanal atımlı, yaklaşık düşey bir faydır. Bu fayların düşeye oldukça yakın olan eğimleri, yeniden lokate edilmiş olan depremlerin derinlik kesitlerinde de görülmektedir (Şekil 6.3). Simav deprem kümelenmesinde gözlenen fayın doğrultusu  $K120^{\circ}D$  dur ve normal faylanma mekanizması sunan bu fayın eğim açısı  $37^{\circ}$  dir. Büyüklüğü 4.0 olan bir anaşok ardından gelişen artçı şok aktivitesi ile karakterize olan bu kümelenmedeki depremlerin derinlikleri oldukça sıgıdır (Şekil 6.3).

DD algoritması relatif lokasyon algoritması olduğu için kesin lokasyon değerlerine ulaşmak için, waveform ters çözümü ile elde edilen derinlik değerleri kullanılarak, DD lokasyon sonuçları daha da geliştirilebilir. Odak mekanizma çözümlerinden elde edilen derinlikler kullanılarak, her bir kümelenme için bir sentroid derinlik saptanmıştır. Daha sonra elde edilen

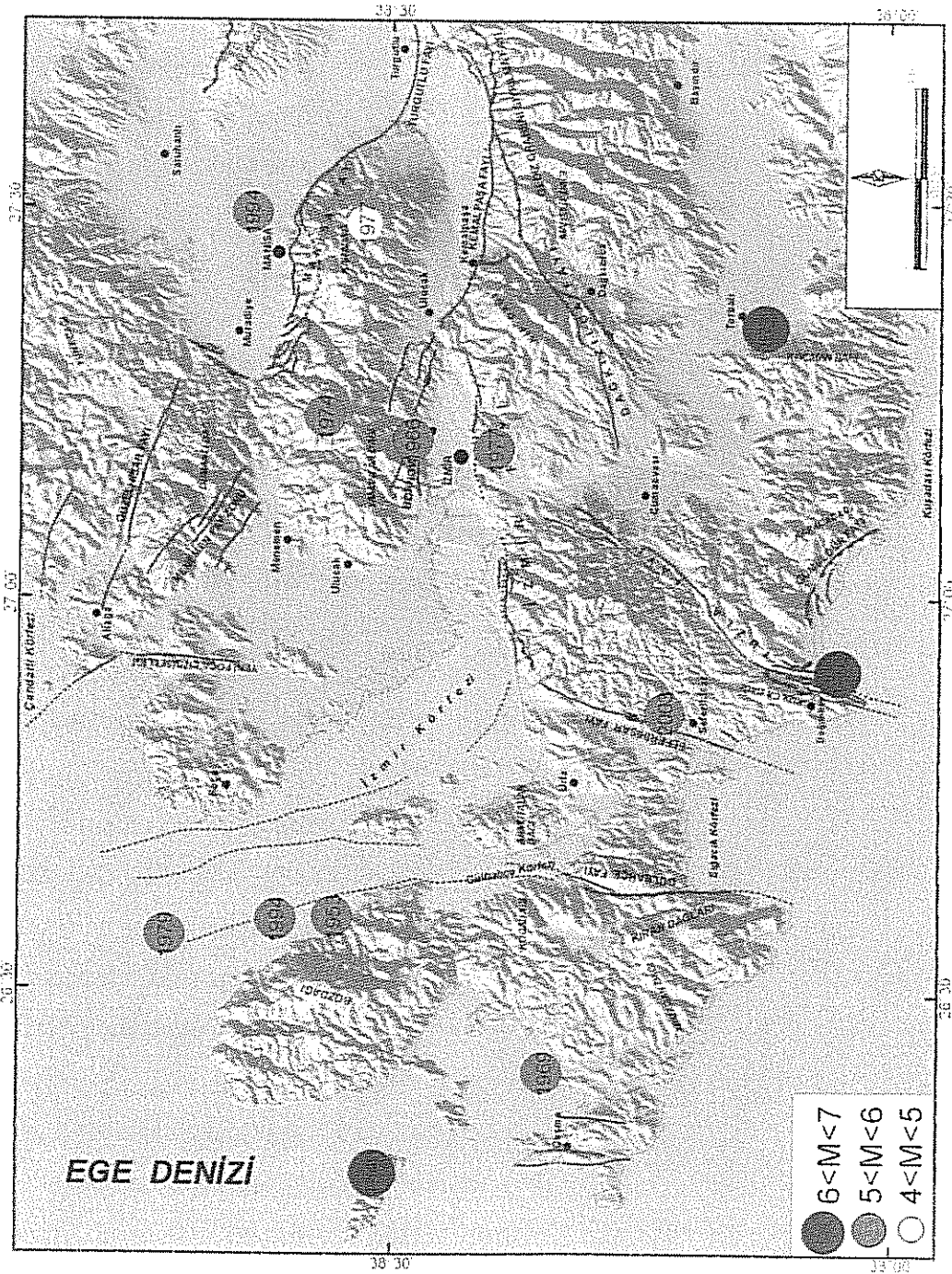
bu derinlik değerleri kullanılarak, DD algoritması, lokasyon için yeniden uygulanmıştır. İzmir, Buldan ve Simav kümelenmeleri için ulaşılan sentroid derinlikleri, sırasıyla, 10, 8 ve 6km'dir.

#### 6.4. TARTIŞMA

10 Nisan 2003 ( $M=5.3$ ) Urla-İzmir depremi, 13 Haziran 2003 ( $M=4.0$ ) Simav depremi ve 23 Temmuz 2003 ( $M=5.2$ ) Buldan depremi ve bu depremlerin artçı şok aktivitelerini karakterize eden deprem kümelenmelerinden elde edilen fay düzlemi çözümlerini değerlendirebilmek için, öncelikle, bölgede yer alan aktif fay zonlarını kısaca tanımlamamız gerekmektedir.

Gediz grabeni, D-B genel uzanımında yaklaşık 150 km uzunluğundaki normal fay sistemine bağlı olarak şekillenmiştir. Gediz Grabenin güney kenarını boydan boya sınırlandıran, Pliokuvaterner çökellerini kesen ve güncel morfolojiyi denetleyen, düşük açılı sıyrılma (detachment) fayı sistemin ana yapısal unsurudur. Grabenin güney kenarında ana sıyrılma fayına kabaca paralel uzanan bir seri sintetik ve antitetik fay bulunur. Sıyrılma fayının antitetik yapıları ise grabenin kuzey kenarını sınırlandırır (Emre ve diğ., 2005). Gediz grabeni sıyrılma fayı, genel doğrultusundaki değişimlere göre doğu, orta ve batı olmak üç ana geometrik bölüme ayrılabilir. Fayın batı bölümü  $K70^{\circ}D$  genel doğrultuludur ve Kemalpaşa fayı ile birlikte grabenin batısısındaki iki ana aktif faydan birini oluşturur (Şekil 6.4). Sıyrılma fayı batı ucunda, sağ yönlü doğrultu atımlı bir transfer fay niteliğindeki Dağkızılca transfer fayına bağlanır. **Dağkızılca Fayı**, Gediz graben sistemine bağlı  $K70^{\circ}D$  genel doğrultulu ve toplam 27 km uzunluğundadır. Bu fay doğu ucunda  $35^{\circ}$ 'lik bir büküm yaparak Gediz grabeni sıyrılma fayına birleşir. Bükümüm hemen batısında Miyosen kaya birimleri içerisinde fay boyunca geniş bir ezik zon gelişmiştir. Jeolojik bulgular fayın aktif olduğuna işaret etmektedir (Emre ve diğ., 2005).

**Tuzla Fayı**, İzmir'in güneybatısında yer almakta olan, KD-GB genel uzanımlı Tuzla fayı (Emre ve Barka, 2000), Seferihisar yükselimini oluşturan Bornova flišine ait metamorfik kayalarla Cumaovası-Ege Denizi arasında yüzeyleyen Neojen yaşı kaya toplulukları arasında tektonik dokanak oluşturmaktadır. Karadaki uzunluğu ~42 km olan Tuzla fayı, belirgin sıçrama veya bükümlerle ayrılan ve farklı doğrultularda uzanan üç alt bölümden oluşur. Kuzeyden güneye doğru bunlar Çatalca, Orhanlı ve Cumalı bölümleri olarak tanımlanabilir.



**Şekil 6.4:** İzmir yakın çevresinde son yüzyılda gelişmiş depremlerin ( $M > 5$ ) diri fay haritası üzerindeki dış merkez dağılımları (Emre ve diğ., 2005'den alınmıştır).



Fayın kuzeydoğu ucunu oluşturan Çatalca bölümü 15km uzunluğunda olup K35°D doğrultuludur. Tuzla fayının Orhanlı bölümü K50°D genel doğrultulu olup 16km uzunluğundadır. Tuzla fayının güneybatısında yer alan Cumalı bölümü ise KKD-GGB uzanımında biri birine paralel faylardan oluşan zonal bir yapı sunar. Cumalı kaplıcası ile Doğanbey Burnu arasında karada 15km uzunluğunda olan bu fay zonunun aynı doğrultuda Ege Denizi tabanında yaklaşık 10km devamlılık sunduğu bilinmektedir (Ocakoğlu ve diğ., 2004, 2005). Denizaltı kesimi ile birlikte Tuzla fayının Cumalı bölümünün toplam uzunluğu 25km'yi aşmaktadır. Zondaki faylar boyunca çok sayıda sıcak su çıkışı ve traverten oluşumları gelişmiştir. Fay düzlemi çözümleri, arazi gözlemleri ile birlikte, fayın sağ yönlü doğrultu atımlı bir kırılma mekanizmasıyla geliştiğini göstermektedir (Türkelli ve diğ., 1990; Türkelli ve diğ. 1995; Tan & Taymaz, 2001, Tan & Taymaz, 2002). Bölgesel güncel kinematik içerisinde, fay Gediz graben sisteminin batı ucunda, bu grabendeki KD-GB yönlü açılmayı sönmüleyen sağ yönlü doğrultu atımlı transfer faylardan biri olarak çalışmaktadır (Emre ve diğ., 2005).

Seferihisar Fayı, İzmir'in güneybatısında Seferihisar yöresindeki Sığacık körfezi ile Güzelbahçe arasında uzanır. Sualtı verileri fayın güneye doğru Ege Denizi tabanında devamlılık sunduğuna işaret eder (Ocakoğlu ve diğerleri 2004, 2005). K20°D genel doğrultulu olan fayın sağ yönlü doğrultu atımı belirleyen gözlemler yapılmıştır (İnci ve diğ., 2003). Seferihisar fayının İzmir-Ankara zonu içerisinde Üst Kretase-Paleosen yaşlı Bornova fişiyle temsil edilen bir tektonik zonda yer aldığı ve Miyosende de aktif olduğuna ilişkin yorumlar yapılmıştır (Kaya, 1979). Sözbilir ve diğ. (2003) ise bu paleotektonik yapının Seferihisar'dan Balıkesir Bigadiç yöresine kadar olan kesiminin Üst Miyosen'de reaktivite kazandığı ve günümüzde 150 km uzunluğunda aktif bir fay zonu oluşturduğu ileri sürülmüştür. Emre ve diğ. (2005)'ne göre, bölgesel kinematik içerisinde Seferihisar fayının D-B uzanımlı İzmir fayıyla bağlantılı bir yapıdır ve bu fay Tuzla fayı gibi Gediz grabeni batısındaki transfer fay demeti içerisinde değerlendirilir.

10 Nisan 2003 tarihinde bölgede meydana gelen Urla-İzmir depreminin dış merkez lokasyonu ve artçı şokların dağılımı fayın Seferihisar yakınlarındaki bölümüne rastlamaktadır. Bu depreme ilişkin yapılan fay düzlemi çözümlerinden elde edilen kayma düzlemlerine göre KD-GB doğrultulu olan Seferihisar fayının haritalanan uzanımına uygun olup, depremin sağ yönlü kırılma sonucu oluştuğunu göstermektedir (Tan ve Taymaz, 2003; USGS). Depremde

herhangi bir yüzey deformasyonu gelişmemiştir ve çözümdeki ikinci düzlem olan KB-GD doğrultusunda herhangi bir fay da haritalanamamıştır (Emre ve diğ.,2005).

Bu çalışmada, relatif lokasyon algoritması kullanılarak elde edilen, 10 Nisan 2003 Urla (İzmir) depremi ve artçı şokların dağılımı ve elde edilen fay düzlemi çözümleri yaklaşık  $K70^{\circ}D$  uzanımlı, sağ-yanal atımlı, düşey bir fayın varlığını ortaya koymaktadır (Şekil 6.3 ve Tablo 6.1). Şekil 6.3'de görüldüğü gibi, bu deprem ve artçı şokları için elde edilen yeni lokasyon sonuçları, belirgin çizgisel bir uzanım sunmaktadır.  $K70^{\circ}D$  doğrultulu bu uzanımın, K-G doğrultusuna daha yakın bir uzanım sunan Urla veya Seferihisar faylarından ziyade, Gediz sıyrılma fayının, batı ucunda yer alan,  $K70^{\circ}D$  genel doğrultulu bileşeni ve sağ yönlü doğrultu atımlı bir transfer fay olan Dağkızılca fayı ve onun da batısında bulunan Tuzla fayı Orhanlı bölümünün yer aldığı bir çizgisel uzanımla ilişkili olduğu düşünülmektedir. Emre ve diğ. (2005), Dağkızılca Fayının, bir birine paralel üç parçadan oluştuğunu ve en batıda Karaağaç-Menderes (Cumaovası) arasındaki bölümünün, Neotektonik dönemde gelişmiş veya reaktive olmuş, ancak Kuvaterner aktivitesi hakkında veri toplanamayan ve depremselliği bilinmeyen neotektonik dönem fayı (morfolojik çizgisellik) olarak nitelendirmişlerdir. Elde etmiş olduğumuz lokasyon ve fay-düzlemi çözümlerine dayanarak,  $\sim K70^{\circ}D$  genel doğrultulu, sağ yönlü doğrultu atımlı bu transfer hareketin sadece Dağkızılca fayının batı ucunda değil, çok daha geniş bir alanda etkin bir aktivite sunduğunu ve bölgesel bir karakter taşıyabileceği düşüncesindeyiz. 4 Nisan 2003 Urla depreminde, herhangi bir yüzey kırığı gözlenmemiş olmasına rağmen,  $\sim K70^{\circ}D$  uzanımlı, sağ yanal atım bileşeni baskın olan ve bölgedeki açılma tektoniği karşılayan bu transfer yapının oldukça geniş bir alanda, parçalı bir şekilde devamlılık sunan fay zonlarından oluştuğu düşünülmektedir. Bu nedenle, deprem potansiyelinin değerlendirilmesi gerekmektedir.

Gediz Grabeni ana sıyrılma fayı, Sarıgöl-Kemalpaşa arasında D-B genel uzanımlı güneye bakan geniş bir kavis oluşturur. Fayın doğu bölümü, Sarıgöl-Alaşehir arasında 150 km uzunluğunda sürekliliği olan ve KB-GD genel doğrultusu ile Büyük Menderes grabeni doğu ucuna doğru uzanan bir yapıdır (Emre ve diğ., 2005).

Batı Anadolu'da bulunan bir diğer düşük açılı normal fay zonu, Menderes Masifinin kuzeyinde yer alan Simav detachment (sıyrılma) fayıdır. Işık ve diğ. (2003), bu fayın, Menderes masifi Tersiyer açılma tektoniğinin erken evresinde oluştuğunu ve daha sonraki

evrede Gediz sıyrılma fayının doğu ucunu oluşturan Alaşehir sıyrılma fayının gelişimine neden olduğunu ileri sürmüşlerdir. Bu sıyrılma fayının aktivitesini karakterize eden fay düzlemi çözümleri, fayın doğrultusunun  $K120^{\circ}D$  ve eğimi  $37^{\circ}$  dir (Tablo 6.1 ve Şekil 6.3). Büyüklüğü 4.0 olan bir anaşok ardından gelişen artçı şok aktivitesi ile karakterize olan bu kümelenmedeki depremlerin derinlikleri oldukça sığdır (Şekil 6.3).

Çakır (1999), Gediz ve Büyük Menderes grabenleri doğusunda yer almakta olan traverten oluşumlarının fay segmentleri ile ilişkisini incelemiştir. İçerisinde travertenlerin oluşmasına yol ačan karbonatça zengin termal suların çıktığı açılma çatlaklarının, fay segmentlerinin uç kısımlarında veya onların aralarındaki gerilmeli sıçrama (step-over) zonlarında bulunduğunu belirtmiştir. Gediz ve Büyük Menderes grabenleri dođu uçlarında, KB-GD uzanımında dizilmiş olan bu travertenlere örnek olarak; kuzeyden güneye, Balyakası, Yenice, Gölemezli ve Pamukkale travertenleri verilebilir. Çakır (1999)'a göre; travertenlerin bu yörede depolanmasının nedeni, kompleks açılma deformeasyonlarının var olduğu bölgedeki çatlakların birbirlerine bağlı olmasıdır. Çakır, 1999 yılında, Büyük Menderes grabenin doğusunda yer alan Denizli baseni ile Gediz Grabeni batı ucunun, henüz kırılmamış olan Buldan sırtı ile birbirinde ayrıldığını belirtmiştir.

Bu çalışmada, relatif lokasyon algoritması kullanılarak elde edilen, 23 ve 26 Temmuz 2003 Buldan depremleri ve artçı şokların dağılımı ve elde edilen fay düzlemi çözümleri,  $K20^{\circ}B$  doğrultulu, sol-yanal atımlı, yaklaşık düşey bir fay zonunun varlığını ortaya koymaktadır. Gediz ve Büyük Menderes Grabenlerinin doğu uçları arasında yer alan Buldan sırtında yerleşmiş olan, bu zon, iki ana graben oluşumu bağlayan, transfer hareketi temsil etmektedir. Anadolu bloğunun yılda  $\sim 20\text{mm}$  hızla batıya kaçışı etkisiyle, Ege graben sistemi doğusunda oluşan basınç birikiminin, Buldan sırtında böylesi bir sol doğrultu atımlı düşey hareketi açığa çıkartmış olması olağandır.

## 7. SHEAR-WAVE SPLITTING (SWS) ÖLÇÜMLERİ

### 7.1. GİRİŞ

Batı Anadolu, günümüzde başlıca iki etkin hareketin denetiminde tektonik gelişim göstermektedir. Bunlardan ilki, Kuzey Anadolu fayı ile Doğu Anadolu Fayının sınırladığı levhacığın, Karlıova birleşme noktasından başlayarak, ortalama 20 mm/yıl batı yönünde ilerlemesidir. Bu kaçmanın vektörü, Batı Anadolu'da oldukça keskin bir dönüşle, güneybatıya yönelmekte ve Yunan hendeği üzerine ilerlemektedir. Diğer yandan Batı Anadolu, aynı zamanda N-S yönlü yoğun bir gerilmeye uğramaktadır (Yılmaz, 2000).

Ege Bölgesinde, paleomanyetik ve jeoteknik yöntemler ile ölçülebilecek oranda büyük olan deformasyonu tanımlayabilmek için pek çok model önerilmiştir (Papazachos & Comnonakis 1971; Makris 1973; McKenzie 1978; Le Pichon & Angelier 1979; Taymaz ve diğ., 1991; Giunchi ve diğ., 1996). Pek çok çalışmada, bu modeller, sismik deformasyon oranları ve oryantasyonları ile karşılaştırılmıştır (Jackson & McKenzie, 1988; Sonder & England, 1989; Jackson ve diğ., 1992; Kiratzi & Papazachos, 1995; Papazachos & Kiratzi, 1996). Le Pichon ve Angelier (1979)'a göre, dalma-batma Helenik yay üzerinde roll-back prosesini üretecek kadar hızlıdır ve bu olay yay ardında açılma rejimine neden olmaktadır. Gücel uydu verileri, hendeğin yılda 4cm lik bir hızla gerilediği göstermektedir (Kahle ve diğ., 2000). Bu oran, Le Pichon ve Angelier (1979) tarafından, jeolojik veriler kullanılarak elde edilen oranla aynıdır. Egedeki yay ardı bölge için, moment tensör yığıma işlemi ile elde edilen gerilim tensörleri, K-G yönlü gerilme ile birlikte hem B-D yönlü ve hem de düşey kısalma gerçekleştiğini önermektedir (Sonder & England 1989). Bu nedenle yay ardında oluşan gerilme doğrultusu, hendek gerileme doğrultusuna oblik olarak gelişmektedir (Koravos ve diğ., 2003).

Afrika-Avrasya çarpışması sonucu oluşan, Helenik dalma-batma zonu, arkın dış konveks sediment kısmında 20km derinlikte başlamakta ve güney Ege volkanik yayı altında 150km derinliğe ulaşmakta olup; ilki, 20-100km derinlikleri arasındaki ve eğim açısı yaklaşık 30° olan sığ kesim ve diğeri, 100-180km derinlikleri arasındaki ve eğim açısı 45° olan derin kesim (Papazachos ve diğ., 2000) olmak üzere iki kısımda değerlendirilebilir. Papazachos ve Nolet (1997) tarafından gerçekleştirilen tomografi çalışmasında dalma-batma zonundaki eğimin ~80km derinliğinde değişmeye başladığı gözlenmektedir. Papazachos ve diğ. (2000)'ne göre,

Helenik yay dalma-batma zonunun doğusunda, zonun derin kısmı, sığ kısmından bir asismik tabaka ile ayrılmakta, Dalma-batma zonunun doğusunda, bu asismik tabaka altında ve güney Ege Denizi ve özellikle volkanik yay altında, okyanusal litosfer serbestlenmiş bir dalma-batma hareketi yapmakta ve bu nedenle büyük depremler gözlenmemektedir. Papazachos ve Nolet (1997) tarafından gerçekleştirilen bölgesel tomografi çalışmasında, aynı yerde, dalma-batma zonunda, yaklaşık 75-95km derinlikleri arasında bir süreksizlik gözlenmektedir. Sismisite ve tomografi çalışmalarından elde edilen benzer sonuçlar, Helenik yayın doğu kesiminde dalan levhanın bu derinliklerde yırtılmış olduğu şeklinde yorumlanmaktadır (Papazachos ve diğ., 2000).

Helenik yayın kuzey doğusunda, batı Anadolunun saatin tersi yönündeki ve kuzey batısında saat yönündeki rotasyon ile gerçekleşen, batan levha üzerindeki güneye doğru akma, günümüzde, Ege ve Afrika plakaları arasındaki sınırın, yay batısında, kıta-kıta çarpışması haline gelmesine neden olmuştur (Papazachos ve diğ., 2000).

Ege'deki Neojen rotasyonu açıklamak için iki model önerilmiştir: 1) Dalan levhanın gerilemesi ile Ege yayının açılması ve yayın her iki tarafında zıt yönde rotasyona neden olması (Kissel ve Laj, 1988), 2) Arabistan-Avrasya çarpışmasının neden olduğu, Anadolu'nun batıya hareketinin, Batı Ege'deki rotasyon hareketlerine neden olması ("Broken-slats" model, Taymaz ve diğ., 1990). Ege Bölgesindeki Tersiyer formasyonlar üzerinde gerçekleştirilen palomanyetik çalışmalar, Alt Miosen'de Helenik yayın, B-D doğrultusunda hemen hemen çizgisel bir uzanım sunduğunu ve daha sonra gerçekleşen iki ana tektonik faz ile bir yay şeklini aldığını önermektedir (Kissel & Laj, 1988). Orta Miosen'de gerçekleşen ilk deformasyon fazı, yayın batısında (Epirus) saat yönündeki ve doğusunda (güneydoğu Anadolu) saatin tersi yönündeki rotasyon hareketi ile karakterize olmaktadır. Güney Adriatik Denizindeki bir kutba göre, yaklaşık 5 milyon yıl önce oluşan, rotasyon hareketinin ikinci fazı, yayın sadece kuzeybatı kesimini etkilemiştir. Paleomanyetik çalışmalar, Antalya baseninin, yayın jeodinamik evrimine iştirak etmediğini ve Bey dağlarının bu jeodinamik evrim içerisinde doğudaki uç kesimi ifade ettiğini ortaya koymuştur (Kissel and Laj, 1988). Elde edilen manyetik inklinasyon değerleri ise, tüm bölgenin, orta Miosen'den günümüze, 1000km den fazla bir miktarda, kuzeye doğru sürüklendiğini önermektedir.

Taymaz ve diğ. (1990)'ne göre; bölgedeki deformasyon kinematiklerini kontrol eden üç faktör bulunmaktadır: Anadolu bloğunun batıya kaçışı, KB Yunanistan-Albania ve Apulia-Adriatic platformlarının çarpışması ve güneyde Helenik dalma-batma zonunun bulunması. Sağ-yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fayı Ege'ye ulaştığında, dağınık, paralel faylar şeklini almaktadır. KB Yunanistan ve Albania'daki kıtasal kısalma, bu D-B sağ yönlü kesme hareketine iştirak edebilecek hızda bir rotasyon hareketinin oluşumuna izin vermemekte ve kuzey Ege'de D-B kısalma ile birlikte, K-G açılma gerçekleşmekte ve böylece güney Ege daha kolay bir şekilde Helenik dalma-batma zonu üzerine kaymaktadır. Anadolu'nun batıya kaçışı ile Helenik dalma-batma zonunun gerilemesi bu dinamik sistemin sürücü kuvvetleridir. Taymaz ve diğ. (1990), B-D uzanımlı rijit ve paralel uzanımlı levhacıkların, her iki uçtan bükülerek, sıkıştırıldığı ve kırıldığı bir model önererek (broken slats model), birbirine zıt yönde gelişmekte olan rotasyonu, açıklamaya çalışmışlardır.

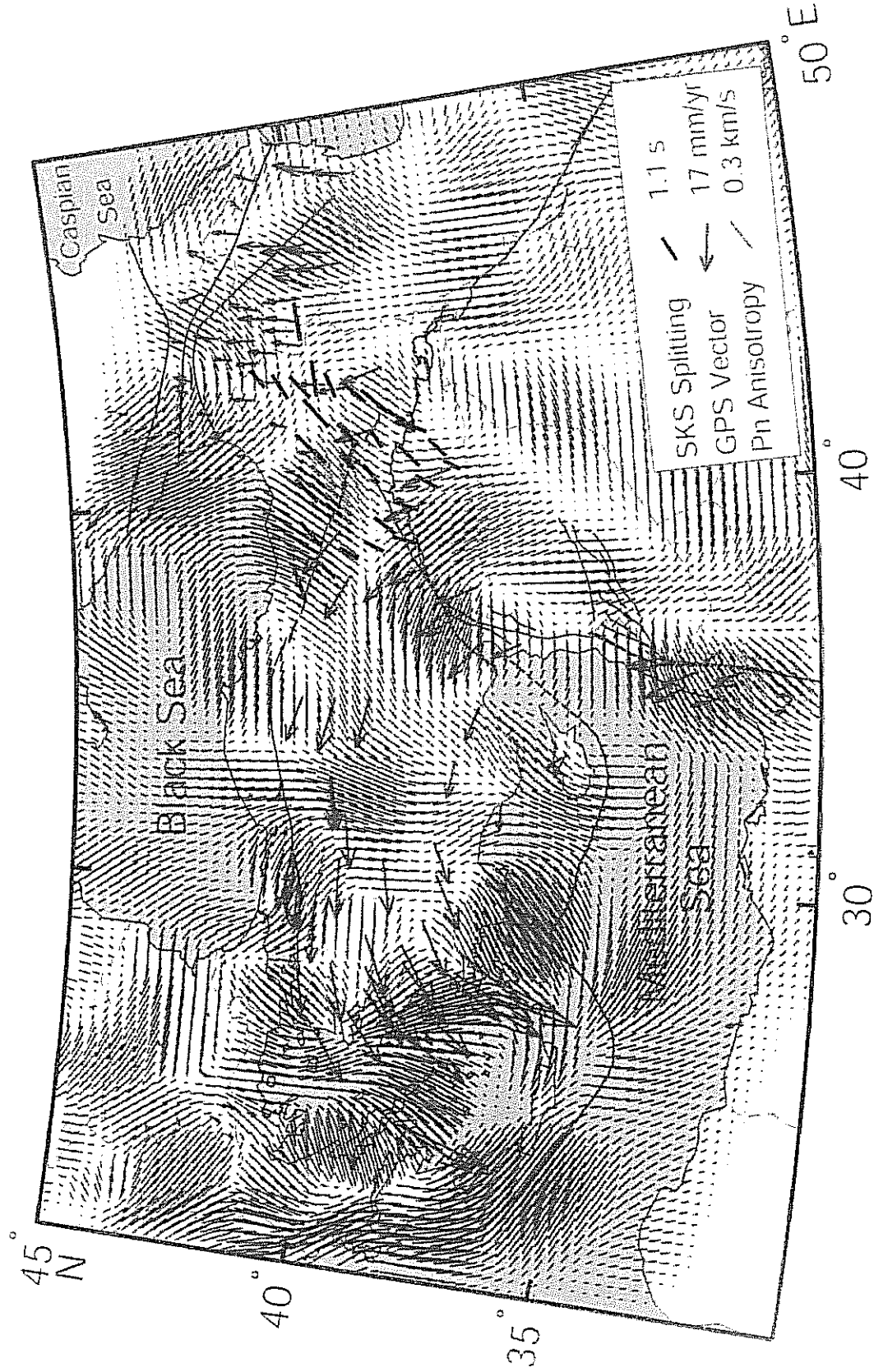
Yunanistan'ın kuzey, güney ve batısında gerçekleştirilmiş olan bir diğer paleomanyetik çalışmada, Ege'nin batısında, 15-13 ve 8 Ma aralığında  $40^\circ$  ve 4 Ma sonra,  $10^\circ$  lik saat yönünde bir rotasyon hareketi gerçekleştiği ve (Van Hinsbergen ve diğ., 2005) bölgenin doğusunda yer alan, Cyclades ve Rodop açılma-sıyrılma sistemlerinin rotasyon evresi süresince aktif olduğu önerilmektedir. Bu çalışmaya göre, Yunanistan'daki açılma rejimi geç Eosen'de çoktan başlamıştır. Açılma rejimi ve açılma miktarı, orta Miyosen'de beri devam etmekte olan rotasyon büyüklüğünü açıklayamamaktadır. Bu nedenledir ki; Van Hinsbergen ve diğ. (2005)' ne göre, Taymaz ve diğ. (1990) tarafından önerildiği şekilde ("broken slats" model), Anadolu bloğunun batıya kaçış hareketi, batı Yunanistandaki rotasyonu açıklamaktadır, ancak bu olgu, ~5 Ma önce değil, ~13Ma yıl önce başlamıştır.

Torani ve diğ. (2005)'e göre; Helenik dalma-batma zonu ile ilişkilendirilen açılma bölgesinin uçunda yer alan magmatik aktivite, Ege Bölgesi yay ardı açılma rejimi ile ilişkili değildir: Afrika plakası üzerine doğru ilerlemekte olan Anadolu mikro plakasına göre, Yunan mikro plakasının güneybatıya doğru olan daha hızlı hareketi, Helenik dalma-batma zonunda yerel süreksizlik üretmiş ve bu süreksizlik dalma-batma zonu altındaki astenosferik malzemenin yükselimine neden olmuştur. Batı Anadolu'da, senozoyik kayalardan elde edilen, B-Sr-Nd izotop verileri kullanılarak gerçekleştirilen ve volkanik aktiviteye neden olan manto evrimine yönelik çalışmada, Tonarini ve diğ. (2005), dalma-batma zonundaki devam eden dehidrasyon nedeniyle, kalk-alkaline/alkaline U-K kayalarından, sıvı-hareketli elementlerin dereceli

olarak boşaldığını tespit etmişlerdir. Bu sıvılar supra-slab mantoya eklenerek, orogenic magma yükselimine neden olan kısmi ergimenin oluşumunu tetiklemişlerdir. Ancak, geç Miyosen-Pileyistosen alkaline basaltlar (Kula basaltları) kıta içi yerel bir nitelik taşımaktadır ve bunların herhangi bir dalma-batma zonu etkisi olmaksızın, yerel sub-slab astenosferi karakterize ettiği düşünülmektedir (Tonarini ve diğ., 2005).

Jolivet (2001)'e göre; Ege bölgesi içerisindeki deformasyon, Late-Oligosen'den günümüze geometrisini çok fazla değiştirmemiştir ve ekstra rigid- hızlı bileşene rağmen, açılma oranı sabit kalıyorsa, açılma mekanizmasının kaynağı, dalan-batan levhanın yeniden işlenmesi yada bu levhacığın köşesinde oluşan akımlarından çok litosfer içinde olmalıdır. Jolivet ve Faccenna (2000)'ya göre; ~30 milyon yıl önce gelişen Afrika-Avrasya çarpışmasıyla, dalma-batma dinamiğinin değişmesine dek, Helenik yay boyunca, açılma sınır koşullarının bulunması muhtemeldir. Sonder ve England (1989), süregelen açılma etkisiyle gelişen termal yayılımın, Ege merkezinin devamlı soğumasına ve böylece daha güçlü bir yapı kazanmasına neden olduğunu önermişlerdir. Bu termal etki, merkezin dış sınırlarında yoğunlaşan, deformasyonun lokalizasyonuna neden olmuştur. Son evrede, Ege bölgesi merkezinde oluşan bu rijitleşme, basitçe, büyük ölçekte incelmış ve zayıflamış olan bölgede bir çeşit denge kararsızlığı anlamına gelmektedir. Açılma şu anda, aynı ölçekte incelme ve zayıflamaya maruz kalmamış olan ve aynı zamanda Ege denizinin SE ve SW sında en az zorlanmış sınırlara doğru çöken, merkezin sol ve sağındaki dış bölgelerdedir.

Kabuk altında gerçekleşmekte olan hareketin/deformasyonun belirlenmesi ve bunun yüzey deformasyonu ile karşılaştırılması amacıyla, Al-Lazki ve diğ.(2004) tarafından gerçekleştirilmiş olan Pn tomografi/anizotropi çalışmaları, batı Anadolu'dan çok daha geniş bir alanı kapsamakla birlikte, batı Anadolu için Pn anizotropi değerlerinin değişimini vermektedir (Şekil 7.1). Kısaca, elastik parametrelerin ortasyona bağlı değişimler sunması olarak tanımlanabilecek olan anizotropi, özellikle kabuk ve manto çalışmalarında tanımlanmaya çalışılan önemli bir parametredir. Mantodaki deformasyon ve anizotropiyi tanımlamak için; Shear-wave splitting (SWS) ölçümleri, 1990'lı yılların başından bu yana yaygın olarak kullanılmaktadır. Kaydedildikleri istasyona yaklaşık dik bir açıyla ulaşan, telesismik S-dalga fazlarının bileşenleri, özellikle üst manto yapısı/anizotropisi hakkında kıtasal boyutta bilgiler taşımakta ve bu bilgiler yüzey deformasyonu ile karşılaştırılabilmektedir (Silver & Chan, 1991).

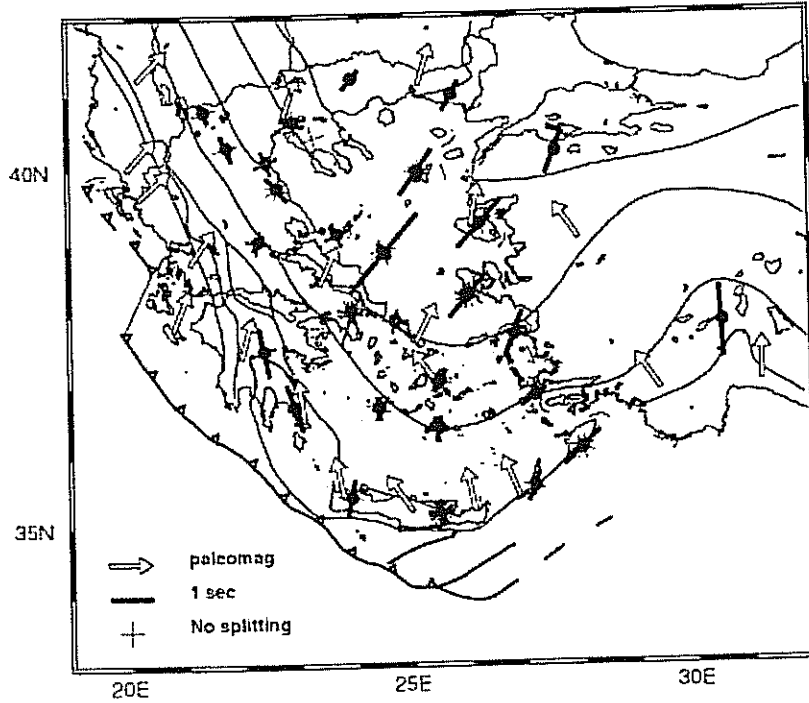


Şekil 7.1: Arabistan, Avrasya ve Afrika plakalarının kesişme bölgesindeki Pn anizotropi dağılımı (Al-Lazki ve diğ., 2004'den alınmıştır). Mavi çizgiler Pn anizotropi değerlerini, siyah çizgiler SWS ölçüm sonuçlarını (Sandvol ve diğ., 2003) ve pembe çizgiler GPS vektörlerini (McClusky ve diğ., 2000) ifade etmektedir.

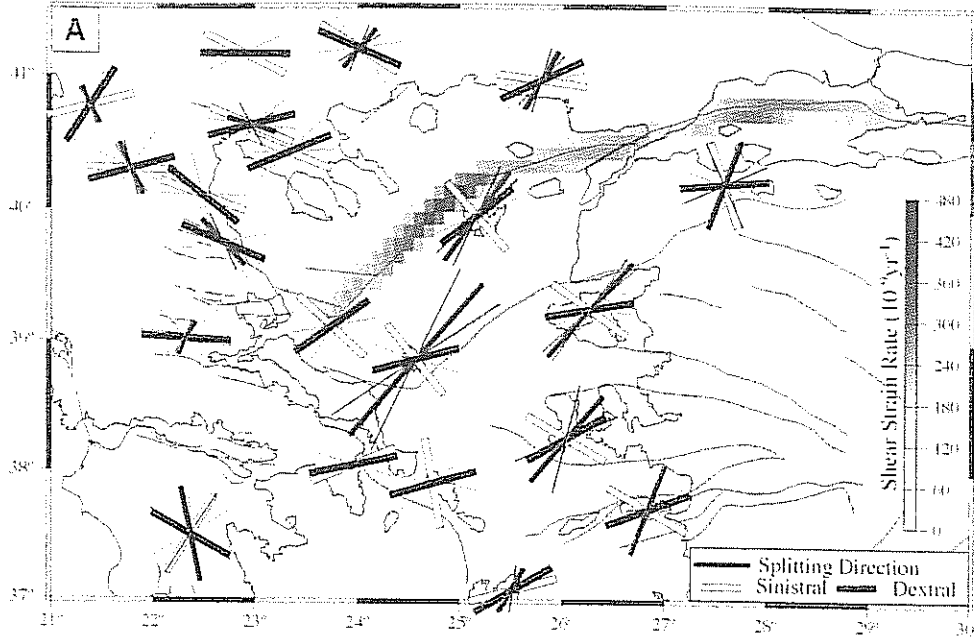


Ege denizi ve Yunanistan bir kısmını ve Türkiye’de bulunan 2 adet istasyonu içeren ve toplam 25 adet lokasyon için Hatzfeld ve diğ. (2001), SWS ölçümleri gerçekleştirmişlerdir. Elde etmiş olduklarını sonuçların, güncel GPS verileri ve depremsellik ile uyumlu olduğunu ve bu nedenle kabuk ve üst mantonun benzer şekilde deforme olduklarını önermektedirler (Şekil 7.2).

Kreemer ve diğ. (2004), güncel kabuk deformasyonu ile SWS ölçümlerinin ilişkisi incelemek için, “no-length-change” oryantasyonunu belirlemişler ve bölge için elde ettikleri deformasyon dağılımında, major kesme ve dilatasyon bileşenlerini ayırt etmişlerdir (Şekil 7.3). Bu çalışmada elde ettikleri sonuçların, Hatzfeld ve diğ. (2001) tarafından elde edilmiş olan SWS oryantasyonları ile uyumsuz olduğunu gözlemlemişlerdir (Kreemer ve diğ., 2004).



**Şekil 7.2:** Ege Bölgesi jeoloji haritası (Robertson & Dixon, 1984) üzerinde, SWS sonuçlarının dağılımı (Hatzfeld ve diğ., 2001'den alınmıştır). Her bir istasyon için elde edilen ortalama SWS değerleri verilmektedir. İçi boş oklar, paleomanyetik rotasyonu (Duermeijer, 1999) ifade etmektedir.



**Şekil 7.3:** Ege Bölgesi için, Kreemer ve diğ. (2004)'nin hesaplamış oldukları kayma gerilim oranı dağılımı (Kreemer ve diğ., 2004'den alınmıştır). Kırmızı çizgiler, SWS sonuçlarını (Hatzfeld ve diğ., 2001) ve siyah ince çizgiler bu değerlerin  $(1-\sigma)$  açısal belirsizliklerini ifade etmektedir. Modellenen gerilim oranı dağılımından hesaplanan “no-length-change” oryantasyonlarına göre major kayma düzlemleri, içi boş beyaz (sinistral) ve siyah koyu (dextral) çizgiler ile verilmektedir.

Bu bölümde, inceleme alanımız içerisindeki, yüzey deformasyonu ile litosferik deformasyon arasındaki ilişkiyi incelemek amacıyla, Silver ve Chan (1991) tarafından ortaya konan algoritma kullanılarak, 11 aylık bir veri toplama sürecinde, istasyon ağıımız içerisinde bulunan 5 broadband (DEU/İzmir, AKH/Akhisar, KUL/Kula, AYD/Aydın, BOZ/Bozdağ) ve Batı Anadolu bölgesinin kuzeyinde yer alan ve Kandilli tarafından işletilmekte olan 1 adet sabit broadband istasyona (BALB/Balıkesir) ait veri shear-wave splitting (SWS) ölçümleri için analiz edilmiştir.

## 7.2 VERİ

11 aylık bir veri toplama sürecinde, istasyon ağıımız içerisinde bulunan 5 broadband (DEU/İzmir, AKH/Akhisar, KUL/Kula, AYD/Aydın, BOZ/Bozdağ) ve Batı Anadolu bölgesinin kuzeyinde yer alan ve Kandilli tarafından işletilmekte olan 1 adet sabit broadband istasyona (BALB/Balıkesir) ait veri shear-wave splitting ölçümleri için analiz edilmiştir. Bu

broadband istasyonlara ait bilgi Tablo 7.1'de verilmektedir. Kasım 2002 ve Ekim 2003 tarihleri arasında meydana gelmiş, 85° den daha büyük uzaklıklardaki, magnitüdüleri 5.5'den büyük olan tüm depremlere ait SKS, SKKS ve PKS fazları tek tek incelenmiş, radyal ve tanjansiyel bileşenlerin S/G oranları değerlendirilmiştir. Radyal ve tanjansiyel bileşen S/G oranları 3'den büyük olan depremler seçilmiş ve toplam 18 adet depreme ait radyal-tanjansiyel bileşen çifti elde edilmiştir. Bunlardan 5 tanesinde "null" olarak isimlendirilen anlamsız sonuçlar vermiş ve sonuç olarak, 13 depreme ait, SKS ve SKKS fazları kullanılarak, 16 adet SWS ölçümü gerçekleştirilebilmiştir. İncelenen pek çok SKS, SKKS ve PKS fazı yöntem için gerekli kalitede olmadığı için elimine edilmiştir. SWS ölçümleri için kullanılan depremlere ait bilgiler Tablo 7.2'de verilmektedir.

**Tablo 7.1:** SWS ölçümleri için kullanılan broadband istasyonlara ait bilgiler.

İstasyon Kodu	Enlem(N)	Boylam(E)	Yükseklik (m)
AKH	38.9149	27.8081	128
AYD	37.8407	27.8374	86
BALB*	39.6400	27.8800	120
DEU	38.3710	27.2078	248
KUL	38.5401	28.6339	700
BOZ	38.3002	28.0495	1216

\*Kandilli tarafından işletilmekte olan istasyon

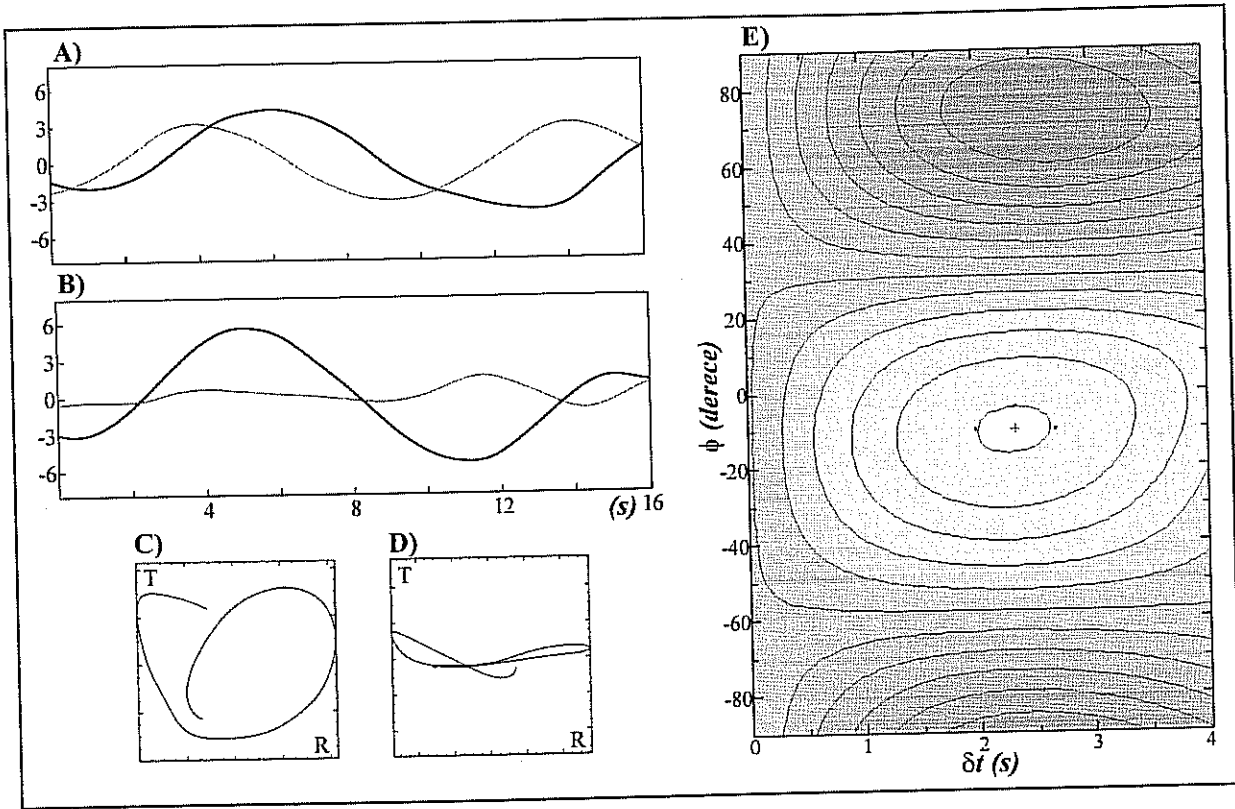
**Tablo 7.2:** SWS ölçümleri için kullanılan depremlere ait bilgiler.

No	Tarih (ay/gün/yıl)	Zaman (UT)	Enlem	Boylam	Derinlik (km)	Ms	Mb	İstasyon
1	2/19/2003	03:32:36.36	53,645	-164,643	20	5,8	6,6	AYD
2	3/30/2003	18:13:34.09	-03,169	127,542	33	5,8	6	AKH, AYD
3	5/05/2003	23:04:45.67	03,715	127,954	56	6	5,7	BOZ
4	5/05/2003	15:50:08.47	00,215	127,354	123,6	5,9	0	BOZ
5	5/11/2003	17:51:35.14	-00,988	126,938	30,2	5,6	5,8	BOZ
6	5/26/2003	23:13:29.72	06,761	123,707	565,8	6,2	0	AYD, DEU, KUL
7	5/26/2003	19:23:27.94	02,354	128,855	31	6,5	7,1	DEU
8	6/07/2003	00:32:45.57	-05,095	152,502	33	6	6,8	BOZ
9	6/08/2003	21:15:35.16	-07,516	125,628	33	5,6	4,7	KUL
10	6/15/2003	19:24:33.15	51,552	176,923	20	6	6,4	BOZ
11	6/23/2003	12:12:34.47	51,439	176,783	20	6,3	7	BALB
12	7/27/2003	02:04:11.53	-21,080	-176,585	212,9	5,9	0	BALB
13	8/04/2003	04:37:20.13	-60,532	-043,411	20	6,2	7,5	KUL

### 7.3. YÖNTEM VE SONUÇLAR

Mantodaki deformasyon ve anizotropi, Olivin mineralinin yapısı ile tanımlanmaktadır. Üst mantonun büyük bir yüzdesini oluşturan Olivin, sismik olarak anizotropik bir mineraldir. Anizotropik Olivin mineralinin "Lattice Preferred Orientation (LPO)" olarak isimlendirilen oryantasyonu sismik hız anizotropisine neden olmaktadır. Manto litosferindeki ve/veya astonesferdeki sismik anizotropi telesismik S-dalga fazlarının bileşenlerine ayrışmasına neden olmaktadır. S-Dalga fazının radyal ve tanjansiyel bileşenlerin birbirlerinin kompleks gradientleri oldukları kabulü ile, hızlı ve yavaş bileşenler olarak tanımlandıkları bir uzaya projeksiyonları ile gerçekleştirilen splitting ölçümleri ile iki parametreye ulaşılmaktadır. Bu parametrelerden ilki; yaygın olarak  $\phi$  sembolü ile ifade edilmekte olup, "fast direction" (hızlı yön) olarak tanımlanmakta ve mantodaki veya kümülatif manto+litosfer+kabuk hareket doğrultusunu karakterize ettiği düşünülmektedir. İkinci parametre ise; yaygın olarak  $\delta t$  sembolü ile ifade edilmekte olup, "delay time" (gecikme zamanı) olarak tanımlanan, anizotropi miktarına ve anizotropik ortam kalınlığına bağlı olarak değişen bir parametredir. Birden fazla anizotropik tabakalanma söz konusu olduğunda, gözlenen SWS parametreleri direkt olarak bir tek tabakaya değil, kümülatif tabakalanmaya ait olduğu için "görünür SWS parametreleri" olarak adlandırılmaktadır.

SWS ölçümleri polarize olmuş anizotropi için, mükemmel bir yatay çözünürlük sunmaktadır. Bu çalışmada, Silver & Chan (1991) tarafından yazılmış olan bilgisayar programı ve toplam 13 depreme ait, 16 adet SWS ölçümü gerçekleştirilmiştir. SKS ve SKKS fazları için, tanjansiyel bileşen üzerindeki enerjinin minimize edilmesi ardından, minimum hatayı veren SWS parametreleri grid-search algoritması ile tespit edilmiştir. Elde edilen sonuçlar, eliptik partikül hareketinde iyileşme olup olmadığı incelenerek, tek tek kontrol edilmiştir. Eliptik partikül hareketi, ortamda SWS bulunduğu göstergesidir ve elde edilen SWS parametreleri kullanılarak uygulanan düzeltme işlemi ardından, tanjansiyel bileşen üzerindeki enerjinin minimize olduğu görülmektedir (Şekil 7.4). Elde edilen SWS ölçüm sonuçları Tablo 7.3'de ve bu sonuçların istasyon bazında ortalama değerleri Tablo 7.4 ve Şekil 7.5'de verilmektedir.



**Şekil 7.4:** 13 Nolu depremin (Tablo 7.2) KUL istasyonunda kaydedilmiş SKS fazına ait **A)** Orjinal radyal (koyu çizgi) ve transvers (açık çizgi) bileşenler, **B)** Anizotropy düzeltmesi uygulandıktan sonra ulaşılan radyal ve transvers bileşenler. Anizotropi düzeltmesi **C)** öncesi ve **D)** sonrası partikül hareketi ve **E)** Tansanjyel bileşen üzerindeki enerjinin minimize edilmesi ardından, farklı  $\phi$  ve  $\delta t$  değerleri için elde edilen enerji dağılımı. Enerji dağılımının minimum olduğu  $\phi$  ve  $\delta t$  değerleri, artı işareti ile ve bu değerler için elde edilen %95 güvenlik sınırları nokta ile ifade edilmektedir.

#### 7.4. TARTIŞMA

Mantodaki akım yönü ve gerilim ile ilintili olduğu düşünülen sismik anizotropi, Olivin mineralinin kristal oryantasyonu (LPO)'nu ile açıklanmaktadır (Nicolas & Christensen, 1987). Dalma-batma bölgelerinde gözlenen, dalan levha doğrultusuna paralel  $\phi$  (fast direction/hızlı yön) değerlerini tanımlamak için pek çok model önerilmiştir (Alvarez, 1982; Fischer ve diğ., 2000). Kütle birikiminin neden olduğu düşünülen transtansiyonel gerilim nedeniyle, dalan levha doğrultusuna paralel  $\phi$  değerlerinin oluştuğu görüşü yaygın olarak kabul görmektedir. Bazı araştırmacılar, dalan levhanın gerilemesi sürecinde, manto akımlarının levhanın altı yerine etrafında dolaşmasının daha kolay olduğunu önermişlerdir (Alvarez, 1982; Buttles & Olson, 1998; Civello & Margheriti, 2004) Bazı çalışmalarda bu durum anizotropinin incelendiği bölgedeki, güncel tektonik hareket öncesi evrede gelişen

tektonik rejim ile ilişkilendirilmiş ve bu durum fosil anizotropi olarak açıklanmaya çalışılmıştır. Son öneriler ise, dalma-batma bölgelerindeki su içeriğinin Olivin mineralinin oryantasyonunu, akım yönüne dik olacak şekilde değiştirebileceği savunmaktadır (Jung & Karato, 2001). Ancak, bu durum, özellikle hendeğe yakın kısımlarda, sadece çok fazla gerilim ve büyük miktardaki su içeriği söz konusu olduğunda mümkün olabilir (Kaminski, 2002).

**Tablo 7.3:** SWS ölçümleri sonuçları.

No	Back Azimut	Uzaklık (derece)	Faz	İstasyon	$\phi$	$\sigma(\phi)$	$\delta$	$\sigma(\delta)$
2	86	99	SKS	AKH	-21	10	1,27	0,16
1	7	88	SKS	AYD	-68	8	1,23	0,41
2	87	99	SKS	AYD	-50	17	1,4	0,17
6	81	90	SKS	AYD	-17	12	1,33	0,10
11	19	86	SKS	BALB	-38	11	0,93	0,06
12	56	151	SKKS	BALB	-7	8	1,77	0,47
3	81	95	SKS	BOZ	-24	10	2,53	0,53
4	84	97	SKS	BOZ	-14	2	2,62	0,55
5	85	95	SKS	BOZ	-11	1	2,62	0,39
8	71	120	SKS	BOZ	-40	12	2,12	0,3
10	19	86	SKS	BOZ	-83	6	1,68	0,55
6	81	90	SKS	DEU	-62	6	2,1	0,31
7	81	97	SKS	DEU	-18	8	2,25	0,54
6	82	90	SKS	KUL	-20	6	1,98	0,54
9	92	100	SKS	KUL	-24	3	2,17	0,23
13	211	114	SKS	KUL	-10	6	2,33	0,35
Genel Ortalama					-31,69	-	1,8956	-
Standart Sapma					22,96	-	0,5376	-

$\phi$ : Hızlı yön,  $\sigma(\phi)$ : Hızlı yön standart sapması,

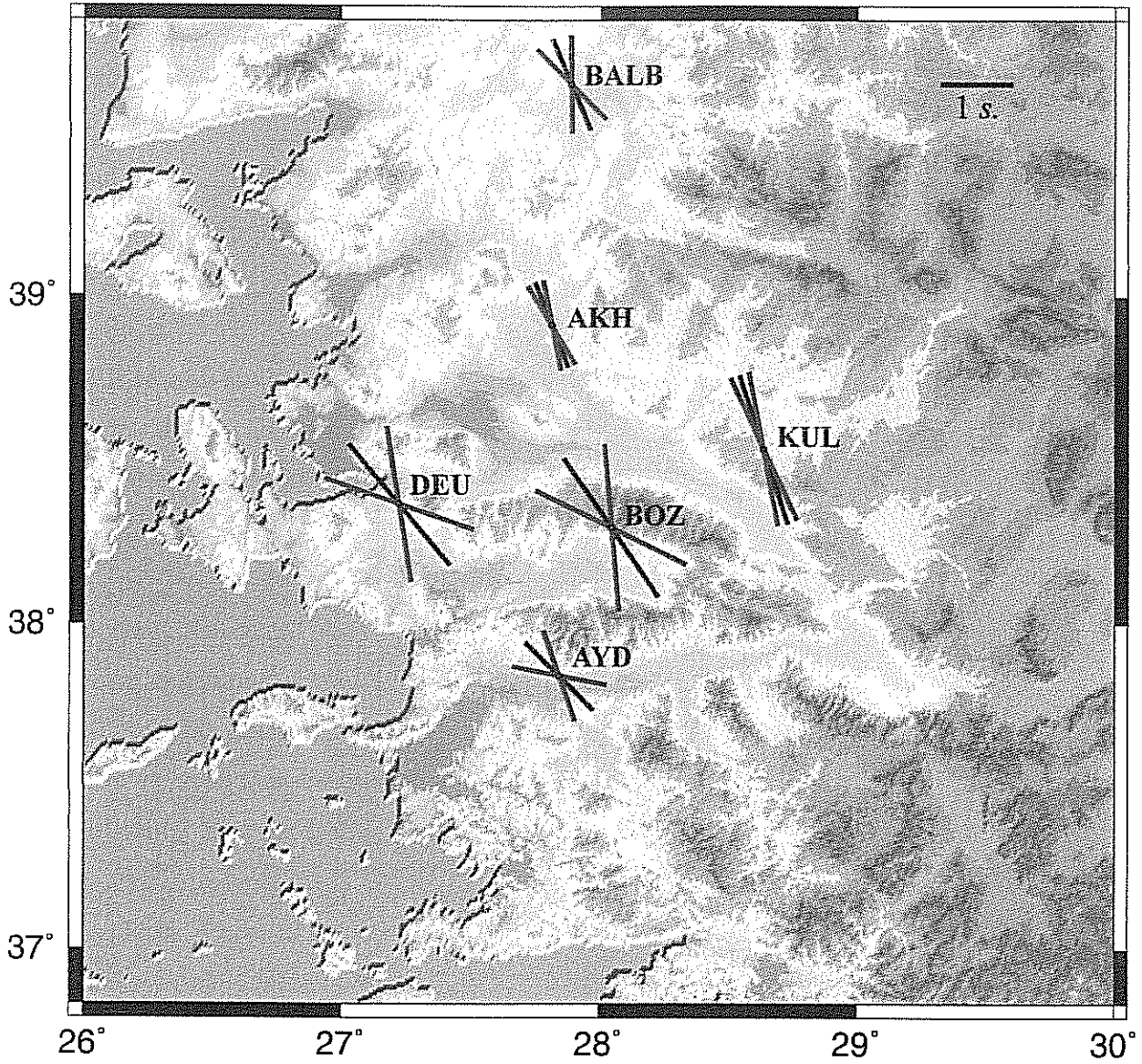
$\delta$ : Gecikme zamanı,  $\sigma(\delta)$ : Gecikme zamanı standart sapması.

**Tablo 7.4:** Herbir istasyon için SWS ölçümleri sonuçlarının ortalaması

İstasyon	$\phi$	$\sigma(\phi)$	ort $\delta$	$\sigma(\delta)$
AKH	-21	-	1,27	-
AYD	-45	25,865	1,32	0,0854
BALB	-22,5	21,92	1,35	0,594
BOZ	-34,4	29,433	2,314	0,4103
DEU	-40	31,113	2,175	0,1061
KUL	-18	7,2111	2,16	0,1752

$\phi$ : Hızlı yön,  $\sigma(\phi)$ : Hızlı yön standart sapması,

$\delta$ : Gecikme zamanı,  $\sigma(\delta)$ : Gecikme zamanı standart sapması.



**Şekil 7.5:** SWS ölçümleri sonuçları. Siyah çizgiler herbir istasyon için elde edilen ortalama  $\phi$  (hızlı yön) oryantasyonlarını ve kırmızı çizgiler bu ortalama değerler için elde edilen standart sapma değerlerini ifade etmektedir. Çizgi uzunlukları,  $\delta t$  (gecikme zamanı) ile orantılıdır.

Bu çalışmada, batı Anadolu Bölgesi için elde edilen SWS değerleri (Şekil 7.5), GPS verilerinden elde edilen kabuk hareketi ile uyumlu değildir. Yüksek basınç ve sıcaklık koşulları altında, kısmi ergimenin yüksek olduğu durumlarda, minerallerin sahip oldukları LPO doğrultusunun ve SWS değerlerinin değişmiş olması ihtimali bulunmaktadır. Yapılan sentetik testler, birbirleri ile zıt doğrultulara ve ek olarak dalış açlarına sahip hızlı ve yavaş anizotropi eksenlerinin, benzer etkiler üretebileceklerini göstermektedir (Erickson, 2002). Bu durumda, yavaş eksenindeki yapılanma oyantasyonu ile hızlı eksenindeki çizgisellik benzer olmakta ve bu eksenleri birbirlerinden ayırmak sorun teşkil etmektedir. Ancak, inceleme alanımız için elde etmiş olduğumuz SWS değerleri ile Al\_lazki ve diğ. (2004) tarafından elde edilen Pn anizotropi değerlerinin özellikle Batı Anadolu için uyumu dikkat çekicidir (Şekil 7.1 ve Şekil 7.5). GPS verilerinden elde edilen üst kabuk hareket doğrultusu ile Pn anizotropi ve SWS oryantasyonlarının neredeyse ortagonal olması, alt kabuğun, üst kabuk ve mantoda meydana gelen farklı yöndeki hareketleri ayırıştırarak bir zon görevi üstlendiğini göstermektedir. Alt kabuk viskozitesinin, Basin&Range bölgesine kıyasla 3 kat daha fazla olduğunu ifade etmiştik (Bkz. Bölüm 5).

Ege denizi ortalarında, Pn anizotropi değerlerinde (Al-Lazki ve diğ., 2004) gözlenen, yay şeklindeki dağılıma baktığımızda dalan levhanın bu kısma kadar uzandığını ve dalan levha alt ucu etrafında dolaşan manto akımları (toroidal flow) olduğunu düşünebiliriz. Al-Lazki ve diğ. (2004) tarafından verilmekte olan Pn anizotropi değerlerinin, yay şeklinde bir dağılım sunan, sarmal bir yapı görünümünde olduğunu ve özellikle Sicladic ve Menderes çekirdek komplekslerini çevrelemekte olduğu vurgulamakta yarar görüyoruz (Şekil 7.1). SWS değerleri ise, özellikle güney batıda yer alan, DEU, BOZ ve AYD istasyonları için bu durumun çok daha belirgin bir şekilde baskın olduğunu göstermektedir. Kuzeyde yer alan BALB, AKH ve doğuda yer alan KUL istasyonlarında, SWS değerlerinin KB yönlü hareket doğrultusunun kuzeye daha yakın bir dağılım sunduğunu görmekteyiz. Bu durum dalan levha ucunun bu bölgeyi daha az etkilediği ya da, Menderes çekirdek kompleks oluşum merkezinin daha GB'da yer alması ile açıklanabilir.

Gerçekleştirilen sentetik SWS ölçümleri, kabuktaki anizotropinin, gecikme zamanlarını ancak 0.5 sn. den küçük bir oranda etkileyebileceğini ortaya koymuştur (Özacar & Zandt1, 2004). SWS ölçümlerinde gözlenen gecikme zamanlarına baktığımızda, genel olarak, 0.5-2.0s'lik gecikme zamanlarınının 100-200km'lik kalın bir tabaka anizotropisini karakterize ettiği ve



gecikme zamanının büyük bir oranda üst manto anizotropisinden kaynaklandığı düşünülmektedir (e.g. Silver, 1996). Buna dayanarak, elde edilen gecikme zamanlarının, mantodaki anizotropiyi yansıtmakta olduğunu söyleyebiliriz.

BOZ istasyonu, bölgede yer açılma rejimi öncesinde yer alan K-G sıkışma rejiminin odak noktası ve maksimum yükselimin gerçekleştiği noktadır. DEU istasyonu, sıkışmanın gerçekleştiği B-D doğrultulu eksen üzerinde yer almaktadır. Bu yükselim evresi sonucunda orojenik çöküşün yaşanarak K-G açılma rejiminin başladığı düşünülmektedir (Seyitoğlu & Scott, 1996). Bu durum bu istasyonlar altında gözlenen yüksek anizotropi değerlerinin nedenini açıklamaktadır.

KUL istasyonu ise, Batı Anadolu da gerçekleşmiş olan en son volkanik faaliyetin gözlendiği yörede yer almaktadır. Bu bölgedeki volkanizmanın, herhangi bir dalan levha kimyasal bileşimi etkisi içermediği ve kıta-ıçi bir volkanik aktivite olduğu önerilmiştir (Tonarini ve diğ., 2005). Bu olgu ise, DEU ve BOZ istasyonları anizotropi oryantasyonu ile KUL istasyonu anizotropi oryantasyonu arasındaki farkın nedenini de açıklayabilir. KUL istasyonu anizotropi oryantasyonunun kuzeye daha yakın bir dağılım sunduğunu görmekteyiz (Şekil 7.5).

Ege denizi ve Yunanistan bir kısmını ve Türkiye'de bulunan 2 adet istasyonu içeren ve toplam 25 adet lokasyon için Hatzfeld ve diğ. (2001) tarafından gerçekleştirilmiş olan SWS sonuçları (Şekil 7.2), bizim elde ettiğimiz sonuçlar ile uyumlu değildir (Şekil 7.5). Anadolu bloğuna yakın adalardaki istasyonlardan ve Marmara'da bulunan bir adet istasyonda elde etmiş oldukları sonuçlar, baskın KD-KKD uzanımlı  $\phi$  değerleri sunmaktadır. Ancak Ispartada bulunan ISP istasyonu için elde etmiş oldukları  $\phi$  değerinin KKB uzanımının bizim elde etmiş olduğumuz sonuçlar ile uyumlu olduğu düşünülebilir. Hatzfeld ve diğ. (2001), elde etmiş olduklarını SWS sonuçlarının güncel GPS verileri ve depremsellik ile uyumlu olduğunu ve bu nedenle kabuk ve üst mantonun benzer şekilde deforme olduklarını önermektedirler.

Kreemer ve diğ. (2004), Hatzfeld ve diğ. (2001) tarafından elde edilen SWS sonuçlarından hareketle elde ettikleri sonlu deformasyon oryantasyonuna dayanarak, bölgedeki açılma rejimi Miyosen evresinin litosferik manto anizotropisinde etkin olduğunu ve bunun yüzey deformasyonu ile uyumlu olduğunu söylemektedirler. Bu çalışmada Kreemer ve diğ. (2004),

ilk önce sadece GPS verilerinden elde edilen hızları kullanarak, “GPS alone” deformasyon dağılımını belirlemişler, daha sonra bölgedeki aktif faylara ilişkin jeolojik veriler ekleyerek elde ettikleri “preferred model” olarak isimlendirdikleri modele ulaşmışlardır. Özellikle bölgedeki en belirgin ve aktif yapısal eleman olan KAF’ın Ege içerisindeki etkisini göz önüne almışlardır. Ancak, biz GPS verilerinin ve yüzey aktif faylanma jeolojik verilerinin, sadece kabuğun üst kısmındaki deformasyonu karakterize edebileceğini ve üst manto veya litosferdeki deformasyonu karakterize edemeyeceği düşüncesindeyiz.

Kreemer ve diğ. (2004), ayrıca, güncel kabuk deformasyonu ile SWS ölçümlerinin ilişkisi incelemek için, “no-length-change” oryantasyonunu belirlemişler ve bölge için elde ettikleri deformasyon dağılımında, major kesme ve dilatasyon bileşenlerini ayırt etmişlerdir (Şekil 7.3). “No-length-change” oryantasyonları, deprem odak mekanizma çözümlerinden elde edilen nodal düzlemler ve aynı zamanda tahmin edilen kesme düzlemlerini ifade etmektedir. Bu çalışmada elde ettikleri sonuçları, Hatzfeld ve diğ. (2001) tarafından elde edilmiş olan, SWS oryantasyonları ile karşılaştırdıklarında, hemen hemen her istasyon için uyumsuz oldukları gözlemlenmiştir (Kreemer ve diğ., 2004).

Kreemer ve diğ. (2004), Ege bölgesinde Moho topografyasının neredeyse düz olduğunu, alt kabuğun yüzey deformasyonuna iştirak ettiğini ve açılma rejiminin ve kabuk yapısının Basin&Range bölgesindeki benzer olduğunu önermektedirler. Yalnızca GPS verilerini kullanarak elde ettikleri deformasyon dağılımı modelini kullanarak, bölgedeki Miyosen açılma rejiminin kabuk ve litosferi birlikte etkilediğini, mantonun Miyosen açılma rejiminde etkin olduğunu, bölgedeki, yüksek ısı akışı ve ince kabuk kalınlığının mantonunda gerilmekte olduğunu gösterdiği olduğunu ve bu durumun kuzeybatı Anadolu içinde benzer olduğunu önermektedirler. Eğer Ege Bölgesindeki açılma tektoniği, Basin&Range bölgesindeki benzer ise, düz bir Moho topografyası ve alt kabuk topografyasında büyük değişimler ve açılma tektoniğine iştirak eden alt kabuk akımları, yani viskozitesi düşük olan, akışkan bir alt kabuk modeli gerekmektedir. Oysaki, daha güçlü bir alt kabuk modeli, üst kabuk ve mantodaki deformasyonu ayırıştıran bir zon görevi görebilir.

Kreemer ve diğ. (2004) tarafından elde edilen, güncel yüzey deformasyon dağılımı ve daha derin sonlu deformasyon dağılımının uyumsuzluğu, ya deformasyonun litosferdeki düşey dağılımdaki değişimi ya da kullanılan yöntemler arasındaki uyumsuzluğu ifade etmektedir.

Kendileri bu uyumsuzluğu, zamana bağlı geçici bir etki olarak değerlendirmişlerdir. Bölgedeki optimal kesme düzlemleri ile SWS oryantasyonlarının uyumsuzluğunu, makaslama kuvvetleri başlangıç ve gelişim sürecinin henüz çok genç olduğu ve litosferik mantoyu etkileyemediği şeklinde yorumlamışlardır. Elde ettikleri sonuçlara göre, kuzey Ege'deki makaslama zonunun yaşının ~4Ma'dan genç olduğunu ve olasılıkla, Pleyistosen'de bölge kinematığının değiştiğini savunmaktadırlar. Bölgede, LPO oryantasyonunun major kesme düzlemleri ile uyumu için, en az 4 Ma gerektiğini ve elde edilen sonuçların KAF'ın Ege içerisindeki yayılımının, Pleyistosen'de gerçekleştiği görüşüyle uyumlu olduğunu belirtmektedirler. Ayrıca, Yunanistan'daki Corinth körfezinin oluşum yaşının, bu veriler ışığında, KAF'ın bölgedeki yayılım süreci içerisinde veya sonrasında oluştuğunu savunmaktadırlar. Ancak, KAF'ın bölgedeki yayılım yaşı hala tartışılmakta olan bir başka olgu olup, Jolivet (2001)'e göre, Corinth körfezi, KAF''ın bölgedeki oluşumundan çok daha önce, Oligosen ve Miyosen'de çoktan aktif olarak bulunmaktaydı.

Jolivet (2001)'e göre; Ege Bloğunun, Avrasya'ya göre hareketi, rigid açılma başlangıcıyla belirgin bir şekilde artmıştır. Bu kütle yığılımının etkileri, güney Ege'de görülmektedir. Armijo ve diğ. (1992), dış Helenik yayda, N-S doğrultulu normal faylarla gözlenen aktif açılma olduğunu belirtmişlerdir. N-S açılmanın E-W açılmanın yerini alması, 1 (Mercier ve diğ., 1987) ya da 2-4(Armijo ve diğ., 1992) milyon yıl öncedir. Le pichon ve diğ. (1995) ve Armijo ve diğ. (1992) tarafından belirtildiği şekilde; kesme eksenleri bölümlenmesi, Helenik yayın her iki tarafında, yay boyunca gözlenen sağ ve sol yönlü doğrultu atım bileşenli hareketler şeklinde gözlenmektedir. Helenik yayın güneye hareketi, batı ve doğu uçlarında daha hızlıdır ve bu durum Ege ve Afrika arasındaki kıtasal çarpışma başlangıcının belirtisi olarak yorumlanmaktadır (Le pichon ve diğ., 1995; Armijo ve diğ., 1992). Tüm bu gözlemler, bölgedeki güncel stres rejimini, Ege bloğunun güneye hareketinin neden olduğu kütle yığılımı ile oluşan sıkışma hareketi ile karakterize olduğunu belirtmektedir. Açılma rejimi sadece, dalma-batma zonu üzerine kaçışın mümkün olabildiği, güneye ilerlemekte olan levhanın üst kısmında yani çarpışma başlangıç zonunun diğer kesimlerinde aktiftir (Jolivet, 2001).

Flower (2003)'a göre; Tethyan okyanusunun kapanma sürecinde, üst manto kimyasını ve termal yapısını ifade eden kalk-alkalin, potastik ve bazaltik magmatizm serileri, Pre- ve Post-çarpışma evresindeki geçişi ifade etmektedir. Bu yapı, göç etmekte olan Gondwana son bileşeni ve sıkışma ile yığılmakta olan Avrasya arasındaki son çarpışmayı karakterize

etmektedir ve kabuğun incilmesi ve kalınlaşması, post-orojenik çöküş ve kıtasal kaçış tektoniğini içeren litosferik çarpışma ile uyumludur. Tomografi ve SWS çalışmaları, potastik magmatizmanın post-çarpışma evresinde slab detachment ve kıtasal kabuk yitiminin başlangıcından sorumlu olduğunu önermektedir. Genellikle, en son oluşan major kesme eksenleri, kaçış ile ilgili blok rotasyonlarının son evresini ifade eden transtansiyonel gerilme alanlarında, süregelen kaymaya tekabül etmektedir (Flower, 2003).

Benzer şekilde, Batı Anadolu Litosferi için elde edilen anizotropi oryantasyonlarının, kabukta gözlenmekte olan yaygın açılma tektoniği ve açılma doğrultusu ile ilişkili olmasa bile, Kreemer ve diğ. (2004) tarafından hesaplanmış olan baskın sinistral kayma düzlemleri ile uyumlu olduğunu görmekteyiz. Batı Anadolu'daki güncel aktif tektonizma, B-D doğrultulu grabenleri üreten normal faylanmalardan çok, KB yada KD doğrultu ve doğrultu atım bileşeni baskın oblik faylanmalar üretmektedir. Bir önceki bölümde elde etmiş olduğumuz mekanizma çözümleri ve fay düzlemi doğrultularına bakacak olursak, 2003 Urla depremlerinden elde etmiş olduğumuz doğrultunun, DEU istasyonu için gözlenen anizotropi doğrultusuna yaklaşık dik ve Buldan depremi için elde etmiş olduğumuz doğrultunun ise KUL istasyonu için gözlenen anizotropi doğrultusuna paralel olduğunu görmekteyiz. Tüm bu sonuçlar, Helenik dalma batma zonunun kazanmış olduğu yay şekline neden olan metamorfizmanın, KAF'ın Ege denizi içine doğru bükülerek sunmuş olduğu uzanımın ve Anadolu bloğunun batıya kaçışı ile gerçekleşen kütle birikiminin etkisiyle, bölgenin bir çift makaslama kuvveti etkisinde davranış göstermesi şeklinde yorumlanabilir. Bu makaslama kuvvetleri etkisi altında, bölge B-D sıkışma ile birlikte yüzeyde baskın K-G açılma rejimi etkisi altındadır.

## 8. SONUÇLARIN GENEL DEĞERLENDİRMESİ

Batı Anadolu'daki kabuk/üst manto yapısını, sismik aktiviteyi daha iyi anlayabilmek amacıyla, Dokuz Eylül Üniversitesi/ Jeofizik Mühendisliği Bölümü ve Saint Louis University, Department of Earth and Atmospheric Sciences, TÜBİTAK-NSF uluslararası işbirliği kapsamında, ortak bir proje gerçekleştirmişlerdir. Söz konusu proje kapsamında, Batı Anadolu - Ege Graben Sistemi- üzerinde, toplam 11 aylık bir gözlem sürecinde, toplam 50 farklı lokasyonda deprem verisi toplanmıştır. Elde edilen bu veriye, farklı kurum/kuruluşlar tarafından işletilmekte olan ve bölgede bulunan sabit istasyonlara ait veriler de eklenerek, farklı yöntemler uygulanmıştır: 1-D tomografi uygulaması ile kabuk yapısı ve sismisitenin, iki farklı receiver fonksiyonu analiz yöntemi ile kabuk kalınlığı ve yapısının, yüksek çözünürlüklü yeniden lokasyon ile deprem kümelenmelerinin gözlemlendiği bölgelerdeki faylanmanın, moment tensör analizi ile deprem mekanizma çözümlerinin ve Shear Wave Splitting (SWS) ölçümleri ile üst manto'daki deformasyon ve anisotropinin incelenmesi. Herbir yöntem ile elde etmiş olduğumuz sonuçlar ve bunlara ait tartışmalar ilgili bölümlerde verilmekte olup, sonuçların genel değerlendirilmesi ve öneriler aşağıda şekildedir.

### 8.1 1-D TOMOGRAFİ İLE KABUK YAPISI ve SİSMİSİTE

Batı Anadolu'ya kurmuş olduğumuz ve 11 aylık bir gözlem süresine sahip olan geçici sismik network verisine uygulanan 1-D tomografi uygulaması ile, toplam 725 adet yerel deprem lokate edilmiş, bölge için yeni 1-D P-dalgası hız modeli geliştirilmiş ve gözlem sürecinde aktif olan zonlar belirlenmiştir. Bölgede magnitudü 3'e eşit veya daha büyük olan bir depremin, hergün olma olasılığının %100 olduğu tespit edilmiştir.

Dünya kıtasal kabuk hız ortalamasına değerlerine göre daha küçük olan kabuktaki hız değerleri, kabuk altındaki kısmi ergimeden çok, kabuk içerisinde bulunan, sıvıya doygun gözeneklilik ve kırıklılık ile ilişkilendirilmiştir. Özellikle 5 ile 21km derinlikleri arasında, hız modeli standart sapma değerlerinin fazla oluşu, bu seviyelerdeki, yatay heterojenite fazlalığı ile açıklanmıştır. Daha derinlerde ise, kabuğun nispeten daha sağlam ve homojen bir yapısal dağılıma sahip olduğu düşünülmektedir. Bu sonuç, bölge için önerilen, "aktif bivergent rolling-hinge detachment sistem" modelini destekler niteliktedir.

Elde edilen istasyon gecikmeleri, bölgenin yüzlek veren karmaşık jeolojik mozaiğini yansıtmakla birlikte, sözkonusu gecikmelerin yalnızca, istasyon dağılımı içerisinde kalan depremler için kullanılabileceği vurgulanmıştır.

Bu çalışmada, en az 7 istasyon kaydına sahip olan depremler lokate edilmiş olmasına rağmen, elde ettiğimiz sonuçlar, Batı Anadolu deprem aktivitesinin rapor edildiğinden %16 daha fazla olduğunu göstermektedir. Kümülatif yerel magitüd değerlerinin gözlem sürecindeki dağılımı, 7 adet ani artış göstermekte olup, bunlar bölgedeki kümelenmiş deprem aktiviteleri ile ilişkilendirilmiştir. Tespit edilen depremlerin derinlik dağılımları incelendiğinde, bölge için dominant sismojenik derinlik 9-10km'dir.

Bu çalışmada, 1-D tomografi uygulaması için seçilmiş olan 245 adet deprem verisi kullanılarak elde edilen hız modelinin tüm bölge için ortalama hız modeli olarak kabul edilebileceği düşüncesiyle, tüm depremler elde edilen model parametreleri kullanılarak yeniden lokate edilmiştir. Yerel depremlerin üst kabuk bölgesinde yoğunlaşan derinlik dağılımları, yerel deprem tomografi uygulamasının, bölgedeki Moho topografyasını belirlemek için uygun bir yöntem olmadığını göstermektedir. Ayrıca, oldukça kompleks bir tektonik yapıya sahip olan bölgede, kabuk içindeki yanal hız dağılımı belirlemek için, yapay kaynaklı sismik veriye, çok daha fazla yerel deprem verisine ve 3-D tomografi uygulamalarına ihtiyaç vardır. Maalesef, ne bölgede bulunan seyrek sabit istasyon dağılımı ve ne de bizim kısa süreli veri toplayabildiğimiz istasyon ağımızın konfigürasyonu bunu gerçekleştirmek için yeterli değildir. Bölgedeki, kabuk içi hız dağılımını ve sismik aktivitenin daha detay belirlenebilmesi için, çok daha uzun bir süreçte ve daha iyi bir istasyon dağılımı ile veri toplanması gerekmektedir. Ancak bu gerçekleştirilebildiğinde, çok daha seçici kriterler ile bölge için 3-D hız dağılımı sağlıklı bir şekilde belirlenebilir ve bu dağılımın deprem lokasyonlarına etkisi incelenebilir.

## 8.2 EGE BÖLGESİNDE KABUK YAPISI VE KALINLIĞININ

### RECEIVER FOKSİYONU ANALİZ YÖNTEMİ İLE BELİRLENMESİ

Batı Anadolu'ya kurmuş olduğumuz geçici sismik istasyonlar ve bölgede bulunan kalıcı broadband istasyonlar tarafından kaydedilen telesismik deprem verileri kullanılarak, Ege bölgesindeki kabuk kalınlığı değişimi tespit edilmiştir. Sonuçlar, kabuk kalınlığının

Anadolu'nun merkezinde 36km, Batı Anadolu'da 28-34km ve Ege Denizinde 25-33km arasında değişmekte olduğunu ve kabuk kalınlığının batıya doğru azalmakta olduğunu göstermektedir. Bununla birlikte, kabuktaki incelmeyi, K-G doğrultusunda tekdüze olmadığını sergilemektedir. BALB istasyonu altında 34km olan kabuk kalınlığı, Menderes Masifinde 28-30km arasında ve SANT istasyonu altında 33km olan kabuk kalınlığı, Cyladic Masif altında 25-26km arasında değişmektedir. Ege bölgesi metamorfik çekirdek kompleksleri altında yükselen Moho, alt kabuk viskozitesinin, düz bir Moho topografyasına sahip olan Basin & Range bölgesine kıyasla, en az üç kat fazla olduğunu göstermektedir. Güçlü Ege alt kabuğu, Ege'deki bir grup komşu rijit blok hareketini öneren GPS sonuçları ile uyumludur.

Bölgede kabuk kalınlığını belirlemek için gerçekleştirilmiş olan çalışmalar, hala oldukça azdır ve jeolojik bilgilere dayanan açılma miktarı ile kabuk kalınlığı değişimini ilişkilendirmek için yeterli değildir. Bunun başlıca nedeni ise, bölgede bulunan sabit sismik istasyonlar arası uzaklığın çok fazla olmasıdır. Moho topografyası değişimine bağlı olarak herhangi bir tektonik model önermek için de, daha fazla veriye ihtiyaç bulunmaktadır. Özellikle, bu çalışmada gerçekleştirilmiş olan lineer profilin kuzey ve güneye doğru uzatılarak yenilenmesi gerektiği düşüncesindeyiz. Bu gerçekleştirildiğinde, Menderes çekirdek kompleksi etrafında, Moho topografyasında ani değişimlerin olup-olmadığı gözlemlenebilecektir.

### **8.3. YÜKSEK ÇÖZÜNÜRLÜKLÜ DEPREM LOKASYONU VE MOMENT - TENSÖR ANALİZİ**

Bu çalışmada, relatif lokasyon algoritması ile elde edilen lokasyonlar ve moment-tensör analiz yöntemiyle elde edilen fay düzlemi çözümleri kullanılarak, deprem kümelenmeleri olası fay zonları ile ilişkilendirilmiştir. 364 adet yerel depremin, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından rapor edilen episantır dağılımlarında gözlenen saçılma, kullanılan relatif lokasyon algoritması ile büyük bir oranda iyileştirilmiştir. Başlıca üç kaynak zonu üzerinde dağılmakta olan, orta büyüklükteki depremler ve bunların artçı şokları için elde edilen yeni lokasyon sonuçları, belirgin çizgisel uzanımlar sunmaktadır. Bu üç kaynak bölgesini; 10 Nisan 2003 ( $M=5.3$ ) Urla-İzmir depremi, 13 Haziran 2003 ( $M=4.0$ ) Simav depremi ve 23-26 Temmuz 2003 ( $M=5.2$ ) Buldan depremleri ve artçı şok aktiviteleri ile karakterize olmaktadır.

10 Nisan 2003 Urla (İzmir) depremi ve artçı şokların dağılımı ve elde edilen fay düzlemi çözümleri yaklaşık  $K70^{\circ}D$  uzanımlı, sağ-yanal atımlı, düşey bir fayın varlığını ortaya koymaktadır. Güncel kinematik içerisinde, fay Gediz graben sisteminin batı ucunda, bu grabendeki KD-GB yönlü açılmayı sönmleyen sağ yönlü doğrultu atımlı transfer faylardan biri olarak çalışmaktadır. Bu transfer hareket, Gediz grabeni ana sıyrılma fayının batı ucundan başlamakta ve Tuzla fayı Orhanlı bölümü boyunca Seferihisar'a doğru uzanan bir zon görünümü sunmaktadır. Oldukça geniş bir alanda parçalı sürekli bu transfer hareketin, bölge için deprem potansiyelinin dikkatle incelenmesi gerekmektedir.

23 ve 26 Temmuz 2003 Buldan depremleri ve artçı şokların dağılımı ve elde edilen fay düzlemi çözümleri,  $K20^{\circ}B$  doğrultulu, sol-yanal atımlı, yaklaşık düşey bir fay zonunun varlığını ortaya koymaktadır. Gediz ve Büyük Menderes Grabenlerinin doğu uçları arasında yer alan Buldan sırtında yerleşmiş olan deprem kümelenmesi bu iki ana graben oluşumu bağlayan, transfer hareketi temsil etmektedir.

Bu çalışmada tespit edilen, AKH (Akhisar) istasyonun kuzeydoğusunda yer alan, normal atım bileşeni baskın fay düzlemi çözümleri sunan, büyüklüğü 4.0 olan bir anaşok ardından gelişen artçı şok aktivitesi ile karakterize olan kümelenmedeki depremlerin derinlikleri oldukça sığdır. Simav sıyrılma fayı üzerinde ki bu deprem kümelenmesinde gözlenen fayın doğrultusu  $K120^{\circ}D$  ve eğim açısı  $37^{\circ}$  dir.

Elde edilen sonuçlar, bölgesel güncel kinematik içerisinde, yüzeyde yoğun K-G açılma rejimi etkisi altında olan bölgede, ana graben oluşumları çevresinde, sağ ve sol doğrultu atımlı faylanmalar ile karşılanmakta olan transfer hareketlerin baskın olduğunu göstermektedir.

Deprem aktivitesi bu denli yüksek olan, Batı Anadolu bölgesinde, çok daha iyi bir sabit istasyon ağı kurulması ve deprem aktivitesinin sürekli izlenmesi gerekmektedir. Özellikle, Gediz grabeni batısındaki (Urla, Seferihisar ve Sığacık körfezindeki) deprem aktivitesinin, sağlıklı bir şekilde izlenebilmesi için, Ege Bölgesi batı ucunda (Karaburun yarımadasında) yer alacak sabit sismik istasyonlara acil olarak ihtiyaç vardır.



#### 8.4. SHEAR-WAVE SPLITTING (SWS) ÖLÇÜMLERİ

Batı Anadolu Bölgesi için elde edilen SWS değerleri, Al\_lazki ve diğ. (2004) tarafından elde edilen Pn Anisotropy değerleri ile uyumlu olmakla birlikte, GPS verilerinden elde edilen kabuk hareketi ile uyumlu değildir. Bu durum kabukta meydana gelen geodetik hareket yönü (yüzey deformasyonu) ile üst manto deformasyonunun birbirinden farklı olduğunu göstermektedir. Alt kabuk viskozitesinin, Basın & Range bölgesine kıyasla 3 kat daha fazla olduğunu ifade etmiştik (Bknz. Bölüm 5) ve bu viskozitesi yüksek olan alt kabuk zonu sayesinde yüzey ve üst manto deformasyonu arasındaki hareketin birbiri ile ilişkili olmayacak şekilde ayrılmış olması muhtemeldir.

Gözlenen SWS değerlerinin, dahan levha alt ucu etrafında dolaşan manto akımlarından (toroidal flow) ziyade, Helenik yayın sıkışarak bir yay şeklini almasına neden olan metamorfizma nedeniyle oluşan ve sıkışma ile gelişen kütle birikiminin neden olduğu, transtansiyonel kuvvetler ile ilişkili olduğu düşünmekteyiz. Jolivet (2001)'e göre; bu kütle birikimine rağmen, açılma rejimi doğrultusu, kabuktaki açılma mekanizması ve olasılıkla gerilim oranları henüz değişmemiştir ve bunun nedeni; Ege litosferinin zayıf olması ve sıkışma gerilimini uzun mesafelere iletememesidir. Fakat elde etmiş olduğumuz SWS değerlerinin KKB-GGD yönlü anisotropi doğrultusu, bu yönde gelişen makaslama gerilimini yada sıkışma hareketini karşılayan resistansı ifade etmektedir. Bu resistans yüzey rijit bloklarında, major kayma eksenlerinden biri olarak çalışır gözükmektedir.

Pek çok gözlem, laboratuvar deneyleri ve önerilen modeller, LPO'nun genel olarak, sonlu yamulma elipsi ile yakından ilgili olduğunu göstermektedir (Kaminski & Ribe, 2002; Ribe, 1992). Ancak, anisotropi oryantasyonunun düşey kayma düzlemleri (e.g. Holt, 2000) ile mi yoksa maksimum yatay uzama doğrultusu (e.g. Davis ve diğ., 1997) ile mi ilişkili olduğu hala tartışılmakta olan bir olgudur. Bizim elde etmiş olduğumuz SWS oryantasyonları ise, Kreemer ve diğ. (2004) tarafından hesaplanmış olan baskın kayma düzlemleri ile uyumludur. Bu durumda, Anadolu bloğunun batıya kaçışı ile gelişen sıkışma rejimi etkisinin, derinde açılma rejimi etkisinden daha baskın olduğu söylenebilir. Sonuçlar, derinde sıkışma ile birlikte gelişen kütle birikiminin ana kesme eksenleri üzerindeki kayma hareketi ile ve yüzeyde devam etmekte olan GB'ya kaçış hareketinin rijit blok çarpışmasına dönüşmesi ile karakterize olduğunu göstermektedir. Güncel aktif tektonik hareketler ve deprem odak

mekanizma çözümleri de, bölgede normal atım bileşeni değil, sağ ve sol yönlü doğrultu atım bileşenleri baskın faylanmalar üretmektedir. Tüm bu sonuçlar, Batı Anadolu'daki güncel mekanizmanın, K-G yada KKB-GGD doğrultulu direkt açılma rejiminden ziyade, bir çift makaslama kuvveti etkisinde gelişmekte olduğunu göstermektedir. Bu sonuç, yüzeyde gözlenen güncel aktif KKB/KB veya KKD/KD uzanımlı sağ veya sol yönlü atım bileşeni baskın doğrultu atım faylanma mekanizmaları ile desteklenmektedir.

Ancak daha kesin değerlendirmeler yapabilmek için, SWS ölçümlerinin, daha iyi azimutal dağılım sunan ve daha fazla veri ile tekrarlanması gerekmektedir. Bu durum, bölgedeki broadband istasyon ağının iyileştirilmesi ve daha uzun süreçlerde veri toplanması gerektiğini bir kez daha vurgulamaktadır. Bu nedenledir ki, Batı Anadolu bölgesinin acil olarak, kalıcı ve daha fazla sayıda istasyondan oluşan, iyi bir istasyon ağına ihtiyacı bulunmaktadır.

## 9. KAYNAKLAR

- AKYOL, N., Zhu, L., Mitchell, B. J., Sözbilir, H. & Kekovalı, K., Crustal Structure and Local Seismicity in Western Anatolia, *Geophys. J. Int.*, submitted, (2005).
- AL-LAZKI, A., Sandvol, E., Şeber, D., Barazangi, M., Türkelli, N. & Mohamad, R., Pn Tomographic Imaging of Mantle Lid Velocity and Anisotropy at the Junction of the Arabian, Eurasian and African Plates, *Geophys. J. Int.*, 158, 1024-1040, (2004).
- AL-SHUKRI, H. & Mitchell, B.-J., Reduced Seismic Velocities in the Source Zone of New Madrid Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 1491-1509, (1988).
- ALVAREZ, W., Geological Evidence for the Geographical Pattern of Mantle Return Flow and the Driving Mechanism of Plate Tectonics, *J. Geophys. Res.*, 87, 6697-6710, (1982).
- AMBROSEYS, N. N. & Finkel, C.F., Seismicity of the Northeast Mediterranean Region during Early 20<sup>th</sup> Century, *Annal. Geophys.*, 5B, 701-726, (1987).
- AMBROSEYS, N. N., Some Characteristic Features of the North Anatolian Fault Zone, *Tectonophys.*, 9, 143-165, (1970).
- ANGELIER, J., N. Lyberis, X. Le Pichon, E. Barrier, and P. Huchon, The Tectonic Development of the Hellenic Arc and the Sea of Crete: a Synthesis, *Tectonophysics*, 86, 159-196, (1982).
- ARMİJO, R., Lyon-Caen, H. & Papanikolaou, D., East-West Extension and Holocene Normal Fault Scarps in the Hellenic Arc, *Geology*, 20, 491-494, (1992).
- AXEN, G. J. & Bartley, J., Field Tests of Rolling Hinges: Existence, Mechanical Types and Implications for Extensional Tectonics, *J. Geophys. Res.*, 102, 20,515-20,537, (1997).
- BARIŞ, Ş., Ito, A., Üçer, S.-B., Honkura, Y., Kafadar, N., Pektaş, R., Komut, T. & Işıkara, A.-M., Microearthquake Activity before the İzmit Earthquake in Eastern Marmara Region, Turkey (1 January 1993- 17 August 1999), *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92(1), 394-405, (2002).
- BARKA, A. & Reilinger, R., Active Tectonics of the Eastern Mediterranean Region: Deduced from GPS, Neotectonic, and Seismicity Data, *Annali Geofisica*, 40, 587-610, (1997).
- BECKER, T., Faccenna, C., Giardini, D. & O'Connell, R., The Development of Slabs in the Upper Mantle: Insights from Numerical and Laboratory Experiments, *J. Geophys. Res.*, 104, 15207-15226, (1999).
- BOHNHOFF, M., Makris, J., Papanikolaou, D. & Stavrakakis, G., Crustal Investigation of the Hellenic Subduction Zone using Wide Aperture Seismic Data, *Tectonophysics*, 343, 239-262, (2001).
- BOZKURT E., Neotectonics of Turkey – a Synthesis, *Geodinamica Acta*, 14, 3-30, (2001).
- BOZKURT, E. & Sözbilir, H., Tectonic Evolution of the Gediz Graben: Field Evidence for an Episodic, Two-Stage Extension in Western Turkey, *Geological Magazine*, 141, 63-79, (2004).
- BOZKURT, E., Timing of Extension on the Büyük Menderes Graben, Western Turkey, and Its Tectonic Implications, in *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*, pp. 385-403, eds: Bozkurt, E., Winchester J.-A. & Piper, J.D.A., *Geol. Soc. London Special Publication*, 173, (2000).
- BUCK, W. R., Flexural Rotation of Normal Faults, *Tectonics*, 7, 959-973, (1988).
- BUCK, W., R., Modes of Continental Lithosphere Extension, *J. Geophys. Res.*, 96, 20,161-20,178, (1991).

- BUTTLES, J. & Olson, P., A Laboratory Model of Subduction Zone Anisotropy, *Earth and Planetary Sci. Lett.*, 164, 245-262, (1998).
- ÇAKIR, Z., Along-Strike Discontinuity of Active Normal Faults and Its Influence on Quaternary Travertine Deposition; Examples from Western Turkey, *Tr. J. of Earth Sciences*, 8, 67-80, (1999).
- CASTILLO, D.-A. & Ellsworth, W.-L., Seismotectonics of the San Andreas Fault System between Point Arena and Cape Mendocino in Northern California: Implications for the Development and Revolution of a Young Transform, *J. Geophys. Res.*, 98(B4), 6543-6560, (1993).
- CATLOS, E. J. & Cemen, I., Monazite Ages and Rapid Exhumation of the Menderes Massif, Western Turkey, *Int. J. Earth Sci.*, 94, 204-217, (2005).
- CHRISTENSEN, N.-I. & Mooney, W.-D., Seismic Structure and Composition of the Continental Crust, *J. Geophys. Res.*, 100, 9761-9788, (1995).
- CIACCIO, M.-G. & Chiarabba, C., Tomographic Models and Seismotectonics of the Reggio Emilia Region, Italy, *Tectonophysics*, 344, 261-276, (2002).
- CIVELLO, S. & Margheriti, L., Torodial Mantle Flow around the Calabrian Slab (Italy) from SKS Splitting, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L10601, doi:10.1029/2004GL019607, (2004).
- DAVIS, P., Engl, P. & Houseman, G., Comparison of Shear Wave Splitting and Finite Strain from the India-Asia Collision Zone, *J. Geophys. Res.*, 102, 27511-27522, (1997).
- DEWEY, J. F., Pitman, W. C., Ryan, W. B. F. & Bonnin, J., Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 3137-3180, (1973).
- DEWEY, J. F., Şengör, A. M. C., Aegean and Surrounding Regions: Complex Multi-plate and Continuum Tectonics in a Convergent Zone, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90, 84-92, 1979.
- DUEKER, K. & Sheehan, A., Mantle Discontinuity Structure from Midpoint Stacks of Converted P to S Waves Across the Yellowstone Hotspot Track, *J. Geophys. Res.*, 102 (B4), 8313-8327, (1997).
- DUERMEIJER, C. E., Neogene to Recent Tectonic Evolution of the Mediterranean, an Integrated Paleomagnetic Approach, Ph.D. Thesis, Utrecht, Netherlands, (1999).
- EMRE, Ö. & Barka, A., Gediz Grabeni -Ege denizi Arasının (İzmir Yöresi) Aktif Fayları, *Bati Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM 2000)*, *Bildiriler Kitabı*, 131-132, İzmir, (2000).
- EMRE, Ö., Özalp, S., Doğan, A., Özaksoy, V., Yıldırım, C. & Göktaş, F., İzmir ve Çevresinin Diri Fayları ve Deprem Potansiyelleri, *M.T.A., Jeoloji Etütleri Dairesi*, Rapor no:10754, 80 sayfa, (2005).
- ERICKSON, J., Anisotropic Crustal Structure Inversion using a Niching Genetic algorithm: A Feasibility Study, *M.S. thesis*, Univ. of Ariz., Tucson, (2002).
- FISCHER, K. M., Parmentier, E. M., Stine, A. R. & Wolf, E. R., Modelling Anisotropy and Plate-Driven Flow in the Tonga Subduction Zone Back Arc, *J. Geophys. Res.*, 105, 16,181-16,191, (2000).
- FLOWER, M. F. J., Collision-Induced Mantle Flow during Tethyan Closure: a Link between Magmatism, Lithosphere 'Escape', and Arc-Trench Rollback?, *Penrose Conference, Plume IV: Beyond the Plume Hypothesis, Tests of the plume paradigm and alternatives, PlumeIV abstracts, August 25th - 29th, Hveragerdi, Iceland, (2003)*.
- GANS, P. B., An Open-System, Two Layer Crustal Stretching Model for the Eastern Great Basin, *Tectonics*, 6, 1-12, (1987).
- GAUTIER, P., Brun, J, Moriceau, R., Sokoutis, D., Martinod, J. & Jolivet, L., Timing, Kinematics and Cause of Aegean extension: a Scenario Based on a Comparison with Simple Analogue Experiments, *Tectonophysics*, 315, 31-72, (1999).

- GESSNER, K., Ring, U., Passchier, C. W., Johnson, C., Hetzel, R. & Güngör, T., An Active Bivergent Rolling-Hinge Detachment System: Central Menderes Metamorphic Core Complex in Western Turkey, *Geology*, 29, 611-614, (2001).
- GIUNCHI, C., Kiratzi, A., Sabadini, R. & Louvari, E., A Numerical Model of the Hellenic Subduction Zone: Active Stress Field and Sea Level Changes, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 2485-2488, (1996).
- GÖRÜR, N., Şengör, A. M. C., Sakiñç, M., Tüysüz, O., Akkök, R., Yiğitbaş, E., Oktay, F. Y., Barka, A., Sarica, N., Ecevitoglu, B., Demirbağ, E., Ersoy, Ş., Algan, O., Güneysu, C. & Akyol, A., Rift Formation in the Gökova Region, Southwest Anatolia: Implications for the Opening of the Aegean Sea, *Geol. Mag.*, 132, 637-650, (1995).
- HAMMER, P.-T.-C., Clowes, R.-M. & Ellis, R.-M., Crustal Structure of NW British Columbia and SE Alaska from Seismic Wide-Angle Studies: Coast Plutonic Complex to Stikinia, *J. Geophys. Res.*, 105, 7961-7981, (2000).
- HATZFELD, D., Karagianni, E., Kassaras, I., Kiratzi, A., Louvari, E., Lyon-Caen, H., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., Bock, G. & Priestley, K., Shear Wave Anisotropy in the Upper Mantle beneath the Aegean Related to Internal Deformation, *J. Geophys. Res.*, 106, 12, 30737-30753, (2001).
- HEARN, T.-M. & Ni, J.-F., Pn Velocities Beneath Continental Collision Zones: the Turkish-Iranian Plateau, *Geophys. J. Int.*, 117, 273-283, (1994).
- HERRMANN, R.-B., Computer Programs in Seismology, Version 3.30-GSAC, Saint Louis University, U.S.A., (2004).
- HETZEL, R. & Reischmann, T., Intrusion Age of Pan-African Augen Gneisses in the Southern Menderes Massif and the Age of Cooling after Alpine Ductile Extensional Deformation, *Geological Magazine*, 133, 565-572, (1996).
- HOLT, W. E., Correlated Crust and Mantle Strain Fields in Tibet, *Geology*, 28, 67-70, (2000).
- HORASAN, G., Gülen, L., Pınar, A., Kalafat, D., Özel, N., Kuleli, S. & Işıkara, A.-M., Lithospheric Structure of the Marmara and Aegean Regions, Western Turkey, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92(1), 322-329, (2002).
- HUSEN, S., Kissling, E., Deichmann, N., Wiemer, S., Giardini, D. & Baer, M., Probabilistic Earthquake Location in Complex Three-Dimensional Velocity Models: Application to Switzerland, *J. Geophys. Res.*, 108(B2), 2077, doi:10.1029/2002JB001778, (2003).
- HUSEN, S., Kissling, E., Flueh, E.-R. & Asch, G., Accurate Hypocentre Determination in the Seismogenic Zone of the Subducting Nazca Plate in Northern Chile using a Combined on/offshore Network, *Geophys. J. Int.*, 138, 687-701, (1999).
- İLKIŞIK, O.-M., Regional Heat Flow in Western Anatolia using Silica Temperature Estimates from Thermal Springs, *Tectonophysics*, 244, 175-184, (1995).
- İNÇİ, U., Sözbilir, H., Sümer, Ö., Erkül, F., Urla-Balıkesir Arası Depremlerin Nedeni Fossil Bir Fay, *Cumhuriyet Bilim ve Teknik Dergisi*, 21 Haziran 2003, 7-8, (2003).
- İŞİK, V., Seyitoğlu, G. & Çemen, İ., Ductile-Brittle Transition Along the Alaşehir Detachment Fault and Its Structural Relationship with the Simav Detachment Fault, Menderes Massif, Western Turkey, *Tectonophysics*, 374, 1-18, (2003).
- JACKSON, J. & McKenzie, D., The Relationship between Plate Motions and Seismic Moment Tensors and Rates of Active Deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophys. J.*, 93, 45-73, (1988).

- JACKSON, J., Haines, J. & Holt, W., The Horizontal Velocity Field in the Deforming Aegean Sea Region Determined from the Moment Tensors of Earthquakes, *J. geophys. Res.*, 97, 17 657-17 684, (1992).
- JACKSON, J., Haines, J., Holt, W., The Horizontal Velocity Field in the Deforming Aegean Sea Region Determined from the Moment Tensors of Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 97, 17, 657-17,684, 1992.
- JOLIVET, L. & Faccenna, C., Mediterranean Extension and the Africa-Eurasia Collision, *Tectonics*, 19, 1095-1106, (2000).
- JOLIVET, L., A Comparison of Geodetic and Finite Strain Pattern in the Aegean, Geodynamic Implications, *Earth and Planetary Sci. Lett.*, 187, 95-104, (2001).
- JUNG, H. & Karato, S., Water Induced Fabric Transitions in Olivine, *Science*, 293, 1460-1463, (2001).
- KAHLE, H.-G., Cocard, M., Peter, Y., Geoger, A., Reilinger, R., Barka, A. & Veis, G., GPS-Derived Strain Field within the Boundary of the Eurasian, African, and Arabian plates, *J. geophys. Res.*, 105, 23 353-23 370, (2000).
- KALAFAT, D., Gürbüz, C. & Üçer, S.-B., Batı Türkiye'deki Kabuk ve Üst Manto Yapısının Araştırılması, *Turkish Bull. Earthquake Researches*, 59, pp.43-64 (in Turkish), (1987).
- KAMINSKI, E. & Ribe, N. M., Time scales for the evolution of seismic anisotropy in mantle flow, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 3, 10.1029/2001GC000222, 3, (2002).
- KAMINSKI, E., The Influence of Water on the Development of Lattice Preferred Orientation in Olivine Aggregates, *Geophys. Res. Lett.*, 29(12), 1576, doi:10.1029/2002GL014710, (2002).
- KAYA, O., Ortadoğu Ege Çöküntüsünün (Neojen) Stratigrafisi ve Tektoniği, *TJK Bülteni*, 22, 35-58, (1979).
- KIKUCHI, M. & Kanamori, H., Inversion of complex body waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72, 491-506, (1982).
- KIRATZI, A.-A. & Louvari, E.-K., On the Active Tectonics of the Aegean Sea and the Surrounding Lands: in *Proceedings of Symposia on Seismotectonics of the North-Western Anatolia-Aegean and Recent Turkish earthquakes*, pp.88-95, ed: Taymaz, T., Istanbul Technical University, Turkey, (2001).
- KIRATZI, A.A. & Papazachos, C.B., Active Deformation of the Shallow Part of the Subducting Lithospheric Slab in the Southern Aegean, *J. Geodynamics*, 19, 65-78, (1995).
- KISSEL, C. & Laj, C., The Tertiary Geodynamical Evolution of the Aegean Arc: a Paleomagnetic Reconstruction, *Tectonophysics*, 146, 183-201, (1988).
- KISSLING, E. & Lahr, J.-C., Tomographic Image of the Pacific Slab under Southern Alaska, *Eclogae Geol. Helv.*, 84, 297-315, (1991).
- KISSLING, E., Ellsworth, W.-L., Eberhart-Phillips, D. & Kradolfer, U., Initial Reference Models in Local Earthquake Tomography, *J. Geophys. Res.*, 99(B10), 19635-19646, (1994).
- KISSLING, E., Kradolfer, U. & Maurer, H., Program Velest User's Guide, Institute of Geophysics, ETH Zuerich, (1995).
- KOÇYİĞİT, A., Yusufoglu, H. & Bozkurt, E., Evidence from the Gediz Graben for Episodic Two-Stage Extension in Western Turkey, *J. Geol. Soc. London*, 156, 605-616, (1999).
- KONAK, N. & Şenel, M., Geological Map of Turkey at 1:500000 scale. General Directorate of Mineral and Research Exploration of Turkey Publication, (2002).

- KORAVOS, C. Ch., Main, I. G., Tsapanos, T. M. & Mussons R. M. W., Maximum Earthquake Magnitudes in the Aegean Area Constrained by Tectonic Moment Release Rates., *Geophys. J. Int.*, 152, 94–112, (2003).
- KOSAREV, G., Kind, R., Sobolev, S., Yuan, X., Hanka, W. & Oreshin, S., Seismic Evidence for a Detached Indian Lithospheric Mantle Beneath Tibet, *Science*, 283 (5406), 1306–1309, (1999).
- KREMEER, C., Chamot-Rooke, N. & Le Pichon, X., Constraints on the Evolution and Vertical Coherency of Deformation in the Northern Aegean from a Comparison of Geodetic, Geologic and Seismologic data, *Earth and Planetary Sci. Lett.*, 225, 329–346, (2004).
- LE PICHON, X., Angelier, J., The Aegean Arc and Trench System: A Key to the Neotectonic Evolution of the Eastern Mediterranean Area, *Tectonophysics*, 60, 1–42, (1979).
- Le Pichon, X., Angelier, J., The Aegean Sea, *Philop Trans. R. Soc. London, Ser.A* 300, 357–372, (1981).
- LE PICHON, X., Chamot-Rooke, N., Lallemand, S. L., Noomen, R. & Veis, G., Geodetic Determination of the Kinematics of Central Greece with Respect to Europe: Implications for Eastern Mediterranean Tectonics, *J. Geophys. Res.*, 100, 12675–12690, (1995).
- LI, X., Bock, G., Vafidis, A., Kind, R., Harjes, H. P., Hanka, W., Wylegalla, K., Van Der Meijde, M. & Yuan, X., Receiver Function Study of the Hellenic Subduction Zone: Imaging Crustal Thickness Variations and the Oceanic Moho of the Descending African Lithosphere, *Geophys. J. Int.*, 155, 733–748, (2003).
- LIGORRIA, J. P. & Ammon, C. J., Iterative Deconvolution and Receiver-Function Estimation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 1395–1400, (1999).
- LIPS, A. L. W., Cassard, D., Sozbilir, H., Yilmaz, H. & Wijbrans, J. R., Multistage Exhumation of the Menderes Massif, Western Anatolia (Turkey), *Int. J. Earth Science*, 89, 781–792, (2001).
- MAKRIS, J. & Stobbe, C., Physical Properties and State of the Crust and Upper Mantle of the Eastern Mediterranean Sea Deduced from Geophysical Data, *Mar. Geol.*, 55, 347–363, (1984).
- MAKRIS, J., & Veis, R., Crustal Structure of the Central Aegean Sea and the Islands of Evvia and Crete, Greece, Obtained by Refraction Experiments, *J. Geophys.*, 42, 329–341, (1977).
- MAKRIS, J., Crustal Structure of the Aegean Sea and the Hellenides, Obtained from Geophysical Survey, *J. Geophys.*, 41, 441–443, (1975).
- MAKRIS, J., Some Geophysical Aspects of the Evolution of the Hellenides, *Bull. geol. Soc. Greece*, 10, 206–213, (1973).
- MCCLUSKY, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C. & Ergintav, S., Global Positioning System Constraints on the Plate Kinematics and Dynamics, *J. Geophys. Res.*, 105, 5695–5791, (2000).
- MCKENZIE, D. P., Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: The Aegean Sea and Surrounding regions, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 55, 217–254, (1978).
- MCKENZIE, D., Active Tectonics of the Mediterranean Region, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 30, 109–185, (1972).
- MCKENZIE, D., Nimmo, F., Jackson, J. A., Gans, P. B. & Miller, E. L., Characteristics and Consequences of Flow in the Lower Crust, *J. Geophys. Res.*, 105, 11,029–11,046, (2000).
- MERCIER, J. L., Sorel, D. & Simeakis, K., Change in the State of Stress in the Overriding Plate of a Subduction Zone the Aegean Arc from the Pliocene to the Present, *Ann. Tecton.*, 1, 20–39, (1987).

- MEULENKAMP, J. E., Wortel, W. J. R., Van Wamel, W. A., Spakman, W., Hoogerduyn Strating, E., On the Hellenic Subduction Zone and Geodynamic Evolution of Crete in the Late Middle Miocene, *Tectonophysics*, 146, 203-215, (1988).
- MINDEVALLI, Y.-Ö. & Mitchell, B.-J., Crustal Structure and Possible Anisotropy in Turkey from Seismic Surface Wave Dispersion, *Geophys. J. Int.*, 98, 93-106, (1989).
- MOONLEY, W.-D. & Braile, L.-W., The Seismic Structure of the Continental Crust and Upper Mantle of North America, in *Geology of North America-An Overview*, pp.39-52, eds: Bally, A.-W. & Palmer, A.-R., *Geol. Soc. Am.*, Boulder, Colorado, (1989).
- MÜLLER, S., Kahle, H. G. & Barka, A., Plate Tectonic Situation in the Anatolian-Aegean Region. In: Schindler, C ve Pfister, M. (Eds.) *Active tectonics of Northwestern Anatolia-The MARMARA Poly Project; A multidisciplinary approach by Space Geodesy, Geology, Hydrogeology, Geothermics and Seismology*, Vdf. Hochschulverlag AG an der ETH Zurich, pp. 13-28, (1997).
- NEEDHAM, H. D., Le Pichon, X., Melguen, M., Pautot, G., Renard, V., Avedik, F. & Carre, M., North Aegean Sea Trough 1972 Jean Charcot Cruise, *Bull. Geol. Soc. Greece*, 1, 152-153, (1973).
- NICOLAS, A. & Christensen, N. I., Formation of Anisotropy in Upper Mantle Peridotites-A Review, in *Composition, Structure and Dynamics of the Lithosphere-Asthenosphere System, Geodyn. Ser.*, vol.16, edited by K. Fuchs and C. Froidevaux, pp. 111-123, AGU, Washington, D.C., (1987).
- NYST, M., Thatcher, W., New Constraints on the Active Tectonic Deformation of the Aegean, *J. Geophys. Res.*, 109, 845-850, (2004).
- OCAKOĞLU, N., Demirbağ, E. & Kuşçu, İ., Neotectonic Structures in the Aarea Offshore of Alaçatı, Doğanbey and Kuşadası (Western Turkey): Evidence of Strike-Slip Faulting in the Aegean Extensional Province, *Tectonophysics*, 391, 67-83, (2004).
- OCAKOĞLU, N., Demirbağ, E. & Kuşçu, İ., Neotectonic Structures in İzmir Gulf and Surrounding Regions (Western Turkey): Evidences of Strike-Slip Faulting with Compression in the Aegean Extensional Regime, *Marine Geology*, 219, 155-171, (2005).
- ÖZACAR, A. & George Zandt1, G., Crustal Seismic Anisotropy in Central Tibet: Implications for Deformational Style and Flow in the Crust, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L23601, doi:10.1029/2004GL021096, (2004).
- PANAGIOTOPOULOS, D.-G. & Papazachos, B.-C., Travel Times of Pn-waves in the Aegean and Surrounding are, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 80, 165-176, (1985).
- PAPAZACHOS, B. C., Karakostas, V. G., Papazachos, C. B., & Scordilis, E. M., The Geometry of the Wadati-Benioff Zone and Litospheric Kinematics in the Hellenic arc, *Tectonophysics*, 319, 275-300, (2000).
- PAPAZACHOS, B.C. & Commonakis, P.E., Geophysical and Tectonic Features of the Aegean Arc, *J. geophys. Res.*, 76, 8517-8533, (1971).
- PAPAZACHOS, C. B. & Nolet, G., P and S Deep Velocity Structure of the Hellenic Area Obtained by Robust Nonlinear Inversion of Travel Times, *J. Geophys. Res.*, 102, 8349-8367, (1997).
- PAPAZACHOS, C.B. & Kiratzi, A.A., A Detailed Study of Active Crustal Deformation in the Aegean and Surrounding Area, *Tectonophysics*, 253, 129-153, (1996).
- PATON, S., Active Normal Faulting, Drainage Patterns and Sedimentation in Southwestern Turkey, *J. Geol. Soc. London*, 149, 1031-1044, (1992).
- POUPINET, G., Ellsworth, W. & Frechet, J., Monitoring Velocity Variatios in the Crust using Earthquake Doublets: an Application to the Calaveras Fault, California, *J. Geophys. Res.*, 89, 5719-5731, (1984).



REILINGER, R. E., McClusky, S. C., Oral, M. B., King, W. & Toksöz, M. N., Global Positioning System Measurements of Present-Day Crustal Movements in the Arabian– Africa-Eurasia Plate Collision Zone, *J. Geophys. Res.*, 102, 9983–9999, (1997).

RIBE, N. M., On the Relation between Seismic Anisotropy and Finite Strain, *J. Geophys. Res.*, 97, 8737-8747, (1992).

ROBERTSON, A. H. F. & Dixon, J. E., Introduction: Aspects of the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, in *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, edited by Dixon, J. E. and Robertson, A. H. F., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 17, 1-74, (1984).

RÖGL, F. & Steininger, F. F., Von Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys, *Ann. Naturhist. Mus. Wien.*, 85/A, 135-163, (1984).

SANDVOL, E., Türkelli, N., Zor, E., Gök, R., Bekler, T., Gürbüz, C., Şeber, D. & Barazangi, M., Shear Wave Splitting in a Young Continent-Continent Collision: An Example from Eastern Turkey, *Geophys. Res. Lett.*, 30 (24), 8041, doi:10.1029/2003GL017390, (2003).

SARICA, N., The Plio-Pleistocene Age of Büyük Menders and Gediz Grabens and Their Tectonic Significance on N-S Extensional Tectonics in West Anatolia: Mammalian Evidence from the Continental Deposits, *Geol. J.*, 35, 1-24, (2000).

ŞAROĞLU, F. & Yılmaz, Y., Geological Evolution and Basin Models during Neotectonic Episode in the Eastern Anatolia, *Bull. Min. Res.*, 107, 74-94, (1987).

ŞAROĞLU, F., Emre, Ö. & Kuşçu, İ., Active Fault Map of Turkey. General Directorate of Mineral and Research Exploration of Turkey Publication, (1992).

SAUNDERS, P., Priestly, K. & Taymaz, T., Variations in the Crustal Structures beneath Western Turkey, *Geophys. J. Int.*, 134, 373-389, (1998).

ŞENGÖR, A. M. C. & Yılmaz, Y., Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241, (1981).

ŞENGÖR, A. M. C., Cross-Faults and Differential Stretching of Hanging Walls in Regions of Low-Angle Normal Faulting: Examples from Western Turkey, in *Continental Extensional Tectonics*, pp.575-589, eds: Coward, M.-P, Dewey J.-F., Hancock, P.-L., *Geol. Soc. London Publication*, (1987).

ŞENGÖR, A. M. C., Görür, N. & Şaroğlu F., Strike-slip Faulting and Related Basin Formations in Zones of Tectonic Escape: Turkey as a Case Study, in *Strike-slip Faulting and Basin Formation*, pp. 227-264, eds: Biddle K. T., Christie-Blick N., *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Special Publication*, (1985).

ŞENGÖR, A. M. C., Kidde, W. S. F., Post-Collisional Tectonics of Turkish-Iranian Plateau and a Comparison with Tibet, *Tectonophysics*, 55, 361-376, (1979).

ŞENGÖR, A.-M.-C., Cross-Faults and Differential Stretching of Hanging Walls in Regions of Low-Angle Normal Faulting: Examples from Western Turkey, in *Continental Extensional Tectonics*, pp.575-589, eds: Coward, M.-P, Dewey J.-F. & Hancock, P.-L., *Geol. Soc. London Publication*, (1987).

ŞENGÖR, A.M.C., Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları, *TJK yayını*, 40s., (1980).

SEYİTOĞLU, G. & Scott, B. C., Late Cenozoic Crustal Extension and Basin Formation in West Turkey, *Geological Magazine*, 128, 155-166, (1991).

SEYİTOĞLU, G. & Scott, B. C., The Age of Büyük Menderes Graben (Western Turkey) and Its Tectonic Implications, *Geological Magazine*, 129, 239-242, (1992).

- SEYİTOĞLU, G. & Scott, B.-C., The Cause of N-S Extensional Tectonics in Western Turkey: Tectonic Escape vs Back-Arc spreading vs Orogenic Collapse, *J. Geodynamics*, 22(1), 145-153, (1996).
- SEYİTOĞLU, G., Tekeli, O., Cemen, I., Sen, S. & Işık, V., The Role of the Flexural Rotation/Rolling Hinge Model in the Tectonic Evolution of the Alasehir Graben, Western Turkey, *Geol. Mag.*, 139, 15-26, (2002).
- SILVER, P. & Chan, W. W., Shear Wave Splitting and Subcontinental Mantle Deformation, *J. Geophys. Res.*, 96, 16429-16454, (1991).
- SILVER, P. G., Seismic Anisotropy beneath the Continents: Probing the Depths of Geology, *Annu. Rev. Planet Sci.*, 24, 385-432, (1996).
- SONDER, L. J. & England, P. C., Effects of a Temperature-Dependent Rheology on Large-Scale Continental Extension, *J. Geophys. Res.*, 94, 7603-7619, (1989).
- SÖZBİLİR, H., Erkül, F. & Sümer, Ö., Gümüldür (İzmir) ve Bigadiç (Balıkesir) Arasında Uzanan Miyosen Sonrası Yaşlı KD-Doğrultulu Accommodation Zonuna ait Saha Verileri, *Batı Anadolu, 56. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri özetleri*, 85-86, Ankara, (2003).
- SPENCER, J. E., The Role of Tectonic Denudation in the Warping and Uplift of Low-Angle Normal Faults, *Geology*, 12, 95-98, (1984).
- TAN, O. & Taymaz, T., 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*, Middle East Technical University (METU), 31 August-12 September 2003, Abstract volume, p. 147, Ankara, (2003).
- TAN, O. & Taymaz, T., Source Parameters of November 6, 1992 Doğanbey (İzmir), Earthquake (Mw=6.0) Obtained from Inversion of Teleseismic Body-Waveforms, *4th International Turkish Geology Symposium, 24-28 September 2001, Çukurova University, Abstract volume*, p. 171, Adana, (2001).
- TAN, O. & Taymaz, T., Source Parameters of November 6, 1992 Doğanbey -İzmir (Mw=6.0, W-Turkey) and November 15, 2000 Van (Mw=5.7, Eastern Turkey) Earthquakes, *1st International Symposium of Istanbul Technical University the Faculty of Mines on Earth Sciences and Engineering, 16-18 May 2002, Istanbul Technical University, Abstract volume*, p. 70, İstanbul, (2002).
- TAYMAZ, T., Jackson, J. & McKenzie, D., Active tectonics of the North and central Aegean sea, *Geophys. J. Int.* 106, 433-490, (1991).
- TIREL, C., Gueydan, F., Tiberi, C. & Brun, J. P., Aegean Crustal Thickness Inferred from Gravity Inversion: Geodynamical Implications, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 228, 267-280, (2004).
- TORANI, S., Agostini, S., Innocenti, F. & Manetti, P.,  $d_{11}B$  as Tracer of Slab Dehydration and Mantle Evolution in Western Anatolia Cenozoic Magmatism, *Terra Nova*, 17, 259-264, (2005).
- TSOKAS, G. N. & Hansen, R. O., Study of the Crustal Thickness and the Subducting Lithosphere in Greece from Gravity Data, *J. Geophys. Res.*, 102, 20,585-20,597, (1997).
- TÜRKELLİ, N., Kalafat, D. & Gündoğdu, O., 6 Kasım 1992 İzmir (Doğanbeyli) Depremi Saha Gözlemleri ve Odak Mekanizma Çözümü, *Jeofizik*, 9, 10, 343-348, (1995).
- TÜRKELLİ, N., Kalafat, D. & İnce, Ş., 6 Kasım 1992 İzmir Depremi ve Artçı Şokları, *Deprem Araştırma Bülteni*, 68, 58-95, (1990).

- VAN DER MEIJDE, M., Van der Lee, S. & Giardini, D., Crustal Structure beneath Broadband Seismic Stations in the Mediterranean Region, *Geophys. J. Int.*, 152, 729–739, (2003).
- VAN HINSBERGEN, D. J. J., Langereis, C. G. & Meulenkamp, J. E., Revision of the Timing, Magnitude and Distribution of Neogene Rotations in the Western Aegean Region, and Consequences for the Extrusion of Anatolia, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 7, 03599, (2005).
- WALDHAUSER, F. & Ellsworth, W., A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, CA, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 1353–1368, (2000).
- WERNICKE, B. & Axen, G. J., On the Role of Isostasy in the Evolution of Normal Fault Systems, *Geology*, 16, 848–851, (1988).
- WERNICKE, B., Low-Angle Normal Faulting in the Basin and Range province: Nappe Tectonics in an Extending Orogen, *Nature*, 291, 645–648, (1981).
- WERNICKE, B., Uniform-Sense Normal-Simple Shear of the Continental Lithosphere, *Canadian J. Earth Science*, 22, 108–125, (1985).
- WESTAWAY, R., Block Rotation in Western Turkey. 1. Observational Evidence, *J. Geophys. Res.*, 95, 19857–19884, (1990a).
- WESTAWAY, R., Block Rotation in Western Turkey. 2. Theoretical Models, *J. Geophys. Res.*, 95, 19885–19901, (1990b).
- YILMAZ, Y., An Approach to the Origin of Young Volcanic Rocks of Western Turkey, in *Tectonic Evolution of the Tethyan Region*, edited by A. M. C. Şengör, Y. Yılmaz, A. I. Okay, and N. Görür, pp. 127–147, *Kluwer Acad. Publ.*, Dordrecht, Netherlands, (1989).
- YILMAZ, Y., Ege Bölgesinin Aktif Tektoniği, *Batı Anadolu'nun depremselliği sempozyumu bildiriler kitabı*, s.3-14, (2000).
- YILMAZ, Y., Genç, Ş. C., Gürer, Ö. F., Bozcu, M., Görür, N. & Akkök, R., Batı Anadolu Neojen istiflerinin karşılaştırılması, *Ulusal Deniz Araştırmaları Projesi*, 32s, (1997a).
- YILMAZ, Y., Genç, S. C., Gürer, O. F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Aktunkaynak, Ş. & Elmas, A., When did the Western Anatolian Grabens Begin to Develop? in *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*, pp.353-384, eds: Bozkurt, E., Winchester, J. A., Piper, J. D. A., *Geol. Soc. London Special Publication*, 173, (2000).
- YILMAZ, Y., Geology of Western Anatolia. In: Schindler, C ve Pfister, M. (Eds.) *Active tectonics of Northwestern Anatolia—The MARMARA Poly Project; A multidisciplinary approach by Space Geodesy, Geology, Hydrogeology, Geothermics and Seismology*, Vdf. Hochschulverlag AG an der ETH Zurich, pp. 31–53, (1997).
- YILMAZ, Y., New Evidence and Model on the Evolution of the South East Anatolian Orogen, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 105, 251-271, (1993).
- YILMAZ, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş. C., & Şengör, A. M. C., Evolution of The Pontides, in *Robinson, A. G. (Ed.), Regional and petroleum geology of Black Sea and surrounding region, AAPG Memoir*, 8, 183-226, (1997b).
- ZANDT, G., Myers, S.C. & Wallace, T. C., Crust and Mantle Structure across the Basin and Range-Colorado Plateau Boundary at 37°N Latitude and Implications for Cenozoic Extensional Mechanism, *J. Geophys. Res.*, 100, 10529–10548, (1995).
- ZHAO, L. S. & Helmberger, D. V., Source Estimation from Broadband Regional Seismograms, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 91–104, (1994).

ZHU, L. & Helmberger, D. V., Advancement in Source Estimation Techniques using Broadband Regional Seismograms, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 86, 1634–1641, (1996).

ZHU, L. & Kanamori, H., Moho Depth Variation in Southern California from Teleseismic Receiver Functions, *J. Geophys. Res.*, 105, 2969–2980, (2000).

ZHU, L., Akyol, N. & Mitchell, B. J., Seismotectonics of western Turkey from high resolution earthquake relocation and moment-tensor determinations, *Geophys. Res. Lett.*, Submitting, (2005).

ZHU, L., Crustal Structure across the San Andreas Fault, Southern California from Teleseismic Converted Waves, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 179, 183–190, (2000).

ZHU, L., Deformation in the Lower Crust and Downward Extent of the San Andreas Fault as Revealed by Teleseismic Waveforms, *Earth Planets and Space*, 54, 1005–1010, (2002).

ZHU, L., Estimation of Crustal Thickness and Vp/Vs Ratio Beneath the Tibetan Plateau from Teleseismic Converted Waves, *Eos Trans. AGU*, 74(16), Spring Meet. Suppl., 202, (1993).

ZHU, L., Mitchell, B. J. & Akyol, N., The 2003 Western Anatolia Seismic Experiment: an Integrated Study of Crust/Upper Mantle Structure and Anisotropy in Western Turkey, *EOS, Trans. Am. Geophys. Un.*, 84, 46, (2003).

ZHU, L., Mitchell, B. J., Akyol, N., Cemen, I. & Kekovalı, K., Crustal Thickness Variation in the Aegean Region and Its Implications for the Extension of Continental Crust, *J. Geophys. Res.*, in press, (2005).

## PROJE ÖZET BİLGİ FORMU

<b>Proje Kodu:</b> TÜBİTAK, YDABAG/102Y015 ve NSF, INT-0217493.
<b>Proje Başlığı:</b> Batı Anadolu Kabuk/Üst Manto Yapısı ve Anizotropisi Üzerine Birleştirilmiş Sismolojik Çalışmalar "Integrated Seismological Studies of Crust/Upper Mantle Structure and Anisotropy in Western Anatolia"
<b>Proje Yürütücüsü ve Yardımcı Araştırmacılar:</b> Dr. Nihal Akyol, Dr. Aybige Akıncı, Dr. M.Ali Danışman, Dr. Hasan Sözbilir, Emre Timur, Zülfikar Erhan ve Adem Sömer (İştirakçiler: Dr. Brian J. Mitchell ve Prof. Dr. Lupei Zhu).
<b>Projenin Yürütüldüğü Kuruluş ve Adresi:</b> Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Tınaztepe kampüsü, 35160, Buca/İzmir ve Dept. of Earth and Atmospheric Sciences, Saint Louis University, 3507 Laclede Ave, St. Louis, MO 63103, U.S.A.
<b>Destekleyen Kuruluş(ların) Adı ve Adresi:</b> TÜBİTAK, CAYDAG, Atatürk Bulvarı, No:221, 06100 Kavaklıdere, ANKARA. NSF-The National Science Foundation, 4201 Wilson Boulevard, Arlington, Virginia 22230, USA.
<b>Projenin Başlangıç ve Bitiş Tarihleri:</b> 01/10/2002 ve 01/10/2005
<b>Öz (en çok 70 kelime)</b> Batı Anadolu'nun kabuk/üst manto yapısını ve anizotropisini daha iyi anlayabilmek amacıyla, toplam 50 farklı lokasyonda, yaklaşık 11 aylık bir süre ile deprem verisi toplanmıştır. 1-D tomografi uygulaması ile kabuk yapısı ve sismisite, iki farklı receiver fonksiyonu analiz yöntemi ile kabuk kalınlığı ve yapısı, relokasyon ile deprem kümelenmelerinin gözlendiği bölgelerdeki faylanma, moment tensör analizi ile deprem mekanizma çözümleri ve Shear Wave Splitting (SWS) ölçümleri ile üst manto'daki deformasyon ve anizotropi incelenmiştir.
<b>Anahtar Kelimeler:</b> Western Anatolia, Extensional tectonics, Metamorphic core complex, Tomography, Receiver function analysis, Moment-tensor analysis, Shear wave splitting.
<b>Projeden Kaynaklanan Yayınlar:</b> ZHU, L., MITCHELL, B. J., AKYOL, N., CEMEN, I. & KEKOVALI, K., 2006. Crustal Thickness Variations in the Aegean Region and its Implications for the Extension of Continental Crust, JGR, 111, XXXXXX, doi:10.1029/2005JB003770, 2006, submitted on April 10, 2005; revised on Aug. 23, 2005; accepted on Sept. 23, 2005 AKYOL, N., ZHU, L., MITCHELL, B. J., SÖZBİLİR, H. & KEKOVALI K., Crustal Structure and Local Seismicity in Western Anatolia, <i>Geophys. J. Int.</i> , submitted on August 14, 2005. ZHU, L., MITCHELL, B. J., AKYOL, N., CEMEN, I. & KEKOVALI, K., 2005. Crustal Thickness Variation in the Aegean Region and its Implications for the Extension of Continental Crust, <i>Eos Trans. AGU</i> , 86(52), <i>Fall Meet. Suppl., Abstract</i> , 5-9 December 2005, San Francisco.

AKYOL, N., ZHU, L., MITCHELL, B. J., SÖZBİLİR, H., ÇEMEN, İ., DANIŞMAN, M. A., & KEKOVALI, K., 2005. Seismicity of Western Turkey and Crustal Thickness Variation in the Aegean Region, *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Regions, IESCA 2005, 4-7 October 2005, İzmir*.

ZHU, L., MITCHELL, B. J., AKYOL, N., CEMEN, İ. & KEKOVALI, K., 2005. Crustal Thickness Variation in the Aegean Region and its Implications for the Extension of Continental Crust, *2005 IRIS/UNAVCO Workshop, Dolce Skamania Lodge at Stevenson, Washington, 9-11 June, 2005*.

ZHU, L., AKYOL, N. & MITCHELL, B. J., 2004. Earthquake Relocations and Moment-Tensor Solutions in Western Turkey from the 2003 Seismic Recording Experiment, *Eos. Trans AGU, 85(47), Fall. Meet. Suppl., Abstract, 13-17 December 2004, San Francisco*.

ZHU, L., MITCHELL, B. J. & AKYOL, N., 2004. Preliminary Results of Crustal Structure and Earthquake Focal Mechanisms in Western Turkey from the 2003 Seismic Recording Experiment, *Geological Society of America Abstracts with Programs, Vol.36, No.5, p.52, GSA Annual Meeting, November 7-10 2004, Denver*.

ZHU, L., MITCHELL, B. J. & AKYOL, N., 2003. The 2003 Western Anatolia Seismic Experiment: an Integrated Study of Crust/Upper Mantle Structure and Anisotropy in Western Turkey, *Eos. Trans AGU, 84(46), Fall. Meet. Suppl., Abstract, 8 - 12 December 2003 (Monday-Friday), San Francisco*.

MITCHELL B. J., ZHU L. & AKYOL N., 2003. Integrated Seismological Studies of Crust/Upper Mantle Structure and Anisotropy in Western Anatolia, *2003 IRIS/UNAVCO Workshop, Tenaya Lodge at Yosemite Fish Camp, California, 19-21 June, 2003*.

**Bilim Dalı:** Yer Bilimleri ve Mühendisliği (Sismoloji)

**Doçentlik B. Dalı Kodu:** 920