



**İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

DOKTORA TEZİ

**ISPARTA BÜKLÜMÜNÜ OLUŞTURAN TEKTONİK
YAPILARIN SİSMOLOJİK YÖNTEMLERLE
ARAŞTIRILMASI**

**Jeof.Yük.Müh. Selda ALTUNCU POYRAZ
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı**

Danışman

Prof.Dr. Ali PINAR

İkinci Danışman

Doç.Dr. Mustafa Kemal TUNÇER

Temmuz, 2009

İSTANBUL

Bu çalışma 23/07/2009 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeofizik Anabilim Dalı programında Doktora Tezi olarak kabul edilmiştir.

Tez Jürisi


Prof. Dr. Ali PINAR
(Danışman)
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi


Doç. Dr. M. Kemal TUNÇER
(2. Danışman)
Boğaziçi Üniversitesi
Kandilli Rasat. ve DAE


Prof. Dr. Yıldız ALTINOK
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi


Prof. Dr. Gündüz HORASAN
Sakarya Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi


Prof. Dr. Niyazi TÜRKELLİ
Boğaziçi Üniversitesi
Kandilli Rasathanesi ve DAE


Prof. Dr. Demir KOLÇAK
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi

Bu alışma İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Yürütücü Sekreterliğinin T-673/30062005 numaralı projesi ile desteklenmiştir.

ÖNSÖZ

Tez çalışmam boyunca gösterdiği her türlü destek ve yardımdan dolayı çok değerli danışman hocam Prof.Dr.Ali PINAR'a en içten dileklerle teşekkür ederim.

İkinci danışman hocam Doç. Dr. Mustafa Kemal TUNÇER'e bilgi ve deneyimlerini paylaştığı için teşekkür ederim.

Çalışmalarım sırasında bilgi ve deneyimlerinden yararlandığım Doç. Dr. Süha ÖZDEN'e, Yrd.Doç.Dr. Mustafa BOZCU'ya ve Dr. Doğan KALAFAT'a teşekkürü bir borç bilirim.

Ayrıca tez çalışmaları sırasında desteğini esirgemeyen Arş.Gör. Uğur Mustafa TEOMAN, Arş.Gör. Metin KAHRAMAN, Jeof. Y. Mühendisi Elif TOLAK ÇİFTÇİ, Dr. Mühendisi Mehmet YILMAZER, Jeof. Mühendisi Mustafa ÇOMOĞLU ve Jeof. Mühendisi Yavuz GÜNEŞ'e teşekkür ederim.

Bütün bu süre zarfında beni sabırla bekleyen ve manevi olarak bana en büyük desteği veren kızım Ece POYRAZ'a, eşim Gökhan POYRAZ'a ve aileme şükranlarımı sunarım.

Temmuz, 2009

Selda ALTUNCU POYRAZ

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ	i
İÇİNDEKİLER	ii
ŞEKİL LİSTESİ	iv
TABLO LİSTESİ	vii
SEMBOL LİSTESİ	viii
ÖZET	ix
SUMMARY	xi
1. GİRİŞ	1
2. GENEL KISIMLAR	6
2.1. BÖLGENİN TEKTONİK YAPISI	6
2.2. BÖLGENİN DEPREMSELLİĞİ	11
2.2.1. Tarihsel Dönem Deprem Etkinliği.....	12
2.2.2. Aletsel Dönem Deprem Etkinliği	13
2.2.3. Odak Mekanizması Çözümleri	13
3. MALZEME VE YÖNTEM	19
3.1. MOMENT TENSÖR TERS ÇÖZÜM YÖNTEMİ	19
3.1.1. Sismik Kaynak.....	20
3.1.2. Kuvvet Çiftleri	21
3.1.3. Sismik Moment Tensör ve Moment Tensör Bileşenleri	24
3.1.4. Green Fonksiyonları	29
3.1.5. ZsacWin Programının Algoritması	32
3.1.6. Moment Tensör Ters Çözümü için Kullanılan Veriler ve Özellikleri..	35

3.1.7. P Dalgası İlk Hareket Yönünden Mekanizma Çözüm Yöntemi.....	38
3.1.8. P dalgası İlk Hareket yönünden Mekanizma Çözümü için Kullanılan Veriler	41
3.2. ALICI FONKSİYON TEKNİĞİ	43
3.2.1. Alıcı Fonksiyon Tekniğinde Dekonvolüsyon İşlemi	47
3.2.2. Alıcı Fonksiyon Tekniği ve Yüzey Dalgaları Birlikte Kullanılarak Yapılan Ters Çözüm	50
3.2.3. Alıcı Fonksiyon Yöntemi için Kullanılan Veriler ve Özellikleri.....	55
3.3. DAYK TÜRÜ YAPILARIN MANYETİK ANOMALİLERİ İÇİN TERS ÇÖZÜM YÖNTEMİ.....	57
3.3.1. Manyetik Anomalilere Uygulanan Ters Çözüm Yöntemi için Kullanılan Veri ve Özellikleri	62
4. BULGULAR	64
4.1. P DALGASI İLK HAREKET YÖNÜNDEN BULUNAN MEKANİZMA ÇÖZÜMLERİ	64
4.2. TDMT-INV PROGRAMI İLE ZSACWIN PROGRAMININ KARŞILAŞTIRIMASI	69
4.3. MOMENT TENSÖR TERS ÇÖZÜM YÖNTEMİ İLE BULUNAN MEKANİZMA ÇÖZÜMLERİ	70
4.3.1. Farklı Kabuk Yapılarının Moment Tensor Ters Çözümüne Etkisi.....	75
4.4. ALICI FONKSİYON TEKNİĞİ İLE BULUNAN ÇÖZÜMLER	78
4.5. MANYETİK YÖNTEM	89
4.5.1. Manyetik Kesitlerin Analizi	89
5. TARTIŞMA VE SONUÇ	93
KAYNAKLAR	102
EKLER	113
ÖZGEÇMİŞ	122

ŞEKİL LİSTESİ

Şekil 1.1	: Isparta bölümlüğünün ana yapısal birimleri ve havzaları.....	1
Şekil 2.1	: Türkiye'nin tektonik tarihinin yapısal esasa göre sınıflaması.....	6
Şekil 2.2	: Kıbrıs ve Helenik Yay'ın Afrika litosferinin altına dalmasının kurumsal gösterimi.....	7
Şekil 2.3	: Türkiye'nin başlıca tektonik yapıları	9
Şekil 2.4	: Anadolu'nun 1900-2007 yılları arası sismisite haritası.....	12
Şekil 2.5	: 1900-2004 yılları arasında bölgede meydana gelen büyüklüğü $M > 4$ olan depremlerin odak mekanizması sonuçları	14
Şekil 3.1	: Kuvvet çiftlerinin gösterimi	21
Şekil 3.2	: Tek kuvvet çifti	22
Şekil 3.3	: İki kuvvet çifti	23
Şekil 3.4	: Sismik moment tensörünü oluşturan dokuz olası kuvvet çifti	25
Şekil 3.5	: Sağ atımlı fayın kuvvet çifti gösterimi.....	26
Şekil 3.6	: P ve T eksenlerinin gösterimi	27
Şekil 3.7	: 12 km derinlikteki kaynak için 50 km ve 350 km uzaklıklarda hesaplanan Green fonksiyonları.....	31
Şekil 3.8	: ZSacwin programının algoritması.....	34
Şekil 3.9	: B.Ü Kandilli Rasathanesi ve DAE, Ulusal Deprem İzleme Merkezi tarafından işletilen deprem istasyonlarının dağılımı.....	35
Şekil 3.10	: Moment tensör ters çözüm yönteminde kullanılan 3 bileşen genişbantlı deprem istasyonlarının haritası.....	36
Şekil 3.11	: Fay düzlemi parametreleri şematik gösterimi	39
Şekil 3.12	: Sismogramlardan up-down okumalarının gösterimi.....	40
Şekil 3.13	: Yarı sonsuz tek tabakalı bir ortam için alıcı fonksiyonunun basitleştirilmiş ışın diyagramı ve alıcı fonksiyonun dönüşmüş fazları	43
Şekil 3.14	: Aksu istasyonu tarafından 15.06.2007, $M=5.8$ olan telesismik depremin ham verisi ve filtrelenmiş görüntüsü.....	45
Şekil 3.15	: Baz açısının gösterimi	46
Şekil 3.16	: ISP ve Aksu istasyonları için seçilen depremlerin azimutal dağılımı..	56
Şekil 3.17	: Dayk modelinin geometrisi	60
Şekil 3.18	: Eğirdir ve civarının manyetik haritası ve 2007 Eğirdir depremlerinin episantrı	63
Şekil 4.1	: Eğirdir depremlerinin P varışlarından elde edilen mekanizma çözümü	65
Şekil 4.2	: 30.03.2007 Eğirdir depreminin ETHZ merkezi tarafından yapılan mekanizma çözümü.....	65
Şekil 4.3	: Eğirdir deprem etkinliğinin episantr ve derinlik haritası	65
Şekil 4.4	: zSacWin programı ile Kandilli Rasathanesi verileri kullanılarak P dalgası ilk varışından yapılan odak mekanizması çözümü	66
Şekil 4.5	: İnceleme alanında meydana gelen depremlerin P ilk varışından bulunan odak mekanizmaları	68

Şekil 4.6	: zSacWin programı kullanılarak BKS,CMB,PKD istasyonları ile mekanizma çözümü 69
Şekil 4.7	: TDMT_INV programı kullanılarak odak derinliği 8 km. için elde edilen Green fonksiyonları ile mekanizma çözümü..... 70
Şekil 4.8	: Moment tensör ters çözüm sonucu (23.01.2005)..... 72
Şekil 4.9	: Moment tensör ters çözüm yöntemi ile bulunan mekanizmaların gösterimi..... 73
Şekil 4.10	: 10.04.2007 eğirdir depreminin moment tensör ters çözüm sonucu 74
Şekil 4.11	: Çalışma alanında bulunan tüm mekanizmalar ve derinlik dağılımı..... 75
Şekil 4.12	: 10.04.2007 depreminin Kalafat ve diğ., (1987) modeli kullanılarak elde edilen çözümü..... 76
Şekil 4.13	: 10.04.2007 depreminin Kalyoncuoğlu ve Özer (2003) ve Model-4 modeli kullanılarak elde edilen çözümü 77
Şekil 4.14	: 30.03.2007 depreminin moment tensör ters çözüm sonucu ve grid uygulaması 78
Şekil 4.15	: Model-1 kullanılarak ISP istasyonu altındaki kabuk yapısı için elde edilen modeller..... 79
Şekil 4.16	: Model-2 kullanılarak ISP istasyonu altındaki kabuk yapısı için elde edilen modeller..... 80
Şekil 4.17	: Model-3 kullanılarak ISP istasyonu altındaki kabuk yapısı için elde edilen modeller..... 81
Şekil 4.18	: Model-4 kullanılarak ISP istasyonu altındaki kabuk yapısı için elde edilen modeller..... 82
Şekil 4.19	: Model-5 kullanılarak ISP istasyonu altındaki kabuk yapısı için elde edilen modeller..... 82
Şekil 4.20	: Model-1 kullanılarak AKSU istasyonu altındaki kabuk yapısı için elde edilen modeller..... 83
Şekil 4.21	: Model-2 kullanılarak AKSU istasyonu altındaki kabuk yapısı için elde edilen modeller..... 84
Şekil 4.22	: Model-3 kullanılarak AKSU istasyonu altındaki kabuk yapısı için elde edilen modeller..... 85
Şekil 4.23	: Model-4 kullanılarak AKSU istasyonu altındaki kabuk yapısı için elde edilen modeller..... 86
Şekil 4.24	: Model-5 kullanılarak AKSU istasyonu altındaki kabuk yapısı için elde edilen modeller..... 87
Şekil 4.25	: Model-1 kullanılarak derin depremler için AKSU istasyonu altındaki kabuk yapısı için elde edilen modeller..... 87
Şekil 4.26	: Model-4 kullanılarak derin depremler için AKSU istasyonu altındaki kabuk yapısına ait modeller..... 88
Şekil 4.27	: Model-3 kullanılarak sığ depremler için AKSU istasyonu altındaki kabuk yapısı için elde edilen modeller..... 88
Şekil 4.28	: Eğirdir ve civarı için manyetik harita ve alınan kesitlerin gösterimi ... 91
Şekil 4.29	: Kesit-1 ters çözüm sonucu 89
Şekil 4.30	: Kesit-2 ters çözüm sonucu 90
Şekil 4.31	: Kesit-3 ters çözüm sonucu 91
Şekil 4.32	: Kesit-4 ters çözüm sonucu 91
Şekil 4.33	: Kesit-5 ters çözüm sonucu 92
Şekil 5.1	: Yüzey tektoniği ile üst manto arasındaki tektonik bağlantılar..... 92
Şekil 5.2	: Doğu Akdeniz bölgesinin basitleştirilmiş tektonik haritası 94

Şekil 5.3	: Çalışma alanında bulunan tüm mekanizmalar ve derinliğe göre fay çözümleri.....	95
Şekil 5.4	: Afrika levhasının kopması ve volkanik faaliyetler	97
Şekil 5.5	: Manyetik modelleme sonucu daykın görünümü	100
Şekil 5.6	: Isparta büklümünün uç kısmındaki ışınsal açılma	101

TABLO LİSTESİ

Tablo 2.1	: Güneybatı Anadolu bölgesi 1900-2004 tarihleri arasında meydana gelen depremlere ait kaynak parametreleri	15
Tablo 3.1	: Kalafat ve diğ., (1987) tarafından Batı Anadolu için bulunan kabuk yapısı	36
Tablo 3.2	: Moment tensör ters çözümü uygulanan depremlerin listesi.....	37
Tablo 3.3	: P dalgalarının ilk hareket yönlerinden odak mekanizması çözümü yapılan 2007 Eğirdir depremlerinin listesi.....	41
Tablo 3.4	: P dalgalarının ilk hareket yönlerinden odak mekanizması çözümü yapılan Kaş ve civarında meydana gelen depremlerin listesi.....	42
Tablo 3.5	: $G(\omega)=0$ iken α değerine karşılık gelen frekans değerleri.....	49
Tablo 4.1	: P dalgalarının ilk hareket yönlerinden odak mekanizması çözümleri yapılan depremlerin sonuç parametreleri	64
Tablo 4.2	: 29-32 boylam, 37-39 enlemleri arasında kalan depremlerin odak mekanizması sonuçları	66
Tablo 4.3	: 27-33 boylam, 35-37 enlemleri arasında kalan bölgenin daha önceki çalışmalarda yapılmış odak mekanizması parametreleri.....	67
Tablo 4.4	: P dalgası ilk hareket yönlerinden odak mekanizması çözümü yapılan Kaş ve civarında meydana gelen depremlerin sonuç parametreleri	68
Tablo 4.5	: Çalışma bölgesinde meydana gelen depremlerin ($M>3.5$) moment tensör ters çözümü yöntemi ile elde edilen lokasyon ve kaynak parametreleri	71
Tablo 4.6	: Model-1 kullanılarak elde edilen sonuç parametreleri.....	80
Tablo 4.7	: Model-2 kullanılarak elde edilen sonuç parametreleri	80
Tablo 4.8	: Model-3 kullanılarak elde edilen sonuç parametreleri.....	81
Tablo 4.9	: Model-4 kullanılarak elde edilen sonuç parametreleri.....	82
Tablo 4.10	: Model-1 kullanılarak elde edilen sonuç parametreleri.....	83
Tablo 4.11	: Model-2 kullanılarak elde edilen sonuç parametreleri.....	84
Tablo 4.12	: Model-3 kullanılarak elde edilen sonuç parametreleri.....	85
Tablo 4.13	: Model-4 kullanılarak elde edilen sonuç parametreleri.....	86

SEMBOL LİSTESİ

A	: fay alanı
f	: fayın yerdeğiştirmesi
F	: yermanyetik alanının toplam alan şiddeti
G	: Green fonksiyonları
G(ω)	: Gaussian filtresi
GGB	: güney-güneybatı
H	: yermanyetik alanının yatay bileşeni
I	: yermanyetik alanının eğim açısı (inclination)
ISP	: Isparta deprem istasyonu
KKD	: kuzey-kuzeydoğu
KRDAE	: Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü
u	: yerdeğiştirme
M_w	: sismik moment
M_{ij}	: kuvvet çiftinin şiddetini tanımlayan skalar sismik moment
M.Ö	: milat'dan önce
M.T.A	: Maden Tetkik Arama
VR	: varyans düşümü
Z	: yer manyetik alanının düşey bileşeni
Δ	: istasyonun episantr uzaklığı
ϕ	: istasyonun kuzeyle yaptığı açı
i_h	: terkediş açısı
β	: daykın doğrultusunun manyetik kuzeyle yaptığı açı

ÖZET

ISPARTA BÜKLÜMÜNÜ OLUŞTURAN TEKTONİK YAPILARIN SİSMOLOJİK YÖNTEMLERLE ARAŞTIRILMASI

Bu çalışmada Isparta Büklümü ve bu büklümü meydana getiren tektonik yapılar, sismolojik yöntemlerle araştırılmaya çalışılmıştır. Bu amaç doğrultusunda çalışma alanında moment tensör ters çözüm yöntemi ve alıcı fonksiyon tekniği uygulanmıştır. Sismolojik yöntemlerle elde edilen yapılar, manyetik modelleme sonucunda elde edilen yeraltı yapılarıyla karşılaştırılmıştır.

Güneybatı Anadolu ($26-32^{\circ}D$, $36-39^{\circ}K$) bölgesinin günümüze kadar olan depremselliği incelenmiştir. Bu inceleme tarihsel ve aletsel dönem olmak üzere iki ayrı katalog derlenmesi şeklinde yapılmıştır. Aletsel döneme ait kayıtlar 1900-2007 yılları arasında kapsamaktadır. Tarihsel dönem kayıtları M.Ö 411-1900 yılları arasında kapsar. Kataloglara baktığımız zaman 1900-2007 yılları arasında, büyüklüğü $M \geq 4$ olan depremlerin yersel dağılımı bölgenin depremselliğinin aktif olduğunu göstermektedir. Diğer taraftan; tahrip edici depremlerin 1900 yılları öncesinde çok sık görüldüğü halde son yüzyılda yıkıcı depremler açısından bölgenin sismik sakinlik dönemi içinde olduğu söylenebilir. İkinci veri seti ise, 1900-2004 yılları arasında meydana gelmiş yıkıcı depremlerin odak mekanizması çözümlerini içeren katalogdur. Bu katalog için bölgede yapılmış tüm mekanizma çözümleri derlenmiştir.

Bölgenin güncel tektoniğine katkı sağlamak amacı ile 2007 yılında Eğirdir, Isparta'da meydana gelen depremlerin lokasyon çözümleri yeniden hesaplanmış ve bölgesel moment tensör ters çözüm tekniği kullanılarak büyüklüğü $3.5 > M > 5.0$ arasında değişen 21 adet depremin kaynak mekanizması ile Kaş ve civarında meydana gelen, büyüklüğü $M \geq 3.5$ olan 15 adet depremin mekanizma çözümleri elde edilerek sonuçlar bölgenin tektonik yapısı ile ilişkilendirilmiştir. 2007 yılında meydana gelen bu depremler yersel olarak KKD-GGB doğrultulu ve Eğirdir Gölü'nü GD'dan sınırlayan fay sistemi üzerinde yer almaktadır. Ancak bu çalışmada ele alınan depremler KB-GD doğrultulu fay mekanizmasına sahiptir. 2007 yılı içerisinde meydana gelen bu depremlerin Eğirdir Fayı'ndan ziyade, ya bu fayın eşlenik fayı ya da Eğirdir Fayı'nı kesen KB-GD doğrultulu Aksu Fayının Eğirdir Gölü içerisindeki devamının hareketi ile oluştuğu sonucunu ortaya koymaktadır.

Isparta Büklümü ve civarındaki güncel tektoniği etkileyen genç fay sistemlerin Eğirdir-Kovada Grabeni, Antalya Fay Zonu, Aksu Bindirmesi, Akşehir-Simav Fayı, Fethiye-Burdur Fay Zonu, Helen-Kıbrıs Yayısı olduğu düşüncesinden yola çıkarak $35-39^{\circ} K$ enlemi, $27-33^{\circ} D$ boylamı arasındaki bölgenin ISC (International Seismological Center) kataloglarından P dalgası ilk varışları okunarak, büyüklüğü $M \geq 4$ olan 43 adet depremin mekanizması çözümleri bulunmuştur. Kaş güneyinde ve Akdeniz'in içerisinde meydana gelen depremlerin ilk hareket ve moment tensor

ters çözümleri sonucunda normal, ters ve doğrultu atımlı fay mekanizmasına uygun deprem çözümleri ortaya çıkmıştır. Kaş ve civarında çözülen depremlerin farklı fay mekanizmalarına sahip olmaları, bir başka deyişle değişik doğrultularda ve farklı tür aktif fayların çok sık aralıklarla ve yanyana bulunmaları terslenme tektoniği ile davranışlarını değiştirmiş olmalarını düşündürmektedir.

Alıcı fonksiyon tekniği (Receiver Function) kullanılarak ISP ve AKSU sismik istasyonları altındaki kabuk yapısını modellemek için alıcı fonksiyonlarının ve yüzey dalgası grup hızlarının birleşik ters çözüm yöntemi uygulanmıştır. 2005-2008 yılları arasında geniş-bantlı ISP istasyonu tarafından kaydedilmiş 205 deprem arasından iyi tanımlanan 32 adet deprem, AKSU sismik istasyonu için ise, 2007 yılı içinde kaydedilmiş toplam 117 deprem arasından iyi tanımlanan 45 adet deprem alıcı fonksiyonları ve yüzey dalgası grup hızlarının birleşik ters çözüm yöntemi kullanılarak çözülmüştür. ISP istasyonu altındaki kabuk kalınlığı yaklaşık 31-35 km, AKSU istasyonu altındaki kabuk yapısı yaklaşık 33-36 km bulunmuştur. Alıcı fonksiyon tekniği ile ISP ve AKSU istasyonu için bulunan düşük kayma hızları sığ astenosferin varlığına işaret etmektedir.

Eğirdir ve civarı için, MTA'dan alınan havadan manyetik verilere 2-boyutlu dayk türü yapılar için iteratif ters çözüm tekniği uygulanarak modellemeye çalışılmıştır. Modelleme sonucunda daykın GB yönünde dalım gösterdiği ve 2007 Eğirdir depremlerinin mekanizma çözümleri ile uyumlu olduğu gözlenmiştir. 2000-2002 Sultandağı, 1971 Burdur depremlerine baktığımız zaman; 2000 Sultandağı depreminin kayma vektörünün KD, 2002 Çay-Eber depreminin KKD doğrultulu, 2002 Bolvadin depreminin KKB doğrultulu, 1971 Burdur depreminin KB, 2007 Eğirdir depremlerinin GB doğrultulu kayma vektörüne sahip olduğu düşünülürse, Isparta bölükümünün uç kısmında ışınsal bir açılma olduğu söylenebilir.

SUMMARY

INVESTIGATION OF THE TECTONIC STRUCTURES FORMING THE ISPARTA ANGLE THROUGH SEISMOLOGICAL METHODS

In this study, the Isparta Angle and the tectonic structure forming this angle were studied by means of seismological methods. For this purpose, the moment tensor inversion method and the receiver function method were applied. Structures obtained by seismological methods were compared with the underground structures obtained by magnetic modelling.

The seismic activity taking part in southwestern Turkey covering the region between 36-39° N latitude and 26-32° E longitude was examined. This goal was achieved by utilizing two different types of catalogue, namely the instrumental catalogue that includes the events occurred during the 1900-2007 period. The historical events cover the period between B.C 411-1900. The earthquakes with magnitude greater than $M \geq 4$ derived from the catalog search show that during the 1900-2007 period the region was tectonically very active. On the other hand, the high number of the devastating events in the historical catalogue and the lack of large events in the instrumental catalogue suggest that at present the region is in seismic quiescence period. Our second type data set includes fault plane solutions of large and moderate sized earthquakes occurred during the 1900-2004 period. For this catalog all fault plane solutions in this region were gathered.

In order to make contribution to better understand the neotectonic of this region, we relocated the earthquakes that took place in the seismic activity occurred in Eğirdir, Isparta in 2007. Source mechanisms of 21 earthquakes with magnitudes between $3.5 < M < 5.0$ were calculated by means of regional moment tensor inversion technique. In addition, source mechanism of fifteen earthquakes with size greater than 3.5 was also calculated for events in Kaş region and the results were correlated for regional tectonic structures. The Eğırdir local earthquakes of 2007 have a nodal plane striking NW-SE showing normal faulting with strike slip component mechanism which we infer as a fault plane considering the epicentral distribution of the seismic activity. The event distribution show that these earthquakes did not take part on the well-known NNE-SSW trending Eğırdir Fault but rather they were either on the Eğırdir conjunction fault or on the fault that is the extension of the Aksu Fault that have NW-SE strike.

Since Eğırdir-Kovada graben, Antalya Fault Zone, Aksu Thrust, Akşehir-Simav Fault Zone, Fethiye-Burdur Fault Zone, and the Hellenic-Cyprus Arc fault systems are main tectonic features affecting the neotectonics in the vicinity of Isparta Angle in the region between 35-39° N latitude, 27-33° E longitude, the fault plane solutions

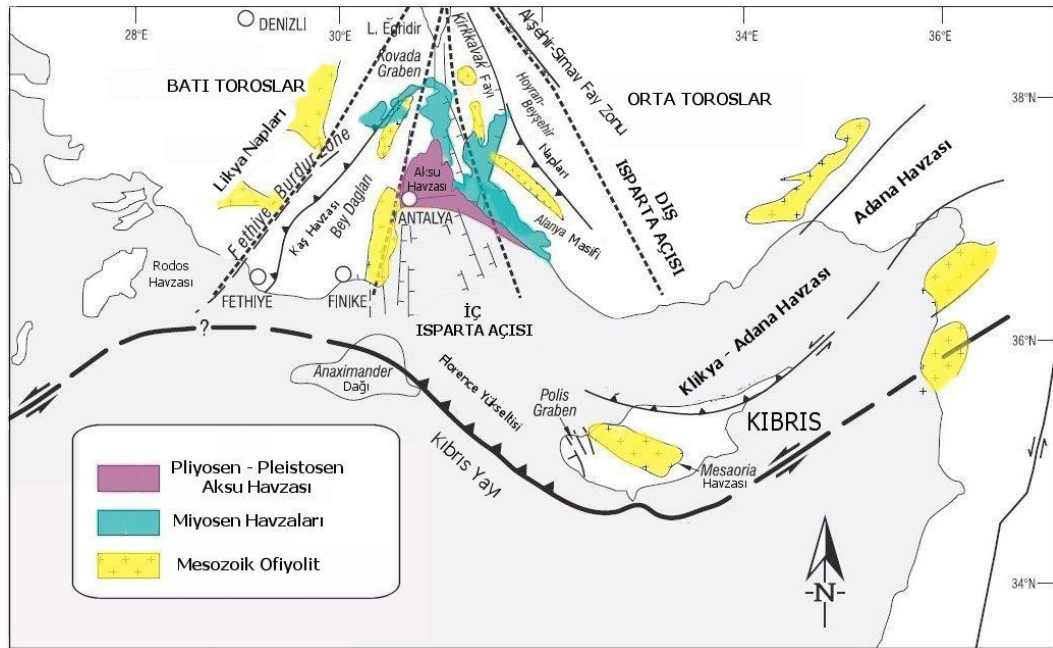
43 earthquakes $M \geq 4$ were obtained by means of P first motion from ISC (International Seismological Center). As a result of the analysis of P wave first motion data and the moment tensor inversion solutions of earthquakes in the south part of Kaş and in the Mediterranean Sea, we obtained normal, thrust and strike-slip faulting mechanism. Such results can be interpreted as fault behaviours caused by inversion tectonics because earthquakes in the vicinity of Kaş have different faulting mechanisms and different active faults are settled at close intervals.

In order to model the crustal structure beneath the ISP and AKSU seismic stations the receiver function and surface wave group velocity joint inversion method were applied. Well described 32 earthquakes selected from 205 earthquakes recorded by broad-band ISP seismic station in the year between 2005-2008 and 45 earthquakes selected from 117 earthquakes recorded by AKSU seismograph station were solved by using receiver function and surface wave group velocity joint inversion method. It was found that the crustal thickness under ISP station was approximately 31-35 km and under the AKSU station was approximately 33-36 km. The very low shear wave velocity for ISP and AKSU station found by receiver function technique could be related to shallow asthenospheric mantle.

In order to model the 2-D dike structures, iterative inversion solutions technique was applied by using aeromagnetic data for the vicinity of Eğirdir that was taken from MTA. As a result of modelling we identified dikes dipping in SW direction and this result is consistent with the 2007 Eğirdir earthquakes mechanism solutions. By investigating the 2000-2002 Sultandağı earthquakes and the 1971 Burdur earthquakes; we observe that the slip vectors of the 2000 Sultandağı earthquake was in NE direction, the 2002 Çay-Eber earthquake was in NNE direction, the 2002 Bolvadin earthquake was in NNW direction, the 1971 Burdur earthquake was in NW, and the 2007 Eğirdir earthquake's was in SW directions. The slip vectors of all these events show that obvious radial extension acting within Isparta Angle.

1. GİRİŞ

Antalya Körfezi kuzeyinde, Toros kuşağının genel D-B gidişindeki değişimiyle oluşan, yaklaşık ters “V” biçimli kesimi, Blumenthal (1963) tarafından Isparta Büklümü “Corbure d’Isparta” olarak adlandırılmıştır. Aynı yöre için Brunn (1976) ve Şengör (1980) Isparta Açısı terimini kullanmışlardır. Güneybatı Anadolu’da Isparta Büklümü olarak bilinen yapı, ana çizgilerde, batıdan Fethiye-Burdur Fayı, doğudan ise Akşehir-Simav Fayları ile sınırlıdır (Şekil 1.1). Isparta Büklümü kökensel olarak, Geç Paleosen-Orta Pliyosen aralığında, başlıca Antalya Kenet Kuşağı’nın kapanışı, düşük ve yüksek açılı bindirme ve yırtılma faylanması, bunlara bağlı olarak gelişmiş çeşitli nap yerleşimleri ve blok rotasyonları gibi değişik tektonik olaylar sonucu oluşmuş sıkışma türü bir yapıdır (Koçyiğit, 2008). Geç Pliyosen’den başlayarak önceki sıkışma rejimi, daha sonra genişleme türü yeni bir tektonik rejime (neotektonik rejim) dönüşmüştür (Koçyiğit, 2008).



Şekil 1.1. Isparta Büklümü’nün ana yapısal birimleri ve havzaları (Glover ve Robertson, 1998’den değiştirilerek)

Isparta Bükümü'nün doğu ve batı kenarlarını sınırlayan fayların kinematiği ve Isparta Bükümü'nü kontrol eden neotektonik rejim ve dolayısıyla Isparta Bükümü'nün oluşumu hala tartışmalıdır. Isparta Bükümü'nün oluşumu ile ilgili iki farklı temel görüş bulunmaktadır. Koçyiğit (1996), Glover ve Robertson (1998) Isparta Bükümü, batı ve Doğu Anadolu'nun saat yönünde ve saat yönünün aksine dönen blokları arasındaki bir açılma sistemi olduğunu söylerler. Bu görüşe göre, batıda Burdur Fayı verev atımlı normal faydır. Benzer şekilde, Isparta Bükümü doğudan sınırlayan ana faylar da verev atımlı normal faylardır. Isparta Bükümü'nde sıkışmalı bir neotektonik rejim değil, açılmalı yeni bir tektonik rejim hakimdir. Buna karşıt bir görüş olarak, Boray ve diğ., (1985); Barka ve diğ., (1995); Altunel ve diğ., (1999) Isparta Bükümü'nün batıda KD doğrultulu sol yanal atımlı Fethiye-Burdur Fayı, doğuda KB doğrultulu Sultandağı-Aksu bindirmesiyle, bir sıkışma sistemi olduğunu ileri sürmektedirler. GPS hız vektörleri, Isparta Bükümü'ndeki litosferin Anadolu levhasından bağımsız olarak hareket ettiğini ve muhtemelen Afrika levhasının bir parçası olduğunu göstermektedir (Barka ve diğ., 1997; McClusky ve diğ., 2000).

Bu çalışmada Isparta Bükümü ve civarındaki tektonik yapıların araştırılması amacı ile moment tensör ters çözüm yöntemi, P dalgası ilk hareket yönü, alıcı fonksiyon tekniği ve manyetik yöntemler uygulanmıştır. Güncel veriler ışığında bükümün günümüzdeki tektoniği tartışılmaya çalışılmıştır. İlk olarak Güneybatı Anadolu (26-32⁰D, 36-39⁰K) bölgesinin günümüze kadar olan depremselliği incelenmiştir. Bu inceleme tarihsel ve aletsel dönem olmak üzere iki ayrı katalog derlenmesi şeklinde yapılmıştır. Türkiye'de meydana gelen tarihsel depremler için çeşitli katalog çalışmaları mevcuttur (Pınar ve Lahn 1952; Ergin ve diğ. 1967, 1971; Soysal ve diğ. 1981; Tan ve diğ. 2008).

Daha önceki yıllarda meydana gelen depremlerin faylanma mekanizmaları ilk hareket yönlerinden belirlenmekteydi. 1980'li yıllarda dalga şekli ters çözüm yöntemi geliştirilerek daha sağlıklı sonuçlar elde edilmeye başlanmıştır. Dalga şekli ters çözüm yönteminde teorik sismogramlar hesaplanarak gözlemsel sismogramlarla karşılaştırılmakta ve bu sismogramlar arasındaki en iyi uyumu veren faylanma tipi, depremin mekanizması olarak kabul edilmektedir. Kalafat (1988)'de Güneybatı Anadolu bölgesinin (35⁰-38⁰ K , 27⁰-32⁰ D) depremselliğini incelemiş ve 34 adet depremin P dalgası ilk hareket yönlerinden odak mekanizması çözümlerini yapmıştır.

Çalışma sonucunda Güneybatı Anadolu'da genişlemeli tektonik rejimin olduğunu vurgulamıştır. P dalgası ilk hareket yönünden elde edilen mekanizma çözümlerinin güvenilirliği kabuk yapısı bilgisine ve yerel deprem istasyonlarının dağılımının iyi olmasına bağlıdır. Günümüzde geniş-bantlı istasyonlar tarafından kaydedilen yüksek kaliteli dalga formlarının ($M \geq 4$) moment tensör yöntemi ile çözümü büyük bir avantajdır (Dreger ve Helmberger, 1993; Fan ve Wallece, 1995; Ritsema ve Lay, 1995; Pasyanos ve diğ., 1996; Tajima ve diğ., 2002). Utku (1997) çalışmasında doğrusal moment tensör ters çözüm yöntemini gözlemsel telesismik kayıtlara uygulamıştır. Örgülü (2001), RMT (Regional Moment Tensör) ters çözüm yöntemini, bölgesel uzaklıkta kaydedilen orta büyüklükteki depremlerin kaynak parametrelerini belirlemek amacıyla Marmara bölgesindeki depremlere uygulamıştır. Moment tensör ters çözüm yönteminin ilk hareket verisinin seyrek ve güvenilir olmayan veya telesismik uzaklıklara ulaşamayan, fakat lokal ve bölgesel uzaklıktaki geniş bantlı istasyonlar tarafından iyi kaydedilebilen orta büyüklüklerdeki depremler için kullanışlı olduğunu belirtmiştir.

İlk kabuk yapısı çalışması Phinney (1964) tarafından yapılmıştır. Burdick ve Langston (1977) WWSSN sismograf ağına bağlı CAR, COR istasyonlarında kabuk ve üst manto yapısının belirlenmesinde radyal ve düşey bileşen kayıtlarında görülen P, S dalga şekli ve P-S, S-P dönüşmüş fazları ile kabuk içi tekrarları kullanmışlardır. Owens ve diğ., (1984) telesismik P dalgası analizlerinden zaman ortamında ters çözüm tekniğini geliştirmişlerdir. 1990'lu yılların ortasında alıcı fonksiyon yöntemi yüzey dalgaları hesaplarının eklenmesiyle geliştirilmiştir. Alıcı fonksiyon yöntemi yeraltı yapısının ortalama sismik hızına karşı duyarlı olmadığı için yanlış başlangıç yapısı bizi yanlış ters çözüm sonucuna götürebilir. Çok çözümlülük olarak adlandırılan bu sorunu çözmek için Özalaybey ve diğ., (1997) yüzey dalgası faz hızları ve alıcı fonksiyonun birleşik ters çözümünü sunmuştur. Diğer alıcı fonksiyon tekniklerinden farkı, yüzey dalgası faz hızlarının eklenmesiyle çok çözümlülük sorununun azalmasıdır. Yüzey dalgası dispersiyonu yeraltı yapısının hız dağılımına duyarlı olduğundan başlangıç yapısının nasıl seçildiği önemli olmamaktadır. Julia ve diğ., (2000), Özalaybey ve diğ., (1997) çalışmasını geliştirerek yüzey dalgası grup ve faz hızlarını alıcı fonksiyonu ile birlikte kullanarak kabuk yapısını tahmin etmeye çalışmıştır. Sandvol ve diğ., (1998) Ortadoğu ve Kuzey Afrika da bulunan 12 adet geniş band kayıt verilerini kullanarak istasyon altı

kabuk ve üst manto yapısını belirlemek amacı ile P dalga şekli, P_s dönüşümü ve kabuk tekrarlarını incelemişlerdir. Kalyoncuoğlu ve Özer (2003) ISP istasyonu altındaki kabuk yapısını incelemek amacı ile dönüşmüş fazlar yöntemini uygulamışlardır. Modelleme sonucunda kabuğun 3 tabakadan oluştuğunu bulmuşlardır. Yaklaşık 2 km kalınlığında S dalga hızı yaklaşık 2 km/s olan yüzey tabakası, 15 km kalınlığında 3.35 km/s S dalga hızına sahip üst kabuk, 14 km kalınlığında 3.8 km/s S dalga hızına sahip alt kabuk bulunmuştur. Kabuk kalınlığını yaklaşık 31 +/-1, üst mantoya ait P ve S hızlarını 8.0 +/-0.2, 4.5 +/-0.1 bulmuşlardır. Erduran (2007)'de ISP istasyonundan elde edilen verilerle yüzey dalgası çalışmıştır. 0-10 km derinlik için kayma dalga hızını 2.2-3.6 km/s, orta kabukta 3.55 km/s kayma dalga hızı, Moho süreksizliğinin altında 4.27 km/s kayma dalga hızına sahip olduğunu bulmuştur. Bu veriler ışığında Moho derinliğinin 25-45 km arası değiştiğini söylemektedir. Erduran (2009) ISP istasyonu için 50 adet uzak alan verisine alıcı fonksiyon ve yüzey dalgası birleşik ters çözüm yöntemini uygulamıştır. 3 tabakadan oluşan bir kabuk yapısı bulmuştur. 27.5 km'den daha aşağılarda düşük hızlar gözlenmiştir (3.62 km/s-3.40 km/s). 40 km'ye kadar kayma dalga hızının arttığını ve Moho süreksizliğinde tahmin edilen kayma dalga hızının 4.4 km/s olduğu söylemektedir. Genel olarak Güneybatı Anadolu'da gözlenen hızların PREM (Preliminary Reference Earth Model) modeline göre daha düşük olduğunu belirtmektedir. Yelkenci (2006) alıcı fonksiyon tekniği ile Orta Anadolu'da kurulan geçici ve kalıcı istasyonları kullanarak kabuk yapısını bulmaya çalışmıştır. ISP istasyonu için 39.1 +/-1 km Moho derinliği ve $V_p/V_s=1.75$, Bolvadin istasyonu için 34.3 +/-1.4 km kabuk kalınlığı ve $V_p/V_s=1.86$ değerini bulmuştur. Kahraman (2008), Isparta Büklümü ve civarında kurulan geçici ve kalıcı istasyonları kullanarak alıcı fonksiyonların ve yüzey dalgası grup hızlarının birleşik ters çözümünü uygulamıştır. Afyon, Şuhut, Haydarlı, Uluborlu ve Isparta istasyonlarının bulunduğu profil boyunca kabuk kalınlığını 35.5-37.5 km vermektedir.

Yer manyetik alanındaki değişimlerin depremlerle olan ilişkilerinin belirlenebilmesi amacıyla Tunçer (1995)'de Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun batı kesiminin güney kolunda yer alan İznik-Mekece Fayı civarında 2-boyutlu dayk türü yapılar için iteratif ters çözüm tekniğini kullanmıştır. İlk olarak bu yöntemi Won (1981) yılında kullanmıştır. Ters çözüm analizinde manyetik alan değişimleri ile ilgili teorik çalışmalar, fay doğrultusuna paralel manyetik özellikleri olmayan bir yapıya sokulum

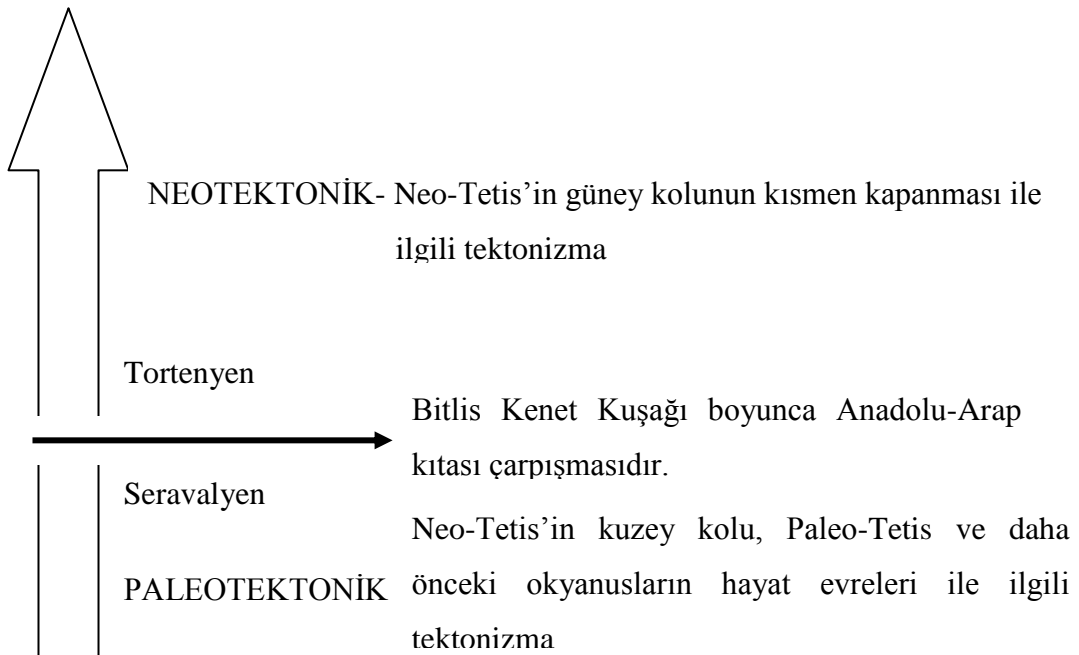
yapan bir dayk modeli için gerçekleştirilmiştir. Fay hareketleri sonucu oluşan gerilimin kayaçların miknatıslanmalarında yaptığı değişim, manyetik alanda meydana gelebilecek değişimi oluşturmaktadır (Tuncer, 1995). Dolmaz (2007) çalışmasında Isparta-Burdur bölgesindeki havadan manyetik ve gravite verileri kullanarak modelleme çalışması yapmıştır. Bouger gravite anomalilerine baz alarak bölge için bulduğu kabuk yapısı 33-37.5 km arası değişmektedir.

Tez çalışmasının bölümlerini kısaca özetleyecek olursak; 1.Bölüm'de çalışmanın motivasyonu ve kullanılan yöntemlerin ve verilerin kısa bilgisine değinilmiştir. 2. Bölümde çalışma bölgesinin jeolojisi ve tektoniği daha önceki çalışmalar ışığında açıklanmış ve bölgenin depremselliği gösterilmiştir. Ayrıca bu bölümde kullanılan yöntemlerle ilgili daha önceki çalışmalara yer verilmiştir. 3. Bölümde kullanılan yöntemlerin teorik bilgisi ve kullanılan verinin ayrıntılı bir anlatımı yapılmıştır. 4. Bölümde elde edilen bulgular ortaya konmuştur. 5. ve son bölümde inceleme sonuçları ve öneriler sunulmuştur.

2. GENEL KISIMLAR

2.1. BÖLGENİN TEKTONİK YAPISI

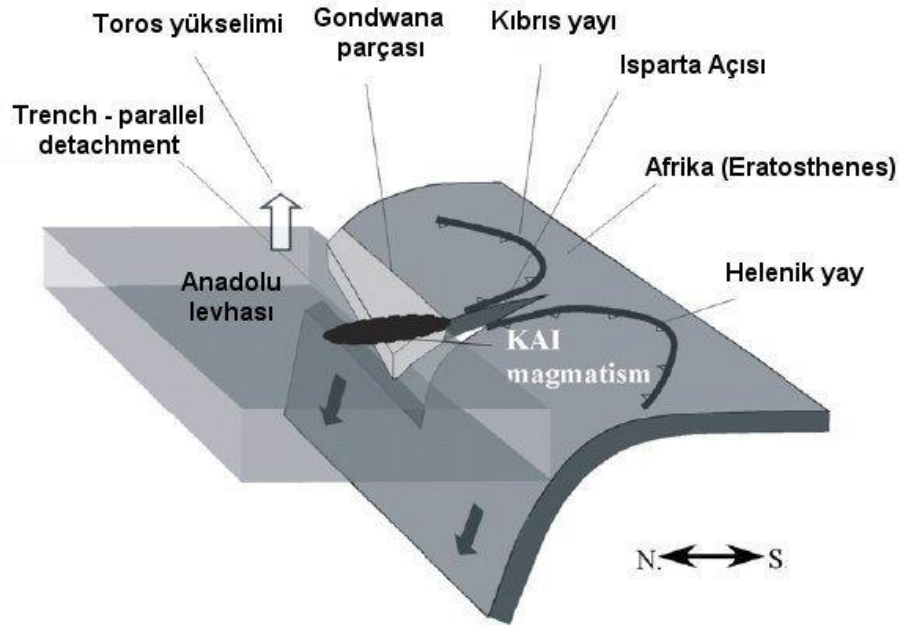
Türkiye, Anadolu levhasının neotektonik konumu nedeniyle, dünyada diri fayların en yoğun olduğu ülkelerden birisidir ve önemli deprem kuşaklarından birisi olan Alp-Himalaya Dağ Oluşum Kuşağı üzerinde yer alır. Bu kuşağın Doğu Akdeniz kesiminde oluşan kıtasal boyuttaki neotektonik olaylar Anadolu'ya özgü birden çok neotektonik rejimin gelişmesine yol açmıştır. Bölgesel neotektonik rejim içerisinde Anadolu yarımadası, Arap-Afrika levhaları ile Avrasya levhaları arasında sıkışan bir bölgedir. Arap-Afrika levhaları ile Avrasya levhaları arasındaki yakınsamanın bir sonucu olarak, önce Doğu Anadolu'da kıta-kıta çarpışması gerçekleşmiş, daha sonra da Anadolu'yu günümüzde etkileyen neotektonik rejimler ortaya çıkmıştır. Güncel depremler bu neotektonik rejimlerin bir sonucu olarak gerçekleşmektedir. Şekil 2.1'de görüldüğü gibi orta Miyosen yaşlı Anadolu-Arap kıtası çarpışması, Türkiye'nin tektoniğindeki son tektonik devrimi temsil eder ve neotektonik devrenin başlangıcını oluşturur.



Şekil 2.1. Türkiye'nin tektonik tarihinin yapısal esasa göre sınıflandırılması (Şengör, 1980'den yeniden düzenlenerek)

Burada Neotektonik (Miyosen sonrası yaşlı tektonik) ve Paleotektoniği (Miyosen öncesi) ayıran olay Bitlis Bindirme Zonu boyunca Anadolu-Arap kıtası çarpışmasıdır.

Anadolu Levhası üzerinde görülen tektonik ve morfolojik yapıların çoğu bu tür bir hareket sonucu oluşmaktadır. Günümüzde yapılmakta olan kinematik çalışmalar, Afrika Levhasının 10 mm/yıl (Oral vd., 1995; Barka ve Reilinger, 1997) gibi bir hızla sadece kuzeye hareket ettiğini gösterirken, Arap Levhasının 25 mm/yıl (McClusky ve diğ., 2000; Reilinger ve diğ., 1997; Oral ve diğ., 1995; DeMets ve diğ., 1994) bir hızla K-KB doğrultusunda hareket ettiğini göstermektedir.



Şekil 2.2. Kıbrıs ve Helenik Yay'ın Afrika litosferinin altına dalmasının kuramsal gösterimi (Barka ve Reilinger, 1997, Sandvol ve diğ., 2003). KAI-Kırka-Afyon-Isparta volkanizması

Afrika-Avrasya levhalarının çarpışması sonucu Afrika levhasının ön kısmını oluşturan okyanusal litosfer kıtasal olan Ege Denizi litosferin altına dalmaktadır. Bu hareketten dolayı KD yönünde eğimi 150-200 km'ye varan Beniof dalma batma zonu oluşmaktadır (Papazachos ve Comminakis, 1971). Anadolu ve Afrika levha sınırı boyunca meydana gelen dalmanın geometrisini meydana gelen depremlerin derinliklerinden ve belirgin kıtasal deformasyonlardan tahmin etmek mümkündür ayrıca levha yırtılması (slab-tear) fikrini desteklemektedir (Davies ve Blanckenburg, 1995; Wortel ve Spakman, 2000).

Bölgedeki mevcut Pn hız haritaları orta ve batı Torosların nisbeten sıcak ve muhtemelen yavaş üst manto ile temelinin oluştuğunu önermektedirler (Al-Lazki ve diğ., 2004).

Bölgedeki depremlerin derinlikleri ve bölgenin sismisitesi, dalan levhanın yönü hakkında bilgi vermektedir. Helenik yayın dalan yüzeyi (slab) KB'ya doğru dalarken, Kıbrıs yayının dalan dilimi KD'ya doğru dalmaktadır. Isparta büklümünün oluşumu ve güncel tektoniği Şekil 2.2'de gösterilen temel tektonik hareketlerle ilgilidir.

Batı Toroslar'da yapılan paleomanyetik çalışmalar (Kissel ve Poisson, 1986), Eosen'den beri, batıdaki Likya bloğunda saat yönünün tersine 30^0 Doğu Toroslar'da ise saat yönünde 40^0 dönme olduğunu ortaya koymuştur. İki aşamalı gerçekleşen bu dönme hareketiyle, önce doğu bloğunun Eosen-Oligosen periyodunda saat yönünde dönmesi ve daha sonra da Orta Miyosen döneminde Likya bloğunun saat yönünde dönmesiyle Isparta Büklümü'nde oluşmuştur.

Toroslar'daki neotektonik gelişimi açıklamak için, Türkiye'nin genelinde olduğu gibi neotektonik dönemin Üst Miyosen'de başladığını ve bölgenin kuzey güney doğrultulu bir sıkışmadan etkilendiğini, Pliyosen'de ise Anadolu levhasının batıya hareketi sonucu bu sıkışmanın doğu-batı olarak yön değiştirdiği ve sonuçta Orta Toroslar'ın ucu güneye bakan bir bükülmeye uğradığı düşünülmektedir (Şengör, 1980).

Isparta Büklümü içindeki başlıca genç fay sistemlerini özetleyecek olursak; Eğirdir-Kovada Grabeni (EKG), Antalya Fay Zonu, Aksu Bindirmesi, Akşehir-Simav Fayı, Fethiye-Burdur Fay Zonu'dur (Şekil 2.3). Eğirdir-Kovada Grabeni, Isparta Büklümü'nü doğu ve batı kanat olmak üzere 2 ayrı bölüme ayırır. K-G doğrultusunda yaklaşık 75 km. uzunluğunda olan EKG'nin genişliği, Eğirdir Gölünün bulunduğu kuzey alanda 15 km. olmasına karşın, güneyde Kovada Gölü civarında 2 km'ye dek azalır (Yağmurlu ve Şentürk, 2005). Glover ve Robertson (1998), Kovada Grabeni'ni sınırlayan fayların egemen olarak KKB-GGD doğrultulu olduğunu söylemektedirler. Isparta-Antalya arasında yer alan ve EKG'ne paralel gelişmiş K-G gidişli fay sistemleri Yağmurlu ve diğ., (1997) tarafından Antalya Fay Zonu, Glover ve Robertson (1998) tarafından Kemer çizgiselliği olarak tanımlanmıştır. Isparta Büklümü içinde gelişmiş önemli aktif fay sistemlerinden birisi Aksu bindirmesi olarak bilinen (Poisson ve diğ., 2003) ters fay

Geç Pliyosen'den başlayarak önceki sıkışma rejimi, genişleme türü yeni bir tektonik rejime (neotektonik rejim) dönüşmüştür (Koçyiğit, 2008).

Güneybatı Türkiye, Pliyosen'de başlayan, kıta içi ve çok yönlü genişleme türü bir neotektonik rejim ile karakterize edilir. Bölgedeki genişleme rejimi birden çok yönde gelişimini sürdürmektedir (Koçyiğit, 2000). Bunlar, başlıca K-G, KKD, KD, KB ve D-B yönleridir.

Boray ve diğ., (1985) Isparta büklümünün kuzeyinde, Şuhut-Çay, Yalvaç-Gelendost ve Sultandağı sahalarındaki Neojen ve Kuvaterner çökellerini inceleyerek bölgenin neotektonik gelişiminin Üst Miyosen'den beri, sıkışma tektonik rejimi olduğunu belirtmektedirler. Büyük ölçekte çekme geriliminin varlığını gösterir herhangi bir veri bulamamışlardır. Barka ve diğ., (1997) 1988-1992 yılları arasında Türkiye'de yapılan GPS ölçümlerinde Isparta Büklümü'nde Avrupa'ya doğru çok az hatta hiç hareket olmadığına işaret etmektedirler. Son yıllarda yapılan GPS ölçümleri (Barka ve diğ., 1995; McClusky ve diğ., 2000) Batı Anadolu'daki güncel genişlemenin daha çok KD-GB yönünde geliştiğini ve GB'ya doğru yıllık genişleme hızının 30 mm'ye ulaştığını belirtirler.

Isparta Büklümü'nün doğu ve batı kenarlarını sınırlayan fayların kinematiki ve Isparta Büklümünü kontrol eden neotektonik rejim ve dolayısıyla Isparta Büklümü'nün oluşumu hala tartışmalıdır. Isparta büklümünün oluşumu ile ilgili iki farklı temel görüş bulunmaktadır. Koçyiğit (1996), Glover ve Robertson (1998) Isparta Büklümü'nün batı ve doğu Anadolu'nun saat yönünde ve saat yönünün aksine dönen blokları arasındaki bir açılma sistemi olduğunu belirtmişlerdir. Bu görüşe göre, batıda Burdur Fayı verev atımlı normal faydır. Benzer şekilde, Isparta Büklümü'nü doğudan sınırlayan ana faylar da verev atımlı normal faylardır. Isparta Büklümü'nde sıkışmalı bir neotektonik rejim değil, açılmalı yeni bir tektonik rejim hakimdir. Buna karşıt bir görüş olarak, Boray ve diğ., (1985); Barka ve diğ., (1977); Altunel ve diğ., (1999) Isparta büklümünün batıda KD doğrultulu sol yanal atımlı Fethiye-Burdur fayı, doğuda KB doğrultulu Sultandağı-Aksu Bindirmesi'yle, bir sıkışma sistemi olduğunu ileri sürmektedirler (Şekil 2.5). GPS hız vektörleri Isparta Büklümü'ndeki litosferin Anadolu levhasından bağımsız olarak

hareket ettiğini ve muhtemelen Afrika levhasının bir parçası olduğunu göstermektedir (Barka ve diğ., 1997; McClusky ve diğ., 2000).

Koçyiğit (1996), Glover ve Robertson (1998) ise Isparta büklümünde genişlemeli bir tektonik rejim olduğunu, doğuda KD, batıda GB doğrultulu fayların verev normal faylar olduğunu ileri sürmektedirler. Poisson ve diğ., (2003) Isparta büklümünü, bölgenin tektonik evrimi ve yapısı içinde Hellenik ve Kıbrıs yaylarının yakınsak ara kesitinde, önemli ve hala çözüm bekleyen tektonik bir yapı olarak değerlendirmektedirler. Barka ve diğ., (1997), Burdur havzasının genç çökellerini kesen Burdur Fayını 1914 ve 1971 büyük depremlerinin lokasyonu ve kırığı olarak önermekte ve Isparta büklümünü batı sınırı olan bu fayı Koçyiğit (1996) ve Glover ve Robertson'un (1998) aksine sol atımlı olarak tanımlamaktadırlar. Yağmurlu ve diğ., (1997), volkanizma yaşındaki güney yönlü artışla ilgili verilerin bu modelle uygun olduğunu belirtmişlerdir. Kempler ve Ben Avraham (1987) çalışmalarında, batıdaki Helenik Yay dik ve geri çekilen bir yapıya sahipken, Kıbrıs Yayı'nın Erasthenes ve Anixamander isimli iki deniz dağına içeren sığ görünümlü bir yitim kuşağı olduğuna işaret etmektedirler. Royden (1993), Akdeniz yitme zonlarının küçük, yay şeklindeki düzensiz parçalar olduğunu ve okyanus kapanmasının son dönemindeki fakat süper kıtaların başlangıç dönemindeki çarpışan kıta kenarlarını yansıttığını belirtmektedir. Paleomanyetik araştırmalarında Tatar ve diğ., (2002), Isparta Büklümü'nde dönmenin son 10 Milyon yılda çok az olduğunu ileri sürmektedirler.

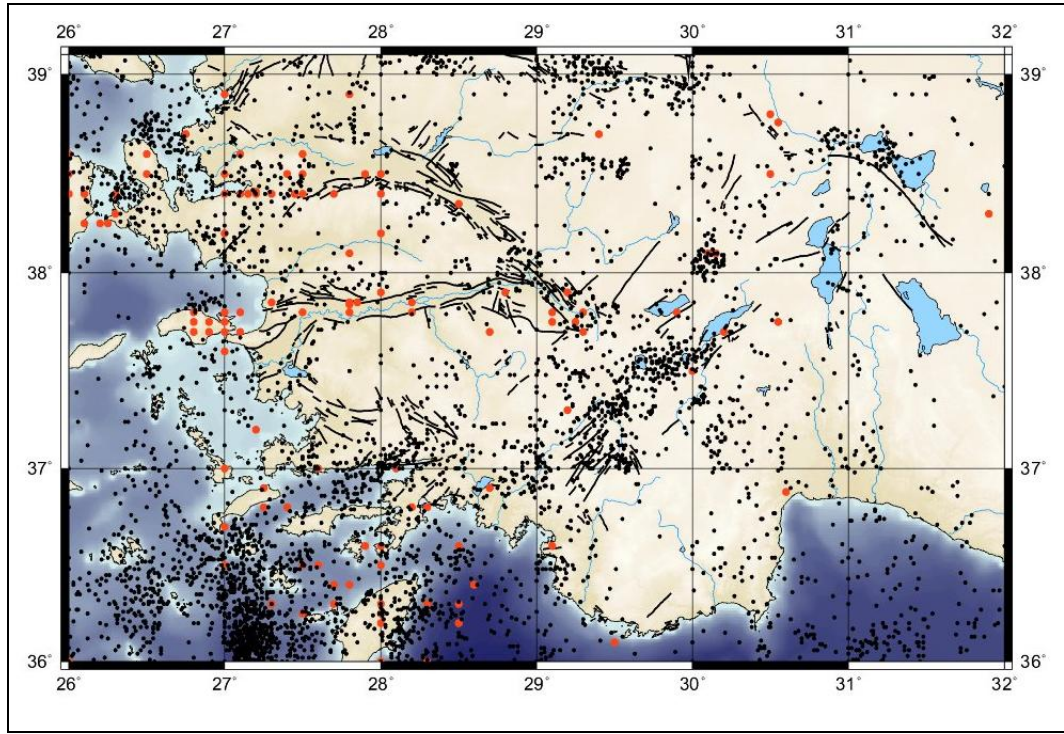
2.2. BÖLGENİN DEPREMSELLİĞİ

Güneybatı Anadolu (26-32⁰ D , 36-39⁰ K) bölgesinin günümüze kadar olan depremselliği incelenmiştir. Bu inceleme tarihsel ve aletsel dönem olmak üzere iki ayrı katalog derlenmesi şeklinde yapılmıştır. Aletsel döneme ait kayıtlar 1900-2007 yılları arasını kapsamaktadır. Tarihsel dönem kayıtları M.Ö 411-1900 yılları arasını kapsar. Kataloglara baktığımız zaman 1900-2007 yılları arasında $M \geq 4$ olan 8053 adet depremin yersel dağılımı bölgenin depremselliğinin aktif olduğunu göstermektedir. Diğer taraftan; tahrip edici, depremlerin 1900 yılları öncesinde çok sık görüldüğü halde son yüzyılda

yıkıcı depremler açısından bölgenin sismik sakinlik dönemi içinde olduğu söylenebilir. İkinci veri seti ise 1900-2004 yılları arasında meydana gelmiş yıkıcı depremlerin odak mekanizması çözümlerini içeren katalogdur. Bu katalog için bölgede yapılmış tüm mekanizma çözümleri derlenmiştir.

2.2.1. Tarihsel Dönem Deprem Etkinliği (M.Ö 411-1900)

Türkiye’de meydana gelen tarihsel depremler için çeşitli katalog çalışmaları mevcuttur (Pınar ve Lahn 1952; Ergin ve diğ. 1967, 1971; Soysal ve diğ. 1981; Tan ve diğ. 2008). Bu çalışmada da 16 ayrı katalog incelenerek Güneybatı Anadolu için depremlerin tarih sırasına göre tablosu yapılmıştır (Ek-A). Tarihsel deprem etkinliğinin bölgedeki dağılımı Şekil 2.4’ de görülmektedir.



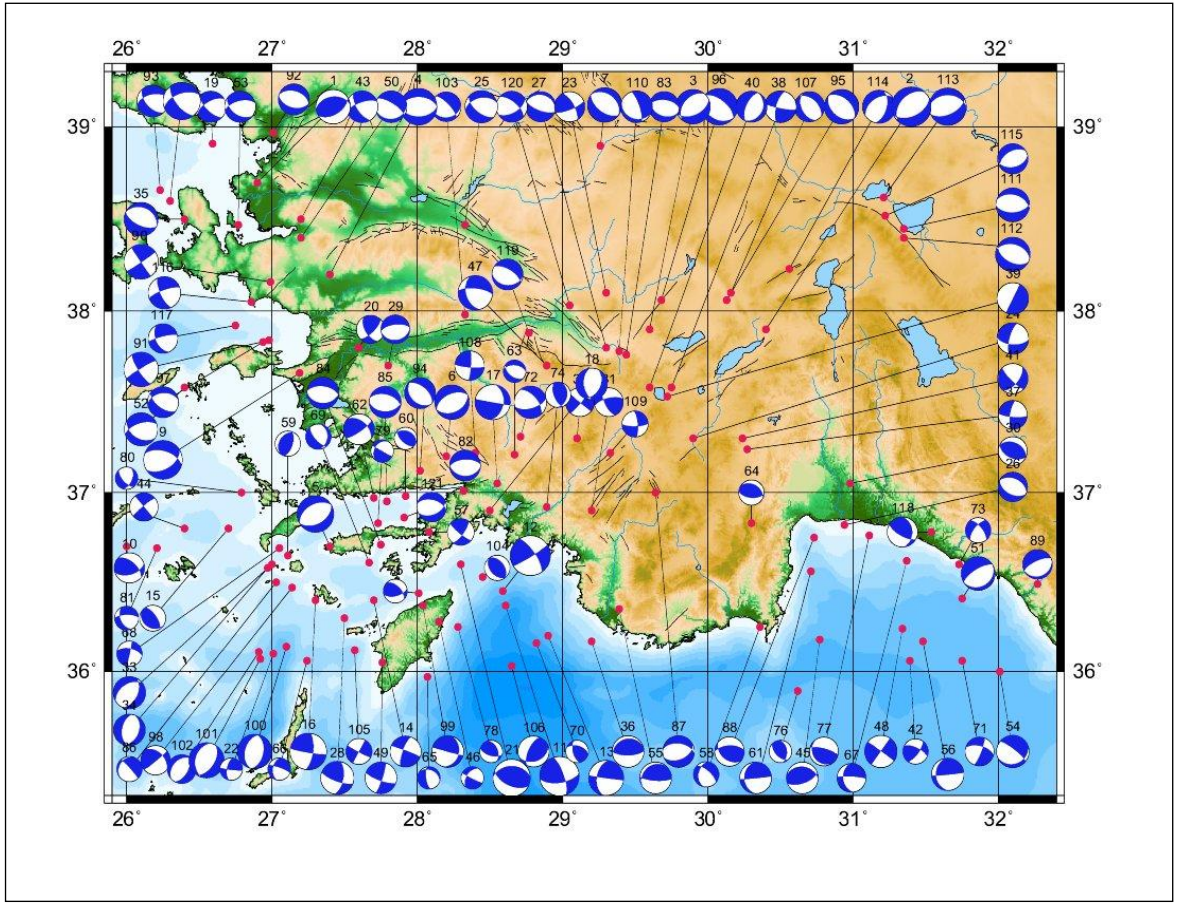
Şekil 2.4. Güneybatı Anadolu'nun 1900-2007 yılları arasındaki sismisite haritası. Kırmızı renkli daireler tarihsel depremleri, siyah renkli daireler aletsel dönemdeki ($M \geq 4$) depremleri göstermektedir (veriler KDRE, Ulusal Deprem İzleme Merkezi'nden alınmıştır)

2.2.2. Aletsel Dönem Deprem Etkinliği (1900-2007)

Türkiye’de aletsel döneme ait veriler, 1900’lü yıllardan sonra deprem istasyonlarının kurulması ile başlanmıştır. Ülkemizde bu amaçla ilk olarak kurulan deprem izleme merkezi Kandilli Rasathanesi’dir. Günümüzde ise Türkiye’deki deprem hareketini izleyen ulusal ve uluslararası bir çok merkez bulunmaktadır. Aletsel döneme ait veriler Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE), UDİM (Ulusal Deprem İzleme Merkezi), USGS, NEIC (National Earthquake Information Center), IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology), NGDC (National Geophysical Data Center), EMSC (European Mediterranean Seismological Center) , Harward veri merkezlerinden elde edilerek tekrar derlenmiştir. Bölgeye ait tarihsel ve aletsel dönem deprem aktivitesi ($M \geq 4$) Şekil 2.4’da gösterilmektedir.

2.2.3. Odak Mekanizması Çözümleri

Bu bölüm 2 aşamadan oluşmaktadır. İlk olarak 1900-2004 yılları arasında oluşan, Güneybatı Anadolu’da büyüklüğü 4’den büyük olan ve bugüne kadar incelenmiş depremlerin fay düzlemi çözüm parametrelerini kapsayan veri seti oluşturulmuştur. Daha sonra bu veri seti kullanılarak mevcut tüm fay düzlemi çözümleri, depremlerin çözümleri ile tektonik olayların ilişkilerini kurabilmek amacıyla, bölgenin tektonik haritası üzerine GMT programı kullanılarak yerleştirilmiştir (Şekil 2.5). Çözümlerde, açık bölgeler çekme (dilatation), taralı bölgeler sıkışma türü (compression) ilk hareketleri temsil edecek biçimde altyarıküre projeksiyonu kullanılmıştır. Derlenen mekanizma çözümleri Tablo 2.1’de gösterilmektedir.



Şekil 2.5. 1900-2004 yılları arasında bölgede meydana gelen $M \geq 4$ depremlerin odak mekanizması sonuçları

Tablo 2.1. Güneybatı Anadolu Bölgesi 1900-2004 tarihleri arasında meydana gelen depremlere ait kaynak parametreleri

no	Tarih(g.a.y)	Oluş zamanı (s:d:sn)	Enlem(K)	Boylam(D)	h(km)	Mw	Doğrultu	Dalım	Atım	Referans
1	19.01.1909	00:00:00	38.70	26.90	-	6.0	262	41	108	EMSC
2	03.10.1914	00:00:00	37.90	30.40	-	6.9	222	42	-107	EMSC
3	07.08.1925	00:00:00	37.90	29.60	-	6.0	64	50	-75	EMSC
4	31.03.1928	00:00:00	38.20	27.40	-	6.4	90	45	-90	EMSC
5	23.04.1933	00:00:00	36.70	27.40	-	6.4	60	45	-90	EMSC
6	23.05.1941	00:00:00	37.20	28.20	-	6.0	65	40	-90	EMSC
7	25.06.1944	00:00:00	38.90	29.26	-	6.0	308	35	-90	EMSC
8	23.07.1949	15:03:30	38.60	26.30	-	6.5	250	56	-149	Mckenzie (1972,1978)
9	16.07.1955	07:07:11	37.66	27.19	6	6.8	60	50	-125	Mckenzie (1972,1978)
10	10.07.1956	03:01:00	36.70	26.00	-	5.3	73	54	46	EMSC
11	24.04.1957	19:10:13	36.37	28.61	50	6.9	81	62	20	Mckenzie (1972,1978)
12	25.04.1957	02:25:42	36.45	28.59	-	7.0	58	85	19	Mckenzie (1972,1978)
13	26.04.1957	06:33:36	36.02	28.90	64	6.2	189	47	2	Canitez ve Üçer (1967)
14	09.05.1958	02:40:45	36.04	27.70	-	5.4	200	75	176	Canitez ve Üçer (1967)
15	27.05.1958	18:27:00	36.80	26.70	-	4.6	124	25	71	EMSC
16	30.06.1958	08:42:44	36.04	27.30	127	6.4	100	84	22	Canitez ve Üçer (1967)
17	25.04.1959	00:26:20	37.05	28.55	43	6.2	100	88	-129	EMSC
18	25.04.1959	01:05:42	36.90	28.50	-	5.4	175	50	-110	Canitez ve Üçer (1967)
19	19.11.1959	14:00:00	38.91	26.59	10	5.4	135	66	-33	EMSC
20	10.04.1960	22:05:00	37.80	27.60	-	4.9	46	70	146	EMSC
21	23.05.1961	02:45:16	36.60	28.30	72	6.2	115	55	105	Üçer (1968)
22	28.04.1962	11:18:53	36.01	27.00	-	6.0	190	60	7	Papazachos ve Delibasis(1969)
23	11.03.1963	07:27:00	38.10	29.30	-	5.3	331	67	163	EMSC
24	30.01.1964	17:45:42	37.03	29.90	64	5.5	195	73	-146	Canitez ve Üçer (1967)
25	02.03.1965	22:00:00	38.47	28.33	42	5.7	130	60	-56	EMSC
26	26.03.1965	20:29:23	36.82	30.94	111	5.2	118	48	-89	Canitez ve Üçer (1967)
27	13.06.1965	20:01:48	37.80	29.30	16	5.3	286	22	-94	Mckenzie (1972,1978)
28	28.11.1965	05:26:07	36.30	27.50	89	5.8	10	60	160	Mckenzie (1972,1978)
29	07.05.1966	13:08:00	37.70	27.80	-	5.1	83	27	-90	EMSC

no	Tarih(g.a.y)	Oluş zamanı (s:d:sn)	Enlem(K)	Boylam(D)	h(km)	Mw	Doğrultu	Dahm	Atım	Referans
30	09.05.1966	03:51:10	37.05	30.98	132	5.0	115	49	90	Büyükaşkoğlu (1980)
31	01.06.1967	10:39:23	36.9	29.2	36	5.0	257	67	28	Kocaefe ve Ataman (1976)
32	26.10.1967	04:55:38	37.3	29.1	35	5.0	130	88	-173	Kocaefe ve Ataman (1976)
33	31.10.1968	03:22:14	36.60	27.00	-	5.7	25	50	-110	Drakopoulos ve Delibasis(1982)
34	05.12.1968	07:52:11	36.58	26.97	35	6.0	20	40	-80	Mckenzie (1972,1978)
35	06.04.1969	03:49:00	38.50	26.40	16	5.9	116	60	-90	EMSC
36	14.01.1969	23:12:08	36.17	29.2	50	5.5	251	22	73	Alptekin (1973, 1978)
37	22.02.1971	14:27:45	37.24	30.27	45	5.0	189	74	-166	Kocaefe ve Ataman (1976)
38	12.05.1971	06:25:13	37.58	29.75	23	5.5	195	68	-171	Alptekin (1973, 1978)
39	12.05.1971	10:10:37	37.53	29.72	33	5.5	116	0	-180	Mckenzie (1972,1978)
40	12.05.1971	12:57:25	37.58	29.60	33	5.4	204	63	-91	Mckenzie (1972,1978)
41	09.09.1971	15:10:03	37.30	30.24	23	5.3	135	77	-149	Kocaefe ve Ataman (1976)
42	28.07.1973	18:55:11	36.06	31.39	77	4.5	35	70	26	Büyükaşkoğlu (1980)
43	01.02.1974	00:01:00	38.50	27.20	-	5.6	148	64	-26	EMSC
44	12.03.1974	18:21:00	36.80	26.40	-	4.9	230	84	-180	EMSC
45	30.04.1975	04:28:57	36.18	30.77	56	5.4	277	31	113	Mckenzie (1972,1978)
46	12.11.1975	09:03:48	36.28	28.15	64	5.3	214	47	-170	Kalafat (1988)
47	19.08.1976	01:12:00	37.70	28.89	4	6.1	276	69	-131	EMSC
48	01.06.1977	12:54:49	36.24	31.34	67	5.7	35	90	2	Jackson ve Mckenzie (1984)
49	28.11.1977	02:59:11	36.05	27.76	85	5.6	11	75	8	Jackson ve Mckenzie (1984)
50	16.12.1977	07:37:00	38.40	27.20	-	5.6	84	24	-126	EMSC
51	28.05.1979	09:27:32	36.41	31.75	98	5.9	57	21	-91	Jackson ve Mckenzie (1984)
52	14.06.1979	11:44:48	37.58	26.40	15	5.8	121	42	-50	HRV
53	16.06.1979	18:42:03	38.47	26.77	15	5.4	127	45	-48	HRV
54	31.12.1979	06:21:34	36.00	32.01	53	5.7	67	23	-149	HRV
55	02.05.1980	05:31:00	36.35	29.39	22	5.6	94	75	104	EMSC
56	26.04.1981	14:13:34	36.17	31.48	63	5.7	178	30	4	HRV
57	11.05.1981	19:15:25	36.78	28.08	22	4.7	36	72	179	Kalafat (1988)
58	11.11.1981	10:29:21	36.25	30.36	66	4.8	190	39	-39	Kalafat (1988)
59	18.04.1982	23:18:00	36.65	27.11	155	5.0	211	32	102	Kalafat (1988)

no	Tarih(g.a.y)	Oluş zamanı (s:d:sn)	Enlem(K)	Boylam(D)	h(km)	Mw	Doğrultu	Dalım	Atım	Referans
60	07.06.1982	00:31:26	36.98	27.92	10	4.7	289	35	70	Kalafat (1988)
61	12.10.1982	14:13:00	36.56	30.71	63	5.6	178	30	4	EMSC
62	27.09.1983	23:59:40	36.97	27.70	170	5.4	312	46	162	HRV
63	05.02.1984	00:20:20	37.21	28.67	30	5.0	128	49	-68	Kalafat (1988)
64	11.02.1984	08:12:31	36.83	30.30	83	4.8	299	36	109	Kalafat (1988)
65	20.04.1984	14:21:08	35.97	28.07	85	4.6	172	72	-65	Kalafat (1988)
66	21.04.1984	01:25:13	36.06	27.24	49	4.7	189	45	-15	Kalafat (1988)
67	07.05.1984	06:15:38	36.62	31.37	101	4.5	174	41	-12	Kalafat (1988)
68	20.06.1984	15:29:34	36.69	27.05	166	4.7	12	89	33	Kalafat (1988)
69	17.02.1985	10:45:27	36.61	27.67	128	4.7	1	31	-54	Kalafat (1988)
70	20.05.1985	10:33:42	36.16	28.82	51	4.8	166	60	132	Kalafat (1988)
71	05.09.1986	19:53:24	36.06	31.75	73	4.4	21	80	-148	Kalafat (1988)
72	11.10.1986	09:00:15	37.31	28.71	15	5.7	320	57	-39	HRV
73	08.12.1986	05:58:12	36.60	31.73	130	4.7	321	64	-152	Kalafat (1988)
74	04.04.1987	15:59:08	36.92	28.89	20	4.6	9	30	117	Kalafat (1988)
75	19.06.1987	18:45:42	36.44	28.01	59.5	5.3	316	54	137	HRV
76	03.09.1987	12:39:55	35.89	30.62	45	5.0	351	43	116	Kalafat (1988)
77	14.09.1987	15:51:55	36.76	31.11	110	4.7	148	21	131	Kalafat (1988)
78	05.10.1987	09:27:02	36.25	28.28	29	5.0	337	44	131	Kalafat (1988)
79	30.12.1987	16:17:08	36.83	27.73	23	4.8	214	31	-175	Kalafat (1988)
80	21.08.1988	15:23:00	37.00	26.79	16.2	4.0	20	49	-41	EMSC
81	24.08.1988	12:13:00	36.69	26.21	18.1	4.2	157	49	-31	EMSC
82	19.02.1989	14:28:54	37.01	28.32	15	5.4	93	32	-85	HRV
83	24.02.1989	00:40:45	37.76	29.44	15	5.3	113	39	-77	HRV
84	27.04.1989	23:06:55	36.71	27.75	15	5.5	92	36	-94	HRV
85	28.04.1989	13:30:22	36.95	27.79	15	5.6	90	41	-101	HRV
86	01.11.1989	13:59:28	36.50	27.03	141	4.6	213	19	-16	Kalafat (1988)
87	18.07.1990	11:29:34	37.00	29.64	15	5.5	65	47	-114	HRV
88	11.03.1991	18:33:47	36.75	30.73	122.6	5.2	131	41	125	HRV
89	05.12.1991	20:22:01	36.49	32.27	117.6	5.2	66	20	-89	HRV
90	06.11.1992	19:08:09	38.16	26.99	35	6.1	56	87	178	HRV

no	Tarih(g.a.y)	Oluş zamanı (s:d:sn)	Enlem(K)	Boylam(D)	h(km)	Mw	Doğrultu	Dahm	Atım	Referans
91	06.11.1992	19:08:13	37.84	26.98	24.5	6.1	177	77	-5	HRV
92	28.01.1994	15:45:32	38.97	27.01	15	5.4	287	45	-90	HRV
93	24.05.1994	02:45:41	38.66	26.23	21.4	5.5	258	54	-135	HRV
94	13.11.1994	06:56:05	37.12	28.02	15	5.4	139	36	-83	HRV
95	01.10.1995	15:57:23	38.06	30.13	8	6.0	133	42	-89	HRV
96	01.10.1995	15:57:23	38.06	29.68	15	6.4	125	30	-94	EMSC
97	02.04.1996	07:59:27	37.83	26.94	15	5.4	262	41	-127	HRV
98	12.04.1996	15:39:10	36.47	27.14	151.9	5.2	315	44	173	HRV
99	26.04.1996	07:01:33	36.37	28.04	127.7	5.5	12	30	176	HRV
100	20.07.1996	00:00:41	36.14	27.10	14	6.0	195	44	-85	HRV
101	20.07.1996	00:00:47	36.07	26.92	15	6.2	196	38	-102	HRV
102	22.07.1996	01:44:42	36.11	26.91	15	5.1	223	36	-78	HRV
103	21.01.1997	20:47:50	37.98	28.33	18.1	5.2	85	28	-138	HRV
104	24.02.1998	15:11:00	36.53	28.45	33	4.5	323	45	92	EMSC
105	07.03.1998	11:07:00	36.12	27.57	56	4.6	208	90	5	EMSC
106	09.03.1998	11:21:20	36.03	28.65	72	5.1	205	64	66	EMSC
107	04.04.1998	16:16:52	38.10	30.16	15	5.3	313	46	-105	HRV
108	05.10.1999	00:53:30	37.22	28.40	33	5.2	4	83	171	EMSC
109	29.03.1999	04:05:00	37.22	29.33	33	4.6	354	75	-16	EMSC
110	21.04.2000	12:23:10	37.78	29.39	15	5.5	110	23	-139	HRV
111	15.12.2000	16:44:47	38.45	31.35	7	5.9	286	40	-75	EMSC
112	15.12.2000	16:44:51	38.40	31.35	15	6.0	285	41	-100	HRV
113	03.02.2002	07:11:43	38.62	31.21	15	6.5	269	37	-71	HRV
114	03.02.2002	09:26:49	38.23	30.56	15	5.8	236	45	-58	HRV
115	03.02.2002	11:40:04	38.52	31.22	15	5.3	76	43	-78	HRV
116	10.04.2003	00:40:21	38.05	26.86	15	5.7	155	70	-15	HRV
117	17.04.2003	22:34:29	37.92	26.75	15	5.2	156	50	-15	HRV
118	03.05.2003	11:22:44	36.78	31.54	137.5	5.5	358	36	143	HRV
119	23.07.2003	04:56:07	37.88	28.77	15	5.4	97	31	-111	HRV
120	26.07.2003	08:36:55	38.03	29.05	15	5.4	60	57	-147	HRV
121	03.08.2004	13:11:36	36.86	27.91	12	5.2	67	46	-117	HRV

3. MALZEME VE YÖNTEM

3.1. MOMENT TENSÖR TERS ÇÖZÜM YÖNTEMİ

Ters çözüm, parametre kestirimi demektir. Düz çözüm, parametre uzayından gözlem uzayına geçme işlemi, ters çözüm ise gözlem uzayından parametre uzayına geçmektir. Bu geçiş, sözkonusu iki küme arasında olayın özelliklerine göre tanımlanan bir fonksiyon yada fonksiyonel ilişki ile gerçekleştirilir (Utku, 1997).

Sismolojide ters çözümler, küresel (global), bölgesel (regional) ve yerel (local) olmak üzere üç kapsamda yapılır. Bu kapsamlardan biri esas alınarak yapılan moment tensör ters çözümü de gerek hesaplanma yaklaşımı, gerekse çözüm hedefi yönüyle 2 şekilde yapılır. Bunlardan birisi, odaksal moment tensör (CMT) ters çözümüdür (Dziewonski vd., 1981). Bununla moment tensörün 6 bağımsız bileşeni ile kaynak noktası koordinatları birlikte kestirilir. CMT ters çözümü, lineer bir En Küçük Kareler işlemidir. Diğeri ise doğrusal moment tensör çözümüdür. Bu çalışmada, bölgesel ve yerel moment tensör ters çözüm yöntemi kullanılacaktır. Bölgesel moment tensör (Regional Moment Tensor) ters çözümü için bölgesel uzaklıkta kaydedilmiş (100-1000 km) üç bileşenli genişbant (broadband) deprem istasyon kaydı gerekmektedir.

Moment Tensör ters çözüm yöntemini uygulamak için 3 bileşen genişbantlı kayıt olması gerektiğini vurgulamıştık. Üç bileşenli genişbantlı deprem istasyonları kullanılmaya başlanmadan önce kısa periyot adını verdiğimiz tek bileşenli istasyonlar kullanılmaktaydı. 1900'lü yıllarda sismolojide aletsel dönemin başlamasıyla sismik dalgalar ile deprem odağındaki hareketin mekanizması arasında bir ilişkinin olduğu ortaya konulmuş ve P dalgası ilk hareket yönlerinin belirlenmesi ile odak mekanizması çözümleri yapılmaya başlanmıştır.

Bu bölümde Moment tensör ters çözüm yöntemini anlatabilmek için öncelikle kaynağın tanımı yapılacaktır. Kaynağı simgeleyen kuvvet çiftlerinden bahsedildikten sonra

Sismik moment tensör, Tensör bileşenleri ve Moment tensör ters çözüm yöntemi ve aynı zamanda P dalgası ilk hareket yönünden odak mekanizması çözüm yöntemi anlatılacaktır. Moment tensör ters çözümü için Yılmaz (2003) tarafından geliştirilen ZsacWin programı kullanılmıştır.

3.1.1. Sismik kaynak

Sismikte çok çeşitli kaynak türleri ve bunlara ait kaynak tanımlamaları olmasına rağmen, bu tezde faylanmadan söz edilecektir. Bu ise bir fay yüzeyinin ve dolayısıyla bu yüzeyi oluşturan birim alanların yüzey boyunca yer değiştirmesiyle ortaya çıkan dinamik bir süreksizlik olarak kendini gösterir. Böylece, bir deprem kaynağından söz edildiği de açıktır. Deprem kaynağındaki hareketin tanımını en iyi ikili kuvvet çiftleri ile açıklayabiliriz. Deprem anında, fay izine paralel zıt yönlü iki kuvvet meydana gelir. Bu iki kuvvet, bir “kuvvet-çifti (couple) oluşturur (Knopoff ve Gilbert 1959).

O halde bir deprem kaynak tanımlanırken, öncelikle fiziğinin tanımlanması gerekir. Yani daha genel bir ifadeyle, kaynağı oluşturan bir “eşdeğer kuvvet” modeli saptanır. Bir fay düzlemi üzerinde ani bir yerdeğiştirmeyi karakterize eden eşdeğer kuvvetler, bir “ikili kuvvet-çifti (double-couple)” oluşturur. Bir ikili kuvvet-çifti eşdeğer kuvvet sistemi çoğu deprem için en uygun modeldir (Dziewonski vd., 1981).

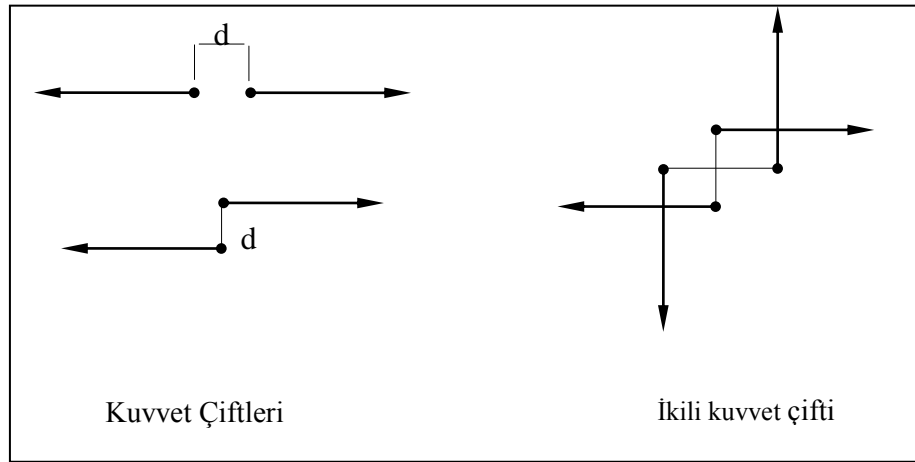
Kaynaktaki yer değiştirmeden bahsedecek olursak; Yer içindeki herhangi bir x_0 noktasına t_0 zamanında bir f birim kuvvetinin uygulandığını varsayalım. $f(x_0, t_0)$ kuvveti etkisindeki taneciklerin dt gibi bir zaman aralığında konum değiştirerek, \mathbf{x} gibi bir noktaya taşınması yer değiştirme olarak tanımlanabilir. Bu tanımlama matematiksel olarak aşağıdaki gibi yazılabilir (Shearer, 1999).

$$u_i(\mathbf{x}, t) = G_{ij}(\mathbf{x}, t; \mathbf{x}_0, t_0) f_j(\mathbf{x}_0, t_0) \quad (3.1)$$

Burada u yer değiştirme, \mathbf{G} ise Green fonksiyonlarıdır.

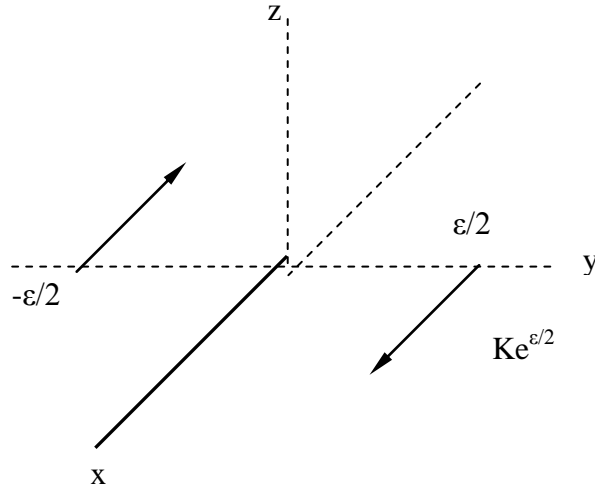
3.1.2. Kuvvet Çiftleri

Depremlerde odak mekanizmasının fiziği oldukça karmaşıktır. Bu nedenle deprem odağındaki yer değiştirme basit matematik modellerle gösterilmeye çalışılmıştır. Göz önüne aldığımız sismik kaynak, yaydığı dalganın dalga boyuna oranla küçük olduğu için nokta kaynak olarak düşünülebilir. En basit model bir noktaya etki eden bir kuvvettir. Böyle bir nokta için kaynaktan türetilen çeşitli kaynak modelleri vardır. Bu modellerden en çok ilgi görenleri tek kuvvet-çifti (Single-Couple) ve ikili kuvvet-çifti (Double-Couple) dir. Kuvvet çiftlerini bir noktaya zıt yönde etki eden F magnitudüne sahip kuvvet veya kuvvet yönlerine dik olarak d uzaklığında olan 2 kuvvet vektörü olduğunu varsayalım. Bu durumda eğer tamamlayıcı bir çift kuvvet daha olursa açısız momentum korunur ve bu duruma da ikili kuvvet çifti denir.



Şekil 3.1. Kuvvet Çiftlerinin Gösterimi (Jost ve Hermann 1989)

Tek kuvvet-çifti veya basit kuvvet çifti birbirine eşit fakat ters yönlü iki kuvvetten oluşur ve momenti sıfırdan farklıdır. Şekil 3.2’de görüldüğü gibi, birbirine eşit ve zıt yönlü $K e^{i\omega t/\varepsilon}$ şeklindeki iki periyodik kuvvetin x eksenini doğrultusunda ve y eksenini üzerindeki $\varepsilon/2$ ve $-\varepsilon/2$ noktalarına etkidiğini düşünelim.



Şekil 3.2. Tek kuvvet çifti (Tip-I kuvvet sistemi) (Jost ve Hermann 1989)

Küresel koordinatlarda yer değiştirmenin radyal bileşeni δ_{pr} ile θ ve φ yönündeki bileşenleri $\delta_{s\theta}$ ve $\delta_{s\varphi}$ aşağıdaki ifadelerle verilir.

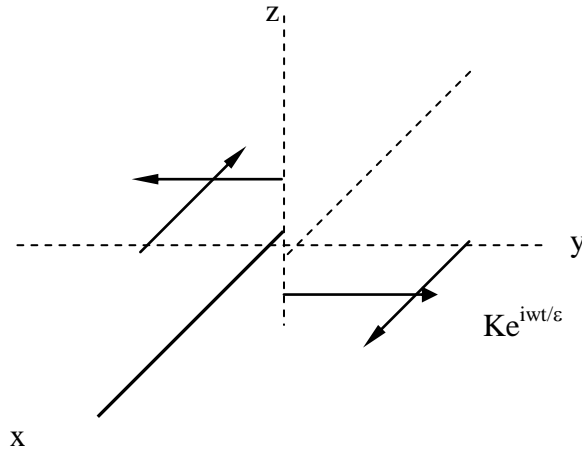
$$\begin{aligned}\delta_{pr} &= \frac{K}{4\pi\rho Vp^3} \frac{1}{r} \frac{\sin 2\theta \cos \varphi}{r} w e^{\frac{-iwr}{Vp} + i\frac{\pi}{2}} \\ \delta_{s\theta} &= \frac{K}{4\pi\rho Vp^3} \frac{1}{r} \frac{\cos^2 \theta \sin \varphi}{r} w e^{\frac{iwr}{Vs} + i\frac{\pi}{2}} \\ \delta_{s\varphi} &= -\frac{K}{4\pi\rho Vs^3} \frac{1}{r} \frac{\cos \theta \sin \varphi}{r} w e^{\frac{iwr}{Vs} + i\frac{\pi}{2}}\end{aligned}\quad (3.2)$$

Burada r , θ ve φ küresel koordinatlar, w açısal frekans, ρ yoğunluktur. δ_{pr} ; Vp hızı ile yayılan p dalgasının radyal bileşeni, $\delta_{s\theta}$ ve $\delta_{s\varphi}$; Vs hızı ile yayılan S dalgalarının θ ve φ yönündeki yer değiştirme bileşenleridir. P dalgasının θ ve φ yönündeki yer değiştirmesi sıfırdır.

İkili kuvvet çifti yukarıda tanımlanan basit bir kuvvet çiftinden türetilir. Deprem odağında Şekil 3.3'de görüldüğü gibi iki kuvvet çiftinin etkidiğini düşünelim. Bu iki kuvvet çifti birbirinin aynısıdır. Fakat birbirine karşı koyacak yönde etkidiğinden kuvvet

sisteminin momenti sıfırdır. Bu kuvvet sistemi Honda tip II kuvvet sistemi veya iki kuvvet çifti olarak bilinir. Odakta böyle bir kuvvet sisteminin etkimesi halinde odaktan uzakta meydana gelecek yer değiştirme bileşenlerinin küresel koordinatlardaki ifadeleri aşağıdaki gibidir.

$$\begin{aligned}\delta_{pr} &= \frac{k}{4\pi\rho} \frac{1}{Vp^3} \frac{\sin 2\theta \cos \varphi}{r} we^{\frac{-iwr}{Vp} + i\frac{\pi}{2}} \\ \delta_{s\theta} &= \frac{k}{4\pi\rho} \frac{1}{Vs^3} \frac{\cos 2\theta \sin \varphi}{r} we^{\frac{-iwr}{Vs} + i\frac{\pi}{2}} \\ \delta_{s\varphi} &= \frac{k}{4\pi\rho} \frac{1}{Vs^3} \frac{\cos \theta \sin \varphi}{r} we^{\frac{-iwr}{Vp} + i\frac{\pi}{2}}\end{aligned}\quad (3.3)$$



şekil 3.3. İki kuvvet çifti (Tip-II kuvvet sistemi) (Jost ve Hermann 1989)

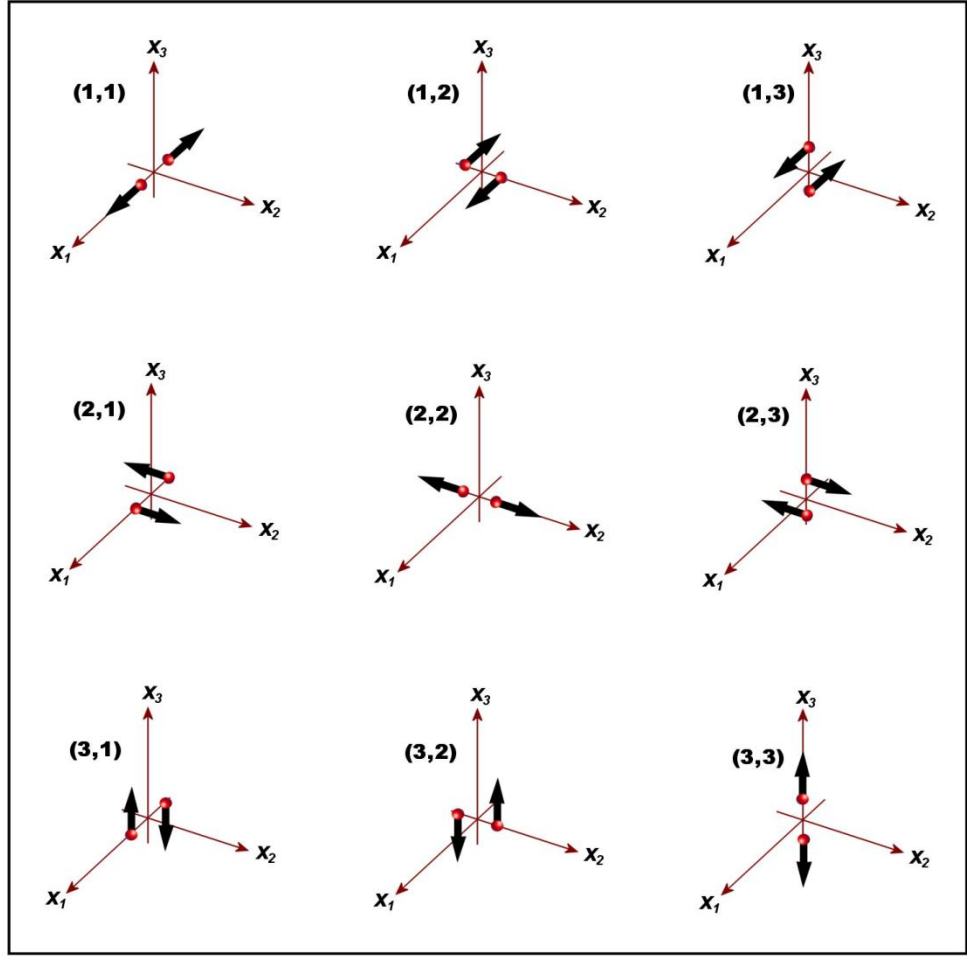
3.1.3. Sismik Moment Tensör ve Moment Tensör Bileşenleri

Deprem kırılma süreci ile ilgili kinematik çalışmaların çoğu bir fay üzerindeki kaymanın süreci ve boyutları, fay üzerinde kaymanın yayılma hızı ve kaymanın olduğu bölgenin sonuç boyutları gibi terimlerle bir kaynak modeli tanımlayarak başlar. Ardından tanımlanan bir hız modeli için Green fonksiyonları kullanılarak kuramsal yerdeğiştirmeler hesaplanır. Bu yaklaşımın amacı kaynağı tanımlayan parametrelerin yayılmış sismik dalgaların incelenmesi ile hesaplanacağı tipik bir ters çözüm problemidir. Bu hesaplama süreci zaman ortamında sentetik ve gözlenmiş sismogramlar arasında makul bir uyum sağlanana kadar kaynak parametrelerini düzenleme veya frekans ortamında spektrumlarının düşük frekans seviyesi, yüksek frekans azalımı ve köşe frekansı gibi özelliklerini kaynak özellikleriyle ilişkilendirilmesi şeklinde olabilir.

Deprem kaynağının kinematik gösterimlerinden en önemlilerinden biri de sismik moment tensördür. Sismik moment tensör ilk olarak Gilbert (1970) tarafından önerilmiştir. Deprem kaynağındaki hareket moment tensörün elemanları olan 9 kuvvet çiftiyle temsil edilir.

Kartezyen koordinat sisteminde M_{ij} kuvvet çifti tanımlarsak bu koordinat sisteminde i^{th} zıt kuvvet çiftlerini j ayrı tanımlanır ve moment tensör 9 farklı kuvvet çifti ile tanımlanır.

$$M = \begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{bmatrix} \quad \begin{array}{l} \downarrow \text{Kuvvet yönü} \\ \text{Ayrım yönü} \end{array} \quad (3.4)$$



Şekil.3.4. Sismik moment tensörünü oluşturan dokuz olası kuvvet çifti (Lay ve Wallece 1995, Jost ve Hermann 1989)

M_{ij} 'nin magnitudü f_d dir ve d sıfıra giderken sabit olduğu farz edilir. Açısal momentum korunduğu için (3.4) nolu matris simetrik olmak zorundadır ve böylece M 'nin 6 tane bağımsız bileşeni vardır. Bu içeriden üretilen kuvvetlerin sunumudur ki bu kuvvetler bir noktaya etki edebilir ve bu kuvvetler uzak sismik dalgaların modellenmesine iyi bir yaklaşımdır. Bu sismik dalga kaynakları da sismik dalga boyuna göre küçüktür. Faydan yayılan sismik enerji ikili kuvvet çifti şeklinde temsil edilebilir. Örneğin; düşey, sağ yanal, doğrultu atımlı (strike slip) ve x_1 yönünde yönelmiş olan fay aşağıdaki momentuma karşılık gelir.

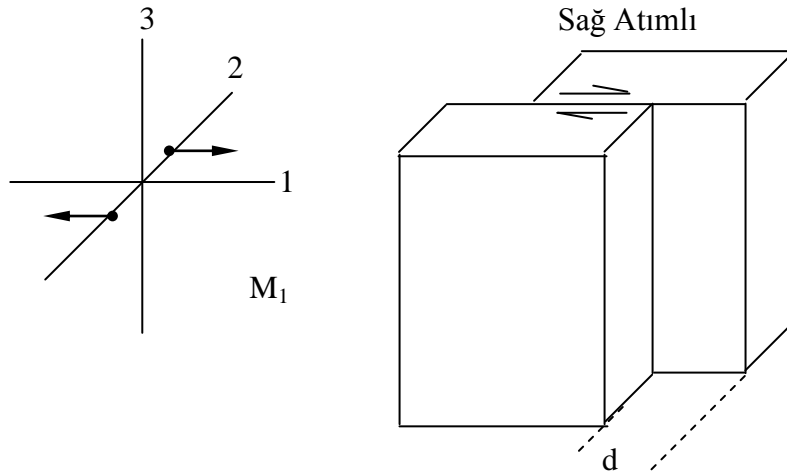
$$M = \begin{bmatrix} 0 & M_0 & 0 \\ M_0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \quad (3.5)$$

M_0 skalar sismik momenttir.

$$M_0 = \mu DA \quad (3.6)$$

μ = kayma modülü, D ; Fayın yerdeğiştirmesi, A ; fay alanı

$M_{ij} = M_{ji}$ dir. Çünkü ikili kuvvet çiftine karşılık gelen iki fay düzlemi vardır. Gerçek fay düzlemi birinci fay düzlemi diğeri ise yardımcı fay düzlemi olarak adlandırılır.



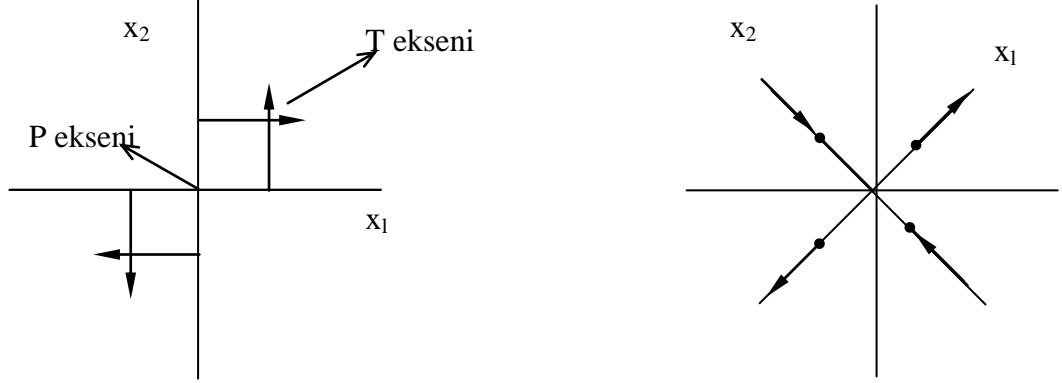
Şekil 3.5. Sağ atımlı fayın kuvvet çifti gösterimi (Jost ve Hermann 1989)

Sismik moment tensör simetrik olduğu için hem sağ yanal hemde sol yanal fayların her ikisi de aynı moment tensör görüntüsüne sahiptir.

Sismik moment tensör simetrik olduğu için öz değer ve öz vektörlerini hesaplayarak ve yeni bir koordinat sistemine döndürerek diagonal hale getirilebilir. Örneğin 3.5 bağıntısındaki matris asal eksene sahiptir. Bu asal eksen x_1 ve x_2 eksenleri ile 45° açı yapar, bu eksenin döndürülmesiyle moment tensör 3.7'da belirtilen matrise dönüşür.

$$M = \begin{bmatrix} M_0 & 0 & 0 \\ 0 & -M_0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \quad (3.7)$$

X_1 koordinat sistemi gerilme eksenleri olarak adlandırılır. x_2 koordinat sistemi basınç eksenleri olarak adlandırılır ve bunlar eğer fay düzlemi maksimum kayma düzlemine karşılık gelirse maksimum sıkıştırma ve gerilme yönlerini verir.



Şekil 3.6. P ve T eksenlerinin gösterimi (Jost ve Hermann, 1989 değiştirilerek)

Solda gösterilen kuvvet çiftleri moment tensörün diagonal olmayan elemanlarıyla temsil edilir. Bunlar M_{12} ve M_{21} ' dir. Eğer koordinat sistemi P ve T eksenleriyle aynı yöne gelecek şekilde döndürülürse moment tensör diagonaldir ve bunlar zıt terimler olan M_{12} ve M_{21} ' dir.

Moment tensörün izi, yani köşegenindeki elemanların toplamı hacimsel değişimin bir ölçüsüdür. Eğer matrisin izi 0'dan farklı ise kaynak patlatma bileşenini de içerir.

Moment tensör birim normal vektör (n), birim kayma vektörü(d) ve skalar moment M_0 ile yazılabilir.

$$M_{ij} = M_0 (n_j d_i + n_i d_j)$$

$$M = M_0 \begin{bmatrix} 2n_x d_x & n_x d_y + n_y d_x & n_x d_z + n_z d_x \\ n_y d_x + n_x d_y & 2n_y d_y & n_y d_z + n_z d_y \\ n_z d_x + n_x d_z & n_z d_y + n_y d_z & 2n_z d_z \end{bmatrix} \quad (3.8)$$

Normal vektör;

$$n = \begin{bmatrix} -\sin \delta \sin \phi \\ -\sin \delta \cos \phi \\ \cos \delta \end{bmatrix} \quad \begin{array}{l} \phi = \text{doğrultu} \\ \delta = \text{dalım} \\ \lambda = \text{atım} \end{array} \quad (3.9)$$

Kayma vektörü;

$$d = \begin{bmatrix} \cos \lambda \cos \phi + \sin \lambda \cos \delta \sin \phi \\ \cos \lambda \sin \phi + \sin \lambda \cos \delta \sin \phi \\ \sin \lambda \sin \delta \end{bmatrix} \quad (3.10)$$

Buna göre coğrafik koordinatlara bağlı moment tensor bileşenleri aşağıdaki gibi tanımlanır.

$$\begin{aligned} M_{11} &= -M_0 (\sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi + \sin 2\delta \sin \lambda \sin^2 \phi) \\ M_{22} &= M_0 (\sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi - \sin 2\delta \sin \lambda \cos^2 \phi) \\ M_{33} &= M_0 (\sin 2\delta \cos \lambda) = -(M_{11} + M_{22}) \\ M_{12} &= M_0 \left(\sin \delta \cos \lambda \cos 2\phi + \frac{1}{2} \sin 2\delta \sin \lambda \sin 2\phi \right) \\ M_{13} &= -M_0 (\cos \delta \cos \lambda \sin \phi + \cos 2\delta \sin \lambda \sin \phi) \\ M_{23} &= -M_0 (\cos \delta \cos \lambda \sin \phi - \sin 2\delta \sin \lambda \cos \phi) \end{aligned} \quad (3.11)$$

3.11 eşitliklerinde verilen bileşenlerden ilk beş tanesi P, SV veya SH yer değiştirmelerini tanımlarken, altıncı bileşen kaynaktan her yönde eşit enerji yayılışını örneğin patlatma türü bir kaynağı tanımlar. Yapay kaynaklar dışında, deprem dalgaları için moment tensor ilk beş bileşenin toplamı ile verilir.

$$M = \sum_{i=1}^5 m_i \quad (3.12)$$

Deprem sonrası yer değiştirme (U) ise, G_{nij} her bir moment tensor bileşenine karşılık gelen Green fonksiyonları olmak üzere herhangi bir t anındaki yer değiştirme izleyen eşitlikle tanımlanabilir,

$$U_n(x,t) = M_{ij}(z,t) \cdot G_{ni,j}(x,z,t) \quad (3.13)$$

Burada,

- U_n : n inci istasyonda gözlenen yer değiştirmenin genliği,
 $G_{ni,j}$: n inci istasyon için kuvvet çiftine ilişkin Green fonksiyonları,
 M_{ij} : kuvvet çiftinin şiddetini tanımlayan skalar sismik moment,
 x : kaynak ile istasyon arası uzaklık,
 z : kaynak derinliği ve
 ij : coğrafik koordinatlardır.

Verilen eşitlikte U (yerdeğiştirme) ölçülen veriye, G ise varsayılan kabuk yapısını tanımlayan yapay veriye karşılık gelir. Dolayısı ile bu ikisi arasında en iyi uyumu sağlayan moment tensör bileşenlerini belirlemek yöntemin özünü oluşturur. Uygulanan yöntemde gerçek veri ile yapay veri arasındaki en iyi uyumun, varyans düşümünün en yüksek olduğu değerde gerçekteşiği kabul edilmiştir. $data_i$ gerçek veri $synth_i$ yapay veri olmak üzere varyans düşümü verilen eşitlikle tanımlanır.

$$VR = \left[1 - \frac{\sum_i \sqrt{(data_i - synth_i)^2}}{\sqrt{data_i^2}} \right] * 100, \quad (3.14)$$

3.1.4. Green Fonksiyonları

Green fonksiyonları belli bir kaynaktan çıkan sismik dalğanın herhangi bir uzaklıktaki alıcıya gidişi sırasındaki yayılımının matematiksel bir ifadesidir. Fizik olarak da kaynak ile alıcı arasındaki ortamın impuls tepkisidir. Yani, yer modelindeki dalga yayılımını karakterize eder, dolayısıyla bir yerdeğiştirme alanıdır. Kaynağın zaman içerisindeki davranışı Green fonksiyonları ile temsil edilir ve Green fonksiyonlarının hesaplanmasında kullanılan kabuk modeline doğrudan bağlıdır.

Green fonksiyonun hesaplanmasında çeşitli yaklaşımlar kullanılmaktadır (Wang ve Hermann 1980; Hermann ve Wang 1985). Bu yaklaşımların çoğu, tabakalı modelin çözümü olan Thomson –Haskell matris yöntemine dayanır.

Bu çalışmada, sentetik sismogram üretilirken Laplace transformu ve Fourier transform tekniği kullanılmıştır.

Momet tensör ters çözümünde (MTI) kullanılacak olan yapay sismogramların elde edilmesinde frekans ortamında green fonksiyonlarını hesaplayan FKPROG (Saika, 1994) yazılımı kullanılmıştır. ZSacWin programı ile yapılan MTI zaman ortamında yapıldığı için, frekans ortamında hesaplanan değerler, Fourier dönüşümünü kullanan bir ara program yardımıyla zaman ortamına aktarılmıştır (Yılmazer, 2003). Farklı kabuk modelleri için farklı sentetik sismogramlar çalışma kapsamında oluşturulmuştur. İlk olarak Tablo 3.1’ de verilen Kalafat ve diğ., (1987) tarafından bulunan kabuk modeli kullanılarak 4 km derinlikten, 98 km derinliğe kadar 2 km artırımlarla; 10 km uzaklıktan, 1485 km uzaklığa kadar tüm Green fonksiyonları hesaplanmıştır. İkinci olarak Kalyoncuoğlu ve Özer (2003) tarafından ISP istasyonu için bulunan kabuk modeli ve alıcı fonksiyonlarından elde edilen Tablo 4.9’ da verilen model kullanılarak 2 km derinlikten 40 km derinliğe kadar 2 km artırımlarla, 10 km uzaklıktan 600 km uzaklığa 5 km artırımlarla Green fonksiyonları hesaplanmıştır.

FKPROG programı, verilen bir kabuk yapısı için, genlikler doğrudan yer değiştirmeyi tanımlamak üzere, belli uzaklıklar için Green fonksiyonlarının 8 ayrı alt bileşenini hesaplar. Bunlardan iki tanesi teğetsel (transverse), üç tanesi ışımsal (radyal) ve diğer üç tanesi de düşey (vertical) bileşeni tanımlar. Hesaplanan bileşenlerin birbirleri ile ilişkileri 3.15 ve 3.16 eşitliklerinde verilmiştir (Jost ve Hermann 1989). 12 km derinlik için 50 km ve 350 km olmak üzere iki uzaklık için üretilen Green fonksiyonları Şekil.3.5’de verilmiştir.

$$G_t(x,z,t) = TSS A_4 + TDS A_5 \quad (3.15)$$

$$G_r(x,z,t) = RSS A_1 + RDS A_2 + RDD A_3$$

$$G_z(x,z,t) = ZSS A_1 + ZDS A_2 + ZDD A_3$$

Burada, G_z , G_r ve G_t sırası ile Green fonksiyonların düşey, ışımsal ve teğetsel bileşenlerini tanımlar. A_i katsayıları 3.16 bağıntılarında tanımlanmıştır. Eşitliğin sağ tarafında yer alan diğer terimler her bileşen için olası fay türlerini tanımlar.

$$A_1 = 0.5 (M_{zz} - M_{yy}) \cos(2a) + M_{xy} \sin(2a)$$

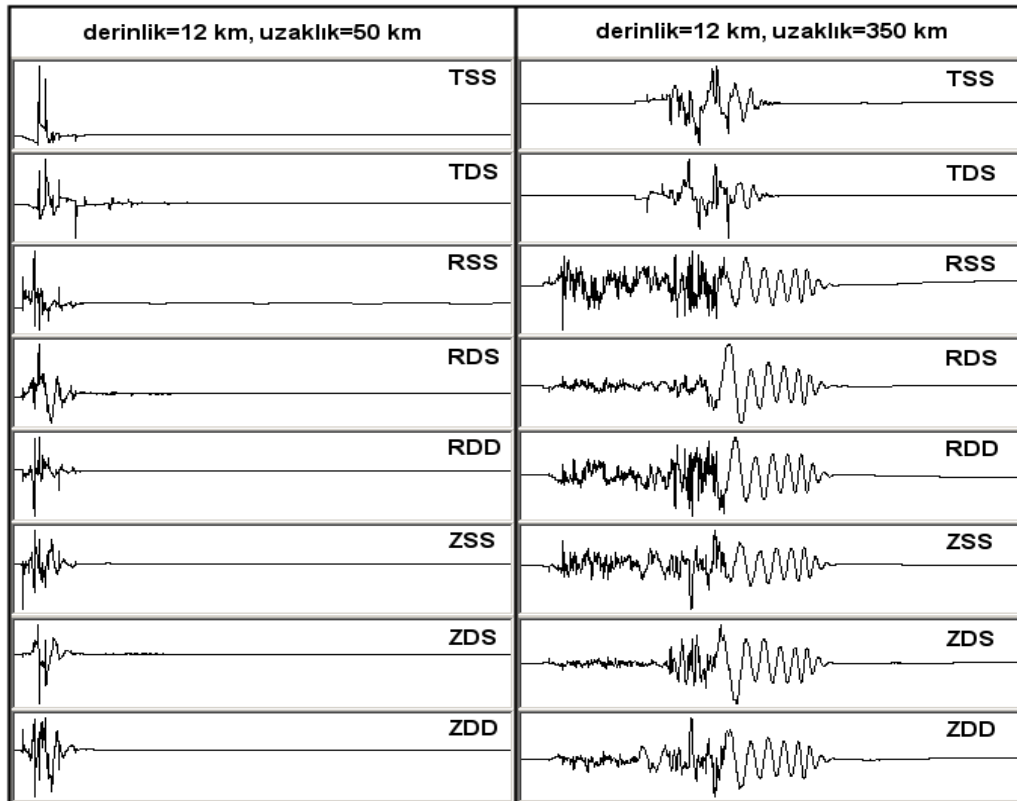
$$A_2 = M_{xz} \cos(a) + M_{yz} \sin(a)$$

$$A_3 = -0.5 (M_{xx} + M_{yy}) \quad (3.16)$$

$$A_4 = 0.5 (M_{xx} - M_{yy}) \sin(2a) - M_{xy} \cos(2a)$$

$$A_5 = -M_{yz} \cos(a) + M_{xz} \sin(a)$$

Burada a kaynak alıcı arası azimutu tanımlar. Düşey bileşen için ZSS: Doğrultu atımlı düşey fay, ZDS: Düşey atımlı fay, ZDD: 45° eğim atımlı fay. Işınsal bileşen için RSS: Doğrultu atımlı düşey fay, RDS: Düşey atımlı fay, RDD: 45° eğim atımlı fay. Teğet bileşen için TSS: Doğrultu atımlı düşey fay, TDS: Düşey atımlı fay.



Şekil 3.7. 12 km derinlikteki kaynak için 50 km ve 350 km uzaklıklarda hesaplanan Green fonksiyonları. ($dt=0.1$ sn, toplam süre 202.4 sn)

3.1.5. ZsacWin Programının Algoritması

Kullanılan yazılım çözüm işlemlerini genel olarak: (a) üç bileşen hız verilerinin yer değiştirmeye dönüştürülmesi, (b) verilen kabuk modeli için yapay sismogramların üretilmesi ve (c) yapay veriyi gerçek veriye yakınsatacak en iyi kaynak biçimini belirlenmesi olmak üzere üç ana aşamada gerçekleştirir (Yılmazer, 2003). Üçüncü aşamada gerçekleştirilen işlemlere ilişkin bir akış Şekil 3.8’de verilmiştir.

Sonuçların iyileştirilmesi amacı ile ilksel derinlik ve koordinatlar belirli aralıklarla değiştirilerek varyans düşümünün en yüksek olduğu derinlik ve koordinatlar yinelemeli olarak hesaplanır. Bu uygulamada derinlik artışları 2 km, koordinat artışları ise 2.5 km olarak seçilmiş ve ilksel derinlik ve koordinat bilgilerinin $9 \times 9 \times 9 = 729$ düğüm noktası içeren bir kübün merkezinde yer aldığı varsayılarak işlemler yapılmıştır. 729 ayrı düğüm noktası için hesaplanan kaynak parametrelerinin içinden, varyans düşümü en yüksek olan düğüm noktası, depremin gerçek odağı olarak varsayılmıştır (Altuncu vd., 2007).

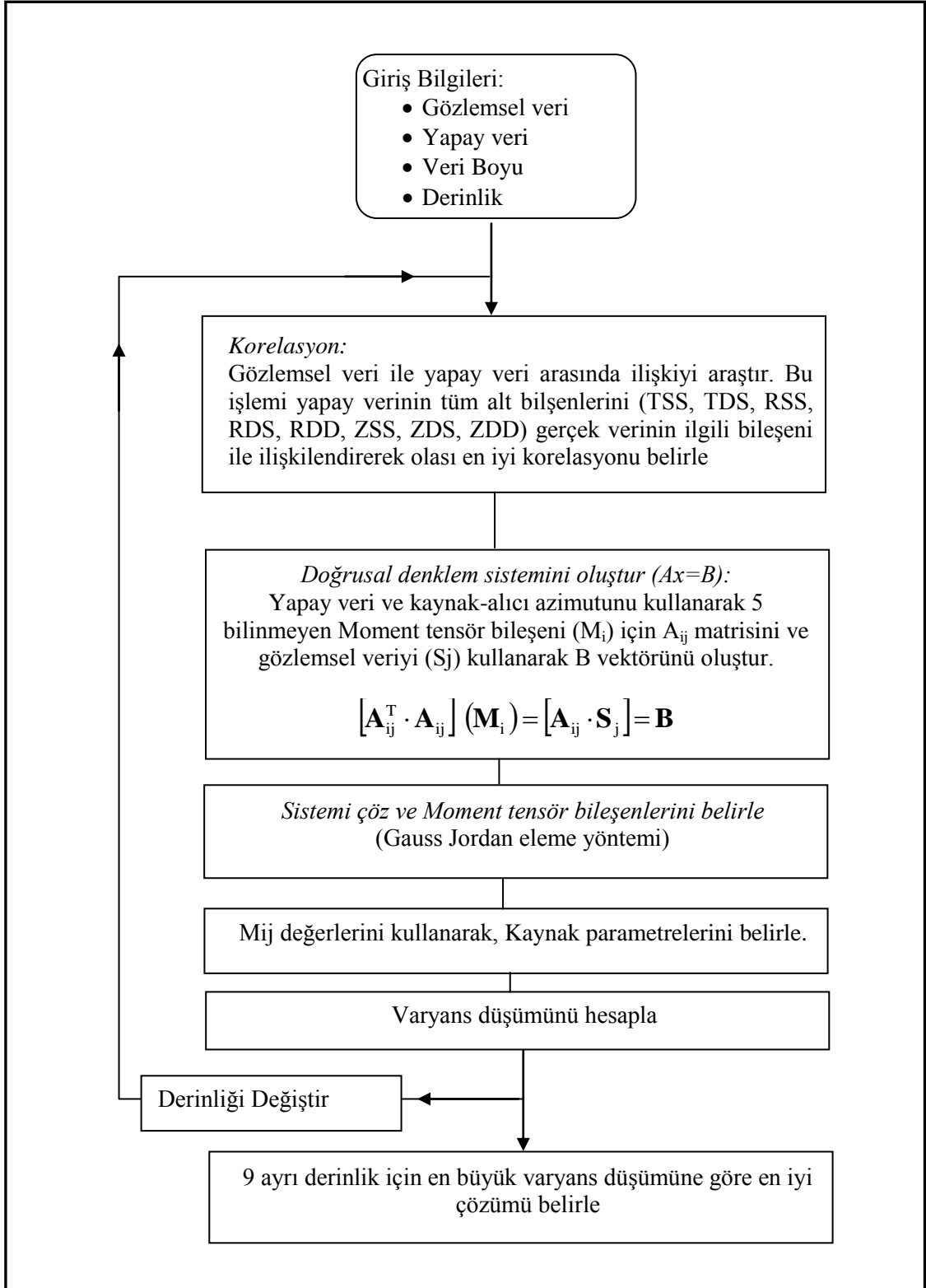
Çözüme girecek verilerin 3 bileşenli geniş bantlı kayıtçılarla kaydedilmiş olması gerekmektedir. İkinci koşul ise, gözlemsel veri ile yapay verilerin aynı örnekleme aralığında ve aynı birimde olmasıdır. Yapay veriler kullanıcı tarafından üretildiği için gerek örnekleme aralığı gerekse birimi denetim altındadır. Ancak gözlemsel veriler, gerek kullanılan kayıt sistemleri gerekse iletişim koşullarından kaynaklanan farklılıklar gösterirler (Yılmazer 2003).

Çalışmada, yapay sismogramlar yer değiştirmenin fonksiyonu olarak üretilmişlerdir ve genlikler cm olarak tanımlanmıştır. Ayrıca yapay veri teğet, ışımsal ve düşey bileşenlerden oluşurken gözlemsel veriler doğu-batı (EW), kuzey-güney (NS) ve düşey (Z) bileşenlerden oluşur. Çözüme girecek veriye program tarafından uygulanan işlemleri şu şekilde sıralayabiliriz (Yılmazer, 2003).

- Veri depremin oluş zamanından başlayacak şekilde kesilir.
- Alet sabitleri ve pole-zero değerleri kullanılarak alet etkisi giderilir ve veri 100 ile çarpılarak birimler cm'ye dönüştürülür (SAC manual, Scherbaum 2001).
- Yatay bileşenler (NS ve EW) döndürülerek, ışımsal ve teğet bileşenler elde edilir.
- Verinin integrali alınarak, hız kayıtları yerdeğiştirmeye dönüştürülür.
- Gerek gözlemsel gerekse yapay veri uygun bir aralıkta süzülerek yüksek frekanslar atılır.

Depremin olası büyüklüğüne (M) bağlı olarak yüksek frekansları atmak üzere izleyen frekans aralıkları önerilmiştir (Dreger ve Langston, 1995).

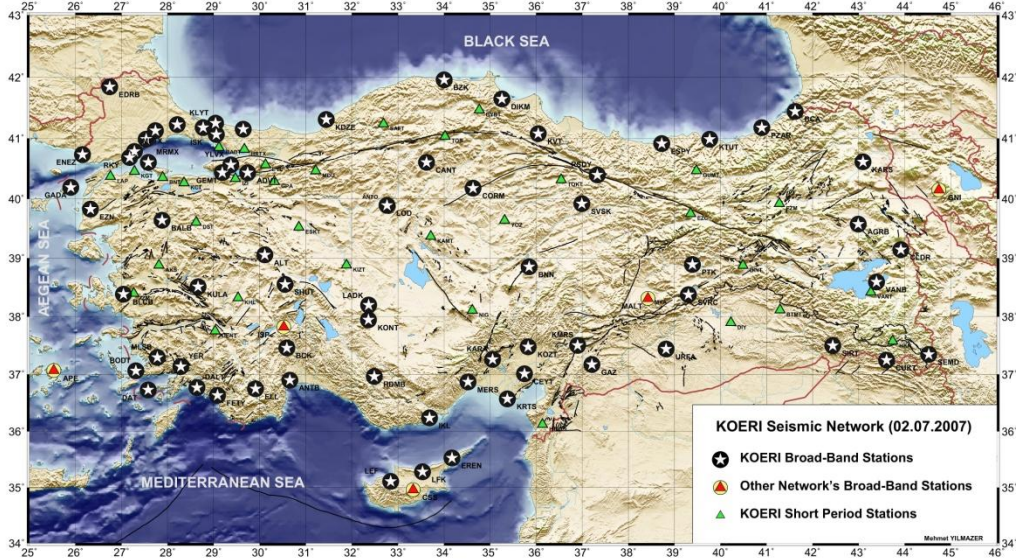
Büyüklik Aralığı (M)	Frekans Aralığı (f)
$3.5 \leq M < 4.0$	0.02-0.10 Hz (10-50 s)
$4.0 \leq M < 5.0$	0.02-0.05 Hz (20-50 s)
$M > 7.5$	0.01-0.05 Hz (20-100)



Şekil.3.8. ZsacWin programının algoritması (Yılmaz, 2003)

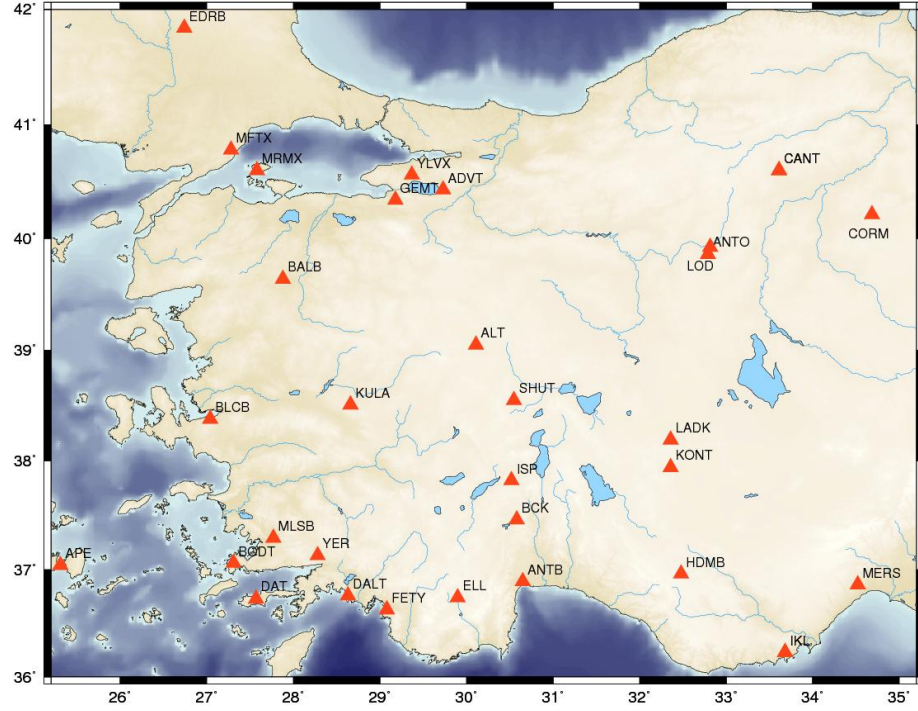
3.1.6. Moment Tensör Ters Çözümü için Kullanılan Veriler ve Özellikleri

Moment tensör ters çözüm yönteminde kullanılacak olan depremlerin 3 bileşenli genişbantlı sismometreler tarafından kaydedilmesi gerekmektedir. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) –UDİM mevcut deprem istasyon sayısını arttırarak Türkiye’de meydana gelen depremlerin hem episantr, hem de kaynak parametrelerinin çözüm sonuçlarını araştırmacıların ve toplumun kullanımına açmıştır (<http://barbar.koeri.boun.edu.tr/sismo/zKDRS>). Türkiye genelindeki istasyon dağılımı Şekil 3.7’de verilmektedir.



Şekil 3.9. B.Ü Kandilli Rasathanesi ve DAE, Ulusal Deprem İzleme Merkezi (UDİM) tarafından işletilen deprem istasyonlarının dağılımı (Altuncu ve diğ., 2007)

Bu çalışmada kullanılan istasyonların dağılımı Şekil 3.8’de verilmektedir. Çözümlerde kullanılan 28 istasyondan 25’i B.Ü Kandilli Rasathanesi ve Ulusal Deprem İzleme Merkezine, ISP (Isparta), APE (Apeiranthos of Naxos) GeoForschungs Potsdam Zentrum (Geofon) merkezine, ANTO (Ankara) istasyonu IRIS’e (Incorporated Research Institutes in Seismology) aittir. Ek-B’de MTI çözümünde kullanılan istasyonlara ait alet bilgileri ve pole-zero değerleri bulunmaktadır. Verilerden alet etkisinin giderilmesi için her bir sismometreye ait pole ve zero değerlerinin bilinmesi gerekmektedir. Sismometre tipine göre bu parametreler değişmektedir.



Şekil 3.10. Moment Tensör ters çözüm yönteminde kullanılan 3 bileşen genişbantlı deprem istasyonlarının haritası

Kullanılan 28 istasyondan 9'u 30 sn, 15 adeti 120 sn, 2 tanesi 360 sn periyoda sahiptir. Çalışmada 2007 Eğirdir deprem etkinliği ve Kaş ve civarındaki deprem etkinliğinin SAC formatında sayısal verileri elde edilip bölüm 3.1.4'de belirtilen işlemler uygulanmıştır. Daha sonra moment tensör ters çözüm yöntemi uygulanarak mekanizma çözümü yapılmıştır. Ters çözüm işlemi yapılırken kullanılan kabuk yapısı Kalafat vd., (1987) tarafından bulunan ve halen Ulusal Deprem İzleme Merkezinde kullanılan kabuk yapısıdır ve Tablo 3.1'de verilmektedir. MTI çözümü yapılan depremlerin listesi Tablo 3.2'de verilmektedir.

Tablo 3.1. Kalafat ve diğ., (1987) tarafından Batı Anadolu için bulunan kabuk yapısı

Tabaka	Kalınlık	V_p	V_s
1	5.4	4.3-4.6	2.5-2.7
2	26.2	5.5-6.1	3.1-3.5
3	57.6	7.6-8.0	4.3-4.6

Tablo 3.2. Moment Tensör ters çözümü uygulanan depremlerin listesi. Depremlerin lokasyon bilgileri, büyüklük (M) değerleri ve diğer parametreler Kandilli Rasathanesi Ulusal Deprem İzleme Merkezi'nden alınmıştır

No	Oluş Tarihi	Oluş Zamanı (GMT)	Enlem	Boylam	M _L	H(km)
1	23.01.2005	22:36:05	35.79	29.58	5.8	22
2	30.01.2005	16:23:47	35.71	29.55	5.3	41
3	16.05.2005	04:26:55	35.87	29.62	4.3	45
4	16.05.2005	14:24:10	35.82	29.59	4.3	32
5	28.06.2006	17:08:13	35.79	28.38	3.6	35
6	06.02.2007	01:58:12	35.76	29.76	5.0	5
7	07.02.2007	05:25:14	36.55	29.94	4.0	52
8	30.03.2007	16:56:53	38.01	30.92	4.8	6
9	30.03.2007	17:29:50	37.98	30.94	3.7	8
10	30.03.2007	19:23:55	37.99	30.91	4.7	5
11	30.03.2007	20:10:42	37.98	30.92	3.9	5
12	30.03.2007	20:49:25	37.98	30.96	3.8	8
13	30.03.2007	23:43:36	38.01	30.92	3.8	5
14	31.03.2007	01:21:03	38.01	30.91	4.2	9
15	01.04.2007	07:38:37	38.01	30.92	3.7	8
16	10.04.2007	21:34:56	38.03	30.98	3.6	9
17	10.04.2007	21:39:18	38.01	30.95	4.7	7
18	10.04.2007	21:51:18	38.03	30.98	3.7	10
19	10.04.2007	22:00:34	38.01	30.94	4.9	5
20	11.04.2007	08:59:14	38.04	30.96	3.9	19
21	11.04.2007	09:57:59	38.05	30.92	4.2	6
22	11.04.2007	10:06:38	38.04	30.93	4.3	5
23	22.04.2007	12:52:02	35.59	29.93	4.0	40
24	23.07.2007	10:00:04	37.18	30.45	3.3	7
25	24.07.2007	00:25:03	35.74	32.18	3.7	22
26	25.07.2007	19:40:00	37.19	30.50	3.4	9
27	03.11.2007	00:57:19	36.26	31.09	3.7	50
28	03.11.2007	03:43:06	36.81	31.11	4.2	87
29	14.07.2008	10:32:06	37.97	30.92	3.9	5

3.1.7. P Dalgası İlk Hareket Yönünden Mekanizma Çözüm Yöntemi

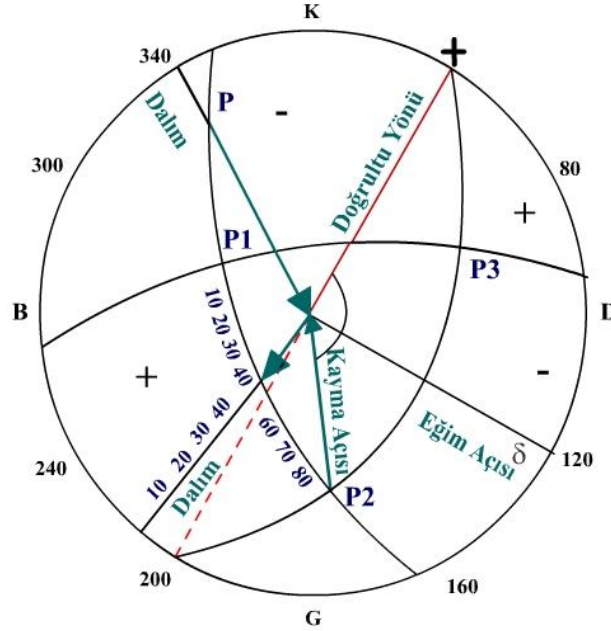
Deprem mekanizması ile sismik dalgaların dinamik özellikleri (dalga şekli ve amplitüdü) arasındaki ilişkinin aranması hemen hemen aletsel sismolojinin ilk yıllarında başlar. 1909 yılında Japon sismologlar boyuna dalgaların ilk hareket yönlerinin çeşitli istasyonlardaki dağılımını inceleyerek sıkışma bölgelerini açılma bölgelerinden ayıran düğüm düzlemlerini ayırt etmeye çalışmışlardır (Nakano 1923). Bu ilk çalışmalarda, odağı derin olmayan depremler ve yeryüzünün düzlem olarak kabul edilebileceği yakın mesafeler için doğru olan bir metod uygulanmaktaydı . Buna göre bir dış merkez civarında dağılan sıkışma ve açılma bölgeleri birbirine dik iki doğru ile ayrılabilirler. Bu doğrulardan biri fay düzleminin yeryüzü ile arakesitidir. Bu yönü ile de problem çift çözümlü olmaktadır. Fakat buna rağmen jeolojik gözlemler ve tektonik bilgiler ile bu çelişkiyi ortadan kaldırmak mümkün olmaktadır.

Odağı derin olan depremlerde düğüm düzlemlerinin sığ odaklılar gibi basit olmayıp, bunların yeryüzü ile arakesitlerinin elips veya hiperboller şeklinde oluşu Byerly (1938) tarafından, sismik ışınların yer içindeki yörüngelerinin birer doğru değil eğri yayları şeklinde oluşu ile açıklanmıştır. Bu açıklama deprem odak mekanizması çözümlerinin olumlu bir döneme girmesini sağlamıştır. Bu görüş derin odaklı depremler kadar, sığ odaklı depremlerin de mekanizmasını açıklayabilmektedir. Byerly bu çalışması ile sismik cisim dalgalarının yer içindeki hızlarının derinlikle artmasından ileri gelen bu yörünge eğriliğini dikkate alıp, uygun bir izdüşüm sistemi kullanılarak düğüm düzlemlerinin birer daire ile gösterilebileceğini söylemiştir. Bu, günümüze kadar uygulanan ve Byerly Metodu adı verilen fay düzlemi belirleme metodunun esasını teşkil etmektedir. Bir kısım araştırmacılar düğüm düzlemlerinin çizilmesinde merkezi projeksiyon, diğer bir kısmı ise Wulff veya Schmidt projeksiyonunu kullanmışlardır.

P dalgalarının ilk hareket yönlerinin odak küresi ya da uygun bir izdüşüm sistemi kullanılarak bir düzlem üzerine işaretlenmesi ile elde edilen dağılımda sıkışma ve açılma bölgelerini ayıran düğüm düzlemleri çizilerek bir “odak mekanizması diyagramı” elde edilebilir (Şekil 3.12). Bu diyagram odaktaki mekanizmayı açıklayan çeşitli parametrelerin elde edilmesinde kullanılır.

Verilen bir projeksiyonda düğüm düzlemlerinin çizilmesi ile doğrultu ve eğimleri belirli iki düzlem tanımlanmış olur. Bu düzlemlerden biri yardımcı düzlem, diğeri fay düzlemdir. Bu düzlemler doğrultuları (strike), eğimi (dip) ve kayma açısı (rake) ile tanımlanabilirler (Şekil 3.11). Düzlemlerin doğrultuları kuzeyden itibaren saat yönünde ölçülen azimutları ile verilirler. Düzlemin eğimi, yatay düzlemlerle yaptığı açıdır, kayma açısı, doğrultu ile fay düzlemi arasındaki açıdır. Böylece Şekil 3.11’de fay veya yardımcı düzlem olabilecek düğüm düzlemlerinin parametreleri;

- doğrultusu ($0^{\circ} \leq \varphi < 360^{\circ}$)
- eğim açısı ($0^{\circ} < \delta < 90^{\circ}$)
- kayma açısı ($-180^{\circ} \leq \lambda \leq 180^{\circ}$) olarak sıralayabiliriz.

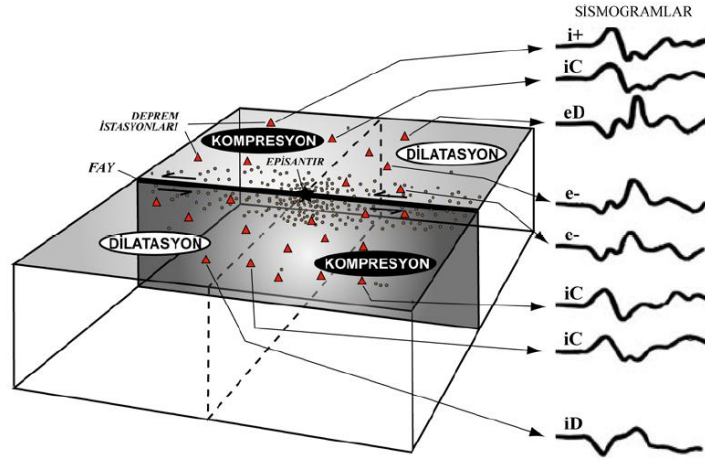


Şekil 3.11. Fay düzlemi parametreleri şematik gösterimi (Polat,2005)

Yapılan işlemleri kısaca özetleyecek olursak; öncelikle sinyal/gürültü oranı iyi olan düşey bileşen sismogramlardan P dalgası ilk hareket yönü okunur. İlk hareket yukarı (up, sıkışma), aşağı (down, açılma) olarak okumalar yapılır (Şekil 3.12). İstasyonun episentr uzaklığı (Δ), Azimut (φ) derece cinsinden hesaplanır. Deprem odağından çıkan ışının odağı terk ediş açısı (i_h) (3.17) hesaplanır.

$$\sin i_h = \frac{r}{r-h} \cdot V_h \cdot \frac{dt}{d\Delta} \quad (3.17)$$

r ; yerküre çapı, h ; odak derinliği (km), V_h ; h km derinlikteki hız, $dt/d\Delta$; Δ için düzeltme faktörü. Δ değeri için düzeltme faktörü tablosu Gutenberg'in (1959) makalesinde bulunabilir.



Şekil 3.12. Sismogramlardan yukarı-aşağı okumalarının gösterimi (Polat, 2005)

Merkezi projeksiyon, Wulff veya Schmidt projeksiyonlarından herhangi biri kullanılarak fay düzlemi çözümü yapılabilir. Yöntemin gereği olarak projeksiyon dairesinin merkezi, depremin de episantrı olarak kabul edilir. Episantrdan itibaren bir deprem kayıt istasyonunun episantra göre azimutu yani projeksiyon dairesi üzerindeki yeri açı cinsinden belirlenir. Belirlenen bu azimut (doğrultu) üzerinde istasyona ilişkin, sismik ışının odağı terk etme açısı işaretlenir. Bulunan bu nokta yeryüzündeki deprem kayıt istasyonunun, birim odak küresi üzerindeki izdüşümüdür. Bu noktaya o istasyonda gözlenen P dalgasının ilk hareket yönü, sıkışma veya açılma olarak işaretlenir. Böylece bir istasyonunun birim odak küresi üzerindeki yeri ve o noktadaki ilk hareket belirlenmiş olur. Bu işlem, tüm ilk hareket yönleri veren istasyonlar için tekrarlanır. Elde edilen diyagram üzerinde sıkışma ve açılma bölgeleri projeksiyon dairesinin en büyük meridyenlerinin bir tanesinin yardımı ile ikiye ayrılır. Bu düzlem, düğüm düzlemlerinden bir tanesidir. Düğüm düzlemleri, sıkışmaları ve açılmaları birbirinden ayırır ve birbirlerine diktir. Düzlemlerden birisi fay düzlemi, diğeri yardımcı düzlem olarak adlandırılır.

3.1.8. P dalgası İlk Hareket yönünden Mekanizma Çözümü için Kullanılan Veriler

P dalgalarının ilk hareket yönlerini kullanarak odak mekanizması çözümleri ilk olarak 1909 yılında Japon bilim adamları tarafından gerçekleştirilmiştir. Daha sonra birçok sismoloji merkezi tarafından benimsenen yöntem P dalgasının ilk hareket yönünü sıkışma ve açılma olarak vermektedir. Bu çalışmada P dalgalarının ilk hareket yönlerinin çoğunluğu ISC (International Seismological Center) bültenlerinden elde edilmiştir. Eğirdir deprem etkinliği için ilk hareket yönü bilgisi B.Ü Kandilli Rasathanesi ve DAE, Ulusal Deprem İzleme Merkezi (UDİM) tarafından kaydedilen sismogramlardan doğrudan bakılarak bulunmuştur. Tablo 3.3’de 2007 Eğirdir deprem etkinliği için 20 adet depremin P dalgası ilk hareket yönleri okunup odak mekanizması çözümü yapılmış depremlerin listesi bulunmaktadır.

Tablo 3.3. P dalgalarının ilk hareket yönlerinden odak mekanizması çözümü yapılan 2007 Eğirdir deprem etkinliğinin listesi. (Depremlerin lokasyon bilgileri, büyüklük (M_L) değerleri ve diğer parametreler Kandilli Rasathanesi Ulusal Deprem İzleme Merkezi’nden alınmıştır)

No	Oluş Tarihi	Oluş Zamanı (GMT)	Enlem	Boylam	M_L	H(km)
1	30.03.2007	16:56:53	38.01	30.92	4.8	6
2	30.03.2007	17:29:50	37.98	30.94	3.7	8
3	30.03.2007	19:23:55	37.99	30.91	4.7	5
4	30.03.2007	20:10:42	37.98	30.92	3.9	5
5	30.03.2007	20:49:25	37.98	30.96	3.8	8
6	30.03.2007	22:05:25	38.04	30.91	3.7	4
7	30.03.2007	23:43:36	38.01	30.92	3.8	5
8	31.03.2007	01:21:03	38.01	30.91	4.2	9
9	01.04.2007	07:38:37	38.01	30.92	3.7	8
10	10.04.2007	21:34:56	38.03	30.98	3.6	9
11	10.04.2007	21:39:18	38.01	30.95	4.7	7
12	10.04.2007	21:51:18	38.03	30.98	3.7	10
13	10.04.2007	22:00:34	38.01	30.94	4.9	5
14	11.04.2007	00:23:22	37.99	30.91	3.6	7
15	11.04.2007	00:35:08	38.01	30.94	3.6	7
16	11.04.2007	01:06:30	37.96	30.91	3.7	9
17	11.04.2007	08:59:14	38.04	30.96	3.9	19
18	11.04.2007	09:57:59	38.05	30.92	4.2	6
19	11.04.2007	10:06:38	38.04	30.93	4.3	5
20	11.04.2007	19:17:46	37.97	30.93	3.6	10

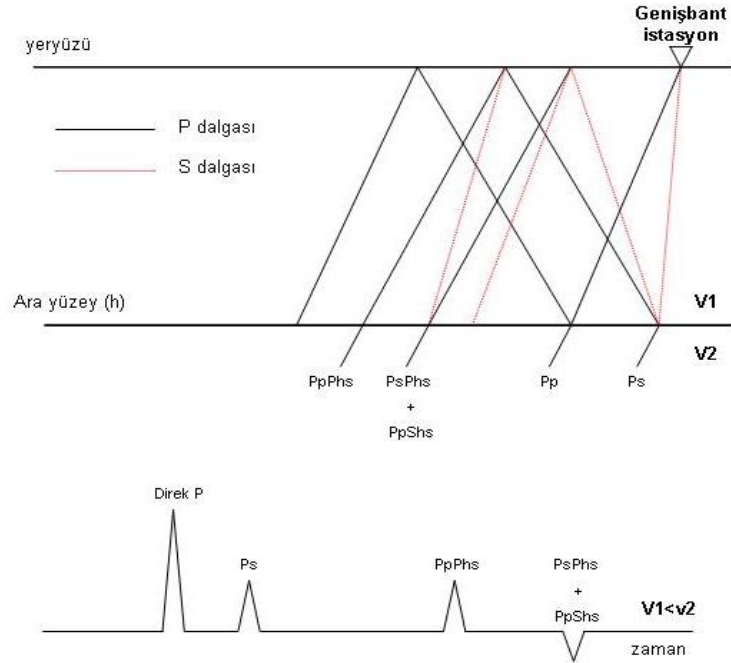
Kaş ve civarında meydana gelen depremlerin odak mekanizması çözümlerini yapmak için ISC (International Seismological Center) kataloglarından 23 adet depremin ilk varışları okunmuştur. Tablo 3.4'de P dalgası ilk hareket yönü okunan depremlerin listesi görülmektedir.

Tablo 3.4. P dalgalarının ilk hareket yönlerinden odak mekanizması çözümü yapılan Kaş ve civarında meydana gelen depremlerin listesi (Depremlerin lokasyon bilgileri, büyüklük (M_L) değerleri ve diğer parametreler ISC kataloglarından alınmıştır)

no	Tarih(g.a.y)	Oluş zamanı (s:d:sn)	Enlem(K)	Boylam(D)	h(km)	Mw
1	14.01.1969	23:12:06	36.11	29.19	22	5.6
2	30.04.1975	04:28:58	36.19	30.74	61	4.0
3	20.09.1975	05:40:20	36.14	30.73	40	4.0
4	26.01.1976	22:44:59	35.83	31.23	71	4.6
5	01.06.1977	12:54:49	36.16	31.30	68	5.6
6	04.04.1979	21:17:04	35.96	30.65	62	4.0
7	31.12.1979	06:21:36	36.22	31.49	93	5.3
8	02.05.1980	05:30:59	35.68	29.81	38	5.2
9	30.11.1980	01:08:38	36.03	31.38	80	4.6
10	27.11.1981	13:32:16	35.84	30.14	1	4.6
11	26.04.1981	14:13:28	36.53	30.65	76	4.2
12	10.08.1981	05:21:24	35.88	29.90	53	4.6
13	11.11.1981	10:29:22	36.25	30.36	66	4.8
14	07.05.1984	06:15:38	36.62	31.36	101	4.5
15	03.09.1987	12:39:56	35.91	30.61	52	5.0
16	14.09.1987	15:51:55	36.74	31.09	110	4.7
17	23.05.1992	22:53:07	36.74	30.45	42	4.4
18	09.01.1993	14:52:45	35.90	29.94	42	4.6
19	23.04.1999	18:19:46	36.17	31.23	31	4.6
20	30.10.2001	21:00:07	35.68	29.70	32	5.6
21	09.04.2003	17:19:42	36.77	30.94	25	4.8
22	23.01.2005	22:36:07	35.87	29.62	34	5.5
23	30.01.2005	16:23:47	35.79	29.63	18	5.3

3.2. ALICI FONKSİYON TEKNİĞİ (RECEIVER FUNCTION)

Alıcı fonksiyonu (AF) yerin sismik cevabı olarak tanımlanabilmektedir. Bu teknikte telesismik P dalgaları kullanılmaktadır ve sismik kaydın üç bileşenli geniş bant kaydı olması gerekmektedir. Telesismik P dalgası kaynak ve kaynak-alıcı arasındaki ortam hakkında bilgiler içerir. Eğer kaynak ve alt manto yayılım etkileri yok edilebilirse dalga formunun ilk 20-30 sn'nin modellenmesi ile alıcı altındaki lokal hız yapısı belirlenebilmektedir (Ammon vd., 1990). Alıcı fonksiyon tekniği (Receiver function) kabuk ve üst manto yapısı belirlenmesinde başarılı bir şekilde kullanılmaktadır (Burdick ve Langston, 1977; Langston 1979; Owens ve diğ., 1987; Ammon ve diğ., 1990; Ammon and Zandt 1993; Sandvol ve diğ., 1998, Özelaybey ve diğ., 1997, Zor 2002). Şekil 3.13 alıcı civarındaki radyal yer hareketinin baskın olduğu ideal durumdaki dönüşmüş fazları ve alıcı yakınlarındaki tekrarları ve telesismik P dalgası için şematik ışın diyagramını gösterir.



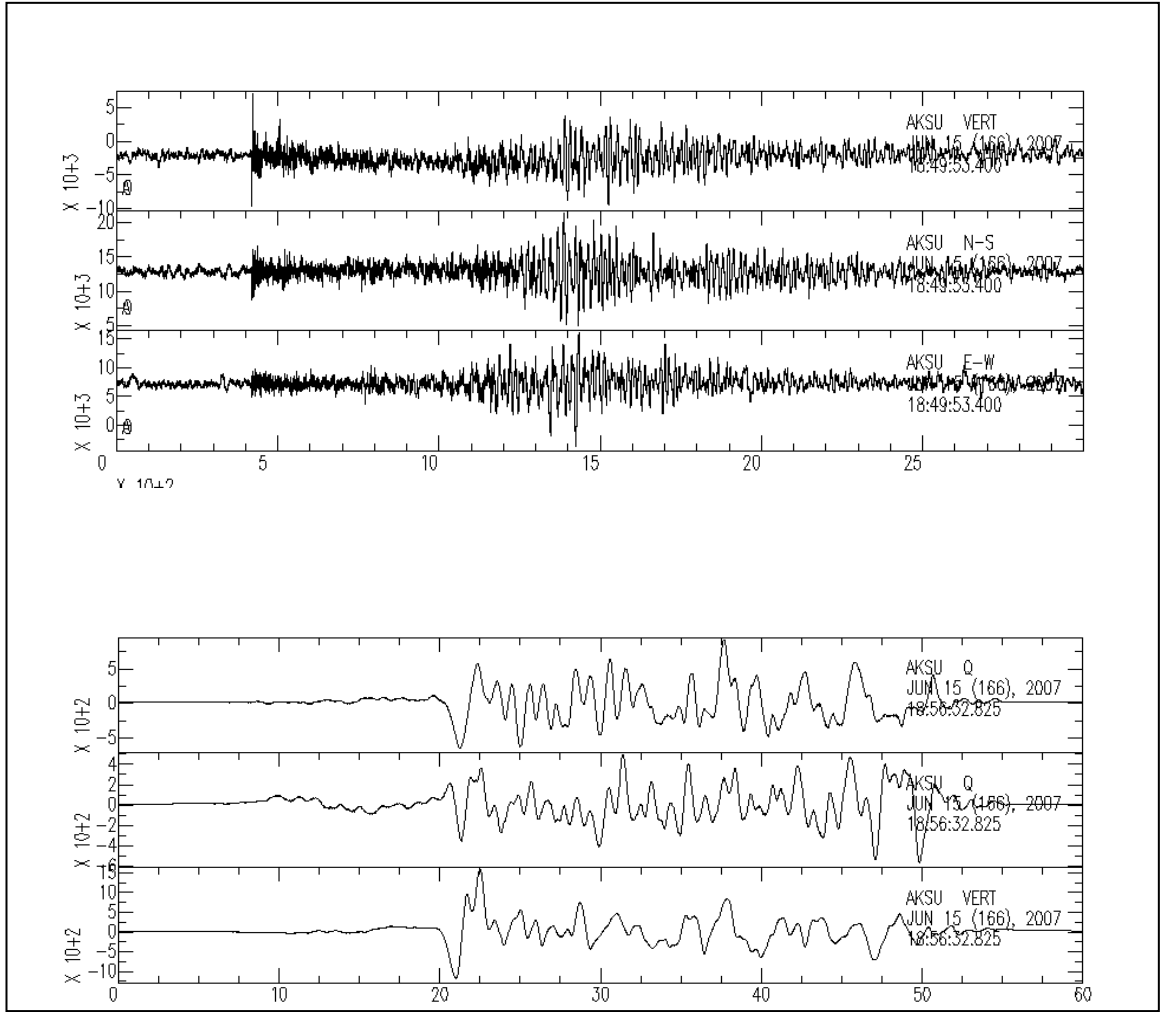
Şekil 3.13. Yarı sonsuz tek tabakalı bir ortam için alıcı fonksiyonun basitleştirilmiş ışın diyagramı ve alıcı fonksiyonun dönüşmüş fazları (Ammon 1990'dan değiştirilerek)

Alıcı fonksiyon tekniğini uygularken yapılmasını gerekenleri ana başlıklar şeklinde özetleyecek olursak;

- Veri Seçimi
- Görüntüleme, filtreleme
- Koordinat sistemini dönüştürme
- Dekonvolüsyon ile Alıcı fonksiyonlarını elde etme
- Ters Çözüm işlemi ile kabuk yapısını belirleme.

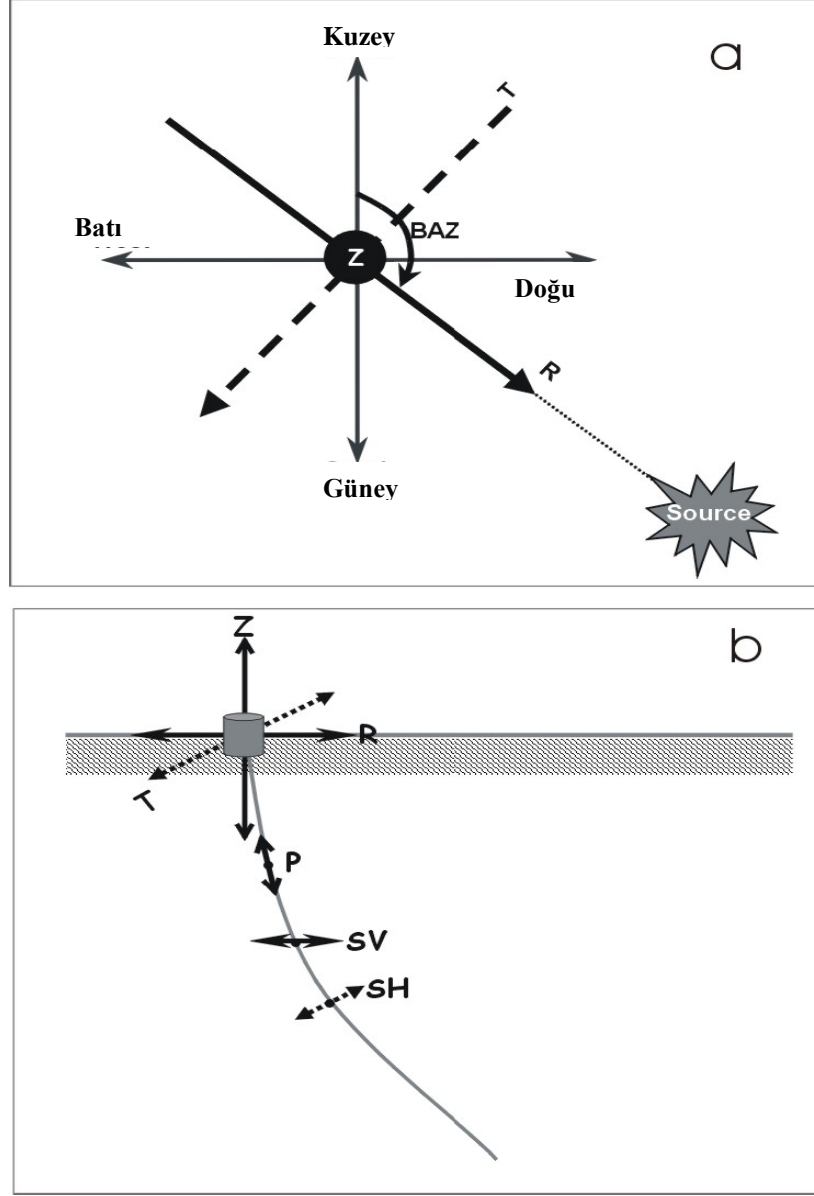
Alıcı fonksiyonlarını elde ederken uzak alan kayıtlarından güvenilir yani sinyal/gürültü oranı iyi olan sismogram kaydını seçmek önemlidir. AF çalışmalarında seçilen veri aralığı genellikle 30^0 ve 90^0 arasındadır. 30^0 'den daha küçük episantr uzaklıklarında üst manto dalga şeklini bozmakta, 90^0 'den daha büyük uzaklıklarda P dalga şekli gölge bölgesi ve çekirdek fazlarından etkilenmektedir. Bu uzaklıklarda yatay bileşen sismogramda baskın olarak P-S dönüşmüş kayma dalgası kaydedilirken düşey bileşende P dalgası baskındır (Cassidy 1992, Sandvol ve diğ., 1998). Diğer bir kriter depremin büyüklüğüdür. Genel olarak $M \geq 5.5$ 'dan büyük kayıtlar seçilmelidir, çünkü bu büyüklüğün altındaki depremlerden elde edilen kayıtlarda veri kalitesi düşmektedir.

Deprem kayıtlarında dalga fazlarını daha iyi görebilmek için birtakım veri işlem yöntemleri uygulanmaktadır. Uzak alan sismogram kaydında P ilk varışını daha iyi görebilmek için 0.1-1 Hz veya 0.05-1 Hz bant-pass filtre uygulayarak yüksek frekans içeriği süzülür. Filtrelenmiş telesismik kayıt dönüşmüş fazları ve tekrarları içerecek şekilde görüntülenir. Görüntüleme işlemi yapılırken genellikle kullanılan sinyal uzunluğu P varışından 60 sn öncesi ve P varışından 60 sn sonrası olmak üzere toplam 120 sn olarak seçilir. 60 sn seçilmesinin nedeni kabuk ve üst manto süreksizliğinden dönüşen ve yansıyan fazların genellikle P varışından 60 sn sonra gelmesinin beklenmesidir. Görüntüleme işlemi yapılırken seçilen sinyal uzunluğu kabuk kalınlığının değişimine de bağlıdır.



Şekil 3.14. AKSU istasyonu tarafından 15.06.2007, M=5.8 olan telesismik depremin a) Ham verisi b) Filtre, pencereleme ve koordinat dönüşümü işlemleri uygulanmış sinyal görüntüsü

Genişbantlı 3 bileşenli sismometreler uzak alan kayıtları dūşey (Z), yatay (K-G), (D-B) bileşenler olarak kaydeder. Direk gelen P dalgasından P_s dönüşmüş fazını ayırt edebilmek için yatay bileşenlerin (K-G),(D-B), ışınsal (R) ve teğet (T) bileşenlere çevrilmesi gerekmektedir. Bu koordinat sisteminin kullanılmasının nedeni ışınsal (boyuna) bileşenin SV'ye, teğet (enine) bileşenin de SH'a daha duyarlı olmasıdır. Back-azimut (BAZ) açısı koordinat dönüşümü yapılırken kullanılmaktadır. BAZ açısını hesaplayabilmek için deprem istasyonunun ve hiposantr koordinatlarının bilinmesi yeterlidir. BAZ açısı deprem istasyonundan kaynağa giden vektör ile istasyondan kuzeye giden vektör arasındaki açıdır (Scherbaum ve Jonnson, 1992).



Şekil 3.15. (a) Baz açısının gösterimi (b) Z,R,T bileşenlerine karşılık gelen P, SV, SH hareketleri (Zor 2002).

Alıcı fonksiyon çalışmalarında dekonvolüsyon, boyuna ve enine bileşenlerin düşey bileşene spektral olarak bölünmesidir. Dekonvolüsyon işlemi ile kaynak etkisi, yol etkisi, ve alet etkisi giderilir. Alıcı fonksiyon tekniğinde dekonvolüsyon işleminin ayrıntıları 3.2.1’de anlatılmaktadır.

3.2.1. Alıcı Fonksiyon Tekniğinde Dekonvolüsyon İşlemi

Telesismik uzaklıklarda kaydedilen sismogramlarda istasyon altındaki üst manto ve kabuk hızlarını bulabilmek için kayıtlarda yapıdan kaynaklanan bozucu etkilerin giderilmesi gerekmektedir. Langston (1979)'da tek uzak alan deprem kaydından Alıcı Fonksiyonun yatay bileşenindeki kaynak ve manto etkilerinin giderilmesi için gerekli işlemleri ayrıntılı bir şekilde vermiştir. Frekans ortamında dekonvolüsyon işlemini ilk olarak Phinney (1964) yılında geliştirmiştir. Langston 1979'da su-düzeyi duraylılığı tekniği kullanarak bu işlemi geliştirmiştir ve zaman ortamında alçak-geçiş Gaussian filtresini eklemiştir.

Yatay veya eğimli tabakalardan oluşan bir yerkabuğunun tabanına gelen bir düzlem P dalgası için üç bileşenli istasyonların yerdeğiştirme tepkisi (displacement response) zaman ortamında, $D(t)$, alet etkisi $I(t)$, kaynak-zaman fonksiyonu $S(t)$ ve yapı etkisinin, zaman ortamında konvolüsyonu ile açıklanır.

$$D_V(t) = I(t).S(t).E_V(t)$$

$$D_R(t) = I(t).S(t).E_R(t) \quad (3.18)$$

$$D_T(t) = I(t).S(t).E_T(t)$$

$E_V(t)$, $E_R(t)$, $E_T(t)$, sırasıyla yerin tepki cevabının düşey, ışınsal ve teğet (enine) bileşenlerini gösterir. Yerin tepki cevabı (3.19) denklemindeki gibi de verilebilir.

$$E(t) = \sum_{i=1}^n \{ \alpha_i \delta(t - \tau_i) + \beta_i H[\delta(t - \tau_i)] \} \quad (3.19)$$

α_i ve β_i yansıma katsayıları, $\delta(t)$ delta dirac fonksiyonu, τ_i ışının varış zamanı, $H[\delta(t - \tau_i)]$ Hilbert transform operatörüdür. Düzlem tabakalı modeller için $E(t)$ 'yi hesaplamının genel ve kolay bir yolu da frekans ortamında yayıcı matris yöntemini

(Haskel, 1960) kullanılmaktadır. Yer modelinde P ve S dalga hızlarından herhangi birisinin faz hızından büyük olması halinde β_i bütün durumlar için sıfır, n ise sonsuzdur ve bundan dolayı E(t) elde edilemez.

Deprem istasyonu altındaki yer yapısı P-S dönüşmüş fazını oluşturacağı için yatay bileşendeki yer hareketi düşey bileşenden farklıdır (Owens vd., 1984). Işınsal bileşen ($E_R(t)$) için teorik hesaplamalar episantr uzaklığına göre basit veya karışık olabilir. İstenmeyen kaynak ve yol etkilerini içeren düşey bileşendeki P dalgası büyük genlikli olarak gelir ve ondan sonra gelen küçük genlikli varışlar kabuktaki yansımaları içerir. Bunun sonucunda düşey bileşen yerdeğiştirme tepkisi delta dirac fonksiyonu olarak davranır. Eğer düşey bileşenin $E_V(t)$ telesismik uzaklarda delta dirac gibi davrandığını farzederseniz; $E_V(t) \approx \delta(t)$ düşey bileşenin yerdeğiştirmesini 3.20 denklemi ile ifade edebiliriz.

$$D_V(t) \approx I(t) \cdot S(t) \quad (3.20)$$

Bu varsayımı gözönüne alarak, alıcı fonksiyonu olarak adlandırılan $E_R(t)$, düşey bileşen ile ışınsal bileşen ($D_R(t)$)'nin dekonvolüsyonundan bulunur. Aynı işlemi $E_T(t)$ için de yapabiliriz. Frekans ortamında ışınsal ve teğet alıcı fonksiyonu 3.21 denklemi'ndeki gibi ifade edilir.

$$E_R(\omega) = \frac{D_R(\omega)}{I(\omega)S(\omega)} \sim \frac{D_R(\omega)}{D_V(\omega)}$$

$$E_T(\omega) = \frac{D_T(\omega)}{I(\omega)S(\omega)} \sim \frac{D_T(\omega)}{D_V(\omega)} \quad (3.21)$$

$E_R(\omega)$, $E_T(\omega)$ zaman ortamına dönüştürülebilir. Bu amaçla, (3.21) denklemi eşleniği ile çarpılarak ışınsal alıcı fonksiyonu aşağıdaki şekilde ifade edilir.

$$E_R(\omega) = \frac{D_R(\omega) D_V^*(\omega)}{D_V(\omega) D_V^*(\omega)} \quad (3.22)$$

Alıcı fonksiyonundan yüksek frekansları atmak ve sonuçları iyileştirmek için Gaussian filtresi $G(\omega)$ denkleme eklenmiştir.

$$E_R(\omega) = \frac{D_R(\omega) D_V^*(\omega)}{D_V(\omega) D_V^*(\omega)} G(\omega) \quad (3.23)$$

Burada $G(\omega)$;

$$G(\omega) = e^{-\omega^2 / 4\alpha^2} \quad (3.24)$$

Denklem (3.24)'deki α , Gaussian filtresinin genişliğini kontrol eder ve yüksek frekans içeren gürültüyü elimine etmekte kullanılır.

Tablo 3.5. $G(\omega) = 0$ iken α değerine karşılık gelen frekans değerleri

α	Frekans (Hz)
10	4.8
5	2.4
2.5	1.2
1.25	0.6
0.625	0.3
0.5	0.24
0.4	0.2
0.2	0.1

Denklem (3.23)'de bölen terim frekans spektrumunun belli bölümlerinde 0 veya küçük bir değer alacaktır. Bunun sonucunda frekans ortamında birtakım sayısal problemler

olacaktır. Bu durumda denklem (3.22) yerin ışınsal tepkisini hesaplarken kullanılamayacaktır. Bu problemi ortadan kaldırmak için Helmberger ve Wiggins (1971) ve Clayton ve Wiggins (1976), denklem (3.25) de verilen, su-düzeyi dekonvolüsyon tekniğini uygulamışlardır.

$$E_R(\omega) = \frac{D_R(\omega) D_V^*(\omega)}{\varphi(\omega)} G(\omega) \quad (3.25)$$

Denklem (3.25)'de $D_V(\omega) D_V^*(\omega)$ yerine koyarsak, $\varphi_{ss}(\omega)$;

$$\varphi_{ss}(\omega) = \max\{D_V(\omega) D_V^*(\omega), c \max[D_V(\omega) D_V^*(\omega)]\} \quad (3.26)$$

elde edilir.

Su-düzeyi, paydadaki küçük değerlerin yerine büyük değerlerin bölümünün alınması ile dekonvolüsyonun duraylılığını sağlar. Bu bölüm işlemi su-düzeyi parametresi (c) olarak adlandırılır. Payda kısmında küçük değerlerin yerine büyük değerlerin alması sonucu frekansa azalım ve düşey bileşendeki genlik seviyesinin küçük olmasıyla sonuçlanır (Ammon, 1991).

3.2.2. Alıcı fonksiyon Tekniği ve Yüzey Dalgaları Birlikte Kullanılarak Yapılan Ters Çözüm

Alıcı fonksiyonları uzak alanda kaydedilen sismogram kaydındaki P dalga varışlarının düşeye yakın gelişleri ve P'den S'e (Ps) dönüşmüş fazlarını içerir. Alıcı fonksiyonları istasyon altındaki arayüzlerdeki kayma dalgası (S) hızına, dönüşmüş ve yansımış fazlara duyarlıdır. Fakat Alıcı fonksiyon yöntemi yeraltı yapısının ortalama sismik hızına karşı duyarlı değildir. Bu nedenle ters çözüm işlemine yanlış başlangıç modeli ile başlanırsa sonuçlar da yanlış olabilmektedir. Çok çözümlülük (nonunique) olarak adlandırılan bu sorunu çözmek için değişik başlangıç yapıları denebilir ve bunların arasında en uygun olanı seçilebilir. Doğru başlangıç modeli ile başlamak çok çözümlülük sorununu azaltacaktır. Sismik dalga yayınında ışın sayısının yetersiz

olması, ortalama sismik hız dağılımına olan duyarlılığı azaltmaktadır. Özalaybey ve diğ., (1997) tarafından yüzey dalgaları dispersiyon bilgileri ile alıcı fonksiyon ters çözümü birleştirilerek çok çözümlülük probleminin azaltılabileceği vurgulanmaktadır. Çünkü alıcı fonksiyon yöntemi daha çok kabuk kalınlığını ve kabuk içindeki sismik hızların dağılımını bulmak için kullanılmaktadır (Sheehan vd., 1995, Sandvol vd., 1998, Erduran ve Çakır 2001).

Yüzey dalgaları Love ve Rayleigh dalgaları olarak olmak üzere ikiye ayrılır. Love dalgaları yeraltının S dalgası hız yapısına duyarlıyken Rayleigh dalgaları P ve S hız yapısına duyarlıdır. Alıcı fonksiyonuna ters çözüm işlemi uygularken Rayleigh yüzey dalgası alıcı fonksiyonu ile birlikte kullanılmıştır. Yüzey dalgası dispersiyon bilgisinin elde edildiği topoloji ile alıcı fonksiyon ters çözümünün yapıldığı topoloji birbirine benzer olmalıdır (Erduran ve Çakır 2001). Kabuk ve üst-manto yapısı bölgeden bölgeye değişiklik gösterebilir. Bu çalışmada Pasyonos (2005) tarafından Avrasya, Kuzey Afrika ve civarı bölgelerde 30.000 Rayleigh ve 20.000 Love dalga yolu kullanılarak elde edilen yüzey dalgası dispersiyon eğrileri kullanılmıştır.

Julia vd., (2000) tarafından yüzey dalgası ve alıcı fonksiyon tekniği birlikte kullanılarak çok çözümlülük sorununa bir yaklaşım getirilmeye çalışılmıştır. Yüzey dalgası dispersiyonu teorik olarak P dalgası hızına duyarlı olmasına rağmen S dalga hızını da duyarlıdır. Rayleigh prensiplerine baktığımız zaman faz hız düzensizliği ($\delta c/c$) lineer olarak model düzensizliğine ve referans modeldeki düzenli modlara bağlıdır (Takeuchi ve Saito 1972, Aki ve Richards 1980).

$$\frac{\delta_c(T)}{c(T)} = \int \left(K_\alpha(T, z) \frac{\delta\alpha(z)}{\alpha(z)} + K_\beta(T, z) \frac{\delta\beta(z)}{\beta(z)} + K_\rho(T, z) \frac{\delta\rho(z)}{\rho(z)} \right) dz \quad (3.27)$$

Burada; K_α , P dalgası hızı için; K_β , S dalgası hızı için ve K_ρ yoğunluk için duyarlılık (sensitivity) fonksiyonlarıdır. T periyot, z ise derinliktir.

Ters çözüm yöntemi ile alıcı fonksiyonlarını ve yüzey dalgalarını kullanarak yeraltı hız yapılarını belirlemek için öncelikli olarak düz çözüm fonksiyonunun tanımlanması gerekir. Bu fonksiyon Julia (2000) tarafında denklem (3.29) deki gibi verilmiştir.

$$y = F[x] \quad (3.28)$$

y; veri noktalarının N boyutlu vektörü

x; modeli tanımlayan M boyutlu vektör

F[]; Hem alıcı fonksiyonu hem de yüzey dalgası hızlarını ortaklaşa tanımlayan bir fonksiyondur.

Litosferin sabit kalınlıktaki tabakalardan oluştuğu varsayılırsa x kayma dalgası hızlarının M boyutlu vektörü olarak alınabilir. 3.28 eşitliği Menke (1984) tarafından doğrusal olmayan problemler için verilen yinelemeli çözüm yöntemi ile doğrusal bir denklem gibi çözümlenebilir.

$$\delta(y) = \nabla F|_{x_n} \cdot \delta x_n \quad (3.29)$$

$$x_{n+1} = x_n + \delta x_n \quad (3.30)$$

Buradaki $\delta x_n = x - x_n$ model düzeltme vektörü, $\delta y = y - F[x_n]$ artık (residuel) veri vektörüdür. Denklem (3.29) en küçük kareler yöntemi kullanılarak δx_n için çözülebilir (Wiggins 1972, Jackson 1972). Yinelemeli işleme başlamak için alıcı fonksiyon çalışmalarında başlangıç modeli x_0 gereklidir.

Genel ters çözüm teorisine göre (Menke 1984, Tarantola 1987), Julia vd., (2000) denklem (3.30)' u doğrusal ters çözüm operatörüne göre çözmüşlerdir $(\nabla F|_{x_n})^{-g}$.

$$\delta x_n = (\nabla F|_{x_n})^{-g} \cdot \delta y \quad (3.31)$$

Bu ters çözüm operatörü, dispersiyon eğrilerinin ters çözümünde bazı fonksiyonların gözardı edilmesiyle elde edilebilir.

$$\phi = \left\| \delta y - \nabla F|_{x_n} \cdot \delta x_n \right\|^2 + \theta^2 \left\| D \cdot \delta x_n \right\|^2 \quad (3.32)$$

D matrisi denklem (3.33)'de gösterilmektedir.

$$D = \begin{bmatrix} 1 & -1 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & 1 & -1 & \cdots & 0 \\ 0 & 0 & 1 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \cdots & 1 \end{bmatrix} \quad (3.33)$$

D. δx_n komşu katmanlardaki kayma dalgası dağılımının birinci türevidir. θ^2 hızdaki derinlikle ortaya çıkabilecek ani değişiklikleri gidermek üzere tanımlanmış bir düzeltme faktörüdür ve her zaman pozitif değer alır. Bu parametre genellikle çözüm ve çözümün duyarlılığı arasındaki değişimi simgeler ve bu ikisi arasındaki dengeyi en iyi sağlayacak şekilde seçilir.

Sözkonusu olan alıcı fonksiyonları ve dispersiyon eğrileri iki ayrı veri grubu olup herbiri kendine özgü fiziksel özelliklere ve veri sayısına sahiptir. Gerek veri sayısı gerekse fiziksel anlamda bazı eşleştirmeler yapılmaksızın uygulanacak ters çözüm yöntemi bunlardan herhangi birisinin baskın olabileceği gibi yanlış sonuçlar doğurabilir. Alıcı fonksiyonları ve dispersiyon eğrilerini birlikte çözümlenebilmek için denklem (3.34)'deki E birleşik tahmin hatası (joint prediction error) kullanılabilir.

$$E_{y/z} = \frac{p}{N_y} \sum_{i=1}^{N_y} \left[\frac{y_i - \sum_{j=1}^M Y_{ij} x_j}{\sigma_{y_i}} \right]^2 + \frac{1-p}{N_z} \sum_{i=1}^{N_z} \left[\frac{z_i - \sum_{j=1}^M Z_{ij} x_j}{\sigma_{z_i}} \right]^2 \quad (3.34)$$

y ; dispersiyon eğrilerinin artıkları (residuel), Y parametresi; dispersiyon eğrilerine ilişkin kısmi türev matrisi, x ; sabit kalınlıktaki yatay katmanlı bir ortam için kayma dalgası hızları, z ; alıcı fonksiyonun artıkları, Z ; alıcı fonksiyonların kısmi türev matrisi. N_y ve N_z her bir veri grubu için veri nokta sayısı, $\delta_{y_i}^2$ ve $\delta_{z_i}^2$ bunlara karşılık gelen

değişkenlerdir. p faktörü her bir veri grubunun bağıl etkisi arasında dengeyi sağlayan önsel bir değerdir. Bu nedenle etki faktörü olarak adlandırılır.

Tek bir veri setinin minimize edilmesi $x^{(y)}$ 'lik bir tahmin ve $N_y \delta_y^2$ değerine yakın bir tahmin hatası (prediction error) ile sonuçlanacak ve paralel olarak diğer veri grubunun minimize edilmesi $x^{(z)}$ 'lik bir tahmin ve $N_z \delta_z^2$ değerine yakın tahmin hatası ile sonuçlanacaktır. δ^2 veri seti değişkenin ortalama değeridir. Her iki veri grubunun tahmin hatasını eşitlemek için veri noktası sayıları ve fiziksel birimlerin açıklanması gerekir. Denklem (3.34)'de her veri grubuna ait tahmin hatası, veri noktası sayısı ve değişkene bölmek suretiyle gerçekleştirilmiştir.

Denklem (3.34)'de anlatılan minimize işlemini ağırlıklı denklemler sistemi ile denklem (3.35)'de gösterilen şekilde çözebiliriz.

$$\begin{pmatrix} \alpha_1 y_1 \\ \vdots \\ \alpha_N y_N \\ \beta_1 z_1 \\ \vdots \\ \alpha_N z_N \end{pmatrix} = \begin{bmatrix} \alpha_1 y_{11} & \alpha_1 y_{12} & \cdots & \alpha_1 y_{1M} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \alpha_N y_{N,1} & \alpha_N y_{N,2} & \cdots & \alpha_N y_{N,M} \\ \beta_1 z_{11} & \beta_1 z_{12} & \cdots & \beta_1 z_{1M} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \beta_N y_{N,1} & \beta_N y_{N,2} & \cdots & \beta_N y_{N,M} \end{bmatrix} \begin{pmatrix} x_1 \\ x_2 \\ \vdots \\ x_M \end{pmatrix} \quad (3.35)$$

Burada;

$$\alpha_1^2 = \frac{p}{N_y \sigma_{y_i}^2} \quad \beta_1 = \frac{1-p}{N_z \sigma_{z_i}^2} \quad (3.36)$$

(3.34) denklemindeki θ 'yi her bir iterasyonda azaltırsak, model güncellendikçe kısmi türevler yeniden hesaplanır. Denklem (3.34)'da $\delta_{y_i}^2$ ve $\delta_{z_i}^2$ veri değişkenlerinin ilk

bilgisini kabul edersek, mevcut herhangi bir ilksel bilgi yokken denklem (3.36)'da tanımlanan ağırlıklar yaklaşık olarak denklem (3.37)'daki gibi yazılabilir.

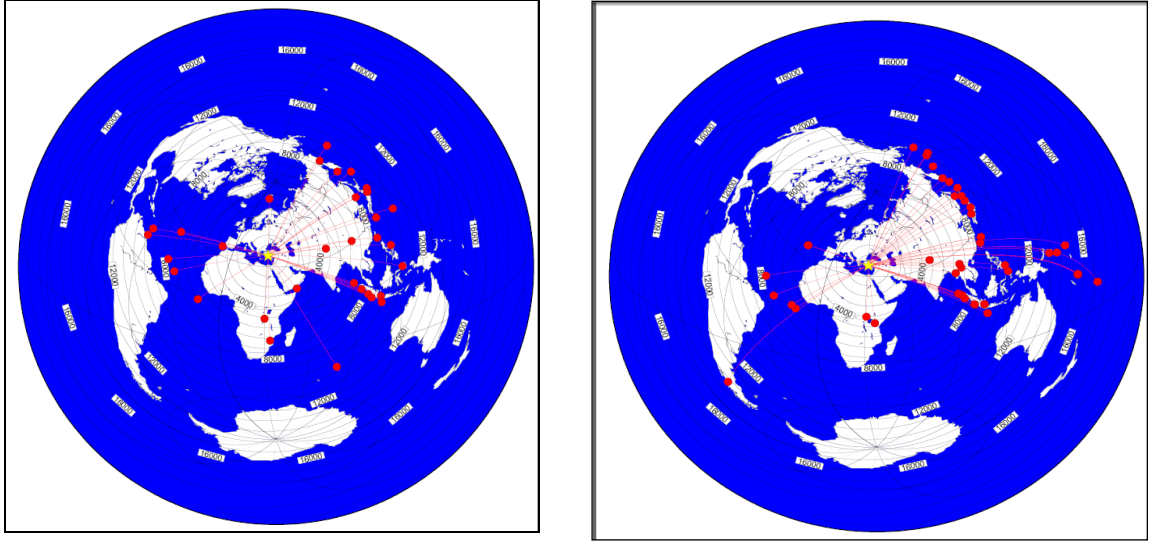
$$\alpha_1^2 = \frac{p}{N_y (\sigma_y^a)^2} \quad \beta_1^2 = \frac{1-p}{N_z (\sigma_z^a)^2} \quad (3.37)$$

Denklemdaki σ_y^a ve σ_z^a veri değişkenlerinin tipik değerleridir. Alıcı fonksiyonu için $(\sigma_z^a)^2$ değeri enine bileşenden (transvers) tahmin edilebilir. Dispersiyon eğrileri için $(\sigma_y^a)^2$ değeri veri kalitesine ve yol uzunluğuna bağlıdır.

3.2.3. Alıcı Fonksiyon Yöntemi için Kullanılan Veriler ve Özellikleri

Alıcı fonksiyon tekniği (Receiver Function) kullanılarak ISP ve AKSU sismik istasyonları altındaki kabuk yapısı modellemek için alıcı fonksiyonlarının ve yüzey dalgası grup hızlarının birleşik ters çözüm yöntemi uygulanmıştır. 2005-2008 yılları arasında geniş-bantlı ISP istasyonu tarafından kaydedilmiş 205 deprem arasından iyi tanımlanan 32 adet deprem, odak derinliği 10-1000 km arasında, cisim dalgası magnitudü 6.0'dan büyük, episantr uzaklığı 30-90⁰ arasında, azimutal dağılımı 0⁰-360⁰ arasında olacak biçimde seçilmiştir (Şekil 3.16a).

AKSU sismik istasyonu içinde 2007 yılı içinde kaydedilmiş toplam 117 deprem arasından iyi tanımlanan 45 adet deprem, odak derinliği 10-1000 km arasında, cisim dalgası magnitudü 5.5'dan büyük, episantr uzaklığı 30-90⁰ arasında, azimutal dağılımı 0⁰-360⁰ arasında olacak biçimde seçilmiştir (Şekil 3.16b).



(a)

(b)

Şekil 3.16. (a) ISP istasyonu için seçilen depremlerin azimutal dağılımı (b) AKSU istasyonu için seçilen depremlerin azimutal dağılımı

Çalışmada kullanılan ISP istasyonu Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi, GeoForschungs Potsdam Zentrum (Geofon) Enstitüsü, İtalya (INGV) ve Süleyman Demirel Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği bölümü işbirliğiyle 24 Ekim 1996 yılında kurulmuş bir deprem istasyonudur. AKSU istasyonu B.Ü Kandilli Rasathanesi ve DAE, Jeofizik Mühendisliği bölümü ve Missouri Üniversitesi arasında (BRF-07T203) gerçekleştirilen proje kapsamında kurulan bir istasyondur. Proje kapsamında toplam 9 adet genişbantlı istasyon Isparta Büklümü civarına geçici olarak kurulmuştur. Çalışmada kullanılan istasyonlara ait teknik bilgiler Ek-B’de verilmektedir. AKSU ve ISP için seçilen verilerin listesi Ek-C’de verilmektedir.

Bu çalışmada alıcı fonksiyon yöntemini uygularken telesismik kayıtlar 20 sn önce 40 sn sonra olacak şekilde kesilmiştir. Bunun nedeni dönüşmüş fazların P gelişinden 40 veya 60 sn içinde gözlenmesidir. Telesismik kayıtlardan yüksek frekans içeriğini elimine etmek için 0.05Hz-1Hz bant-pass filtre uygulanmıştır. Yinelemeli zaman dekonvolüsyonu Gaussian faktörü 1.5 ve 200 iterasyon kullanılarak veriyi pencerelemek ve döndürmek için kullanılmıştır.

3.3. DAYK TÜRÜ YAPILARIN MANYETİK ANOMALİLERİ İÇİN TERS ÇÖZÜM YÖNTEMİ

Yer manyetik alanının, yerkürenin merkezinde yer alan bir dipolden kaynaklandığı kabul edilmektedir. Yer manyetik alanının % 99'u olan iç bileşeni Curie sıcaklığının üstünde sıcaklığa sahip olan derinlerde oluşan elektromanyetik alandır. % 1'i oluşturan dış alan, atmosferin iyonize olmuş tabakalarındaki elektrik akımlarıyla ilgilidir. Arazi çalışmalarında elde edilen manyetik ölçümlerden, yukarıda sözü edilen tüm etkilerin ve yerel değerlerin çıkarılması ile sadece litolojik ve tektonik farklılıkların neden olduğu lokal manyetik anomalilerin bulunması ve değerlendirilerek sonuçlandırılması manyetik yöntemin amacıdır.

Bu amaca ulaşmak için yer manyetik alanının; yatay bileşeni (H), düşey bileşeni (Z), günümüzde ise total bileşeni (F) ölçülmektedir.

Yeraltında bulunan bir cismin manyetik anomali verebilmesi için cismin manyetik duyarlılığının (suseptibilite) etrafındaki kayaçların manyetik duyarlılıklarından farklı olması gerekir. Manyetik duyarlılık (suseptibilite), bir cisimde oluşan magnetizasyon şiddetinin cismi etkileyen manyetik alan şiddetine olan oranıdır.

Manyetik ölçümlerde kullanılan birim GAUSS'tur. Ancak manyetik anomaliler genellikle gamma veya nT (nanotesla) olarak ifade edilirler.

Manyetik etütler, yerden ve uçaklara yerleştirilen aletlerle havadan da yapılmaktadır. Tez çalışması için havadan elde edilen manyetik veriler kullanılmıştır. Yeraltındaki süreksizliklerin modellenmesi için bu çalışmada kullandığımız yöntem dayk türü yapılar için elde edilen manyetik anomalilerin ters çözüm yöntemidir.

2-boyutlu dayk türü yapılar için iteratif ters çözüm tekniğini manyetik anomalileri yorumlamak için, Won (1981) kullanmıştır. Telford vd., (1976), Şekil 3.12'de görülen 2-boyutlu dayk türü yapılar için düşey anomali ΔZ ve yatay anomali ΔH denklem (3.38) ve (3.39) daki gibi açıklamışlardır.

$$\Delta Z = 2\xi_1 \sin \xi_2 \left[\begin{array}{l} (H \sin \xi_2 \sin \beta + Z \cos \xi_2) \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right) - \\ (H \cos \xi_2 \sin \beta - Z \sin \xi_2) (\phi_1 - \phi_2) \end{array} \right] \quad (3.38)$$

$$\Delta H = 2\xi_1 \sin \xi_2 \left[\begin{array}{l} (-H \cos \xi_2 \sin \beta + Z \sin \xi_2) \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right) - \\ (H \sin \xi_2 \sin \beta - Z \cos \xi_2) (\phi_1 - \phi_2) \end{array} \right] \quad (3.39)$$

Burada;

$$r_1^2 = \left(\xi_5 - x - \frac{\xi_4}{2} \right)^2 + \xi_3^2 \quad r_2^2 = \left(\xi_5 - x - \frac{\xi_4}{2} \right)^2 + \xi_3^2$$

$$\phi_1 = \arctan \left[\frac{\xi_3}{\xi_5 - x + \frac{\xi_4}{2}} \right] \quad \phi_2 = \arctan \left[\frac{\xi_3}{\xi_5 - x + \frac{\xi_4}{2}} \right]$$

$H = F \cos I$,

$Z = F \sin I$,

F; yer manyetik alanının toplam alan şiddeti

I; yer manyetik alanının eğim açısı (inclination)

β ; daykın doğrultusunun manyetik kuzeyle yaptığı açı

H; Yer manyetik alanının yatay bileşeni

Z; Yer manyetik alanının düşey bileşeni

Toplam alan anomalisi ΔF denklem (3.40)'deki gibi verilebilir.

$$\Delta F = \Delta Z \sin I + \Delta H |\sin \beta| \cos I = a \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right) + b (\phi_1 - \phi_2) + \xi_6 \quad (3.40)$$

a ve b katsayıları denklem (3.41)'daki gibi verilebilir.

$$\begin{aligned}
 a &= 2F\xi_1 \sin \xi_2 [\cos \xi_2 (\sin^2 I - \sin^2 \beta \cos^2 I) + \sin \xi_2 \sin \beta \sin 2I] \\
 b &= 2F\xi_1 \sin \xi_2 [\sin \xi_2 (\sin^2 I - \sin^2 \beta \cos^2 I) - \cos \xi_2 \sin \beta \sin 2I]
 \end{aligned}
 \tag{3.41}$$

Şekil 3.12’de dayk türü yapıların geometrisi verilmektedir. Dayk için bilinmeyen parametreler;

ξ_1 ; daykın manyetik suseptibilitesi

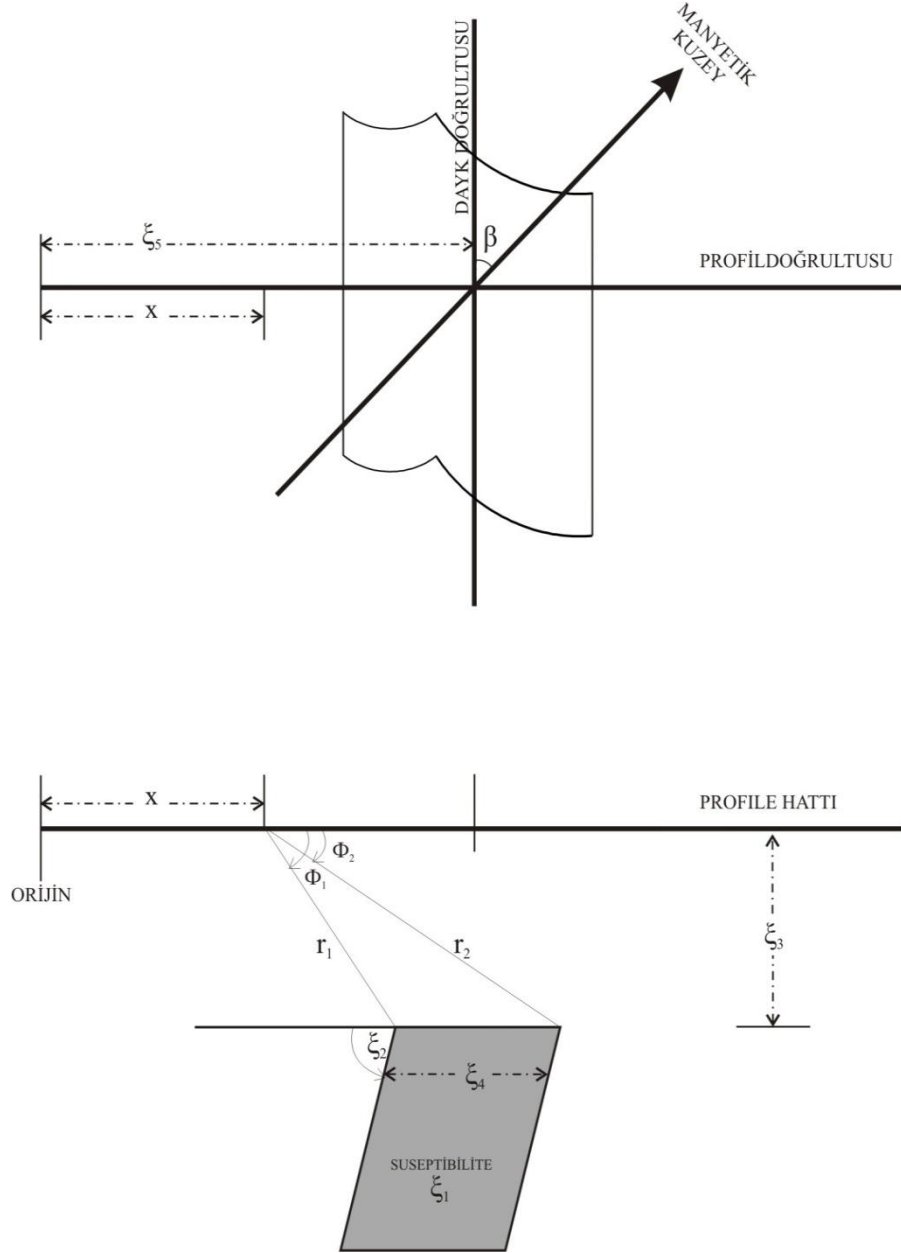
ξ_2 ; daykın dalım açısı

ξ_3 ; daykın üst noktasına olan derinlik

ξ_4 ; daykın yatay kalınlığı

ξ_5 ; daykın orta noktasından profil başlangıcına olan uzaklığıdır.

Gözlem noktalarındaki toplam alan genellikle bilinmemektedir ve ξ_6 bilinmeyen parametreyi temsil eder.



Şekil 3.17. Dayk modelinin geometrisi (Won, 1981)

Yukarıda adı geçen 6 parametreyi daykın doğrultusuna dikey bir hat boyunca elde edilen manyetik anomalilerden elde edebiliriz. ξ_1 , ξ_2 , ξ_3 , ξ_4 , ξ_5 daykı temsil eden parametrelerdir. Son parametre ξ_6 bilinmeyen parametre olarak gözönüne alınır çünkü özellikle manyetik veri hatalı veya bozuk olduğunda dahi bu parametrenin değeri ilk beş parametreyi etkiler (örneğin; anomali civarında). Denklem (3.38) ve (3.39)'deki diğer tüm özellikler çalışma alanında ölçülebilir ve bunlar bilinen olarak gözönüne alınır.

Bu beş parametrenin yaklaşık değerlerini elde etmek için çeşitli metotlar bulunmaktadır. 6. parametrenin değeri veriden kabaca hesaplanabilir. Daha sonra başlangıç modeli kolayca türetilir. Bir sonraki aşamada bu bilinmeyen 6 parametre doğrusal olmayan en küçük kareler yöntemi ve diferansiyel düzeltme içeren tekniğin kullanılmasıyla geliştirilebilir.

Eğer ξ_1 ($i=1,2,3,\dots,6$) küçük bir miktar $\Delta \xi_i$ kadar değiştirilirse, manyetik anomali (F) ΔF kadar değişecektir.

$$\Delta F = \sum_{i=1}^6 \frac{\partial F}{\partial \xi_i} \Delta \xi_i \quad (3.42)$$

Manyetik profil verisindeki N nokta için, $g_j = (j=1,2,\dots,N)$, (3.42) denklemindeki $S \Delta \xi_i$ göre minimize edilmiştir.

$$S = \sum_{j=1}^N (F_j + \Delta F_j - g_j)^2 \quad (3.43)$$

S 'in $\Delta \xi_i$ kadar ayırte edilmesi 6 denklem eş zamanlı olarak denklem (3.44) deki gibi elde edilebilir.

$k= 1,2, \dots,6$

$$\left[\sum_j \sum_i \frac{\partial F_j}{\partial \xi_k} \frac{\partial F_j}{\partial \xi_i} \right] [\Delta \xi_i] = \left[\sum_j \frac{\partial F_j}{\partial \xi_k} (F_j - g_j) \right] \quad (3.44)$$

6 x 6 matrisde ilk parantez simetrik ve pozitif tanımlıdır. Denklem (3.44) 'de bilinmeyen diferansiyel düzeltme vektörü ($\Delta \xi_i$) çözüldükten sonra gelişmiş ξ_i değeri $\xi_i = \xi_i + \Delta \xi_i$ olarak elde edilir.

ξ_i 'nin ξ_i ile yerdeğiştirmesiyle işlem RMS değeri minimum olana kadar devam edecektir. Denklem (3.44) $\Delta \xi_i$ 'nin ξ_i 'den daha küçük olduğu varsayımına dayanmaktadır. Sonuç olarak ξ_i değeri çok yanlış olduğu zaman büyük $\Delta \xi_i$ üretir. ξ_i 'nin değişim oranına dayanan $\Delta \xi_i$ küçük diferansiyel düzeltmelerin varsayımını bozar sonuç

olarak işlem sonuca varmaz. Böyle bir problemde kaçmak için en güvenli yol her bir parametreye aşağıda belirtilen kurallar uygulanmalıdır.

- Derinlik, kalınlık, ve suseptibilite pozitif olmalıdır.
- Dayk lokasyonu manyetik anomali arasında olmalıdır.
- Normal değer seviyesi başlangıç olarak öngörölmüş değer 100nT arasında olmalıdır.

Bu kurallar yeterli gözükse de sonuca varmak için daykın ilksel bilgileri kullandığından dolayı kısıtlayıcı olabilir ($0 < \text{suseptibilite} < 0.01 \text{ emu/cm}^3$).

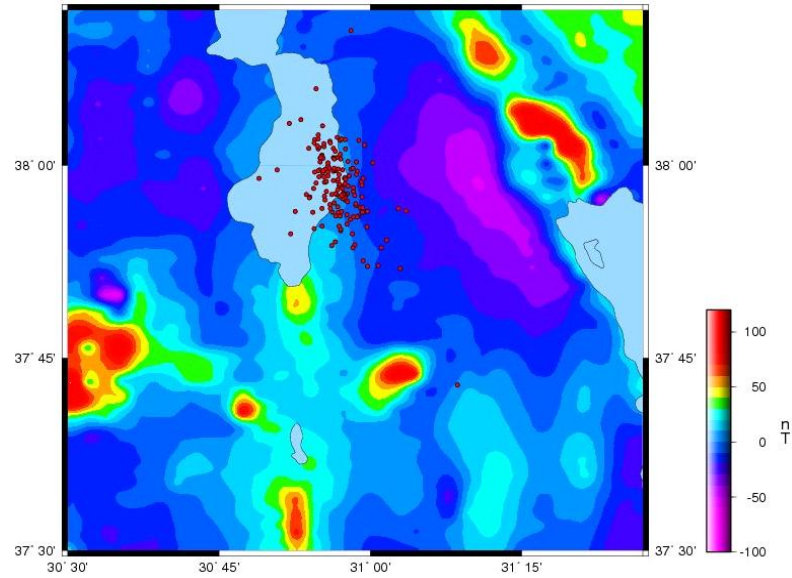
3.3.1. Manyetik Anomalilere Uygulanan Ters Çözüm Yöntemi için Kullanılan Veri ve Özellikleri

M.T.A'nın 1966 yılında oluşturduğu ekip, jeolojik olarak doğu-orta ve batı Anadolu'da demir aramalı amaçlı etütleri sürdürürken diğer taraftan da, petrol ve jotermal enerjije yönelik yönelik havadan manyetik uçuşlara devam etmiştir. 1978 yılında bir proje olarak ortaya çıkan Türkiye havadan manyetik haritalarının hazırlanması çalışması, 1989 yılı uçuşları ile tamamlanmıştır.

Türkiye'nin havadan manyetik haritalarının hazırlanmasına yönelik etütlerde uçuşlar, topoğrafyadan 2000 feet yükseklikten bölgenin jeolojik, topoğrafik durumu ile yer altı zenginlikleri gözönüne alınarak 1-5 km uçuş hattı aralığı ile jeolojik formasyon ve tektonik hatların doğrultularına dik veya dike yakın bir doğrultuda düzenlenmiştir. Ancak uçuş şartlarının zor olduğu bölgelerde uçuş hatları dağ silsilelerine paralel olarak düzenlenmiştir. Toplam yer manyetik alan şiddetinin ölçüldüğü havadan etüde, proton manyetometresi kullanılmış ve kayıtlar bir saniye zaman aralığı ile analog olarak alınmıştır. Bu analog kayıtların topoğrafik haritalar üzerine izdüşümleri sayısallaştırılarak, 1/100000, 1/500000 ve 1/2000000 ölçekli manyetik haritalar hazırlanmıştır. Yer manyetik alanının yıllık, günlük ve uçağın yönüne bağlı değişimler de ölçümlerden çıkarılmıştır. Yıllık değişimler, bir önceki yılın aynı profilinde aynı yükseklikten uçularak saptanan manyetik değerler ortalaması, bir önceki yılın ortalamasından çıkartılarak bulunmuştur. Günlük değişimleri belirlemek için de, uçuşu

yapılan bölgede bir baz istasyonunda sürekli manyetik kayıt alınmıştır. Etüdün belli bir gününün belli bir saati baz alınarak, yer istasyonunun bu saatte ölçülen manyetik değerlerden sapmaları uçaktan ölçülen manyetik değerlere uygulanan günlük değişim düzeltme miktarlarını oluşturmuştur (Aydın ve Karat 1995). Uçuş yönüne bağlı manyetik değişimler ise, etüt öncesi manyetik olarak sakin bir nokta üzerinde sekiz değişik yönde uçularak kaydedilen ölçümler ortalamasının, etüt profilleri yönü olarak seçilen yönde kaydedilen değerden çıkartılmasıyla bulunmuştur. Bu fark tüm etüt verisinden çıkartılmış veya ilave edilmiştir (Aydın ve Karat 1995).

Bu çalışmada Eğirdir ve civarı için MTA'dan havadan manyetik verileri alınmıştır (Dolmaz, 2007). Elde edilen manyetik verilere IGRF (International Geophysical Reference Field) 1982.5 yılı düzeltmeleri uygulanmıştır. Alınan veriler UTM (km) cinsinden olup J-trans programı kullanılarak enlem boylam verisine çevrilmiş ve GMT programı kullanılarak sismisite ve manyetik veriler haritalanmıştır (Şekil 3.18).



Şekil 3.18. Eğirdir ve civarının manyetik haritası ve 2007 Eğirdir depremlerinin episantırları

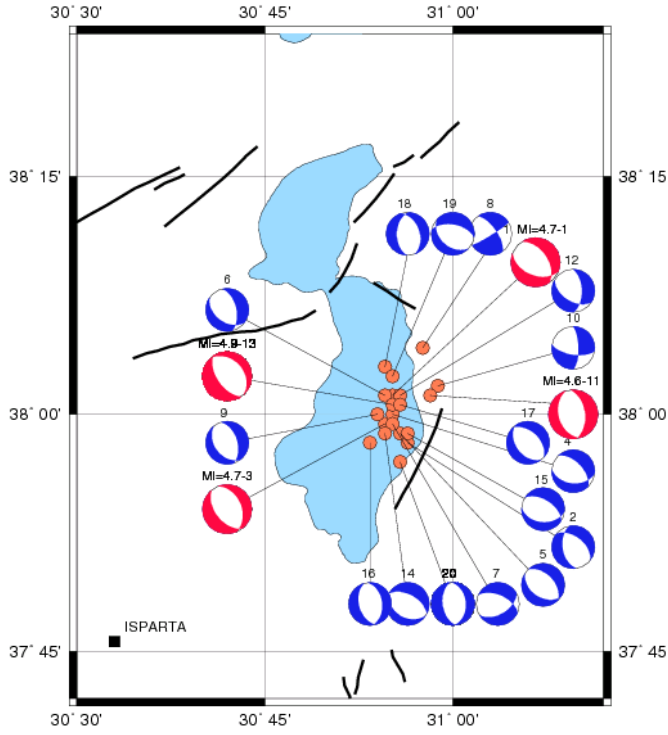
4. BULGULAR

4.1. P DALGASI İLK HAREKET YÖNÜNDEN BULUNAN MEKANİZMA ÇÖZÜMLERİ

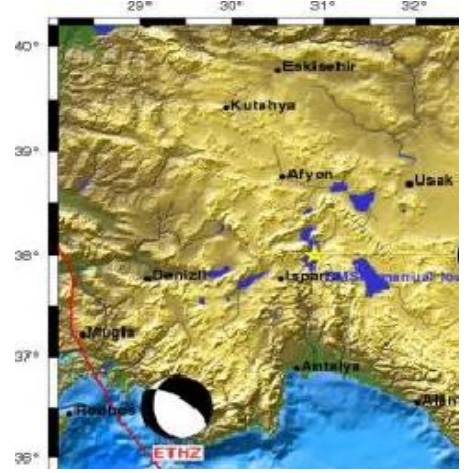
2007 Mart-Nisan aylarında Eğirdir-Isparta'da meydana gelen depremlerin ($M \geq 3.5$) P dalgası ilk varış yönlerinden odak mekanizması çözümleri yapılmıştır. Eğirdir'de meydana gelen 20 adet deprem için bulunan kaynak parametreleri Tablo 4.1'de verilmektedir. Şekil 4.1'de mekanizma çözümleri harita üzerinde gösterilmektedir.

Tablo 4.1. P dalgalarının ilk hareket yönlerinden odak mekanizması çözümleri yapılan depremlerin sonuç parametreleri

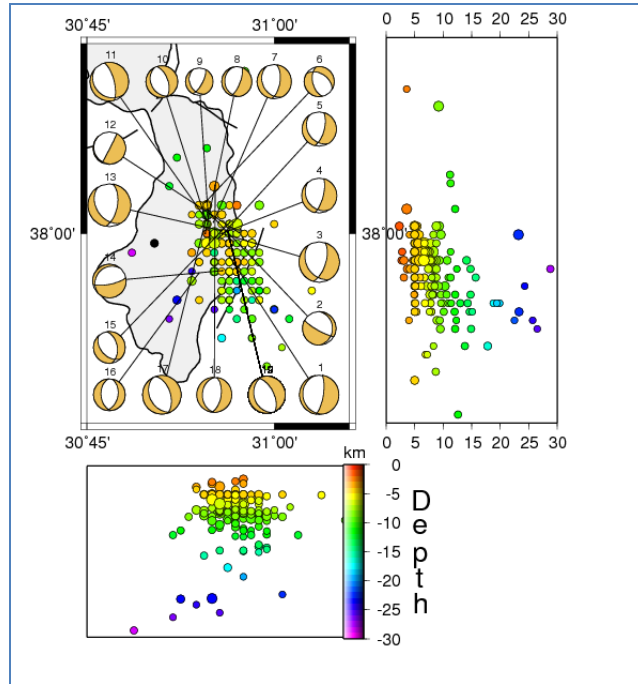
No	Tarih (g.a.y)	Zaman(GMT) (s:d:sn)	Enlem	Boylam	M	H	1.Düzlem			2.Düzlem		
							Doğ.	Dalı	Atım	Doğ.	Dalım	Atım
1	30.03.2007	16:56:53	38.00	30.92	4.8	6	352	50	-85	164	41	-96
2	30.03.2007	17:29:50	37.98	30.94	3.7	8	308	50	-121	172	49	-59
3	30.03.2007	19:23:55	37.99	30.91	4.7	5	338	41	-78	143	50	-100
4	30.03.2007	20:10:42	37.98	30.92	3.9	5	96	43	-122	317	55	-44
5	30.03.2007	20:49:25	37.98	30.96	3.8	8	124	42	-99	316	49	-82
6	30.03.2007	22:05:25	38.04	30.91	3.7	4	347	55	-64	127	43	-122
7	30.03.2007	23:43:36	38.01	30.92	3.8	5	59	50	-133	285	56	-51
8	31.03.2007	01:21:03	38.00	30.91	4.2	9	58	84	-156	325	66	-6
9	01.04.2007	07:38:37	38.01	30.92	3.7	8	343	51	-77	142	40	-106
10	10.04.2007	21:34:56	38.03	30.98	3.6	9	359	70	-28	99	64	-158
11	10.04.2007	21:39:18	38.01	30.95	4.7	7	353	50	-84	164	41	-97
12	10.04.2007	21:51:18	38.03	30.98	3.7	10	359	57	-50	122	50	-155
13	10.04.2007	22:00:34	38.00	30.94	4.9	5	319	33	-95	146	57	-86
14	11.04.2007	00:23:22	37.99	30.91	3.6	7	121	36	-88	299	54	-91
15	11.04.2007	00:35:08	38.01	30.94	3.6	7	95	39	-112	302	54	-73
16	11.04.2007	01:06:30	37.96	30.91	3.7	9	24	47	-83	194	44	-97
17	11.04.2007	08:59:14	38.04	30.96	3.9	19	314	47	-96	144	44	-83
18	11.04.2007	09:57:59	38.05	30.92	4.2	6	341	44	-105	182	48	-76
19	11.04.2007	10:06:38	38.04	30.93	4.3	5	133	40	-64	281	55	-110
20	11.04.2007	19:17:46	37.97	30.93	3.6	10	356	39	-87	172	52	-92



Şekil 4.1. Egridir depremlerinin P varışlarından mekanizma çözümü



Şekil 4.2. 30.03.2007 Egridir depreminin ETHZ (Swiss Federal Institute of Technology Zurich) merkezi tarafından yapılan mekanizma çözümü



Şekil 4.3. 2007 Egridir deprem etkinliğinin episantr ve derinlik haritası

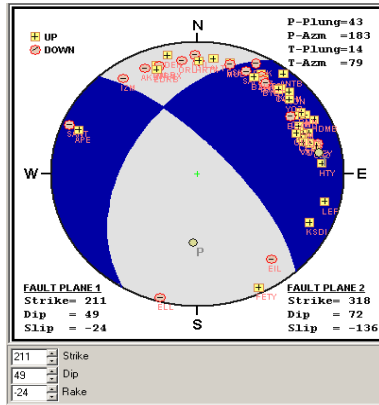
2007 Eğırdır deprem etkinliğine baktığımız zaman depremlerin odak derinliklerinin 4 ila 25 km. arasında değiştiğini görmekteyiz.

Çalışma alanı ($27-33^0$ D boylam, $35-39^0$ K enlem) 2 farklı bölgeye ayrılarak daha önceki çalışmalarda elde edilmiş mekanizma çözümleri derlenerek Tablo 4.2 ve Tablo 4.3'de verilmektedir.

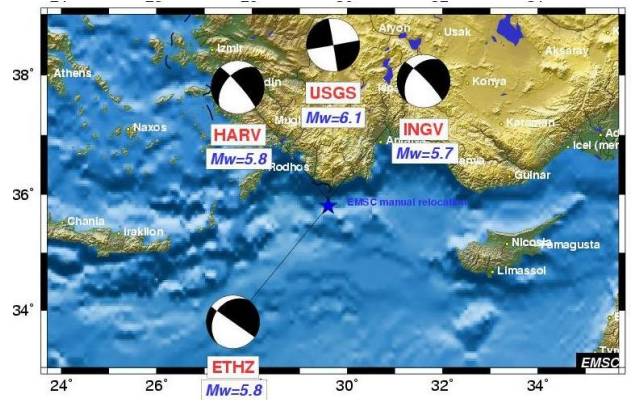
Tablo 4.2. 29-32 boylam, 37-39 enlemleri arasında kalan depremlerin odak mekanizması sonuçları

no	Tarih(g.a.y)	Oluş zamanı	Enlem(K)	Boylam(D)	h(km)	Mw	Doğr.	Dalım	Atım	Referans
1	24.02.1989	00:40:45	37.76	29.44	15	5.3	113	39	-77	HRV
2	01.10.1995	15:57:23	38.06	29.68	15	6.2	125	30	-94	HRV
3	04.04.1998	16:16:52	38.10	30.16	15	5.2	313	46	-105	HRV
4	15.12.2000	16:44:51	38.40	31.35	15	6.0	285	41	-100	HRV
5	03.02.2002	07:11:43	38.62	31.21	15	6.5	269	37	-71	HRV
6	03.02.2002	09:26:49	38.23	30.56	15	5.8	236	45	-58	HRV
7	03.02.2002	11:40:00	38.52	31.22	15	5.3	76	43	-70	HRV
8	21.04.2000	12:23:10	37.78	29.39	15	5.5	110	23	-139	HRV

Isparta Büklümü'nü etkileyen tektonik yapılardan biride Helen-Kıbrıs yayıdır. Kaş ve civarında meydana gelen depremlerin odak mekanizması çözümlerini yapmak için ISC (International Seismological Center) kataloglarından 23 adet depremin ilk varışları okunarak Tablo 4.4'de verilen odak mekanizması çözümleri P dalgası ilk hareket yönünden bulunmuştur.



(a)



(b)

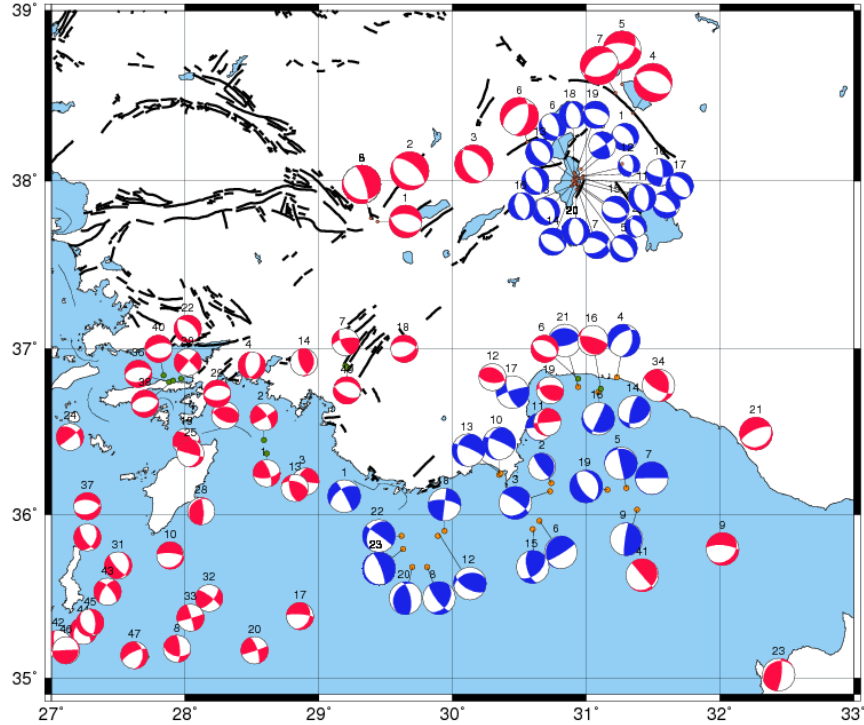
Şekil 4.4. (a) zSacWin programı ile Kandilli Rasathanesi verileri kullanılarak P dalgası ilk varışından yapılan odak mekanizması çözümü (23.01.2005 22:36 GMT) b) Diğer sismoloji merkezlerin odak mekanizması çözümü

Tablo 4.3. 27-33 Boylam, 35-37 Enlem'leri arasında kalan bölgenin daha önceki çalışmalarda yapılmış odak mekanizması parametreleri

no	Tarih(g.a.y)	Oluş zamanı	Enlem(K)	Boylam(D)	h(km)	Mw	Doğ.	Dalın	Atım	Referans
1	24.04.1957	19:10:13	36.37	28.61	50	6.9	81	62	20	Mckenzie (1972,1978)
2	25.04.1957	02:25:42	36.45	28.59	0	7.0	58	85	19	Mckenzie (1972,1978)
3	26.04.1957	06:33:36	36.20	28.90	64	6.2	189	47	2	Canitez ve Üçer (1967)
4	25.04.1959	01:05:42	36.90	28.50	-	5.4	175	50	-110	Canitez ve Üçer (1967)
5	23.05.1961	02:45:16	36.60	28.30	72	6.2	115	55	105	Üçer (1968)
6	26.03.1965	20:29:23	36.82	30.94	111	5.2	118	48	-89	Canitez ve Üçer (1967)
7	01.06.1967	10:39:23	36.90	29.20	36	5.0	257	67	28	Kocaefe ve Ataman (1976)
8	28.11.1977	02:59:10	35.18	27.94	85	5.4	103	46	24	HRV
9	28.05.1979	09:27:33	35.79	32.02	95.7	6.0	48	27	-133	HRV
10	22.08.1979	20:12:47	35.75	27.89	94.4	5.3	53	19	-129	HRV
11	12.10.1982	14:13:00	36.56	30.71	63	5.6	178	30	4	EMSC
12	11.02.1984	08:12:31	36.83	30.30	83	4.8	299	36	109	Kalafat,1988
13	20.05.1985	10:33:42	36.16	28.82	51	4.8	166	60	132	Kalafat,1988
14	04.04.1987	15:59:08	36.92	28.89	20	4.6	9	30	117	Kalafat,1988
15	19.06.1987	18:45:42	36.44	28.01	59.5	5.3	316	54	137	HRV
16	14.09.1987	15:51:55	36.76	31.11	110	4.7	148	21	131	Kalafat,1988
17	20.11.1988	21:01:09	35.38	28.86	15.0	5.4	24	32	-157	HRV
18	18.07.1990	11:29:34	37.00	29.64	15.0	5.5	65	47	-114	HRV
19	11.03.1991	18:33:47	36.75	30.73	122.6	5.2	131	41	125	HRV
20	18.10.1991	14:04:54	35.17	28.52	33.0	5.1	341	73	177	HRV
21	05.12.1991	20:22:01	36.49	32.27	117.6	5.2	66	20	-89	HRV
22	13.11.1994	06:56:05	37.12	28.02	15.0	5.4	139	36	-83	HRV
23	23.02.1995	21:03:07	35.02	32.44	15.0	5.9	239	21	140	HRV
24	12.04.1996	15:39:10	36.47	27.14	151	5.2	315	44	173	HRV
25	26.04.1996	07:01:33	36.37	28.04	127	5.5	12	30	176	HRV
26	20.07.1996	00:00:47	36.07	26.92	15.0	6.2	196	38	-102	HRV
27	22.07.1996	01:44:42	36.11	26.91	15.0	5.1	223	36	-78	HRV
28	09.03.1998	11:21:20	36.02	28.12	80.0	5.4	221	19	132	CSEM
29	05.10.1999	00:53:28	36.73	28.24	20.0	5.6	89	49	-83	CSEM
30	13.06.2000	01:43:21	35.16	26.74	15.0	5.4	147	45	-166	HRV
31	01.05.2001	06:00:56	35.69	27.50	10.0	4.9	10	24	-42	CSEM
32	29.05.2001	04:44:03	35.49	28.18	46.0	5.2	42	66	13	HRV
33	23.06.2001	06:52:48	35.37	28.04	58.4	5.7	344	85	177	HRV
34	03.05.2003	11:22:44	36.78	31.54	137.5	5.5	358	36	143	HRV
35	25.05.2004	05:34:32	35.86	27.27	16.6	4.8	25	39	-38	HRV
36	04.08.2004	03:01:10	36.80	27.88	12.0	5.6	75	40	-95	HRV
37	04.08.2004	04:19:50	36.82	27.97	12.0	5.2	75	42	-111	HRV
38	04.08.2004	14:18:53	36.81	27.91	12.0	5.3	75	41	-94	HRV
39	21.09.2004	14:15:06	35.13	27.71	27.1	4.9	311	79	180	HRV
40	11.01.2005	04:35:57	36.84	27.84	12.2	5.1	100	33	-69	HRV
41	14.05.2005	23:46:48	35.63	31.42	27.6	5.1	46	16	176	HRV
42	03.07.2005	22:39:26	35.21	27.05	21.0	4.8	62	58	-26	HRV
43	11.10.2005	05:44:31	35.53	27.42	20.6	4.9	215	61	-27	HRV
44	09.12.2005	14:33:25	35.29	27.24	25.8	4.8	216	39	-27	HRV
45	09.04.2006	23:27:22	35.34	27.29	25.6	5.3	144	36	-117	HRV
46	22.08.2006	09:23:22	35.17	27.11	12.0	5.1	5	10	8	HRV
47	21.05.2007	16:39:11	35.14	27.62	18.1	5.1	1	39	-146	HRV
48	23.09.2007	00:54:39	35.24	26.92	17.5	5.4	234	41	-23	HRV
49	29.10.2007	09:23:19	36.89	29.21	12.0	5.3	275	37	-107	HRV

Tablo 4.4. P dalgası ilk hareket yönlerinden odak mekanizması çözümü yapılan Kaş ve civarında meydana gelen depremlerin sonuç parametreleri (23.01.2005 22:36 depremi için ilk okumalar ISC ve Kandilli verileri kullanılarak yapılmıştır)

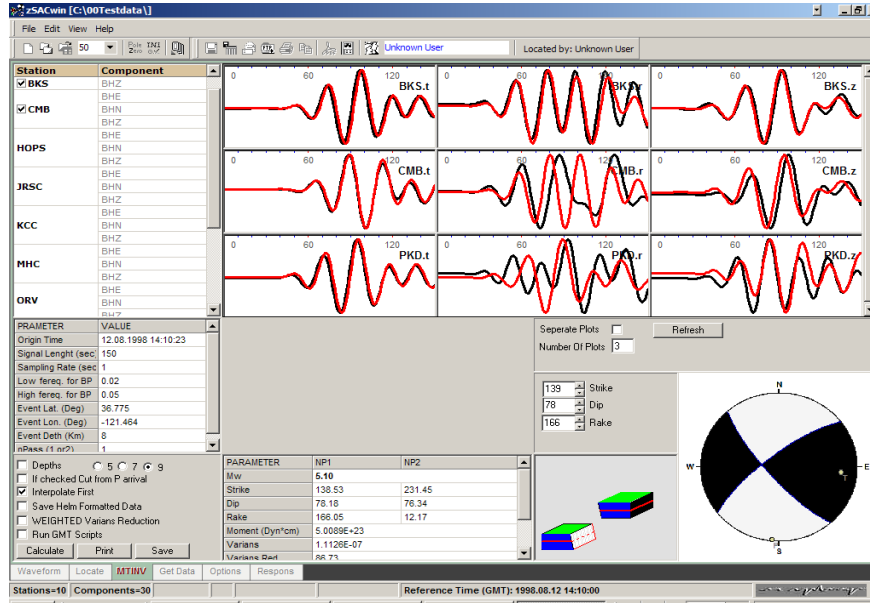
no	Tarih(g.a.y)	Oluş zamanı (s:d:sn)	Enlem(K)	Boylam(D)	h(km)	Mb	Doğ.	Dalın	Atım
1	14.01.1969	23:12:06	36.11	29.19	22	5.6	236	52	-8
2	30.04.1975	04:28:58	36.19	30.74	61	4.0	350	13	116
3	20.09.1975	05:40:20	36.14	30.73	40	4.0	55	31	-159
4	26.01.1976	22:44:59	35.83	31.23	71	4.6	10	47	-123
5	01.06.1977	12:54:49	36.16	31.30	68	5.6	168	89	103
6	04.04.1979	21:17:04	35.96	30.65	62	4.0	58	83	98
7	31.12.1979	06:21:36	36.22	31.49	93	5.3	124	2	-55
8	02.05.1980	05:30:59	35.68	29.81	38	5.2	34	38	157
9	30.11.1980	01:08:38	36.03	31.38	80	4.6	344	6	66
10	27.11.1981	10:29:21	36.24	30.35	66	4.8	188	32	-18
11	26.04.1981	14:13:28	36.53	30.65	76	4.2	83	90	91
12	10.08.1981	05:21:24	35.88	29.90	53	4.6	120	61	116
13	11.11.1981	10:29:22	36.25	30.36	66	4.8	188	32	-18
14	07.05.1984	06:15:38	36.62	31.36	101	4.5	74	34	145
15	03.09.1987	12:39:56	35.91	30.61	52	5.0	48	51	141
16	14.09.1987	15:51:55	36.74	31.09	110	4.7	25	88	-69
17	23.05.1992	22:53:07	36.74	30.45	42	4.4	252	81	22
18	09.01.1993	14:52:45	35.90	29.94	42	4.6	277	68	-180
19	23.04.1999	18:19:46	36.15	31.16	64	4.6	341	28	-77
20	30.10.2001	21:00:07	35.68	29.70	32	5.6	349	66	71
21	09.04.2003	17:19:42	36.77	30.94	25	4.8	77	65	82
22	23.01.2005	22:36:07	35.87	29.62	34	5.5	211	34	-6
23	30.01.2005	16:23:47	35.79	29.63	41	5.3	339	79	-91



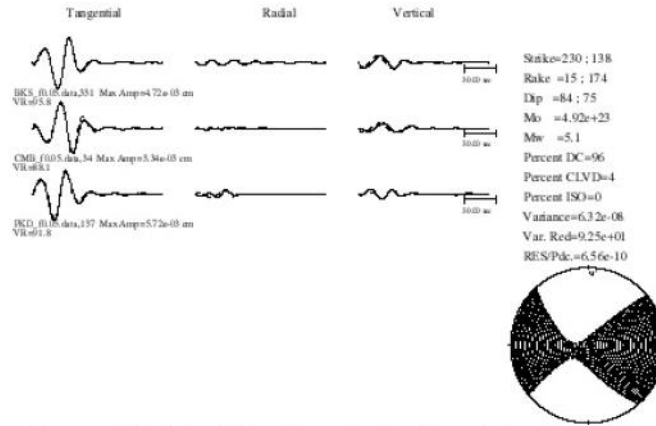
Şekil 4.5. İnceleme alanında meydana gelen depremlerin ($M \geq 3.5$) P ilk varışından bulunan odak mekanizmaları. Kırmızı renkli çözümler daha önceki çalışmalarda yapılan mekanizmaları mavi renkli çözümler tez çalışmasında yapılan mekanizma sonuçlarını göstermektedir

4.2. TDMT-INV PROGRAMI İLE ZSACWIN PROGRAMININ KARŞILAŞTIRILMASI

TDMT-INV (Time Domain Moment Tensor Inversion) programı yakın ve bölgesel uzaklıktaki depremler için kullanılmaktadır. Program Douglas S. Dreger tarafından geliştirilmiştir. Sismik Moment Ters Çözüm metodu $M_L > 3.5$ üzerindeki depremler için Berkeley Sismoloji Laboratuvarında 1993 yılından beri kullanılmaktadır. TDMT_INV ve zSACwin programının aynı kabuk modeli ve data seti kullanılarak karşılaştırılması yapılmıştır. Dreger'in (2002) TDMT_INV için yazmış olduğu el kitabındaki istasyonlara (BKS, CMB, PKD) ait veriler ve sentetik sismogramlar kullanılarak zSacWin programında test edilmiştir. Böylelikle program sonuçlarının güvenilirliği ortaya konulmaya çalışılmıştır. Şekil 4.6'da test sonucu verilmektedir. Şekil 4.7'de TDMT_INV programı kullanılarak aynı istasyon verileri ve sentetik sismogramlar kullanılarak yapılan mekanizma sonucu verilmektedir.



Şekil 4.6. zSacWin programı kullanılarak BKS,CMB, PKD istasyonları ile mekanizma çözümü



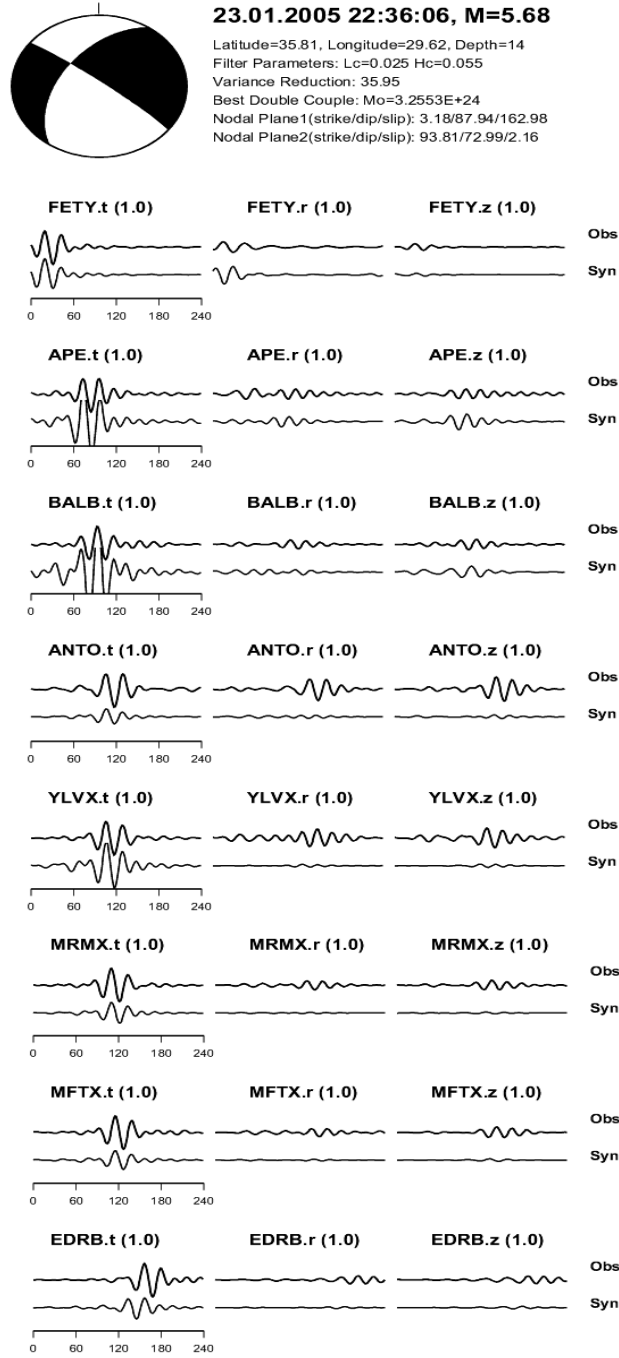
Şekil 4.7. TDMT_INV programı kullanılarak odak derinliği 8 km. için elde edilen Green fonksiyonları ile mekanizma çözümü

4.3. MOMENT TENSÖR TERS ÇÖZÜM YÖNTEMİ İLE BULUNAN MEKANİZMA ÇÖZÜMLERİ

Bu bölümde çalışma alanında meydana gelen büyüklüğü $M > 3.5$ ve üzeri depremlerin SAC formatındaki dalga formlarından zSacWin programı kullanılarak mekanizma çözümleri yapılmıştır. Toplam 29 adet depremin moment tensör ters çözüm yöntemi ile mekanizma çözümleri yapılmıştır. Çözüme giren depremlerin sonuç parametreleri Tablo 4.5’de verilmektedir. Şekil 4.8 ve 4.10 ‘da mekanizma sonuçlarına örnek olması açısından 23.01.2005 Kaş Depremi ve 10.04.2007 tarihinde meydana gelen Eğirdir Depremi gösterilmektedir. Bu çalışmada moment tensör ters çözümü ile elde edilen mekanizma sonuçları ve daha önceki çalışmalardan derlenen mekanizma sonuçları Şekil 4.9’da verilmektedir.

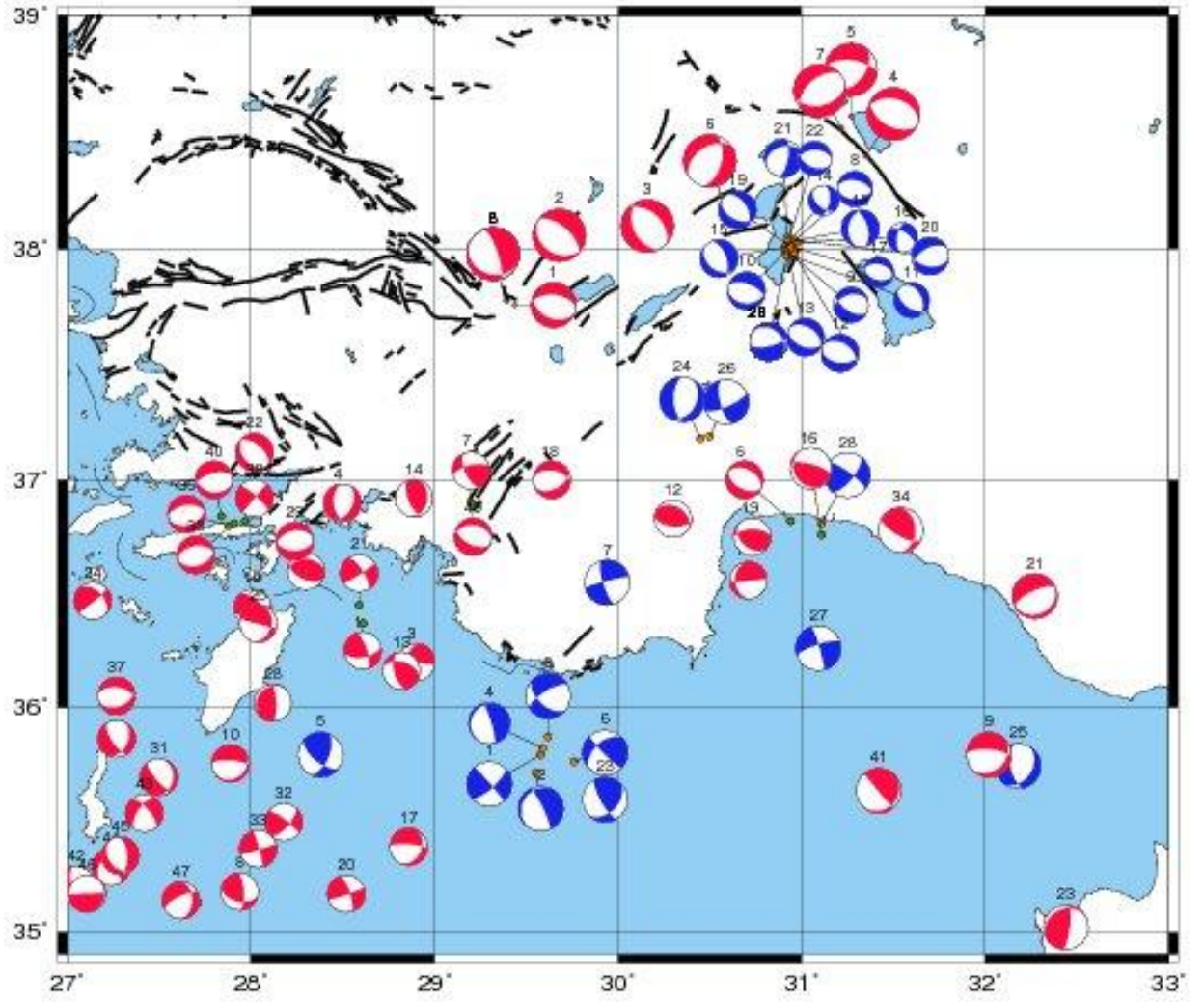
Tablo 4.5. Çalışma bölgesinde meydana gelen depremlerin ($M>3.5$) moment tensör ters çözümü yöntemi ile elde edilen lokasyon ve kaynak parametreleri.

No	Tarih	Oluş zamanı	Enlem	Boylam	Md	MI	Mw	H (km)	H (MT)	Doğrultu	Eğim	Atım	VR%
1	23.01.2005	22:36:05	35.79	29.58		5.8	5.7	22	14	318	87.9	162.98	36
2	30.01.2005	16:23:47	35.71	29.55		5.3	5.5	41	5	333.58	80.88	-105.6	43.9
3	16.05.2005	04:26:55	35.87	29.62		4.3	3.5	45	10	237.67	69.72	-139.64	51.1
4	16.05.2005	14:24:10	35.82	29.59		4.3	4.4	32	5	214.07	13.13	-40.1	48.8
5	28.06.2006	17:08:13	35.79	28.38	3.6		3.1	35	5	22.45	60.28	148.93	44
6	06.02.2007	01:58:12	35.76	29.76		5.1	4.3	5	5	228.67	51.14	6.74	58.8
7	07.02.2007	05:25:14	36.55	29.94		4.1	3.7	52	30	255.36	84	-166.12	47.4
8	30.03.2007	16:56:53	38.01	30.92		4.8	4.6	6	8	281.03	49.8	-83.3	53.3
9	30.03.2007	17:29:50	37.98	30.94		3.7	3.8	8	18	120.85	58.7	-62.69	60.9
10	30.03.2007	19:23:55	37.99	30.91		4.7	4.7	5	8	289.16	57.84	-81.3	77.7
11	30.03.2007	20:10:42	37.98	30.92		3.9	3.9	5	8	126.12	51.57	-108.45	65.2
12	30.03.2007	20:49:25	37.98	30.96		3.8	3.9	8	8	98.07	49.24	-104.88	59.4
13	30.03.2007	23:43:36	38.01	30.92		3.8	3.7	5	8	111.83	46.57	-97.96	50.5
14	31.03.2007	01:21:03	38.01	30.91		4.2	3.8	9	4	8.59	55.74	-49.89	40.7
15	01.04.2007	07:38:37	38.01	30.92		3.7	3.5	8	8	338.82	56.52	-72.08	55.2
16	10.04.2007	21:34:56	38.03	30.98		3.6	3.5	9	4	188.66	57.8	-39.56	67.2
17	10.04.2007	21:39:18	38.01	30.95		4.7	4.6	7	8	102.87	46.75	-92.15	66.2
18	10.04.2007	21:51:18	38.03	30.93		3.7	3.6	10	8	343.68	57.31	-104.44	65.8
19	10.04.2007	22:00:34	38.01	30.94		4.9	4.8	5	8	326.03	47.09	-70.56	78.3
20	11.04.2007	08:59:14	38.04	30.96		3.9	4.3	19	10	241.89	51.52	-114.19	72.9
21	11.04.2007	09:57:59	38.05	30.92		4.2	4.1	6	8	110.79	69.05	-120.36	70.5
22	11.04.2007	10:06:38	38.04	30.93		4.3	4.1	5	8	268.04	47.21	-108.66	45.8
23	22.04.2007	12:52:02	35.59	29.93	4		3.6	40	34	43.27	41.5	154.06	44.1
24	23.07.2007	10:00:04	37.18	30.45	3.3		3.8	7	23	29	35.59	-63.52	43.2
25	24.07.2007	00:25:03	35.74	32.18	3.7		3.7	22	25	31.5	36.9	-53.25	41.6
26	25.07.2007	19:40:00	37.19	30.5	3.4		3.5	9	2	66.77	71.55	-23.53	62.8
27	03.11.2007	00:57:19	36.26	31.09	3.7		3.1	50	10	252.14	75.81	-6.22	77.1
28	03.11.2007	03:43:06	36.81	31.11	3.9	4.2	3.7	87	50	40.18	69.37	11.62	30.6
29	14.07.2008	10:32:06	37.97	30.92		3.9	3.9	5	12	77.99	69.43	-113.42	55.6



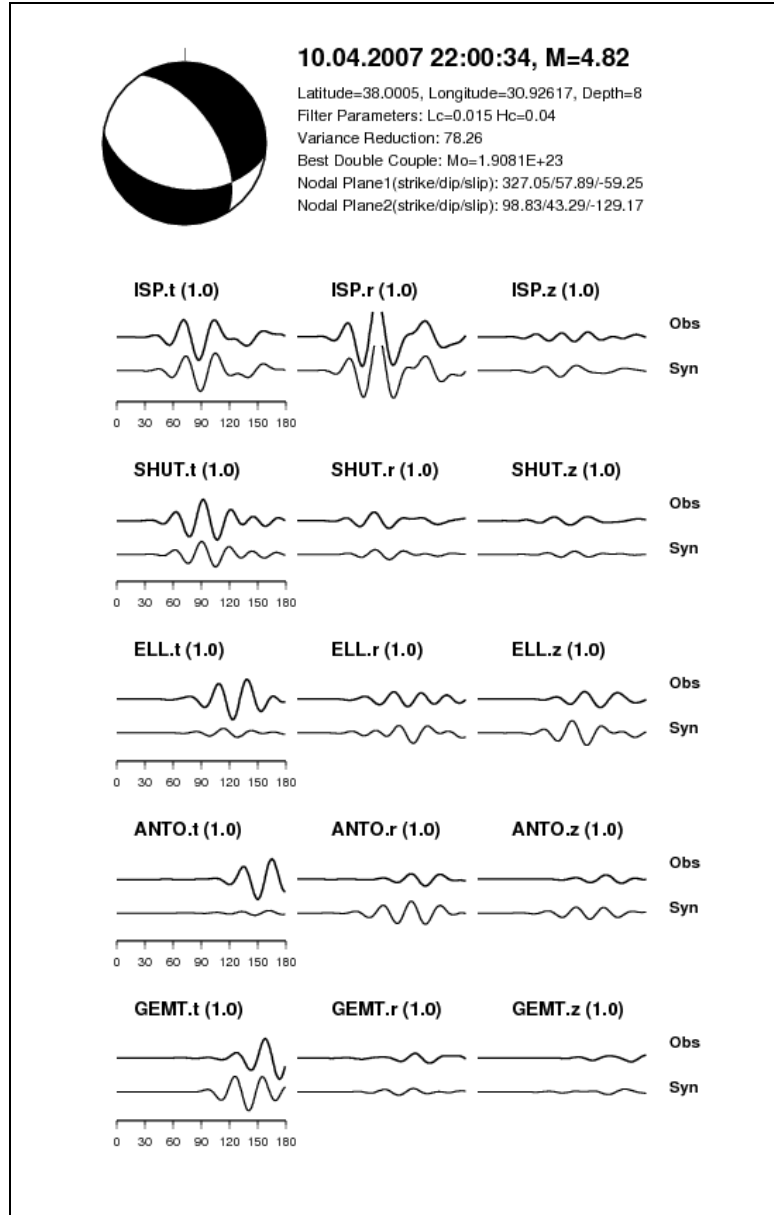
Şekil 4.8. Moment tensör ters çözüm sonucu (23.01.2005 22:36 GMT)

Şekil 4.8’de 23.01.2005 (22:36 GMT) tarihinde meydana gelen Kaş depreminin moment tensör ters çözüm yöntemi ile bulunan sonuç grafiği örnek olması açısından verilmektedir.

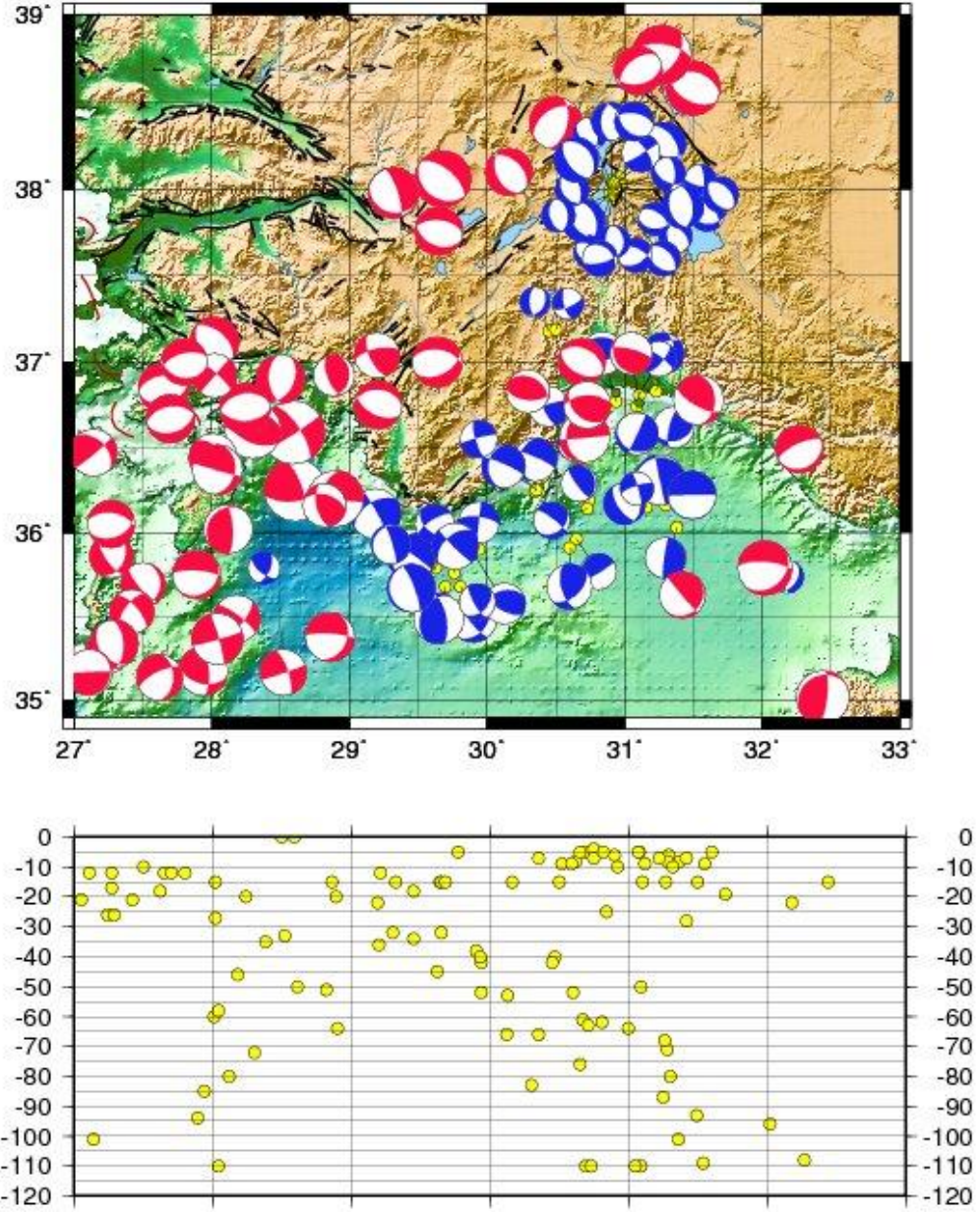


Şekil 4.9. Moment Tensör ters çözüm yöntemi ile bulunan mekanizmaların gösterimi. Kırmızı renkli çözümler daha önceki çalışmalarda yapılan mekanizmaları, mavi renkli çözümler tez çalışmasında yapılan mekanizma sonuçlarını göstermektedir

Şekil 4.9'da derlenen ve bu tezde yapılan MTI çözümleri birlikte sunulmaktadır.



Şekil 4.10. 10.04.2007 (22:00 GMT $M_L=4.9$) Eğirdir depreminin moment tensör ters çözümü



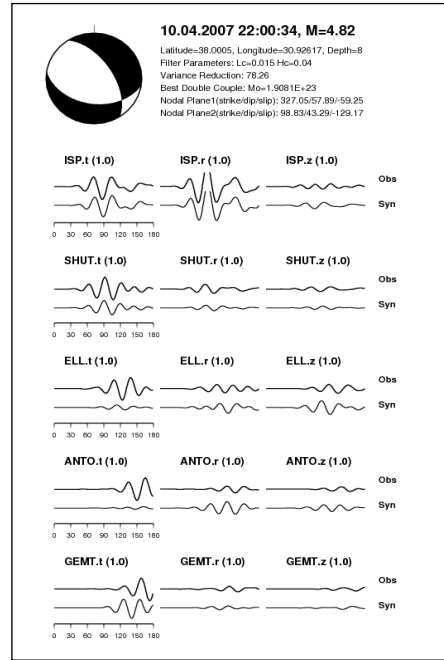
Şekil 4.11. Çalışma alanında bulunan tüm mekanizmalar ve derinlik dağılımı

Şekil 4.11’de P ilk varışından, moment tensör ters çözüm ve daha önceki çalışmalardan derlenmiş mekanizmalar derinlik kesiti ile birlikte verilmektedir.

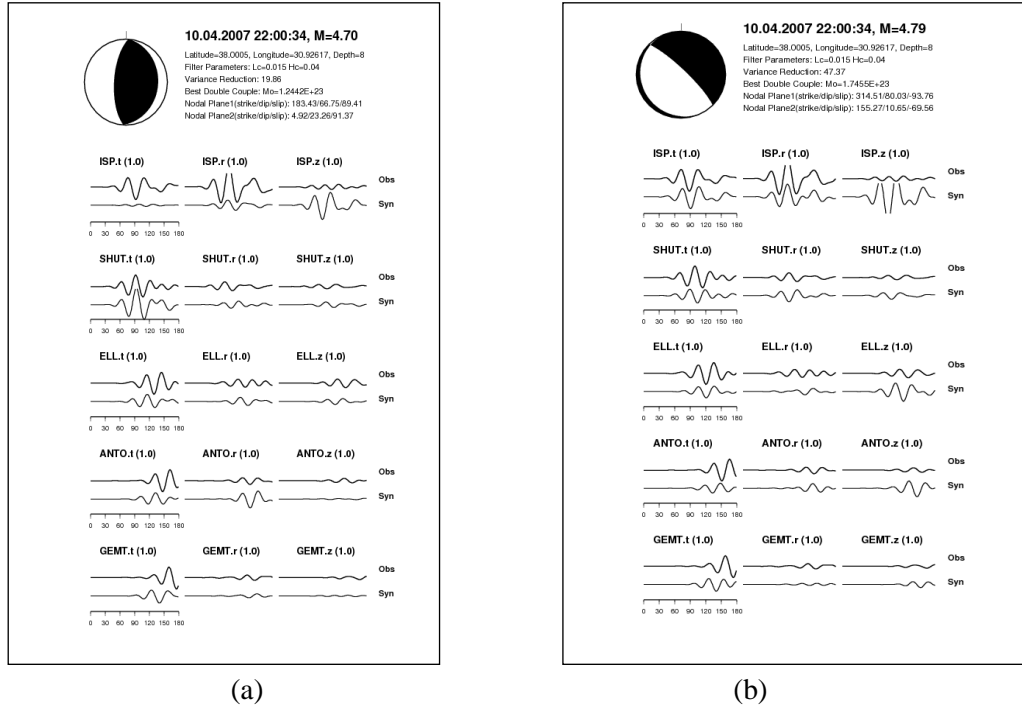
4.3.1. Farklı Kabuk Yapılarının Moment Tensor Ters Çözümüne Etkisi

Moment tensör ters çözümü yapılırken gözönüne alınan parametreler depremin lokasyonu, depremin büyüklüğü, derinliği, sinyal uzunluğu, frekans aralığı ve kullanılan

kabuk yapısıdır. Ters çözüm yapılarak kullanılan kabuk yapısı güvenilir sonuçlar elde etmede etkili olmaktadır. Şekil 4.12’de 10.04.2007 (GMT 22:00) de meydana gelen $M_L=4.9$ büyüklüğündeki depremin Kalafat ve diğ., 1987 modeli kullanılarak yapılan çözümü görülmektedir. 5 istasyon kullanarak VR değeri %78.25 elde edilmiştir. Elde edilen ters çözüm sonucu bölge tektoniği ile oldukça uyumludur. Aynı deprem aynı parametreler kullanılarak farklı kabuk yapıları için de çözülmüştür. Şekil 4.13a’da gösterilen çözümde kullanılan kabuk yapısı Kalyancuoğlu ve Özer 2003 tarafından ISP istasyonu için bulunduğu kabuk yapısıdır. VR değeri %19.86 olup gözlenen ve hesaplanan sismogramlar arasında fazla bir uyum gözükmemektedir. Şekil 4.13 b’da gösterilen çözüm Alıcı fonksiyon tekniği uygulanarak ISP istasyonu için elde edilen Model-4 kullanılarak bulunmuştur. VR değeri %47.37 bulunmuştur. Aynı parametreleri kullanılarak aynı depremi farklı kabuk yapıları için çözdüğümüz zaman sonuçların birbirinden farklı olduğu görülmektedir. Buda seçilen kabuk modelinin ters çözüm sonuçlarında önemli olduğunu göstermektedir.

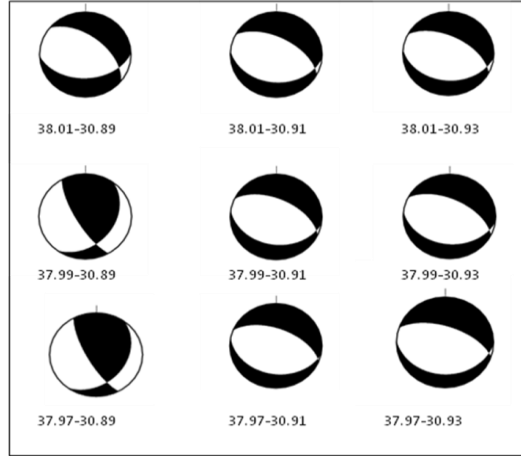


Şekil 4.12. 10.04.2007 (22:00 GMT) depreminin Kalafat ve diğ., (1987) modeli kullanılarak elde edilen çözümü



Şekil 4.13. 10.04.2007 (22:00 GMT) depreminin a) Kalyoncuoğlu ve Özer (2003) modeli kullanılarak b) Model-4 kullanılarak çözümü

Bu tez çalışmasında ayrıca zSacWin programına grid taraması uygulaması eklenmiştir. Sonuçların iyileştirilmesi amacı ile ilksel derinlik ve koordinatlar belirli aralıklarla değiştirilerek varyans düşümünün en yüksek olduğu derinlik ve koordinatlar yinelemeli olarak hesaplanır (Şekil 4.14). Bu uygulamada derinlik artışları 2 km, koordinat artışları ise 2.5 km olarak seçilmiş ve ilksel derinlik ve koordinat bilgilerinin $9 \times 9 \times 9 = 729$ düğüm noktası içeren bir kübün merkezinde yer aldığı varsayılarak işlemler yapılmıştır. 729 ayrı düğüm noktası için hesaplanan kaynak parametrelerinin içinden, varyans düşümü en yüksek olan düğüm noktası, depremin gerçek odağı olarak varsayılmıştır (Altuncu vd., 2007). Şekil 4.14'de 30.03.2007 (19:24 GMT) depremi grid taramasına örnek olması açısından verilmektedir. 37.99-30.91 depremin episantır merkezi olmak üzere 2.5 km arttırmalarla depremin episantır koordinatları değiştirilerek mekanizma sonuçlarının değişimine bakılmıştır. Deprem lokasyonunun güvenilirliği mekanizma sonuçlarının güvenilirliğini de etkilemektedir.



Şekil 4.14. 30.03.2007 (19:24 GMT) depreminin moment tensör ters çözüm sonucu ve grid uygulaması

4.4. ALICI FONKSİYON TEKNİĞİ İLE BULUNAN ÇÖZÜMLER

Alıcı fonksiyon tekniği kullanılarak ISP ve AKSU istasyonları altındaki kabuk yapısını modellemek amacı ile 5 ayrı başlangıç modeli kullanılmıştır.

Model-1

Tabaka	Kalınlık	V_p	V_s
1	2.00	3.50-4.40	2.00-2.57
2	13.00	4.40-5.80	2.57-3.31
3	14.00	5.80-6.60	3.31-3.77
4	8.00	6.60-6.92	3.77-3.95
5	6.00	6.92-7.78	3.95-4.45
6	57.50	7.78-8.10	4.45-4.62

Model-2

Tabaka	Kalınlık	V_p	V_s
1	2.00	3.40-4.00	1.96-2.30
2	15.00	4.00-5.60	2.30-3.23
3	21.0	5.60-6.80	3.23-3.92
4	61.5	6.80-7.21	3.92-4.16

Model-3

Tabaka	Kalınlık	V_p	V_s
1	5.4	4.3-4.6	2.5-2.7
2	26.2	5.5-6.1	3.1-3.5
3	57.6	7.6-8.0	4.3-4.6

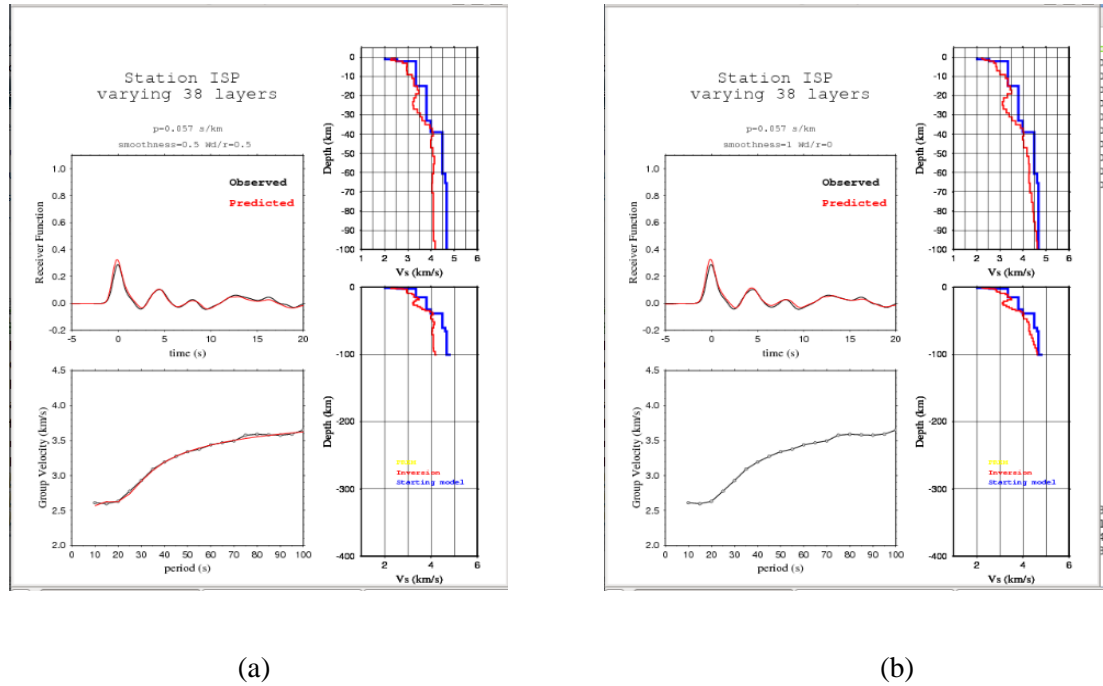
Model-4

Tabaka	Kalınlık	V_p	V_s
1	2.0	4.2-4.4	2.4-2.5
2	14.0	5.6-5.9	3.2-3.4
3	15.0	6.2-6.6	3.5-3.8
4	58.0	7.8-8.1	4.3-4.6

Model-5

Tabaka	Kalınlık	V_p	V_s
1	2.0	3.4	2.0
2	15.0	5.8	3.35
3	14.0	6.6	3.8

Model 1, Zor (2002) Marmara için bulduğu kabuk yapısı ile Kalafat (1987)'in Batı Anadolu için bulduğu kabuk yapısı birleştirilerek oluşturulmuştur. Model-2 ise Kalyoncuoğlu ve Özer 2003 tarafından grid search algoritması kullanılarak ISP istasyonu altında bulduğu kabuk yapısı için geliştirilmiştir. Model 3, Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Ulusal Deprem İzleme Merkezi tarafından deprem lokasyonlarını belirlenirken kullanılan ve Kalafat (1987) Batı Anadolu için bulduğu kabuk yapısıdır. Model 4, Kalafat ve diğ., 1987 ve Kalyoncuoğlu ve Özer 2003 tarafından bulunan hızlar gözönüne alınarak derlenmiş bir modeldir. Model 5, Kalyoncuoğlu ve Özer 2003 tarafından ISP istasyonu altındaki kabuk yapısı için elde edilen modeldir. Kalyoncuoğlu ve Özer 2003 tarafından bulunan Model-5 ile geliştirilen Model-2 karşılaştırıldığında Model-2'nin sonuç grafiklerine baktığımız zaman daha uygun olduğunu görmekteyiz.

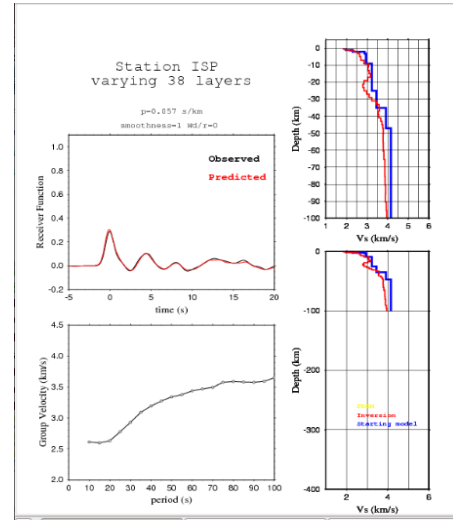
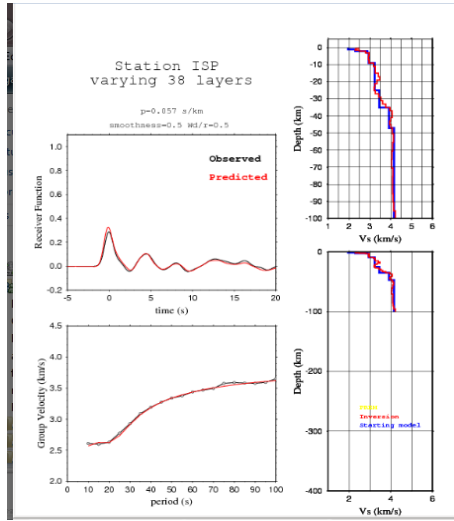


Şekil 4.15. Model-1 kullanılarak ISP istasyonu altındaki kabuk yapısı için elde edilen modeller a) Joint inversion (AF ve yüzey dalgası dispersiyonu kullanılarak) b) Sadece AF kullanılarak.

Tablo 4.6. Model-1 kullanılarak elde edilen sonuç parametreleri a) Joint inversion (AF ve yüzey dalgası dispersiyonu kullanılarak) b) Sadece AF kullanılarak

Tabaka	Kalınlık	V_p	V_s
1	2.0	3.9-4.2	2.2-2.4
2	13	4.8-5.6	2.7-3.2
3	20	5.5-6.4	3.2-3.7
4	65.5	6.8-7.3	3.9-4.2

Tabaka	Kalınlık	V_p	V_s
1	2.0	3.8-4.4	2.2-2.5
2	13	4.7-5.8	2.7-3.3
3	16	5.3-6.0	3.3-3.5
4	16	6.1-6.9	3.5-4.0
5	53.5	7.2-8.0	4.1-4.6

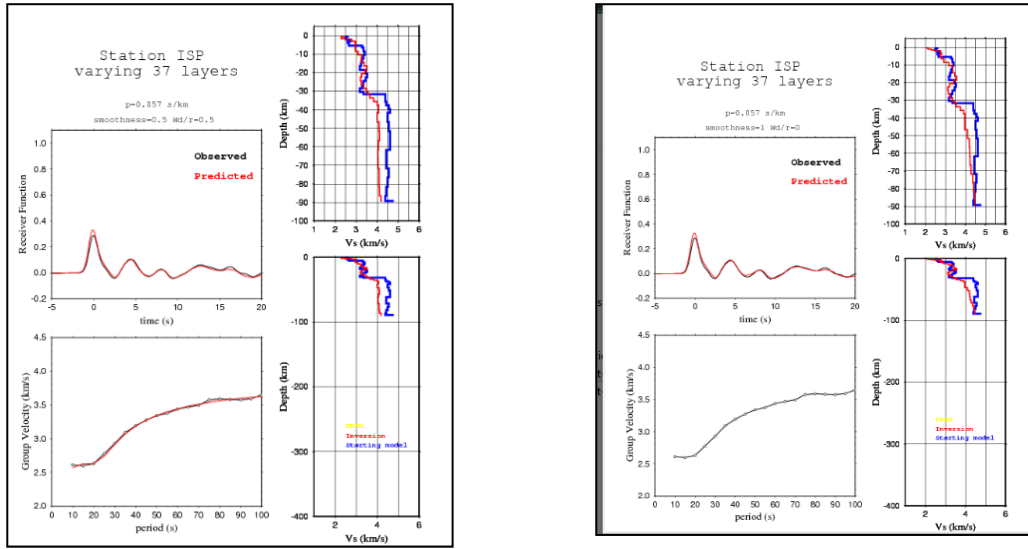


Şekil 4.16. Model-2 kullanılarak ISP istasyonu altındaki kabuk yapısı için elde edilen modeller a) Joint inversion (AF ve yüzey dalgası dispersiyonu kullanılarak) b) Sadece AF kullanılarak

Tablo 4.7. Model-2 kullanılarak elde edilen sonuç parametreleri a) Joint inversion (AF ve yüzey dalgası dispersiyonu kullanılarak) b) Sadece AF kullanılarak

Tabaka	Kalınlık	V_p	V_s
1	2.0	3.9-4.3	2.2-2.5
2	13.0	5.0-5.6	2.7-3.2
3	20.0	5.5-6.5	3.2-3.7
4	65.5	6.8-7.3	3.9-4.2

Tabaka	Kalınlık	V_p (km/s)	V_s (km/s)
1	2.0	3.2-4.1	1.8-2.3
2	7.0	4.4-4.9	2.5-2.8
3	24.0	5.3-5.9	2.8-3.4
4	66.5	6.1-6.8	3.5-3.9

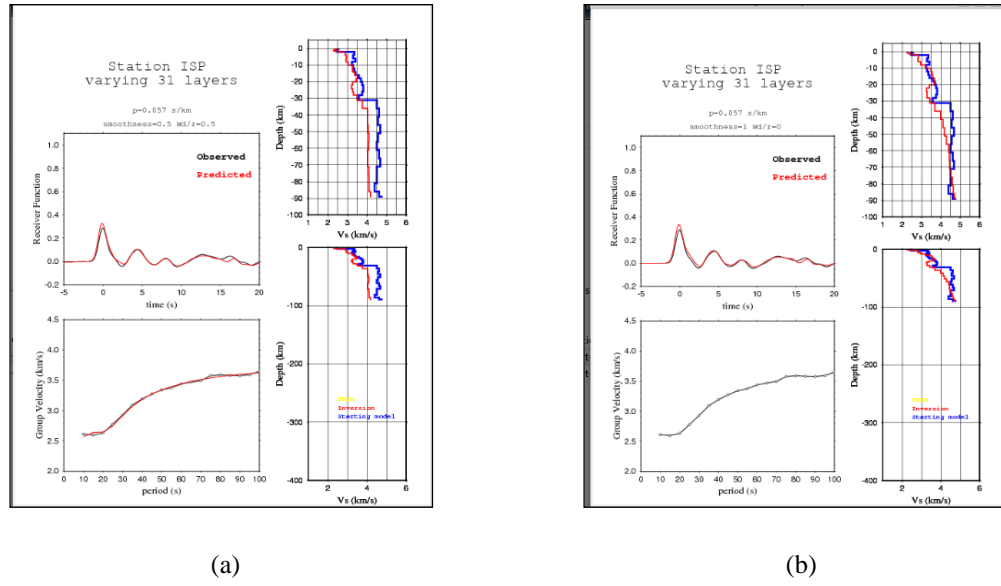


Şekil 4.17. Model-3 kullanılarak ISP istasyonu altındaki kabuk yapısı için elde edilen modeller a) Joint inversion (AF ve yüzey dalgası dispersiyonu kullanılarak) b) Sadece AF kullanılarak

Tablo 4.8. Model-3 kullanılarak elde edilen sonuç parametreleri a) Joint inversion (AF ve yüzey dalgası dispersiyonu kullanılarak) b) Sadece AF kullanılarak

Tabaka	Kalınlık	V_p	V_s
1	2.0	3.9-4.3	2.2-2.4
2	6.4	4.8-5.3	2.9-3.0
3	23.2	5.6-6.3	3.2-3.6
4	65.5	6.6-7.2	3.8-4.2

Tabaka	Kalınlık	V_p	V_s
1	2.0	3.6-4.4	1.8-2.3
2	8.4	4.7-5.4	2.7-3.1
3	23.2	5.8-6.1	3.3-3.7
4	55.6	6.4-7.7	3.7-4.4

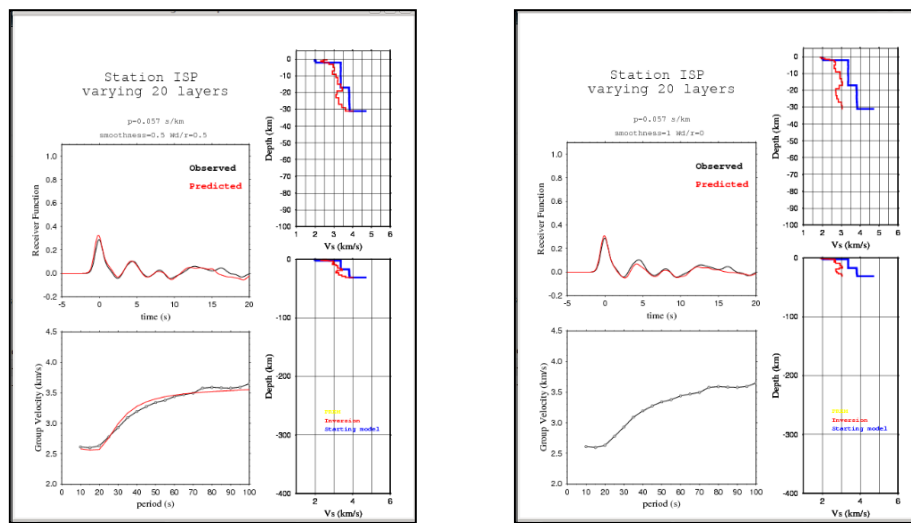


Şekil 4.18. Model-4 kullanılarak ISP istasyonu altındaki kabuk yapısı için elde edilen modeller a) Joint inversion (AF ve yüzey dalgası dispersiyonu kullanılarak) b) Sadece AF kullanılarak

Tablo 4.9. Model-4 kullanılarak elde edilen sonuç parametreleri a) Joint inversion (AF ve yüzey dalgası dispersiyonu kullanılarak) b) Sadece AF kullanılarak

Tabaka	Kalınlık	V_p	V_s
1	2.0	3.9-4.3	2.2-2.5
2	12.0	5.0-5.6	2.8-3.2
3	17.0	5.5-6.0	3.2-3.4
4	58.0	6.5-7.2	3.7-4.1

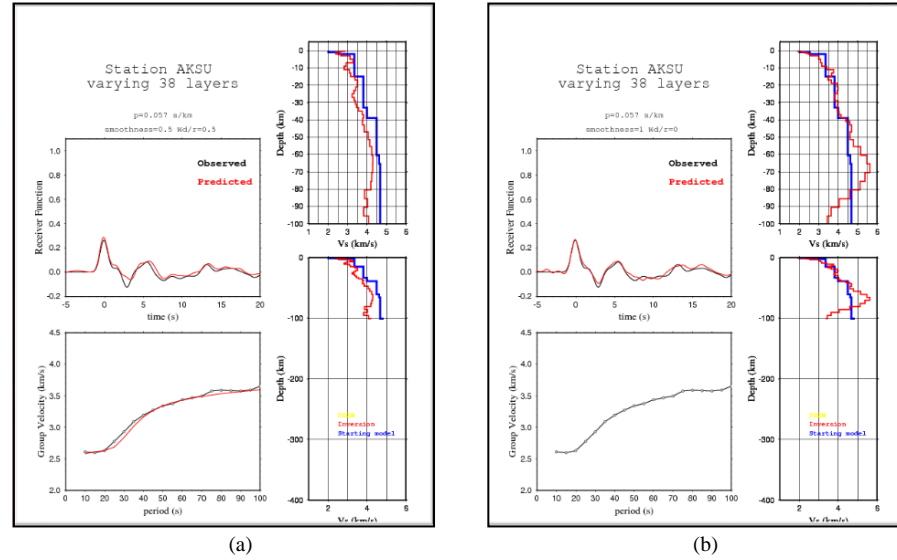
Tabaka	Kalınlık	V_p	V_s
1	2.0	3.9-4.5	2.2-2.6
2	8.0	4.8-5.5	2.8-3.1
3	21.0	5.9-6.0	3.2-3.6
4	55.6	6.3-8.1	3.6-4.7



Şekil 4.19. Model-5 kullanılarak ISP istasyonu altındaki kabuk yapısı için elde edilen modeller a) Joint inversion (RF ve yüzey dalgası dispersiyonu kullanılarak) b) Sadece RF kullanılarak

ISP istasyonu için 5 ayrı başlangıç modeli ters çözüm işlemine katılmıştır. Sonuçlara baktığımız zaman ISP istasyonu altındaki kabuk kalınlığı yaklaşık olarak 31-35 km arasında değiştiğini görmekteyiz. ISP istasyonu için yapılan diğer çalışmalara bakıldığı zaman; Kalyoncuoğlu ve Özer, 2003 Moho derinliği için 31 +/-1 km, Kahraman (2008), 35.5-37.5 km, Erduran vd., (2007) Moho derinliğinin 25 ila 45 km arasında değiştiğini belirtmektedirler. Kayma dalga hızlarına baktığımız zaman 2 km lik bir yüzey kalınlığı için 2.2-2.6 km/s, yaklaşık 8 km bir kalınlıkta 2.8-3.3 km/s, 21 km kalınlıkta 3.2-3.6 km/s, daha derinlerde ise 3.6-4.2 km/s olarak gözlenmektedir. Yaklaşık 70-80 km derinliklerde kayma dalga hızında bir düşüş gözlenmektedir.

AKSU istasyonu için 5 ayrı model girişi yapılarak kabuk modellenmeye çalışılmıştır.

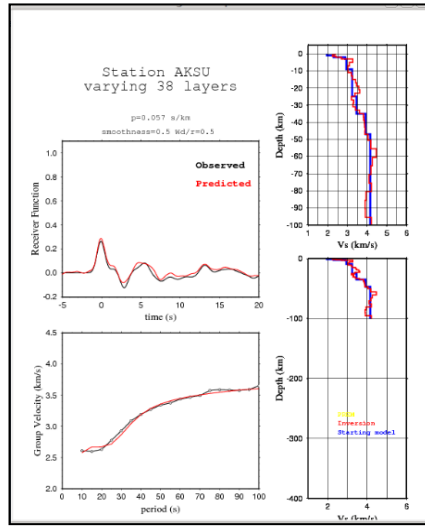


Şekil 4.20. Model-1 kullanılarak AKSU istasyonu altındaki kabuk yapısı için elde edilen modeller a) Birleşik ters çözüm (AF ve yüzey dalgası dispersiyonu kullanılarak) b) Sadece AF kullanılarak

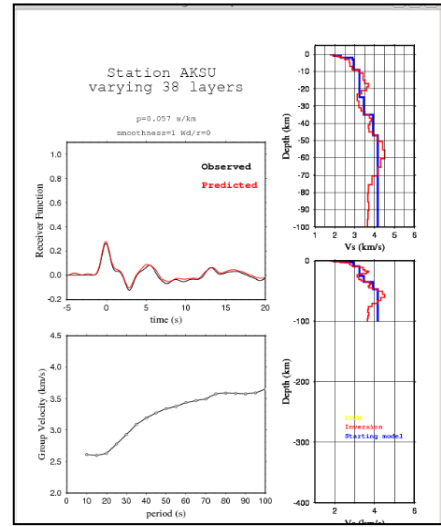
Tablo 4.10. Model-1 kullanılarak elde edilen sonuç parametreleri a) Birleşik ters çözüm (AF ve yüzey dalgası dispersiyonu kullanılarak) b) Sadece AF kullanılarak

Tabaka	Kalınlık	V_p	V_s
1	3.0	4.1-4.9	2.3-2.6
2	14.0	4.8-5.8	2.8-3.3
3	16.0	5.5-6.0	3.2-3.5
4	67.5	6.1-7.4	3.5-4.2

Tabaka	Kalınlık	V_p	V_s
1	3.0	3.3-4.4	1.9-2.5
2	8.0	5.1-5.9	2.9-3.4
3	26.0	6.0-6.9	3.4-4.0
5	63.5	7.9 (ort)	4.5(ort)



(a)



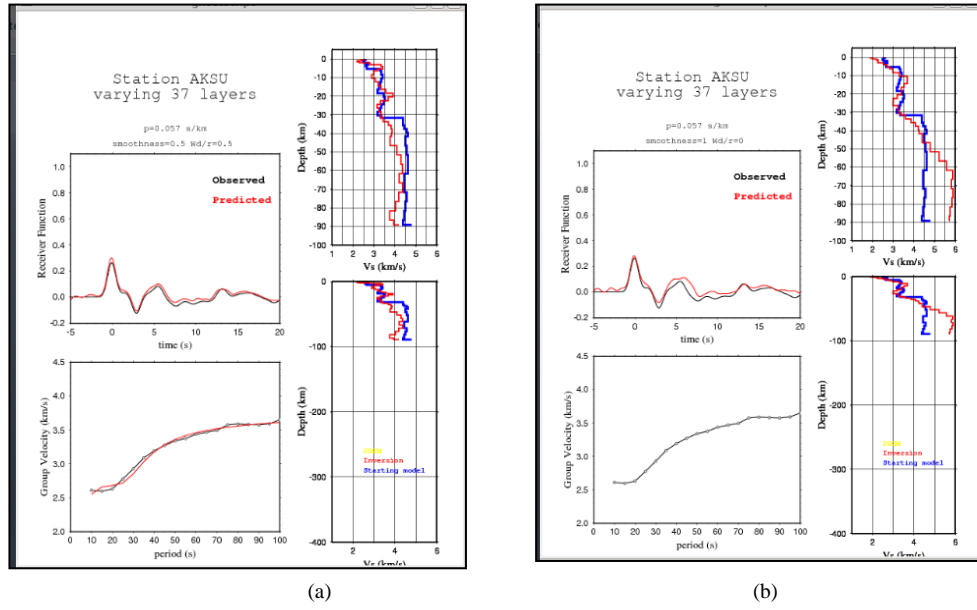
(b)

Şekil 4.21. Model-2 kullanılarak AKSU istasyonu altındaki kabuk yapısı için elde edilen modeller a) Birleşik ters çözüm (AF ve yüzey dalgası dispersiyonu kullanılarak) b) Sadece AF kullanılarak

Tablo 4.11. Model-2 kullanılarak elde edilen sonuç parametreleri a) Birleşik ters çözüm (AF ve yüzey dalgası dispersiyonu kullanılarak) b) Sadece AF kullanılarak

Tabaka	Kalınlık	V_p	V_s
1	3.0	3.8-4.6	2.2-2.6
2	12.0	5.2-5.9	3.0-3.4
3	18.0	5.5-6.2	3.1-3.6
4	67.5	6.6-7.3	3.8-4.2

Tabaka	Kalınlık	V_p	V_s
1	2.0	3.0-4.0	1.7-2.3
2	7.0	4.3-4.9	2.4-2.8
3	26.0	5.4-6.4	3.1-3.6
4	65.5	6.3-7.8	3.6-4.5

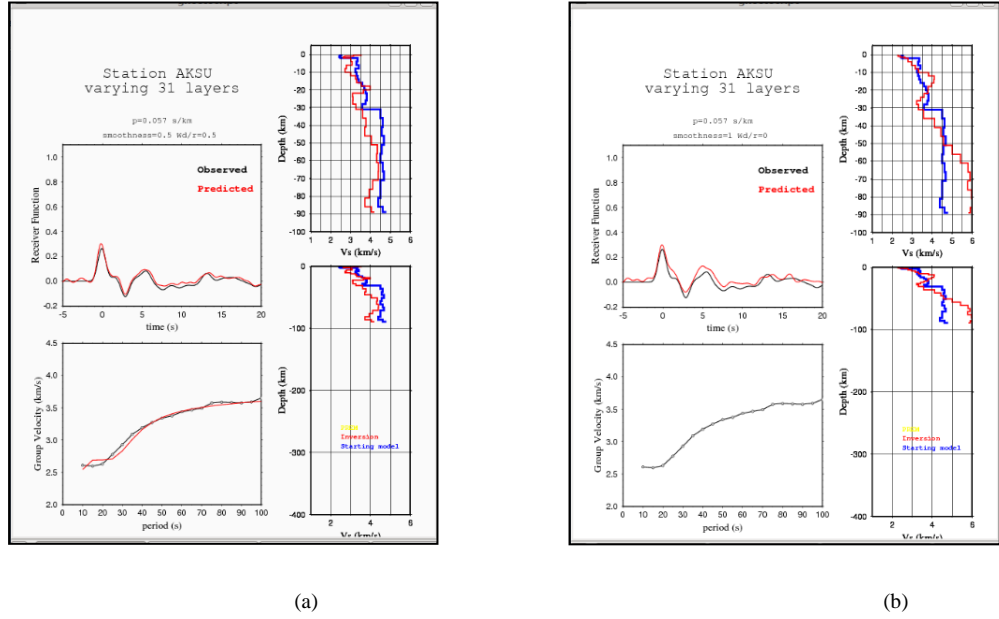


Şekil 4.22. Model-3 kullanılarak AKSU istasyonu altındaki kabuk yapısı için elde edilen modeller a) Birleşik ters çözüm (AF ve yüzey dalgası dispersiyonu kullanılarak) b) Sadece AF kullanılarak

Tablo 4.12. Model-3 kullanılarak elde edilen sonuç parametreleri a) Birleşik ters çözüm (AF ve yüzey dalgası dispersiyonu kullanılarak) b) Sadece AF kullanılarak

Tabaka	Kalınlık	V_p	V_s
1	2.0	3.7-4.4	2.1-2.5
2	14.4	4.8-5.7	2.7-3.3
3	17.2	5.5-6.7	3.2-3.9
4	55.6	6.3-7.4	3.6-4.2

Tabaka	Kalınlık	V_p	V_s
1	6.4	3.2-4.9	1.8-2.8
2	27.2	5.1-6.3	2.9-3.6
3	55.6	6.6-9.9	3.8-5.7



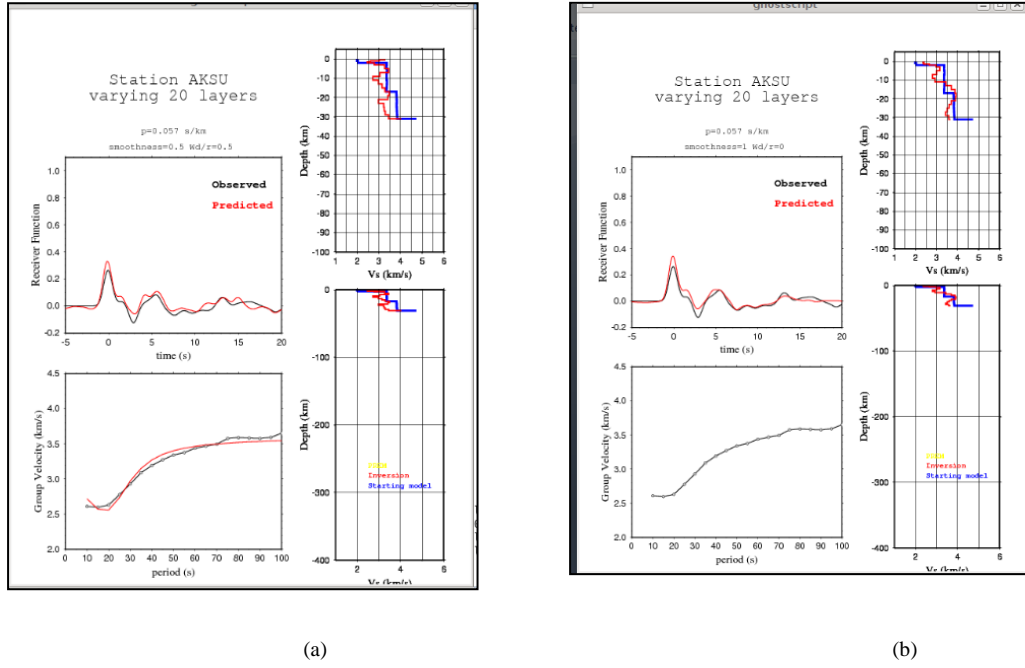
Şekil 4.23. Model-4 kullanılarak AKSU istasyonu altındaki kabuk yapısı için elde edilen modeller a) Birleşik ters çözüm (AF ve yüzey dalgası dispersiyonu kullanılarak) b) AF kullanılarak

Tablo 4.13. Model-4 kullanılarak elde edilen sonuç parametreleri a) Birleşik ters çözüm (AF ve yüzey dalgası dispersiyonu kullanılarak) b) AF kullanılarak

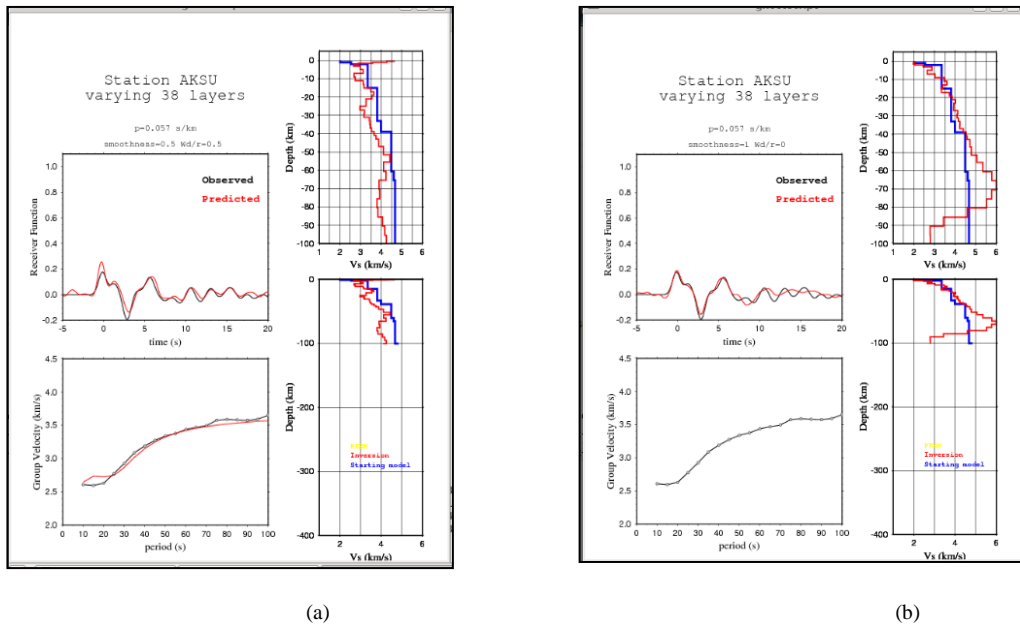
Tabaka	Kalınlık	V_p	V_s
1	2.0	4.83	2.79
2	10.0	5.02	2.90
3	19.0	5.77	3.33
4	58.0	7.1	4.1

Tabaka	Kalınlık	V_p	V_s
1	2.0	4.16	2.37
2	8.0	5.28	3.03
3	22.0	6.42	3.71
4	30.0	7.65	4.42

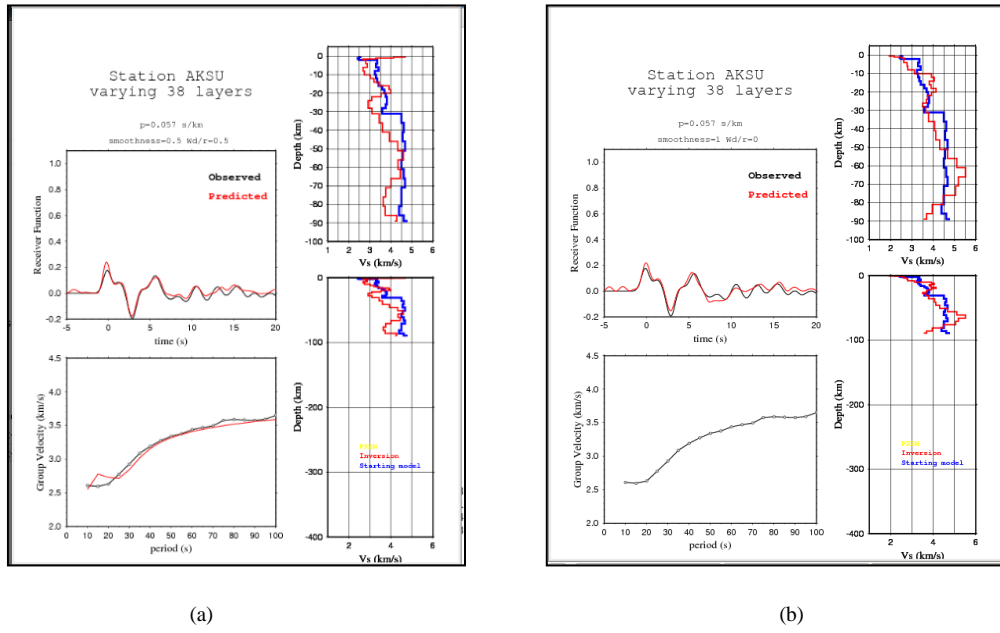
AKSU istasyonu için 5 ayrı başlangıç modeli ters çözüm işlemine katılmıştır. Sonuçlara baktığımız zaman AKSU istasyonu altındaki kabuk kalınlığı yaklaşık olarak 33-36 km arasında değiştiğini görmekteyiz. Kayma dalga hızlarına baktığımız zaman 2 km lik bir yüzey kalınlığı için yaklaşık 2.3 km/s, yaklaşık 8 km bir kalınlıkta 3.1 km/s, 22 km kalınlıkta 3.7 km/s, daha derinlerde ise 4.4 km/s olarak gözlenmektedir.



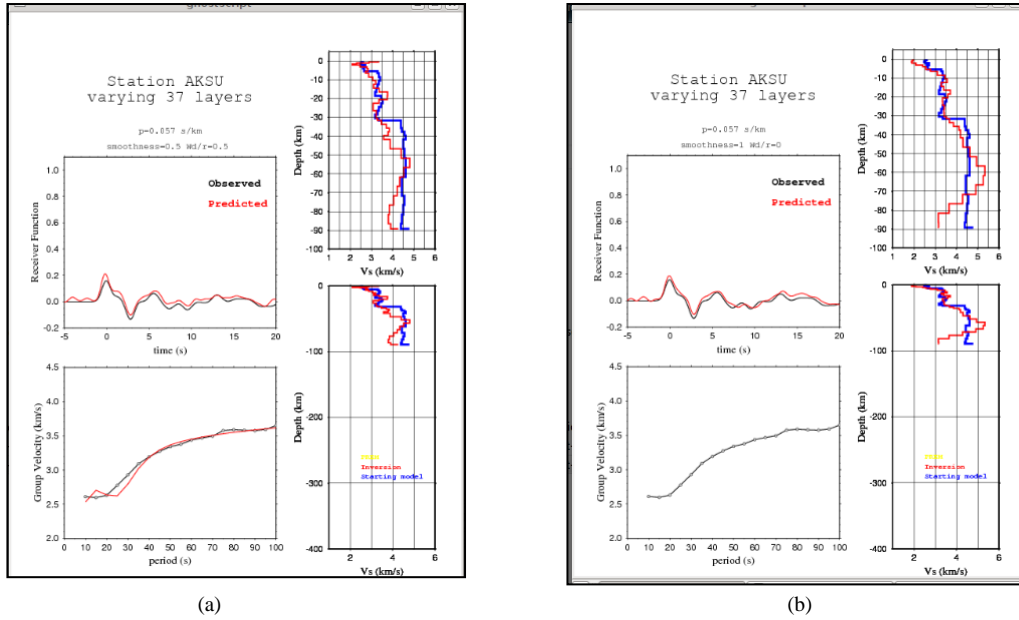
Şekil 4.24. Model-5 kullanılarak AKSU istasyonu altındaki kabuk yapısı için elde edilen modeller a) Birleşik ters çözüm (AF ve yüzey dalgası dispersiyonu kullanılarak) b) Sadece AF kullanılarak



Şekil 4.25. Model-1 kullanılarak derin depremler için AKSU istasyonu altındaki kabuk yapısı ait modeller a) Birleşik ters çözüm (AF ve yüzey dalgası dispersiyonu kullanılarak) b) Sadece AF kullanılarak



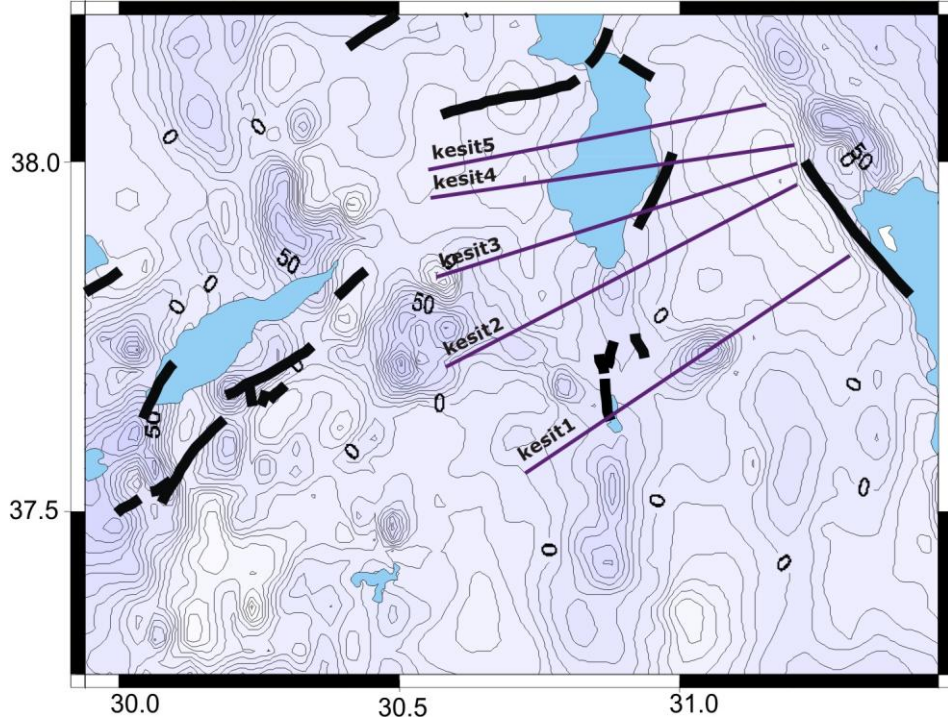
Şekil 4.26. Model-4 kullanılarak derin depremler için AKSU istasyonu altındaki kabuk yapısı ait modeller a) Birleşik ters çözüm (AF ve yüzey dalgası dispersiyonu kullanılarak) b) Sadece AF kullanılarak



Şekil 4.27. Model-3 kullanılarak sığ depremler için AKSU istasyonu altındaki kabuk yapısı ait modeller a) Birleşik ters çözüm (AF ve yüzey dalgası dispersiyonu kullanılarak) b) Sadece AF kullanılarak

4.5. MANYETİK YÖNTEM

Şekil 4.28’da görüldüğü üzere havadan alınan manyetik verilerden Eğirdir depremlerini kesecek şekilde GB-KD uzanımlı kesitler alınmıştır.

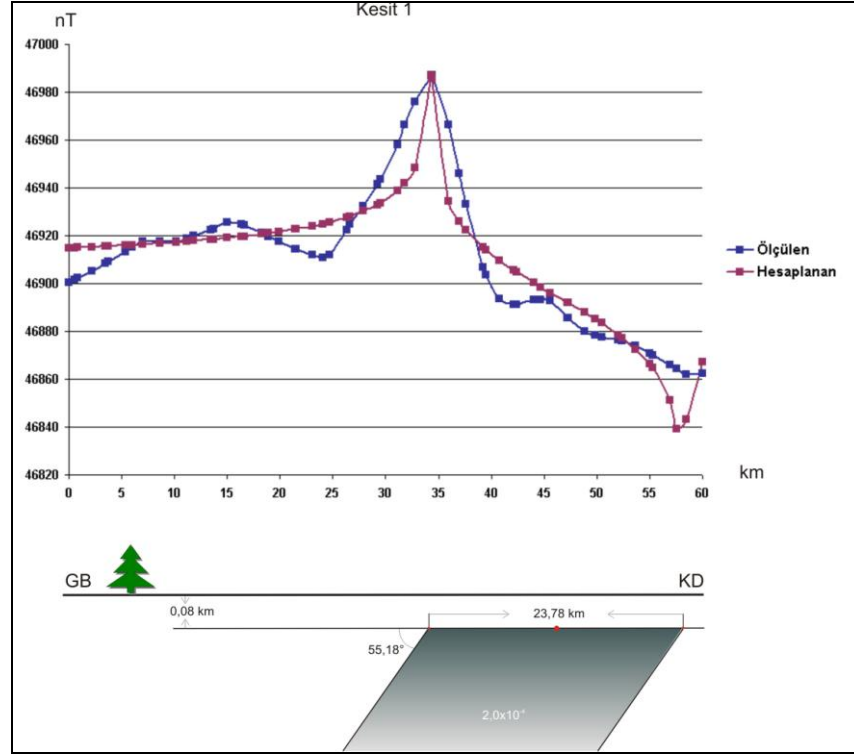


Şekil 4.28. Eğirdir ve civarı için manyetik harita ve alınan kesitlerin gösterimi

Gözlenen anomolinin sinyal uzunluğu ve genliğinden tahmin edilen daykın derinliği ve genişliği ile düşey dayk modeli başlangıç modeline göre uyarlanmıştır. Bu başlangıç modeli ile başlanarak sonuç modeline ulaşmaya kadar aşama aşama bu işlemler tekrarlanır. Bu iteratif ters çözüm metodundan elde edilen parametreler; manyetik suseptibilite, daykın dalım açısı, daykın üst noktasının yüzeye olan derinliği ve daykın kalınlığıdır.

4.5.1. MANYETİK KESİTLERİN ANALIZI

Çalışma alanından 5 adet kesit alınmış kesitlerin değerlendirmesi Şekil 4.29, 4.30, 4.31, 4.32 ve 4.33’de gösterilmektedir.

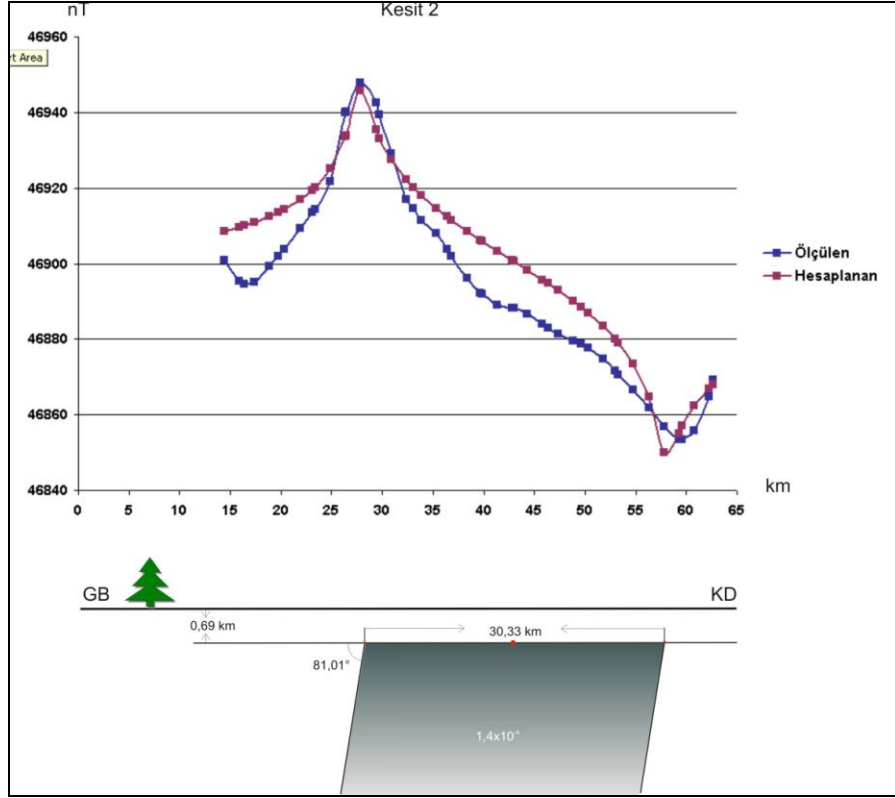


Şekil 4.29. Kesit-1 ters çözüm sonucu

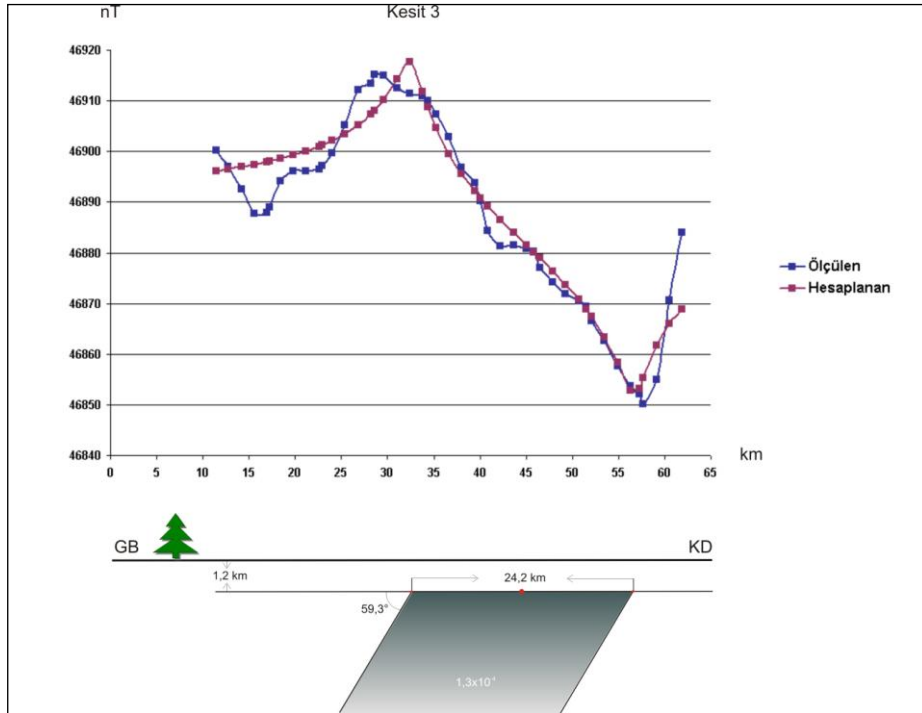
Kesit-1 için yapılan ters çözüm sonucu Şekil 4.30'da sunulmaktadır. Daykın kalınlığı yaklaşık olarak 23.78 km, suseptibilite 2.0×10^{-4} emu, derinliği 0.08 km'dir. GB yönünde 55.18° 'lik bir açı ile dalmaktadır.

Kesit-2 için yapılan ters çözüm sonucunda; daykın kalınlığı 30.33 km, suseptibilite 1.4×10^{-4} emu, derinliği 0.69 km'dir. GB yönünde 81.01° 'lik bir açı ile dalmaktadır.

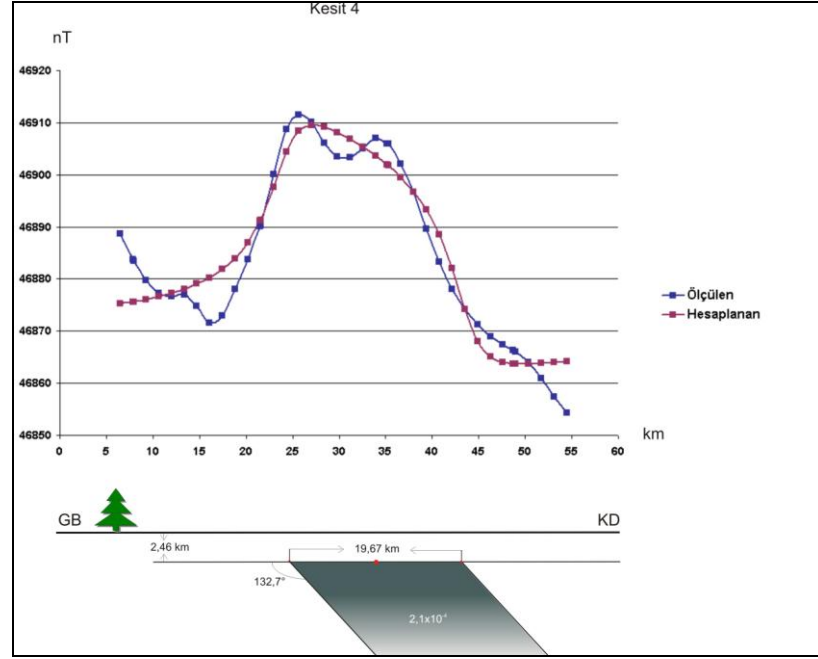
Kesit-3 için bulunan dayk kalınlığı 24.2 km, 1.3×10^{-4} emu suseptibilite, 1.2 km derinlik değeridir. Dayk GB yönünde 59.3° 'lik bir açı ile dalmaktadır.



Şekil 4.30. Kesit-2 ters çözüm sonucu

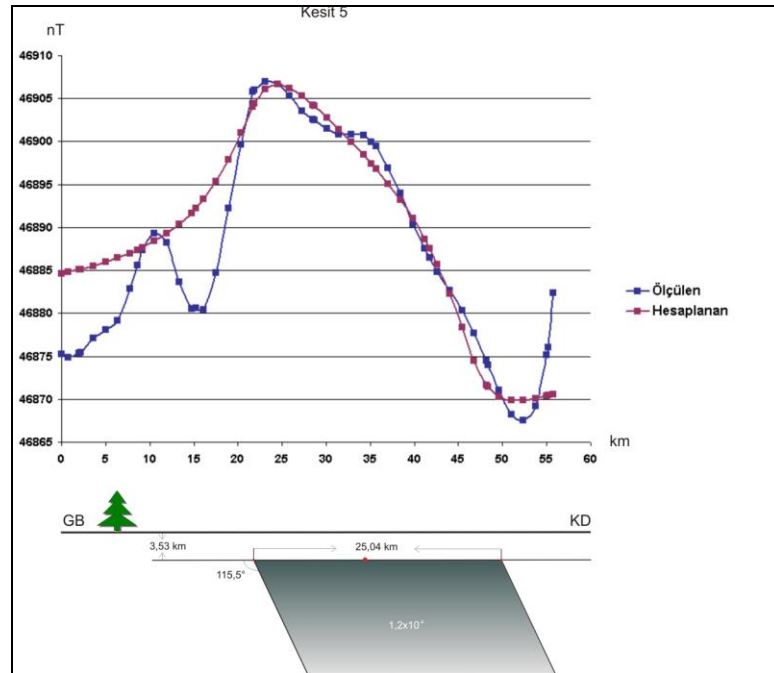


Şekil 4.31. Kesit-3 ters çözüm sonucu



Şekil 4.32. Kesit-4 ters çözüm sonucu

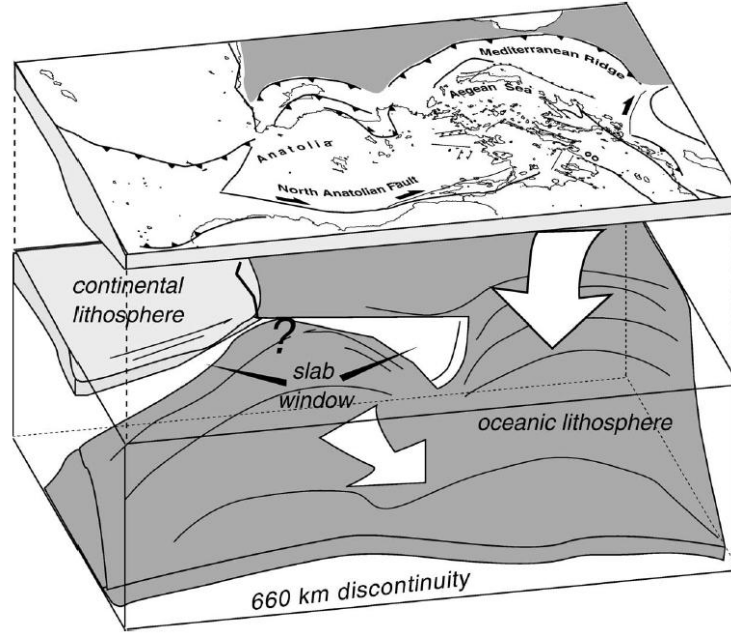
Kesit-4 için yapılan ters çözüm sonucunda; daykım kalınlığı 19.67 km, suseptibilite 2.1×10^{-4} emu, derinliği 2.46 km'dir. GB yönünde 132.7° lik bir açı ile dalmaktadır.



Şekil 4.33. Kesit-5 ters çözüm sonucu

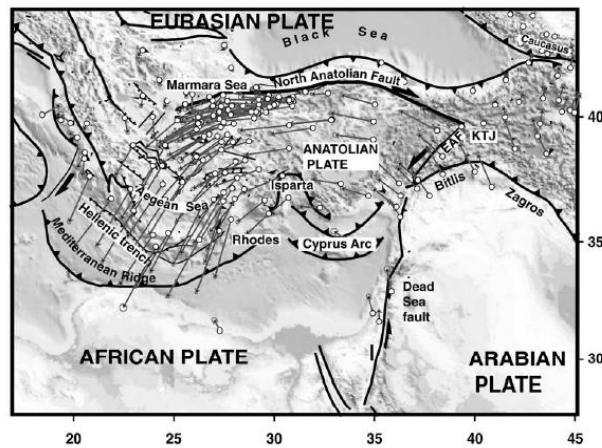
5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Isparta Büklümü'nün jeolojik evriminin iyi anlaşılması için Erken Mesozoyik döneminden başlayarak günümüze kadar bölgenin jeolojik ve tektonik olaylarını sınıflamakta yarar vardır. İlk olarak Anadolu bloğu Arap-Afrika levhasından riftleşerek ayrılma dönemidir (Pamphylian Okyanusu'nun gelişimi). Bu dönemde bu gün Isparta büklümünün iç kesiminde yer alan ve Antalya naplarını oluşturan okyanusal havza çökelleri ve ofiyolitlerinin gelişmesi ile bu havzanın kenar kesimini (platformunu) oluşturan karbonat kayaları (Beydağ otoktonu-Akseki-Anamas otoktonu) gelişmiştir. Bu okyanusal havza üst Kretase-Paleosen döneminde kapanarak Antalya napları doğuda Akseki-Anamas otoktonu, batıda ise Beydağ otoktonu üzerine yerleşmiştir (Poisson ve diğ., 2003). Aynı dönemde kuzeyde Neotetis okyanusunun kuzey kolunda Sakarya kıtası altına dalarak kapanmaya başlamıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Üst kretase sonrasında Menderes masifi ile Sakarya kıtası arasında tüketilen neotetis okyanusunun kuzey koluna ait okyanusal birimler Menderes masifi üzerinden güney-güney doğuya doğru aşamalı olarak hareket ederek orta Miyosen sonrasına kadar değişik zamanlı çökeller üzerine itilmişlerdir. Bu yitimin en güneyindeki Beydağları otoktonunun kuzeybatı kenarının Likya napları olarak yerleşmesi Orta Miyosen sonrasında gelişmiştir (Glover ve Robertson, 1998; Poisson ve diğ., 2003; Graciansky, 1968). Isparta Büklümü'nün doğu kanadının Mesozoyik dönem evriminde ise Neotetis okyanusunun kuzey kolunun tüketilmesine bağlı olarak gelişen Beyşehir-Hoyran napları Orta Eosen sonrasında Anamas-Akseki Otoktonu üzerine yerleşmişlerdir. Isparta Büklümü'nün evriminde Geç Mesozoyik Erken Senozoyik döneminde Pamphylian okyanusunun kapanması ve Neotetis okyanusunun kapanmasının izleri görülür. Tersiyer döneminde ise Arap-Afrika plakasının Anadolu levhası ile çarpışmasıyla Anadolu levhasının batıya doğru kaçması ve Batı Anadolu'daki K-G yönlü gerilme rejiminin başlamasıyla Neotektonik dönem başlamıştır (Şengör ve Yılmaz 1981). Isparta büklümü doğu ve batısında yanal atımlı faylarla (batıda Burdur-Fethiye Fay zonu, doğuda Akşehir –Eskişehir-Afyon Fay Zonu) biçimlenmiştir (Barka ve diğ., 1995). Bu fayların gelişimi ve Isparta Büklümü'nün bugünkü biçimini kazanmasında Doğu Akdeniz'in içindeki Helenik yitimin geometrisinin etkisi olmalıdır (Şekil 5.1).

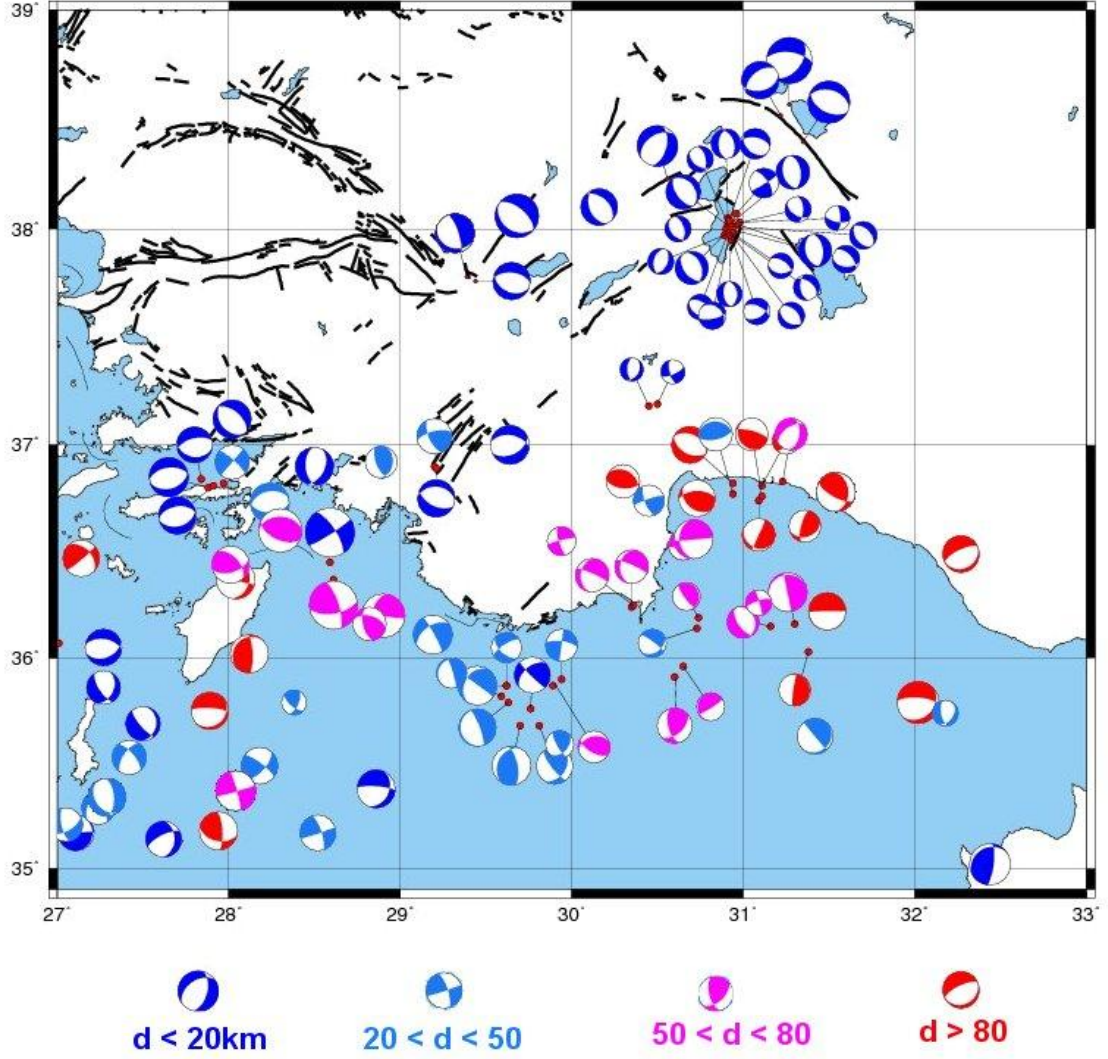


Şekil 5.1. Yüzey tektoniği ile üst manto arasındaki tektonik bağlantılar (Facenna ve diğ., 2006)

Yitimin Isparta Büklümü'nün altına sokulması ve yitim zonunun ucunun derinde ergimesi ve/veya kopması ile Isparta Büklümü altında bir termal domun gelişimi olabilir ve bu termal domun gelişimi yukarıdaki rift kabuktaki (kırılgan) etkisi açının iç kesimi ve kanatlarında normal faylanmalar oluşturmuştur . Günümüzde Türkiye levhasının batıya kaçışının etkisinin en az gözlendiği bölgenin McClusky ve diğ., (2000) GPS verilerine göre Isparta Büklümü olması bu domlaşma ve normal faylarla karşılanmaktadır.



Şekil 5.2. Doğu Akdeniz bölgesinin basitleştirilmiş tektonik haritası ve GPS hız vektörleri (Mcclusky ve diğ., 2000)



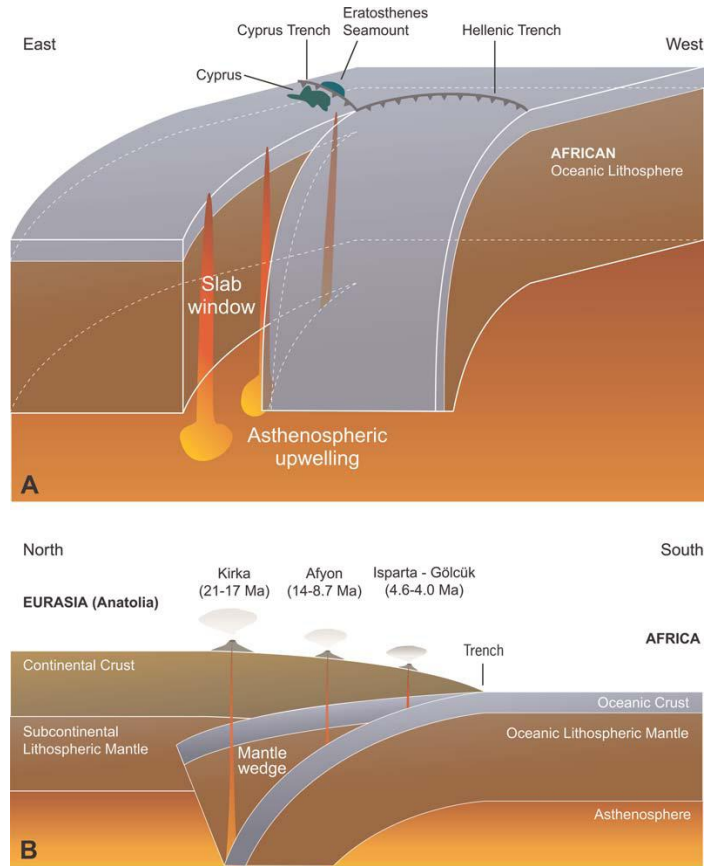
Şekil 5.3. Çalışma alanında bulunan tüm mekanizmalar ve derinliğe göre fay çözümleri

Günümüzde GB Anadolu ve özede Isparta bükümü ve Akdeniz'in levha kinematığı ve sismik aktivitesi birçok karmaşık olayla ilişkilidir (Koçyiğit, 2003; Şengör ve diğ., 2008; Tenveen ve diğ., 2004,2008; Alçiçek ve diğ., 2005; Barka ve diğ., 1997). Güneybatı Anadolu'nun aktif yapıları ve özellikle Isparta Bükümü civarındaki fay sistemleri KD-GB, KB-GD, K-G ve yer yer D-B doğrultularında uzanan graben ve yarı grabenlerle ve doğrultu atımlı fay sistemleri ile temsil edilmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör ve diğ., 1985; Barka ve diğ., 1997; Bozkurt, 2001; Şaroğlu ve diğ., 1992). Bunlar, KB- GD doğrutusunda uzanan Dinar- Beyşehir, Akşehir-Afyon grabenleri ve bunları sınırlayan normal faylar, KD-GB uzanımlı Eğirdir, Burdur, Acıgöl, Sandıklı,

Çivril ve Dombayova grabenlerini sınırlayan normal fay sistemlerinden oluşmaktadır (Koçyiğit, 2000; Bozkurt, 2001). Bunların yanısıra GB Anadolu'da önemli iki doğrultu atımlı fay sisteminin varlığı da bilinmektedir. Bu doğrultu atımlı faylar batıda KKD-GGB doğrultulu ve normal bileşeni olan sol yönlü Fethiye-Burdur Fay Zonu ile doğuda KB-GD doğrultulu ve normal bileşeni olan sağ yönlü Akşehir-Simav Fay Zonudur (Barka ve diğ., 1997; Koçyiğit, 2005). Her iki yapı da normal bileşenleri yüksek, doğrultulu atımlı fay sistemlerini oluşturmakta ve yarı graben görünümlü havzalar veya fay sistemleri olarak bilinmektedir. Isparta büklümünün kuzeydoğusunda ise Sultandağı fay sistemi, kuzeybatısında ise Tatarlı ve Kumdanlı faylarının varlığı bilinmektedir. Bu çalışmada Isparta Büklümü civarında ve özellikle Eğirdir Gölü güneydoğusunda 2007 yılı içerisinde 21 adet $3.5 < M < 4.9$ arasında değişen ana ve artçı şoklardan oluşan depremlerin odak mekanizması moment tensör ters çözümleri yapılmıştır. Ayrıca Isparta Büklümü civarında daha önceki çalışmalardan elde edilen 8 adet büyüklüğü $M \geq 5$ olan 1989-2000 yılları arasındaki depremler de yorumlanmıştır. Bu değerlendirilmelerin sonucunda depremlerin normal fay karakterinde olduğu görülmüştür. Sadece bir deprem doğrultu atımlı faylanma sonucunu vermektedir. Eğirdir Gölü güneybatısında 2007 yılında meydana gelen bu depremler, yersel olarak KKD-GGB doğrultulu ve Eğirdir Gölü'nü GD'dan sınırlayan fay sistemi üzerinde yer almaktadır. Literatürde bu fayın aktif olduğu bilinmektedir (Şaroğlu ve diğ., 1992). Ancak bu çalışmada ele alınan depremlerin 5 tanesi K-G doğrultulu, 16 tanesi KB-GD doğrultulu faylanma mekanizmasına sahiptir. Sonuç olarak 2007 yılı içerisinde ele alınan bu depremlerden sadece bir tanesi KD-GB doğrultulu hareket mekanizmasına sahiptir. 2007 yılı içerisinde meydana gelen depremlerin Eğirdir Fayı'ndan ziyade, bu fayın eşlenik fayı ya da Eğirdir Fayı'nı kesen KD-GB doğrultulu Aksu Fayı'nın Eğirdir Gölü içerisindeki devamının hareketi ile oluştuğu sonucunu ortaya koymaktadır.

Bunun yanısıra, bölgesel jeodinamik açıdan Güneybatı Anadolu'nun çevresindeki aktif yapılarla bakıldığında güneyde Akdeniz içerisinde uzanan Kıbrıs-Antakya transform fay sistemi (Florence yükseltisi ve Anixamander ve Erasthumus dağları) ile Helen yayının (Plino-Strabo çukurlukları) davranışları bilinmektedir. Anadolu bloğunun batı-güneybatıya doğru olan rotasyonu, Helenik yayı boyunca Afrika levhasının ağırlığını koruyamayarak kopması ve Anadolu bloğunu kendine hızla çekmesinden kaynaklanmaktadır. Afrika levhasının yırtılması ve kopmasının (slab-break off) kanıtı,

bu yırtılmayla birlikte astenosferik malzeminin hızla yukarıya çıkması, Anadolu bloğu içerisinde Akdeniz'in güneyinde özellikle Isparta Büklümü içerisinde oluşan volkanik faaliyeti açıklamaktadır (Şekil 5.4). Alıcı fonksiyon tekniği ile ISP ve AKSU istasyonları için bulunan düşük kayma hızları sığ astenosferin varlığına işaret etmektedir.



Şekil 5.4. Afrika levhasının kopması ve volkanik faaliyetler (Dilek ve Altunkaynak, 2009)

Güneybatı Anadolu'daki KD-GB doğrultulu aktif açılma rejiminin temel nedeni Helenik yay boyunca Anadolu'nun GB'ya doğru olan hareketinden kaynaklanmaktadır. Bunun yanısıra Kıbrıs-Antakya transform fayının Akdeniz'in batısında sağ yanal hareketinin varlığı da bilinmektedir (Över ve diğ., 2004). Bu hareket de KB-GD doğrultulu aktif bir açılma sistemine neden olmaktadır. Her iki aktif sistem genel olarak Batı Anadolu'da K-G yönlü bir açılma ile temsil edilmektedir.

Eğirdir Gölü GD'unda meydana gelen depremlere bölgesel ölçekte baktığımız zaman çoğunluğunun KD-GB doğrultulu açılma rejimi altında gelişen, KB-GD doğrultulu normal faylardan oluştuğu görülmekte ve Helenik yayının Anadolu bloğunu B-GB'ya doğru çekmesi ile ilişkili oluştuğunu düşündürmektedir. Bunun yanısıra K-G ve KD-GB doğrultulu fay sistemleri ile ilişkili olan az sayıdaki deprem çözümlerinin ise, Akdeniz içerisindeki Kıbrıs yayının KD-GB doğrultulu sağ yönlü hareketine bağlı olarak gelişmiş olabileceğini düşündürmektedir.

Kaş güneyinde ve Akdeniz'in içerisinde meydana gelen depremlerin ilk hareket ve moment tensor ters çözümleri sonucunda normal, ters ve doğrultu atımlı fay mekanizmasına uygun deprem çözümleri ortaya çıkmıştır. Bu çözümler bir homojenlik sunmamaktadır. Bunun nedeni depremlerin çözüm yapıldığı alanın aktif tektonik yapılar açısından birçok yapıyı bir arada bulundurmasından kaynaklanmaktadır. En batıda Fethiye-Burdur Fay sisteminin Akdeniz'in içerisindeki devamı olan Pliny-Strabo çukurluğunun Helenik yay boyunca olan uzantısı sol yönlü bir davranış sergilemektedir. Bunun üzerine düşen mekanizma çözümleri, sol yönlü hareket ile uyumluluk sağlamaktadır. 23-30.01.2005 depremlerine ise, Kıbrıs yayının aktif sağ yanal bir davranışının varlığını göstermektedir. Kaş'ın güneyinde ve doğusunda yer alan mekanizma çözümleri, gerek tarih gerekse derinlikler açısından benzer aktif yapıları temsil ettiklerini söyleyemez. Bununla birlikte Kıbrıs Yayını ve Florence Rise yükseliminin kuzeyinde yer alan, aynı zamanda Antalya Körfezi ile Kaş arasında kalan bu depremlerin çoğunlukla normal ve ters faylanma mekanizmasına sahip oldukları görülmektedir. Kıbrıs Yayını ile Antalya Körfezi arasındaki bu alan birçok çalışmada ve özellikle sismik profillerde ters ve normal faylarla sınırlandırılan ve aktif tektonik yapılar açısından bu faylar boyunca terslenme tektoniğinin (inversion tectonics) yoğun biçimde gözlemlendiği bir alanı oluşturmaktadır. Bunun nedeni Kıbrıs ve Helen Yayını boyunca Afrika levhası ile sınırlı olan Anadolu bloğunun yoğun kabuksal deformasyonu ve Anadolu bloğu içerisindeki yükselme hareketleridir. Bu çalışmada çözülen depremlerin farklı fay mekanizmalarına sahip olmaları bir başka deyişle değişik doğrultularda ve farklı tür aktif fayların çok sık aralıklarla ve yanyana bulunmaları terslenme tektoniği ile davranışlarını değiştirmiş olmaları ihtimalini yükseltmektedir.

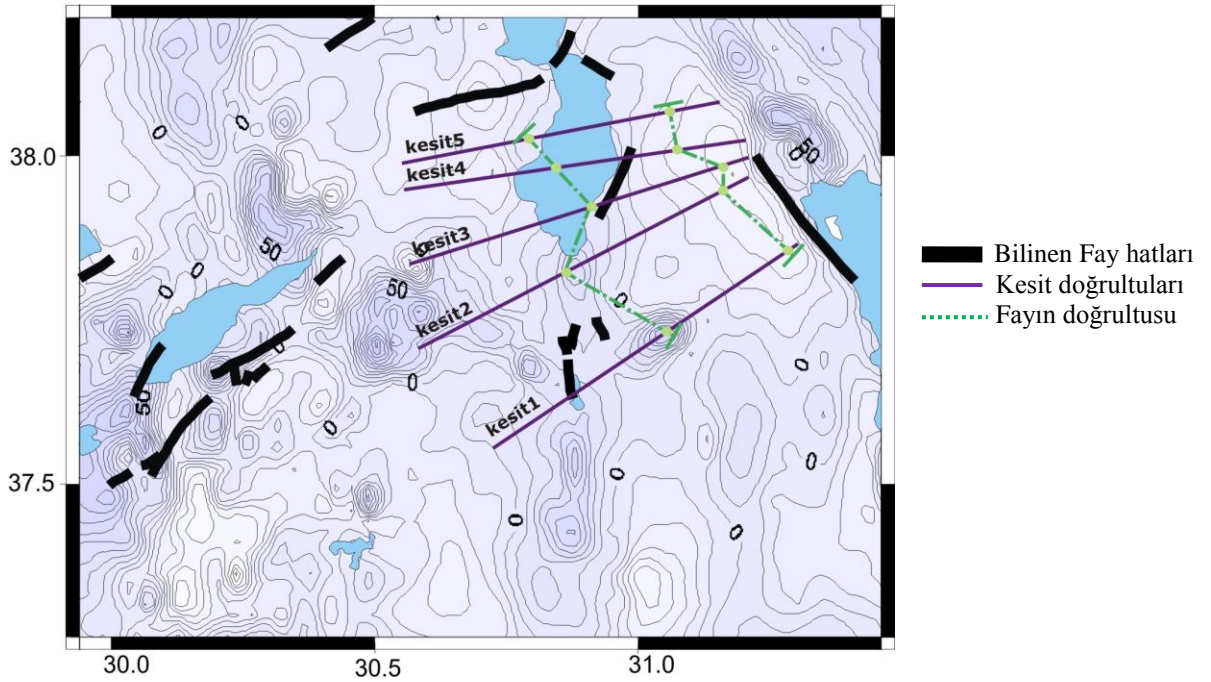
P dalgası ilk varışlarıyla ve moment tensör ters çözüm yöntemi ile yapılan sonuçlar karşılaştırıldığı zaman çözümlerin benzer olduğu görülmektedir. İyi bir istasyon dağılımına sahip ve S/G oranı iyi olduğu dalga formlarına sahip depremler P dalgası ilk varış yöntemi ile çözüldüğünde oldukça güvenilir çözümler vermektedir. Moment tensör ters çözümünde sadece varyans düşümü (VR) değerine bakarak çözüm sonucunun güvenilir olduğunu söylemek mümkün değildir. Kullanılan istasyon dağılımı ve odak derinliği çözüm sonucunun güvenilirliğini etkilemektedir.

Alıcı fonksiyon tekniği kullanılarak AKSU ve ISP istasyonları altındaki kabuk yapısı modellenmeye çalışılmıştır. 5 ayrı başlangıç modeli kullanılarak öncelikle sadece alıcı fonksiyon yöntemi ve daha sonra çözüme yüzey dalgası dispersiyon bilgisi eklenerek ters çözüm işlemi yapılmıştır. Alıcı fonksiyon tekniği ortamın ortalama sismik hızına karşı duyarlı değildir. Ters çözüme ortama uygun olmayan bir kabuk yapısı ile başlandığında sonuçta yanlış olabilmektedir (Erduran ve Çakır, 2001). Çok çözümlülük olarak adlandırılan bu problemi çözebilmek için farklı başlangıç modelleri kullanılabilir ve aralarından en uygun olanı seçilebilir. Bu amaçla 5 ayrı başlangıç modeli öncelikle alıcı fonksiyon yöntemi için kullanılmıştır. Diğer bir çözüm ise yüzey dalgası dispersiyon bilgisinin ters çözüm işlemine katılmasıdır (Erduran, 2001). 5 ayrı başlangıç modelinden elde edilen ters çözüm sonuçlarında ISP istasyonu için kabuk kalınlığı ortalama 31-35 km. olarak bulunmuştur. Yapılmış mevcut çalışmalara bakıldığı zaman Horasan ve diğ., (2002) Ege bölgesi için ortalama 33 km., Kalyoncuoğlu ve Özer (2003) kabuk kalınlığını 31 km., Yelkenci (2006) 39.1 km, Kahraman (2008) Afyon, Şuhut, Haydarlı, Uluborlu ve Isparta hattı için 35.5-37.5 km. bulmuştur. AKSU istasyonu için bulunan kabuk yapısı 33-36 km arasında değişmektedir.

ISP istasyonu için kayma dalga hızlarına baktığımız zaman 2 km lik bir yüzey kalınlığı için 2.2-2.6 km/s, yaklaşık 8 km bir kalınlıkta 2.8-3.3 km/s, 21 km kalınlıkta 3.2-3.6 km/s, daha derinlerde ise 3.6-4.2 km/s olarak gözlenmektedir. Yaklaşık 60-70 km derinliklerde kayma dalga hızında bir düşüş gözlenmektedir. Verilen hızlar 5 ayrı başlangıç modeli kullanılarak bulunan ortalama hızlardır. Kullanılan modeller arasında Model-4 en uygun model olarak görülmektedir. Kalyoncuoğlu ve Özer (2003), 2 km'lik bir kalınlık için S dalga hızını yaklaşık 2 km/s olan yüzey tabakası, ikinci olarak 15 km kalınlığında 3.35 km/s S dalga hızına sahip üst kabuk, 14 km kalınlığında 3.8 km/s S

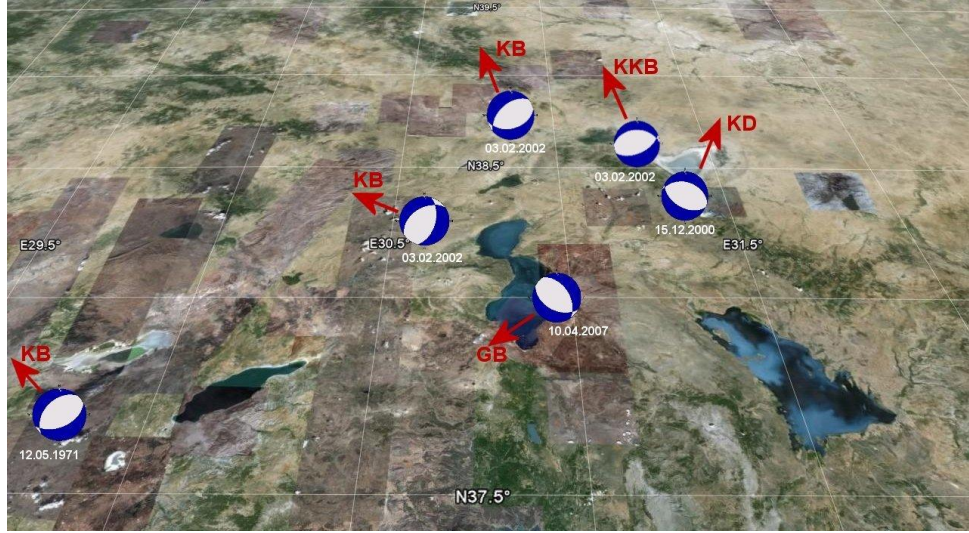
dalga hızına sahip alt kabuk belirlenmiştir. Üst mantoya ait hızlar P ve S dalga hızları 8.0 ± 0.2 km, 4.5 ± 0.2 km. olarak değişmektedir. ISP için bu çalışmada bulunan kayma dalga hızlarının düşük olmasının sebebini sığ astenosferin varlığı ile açıklayabiliriz (Dilek ve Altunkaynak, 2009). Yelkenci (2006) ISP istasyonu için $V_p/V_s = 1.75$, Bolvadin istasyonu için $V_p/V_s = 1.89$ bulmuştur. Bu oranlar gözönüne alındığında bulunan P dalgası hızları bölgede yapılan daha önceki çalışmalarla uyum göstermektedir. Shelly ve diğ., (2006) dalma-batma zonlarında yüksek gözenek basıncından dolayı V_p/V_s oranını yaklaşık 1.95 olarak bulmuşlardır. AKSU istasyonu için bulunan kabuk kalınlığı 33-36 km arasında değişmektedir. Kayma dalga hızlarına batığımız zaman 2 km lik bir yüzey kalınlığı için yaklaşık 2.3 km/s, yaklaşık 8 km bir kalınlıkta 3.1 km/s, 22 km kalınlıkta 3.7 km/s, daha derinlerde ise 4.4 km/s olarak gözlenmektedir.

Eğirdir ve civarı için MTA'dan alınan havadan manyetik verilere 2-boyutlu dayk türü yapılar için iteratif ters çözüm tekniği uygulanarak modellenmeye çalışılmıştır. Modelleme sonucunda daykın GB yönünde dalım gösterdiği ve 2007 Eğirdir depremlerinin mekanizma çözümleri ile uyumlu olduğu gözlenmiştir (Şekil 5.5).



Şekil 5.5. Manyetik modelleme sonucu daykın görünümü

2000-2002 Sultandağı, 1971 Burdur depremlerine baktığımız zaman; 2000 Sultandağı depreminin kayma vektörünün KD, 2002 Çay-Eber depreminin KKB doğrultulu, 2002 Bolvadin depreminin KKB doğrultulu, 1971 Burdur depreminin KB, 2007 Eğirdir depremlerinin GB doğrultulu kayma vektörüne sahip olduğu düşünülürse Isparta büklümünün uç kısmında ışınsal bir açılma olduğu söylenebilir (Şekil 5.6).



Şekil 5.6. Isparta büklümünün uç kısmındaki ışınsal açılma

KAYNAKLAR

- AKI, K., RICHARDS, P.G., 1980, *Quantitative Seismology: Theory and Methods*, W.H. Freeman, San Francisco.
- AL-LAZKI, I.A., SANDVOL, E., SEBER, D., BARAZANGI, M., TURKELLI, N., MOHAMAD, R., 2004, Pn tomographic imaging of mantle lid velocity and anisotropy at the junction of the Arabian, Eurasian and African plates, *Geophy. J. Int.*, 158, 1024-1040.
- ALÇİÇEK, M.C., KAZANCI, N., ÖZKUL, M., 2005. Multiple rifting pulses and sedimentation pattern in the Çameli Basin, southwestern Anatolia, Turkey, *Sediment. Geology*, 173, 409-431.
- ALPTEKİN, Ö., (1973). *Focal mechanism of earthquakes in western Turkey and their tectonic implications*, Ph.D thesis, New Mexico Institute of Mining and Technology Socorro, New Mexico.
- ALPTEKİN, Ö., (1978). Batı Anadolu depremlerinin odak mekanizmaları ve bunların aktif tektonik ile ilişkileri, *Jeofizik C.7*, 3, 3-57.
- ALTUNEL, E., BARKA, A. & AKYÜZ, S., 1999, Paleoseismology of the Dinar fault, SW Turkey. *Terra Nova* 11, 297-302
- ALTUNCU POYRAZ, S., YILMAZER, M., KALAFAT, D., PINAR, A., 2007, ZSacWin Algoritmasını kullanarak 2004 Gökova deprem etkinliğinin incelenmesi, *15.Yıl Mühendislik-Mimarlık Sempozyumu*, 14-16 Kasım 2007 Isparta, 62-68.
- AMMON, C.J., RANDALL, G.E., ZANDT, G., 1990, On the non-uniqueness of receiver function inversions, *Journal Geophysical Research*, 95 (10), 15,303-15,318.
- AMMON, C.J., 1991., The isolation of Receiver Effects from Teleseismic P waveforms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 2504-2510.
- AMMON, C.J., ZANDT, G., 1993, Receiver structure beneath the Southern Mojave Block, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 737-755.
- AYDIN, İ., KARAT, H.İ. 1995, Türkiye aeromanyetik haritalarına genel bir bakış. *Jeofizik*, 9(10) 41-44.
- BARKA, A.A., REILINGER, R.E., ŞAROĞLU, F., ŞENGÖR, A.M.C., 1995, Isparta Angle: its importance in the neotectonics of the Eastern Mediterranean Region. In: Pişkin, Ö., Ergün, M., Savaşçın, M.Y, Tarcan, G.(eds), *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region Proceedings 3-18*.

- BARKA, A.A., REILINGER, R.E., ŞAROĞLU, F., ŞENGÖR, A.M.C., 1997, The Isparta angle: Its importance in the neotectonics of the eastern Mediterranean region, in O. Piskin, M. Ergun, M.Y. Savascin, and G. Tarcan, eds., *International Earth Sciences Colloquium of the Aegean Region, 9-14 October 1995, Izmir-Gulluk, Turkey*, Proceedings, 1, 3-17.
- BLUMENTHAL, M., 1963, Le systeme structural du Taurus sud-anatolien. *In Livre a memorie du Professeur P. Fallot, Memoire de la Societe Geologique de France* 2, 611-662.
- BRUNN, J.H., 1976, L'arc concave zagro-taurique et les arcs convexes taurique et egeen: collision et induits, *Bulletin Society Geol. France*, (7) XVIII, No 2, 553-567.
- BORAY, A., ŞAROĞLU, F. & EMRE, Ö., 1985, Isparta büklümünün kuzey kesiminde D-B daralma için bazı veriler, *Jeoloji Mühendisliği* 23, 9-20.
- BOZKURT, E., 2001, Neotectonics of Turkey-a synthesis, *Geodinamica acta*, 14, 3-30.
- BURDICK, L.J., LANGSTON, C.A., 1977, Modelling crust-structure through the use of converted phases in teleseismic body-wave-forms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 677-691.
- BÜYÜKAŞIKOĞLU, S., 1980, Sismolojik verilere göre Doğu Akdeniz'in kuzeyinde ve güneydoğu Anadolu'da Avrasya-Afrika levha sınırının özellikleri, *DAEB* 29, 58-74.
- BYERLY, P., (1938), The earthquake of July 6, 1934:amplitude and first motion, *Bull.Seism.Soc.Am.*, 28, 1-13.
- CANITEZ, N., ÜÇER, S.B., 1967, Computer determinations for the fault plane solutions in and near Anatolia, *Tectonophysics*, 4, 235-244.CASSIDY, J.F., 1992, Numerical experiments in broadband receiver function analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 1453-1474.
- CASSIDY, J.F., (1992), Numerical experiments in broadband receiver function analysis, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 82, 1453-1474.
- CLAYTON, R.W., WIGGINS, R.A., 1976, Source shape estimation and deconvolution of teleseismic body waves, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 47, 151-177.
- DAVIES, J.H., BLANCKENBURG, F., 1995, Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens, *Earth Planet. Sci Lett.*, 129, 85-102
- DEMETS, C., GORDON, R.G., ARGUS, D.F., STEIN, S., 1994, Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophy. Res. Lett.*, 21, 2191-2194.

DEMİRKOL, C., 1984, Geology and tectonics of the region south of Çay (Afyon), In Tekeli, O., Göncüoğlu, M.C., Geology of the Taurus Belt, *Proceeding of the International Symposium*, Ankara, 69-75.

DİLEK, Y., MOORES, E.M., 1987, Regional tectonics of the eastern Mediterranean ophiolites. Proceeding of the Syposium "Troodos 1987", The Geological Survey Department, The geological Survey Department, Cyprus, 295-309.

DİLEK, Y., ROWLAND, J., 1993, Evolution of conjugate passive margin pair in Mesozoic southern Turkey, *Tectonics*, 12(4), 954-970.

DİLEK, Y., ALTUNKAYNAK, Ş., 2009, Geochemical and temporal evolution of Cenozoic magmatism in western Turkey: mantle response to collision, slab break-off, and lithospheric tearing in a orogenic belt, *Geological Society*, Special Publications, London.

DOLMAZ, M.N., 2007, An aspect of the subsurface structure of the Burdur-Isparta area, SW Anatolia, based on gravity and aeromagnetic data, and some tactionics implications, *Earth Planet Spaces*, (59) 5-12.

DRAKOPOULOS, J., DELIBASIS, A.N., 1982, The focal mechanism of earthquakes in the major of Greece fir the period 1947-1981, *Seismolo.Lab.Univ.Athens Publ.*, 2, 1-72.

DREGER, D.S., HELMBERGER, D.V., 1993, Determination of source at regional distances with single stations or sparse network data, *J. Geophys. Res.*, 98, 8107-8125.

DREGER, D.S., LANGSTON, C.A., 1995, *Moment Tensor Inversion Workshop*, an IRIS DMS short course.

DREGER, D. S., 2002, *Time-Domain Moment Tensor Inverse Code (TDMT_INV)* Release 1.1, www.seismo.berkeley.edu/~dreger.

DUMONT, J.F., 1976, Isparta kıvrımı ve Antalya napları'nın orijini: Toroslar'ın Üst Kretase tektojenezi ile oluşmuş düzeninin büyük bir dekröşman, transtorik arızayla ikiye ayrılması varsayımı, *Maden Tetkik ve Arama Ens. Drgs*, 86, 56-57.

DUMONT, J.F., GUTNIC, M., MONOD, O., POISSON, A., 1979, Le Trias des Taurides occidentales (Turquie), Definition du bassin Pamphylien: un nouveau domain a ophiolites a la marge externe de la chaine taurique, *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 123, 385-409.

DZIEWONSKI, A.M., CHOU, T.A., WOODHOUSE, J.H., 1981, Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *Journal of Geophysical Research*, 86 (B4), 2825-2852.

EMSC (European Mediterranean Seismological Center), <http://www.emsc-csem.org/index.php?page=home>.

ERDURAN, M., ÇAKIR, Ö., 2001, Kabuk ve üst manto hız yapısının saptanmasında alıcı fonksiyonunun çok çözümlülüğü, *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni*, 23, 99-112.

ERDURAN, M., ÇAKIR, Ö., TEZEL, T., ŞAHİN, Ş., ve Ö. ALPTEKİN, 2007, Anatolian surface wave evaluated at GEOFON Station ISP Isparta, Turkey, *Tectonophysics*, 434 (2007) 39-54.

ERDURAN, M., 2009, Teleseismic inversion of crustal S-wave velocities beneath the Isparta station, *Journal of Geodynamics*, 47, 225-236.

ERGİN, K., GÜÇLÜ, U., UZ, Z., 1967, Türkiye ve civarının deprem kataloğu, *İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Yer Fiziği Enstitüsü* No.24.

ERGİN, K., GÜÇLÜ, U., AKSAY, G., 1971, Türkiye ve civarının deprem kataloğu (1965-1970), *İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Yer Fiziği Enstitüsü*, No.28.

ERGİN, M., AKTAR, M., ÖZALAYBEY, S., TAPIRTAMAZ, C.M., SELVİ, O., TARANCIOĞLU, A., 2009, A high resolution aftershock seismicity image of the 2002 Sultandağı-Çay earthquake, *J.Seis.*, doi:10.1017/s10950-009-9155-1.

FACCENNA, C., BELLIER, O., MARTINOD, J., PIROMALLO, C., RIGARD, V., 2006, Slab detachment beneath eastern Anatolia: A possible cause for the formation of the North Anatolian fault, *Earth and Planetary Sci. Lett.*, 242, 85-97.

FAN, G., WALLACE, T., 1995, The determination of source parameters for small earthquakes from a single very broadband seismic station, *Geophys. Res. Lett.*, 18, 1385-1388.

FLECKER, R., ROBERTSON, A.H.F., POISSON, A., MULLER, C., 1995, Facies and tectonic significance of two contrasting Miocene basins in south Coastal Turkey, *Terra Nova Special Issue 7*, 221-232.

GILBERT, F., 1970, Excitation of the normal modes of the earth by earthquake source, *Geophysical J.R. Astr. Soc.*, 22, 223-226.

GLOVER, C., ROBERTSON, A., 1998, Neotectonic intersection of the Aegean and Cyprus tectonic arcs: extensional and strike-slip faulting in the Isparta Angle, SW Turkey, *Tectonophysics*, 298, 103-132.

GRACIANSKY, P.C., 1968, Teke Yarımadası (Likya) Toroslarının üst üste gelmiş ünitelerinin stratigrafisi ve Dinaro Toroslardaki yeri, *MTA Derg.* 71, 73-92.

GUTENBERG, B., 1959, *Earth, Internal Structure*, Academic Press, Newyork.

GUTNIC, M., KELTER, D., MONOD, O., 1968, Decouverte de nappes de charriage dans le nord du Taurus occidental (Turquie meridionale), *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Paris*, 266, 988-991.

HARWARD (HRV) SEISMOLOGY, <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>.

HASKELL, N.A., 1960, Crustal reflections of plane SH waves, *J.Geophy. Res.*, 60, 4147-4150.

HAYWARD, A.B., ROBERTSON, A.H.F., 1982, Direction of ophiolite emplacement inferred from Cretaceous and Tertiary sediments of an adjacent autochthon, the Bey Dağları, SW Turkey, *Bull. Geol. Soc. Am.* 93, 68-75.

HELMBERGER, D.V., WIGGINS, R.A., 1971, Upper mantle structure of mid-western United States, *J. Geophy. Res.*, 76, 3229-3245.

HERMANN, R.B., WANG, C.Y., 1985, A comparison of synthetic seismograms, *Bull. Seismology Society America*, 75 (1), 41-56.

HORASAN, G., GÜLEN, L., PINAR, A., KALAFAT, D., ÖZEL, N., KULELİ, S., IŞIKKARA, A., 2002, Lithospheric structure of the Marmara and Aegean regions, western Turkey, *Bull. Seismology Society America*, 92, 322-329.

JACKSON, D.D., 1972, Interpretation of inaccurate, insufficient and inconsistent data, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 28, 97-109.

JACKSON, J., MCKENZIE, D.P., 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 77, 185-264.

JOST, M., R. HERMAN., 1989, A student's guide to and review of moment tensors, *Seism. Res. Lett.*, 60 (2), 37-57.

JULIA, J., AMMON, C.J., HERRMANN, R.B., CORREIG, A.M., 2000, Joint inversion of receiver functions and surface-wave dispersion observations, *Geophys. J. Int.*, 143, 99-112.

KAHRAMAN, M., 2008, *Crustal structure of the Isparta angle and surrounding regions using P-Receiver function analysis*. Boğaziçi Üniversitesi ve KRDAE Yüksek Lisans Tezi.

KALAFAT, D., C. GÜRBÜZ, C., S. B. ÜÇER., 1987, Batı Türkiye'de Kabuk ve Üst Manto Yapısının Araştırılması, *Deprem Araştırma Bülteni*, (59), 43-64

KALAFAT, D., 1988, Güneybatı Anadolu ve Yakın Çevresinin Depremselliği, Aktif Tektoniği, *Deprem Araştırma Bülteni*, Sayı 63, s.5-98.

KALYONCUOĞLU, Ü.Y., ÖZER, M.F., 2003. Determination of the crustal structure beneath the Isparta seismograph station. Dokuz Eylül University. *Bull.Sci.Eng.* 5,11-127.

KEMPLER, D., BEN-AVRAHAM, Z., 1987, The tectonic evolution of the Cyprian arc, *Annales Tectonicae*, 1, 51-71.

KISSEL, C., POISSON, A., 1986, Etude paléomagnétique préliminaire des formations néogènes du bassin d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 302: 711-716.

KNOPOFF, L., GILBERT, F., 1959, Radiation from a strike-slip fault, *Bull. Seismology Society America*, 49 (2), 163-178.

KOCAEFE, S., ATAMAN, G. 1976, Anadolu'da sismotektonik olaylar-1: Antalya-Fethiye-Denizli üçgeni içinde yer alan bölgenin incelenmesi (Seismotectonics of Anatolia-1: a study of Antalya-Fethiye-Denizli region). *Yerbilimleri* 2, 55-70 (in Turkish with English abstract).

KOÇYİĞİT, A., 1996, Lakes region graben-horst system, SW Turkey: differential stretching and commencement age of the extensional neotectonic regime. In: Görür, N. (coordinator), National Marine Geological and Geophysical Programme, Workshop-1, İstanbul, Extended Abstracts, 99-103.

KOÇYİĞİT, A., 2000, Günaybatı Türkiye'nin depremselliği (Seismicity of southwest Turkey). In: Symposium on the Seismicity of Western Turkey (BADSEM) Abstract and Proceeding, 30-38.

KOÇYİĞİT, A., ÖZACAR, A., 2003, Extensional neotectonic regime through the NE edge of the outer Isparta Angle, SW Turkey: new field and seismic data, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 12, 67-90.

KOÇYİĞİT, A., 2005, The Denizli graben-horst system and the eastern limit of the western Anatolian continental extension: basin fill, structure, deformational mode, throw amount and episodic evolutionary history, SW Turkey, *Geodin. Acta*, 18, 167-208.

KOÇYİĞİT, A., 2008, Active tectonics of the Ağlasun-Gölcük (Isparta) Area: type of the neotectonic regime and the source of the Sagalossos historical earthquakes, *Aktif Tektonik Araştırma Grubu (ATAG) 12, 13-14 Kasım 2008 Düzce*, Basılmamış.

LANGSTON, C.A., 1979, Structure under Mount Rainer, Washington, inferred from teleseismic body waves, *Journal Geophysics Research*, 84, 4749-4762.

LAY, T., T. C. WALLACE., 1995, *Modern Global Seismology*, Academic Press, San Diago, ISBN 0-12-732870-X

MCCLUSKY, S., BALASSANIAN, S., BARKA, A., DEMİR, C., ERGINTAV, S., GEORGIEV, I., GURKAN, O., HAMBURGER, M., HURST, K., KAHLE, H., KASTENS, K., KEKELIDZE, G., KING, R., KOTZEV, V., LENK, O., MAHMOUD, S., MISHIN, A., NADARIYE, M., OUZOUNIS, A., PARADISSIS, D., PETER, Y., PRILEPIN, M., REILINGER, R., SANLI, I., SEEGER, H., TEALEB, A., TOKSÖZ, N., VEIS, G., 2000, GPS constraints on plate motion and deformation in the eastern Mediterranean: Implications for plate dynamics, *Journ. Geophys. Res.*, 105, 5695-5719.

MCKENZIE, D.P., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophy. J. Roy. Astr. Soc.*, 30, 109-185.

MCKENZIE, D.P., 1978, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society* 55, 217-254.

MENKE, W., 1984, *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*, Academic Press, Orlando.

MONOD, O., 1977, *Recherches Geologiques dans le Taurus Occidental au sud de Beyşehir*, Doktora Tezi, Paris Üniversitesi, Fransa.

NAKANO, H., (1923), Notes on the Nature of the Forces which give Rise to the Earthquake Motion, *Central Meteor. Obs. Japan. Seism. Bull*, 1, 92-130.

ORAL, B.M., REILINGER, R.E., TOKSÖZ, M.N., KING, R.W., BARKA, A.A., KINIK, I., LENK, O., 1995, Global positioning system offers evidence of plate motions in eastern Mediterranean, *EOS* 76, 9-11.

OWENS, T.J., ZANDT, G., TAYLOR, S.R., 1984, Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms, *Journal Geophysics Research*, 89, 7783-7795.

OWENS, T.J., TAYLOR, S.R., ZANDT, G., 1987, Crustal structure at regional seismic test network station determined from inversion of broadband teleseismic P waveforms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 631-632.

ÖRGÜLÜ, G., 2001, *Analysis Regional Moment Tensor Inversion Method and its Applications to the İzmit, Düzce Earthquakes Sequences and Eastern Anatolian Earthquakes*, Doktora Tezi, Boğaziçi Üniversitesi.

ÖVER, S., ÖZDEN, S., UNLUGENÇ, U.C., YILMAZ, H., 2004, A synthesis: Late Cenozoic stress field distribution at northeastern corner of the Eastern Mediterranean, SE Turkey, *Comptes Rendus Geosciences*, 336/1, 93-103.

ÖZALAYBEY, S., SAVAGE, M.K., SHEEHAN, A.F., LOUIE, J.N., BRUNE, J.N., 1997, Shear-wave velocity structure in the Northern basin and range from the combined analysis of receiver functions and surface wave, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 183-199.

PAPAZACHOS, B.C., DELIBASIS, N.D., 1969, Tectonic stress field and seismic faulting in the area of Greece, *Tectonophysics*, 7(3), 231-255.

PAPAZACHOS, B.C., COMMINAKIS, P.E., 1971, Geophysical and tectonics features of the Aegean, *Arc. Jour. Geophy. Res.*, 76, 8517-8533.

PASYANOS, M.E., DREGER, D.S., ROMANOWICZ, B., 1996, Toward real-time estimation of regional moment tensors, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1255-1269.

PASYANOS, M.E., 2005, A variable resolution surface wave dispersion study of Eurasia, North Africa, and surrounding regions, *J. Geophys. Res.*, 110, B12301, doi: 10.1029/2005JB003749.

PHINNEY, R.A., 1964, Structure of earths crust from spectral behavior of long-period body waves, *J. Geophys. Res.*, 69, 2997-3017.

PHINNEY, R.A., 2005, A variable resolution surface wave dispersion study of Eurisa, North Africa, and sorrounding regions, *J. Geophys. Res.*, 110, B12301, doi: 10.1029/2005JB003749

PINAR, N., LAHN, E., 1952, *Türkiye depremlerinin izahlı kataloğu*, T.C Bayındırlık Bakanlığı, Seri 6, S. 36.

POISSON, A., ORSAY, A., AKAY, E., DUMONT, J.F., UYSAL, S., 1984, The Isparta Angel: a Mesozoic palaeorift in the Western Taurides. In: Tekeli, O., Gönçüoğlu., Geology of the Taurus Belt, *Proceeding of the International Symposium*, Ankara, MTA, 11-26.

POISSON, A., YAĞMURLU, F., BOZCU, M., SENTÜRK, M., 2003, New insight on the tectonic setting and evolution around the apex of the Isparta Angle (SW Turkey), *Geological Journal*, 38, 357-282.

POLAT, O., (2005), Ders notları, http://kisi.deu.edu.tr/orhan.polat/doc/KILAVUZ-FDC_O.POLAT.pdf

REILINGER, R., MCCLUSKY, S., ORAL, M.B., KING, W., TOKSÖZ, N., BARKA, A., KINIK, I., LENK, O., SANLI, I., 1997, Global Positioning system measurements of present day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurisa plate collision zone, *J. Geophys. Res.*, 102, 9983-9999.

RITSEMA, J., Lay, T., 1995, Long-period regional wave moment tensor inverison for earthquakes in the western United States, *J. Geophys. Res.*, 100, 9853-9864.

ROBERTSON, A.H.F., DIXON, J.E., 1984, Introduction: aspect of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F., The geological evolution of the Eastern Mediterranean, Geology Society London Spec. Publ., 17, 1-74.

ROBERTSON, A.H.F., WOODCOCK, N.H., 1984, The SW segment of the Antalya Complex, Turkey as a Mesozoic-Tertiary Tethyan continental margin. In the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Dixon, J.F., Robertson, A.H.F., *Special Publications 17. Geological Society*, 251-271.

ROBERTSON, A.H.F., 1993, Mesozoic-Tertiary sedimentary and tectonic evolution of Neotethyan carbonate platforms, margins and small ocean basins in the Antalya Complex, SW Turkey, In: Frostick, L.E., Stell, R., Sedimentation, Tectonics and Eustasy: Sea-Level Changes at Active Margins, *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol.* 20, 415-465.

ROYDEN, L. 1993, Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision, *Tectonics*, 12, 303-325.

SAIKIA, C.K., 1994, Modified frequency-wavenumber algorithm for regional seismograms using Filon's quadrature; modeling of L_g waves in eastern North America, *Geophysical Journal International*, 118, 142-158.

SANDVOL, E., SEBER, D., CALVERT, A., BARAZANGI, M., 1998, Grid search modeling of receiver functions: Implications for crustal structure in Middle East and North Africa, *Journal Geophysics Research*, 103, 899-917.

SANDVOL, E., TURKELLI, N., ZOR, E., GOK, R., BEKLER, R., GURBUZ, C., SEBER, D., BARAZANGI, M., 2003, Shear wave splitting in a young continent-continent collision: an example from Eastern Turkey, *Geophy. Res. Lett.*, 30/24, 8041.

SCHERBAUM, F., JOHNSON, J., 1992, Programmable interactive toolbox for seismology analysis. IASPEI software library, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 5, 269.

SCHERBAUM, F., 2001, *Of Poles and Zeros (Fundamentals of Digital Seismology)*, 2nd Edition, *Kluwer Academic Publishers*, Hollanda, ISBN 0-7923-6835-5.

SHEARER, P. M., (1999), *Introduction to Seismology*, Cambridge University Press, San Diago, ISBN 0-521-66953-7.

SHELLY, D., BEROZA, G.C., ZHANG, H., THURBER, C., IDE, S., 2006, High-resolution subduction zone seismicity and velocity structure beneath Ibaraki Prefecture, Japan, *J. Geophy. Research*, 111, doi:10.1029/2005JB004081.

Seismic Analysis Code SAC2000 Manuel, Lawrence Livermore National Laboratory, <http://www-ep.es.llnl.gov/www-ep/esd/seismic/sac.html>

SHEEHAN, A. F., ABERS, G.A., LERNER-LAM, A.L., JONES, C.H., 1995, Crustal thickness variations across the Rocky Mountain Front from teleseismic receiver functions, *J. Geophy. Research*, 100 (20), 391-404.

SOYSAL, H., SİPAHİOĞLU, S., KOLÇAK, D., ALTINOK, Y., 1981, Historical earthquake catalogue of Turkey and surrounding area (2100 B.C.- 1900 A.D), *Technical Report*, TÜBİTAK, No.TBAG-341.

ŞAROĞLU, F., EMRE, Ö., KUŞÇU, İ., 1992, Active Fault Map of Turkey, *General Directorate of Mineral Research and Exploration*.

ŞENGÖR, A.M.C., 1980, Türkiye'nin neotektiğinin esasları, *Türkiye Jeoloji Kurultayı Konferanslar Dizisi*, 2, 40.

ŞENGÖR, A.M.C., YILMAZ, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241.

ŞENGÖR, A.M.C., YILMAZ, Y., SUNGURLU, O., 1984, Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys, In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F., *The Geological evolution of the Eastern Mediterranean*, *Geology Society London Spec. Publ.*, 17- 77-112.

ŞENGÖR, A.M.C., GÖRÜR, N., ŞAROĞLU, F., 1985, Strike slip faulting and related basi formation in zones of tectonic escape: Turkey as case study, *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 37, 226-264.

ŞENGÖR, A.M.C., OZEREN, M.S., KESKİN, M., SAKINC, M., OZBAKIR, A.D., KAYAN, I., 2008, Eastern Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: Implications for post-collisional crust-forming processes in Turkic-type orogens, *Earth-Science Review* 90, 1-2, 1-48.

ŞENEL, M., 1984, Discussion on the Antalya nappes, *Symposium on the geology of Taurus Belt*, Ankara, Proceedings, 41-52.

TAKEUCHI, H., SAITO, M., 1972, Seismic surface wave, *Methods of Computational Physics*, B.A., Academic Press, Newyork, 217-295.

TAJIMA, F., MEGNIN, C., DREGER, D., ROMANOWICZ, B., 2002, Feasibility of Real-Time Broadband Waveform Inversion for Simultaneous Moment Tensor and Centroid Location Determination, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92/2, 739-750.

TAN, O., TAPIRDAMAZ, C., YÖRÜK, A., 2008, The Earthquake Catoloques for Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 405-418.

TARANTOLA, A., 1987, Inverse problem theory. Methods for data fitting and model parameter estimation, *Elseiver*, Amsterdam.

TATAR, O., GÜRSOY, H., PİPER, D.A., 2002, Differential neotectonic rotations in Anatolia and Tauride Arc: paleomagnetic investigations of the Erndad Volcanic Complex and Isparta volcanic district south-central Turkey, *J. Geol. Soc. Lond.*, 159, 281-294.

TELFORD, W. M., GELDART, L.P., SHERIFF, R. E., KJEYS, D. A., 1976, *Applied Geophysics*, Cambridge University.

TEN VEEN, J.H., WOODSIDE, J.M., ZITTER, T.A.C., DUMONT, J.F., MASCLE, J., VOLKONSKAIA, A., 2004, Neotectonic evolution of the Anaximander Mountains at the junction of the Hellenic and Cyprus arcs, *Tectonophysics*, 391, 35-65.

TEN VEEN, J.H., BOULTON, S.J., ALÇİÇEK, M.L., 2008. From paleotectonics to neotectonics in the Neotethys realm: the importance of kinematic decoupling aand inherited structural grain in SW Anatolia (Turkey). *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2008.9.030.

TUNCER, M.K., 1995, *Geomagnetic observations related with fault activity along the western part of the North Anatolian fault zone*, Doktora Tezi, Boğaziçi Üniversitesi.

UTKU, M., 1997, *Sismik Moment Tansör ters çözümüyle Türkiye depremlerinin analizi*, Doktora, İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.

ÜÇER., S.B., 1968, The fault plane solutions of Muğla earthquake on May 23, 1961, MEB Kandilli Rasathanesi Yayın.20.

YAĞMURLU, F., SAVASCIN, Y., Ergun, M., 1997, Relation of alkaline volcanism and active tectonism within the evolution of the Isparta Angle, SW Turkey, *Journal of Geology*, 105, 717-728.

YAĞMURLU, F., ŞENTÜRK, M., 2005, Güneybatı Anadolu'nun Güncel Tektonik Yapısı, *Türkiye Kuvaterner Sempozyumu V*, İTÜ, İstanbul, 55-61.

YELKENCİ, S., 2006, *The crustal structure of the central Anatolia using receiver function analysis*, Doktora Tezi, Boğaziçi Üniversitesi.

YILMAZER, M., 2003, *Deprem kaynak parametrelerinin On-Line belirlenmesi*, Y.lisans, İstanbul Üniversitesi Fen bilimleri Enstitüsü.

WALDRON, J.W.F., 1984, Structural history of the Antalya Complex in the Isparta Angel, SW Turkey, *Special Publications 17. Geological Society*, London, 273-286.

WANG, C.Y., HERMANN, R.B., 1980, A numerical study of P, SV, SH wave generation in a plane layered medium, *Bull. Seismology Society America*, 70 (4), 1015-1036.

WIGGINS, R.A., 1972, The general linear inverse problem: implication of surface waves and free oscillations for earth structure, *Rev. Geophys. Space. Phys.*, 10, 251-285.

WON, I.J., 1981, Application of Gauss's method to magnetic anomalies of dipping dikes, *Geophysics*, (46) 211-215.

WORTEL, R., SPAKMAN, W., 2000, Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region, *Science*, 290, 1910-1917.

ZOR, E., 2002, *The shear wave velocity structure of the eastern Marmara Region by using receiver function analysis*, Doktora tezi, Boğaziçi Üniversitesi.

EKLER

Ek-A. Güneybatı Anadolu Bölgesinde tarihsel dönem boyunca oluşmuş depremlerin listesi

(1-Shebalin,N.V.,Karnik,V.,Hadzievski,D.(1974),2-Calvi,V.S.(1941),3-Ergin,K.,Güçlü,U.,Uz,Z.(1967),
4-Collection Academique,5-Francis,I. (1947),6-Broughton,T.R.S.(1938), 7-Ambraseys, N.N.(1965),
8-Ambraseys, N.N.(1975), 9- Pınar,N. Lahn,E.(1952),10-Coşar,Ö.S.(1979),11- Kandarskaya, N.V.
(1977), 12- Karnik,V, 13- Öcal, N. (1968), 14- Yunan kataloğu, 15-Kandilli Rasathanesi.

Deprem no	Tarih	Enlem	Boylam	Yer	Büyük­lük (Şiddet-M)	Kaynak
1	M.Ö 412	36.5	27.0	İstanköy A. Güneybatısı	VIII	1,2
2	M.Ö 411	36.8	27.4	İstanköy A.(Kos)	IX	14
3	M.Ö 303	36.3	28.0	Rodos	V	2
4	M.Ö 227	36.3	28.3	Rodos	X	14
5	M.Ö 222	36.5	28.0	Rodos,Kıbrıs	VIII	1,2,11
6	M.Ö 197	36.6	28.5	Rodos	IX	14
7	M.Ö 185	36.0	26.0	Rodos ,Kıbrıs	IX	1,2,11
8	M.Ö 183	36.3	28.5	Rodos	IX	14
9	M.Ö 130	38.4	28.0	Sardes	6.8	14
10	M.Ö 94	37.7	28.7	Karoura	6.8	14
11	M.Ö 65	37.75	29.25	Honaz-Denizli	VIII	2
12	M.Ö 31	37.85	27.85	Aydın	VIII	2
13	M.Ö 26	37.9	28.0	Tralles,Efes,Aydın	6.8	14
14	M.Ö 17	38.4	27.5	Manisa/Aydın	IX	15
15	11	37.8	27.8	Aydın	VIII	1,3,2
16	17	38.5	28.0	Manisa,Sart	7.1	14
17	44	38.5	27.4	Manisa,Efes	VIII	1,2,3
18	53	38.10	30.15	Dinar ve Yöresi	VIII	1,2,3
19	60	37.9	29.2	Pamukkale,Denizli	IX	1,2,3,4,5,6
20	65	37.7	29.3	Colesses	7.0	14
21	94	37.8	29.9	Apamia	6.7	14
22	105	38.9	27.0	Çandarlı körfezi	IX	1,2,3,4,6
23	110	38.2	27.0	Efes	6.8	14
24	13.12.115	36.0	28.0	Rodos	VIII	2,11
25	138	36.3	28.0	Rodos ve İstanköy A.(Kos)	VIII	1,2,4
26	142	36.6	28.0	Rodos	7.0	14
27	144	36.6	29.1	Fethiye,Kalkan,Finike	VIII	6
28	155	36.3	28.0	Rodos,Muğla,Fethiye	X	1,2
29	160	38.41	27.2	İzmir	VI	2,3
30	165	38.41	27.2	İzmir	VIII	2,3,5

31	177	38.4	27.1	İzmir,Millet,Sakız	X	2,3,4,5
32	190	38.7	26.75	Foça	VI	3
33	336	36.0	28.0	Rodos	VIII	2
34	11.04.344	36.0	28.0	Rodos	VIII	2,5,6
35	477	36.3	28.3	Rodos	6.7	14
36	505	36.3	28.0	Rodos	VIII	1,2
37	515	36.3	28.0	Rodos	VII	2
38	516	36.0	28.3	Rodos	6.7	14
39	520	36.3	28.0	Rodos	VI	2
40	528	36.6	29.1	Fethiye,Finike	VII	2,3
41	554	37.0	27.6	İstanköy A. (Kos)	7.0	14
42	688	38.4	27.2	Smyrni	6.5	14
43	1039	38.4	27.3	Smyrni	6.8	14
44	02.02.1040	38.4	27.15	İzmir	VII	2,3,5
45	1056	38.4	27.15	İzmir ve yöresi	VIII	2
46	1303	36.3	27.3	Rodos	8.0	14
47	08.08.1304	36.5	27.5	Rodos,Girit,Kıbrıs	X	1,2,3
48	20.03.1389	38.4	26.3	İzmir ve Sakız A.	IX	1,3
49	1481	36.2	28.5	Rodos	7.2	14
50	18.10.1483	36.25	27.5	İstanköy,Kalimnos,Leros	VIII	1,2
51	1493	36.7	27.0	İstanköy A.(Kos)	6.8	14
52	05.01.1495	37.0	27.0	Kalimnos veLeros adaları	VI	2
53	1592	38.5	27.9	Turgutlu,Salihli	VIII	8
54	1635	36.3	28.0	Rodos	VII	2,3
55	1639	38.4	27.2	İzmir	VI	3
56	1644	38.4	27.2	İzmir	VII	3
57	09.06.1651	37.8	29.3	Honaz-Denizli	VIII	8
58	1653	37.8	28.2	Aydın	7.2	14
59	22.05.1654	38.4	27.2	İzmir	VI	2,3
60	1660	36.2	28.0	Rodos	VII	2,3
61	1664	38.41	27.2	İzmir	VII	3
62	1667	38.4	27.2	İzmir	VIII	3,4
63	09.09.1685	38.4	27.15	İzmir	VI	2,3,4
64	18.12.1687	38.4	27.2	İzmir	VI	2,3,4
65	05.06.1688	38.4	27.2	Izmir	V	3,14
66	10.07.1688	38.4	27.2	İzmir	X	1,2,4,3,10
67	13.01.1690	38.4	27.2	İzmir	VI	2,3
68	1703	37.3	29.2	Denizli	6.8	14
69	01.07.1717	38.4	27.1	İzmir	V	3,4
70	1719	38.5	27.0	İzmir	VIII	1,9
71	06.03.1737	38.4	27.0	İzmir	VII	10
72	24.03.1739	38.4	27.2	İzmir	V	1,2,3,10
73	04.04.1739	38.4	27.2	İzmir	IX	1,2,3,10
74	07.06.1751	37.75	27.0	Sisam A.-EgeD.	X	1
75	07.1754	38.4	27.15	İzmir	VII	2,3
76	13.01.1763	38.4	27.15	İzmir	VII	3
77	05.09.1766	38.41	27.2	İzmir	VI	3

78	1766	38.5	30.5	Şuhut-Afyon	VII	3,9
79	08.08.1771	38.4	27.2	İzmir	VI	3
80	16.06.1776	38.4	27.2	İzmir	VIII	2,3
81	16.06.1778	38.4	27.2	İzmir	VI	10,14
82	03.07.1778	38.4	27.0	İzmir	VIII	10,2,11,3
83	01.10.1778	38.4	27.2	İzmir	VIII	2,10
84	01.07.1779	38.4	27.2	İzmir		2
85	26.04.1785	38.4	27.2	İzmir	VI	2,3,9
86	30.01.1786	38.4	27.15	İzmir	VI	2,3
87	1809	38.25	26.25	Sakız A.-Ege A.	VII	1
88	1817	37.75	27.0	Sisam A-EgeD	VII	1
89	31.10.1817	38.4	27.2	İzmir	VI	3
90	17.03.1820	38.4	26.0	Sakız A.-Ege A.	VII	2,3,1,12
91	07.01.1825	38.4	27.2	İzmir	VI	3
92	15.06.1828	38.4	27.2	İzmir	VII	2,3,1,12
93	23.02.1829	38.4	27.2	İzmir	V	2,3
94	1831	38.4	26.0	Sakız A.-Ege A.		2
95	03.04.1831	37.75	27.0	Sisam A-Ege D.	VIII	1,2,3,12
96	07.05.1831	37.75	26.8	Sisam Adası-Ege D.		2
97	08.08.1836	38.4	27.15	İzmir	V	3
98	29.10.1839	38.4	27.15	İzmir	VI	3
99	23.02.1840	38.4	27.15	İzmir	VI	3,9
100	27.11.1841	38.4	27.2	İzmir	VII	3
101	12.07.1842	37.5	30.0	Isparta,Burdur	VI	3
102	15.10.1842	38.4	27.2	İzmir	V	3,2
103	1843	36.3	27.7	Khalki	6.5	14
104	16.10.1843	36.9	27.25	İstanköy A-Ege adası	VI	2
105	1845	38.5	27.5	Magnesia	6.4	14
106	23.06.1845	38.6	27.5	Manisa yöresi,İzmir	VIII	1,2,12
107	11.03.1846	38.5	26.5	Karaburun-İzmir-Midilli		
108	1846	37.6	27.0	Samos	6.0	14
109	13.06.1846	37.75	27.0	Sisam A-Ege D.	VIII	1
110	21.06.1846	37.75	27.0	Sisam A.-Söke yöresi	IX	3,2,1,12
111	29.06.1847	37.85	27.8	Aydın,Tire	VI	2,3
112	07.07.1847	37.85	27.8	Aydın		2
113	27.10.1848	37.84	27.8	Aydın	V	2,3
114	1849	37.75	30.55	Isparta yöresi	VI	3
115	03.04.1850	38.4	27.45	İzmir,Turgutlu	VIII	1,2,3,12
116	09.07.1850	37.8	27.8	Aydın	VI	2,1,13
117	13.10.1850	38.4	27.2	İzmir,Turgutlu	VIII	2,1,3,13
118	1851	36.4	28.6	Makri	7.2	14
119	19.10.1852	36.6	29.1	Fethiye-Muğla	VII	1,3,13,12
120	02.03.1855	36.6	29.1	Fethiye-Muğla	VIII	12,1,13
121	18.12.1855	38.4	27.2	İzmir	VII	2,1,12
122	12.10.1856	36.25	28.0	Rodos,Karpatos,Girit	X	3,1,2,7,12
123	13.11.1856	38.25	26.25	Rodos A-Ege D.	IX	1
124	12.02.1857	38.4	27.2	İzmir	VII	12,13,2

125	1858	36.88	30.6	Antalya	V	3,2
126	24.05.1862	36.8	28.3	Marmaris ve Rodos	VII	1,2,3,12
127	16.06.1858	38.9	27.8	Akhisar,Manisa	VI	2,3,13
128	20.09.1859	38.5	26.0	Sakız A.-Ege A.	VI	2
129	1862	36.6	27.9	Rodos	6.4	14
130	1862	38.4	27.7	Turgutlu	6.6	14
131	16.10.1862	38.8	30.5	Afyonkarahisar ve Şuhut	VIII	1,3,12,13
132	03.11.1862	38.4	27.7	Turgutlu -Manisa	IX	1,2,8,12
133	1863	36.4	27.7	Rodos	7.8	14
134	16.08.1863	38.25	26.10	Sakız A.-EgeD.	VIII	12,1
135	02.10.1864	36.1	29.5	Fethiye,Neis adası	6.2	14
136	1865	37.7	27.1	Samos	6.0	14
137	1866	38.3	31.9	Ilgın-Konya	VI	3
138	11.01.1866	36.2	28.0	Rodos Adası	VIII	2,3,12
139	13.01.1866	38.25	26.2	Sakız A.-Gelibolu	VII	1,2,3
140	19.01.1866	38.25	26.2	Sakız A.-Ege D.	VII	1,2,12
141	02.02.1866	38.25	26.25	Sakız A.-Ege D.	VIII	1,2,12
142	25.04.1866	38.4	27.2	İzmir,Selçuk	VI	3,13
143	1868	37.8	27.0	Samos	6.0	14
144	20.04.1868	36.0	28.0	Rodos A.	VIII	1,2
145	03.05.1868	37.75	27.0	Sisam A-Ege D.	VII	1,12
146	1869	36.5	27.6	Symi	6.7	14
147	1869	37.0	28.1	Marmaris	6.8	14
148	1870	36.6	28.5	Makri	6.8	14
149	11.07.1870	38.4	27.15	İzmir	VIII	2,13
150	07.06.1871	36.8	28.2	Marmaris ve Ege D.	VII	2,1,3,12,13
151	08.10.1871	38.4	26.1	Sakız A.-Ege D.	VIII	2,1,3,12,13
151	26.02.1872	37.8	26.8	Sisam A.-Ege D.	VI	1,2,13
153	06.03.1872	37.80	26.80	Sisam A.-Ege D	VII	2,3,13
154	07.04.1872	37.7	26.9	Sisam A.-Ege D	VI	2
155	1873	37.8	27.1	Samos	6.6	14
156	31.01.1873	37.75	27.00	Sisam A.-Ege D.		1,2,12
157	01.02.1873	37.75	27.0	Sisam A.-EgeD. ve İzmir,Aydın	IX	2,13
158	01.11.1873	38.76	30.55	Afyonkarahisar	VI	3
159	1874	36.4	27.8	Rodos	7.0	14
160	16.11.1874	38.4	27.2	İzmir- Rodos A.	VIII	13,2,1
161	28.06.1874	37.8	26.8	Sisam A.-Ege D	VII	3,12,13
162	03.05.1875	38.1	30.1	Dinar,Çivril,Denizli	IX	2,9,3,1,13,8,12
163	11.05.1875	38.4	27.2	İzmir	VII	13,2
164	11.05.1875	38.7	29.4	Uşak	VII	13,2,1,3,9,12
165	07.07.1875	37.75	26.9	Sisam A.-Ege D.	VIII	2,1,12
166	17.07.1875	37.75	26.9	Sisam A.-Ege D.	VI	2
167	01.11.1875	38.6	26.5	Karaburun -İzmir	VII	2,13,3,9,1,12
168	05.11.1875	38.6	26.0	Sakız A-Ege D.	VI	2,13
169	31.08.1875	37.8	26.8	Sisam A.-Ege D.	VI	13,2,3
170	01.01.1876	37.7	26.8	Sisam A.-Ege D.	VI	2,3
171	13.05.1876	38.8	30.5	Afyonkarahisar	IX	13,1,2,12,3

172	06.1876	37.7	30.2	Burdur Yöresi	VI	3,2
173	1877	37.7	27.0	Samos	6.0	14
174	09.04.1878	37.85	27.85	Aydın,İzmir	VI	2,3
175	1880	38.6	27.1	Smyrni	6.7	14
176	22.07.1880	38.1	27.8	Tire yöresi-İzmir	VIII	1,13,12,3
177	29.07.1880	38.6	27.1	Menemen -İzmir	IX	2,8,13,3,12
178	21.03.1882	38.4	26.1	Sakız A,Ege D.	VII	1,12
179	03.04.1881	38.25	26.1	Sakız Çeşme,İzmir	X	2,12,3,9,1,13
180	08.04.1883	37.7	26.8	Sisam A.-Ege D.	V	2
181	15.10.1883	38.3	26.3	Çeşme,Sakız A	IX	12,13
182	01.11.1883	38.3	26.3	Çeşme Y.A	VIII	3,9,13,1,12
183	28.02.1884	38.4	27.0	Urla ve İzmir	VI	9,3,13
184	10.1884	38.4	27.2	İzmir ve Çeşme	VII	9,13,3
185	04.12.1884	38.4	27.2	İzmir	VI	13,3
186	06.1885	37.85	28.2	Nazilli -Bozdoğan-Aydın	VI	9,3
187	08.1885	38.35	28.5	Alaşehir-Manisa	VI	9,3
188	29.02.1885	37.2	27.2	Messene,kalamai_yunanistan	IX	12,1
189	04.1886	37.8	29.1	Denizli	VI	9,3,13
190	27.11.1886	38.25	26.1	Sakız A,Ege D.	VII	12,1
191	11.12.1886	38.4	26.1	Sakız A,Ege D	VIII	1,12,13
192	01.1887	37.8	29.1	Denizli ve Geniş yöresi	VII	9,3,13
193	06.08.1887	36.9	28.7	Köyceğiz,Muğla,Çine	VII	9,1,3,13,12
194	15.03.1888	38.4	26.1	Sakız A,Ege D	VI	3,13,1
195	05.1888	38.4	26.1	Sakız A,Karaburun	VIII	9,3,12,13,1
196	10.1888	38.2	28.0	İzmir,Aydın,Ödemiş	VII	9,3,13,12,1
197	09.03.1890	36.8	27.25	İstanköy A.-Ege D.	VII	12,1
198	1890	37.8	27.5	Efes	6.1	14
199	14.12.1890	37.85	27.3	Selçuk,kuşadası,izmir	VIII	9,3,13,12,1
200	26.03.1891	38.4	26.1	Sakız A, Çevre A.	VI	9,13
201	07.04.1891	38.4	26.1	Sakız A, Çevre A.	IV	9,13,3
202	27.12.1892	37.75	27.0	Sisam A.-Ege D.	VII	12,1
203	12.03.1893	37.75	27.0	Sisam A.-Ege D.	VII	12,1
204	1895	37.8	27.8	Aydın	6.1	14
205	19.08.1895	37.8	27.8	Aydın ve yöresi	IX	9,2,3,12,13
206	26.06.1896	36.8	28.3	Marmaris ve yöresi-Muğla	VII	9,3,12,13,1
207	27.10.1896	36.5	28.0	Rodos ve Bodrum	VIII	2,12,1,3
208	13.11.1896	37.8	27.8	Aydın	V	12,9,3
209	1896	36.6	27.9	Rodos	6.7	14
210	05.1897	36.8	28.3	Marmaris,Ula,Fethiye	VII	9,3,1,13
211	02.1898	37.90	28.0	Aydın ve Köşk-Aydın	VI	9,3
212	1899	37.9	28.8	Aydın	7.0	14
213	12.1899	37.75	29.1	Denizli	VI	9,3

EK.B : Çalışmada kullanılan istasyonların alet bilgilerini gösteren tablo.

Station Code	Comp.	Latitude	Longitude	Built Date	Instrument Type	Seismonme ler / Digizer	T (sec.)	Sample Rate	NonFac (AO)	Drift/Sing	VelOut (v/mis)	Conv (v/count)	Sensitivity (rms/count)	Const (AO/Sens.)	Pole1	Pole2	Pole3	Pole4	Pole5	Pole6	Zero 1	Zero 2	Zero 3
ADVT	BHZ	40.4332	29.7384	20060519	CMG-3T	T3Y19/A524	120	50	2304000	2	2982	3.159E-06	5.29732E-10	4.35E+15	-5.89E-03+j5.6	-5.89E-03-j5.6	-180j0	-160j0	-80j0	0j0	0j0	0j0	
ADVT	BHN	40.4332	29.7384	20060519	CMG-3T	T3Y19/A524	120	50	2304000	2	2987	3.174E-06	5.31276E-10	4.34E+15	-5.89E-03+j5.6	-5.89E-03-j5.6	-180j0	-160j0	-80j0	0j0	0j0	0j0	
ADVT	BHE	40.4332	29.7384	20060519	CMG-3T	T3Y19/A524	120	50	2304000	2	2841	3.153E-06	5.54877E-10	4.15E+15	-5.89E-03+j5.6	-5.89E-03-j5.6	-180j0	-160j0	-80j0	0j0	0j0	0j0	
AKSU	BHZ	37.8035	31.0605	20070331	CMG-6TD				78285702														
AKSU	BHN	37.8035	31.0605	20070331	CMG-6TD				78285702														
AKSU	BHE	37.8035	31.0605	20070331	CMG-6TD				78285702														
ALT	BHZ	39.0541	30.1104	20070331	CMG 3T	T3V39/A640	120	50	2304000	2	2945	3.207E-06	5.44420E-10	4.23E+15	-5.89E-03+j5.6	-5.89E-03-j5.6	-180j0	-160j0	-80j0	0j0	0j0	0j0	
ALT	BHN	39.0541	30.1104	20070331	CMG 3T	T3V39/A640	120	50	2304000	2	2984	3.219E-06	5.39374E-10	4.27E+15	-5.89E-03+j5.6	-5.89E-03-j5.6	-180j0	-160j0	-80j0	0j0	0j0	0j0	
ALT	BHE	39.0541	30.1104	20070331	CMG 3T	T3V39/A640	120	50	2304000	2	2969	3.192E-06	5.37475E-10	4.29E+15	-5.89E-03+j5.6	-5.89E-03-j5.6	-180j0	-160j0	-80j0	0j0	0j0	0j0	
ANTB	BHZ	30.6538	36.8998	20040312	CMG 6T	T6175	30	50	1983000	1	1134.83	2.604E-07	2.29400E-10	8.64E+15	-23.65E-03+j2	-23.65E-03-j2	-393.011j0	-7.4904j0	-53.5979+j21	-53.5979+j21	-5.03207j0	0j0	0j0
ANTB	BHN	30.6538	36.8998	20040312	CMG 6T	T6175	30	50	1983000	1	1161.74	2.738E-07	2.35700E-10	8.41E+15	-23.65E-03+j2	-23.65E-03-j2	-393.011j0	-7.4904j0	-53.5979+j21	-53.5979+j21	-5.03207j0	0j0	0j0
ANTB	BHE	30.6538	36.8998	20040312	CMG 6T	T6175	30	50	1983000	1	1117.04	2.475E-07	2.21600E-10	8.95E+15	-23.65E-03+j2	-23.65E-03-j2	-393.011j0	-7.4904j0	-53.5979+j21	-53.5979+j21	-5.03207j0	0j0	0j0
ANTO	BHZ	39.8689	32.7936	19750101			20							6.34E+13	-89.85j0	-18.43j18.91	-18.43j-18.91	0.0123j0.012	-0.0123j-0.011	-0.0042j0	0j0	0j0	0j0
ANTO	BHN	39.8689	32.7936	19750101			20							6.41E+13	-89.85j0	-18.43j18.91	-18.43j-18.91	0.0123j0.012	-0.0123j-0.011	-0.0042j0	0j0	0j0	0j0
ANTO	BHE	39.8689	32.7936	19750101			20							6.36E+13	-89.85j0	-18.43j18.91	-18.43j-18.91	0.0123j0.012	-0.0123j-0.011	-0.0042j0	0j0	0j0	0j0
APE	BHZ	37.0689	25.5306	199501	STS									3.98E+12	-0.01234j0.01	-0.01234j-0.01	-39.18j49.12	-39.18j-49.12		0j0	0j0	0j0	
APE	BHN	37.0689	25.5306	199501	STS									3.95E+12	-0.01234j0.01	-0.01234j-0.01	-39.18j49.12	-39.18j-49.12		0j0	0j0	0j0	
APE	BHE	37.0689	25.5306	199501	STS									3.89E+12	-0.01234j0.01	-0.01234j-0.01	-39.18j49.12	-39.18j-49.12		0j0	0j0	0j0	
BALB	BHZ	39.6505	27.8641	20020627	CMG 40T	T4859/D0620	30		-0.314	2	1617	1.279E-06	7.91146E-10	3.79E+10	-23.56E-03+j2	-23.56E-03-j2	-50j0			0j0	0j0	0j0	
BALB	BHN	39.6505	27.8641	20020627	CMG 40T	T4859/D0620	30		-0.314	2	1601	1.276E-06	7.97022E-10	3.78E+10	-23.56E-03+j2	-23.56E-03-j2	-50j0			0j0	0j0	0j0	
BALB	BHE	39.6505	27.8641	20020627	CMG 40T	T4859/D0620	30		-0.314	2	1614	1.279E-06	7.92749E-10	3.78E+10	-23.56E-03+j2	-23.56E-03-j2	-50j0			0j0	0j0	0j0	
BCK	BHZ	37.4601	30.5885	20070329	CMG 3T	T3W91/A617	120	50	2304000	2	2989	3.186E-06	5.32921E-10	4.32E+15	-5.89E-03+j5.6	-5.89E-03-j5.6	-180j0	-160j0	-80j0	0j0	0j0	0j0	
BCK	BHN	37.4601	30.5885	20070329	CMG 3T	T3W91/A617	120	50	2304000	2	3004	3.192E-06	5.31371E-10	4.34E+15	-5.89E-03+j5.6	-5.89E-03-j5.6	-180j0	-160j0	-80j0	0j0	0j0	0j0	
BCK	BHE	37.4601	30.5885	20070329	CMG 3T	T3W91/A617	120	50	2304000	2	2983	3.201E-06	5.36527E-10	4.29E+15	-5.89E-03+j5.6	-5.89E-03-j5.6	-180j0	-160j0	-80j0	0j0	0j0	0j0	
BLCB	BHZ	38.3853	27.042	20041002	CMG 3T	T3727/D0935	360	25	-45.63	1	2986.3	1.264E-06	4.23266E-10	-1.08E+11	-1.964E-03+j1	-1.964E-03-j1	-80+j30	-80-j30		0j0	0j0	160j0	
BLCB	BHN	38.3853	27.042	20041002	CMG 3T	T3727/D0935	360	25	-45.63	1	2999.3	1.265E-06	4.21765E-10	-1.08E+11	-1.964E-03+j1	-1.964E-03-j1	-80+j30	-80-j30		0j0	0j0	160j0	
BLCB	BHE	38.3853	27.042	20041002	CMG 3T	T3727/D0935	360	25	-45.63	1	3027.5	1.267E-06	4.18497E-10	-1.09E+11	-1.964E-03+j1	-1.964E-03-j1	-80+j30	-80-j30		0j0	0j0	160j0	
BODT	BHZ	37.0613	27.3100	20050214	CMG 3ESP	T3795/DF25	30	50	2304000	1	2965	1.268E-06	4.27740E-10	5.39E+15	-23.65E-03+j2	-23.65E-03-j2	-180j0	-160j0	-80j0	0j0	0j0	0j0	
BODT	BHN	37.0613	27.3101	20050214	CMG 3ESP	T3795/DF25	30	50	2304000	1	2976	1.263E-06	4.24279E-10	5.43E+15	-23.65E-03+j2	-23.65E-03-j2	-180j0	-160j0	-80j0	0j0	0j0	0j0	
BODT	BHE	37.0613	27.3102	20050214	CMG 3ESP	T3795/DF25	30	50	2304000	1	2983	1.264E-06	4.23780E-10	5.44E+15	-23.65E-03+j2	-23.65E-03-j2	-180j0	-160j0	-80j0	0j0	0j0	0j0	
CANB	BHZ	40.6063	33.6193	20041201	CMG 6T	T6248	30		1983000	1	1159.31	2.654E-07	2.28900E-10	1.31E+11	-23.65E-03+j2	-23.65E-03-j2	-393.011j0	-7.4904j0	-53.5979+j21	-53.5979+j21	-5.03207j0	0j0	0j0
CANB	BHN	40.6063	33.6193	20041201	CMG 6T	T6248	30		1983000	1	1137.31	2.669E-07	2.34700E-10	1.28E+11	-23.65E-03+j2	-23.65E-03-j2	-393.011j0	-7.4904j0	-53.5979+j21	-53.5979+j21	-5.03207j0	0j0	0j0
CANB	BHE	40.6063	33.6193	20041201	CMG 6T	T6248	30		1983000	1	1199.63	2.549E-07	2.12500E-10	1.41E+11	-23.65E-03+j2	-23.65E-03-j2	-393.011j0	-7.4904j0	-53.5979+j21	-53.5979+j21	-5.03207j0	0j0	0j0
CANT	BHZ	40.6063	33.6193	20061212	CMG 3T	T3231/A647	120	50	2304000	2	2955	3.194E-06	5.40431E-10	4.26E+15	-5.89E-03+j5.6	-5.89E-03-j5.6	-180j0	-160j0	-80j0	0j0	0j0	0j0	
CANT	BHN	40.6063	33.6193	20061212	CMG 3T	T3231/A647	120	50	2304000	2	2894	3.187E-06	5.50597E-10	4.18E+15	-5.89E-03+j5.6	-5.89E-03-j5.6	-180j0	-160j0	-80j0	0j0	0j0	0j0	
CANT	BHE	40.6063	33.6193	20061212	CMG 3T	T3231/A647	120	50	2304000	2	2991	3.204E-06	5.35672E-10	4.30E+15	-5.89E-03+j5.6	-5.89E-03-j5.6	-180j0	-160j0	-80j0	0j0	0j0	0j0	
CORM	BHZ	40.1753	34.6317	20041008	CMG 3ESP	T3M24/DE27	30	50	2304000	1	2971	1.268E-06	4.26684E-10	5.40E+15	-23.65E-03+j2	-23.65E-03-j2	-180j0	-160j0	-80j0	0j0	0j0	0j0	
CORM	BHN	40.1753	34.6317	20041008	CMG 3ESP	T3M24/DE27	30	50	2304000	1	3011	1.283E-06	4.25992E-10	5.41E+15	-23.65E-03+j2	-23.65E-03-j2	-180j0	-160j0	-80j0	0j0	0j0	0j0	
CORM	BHE	40.1753	34.6317	20041008	CMG 3ESP	T3M24/DE27	30	50	2304000	1	2983	1.289E-06	4.32094E-10	5.33E+15	-23.65E-03+j2	-23.65E-03-j2	-180j0	-160j0	-80j0	0j0	0j0	0j0	
DALT	BHZ	40.1753	34.6317	20050217	CMG 3ESP	T3M84/DF21	30		2304000	1	3009	1.281E-06	4.18068E-10	7.18E+10	-23.65E-03+j2	-23.65E-03-j2	-180j0	-160j0	-80j0	0j0	0j0	0j0	
DALT	BHN	40.1753	34.6317	20050217	CMG 3ESP	T3M84/DF21	30		2304000	1	2974	1.269E-06	4.14882E-10	7.23E+10	-23.65E-03+j2	-23.65E-03-j2	-180j0	-160j0	-80j0	0j0	0j0	0j0	
DALT	BHE	40.1753	34.6317	20050217	CMG 3ESP	T3M84/DF21	30		2304000	1	2958	1.280E-06	4.11696E-10	7.29E+10	-23.65E-03+j2	-23.65E-03-j2	-180j0	-160j0	-80j0	0j0	0j0	0j0	
DALT	BHZ	36.7692	28.6372	20070113	CMG 3T	T3V30/A636	120	50	2304000	2	2952	3.186E-06	5.39653E-10	4.27E+15	-5.89E-03+j5.6	-5.89E-03-j5.6	-180j0	-160j0	-80j0	0j0	0j0	0j0	
DALT	BHN	36.7692	28.6372	20070113	CMG 3T	T3V30/A636	120	50	2304000	2	2966	3.211E-06	5.41267E-10	4.26E+15	-5.89E-03+j5.6	-5.89E-03-j5.6	-180j0	-160j0	-80j0	0j0	0j0	0j0	
DALT	BHE	36.7692	28.6372	20070113	CMG 3T	T3V30/A636	120	50	2304000	2	2999	3.166E-06	5.27902E-10	4.36E+15	-5.89E-03+j5.6	-5.89E-03-j5.6	-180j0	-160j0	-80j0	0j0	0j0	0j0	
DAT	BHZ	36.7308	27.5767	20051108	CMG 3ESP	T3J64/DF89	30	50	2304000	1	992	1.277E-06	1.28730E-09	1.79E+15	-11.78E-03+j1	-11.78E-03-j1	-180j0	-160j0	-80j0	0j0	0j0	0j0	
DAT	BHN	36.7308	27.5767	20051108	CMG 3ESP	T3J64/DF89	30	50	2304000	1	994	1.286E-06	1.29376E-09	1.78E+15	-11.78E-03+j1	-11.78E-03-j1	-180j0	-160j0	-80j0	0j0	0j0	0j0	
DAT	BHE	36.7308	27.5767	20051108	CMG 3ESP	T3J64/DF89	30	50	2304000	1	992	1.281E-06	1.29133E-09	1.78E+15	-11.78E-03+j1	-11.78E-03-j1	-180j0	-160j0	-80j0	0j0	0j0	0j0	
EDRB	BHZ	41.8469	26.7437	20020327	CMG 40T	T4949/D0618	30		-0.314	1	1587	1.285E-06	8.09856E-10	3.70E+10	-23.56E-03+j2	-23.56E-03-j2	-50j0			0j0	0j0	159j0	
EDRB	BHN	41.8469	26.7437	20020327	CMG 40T	T4949/D0618	30		-0.314	1	1595	1.276E-06	7.99863E-10	3.75E+10	-23.56E-03+j2	-23.56E-03-j2	-50j0			0j0	0j0	159j0	
EDRB	BHE	41.8469	26.7437	20020327	CMG 40T	T4949/D0618	30		-0.314	1	1599												

Ek-C. Alıcı Fonksiyon analizinde kullanılan depremlerin listesi.

no	Tarih	Oluş	Enlem	Boylam	H	M
1	20050410	10:29:11	-1.64	99.61	19	6.7
2	20050614	17:10:12	51.24	179.31	17	6.8
3	20050724	15:42:06	7.92	92.19	16	7.2
4	20050826	18:16:33	14.42	52.37	10	6.2
5	20051114	21:38:51	38.11	144.90	11	7.0
6	20051205	12:19:56	-6.22	29.83	22	6.8
7	20060222	22:19:07	-21.32	33.58	11	7.0
8	20060420	23:25:02	60.95	167.09	22	7.6
9	20060717	08:19:26	-9.28	107.42	20	7.7
10	20060929	13:08:26	10.88	-61.76	53	6.1
11	20061117	18:03:12	28.59	129.90	22	6.2
12	20061226	12:26:21	21.80	120.55	10	7.1
13	20070113	04:23:21	46.24	154.52	10	8.1
14	20070121	11:27:45	1.07	126.28	22	7.5
15	20070212	10:35:22	35.80	-10.31	20	6.0
16	20070301	23:11:52	26.58	-44.59	10	6.0
17	20070309	03:22:42	43.22	133.53	441	6.0
18	20070403	20:26:09	-20.63	168.99	12	6.0
19	20070404	11:00:27	-20.71	168.82	13	6.4
20	20070404	11:02:29	-20.68	169.56	10	6.2
21	20070405	03:56:50	37.30	-24.62	14	6.2
22	20070407	07:09:25	37.30	-24.49	8	5.9
23	20070407	09:51:51	2.91	95.70	30	6.1
24	20070420	00:26:42	25.72	125.93	10	6.1
25	20070420	01:45:56	25.71	125.10	9	6.2
26	20070421	17:53:46	-45.24	-72.64	36	6.3
27	20070427	08:02:49	5.39	94.63	38	5.8
28	20070429	12:41:57	52.01	-179.97	117	6.2
29	20070501	01:45:23	-7.16	155.10	10	5.5
30	20070504	12:06:51	-1.41	-14.92	7	6.2
31	20070505	08:51:39	34.24	81.96	9	6.0
32	20070516	08:56:14	20.50	100.73	9	6.4
33	20070518	15:59:58	41.06	141.99	58	5.5
34	20070530	20:22:12	52.14	157.29	116	6.4
35	20070602	21:34:57	23.28	101.52	5	6.3
36	20070616	18:49:53	1.71	30.83	24	5.8
37	20070626	22:23:03	-10.49	108.14	10	5.6
38	20070701	04.12.07	43.66	144.73	130	5.8
39	20070703	08:26:00	0.71	-30.27	10	5.9
40	20070715	13:08:01	52.49	-168.35	15	5.9
41	20070716	01:13:22	37.53	138.44	12	6.4
42	20070716	14:17:37	36.85	134.81	350	6.8
43	20070717	14:10:42	-2.73	36.36	8	5.7
44	20070718	00:07:35	-26.29	-177.73	10	5.9
45	20070725	23:37:31	7.15	92.51	15	6.1
46	20070726	05:40:16	2.87	127.46	25	6.8
47	20070729	04:54:36	53.64	169.70	20	5.5

48	20070730	22:42:05	19.31	95.61	14	5.5
49	20070731	22:55:31	-0.16	-17.79	11	5.7
50	20070802	05:22:17	46.71	141.72	10	5.5
51	20070808	17:04:57	-5.93	107.68	291	6.1
52	20070808	17:05:04	-5.86	107.42	280	7.5
53	20070815	20:22:11	50.32	-177.54	9	6.2
54	20070816	08:39:28	-9.83	159.46	15	6.7
55	20070820	13:46:17	6.13	127.38	8	6.2
56	20070820	22:42:28	8.37	-39.25	6	6.4
57	20070828	01:16:04	49.69	154.29	115	5.6
58	20070902	01:05:18	-11.61	165.76	35	7.3
59	20070903	16:14:53	45.84	150.06	94	6.2
60	20070906	17:51:26	24.34	122.22	53	6.2
61	20070912	11:10:26	-4.44	101.37	34	8.5
62	20070913	16:09:16	-3.17	101.52	53	6.0
63	20070919	07:27:50	-2.74	100.89	35	5.8
64	20070928	13:38:57	22.01	142.67	260	7.5
65	20071129	19:00:20	14.94	-61.27	156	7.4
66	20080208	09:38:14	10.67	-41.90	9	6.9
67	20080220	08:08:30	2.77	95.96	26	7.4
68	20080221	02:46:17	77.08	18.57	10	6.1
69	20080303	14:11:14	13.35	125.63	24	6.9
70	20080320	22:32:57	35.49	81.47	10	7.2
71	20080512	06:28:01	31.00	103.32	19	7.9
72	20080523	19:35:34	7.31	-34.90	9	6.5
73	20080531	04:37:56	-41.22	80.51	10	6.4
74	20080705	02:12:34	53.88	152.89	632	7.7
75	20080719	02:39:28	37.55	142.21	22	7.0

ÖZGEÇMİŞ

1976 İzmir doğumluyum. İlk orta ve lise eğitimimi İzmir ve Manisa'da tamamladım. 1997 yılında Süleyman Demirel Üniversitesi (SDÜ) Jeofizik Mühendisliği bölümünde lisans eğitimimi tamamladım. SDÜ Fen Bilimleri Enstitüsü'nde Jeofizik Anabilim dalında yüksek lisans eğitimimi tamamlayıp 2001 yılında mezun oldum. 2000-2005 yılları arasında SDÜ Deprem ve Jeoteknik Araştırma Merkezinde Uzman olarak görev yaptım. 2005 yılından itibaren Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü Ulusal Deprem İzleme Merkezi'nde Jeofizik Mühendisi olarak görev yapmaktayım.