İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

23 ŞUBAT 1995 VE 09–10 EKİM 1996 KIBRIS DEPREMLERİNİN KAYNAK MEKANİZMASI ÇÖZÜMLERİ

T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeofizik Müh. Seda YOLSAL
505981076

101387

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 11 Haziran 2001
Tezin Savunulduğu Tarih : 26 Haziran 2001

Tez Danışmanı : Prof Dr. Tuncay TAYMAZ

Diğer Jüri Üyeleri : Prof.Dr. Haluk EYİDOĞAN (İ.T.Ü.)

Doç.Dr. Serdar ÖZALAYBEY (TÜBİTAK - MAM)

HAZİRAN 2001

ÖNSÖZ

Yüksek lisans tez çalışmam sırasında bana yol gösteren ve yardımlarını hiç esirgemeyen danışman hocam Prof. Dr. Tuncay TAYMAZ'a, bilgisayar programlama ve LINUX ile ilgili yardımlarından dolayı Arş. Gör. Onur TAN'a çok teşekkür ederim.

IASPEI Software Library Volume 3 paketini T. Taymaz'a ücretsiz sağladığı için W.H.K. Lee'ye (*IASPEI Working Group on Personal Computers*), SYN3, SYN4 ve MT5 algoritmaları ile ilgili yardımlarından dolayı Robert McCaffrey, Geoffrey Abers ve Peter Zwick'e (*Rensselaer Polytechnic Institute, Troy-USA*), General Mapping Tools (GMT) paketini sağladıkları için Paul Wessel ve W.H.F. Smith'e (*University of Hawaii*), odak küreleri çiziminde kullanılan psmeca algoritmasını yazan ve algoritmayla ilgili problemleri çözmemde yardımcı olan Genevie Patau'ya (*Seismology Department, Ins. de Phys. du Globe de Paris*), HARVARD-CMT kataloğu için *Harvard University, Department of Earth and Planetary Science*'a, GLOBE-Globe Land One – km Base Elevation CD-ROM'u topoğrafya verileri için *National Oceanic And Atmospheric Administration (NOAA)–National Geophysical Data Center*'a, GEBCO-96/97 CD-ROM'ları batimetri verileri için *British Oceanographic Data Center*'a ve maddi yardımlarından dolayı İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü'ne (*İTÜ Araştırma Fonu Lisansüstü Tezleri Destekleme Programı*) teşekkür ederim.

Ayrıca, bana her zaman güvenen ve destek veren aileme çok teşekkürler.

Haziran 2001 Seda YOLSAL

İÇİNDEKİLER

KISALTMALAR v
TABLO LİSTESİ vi
ŞEKİL LİSTESİ vii
SEMBOL LİSTESİ xii
ÖZET xiii
SUMMARY xv

1. KALINTI OKYANUS HAVZALARI 1
1.1 Kalıntı Okyanus Havzalarının Tanımı ve Gelişimleri 1
1.2 Eski ve Yeni Kalıntı Okyanus Havzaları 3
1.3 Doğu Akdeniz'in Jeolojik Tarihi 4

2. KIBRIS VE ÇEVRESİNİN GENEL TEKTONİK YAPISI 13
2.1 Giriş 13
2.2 Neotektonik Evrim 15
2.2.1 Doğu Akdeniz Bölgesi 15
2.2.2 Kuzeydoğu Akdeniz Bölgesi 16
2.2.3 Kıbrıs 17
2.2.4 Kıbrıs ve HellenikYayları 18
2.3 Topoğrafya 21
2.4 Eş Derinlik Haritası (Batimetri) 23
2.5 Bölgesel Jeoloji 25
2.5.1 Doğu Akdeniz Bölgesi'nin Genel Jeolojisi 25
2.5.2 Kıbrıs'ın Genel Jeolojisi 26
2.6 Depremsellik (Sismisite) 27
2.7 Kinematik Analizler 33

3. 23 ŞUBAT 1995, 09 EKİM 1996 VE 10 EKİM 1996 KIBRIS DEPREMLERİNİN KAYNAK MEKANIZMASI ÇÖZÜMLERİ 36
3.1 Giriş 36
3.2 Veri Hazırlama ve Cisim Dalgalarının Ters Çözüm İşlemi 36
3.2.1 Kaynak Zaman Fonksiyonu ve Odak Derinliği 38
3.3 Kaynak Mekanizması Çözümleri 41
3.3.1 Kabuk Modelleri 45
3.3.2 23.02.1995 Depremi Kaynak Mekanizması Çözümü (t_o: 21:03:01.34, M_s=5.7) 46
3.3.3 09.10.1996 Depremi Kaynak Mekanizması Çözümü (t_o: 13:10:50.4, M_s=6.8) 54
3.3.4 10.10.1996 Depremi Kaynak Mekanizması Çözümü (t_o: 01:10:21.5, M_s=5.6) 62

4. SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR 68

KAYNAKLAR 75

EKLER

A 23 ŞUBAT 1995, 09 EKİM 1996 VE 10 EKİM 1996 KIBRIS DEPREMLERİ GDSN İSTASYON PARAMETRELERİ 95

B GERÇEK VE YAPAY DALGA ŞEKİLLERİNİN AZİMUTAL OLARAK DEĞİŞİMİ 97

C 23 ŞUBAT 1995, 09 EKİM 1996 VE 10 EKİM 1996 KIBRIS DEPREMLERİ İÇİN YAPILAN TESTLER VE SONUÇLAR 118

D DOĞU AKDENİZ VE KIBRIS CİVARINDA MEYDANA GELEN TARİHSEL DEPREMLER 140

ÖZGEÇMİŞ **146**

T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ

KISALTMALAR

CMT	:	Centroid Moment Tensor
GDSN	:	Global Digital Seismograph Network
ISC	:	International Seismological Center
USGS	:	United States Geological Survey
GPS	:	Global Positioning System
IRIS	:	Incorporated Research Institutions for Seismology.
NOAA	:	National Oceanic and Atmospheric Administration
BODC	:	British Oceanographic Data Center
SAC	:	Seismic Analysis Code
SPYDER	:	System to Provide You Data from Earthquakes Rapidly
BREQ-FAST	:	Batch REQuests, FAST
WILBER	:	Web Interface to Lookup Big Events for Retrieval
FARM	:	The Fast Archive Recovery Method
SEED	:	Standard for the Exchange of Earthquake Data

TABLO LİSTESİ

		Sayfa No
Tablo 1.1	Güncel ve eski sedimanter havzalar (Busby ve Ingersoll, 1995)....	4
Tablo 3.1	Ters çözüm işlemine başlamadan önce gerçekleştirilen aşamaların akış diyagramı halinde gösterilmesi.....	42
Tablo 3.2	23 Şubat 1995, 09 Ekim 1996 ve 10 Ekim 1996 depremlerinin parametreleri.....	43
Tablo 3.3	23 Şubat 1995, 09 Ekim 1996 ve 10 Ekim 1996 Kıbrıs depremlerinin çeşitli büyüklük değerleri ve skaler momentleri(HARVARD-CMT).....	43
Tablo 3.4	23 Şubat 1995, 09 Ekim 1996 ve 10 Ekim 1996 depremleri için kabuk modelleri (Taymaz, 1990).....	45
Tablo 3.5	23 Şubat 1995 depremi için ters çözümde kullanılan istasyon parametreleri ve Jeffreys-Bullen (1940)'e göre teorik geliş zamanları. Δ:Episantır-İstasyon uzaklığı (°), Az.:Azimut (°), G.Az.: Geri Azimut (°), i_0: Işının kaynaktan çıkış açısı (°).....	50
Tablo 3.6	23 Şubat 1995 depremi için yapılan kabuk yapısı testinde kullanılan kabuk modelleri.....	52
Tablo 3.7	09 Ekim1996 depremi için yapılan kabuk yapısı testinde kullanılan kabuk modelleri.....	56
Tablo 3.8	09 Ekim 1996 depremi için ters çözümde kullanılan istasyon parametreleri ve Jeffreys-Bullen (1940)'e göre teorik geliş zamanları. Δ:Episantır-İstasyon uzaklığı (°), Az.:Azimut (°), G.Az.: Geri Azimut (°), i_0: Işının kaynaktan çıkış açısı (°).....	59
Tablo 3.9	10 Ekim 1996 depremi için ters çözümde kullanılan istasyon parametreleri ve Jeffreys-Bullen (1940)'e göre teorik geliş zamanları. Δ:Episantır-İstasyon uzaklığı (°), Az.:Azimut (°), G.Az.: Geri Azimut (°), i_0: Işının kaynaktan çıkış açısı (°).....	63
Tablo 3.10	10 Ekim 1996 depremi için yapılan kabuk yapısı testinde kullanılan kabuk modelleri.....	64
Tablo 3.11	23 Subat 1995, 09 Şubat 1996 ve 10 Ekim 1996 depremlerinin fay düzlemi çözümleri sonucunda bulunan 1. ve 2. düğüm düzlemleri, kayma vektörleri, P, T ve B eksenlerinin değerleri.....	69
Tablo 3.12	Derinlik, doğrultu, dalım ve kayma açısı testlerinden elde edilen sonuçlara göre fay düzlemi çözümünde yapılan hata miktarları.....	69
Tablo 3.13	Kıbrıs ve çevresinde meydana gelmiş Mw ≥ 5.0 olan bazı depremlerin HARVARD-CMT tarafından yapılan çözümleri.....	73
Tablo D.1	Akdeniz ve Kıbrıs civarında oluşmuş tarihsel depremler.....	143

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa No

Şekil 1.1	Doğu Akdeniz Havza'sında bulunan kara sınırlarının tektonik tarihinde yer alan başlıca olaylar (Garfunkel, 1998' den alınmıştır).....	
Şekil 1.2	Aptian zamanında Akdeniz Bölgesi. Noktalı kısımlar okyanusal ve kıtasal havzaları; içi boş üçgenler dalma batma alanlarını; içi dolu üçgenler kıtasal çarpışmaları; çift noktalı çizgiler ise büyüme alanlarını göstermektedir (Dercourt ve diğ. 1986'dan değiştirilerek alınmıştır).....	7
Şekil 1.3	Senozoik zaman içinde Akdeniz Havzası'nın basitleştirilmiş tektonik şeması. 1: Dalma batma; 2: Kıtasal çarpışma; 3: Grabenler; 4: Volkanizmalar; 5: Mesozoik yaşlı okyanusal ve kıtasal havzalar; 6: Senozoik yaşlı okyanusal havzaları göstermektedir (Bonnin ve diğ.,1988).....	10
Şekil 2.1	Kıbrıs ve çevresindeki litosferik sınırlar ve levha hareketleri (Papazachos ve Papaioannou, 1999).....	14
Şekil 2.2	Doğu Akdeniz ve Kıbrıs civarının topoğrafya ve batimetri haritası. ***EDD:*** Eratosthenes Deniz Dağı, ***HH:*** Herodotus Havzası, ***FY:*** Florans Yükselimi, ***AD:*** Anaksimander Dağları, ***HDD:*** Hecateus Deniz Dağı, ***AnH:*** Antalya Havzası, ***AdH:*** Adana Havzası.....	24
Şekil 2.3	Doğu Akdeniz ve Kıbrıs civarının tarihsel sismisite haritası (Al-Tarazi, 1999; Ambraseys ve Jackson, 1998; Rothe, 1969; Karnik, 1968; Ergin ve Büyükaşıkoğlu, 1978; Ergin ve diğ., 1967; Alsan ve diğ., 1975; Öcal, 1968).....	28
Şekil 2.4	Doğu Akdeniz ve Kıbrıs civarının güncel sismisite haritası (USGS), mavi yıldızlar volkanları (Smithsonian Enstitüsü), kırmızı konturlar dalma batma (yitim) zonunun uzanımını göstermektedir (Gudmundsson ve Sambridge, 1998).....	30
Şekil 2.5	1964-1997 yılları arasında ISC verilerine göre Kıbrıs ve civarında meydana gelmiş depremlerin episantırları (a) ve bu depremlerin büyüklüklerine karşılık gelen oluş sayıları (ISC) (b).....	32
Şekil 2.6	1964-1997 yılları arasında ISC verilerine Kıbrıs ve çevresinde meydana gelmiş depremlerin episantırları ve Büyükaşıkoğlu (1980), tarafından yapılmış fay düzlemi çözümleri.....	34
Şekil 2.7	Doğu Akdeniz bölgesinde levha hareketleri ve GPS hızları (McClusky ve diğ., 2000).....	35

Sayfa No

Şekil 3.1 Telesismik cisim dalgalarının Green fonksiyonu için oluşturulan probleminin şematik gösterimi (Nàbělek, 1984)..... 37

Şekil 3.2 a) Dikdörtgen fonksiyon ve b) üstüste binmiş ikizkenar üçgen fonksiyonlarından oluşturulan kaynak zaman fonksiyonu gösterimi (Taymaz, 1990)..... 39

Şekil 3.3 Kıbrıs ve civarında meydana gelmiş olan depremlerin episantır dağılımı (ISC) ve önemli depremlerin odak mekanizması çözümleri (HARVARD-CMT)..... 44

Şekil 3.4 23 Şubat 1995 depreminin önceki çalışmalarda bulunmuş olan kaynak mekanizması çözümleri. Odak kürelerinin altındaki sayılar 1. ve 2. düzleme ait doğrultu/dalım/kayma açısı değerlerini göstermektedir..... 47

Şekil 3.5 23 Şubat 1995 Kıbrıs depreminin uzun periyotlu dalga şekillerini kullanarak en küçük hata ile bulunan kaynak mekanizması çözümü. Kaynak mekanizması çözümü, gerçek dalga şekilleri (düz çizgi) ve yapay dalga şekilleri (kesikli çizgi) P dalgası için şeklin üst kısmında, SH dalgası için şeklin alt kısmında verilmiştir..... 48

Şekil 3.6 23 Şubat 1995 Kıbrıs depreminin "broad – band" dalga şekillerini kullanarak en küçük hata ile bulunan kaynak mekanizması çözümü. Kaynak mekanizması çözümü, gerçek dalga şekilleri (düz çizgi) ve yapay dalga şekilleri (kesikli çizgi) P dalgası için şeklin üst kısmında, SH dalgası için şeklin alt kısmında verilmiştir..... 49

Şekil 3.7 09 Ekim 1996 depreminin depreminin önceki çalışmalarda bulunmuş olan fay düzlemi çözümleri. Odak kürelerinin altındaki sayılar 1. ve 2. düzlem için doğrultu/dalım/ kayma açısı değerlerini göstermektedir..... 55

Şekil 3.8 09 Ekim 1996 Kıbrıs depreminin uzun periyotlu dalga şekillerini kullanarak en küçük hata ile bulunan kaynak mekanizması çözümü. Kaynak mekanizması çözümü, gerçek dalga şekilleri (düz çizgi) ve yapay dalga şekilleri (kesikli çizgi) P dalgası için şeklin üst kısmında, SH dalgası için şeklin alt kısmında verilmiştir..... 57

Şekil 3.9 09 Ekim 1996 Kıbrıs depreminin "broad – band" dalga şekillerini kullanarak en küçük hata ile bulunan kaynak mekanizması çözümü. Kaynak mekanizması çözümü, gerçek dalga şekilleri (düz çizgi) ve yapay dalga şekilleri (kesikli çizgi) P dalgası için şeklin üst kısmında, SH dalgası için şeklin alt kısmında verilmiştir..... 58

Şekil 3.10 10 Ekim 1996 Kıbrıs depremi için HARVARD-CMT tarafından bulunan odak mekanizması çözümü..... 63

Şekil 3.11 10 Ekim 1996 Kıbrıs depreminin en küçük hata ile bulunan kaynak mekanizması çözümü. Kaynak mekanizması çözümü, gerçek dalga şekilleri (düz çizgi) ve yapay dalga şekilleri (kesikli çizgi) P dalgası için şeklin üst kısmında, SH dalgası için şeklin alt kısmında verilmiştir..... 65

Şekil 3.12 Alt yarımküre eşit-alan projeksiyonuna göre P dalgası ilk hareket yönleri. İçi dolu daireler (•) ilk hareketin yukarı olduğunu , içi boş daireler (o) ilk hareketin aşağıya doğru olduğunu, + ise karmaşık ve düğüm düzlemlerine yakın olan istasyonları göstermektedir..... 70

T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ

Sayfa No

Şekil 3.13 Kıbrıs ve civarında meydana gelmiş olan depremlerin episantır dağılımı (ISC) ve bu tez çalışması sonucunda 23 Şubat 1995 ve 09-10 Ekim 1996 depremleri için bulunan fay düzlemi çözümleri 71

Şekil 3.14 10 Ekim 1996 Kıbrıs depreminin bu çalışma ve önceki çalışmalarda bulunmuş olan fay düzlemi çözümleri. Odak kürelerinin altındaki sayılar 1. ve 2. düzlem için doğrultu/dalım/kayma açısı değerlerini göstermektedir..... 74

Şekil A1 23 Şubat 1995, 09 Ekim 1996 ve 10 Ekim 1996 Kıbrıs depremlerine ait kaydı bulunan ve ters çözüm işleminde kullanılan GDSN istasyonlarının dağılımı. Yıldız, deprem episantırını (ISC) göstermektedir..... 96

Şekil B1 23 Şubat 1995 Kıbrıs depremine ait uzun periyotlu gerçek kayıtların azimuta göre dağılımı..... 98

Şekil B2 23 Şubat1995 Kıbrıs depremine ait uzun periyotlu yapay dalga şekillerinin azimuta göre dağılımı..... 100

Şekil B3 23 Şubat 1995 Kıbrıs depremine ait broad band gerçek kayıtların azimuta göre dağılımı..... 102

Şekil B4 23 Şubat 1995 Kıbrıs depremine ait broad band yapay dalga şekillerinin azimuta göre dağılımı..... 103

Şekil B5 09 Ekim 1996 Kıbrıs depremine ait uzun periyotlu gerçek kayıtların azimuta göre dağılımı..... 104

Şekil B6 09 Ekim 1996 Kıbrıs depremine ait uzun periyotlu yapay dalga şekillerinin azimuta göre dağılımı..... 108

Şekil B7 09 Ekim 1996 Kıbrıs depremine ait broad band gerçek kayıtların azimuta göre dağılımı..... 110

Şekil B8 09 Ekim 1996 Kıbrıs depremine ait broad band yapay dalga şekillerinin azimuta göre dağılımı..... 112

Şekil B9 10 Ekim 1996 Kıbrıs depremine ait gerçek kayıtların azimuta göre dağılımı..... 114

Şekil B10 10 Ekim 1996 Kıbrıs depremine ait yapay dalga şekillerinin azimuta göre dağılımı..... 117

Şekil C.1 23 Şubat 1995 Kıbrıs depremi için kabuk yapısı testi. Doğrultu, dalım ve kayma açısı değerleri sabit tutulurken diğer parametreler ters çöüm işleminde serbest bırakılmıştır. Kullanılan kabuk yapıları Tablo 3.6 da gösterilmektedir..... 119

Şekil C.2 23 Şubat 1995 Kıbrıs depremi için derinlik testi. Odak derinlikleri 8 km, 10 km, 12 km, 16 km ve 18 km için sabit tutulurken diğer parametreler ters çözüm işleminde serbest bırakılmıştır. X işareti gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu göstermektedir..... 120

Şekil C.3 23 Şubat 1995 Kıbrıs depremi için doğrultu testi. 1. düzleme ait doğrultu açısı değerleri 355°, 5°, 25° ve 35° için sabit tutulurken diğer parametreler ters çözüm işleminde serbest bırakılmıştır. X işareti, gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu, ✔ ise gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun düzeldiğini göstermektedir..... 121

Sayfa No

Şekil C.4	23 Şubat 1995 Kıbrıs depremi için dalım açısı testi. 1. düzleme ait dalım açısı değerleri 60°, 65°, 70°, 80° ve 85° için sabit tutulurken ters çözüm işleminde diğer parametreler serbest bırakılmıştır. X işareti gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu göstermektedir.....	122
Şekil C.5	23 Şubat 1995 Kıbrıs depremi için kayma açısı testi. 1. düzleme ait kayma açısı değerleri 43°, 53°, 63°. 83° ve 93° için sabit tutulurken diğer parametreler ters çözüm işleminde serbest bırakılmıştır. X işareti gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu göstermektedir.....	123
Şekil C.6	23 Şubat 1995 Kıbrıs depreminin en düşük hatalı çözümü, HARVARD-CMT, Pınar ve Kalafat (1999) ve Irmak ve Özer (1999) tarafından yapılan çözümlerin dalga şekillerine etkisi. X işareti gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu göstermektedir.....	124
Şekil C.7	09 Ekim 1996 Kıbrıs depremi için kabuk yapısı testi. Doğrultu, dalım ve kayma açısı değerleri sabit tutulurken diğer parametreler ters çözüm işleminde serbest bırakılmıştır. Kullanılan kabuk yapıları Tablo 3.7 de gösterilmektedir.....	125
Şekil C.8	09 Ekim 1996 Kıbrıs depremi için derinlik testi. Odak derinlikleri 8 km, 10 km, 14 km ve 16 km için sabit tutulurken diğer parametreler ters çözüm işleminde serbest bırakılmıştır. X işareti gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu göstermektedir.....	126
Şekil C.9	09 Ekim 1996 Kıbrıs depremi için doğrultu testi. 1. düzleme ait doğrultu açısı değerleri 8°, 18°, 28°, 48° ve 58° için sabit tutulurken diğer parametreler ters çözüm işleminde serbest bırakılmıştır. X işareti gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu göstermektedir.....	127
Şekil C.10	09 Ekim 1996 Kıbrıs depremi için dalım açısı testi. 1. düzleme ait dalım açısı değerleri 8°, 12°, 20°, 24° ve 28° için sabit tutulurken diğer parametreler ters çözüm işleminde serbest bırakılmıştır. X işareti gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu göstermektedir.....	128
Şekil C.11	09 Ekim 1996 Kıbrıs depremi için kayma açısı testi. 1. düzleme ait kayma açısı değerleri –141°, -151°, -171° ve -181° için sabit tutulurken diğer parametreler ters çözüm işleminde serbest bırakılmıştır. X işareti gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu göstermektedir.....	129
Şekil C.12	09 Ekim 1996 Kıbrıs depreminin en düşük hatalı çözümü, HARVARD-CMT, USGS, Pınar ve Kalafat (1999) ve Demirtaş (1999) tarafından yapılan çözümlerin dalga şekillerine etkisi. X işareti gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu göstermektedir.....	130
Şekil C.13	10 Ekim 1996 Kıbrıs depremi için kabuk yapısı testi. Doğrultu, dalım ve kayma açısı değerleri sabit tutulurken diğer parametreler ters çözüm işleminde serbest bırakılmıştır. Kullanılan kabuk yapıları Tablo 3.10 da gösterilmektedir.....	131

Sayfa No

Şekil C.14 10 Ekim 1996 Kıbrıs depremi için derinlik testi. Odak derinlikleri 22 km, 24 km, 28 km, 30 km ve 32 km için sabit tutulurken diğer parametreler ters çözüm işleminde serbest bırakılmıştır. X işareti gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu göstermektedir..... 132

Şekil C.15 10 Ekim 1996 Kıbrıs depremi için doğrultu testi. 1. düzleme ait doğrultu açısı değerleri 21°, 31°, 51°, 61° ve 71° için sabit tutulurken diğer parametreler serbest bırakılmıştır. X işareti gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu göstermektedir..... 133

Şekil C.16 10 Ekim 1996 Kıbrıs depremi için dalım açısı testi. 1. düzleme ait dalım açısı değerleri 39°, 49°, 69°, 79° ve 89° için sabit tutulurken diğer parametreler ters çözüm işleminde serbest bırakılmıştır. X işareti gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu göstermektedir..... 134

Şekil C.17 10 Ekim 1996 Kıbrıs depremi için kayma açısı testi. 1. düzleme ait kayma açısı değerleri 143°, 153°, 173° ve 183° için sabit tutulurken diğer parametreler ters çözüm işleminde serbest bırakılmıştır. X işareti gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu göstermektedir..... 135

Şekil C.18 10 Ekim 1996 Kıbrıs depreminin en düşük hatalı çözümü ve HARVARD-CMT tarafından yapılan çözümün dalga şekillerine etkisi. X işareti gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu göstermektedir..... 136

Şekil C.19 Bu çalışma sonucunda 23 Şubat 1995 ve 09-10 Ekim 1996 depremleri için bulunan fay düzlemi çözümleri..... 137

Şekil C.20 23 Şubat 1995 Kıbrıs depreminin bu çalışma ve önceki çalışmalarda bulunmuş olan fay düzlemi çözümleri. Odak kürelerinin altındaki sayılar 1. ve 2. düzlem için doğrultu/dalım/kayma açısı değerlerini göstermektedir..... 139

Şekil C.21 09 Ekim 1996 Kıbrıs depreminin bu çalışma ve önceki çalışmalarda bulunmuş olan fay düzlemi çözümleri. Odak kürelerinin altındaki sayılar 1. ve 2. düzlem için doğrultu/dalım/kayma açısı değerlerini göstermektedir..... 140

SEMBOL LİSTESİ

h	:	Deprem odak derinliği (km)
Δ	:	Episantır – istasyon uzaklığı (°)
i_o	:	Işının kaynaktan çıkış açısı (°)
My	:	Milyon yıl
V_p	:	P dalgası sismik hızı (km/sn)
V_s	:	S dalgası sismik hızı (km/sn)
t_o	:	Deprem oluş zamanı (sa:dak:s.ms)
Mw	:	Moment büyüklüğü
m_b	:	Cisim dalgası büyüklüğü
Ms	:	Yüzey dalgası büyüklüğü
Mo	:	Sismik moment (Nm)
ρ	:	Yoğunluk (gr/cm^3)
NP1	:	Odak mekanizması çözümündeki 1.düğüm düzlemi
NP2	:	Odak mekanizması çözümündeki 2. düğüm düzlemi

ÖZET

23 ŞUBAT 1995 VE 09-10 EKİM 1996 KIBRIS DEPREMLERİNİN KAYNAK MEKANİZMASI ÇÖZÜMLERİ

Dünyanın en aktif bölgelerinin çoğunda sismisite, dalma batma zonları boyunca kıtalarla okyanusal levhaların girişiminden kaynaklanmaktadır. Oluşan depremlerin özellikleri bu zonların farklı parçalarında değişim göstermektedir. Bu farklılıklar dalma batma zonunun dalımı ve kıtasal ve okyanusal levhaların birbirlerine karşı olan bağıl hareketlerinin doğrultusu ile doğrudan ilişkilidir.

Doğu Akdeniz Bölgesi, Afrika-Avrasya çarpışma zonunun bir parçasıdır. Bu bölgenin aktif tektoniği güneyde Afrika-Arap levhaları, kuzeyde Avrasya levhası arasındaki yaklaşma hareketinin bir sonucudur. Doğu Akdeniz'deki dalma batma zonu içinde dalan dilimin derinliği ve sismisite hızı genellikle doğudan batıya doğru artmakta ve bölgenin doğu parçası içinde deformasyon ortadan kalkmaktadır.

Kıbrıs adası kuzeye doğru hareket eden Afrika levhası ile batıya doğru kaçan Anadolu Blok'u arasında bulunmaktadır. Afrika levhasının kuzeye doğru hareketi doğal olarak, sınır boyunca artan gerilme zonu oluşturmakta ve bu gerilmeler kuzeye doğru iletilmektedir. Yani, Kıbrıs ve civarının sismotektonik özellikleri Kıbrıs yayı boyunca Afrika ve Anadolu arasında gerçekleşen dalma batma işlemleri tarafından kontrol edilmektedir.

Yapılan bu çalışmada, 23 Şubat 1995 (to: 21:03:01.34; Mw=5.9), 09 Ekim 1996 (to: 13:10:50.4; Mw=6.8) ve 10 Ekim 1996 (to: 01:10:21.5; Mw=5.7) depremlerinin fay düzlemi çözümleri McCaffrey and Abers (1988) tarafından Nàb lek (1984) telesismik dalga şekli modelleme algoritmasının bir versiyonu olarak uyarladıkları SYN4 ve MT5 paket programları kullanılarak analiz edilmiştir.

23 Şubat 1995 ve 09 – 10 Ekim 1996 Kıbrıs depremlerinin kaynak parametrelerinin saptanması için uzun periyot P ve SH dalga şekilleri, broad-band P dalgaları ve P dalgalarının ilk hareket yönleri kullanılmıştır.

Telesismik uzaklıklardaki ($30° < \Delta < 90°$) GDSN istasyonları tarafından kaydedilen uzun periyot P ve SH dalga şekilleri, genlik ve şekil bakımından sentetik dalga şekilleri ile karşılaştırılmışlardır. Dalga şeklinin modellendiği bu ters çözüm işlemi cisim dalgası ve gözlemsel verilere uygulanmaktadır.

23 Şubat 1995 depremi için yapılan en uygun modellemeden sonra depremin odak mekanizması parametrelerinden doğrultu, dalım, kayma açısı, derinlik ve sismik moment (Mo) sırasıyla $15 \pm 5°$, $75 \pm 5°$, $73 \pm 5°$, 14 ± 2 km ve 6.96×10^{17} olarak saptanmıştır. Bu deprem, bölgede çok küçük doğrultu atım bileşeni içeren ters faylanma oluştuğunu göstermektedir.

09 Ekim 1996 depremi için yapılan ters çözüm işleminden sonra ise, odak mekanizması parametrelerinden doğrultu açısı $38 \pm 7°$, dalım açısı $16 \pm 5°$, kayma açısı $-161 \pm 7°$, derinlik 12 ± 2 km ve sismik moment (Mo) 2.083×10^{19} Nm. olarak belirlenmiştir. 6.8 moment büyüklüğüne sahip bu deprem ise doğrultu atım bileşenine sahip olan normal faylanmayı göstermektir.

09 Ekim 1996 depreminin artçısı, Mw=5.7 büyüklüğündeki 10 Ekim 1996 depremi için doğrultu, dalım, kayma açısı, derinlik ve sismik moment (Mo) sırasıyla, $41 \pm 7°$, $59 \pm 7°$, $163 \pm 7°$, 26 ± 2 km, 3.651×10^{17} olarak belirlenmiştir. Bu deprem ise ters faylanma bileşenine sahip doğrultu atımlı faylanmayı ortaya çıkarmaktadır.

SUMMARY

SOURCE PARAMETERS OF THE CYPREAN EARTHQUAKES (FEBRUARY 23, 1995 AND OCTOBER 09-10, 1996) OBTAINED FROM INVERSION OF TELESEISMIC BODY-WAVEFORMS

Seismicity in the most active regions of the world is caused by interaction of continents with oceanic plates along subduction zones. Features of earthquake flow differ in each segments of these zones and the differences are related to the dip of subduction zone, and to the direction of relative movement of continental and oceanic plates.

The eastern Mediterranean region is an actively deforming part of the African-Eurasian convergence zone. The active tectonics of the eastern Mediterranean is governed by the convergence of African, Arabian plates in the south and the Eurasian plate in the north. In the subduction zones of the eastern Mediterranean, the depth of the subducted slab, the rate of seismicity generally increase from east to west and the deformation dissappears in the eastern segment.

The Cyprus island lies in between northward moving African plate and westward extruding Anatolian block. Naturally the northward motion of the African Plate first creates an increased stress zone along this boundary and stresses are transmitted further northwards. The seismotectonics features of Cyprus is controlled by subduction process between Africa and Anatolia along Cyprean arc.

This thesis is concerned with the seismotectonics of the Cyprus region, and consists of study of a moderate size earthquakes that occured on February 23, 1995, and October 9-10, 1996. February 23, 1995 and October 10, 1996 earthquakes indicate clear thrust and strike-slip mechanisms, but the earthquake of October 09, 1996 shows normal faulting mechanism with a significiant strike-slip component.

I used teleseismic long-period P- and SH waveforms and first motion polarities of P-waves, and broad-band P-waves to determine the source parameters of February 23, 1995, October 09-10, 1996 earthquakes. I compared the shapes and amplitudes of long-period P- and SH- waveforms recorded by GDSN stations in the distance range 30°-90°, for which signal amplitudes were large enough, with synthetic waveforms.

The source parameters and uncertainties of the February 23, 1995 Cyprus earthquake obtained to be: Nodal Plane 1: strike 15° ± 5°, dip 75 ± 5°, rake 73° ±5°; Nodal Plane 2: strike 245°, dip 23°, rake 137°; principle axes: P=119° (28°), T=263° (57°), B=20° (16°); focal depth 14 ± 2 km, and seismic moment Mo=6.96 x 10^{17} Nm.

The source parameters and uncertainties of the October 09, 1996 Cyprus earthquake obtained to be: Nodal Plane 1: strike 38° ± 7°, dip 16 ± 5°, rake -161° ± 7°; Nodal Plane 2: strike 290°, dip 85°, rake -75°; principle axes: P=216° (48°), T=6° (38°), B=108° (15°); focal depth 12 ± 2 km, and seismic moment Mo=2.083 x 10^{19} Nm.

The source parameters and uncertainties of the October 10, 1996 Cyprus earthquake obtained to be: Nodal Plane 1: strike 41° ± 7°, dip 59 ± 7°, rake 163° ± 7°; Nodal Plane 2: strike 140°, dip 75°, rake 32°; principle axes: P=268° (11°), T=5° (33°), B=162° (55°); focal depth 26 ± 2 km, and seismic moment Mo=3.651 x 10^{17} Nm.

1. KALINTI OKYANUS HAVZALARI

1.1. Kalıntı Okyanus Havzalarının Tanımı ve Gelişimleri

Kalıntı okyanus havzaları, en azından bir yaklaşan levha sınırına bitişik olan ve tabanı türbiditler ile kaplı olan küçülmüş okyanus havzalarıdırlar. Bu havzalar, dalma batmaya uğramayan kıtasal kabuk parçaları arasında gerçekleşen çarpışma esnasında oluşurlar. Bu elemanlar, büyük ve küçük kıtaları, küçük kıtasal blokları ve okyanus içi magmatik yayları içermektedir (Busby ve Ingersoll, 1995).

Çarpışma olayı genellikle, düzensiz kıta sınırlarının ve oblik konverjansın oluşumuna neden olmaktadır (Busby ve Ingersoll, 1995).

Mevcut olan bir çok sayıda küçük-derin okyanus havzaları, esas okyanusal levhalardan hemen hemen ayrılmış durumdadırlar. Bununla beraber, bu havzaların doğrudan levha tektoniğinin sonucu olduğu düşünülmektedir. Bu havzaların çoğu, kara ile çevrilmişlerdir ve dar yarıklar vasıtasıyla okyanusa bağlıdırlar. Akdeniz, Kızıldeniz ve Japon Denizi bunlara verilebilecek en iyi örneklerdir.

Küçük okyanus havzaları :

- Ada yaylarının oluşumuyla,
- Kıtasal levhaların riftleşmeye başlamasıyla,
- Kıtasal levhaların birbirine yaklaşmasıyla ve geniş okyanus havzalarının kapanmasıyla oluşurlar.

Küçük okyanus havzaları geçicidirler, esas okyanus havzaları gibi gelişirler fakat sonunda ortadan kalkarlar.

Ada yaylarının gelişmesi sonucu, Pasifik Okyanus'unda küçük okyanus havzaları meydana gelmiştir. Bu havzalar, kıtalara doğrudan bitişik olmayan dalma-batma zonları boyunca oluşmuşlardır. Bu yüzden, birbiri ardına gelen volkanik ada yayları, küçük bağımsız havzalar oluşturmak için okyanus kabuğunun parçalarından ayrılmışlardır.

Kıtasal levhaların riftleşmeye başlamasıyla oluşan havzalara verilebilecek en iyi örnek, Kızıldeniz ve Kaliforniya Körfezi'dir. Bunlar, ilk riftleşme zonu içinde gelişmişlerdir. Bu zon, kıtaların parçalandığı ve açılmaya başladığı zondur. Mantodan yükselen bazalt yaygın olarak riftleşmenin ilk evreleri esnasında yeni açılan boşluklara dolmaktadır (Hamblin, 1992).

Akdeniz ve Karadeniz bu iki tip havzanın aksine, Afrika ve Avrasya levhalarının birbirine yaklaşmalarının bir sonucu olarak okyanus havzalarının kapanmasıyla oluşmuşlardır. Bu denizler, büyük Tetis Okyanus Havza'sının kalıntılarıdırlar (Hamblin, 1992). Tetis Okyanus'u, doğu-batı doğrultusunda yayılan ve 200 milyon yıl önce, Pangea'yı iki büyük kıtasal kütle olan Laurasia ve Gondwana'ya ayıran denizdir. Afrika ve Hindistan'ın kuzeye doğru hareketi, Tetis Denizi'nin aşamalı olarak kapanmasına ve katlanarak, yukarı doğru yükselen derin okyanus sedimentlerini içeren Alp – Himalaya dağ kuşağının oluşmasına neden olmuştur. Eğer, günümüzdeki levha hareketleri devam ederse; Akdeniz Havzası eninde sonunda tamamen kapanacak; Hindistan, Himalayalar'ın altına itilecek ve Afrika ise Alpler'in altına doğru sokulacaktır (Hamblin, 1992).

Kalıntı okyanus havzaların içinde yataklanan sedimanlar, dünya üzerindeki en geniş birikim alanlarıdırlar. Bu havzalar içine akan sedimanlar, doğrudan sütur zonları içindeki sediman kaynağı alanlarının yükselme boyutuna ve hızına bağlıdır. Bu tip havzalar tarafından örtülmüş olan okyanusal litosferin yaşı, çarpışma zamanı ile ilişkili değildir. Bu havzalarda türbiditler ve diğer deniz altı sedimanlar baskındırlar ve bunlar geniş deltalar ile flüvyal sistemlerden beslenirler. Kalıntı okyanus havzasının altında kalan okyanusal kabuğun başlangıç derinliği, kabuk yaşına bağlıdır (Parsons ve Sclater, 1977; Cloos, 1993).

Kalıntı okyanus havzaları simetrik veya asimetrik olabilirler. Simetrik havzalar, iki dalma batma zonunun birbiriyle yüzyüze geldiği yerlerde oluşurlar (Örn, Molucca Denizi). Asimetrik havzalar ise, riftlenmiş veya transform kıta kenarlarının dalma batma zonlarının içine çekildiği yerlerde oluşurlar. Bu çekilme, ya kıta kenarları boyunca (Örn; Bengal Körfezi'nin kuzeydoğusu) ya da okyanusal yaylar (Örn; Taiwan ve kuzey Avusturalya) boyunca gerçekleşmektedir (Busby ve Ingersoll, 1995).

Sismik stratigrafi ve okyanus tabanının ayrıntılı haritalanması gibi araştırma teknikleri, eski ve yeni okyanusal havzaların incelenmesi için yeni bilgiler sağlamaktadır (Van Wagoner ve diğ., 1990). Bu tip havzaların paleocoğrafik ve paleotektonik yapılaşmalarını açıklamak zordur. Ayrıntılı yapısal, stratigrafik, sedimantolojik ve petrolojik çalışmalar bu havzaların gelişimlerini ve yapılaşmalarını saptamak için uygulanmaktadırlar.

Kalıntı okyanus havzalarının tarihçeleri, bir çok jeolojik zaman içinde gerçekleşen kıta - kıta çarpışmaları ile birleşmektedir (Örn; Laurasia ve Gondwana sistemi için Permiyen'den Siluriyen'e kadar) (Busby ve Ingersoll, 1995).

1.2. Eski ve Yeni Kalıntı Okyanus Havzaları

Ana kıtalar arasında bulunan güncel okyanus havzası kalıntılarına örnek olarak, Avrupa ve Afrika arasındaki Akdeniz; Arabistan Yarımadası ve Makran Denizi arasındaki Umman Körfezi verilebilir. Akdeniz, levhalar arasındaki küçük boyutlu girişimler ve çarpışmalar bakımından karmaşık bir tarihçeye sahiptir (Dewey ve diğ., 1973, 1989b). Neojen'den Holosen'e kadar olan jeolojik zaman içinde, Akdeniz Bölgesi'nde gerçekleşen karmaşıklığın tümü (Boccaletti ve diğ., 1990), Afrika'nın Avrupa ile çarpışması sırasında meydana gelen sütur zonu içine doğru olan sıkışmadan kaynaklanmaktadır. Doğu Akdeniz'in çoğu kısmı, öncelikle genç sütur zonlarından sediman alan kalıntı okyanus havzası konumundadır. Örneğin, Apenninlerde gerçekleşen erozyon Yunan Denizi'ne sediman sağlamaktadır (Critelli ve Le Pera, 1994).

Kıta – kıta çarpışması, okyanus içi yay – kıta çarpışması, okyanus içi – kıtasal yay – yay çarpışması ve okyanus içi yay – yay çarpışması nedeniyle meydana gelen güncel ve eski sedimanter havzalar Tablo 1.1'de gösterilmektedir.

Tablo 1.1. Güncel ve eski tortul havzalar (Busby ve Ingersoll, 1995).

GÜNCEL	ESKİ
KITA – KITA ÇARPIŞMASI	
Bengal – Indus Akdeniz Umman Körfezi	Ouachita – Marathon İskoçya Akadya Orojeni Songpan – Ganzi
OKYANUS İÇİ YAY – KITA ÇARPIŞMASI	
Kuzeybatı Avusturalya – Java Japon Denizi Huon Körfezi Güney Çin Denizi	Lachlan – Foldbelt Alpler – Karpatlar Apeninler Basra Körfezi Junggaro – Balkhash Takonik Orojeni Antler Orojeni Kuzeydoğu Karayipler
OKYANUS İÇİ – KITASAL YAY – YAY ÇARPIŞMASI	
	Nevada Orojeni
OKYANUS İÇİ YAY – YAY ÇARPIŞMASI	
Molucca Denizi	

1.3. Doğu Akdeniz'in Jeolojik Tarihi

Doğu Akdeniz'in büyük bir bölümünün Alp orojeni ile yakından ilişkili olan Mesozoik yaşlı Tetis'in bir kalıntısı olduğu kabul edilmiş genel bir görüştür. Diğer taraftan bu havza, orojenik deformasyon alanının dışında kalmıştır ve pasif kıta

kenarları ile Levant ve kuzey Afrika'nın sınırı boyunca süreklilik gösteren yapısını korumaktadır (Ergün ve Oral, 1999).

Bein ve Guirtzman (1977) tarafından yapılan Doğu Akdeniz havzasının oluşumuyla ilgili ilk çalışmalarda, havzanın Triyas zamanında, Tauride bloğunun Afrika-Arap kıtasından uzaklaşıp ayrıldığı zaman içinde oluştuğu önerilmiştir.

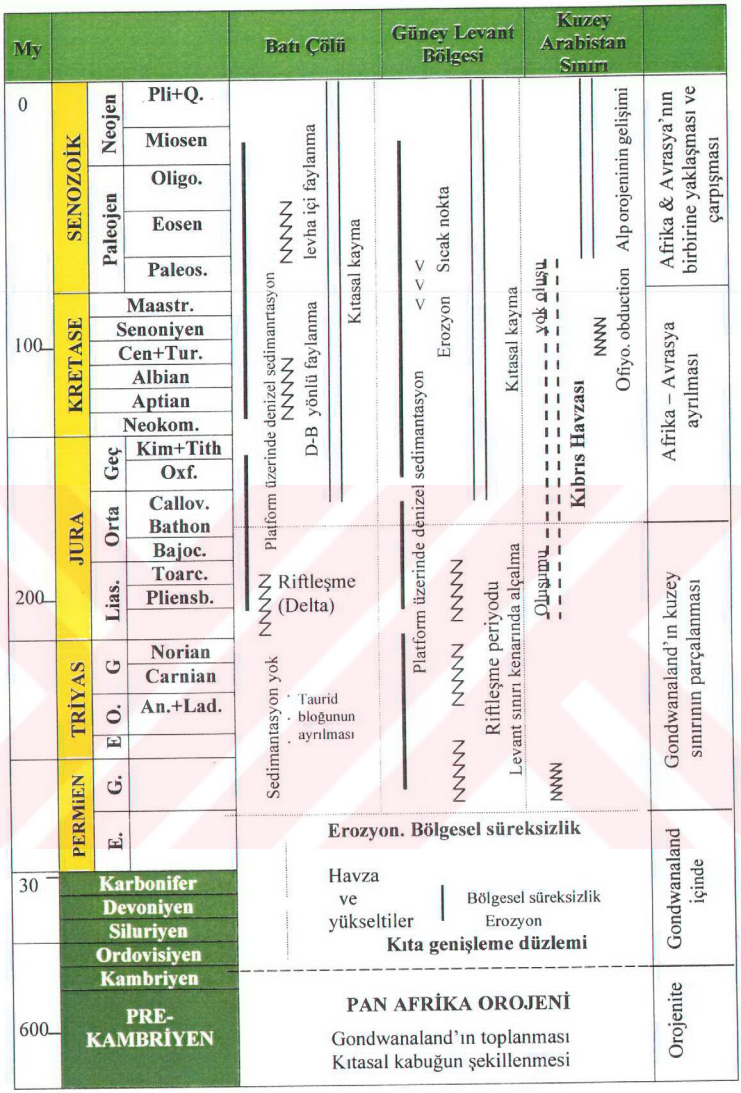
Doğu Akdeniz Bölgesi, dalma batma ve levha çarpışmasının yanyana olduğu iki ayrı tektonik birimden oluşmaktadır. Bu birimler, kuzeyde Alp orojen kuşağı ve onun güneyinde daha fazla orojeniteye sahip olan tektonik birimlerdir. Bu iki birim arasında, Kıbrıs'tan süturun doğusuna doğru olan kısımda, ofiyolitik birimler ile Geç Kretase ve Peri - Arabian ofiyolitlerinin yerleşmiş olduğu boşluklar baskındır (Ricou, 1971). Batıya doğru sütur zon, Hellenik hendekleri ile birleşerek, deniz tabanının altına doğru süreklilik göstermektedir. Bugünkü aktif levha sınırı, yaklaşık olarak bu zonu takip etmektedir ve bugünkü levha şeklinin ayrıntıları Orta Senozoik zamanında oluşmuştur. Bu sırada orojen zon içerisinde, Anadolu'nun çoğu kısmı, batıya doğru ilerleyen bağımsız bir küçük levha konumunda olmuştur (Şengör ve diğ., 1985).

Anadolu levhasının Afrika levhası ile birleşimi, Doğu Akdeniz havzası boyunca aktif levha sınırı oluşturmaktadır. Ayrıca Orta Senozoik'te gerçekleşen kıtasal parçalanma sonucunda, Arap levhası ve Sinai yarı levhası (sub-plate) Afrika levhasından ayrılmıştır (Freund ve diğ., 1970; McKenzie ve diğ., 1970; Garfunkel, 1981; Joffe ve Garfunkel, 1987; LePichon ve Gaulier, 1988).

Akdeniz bölgesi içinde, Neo-Tetis ve Atlantik Okyanusu'nun levha sınırı sistemleri erken Jura zamanında birleşmiş ve okyanus tabanı yayılması orta Jura zamanında başlamıştır (Roddick ve diğ., 1979). Neo-Tetis tabanının tüketiminin, geç Jura zamanında Yunanistan'ın kuzeyinden Himalayalar'a kadar olduğu bilinmektedir. (Audley ve Hallam, 1988).

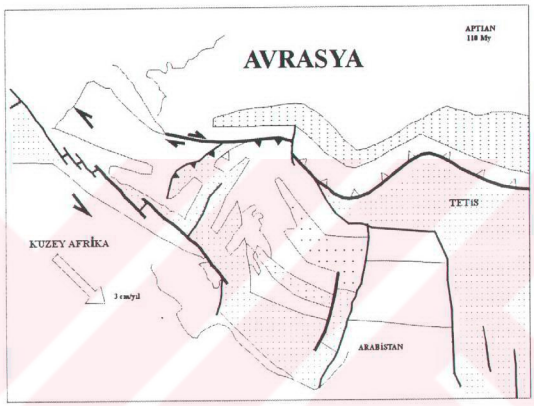
Doğu Akdeniz Havza'sının tektonik gelişimi Şekil 1.1'de gösterilmektedir.

T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ



Şekil 1.1. Doğu Akdeniz Havzası kara sınırlarının tektonik tarihindeki başlıca olaylar (Garfunkel, 1998'den alınmıştır).

Doğu Akdeniz içerisinde bulunan Levant ve Herodotus havzaları farklı şekillerde meydana geldikleri için, farklı sınırlara sahiptirler. Levant havzasının güney sınırı açıma doğrultusuna yaklaşık olarak paralel şekilde oluşurken, başlangıçta Herodotus havzasının sınırı boyunca yanal hareket önem kazanmıştır. Permiyen ve ilk Jura döneminde Sinai'nin batısında sedimentlerin bulunmaması, bu dönemde Herodotus sınırının yüksekte kaldığını ve muhtemelen yanal ve oblik kırılmanın başlaması ile ilişkili olduğunu göstermektedir (Garfunkel, 1998).



Şekil 1.2. Aptian zamanında Akdeniz Bölgesi. Noktalı kısımlar okyanusal ve kıtasal havzaları; içi boş üçgenler dalma batma alanlarını; içi dolu üçgenler kıtasal çarpışmaları; çift noktalı çizgiler ise büyüme alanlarını göstermektedir (Dercourt ve diğ. 1986'dan değiştirilerek alınmıştır).

190 My'dan 80 My'a kadar olan zaman içinde Afrika ve Avrasya arasındaki bağıl hareket, Akdeniz Bölgesi'nde çok sayıda okyanusal ve ince kıtasal kabuk havzasının açılmasına neden olmuştur. Örneğin, Aptian (110 My) zamanında Akdeniz Bölgesi'nde, bir çok sayıda küçük havza ve kıtasal blok kompleks bir şekilde yan yana bulunmaktaydı (Şekil 1.2). Bu şekil, Uzak Doğu'daki büyük Tetis okyanus alanı ile çelişmektedir.

Robertson ve Dixon (1984), Doğu Akdeniz'deki Tetis okyanusunun Paleozoyik'ten günümüze kadar sürekli olarak gelişen açık bir okyanus olduğunu söylemektedirler.

Avrasya'nın güney kenarı, kuzeye doğru dalma batma gösteren aktif kıtasal sınır olarak belirtilmektedir. Permo-Triyas esnasında küçük kıta parçaları, Gondwana'dan ayrılmış ve Mesozoik yaşlı Tetis okyanusuna çeşitli uzaklıklarda olacak şekilde dizilmişlerdir.

Robertson ve diğ., (1991) ise Doğu Akdeniz'in, Gondwana'dan Mesozoyik yaşlı okyanusal kabuk şeklinde ayrıldığını ve güney Tetis alanının kıtasal parçalar içeren bir kısmı olduğunu söylemektedirler.

Doğu Akdeniz Bölgesi içinde Permiyen zamanında meydana gelmiş olaylar, bölgede önemli tektonik değişimlerin olduğunu ve Levant sınırı boyunca olan kırılmayı da içeren yaygın tektonizmayı göstermektedir. Demirtaşlı (1984)'e göre, bölgeye bitişik konumda olan Taurid bloğu da Geç Permiyen'de deniz tarafından basılmadan önce, muhtemelen faylanmadan ve deformasyondan etkilenmiştir. Bu aktivitelerin tümünün Erken Permiyen'in son parçasında (260 My önce veya daha erken) oluştuğu düşünülmektedir. Ancak bölgenin oluşumu ile ilişkili daha ayrıntılı bilgi sağlayan veriler henüz tamamlanmamıştır. Arabistan'ın doğu kenarı boyunca oluşan riftleşme ve yeni pasif sınırların oluşumu bu dönemde gerçekleşen en önemli olaydır (Blendinger ve diğ., 1990; Robertson ve Searle, 1990; Rabu, 1993). Aynı zaman içinde Arabistan'ın doğu kıyısı, yeni sınıra doğru alçalmaya başlamıştır. Bu durum, küçük Kırım kıtasının uzağa sürüklenmesi ile bağlantılıdır (Şengör, 1979; Robertson ve diğ., 1996).

Doğu Akdeniz Bölgesi'nde Permiyen zamanında kırılmaların olduğu mevcut veriler ile kanıtlanmaktadır. Fakat bu zaman içinde, kıtasal parçalanmanın ve kabuk ayrılmasının oluşumu kanıtlanmamış, olasılık olarak kalmıştır (Garfunkel, 1998).

Orta ve Geç Triyas döneminde, Eratosthenes bloğunun ayrılmasını da içeren Levant sınırı boyunca olan riftleşme hakkında çeşitli kanıtlar mevcuttur. Ayrıca Orta Triyas'ta veya daha erken dönemde Taurid bloğunun güney sınırında yeni başlamış deniz tabanı yayılmasının, derin havza oluşumunun ve riftleşmenin olduğu da kanıtlanmıştır (Robertson ve diğ., 1991, 1996). Bu zaman içinde, Pangea'nın şekline

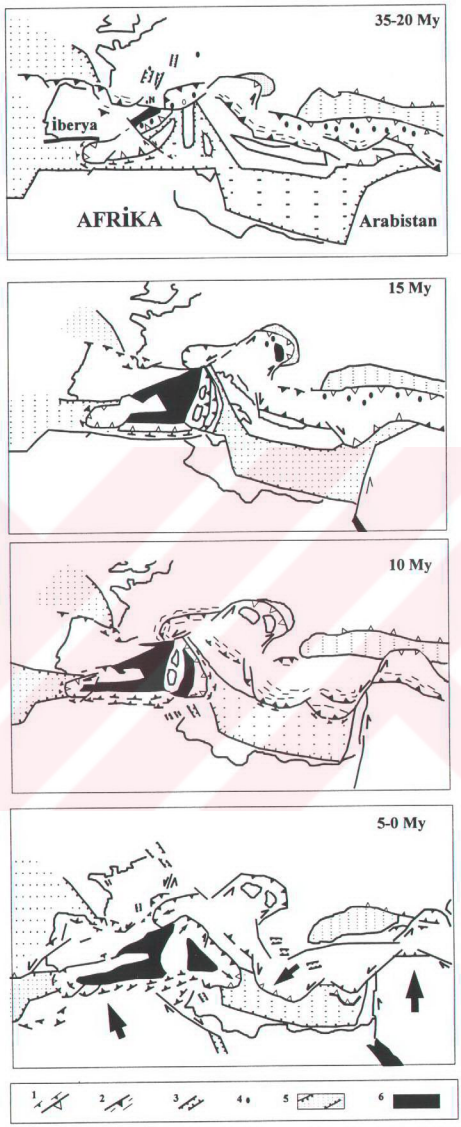
bakıldığı zaman Taurid bloğunun Laurasia ile çarpışmaksızın Afrika'dan 200 – 300 km'den daha fazla ayrılmadığı görülmektedir.

Liassic-Bajocian zamanında gerçekleşen tektonik ve magmatik aktivite ise, Levant Havzası'nın güneyine bitişik olan alanda oldukça göze çarpan boyutlardadır.Ayrıca içinde yaygın klastiklerin ve süreksizliklerin bulunduğu Taurid bloğundaki bu zaman diliminde gerçekleşen tektonik aktivite için de çeşitli kanıtlar bulunmaktadır (Gutnik ve diğ., 1979; Monod ve Akay, 1984; Demirtaşlı, 1984).

Orta Jura – Orta Kretase esnasında, Doğu Akdeniz Havza'sının tarihi ile ilgili önemli iki olay bulunmaktadır. Birincisi, eldeki mevcut verilerin havzanın derin kısımlarının ve sınırlarının Orta Jura'nın sonunda çizilmiş olduğunu göstermesidir. Aptian zamanında Herodotus Havzası yaklaşık 300 km genişliğinde iken Levant Havzası tamamiyle şekillenmiştir. Bu zaman diliminde gerçekleşen ikinci önemli olay, Gondwanaland ve Avrasya'nın birbirinden ayrılmasındaki ana fazın bu dönemde olmasıdır. Böylece bu periyotta, Doğu Akdeniz Havza'sının gelişmesinin artık sınırlandırılmadığı ve havzanın Neotetis içindeki sırt boyunca yayılması şeklinde genişlediği belirlenmiştir.

Doğu Akdeniz Havza'sının D-B doğrultusunun geniş olması, havzanın son boyutuna ulaşabilmesi için K-G doğrultusunda açılmış olabileceğini göstermektedir. Bu bileşenin Triyas – Erken Jura dönemindeki faylanmadan sonra baskın hale gelmiş olduğu düşünülmektedir. Muhtemelen havza, Orta Kretase'de (yaklaşık 95 My önce) kuzey kenarındaki dalma batmanın başlamasına dek gelişmesini sürdürmüştür. Havza, Orta Jura'dan Orta Kretase zamanına kadar olan 50 My 'lık uzun bir dönem esnasında 2 cm / yıl hızla genişleyerek 500 km genişliğe ulaşmıştır (Garfunkel, 1998).

Geç Triyas zamanında, Gondwanaland'ın kuzey sınırı boyunca geniş bir rift oluşmuştur. Bu rift, Sicilya, Girit ve muhtemelen Kıbrıs'ın içinden geçerek doğuya doğru uzanmakta ve sonunda Umman içindeki Geç Permiyen yaşlı volkanik tabanlı havzalar ile birleşmektedir. Erken ve Orta Triyas içinde gerçekleşen riftleşme ile Gondwanaland'in kuzeyi birbirine bağlı rift serileri ve karbonat platformları şeklinde



Şekil 1.3. Senozoik zaman içinde Akdeniz Havzası'nın basitleştirilmiş tektonik şeması. 1: Dalma batma; 2: Kıtasal çarpışma; 3: Grabenler; 4: Volkanizmalar; 5: Mesozoik yaşlı okyanusal ve kıtasal havzalar; 6: Senozoik yaşlı okyanusal havzaları göstermektedir (Bonnin ve diğ., 1988).

parçalanmıştır. Geç Triyas'ta meydana gelen son parçalanma ile de transform faylar tarafından dengelenen havzalar meydana gelmiştir (Örn, Antalya okyanusu, Pindos okyanusu, Vardar okyanusu ve Kıbrıs okyanusu vb.). Batıdaki Pindos okyanusu, Erken Jura döneminde yaklaşık 1000 km'ye kadar açılmasını sürdürmüştür. Batıya doğru olan dalma batma, Pindos okyanusu içinde başlamış ve ofiyolitler dalma batma zonu üzerinde oluşmuşlardır (Robertson ve diğ., 1990).

Doğu Akdeniz Havza'sında gerçekleşen son değişim için hazırlanan senaryolardan birisi, Kıbrıs Havza'sının kuzey kenarı boyunca kuzeye doğru olan bir dalma batmanın gerçekleştiği, bunun doğuya doğru süreklilik göstermesinin başlangıcının Orta Kretase zamanında Afrika ve Avrasya'nın birbirine doğru yaklaşmaya başladığı zaman olduğu ve 20 My boyunca devam ettiği şeklindedir. Bu zaman aralığı esnasında, dalma batma hızı çok düşük olsa bile birkaç yüz km'lik genişlikte okyanusal alanın tüketilmiş olduğu düşünülmektedir (Garfunkel, 1998).

Kuzeyden güneye doğru bütün Mesozoik yaşlı havzalar, dalma batma, çarpışma ve diğer mekanizmalar nedeniyle içeriye doğru çekilmiştir (Dercourt ve diğ., 1986). Bu bağıl hareketin neden olduğu Kuzey-Güney yönlü yaklaşma, yeni okyanusal havzaların açılmasına neden olmuştur (Örn, Algero-Provençal, Alboran havzaları; Tiren Denizi, vb.). Fakat her bir jeodinamik aşama, etkilenen blok büyüklüklerine bakılmaksızın kısa sürelidir (Şekil 1.2)

Kinematik çalışmalar, Kretase zamanında levhaların birbirine yaklaşmasının Kıbrıs'ın batısında da oluştuğunu göstermektedir. Bu yüzden, Herodotus Havza'sının kuzey kenarında bir kaç yüz km'lik genişlikte alanın tüketilmiş olduğu düşünülmektedir (Garfunkel, 1998).

Neojen – Kuvaterner zamanında Levantin Havzası içerisinde önemli boyutlarda deformasyon meydana gelmiştir (Garfunkel ve Almagor, 1987). Oluşan faylanma, Eratosthenes bloğunun yükselen kısmını etkilemiştir. Bu zaman içinde Eratosthenes Deniz dağları ile Kıbrıs şimdi olduğu kadar yakın olmadığı için faylanma bunların arasındaki çarpışma ile doğrudan ilişkili değildir. Ancak, Eratosthenes bloğundaki en

genç deformasyon, bu bloğun Kıbrıs ile çarpışması ile ilişkili olmaktadır (Garfunkel, 1998).

Kıbrıs yayı boyunca olan yaklaşan levha sınırının, Herodotus Havza'sının kuzey kenarına kadar devam ettiği bilinmektedir, fakat tarihçesi ve gerçek yeri tam olarak belirlenmemiştir (Garfunkel, 1998).

Bölgede Miyosen sonunda meydana gelen çeşitli jeodinamik olaylardan bazıları şunlardır:

- Apeninler ve Kalabriyan yayları, Tortoniyan zamanından beri dalma batma olayının etkisi altındadır.
- Ege yayında dalma batma başlamıştır.
- Kretase zamanından beri Alplerde varolan çarpışma aktivitesini sürdürmüştür (Bonnin ve diğ., 1988).

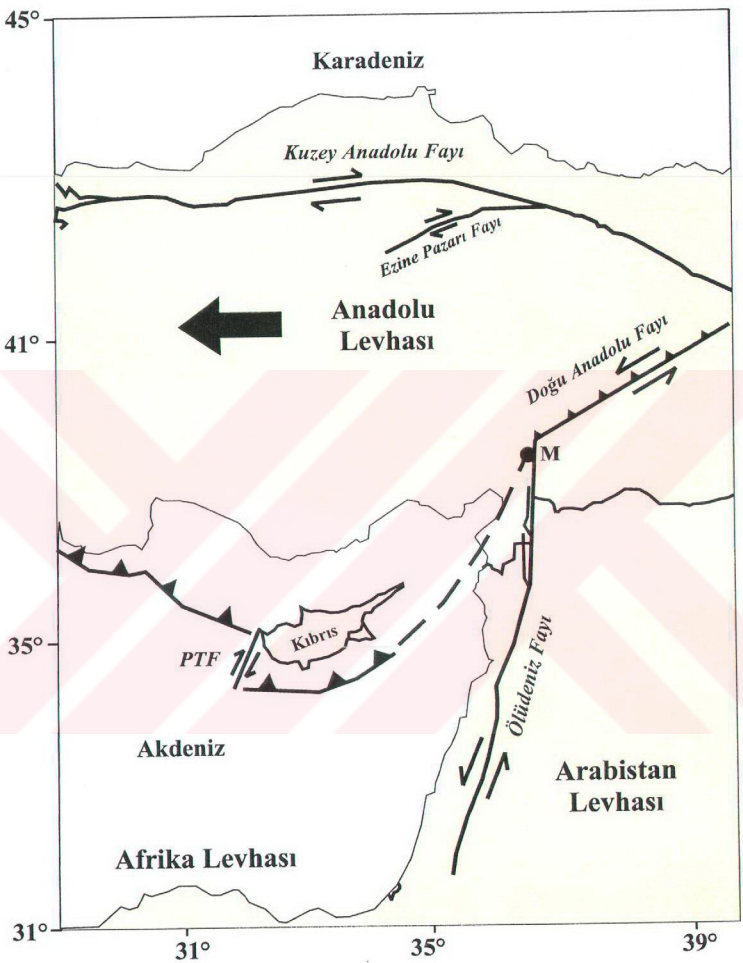
2. KIBRIS VE ÇEVRESİNİN GENEL TEKTONİK YAPISI

2.1. Giriş

Doğu Akdeniz içinde Sicilya ve Sardinya'dan sonra gelen üçüncü büyük ada olup 9251 km^2'lik alan kaplayan Kıbrıs adası, Mısır'ın 300 km kuzeyinde, Suriye'nin 90 km batısında ve Türkiye'nin 60 km güneyinde bulunmaktadır. Doğu Akdeniz ise, Afrika ve Avrasya levhaları arasında uzanmaktadır. Doğu Akdeniz Denizi, tüm Akdeniz havzasının en yüksek sismisitesine sahip kısmıdır ve ayrıca dünyanın sismik açıdan en aktif bölgelerinden biridir (İbrahim ve diğ., 1999).

Doğu Akdeniz'in aktif tektoniği güneyde Afrika ve Arap levhaları, kuzeyde Avrasya levhası arasındaki yaklaşma hareketinin bir sonucudur. Bu levhalar birbirlerine yaklaşan bloklar olarak davranmaktadırlar ve Anadolu bölgesinde baskı zonu oluşturmaktadırlar. Doğu Akdeniz'de bulunan ana aktif tektonik sınırlar, Kuzey Anadolu Fayı (KAF), Doğu Anadolu Fayı (DAF), Kuzeydoğu Anadolu Fayı (KDAF), Stranca fayı, Hellenik yayı, Kıbrıs yayı, Ölü Deniz Fayı (ÖDF) ve Bitlis – Zağros sütur zonudur (Şekil 2.1).

Afrika ve Avrasya levhaları arasındaki sınır, batıda Plini ve Strabo hendekleri ve Hellenik yayı tarafından doğuda ise, Kıbrıs yayı ve muhtemelen Amanos fayı ile birleşen fay sistemi tarafından çizilmektedir (Ergün ve Oral, 1999). Afrika levhasının kuzeye doğru olan dalma batmasının, erken Miyosen zamanında Kıbrıs'ın güneyinde başladığı düşünülmektedir (Eaton ve Robertson, 1993).



Şekil 2.1. Kıbrıs ve çevresindeki litosferik sınırlar ve levha hareketleri PTF: Paphos Transform Fayı, M: Maraş üçlü birleşme noktası (Papazachos ve Papaioannou, 1999).

2.2. Neotektonik Evrim

2.2.1. Doğu Akdeniz Bölgesi

Doğu Akdeniz, erken Miyosen'den itibaren Avrasya'nın Afrika-Arap levhasından ayrılmasıyla gelişen Neotetis okyanusunun güney kolunun bir kalıntısıdır (Biju-Duval ve diğ., 1978, Şengör, 1979). Neotetis okyanusu geç Eosen - erken Miyosen döneminden başlayarak Afrika ve Arap levhalarının hareketleriyle sıkışıp daralmıştır (Smith, 1971, Dewey ve diğ., 1973, Biju-Duval ve diğ., 1978, Savostin ve diğ., 1986). Akdeniz bölgesinin gelişiminin, Afrika levhasının Avrasya levhasıyla ilişkili olarak kuzeye doğru hareketinden dolayı kabuk kısalmasının bir sonucu olduğu düşünülmektedir (Rabinowitz ve Ryan, 1970; McKenzie, 1972; Comninakis ve Papazachos, 1972).

Doğu Akdeniz içinde gelişen en önemli olay, Afrika litosferinin Avrasya litosferi altına doğru dalma batma göstermesidir (McKenzie, 1970; 1972). Bu levha modeli, hala daha Doğu Akdeniz bölgesindeki herhangi bir tektonik analiz için yaygın olarak kullanılmaktadır. Levha sınırlarındaki çarpışma ve okyanusal havzaların gelişimi, sismisite ve batimetri modellerinde düzensizliğe neden olmaktadır (Coney ve diğ., 1980; Ben-Avraham ve diğ., 1981). Doğu Akdeniz içinde kuzeye doğru hareket eden Afrika levhasının kuzeye doğru hareket eden kenarı boyunca olan okyanusal litosfer ile deformasyona uğrayan Ege-Anadolu kıtasal litosferinin arasında, kuzeye doğru dalan Kıbrıs ve Hellenik dalma batma zonları oluşmaktadır (Garfunkel ve diğ., 1981, Quennel, 1984, Gülen ve diğ., 1987).

Geç Miyosen zamanında, Avrasya ile Arabistan'ın çarpışması ve Neotetis Bitlis okyanusunun kapanması, Anadolu levhasının batıya doğru çıkmasına neden olmuştur (Dewey ve Şengör, 1979). Doğu Akdeniz içindeki güncel deformasyon, bu üç ana levha arasındaki karmaşık çarpışmadan kaynaklanmaktadır. Sabit duran Avrasya levhasına göre Afrika ve Arap levhalarının K-KD ve K-KB'ya doğru hareket etmesi ve bu levhaların farklı hareketleri, Ölü Deniz transform fayı boyunca gerçekleşmektedir. Diğer yandan, Anadolu levhası saatin tersi yönünde dönen tek bir birim olarak hareket etmektedir (McKenzie, 1970; Dewey ve Şengör, 1979; Jackson

ve McKenzie, 1988; DeMets ve diğ., 1990; Westaway, 1994; Oral ve diğ., 1995; Reilinger ve diğ., 1997; Seber ve diğ., 1997).

Yapılan gravite çalışmaları, litosferin elastisitesinden dolayı Doğu Akdeniz Bölgesi'nin izostatik denge dışında olduğunu göstermektedir (Woodside ve Bowin, 1970; Rabinowitz ve Ryan, 1970; Makris ve Wang, 1994). Deniz alanının bir kısmında kütle eksikliği varken, Kıbrıs, Anaksimander dağları, Ptolemi deniz dağı, Girit güneyi ve Ege Deniz'i alanınında aşırı kütle varlığı mevcuttur. Doğu Akdeniz Bölgesi, yaklaşık 220 mGal'lik maksimum Bouguer gravite anomalisine sahip olan Herodotus abisal düzlüğü olarak bilinen çöküntü alanının etkisi altındadır. Bölgede elde edilen Bouguer gravite anomalileri doğuya doğru azalma göstermekte ve İsrail ile Lübnan'ın doğu parçasında 20-80 mGal'e inmektedir (Ergün ve Oral, 1999).

2.2.2. Kuzeydoğu Akdeniz Bölgesi

Kuzeydoğu Akdeniz bölgesi, birbirine yaklaşan Afrika-Avrasya zonunun bir parçasıdır. Ancak, bu kısım İran ve Türkiye'deki itme zonları ile, diğer konverjans zonları işaret eden Ege Denizi'ndeki Hellenik ada yayının her ikisinden farklıdır (Scott, 1981). Bölgede egemen olan sedimenter havzalar, doğrultu atımlı fayların belli olduğu yapı boyunca kısmen dalan kanatın üzerinde yer almaktadır (Baroz, 1979; Robertson ve Woodcock, 1986). Yapıyı kontrol eden doğrultu atım bileşeni, alandaki levha kinematiği yardımıyla açıklanmaktadır. Geniş ölçekte bu bölgesel tektoniklerin, ilk olarak Afrika-Avrasya levhalarının birbirine yaklaşmasıyla ilişkili olduğu belirlenmiştir. Ancak, Kuzeydoğu Akdeniz göz önünde tutulduğu zaman, bunun Avrasya'ya ilişkin olarak, batıya doğru önemli harekete sahip Anadolu levhası'nın sınırı boyunca uzandığı anlaşılmıştır (Şengör ve diğ., 1985).

Tektonik ve yapısal olarak, Kuzeydoğu Akdeniz üçlü birleşme noktasının doğu ve batısında iki ayrı bölgenin olduğu bulunmuştur. Bunlardan biri, Afrika, Arap ve Ölü Deniz Transformu'nun Anadolu'nun güney sınırı ile buluştuğu yerdeki Anadolu levhasının arasında yer almaktadır Üçlü birleşimin doğusunda tanınan iki yapı ailesinden biri, Bitlis süturunun itme ve kıvrım yapılarından oluşmaktadır. Diğeri, Doğu Anadolu Fayını ve yaklaşık K60D'a giden doğrultu atımlı fayları içermektedir.

Bu bölgedeki çoğu kıvrımlar, topoğrafik sırt olarak gösterilmektedir. Kempler ve Garfunkel (1991)'e göre, bu sıkışma yapılarının çoğu oldukça yakın zamanlarda gelişmiştir ve büyük bir olasılıkla hala daha aktiftirler. Üçlü birleşme noktasının doğusunda, Anadolu'nun güney sınırı boyunca olan hareket, Ölüdeniz transformu boyunca Afrika ile ilişkili Arabistan'ın kuzeye doğru hareketlerinden dolayı, batıdakinden daha fazla sıkıştırma niteliğindedir (Kempler ve Garfunkel, 1991).

Geniş ölçekli yapısal ve kinematik araştırmalar, Kuzeydoğu Akdeniz bölgesindeki açılma yapılarının önemini de belirtmiştir (Kempler ve Garfunkel, 1994).

2.2.3. Kıbrıs

Kıbrıs adası, kuzeye doğru hareket eden Afrika ile batıya doğru kaçan Anadolu levhalarının arasında yer almaktadır. Bölgedeki en belirgin tektonik hat, levha sınırı olan Kıbrıs yayıdır (McKenzie, 1972; Nur ve Ben-Avraham, 1978; LePichon ve Angelier, 1979; Dewey ve Şengör, 1979; Rotstein ve Kafka, 1982; Barka ve Reilinger, 1997). Kıbrıs ve Hellenik yayları birbirine yakın olmasına rağmen tektonik bakımdan oldukça farklı özellikler göstermektedir. Bu farklılıklar, Kıbrıs yayının doğusunun çarpışma zonu, batısının ise dalma-batma zonu olmasına dayandırılmaktadır (Papazachos ve Comninakis, 1971; Mart ve Woodside, 1994; Barka ve Reilinger, 1997). Bu yüzyılda, Anadolu levhasının güney sınırını teşkil eden Kıbrıs yayı, sismik etkinlik bakımından oldukça sakin bir dönem geçirmiştir. Bu yüzden Kıbrıs ve civarının sismotektoniği, Doğu Akdeniz Bölgesi'nin en az bilinen yerlerinden biridir (Jackson ve McKenzie, 1988; Rotstein ve Kafka, 1982).

Kıbrıs'ın doğusuna doğru, Doğu Akdeniz içinde yapılan sismisite çalışmaları bölgede yaklaşık olarak kuzeye doğru dalan bir dalma batma zonunun varlığını göstermektedir (McKenzie, 1972; Jackson ve McKenzie, 1984; Barka ve Reilinger, 1997). Ayrıca odak mekanizması çözümleri, Kıbrıs'ın batısı ve güneybatısında Benioff zonunun varlığını belirtmektedir. Kıbrıs'ın güneydoğusundaki dilim, iyi tanımlanamamıştır fakat burada doğrultu atım bileşeninin baskın olduğu belirlenmiştir (Rotstein ve Ben-Avraham, 1985; Kempler ve Ben-Avraham, 1987).

Robertson ve diğ. (1991), Eratosthenes Deniz dağı'nın kuzey kenarı etrafında alınan batimetrik ve sismik verilere dayalı olarak, Kıbrıs'ın güneyinde dalma-batma hendeğini tanımlamıştır.

Kıbrıs'ta yapılan paleomanyetik çalışmalar (Clube ve Robertson, 1986; Vine ve diğ., 1973), Troodos ofiyolitlerinin Geç Kretase zamanında oluştuğunu ve Geç Kretase-Erken Eosen zaman aralığında saatin ters yönündeki 90°lik paleorotasyonu ortaya çıkarmıştır. Bölgede yapılan gravite çalışmaları ise, Kıbrıs adasında yaklaşık 220 mGal'lik oldukça yüksek pozitif gravite anomalilerinin olduğunu göstermektedir. Makris ve diğ. (1983), Kıbrıs'taki kabuğun kıtasal kabuk olup, kalınlığının yaklaşık 30-32 km olduğunu belirtmektedir.

Kabuk, Doğu Akdeniz'in bazı kısımları içinde 12 km kalınlığında sedimanter tabaka ile örtülmüş ve yaklaşık 8 km kalınlıklı okyanusal kabuk şeklindeyken, Kıbrıs adası 6 km/sn P dalga hızına sahip olan ve yaklaşık 30 km kalınlıkta kıtasal bir kabuğa sahiptir (Makris ve diğ., 1983; Ginzburg ve Ben Avraham, 1987; Khair ve Tsokas, 1997).

2.2.4. Kıbrıs ve HellenikYayları

Türkiye'nin güney kıyıları civarında bulunan Hellenik ve Kıbrıs yayları, Rodos adasının güneyinden geçerek Girit'in güneyinden Fethiye Körfezi'ne kadar uzanmaktadırlar. Anadolu ve Afrika levhaları arasındaki sınırın, Hellenik ve Kıbrıs yayı ile sınırlandığı kabul edilen yaygın bir görüştür (McKenzie, 1972).

Kıbrıs Yayı

Kıbrıs yayı, batıda Antalya Körfezi'nden başlayarak, doğuda İskenderun Körfezi'ne kadar uzanmaktadır (Kalogeras ve diğ., 1999). Doğu Akdeniz'de bulunan bu yay, güneyde Afrika levhası kuzeyde Türkiye levhası arasında levha sınırı oluşturmaktadır. Tam olarak yeri, geometrisi ve yay boyunca olan bağıl hareketler anlaşılamamasına rağmen, Doğu Akdeniz'de yapılan çok kanallı sismik yansıma çalışmaları, Kıbrıs yayı ve civarının tektonik gelişimini yeniden incelemeye ve yay

boyunca olan farklı segmentlerdeki derin yapılar ve yüzeysel yapılar arasındaki ilişkiyi arastırmaya olanak sağlamaktadır (Kempler ve Ben-Avraham, 1987). Kıbrıs yayının batı kısmında, Gierman Fayı ile çakışan deformasyon zonu, Eratosthenes Deniz Dağları'nın kuzeyinden Florans Yükselimi'nin kuzeybatısına doğru genişlemektedir. Bu zon, alandaki gerçek levha sınırını göstermektedir ve alan üzerindeki dağınık batimetri, buradaki aktif tektonizmayı yansıtmaktadır. Bouguer gravite anomalilerinin şekli ve deprem hiposentırları, Kıbrıs yayının batı kısmındaki konverjan şeklin, Türkiye Levha'sının altındaki Doğu Akdeniz okyanusal kabuğunun kuzeye doğru dalma-batması biçiminde olduğunu göstermektedir (Kempler ve Ben-Avraham, 1987).

Kıbrıs yayının orta kısmında gerçeklesen bir olay olan Eratosthenes Deniz Dağlar'ı ile Kıbrıs yayının çarpışması, dalma-batma işlemini yarıda bölmekte ve Eratosthenes Deniz Dağları'nın, ayrılmış bloklar şeklinde faylanmasınasına neden olmaktadır. Dalma batmanın yarıda kesilmesi, Eratosthenes Deniz Dağları'nın güneyinde sıkışma deformasyonuna ve Levant Platform'unun kuzey kenarı boyunca faylanmaya neden olmuştur (Kempler ve Ben-Avraham, 1987).

Kıbrıs yayı, Hellenik yayına bitişik konumdadır. Hellenik yayı ayrıntılı olarak çalışılmış olmasına rağmen rağmen, Kıbrıs yayı çok fazla dikkat çekmemiştir ve bu yüzden de çok iyi anlaşılmamaktadır. Nur ve Ben-Avraham (1978), Kıbrıs yayının Hellenik yayı ile sürekli levha sınırından oluştuğunu, Kıbrıs'ın doğusuna kadar devam etmediğini ve yayın tepe kısmının, K-KB yönelimli faylar tarafından kesildiğini önermektedirler. Oysa LePichon ve Angelier (1979), Kıbrıs yayının, Hellenik yay ile sürekli olmadığını fakat Türkiye ve Suriye'deki itme zonunun içine, Kıbrıs'ın doğusuna kadar devam ettiğini önermektedirler. Dewey ve Şengör (1979) ve Şengör (1979) ise, Kıbrıs yayının Türkiye'nin güneydoğusundan güneybatısı içindeki Hellenik yayına kadar sürekli olduğunu ve bu levha sınırının Kıbrıs'ın batısına yaklaşan zon olduğunu fakat, Kıbrıs'ın doğusunda transform fay zonunun kara kısımlarını içerdiğini önermektedirler. Yapılan çalışmalarda, iki yay arasındaki bölge içinde 60 km'den daha derin sismisite bulunamamıştır (Rotstein ve Ben-Avraham, 1985).

Üzerinde en fazla tartışma olan ve en az bilinen bölge, Kıbrıs yayı'nın Suriye kıyısına doğru olan doğu uzanımıdır. Bu bölgede levha sınırlarındaki deformasyon ve levhaların birbirine yaklaşması, üç ana levha olan Afrika, Arap ve Anadolu levhaları arasındaki farklı hareketlerden etkilenmektedir (Westaway, 1994; Oral ve diğ., 1995; Reilinger ve diğ., 1997). Kıbrıs yayının doğu kısmındaki yapı içinde bulunan yanal değişimler, yayın batı parçası ile igili sismisite, gravite ve manyetizmadaki farklılıklar gibi, karmaşık batimetri tarafından da kanıtlanmaktadır. Ambraseys ve Adams (1993)'e göre Kıbrıs yayının sismisitesi Yunanistan ve Türkiye'ninkinden daha düşüktür.

Hellenik Yayı

Hellenik hendeği boyunca, Akdeniz okyanusal litosferinin kuzeye doğru dalma-batması, Ege'nin üst manto kısmında yapılan sismik tomografi çalışmaları ile iyi bir şekilde belirlenmiştir (Spakman ve diğ., 1988; Ligdas ve diğ., 1990; Papazachos ve diğ., 1995; Gülen ve Kuleli, 1995). Ege bölgesi yay arkası özellik göstermektedir ve bölgede baskın olan tektonizma açılma şeklindedir (Alptekin, 1973; McKenzie, 1978; Dewey ve Şengör, 1979; Eyidoğan, 1988; Gülen, 1990; Taymaz ve diğ., 1990; 1991).

Girit'in doğusunda Hellenik yayında bulunan dalma batma zonundaki bağıl levha hareketinin yaya hemen hemen paralel olduğu sonucu araştırmacıları, bu zonun eğimli transform fay olarak etki ettiğini düşünmeye yöneltmiştir (McKenzie, 1978; Dewey ve Şengör, 1979; LePichon ve Angelier, 1979). Bununla birlikte, büyük derinlikli depremler, eğimli sismik zon ile uyuşmaktadır. Son dönemlerdeki büyük okyanusal levha çarpışması, iki yay sisteminin bölünmesine neden olmuştur. Dalma batmaya uğrayan Afrika litosferinin aktif olarak tüketilmesi, sadece en dıştaki hendekte oluşmaktadır. Hellenik yayının orta ve doğu parçasındaki Pitolemi ve Plini hendekleri aktiftirler. Diğer hendekler ya kısmen ya da tamamen kapanmışlardır. Genç Strabo hendeği ve bu hendeğin Levant havzası ile Kıbrıs yayının ortasına doğru yayılma gösteren daha az gelişmiş kısmı, Girit'in doğusundaki aktif dalma batmayı ve böylece Afrika ile Avrasya arasındaki aktif levha sınırını göstermektedir (Rotstein ve Ben-Avraham, 1985).

Hellenik ve Kıbrıs yaylarının farklı yaşta oldukları bilinmektedir. Kıbrıs yayı, Eosen-Üst Miyosen aralığında oluşurken, Hellenik yayı Orta Miyosen'den başlayarak bugünkü şeklini alarak hala gelişmesine devam etmektedirler. Bu iki yay, Isparta dirseği olarak bilinen ve Anadolu'nun karmaşık tektoniğine sahip bölgesinde bir araya gelirler (Ergin, 1999).

Yaklaşık olarak kuzeye doğru dalan sismisite zonu, levha tüketiminin basit dalma-batma zonuyla oluştuğunu göstermektedir. Makris (1981), sismik kırılma verilerini kullanarak Kıbrıs kenarındaki Akdeniz kabuğunun okyanusal tipte olduğunu saptamıştır. Kıbrıs'ın güneyinde, Kıbrıs yayının orta parçası içindeki kuzeye doğru olan dalma batma, Eratosthenes Deniz Dağları'nın çarpışmasından etkilenmektedir (Rotstein ve Kafka, 1982; Robertson ve diğ., 1994, 1995; Robertson ve Grasso, 1995).

2.3. Topoğrafya

Kıbrıs adası topoğrafyası, güneybatıda Trodos plütonik kompleksi, kuzeydoğuda Kyrenia dağ silsilesi ve bu iki dağ arasındaki Mesaorya düzlüğü ile belirtilirken (Galanopoulos ve Delibasis, 1965), adanın deniz tabanı topoğrafyası ise batıda Florans Yükselimi ve Anaksimander deniz dağları, güneyde Eratosthenes deniz dağı, güneydoğuda Hecateus denizdağı, kuzeybatıda ise Adana–Antalya havzası ve Akdeniz'in kuzeydoğu sınırları ile belirtilmektedir (Papazachos ve Papaioannou, 1999; Şekil 2.2).

Doğu Akdeniz içinde bulunan bir çok sayıda yükselmiş blok, çarpışma ve birikimin neden olduğu okyanus platolardırlar. Bunlardan göze çarpan bazıları, Eratosthenes Deniz Dağları, Hellenik yay içindeki Guados, Plini ve Strabo Deniz Dağları, Kıbrıs yayındaki Hecataeus sırtı ve her iki yay arasında kalan Anaksimander Deniz Dağları'dır. Bu büyük yapılar ve diğer küçük yapılar, çarpışma yoluyla alandaki normal dalma batmayı ikiye ayırmaktadır. En dıştaki dalma batma hendeği olan Strabo hendeği en genç oluşumdur ve dolayısıyla özellikleri bakımından en az gelişmişidir (Rotstein ve Ben-Avraham, 1985).

Kıtasal özellik gösteren Eratosthenes Deniz Dağı, bölgede bulunan Hecateaus yükseliminin 50 km güneybatısında bulunmaktadır. Gözlenen sismik aktivite, Eratosthenes Deniz Dağı'nın bulunduğu platonun hala daha aktif olduğunu göstermektedir. Mevcut bazı fay zonları, üstte bulunan Pliosen-Pleistosen yaşlı sedimanter örtüyü kesmektedir (Limonov ve diğ., 1994; Robertson ve diğ., 1994, 1995). Aktif faylanmaya ve deformasyona Hecateaus sırtı boyunca da rastlanılmaktadır. Vidal ve diğ. (2000), Hecateaus sırtı'nın, Anadolu levhası'nın bir parçası olduğunu önermektedirler. Ve bu öneri, sırtın kabuk yapısının kıtasal olabileceğini ortaya çıkarmaktadır. Bu yorum, bölgede alınan manyetik alan sonuçları ile uyum göstermektedir (Makris ve diğ., 1994).

Doğu Akdeniz'in Mısır kıyıları önündeki güney kısmının tabanı hafif meyilli olup kıyıdan 300-400 km uzaklıklarda ancak 2000 m derinliğe ulaşmaktadır (Şekil 2.2). Bu az meyilli deniz tabanı, Afrika Kıtası'nın kuzeye doğru uzantısı olarak yorumlanmaktadır (Ketin, 1982).

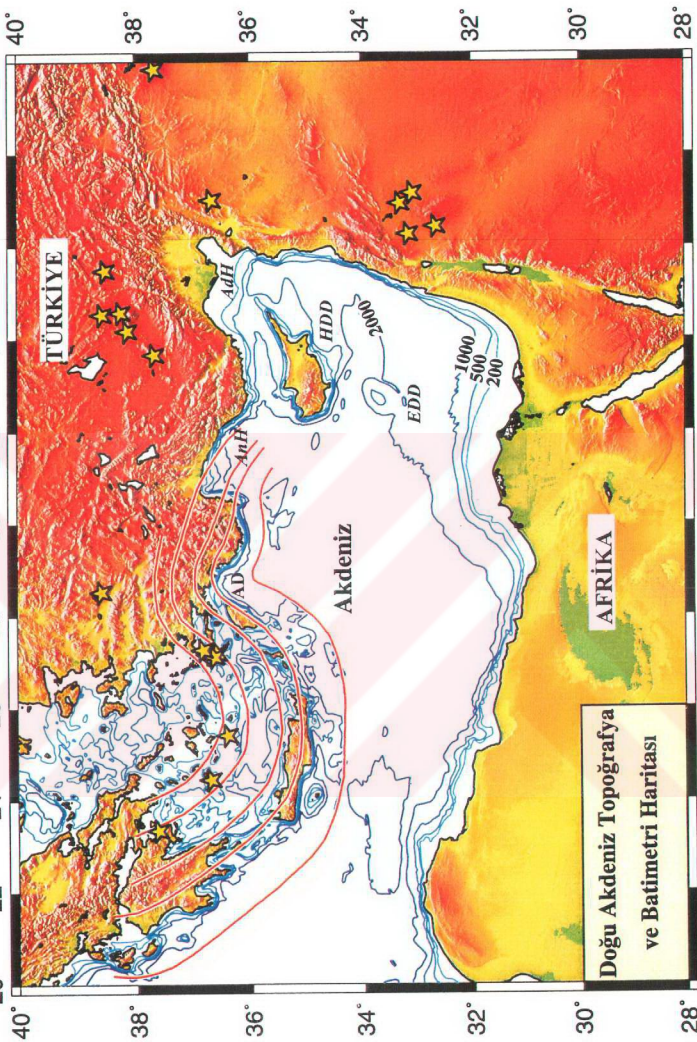
Doğu Akdeniz havzasındaki en ilginç topoğrafik yapı 'Akdeniz Sırtı' olarak adlandırılan deniz altı sıradağıdır. İtalya ucundan başlayarak Girit ile Libya arasından geçen ve daha sonra Kıbrıs'ı da içerisine alarak kuzeydoğu doğrultusunda devam eden kavis şeklindeki bu sürekli yapının İtalya ile Kıbrıs arasındaki uzunluğu 1600 km., ortalama genişliği 150 km., deniz tabanından yüksekliği 700 m. ve derinliği 2000-2500 m.dir (Ketin, 1982). Bu denizaltı sıradağına her ne kadar 'sırt (Ridge)' denilmiş ise de, bunun yapısı diğer klasik okyanus sırtlarından farklıdır çünkü, burada dağı oluşturan kayaçlar genellikle sedimentlerdir; magmatik katkı ise fazla değildir; sediment kalınlığı yaklaşık 1000 m. kadardır ve bunlar hafif kıvrımlı ve kırıklıdır. Sırt üzerindeki gravite anomalisi negatif olup ortalama 100 mgal mertebesindedir (Emery ve diğ., 1966). Ayrıca diğer okyanus sırtlarının doruklarında yer alan derin yarıklar da burada mevcut değildir. Akdeniz sırtı, bir yandan Apennin dağlarının (İtalya) deniz altındaki uzantısı olarak yorumlanmakta; diğer yandan onun Miyosen yaşlı olduğu ve içerisinde kıvrımlı Mesozoik ve Senozoik sedimentlerin de yer aldığı sanılmaktadır (Ketin, 1982).

2.4. Eş Derinlik Haritası (Batimetri)

Doğu Akdeniz havzasının kuzeybatı köşesinde, Akdeniz Sırt'ının kuzey kenarında, GB-KD doğrultusunda uzanan ve derinlikleri 3000 m'yi aşan çukurluklar yer almaktadır; bunların başlıcaları Strabo ve Plini çukurlarıdır (Ketin, 1982). Bölgede gözlenen batimetrik sonuçlara göre bölgedeki her bir hendek farklı derinliğe sahiptir. Örneğin, Strabo hendeği, okyanus tabanında bulunan bir yarıktır (Jongsma, 1977) oysa onun yanındaki Plini hendeği, daha farklıdır.

Tüm dalma batma yayları, dalma batma hendekleri ile karakterize edilmektedirler. Bu hendekler, batan okyanusal litosferin bükülmesini gösteren tek ve çoğunlukla sürekli olan okyanus çukurlarıdırlar. Ancak, Doğu Akdeniz içinde daha farklı bir durum sözkonusudur. Bu bölge içinde, özellikle Hellenik yayında dalma batma olduğu belirlenmiş, fakat, henüz tek ve sürekli bir hendeğe rastlanamamıştır. Hellenik yayı, yayı takip eden çoklu, paralel ve en échelon okyanus çukurları ile karakterize edilmektedir ve bunlara ek olarak, yayın eğimine dik olan birçok sayıda küçük çukur alan bulunmaktadır. Ayrılmış yüksek bloklar, yaya paralel olan uzun çukurların kırılmasına neden olan parçalar olarak görünmektedirler. Genel olarak, Hellenik yayı içinde, bir tane uzun dalma batma hendeği yerine, dalma batma hendekleri olarak tanımlanabilecek çeşitli çukur alanlar mevcuttur (Rotstein ve Ben-Avraham, 1985).

Rodos ve Finike havzaları, levha sınırının kuzeyindeki derin havzalardandır. Oransal olarak büyük gravite anomalisiyle karakterize edilen Rodos Havza'sında yapılan gözlemler, bunların Akdeniz litosferinin parçaları olduklarını göstermektedir (Rotstein ve Ben-Avraham, 1985). Anadolu levhasına bitişik olan Finike havzası, Akdeniz abisal düzlüğü kadar derin olan ve D-B doğrultulu bir hendektir. Rodos havzası da yine Anadolu levhasına bitişik olup, abisal düzlükten daha derin olan bir havzadır ve pozitif Bouguer gravite anomalisi ile karakterize edilmektedir (Woodside, 1976). Doğu Akdeniz'in orta kesiminde de benzer gravite anomalileri elde edilmektedir. Doğu Akdeniz'de bulunan okyanusal havzalar, bölge içindeki güncel tektonik modelin şekillendirilmesinde oldukça fazla rol oynamaktadırlar.



Sekil 2.2. Doğu Akdeniz ve Kıbrıs ve civarının topoğrafya (USGS-NOAA) ve batimetri (BODC) haritası ***EDD***: Eratosthenes Deniz Dağı, ***HH***: Herodotus Havzası, ***FY***: Florans Yükselimi, ***AD***: Anaksimander Dağları, ***HDD***: Hecateus Deniz Dağı, ***AnH***: Antalya Havzası, ***AdH***: Adana Havzası'nı göstermektedir. Sarı yıldızlar volkanları (Smithsonian Institution), kırmızı konturlar dalma batma zonunun uzanımını göstermektedir (Gudmundsson ve Sambridge, 1998).

Günümüzde, levha sınırından uzakta, Doğu Akdeniz içinde bulunan batimetrik veya okyanusal havzalar, çoğunlukla İyonya havzası içinde olup deniz dağları şeklindedirler. Sonuç olarak, Doğu Akdeniz'de özellikle İyonya havzası ve Hellenik yay kompleksinde, birçok sayıda yüksek alan bulunmaktadır. İyonya havzasında bulunan yükselmiş alanlardan bazıları; Medina Sırtı, Medina Tümseği, Sirene, Epicharmos ve Arşimet Deniz Dağları'dır (Rotstein ve Ben-Avraham, 1985). Bu yapılar, Doğu Akdeniz tabanı içinde gömülmüşlerdir ve dalma batma zonuna doğru hareket etmektedirler. Anaksimander Dağları, Akdeniz sırtının Florans Yükselimi ile kesiştiği yerde bulunan Kıbrıs yayı ve Hellenik yayı arasındaki birleşim noktasında yer almaktadır. Hellenik yay kompleksi içinde gözlenen yükselimler de göze çarpan boyutlardadır fakat İyonya havzası içindekiler tüm havzaya yayılmışken, Hellenik yay içindeki birçok blok küçük bir alanda birikerek batimetrik tepe ve çukurluklardan oluşan kompleks bir model oluşumuna neden olmuşlardır (Rotstein ve Ben-Avraham, 1985).

Elde edilen sismik veriler, Kıbrıs ve Eratosthenes arasında bulunan küçük sedimanter havza içinde ters faylanma bileşeninin küçük olduğunu fakat Eratosthenes Deniz Dağları'nın tabanının Kıbrıs sınırının altına doğru indiğini göstermektedir (Robertson ve diğ., 1995; Limonov ve diğ., 1994).

Havzanın doğu ve güney kıyıları önünde, şelf kenarlarını aşarak 1000 m derinliklere kadar uzanan denizaltı kanyonları vardır; bunların en önemlileri İskenderiye, Beyrut ve Gazze önlerinde yer almaktadır. Doğu Akdeniz'de çok sayıda bireysel denizaltı dağları ve abisal tepeler de bulunmaktadır. Bunların örneklerine Kıbrıs ve Girit güneyinde, Suriye kıyısı önünde ve Nil konisi çevresinde rastlanır (Ketin, 1982).

2.5. Bölgesel Jeoloji

2.5.1. Doğu Akdeniz Bölgesi'nin Genel Jeolojisi

Akdeniz'in tabanı %50 oranında karbonatlar içeren killi – kumlu tortullardan oluşan sedimentlerle örtülüdür. İskenderiye ile Girit doğusu arasındaki bir kesit boyunca alınan deniz tabanı sedimentlerinin başlıca örneklerinin: Globigerin çamurları,

kırıntılı Lütit'ler, Türbidit kum ve siltleri, sapropel, diatome çamuru, sediment breşleri ve volkan külleri (tafra) olduğu saptanmıştır (Ketin, 1982).

Güneydeki Nil Konisi'nin 10 m.lik üst kısmı çoğunlukla gri renkli Lütit'ten oluşmuştur. Koni tabanında ve abisal düzlük içinde ve yakınında ise, daha çok Türbiditler yer almıştır. Abisal düzlük ötesindeki çukurlar ve Akdeniz Sırtı'nın büyük bir kısmı da tafra-aratabakalı globigerin çamuru ile örtülmüştür (Ketin, 1982).

2.5.2. Kıbrıs'ın Genel Jeolojisi

Kıbrıs Ada'sında jeolojik araştırmaların ve yayınların başlangıç tarihi 19. Yüzyılın ortalarına kadar uzanmaktadır. 1950'den sonra, jeolojik araştırmalar hızlı bir tempo içinde gelişmiş, tüm adanın 1/25000 ölçekli jeoloji haritaları hazırlanmıştır. Kıbrıs adası, bugünkü durumuyla dünyada jeolojisi en iyi bilinen birkaç yöreden biridir ve okyanusal kabuğun en belirgin örneğinin yeryüzünde görüldüğü, ayrıntılı biçimde incelendiği, hemen hemen tek alandır.

Kıbrıs adasının jeolojik, tektonik yapısı kuzeyden güneye doğru aşağıdaki birimlerden oluşmuştur (Ketin, 1987).

- Girne Dağları; Trodos Masifi; Mamonya Kompleksi; Limosal Ormanı Kompleksi ve Arakapas Fay Kuşağı.

Ofiyolitler, bölgesel tektonizmanın gelişiminde çok önemli rol oynamaktadırlar. Örn, ofiyolitik oluşumlar üzerinde yapılan jeokimyasal çalışmalar, dalma batma zonları üzerinde yayılarak oluşan okyanus ortası sırtlarda üretilen kabuğun belirlenmesini sağlamaktadır (Pearce, 1980). Bölgede bulunan ofiyolitler, başlıca dalma batma zonlarının üzerinde bulunmaktadırlar ve bunlar küçük kıta parçalarının dalma batma hendekleri ile çarpışmaları esnasında yerleşmektedirler (Robertson ve diğ., 1996).

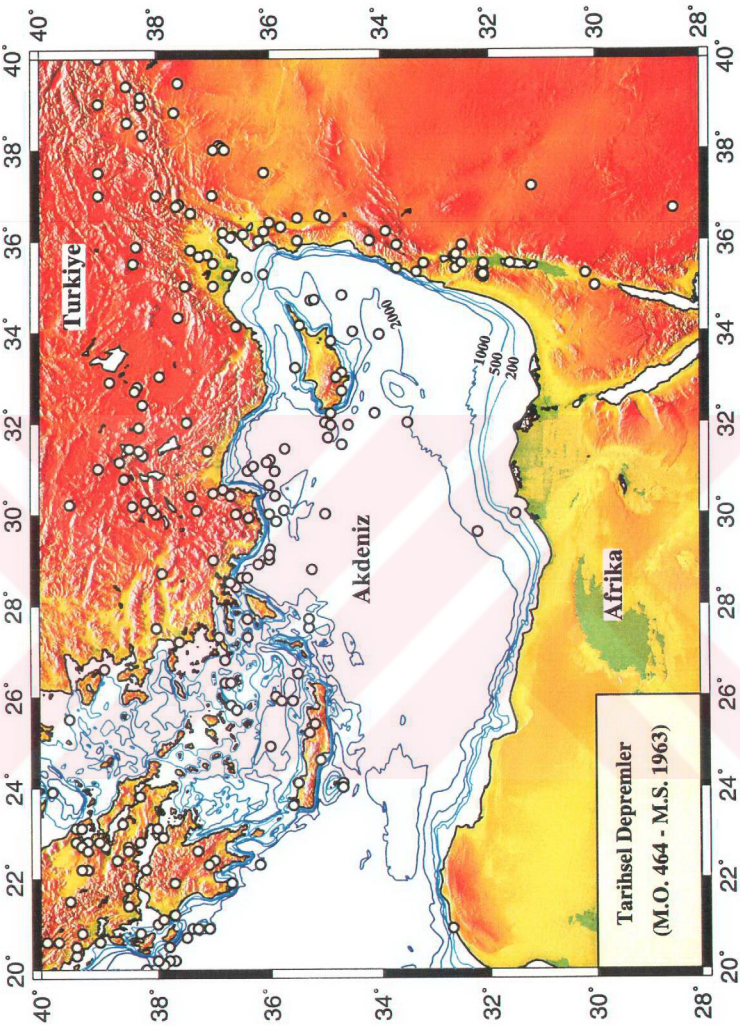
Akdeniz içinde en çok çalışılan ofiyolit, Kıbrıs Trodos Kompleksi'dir. Diğer mevcut ofiyolitlerin aksine Trodos Masifi, tektonik yerleşme esnasında az da olsa deformasyona uğramıştır. Trodos masifi, Geç Kretase yaşlı ofiyolitlerden ve Geç

Kretase'den günümüze kadar süreklilik gösteren sedimanter örtüden oluşmaktadır (Gass, 1968; Moores ve Vine, 1971). Trodos ofiyolit stratigrafisi, masif bir kütle halindedir. Kompleksin güney kenarı boyunca Arakapas Fay Kuşağı uzanmaktadır (Simonian ve Gass, 1978). Bu D-B doğrultulu yapı, Limasol Orman Kompleksi adı verilen ofiyolitik kabuğun kuzey sınırını oluşturmaktadır (Murton, 1986; MacLeod, 1988, 1990). Kıbrıs, Türkiye ve Yunanistan'da bulunan ofiyolitlerin levha sınırının kuzeyinde bulunması, okyanusal havzaların gelişimlerinde ilk oluşumları belirtmektedir (Gass ve Masson-Smith, 1963; Robertson ve Wooodcock, 1981a; Smith ve Woodcock, 1982). Güney Anadolu'da Bey Dağları alanı bu konuda en ilginç örnektir. Bu alandaki ofiyolitler (Pınar-Erden ve İlhan, 1977), muhtemelen büyük okyanus havzasının çarpışması yoluyla yerleşmişlerdir (Robertson ve Woodcock, 1981b).

Gass ve Masson-Smith (1963) tarafından, Kıbrıs'taki ofiyolitlerin Kretase yaşlı okyanusal kabuğun kalıntılarını gösterdiği önerilmiştir. Bunlar muhtemelen, Kıbrıs bloğunun çevresindeki çarpışma ve dalma batmanın önceki Mesozoik fazının izleridir. Ve bugünkü aktif tektonikle hiçbir ilişkiye sahip değildir. Ancak, Ben-Avraham ve diğ. (1982), Kıbrıs adası ile birlikte adanın güneyindeki Erathosthenes Deniz Dağı'nın şimdiye kadar varlığını sürdüren çarpışmasının, ofiyolitlerin yerleşmesinden sorumlu olabileceğini önermişlerdir. Robertson ve diğ. (1994, 1995)'e göre, Kıbrıs'ta bulunan Trodos ofiyoliti Erken-Geç Kretase zamanında dalımlı dalma batma zonunun üzerinde oluşmuştur.

2.6. Depremsellik (Sismisite)

Levha tektoniğinin gelişiminden beri, tektonik levha sınırları sismik açıdan aktif zonlar ile belirtilmektedirler. Çünkü, levha hareketleri, okyanus ortası sırtlar, dalma batma zonları veya kıtasal çarpışma zonları gibi çeşitli tipte olan levha sınırları boyunca depremler oluşturmaktadırlar. Doğu Akdeniz ve Levant ülkelerindeki güncel sismisite çoğu araştırmacı tarafından çalışılmaktadır (Barazangi ve Dorman, 1969; McKenzie, 1970, 1972; Nowroozi, 1971; Comninakis ve Papazachos, 1972; Papazachos, 1973; Ergin, 1999; Aktar ve diğ., 1999).



Şekil 2.3. Doğu Akdeniz ve Kıbrıs civarının tarihsel sismisite haritası (Al-Tarazi, 1999; Ambraseys ve Jackson, 1998; Rothe, 1969; Amiran, Arieh ve Turcotte, 1994; Papazachos, Kiratzi ve Papadimitriou, 1991; Karnik, 1968; Ergin ve Büyükaşıkoğlu, 1978; Ergin ve diğ., 1967; Alsan ve diğ.,1975; Öcal, 1968).

Aletsel dönem öncesi tarihsel deprem kayıtları, yüzeyde büyük ve küçük faylanmaları belirtmektedir. Fakat kayıtlardaki tanımlamalar, yerde oluşan deformasyonu tam olarak belirtmemektedir. MÖ. 464 ile MS. 1964 yılları arasında meydana gelmiş tarihsel depremler EK D'de verilmekte ve ayrıca Şekil 2.3'de gösterilmektedir.

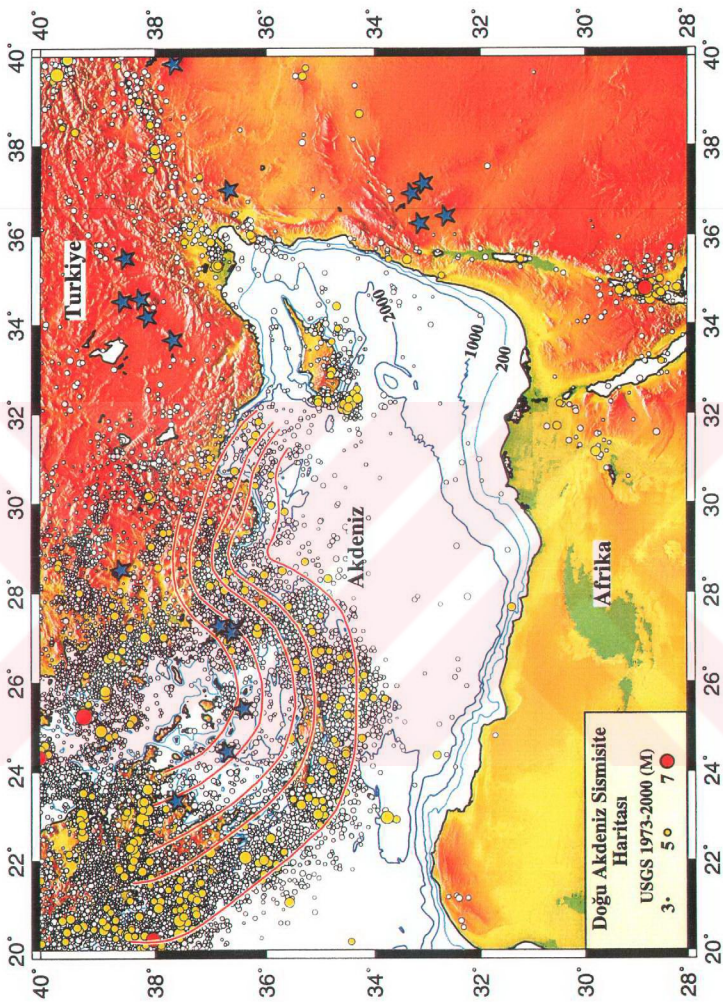
Akdeniz ve civarındaki depremlerin episantır değerleri incelendiği zaman aktivitenin çoğunun, Ege Denizi'ni çevreleyen alan içinde oluştuğu ve Doğu Akdeniz'in kuzey kıyısı boyunca sismik aktivitenin de yüksek olduğu görülmektedir. Daha az aktivitenin olduğu zon, Doğu Akdeniz'in güney kıyısındadır (Şekil 2.4).

Bölgede 50 km'den daha derin olan hiposentırlar, okyanusal dalma batma özelliği gösteren kümeler oluşturmaktadır (Büyükaşıkoğlu, 1980; 1980a). Deprem episantırlarının rastgele olmayan dağılımı ve belirli olaylar için derinlik saptamasında hataların oluşmasına rağmen Kıbrıs yayı ile Levant ülkeleri içindeki kabuk altı sismisitesi, tektonik işlemler için çok kullanışlı bir sınırlama olabilmektedir.

Bölgedeki sismik veriler, sığ ve orta derinlikli depremlerin her ikisi, Afro-Arabiyan kompleksi ve Anadolu arasındaki sınır zonlarının şeklini çizmektedir. Bu sismisite modeli, bölgedeki mikro ölçekli levha hareketinin ve çarpışmanın karmaşık tarihinden detaylar ile karışık görünmektedir. Kıbrıs yayında gözlenen sismisite, Hellenik yayında görülenden daha düşüktür. Akdeniz'in en doğusu içindeki sismik aktivite, doğudan batıya doğru artmaktadır (Rotstein ve Kafka, 1982; Şekil 2.4).

Sismik aktivite dağılımı ve depremlerin odak mekanizmaları, Doğu Akdeniz'in kuzey parçası içinde bulunan Sicilya'dan Kıbrıs'a doğru genişleyen bir itme zonunun olduğunu göstermektedir. Bu sonuç, Avrupa litosferik levhası ve Afrika'nın birbirine yaklaşması sayesinde saptanan ve Doğu Akdeniz'in içindeki temel sismotektonik özellikleri gösteren genel kavramı desteklemektedir.

Gözlenen sismik aktivitenin maksimum derinliği, Kıbrıs'tan Antalya Körfezi'ne doğru artış göstermektedir. Türkiye'nin güneydoğusu ve Suriye içindeki sismisite,



Şekil 2.4. Doğu Akdeniz ve Kıbrıs civarındaki güncel sismisite haritası (USGS), mavi yıldızlar volkanları (Smithsonian Enstitüsü) ve kırmızı konturlar ise dalma batma (yitim) zonunun uzanımını göstermektedir (Gudmundsson ve Sambridge, 1998).

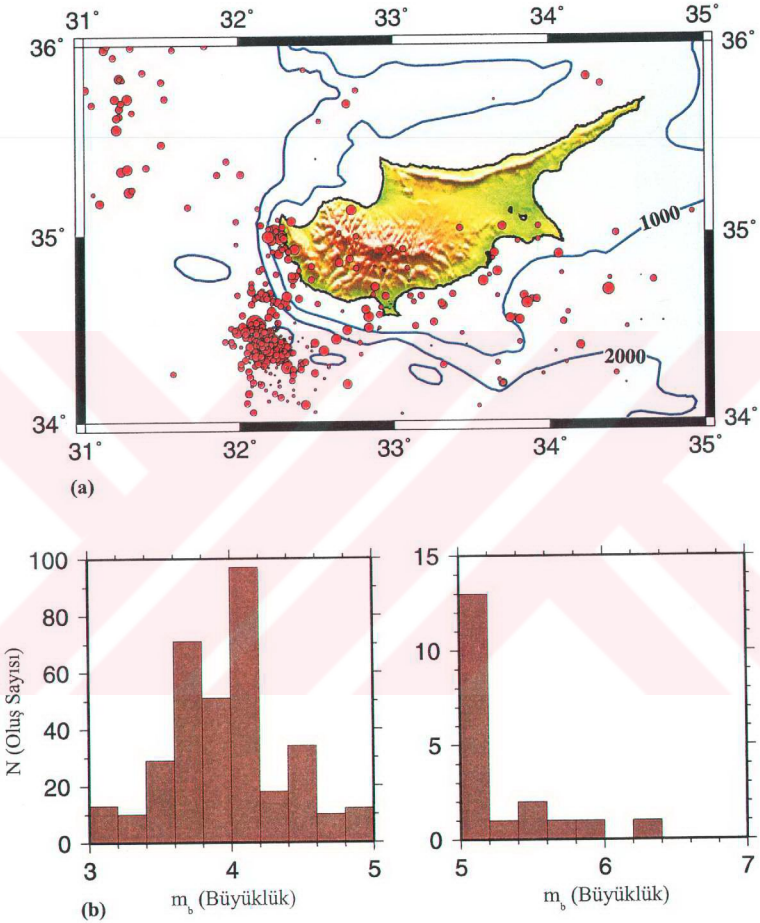
levha tüketiminin geniş bir alan üzerinde oluştuğunu fakat çoğunlukla bunun ayrı üç paralel zon içinde olduğunu önermektedir (Rotstein ve Kafka, 1982). Kıbrıs, Doğu Akdeniz havzasının sismik açıdan aktif bölgelerinden biri içinde yer alan ve tarihi boyunca bir çok büyük depreme maruz kalmış olan bir adadır. Bu ada, Afrika levhasının kuzey sınırı boyunca yer almaktadır ve doğal olarak, Afrika levhasının kuzeye doğru olan hareketi, bu sınır boyunca artan gerilme kuşağı meydana getirmekte ve gerilmeleri ileri kısımlara da iletmektedir (İbrahim ve diğ., 1999).

Antalya havzası ve Kıbrıs'taki sismisite dağılımı, kuzeye doğru dalımlı geniş bir sismisite zonunun varlığını göstermektedir. Anaksimander dağları, Florans Yükselimi ve Kıbrıs yayı bu zonun güney sınırında yer almaktadır. İlk hareketler, bu zon için itme mekanizmasını göstermektedir ve bu sismik zonun genişliği, dalma batma zonunun aşamalı olarak güneye doğru olan göçü ile bağlantılıdır (Rotstein ve Kafka, 1982). Bölgedeki depremlerin büyük çoğunluğu 100 km'den daha küçük odak derinliğine sahiptir ve depremler çoğunlukla Akdeniz Sırtı'nın kuzeyinde oluşmaktadır (Ergün ve Oral, 1999).

ISC (*International Seismological Center*) deprem verileri kullanılarak 34°- 36°K enlemleri ile 31° - 35°D boylamları arasında yer alan Kıbrıs adasında 1964 - 1997 yılları arasında meydana gelen depremler cisim dalgası büyüklüklerine (m_b) göre sınıflandırılmış, deprem episantırları ve deprem büyüklük dağılımı Şekil 2.5'de gösterilmiştir. Bölgede oluşmuş büyük ve küçük depremlerin episantır haritası incelendiği zaman oldukça dağınık episantır dağılımının olduğu görülmektedir ve bu episantırların başlıca Kıbrıs'ın güney kesiminde deniz içinde bulunduğu gözlenmektedir (Şekil 2.5).

Depremlerin büyüklük dağılımı grafiğine bakıldığı zaman, Kıbrıs ve civarında meydana gelen depremlerin büyük çoğunluğunun 4-4.2 büyüklüğü arasında olduğu ve 6'dan büyük olan deprem sayısının oldukça az olduğu görülmektedir (Şekil 2.5). Bölgede meydana gelmiş olan en büyük depremin 09 Ekim 1996 depremi olduğu göz önüne alınırsa, bu depremin önemi daha fazla ortaya çıkmaktadır.

T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ



Şekil 2.5. 1964-1997 yılları arasında ISC verilerine göre Kıbrıs ve civarında meydana gelmiş depremlerin episantırları (a) ve bu depremlerin cisim dalgası büyüklüklerine karşılık gelen oluş sayıları (b).

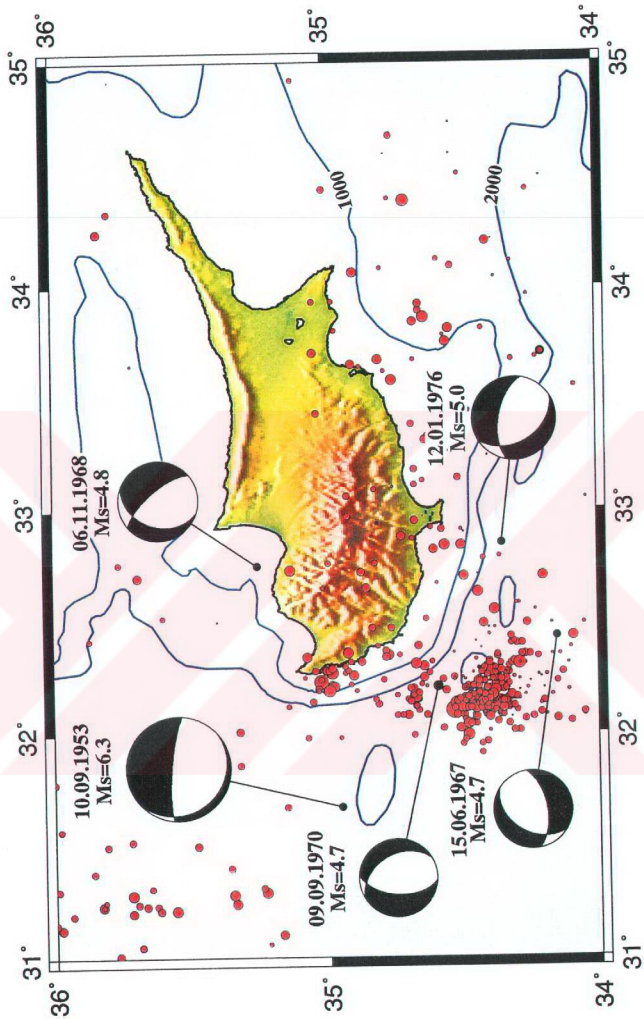
Ayrıca, Büyükaşıkoğlu (1980), 1953 ile 1970 yılları arasında Kıbrıs bölgesinde meydana gelen depremlerin çoğunun normal faylanma mekanizması gösterdiğini saptamıştır (Şekil 2.6). Canıtez ve Üçer (1967), Paphos alanında oluşan 10 Eylül 1953 depreminin de baskın olarak normal faylanma gösterdiğini belirlemiştir.Mercier ve diğ. (1973), Kıbrıs'ın batısında 70' ten fazla farklı büyüklükteki fayların yüzeydeki deformasyonunu incelemiş ve bölgenin Pliyo- Kuvaterner zamanında açılma rejimine maruz kaldığını göstermiştir.

2.7. Kinematik Analizler

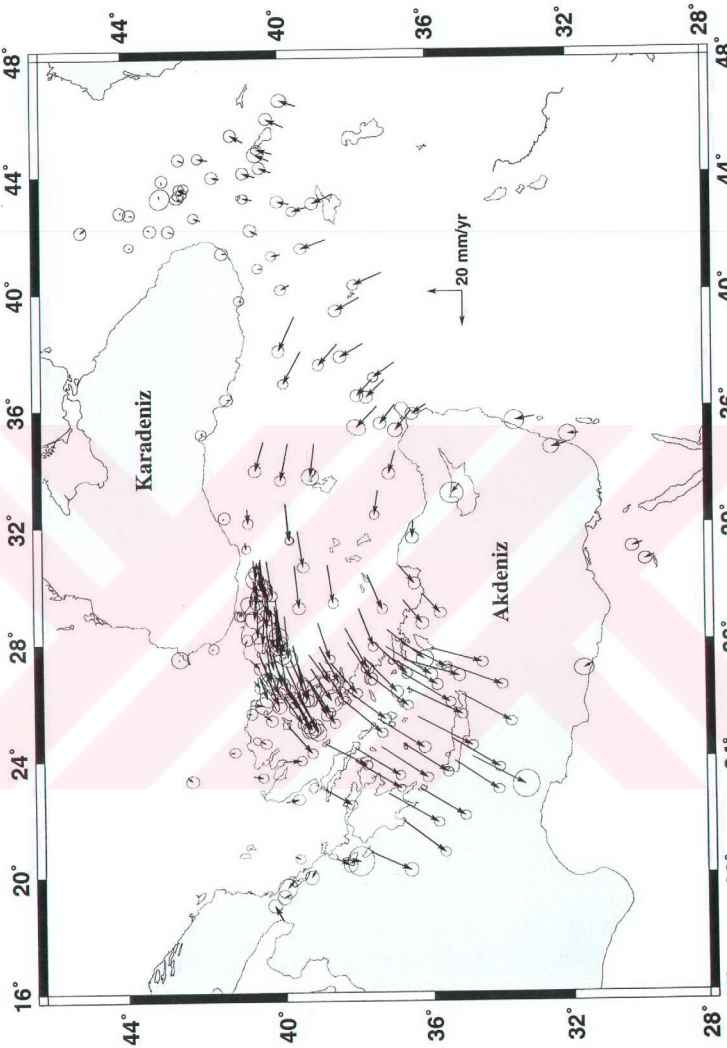
Yapılan GPS (*Global Positioning System*) ölçümleri sonucu, Kuzey Anadolu Fayı (KAF)'nın kayma hızı 24 mm/yıl, Doğu Anadolu Fayı (DAF)'nın kayma hızı 9 mm/yıl olarak bulunmuştur (Oral ve diğ., 1995; Reilinger ve diğ., 1997; McClusky ve diğ., 2000). Ayrıca, Afrika ve Arabistan levhalarının Avrasya'ya oranla kuzeye doğru olan hareketlerinin sırasıyla 6 ± 1 mm/yıl ile 20 ± 1 mm/yıl olduğu saptanmıştır. Anadolu levhası iç deformasyonu < 2 mm/yıl olacak şekilde hareket etmekte ve saatin tersi yönünde dönmektedir. Ege Bölgesi ise yaklaşık 30 ± 2 mm/yıl hızla ve düşük iç deformasyon (< 1 mm/yıl) ile Avrasya'ya göre GGB'ya doğru hareket etmektedir (Reilinger ve Barka, 1999; Şekil 2.7.)

Levha kinematiği analizleri, Afrika-Anadolu levha birleşim noktası boyunca doğrultu atımın baskın olduğunu göstermektedir.

Doğu Akdeniz içinde kuzeye doğru hareket eden Afrika levhası sınırındaki okyanusal litosfer ile deformasyona uğrayan Ege – Anadolu kıtasal litosferi arasındaki arayüzey, güneyde kuzeye doğru dalan Hellenik ve Kıbrıs dalma-batma zonlarını oluşturmaktadır. Afrika ve Arabistan levhalarının kuzeye doğru olan hareketleri arasında hız farkı, Arap ve Afrika arasında levha sınırı oluşturan Ölüdeniz Fay'ında barınmaktadır (Garfunkel ve diğ., 1981; Quennel, 1984; Gülen ve diğ., 1987).



Şekil 2.6. 1964-1997 yılları arasında ISC verilerine göre Kıbrıs ve civarında meydana gelmiş depremlerin episantırları ve Büyükaşıkoğlu, (1980) tarafından yapılmış fay düzlemi çözümleri.



Şekil 2.7. Doğu Akdeniz bölgesinde levha hareketleri ve GPS hızları (McClusky ve diğ., 2000).

3. 23 ŞUBAT 1995 VE 09-10 EKİM 1996 KIBRIS DEPREMLERİNİN KAYNAK MEKANİZMASI ÇÖZÜMLERİ

3.1. Giriş

Bu bölümde telesismik cisim dalgalarının ters çözümü hakkında kısaca bilgi verildikten sonra Kıbrıs'ın kuzeybatı kenarında meydana gelen 23 Şubat 1995 (Mw=5.9) ve güneybatısında meydana gelen 09 Ekim 1996 (Mw=6.8), 10 Ekim 1996 (Mw=5.7) depremlerinin kaynak mekanizması çözümleri anlatılacaktır. Aletsel dönemde büyük depremler oluşmadığı için bölgenin sismotektoniği çok iyi bilinmemektedir. 09 Ekim 1996 depreminin bu yüzyılda bölgede meydana gelen en büyük deprem olması, bu ve diğer iki deprem çözümünün bölgenin sismotektonik özelliklerinin belirlenmesinde önemli roller oynamalarına neden olacaktır.

3.2. Veri Hazırlama ve Cisim Dalgalarının Ters Çözüm İşlemi

Deprem odağındaki hareketin incelenmesi, günümüzde sismolojinin en önemli konuları arasında yer almaktadır. Bu yüzden, modern değerlendirme yöntemleri geliştirmek için çalışmalar yapılmakta ve bu da sismoloji alanındaki teorik gelişim ve gözlemsel verilerin kalitesindeki iyileşme ile ilişkili olmaktadır.

Çok sayıdaki gözlemlerle uyumlu bir ikili kuvvet çifti (double-couple) mekanizmasının en uygun konumunu belirlemek için P ve S dalgalarının ilk hareket polarizasyonlarını kullanarak yapılan kaynak mekanizması çözümleri, azimutal dağılımın yetersiz olduğu durumlarda zorlaşmaktadır. Bunun için, yapay sismogram hesaplamasındaki gelişmeler ve bunların gözlemsel dalga şekilleri ile karşılaştırılması, deprem kaynak mekanizmasının incelenmesinde oldukça önemli bir yer almıştır. Gözlemseller ile sentetikler arasındaki en iyi uyumu sağlayan parametreler bulununcaya kadar ters çözüm işlemine devam edilerek sonuç bulunmaktadır. Kullanılan nicel değerlendirme yöntemlerinde, gözlemsel ve sentetik olarak kestirilen dalga şekillerinin genliklerinin karşılaştırılması farklı faz ve frekans

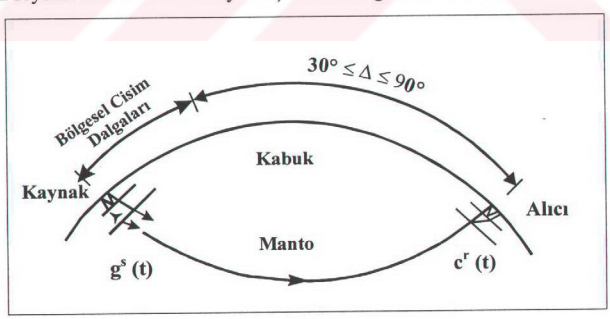
bandları için geliştirilmiştir (Taymaz, 1990). Deprem kaynak parametrelerinin belirlenmesi için yapılan ters çözüm işleminde Δ=30°-90° aralığında, telesismik uzaklıklarda bulunan istasyonlarda kaydedilen deprem dalgaları ile yapay olarak üretilen deprem dalga şekilleri ve genlikleri karşılaştırılır. 90°'den uzak istasyonlarda P ve S fazları ile çekirdek fazları karışmaktadır. 30°'den yakın istasyonlarda ise kabuk yapısındaki bölgesel değişimlerden dolayı sismogramların görüntüleri yerden yere değişiklik göstermekte ve yorumlanmaları zorlaşmaktadır. Telesismik uzaklıklarda birbirlerinden zaman olarak açıkça ayrılabilen ve bu nedenle bağımsız olarak analiz edilebilen manto içinde seyahat eden P ve SH fazları için Green fonksiyonu şu şekilde ifade edilmektedir (Langston ve Helmberger, 1975; Nàbělek, 1984; Şekil 3.1).

$$g(t)=c^r(t) * m(t) * g^s(t)$$

Burada, $g^s(t)$, kaynak bölgesindeki kabuk etkisini, $c^r(t)$, alıcı altındaki kabuk etkisini, m(t) ise manto tepkisini göstermektedir.

$$m(t) = g * a(t,t^*) * \delta(t-t_m)$$

g, $a(t,t^*)$ ve $\delta(t-t_m)$ sırasıyla, geometrik yayılma, anelastik atenüasyon ve manto içindeki seyehat zamanından dolayı oluşan etkileri göstermektedir.



Şekil 3.1 Telesismik cisim dalgalarının Green fonksiyonunun hesaplanması için varsayılan yer modelinin şematik gösterimi (Nàbělek, 1984).

Cisim dalgaları kabukta ve üst mantoda yaklaşık düşey olarak yayılırlar (normalle 15°-35° açı yaparak) ve kaynak ve alıcı altındaki yapıdan etkilenirler. Mantonun derinliklerinde yanal olarak seyehat eden cisim dalgaları, bu derinliklerde mantonun homojen olmasından dolayı dispersiyona uğramazlar (Burdich ve Helmberger, 1978). Çözüme sokulacak istasyonların ağırlıklandırılması sırasında, dalgaların ortalama göreceli genlikleri ve bu istasyonların odak küresi üzerindeki konumları dikkate alınmaktadır. Eğer tüm dalga şekilleri eşit ağırlıkta alınırsa, SH dalgalarının ters çözümde baskın olduğu görülür. İstasyonların azimutal olarak ağırlıklandırılmasıyla, ortalama genlikleri P dalgalarına oranla 2-5 kat daha fazla olan SH dalgalarının çözümde ağırlık kazanmaları engellenir (McCaffrey ve Abers, 1988).

3.2.1 Kaynak Zaman Fonksiyonu ve Odak Derinliği

En önemli kaynak parametrelerinden biri olarak tanımlanan kaynak zaman fonksiyonu, odakta gerçekleşen kırılmanın zaman içindeki davranışı ile ilişkilidir. Normalize edilmiş moment değerinin zamana göre grafiklenmesiyle elde edilen kaynak zaman fonksiyonu, kaynak bölgesindeki homojenlik durumuna göre basit veya karmaşık olabilmektedir.

Depremin faylanma oluşumunu simgeleyen kaynak zaman fonksiyonunun depremden depreme değiştiği görülmektedir. Kaynak zaman fonksiyonları depremlerin bir tür kimlikleridir. Fay üzerindeki kırılmanın zaman içindeki gelişim farklılıkları kaynak zaman fonksiyonunun zaman ve frekans ortamındaki davranışını belirlemektedir (Taymaz, 1992).

Kaynak zaman fonksiyonu $\Omega(t)$, eşit süreli fakat ω_k genlikleri değişken olan bir dizi dikdörtgen fonksiyonlar $B_{\Delta T}$ ile tanımlanabilir.

$$\Omega(t) = \sum_{k=1}^{N_{\Delta t}} \omega_k B_{\Delta T}(t - \tau_k)$$

Bu tür kaynak zaman fonksiyonlarında, eğer yeteri kadar küçük zaman artışları seçilmezse yapay sismogramlar genellikle aşırı yüksek frekans içeriğine sahip olurlar. Deprem spektrumlarında yüksek frekanslarda bozulma ω^{-2} ile karakterize edilirken (Aki, 1967; Papageorgiou, 1988; Smith ve diğ., 1990), dikdörtgen fonksiyonlarda bozulma ω^{-1} ile gösterilmektedir (Nàbělek, 1984). Bu yüzden üçgen fonksiyon seçilmesi daha uygundur (Şekil 3.2). Böylece, kaynak zaman $\Omega(t)$, üstüste bindirilmiş ikizkenar üçgen fonksiyonu olan $T_{\Delta T}(t)$ nin serisi şeklinde olmaktadır.

$$\Omega(t) = \sum_{k=1}^{N_{\Delta T}} \omega_k T_{\Delta T}(t - \tau_k)$$

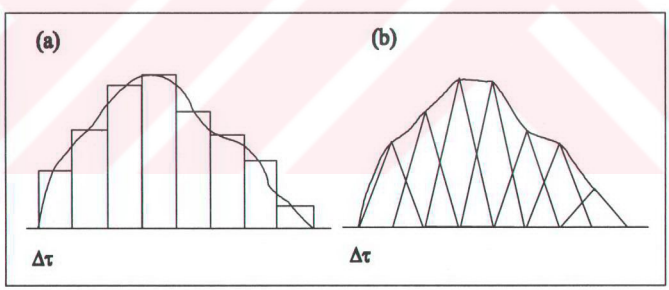
t = zaman,

k = kaynak zaman fonksiyonu elementi,

N = kaynak zaman fonksiyonu elementlerinin sayısı,

τ_k = zaman fonksiyonu elementinin zaman kayması,

ω_k = kaynak zaman fonksiyonu elementinin genliğidir.



Şekil 3.2. (a) Dikdörtgen fonksiyon ve (b) üstüste binmiş ikizkenar üçgen fonksiyonlarından oluşturulan kaynak zaman fonksiyonu gösterimi (Nábělek, 1984; Taymaz, 1990).

İkizkenar üçgen elementlerinin sayısı, zaman fonksiyonunun toplam uzunluğunu (faylanma süresi) gösterirken, kaynak zaman fonksiyonun altında kalan alan ise skaler moment ile orantılıdır (Taymaz, 1990).

Dalganın geliş süresini kontrol eden bir parametre olan odak derinliğinin en iyi şekilde çözümü, doğrudan ve yansıyan fazlar ters polaritelere sahip olduğu zaman gerçekleşmektedir (Nàbělek, 1984; Douglas ve Ruff, 1985). Odak mekanizmasındaki değişiklikler, odak derinliğinin değişimi ve fazlar arasındaki gecikme zamanlarında oluşan değişimlere bağlı olarak pP, SP ve P dalgalarının göreceli genliklerinin değişimine neden olurlar. Ayrıca, düğüm düzlemlerine yakın olan istasyonlar, odak parametrelerindeki küçük değişimlere karşı çok duyarlıdırlar (Nàbělek, 1984; Huang ve diğ., 1986).

Doğrultu atımlı olaylar için odak derinliklerini bulmak genellikle çok zor olmaktadır. Çünkü, P ve pP fazları küçük genliğe sahiptirler ve ayrıca P ile sP aynı polariteye sahip olduğu için derinlik fazlarını tanımak zordur.

Bir depremin faylanma yüzeyi homojen ve kaynak zaman fonksiyonu tek bir kırılma şeklinde ise olay "*Basit Deprem*" olarak tanımlanmaktadır. Faylanma yüzeyi heterojen ve kaynak zaman fonksiyonu birden fazla kırılma içeren depremler ise "*Karmaşık Deprem*" olarak adlandırılmaktadır. Basit depremlerin kaynak zaman fonksiyonları, karmaşık depremlerin kaynak zaman fonksiyonlarına oranla daha kısadır. Karmaşık olayların genellikle doğrultu atımlı faylar ile, basit olayların ise normal ve ters faylarla ilişkili olduğu gözlenmiştir (Taymaz ve diğ., 1990; 1992).

Tekrarlı kırılmalar şeklinde oluşan karmaşık depremlerde belirli faz gecikmesinden sinyallerin üst üste binmesi nedeniyle yüzey dalgası genliklerinin artmasına bağlı olarak, yüzey dalgası büyüklüğü (M_s) basit depremlerin M_s büyüklüklerine oranla daha yüksek olacaktır (Prozorov ve Hudson, 1974).

Sismik enerjinin yüksek olduğu depremlerde M_s ve m_b büyüklükleri arasındaki fark büyüktür. Bu iki büyüklük arasındaki fark, kaynak fonksiyonunun basit veya karmaşık olmasını tespit etmek için kullanılabilmektedir (Prozorov ve Hudson, 1974). Yapılan gözlemler, basit depremler için genellikle $m_b > M_s$ ve karmaşık depremler için ise $M_s > m_b$ olduğunu göstermektedir. Sismik enerji, büyük depremlerde birbirini takip eden tekrarlı şoklara bağlı olarak kaynağın karmaşık

olması ile ilişkilidir. Sismik moment ise, deprem sonucunda ortaya çıkan deformasyonla ilişkilidir (Kikuchi ve Fukao, 1988).

Karmaşık kırılmaların oluştuğu bölgelerin mukavemeti yüksektir. Bu yüzden, bu bölgelerde güçlü depremlerin oluşabilmesi için yüksek gerilim birikiminin ve dolayısıyla deprem sonucunda yüksek enerji boşalımının olması gerekir (Taymaz ve diğ., 1990; 1992).

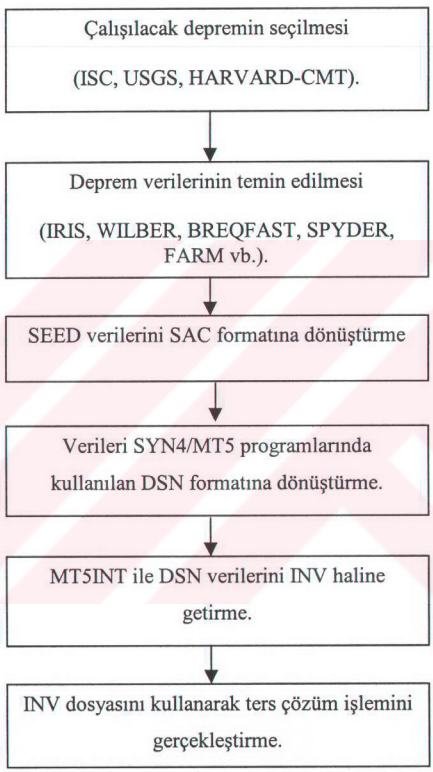
Bu çalışmadaki ters çözüm işlemleri McCaffrey, Abers ve Zwick (1997)'in uyarladıkları bir algoritma olan MT5 ile yapılmıştır. MT5, telesismik dalga şekillerinin ters çözümüne dayalı olarak depremin ikili kuvvet çifti (double-couple) kaynak mekanizması çözümleri ve moment tensör çözümlerini sağlayan bir bilgisayar programıdır. Bu program ile yapılan ters çözüm işleminde hem uzun periyotlu (Long Period) hem de Broad-band dalga şekilleri kullanılmıştır. Dalga şekilleri IRIS' den alınarak *SAC (Seismic Analysis Code)* programıyla işlenmiş, dalga şekillerinden hız kaydı olanlar integralleri alınarak yerdeğiştirme kaydına dönüştürülmüş ve sonuçta dalga şekilleri MT5 programında kullanılabilecek hale getirilmişlerdir. Bütün bu yapılan işlemler Tablo 3.1 de özetlenmektedir.

3.3. Kaynak Mekanizması Çözümleri

23 Şubat 1995, 09 Ekim 1996 ve 10 Ekim 1996'da Kıbrıs adası civarında meydana gelmiş olan depremler, bölgenin sismotektonik özelliklerinin belirlenmesi açısından oldukça fazla öneme sahiptirler (Tablo 3.2, Şekil 3.3). Bu depremlerden moment büyüklüğü 6.8 olan 09 Ekim 1996 depremi, Doğu Akdeniz Bölge'sinde Kıbrıs'ın güney batısındaki alanda meydana gelmiştir. Depremin episantırı 34.50 K ve 32.09 D olarak bulunmuştur (HARVARD-CMT). Deprem, Türkiye'nin güney kıyılarında, Levant sahili ve Afrika'nın kuzey kıyıları boyunca şiddetli bir şekilde hissedilmiştir (Demirtaş, 1999). En fazla hasar, Paphos ve Limassol'da meydana gelmiştir. Ana şoktan sonra yaklaşık 4 ay boyunca büyüklüğü 4.5 ve daha fazla olan bir çok sayıda deprem meydana gelmiştir. Oluşan en büyük artçı şok, büyüklüğü 5.9 olan 13 Ocak 1997 depremidir.

Güneybatı Kıbrıs, geçmişte de bir çok depremden etkilenmiştir. Bölgede oluşmuş en önemli depremler, 09 Mayıs 1930, 10 Eylül 1953, 12 Eylül 1963, 12 Ocak 1976, 30 Temmuz 1986 ve 23 Şubat 1995 ve 09.10.1996 depremleridir.

Tablo 3.1. Ters çözüm işlemine başlamadan önce gerçekleştirilen aşamaların akış diyagramı halinde gösterilmesi.



Paphos ve Limassol ilçeleri ile Emba, Stroumbi, Peyia, Kithasi, Phasoula ve Episkopi köyleri bu depremlerde oldukça fazla zarar görmüş veya tamamıyla yıkılmıştır. Büyük depremler tüm adada hissedildiği gibi, Lübnan, İsrail, Türkiye ve Mısır'da da hissedilmiştir (Kalogeras ve diğ., 1999). 09 Ekim 1996 depremi oldukça kuvvetli olmasına rağmen, yüzeyde belirgin bir yerdeğiştirmeye neden olmamıştır. Kaya düşmesi, heyelan, sıvılaşma, yer çökmesi gözlenmemiştir fakat Pissouri

yakınlarında büyük kaya kütlesi ayrılması ve güneybatı Kıbrıs'ta Paphos alanındaki asfalt yolda çatlama gözlenmiştir. Kıbrıs'ın güney doğusunda bulunan Paralimni'de de önemsiz derecede hasar meydana gelmiştir. Depremin tüm ilçe veya köylerdeki ortalama şiddeti Modifiye edilmiş Mercalli Ölçeği (MM)'ne göre 8'i aşmamaktadır. En büyük hasar, Paphos ilçesindeki binalarda gözlenmiştir (Kalogeras ve diğ., 1999).

Tablo 3.2 23 Şubat 1995 ve 09 – 10 Ekim 1996 depremlerinin parametreleri.

Tarih (gün:ay:yıl)	t_o (sa:dak:sn)	Enlem (K)	Boylam (D)	h (km)	N	Katalog
23.02.1995	21:03:01.34	35.05	32.28	10	-	USGS
09.10.1996	13:10:50.4	34.53	32.10	19	837	ISC
10.10.1996	01:10:21.5	34.7	32.10	23	513	ISC

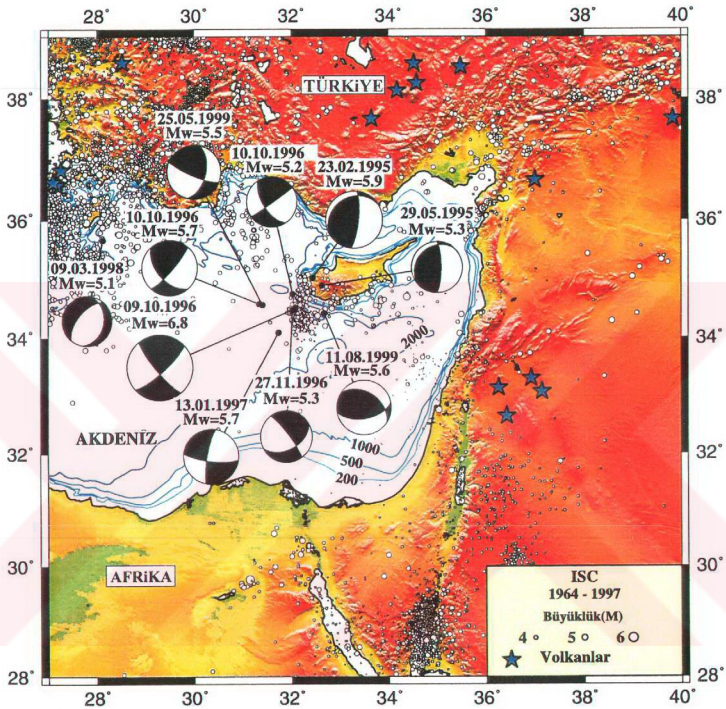
N: Depremlerin kaydedildiği istasyon sayısı

Moment büyüklüğü 5.9 olan 23 Şubat 1995 depremi ise, Doğu Akdeniz'de Kıbrıs Ada'sının kuzeybatı kenarında meydana gelmiştir. Deprem episantırı 35.02 K ve 32.44 D olarak bulunmuştur (HARVARD-CMT). Deprem, Kıbrıs yayının eğim değiştirdiği bölgede oluşmuştur. Buranın batısında, yayın eğimi 47° iken doğusunda 20° civarındadır. Yapılan detaylı çalışmalar, bölgede birbirine paralel sol yönlü doğrultu atımlı faylanmalar olduğunu ve bunların arasında ters faylanmalar ve pull-apart havzaların mevcut olduğunu göstermiştir (Papazachos ve Papaioannou, 1999).

23 Şubat 1995 ve 09 – 10 Ekim 1996 Kıbrıs depremleri için HARVARD-CMT çözümlerinden alınan çeşitli büyüklük değerleri ve sismik momentler Tablo 3.3 de özetlenmiştir.

Tablo 3.3 23 Şubat 1995, 09 Ekim 1996 ve 10 Ekim 1996 Kıbrıs depremlerinin çeşitli büyüklük değerleri ve skaler momentleri (HARVARD-CMT).

Tarih (gün:ay:yıl)	M_W	m_b	M_s	Sismik Moment ($\times 10^{17}$ Nm)
23.02.1995	5.9	5.8	5.7	8.06
09.10.1996	6.8	6.4	6.8	185
10.10.1996	5.7	5.4	5.6	4.66



Şekil 3.3. Kıbrıs ve civarında meydana gelmiş olan depremlerin episantır dağılımı (ISC) ve önemli depremlerin odak mekanizması çözümleri (HARVARD-CMT). Topoğrafya verileri USGS-NOAA' dan, volkanlar Smithsonian Enstitüsü'nden, batimetri verileri ise BODC' den alınmıştır.

Moment büyüklükleri 5'den fazla olan bu üç depremden 23 Şubat 1995 ve 09 Ekim 1996 depremleri daha önce Pınar ve Kalafat (1999), Irmak ve Özer (1999) ve Demirtaş (1999) tarafından çalışılmıştır. Ayrıca, depremlere ait hızlı çözümler HARVARD-CMT tarafından yapılmıştır. 23 Şubat 1995 Kıbrıs depremi için yapılan önceki çalışmalar Şekil 3.4 de, 09 Ekim 1996 Kıbrıs depremi için yapılan önceki çalışmalar ise Şekil 3.7 de gösterilmektedir. 10 Ekim 1996 depremi için ise HARVARD – CMT çözümü Şekil 3.10 da gösterilmiştir.

3.3.1. Kabuk Modelleri

Depremlere ait ters çözüm işlemlerinin yapılabilmesi için oluşturulan kabuk hız modelleri Taymaz (1990)'dan alınmıştır. 23 Şubat 1995, 09 Ekim 1996 ve 10.Ekim 1996 depremleri için ters çözümde kullanılan kabuk modelleri Tablo 3.4 de özetlenmiştir.

Tablo 3.4. 23 Şubat 1995, 09 Ekim 1996 ve 10 Ekim 1996 depremleri için kabuk modelleri.

Tarih (gün: ay: yıl)	V_p (km/s)	V_s (km/s)	Yoğunluk (gr/cm^3)	Kalınlık (km)
23.02.1995	4.5	2.59	2.42	4.5
	6.8	3.91	2.91	Yarı sonsuz
09.10.1996	4.5	2.59	2.42	4
	6.8	3.91	2.91	Yarı sonsuz
10.10.1996	4.5	2.59	2.42	6
	6.8	3.91	2.91	Yarı sonsuz

Fay düzlemi parametreleri tanımlanan depremlerin episantırı deniz içinde olması nedeniyle her bir deprem için farklı kalınlıkta su katmanı hesaba katılmıştır. Su katmanının kalınlığı, 23 Şubat 1995 depremi için 250 m, 09 Ekim 1996 depremi için 500 m ve 10 Ekim 1996 depremi için ise 750 m olarak alınmıştır. Bu değerlerin belirlenmesi sırasında bölge için hazırlanan batimetri haritasından yararlanılarak depremlerin yaklaşık olarak oluş yerleri civarında bulunan derinlik konturu göz önünde tutulmuştur. Kabuk yapısının son haline karar verilmeden önce farklı yapılar

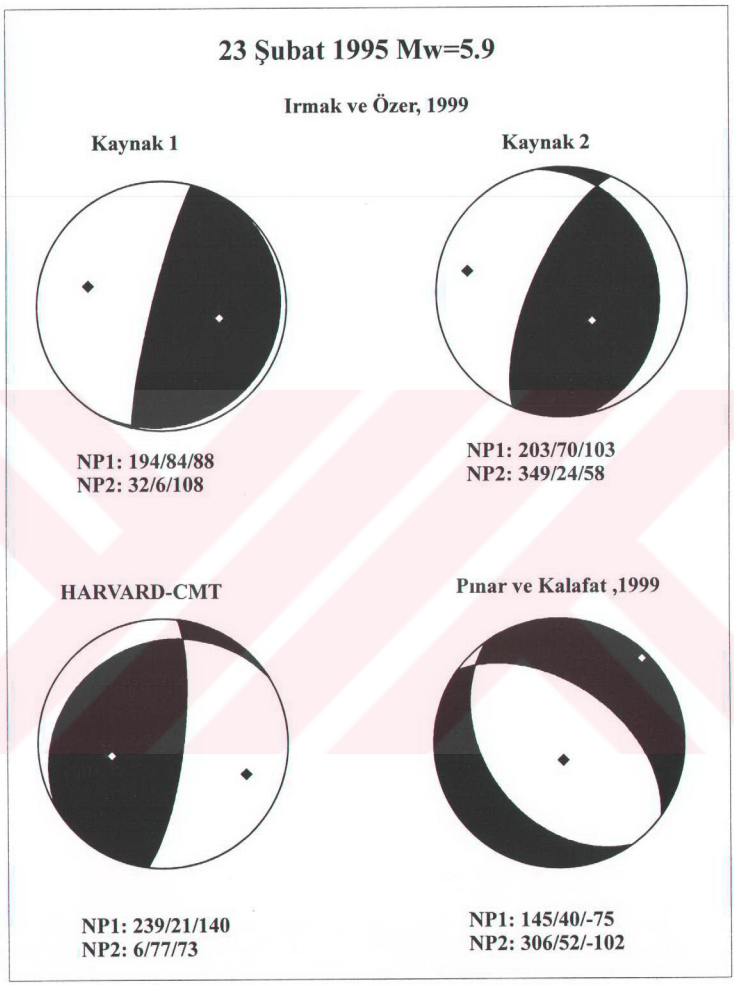
denenmiş ve gerçek ile yapay olarak üretilen dalga şekilleri ve genlikleri karşılaştırılarak ters çözüm işleminde bu yapı modelleri karşılaştırılarak kullanılmıştır.

3.3.2. 23 Şubat 1995 Depremi Kaynak Mekanizması Çözümü (t_o: 21:03:01.34, M_s=5.7)

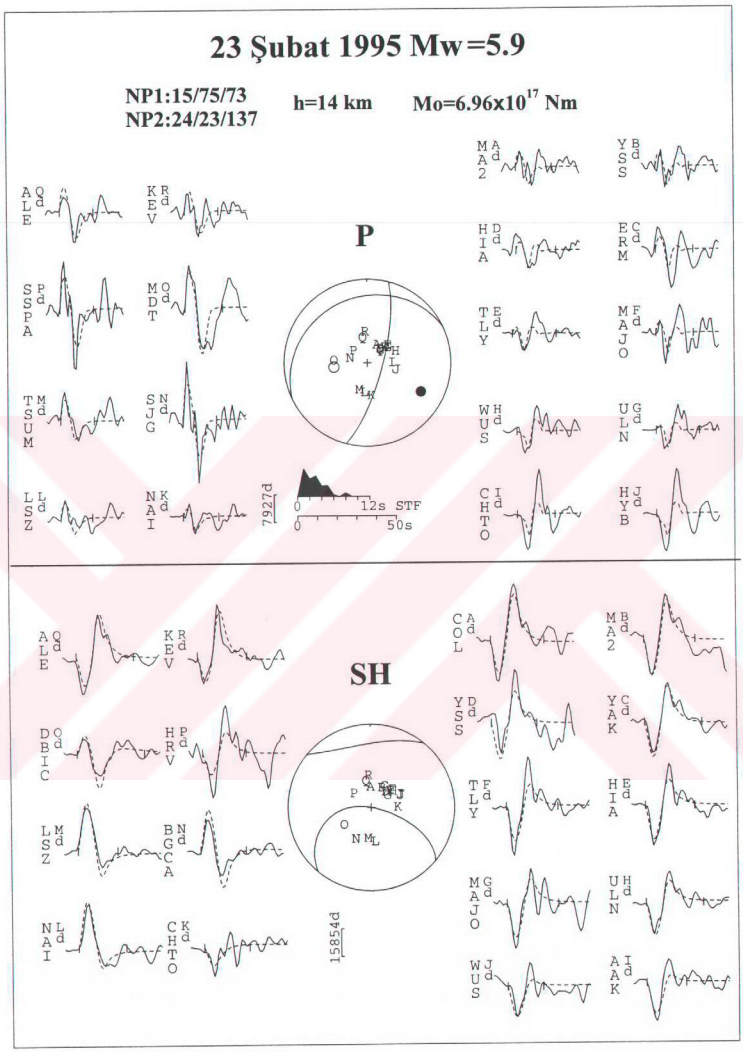
Kıbrıs'ın kuzeybatısında meydana gelmiş olan deprem doğrultu atım bileşeni içeren ters faylanma göstermektedir. Ters çözüm işlemi sonucunda uzun periyotlu dalgaları kullanarak bulunan en düşük hatalı kaynak mekanizması çözümü Şekil 3.5 de, broad band dalgaları kullanarak bulunan en düşük hatalı kaynak mekanizması çözümü ise Şekil 3.6 da gösterilmektedir. Şekilde, başlık altında 1. ve 2. düğüm düzlemlerine ait doğrultu/dalım/kayma açısı ile ters çözüm işleminden bulunmuş olan derinlik ve sismik moment (Nm cinsinden) değerleri gösterilmektedir. Düz çizgiler gerçek dalga şekillerini, kesikli çizgiler ise yapay olarak üretilen dalga şekillerini göstermektedir. Dalga şekillerinin solunda düşey olarak büyük harflerle dalganın kaydedildiği istasyonun kodu verilmektedir. Bunun hemen yanında istasyonun odak küresi üzerindeki yerini belirten büyük harfler bulunmaktadır.

Kaynak mekanizması çözümlerinde kullanılan sismogramlar, dalga genlikleri 40° uzaklıkta ve büyütmesi 3000 olan bir kayıtçıya göre normalize edilmiştir. Ters çözüm işleminde kullanılan istasyonlara ait parametreler ve Jeffreys-Bullen (1940)'e göre olan teorik geliş zamanları Tablo 3.5'te gösterilmektedir. Üstteki P ve alttaki SH odak kürelerinin arasında kaynak zaman fonksiyonu yer almaktadır. P dalgası odak küresi üzerinde bulunan siyah nokta P (•: basınç), beyaz nokta T (o: çekme) eksenleridir. Bu eksenler, SH dalgası için çizilen odak küresinde de aynı yerdedir.

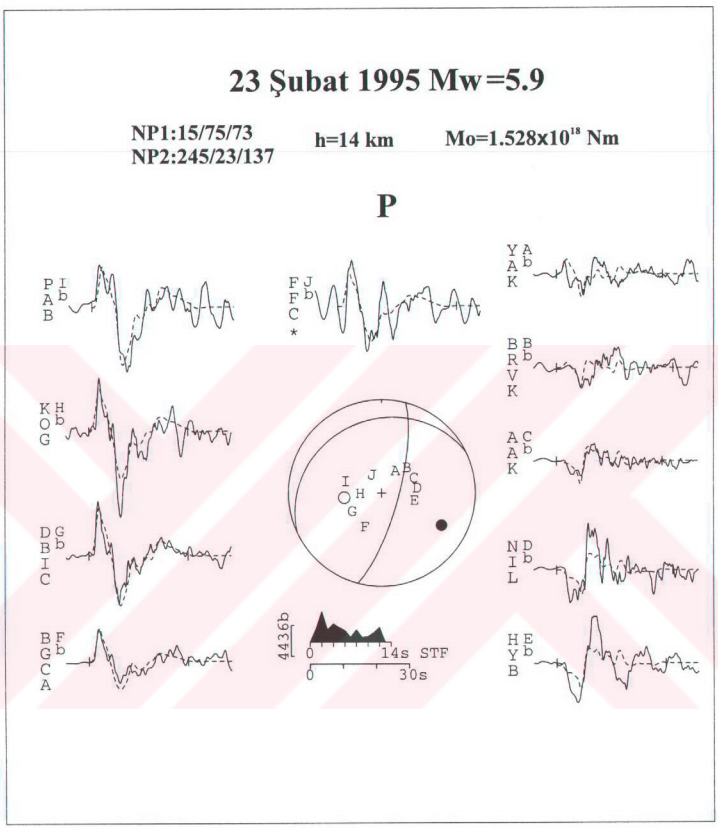
Dalga şekilleri için zaman ölçeği, kaynak zaman fonksiyonunun hemen altında verilmiştir. Dalga şekilleri üzerinde bulunan düşey çizgiler ters çözüm penceresini belirtmektedir.



Şekil 3.4. 23 Şubat 1995 Kıbrıs depreminin önceki çalışmalarda bulunmuş olan fay düzlemi çözümleri. Odak kürelerinin altındaki sayılar doğrultu/dalım/ kayma açısı değerlerini göstermektedir.



Şekil 3.5. 23 Şubat 1995 Kıbrıs depreminin uzun periyotlu dalga şekillerini kullanarak en küçük hata ile bulunan kaynak mekanizması çözümü. Kaynak mekanizması çözümü, gerçek dalga şekilleri (düz çizgi) ve yapay dalga şekilleri (kesikli çizgi) P dalgası için şeklin üst kısmında, SH dalgası için şeklin alt kısmında verilmiştir.



Şekil 3.6. 23 Şubat 1995 Kıbrıs depreminin "broad - band" dalga şekillerini kullanarak en küçük hata ile bulunan kaynak mekanizması çözümü. Kaynak mekanizması çözümü çözümü, gerçek dalga şekilleri (düz çizgi) ve yapay dalga şekilleri (kesikli çizgi) P dalgası için verilmiştir. ✶ işareti istasyonun ters çözüme girmediğini göstermektedir.

İstasyonların odak küresi üzerindeki dağılımına bakıldığında H (WUS) ve K (NAI) harfleriyle gösterilen istasyonların düğüm düzleminin üzerinde olmaları nedeniyle çözümdeki genliklerinin düşük olduğu görülmektedir.

Ters çözüm yöntemi ile elde edilen kaynak mekanizması çözümünün duyarlılığının ölçülmesi için kabuk yapısı, derinlik, doğrultu, dalım ve kayma açısı testleri yapılmıştır. Bu testlerin yapılması sırasında, en küçük hatalı çözümde bulunan bir parametrenin değeri değiştirilerek sabit tutulmuş ve yeni parametre değerleri tekrar ters çözüme sokulmuştur.

Testlerin yapılması için seçilen istasyonların değişik azimutlarda ve mümkünse düğüm düzlemleri üzerinde bulunmasına dikkat edilmiştir. Düğüm düzlemlerine yakın istasyonların seçilmesinin nedeni, düğüm düzlemleri üzerindeki istasyonlara ait dalga şekillerinin genliklerinin çok küçük olması ve bu yüzden düğüm düzlemlerinin yerlerinin değişmesinin en iyi bu istasyonlarda görülmesidir.

Tablo 3.5. 23 Şubat 1995 depremi için ters çözümde kullanılan istasyon parametreleri ve Jeffreys-Bullen (1940)'e göre teorik geliş zamanları. Δ:Episantır-İstasyon uzaklığı (°), Az.:Azimut (°), G.Az.: Geri Azimut (°), i_o: Işının kaynaktan çıkış açısı (°)

İst. Kodu	Δ (°)	Az (°)	G.Az (°)	i_o (°)	Teorik Geliş Zamanı	
					P	SH
COL	80.39	0.03	359.95	16.62	21:15:13.6	21:25:17.7
MA2	80.71	29.53	317.98	16.62	21:15:15.5	21:25:21.4
YAK	63.30	32.76	294.31	20.86	21:13:32.0	21:22:2.0
YSS	77.31	41.14	308.01	17.26	21:14:57.2	21:24:45.5
BRVK	32.23	44.18	251.35	28.17	21: 09:29.4	21:14:43.1
ERM	80.61	44.89	309.01	16.62	21:15:15.2	21:25:20.7
HIA	62.90	47.32	292.95	20.86	21:13:29.6	21:21:57.3
TLY	52.38	48.15	280.97	23.87	21:12:15.3	21:19:39.2
MAJO	80.95	51.64	306.97	16.81	21:15:15.8	21:25:24.9
ULN	55.41	52.11	285.90	22.86	21:12:37.7	21:20:20.3
AAK	33.47	64.03	271.21	28.00	21:9:42.4	21:15:2.8

Tablo 3.5. Devam ediyor.

İst. Kodu	Δ (°)	Az (°)	G.Az (°)	i_0 (°)	Teorik Geliş Zamanı	
					P	SH
WUS	37.09	66.13	276.07	27.16	21:10:11.4	21:15:58
NIL	33.70	80.39	284.09	28.00	21:9:44.6	21:15:6.5
HYB	44.65	100.91	302.44	25.92	21:11:15.7	21:17:51.4
NAI	36.37	172.34	353.72	26.95	21:10:7.4	21:15:48.1
LSZ	50.19	185.13	4.36	24.21	21:11:59.2	21:19:9.9
TSUM	55.72	196.86	14.59	22.86	21:12:40.3	21:20:25.0
BGCA	32.35	206.46	21.53	28.17	21:09:30.9	21:14:45.6
DBIC	44.29	239.16	45.18	25.54	21:11:11.2	21:17:45.7
MDT	30.58	276.51	75.51	28.35	21:09:17.2	21:14:17.7
SJG	86.43	289.50	54.42	15.33	21:15:45.4	21:26:19.8
PAB	29.34	289.76	87.16	28.56	21: 09: 4.2	21:13:58.3
HRV	76.13	312.30	55.16	17.59	21:14:50.7	21:24:32.9
SSPA	81.05	313.68	51.24	16.30	21:15:17.5	21:25:25.2
ALE	56.09	350.92	80.25	22.86	21:12:42.2	21:20:28.6
KEV	34.89	356.80	172.45	27.65	21:09:54.5	21:15:24.4

Kabuk yapısı testinde, ters çözüm işlemiyle bulunan doğrultu, dalım ve kayma açısının değerleri sabit tutulmuş bunun yanısıra derinlik, sismik moment ve kaynak zaman fonksiyonu serbest bırakılmıştır.

Yer yapısının dalga şekilleri üzerindeki etkisini görebilmek için yapılan kabuk yapısı testinde, kullanılan modeller Tablo 3.6. da gösterilmektedir.

Tablo 3.6. 23 Şubat 1995 depremi için yapılan kabuk yapısı testinde kullanılan kabuk modelleri

Kabuk Modeli	V_p (km/s)	V_s (km/s)	Yoğunluk (gr/cm^3)	Kalınlık (km)
A	4.5	2.59	2.42	4.5
	6.8	3.91	2.91	Yarı sonsuz
B	6.8	3.91	2.91	Yarı sonsuz
C	4.5	2.59	2.42	8
	6.8	3.91	2.91	Yarı sonsuz
D	4.5	2.59	2.42	10
	6.8	3.91	2.91	Yarı sonsuz
E	4.5	2.59	2.42	2
	6.8	3.91	2.91	Yarı sonsuz

A ile gösterilen kabuk modeli ters çözüm işleminde kullanılan model olup işlem sonucunda bulunan odak derinliği 14 km dir.

İlk olarak tek tabakalı bir ortamın varlığında (Model B) çözümün dalga şekillerine etkisi incelenmiştir Tek tabakalı bir kabuk modeli durumunda kaynak zaman fonksiyonu, sismik moment ve odak derinliği değerlerinde çok fazla bir değişim gözlenmemektedir. Odak derinliği ana çözümdeki gibi 14 km olarak bulunmuştur. Aynı şekilde E modeli ile yapılan ters çözüm işlemi sonucunda da odak derinliği 15 km olarak bulunmaktadır.

Ara yüzey 8 km (kabuk modeli C) veya 10 km (kabuk modeli D) derinliğe çekildiğinde kaynak zaman fonksiyonunda çok fazla bir değişim gözlenmemektedir. Sismik moment değerinin bütün bu kabuk modelleri sonucunda 6.624×10^{17} ile 7.51×10^{17} arasında değişim gösterdiği gözlenmektedir (Şekil C.1).

Yapılan kaynak mekanizması çözümünün, odak derinliğinin değişiminden nasıl etkilendiğini belirlemek için derinlik testi uygulanmıştır (Şekil C.2). Derinlik testinin uygulanması sırasında odak derinlikleri 8 km, 10 km, 12 km, 16 km ve 18 km için sabit tutlmuş ve diğer bütün parametreler (doğrultu, dalım ve kayma açısı, sismik moment, derinlik) serbest bırakılmıştır. Odak derinliğinin değişmesi durumunda, kaynak zaman fonksiyonu ana çözümden oldukça farklı bir kırılmanın olduğunu göstermektedir. Odak derinliğinin 8 km olması durumunda gerçek ve yapay dalga şekilleri arasındaki uyum bozulmaktadır. Derinlik testi sonucunda, odak derinliğinin hesaplanması sırasında yapılan hata miktarının ±2 km olduğu söylenebilmektedir.

Doğrultu, dalım ve kayma açısının değişmesi durumunda çözümün nasıl değiştiğini belirleyebilmek için doğrultu, dalım ve kayma açısı testleri uygulanmıştır. Doğrultu testinde 1. düzleme ait doğrultu açısı değerleri 355°, 5°, 25° ve 35° için sabit tutulmuş bu sırada diğer parametreler serbest bırakılmıştır (Şekil C.3). Doğrultu açısının 355° ve 35° olması durumunda yapay ve gerçek dalga şekilleri arasındaki uyum bozulmaktadır. Bu test sonucunda da doğrultu açısının hesaplanması sırasında yapılan hata miktarının ±5° olduğu söylenebilir.

Dalım açısı testinde, 1. düzleme ait dalım açısı değerleri 60°, 65°, 70°, 80° ve 85° için sabit tutulurken diğer parametreler serbest bırakılmıştır (Şekil C.4). Gerçek ve yapay dalga şekilleri arasındaki benzerliğin en az bozulduğu dalım açısı değerinin 70° olduğu görülmektedir. Bu test sonucunda da yapılan hata miktarının ± 5° olduğu kabul edilebilir.

Kayma açısı testinde ise 1. düzleme ait kayma açısı değerleri 43°, 53°, 63°, 83° ve 93° için sabit tutulurken diğer parametreler serbest bırakılmıştır (Şekil C.5). Kayma açısı değeri 43° ve 53° olarak verildiğinde, gerçek ve yapay dalga şekilleri arasındaki benzerlik bozulmaktadır. Bu test sonucunda da yapılan hata miktarının ±5° olduğu söylenilebilir.

Son olarak elde edilen çözüm ile HARVARD-CMT, Pınar ve Kalafat (1999), Irmak ve Özer (1999) sonuçları karşılaştırılmış ve Şekil C.6 da gösterilmiştir. Kullanılan istasyonlar parametre testlerindekilerle aynıdır.

Yapılan karşılaştırma sonucunda HARVARD-CMT' nin bulduğu çözüm ile bu çalışmada bulunan fay düzlemi çözümünün birbirine benzediği görülmektedir. Pınar ve Kalafat (1999) ve Irmak ve Özer (1999) tarafından bulunan çözüm değerleri kullanılarak istasyonlardaki dalga şekillerinde meydana gelen değişimlere bakıldığı zaman yapay ve gerçek dalga şekillerinin birbiriyle hiç uyumlu olmadıkları açıkça görülmektedir.

Harvard-CMT, yaptıkları çözümle depremin odak derinliğini, yerini ve oluş zamanını bulmayı hedeflemektedirler (Dziewonski, Chou ve Woodhouse, 1981; Dziewonski ve Woodhouse, 1983a,b; Ekstrom, 1993). Çözümlerinin %99'undan fazlası uzun periyotlu ($T \geq 45s$) cisim dalgalarından gelmektedir. Büyük depremlerin mekanizmalarının saptanmasında aynı zamanda yüzey dalgalarından da ($T \geq 135s$) yararlanmaktadırlar. Ters çözüm işleminde, dalga şekillerine göre en uygun odak karakteristiklerini bulmaya çalışmaktadırlar (Helffrich, 1997).

USGS'in kullandığı moment tensör çözümünde ise, yine gözlenen sismogramlara göre kaynak için en uygun moment tensör değerlerini bulmak hedeflenmektedir (Sipkin, 1982, 1986, 1994).

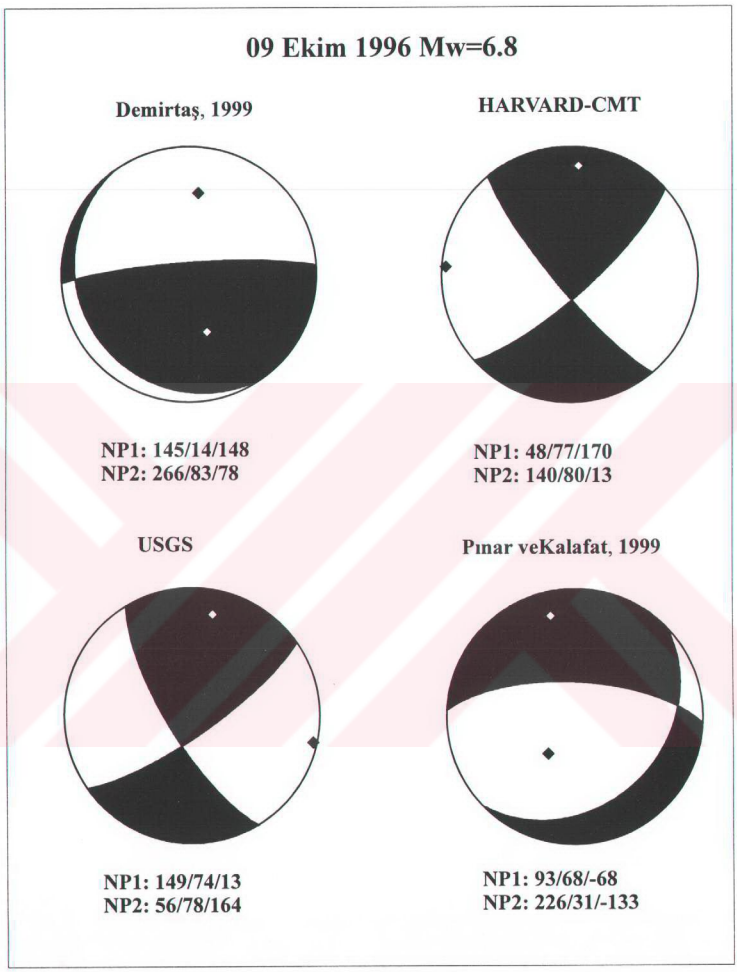
Pınar ve Kalafat (1999), çözümlerini Kikuchi ve Kanamori (1991) tarafından geliştirilen ters çözüm metodunu kullanarak belirlemişlerdir. Yaptıkları çözümde, 13 adet P ve 8 adet SH kaydı kullanmışlardır.

Irmak ve Özer (1999) tarafından yapılan çözümde ise sadece altı adet istasyon kaydı kullanılmış ve bu kayıtlardan SH dalgaları için okuma yapılmamıştır.

3.3.3. 09 Ekim 1996 Depremi Kaynak Mekanizması Çözümü (t_o: 13:10:50.4, M_s=6.8)

Kıbrıs'ın güneybatısında meydana gelen 09 Ekim 1996 depremi, bölgede son yüzyılda oluşan en büyük deprem olması bakımından oldukça fazla öneme sahiptir.

T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU DOKÜMANTASYON MERKEZİ



Şekil 3.7. 09 Ekim 1996 Kıbrıs depreminin önceki çalışmalarda bulunmuş olan fay düzlemi çözümleri. Odak kürelerinin altındaki sayılar 1. ve 2. düzlem için doğrultu/dalım/ kayma açısı değerlerini göstermektedir.

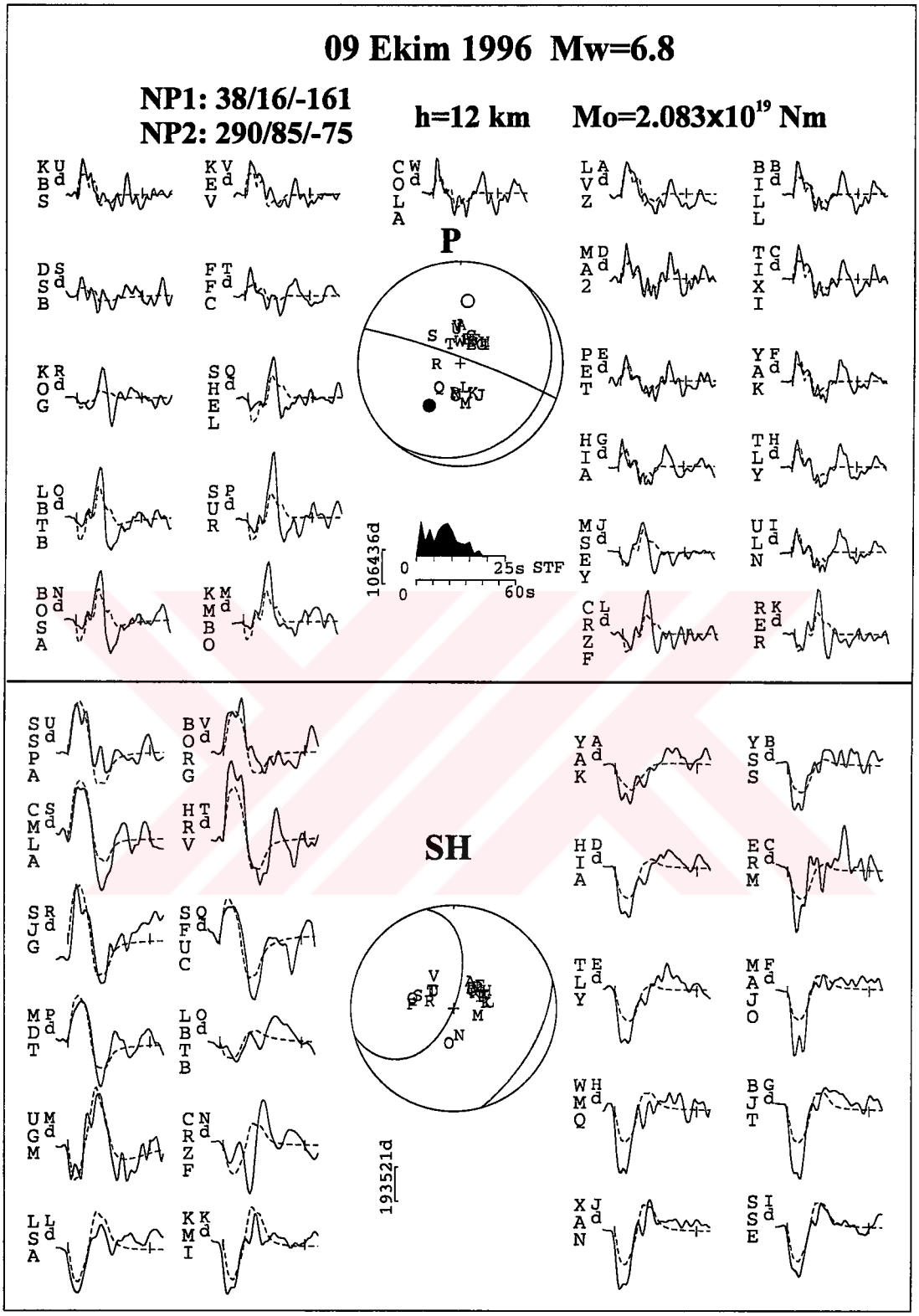
MT5 programı kullanılarak bu depreme ait olarak uzun periyotlu dalga şekillerini kullanarak bulunan en küçük hatalı kaynak mekanizması çözümü Şekil 3.8 de, broad band verilerini kullanarak bulunan en küçük hatalı kaynak mekanizması çözümü ise Şekil 3.9 da gösterilmektedir. Odak küresi üzerindeki 1. düğüm düzleminin doğrultusu 38°, dalımı 16° ve kayma açısı -161° olarak bulunmuştur. Odak derinliği yaklaşık olarak 12 km ve sismik moment ise 2.083×10^{19} Nm olarak tespit edilmiştir. Depremin büyüklüğünün yüksek olması, istasyonlarda kaydedilen dalga şekillerinin daha düzgün olmasına neden olmuştur. Yapılan ters çözüm işlemi sonucunda 09 Ekim 1996 Kıbrıs depreminin doğrultu atım bileşeni içeren normal faylanma gösterdiği belirlenmiştir.

Elde edilen kaynak mekanizması çözümünün duyarlılığının ölçülmesi için kabuk yapısı, doğrultu, dalım, kayma açısı ve derinlik testleri yapılmıştır. Kabuk yapısı testinin yapılması sırasında kullanılan kabuk modelleri Tablo 3.7 de gösterilmektedir.

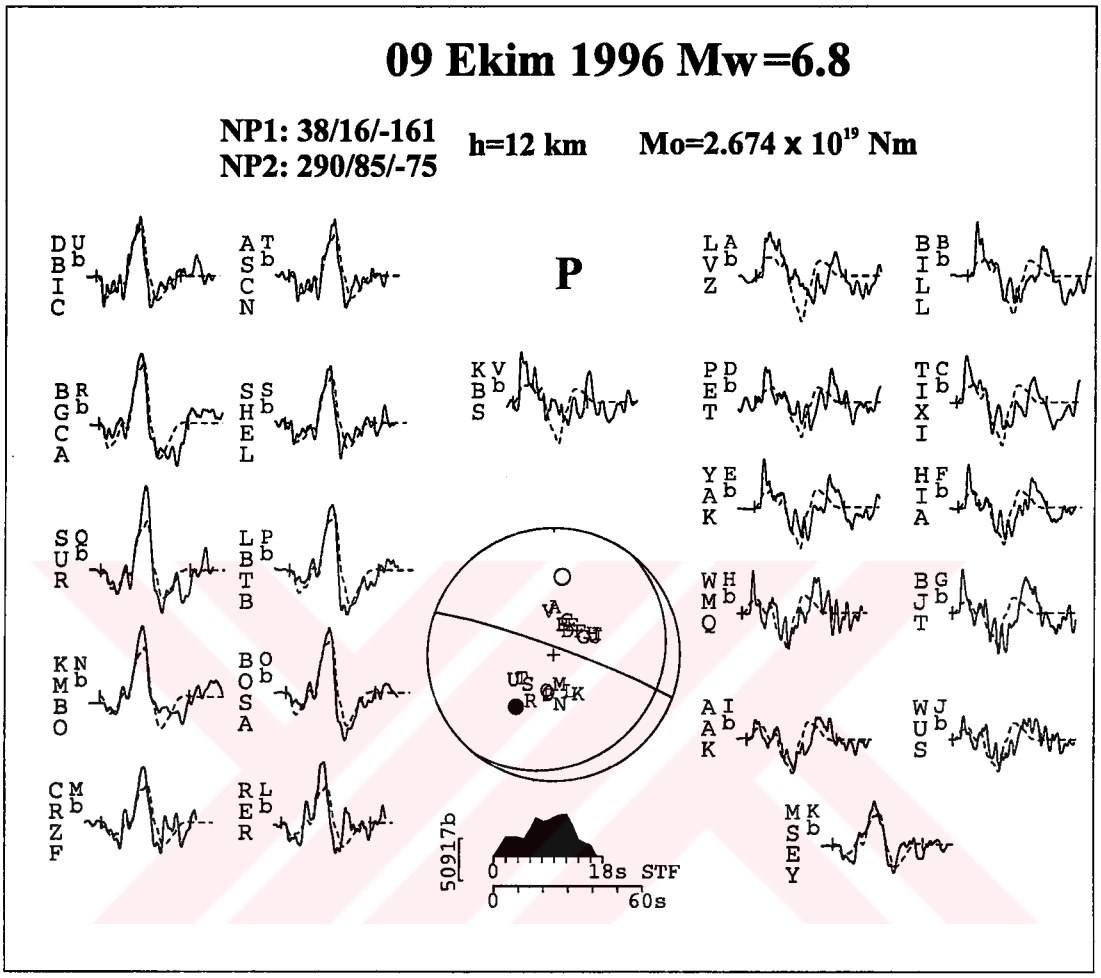
Tablo 3.7. 09 Ekim 1996 depremi için kabuk yapısı testinde kullanılan kabuk modelleri

Kabuk Modeli	V_p (km/s)	V_s (km/s)	Yoğunluk (gr/cm^3)	Kalınlık (km)
A	4.5	2.59	2.42	4
	6.8	3.91	2.91	Yarı sonsuz
B	6.8	3.91	2.91	Yarı sonsuz
C	4.5	2.59	2.42	8
	6.8	3.91	2.91	Yarı sonsuz
D	4.5	2.59	2.42	10
	6.8	3.91	2.91	Yarı sonsuz
E	4.5	2.59	2.42	2
	6.8	3.91	2.91	Yarı sonsuz

23 Şubat 1995 depremi için yapılan kabuk testinde olduğu gibi 09 Ekim 1996 depremi için de A ile gösterilen kabuk modeli ters çözüm işleminde kullanılan model olup işlem sonucunda bulunan odak derinliği 12 km dir. Burada da ilk olarak tek tabakalı bir ortamın varlığında (Model B) çözümün dalga şekillerine etkisi incelenmiştir.



Şekil 3.8. 09 Ekim 1996 Kıbrıs depreminin uzun periyotlu dalga şekillerini kullanarak en küçük hata ile bulunan kaynak mekanizması çözümü. Kaynak mekanizması çözümü, gerçek dalga şekilleri (düz çizgi) ve yapay dalga şekilleri (kesikli çizgi) P dalgası için şeklin üst kısmında, SH dalgası için şeklin alt kısmında verilmiştir.



Şekil 3.9. 09 Ekim 1996 Kıbrıs depreminin "broad - band" dalga şekillerini kullanarak en küçük hata ile bulunan kaynak mekanizması çözümü. Kaynak mekanizması çözümü, gerçek dalga şekilleri (düz çizgi) ve yapay dalga şekilleri (kesikli çizgi) P dalgası için verilmiştir.

Tek tabakalı bir kabuk modeli durumunda sismik moment değerinde artma gözlenirken, odak derinliğinde ise azalma görülmektedir. Kabuk yapısı modellerinin hepsi göz önünde bulundurulduğu zaman sismik moment değerinin 2.066×10^{19} ile 3.053×10^{19} değerleri arasında değiştiği, ayrıca gerçek ve yapay dalga şekilleri arasındaki uyumun pek fazla değişmediği de görülmektedir (Şekil C.7).

Ters çözüm işleminde kullanılan istasyonlara ait parametreler ve Jeffreys-Bullen (1940)'e göre olan teorik geliş zamanları Tablo 3.8 de gösterilmektedir.

Tablo 3.8. 09 Ekim 1996 depremi için ters çözümde kullanılan istasyon parametreleri ve Jeffreys-Bullen (1940)'e göre teorik geliş zamanları. Δ:Episantır-İstasyon uzaklığı (°), Az.:Azimut (°), G.Az.: Geri Azimut (°), i_o: Işının kaynaktan çıkış açısı (°).

İst. kodu	Δ (°)	Az (°)	G.Az (°)	i_o (°)	Teorik Geliş Zamanı	
					P	SH
LVZ	33.48	1.74	183.79	27.65	13:17:30.0	13:22:48.3
BILL	72.21	16.39	321.64	18.89	13:22:15.0	13:31:33.9
TIXI	59.74	21.36	288.26	21.86	13:20:55.5	13:29:02.2
PET	81.25	29.41	317.81	16.30	13:23:6.0	13:33:12.4
MA2	81.25	29.41	317.81	16.30	13:23:6.0	13:33:12.4
YAK	63.83	32.57	294.09	20.53	13:21:23.0	13:29:54.1
TLY	52.84	47.82	280.56	23.87	13:20:06.4	13:27:31.1
MAJO	81.37	51.50	306.65	16.59	13:23:06.0	13:33:16.8
ULN	55.85	51.78	285.47	22.86	13:20:28.4	13:28:11.8
WMQ	43.37	60.39	277.18	25.75	13:18:51.0	13:25:17.3
SSE	72.47	64.09	299.99	18.89	13:22:17.2	13:31:37.9
XAN	61.92	66.39	294.29	21.20	13:21:10.8	13:29:31.0
KMI	60.89	78.16	296.90	21.53	13:21:4.0	13:29:18.0
LSA	49.63	78.28	291.63	24.55	13:19:42.5	13:26:47.6
DAV	88.87	82.24	304.45	15.01	13:23:44.7	13:34:28.4
MSEY	44.75	145.85	332.27	25.58	13:19:4.2	13:25:38.5
RER	59.73	154.33	337.46	21.86	13:20:56.1	13:29:03.2

Tablo 3.8. Devam ediyor.

İst. kodu	Δ (°)	Az (°)	G.Az (°)	i_0 (°)	Teorik Geliş Zamanı	
					P	SH
CRZF	82.49	166.37	343.66	15.97	13:23:12.5	13:33:25.3
KMBO	35.76	171.20	352.74	27.30	13:17:50.0	13:23:24.3
BOSA	63.08	186.61	6.21	20.53	13:21:18.6	13:29:45.6
LBTB	59.50	186.87	6.25	21.86	13:20:54.5	13:29:0.1
SUR	67.40	190.33	10.08	19.97	13:21:44.7	13:30:40.5
SHEL	61.76	222.09	35.14	21.20	13:21:9.9	13:29:29.2
ASCN	60.91	235.28	43.27	21.53	13:21:04.3	13:29:18.5
SJG	86.49	289.45	54.98	15.33	13:23:33.2	13:34:5.9
CMLA	46.01	291.52	75.71	25.06	13:19:12.6	13:25:57.7
HRV	76.41	312.34	55.66	17.91	13:22:39.8	13:32:21.4
SSPA	81.34	313.67	51.73	16.30	13:23:6.7	13:33:13.7
DSB	32.97	316.57	109.09	28.14	13:17:23.5	13:22:40.1
BORG	43.93	330.22	106.98	25.92	13:18:57.2	13:25:25.9
FFC	82.78	335.17	36.72	15.97	13:23:13.9	13:33:28.1
KBS	45.33	354.61	156.36	25.58	13:19:08.2	13:25:45.7
KEV	35.43	356.94	172.71	27.30	13:17:46.7	13:23:18.5
COLA	80.97	360.0	0.01	16.62	13:23:04.3	13:33:09.1

Yapılan fay düzlemi çözümünün odak derinliğinin değişiminden nasıl etkilendiğini 09 Ekim 1996 depremi için de belirlemek amacıyla derinlik testi uygulanmıştır (Şekil C.8). Derinlik testinin uygulanması sırasında odak derinlikleri 8 km, 10 km, 14 km ve 16 km için sabit tutulmuş ve diğer parametreler serbest bırakılmıştır. Bu değerlerin çözümde kullanılması sonucu yapay dalga şekillerinin bozulduğu açıkça görülmektedir. SH dalgalarında pek fazla değişim gözlenmezken P dalgalarının genliklerinde değişim görülmektedir. Derinlik testi sonucunda, ters çözüm işleminde yapılan hatanın ±2 km olduğu söylenebilmektedir.

Doğrultu açısının değişmesi durumunda fay düzlemi çözümünün nasıl değiştiğini belirleyebilmek için yapılan doğrultu açısı testinde 1. düzleme ait doğrultu açısı değerleri 8°, 18°, 28°, 48° ve 58° için sabit tutulmuş bu sırada diğer parametreler serbest bırakılmıştır (Şekil C.9).

Doğrultu açısının 28° olması durumunda üretilen yapay dalga şekilleri ana çözümde üretilenler ile benzerlik içindedirler. 48° ve 58°lik doğrultu açısının verilmesi durumunda gerçek ve sentetik dalga şekilleri arasındaki uyum bozulmaktadır. Bu nedenle, doğrultu açısının hesaplanması sırasında yapılan hata miktarının ortalama ±7° olduğu söylenebilir.

Dalım açısı testinde, 1. düzleme ait dalım açısı değerleri 8°, 12°, 20°, 24° ve 28° için sabit tutulurken diğer parametreler serbest bırakılmıştır (Şekil C.10).

Dalım açısı değerinin 24° ve 28° olması durumunda HIA, KOG ve FFC istasyonlarındaki yapay dalga şekillerinde çok fazla bozulma olduğu görülmektedir. Dalım açısı değerinin 8°, 12° ve 20° olması durumunda ise yapay dalga şekilleri diğer değerlere göre daha az değişmektedir. Bu test sonucunda yapılan hata miktarının ±5° olduğu söylenilebilir.

Kayma açısı testinde ise 1. düzleme ait kayma açısı değerleri -141°, -151°, -171° ve –181° için sabit tutulurken diğer parametreler serbest bırakılmıştır (Şekil C.11).

Dalga şekilleri arasındaki en fazla bozulma kayma açısı değerinin –141 olması durumunda gerçekleşmiştir. Sonuçta, dalga şekilleri arasındaki uyumun en az bozulduğu kayma açısı değerlerine bakılarak yapılan hata miktarının ±7° olduğu söylenilebilir.

Son olarak elde edilen çözüm ile HARVARD-CMT, USGS, Pınar ve Kalafat (1999) ve Demirtaş (1999) tarafından bulunan sonuçlar karşılaştırılmış ve Şekil C.12 de gösterilmiştir. Kullanılan istasyonlar, parametre testlerindekilerle aynıdır.

Pınar ve Kalafat (1999), 23 Şubat 1995 depreminde olduğu gibi bu deprem için de Kikuchi ve Kanamori (1991)'in geliştirdiği ters çözüm işlemini kullanarak, tümü P dalgası olan 28 adet istasyon kaydını değerlendirmişlerdir.

Demirtaş (1999) ise, fay düzlemi çözümünde sekiz sismik istasyondan elde edilen P dalgasının ilk hareket yönlerini kullanmışlardır. Ayrıca, düzlemin elde edilmesinde Suetsugu'nun FOCAL 94 (1994) adlı odak mekanizması programını kullanmıştır.

3.3.4. 10 Ekim 1996 Depremi Kaynak Mekanizması Çözümü (t_o: 01:10:21.5, M_s=5.6)

Kıbrıs'ın güneybatısında meydana gelen ve 6.8 yüzey dalgası büyüklüğüne sahip olan 09 Ekim 1996 depreminin bir artçısı olan 10 Ekim 1996 depreminin en küçük hatalı kaynak mekanizması çözümü Şekil 3.11 de verilmektedir. Çözümün gösterim şekli diğer iki deprem ile aynıdır.

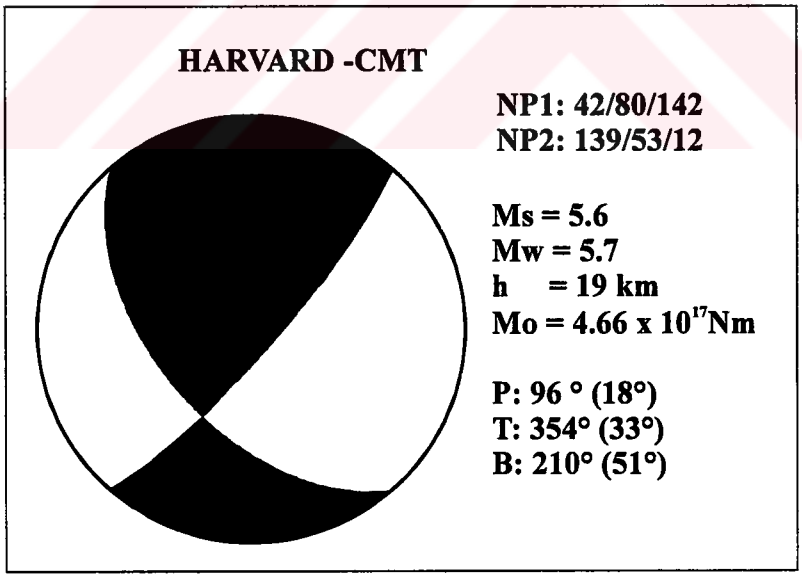
10 Ekim 1996 Kıbrıs depremi için ters çözüm işlemi sonucunda bulunan sonuca göre, odak küresi üzerindeki 1. düğüm düzleminin doğrultusu 41°, dalımı 59° , kayma açısı 163° dir. Odak derinliği 26 km, sismik moment ise 3.651×10^{17} Nm olarak saptanmıştır.

Ters çözüm işlemi sonucunda, fayın doğrultusu HARVARD-CMT çözümüyle uyumlu olarak bulunmasına rağmen dalım açısının daha düşük ve bindirme bileşenine sahip sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma olduğu bulunmuştur.

Ters çözüm işleminde kullanılan istasyonlara ait parametreler ve Jeffreys-Bullen (1940)'e göre olan teorik geliş zamanları Tablo 3.9. da gösterilmektedir.

Tablo 3.9. 10 Ekim 1996 depremi için ters çözümde kullanılan istasyon parametreleri ve Jeffreys-Bullen (1940)'e göre teorik geliş zamanları. Δ:Episantır-İstasyon uzaklığı (°), Az.:Azimut (°), G.Az.: Geri Azimut (°), i_o: Işının kaynaktan çıkış açısı (°).

İst. kodu	Δ (°)	Az (°)	G.Az (°)	i_o (°)	Teorik Geliş Zamanı	
					P	SH
KMI	60.85	78.18	296.85	21.53	1:20:33.7	1:28:47.4
LBTB	59.48	186.94	6.31	21.86	1:20:24.3	1:28:29.8
LSA	49.59	78.28	291.58	24.55	1:19:12.2	1:26:17.0
WMQ	43.34	60.37	277.10	25.92	1:18:22.7	1:24:47.7
KMBO	35.72	171.30	352.82	27.30	1:17:19.7	1:22:53.8
DBIC	43.93	239.59	45.84	25.75	1:18:25.8	1:24:56.0
MSEY	44.69	145.91	332.31	25.58	1:18:33.8	1:25:7.8
ULN	55.83	51.77	285.40	22.86	1:19:58.3	1:27:41.5



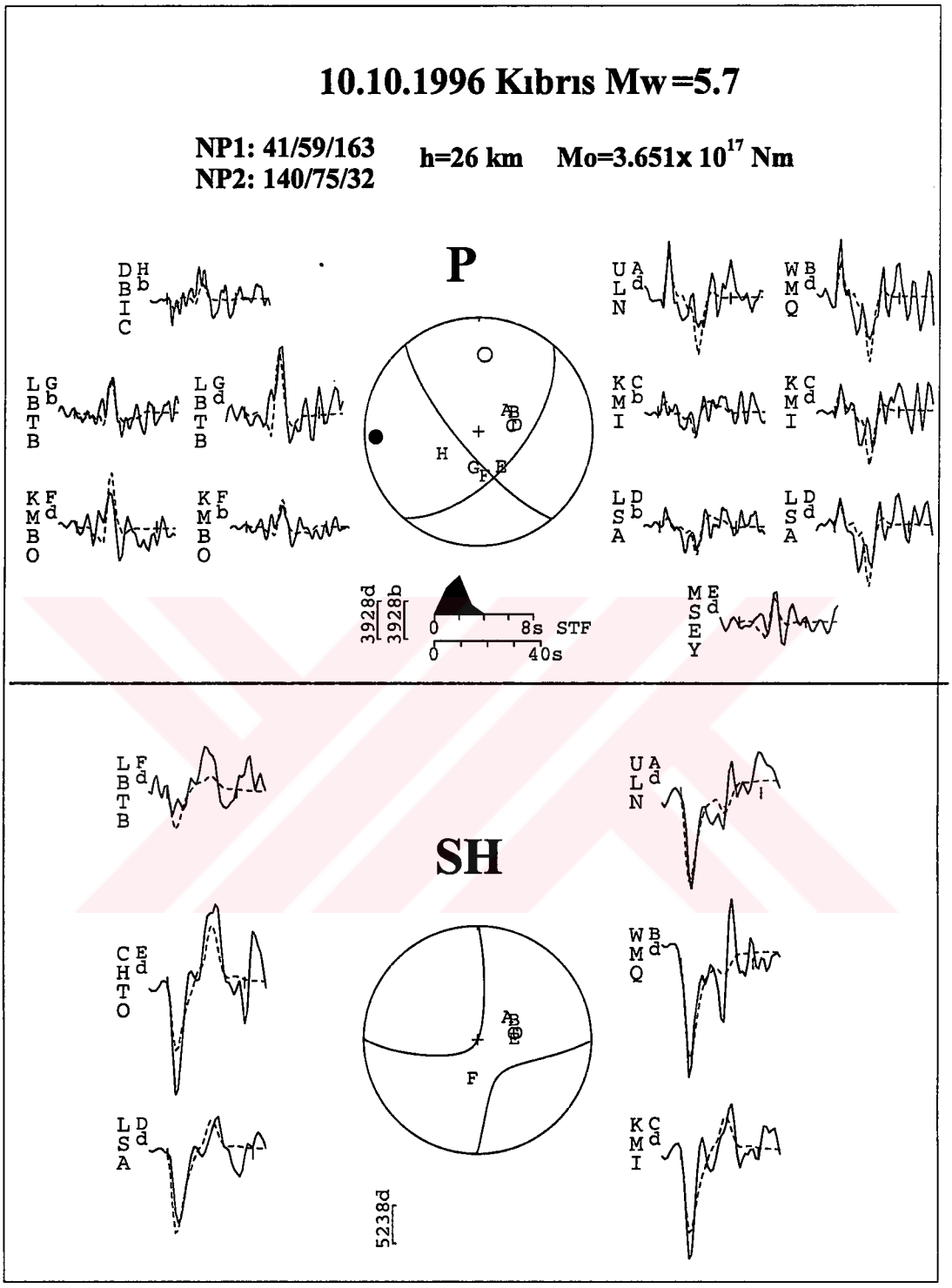
Şekil 3.10. 10 Ekim 1996 Kıbrıs depremi için HARVARD-CMT tarafından bulunan odak mekanizması çözümü.

Elde edilen kaynak mekanizması çözümünün duyarlılığının ölçülmesi amacıyla bu deprem için de kabuk yapısı, doğrultu, dalım, kayma açısı ve derinlik testleri yapılmıştır. Kabuk yapısı testinin yapılması sırasında kullanılan kabuk modelleri Tablo 3.10 da gösterilmektedir.

Tablo 3.10. 10 Ekim 1996 depremi için kabuk yapısı testinde kullanılan kabuk modelleri.

Kabuk Modeli	**V_p (km/s)**	**V_s (km/s)**	**Yoğunluk (gr/cm^3)**	**Kalınlık (km)**
A	4.5	2.59	2.42	6
	6.8	3.91	2.91	Yarı sonsuz
B	6.8	3.91	2.91	Yarı sonsuz
C	4.5	2.59	2.42	8
	6.8	3.91	2.91	Yarı sonsuz
D	4.5	2.59	2.42	10
	6.8	3.91	2.91	Yarı sonsuz
E	4.5	2.59	2.42	2
	6.8	3.91	2.91	Yarı sonsuz

10 Ekim 1996 depremi için yapılan kabuk testinde A ile gösterilen kabuk modeli ters çözüm işleminde kullanılan model olup işlem sonucunda bulunan odak derinliği 26 km dir. Testte uygulanan bütün kabuk modelleri (Tablo 3.10) incelendiği zaman yapay ve gerçek dalga şekillerinin arasındaki uyumun en iyi Model A'da olduğu görülmektedir (Şekil C.13).



Şekil 3.11. 10 Ekim 1996 Kıbrıs depreminin uzun periyotlu dalga şekillerini kullanarak en küçük hata ile bulunan kaynak mekanizması çözümü. Kaynak mekanizması çözümü gerçek dalga şekilleri (düz çizgi) ve yapay dalga şekilleri (kesikli çizgi) P dalgası için şeklin üst kısmında, SH dalgası için şeklin alt kısmında verilmiştir.

Derinlik testinin uygulanması sırasında odak derinliği 20 km, 22 km, 24 km, 28 km ve 30 km için sabit tutulmuş ve diğer parametreler serbest bırakılmıştır (Şekil C.14).

Bu odak derinliği değerlerinin çözümde kullanılması sonucu yapay dalga şekillerinin bozulduğu görülmektedir. Derinlik testi sonucunda, odak derinliğinin belirlenmesi sırasında yapılan hata miktarının ±2 km olduğu söylenebilir.

Doğrultu açısının değişmesi durumunda fay düzlemi çözümünün nasıl değiştiğini belirleyebilmek için yapılan doğrultu açısı testinde 1. düzleme ait doğrultu açısı değerleri 21°, 31°, 51°, 61° ve 71° için sabit tutulmuş bu sırada diğer parametreler serbest bırakılmıştır (Şekil C.15).

51°, 61° ve 71° doğrultu açısının verilmesi durumunda ters çözüm yapılamaması ve gerçek ve yapay dalgaların arasındaki uyumun en az bozulduğu doğrultu açısı değerinin 31°olması nedeniyle, doğrultu açısının hesaplanması sırasında yapılan hata miktarının ±7° olduğu söylenebilir.

Dalım açısı testinde, 1. düzleme ait dalım açısı değerleri 39°, 49°, 69°, 79° ve 89° için sabit tutulurken diğer parametreler serbest bırakılmıştır (Şekil C.16).

Dalım açısı değerinin 79° ve 89° olması durumunda ters çözüm işlemi yapılamamaktadır. Ayrıca Şekil C.16 ya bakıldığında gerçek ve yapay dalga şekilleri arasındaki benzerliğin dalım açısının 49° ve 69° olması halinde çok az bozulduğu görülmektedir. Bütün bunlar göz önünde bulundurularak fay düzlemi çözümünde dalım açısı hesaplanması sırasında yapılan hata miktarının ±7° olduğu söylenilebilir.

Kayma açısı testinde ise 1. düzleme ait kayma açısı değerleri 143°, 153°, 173° ve 183° için sabit tutulurken diğer parametreler serbest bırakılmıştır (Şekil C.17).

Dalga şekilleri arasındaki uyumun en az bozulduğu kayma açısı değerlerinin 153° ve 173° olduğu gözönünde bulundurularak yapılan hata miktarının ±7° olduğu söylenilebilir.

Son olarak yapılan testte elde edilen çözüm ile HARVARD-CMT tarafından bulunan sonuç karşılaştırılmış ve Şekil C.18 de gösterilmiştir. Her iki çözüm de doğrultu atım bileşeni içeren ters faylanma gösteriyor olsa da bulunan odak mekanizması parametrelerinin farklı değerlerde olması üretilen yapay dalga şekillerini değiştirmektedir. HARVARD-CMT çözümünde bulunan odak derinliğinin daha düşük olması yapay dalga şekillerinin daha erken gelmesine, sismik momentin yüksek olması ise yapay dalgaların genliklerinin gerçek dalga şekillerine oranla büyük olmasına neden olmaktadır.

4. SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

Kıbrıs ve civarı Afrika ile Avrasya'nın çarpışma zonu içerisinde yer almaktadır. Afrika ve Arabistan levhalarının farklı hızlarla Avrasya'ya doğru hareket etmesi Anadolu'nun batıya doğru kaçmasına ve bölgede gerilme birikiminin oluşmasına neden olmaktadır. Doğu Akdeniz'de bulunan ve güneyde Afrika levhası kuzeyde Türkiye levhası arasında levha sınırı oluşturan Kıbrıs yayı bölgedeki en belirgin tektonik hatlardan biridir. Batıda bulunan Hellenik yayı ile oldukça yakın olan Kıbrıs yayı tektonik özellikler bakımından birbirinden farklıdırlar. Bölgenin sismotektonik özelliklerinin her iki yay boyunca gerçekleşen dalma batma işleminden etkilendiğini söylemek mümkündür.

Kıbrıs ve çevresinde meydana gelen hem tarihsel hem de güncel depremler incelendiğinde, bölgenin yüzyıllardır fazlaca depreme maruz kaldığı fakat oluşan bu depremlerin büyüklüklerinin çok yüksek olmadığı görülmektedir. Kıbrıs yayı ile Hellenik yayının birleştiği bölgede doğrultu atım bileşenin yüksek olduğu bir transform fayın olduğu düşünülmektedir. Kıbrıs yayı ile Eratosthenes Deniz Dağları arasında gerçekleşen çarpışma, dalma batma işlemini engellemekte ve oluşan depremlerin odak derinliklerinin sığ olmasına neden olmaktadır.

Yapılan kaynak mekanizması çözümlerinde depremlerin doğrultu atım bileşenine sahip ters ve normal faylanmalar gösterdikleri belirlenmiştir (Şekil 3.12, Şekil 3.13). Bu çalışma sonucunda 23 Şubat 1995, 09 Ekim 1996 ve 10 Ekim 1996 depremleri için bulunan fay düzlemi çözümleri Tablo 3.11 de özetlenmiştir. Bulunan çözümlere göre, 23 Şubat 1995 depremi, doğrultu atım bileşeni içeren ters faylanma göstermektedir. 6.8 moment büyüklüğüne sahip 09 Ekim 1996 depremi ise doğrultu atım bileşeni içeren normal faylanma göstermektedir. 10 Ekim 1996 depremi , Kıbrıs yayı ile Hellenik yayı arasında olduğu düşünülen Paphos Transform Fayı üzerinde meydana gelmiştir ve doğrultu atım bileşenine sahip ters faylanma göstermektedir.

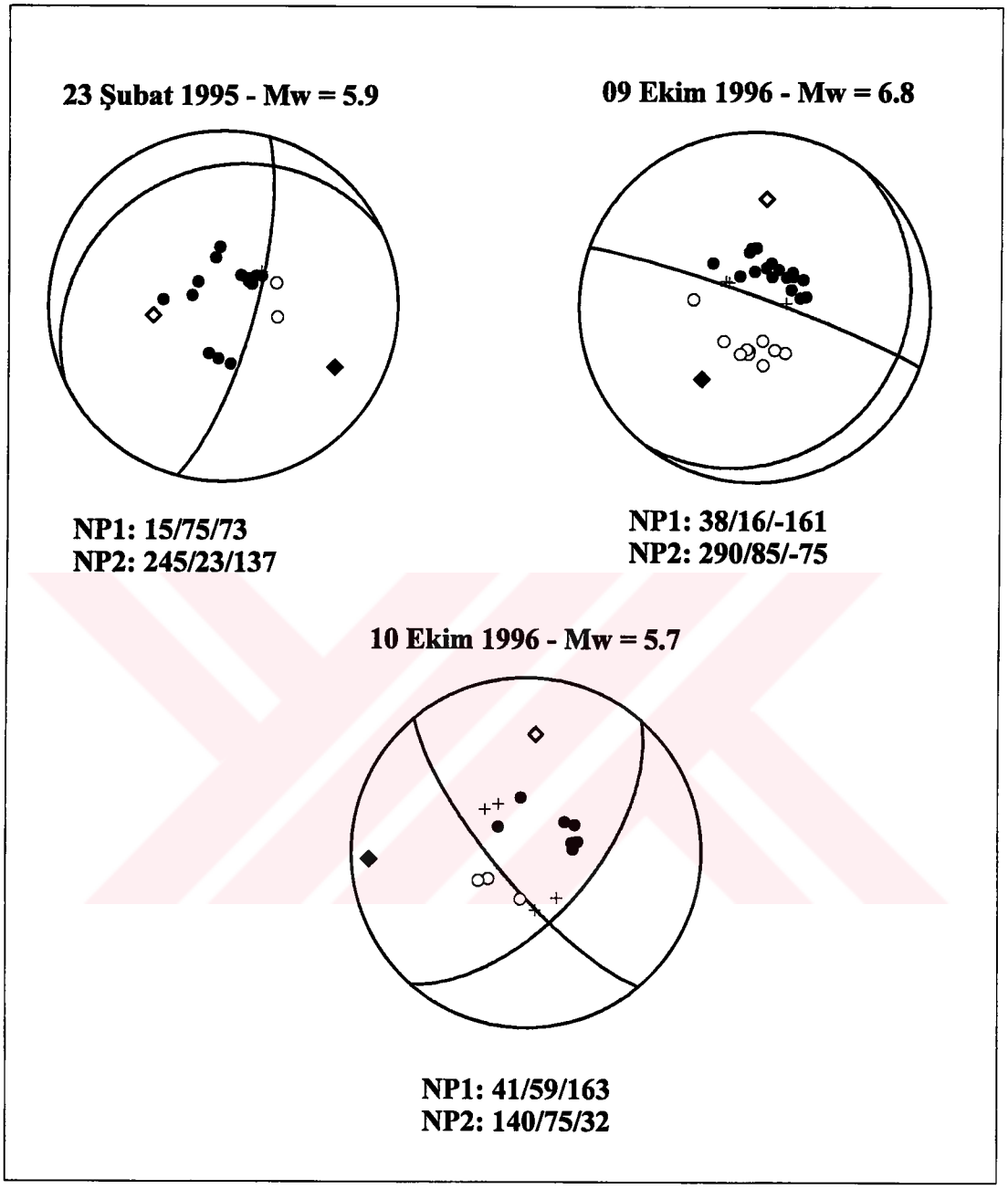
Tablo 3.11. 23 Şubat 1995, 09 Ekim 1996 ve 10 Ekim 1996 depremlerinin fay düzlemi çözümleri sonucunda bulunan 1. ve 2. düğüm düzlemleri, kayma vektörleri, P, T ve B eksenlerinin değerleri.

	Doğrultu (°)	**Dalım (°)**	**Kayma açısı (°)**
23.02.1995			
1. Düzlem	15	75	73
1. Kayma vektörü	335	67	-
2. Düzlem	245	23	137
2. Kayma vektörü	105	15	-
P ekseni	Azimut: 119°; Dalım: 28°		
T ekseni	Azimut: 263°; Dalım: 57°		
B ekseni	Azimut: 20°; Dalım: 16°		
Odak Derinliği: 14 km	Sismik moment (Mo) = 6.96 x 10^{17} Nm.		
09.10.1996			
1. Düzlem	38	16	-161
1. Kayma vektörü	200	5	-
2. Düzlem	290	85	-75
2. Kayma vektörü	308	74	-
P ekseni	Azimut: 216°, Dalım: 48°		
T ekseni	Azimut: 6°; Dalım: 38°		
B ekseni	Azimut: 108°; Dalım: 15°		
Odak Derinliği: 12 km	Sismik moment (Mo) = 2.083 x 10^{19} Nm.		
10.10.1996			
1. Düzlem	41	59	163
1. Kayma vektörü	230	15	-
2. Düzlem	140	75	32
2. Kayma vektörü	131	31	-
P ekseni	Azimut: 268°; Dalım: 11°		
T ekseni	Azimut: 5°; Dalım: 33°		
B ekseni	Azimut: 162°; Dalım: 55°		
Odak Derinliği: 26 km	Sismik moment (Mo) = 3.652 x 10^{17} Nm.		

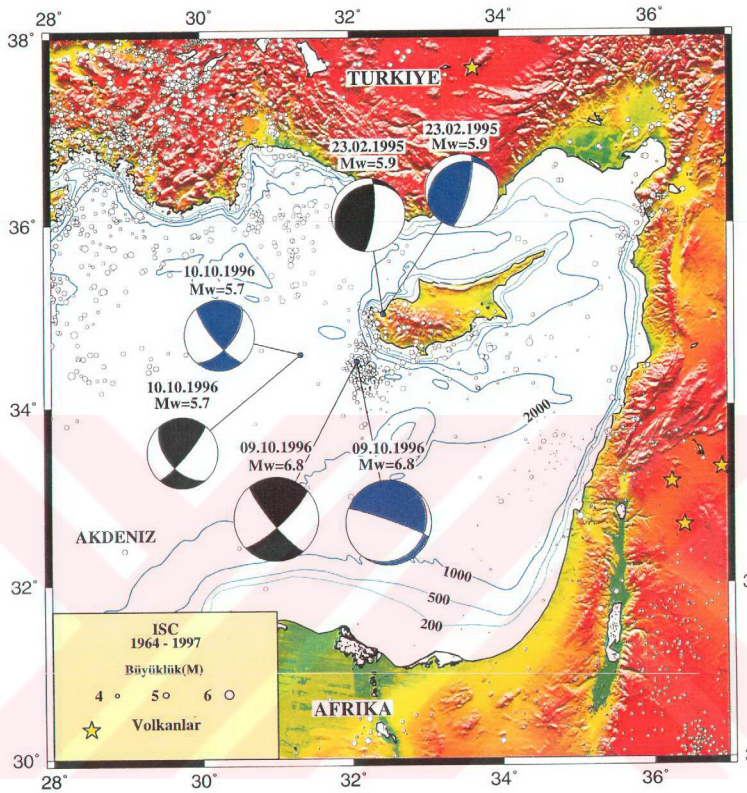
Her bir deprem için yapılan derinlik, doğrultu, dalım ve kayma açısı testlerinden elde edilen sonuçlar Tablo 3.12 de özetlenmektedir.

Tablo 3.12. Derinlik, doğrultu, dalım ve kayma açısı testlerinden elde edilen sonuçlara göre fay düzlemi çözümünde yapılan hata miktarları.

Tarih	**Derinlik (km)**	**Doğrultu (°)**	**Dalım (°)**	**Kayma açısı (°)**
23.02.1995	14±2	15±5	75±5	73±5
09.10.1996	12±2	38±7	16±5	-161±7
10.10.1996	26±2	41±7	59±7	163±7



Şekil 3.12. Alt yarımküre eşit-alan projeksiyonuna göre P dalgası ilk hareket yönleri. İçi dolu daireler (•) ilk hareketin yukarı olduğunu, içi boş daireler (o) ilk hareketin aşağıya doğru olduğunu, (+) ise ilk hareketin karmaşık ve düğüm düzlemlerine yakın olan istasyonları göstermektedir.



Şekil 3.13. Kıbrıs ve civarında meydana gelmiş olan depremlerin episantır dağılımı (ISC) ve bu çalışmada, ters çözüm sonucunda bulunan sonuçların harita üzerinde gösterimi. Topoğrafya verileri USGS-NOAA' dan, volkanlar Smithsonian Enstitüsü'nden, batimetri verileri ise BODC' den alınmıştır.

P dalgasının ilk hareket yönlerini kullanarak yapılan çözüm ile en düşük hatalı çözüm, bir kaç derecelik hata payı içerisinde uyum sağlamaktadır. Şekil 3.12 de 23 Şubat 1995 ve 09-10 Ekim 1996 depremleri için P dalgasının ilk hareket yönleri gösterilmektedir. Düğüm düzlemleri çizilirken, ters çözüm işleminde bulunan değerler kullanılmıştır. İlk hareketin yukarı olduğu istasyonlar içi dolu dairelerle, aşağı olduğu istasyonlar içi boş dairelerle ve ilk hareketin tam olarak görülemediği istasyonlar ise + işareti ile belirtilmiştir.

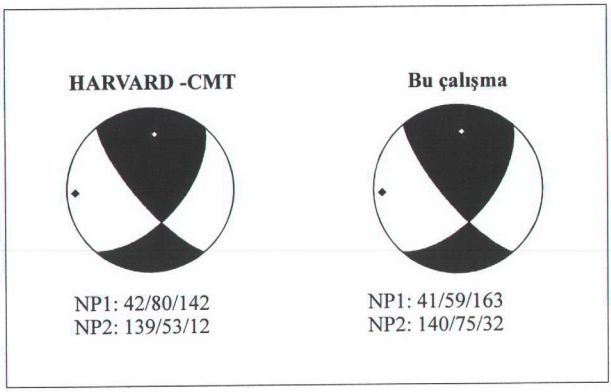
Bölgede meydana gelmiş olan ve Mw ≥ 5.0 olan bazı depremlerin HARVARD-CMT tarafından yapılan çözümleri Tablo 3.13'de gösterilmektedir.

Kıbrıs ve civarında meydana gelmiş olan depremlerin fay düzlemi çözümlerinin ortaya koyduğu sonuçlar kısaca şöyledir:

1. Kıbrıs'ın güneybatısında doğrultu atım bileşeninin baskın olduğu normal fayların görülmesi, bu bölgenin yanal hareketlere sahip olduğunu ve açılma mekanizmasına maruz kaldığını göstermektedir.
2. Kıbrıs'ın kuzeybatısında ise yine doğrultu atım bileşenine sahip ters faylanmaların oluşması, adanın bu kısmının sıkışma altında kaldığını göstermektedir. Bu durum, adanın jeomorfolojik yapısı ile de uyum içerisindedir.

Tablo 3.13. Kıbrıs ve çevresinde meydana gelmiş Mw ≥ 5.0 olan bazı depremlerin HARVARD-CMT tarafından yapılan çözümleri. 1. ve 2. düzlemlere ait değerler sırasıyla doğrultu/dalım/kayma açısıdır (bkz. Şekil 3.3).

Tarih (gün: ay: yıl)	t_o (sa: dak: sn)	Enlem (°)	Boylam (°)	m_b	Mw	h (km)	1. Düzlem (°)	2. Düzlem (°)	Mo ($\times 10^{17}$ Nm)
22.03.1993	11:03:50.9	34.74	34.41	5.3	5.4	15	343/27/133	117/71/71	1.43
29.05.1995	04:58:37.4	34.89	32.63	5.3	5.3	15	224/20/132	0/76/76	1.11
27.11.1996	00:44:25.9	34.47	32.03	5.0	5.3	32.6	62/48/-168	323/81/-43	1.28
13.01.1997	10:19:28.3	34.09	31.74	5.3	5.7	33	97/76/-11	190/79/-166	3.98
25.05.1999	17:15:29.7	34.56	31.41	5.2	5.5	15	14/53/165	113/78/38	2.6
11.08.1999	04:28:02	34.42	32.68	5.1	5.6	20	303/42/124	80/56/63	2.93



Şekil 3.14. 10 Ekim 1996 Kıbrıs depreminin bu çalışma ve önceki çalışmalarda bulunmuş olan fay düzlemi çözümleri. Odak kürelerinin altındaki sayılar 1. ve 2. düzlem için doğrultu/dalım/kayma açısı değerlerini göstermektedir.

KAYNAKLAR

Aki, K., 1967. Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, **72** , 1217-1231.

Aktar, M.T., Özalaybey, S. and Ergin, M., 1999. A lower-crustal event in northeastern Mediterranean: the 1998 Adana earthquake (Mw= 6.3) and its aftershocks, *Geophys. Res. Lett.*, **Vol. 27**., No. 16, 2361-2364.

Al-Tarazi, E.A., 1999. Regional seismic hazard study for the eastern Mediterranean (Trans-Jordan, Levant and Antakia) and Sinai region, *Journal of African Earth Science*, **Vol. 28**, No. 3, 743-750.

Alsan, E.; Tezuçan, L. and Bath, M., 1975. An Earthquake Catalogoue for Turkey, for the interval 1913-1970, *Kandilli Observatory Raport*, No. 7-75.

Alptekin, Ö., 1973. Focal mechanisms of earthquakes in western Turkey and their tectonic implications, *Ph.D. Thesis*, New Mexico Inst. Mining and Tech., USA, 189 p.

Ambraseys, N.N.and Adams, R.D., 1993. Seismicity of the Cyprus region, *Terra Nova*, **5**, 85-94.

Ambraseys, N.N. and Jackson, J.A., 1998. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region, *Geophys. J. Int.*, **133**, 390-406.

Amiran, D.H.K., Arieh, E. and Turcotte, T., 1994. Earthquakes in Israel and adjacent areas: macroseismic observations since 100 B.C.E., *Israel Exploration Journal,* **44(3-4)**: 260-305.

Audley, M.G. and Hallam, A., 1988. *Gondwana and Tethys*, The Geological Society of London, p.119. Oxford University Press, N.Y.

Barazangi, M. and Dorman, J., 1969. World seismicity maps compiled from ESSA, Coast and geodetic survey epicenter data 1961-1967, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **59**, 369-380.

Barka, A.A. and Reilinger, R., 1997. Active tectonics of the eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data, *Ann. Geofis.* **40,** 587-610

Baroz, F., 1979. *Etude geologique dans le Pentadaktylos et la Mesaoria (Chypre Septentrionale)*, These, Université; de Nancy 1, Nancy, pp.800.

Bein, A. and Guirtzman, G., 1977. A Mesozoic fossil edge of the Arabian plate along the Levant coastline and its bearing on the evolution of the eastern Mediterranean,. *In*: Biju-Duval, B., Montadert, L. (Eds.), *International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins*. Split. Ed. Technip, Paris. p. 95-109.

Ben-Avraham, Z., Nur, A., Jones, D.L. and Cox, A., 1981. Continental accretion and orogeny: from oceanic plateaus to allochthonous terranes, *Science*, **213**, 47-54.

Ben-Avraham, Z. Nur, A. and Jones, D., 1982. "The emplacement of ophiolite by collision, *J. Geophys. Res.*, **87**, 3861-3867.

Biju-Duval, B., Letouzey, J. and Montadert, L., 1978. Structure and evolution of the Mediterranean basins, *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **42**, 951-984.

Boccaletti, M and 10 coautors, 1990. Palinspatic restoration and paleogeographic reconstruction of the peri-Tyrrhenian area during the Neogene, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **77**, 15-40.

Bonnin, J., Cara, M., Cisternas, A. and Fantechi, R., 1988. *Seismic Hazard in The Mediterranean Regions*. p. 283-300. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands.

Busby, C.J. ve Ingersoll, R.V., 1995. *Tectonics of Sedimentary Basins,* **Ch.10**. p.363-391. Blacwell Science, Inc.,USA.

Büyükaşıkoğlu, S., 1980. Sismolojik verilere göre Doğu Akdeniz'in kuzeyinde ve Güneydoğu Anadolu'da Avrasya-Afrika levha sınırının özellikleri, *Bull. Earthquake Res. Inst.*, Ministry of Reconstruction and Resettlement., **29**, 58-74.

Büyükaşıkoğlu, S., 1980a. "Eurasian-African plate boundary in southern Turkey and eastern Mediterranean". *Proccedings of the 7th World Conference on Earthquake Engineering, Geoscience Aspects*, Part 1, **Vol.1**. pp.209-212.

Canıtez, N., Üçer, S.B., 1967. Computer determinations for the fault plane solutions in and near Anatolia, *Tectonophysics*, **4**, 235-245.

Cloos, M., 1993. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges and seamounts, *Geological Society of America Bulletin,* **105**, 715-737.

Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C., 1972. Seismicity and some tectonic features of the Mediterranean Ridge, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**, 1093-1102

Coney, P.J., Jones, D.L. and Manger, J.W.H., 1980. Cordilleran suspect terranes, *Nature*, **188**,329-333.

Critelli, S. and Le Pera, E., 1994. Detrial modes and provenance of Miocene sandstones and modern sands of the southern Apennines thrust – top basins (Italy), *Journal of Sedimentary Research*, **A64**, 824-835.

DeMets, C., Gordon, R.G , Argus, D.F. and Stein, S., 1990. Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, **102**, 425-478.

Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sborshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westpal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P.and Biju-Duval, B., 1984. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlanticto the Pamirs since the Lias, *Tectonophysics*, **123**,214-315.

Demirtaşlı, E., 1984. Stratigraphic evidence of Variscan and early Alpine tectonics in Southern Turkey, *In:* Dixon, J.E., Robertson, A.H.F., (Ed.), *The Geologic Evolution of the Eastern Mediterranean.* Geol. Soc. London, Spec. Publ,**17**,129-145.

Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F. and Bonnin, J., 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine System, *Geol. Soc. Am. Bull.* **84** (12), 3137-3180.

Dewey, J.F. and Şengör, A.M.C., 1979. Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continum tectonics in a convergent zone, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **Part I, 90**, 84-92.

Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W.and Knott, S.D., 1989. Kinematics of the Western Mediterranean, *Geological Society of London Special Publication,* **45**, 265-283.

Douglas, H.C. and Ruff, L.J., 1985. Analysis of the trade-off between hypocenteral depth and source time function, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 1637-1656.

Dziewonski, A., Chou, T.A. and Woodhouse, J.H., 1981. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, **86**, 2825-2852.

Dziewonski, A. and Woodhouse, J.H. 1983a. An experiment in systematic study of global seismicity: Centroid-moment tensor solution for 201 moderate and large earthquakes of 1981, *J. Geophys. Res.*, **88**, 3247-3271.

Dziewonski, A. and Woodhouse, J.H. 1983b. Studies of the seismic source using normal-mode theory, In *Earthquakes: Observation, Theory and Interpretation*, Boschi, E. (ed.), 45-137, North-Holland, Amsterdam.

Eaton, S. and Robertson, A., 1993. The Miocene Pakhour Formation, southern Cyprus, and its relationship to the Neogene tectonic evolution of the eastern Mediterranean, *Sediment. Geol.*, **86**, 273-292.

Ekstrom, G., 1993. Rapid earthquake analysis at HARVARD, *IRIS Newssletter*, **XII**, 4-6.

Emery, K.O.; Heezen, B.C. and Allan, T.D., 1966. Bathymetry of the eastern Mediterranean Sea, *Deep - Sea Research And Oceanographic Abstracts,* **Vol. 13 (2):** 173-192.

Ergin, K. ve Büyükaşıkoğlu, S., 1978. Akkuyu Nükleer Güç Santralı Yeri ve Çevresinin Depremselliği, **TEK – 77-02.**

Ergin, K., Güçlü, U. ve Uz, Z., 1967. *Türkiye ve civarının deprem kataloğu*, İ.T.Ü. Maden Fakültesi Yayını, İstanbul.

Ergin, M., 1999. Kilikya Bölgesinin güncel sismisitesi ve güncel sismotektoniği, s. 6-24. *Doktora Tezi.* İ.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Ergün, M. and Oral, E.Z., 1999. Some Remarks about the General Tectonic Framework of the Eastern Mediterranean, *International Conference on Earthquake Hazard Risk in the Mediterranean Region*, p. 157-166.

Eyidoğan, H., 1988. Rates of crustal deformation in western Turkey as deduced from major earthquakes, *Tectonophysics*, **148**, 83-92.

Freund, R., Garfunkel, Z., Goldberg, M., Weissbrod, T. and Derin, B., 1970. The Shear along the Dead Sea rift, *Philos. Trans. R. Soc. London*, **A 267**, 105-127.

Galanopoulos, A. and Delibasis, N., 1965. The seismic activity in the Cyprus area, *Prakt. Akad. Athenon*, **40**, 387-405.

Garfunkel, Z., 1981. Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) and its relations to plate kinematics, *Tectonophysics*, **80**, 81-108.

Garfunkel, Z. and Almagor, G., 1987. Active salt dome development in the Levant basin, southeast Mediterranean, *In*: Lerche, I., O'Brien, J., (Eds.), *The Geologic Evolution of the Eastern Mediterranean,* Geol. Soc. London, Spec. Publ., **17**, 18-201.

Garfunkel, Z., 1998. Constrains on the origin and history of the Eastern Mediterranean basin, *Tectonophysics*, **298,** 5-35.

Garfunkel, Z., Zak, I. and Freund, R., 1981. Active faulting in the Dead Sea rift, *Tectonophysics,* **80**, 1-26.

Gass, I.G.and Masson-Smith, D., 1963. The geology and gravity anomalies of the Troodos Massif, Cyprus, *Philos. Trans. R. Soc. London*, **258**, 417-467

Gass, I.G., 1968. Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor?, *Nature*, **220**, 39-42.

Gudmundsson, O., Sambridge, M., 1998. A regionalized upper mantle (RUM) seismic model, *J. Geophys. Res.*, **103**, 7121-7136.

Gutnik, M., Monod, O., Poisson, A. and Dumont, J.F., 1979. Géologie des Taurides occidentales, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, **13**,112.

Gülen, L.; Barka, A. and Toksöz, M.N., 1987. Continental collision and related complex deformation: Maraş Triple Junction and surrounding structures, southeastern Turkey, *Yerbilimleri (Bull. Earth Sci. Applica. And Res. Center, Hacettepe Univ.*), **14,** 319-336.

Gülen, L., 1990. Isotopic characterization of Aegean magmatism and geodynamicevolution of the Aegean subduction, *In: Proceed. Int. Earth Sci. Cong. On Aegean Regions*, Savascın, M.Y. and Eronat, A.H. (eds.), **2**, 143-166.

Gülen, L. and Kuleli, H.S., 1995. Aegean subduction : a key element in Mediterranean tectonics, *Supplement to EOS, Trans. AGU*, **76**, 622-623.

Gülen, L., 1999. Seismic activity in the Cyprus Region Preceding Major Earthquakes in Turkey, *International Conference on Earthquake Hazard Risk in the Mediterranean Region Proceedings*, p. 189-199.

Hamblin, W.K., 1992. *Earth's Dynamic Systems*. 6th. Ed. Ch. 21. p.518-519. MacMillan Publishing Company, Inc.

Helffrich, G.R., 1997. How good are routinely determined focal mechanisms? Empirical statistics based on a comparison of Harvard, USGS and ERI moment tensors, *Geophys. J. Int.*, **131**, 741-750.

Huang, P.Y., Solomon, S.C., Bergman, A. and Nabelek, J.L., 1986. Focal depths and mechanism of mid-Atlantic ridge earthquakes from body waveform inversion, *J. Geophy. Res.*, **91**, 579-598.

Irmak, T.S. and Özer, M.F., 1999. *The source mechanism of the Cyprus Earthquake of 23 February 1995,* Afet İşleri Deprem Araştırma Enstitüsü, s. 109-135, Ankara.

İbrahim, D.; Erdel, D. and Erdel, B., 1999. Earthquakes in and around the island of Cyprus in the last 30 years, *International Conference on Earthquake Hazard Risk in the Mediterranean Region*, p. 203-210.

Jackson, J. and McKenzie, D.P., 1984. Active tectonics of the Alpine – Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. Royal Astron. Soc.,* **C77**: 185-264.

Jackson, J. and McKenzie, D.P., 1988. The relationship between plate motion and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle-East, *Geophys. J. R. Ast. Soc.*, **93**, 45-73.

Jeffreys, S.H. and Bullen, K.E., 1940. Seismological Tables, *Brit. Ass. Advancement Sci.*, Gray – Milne Trust, London.

Joffe, S. and Garfunkel, S., 1987. Plate Kinematics of the circum Red Sea re-evaluation, *Tectonophysics*, **141**, 5-22.

Jongsma, D., 1977. Bathymetry and shallow structure of the Pliny and Strabo trenches south of the Hellenic arc, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**, 797-805.

Kalogeras, I.; Stavrakakis, G. and Solomi, K., 1999. The October 9, 1996 earthquake in Cyprus: seismological, macroseismic and strong motion data, *Annali Di Geofisica*, **42** (1), 85-97.

Karnik, V., 1968. Seismicity of the European Area, **1,** *Academia Publ.*, House Czech. Acad. Sci.

Kempler, D. and Garfunkel, Z., 1991. The northeast Mediterranean triple junction from a plate kinematic point of view, *Bull. Tech. Univ. Istanbul*, **44,** 425-454.

Kempler, D. and Garfunkel, Z., 1994. Structures and kinematics in the northeastern Mediterranean: a study of an irregular plate boundary, *Tectonophysics,* **234,** 19-32.

Kempler, D. and Ben-Avraham, Z., 1987. The tectonic evolution of the Cyprean Arc, *Annales Tectonicae,* **1**(1), 58-71.

Ketin, İ., 1982. *Genel Jeoloji Dış Olaylar ve Yeryüzü Şekilleri,***c.2,** İ.T.Ü Matbaası, İstanbul, s. 263-267.

Ketin, İ., 1987. Anahatlarıyla Kıbrıs'ın Jeolojisi ve Güney Anadolu ile bağlantısı, *Yerbilimleri,* **14,** 207-229.

Kikuchi, M. and Fukao, Y., 1988. Inversion of long period P-waves from great earthquakes along subduction zones, *Tectonophysics*, **144,** 231-247.

Kikuchi, M. and Kanamori, H., 1991. Inversion of complex body waves – III, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **81,** 2335-2350.

Langston, C.A. and Helmberger, D.V., 1975. A procedure for Modelling shallow dislocation sources, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **42,** 117-130.

Le Pichon, X. and Angelier, J., 1979. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean, *Tectonophysics*, **60,** 1-42.

LePichon, X. and Gaulier, J.M., 1988. The rotation of Arabia and the Levant fault system, *Tectonophysics,* **153**, 271-294.

Ligdas, C.N., Main I.G. and Adams, R.D., 1990. 3-D structure of the lithosphere in the Aegean region, *Geophysical Journal International*, **102 (1)**: 219-229.

Limonov, A.F., Woodside, J.M. and Ivanov, M.K., 1994. Mud Volcanism in the Mediterranean and Black Seas and shallow structure of the Erathostenes Seamount, Initial results of the geological and geophysical investigations during the Third UNESCO-ESF "Training – through- Research" Cruise of the R/V Gelendzhik, *UNESCO Rep. Mar. Sci.,* **64**, 173.

MacLeod, C.J., 1988. The tectonic evolution of the eastern Limassol Forest Complex, Cyprus, *PhD thesis*, Open University, Milton Keynes.

MacLeod, C.J., 1990. Role of the Southern Troodos Transform Fault in the rotation of the Cyprus microplate: evidence form the eastern Limassol Forest. *In:* Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A. and Xenophontos, C. (eds.) *Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues. Cyprus Geological Survey Department,* 75-85.

Makris, J., 1981. Deep structure of the eastern Mediterranean deduced from refraction seismic data, *Eos. Trans. AGU.*, **62** (17), 6247

Makris, J., Wang, J., Odintsov, S.D. and Udintsev, G.B., 1994. The magnetic field of the eastern Mediterranean, In: Krasheninnikov, V.A., Hall, J.K. (Eds.), *Geological Structure of the Northeastern Mediterranean,* pp. 75-86. Historical Productions-Hall, Jerusalem.

Mart, Y. and Woodside,J., 1994. Preface: Tectonics of the Eastern Mediterranean, *Tectonophysics,* **234,** 1-3

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, E., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, E., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanlı, I.,Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N. and Veis, G., 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucaus, *Journal of Geophysical Research*, **105, No. B3**, 5695-5719.

McCaffrey, R. and Abers, G., 1988. SYN3: A program for inversion teleseismic body waveforms on microcomputers, *Air force Geophysics Laboratory Technical Report*, AFGI-TR-88-0099, Hanscomb Air Force Base, MA, 50 pp.

McKenzie, D.P., 1970. Plate tectonics of the Mediterranean region, *Nature*, **226**: 239-243.

McKenzie, D.P., Davies, D. and Molnar, P., 1970. Plate tectonics of the Red Sea and East Africa, *Nature,* **224**, 125-133.

McKenzie, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **30** (2), 109-185.

McKenzie, D.P., 1978. Active tectonics of the Alpine- Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **55**, 217-254.

Monod, O. and Akay, E., 1984. Evidence for a Late Triassic Early Jurassic orogenic event in the Taurides, *In*: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F., (Ed.), *The Geologic Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geol. Soc. London, Spec. Publ.,**17**, 113-122.

Moores, E.M. and Vine, F.J., 1971. The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications, *Philosophical Transactions Royal Society of London*, **A268**, 433-466.

Murton, B.J., 1986. Anamalous oceanic litosphere formed in a laky transform fault: evidence from the western Limassol Forest Complex, Cyprus. *Journal of the Geological Society , London*, **143**, 845-854.

Nàbělek, J.L., 1984. Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves, *Ph.D. Thesis*, M.I.T., U.S.A.

Nowroozi, A.A., 1971. Seismotectonics of the Persian Plateau, eastern Turkey, Caucaus and Hindu-Kush regions, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **61**, 317-341.

Nur, A. and Ben-Avraham, Z., 1978. The eastern Mediterranean and the Levant: tectonics of continental collision, *Tectonophysics*, **46**, 297-311.

Öcal, N., 1968. Türkiye'nin sismisitesi ve Zelzele Coğrafyası, *1850-1960 yılları için Zelzele Kataloğu,* **8**, İstanbul Kandilli Rasathanesi, Sismoloji Yayınları.

Oral, M.B., Reilinger, R.E., Toksöz, M.N., King, R.W., Barka, A.A. , Kınık, I. and Lenk, O., 1995. Global Positioning System offers evidence of plate motions in eastern Mediterranean, *EOS, Transactions, Amer. Geophys. Union*, **76**, 9-11.

Papageorgiou, A.S., 1988. On two characteristic frequencies of acceleration spectra: Path corner frequency and f_{max} , *Bull. Geol. Soc. Am.*, **78,** 509-529.

Papazachos, B.C., Hatzidimitriou, P.M., Panagiotopoulos, D.G. and Tsokas, G.N., 1995. Tomography of the crust and upper mantle in southeast Europe, *J. Geophys. Res.*, **100 (12)**: 405-412, 422.

Papazachos, B.C. and Comninakis, P.E., 1971. Geophysical and tectonic features of the Aegean Arc, *J. Geophys. Res.*, **76**, 8517-8533.

Papazachos, B.C., 1973. Distribution of seismic foci in the Mediterranean area and its tectonic implications, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **33**, 421-430.

Papazachos, B.C. and Papaioannou, A.Ch., 1999. Lithospheric boundaries and plate motions in the Cyprus area, *Tectonophysics*, **308,** 193-204.

Papazachos, B., Kiratzi, A. and Papadimitriou, E., 1991. Regional Focal Mechanisms for earthquakes in the Aegean area, *PAGEOPH*, **136**, No. 4., 405-419.

Parsons, B. and Sclater, J.G., 1977. An Analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age, *Journal of Geophysical Research*, **82,** 803-827.

Pearce, J.A., 1980. Geochemical evidence for the genesis and setting of lavas from Tethyan ophiolites, *In*: Panayiotou , A. (ed.) *Ophiolites: Proceedings of the International Symposium, Cyprus.* 1979, Cyprus Geological Survey Department, 261-272.

Pınar-Erden, N. and Ilhan, E., 1977. Outlines of stratigraphy and tectonics of Turkey, with notes on the geology of Cyprus, *In: The oceanic Basins and Margins*. **4A.** Plenum, New York, 277-318.

Prozorov, A. and Hudson, J.A., 1974. A study of the magnitude difference M_s-m_b for earthquakes, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **39**, 551-564.

Quennel, A.M., 1984. The western Arabia rift system, *Geological evolution of the eastern Mediterranean*, Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (Eds.), Spec. Publ. Geol. Soc. London, **17**, 775-786.

Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W., Toksöz, M.N., Barka, A.A., Kınık, I., Lenk, O. and Şanlı, I., 1997. Global Positioning System Measurements of present – day crustal movements in the Arabia – Africa – Eurasia plate collision zone, *J. Geophys. Res.*, **102**, 9983-9999.

Reilinger, R. and Barka, A., 1999. Global Positioning System Measurements of Present – day Plate Motions and Intra-Plate Deformetion in the Eastern Mediterranean Region, *International Conference on Earthquake Hazard Risk in the Mediterranean Region Proceedings,* 201-202.

Robertson, A.H.F. and Woodcock, N.H., 1981a. Tectonic setting of the Troodos massif in the east Mediterranean, *Proc. Int. Ophiolite Symp. Cyprus*, 36-49.

Robertson, A.H.F. and Woodcock, N.H., 1981b. Alkir Cay group, Antalya complex, SW Turkey: a deformed Mesozoic carbonate margin, *Sediment. Geol.*, **30**, 95-131.

Robertson, A.H.F. and Dixon, J.E., 1984. Introduction: aspects of the geological evolution of the eastern Mediterranean, *In*: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (eds). *The Geological Evolution of the eastern Mediterranean*, Geological Society, London, Special Publications, **17**, 1-74.

Robertson, A.H.F. and Woodcock, N.H., 1986. The role of the Kyrenia Range Lineament, Cyprus, in the geological evolution of the eastern Mediterranean area, *Philos. Trans. R. Soc. London*, **A 317**, 141-177.

Robertson, A.H.F., Clift, P.D., Degnan, J.P., Morris, A. and Ustaomer, T., 1990. *Synthesis of the Late Paleozoic – Early Tertiary tectonic evolution of Neotethys in the Eastern Mediterranean*, 237-243.

Robertson, A.H.F., Clift, P.D., Degnan, P. and Jones, G., 1991. Palaeogeographic and palaeotectonic evolution of the eastern Mediterranean Neotethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* **87**, 289-344.

Robertson, A.H.F., Kidd, R.B., Ivanov, M.K., Limonov, A.F., Woodside, J.M., Galindo-Zaldivar, J., Nieto, L. and The Scientific Party of the TTR-3 Cruise, 1994. Probing continental collision in the Mediterranean Sea, *EOS,* **75**, 21.

Robertson, A.H.F., Emeis, K.C., Richter, C., Blanc-Valleron, M.M., Bouloubassi, I., Brumsack, H.J., Cramp, A., De Lange, G.J., Di Stefano, E., Flecker, R., Frankel, E., Howell, M.W., Janecek, T.R., Jurado, M.J., Kemp, A.E.S., Koizumi, I., Kopf, A., Major, C.O., Mart, Y., Pribnow, D.F.C., Rabaute, A., Roberts, A.P., Rüllkotter, J.H., Sakamoto, T., Spezzaferri, S., Starker, T.S., Stoner, J.S., Whiting, B.M., and Woodside, J.M., 1995. Evidence of collisional processes associated with ophiolite obduction in the eastern Mediterranean, Results from ocean drilling program leg 160, *GSA*, **5**, 11.

Robertson, A.H.F. and Grasso, M., 1995. Overview of the late Tertiary – Recent tectonic and paleo-environmental development of the Mediterranean region, *Terra Nova*, **7**, 114-127.

Robertson, A.H.F., Dixon, J.E., Brown, S., Collins, A., Morris, A., Pickett, E., Sharp, I. and Ustaömer, T., 1996. Alternative tectonic models for the Late Palaeozoic – Early Tertiary development of Tethys in the eastern Mediterranean region, *In*: Morris, A. and Tarling, D.H. (eds).

Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region, Geological Society Special Publications, London **105,** 239-263.

Rothe, J.P., 1969. *The seismicity of the Earth, 1953-1965*, Earth sciences, Paris **1,** 211-236.

Ricou, L.E., 1971. Le croissant ophiolitique peri-arabe, une ceinture de nappes mises en place au Crétacé supérieure, *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* **2**(13), 327-350.

Roddick, J.C. Cameron, W.E. and Smith, A.G., 1979. Permo-Triassic and Jurassic $^{40}Ar - ^{39}Ar$ ages from Greek ophiolites and associated rocks, *Nature*, **279**, 788-790.

Rotstein, Y. and Kafka, A., 1982. Seismotectonics of the southern boundary of Anatolia, eastern Mediterranean region: subduction, collision and arc jumping, *J. Geophys. Res.*, **87**, 7694-7706.

Rotstein, Y. and Ben-Avraham, Z., 1985. Accretionary processes at subduction zones in the eastern Mediterranean, *Tectonophysics*, **112,** 551-561.

Salamon, A., Hofstetter, A., Garfunkel, Z. and Ron, H., 1996. Seismicity of the eastern Mediterranean region: Perspective from the Sinai subplate, *Tectonophysics,* **263**, 293-305.

Savostin, L.A., Sibuet, J.C., Zonenshain, L.P., LePichon, X. and Roulet, M.J.,1986. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic, *Tectonophysics*, **123**, 1-35.

Scott, B., 1981. The Eurasian – Arabian and African continental margin from Iran to Greece, *J. Geol. Soc. London*, **138**, 719-733.

Seber, D., Vallve, M, Sandvol, E., Steer, D. and Barazandi, M., 1997. Middle East Tectonics: Applications of Geographic Information Systems (GSI), *GSA Today*, **7**, 1-6.

Simonian, K.O. and Gass, I.G., 1978. Arakapas Fault belt, Cyprus: a fossil transform belt, *Geological Society of America Bulletin*, **89**, 1220-1230.

Sipkin, S., 1982. Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: synthetic waveforms, *Phys. Earth planet. Inter.*, **30**, 242-259.

Sipkin, S., 1986. Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: Global seismicity, 1981-1983, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 1515-1541.

Sipkin, S., 1994. Rapid determination of global moment-tensor solutions, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 1667-1670.

Smith, A.G., 1971. Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **82**, 2039-2070.

Smith, D.G. and Woodcock, N.H., 1982. Tectonic synthesis of the Alpine-Mediterranean, *Geodynamics. Am. Geophys. Union, Geodyn. Ser.*, **7**, 15-38.

Smith, K.D., Brune, J.N. and Priestley, K.F., 1990. Seismic energy, spectrum and savage and wood inequality for complex earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am*

Spakman, W., Wortel, M.J.R., and Vlaar, N.J., 1988. The Hellenic subduction zone: a tomographic image and its geodynamic implications, *Geophys. Res. Lett.*, **15**: 60-63.

Suetsugu, D., 1994. *Lecture notes of the Seismology Course*, International Institute of Seismology and Earthquake Engineering. Building Research Institute, Ministry of Construction, Tsukuba, JAPAN.

Şengör, A.M.C., 1979. The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance, *J. Geol. Soc. London*, **136**, 269-282.

Şengör, A.M.C., Görür, N. and Saroğlu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a casestudy, *In: Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, **37**, 227-264.

Taymaz, T., 1990. Earthquake source parameters in the Eastern Mediterranean Region, *Ph.D. Thesis*, 244 pp, Darwin College, University of Cambridge, U.K.

Taymaz, T., Jackson, J. and Westaway, R., 1990. Earthquake mechanisms in the Hellenic Trench near Crete, *Geophys. J. Int.*, **102**, 695-731.

Taymaz, T., Jackson, J. and McKenzie, D., 1991a. Active tectonics of north and central Aegean Sea, *Geophys. J. Int.*, **106**, 443-490.

Taymaz, T., Eyidoğan, H. and Jackson, J., 1991. Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian Fault Zone (Turkey), *Geophys. J. Int.*, **106**, 537-550.

Taymaz, T., 1992. Observations on source time functions of earthquakes obtained from inversion of teleseismic body waveforms, *Geophys. J. Int.*, **108**, 273-280.

Van Wagoner , J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M.and Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts for high resolution correlation of time end facies, *American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series,* **7**, 55.

Vidal, N., Klaeschen, D., Kopf, A., Docherty, C., Von Huene, R. and Krasheninnikov, V.A., 2000. Seismic images at the convergence zone from south of Cyprus to the Syrian coast, eastern Mediterranean, *Tectonophysics*, **329,** 157-170.

Westaway, R., 1994. Present-day kinematics of the Middle East and eastern Mediterranean, *J. Geophys. Res.*, **99,** 12071-12090.

Woodside, J.M., 1976. Regional vertical tectonics in the eastern Mediterranean, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **47** (3), 493-514.

EKLER

A — 23 ŞUBAT 1995 , 09 EKİM 1996 VE 10 EKİM 1996 KIBRIS DEPREMLERİ İÇİN GDSN İSTASYONLARININ ÖZELLİKLERİ VE DÜNYA ÜZERİNDEKİ DAĞILIMLARI

B — GERÇEK VE YAPAY DALGA ŞEKİLLERİNİN AZİMUTAL DEĞİŞİMİ

C — 23 ŞUBAT 1995 , 09 EKİM 1996 VE 10 EKİM 1996 KIBRIS DEPREMLERİ İÇİN YAPILAN TESTLER VE SONUÇLAR

D — DOĞU AKDENİZ VE KIBRIS CİVARINDA MEYDANA GELEN TARİHSEL DEPREMLER

EK-A

23.02.1995, 09.10.1996 VE 10.10.1996 KIBRIS DEPREMLERİ GDSN İSTASYON PARAMETRELERİ

23 Şubat 1995 Kıbrıs depremi istasyon özellikleri

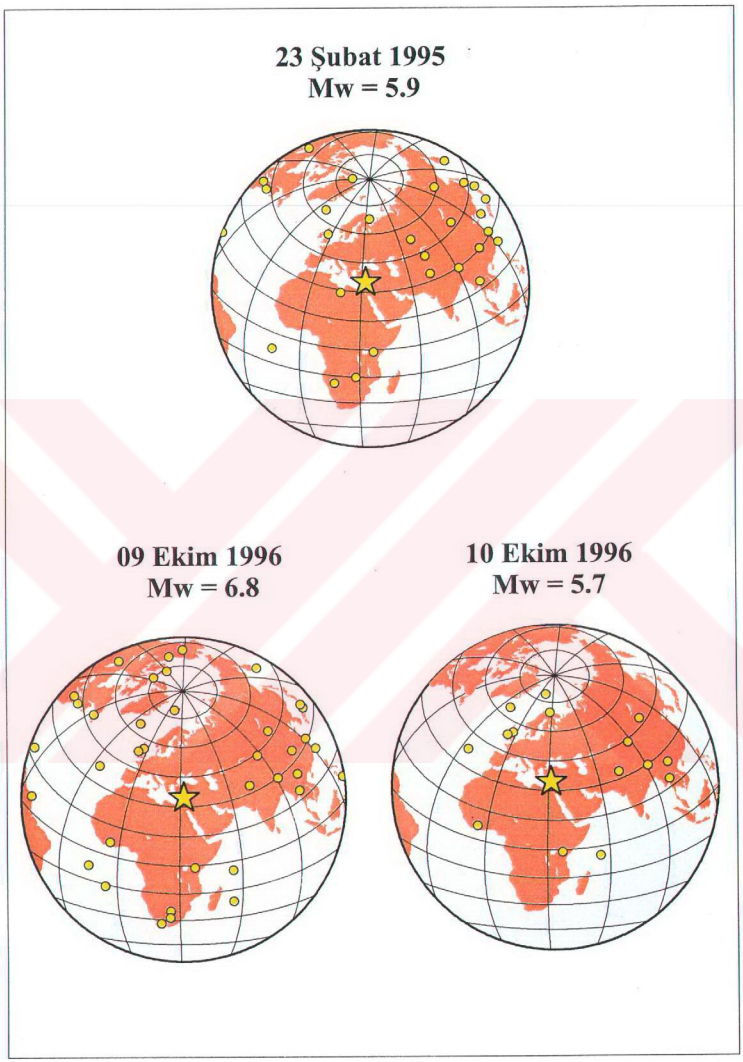
Ters çözüm işleminde kullanılan 46 adet istasyon kaydı (uzun periyot ve broad-band) bulunmaktadır (Şekil A.1, Tablo 3.5). Çözümde kullanılan kayıtların 28 tanesi P, 18 tanesi SH kaydıdır. Üretilen yapay dalgaların uzunluğu uzun periyotlu P dalgası için 40s, SH dalgası için 50s ve broad band P dalgası için 50s. dir. Kaynak zaman fonksiyonunun element sayısı N=7, yarı genişliği $\Delta\tau$ = 1 s ve normalize element genlikleri 30, 19, 22, 12, 12, 2, 3 dür.

09 Ekim 1996 Kıbrıs depremi istasyon özellikleri

Ters çözüm işleminde kullanılan 67 adet istasyon kaydı (uzun periyot ve broad-band) bulunmaktadır (Şekil A.1, Tablo 3.8). Çözümde kullanılan kayıtların 45 tanesi P, 22 tanesi SH kaydıdır. Üretilen yapay dalgaların uzunluğu uzun periyotlu P dalgası için 65s, SH dalgası için 65s ve broad band P dalgası için 60s. dir. Kaynak zaman fonksiyonunun element sayısı N=14, yarı genişliği $\Delta\tau$ = 1.25 s ve normalize element genlikleri 13, 5, 10, 5, 10, 12, 12, 10, 5, 5, 4, 5, 1, 2 dir.

10 Ekim 1996 Kıbrıs depremi istasyon özellikleri

Ters çözüm işleminde kullanılan 18 adet istasyon kaydı (uzun periyot ve broad-band) bulunmaktadır (Şekil A.1, Tablo 3.9). Çözümde kullanılan kayıtların 12 tanesi P, 6 tanesi SH kaydıdır. Üretilen yapay dalgaların uzunluğu P dalgası için 45s, SH dalgası için 45s. dir. Kaynak zaman fonksiyonunun element sayısı N=3, yarı genişliği $\Delta\tau$ = 1s ve normalize element genlikleri 36, 52, 12 dir.

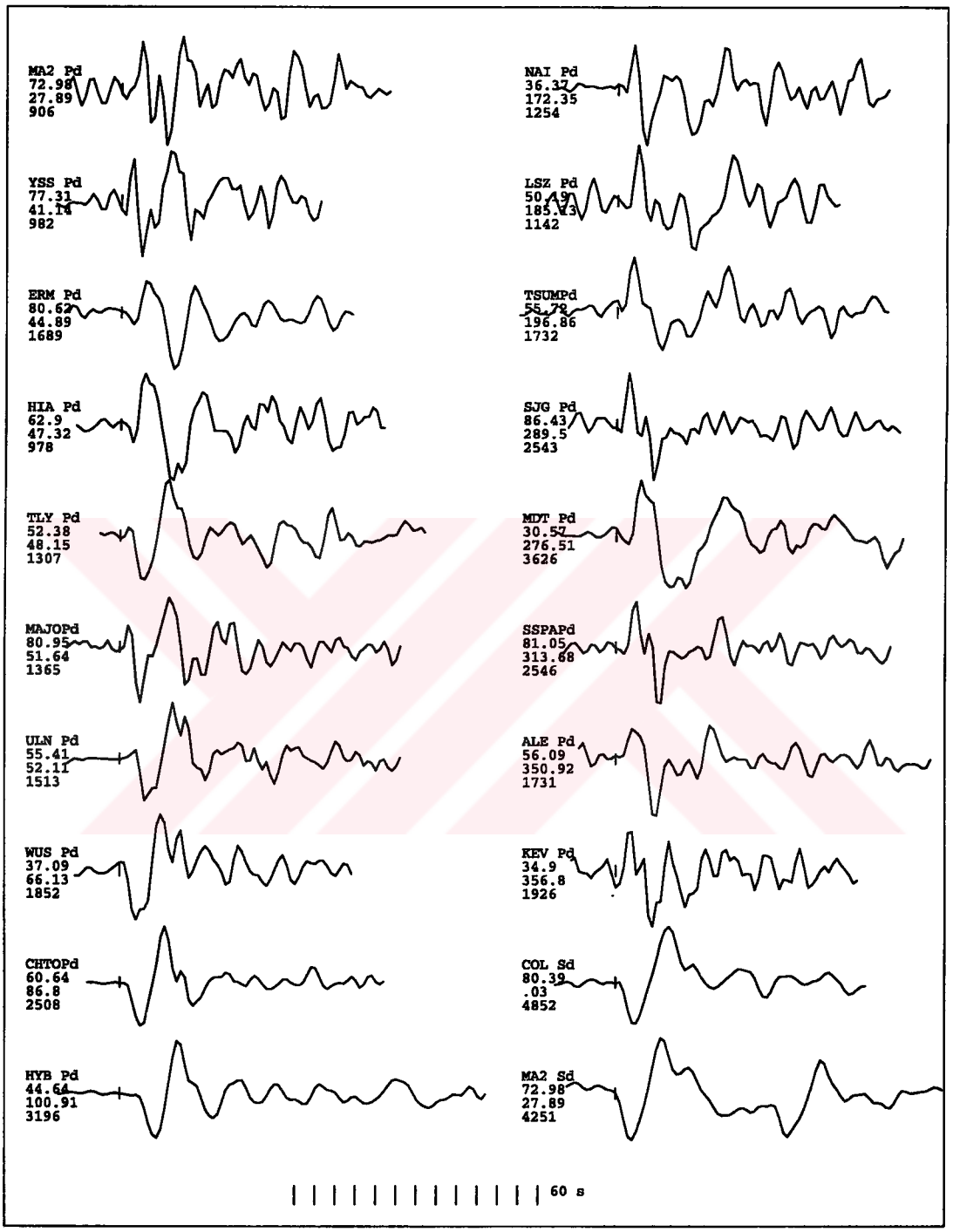


Şekil A.1. 23 Şubat 1995 ve 09 - 10 Ekim 1996 Kıbrıs depremlerinin ters çözüm işleminde kullanılabilir sismogramları bulunan GDSN istasyonlarının dağılımı. Yıldız deprem episantırını (ISC) göstermektedir.

EK-B

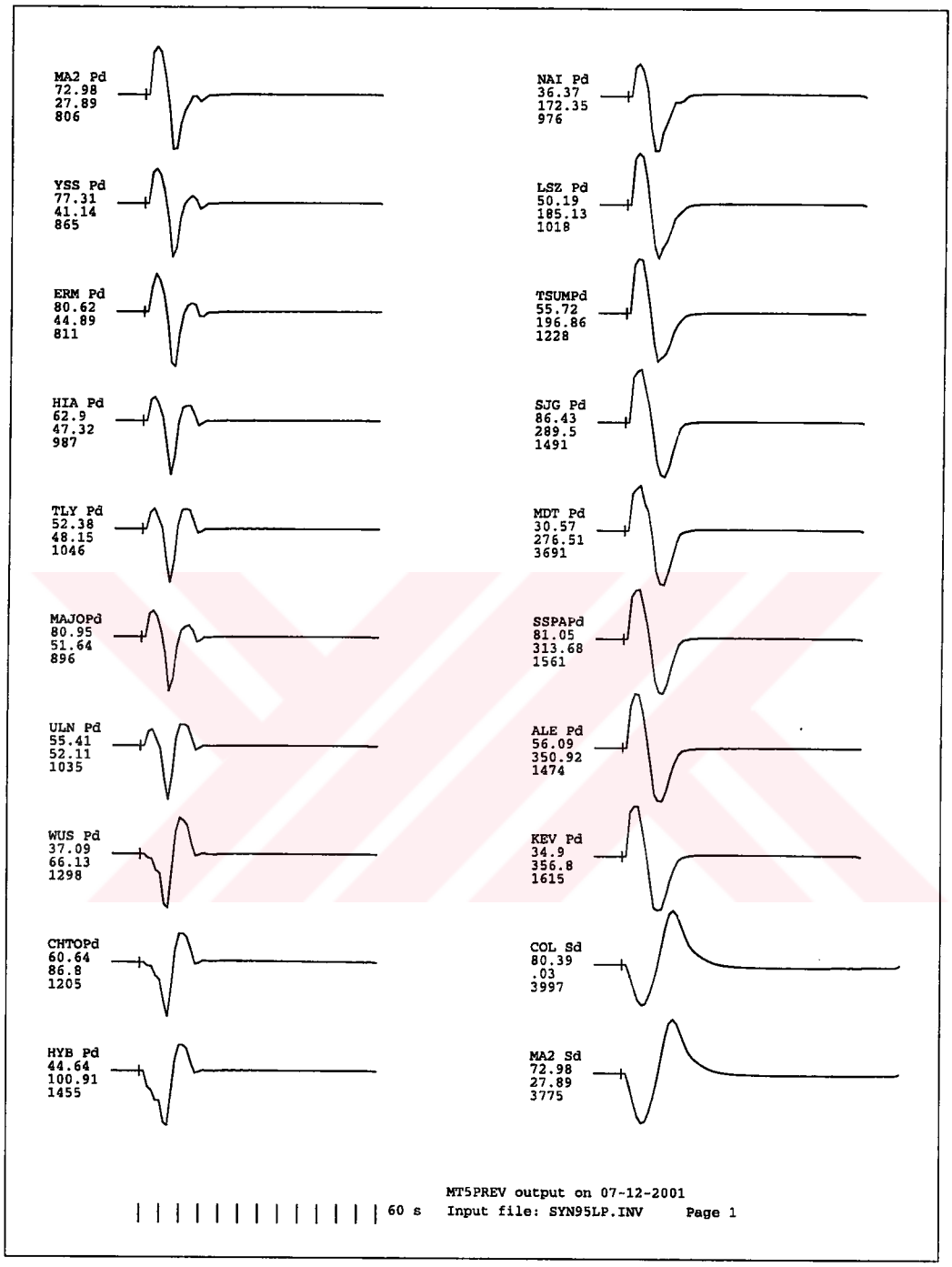
GERÇEK VE YAPAY DALGA ŞEKİLLERİNİN AZİMUTAL DEĞİŞİMİ

23 Şubat 1995, 09 Ekim 1996 ve 10 Ekim 1996 depremlerine ait gerçek ve yapay dalga şekillerinin istasyon azimutuna göre değişimleri izleyen şekillerde verilmiştir. Dalga şeklinin solunda sırasıyla istasyon adı, faz adı, episantıra olan uzaklık (°), istasyon azimutu, dalga genliği için mikron cinsinden ölçek verilmiştir. Gerçek kayıtlarda tüm istasyonlar yer alırken yapay dalga şekillerinde sadece ters çözüme giren istasyonlar verilmiştir.

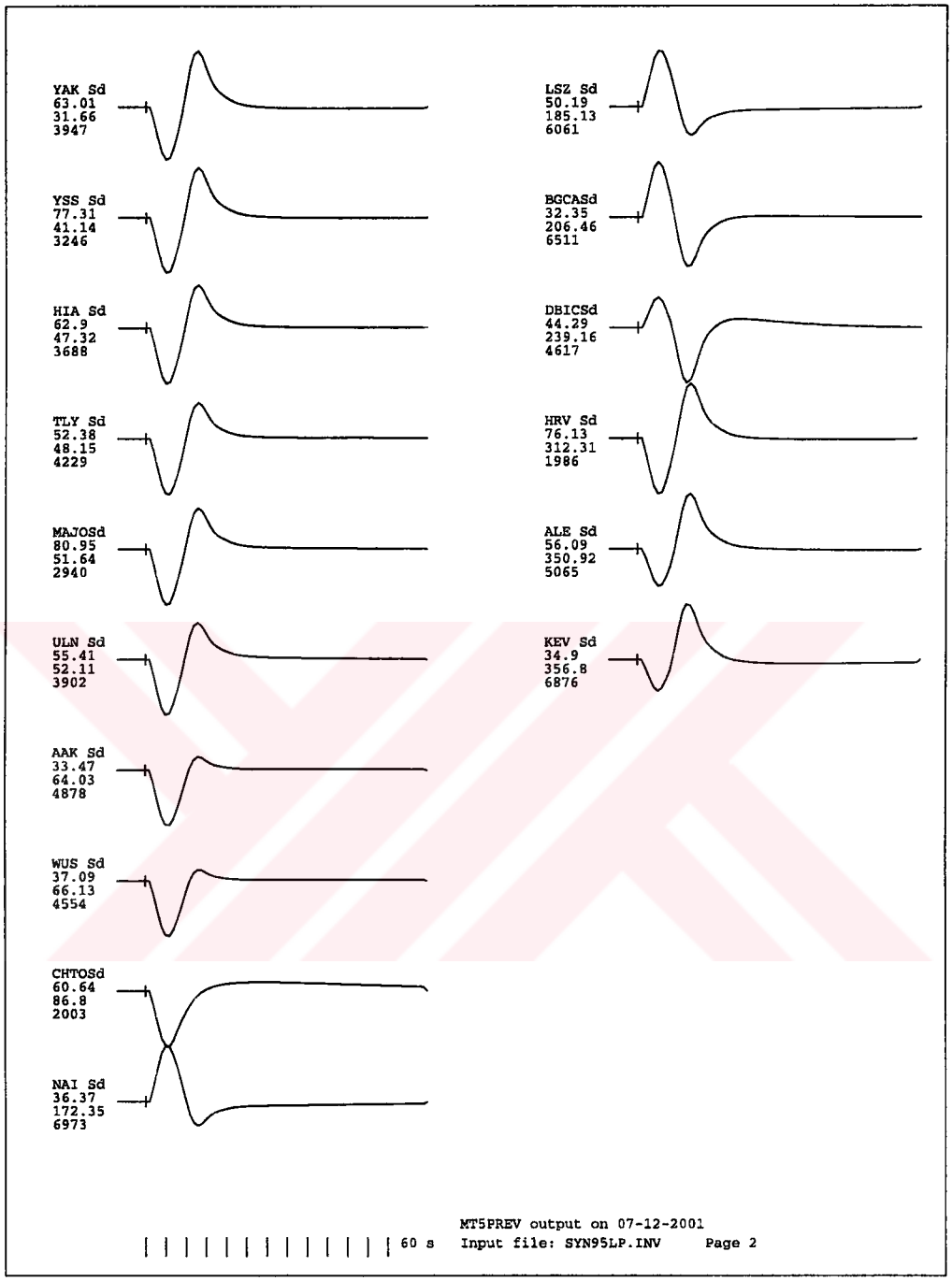


Şekil B1. 23 Şubat 1995 Kıbrıs depremine ait uzun periyotlu gerçek (gözlemsel) kayıtların azimuta göre dağılımı.

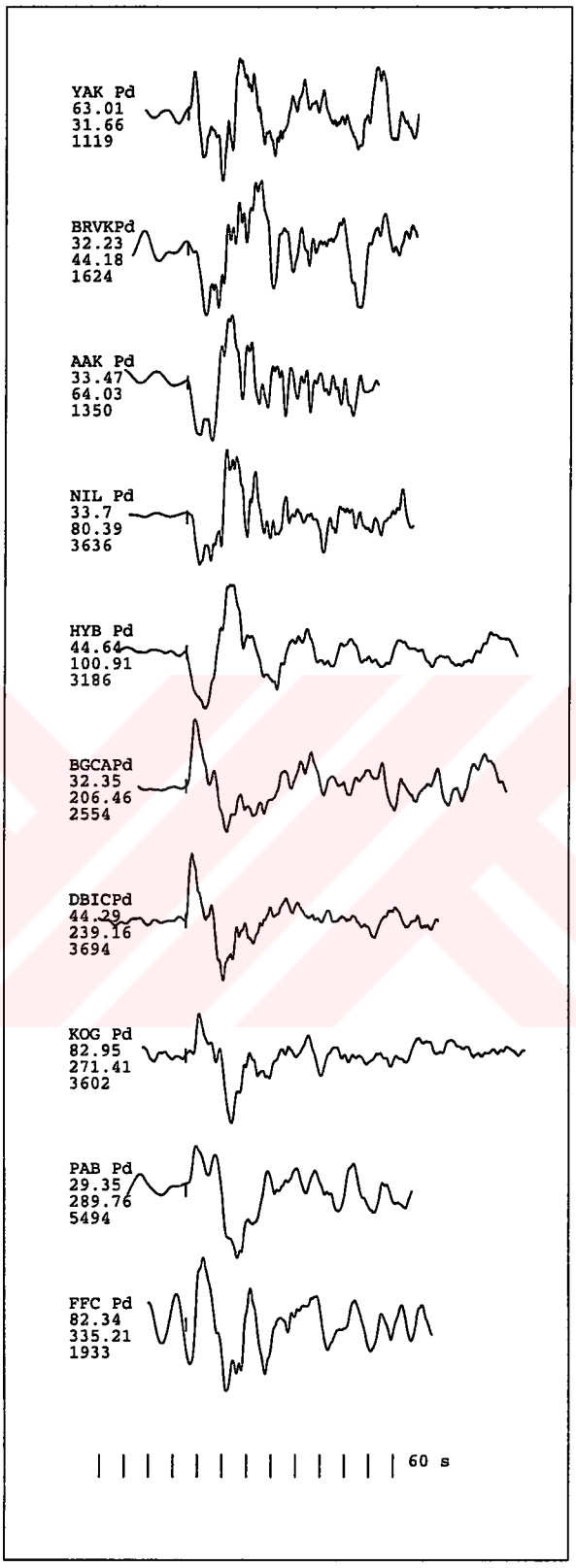
Şekil B1. Devam ediyor.



Şekil B2. 23 Şubat 1995 Kıbrıs depremine ait uzun periyotlu yapay (sentetik) kayıtların azimuta göre dağılımı.

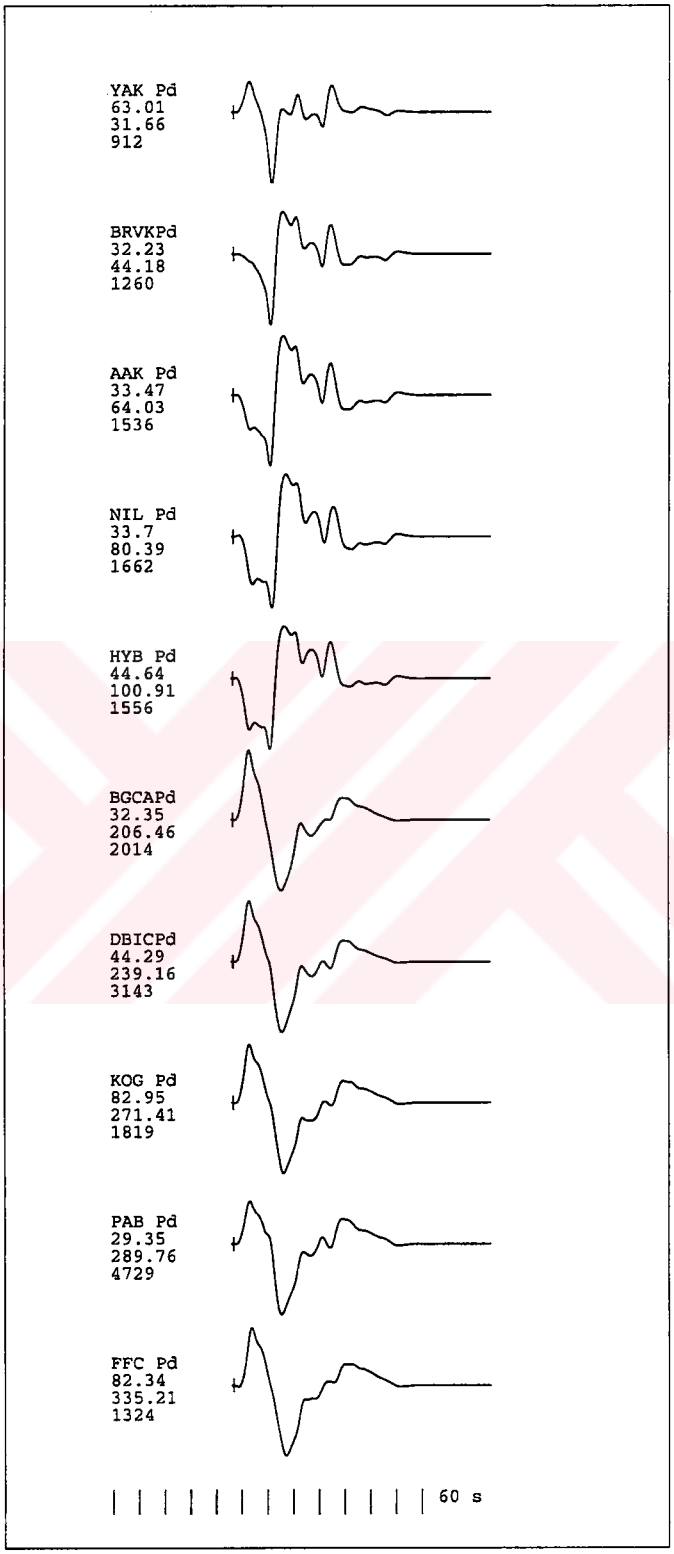


Şekil B.2. Devam ediyor.

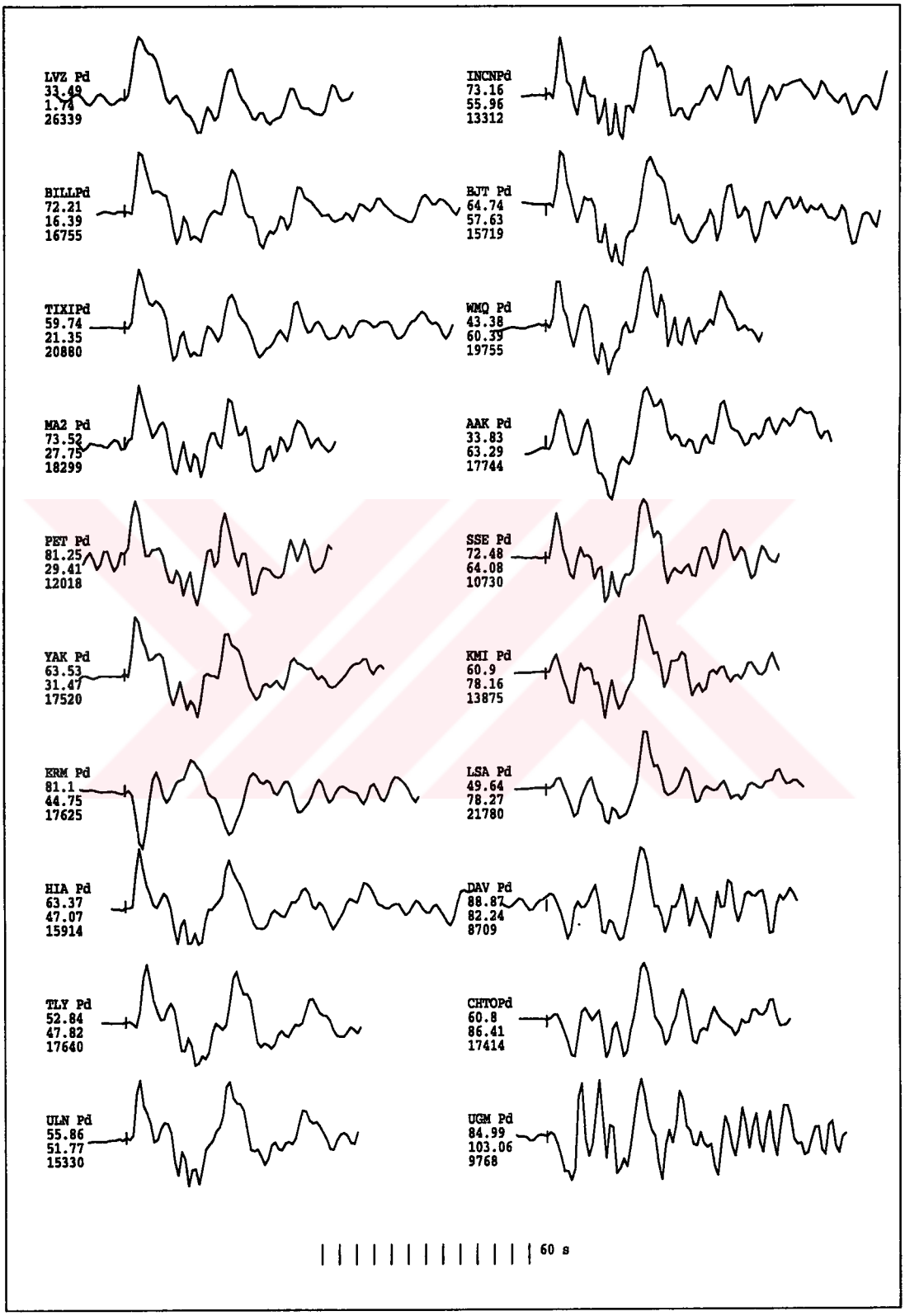


Şekil B.3. 23 Şubat 1995 Kıbrıs depremine ait "broad-band" gerçek (gözlemsel) kayıtların azimuta göre dağılımı.

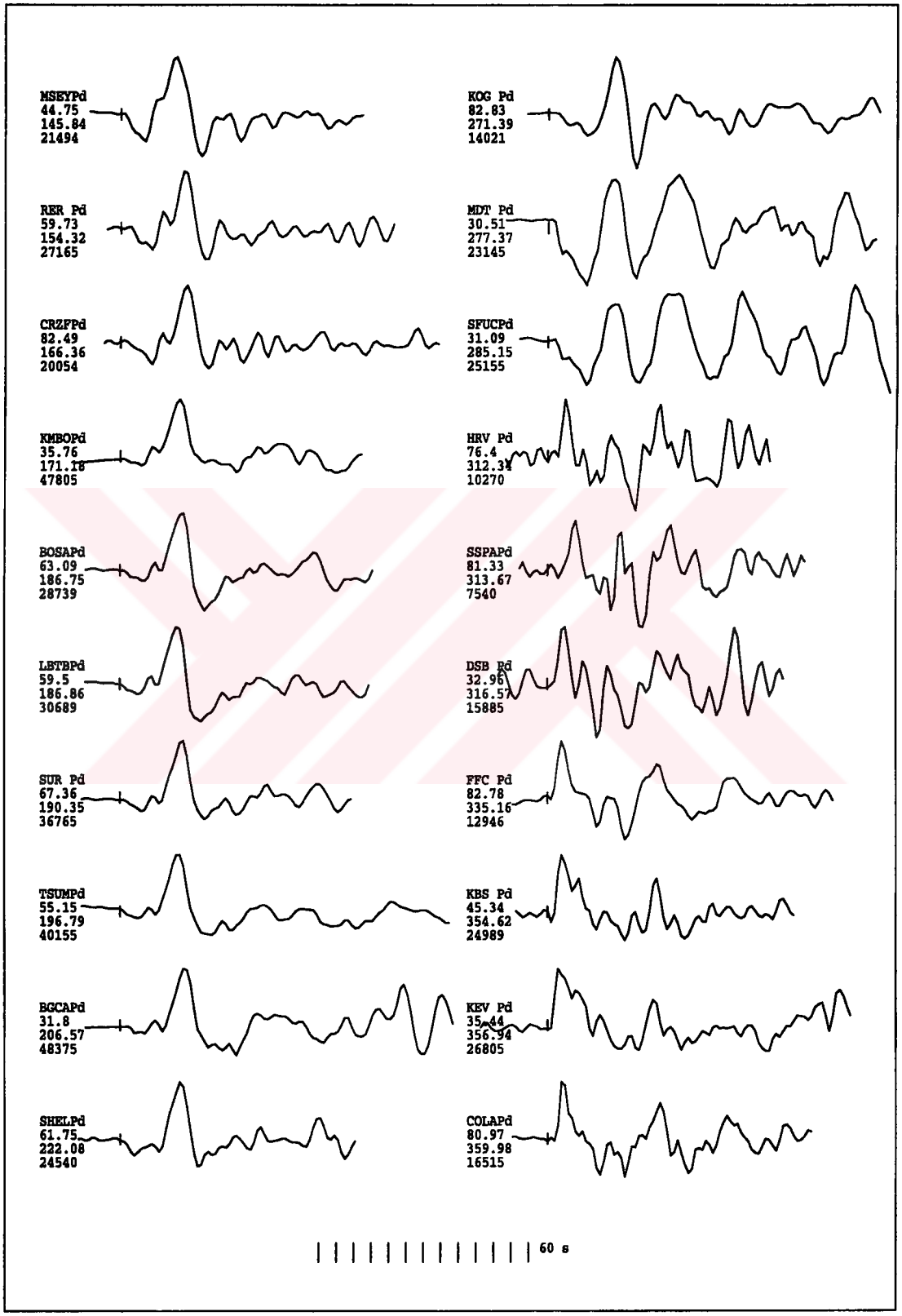
T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU DOKÜMANTASYON MERKEZİ



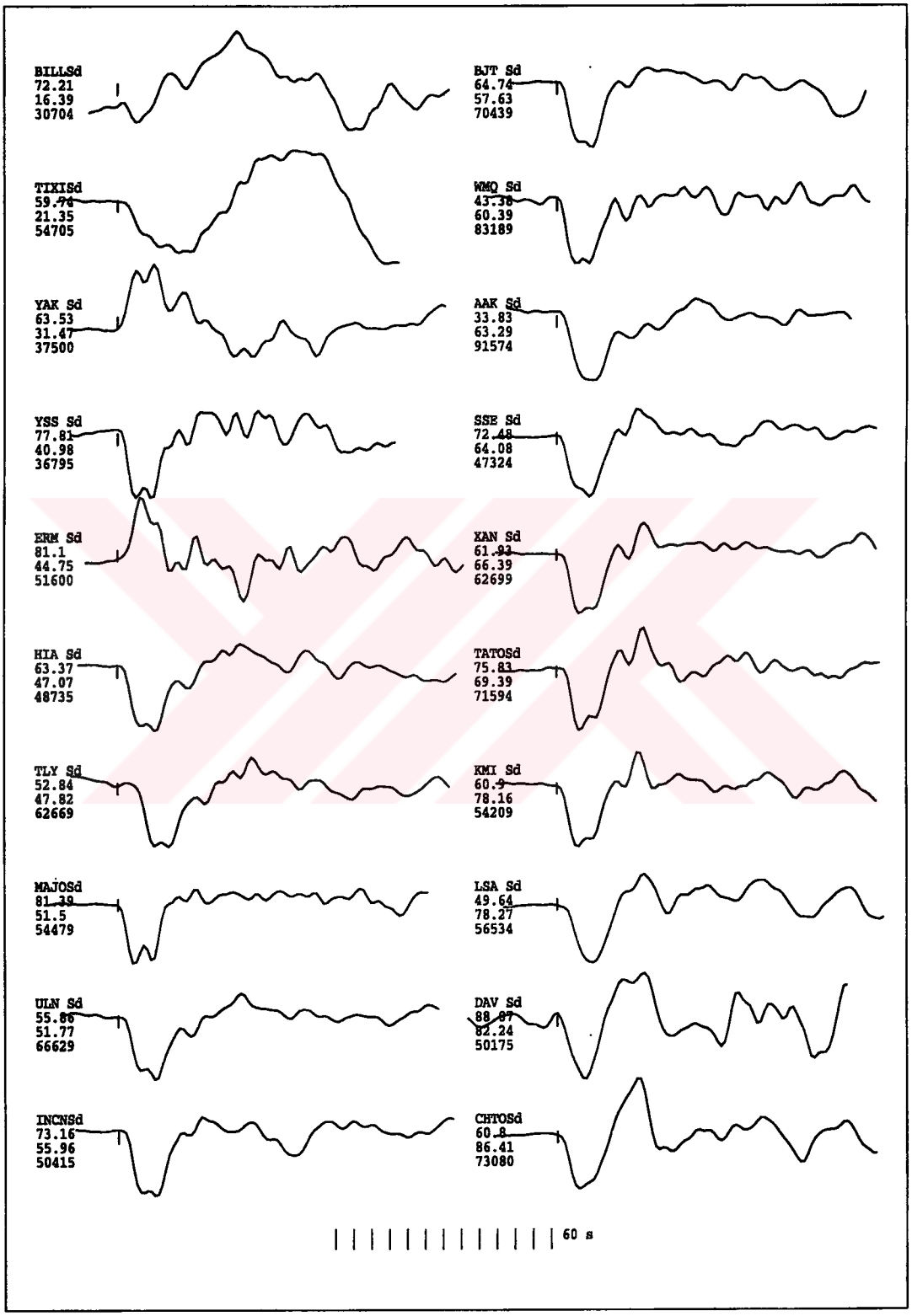
Şekil B.4. 23 Şubat 1995 Kıbrıs depremine ait "broad-band" yapay (sentetik) kayıtların azimuta göre dağılımı.



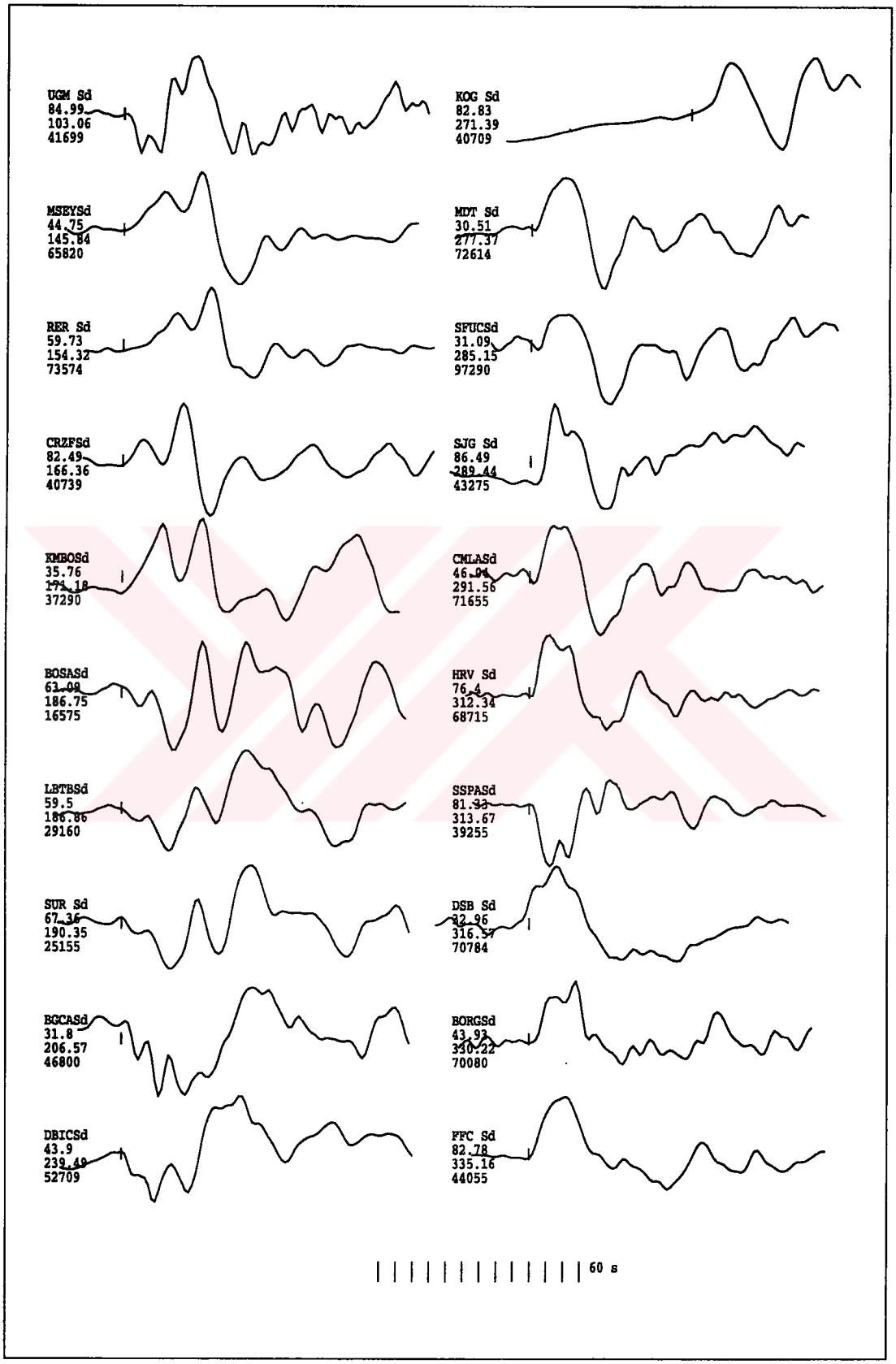
Şekil B5. 09 Ekim 1996 Kıbrıs depremine ait uzun periyotlu gerçek (gözlemsel) kayıtların azimuta göre dağılımı.



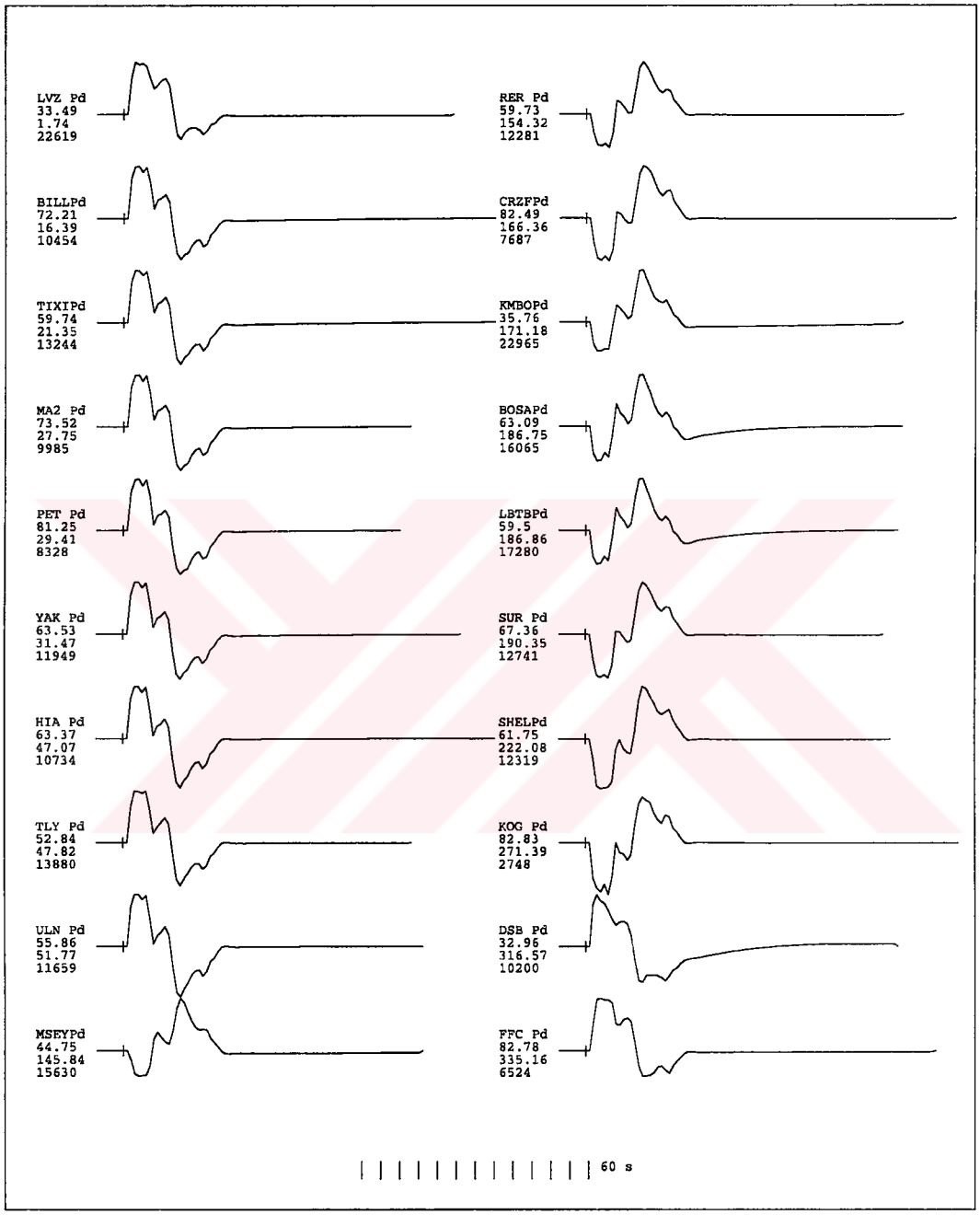
Şekil B5. Devam ediyor.



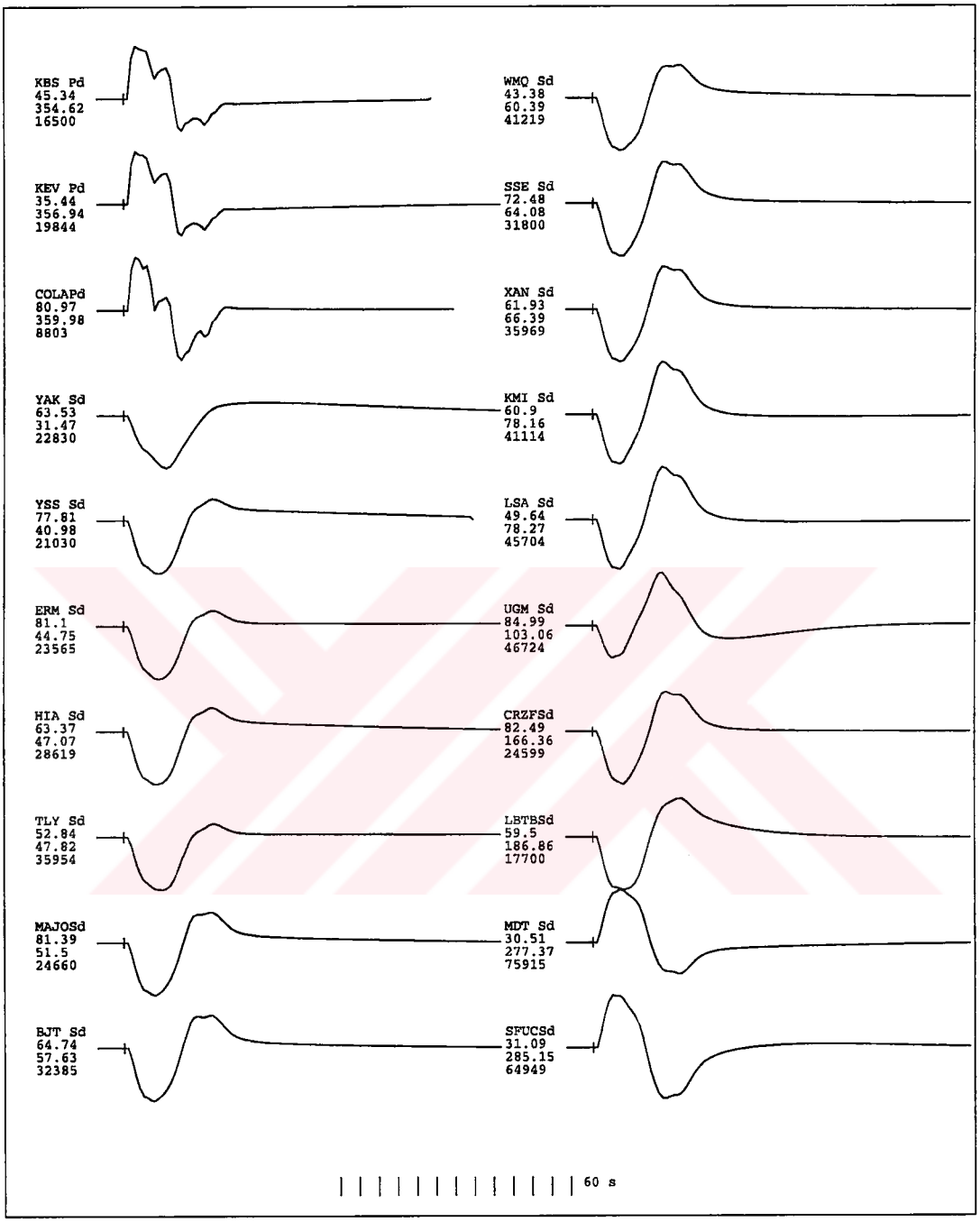
Şekil B5. Devam ediyor.



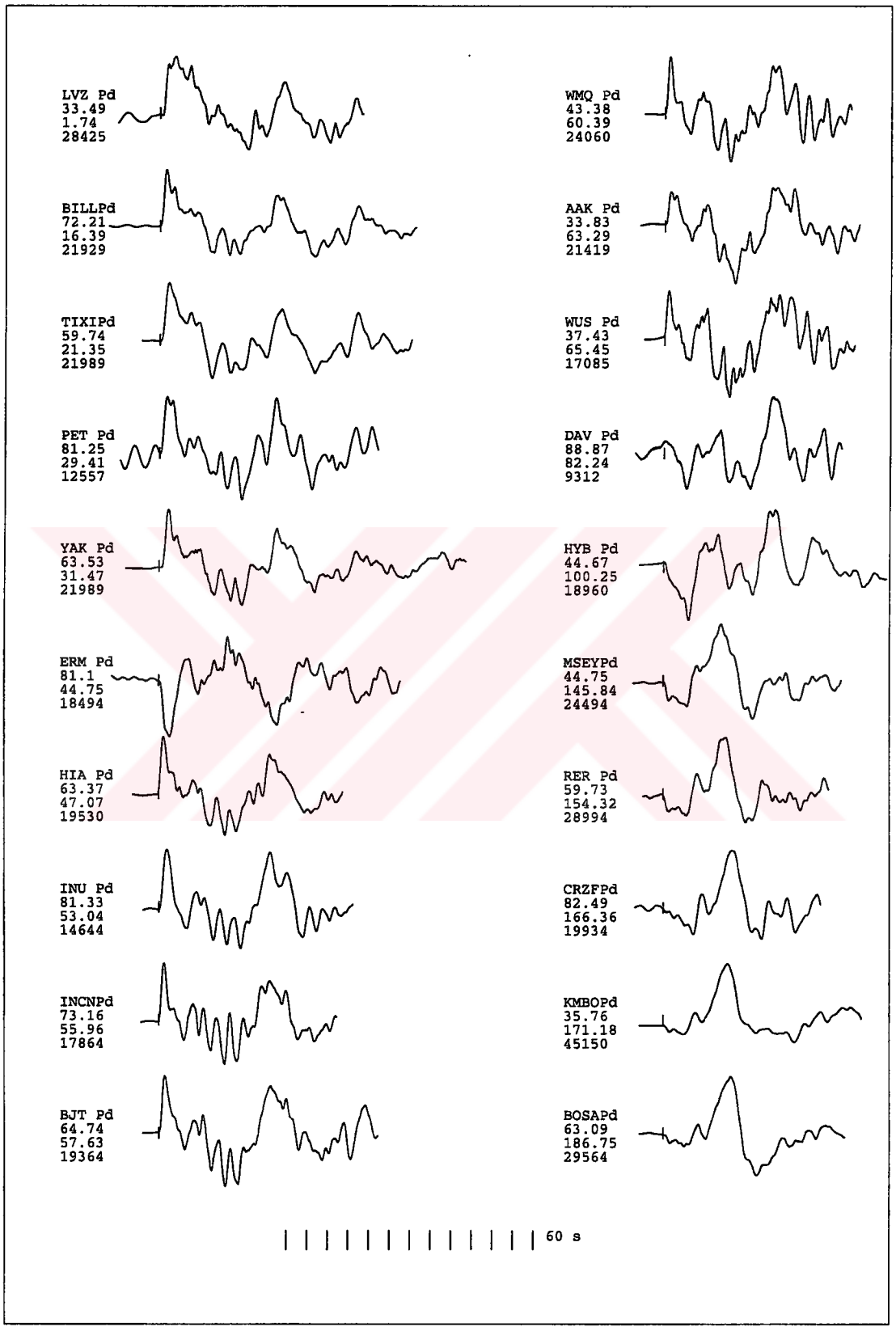
Şekil B5. Devam ediyor.



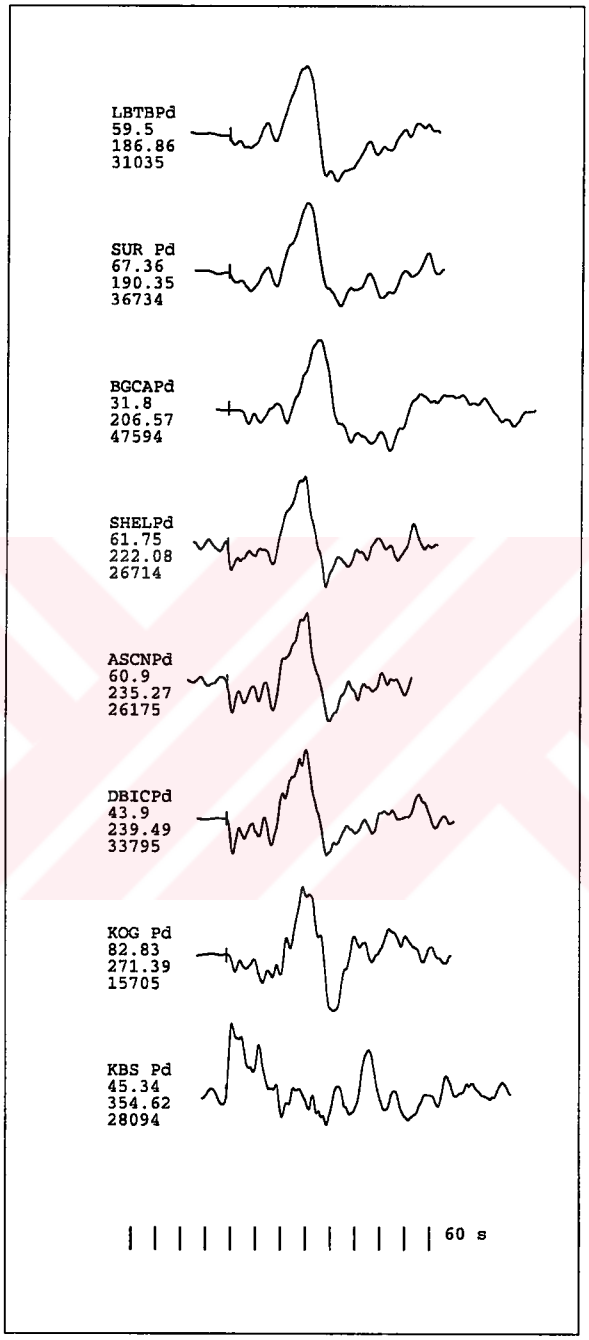
Şekil B.6. 09 Ekim 1996 Kıbrıs depremine ait uzun periyotlu yapay (sentetik) kayıtların azimuta göre dağılımı.



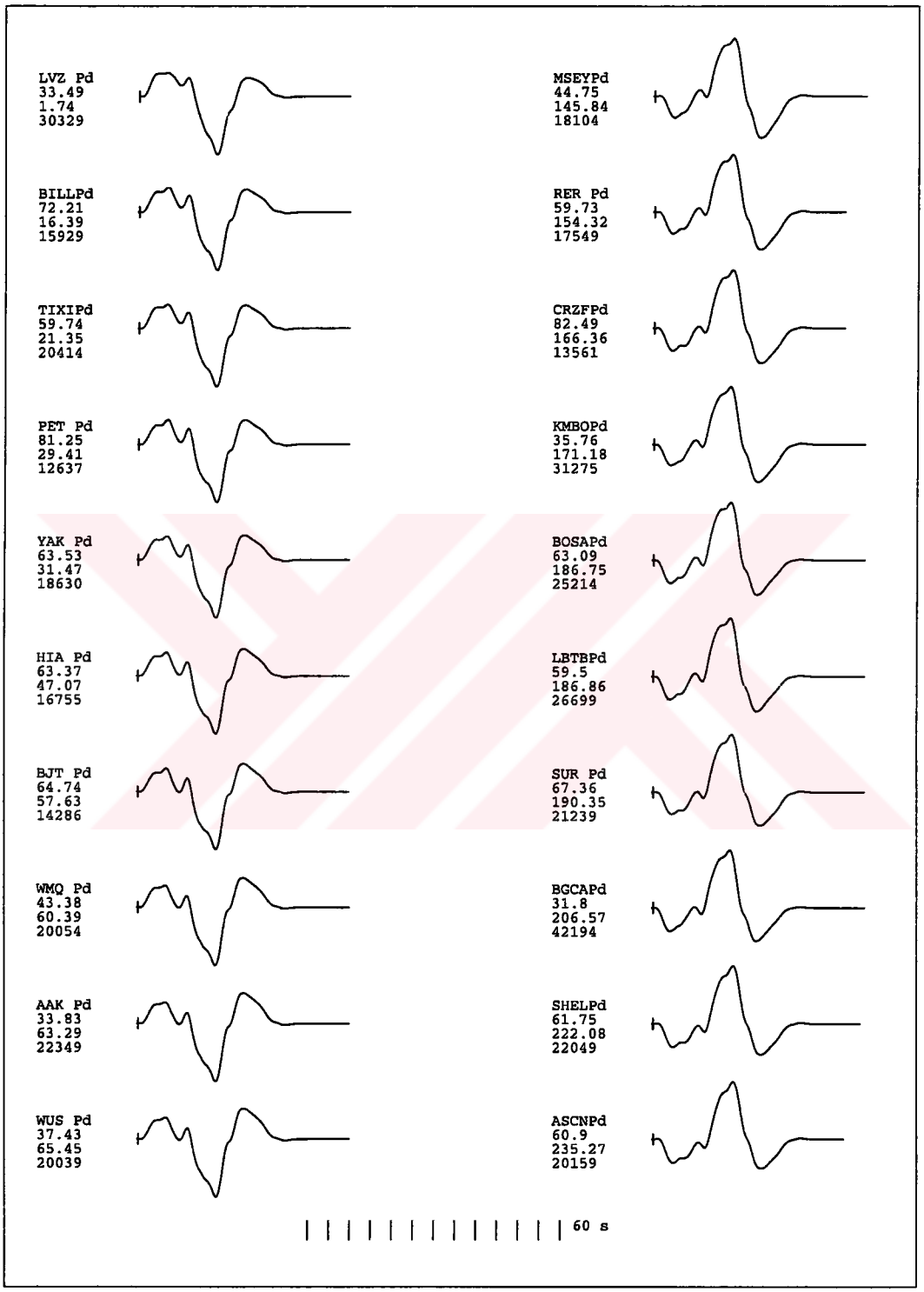
Şekil B.6. Devam ediyor.



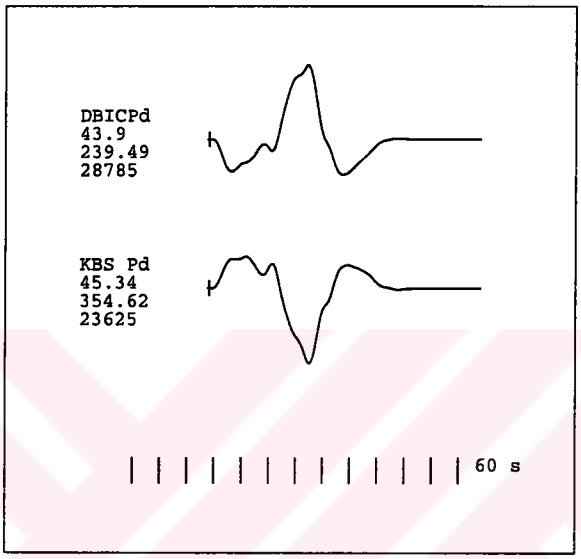
Şekil B.7. 09 Ekim 1996 Kıbrıs depremine ait "broad-band" gerçek (gözlemsel) kayıtların azimuta göre dağılımı.



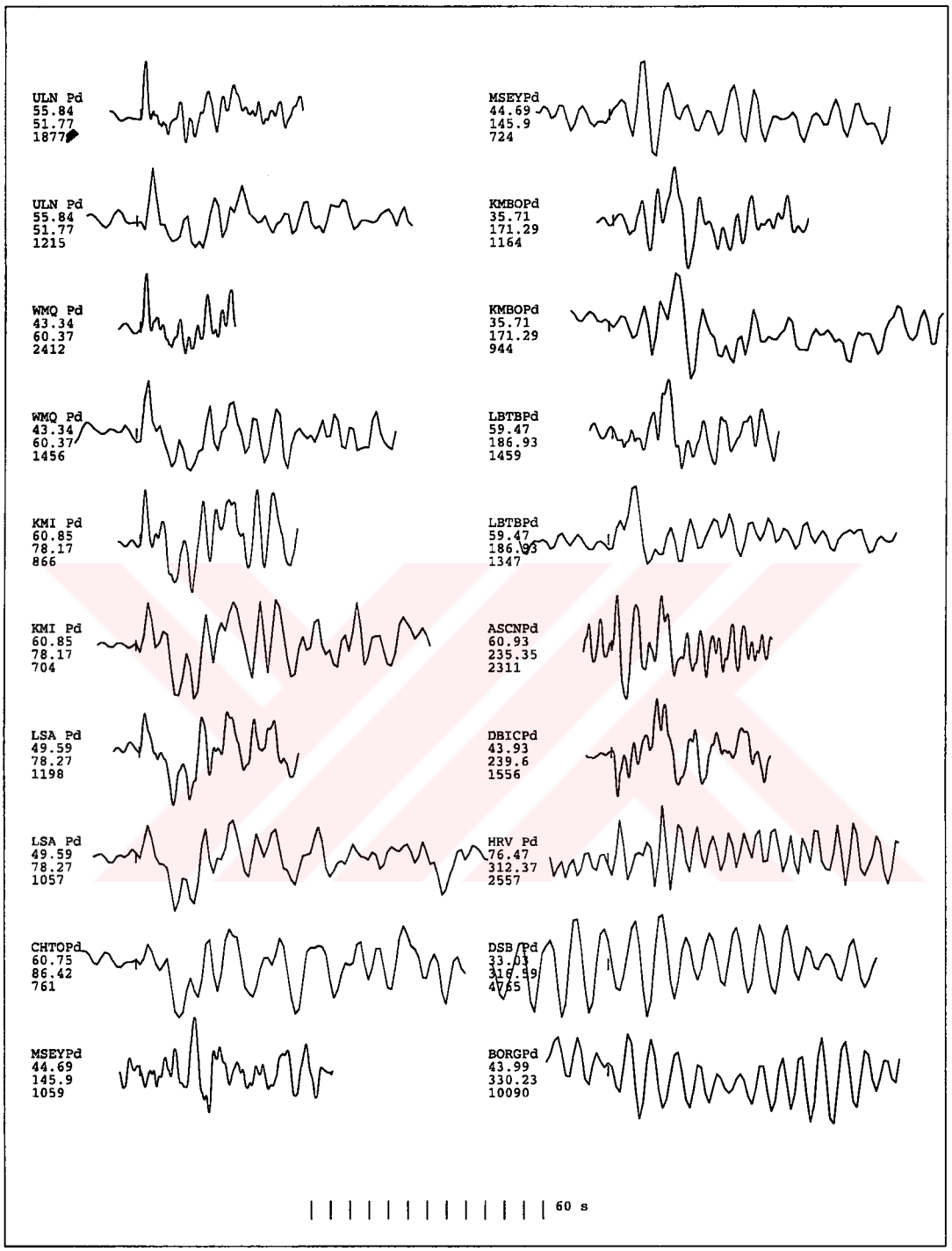
Şekil B.7. Devam ediyor.



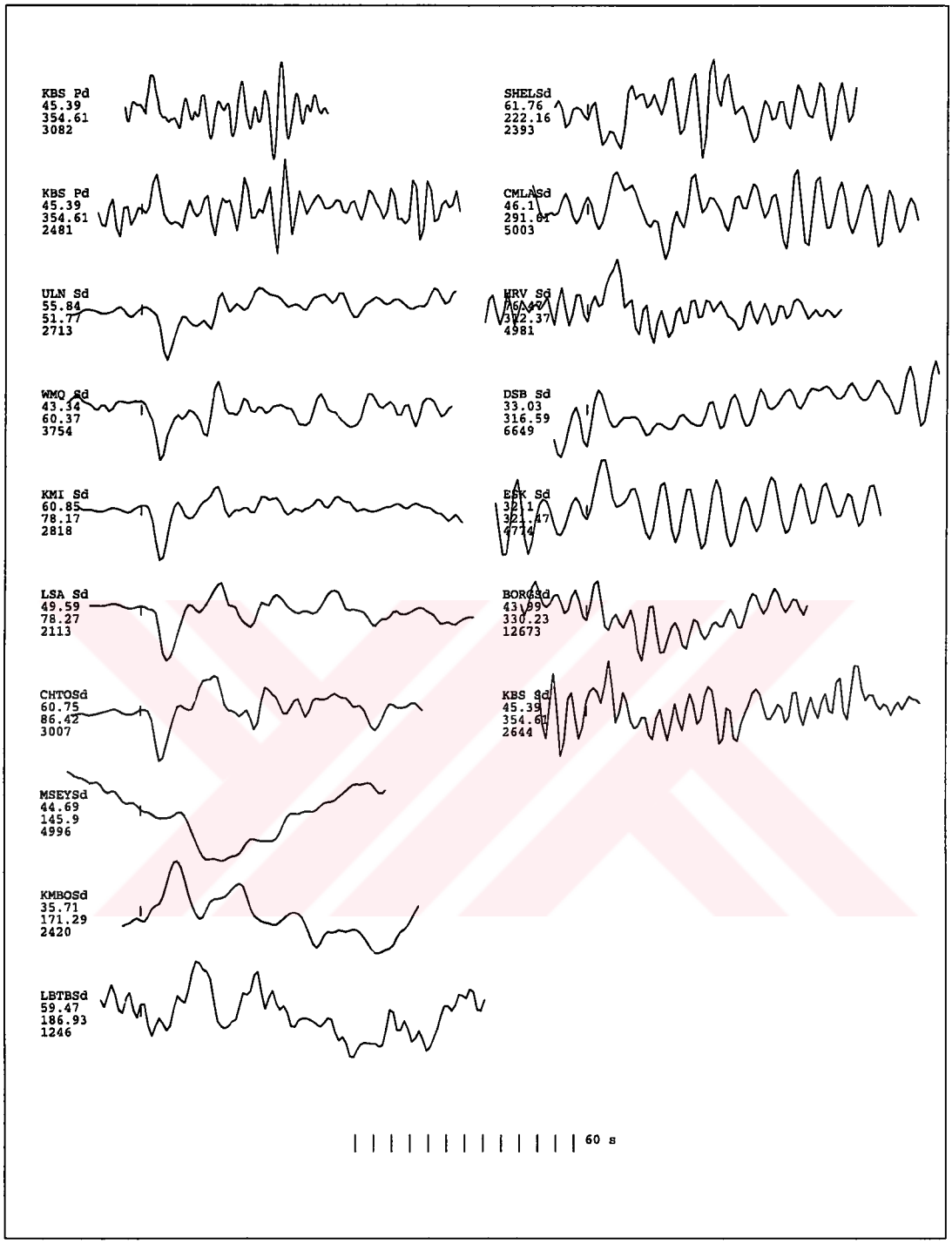
Şekil B.8. 09 Ekim 1996 Kıbrıs depremine ait "broad-band" yapay (sentetik) kayıtların azimuta göre dağılımı.



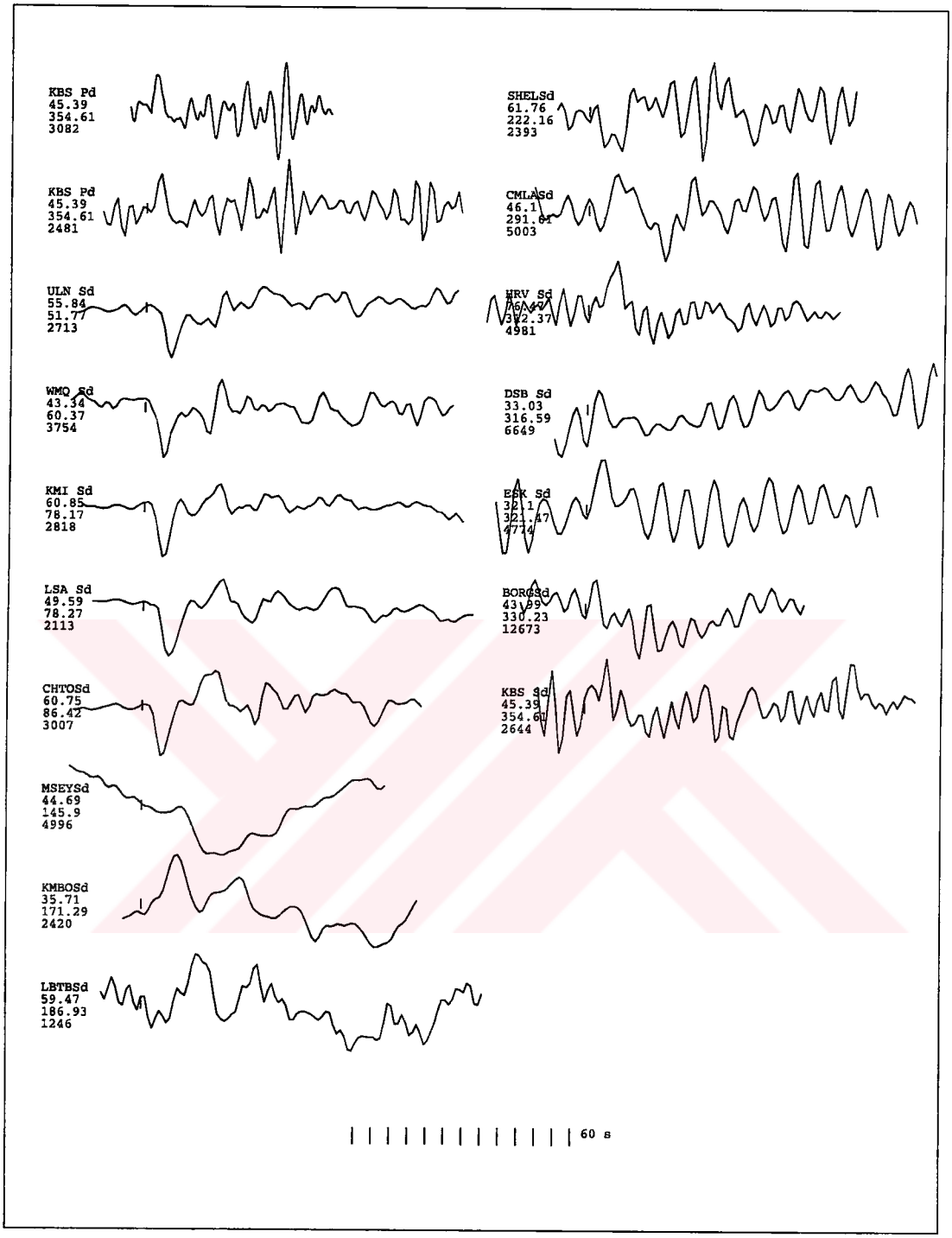
Şekil B.8. Devam ediyor.



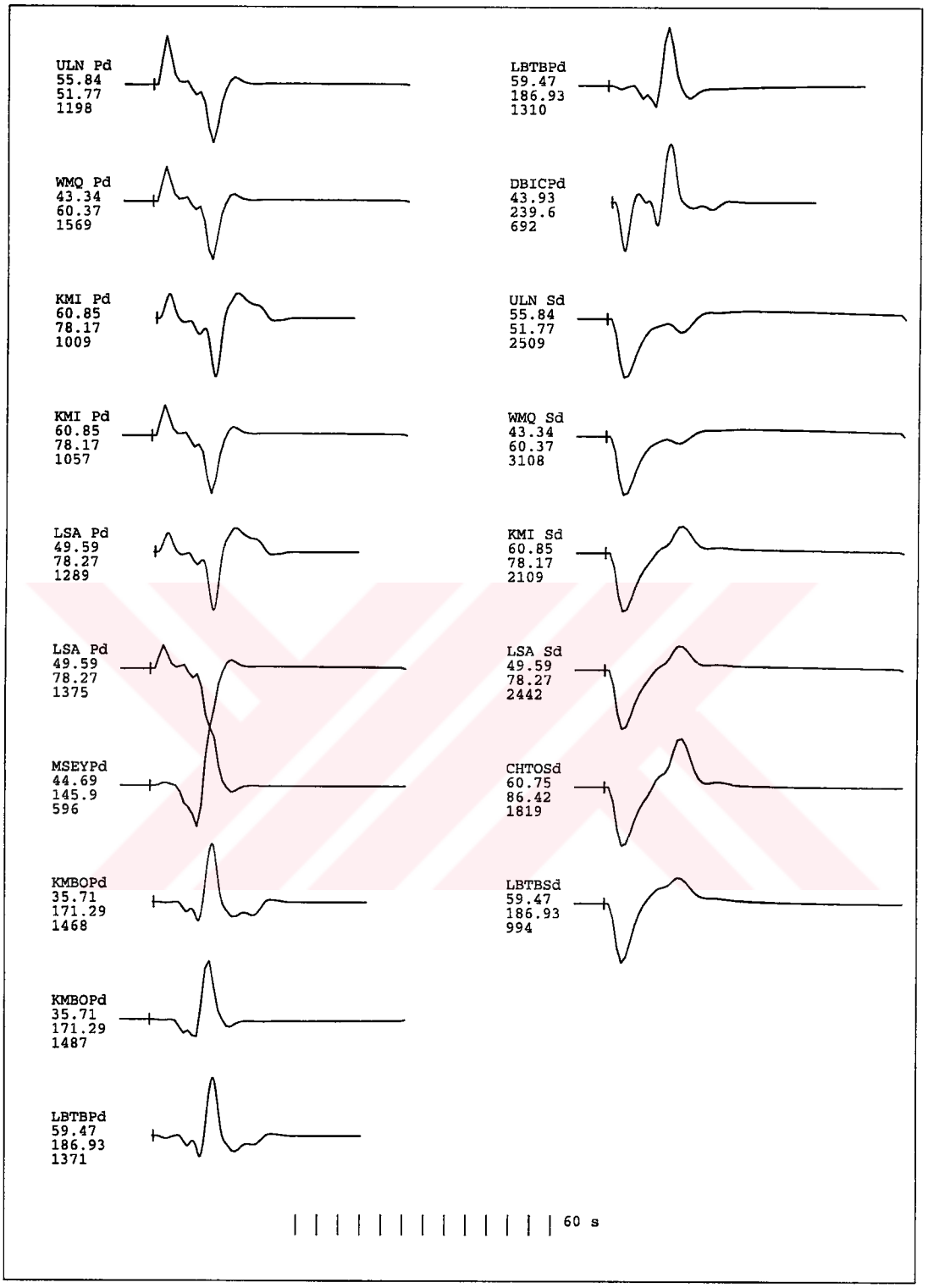
Şekil B.9. 10 Ekim 1996 depremine ait gerçek (gözlemsel) kayıtların azimuta göre dağılımı.



Şekil B.9. Devam ediyor.



Şekil B.9. Devam ediyor.

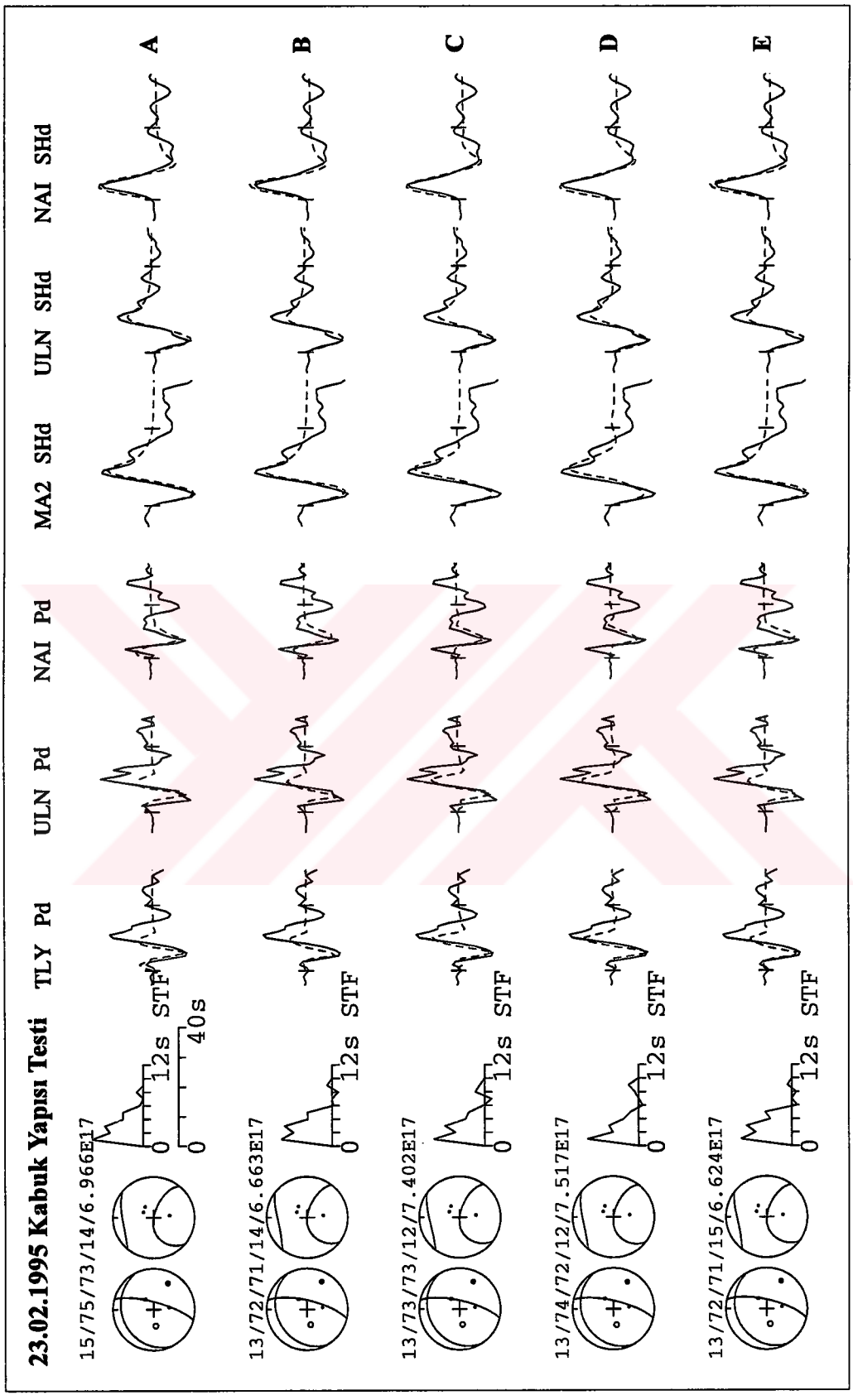


Şekil B.10. 10 Ekim 1996 Kıbrıs depremine ait yapay (sentetik) kayıtların azimuta göre dağılımı.

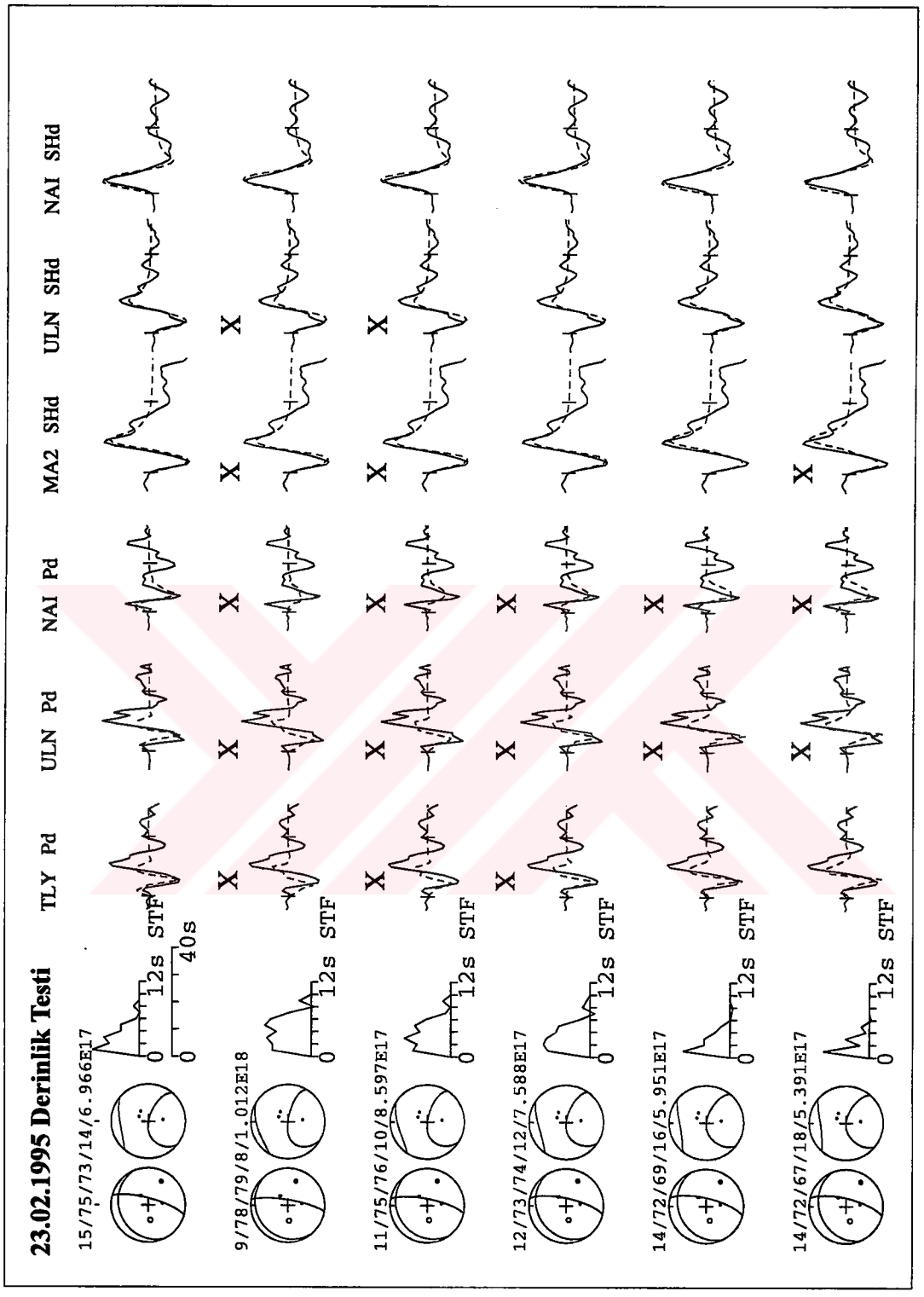
EK-C

23 ŞUBAT 1995 , 09 EKİM 1996 VE 10 EKİM 1996 KIBRIS DEPREMLERİ İÇİN YAPILAN TESTLER VE SONUÇLAR

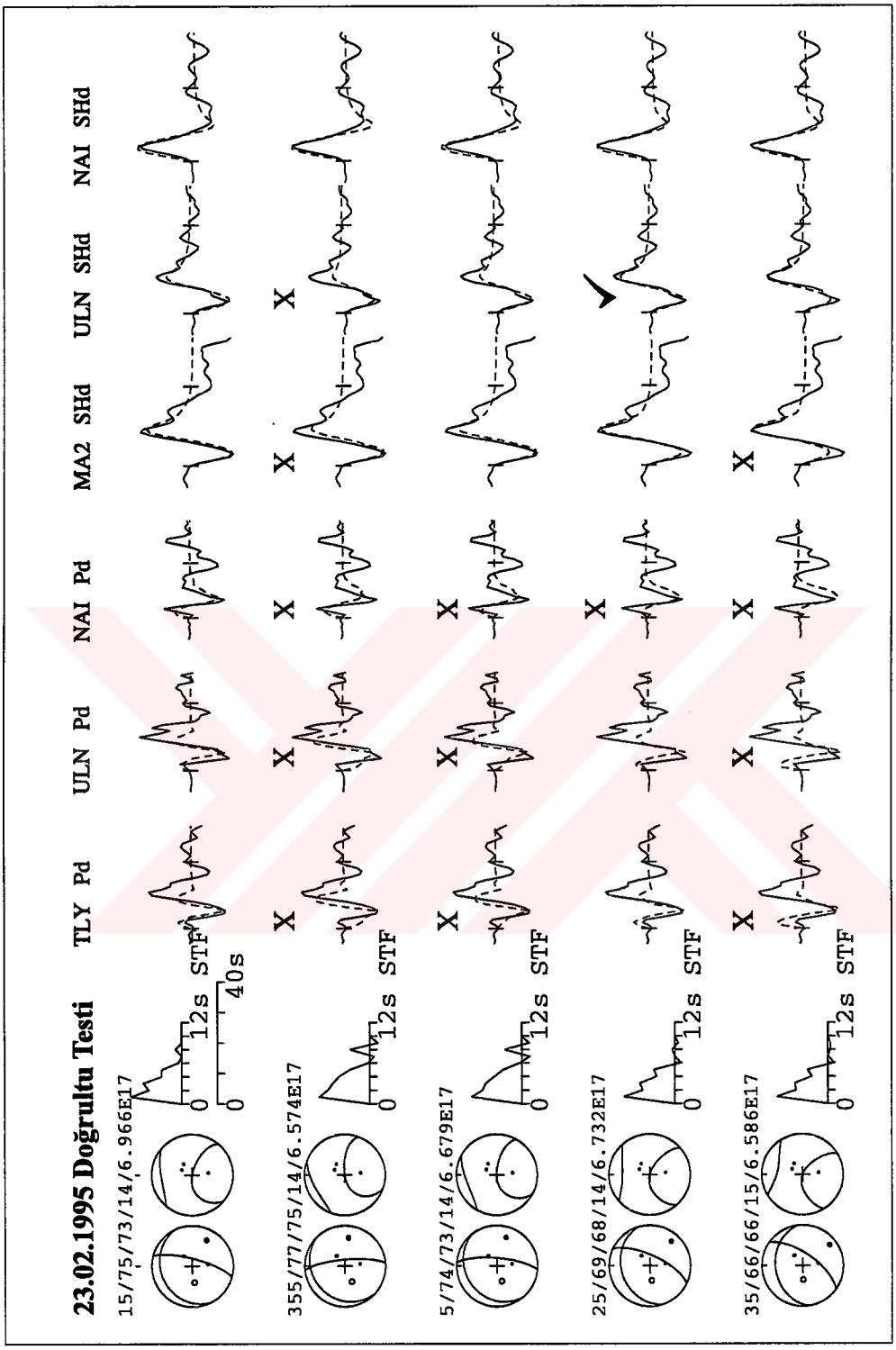
23 Şubat 1995, 09-10 Ekim 1996 depremlerinin ters çözüm sonucunda bulunan parametrelerin hata miktarlarını saptamak için yapılan testler (kabuk testi, doğrultu, derinlik, dalım ve kayma açısı testleri) ve bu depremler için yapılmış diğer çalışmalar EK-C de verilmektedir.



Şekil C.1. 23 Şubat 1995 Kıbrıs depremi için kabuk yapısı testi. Doğrultu, dalım ve kayma açısı değerleri sabit tutulurken diğer parametreler ters çözüm işleminde serbest bırakılmıştır. Kullanılan kabuk yapıları Tablo 3.6 da gösterilmektedir.

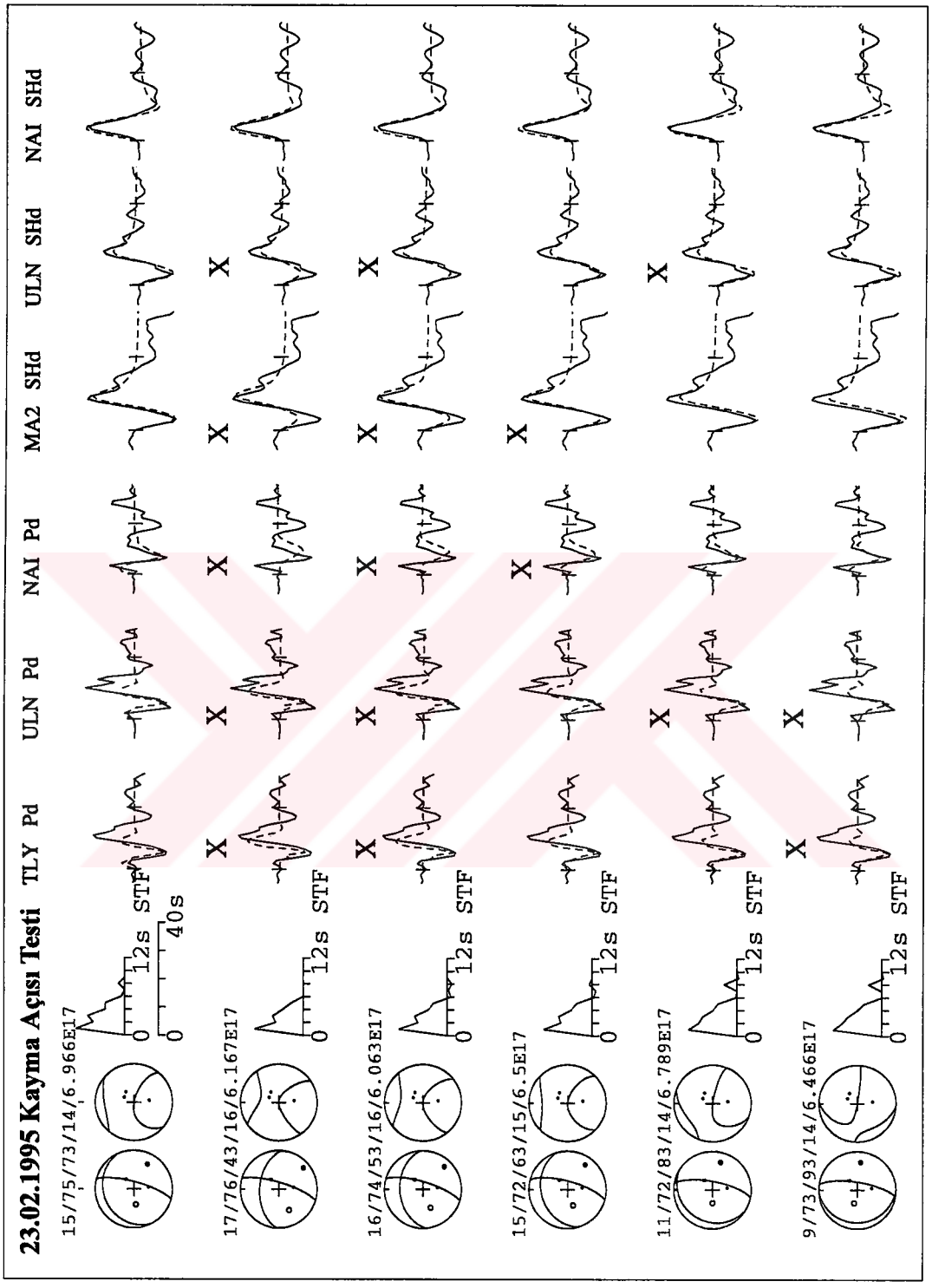


Şekil C.2. 23 Şubat 1995 Kıbrıs depremi için derinlik testi. İlk sıra en küçük hatalı çözüme ait P ve SH odak küreleri, fay düzlemi parametreleri, kaynak zaman fonksiyonu ve seçilmiş istasyonlara ait gerçek ve yapay dalga şekilleridir. Odak derinlikleri 8 km, 10 km, 12 km, 16 km ve 18 km için sabit tutulurken diğer parametreler ters çözüm işleminde serbest bırakılmıştır. X işareti, gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu göstermektedir.

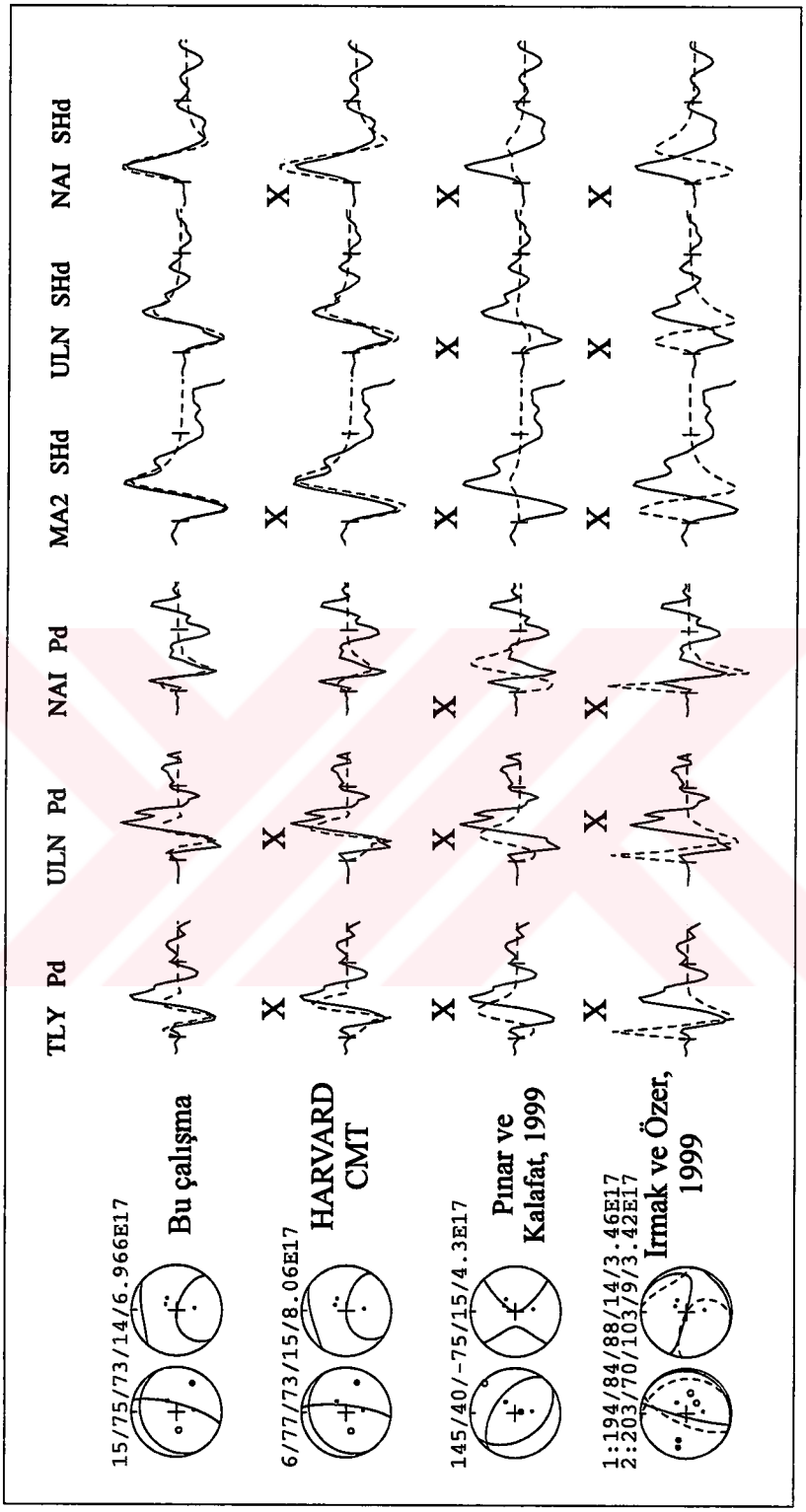


Şekil C.3. 23 Şubat 1995 Kıbrıs depremi için doğrultu testi. İlk sıra en küçük hatalı çözüme ait P ve SH odak küreleri, fay düzlemi parametreleri, kaynak zaman fonksiyonu ve seçilmiş istasyonlara ait gerçek ve yapay dalga şekilleridir. 1. düzleme ait doğrultu açısı değerleri 355°, 5°, 25° ve 35° için sabit tutulurken diğer parametreler ters çözüm işleminde serbest bırakılmıştır. X işareti, gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu, ✓ ise gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun düzeldiğini göstermektedir.

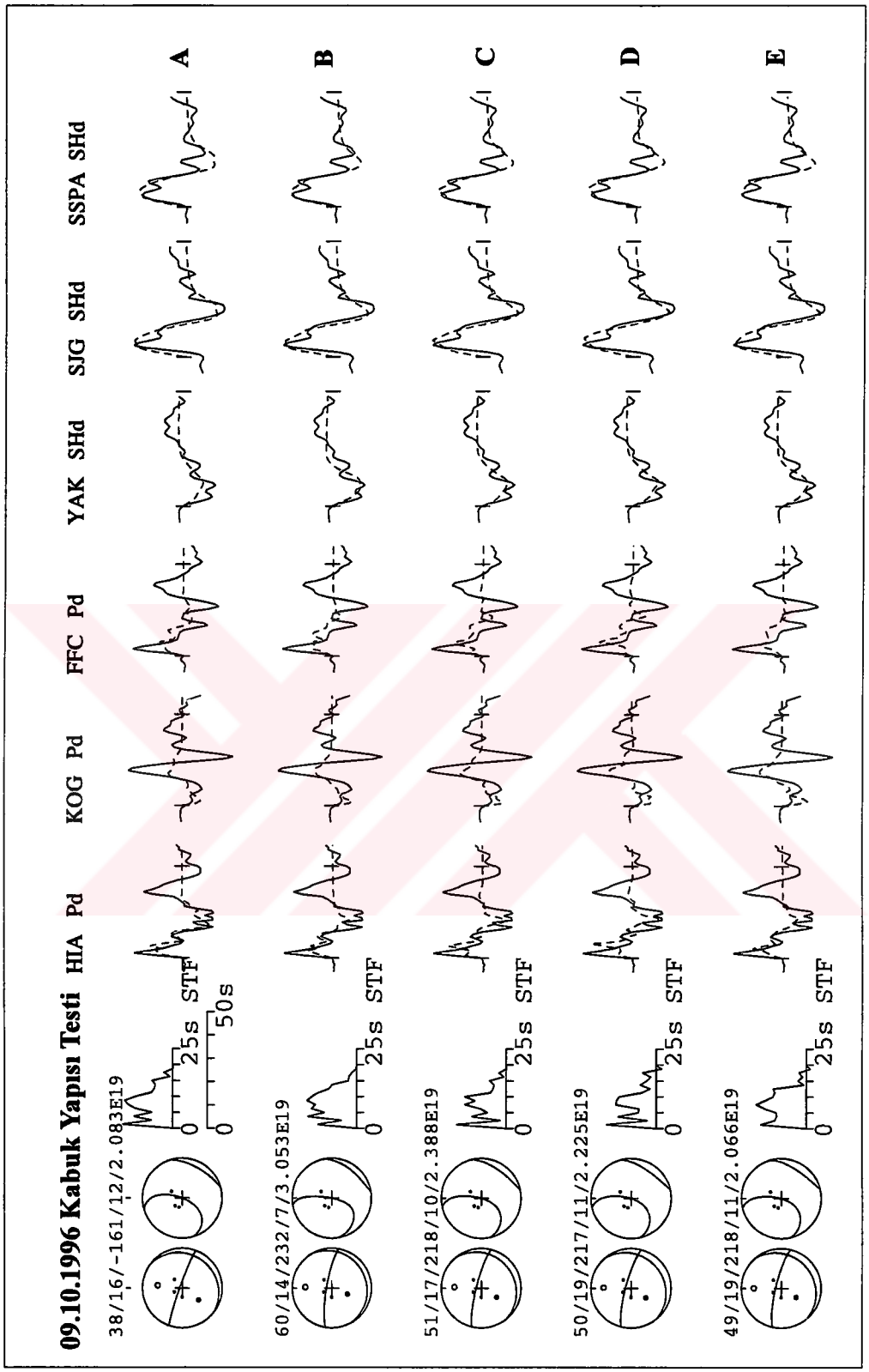
Şekil C.4. 23 Şubat 1995 Kıbrıs depremi için dalım açısı testi. İlk sıra en küçük hatalı çözüme ait P ve SH odak küreleri, fay düzlemi parametreleri, kaynak zaman fonksiyonu ve seçilmiş istasyonlara ait gerçek ve yapay dalga şekilleridir. 1. düzleme ait dalım açısı değerleri 60°, 65°, 70°, 80° ve 85° için sabit tutulurken diğer parametreler ters çözüm işleminde serbest bırakılmıştır. X işareti, gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu göstermektedir.



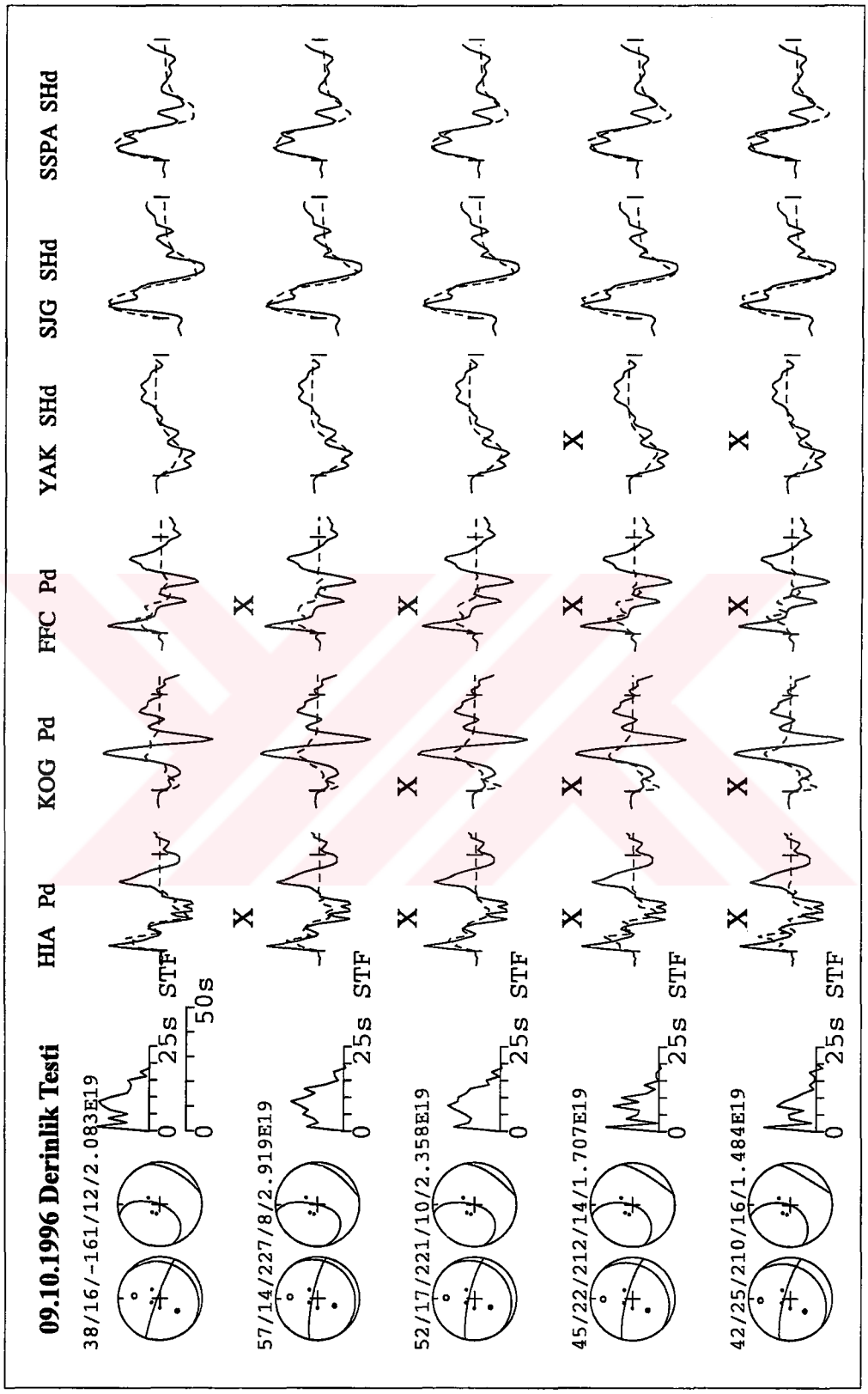
Şekil C.5. 23 Şubat 1995 Kıbrıs depremi için kayma açısı testi. 1. düzleme ait kayma açısı değerleri 43°, 53°, 63°, 83° ve 93° için sabit tutulurken diğer parametreler ters çözüm işleminde serbest bırakılmıştır. X işareti, gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu göstermektedir.



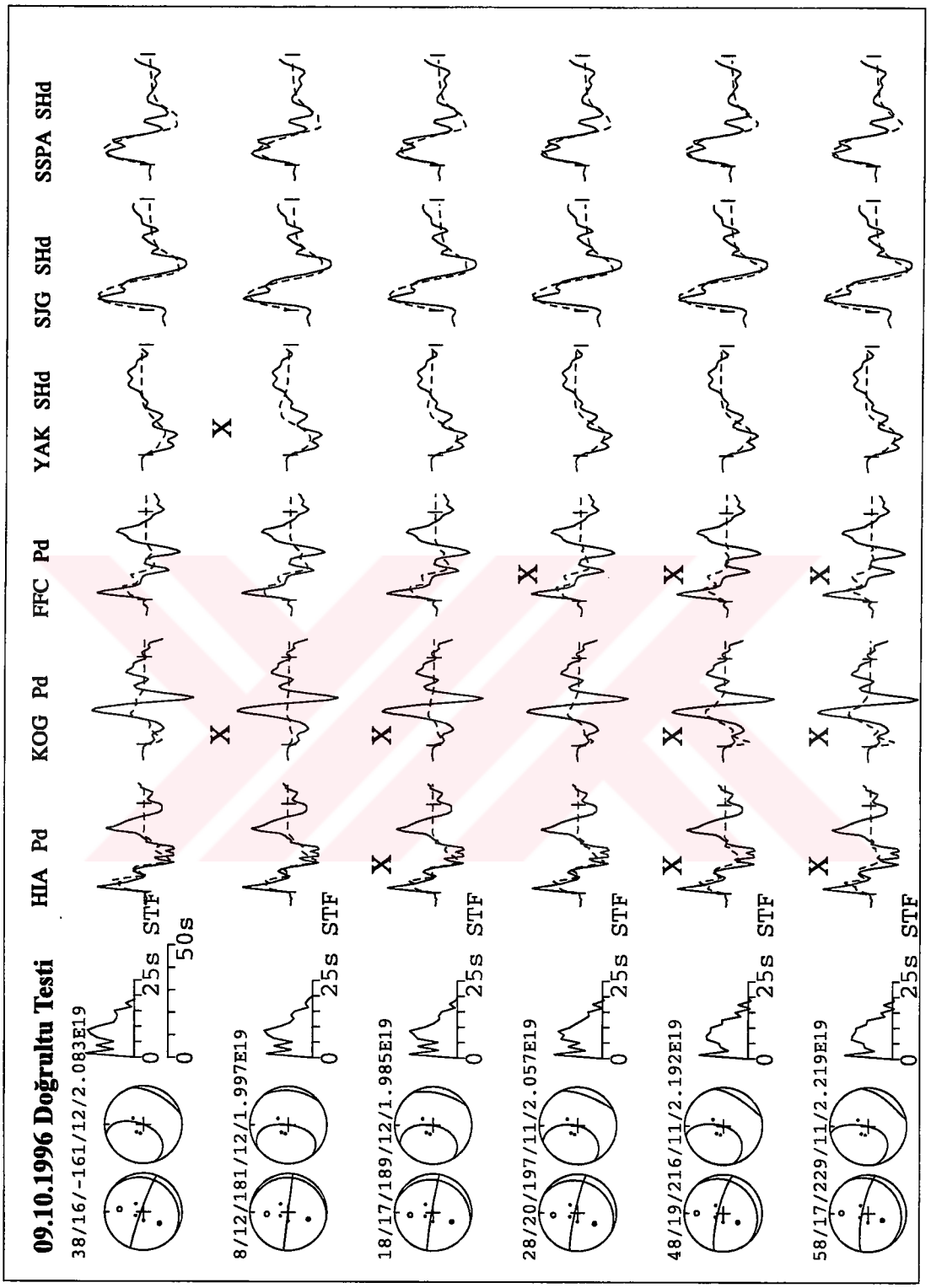
Şekil C.6. 23 Şubat 1995 Kıbrıs depreminin en düşük hatalı çözümü, HARVARD-CMT, Pınar ve Kalafat (1999) ve Irmak ve Özer (1999) tarafından yapılan çözümlerin dalga şekillerine etkisi. X işareti, gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu göstermektedir.



Şekil C.7. 09 Ekim 1996 Kıbrıs depremi için kabuk yapısı testi. Doğrultu, dalım ve kayma açısı değerleri sabit tutulurken diğer parametreler ters çözüm işleminde serbest bırakılmıştır. Kullanılan kabuk yapıları, Tablo 3.7 de özetlenmiştir.

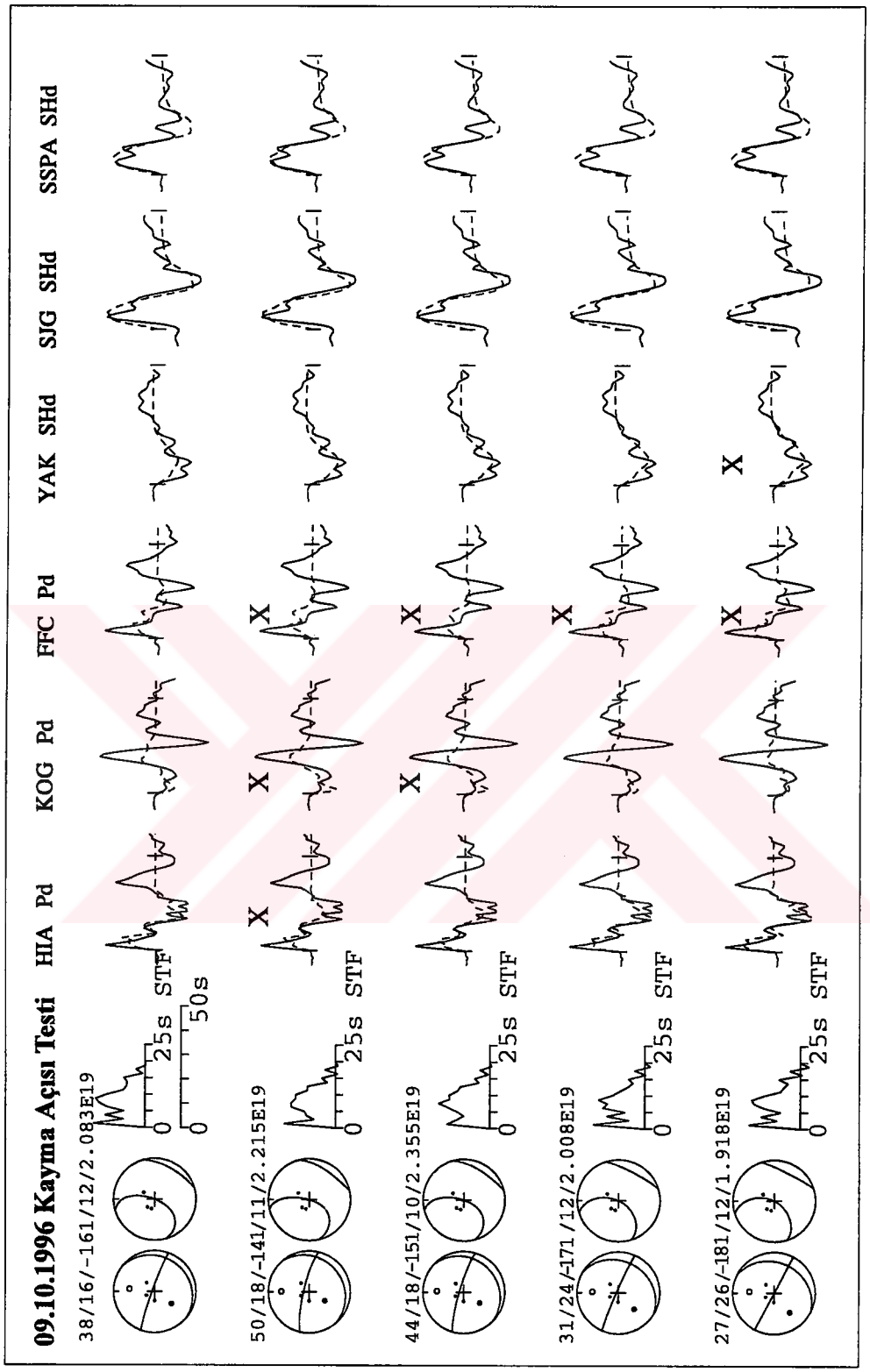


Şekil C.8. 09 Ekim 1996 Kıbrıs depremi için derinlik testi. Odak derinlikleri 8 km, 10 km, 14 km ve 16 km için sabit tutulurken diğer parametreler ters çözüm işleminde serbest bırakılmıştır. X işareti, gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu göstermektedir.



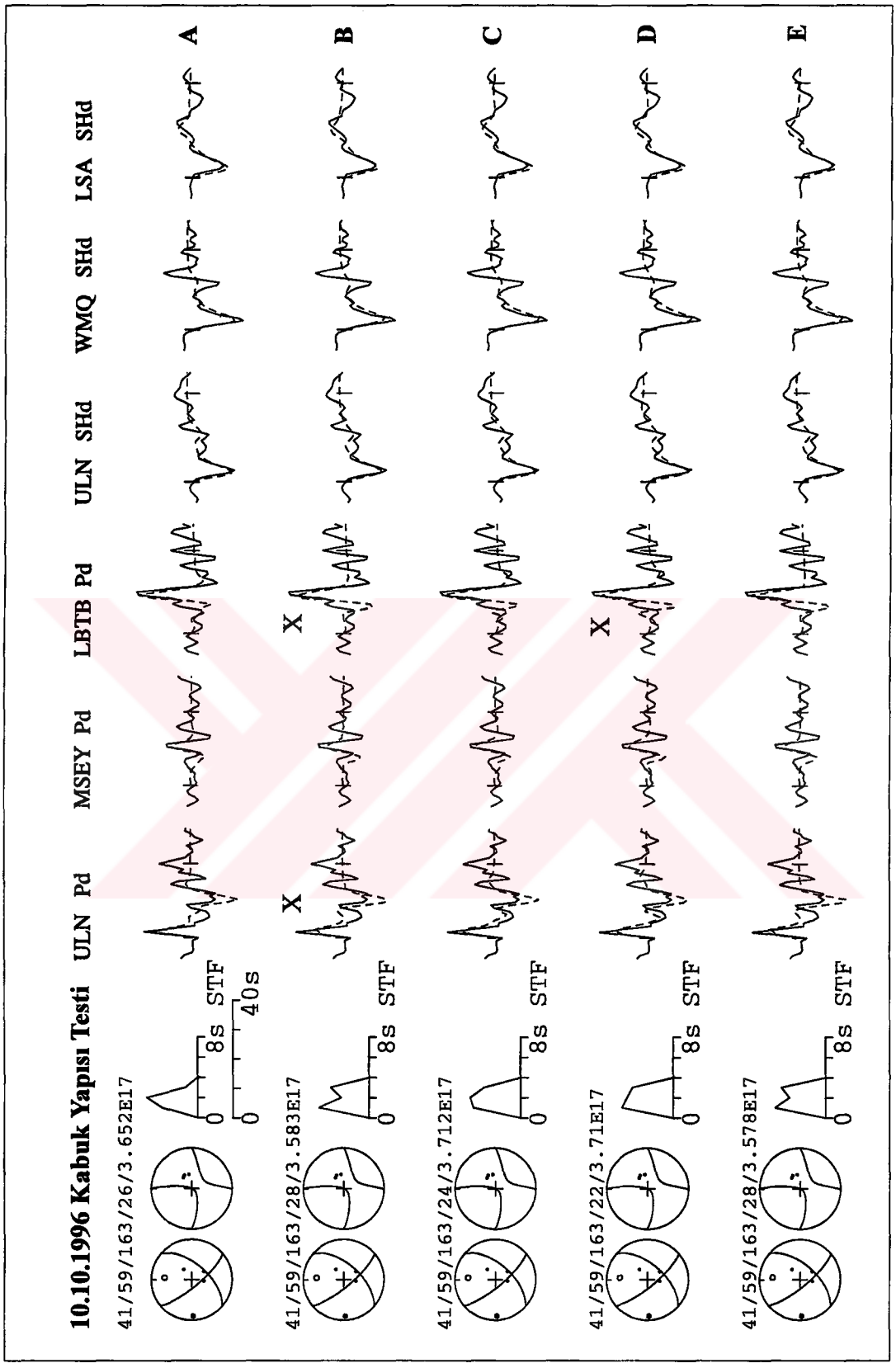
Şekil C.9. 09 Ekim 1996 Kıbrıs depremi için doğrultu testi. 1. düzleme ait doğrultu açısı değerleri 8°, 18°, 28°, 48° ve 58° için sabit tutulurken diğer parametreler ters çözüm işleminde serbest bırakılmıştır. X işareti, gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu göstermektedir.

Şekil C.10. 09 Ekim 1996 Kıbrıs depremi için dalım açısı testi. 1. düzleme ait dalım açısı değerleri 8°, 12°, 20°, 24° ve 28° için sabit tutulurken diğer parametreler ters çözüm işleminde serbest bırakılmıştır. X işareti, gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu göstermektedir.

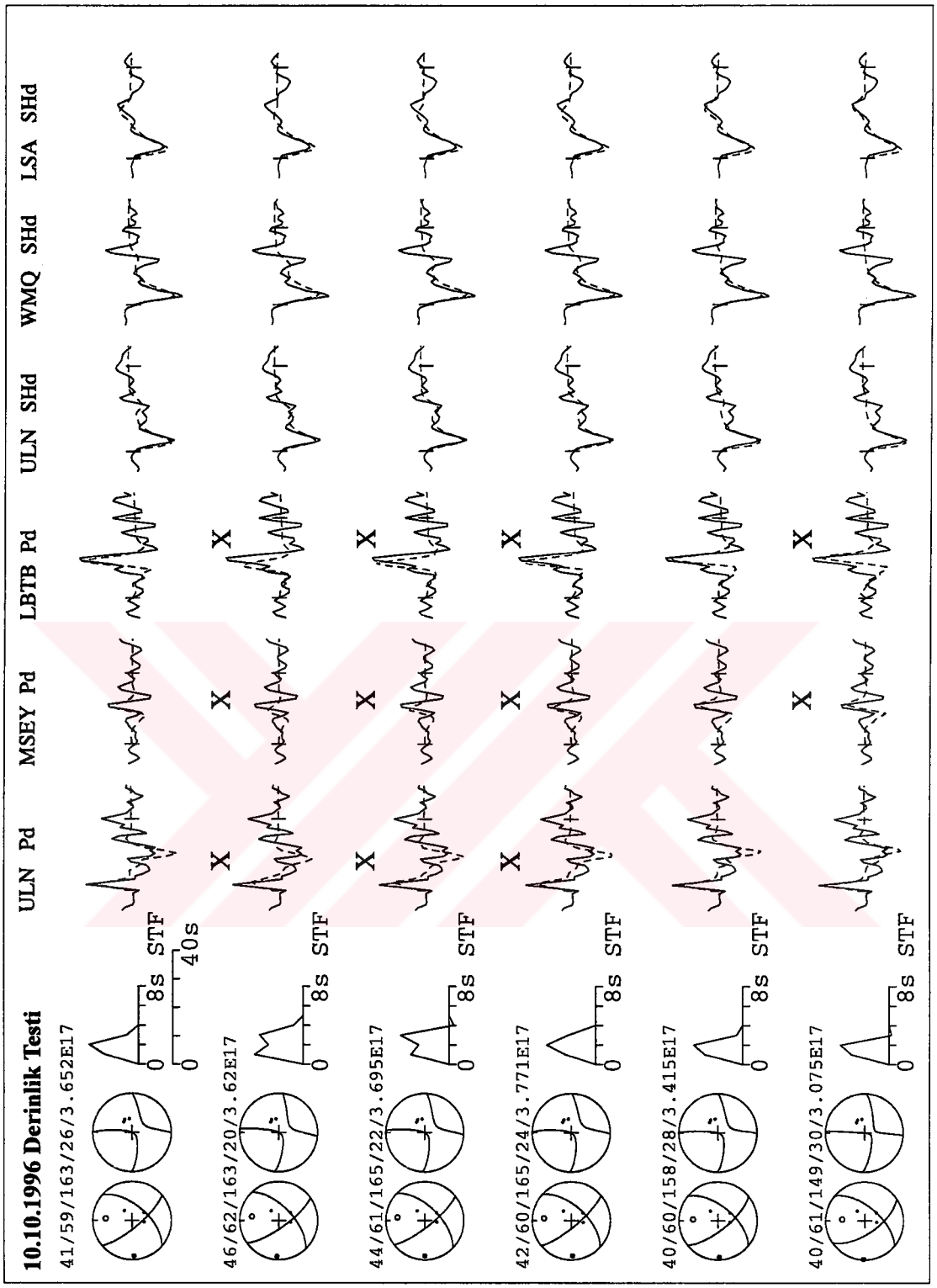


Şekil C.11. 09 Ekim 1996 Kıbrıs depremi için kayma açısı testi. 1. düzleme ait kayma açısı değerleri -141°, -151°, -171° ve -181° için sabit tutulurken diğer parametreler ters çözüm işleminde serbest bırakılmıştır. X işareti, gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu göstermektedir.

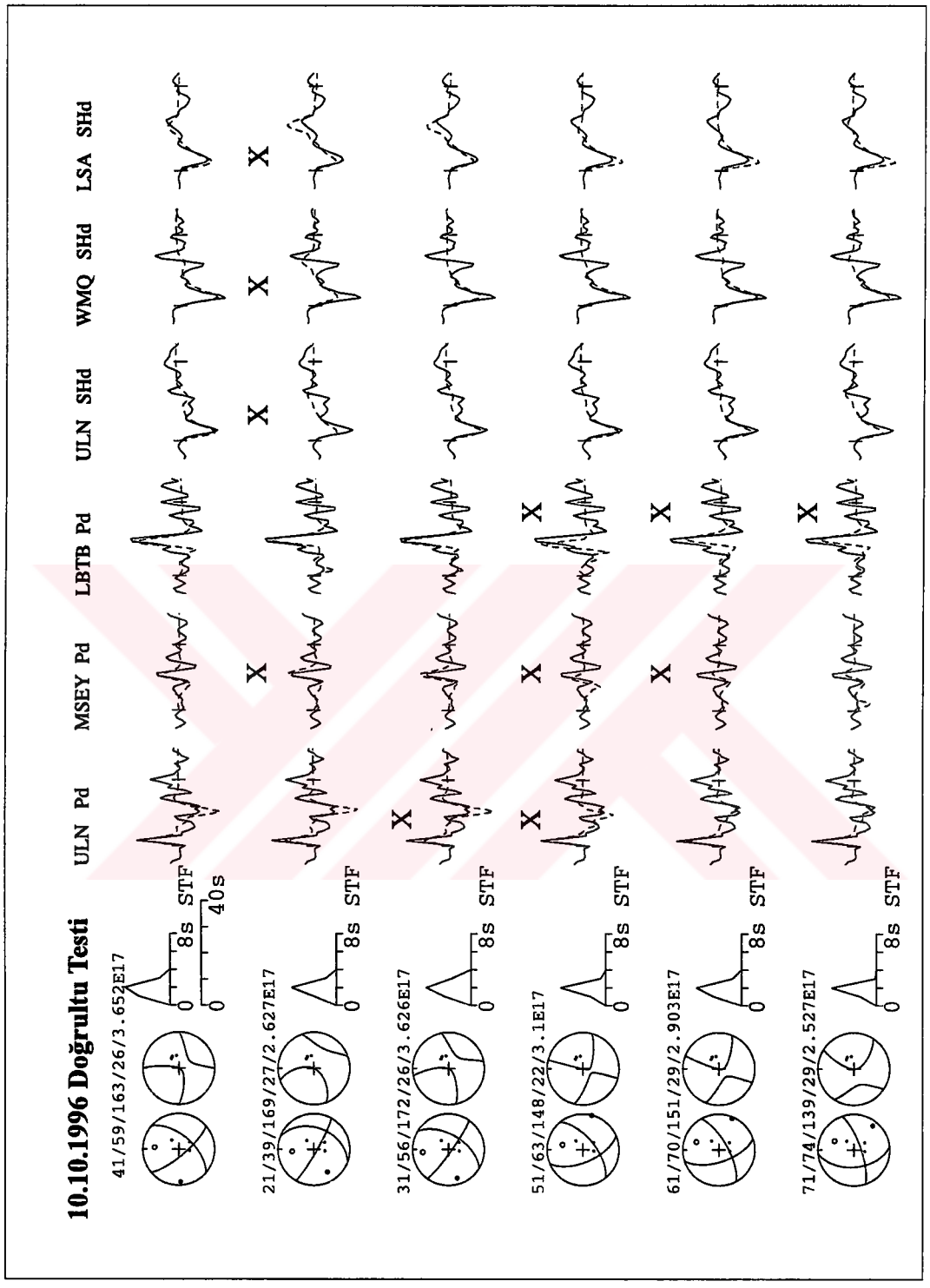
Şekil C.12. 09 Ekim 1996 Kıbrıs depreminin en düşük hatalı çözümü, HARVARD-CMT, USGS, Pınar ve Kalafat (1999) ve Demirtaş (1999) tarafından yapılan çözümlerin dalga şekillerine uyumu. X işareti, gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu göstermektedir.



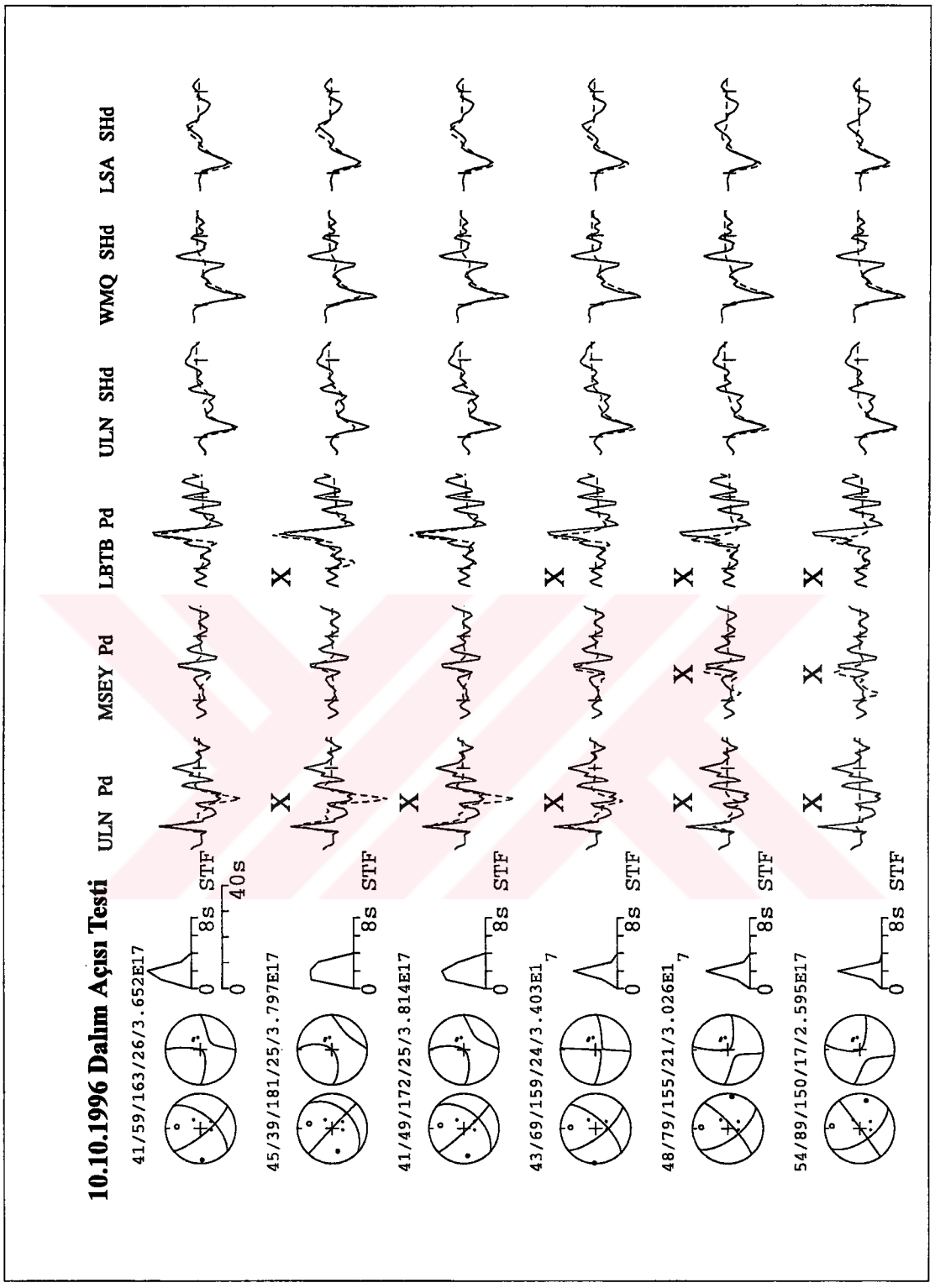
Şekil C.13. 10 Ekim 1996 Kıbrıs depremi için kabuk yapısı testi. Doğrultu, dalım ve kayma açısı değerleri sabit tutulurken diğer parametreler ters çözüm işleminde serbest bırakılmıştır. Kullanılan kabuk yapıları Tablo 3.10'da özetlenmiştir. X işareti, gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu göstermektedir.



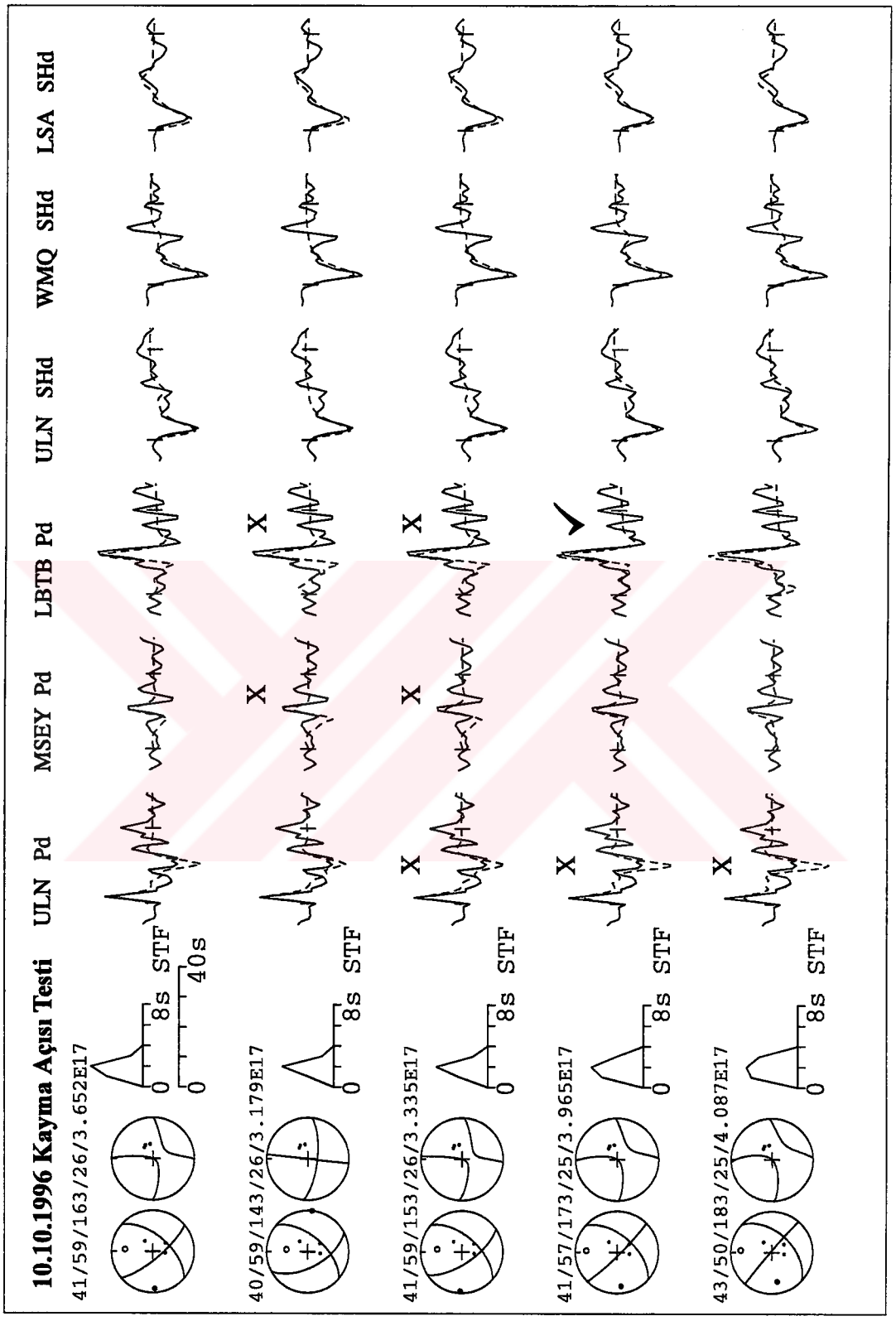
Şekil C.14. 10 Ekim 1996 Kıbrıs depremi için derinlik testi. Odak derinlikleri 22 km, 24 km, 28 km, 30 km ve 32 km için sabit tutulurken diğer parametreler ters çözüm işleminde serbest bırakılmıştır. X işareti, gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu göstermektedir.



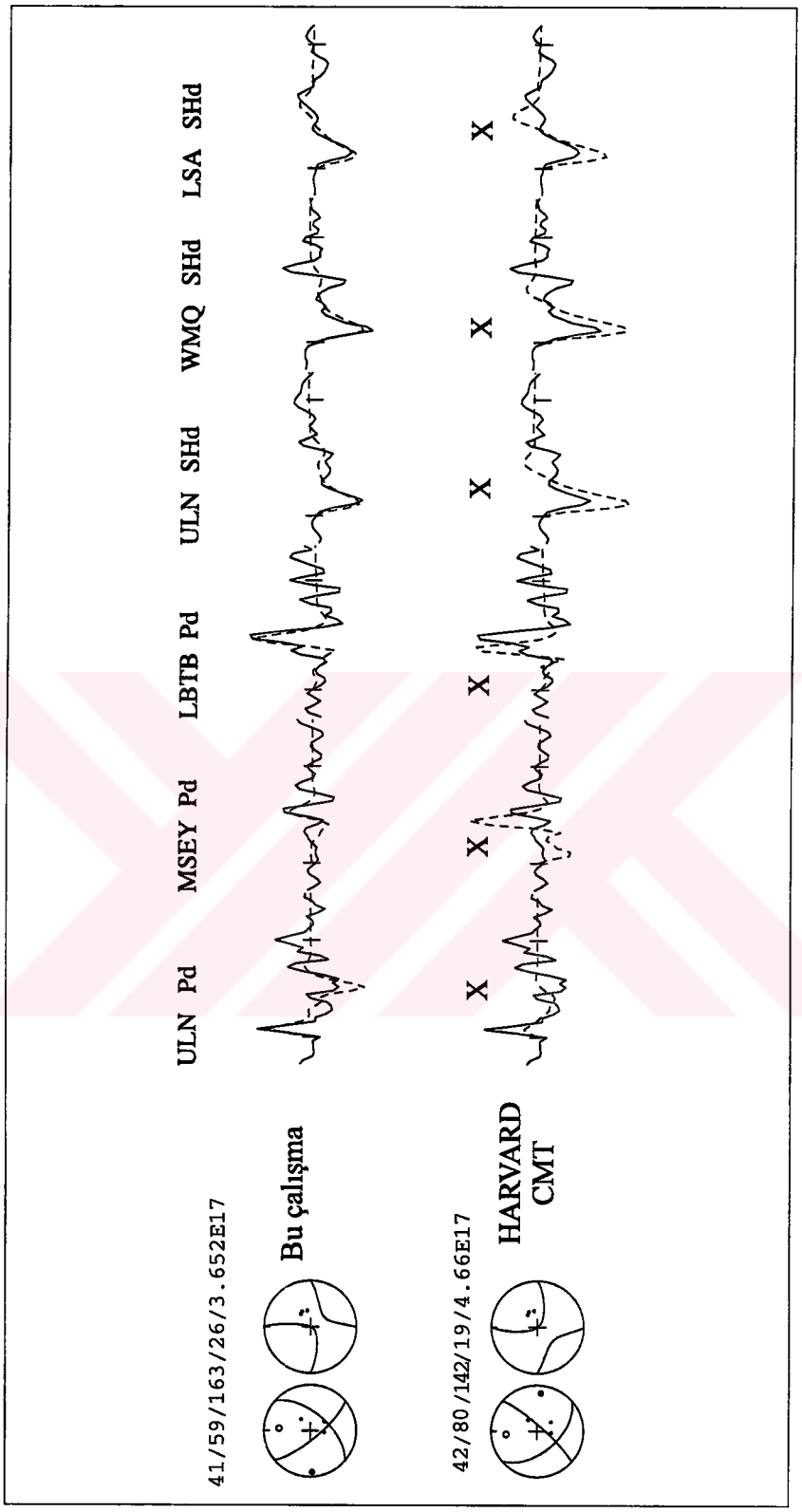
Şekil C.15. 10 Ekim 1996 Kıbrıs depremi için doğrultu testi. 1. düzleme ait doğrultu açısı değerleri 21°, 31°, 51°, 61° ve 71°için sabit tutulurken diğer parametreler ters çözüm işlemindeserbest bırakılmıştır. X işareti, gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu göstermektedir.



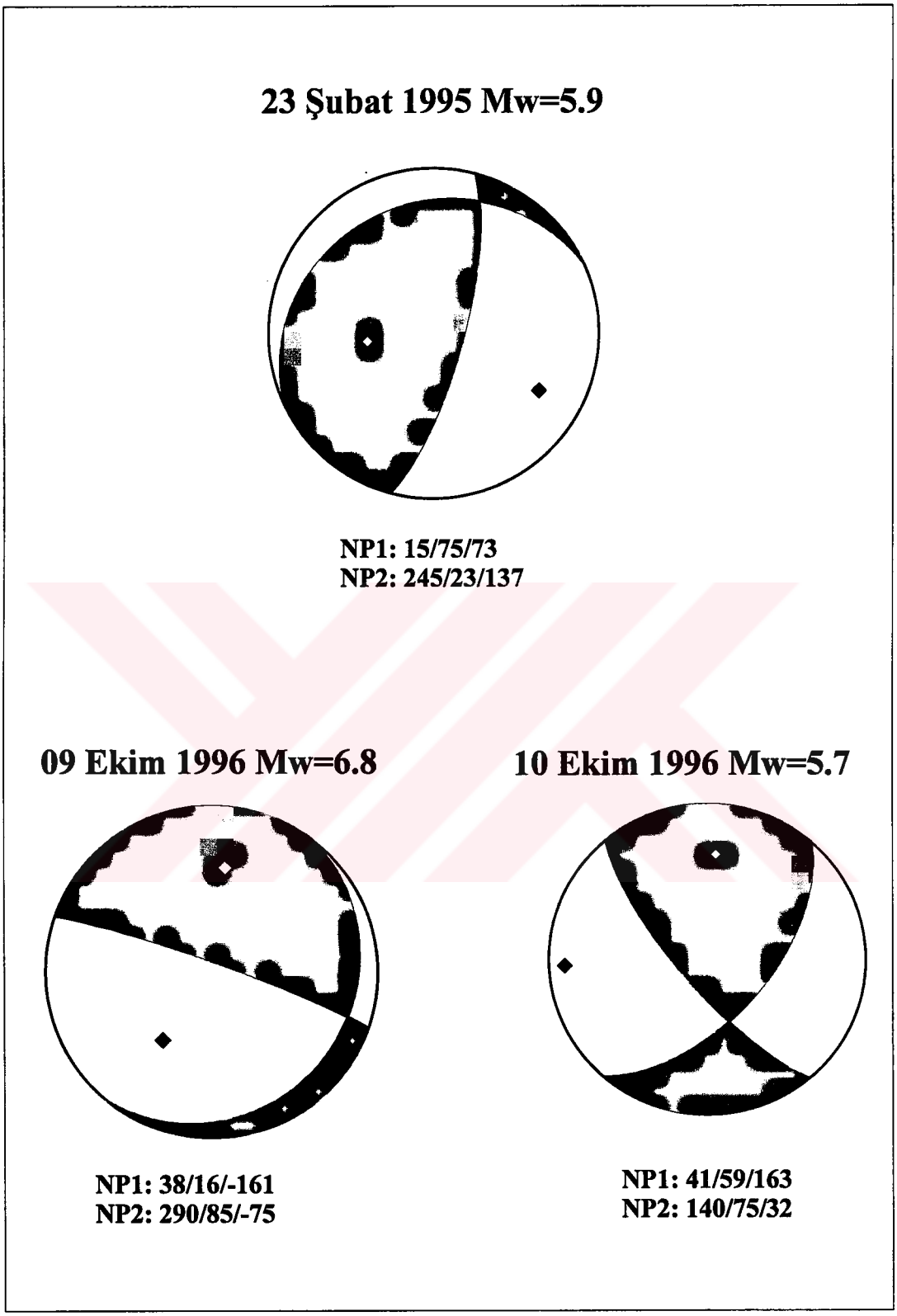
Şekil C.16. 10 Ekim 1996 Kıbrıs depremi için dalım açısı testi. 1. düzleme ait dalım açısı değerleri 39°, 49°, 69°, 79° ve 89° için sabit tutulurken diğer parametreler ters çözüm işleminde serbest bırakılmıştır. X işareti, gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu göstermektedir.



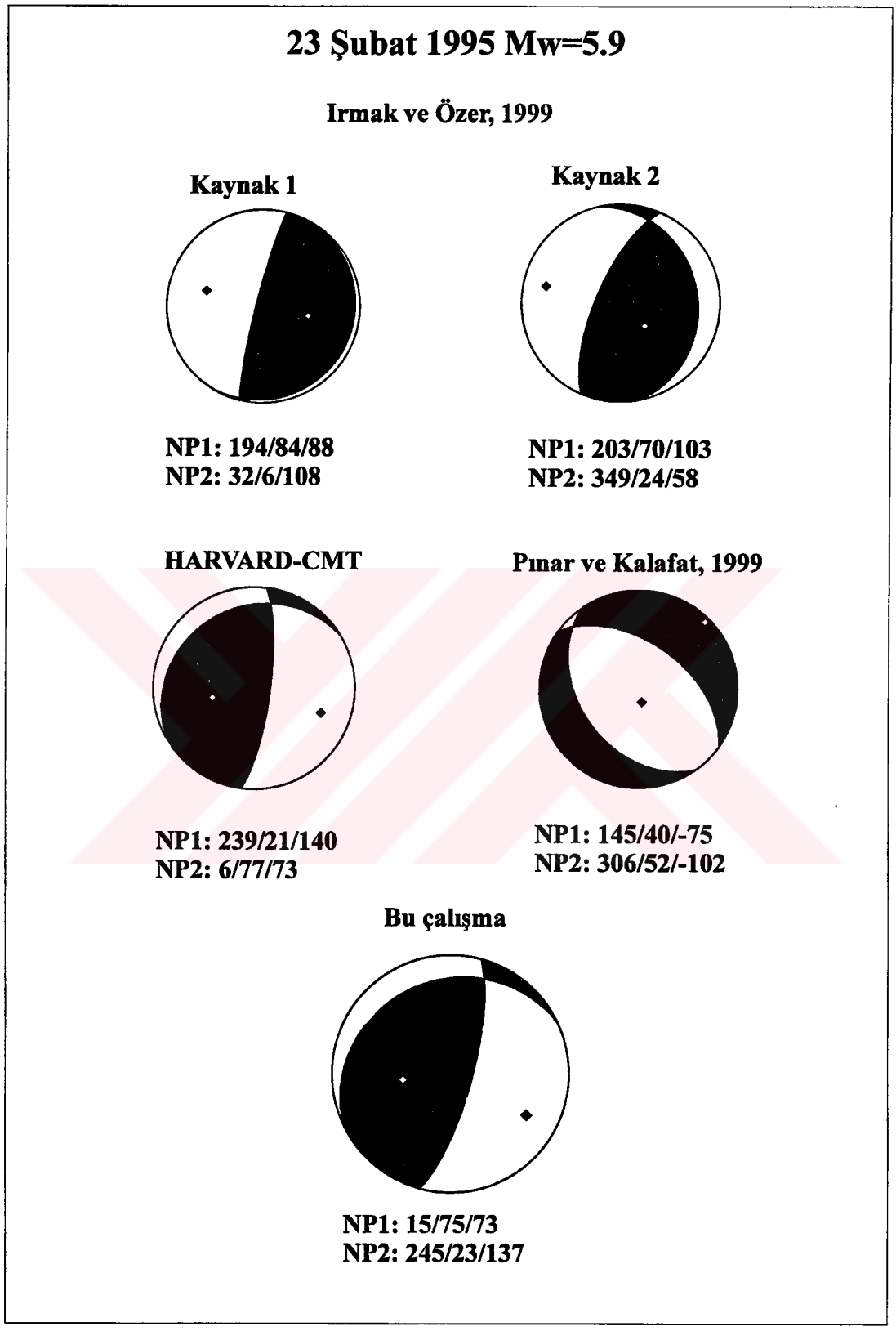
Şekil C.17. 10 Ekim 1996 Kıbrıs depremi için kayma açısı testi. 1. düzleme ait kayma açısı değerleri 143°, 153°, 173° ve 183° için sabit tutulurken diğer parametreler ters çözüm işleminde serbest bırakılmıştır. X işareti, gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu, ✓ ise gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun düzeldiğini göstermektedir.



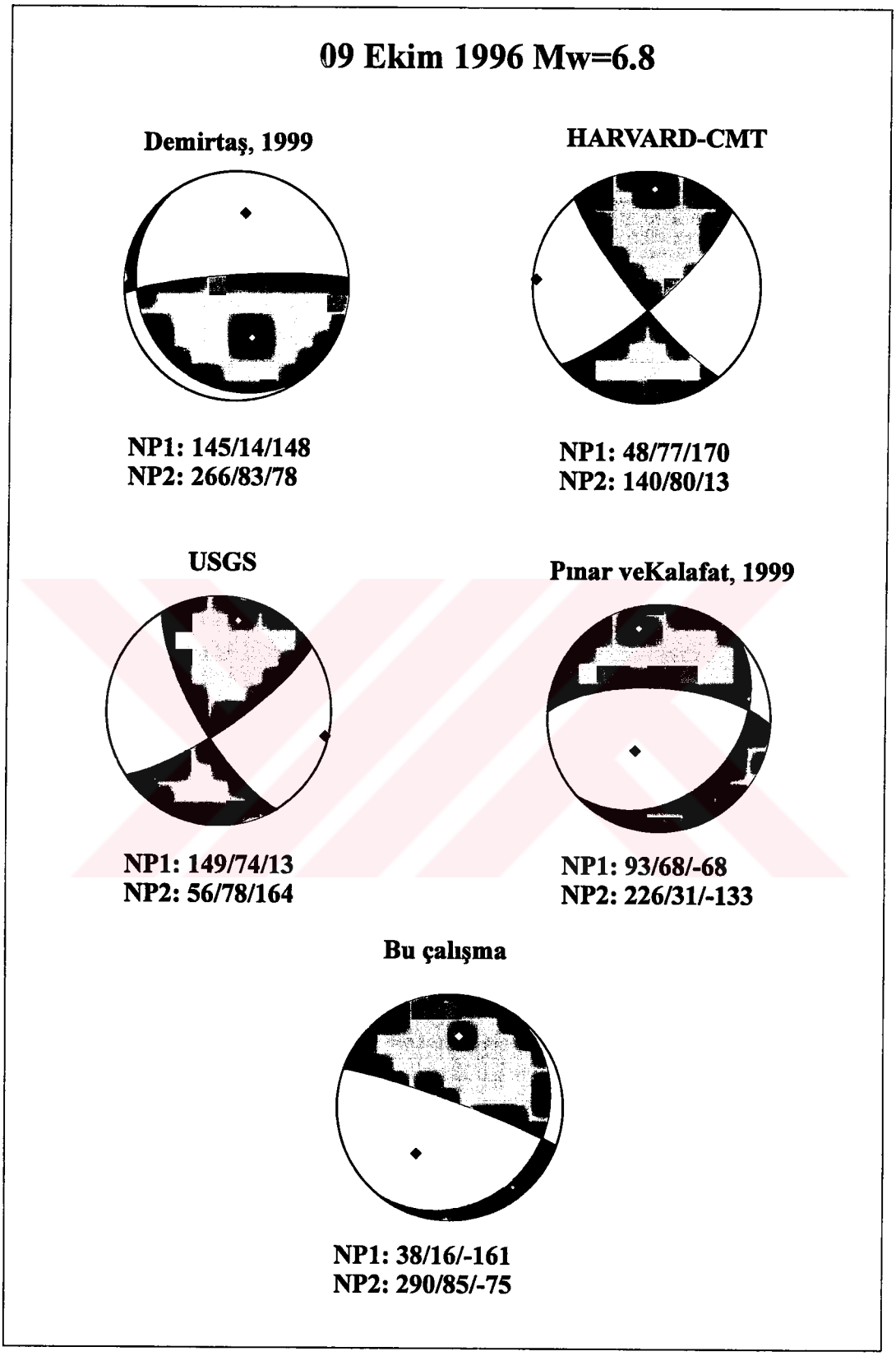
Şekil C.18. 10 Ekim 1996 Kıbrıs depreminin en düşük hatalı çözümü ve HARVARD-CMT tarafından tanımlanan çözümün dalga şekillerine etkisi. X işareti, gerçek ve sentetik dalgalar arasındaki uyumun bozulduğunu göstermektedir.



Şekil C.19. Bu çalışma sonucunda 23 Şubat 1995 ve 09-10 Ekim 1996 depremleri için bulunan fay düzlemi çözümleri.



Şekil C.20. 23 Şubat 1995 Kıbrıs depreminin bu çalışma ve önceki çalışmalarda bulunmuş olan fay düzlemi çözümleri. Odak kürelerinin altındaki sayılar doğrultu/dalım/ kayma açısı değerlerini göstermektedir.



Şekil C.21. 09 Ekim 1996 Kıbrıs depreminin bu çalışma ve önceki çalışmalarda bulunmuş olan fay düzlemi çözümleri. Odak kürelerinin altındaki sayılar 1. ve 2. düzlem için doğrultu/dalım/ kayma açısı değerlerini göstermektedir.

EK-D

DOĞU AKDENİZ VE KIBRIS CİVARINDA MEYDANA GELEN TARİHSEL DEPREMLER

M.Ö. 464 - M.S. 1963 yılları arasında Doğu Akdeniz ve Kıbrıs civarında meydana gelen tarihsel depremler Tablo D.1 de gösterilmiştir.

Tablo D.1. Akdeniz ve Kıbrıs civarında meydana gelmiş olan tarihsel depremler.

No	Tarih	Enlem	Boylam	M	Bölge	Kaynak
1	-464	37.0	22.4	--	Sparta YUNANISTAN	A
2	-426	38.9	22.7	--	YUNANISTAN	A
3	33	32.65	35.65	--	Kudüs	AAT
4	48	32.15	35.25	--	Palestine	AAT
5	115	35.8	36.3	--	Oront R. SURIYE	A
6	130	30.18	35.28	--	Palestine	AAT
7	306	32.6	35.6	--	Tyre	AA
8	19.05.363	32.1	35.2	--	Palestine ve Urdun	AAT
9	415	32.11	35.4	--	Palestine	AAT
10	419	32.6	35.7	--	Kudüs	AAT
11	19.08.502	35.1	36.55	--	Beyrut	AAT
12	551	38.5	22.7	--	YUNANİSTAN	A
13	580	32.11	35.22	--	Palestine	AAT
14	631	32.10	35.26	--	Palestine	AAT
15	637	36.9	38.1	--	SURIYE	AAT
16	641	36.85	38.05	--	SURIYE	AAT
17	710	32.61	35.4	--	Kudus	AAT
18	750	37.0	38.0	--	Mezopotamya SURIYE	A
19	756	36.8	38.0	--	SURIYE	AAT
20	04.04.859	36.1	36.2	--	Kudüs	AAT
21	05.12.1033	32.5	35.5	--	ÜRDÜN-ISRAIL	A
22	18.03.1068	28.5	36.7	--	Hicaz S.ARABISTAN	A
23	12.09.1157	35.0	36.5	--	Hama SURIYE	A
24	29.06.1170	35.5	36.5	--	Afamiya SURIYE	A
25	20.05.1202	33.7	35.9	--	Bekaa-LÜBNAN	A
26	02.05.1212	30.0	35.0	6.2	Ürdün	T
27	29.12.1408	36.0	36.4	--	Orontes-SURIYE	A
28	05.10.1740	38.7	22.4	6.6	Lamia YUNANISTAN	A
29	25.11.1759	33.7	35.9	7.4	Bekaa-LÜBNAN	A
30	26.04.1796	35.5	36.0	6.6	Latakia-SURIYE	A
31	01.01.1837	33.2	35.5	7.4	Basra-LÜBNAN	A
32	26.12.1861	38.2	22.2	6.6	Vostiza YUNANISTAN	A
33	01.08.1870	38.5	22.6	6.7	Fokis YUNANISTAN	A
34	27.04.1894	38.6	23.2	6.9	Martin YUNANISTAN	A
35	19.07.1903	35	30	5.7	AKDENİZ	K
36	1905	38.50	38.6	5.8	G.Doğu TÜRKİYE	EGU,NO
37	04.12.1905	39	39	6.8	G.Doğu TÜRKİYE	K
38	04.12.1905	39	39	5.8	G.Doğu TÜRKİYE	K
39	04.12.1905	39	39	5.6	G.Doğu TÜRKİYE	K
40	22.06.1907	33.7	35.4	5.2	LÜBNAN	K
41	22.07.1907	33.7	35.4	5.2	LÜBNAN	K
42	17.02.1908	37.4	35.8	6.0	Güney kıyıları-TÜRKİYE	K
43	30.10.1908	37.6	36.8	5.4	Güney kıyıları-TÜRKİYE	K
44	22.02.1909	39	37	5.7	İç Anadolu	K
45	05.03.1909	39	40	5.3	TÜRKİYE	K
46	10.07.1910	33.9	36.2	5.0	LÜBNAN	K
47	01.10.1910	36.10	37.5	5.0	SURİYE	K

48	30.04.1911	36.0	30.0	6.3	AKDENİZ	K
49	03.10.1914	38	30	7.1	Batı Anadolu-	K, EGU
50	04.10.1914	38.0	30.0	5.0	Batı Anadolu	K
51	04.10.1914	38.0	30.0	5.1	Batı Anadolu	K
52	11.10.1914	38.0	30.0	5.2	Batı Anadolu	K
53	19.05.1915	37.62	39.47	5.4	G.Doğu Anadolu	ATB
54	25.12.1915	36.47	36.14	5.2	Suriye	ATB
55	23.05.1917	35.0	30.0	5.0	AKDENIZ	K
56	16.01.1918	38.8	32.9	5.2	İç Anadolu	K
57	04.07.1918	38.07	30.10	5.4	Akdeniz Bölgesi	ATB
58	29.09.1918	35.26	34.68	6.5	KIBRIS	ES, K
59	19.08.1919	35.2	34.7	5.4	KIBRIS	K
60	16.01.1921	38.33	32.79	5.7	İç Anadolu	ATB,K
61	13.04.1921	38.23	31.29	5.2	İç Anadolu	ES,K
62	20.04.1921	36.11	35.26	5.2	AKDENİZ	ES,K
63	05.10.1921	36.4	35.2	5.5	AKDENİZ	K
64	01.02.1922	38	37	5.3	Doğu Anadolu	K
65	02.04.1922	34.7	34.8	5.5	AKDENİZ	K
66	29.08.1922	37.62	34.31	5.6	Güney kıyıları-TÜRKİYE	ES,K
67	21.12.1923	36.2	36	5.0	SURİYE	K
68	18.02.1924	35.46	34.14	6.0	KIBRIS	ES,K
69	10.09.1924	37.47	32.01	5.3	Güney kıyıları-TÜRKİYE	ES,K
70	20.11.1924	38.55	30.78	5.9	Batı Anadolu	ATB
71	07.08.1925	37.29	30.08	6.6	Batı Anadolu	ES,K
72	01.19.1925	38.41	30.18	5.4	Batı Anadolu	ATB
73	14.09.1925	39.0	31.0	5.1	Batı Anadolu	K
74	18.12.1925	37.40	30.40	5.1	Akdeniz-TÜRKİYE	K
75	17.03.1926	37.0	35.0	5.5	Güney kıyıları-TÜRKİYE	K
76	18.03.1926	35.24	28.78	7.0	AKDENİZ	ES,K
77	18.03.1926	35.88	29.84	5.2	AKDENIZ	ATB
78	23.03.1926	36.37	29.92	5.3	AKDENIZ	ATB,K
79	22.04.1926	35.99	29.23	5.2	AKDENIZ	ATB
80	20.12.1926	39.0	31.0	5.0	Batı Anadolu	K
81	07.02.1927	38.18	30.27	5.2	Batı Anadolu	ATB,K
82	05.06.1927	36.39	30.95	6.2	AKDENIZ	ES,K
83	11.07.1927	32.1	35.5	6.3	Ölüdeniz	T
84	12.12.1927	34.5	34.0	5.4	AKDENIZ	K
85	24.02.1928	37.94	33.02	5.2	Güney kıyıları-TÜRKİYE	ES,ATB
86	23.08.1928	36.69	36.07	5.4	Kudüs	ES,K
87	25.05.1929	39.0	37.5	5.5	G.Doğu Anadolu	K
88	04.08.1929	35.99	31.19	5.6	KIBRIS	ES,K
89	08.02.1930	38.52	39.4	5.1	G.Doğu Anadolu	ATB
90	09.05.1930	34.7	31.52	5.4	AKDENİZ	ES,K
91	25.07.1930	35.0	32.0	5.3	AKDENİZ	K
92	11.09.1930	37.1	31.39	6.0	Güney kıyıları-TÜRKİYE	ES,EGU
93	16.11.1930	34.1	32.2	5.1	AKDENİZ	K
94	12.01.1931	38.24	32.40	5.3	İç Anadolu	ES,K
95	12.01.1931	38.37	32.69	5.0	İç Anadolu	ES,K

96	28.01.1931	38.30	31.40	5.5	Batı Anadolu	K
97	09.04.1931	38.30	31.90	6.0	Batı Anadolu	K
98	26.12.1932	36.83	36.18	5.2	Kudüs	ES,K
99	25.09.1933	37.0	35.5	5.0	Güney kıyıları-TÜRKİYE	K
100	19.06.1934	37.0	30.46	5.3	Güney kıyıları-TÜRKİYE	ES,K
101	20.01.1936	35.73	31.43	5.0	AKDENİZ	ES,ATB
102	02.02.1936	37.69	38.82	5.0	Doğu Anadolu	ATB
103	14.06.1936	36.74	35.24	5.5	AKDENİZ	ES,K
104	28.04.1937	35.91	30.94	5.3	AKDENİZ	ATB
105	29.05.1937	36.29	31.05	5.3	AKDENİZ	ATB
106	26.06.1937	34.7	32.7	5.0	AKDENİZ	K
107	02.01.1939	36.69	30.40	5.3	AKDENİZ	ES,K
108	21.02.1940	38.40	35.50	5.2	İç Anadolu	K
109	24.07.1940	34.02	33.94	5.4	KIBRIS	ES,K
110	16.08.1940	36.0	30.64	5.5	AKDENİZ	ES,K
111	16.08.1940	35.9	30.4	5.2	AKDENİZ	ATB
112	20.11.1941	35.54	33.21	6.5	KIBRIS	ES,K
113	28.06.1944	37.5	35.0	5.2	Güney kıyıları-TÜRKİYE	K
114	20.03.1945	38.35	35.87	6.1	Doğu Anadolu	ES,K
115	21.02.1946	38.46	31.44	6.3	Batı Anadolu	ES,K
116	16.07.1946	38.63	31.15	6.2	Batı Anadolu	K
117	09.12.1947	36.59	34.12	5.6	AKDENİZ	ES,K
118	30.04.1948	36.05	31.14	5.3	AKDENİZ	ATB,K
119	25.04.1949	38.27	38.99	5.3	G.Doğu Anadolu	ATB
120	09.05.1950	38.24	38.32	5.0	G.Doğu Anadolu	ATB
121	08.11.1950	38.27	39.16	5.0	G.Doğu Anadolu	ATB
122	02.02.1951	36.83	30.54	5.3	AKDENİZ	ATB,K
123	08.04.1951	37.11	35.69	6.2	Güney kıyıları-TÜRKİYE	ES,EGU
124	05.08.1951	34.2	36.0	5.1	SURİYE	K
125	05.11.1951	36.0	29.0	5.2	AKDENİZ	ATB
126	15.10.1952	34.70	33.10	5.6	KIBRIS	K
127	22.10.1952	37.25	35.65	5.6	Güney kıyıları-TÜRKİYE	ATB
128	01.02.1953	33.50	32.0	5.5	AKDENİZ	K
129	07.02.1953	34.7	24.1	5.6	Girit Adası	R
130	14.02.1953	35.5	26.5	6.1	Girit-Karpatos arası	R
131	04.03.1953	38.5	21.8	5.3	Navpaktos	R
132	24.03.1953	37.02	37.0	5.2	G.Doğu Anadolu	ATB
133	08.04.1953	39.9	20.6	--	İyonya	R
134	13.06.1953	38.3	22.8	5.6	Xylokastron	R
135	23.06.1953	36.0	24.9	5.5	Girit	R
136	12.08.1953	38.0	21.0	6.4	Sefalon adaları	R
137	10.09.1953	34.95	31.67	6.3	AKDENİZ	ES,K
138	14.09.1953	38.3	20.8	5.8	YUNANISTAN	R
139	05.09.1953	38.0	23.0	6.0	Korint yakınları	R
140	21.10.1953	38.3	20.8	6.5	Yunan adaları	R
141	30.11.1953	38.5	21.4	5.3	Aitolia, Illia, Fokis	R
142	30.04.1954	39.2	22.2	6.7	Sofades YUNANISTAN	A
143	07.04.1954	37.9	22.9	5.5	Korint yakınları	R

144	30.04.1954	39.3	22.2	7.0	Yunan adaları	R
145	03.05.1954	35.3	27.5	5.6	Karpatos ve Rodos Adaları	R
146	12.05.1954	37.7	21.9	--	Arkadia	R
147	24.07.1954	31.5	30.0	--	Güney Doğu Akdeniz	R
148	13.09.1954	31.2	37.2	--	ISRAIL	R
149	13.09.1954	31.2	37.2	--	ISRAIL	R
150	23.12.1954	37.9	21.1	5.8	Yunan adaları	R
151	21.02.1955	39.4	23.1	--	Volos Körfezi	R
152	28.03.1955	37.7	21.2	5.7	Mora Yarımadası	R
153	13.04.1955	37.3	22.6	--	Mora Yarımadası	R
154	19.04.1955	39.4	23.1	6.2	Volos Körfezi	R
155	21.04.1955	39.3	23.1	6.0	Volos Körfezi	R
156	22.04.1955	34.7	24.0	5.3	Girit Adası	R
157	16.07.1955	37.6	27.2	6.8	Samos Adalari	R
158	12.09.1955	32.2	29.6	6.7	Güney Doğu Akdeniz	R
159	20.02.1956	39.49	30.21	6.4	Batı Anadolu	R
160	16.03.1956	33.34	35.31	6.0	LÜBNAN	R
161	18.05.1956	39.0	22.8	6.1	YUNANİSTAN	R
162	15.05.1956	37.4	20.9	6.0	Zante	R
163	15.05.1956	37.3	20.9	5.8	Zante	R
164	22.07.1956	36.8	26.3	5.6	Ege Denizi	R
165	10.07.1956	36.7	26.3	5.7	Ege Denizi	R
166	09.07.1956	36.7	25.8	7.8	Ege Denizi Adaları	R
167	09.07.1956	36.6	25.7	6.9	Ege Denizi Adaları	R
168	30.07.1956	35.9	26.0	6.1	Girit adası	R
169	30.07.1956	35.8	25.9	5.4	Girit adası	R
170	06.09.1956	35.6	25.9	5.5	Dodecanese adaları	R
171	02.11.1956	39.3	23.1	5.7	Volos ve Agria	R
172	18.12.1956	31.6	35.5	6.0	Ölü Deniz ISRAIL	R
173	08.03.1957	39.2	22.8	6.2	Velestinon	R
174	08.03.1957	39.3	22.7	6.6	Velestinon YUNANISTAN	A
175	28.03.1957	39.3	22.7	5.9	YUNANİSTAN	R
176	08.03.1957	39.3	22.7	6.8	Velestinon	R
177	26.04.1957	36.2	28.9	6.3	Rodos adası	R
178	25.04.1957	36.5	28.6	7.1	Rodos ve Girit adası	R
179	24.04.1957	36.4	28.6	6.9	Rodos ve Girit adası	R
180	21.05.1957	39.4	22.8	5.7	Ege Denizi	R
181	30.10.1957	35.3	27.7	5.7	Rodos ve Girit adası	R
182	26.11.1957	39.3	22.7	6.2	Yunanistan kıyıları	R
183	26.11.1957	39.3	22.7	5.8	Yunanistan kıyıları	R
184	27.11.1957	39.2	22.6	6.3	YUNANİSTAN	R
185	03.11.1957	32.5	35.9	--	ÜRDÜN	R
186	13.12.1957	38.3	23.8	--	Attica	R
187	02.01.1958	36.2	22.3	5.7	Girit adası	R
188	16.01.1958	39.5	25.5	5.6	Ege Denizi	R
189	04.02.1958	39.4	20.3	--	Epirus kıyıları	R
190	27.05.1958	36.8	26.8	5.3	Girit	R
191	09.05.1958	36.4	27.7	5.5	Dodecanese adaları	R
192	27.05.1958	36.8	26.8	5.3	Girit	R
193	30.06.1958	36.4	27.3	6.2	Dodecanese adaları	R
194	27.08.1958	37.5	20.7	6.5	Yunanistan batı kenarı	R

195	15.02.1959	34.58	31.95	5.3	KIBRIS	ATB
196	25.04.1959	36.6	28.4	6.3	Güney Doğu Türkiye	R
197	14.05.1959	35.1	24.6	6.3	Girit Adası	R
198	10.06.1959	35.6	23.6	5.7	Girit Adası	R
199	13.06.1959	34.9	31.95	5.7	KIBRIS	ES,ATB
200	10.07.1959	34.8	33.0	--	Limasol -KIBRIS	R
201	16.08.1959	37.1	22.3	5.5	Messinia	R
202	28.09.1959	35.74	30.08	5.1	AKDENİZ	ATB
203	15.11.1959	37.8	20.5	6.8	Yunan adaları	R
204	27.11.1959	37.7	20.2	6.0	Zante kıyıları	R
205	19.11.1959	38.9	26.6	5.5	AKDENİZ	R
206	01.12.1959	37.8	20.2	5.9	Yunanistan batı kenarı	R
207	09.01.1960	37.0	29.0	--	Toroslar AKDENIZ	R
208	23.02.1960	39.0	20.6	5.6	Amvrakikos Körfezi	R
209	10.04.1960	38.0	27.5	--	Batı Anadolu	R
210	20.10.1960	29.1	20.8	--	Sirenika	R
211	11.11.1960	39.3	20.8	5.7	Epirus	R
212	05.11.1960	39.4	20.5	6.0	Epirus kıyıları	R
213	23.02.1961	36.9	27.3	5.7	Dodecanese adaları	R
214	21.04.1961	37.9	28.7	--	Sarayköy-DENIZLI	R
215	01.06.1961	37.65	36.76	5.0	Güney kıyıları-TÜRKİYE	ATB
216	23.05.1961	36.7	28.5	6.5	Güney Batı Türkiye	R
217	10.09.1961	37.4	36.6	--	Alexandretta Körfezi	R
218	15.09.1961	34.9	33.8	6.0	KIBRIS	R
219	02.10.1961	36.7	21.9	5.8	Mora Yarımadası	R
220	10.04.1962	37.9	20.1	6.3	Zante adaları	R
221	11.04.1962	38.2	20.0	5.7	Iyon denizi	R
222	08.05.1962	35.5	24.1	--	Girit	R
223	06.07.1962	38.0	20.2	5.7	Mora Yarımadası	R
224	28.08.1962	38.0	23.1	6.8	Mora Yarımadası	R
225	21.02.1963	32.7	20.9	5.6	Sirenika	R
226	17.03.1963	39.5	21.5	--	Epirus	R
227	04.03.1963	35.2	25.4	5.5	Girit Adası	R
228	23.05.1963	36.01	29.10	5.4	AKDENİZ	ATB
229	19.04.1963	35.3	25.2	--	Girit Adası	R
230	23.05.1963	36.6	30.0	--	Türkiye güney kıyıları	R
231	13.07.1963	39.7	20.6	--	İyonya	R
232	10.07.1963	39.8	23.9	--	Skiathos adaları	R
233	12.09.1963	34.9	32.2	5.0	KIBRIS	R
234	18.09.1963	40.8	29.1	--	Batı Anadolu	PAP
235	16.12.1963	37.1	20.9	6.0	İyon denizi	R

A: Ambraseys ve Jackson (1998); R: Rothe (1969); T:Tarazi (1999); AAT:Amiran, Arieh ve Turcotte (1994); PAP: Papazachos, Kiratzi, Papadimitriou (1991); K:Karnik, (1968); ES: Ergin ve Büyükaşıkoğlu (1978); EGU: Ergin ve diğ.(1967); ATB: Alsan ve diğ.(1975); NÖ: Öcal (1968).

T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU DOKÜMANTASYON MERKEZİ

ÖZGEÇMİŞ

18 Eylül 1978 yılında İstanbul'da doğdu. 1994 yılında Beşiktaş Kız Lisesi'nden mezun olduktan sonra aynı yıl İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'ne girdi. 1996 yılında İTÜ Kimya - Metalurji Fakültesi Gıda Mühendisliği Bölümü'nde Çift Anadal Programı'na kabul edildi. 1998 yılında Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden bölüm birincisi ve fakülte ikincisi olarak mezun oldu. Aynı yıl yüksek lisans eğitimine başladı. 2001 yılında Gıda Mühendisliği Bölümü'nden mezun oldu. Şubat 2001'den itibaren İTÜ Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde araştırma görevlisi olarak çalışmaktadır.