



T.C.
BAYINDIRLIK ve İSKÂN BAKANLIĞI
AFET İŞLERİ GENEL MÜDÜRLÜĞÜ
DEPREM ARAŞTIRMA DAİRESİ

DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

80



Deprem Araştırma Bülteni (DAB)

*Bulletin of Earthquake Research
(Bull. Earthq. Res.)*



Nisan [April] / 1999
Cilt [Volume]: 26

Sayı [Issue]: 80

İÇİNDEKİLER [INDEX]

Sayfa [Page]

ARAŞTIRMA [RESEARCH]

27 Haziran 1998 Adana-Ceyhan Depremi Fay Mekanizması [Fault
Mechanism of the Adana-Ceyhan Earthquake]

Ömer AKBAŞ 5-108

ARAŞTIRMA [RESEARCH]

23 Şubat 1995 Kıbrıs Depremi Kaynak Mekanizması [The Source
Mechanism of the Cyprus Earthquake of 23 February 1995]

T. Serkan IRMAK, M. Fırat ÖZER 109-134



T.C.
BAYINDIRLIK ve İSKAN BAKANLIĞI
AFET İŞLERİ GENEL MÜDÜRLÜĞÜ
DEPREM ARAŞTIRMA DAİRESİ

DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

80



T.C.
BAYINDIRLIK ve İSKAN BAKANLIĞI
AFET İŞLERİ GENEL MÜDÜRLÜĞÜ
DEPREM ARAŞTIRMA DAİRESİ

DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

80

DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ



Üç Ayda Bir Yayınlanır
Bilim ve Meslek Dergisi



Sahibi
Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Adına
Rüchan YILMAZ
Afet İşleri Genel Müdürü



Yazı İşleri Müdürü
Erol Aytaç
(Jeomorfolog)
Afet İşleri Genel Müdürlüğü
Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı



Posta Kutusu 763
Kızılay - ANKARA



Telefon : 287 36 45 - 287 36 46

ÖZ-EL MATBAACILIK
Tel: 230 66 03
ANKARA

DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

YIL 26

SAYI 80

NİSAN 1999

BU SAYIDA

27 Haziran 1998 Adana - Ceyhan

Depremi Fay MekanizmasıÖ. AKBAŞ

23 Şubat 1995 Kıbrıs Depremi

Kaynak MekanizmasıT. S. IRMAK

M. F. ÖZER

27 HAZİRAN 1998 ADANA-CEYHAN DEPREMİ FAY MEKANİZMASI

FAULT MECHANISM OF THE ADANA – CEYHAN EARTHQUAKE

JUNE 27, 1998

Ömer AKBAŞ

Jeofizik Yük. Müh.

Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi, ANKARA

Özet: 27 Haziran 1998 Adana-Ceyhan depreminden sonra bu bölgede Deprem Araştırma Dairesi tarafından 15 adet ivme ölçer istasyon kurulmuştur. Kurulan bu istasyonlardan elde edilen veriler dikkate alınarak 03 Temmuz - 06 Ağustos 1998 tarihleri arasında elde edilen artçı depremlerin P-dalgası ilk hareket yönleri kullanılarak ayrı ayrı ve birleşik fay düzlemi çözümleri yapılmıştır. Bu çalışmada Magnitüdüleri 2.5 ve 3.7 arasında değişen 16 artçı depremin fay düzlemi çözümleri ayrı ayrı yapılmıştır. Ayrıca derindeki fay düzleminin genel yönlenmesini bulmak amacıyla 16 ayrı ayrı artçı depremin birleşik fay düzlemi çözümünde yapılmıştır.

Bu çözümlerde uyumsuz veri bulunmaktadır. Bunun nedeni; a) Depremlerin magnitüdlerinin küçük olması dolayısıyla P-dalgası ilk hareket yönlerinin belirgin olmaması, b) İstasyonların azimutal dağılımlarının yeterli olmaması olarak açıklanabilir. Bu yüzden bu depremde yırtılmış olan ana fay düzlemini çözmek için iyi çözüm veren 16 artçı deprem seçilmiştir.

Ayrı ayrı yapılan fay düzlemi çözümlerinin birleştirilmesinden elde edilen birleşik fay düzlemi çözümü artçı depremler için etkin olan asal gerilme eksenlerinin konumlarını, fay ve yardımcı düzlemlerin yaklaşık olarak ortalamasını vermektedir. Fay düzlemi çözümleri genel olarak ters bileşenli sol yönlü doğrultu atımlı faylanma vermiştir. Fayın genel doğrultusu K52D ve eğimi 78GD olarak bulunmuştur. Bu çözüm arazide ölçülmüş K70D doğrultulu ve 80GD'ya eğimli fay düzlemi ile uyum içerisindedir. Ayrıca 27 Haziran 1998 Adana-Ceyhan depreminin fay düzlemi çözümü çeşitli kuruluşlar tarafından yapılmıştır. Bu çalışmada elde edilen birleşik fay düzlemi çözümü çeşitli kuruluşlarca yapılan fay düzlemi çözümleri ile uyumluluk göstermektedir.

Ayrı ayrı yapılan çözümlerde kullanılan istasyon sayısı çok sınırlı olduğundan geçirilen düzlemlerin seçiminde keyfiyet oranı oldukça yüksektir. Verilerin birleştirilmesi ile elde edilen birleşik çözümde veri çokluğu nedeniyle keyfiyet tamamen kalkmaktadır. Çünkü verilerin dağılımı düzlemlerin yeteri kadar doğru olarak geçirilmesini zorunlu kılmaktadır. Bu nedenle birleşik çözüm en geçerli değerlendirme olarak kabul edilmektedir.

Abstract: Fifteen strong ground motion accelerations were installed by ERD, just after the main shocks of the 1998 Adana-Ceyhan earthquake. Composite fault plane solutions of the aftershocks recorded in the period between July 3th and August 6th,

1998 were separately made by using P-wave first motion directions. Sixteen fault plane solutions were made for each aftershocks ranging from 2.5 to 3.7 in magnitude in this study. Furthermore, a composite fault plane of these sixteen different aftershocks was fulfilled to find out the general fault orientation at the depth.

There are some inconsistent data given below the causes in these solutions: a) The directions of some P-wave first motions were not certainly read. b) Azimutal distributions of the stations are not sufficient. For this reason, sixteen aftershocks giving good solutions were selected to solve the main fault plane ruptured in this earthquake.

Main fault and auxiliary planes as well as main principal stress axes causing this earthquake were roughly obtained by using the composite fault plane solution method. The results gave a left lateral strike slip fault with reverse component trending N52E the fault dips to 78SE southeastward. This solution coincides with the field data, which shows N70E striking fault with dip of 80 to SE. Focal plane solutions of this earthquake were fulfilled by different known institutes in the world. The composite fault plane solutions obtained by this study are consistent with those results.

Since the number of the stations is very limited in this each solution the orientations of these planes were probably drawn. However, the composite fault plane solutions have completely removed this difficulty. For this reason this method has been extensively used.

ÖNSÖZ ve TEŞEKKÜR

Birleşik odak mekanizması çözümü; klasik olarak yapılan odak mekanizması çözümü, büyük bir depremin çok sayıda sismolojik istasyonlarda kaydedilen P-dalgası ilk hareket yönleri (aşağı, yukarı) kullanılarak yapılmaktadır.

Ancak, az sayıda lokal istasyonların olması durumunda elde edilen veriler odak mekanizmasını belirlemek için yeterli olmayabilir. Bu nedenle belirli bir zaman ve mekanda olmuş depremlerin P-dalgası ilk hareket yönü verilerini kullanarak birleşik odak mekanizması çözümleri yapılabilmektedir. Bir fayın üzerinde çeşitli zamanlarda meydana gelen depremlerin, önce sismik ağdaki kayıtlardan ayrı ayrı odak mekanizması çözümleri yapılmaktadır. Daha sonra tüm depremlerin odak mekanizması için kullanılan veriler sanki bir olaya aitmiş gibi alınarak projeksiyon ağı üzerine yerleştirilir ve odak parametreleri belirlenir. Elde edilen çizim tek bir kaynağın çözümü olarak alınır. Bu yöntem aynı bölgede olan depremlerin aynı basınç ve gerilme kuvvetlerinin etkisinde kalması temeline dayanır. Bu tür çalışmalar; lokal sismik ağlar ve mikrodepremler için yaygın olarak kullanılmaktadır.

Ayrı ayrı yapılan çözümlerde kullanılan istasyon sayısı çok sınırlı olduğundan geçirilen düzlemlerin seçiminde keyfiyet oranı oldukça yüksektir. Verilerin birleştirilmesi ile elde edilen birleşik çözümde veri çokluğu nedeniyle keyfiyet tamamen kalmaktadır. Çünkü verilerin dağılımı düzlemlerin yeteri kadar doğru olarak geçirilmesini zorunlu kılmaktadır. Bu nedenle birleşik çözüm en geçerli değerlendirme olarak kabul edilmektedir.

Bu çalışmam süresince her türlü yardımlarını ve yönlendirmeleri ile desteklerini gördüğüm Sayın Prof. Dr. Özer KENAR'a ve Sayın Doç. Dr. M.Fırat ÖZER'e sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Bu çalışmamdaki yardımları ve yönlendirmeleri ile desteklerini gördüğüm Jeofizik Müh. Bekir TÜZEL'e ve Jeofizik Yük. Müh. Adem SÖMER'e teşekkür ederim.

Verilerin elde edilmesinde yardımlarını esirgemeyen sayın Jeofizik Müh. Engin İNAN'a teşekkür ederim.

Yüksek lisans öğrenimim süresince büyük bir sabırla destek ve yardımlarını hiç esirgemeyen Kimya Müh. Şeref SAYGILI'ya , Jeomorfoloğ Mete TEOMAN'a ve Jeofizik Yük. Müh. Göktürk ÖZMENEK'e teşekkür ederim.

Çalışmalarım süresince bütün içtenliği ile her konuda yardımcı olan Jeoloji Yük. Müh. Murat NURLU'ya teşekkür ederim.

Çalışmalarım boyunca desteklerini gördüğüm Jeoloji Yük. Müh. Ramazan DEMİRTAŞ' a ve Jeoloji Yük. Müh. Engin ÇORUH'a teşekkür ederim.

Tez çalışmam boyunca her türlü imkanı sağlayan Afet İşleri Genel Müdürü Sayın Rüçhan YILMAZ'a , Deprem Araştırma Dairesi Başkanı Sayın Atamer SEYMEN'e ve Laboratuvarlar Şube Müdürü Sayın Hüseyin GÜLER'e teşekkür ederim.

Jeofizik Yük. Müh. Serkan IRMAK'a , Jeofizik Yük. Müh. Salih KARAKISA'ya Makina Yüksek Teknikeri Metin AYDEMİR'e , Tekniker Halil ŞAHANOĞLU ve Orman Endüstri Müh. Hüseyin Gündüz'e teşekkür ederim.

Ayrıca Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığında çalışan tüm mesai arkadaşlarıma teşekkür ederim.

Çalışmalarım boyunca maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen abilerim Sefer ve Cevdet AKBAŞ' a sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Çalışmalarım süresince manevi desteklerini ve yardımlarını esirgemeyen eşim Selma ve kızım Ekin Ceren'e sevgilerimi sunarım.

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

ÖZET.....	ii
ABSTRACT.....	iii
ÖNSÖZ ve TEŞEKKÜR.....	iv
İÇİNDEKİLER.....	vi
SİMGELER DİZİNİ ve KISALTMALAR.....	ix
ŞEKİLLER LİSTESİ.....	x
TABLolar LİSTESİ.....	xiii
BÖLÜM 1. GİRİŞ.....	1
1.1. Çalışmanın Amacı.....	1
1.2. Tezin İçereği.....	1
1.3. İnceleme Alanının Tanıtımı.....	3
BÖLÜM 2. BÖLGENİN JEOLojİSİ.....	7
2.1. Giriş.....	7
2.2. Stratigrafik Özellikler.....	7
2.3. Türkiye'nin Genel Tektonik Durumu.....	10
2.4. İnceleme Alanının Tektoniği.....	11
2.4.1. Yumurtalık – Misis Fayı.....	13
2.4.2. Narlıören Fayı.....	13
2.4.3. Çiçekli Savrun Fayı.....	13
2.4.4. Göksu Fayı.....	15
BÖLÜM 3. TÜRKİYE'NİN ve İNCELEME ALANININ DEPREMSELLİĞİ.....	19
3.1 Giriş.....	19
3.2. Genel Olarak Türkiye'nin Depremselliği.....	19
3.3. Adana ve çevresinin Depremselliği.....	21

BÖLÜM 4. ADANA-CEYHAN DEPREMİ SONRASI ÇALIŞMALAR	25
4.1. Deprem Sonrası Oluşan Yüzeysel Deformasyonlar.....	25
4.1.1. Çökmeler ve Heyelanlar.....	25
4.1.2. Sıvılaşmalar.....	27
4.1.3. Yüzeysel kırıklar ve çatlaklar.....	27
4.2. Deprem Oluşturduğu Hasarların İstatistiksel Analizleri.....	30
BÖLÜM 5. ODAK MEKANİZMASI ÇÖZÜM YÖNTEMLERİ	35
5.1. Tarihçe.....	35
5.2. Deprem Kaynak Modelleri.....	35
5.2.1. Tek – Kuvvet Çifti.....	35
5.2.2. İkili Kuvvet Çifti.....	37
5.2.3. Sismik Dalgaların İlk Hareket Yönleri, Basınç ve Çekme Kuvvetlerinin Tanımı.....	37
5.2.4. Projeksiyon (İzdüşüm) Yöntemleri.....	39
5.2.5. Fay Çeşitleri Fay Düzlemi İle İlişkileri.....	39
5.3. Asal Gerilmeler ve Ana Faylanma Türleri.....	42
5.3.1. Normal Faylanma.....	42
5.3.2. Ters Faylanma.....	44
5.3.3. Doğrultu Atımlı Faylar.....	44
5.4. Odak Mekanizmasının Belirlenmesi.....	45
5.4.1. Fay Düzlemi Parametreleri.....	46
5.4.2. Cisim dalgalarından odak mekanizmasının Belirlenmesi.....	47
5.4.3. Azimut Açılı ve Episanır uzaklıklarının belirlenmesi.....	50
5.4.4. Odağı Terkediş Açılarının Hesaplanması.....	51
5.4.5. İstasyonların Schmidt Ağı ile Odak Küresi Üzerinde Yerleştirilmesi.....	53
5.4.6. Düşüm Düzlemlerinin Belirlenmesi.....	53
5.3.7. Asal Gerilme Eksenlerinin Belirlenmesi.....	55
5.4. Birleşik Odak Mekanizması Çözüm Yöntemi.....	55

BÖLÜM 6. ODAK MEKANİZMASI ÇÖZÜMÜ UYGULAMALARI	58
6.1. Giriş.....	58
6.2. Veriler.....	58
6.3. 27 Haziran 1998 Adana-Ceyhan Depremi.....	63
6.4. Adana-Ceyhan Depreminin Artçı Sarsıntılarının.....	63
 BÖLÜM 7. SONUÇLAR ve ÖNERİLER	 86
 BÖLÜM 8. KAYNAKLAR	 90
 ÖZGEÇMİŞ	 94

SİMGELER DİZİNİ ve KISALTMALAR

ϕ	: Doğrultu Açısı
δ	: Eğim Açısı
λ	: Kayma Açısı
θ	: Episantrın Enlemi
φ	: Episantrın Boylamı
θ'	: İsatasyonun Enlemi
φ'	: İsatasyonun Boylamı
I_h	: Işının odağı terkediş açısı,
h	: Odak derinliği
V_h	: Odaktaki P-dalga hızı
r_0	: Yerin yarıçapı
$dT/d\Delta$: P-dalgası için zaman-uzaklık eğrisinin eğimi
EMSC	: Euro Mediterranean Seismological Center
USGS	: United States of Geological Survey
ERD	: Earthquake Research Department

ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 1.1. İnceleme alanının haritası.....	2
Şekil 1.2. İnceleme alanına ait tarihsel ve aletsel dönem hasar yapıcı depremlerin dağılımı.....	4
Şekil 1.3. İnceleme alanının ve çevresinin tektonik durumu.....	6
Şekil 2.1. İnceleme alanına ait jeolojik birimler (1/100.000 ölçekli MTA haritalarından ve Kozlu, 1987 'den derlenmiştir).....	8
Şekil 2.2. Türkiye'nin sismotektonik haritası ($M_s \geq 4.0$ ve 1900-1993), (Demirtaş ve Yılmaz,1996).....	12
Şekil 2.3. İnceleme alanının tektoniği	14
Şekil 2.4. Güveloğlu-Kızıldere köyleri arasındaki Çiçekli Savrun Fay Zonu	16
Şekil 2.5. İnceleme alanına ait Landsat TM uydu görüntüsünden belirlenen çizgisellikler ve çizgisellik doğrultu gül diyagramı	18
Şekil 3.1. Doğu Anadolu Fayı ve Bitlis Bindirme Kuşağı boyunca son 500 yılda oluşmuş büyük yıkıcı depremlerin dağılımları (Ambraseys, 1989'dan değiştirilerek, Demirtaş, 1998).....	22
Şekil 3.2. 1900-1998 yılları arasında Doğu Anadolu Fayı'nda meydana gelmiş $M \geq 4.0$ depremlerin dağılımları (Demirtaş, 1998).....	24
Şekil 4.1. İnceleme alanında deprem esnasında oluşan çökme ve heyelan yapıları.....	26
Şekil 4.2. İnceleme alanı içinde gözlenen sıvılaşma alanları.....	28
Şekil 4.3. İnceleme alanı içinde deprem esnasında meydana gelen sıvılaşmalar.....	29
Şekil 4.4. İnceleme alanı içinde deprem esnasında meydana gelen kırıklar	31
Şekil 4.5. Adana-Ceyhan depreminde meydana gelen hasarlardan görüntüler.....	32
Şekil 4.6. İstatiksel analizler.....	34
Şekil 5.1. Tek-kuvvet çifti.....	36
Şekil 5.2. İkili-kuvvet çifti	36
Şekil 5.3. P-dalagası ilk hareketlerinin dağılımı.....	38
Şekil 5.4. Schmidt eşit alan ağı	40
Şekil 5.5. Fay türleri ve bunlara ait odak mekanizması çözümleri.....	41

Şekil 5.6. Normal faylanma.....	43
Şekil 5.7. Ters faylanma.....	43
Şekil 5.8. Doğru atımlı faylar.....	45
Şekil 5.9. Fay düzlemi parametreleri.....	47
Şekil 5.10. Tek kuvvet çifti ve ikili kuvvet çifti kaynak modelleri.....	48
Şekil 5.11. Sismogramlar üzerinde kompresyon ve dilatasyon gösteren ilk hareketler.....	49
Şekil 5.12. Episanır uzaklığı, azimut ve odağı terkediş açısının şematik gösterilişi.....	52
Şekil 5.13. Odak mekanizması çözüm örneği.....	54
Şekil 5.14. Asal eksen parametrelerinin şematik olarak gösterilişi.....	56
Şekil 6.1. İstasyonlar ve episanır dağılımları.....	59
Şekil 6.2. Hızın Derinlikle Değişimi.....	62
Şekil 6.3. 27 Haziran 1998 Adana-Ceyhan depremi anaşokunun odak mekanizması çözümleri.....	64
Şekil 6.4. 27 Haziran 1998 Adana-Ceyhan depreminden sonra oluşan artçı şokların günlere göre dağılımları.....	66
Şekil 6.5. 10.07.1998 tarihli (Olay 1) depremin fay düzlemi çözümü.....	69
Şekil 6.6. 11.07.1998 tarihli (Olay 2) depremin fay düzlemi çözümü.....	70
Şekil 6.7. 11.07.1998 tarihli (Olay 3) depremin fay düzlemi çözümü.....	71
Şekil 6.8. 13.07.1998 tarihli (Olay 4) depremin fay düzlemi çözümü.....	72
Şekil 6.9. 13.07.1998 tarihli (Olay 5) depremin fay düzlemi çözümü.....	73
Şekil 6.10. 14.07.1998 tarihli (Olay 6) depremin fay düzlemi çözümü.....	74
Şekil 6.11. 15.07.1998 tarihli (Olay 7) depremin fay düzlemi çözümü.....	75
Şekil 6.12. 15.07.1998 tarihli (Olay 8) depremin fay düzlemi çözümü.....	76
Şekil 6.13. 17.07.1998 tarihli (Olay 9) depremin fay düzlemi çözümü.....	77
Şekil 6.14. 18.07.1998 tarihli (Olay 10) depremin fay düzlemi çözümü.....	78
Şekil 6.15. 18.07.1998 tarihli (Olay 11) depremin fay düzlemi çözümü.....	79
Şekil 6.16. 22.07.1998 tarihli (Olay 12) depremin fay düzlemi çözümü.....	80
Şekil 6.17. 23.07.1998 tarihli (Olay 13) depremin fay düzlemi çözümü.....	81
Şekil 6.18. 27.07.1998 tarihli (Olay 14) depremin fay düzlemi çözümü.....	82
Şekil 6.19. 31.07.1998 tarihli (Olay 15) depremin fay düzlemi çözümü.....	83

Şekil 6.20. 03.08.1998 tarihli (Olay 16) depremin fay düzlemi çözümü.....	84
Şekil 6.21. Toplam 16 olayın (Depremin) birleşik fay düzlemi çözümü.....	85

TABLolar LİSTESİ

Tablo 1.1. İnceleme alanındaki tarihsel ve aletsel döneme ait hasar yapıcı depremler.....	3
Tablo 6.1. İvme kayıtçıları istasyonlarının listesi.....	62
Tablo 6.2. Adana-Ceyhan depreminden sonra oluşan artçı sarsıntılar.....	60
Tablo 6.3. Adana-Ceyhan depreminden sonra oluşan artçı sarsıntılar.....	61
Tablo 6.4. Kullanılan kabuk hız modeli.....	62
Tablo 6.5. Çalışmada kullanılan depremler.....	65
Tablo 6.6. Odak mekanizması çözümleri.....	68

BÖLÜM 1. GİRİŞ

1.1. Çalışmanın Amacı

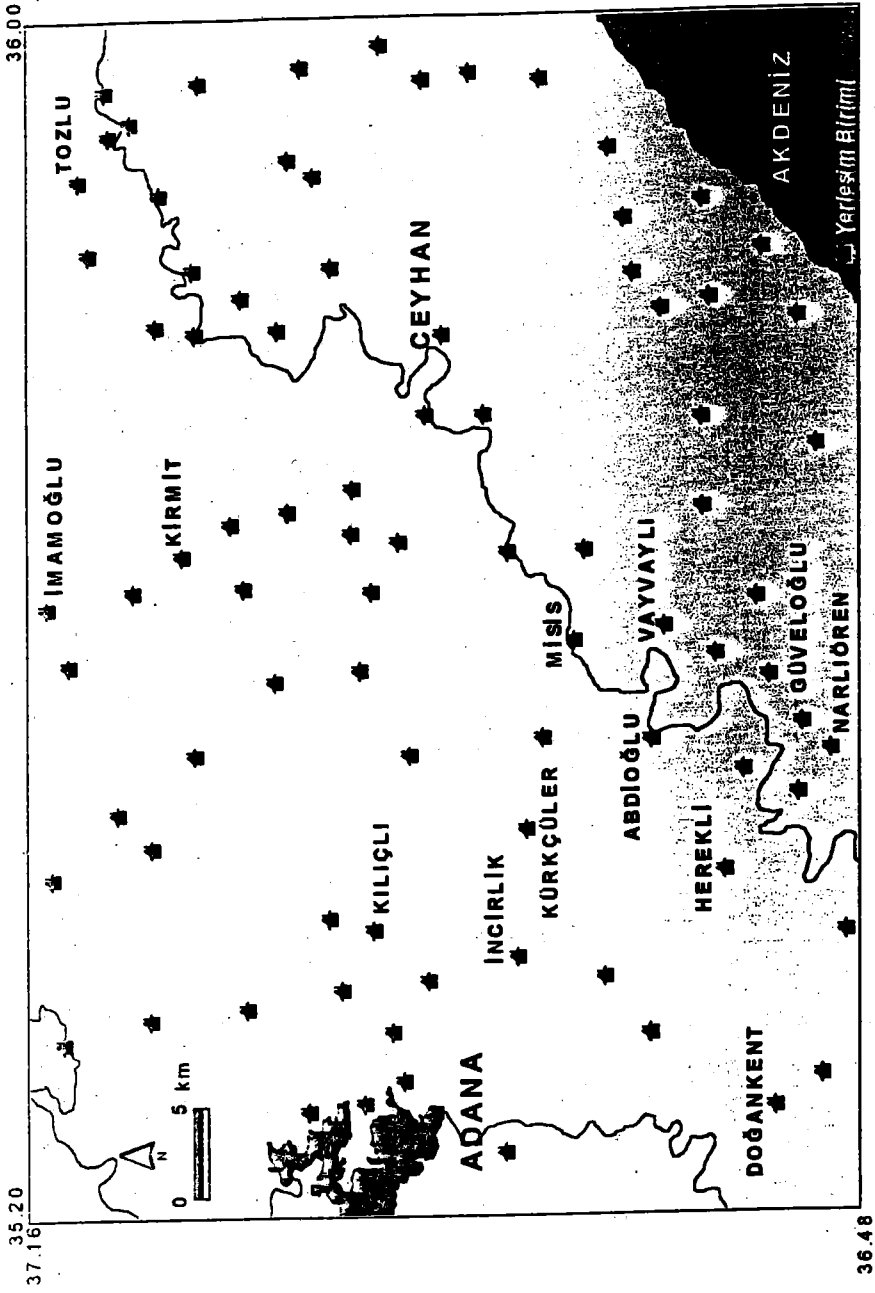
Çalışma alanı coğrafik olarak Türkiye'nin 35°20' - 36°00' doğu boylamları ve 36°48' - 37°16' kuzey enlemleri arasındaki 4900 km² lik bölgeyi kapsar (Şekil 1.1).

İnceleme alanına ait tarihsel ve aletsel döneme ait hasar yapıcı deprem kayıtlarına bakacak olursak (Taplo-1.1 , Şekil 1.2) ; bu depremlerin fay zonlarına yakın bölgelerde yoğunlaştığı gözlenmiştir. Özellikle depreme neden olduğu düşünülen Gökusu Fayı üzerinde tarihsel dönemde iki, aletsel dönemde bir deprem oluşmuştur. Buralardaki büyük deprem yoğunlaşması fay zonunun aktif olduğunu göstermektedir.

Bu çalışmanın amacı ; Bölgedeki artçı sarsıntıların ivme kayıtlarından P-dalgasının ilk hareket yönleri kullanılarak ayrı ayrı ve birleşik odak mekanizması çözümlerini yapmaktır. Ayrıca asal gerilme eksenlerinin konumlarını belirleyerek bölgenin tektoniğini araştırmaktır.

1.2. Tezin İçeriği

Birinci bölümde tezin amacı, içeriği ve çalışma alanının tanıtımından bahsedilmiştir. İkinci bölümde bölgenin jeolojisinden, Türkiye'nin genel tektoniğinden ve inceleme alanının tektoniğinden bahsedilmiştir. Üçüncü bölümde Türkiye'nin ve inceleme alanının depremselliği anlatılmıştır. Dördüncü bölümde Adana-Ceyhan depremi sonrası çalışmalara yer verilmiştir. Beşinci bölümde depremlerin odak mekanizması çözüm yöntemlerinden bahsedilmiştir. Altıncı bölümde çalışmada kullanılan veriler tanıtılarak, depremlerin ayrı ayrı odak mekanizması ve birleşik odak mekanizması uygulamaları yapılmıştır. Yedinci bölümde çalışmanın sonuçlar ve önerilerine yer verilmiştir. Sekizinci bölümde ise kaynaklar yer almaktadır.



Şekil 1.1 İnceleme alanının haritası

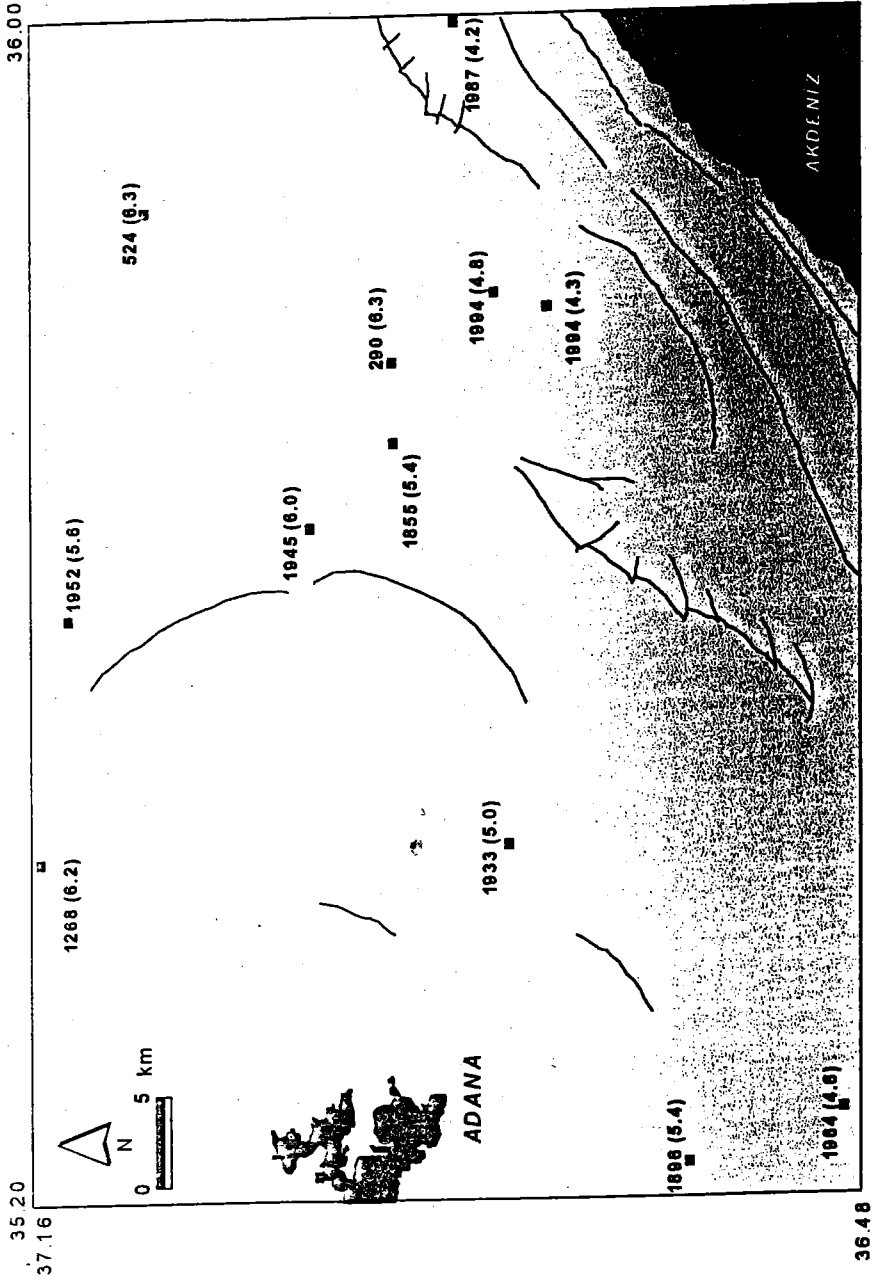
Tablo 1.1 İnceleme alanındaki tarihsel ve aletsel döneme ait depremler (Ergin ve diğ., 1967, Gencoğlu ve diğ., 1990 ve Kandilli kataloğundan derlenmiştir, 1998).

Tarih	Enlem	Boylam	Magnitüd	Derinlik (km)
290	37.06	35.80	6.3	-
524	37.20	35.90	6.3	-
1268	37.27	35.50	6.2	-
1855	37.06	35.75	5.4	-
1896	36.90	35.30	5.4	-
1933	37.00	35.50	5.0	30
1945	37.11	35.70	6.0	60
1952	37.25	35.65	5.6	70
1964	36.81	35.33	4.6	4
1966	36.84	35.92	4.8	58
1987	37.02	36.02	4.2	10
1994	36.97	35.83	4.3	17
1994	37.00	35.84	4.8	26

1.3. İnceleme Alanının Tanıtımı

İnceleme alanı; Ecemiş Fayı'nın doğusu ile Doğu Anadolu Fay Zonu'nun batısı arasında kalan, dar ölçekte ise doğrultu atımlı sol yönlü Kozan Fayı ile Yumurtaalık Bindirmesi arasında kalan Misis – Andırın Basenini de içeren bölgedir (Şekil 1.3).

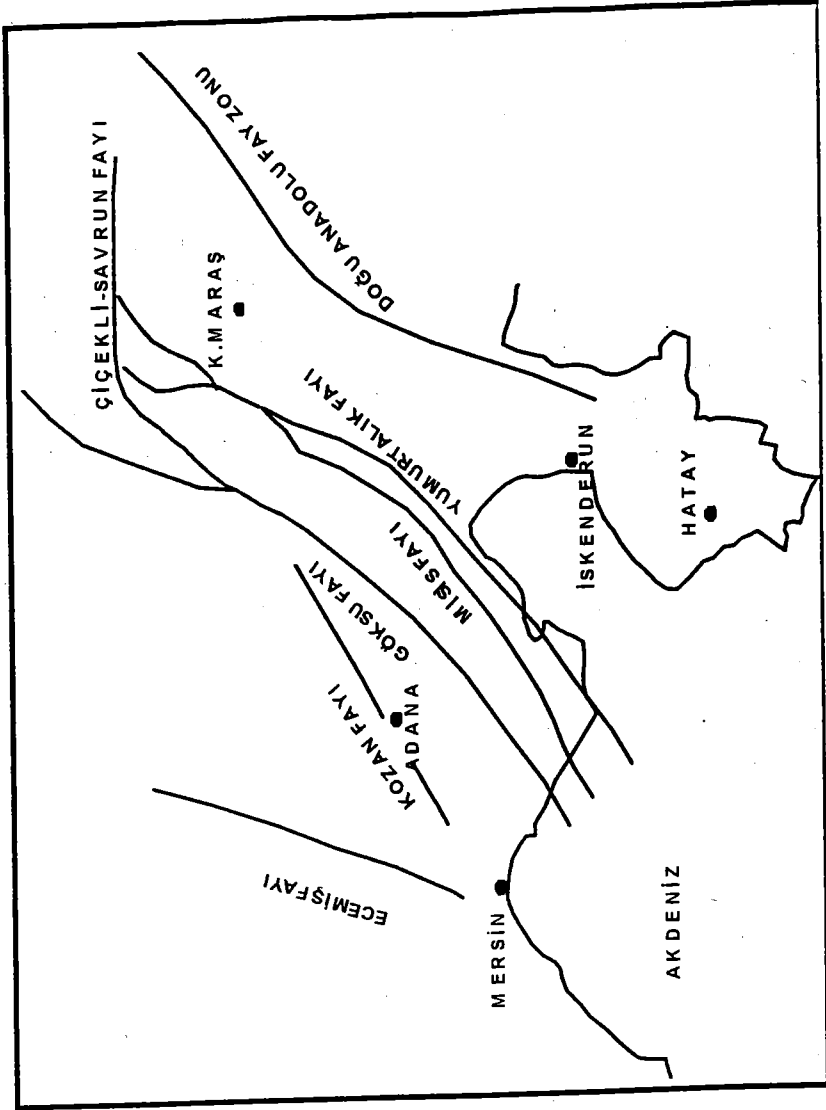
İnceleme alanı içinde en önemli yerleşim merkezi Adana ilidir. Ceyhan, Misis, İmamoğlu ilçeleriyle Vayvaylı, Herekli, Narlıören, İncirlik, Abdioğlu, Tozlu, Kılıçlı, Doğan kent, Kürkçüler, Güveloğlu ve Kirmit belde ve köyleride diğer önemli yerleşim merkezleridir (Şekil 1.1).



Şekil 1.2 İnceleme alanında tarihsel ve aletsel döneme ait hasar yapıcı depremlerin episantır dağılımları

Morfolojik olarak inceleme alanının kuzeybatısı ile güneydoğusundaki topoğrafik açıdan yüksek alanların arasında kuzeydoğu-güneybatı uzanlı Adana ve Ceyhan yerleşim alanlarının bulunduğu ovalar yer almaktadır. Önemli yükseltileri Cebelinur (780m), Harami dağı (614m), Kızılkaya (544m) ve Camdan dağı (335m) dir. Adana il merkezinden geçen Seyhan Nehri ile Ceyhan ilçesinden geçen Ceyhan Nehri önemli akarsuları oluşturmaktadır.

İnceleme alanı tipik Akdeniz ikliminin etkisi altında olup kışlar ılık, yazları sıcaktır. Yıllık yağış ortalaması 600 mm. sıcaklık ortalaması ise 20°C dir. Ulaşım ağı açısından oldukça gelişmiş olan inceleme alanında tarım ve endüstri bölgenin en önemli geçim kaynağıdır.



Şekil 1.3 İnceleme alanının ve çevresinin tektonik durumu

BÖLÜM 2. BÖLGENİN JEOLJİSİ

2.1 Giriş

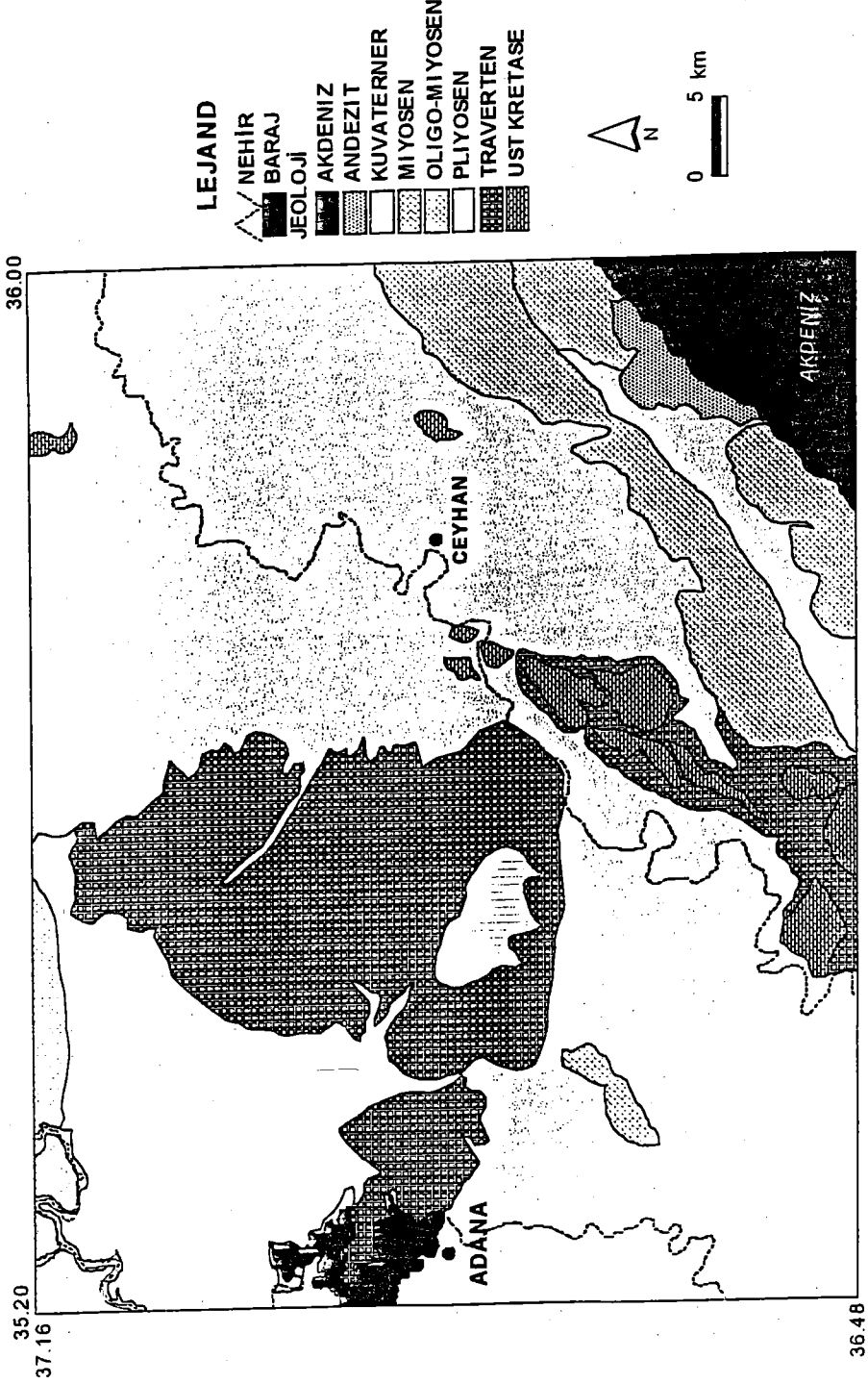
İnceleme alanının genel jeolojik özellikleri literatür bilgileri, uydu görüntüleri ve arazi çalışmaları destekli olarak incelenmiştir.

2.2 Stratigrafik özellikler

İnceleme alanı genel olarak Üst Kretase, Oligo-Miyosen, Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı kayalar ile andezit ve traverten türünde kayaları içermektedir (Şekil 2.1).

Üst Kretase: Üst Kretase yaşlı kayalar inceleme alanının güneydoğusunda Harami dağ, Cebelınur dağ, Kürt dağ ve Dededağ boyunca büyük bloklar halinde gözlenirler. Volkanosedimanter bir istif sunan birim mangenezli kireçtaşı içeren tuf, volkanik kumtaşı, killi kireçtaşı ve aglomeralarla temsil edilmektedir. Topoğrafik açıdan yüksek eğimli alanlarda gözlenen Üst Kretase yaşlı kayaların dokunağı genellikle tektoniktir. Genellikle bloklar halinde gözlenen birimde kireçtaşları bol çatlaklı kırılğan bir yapıya sahiptir. Üst Kretase yaşlı birime inceleme alanının değişik yerlerinde (Anavarza köyünün batısı, Ceyhanın doğu ve batısındaki tepelerde) rastlamak mümkündür. Bilgin ve diğ. (1981), tarafından birimin yaşı Üst Kretase (Maestrihtiyen) olarak verilmiştir.

Oligo-Miyosen: İnceleme alanının güneydoğusunda gözlenen birim olistostromal karakterde olup farklı yaştaki blokların biraraya gelmesinden oluşmuştur. Matriks türbiditlerden oluşma bol planktonik fosilli kırıntılı bir istiftir. Genelde olistostrom çakıltaşlarıyla sarılmış irili ufaklı bloklar istifin değişik seviyelerinde dağınık halde bulunurlar. Orta eğimli alanlarda gözlenen birim Ayhan ve Bilgin (1988)' e göre yakın çevreden çeşitli sedimanter ve ofiyolitik kayaların aşınarak dar ve uzun bir havzada hızlı bir şekilde depolanmasıyla oluşmuştur.



Şekil 2.1 İnceleme alanına ait jeolojik birimler (1/ 100.00 ölçekli MTA haritalarından ve Kozlu, 1987'den derlenmiştir.)

Miyosen: Schmidt (1961) tarafından, Güvenç formasyonu olarak adlandırılan bu birim inceleme alanının kuzey kesimlerinde ve güneyde Alihoca köyü yakınlarında gözlenir. Gri renkli çakıtaşı ve kumtaşından oluşan birim orta eğimli topoğrafyaya sahip alanlarda gözlenir. Orta kalın tabakalı yer yerde çapraz tabakalı bir yapı sunar. Yetiş (1987)' e göre Güvenç formasyonu Burdigaliyen-Serravaliyen zaman aralığında çökelmiştir.

Pliyosen: Schmidt (1961) tarafından, tanımlanan Handere formasyonu inceleme alanında Pliyosen zaman aralığını ifade etmektedir. Handere formasyonu Adana ilinin kuzeyinde oldukça geniş bir alanda çoğunlukla orta eğimli topoğrafik bölgelerde yüzeylenmektedir. Başlıca kumtaşı, silttaşı, marn, çamurtaşı ve çakıllı kumtaşlarından oluşan birimin toplam kalınlığı Yetiş (1988)' e göre 700 m. civarındadır. Tabaka kalınlıkları orta kalınlıkta olup çapraz tabakalanmalar gözlenir. Handere formasyonunun üst dokunağı Adana baseninde yaygın gözlenen traverten ve yer yerde genç alüvyonlarla örtülmüş durumdadır.

Traverten (Taraca-Kaliçi): Adana ilinin doğusunda dar bir şerit halinde topoğrafyaya uyumlu olarak yüzeylenen travertenler ayrıca inceleme alanında Cebelinur dağları çevresinde Üst Kretase yaşlı blokların etrafında da gözlenirler. Acar (1987)' a göre, Pleyistosen sonu Kuvaterner başında $CaCO_3$ ' lı suların uygun zemin üzerinde toplanması ve altta sızma olanağı bulduğu ve kurak mevsimlerde kireçli suların yüzeye çıkması, yüzeyde sızma olanağı bulamıyan sularla birlikte buharlaşarak $CaCO_3$ ' tın çökmesi bu tür kayaçların oluşmasını sağlamıştır ki güneye doğru olan hafif eğimleri alttaki topoğrafya ya uygun şekilde tortulanmasının bir sonucudur.

Alüvyon: İnceleme alanında Adana ve Misis-Andırın Basenini oluşturan eski alüvyonlar ile dere boylarında gelişmiş genç alüvyonlar bulunmaktadır. Eski alüvyonlar genellikle bitkisel toprak ile örtülü bulunmaktadır. Yeni alüvyonlar ise dere boylarında gelişmiş olup genellikle kötü boylanmış, tutturulmamış çakıl, kum ve mil malzemesinden oluşmaktadır.

2.3 Türkiye'nin Genel Tektonik Durumu

Anadolu, dünyanın en önemli deprem kuşaklarından biri olan Alp-Himalaya dağ oluşum kuşağı üzerinde bulunmaktadır. Bu deprem kuşağı, Azor takım adalarından başlayıp, uzakdoğuda Endonezya'ya kadar uzanır ve genel anlamda Avrasya, Afrika ve Hint-Avustralya levhalarının göreceli hareketlerinden oluşan depremleri içeren aktif bir kuşaktır. Yapılan çalışmalar, Afrika levhasının Avrasya levhasına göre göreceli olarak kuzeye doğru hareket ettiğini ve Avrasya levhasının altına daldığını ortaya koymuştur (McKenzie 1970).

Ülkemiz ve çevresi bu önemli deprem kuşağının Akdeniz bölgesindeki en hareketli kısmını teşkil eder. Anadolu, bu kuşağın genel nitelikleri yanısıra kendine has birtakım jeolojik özelliklerini de içermektedir. Kuzeyde Avrasya, güneyde Afrika-Arabistan levhaları arasında kalan ülkemizin jeolojisi, bu iki levhanın sürekli hareketlerine ve bu levhalar arasında yer almış olan eski ve yeni Tetis okyanusunun jeotektonik evrimine bağlı olarak gelişmiştir. Permo-Trias'ta başlayan Pontit (Kuzey ve Kuzeybatı Anadolu Sıradağları), Anatolid (İç Anadolu Sıradağları), Torid (Toroslar Güney ve Doğu Anadolu Sıradağları) ve Güneydoğu Anadolu dizilerinin (Güneydoğu Anadolu Sıradağları) oluşumunu kapsayan eski tektonik dönem (Paleotektonik) orta-üst Miyosen'de sona ermiş, Avrasya-Arap levhalarının yaklaşması ve yaklaşık 15 milyon yıl önce Bitlis Bindirme Kuşağı boyunca çarpışması ile yeni tektonik dönem (neotektonik) başlamıştır. Kısaca, Arap levhası Bitlis Bindirme Kuşağı boyunca Avrasya'ya çarpmıştır. Arap levhasının kuzeye doğru hareketi ve Avrasya'ya çarpması sonucu, Doğu Anadolu kuzey-güney yönünde sıkışmış ve tüm Anadolu levhası üzerinde neotektonik devre başlamıştır.

Bugün Anadolu'da gözlediğimiz tüm genç ve etkin tektonik hareketler, Kırık kuşakları ve deprem etkinliği 15 milyon yıl önce başlayan ve günümüzde de devam eden çarpışma mekanizmasının ürünüdür. Bu mekanizmanın doğurduğu basınç ve gerilme, Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Fay kuşaklarının oluşmasına yol açmıştır. Böylece Anadolu levhası bu fay kuşakları boyunca batıya doğru yanal kayma hareketlerine

başlamıştır. Afrika levhasının bir parçası durumunda olan Arap levhası, Avrasya levhasına doğru kuzeye hareket etmekte ve doğu Anadolu'yu sıkıştırılmaktadır. Böylece Anadolu levhası bu sıkıştırmanın etkisi ile Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Doğu Anadolu Fay Zonu üzerindeki kaymanın getirdiği kolaylıkla batıya doğru hareket etmektedir (Şengör 1979). Batıya doğru olan bu kaçış, Ege'de Yunan makaslama kuşağının engellenmesi ile D-B doğrultulu basınç ve bunun karşılanmasına yönelik K-G yönlü genişleme (extension) rejimini doğurmuştur. Anadolu Miyosen'den bu yana (12 milyon yıl) gelişen üç ana neotektonik bölgeye ayrılmıştır (Şengör 1979).

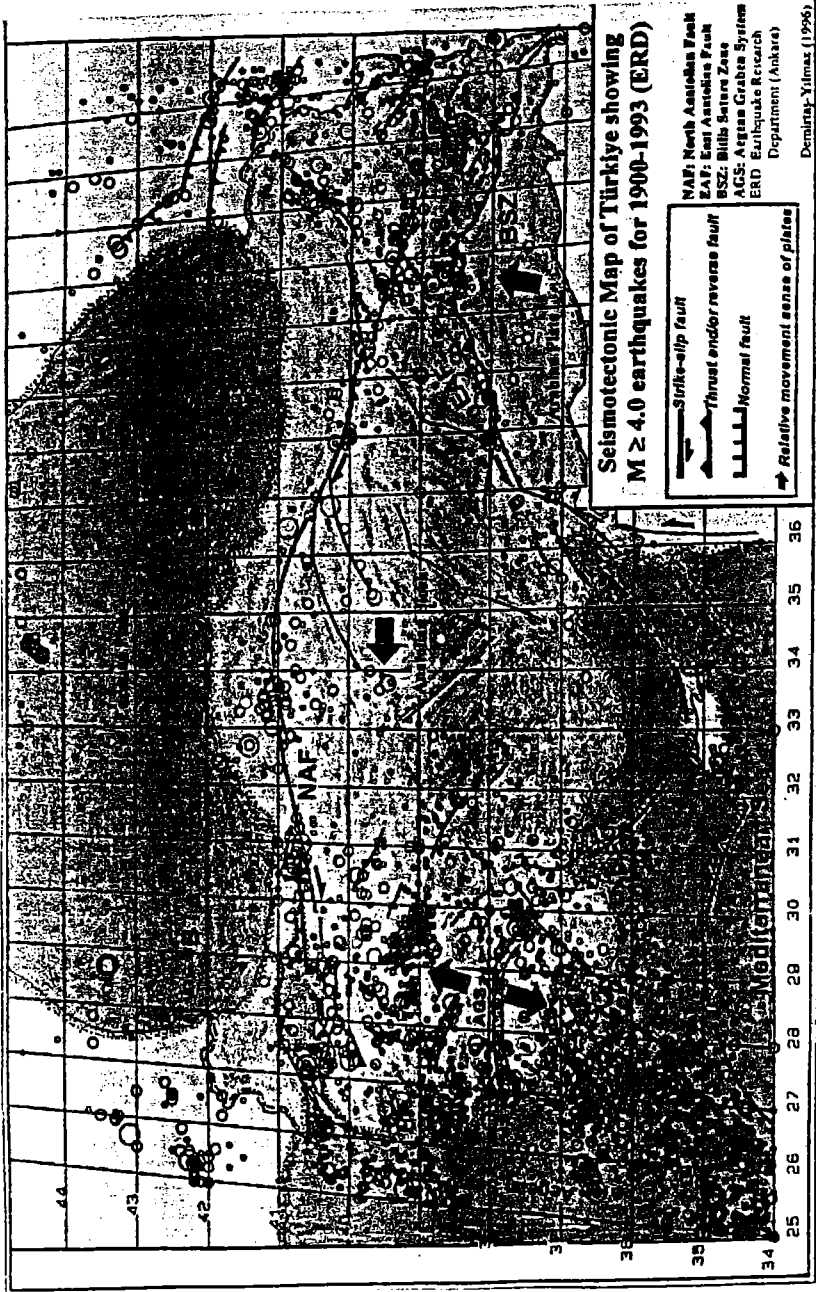
1. Doğu Anadolu Sıkışma Bölgesi
2. Batı Anadolu Açılma Bölgesi (Ege Grabenler Bölgesi)
3. Orta Anadolu Ovalar Bölgesi

Bu yeni tektonik sürecin sonucu olarak, Anadolu'nun depremselliği artmış, etkin faylar ve deprem kuşakları oluşmuştur. Yukarıda sözü edilen bu bölgeler, günümüzde depremselliğin kaynağı diri fayları, bindirmeleri ve çöküntü havzalarını içermektedir (Kalafat 1998).

1900-1995 yılları arasında magnitüdü $M_s \geq 4.0$ depremlerin episantrları, yeniden gözden geçirilip haritalanarak diri faylar ile olan ilişkileri araştırılmıştır. Bu depremlerin episantrları, ana tektonik hatlar boyunca yoğunlaşmışlardır (Şekil 2.2), (Demirtaş ve Yılmaz 1996).

2.4 İnceleme Alanının Tektoniği

İnceleme alanı tektonik özellikleri açısından oldukça karmaşık bir bölgede yer almaktadır. Batıda Ecemiş Fayı'nın, doğuda ise Bitlis Bindirmesi ve Doğu Anadolu Fay Zon'larının devamları niteliğindeki fay zonları arasında tektonik açıdan bir geçiş zonunda bulunmaktadır (Şekil 1.3). Böylece hem Güneydoğu Anadolu'nun hemde



Şekil 2.2 Türkiye'nin sismotektonik haritası ($M_s \geq 4.0$ ve 1900-1993), (Demirtaş ve Yılmaz, 1996).

Doğu Torosların tektonik özelliklerini taşımaktadır. Uydu görüntüleri üzerinde yapılan çalışmalar ve arazi değerlendirmeleri sonucunda tektonik harita oluşturulmuş ve genellikle kırık tektoniğinin egemen olduğu saptanmıştır (Şekil 2.3). İnceleme alanı içinde gözlenen en önemli tektonik yapılar; Yumurtalık Bindirmesi, Narlıören Fayı, Çiçekli-Savrun Fayı ve Göksu Fayı'dır.

2.4.1 Yumurtalık – Misis Fayı

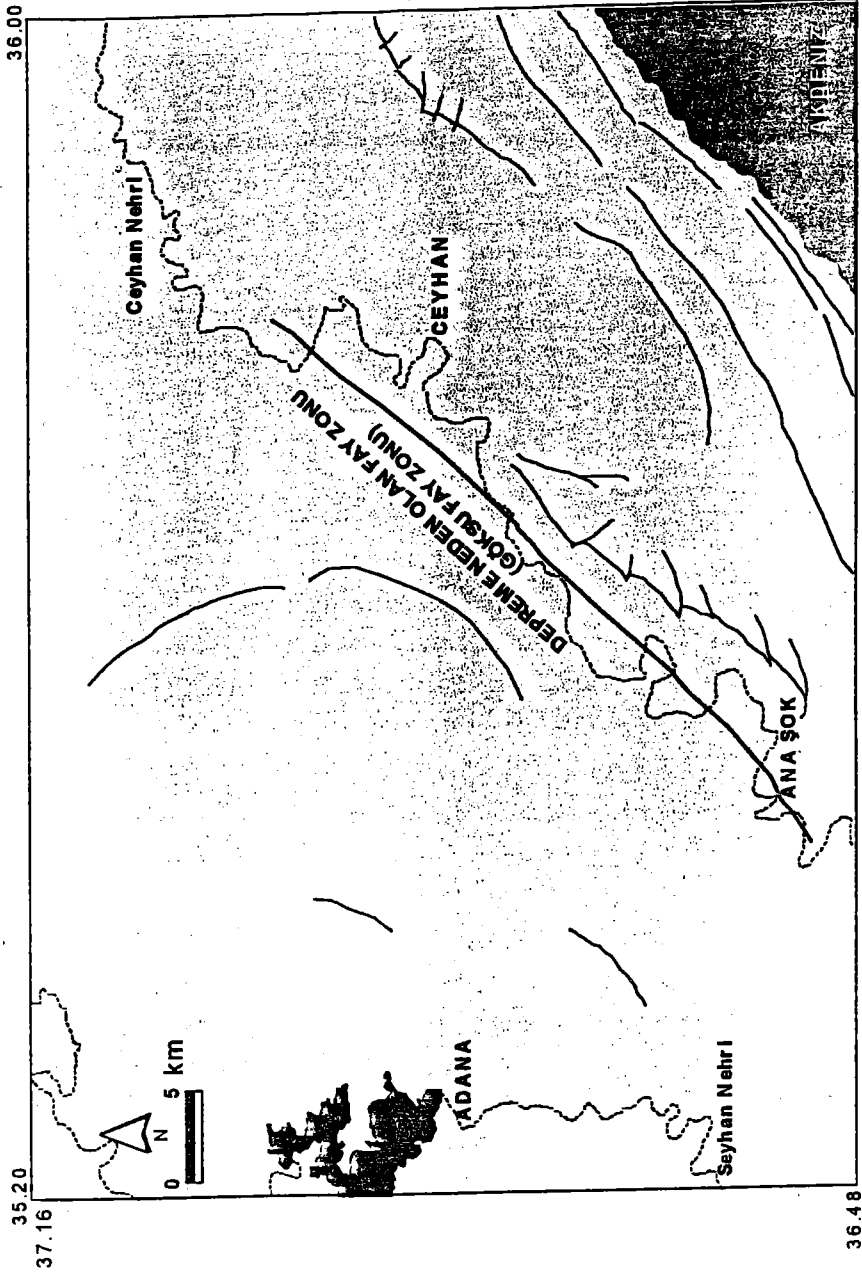
Kozlu (1987)' ya göre, Yumurtalık Bindirmesi inceleme alanı içinde KD-GB doğrultusunda Iskenderun Baseni ile Misis-Andırın Basenini ayıracak şekilde gelişmiştir. Fayın bindirme karakterine dönüşüm yaşı Üst Pliyosen öncesidir. Bu fay Üst Pliyosen sonrası bölgede etkin olan gerilmeli tektonikle tekrar aktivite kazanmıştır.

2.4.2 Narlıören Fayı

Ters fay karakterinde olup Yumurtalık Fayı'na paralel olarak uzanmaktadır. İnceleme alanının güneydoğusunda Ayvalık Köyü'nün batısından başlayarak Narlıören, Kurtpınar, Sarımazı köyleri boyunca devam eder.

2.4.3 Çiçekli-Savrun Fayı

Kozlu (1987)' ya göre, bu fayın başlangıç yaşı Alt Miyosen veya hemen öncesi olup hala aktiftir. Bu tektonik hattın, Üst Eosen-Alt Oligosen esnasında muhtemelen sürüklenme hattı olduğunu ve daha sonrada doğrultu atımlı fay sistemine dönüştüğünü belirtmiş ve bu fayın Üst Miyosen esnasında ve sonrasındaki hareketin Misis-Andırın Baseni'nin bugünkü konumunu almasına neden olduğunu da söylemiştir. İnceleme alanı içinde bu fayın izlerine Misis'in güneydoğusundaki Cebelinur sıradağları boyunca rastlamaktayız. Fay zonunu genellikle KD-GB doğrultulu oblik (eğim atımlı normal, çok



Şekil 2.3 İnceleme alanının tektoniği

az sol doğrultu atım bileşenine sahip) faylar oluşturmaktadır. Kızıldere – Güveloğlu köyleri arasında çok belirgin olan fay düzlemleri Üst Kretase yaşlı bloklardaki KB yönünde eğim atıma sahip olmalarıyla arazide rahatça tanınırlar (Şekil 2.4).

Bu fay yaklaşık D-B doğrultulu sol yönlü faylar ile ötelenmiş durumdadır. Misis-Andırın baseninin doğu kenarını oluşturan Çiçekli-Savrun Fayı, inceleme alanı içinde Ceyhan'dan itibaren kuzeydoğuya doğru olan devamlılığı alüvyon örtü nedeniyle izlenememiştir.

2.4.4 Göksu Fayı

Kozlu (1987)' ya göre Orta Eosenin hemen sonrası harekete geçen bu fay KD-GB doğrultusunda genellikle sol yönlü doğrultu atımlı fay karakterinde olup inceleme alanı içinde alüvyon örtü altında devam etmektedir. İnceleme alanı dışında normal faylarında gözlemlendiği bu faya dar açı ile birleşen birçok tali fayın olduğu Kozlu (1987) tarafından saptanmıştır. Misis-Ceyhan depreminin episantr koordinatları ve odak çözümlenmeleri depreme bu fayın neden olduğunu göstermektedir.

Genel olarak bakıldığında; Kozlu (1987)' ya göre Güneydoğu Anadolu'da kuzey güney yönlü sıkışma tektoniği ile oluşmuş egemen doğu-batı gidişli sürüklenme ve bindirme yapıları inceleme alanı ve yakın çevresinde KD-GB yönlü olarak doğrultu atımlı fay zonlarına dönüştüğü ve Toros kuşağına Göksu Fayı ile bağlanmıştır. Söz konusu bu tektonik hatların Göksu Fayı zonundan başlamak üzere güneydoğu yönünde gençleşmektedir. Üst Eosen tektoniği ile yükselerek aşınma alanı durumuna gelmiş Adana ve İskenderun bölgesi, Alt Langiyende yine sıkışmalı tektonik rejimle 'doğrultu atımlı fay basenleri' olarak açıldığı saptanmıştır.

İnceleme alanına ait Landsat TM uydu görüntüsü üzerinde yapılan çizgisellik analizleri sonucunda (Şekil 2.5); genellikle çizgiselliklerin K50D doğrultusunda yoğunlaştığı ikincil yoğunlaşmanında K20B doğrultusunda geliştiği belirlenmiştir. Bu



Şekil 2.4 Güveloğlu-Kızıldere köyleri arasındaki Çiçekli Sıvrun Fay Zonu.

yoğunlaşmalar özellikle bölgede etkin olan fay sistemleri ile uyumludur. Çizgisellik analizlerinde, makaslama zonlarında, iki maksimum doğrultu arasındaki dar açının açısı ortayı en büyük gerilme doğrultusunu vermektedir. Buradan hareket ederek inceleme alanımız için yapılan hesaplamada maksimum gerilme için K15D doğrultusu elde edilmiştir. Bu doğrultuda yaklaşık olarak depreme neden olan gerilimlerin doğrultusuna paralellik göstermektedir (Nurlu 1998).

37.16
35.20

36.00



36.48

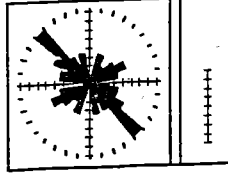


0 5 km

LEJAND

Ana Şok

Çizgisellik



Şekil 2.5 - İnceleme alanına ait Landsat TM uydu görüntüsünden belirlenen çizgisellikler ve çizgisellik doğrultu gül diyagramı

BÖLÜM 3. TÜRKİYE'NİN VE İNCELEME ALANININ DEPREMSELLİĞİ

3.1 Giriş

Yerküremizin ve yerküremiz üzerindeki birçok bölgenin depremselliği (Sismisitesi) pek çok sayıda sismoloğun yıllardan beri uğraşısı olmuştur. Bu ilgi ve uğraşlar gittikçe artan bir yoğunluk kazanarak devam etmektedir. Bu ilginin nedenleri arasında, depremlerin insan hayatı üzerindeki toplumsal ve ekonomik etkilerinin daha iyi anlaşılması şüphesiz başta gelir. Depremsellik (Sismisite) kelimesi literatürde geniş ölçüde kullanılmakla birlikte, genel olarak depremlerin zaman ve uzaydaki dağılımları ile ilgili olarak kullanılmıştır (Alptekin 1978).

İlk depremsellik çalışmaları büyük bir olasılıkla Oldham ve Montessus de Ballore tarafından 1911 lerde yapılmıştır (Purcaru 1975, Richter 1958). Bu araştırmacılar depremlerin tarihsel oluşumlarını, depremlerin zaman ve uzay içerisindeki büyüklüklerini belirten episantur haritaları ile ifade etmişlerdir. Bu çalışmalardan sonra depremsellik üzerine araştırmalar süratle ilerlemiş ve depremler hakkındaki bilgilerimizde büyük ölçüde artış kaydedilmiştir (Alptekin 1978).

3.2 Genel olarak Türkiye'nin Depremselliği

Alp-Himalaya orojenik kuşağı Azor takım adalarından başlayıp uzak doğuda Endonezya'ya kadar uzanmaktadır. Dünya üzerindeki en önemli doğrultu atımlı faylardan biri olan Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Bitlis Bindirme Zonu, ayrıca Kafkaslar'da işaretlenen bindirmeler inceleme alanındaki başlıca aktif kırık kuşakları oluştururlar.

Kuzey Anadolu Fay Zonu Karlıova üçlü bitişmesinden batıya doğru 1200 km uzunlukta olan sağ yönlü doğrultu atımlı bir faydır. Sismik bakımından çok aktif olan Kuzey Anadolu Fay Zonu üzerinde çok sayıda tarihsel ve yıkıcı depremler meydana

gelmiştir. Büyük depremler için bulunan fay düzlemi çözümleri ve saha gözlemleri fayın 31D° ile 41D° boylamları arasındaki kısmında sağ yönlü doğrultu atımlı hareketleri açık bir şekilde göstermektedir. 31D° boylamının batısında fay iki hatta muhtemel olarak üç kola ayrılır. Bu bölgede odak mekanizmaları normal ve sağ yönlü doğrultu atımlı faylanmalar göstermektedir (McKenzie 1972). Kuzey Anadolu Fayı'nın doğu uzanımı batı uzanımından daha karmaşıktır. Yakın geçmişte meydana gelen yıkıcı depremlerin odak mekanizmaları ve saha gözlemleri (Örneğin, 24 Kasım 1976 Çaldıran Depremi) sağ yönlü doğrultu atımlı hareketlerin Karlıova'nın doğusunda da devam ettiğini göstermektedir (Osmanşahin ve diğ. 1986). Bu bölgedeki faylanmalar çok karmaşık olup tektoniğin iyi anlaşılabilmesi için ayrıntılı sismolojik çalışmalara ihtiyaç duyulmaktadır (Kener 1996).

Doğu Anadolu Fay Zonu Karlıova'dan İskenderun körfezine kadar uzanan yaklaşık 550 km uzunluğunda sol yönlü doğrultu atımlı bir faydır. Her ne kadar günümüzde çok aktif görünmüyorsa da tarihsel veriler bu fayın son 2000 yılda sismik bakımdan çok aktif olduğunu göstermektedir.

Pasinler (Erzurum-Pasinler) Fayı Erzurum-Pasinler Hafzası'ndan Kafkasya'ya doğru uzanan sol yönlü doğrultu atımlı bir faydır. Pasinler Fayı Doğu Anadolu Fay Zonu'nun kuzeydoğuya doğru bir uzanımı gibi düşünülebilir (Nowroozi 1972). Yakın geçmişte meydana gelen yıkıcı depremler (Örneğin 30 Ekim 1983 Depremi) fayın sismik bakımdan aktif olduğunu kanıtlamaktadır (Osmanşahin ve diğ. 1986).

1900-1995 yılları arasında magnitüdü $M_s \geq 4.0$ depremlerin episantırları, yeniden gözden geçirilip haritalanarak diri faylar ile olan ilişkileri araştırılmıştır. Bu depremlerin episantırları, ana tektonik hatlar boyunca yoğunlaşmışlardır (Şekil 2.2), (Demirtaş ve Yılmaz 1996).

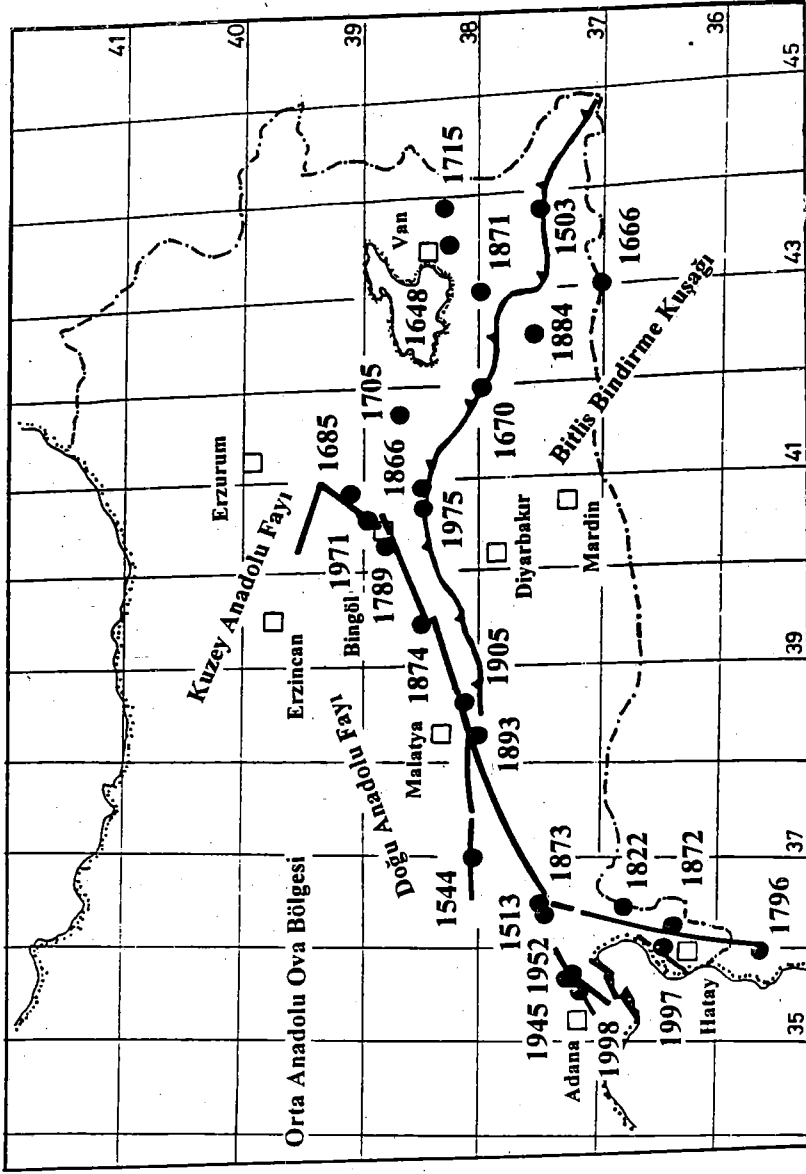
3.3 Adana ve Çevresinin Depremselliği

Şekil 3.1 Doğu Anadolu Fay Zonu ve Bitlis Bindirme Kuşağı üzerinde son 500 yıl içerisinde meydana gelmiş tarihsel yıkıcı depremleri göstermektedir. Doğu Anadolu Fay Zonu'nda ilk deprem serisi 1544 yılında sona ermiştir (Ambraseys 1989). Bu seriden 1513 depremi, Adana ve Malatya'yı tamamen yıkmıştır. 1544 depremi, Zitun ve Malatya'yı yıkmış ve Gaziantep ve Elbistan'da ağır hasarlara neden olmuştur.

Doğu Anadolu Fay Zonun'da ikinci büyük deprem serisi, yaklaşık 250 yıllık bir suskunluk döneminden sonra 1789 yılında başlamış ve 1905 yılında sona ermiştir (Ambraseys 1989). Bunlar sırasıyla, 1789 Palu, 1796 Latakya, 1822 Aafine, 1872 Hatay, 1874, 1875 Hazar Gölü ve 1893 Malatya depremleridir.

Adana-Ceyhan-Maraş yörelerinde M.S. 290, 517, 524, 561, 1114, 1514 ve 1855 yıllarında şiddetleri V ile IX arasında değişen birkaç büyük deprem meydana gelmiştir (Ergin vd., 1967). Diğer taraftan bu fayın kuzeydoğu devamında Türkoğlu civarında en son 1874 (I=VIII), Hazar Gölü civarında en son 1866 (I=VIII), Antakya ili ve civarında en son 1822 (I=IX) ve 1873 yıllarında yıkıcı büyük depremler meydana gelmiştir (Ergin 1971), (Şekil 3.1).

Son yüzyıl içerisinde 1971 Bingöl depremi dışında Doğu Anadolu Fay Zonu boyunca önemli büyük bir deprem görünmemektedir. Diğer tarafta, 20 Mart 1945 (Ms=6.1) ve 22 Ekim 1952 (Ms=5.2) Ceyhan-Misis depremleri, 27 Haziran 1988 deprem kırığının hemen kuzeydoğusunda meydana gelmiştir. 1945 ve 1952 depremlerinin dış merkez koordinatları, 37°4' K 35°8' D ve 37°1' K 35°9' D olarak verilmiştir. 1945 depremi, Ceyhan ve Misis civarındaki köylerde 2500 evin yıkılmasına ve Adana ile Kozan'da bazı hasarlara neden olmuştur. Depremde 13 kişi hayatını yitirmiş ve 93 kişi yaralanmıştır. Depremin şiddeti I=VIII olarak belirlenmiştir. 1952 depremi, 564 ev, 11 okul ve 4 caminin tamamen, 318 evin kısmen yıkılmasına neden

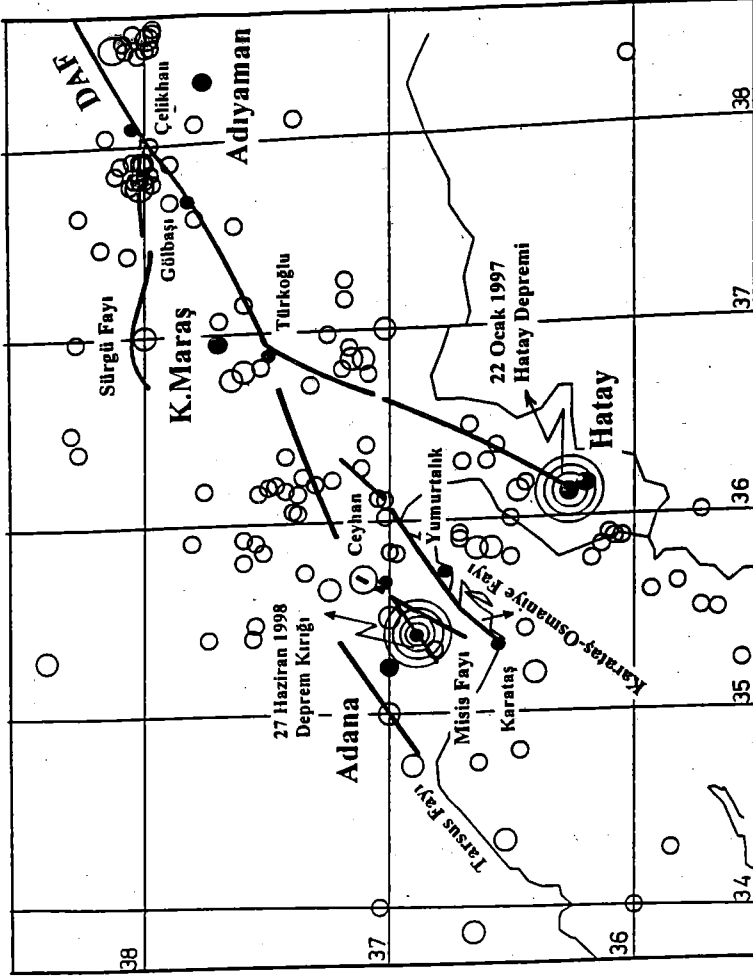


Şekil 3.1 Doğu Anadolu Fay Zonu ve Bitlis bindirme Kuşağı boyunca son 500 yılda olmuş büyük yıkıcı depremlerin dağılımları (Ambrasey, 1989'dan değiştirilmiştir Demirtaş, 1998)

olmuştur. Depremde 10 kişi hayatını yitirmiştir. Depremin maksimum şiddeti I=VII olarak belirlenmiştir (Ambraseys 1988).

Bitlis Bindirme Kuşağı üzerinde 1975 Lice depremi dışında 200-300 yıldır önemli sayılabilecek bir depremin olmaması, bu kuşağın da oldukça yüksek deprem potansiyeline sahip olduğunu göstermektedir. Bu kuşak boyunca, 1503 Hakkari, 1648 Van, 1666 Musul, 1670 Hizan, 1705 Bitlis, 1715 Van, 1866 Kulp, 1871 Hakkari ve 1884 Siirt depremleri meydana gelmiştir (Ambraseys 1989), (Şekil 3.1).

Yukarıda bahsettiğimiz tarihsel depremler, Doğu Anadolu Fay Zonu'nun 200-300 yıl suskun kaldığını ve bu süre içerisinde enerji birikimine sebep olduğunu göstermektedir. Biriken bu enerjinin, iki yüzyıl önce Doğu Anadolu Fay Zonu boyunca depremlerin bir kümelenme (Earthquake Cluster) göstererek birkaç büyük depremlerle fayın çeşitli parçalarında birbirlerine yakın tarihlerde hızlı bir şekilde boşaldığına işaret etmektedir. Örneğin; 22 Ocak 1997 Hatay depremi (MI=5.5) ve 27 Haziran 1998 Ceyhan-Misis depremleri (Şekil 3.2) tarih olarak birbirlerine oldukça yakın olması ve yukarıdaki tarihsel depremler, Doğu Anadolu Fay Zonu'nun diğer komşu parçalarında büyük hasar yapıcı depremlerin oluşma potansiyellerinin oldukça yüksek olduğunu göstermektedir (Demirtaş 1998).



Şekil 3.2 1900 – 1998 yılları arasında Doğu Anadolu Fay Zonu'nda meydana gelmiş $M \geq 4.0$ depremlerin dağılımları, 22 Ocak 1997 Hatay ve 27 Haziran 1998 Ceyhan – Misis depremlerinin dış – merkezleri (Demirtaş, 1998)

BÖLÜM 4. ADANA-CEYHAN DEPREMİ SONRASI ÇALIŞMALAR

4.1 Deprem Sonrası Olusan Yüzeysel Deformasyonlar

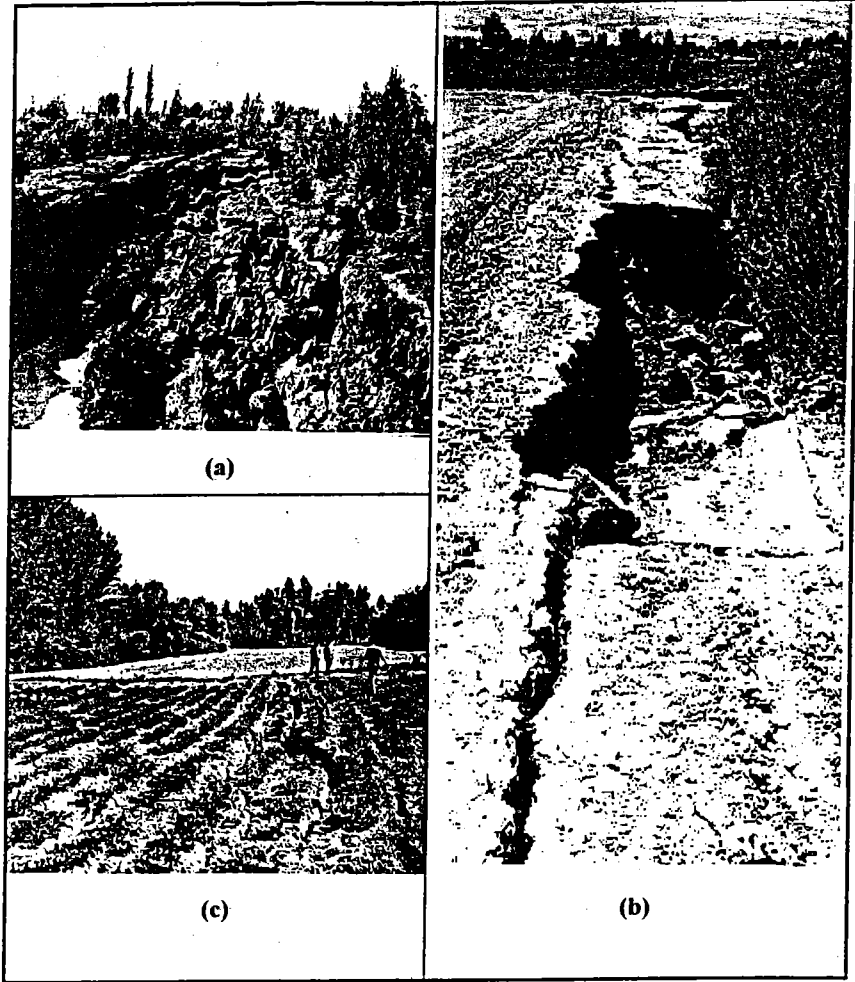
27.06.1998 Depreminden üç gün sonra yapılan arazi gözlemleri sonucunda depremin neden olduğu deformasyonlardan çökme ve heyelan, sıvılaşma ve yüzey kırığı ve çatlak olaylarına rastlanılmıştır.

4.1.1 Çökme ve Heyelanlar

Deprem esnasında özellikle Ceyhan Nehri boyunca nehre yakın kesimlerde nehir yatağının konumuna ve eğimine bağlı olarak çökme ve heyelanlar gelişmiştir. Belirlenen en büyük çökme ve heyelan yapısı Misis ilçesinin güneybatısında Abdioğlu köyü civarında olmuştur. Ceyhan Nehri kıyısındaki tarlalarda yaklaşık 1.5 metreye varan çökme ve heyelan olayları belirlenmiştir (Şekil 4.1). Çökme yapıları kademeli olarak nehrin uzantısına paralel ve nehre doğru gelişmişlerdir. Kimi yerde açıklıklar 50 cm. yi bulmuştur. Bir diğer çökme yapısında Nacarli köyüne ait Ziyaret mevkiinde gözlenmiştir. Buradaki çökme yapılarında nehrin doğrultusuyla uyumlu vadi yönünde gelişmiştir.

İnceleme alanının güney kesimlerinde Ceyhan Nehri boyunca Kütüklü ve Güveloğlu köylerine ait nehre yakın tarlalarda nehrin konumuna bağlı olarak 2-10 cm. açıklıklı, yaklaşık 30 cm. düşey atımlı çökme ve heyelan yapıları gelişmiştir (Şekil 4.1). Bir diğer ilginç çökme ve heyelan olayıda inceleme alanının kuzeyinde Karamezar köyü civarında gözlenmiştir (Şekil 4.1). Yine nehre paralel şekilde kademeli olarak gelişen çökme ve heyelan yapıları yaklaşık 10 cm. açıklığında gözlenmektedir.

Genel olarak bakıldığında; çökme ve heyelan yapıları Ceyhan Nehri ve kenarlarındaki alüvyon zeminler üzerinde gelişmişlerdir. Diğer bir deyişle depreme neden olan Göksu Fayı boyunca gelişen çökme yapıları Ceyhan Nehir yatağı ile paralel şekilde meydana gelmişlerdir.



Şekil 4.1 İnceleme alanında deprem esnasında oluşan çökme/heyelan yapıları
a) Abdioğlu köyü, b) Güveloğlu köyü ve c) Karamezar köyü.

4.1.2 Sıvılaşmalar

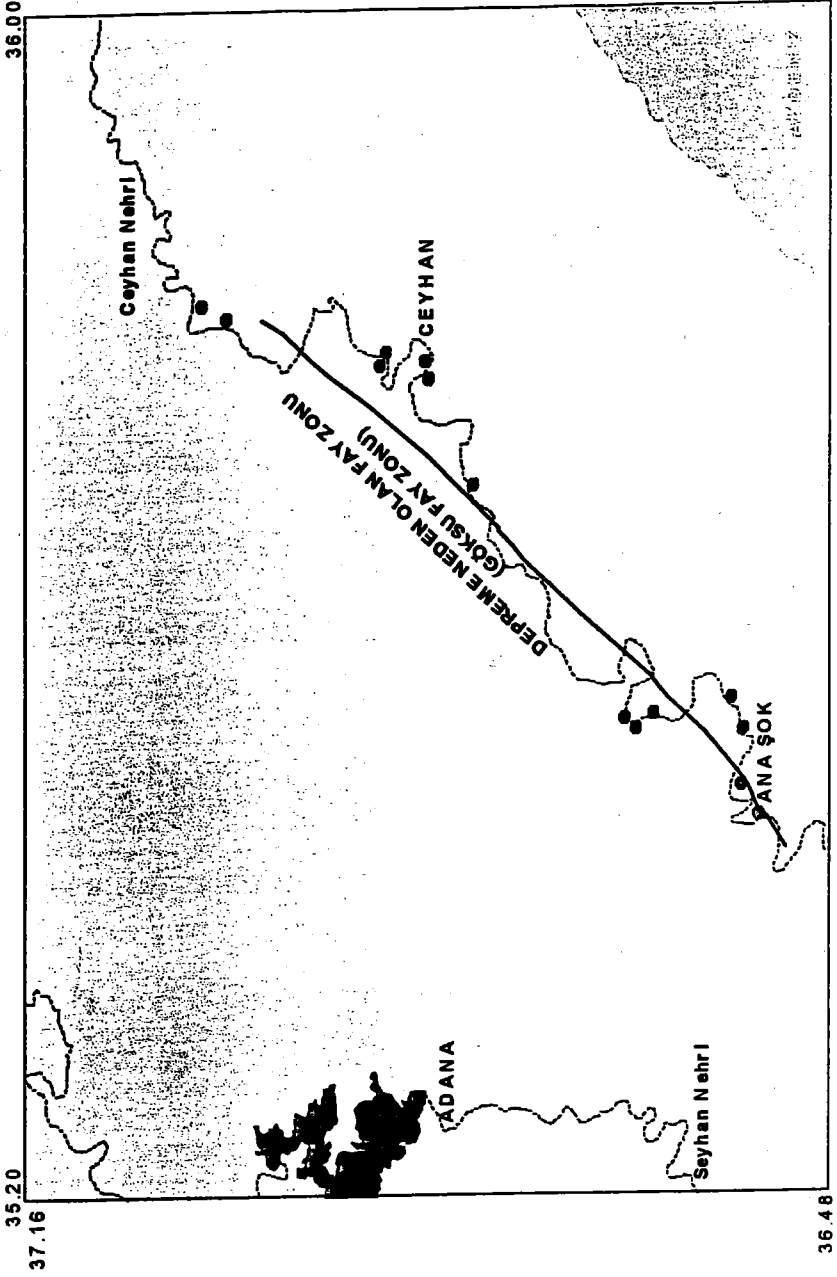
Ülkemizde meydana gelen depremlerde çok sık rastlanmayan sıvılaşmalara Misis-Ceyhan depreminde yaygın bir şekilde rastlanılmıştır (Şekil 4.2). Ceyhan nehrinin bulunduğu alan ince taneli tutturulmamış çakıl, kum ve mil malzemesinden alüvyon ile kaplıdır. Nehir yatağına yakın yerlerde yeraltı su seviyesi de yüzeye yakındır. Böylece zeminin su ile doygun olduğu bu kesimlerde deprem esnasında sıvılaşma olayının gözlenmesini beklemek gerekir. Çevrede depreme tanık olan insanlarla yapılan görüşmelerde deprem anında sıvılaşma gözlenen alanlarda 10 metre yüksekliğinde kum fışkırmalarından bahsetmişlerdir.

İnceleme alanında en büyük sıvılaşma olayı Karamezar köyünün hemen kuzeyindeki Karaçalılık mevkiinde gözlenmiştir. Yaklaşık 4 km² lik alanda etkili olan sıvılaşma herhangi bir mühendislik yapısı olmadığından zarara neden olmamıştır. Ceyhan ilçesine girişte gözlenen diğer bir sıvılaşmada nehrin her iki tarafında gözlenmiş olup (Şekil 4.3) yaklaşık 100 metre devamlılığında, 3 farklı dizilim halindedir. Konumları yaklaşık K-G olarak belirlenmiştir. Sıvılaşmaların sıkça gözleendiği bir diğer alanda Vayvaylı, Abdioglu ve Küttüklü arasındaki Ceyhan Nehri boyunca. Güveoğlu tarafındaki sıvılaşma alanlarındaki kum volkanlarının (Şekil 4.3) doğrultusu K23D olarak saptanmıştır.

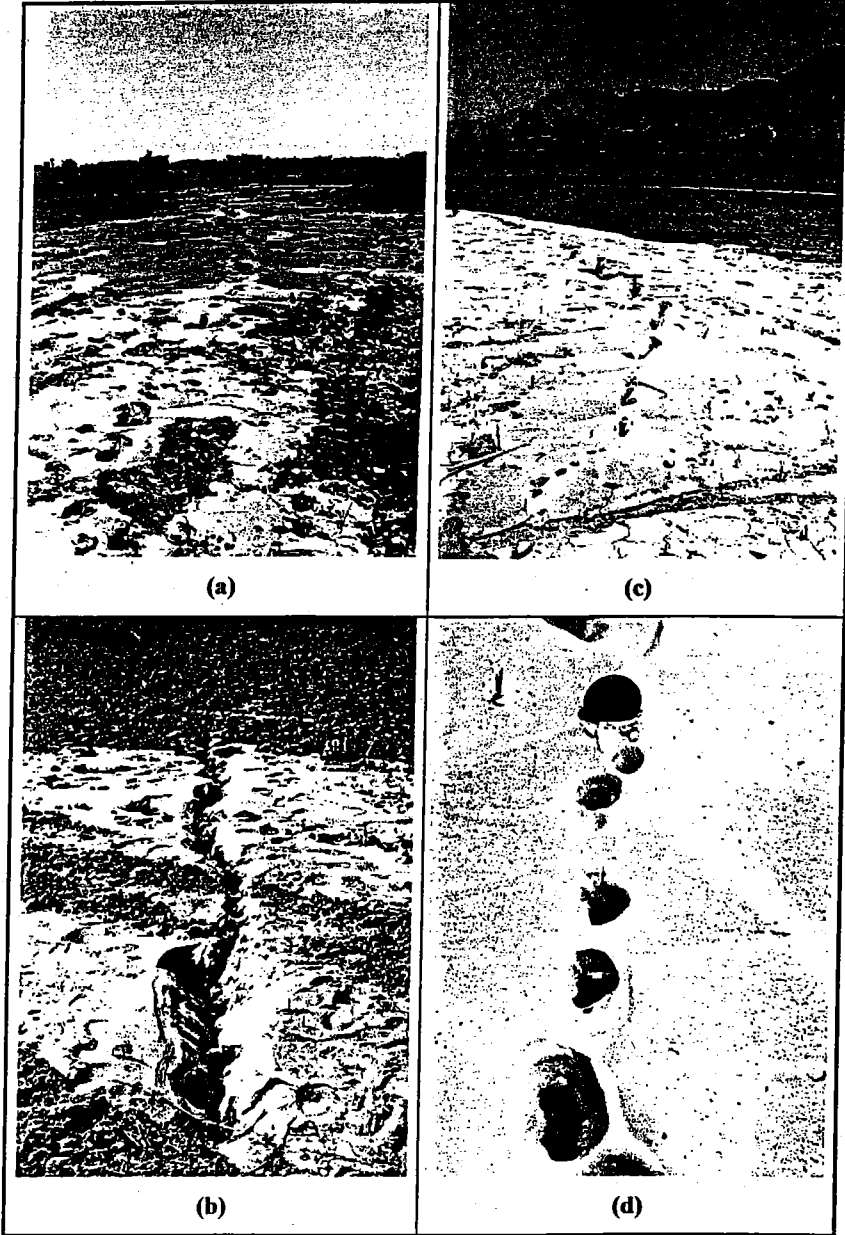
Genel olarak sıvılaşma olayları inceleme alanı içinde Göksu Fayı'nın devamı niteliğindeki fay boyunca meydana gelmiştir. Bu tip sıvılaşmaların gözleendiği alanların mühendislik jeolojisi açısından incelenerek potansiyel sıvılaşma alanlarının belirlenmesi için veri tabanlarının geliştirilmesi lazımdır (Nurlu 1998).

4.1.3 Yüzey kırıkları ve Çatlaklar

Adana ve Misis-Andırın Basen'lerinin kalın bir alüvyonla kaplı olması, depremin odak derinliğinin 23 km. civarında olmasından dolayı arazide (kaya-toprak zeminde)



Şekil 4.2. İnceleme alanı içinde gözlenen sivilleşme alanları



Şekil 4.3 Deprem esnasında meydana gelen sıvılaşmalar a) Ceyhan ilçesi girişi, b) Ceyhan ilçesi girişi c) Güveloğlu köyü ve d) Güveloğlundaki sıvılaşmada gözlenen kum volkan çıkış yerleri.

depremi karakterize edebilecek bir yüzey kırığına rastlanılmamıştır. Ancak bazı mühendislik yapıları (su kanalı, yol, köprü gibi) üzerinde bazı kırık izlerine rastlanılmıştır. Örneğin Misis köprüsü üzerindeki kırık sistemi (Şekil 4.4) bunlardan biridir. Burada hem normal fay hemde doğrultu atımlı fayı karakterize edebilecek yapılar gelişmiştir. Bir diğer ilginç kırık sistemide Adana ilinin kuzeydoğusundaki Kızılkaş köyünde gözlenmiştir (Şekil 4.4). Yaklaşık K18D doğrultusunda olan bu yüzey kırığı sert zemin sayılabilecek bir alanda gelişmiştir. Kademeli olarak ilerleyen kırığın toplam uzunluğu 800 metre civarında, KB yönünde yaklaşık 3 cm. lik düşey atma ve 1 cm. lik sol yönlü yanıl atma sahip bu kırık oblik bir fay görünümündedir. Deprem esnasında ikincil fayların hareketine bağlı olarak geliştiği düşünülen bu kırığın yakınlarında da sol yönlü doğrultu atımlı bir fay belirlenmiştir.

Ayrıca deprem sırasında Cebelinur dağlarında Üst Kretase yaşlı kireçtaşlarında kaya düşmeleride gözlenmiştir. Nacarlı köyünün doğusundaki normal faylı bölgelerde üç noktada deprem etkisiyle blok düşmeleri meydana gelmiş ancak aşağıda bulunan köylere zararları olmamıştır.

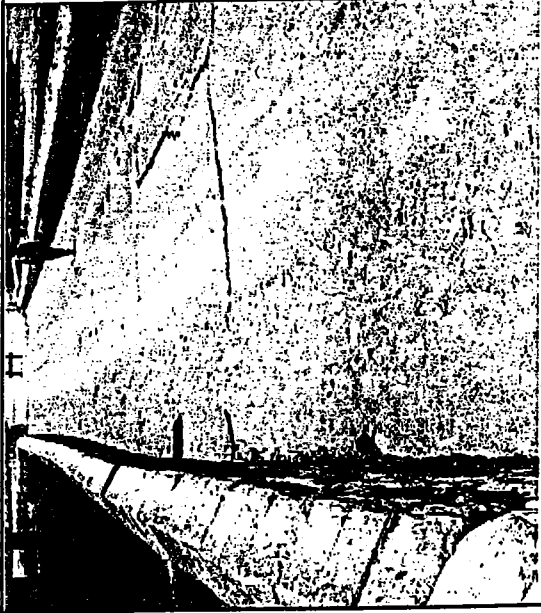
4.2 Depremın Oluşturduğu Hasarların İstatiksel Analizi

14.08.1998 tarihli verilere göre deprem sonucunda 8958 konut birimi ağır/yıkık hasar, 15856 konut birimi orta hasar ve 40873 konut birimi hafif hasar görmüştür (Şekil 4.5). Yalnızca yapılarda meydana gelen hasarın yol açtığı ekonomik kayıp 57.2 trilyon TL. olarak tahmin edilmektedir.

Adana-Ceyhan depreminin meydana getirdiği hasarlar yerleşim birimi bazında ele alınarak istatiksel açıdan ele alınmıştır. İnşaat mühendisliği açısından hasar analizlerinde farklı yöntemler kullanılmaktadır. Deprem sonrası yapılan hasar tesbit çalışmalarında konut birimi bazında ağır, orta ve hafif hasar olarak sonuçlar elde edilmiştir.

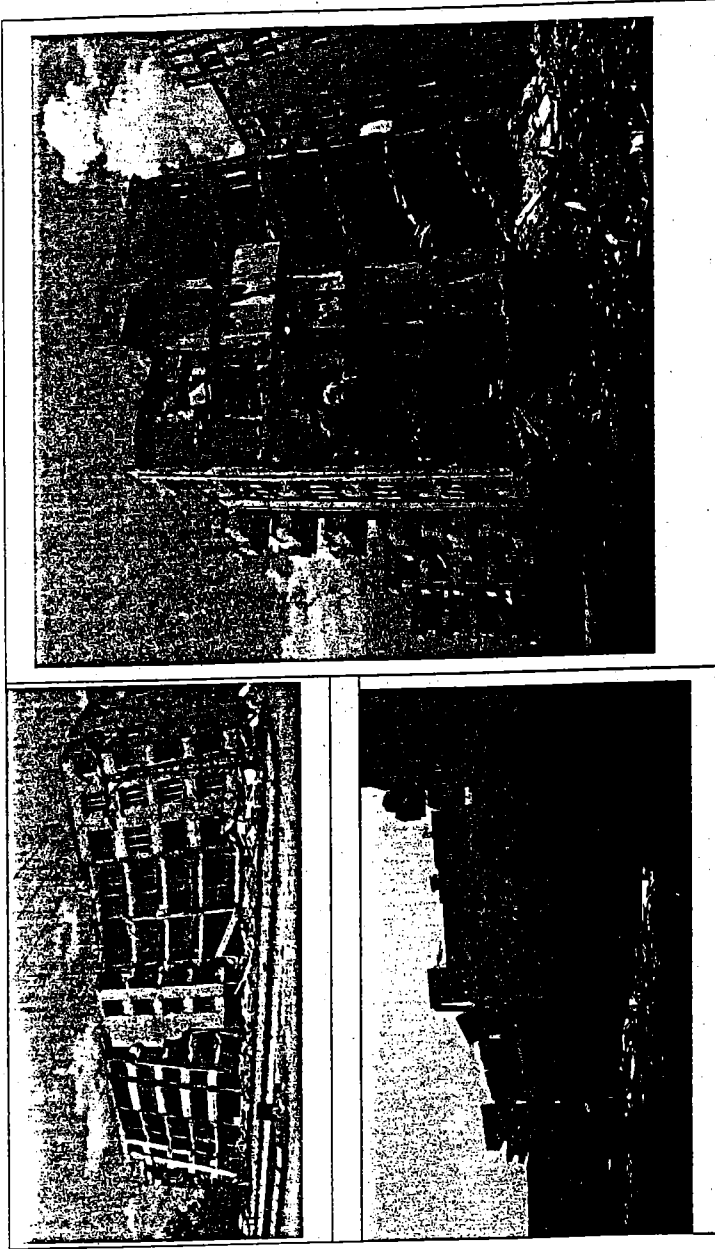


(b)



(a)

Şekil 4.4 İnceleme alanı içinde deoreem esnasında meydana gelen kırıklar a) Misis köprüsünde gözlenen kırıklar, b) Kızılkaş köyünde meydana gelen yüzey kırığı.



Şekil 4.5 Adana – Ceyhan depreminde meydana gelen hasarlardan görüntüler.

Hasar analizinde kullanılan hasar indeksi'nin hesaplanmasında;

$$HI = [(AH*4)+(OH*3)+(HH*2)+(HK)] / TK$$

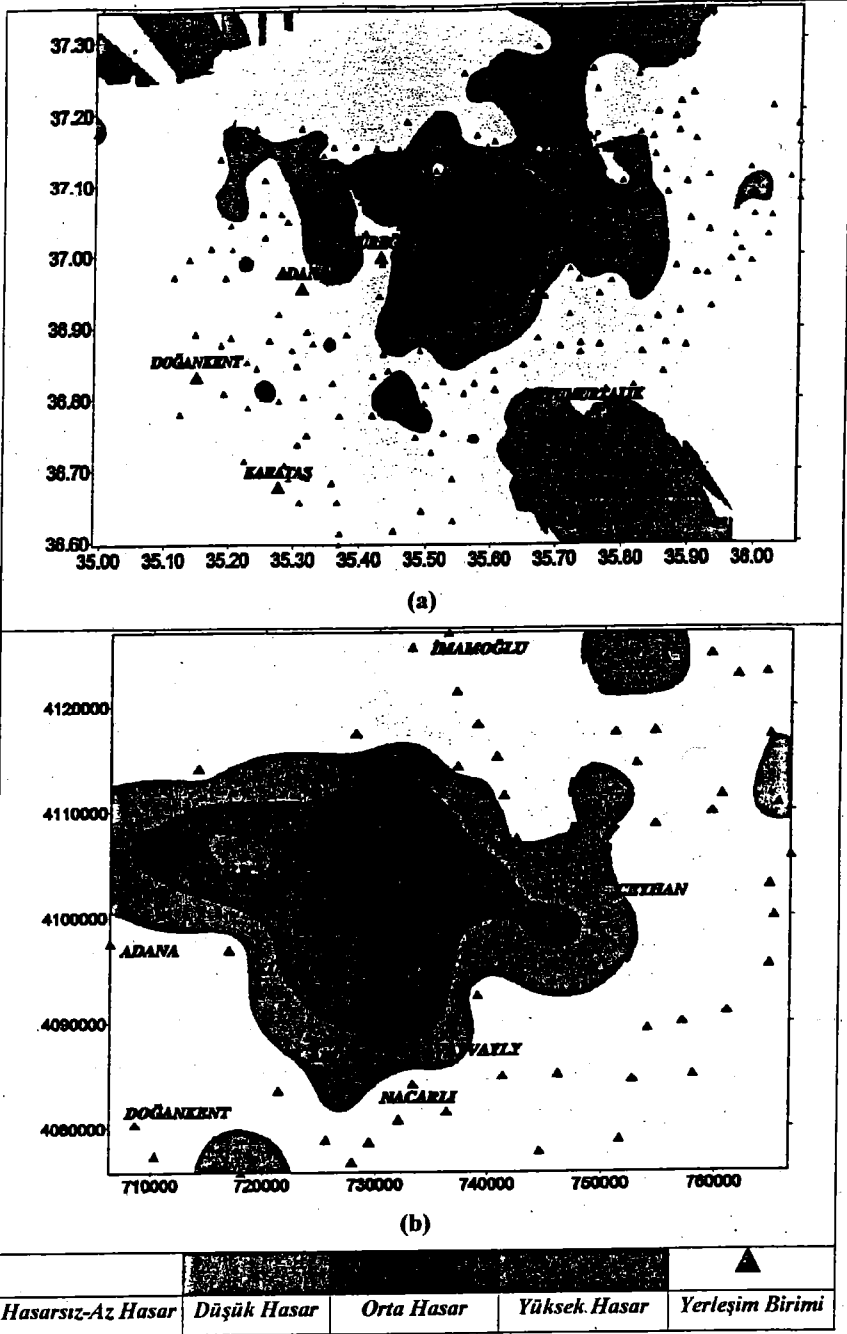
formülü (İnan ve diğ., 1993) kullanılmıştır.

Burada; HI: Hasar İndeksi, AH: Ağır Hasar, OH: Orta Hasar, HH: Hafif Hasar, HK: Hasarsız Konut ve TK: Toplam Konut'u göstermektedir.

Yerleşim yerindeki konutlar hasar görmemişse hasar indeksi değeri 1' e, konutların tamamı hasar gördüyse hasar indeksi değeri 4' e eşit olacaktır. Toplam konutun hesaplanmasında da istatistiksel yaklaşıma gidilmiştir. Devlet İstatistik Enstitüsü yetkilileriyle yapılan sözlü görüşmeler sonucunda Adana civarında toplam nüfusun "4.9" değerine bölünmesiyle tahmini olarak konut sayısının elde edileceği varsayımı yapılmıştır. Son nüfus durumunun saptanmasında da bir önceki nüfusun "1.115" değeri ile çarpılması yöntemi kullanılmıştır.

Tüm bu yaklaşımlar sonucunda bölgesel ölçekte ve inceleme alanı için hasar indeksi değerleri hesaplanmıştır (Şekil 4.6). Ancak bu hesaplama tamamen istatistiksel bir yaklaşım olup; hasar analizlerinde mühendislik özelliklerinin dikkate alınmasıyla elde edilecek hasar dağılımları daha kesin sonuçlara ulaşmamızı ve sismik şiddet haritalarının güvenilir olmasını sağlayacaktır.

Yukarıdaki formüller kullanılarak, mevcut veri tabanımıza uygun olarak, yerleşim bazında hasar indeksi değerleri bilgisayar programları yardımıyla değerlendirilmiştir. Bu değerlendirmede grid ağının oluşturulmasında "Kriking" metodu kullanılmıştır. Elde edilen grid değerleri 4 eşit parçaya ayrılarak çalışılan alanlar için tahmini hasar dağılımları belirlenmiştir.



Şekil 4.6 İstatiksel analizlerle a) Bölgesel ölçekte ve b) İnceleme alanı için yapılan hasar indeksi dağılımları.

BÖLÜM 5. ODAK MEKANİZMASI ÇÖZÜM YÖNTEMLERİ

5.1 Tarihçe

Odak mekanizma çalışmaları; 1906 San Francisco Depremi'nin çalışması olarak 1910'lu yıllarda başlar. Bu tarihlerde Japon Prof. Shida P-dalgası ilk hareketlerinin episantur etrafında azimutal ve sistematik bir dağılım gösterdiğini açıklamıştır.

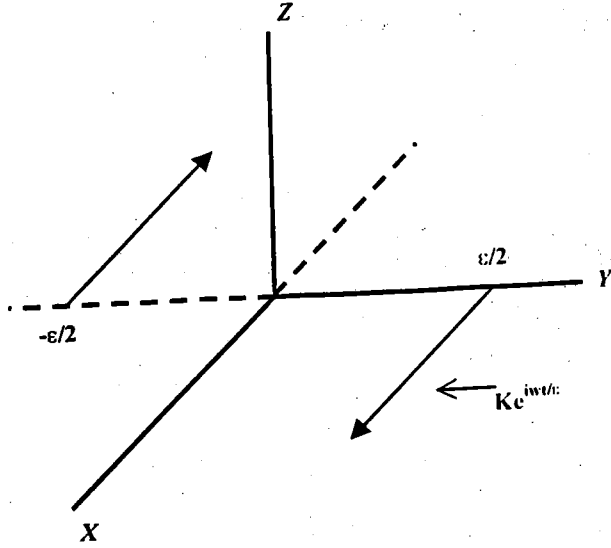
Kawasumi (1937), Byerly (1955), Honda (1957, 1962), Stauder (1962) ve Sykes (1967) gibi araştırmacılar depremlerin odak mekanizmaları konusunda birçok araştırmalar yapmışlardır.

5.2 Deprem Kaynak Modelleri

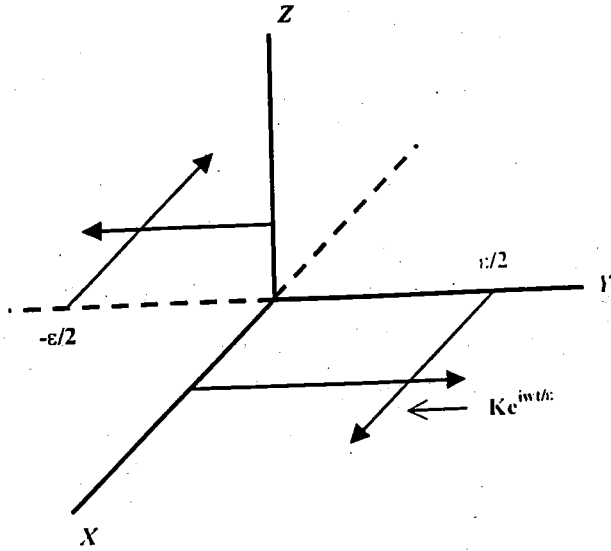
Depremlerde odak mekanizmasının fiziği oldukça karmaşıktır. Bu nedenle deprem odağındaki yer değiştirme basit matematik modellerle gösterilmeye çalışılmıştır. En basit model bir noktaya etki eden bir kuvvettir. Böyle bir nokta kaynaktan türetilen çeşitli kaynak modelleri vardır.

5.2.1 Tek – Kuvvet Çifti

Tek – kuvvet çifti veya basit kuvvet çifti birbirine eşit fakat ters yönlü iki kuvvetten oluşur ve momenti sıfırdan farklıdır. Şekil 5.1' de görüldüğü gibi, birbirine eşit ve zıt yönlü $Ke^{iw/c}$ şeklindeki iki periyodik kuvvetin X eksenine doğrultusunda ve Y eksenine üzerindeki $\epsilon/2$ ve $-\epsilon/2$ noktalarına etki ettiği düşünülür.



Şekil 5.1 Tek kuvvet Çifti



Şekil 5.2 İkili Kuvvet çifti

5.2.2 İkili Kuvvet Çifti

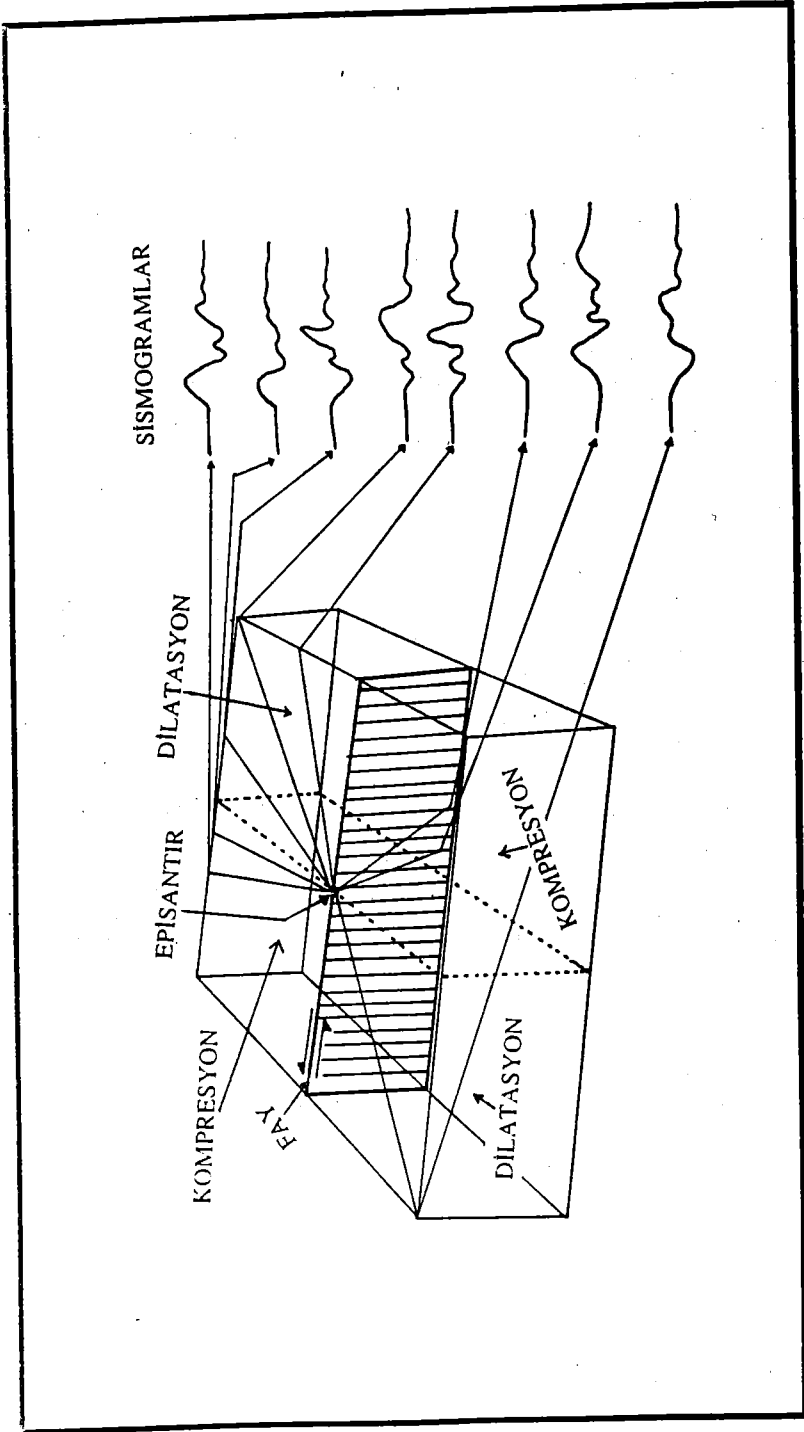
İkili kuvvet çifti yukarıda tarif edilen tek kuvvet çiftinden türetilir. Deprem odağında Şekil 5.2' de görüldüğü gibi iki kuvvet çiftinin etki ettiği düşünülür. Bu iki kuvvet çifti birbirinin aynısıdır. Ancak birbirlerine karşı koyacak yönde etkiğinden kuvvet sisteminin momenti sıfırdır. Bu kuvvet sistemi Honda Tip – 2 kuvvet sistemi veya ikili kuvvet çifti olarak bilinir.

5.2.3 Sismik Dalgaların İlk Hareket Yönleri, Basınç ve Çekme Kuvvetlerinin Tanımı

Sismogramlarda görülen (Şekil 5.3) sismik dalgaların ilk hareket yönleri, depremin odağına ait bilgiler verir (Burada P ve S dalgaları ilk hareket yönlerinden bahsedilecektir). P-dalgası ilk hareketinin yukarı doğru olması, odaktaki sıkışmaya (kompresyona), ilk hareketin aşağı doğru olması genişlemeye (dilatasyona) neden olduğunu gösterir. Diğer bir ifadeyle odaktan istasyona doğru olan hareket (+) pozitif, ve istasyondan odağa doğru olan hareket (-) negatiftir.

İstasyonlarda kaydedilen bir depreme ait P-dalgalarının ilk hareket yönleri ve genlikleri episantra göre simetrikdir. Genlikler, kompresyon ve dilatasyonların bulunduğu alanları ayıran düzlemler boyunca sıfırdır. Bu düzlemlere düğüm düzlemleri denir. Düğüm düzlemleri birbirine diktir. Düğüm düzlemlerinden biri fay düzlemi diğeri ise yardımcı düzlem olarak isimlendirilir.

S-dalgası genliklerinin azimutal dağılımı P-dalgası genliğinden 45° farklıdır. S-dalgası ilk hareket yönleri de P-dalgasında olduğu gibi odağa göre simetrikdir.



Şekil 5.3 Kompresyon ve dilatasyon bölgelerinde P-dalgası ilk hareketlerinin dağılımı

Odak mekanizması çözümünde P–dalgasının ilk hareket yönü S–dalgasının ilk hareket yönünden daha çok kullanılır. Çünkü sismogramlarda S–dalgasının ilk hareket yönünü belirlemek daha zordur.

5.2.4. Projeksiyon (İzdüşüm) Yöntemleri

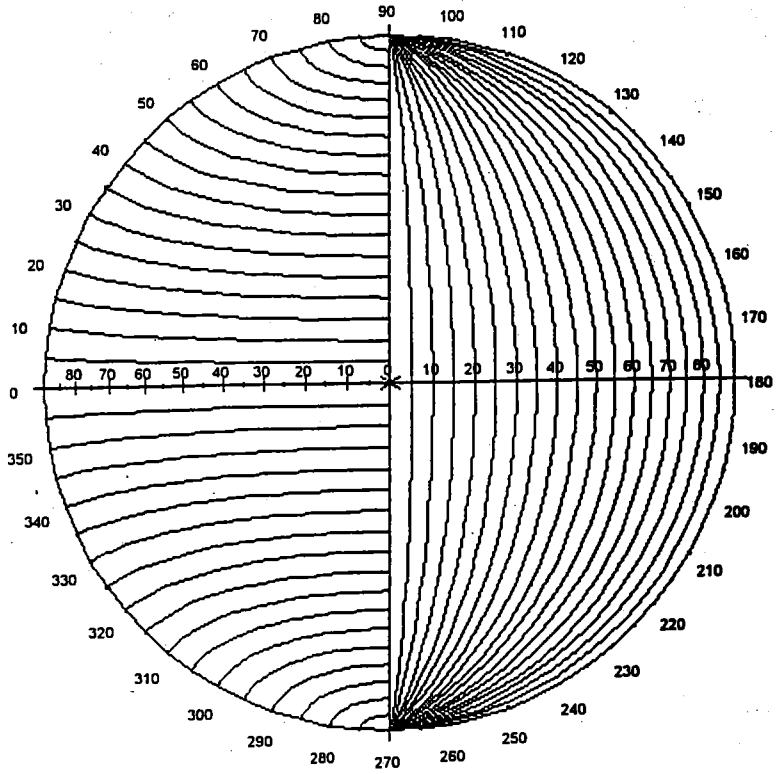
Projeksiyon ağları üç boyutlu çizimi iki boyutlu çizime dönüştürmek için kullanılır. Çünkü üç boyutlu veriyi çizmek ve yorumlamak çok zordur. Fay düzlemi ve yardımcı düzlemin konumları, episantr etrafında azimutal olarak dağılmış çok sayıda istasyonda P – dalgası ilk hareketlerinin istasyon konumlarına göre izdüşüm ağı üzerine yerleştirilmesi ile belirlenir.

Odak mekanizması çözümünde çeşitli izdüşüm yöntemleri kullanılmaktadır. Bunlardan biri Wulff Ağı olarak da bilinen denilen sterografik izdüşüm ağıdır. Bu yöntemde odağı çevrelediği varsayılan bir odak küresi düşünülür. Depremin odağı bu bir birimlik odak küresinin merkezindedir. Bir istasyondaki ilk hareket sterografik izdüşüm ağına istasyonun episantra göre azimutu ve odağı terkediş açısı ile yerleştirilir.

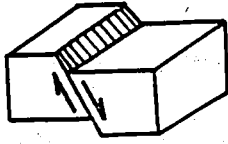
İkinci izdüşüm yöntemi ise Schmidt eşit alan yöntemidir (Şekil 5.4). Bu izdüşümde her bir derecelik dilimin alanı eşittir. Odak mekanizması çözümlerinde bu yöntem daha çok kullanılmaktadır.

5.2.5 Fay Çeşitleri Fay Düzlemi İle İlişkileri

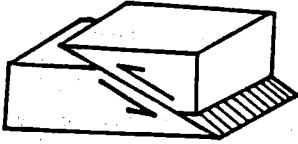
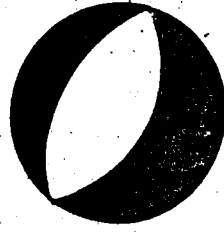
Fay çeşitleri ve bunlara ait fay düzlemi çözümleri (Şekil 5.5)'te verilmektedir.



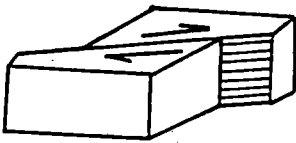
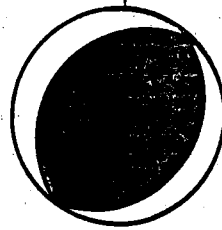
Şekil 5.4 Schmidt eşit alan ağı



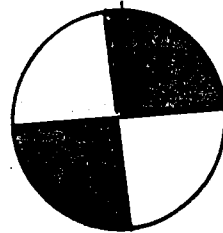
A



B



C



Şekil 5.5 Fay türleri ve bunlara ait odak mekanizması çözümleri

- A) Normal fay ve buna ait odak mekanizması çözümü
- B) Ters fay ve buna ait odak mekanizması çözümü
- C) Doğrultu atımlı fay ve buna ait odak mekanizması çözümü

5.3. Asal Gerilmeler ve Ana Faylanma Türleri

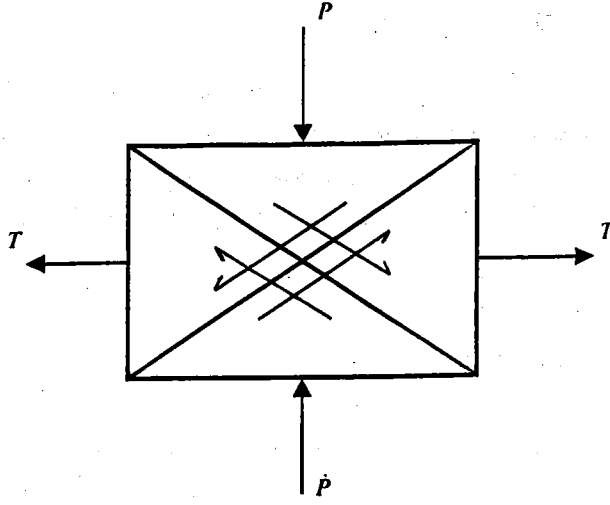
Depremın odak bölgesindeki gerilme tiplerine göre odakta birbirinden farklı karakterde yerdeğiştirmeler meydana gelebilir. Gerilme bileşenleri üç eksende incelenebilir. Bunlardan ilk ikisi “Maksimum basınç” ve “Maksimum tansiyon” eksenleridir. Üçüncüsü “Orta gerilme eksenini” olup ilk ikisine diktir. Bu üç eksen ortogonal bir sistem oluştururlar.

Odak mekanizması terminolojide maksimum basınç eksenini P, maksimum tansiyon eksenini T ve orta gerilme eksenini B ile gösterilir. B'ye bazen sıfır vektörü (Null vektör) de denir. P ve T eksenleri fay düzlemi ile buna dik olan yardımcı düzlem ile $\pm 45^\circ$ lik açılar yaparlar. B eksenini fay düzlemi ile yardımcı düzlemin arakesitidir. Elastik bir cismin üç eksenli gerilmeye uğraması halinde maksimum ve minimum gerilmelerle $\pm 45^\circ$ lik açılar yapan ve arakesitleri orta gerilme eksenini veren düzlemler üzerinde kayma gerilmesinin değeri maksimum olur. Cismin kayma direnci açıldığı zaman bu düzlemlerden birisi üzerinde kayma meydana gelir. Maksimum ve minimum gerilme eksenlerinin orta gerilme eksenini etrafında dönmesiyle kayma düzleminin eğimi ve hareketin tipi değışir.

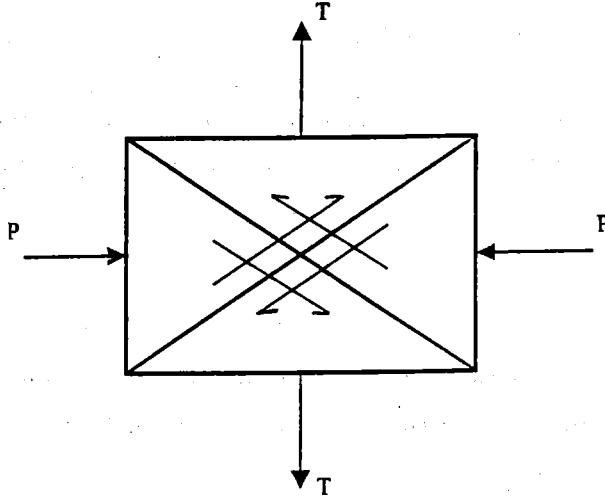
Jeolojide tanımlanan ana fay tipleri, asal gerilmelerin durumuna bağlı olarak aşağıdaki şekillerde açıklanabilir.

5.3.1. Normal Faylanma

P ekseninin düşey, T ve B eksenlerinin yatay olmaları halinde (Şekil 5.6)' de görülen tipte bir hareket meydana gelir, yani kayma düzleminin üstünde kalan blok eğim aşağı hareket eder. Bu tür faylanmaya normal faylanma denir.



Şekil 5.6 Normal faylanma



Şekil 5.7 Ters faylanma

5.3.2 Ters Faylanma

P ve B eksenlerinin yatay, T ekseninin düşey olması halinde (Şekil 5.7)' de görülen tipte bir hareket meydana gelir; yani kayma düzleminin üstünde kalan blok eğim yukarı hareket eder. P ve T eksenleri B eksenine etrafında döndürülürse eğimi değişir. Küçük açılı fay düzlemleri halinde bindirme fayları (Şaryaj) meydana gelir.

5.3.3 Doğrultu Atımlı Faylanma

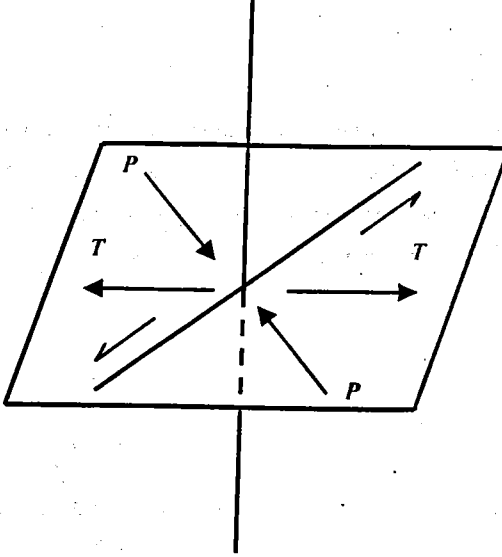
P ve T eksenlerinin yatay, B ekseninin düşey olması halinde (Şekil 5.8)' de görülen tipte bir hareket olur. Bu tür faylanmaya doğrultu atımlı faylanma denir. Doğrultu atımlı faylanma faya yüzünü dönmüş bir gözlemciye göre sağ yönlü (Dextral) veya sol yönlü (Sinistral) olabilir.

Arazide gözlenen faylanmalar bu üç ana fay türüne tam olarak uymazlar. Arazide raslanan faylarda genellikle hareketin hem eğim yönünde, hemde doğrultu yönünde bileşenleri vardır. Böyle faylara oblik faylar denir.

Ana fay tiplerini ayırt eden değiştirgenlerden biriside kayma açısı (Slip angle) dir. Buna "tekmil atımın eğim açısı" da denir. Kayma açısı, kayma vektörünün yatayla yaptığı açı olup,

$$\cos\lambda = \sin\delta \sin\phi$$

Bağıntısından hesaplanır. Burada ϕ Fay düzlemi ile yardımcı düzlemin (Fay düzlemine dik düzlem) doğrultuları veya eğimleri arasındaki açı, δ ise yardımcı düzlemin eğim açısıdır.



Şekil 5.8 Doğrultu atımlı faylanma

5.4. Odak Mekanizmasının Belirlenmesi

Deprem odak mekanizmasının bilinmesi için, deprem odağında etkin kuvvet sisteminin, deprem sırasında oluşan fay düzleminin doğrultu ve eğiminin, hareket (kayma) vektörünün geometrisinin (azimutu ve dalımı) ve odağın dinamik değişirgenlerinin (asal gerilme eksenlerinin durumu) saptanması gerekir.

Elastik Rebound Teorisinde anlatılan ve faylanma ile boşalan deformasyon enerjisinin önemli bir kısmı deprem dalgaları halinde yer içinde yayılır. Bu nedenle deprem dalgaları odak mekanizması ile ilgili önemli bilgiler taşır.

Bir deprem sonucu iki tür elastik dalga meydana gelir:

a-Cisim dalgaları

b-Yüzey dalgaları

Deprem dalgalarının dinamik özelliklerini etkileyen en önemli faktörlerden birisi deprem odağındaki hareketin mekanizmasıdır. Bu nedenle hem cisim dalgaları, hem de yüzey dalgaları depremlerin odak mekanizmasının saptanmasında kullanılır. Ancak dalgaların yayılma özelliklerine göre kullanılan yöntemler değişir.

5.4.1 Fay Düzlemi Parametreleri

Fay düzlemi parametreleri Projeksiyon açısı yardımıyla odak küresi üzerinden açı olarak ölçülür. (Şekil 5.9).

Bu parametreler:

ϕ (Doğrultusu): Kuzeyden itibaren saat yönünde ölçülen açıdır.

Bu açının değeri $0^\circ \leq \phi < 360^\circ$ arasında değişmektedir.

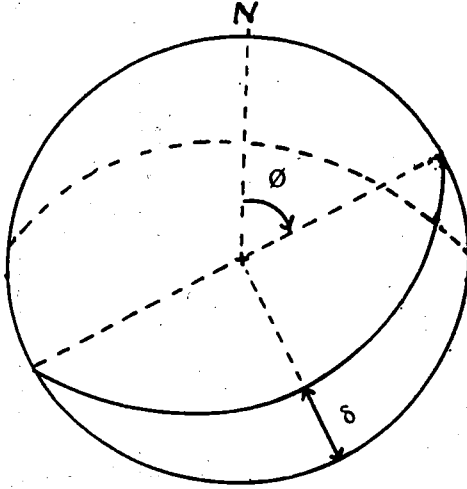
δ (Eğim açısı): Taban bloğunun yatayla yaptığı açıdır.

Eğim açısının değeri $0^\circ \leq \delta \leq 90^\circ$ arasındadır.

λ (Kayma açısı): Doğrultu ile kayma arasındaki açıdır.

Kayma açısının değeri $-180^\circ \leq \lambda \leq 180^\circ$ arasında değişir. Kayma açısı ters faylar için pozitif, normal faylar için negatiftir.

Fay düzlemi çözümünde birbirine dik iki düzlem belirlenir. Bunlardan biri fay düzlemi diğeri ise yardımcı düzlemdir. Bu düzlemlerden hangisinin fay düzlemi olduğuna karar vermek için kabuk deformasyonu, artçı sarsıntılarının dağılımı ve bu bölgenin tektonik yapısı gibi parametrelerin de araştırılması gerekir.



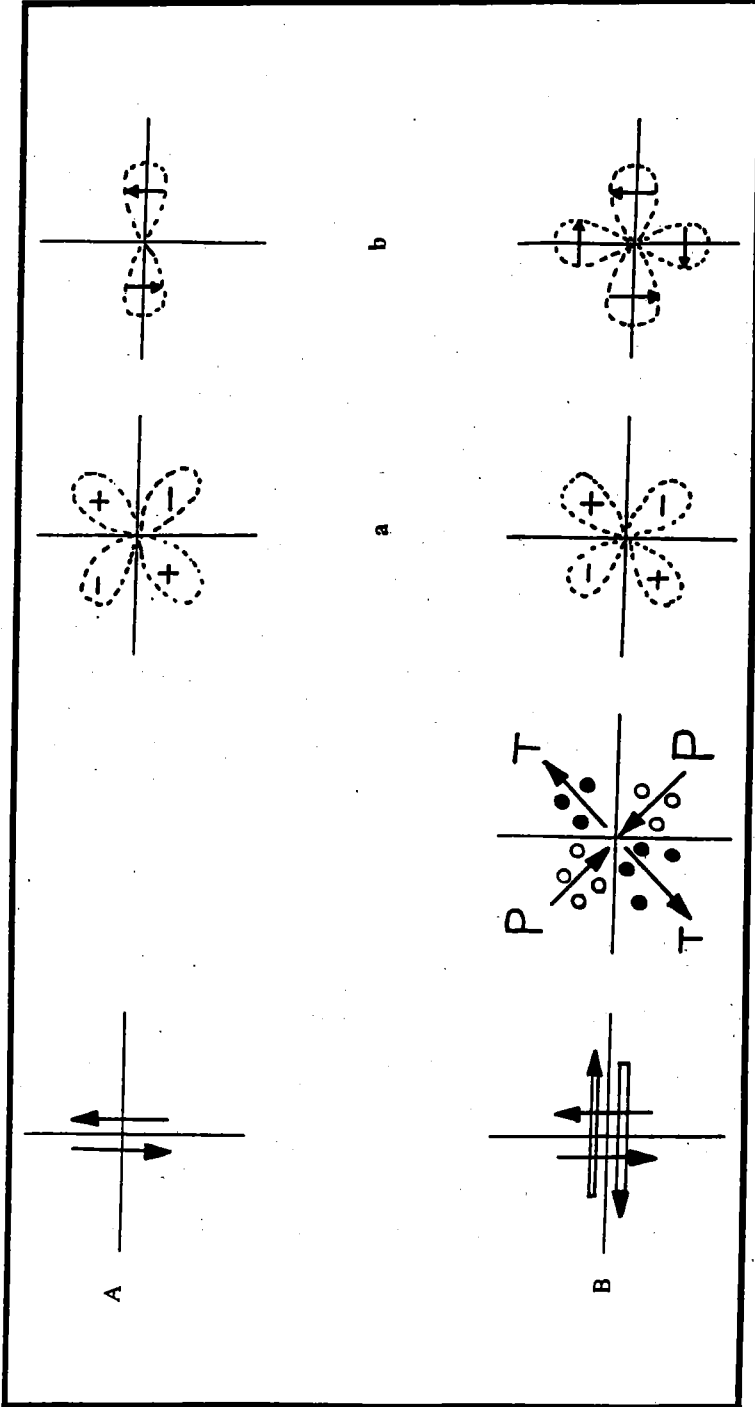
Şekil 5.9 Fay düzlemleri Parametreleri

ϕ : Fayın doğrultu açısı

δ : Fayın eğim açısı

5.4.2 Cisim dalgalarından odak mekanizmasının Saptanması

Cisim dalgaları boyuna dalgalar (P) ve enine dalgalar (S) olmak üzere ikiye ayrılırlar P dalgalarının genlikleri odaktaki hareketin mekanizmasına bağlı olarak simetrik bir dağılım gösterirler. Odağı çevrelediği kabul edilen bir küreyi dört kadrana ayıran düzlemler üzerinde P dalgası genliği sıfırdır. Bu düzlemlere “Düğüm Düzlemleri” denir.



Şekil 5.10 Tek kuvvet çifti ve ikili kuvvet çifti kaynak modelleri

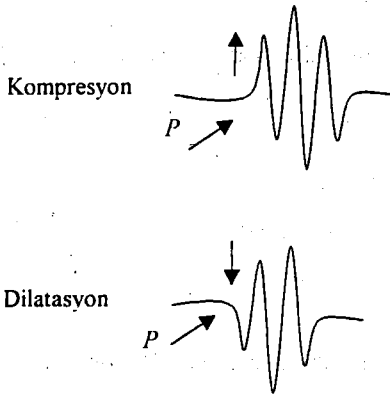
- A) Tek kuvvet çifti ve buna ait a) P-dalgası yayılımı b) S-dalgası yayılımı
 B) İkili kuvvet çifti ve buna ait a) P-dalgası yayılımı b) S-dalgası yayılımı
 (+,•): Kompresyon, (-,°): Dilatasyon, T: Gerilme eksenli, P: Basınç eksenli

Odaktaki etken kuvvet sisteminin türüne göre P ve S dalgalarının genlikleri odak çevresinde farklı bir dağılım gösterirler (Şekil 5.10) Sismograf istasyonlarında ölçülen genlikler birçok değiştirgene bağlı olduğundan genliklerden yararlanarak odak mekanizması tayini nisbeten güçtür.

Buna karşılık P ve S dalgalarının tanecik hareketleri (Particle motions) yer içinde yayılırlarken değişikliğe uğramazlar. P dalgaları diğer dalga türlerinden daha hızlı yayıldıklarından sismogramlarda görülen ilk hareketler P dalgalarına aittir.

P-dalgasının ilk hareketlerinden yararlanılarak odak mekanizmasının Elastik Rebound Teorisinde Tarif edildiği gibi bir fayalanma olduğu ve bu faylanma hareketinin Şekil 10 deki gibi iki kuvvet çifti ile gösterilebileceği kabul edilebilir. P dalgası ilk hareketlerinden yararlanılarak odaktaki faylanmanın türü ve geometrisi saptanmaya çalışılır.

Pratikte sismometrelerin polarizasyonu o şekilde ayarlanır ki sismogram üzerindeki yukarı doğru bir ilk hareket odaktaki bir kompresyona, aşağı doğru bir ilk hareket ise dilatasyona tekabül eder (Şekil 5.11)



Şekil 5.11. Sismogramlar üzerinde kompresyon ve dilatasyon gösteren ilk hareketler

Fay düzlemi yönteminde ilk problem yeryüzündeki sismograf istasyonlarının odak küresi üzerindeki yerlerinin saptanmasıdır. Daha sonraki iş, odak küresi üzerindeki kompresyon ve dilatasyonları uygun bir projeksiyon kullanılarak bir düzlem üzerinde göstermektir.

Depremin kaydedildiği tüm sismograf istasyonlarındaki P-dalgası ilk hareketi (aşağı –yukarı veya dilatasyon-kompresyon) belirlenir. Daha sonra depremin istasyonlar için azimut açıları, episantr ve odağı terkediş açıları hesaplanır.

5.4.3 Azimut Açıları ve Episantr Uzaklıklarının Belirlenmesi

Azimut açıları ve episantr uzaklıkları için çeşitli formüller geliştirilmiştir. Episantrın enlem ve boylamı θ , ϕ ; istasyonununkiler θ' , ϕ' olsun Sismograf istasyonunun episantra uzaklığı,

$$\begin{aligned}\text{Cos}\Delta &= AA' + BB' + CC' \\ 2(1 - \text{Cos}\Delta) &= (A - A')^2 + (B - B')^2 + (C - C')^2 \\ 2(1 + \text{Cos}\Delta) &= (A + A')^2 + (B + B')^2 + (C + C')^2\end{aligned}$$

bağıntılardan hesaplanabilir. Burada Δ episantr ile istasyonun yerin merkezinden gören açıdır. Bu formüllerde;

$$\begin{aligned}A &= \text{Sin}\theta \text{ Cos}\phi & A' &= \text{Sin}\theta' \text{ Cas}\phi' \\ B &= \text{Sin}\theta \text{ Sin}\phi & B' &= \text{Sin}\theta' \text{ Sin}\phi' \\ C &= \text{Cos}\theta & C' &= \text{Cos}\theta'\end{aligned}$$

İle verilen doğrultman kosinüsleridir. Yukarıdaki formüllerle 20° - 160° arasındaki uzaklıklar 0.1 den daha küçük bir hata ile hesaplanabilir. Daha küçük uzaklıklar için

$$\Delta^2 = (\theta - \theta')^2 - (\varphi - \varphi')^2 - \sin^2 \theta / 2(\theta + \theta')$$

formülü kullanılabilir.

Azimuthu (Z), yani istasyon ve episantırdan geçen büyük dairenin kuzeyle yaptığı açısı;

$$-\sin \Delta \sin Z = DA' + EB'$$

$$-\sin \Delta \cos Z = Ga' + HB' + KC'$$

bağıntılarından yararlanarak,

$$\tan Z = DA' + EB' / Ga' + HB' + KC'$$

formülünden hesaplayabiliriz. Burada;

$$D = \sin \varphi$$

$$G = \cos \varphi \cos \theta$$

$$K = \sin \theta$$

$$E = -\cos \varphi$$

$$H = \cos \theta \sin \varphi$$

dir.

5.4.4 Odağı Terkediş Açılarının Hesaplanması

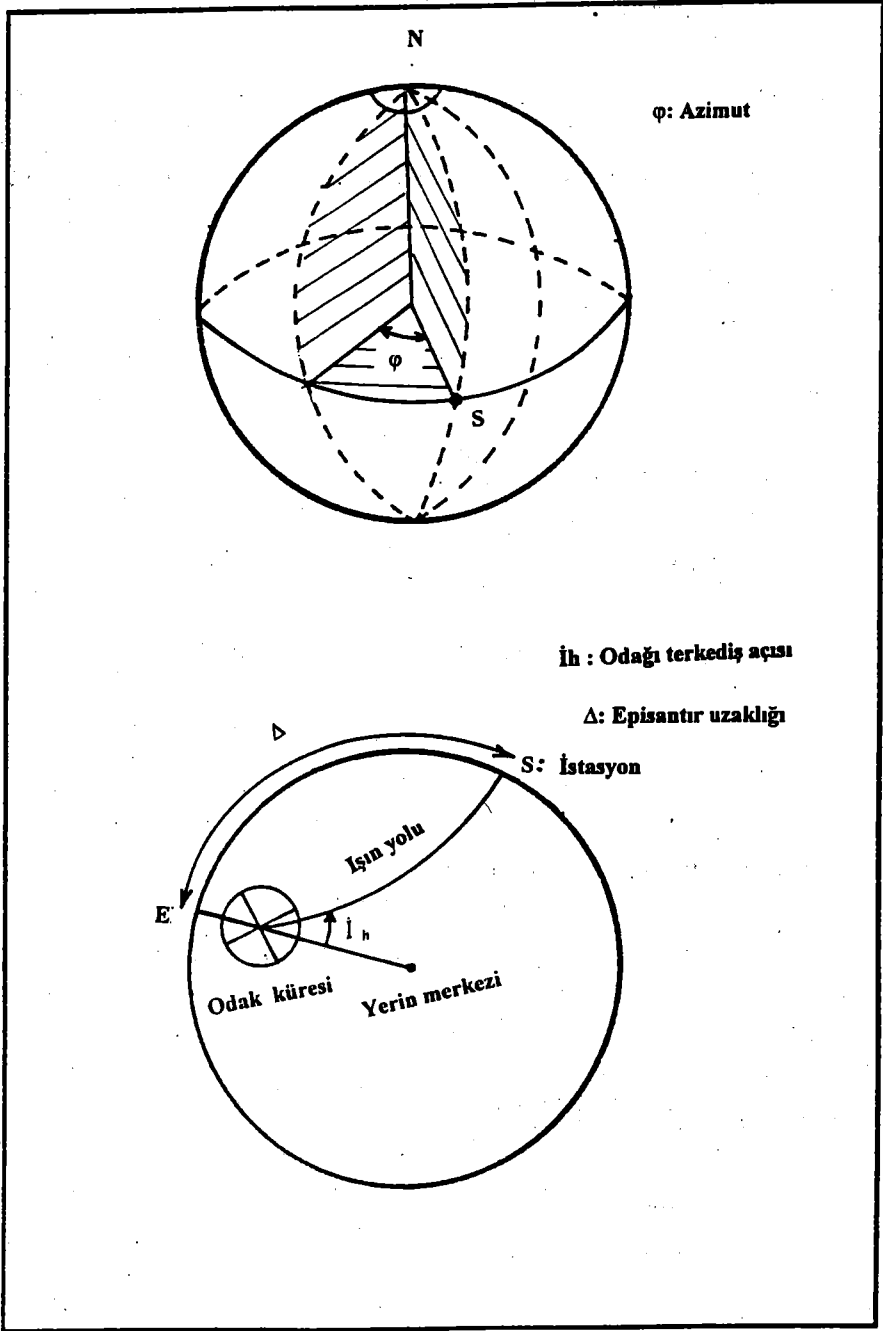
Işığın odağı terkediş açısı Şekil 5.12'de şematik olarak gösterilmekte ve

$$I_h = \arcsin[(V_h / r_0) / (r_0 - h)(dT/d\Delta)]$$

formülü ile hesaplanmaktadır. Burada;

I_h : Işığın odağı terkediş açısı,

h : Odak derinliği (km),



Şekil 5.12 Episantr uzaklığı, Azimut ve odağı terkediş açısının şematik gösterilişi

V_h : Odaktaki P-dalga hızı (km/sn)

r_0 : Yerin yarıçapı (km)

$dT/d\Delta$:P-dalgası için zaman-uzaklık eğrisinin eğimi (sn/km)'dir (Şekil 5.12).

5.4.5 İstasyonların Schmidt Ağı ile Odak Küresi Üzerinde Yerleştirilmesi

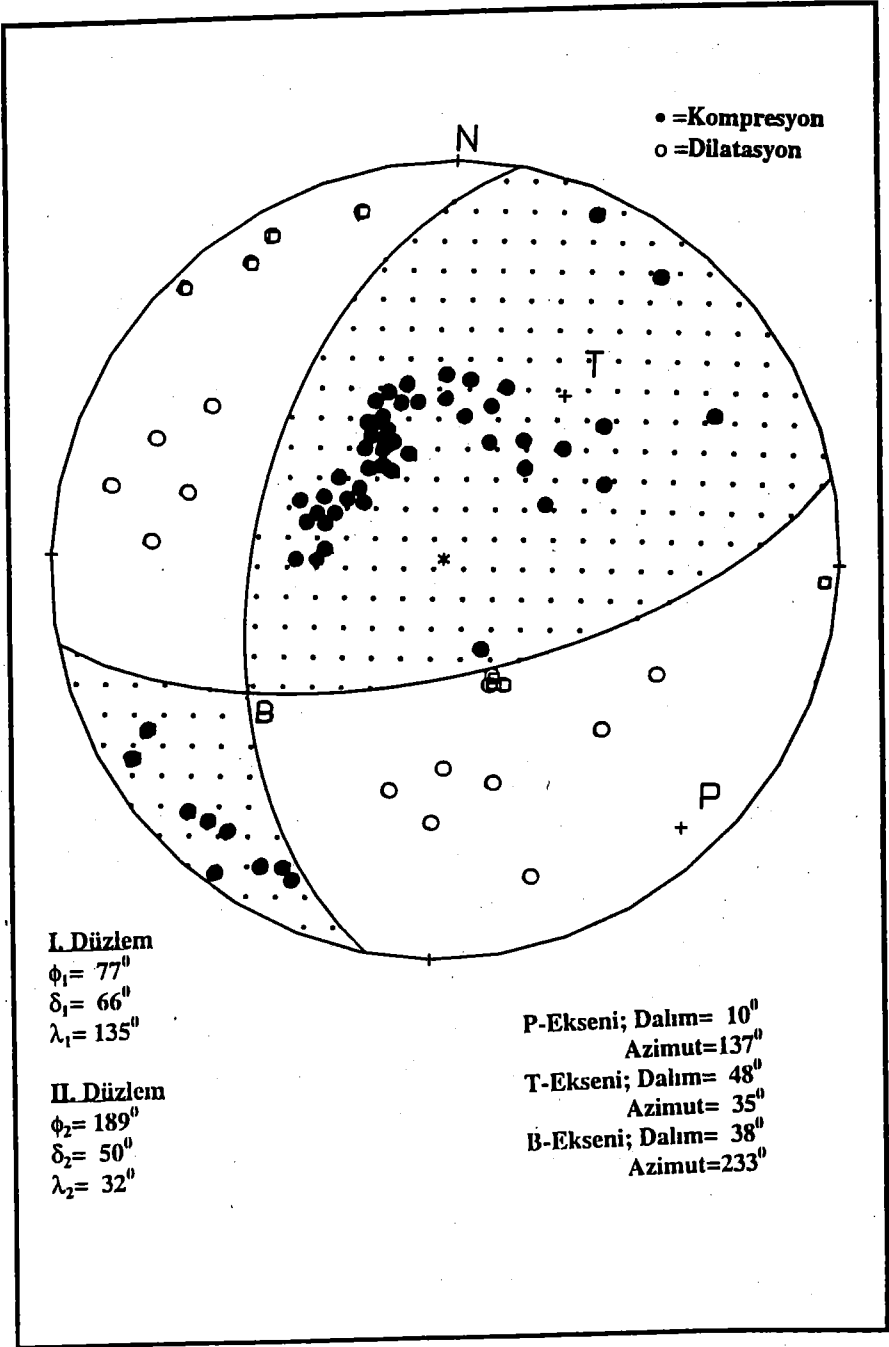
I_h açısı ve azimut açısı hesaplandıktan sonra bir projeksiyon sistemi kullanılarak odak küresi üzerindeki kompresyon ve dilatasyon bilgilerini ayırmaktır. Bu amaçla çeşitli projeksiyon sistemleri kullanılmıştır. Bunalar arasında en çok kullanılan Schmidt eşit alan yöntemidir. İstasyonların Schmidt ağı kullanılarak odak küresinin alt yarım küresi üzerine izdüşülerek işaretlenir (Şekil 5.13).

5.4.6 Düğüm Düzlemlerinin Belirlenmesi

Her bir istasyonda gözlenen hareket odak küresi üzerine yerleştirilirken odağı terkediş açıları (i_h) ve azimutları (θ) kullanılır.

I_h açıları düşeyden olan açı olduğundan projeksiyon ağının merkezinden dışarıya doğru ölçülerek θ açıları kuzeyden doğuya doğru olduğundan ağın dışından ölçülerek istasyonun odak küresi üzerindeki yeri bulunur. Tüm istasyonlar için bu işlem yapıldıktan sonra düğüm düzlemleri kompresyon ve dilatasyonları birbirlerinden en iyi şekilde ayıracak şekilde çizilir.

Bunun için önce düzlemlerden birisi çizilir. Daha sonra bu düzlemin kutbu işaretlenir. İkinci düzlem birinci düzlemin kutbundan geçmek koşuluyla tekrar kompresyon ve dilatasyonları ayıracak şekilde geçirilir. Böylece her iki düzlemin birbirlerine dik olması sağlanmış olur.



Şekil 5.13 Odak mekanizması çözüm örneği

5.4.7 Asal Gerilme Eksenlerinin Belirlenmesi

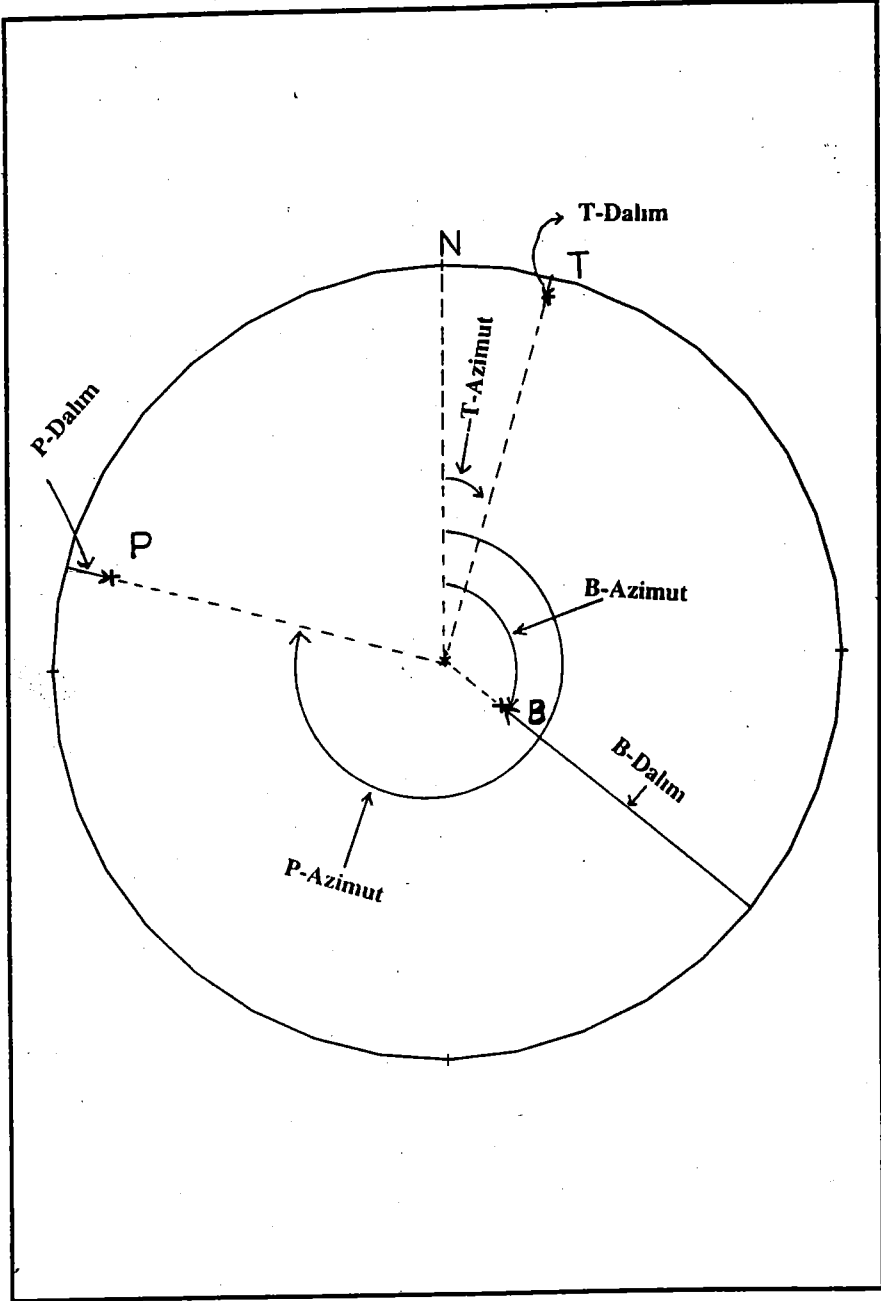
Asal gerilme eksenleri Şekil 5.13'de gösterilmiştir (Karakısa 1998). P, en büyük basınç eksenini olup dilatasyon alanında, T, en büyük gerilme (çekme) eksenini olup kompresyon alanında ve B, orta gerilme eksenini de düğüm düzlemlerinin kesim noktasında bulunur. P ve T eksenleri düğüm düzlemleri ile 45° lik açı yaparlar. P, T ve B eksenleri ise birbirleriyle 90° lik açı yaparlar.

Schmidt ağı ile asal eksen parametreleri (azimutları ve dalımları) ölçülerek belirlenir. Çözümü yapılan örnek deprem için bu değerler Şekil 5.14'de gösterilmektedir.

5.5 Birleşik Odak Mekanizması Çözüm Yöntemi

Birleşik odak mekanizması çözümü; klasik olarak yapılan odak mekanizması çözümü, büyük bir depremin çok sayıda sismolojik istasyonlarda kaydedilen P-dalgası ilk hareket yönleri (aşağı, yukarı) kullanılarak yapılmaktadır.

Ancak, az sayıda lokal istasyonların olması durumunda elde edilen veriler odak mekanizmasını belirlemek için yeterli olmayabilir. Bu nedenle belirli bir zaman ve mekanda olmuş depremlerin P-dalgası ilk hareket yönü verilerini kullanarak birleşik odak mekanizması çözümleri yapılabilmektedir. Bir fayın üzerinde çeşitli zamanlarda meydana gelen depremlerin, önce sismik ağdaki kayıtlardan ayrı ayrı odak mekanizması çözümleri yapılmaktadır. Daha sonra tüm depremlerin odak mekanizması için kullanılan veriler sanki bir olaya aitmiş gibi alınarak projeksiyon ağı üzerine yerleştirilir ve odak parametreleri belirlenir. Elde edilen çizim tek bir kaynağın çözümü olarak alınır. Bu yöntem aynı bölgede olan depremlerin aynı basınç ve gerilme kuvvetlerinin etkisinde kalması temeline dayanır. Bu tür çalışmalar; lokal sismik ağlar ve mikrodepremler için yaygın olarak kullanılmaktadır (Brillinger ve diğ. 1980, Evans ve diğ. 1985).



Şekil 5. 14 Asal eksen parametrelerinin şematik olarak gösterilişi

Birleşik odak mekanizması çözümlerinde, çözüme katılacak depremleri lokasyon olarak çok fazla saçılma göstermemesi ve gereğinden uzun bir süreye yayılmaması gerekir. Çünkü veriler uzun bir zaman aralığında toplanır ise, bu zaman dilimi içerisinde asal gerilme eksenlerinde dönme olabileceğinden uygun bir fay düzlemi elde etmek olanaksız hale gelir. Benzer durum, lokasyon dağılımı için de geçerlidir. Birbirlerinden çok uzakta oluşan depremlerde asal gerilme eksenlerinin konumları da farklı olabilir. Bu durum daha çok öncü depremlerde gözlenir.

Birleşik odak mekanizması çözümlerinde Suetsugu (1996) tarafından, kodlanan bir bilgisayar programı kullanılmıştır.

BÖLÜM 6. ODAK MEKANİZMASI ÇÖZÜMÜ UYGULAMALARI

6.1 Giriş

Aynı ayrı ve birleşik odak mekanizması çözümleri 27 Haziran 1998'de oluşan Adana-Ceyhan depreminin artçı sarsıntılarının ivme kayıtlarından yararlanılarak yapılmıştır.

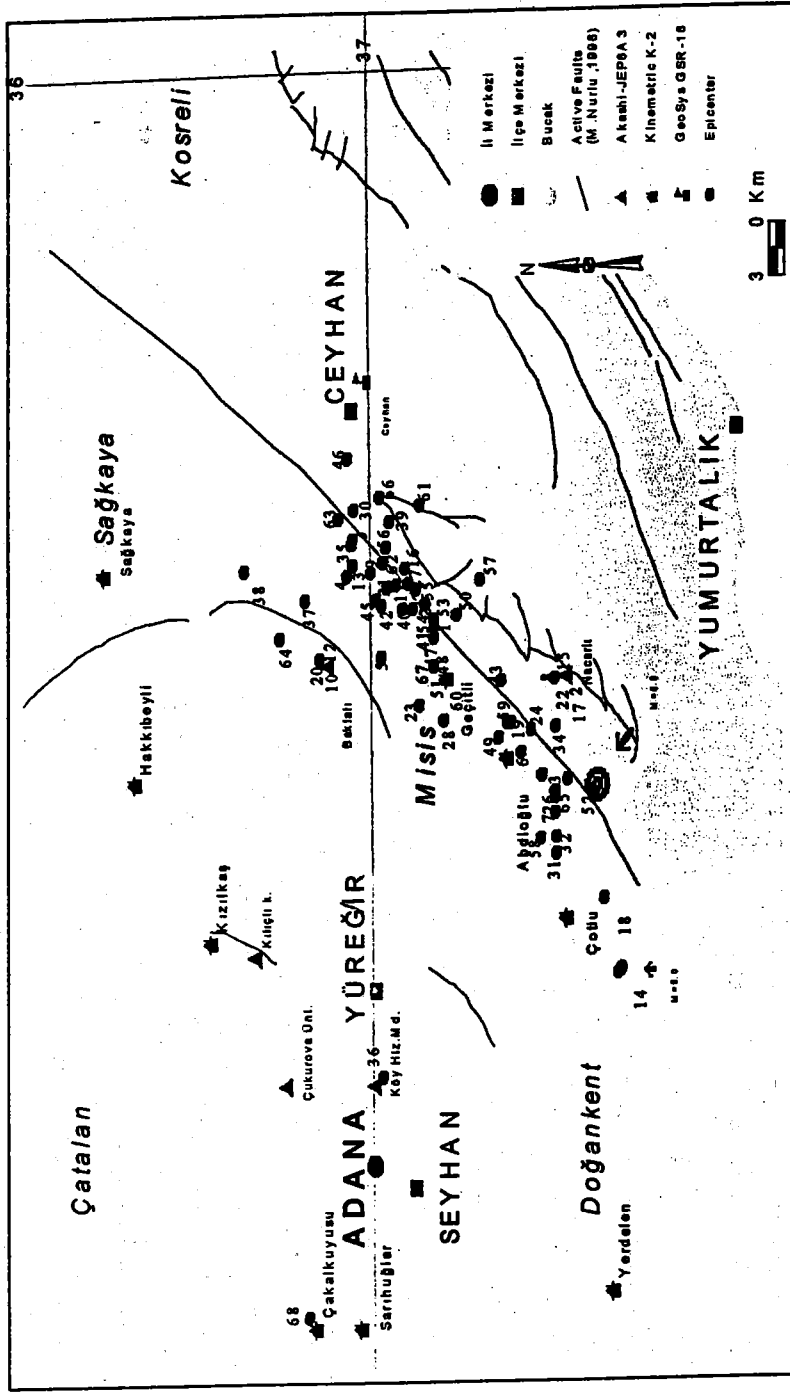
6.2 Veriler

27 Haziran 1998 tarihinde yerel saatle 16.55 'de meydana gelen $M_d = 5.9$ (ERD) büyüklüğündeki Adana - Ceyhan depreminin artçı şoklarını gözlemek için Deprem Araştırma Dairesi tarafından bölgeye 3 adet ivme kayıtları yerleştirilmiştir.

Ayrıca Türk - Japon ortak projesi kapsamında kullanılmak üzere Türkiye'ye getirilen 3 adet portatif ivme kayıtları da kısa süre içerisinde deprem bölgesine getirilerek yerleştirilmiştir.

Ek olarak, GFZ-Potsdam ve Deprem Araştırma Dairesi arasındaki işbirliği kapsamında 9 adet ivme kayıtları da deprem bölgesine yerleştirilmişlerdir. Böylece bölgede toplam 15 adet ivme ölçer istasyon kurulmuş ve çalıştırılmıştır. Şekil 6.1 ve Tablo 6.1 de istasyonların yerleri ve ivme ölçerler tarafından kaydedilen artçı depremlerin episantr dağılımları gösterilmiştir.

Kurulan bu istasyonlardan elde edilen veriler dikkate alınarak 3 Temmuz - 6 ağustos 1998 tarihleri arasında P ve S vızılları okunabilen Hypo 71 Fast Hypo (Hermann, 1978) bilgisayar programı kullanılarak 69 adet artçı depremlerin oluş zamanları, episantr koordinatları ve odak derinlikleri hesaplanmıştır (Taplo 6.2 ve Taplo 6.3). Bu hesaplamalarda kullanılan kabuk hız modelinin (Rizhikova ve diğ. 1981) derinlikle değişimi verilmiştir (Taplo 6.4 ve Şekil 6.2).



Şekil 6.1 İstasyonlar ve aktif depremlerin episantr dağılımları

Tablo 6.2 Adana-Ceyhan depreminden sonra oluşan artçı sarsıntılar

No	Tarih Gün/Ay/Yıl	Zaman (GMT) Saat:Dk:Sn	Boylam Doğu	Enlem Kuzey	Derinlik Kilometre	Kalite Fak. Q
1	03.07.1998	11:09:49	35,67	36,97	22,8	B
2	03.07.1998	15:35:09	35,62	36,88	05,0	D
3	03.07.1998	16:58:45	35,71	37,01	19,7	A
4	03.07.1998	19:02:07	35,69	37,02	17,8	A
5	03.07.1998	19:35:49	35,64	36,99	05,0	D
6	03.07.1998	20:28:17	35,57	36,90	26,0	B
7	03.07.1998	21:32:26	35,54	36,88	30,2	B
8	03.07.1998	22:10:38	35,62	36,88	05,0	D
9	03.07.1998	22:40:25	35,69	37,00	21,3	B
10	03.07.1998	22:56:22	35,64	37,04	05,0	D
11	03.07.1998	23:30:10	35,68	36,98	23,7	B
12	04.07.1998	01:00:25	35,64	37,04	05,0	D
13	04.07.1998	01:33:03	35,69	37,01	18,6	A
14	04.07.1998	02:15:48	35,44	36,84	27,9	C
15	04.07.1998	02:25:58	35,62	36,88	05,0	D
16	04.07.1998	09:23:44	35,69	36,98	25,4	B
17	04.07.1998	09:24:28	35,62	36,88	05,0	D
18	04.07.1998	18:46:05	35,48	36,85	29,3	B
19	04.07.1998	19:09:27	35,59	36,91	26,6	B
20	05.07.1998	01:39:53	35,64	37,04	05,0	D
21	05.07.1998	04:54:19	35,68	36,99	21,8	B
22	05.07.1998	06:31:26	35,62	36,88	05,0	D
23	05.07.1998	14:32:16	35,61	36,97	23,9	B
24	07.07.1998	17:08:26	35,59	36,89	26,4	C
25	08.07.1998	02:00:49	35,31	36,71	01,3	D
26	08.07.1998	13:15:41	35,55	36,88	28,7	D
27	09.07.1998	02:12:16	35,68	36,98	25,5	D
28	09.07.1998	07:01:35	35,60	36,95	24,7	D
29	10.07.1998	20:59:50	35,67	36,96	26,1	C
30	10.07.1998	22:46:51	35,73	37,01	22,1	B
31	10.07.1998	23:53:50	35,52	36,88	33,0	D
32	11.07.1998	00:38:31	35,51	36,88	23,0	D
33	11.07.1998	11:26:07	35,55	36,88	29,7	D
34	11.07.1998	14:28:40	35,59	36,88	30,3	D
35	11.07.1998	20:45:03	35,71	37,01	18,1	C

Tablo 6.3 Adana-Ceyhan depreminden sonra oluşan artçı sarsıntılar

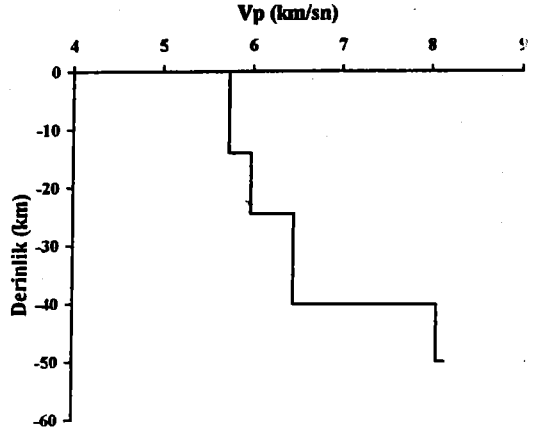
No	Tarih Gün/Ay/Yıl	Zaman (GMT) Saat:Dk:Sn	Boylam Doğu	Enlem Kuzey	Derinlik Kilometre	Kalite Fak. Q
36	13/07/1998	09:22:59	35,38	36,99	13,0	D
37	13/07/1998	09:28:02	35,67	37,05	21,2	D
38	13/07/1998	10:44:09	35,69	37,09	21,3	D
39	14/07/1998	01:58:04	35,72	36,99	21,5	B
40	14/07/1998	20:43:24	35,67	36,98	24,7	C
41	15/07/1998	03:32:33	35,65	36,96	23,6	C
42	15/07/1998	03:47:31	35,67	36,99	05,0	D
43	15/07/1998	18:02:05	35,62	36,91	27,6	B
44	16/07/1998	22:34:13	35,68	36,63	05,0	A
45	17/07/1998	00:43:34	35,67	37,00	18,8	D
46	17/07/1998	18:14:20	35,76	37,02	24,6	B
47	17/07/1998	18:15:24	35,62	36,88	08,3	D
48	17/07/1998	21:09:32	35,63	36,96	08,8	D
49	18/07/1998	00:24:52	35,63	36,96	09,4	D
50	18/07/1998	04:51:40	35,58	36,92	28,7	B
51	18/07/1998	21:04:05	35,66	36,94	26,2	B
52	18/07/1998	22:20:24	35,63	36,96	05,0	D
53	19/07/1998	13:23:37	35,56	36,87	34,6	C
54	19/07/1998	22:59:02	35,66	36,96	22,4	C
55	20/07/1998	06:07:26	35,66	36,96	23,8	B
56	20/07/1998	06:15:33	35,68	36,97	23,3	A
57	21/07/1998	17:23:31	35,70	36,99	18,9	B
58	22/07/1998	20:12:51	35,68	36,93	26,8	B
59	22/07/1998	23:55:24	35,52	36,89	30,4	C
60	23/07/1998	02:33:59	35,59	36,91	28,4	C
61	23/07/1998	07:28:04	35,63	36,96	17,2	D
62	23/07/1998	07:36:13	35,73	36,97	24,7	B
63	24/07/1998	02:13:17	35,69	36,99	17,4	B
64	24/07/1998	02:15:29	35,72	37,02	16,4	B
65	27/07/1998	04:46:19	35,65	37,06	22,0	D
66	27/07/1998	23:47:10	35,56	36,89	31,1	C
67	31/07/1998	18:23:46	35,73	36,99	16,4	A
68	03.08.1998	00:17:59	35,63	36,96	27,6	C
69	06.08.1998	08:48:41	35,23	37,05	09,5	D

Tablo 6.1 İstasyonların listesi

İstasyon Adı	İstasyon Kodu	İstasyonların koordinatları	
		Enlem (K)	Boylam (D)
KHM	KÖYHİZMETLERİ	36.992	35.373
CKV	ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ	37.059	35.376
NAC	NACARLI KÖYÜ	36.876	35.618
HBK	HAKKİBEYLİ KÖYÜ	37.170	35.560
SHG	SARİHUĞLAR KÖYÜ	36.100	35.227
YRD	YERDELEN KÖYÜ	36.838	35.238
CKK	ÇAKALKUYUSU KÖYÜ	37.044	35.227
KZK	KIZILKAŞ KÖYÜ	37.105	35.464
SGK	SAGKAYA KÖYÜ	37.178	35.670
COT	ÇOTLU KÖYÜ	36.872	35.475
GEC	GEÇİTLİ KÖYÜ	37.959	35.627
CYH	CEYHAN	37.024	35.810
AOK	ABDİOĞLU KÖYÜ	36.908	35.567
BKL	BAKLALI KÖYÜ	37.033	35.633
KIL	KILIÇLI KÖYÜ	37.081	35.455

Tablo 6.4 Kullanılan kabuk hız modeli

Derinlik (km)	Hız Vp (km/sn)
0,0	5,73
14,1	5,98
24,6	6,46
40,2	8,064
50,0	8,151



Şekil 6.2 Hızın derinlikle değişimi

Bölgede kaydedilmiş depremlerin çözümü sonucunda oluşturulan 3 Temmuz – 6 Ağustos 1998 tarihleri arasında, Tablo 6.2 ve Tablo 6.3 'e ait kayıtlardaki P-dalgasının ilk hareket yönleri kullanılmıştır. Bu çalışmada depremler; mevcut fay üzerindeki dağılımlarına göre seçilmiştir (Tablo 6.5). Kullanılan depremlerin Magnitüdüleri $M=2.5 - 3.7$ ve derinlikleri $h=16.4 - 30.4$ km arasında değişmektedir.

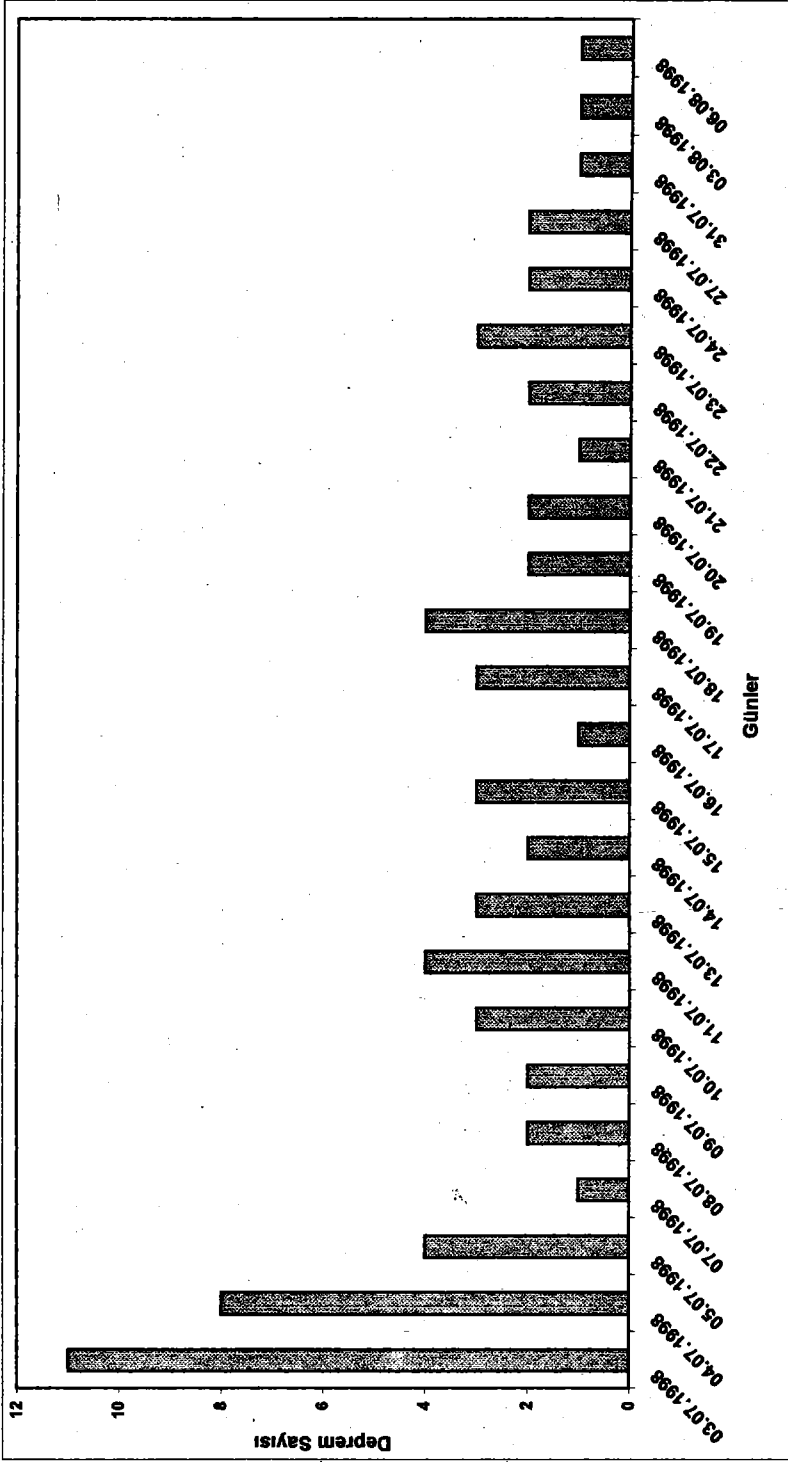
6.3 27 Haziran 1998 Adana-Ceyhan Depremi

Adana-Ceyhan depreminin aletsel koordinatı Deprem Araştırma Dairesi tarafından $36.85K^{\circ}$ ve $35.55D^{\circ}$ olarak belirlenmiş ve odak derinliği 23 km olarak bulunmuştur. Anaşokun odak mekanizması çözümü, dünyanın çeşitli enstitüleri USGS, EMSC, HARWARD ve Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi (ERD) tarafından yapılmıştır (Şekil 6.3).

6.4 Adana-Ceyhan Depreminin Artçı Şokları

Bu çalışmada; Adana-Ceyhan depreminden sonra Adana-Ceyhan bölgesinde ivme ölçerler tarafından kaydedilen artçı depremlerin, zamana bağlı dağılımları çizilmiştir (Şekil 6.4). Bu çalışmada gözlenen periyodu boyunca 69 adet artçı deprem kaydedilmiştir (Tablo 6.2 ve Tablo 6.3). Bunların tümünün odak mekanizması çözümleri incelenmiş, burada verilmeyen çözümler de veri uyumsuzlukları nedeniyle çözümler bu çalışmada verilmemiştir. Veri uyumsuzluğu bulunmayan depremlerin odak mekanizması çözümleri yapılmış ve fay düzlemi çözüm parametreleri bulunmuştur (Tablo 6.6).

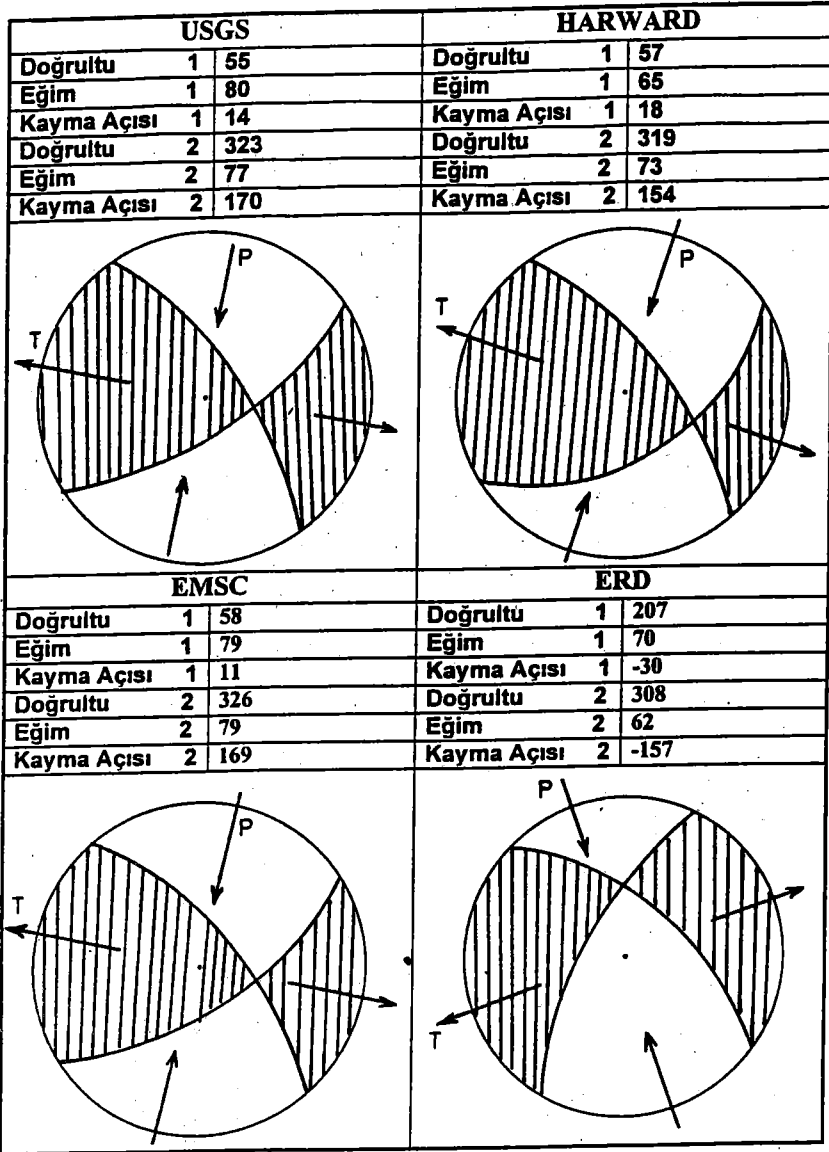
Odak mekanizmasındaki üçgen alanlar kompresyon kare alanlar ise dilatasyon alanlarını göstermektedir. Diyagramların sol taraflarındaki DOĞRULTU1, EĞİM1, KAYMA AÇISI1, DOĞRULTU2, EĞİM2, ve KAYMA AÇISI2 sırasıyla bulunan düzlemlere ait doğrultu, eğim, kayma açılarını vermektedir. P ve T-eksenlerine ait



Şekil 6.4 27 Haziran 1998 Adana - Ceyhan depreminden sonra oluşan artçı depremlerin günlere göre dağılımları

Tablo 6.5 Çalışmada kullanılan depremler

NO	TARİH	KOORDİNATLAR Enlem K° Boylam D°	DERİNLİK	MAGNİTÜD	İSTASYON SAYISI
Olay 1	10.07.1998	37.011 35.727	22.1	2.6	5
Olay 2	11.07.1998	36.877 35.549	29.7	2.9	6
Olay 3	11.07.1998	36.877 35.589	30.3	3.0	6
Olay 4	13.07.1998	37.045 35.671	21.2	3.4	10
Olay 5	13.07.1998	37.086 35.691	21.3	3.5	9
Olay 6	14.07.1998	36.979 35.665	24.7	3.3	10
Olay 7	15.07.1998	36.913 35.619	27.6	2.5	5
Olay 8	15.07.1998	36.958 35.647	23.6	3.7	12
Olay 9	17.07.1998	37.015 35.759	24.6	2.6	8
Olay 10	18.07.1998	36.915 35.583	28.7	3.1	7
Olay 11	18.07.1998	36.943 35.661	26.2	2.9	10
Olay 12	22.07.1998	36.887 35.520	30.4	2.6	5
Olay 13	23.07.1998	36.967 35.729	24.7	3.1	8
Olay 14	27.07.1998	37.062 35.648	22.0	3.7	9
Olay 15	31.07.1998	36.994 35.734	16.4	3.0	6
Olay 16	03.08.1998	36.958 35.629	27.6	3.5	9



Şekil 6.3 7 Haziran 1998 Adana – Ceyhan depreminin ERD, HARWARD, EMSC ve USGS tarafından yapılmış fay düzlemi çözümleri

azimut ve dalımlar da yine burada gösterilmektedir. Ayrıca burada uyumlu ve uyumsuz verilerin sayıları da belirtilmektedir. Uyumlu veri: kompresyon ve dilatasyon alanlarına düşen veri sayısını ve uyumsuz veri ise: kompresyon alanında dilatasyon verisinin veya dilatasyon alanında kompresyon verisinin bulunmasıdır.

Bu çalışmada uyumsuz veri bulunmaktadır. Bunun nedeni: a) Depremlerin magnitüdlerinin küçük olması dolayısıyla P-dalgası ilk hareket yönlerinin belirgin olmaması, b) İstasyonların azimutal dağılımlarının yeterli olmaması olarak açıklanabilir.

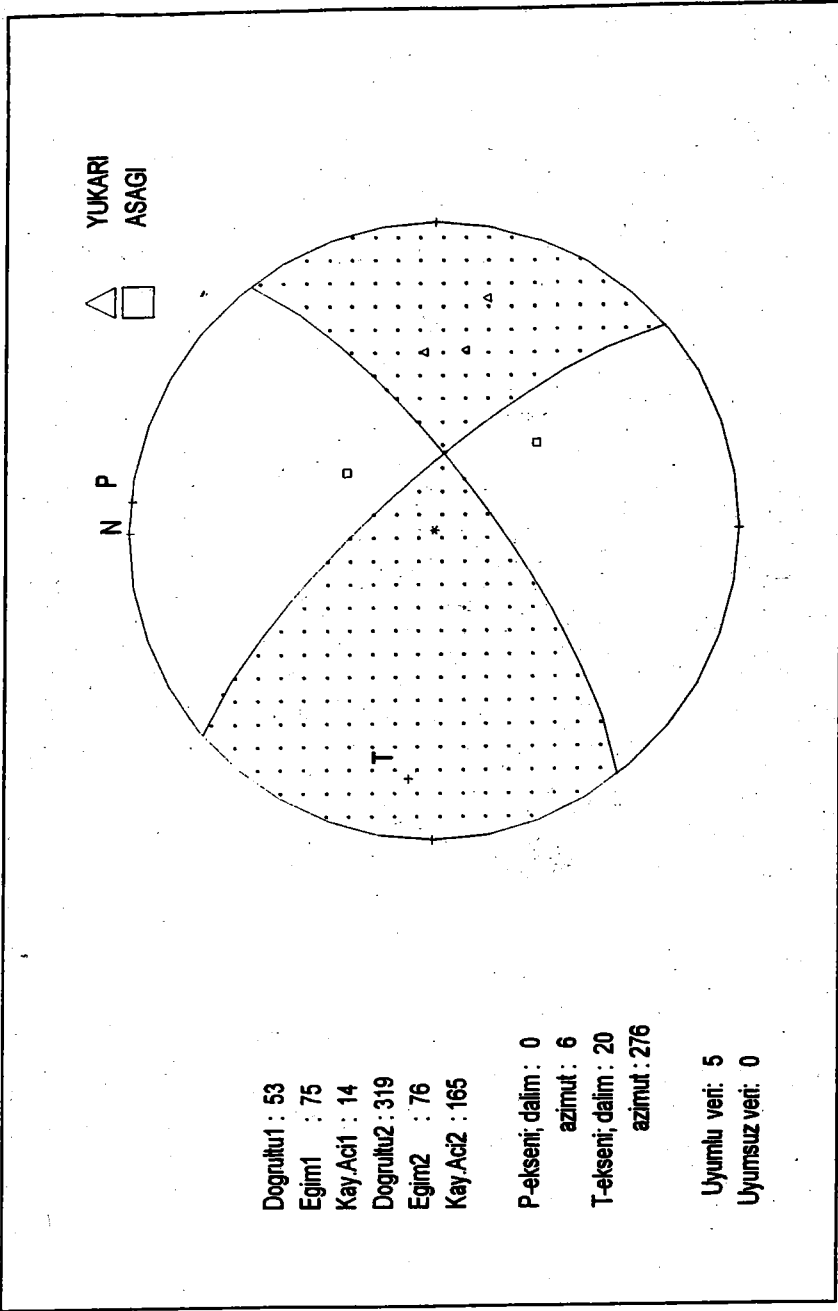
Odak mekanizması çözümleri (Şekil 6.5 - 6.20)'de yapılmıştır. Şekil 6.5-6.20 arasındaki çözümler (Tablo 6.6) deki 16 olayın ayrı ayrı çözümleridir. Bu çözümler de faylanma K-D doğrultu atımlı ve ters yönlüdür. Bu şekillerde odak mekanizması çözümüne ait parametreler şekillerin solunda yer almaktadır. Tüm bu çözümlerde 1 nolu düzlem fay düzlemi, 2 nolu düzlemler her bir çözüm için yardımcı düzlemi göstermektedir.

Tüm bu çözümlerin birleştirilmesinden elde edilen birleşik fay düzlemi, çözümü Şekil 6.21'de verilmiştir. Bu çözüm artçı depremler için etkin olan asal gerilme eksenlerinin konumlarını, fay ve yardımcı düzlemlerin yaklaşık olarak ortalamasını vermektedir.

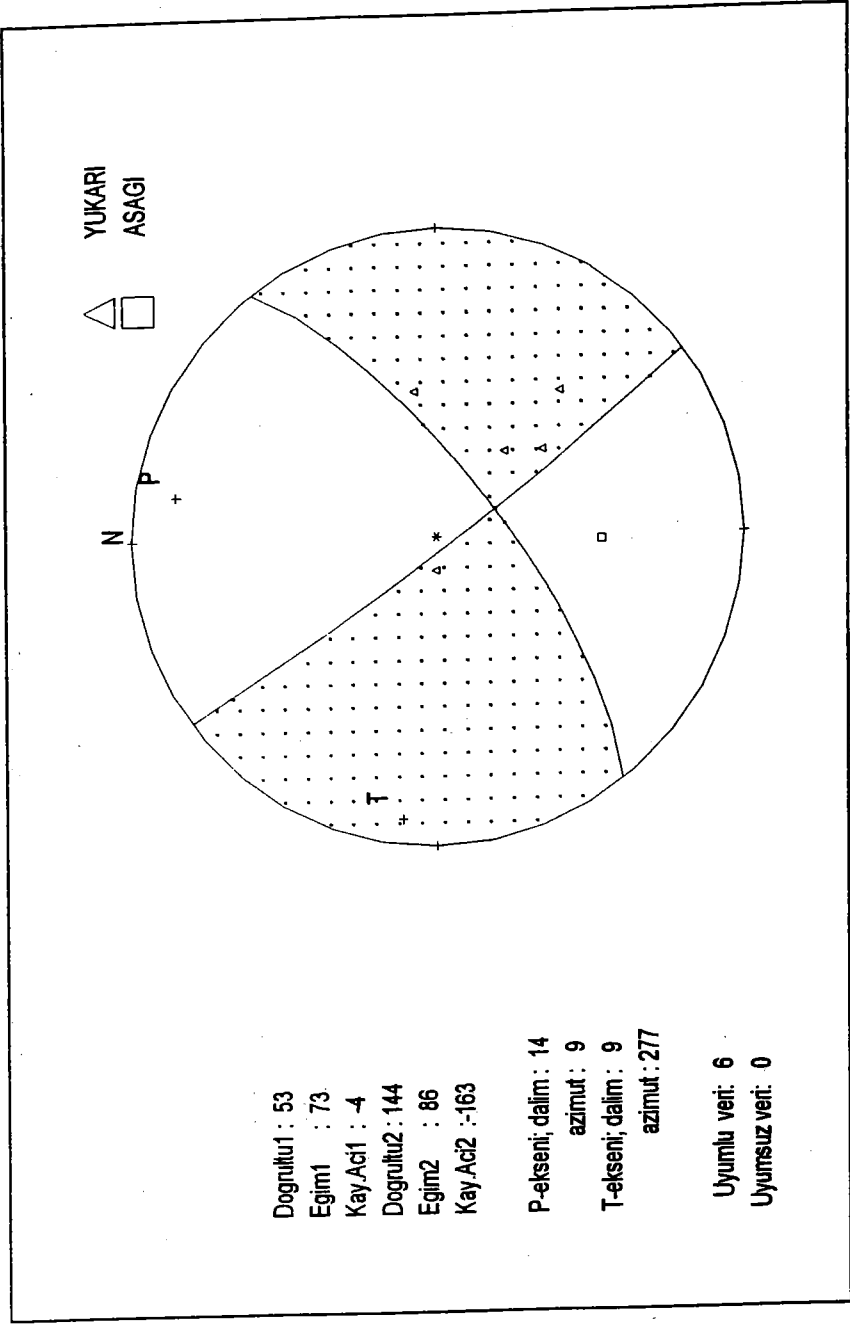
Ayrı ayrı yapılan çözümlerde kullanılan istasyon sayısı çok sınırlı olduğundan geçirilen düzlemlerin seçiminde keyfiyet oranı oldukça yüksektir. Verilerin birleştirilmesi ile elde edilen birleşik çözümde veri çokluğu nedeniyle keyfiyet tamamen kalkmaktadır. Çünkü verilerin dağılımı düzlemlerin yeteri kadar doğru olarak geçirilmesini zorunlu kılmaktadır. Bu nedenle birleşik çözüm en geçerli değerlendirme olarak kabul edilmektedir.

Tablo 6.6 Odak mekanizması çözümleri

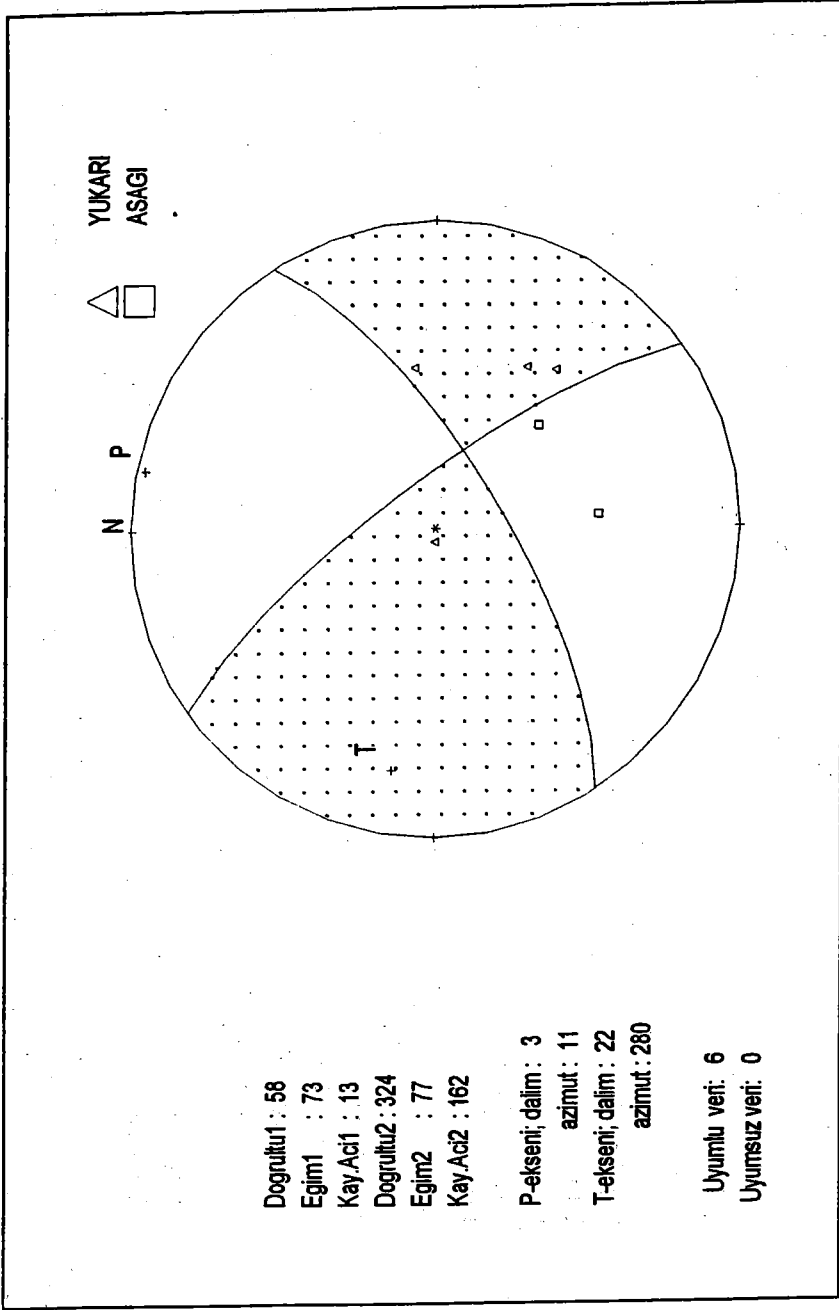
No	1. DÜZLEM				2. DÜZLEM				P - Eksenli		T - Eksenli	
	Doğrultu (°)	Eğim (°)	Kayma açısı (°)	Doğrultu (°)	Eğim (°)	Kayma açısı (°)	Dalım (°)	Azimut (°)	Dalım (°)	Azimut (°)		
Olay 1	53	75	14	319	76	165	0	6	20	276		
Olay 2	53	73	-4	144	86	-163	14	9	9	277		
Olay 3	58	73	13	324	77	162	3	11	22	280		
Olay 4	49	78	5	318	85	168	5	4	12	273		
Olay 5	55	87	15	324	75	177	8	-172	13	280		
Olay 6	51	72	14	317	77	161	4	5	23	273		
Olay 7	58	66	15	321	76	156	7	11	27	278		
Olay 8	62	73	11	329	80	162	5	16	20	285		
Olay 9	62	73	16	327	74	162	1	14	23	284		
Olay 10	57	74	-3	148	87	-164	13	14	9	282		
Olay 11	79	67	10	345	81	157	10	34	22	300		
Olay 12	56	77	10	324	81	166	3	10	16	280		
Olay 13	59	73	24	322	67	161	4	-170	29	282		
Olay 14	48	79	6	317	84	169	3	2	12	272		
Olay 15	51	65	10	317	81	154	11	7	25	271		
Olay 16	49	71	5	317	85	161	10	4	17	271		



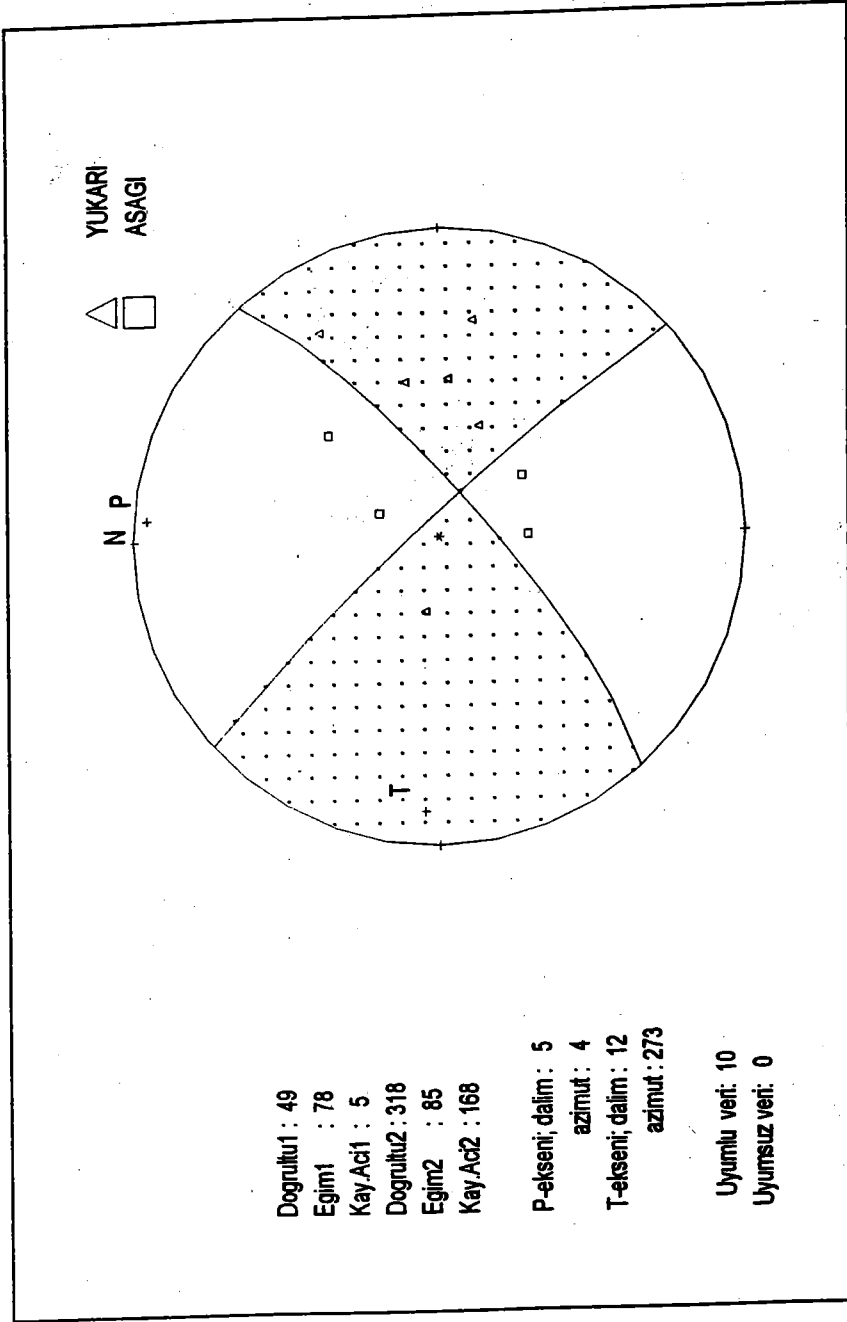
Şekil 6.5 10.07.1998 tarihli (Olay 1) depremin fay düzlemi çözümü



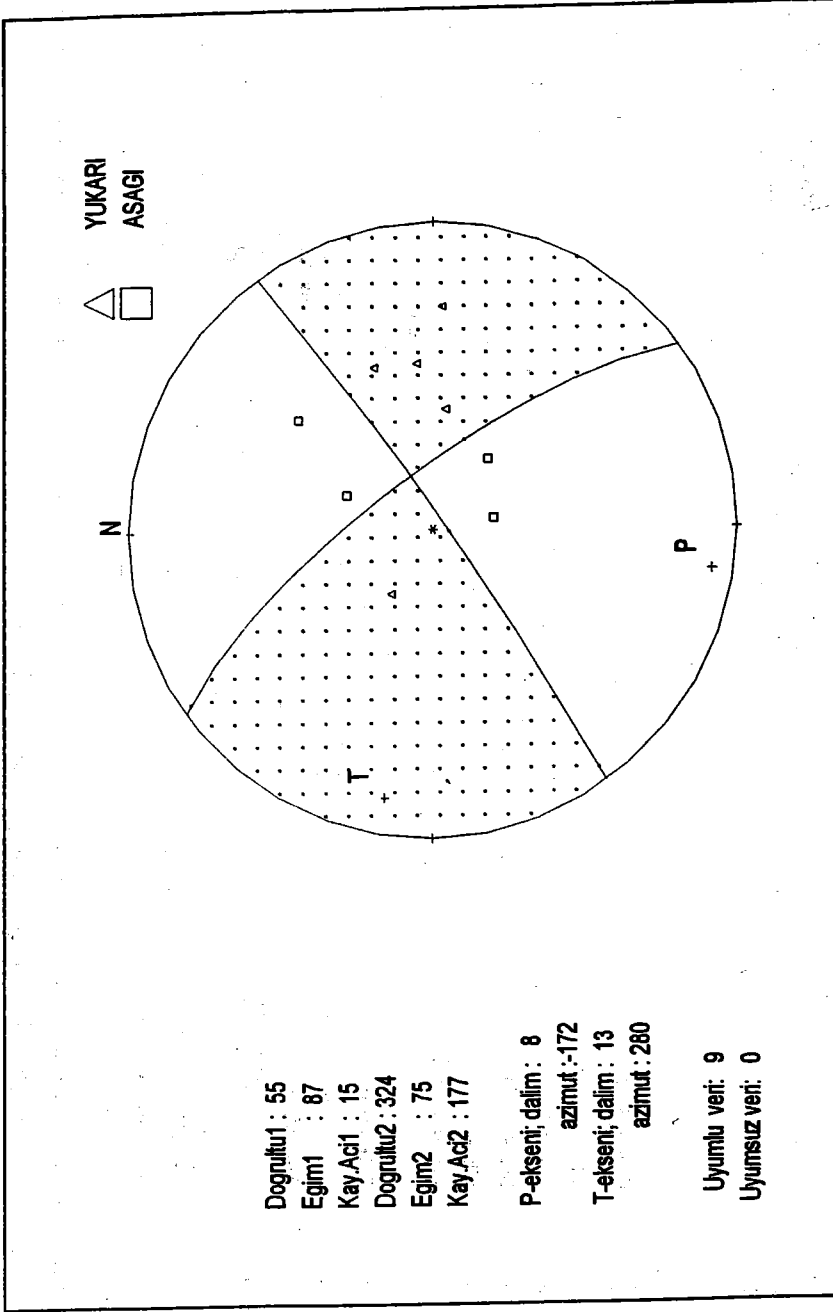
Şekil 6.6 11.07.1998 tarihli (Olay 2) depremin fay düzlemi çözümü



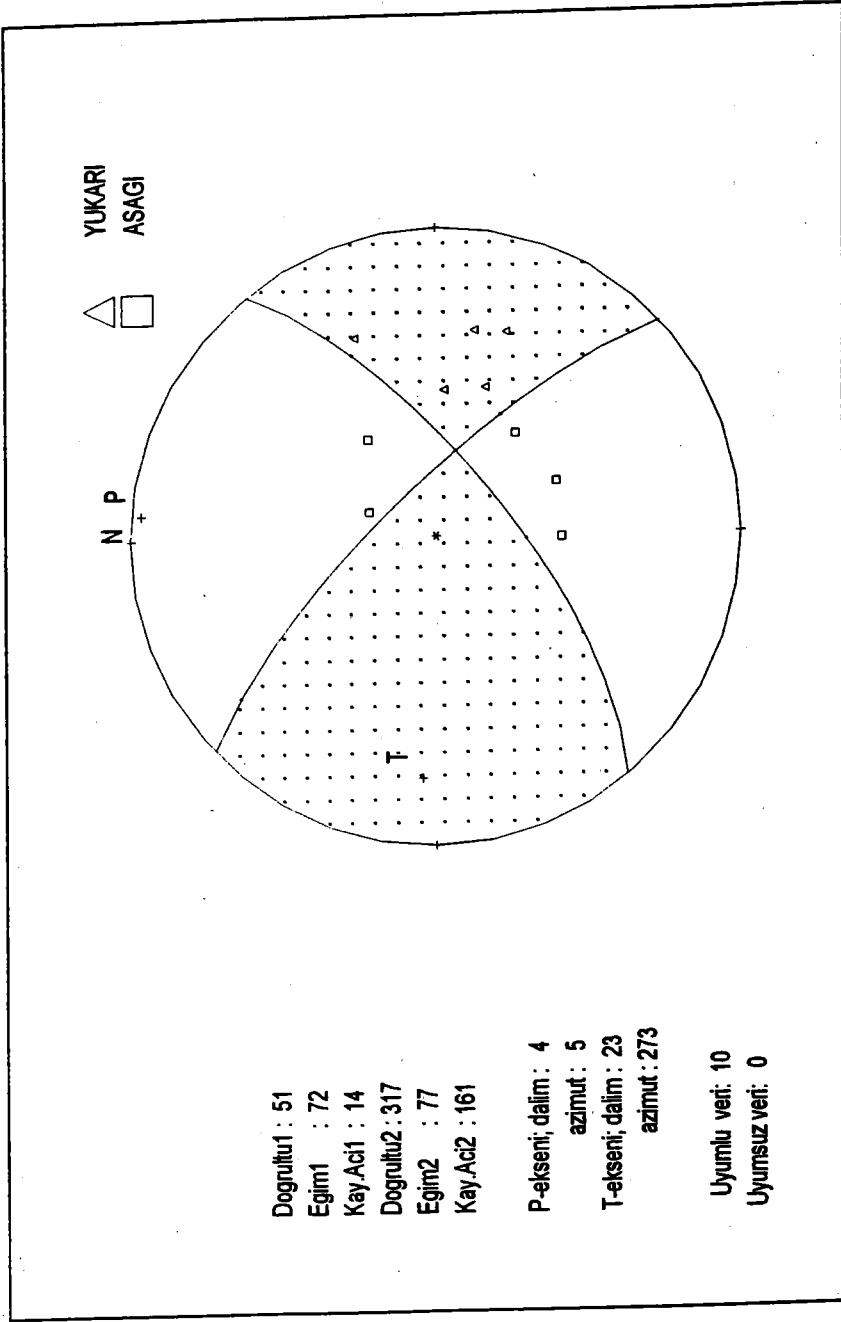
Şekil 6.7. 11.07.1998 tarihli (Olay 3) depremin fay düzlemi çözümü



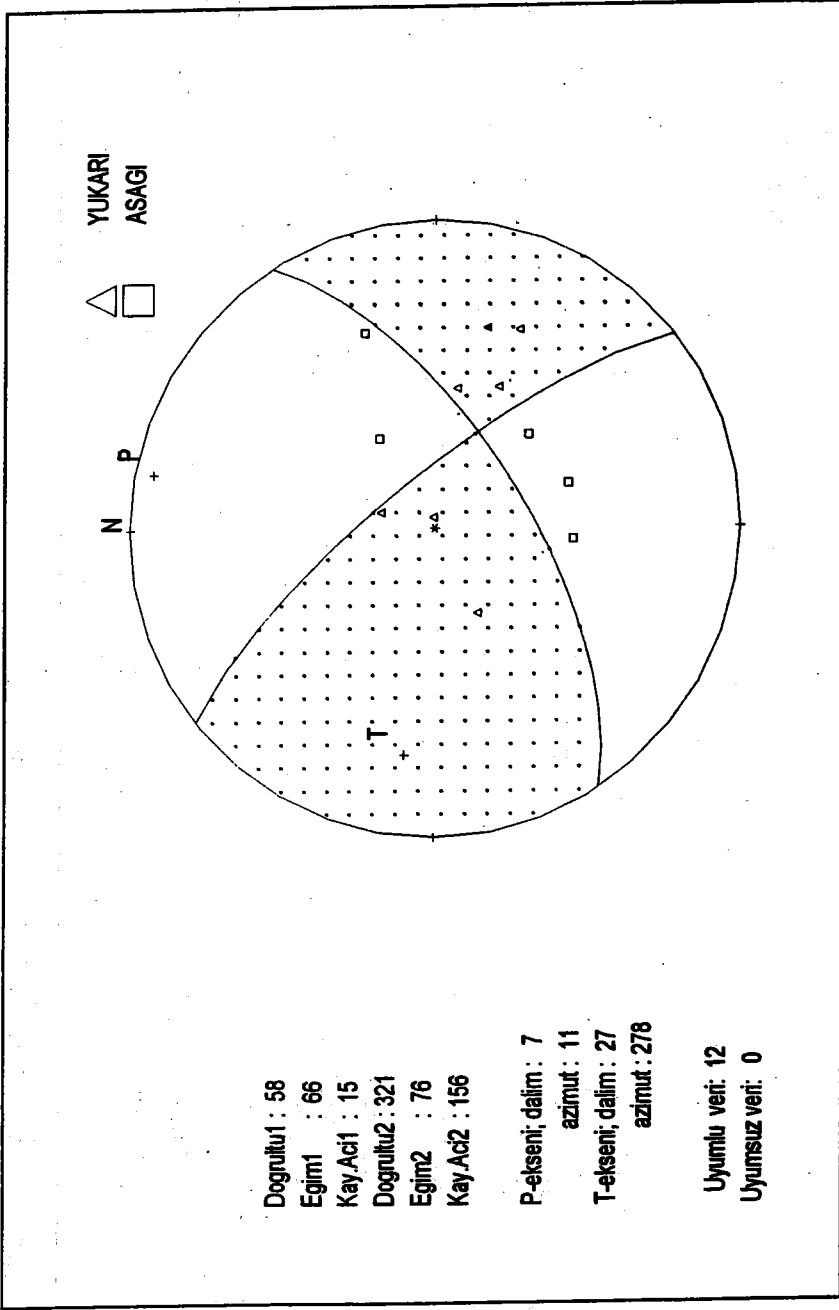
Şekil 6.8 13.07.1998 tarihli (Olay 4) depremin fay düzlemi çözümü



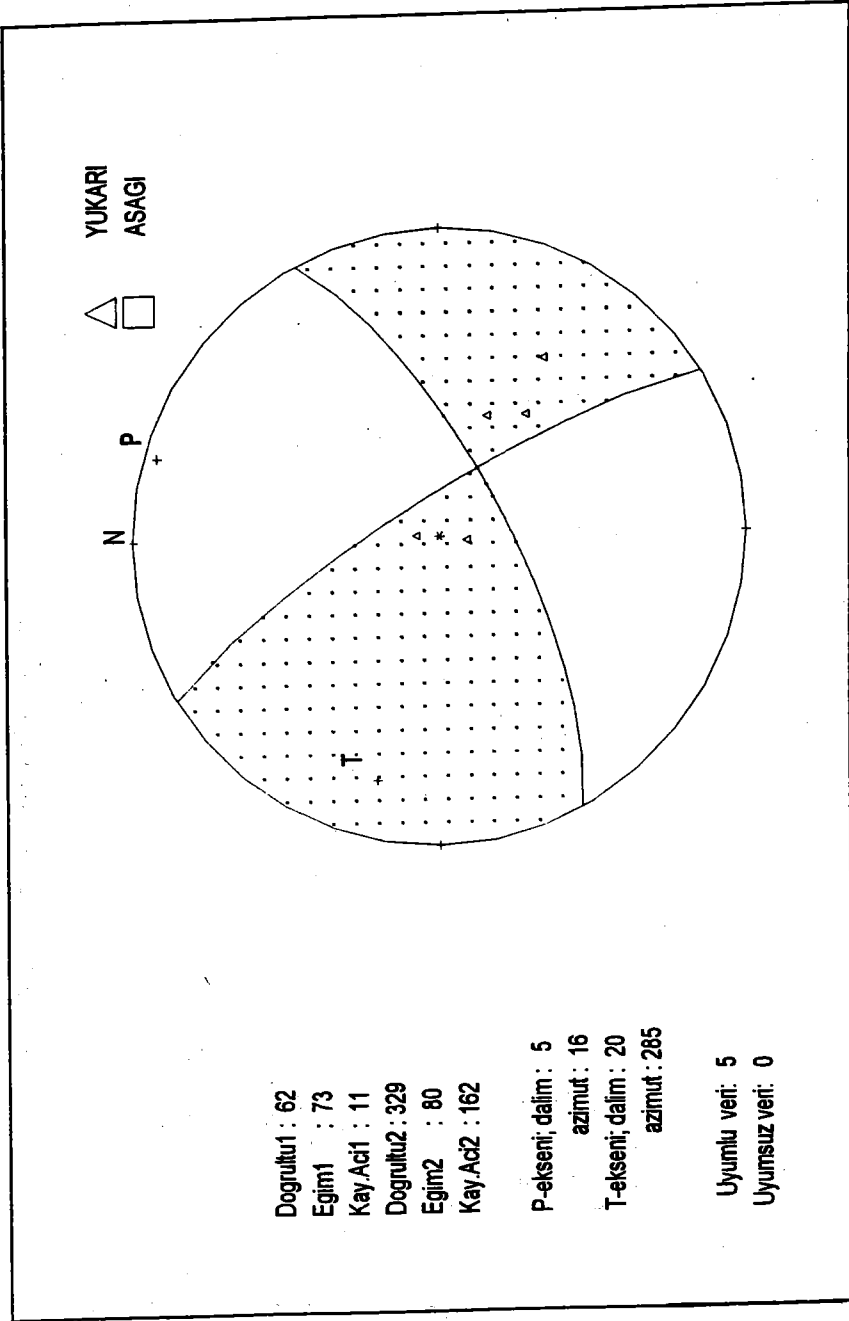
Şekil 6.9 13.07.1998 (Olay 5) depremin fay düzlemi çözümü



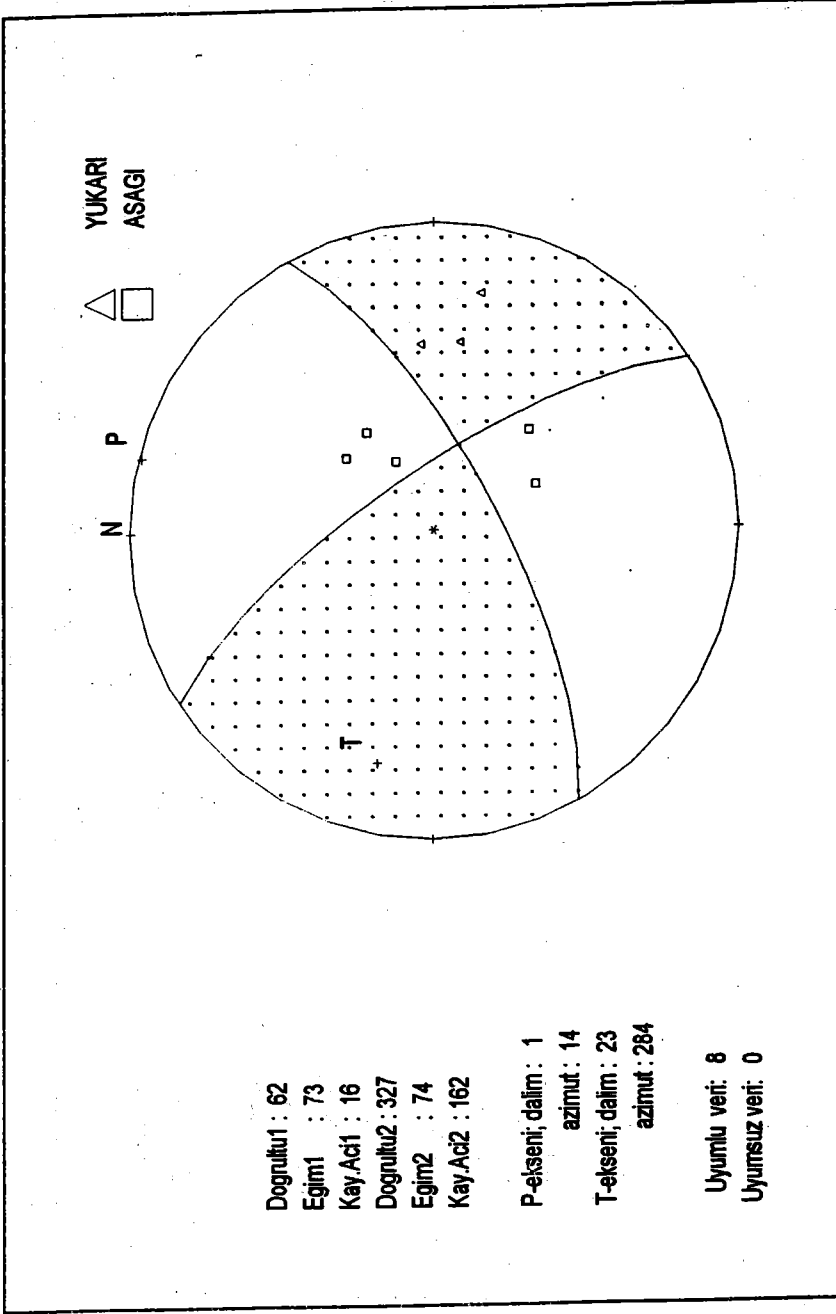
Şekil 6.10 14.07.1998 tarihli (Olay 6) depremin fay düzlemi çözümü



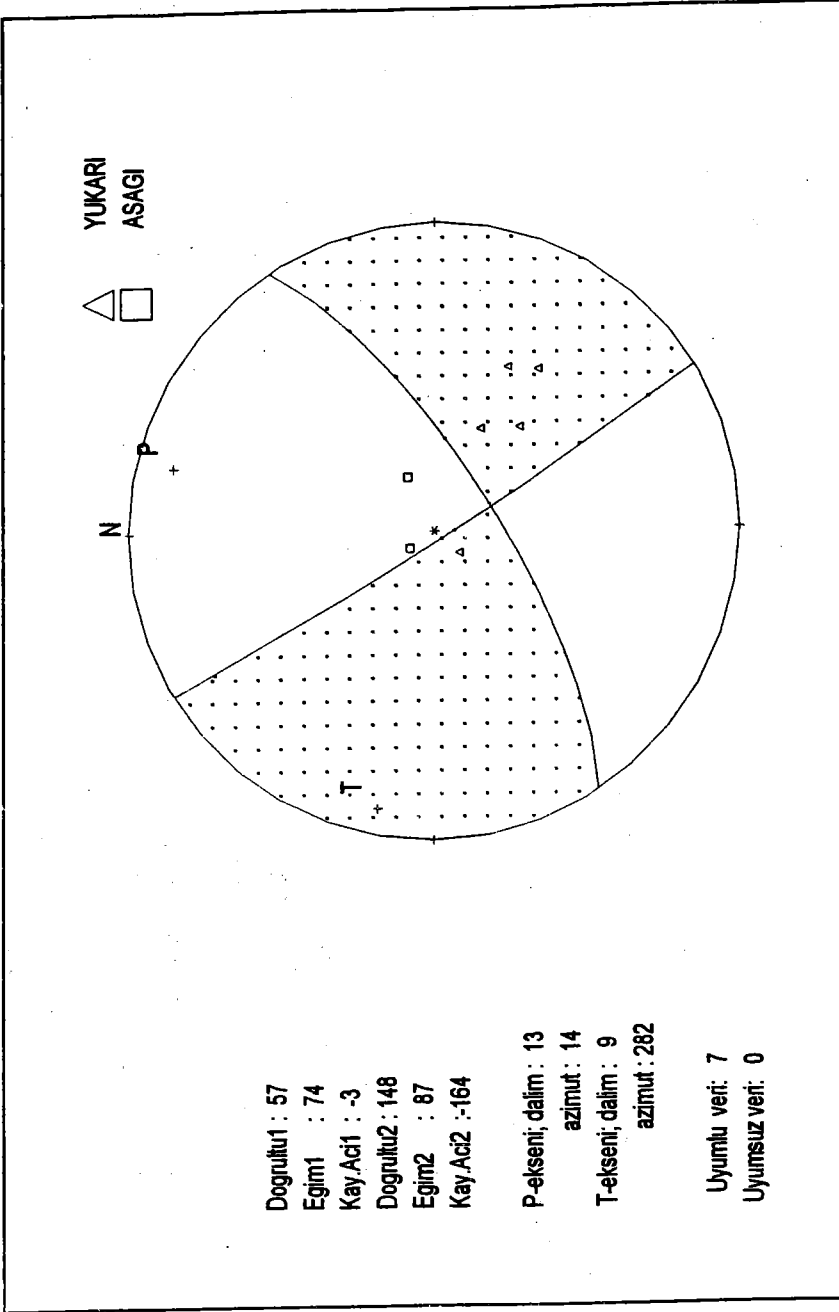
Şekil 6.11. 15.07.1998 tarihli (Olay 7) depremin fay düzlemi çözümü



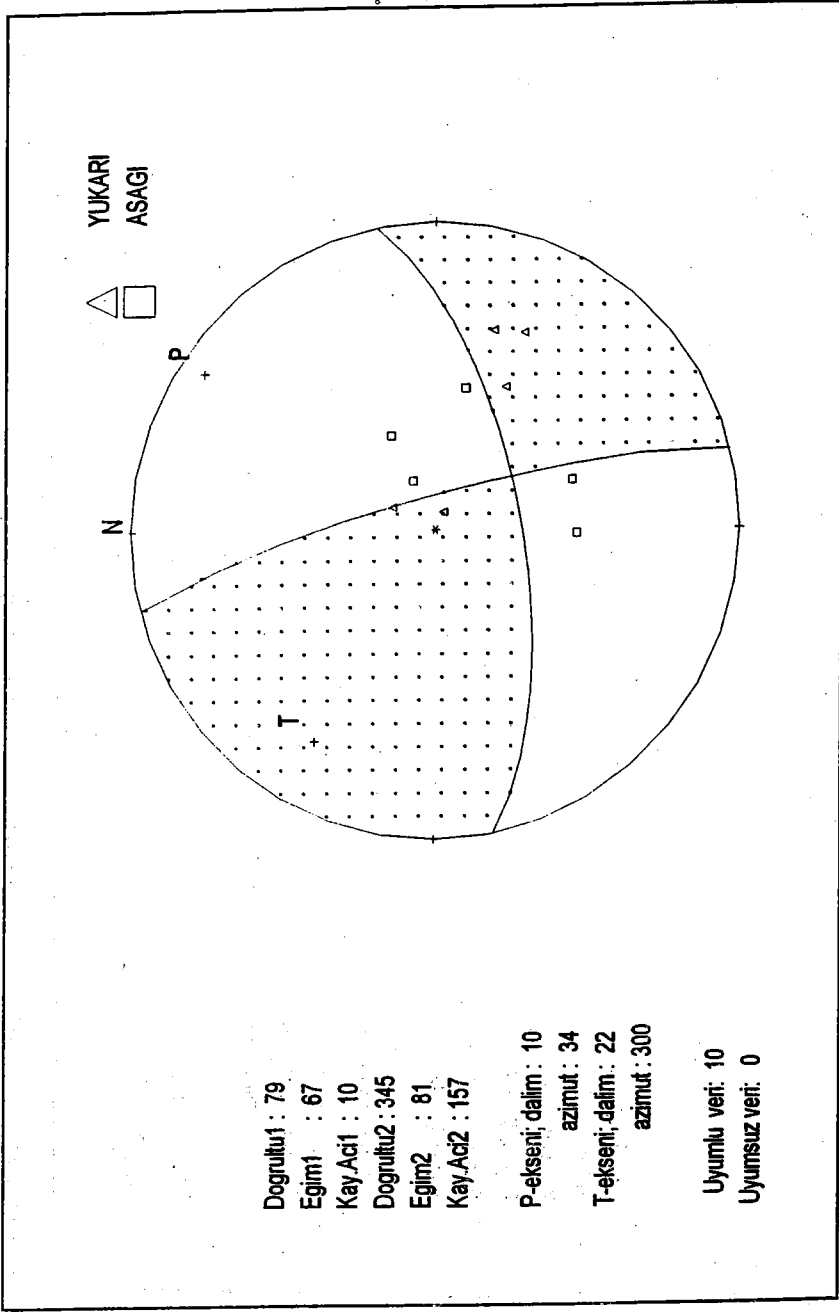
Şekil 6.12 15.07.1998 tarihli (Olay 8) depremin fay düzlemi çözümü



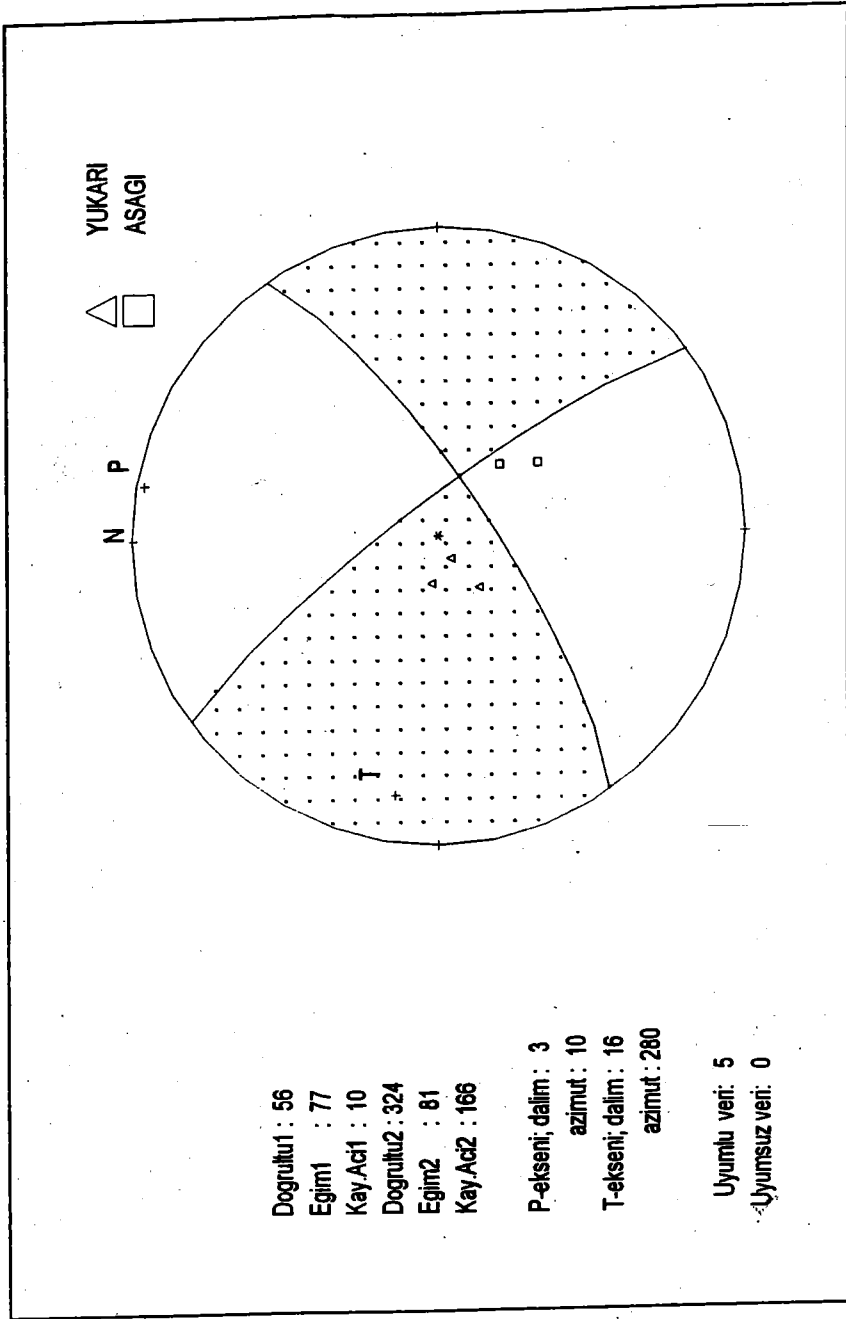
Şekil 6.13 17.07.1998 tarihli (Olay 9) depremin fay düzlemi çözümü



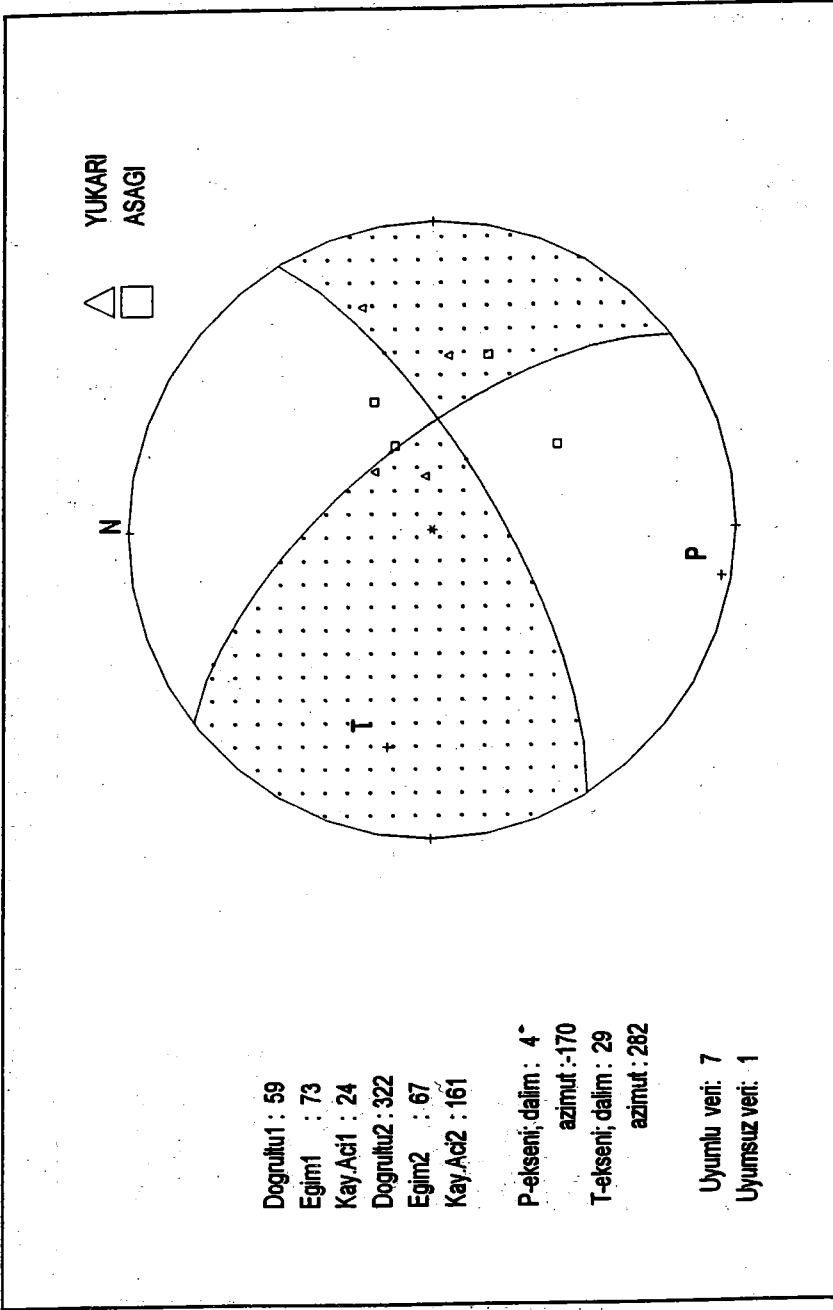
Şekil 6.14 18.07.1998 tarihli (Olay 10) depremin fay düzlemi çözümü



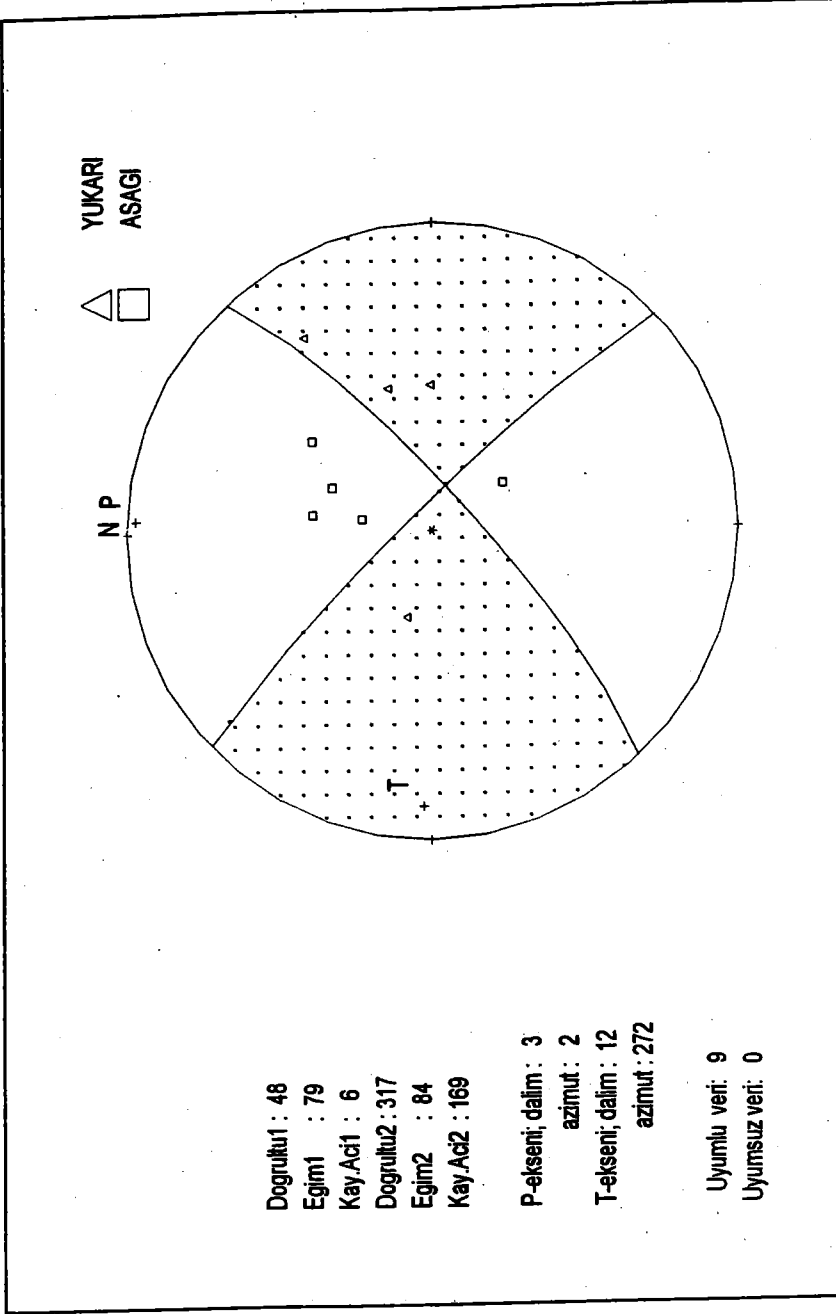
Şekil 6.15 18.07.1998 tarihli (Olay 11) depremin fay düzlemi çözümü



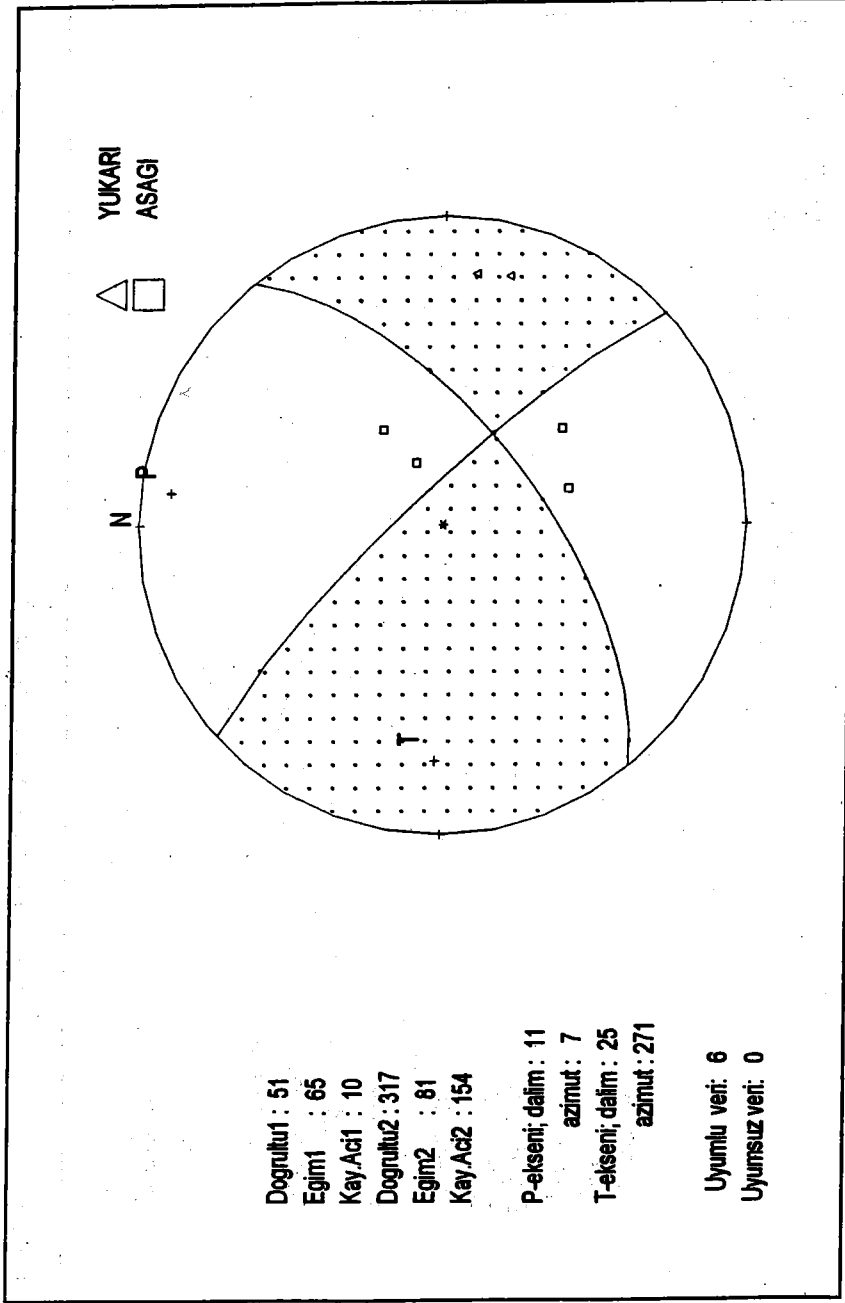
Şekil 6.16 22.07.1998 tarihli (Olay 12) depremin fay düzlemi çözümü



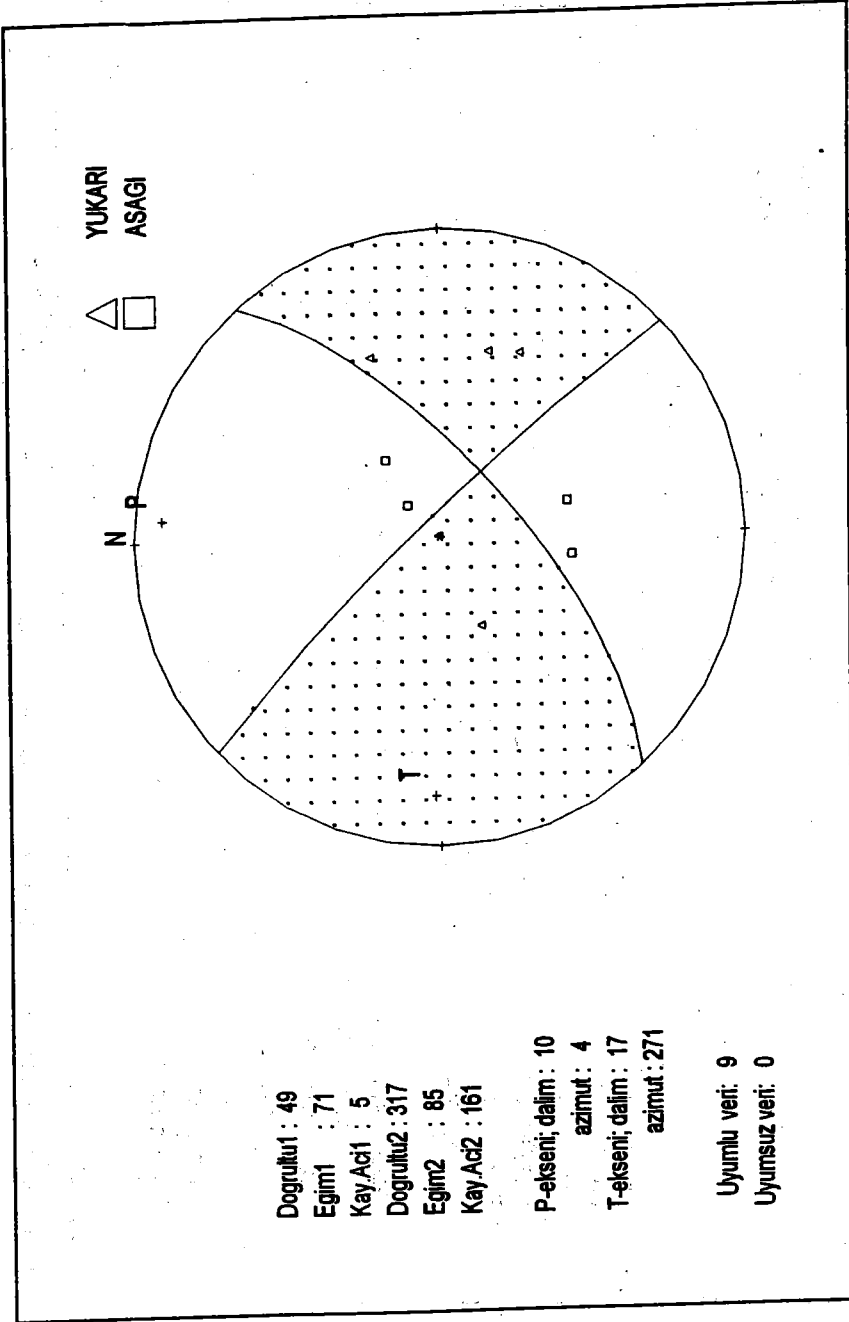
Şekil 6.17. 23.07.1998 tarihli (Olay 13) depremin fay düzlemi çözümü



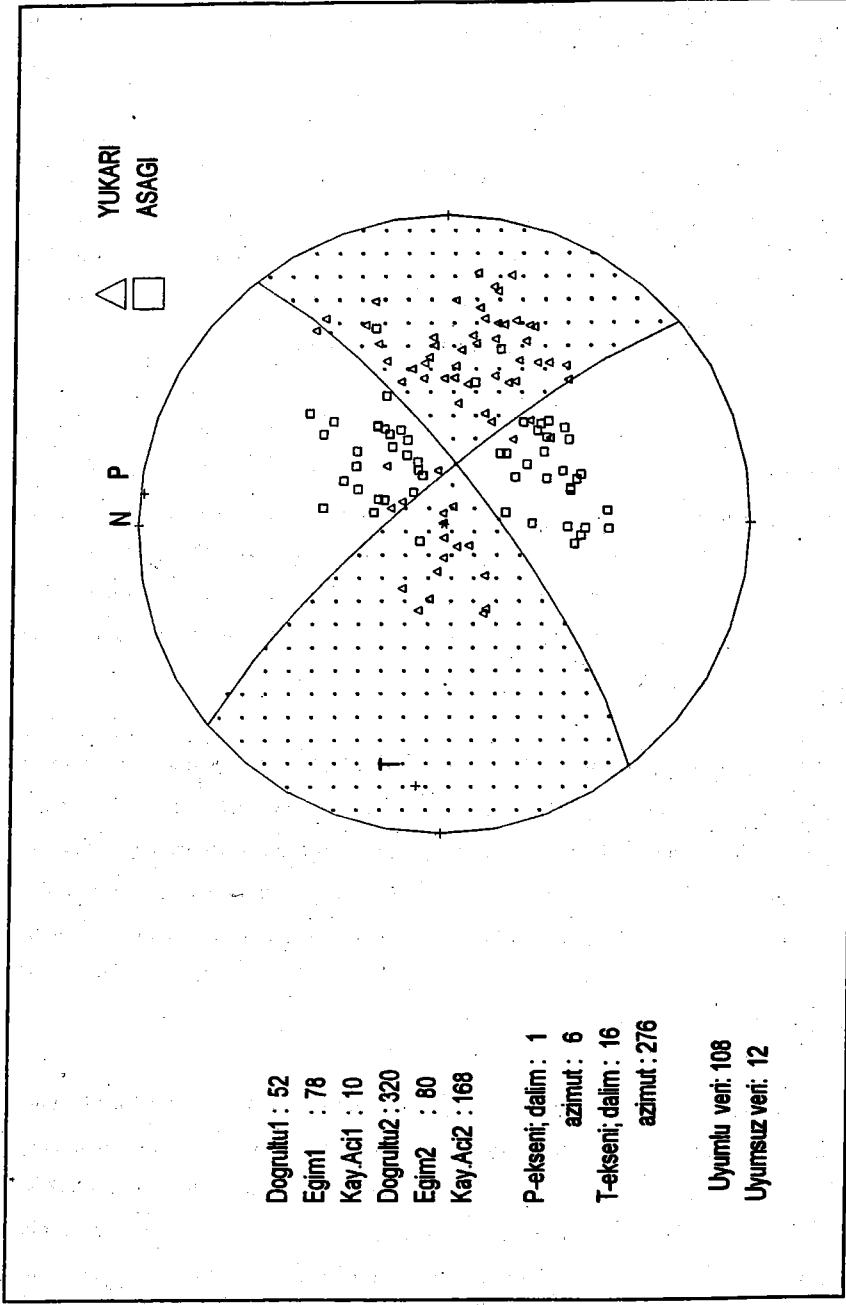
Şekil 6.18 27.07.1998 tarihli (Olay 14) depremin fay düzlemi çözümü



Şekil 6.19 31.07.1998 tarihli (Olay 15) depremin fay düzlemleri çözümü



Şekil 6.20 03.08.1998 tarihli (Olay 16) depremin fay düzlemi çözümü



Şekil 6.21 Toplam 16 olayın (depremin) birleşik fay düzlemi çözümü

BÖLÜM 7. SONUÇLAR ve ÖNERİLER

27/06/1998 Adana-Ceyhan Depremine Ait Genel Bilgiler

İnceleme alanına ait tarihsel ve aletsel dönemde hasar yapıcı depremlere bakacak olursak (Tablo 1.1, Şekil 1.2); bu depremlerin fay zonlarına yakın bölgelerde yoğunlaştığı gözlenmiştir. Özellikle depreme neden olduğu düşünülen Göksu Fayı üzerinde tarihsel döneme ait iki, aletsel döneme ait bir deprem belirlenmiştir. Buralandaki büyük depremler fayın aktif olduğuna işaret etmektedir.

Adana ve civarında 27 Haziran 1998 tarihinde magnitüd değeri 5.9 olan sığ odaklı bir deprem meydana gelmiştir. Deprem hakkındaki sismolojik parametreler dört kuruluşun (HARWARD, USGS, EMSC ve ERD) verileri göz önüne alınarak değerlendirilmiştir (Şekil 6.3). Deprem Araştırma Dairesinin, 27.06.1998 Adana-Ceyhan depremi ön raporundaki bilgilere göre, verilerin değerlendirilmesi sonucunda K-G yönünde 223.27 mgal, D-B yönünde 273.55 mgal ve düşey yönde 86.47 mgal olarak maksimum yer ivmeleri kaydedilmiştir.

Yine ERD tarafından depremden hemen sonra bölgede kurulan sismik ağlardan elde edilen artçı sarsıntılarının ana şoktan itibaren ilk bir aydaki episantır dağılımına bakıldığında (Şekil 6.1) bunların depreme neden olan fay boyunca yaklaşık KD-GB doğrultusunda sıralandığı gözlenmiştir. İlk aydaki artçı şokların haftalık hareketleri incelendiğinde; ilk hafta ana şok etrafında bir yoğunlaşma, bundan sonraki üç hafta boyuncada Göksu Fayı üzerinde ana şoktan itibaren Kuzeydoğu dorultusunda (fayın yırtılma karakteri) bir ilerleme belirlenmiştir.

Tüm bu sismolojik veriler ve arazi gözlemleri bir arada değerlendirildiğinde depreme neden olan fayın ERD tarafından verilen çözüme uygun olmadığı görülmektedir. Yakapınar (Misis) fayları genel olarak K40-45D doğrultulu ve 75-80KB 'ya eğilimlidir. Bu faylar, Yakapınar'ın birkaç km güney güneydoğusunda yüzeyde gözlenebilmektedir. Yakapınar-Ceyhan (Adana) depremine yol açan fay ise gömülü

olup, yukarıda sözü edilen faylara paralel uzanır. Başka bir deyişle onlarla aynı yönde eğimli olmalıdır (Prof. Dr. Ali Koçyiğit ile sözlü görüşme 1998). Jeoloji Yüksek Mühendisi Belgin BARAN tarafından yapılan ERD'nin fay düzlemi çözümünü Prof. Dr. Ali Koçyiğit desteklediğini belirtmiştir. Ceyhan'ın kuzey tarafında K70D, 80GD yönlü fay düzlemi ölçülmüştür. Fay düzlemi üzerindeki kayma çizikleri ters bileşenli sol yönlü doğrultu atımlı fayı vermektedir (Demirtaş 1998). Dolayısıyla arazi verileri bizim fay düzlemi çözümümüz ile iyi bir uyumluluk göstermektedir.

Tartışma ve Sonuçlar

27.06.1998 tarihinde Adana ve civarında meydana gelen depremin incelenmesini amaçlayan bu araştırma sonucunda bölgenin jeolojik ve tektonik özellikleri gözden geçirilerek deprem hakkında bilgi sahibi olunmuş ve yer bilimcileri uzun süre meşgul edecek konular tartışmaya açılmıştır.

Öncelikle depremin genel karakteristikleri üzerine tartışma ortamı yaratmak gerekir. Farklı kuruluşların (HARWARD, USGS, EMSC ve ERD) (Şekil 6.3) vermiş oldukları ana şoka ait odak çözümleri değerlendirildiğinde arazi gözlemleri ve artçı sarsıntılarının birinci aydaki dağılımları ERD tarafından verilen çözümün uyumlu olmadığını göstermektedir.

Yer bilimcilerin diğer bir yanılgısında depreme neden olan fayın Misis Fayı olarak belirtilmesidir. Halbuki Misis Fayı kimi araştırmacılarca da Karataş-Yumurtalık Fay'larıyla birlikte isimlendirilmektedir. Arazi gözlemleri Misis Fayı'nın Cebeliner dağları boyunca geliştiğini göstermektedir. Yapılan çalışmalar sonucu depreme neden olan fayın; inceleme alanının kuzeyinde yer alan Göksu Fayı'nın uzantısı olduğu görülmüştür. Ceyhan Nehri boyunca gözlenen yüzey deformasyonları bu fayın bu bölgedeki uzantısının gömülü olduğunu göstermektedir. Bu sonuç yüzey deformasyonlarının varlığı ve artçı sarsıntılarının episantırlarının dağılımları ile de desteklenmektedir. Arazide bazı araştırmacılar tarafından fayın yüzey kırığı olarak

algılanan kırıklar fayın kendisinin değil neden olduğu yüzeysel deformasyonların izleridir.

Tartışmaya açılacak bir diğer konuda anaşokun koordinatları konusunda olmaktadır. HARWARD, USGS, EMSC ve ERD'nin vermiş oldukları episantır koordinatları arasında uyumsuzluk vardır. Gerek hasar dağılımı ve gerekse yüzey deformasyonları incelendiğinde HARWARD, USGS ve EMSC'nin sonuçlarının daha doğru, ERD'nin sonucu bir miktar hata içerdiğini göstermektedir.

Hasar dağılımları incelendiğinde de ilginç sonuçlar karşımıza çıkmaktadır. Hasar dağılımlarının gerek bölgesel, gerekse detay ölçekte Misis Fayı'nın kuzeyinde yoğunlaşmasının nedenleri olarak kötü yapılaşma, artçı şokların bu alanlarda yoğunlaşması ve veri tabanlarının (konut sayısı, nüfus gibi) güncel ve güvenilir olmayışını söyleyebiliriz. Belki bu faktörler anaşokun lokasyonu ERD tarafından hatalı olarak verilmesine neden olmuş olabilir.

27.06.1998 depreminin odak mekanizması çözümü farklı kuruluşlar tarafından ayrı ayrı yapılarak yayınlanmıştır (Şekil 6.3). Şekil 6.3 incelendiğinde HARWARD, USGS, EMSC ve ERD'nin çizimleri birbirleri ile aynı olmakla birlikte bir uyumluluk göstermektedir. Bunlardan ERD'nin çözümü en uyumsuz olanıdır. Bu uyumsuzluğun en büyük nedeni kullanılan veri guruplarının farklılığıdır. Veri farklılığına rağmen, çözümler yaklaşık olarak aynı çıkmaktadır. Önemli bir farklılaşma gözleniyor ise bunun nedeni ciddi olarak araştırılmalıdır.

Bu çalışmada elde edilen birleşik çözümde fay düzleminin doğrultusu K52D, eğimi 78GD ve kayma açısı 10 olarak bulunmuştur. Bu çözüm HARWARD, USGS ve EMSC tarafından ana şok için elde edilen sonuçlarla uyumludur. Artçı depremler ana yırtılmanın devamı olan küçük yırtılmalar olduğundan bunlardan elde edilen sonucun ana şokun sonucu ile uyumlu olması beklenen bir durumdur. Bu nedenle bu çalışmada elde edilen sonucun büyük bir kesinlikle doğru olduğunu söylemek mümkündür.

Gerek ana şok için elde edilen fay düzlemi çözümlerinin farklı olması, gerekse bu çalışmada incelenen depremlerin bir çoğunda uygun verilerin yetersizliği göz önüne alınırca, bu tür çalışmalar için alet kalibrasyonlarının mutlaka sürekli olarak kontrol edilmesi, artçı şokları izlemek için kurulan istasyonların yeterli sayıda olması gerektiği bir kez daha karşımıza çıkmaktadır.

BÖLÜM 8. KAYNAKLAR

1. ACAR, A., 1987. Adana Baseninde Kuvaterner Jeolojisinin Ekonomik Önemi, CU Müh. Mim. Fak. Dergisi,2,1, 49-58 s.
2. AMBRASEYS, N.N., 1989. Temporary Seismic Quiescence: SE Turkey. Geophysical Journal, 96, 311-331.
3. AMBRASEYS, N.N., 1988. Engineering Seismology. Earthquake Engineering and Structural Dynamics, 17, 1-105,
4. ALPTEKİN, Ö., 1978. Türkiye ve Çevresindeki Depremlerde Manyitüd Frekans Bağlılıları ve Deformasyon Boşalımı, KTÜ, Yer Bilimleri Fakültesi.
5. ARPAT, E., ve F. Şaroğlu 1972. Doğu Anadolu Fayı İle İlgili Bazı Gözlemler ve Düşünceler, M.T.A., Ankara.
6. AYYHAN, A., BİLGİN, A.Z., 1988. 1/100.000 Ölçekli Açınsama Nitelikli Kozan K21 paftası, MTA Yayınları, 12 s.
7. BİLGİN, A.Z., ELİBOL, E. ve BEĞENMİŞ, S., 1984. Misisler NE Uzanımının Stratigrafisi ve Yapısal Konumu, TJK Bildiri Özetleri, Ankara.
8. BYERLY, P., 1955. Nature of Faulting as Deduced from Seismograms. Crust of the Earth. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 62, pp. 75-85.
9. DEMİRTAŞ, R., 1998. 27 Haziran 1998 Ceyhan-Misis Depremi: Sıvılaşıma ve Hendek Çalışması. Jeoloji Mühendisliği Dergisi Sayı 53 (Baskıda).

10. DEMİRTAŞ, R. ve YILMAZ, R., 1996. Türkiye'nin Sismotektoniği: Sismisitedeki Uzun Süreli Değişim ve Güncel Sismisiteyi Esas Alarak Deprem Tahminine Bir Yaklaşım. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Deprem Araştırma Dairesi Yayınları, 91s., Ankara.
11. ERGİN, K., GÜÇLÜ, U., ve Uz, Z., 1967. Türkiye ve Civarının Deprem Katoloğu, İTÜ., Maden Fakültesi Yayını, 24, 170 s.
12. ERGİN, K., GÜÇLÜ, U., ve AKSOY, G., 1971. Türkiye ve Dolaylarının Deprem Katoloğu, İTÜ., Maden Fakültesi, Arz Fiziği Enstitüsü Yayını.
13. GENCOĞLU, S., İNAN, E. ve GÜLER, H., 1990. Türkiye'nin Deprem Tehlikesi, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Yayını, 700 s.
14. HONDA, H., 1957. The Mechanism of the Earthquakes. Sci. Repts. Tohoku Univ. Ser. 5: Geophys. Suppl. 9, pp. 1-46.
15. HONDA, H., 1962. Earthquake Mechanism and Seismic Waves. J. Phys. Of the Earth, 10: 1-97.
16. İLHAN, E., 1976. Türkiye Jeolojisi, ODTÜ Yayını, Ankara.
17. KALAFAT, D., 1998. Anadolu'nun Tektonik Yapılarının Deprem Mekanizmaları Açısından İrdelenmesi, Deprem Araştırma Bülteni, Sayı, 77, 55-56 s.
18. KARAKİSA, S., 1998. Bolu, Adapazarı ve Kocaeli Yöresi Mikro Depremlerin Birleşik Odak Mekanizması Çözümleri. Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi, ANKARA

19. KAWASUMI, H., 1937. A Historical Sketch of the Development of Knowledge Concerning the Initial Motion of an Earthquake. Bureau Central Seismologique Intern. Publ. Ser, A, Fasc. 15, 2nd Part, pp. 258-330.
20. KENAR, Ö., İ., Osmañahin and M.F., Özer, (1996) Seismicity and tectonics of Eastern Anatolia, Bulletin of IISEE, Vol. 30, pp. 59-76
21. KETİN, İ., 1968. Türkiye'nin Genel Tektonik Durumu İle Başlıca Deprem Bölgeleri Arasındaki İlişkileri, M.T.A. dergisi, 71.
22. KOZLU, H., 1987. Misis –Andırın Dolaylarının Stratigrafisi ve Yapısal Evrimi, Türkiye 7. Petrol Kongresi, 104-117 s.
23. MCKENZIE, D.P., 1970. Plate tectonics of the Mediterranean region, Nature, 226, 239-243.
24. MCKENZIE, D.P., 1972. Active Tectonics of the Maditerrannian Region Geophys J.R. Astr. Soc. 30, pp. 109-185.
25. NOWROOZI, A.A., 1971. Seismotectonics of the Persian Plateau, Eastern Turkey, Caucasus and Hindikush Region, Bull. Seism. Soc. Amer. , 61, 317-341.
26. NOWROOZI, A.A., 1971. Focal Mechanism of Earthquakes in Persia Turkey, West Pakistan and Afghanistan and Plate Tectonics of the Middle East, Bull. Seism. Soc. Am. 62, 823-850.
27. OSMANŞAHİN, İ., 1986. Doğu Anadolu ve Kafkasya Bölgesinin Depremselliği ve Aktif Tektoniği, Deprem Araştırma Bülteni, Sayı, 52. Sayfa, 7-8-9.
28. ÖZER, M.F., 1996. Sismotektonik Ders Notları, Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Bölümü.

29. PURCARU, G., 1975. A New Quantitative Measure of Seismicity and Some Related Problems, Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde Nr. 31, Teil 1, 185-204
30. RICHTER, C.F., 1958. Elementary Seismology, W.H. Freeman and Co., SanFrancisco, 768 p.
31. SCHMIDT, G.C., 1961. Stratigraphic Nomenclature for the Adana Region Petroleum District, VII Petroleum Administration pub, Bull. 6, 47-63 p.
32. SUETSUGU, D., 1996. Source Mechanism Practice, IISSE Lecture Note.
33. STAUDER, W.J., 1962. The Focal Mechanism of Earthquakes. Adv. In Geophysics. 9, pp. 1-76.
34. SYKES, L., 1967. Mechanism of Earthquakes and Nature of Faulting on the Mid-Oceanic Ridges. J. Geophy. Res., Vol. 72, pp. 2131-2153.
35. ŞENGÖR, A.M.C., 1979. The North Anatolian Transform Fault: Its age, offset and Tectonic Significance, J.Geol.Soc. London, 136, 269-282.
36. YETİŞ, C., 1987. Adana Baseni Burdigaliyen-Tortoniyen İstifinin Sedimantolojik Gelişimi, Türkiye 7. petrol kongresi, 232-233 s.
37. YETİŞ, C., 1988. Reorganization of the Tertiary Stratigraphy in the Adana Basin, Newsl. Stratig., 20(1), 43-58 p.

ÖZGEÇMİŞ

1964 yılında Giresun Bulancak'ta doğdu. İlkokulu, ortaokulu ve liseyi Sakarya Akyazı'da tamamladı. 1984 yılında girdiği Karadeniz Teknik Üniversitesi, Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden 1988 yılında Jeofizik Mühendisi olarak mezun oldu. Ekim 1992 ile Nisan 1994 yılları arasında Taşkesti Belediye'sinde Mühendis olarak çalıştı.

Nisan 1994 yılından beri Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi, Laboratuvarlar Şube Müdürlüğü'nde Jeofizik Mühendisi olarak çalışmaktadır. Evli ve bir çocuk babasıdır.

23 ŞUBAT 1995 KIBRIS DEPREMİ KAYNAK MEKANİZMASI (The Source Mechanism Of The Cyprus Earthquake Of 23 February 1995)

T.Serkan Irmak, M.Fırat Özer

Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü

ÖZET

Bu çalışmada, Doğu Akdeniz'deki Kıbrıs Adası'nda meydana gelen 23.02.1995 Kıbrıs Depremi'nin kaynak mekanizması saptanmıştır.

Adanın özellikle kuzeydoğusundaki ülkelerde istasyon sayısının azlığı, bölgede meydana gelen depremlerin fazla büyük olmaması ve bu depremleri kaydeden istasyonların azimutal dağılımlarının yetersiz oluşu Kıbrıs Yay'ının tektoniğinin pek fazla bilinmemesine yol açmaktadır. Bu yüzden bölgede meydana gelen depremlerin çözümleri sürekli tartışmalara yol açmaktadır.

Deprem meydana geldiği Kıbrıs Adası'nın kuzeybatı kenarı, Kıbrıs Yay'ının eğim değiştirdiği bölgedir. Buranın batısında, Yay'ın eğimi 47° iken doğusunda 20° civarındadır. Bölgede yapılan detaylı çalışmalarda, birbirine paralel sol yönlü doğrultu atımlı faylanmalar olduğu bunları aralarında ters faylanmalar ve pull-apart havzaların mevcut olduğunu göstermiştir. Bu yüzden bölgedeki tektonik yapı çok karmaşıktır.

23.02.1995 Kıbrıs depreminin kaynak mekanizması, telesismik uzaklıklardaki istasyonlarda ($30^\circ < \Delta < 90^\circ$) kaydedilmiş cisim dalgalarının ters çözümü yöntemi uygulanarak bulunmuştur. Telesismik cisim dalgalarının ters çözümü yönteminde, telesismik istasyonlarda kaydedilen gözlemsel sismogramlarla, yapay olarak üretilen sismogramların, şekil ve genlikleri birbirleri ile karşılaştırılmaktadır. Ters çözüm sonucunda arka arkaya iki ters faylanmaya bağlı bir olay olduğu sonucuna varılmıştır. Birinci olayın sırasıyla, doğrultu, eğim ve atımı, 194° , 84° , 87° ; ikinci olayın ise, 203° , 70° , 103° olarak bulunmuştur.

ABSTRACT

Source mechanism of the earthquake 23.02.1995, occurred beneath Cyprus has been investigated. There are not enough stations in the northeast of the epicenter the magnitudes of the events in the Eastern Mediterranean were not so large.

These parameters and insufficient azimuthal coverage of seismograph stations do not let us the evolution of active tectonics of the region around Cyprus. Therefore source mechanisms of the events have been discuss for a long time.

Body waves recorded in the teleseismic distances ($30^\circ < \Delta < 90^\circ$) have been used to determine the source mechanism of the event. Waveform inversion has been applied to the body wave data and observational data have been compared with the theoretical seismograms in the sense of waveform and amplitude.

Northwestern part of Cyprus where the event has occurred lies on the flank of the arc. In the west of this arcs, the slope of the arc is about 47° while it is about 20° in the east. Detailed studies have indicated that there are strike slip faults (left lateral), reverse faults and normal faults having left-lateral strike-slip component. The inversion results also indicated that the event is a double shock. The strike, dip and rake of the first shock are 194° , 84° , 87° respectively.

While the same parameters are as 203° , 70° , 103° for the second shock.

1. GİRİŞ

1.1 Önceki Deprem Kaynak Mekanizması Çalışmalarına Bir Bakış

Deprem parametrelerinin niceliği, geleneksel olarak, depremin episantrının belirlenmesi, odak derinliğinin belirlenmesi, yayılma zamanlarından orijin zamanının belirlenmesi ile birlikte, belirli sismik fazların genliklerinden deprem magnitudünün hesaplanmasını içerir.

Deprem episantrının varış zamanından belirlenmesi jeofizikteki ters çözüm teorisinin ilk başarılı uygulamasıdır.

ISC (International Seismological Center) ve USGS (United States Geological Survey), dünya üzerinde meydana gelen depremlerin episantr koordinatlarını saptamıştır. Ancak episantr koordinatları jeolojik yorum için kullanılan tek parametre değildir.

ISC ve USGS raporlarında, standart kısa periyod aletlerin (öz frekansı 1 Hz), kısa periyod P dalgası fazının ilk kısımlarından cisim dalgası magnitudünü (m_b) hesaplamışlardır. Benzer şekilde, yüzey dalgası magnitudü (M_s), periyodu yaklaşık 20sn olan, standart uzun periyod aletlerde kaydedilen sismogramlardan hesaplanmıştır. Her ne kadar, magnitud'ten depremin büyüklüğünü tanımlayan temel bir parametre olarak bahsedilse de, magnitud, depremdaki enerji veya deformasyon boşalımıyla doğrudan ilişkili bir nicelik değildir. Deprem büyüklüğünün tanımı için en iyi nicelik, skaler sismik momenttir (M_0), ve bu da sahadaki yüzey faylanması alanı ve ortalama kaymadan elde edilir. İlk sismik moment (M_0) kestirimi 16 Haziran 1964 Niigata depremi için Aki (1966) tarafından yapılmıştır.

Modern değerlendirme yöntemlerinin (ortalama kaynak mekanizması, odak derinliği, episantr, sismik moment ve yaklaşık fay boyutları gibi) gelişimi, sismoloji alanındaki teorik gelişim ve gözlemsel verilerin kalitesindeki iyileşme ile ilişkilidir. Sismotektonikte, önceki önemli buluşların çoğu, çok sayıda gözlemlerle uyumlu bir ikili kuvvet çifti (double – couple) mekanizmanın en uygun konumunu belirlemek için, P dalgası veya S dalgalarının ilk hareket polarizasyonları kullanılarak yapılmıştır (Stauder, 1962; McKenzie, 1972 ve 1978). Ancak, azimutal dağılımın yetersiz olduğu durumlarda odak mekanizması çözümünü yapmak zorlaşır. Çoğu durumda, deprem episantrı civarında pekçok azimutal yönlerdeki okuma yetersizdir. Bu yüzden bu çalışmalar ender olarak kesin sonuç verirler. Bununla birlikte, ilk hareketler sadece kaynak mekanizmasının başlangıç kısmını tanımlar ve bu şekilde elde edilen odak mekanizmaları bütün kaynak sürecinin göstergesi kesinlikle değildir ve bunlar sismik moment hakkında bilgi vermezler.

Yapay sismogram hesaplamasındaki gelişmeler ve bunların gözlemsel dalga şekilleri ile karşılaştırılması, deprem kaynak mekanizmasının incelenmesinde oldukça önemli bir yer almıştır. Kullanılan nicel değerlendirme yöntemlerinde, gözlemsel ve kuramsal olarak kestirilen dalga şekillerinin genliklerinin karşılaştırılması farklı faz ve frekans bantları için geliştirilmiştir.

Kabuk ve serbest yüzey yansımalarının önemi Langston&Helmberger (1975) ve Kanamori&Stewart (1976) tarafından fark edilmiştir. Bu kişiler, ikili kuvvet çifti (double-couple) modeli kullanan, telesismik uzaklıklarda gözlenen sığ depremlerden P ve S dalgalarının analizi için basit bir teknik geliştirmişlerdir. Bu teknik, büyük depremlerin kaynak mekanizmalarının birçok düz modelleme çalışmalarında kullanılmıştır (Jackson&Fitch, 1981; Eyidoğan&Jackson, 1985; Yielding, 1985; Kanamori&Stewart, 1978 ve 1982; Soufleris&Stewart, 1981). P ve S dalgaları için ters çözüm yöntemleri Langston (1976), Ward (1980), Fitch ve diğ., (1980), Nabelek (1984), Ekström (1987) tarafından geliştirilmiştir. Cisim dalgası yöntemleri, çok sayıda olay için skaler momentin, odak mekanizmasının ve kaynak zaman fonksiyonlarının belirlenmesinde kullanılmıştır.

Episantr uzaklığı 30° - 90° arasında olan telesismik uzaklıklarda, ilk 20sn.'lik dalgaşekli genellikle direkt gelen ve kaynak yakınından yansımış fazları içerir. Bu fazların göreceli genliklerinden odak mekanizması saptanır, zaman ayrımlılığı, serbest yüzeyin altındaki deprem odağının derinliğine bağlıdır. Eklenen veya ek olan fazlar kaynak mekanizmasındaki karmaşıklığı (çoğul yirtılma veya yayının etkisi gibi) belirtebilir. Cisim dalgası dalgaşekillerinin karmaşıklığı genellikle verilerin frekansına bağlıdır ve frekans arttıkça skaler moment artar. Uzun periyot yöntemlerin zayıf taraflarından birisi, kaynağın ayrıntılı olarak tanımlanabilmesi için yetersiz olmasıdır (Ekström, 1987).

Uzun ve kısa periyot aletlerin (özellikle SRO aletler) tepki karakteristikleri nedeniyle, sismogramlar üzerinde, yüksek frekanslarda kaynak davranışı hakkında (>3 Hz) az bilgi vardır. Bu nedenle, bu bantlardaki kaynak karmaşıklıkları incelenemeyebilir. Bu istenmeyen tepki karakteristikleri, gerçek yer hareketinin gösterimini sınırlar. Bu istenmeyen etki, alet tepkisinin dekonvolüsyonu veya yapıya ait broad-band dalgaşekilinin oluşturulması gibi farklı tekniklerle düzeltilir. $M_b < 5.3$ olan depremler için uzun periyot cisim dalgası genlikleri oldukça gürültü içermektedir.

Genellikle dalgaşekli tersçözüm çalışmalarında, yeterli büyüklükteki telesismik uzaklıklardaki, yaklaşık $m_b > 5.3$ magnitüdüne sahip uzun periyot cisim dalgaları kullanılır. Telesismik uzaklıklarda $m_b > 5.3$ magnitüdüne sahip depremlerde oluşan cisim dalgaları genlikleri ters çözüm için yeteri kadar büyüktür.

1.2 Bölge ve Çalışma Hakkında Kısa Bilgiler

Afrika, Avrasya ve Arap levhalarının birbirlerine göre göreceli hareketleri sonucunda, Doğu Akdeniz'de Afrika levhasının, Kıbrıs Yayını boyunca Anadolu levhasının altına dalmakta olduğu ve bunun günümüzde aktif olduğuna dair bulgular vardır.

Ancak, Batı Anadolu'nun saat ibresinin tersi yönde güneybatıya doğru dönmesi, Kıbrıs Yayını'nın batı kenarındaki eğimin büyük olmasına yol açmıştır. Kıbrıs Yayını'nın batı kenarında eğim 47° iken, doğu kenarında 20° civarındadır. Bu yüzden yay boyunca oluşan depremlerin kaynak mekanizmaları farklılık göstermektedir. Özellikle eğimin değiştiği yer olarak bilinen Kıbrıs Adası'nın kuzeybatı kenarındaki

depremlerin ve yay arkasında meydana gelen depremlerin normal ve ters faylanma gösterdiğine dair kanıtlar vardır ve bu konu tartışılmaktadır.

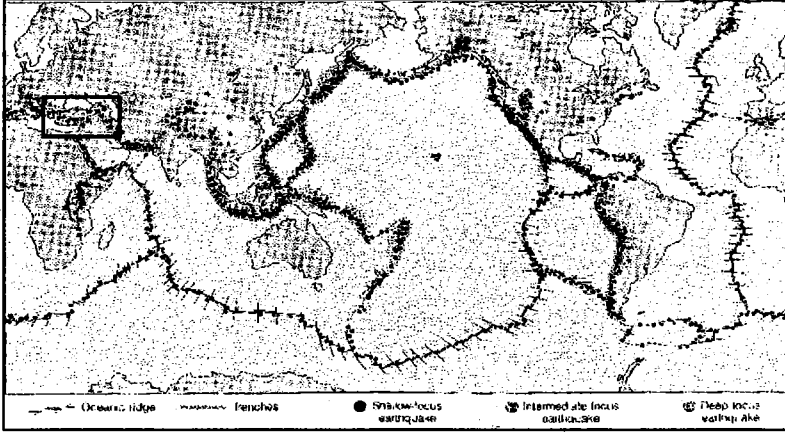
Kıbrıs Yayı, Doğu Akdeniz'deki önemli tektonik yapılardan birisidir. Ancak burada meydana gelen depremler, gerek fazla büyük olmamaları bakımından gerekse istasyonların azimutal dağılımının yetersiz olmasından dolayı burada çalışan sismologların işini oldukça zorlaştırmaktadır. Son yıllarda artan istasyon sayısı ile orantılı olarak, bölge ile ilgili daha çok bilgi elde edilmekte ve karanlıkta kalan sorular yavaş yavaş aydınlanmaya başlamaktadır.

Bu çalışma da, 23.02.1995 tarihinde Kıbrıs'da meydana gelen depremin telesismik kayıtları kullanarak, cisim dalgalarının ters çözüm yönteminden hareketle, depremin kaynak parametreleri belirlenmeye çalışılmıştır. Telesismik uzaklıklarda (30° - 90°) kaydedilen cisim dalgalarına ait sismogramlar ile sentetik sismogramların genlik ve dalga şekilleri karşılaştırılmıştır. Gözlemseller ve sentetikler arasındaki en iyi uyumu sağlayan parametreler bulununcaya kadar tersçözüme devam edilmiştir. Daha sonra bulunan sonuçlar, bölge için önerilen modeller ve bölgede oluşan diğer depremlerin odak mekanizması sonuçları ile karşılaştırılarak tartışılmıştır.

DOĞU AKDENİZ BÖLGESİNİN AKTİF TEKTONİĞİ

2.1 Doğu Akdeniz'in Tektonik Yapısı

Doğu Akdeniz Bölgesi Yunanistan ve Ege Denizi, Anadolu, Adriyatik Denizi ile Kafkasya ve Hazar Denizi arasında uzanan bölge olarak tanımlanmıştır. Burası sismik aktivite bakımından dünyanın en aktif bölgelerinden birisidir (Şekil 2.1).

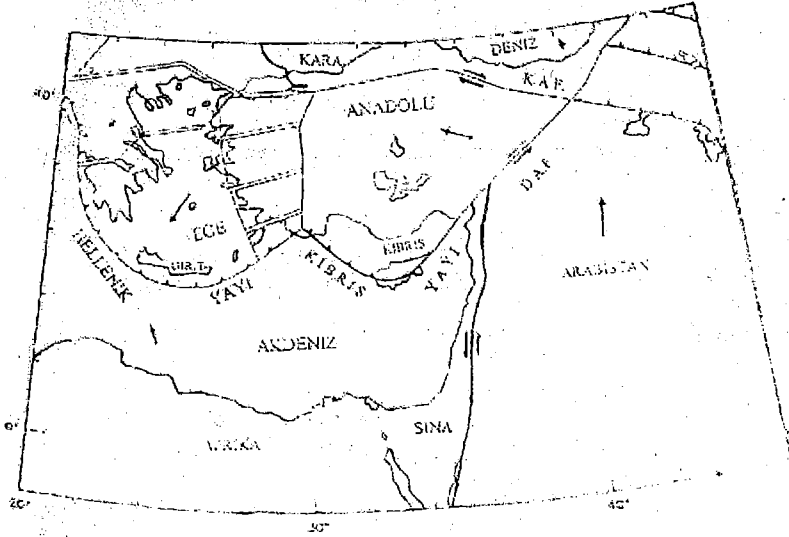


Şekil 2.1 Yeryüzündeki levha hareketleri ve Doğu Akdeniz

Depremlerin kayma vektörleri, fay sistemleri ve okyanusal yayılmaya dayanan global kinematik modeller (NUVEL-1A; Demets ve diğ., 1990), Arap levhasının K-KB yönünde Avrasya'ya doğru yılda ortalama 25 mm'lik bir hızla hareket ettiğini gösterir. Bu hareket, Bitlis-Zagros Bindirme kuşağı boyunca kıtasal çarpışmayla sonuçlanır ve bu yoğun sismik aktiviteye neden olur. Afrika levhası, Avrasya ile ilişkili olarak kuzeye doğru yaklaşık 10 mm/yıl hızla hareket etmektedir. Bitlis-Zagros boyunca meydana gelen kıtasal çarpışma Orta Miosen sonlarında başlamıştır (Gülen, L., Barka A., ve Toksöz, M., N., 1987). Bu çarpışmada Arabistan Levhası "rigid indenter" (Hindistan gibi) olarak hareket etmektedir ve Afrika'ya göre daha hızlı kuzeye doğru hareket etmesi ile, Afrika'dan K-G doğrultulu Ölüdeniz Dönüşüm Fayı (Dead Sea Transform Fault) ile ayrılmıştır. Arap ve Afrika levhaları arasındaki hareketteki farklılık bu fay boyunca hakim sol yönlü harekete dönüşmüştür (Freund ve diğ., 1970).

Türkiye'deki 1988-1994 GPS ölçümlerinin çözümlerinden, Anadolu Bloğu yaklaşık olarak Sinai (33.4° E - 31.1° N)'nin kuzeyine yerleştirilmiş kutuptan saat ibresinin tersi yönde dönerek hareket etmektedir (Şekil 2.2). Anadolu bloğu, Helenik Yayın boyunca Afrika okyanusal levhası içindeki hareketi ve Avrasya ve Arap levhalarının çarpışması nedeniyle Doğu Anadolu'dan ayrılmaktadır. Bu çarpışma sebebi ile Avrasya levhasının güneyi Kuzey Anadolu, Kuzeydoğu Anadolu ve Doğu Anadolu Fayları ile parçalanmıştır (Gülen, L., Barka A., ve Toksöz, M., N., 1987). Afrika'nın kuzeye doğru hareketinden dolayı, okyanusal segmentler ile Anadolu

mikrolevhasının kıtasal segmentleri Kıbrıs'ın güneyinde, Kıbrıs Yayı (Tauric Yay) altında çarpışmışlardır.



Şekil 2.2 Bölgenin önemli tektonik yapıları (McKenzie, 1972)

2.2 BÖLGEDEKİ ÖNEMLİ TEKTONİK YAPILAR

2.2.1. Kuzeydoğu Anadolu Fayı

Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu, Erzurum şehri yakınlarından başlayıp Türkiye'nin kuzeydoğusundan Kafkasya dağlarına kadar uzanır. Bu fay zonu muhtemelen Philip ve diğ., (1989) tarafından tanımlanan Kafkasya dağları ile kesişen Borjomi-Kazbey fay zonuna dahildir. Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu çeşitli segmentlerden oluşmuştur ve toplam uzunluğu yaklaşık 350 km'dir. Fay zonu kuzeydoğuya doğru uzanmakta ve genişlemektedir. Fay çoğunlukla sol yönlü kayma ile bindirme bileşenine sahiptir. Sismolojik veriler (deprem verileri) bu fay üzerinde, Kuzey Anadolu Fay (KAF) Zonu'na göre daha az aktivite olduğunu gösterir.

2.2.2. Karadeniz Sınırları

Karadenizin kuzey kısımları, Kırım'dan Ermenistan'a, Büyük Kafkasya boyunca aktif olarak bindirme özelliği gösterir. Karadeniz'in güney kenarında ise sismik aktivitenin düşük olmasından dolayı detaylı çalışma yapılamamıştır. Bununla birlikte, 1968 Bartın depremi ($M=6.8$) bu kısımda yıkıcı depremler görülebileceğinin kanıtıdır. Karadeniz sınırlarının birinci kısmı Kafkasya'dan Ereğli'ye uzanır, batı kısmı ise Ereğli'den Bulgaristan'a kadar uzanır. Birinci kısım kompresyon doğası gösterirken ikinci kısım genişleme doğası göstermektedir. Bu kısımlar boyunca kayma hareketi 5 mm/yıl'dan düşüktür.

2.2.3 Doğu Anadolu Fayı

Sol yönlü doğrultu atımlı bir fay olan Doğu Anadolu Fayı, batıya doğru kaçan Anadolu bloğunun güney sınırındır. Levhaların birbirlerine göre hareketleri ve sismisiteye dayanarak Taymaz ve diğ., (1991) Doğu Anadolu Fayı boyunca kayma oranını 25 - 31 mm/yıl olarak belirlemişlerdir.

2.2.4 Kuzey Anadolu Fayı

Sağ yönlü doğrultu atıma sahip olan Kuzey Anadolu Fayı, saat ibresinin tersi yönde hareket eden Anadolu-Ege Bloğunun kuzey sınırındır ve Doğu Türkiye-Karlıova'dan Yunanistan'a kadar 1500 km'nin üzerinde uzanır. 20.yüzyıl boyunca fay zonunda toplam 23 büyük deprem olmuştur (7 Kuzey Ege, 6 Marmara Bölgesi ve ana kısım boyunca 10 deprem). Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun kuzey kenarı boyunca neotektonik yapılar, Neojen sedimentlerin bindirmesi, Anadolu bloğunun rotasyonel (dönme) hareketinin tamamen tanjansiyel olmadığını göstermiştir. Karadenizin batı sahili boyunca olan bindirmeden ve Pontidlerin batıya birikmesinden bu hareketin sorumlu olabileceği muhtemeldir (Barka, A., ve Reilinger, R., 1997).

2.2.5 Orta Anadolu

Tuz Gölü Fayı ve Aksaray-Şereflikoçhisar Fayı Orta Anadolu'nun en çok göze çarpan aktif tektonik yapılarıdır. Şaroğlu ve diğ., (1983) Tuz Gölü Fayı'nın, fayın güney kısmı sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma göstermesine rağmen, sağ yönlü doğrultu atıma sahip büyük açılı bir bindirme fayını olduğunu öne sürmüşlerdir. Tuz Gölü yakınlarındaki K-G ve KD-GB trendli volkan konileri, bu ters faylanma ve sağ yönlü hareket ile tutarlıdır.

KKD-GGB trendli Ecemiş Fayı, Orta Anadolu'nun başlıca sol yönlü fayıdır. Fayın ana kısmı Yeşilhisar-Pozantı arasında uzanır. Tarihsel (MS. 0-1900) ve aletsel deprem kayıtları, Orta Anadolu'daki sismik aktivitenin Batı Anadolu'ya göre daha düşük olduğunu gösterir.

Orta Toros Dağları, Güney ve Orta Anadolu'nun başlıca neotektonik özelliğidir ve Kıbrıs Yayına paralel olarak gelişmiştir. Orta Anadolu, erken miosen boyunca, büyük bir göl tarafından örtülmüş, Toros dağları deniz seviyesinin altında, burada geniş karbonat birikimleri oluşturmuştur. Orta - Geç Miosenden beri Toros dağları, Orta Anadolu Platosu ile ilişkili olarak yaklaşık 1000 m yükselmiştir (Şaroğlu ve diğ., 1983).

2.2.6 Isparta Büklümü

Isparta büklümü, Kıbrıs ve Yunan yaylarının birleşme yeri olarak düşünülmektedir. Bu zon Kretase ve geç miosen arasında bölgeye yerleşmiş, Alanya Masifi, Beyşehir - Hoyran Napları, Antalya Napı ve Likya Napı gibi çeşitli farklı tektonik varlıklardan meydana gelmiştir. Isparta büklümünün doğu tarafı KB-GD trendli Sultandağ fayı (bindirme fayı) ile batı tarafı ise KD-GB trendli Fethiye-Burdur fayı zonu ile sınırlanmıştır.

2.2.7 Hellenik ve Kıbrıs Yayı

Doğu Akdeniz'in fizyografisinde en belirgin unsurlar Hellenik Yay ve Kıbrıs Yay sistemleridir.

Hellenik Yay Sistemi; Hellenik Yayı, Hellenik Hendek Kuşağı, Dış Hellenik Sırtı ve Güney Çukurluktan oluşur. Hellenik Yay bir adayayıdır. Mora Yarımadası'ndan başlayarak Girit ve Rodos Adaları üzerinden Türkiye'ye uzanır ve Doğu Akdeniz'i Ege Denizi'nden ayırır. Güneyinde Hellenik Hendek Kuşağı yer alır. Bu kuşak yaklaşık 100 km genişliğinde olup çoğunlukla yaya paralel ve kesikli olarak uzanan ve 5 km kadar derinliğe kadar ulaşan hendeklerden oluşur. Hendekler içerisinde tabakalı ve yer yer de eğimli çökel dolgularına rastlanır (Ryan ve diğ., 1971; Stanley, 1973; Hinz, 1974). DSDP (Deep Sea Drilling Project) sondajlarında bu çökeller içerisinde Pliosen (1.64-5 my) yaşlı pelajik çamurlar üzerinde Alt Kretase (97-143 my) yaşlı kireçtaşlarına rastlanmıştır. Bunu bazı yazarlar göçük yapısı veya bindirme olarak yorumlarken (Stride ve diğ., 1977) bazıları da yığışım karmaşasının verisi olarak kabul etmiştir. Hellenik Yay'daki sismik aktiviteye bakılarak buranın bir dalma-batma zonu olduğu söylenmiştir (McKenzie, 1972). Bugün yitim olayı, Dış Hellenik Sırtı'nın güneyinde bulunan Güney Çukurluk boyunca meydana gelmektedir. Dış Hellenik Sırtı, Akdeniz Sırtı olarak bilinir. Yaklaşık olarak 1300 km uzunluğunda ve 150 km genişliğindedir. Hellenik Hendek Kuşağına göre yükseklığı 2 km kadardır ve asimetrik bir yapıya sahiptir. Kuzey yamacı güney yamacına göre daha fazla eğimlidir. Tektonik bir yığışım karmaşığı niteliği gösterir. İçerisinde ofiyolit dilimlerine de rastlanır. Bu yığışımın kökeni hakkında değişik görüşler vardır. Kimi yazarlara göre Hellenik yayı önünde gelişmiş bir sediman yığışımıdır (Woodside ve Bowin, 1970). Kimi yazarlara göre ise kabuksal kısalmaya bağlı olarak oluşmuştur (Rabinowitz ve Ryan, 1970). Bir başka grup yazar ise bu oluşumun geç Senezoik-Tersiyer'de yerleşmiş olistostrom ve filiş naplarından meydana gelmiş olduğunu iddia etmiştir (Mulder, 1973; Biju-Duval ve diğ., 1974).

Dış Hellenik Sırtı'nın da güneyinde Güney Çukurluk yer alır. Bu çukurluk, kuzeydeki Hellenik Hendek Kuşağı'ndaki çukurlukların aksine kesikli olmayıp devamlıdır. Bazı yerlerde tamamen çökelle dolmuş ve buralarda belirgin abisal düzlükler meydana getirmiştir. Bunlar batıda Messina-Sirte, doğuda ise Herodot Abisal Düzlükleridir. Günümüzde yitim, bu çukurluk boyunca devam etmektedir.

Kıbrıs yayı boyunca olan yitim literatürdeki çok tartışılan konulardan birisidir. Kıbrıs Yay Sistemi, Kıbrıs Yayı ve Dış Kıbrıs Sırtı'ndan oluşur. Kıbrıs Yayı'nın batıdaki Hellenik Yay ile olan ilişkisi pek belli değildir. Muhtemelen Piliny-Strabo transform fayı ile ilişkilidir. Anaximander Dağı, Florens Yükselimi ve Beşparmak Dağları (Kyrenia Range) boyunca Misis Dağlarına kadar uzanır. Dış Kıbrıs Sırtı, kuzeyde Florens Yükselimi ve Kıbrıs, güneyde ise Eratostenes Deniz Tepesi arasında yer alır. Florens yükselimi ile arasında nispeten basit bir hendek bulunur. Bu hendek Kıbrıs'ın güneyine yaklaştıkça yapısal özellikleri ve sediman içeriği bakımından karmaşık bir hal alır. Burada hendek içerisinde, Hellenik Hendek Kuşağına olduğu gibi, deforme olmuş bloklu çökeller bulunur. Bu çökeller yatay birimlerle örtülmüştür. Dış Kıbrıs Sırtı muhtemelen İskenderun Körfezi'ne doğru devam eder.

Sismik verilere göre yitim Florence sırtının altındadır. Yitimin oluşumu Kıbrıs'ın güneyinde açık değildir. Burada yitim deniz dağları tarafından engellenir veya karşılanır. Isparta bölümünün güneyinde yapılan kıyı ötesi sismik yansıma çalışmaları, Florence Sırtı, Anaximander Dağları ve Antalya Havzasının Kıbrıs yayının civarındaki yapılara dahil olduğunu ve bunların kompresyonal özellikte olduğunu göstermiştir. Kıbrıs yayındaki yitim boyunca, Batı Anadolu ve Ege'de olduğu gibi over-riding paralel yay genişlemeleri oluşmamıştır. Bu olay tamamen yitimin düşük açısıyla ilişkilidir (Barka ve Reilinger., 1997).

2.2.8 Bölgenin Hız Yapısı

Doğu Akdeniz'de kabuk ve üst manto hız yapısı tam olarak bilinmemektedir. Makris (1977), Girit yakınlarında tek yönlü sismik kırılma çalışmaları sonucunda, kabuktaki P hızını 6.2 km/sn, Moho derinliğini 30-34 km ve Pn hızını da 7.6 km/sn olarak bulmuştur.

CİSİM DALGALARININ TERSÇÖZÜM YÖNTEMİ

3.1 Dalgaşekli Ters Çözüm İşlemi

3.1.1 Veri Hazırlama ve Ters Çözüm İşlemi

Bu çalışmada kullanılan dalgaşekli ters çözüm yöntemi, Helmberger (1974) ve Langston&Helmberger (1975) tarafından geliştirilen telesismik dalgaşekli modellemesi tekniklerine dayanarak, Nabelek (1984) ve McCaffery&Abers (1988) geliştirmiştir. Kullanılan SYN4 programı McCaffery&Abers (1988) tarafından yazılmış ve kişisel bilgisayarlar (PC) için geliştirilmiştir (Taymaz, 1990).

Bu çalışmada kullanılan veri grubu, GDSN (Global Digital Seismic Network) aletlerin uzun peryod sayısal kayıtlarındaki P ve SH dalgalarından oluşmaktadır. GDSN aletlerde kaydedilen uzun peryod telesismik cisim dalgalarının örnekleme aralığı P ve SH dalgaları için 1 sn olarak alınmıştır.

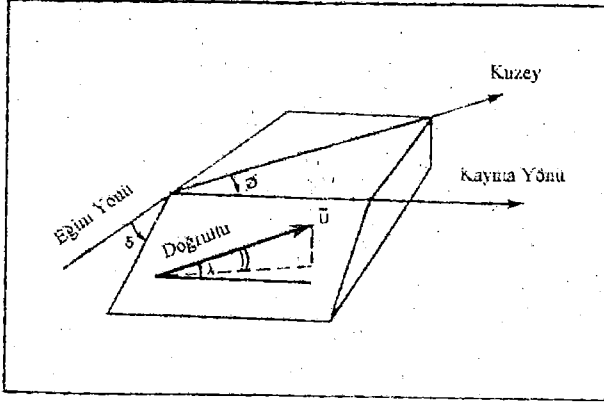
İkili kuvvet çifti (double-couple) nokta kaynak; düğüm düzleminin doğrultusu (Φ) ve düğüm düzleminin dalımı (δ) ile yüzeydeki kayma vektörünün açısı (λ) (Şekil 3.1), odak derinliği kaynak zaman fonksiyonuna bağlı tek tek olayların genlikleri ile tanımlanır (Aki&Richards, 1980).

Telesismik uzaklıklarda P ve S dalgaları varışları diğer fazlarda olduğu gibi birbirlerinden zaman olarak açık bir şekilde ayrılırlar, bu nedenle birbirlerinden bağımsız olarak analiz edilebilirler. Telesismik P ve S dalgaları, manto içerisindeki bütün doğrultularda yayınımlar boyunca oluşmuş yansımış ve dönüşmüş fazlarında içerir ve tek bir ışın parametresi ile karakterize edilir. Bu dalgalar için Green Fonksiyonu aşağıdaki şekilde ifade edilir (Langston&Helmberger, 1975).

$$\underline{g}(t) = \underline{C}^R(t) * M(t) * \underline{g}^s(t) \quad (2.1)$$

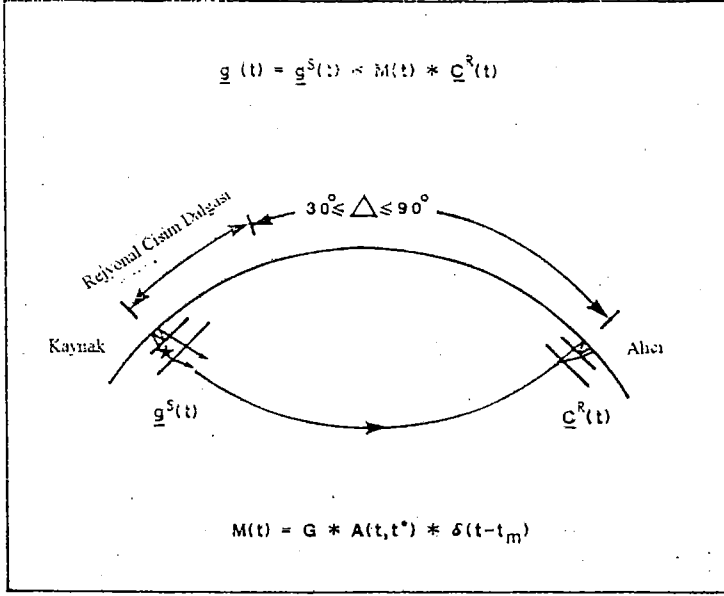
Burada; $\underline{g}^s(t)$, incelenen dalga tipine bağlı olan cevap içindeki kaynağın bulunduğu bölgede üst kabukta P ve SH dalgalarının yerdeğiştirmesi. $M(t)$ ve $\underline{C}^R(t)$ sırasıyla; bu dalgaların manto ve kayıtçı altındaki kabuğun bu dalgalara olan tepkisidir.

Yaklaşık 30^0-90^0 arasındaki episantr uzaklıklarında, $M(t)$ sadece, anelastik soğurma, geometrik açılım ve yayılma zamanı etkilerini içerir. Cisim dalgaları kabukta ve üst mantoda yaklaşık düşey olarak yayılırlar (düşeyden 15^0-35^0) ve kaynak ve alıcı altındaki düşey yapıdan etkilenirler. Cisim dalgalarında yanal hareketin çoğunluğu mantonun derinliklerinde yer alır, cisim dalgaları buradan geçerken önemli bir dispersiyona uğramazlar, çünkü bu derinliklerde manto cisim dalgaları için yeterli kadar homojendir. Kaynak bölgesindeki kabuğun tepkisi, Helmberger (1974) ve Langston&Helmberger (1975)'in ilk hareket yaklaşımı kullanılarak türetilir.



Şekil 3.1 Fayın konumunu tanımlayan parametreler, (Φ); doğrultu, (δ); dalmı, (λ); eğim, burada u yerdeğiştirme vektörüdür (Aki&Richard, 1980).

Şekil 3.2'de telesismik cisim dalgalarının Green fonksiyonlarının belirlenmesi için problemin şematik olarak oluşturulmasını gösterir. Çözüm parametresi değerleri seçilirken gözlemsel ve hesaplanan sismogramlar arasındaki rezidüellerinin karelerinin ağırlıklı toplamını en küçük yapan değerler seçilir. İstasyon ağırlıkları, toplam veri alt gruplarındaki dalgaların ortalama göreceli genlikleri dikkate alınarak ve odak küresindeki konumlarına göre belirlenmiştir (alt grup; P ve SH dalgalarının sayısal kayıtlarından oluşur.). Böyle bir ağırlıklandırma, verilerdeki belirsizliğin etkisini olabildiğince azaltır. Eğer tüm dalgasekilleri eşit ağırlıkla alınrsa, SH dalgalarının tersçözümde baskın olduğu görülür, çünkü SH dalgalarının ortalama genlikleri odak mekanizmasına bağılı olarak, tipik olarak P dalgalarından 2 ile 5 kat daha büyüktür. Böylece ağırlıklar odak küresi üzerinde verilerin dağılım düzensizliğinden kaynaklanan farklılıkları ve çözümün herhangi bir yöne kaymasını dengeler. Başka bir deyişle sismogramlar, istasyonların azimutal dağılımlarına göre ağırlıklandırılır (McCaffrey&Abers, 1988).



Şekil 3.2 Telesismik cisim dalgalarının Green fonksiyonu için oluşturulan problemin şematik gösterimi. $\underline{g}^S(t)$; kaynak bölgesindeki üst kabuğun etkisini gösterir. $\underline{C}^R(t)$; alıcı altındaki kabuğun etkisi, $M(t)$; manto cevabıdır. G , $A(t, t^*)$, ve $\delta(t - t_m)$; sırasıyla, geometrik açılım, anelastik soğurma nedeniyle olan katkıyı gösterir. (Nabelek, 1984).

Nokta kaynak modelli depremlerde gözlemsel dalgaşekillerinin modellenmesi, çoğu kez büyük depremler için yetersizdir. Böyle durumlarda cisim dalgası dalgaşekli ters çözümünde sonlu uzunluktaki kaynak iki türlü alınabilir.

- 1.) Uzaklık ve zaman olarak ayrılan iki veya daha fazla nokta kaynağın yırılma süreci ile parameterize edilir.
- 2.) Kaynak zaman fonksiyonundaki tek yanlı yırılmayı sağlayan model tarafından parameterize edilir.

Çoğul alt olay (subevent) modellemesinde ikinci alt olayın zamanı ve lokasyonu birincisi ile ilişkilidir.

Bu çalışmada uzun periyot telesismik cisim dalgaları kullanılmıştır. Uzun periyot P ve SH dalgaları için, soğurma parametresi t^* değerleri için alışılmış değerler olan, 1.0 ve 4.0 kullanılmıştır (Futterman, 1962).

$$t^* = T/Q$$

burada, T ; yayılma zamanı, Q ise ışın yolu boyunca olan ortalama kalite faktörüdür. t^* 'nin çok keskin değerleri, kaynak zaman fonksiyonu ile t^* arasında önemli bir

etkileşim olduğundan ters çözüm kullanılarak bağımsız olarak elde edilemez (Nabelek, 1984).

pP, sS, sP ve pS fazlarının her biri, doğrudan gelen dalgalarda olduğu gibi kaynak hakkında önemli bilgiler verirler. Bu fazları dikkate alarak fay düzleminin konumunu çoğu durumlarda teorik olarak elde etmek mümkündür, P ve SH dalgasekilleri ve göreceli genlikleri modellenerek ve çok az sayıda istasyon kullanılarak iyi oturtulmuş fay düzlemi çözümü bulunabilir.

Yeteri kadar iyi olmayan istasyon dağılımı, zayıf sinyal/gürültü (Signal/Noise) oranı ve karmaşık kaynak gibi faktörlerden dolayı tüm kaynak parametrelerinin ayrımlılığı azalabilir.

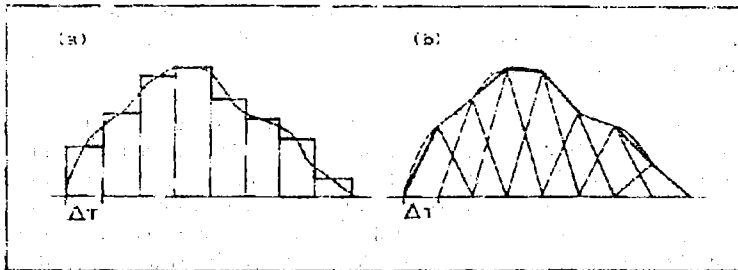
3.1.2. Kaynak Zaman Fonksiyonu Parameterizasyonu

Aşağıda Langston (1981)'in, zaman fonksiyonu olarak tanımlanabilen $\Omega(t)$ fonksiyonu verilmiştir, $\Omega(t)$ eşit süreli fakat ω_k genlikleri değişken olan bir dizi dikdörtgen-fonksiyonlarla (box-function), $B_{\Delta t}(t)$, ile tanımlanabilir (Şekil3.3).

$$\Omega(t) = \sum_{k=1}^{N_{\Delta t}} \omega_k B_{\Delta t}(t - \tau_k) \quad (2.2)$$

Bu tür parameterizasyondaki problemlerin bir tanesi, yeteri kadar küçük zaman artışları seçilmedikçe yapay sismogramlar genellikle aşırı yüksek bir frekans içeriğine sahip olurlar.

Deprem spektrumu yüksek frekanslarda ω^{-2} azalım ile karakterize edilmesine rağmen (Aki, 1976; Papageorgiou, 1988; Smith ve diğ., 1990), dikdörtgen fonksiyonların (box-function) azalımı sadece ω^{-1} 'dir (Nabelek, 1984). Uygun azalıma sahip olan üçgen fonksiyon daha gerçekçi bir seçimdir. Bundan dolayı, şekil 3.3'de tanıtılan yapıda, üstüste binmiş eşkenar üçgenlerle yapılan kaynak zaman fonksiyonu parameterizasyonu her bir deprem için ayrıntılı çalışmalarında önerilmiştir.



Şekil 3.3 (a) dikdörtgen fonksiyon (box-function) ve (b) üstüste binmiş eşkenar üçgen fonksiyonlarından oluşturulan kaynak zaman parameterizasyonunun gösterimi.

$$\Omega(t) = \sum_{k=1}^{N_{\Delta\tau}} \omega_k T_{\Delta\tau}(t - \tau_k) \quad (2.3)$$

üçgen fonksiyon ($T_{\Delta\tau}(t-\tau_k)$), iki dikdörtgen fonksiyonun (box-function) ($B_{\Delta\tau}(t)$), konvölüsyonundan yazılacaktır. $\Delta\tau$ eşit süredir (duration).

$$T_{\Delta\tau}(t-\tau_k) = B_{\Delta\tau}(t-\tau_k) * B_{\Delta\tau}(t) \quad (2.4)$$

burada;

t : zaman

k : kaynak zaman fonksiyonu elemanı

N: kaynak zaman fonksiyonu elemanlarının sayısı

τ_k : bir zaman fonksiyonu elemanının zaman kayması

ω_k : kaynak zaman fonksiyonu elemanının ağırlığı (genliği)

Kaynak zaman fonksiyonu denemelerinde, üstüste binmiş her bir eşkenar üçgenin genlikleri tersçözümle belirlenir, kaynak zaman fonksiyonu elemanlarının sayısı ve bunların süresi önceden seçilmek zorundadır. Tersçözüm, kaynak zaman fonksiyonunun süresi ile, kaynağın tahmin edilen (beklenen) süresini aşan bir kaynak zaman fonksiyonu süresi ile başlar. Eşkenar üçgenlerin sayısı, gözlemsel sismogramlardaki iyileşme önemli olmayana kadar ayarlanır veya beklenen duyarlılıkta çakıştırılıncaya kadar veya daha sonra çakıştırılan üstüste bindirilen eşkenar üçgenlerin genlikleri önemli olmayana kadar ayarlanır.

Türetilen kaynak zaman fonksiyonu, genel olarak, kaynak parametrelerinin en önemlilerinden birisi olarak düşünülür ve yırtılma süresinin zaman hikayesi ile ilgilidir. Eşkenar üçgenlerin sayılarından zaman fonksiyonunun uzunluğu (faylanma süresi) belirlenir. Kaynak zaman fonksiyonunun altındaki alan skaler sismik momentle orantılıdır.

3.1.3. Merkez (Odak) Derinliğinin Kararlılığı ve Kaynak Zaman Fonksiyonu

Kaynak zaman fonksiyonu ve merkez (odak) derinliğinin (fay merkezinin ağırlık kayma merkezi) kararlılığı, çoğu kez, doğrudan gelen fazlar ve bunların serbest yüzeyden yansımalarını içeren sinyalleri iyi tanıyabilmemize bağlıdır. Pratikte sığ ($h \leq 60$ km) ve orta büyüklükteki depremler ($M_s \approx 6.5 - 7.5$) için odak derinliğinin belirlenmesi daima problemli olur. Bu aralıklarda derinlik fazları (pP ve sP) zaman olarak birbirlerinden açıkça ayrılmazlar ve dalgaşekillerinin yapay modellenmesi zorunlu olur. Ne yazık ki, çözümün tekilliği, değişik odak parametreleri arasındaki etkileşim nedeniyle kolayca test edilemez.

Sığ ve küçük depremlerin ($M_s < 6.0$) derinlikleri, bazen, kısa ve uzun periyod kayıtlarda gözlenen serbest yüzey yansımalarının zaman gecikmelerinden hesaplanır. Bununla beraber, büyük depremler ($M_s > 6.0$) için yırtılma süresi zaman gecikmesiyle aynı ölçüye ulaşır ve bu da derinlik fazlarının tanınmasını güçleştirir. Kaynak derinliği, sismogramda gözlenen doğrudan gelen ve yansıyan fazlar ters polariteye sahip oldukları zaman daha tutarlı gözlenebilir (Nabelek, 1984 ve Douglas&Ruffs, 1985).

Öte yandan, tüm düz modelleme teknikleri, kaynağın, derinlik ve kaynak zaman fonksiyonunun, soğurma parametresi (t^*), odak mekanizması ve kabuk yapısı kadar iyi bilinmesini gerektirir (Kanamori&Stewart, 1976). Düz modellemenin başlangıçtaki dezavantajlarından birisi, çözümün yeganeliğinin (ideal çözüm) kolayca test edilememesidir. Her ne kadar değişik kaynak parametreleri arasındaki, özellikle odak mekanizması, odak derinliği ve kaynak zaman fonksiyonu arasındaki etkileşim miktarının belirli olduğu bilinsede, modelleme metodları kullanılarak model parametrelerinin mümkün olan olası kombinasyonlarının araştırılması pratik değildir. Varsayılan odak derinliği veya kabuk yapısının aşırı basitleştirilmesi ve yanlış kabul edilen odak parametresi, Green fonksiyonlarında değişimlere neden olur bu da kaynak zaman fonksiyonu tarafından dengelenir. Bu bağlamda, ters çözüm tekniklerinde bir değişkenin diğerleri ile etkileşiminin gözlenmesinin olanaklı oluşu işimize yaramaktadır.

Odak mekanizmasındaki değişiklikler, odak derinliği değişimi, fazlar arasındaki gecikme zamanlarında değişimine bağlı olarak pP, sP ve P dalgalarının göreceli genliklerini değiştirir. Önemli sınırlamaların bir diğeri, düğüm düzlemlerine yakın olan istasyonlarda genellikle odak parametrelerindeki küçük değişimlere karşı çok duyarlı olmaları ve buralarda ayrıntıları sağlamanın güçlüğüdür. Bu istasyonlardaki pP ve sP dalgasekilleri, odak derinliği üzerinde, hiçbir bilgi içermeyen bir düğüm düzlemine yakındır. Yakın uzaklıklardaki orta büyüklükteki depremlerin odak derinliğinin belirlenme yeteneği cisim dalgasının tersçözüm yöntemlerinin ana (temel) dayanağından birisidir. Bununla birlikte, odak derinliğinin ayrımlılığını formülleştirmek zordur (Nabelek, 1984 ve Huang ve diğ, 1986). Bunun nedenlerinden birisi, tersçözümde kestirilen derinlik, yapay ve gözlemsel sismogramların zaman dizilimlerine çok duyarlı olmasıdır. Cisim dalgası ters çözümlü, yırtılmanın başladığı derinlikten çok en uygun nokta kaynağın merkez derinliğini verdiği için, sismik olayın maksimum derinliği, fay geometrisinin bilinmeyen özelliklerine, yırtılma süreci (çoğul olaylar, yayılım etkisi veya yapısal etkiler) ve reolojiye (rheology) bağlı olarak merkez derinliğinden büyük olmalıdır. P ve SH dalgalarının odak küresinin en az üç kadranında mevcut olması en uygun nokta kaynak çözüm parametrelerini durağan hale getirir (Huang, 1985). Eğer istasyon dağılımı yeterli değilse, kaynak yönlmesi ve derinlik arasındaki etkileşim önemli olabilir (Taymaz, 1991). Azimutal dağılım artırılarak kaynak derinliğinin belirsizliği azaltılabilir. P ve SH dalgasekilllerinin her ikisi için, en iyi azimutal yayılımı elde etmek veya görmek önemlidir, çünkü tektonik yorum için kaynak mekanizması kullanıldığında iyi örneklenmiş depremlere güvenilmelidir.

Mevcut derinlik resolüsyonunun duyarlılığı, çoğunlukla kayıtçı aletlerin (uzun peryod WWSSN ve GDSN tepkileri) frekans tepkisine bağlı olarak sınırlanır. Sinyal/gürültü oranı ve istasyon dağılımının iyi olduğu varsayılırsa, uzun peryod WWSSN verilerin kullanılan sığ depremlerin odak derinliklerindeki şüphe 1 – 2 km kadardır. Çok uzun peryod GDSN dataları Dziewonski ve diğ. (1981) tarafından Centroid Moment Tensor (CMT) çözümlerinde kullanılmıştır. Dziewonski ve diğ. (1981) 45 sn peryodlu WWSSN sismogramları low-pass filtrelemişler ve kaynak derinliği 50 km'den yukarı depremler için az duyarlı değerler bulmuşlardır. Centroid Moment Tensor derinlikleri broad – band dalgasekilleri kullanılarak oluşturulan derinliklerden daha büyüktür.

1964 – 1965 yıllarında kullanılan WWSSN uzun peryod aletlerin pendulum (sarkaç) peryodu 30 saniyedir. Bu aletlerin tepkileri, 1965'ten sonra kullanılan uzun peryod WWSSN aletlere göre kaynak derinliğinin resolüsyonunu azaltır.

Sismik momentin, doğrudan gelen ve yansımış fazlar arasındaki bozucu etkileşim nedeniyle tahmin edilen değerinin üzerinde bulunması, merkez (odak) derinliğinin eksik kestirilmesi sonucunu doğurur. Sismik moment değerinin hem P hem de SH dalgaları ile birlikte uyumlu olabilmesi, yalnızca küçük bir derinlik aralığı için oluşabilir. Dalgışekilleri kullanılırken, mutlak genlikler gözardı edilirse, kestirilen kaynak zaman fonksiyonu ve tahmini kaynak derinliği arasındaki etkileşim nedeniyle derinlik kestirimindeki belirsizlik artar ve büyük olmaya başlar. Belirli bir deprem için merkez (odak) derinliğinin resolüsyonunun anlaşılmasına en iyi yaklaşım her bir derinlikte diğer parametrelerin kombinasyonlarından gözlemsel veriye en uygun bir dizi tersçözüm yapmaktır. Bununla birlikte, derinlik sabitse, kaynak parametrelerinin yanlış kombinasyonu uyumsuz bir çözüm elde edilmesini sağlar. İstatistiksel yaklaşımlar derinlik kestiriminin formal yaklaşımını sağlamak için uyumsuz çözüm kullanılarak Huang ve diğ., (1986) tarafından geniş bir şekilde araştırılmıştır. Huang ve diğ., (1986), en uygun derinlik ve yaklaşık bir derinliğin sabit alarak, tersçözümde elde edilen dalgışekilleri arasında istasyon rezidüellerindeki farklar için önemli bir test yapmışlardır. Huang ve diğ., (1986), bu deneylerinde belirsizlik aralığının büyük depremler için daha küçük olmaya meyilli olduğu sonucuna varmışlardır. Çünkü, büyük olaylar için daha çok istasyon kullanılabilir ve kaynak mekanizması daha iyi oluşturulabilir.

Doğru atımlı olaylar için odak derinliklerini bulmak genellikle çok zor olur, çünkü P ve pP fazları küçük genliğe sahip olduğundan ve ayrıca P ve sP aynı polariteye sahip olduğundan derinlik fazlarını tanımak zordur.

3.1.4. Kaynak Bölgesinin Yapısı

Deprem kaynağı karakteristiklerinin rezolüsyonu, kaynak bölgesindeki yapının karmaşıklığından sınırlanır. Genellikle tersçözüm sonuçları ile açıklanamayan, gözlemsel dalga şekillerinin bazı yüksek frekanslı bileşenleri geriye kalır. Bu yüksek frekanslı bileşenlerin kaynağı (orijini), olasılıkla kaynak yırtılmasının karmaşıklığı veya varsayılan yapı modeli için hesaba katılmayan heterojenite ile ilgilidir.

Kaynak bölgesi için hız yapısının seçimi, teorik olarak cisim dalgası tersçözüm çalışmalarının sonuçlarına önemli bir etkiye sahip olabilir. Hız yapısı, gecikme zamanı veya yüzeyden yansımış fazlardan kestirilen merkez derinliğinin kestiriminde etkili olur. Ayrıca, odağı terkediş açısı ve yansıma katsayısının hesaplanmasında kullanıldığı için kestirilen kaynak parametrelerinde de etkili olur. Bu etkilerin örnekleri Jemsek ve diğ., (1986), Nelson ve diğ., (1987) ve Wiens (1989) tarafından tartışılmıştır.

Telesismik uzaklıklarda, sığ ve büyük double-couple kaynaklar için hesaplanan yapay sismogramlarda yapısal heterojenite etkisi alıcı ve kaynak civarında en büyüktür. Farklı yatay tabakalı modeller genel olarak, türetilen parametrelerde oldukça küçük parametreler oluşturur. Kaynak civarındaki yapının ayrıntıları, orta ve uzun peryod dalgışekillerinin üzerinde çok küçük bir etkiye sahip olduğu imajı

verir. Bununla birlikte yatay tabaka varsayımında, tüm yüzey yansımaları ve verilen alıcıya doğru yayılan tekrarlı yansımalar için ve kritik ve kritik ötesi etkileşimlerin varlığı ve geometrik açılım için geliştirilecek basit bir formülasyon için sabit bir odağı terkediş açısı alınmasını gerekir.

Huang ve diğ. (1986), hız yapısı ve istasyonların azimutal dağılımlarını etraflıca incelemişlerdir. Mohodaki çok keskin hız kontrastı, su ve kabuk sınırına benzer şekilde enerjiyi aşağı doğru yansıtır. Bundan dolayı kaynaktaki odağı terkediş açısının yanlış hesaplanmasına neden olur. Bu da, gözlemsel dalgasekilleri yeterince önemli değişikliklere neden olur. Azimutal olarak iyi dağılmış istasyonlar ve hem P ve hem de S dalgalarının kullanılması bu problemin en küçük hale gelmesine yardımcı olur. Kaynak civarında varsayılan hız yapısındaki değişiklik sonuç olarak elde edilen kaynağın konumunda çok az etkiye sahiptir. Fakat yansıyan ve doğrudan gelen fazlar arasındaki gecikme zamanı, merkez (odak) derinliğinin kestirimini etkiler ve sismik momentteki değişiklikler yansıma katsayılarında önemli değişikliklere neden olur. Deprem episantrı civarında ayrıntılı sismik araştırma yapılmadıkça, cisim dalgası ters çözümü çalışması için, güvenilir bir kaynak hız yapısı belirlemek olanaksızdır. Gözlemsel dalgasekilleri açıklanamayan yüksek frekanslı bileşenlerin çoğu kaynak civarında varsayılan düzlem tabakalı yapıdan kaynaklanır (Taymaz, 1990).

4 23 Şubat 1995 KIBRIS DEPREMINİN KAYNAK MEKANİZMASI

4.1 Kullanılan Yöntem ve Verilerin Hazırlanması

23.02.1995 Kıbrıs Depreminin kaynak mekanizmasının, telesismik istasyonlarda kaydedilen cisim dalgalarının inversiyonu ile bulunmasında, McCaffrey&Abers (1988)'in PC'ler için geliştirmiş olduğu ve temeli Nabelek (1984)'e dayanan SYN4 programı kullanılmıştır. GDSN aletlerde kaydedilmiş olan uzun periyot telesismik kayıtlar internet (ftp://dmc.washington.edu/pub/spyder/) üzerinden telnet yoluyla elde edilmiştir. Çok sayıda istasyon kaydına rağmen (14 istasyon), kayıtlardaki düşük S/G oranından yalnızca altı istasyon kaydı kullanılabilmiştir. Yine kayıtların kalitesizliğinden dolayı SH okumaları yapılamamıştır. Kullanılan istasyon kayıtları, 0.01–0.1 Hz arasında Butterworth Band Pass filtreden geçirilmiştir. Bu çalışmada kullanılan istasyonlar Tablo 4.1 de gösterilmiştir.

Tablo 4.1. 23021995 Kıbrıs Depremi'nin tersçözümünde kullanılan istasyonlar.

Olay Başlığı: 23.02.1995 21:03:05 35.10 N 32.30E 33 5.8 KIBRIS DEPREMİ			
Istasyon Kodu	Kayıt Zamanı	Uzaklık ⁽⁰⁾	Azimut ⁽⁰⁾
Kev	21:07:58	34.8	356.8
Tbt	21:09:04	42.7	275.9
Lsz	21:11:01	50.2	185.2
Bosa	21:12:25	63.7	186.8
Tato	21:12:47	75.5	69.6
Hrv	21:12:51	76.1	312.3

Deprem kaynak parametrelerini sınırlamak için P dalgalarının ilk hareketleri ve dalgaşekilleri kullanılmıştır. Telesismik episantr uzaklıklarında dizilmiş olan istasyonlarda kaydedilen yeterli genliğe sahip P ve SH dalgalarının dalgaşekilleri ile sentetik sismogramların genlikleri ve şekilleri karşılaştırılmıştır. Sentetik sismogramlar nokta kaynaktan çıkan ve doğrudan gelen (P ve S) ile yansımış fazların (pP, sP veya sS) kombinasyonundan oluşturulmuştur. Kullanılan sayısal verilerin örnekleme aralığı bir saniyedir. Alıcı altındaki yeryapısı yarısız homojen olarak kabul edilmiştir. Genlikler geometrik açılım için ayarlanmış ve soğurma için Futterman (1962) işleci (t^*) değerleri P için 1.0, SH için ise 4.0 alınmıştır. Ancak SH dalgaları düşük S/G oranından dolayı kullanılamamıştır. Kaynak bölgesi hız yapısı için; $P=6.5$ km/sn, $S=3.7$ km/sn değerleri kullanılmıştır. Hız değişiminin sentetik sismogramlar üzerinde fazla bir etkisi olmadığı görülmüştür. Makris (1977) bölge için P hızını 6.2 km/sn olarak bulmuştur. Bu değer ile çalışmada kullanılan $P=6.5$ km/sn arasında önemli bir fark olmadığı görülmüştür. Ayrıca, gözlemsel sismogramlardaki P varışlarının Jeffrey-Bullen tablolarındaki varış zamanlarından daha erken olduğu görülmüştür. Bu yüzden $P=6.5$ km/sn kullanılmıştır. Kaynak derinliği olarak, Harvard'ın modelinde verilen derinlik olan 15 km kullanılmıştır. Skaler sismik moment değeri olarak yine Harvard'ın bulmuş olduğu değer ($8.060.10^{17}$ Nm) kullanılmıştır. Ters çözüm sırasında, depremin arka arkaya iki olaydan meydana geldiği sonucuna varılmıştır. İlk olayın kaynak zaman fonksiyonu elemanlarının sayısı dört, ikincisinde ise üç alınmıştır. Bunların genişlikleri ise 1.5 sn olarak alınmıştır.

5. SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

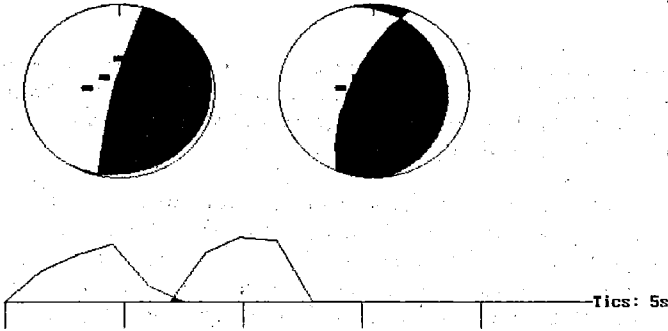
5.1 Sonuçlar

23.02.1995 Kıbrıs Depremi'nin, telesismik cisim dalgalarının tersçözümü sonucunda, ardışık iki olaydan meydana geldiği anlaşılmıştır ve iki olayın da derinliği birbirine çok yakındır. Sismik momentlerde ise ikinci olayın sismik momentini birinci olayın sismik momentine göre daha büyük çıkmıştır (Tablo 5.1). Sismik moment değeri Harvard'ın bulmuş olduğu sismik moment değerinden ve ampirik olarak üretilen sismik moment formülünden hesaplanan sismik moment değerinden küçük çıkmıştır. Her iki olayda da, ters faylanma gözlenmektedir (Şekil 5.1).

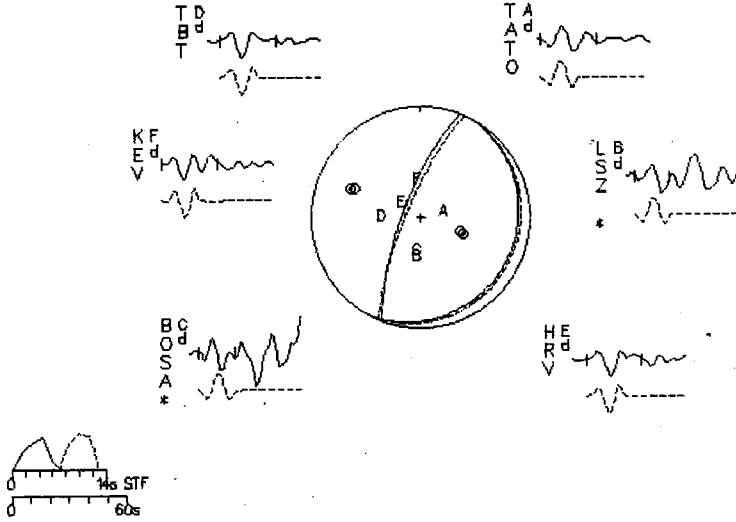
Tablo 5.1 23.02.1995 Kıbrıs depreminin kaynak mekanizması.

	Birinci Olay	İkinci Olay
Doğrultu (Strike)	194	203
Eğim (Dip)	84	70
Dahim (Rake)	87	103
Derinlik (Depth) (km)	13.57	8.70
Moment (Nm)	3.46E+15	3.42E+15

```
===== SVM4 Focal spheres =====
Source 1          Source 2
Str 194          Str 203
Dip 84          Dip 70
Rake 88         Rake 103
NP 2            NP 2
Str 34          Str 349
Dip 6           Dip 24
```



Şekil 5.1 23.02.1995 Kıbrıs depreminin bu çalışma sonucu bulunan odak mekanizması çözümü

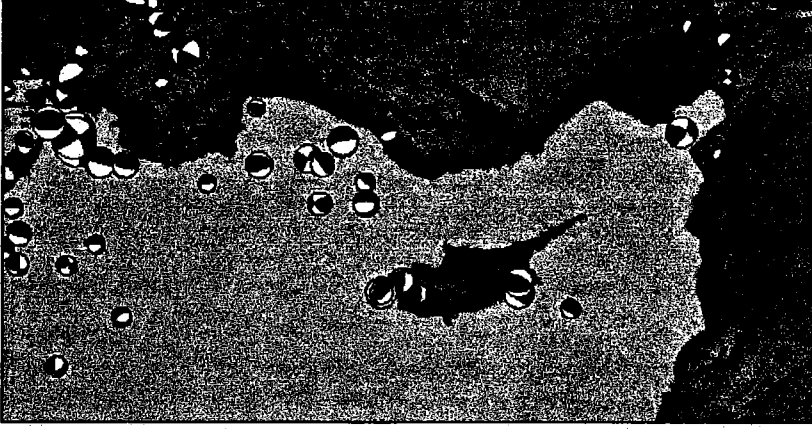


Şekil 5.2 Gözlemsel ve yapay sismogramların karşılaştırılarak çizilmesi. Üstte çizilenler gözlemsel sismogramlar, altta kesikli çizgilerle çizilen sismogramlar ise yapay sismogramlardır.

5.2 Tartışma

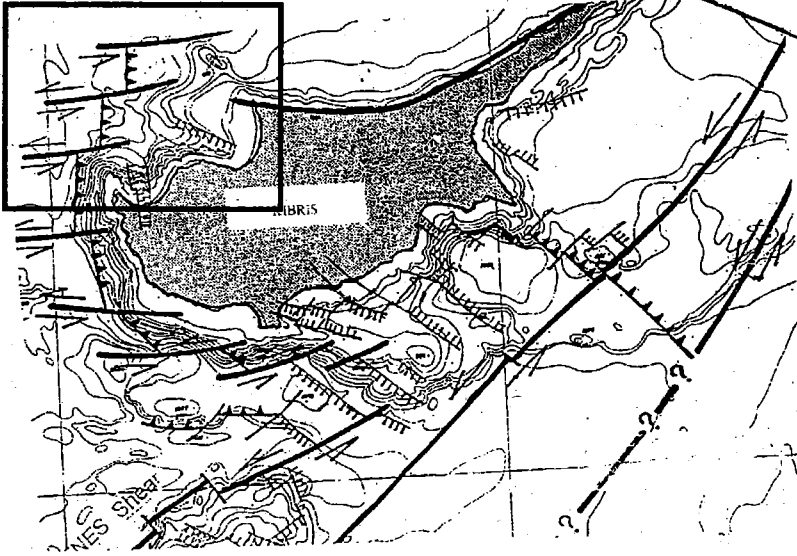
Afrika, Avrasya ve Arap levhalarının birbirlerine göre göreceli hareketleri sonucunda, Doğu Akdeniz’de Afrika levhasının, Kıbrıs Yayı boyunca Anadolu levhasının altına dalmakta olduğu ve bunun günümüzde aktif olduğuna dair bulgular olduğuna daha önceki bölümlerde değinilmiştir.

Ancak, Batı Anadolu’nun saat ibresinin tersi yönde güneybatıya doğru dönmesi, Kıbrıs Yayı’nın batı kenarındaki eğimin büyük olmasına yol açmıştır. Kıbrıs Yayı’nın batı kenarında eğim 47° iken, doğu kenarında 20° civarındadır. Bu yüzden yay boyunca oluşan depremlerin kaynak mekanizmaları farklılık göstermektedir. Özellikle eğimin değiştiği yer olarak bilinen Kıbrıs Adası’nın kuzeybatı kenarındaki depremlerin ve yay arkasında meydana gelen depremlerin ters ve normal faylanma gösterdikleri bilinmektedir ve bu konu tartışılmaktadır (Şekil 5.3).



Şekil 5.3 Bölgede meydana gelmiş depremlere ait odak mekanizması çözümleri (Harvard-CMT)
Kıbrıs Adası'nın kuzeybatısında meydana gelen depremlere ait mekanizma çözümlerindeki fay doğrultularına dikkat ediniz.

Makris ve diğ. (1997) Kıbrıs ve yakın civarının sismotektoniğini incelemek için kara ve deniz sismiği çalışmaları yaparak şekil 4.4'teki haritayı hazırlamışlardır. Haritada depremin olduğu bölgenin (kare ile çevrili alan) tektoniğinin oldukça karmaşık olduğu görülmektedir.



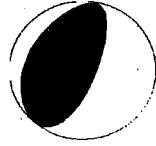
Şekil 4.4 Kıbrıs ve yakın çevresinin tektonik haritası (Makris ve diğ., 1997)

Saat ibresinin tersi yönde dönen Anadolu levhasının Kıbrıs Yayı'na uyguladığı baskı, yayın Kıbrıs'ın batısındaki eğiminin daha dik olmasına yol açmaktadır. Yay boyunca meydana gelen depremlerin derinlik dağılımına bakıldığında, buradaki depremlerin

daha derin odaklara sahip oldukları gözlenmektedir. Ani eğim değişikliğine ve yüksek yitim hızına sahip olan bu bölgede birbirine paralel sol yönlü doğrultu atımlı D-B doğrultuya sahip faylanmalara rastlanmaktadır. Bu sol yönlü doğrultu atımlı faylanmaların arasında K-G doğrultulu pull-apart havzalarına ve ters faylanmalara rastlanılmaktadır.

Bulmuş olduğumuz çözümde, kullanılan istasyon sayısının azlığı, bu istasyonları düğüm düzlemlerine yakın oluşu ve SH dalgalarının kullanılamaması sonucu tartışmalı bir hale getirmektedir. Ancak bulunan çözümlerdeki fayın doğrultusu ve türü, bölgedeki tektonik yapıya uymakta ve aynı depremi çalışan diğer araştırmacılar ve sismoloji merkezlerinin verdiği çözümlerdeki faylanma türü ve fay doğrultusu ile uyumaktadır.

Kıbrıs Yayı, Doğu Akdeniz'deki önemli tektonik yapılardan birisidir. Ancak burada meydana gelen depremler, gerek fazla büyük olmamaları bakımından gerekse istasyonların azimutal dağılımının yetersiz olmasından dolayı burada çalışansismologların işini oldukça zorlaştırmaktadır. Son yıllarda artan istasyon sayısı ile orantılı olarak, bölge ile ilgili daha çok bilgi elde edilmekte ve karanlıkta kalan sorular yavaş yavaş aydınlamaya başlamaktadır.

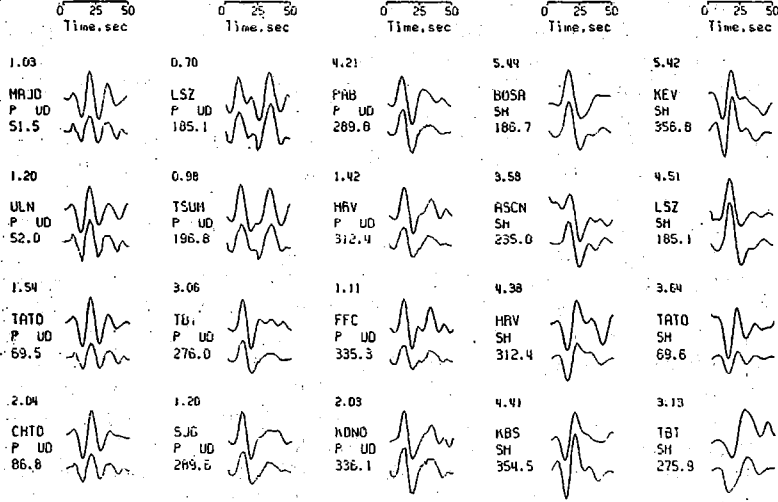
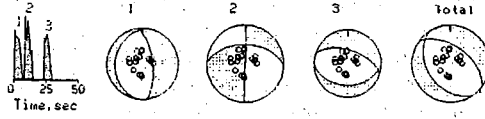


Fault Plane
Strike : 239
Dip : 21
Slip : 140

Fault Plane
Strike : 6
Dip : 77
Slip : 73

Şekil 5.6 Aynı deprem için Harvard'ın vermiş olduğu çözüm

23.2.1995 (Ms=5.8)
1.0 1.0 0.2437



Şekil 5.5 Pınar ve diğ.,(1998)'in aynı deprem için bulmuş olduğu sonuç

Katkı Belirtme ve Teşekkür

Bu çalışmaya yaptıkları katkılardan dolayı Sn. Prof. Dr. Haluk Eyidoğan ve Dr. Ali Pınar'a teşekkür ederim.

KAYNAKLAR

1. AKI, K., 1966, Generation and propagation of G waves from Niigata earthquake of June 16, 1964, Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. 23-88.
2. AKI, K., ve P., G., RICHARDS, 1980 Quantitative Seismology. Theory and Methods, San Francisco.
3. BARKA, A., ve R., REILINGER, 1997 Active tectonics of the Eastern Mediterranean Region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annali di Geofisica*, Vol., XL, 587-610.
4. BIJU-DUVAL, B., P., COURRIER, J., LETOUZEY, 1974 Interpretation de la structure des Monts de Misis, Turquie (Chevauchement Pliocene et masses allochtones mises en place au Miocene) et son extension en Mediterranee orientale, Second reunion, Ann. Sci. Terre (Nancy), 48.
5. DEMETS, C., R., G., GORDON, D., F., ARGUS, S., STEIN, 1990 Current plate motions, *Geophys., J., Int.*, 101, 425-478.
6. DOUGLAS, H.C., L.J., RUFF, 1985, Analysis of the trade-off between hypocentral depth and source time function. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 1637-1656
7. EKSTROM, G., A., 1987, A Broad Band Method of earthquake analysis, Ph.D thesis, Harvard University, Cambridge, Massachusetts.
8. EYIDOĞAN, H., J., A., JACKSON, 1985, A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquakes of 1969-70 in western Turkey: implications for the nature and geometry of deformation in the continental crust, *Geophys. J. R., astr. Soc.*, 81, 569-607.
9. FITCH, T., J., D., W., MCCOWAN, M., W., SHIELDS, 1980, Estimation of the seismic moment tensor from teleseismic body wave data with application to intraplate and mantle earthquakes, *J., Geophys., Res.*, 85, 3817-3828.
10. FREUND, R., Z., I., GARFUNKEL, M., ZAK, 1970, The shear along the Dead sea rift, *Phil., Trans., R. Soc., London, Ser., A.*, 267, 107-130.
11. FUTTERMAN, W., I., 1962, Dispersive body waves, *J., Geophys., Res.*, 97, 5279-5291.
12. GÜLEN, L., A., BARKA, M., TOKSÖZ, N., 1987, Kıtaların çarpışması ve İlgili Kompleks Deformasyon: Maraş Üçlü Eklemi ve Çevre Yapıları, *Yerbilimleri*, 14, 319-336.
13. HELMBERGER D., V., 1974, Generalized ray theory for shear dislocation, *Bull., Seism., Soc., Am.*, 64, 45-64.
14. HINZ, K., 1974, Results of seismic refraction and seismic reflection measurements in the Joinian sea, *Geol., Jahrb.*, 92, 33-65.
15. HUANG, P., Y., S., C., SOLOMON E., A., BERGMAN, J., L., NABELEK, 1986, Focal depths and mechanism of mid-Atlantic ridge earthquakes from body waveform inversion, *J., Geophys., Res.*, 91, 579-598.
16. JACKSON, J., A., T., J., FITCH, 1981, Basements faulting and the focal depths of the larger earthquakes in the Zagros Mountains (Iran), *Geophys. J., R.*, 64, 561-586.
17. KANAMORI, H., G., S., STEWART, 1976, Seismological aspect of the Guatemala earthquake, *J., geophys., Res.*, 83, 3427-3434.
18. LANGSTON, C., A., 1976, A body wave inversion of the Koyana, India, earthquake on December 10, 1967 and some implications for body wave focal mechanism, *J., geophys., Res.*, 81, 2517-2529.

19. LANGSTON, C., A., D., V., HELMBERGER., 1975, A procedure for modelling shallow dislocation sources, *Geophys. J. R. Ast.Soc.*, 42, 117-130.
20. LANGSTON, C., A., 1981, Source inversion of seismic waveforms: The Koyna, India, earthquake of 13 September 1967, *bull., Geol., Soc., Am.*, 71, 1-24.
21. MAKRIS, J., 1977, Geophysical investigations of the Hellenides, *Hamburger Geophysikalische Einzelschriften*, 34, 124.
22. MAKRIS, J., J., STACKER, GAYE, M., 1997, The normal seismicity of Paphos Area, Cyprus, Report, University of Hamburg, Institute of Geophysics.
23. MCCAFFREY, R., G., ABERS, 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, 50pp.
24. MCKENZIE, D., 1978, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean sea and surrounding regions, *Geophys. J., R., ast., Soc.*, 55, 217-254.
25. MCKENZIE, D., 1972, Active Tectonics of the Mediterranean Region, *Geophys. J., R., ast., Soc.*, 30, 109-185.
26. MULDER, C., J., 1973, Tectonic framework and distribution of miocen chemical sediments with emphasis on the eastern Mediterranean, Messinian Events in the Meditarrenean, 44-59.
27. NABELEK, J., L., 1984, Determinations of earthquake source parameters from inversion of body waves, PhD thesis, MIT, Cambridge, Massachusetts.
28. NELSON, M., R., R., MCCAFFREY, MOLNAR, P., 1987, Source Parameters of 11 earthquakes in the Tien Shan, Central Asia, determined by P and SH waveform inversion, *J., Geophys., Res.*, 92, 12629-12648.
29. PAPAGEORGIOU, A.S., 1988, On two characteristic frequencies of acceleration spectra: Path corner frequency and f_{max} , *Bull. Geol. Soc. Am.*, 78, 509-529.
30. PHILIP, H., A., CISTERNAS, A., GVISHINAI, A., GORKSHOV, 1989, The Caucasus: an actual example of initial stages of condinental collision. *Tectonophysics*, 161, 1-21.
31. PINAR, A., KALAFAT, D., 1998, 1995 ($M_s=5.8$) ve 1996 ($M_s=6.8$) Kıbrıs depremleri açısından kuzeydoğu Akdeniz bölgesinin sismotektoniğine bir bakış, *Aktif Tektonik Araştırma Grubu, Birinci Toplantı, Makaleler Kitabı*, 147-155.
32. RABINOWITZ, P., D., W., B., F., RYAN, 1997, Gravity anomalies and crustal shortening in the eastern Meditarrenean, *Tectonophysics*, 10, 585-608, 1970.
33. RYAN, W., B., F., D.J., STANLEY, J.B., HERSEY, D.A., FALQUIST, T.D., ALLAN, 1971, The tectonics and petrology of the Mediterranean Sea, *The Sea*, 4, 387-493.
34. SAROĞLU, F., E., BORAY, S., ÖZER, İ., KUŞCU, 1983, Orta Toroslar-Orta Anadolunun güneyinin neotektoniği ile ilgili görüşler, *Jeomorfoloji Dergisi*, 11, 35-44.
35. SMITH, K.D., J.N., BRUNE, K.F., PRIESTLEY, 1990, Seismic Energy, Spectrum and Savage and Wood Inequality for Complex Earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*
36. SOUFLERIS, C., G., S., STEWART, 1981, A source study of the Thessloniki, 1978 earthquake sequence, *Geophys. J. R. Ast.Soc.*, 67, 343-358.
37. STANLEY, D.J., 1973, Basin plains in the eastern Meditarrenean: significance in interpreting ancient marine deposit, *Mar. Geol.*, 15: 295-307.

38. STAUDER, W., 1962, The focal mechanism of earthquakes, in *Advanced geophys.*
39. STRIDE, A., H., R., H., BELDERSON, N., H., KENYON, 1977, Evolving miogeanticlines of East Mediterranean (Hellenic, Calabrian and Cyprus outer ridges) *Phil. Trans. Roy. Soc. London*
40. TAYMAZ, T., 1990, Earthquake Source Parameters in the Eastern Mediterranean region, PhD Thesis, University of Cambridge.
41. TAYMAZ, T., J., JACKSON, D., P., MCKENZIE, 1991, Active tectonics of the North and Central Aegean Sea, *Geophys., J., Int.*, 104, 433-490.
42. WARD, S., N., 1980, A technique for the recovery of the seismic moment tensor applied to the Oaxaca, Mexico earthquake of November 1978, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 70, 717-734.
43. WIENS, D.A., 1989, Bathymetric effects on body waveforms from shallow subduction zone earthquakes and application to seismic processes in the Kurile Trench. *J.G.R.*, 94, 2955-2972
44. WOODSIDE, J., M., C., O., BOWIN, 1970, Gravity anomalies and inferred crustal structure in the Eastern Mediterranean Sea, *Geol.Soc.Amer.Bull.*, 81, 1107-1122.
45. YIELDING, G., 1985, Control of rupture by fault geometry during the 1980 El Asnam (Algeria) earthquake, *Geophys., J., R., astr. Soc.*, 81, 641-670.

DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ YAYIN KOŞULLARI

1. Bültene gönderilecek telif ve tercüme yazılarının :
 - a) Depremle doğrudan doğruya ya da dolaylı yoldan ilgili olması,
 - b) Bilimsel ve teknik bir değer taşıması,
 - c) Yurt içinde daha önce başka bir yerde yayımlanmamış olması,
 - d) Bilgisayar çıktısı halinde kağıdın yalnız bir yüzüne en az iki nüsha olarak yazılmış bulunması;
 - e) Şekillerin aydınlatılmış kağıdına çini mürekkebi ile çizilmiş olması .
 - f) Fotoğrafların net ve klişe alınmasına müsait bulunması gerekmektedir.
2. Telif araştırma yazılarının baş tarafına araştırmanın genel çerçevesini belirten en az 200 kelimelik İngilizce, Fransızca ya da Almanca bir özet konulmalıdır.
3. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı mensubu elemanları tarafından hazırlanan ve telif ya da tercüme ücreti ödenerek yayınlanacak olan yazıların mesai saatleri dışında hazırlanmış olduğu yazan derleyen, ya da çevirenin bağlı bulunduğu birim amiri tarafından (genel müdürlüklerde daire başkanı, müstakil birimlerde birim amiri) verilecek bir belge ile belgelendirilmesi zorunludur. Bu belge ile birlikte verilmeyen yazılar için ücret ödenmez.
4. Telif ve tercüme ücretleri ancak yazı bültende yayımlandıktan sonra tahakkuka bağlanır.
5. Bültende yayımlanacak yazılara "Kamu Kurum ve Kuruluşlarınca Ödenecek Telif ve İşlenme Ücretleri Hakkında Yönetmelik" esaslarına göre ücret ödenir.
6. Yazılarda bulunan şekiller için, gerekli olan asgari alan içinde bulunabilecek kelime sayısına göre ücret takdir edilir.
7. Yazıların bültende yayımlanması Genel Müdürlüğümüz bünyesinde teşekkül eden Uzmanlar Kurulunun kararı ile olur.
8. Seçmeyi yapacak Uzmanlar Kurulu 5. Maddede sözü edilen asgari alanları hesaplamaya, yazı sahiplerine gereksiz uzatmaların kısaltılmasını teklif etmeye, verilecek ücrete esas teşkil edecek kelime sayısının tespit etmeye ve yazıların yayın sırasının tayine yetkilidir.
9. Kurulca incelenen yazıların bültende yayımlanıp yayımlanmayacağı yazı sahiplerine yazı ile duyurulur.
10. Yayımlanmayacak yazılar bu duyurmadan sonra en geç bir ay içinde sahipleri tarafından geri alınabilir. Bu süre içinde alınmayan yazıların korunmasından Genel Müdürlüğümüz sorumlu değildir.
11. Yayımlanan yazılardaki fikir ,görüş ve öneriler tamamen yazarlarına ait olup, Afet İşleri Genel Müdürlüğünü bağlamaz ve Genel Müdürlüğümüzün resmi görüşünü yansıtmaz.
12. Diğer kuruluşlar ve Bakanlık mensupları tarafından bilgi,haber tanıtma vb. gibi nedenlerle gönderilecek not ve açıklamalar ya da bu nitelikteki yazılar için ücret ödenmez.
13. Genel Müdürlüğümüz mensupları Genel Müdürlükçe kendilerine verilen görevlere ait çalışmalarından ötürü her hangi bir telif ya da tercüme ücreti talep edemezler.