

**T.C.
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**1 MAYIS 2003 BİNGÖL DEPREMİ($M_w=6.4$) KIRILMA SÜRECİNİN
TELESİSMİK GENİŞBANT P VE SH DALGA ŞEKİLLERİNİN SONLU-FAY
TERS ÇÖZÜMÜ YOLUYLA İNCELENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Meltem ÇABUK

Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

Tez Danışmanı : Prof. Dr. Murat UTKUCU

Ocak 2019

T.C.
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

1 MAYIS 2003 BİNGÖL DEPREMİ ($M_w=6.4$) KIRILMA SÜRECİNİN
TELESİSMİK GENİŞBANT P VE SH DALGA ŞEKİLLERİNİN SONLU-FAY
TERS ÇÖZÜMÜ YOLUYLA İNCELENMESİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Meltem ÇABUK

Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

Bu tez 17.01.2019 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oybirliği / oyçokluğu ile kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Fadime SERTGELİK


Jüri Başkanı

Prof. Dr. Murat UTKUCU


Üye

Dr. Öğt. Üy. Günay Beyhan



Üye

BEYAN

Tez içindeki tüm verilerin akademik kurallar çerçevesinde tarafımdan elde edildiğini, görsel ve yazılı tüm bilgi ve sonuçların akademik ve etik kurallara uygun şekilde sunulduğunu, kullanılan verilerde herhangi bir tahrifat yapılmadığını, başkalarının eserlerinden yararlanılması durumunda bilimsel normlara uygun olarak atıfta bulunulduğunu, tezde yer alan verilerin bu üniversite veya başka bir üniversite herhangi bir tez çalışmasından kullanılmadığını beyan ederim.

Meltem ÇABUK

Ocak 2019

TEŞEKKÜR

Öncelikle bu çalıŐma süresince her aŐamada bilgi ve tecrübelerini benden esirgemeyen, her zaman yanımda olduğunu bildiğim ve bana bu süreçte deneyimleri ile yol gösterici olan değerli danıŐman hocam Prof. Dr. Murat UTKUCU 'ya en içten teşekkürlerimi sunarım.

Bu süreç içerisinde karşılaŐtıĐım sorunlarda bana çözüm yolunda fikirlerini sunan, desteklerini her zaman yanımda hissettiğim ve bana kattıkları manevi değerler doğrultusunda sevgili araştırma görevlisi Emrah BUDAKOĐLU'na teşekkür ederim. ÇalıŐmamın ilk gününden itibaren büyük bir sabır ve anlayıŐ içerisinde, maddi ve manevi desteklerini esirgemedi her zaman ve her şartta yanımda olan aileme sonsuz teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER

TEŞEKKÜR	i
İÇİNDEKİLER	ii
SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ	iv
ŞEKİLLER LİSTESİ	v
TABLolar LİSTESİ	vii
ÖZET	viii
SUMMARY	ix
BÖLÜM 1.	
GİRİŞ.....	1
1.1. Çalışmanın amacı ve Kapsamı.....	1
1.2. Türkiye'nin Sismotektonik Özellikleri.....	3
1.3. 1 Mayıs 2003 Bingöl Depremi ($M_w:6,4$).....	8
BÖLÜM 2.	
YÖNTEM.....	12
2.1. Green's Fonksiyonları.....	12
2.2. Sonlu-Fay Dalga Şekli Modellenmesi	14
2.3. Sonlu-Fay Analizi.....	16
2.4. Çalışmada Kullanılan Sonlu-Fay Ters çözüm Metodu.....	17
BÖLÜM 3.	
BULGULAR.....	23
3.1. Çalışmada Sonlu-Fay Analizi Yapılan Deprem	23
3.2. Çalışmada Kullanılan Veri ve Veriye Uygulanan İşlemler	23
3.3. Sonlu-Fay Model Parametrizasyonu	25
3.4. Ters Çözüm Sonuçları.....	25

BÖLÜM 4.	
SONUÇ VE ÖNERİLER.....	35
KAYNAKLAR.....	37
ÖZGEÇMİŞ.....	41



SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ

Cm	:Santimetre
DAFZ	:Doğu Anadolu Fay Zonu
GCMT	:Global Centroid Moment Tensör
GPS	:Global Positioning System
ISC	:Internation Seismological Center
KAFZ	:Kuzey Anadolu Fay Zonu
KD-GB	:Kuzey Doğu-Güney Batı
KRDAE	:Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Estitüsü
Km	:Kilometre
KÜE	:Karlova Üçlü Ekleme
Mw	:Moment magnitüdü
ÖDFZ	:Ölü Deniz Fay Zonu
P	:Primer dalga (birincil deprem dalgası)
SH	:Sekonder dalga(ikincil deprem dalgası)
Sn	:Saniye
SUFZ	:Sudüğünü Fay Zonu
USGS	:United States Geological Survey
P03	:Pınar 2003
τ	:Ramp Fonksiyonu
Δu	:Kayma Vektörü
*	:Konvolüsyon İşlemi
t^*	:Sönüm Operatörü
V_r	:Kırılma Hızı

ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 1.1. Türkiye'nin genel sismotektonik özelliklerini gösteren harita. Barka ve Kadinsky-Cade, (1988)'den değiştirilmiştir. (KÜE: Karlıova Üçlü Eklemi).....	3
Şekil 1.2. Türkiye ve yakın civarında GPS hız vektörlerinin dağılımı. McClusky ve ark., (2000)'den değiştirilmiştir. BBZ: Bitlis Bindirme Zonu, EAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, ÖDFZ: Ölü Deniz Fay Zonu, KY: Kıbrıs Yayı, HY: Helenik Yayı.....	4
Şekil 1.3. (a) Türkiye'nin belli başlı tektonik unsurlarını ve (b) Karlıova Üçlü Eklemi'nin sismotektoniğini gösteren harita.....	8
Şekil 1.4. 1 Mayıs 2003 ve 1971 Bingöl depremlerinin episantrlarını ve deprem kaynak bölgesi civarındaki fayları gösteren harita.....	9
Şekil 1.5. Hanoçayırı mevkiinin ve heyelanın genel görünümü Dirik ve ark. (2003)'den alınmıştır.....	10
Şekil 2.1. $\Delta u(t)$ kayma hızı için "τ" süreli eşkenar üçgen kaynak zaman fonksiyonu ve $\Delta u(t)$ kayması ile olan ilişkisi. "τ" kaynak yükselim zamanını ifade etmektedir (Udias, 1999'dan uyarlanmıştır).....	15
Şekil 2.2. Sonlu fay modeli ve fay yüzeyi üzerine dağıtılmış nokta kaynaklar (sadece fayın alt yarısındakiler gösterilmiştir).....	21
Şekil 2.3. En küçük kareler ters çözüm tekniğinin şematik gösterimi (Hartzell ve Heaton, 1983).....	21
Şekil 3.1. Çalışmada ters çözümde kullanılan telesismik istasyonların küresel dağılımı.....	24
Şekil 3.2. Çalışmada, 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi sonlu-fay ters çözümünde kullanılan sonlu-fay parametrizasyonu.....	26
Şekil 3.3. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi için rake açısının sabit (-178°) alındığı BIR31 denemesi sonucunda elde edilen kayma dağılımı.....	29

Şekil 3.4. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi için rake açısının sabit (-178°) alındığı BIR31 denemesi sonucunda elde edilen ve Şekil 3.3' de verilen kayma dağılımından hesaplanan yapay sismogramlarla (kesikli çizgi) ile gözlenmiş dalga şekillerinin karşılaştırması.....	29
Şekil 3.5. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi için rake açısının -90° ile 180° arasında değişken alındığı BIR 30 denemesi sonucunda elde edilen sağ-yanal (üstte), normal (ortada) ve toplam (altta) kayma dağılımları.....	31
Şekil 3.6. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi için rake açısının -90° ile 180° arasında değişken alındığı BIR 30 denemesi sonucunda elde edilen ve Şekil 3.5' de verilen kayma dağılımından hesaplanan yapay sismogramlarla (kesikli çizgi) ile gözlenmiş dalga şekillerinin karşılaştırması.....	32
Şekil 4.1. Ters çözümde kullanılan her bir zaman penceresinin (ZP) Şekil 3.3' de verilen toplam kayma dağılımına katkıları.....	35
Şekil 4.2. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi kırılmasının 1 sn zaman aralıklarıyla uzay-zaman evrimi. 5 cm' den büyük kaymalar 5 cm aralıklarla konturlanmıştır.....	36

TABLULAR LİSTESİ

Tablo 1.1. Karlıova Üçlü Eklemi Civarında Oluşan 1784 Elmalı Depreminden Sonra Magnitüdüleri $M > 5,0$ Olan Depremler.....	6
Tablo 1.2. 1 Mayıs 2003 Bingöl depreminin odak ve kaynak parametreleri	9
Tablo 3.1. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi sonlu-fay ters çözümünde kullanılan telesismik istasyonlar.....	25
Tablo 3.2. Çalışmada, 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi sonlu-fay ters çözümünde kullanılan kabuksal hız modeli Kenar ve Toksöz (1989)'den uyarlanmıştır.....	26
Tablo 3.3. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi sonlu-fay modellemesinde değişik model parametrizasyonları için yapılan ters çözüm denemeleri ve varyans değerleri.....	28

ÖZET

Anahtar Kelimeler: 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi, sonlu-fay ters çözümü, uzaysal dağılım, rake açısı

1 Mayıs 2003 Bingöl depreminin uzak-alanda kayıt edilmiş *P* ve *SH* hız dalga şekillerinin sonlu-fay kayma-dağılım modelini bulmak için ters çözümü yapıldı. Hartzell ve Heaton(1983) tarafından geliştirilmiş bir doğrusal sonlu-fay ters çözüm yöntemi kullanıldı. Deprem sırasındaki faylanmayı temsil etmek için boyutları 30 km × 18 km olan bir model fay düzlemi kullanıldı. Model fay düzlemi, kaymanın uzaysal dağılımının bulunması için 60 fay parçasına bölündü. Başlangıç ters çözüm denemeleri 10 km odak derinliğinin, 2,7 km / sn kırılma hızının, -178° sabit rake açısının ve güneydoğuya doğru tek taraflı bir kırılmanın veriyi en iyi açıkladığını ortaya koymuştur. Rake açısının -90° ile -180° arasında değiştiği değişken rake açılı ters çözüm denemesi, faylanmanın nerdeyse tamamen sağ-yanal olduğunu göstermiştir. Bundan dolayı modellemede sabit rake açısı tercih edilmiştir. Sonuç kayma modeli, deprem kırılmasının odağın 13 km güneydoğusunda ve 5 km eğim yukarısında yerleşmiş, en büyük yer değiştirmesi 85 cm olan bir büyük pürüz tarafından kontrol edildiğini önermektedir. Ana kırılma tek taraflı olarak güneydoğuya doğru yayılmış ve kaymanın 10 km' den daha sığ olduğu, 20×15 km²'lik bir fay alanını örtmektedir. Bununla beraber, 15 km derinliğinde 25 cm en büyük kayma genliğine sahip bir kayma alanı daha vardır. Kırılma 10 sn sürmüş ve ana sismik moment serbestlenmesi 3-8 sn zaman aralığında meydana gelmiştir. Tercih edilen kayma modeli için $4,1 \times 10^{19}$ Ntm' lik ($M_w \approx 6,4$) bir sismik moment hesaplanmıştır.

INVESTIGATION OF RUPTURE HISTORY OF THE MAY 1, 2003 BİNGÖL EARTHQUAKE OBTAINED FROM THE FINITE-FAULT INVERSION OF THE TELESEISMIC P AND SH WAVEFORMS

SUMMARY

Keywords: 1 May 2003 Bingöl earthquake, finite-fault inversion, spatial distribution, rake angle

Teleseismically recorded P and SH velocity waveforms of the 1 May 2003 Bingöl earthquake are inverted to obtain finite-fault slip distribution model. A linear finite-fault inversion technique developed by Hartzell and Heaton (1983) is employed. A model fault plane with dimensions 30 km x 18 km is used to represent faulting during the earthquake. The model fault-plane is divided into 60 subfaults for spatial distribution of slip to be found in the inversion. Initial trials have revealed that a hypocentral depth of 10 km, a rupture velocity of 2,7 km/s, a fixed rake angle of -178° and unilateral rupture toward SE explain the data best. Variable rake angle inversion trial with rake angle varying between -90° and -180° has indicated that the faulting almost pure right-lateral. Therefore, fixed rake angle is preferred in the modeling. The final slip model suggests that the rupture of the earthquake was controlled by a large asperity that is located 13 km southeast and 5 km up-dip of the hypocentre with peak displacement of 85 cm. The main rupture is unilaterally propagated to the SE and covers a fault area of $20 \times 15 \text{ km}^2$ with slip shallower than 10 km. Nevertheless, there is also a slip area at depth of 15 km with peak slip amplitude of 25 cm. The rupture lasted 10 s and the main seismic moment release occurred in the time range of 3-8 s. A seismic moment of $4,1 \times 10^{19} \text{ Ntm}$ ($M_w \approx 6,4$) is estimated for the preferred slip model.

BÖLÜM 1. GİRİŞ

1.1. Çalışmanın Önemi ve Amacı

Depremler litosferdeki süreksizlikler olan ve fay adı verilen kırıklar üzerinde biriken gerilim enerjisinin ani yer değiştirme ile açığa çıktığı kabuk içindeki dalga yayınıdır. Depremler çoğunlukla gerilmenin sürekli olarak biriktiği ve çok sayıda aktif fayın yer aldığı levha sınırları üzerinde veya çevresinde meydana gelir. Türkiye’de levha sınırı teşkil eden önemli fay zonları ve bu fay zonları ile bağlantılı ikincil faylar uzandığından sıkça depremlerin etkisi altında kalan bir ülkedir.

Depremler eski çağlardan beri insanoğlunun yaşadığı çevreyi etkileyen ve insanoğlu tarafından merak edilen doğal olaylardan biridir. Çünkü insanlar ve kurmuş oldukları medeniyetler geçmişten günümüze şiddetli depremler sonucu büyük can ve mal kayıplarına uğramıştır. Özellikle son yüzyıllarda ülkemizde ve dünyanın diğer yerlerinde yaşanan depremler ve bunun neticesinde meydana gelen can ve mal kayıpları dikkatleri deprem ve yarattığı etkiler konusuna çekmiştir. Geçen yüzyıl içinde artan şehirleşme ve endüstrileşme faaliyetleri ve küresel ölçekte İstanbul, Tokyo, Los Angeles ve San Fransisco gibi önemli yerleşim merkezlerinin önemli fay hatları etrafında yer alması depremlerin bir afet olarak etkilerini daha da önemli hale getirmiştir (Kanamori ve ark., 1997; Kanamori, 2005). Bu nedenle insanoğlu depremlerin oluş sebeplerini ve zararlarını azaltma yollarını araştırmaya ve gerekli önlemleri almaya her zamankinden daha fazla ihtiyaç duymaktadır.

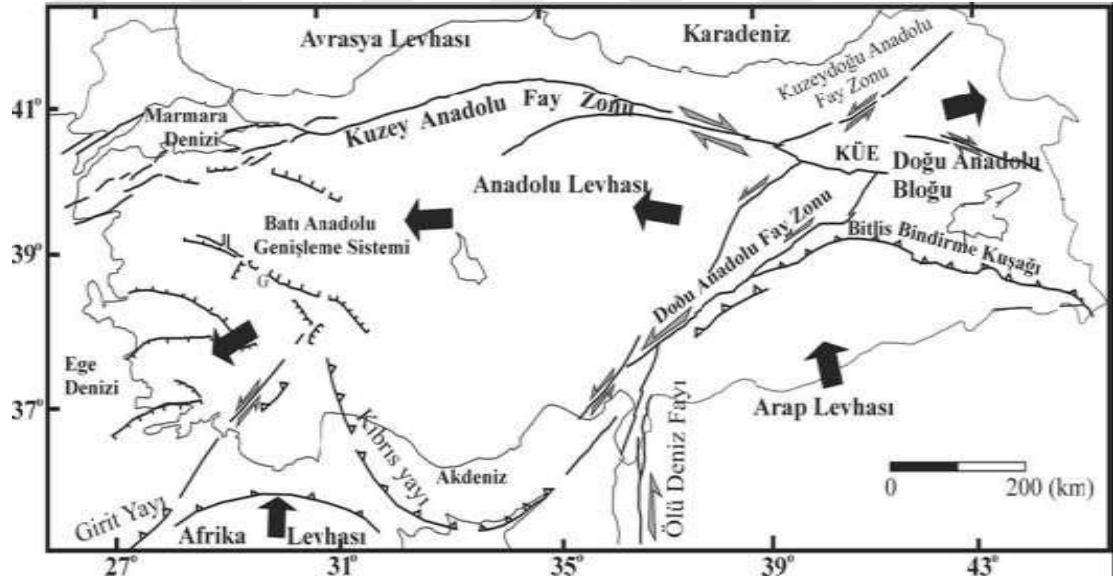
Mayıs 2003 Bingöl ($M_w \approx 6,4$) depremi, Türkiye’de meydana gelen diğer depremler gibi yıllardır birçok yerbilimci tarafından dile getirilen ‘Türkiye bir deprem ülkesidir’ gerçeğini ne yazık ki bir kez daha hatırlatmıştır. Bu depremin ardından oluşan magnitüdüleri 5,0’e varan artçı sarsıntılar insanlar arasındaki korku ve paniğin büyümesine ve konunun kamuoyunda tartışılmasına sebep olmuştur. Bundan sonra yapılması gereken deprem zararlarını en aza indirebilmek için Türkiye’de depremlerin özelliklerinin araştırılarak gerekli tedbirlerin alınmasıdır.

Bir deprem sırasında kaydedilen sismogramlar deprem sırasındaki kırılmanın bir çeşit imzası niteliğindedir ve kırılmanın özelliklerini yansıtır. Ancak, sismogramlar sadece deprem faylanmasının etkisini değil, ayrıca deprem kaynağı ile kayıt yapılan istasyon arasındaki yolun etkisini ve kayıt eden aletin kendi tepkisini de içermektedir. Bu etkiler matematik olarak temsil edilebilmekte ve sismogramlar hesaplanabilmektedir. Hesaplama yoluyla bulunan bu yapay sismogramlar hesaplandıkları deprem için gözlenmiş olan sismogramlarla karşılaştırılarak yapılan hesaplamanın ne kadar doğru olduğu anlaşılabilir. Bu işlem sismolojide dalga şekli modellemesi olarak adlandırılmaktadır. Sismologlar günümüzde depremlerin kırılma özelliklerini ortaya çıkarmak için çok çeşitli dalga şekli modellemesi metotları geliştirmiştir (Kikuchi ve Kanamori, 1982).

Türkiye’de gerçekleşmiş büyük depremlerin çoğunun kırılma özellikleri dalga şekli modellemesi ile elde edilmiştir. Ancak, bu çözümler genellikle nokta kaynak modellemeleridir. Deprem kaynağının, nokta kaynak modelleriyle temsil edildiği modellemeler az sayıdadır. Sonlu-fay özellikle yakın alan da etkin olduğundan deprem kaynağının sonlu-fay ile temsil edildiği modellemelere gerek duyulmaktadır. Bu çalışmada Harzell ve Heaton (1983) tarafından geliştirilmiş bir ters çözüm tekniği kullanılarak 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi için telesismik (uzak-alan) uzaklıklarda kayıt edilmiş geniş bant cisim dalgalarının ters çözümünden sonlu-fay modeli elde edilmeye çalışılacaktır.

1.2. Türkiye'nin Sismotektonik Özellikleri

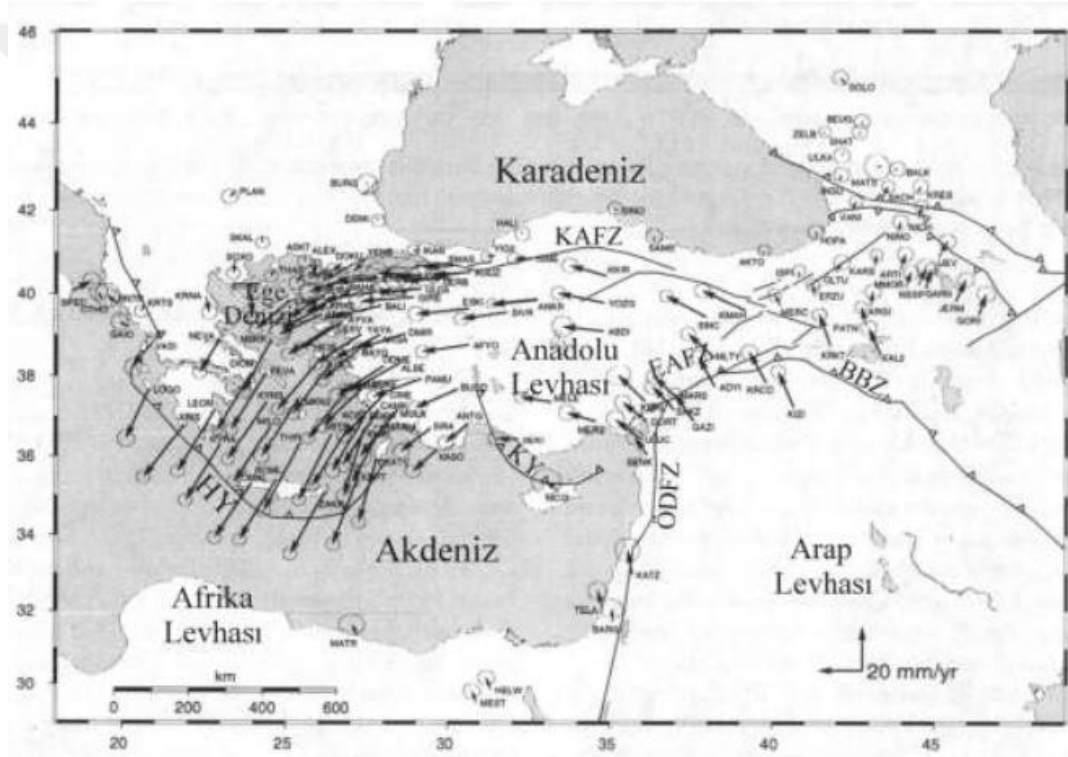
Türkiye, Cebelitarık Boğazı batısı açıklarından Endonezya adalarına Alp-Himalaya deprem kuşağı üzerinde bulunmaktadır (McKenzie1970; Jackson ve McKenzie1984; Wortel ve Spakman, 2000; Vernant ve ark 2010; Reilinger ve McClusky, 2011; Nocquet, 2012). Bölgesel olarak Türkiye'nin sismotektoniği, durağan olduğu varsayılan Avrasya levhasına göre Arabistan ve Afrika levhalarının hareketinden etkilenmekte ve depremselliği de genel olarak bu levhaların hareketleri sonucunda oluşmaktadır (Şekil 1.1.) (Jackson ve McKenzie, 1984; Şengör ve ark 1985; Barka ve Reilinger 1997; McClusky ve ark2000; Reilinger ve ark2006).



Şekil 1.1. Türkiye'nin genel sismotektonik özelliklerini gösteren harita. Barka ve Kadinsky-Cade, (1988)'den değiştirilmiştir. (KÜE: Karlıova Üçlü Eklemi)

Arap ve Afrika levhalarının hareketsiz olduğu varsayılan Avrasya levhasına göre kuzeye doğru hareketleri Kuzey Anadolu(KAFZ) ve Doğu Anadolu(DAFZ) fay zonları olarak adlandırılan (Barka ve Kadinsky-Cade 1988; Şengör ve ark2005; Emre ve ark2013) sırasıyla sağ ve sol yönlü iki doğrultu atımlı fay sistemi boyunca Anadolu levhasının batıya doğru hareketi ile sonuçlanmaktadır. Anadolu levhasının bu hareketi Batı Anadolu'da saat yönünün tersine dönmekte ve güneybatıya yönelmektedir. Bunun sonucu olarak da Batı Anadolu'da genişleme şeklinde bir

tektonik rejim etkisi altında kalmaktadır. Anadolu levhasının güneyindeki Afrika levhası da Helenik(Girit) ve Kıbrıs yayları boyunca Anadolu levhasının altına dalmaktadır. Bu dalımın mantoda oluşturduğu çekme kuvveti Anadolu levhasının batıya doğru hızlanmasına neden olmaktadır. Anadolu ve çevresinin bu tektonik yapısı gerek Anadolu ve civarında meydana gelen depremlerin odak mekanizması çözümleriyle(Eyidoğan, 1983; Taymaz, 1992) ve gerekse son yıllarda yapılan GPS(Global PositioningSystem) ölçümleriyle de doğrulanmıştır (Şekil 1.2.)(McClusky ve ark2000; Vernant ve ark 2004; Reilinger ve ark 2006).



Şekil 1.2. Türkiye ve yakın civarında GPS hız vektörlerinin dağılımı. McClusky ve ark., (2000)'den değiştirilmiştir. BBZ: Bitlis Bindirme Zonu, EAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, ÖDFZ: Ölü Deniz Fay Zonu, KY: Kıbrıs Yayı, HY: Helenik Yayı

Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) sırasıyla sağ yanal ve sol yanal doğrultu atımlı faylardır. GPS çalışmaları KAFZ üzerinde yaklaşık 24 mm/yıl ve DAFZ üzerinde yaklaşık 9 mm/yıl'lık bir kayma hızına işaret etmektedir (McClusky ve ark 2000; Reilinger ve ark 2006). Bu iki fay zonu Karlıova

Üçlü Ekleme (KÜE) olarak adlandırılan yerde birleşmektedir (Barka ve Kadinsky-Cade 1988; Barka 1992).

Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ), Türkiye'nin en önemli fay zonlarından biridir. Arap levhası ile Anadolu levhası arasındaki göreceli hareketi karşılayan sol yanal doğrultu atımlı DAFZ, yaklaşık 580 km uzunluğunda KÜE'den İskenderun Körfezi civarına kadar uzanmakta ve bu bölgede Ölü Deniz Fay Zonu (ÖDFZ) ile birleşmektedir (Şekil 1.1.)(Şaroğlu ve ark 1992; Utkucu ve ark 2003; Emre ve ark 2013). Bu birleşmenin nerede olduğu konusunda da tartışmalar sürmektedir (Ör: Perinçek ve Çemen, 1990). DAFZ, 19. yüzyılda önemli bir deprem etkinliği ile göze çarpmasına rağmen 20. yüzyıl içinde deprem etkinliği açısından göreceli olarak sessiz bir dönem geçirmiştir (Ambraseys 1989; Nalbant ve ark 2002; Nalbant ve ark 2005). 20. yüzyılda bu fay zonu üzerinde meydana gelen en önemli depremler; 1905 Malatya ($M_s=6,8$), 22 Mayıs 1971 Bingöl ($M_s=6,7$) ve bu çalışmanın konusunu oluşturan 1 Mayıs 2003 Bingöl ($M_w=6,4$) depremidir (Şekil 1.2.) (Tablo 1.1.).

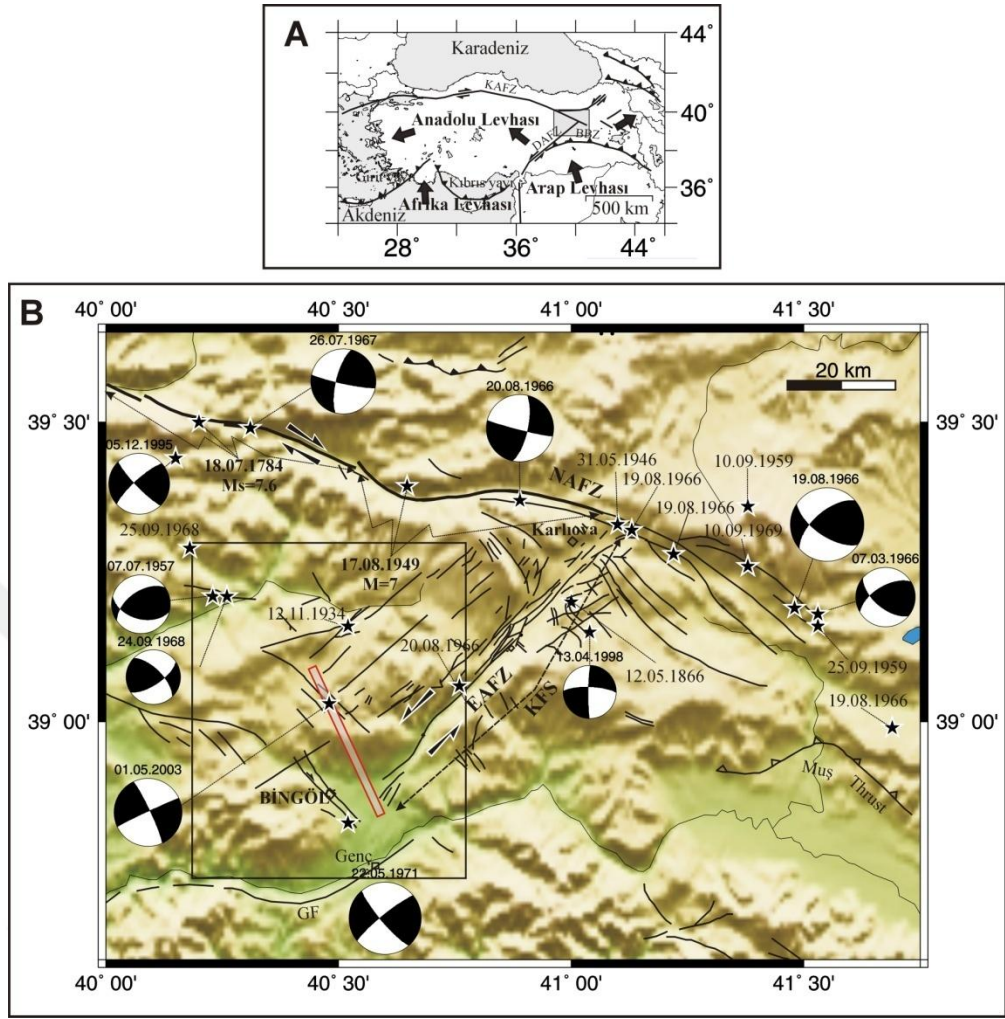
Tablo 1.1. Karlıova Üçlü Eklemi Civarında Oluşan 1784 Elmalı Depreminden Sonra Magnitüdüleri $M > 5,0$ Olan Depremler (Derleyen Dewey, 1978; Ambraseys, 1989 ve 2009)

Tarih-İsim	En-Boy	Oluş Zamanı	M_s	M_w	M_b	Doğ.	Eğim	Rake	Ref
18.07.1784 Elmalı	39.50-40.20		7.6						AJ
12.05.1866 Gönek	39.20-41.00		7.0-7.2						A1,AJ
12.11.1934 Çapakçur	39.16-40.52		5.9						DW,EY
31.05.1946 Üstükran	39.33-41.10		5.9						DW,EY
17.08.1949 Kığı	39.40-40.65		6.7						MK,EY,DW
19.08.1966 Varto	39.19-41.48		6.9		5.8				DW,MK,AZ
20.08.1966	39.37-40.89	11.59.09	6.3		5.3				DW,A2
20.08.1966 Göynük	39.06-40.76	12.01.43,7	6.3		5.5				DW,A2
26.07.1967 Kığı	39.49-40.31		6.1		5.6				DW,MK,A2,AJ
24.09.1968 Kığı	39.21-40.26				5.1				DW
25.09.1968	39.29-40.18				5.1				DW
10.09.1969	39.26-41.38				5.2				DW
22.05.1971 Bingöl	38.83-40.52		6.8						DW,A2,JM,SA
01.05.2003 Bingöl	39.01-40.46		6.4	6.4					KOERI,USGS
12.03.2005 Karlıova	39.38-40.84	09.36.09				16	86	-9	KOERI
	39.44-40.98	07.36.12,8		5.7		84	78	180	USGS
	39.43-40.83	07.36.15,0		5.6		191	70	-15	HRV
				5.8		284	85	176	ETHZ
14.03.2005 Karlıova	39.35-40.89								KOERI
	39.35-40.89	01.55.55,6		5.7		112	75	177	USGS
	39.44-40.77	01.56.01,6		5.8		194	76	-15	HRV
				5.9		285	81	171	ETHZ
06.06.2005 Karlıova	39.22-41.08	07.41.28,7	5.6		112	79	178	USGS	5.6
	39.44-40.87	07.41.33,9	5.6		199	78	-19	HRV	5.6
			5.8		291	87	175	ETHZ	5.8

DAFZ, Karlıova-Antakya arasındaki ortalama 600 km uzunluğa sahip bu fay sisteminin yaklaşık 65 km'lik kısmını Sarıçiçek (Bingöl)- Kargapazarı (Karlıova) arasında yer alır (Göynük Fay Zonu). DAFZ'nin bu kısmının KD yarısını 1866 Göynük depreminde (Ambraseys,1997) , GB yarısı ise 1971 Bingöl depremi ($M_s=6,8$) sırasında kırılmıştır (Seymen ve Aydın 1972; Arpat ve Şaroğlu 1972; Taymaz ve ark 1991; Utkucu ve ark 2003). Göynük vadisi sırasında ortalama 40 km

uzunluğunda sürekli olmayan yüzey kırıkları meydana gelmiş ve buyüzey kırıkları boyunca 30 cm'ye varan sol yönlü ötelenmeler oluşmuştur (Arpat ve Şaroğlu 1972; Seymen ve Aydın 1972). Bu çalışmanın konusunu oluşturan 2003 Bingöl depremi, Göynük Fay Zonu'na eşlenik bir fay üzerinde oluşmuştur.

GPS çalışmaları DAFZ üzerinde yaklaşık 9 mm/yıllık bir kayma hızına işaret etmektedir (McClusky ve ark 2000; Reilinger ve ark 2006). Yaklaşık 580 km uzunluğundaki DAFZ, KÜE'den İskenderun Körfezi civarına kadar uzanmakta, Kahramanmaraş kuzeyinde iki kola ayrılmakta ve Hatay civarında Ölüdeniz Fay Zonu (ÖDFZ) ile birleşmektedir (Şekil 1.3(b)) (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Şaroğlu ve ark 1992; Barka ve Reilinger 1997; Duman ve Emre2013). Ölü Deniz Fayı ile olan birleşmenin nerede olduğu konusunda da tartışmalar sürmektedir (Örneğin; Perinçek ve Çemen 1990). DAFZ, 19. yüzyılda önemli bir deprem etkinliği ile göze çarpmasına rağmen 20. yüzyıl içinde deprem etkinliği açısından göreceli olarak sessiz bir dönem geçirmiştir (Ambraseys, 1989; Nalbant ve ark2002; Nalbant ve ark 2005). 20. yüzyılda bu fay zonu üzerinde meydana gelen en önemli depremler; 1905 Malatya ($M_s=6,8$), 22 Mayıs 1971 Bingöl ($M_s=6,7$) ve bu çalışmanın konusunu oluşturan 1 Mayıs 2003 Bingöl ($M_w=6,4$) depremidir (Şekil 1.2.) (Tablo 1.1.).



Şekil 1.3. (a) Türkiye'nin belli başlı tektonik unsurlarını ve (b) Karlıova Üçlü Eklimi'nin sismotektoniğini gösteren harita

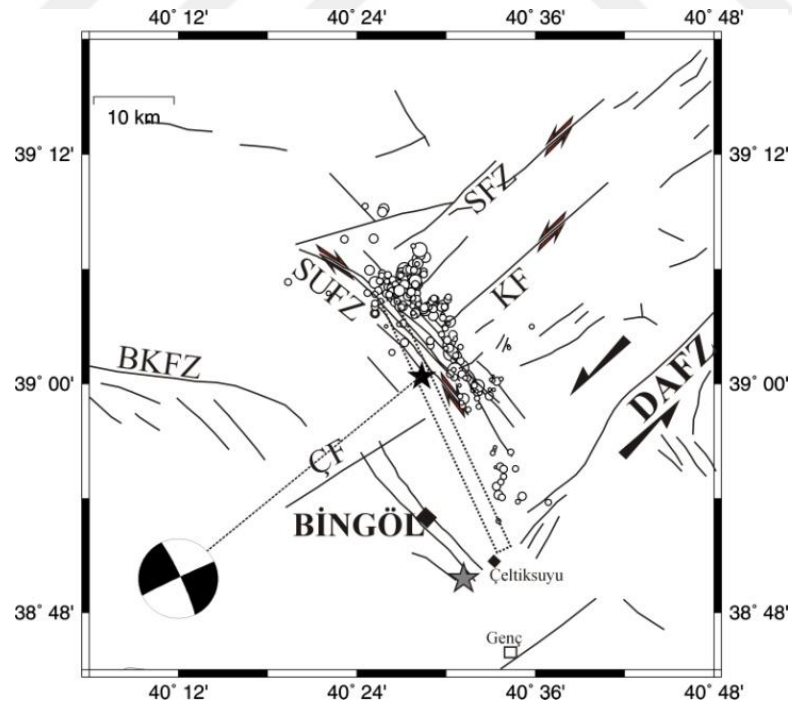
1.3.1 Mayıs 2003 Bingöl Depremi ($M_w:6,4$)

1 Mayıs 2003 Bingöl depremi ($M_w:6,4$) DAFZ'ni ile bağlantılı ikincil KB-GD uzanımlı sağ-yanal fay zonlarından biri üzerindeki kırılma sonucu oluşmuştur (Şekil 1.1. ve Şekil 1.2.) (Dirik ve ark 2003; Emre ve ark 2003; Milkereit ve ark 2004). Depremi çeşitli sismoloji merkezleri ve araştırmacılarca belirlenen odak ve kaynak parametreleri Tablo 1.2.'de listelenmiştir. Deprem için bulunan kaynak mekanizmaları KB-GD doğrultulu bir düzlem üzerinde sağ-yanal doğrultu atımlı faylanmaya işaret etmektedir. Deprem sonrasında bazı yüzey deformasyonları haricinde belirgin yüzey kırıklarının gelişmemesi (Emre ve ark 2003; Dirik ve

ark2003; Lazios ve ark 2004) depremin hangi fay üzerinde oluştuğunu şüpheli kılmaktadır.

Tablo 1.2. 1 Mayıs 2003 Bingöl depreminin odak ve kaynak parametreleri(KRDAE: Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, ISC: International Seismological Centre, P03: Pınar 2003)

Birimler	USGS	Harvard GCMT	KRDAE	P03 1.Şok/2.Şok/3.Şok	ISC
Doğrultu(°)	335.00	333.00	332.00	335/255/85	333.00
Eğim(°)	84.00	67.00	78.00	84/55/67	67.00
Rake(°)	-178.00	-171.00	-176.00		-171.00
$M_0(\times 10^{18} \text{Ntm})$	4,1	3,85	6,56	2,43/0,87/1,37	3,85
Enlem(°)	39.01	39.04	39.01	39.00	38.99
Boylam(°)	40.46	40.53	40.45	40.44	40.46
Derinlik(km)	10	15	5	5	10



Şekil 1.1. 1 Mayıs 2003 ve 1971 Bingöl depremlerinin episantrlarını ve deprem kaynak bölgesi civarında uzanan fayları gösteren harita

Ancak, artçı depremlerin dağılımı ve uzanımının (Milkereit ve ark2004; Öztürk ve ark 2008) Sudüğünü Fay Zonu ile uyuşması bu fayı en olası kaynak fay adayı olarak ortaya koymaktadır. Deprem 177 kişinin ölmesine, 530 kişinin yaralanmasına, 82 yapının tümüyle yıkılmasına, 1602 yapının (4919 konutve 599 işyeri) ağır hasara uğramasına yol açmıştır (Dirik ve ark 2003; Emre ve ark 2003;Yalçinkaya 2003).

1 Mayıs 2003 Bingöl depremi uzun ve sürekli izlenen yüzey kırıkları görülmemiştir. Ancak, bölgenin morfolojisine de bağlı olarak birçok heyelan meydana gelmiş ve kaya düşmeleri gerçekleşmiştir(Dirik ve ark., 2003). Arazide izlenebilen yüzey kırıklarının K45°B doğrultulu olması, deprem dış merkezi civarında uzanan önemli yapısal elemanlarından KB-GD gidişli Sudüğünü (Sütgölü-Göltepe) fay zonunun,oluşan bu depremi üreten fay olabileceğine işaret etmektedir (Dirik ve ark., 2003).



Şekil 1.2. Hanoçayırı mevkiinin ve heyelanın genel görünümü Dirik ve ark.(2003)'den alınmıştır

Çimenli (Lek), Sudüğünü (Şırnan) doğusunda Hanoçayırı mevkiinde ve Ağaçyolu'nun Kuzeyinde arazide görülen yüzey kırıklarının $K45^{\circ}B$ doğrultulu yapıya sahip olması, bölgedeki yapısal elemanlardan olan KB-GD yönlü Sütgölü-Göltepe fay zonunun bu depremde rol oynadığını temsil etmektedir (Dirik ve ark 2003).

2003 Bingöl depremi kaynak bölgesi civarında uzanan ve DAFZ'na çapraz uzanan fay sistemleri içerisinde KB-GD doğrultulu olanlar sağ yönlü doğrultu atımlıdır. Depremin dış merkez üstü bölgesinde KB-GD doğrultuda iki fay zonu bulunmaktadır (Şekil 1.3). Bunlardan biri Bingöl-Karakoçan Fay Zonu'dur ve yaklaşık 40 km uzunluğa sahiptir (Şaroğlu ve ark 1987). Bu fay zonuse iki alt segmentten oluşmaktadır. Karakoçan'ın kuzeyinde olan batı segmenti $K70^{\circ}B$ doğrultulu ve 20 km uzunluğa sahiptir. Batıdaki kısmının sürekliliği ayrıntılı incelenmemiş olan bu segment tek bir faydan oluşur ve sağ yönlü doğrultu atım morfolojisine sahiptir. Bingöl kentinin içinden geçen doğu segmenti ise $K50^{\circ}B$ uzanımlı olup 12 km boyutundadır. Buradaki fay birbirine paralel iki çizgisellik şeklinde yol izler (Şaroğlu ve ark 1987). Bingöl-Karakoçan Fay Zonu'nun bu iki segmenti arasında ortalama 6 km'lik bir boşluk bulunmaktadır ve buradan KD-GB doğrultulu Çevrimpınar Fayı geçmektedir (Şekil 1.3.). Bingöl-Karakoçan Fay Zonu'na paralel olarak uzanan Sudüğünü Fay Zonu ise ortalama 20 km boyutundadır. $K60^{\circ}B$ genel doğrultusunda izlenen bu fay zonu 5 km genişlikte ve birbirine paralel ve uzunlukları 4-10 km arasında değişen, sağ yönlü doğrultu atımlı 5 alt faydan meydana gelir. Bunlardan Sudüğünü ile Göltepe köyleri arasında izlenen 3 fay morfolojide çok belirgindir. Zon içerisinde en uzun yapıya sahip olanı, fay batı ucunda çizgiselliğe dönüşerek Sancak-Uzunpınar fayının güney ucunda son izlenmektedir.

Ana şoku çok sayıda artçı şok izlemiştir. Milkereit ve ark. (2004) tarafından yapılan güvenilir artçı deprem lokasyon hesaplamaları, artçı deprem episantrlarının KB-GD doğrultusunda SUFZ üzerinde bir kuşak halinde yerleştiğini göstermektedir (Şekil 1.4.). Artçı depremler, özellikle SUFZ'nun KB bitimine doğru kümelenmişlerdir.

BÖLÜM 2. YÖNTEM

Sismolojinin önemli araştırma konularından birini de deprem kaynağının yapısı ve fiziğinin anlaşılması oluşturmaktadır. Depremlerin yer içinde üst kabuğu oluşturan kırılğan materyallerin kırılmasıyla meydana geldiği kabul edildiğinden deprem kaynağının uygun matematiksel ve fiziksel modellerle temsil edilmesi yani deprem kaynağının neden olduğu elastik yer değiştirmenin hesaplanabileceği temsili modellerin araştırılması çalışmaları başlamıştır. Bu kaynak modelleri deprem kaynak parametreleri olarak adlandırılan az sayıdaki parametreyle tanımlanırlar. Belli bir deprem için gözlenmiş elastik yer değiştirme alanından diğer bir ifadeyle sismograflarla kayıt edilen gözlenmiş sismik dalgalardan bu az sayıdaki parametreler belirlenebilir.(Utkucu, 2002)

2.1. Green's Fonksiyonları

Dislokasyon, bir yüzey boyunca yerdeğiştirme ve gerilmeye (stress) görülen çeşitli süreksizliklerdir. Sonsuz ve cisim kuvvetlerinin olmadığı bir ortamda, Σ yüzeyi boyunca gerilmenin sürekli, yerdeğiştirmede ise bir $\Delta u_i(\xi, t)$ ile verilen ve genellikle fay üzerindeki kayma olarak adlandırılan süreksizlik olduğunu düşünelim. Green's fonksiyonları cinsinden temsil fonksiyonunu kullanarak ortamdaki herhangi bir nokta için $[u_i(x_j, t)]$ yerdeğiştirmesi aşağıdaki şekilde yazılabilir (Udias ve Buforn, 1996; Aki ve Richards, 1980);

$$u_n(x_s, t) = \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int_{\Sigma} \Delta u_i(\xi_s, \tau) C_{ijkl} G_{nk,l}(x_s, t; \xi_s, \tau) n_j(\xi_s) dS \quad (2.1)$$

Burada $n_j \Sigma$ yüzeyi üzerinde her noktaya normal olan birim vektör, C_{ijkl} ortamın elastik sabitleri, $G_{nk,l}$ Green's fonksiyonunun türevleridir (Aki ve Richards, 1980; Udias, 1999). Sonuç olarak, sismik kaynak Σ yüzeyi üzerinde kayma vektörü Δu ile ifade edilen bir dislokasyon ile temsil edilmektedir. Δu bir fayın iki düzleminin birbirine göre göreceli hareketlerine karşılık gelmektedir. Bu bir elastik olmayan yer değiştirme değildir ve meydana geldiğinde bir daha eski konuma geri dönülmez. Genel durumda $\Delta u(\xi_i, \tau)$, Σ yüzeyi üzerindeki her bir ξ_i noktası için farklı bir yönelime sahip olabilir ve $t=0$ zamanında başlayıp belli bir zaman değerine kadar zamanla değişebilir. Σ yüzeyine normal olan birim vektör $n(\xi_i)$ yüzey üzerindeki noktalarda farklı yönelimlere sahip olabilir. Green fonksiyonu G , Σ yüzeyi üzerinde ξ_j noktasından x_i noktasına yayılma ortamın tepkisini ifade etmektedir.

(2.1) denklemi belli bir doğrultuda etkin olan tek bir kuvvet için çözülür. Birim itici (impulsive) kuvvet tarafından j doğrultusunda neden olunan u_{ij} yer değiştirmesi aşağıdaki şekilde yazılabilir (Mendoza ve Hatzell, 1989; Aki ve Richards, 1980);

$$u_{ij} = \frac{1}{4\pi\rho} \left[\frac{1}{r^3} (3\gamma_i\gamma_j - \delta_{ij}) \int_{r/\alpha}^{r/\beta} \tau \delta(t-\tau) d\tau + \frac{1}{r\alpha^2} \gamma_i\gamma_j \delta\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) - \frac{1}{r\beta^2} (\gamma_i\gamma_j - \delta_{ij}) \delta\left(t - \frac{r}{\beta}\right) \right] \quad (2.2)$$

Burada γ kaynaktan gözlem noktasına olan doğrunun doğrultu cosinüsleri ($\gamma_i = (x_i/r) = \partial r / \partial x_i$), r uzaklık, α ve β sırasıyla P ve S dalga hızlarıdır. j indeksi kuvvetin yönünü tanımlamaktadır. Bu denklem α ve β hızlarına sahip sonsuz, homojen ve izotropik bir ortamda yer değiştirmenin Green fonksiyonu ile ifadesidir.

Denklem uzak-alan ve yakın-alan olmak üzere iki kısma ayrılabilir. (2.2) denkleminin son iki terimi uzaklıkla $1/r$ ile azaldığından kaynaktan uzaktaki yer değiştirmelere, ilk terim ise $1/r^3$ ile daha hızlı bir şekilde azaldığından yakın-alanyer değiştirmesine karşılık gelir. Bundan dolayı uzak-alan (telesismik) uzaklıklarda son iki terim kaynak çalışmalarında kullanılır.

2.2. Sonlu-Fay Dalga Şekli Modellemesi

Depremler faylar boyunca meydana gelen yer değiştirmeler yani kırılmalar sonucu oluşurlar. Deprem kırılmalarının özellikleri sismogramlara etiketmekte ve sismogramlardaki sinyaller modellenip yorumlanarak depremin kırılmalarının özellikleri belirlenmeye çalışılmaktadır. Fay boyunca yer değiştirmenin büyüklüğü sismogramlardaki sinyallerin genliklerine, kırılmanın uzunluğusismogramın süresinin uzunluğuna ve bunların ikisi de depremin açığa çıkardığı sismik momente etki etmektedir. Sismologlar sismogramların bu tür özelliklerini anlama ve bunun için yöntem geliştirme uğraşı verirler. Ancak, bir sismogram kırılma özelliklerinin yanında depremkaynağı ile kayıt yapılan istasyon arasındaki yolun etkisini ve kayıt edenaletin kendi tepkisini içeren bir zaman serisidir. Dolayısıyla gözlenmiş bir sismogram;

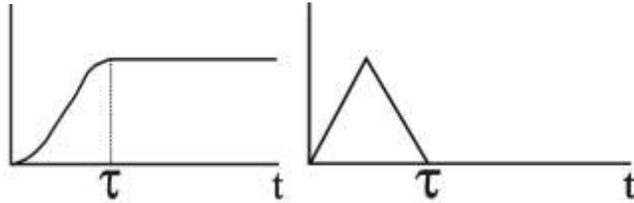
$$W(t)=u(t)*Q(t)*I(t) \quad (2.3)$$

şeklinde bir konvolüsyon işleminin bir sonucudur. Burada, $u(t)$ faylanma sırasındaki yer değiştirmeyi ve zaman evrimini, $Q(t)$ dalga yolu boyunca sönümü, $I(t)$ kayıt eden aletin tepkisini ve “*” konvolüsyon işlemi temsil etmektedir. Bu konvolüsyon işlemi sonucu hesaplanan sismogram yapay (sentetik) sismogram olarak adlandırılır. Bu üç etkiden en iyi bilineni $I(t)$ olmasına rağmen sismolojinin günümüzde gelmiş olduğu seviye $u(t)$ ve $Q(t)$ 'nin de matematik olarak modellenmesini mümkün hale getirmiştir. $Q(t)$ terimi;

$$Q(t)=e(t)*G(t) \quad (2.4)$$

bağıntısı ile ifade edilebilir. Burada, $G(t)$ geometrik yayılıma ve $e(t)$ elastik atenüasyona karşılık gelmektedir. Kaynak-zaman fonksiyonu $f(t)$, kayma Δu 'nun zamanbağımlılığını göstermektedir. Kaynak-zaman fonksiyonunun kayma hızının türevine $\Delta \dot{u}(t)$ bağımlı olduğu görülmüştür (Aki ve Richards, 1980; Udias, 1999). Yani, kaynak sadece hareket halindeyken enerji yaymakta, hareket durduktan sonra da enerji yayılımı durmaktadır. Kaynak-zaman fonksiyonu sismik dalga

şeklimodellemesinin en önemli unsurlarından biridir. Bu çalışmada eşkenar üçgen kaynak-zaman fonksiyonu kullanılmıştır. Şekil 2.1.'de verilmiştir. Şekil 2.1.'de verilen kaynak-zaman fonksiyonu faydaki kayması $t=0$ anında başladığını ve en büyük değer Δu 'ya eriştikten sonra sabit kaldığını, yani kaymanın durduğunu ifade etmektedir. Kaymanın en büyük değerine ulaşması için geçen süre yükselim-zamanı (τ) olarak tanımlanır. Bu kayma sürecinin türevi kayma hızını verir (Şekil 2.1.). Kayma hızı sıfırdan başlayarak en büyük değerine yükselmekte ve $t=\tau$ 'da tekrar sıfıra azalmaktadır. Bu durumda kayma-yükselim zamanının türevi eşit bir yükselim (rise) ve düşüm (fall) sahiptir. Dolayısıyla kayma yükselim-zaman fonksiyonu (ya da kaynak-zaman fonksiyonu) söz konusu yükselim ve düşüm parametreleri ile ifade edilir. Yükselim ve düşüm zamanlarının toplamı kayma yükselim zamanını verir. Dolayısıyla bir deprem için herhangi bir istasyonda yapay olarak sismogram üretilebilmekte ve gözlenmiş sismogramlarla yapay sismogramlar karşılaştırılmaktadır. Bu işlem, sismolojide dalga şekli modellemesi olarak bilinmektedir. Bu çalışmada da bu türden bir yöntem kullanılacaktır.

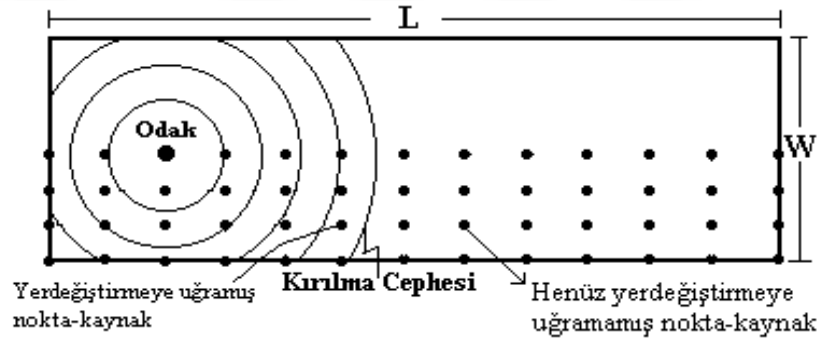


Şekil 2.1. $\Delta \dot{u}(t)$ kayma hızı için “ τ ” süreli eşkenar üçgen kaynak zaman fonksiyonu ve $\Delta u(t)$ kayması ile olan ilişkisi. “ τ ” kaynak yükselim zamanını ifade etmektedir (Udias, 1999’den uyarlanmıştır).

2.3. Sonlu-Fay Analizi

Faylar boyunca yer değiştirme elastik dalgaların oluşmasına neden olmaktadır. Bu dalgalar modellenirken küçük depremler ya da doğrultu, eğim, rake açısı ve sismik moment gibi genel kaynak parametrelerinin bulunması için deprem kırılmaları bir nokta kaynak olarak düşünülebilir ve bu nokta kaynak için kaynak parametreleri

bulunabilir. Günümüzde yapılan ve rutinleşmiş kaynak ters çözümlerinin birçoğunda (Örnek olarak Kikuchi ve Kanamori (1991) tarafından geliştirilen kaynak ters çözüm yönteminde olduğu gibi) deprem kaynağı nokta kaynak veya kaynakları ile temsil edilir. Bu kabulün ardından gözlenmiş verilerin ters çözümünden değinilen kaynak parametreleri bulunur. Bununla birlikte, deprem büyükse ve kaynak parametrelerinin kırılma düzlemi boyunca uzay-zaman değişimleri belirlenmek isteniyorsa deprem kaynağının sonlu bir fay olarak düşünülerek bir modelleme yapılması gerekecektir. Sonlu fayın etkileri özellikle yakın uzaklıklarda belirgindir (Bresnev ve Atkinson, 1997; Somerville ve ark., 1997).



Şekil 2.1. Sonlu fay modeli ve fay yüzeyi üzerine dağıtılmış nokta kaynaklar (sadece fayın alt yarısındakiler gösterilmiştir)

Dört faylanma parametresi öncelikli olarak deprem dalga şekillerine etki eder (Lay ve Wallace, 1995). Kırılma hızı (V_r), kırılmanın sonlu bir hızla ilerlediğini ve fayın belirli kısımlarının diğer kısımlarına göre önce ya da sonra enerji yaymasına neden olur. Kırılma fay boyunca tek yönlü ilerlemişse oluşan dalgalar kırılma yönündeki istasyonlara bir birine yakın zamanlarda ulaşacak ve bunun sonucu olarak oluşacak sismik dalgagirişimi yönelim (directivity) etkisine neden olacaktır (Hall ve ark 1995). Bir diğeri fayın boyutlarıdır (uzunluk, L ve genişlik, W). Üçüncüsü fay üzerindeki ortalama yer değiştirme (D) ve dördüncüsü de yükselim zamanıdır (τ_r). Yükselim zamanı fay üzerindeki her hangi bir noktada yer değiştirmenin tamamlanması için geçenzamandır (Aki 1983). Kısaca tanımlanan bu dört parametre sonlu bir fayı terk edip gelen sismik dalgaları yorumlamanın en basit yoludur. En

basit durumda deprem faylanma hareketi tek bir nokta kaynak olarak düşünülebilmesine rağmen gerçekte tüm depremler tek bir nokta kaynak yer değiştirmesinden ziyade L uzunluğu ve W genişliğindeki sonlu bir fay ile ilgilidirler (Şekil 2.2.). Deprem kaynağını sonlu fay olarak tanımlayabilmek için fay yüzeyi üzerine dağılmış çok sayıda nokta kaynak düşünebiliriz (Şekil2.2.). Bu nokta kaynakların çoğu benzer yükselim zamanlarına sahiptir. Faylanmanın tümünü yansıtan kaynak zaman fonksiyonunu elde etmek için tüm bu nokta kaynakların tepkileri toplanmalıdır. Ancak, sonlu fay üzerindeki nokta kaynaklar kırılma cephesi ilerledikçe konumlarına bağlı olarak farklı zamanlarda yer değiştirmeye uğrarlar. Bu yüzden bu toplama işlemi yapılırken (1) her bir nokta kaynak tepkisi kırılma cephesinin kendisine ulaşması için gerekli zaman artı (2) her alıcı nokta kaynak arasındaki uzaklıklar ve bu uzaklıklara karşılık gelen zaman farkları dikkate alınarak bu zaman miktarlarınca geciktirilip toplanmalıdır. Buna göre tüm nokta kaynak tepkilerinin toplamı olan herhangi bir istasyondaki düşey yer değiştirme bulunabilir ve sonlu-fay deprem kırılmaları modellenenir.

2.4. Çalışmada Kullanılan Sonlu-Fay Ters Çözüm Metodu

Bu çalışmada Hartzell ve Heaton(1983) tarafından geliştirilmiş Sonlu-Fay Ters Çözüm Yöntemi (Finite-Fault Inverse Technique), 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi kaymasının uzaysal dağılımını bulmak için kullanılmıştır. Yöntemde deprem kırılması sabitlenmiş doğrultu, eğim ve boyutlara sahip iki boyutlu bir model fay ile temsil edilir. Model fay düzlemi doğrultu ve eğimi önceki kaynak mekanizma çalışmalarından ve boyutları ise depremin büyüklüğü, gözlenmiş yüzey kırığı ve artçı deprem dağılımı dikkate alınarak belirlenir. Temsili fay düzlemi depremin odağının üzerindeki konumuna göre kaynak bölgesi içinde yerleştirilir. Kaymanın uzaysal dağılımı için model fay düzlemi N tane fay parçasına (subfault) bölünür. Kırılma cephesinin yayılmasının temsili için uygun sayıda nokta kaynak (point source) her bir fay parçası üzerine düzgün olarak dağıtılır.

Bunun ardından yapay sismogramlar (Green's fonksiyonları) her bir fay parçası için bağıntısı aşağıda verilen "Genelleştirilmiş Işın Teorisi (Langston ve Helmberger, 1975)" kullanılarak hesaplanır.

$$u_z^P(t) = \frac{M_0}{4\pi\rho_h a_h^3 r} g(\Delta) G(r, Q) C_z(i_0) [R^P(\phi, i_h) f(t - t_p) + R^P(\phi, \pi - i_h) V_{pP} f(t - t_p - \Delta t_{pP}) + R^S(\phi, \pi - j_h) V_{sP} f(t - t_p - \Delta t_{sP})] \quad (2.5)$$

İlk terim doğrudan gelen P dalgasına, ikincisi pP fazına ve üçüncüsü de sP fazına karşılık gelmektedir. Bu ifade de R^p ve R^s normalize edilmiş P ve SV dalgaları yayılım örüntüleridir. t_p , P dalgasının varış zamanıdır ve $t_p = r/\alpha$ 'ya eşittir. Δt_{pP} ve Δt_{sP} ise sırasıyla pP ve sP dalgalarının doğrudan gelen P dalgasına yani t_p 'ye göre gecikme zamanlarıdır ve aşağıdaki bağıntılarla verilirler(125);

$$t_{pP} = t_p + \frac{2h \cos i_h}{a_h}$$

$$t_{sP} = t_p + h \left(\frac{\cos i_h}{\beta_h} + \frac{\cos i_h}{a_h} \right) \quad (2.6)$$

Bu denklemlerden yararlanarak P , pP ve sP varışlarının toplamına karşılık gelen P dalgası teorik yerdeğiştirmelerini ($U^p z$) her bir istasyon için hesaplayabiliriz. Elde edilenteorik yerdeğiştirmeler gözlenmiş sismogramlarla karşılaştırılmadan evvel alet tepkisi $I(t)$ ve sönüm faktörü $Q(t)$ ile konvole edilir. Çalışmada alet tepkisi gözlenmiş dalga şekillerinden giderilmiştir. Sönüm ise genellikle cisim dalgası modellemelerinde yapıldığı gibi hesaplanan yer değiştirmelerin t^* sönüm operatörüyle konvolüsyona tabi tutulmasıyla modellemede içerilir (choy)(Hartzell ve ark., 1991; Lay ve Wallace, 1995). Bu sönüm operatörü dalga yayılma zamanının (t) Q kalite faktörüne bölünmesi ($t^* = t/Q$) ile elde edilir. Yer içinde Q derinliğin (ve frekansın) bir fonksiyonudur ve en düşük Q değerlerine (en yüksek sönüm) üst manto içinde rastlanır. Bu nedenle t^* bir yol (path) integrali olarak aşağıdaki gibi

$$t^* = \int_{yol} \frac{dt}{Q} = \sum_{i=1}^N \frac{t_i}{Q_i} \quad (2.7)$$

gösterilebilir. Burada t_i ve Q_i tabakalı yer içinde i 'inci tabaka için yayılma zamanı ve kalite faktörüdür. Gözlemsel olarak periyotları 1 sn'den daha büyük olan cisim dalgaları için $30^\circ < \Delta < 90^\circ$ arası telesismik (uzak-alan) uzaklıklarda t^* sönüm operatörünün yaklaşık olarak sabit olduğu bulunmuştur. (Lay ve Wallace, 1995). Bu aralıkta P dalgaları için $t^* \approx 1$ ve S dalgaları içinde $t^* \approx 4$ 'tür. t^* içeren dalga sönüm denklemleri ise aşağıdaki gibi verilir.

$$A = A_0 e^{-\gamma t^*} \quad (2.8)$$

Yüzeydeki bir kaynak için t^* sönüm operatörünün değeri P dalgaları için 0.1-5 Hz frekans aralığında 1-0.5 aralığında yer almaktadır (Choy ve Cormier, 1986; Mendoza ve ark., 1994). S dalgaları için ise bu değer aynı frekans aralığı için 4,5 kat daha büyük olmaktadır.

Gözlenmiş dalga şekilleri ile fay parçası sentetik dalga şekillerinin karşılaştırılması

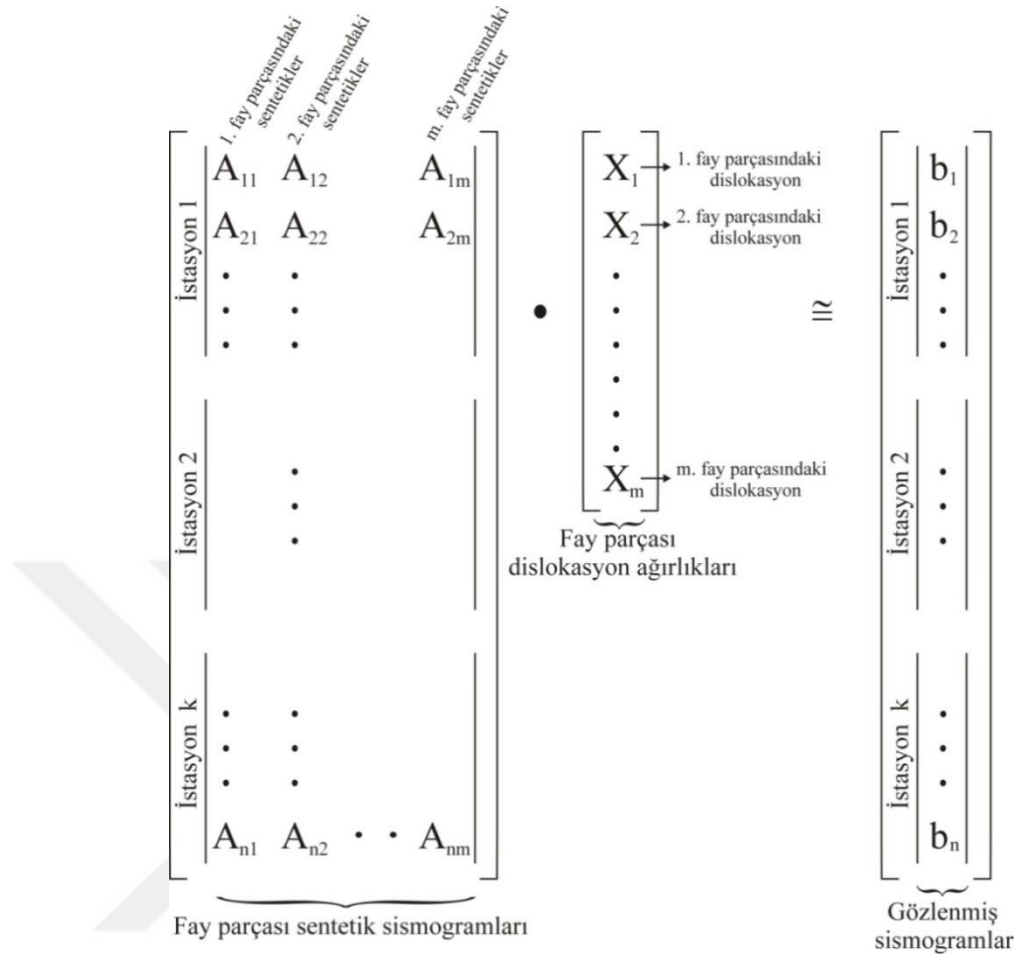
$$\mathbf{Ax} \cong \mathbf{b} \quad (2.9)$$

Şeklinde aşırı belirlenmiş doğrusal denklemler sistemi belirler (Hartzell ve Heaton 1983). Burada:

\mathbf{A} = $m \times n$ boyutlarındaki sentetik matrisi. Satır sayısı ters çözümde kullanılan toplam veri sayısına (istasyon sayısı ile örnek nokta sayısı çarpımı) ve sütun sayısı da fay parçası sayısına eşittir.

\mathbf{b} = $m \times 1$ boyutlarında gözlenmiş sismogramlar matrisi veya m uzunluğundaki veri kökü. Satır sayısı toplam veri sayısına eşittir.

\mathbf{x} = $n \times 1$ boyutlarında çözüm matrisi veya n uzunluğundaki çözüm vektörüdür. Eleman sayısı fay parçası sayısına eşittir.



Şekil 2.1. En küçük kareler ters çözüm tekniğinin şematik gösterimi (Hartzell ve Heaton, 1983)

Bununla birlikte veriye eşit olarak uyum veren birden fazla çözümle karşılaşabiliriz. Bu durum ters çözümleme için doğal bir durumdur. Böyle bir durumda çözümün fiziksel olarak makul ve mantıklı olmasına bakılmalı ve elde edilen modelin yüzey kırığı boyunca ölçülen yer değiştirme miktarları gibi ilave bazı bilgilerle sağlaması yapılmalıdır.

Yukarıda denildiği gibi fay parçası sentetik sismogramlarının hesaplanabilmesi için bir kaynak-zaman fonksiyonu ve kırılma hızının seçilmesi gerekir. Kaynak-zaman fonksiyonu, fay düzlemi üzerinde verilen bir noktada kırılmanın karakterini tanımlar. Bu çalışmada fay parçası sentetik sismogramlarının hesaplanabilmesi için eşit yükselim ve düşüme sahip üçgen kaynak-zaman fonksiyonu kullanılmıştır. Nokta kaynaklar için bu kaynak-zaman fonksiyonlarının yükselim zamanı (rise time, τ) daha

önceki çalışmalarda da (Heaton, 1990) belirlendiği gibi toplam kırılma süresine göre kısa seçilmiştir. Bununla birlikte, büyük depremlerdeki karmaşık kırılma süreçleri düşünüldüğünde yükselim zamanının sabit seçilmesi ters çözüm sonuçlarının güvenilirliğini azaltacaktır (Mendozave ark 1994; Wald ve Heaton, 1994). Yükselim zamanında ve kırılma hızındaki esneklik bu çalışmada olduğu gibi zaman penceresi yaklaşımı ile sağlanmıştır.

Zaman penceresi yaklaşımı ile her bir fay parçasının toplam yükselim zamanı zaman dilimlerine ayrılmakta ve her bir zaman dilimi içindeki her bir fay parçasının kayma büyüklüğü ters çözümde saptanmaktadır (Hartzell ve Heaton 1983; Hartzell ve Langer 1993). Bu şekilde her bir fay parçası eğer verilere göre gerek duyuluyorsa herhangi bir zaman penceresi içinde kayabilir. Her bir zaman penceresi bir öncekinden tanımlanmış bir zaman (tanımlanan yükselim zamanıyla karşılaştırıldığında eşit genişlikte veya biraz daha kısa) kadar geciktirilmiş kırılma cephesi yayılımını temsil ettiğinden tanımlanan en büyük kırılma hızından daha yavaş kırılma hızlarına da ters çözümde olanak sağlanmış olur. Örnek olarak, en büyük kırılma hızı 3 km/sn olarak alınmış, yükselim zamanı 1 sn seçilmiş ve 4 zaman penceresi içerilip her bir pencere bir öncekinden 1 sn geciktirilmişse toplamda 4 sn'lik bir kayma yükselim zamanına eğer veri gerektiriyorsa olanak sağlanmış olur. Yani, yaklaşık 2,1 km/sn kadar yavaş kırılmalar ters çözümde modellenebilmektedir. Seçilecek yükselim zamanı ve zaman penceresi sayısının kullanılan verinin frekans çözünürlüğü, depremin büyüklüğü ve hesaplama yükü gibi kriterlerle kısıtlanmaktadır. Ters çözümdeki bilinmeyen parametre sayısının eklenen her bir zaman penceresiyle bir kat arttığı hatırlanmalıdır.

BÖLÜM 3. BULGULAR

3.1.Çalışmada Sonlu-Fay Analizi Yapılan Deprem

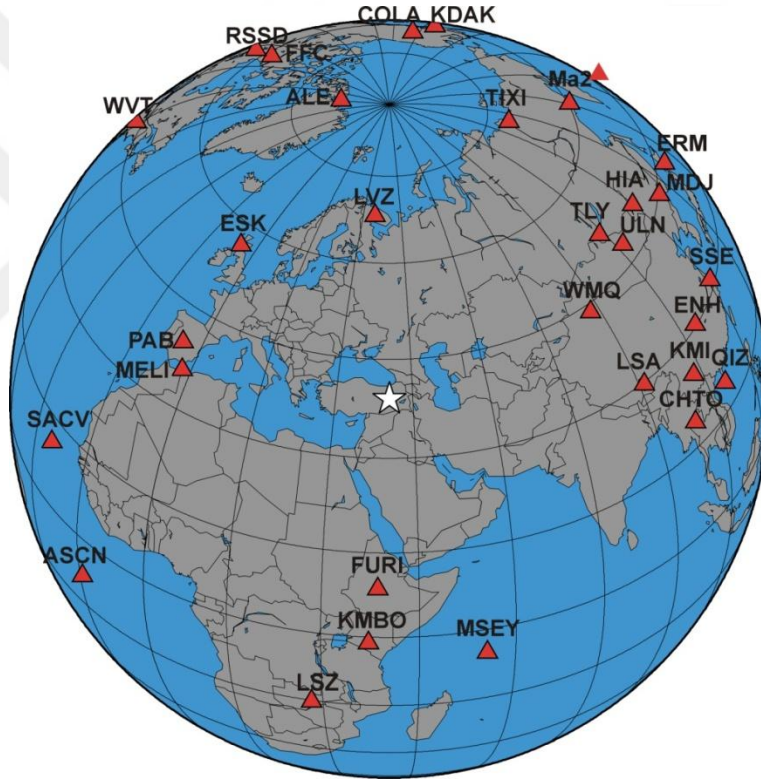
Bu çalışmada 1 Mayıs 2003 Bingöl depreminin sonlu-fay ters çözümü yapılmıştır. Bu deprem ile ilgili geniş bilgi Bölüm 1.5’de verilmiştir.

3.2.Çalışmada Kullanılan Veri ve Veriye Uygulanan İşlemler

1 Mayıs 2003 Bingöl depremi sonlu-fay analizinde 18 *P* ve 13 *SH* genişbant uzak- alan hız dalga şekli kullanılmıştır. Kullanılan dalga şekillerinin kaydedildiği istasyonlar Tablo 3.1’de listelenmiş ve Şekil 3.1’de gösterilmiştir. Veriler İnternet aracılığıyla IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) sismoloji merkezinden indirilmiştir. Tablo 3.1.’den görüleceği üzere ters çözümde kullanılan istasyonların episantr uzaklıkları 29.10 derece ile 91 derece arasında değişmektedir. Bu episantr uzaklıkları da göreceli olarak homojen manto içindeki ve dalga yayılımlarına karşılık gelmesinden üst manto ve kabuk yayılımıyla çekirdek difraksiyonuna karşılık gelen etkileri içermemektedirler. Bunun yanısıra, veriler gözden geçirilerek problemlili ve gürültülü istasyon verileri de veri setinden çıkarılmış ve kalan verilerden alet tepkisi (instrument response) giderilmiştir.

Aşağıda değinilecek olan depremin kırılmasını temsili için seçilen model fay düzlemi ve 2003 Bingöl depreminin aşağıdaki bölümlerde sunulan model tanımlaması (kırılma hızı ve model fay düzlemi boyutları) dikkate alınarak, sonlu-fay ters çözümde *P* dalgaları için 20sn’lik ve *SH* dalgaları için de 25 sn’lik bir zaman penceresi alınmıştır. Veriler 0.2 sn aralıklarla yeniden örneklenmiş yüksek frekanslı gürültüyü ve uzun-periyod drifti gidermek için 0.01-0.5 Hz aralığında bant-geçişli

filtre ile filtrelenmiştir. P ve SH dalga fazlarının her bir istasyondaki varış zamanları, kullanılan episantr koordinatlarına göre Jeffreys ve Bullen (1958) zaman çizelgelerinden belirlenmiştir. Bununla birlikte dalga şekilleri tekrar gözden geçirilmiş gerek duyulan istasyon veya istasyonlardaki varış zamanlarında küçük modifikasyonlar yapılmıştır. Gerek duyulduğunda, bu işlemin yapılan ters çözümler sonucunda, gözlenmiş-sentetik dalga şekilleri karşılaştırması sırasında da yapıldığı hatırlatılmalıdır.



Şekil 3.1. Çalışmada ters çözümde kullanılan telesismik istasyonların küresel dağılımı

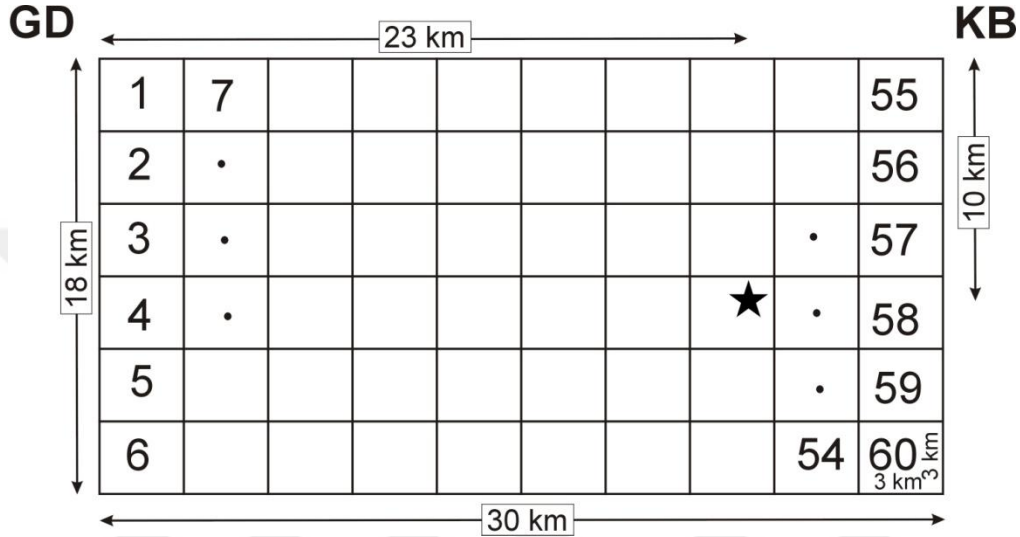
Tablo 3.1. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi sonlu-fay ters çözümünde kullanılan telesismik istasyonlar

İstasyon Adı	Faz	Enlem(°)	Boylam(°)	Azimet(°)	Uzaklık(°)
COLA	P	64.87381	-147.85111	03.60	75.87
KDAK	P	57.78281	-152.58350	07.00	82.58
TIXI	P	71.64900	128.86650	23.29	52.81
MA2	P	59.57530	150.76800	31.32	66.01
HIA	P	49.26670	119.74200	51.38	55.14
ULN	P	47.865	107.053	56.46	47.58
KMI	P	25.12333	102.74000	85.40	53.51
LSA	P/SH	29.70000	91.15000	86.74	34.33
CHTO	P	18.814	98.944	94.84	54.04
MSEY	P	-4.664	55.479	158.90	45.77
FURI	P	8.895	38.68	183.54	30.17
LSZ	P/SH	-15.278	28.188	194.42	55.51
MELI	P	35.29	-2.94	277.69	34.47
WVT	P	36.12969	-87.83000	320.60	91.00
RSSD	P	44.12120	-104.03590	335.40	90.90
FFC	P/SH	54.72500	-101.97800	339.13	80.88
ALE	P/SH	82.50330	-62.35000	350.83	53.00
LVZ	P	67.89790	34.65140	355.50	29.10
ERM	SH	42.015	143.157	49.33	72.86
TLY	SH	51.68069	103.64381	51.94	44.64
MDJ	SH	44.61640	129.59200	52.88	63.20
WMQ	SH	43.82111	87.69500	66.59	35.24
SSE	SH	31.09556	121.18667	69.60	64.37
QIZ	SH	19.02940	109.84300	87.20	62.30
KMBO	SH	-1.12681	37.25231	185.00	40.26
ASCN	SH	-7.933	-14.36	240.00	42.82
PAB	SH	39.545	-4.35	285.46	34.33
ENH	SH	30.28	109.49	76.25	56.12
SACV	SH	14.97	-23.61	265.72	60.60
ESK	SH	55.32	-3.21	314.05	33.14

3.3. Sonlu-Fay Model Parametrizasyonu

Çalışmada 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi kırılması 30 km uzunluğunda ve 18 km genişliğinde bir kırılma düzlemi ile temsil edilmiştir (Şekil 1.4. ve Şekil 3.2.). Bu faylanma boyutları depremin büyüklüğü ve artçı deprem dağılımı (Milkereit ve ark 2004) dikkate alınarak seçilmiştir. Kaymanın uzaysal dağılımı için seçilen temsili fay düzlemi 3km x 3 km boyutlu 60 adet (doğrultu boyunca 10 ve eğim boyunca 6 adet) fay parçasına ayrılmıştır. Deprem odağı 10 km derinlikte (Şekil 3.2.) ve GD kenara 23 km uzaklıkta kabul edilerek model fay düzlemi deprem kaynak bölgesi içinde kabuk içine oturtulmuştur. Temsili fay düzleminin doğrultu, eğim ve rake açısı başlangıçta sırasıyla 335, 84 ve -178 olarak alınmıştır. Depremin KRDAE tarafından

verilen episantr koordinatları (39.01K; 40:45E) temsili fay düzlemini 10 km derinlikte kesecek şekilde fay düzlemi kaynak bölgesine yerleştirilmiştir (bkz Şekil 1.4.). Yapay sismogramların hesaplanmasında Tablo 3.2.'de verilen Kenar ve Toksöz (1989)'den uyarlanarak alınan kabuksal hız yapısı kullanılmıştır.



Şekil 3.1. Çalışmada, 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi sonlu-fay ters çözümünde kullanılan sonlu-fay parametrisasyonu

Tablo 3.1. Çalışmada, 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi sonlu-fay ters çözümünde kullanılan kabuksal hız modeli Kenar ve Toksöz (1989)'den uyarlanmıştır

Kalınlık (km)	V_P (km/sn)	V_S (km/sn)	ρ (kg/m ³)
5	4.60	3.00	2660
16	5.80	3.29	2750
20	7.00	3.89	2880
-	8.10	4.44	3300

Kırılma hızı birçok deprem için S dalga hızının $7/10$ 'u ile $9/10$ 'u arasında değişmektedir (Mendoza ve Hartzell, 1989). Ancak, kırılmanın birbirine yakın konumlarda fakat farklı zamanlarda meydana gelen çok sayıda ve farklı kayma karakterinde (kayma genliği ve kayma yükselim zamanı açısından) fay pürüzünün yenilmesi ile oluştuğu karmaşık depremlerde sabit bir kırılma hızı varsayımı hatalı

kayma dağılımları verecektir (Mendoza ve ark 1994; Wald ve Heaton 1994; Utkucu2002). Çalışmada, zaman penceresi yaklaşımı ile her bir nokta kaynağın kaynak-zaman fonksiyonu ve kırılma zamanında bir esneklik sağlanarak bu sorunun üstesinden gelinmiştir (Mendoza ve ark 1994; Wald ve Heaton, 1994; Utkucu2002). Çalışmada, en büyük kırılma hızı 2,7 km/sn olarak tanımlanmıştır. Çalışmada 4 adet zaman penceresi kullanılmıştır. Her bir zaman penceresi içindeki kayma evrimi 0,2 sn yükselim ve düşüm zamanlı eşkenar üçgenlerle temsil edilmiş olup her pencere bir öncekinden 0,4 sn geciktirilmiştir. Böylelikle temsili fay düzlemi üzerindeki her noktada 1,6 sn'lik yükselim zamanına ve 2,3 km/sn'ye kadar yavaş kırılma hızlarına analizde olanak sağlanmıştır.

3.4. Ters Çözüm Sonuçları

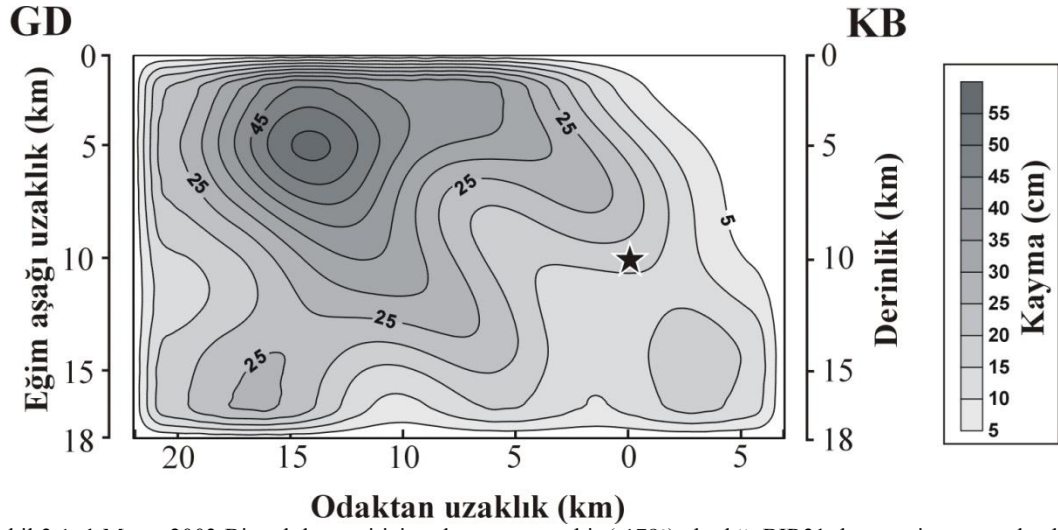
Bir önceki alt bölümde verilensonlu-fay parametrizasyonu ters çözüm işlemi başlangıcında kullanılan parametrizasyon olduğu ifade edilmelidir. Kullanılan veriyi daha iyi açıklayan fay parametrelerinin belirlenmesi için fay parametrizasyonu değiştirilerek ters çözüm denemeleri yapılmıştır. Fayın doğrultusu, rake açısı, kırılma hızı, odak derinliği ve odağın fay uzunluğu boyunca konumu (kırılma yönelimi) çeşitli ters çözüm denemelerinde değiştirilmiş ve veriye uyum (yani varyans değerleri) kontrol edilmiştir (Tablo3.3.). Fayın USGS ve Pınar 2003 tarafından bulunan doğrultusu (335°) (bkz Tablo 1.2.) artçı depremlerin uzanım doğrultusu ile örtüşmesine rağmen depremi ürettiği düşünülen SUFZ'nun haritadaki uzanım doğrultusu (320°) ile farklılık gösterdiğinden fay düzlemi doğrultusunun 320° alındığı bir deneme yapılmış ve uyumun çok kötüleştiği görülmüştür. Odak derinliğinin daha derin (12 ve 15 km) alındığı denemelerde de (BIR26 ve BIR27 denemeleri) veriye uyumun azaldığı görülmüştür. En büyük kırılma hızının daha yavaş (2,5 km/sn) ve daha hızlı (3 km/sn) alındığı denemeler (BIR25 ve BIR24 denemeleri)2,7 km/sn'lik en büyük kırılma hızının veriyi daha iyi açıkladığını göstermiştir. Kırılmanın KB'ya tek taraflı (GD kenara uzaklık 7 km) ve iki taraflı (GD kenara uzaklık 15 km yani odak ortada) yayıldığı varsayımları ile yapılan denemelerde (sırasıyla BIR23 ve BIR22 denemeleri) sonucunda kırılmanın

GD'yadoğru tek taraflı ilerlediği bir kırılmanın kullanılan veriyi daha iyi açıkladığı görülmüştür.

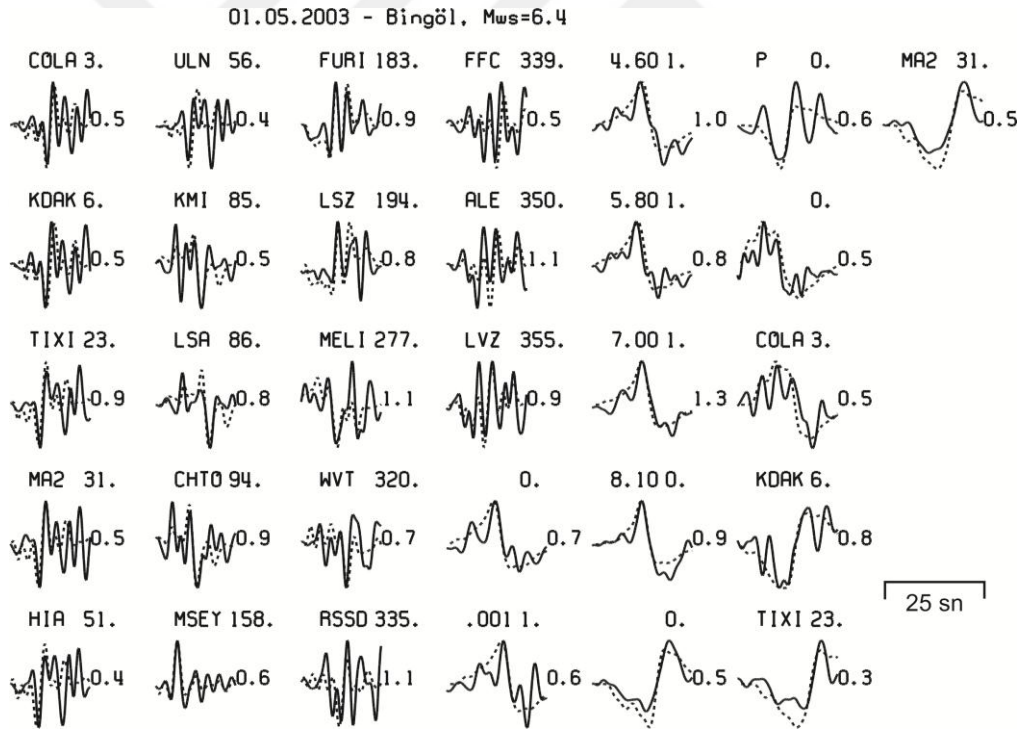
Tablo 3.1. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi sonlu-fay modellemesinde değişik model parametrisasyonları için yapılan ters çözüm denemeleri ve varyans değerleri

Deneme	Sol Kenar (km)	Doğrultu	Eğim	Rake	Derinlik (km)	Kırılma Hızı (km)	b-aX	Varyans	Mo (10 ²⁵)
BIR21	23	335	84	-178	10	2.7	18325	0,09911619	4,07
BIR22	15	335	84	-178	10	2.7	18738	0,1035120	3,40
BIR23	7	335	84	-178	10	2.7	19023	0,1067162	3,97
BIR24	23	335	84	-178	10	3.0	18378	0,09957279	4,07
BIR25	23	335	84	-178	10	2.5	18415	0,1000331	3,99
BIR26	23	335	84	-178	15	2.7	18526	0,1013024	3,55
BIR27	23	335	84	-178	12	2.7	18759	0,1037441	3,55
BIR28	23	320	84	-178	10	2.7	19868	0,1164417	3,57
BIR29	23	335	84	-180 -190	10	2.7	18831	0,1049442	4,70
BIR30	23	335	84	-180 -190	10	2.7	18624	0,1061363	4,30
BIR31	23	335	84	-178	10	2.7	18339	0,09944381	4,1

Dolayısıyla, başlangıç olarak seçilen parametrisasyon ile yapılan denemede (BIR31) kullanılan veriye daha iyi bir uyum elde edilmiştir. BIR31 parametrisasyonu ile yapılan birkaç deneme ile düzgünleme ve moment kısıtlamalarının uygun değerleri belirlenmiştir. BIR31 deneme sonucu elde edilen kayma dağılım modeli Şekil 3.3.'de ve bu modelden hesap edilen yapay dalga şekillerinin gözlenmiş dalga şekilleri ile karşılaştırması Şekil 3.4.'de verilmiştir.

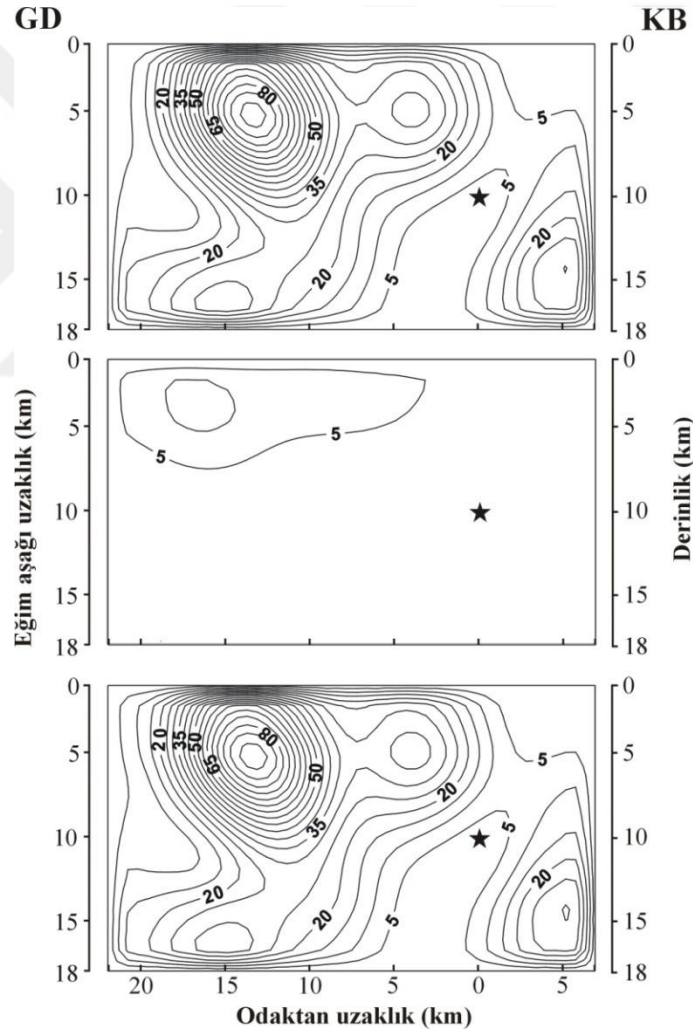


Şekil 3.1. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi için rake açısının sabit (-178°) alındığı BIR31 denemesi sonucunda elde edilen kayma dağılımı. 5 cm'den büyük kaymalar 5 cm aralıklarla konturlanmıştır. Siyah yıldız deprem odağını göstermektedir.

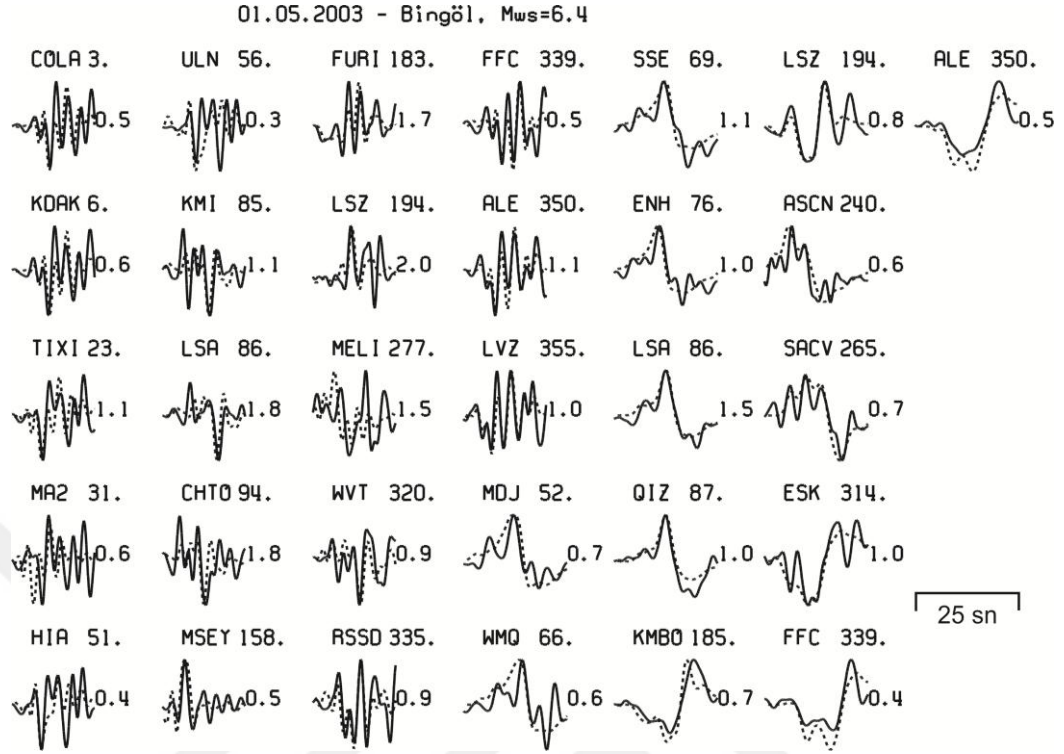


Şekil 3.4.1 Mayıs 2003 Bingöl depremi için rake açısının sabit (-178°) alındığı BIR31 denemesi sonucunda elde edilen ve Şekil 3.3'de verilen kayma dağılımından hesaplanan yapay sismogramlarla (kesikli çizgi) ile gözlenmiş dalga şekillerinin karşılaştırması. İstasyon adı ve azimutları ve yapay/gözlenmiş dalga şekli genlik oranları sırasıyla dalga şekli çiftlerinin üstünde ve solunda gösterilmiştir.

Bu modelden hesaplanan sismik moment $4,1 \times 10^{19}$ Ntm'dir. Bununardından BIR31 parametrizasyonu ile aynı parametrizasyonun kullanıldığı ancak rake açısının -90° ile 180° arasında değişmesine olanak tanındığı bir ters çözüm denemeleri (BIR29 ve 30 denemeleri) yapılmıştır. BIR29 ve 30 denemeleri benzer parametrizasyona sahip olup farkları düzgünleme ve moment kısıtlamalarının uygun değerlerinin BIR30'da belirlenmiş olmasıdır. BIR30 denemesi sonucunda bulunan kayma dağılım modelleri ve karşılık gelen yapay-gözlenmiş dalga şekilleri karşılaştırması sırasıyla Şekil 3.5. ve 3.6.'da verilmiştir. BIR30 için hesaplanan sismik moment $4,3 \times 10^{19}$ Ntm'dir.



Şekil3.5.1 Mayıs 2003 Bingöl depremi için rake açısının -90° ile 180° arasında değişken alındığı BIR30 denemesi sonucunda elde edilen sağ-yanal (*üstte*), normal (*ortada*) ve toplam (*altta*) kayma dağılımları. 5 cm'den büyük kaymalar 5 cm aralıklarla konturlanmıştır. Siyah yıldız deprem odağını göstermektedir.



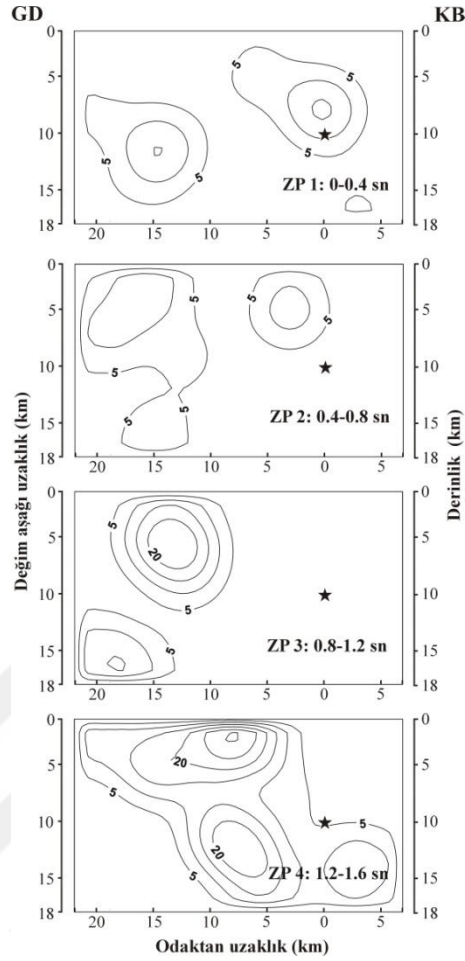
Şekil 3.6.1 Mayıs 2003 Bingöl depremi için rake açısının -90° ile 180° arasında değişken alındığı BIR30 denemesi sonucunda elde edilen ve Şekil 3.5'de verilen kayma dağılımından hesaplanan yapay sismogramlarla (kesikli çizgi) ile gözlenmiş dalga şekillerinin karşılaştırması. İstasyon adı ve azimutları ve yapay/gözlenmiş dalga şekli genlik oranları sırasıyla dalga şekli çiftlerinin üstünde ve solunda gösterilmiştir.

BÖLÜM 4. ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA

Sabit rake açılı ve değişken rake açılı ters çözümler sonucu elde edilen kayma dağılımları karşılaştırıldıklarında kayma dağılımlarının bir birine çok benzer olduğu görülebilir (Şekil 3.3. ile Şekil 3.5. karşılaştırınız). Pürüz konumları aynı olup asıl kırılma bölgesi her iki modelde de örtüşmektedir. Her iki modelde de en büyük pürüz odağın yaklaşık 13 km Güneydoğusu ve eğim yukarısında 5 km derinlikte merkezlenmiştir. Bununla birlikte, değişken rake açılı kayma dağılım modelinde ters çözümde rake açısının sabit tutulmamasıyla sağlanan serbestlik kayma genliğinin yüksek çıkmasına ve sabit rake açılı çözümde pürüz olarak nitelendirilemeyecek kayma bölgelerinin değişken rake açılı çözümde yükselen kayma genlikleriyle pürüz olarak ortaya çıktığı görülmektedir. Ayrıca, Şekil 3.5.'de doğrultu ve normal atımlı kayma dağılımları karşılaştırıldığında normal atımlı kayma ihmal edilecek kadar az olduğu görülebilir. Bu durum 2003 Bingöl depreminin nerdeyse tamamen sağ-yanal doğrultu atımlı faylanma sonucu oluştuğunu önermektedir. Bu durumda rake açısının değişken alınmasıyla ters çözümde sağlanan serbestiyetin gereksiz olduğu akla yatkın bir çıkarımdır. Dolayısıyla, sabit rake açılı ters çözümle elde edilen kayma dağılımı (Şekil 3.3.) 2003 Bingöl depremi kırılmasının daha güvenilir bir temsili olarak düşünülmüş ve tartışmanın bundan sonraki kısmı bu model üzerinden yapılmıştır.

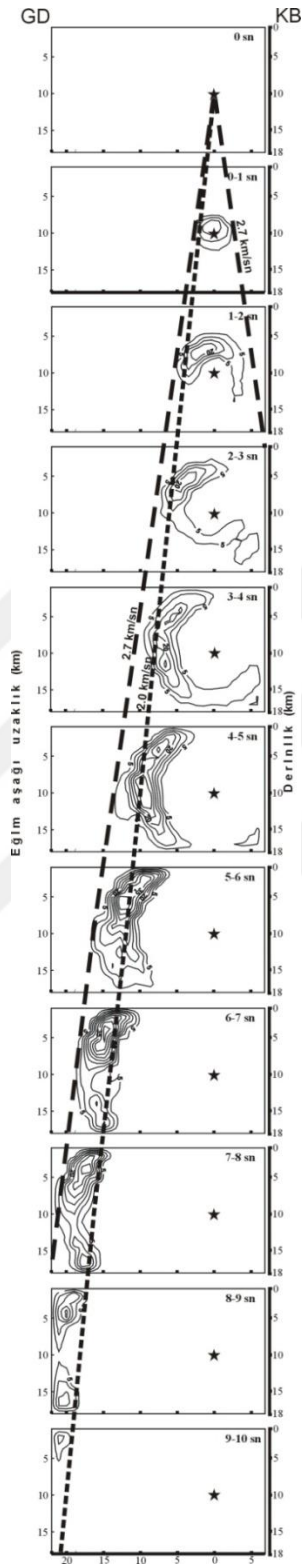
Şekil 3.3.'de verilen kayma dağılımı 2003 Bingöl depremi kırılmasının odağın yaklaşık 13 km Güneydoğusu ve eğim yukarısında 5 km derinlikte merkezlenmiş yaklaşık 55 cm en büyük kayma değerine sahip bir pürüzce kontrol edildiğini önermektedir. Asıl kırılma 20 km x 15 km'lik bir faylanma alanını örtmekte olup 10 km'den sığ derinliklerde gerçekleşmiştir. Kırılma GD'ya tek taraflıdır. Kırılmanın bu özelliği gözlenen hasar dağılımı (Bingöl il merkezi ve Çeltiksuyu'nda gözlenen hasar) ve gözlenmiş kuvvetli yer hareketi dağılımı ile de uyumludur (Dirik ve ark.,

2003; Yalçınkaya, 2003). Ayrıca, büyük pürüzün eğim aşağısında yaklaşık 15 km derinde 25 cm'lik kayması ile küçük bir kayma bölgesi daha yer almaktadır. Bu kayma muhtemelen depremin tüm kırılma kabuğu kırması ile ilişkilidir ve $M \geq 6,0$ ana şok depremlerin tüm kırılma kabuğu kırması gözlemleri ile uyumludur. Ters çözümde kullanılan her bir zaman penceresinin Şekil 3.3.'de verilen toplam kayma dağılımına katkıları Şekil 4.1.'de gösterilmiştir. Bu şekilde bakıldığında zaman penceresi analizinden çıkarılacak en ilginç gözlemin odak civarındaki kaymanın ilk zaman penceresi (ZP 1) içinde asıl kırılma alanı olarak nitelendirilen büyük pürüz ve çevresindeki kaymanın son iki zaman penceresi (ZP 3 ve 4) içinde gerçekleşmesi olduğu görülebilir. Bu durumda, ZP 1 en hızlı (2,7 km/sn) kırılma cephesi geçişindeki kaymayı yansıttığından odak bölgesinde 2,7 km/sn hızla ilerleyen kırılmanın büyük pürüz üzerinde göreceli olarak yavaşladığı söylenebilir. Kayma yükselim zamanı odak civarında yaklaşık 0,4 sn ve büyük pürüz üzerinde de yaklaşık 0,8 sn'dir. Genel olarak 2003 Bingöl depremi kırılması için kayma yükselim zamanının yaklaşık 1 sn olduğu ifade edilebilir.



Şekil 4.1. Ters çözümde kullanılan her bir zaman penceresinin (ZP) Şekil 3.3.'de verilen toplam kayma dağılımına katkıları. 5 cm'den büyük kaymalar 5 cm aralıklarla konturlanmıştır. Siyah yıldız deprem odağını göstermektedir.

Şekil 4.1.'de verilen zaman penceresi analizi sonucunda elde edilen her bir pencere içindeki kayma katkıları ve kırılmanın odaktan tanımlanan en büyük kırılma hızı (2,7 km/sn) ile dairesel olarak ilerleyişi göz önünde bulundurularak kaymanın uzay-zaman evrimi hesaplanabilir. Hesaplanan uzay-zaman evrimi kırılmanın GD'ya tek taraflı kırılmasını açıkça göstermekte olup kırılmanın 10 sn sürdüğünü ve esas sismik moment serbestlenmesinin 3-8 sn zaman aralığında gerçekleştiği görülmektedir. Odakta kırılma 2,7 km/sn hızla gerçekleşmiştir. 3-8 sn zaman aralığında esas kırılma gerçekleşirken kırılma başlangıçta 2,3 km/sn'yeyavaşlamış ve sonrasında 2,5 km/sn'ye yükselmiştir.



Şekil4.2.1 Mayıs 2003 Bingöl depremi kırılmasının 1 sn zaman aralıklarıyla uzay-zaman evrimi. 5 cm'den büyük kaymalar 5 cm aralıklarla konturlanmıştır. Siyah yıldız deprem odağını göstermektedir. Kırılmanın ilerleyiş hızının yorumlanması için 2,0 ve 2,7 km/sn hızında ilerleyen dairesel kırılma cephelerindeki teğet doğrular sebebiyle kırılma hızlarını göstermek sebebiyle çizilmiştir.

BÖLÜM 5. SONUÇ VE ÖNERİLER

Bu çalışmada 1 Mayıs 2003 Bingöl depreminin sonlu-fay kırılma modelinde depremin 18 istasyondaki genişbant telesismik P ve 13 istasyondaki SH hız dalga şekillerinden dalgalarından yararlanılarak, Hartzell ve Heaton (1983) tarafından geliştirilmiş bir sonlu-fay ters çözüm yöntemi kullanılarak bulunmuştur. Deprem kırılması 30 km x 18 km boyutlarında bir faylanma düzlemi ile temsil edilmiştir. Yapılan birçok sonlu-fay ters çözüm denemesi sonucunda; gözlenmiş veriye en iyi uyum 10 km odak derinliği, 2,7 km/sn kırılma hızı ve kırılmanın tek taraflı GD'ya yayılımına olanak sağlandığı bir parametrizasyon için elde edilmiştir. Kullanılan veriye en iyi uyumu veren ve çalışmada tercih edilen sonlu fay modelleri 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi kırılması için aşağıdaki sonuçları önermektedir.

- Deprem tamamen sağ-yanal doğrultu atımlı bir faylanma (rake açısı $= -178^\circ$) sonucu oluşmuştur.
- Ters çözüm sonucu elde edilen sonlu-fay kayma dağılımı 2003 Bingöl depremi kırılmasının odağın yaklaşık 13 km güneydoğusu ve eğim yukarısında, 5 km derinlikte merkezlenmiş ve yaklaşık 55 cm en büyük kayma değerine sahip bir pürüzce kontrol edildiğini önermektedir.
- Asıl kırılma 20 km x 15 km'lik bir faylanma alanını örtmekte olup 10 km'den sığ derinliklerde gerçekleşmiştir.
- Büyük pürüzün eğim aşağısında yaklaşık 15 km derinde 25 cm'lik kayması ile küçük bir kayma bölgesi daha yer almaktadır. Bu kayma muhtemelen depremin tüm kırılma kabuğu kırması ile ilişkilidir ve $M \geq 6,0$ ana şok depremlerin tüm kırılma kabuğu kırması gözlemleri ile uyumludur.

- Hesaplanan uzay-zaman evrimi kırılmanın GD'ya tek taraflı kırılmasını net bir şekilde göstermekte olup kırılmanın 10 sn sürdüğünü ve esas sismik moment serbestlenmesinin 3-8 sn zaman aralığında gerçekleştiğini önermektedir.
- Kırılma, odakta 2,7 km/sn hızla gerçekleşmiştir. 3-8 sn zaman aralığında esas kırılma gerçekleşirken kırılma başlangıçta 2,3 km/sn'ye yavaşlamış ve sonrasında 2,5 km/sn'ye yükselmiştir.
- Deprem için hesaplanan sismik moment $4,1 \times 10^{19}$ Ntm'dir ($M_w \approx 6,4$).

KAYNAKLAR

- Ambraseys, N. N., 1989. Temporary seismic quiescence: SE Turkey. *Geophysical Journal*, 96, 311-331.
- Ambraseys, N., (1989). Temporary seismic quiescence: SE Turkey. *Geophysical Journal*, 96, 311-331.
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F., 1972. Doğu Anadolu fayı ile ilgili bazı gözlemler ve düşünceler. *MTA Enstitüsü Dergisi*, 78, 44-50.
- Akı, K., and P.G., (1980). *Quantitative Seismology. Theory and Methods* W.H. Freeman, San Francisco, (ISBN 0-7167-1058-7).
- Akı, K., (1983). Strong-motion seismology, *Earthquakes: Observation, Theory and Interpretation*, Proceeding of the International School of Physics, pp 223-250.
- Barka, A. and Reilinger, R., 1997. Active tectonics of the eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annali di Geofisica*, XL(3), 587-610.
- Barka, A., (1992). The North Anatolian Fault Zone, *Annales Tectonicae*, VI, 164-195.
- Barka, A., and Kadinsky-Cade, K., 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7, 663-684.
- Choy, G. L. and Cormier, V. F., (1986). Direct measurements of the mantle attenuation operator from broadband P and S waveforms, *J. Geophys. Res.*, 91, 7326-7342.
- Eyidoğan, H., (1983). Bitlis-Zağros bindirme ve kıvrımlı kuşağının sismotektonik özellikleri, Doktora tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, 112 sayfa.
- Hall, J.F., Heaton, T.H., Halling, M. W. and Wald, D.J., (1995). Near-source ground motion and its effect on flexible buildings, *Earthquake Spectra*, 11, 569-605.

- Hartzell, S.H., and Heaton, T.H., 1983. Inversion of strong-ground motion and teleseismic wave form data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. *Bulletin of Seismological Society of America*, 73, 1553–1583.
- Hartzell, S. and Langer, C. (1993), Importance of model parametrization in finite fault inversions: Application to the 1974 M_w 8.0 Peru Earthquake, *J. Geophys. Res.*, 98, 22123-22134.
- Heaton, T. H., (1990). Evidence for and implications of self-healing pulses of slip in earthquake rupture, *Phys. Earth Planet Inter.*, 64, 1-20.
- Jackson, J., and D. P. McKenzie, 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 77, 185-264.
- Jeffreys, H., and Bullen, K. E., (1958). *Seismological Tables*, Office of the British Association, Burlington House, London.
- Kenar, Ö. ve Toksöz, M.N., 1989. Anadolu yarımadasında yüzey dalgalarının dispersiyonu ve ortamın soğurma özellikleri. *Jeofizik*, 3, 92-106.
- Kikuchi, M. and Kanamori, H., (1982). Inversion of complex body waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 491-506.
- Kikuchi, M. and Kanamori, H., (1991). Inversion of complex body waves-III, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 2335-2350.
- Langston, C. A., and Helmberger, D. V., 1975. A procedure for modelling dislocation sources. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 42, 117-130.
- Lozios, S., Lekkas, E. and Danamos, G. (2004), The Bingöl, Eastern Turkey, earthquake: co-seismic phenomena and damaged distribution. 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, B.C., Canada, August 1-6, 2004 Paper No. 3010.
- Lay, T. Wallace, T. C., (1995). *Modern Global Seismology*, Academic Press, San Diego (ISBN-0-12-732870-X).

- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gürkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N., and Veis, G., 2000. GPS constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, 105, 5695-5719.
- Mendoza, C. and Hartzell, S. H., (1989). Slip distribution of the 19 September 1985 Michoacan, Mexico, earthquake: Near-source and teleseismic constraints, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 655-659.
- Mendoza, C., Hartzell, S. and Monfret, T., (1994). Wide-band analysis of the 3 March 1985 central Chile earthquake: Overall source process and rupture history, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 269-283.
- Nalbant, S.S., McCloskey, J., Steacy, S., and Barka, A., 2002. Stress accumulation and increased seismic risk in eastern Turkey. *Earth and Planetary Science Letters*, 195, 291-298.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., Arrajehi, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., Karam, G., (2006) GPS Constraints on Continental Deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the Dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research*. 111(B5): Art.No.B05411 May 31.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., and Kuşçu, İ., 1992. The East Anatolian fault zone of Turkey. *Annales Tectonicae*, Special Issue, Supplement to V. VI, 99-125.
- Şengör, A.M.C., Görür, N., and Şaroğlu, F., (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: T.R. Biddle and N. Christie-Blick (Editors), *Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral, Spec. Publ., 37: 227-264.
- Taymaz, T., Eyidoğan, H., and Jackson, J., 1991. Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian fault zone (Turkey). *Geophysical Journal International*, 106, 537-550.
- Taymaz, T., (1992). Observations on source time functions of earthquakes obtained from inversion of teleseismic body waveforms. *Geophys. J. Int.*, 108, 273-280.
- Udias A. and Buforn, E., (1996). Source mechanism of earthquakes from seismic waves, Third Workshop on 3D modeling of seismic waves generation propagation and their inversion, Trieste, Italy.

Uıdas, A., (1999). Principles of Sismology. Cambridge University Press, Cambridge (ISBN 0-521-62478-9).



ÖZGEÇMİŞ

Meltem ÇABUK, 28.04.1992'de Adapazarı'nda doğdu. İlk, ortaokul ve lise eğitimini Adapazarı'nda tamamladı. 2014 yılında Sakarya Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği bölümünden mezun oldu. 2016 yılında Sakarya Meslek Yüksek Okulu'nda İnşaat Teknolojisi bölümünü bitirdi. 2015 yılı içerisinde Sakarya Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünde lisansüstü eğitime başladı. 2018 yılında Sakarya Üniversitesi, İş Sağlığı ve Güvenliği yüksek lisansını tamamladı.