

T.C.
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**13 MART 1992 ERZİNCAN DEPREMİ ($M_w=6.8$) İÇİN
TELESİSMİK SONLU KAYNAK VE NOKTA
KAYNAK TERS ÇÖZÜM**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Aslı ŞANLI

Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

Tez Danışmanı : Prof. Dr. Murat UTKUCU

TEMMUZ 2018

T.C.
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**13 MART 1992 ERZİNCAN DEPREMİ ($M_w=6.8$)
İÇİN TELESİSMİK SONLU KAYNAK VE NOKTA
KAYNAK TERS ÇÖZÜM**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Aslı ŞANLI

Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

Bu tez 10.07.2018 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oybirliği / oyçokluğu ile kabul edilmiştir.

Prof.Dr.Murat UTKUCU

Jüri Başkanı

**Prof.Dr.Eşref
YALÇINKAYA**

Üye

**Dr.Öğr.Üyesi Ayhan
KESKİNSEZER**

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.

ASLI ŞANLI

Şubat 2018

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 teŐekkürlerimi sunarım. Bu sürecin en baŐından itibaren her zaman yanımda olan, bilgi ve deneyimleri ile her Őartta sabırla yola devam etmem de büyük katkısı ve büyük emekleri olan, kendisinden her aŐamada çok Őey öğrendiğim ve yolumu kolaylaŐtıran Sevgili Hocam Araştırma Görevlisi Hilal YALÇIN' a teşekkür ederim.

Bu süreç içerisinde karŐılaŐtıĐım sorunlarda bana çözümler sunan, desteklerini her zaman yanımda hissettiğim ve bana kattıkları manevi değerler doğrultusunda Sevgili Araştırma Görevlisi Emrah BUDAKOĞLU ve Araştırma Görevlisi Ali SİLAHTAR hocalarıma teşekkür ederim. ÇalıŐmamın ilk gününden itibaren büyük bir sabır ve anlayıŐ içerisinde, maddi ve manevi desteklerini esirgmeden her zaman ve her Őartta yanımda olan Abim ve yengeme ve aileme sonsuz teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER

TEŞEKKÜR	i
İÇİNDEKİLER	ii
SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ	iv
ŞEKİLLER LİSTESİ	V
TABLolar LİSTESİ	viii
ÖZET	Ix
SUMMARY	X
BÖLÜM 1.	
GİRİŞ	1
1.1. Çalışmanın amacı ve Kapsamı	1
1.2. Türkiye'nin Sismotektonik Özellikleri	2
1.3. Karlıova Üçlü Ekleminin Sismotektoniği	4
1.4. 13 Mart 1992 Erzincan Depremi	6
BÖLÜM 2.	
YÖNTEM	11
2.1. Nokta-kaynak ters çözüm yöntemi	11
2.2. Sonlu-Fay ters çözüm yöntemi	17
BÖLÜM 3.	
BULGULAR	23
3.1. Çalışmada Kullanılan Veri ve Veriye Uygulanan İşlemler	23
3.2. 13 Mart 1992 Erzincan Depremi Nokta Kaynak Ters Çözümü	26
3.3. Nokta Kaynak Ters Çözüm Sonuçları ve Tartışma	29

3.4. 13 Mart 1992 Erzincan Depremi Sonlu-fay Ters Çözümü	31
3.5. Sonlu-fay Ters Çözüm Sonuçları ve Tartışma	35

BÖLÜM 4.

SONUÇLAR.....	41
---------------	----

KAYNAKLAR.....	42
----------------	----

ÖZGEÇMİŞ.....	46
---------------	----



SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ

BBK	:Bitlis Bindirme Zonu
Cm	:Santimetre
DAFZ	:Doğu Anadolu Fay Zonu
EFZ	:Erzincan Fay Zonu
EKK	:En Küçük Kareler
GCMT	:Global Centroid Moment Tensör
F1997	:Fuenzalida vd.
HY	:Helenik Yayı
Hz	:Hertz
ISC	:Internation Seismological Center
KAFZ	:Kuzey Anadolu Fay Zonu
KD-GB	:Kuzey Doğu-Güney Batı
KRDAE	:Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Estitüsü
Km	:Kilometre
KY	:Kıbrıs Yayı
Mw	:Moment magnitudü
MTA	:Maden Teknik Arama
ÖDFZ	:Ölü Deniz Fay Zonu
P	:Primer dalga (birincil deprem dalgası)
P1994	:Pınar vd.
SH	:Sekonder dalga(ikincil deprem dalgası)
Sn	:Saniye
τ	:Ramp Fonksiyonu
w_{jn}	:Moment Tensör
δ_{mn}	:Kronecker Denta Fonksiyonu
Ψ_M	:Gözlemsel ve kuramsal sismogramlar arasındaki korelasyon

ŞEKİLLER LİSTESİ

- Şekil 1.1. Türkiye ve yakın civarındaki depremlerin odak mekanizma çözümleri. Çözümleri Harvard CMT kataloğundan alınmıştır. McClusky vd., (2000)'den değiştirilmiştir..... 3
- Şekil 1.2. Türkiye ve yakın civarında GPS hız vektörlerinin dağılımı. McClusky vd., (2000)'den değiştirilmiştir..... 4
- Şekil 1.3. 13 Mart 1992 Erzincan depremi kaynak bölgesinin (a) Türkiye genel tektoniği içindeki lokasyonunu ve (b) sismotektonik unsurlarını gösteren..... 5
- Şekil 1.4. 13 Mart 1992 Erzincan depremi kaynak bölgesi civarında aletsel dönemde (1900 yılı sonrası) meydana gelmiş ve KRDAE kataloğunda yer alan depremlerin episantral dağılımını gösteren harita.Faylar MTA 2012'den alınmıştır 6
- Şekil 1.5. 13 Mart 1992 Erzincan depreminin AFAD ve ISC tarafından hesaplanmış episantrını (beyaz yıldızlar), Pınar (1995) tarafından bulunan kaynak mekanizmasını (kırmızı beyaz plaj topu) ve fayların uzanımlarını (Koçyiğit vd., 2001) gösteren lokasyon haritası..... 8
- Şekil 2.1. $\Delta u^{\wedge}(t)$ kayma hızı için“ τ ” süreli ikizkenar üçgen kaynak zaman fonksiyonu ve $\Delta u^{\wedge}(t)$ kayması ile olan ilişkisi. “ τ ” kaynak yükselim zamanını (source rise-time) ifade etmektedir (Udias, 1999'dan değiştirilmiştir) 18
- Şekil 2.2. Sonlu fay modeli ve fay yüzeyi üzerine dağıtılmış nokta kaynaklar (sadece fayın alt yarısındakiler gösterilmiştir) (Utkucu 2002)..... 19
- Şekil 2.3. Çalışmada kullanılan telesismik sonlu-fay ters çözüm yönteminin uygulanmasında sonlu deprem kaynağını temsil için seçilen nokta-kaynak gridinin parametrizasyonunun şematik gösterimi 19

Şekil 3.1. 13 Mart 1992 Erzincan depremi ters çözümü için seçilen telesismik hız kayıtları.....	25
Şekil 3.2. 13 Mart 1992 Erzincan depremi ters çözümü için seçilen ve Şekil 7’de gösterilen telesismik hız kayıtlarının integrasyonu sonucu elde edilen yer değiştirme kayıtları.....	26
Şekil 3.3 Ters çözüm için kullanılan nokta kaynak grid düzlemi modeli. Kare içine alınmış nokta kaynak referans olarak seçilen nokta-kaynağı temsil etmektedir. RN: Referans noktası	29
Şekil 3.4. 13 Mart 1992 Erzincan depremi nokta-kaynak ters çözümü sonucunda elde edilen kaynak zaman fonksiyonu, odak mekanizması çözümü ve gözlemsel-yapay dalga şekillerinin karşılaştırılması.....	30
Şekil 3.5 Ters çözüm için kullanılan nokta kaynak grid düzlemi üzerinde nokta kaynak ters çözüm sonucu elde edilen deprem kaynağının (kare içine alınmış nokta kaynak) konumu	30
Şekil 3.6. 13 Mart 1992 Erzincan depremi sonlu-fay ters çözümünde kullanılan (a) nokta-kaynak gridi ve (b) grid düzleminin deprem kaynak bölgesi içinde konumunun 3-boyutlu temsili gösterimi.....	32
Şekil 3.7. 13 Mart 1992 Erzincan depremi için yapılan sonlu-fay ters çözüm denemelerinde veriye en iyi uyumu veren parametrisasyonla (EM1) elde edilen sonuçlar.....	35
Şekil 3.8. 13 Mart 1992 Erzincan depremi için çalışmada bulunan sonlu-fay kayma dağılım modelini ve önceki dalga şekli modellenmesi çalışmalarında belirlenen alt olayların deprem kaynak bölgesi içindeki konumlarını 3-boyutlu temsili gösterimi.....	37
Şekil 3.9. 26 Aralık 1939 Erzincan depreminin (Ms:7.8) yüzey kırığının uzanımı. Bu deprem yaklaşık 400 km’lik bir yüzey kırığı üretmiş olup yüzey kırıklarının ayrıntılı özellikleri Barka (1996) da verilmiştir. Beyaz yıldız depremin Dewey (1976) tarafından belirlenen episantrını göstermektedir.....	38

Şekil 3.10. Çalışmada 13 Mart 1992 Erzincan depremi sonlu-fay modellemesinden belirlenen kayma dağılımında asıl kayma bölgesinin (ortada) 1939 Erzincan depremi yüzey kırığı boyunca ölçülen yer değiştirme miktarları ile uzaysal karşılaştırma.....

39



TABLolar LİSTESİ

Tablo 1.1 13 Mart 1992 Erzincan depreminin çeşitli araştırmacılar ve sismoloji merkezlerince hesaplanan odak ve kaynak parametreleri. ISC:International Seismological Center, GCMT: Global Centroid Moment Tensor, F1997: Fuenzalida vd. (1997); P1994: Pınar vd. (1994);Global Centroid Moment Tensor, KRDAE: Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü.....	9
Tablo 3.1. Erzincan depremi için ters çözümde kullanılan telesismik istasyonlar...	24
Tablo 3.2. 13 Mart 1992 Erzincan depremi ters çözümünde kullanılan kabuksal hız yapısı (Kenar ve Toksöz (1989)'dan uyarlanmıştır).....	28
Tablo 3.3. 13 Mart 1992 Erzincan depremi ters çözümünde kullanılan kabuksal hız yapısı (Kaypak (2008)'dan değiştirilmiştir).....	31
Tablo 3.4. 12 Mart 1992 Erzincan depremi sonlu-fay modellemesinde değişik model parametrizasyonları için yapılan ters çözüm denemeleri ve varyans değerleri.....	34

ÖZET

Kaynak Kelimeler: 1992 Erzincan depremi, Kuzey Anadolu Fayı, 1939 Erzincan depremi, Doğu Türkiye

13 Mart 1992 Erzincan depremi Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Doğu Anadolu Fay Zonu ile birleştiği Karlıova Üçlü Eklemleri yakınındaki bir segmentin üzerinde olmuştur. Deprem açık bir yüzey kırığı üretmediğinden kırılma uzanımı ve 1939 Erzincan depreminin doğu bitimi ile olan ilişkisi iyi anlaşılabilmiştir. Bu çalışmada, geniş bant telesismik P ve SH dalga şekilleri depremin sonlu-fay özelliklerini bulmak için kullanılmıştır. Ters çözüm sonuçları kırılma düzlemi üzerinde üç pürüz yerini ve kırılmanın esas olarak güneydoğuya doğru, 1939 Erzincan depremi doğu kırılma bitiminden uzaklaşacak şekilde olduğunu ortaya çıkarmıştır. En büyük kayma genliği 1.3 m olan bir pürüz odağın hemen kuzeydoğu eğim yukarısında ve Erzincan şehir merkezinin altında belirlenmiştir. Ardından, kırılma sığ kesimlere ve güneydoğuya doğru yayılmıştır. Kayma genliği 1 m ve 0.8 m olan iki pürüz kırılmanın fay boyunca sığ kırılmayı teşkil etmektedir. Kırılma, Erzincan havzasını Kuzeyden sınırlayan Erzincan fay segmenti ile en son 1789 depreminde kırılan Yedisu fay segmenti arasındaki fay basamağında durmuş görünmektedir. Kuzeybatıda, en büyük kaymalı pürüz ile kayması azalan 1939 Erzincan depremi kırılmasının doğu bitimiyle örtüşmektedir. Kırılma modeli için hesaplanan toplam sismik moment 1×10^{26} Nt m'dir.

TELESEISMIC POINT AND FINITE SOURCE ANALYSIS OF THE MARCH 13, 2017 ERZINCAN EARTHQUAKE

SUMMARY

Keywords: 1992 Erzincan earthquake, North Anatolian Fault Zone, 1939 Erzincan earthquake, Eastern Turkey

The March 13, 1992 Erzincan earthquake occurred along the North Anatolian Fault Zone in the Eastern Turkey, in the vicinity of the Karliova Triple Junction. It produced no clear surficial ruptures to interpret its rupture length and its spatial relation with the 1939 Erzincan earthquake rupture. Therefore we depend on the seismological data to obtain its rupture characteristics. In the present study, broadband teleseismic *P* and *SH* displacement waveforms of the 1992 Erzincan earthquake are used to find its point source and finite-fault rupture characteristics. The point source inversion of the waveforms have been carried out using a single point source, source parameters of which was later used as an input parameters of the finite-fault analysis. The first analysis revealed a point source located 5 km SE of the epicenter at a depth of 6 km, striking 122°, dipping 81° SW, having a rake angle of -175° and releasing seismic moment $0.91 \times 10^{19} \text{ Ntm}$ ($M_w=6.6$). The finite-fault inversion results revealed presence of three asperities and a unilateral rupture mostly toward SE or away from the 1939 Erzincan earthquake rupture. The asperity with largest slip amplitude (1.3 m) was located just under the Erzincan city center at a depth of 8 km. The other asperities were located to the SE of the first one with slip amplitudes of 1 m and 0.8 m. The rupture seems to be had been stopped by the fault step between Erzincan and Yedisu fault segments. The latter was last ruptured in the 1789 earthquake. The rupture of the largest slip asperity is overlapped by the eastern end of the 1939 Erzincan earthquake rupture with diminishing slip. The finite-fault inversion indicated a total seismic moment of $1 \times 10^{26} \text{ N}$.

BÖLÜM 1. GİRİŞ

1.1.Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

Türkiye bulunduğu konum nedeniyle tektonik hareketlere çok maruz kalan ve eski çağlardan günümüze kadar birden fazla şiddetli depreme gösterilen bir ülkedir. Özellikle son yıllarda ülkemizde meydana gelen büyük depremler büyük can ve mal kayıplarına neden olmuş ve bu bağlamda depremlerin özelliklerinin anlaşılması, oluş sebeplerinin ve zararlarının azaltılması çalışmalarının ne kadar önemli olduğu bir kez daha ileri görülmüştür.

Günümüzde bilim ve teknolojinin gelişmesiyle depremler daha hassas kaydedilir hale gelmiş ve deprem kaynağının incelenmesiyle detaylı çalışmalar ortaya konmaya başlamıştır. Yapılan çalışmalar dalga şekillerinin biçim ve frekans içeriğinin özellikle deprem kaynağınca etkilendiğini göstermiştir. Gerek kaynağın bu önemli etkisini gerekse dalgaların kaynaktan istasyonlara yol alırken ve istasyonlarda kaydedilirken geçirdikleri değişimlerin matematik olarak ifade edilebilmektedir (Aki vd; 2002). Böylelikle kuramsal olarak oluşturulan dalga şekilleri yapay dalga şekilleri olarak adlandırılmaktadır. Matematik olarak hesaplanmış yapay dalga şekillerinin ne kadar doğru hesaplandıkları gözlenmiş dalgalarla karşılaştırılarak anlaşılmaya çalışılır. Bu yöntem sismoloji de deprem dalga şekli modellemesi (earthquake waveform modelling) olarak bilinir ve deprem kaynağı ve yayıldıkların ortamların anlaşılmasında güçlü bir yöntemdir. Bu tez çalışmasında 12 Mart 1992 Erzincan depreminin(Mw=6.8) uzak alan cisim dalgaları analiz edilerek depremin kaynak parametreleri ve kırılma özellikleri nokta kaynak ve sonlu-fay ters çözüm yöntemleri (Aki vd.2002; Barka ve Kadinsky-Cade 1988) kullanılarak belirlenmeye çalışılacaktır.

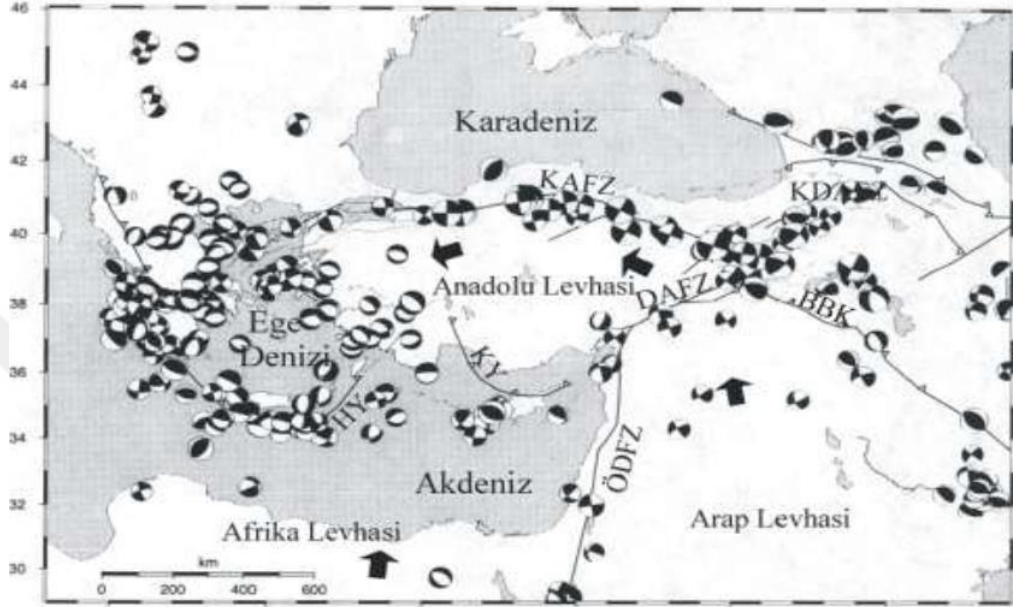
Bu depremin uzak-alanda kaydedilmiş dalga şekillerine uygulanacak ters çözüm yöntemleri ile faylanma özellikleri belirlenmeye çalışılacaktır. Bu depremin yüzeyde belirgin bir kırık üretmemesi kırılma boyutlarının anlaşılmasını güçleştirmektedir. Dolayısıyla, bu tür bir bilgiyi elde etmenin yollarından biri de bu çalışmada yapılacak türden çalışmalar yapmaktır. Elde edilen sonuçlarla kırılma boyutları yorumlanacak ve sonuçlar daha önceki çalışmaların sonuçları ile karşılaştırılarak deprem kaynağı ve civarının sismotektoniği hakkında yorumlarda bulunulacaktır.

1.2. Türkiye'nin Sismotektoniği

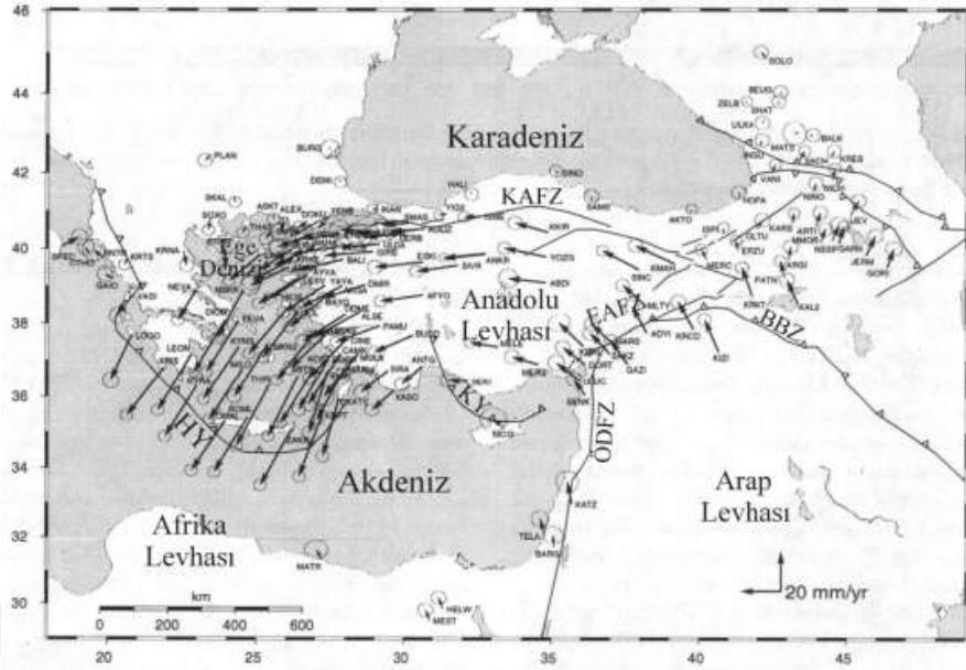
Türkiye'nin sismotektoniği bölgesel anlamda edilen Avrasya levhasına göre kuzeye doğru Arap ve Afrika levhalarının hareketleriyle kontrol edilmektedir (şekil 4a) Fuenzalida 1997; Güneş 2015; Grosser vd. 1998; Haskell 1960; Haskell 1962). Arap levhasının kuzeye doğru hareketi sonucu Avrasya ve Arap levhası arasında sıkışan Anadolu levhasının batıya doğru hızlanarak ve saat yönünün tersinde dönerek hareket etmektedir. Küresel olarak bilinen iki önemli kıtasal transform fay zonu olan Kuzey Anadolu Zonu (KAFZ) ve Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) bu hareketi karşılamaktadır (Barka ve Kadinsky-Cade 1988; Şengor vd. 2005; Duman ve Emre 2013) ve önemli bir deprem aktivitesine neden olmaktadır. Nitekim bu çalışmanın konusunu oluşturan 13 Mart 1992 Erzincan depremi bu iki kıtasal transformun birleştikleri Karlıova Üçlü Eklemleri olarak bilinen yer civarında oluşmuştur (Şekil 4b).

Anadolu levhasının batıya göre hızlanan ve rotasyon gösteren hareketi Batı Anadolu genişleme tipinde bir tektonik rejimin hüküm sürmesine yol açmaktadır. Bu hızlanma ve rotasyon GPS çalışmaları (McCluskey vd. 2000; Reilinger vd. 2006; Aktuğ vd. 2009) ile de doğrulanmakta ve hızlanmanın dahan Afrika levhasının etkisi ile oluştuğu öne sürülmektedir (Şekil 1,3). Bunların yanında Anadolu levhasının güney kısmında kalan Afrika levhası Girit ve Kıbrıs yayları boyunca Anadolu levhasının altına dalmaktadır. Anadolu ve çevresinin levha hareketleri sonucu maruz kaldığı tüm bu tektonik yapılar civarda meydana gelen depremlerin odak mekanizma çözümlene

çalışmaları ile de desteklenmektedir (Şekil 1.3) (Haskell 1962; Hartzell ve Heaton 1983; Kaypak 2008; Kaypak 2002; Kenar ve Toksoz 1989). Türkiye'nin değinilen bu aktif tektonik özellikleri yoğun bir depremselliğe neden olmaktadır (Şekil 1.1)



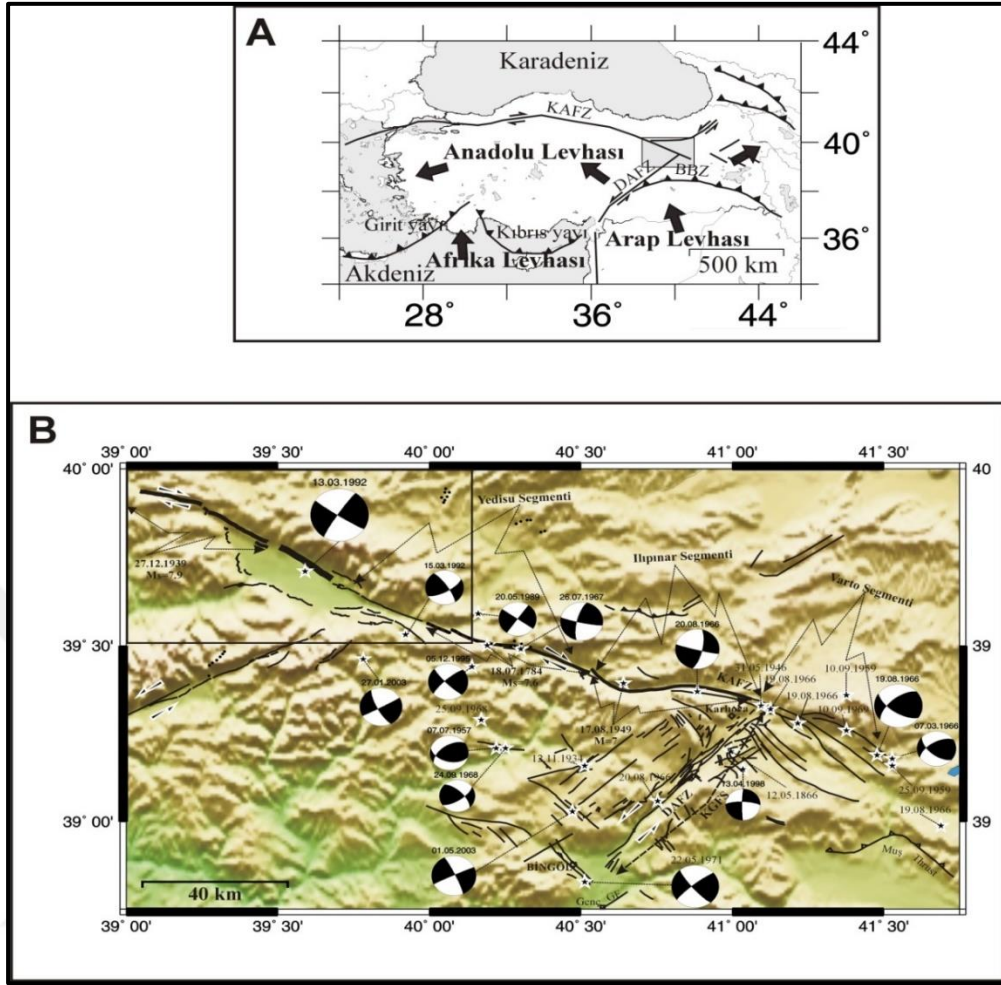
Şekil 1.1. Türkiye ve yakın civarındaki depremlerin odak mekanizma çözümleri. Çözümleri Harvard CMT kataloğundan alınmıştır. McClusky vd., (2000)'den değiştirilmiştir. BBK: Bitlis Bindirme Kuşağı, KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, KDAFZ: Kuzey Doğu Anadolu Fay Zonu, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, HY: Helenik Yayı, ÖDFZ: Ölü Deniz Fay Zonu, KY: Kıbrıs Yayı.



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

1.3. Karlıova Üçlü Eklemleri'nin Sismotektoniği

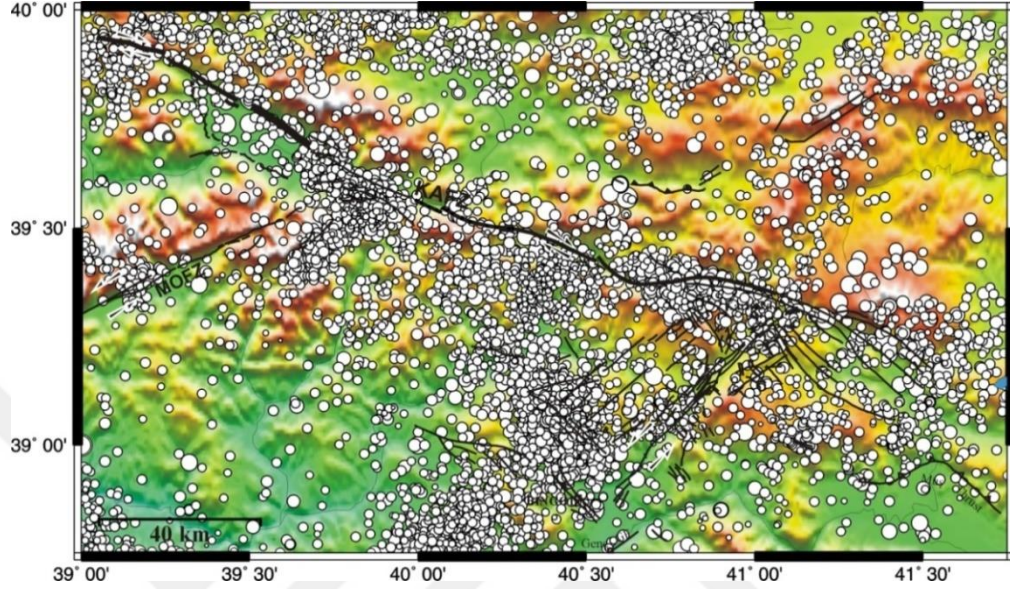
Erzincan-Karlıova-Bingöl üçgeni Türkiye'nin en önemli iki transform fayı olan Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ile Doğu Anadolu Fayı (DAF)'nın birleşme bölgesinde yer alır. İki transform fay arasındaki bölgede KD-GB ve KB-GD uzanımlı çapraz fay sistemlerinin gelişmiş olduğu bu alan Türkiye'de aktif fay yoğunluğunun en fazla olduğu bir bölgedir. Karlıova üçlü birleşme noktası yakın çevresindeki aktif faylar Şekil 1.3'de gösterilmiştir. Varto-Kaynarıpınar bölümü kendi içerisinde Varto ve Ilıpınar olmak üzere iki segmente ayrılır. Ilıpınar segmenti ise KAF'nın DAF ile kesiştiği Kargapazarı yöresinden başlar ve batıda Kaynarıpınar köyü doğusuna kadar uzanır. KAF Elmalı-Erzincan arasındaki kısmı ise Yedisu Fay Segmenti olarak bilinmektedir. Bingöl-Karlıova arasında DAF zonu ise Karlıova ve Göynük olmak üzere iki segmentten meydana gelmektedir (Emre ve diğ. 2005). Ayrıca bölgede 1900 yılından sonra oluşan depremler (Şekil 4.1 b'de) harita üzerinde gösterilmiştir.



Şekil 1.3. 13 Mart 1992 Erzincan depremi kaynak bölgesinin (a) Türkiye genel tektoniği içindeki lokasyonunu ve (b) sismotektonik unsurlarını gösteren. Siyah yıldızlar ve siyah-beyaz toplar sırasıyla $M \geq 6.0$ olan depremlerin episantrlarını ve mevcut kaynak mekanizma çözümlerini göstermektedir (faylar MTA 2012'den alınmıştır). Dikdörtgen Şekil 1.4'de gösterilen harita alanını çevrelemektedir.

GPS kabuksal hızlarının BBK'nın hemen kuzeyinde KB doğrultulu, Kuzeydoğu Türkiye'de de KD doğrultulu olmaları bu sağ-yanal ve sol-yanal doğrultu atımlı fayların varlığını açıklamaktadır (Şekil 1.3) (McClusky vd. 2000). Bu faylar güneyde Arap Levhasının çarpıp sıkıştırmasından kaynaklanan deformasyonu kuzeydoğuda Küçük ve Büyük Kafkaslar deformasyon zonlarına iletmektedirler. Mevcut GPS çalışmaları da bunu doğrulamaktadır (Şekil 1.3) (McClusky vd. 2000; Reilinger vd. 2006). (Şekil 1.4 ve 1.5). Bu çalışmanın konusunu oluşturan 13 Mart 1992 Erzincan depremi ($M_s=6.8$) bu yıkıcı depremlerden biridir. 13 Mart 1992 Erzincan depremi kaynak bölgesi yakın civarının aletsel dönemdeki (1900 yılı sonrası) kataloglarda

mevcut olan deprenselliği Erzincan Fay Zonu civarındaki deprenselliği göstermektedir (Şekil 1.4).



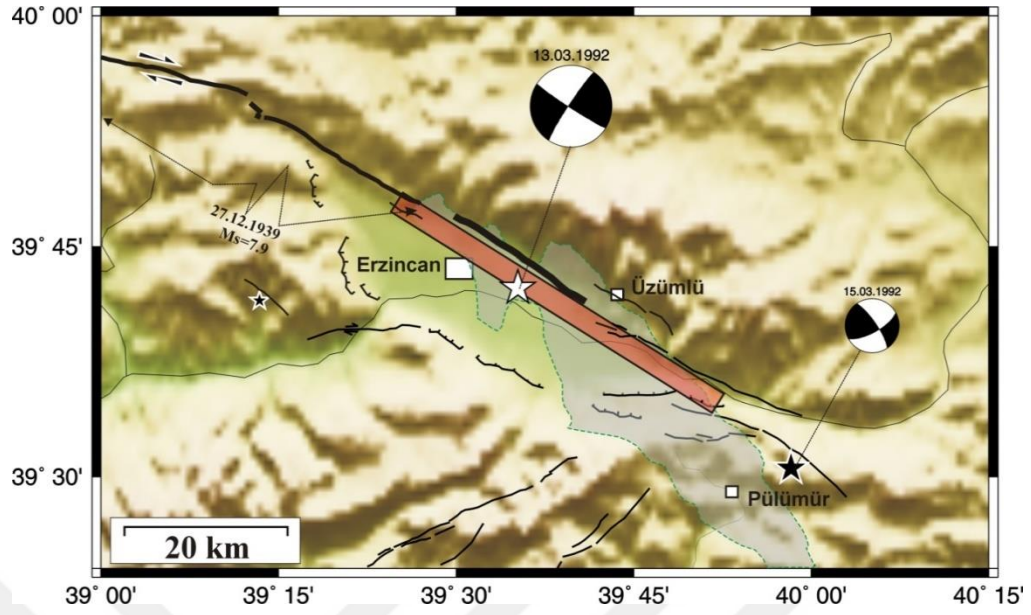
Şekil 1.4. 13 Mart 1992 Erzincan depremi kaynak bölgesi civarında aletsel dönemde (1900 yılı sonrası) meydana gelmiş ve KRDAE kataloğunda yer alan depremlerin episentral dağılımını gösteren harita. Faylar MTA 2012'den alınmıştır.

1.4. 13 Mart 1992 Erzincan Depremi

13 Mart 1992 Erzincan depremi ($M_s=6.8$) Erzincan baseninin Kuzeyden sınırlayan ve Doğuda KAF'nın Ovacık Fayı ile kesiştiği ve Yedisu fay segmenti'nin başladığı yere kadar uzanan Erzincan fay segmenti üzerindeki kırılma sonucu oluşmuştur (Şekil 1b ve 3) (Barka, 1992; Fuenzalida vd. 1997). Deprem sonucu 653 can kaybı ve 10 000 ile 20 000 arası yapı da hasar görmüştür (DAD 1993). Deprem sonrasında, özellikle Erzincan fay segmentinin GD yarısı ve ötesinde yoğunlaşan bir artçı deprem etkinliği gözlenmiştir (Fuenzalida vd. 1997; Grosser vd. 1998; Kaypak 2002, Kaypak ve Eyidoğan 2005; Kaypak 2008). Yapılan Coulomb statik gerilme modellemeleri artçı depremlerin gözlenen bu uzaysal dağılımının GD'deki gerilme artış alanı ile uyumlu olduğunu göstermiştir (Nalbant vd. 1996; Utkucu vd. 2017). En büyük artçı deprem 15 Mart 1992'de meydana gelen Pülümür depremidir ($M_w=5.8$). Bu deprem KD-GB



uzanımlı Malatya-Ovacık Fay Zonu ile ilişkilendirilmesine (Nalbant vd. 1996; Fuenzalida vd 1997) rağmen (Utkucu vd. 2017) MTA'nın yenilenmiş diri fay haritasında (MTA 2012) gösterilen KB-GD uzanımlı Pülümür fayı üzerinde oluşmuş olmasının gerilme değişimleri açısından daha olası olduğunu ileri sürmüştür. Kaypak ve Eyidoğan (1995) artçı depremlerden 80 tanesinin P dalgası kaynak spektrumlarının analizinden sismik momentlerinin 2.51×10^{18} ile 2.45×10^{20} dyne.cm arasında ve gerilme düşümlerini ise 0.1 ile 6.9 aralığında bulmuştur.

1992 Erzincan derpemi önemli ve devamlı bir yüzey kırığı üretmemiştir (Barka 1992; Fuenzalida vd. 1997). Bununla birlikte yapılan arazi gözlemlerinde yüzey kırığı olarak Deprem sonrasında yapılan arazi çalışmalarında meydana gelen yüzey kırıklarından bir kısmı faylanma ile ilişkilendirilebilmiştir. Bu kırıklardan en-echalan geometrili bazılarında sağ-yanal yerdeğiştirmeler gözlenmişse de hareketi gösterecek şekilde 'en echalon' yapı gösteren bazı kırıkların fayla ilgili olduğu kabul edilmiş olsa da bazı kırıklar boyunca herhangi bir doğrultu atım ölçülememiştir. 1992 Erzincan depremi kırılması Erzincan fay segmentinin batı ucunda kısmen 1939 Erzincan depremi yüzey kırılması ile örtüşmektedir (Şekil 1.5).



Şekil 1.5. 13 Mart 1992 Erzincan depreminin AFAD ve ISC tarafından hesaplanmış episantrını (beyaz yıldızlar), Pınar (1995) tarafından bulunan kaynak mekanizmasını (kırmızı beyaz plaj topu) ve fayların uzanımlarını (Koçyiğit vd. 2001) gösteren lokasyon haritası. Yeşil elips deprem sonrasında yüzey kırıklarının gözlemlendiği alana işaret etmektedir. Aletsel dönemde deprem kaynak bölgesi yakın civarında meydana gelen önemli büyük depremlerin episantrları da (beyaz daireler) gösterilmiştir (Kalafat vd.2007). Artçı depremlerin yoğun (büyük kapalı eğri) gözlemlendiği alanlar çevrelenmiştir. Siyah yıldız 15.03.1992 Pulumür depremini göstermektedir.

Tablo 1.1 13 Mart 1992 Erzincan depreminin çeşitli araştırmacılar ve sismoloji merkezlerince hesaplanan odak ve kaynak parametreleri. ISC:International Seismological Center, GCMT: Global Centroid Moment Tensor, F1997: Fuenzalida vd. (1997); P1994: Pınar vd. (1994);Global Centroid Moment Tensor, KRDAE: Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü

	ISC	GCMT HARVARD	KRDAE	USGS NEIS	P1994			F1997				
					1. ŞOK	2. ŞOK	3. ŞOK	TOP	TEK ŞOK	1. ŞOK	2. ŞOK	3. ŞO
ORJİN ZAMANI	17:18:39	17:18:46	17:18:39	17:18:39								
ENLEM (^o)	39.715		39.720	39.710								
BOYLAM (^o)	39.629		39.630	39.605								
DERİNLİK (KM)	22.6		23	21								
DOĞRULTU (^o)	-	123	-	124	132	192	286	126	125	134	122	308
EĞİM(^o)	-	175	-	83	79	49	88	85	67	84	62	71
RAKE(^o)	-	86	-	167	167	-179	-35	-164	176	179	-164	171
Mo(x10 ¹⁸ Ntm)	-	11.6	-	13.8	9.4	1.5	2.3	11.75	14	0.19	11	0.21
Mw	-	-	-	-	7	12	22		83	87	6	
Mb	6.1	-	-	6.2								
Ms	6.8	6.7	-	6.8								
												

Depremiň çeşitli araştırmacılar ve sismoloji merkezlerince hesaplanan odak ve kaynak parametreleri Tablo 1’de verilmiştir. Yapılan çözümler deprem için KB-GD uzanımlı bir düzlem üzerinde sađ-yanal doğrultu atımlı faylanma önermektedir. Bulunan bu çözümler gerek KAF’nın bölgedeki uzanımı gerekse faylanma tipi ile uyumluk sergilemektedir. Dalga şekli modellemelerinden hesaplanan sismik momentler deprem için yaklaşık $M_w=6.7$ civarında bir moment büyüklüğü önermektedir. Pınar vd. 1994 ve Fuenzalida vd (1997) deprem için yaptıkları nokta-kaynak modellemelerinde kırılmanın birden fazla şoktan oluştuğunu önermişlerdir. Gerek Pınar vd. (1994) gerekse Fuenzalida vd. (1997) depremin uzak-alan P ve SH dalga şekillerini 3 şokla modellemişlerdir. Bu çözümlerde tüm şoklar için sađ-yanal doğrultu atım faylanma karakterinin ağırlığı göze çarpmaktadır. Bununla birlikte Fuencalida vd. 1997 CMT derinliklerini 9 km derinliğinden daha sığ bulurken Pınar vd. (1995) 7 ile 22 km derinlikleri arasında bulmuştur.

BÖLÜM 2. YÖNTEM

2.1. Nokta-Kaynak Ters Çözüm Yöntemi

Bu çalışmada telesismik cisim dalgaları nokta-kaynak ters çözüm yöntemi ilk olarak 1982 yılında geliştirilmiş (Kikuchi ve Kanamori 1982) ve daha sonra daha da geliştirmişlerdir (Kikuchi ve Kanamori 1986; Kikuchi ve Kanamori 1991; Budakoğlu 2010). Yöntemde deprem kaynağı karmaşık olarak düşünülmüş ve aynı fay geometrisine sahip, nokta kaynak dislokasyonları (alt olay) olarak kabul edilmiştir. Alt olayların aynı fay geometrisine sahip olduğunu kabuldeki amaç, her bir kaynak parametresinin belirlenmesindeki zorluktan kaçınmaktır. Kikuchi ve Kanamori (1982), bir noktadaki dislokasyonun zaman evrimini τ yükselme zamanına sahip bir ramp fonksiyonu ile temsil etmiş ve yırtılma cephesinin varışından itibaren ölçülen zamanın fonksiyonu ile verildiğini belirlemişlerdir.

Karmaşık kırılmalara sahip büyük depremlerin kaynak mekanizmalarının birden çok alt olaya sahip olduğundan Kikuchi ve Kanamori (1986) farklı mekanizmaya sahip bir alt olay eklenerek ters çözüm yöntemini biraz daha geliştirilmiştir. Nokta kaynak parametreleri, sismik moment, başlangıç zamanı, lokasyon, faylanma tipi ve kaynak-zaman fonksiyonudur. Kikuchi ve Kanamori (1986)' da, bu parametrelerin tümü aynı kabul edilmemiş ve bu parametrelerden bazılarının olaydan olaya değiştiği kabul edilmiştir. Kikuchi ve Kanamori (1991) yöntemi daha da geliştirmişlerdir. Kaynak, istasyon ve PP yansıma noktası tepkilerini hesaplamak için Haskell yayıcı matris tekniği (Kikuchi ve Kanamori 1991; .Lay ve Wallace 1995; Mendoza ve Hartzell 1988) ile çok-tabakalı yapılar kullanılmıştır.

Yöntemde, deprem kaynağı, değişik odak mekanizmalarına sahip nokta kaynaklar dizisi olarak tanımlanmaktadır (Kikuchi ve Kanamori 1991). Nokta kaynak parametreleri gözlemsel sismogramlar ile yapay (hesaplanan) sismogramların uyumunun yineleyen kontrolü ile bulunmaktadır. Sismik kaynağı oluşturan her bir nokta kaynak, bir moment tensör ile tanımlanmıştır (Lay ve Wallace 1995). Genel olarak bir moment tensör, $[M_{ij}]$, 6 bağımsız bileşene sahiptir. Deprem kaynağını tanımlaya basit moment tensor aşağıda verilmiştir.

$$\begin{aligned}
 M_1 &= \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} & M_2 &= \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} & M_3 &= \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 1 & 0 \end{bmatrix} \\
 M_4 &= \begin{bmatrix} 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \end{bmatrix} & M_5 &= \begin{bmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} & M_6 &= \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}
 \end{aligned}$$

burada $[M_{ij}]$ için (x, y, z) koordinatlara (kuzey, doğu ve derinlik) karşılık gelmektedir. Herhangi bir moment tensör, M_n 'nin doğrusal kombinasyonları ile temsil edilebilir.

Bu sistemin avantajı, alt grupları aşağıda verilen özel çözümleri sunmasıdır:

- (1) $M_1, \dots, M_6 =$ genel moment tensör
- (2) $M_1, \dots, M_5 =$ tam(pure)-deviatoric moment tensör
- (3) M_1, \dots, M_5 ($\det [M_{ij}] = 0$) = genel ikili-kuvvet
- (4) M_1, \dots, M_4 ($\det [M_{ij}] = 0$) = düşey düğüm düzlemine sahip ikili-kuvvet
- (5) $M_1, \dots, M_2 =$ tam (pure) doğrultu atım

$w_{jn}(t;p)$ n . tensör (M_n) nedeniyle j istasyonundaki yapay sismogramı (yani Green's fonksiyonu) gösterebilir. Burada p , kaynağın lokasyonu, başlangıç zamanı ve diğer parametrelerini göstermektedir. M_n için a_n katsayısı, aşağıdaki şekilde elde edilebilir.

$$\begin{aligned}
\Delta &= \sum_{j=1}^{N_s} \left[\int x_j(t) - \sum_{n=1}^{N_b} a_n w_{jn}(t; p) \right]^2 dt \\
&= R_x - 2 \sum_{n=1}^{N_b} a_n G_n + \sum_{m=1}^{N_b} \sum_{n=1}^{N_b} R_{nm} a_n a_m \\
&= \text{minimum}
\end{aligned} \tag{2.1}$$

burada N_b ve N_s sırasıyla, kullanılan moment tensör ve istasyon sayılarıdır. Ayrıca

$$\begin{aligned}
R_x &= \sum_j \int [x_j(t)]^2 dt \\
R_{nm}(p) &= \sum_j \int [w_{jn}(t; p) w_{jm}(t; p)] dt \\
G_n(p) &= \sum_j \int [w_{nm}(t; p) x_j(t)] dt
\end{aligned} \tag{2.2}$$

$n=1, \dots, N_b$ için $\frac{\partial \Delta}{\partial a_n} = 0$ ayarlaması yapılırsa, aşağıdaki normal denklemi (*normal equation*) elde edilmektedir.

$$\sum_{m=1}^{N_b} R_{nm} a_m = G_n, \quad n = 1, \dots, N_b \tag{2.3}$$

$[R_{nm}]$ matrisinin tersinin $[R'_{nm}]$ olduğu kabul edilirse,

$$\sum R_{nl} R'_{lm} = \delta_{nm}, \quad n, m = 1, \dots, N_b \text{ olacaktır,}$$

burada δ_{nm} Kronecker delta fonksiyonudur. Bu aşamadan sonra çözüm aşağıdaki şekli alır,

$$a_n = a_n^0 \equiv \sum R'_{nm} G_m \tag{2.4}$$

Residüel hata ise,

$$\Delta = R_x - \sum G_n a_n^0 \quad (2.5)$$

olacaktır.

a_n^0 ve Δ, p parametresinin birer fonksiyonudur. P 'nin optimum değeri ise minimum Δ kriterinin veya

$$\Psi_M(p) = \frac{\sum_n G_n a_n^0}{R_x} = \frac{\sum_n \sum_m R_{nm}^I G_m G_n}{R_x} = \text{maksimum} \quad (2.6)$$

kriterinin sağlanması ile olur. Burada ψ_M , gözlemsel ve kuramsal sismogramlar arasındaki korelasyondur. P 'nin optimum değeri belirlendikten sonra $\{a_n^0\}$ değerleri bağıntısı

$$\Phi(\tau, p, p') = \sum \int w_j(t, p) w_j(t + \tau, p') dt \quad (2.7)$$

ile verilir. $\{a_n\}$ katsayılarını kullanarak elde edilen sonuç moment tensor matrisi ise aşağıdaki şekilde verilir.

$$[M_{ij}] = \begin{bmatrix} a_2 - a_5 + a_6 & a_1 & a_4 \\ a_1 & -a_2 + a_6 & a_3 \\ a_4 & a_3 & a_5 + a_6 \end{bmatrix}$$

Köşegenlerinin toplamı ve determinantı sıfır olan bir moment tensör ikili-kuvvet çifti kaynağını temsil etmektedir. Böylece, bir tam (pure) deviatorik moment tensör üzerinde, $[M_{ij}] = a_1 M_1 + \Lambda + a_5 M_5$, aşağıdaki sınırlama uygulanırsa en uygun ikili-kuvvet çifti kaynağı elde edilebilmektedir.

$$D \equiv \det[M_{ij}] = 0 \quad (2.8)$$

λ 'nın Lagrangian çarpımı olması halinde, object fonksiyonu $\{a_n\}$ ve λ 'ya bağlı olarak minimize edilirse,

$$\Delta' = \Delta + 2\lambda D \quad (2.9)$$

böylece,

$$\frac{\partial \Delta'}{\partial a_n} = \frac{\partial \Delta'}{\partial \lambda} = 0$$

buradan aşağıdaki denklemler elde edilir:

$$a_n = a_n^0 - \lambda \sum_m R_{nm}^l \frac{\partial D}{\partial a_m} \quad (2.10a)$$

Ve

$$D = 0 \quad (2.10b)$$

burada, $\{a_n^0\}$ (2.7) denklemleri ile verilen moment tensör çözümüdür. (2.10a) ve (2.10b) denklemleri nümerik olarak çözülebilir.

Residüel hata, Δ , aşağıdaki denklem ile hesaplanmaktadır.

$$\begin{aligned} \Delta &= R_x - 2 \sum_n a_n G_n + \sum_m \sum_n R_{nm} a_n a_m \\ &= R_x - \sum_n \sum_m R_{nm} [a_n^0 a_m^0 - \Delta a_n \Delta a_m] \end{aligned} \quad (2.11)$$

burada, $\Delta a_n = a_n - a_n^0$ 'dir. Böylece gözlemsel ve yapay sismogramlar arasındaki korelasyon aşağıdaki formül ile verilmektedir.

$$\psi_D(p) = \frac{\sum_n \sum_m R_{nm} [a_n^0 a_m^0 - \Delta a_n \Delta a_m]}{R_x} \quad (2.12)$$

Ψ_D ile Ψ_M 'i karşılaştırarak, ikili kaynak çifti üzerindeki ek sınırlama ile sayesinde, aşağıda ilişkiyi buluruz.

$$\Psi_D - \Psi_M = -\frac{\sum_n \sum_m R_{nm} \Delta a_n \Delta a_m}{R_x} \langle 0 \rangle \quad (2.13)$$

Böylece, alt olayların mekanizmaları, moment tensör yaklaşımı ile ters çözüm sonucunda bulunabilmektedir (Kikuchi ve Kanamori 1991). Ters çözüm yinelemelerinde dizilimin çözüm üzerindeki etkisini görmek için, Kikuchi ve Kanamori (1991)' de iterasyon sonrasında uygulanan ek bir prosedür geliştirilmiştir.

N_e yineleme yapıp bir çözüm elde edildikten sonra;

- (1) 1. alt olay, (a_{n1}, p_1) , çözümden geri alınıp, bu olayın sismograma olan katkısı tekrar hesaplanır.

$$x'_j(t) = x_j(t) + \sum_n a_{n1} \omega_{jn}(t; p_1); \quad (2.14)$$

- (2) Alt olay 1, $(\hat{a}_{n1}, \hat{p}_1)$, Δ minimize edilerek tekrar belirlenir.

$$\Delta = \sum_{j=1}^{N_s} \int \left[x'_j(t) - \sum_n \hat{a}_{n1} \omega_{jn}(t; \hat{p}_1) \right]^2 \quad (2.15)$$

(2.1) ve (2.2), 2'den N_e kadar alt olaya uygulanır. Bu işlem, belirli bir yol ve yörüngenin getirmiş olduğu kısıtlamaları ortadan kaldırarak tüm alt olay parametrelerini yeniden belirlemektedir.

2.2. Sonlu-Fay Ters Çözüm Yöntemi

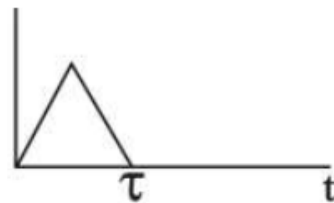
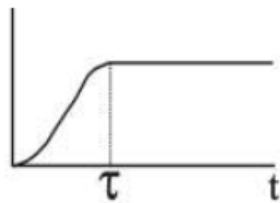
Bir depremin kaynak, yani kırılma özelliklerinin iyi anlaşılması deprem fiziğinin çözülmesi bağlamında önemlidir (Lay ve Wallace 1995; Güneş 2015). Depremin kırılma özellikleri gözlenmiş sismogramlara yansımakta ve sismogramlardaki sinyaller yapılacak modellemelerle yorumlanarak kırılma özellikleri belirlenmektedir. Kırılmanın büyüklüğü sismogramların süresine ve frekans içeriği de fay yüzeyinde kırılan pürüzlerin (asperity) varlığı ile bağlantılıdır. Gözlenmiş sismogramlardan kırılma özelliklerinin yorumlanması Sismoloji bilimindeki önemli uğraşlardan biridir. Bununla birlikte, gözlenmiş sismogram deprem kaynağı ile kayıt yapılan istasyon arasındaki yolun etkisini (path effect) ve sismografin tepkisini de (instrument response) içerir. Böylelikle,

$$W(t)=u(t)*Q(t)*I(t)$$

şeklinde bir konvolüsyon işlemi ile yapay sismogram elde edilir. Burada, $u(t)$ deprem kaynağındaki kırılmayı, $Q(t)$ dalga yolu boyunca sönümü, $I(t)$ kayıt eden aletin tepkisini ve "*" konvolüsyon işlemi temsil etmektedir. $I(t)$ bilinmekte ve $u(t)$ ve $Q(t)$ 'de sismolojide matematik olarak modellenmektedir. Sönüm, $Q(t)$;

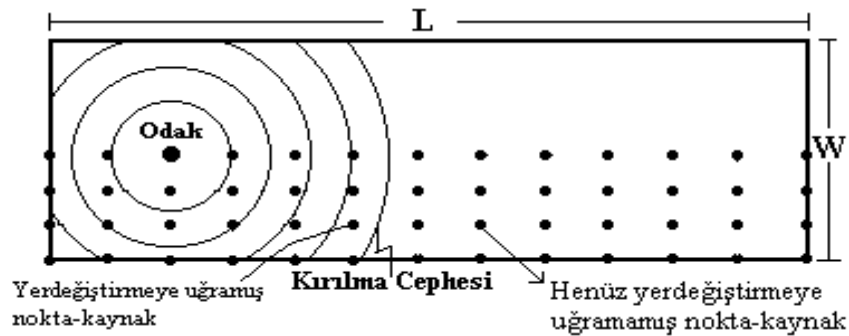
$$Q(t)=e(t)*G(t)$$

bağıntısı ile verilir. $G(t)$ geometrik yayılımı ve $e(t)$ elastik atenüasyonu göstermektedir.



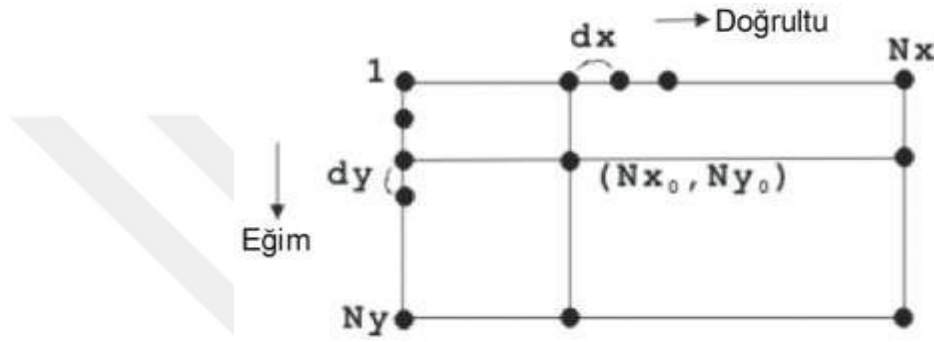
Şekil 2.1 $\Delta u(t)$ kayma hızı için “ τ ” süreli ikizkenar üçgen kaynak zaman fonksiyonu ve $\Delta u(t)$ kayması ile olan ilişkisi. “ τ ” kaynak yükselim zamanını (source rise-time) ifade etmektedir (Udias, 1999’den değiştirilmiştir).

Kaynak-zaman fonksiyonu (source-time function) $f(t)$, kaymanın (Δu) zaman bağımlılığını göstermektedir ve kayma hızının türevine ($\Delta u'(t)$) bağımlı olduğu görülmüştür (Aki ve Richards, 1980; Udias, 1999). Bu çalışmada, yapay sismogramlar hesaplanırken eşkenar üçgen kaynak zaman fonksiyonu kullanılmıştır (Şekil 2.1). Yükselim-zamanı (τ), kaymanın en büyük değerine ulaşması için geçen süredir. Bu kayma sürecinin türevi eşit bir yükselim (rise) ve düşüme (fall) sahiptir. Dolayısıyla kaynak-zaman fonksiyonu söz konusu yükselim ve düşüm parametreleri ile verilir. Yükselim ve düşüm zamanlarının toplamı kaynak-yükselim zamanını verir. Sonlu fayın etkileri özellikleri yakın uzaklıklarda belirgin hale gelmekte (Somerville vd., 1997) ve deprem kaynağının nokta-kaynak temsili yetersiz gelmektedir. Dört sonlu-fay parametresi sismik yayınıma etki etmektedir (Lay ve Wallace, 1995). Bunlar, kırılma hızı (V_r), fayın boyutları (uzunluk, L ve genişlik, W), fay üzerindeki ortalama yer değiştirme (D) ve yükselim zamanıdır (τ_r). Yükselim zamanı fay üzerindeki herhangi bir noktanın kaymasını yer değiştirmesini tamamlaması için geçen zamanı karakterize etmektedir (Aki, 1983).



Şekil 2.2. Sonlu fay modeli ve fay yüzeyi üzerine dağıtılmış nokta kaynaklar (sadece fayın alt yarısındakiler gösterilmiştir) (Utkucu 2002’den alınmıştır).

Bu çalışmada, temelde Hartzell ve Heaton (1983) tarafından geliştirilmiş sonlu-fay ters çözüm yöntemine benzeyen ve Kikuchi vd. 2003 tarafından geliştirilmiş bir Sonlu-Fay Ters Çözüm Yöntemi (Finite-Fault Inverse Technique) kullanılmıştır. Yöntem uygulanırken ilk olarak faylanma parametreleri ve boyutlarıyla bir model fay düzlemi tanımlanmalıdır. Model fay düzlemi doğrultu ve eğim boyunca eşit aralıklarla (sırasıyla d_x ve d_y) $N_x \times N_y$ adet nokta-kaynak gridi ile tanımlanır (Şekil 2.3). Düzlemin doğrultu, eğim ve rake açısı ve düzlemin boyutları önceki çalışmalardan, artçı deprem dağılımından ve depremin büyüklüğünden yararlanılarak belirlenir.



Şekil 2.3. Çalışmada kullanılan telesismik sonlu-fay ters çözüm yönteminin uygulanmasında sonlu deprem kaynağını temsil için seçilen nokta-kaynak gridinin parametrisasyonunun şematik gösterimi.

Depremin belirlenmiş odak lokasyonu nokta-kaynak gridi üzerinde referans noktası olarak alınır. Nokta kaynak grid numarası doğrultu ve eğim boyunca kodlama sırasıyla p ve q olmak üzere aşağıdaki şekilde konulur:

$$g = p + (q-1)N_x \quad p = 1, 2, \dots, N_x ; q = 1, 2, \dots, N_y$$

Nokta-kaynak gridi yarı sonsuz tabakalı kabuk modeli içine referans noktasına göre oturtulur. Yapay sismogramlar bilinmeyen parametrelerce ağırlıklandırılmış Green's fonksiyonları cinsinden hesaplanır. Yapay sismogramların hesabı için kaynak zaman fonksiyonunun tanımlanması lazımdır (Şekil 2.1). Bununla birlikte, tek bir kaynak zaman fonksiyonu kullanmak büyük ve karmaşık depremler için yetersiz olacaktır (Mendoza vd., 1994; Wald ve Heaton, 1994). Zaman penceresi yaklaşımı ile her bir grid noktasında toplam yükselim zamanı zaman dilimlerine ayrılmakta böylelikle karmaşık kaynak zaman fonksiyonları modellenebilmektedir.

$G_{gkj}(t)$ j nci kayıttaki birim moment ve 2τ genişliğindeki (τ yükselim ve düşümlü) eşkenar üçgen moment oranı fonksiyonu (moment rate function) ya da kaynak zaman fonksiyonu için k 'nci doğrultudaki ($k=1,2$) kaymadan üretilmiş Green's fonksiyonu olsun. Kaynak zaman fonksiyonunu, $h=1, \dots, N_h$ olarak numaralandırılmış, N_h adet ve her biri bir öncekinden τ zamanı kadar geciktirilmiş eşkenar üçgen kaynak zaman fonksiyonları ile temsil edilirse yapay sismogram;

$$y_j(t) = \sum_g \sum_h \sum_k D_{ghk} G_{ghk}(t - t_g - (h-1)\tau)$$

bağıntısı ile verilir. Burada D_{ghk} bilinmeyen model parametrelerini temsil ederken t_g g 'nci griddeki kırılmanın başlangıç zamanını temsil eder. V kırılma cephesi hızı ve (p_0, q_0) referans grid noktası olmak üzere g 'nci grid noktasındaki kırılma başlangıç zamanı;

$$t_g = \left[\{(p - p_0)\Delta x\}^2 + \{(q - q_0)\Delta y\}^2 \right]^{1/2} / V$$

ile verilir. Zaman penceresi yaklaşımı kullanıldığından kırılmanın referans noktasından radyal dairesel olarak yayılma zorunluluğu yoktur. N_h adet zaman penceresi kullanıldığından dolayı her bir grideki kırılma zamanı $N_h\tau$ aralığında değişmektedir ve başlangıçta tanımlanan V kırılma hızına göre daha yavaş kırılma hızlarına modellemeye izin verilebilmektedir.

En Küçük Kareler (EKK) yöntemi ile D_{ghk} çözülür. En küçük kareler hata kriteri ise;

$$\Delta = \sum_j \int w_j \{x_j(t) - y_j(t)\}^2 dt = \minimum$$

ile verilir. $X_j(t)$ j 'nci gözlenmiş veriyi ve $w_j (>0)$ j 'nci kayıt için göreceli ağırlık faktörünü temsil etmektedir. EKK çözümü iki kısıtlama da içermektedir. Kısıtlamalardan biri kayma vektörü (rake) açısının başlangıçta tanımlanan bir λ_0 rake açısının $\pm 45^\circ$ aralığında değişmesidir. Kayma vektörü, $\lambda_0 + 45^\circ$ ve $\lambda_0 - 45^\circ$ olan iki bileşene ayrıştırılır ve çözüm 'non-negatif' olmaya zorlanır. Diğer kısıtlama ise fay kaymasının uzaysal düzgünleştirilmesidir (smoothness constrain). Düzgünlük kısıtlamasının miktarı sayısal Laplacian ile aşağıdaki gibi tanımlanır (Yoshida, 1995 ve Yagi vd., 1999):

$$\nabla^2 D_g = 4D_g - D_{g-1} - D_{g+1} - D_{g-N_x} - D_{g+N_x}$$

Denklem (2.9)'un karesi toplamının denklem (2.8)'e ilave edilmesi minimize edilmesi gereken objektif fonksiyonunu verir.

$$\Delta' = \Delta + \beta^2 \sum_g \{ \nabla^2 D_g \}^2 = \minimum$$

Model parametreler için seri numaraları aşağıdaki gibi verilir:

$$m = g + (h-1)N_g + (k-1)2N_g \quad g=1,2,\dots,N_g; \quad h=1,2,\dots,N_h; \quad k=1,2$$

$N_g = N_x N_y$ grid noktalarının sayısı ve $N_m = 2N_g N_h$ model parametrelerin toplam sayısıdır.

$X_j(\Delta t(i-1))$ örneklenmiş verisi için seri numarası $X_n = X_j(\Delta t(i-1))$ şeklinde konulur.

$$n = i + (N_1 + N_2 + \dots + N_{j-1}) \quad i=1,2,\dots,N_j$$

Burada N_j , j 'ninci kayıttaki veri sayısını belirtir. Objektif fonksiyon ise:

$$\Delta' = \sum_n \left\{ \sum_m G_{nm} D_m - x_n \right\}^2 + \beta^2 \sum_m \left\{ \sum_m L_{mm} D_m \right\}^2 = \minimum$$

G_{nm} , Green fonksiyonu ve L_{mm} sayısal Laplacian operatörünü gösterir. β 'nin değeri düzgünleme miktarıdır ve büyüdükçe daha düzgün bir kayma dağılımlı çözüm elde edilir. Aşağıda β yerine normalize edilmiş parametre β_0 kullanılmıştır:

$$\beta = \beta_0 \sqrt{\left(\sum_n \sum_m G_{nm}^2 \right) / \left(\sum_m \sum_m L_{mm}^2 \right)}$$

Bazı istatistiksel kriterler de olduğu gibi ABIC (Akaike's Bayesian Information Criterion) (Akaike, 1980) β 'nin değeri için kullanılabilir. Ancak burada β 'yi gözlenmiş dalga şekillerinin ayrı fazlarının yapay dalga şekillerince karşılanıp karşılanmadığı kontrol edilerek belirlenmiştir

BÖLÜM 3. BULGULAR

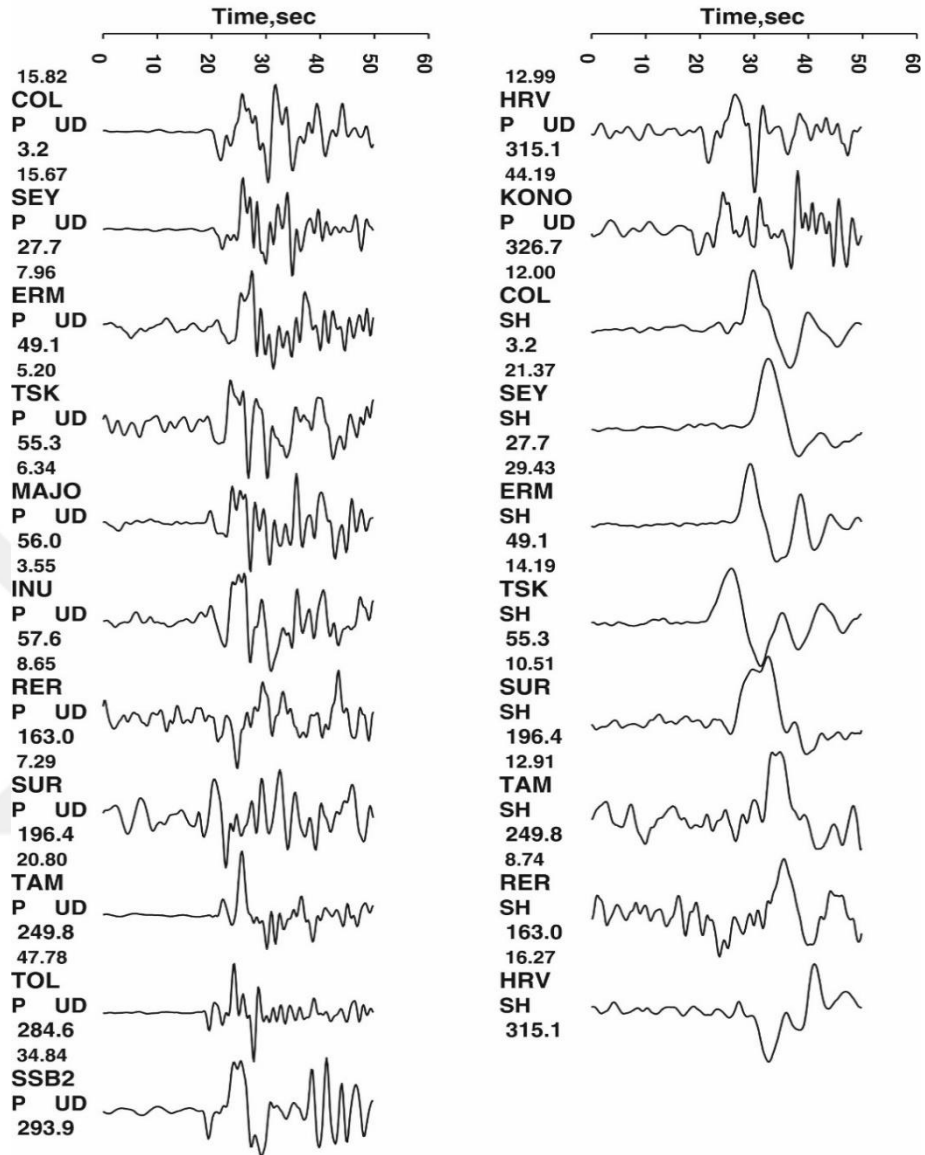
3.1. Çalışmada Kullanılan Veri ve Veriye Uygulanan İşlemler

Çalışmada 13 Mart 1992 Erzincan depremi sonlu-fay analizi için telesismik uzaklıklarda kayıt edilmiş, düşey bileşen geniş bant 13 tane P ve 8 SH cisim dalga şekli kullanılmıştır. Telesismik dalga şekilleri IRIS DMC'den (Incorporated Research Institutions for Seismology Data Management Center) internet aracılığıyla indirilmiştir. Bu telesismik istasyonlar Tablo 3.1'de listelenmiştir. Episantral uzaklıkları 26° - 77° derece arasında değişmektedir. Telesismik kaynak analizlerinde genel olarak episantral uzaklıkları 30° - 90° arasında olan istasyonlar kullanılmaktadır (Mendoza vd., 1994). Böylelikle, kaynakla ilişkisi bulunmayan ve yayılım yolu (propagation path) kaynaklı etkilerden dalga şekillerinin arındırılması amacı güdülmektedir. Bu episantr uzaklıkları göreceli olarak homojen manto içindeki P dalgası yayılımlarına karşılık geldiğinden üst manto ve kabuk yayılımıyla çekirdek difraksiyonuna karşılık gelen etkileri içermemektedirler. Bunun yanı sıra, veriler gözden geçirilerek problemlili ve gürültülü istasyon verileri de veri setinden çıkarılmış ve kalan verilerden alet tepkisi (instrument response) giderilmiştir. P dalga fazlarının her bir istasyondaki varış zamanları, kullanılan episantr koordinatlarına göre Jeffreys ve Bullen (1958) zaman çizelgelerinden belirlenmiştir. Seçilen istasyonlara ait hız kayıtları Şekil 3.1'de gösterilmiştir.

Tablo 3.1.Erzincan depremi için ters çözümde kullanılan telesismik istasyonlar

Station	Network	Longitude	Latitude	Distance	Azimuth	Elevation	Name
KONO	IU	59.65°	9.6°	27.39°	-33.35°	216m	Kongsberg,Norway
TOL	IU	39.88°	-4.05°	33.21°	-75.34°	480m	Toledo,Spain
ERM	II	42.02°	143.16°	72.90°	49.09°	40m	Erimo,Hokkaido,Island,Japan
MAJO	IU	36.55°	138.20°	73.24°	56.06°	405m	Matsushiro,Japan
SUR	II	-32.38°	20.81°	74.17°	-163.55°	1170m	Sutherland,South Africa
COL	IU	64.90°	-147.79°	75.22°	3.25°	320m	College Outpost,Alaska,USA
HRV	IU	42.510	-71.560	76.890	-44,890	200m	Adam Dziewanski Observatory(Oak Ridge)
INU	II	-11.99°	-76.84°	117.98°	-82.27°	575m	Nuna,Peru
RER	IU	-21.210°	-159.77°	155.17°	47.53°	28m	Raratongo CookIsland

13.03.1992-Erzincan, 39.71 39.58 21.0

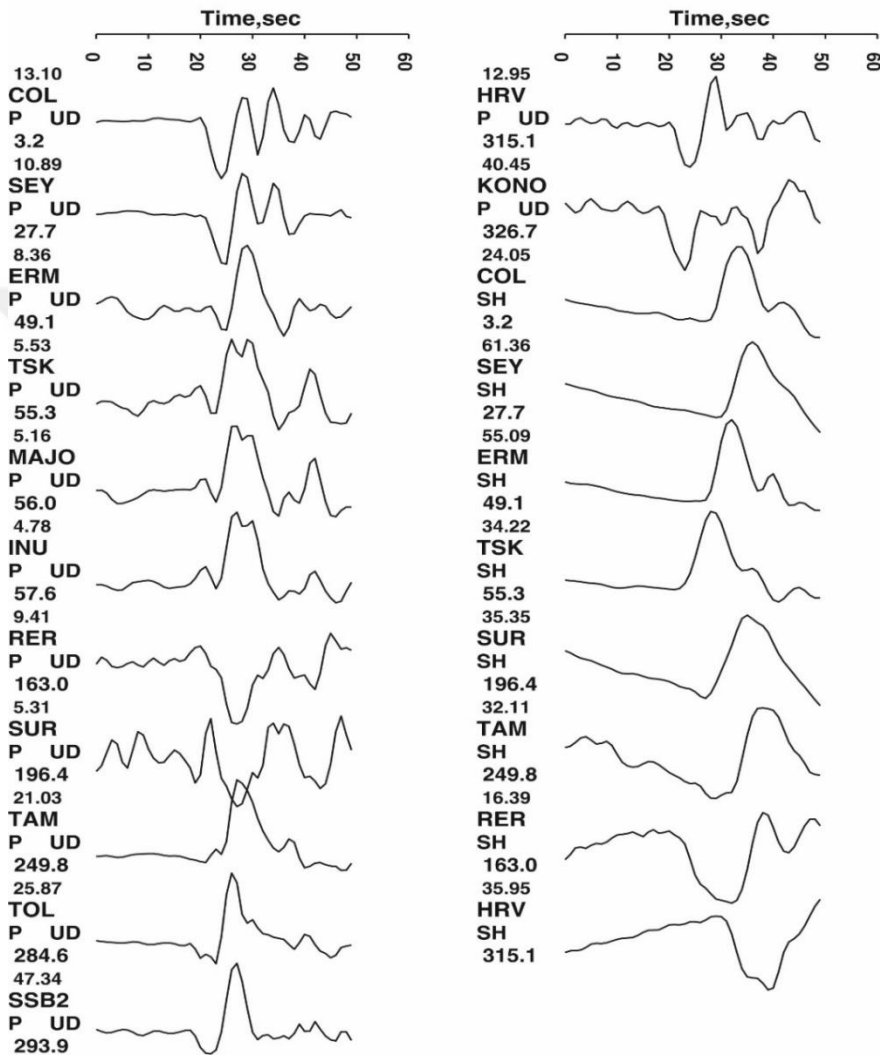


Şekil 3.1. 13 Mart 1992 Erzincan depremi ters çözümü için seçilen telesismik hız kayıtları. Orjinali 0.05 sn örnekleme aralığına sahip veriler 0.2 sn zaman aralığıyla tekrar örneklenmiş ve 0.01-1 Hz aralığında bant geçişli filtrelenmiştir. Kayıtlar P dalga varışının 20 sn öncesinden çizdirilmiştir.

Veriler bant geçişli filtre kullanılarak 0.01 ile 0.33 Hz frekanslarında bant geçişli filtrelenmiştir. Filtreleme işlemi yüksek frekanslı gürültüyü ve uzun-periyodlu drifti gidermek için yapılmıştır. 0.05 sn örnekleme aralığına sahip genişbant telesismik veriler daha büyük (1 sn) örnekleme aralığıyla yeniden örneklenerek ters çözüme sokulmuştur. Ters çözümde yerdeğiştirme dalga şekilleri kullanılacağından, hız

verileri integrasyonu yapılarak yerdeğiştirmeye çevrilmiştir. Ters çözüme hazır hale getirilen yer değiştirme verileri şekil 3.2’de gösterilmiştir.

13.03.1992-Erzincan, 39.71 39.58 21.0



şekil 3.2. 13 Mart 1992 Erzincan depremi ters çözüümü için seçilen ve şekil 7’de gösterilen telesismik hız kayıtlarının integrasyonu sonucu elde edilen yer değiştirme kayıtları. Yer değiştirme kayıtları 0.2 sn zaman aralığıyla tekrar örneklenmiş ve 0.01-0.33 Hz aralığında bant geçişli filtrelenmiştir. Kayıtlar P dalga varışının 20 sn öncesinden çizdirilmiştir.

Bununla birlikte dalga şekilleri tekrar gözden geçirilerek 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. Ters çözümlemede kullanılacak kayıt uzunluğu deprem kaynağını temsil için seçilen fay modelinin tüm uzunluğu ve genişliği boyunca tüm kayma katkılarını içerecek kadar uzun seçilmelidir(Hartzell ve Heaton, 1983; Mendoza ve Hartzell, 1988). Bu uzunluğun deprem kaynağıyla ilişkisiz yayılım yolu etkilerini içermeyecek kadar kısa seçilmesine de dikkat edilmelidir. Bu durumda seçilen kayıt uzunluğu sonlu-fay parametrizasyonunda belirlenen fay boyutlarına ve kırılma hızına bağlıdır. Birkaç başlangıç ters çözüm denemesinden sonra 35 sn'lik kayıt uzunluğunun kaynak özelliklerini yansıtacak bir kayıt uzunluğu olduğuna karar verilmiştir. Son olarak her bir istasyon kaydının ters çözümdeki ağırlığı çok sayıda ters çözüm denemesi sonucunda belirlenmeye çalışılmış ve böylelikle her istasyonun ters çözümde eşit ağırlığa sahip olması için uğraşmıştır.

3.2. 13 Mart 1992 Erzincan Depremi Nokta Kaynak Ters Çözümü

Önce 1992 Erzincan depreminin nokta kaynak modellemesi yapılmıştır. Nokta kaynak modellemesi sonucunda elde edilecek faylanma doğrultu, eğim ve rake açıları sonlu-fay analizinin giriş parametrelerinin belirlenmesinde kullanılmaktadır. Nokta-kaynak modellemesinde Türkiye için genel olarak bulunmuş bir kabuk yapısı kullanılmıştır Tablo 3.2. (Kenar ve Toksöz 1989). Tablodaki S dalgası hız yapısı için

$$V_s = \left(\frac{1}{\sqrt{3}} \right) * V_p$$

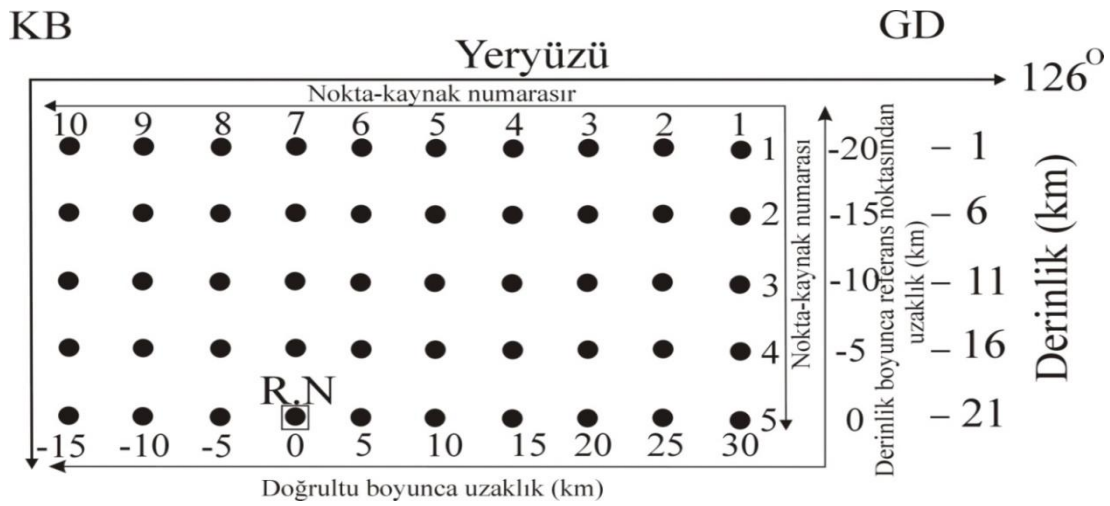
genel ifadesinden faydalanılarak sonuca ulaşılmıştır.

Tablo 3.2. 13 Mart 1992 Erzincan depremi ters çözümünde kullanılan kabuksal hız yapısı (Kenar ve Toksöz (1989)'dan 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

V_P : P dalga hızı; V_S : S dalga hızı; ρ : yoğunluk.

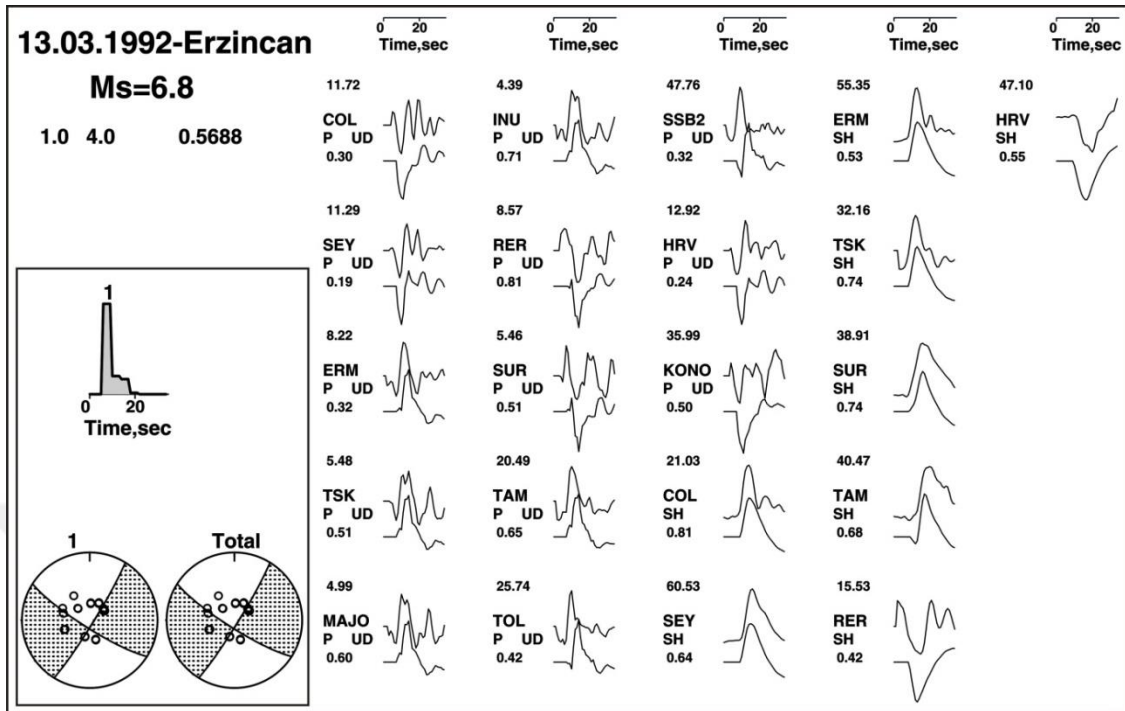
Modelleme için gerekli olan Green fonksiyonlarının (yapay sismogramların) hesaplanmasında 64 örnekleme noktası, 1.0 sn örnekleme aralığı kullanılmıştır. Başlangıç fay düzlemi eğimi 90° olarak alınmıştır. Nokta kaynak derinliğinin belirlenebilmesi için düşey doğrultuda bir nokta kaynak gridi oluşturulmuş ve bir referans derinlik belirlenmiştir. Bu amaçla derinlik boyunca 5 nokta kaynak 5 km derinlik aralıklarıyla yerleştirilmiştir (Şekil 9). Referans derinliği 21 km olarak seçilmiştir ve yüzey izdüşümü depremin episantrına karşılık gelmektedir. Doğrultu boyunca ise 5 km grid aralıklarıyla 10 nokta kaynak grid düzlemi kullanılmış, referans 4 nolu nokta kaynak seçilmiştir. Nokta kaynaklar gridinin doğrultusu 126° olarak seçilmiştir. Fayın doğrultusu seçilirken, KAFZ'nun Erzincan baseni kuzeyinden geçiş doğrultusu ve artçı sarsıntuların dağılımı dikkate alınmıştır. Derinlik ve doğrultu boyunca dağıtılan nokta kaynaklarla oluşturulan nokta-kaynak gridi Şekil 11' de gösterilmiştir. Yapay sismogramların hesaplanmasında 1 sn yükselim ve düşümlü toplam süresi 5 sn olan trapezoid (yamuk) kaynak zaman fonksiyonu kullanılmıştır. Kırılma hızı ise 3.5 km/sn olarak kabul edilmiştir.



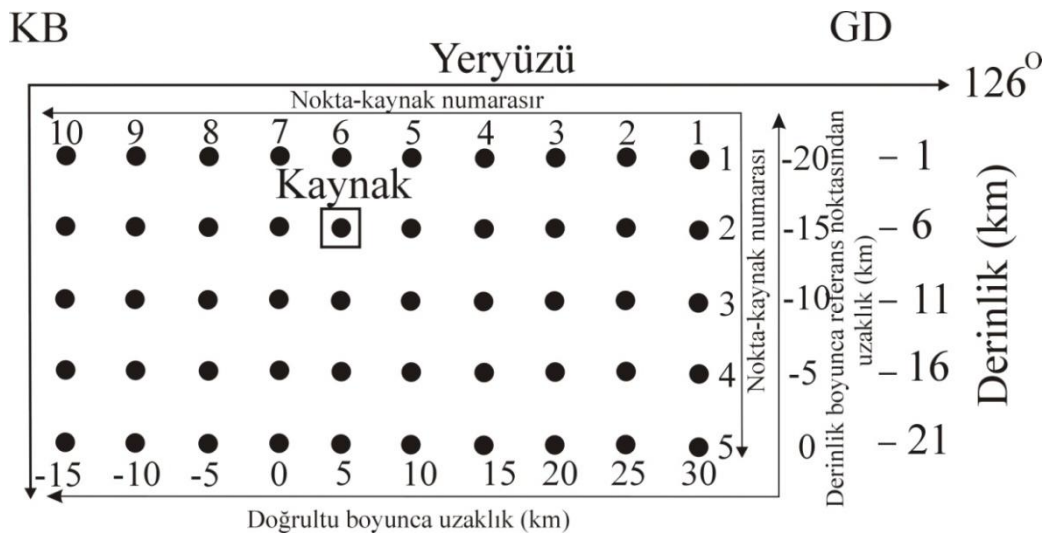
Şekil 3.3. Ters çözüm için kullanılan nokta kaynak grid düzlemi modeli. Kare içine alınmış nokta kaynak referans olarak seçilen nokta-kaynağı temsil etmektedir. RN: Referans noktası

3.3. Nokta Kaynak Ters Çözüm Sonuçları ve Tartışma

13 Mart 1992 Erzincan depremi nokta kaynak modellemesinde ilk önce tek kaynaklı ya da tek alt olaylı bir kırılma modeli kullanılarak dalga şekillerine uyuma bakılmıştır. Amaç, sonlu-fay modellemesine giriş parametrelerini oluşturan doğrultu, eğim ve rake açılarını bulmak olduğundan ve veriye en iyi uyumu veren parametreler sonlu-fay ters çözümünde yapılacak denemelerle araştırılacağından tek nokta-kaynakla dalga şekillerine ikna edici bir uyum sağlama yolu seçilmiştir. Tek nokta-kaynaklı kırılma için elde edilen kaynak-zaman fonksiyonu, kaynak mekanizması ve yapay-gözlenmiş sismogram uyumu Şekil 3.4'de gösterilmiştir. Görüldüğü üzere hata miktarı biraz fazladır. Daha önce yapılmış nokta-kaynak modellemelerinde (Pınar vd. 1994; Fuenzalida vd. 1997) deprem kırılması birden fazla kaynakla modellendiği için karmaşık bir kırılmadır. Hata miktarı birden fazla nokta kaynak kullanılarak indirilebilmesine rağmen Şekil 3.5'da gösterilen tek kaynaklı modelleme sonucu elde edilen doğrultu, eğim ve rake açıları (sırasıyla 122° , 81° ve -175°) daha önce bulunan çözümlerle (bkz. Tablo 3.2) çok benzer bir sonuç elde edilmiştir. Asıl kırılma 5-18sn aralığında gerçekleşmiş olup hesaplanan sismik moment 0.91×10^{26} dyne.cm'dir ($M_w=6.6$). Bulunan kaynak episantrın 5 km güneydoğusunda ve 6 km derinlikte yerleşmiştir.



Şekil 3.4. 13 Mart 1992 Erzincan depremi nokta-kaynak ters çözümü sonucunda elde edilen kaynak zaman fonksiyonu, odak mekanizması çözümü ve gözlemsel-yapay dalga şekillerinin karşılaştırılması. Üsttekiler gözlemsel ve alttakiler hesaplanan (yapay) dalga şekillerini ifade etmektedir. Kayıtların üstündeki numaralar, gözlenmiş kayıtların - ve + maksimum değerleri oranının alet büyütmesine bölümünü ifade etmektedir. Altta verilen sismogram genlik oranlarını göstermektedir.



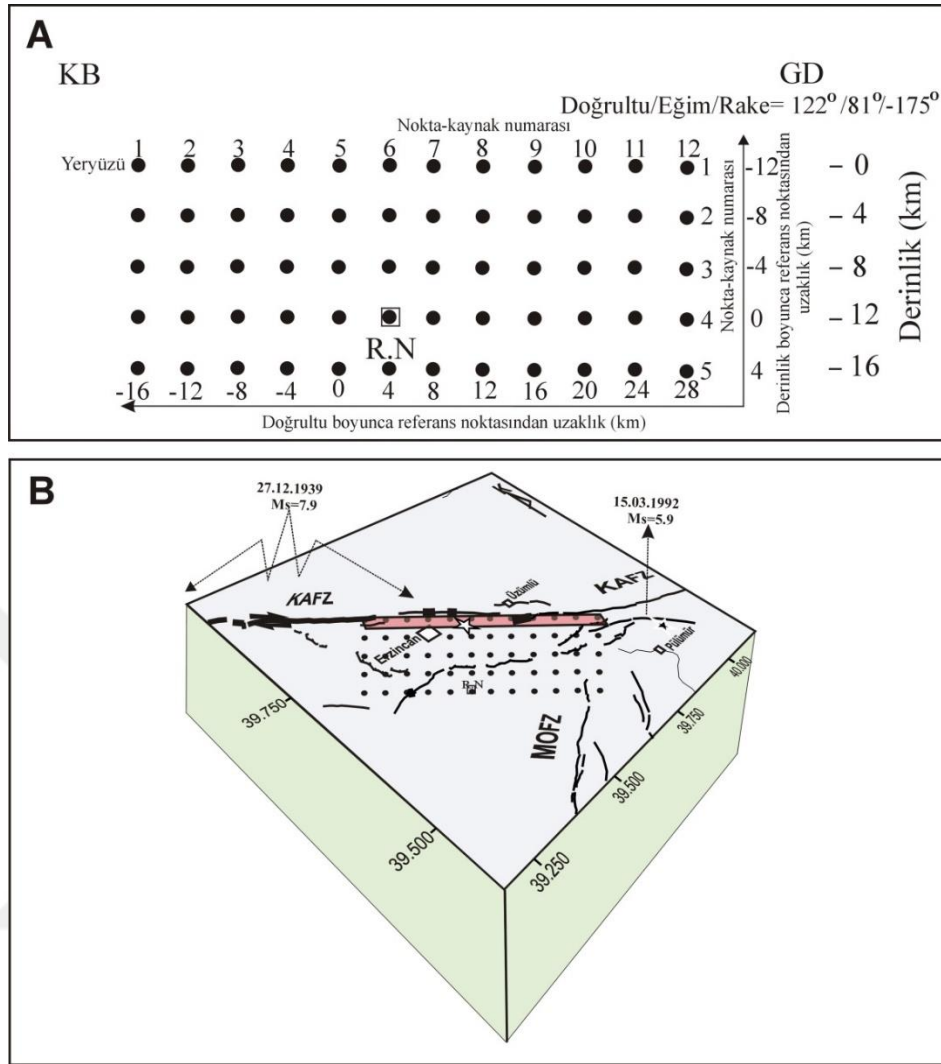
Şekil 3.5. Ters çözüm için kullanılan nokta kaynak grid düzlemi üzerinde nokta kaynak ters çözüm sonucu elde edilen deprem kaynağının (kare içine alınmış nokta kaynak) konumu.

3.4. 13 Mart 1992 Erzincan Depremi Sonlu-fay Ters Çözümü

Sonlu-fay ters çözümünde Green fonksiyonlarının (yapay sismogramların) hesaplanması için önce bir nokta-kaynak gridi oluşturularak kayma dağılımının hesaplanacağı fay düzlemi temsili yapılmıştır. Sonlu-fay düzlemi 4 km aralıklarla düzenli olarak yerleştirilmiş doğrultu boyunca 12, eğim boyunca 5 nokta kaynaktan oluşan bir nokta-kaynak gridi oluşturulmuştur (Şekil 3.6 a). Depremın episantrı 12 km derinlikte ve eğim boyunca 4ncü nokta kaynağa ve doğrultu boyunca 5nci nokta kaynağa gelecek şekilde nokta-kaynak gridi sismik hız gradiyenti Tablo 3.3’de verilen kabuk yapısı içine yerleştirilmiştir (Şekil 3.6 b). Bu parametrizasyon ile kırılmanın 28 km GD’ya ve 16 km KB’ya yayılmasına ve 20 km derine inmesine modellemede olanak sağlanmaktadır. Sonlu-fay gridinin doğrultusu ve eğimi bir önceki alt bölümde nokta-kaynak modellenmesinde bulunduğu gibi sırasıyla 122 ve eğimi 81 alınmıştır. Rake açısı -175 alınmıştır. Ancak, modellemede rake açısının verilen bu ilk değere göre ± 45 değişmesine müsaade edilmiştir.

Tablo 3.3. 12 Mart 1992 Erzincan depremi sonlu-fay ters çözümünde kullanılan kabuksal hız modeli (Kaypak 2008’den değiştirilmiştir).

Kalınlık(km)	V _p (km/sn)	V _s (km/sn)	Yoğunluk
2	2	1.16	2.50
1	4.5	2.6	2.60
3	5.6	3.2	2.70
13	6.2	3.5	2.80
10	7	4.0	2.90
	8	4.6	3.00



Şekil 3.6. 13 Mart 1992 Erzincan depremi sonlu-fay ters çözümünde kullanılan (a) nokta-kaynak gridi ve (b) grid düzleminin deprem kaynak bölgesi içinde konumunun 3-boyutlu temsili gösterimi. ^-Boyutlu gösterimde ölçek yaklaşık ve bakış doğrultusu yaklaşık olarak grid düzlemi için seçilen eğime (81° GB) diktir.

Kayma yükselim zamanı eşit yükselim ve düşümlü 0.8 sn süreli eşkenar üçgenle temsil edilmiş ve kırılma hızı 3.5 km'sn alınmıştır. Bununla birlikte kayma yükselim zamanı ve kırılma hızındaki karmaşıklık olasılığı göz önünde bulundurularak zaman penceresi yaklaşımı kullanılmıştır. Modellemede her birsi bir öncekinden 0.8 sn geciktirilmiş 5 zaman penceresi kullanılmıştır. Bu anlatılan model parametrizasyonu ters çözüm denemeleri sırasında kullanılan veriye en iyi uyumu veren parametrizasyondur (Tablo 3.4'de EM1 ters çözüm koşumu). Yapılan birçok ters çözüm denemesinde değişik parametrizasyonlar kullanılarak kullanılan veriye olan uyum denetlenmiştir. Pınar vd.

(1994), Fuenzalida vd. (1997), Harvard GCMT ve USGS kaynak mekanizma çözümleri dikkate alınarak değişik doğrultu, eğim ve rake açıları için ters denemeleri (Tablo 4'deki sırasıyla EM17-20 denemeleri) yapılmıştır. Bunların yanısıra kırılma başlangıcının daha derinde 16 km olduğu (Tablo 3.4'de EM4denemesi), tamamen KB'ya ilerlediği (Tablo 4'de EM16 denemesi) ve farklı kırılma hızları (Tablo 3.4'de EM9-10 denemeleri) ve yükselim zamanı (Tablo 4'de EM13 denemesi) için denemeler yapılmıştır.

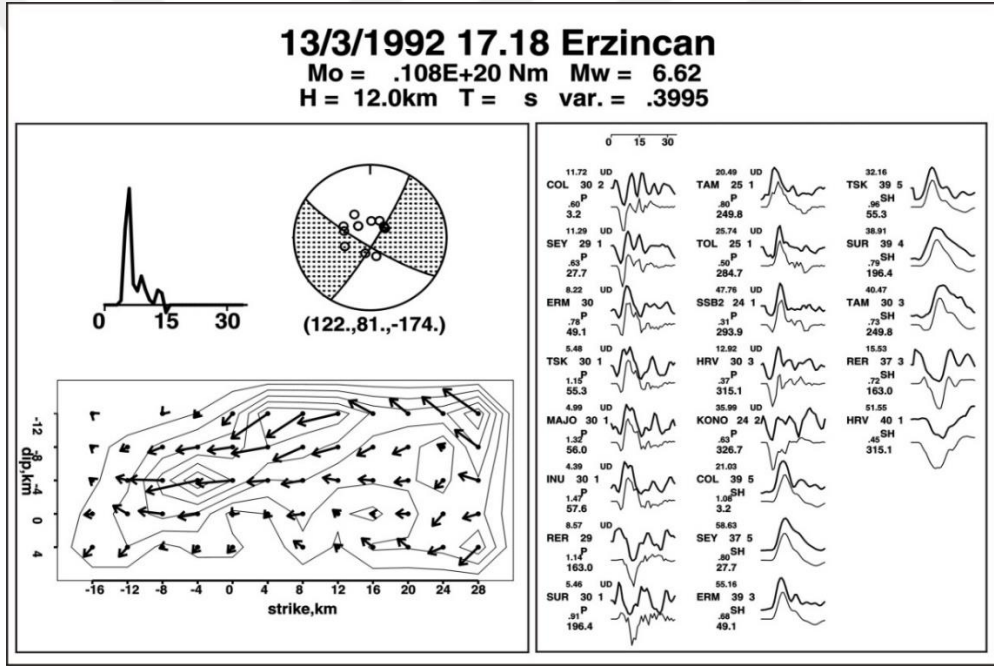


Tablo 3.4. 12 Mart 1992 Erzincan depremi sonlu-fay modellemesinde değişik model parametrizasyonları için yapılan ters çözüm denemeleri ve varyans değerleri.

Trial	strike	Dip	Rake	Odak str	Vr kırılma	Rise time	Tw	Lag		Var	Mo	Mw	slip	Rake	smooth
EM1	122	81	-175	5-4	3.5	0.8	5	0.8	ASLI	0.3995	0.10	6.62	1.28	-174	0.5
EM2	122	81	-175	5-4	3.0	0.8	5	0.8		0.3992	0.10	6.63	1.41	-174	0.5
EM3	122	81	-175	5-4	2.7	0.8	5	0.8		0.4033	0.11	6.63	1.46	-173	0.5
EM4	122	81	-175	5-5	3.5	0.8	5	0.8		0.3991	0.10	6.63	1.07	-176	0.5
EM5	122	81	-175	6-5	3.5	0.8	5	0.8		0.4026	0.10	6.62	1.02	-174	0.5
EM6	122	81	-175	8-5	3.5	0.8	5	0.8		0.4116	0.10	6.62	1.09	-169	0.5
EM7	122	81	-175	5-4	4.0	0.8	5	0.8		0.4009	0.10	6.62	1.33	-171	0.5
EM8	122	81	-175	5-4	3.5	0.8	5	0.8		0.4006	0.10	6.62	1.22	-174	0.6
EM9	122	81	-175	5-4	3.5	0.8	5	0.8		0.4116	0.10	6.62	1.09	-169	0.5
EM10	122	81	-175	8-5	3.0	0.8	5	0.8		0.4137	0.10	6.62	1.23	-174	0.5
EM11	122	81	-175	8-5	2.7	0.8	5	0.8		0.4045	0.10	6.62	1.27	-175	0.5
EM12	122	81	-175	6-5	3.0	0.8	5	0.8		0.4106	0.10	6.62	1.21	-175	0.5
EM13	122	81	-175	6-5	2.7	0.8	5	0.8		0.4317	0.10	6.62	1.22	-176	0.5
EM14	122	81	-175	8-5	3.5	0.8	5	0.8		0.4033	0.10	6.62	1.24	-176	0.5
EM15	122	81	-175	5-5	3.0	0.8	5	0.8		0.4033	0.10	6.58	1.46	-173	0.5
EM16	122	81	-175	5-4	2.7	0.8	5	0.8		0.4170	0.11	6.63	1.50	-170	0.5
EM17	122	81	-175	10-5	3.5	0.8	5	0.8		0.4302	0.10	6.61	1.25	-162	0.5
EM18	126	85	-176	5-4	3.5	0.8	5	0.8	PINAR	0.4469	0.9	6.57	1.28	-177	0.5
EM19	122	63	-164	5-4	3.5	0.8	5	0.8	FOEN	0.4503	0.10	6.60	1.26	-161	0.5
EM20	128	86	-175	5-4	3.5	0.8	5	0.8	HRV	0.4106	0.10	6.62	1.11	-165	0.5
EM21	124	83	-167	10-5	3.5	0.8	5	0.8	USGS	0.4048	0.10	6.61	1.21	-171	0.5

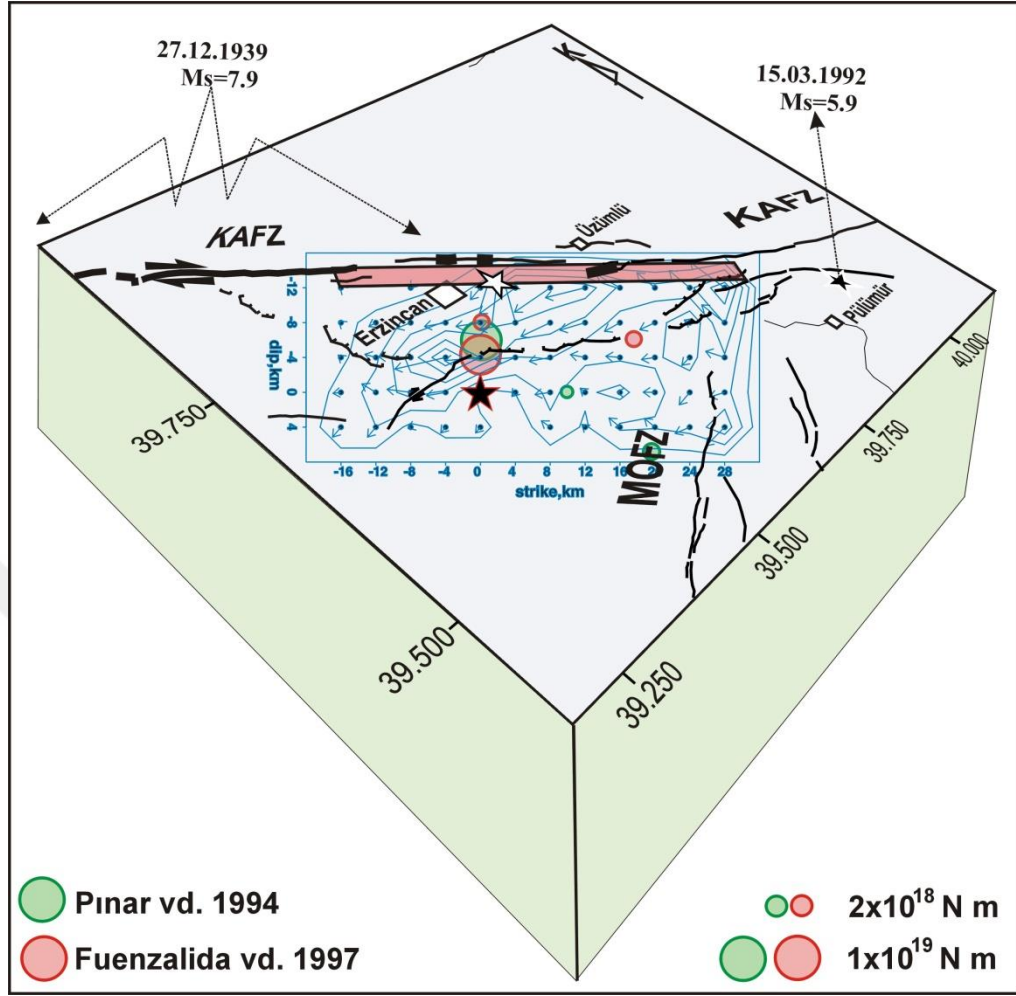
-fay Ters Çözüm Sonuçları ve Tartışma

13 Mart 1992 Erzincan depremi için yapılan sonlu-fay ters çözüm denemelerinde veriye en iyi uyumu veren parametrizasyonun olduğu EM1 ters çözüm denemesi sonucunda elde edilmiş kaynak (moment serbestlenme) zaman fonksiyonu, kayma dağılım modeli ve modelden hesaplanan yapay dalga şekillerinin gözlenmiş dalga şekilleri ile karşılaştırması Şekil 3.7'de verilmiştir. Çözüm için hesaplanan sismik moment 1.08×10^{19} Nt m ($M_w=6.6$) ve ortalama rake açısı ise -174° 'dir.



Şekil 3.7. 13 Mart 1992 Erzincan depremi için yapılan sonlu-fay ters çözüm denemelerinde veriye en iyi uyumu veren parametrizasyonla (EM1) elde edilen sonuçlar. Sol üstte kaynak (moment serbestlenme) zaman fonksiyonu ve kaynak mekanizma çözümü, sol altta kayma dağılım modeli ve sağda bu modelden hesaplanan yapay dalga şekillerinin gözlenmiş dalga şekilleri ile karşılaştırması. Kayma konturları 25cm aralıklarla çizilmiş olup kayma sıfırdan itibaren konturlanmıştır.

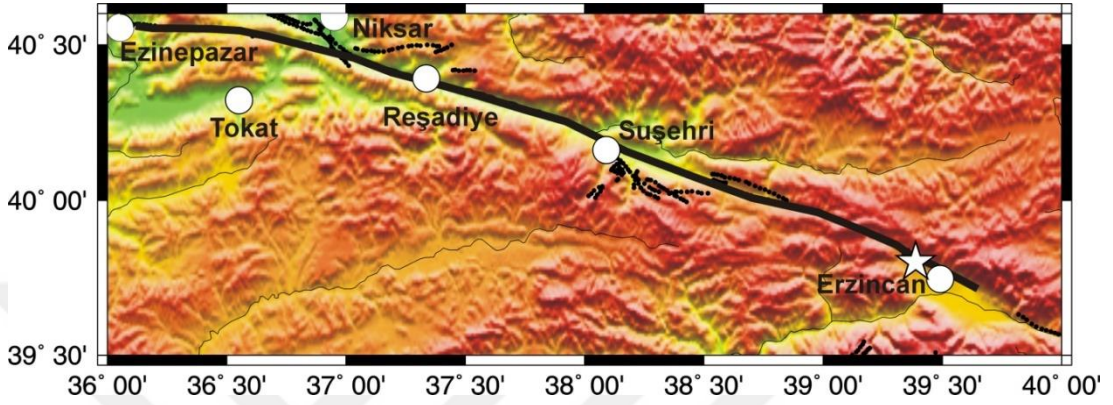
Şekil 3.7’de verilen kayma dağılım modeli deprem kırılmasının 3 fay pürüzünün yenilmesi ile kontrol edildiğini önermektedir. Odağa uzaklıklarına göre P1, P2 ve P3 olarak isimlendirilen bu fay pürüzlerinden en büyük kayma genliğine (128 cm) sahip olan P1 odağın yaklaşık 5 km eğim yukarısı ve kuzeybatısında 8 km derinlikte yerleşmiştir. P2 ve P3 pürüzleri yaklaşık 100 cm en büyük kaymalarıyla yer yüzeyine yakın yerleşmiş olup kırılmanın GD’ya yayılmasını temsil etmektedirler. P2, P1 ve P3 pürüzlerine göre daha büyük bir faylanma alanını yaklaşık (12 km x 4km) örtmektedir. Kırılma daha çok GD’ya ilerlemiş (28 km) ve KB’ya ise 10 km kadar ilerleyebilmiştir. Erzincan fay segmentinin KB kısmı 1939 Erzincan depremi ile kırıldığından bu sonuç akla yatkındır. P2 ve P3 pürüzleri yüzeye yakın yerleşmesine rağmen yüzey kırıklarının fazla belirgin olmaması da ilginçtir. Barka (1993) bu durumu sismolojik verilerden belirlenen yaklaşık 1m’lik sığ kaymanın, Erzincan havzasını dolduran kalın ve gevşek çökeller (Kaypak ve Eğidogan 2005; Kaypak 2008; Akpınar vd. 2016) tarafından yutulduğu şeklinde yorumlamıştır. Bununla birlikte haritalanmış devamsız yüzey kırıkları ile pürüz konumları uzaysal olarak örtüşmektedir. Anlatılan bu kırılma özellikleri Şekil 3.8’de verilen 3-Boyutlu temsili gösterimden daha iyi anlaşılabilir.



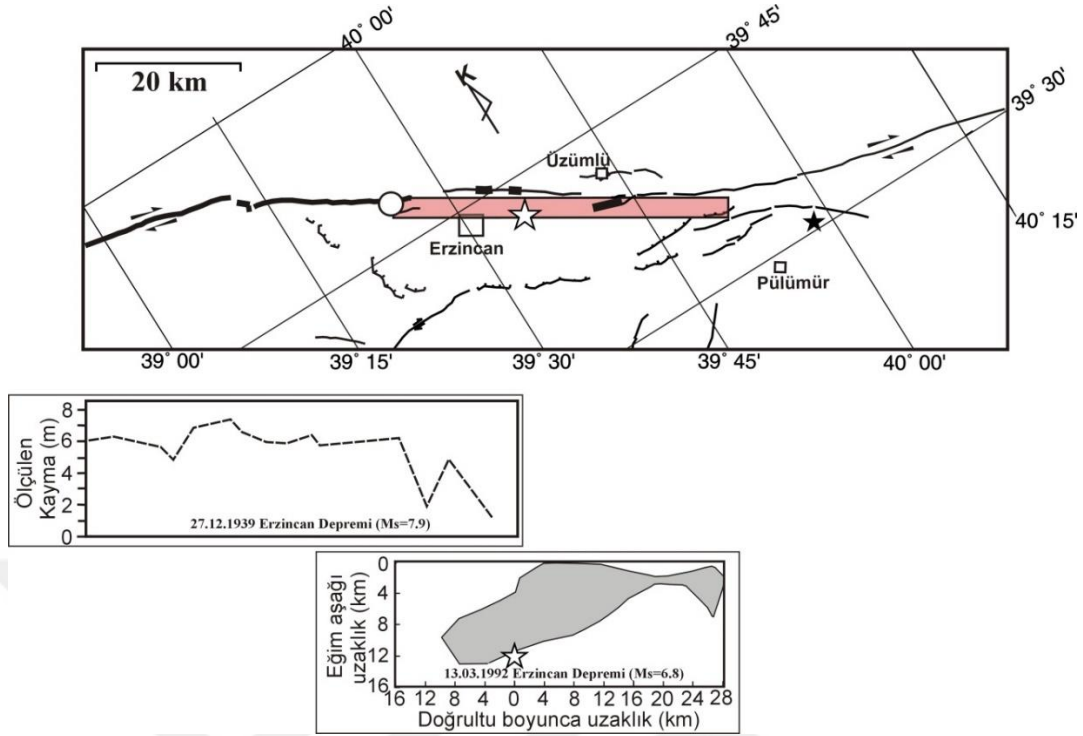
Şekil 3.8.13 Mart 1992 Erzincan depremi için çalışmada bulunan sonlu-fay kayma dağılım modelini ve önceki dalga şekli modellenmesi çalışmalarında belirlenen alt olayların deprem kaynak bölgesi içindeki konumlarını 3-boyutlu temsili gösterimi. Bakış doğrultusu yaklaşık olarak kayma modelinin eğimine diktir. Şekil yaklaşık ölçeklidir. Kayma konturları 25cm aralıklarla çizilmiş olup kayma sıfırdan itibaren konturlanmıştır.

Bu bağlamda 1939 ve 1992 Erzincan depremi kırılmaları ilişkisi de ilginç bir tartışma konusu olacaktır. 1939 Erzincan depremi 400 km uzunluğunda bir yüzey kırığı üretmiştir (Barka 1996; Fraser vd. 2012; Gürsoy vd.2013; Bu depremin yüzey kırığı Erzincan il merkezinin hemen KD'sundan batıda Ezinepazarı'na kadar uzanmaktadır (Şekil 3.9).

Yüzey kırığının Erzincan fay segmenti batısında ve Suşehri doğusunda yer alan segmentleri boyunca ölçülen en büyük yer değıştirme miktarı 7.5m'yi bulmakta olup Erzincan fay segmentinin batı ucundan Erzincan şehir merkezine doğru 6.5m'den 1m'yi azalmakta ve sonlanmaktadır (Şekil 3.10).



Şekil 3.9. 26 Aralık 1939 Erzincan depreminin (Ms:7.8) yüzey kırığının uzanımı. Bu deprem yaklaşık 400 km'lik bir yüzey kırığı üretmiş olup yüzey kırıklarının ayrıntılı özellikleri Barka (1996) da verilmiştir. Beyaz yıldız depremin Dewey (1976) tarafından belirlenen episantrını göstermektedir.



Şekil 3.10. (altta) Çalışmada 13 mart 1992 Erzincan depremi sonlu-fay modellemesinden belirlenen kayma dağılımında asıl kayma bölgesinin (ortada) 1939 Erzincan depremi yüzey kırığı boyunca ölçülen yer değiştirme miktarları (Barka 1996) ile uzaysal karşılaştırması. Beyaz ve siyah yıldızlar sırasıyla 1992 Erzincan ve Pülümür depremleri dış merkez/odaklarını, kırmızı dikdörtgen sonlu-fay modellemesinde kullanılan temsili kırılma düzleminin yüzey iz düşümünü ve beyaz daire 26 Aralık 1939 Erzincan depremini episantrını göstermektedir.

Şekil 3.8 ve Şekil 3.9 bakıldığında 1992 Erzincan depreminin Erzincan fay segmentinin güney doğudaki üçte ikilik kısmına 1939 Erzincan depreminin ise bu fay segmentinin kuzey batıdaki üçte birlik kısmını kırdığı anlaşılmaktadır. Barka ve Kadinsky- Cade (1988) Erzincan fay segmenti ile bu segmentin hemen batısında yer alan ve Suşehrine uzanan fay segmentinin 20° açılı sıkışmalı bir fay büklümü yaptığını belirtmişlerdir. 1939 Erzincan depreminin Dewey (1976) tarafından belirlenen episantrı bu büklüme yakın ve bu çalışmada kullanılan model fay düzlemini kuzey batı kenarında bir konuma sahiptir (Şekil 3.10 ve Şekil 3.9).

1939 Erzincan depremi kırılması tek taraflı olarak kuzey batıya ilerlemiştir. Büyük olasılıkla kırılma başlangıcı fay bükümündeki gerilme birikimi ile alakalıdır. Güney doğuya doğru Erzincan fay segmenti üzerinde 1939 Erzincan depremi kırılmasının bek ilerleyemediği anlaşılmaktadır. Büyük olasılıkla 1992 Erzincan depremi kırılmasına ait P1 pürüzü bir bariyer gibi davranarak kırılmanın bu istikamette ilerlemesi engellenmiştir (Şekil 3.8). 1939 Erzincan depremi kırılmasının episantrdan güney doğuya doğru kayma genliğini göreceli olarak düşük olması ve fayın sığ kesimine yerleşmesi bu çıkarımı desteklemektedir (Şekil 3.10). Bu durum fay zonu süreksizliklerinin deprem kırılmalarının yayılımındaki etkisini bir kez daha göstermektedir.



BÖLÜM 4. SONUÇLAR

Bu çalışmada, 1992 Erzincan depreminin sonlu-fay kırılma özellikleri telesismik uzaklıklarda kayıt edilmiş geniş-bant P ve SH dalga şekilleri kullanılarak incelenmiştir. Yapılan ters çözümler sonucunda tercih edilen sonlu-fay modelinden hesaplanan sismik moment 1.08×10^{19} Nt m ($M_w=6.6$) ve ortalama rake açısı ise -174° dir. Kayma dağılım modeli deprem kırılmasının 3 fay pürüzünün yenilmesi ile kontrol edildiğini önermektedir. Bu fay pürüzlerinden en büyük kayma genliğine (128 cm) sahip olanı odağın yaklaşık 5 km eğim yukarısı ve kuzeybatısında 8 km derinlikte yerleşmiştir. Diğer pürüzler yaklaşık 100 cm en büyük kaymalarıyla yer yüzeyine yakın yerleşmiş olup kırılmanın GD'ya yayılmasını temsil etmektedirler. Kırılma daha çok tek taraflı GD'ya doğru EFS üzerinde ilerlemiş ve en son 1789 depreminde kırılan Yedisu fay segmenti ile EFS'nin yaptığı fay basamağında durmuştur. 26 Aralık 1939 Erzincan depremi kırılması boyunca ölçülen ve 7 m'ye varan yer değiştirmelerin EFS batı ucundan Erzincan şehir merkezine doğru azalıp sonlanması 1992 Erzincan depremi kırılmasına ait en büyük pürüzün bir bariyer gibi davranmasıyla ilişkilendirilmiştir.

KAYNAKLAR

- Aki, Keiiti., and Paul G. Richards., Quantitative seismology 2002.
- Aktug, B., Nocquet, J. M., Cingöz, A., Parsons, B., Erkan, Y., England, P., ... & Tekgül, A. (2009). Deformation of western Turkey from a combination of permanent and campaign GPS data: Limits to block- like behavior. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B10).
- Barka, A.A., and Kadinsky, K., (1988) Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, 7,663-684.
- Barka, A. A. (1992). The north Anatolian fault zone. In *Annales tectonicae* (Vol. 6, No. Suppl, pp. 164-195).
- Barka, A. (1996). Slip distribution along the North Anatolian fault associated with the large earthquakes of the period 1939 to 1967. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(5), 1238-1254.
- Barka, A., Reilinger, R., (1997) Active tectonics of the eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annali di Geofisica*, XL(3): 587-610.
- Budakoğlu (2010). 27 Haziran 1998 Adana(Mw:6.2) Depreminin uzak alan kayıtlarından kırılma özelliklerinin incelenmesi.
- Bouchon, M., (1976) Teleseismic body wave radiation from a seismic source in a layered medium, *Geophys. J.R.Astr.Soc.*, 47,515-530.
- Aykut Barka., (1996) Erzincan baseni, çevresinin tektoniği ve 13 Mart 1992 Depremi
Tectonics of the Erzincan Basin and its vicinity and 13 March 1992 Earthquake.
- DAD, (1993). 13 Mart 1992 Erzincan Depremi Raporu T.C Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi Ankara Haziran 1993.
- Dewey, J. F. (1976). Ophiolite obduction. *Tectonophysics*, 31(1-2), 93-120
- Fuenzalida, H., Dorbath, L., Cisternas, A., Eyidogan, H., Barka, A., Rivera, L., ... & Lyberis, N. (1997). Mechanism of the 1992 Erzincan earthquake and its

aftershocks, tectonics of the Erzincan Basin and decoupling on the North Anatolian Fault. *Geophysical Journal International*, 129(1), 1-28.

Güneş, A., (2015).30 Ekim 1983 Horasan-Narman Depremi (Ms:6.8) Kırılma Özelliklerinin Telesismik Sonlu-Fay Modellemesi Yoluyla İncelenmesi.

Grosser, H., Baumbach, M., Berckhemer, H.,Baler,B., Karahan,A., Schelle,h., Krüger, F., Paulant,A., Michel,G., Demirtaş,R., Gencoğlu,s., ve Yılmaz, R.,(1998). The Erzincan (Turkey) earthquake (Ms=6.8) of March 13, 1992 and its aftershock sequence, *Pure and Applied Geophysics*, 152, 465-505.

Haskell, N. A,(1960) Crustal reflection of plane SH waves, *J. Geophyys. Res.*, 65, 4147-4150.

Haskell, N. A,(1962) Crustal reflection of plane P and SV waves, *J. Geophys.Res.*, 67,4751-4767.

Hartzell, S. H., & Heaton, T. H. (1983). Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73(6A), 1553-1583.

Kaypak, B. (2008). Three- dimensional VP and VP/VS structure of the upper crust in the Erzincan basin (eastern Turkey). *Journal of Geophysical Research*, 113, B07307, doi: 10.1029/2006JB004905.

Kaypak, B., ve Eyidoğan, H., (2005). One-dimensional crustal structure of the Erzincan Basin, eastern Turkey and relocations of the 1992 Erzincan earthquake (Ms=6.8) aftershock sequence, *Physics of the Earth and Planetary Science Letters*, 151, 1-20.

Kaypak, B. (2002). Erzincan Havzası 3-B Hız Yapısının Yerel Deprem Tomografisi ile Belirlenmesi [Ph. D. thesis]. *Istanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü*.

Kenar, O., & Toksoz, M. (1989). Anadolu yarımadasında yüzey dalgalarının dispersiyonu ve ortamın soğurma özellikleri. *Jeofizik*, 3(2), 92-106.

Kikuchi, M., Nakamura, M. and Yoshikawa, K., (2003) .Source rupture processes of the 1944 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake derived from lowgain seismograms, *Earth Planets Space*, 55, 159-172.

Kikuchi, M., & Kanamori, H. (1982). Inversion of complex body waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(2), 491-506.

Kikuchi, M., & Kanamori, H. (1986). Inversion of complex body waves-II. *Physics of the earth and planetary interiors*, 43(3), 205-222.

Kikuchi, M., & Kanamori, H. (1991). Inversion of complex body waves— III. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81(6), 2335-2350.

- Lay, T., & Wallace, T. C. (1995). *Modern global seismology* (Vol. 58). Academic press.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gürkan, O., Hamburger, M., Hurts, 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., Veis, G., (2000) GPS constraints on plate kinematics and Dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus. *J. geophys. Res.* (105):5695-5719
- Nalbant, S.S., Barka, A.A. and Alptekin, Ö., (1996) Failure stress change caused by the 1992 Erzincan earthquake (Ms=6.8), , *Geophysical Research Letters*, Vol. 23, 1561-1564.
- Ö Emre., TY Duman., S Duman., S Özalp (2013)., Active Fault Map of Turkey with an Explanatory Text Publications of the Mineral Research and Exploration (MTA), Ankara.
- Pınar, A., M. Kikuchi, and Y. Honkura.,(1995). A rupture model of the 1967 Mudurnu Valley earthquake and its implication for seismotectonics of the western part of the North Anatolian faults Zone, *Geophys. Res. Lett.*, 23,29-32.
- Pınar, A., Source inversion of the October 1.,(1995) Dinar, earthquake (Ms=6.1): A rupture model with implications for seismotectonics in SW Turkey. *Tectonophysics*,292,255-266,1998.
- Pınar, A., Honkura, Y. and Kikuchi, M., (1994). Rupture process of the 1992 Erzincan earthquake and its implications for eastern Turkey, *Geophysical Research Letters*, 21(18), 1971-1974.
- 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.
- Şengör, A. M. C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakıncı, M., Eyidoğan, H., Görür, N., ... & Rangin, C. (2005). The North Anatolian fault: A new look. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33, 37-112.
- Taymaz, T., Eyidoğan, H., Jackson, J.,(1991) Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian fault zone (Turkey). *Geophys. J.Int.*(106):537-550.
- Toksöz, M.N., Nabelek, J., Arpat, E.,(1978) Source properties of the 1976 earthquake in eastern Turkey: a comparison of field data and teleseismic results. *Tectonophysics*. (49): 199-205.

Utkucu, M., Durmuş, H. Nalbant, S.S. (2017) Stress history controls the spatial pattern of aftershocks: case studies from strike-slip earthquakes Int J Earth Sci (Geol Rundsch) DOI 10.1007/s00531-016-1389-x.

Jeffreys, H., & Bullen, K. E. (1958). *Seismological tables*. Office of the British Association..

Kalafat D., Güneş Y., Kara M, Deniz P., Kekovalı K., Kuleli SH., Gülen L., Yılmaz M., Özel N A (2007) revised and extended earthquake catalogue for Turkey since 1900 ($M \geq 4.0$). Boğaziçi University, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Bebek, İstanbul, 553 pp (in Turkish).

A.Koçyiğit., A.Yılmaz., S.Adamia., (2001). Kuloshvili Neotectonics of East Anatolia Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: Implication for transition from thrusting to strike-slip faulting, *Geodinamica Acta*. (14): 177-195,

B.Kaypak., ve H, Eyidoğan., (1995) Erzincan Depremine ait kaynak parametreleri., *Jeofizik* 9,10; 299-304.

Ö Emre, TY Duman, S Duman, S Özalp (2013) Active Fault Map of Turkey with an Explanatory Text Publications of the Mineral Research and Exploration (MTA), Ankara.

AKI, K., and Richards, P.G., (1980). *Quantitative Seismology. Theory and Methods* W.H. Freeman, San Fransisco, (ISBN 0-7167-1058-7).

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

Somerville, P.G., Smith, N. F., Graves, R.W. and Abrahamson, N., (1997). Modification of empirical strong-ground motion attenuation relations to include the amplitude and duration effects of rupture directivity, *Seism. Res. Lett.*, 68,199-222

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.

ÖZGEÇMİŞ

Aslı ŞANLI, 11.07.1990'da Tonya' da doğdu. İlk, ortaokul eğitimimi Tonya'da Lise Trabzon'da tamamladı. 2014 yılında Sakarya Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği bölümünden mezun oldu ve 2015 yılı içerisinde Sakarya Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünde lisansüstü eğitime başladı. 2017 Sakarya Üniversitesi Meslek Yüksekokulu İnşaat Teknolojisi okumaktadır.