

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

**İRAN DEPREMLERİNİN FAYLANMA
ÖZELLİKLERİNİN VE DEPREM GERİLME
ETKİLEŞİMLERİNİN MODELLENMESİ**

DOKTORA TEZİ

Hatice DURMUŞ

Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

Tez Danışmanı : Prof. Dr. Murat UTKUCU

Mart 2014

T.C.
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

İRAN DEPREMLERİNİN FAYLANMA
ÖZELLİKLERİNİN VE DEPREM GERİLME
ETKİLEŞİMLERİNİN MODELLENMESİ

DOKTORA TEZİ

Hatice DURMUŞ

Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

Bu tez 07 / 03 /2014 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Oybirliği ile kabul edilmiştir.




Prof. Dr.
Gündüz HORASAN
Jüri Başkanı



Prof. Dr.
Murat UTKUCU
Üye



Prof. Dr.
Levent GÜLEN
Üye



Prof. Dr.
Ali PINAR
Üye



Doç. Dr.
Eşref YALÇINKAYA
Üye

TEŞEKKÜR

Doktora çalışmam sırasında desteğini, engin bilgi ve tecrübelerini benden esirgemeyen değerli danışman hocam sayın Prof. Dr. Murat UTKUCU' ya sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Ayrıca akademik rehberlikleri, tez çalışmamdaki eksik noktaların belirlenmesi ve düzeltilmesi sürecinde göstermiş oldukları destek ve ilgiden dolayı tez izleme komitemde yer alan hocalarım sayın Prof. Dr. Levent GÜLEN ve Prof. Dr. Ali PINAR'a teşekkürü bir borç bilirim. Aynı duygularla SAÜ Jeofizik Mühendisliği bölümü hocalarıma ve araştırma görevlisi arkadaşlarıma içten teşekkür ederim.

Son olarak maddi ve manevi desteklerini her zaman hissettiğim sevgili aileme, sabır ve bilgisi ile her zaman yanımda olan sevgili eşime, doktora tezimle büyüyen ve varlığıyla bana huzur ve mutluluk veren canım oğlum Kadir Efe'ye sonsuz sevgilerimi sunarım.

İÇİNDEKİLER

TEŞEKKÜR.....	ii
İÇİNDEKİLER.....	iii
SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ.....	vii
ŞEKİLLER LİSTESİ.....	x
TABLolar LİSTESİ.....	xx
ÖZET.....	xxiii
SUMMARY.....	xxiv
BÖLÜM 1.	
GİRİŞ.....	1
1.1. Amaç ve İçerik.....	1
1.2. İran'ın Depremselliği ve Sismotektoniği.....	6
BÖLÜM 2.	
METOT.....	14
2.1. Sismik Dalga Şekillerinin Modellenmesi.....	14
2.2. Sonlu-Fay Analizi.....	22
2.2.1. Çalışmada uygulanan sonlu-fay ters çözüm metodu.....	23
2.2.2. Kaynak-zaman fonksiyonu.....	28
2.3. Coulomb Statik Gerilme Değişimlerinin Modellenmesi.....	32
2.3.1. Coulomb yenilme kriteri.....	33
BÖLÜM 3.	
BULGULAR.....	39
3.1. 10 Mayıs 1997 Qa' enat Depremi ($M_w=7.2$) Sonlu-Fay Analizi.....	41
3.1.1. 10 Mayıs 1997 Qa' enat depremi ($M_w=7.2$).....	41

3.1.2. Telesismik veri.....	43
3.1.3. Sonlu-fay model parametrizasyonu.....	45
3.1.4. Modelleme sonuçları ve tartışma.....	47
3.2. 1997 Qa'emat Depremi Öncesi ve Sonrası Coulomb Statik Gerilme Değişimlerinin İncelenmesi.....	56
3.2.1. Gerilme değişimleri incelenen depremler.....	58
3.2.1.1. 31 Ağustos 1968 Dasht-e-Bayaz depremi ($M_w=7.1$).....	58
3.2.1.2. 27 Kasım 1979 Khuli-Boniabad depremi ($M_w=7.1$).....	59
3.2.1.3. 10 Mayıs 1997 Qa'emat depremi ($M_w=7.2$).....	60
3.2.2. Coulomb gerilme değişimleri.....	60
3.2.2.1. 1997 Qa'emat depremi öncesi gerilme değişimleri	62
3.2.2.2. 1997 Qa'emat depremi fay segmentleri üzerinde Coulomb gerilme değişimleri.....	64
3.2.2.3. Ana şok Coulomb gerilme değişimleri ile artçı depremlerin uzaysal dağılımlarının karşılaştırılması.....	66
3.2.2.4. Geçmiş deprensellikten dolayı bölgede haritalanan diğer aktif faylar üzerindeki gerilme durumu.....	73
3.3. 14 Mart 1998 Fandoqa Depremi ($M_w=6.6$) Sonlu-Fay Analizi...	75
3.3.1. 14 Mart 1998 Fandoqa depremi ($M_w=6.6$).....	75
3.3.2. Telesismik veri.....	79
3.3.3. Sonlu-fay modeli.....	80
3.3.4. Modelleme sonuçları ve tartışma.....	82
3.4. 22 Şubat 2005 Zarand (Dahuiyeh) Depremi ($M_w=6.5$) Sonlu-Fay Analizi.....	88
3.4.1. 22 Şubat 2005 Zarand depremi ($M_w=6.5$).....	88
3.4.2. Telesismik veri.....	90
3.4.3. Sonlu-fay modeli.....	92
3.4.4. Modelleme sonuçları ve tartışma.....	94

3.5. 1998 Fandoqa ve 2005 Zarand Depremleri Kaynak Bölgesi Civarında Aletsel Dönemde Meydana Gelen Depremler Arasındaki Gerilme İlişkileri.....	100
3.5.1. Gerilme analizinde kullanılan depremler.....	102
3.5.1.1. 19 Aralık 1977 Bob-Tangol depremi ($M_w=5.8$)...	102
3.5.1.2. 11 Haziran 1981 Golbaf depremi ($M_w=6.6$).....	102
3.5.1.3. 28 Temmuz 1981 Sirch depremi ($M_w=7.1$).....	103
3.5.1.4. 20 Kasım 1989 Güney Golbaf depremi ($M_w=5.8$)	103
3.5.1.5. 14 Mart 1998 Fandoqa depremi ($M_w=6.6$).....	103
3.5.1.6. 26 Aralık 2003 Bam depremi ($M_w=6.5$).....	104
3.5.1.7. 22 Şubat 2005 Zarand depremi ($M_w=6.5$).....	104
3.5.2. Coulomb gerilme değişim analizi sonuçları.....	105
3.6. 31 Mart 2006 Silakhor (Dorud) Depremi ($M_w=6.1$) Sonlu-Fay Analizi.....	113
3.6.1. 31 Mart 2006 Silakhor depremi ($M_w=6.1$).....	113
3.6.2. Telesismik veri ve sonlu-fay modeli.....	116
3.6.3. Modelleme sonuçları ve tartışma.....	118
3.7. 31 Mart 2006 Silakhor Depremi ile Bölgede Aletsel Dönemde Meydana Gelen Depremler Arasındaki Gerilme İlişkisi.....	125
3.7.1. Coulomb gerilme ilişkisi modellemesinde incelenen depremler.....	125
3.7.2. Gerilme ilişkisi modellemesi sonuçları ve tartışma.....	126
3.8. 11 Ağustos 2012 Ahar Depremi ($M_w=6.4$) ve Varzeghan ($M_w=6.3$) Depremleri Sonlu-Fay Analizi.....	132
3.8.1. 11 Ağustos 2012 Ahar ($M_w=6.4$) ve Varzeghan ($M_w=6.3$) depremleri	132
3.8.2. 11 Ağustos 2012 Ahar depremi için telesismik veri ve sonlu-fay modelleri.....	135
3.8.3. Modelleme sonuçları ve tartışma.....	138
3.8.4. 11 Ağustos 2012 Varzeghan depremi için telesismik veri ve sonlu-fay modelleri.....	142
3.8.5. Modelleme sonuçları ve tartışma.....	144

3.9. 11 Ağustos 2012 Ahar ve Varzeghan Depremlerinden Dolayı Hesaplanan Coulomb Gerilme Değişimleri.....	148
BÖLÜM 4.	
SONUÇLAR VE ÖNERİLER.....	154
KAYNAKLAR.....	160
ÖZGEÇMİŞ.....	175

SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ

GMT	: Greenwich Mean Time
GPS	: Global Positioning System
InSAR	: Interferometric Synthetic Aperture Radar
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
KAF	: Kuzey Anadolu Fayı
MZPFZ	: Minab-Zendan-Palami Fay Zonu
BHF	: Batı Hazar Fayı
DBF	: Dasht-e Bayaz Fayı
DF	: Doruneh Fayı
GF	: Gowk Fayı
KTF	: Kuzey Tebriz Fayı
MRF	: Main Recent Fayı
MZRF	: Main Zagros Reverse Fayı
NF	: Nayband Fayı
BF	: Boznabad Fayı
PF	: Pavak Fayı
SSZ	: Sistan Sütur Zonu
IIEES	: International Institute of Earthquake Engineering and Seismology
USGS	: United States Geological Survey
IRSC	: Iranian Seismological Center
KBS	: Kuzeybatı segment
GDS	: Güneydoğu segment
<i>M_w</i>	: Sismik moment magnitüdü
<i>M_s</i>	: Yüzey dalgası magnitüdü
<i>m_b</i>	: Cisim dalgası magnitüdü
P	: İlk gelen cisim dalgası

S	: İkinci gelen cisim dalgası
pP	: P dalgası yansıma fazı
sP	: S dalgası yansıma fazı
V_p	: P dalga hızı
V_s	: S dalga hızı
$u(t)$: Sentetik sismogram
$s(t)$: Kaynak etkisi
$g(t)$: Yol etkisi
$i(t)$: Alet etkisi
*	: Konvolüsyon
U	: Yer değiştirme
Δ	: Episantr ile istasyon arası uzaklık
C_{ijkl}	: Ortamın elastik sabitleri
$G_{nk,l}$: Green's fonksiyonunun türevleri
n_j	: Birim vektör
Δu	: Kayma vektörü
α	: P dalga hızı
β	: S dalga hızı
γ	: Doğrultu kosinüsleri
r	: Odaktan istasyona kadar ışın boyunca mesafe
ϕ	: Azimut
δ	: Fay eğimi
λ	: Kayma vektörü açısı
h	: Odak derinliği
E_{ps}	: Episantr
M_0	: Sismik moment
ρ	: Yoğunluk
R^P	: P dalgası yayılım örüntüsü
R^S	: SV dalgalarının yayılım örüntüleri
$f(t)$: Kaynak-zaman fonksiyonu
V_{pP}	: Gelen P ve yansıyan P dalgalarının yansıma katsayıları
V_{sP}	: Gelen SV ve yansıyan P dalgalarının yansıma katsayıları

t_p	: P dalgasının varış zamanı
Δt_{pP}	: pP dalgası için gecikme zamanı
Δt_{sP}	: sP dalgası için gecikme zamanı
t^*	: Sönüm operatörü
Q	: Ortalama sismik kalite faktörü
T	: Işının seyahat zamanı
t_p^*	: P dalgaları için sönüm operatörü
t_s^*	: S dalgaları için sönüm operatörü
τ	: Yükselim zamanı
ZP	: Zaman penceresi
(σ_f)	: Coulomb gerilmesi
τ_B	: Kayma gerilmesi
σ_B	: Normal gerilme
p	: Boşluk suyu basıncı
μ	: Sürtünme katsayısı
σ_1	: En büyük asal gerilme eksen
σ_2	: Orta gerilme eksen
σ_3	: En küçük asal gerilme eksen
β	: Yenilme düzlemi ile en büyük asal gerilme eksen arasındaki açı
(σ_f^{max})	: Coulomb yenilme gerilmesinde maksimum değişim
B	: Skempton katsayısı
μ'	: Efektif sürtünme katsayısı
σ_f^R	: Sağ yanal hareket için Coulomb gerilmesi değişimi
σ_f^L	: Sol yanal hareket için Coulomb gerilmesi değişimi
(τ_{12}^R)	: Sağ yanal kayma
(τ_{12}^L)	: Sol yanal kayma
θ	: Asal eksenlerden birinin x eksenine ile yaptığı açı
ψ_o	: Optimum yenilme açısı
σ^r	: Bölgesel sıkışma gerilmesi

ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 1.1.	İran'ın basitleştirilmiş tektonik haritası.....	7
Şekil 1.2.	İran'ın 1990-2014 yılları arası depremsellik haritası.....	8
Şekil 1.3.	İran ve çevresinin bugünkü kabuksal deformasyonu ve plaka kinematığı.....	9
Şekil 1.4.	Arabistan plakası, İran ve Türkiye'yi içine alan geniş bir alanının Avrasya plakasına göre GPS hızlarını gösteren harita.....	10
Şekil 2.1.	Telesismik cisim dalgalarına ait Green's Fonksiyonunun hesaplanması için varsayılan yer modelinin şematik gösterimi (Yolsal 2008'den değiştirilerek alınmıştır).....	16
Şekil 2.2.	Dalga şekli modellemesinde kullanılan parametreler ve odaktan istasyona kadar P dalgasının ışın yörüngesi (Udias, 1999).....	18
Şekil 2.3.	P, pP ve sP dalgaları için (a) odakta ve istasyondaki ışın yolları, (b) sinyallerin toplamı (Udias, 1999).....	19
Şekil 2.4.	Çalışmada kullanılan sonlu-fay ters çözüm yönteminde model fay düzleminin tanımlanmasının şematik görüntüsü.....	23
Şekil 2.5.	En küçük kareler ters çözüm tekniğinin şematik gösterimi (Hartzell ve Heaton, 1983).....	25
Şekil 2.6.	$\Delta u(t)$ kayma hızı için kaynak-zaman fonksiyonu ve bunun kayma $\Delta u(t)$ ile olan ilişkisi. a) impulsif bir fonksiyon, b) τ süreli dikdörtgen bir fonksiyon, c) τ süreli ikizkenar üçgen bir fonksiyon d) τ süreli yamuk bir kaynak-zaman fonksiyonu (Udias, 1999).....	29
Şekil 2.7.	Karmaşık bir kaynak için kaynak-zaman fonksiyonu $\Delta u(t)$ (Udias, 1999).....	30
Şekil 2.8.	Zaman penceresi yaklaşımının şematik gösterimi (Utkucu, 2002)	31
Şekil 2.9.	Optimum yenilme düzlemleri üzerindeki Coulomb gerilmelerini	

hesaplamak için kullanılan eksen sistemi.....	34
Şekil 2.10. Denklem 2.29'da verilen Coulomb gerilme değişimin şematik açıklaması (King vd., 1994'den derlenmiştir).....	36
Şekil 2.11. Denklem 2.35'de verilen Coulomb gerilme değişimin şematik açıklaması (King vd., 1994'den derlenmiştir).....	38
Şekil 3.1. Topografya üzerine yerleştirilen İran'ın basitleştirilmiş tektonik haritası.....	39
Şekil 3.2. Doğu İran'daki büyük faylar ve Lut bloğunu çevreleyen fay sistemleri.....	41
Şekil 3.3. 10 Mayıs 1997 Qa'emat depremi yüzey kırığı. (a) fay boyunca ölçülen sağ-yanal doğrultu atımlı yer değiştirmenin miktarını, (b), (c) ve (d) Abiz fayı üzerinde sırasıyla 1979 ve 1936'da meydana gelen depremlerin tahmini kırık uzanımlarını göstermektedir.....	42
Şekil 3.4. 10 Mayıs 1997 Qa'emat depremi sonlu-fay ters çözümünde kullanılan telesismik istasyonların azimutal dağılımı.....	44
Şekil 3.5. 10 Mayıs 1997 Qa'emat depreminin yüzey kırığı ve ters çözüm için kullanılan beş segmentli sonlu-fay modeli.....	46
Şekil 3.6. 10 Mayıs 1997 Qa'emat depremi yüzey kırıkları haritası (birinci panel) ve sabit rake açısı kullanılarak yapılan ters çözüm denemeleri arasında en düşük hata miktarına sahip Model QM7'ye ait kayma dağılımı (ikinci panel).....	49
Şekil 3.7. 10 Mayıs 1997 Qa'emat depremi rake açısının sabit alındığı Model QM7 için yapılan ters çözüm denemesi sonucunda elde edilen kayma dağılım modeline ait hesaplanmış dalga şekilleri (kesikli çizgi) ile gözlenmiş dalga şekillerinin (sürekli çizgi) karşılaştırılması.....	50
Şekil 3.8. 10 Mayıs 1997 Qa'emat depremi rake açısının 90°-180° arasında serbest bırakıldığı Model QM12 için elde edilen sağ-yanal doğrultu atımlı (üstten ikinci panel), ters atımlı (üstten üçüncü panel) ve toplam (en alttaki panel) kayma dağılım modelleri.....	51
Şekil 3.9. 10 Mayıs 1997 Qa'emat depremi sonlu-fay modellemesinde rake	

açısının 90°-180° arasında serbest bırakılarak yapılan ters çözüm denemesi sonucunda elde edilen kayma dağılım modeli için hesaplanmış dalga şekilleri (kesikli çizgi) ile gözlenmiş dalga şekillerinin (sürekli çizgi) karşılaştırılması.....	52
Şekil 3.10. 10 Mayıs 1997 Qa'emat depreminin 2 saniye zaman aralıkları ile çizilen uzay-zaman ilerlemesi (üstte). 10 cm'nin üzerindeki kaymalar 10 cm aralıklarla konturlanmıştır. Yıldız depremin odağını göstermektedir. En altta ise depremin moment serbestlenmesini tanımlayan kaynak-zaman fonksiyon grafiği gösterilmiştir.....	53
Şekil 3.11. 10 Mayıs 1997 Qa'emat depremi yüzey kırığı boyunca ölçülen yer değiştirme miktarları (en üst çerçeve), yüzey kırığı uzanımı (üstten ikinci çerçeve), Berberian vd. (1999)'un belirlediği kırılma sürecindeki nokta kaynakların (S1, S2, S3 ve S4) konum (kırmızı daireler) ve kaynak mekanizmaları (siyah-beyaz plaj topları), Sudhaus ve Jansson (2011)'in InSAR kayma dağılım modeli (üstten üçüncü çerçeve) ve bu çalışmada bulunan sonlu-fay kayma dağılımları (son üç çerçeve).....	55
Şekil 3.12. (a) Doğu İran'daki aktif faylar ve Lut bloğunu çevreleyen fay sistemleri. Kırmızı dikdörtgen çalışma alanını göstermektedir. (b) Çalışma alanı içinde 1936 Abiz depremi ve sonrası meydana gelen yıkıcı depremler ($M \geq 5.0$) ve odak mekanizma çözümleri (siyah daireler ve siyah-beyaz plaj topları) ile bu depremlerin en büyük artçılarının episantr dağılımları (kırmızı üçgen) ve odak mekanizma çözümleri (kırmızı-beyaz plaj topları).....	57
Şekil 3.13. a) Gerilme tensörü analizi için kullanılan depremler, (b) bölgesel asal gerilme eksenleri.....	62
Şekil 3.14. 30 Haziran 1936 Abiz depreminden 10 Mayıs 1997 Qa'emat depremine kadar geçen süre içinde meydana gelen depremlerden kaynaklanan Coulomb gerilme değişimleri. (a) 1936 Abiz ve 1968 Dasht-e Bayaz depremlerinden dolayı 7 Kasım 1976 Qayen fay düzlemi, (b) 1936 Abiz, 1968 Dasht-e Bayaz ve 1976 Qayen	

depremlerinden dolayı 16 Ocak 1979 Boznabad fay düzlemi, (c) 1936 Abiz, 1968 Dasht-e Bayaz, 1976 Qayen ve 1979 Boznabad depremlerinden dolayı 14 Kasım 1979 Korizan fay düzlemi ve (d) 1936 Abiz, 1968 Dasht-e Bayaz, 1976 Qayen, 1979 Boznabad ve 1979 Korizan depremlerinden dolayı 27 Kasım 1979 Khuli Boniabad fay düzlemi üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri.....	63
Şekil 3.15. 10 Mayıs 1997 Qa’emat depremi fay düzlemi üzerinde geçmiş deprensellikten kaynaklanan Coulomb gerilme değişimleri. 1997 Qa’emat depremi 5 segmentli fay modelinin (a) en kuzeydeki ilk segmenti, (b) kuzeyden ikinci segmenti üzerinde hesaplanan gerilme değişimi.....	65
Şekil 3.16. 31 Ağustos 1968 Dasht-e Bayaz depreminden dolayı (a) optimum yönelimli ters faylar üzerinde ve (b) optimum yönelimli doğrultu atımlı faylar üzerinde hesaplanan gerilme değişimleri.....	67
Şekil 3.17. Optimum yönlenmiş doğrultu atımlı faylar üzerinde (a) 27 Kasım 1979 Khuli Boniabad depreminden kaynaklanan, (b) 1979 Khuli Boniabad depremi ve öncesi deprensellikten kaynaklanan Coulomb gerilme değişimleri.....	69
Şekil 3.18. Abiz fayı üzerinde meydana gelen 30 Haziran 1936 Abiz, 14 Kasım 1979 Korizan ve 10 Mayıs 1997 Qa’emat depremlerinden dolayı (a) optimum yönlenmiş doğrultu atımlı faylar üzerinde (b) optimum yönlenmiş ters faylar üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri.....	72
Şekil 3.19. Bölgedeki aktif faylar üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri. (a) Optimum yönlenmiş doğrultu atımlı faylar üzerinde (b) optimum yönlenmiş ters faylar üzerinde hesaplanan gerilme değişimleri.....	74
Şekil 3.20. (a) İran’ın tektonik haritası, (b) Kerman bölgesindeki aktif fayları ve önemli bazı depremleri gösteren sismotektonik harita...	75
Şekil 3.21. Gowk fay sistemi boyunca 1981’den bu yana meydana gelen beş	

	yıkıcı depreme ait yüzey kırıkları (üstte) ve uzay-zaman dağılımları (altta).....	76
Şekil 3.22.	14 Mart 1998 Fandoqa depremi sonlu-fay ters çözümünde kullanılan telesismik istasyonların azimutal dağılımı.....	80
Şekil 3.23.	14 Mart 1998 Fandoqa depremi için kullanılan sonlu-fay modeli.	81
Şekil 3.24.	14 Mart 1998 Fandoqa depremi için rake açısının sabit alındığı Model FM1 ters çözüm denemesi sonucu elde edilen kayma dağılım modeline ait hesaplanmış dalga şekilleri (kesikli çizgi) ile gözlenmiş dalga şekillerinin (sürekli çizgi) karşılaştırılması...	82
Şekil 3.25.	14 Mart 1998 Fandoqa depremi için sabit rake açısı kullanılarak yapılan ters çözüm denemelerinde en düşük hata değerine sahip Model FM1'e ait kayma dağılım modeli.....	83
Şekil 3.26.	(a) 14 Mart 1998 Fandoqa depremi kosismik yüzey kırıkları (Berberian vd., 2001). Sayılar yüzey kırığı üzerinde ölçülen yatay ve düşey (dikdörtgen içindeki sayılar) yer değiştirmeleri göstermektedir. (b) ters çözüm sonucu için elde edilen doğrultu atımlı, (c) normal atımlı ve (d) toplam (doğrultu atım+ normal atım) kayma dağılımları.....	84
Şekil 3.27.	14 Mart 1998 Fandoqa depremi için rake açısının -90° ile -180° arasında serbest bırakıldığı Model FM6 ters çözüm denemesi sonucu elde edilen kayma dağılım modeline ait hesaplanmış dalga şekilleri (kesikli çizgi) ile gözlenmiş dalga şekillerinin (sürekli çizgi) karşılaştırılması.....	85
Şekil 3.28.	14 Mart 1998 Fandoqa depremi sonlu-fay ters çözümü sonucu her bir zaman penceresinin Şekil 3.25'te verilen kayma dağılım modeline katkısı.....	86
Şekil 3.29.	14 Mart 1998 Fandoqa depreminin 1 saniye zaman aralıkları ile çizilen uzay-zaman ilerlemesi.....	87
Şekil 3.30.	Zarand bölgesindeki aktif fayları ve önemli depremleri gösteren sismotektonik harita.....	88
Şekil 3.31.	22 Şubat 2005 Zarand depremi sonlu-fay ters çözümünde kullanılan telesismik istasyonların azimutal dağılımı.....	92

Şekil 3.32.	22 Şubat 2005 Zarand depremi için kullanılan sonlu-fay modeli.....	93
Şekil 3.33.	22 Şubat 2005 Zarand depremi için elde edilen ters atımlı (üstte), doğrultu atımlı (ortada) ve toplam (altta) kayma dağılımları.....	95
Şekil 3.34.	22 Şubat 2005 Zarand depremi sonlu-fay analizinde Şekil 3.33’de verilen sonlu-fay kayma dağılımı modeli için hesaplanan sentetik dalga şekilleri (kesikli çizgi) ile gözlenmiş dalga şekillerinin (sürekli çizgi) karşılaştırılması.....	96
Şekil 3.35.	22 Şubat 2005 Zarand depremi için Model ZM2 ters çözüm denemesi sonucunda elde edilen kayma dağılımı modeli.....	96
Şekil 3.36.	22 Şubat 2005 Zarand depremi sonlu-fay analizinde Şekil 3.35’te verilen sonlu-fay kayma dağılımı modeli için hesaplanan sentetik şekilleriyle (kesikli çizgi) gözlenmiş dalga şekillerinin (sürekli çizgi) karşılaştırılması.....	97
Şekil 3.37.	22 Şubat 2005 Zarand depremi sonlu-fay ters çözümü sonucu her bir zaman penceresinin Şekil 3.35’te verilen sonuç kayma dağılımı modeline katkısı.....	99
Şekil 3.38.	22 Şubat 2005 Zarand depreminin 1sn aralıklarla uzay-zaman ilerlemesi.....	100
Şekil 3.39.	(a) Topografya haritası üzerine yerleştirilmiş İran’ın aktif fay haritası. Kırmızı dikdörtgen çalışma alanını göstermektedir. Faylar Hessami vd. (2003)’ den alınmıştır. (b) Kerman bölgesi ve çevresinin tektonik özelliklerinin yanı sıra 1977 Bob-Tangol depremi ve sonrası bölgede meydana gelen $M_w \geq 5.5$ depremlerin episantr dağılımları (beyaz yıldızlar) ve odak mekanizma çözümleri (siyah-beyaz plaj topları).....	101
Şekil 3.40.	11 Haziran 1981 Golbaf depreminden dolayı 28 Temmuz 1981 Sirch depremi fay düzlemi (doğrultu= 157° , eğim= 69° ve rake= 184°) üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimi.....	106
Şekil 3.41.	11 Haziran 1981 Golbaf ve 28 Temmuz 1981 Sirch depremlerinden dolayı 20 Kasım 1989 Güney Golbaf fay düzlemi (doğrultu= 145° , eğim= 69° ve rake= -172°) üzerinde	

hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri.....	107
Şekil 3.42. 11 Haziran 1981 Golbaf ve 28 Temmuz 1981 Sirch depremleri ile 20 Kasım 1989 Güney Golbaf depreminden dolayı 14 Mart 1998 Fandoqa depremi fay düzlemi (doğrultu=156°, eğim=54° ve rake=-165°) üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri.....	108
Şekil 3.43. Shahdad bindirme ve kıvrım sistemi üzerinde hesaplanan gerilme değişimleri. (a) 14 Mart 1998 Fandoqa depreminden dolayı hesaplanan gerilme değişimlerinin 4 km derinlikteki harita görüntüsü (üstte) ve Shahdad bidirme düzlemlerine dik bir AB düşey kesiti üzerindeki görünümü (altta). (b) 1998 Fandoqa depremi ve Gowk fayı üzerinde meydana gelen $M_w \geq 5.5$ depremlerden dolayı hesaplanan gerilme değişimlerinin 4 km derinlikteki harita görüntüsü (üstte) ve Shahdad bidirme düzlemlerine dik bir AB düşey kesiti üzerindeki görünümü (altta).....	110
Şekil 3.44. Gowk fayı üzerinde meydana gelen depremlerden dolayı 26 Aralık 2003 Bam depremi fay düzlemine (doğrultu=173°, eğim=88° ve rake=166°) benzer düzlemler üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimlerinin 9 km derinliğindeki harita görüntüsü.....	111
Şekil 3.45. Kerman bölgesinde ve Gowk fayı üzerinde 1977'den bu yana meydana gelen ($M_w \geq 5.5$) depremlerden dolayı 22 Şubat 2005 Zarand depremi fay düzlemine (doğrultu=260°, eğim=60° ve rake=104°) paralel düzlemler üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimlerinin 9 km derinliğindeki durumu.....	112
Şekil 3.46. Main Recent Fay'nın 31 Mart 2006 Silakhor kaynak bölgesi civarında meydana gelmiş önemli depremleri gösteren harita.....	113
Şekil 3.47. 31 Mart Silakhor depremi sonlu-fay ters çözümünde kullanılan telesismik istasyonların azimutal dağılımı.....	117
Şekil 3.48. 31 Mart 2006 Silakhor depremi için kullanılan sonlu-fay modeli.	118
Şekil 3.49. Tercih edilen model için (Tablo 3.25'de Model SM1) yapılan	

	ters çözüm sonucu elde edilen sentetik dalga şekilleri (kesikli çizgi) ile gözlenmiş dalga şekillerinin (sürekli çizgi) karşılaştırılması.....	120
Şekil 3.50.	31 Mart 2006 Silakhor depremi için tercih edilen ters çözüm denemesinden (Tablo 3.25’de Model SM1) elde edilen kayma dağılım modeli.....	120
Şekil 3.51.	31 Mart 2006 Silakhor sonlu-fay ters çözümünde Model SM8 (Tablo 3.25) için hesaplanan sentetik dalga şekilleri (kesikli çizgi) ile gözlenmiş dalga şekillerinin (sürekli çizgi) karşılaştırılması.....	121
Şekil 3.52.	31 Mart 2006 Silakhor depreminde Model SM8 (Tablo 3.25) için elde edilen kayma dağılımı modeli. Alttaki şekil toplam kayma dağılımı, ortadaki şekil kaymanın doğrultu atım bileşenini, üstteki şekil ise kaymanın ters atım bileşenini göstermektedir.....	122
Şekil 3.53.	31 Mart 2006 Silakhor depremi için zaman penceresi analizi sonuçları.....	123
Şekil 3.54.	31 Mart 2006 Silakhor depremi kırılmasının 1 saniyelik zaman aralıkları ile verilen uzay-zaman ortamındaki ilerleyişi.....	124
Şekil 3.55.	31 Mart 2006 Silakhor depremi (a) öncesi ve (b) sonrası Coulomb gerilme değişimlerinin 7 km derinlikteki gerilme durumunu gösteren harita.....	127
Şekil 3.56.	31 Mart 2006 Silakhor depremi öncesi deprensellikten dolayı bu depremin kırılma düzlemi üzerinde (doğrultu 318°, eğim 63°, rake 174°) gerilme değişimlerini gösteren kesit görüntüsü (Şekil 3.55 (a)’daki AB kesiti).....	128
Şekil 3.57.	31 Mart 2006 Silakhor depremi öncesi deprensellikten dolayı hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri ile bu depremin öncü deprem episantrları (beyaz daireler) arasındaki ilişkiyi gösteren harita.....	129
Şekil 3.58.	Gerilme tensörü analiz sonuçları.....	130
Şekil 3.59.	31 Mart 2006 Silakhor depremi ve öncesi deprensellikten dolayı hesaplanan Coulomb gerilme değişim modelleri ile artçı deprem	

	episantr dağılımları arasındaki ilişki. (a) 2006 Silakhor depreminden dolayı, (b) 2006 Silakhor depremi dahil geçmiş depremsellikten dolayı hesaplanan gerilme değişimleri.....	131
Şekil 3.60.	13 Aralık 1957 Farsineh ve 16 Ağustos 1958 Firuzabad depremlerinden dolayı 24 Mart 1963 Karkhaneh kırığı üzerinde (doğrultu=314°, eğim=52°, rake açısı=-165°) hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri.....	132
Şekil 3.61.	Kuzeybatı İran'ın topografya üzerine yerleştirilmiş aktif fay haritası.....	133
Şekil 3.62.	11 Ağustos 2012 Ahar depremi sonlu-fay ters çözümünde kullanılan telesismik istasyonların azimutal dağılımı.....	136
Şekil 3.63.	11 Ağustos 2012 Ahar depremi için kullanılan sonlu-fay modeli.....	137
Şekil 3.64	11 Ağustos 2012 Ahar depremi sonlu-fay ters çözümünde tercih edilen model için (AM3) elde edilen sentetik dalga şekilleri (kesikli çizgi) ile gözlenmiş dalga şekillerinin (sürekli çizgi) karşılaştırılması.....	139
Şekil 3.65.	11 Ağustos 2012 Ahar depremi için tercih edilen (Model AM3) ters çözüm denemesinden elde edilen kayma dağılım modeli.....	139
Şekil 3.66.	11 Ağustos 2012 Ahar depremi için zaman penceresi analizi sonuçları.....	140
Şekil 3.67.	11 Ağustos 2012 Ahar depremi kırılmasının 1 saniyelik zaman aralıkları ile verilen uzay-zaman ortamındaki ilerleyişi.....	141
Şekil 3.68.	11 Ağustos 2012 Varzeghan depremi sonlu-fay ters çözümünde kullanılan telesismik istasyonların azimutal dağılımı.....	143
Şekil 3.69.	11 Ağustos 2012 Varzeghan depremi için kullanılan sonlu-fay modeli.....	144
Şekil 3.70.	11 Ağustos 2012 Varzeghan depremi için tercih edilen (Model VM4) ters çözüm denemesinden elde edilen kayma dağılımı modeli.....	146
Şekil 3.71.	11 Ağustos 2012 Varzeghan depremi sonlu-fay ters çözümünde tercih edilen (Model VM4) için elde edilen sentetik dalga	

şekilleri (kesikli çizgi) ile gözlenmiş dalga şekillerinin (sürekli çizgi) karşılaştırılması.....	146
Şekil 3.72. 11 Ağustos 2012 Varzeghan depremi için zaman penceresi analizi sonuçları.....	147
Şekil 3.73. 11 Ağustos 2012 Varzeghan depremi kırılmasının 1 saniyelik zaman aralıkları ile verilen uzay-zaman ortamındaki ilerleyişi....	148
Şekil 3.74. 11 Ağustos 2012 Ahar depreminden dolayı 11 Ağustos 2012 Varzeghan fay düzlemi üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri. (a) 2012 Ahar fay düzlemi tek bir kayma değeri ile (b) değişken kayma değeri (Model AM3) ile tanımlanarak hesaplanan gerilme değişimleri.....	150
Şekil 3.75. Optimum doğrultu atımlı faylar üzerinde 11 Ağustos 2012 Ahar ve Varzeghan depremlerinden dolayı hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri.....	151
Şekil 3.76. 11 Ağustos 2012 Ahar ve Varzeghan depremlerinden dolayı komşu faylar üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri. (a) Kuzey Tebriz Fayının Kuzeybatı segmenti üzerinde, (b) Kuzey Tebriz Fayının güneydoğu segmenti üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri.....	152
Şekil 3.77. 11 Ağustos 2012 Ahar ve Varzeghan depremlerinden dolayı Bozqush fayı üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri.	153

TABLULAR LİSTESİ

Tablo 1.1.	1990 yılından bu yana İran'da meydana gelen $M_w \geq 6.0$ olan depremlerin listesi.....	2
Tablo 3.1.	Çalışmada sonlu-fay analizi yapılan depremler ve odak parametreleri.....	40
Tablo 3.2.	10 Mayıs 1997 Qa'emat depreminin çeşitli araştırmacılar ve kuruluşlar tarafından verilen kaynak parametreleri.....	43
Tablo 3.3.	10 Mayıs 1997 Qa'emat depreminin ters çözümünde kullanılan telesismik istasyonlar ve bu istasyonlardan elde edilerek ters çözümde kullanılan dalga türleri.....	44
Tablo 3.4.	10 Mayıs 1997 Qa'emat depremi sonlu-fay ters çözümünde kullanılan çok segmentli fay modeli parametreleri.....	46
Tablo 3.5.	10 Mayıs 1997 Qa'emat depreminin sonlu-fay analizinde kullanılan kabuksal hız modeli (Necioğlu, 1999).....	47
Tablo 3.6.	10 Mayıs 1997 Qa'emat depremi için yapılan sonlu-fay ters çözüm denemeleri.....	48
Tablo 3.7.	Kuzeydoğu İran'ın Dasht-e-Bayaz ve Qa'emat bölgelerinde 1936 yılından bu yana meydana gelen $M \geq 5.0$ depremler.....	57
Tablo 3.8.	Dasht-e Bayaz ve Qa'emat bölgelerinde Coulomb gerilme değişimi hesapları için kaynak veya alıcı fay olarak tanımlanan depremlere ait kırılma parametreleri.....	58
Tablo 3.9.	31 Ağustos 1968 Dasht-e Bayaz depremi sonrası 2 aylık zaman dilimi içinde meydana gelen $M \geq 4.5$ olan artçı depremler.....	66
Tablo 3.10.	27 Kasım 1979 Khuli Boniabad depremi sonrası 1 aylık zaman dilimi içinde meydana gelen $M > 4.0$ olan artçı depremler.....	68
Tablo 3.11.	10 Mayıs 1997 Qa'emat depremi sonrası 45 gün içinde meydana gelen $M > 3.5$ olan artçı depremler.....	71

Tablo 3.12.	14 Mart 1998 Fandoqa depreminin çeşitli kuruluşlar ve araştırmacılar tarafından verilen kaynak parametreleri.....	77
Tablo 3.13.	14 Mart 1998 Fandoqa depreminin ters çözümünde kullanılan telesismik istasyonlar ve bu istasyonlardan elde edilerek ters çözümde kullanılan dalga türleri.....	79
Tablo 3.14.	14 Mart 1998 Fandoqa depremi ters çözümünde kullanılan kabuksal hız yapısı (Necioğlu, 1999).....	81
Tablo 3.15.	14 Mart 1998 Fandoqa depremi için yapılan sonlu-fay ters çözüm denemelerinin sonuçları.....	82
Tablo 3.16.	22 Şubat 2005 Zarand depreminin çeşitli araştırmacılar ve kuruluşlar tarafından verilen kaynak parametreleri.....	89
Tablo 3.17.	22 Şubat 2005 Zarand depreminin ters çözümünde kullanılan telesismik istasyonlar ve bu istasyonlardan elde edilerek ters çözümde kullanılan dalga türleri.....	91
Tablo 3.18.	22 Şubat 2005 Zarand depremi için yapılan sonlu-fay ters çözüm denemelerinin sonuçları.....	94
Tablo 3.19.	Kerman bölgesi ve çevresinde 1977'den bu yana meydana gelen depremler ($M_w \geq 5.5$).....	102
Tablo 3.20.	Güneydoğu İran'ın Kerman bölgesi ve civarında meydana gelen ve çalışmadaki Coulomb gerilme değişimi analizi için seçilen depremlere ait kırılma parametreleri.....	105
Tablo 3.21.	31 Mart 2006 Silakhor depreminin kaynak parametreleri.....	115
Tablo 3.22.	Silakhor bölgesinde 1900-2010 yılları arasında meydana gelen nispeten büyük depremler.....	115
Tablo 3.23.	31 Mart 2006 Silakhor depreminin ters çözümünde kullanılan telesismik istasyonlar ve bu istasyonlardan elde edilerek ters çözümde kullanılan dalga türleri.....	116
Tablo 3.24.	31 Mart 2006 Silakhor depremi ters çözümde kullanılan kabuksal hız yapısı (Rezapour, 2009).....	118
Tablo 3.25.	31 Mart 2006 Silakhor depremi için yapılan sonlu-fay ters çözüm denemeleri.....	119
Tablo 3.26.	Silakhor bölgesinde Coulomb gerilme değişimi modellemesi	

	için seçilen depremlerin (Ambraseys ve Moinfar, 1973; Talebian ve Jackson, 2002) kırılma parametreleri.....	126
Tablo 3.27.	11 Ağustos 2012 Ahar depreminin çeşitli araştırmacılar ve kuruluşlar tarafından verilen kaynak parametreleri.....	134
Tablo 3.28.	11 Ağustos 2012 Varzeghan depreminin çeşitli araştırmacılar ve kuruluşlar tarafından verilen kaynak parametreleri.....	134
Tablo 3.29.	11 Ağustos 2012 Ahar depreminin ters çözümünde kullanılan telesismik istasyonlar ve bu istasyonlardan elde edilerek ters çözümde kullanılan dalga türleri.....	135
Tablo 3.30.	11 Ağustos 2012 Ahar depremi ters çözümünde kullanılan kabuksal hız yapısı (Necioğlu, 1999).....	137
Tablo 3.31.	11 Ağustos 2012 Ahar depremi için yapılan sonlu-fay ters çözüm denemeleri.....	138
Tablo 3.32.	11 Ağustos 2012 Varzeghan depreminin ters çözümünde kullanılan telesismik istasyonlar ve bu istasyonlardan elde edilerek ters çözümde kullanılan dalga türleri.....	142
Tablo 3.33.	11 Ağustos 2012 Varzeghan depremi için yapılan sonlu-fay ters çözüm denemeleri.....	145

ÖZET

Anahtar kelimeler: Sonlu-Fay Modellemesi, Coulomb Gerilme Değişimi, Deprem Tetiklenmesi, İran, Sismotektonik, 10 Mayıs 1997 Qa'emat Depremi, 14 Mart 1998 Fandoqa Depremi, 22 Şubat 2005 Zarand Depremi, 31 Mart 2006 Silakhor Depremi, 11 Ağustos 2012 Ahar Depremi, 11 Ağustos 2012 Varzeghan Depremi

Bu çalışma kapsamında bazı İran depremlerinin sonlu-fay kaynak özellikleri ve gerilme etkileşimleri incelenmiştir. Hartzell ve Heaton (1983) tarafından geliştirilen bir lineer sonlu-fay ters çözüm metodu bu depremlerin sonlu-fay kaynak özelliklerini elde etmek için genişbant telesismik P ve SH cisim dalga şekillerine uygulanmıştır. Sonlu-fay ters çözüm metodu, tanımlanmış bir model fay üzerinde değişken yükselim zaman ve kırılma hızını karşılayan bir zaman-penceresi yaklaşımını kapsamakta ve çok segmentli ve değişken kayma vektörü açılı model parametrizasyonlarına olanak sağlamaktadır. Sentetik dalga şekilleri, en küçük kareler ters çözümü yoluyla gözlenmiş ve sentetik dalga şekillerinin benzetiminden elde edilen kayma ve kayma vektörü açılarının uzaysal dağılımının belirlenmesi için eşit boyutlarda fay parçalarına bölünen temsili model faydan üretilmiştir. Ardından, bulunan sonlu-fay modelleri Coulomb statik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılmıştır (King vd., 1994; Toda vd., 2005). Geçmiş deprem aktivitesi ve izleyen artçı depremlerin incelenen ana şoklarla gerilme ilişkileri araştırılmıştır. Çalışmada incelenen depremler (1) 10 Mayıs 1997 Qa'emat (Zirkuh) ($M_w=7.2$), (2) 14 Mart 1998 Fandoqa ($M_w=6.6$), (3) 22 Şubat 2005 Zarand (Dahuiyeh) ($M_w=6.5$), (4) 31 Mart 2006 Silakhor (Dorud) ($M_w=6.1$), (5) 11 Ağustos 2012 Ahar ($M_w=6.4$) ve (6) Varzeghan ($M_w=6.3$) depremleridir.

Modelleme, çalışılan tüm İran depremleri için oldukça heterojen kosismik kayma dağılımları göstermiştir. Sonlu-fay modelleme analizi sonuçları, 1997 Qa'emat depremi için 3 (en büyük kayma 3.4 metre), 1998 Fandoqa ve 2005 Zarand depremleri için 2 (sırasıyla en büyük kayma 2.6 ve 1.2 metre), 2006 Silakhor ve 2012 Ahar depremleri için 1 (sırasıyla en büyük kayma 60 santimetre ve 1.15 metre) ve 2012 Varzeghan depremi için 2 (en büyük kayma 65 santimetre) pürüzün yenilmesinin bu depremlerin kırılmalarını kontrol ettiğini göstermiştir. Bir bütün olarak çalışmanın sonuçları “tetiklenme” açısından deprem oluşumlarında gerilme değişimlerinin rolü hakkında ilave kanıtlar sağlamış ve sonlu-fay kayma dağılımlarının deprem gerilme etkileşimleri çalışmalarında kullanılmalarının önemine işaret etmiştir. Sonuçlar ayrıca çalışılan depremlerin gerilme değişimleri ile bunların artçı deprem dağılımları arasındaki belirgin ilişkiye işaret ederek deprem tehlikesinin azaltılması için gelecekteki artçı depremlerin olası yerlerinin kısıtlanmasında gerilme haritalarının kullanımını önermiştir.

THE MODELING OF FAULTING PROPERTIES AND EARTHQUAKE STRESS INTERACTIONS FOR THE IRANIAN EARTHQUAKES

SUMMARY

Key Words: Finite-fault Modeling, Coulomb Stress Change, Earthquake Triggering, Iran, Seismotectonics, 10 May 1997 Qa'emat Earthquake, 14 March 1998 Fandoqa Earthquake, 22 February 2005 Zarand Earthquake, 31 March 2006 Silakhor Earthquake, 11 August 2012 Ahar Earthquake, 11 August 2012 Varzeghan Earthquake

In the present study, finite-fault source properties and coseismic stress interactions of several Iranian earthquakes are investigated. A linear finite-fault inversion method developed by Hartzell and Heaton (1983) is applied to the broadband teleseismic P and SH body waveforms in order to obtain their finite-fault source properties. The finite-fault inversion methodology comprises a time-window approach to accommodate variable rise time and rupture velocity on a prescribed model fault and allows multi-segment and variable rake angle model parameterizations. The synthetic waveforms are produced from the prescribed model fault that are divided into equal-size subfaults, for spatial distribution of slip and rake angles, which are retrieved through fitting the observation and synthetic waveforms in a least-squares sense. Obtained finite-fault slip models are then utilized to estimate Coulomb static stress changes (King et al., 1994; Toda et al., 2005). The stress relations of the mainshocks studied with the background earthquake activity and following aftershocks are investigated. The earthquakes investigated are (1) 10 May 1997 Qa'emat (Zirkuh) ($M_w=7.2$), (2) 14 March 1998 Fandoqa (M_w 6.6), (3) 22 February 2005 Zarand (Dahuiyeh) ($M_w=6.5$), (4) 31 March 2006 Silakhor (Dorud) ($M_w=6.1$), (5) 11 August 2012 Ahar ($M_w=6.4$) and (6) Varzeghan ($M_w=6.3$) earthquakes.

The modelling indicates very heterogeneous coseismic slip distributions for the all Iranian earthquakes studied. The results of the finite fault analysis have demonstrated that the failure of 3 asperities (the max. slip 3.4 m) for the 1997 Qa'emat earthquake, 2 asperities for the 1998 Fandoqa and 2005 Zarand earthquakes (respectively the max. slip 2.6 and 1.2 m), 1 asperity for the 2006 Silakhor and 2012 Ahar earthquakes (respectively the max. slip 60 cm and 1.15 m) and 2 asperities for the 2012 Varzeghan earthquake (the max. slip 65cm) controlled the rupture of these earthquakes. Overall, the results of this study have provided additional evidence for the role of the stress changes in earthquake occurrences by means of "triggering" and they have indicated the importance of the usage of the finite-fault slip distributions in earthquake stress interaction studies. The results have further indicated an apparent correlation between the stress changes of the mainshocks studied and their aftershock distributions, suggesting the usage of stress maps in constraining the likely locations of the upcoming aftershocks in order to mitigate earthquake hazard.

BÖLÜM 1. GİRİŞ

1.1. Amaç ve İçerik

Bu doktora tezi kapsamında çalışılan bölge, Alp-Himalaya sismik kuşağında yer alan, güneyde Arabistan ve kuzeyde Avrasya plakalarının yakınsama hareketinden dolayı yoğun deformasyonun gerçekleştiği İran'dır. İran ve yakın çevresinde farklı özellikteki levhaların birbiriyle etkileşimlerini bir arada görmek mümkündür. Örneğin kıtasal çarpışma ve buna bağlı olarak sıkışma sistemlerinin meydana gelmesi, okyanusal litosferin kıtasal litosfer altına dalımı (okyanusal litosferin yitimi) ve orojenik dağ sıraları ile dalma-batma zonu arasındaki keskin geçiş gibi bazı tektonik süreçler İran'da belirgin şekilde gözlenmektedir (Vernant vd., 2004). İran'ın güneybatısında kıta-kıta çarpışma özelliği taşıyan Zagros dağlarındaki deformasyonun ana nedeni Arabistan plakasının kuzeye doğru olan hareketidir ve halen devam etmekte olan bu deformasyon bölgenin yükselimine ve orojenik dağ sıralarının gelişmesine neden olmaktadır. Aynı şekilde ülkenin güneyindeki Makran dalma-batması okyanusal litosferin yitimi konusunda halen aktivitesini sürdürmektedir. Gözlenen tüm bu aktif tektonik yoğun kabuksal deformasyona ve önemli bir yıkıcı deprem etkinliğine yol açarken İran'ın sismotektonik ve sismolojik açıdan araştırılmasını da önemli hale getirmektedir.

Bu çalışmada öncelikle, İran'da 1990 yılından sonra meydana gelen büyüklüğü $M_w \geq 6.0$ olan depremler arasından seçilen 6 tanesinin (Tablo 1.1) Hartzell ve Heaton (1983) tarafından geliştirilen bir ters çözüm tekniği kullanılarak sonlu-fay kayma dağılımlarının uzay-zaman değişimlerinin belirlenmesi hedeflenmiştir. Bu şekilde kayma dağılımı modellerinin elde edilmesi ile kırılma süresi, faylanma boyutları (fay uzunluğu ve genişliği), maksimum ve ortalama yer değiştirme gibi çeşitli kinematik deprem parametrelerine ulaşılabilecektir. Ayrıca fay düzlemi üzerinde kırılmanın

başlangıcı, ilerlemesi ve dağılımı, çoklu kırılma olayları ile asperity (pürüz) dağılımları gibi kaynak özellikleri yorumlanabilecektir.

Çeşitli araştırmacılar tarafından depremlerin sonlu-fay özelliklerinin belirlenmesi amacıyla birçok ters çözüm tekniği geliştirilmiştir (Hartzell ve Heaton, 1983; Beroza ve Spudich, 1988; Kikuchi ve Kanamori, 1991; Yoshida vd., 1996; Yagi ve Kikuchi, 2000; Zhou ve Chen, 2003).

Tablo 1.1. 1990 yılından bu yana İran'da meydana gelen $M_w \geq 6.0$ olan depremlerin listesi. Çalışmada incelenen depremler * ile belirtilmiştir. Depremlere ait oluş parametreleri USGS-NEIC'den, deprem adları ise çeşitli kaynaklardan derlenmiştir. ¹Berberian ve Walker, 2010; ²Walker vd., 2005 a; ³Berberian vd., 2000; ⁴Hollingsworth vd., 2007; ⁵Berberian vd., 1999; ⁶Talebian vd., 2006; ⁷Walker vd., 2005 b; ⁸Tatar vd., 2007; ⁹Ramazi ve Hosseinejad, 2009; ¹⁰en.wikipedia.org/wiki/2010_Hosseinebad_earthquake; ¹¹Hosseini, 2012

No	Tarih	Orijin Zamanı (GMT)	Enlem (°)	Boylam (°)	Derinlik (km)	M_w	Deprem Adı
1	20.06.1990	21:00:09.98	36.96	49.41	18	7.4	Manjil ¹
2	06.11.1990	18:45:52.23	28.25	55.46	10	6.6	Hormozgan ²
3	24.02.1994	00:11:12.32	30.77	60.49	9	6.3	Safidabeh ³
4	04.02.1997	10:37:47.14	37.66	57.29	10	6.5	Bojnurd ⁴
5*	10.05.1997	07:57:29.60	33.83	59.81	10	7.2	Qa'emat ⁵
6*	14.03.1998	19:40:28.00	30.15	57.60	9	6.6	Fandoka ⁶
7	04.03.1999	05:38:26.52	28.34	57.19	33	6.6	-
8	22.06.2002	02:58:21.30	35.63	49.05	10	6.5	Avaj ⁷
9	26.12.2003	01:56:52.44	29.00	58.31	10	6.6	Bam ⁶
10	28.05.2004	12:38:44.47	36.29	51.61	17	6.3	Baladeh ⁸
11*	22.02.2005	02:25:26.00	30.77	56.74	12	6.5	Zarand ⁶
12*	31.03.2006	01:17:01.00	33.50	48.78	10	6.1	Silakhor ⁹
13	20.12.2010	18:41:59.20	28.41	59.18	12	6.7	Hosseinebad ¹⁰
14*	11.08.2012	12:23:17.70	38.32	46.88	10	6.4	Ahar ¹¹
15*	11.08.2012	12:34:35.00	38.32	46.75	10	6.3	Varzeghan ¹¹

Deprem dalga şekilleriyle sonlu-fay modellemeleri ilk olarak kuvvetli yer hareketi (yakın-alan) kayıtları kullanılarak yapılmış (Olson ve Apsel, 1982; Archuleta, 1984) ancak bazı zorluklarla karşılaşmıştır. Bu zorluklardan bazıları birçok deprem için yakın-alan kayıtlarının yeterli sayıda olmaması ve kabuk yapısının yakın-alan kayıtlarını modelleyecek yeterlilikte ayrıntısının bilinmemesi şeklinde sıralanabilir. Bu bağlamda Hartzell ve Heaton (1983), 1979 Imperial Valley depremini hem yakın-alan kayıtlarını kullanarak hem de telesismik (uzak-alan) cisim dalgalarını kullanarak ayrı ayrı modellemiştir. Elde edilen iki modelin karşılaştırıldığı bu çalışmada her iki modelin genel olarak aynı olduğu fakat ayrıntısında farklılıklar bulunduğu

vurgulanmıştır. Yakın-alan kayıtları ve telesismik kayıtların beraber kullanıldığı benzer bir çalışma Hartzell ve Heaton (1986) tarafından 1984 Morgan Hill depremi için yapılmış ve aynı sonuçlar elde edilmiştir. Benzer sonuçlar için Hartzell vd. (1991), Wald vd. (1991), Wald ve Heaton (1994), Wald vd. (1996) ve Delouis vd. (2002) gibi çalışmalara bakılabilir. Ayrıca telesismik kayıtların kullanıldığı sonlu-fay ters çözüm çalışmalarında son yıllarda yaygınlaşan jeodezik verilerin kullanıldığı çalışmalarla da benzer sonuçlar elde edilmiştir (Örn., Hayes, 2011, Irmak vd., 2012; Fielding vd., 2013; Utkucu, 2013). Mendoza ve Hartzel (1989) ise her iki kayıt türünü kullanarak yaptığı çalışmasında kuvvetli yer hareketi kayıtlarının sığdaki kaymaya, telesismik kayıtların ise daha derindeki faylanmaya duyarlı olduğunu vurgulamıştır. Ayrıca telesismik kayıtlar toplam moment boşalım oranı ve kırılmanın gerçekleştiği derinlikler hakkında önemli miktarda bilgi içerirken yakın-alan kayıtları kırılma alanında gerçekleşen kayma süreci hakkında ayrıntılı bilgi içermektedir. Böylelikle yakın-alan kayıtlarının yanı sıra telesismik kayıtlar da sonlu-fay modellemelerinde yaygın kullanılır olmuştur (Hartzel vd., 1991; Hartzell ve Mendoza, 1991; Wald vd., 1991; Mendoza, 1993; Wald ve Heaton, 1994; Mendoza, 1995; Langer ve Hartzell, 1996). Bu yaygınlaşmada depremlerin sayısal geniş-bant kayıtlarının alınmaya başlanmasının da payı yadsınamaz. Ancak geniş-bant kayıtların telesismik uzaklıklarda özellikle küçük depremler için çözünürlük sorunu vardır. Bu nedenle telesismik kayıtlar yeterince büyük (genellikle $M \geq 6.0$) depremlerin sonlu-fay modellemelerinde kullanılmıştır. Çalışmada İran depremleri için seçilen $M \geq 6.0$ büyüklük eşiğinin gerisindeki neden de budur.

Yakın geçmişte artık kuvvetli yer hareketi ve telesismik kayıtların yanı sıra jeodezik veriler de (GPS (Global Positioning System), InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar) ve Leveling) sonlu-fay modelleme çalışmalarında kullanılmaya başlanmıştır. Örneğin, Klotz vd. (1999) Şili'nin batısında meydana gelen 1995 Antofagasta ($M_w=8.0$) depremine ait kayma dağılım modelini GPS verilerinin ters çözümünden elde etmiştir. Güneybatı Anadolu'da meydana gelen 1995 Dinar depreminin ($M_w=6.1$) kayma dağılım modelini Wright vd. (1999) InSAR verilerinin ters çözümünden elde ederken Utkucu vd. (2002) telesismik kayıtların ters çözümünden elde etmiştir. Buna göre her iki veri grubu ile elde edilen kayma dağılımı modellerinin kabaca birbirine uyumlu olduğu dikkati çekmektedir. Aynı

şekilde kuvvetli yer hareketi kayıtları, telesismik dalga şekilleri ve jeodezik verileri kullanarak Wald ve Heaton (1994), 1992 Landers depreminin, Wald vd. (1996) ise 1994 Northridge depreminin kayma dağılım modellerini elde etmiştir. Her iki çalışmada da veri grupları hem ayrı ayrı modellenmiş hem de birleştirilerek bir model oluşturulmuştur. Farklı veri türlerinden bağımsız olarak elde edilen kayma dağılımları karşılaştırıldığında birbirleri ile uyumlu oldukları görülmüştür.

1999 İzmit depreminin kırılma sürecinin belirlenmesi için de bu şekilde farklı veri setlerinin kullanıldığı birçok ters çözüm çalışması yapılmıştır. Örneğin Tibi vd. (2001), Gülen vd. (2002) ve Li vd. (2002) telesismik yer değiştirme dalga şekillerini kullanırken Sekiguchi ve Iwata (2002) ve Bouchon vd. (2002) kuvvetli yer hareketi kayıtlarını kullanmıştır. Aynı şekilde Reilinger vd. (2000) 1999 İzmit depremi ile ilişkili kosismik ve postsismik kaymayı ortaya çıkarmak için GPS verilerini modellerken Çakır vd. (2003) hem InSAR hem de GPS verilerini modellemiştir. Delouis vd. (2002) kuvvetli yer hareketi, telesismik, InSAR ve GPS verilerinin tek tek ve beraber ters çözümlerini yapmıştır. Utkucu ve Durmuş (2012) ise telesismik cisim dalgası kayıtlarını kullanılarak modellemiştir. Tüm bu farklı veri grupları ile yapılan ters çözüm sonuçlarının genel olarak birbiri ile uyumlu olduğu görülmüştür. Konca vd. (2010)'da 1999 Düzce depremini farklı veri grupları (InSAR, kuvvetli yer hareketi ve telesismik kayıtlar) ile modellemiş ve genel olarak birbirine yakın sonuçlar elde etmiştir.

Bu farklı veri türlerinin deprem kaynağının değişik özelliklerini kısıtladığı ya da bazı özelliklerini iyi kısıtlarken bazı özelliklerini zayıf kısıtladığı belirtilmelidir. Yakın alan kayıtları özellikle sığdaki kaymaya ve boyutları büyük kırılmalar için fay düzlemi üzerindeki yerel kaymalara duyarlıdır. Ayrıca, önemli bir sonlu-fay parametresi olan kayma-yükselim zamanına ve kaymanın ayrıntı dağılımına en duyarlı verilerdir. Telesismik veriler, kırılmanın genel boyutları ve uzaysal dağılımı, serbestlediği toplam sismik moment ve göreceli olarak büyük kayma bölgeleri için yükselim zamanı bilgilerini vermede kısıtlayıcıdır. Jeodezik veriler de genel kırılma boyutları ve uzaysal dağılım üzerinde kısıtlayıcılığa sahiptir. En önemlisi de sismolojik dalga şekli verilerinden farklı olarak kosismik kayma yanında mevcutsa postsismik kayma bilgisini de içerirler. Bununla birlikte kırılmanın zaman evrimi

bilgisini içermezler. Bu bağlamda telesismik veriler kolay ulaşılabilirlikleri, modellenmelerinin göreceli olarak basitliği ve yeterince büyük depremler için kırılmanın tam evrimi bilgilerini içermeleri ile önem arz etmektedirler.

Çalışmanın ikinci aşamasında kayma dağılım modelleri elde edilen depremlerin öncesi ve sonrası statik Coulomb gerilme değişimleri (Static Coulomb Stress Changes) hesaplanarak gerilme değişimlerinin, incelenen depremler ve komşu deprem kırılmalarındaki rolü irdelenmeye çalışılmıştır. 20 yıl içinde bu konuda yapılan çalışmalar çarpıcı şekilde artış göstermiştir (King vd., 1994; Stein vd., 1997; Harris, 1998; Stein, 1999; Steacy vd., 2004; Steacy vd., 2005 a; Steacy vd., 2005 b; Toda vd., 2005).

Meydana gelen bir depremin neden olduğu statik gerilme değişimleri aynı fay yada komşu faylar boyunca meydana gelecek olan sonraki depremlerin oluş zamanını etkileyebileceğinden (öne çekebilir veya geciktirebilir), gelecekteki sismik tehlikesinin ve deprem olasılıklarının yorumlanmasında etkili şekilde kullanılmıştır (Stein, 1999; Nalbant vd., 2002; Utkucu vd., 2003; Toda ve Stein, 2003; Parsons, 2004; Toda vd., 2005). Ayrıca ana şoku izleyen gerilme değişimlerinin yakın-gerçek zamanlı hesaplanmaları da ardından gelen artçı depremlerden kaynaklanan tehlikeleri azaltmak için acil bir müdahale aracı olarak kullanılabilir (Nalbant vd., 1996; Lasocki vd., 2009; McCloskey ve Nalbant, 2009; Utkucu vd., 2013). Bu nedenle basit Coulomb gerilme değişimi hesaplamaları hem deprem etkileşimleri hem de sismik tehlike değerlendirmeleri için oldukça önem taşımaktadır.

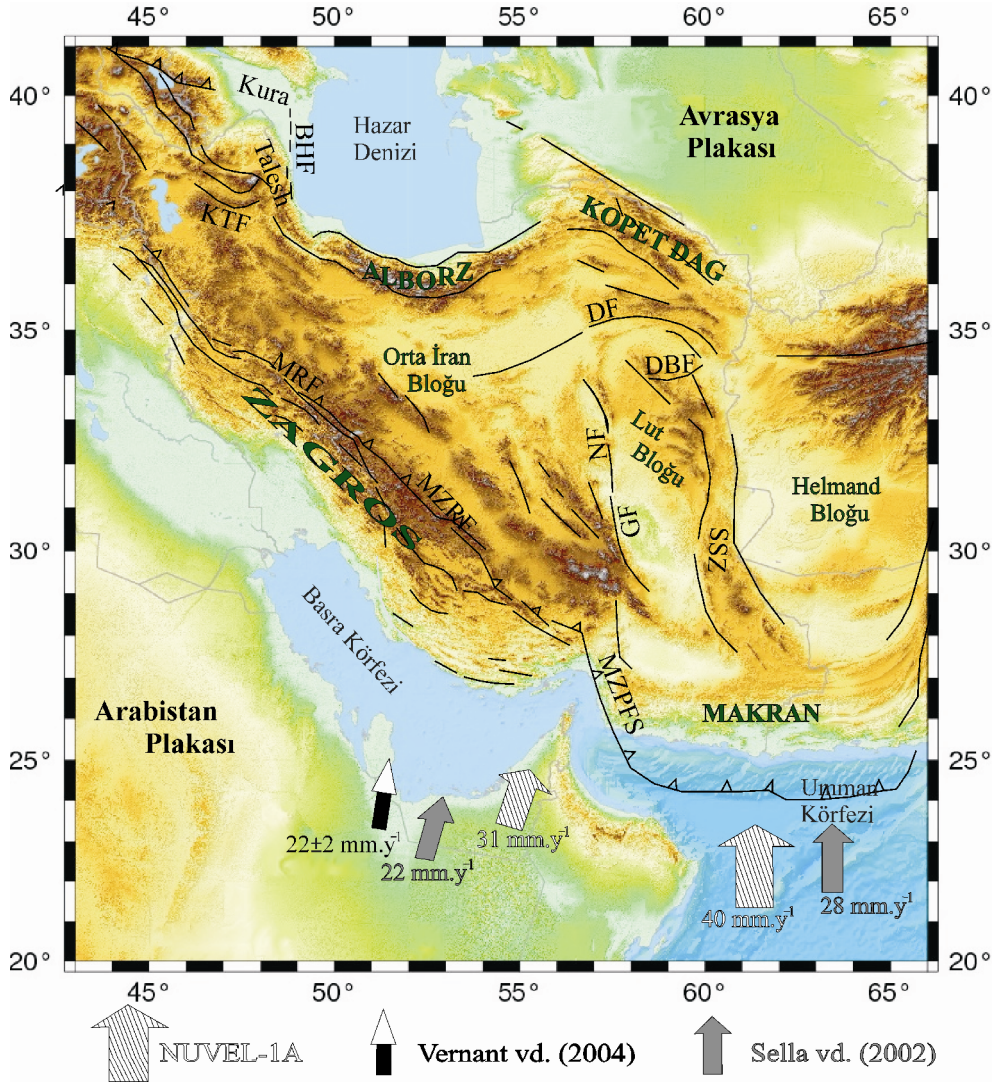
King vd. (1994) gerilme değişimlerinin hesaplanmasında depremlere ait ayrıntılı kayma dağılımı modellerinin kullanılmasının daha doğru sonuçlar sağlayacağını vurgulamıştır. Stein vd. (1996) ve (1997) ise geçen yüzyılda Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) üzerinde meydana gelen ve doğudan batıya doğru göç eden depremlere dayanan Coulomb gerilme modelleri ile her bir deprem kırığının Coulomb statik gerilme yükleme yoluyla bir sonrakini tetiklediğini ortaya koymuştur. Aynı şekilde Utkucu vd. (2003), Kuzey Anadolu Fayı (KAF) üzerinde meydana gelen 17 Ağustos 1999 İzmit depreminin 12 Kasım 1999 Düzce depremini tetikleyip tetiklemediğini araştırmış ve İzmit depremi öncesi gerilme gölgesi altında

olan Düzce fay düzleminin bu deprem sonrasında önemli derecede gerilme yüklendiğini ortaya koymuştur. Benzer çalışmalar Doğu Anadolu Fay Zonu üzerinde de yapılmıştır. 1822 yılından itibaren bu fay zonu üzerinde meydana gelen depremler ve neden oldukları tektonik yüklemeler dikkate alınarak oluşan gerilme değişimleri incelenmiş ve DAFZ üzerinde gerilme artışının meydana geldiği sismik boşluklar belirlenmiştir (Nalbant vd., 2002).

Son olarak bu çalışmada, 1990 yılı sonrası İran'da meydana gelmiş 6 büyük ve orta büyüklükte depremin sonlu-fay kırılma modelleri elde edilecek ve bu kırılma modelleri statik Coulomb gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılacaktır. Gerilme değişimlerinin hesaplanmasında güvenilir kayma dağılımlarının literatürde vurgulanan önemi dikkate alındığında, incelenen depremler sonrası oluşan kosismik gerilme değişimlerine daha doğru bir yaklaşımda bulunulacağı düşünülmektedir. Ayrıca incelenen deprem kırılmalarının meydana gelmesinde önceki yakın depremlerin katkısı da yine Coulomb gerilme değişimlerinin modellenmesi bağlamında irdelenecektir.

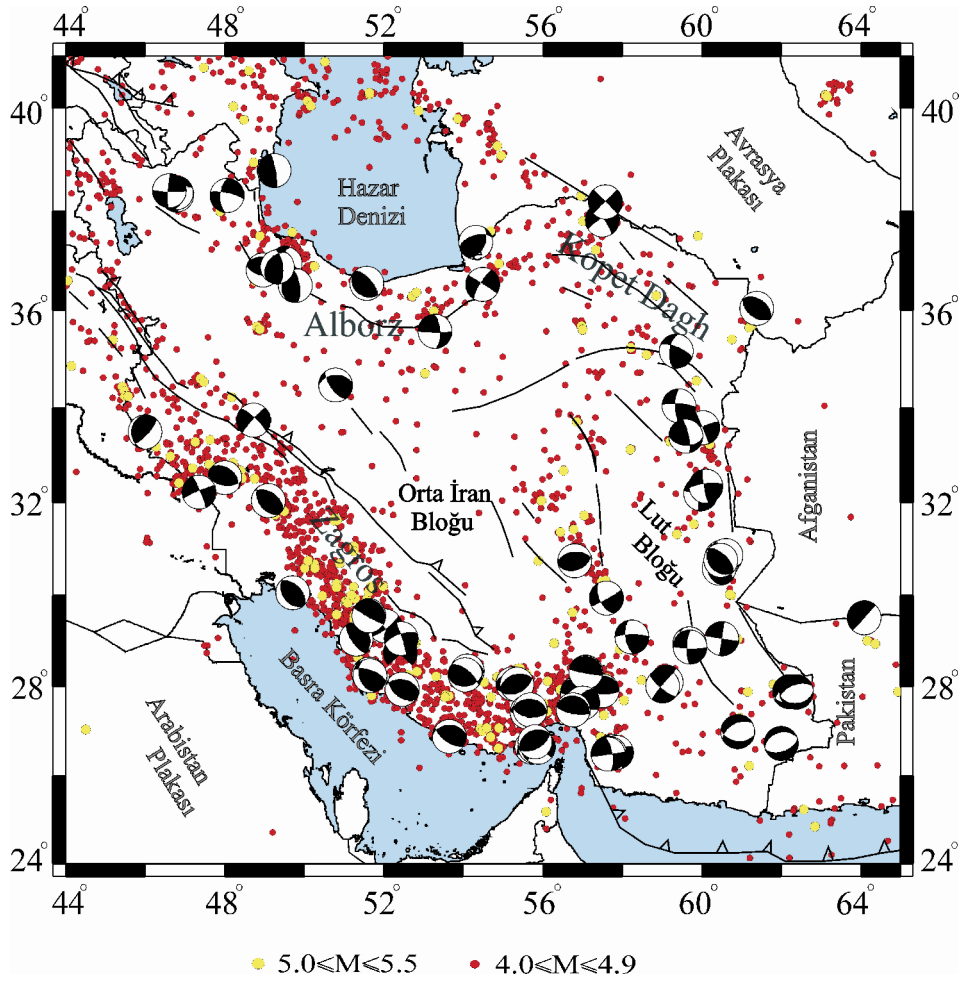
1.2. İran'ın Depremselliği ve Sismotektoniği

İran, kıta-kıta çarpışması (Zagros, Alborz, Kopet Dag), okyanusal litosferin kıtasal litosfer altına dalımı (Makran) ve genç orojen ile dalma-batma zonu arasındaki keskin geçiş (Minab-Zendan-Palami Fay Sistemi (MZPFS)) gibi tektonik süreçlerin karşılaştığı doğal bir laboratuvar niteliğindedir (Vernant vd., 2004) (Şekil 1.1). İran'daki aktif deformasyon güneyde Arabistan plakası ile kuzeyde Avrasya plakası arasındaki yakınsamadan kaynaklanmaktadır (Berberian, 1981; Jackson ve McKenzie, 1984; Jackson ve McKenzie, 1988) ve çarpışan bu iki plaka arasındaki sıkışma zonundaki konumundan dolayı İran, dünyadaki sismik olarak en aktif bölgelerden biridir (Engdahl vd., 2006). Arabistan ve Avrasya plakalarının çarpışması ile ilişkili aktif tektonikler İran'ın farklı bölgelerinde yerleşmiş yüksek bir depremselliğe neden olmaktadır (Şekil 1.2). Buna göre depremsellik ülkenin güneyindeki (Zagros) ve kuzeyindeki (Alborz ve Kopet Dagh) yüksek dağ sıraları ile Orta İran bloğu veya Lut bloğu gibi asismik blokları sınırlayan doğrultu atımlı faylar üzerinde dağılmıştır (Markdeh, 2007).



Şekil 1.1. İran'ın basitleştirilmiş tektonik haritası. Büyük oklar NUVEL-1A, Vernant vd. (2004) ve Sella vd. (2002) tarafından verilen Arabistan plakasının Avrasya'ya göre göreceli hareketini temsil etmektedir. Siyah çizgiler aktif fayları temsil etmektedir ve Vernant vd. (2004)'ten alınmıştır. BHF: Batı Hazar Fayı, DBF: Dasht-e Bayaz Fayı, DF: Doruneh Fayı, GF: Gowk Fayı, KTF: Kuzey Tebriz Fayı, MZPFS: Minab-Zendan-Palami Fay Sistemi, MRF: Main Recent Fayı, MZRF: Main Zagros Reverse Fayı, NF: Nayband Fayı, SSZ: Sistan Sutur Zonu

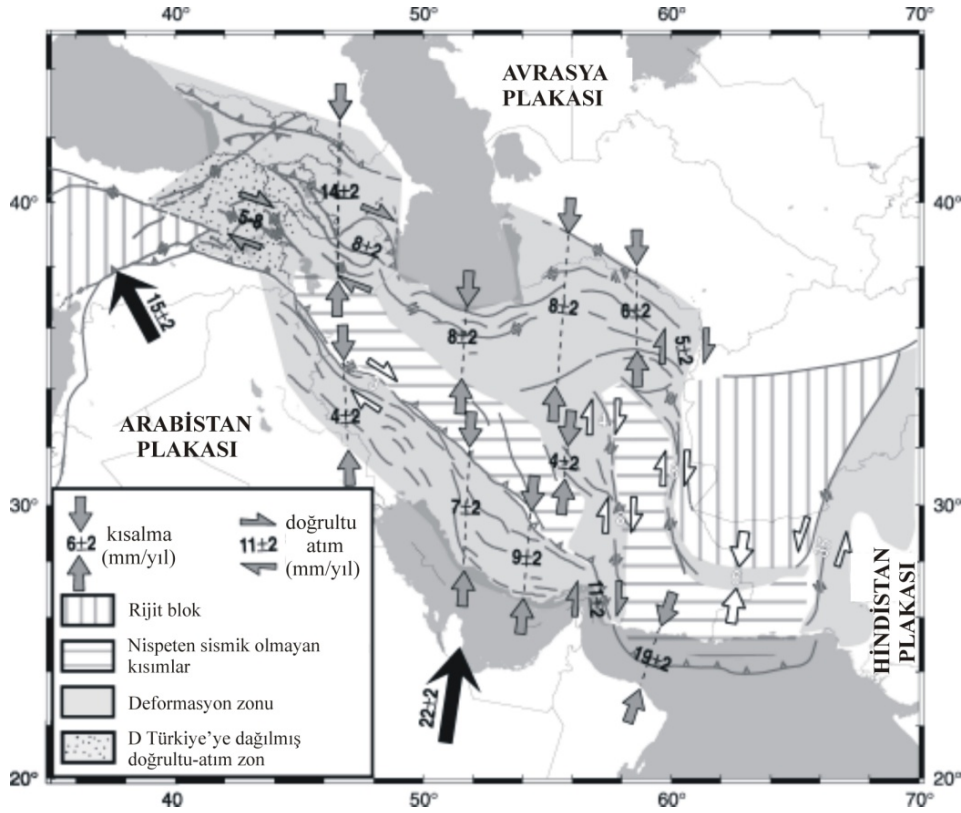
Şekil 1.2, İran'da 1990 yılından bu yana meydana gelen büyüklüğü $4.0 \leq M < 5.5$ olan depremlerin episantr yerleri ile büyüklüğü $M \geq 5.5$ olan depremlerin odak mekanizma çözümlerini göstermektedir. Buna göre odak mekanizma çözümleri, İran'da meydana gelen depremlerin büyük çoğunluğu için sıkışma rejimi altında ters ve doğrultu atımlı fayların hakimiyetini göstermektedir. Ambraseys ve Melville (2005), tüm İran'da 1900 yılından bu yana büyüklüğü $M > 7.0$ olan bir depremin her 7 yılda bir, büyüklüğü $6.0 < M < 7.0$ olan bir depremin ise her iki yılda bir meydana geldiğini vurgulamıştır.



Şekil 1.2. İran'ın 1990-2014 yılları arası depremsellik haritası. Siyah beyaz plaj topları Harvard CMT kataloğundan (<http://www.globalcmt.org/>) alınan büyüklüğü $M \geq 5.5$ olan depremlerin odak mekanizma çözümlerini göstermektedir. Her bir odak mekanizma çözümü ait olduğu depremin episantrı üzerine yerleştirilmiştir. Kırmızı daireler büyüklüğü $4.0 \leq M \leq 4.9$ arası olan depremlerin, sarı daireler ise büyüklüğü $5.0 \leq M < 5.5$ arası olan depremlerin episantr yerlerini göstermektedir ve depremlere ait episantr yerleri IIEES'den alınmıştır. Siyah çizgiler aktif fayları temsil etmektedir ve Vernant vd. (2004)'ten alınmıştır

Küresel deniz tabanı yayılması, fay sistemleri ve deprem kayma vektörlerinin analizine dayanan plaka tektonik modeli NUVEL-1A (DeMets vd., 1990 ve 1994), Avrasya ve Arabistan plakaları arasındaki yakınsama hızının, 52° D boylamlarında $K13^{\circ}$ D yönünde yaklaşık 31 mm/yıl olduğunu ortaya koymaktadır. Sella vd. (2002) tarafından yapılan GPS çalışmaları ise yaklaşık 10 mm/yıl daha düşük bir hızla kabaca aynı yönelimi göstermektedir (Şekil 1.1). En güvenilir yakınsama değerleri yapılan son GPS çalışmaları ile elde edilmiştir ve buna göre Vernant vd. (2004) tarafından elde edilen GPS kabuksal hız alanı, Arabistan plakasının Avrasya'ya göre 22 ± 2 mm/yıl hızla hemen hemen kuzeye doğru hareket ettiğini ortaya koymaktadır (Şekil 1.1 ve 1.3). Bu değer NUVEL-1A tahminlerinden (31 mm/yıl) daha düşük

fakat Sella vd. (2002) (22 mm/yıl) ve Kreemer vd. (2003) (22.1 mm/yıl) tarafından elde edilen sonuçlar ile oldukça uyumludur.

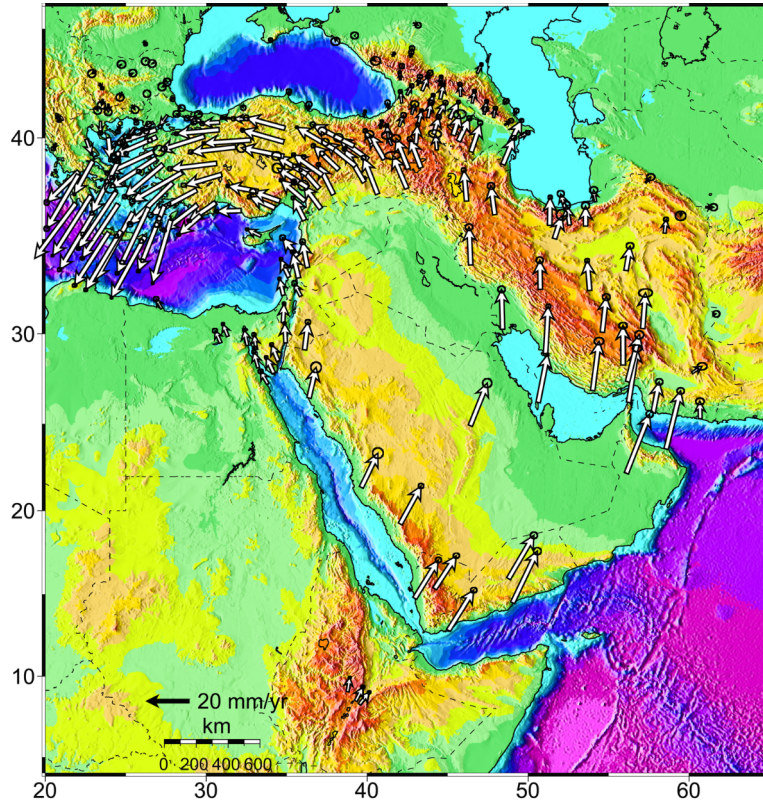


Şekil 1.3. İran ve çevresinin bugünkü kabuksal deformasyonu ve plaka kinematiki. Şekil Vernant vd. (2004)'ten alınmıştır

Reilinger vd. (2006), 1988-2005 yılları arasında yapılan GPS ölçümlerden elde edilen kabuksal hız alanından Arabistan, Afrika ve Avrasya plakalarının etkileşim zonu için Arabistan plakası, Zagros ve Orta İran'ın komşu kısımları ile Türkiye'yi içine alan yer yüzeyinin geniş bir alanının saat yönünün tersi yönünde döndüğünü ortaya koymuştur (Şekil 1.4).

İlk olarak Eosen sonunda güney İran'da Zagros bindirme kuşağında başlayan yaklaşık K-G yönündeki yakınsama hareketi (Hessami vd., 2001), Umman denizinin Makran altında kuzeye doğru daldığı güney sınır dışında tüm İran'da KB-GD yönünde kıvrımlanma ile kıtasal kabuğun devamlı kalınlaşmasına ve kıta içi kısılmaya neden olmaktadır (Berberian, 1981; Jackson ve McKenzie, 1984; Byrne vd., 1992). Yapılan tektonik çalışmalar İran platosunun çok yüksek yoğunlukta aktif

ve yeni faylara sahip olduğunu ve ters faylanmanın ülkenin tektoniğinde hakim olduğunu göstermektedir (Berberian, 1981; Jackson vd., 1995).



Şekil 1.4. Arabistan plakası, İran ve Türkiye'yi içine alan geniş bir alanının Avrasya plakasına göre GPS hızlarını gösteren harita. Şekil Reilinger vd. (2006)'dan alınmıştır

Bu iki plaka (Avrasya ve Arabistan plakası) arasındaki yakınsamadan kaynaklanan deformasyon İran içinde eşit şekilde dağılmamıştır. Deformasyonun bir kısmı güneybatıda Arabistan plakasına sınır Zagros ve kuzeydoğuda Avrasya plakasına sınır Kopet Dag bindirme kuşaklarında toplanmışken bir kısmı da nispeten rijit olduğu kabul edilen Orta İran bloğunun (Jackson ve McKenzie, 1984) kuzeyindeki Alborz kıvrım kuşağında ve güneyindeki geçiş zonunda (MZPFS) toplanmıştır (Bkz. Şekil 1.1).

Zagros aktif bindirme-kıvrım kuşağı, Arabistan kıtasal kabuğunun kuzeydoğu sınırında uzanır. Bu zon Orta İran ve Arabistan plakalarının çarpışmasından ve onların devam eden yakınsama hareketlerinden dolayı halen kalınlaşan ve kısalan genç bir bindirme-kıvrım dağ kuşağıdır. Arabistan plakasının uyguladığı KD-GB yönlü sıkışmadan dolayı KB-GD kıvrım sistemi içinde düzgün olarak kıvrımlanan

Zagros'taki depremlerin fay düzlemi çözümleri kabaca kıvrımlanma eksenine paralel doğrultuda ve derinde yüksek açılı ters faylanma özelliği göstermektedir (Berberian, 1981). Vernant vd. (2004) tarafından belirtilen Arabistan ve Avrasya plakaları arasındaki KD-GB yönlü yaklaşık 22 ± 2 mm/yıllık yakınsama hareketinin Zagros'lar da karşılanan kısmı orta Zagros'daki ters faylar ve kuzey Zagros'taki doğrultu atımlı faylar üzerinde paylaşılmaktadır (Jackson, 1992; Talebian ve Jackson, 2002). Yakınsama hareketinin yatay bileşeni Zagros'ların kuzeyindeki sağ-yanal doğrultu atımlı Main Recent Fayı (MRF) ile, düşey bileşeni ise orta Zagros'taki Main Zagros Reverse Fayı (MZRF) ile karşılanmaktadır. MZRF yakınsamanın 7 ± 2 mm/yıllık kısmını karşılarken MRF boyunca sağ-yanal yer değiştirmeler yaklaşık 3 ± 2 mm/yıl'dır (Vernant vd., 2004) (Şekil 1.3).

Orta İran bloğunun kuzeydoğusunu ve Avrasya kıtasal kabuğunun güneybatısını sınırlandıran Kopet Dag kıvrım kuşağında da Zagroslar'da olduğu gibi sedimanlar Arabistan ve Avrasya plakaları arasındaki göreceli hareketin yönüne dik KB-GD doğrultulu olarak kıvrımlanmıştır. Güneyde Makran dalma-batması tarafından yitirilmeyen Arabistan ve Avrasya yakınsamasının bir kısmı doğu İran'daki doğrultu atım faylar aracılığı ile Kopet Dag bindirme-kıvrım kuşağına aktarılmaktadır ve birçok ters fay ile bu kuşak güneyde Orta İran bloğundan ayrılmaktadır (Berberian, 1981). Vernat vd. (2004)'e göre Kopet Dag'da yakınsama hareketinin 6 ± 2 mm/yıllık kısmı karşılanmaktadır (Şekil 1.3). Orta İran boylamlarında ise kısalma Zagros (7 ± 2 mm/yıl) ve Alborz kıvrım kuşakları üzerinde (8 ± 2 mm/yıl) dağılmıştır (Vernant vd., 2004; Hessami ve Jamali, 2006).

Ülkede doğrultu atımlı hareketler Zagros bindirme kuşağı ile Makran dalma-batması arasındaki geçiş zonuna denk gelen MZPFS boyunca (Haynes ve McQuillan, 1974; Kadinsky-Cade ve Barazangi, 1982), Lut bloğunun doğusu ve batısını sınırlandıran faylar boyunca (Tirrul vd., 1983; Walker ve Jackson, 2002) ve kuzeybatı İran'daki doğrultu atımlı fay sistemleri boyunca sağlanmaktadır. Kuzeybatı İran, kuzeyde Kafkaslar ve güneyde Zagros dağları (iki bindirme kuşağı) arasında yer alan yoğun deformasyon ve deprenselliğin gözlemlendiği bir bölgedir. Deprem odak mekanizmaları Arabistan ile Avrasya plakaları arasındaki yakınsamanın çoğunlukla bu bölgedeki BKB doğrultulu sağ-yanal doğrultu atımlı faylar ile sağlandığını göstermektedir

(Hessami ve Jamali, 2006). GPS çalışmaları, bu fay sistemleri üzerinde (Kuzey Tebriz Fayı (KTF)) gerçekleşen yer değiştirmelerin 8 ± 2 mm/yıl olduğunu ortaya koymaktadır (Vernant vd., 2004). Bu yer değiştirmeler dikkate alındığında Jackson (1992) tarafından önerilenin (KAFZ'nin KB İran'daki devamının MRF olduğu) aksine KTF zonunun, KAF ve güneydoğu Türkiye'deki diğer sağ-yanal fayların KB İran içine doğru uzantısı olduğu anlaşılmaktadır (Hessami ve Jamali, 2006). Nitekim MRF üzerinde gözlenen düşük yer değiştirmeler bu düşünceyi destekler niteliktedir (Hessami ve Jamali, 2006).

MZPFS, batıda kıta-kıta çarpışmasını (Zagros) doğuda okyanusal kabuğun kıtasal kabuk altına dalımından (Makran) ayıran geçiş zonudur. Bu özelliği ile ülkenin önemli tektonik yapılarından biri olan MZPFS, Makran dalma-batma zonunun batı sınırını oluşturur ve Zagros deformasyon alanını batı Makran'a bağlar (Peyret vd., 2008). GPS çalışmaları (Vernant vd., 2004) bu fay sisteminin 11 ± 2 mm/yıl hızla hareket ettiğini göstermektedir (Şekil 1.3).

Zagros bindirme kuşağının güneydoğusunu sınırlandıran Makran dalma-batması Zagros aktif bindirme-kıvrım kuşağı ile karşılaştırıldığında düşük ve saçılmış bir sismisite ile karakterize edilir. Berberian (1981) bu dalma-batma zonu boyunca deprenselliğin zayıf ya da hiç olmayışını dalma-batmanın çok sığ açılı olması ile açıklamıştır. Arabistan plakasının okyanusal kabuğunun Makran dalma-batma zonu boyunca tüketildiği bu kısımda yakınsama hareketinin 19 ± 2 mm/yıl olduğu vurgulamıştır (Vernant vd., 2004) (Şekil 1.3).

Arabistan-Avrasya deformasyonunun doğu sınırı, kabaca 61° D boylamıdır. Daha doğuda dağlık topografyada, fay aktivitesinde ve deprensellikte keskin bir kesilme gözlenmektedir (Allen vd., 2004). Allen vd. (2004)'e göre 60° D boylamında yaklaşık 26 mm/yıllık Arabistan-Avrasya yakınsamasının 16 mm/yıllık kısmı Orta İran ile durağan Avrasya arasında sağlanmaktadır. Bu hareket İran'ın doğu sınırı boyunca K-G doğrultulu sağ-yanal faylar üzerinde sağ yanal makaslama neden olmaktadır (Allen vd., 2004). Bu 16 mm/yıllık sağ-yanal makaslama Lut bloğunun batı ve doğu sınırını sınırlandıran sırasıyla Gowk, Nayband ve Sistan Sütur Zonu fay sistemleri arasında bölünmüştür (Allen vd., 2004; Ma'hood vd., 2009). 34° K

enleminin kuzeyinde ise bu sađ-yanal makaslama, yaklaşık dűsey ekseninde saat yönünde dönen (Hessami ve Jamali, 2006; Fattahi vd., 2007) dođu-batı doğrultulu sol-yanal faylar (Doruneh ve Daht-e Bayaz) ile sağlanmaktadır. Berberian ve Yeats (1999), bu fay sistemleri üzerindeki kayma hızının 2.5 mm/yıl olduğunu ileri sürerken Mousavi vd. (2013) yaptıkları çalışmada, kuzeye yönelimli hızların hem Doruneh hem de Dasht-e Bayaz fayları boyunca İran'ın dođu sınırından batıya doğru gidildikçe attığını vurgulamıştır. Aynı durum daha kuzeydeki (36 °K enleminde) Kopet Dagh ve Alborz dađ kuşakları boyunca da gözlenmektedir (Mousavi vd., 2013).

BÖLÜM 2. METOT

2.1. Sismik Dalga Şekillerinin Modellenmesi

Sismogramlarda kaydedilen her bir hareketi anlamak geçmişten günümüze sismologların en önemli amaçlarından biri olmuştur. Bu amaç için geliştirilen tekniklerden biri sismik dalgaların içerdiği tüm bilgiyi elde etmeyi amaçlayan dalga şekli modellemesidir (Langston ve Helmberger, 1975). Dalga şekli modellemesi yer yapısı modellerini incelemek ve bir fayın kırılma süreçlerini anlamak için mevcut en güçlü yöntemlerden biridir. Metot derinlik, faylanma mekanizması, kaynak-zaman fonksiyonu ve sismik moment açısından tanımlanan bir nokta kaynak modelinden hesaplanan (sentetik) dalga şekilleri ile odak çevresinde çeşitli azimutlarda gözlenen dalga şekillerinin karşılaştırılmasına dayanmaktadır (Udias, 1999).

Sentetik sismogramları oluşturmak için temel matematiksel teori “Doğrusal Filtre Teorisi” olarak adlandırılır. Bu teoriye göre sismogram bir dizi doğrusal filtrenin çıktısı olarak kabul edilir ve bu filtrelerin her biri sismik kaynak ya da yayılımın bazı yönlerine açıklama getirir. Sismik dalga şekli modellemesinde üç basit filtre vardır (Lay ve Wallace, 1995) (Denklem 2.1).

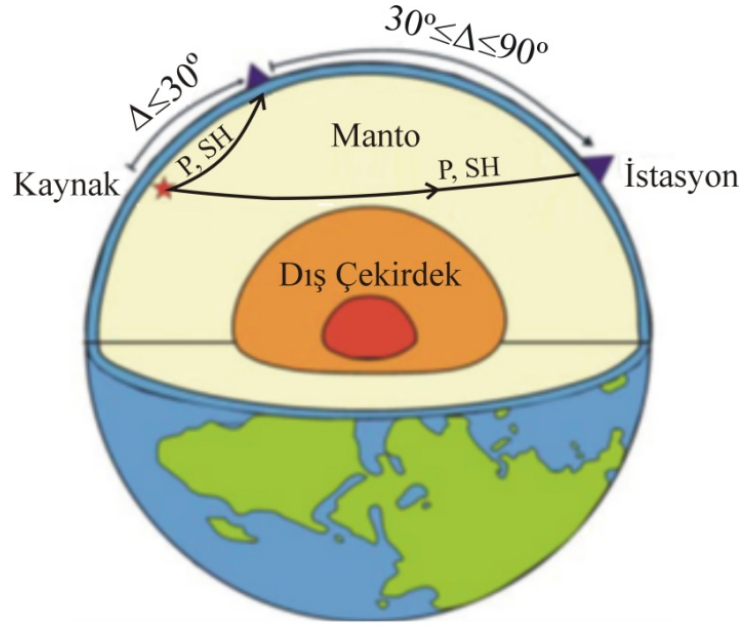
$$u(t) = s(t) * g(t) * i(t) \quad (2.1)$$

Burada $u(t)$ sentetik sismogram, $s(t)$ sismik kaynağın etkisi, $g(t)$ deprem kaynağı ile kayıtçı arasındaki yolun etkisi ve $i(t)$ sismometrenin kendi etkisidir (alet etkisi). “*” ise konvolüsyon işlemi temsil etmektedir. Bu üç etkiden en iyi bilineni alet etkisidir. Bununla birlikte kaynak etkisi ve yol etkisi de matematiksel olarak modellenebilmektedir.

Denklem 2.1'deki en karmaşık filtre yer transfer fonksiyonu (Earth Transfer Function) olarak adlandırılan yol etkisidir. Bu filtre yansıma fazları, kırılmalar, saçılmalar, elastik olmayan atenüasyon, mod dönüşümleri ve geometrik yayılma gibi çeşitli dalga yayılım etkilerini içermektedir. Bu yüzden $s(t)$ ve $g(t)$ bu etkileri açıklamak için çeşitli filtrelere bölünebilir (Lay ve Wallace, 1995). Örneğin $g(t)$ sismik dalga sönümüne açıklama getiren bir filtre ile birlikte yer içindeki tabaka sınırlarındaki yansımalar ve kırılmalardan dolayı varışların çeşitliliğini açıklayan bir filtreye bölünebilir. Aynı şekilde $s(t)$ 'le fay kırılma özellikleri ve kaynak yayılım koşullarını açıklayan filtrelere bölünebilir (Lay ve Wallace, 1995).

Bu şekilde bir deprem için herhangi bir istasyonda yapay olarak sismogramlar üretilebilmektedir. Üretilen bu sentetik sismogramın gerçeğini ne kadar yansıttığı aynı deprem için o istasyonda gözlenen sismogram ile karşılaştırılmasıyla anlaşılmaktadır. Bu işlem sismolojide dalga şekli modellemesi olarak adlandırılmaktadır. Bu karşılaştırma işlemi, görsel olarak ya da sentetik ve gözlenmiş dalga şekilleri arasındaki farkın azaltılmasıyla yapılabilir. Bu problemin diğer bir çözümü de Hartzell (1978) tarafından önerilen ampirik Green's fonksiyonlarının kullanımınıdır. Bu yöntemde göre Green's fonksiyonları yapay olarak hesaplanmaz. Bunun yerine incelenen büyük depremin yakınında odaklanan ve benzer bir mekanizmaya sahip depremin kaydı Green's fonksiyonu olarak ele alınır (Udias, 1999).

Dalga şekli modellemesi genelde telesismik uzaklıklardaki ($\Delta \geq 30^\circ$) depremlere uygulanmaktadır (Udias, 1999) (Şekil 2.1). 30° 'den yakın istasyonlarda kabuk yapısındaki bölgesel değişimlerden dolayı sismogramların görüntüleri yerel olarak değişiklik gösterdiğinden yorumlanmaları zorlaşmaktadır. Bu uzaklıklarda kaydedilen sismogramlar kabuk-manto sınırından birçok kere kırılan ve yansıyan fazları içermektedir. Ayrıca $13^\circ \leq \Delta \leq 30^\circ$ arasında yer alan 400 km ve 660 km süreksizliklerinden gelen fazlardan dolayı da deprem kayıtları oldukça karmaşık hale gelmektedir. 90° den uzak istasyonlarda ise P ve S fazları ile çekirdek fazları karışmaktadır. Bu nedenle modelleme çalışmalarında, yer içinin bozucu etkilerinden çok kaynak özelliklerini taşıyan bilgileri içeren $30^\circ \leq \Delta \leq 90^\circ$ arasındaki telesismik uzaklıklarda kaydedilen deprem kayıtları kullanılmaktadır.



Şekil 2.1. Telesismik cisim dalgalarına ait Green's Fonksiyonunun hesaplanması için varsayılan yer modelinin şematik gösterimi (Yolsal 2008'den değiştirilerek alınmıştır)

Dalga şekli modellemesi sırasında karşılaşılabilecek en önemli belirsizlik, kaynak zaman fonksiyonunun süresi ile deprem odak derinliği arasında olmaktadır. Derin odak derinliği ve kısa kaynak zaman fonksiyonuna sahip olan bir kaynak, sığ odaklı ve uzun kaynak zaman fonksiyonuna sahip kaynak ile benzer sonuçlar üretebilmektedir. Bu belirsizlik ancak geniş-bantlı yüksek kaliteli deprem kayıtları ve iyi azimutal dağılıma sahip çoklu istasyon verisi kullanılmasıyla aşılabilmektedir (Lay ve Wallace, 1995).

Elastodinamikte Green's fonksiyonu uzay ve zaman boyutu içinde impulsif rastgele yönelimdeki birim kuvvete karşılık gelen yer değiştirmeleri temsil etmektedir (Aki ve Richards, 2002). Green's fonksiyonları cinsinden temsil fonksiyonunu kullanarak ortamdaki herhangi bir nokta için $[u_n(x_s, t)]$ yer değiştirmesi;

$$u_n(x_s, t) = \int_{-\infty}^{\infty} d \int_{\Sigma} \Delta u(\xi_s, \tau) C_{ijkl} G_{nk,l}(x_s, t; \xi, \tau) n_j(\xi_s) dS \quad (2.2)$$

denklemini ile ifade edilir. Burada C_{ijkl} ortamın elastik sabitleri, $G_{nk,l}$ Green's fonksiyonunun türevleri ve n_j Σ yüzeyi üzerinde her noktaya normal olan birim vektördür (Bkz. Aki ve Richards, 2002; Bölüm 2 ve 3). Sonuç olarak sismik kaynak

Σ yüzeyi üzerinde kayma vektörü Δu ile ifade edilen bir dislokasyon veya yer değiştirme süreksizlikle temsil edilmektedir. Bir fayın iki düzleminin bir birine göre göreceli hareketi Δu şeklinde tanımlanmaktadır. Buna göre G Green's fonksiyonu, Σ yüzeyi üzerinde ξ_i noktasından x_i noktasına yayılıma ortamın tepkisini ifade etmektedir.

Denklem 2.2 belli bir doğrultuda etkin olan tek bir kuvvet için çözüm verir. Birim impulsif kuvvet tarafından j doğrultusunda neden olunan u_{ij} yer değiştirmesi ise,

$$u_{ij} = \frac{1}{4\pi\rho} \left[\frac{1}{r^3} (3\gamma_i\gamma_j - \delta_{ij}) \int_{t-\frac{r}{\alpha}}^t \tau \ddot{x}(\tau) d\tau - \frac{1}{r\alpha^2} \gamma_i\gamma_j \delta \left(t - \frac{r}{\alpha} \right) - \frac{1}{r\beta^2} (\gamma_i\gamma_j - \delta_{ij}) \delta \left(t - \frac{r}{\beta} \right) \right] \quad (2.3)$$

şeklinde ifade edilebilir. Bu denklem α (P dalga hızı) ve β (S dalga hızı) hızlarına sahip sonsuz, homojen ve izotropik bir ortamdaki yer değiştirmenin Green's fonksiyonu ile ifadesidir ve γ kaynaktan gözlem noktasına olan doğrunun doğrultu kosinüsleri ($\gamma_i = (x_i/r) = \partial r / \partial x_i$) ise uzaklıktır. j indeksi kuvvetin yönünü ifade etmektedir. Denklem 2.3'ün son iki terimi uzaklıkla $1/r$ ile azaldığından kaynaktan uzaktaki yer değiştirmelere, ilk terimi ise $1/r^3$ ile daha hızlı bir şekilde azaldığından yakın alan yer değiştirmelere karşılık gelir. Bu nedenle telesismik uzaklıklarda son iki terim kaynak çalışmalarında kullanılır (Udias, 1999; Utkucu, 2002). Sonsuz bir ortamda P dalgası yer değiştirmesi aşağıdaki şekilde ifade edilir.

$$u_j = \frac{M_0 f(t - r/\alpha)}{4\pi\rho r^2} (n_k l_i + n_i l_k) \gamma_i \gamma_k \gamma_j \quad (2.4)$$

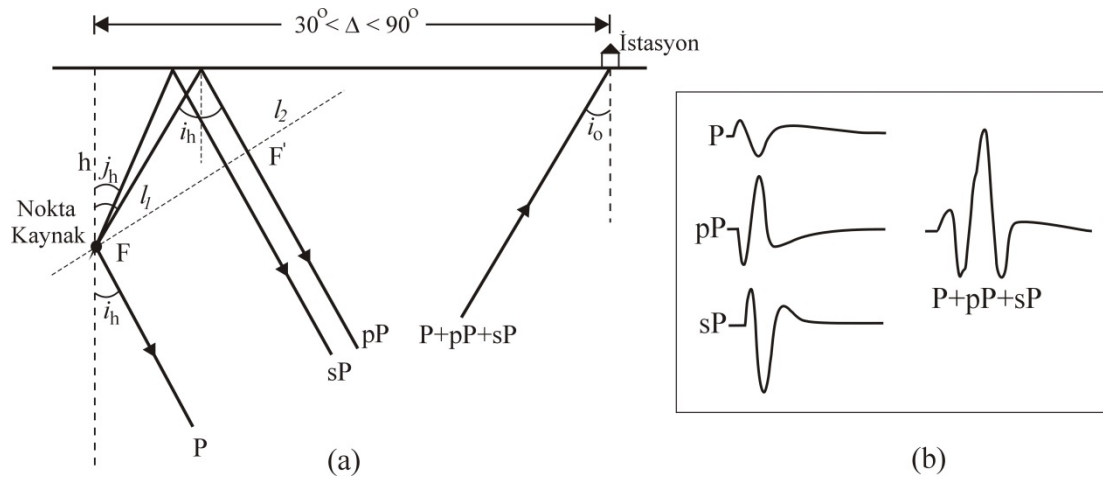
Burada vektör bileşenleri l ve n ; ϕ (azimut), δ (fay eğimi), ve λ (kayma vektörü açısı) cinsinden ifade edilebilir (Udias, 1999). Okal (1992) dalgalar üzerinde kritik önemi olan odak derinliğinin (h), modellemenin önemli bir parametresi olduğunu vurgulamıştır. Eğer odak çok derinde ise yansıyarak gelen pP ve sP dalgaları doğrudan gelen dalgalardan ayrılır ve sadece doğrudan gelen dalgaya ihtiyaç duyulur (Şekil 2.2).

$$A = \frac{1}{2} \sin \lambda \sin(2\delta) \quad (2.8)$$

$$B = \sin \lambda \cos \delta \cos \phi + \cos \lambda \cos \delta \cos \phi \quad (2.9)$$

$$C = \sin \delta \cos \phi \sin \frac{1}{2} \sin \lambda \cos(2\phi) \quad (2.10)$$

Telesismik uzaklıklarda ise uzun periyod P dalga şekillerini odak bölgesindeki ve kayıt eden istasyon altındaki tabakalanma etkilemediğinden gözlenen P dalga şekilleri, direk gelen P dalgası ve odak altındaki serbest yüzeyden yansiyarak gelen pP ve sP dalgalarının toplanmasından oluşmaktadır (Şekil 2.3).



Şekil 2.3. P, pP ve sP dalgaları için (a) odakta ve istasyondaki ışın yolları, (b) sinyallerin toplamı (Udias, 1999)

Buna göre denklem 2.5, Genelleştirilmiş Işın Teorisi yardımıyla aşağıdaki şekilde yazılabilir (Langston ve Helmberger, 1975; Udias, 1999).

$$u_z^P(t) = \frac{M_0}{4\pi \rho \alpha_h^3 r} g(\Delta) G(r, \theta) C_z(i_0) \left[\begin{array}{l} R^P(\phi, i_h) f(t - \bar{p}) + \\ R^P(\phi, \pi - i_h) V_p f(t - \bar{p} - \Delta t_{pP}) + \\ R^S(\phi, \pi - i_h) V_s f(t - \bar{p} - \Delta t_{sP}) \end{array} \right] \quad (2.11)$$

Denklem 2.11'deki köşeli parantez içindeki ilk terim doğrudan gelen P dalgasına, ikinci terim pP fazına ve üçüncü terim sP fazına karşılık gelmektedir (Şekil 2.3). R^P ve R^S sırasıyla P (denklem 2.6) ve SV (denklem 2.7) dalgalarının normalize edilmiş yayılım örüntüleridir. V_{pP} ve V_{sP} ise sırasıyla gelen P ve yansıyan P, gelen SV ve yansıyan P dalgalarının serbest yüzeydeki yansıma katsayılarıdır (Ayrıntılar için Udias, 1999; Bölüm 5'e bakınız).

Şekil 2.3 (a)'da görüldüğü gibi pP ve sP dalgaları için ışınlar odağı yukarı yönde terk ettiğinden bu fazlar için odağı terk ediş açıları sırasıyla $(\pi - i_h)$ ve $(\pi - j_h)$ yazılabilir ve Snell kanununa göre $s i \eta_h \neq (\beta_h / \alpha_h) s i \eta_h$ 'dir. Eğer " t_p " P dalgasının varış zamanı ise pP ve sP dalgalarının varışlarının bu zamana göre gecikmeleri, yüzeydeki ve odaktaki aynı terk ediş açısına sahip doğrudan veya yansıyan dalgalar kullanılarak hesaplanabilir. Bu durumda her iki ışının seyahat zamanları aynıdır ve pP dalgası için gecikme zamanı $\Delta t_{pP} = (l_1 + l_2) / \alpha$ 'dır. Burada $l_1 + l_2 = 2hc \cos \xi_h$ 'dir (Udias, 1999). Benzer şekilde sP dalgasının gecikme zamanı da elde edilebilmektedir. Buna göre, pP ve sP dalgalarının gecikme zamanları denklem 2.12 ve 2.13'deki şekilde yazılabilir.

$$\Delta t_{pP} = t_{pP} - t_P = \frac{2hc \cos \xi_h}{\alpha_h} \quad (2.12)$$

$$\Delta t_{sP} = t_{sP} - t_P = h \left(\frac{\cos \xi_h}{\beta_h} + \frac{\cos \xi_h}{\alpha_h} \right) \quad (2.13)$$

Bu denklemlerden yararlanarak P, pP ve sP dalgalarının varışlarının toplamına karşılık gelen (Şekil 2.3 (b)) P dalgası teorik yer değiştirmelerini (u_z^P) her bir istasyon için hesaplayabiliriz. Sentetik dalga şekilleri gözlenmiş sismogramlarla karşılaştırılmadan evvel alet etkisi $i(t)$ ile konvole edilmelidir. Genellikle kaynak mekanizması çalışmalarında alet etkisi gözlenmiş dalga şekillerinden giderilmektedir (Udias, 1999).

Gerçekte yer içi tam elastik bir yapıda değildir ve bu nedenle dalga hareketleri sönüme uğrarlar. Cisim dalgalarının modellenmesi çalışmalarında, genellikle elastik

dalga şekli, t^* sönüm operatörüyle (Denklem 2.14) konvolüsyona tabi tutularak sönüm etkisi içerilir (Hartzell ve Langer, 1993; Lay ve Wallace, 1995).

$$t^* = \frac{T}{Q} = \frac{\text{Seyehat zamanı}}{\text{Kalite faktörü}} \quad (2.14)$$

Burada T ışının seyahat zamanı, Q ışın boyunca ortalama sismik kalite faktörüdür. Yer içinde Q , derinliğin (ve frekansın) bir fonksiyonudur ve en düşük Q değerine (en yüksek sönüm) üst manto içinde rastlanır. $Q=Q(r)$ iken t^* genellikle bir yol (path) integrali olarak

$$t^* = \int_{y_0} \frac{dt}{Q} = \sum_{i=1}^N \frac{t_i}{Q_i} \quad (2.15)$$

şeklinde yazılabilir (Lay ve Wallace, 1995). Burada t_i ve Q_i tabakalı bir yer modelinde i 'ninci tabaka için sırasıyla seyahat zamanı ve kalite faktörüdür. Bu yüzden t^* ortalama yol değerinden türetilen toplam seyahat zamanıdır. Gözlemsel olarak $30^\circ < \Delta < 95^\circ$ arasındaki telesismik uzaklıklarda 1 saniyeden daha uzun periyotlu cisim dalgaları için t^* sönüm operatörünün yaklaşık olarak sabit olduğu bulunmuştur (Lay ve Wallace, 1995). Bu aralıkta P dalgaları için sönüm operatörü $t_\alpha^* \approx 1.0$ ve S dalgaları için sönüm operatörü $t_\beta^* \approx 4.0$ 'dır. t^* içeren dalga sönüm denklemi

$$A = A_0 e^{-\pi f^* t} \quad (2.16)$$

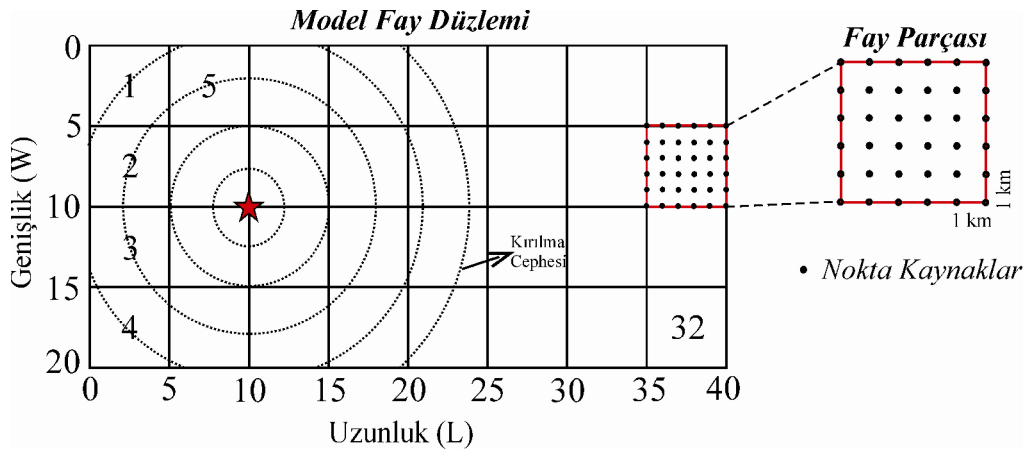
şeklinde yazılabilir (Lay ve Wallace, 1995). Burada S dalgaları için t^* değerinin P dalgalarınınkinden çok daha büyük olduğuna dikkat edilmelidir. Buda bize S dalgalarının P dalgalarına göre çok daha hızlı sönümlendiğini ve P dalgalarının kırılmanın ayrıntısına S dalgalarına göre daha duyarlı olduğunu göstermektedir. Yüzeydeki bir kaynak için t^* sönüm operatörünün değeri, 0.1-5 Hz frekans aralığında P dalgaları için 1-0.5 aralığında yer alırken S dalgaları için bu değer 4.5 kat daha büyük olmaktadır (Utkucu, 2002).

2.2. Sonlu-Fay Analizi

Küçük ve büyük depremlerin genel kaynak özellikleri (doğrultu, eğim, rake açısı ve toplam sismik moment) deprem kaynağı nokta kaynak veya birkaç nokta kaynakla temsil edilerek bulunabilir (Nabelek, 1984; Kikuchi ve Kanamori, 1991). Ancak deprem kaynağında meydana gelen kırılmanın boyutları ve kayma büyüklüklerinin dağılımı gibi ayrıntılı kaynak parametrelerinin tespiti deprem kaynağının sonlu bir fay olarak düşünülerek bir modelleme yapılmasını gerektirmektedir. Sonlu-fayın etkileri özellikle yakın uzaklıklarda belirgindir (Utkucu, 2002).

Sismik yayınımına öncelikle dört faylanma parametresi etki eder (Lay ve Wallace, 1995). Bunlardan birincisi kırılma hızıdır (V_r). Kırılmanın sonlu bir hızla ilerlemesinden dolayı fayın belirli kısımlarının diğer kısımlarına nazaran çok önceden enerji yaymasına ve bunun sonucu olarak gecikmiş sismik dalgalar birbirine girişimde bulunarak yönelim (directivity) etkisine neden olmaktadır (Hall vd., 1995). İkincisi 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 belli bir noktanın yer değiştirmesini tamamlaması için geçen zamanı karakterize etmektedir. Bazen dördüncü parametre olarak fay üzerindeki tanecik hızı da verilmektedir. Tanecik hızı fay üzerindeki tek bir taneciğin ilk konumundan son konumuna ulaşma hızıdır. Faylanma sonucundaki yer değiştirmenin yükselim zamanına bölünmesi ile elde edilir. 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 düşünülebilmese de gerçekte tüm depremler tek bir nokta kaynak yer değiştirmesinden ziyade L uzunluğu ve W genişliğindeki sonlu bir fay ile ilgilidirler (Şekil 2.4). Deprem kaynağını sonlu-fay olarak tanımlayabilmek için fay yüzeyi üzerine dağılmış çok sayıda nokta kaynak düşünebiliriz. Bu nokta kaynakların çoğu benzer yer değiştirme evrimine (displacement history) sahiptir. Buna göre faylanmanın gerçek kaynak-zaman fonksiyonunu elde etmek için tüm bu nokta kaynakların tepkileri toplanmalıdır.



Şekil 2.4. Çalışmada kullanılan sonlu-fay ters çözüm yönteminde model fay düzleminin tanımlanmasının şematik görüntüsü. Yıldız depremin odağını temsil etmektedir

Ancak, sonlu-fay üzerindeki nokta kaynaklar kırılma cephesi ilerledikçe konumlarına bağlı olarak farklı zamanlarda yer değiştirmeye uğrarlar (Şekil 2.4). 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 miktarlarınınca geciktirilip toplanmalıdır. Buna göre tüm nokta kaynak tepkilerinin toplamı olan herhangi bir istasyondaki düşey yer değiştirme;

$$u(r, \vartheta) = \sum_{i=1}^N u \left[r, t - \frac{r_i}{\alpha} - \Delta t_i \right] \quad (2.17)$$

şeklinde nokta kaynak tepkilerinin toplamı ile yazılabilir. Burada u nokta kaynak tepkisidir ve denklem 2.11'de verilen bağıntı ile hesaplanır. i nokta kaynak sayacı, r nokta kaynağın istasyona olan uzaklığı, α P dalga hızı, r/α nokta kaynak istasyon uzaklığı nedeniyle oluşan zaman gecikmesi, Δt_i ise kırılma cephesinin sonlu-fay üzerinde ilerlemesine bağlı olarak oluşan zaman gecikmesidir.

2.2.1. Çalışmada uygulanan sonlu-fay ters çözüm metodu

Bu çalışmada, Hartzell ve Heaton (1983) tarafından geliştirilen bir doğrusal Sonlu-Fay Ters Çözüm Metodu (Finite-Fault Inverse Techniques) kullanılmıştır. Deprem kırılmasını temsil eden bir fay düzlemi üzerinde konumun bir fonksiyonu olarak

kosismik yer değiştirmelerin elde edildiği bu yöntemde, ilk olarak bu temsili fay düzleminin iyi bir şekilde tanımlanması gerekmektedir (Hartzell ve Heaton, 1983). Bunun için sabitlenmiş doğrultu, eğim ve boyutlara sahip bir model fay düzlemi belirlenir ve depremin odağı bu model fay düzlemi üzerine oturtularak düzlem kaynak bölgesindeki kabuksal yapı içindeki uygun derinliğe yerleştirilir. Başlangıç için belirlenen model fay düzleminin boyutları (fay uzunluğu ve genişliği) alışılan depremin artçı deprem dağılımı ve yüzey kırık uzunluğundan, fay düzleminin doğrultu ve eğimi ise daha önce yapılmış olan fay düzlemi çözümlerinden elde edilebilir.

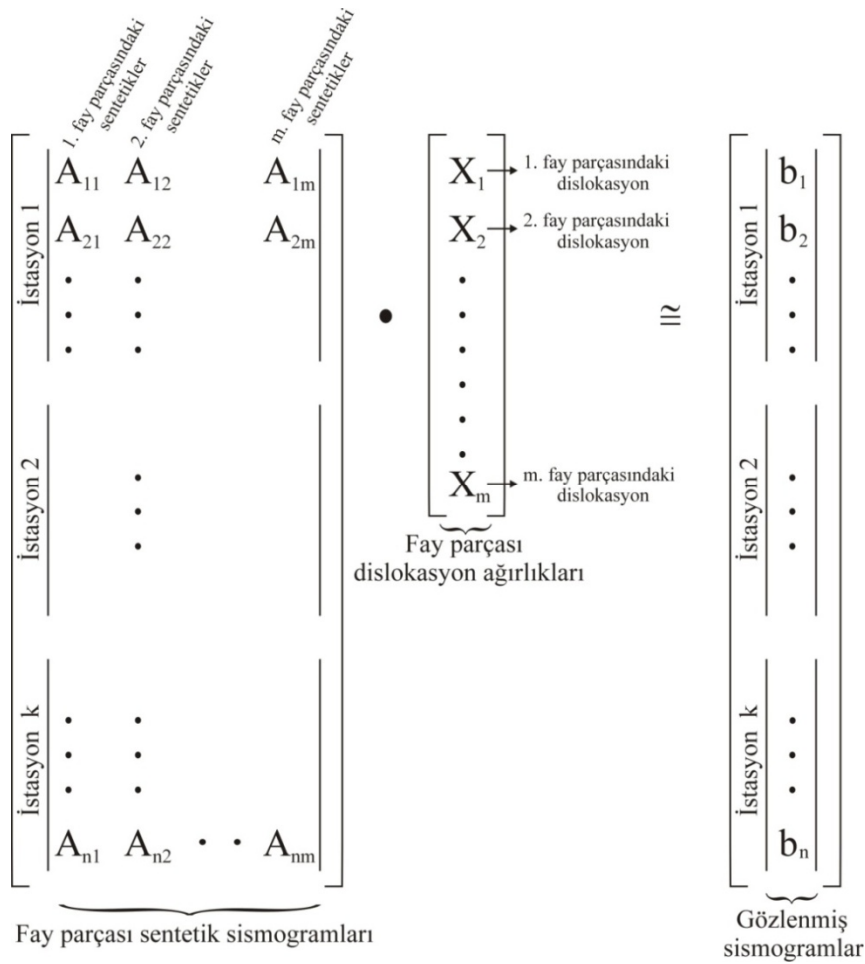
Daha sonra, model fay düzlemi kaymanın uzaysal dağılımının belirlenebilmesi için eşit boyutlarda N adet fay parçasına bölünür (şekil 2.4). N'nin değeri, ters çözümü yapılacak verinin frekans içeriği, model fay düzleminin boyutları ve hesaplamada karşılaşılacak zorluklar dikkate alınarak belirlenir (Hartzell ve Heaton, 1983; Mendoza ve Hartzell, 1988, 1989; Utkucu, 2002). Daha sonra uygun sayıda nokta kaynak, her bir fay parçası üzerindeki kırılma cephesinin yayılımını temsil için her bir fay parçası üzerine düzgün bir şekilde dağıtılır (şekil 2.4). Nokta kaynak aralıkları, kırılma cephesinin fay parçası boyunca yayılımı için varsayılan kırılma hızı ve nokta kaynak yükselim zamanı göz önüne alınarak belirlenir. Yine kırılma cephesinin fay parçası boyunca yayılmasının düzgün olarak temsili için her bir nokta kaynak, değişen nokta kaynak-istasyon uzaklıklarından kaynaklanan yayılma zamanı farklarını içermek için zamanca uygun olarak geciktirilir. Böylece tüm fay parçaları ayrı ayrı yönelim (directivity) etkisini içermiş olur.

Buna göre fay parçalarına ait sentetik dalga şekilleri denklem 2.17'de belirtilen şekilde nokta kaynak tepkilerinin toplanması ile bulunur ve sentetik dalga şekilleri ters çözümde kullanılan tüm istasyonlarda her bir fay parçası için hesaplanır (Mendoza, 1993). Sentetik dalga şekilleri için nokta kaynak tepkileri (veya Green's fonksiyonları) Langston ve Helmberger (1975) tarafından tanımlanan Genelleştirilmiş işın tekniği kullanılarak hesaplanır ve bu sentetik dalga şekilleri tabakalı yapı içindeki yansımaları ve mod dönüşümlerini içerir (Wald vd., 1991; Mendoza, 1993). Sentetik dalga şekilleri ve gözlenmiş düşey sismogramların karşılaştırılması,

$$A \cdot x \cong b$$

(2.18)

şeklinde aşırı tanımlı doğrusal denklemler sistemi (overdetermined system of linear equations) belirler. Burada A , $n \times m$ boyutlarındaki sentetikler matrisi ve b , gözlenmiş sismogramları içeren n uzunluğunda bir veri vektörüdür. x ise gözlenmiş veriyi tekrar üretmek için gerekli fay parçası doğrultu atım ve eğim atım dislokasyon ağırlıklarını içeren m uzunluğunda çözüm vektörüdür (Hartzell ve Heaton, 1983; Mendoza ve Hartzell, 1988; Mendoza ve Hartzell, 1989). Denklem 2.18'nin açık yazılışı Şekil 2.5'te şematik olarak gösterilmiştir.



Şekil 2.5. En küçük kareler ters çözüm tekniğinin şematik gösterimi (Hartzell ve Heaton, 1983)

A matrisinin satır sayısı ters çözümde kullanılan toplam veri sayısına ve sütun sayısı da fay parçası sayısına eşittir. Çözüm vektörü olan x matrisinin eleman sayısı da fay parçası sayısına eşittir. Burada amaç x 'in elemanlarını yani ağırlıklarını bulmaktır. Kısaca A matrisinin her bir sütunu, ters çözümdeki tüm istasyonlar için belirli bir fay

parçası ve belirli bir mekanizma (ya doğrultu atım ya da eğim atım) için uç uca dizili sentetik sismogramlardan oluşmaktadır. Benzer şekilde b de tüm gözlenmiş kayıtların uç uca dizilmesiyle oluşur. Böylece her bir kayıt üzerindeki her bir zaman noktası ters çözüme açıkça dahil edilmiş olur.

Yukarıda değinildiği gibi denklem 2.18 aşırı tanımlı bir doğrusal denklem sistemidir. Aşırı tanımlı denklem sistemi, ters çözümde bulunacak parametre sayısından çok daha fazla sayıda denklem içeren denklem sistemi olarak tanımlanmıştır (Menke, 1989). Bu tür problemler tipik olarak bilinmeyen sayısından daha fazla veriye ($n > m$) sahiptir. Böyle ters çözüm problemlerinin tam bir çözümü yoktur ve en küçük kareler metodu en yaklaşık sonucu elde etmek için kullanılır. Bu çalışmada, Lawson ve Hanson (1974) tarafından geliştirilen çözümü pozitif olmaya zorlayan Householder En Küçük Kareler Ters Çözüm Metodu fay parçası dislokasyon ağırlıklarının hesaplanması için kullanılmıştır. Çözümü pozitif olmaya zorlamasıyla fay düzlemi üzerindeki geri kaymaya müsaade edilmediği gibi fay parçaları arasındaki bozucu etkiler de engellenir ve çözüme bir duraylılık getirilir (Utkucu, 2002). Ters çözümde duraylılık (stability) çözümün verideki küçük hatalara duyarsızlığı olarak tanımlanır.

Buna göre denklem 2.18'i doğrusal en küçük kareler tekniği ile çözebiliriz ancak çözüm yine duraysız olur (Hartzell ve Heaton, 1983; Mendoza ve Hartzell, 1988; Hartzell ve Langer, 1993; Wald ve Heaton, 1994). Çünkü A matrisi ill-conditioned bir matris olduğundan dolayı istikrarsızlık ortaya çıkar. Buda verideki küçük bir değişikliğin çözümde büyük bir değişikliğe neden olacağı anlamına gelir. Bu duraysızlık denklem 2.18

$$\begin{bmatrix} A \\ \lambda F \end{bmatrix} x \cong \begin{bmatrix} b \\ \lambda d \end{bmatrix} \quad (2.19)$$

şekline getirilerek giderilebilir (Hartzell ve Heaton, 1983; Mendoza ve Hartzell, 1988; Hartzell ve Langer, 1993). Burada $F x \cong d$ doğrusal kısıtlama seti, λ ise sayısal bir ağırlıktır. Bunu yaparak veriye uyumun bir kısmı azaltılabilir ancak λ 'yı ayarlayarak tatmin edici bir sonuç elde edilebilir. Duraylılık kısıtlamaları çeşitli biçimlerde olabilir. Bu çalışmada moment azaltım kısıtlaması (moment minimization

constraint) ve düzgünleme kısıtlaması (smoothing constraint) kullanılmıştır. Eğer F , birim matrise ($F=I$) ve d' de sifira eşitlenirse ($d=0$) her bir fay parçası üzerindeki kayma miktarı sifira eşit olmaya zorlanır ($x_i = 0$) ve bu şekilde minimum momente sahip bir çözüm elde edilmiş olur (moment azaltım kısıtlaması).

Eğer F ve d , bitişik fay parçası ağırlıkları arasındaki fark sifir olacak şekilde seçilirse çözüm bir fay parçasından diğerine düzgünce değişen bir uzaysal dağılıma sahip olacaktır. Bu durumda $F_x \cong d$, i ve j bitişik fay parçası indisleri olmak üzere $x_i - x_j = 0$ olacak şekilde bir forma sahip olacaktır (smoothing constraints-düzgünleme kısıtlaması). Bu şekilde, kaymanın bitişik fay parçaları arasında düzgün değişen bir uzaysal dağılım gösterdiği en düşük sismik momente sahip bir çözüm elde edilmeye çalışılır (Utkucu vd., 2002). Sayısal ağırlık faktörü olan λ 'nın değeri, uygun düzgünleştirme ve moment azaltım kısıtlaması miktarını saptamak için birkaç ters çözüm denemesi süresince değiştirilerek bulunmaya çalışılır. Bu denemelerde gözlenmiş veriye uyum da gözetilerek bu kısıtlamalar için uygun sayısal ağırlık faktörleri belirlenir.

En küçük kareler ters çözüm metodunda gözlenmiş veriler ile sentetikler arasındaki farkın (e) büyüklüğünü belirlemek için, hataların Gauss dağılımına sahip olduğunu varsayan L_2 Euclidian normu kullanılmaktadır (Menke, 1989). Euclidian normu bize gözlenmiş verilerle sentetikler arasındaki uyumsuzluğun doğrudan bir ölçüsünü vermektedir. Buna göre yapılan bir ters çözüm denemesi için hata miktarı aşağıdaki bağıntı ile verilir.

$$\|e\|_2 = \|b - A\| = \left[\sum_i |e_i|^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2.20)$$

Başlangıç model fay düzlemi belirlenirken tanımlanan kayma vektörü açısı, kırılma hızı ve odak derinliği gibi parametreler değiştirilerek yapılan birkaç ters çözüm denemesi sonucunda denklem 2.20 ile elde edilen hata miktarları karşılaştırılır ve bu şekilde veriye en iyi uyumu veren model parametreleri bulunur. Bazen veriye aynı uyumu veren farklı model parametreleri ile karşılaşılabılır. Bu durumda kayma

dağılım modelinin kabul edilebilir olması için aşağıda belirtilen şartları sağlaması gerekir (Utkucu, 2002).

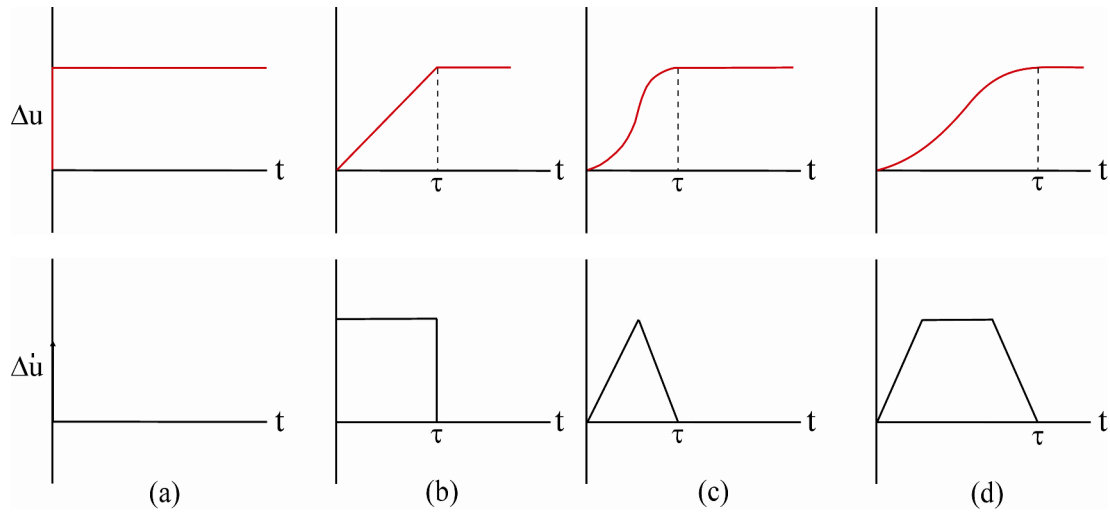
1. Çözüm gözlenmiş veriyi açıklamalıdır. Diğer bir ifadeyle çözüm için hesaplanmış (sentetik) verilerle gözlenmiş veriler arasında uyum olmalıdır.
2. Çözüm fiziksel olarak makul ve mantıklı olmalıdır.
3. Birden fazla çözüm veriye denk uyum veriyorsa bunlardan birini sonuç model olarak tanımlamak için ilave bilgilere ihtiyaç vardır. Örneğin yüzey kırığı boyunca gözlenen atım miktarları ile modelimizin önerdiği kayma büyüklükleri karşılaştırılabilir.

Yukarıda değinildiği gibi, fay parçası sentetiklerini hesaplamak için kaynak-zaman fonksiyonlarının yükselme zamanının (risetime) ve kırılma hızının belirlenmesi gerekir. Bu iki parametrenin uyumu özellikle daha büyük kaynaklar için çözüm uzayına ciddi şekilde sınırlama getirir (Hartzel ve Langer, 1993).

2.2.2. Kaynak-zaman fonksiyonu

Kaynak-zaman fonksiyonu sismik dalga şekli modellemesinin en önemli unsurlarından biridir. Kaymanın (Δu) zaman bağımlılığını ifade eden kaynak-zaman fonksiyonu $\Delta u(t)$, fay düzlemi üzerinde belirli bir noktadaki kırılmanın karakterini tanımlamaktadır (Udias, 1999). Udias (1999) elastik yer değiştirmelerin, kayma yerine kayma hızına ($\Delta u'$)bağlı olduğunu vurgulamıştır. Buna göre kayma hızının zaman bağımlılığı kaynak-zaman fonksiyonu $\Delta u(t)$ olarak nitelendirilebilir. Şekil 2.6'da yaygın olarak kullanılan kaynak-zaman fonksiyonu çeşitleri gösterilmiştir.

Verilen tüm kaynak-zaman fonksiyonları için fayın kayması $t = 0$ anında başlar ve daha sonra kayma en büyük değerine ulaşır (Δu)ve bu değerinde sabit kalır. Fay ilk durumuna geri dönmez.

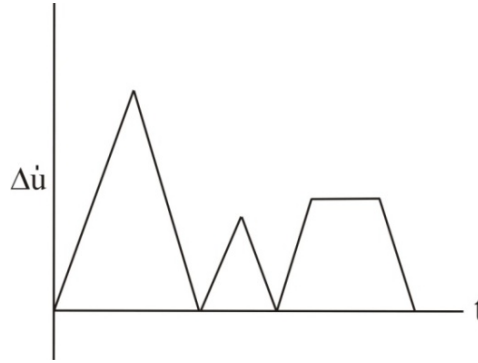


Şekil 2.6. $\Delta u(t)$ kayma hızı için kaynak-zaman fonksiyonu ve bunun kayma $\Delta u(t)$ ile olan ilişkisi. a) impulsif bir fonksiyon, b) τ süreli dikdörtgen bir fonksiyon, c) τ süreli ikizkenar üçgen bir fonksiyon d) τ süreli yamuk bir kaynak-zaman fonksiyonu (Udias, 1999)

İlk durumda (Şekil 2.6 (a)) kaynak-zaman fonksiyonu basamak şeklindedir. Kayma $t = 0$ anında aniden en büyük değerine ulaşır. Kayma hızı ise impulsiftir. İkinci durumda (Şekil 2.6 (b)) kaynak-zaman fonksiyonu $t = 0$ anından $t = \tau$ ana kadar doğrusal olarak artar ve bu τ zamanında en büyük değere ulaşır. Bu kaynak-zaman fonksiyonu kaynağın yeni bir parametresi olan yükselim zamanını (risetime) ortaya koyar. Yükselim zamanı (τ), kaymanın en büyük değere gelmesi için geçen süre olarak tanımlanmaktadır. Kayma hızı, τ kadar sabit değerde bir süreye sahiptir. Üçüncü durumda (Şekil 2.6 (c)) kaynak-zaman fonksiyonu $t > 0$ değerine kadar devamlı bir fonksiyondur ve kayma en büyük değerine zamanla asimtotik olarak ulaşır. Kayma hızı ise $t = 0$ anında sıfırdan başlayarak doğrusal olarak artar ve en büyük değerine $t = \tau/2$ anında ulaşır ve daha sonra $t = \tau$ anında tekrar sıfıra düşer. Buna göre kaynak-zaman fonksiyonu için kırılma $\tau/2$ kadar bir yükselime (rise) ve düşüme (fall) sahiptir. Bu durum bir kaynak-zaman fonksiyonu için çok daha gerçekçidir. Eğer kaynak sürecinin süresini uzatmak istersek yamuk şeklinde bir kaynak-zaman fonksiyonu (Şekil 2.6 (d)) kullanabiliriz. Bu durumda kayma hızı en büyük değerine ulaştıktan sonra bu değerde belli bir süre kalır ve $t = \tau$ anında sıfır olur.

Tüm bu kaynak-zaman fonksiyonu modelleri tek bir olayı içeren basit kaynaklar için anlatılmıştır. Daha karmaşık bir kaynak, farklı boyutlarda birkaç üçgen veya yamuk kaynak-zaman fonksiyonlarının kombinasyonu ile ifade edilebilir (Şekil 2.7). Bu

durumda toplam yükselim zamanı tüm bu üçgen ve yamuk kaynak-zaman fonksiyonlarının yükselim zamanlarının toplamı olacaktır. Nokta kaynaklar için kaynak-zaman fonksiyonlarının yükselim zamanları depremin toplam yükselim zamanına göre daha kısa seçilmelidir (Hartzel ve Langer, 1993).

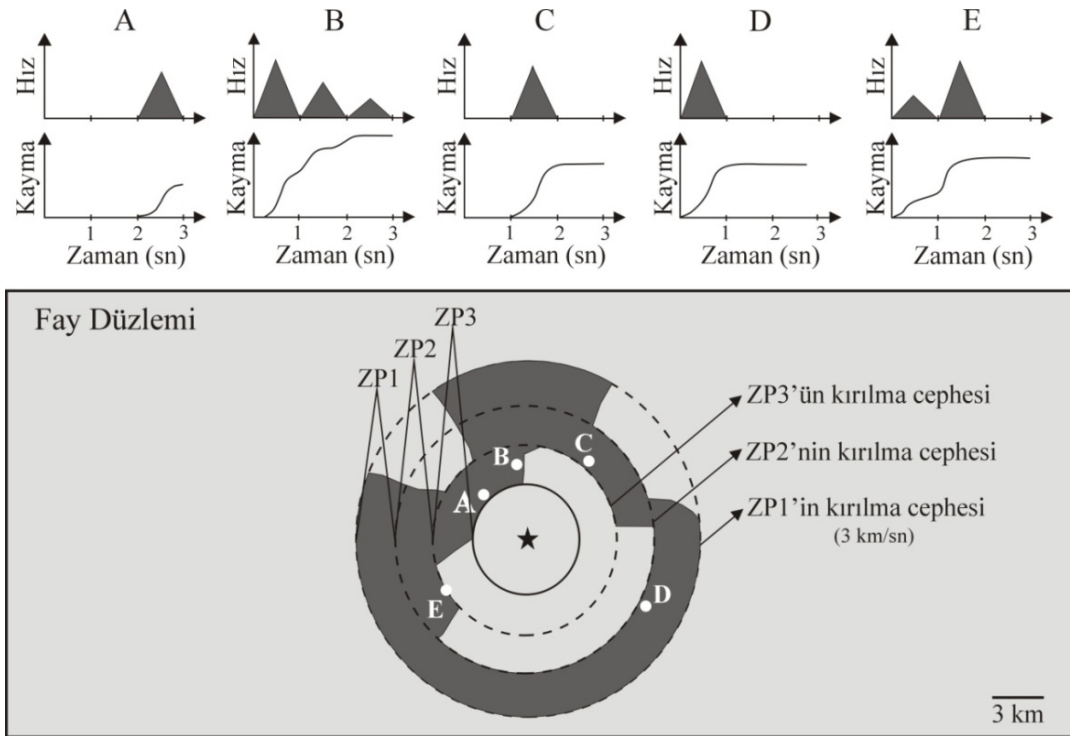


Şekil 2.7. Karmaşık bir kaynak için kaynak-zaman fonksiyonu $\Delta u(t)$ (Udias, 1999)

Mendoza ve Hartzell (1988) kırılma hızı değerinin birçok deprem için S dalga hızının 0.8 ile 0.9 katı arasında değiştiğini vurgulamıştır. Hartzell vd. (1991) tarafından da kaynağın tüm karakterinin 2.1 ile 3.1 km/sn arasında kalan kırılma hızı değerleri için iyi korunduğu işaret edilmiştir. Bununla birlikte sabit bir kırılma hızı değeri karmaşık olmayan olaylar için kayma dağılımının gerçek bir sonucunu verebilir. Ancak karmaşık depremler için (birbirine yakın konumlarda fakat farklı zamanlarda meydana gelen birden fazla olay) veya çok segmentli faylanmalarla ilgili depremlerde sabit bir kırılma hızı değeri hatalı kayma dağılımı sonucu verecektir (Utkucu, 2002). Bu sorun zaman penceresi yaklaşımı ile her bir fay parçasının kaynak-zaman fonksiyonu ile kırılma zamanında bir esnekliğe izin vererek giderilebilir. Zaman penceresi yaklaşımında, her bir fay parçasının toplam yükselim zamanı zaman dilimlerine ayrılmakta ve her bir zaman dilimi içindeki her bir fay parçasının kayma miktarı ters çözümde saptanmaktadır (Hartzell ve Heaton, 1983; Hartzell ve Langer, 1993; Wald ve Heaton, 1994; Mendoza, 1995).

Zaman penceresi yaklaşımı, Utkucu (2002) tarafından Şekil 2.8 deki şematik gösterim üzerinde şu şekilde açıklanmıştır. Kırılma başlangıcından sonraki ilk 4 sn'lik durumun gösterildiği şekilde, 3 zaman penceresi kullanılmış ve kırılma hızı 3 km/sn olarak alınmıştır. 1 sn'lik üçgen kaynak-zaman fonksiyonu kullanılmış (0.5 sn

yükselim ve 0.5 sn düşüm) ve her bir zaman penceresi bir öncekinden 1 sn geciktirilmiştir. Buna göre en hızlı ilerleyen kırılma cephesi, kırılmanın başlangıcından 4 sn sonra 12 km yol almış olur. En yavaş ilerleyen kırılma cephesi ise (1 sn süreli 3 zaman penceresi kullanıldığından dolayı) kırılmanın başlangıcından 2 sn sonra yola çıkacak ve en hızlı kırılma cephesinin kat ettiği 12 km'lik mesafeye ondan 2 sn sonra yani 6 sn'de ulaşacaktır. Buna göre modellenecek en yavaş kırılma hızı 2 km/sn olur.



Şekil 2.8. Zaman penceresi yaklaşımının şematik gösterimi (Utkucu, 2002)

Bu şekilde kırılma ilerleyişindeki gecikmelerin ve kırılma süresindeki farklılıkların yanı sıra fay düzlemi üzerinde tanecik yer değiştirme evrimindeki yerel değişimlerinde modellenebileceği anlaşılmaktadır. Bunun için fay düzlemi üzerinde A, B, C, D ve E noktaları alınmıştır. Zaman pencereleri hızlıdan yavaşa doğru sırasıyla ZP1, ZP2 ve ZP3 olarak adlandırılmıştır. Buna göre A noktasında sadece ZP3 esnasında yer değiştirme meydana gelmiştir. Bu durum A noktası istikametinde daha yavaş bir kırılma hızına işaret etmektedir. B noktasında ise her üç pencere esnasında da yer değiştirme meydana gelmiştir. Ancak en büyük yer değiştirme ZP1'in geçişi sırasında olmuş ve ZP2 ve ZP3'ün geçişi esnasında göreceli olarak daha az yer değiştirme meydana gelmiştir. Bu durum B noktası için A noktasına

nazaran daha karmaşık ve uzun süreli bir yer değiştirmeye işaret etmektedir. C noktasında ise sadece ZP2 esnasında yer değiştirme meydana gelmiştir. Kırılma, sadece ZP3 esnasında yer değiştirmenin meydana geldiği A noktasındaki gibi basit olmasına rağmen kırılma hızı ve yer değiştirme A notasına göre daha fazladır. Buna benzer yorumlar D ve E noktaları için de yapılabilir.

Zaman penceresinin genişliği fay üzerindeki toplam yükselim zamanı ile karşılaştırıldığında küçük seçilmelidir (Utkucu, 2002). Her bir fay parçası için ardışık zaman aralıklarında kayma miktarı zaman penceresinin genişliği ile zaman içinde geciktirilir. Bu şekilde fay üzerinde konumun bir fonksiyonu olarak yer değiştirmesi serbest olan çok genel bir yükselim zaman fonksiyonu oluşturulabilir. Yine de fay üzerinde herhangi bir noktanın yer değiştirmeye uğrayacağı en erken olası zamanı belirleyen maksimum bir kırılma hızının belirlenmesine ihtiyaç duyulur.

Zaman penceresinin genişliğinin seçimi çeşitli kriterlere bağlıdır (Hartzell ve Langer, 1993).

1. Yükselim-zaman fonksiyonunda istenen zaman çözünürlüğü ve verinin belli bir frekans aralığındaki kaynak bilgisini içermesi (yani veri çözünürlüğü). Bu iki kriterin birbirinin tersi olarak çalıştığına dikkat edilmelidir. Bazen istediğimiz zaman çözünürlüğüne kullanılan verinin frekans çözünürlüğü izin vermeyebilir.
2. Kaynağın boyutları göz önüne alındığında elde edilebilecek maksimum yükselim zamanı.
3. Hesaplamadaki sınırlamalar. Yükselim zaman fonksiyonuna eklenen her bir zaman penceresiyle ters çözümdeki bilinmeyen sayısı artar. Buda hesaplamada sorunlar yaratabilir.

2.3. Coulomb Statik Gerilme Değişimlerinin Modellenmesi

Bir deprem, kırıdığı fay uzunluğu boyunca kayma gerilmesini azaltmaktadır. Ancak, Chinnery (1963)'ün gösterdiği gibi sadece kırılan fay uzunluğunun uçlarında değil kırılma çevresinde daha geniş alanlarda kayma gerilmelerini yükseltmektedir. 1980'li

yıllarda kırılan faydan uzakta gerçekleşen artçı deprem toplanımlarının aynı zamanda kayma (Das ve Scholz, 1981) veya Coulomb (Stein ve Lisowski, 1983) gerilmelerindeki küçük artışların yaşandığı alanlarla uyuşması Chinnery (1963)'ün yaptığı çalışmanın ancak 20 yıl geçtikten sonra anlaşılmasına yol açmıştır (Stein, 1999). Daha sonraları kayma gerilmesinin yanı sıra normal gerilme ve sürtünme katsayısı da hesaba katılarak laboratuvar deneyleriyle ortaya konan Coulomb yenilme kriteri ile yer kabuğunda meydana gelen kırılmanın açıklanabileceği anlaşılmıştır (King vd., 1994).

Coulomb yenilme kriteri ile gerilme alanının incelenmesi, büyük bir depremin çevresindeki faylar üzerinde ne kadar etkisi olduğunu ve nerelerde deprem oluşturma ihtimalini arttırdığını veya azalttığını ortaya koymada önemli rol oynamaktadır. Bir deprem meydana geldiğinde, çevresindeki bazı bölgelerde gerilme artışı oluştururken bazı bölgelerde ise gerilme azalmasına neden olmaktadır. Bu gerilme artımı ve azalımı, sonrasında meydana gelebilecek depremleri olmaları gereken zamandan daha önceye veya daha sonraya çekebileceği gibi başka fayları da tetikleyebilmektedir (King vd., 1994; Stein vd., 1996; Stein vd., 1997; Harris, 1998; Stein, 1999; Stein, 2003; Toda ve Stein, 2003; Toda vd., 2005; Nalbant vd., 2006). Ayrıca Coulomb yenilme kriteri mevcut deprem bilgilerine uygulanarak, artçı deprem aktivitesinin Coulomb yenilme gerilmesindeki değişim ile ilişkili olduğu ve artçı deprem episantrlarının gerilmenin artış gösterdiği alanlarda toplandığı ortaya koyulmuştur (King vd., 1994; Steacy vd., 2005b; Utkucu vd., 2013).

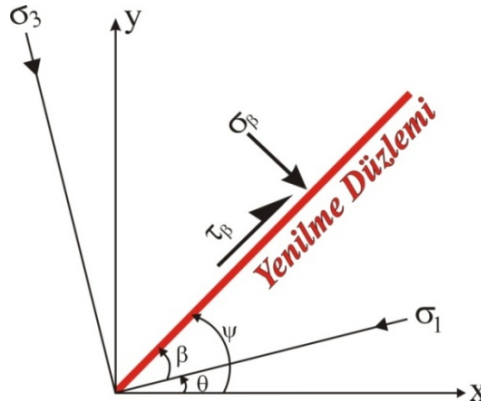
2.3.1. Coulomb yenilme kriteri

Coulomb gerilme değişimi yarı uzayda olduğu düşünülen dikdörtgen bir fay düzlemi üzerinde meydana gelen yer değiştirme nedeniyle yer kabuğunun deforme olmasından dolayı meydana gelir (Okada, 1985; Okada, 1992). Kayalarda yenilmenin meydana geldiği şartları karakterize etmek için çeşitli kriterler kullanılmıştır. Bunlardan en yaygın olarak kullanılanı Coulomb yenilme kriteridir. Coulomb yenilme kriterine göre, Coulomb gerilmesi (σ_f) belirli bir değeri aştığında bir düzlem üzerinde yenilme meydana gelmektedir (Denklem 2.21) (King vd., 1994).

$$\sigma_f = \tau_\beta - \mu (\rho - p) \quad (2.21)$$

Burada; τ_β yenilme düzlemi üzerindeki kayma gerilmesi, σ_β normal gerilme, p boşluk suyu basıncı (gözenek sıvı basıncı) ve μ sürtünme katsayısıdır. Bu ifadeye τ_β 'nın değeri daima pozitif olmalıdır. Bu nedenle τ_β için uygun bir değer seçilmelidir.

Eğer yenilme düzlemi σ_1 (en büyük asal gerilme) ekseninden β kadar yönlenirse (Şekil 2.9) uygulanan gerilme bileşenlerini (σ_β ve τ_β) asal gerilmeler (σ_1 ve σ_3) cinsinden ifade edebiliriz (Denklem 2.22 ve 2.23).



Şekil 2.9. Optimum yenilme düzlemleri üzerindeki Coulomb gerilmelerini hesaplamak için kullanılan eksen sistemi. Fay düzlemi üzerinde sıkışma ve sağ-yanal kayma gerilmesi pozitif olarak alınır (King vd., 1994'den derlenmiştir)

$$\sigma_\beta = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_3) - \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \cos 2\beta \quad (2.22)$$

$$\tau_\beta = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \sin 2\beta \quad (2.23)$$

Burada σ_1 en büyük asal gerilme eksenini ve σ_3 ise en küçük asal gerilme eksenidir. Bu şekilde denklem 2.21 asal gerilmeler cinsinden aşağıdaki şekilde yazılabilir.

$$\sigma_f = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3)(\sin 2\beta - \mu \cos 2\beta) - \frac{1}{2}\mu(\sigma_1 + \sigma_3) + \mu p \quad (2.24)$$

Yenilme düzlemi ile en büyük asal gerilme eksenini arasındaki açı β , $\tan 2\beta = \pm \frac{1}{\mu'}$ olduğunda Coulomb yenilme gerilmesinde maksimum değişim (σ_f^{max}) meydana gelir (Nalbant vd., 1996).

Gözenek sıvı basıncı (p), denklem 2.21'de görüldüğü gibi yenilme düzlemi boyunca etkin normal gerilmeyi ayarlamaktadır. Kaya gerilmesi akış yoluyla değişebilen sıvı basıncından çok daha hızlı şekilde değiştiğinde p , Skempton katsayısı B tarafından kayada tutulan gerilme ile ilişkilendirilebilir. Böylece denklem 2.21 ve sonraki ifadeler σ_β 'nin düzlem üzerindeki normal gerilme yanı sıra tutulan gerilmeyi de temsil ettiği varsayımına dayanarak denklem 2.25'de ifade edildiği şekilde tekrar yazılabilir.

$$\sigma_f = \tau_\beta - \mu' \sigma_\beta \quad (2.25)$$

Burada μ' efektif sürtünme katsayısıdır ve $\mu' = \mu(1 - B)$ şeklinde tanımlanır. B 'nin değeri 0 ile 1 arasında değişmektedir. Stein (1999) tarafından efektif sürtünme katsayısının değerinin 0.2 ile 0.8 aralığında değiştiği kabul edilmiştir. King vd. (1994) ve Steacy vd. (2004) ise μ' değerinin seçiminin, Coulomb yenilme gerilmesindeki değişimin modelini etkileyecek derecede önemli olmadığını vurgulamıştır.

Yenilme durumunda orta asal gerilme σ_2 , her hangi bir etkiye sahip olmadığından dolayı yenilme şartı iki boyutlu olarak tanımlanmaktadır. Buna göre x ve y eksenlerinin ve fay yer değiştirmelerinin yatay, fay düzlemlerinin düşey olduğu bir sistemde (Şekil 2.9) x ekseninden ψ kadar bir açıdaki düzlem üzerinde gerilme aşağıdaki şekilde ifade edilebilir.

$$\sigma_{11} = \sigma_x \cos^2 \psi + 2\sigma_{xy} \sin \psi \cos \psi + \sigma_y \sin^2 \psi \quad (2.26)$$

$$\sigma_{33} = \sigma_x \sin^2 \psi - 2\sigma_{xy} \sin \psi \cos \psi + \sigma_y \cos^2 \psi \quad (2.27)$$

$$\tau_{13} = \frac{1}{2} (\sigma_y - \sigma_x) \sin 2\psi + \tau_{xy} \cos 2\psi \quad (2.28)$$

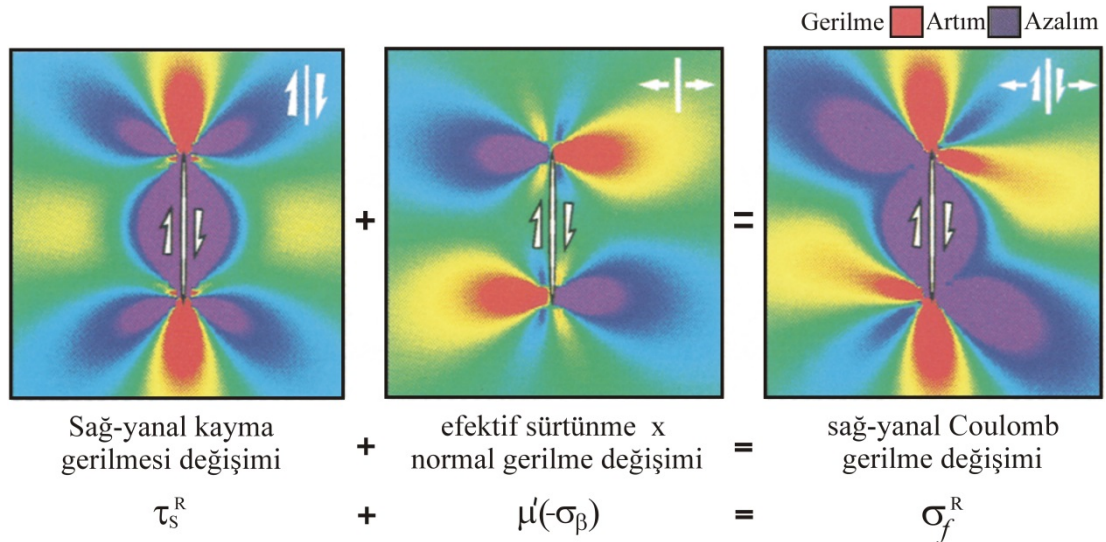
Böylece x eksenine göre ψ açısı ile yönlenmiş düzlemler üzerindeki sağ-yanal (σ_f^R) ve sol-yanal (σ_f^L) hareket için Coulomb gerilmesinin değişimleri denklem 2.29 ve 2.30'daki şekilde yazılabilir.

$$\sigma_f^R = \tau_{13}^R + \mu' \sigma_{33} \quad (2.29)$$

$$\sigma_f^L = \tau_{13}^L + \mu' \sigma_{33} \quad (2.30)$$

Denklem 2.28'deki τ_{13} 'ün değeri denklem 2.29 daki sağ-yanal kayma (τ_{13}^R) için değişmezken denklem 2.30'daki sol-yanal kayma (τ_{13}^L) için bu değer ters alınır.

Şekil 2.10'da denklem 2.29'da ifade edilen sağ-yanal kayma gerilmesi hesabı resmedilmiştir. Burada ana fay üniform, gerilmenin olmadığı elastik bir yarı uzayda kabul edilmiş ve kayma tüm fay üzerinde eliptik dağıtılmıştır.



Şekil 2.10. Denklem 2.29'da verilen Coulomb gerilme değişimin şematik açıklaması (King vd., 1994'den derlenmiştir)

Şekilde ana faya paralel küçük faylar için yenilme durumuna kayma ve normal bileşenlerin katkıları ile sonuç Coulomb gerilme değişim modeli açıkça görülmektedir. Böyle bir hesaplama, sadece ana fay üzerindeki kaymadan

kaynaklanan belirli bir düzlem üzerindeki Coulomb gerilme değişimini temsil etmektedir.

Coulomb gerilme değişimi, belirlenmiş faylar üzerinde hesaplanabileceği gibi üzerinde artçı depremlerin meydana gelmesi beklenen optimum yönlenmiş düzlemler üzerinde de hesaplanabilmektedir. Bir depremten sonra optimum yönler, sadece bu depremten dolayı oluşan gerilme değişimi (σ_{ij}^q) ile değil önceden var olan bölgesel gerilmeler (σ_{ij}^r) de işin içine katılarak belirlenmektedir. Optimum düzlemler üzerinde hesaplanan toplam gerilme denklem 2.31'de verildiği şekilde tanımlanmaktadır.

$$\sigma_{ij}^t = \sigma_{ij}^r + \sigma_{ij}^q \quad (2.31)$$

Toplam gerilmeden kaynaklanan asal eksenlerin yönelimi denklem 2.32 kullanılarak elde edilir.

$$\theta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{2\sigma_{xy}^t}{\sigma_{xx}^t - \sigma_{yy}^t} \right) \quad (2.32)$$

Burada θ , Şekil 2.9'da gösterildiği gibi asal eksenlerden birinin x eksenine ile yaptığı açıdır ve diğer asal eksen θ ile $\pm 90^\circ$ açı yapmaktadır. Bu iki yönden en büyük sıkışma açısı θ_1 olarak seçilir. Böylece optimum yenilme açısı ψ_o , $\theta_1 \pm \beta$ ile tanımlanır. Optimum düzlemler σ_{ij}^t ile tanımlanırken bu düzlemler üzerindeki normal ve kayma gerilmesi değişimleri sadece deprem gerilme değişimleriyle σ_{ij}^q tanımlanır. Bu şekilde optimum düzlemler üzerindeki gerilmedeki değişimler denklem 2.33 ve 2.34'deki gibi,

$$\sigma_{33} = \sigma_{xx}^q \sin^2 \psi_o - 2\sigma_{xy}^q \sin \psi_o \cos \psi_o + \sigma_{yy}^q \cos^2 \psi_o \quad (2.33)$$

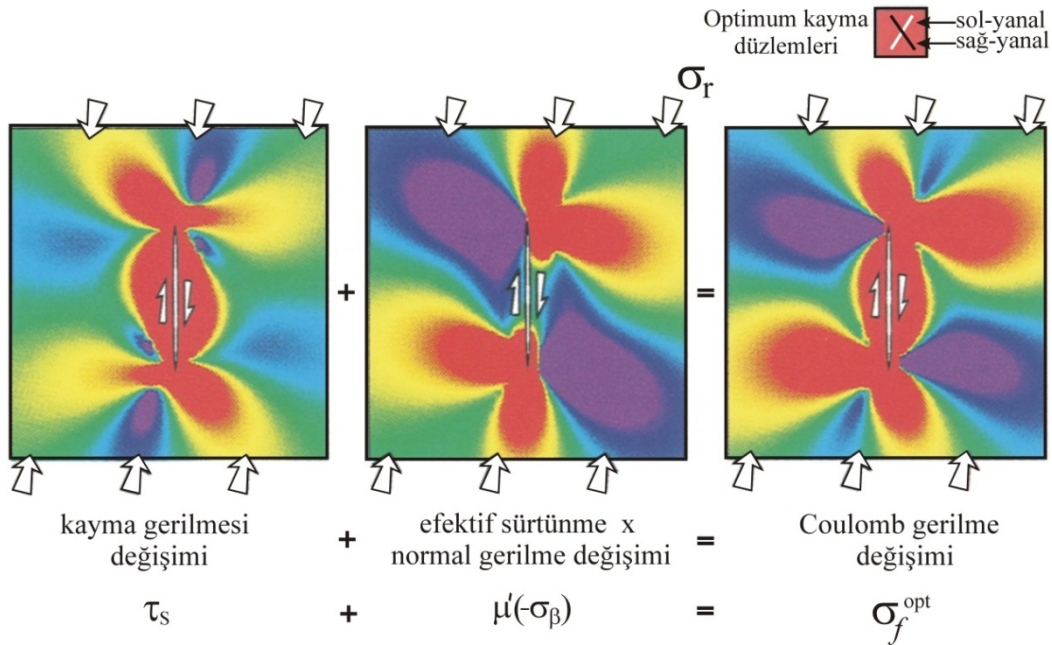
$$\tau_{13} = \frac{1}{2} (\sigma_{xy}^q - \sigma_{xx}^q) \sin 2\psi_o + \tau_{xy}^q \cos 2\psi_o \quad (2.34)$$

Coulomb gerilme değişimi ise,

$$\sigma_f^{opt} = \tau_{13} - \mu' \sigma_{33} \quad (2.35)$$

şeklinde ifade edilir.

şekil 2.11, denklem 2.35'deki optimum düzlemler üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimini resmetmektedir. şekilde, 100 bar ve K7°D yönelimli bölgesel sıkışma gerilmesindeki (σ_r) optimum olarak yönlenmiş faylar için hesaplanan Coulomb gerilme değişim modeli gösterilmiştir.



şekil 2.11. Denklem 2.35'de verilen Coulomb gerilme değişimin şematik açıklaması (King vd., 1994'den derlenmiştir)

Gerilme hesaplamalarında $\mu'=0.4$ olarak kullanılmıştır. Young modülü 8×10^5 bar ve Poisson oranını 0.25 alınarak deprem kırılmaları, yarı elastik bir ortamdaki dikdörtgen dislokasyon yüzeyleri olarak varsayılarak depremlerin kosismik elastik dislokasyon modellemesi Okada (1992) tarafından verilen denklemler kullanılarak hesaplanmıştır. Coulomb yenilme gerilme değişimlerini elde etmek için Coulomb 3.2 paket programı kullanılmıştır (Lin ve Stein, 2004; Toda vd., 2005).

Tablo 3.1. Çalışmada sonlu-fay analizi yapılan depremler ve odak parametreleri

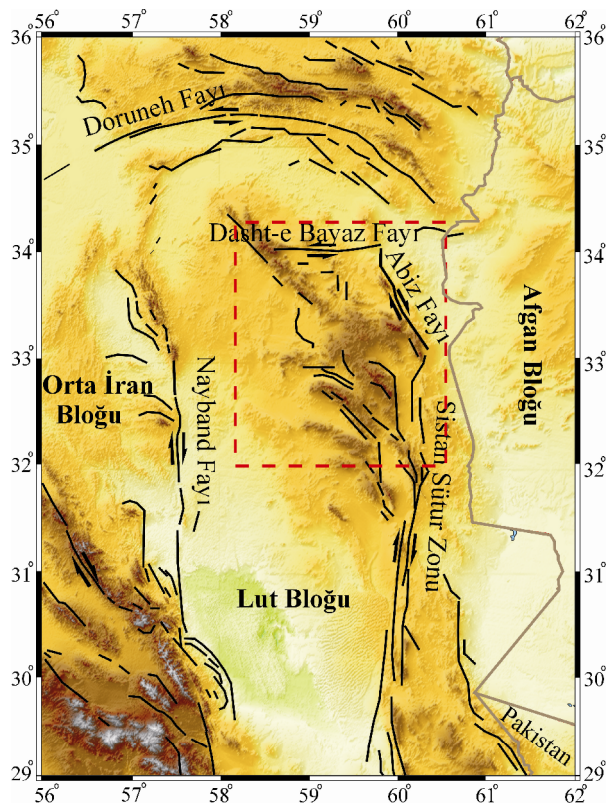
No	Tarih	Orijin Zamanı (GMT)	Enlem (°)	Boylam (°)	Derinlik (km)	Mw	Deprem Adı
1	10.05.1997	07:57:29.6	33.83	59.81	10	7.2	Qa'emat
2	14.03.1998	19:40:28.0	30.15	57.60	9	6.6	Fandoqa
3	22.02.2005	02:25:26.0	30.77	56.74	12	6.5	Zarand
4	31.03.2006	01:17:01.0	33.50	48.78	10	6.1	Silakhor
5	11.08.2012	12:23:17.7	38.32	46.88	10	6.4	Ahar
6	11.08.2012	12:34:35.0	38.32	46.75	10	6.3	Varzeghan

Çalışılacak depremler belirlenirken 1990 sonrası meydana gelmiş olmasına, magnitudünün $M_w \geq 6.0$ olmasına ve İran'da hakim olan farklı tektonik yapılar üzerinde meydana gelmiş olmasına dikkat edilmiştir. Bu amaçla 1990 sonrası İran'da meydana gelen depremler listelendiğinde $M_w \geq 7.0$ olan iki büyük deprem dikkati çekmiştir. Bunlardan ilki İran'da Arabistan ile Avrasya plakaları arasındaki yakınsamanın bir kısmının karşılandığı Alborz'da meydana gelen 20 Haziran 1990 Manjil (Rudbar-Tarom) depremi ($M_w=7.3$) diğeri ise İran'ın doğusunda SSZ boyunca meydana gelen 10 Mayıs 1997 Qa'emat depremidir ($M_w=7.2$). Büyüklüğü $6.9 \geq M_w \geq 6.0$ olan depremler arasından ise İran'da Lut çölünün batı kenarını oluşturan faylar boyunca meydana gelen 14 Mart 1998 Fandoqa depremi ($M_w=6.6$) ve 22 Şubat 2005 Zarand depremi ($M_w=6.5$) çalışılacak depremler olarak belirlenmiştir. Daha sonra İran'ın kuzeybatısında 11 Ağustos 2012 de meydana gelen Ahar depremi ($M_w=6.4$) ve bu depremin 11 dakika sonrasında meydana gelen Varzeghan depremi ($M_w=6.3$) incelenmiştir (Şekil 3.1). 1998 Fandoqa-2005 Zarand ve 2012 Ahar ve Varzeghan deprem çiftlerinin, komşu faylar üzerindeki gerilme etkileşimlerinin incelenmesi bakımından oldukça ilginç bir örnek oluşturacağı düşünülmüştür. Son olarak Arabistan ve Avrasya yakınsamasının bir kısmının karşılandığı MRF boyunca meydana gelen 31 Mart 2006 Silakhor depremi ($M_w=6.1$) çalışılacak deprem olarak belirlenmiştir (Şekil 3.1). Böylelikle kabaca İran'da hakim tüm tektonik unsurlar üzerinde meydana gelen depremler çalışmada incelenmiş olacaktır. 1990 Manjil depremi, tüm ters çözüm denemelerine rağmen modellenememiştir. Bu depremle ilgili odak ve faylanma geometrisi sorunları daha önceki çalışmalarda da belirtilmiştir (Niazi ve Bozorgnia, 1992; Campos vd., 1994; Gao ve Wallace, 1995). Bu nedenle bu deprem çalışılan depremlerin dışında bırakılmıştır.

3.1. 10 Mayıs 1997 Qa'emat Depremi ($M_w=7.2$) Sonlu-Fay Analizi

3.1.1. 10 Mayıs 1997 Qa'emat depremi ($M_w=7.2$)

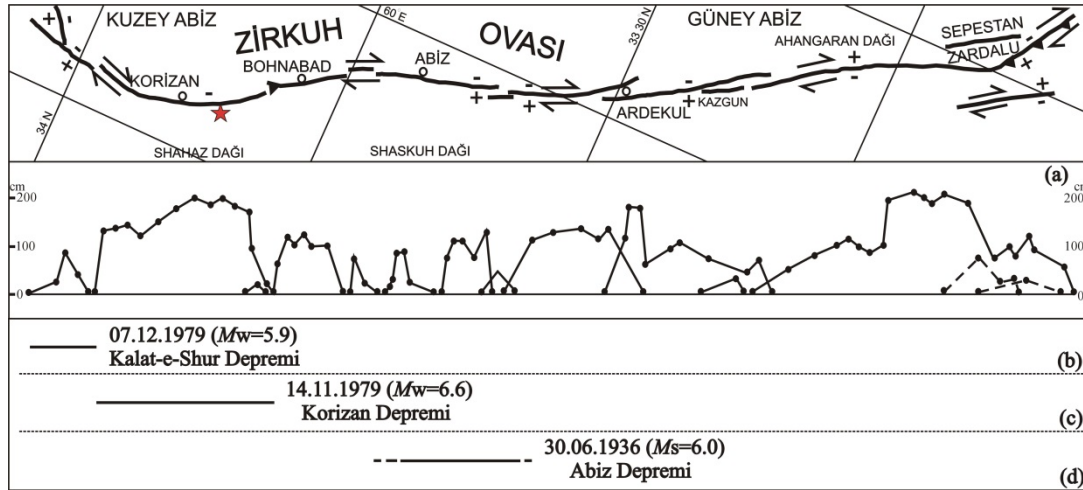
10 Mayıs 1997 Qa'emat depremi ($M_w=7.2$), doğu İran'ın Afganistan sınırına yakın Zirkuh bölgesinde meydana gelmiştir (Şekil 3.1 ve 3.2). Depremin episantri, batıda Orta İran bloğunu doğuda Afgan bloğundan ayıran SSZ'nin kuzeyinde yer almaktadır (Berberian vd., 1999; Gheitanchi ve Zarifii, 2004). SSZ, doğuda rijit kabuk bloğu (Afganistan ve Pakistan) ile İran'ın kuzey ve güneyindeki suturen batısında meydana gelen K-G yönlü kabuksal kısalma arasındaki sağ-yanal hareketleri karşılayan büyük aktif bir zondur (Vernant vd., 2004).



Şekil 3.2. Doğu İran'daki büyük faylar ve Lut bloğunu çevreleyen fay sistemleri. Kırmızı kesikli çizgi inceleme alanını temsil etmektedir. Faylar Walker ve Khatib (2006)'dan alınmıştır

Kuzeyde Dasht-e-Bayaz fayından güneyde Sepestan Dağına kadar uzanan Abiz fayı üzerinde meydana gelen Qa'emat depreminin yaklaşık 125 km uzunluğunda KB-GD doğrultulu sağ-yanal doğrultu atımlı yüzey kırığı (Ikeda vd., 1999; Berberian vd., 1999; Sudhaus ve Jonsson, 2011) İran depremleri ile ilişkili bilinen en uzun yüzey

kırığıdır ve kırığın kuzey kısmı daha önce 1936 ve 1979 depremleri ile kırılmıştır (Berberian vd., 1999) (Şekil 3.3).



Şekil 3.3. 10 Mayıs 1997 Qa'anat depremi yüzey kırığı. (a) fay boyunca ölçülen sağ-yanal doğrultu atımlı yer değiştirmenin miktarını, (b), (c) ve (d) Abiz fayı üzerinde sırasıyla 1979 ve 1936'da meydana gelen depremlerin tahmini kırık uzanımlarını göstermektedir. Kırmızı yıldız depremin episantrını temsil etmektedir. Şekil Berberian vd. (1999)'dan değiştirilerek alınmıştır

KB-GD doğrultulu ve sağ-yanal doğrultu atımlı 1997 Qa'anat depremi yüzey kırığı, kuzeyde D-B sol-yanal doğrultu atımlı fay sistemi olan Dasht-e-Bayaz fay sistemi ile kesişmektedir. Bu nedenle Qa'anat depremi, yüzey kırığı içeren büyük bir deprem olmasının yanı sıra doğrultu atımlı fayların nasıl tekrar kırıldığı, Arabistan ve Avrasya plakaları arasındaki hareketin İran'da nasıl karşılandığı ve kıtasal blokları sınırlayan doğrultu atımlı fayların kesişme bölgelerinin nasıl davrandığının anlaşılması açısından geniş bir öneme sahiptir.

U.S. Geological Survey (USGS) tarafından episantr koordinatları $33.83^{\circ}\text{K}-59.81^{\circ}\text{D}$ ve odak derinliği 10 km verilen depremde 1500'den fazla insan hayatını kaybederken 2600'den fazla insan yaralanmış ve 12.000 civarı ev yıkılmıştır (Berberian vd., 1999; Walker vd., 2011). Grünthal vd. (1999) bu bölgenin doğu İran'daki en yüksek sismik tehlikeye sahip bölge olduğunu vurgulamıştır. Ölü sayısı ve yarattığı hasar bakımından İran'da meydana gelen benzer depremler ile karşılaştırıldığında, ana şoktan yaklaşık 10 sn önce uyarıcı bir öncü şokun meydana gelmesi (Berberian vd., 1999), depremin meydana geldiği bölgede nüfus yoğunluğunun kısmen az olması ve birçok insanın deprem sırasında dışarıda çalışıyor olmasından dolayı oldukça düşük

bir etki göstermiştir. Birçok araştırmacı ve sismoloji merkezi tarafından 1997 Qa'emat depreminin kaynak mekanizma çözümleri çeşitli veri setleri kullanılarak yapılmıştır (Tablo 3.2). Bütün bu çözümler deprem için sağ-yanal doğrultu atımlı faylanmayı işaret etmektedir.

Tablo 3.2. 10 Mayıs 1997 Qa'emat depreminin çeşitli araştırmacılar ve kuruluşlar tarafından verilen kaynak parametreleri

	Enlem (°)	Boylam (°)	Derinlik (km)	Mo ($\times 10^{19}$ Nm)	Doğrultu (°)	Eğim (°)	Rake (°)
HRV(Harvard)	-	-	27	7.70	338	89	177
USGS	33.83	59.81	10	5.40	340	88	-179
Berberian vd. (1999) ¹	33.83	59.81	15	6.63	333	86	173
Sudhaus ve Jonsson (2011) ²	33.52	60.02	6	7.64	154	88	192

¹ Telesismik P ve SH dalga şekillerinin ters çözümünden

² InSAR verilerinin ters çözümünden

Berberian vd. (1999) Qa'emat depreminin ana kırılma karakterini araştırmak için hem fay boyunca kayma miktarının hassas ölçümlerini yaparak fay izinin detaylı haritalarını oluşturmuş hem de telesismik cisim dalgalarını modellemiştir. Kırılma için tek ve dört alt olaylı modeller kullanarak yaptığı birçok ters çözüm denemesi sonucunda dört alt olaylı model ile elde ettiği sonuçlar en iyi çözümü vermiştir. Telesismik ters çözümünden farklı olarak Sudhaus ve Jonsson (2011) InSAR verilerini çoklu segment fay modeli kullanarak modellemiş ve depremin detaylı kosismik kırılma modelini ortaya koymuştur. Bu çalışmada depremin sonlu-fay modeli telesismik verilerden elde edilmeye çalışılacaktır.

3.1.2. Telesismik veri

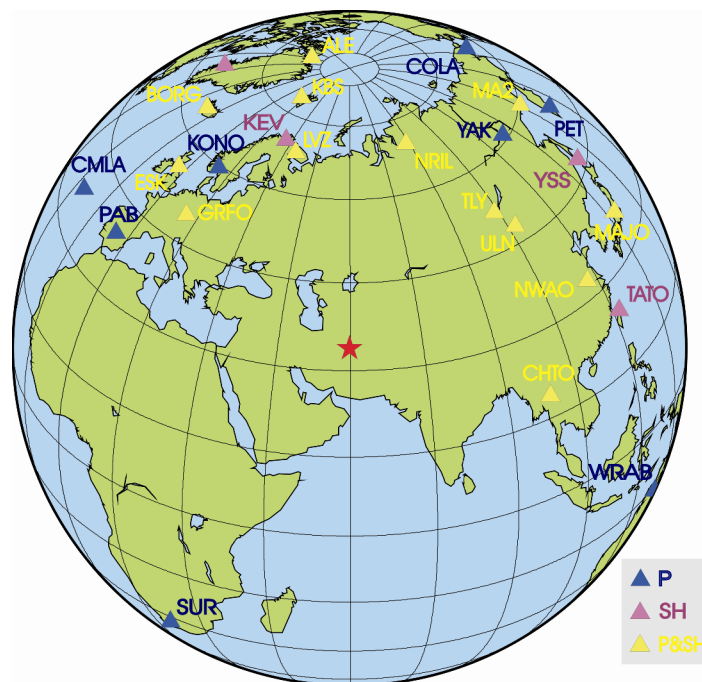
10 Mayıs 1997 Qa'emat depremi sonlu-fay ters çözümünde, episantral uzaklıkları 36° ile 89° arasında değişen 21 istasyondaki geniş-bant P dalga şekli ile 16 istasyondaki geniş-bant SH dalga şekli kullanılmıştır. Ters çözüm için kullanılan telesismik istasyonlar Tablo 3.3'de listelenmiştir. Şekil 3.4'de ise istasyonların azimutal dağılımları gösterilmiştir.

P ve SH dalga şekilleri alet tepkileri giderildikten sonra verilerin karmaşıklığı ve yüksek frekans içeriği dolayısıyla, 0.01-0.5 Hz frekans aralığında Butterworth bant

geçişli filtre kullanılarak filtrelenmiş ve 0.20 sn örnekleme aralığı ile tekrar örneklenmiştir. Ters çözümde hız kayıtları kullanılmış olup P dalga şekilleri için 50 sn'lik kayıt uzunluğu SH dalga şekilleri için 60 sn'lik kayıt uzunluğu seçilmiştir.

Tablo 3.3. 10 Mayıs 1997 Qa'emat depreminin ters çözümünde kullanılan telesismik istasyonlar ve bu istasyonlardan elde edilerek ters çözümde kullanılan dalga türleri

İstasyon	Enlem (°)	Boylam (°)	Uzaklık (°)	Azimut (°)	Faz
COLA	64.874	-174.862	78.94	11.55	P
NRIL	69.505	88.441	41.40	26.80	P, SH
YAK	61.010	129.430	51.28	34.38	P
MA2	59.576	150.770	61.77	35.07	P, SH
PET	53.023	158.650	68.41	39.73	P
TLY	51.681	103.644	36.06	46.84	P, SH
YSS	46.950	142.750	61.54	50.39	SH
ULN	47.865	107.053	37.67	53.64	P, SH
MAJO	36.546	138.204	62.25	62.79	P, SH
TATO	24.975	121.488	53.68	82.05	SH
CHTO	18.814	98.944	37.06	103.28	P, SH
WRAB	-19.934	134.360	88.95	115.00	P
NWAO	32.926	117.233	85.83	134.84	P, SH
SUR	-32.379	20.817	75.70	213.26	P
PAB	39.545	-4.350	50.68	296.22	P
CMLA	37.764	-25.524	66.77	300.97	P
GRFO	49.691	11.220	38.74	309.17	P, SH
ESK	55.317	-3.205	47.75	316.76	P, SH
KONO	59.649	9.598	51.09	322.57	P
BORG	64.747	-21.327	56.07	329.47	P, SH
KEV	69.755	27.006	40.18	343.10	SH
LVZ	67.897	34.651	37.05	344.51	P, SH
KBS	78.915	11.938	49.20	349.14	P, SH
ALE	82.503	-62.350	60.38	352.70	P, SH



Şekil 3.4. 10 Mayıs 1997 Qa'emat depremi sonlu-fay ters çözümünde kullanılan telesismik istasyonların azimutal dağılımı. Yıldız depremin episantrını göstermektedir

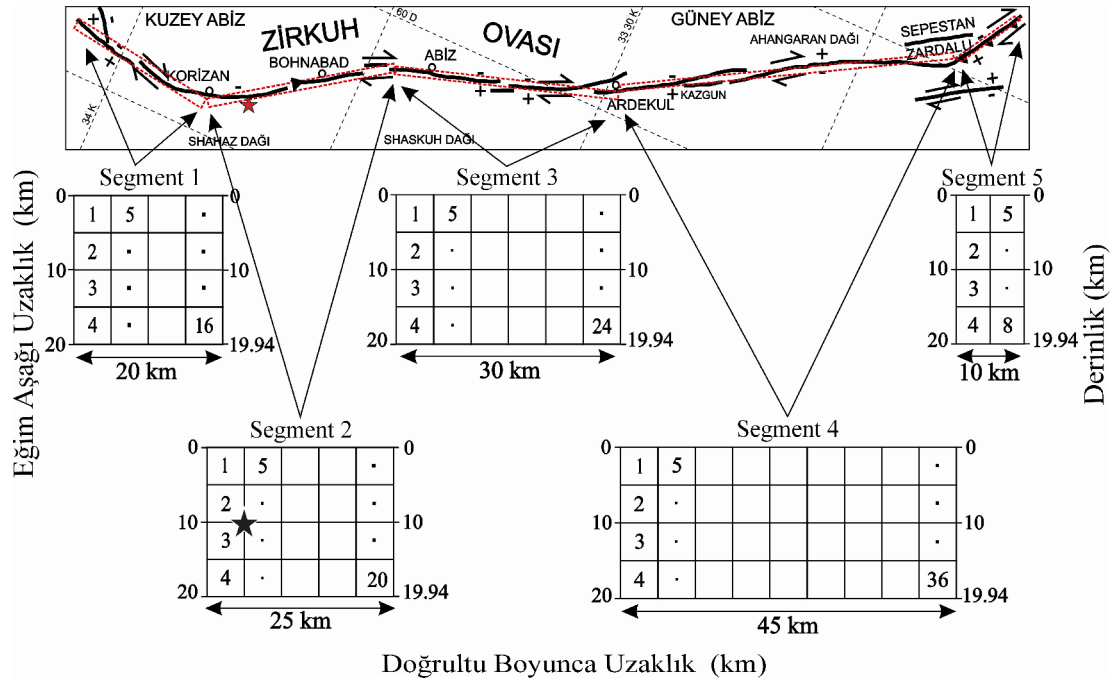
3.1.3. Sonlu-fay model parametrizasyonu

1997 Qa'emat depreminin oluşturduğu yüzey kırığı incelendiğinde yüzey kırığının tek bir doğrultuya sahip olmadığı görülmektedir (Şekil 3.3 ve 3.5). Kırığın kuzey kısmı (kuzeyde Dasht-e-Bayaz fayından güneyde Ardekul'a kadar), batıda Shahaz ve Shaskuh dağları ile doğuda Zirkuh ovası arasında yer alır (Şekil 3.5). Bu kısımda kırığın doğrultusu, kuzeyde Dasht-e-Bayaz fayı ile kesiştiği bölgede 10° den, Korizan kasabasına yakın K-G doğrultuya ve Bohnabad yakınlarında 155° 'ye değişerek önemli ölçüde değişim göstermiştir (Berberian vd., 1999). Ayrıca doğrultunun tekrar 155° derece olduğu Bohnabad ile Ardekul arasında bir bükülme (S şeklinde) meydana gelmiştir (Berberian vd., 1999) (Şekil 3.5). Ardekul'un güneyindeki yüzey kırıklarının doğrultusu ise $33.16^\circ\text{K}-60.23^\circ\text{D}$ koordinatından çarpıcı şekilde 125° 'ye değişir.

Çalışmada, model parametrizasyonunun karmaşıklığını azaltmak amacıyla haritalanan yüzey kırığında yaklaşık aynı doğrultuya sahip fay segmentleri tek segment kabul edilerek 5 segmentli bir sonlu-fay modeli oluşturulmuştur (Şekil 3.5, Tablo 3.4). Buna göre yüzey kırığının Korizan kasabasının kuzeyinde kalan kısmı bir segmentle (Segment1), Korizan ile Abiz kasabasının hemen kuzeyi arasında kalan kısım bir segmentle (Segment 2), Abiz'in hemen kuzeyi ile Ardekul kasabası arasında kalan kısım bir segmentle (Segment 3) ve Ardekul kasabasının güneyindeki yüzey kırıkları açık şekilde farklı doğrultuya sahip olduklarından dolayı iki farklı segmentle (sırasıyla Segment 4 ve Segment 5) temsil edilmiştir. Bu fay segmentlerinin eğimleri 87° olarak tanımlanmış ve her bir segmentin eğim aşağı genişliği 20 km olarak seçilmiştir. Modellemede fayın üst kenarı yer yüzeyi ile çakıştırıldığında 87° eğime sahip fay modeli 19.94 km derinliğe kadar uzanmaktadır (Şekil 3.5).

Kullanılan ters çözüm metodu gereği çok segmentli model fay düzlemi, 5km x 5km boyutlarında toplam 104 adet fay parçasına bölünmüş (Şekil 3.5) ve 36 nokta kaynak her bir fay parçası üzerine düzgün olarak dağıtılmıştır. Berberian vd. (1999) da olduğu gibi USGS'in belirlediği episantr koordinatları ($33.83^\circ\text{K}-59.81^\circ\text{D}$) kırılmanın

başlangıç noktası olarak alınmıştır. Bu episantr noktasının çalışmada kullanılan fay modeli üzerine izdüşümü yaklaşık 10 km derinliğe karşılık gelmektedir.



Şekil 3.5. 10 Mayıs 1997 Qa'emat depreminin yüzey kırığı ve ters çözüm için kullanılan beş segmentli sonlu-fay modeli. Kırmızı kesikli çizgiler fay modelimizi oluşturan segment sınırlarını ve kırmızı yıldız depremin odağını temsil etmektedir. Yüzey kırığı Berberian vd. (1999)'dan alınmıştır

Tablo 3.4. 10 Mayıs 1997 Qa'emat depremi sonlu-fay ters çözümünde kullanılan çok segmentli fay modeli parametreleri

	Uzunluk (km)	Genişlik (km)	Doğrultu (°)	Eğim (°)	Fay Parçası Sayısı
Segment 1	20	20	190	87	16
Segment 2	25	20	140	87	20
Segment 3	30	20	164	87	24
Segment 4	45	20	330	87	36
Segment 5	10	20	118	87	8

Modellemede fay parçası sentetik sismogramlarının hesaplanması için kırılma hızının başlangıçta verilmesi gerekmektedir. Deprem sırasındaki kırılma hızının ne olduğuna dair herhangi bir bilginin olmayışından dolayı başlangıçta verilmesi gereken kırılma hızı, Necioğlu (1999) tarafından verilen bölgesel kabuksal hız yapısında (Tablo 3.5) üst kabuktaki ortalama makaslama dalga hızının %85'ine karşılık gelen değer olan 3.3 km/s olarak alınmıştır.

Tablo 3.5. 10 Mayıs 1997 Qa'emat depreminin sonlu-fay analizinde kullanılan kabuksal hız modeli (Necioğlu, 1999)

Kalınlık (km)	V _p (km/s)	V _s (km/s)	ρ(gr/cm ³)
3.0	5.20	3.00	2.55
9.0	6.10	3.52	2.69
17.0	6.50	3.75	2.85
23.0	6.80	3.90	3.00
-	8.15	4.70	3.40

Ters çözümde 6 zaman penceresi kullanılmıştır ve her bir zaman penceresi içinde kaynak yükselim-zaman fonksiyonu 0.5 sn yükselim ve 0.5 sn düşüme sahip eşkenar üçgen ile temsil edilmiştir. Her bir zaman penceresi bir öncekinden 1 sn geciktirilmiştir. Böylece fay düzlemi üzerindeki her bir noktada toplam 6 sn'lik bir yükselim zamanına olanak sağlanmıştır. Farklı sabit rake açıları ve rake açısının 90°-180° arasında serbest bırakıldığı birçok ters çözüm denemesi yapılarak sonuçlar karşılaştırılmıştır.

3.1.4. Modelleme sonuçları ve tartışma

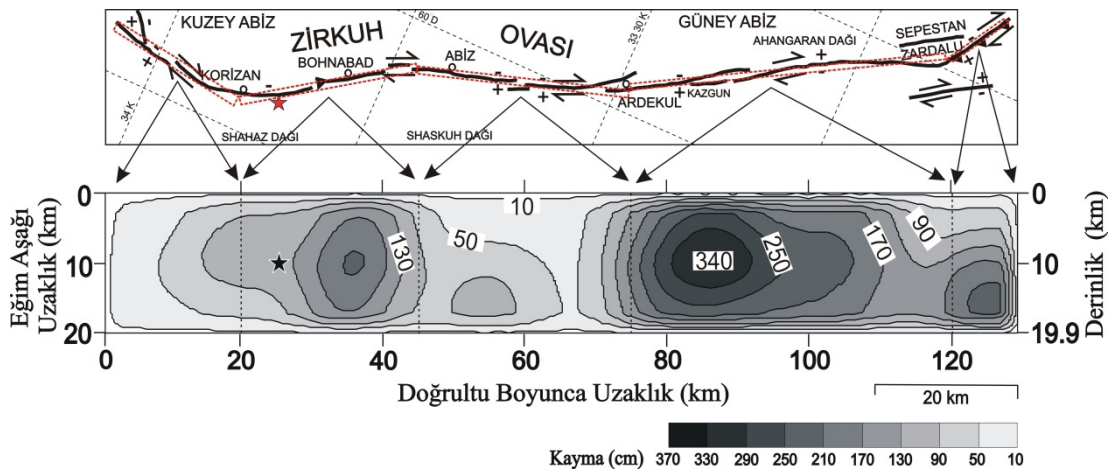
Her ne kadar bir önceki bölümde 1997 Qa'emat depremi için çok segmentli bir fay modeli parametrisasyonuna değinilmiş olsa da tek segmentli fay modeli ile de gözlenmiş dalga şekilleri modellenmeye çalışılmış ve birkaç deneme sonucunda tek segmentli model ile bu depremin modellenemeyeceği anlaşılmıştır. Çok segmentli fay modeli için farklı rake açılarının ve kırılma hızlarının kullanıldığı birçok ters çözüm denemesinin yanı sıra farklı eğim yönleri için de denemeler yapılmıştır (Tablo 3.6). İlk iki denemede (Model QM1 ve QM2) tüm segmentlerin eğim yönleri aynı kabul edilmiş (QM1'de B-KB, QM2'de D-KD), üçüncü denemede ise (Model QM3) dördüncü segmentin eğim yönü Berberian vd. (1999) ve Sudhaus ve Jonsson (2011) tarafından belirtildiği gibi diğer segmentlerden farklı olarak doğuya eğimli kabul edilmiştir.

Tablo 3.6. 10 Mayıs 1997 Qa'emat depremi için yapılan sonlu-fay ters çözüm denemeleri

Model	Doğrultu (°)					Eğim (°)	Rake (°)					Kırılma Hızı (km/s)					Moment (dyn.cm)	b-ax	Varyans	Kayma Miktarı (cm)
	S ₁	S ₂	S ₃	S ₄	S ₅		S ₁	S ₂	S ₃	S ₄	S ₅	S ₁	S ₂	S ₃	S ₄	S ₅				
QM1	190	140	164	150	118	87	180	180	180	180	135	3.3	3.3	3.3	3.3	3.3	8.96*10 ²⁶	34.261	0.09973797	230
QM2	10	320	344	330	298	87	180	180	180	180	135	3.3	3.3	3.3	3.3	3.3	1.38*10 ²⁷	32.905	0.09285130	340
QM3	190	140	164	330	118	87	180	180	180	180	135	3.3	3.3	3.3	3.3	3.3	1.37*10 ²⁷	32.925	0.09265433	420
QM4	190	140	164	330	118	87	175	180	180	180	135	3.3	3.3	3.3	3.3	3.3	1.35*10 ²⁷	32.855	0.09245833	360
QM5	190	140	164	330	118	87	175	175	175	175	135	3.3	3.3	3.3	3.3	3.3	1.04*10 ²⁷	34.043	0.09887601	280
QM6	190	140	164	330	118	87	170	170	170	170	135	3.3	3.3	3.3	3.3	3.3	7.67*10 ²⁶	34.155	0.09907966	240
QM7	190	140	164	330	118	87	-175	-175	-175	-175	135	3.3	3.3	3.3	3.3	3.3	1.26*10 ²⁷	32.597	0.09070893	340
QM8	190	140	164	330	118	87	-170	-170	-170	-170	135	3.3	3.3	3.3	3.3	3.3	9.75*10 ²⁶	33.470	0.09521810	260
QM9	10	320	344	330	298	87	-175	-175	-175	-175	135	3.3	3.3	3.3	3.3	3.3	1.11*10 ²⁷	33.283	0.09466400	270
QM10	190	140	164	330	118	87	-175	-175	-175	-175	135	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	1.08*10 ²⁷	33.551	0.09607148	230
QM11	190	140	164	330	118	87	-175	-175	-175	-175	135	2.7	2.7	2.7	2.7	2.7	1.39*10 ²⁷	32.729	0.09176625	270
QM12	190	140	164	330	118	87	90-180					3.3	3.3	3.3	3.3	3.3	1.18*10 ²⁷	32.790	0.09255265	310

QM3 modeli ile yapılan deneme ile elde edilen hata miktarı ilk iki denemenin hata miktarından daha düşük çıkmış (Tablo 3.6) ve daha sonra rake açısı ve kırılma hızlarının değiştirildiği bir çok ters çözüm denemesi yapılmıştır. Başlangıç olarak kırılma hızı 3.3 km/s alınmış ve rake açıları ise Berberian vd.(1999)'da belirtilen faylanma türlerine göre her bir segment için ayrı ayrı tanımlanmıştır. Buna göre ilk dört segment için sağ-yanal doğrultu atımlı faylanmayı temsil eden, beşinci segment için ise sağ-yanal doğrultu atım ve ters atım bileşen içeren rake açıları seçilmiştir. Tablo 3.6'da görüldüğü gibi yapılan tüm ters çözüm denemeleri sonucunda en küçük hata miktarı Model QM7 ile elde edilmiştir.

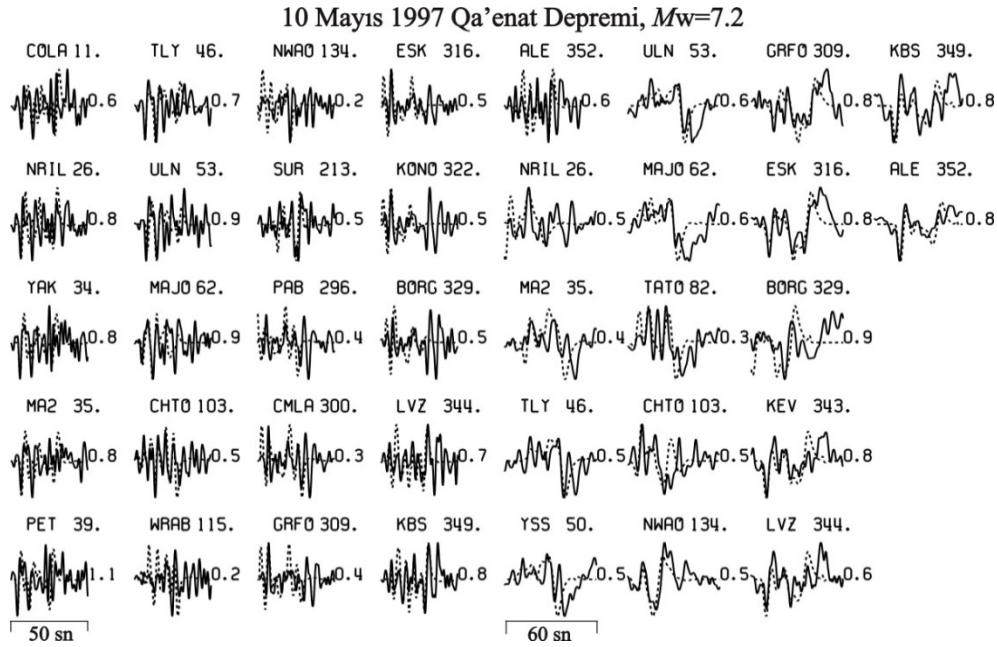
Model QM7 ters çözüm denemesi sonucunda elde edilen kayma dağılım modeli Şekil 3.6'da verilmiştir. Bu model için hesaplanan sentetik dalga şekilleri ile gözlenmiş dalga şekilleri ise Şekil 3.7'de karşılaştırılmıştır. Elde edilen kayma dağılım modeli incelendiğinde (Şekil 3.6) depremin üç fay pürüzünün kırılması ile oluştuğu ve en büyük yer değiştirmenin 3.5 m civarında olduğu görülmektedir.



Şekil 3.6. 10 Mayıs 1997 Qa'emat depremi yüzey kırıkları haritası (birinci panel) ve sabit rake açısı kullanılarak yapılan ters çözüm denemeleri arasında en düşük hata miktarına sahip Model QM7'ye ait kayma dağılımı (ikinci panel). 10 cm'den büyük kaymalar 40 cm aralıklarla konturlanmıştır. Yüzey kırıkları Berberian vd. (1999)'dan alınmıştır. Yıldız depremin odağını, kesikli kırmızı ve siyah çizgiler ise temsili segment sınırlarını göstermektedir

Kırılmanın başladığı Kuzey pürüzü (KP), yüzey kırığının Korizan kasabasının kuzeyi ile Abiz kasabası arasında yerleşmiş olup maksimum kayması 220 cm'dir. KP yaklaşık 30x15 km²'lik bir fay alanında 100 cm ve üzeri kayma değerlerine sahiptir. Maksimum kaymanın 340 cm'yi aştığı Orta Pürüz (OP) ise Ardekul kasabası ile güneydoğuda yüzey kırıklarının GD'ya doğru keskin bir doğrultu değiştirdiği kısım

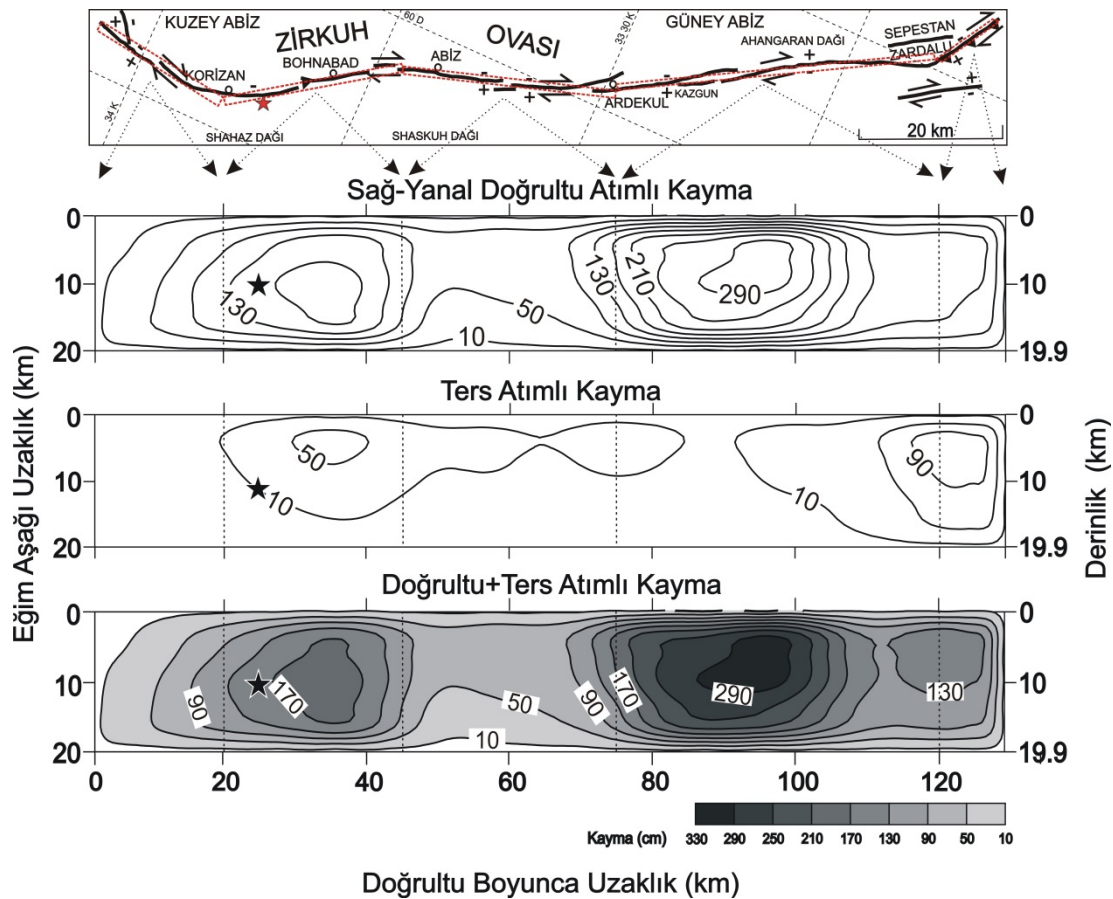
arasında yerleşmiştir. 1997 Qa'emat depreminin en güneyindeki ve en küçük kırılma alanını örten pürüzünü teşkil eden Güney Pürüzü (GP) ise yaklaşık 15x15 km²'lik bir kırılma alanına sahiptir.



Şekil 3.7. 10 Mayıs 1997 Qa'emat depremi rake açısının sabit alındığı Model QM7 için yapılan ters çözüm denemesi sonucunda elde edilen kayma dağılım modeline ait hesaplanmış dalga şekilleri (kesikli çizgi) ile gözlenmiş dalga şekillerinin (sürekli çizgi) karşılaştırılması. Sismogram çiftinin üstünde istasyon adı ve azimutları, sağında ise sentetik/gözlenmiş dalga şekli genlik oranları gösterilmiştir

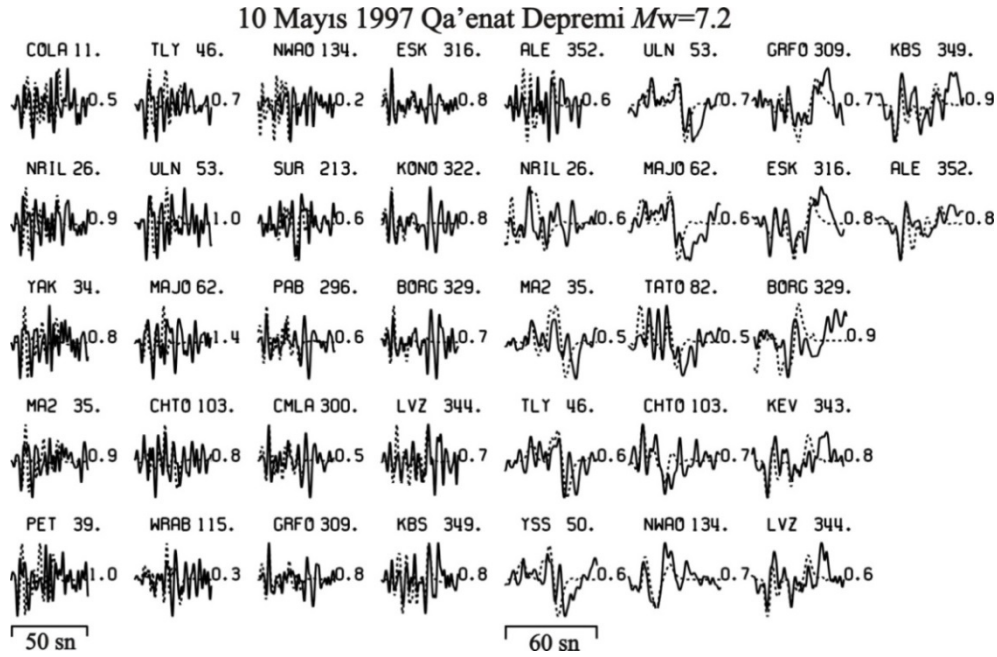
Sabit rake açısı kullanılarak yapılan ters çözüm denemelerinin ardından rake açısının serbest bırakıldığı bir ters çözüm denemesi yapılmıştır (Model QM12). Yüzey kırığının en güneyinde gözlenen önemli ters faylanmalı kayma (Şekil 3.3 ve 3.5) gözetilerek rake açısı 90°-180° arasında serbest bırakılmıştır. Rake açısının 90°-180° arasında serbest bırakıldığı ters çözüm denemesi sonucu elde edilen kayma dağılım modeli ve bu model için hesaplanan sentetik sismogramlarla gözlenmiş sismogramların karşılaştırılması sırasıyla Şekil 3.8 ve 3.9'da verilmiştir. Şekil 3.6 ve 3.8'deki kayma dağılım modellerinin karşılaştırılmasından görüleceği üzere rake açısının sabit alınması veya 90°-180° arasında serbest bırakılması ile elde edilen kayma dağılımları genel anlamda birbirine benzerlik göstermektedir. Vurgulanabilecek farklar her üç pürüz için de en büyük kayma değerlerinin değişken rake açılı model için daha düşük olması ve GP'nin daha sığda yerleşmesi şeklinde sıralanabilir. Şekil 3.8 ayrıca kaymanın doğrultu atımlı (ikinci panel) ve ters atımlı (üçüncü panel) kayma bileşenlerini de göstermektedir. Görüleceği üzere 1997

Qa'emat depremi kırılmasında doğrultu atımlı kayma bileşeni baskındır. Ancak, faylanmanın en güneyindeki 20 km'lik bölümünde ters faylanmalı kaymanın sağ-yanal kaymaya denk genliklere eriştiği de not edilmelidir ki bu sonuç, depremin haritalanan yüzey kırığının bu kesiminde yüzeyde gözlemlenen ters atımlı yer değiştirmelerle de uyumludur.



Şekil 3.8. 10 Mayıs 1997 Qa'emat depremi rake açısının 90° - 180° arasında serbest bırakıldığı Model QM12 için elde edilen sağ-yanal doğrultu atımlı (üstten ikinci panel), ters atımlı (üstten üçüncü panel) ve toplam (en alttaki panel) kayma dağılım modelleri. İlk paneldeki yüzey kırıkları Berberian vd. (1999)'dan alınmıştır. Siyah yıldız depremin odağını kırmızı yıldız ise depremin episantrını göstermektedir. Kesikli siyah çizgiler segment sınırlarını temsil etmektedir

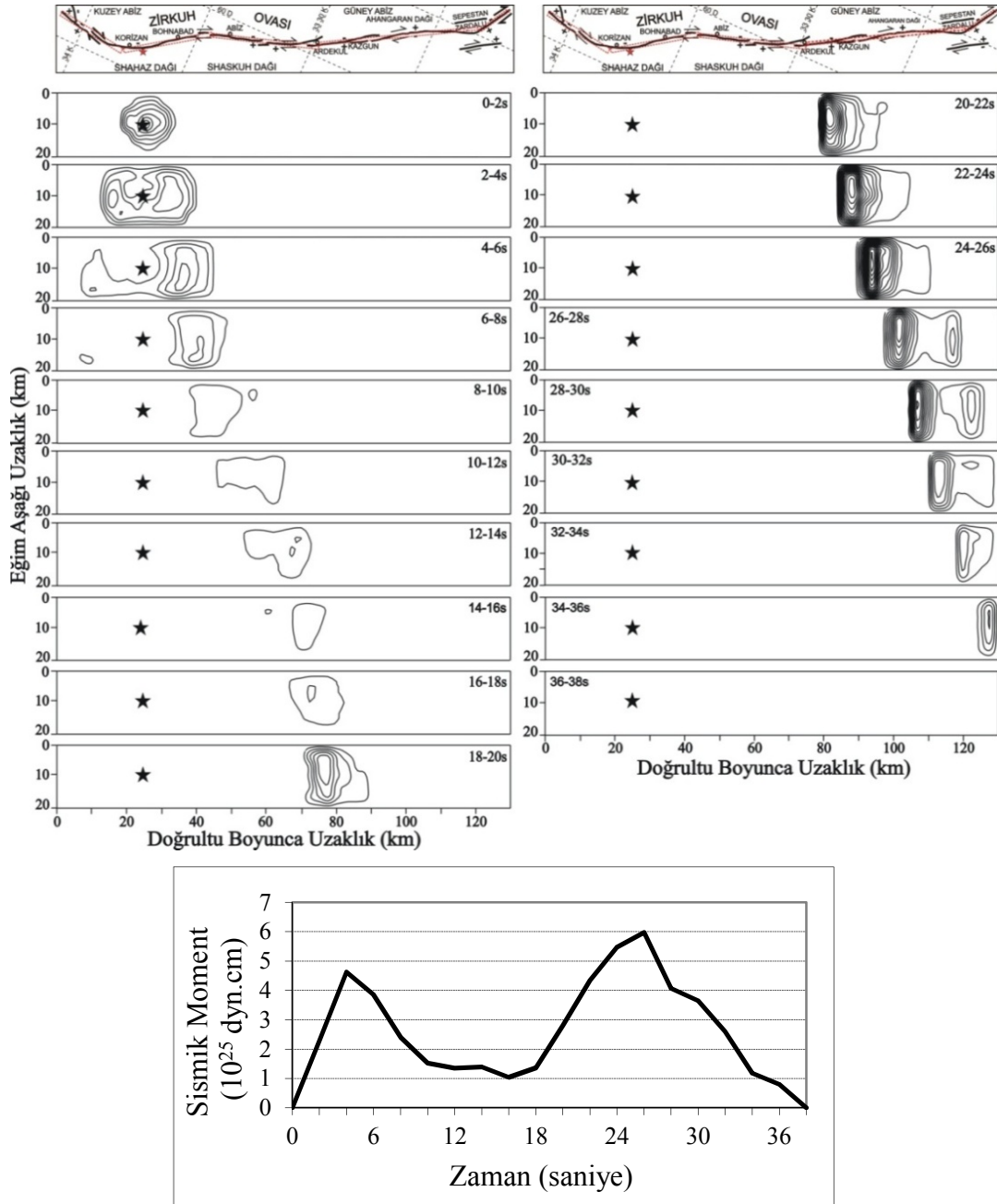
Şekil 3.8, KP'nin sığ kesimlerinde de genliği 50 cm'yi aşan ters faylanmalı kaymaya işaret etmektedir. Fayın doğrultusunun KB-GD'dan K-G'e değiştiği bu kesimde (Bohnabad yerleşimi civarı) yüzeyde Berberian vd. (1999) 70 cm'ye yakın ters atımlı yer değiştirme rapor etmiştir. Bu kayma dağılım modeli için elde edilen sismik moment 1.18×10^{27} dyn.cm'dir.



Şekil 3.9. 10 Mayıs 1997 Qa'emat depremi sonlu-fay modellemesinde rake açısının 90° - 180° arasında serbest bırakılarak yapılan ters çözüm denemesi sonucunda elde edilen kayma dağılım modeli için hesaplanmış dalga şekilleri (kesikli çizgi) ile gözlenmiş dalga şekillerinin (sürekli çizgi) karşılaştırılması. Sismogram çiftinin üstünde istasyon adı ve azimutları, sağında ise sentetik/gözlenmiş dalga şekli genlik oranları gösterilmiştir

Şekil 3.6 ve 3.8'de verilen her iki kayma dağılım modeli de 1997 Qa'emat depremi için genel olarak güneye doğru tek taraflı bir kırılmaya işaret etmektedir. KP'nin yenilmesiyle başlayan kırılma, kayma genliğinin 50 cm civarına düştüğü Abiz ve Ardekul yerleşimleri arasındaki göreceli olarak moment serbestlenmesindeki düşüşün (Şekil 3.10) ardından en büyük pürüz OP'nin ve ardından GP'nin yenilmesiyle devam etmiştir. Bu durum kırılmanın uzay-zaman evriminin gösterildiği Şekil 3.11'de açıkça gözlenebilmektedir.

Kırılma odakta başlamış, yaklaşık 6 saniye iki yönlü olarak ilermiş (kuzeybatı ve güneydoğuya doğru) ve daha sonra tek yönlü olarak güneydoğuya doğru yayılmasını sürdürmüştür. KP'nin kırılması yaklaşık 8 sn sürmüştür, OP'nin kırılması 18 ile 30 sn arasında gerçekleşmiş ve bunu son 6 sn'de GP'nin yenilmesi izlemiştir. Toplam kırılma 36 saniye de gerçekleşmiştir. OP'nin en büyük kayma bölgesindeki kaymanın 5 sn civarında sürdüğü görülmektedir. Bu da bu deprem için yükselim zamanının 4-5 sn civarında olduğunu önermektedir.



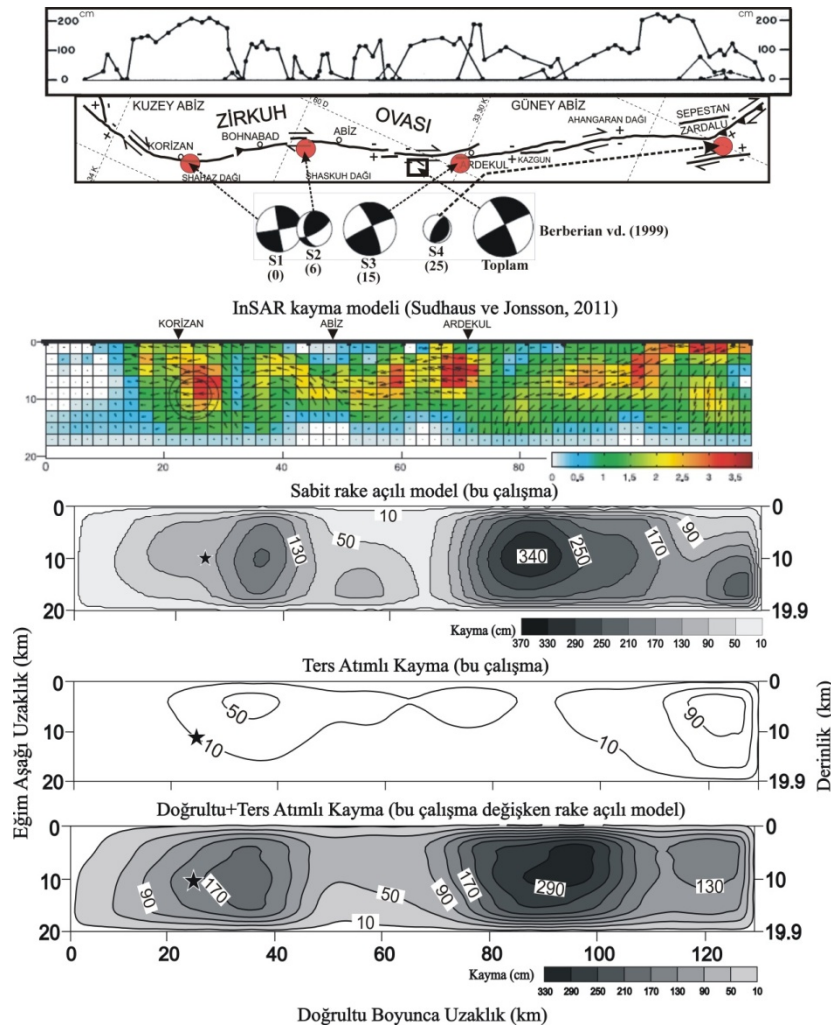
Şekil 3.10. 10 Mayıs 1997 Qa'emat depreminin 2 saniye zaman aralıkları ile çizilen uzay-zaman ilerlemesi (üstte). 10 cm'nin üzerindeki kaymalar 10 cm aralıklarla konturlanmıştır. Yıldız depremin odağını göstermektedir. En altta ise depremin moment serbestlenmesini tanımlayan kaynak-zaman fonksiyon grafiği gösterilmiştir.

1997 Qa'emat depremi kırılma süreci için literatürde yer alan iki çalışma bulunmaktadır. Bunlardan biri (Berberian vd., 1999) telesismik P ve S cisim dalga şekillerinin nokta kaynak ters çözümlemesi diğeri (Sudhaus ve Jonsson, 2011) ise InSAR verilerinden bulunan çok segmentli sonlu-fay kayma dağılım modelidir. Bu önceki kırılma modelleri bu çalışmada belirlenen sonlu-fay kayma dağılım modelleri

ile Şekil 3.11’de karşılaştırılmıştır. Genel olarak kaynak modelleri arasında bir benzerlik olduğu söylenebilir.

Berberian vd (1999)’un 4 alt olaylı (Şekil 3.11’de S1, S2, S3 ve S4) nokta kaynak modelinde nokta kaynakların, kırılan fay uzunluğu üzerindeki uzay-zaman konumları bu çalışmada belirlenen pürüz lokasyonları ile uyumludur. Şekil 3.11’de görüleceği üzere KP, OP ve GP sırasıyla S1, S3 ve S4 alt olayları ile uzay-zaman konumları ve faylanma tipleri açısından benzerlik göstermektedir. S2 alt olayının olduğu bölgede çalışmada bulunan gerek sabit ve gerekse değişken rake açılı kayma modelleri göreceli olarak düşük kayma (0.5-1 metre arası) önermektedir. S2’nin S1 ve S3’e göre daha küçük (S1’den yaklaşık 3 kat S3’den yaklaşık 5 kat daha küçük) olması da bir benzerlik olarak ifade edilebilir. Ancak S2 sağ-yanal doğrultu atımlı faylanma bileşeni olsa da ters faylanma ağırlıklı bir kaynaktır. Bu çalışmada bulunan değişken rake açılı model bu kaynağın bulunduğu fay alanında ters faylanma bileşenine işaret etse de ağırlıklı olarak sağ-yanal faylanma ifade etmektedir.

Çalışmada bulunan kayma modelleri ile Sudhaus ve Jonsson (2011)’in InSAR verilerinden bulduğu sonlu-fay kayma modeli karşılaştırıldığında uyum yukarıda söz edilen nokta kaynak modellemesi sonuçlarına göre daha az olmasına rağmen önemli benzerlikler de ifade edilebilir (Şekil 3.11). InSAR modelindeki Korizan kasabası ve odak güneyinde yer alan 3 metre üzeri kayma ve Ardekul kasabası güneyindeki genel olarak 3 metreden daha az kaymaya sahip pürüzler KP ve OP’nin konumları ile benzerdir. Ancak bu çalışmadaki modeller OP’nin hem kırılma alanı hem de kayma genliği açısından daha büyük bir pürüz olduğunu önermektedir. GP’nin bulunduğu bölgede InSAR modelinin de ters faylanma ağırlıklı bir faylanma önermesi diğer önemli bir benzerlik olarak ifade edilebilir. En önemli fark Ardekul kasabası kuzeyinde KP ile OP arasındaki kayma boşluğunda yerleşmiş ve kayma genliği yer yer 3 metreyi aşan önemli bir pürüzün InSAR modelinde görülmesidir. Bu pürüzün güney bölümü OP’nin kuzey kenarıyla kayma genliği olarak olmasa da konum olarak örtüşmektedir.



Şekil 3.11. 10 Mayıs 1997 Qa'emat depremi yüzey kırığı boyunca ölçülen yer değiştirme miktarları (en üst çerçeve), yüzey kırığı uzanımı (üstten ikinci çerçeve), Berberian vd. (1999)'un belirlediği kırılma sürecindeki nokta kaynakların (S1, S2, S3 ve S4) konum (kırmızı daireler) ve kaynak mekanizmaları (siyah-beyaz plaj topları), Sudhaus ve Jonsson (2011)'in InSAR kayma dağılım modeli (üstten üçüncü çerçeve) ve bu çalışmada bulunan sonlu-fay kayma dağılımları (son üç çerçeve). Nokta kaynaklarının altında parantez içindeki rakamlar, nokta kaynakların kırılma başlangıcından kaç saniye sonra kırıldıklarını temsil etmektedir. InSAR kayma modelindeki büyük daire ve çalışmada bulunan kayma modellerindeki siyah yıldızlar depremin odağını göstermektedir.

InSAR ile çalışmada bulunan kayma modelleri arasındaki farkların çeşitli nedenleri olduğu tartışılabilir. En önemli nedenin kullanılan verilerin kayma yükselim zamanına olan duyarlılıklarının farklı olması olduğu düşünülmüştür. Çalışmada deprem dalga şekilleri kullanıldığından bulunan modeller kosismik kayma dağılımlarıdır (kayma yükselim zamanı genel olarak <10 sn). Sudhaus ve Jonsson (2011)'in kullandığı InSAR verisi 1997 Qa'emat depremi sonrası 1-2 yıllık bir zaman aralığını kapsamaktadır. Dolayısıyla InSAR kayma dağılımı sadece kosismik değil postsismik kaymayı (kayma yükselim zamanı aylar mertebesinde) ve artçı deprem

aktivitesine ait kaymaları da içermektedir. Nitekim Sudhaus ve Jonsson (2011), modellerinin ters faylanmalı 16 Haziran 1997 ve doğrultu atım faylanmalı 25 Haziran 1997 artçı depremlerinin (Bkz. Şekil 3.12’de 12 ve 14 nolu depremler) kaymalarını da içerdiğini kendileri ifade etmiştir. Bu açıdan KP ve OP arasında yerleşmiş ve OP’nin kuzey kenarında kaymasının azaldığı bölge ile örtüşen InSAR kayma modelindeki pürüzün kaymasının daha çok postsismik kayma olabileceği tartışılabilir.

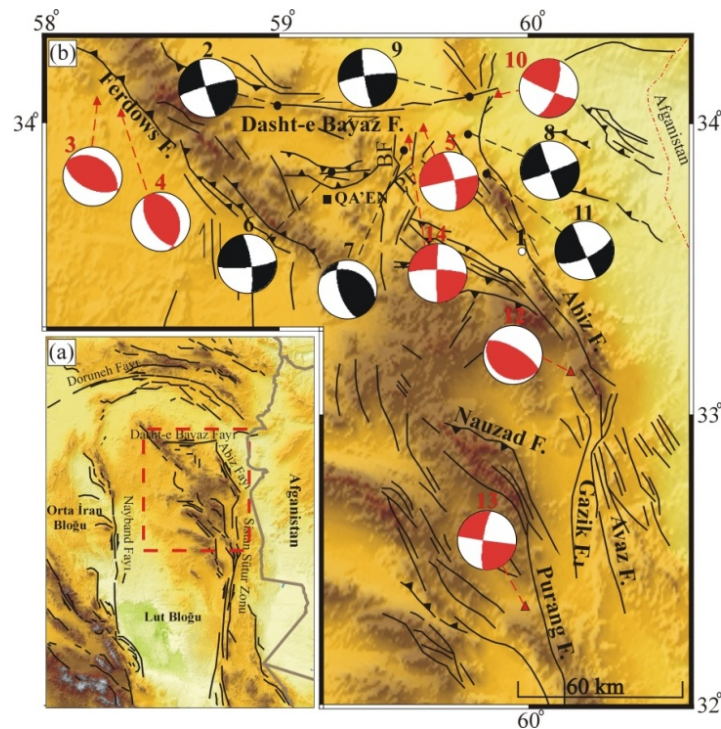
Çalışmada bulunan kayma modelleri ile InSAR kayma modeli arasında ayrıntıda ifade edilebilecek farkların kullanılan verinin çözünürlüğü ve model parametrizasyonu ile ilişkili olduğu düşünülmektedir. Sudhaus ve Jonsson (2011) 17 segmentli bir fay modeli kullanmış ve bu fay segmentleri bir kenarı 2.25 km olan onlarca kare şeklinde fay parçasına bölünmüştür. Bu çalışmada kullanılan veri bu şekilde bir model parametrizasyonu için yeterli bir çözünürlüğe sahip değildir. Bu nedenle InSAR kayma modeli oldukça ayrıntılı iken çalışmada bulunan kayma modelleri kaynağın göreceli olarak daha genel bir görüntüsünü vermektedir.

3.2. 1997 Qa’emat Depremi Öncesi ve Sonrası Coulomb Statik Gerilme Değişimlerinin İncelenmesi

Kuzeydoğu İran’ın Dasht-e-Bayaz ve Zirkuh bölgeleri sismik olarak oldukça aktif bölgelerdir (Berberian vd., 1999). Aktif faylanmanın K-G doğrultulu sağ-yanal doğrultu atımlı faylardan D-B doğrultulu sol-yanal doğrultu atımlı fayların hakim olduğu bir sisteme değiştiği bu bölgede 1936’dan bu yana birçok yıkıcı deprem meydana gelmiştir (Tablo 3.7, Şekil 3.12). 1936 Abiz depremi ile başlayan ve öncesinde bu fay sistemleri üzerinde herhangi bir depremin meydana geldiğine dair kanıt bulunmayan (Berberian vd. 1999) deprem serisi, dünyadaki kümelenmiş orta ve büyük magnitüdeki sismik aktivitenin en göze çarpan örneklerinden birini oluşturmaktadır (Berberian vd., 1999; Berberian ve Yeats, 1999). Tablo 3.7 ve Şekil 3.12’de siyah renk ile belirtilen depremler (Deprem no:1,2,6,7,8,9 ve 11) ana depremleri, kırmızı renk ile belirtilen depremler ise (Deprem No 3,4,5,10,12,13 ve 14) ilgili depremlerden sonra meydana gelen en büyük artçı depremleri temsil etmektedir.

Tablo 3.7. Kuzeydoğu İran'ın Dasht-e-Bayaz ve Qa'emat bölgelerinde 1936 yılından bu yana meydana gelen $M \geq 5.0$ depremler. ¹Berberian vd. (1999) ²Walker vd. (2004), ³Walker vd. (2011), ⁴Sudhaus ve Jonsson (2011), ⁵Mardkheh (2007). “*” Ms magnitüd türünü ifade etmektedir. Depremlerin episantr dağılımları Şekil 3.12’de gösterilmiştir

Deprem No	Tarih	Saat (GMT)	Enlem-Boylam (°)	Mw	Depremin Adı \ Aktif Fay
1	30.06.1936 ¹	?	33.61-59.96	6.0*	Abiz \ Abiz
2	31.08.1968 ²	10:47	34.05-58.95	7.1	Dast-e-Bayaz \ Dast-e-Bayaz
3	01.09.1968 ³	07:27	34.10-58.15	6.3	Ferdows \ Ferdows
4	04.09.1968 ³	23:24	34.04-58.24	5.5	Ferdows \ Ferdows
5	11.09.1968 ³	19:17	34.03-59.47	5.6	??? \ Dast-e-Bayaz
6	07.11.1976 ³	04:00	33.83-59.17	6.0	Qayen \ Avash
7	16.01.1979 ^{1,2}	09:50	33.91-59.47	6.5	Boznabad \ Boznabad veya Pavak
8	14.11.1979 ²	02:21	33.96-59.73	6.6	Korizan \ Abiz
9	27.11.1979 ^{2,3}	17:10	34.06-59.76	7.1	Khuli-Boniabad \ Dast-e-Bayaz
10	07.12.1979 ²	09:23	34.08-59.86	5.9	Kalat-e-Suhur \ Abiz
11	10.05.1997 ^{1,4}	07:57	33.83-59.81	7.2	Qa'emat \ Abiz
12	16.06.1997 ^{1,5}	03:00	33.14-60.15	5.0	??? \ ???
13	20.06.1997 ¹	12:57	32.33-59.96	5.4	Chakhu \ Purang
14	25.06.1997 ¹	19:38	33.94-59.48	5.7	Boznabad \ Boznabad veya Pavak



Şekil 3.12. (a) Doğu İran'daki aktif faylar ve Lut bloğunu çevreleyen fay sistemleri. Kırmızı dikdörtgen çalışma alanını göstermektedir. (b) Çalışma alanı içinde 1936 Abiz depremi ve sonrası meydana gelen yıkıcı depremler ($M \geq 5.0$) ve odak mekanizma çözümleri (siyah daireler ve siyah-beyaz plaj topları) ile bu depremlerin en büyük artçıların episantr dağılımları (kırmızı üçgen) ve odak mekanizma çözümleri (kırmızı-beyaz plaj topları). Beyaz daire odak mekanizma çözümü bulunmayan 1936 Abiz depreminin episantrını temsil etmektedir. Siyah ve kırmızı renkli rakamlar sırasıyla Tablo 3.7 de belirtilen ana şok ve artçı deprem numaralarını göstermektedir. Aktif faylar Berberian vd. (1999)'dan alınmıştır. BF: Boznabad fayı, PF: Pavak fayı

3.2.1. Gerilme değişimleri incelenen depremler

3.2.1.1. 31 Ağustos 1968 Dasht-e-Bayaz depremi ($M_w=7.1$)

31 Ağustos 1968 Dasht-e-Bayaz depremi, D-B doğrultulu ve baskın olarak sol-yanal doğrultu atıma sahip Dasht-e-Bayaz fayının 80 km'lik batı kısmını kırmıştır (Tchalenko ve Ambraseys, 1970; Tchalenko ve Berberian, 1975; Berberian vd., 1999; Walker vd., 2011), (Tablo 3.7, Şekil 3.12 Deprem No: 2). Depremde oluşan maksimum sol-yanal yer değiştirmeler ~4.5 metre, düşey yer değiştirmeler ~2.5 m ve ortalama sol-yanal yer değiştirmeler ~2 m olarak ölçülmüştür (Ambraseys ve Tchalenko, 1969; Tchalenko ve Berberian, 1975). Walker vd. (2004) depremde momentin yaklaşık %90'ının yüzey kırıklarını üreten D-B doğrultulu sol-yanal doğrultu atım faylanma ile, %10'unun ise ters faylanma ile serbestlendiğini ileri sürmüştür. Depreme ait kaynak ve kırılma parametreleri Tablo 3.8'de verilmiştir.

Tablo 3.8. Dasht-e Bayaz ve Qa'emat bölgelerinde Coulomb gerilme değişimi hesapları için kaynak veya alıcı fay olarak tanımlanan depremlere ait kırılma parametreleri. S1, S2, S3,S4 ve S5 segmentleri ifade etmektedir. * M_s magnitüd türünü ifade etmektedir. ¹Walker vd. (2011), ²Walker vd. (2004), ³Berberian vd. (1999), ⁴Sonlu-fay ters çözüm tekniği ile elde edilen kayma dağılım modeli, ^wWells ve Coppersmith (1994)

Tarih Deprem Adı	Enlem Boylam (°)	M_w	Derinlik (km)	Doğrultu (°)	Eğim (°)	Rake (°)	Fay Uzunluğu (km)	Fay Genişliği (km)	Atım Miktarı (m)	
30.06.1936 Abiz	33.61-59.96	6.0*	-	-	-	-	12 ^{1,3}	6.5 ^w	0.15 ^w	
31.08.1968 (Dasht-e Bayaz)	34.05-58.95	7.1	17	254 ¹	84 ¹	5 ¹	80 ^{1,3}	18.80 ^w	2.00 ^w	
07.11.1976 (Qayen)	33.83-59.17	6.0	8	84 ¹	79 ¹	12 ¹	13.21 ^w	7.07 ^w	0.14 ^w	
16.01.1979 (Boznabad)	33.91-59.47	6.5	11	162 ²	66 ²	115 ²	28.60 ^w	11.03 ^w	1.00 ^w	
14.11.1979 (Korizan)	33.96-59.73	6.6	10	160 ^{1,2}	89 ^{1,2}	-177 ^{1,2}	20 ³	12.5 ^w	1.00 ^{1,3}	
27.11.1979 (Khuli Boniabad)	34.06-59.76	7.1	8	261 ^{1,2}	82 ^{1,2}	8 ^{1,2}	60 ^{1,2}	18.80 ^w	2.00 ^w	
10.05.1997 (Qa'emat)	33.83-59.81	7.2	10	S1	190 ⁴	87 ⁴	-175 ⁴	20 ⁴	20 ⁴	Değişken ⁴
				S2	140 ⁴	87 ⁴	-175 ⁴	25 ⁴	20 ⁴	Değişken ⁴
				S3	164 ⁴	87 ⁴	-175 ⁴	30 ⁴	20 ⁴	Değişken ⁴
				S4	330 ⁴	87 ⁴	-175 ⁴	45 ⁴	20 ⁴	Değişken ⁴
				S5	118 ⁴	87 ⁴	135 ⁴	10 ⁴	20 ⁴	Değişken ⁴

1968 Dasht-e-Bayaz depreminin ardından magnitüdü $M_w \geq 5.4$ olan üç önemli artçı deprem meydana gelmiştir (Tablo 3.7, Şekil 3.12 Deprem No: 3, 4 ve 5). Bu artçı depremlerin ikisi 1 Eylül 1968 ($M_w=6.3$) ve 4 Eylül 1968 ($M_w=5.5$) artçı depremleri ana şokun haritalanan yüzey izinin yaklaşık 30 km batısında, kuzeybatı-güneydoğu

doğrultulu ve doğuya eğimli ters bir fay olan Ferdows fayı üzerinde meydana gelirken üçüncüsü 11 Eylül 1968 ($M_w=5.6$) artçı depremi ana şok kırığının doğusunda Dasht-e-Bayaz fayı üzerinde meydana gelmiştir (Walker vd., 2011). 1968 Dasht-e-Bayaz depreminde birçok köy tamamıyla yıkılmış, 7000 ile 12.000 arasında insan hayatını kaybetmiş ve 70.000'den fazla insan evsiz kalmıştır (Ambraseys ve Melville, 1982; Berberian ve Yeats, 1999; Ambraseys ve Tchalenko, 1969).

3.2.1.2. 27 Kasım 1979 Khuli-Boniabad depremi ($M_w=7.1$)

27 Kasım 1979 Khuli- Boniabad depremi Dasht-e-Bayaz fayının doğu segmentini kırmıştır (Berberian ve Yeats, 1999) (Tablo 3.7, Şekil 3.12 Deprem No: 9). Doğu kısım boyunca 60 km yüzey kırığı üreten depremde, 1968 Dasht-e-Bayaz depreminin yüzey kırıklarının yaklaşık 10 km'lik kısmı tekrar kırılmıştır (Walker vd., 2004; Walker vd., 2011). Haghypour ve Amidi (1980), deprem ile ilişkili 2.5 metreye varan düşey yer değiştirmeler ve kırığın doğu kısmında 4 metreye varan yatay yer değiştirmeler rapor etmesine rağmen sismojenik kalınlığı 15 km, fay uzunluğunu 60 km ve sismik momentini 5×10^{19} Nm kabul edilirse yüzey gözlemleri ile uyumlu 1.85 metre ortalama kayma verilebileceğini belirtmiştir. Ayrıca Haghypour ve Amidi (1980), sağ-yanal Abiz fayının kuzey kısmının 1979 deprem serilerinden sonra bu deprem ile tekrar aktif hale geldiğini vurgulamıştır. Berberian vd. (1999) 1979 Khuli-Boniabad depreminin en büyük artçı depremi olan 7 Aralık 1979 Kalat-e-Shur depremini de ($M_w=5.9$) (Tablo 3.7, Şekil 3.12 Deprem No:10) tekrar aktif hale gelen bu kırıklarla ilişkilendirmiştir.

1968 Dasht-e-Bayaz depremi ile 1979 Khuli-Boniabad depremi arasındaki dönemde orta büyükte üç deprem meydana gelmiştir. Bu depremlerin ilki Dasht-e-Bayaz fayına paralel D-B doğrultulu Avash fayı üzerinde meydana gelen 7 Kasım 1976 Qayen depremidir ($M_w=6.0$) (Walker vd., 2011) (Tablo 3.7, Şekil 3.12 Deprem No: 6). İkincisi, bölgede hakim olan K-G doğrultulu faylar (Boznabad ve Pavak fayları) ile ilişkilendirilen ancak kaynak fayın kesin bilinmediği 16 Ocak 1979 ($M_w=6.5$) depremidir (Walker vd., 2011; Berberian vd., 1999), (Tablo 3.7, Şekil 3.12 Deprem No: 7). Üçüncü deprem ise 14 Kasım 1979 Korizan depremidir ($M_w=6.6$) (Tablo 3.7, Şekil 3.12 Deprem No: 8). 1979 Khuli-Boniabad deprem kırığının doğu ucunda,

Abiz fayının kuzeyi boyunca yaklaşık 20 km yüzey kırığı oluşturan 1979 Korizan depreminde 1 metreye varan maksimum yatay yer değiştirmeler gözlenmiştir (Berberian vd., 1999; Walker vd., 2011). Depremlere ait kaynak parametreleri Tablo 3.8’de detaylı olarak verilmiştir.

3.2.1.3. 10 Mayıs 1997 Qa’emat depremi ($M_w=7.2$)

10 Mayıs 1997 Qa’emat depremi, sağ-yanal doğrultu atımın hakim olduğu toplam 125 km uzunluğunda karmaşık ve segmentli birçok yüzey kırıkları üretmiştir. İran’da gözlenen en uzun yüzey kırığını üreten 1997 Qa’emat depremi, Abiz fay sistemi üzerinde meydana gelen 30 Haziran 1936 Abiz ($M_s=6.0$) ve 14 Kasım 1979 Korizan depremleri ($M_w=6.6$) ile kırılan yaklaşık 50 km’lik kısmı tekrar kırmıştır (Sudhaus ve Jonsson, 2011) (Şekil 3.3). 1936 Abiz depremi, 1997’de kırılan Abiz fayının ortasına doğru yaklaşık 12 km yüzey kırığı oluşturmuştur (Berberian vd., 1999; Sudhaus ve Jonsson, 2011). 1997 Qa’emat depremine ait bilgi Bölüm 3.1’de, söz konusu depremlere ait faylanma ve kırılma parametreleri ise Tablo 3.8’de detaylı olarak verilmiştir.

3.2.2. Coulomb gerilme değişimleri

Bu çalışmada, 1936 Abiz depremi başlangıç alınarak, magnitudü $M \geq 6.0$ olan tüm depremlerden dolayı Dasht-e Bayaz ve Qa’emat bölgelerindeki gerilme değişimleri 1997 Qa’emat depremi öncesi ve sonrası ana şok deprem oluşumları ve ana şok-artçı deprem ilişkileri temelinde üç ayrı durum için incelenmiştir.

İlk durumda, ana şok deprem kırılmalarının komşu faylar üzerindeki kırılmaları nasıl etkilediğini araştırmak için 1936 Abiz depreminden 1997 Qa’emat depremine kadar geçen süre içinde meydana gelen depremlerden kaynaklanan gerilme değişimleri oluşum sırasına göre bu zaman aralığındaki ana şoklara ait fay düzlemleri üzerinde tek tek hesaplanmıştır. İkinci durumda, 1968 Dasht-e-Bayaz depremi, 1979 Khuli-Boniabad ve 1997 Qa’emat depremlerinin her birinin ana şok Coulomb gerilme değişimleri ile bu depremler sonrası meydana gelen artçı deprem episantr dağılımları arasındaki ilişki incelenmiştir. Üçüncü durumda ise 1997 Qa’emat

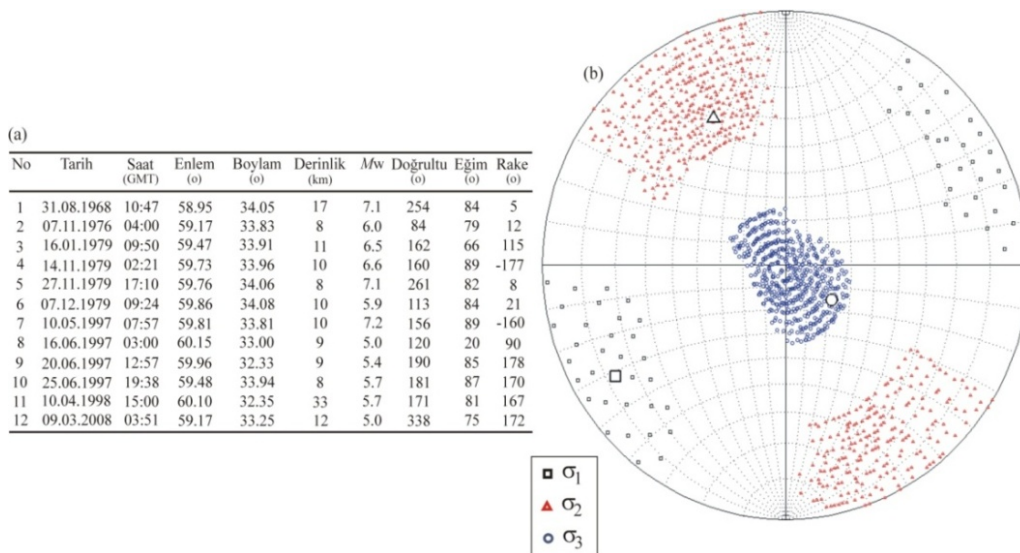
depremi ve öncesi deprensellikten dolayı çevredeki aktif faylar üzerindeki Coulomb gerilme değişimleri hesaplanmıştır.

Coulomb gerilme değişimi hesaplarında kullanılan ve kaynak veya alıcı fay düzlemleri olarak belirlenen depremlere ait kırılma parametreleri (doğrultu, eğim, kayma açısı ve atım miktarı) ve faylanma boyutları (fay uzunluğu ve fay genişliği) Tablo 3.8’de özetlenmiştir. Tablodaki söz konusu depremlere ait parametrelerin bir kısmı çeşitli araştırmacılar tarafından yapılan çalışmalardan derlenmiştir. Kırılma parametreleri ve faylanma boyutlarına ulaşılamayan depremler için ise aşağıda anlatılan yol takip edilmiştir.

İlk olarak, çalışılan depremin meydana geldiği olası kaynak fay belirlenmiştir. Fayın doğrultusu aktif fay haritası (Hessami vd., 2003) üzerinde olası kaynak fayın izinden ölçülmüş, eğimi ise bu olası kaynak fay üzerinde daha önce meydana gelmiş olan depremlerin odak mekanizmalarından belirlenen eğim ile aynı kabul edilmiştir. İlgili depremin kayma açısı faylanmanın türüne göre belirlenmiştir. Sağ-yanal doğrultu atımlı bir deprem için 180° , ters faylanmalı bir deprem için ise 90° kayma açısı değeri kullanılmıştır. Depremin atım miktarı ve kırılma boyutları Wells ve Coppersmith (1994) tarafından ilgili depremin büyüklüğüne bağlı olarak verilen ampirik ilişkiler kullanılarak tanımlanmış ve tüm fay düzlemi üzerinde kayma homojen kabul edilmiştir. Örneğin, kırılma parametreleri, fay genişliği ve kayma miktarı bilgisi bulunmayan 1936 Abiz depreminin meydana geldiği kaynak fay Abiz fayıdır (Berberian vd., 1999; Walker vd., 2011). Buna göre doğrultu Hessami vd. (2003)’ün aktif fay haritasında Abiz fayı üzerinden 166° olarak ölçülmüş, eğimi ise aynı fay üzerinde meydana gelen 1997 Qa’emat depreminin eğimi ile aynı alınmıştır (eğim= 87°). Abiz fayı sağ-yanal doğrultu atımlı bir fay özelliğine sahip olduğundan depreme ait kayma açısı 180° olarak belirlenmiştir. Walker vd. (2011) tarafından fay uzunluğu yaklaşık 12 km olarak verilen 1936 Abiz depreminin eğim aşağı fay genişliği ve atım miktarı ise Wells ve Coppersmith (1994) tarafından verilen ampirik ilişkilerden sırasıyla 6.5 km ve 15 cm olarak elde edilmiştir (Tablo 3.8).

Ana şok Coulomb gerilme değişimleri ile artçı deprem episantr dağılımlarının karşılaştırılmasında gerilme değişimleri gerek optimum yönlü doğrultu atım ve ters

faylar üzerinde gerekse seçilmiş faylar üzerinde hesaplanmıştır. Optimum yönlü faylar üzerinde gerilme değişim hesapları yapılırken bölgesel gerilme alanının tanımlanması gerektiği unutulmamalıdır. Bu yüzden hem geçmiş depremsellik hem de artçı depremlere ait kaynak mekanizmaları (Şekil 3.13 (a)) kullanılarak bölgesel asal gerilme eksenleri Gephart (1990a) ve (1990b)'nin kodu kullanılarak Zmap paket programı (Wiemer, 2001) ile hesaplanmıştır. Buna göre bölgede gerilme rejiminin sıkışma ağırlıklı transpressif olduğu ve sıkışma gerilmesi ekseninin yaklaşık KD-GB doğrultuda uzandığı önerilmiştir (Şekil 3.13 (b)). Bu yöntemle en büyük asal gerilme eksenini (σ_1), orta asal gerilme eksenini (σ_2) ve en küçük asal gerilme eksenini (σ_3) için azimut ve dalım açıları sırasıyla (238° , 11°), (333° , 24°) ve (126° , 64°) olarak belirlenmiştir. Ayrıca tüm gerilme değişim hesaplarında, sürtünme katsayısı 0.4, Poisson oranı ortalama değer olan 0.25 ve Young's modülü 8×10^5 bar olarak alınmıştır (King vd., 1994).

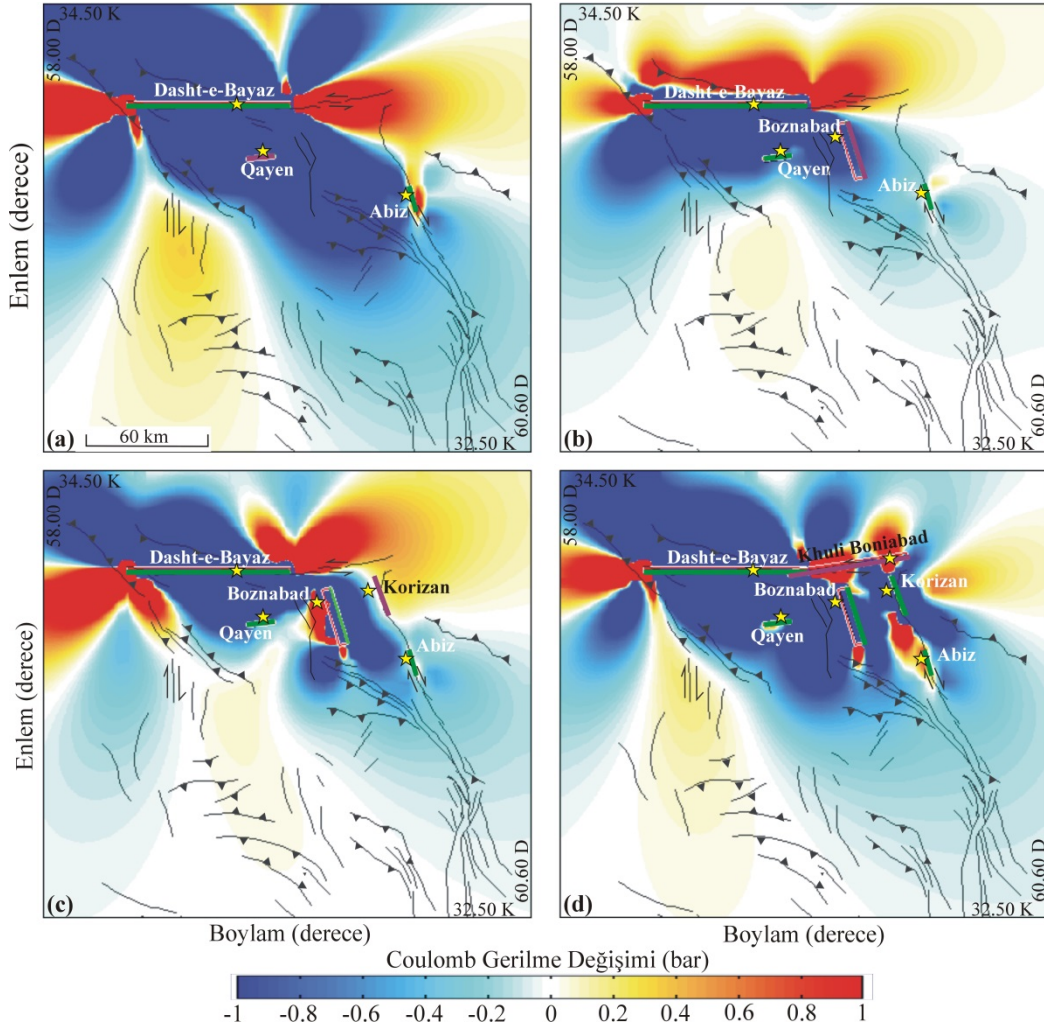


Şekil 3.13. (a) Gerilme tensörü analizi için kullanılan depremler, (b) bölgesel asal gerilme eksenleri. Kareler, en büyük asal gerilme eksenini (σ_1), üçgenler orta asal gerilme eksenini (σ_2) ve daireler en küçük asal gerilme eksenini (σ_3) işaret etmektedir. Küçük semboller analiz sırasında hesaplanan asal gerilme eksenlerini gösterirken büyük ve kalın çizgili semboller en iyi uyumu veren gerilme modeli için asal gerilme eksenlerini vermektedir

3.2.2.1. 1997 Qa'emat depremi öncesi gerilme değişimleri

30 Haziran 1936 Abiz depreminden 1997 Qa'emat depremine kadar geçen süre içinde meydana gelen depremlerden dolayı çeşitli kırılma düzlemleri üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri Şekil 3.14'te gösterilmiştir. Gerilmedeki artım ve azalım sırasıyla kırmızı ve mavi renklerle temsil edilmiştir ve gerilme değişim

modelleri her bir deprem için Tablo 3.8’de belirtilen odak derinliklerinde hesaplanmıştır.



Şekil 3.14. 30 Haziran 1936 Abiz depreminin 10 Mayıs 1997 Qa’enat depremine kadar geçen süre içinde meydana gelen depremlerden kaynaklanan Coulomb gerilme değişimleri. (a) 1936 Abiz ve 1968 Dasht-e Bayaz depremlerinden dolayı 7 Kasım 1976 Qayen fay düzlemi, (b) 1936 Abiz, 1968 Dasht-e Bayaz ve 1976 Qayen depremlerinden dolayı 16 Ocak 1979 Boznabad fay düzlemi, (c) 1936 Abiz, 1968 Dasht-e Bayaz, 1976 Qayen ve 1979 Boznabad depremlerinden dolayı 14 Kasım 1979 Korizan fay düzlemi ve (d) 1936 Abiz, 1968 Dasht-e Bayaz, 1976 Qayen, 1979 Boznabad ve 1979 Korizan depremlerinden dolayı 27 Kasım 1979 Khuli Boniabad fay düzlemi üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri. Yeşil çizgiler kaynak fay düzlemlerini, mor çizgiler alıcı fay düzlemlerini göstermektedir. Sarı yıldızlar ise kaynak ve alıcı fay olarak tanımlanan depremlere ait episentr yerini temsil etmektedir. Faylar Berberian vd. (1999)’dan alınmıştır

Şekil 3.14 (a) 1968 Dasht-e-Bayaz depremlerinden dolayı 07 Kasım 1976 Qayen depremi kırılma düzlemi (doğrultu=84°, eğim=79° ve rake=12°) üzerinde hesaplanan gerilme değişim modelini, (b) ise 1968 Dasht-e-Bayaz ve 1976 Qayen depremlerinden dolayı 1979 serisinin ilk depremi olan 16 Ocak 1979 depremine ait

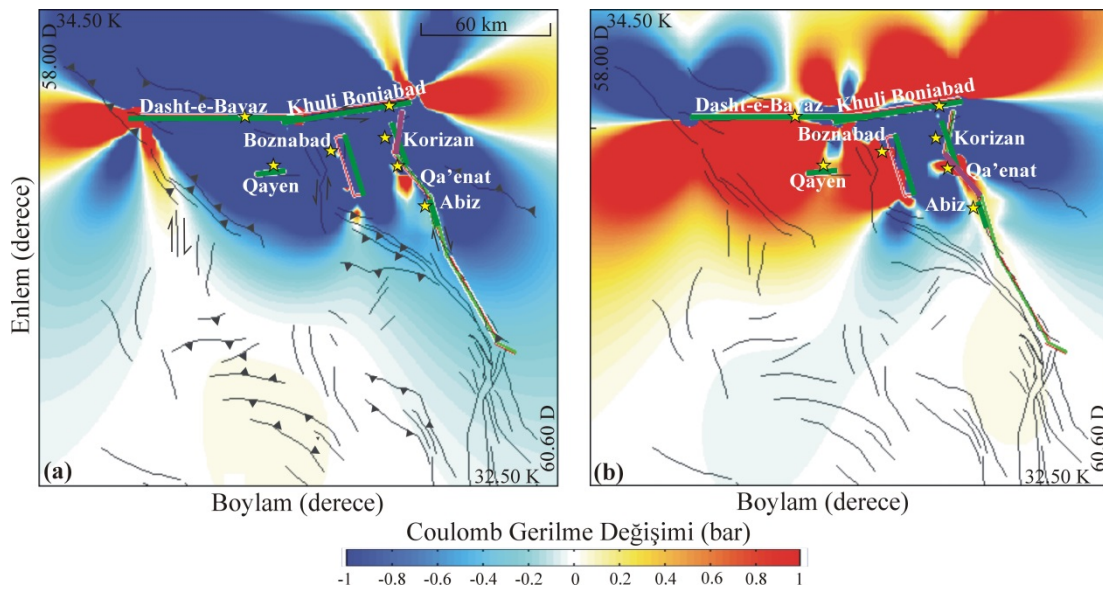
kırılma düzlemi (doğrultu=162°, eğim=66° ve rake=115°) üzerinde hesaplanan gerilme değişimi modelini göstermektedir. Her iki şekil incelendiğinde Coulomb gerilme değişimleri hesaplanan fay düzlemlerinin söz konusu depremlerden dolayı herhangi bir gerilme artışına maruz kalmadığı açıkça görülmektedir. Şekil 3.14 (c) ve (d) sırasıyla 14 Kasım 1979 Korizan ve 27 Kasım Khuli Boniabad depremlerinin fay düzlemleri üzerinde hesaplanan gerilme değişimlerini göstermektedir. 14 Kasım 1979 Korizan depremi fay düzlemi (doğrultu=160°, eğim=89° ve rake=-177°) üzerinde hesaplanan gerilme değişimleri, 1936 Abiz, 1968 Dasht-e Bayaz, 1976 Qayen ve 1979 Boznabad deprem kırılmalarından hesaplanmıştır. Bu modelde 1979 Korizan fay düzleminin tamamının yaklaşık 0.4 bara varan gerilme artışına maruz kaldığı göze çarpmaktadır (Şekil 3.14 (c)). 27 Kasım 1979 Khuli Boniabad fay düzlemi (doğrultu=261°, eğim=82° ve rake=8°) üzerinde 1936 Abiz, 1968 Dasht-e Bayaz, 1976 Qayen, 1979 Boznabad ve Korizan depremlerinden kaynaklanan gerilme değişimleri Şekil 3.14 (d)'de gösterilmiştir. Görüldüğü gibi 1979 Khuli Boniabad depremi fay düzleminin hemen hemen tamamı 1 bar ve üzeri bir gerilme yükü altındadır.

3.2.2.2. 1997 Qa'emat depremi fay segmentleri üzerinde Coulomb gerilme değişimleri

Berberian vd. (1999), 1997 Qa'emat depreminin baskın olarak sağ-yanal doğrultu atımlı ve çok segmentli bir kırılma sonucu oluşmuş karmaşık bir deprem olduğunu ortaya koymuştur. Bu bilgiler ışığında Bölüm 3.1'de 1997 Qa'emat depremi sonlu-fay ters çözümü, 5 segmentli bir fay modeli kullanılarak yapılmıştır. Bundan dolayı 1997 Qa'emat depremi kırılması üzerinde önceki depremlerden kaynaklanan Coulomb gerilme değişimleri, bu çok segmentli kırılma özellikleri dikkate alınarak Tablo 3.6'daki Model QM7 temelinde kırılmanın kuzeydeki iki segmenti üzerinde hesaplanmıştır (Şekil 3.15 (a) ve (b)).

1997 Qa'emat depremi fay segmentleri üzerinde 1936 Abiz, 1968 Dasht-e Bayaz, 1976 Qayen, 1979 Boznabad, 1979 Korizan ve 1979 Khuli Boniabad depremlerinden kaynaklanan Coulomb gerilme değişimleri hesaplanmıştır. Şekil 3.15 (a), Qa'emat depreminin en kuzeydeki ilk segmenti (doğrultu=190°, eğim=87° ve rake=-175°)

üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimini gösterirken Şekil 3.15 (b) kuzeyden ikinci segment (doğrultu =140°, eğim=87° ve rake=-175°) üzerinde hesaplanan gerilme değişimini göstermektedir. Gerilme değişimlerinin, 1997 Qa'emat depremi odak derinliğine karşılık gelen 10 km derinliğindeki durumu gösterilmiştir. Buna göre en kuzeydeki segmentin söz konusu deprensellikten dolayı herhangi bir gerilme yükü altında olmadığı açıkça görülmektedir (Şekil 3.15 (a)). Ancak söz konusu geçmiş deprensellikten kaynaklanan gerilme değişimi 1997 Qa'emat depremi fay modelinin kuzeyden ikinci segmenti üzerinde hesaplandığında episantr alanının ve ikinci segmentin tümünün gerilme yükü altında kaldığı görülmektedir (Şekil 3.15 (b)). Buna göre Abiz fayının, 1997 Qa'emat depremi kırılmasının kuzeyden ikinci segmentine denk gelen kısmının geçmiş depremlerden dolayı gerilme yükü altında olduğu açıkça görülmektedir.



Şekil 3.15. 10 Mayıs 1997 Qa'emat depremi fay düzlemi üzerinde geçmiş deprensellikten kaynaklanan Coulomb gerilme değişimleri. 1997 Qa'emat depremi 5 segmentli fay modelinin (a) en kuzeydeki ilk segmenti, (b) kuzeyden ikinci segmenti üzerinde hesaplanan gerilme değişimi. Yeşil çizgiler kaynak fay düzlemlerini, mor çizgiler alıcı fay düzlemlerini göstermektedir. Sarı yıldızlar ise kaynak ve alıcı fay olarak tanımlanan depremlere ait episantr yerini temsil etmektedir. Faylar Berberian vd. (1999)'dan alınmıştır

Bu durum, 1997 Qa'emat depreminin Şekil 3.6 ve 3.8'de verilen sonlu-fay kayma dağılım modellerindeki en kuzeydeki pürüzün (yani KP'nin) yenilmesinde önceki depremler kaynaklı gerilme artışının da rolü olduğu şeklinde yorumlanabilir.

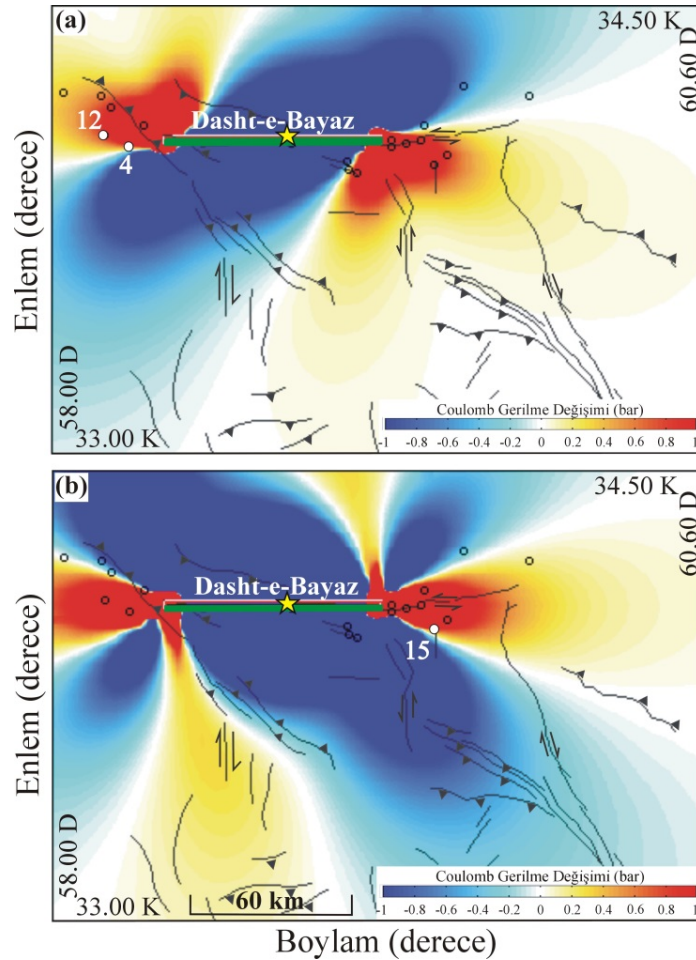
3.2.2.3. Ana şok Coulomb gerilme değişimleri ile artçı depremlerin uzaysal dağılımlarının karşılaştırılması

Coulomb gerilme değişimi modeli ile artçı deprem episantr dağılımları arasında bir ilişki olup olmadığını ortaya koymak için 1968 Dasht-e Bayaz, 1979 Khuli Boniabad ve 1997 Qa'emat depremleri sonrası artçı deprem episantr dağılımları ile bu depremlerden dolayı hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri karşılaştırılmıştır. Bu şekilde bu depremlerin artçı deprem episantr dağılımları üzerine nasıl etki ettiği ortaya koyulmuş olacaktır. Bu amaçla ilk olarak 1968 Dasht-e Bayaz depreminden dolayı hesaplanan gerilme değişimi ile artçı deprem episantr dağılımları arasındaki ilişki incelenmiştir (Şekil 3.16 (a) ve (b)). 1968 Dasht-e Bayaz depremi D-B doğrultulu Dasht-e Bayaz fayının batı kısmında meydana gelmiştir ve hemen sonrasında 2 aylık zaman dilimi içinde magnitudü 4.5'ten büyük 19 adet artçı deprem meydana gelmiştir (Tablo 3.9) (Walker vd., 2011).

Tablo 3.9. 31 Ağustos 1968 Dasht-e Bayaz depremi sonrası 2 aylık zaman dilimi içinde meydana gelen $M \geq 4.5$ olan artçı depremler. Kaynak mekanizma çözümleri Walker vd. (2011)'den alınmıştır

No	Tarih	Saat (GMT)	Enlem (°)	Boylam (°)	Derinlik (km)	M_w	m_b	Doğrultu (°)	Eğim (°)	Rake (°)
1	31.08.1968	11:34	34.07	59.13	09	-	5.4	-	-	-
2	31.08.1968	13:22	34.15	59.42	08	-	4.7	-	-	-
3	31.08.1968	14:06	34.07	59.32	12	-	4.9	-	-	-
4	01.09.1968	07:27	34.10	58.15	12	6.3	-	115	54	85
5	01.09.1968	08:23	34.29	57.99	12	-	5.2	-	-	-
6	01.09.1968	11:03	34.04	59.93	12	-	4.9	-	-	-
7	01.09.1968	19:16	34.17	58.09	12	-	4.8	-	-	-
8	01.09.1968	21:16	34.12	58.04	12	-	4.8	-	-	-
9	03.09.1968	09:53	34.00	59.12	12	-	4.9	-	-	-
10	04.09.1968	08:08	34.08	59.35	12	-	5.0	-	-	-
11	04.09.1968	11:19	34.05	59.19	12	-	5.0	-	-	-
12	04.09.1968	23:24	34.04	58.24	12	5.5	-	148	56	81
13	06.09.1968	02:27	34.10	59.39	16	-	4.7	-	-	-
14	10.09.1968	20:31	34.11	59.32	12	-	4.7	-	-	-
15	11.09.1968	19:17	34.03	59.47	12	5.6	-	78	90	16
16	15.09.1968	09:42	34.11	59.36	12	-	4.8	-	-	-
17	17.09.1968	19:15	34.03	58.40	12	4.4	-	-	-	-
18	19.09.1968	05:15	34.17	58.08	12	-	4.5	-	-	-
19	28.10.1968	18:02	34.20	59.68	12	4.8	-	-	-	-

Bu artçı deprem aktivitesi ana şok kırılma zonunun batı kısmında iki (Tablo 3.9 Deprem No 4 ve 12) ve doğu kısmında bir tane (Tablo 3.9 Deprem No 15) olmak üzere üç yıkıcı artçı depremi de kapsamaktadır. Bu depremlerden 1968 Dasht-e Bayaz depremi kırılma zonunun batı kısmında meydana gelenleri (Bkz. Şekil 3.12, Deprem No 3 ve 4) ters faylanmalı mekanizmaya, doğu kısmında meydana geleni ise (Bkz. Şekil 3.12, Deprem No 5) doğrultu atımlı mekanizmaya sahiptir (Walker vd., 2011). Bu üç artçı depreme ait kaynak mekanizma çözümleri Tablo 3.9’da belirtilmiştir. Buna göre, 1968 Dasht-e Bayaz depreminden hemen sonraki artçı deprem dağılımı ile gerilme değişimleri arasındaki ilişkiyi incelemek için optimum ters faylar ve optimum doğrultu atımlı faylar (düzlemler) üzerinde ayrı ayrı Coulomb gerilme değişimleri hesaplanmıştır.



Şekil 3.16. 31 Ağustos 1968 Dasht-e Bayaz depreminden dolayı (a) optimum yönelimli ters faylar üzerinde ve (b) optimum yönelimli doğrultu atımlı faylar üzerinde hesaplanan gerilme değişimleri. Sarı yıldız 1968 Dasht’e Bayaz depreminin episantırını, içi boş daireler $M \geq 4.5$ olan artçı depremlerin episantır yerlerini, beyaz daireler ve rakamlar sırasıyla en büyük artçı deprem episantır yerlerini ve Tablo 3.9’da belirtilen deprem numaralarını göstermektedir. Faylar Berberian vd. (1999)’dan alınmıştır

Ana şok kırılma zonunun doğusu sağ-yanal doğrultu atımlı Dasht-e Bayaz fayının devamı niteliğindedir ve üçüncü en büyük artçı deprem (Şekil 3.16 (b), Deprem No 15) ana şok kırığının bu kısmında meydana gelmiştir. 1968 Dasht-e Bayaz depremi dolayısıyla meydana gelen gerilme değişimleri optimum sağ-yanal doğrultu atımlı faylar üzerinde hesaplandığında (Şekil 3.16 (b)) söz konusu bu sağ-yanal doğrultu atımlı artçı depremin gerilmenin en az 1 bar artış gösterdiği alan içinde yerleştiği görülebilir.

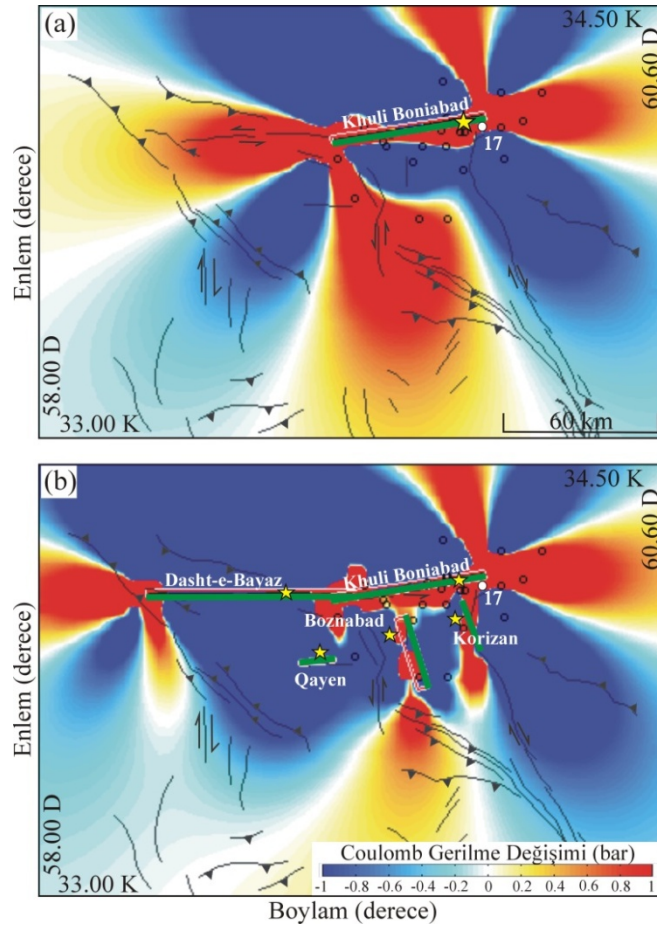
Şekil 3.17’de 1979 Khuli Boniabad depreminden kaynaklanan Coulomb gerilme değişimleri ile deprem sonrası yaklaşık bir aylık zaman dilimi içinde meydana gelen $M \geq 4.0$ olan artçı deprem episantr dağılımları arasındaki ilişki gösterilmeye çalışılmıştır. IIEES’den alınan ve Tablo 3.10’da listelenen artçı deprem aktivitesi içinde ana şoku izleyen en büyük artçı deprem 7 Aralık 1979 Kalat-e-Suhur depremidir (Tablo 3.10, Deprem No 17).

Tablo 3.10. 27 Kasım 1979 Khuli Boniabad depremi sonrası 1 aylık zaman dilimi içinde meydana gelen $M > 4.0$ olan artçı depremler. Kaynak mekanizma çözümü Walker vd. (2011)’den alınmıştır. * M_s magnitudünü ifade etmektedir

No	Tarih	Saat (GMT)	Enlem (°)	Boylam (°)	Derinlik (km)	M_w	m_b	Doğrultu (°)	Eğim (°)	Rake (°)
1	27.11.1979	17:35	33.76	59.59	71	-	4.6	-	-	-
2	27.11.1979	18:00	33.83	59.32	33	-	4.3	-	-	-
3	27.11.1979	18:05	34.11	59.70	23	-	4.6*	-	-	-
4	27.11.1979	20:00	34.03	59.44	10	-	4.3	-	-	-
5	27.11.1979	20:48	33.93	59.77	48	-	4.2	-	-	-
6	27.11.1979	23:14	33.96	59.56	10	-	4.6*	-	-	-
7	28.11.1979	03:56	34.08	59.93	10	-	4.7	-	-	-
8	28.11.1979	11:55	34.07	59.68	10	-	4.2*	-	-	-
9	28.11.1979	12:12	34.06	59.78	10	-	4.2	-	-	-
10	28.11.1979	16:38	34.09	59.62	10	-	4.0	-	-	-
11	28.11.1979	18:09	34.20	60.10	52	-	4.3	-	-	-
12	28.11.1979	19:09	34.24	59.69	3	-	4.2	-	-	-
13	30.11.1979	20:49	33.97	59.94	10	-	4.5	-	-	-
14	01.12.1979	20:27	33.76	59.71	36	-	4.0	-	-	-
15	02.12.1979	21:09	34.01	59.60	42	-	4.1	-	-	-
16	06.12.1979	22:39	33.97	59.25	33	-	4.6	-	-	-
17	07.12.1979	09:23	34.08	59.86	10	5.9	-	113	84	21
18	07.12.1979	09:54	34.10	60.02	10	-	4.8	-	-	-
19	07.12.1979	10:45	34.20	59.93	10	-	4.8	-	-	-
20	11.12.1979	02:16	34.01	59.70	12	-	4.4	-	-	-
21	16.12.1979	22:35	34.08	59.36	12	-	5.0	-	-	-
22	20.12.1979	10:24	34.01	59.45	12	-	4.6	-	-	-
23	25.12.1979	16:44	34.11	59.71	12	-	4.8	-	-	-

Bu artçı deprem doğrultu atımlı mekanizmaya sahip olduğundan (Şekil 3.12, Deprem No 10) ve genel olarak geçmiş depremsellik incelendiğinde episantr alanı yakınında doğrultu atım mekanizmalı depremler meydana geldiğinden (Şekil 3.12) 1979 Khuli Boniabad depreminden kaynaklanan Coulomb gerilme değişimleri optimum yönelmiş doğrultu atımlı faylar üzerinde hesaplanmıştır (Şekil 3.17).

Şekil 3.17 (a), artçı deprem episantr dağılımlarının tamamına yakınının 1979 Khuli Boniabad depremi sonrasında Coulomb gerilme değişiminin artış gösterdiği alanlarda yerleştiğini göstermektedir. Bu da artçı deprem episantr dağılımının ana şoktan kaynaklanan gerilme değişimlerinden etkilendiğini açıkça ortaya koymaktadır.



Şekil 3.17. Optimum yönelmiş doğrultu atımlı faylar üzerinde (a) 27 Kasım 1979 Khuli Boniabad depreminden kaynaklanan, (b) 1979 Khuli Boniabad depremi ve öncesi depremsellikten kaynaklanan Coulomb gerilme değişimleri. Yeşil çizgiler kaynak fay düzlemlerini sarı yıldızlar ise kaynak ve alıcı fay olarak tanımlanan depremlere ait episantr yerini temsil etmektedir. İçi boş daireler $M \geq 4.0$ olan artçı depremlerin episantr yerlerini, beyaz daire ve altındaki rakam sırasıyla 7 Aralık 1979 Kalet-e Shur depreminin episantrını ve Tablo 3.10'da belirtilen deprem numarasını göstermektedir. Faylar Berberian vd. (1999)'dan alınmıştır

Yine Şekil 3.17 (a)'dan görüleceği üzere artçı deprem episantrlarının genellikle gerilmenin 1 barın üzerinde artış gösterdiği alanlarda yer almasına rağmen kırılma zonunun batı kısmındaki gerilme değişiminin artış gösterdiği alanda herhangi bir artçı deprem etkinliğinin olmaması oldukça dikkat çekicidir. Bunu açıklamak için 1979 Khuli Boniabad depremi öncesi bu bölgede meydana gelen ve Tablo 3.8'de listelenen diğer büyük depremler de kaynak fay olarak tanımlanarak Coulomb gerilme değişimi tekrar hesaplanmıştır (Şekil 3.17 (b)). Şekil 3.17 (b), 1979 Khuli Boniabad depremi ve öncesi deprensellikten kaynaklanan gerilme değişimlerinin 1979 Khuli-Boniabad kırılması batısında bir gerilme gölgesi, doğusunda da gerilme artışı oluşturduğunu göstermektedir. Bu gerilme gölgesi özellikle 1968 Dasht-e Bayaz depremi kaynaklıdır. 1979 Khuli-Boniabad depremi kaynaklı gerilme artışı batıdaki bu gerilme düşümünün üstesinden gelecek kadar olmamalıdır ki bu kesimde ilgi duyulan büyüklük ve zaman aralığında artçı depremler gözlenmemiştir. Aynı şekilde 1976 Qayen ve 1979 Boznabad depremleri de 1979 Khuli Boniabad kırılma zonunun güneyinde gerilme artışının gözlendiği alanda (Şekil 3.17 (a)) gerilmeyi azaltıcı yönde rol oynamıştır (Şekil 3.17 (b)). 1979 Khuli Boniabad depreminden kaynaklanan Coulomb gerilme değişimleri artçı depremlerin ortalama odak derinliği olan 10 km derinliği için gösterilmiştir.

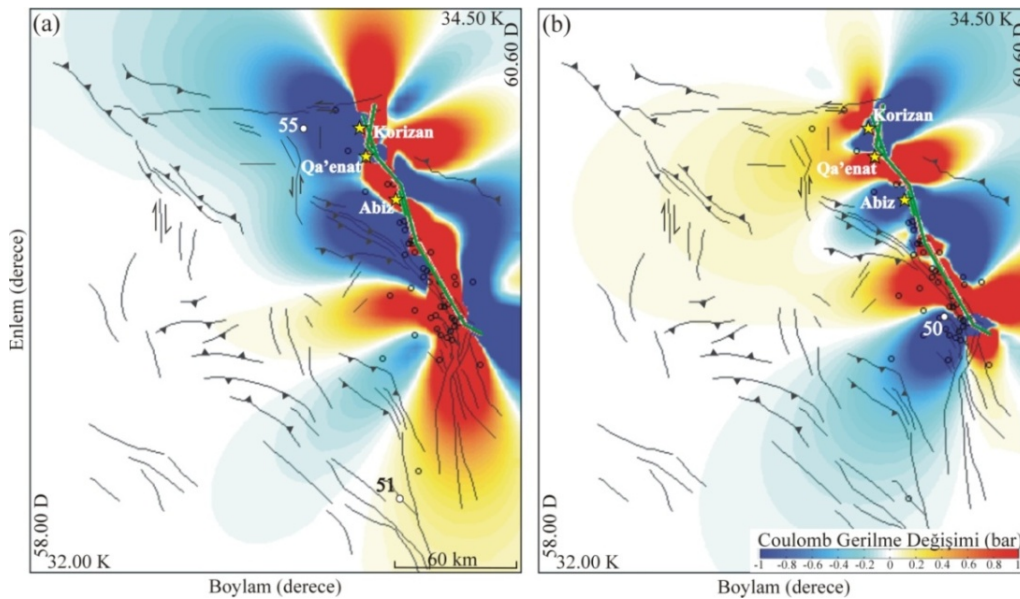
Son olarak, Abiz fayı üzerinde meydana gelen 1936 Abiz, 1979 Korizan ve 1997 Qa'emat depremleri kaynak fay olarak tanımlanarak bu depremlerden dolayı hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri ile 1997 Qa'emat depremi artçı deprem episantr dağılımları arasındaki ilişki incelenmeye çalışılmıştır (Şekil 3.18). Artçı depremler USGS ve Walker vd. (2011)'den derlenmiştir ve 1997 Qa'emat depremi sonrası 45 günlük zaman dilimi içinde meydana gelen magnitudü 3.5'den büyük 55 ($M > 3.5$) adet artçı depremi içermektedir (Tablo 3.11). Bu artçı deprem etkinliği orta büyüklükte üç artçı depremi de içine almaktadır. 16 Haziran 1997 artçı depremi (Bkz. Şekil 3.12, Deprem No 12) ters , 20 Haziran 1997 Chakhu (Bkz. Şekil 3.12, Deprem No 13) ve 25 Haziran 1997 Boznabad (Bkz. Şekil 3.12, Deprem No 14) artçı depremleri doğrultu atımlı mekanizmaya sahiptir (Berberian vd., 1999).

Tablo 3.11. 10 Mayıs 1997 Qa'emat depremi sonrası 45 gün içinde meydana gelen $M > 3.5$ olan artçı depremler. Kaynak mekanizma çözümleri Berberian vd. (1999)'dan alınmıştır. * M_s magnitudünü ifade etmektedir.

No	Tarih	Saat (GMT)	Enlem (°)	Boylam (°)	Derinlik (km)	M_w	m_b	Doğrultu (°)	Eğim (°)	Rake (°)
1	10.05.1997	08:07	33.69	59.78	12	-	4.8	-	-	-
2	10.05.1997	08:21	32.92	60.39	12	-	4.1	-	-	-
3	10.05.1997	08:22	33.13	60.13	12	-	4.3	-	-	-
4	10.05.1997	08:37	33.08	60.16	12	-	4.2	-	-	-
5	10.05.1997	08:40	32.95	59.87	12	-	3.9	-	-	-
6	10.05.1997	08:44	33.54	60.01	12	-	3.7	-	-	-
7	10.05.1997	08:55	33.35	60.09	12	-	3.9	-	-	-
8	10.05.1997	09:12	33.47	60.04	12	-	4.2	-	-	-
9	10.05.1997	09:19	33.72	59.90	12	-	4.2	-	-	-
10	10.05.1997	09:33	33.87	59.69	12	-	3.8	-	-	-
11	10.05.1997	10:19	33.04	60.21	12	-	3.8	-	-	-
12	10.05.1997	10:22	33.83	59.78	12	-	3.9	-	-	-
13	10.05.1997	10:24	33.52	59.99	12	-	3.8	-	-	-
14	10.05.1997	10:27	33.79	59.90	14	-	4.6*	-	-	-
15	10.05.1997	10:34	33.42	60.04	12	-	4.0	-	-	-
16	10.05.1997	10:36	33.11	60.28	12	6.1	-	-	-	-
17	10.05.1997	11:01	33.09	60.25	12	-	4.0	-	-	-
18	10.05.1997	12:23	33.31	60.25	12	-	4.3	-	-	-
19	10.05.1997	13:22	33.26	60.02	10	-	3.9	-	-	-
20	10.05.1997	13:24	33.33	60.13	12	-	3.9	-	-	-
21	10.05.1997	13:26	33.13	60.24	12	-	4.2	-	-	-
22	10.05.1997	14:04	33.12	60.25	12	-	4.2	-	-	-
23	10.05.1997	15:53	33.42	60.13	12	-	3.9	-	-	-
24	10.05.1997	17:32	33.56	59.98	12	-	4.4	-	-	-
25	10.05.1997	18:52	33.23	59.91	10	-	4.4	-	-	-
26	10.05.1997	19:51	33.19	60.22	12	-	4.1	-	-	-
27	10.05.1997	22:13	33.46	60.01	12	-	4.4	-	-	-
28	10.05.1997	22:24	33.94	60.17	12	-	3.8	-	-	-
29	10.05.1997	22:52	33.46	60.03	12	-	3.7	-	-	-
30	10.05.1997	23:35	33.29	60.18	12	-	4.3	-	-	-
31	11.05.1997	01:29	33.28	60.26	12	-	4.3	-	-	-
32	11.05.1997	04:18	33.16	60.04	12	-	3.8	-	-	-
33	11.05.1997	04:47	33.88	59.80	12	-	3.9	-	-	-
34	11.05.1997	08:24	33.18	60.18	12	-	3.9	-	-	-
35	11.05.1997	08:31	33.29	60.17	10	-	4.2	-	-	-
36	11.05.1997	08:31	33.29	60.35	12	-	3.9	-	-	-
37	11.05.1997	11:53	33.05	60.04	10	-	3.7	-	-	-
38	11.05.1997	12:56	33.41	59.99	12	-	3.7	-	-	-
39	11.05.1997	13:40	33.05	60.18	10	-	3.6	-	-	-
40	11.05.1997	22:09	33.47	60.02	12	-	3.6	-	-	-
41	12.05.1997	16:26	33.18	60.20	12	-	3.9	-	-	-
42	13.05.1997	06:11	34.05	59.62	12	-	4.0	-	-	-
43	13.05.1997	11:42	33.55	59.96	12	-	4.3	-	-	-
44	14.05.1997	14:14	33.17	60.26	12	-	4.7	-	-	-
45	15.05.1997	12:48	33.03	60.24	12	-	4.2	-	-	-
46	22.05.1997	04:53	33.72	59.93	12	-	3.8	-	-	-
47	23.05.1997	13:24	33.34	60.11	12	-	4.0	-	-	-
48	24.05.1997	10:39	33.31	60.09	12	-	3.7	-	-	-
49	25.05.1997	15:07	33.23	60.19	12	-	4.1	-	-	-
50	16.06.1997	03:00	33.14	60.15	10	5.0	-	120	20	90
51	20.06.1997	12:57	32.33	59.96	15	-	5.0	190	85	178
52	21.06.1997	08:45	33.29	60.12	12	-	4.2	-	-	-
53	21.06.1997	22:21	33.07	60.23	12	-	4.2	-	-	-
54	22.06.1997	22:52	33.30	60.17	12	-	4.3	-	-	-
55	25.06.1997	19:38	33.94	59.48	12	-	5.7	181	87	170

1997 Qa'emat depremi kaynak fay olarak tanımlanırken sonlu -fay ters çözüm tekniği sonucu elde ettiğimiz 5 segmentli sonuç fay kayma dağılım modeli (Model QM7) kırılma modeli olarak kullanılmıştır. Segmentlerin doğrultu, eğim, rake ve kayma miktarı değerleri ile faylanma boyutları Tablo 3.8'de ayrıntılı olarak verilmiştir. Coulomb gerilme değişimleri, artçı deprem aktivitesi içinde meydana gelen 1997 Chakhu ve Boznabad artçı depremleri doğrultu atımlı faylanma özelliği taşıdığından ilk olarak optimum yönlenmiş doğrultu atımlı faylar üzerinde ve artçı depremlerin ortalama odak derinliğine karşılık gelen 12 km derinlik için hesaplanmıştır.

Buna göre, 1997 Chakhu artçı depreminin (Şekil 3.18 (a), Deprem No 51) episantr yeri kırılma zonunun güneyindeki nispeten düşük gerilme artışının gözlemlendiği (0.1 bar civarı) alanda yer alırken 1997 Boznabad artçı depremi (Şekil 3.18 (a), Deprem No 55) beklenenin aksine gerilmenin düşüm gösterdiği alanda meydana gelmiştir.



Şekil 3.18. Abiz fayı üzerinde meydana gelen 30 Haziran 1936 Abiz, 14 Kasım 1979 Korizan ve 10 Mayıs 1997 Qa'emat depremlerinden dolayı (a) optimum yönlenmiş doğrultu atımlı faylar üzerinde (b) optimum yönlenmiş ters faylar üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri. Yeşil çizgiler kaynak fay düzlemlerini sarı yıldızlar ise kaynak fay olarak tanımlanan depremlere ait episantr yerini temsil etmektedir. İçi boş daireler $M > 3.5$ olan artçı depremlerin episantr yerlerini, beyaz daireler en büyük üç artçı depremlerin episantrını, beyaz dairelerle ilişkili rakamlar ise Tablo 3.11'de belirtilen deprem numaralarını temsil etmektedir. Faylar Berberian vd. (1999)'dan alınmıştır

Buna göre, 1997 Boznabad artçı depremi, 1968 Dasht-e Bayaz ve 1979 Khuli Boniabad depremlerinin kırılma zonlarına çok yakın bir bölgede meydana geldiğinden bu depremlerden kaynaklanan gerilme değişimlerinden de etkilenmiş

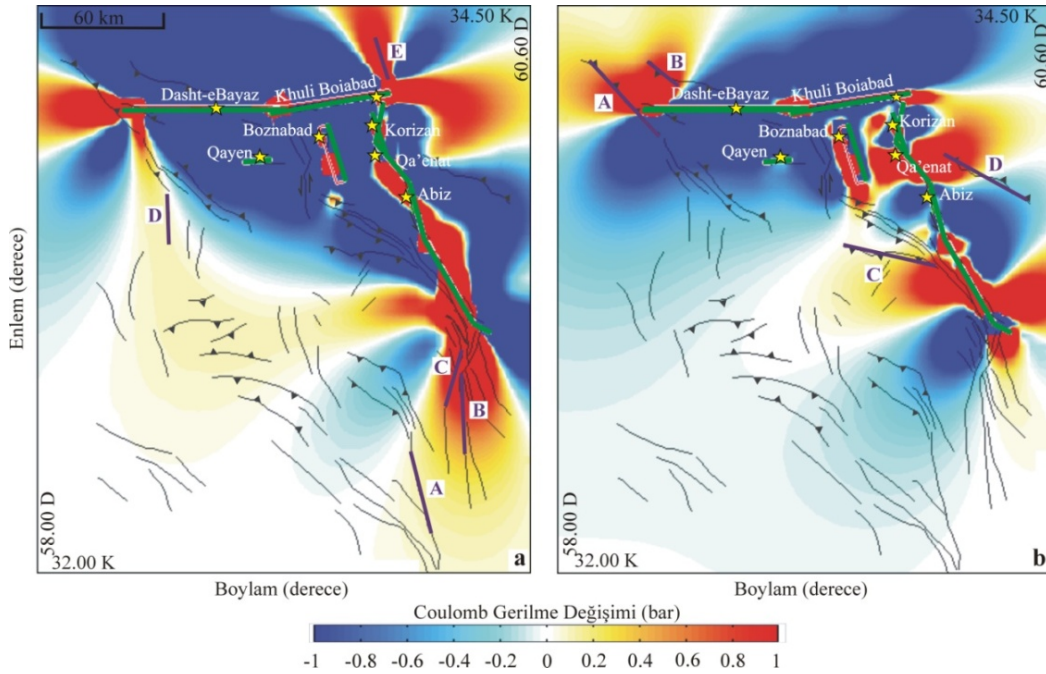
olabileceği düşünülerek 1997 Qa'emat depremi öncesi tüm depremler (Tablo 3.7 Deprem No 1,2,6,7,9 ve 11) kaynak fay olarak tanımlanarak gerilme değişimleri tekrar hesaplanmıştır. Bu şekilde tüm geçmiş depremler hesaba katılarak gerilme değişimi optimum yönlenmiş doğrultu atım faylar üzerinde tekrar hesaplandığında 1997 Boznabad artçı depremi episantrı yine gerilme düşümünün gözlendiği alan içinde kalmıştır. Bu da bize 1997 Boznabad artçı depreminin yalnızca Coulomb gerilme değişimleri ile açıklanamayacağını göstermiştir.

Aynı şekilde, 1997 Qa'emat depremi kaynak fay olarak tanımlanarak optimum yönlenmiş ters faylar üzerinde hesaplanan gerilme değişimleri de gösterilmiştir (Şekil 3.18 (b)). Ters faylanmalı mekanizmaya sahip 16 Haziran 1997 artçı depreminin (Şekil 3.18 (b), Deprem No 50) gerilme düşümünün gözlendiği alanda yerleşmiş olduğu görülmüştür. Tüm bu sonuçlara rağmen her iki şekil (Şekil 3.18 (a) ve (b)) incelendiğinde 1997 Qa'emat depremi artçı deprem episantr dağılımlarının tamamına yakınının Abiz fayı üzerinde 1936'dan bu yana meydana gelen depremlerden dolayı hesaplanan gerilme değişimlerinin artış gösterdiği alanlarda yerleştiği açıkça görülmektedir. Bu da artçı deprem episantr dağılımlarının 1997 Qa'emat ana şoku ve geçmiş depremsellikten kaynaklanan gerilme değişimlerinden etkilendiğini açıkça ortaya koymaktadır.

3.2.2.4. Geçmiş depremsellikten dolayı bölgede haritalanan diğer aktif faylar üzerindeki gerilme durumu

Bu aşamada, 1936-1997 yılları arasında Qa'emat ve Dasht-e Bayaz bölgesinde meydana gelen 7 büyük depremden (Tablo 3.8) kaynaklanan Coulomb gerilme değişimleri ile bu bölgede haritalanan aktif faylar üzerindeki etkileri incelenmeye çalışılmıştır. Coulomb gerilme değişimi hesaplarında kaynak fay olarak tanımlanan depremlerin fay ve kırılma parametreleri Tablo 3.8'de detaylı olarak özetlenmiştir. Bölgede haritalanan aktif faylar genel olarak ters ve doğrultu atım mekanizmaya sahip olduğundan Coulomb gerilme değişimleri optimum yönlenmiş doğrultu atımlı ve ters atımlı faylar üzerinde ayrı ayrı hesaplanmıştır (Şekil 3.19). Şekil 3.19 (a)'da optimum yönelimli doğrultu atımlı faylar üzerinde Tablo 3.8'de belirtilen 7 büyük depremden kaynaklanan Coulomb gerilme değişimlerinin Şekil 3.19 (b)'de ise

optimum yönelimli ters faylar üzerinde yine bu 7 depremden kaynaklanan Coulomb gerilme değişimlerinin harita görüntüsü gösterilmiştir. Optimum yönelimli doğrultu atımlı faylar üzerinde gerilme değişimlerinin gösterildiği ilk durum incelendiğinde (Şekil 3.19 (a)) geçmiş depremselliğin bölgedeki hemen hemen tüm doğrultu atımlı faylar (A, B, C ve E fay düzlemleri) üzerindeki gerilmeyi arttırdığı dikkati çekmektedir. 1997 Qa'enanat depremi kırılma zonunun kuzeyinde ve güneyinde (1968 Dasht-e Bayaz ile 1997 Qa'enanat kırılma zonlarının kesişme bölgesinde) yer alan doğrultu atım mekanizmalı fayların 1 barın üzerinde gerilme artışına maruz kaldığı açıkça görülmektedir.



Şekil 3.19. Bölgedeki aktif faylar üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri. (a) Optimum yönlendirilmiş doğrultu atımlı faylar üzerinde (b) optimum yönlendirilmiş ters faylar üzerinde hesaplanan gerilme değişimleri. Yeşil çizgiler ve sarı yıldızlar sırasıyla kaynak fay olarak tanımlanan depremlere ait kırılma düzlemlerini ve episantir yerlerini göstermektedir. A, B, C, D ve E olarak adlandırılan mor çizgiler ise alıcı fay olarak tanımlanan bölgedeki haritalanan aktif fayları temsil etmektedir. Faylar Berberian vd. (1999)'dan alınmıştır

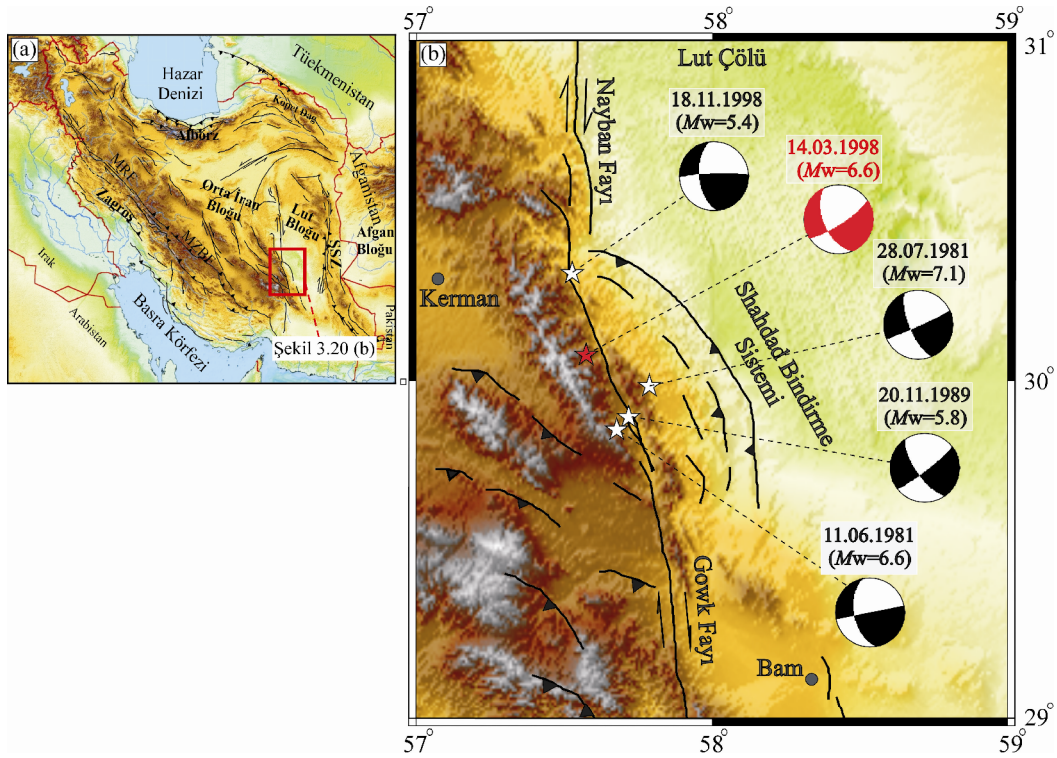
Aynı şekilde D ile gösterilen fay düzleminin de diğer fay düzlemlerine nazaran yaklaşık 0.3 barlık daha sıkı bir gerilme yüküne maruz kaldığı göze çarpmaktadır. Optimum yönelimli ters faylar üzerinde gerilme değişiminin hesaplandığı ikinci durum incelendiğinde (Şekil 3.19 (b)) ise geçmiş depremselliğin, kırılma zonlarına yakın yer alan ters faylar (A, B, C ve D fay düzlemleri) üzerindeki gerilmeyi arttırdığı dikkati çekmektedir.

3.3. 14 Mart 1998 Fandoqa Depremi ($M_w=6.6$) Sonlu-Fay Analizi

3.3.1. 14 Mart 1998 Fandoqa depremi ($M_w=6.6$)

14 Mart 1998 Fandoqa depremi ($M_w=6.6$) güneydoğu İran'ın Kerman bölgesinde meydana gelmiştir (Berberian vd., 2001) (Şekil 3.20 (a)). Uyarıcı herhangi bir öncü deprem etkinliği bulunmayan depremde, resmi rakamlara göre 5 kişi hayatını kaybetmiş 50 kişi yaralanmış ve 10.000'den fazla insan evsiz kalmıştır (Berberian vd., 2001).

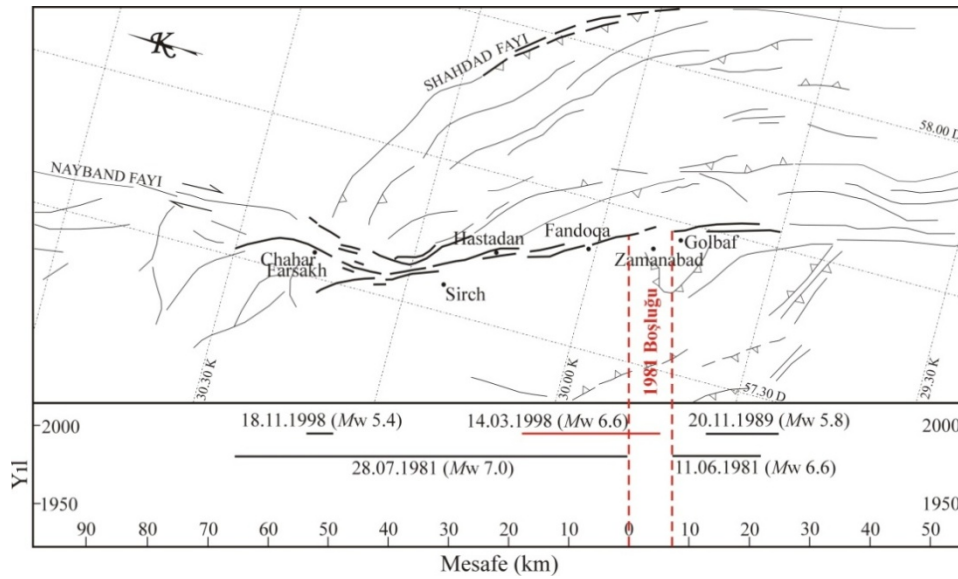
1998 Fandoqa depremi, 1981'den bu yana Gowk fay sistemi üzerinde meydana gelen deprem serisinin sondan bir önceki depremidir (Şekil 3.20 (b)). 11 Haziran 1981 Golbaf ($M_w=6.6$) ve 28 Temmuz Sirch ($M_w=7.1$) depremleri ile 20 Kasım 1989 Güney Golbaf depremi ($M_w=5.8$) ve 18 Kasım 1998 Chahar Farsakh depremi ($M_w=5.4$) serinin diğer depremleridir (Şekil 3.20).



Şekil 3.20. (a) İran'ın tektonik haritası, (b) Kerman bölgesindeki aktif fayları ve önemli bazı depremleri gösteren sismotektonik harita. Kırmızı yıldız ve kırmızı beyaz plaj topu sırasıyla 14 Mart 1998 Fandoqa depremi episantırını ve odak mekanizma çözümünü, beyaz yıldızlar ve siyah beyaz plaj topları ise sırasıyla Gowk fay sistemi üzerinde 1981'den bu yana meydana gelen dört büyük depreme ait episantır yerlerini ve bu depremlere ait odak çözümlerini göstermektedir. Faylar Walker ve Jackson (2002) 'den alınmıştır

Gowk fayı üzerinde meydana gelen bu beş depreme ait yüzey kırıkları Şekil 3.21’de haritalanmıştır. Buna göre, 11 Haziran 1981 Golbaf depremi Zamanabad’ın güneyinde 15 km, 28 Temmuz 1981 Sirch depremi ise Zamanabad’ın kuzeyinde 65 km yüzey kırığı oluşturmuştur. 20 Kasım 1989 Güney Golbaf depremi, 1981 Golbaf depremi ile kırılan kısmı tekrar kırarak 11 km’lik yüzey kırığı oluştururken, 1998 Fandoqa depremi 1981 Sirch depremi yüzey kırığının yaklaşık 20 km’lik kısmını tekrar kırarak ve 23.5 km yüzey kırığı üretmiştir.

Serinin 1998 Fandoqa depreminden önceki son depremi olan 1989 Chahar Farsakh depremi ise daha önce 1981 Sirch depreminde gözlenen yüzey kırığını izleyen toplam 4 km uzunluğunda yüzey çatlakları oluşturmuştur (Berberian vd. 2001) (Şekil 3.21). Gowk fay sisteminin yaklaşık 80 km’lik kısmı üzerinde meydana gelen bu beş deprem doğrultu atımlı yüzey kırıkları ile ilişkilidir.



Şekil 3.21. Gowk fay sistemi boyunca 1981’den bu yana meydana gelen beş yıkıcı depreme ait yüzey kırıkları (üstte) ve uzay-zaman dağılımları (altta). Siyah ve kırmızı düz çizgiler depremlere ait yüzey kırıklarını, kesikli kırmızı çizgi ise yüzey kırıkları arasındaki boşluğun sınırlarını temsil etmektedir. Şekil Berberian vd. (2001)’den derlenmiştir

Meydana gelen bu deprem serisinin önemli bir özelliği, 1981 Golbaf ve Sirch depremlerinin yüzey kırıkları arasında gözlenen hasar dağılımı ve faylanma boşluğudur (Şekil 3.21). Berberian vd. (2001), bu iki depreme ait yüzey kırıkları arasındaki boşluğun (1981 boşluğu) yaklaşık 6.6 km olduğunu ve bu boşluğun yaklaşık 5 km’lik kısmının 1998 Fandoqa depremi ile kırıldığını vurgulamıştır.

Kuzeyde Hashtadan ile güneyde Zamanabad arasındaki Gowk vadisi boyunca uzanan 1998 Fandoqa depreminin yüzey kırığı üzerinde yer yer 3 metreye varan doğrultu atım ve 1 metreye varan düşey yer değiştirmeler gözlenmiştir (Berberian vd., 2001). Ortalama sağ-yanal kaymanın yaklaşık 1.3 metre olduğu depremde (Walker ve Jackson, 2002) sismik dalga şekilleri ve SAR interferometri çalışmaları batıya eğimli ve küçük bir düşey (normal) bileşene sahip baskın olarak sağ-yanal doğrultu atımlı karakterde kırılma düzlemini işaret etmektedir (Berberian vd., 2001). Ancak Gowk fayı üzerinde 1981 de meydana gelen Golbaf ve Sirch depremlerinin batıya eğimli sağ-yanal düzlem üzerinde küçük bir ters bileşen içermesi 1998 Fandoqa depreminin düşey bileşeninin ters karakterde olabileceği düşüncesini ortaya koymuştur. Berberian vd. (2001) bu karmaşaya “ramp and flat” modeli ile açıklık getirmiştir. Bu modele göre 6° batıya eğimli Shahdad bindirmelerinin hafif eğimli kısımları daha dik bir ramp ile birbirinden ayrılmıştır. Buda, Shahdad bindirmelerinin batısında bulunan Gowk vadisinde oblik normal faylanmanın gelişmesine ve Gowk vadisinin hemen doğusundaki Abbarik dağlarının da yükselimine neden olmaktadır.

Ayrıca Nalbant vd. (2006), 1998 Fandoqa depremi faylanma mekanizması konusundaki bu karmaşıklığı, Güney İran’da Coulomb gerilme değişim modellerini hesapladığı çalışmasında gidermeye çalışmıştır. Buna göre, hem Gowk fayının güney kolunun hem de kuzeyde Nayband fayının, bölgesel gerilme yönü ile yaklaşık 10° lik bir fark ile hemen hemen K-G yönünde dizildiğini belirterek bu küçük açısız farklılıktan dolayı ters bileşene sahip olamayacaklarını vurgulamıştır. 1998 Fandoqa depremine ait çeşitli kuruluşlar ve araştırmacılar tarafından verilen kaynak parametreleri Tablo 3.12’de özetlenmiştir.

Tablo 3.12. 14 Mart 1998 Fandoqa depreminin çeşitli kuruluşlar ve araştırmacılar tarafından verilen kaynak parametreleri

	Enlem (°)	Boylam (°)	Derinlik (km)	M_w	M_0 (Nm)	Doğrultu (°)	Eğim (°)	Rake (°)
HRV	30.95	57.60	15	6.6	9.6×10^{18}	153	65	-176
USGS	30.15	57.60	9	6.6	7.7×10^{18}	149	66	-179
Berberian vd., (2001) ¹	30.08	57.58	5	6.5	9.1×10^{18}	156	54	-165
Gheitanchi (2002) ¹	-	-	10	6.0	1.02×10^{19}	158.9	76.2	-152.4

¹ Telesismik P ve SH dalga şekillerinin ters çözümünden

Yukarıda değinildiği üzere Dasht-e Lut çölünün batı kenarını sınırlayan sağ-yanal doğrultu atımlı Gowk fay sisteminin yaklaşık 23.5 km'lik kısmını kıran 1998 Fandoqa depremi, 3 metreye varan yatay yer değiştirmelere sahip kosismik yüzey kırıkları üretmiştir. Aynı şekilde Gowk fay sistemi üzerinde 1981'de daha büyük magnitüdümlü Sirch depremi ($M_w=7.1$) meydana gelmiş ve aynı bölgede daha düşük kosismik yüzey kırıkları oluşturmuştur (Berberian vd., 2001). Buna göre daha küçük 1998 Fandoqa depremi 3 metreye varan yatay yer değiştirmeler gösterirken daha büyük 1981 Sirch depreminin sadece 0.4 metreye varan yer değiştirmeler göstermesi bu depremi ilginç kılan bir özelliktir (Berberian vd., 2001). Berberian vd. (2001) bu iki deprem arasındaki yüzey kayma dağılımı zıtlığını, 1981 Sirch depreminin Gowk fayının daha derin kısmında meydana geldiğini vurgulayarak açıklamıştır. Bu nedenle 1981 Sirch depremi yüzeyde daha küçük kayma üretmiştir. Yine Berberian vd. (2001)'in odak mekanizma çalışmalarından elde edilen 1998 Fandoqa depreminin sığ odak derinliği, bu deprem boyunca aynı fay parçasının sığ kısımlarında görülen büyük kayma miktarını desteklemektedir. Buna nedenle 1981 Sirch depremi daha büyük magnitüdümlü olmasına rağmen yüzeyde daha düşük kayma göstermiştir.

1998 Fandoqa depremine dair diğer bir ilginç nokta ise SAR interferometri verisinin Gowk fayına paralel ve yaklaşık 30 km daha doğusunda yüzeye çıkan Shahdah bindirme fayı üzerinde 1998 depremi ile eş zamanlı olarak yaklaşık 10 cm'lik bir hareket ortaya koymasındır (Berberian vd., 2001). Shahdad bindirme sistemi üzerinde gözlenen bu kayma bu fay sisteminin 1998 Fandoqa depremi ile tetiklemiş olabileceğini akla getirmektedir (Berberian vd., 2001; Peyret vd., 2004). Nalbant vd. (2006), 1981 Golbaf ve Sirch depremleri ile 1998 Fandoqa depremini kaynak fay olarak tanımladığı Coulomb gerilme değişimi modelleri ile Shahdad bindirme sisteminin bu depremlerden dolayı tetiklendiğini ortaya koymuştur. Buna göre, 1998 Fandoqa depreminin kayma dağılımını belirlemek ve Gowk fay sistemi üzerinde 1981'den bu yana yaklaşık 30 yıllık zaman dilimi içinde meydana gelen beş depremin ($M_w \geq 5.4$) Coulomb gerilme değişimlerini incelemek, 1998 Fandoqa depreminin geçmiş deprensellikten etkilenip etkilenmediğini ve Sahahdad bindirme sisteminin 1998 Fandoqa depremi ile tetiklenip tetiklenmediğini ortaya koymada çok daha detaylı bilgi sağlanmış olacaktır.

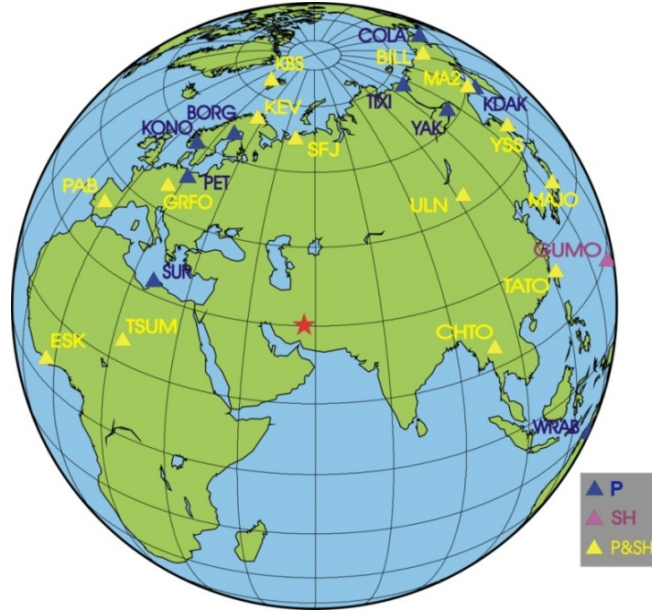
3.3.2. Telesismik veri

14 Mart 1998 Fandoğa depremi sonlu-fay ters çözümünde 23 istasyondaki geniş-bant P dalga şekli ile 15 istasyondaki geniş-bant SH dalga şekli kullanılmıştır. Depremin episantrından 39°-89° arasında değişen telesismik uzaklıklarda yer alan bu istasyonlar Tablo 3.13’de listelenmiştir. Şekil 3.22’de ise bu istasyonların azimutal dağılımları gösterilmiştir.

Tablo 3.13. 14 Mart 1998 Fandoğa depreminin ters çözümünde kullanılan telesismik istasyonlar ve bu istasyonlardan elde edilerek ters çözümde kullanılan dalga türleri

İstasyon	Enlem (°)	Boylam (°)	Uzaklık (°)	Azimut (°)	Faz
COLA	64.874	-174.862	82.91	10.56	P
KDAK	57.782	152.583	88.48	15.56	P
TIXI	71.649	128.866	55.65	21.19	P
BILL	68.065	166.452	68.80	22.29	P, SH
YAK	62.030	129.681	55.38	32.86	P
MA2	59.576	150.770	65.86	33.64	P, SH
PET	53.023	15.650	72.44	38.26	P
YSS	49.959	142.760	65.35	48.45	P, SH
ULN	47.865	107.052	41.40	50.35	P, SH
MAJO	36.546	138.204	65.64	60.47	P, SH
TATO	24.975	121.488	56.14	78.56	P, SH
CHTO	18.814	98.944	39.08	97.14	P, SH
WRAB	-19.934	134.360	89.13	113.77	P
SUR	32.379	20.817	71.59	212.22	P
TSUM	19.202	17.583	62.61	223.17	P, SH
PAB	39.545	-4.350	50.71	298.44	P, SH
GRFO	49.691	11.220	39.75	312.90	P, SH
ESK	5.317	-3.205	49.23	319.01	P, SH
KONO	59.649	9.598	52.94	324.28	P
BORG	64.747	21.326	58.33	330.53	P
SFJ	66.996	50.615	69.11	336.59	P, SH
KEV	69.755	27.006	43.21	345.08	P, SH
KBS	78.915	11.938	58.48	350.02	P, SH
GUMO	13.587	144.866	80.90	79.51	SH

Alet tepkisi giderildikten sonra Butterworth bant geçişli filtre kullanılarak P ve SH dalga şekilleri 0.01-0.5 Hz frekans aralığında filtrelenmiş ve 0.20 sn örnekleme aralığı ile tekrar örneklenmiştir. Ters çözüm için 30 sn’lik veri penceresi seçilmiş olup P ve SH hız dalga şekilleri için aynı pencere uzunluğu kullanılmıştır.



Şekil 3.22. 14 Mart 1998 Fandoqa depremi sonlu-fay ters çözümünde kullanılan telesismik istasyonların azimutal dağılımı. Yıldız depremin episantrını göstermektedir

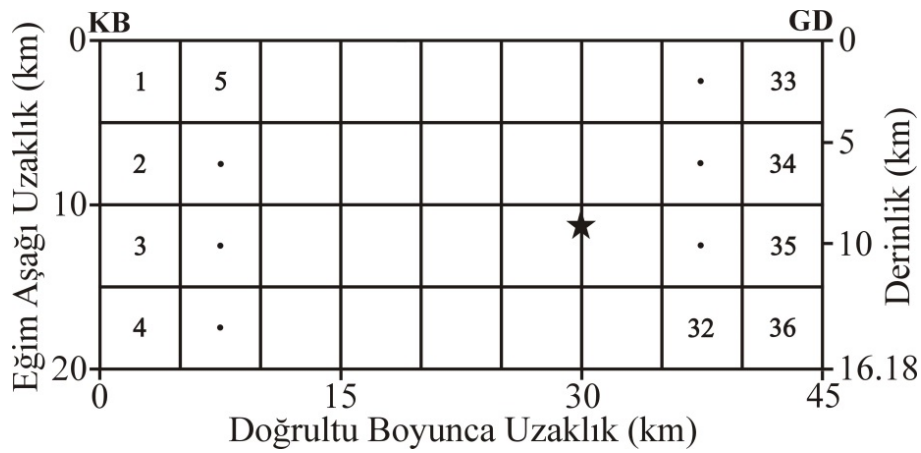
3.3.3. Sonlu-fay modeli

1998 Fandoqa depremi Govk fayı üzerinde yaklaşık 23.5 km'lik yüzey kırığı oluşturmuştur. Yapılan sonlu-fay modellemesinde 1998 Fandoqa depremi sırasındaki kırılma, kırılma alanı dışındaki olası kayma katkılarının da modellemeye katılmasını sağlamak amacıyla 45km x 20km boyutlarında bir düzlem ile temsil edilmiştir (Şekil 3.23). Doğrultu boyunca 9 ve eğim boyunca 4 olmak üzere toplam 36 adet fay parçasına bölünen fay düzleminin doğrultusu 156° ve eğimi batıya 54° olarak alınmıştır (Berberian vd., 2001). Yapılan kaynak çalışmaları göz önüne alınarak rake açısı hem farklı sabit değerler için hem de -180° ile -90° arasında serbest bırakılarak birkaç ters çözüm denemesi yapılmıştır. Model fay düzlemi üst kenarı yüzeyde olacak şekilde deprem kaynak bölgesi içine yerleştirilmiştir. Bu şekilde model fay düzleminin alt kenarı 16.18 km derinliğe karşılık gelmektedir (Şekil 3.23).

USGS tarafından verilen depremin episantr koordinatları (30.15°K -57.60°D) fay düzlemi üzerine iz düşürüldüğünde yaklaşık 9 km derinlikte fay düzlemini kesmektedir. Buna göre 9 km derinlik modellemede odak derinliği olarak alınmıştır. Her bir fay parçası için sentetik sismogramlar, her bir fay parçası üzerine dağıtılan 36 adet nokta kaynağın Genelleştirilmiş Işın Teorisi ile hesaplanmış tepkileri toplanarak

elde edilmiştir. Hesaplamalarda Necioğlu (1999) tarafından verilen kabuk yapısı kullanılmıştır (Tablo 3.14).

0.5 sn yükselim ve düşümlü bir üçgen kaynak-zaman fonksiyonu kullanılan fay parçası sentetik sismogramlarının hesabında, kırılma hızı 2.7 km/s olarak alınmıştır. Bu değer fay parçası sentetik sismogramlarının hesaplanmasında kullanılan kabuksal hız yapısının en üst iki tabakasındaki ortalama makaslama dalga hızının %85'ine karşılık gelen değerdir.



Şekil 3.23. 14 Mart 1998 Fandoqa depremi için kullanılan sonlu-fay modeli. Yıldız ters çözümde kullanılan odak konumunu göstermektedir

Modellemede her biri bir öncekinden 1 saniye geciktirilmiş 5 zaman penceresi kullanılmıştır. Böylece zaman pencereleri birbiri ile örtüşmemekte ve her bir fay parçası için 5 saniyelik bir kaynak yükselim zamanına modellemede müsaade edilmektedir.

Tablo 3.14. 14 Mart 1998 Fandoqa depremi ters çözümünde kullanılan kabuksal hız yapısı (Necioğlu, 1999)

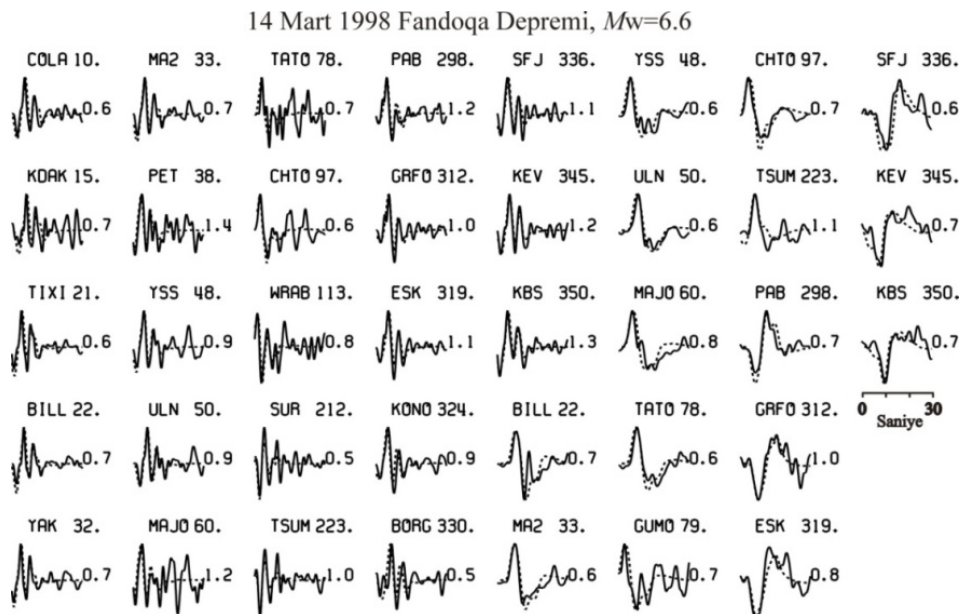
Kalınlık (km)	V _p (km/s)	V _s (km/s)	ρ (g/cm ³)
3.0	5.20	3.00	2.55
9.0	6.10	3.52	2.69
17.0	6.5	3.75	2.85
23.0	6.8	3.90	3.00
-	8.15	4.70	3.40

3.3.4. Modelleme sonuçları ve tartışma

1998 Fandoğa depremi yüzey kırıkları tek bir doğrultuya sahip olduğundan dolayı tek segmentli bir fay modeli ile modellenmiştir. Tek segment için farklı sabit rake açıları verilerek birçok ters çözüm denemesi yapılmış ve bu denemeler sonucunda -165° rake açısı ile yapılan ters çözüm denemesinin verilere en iyi uyumu verdiği görülmüştür (Tablo 3.15 Model FM1). En küçük hatayı veren bu ters çözüm denemesi sonucunda elde edilen kayma dağılımı modeli için hesaplanan sentetik dalga şekilleri ile gözlenmiş dalga şekillerinin karşılaştırılması ile elde edilen kayma dağılımı modeli sırasıyla Şekil 3.24 ve Şekil 3.25’de verilmiştir.

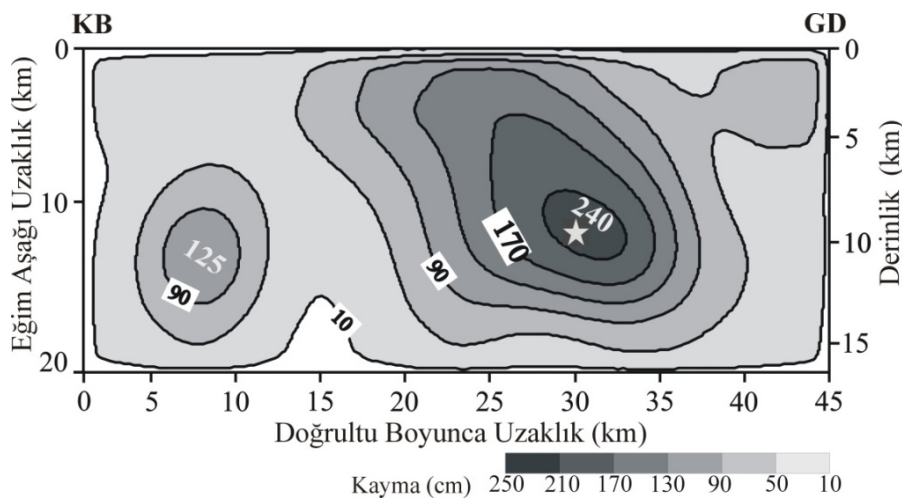
Tablo 3.15. 14 Mart 1998 Fandoğa depremi için yapılan sonlu-fay ters çözüm denemelerinin sonuçları

Model	Doğrultu (°)	Eğim (°)	Rake (°)	Kırılma Hızı (km/s)	Mo (dyn.cm)	b-ax	Varyans	Max. Kayma (cm)
FM1	156	54	-165	2.7	2.18×10^{26}	20.204	0.06203672	240
FM2	156	54	-160	2.7	2.08×10^{26}	20.337	0.06280844	210
FM3	156	54	-155	2.7	1.98×10^{26}	20.797	0.06560219	200
FM4	156	54	-170	2.7	2.24×10^{26}	20.621	0.06455528	220
FM5	156	54	-175	2.7	2.28×10^{26}	20.923	0.06649027	220
FM6	156	54	-90(-180)	2.7	2.24×10^{26}	20.606	0.06477609	260



Şekil 3.24. 14 Mart 1998 Fandoğa depremi için rake açısının sabit alındığı Model FM1 ters çözüm denemesi sonucu elde edilen kayma dağılım modeline ait hesaplanmış dalga şekilleri (kesikli çizgi) ile gözlenmiş dalga şekillerinin (sürekli çizgi) karşılaştırılması. Sismogram çiftinin üstünde istasyon adı ve azimutları, sağında ise sentetik/gözlenmiş dalga şekli genlik oranları gösterilmiştir

Şekil 3.24 Model FM1 için hesaplanan yapay sismogramların gözlenmiş sismogramlarla hemen hemen tüm istasyonlarda iyi bir uyum sergilediğine işaret etmektedir. Şekil 3.25 incelendiğinde, kırılmanın biri odak bölgesinde yerleşmiş büyük diğeri odağın 22 km kuzeybatısında 10 km derinlikte yerleşmiş küçük iki pürüzün yenilmesiyle kontrol edildiği görülebilir. Büyük pürüz üzerinde, odakta, kayma genliği 2.5 m civarındayken küçük pürüz 1.3 m civarında bir kayma değerine ulaşmaktadır. İki pürüz arasındaki belirgin kayma boşluğu dikkat çekicidir. Bu kayma dağılım modeli için 2.18×10^{26} dyn.cm'lik bir sismik moment hesaplanmıştır.

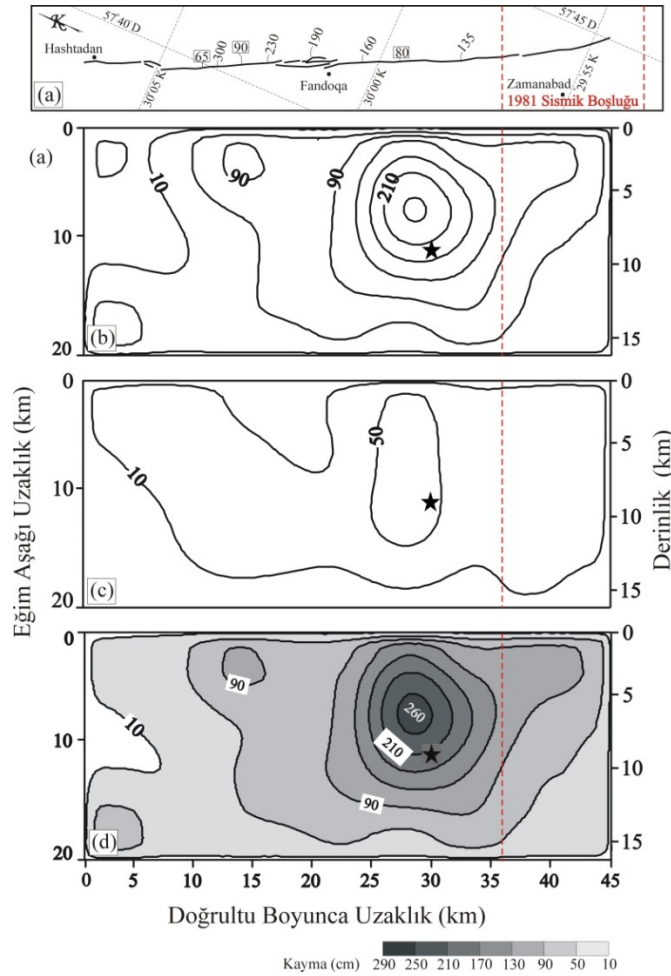


Şekil 3.25. 14 Mart 1998 Fandoğa depremi için sabit rake açısı kullanılarak yapılan ters çözüm denemelerinde en düşük hata değerine sahip Model FM1'e ait kayma dağılım modeli. 10 cm'den büyük kaymalar 40 cm aralıklarla konturlanmıştır. Yıldız depremin odağını göstermektedir

Ancak 1998 Fandoğa depremi yüzey kırığı ile ilişkilendirerek kayma dağılımı modeli tekrar irdelendiğinde kuzeybatıda bulunan nispeten daha küçük pürüzün başlangıçta fay düzleminin uzun seçilmesinden kaynaklanan yapay bir pürüz olduğu düşünülebilir. Buna göre 1998 Fandoğa depremi için, depremin odağını içine alan en büyük kayma değeri yaklaşık 230 cm olan büyük bir kaynak alanı tanımlayabiliriz.

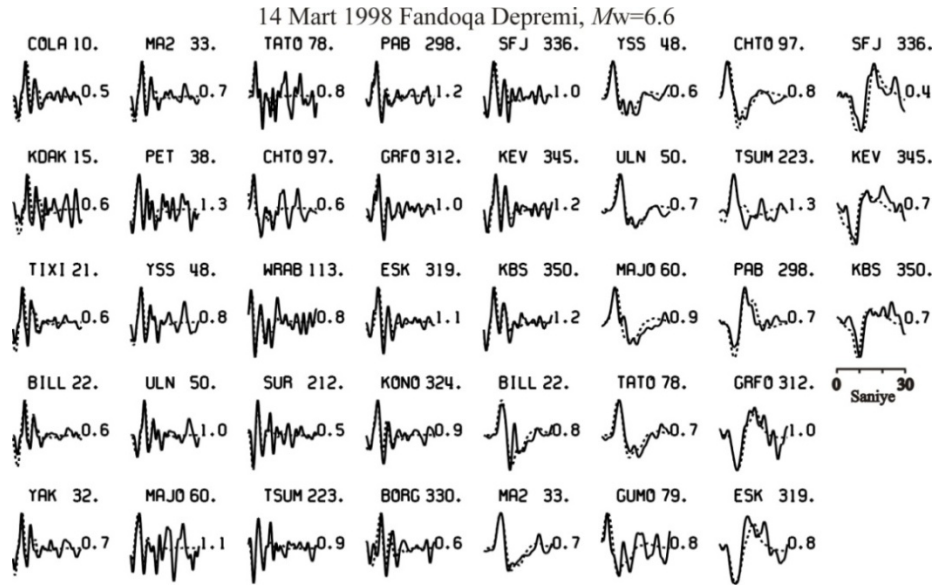
Sabit rake açıları kullanılarak yapılan ters çözüm denemelerinin ardından rake açısının -90° (-180°) arasında serbest bırakıldığı bir ters çözüm denemesi daha yapılmıştır. Bu şekilde hem doğrultu atım bileşenin hem de düşey atım bileşenin (bu çözüme göre normal atım) kaymaya olan katkısı ayrı ayrı gösterilmiştir. Bu ters çözüm denemesi sonucunda elde edilen kayma dağılımı modeli ve hesaplanan dalga

şekilleri ile gözlenmiş dalga şekillerinin karşılaştırılması sırasıyla Şekil 3.26 ve 3.27’te verilmiştir.



Şekil 3.26. (a) 14 Mart 1998 Fandoqa depremi kosismik yüzey kırıkları (Berberian vd., 2001). Sayılar yüzey kırığı üzerinde ölçülen yatay ve düşey (dikdörtgen içindeki sayılar) yer değiştirmeleri göstermektedir. (b) ters çözüm sonucu için elde edilen doğrultu atımlı, (c) normal atımlı ve (d) toplam (doğrultu atım+ normal atım) kayma dağılımları. Siyah yıldız depremin odağını, kırmızı kesikli çizgi ise 1981 sismik boşluğunu temsil etmektedir. Kayma 40 cm aralıklarla 10 cm’den büyük değerler için konturlanmıştır

Şekilden de açıkça görüldüğü gibi deprem sırasındaki kayma neredeyse tamamen doğrultu atımlıdır. Önemli normal atımlı kaymanın sadece odağın kuzeybatısında 5 km’lik bir fay uzunluğu boyunca 0.5 m’lik kayma genliği ile gerçekleştiği gözlenmektedir. Değişken rake açısı ile elde edilen kayma dağılım modeli sabit rake açısı ile elde edilen kayma dağılım modeli (Şekil 3.24) ile genel benzerlik göstermesine rağmen farklılıklarda içermektedir. En önemli farklılık KB’daki küçük pürüzün göreceli olarak belirsizleşmesidir. Ayrıca KB sığ fay bölgesinde 1 m’lik atıma sahip küçük bir kayma bölgesi göze çarpmaktadır.

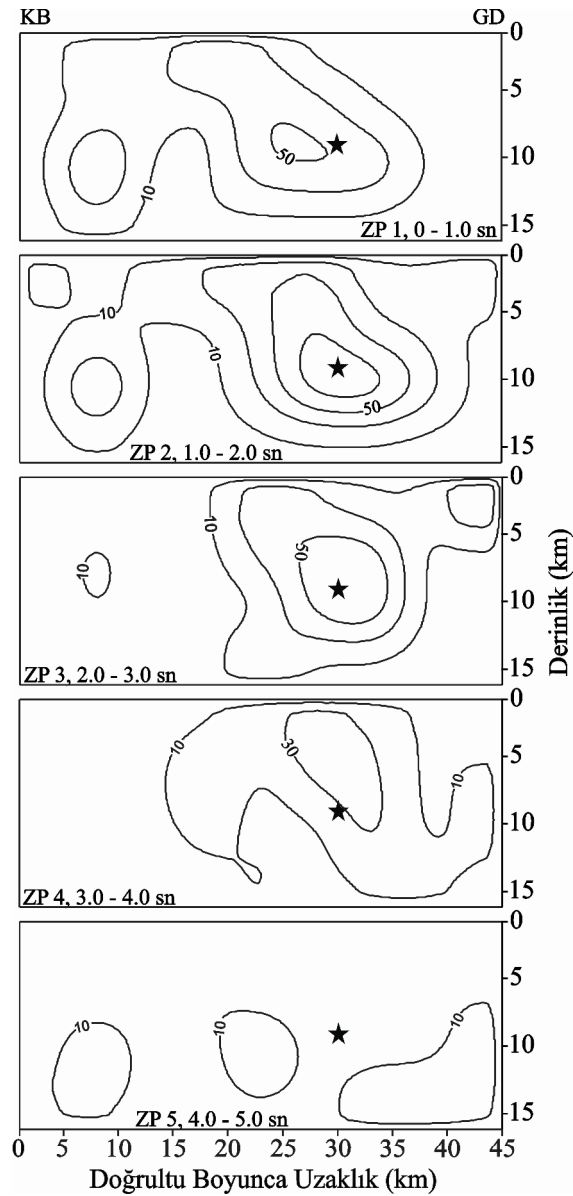


Şekil 3.27. 14 Mart 1998 Fandoqa depremi için rake açısının -90° ile -180° arasında serbest bırakıldığı Model FM6 ters çözüm denemesi sonucu elde edilen kayma dağılım modeline ait hesaplanmış dalga şekilleri (kesikli çizgi) ile gözlenmiş dalga şekillerinin (sürekli çizgi) karşılaştırılması. Sismogram çiftlerinin üstünde istasyon adı ve azimutları, sağında ise sentetik/gözlenmiş dalga şekli genlik oranları gösterilmiştir

Model FM1'deki küçük pürüzün Model FM6'da belirsizleşmesi ya da kayma açısından önemini yitirmesi değişken rake açılı parametrizasyonun getirdiği serbestlik kaynaklı bir değişim olarak değerlendirilmiştir. Ters çözümlemede sabit rake açısı kullanımının getirdiği kısıtlama yüzünden gözlenmiş dalga şekillerine uyum için küçük pürüz bölgesinde fazladan kayma haritalanmıştır. Yani rake açısının serbest bırakılmasıyla gözlenmiş dalgalara uyum için küçük pürüz bölgesinde fazla kaymaya ihtiyaç kalmamıştır. Küçük pürüz bölgesindeki kayma kısmen bir ters çözüm suni oluşumu olarak değerlendirilebilir.

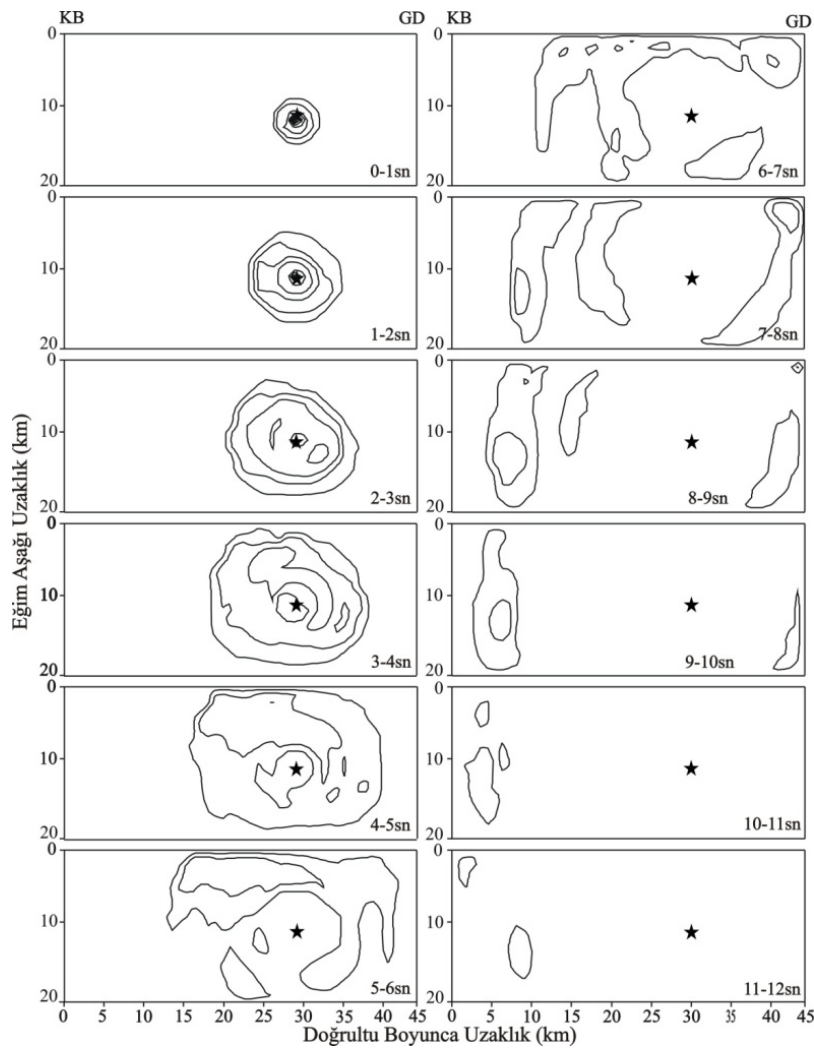
Berberian vd. (2001), Fandoqa depremi yüzey kırığı boyunca 3 metreye varan en büyük sağ-yanal yer değiştirmelerin ve 90 cm'ye varan düşey yer değiştirmelerin Fandoqa ile Hashtadan arasındaki bölgede gözlendiğini belirtirken 1981 boşluğu olarak belirtilen alanda ise 20 cm'ye varan sağ-yanal ve düşey yer değiştirmeler tanımlamıştır. Gerek sabit rake açılı Model FM1 gerekse serbest rake açılı Model FM6'daki kayma değerleri Berberian vd. (2001) tarafından belirtilen yüzeyde gözlenmiş kayma miktarları ile uyum içindedir (Şekil 3.24 ve 3.26). Yüzeydeki 3 m'lik gözlenmiş sağ-yanal atım büyük pürüzün üzerinde yer alırken 1981 boşluğu olarak isimlendirilmiş alanda ölçülen 20 cm'lik kayma büyük pürüz kayma

bölgesinin GD sığ fay bölgesindeki 0.5 m'lik kayma ile uyumludur. Görüldüğü üzere KB'daki küçük pürüzle ilgili kaymanın çoğunlukla yapay olma olasılığı gündeme gelmiştir. Çünkü değişken rake açılı ters çözümlemede bir pürüz olarak değerlendirilebilecek kayma değerlerini kaybetmiştir. Burada sunulan her iki modelden biri üzerinde bir tercih yapılmayacaktır. Çünkü ana kayma bölgesi her iki modelde de benzerdir. Ancak tartışmanın bundan sonraki kısmı sabit rake açılı model temel alınarak devam ettirilecektir.



Şekil 3.28. 14 Mart 1998 Fandoqa depremi sonlu-fay ters çözümü sonucu her bir zaman penceresinin Şekil 3.25'te verilen kayma dağılım modeline katkısı. Her bir zaman penceresinin 2.7 km/sn kırılma hızına sahip kırılma cephesinin geçişi ardından temsil ettiği zaman aralığı panellerin içinde verilmiştir. Kaymalar 20 cm aralıklarla konrturlanmıştır. Yıldız depremin odağını temsil etmektedir

Şekil 3.28’de ters çözümde kullanılan zaman penceresi yaklaşımının sonuçları gösterilmiştir. Her bir zaman penceresi model fay düzlemi üzerindeki her bir noktada kırılma cephesinin geçişi ardından kırılma düzlemi içinde verilen zaman aralığı süresince olan kaymayı temsil etmektedir. Buna göre 1998 Fandoqa depremi sırasında sismik momentin büyük bölümünün serbestlendiği odak çevresindeki pürüzün kırılması ilk üç pencere boyunca gerçekleşmiştir. Bundan dolayı 1998 Fandoqa depremi için 3 saniyelik bir kaynak yükselim zamanı önerilebilir.



Şekil 3.29. 14 Mart 1998 Fandoqa depreminin 1 saniye zaman aralıkları ile çizilen uzay-zaman ilerlemesi. 10 cm'nin üzerindeki kaymalar 20 cm aralıklarla konturlanmıştır. Yıldız depremin odağını göstermektedir

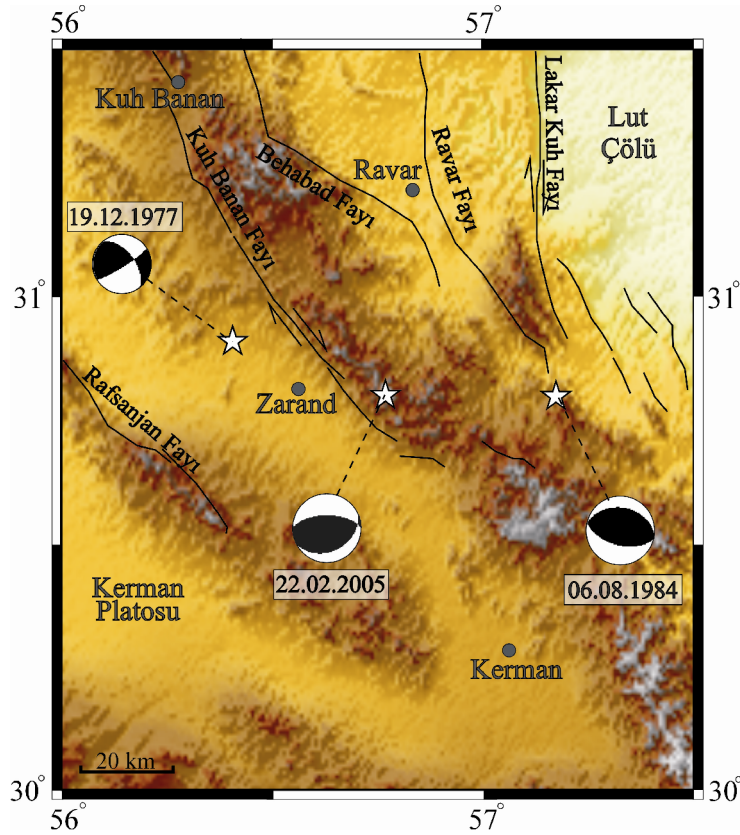
Kırılmanın uzay-zaman evrimi incelendiğinde kırılmanın odaktan dairesel olarak yayıldığı, 4'üncü saniye sonrasında yüzeye ulaştığı, 5-7 sn aralığında sığ derinliklerde gerçekleştiği, KB'daki küçük pürüzle ilgili kırılmanın 7'nci saniye sonrası yaklaşık 2 sn'de gerçekleştiği ve toplam kırılma süresinin 11 sn olduğu

görülebilmektedir (Şekil 3.29). Ancak KB'daki küçük pürüzün ters çözüm suni oluşumu olma olasılığı kırılmanın 9-10 sn kadar sürdüğü şeklinde de yorumlanabilir.

3.4. 22 Şubat 2005 Zarand (Dahuiyeh) Depremi ($M_w=6.5$) Sonlu-Fay Analizi

3.4.1. 22 Şubat 2005 Zarand depremi ($M_w=6.5$)

22 Şubat 2005 Zarand depremi ($M_w=6.5$), Zarand şehrinin doğusunda güney-orta İran'da sismik olarak aktif bir bölgede meydana gelmiştir (Şekil 3.30). Bölgede Kuh-Banan, Ravar, Behabad, Lakar-kuh ve Rafsanjan fayları gibi birçok KB-GD doğrultulu sağ-yanal doğrultu atım mekanizmalı faylar mevcuttur. Tarihsel ve aletsel döneme ait kayıtlar geçmiş yüzyıllar boyunca bu fay sistemleri üzerinde şiddetli yıkım ve can kayıplarının yaşandığı pek çok deprem ortaya koymuştur (Ocak 1864 Chatroud $M_s=6.0$, Mayıs 1897 Kuh Banan $M_s=6.0$ vs.) (Ambraseys ve Melville, 1982).



Şekil 3.30. Zarand bölgesindeki aktif fayları ve önemli depremleri gösteren sismotektonik harita. Siyah çizgiler Walker ve Jackson (2002) 'den alınan aktif faylardır. Beyaz yıldızlar ve siyah-beyaz plaj topları sırasıyla bölgede meydana gelen $M_w \geq 5.3$ olan depremlerin yaklaşık episantir yerlerini ve odak mekanizmalarını göstermektedir

2005 Zarand deprem kırığına neden olan Kuh Banan fayı kuzeydoğuya eğimli ve sağ-yanal doğrultu atımlı mekanizmaya sahip aktif bir fay olup dağlık bölge içinde yer almaktadır (Talebian vd., 2006; Rouhollahi vd., 2012). Kuh Banan fayı boyunca gözlenen sağ-yanal hareket, doğu kısmında 2005 Zarand kırığı gibi hemen hemen D-B doğrultulu ikincil kuzeye eğimli birçok ters fay oluşturmuştur (Talebian vd., 2006). Aynı zamanda ana şokun odak mekanizma çözümleri depremin ters faylanmalı olduğunu ve kuzey bloğun depremin kırılma süreci boyunca tavan bloğu olarak hareket ettiğini desteklemektedir (Nemati ve Gheitanchi, 2011) (Tablo 3.16). Buna göre 2005 Zarand depremi Kuh Banan fayı üzerinde değil daha doğuda dağlık bölge içinde doğu-batı doğrultulu ters bir fay üzerinde meydana gelmiştir.

USGS tarafından episantr koordinatları 30.77°K-56.74°D, odak derinliği 12 km olarak verilen 2005 Zarand depreminin farklı kuruluşlar ve çeşitli araştırmacılar tarafından verilen kaynak parametreleri Tablo 3.16'da listelenmiştir. Tüm çözümler kuzeye eğimli bir fay düzlemi üzerinde küçük sağ-yanal doğrultu atım bileşeni olan ters mekanizmalı faylanmayı işaret etmektedir.

Tablo 3.16. 22 Şubat 2005 Zarand depreminin çeşitli araştırmacılar ve kuruluşlar tarafından verilen kaynak parametreleri

	Enlem (°)	Boylam (°)	Derinlik (km)	Doğrultu (°)	Eğim (°)	Rake (°)	Mo (x10 ¹⁸ Nm)
Harvard	56.900	30.760	12	261	51	97	5.2
USGS	56.74	30.77	12	279	46	124	3.0
IIEES	56.74	30.76	-	-	-	-	-
Talebian vd. (2006) ¹	56.736	30.774	9.3	270	60	104	4.9
Talebian vd. (2006) ²	56.736	30.774	7.0	266	67	105	6.7
Rouhollahi vd. (2012) ³	56.736	30.774	9.0	260	60	104	7.0

¹ Telesismik cisim dalgalarının ters çözümünden

² InSAR verisinden

³ Kuvvetli Yer Hareketi kayıtlarının ters çözümünden

Talebian vd. (2006) tarafından doğu-batı doğrultulu ve 60° kuzeye eğimli bir fay düzlemi ile tanımlanan 2005 Zarand depremi, 1 metreye varan düşey yer değiştirmelerin gözlemlendiği yaklaşık 13 km uzunluğunda kosismik yüzey kırıkları üretmiştir. Her hangi bir öncü deprem aktivitesi olmayan deprem sonrası 500 den fazla insan hayatını kaybetmiş ve yaklaşık 60 köyde toplam 7000'den fazla ev

yıkılmıştır (Nemati ve Gheitanchi, 2011). Depremde özellikle Dahuiyeh ve Hoktan kasabalarında önemli hasarlar meydana gelmiştir (Talebian vd., 2006).

2005 Zarand depremini ilgi çekici kılan iki önemli özellik vardır. Bu özelliklerden biri, Kerman bölgesi ve yakın civarında 1977 Bob-Tangol depremi ($M_w=5.8$) ile başlayan bir deprem serisinin en sonuncusu olmasıdır. Yukarıda da değinildiği gibi Gowk fay sistemi üzerinde 1981'de meydana gelen iki depremle (Golbaf ($M_w=6.6$) ve Sirch ($M_w=7.1$)) devam eden seriyi 1998 Fandoqa depremi ($M_w=6.6$) izlemiştir. Ardından 2003'de 1998 Fandoqa depremi episantrının güneydoğusunda yıkıcı Bam depremi ($M_w=6.5$) meydana gelmiştir (Talebian vd., 2006; Rouhollahi vd., 2012). 2005 Zarand depreminin diğer bir önemli özelliği ise, seriyi oluşturan depremlere sebep olan fay sistemleri kabaca KG veya KB-GD doğrultulu, sağ-yanal doğrultu atımlı fay zonları iken 2005 Zarand depreminin serinin daha önceki depremlerinde hakim olan bu faylanmanın aksine ters faylanma özelliği göstermesidir.

Orta İran ve Lut Çölü arasındaki sağ-yanal doğrultu atımlı fay zonları burada gözlenen 5 mm/yıl'dan küçük sağ yanal makaslama hareketini karşılarken (Walker ve Jackson, 2002; Walker ve Jackson, 2004) orta ve doğu İran'da oldukça yaygın olan ters faylanmalı depremler Arabistan ve Avrasya plakaları arasındaki yaklaşık 24 mm/yıl oranında yakınsamadan kaynaklanan kısalmayı karşılamaktadır (Walker ve Jackson, 2004). Genel olarak bu tür depremler çölü sınırlandıran dağ sıralarının sınırları boyunca uzanan ters faylar üzerindedir ve açık yüzey jeomorfolojileri vardır (Berberian vd., 2001; Walker vd., 2003; Walker vd., 2005b). Ancak 2005 Zarand depremi ile ilişkili olan ters fay, dağ sınırı boyunca değil dağlık alan içinde bulunmaktadır (Rouhollahi vd., 2012) ve bu tür fayların jeomorfolojik açıklaması dağ sınırında bulunan fayların açıklanmasından çok daha karmaşıktır. Bu nedenle 2005 Zarand depreminin kaynak parametrelerinin ve kayma dağılımının tanımlanmasının oldukça önemli bir konu olduğu düşünülmektedir.

3.4.2. Telesismik veri

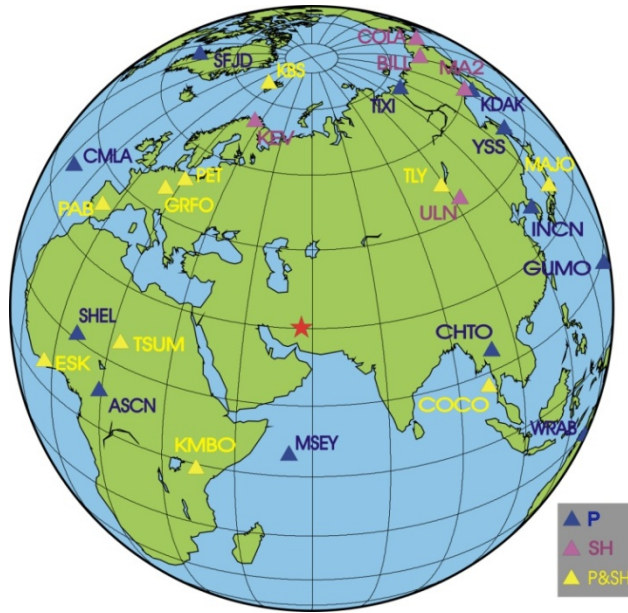
25 Şubat 2005 Zarand depremi sonlu-fay ters çözümünde episantral uzaklıkları 35° ile 90° arasında değişen 22 istasyondaki geniş-bant P dalga şekli ile 15 istasyondaki

geniş-bant SH dalga şekli kullanılmıştır. Tablo 3.17’de ters çözüm için kullanılan telesismik istasyonlar listelenmiş, Şekil 3.31’de ise bu istasyonların azimutal dağılımları gösterilmiştir.

Tablo 3.17. 22 Şubat 2005 Zarand depreminin ters çözümünde kullanılan telesismik istasyonlar ve bu istasyonlardan elde edilerek ters çözümde kullanılan dalga türleri

İstasyon	Enlem (°)	Boylam (°)	Uzaklık (°)	Azimut (°)	Faz
KDAK	57.782	152.583	88.09	15.14	P
TIXI	71.649	128.866	55.35	21.38	P
PET	53.023	15.650	72.43	38.12	P, SH
TLY	51.681	103.644	40.06	44.71	P, SH
YSS	49.959	142.760	65.51	48.45	P
MAJO	36.546	138.204	65.99	60.44	P, SH
INCN	37.483	126.633	56.93	62.78	P
GUMO	13.587	144.866	81.53	79.18	P
CHTO	18.814	98.944	39.91	97.32	P
WRAB	-19.934	134.360	90.08	113.32	P
COCO	12.190	96.834	57.70	131.85	P, SH
MSEY	4.673	55.479	35.39	182.15	P
KMBO	-1.126	37.252	36.89	213.74	P, SH
TSUM	19.202	17.583	62.55	222.21	P, SH
SHEL	15.955	5.745	76.02	241.45	P
ASCN	7.932	14.360	78.16	253.21	P
PAB	39.545	-4.350	49.75	297.83	P, SH
CMLA	37.764	-25.524	66.12	301.05	P
GRFO	49.691	11.220	38.77	312.53	P, SH
ESK	5.317	-3.205	48.27	318.71	P, SH
SFJD	66.70	-50.621	68.23	336.32	P
KBS	78.915	11.938	51.74	350.07	P, SH
COLA	64.874	-174.862	82.44	10.23	SH
BILL	68.065	166.452	68.52	22.21	SH
MA2	59.576	150.770	65.76	33.64	SH
ULN	47.865	107.052	41.60	50.99	SH
KEV	69.755	27.006	42.42	34526	SH

P ve SH dalga şekilleri, alet tepkileri giderildikten sonra Butterworth bant geçişli filtre kullanılarak verilerin karmaşıklığı ve yüksek frekans içeriği dolayısıyla 0.01-0.5 Hz frekans aralığında filtrelenmiş ve 0.20 sn örnekleme aralığı ile tekrar örneklenmiştir. Ters çözümde tüm istasyon ve dalga türleri için 30 sn’lik kayıt uzunluğu seçilmiştir.



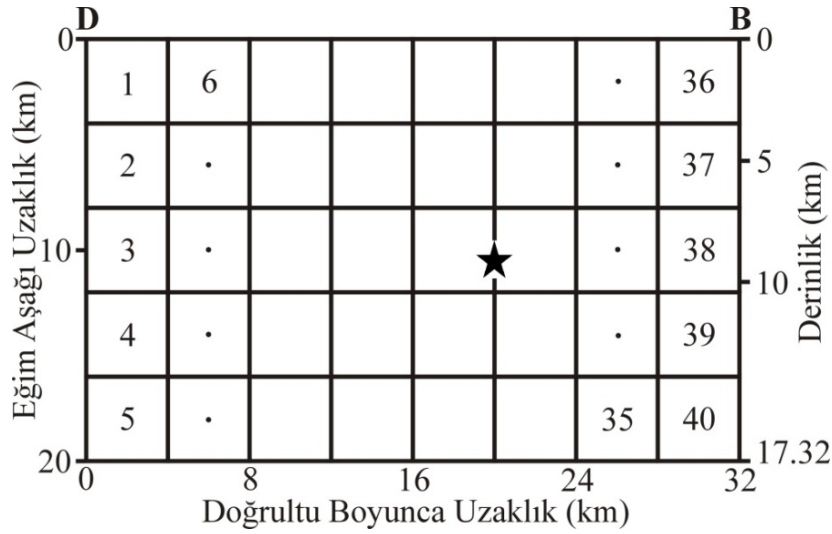
Şekil 3.31. 22 Şubat 2005 Zangand depremi sonlu-fay ters çözümünde kullanılan telesismik istasyonların azimutal dağılımı. Yıldız depremin episantrını göstermektedir

3.4.3. Sonlu-fay modeli

22 Şubat 2005 Zangand depremi için değişik sonlu-fay model parametreleri ile ters çözümler yapılarak verilere en iyi uyumu veren makul bir sonlu-fay modeli elde edilmeye çalışılmıştır. Talebian vd. (2006) tarafından yapılan saha gözlemleri ve Rouhollahi vd. (2012) tarafından yapılan kuvvetli yer hareketlerinin modellenmesi çalışmaları dikkate alınarak ve olası tüm kaymaların modellemede tam içerilebilmesi gözetilerek 2005 Zangand depremi 32km x 20km boyutlarında bir model fay düzlemi ile temsil edilmiştir (Şekil 3.32).

40 fay parçasına (doğrultu boyunca 8 ve eğim boyunca 5 adet) bölünen fay düzleminin doğrultusu ve eğimi önceki çalışmalardan (Tablo 3.16) yararlanılarak sırasıyla 260° (hemen hemen doğu-batı doğrultulu) ve 60° kuzeye eğimli olarak alınmıştır.

İlk ters çözüm denemesinde rake açısı 90° - 180° arasında serbest bırakılarak her bir fay parçası için değeri ters çözümde belirlenmeye çalışılmıştır (Model ZM1). Daha sonra farklı sabit rake açıları ile birçok denemeler yapılmıştır. Farklı model parametreleri ile yapılan ters çözüm denemelerinin sonuçları Tablo 3.18'de verilmiştir.



Şekil 3.32. 22 Şubat 2005 Zarand depremi için kullanılan sonlu-fay modeli. Yıldız ters çözümde kullanılan odak konumunu göstermektedir

Fay düzlemi, deprem kaynak bölgesi içine üst kenarı yeryüzüne karşılık gelecek şekilde yerleştirilmiştir. Buna göre fay düzleminin alt kenarı fay düzleminin eğimi dikkate alındığında 17.32 km derinliğe karşılık gelirken odak derinliği depremin episantr yerinin fay düzlemi üzerine iz düşürülmesi ile 9 km olarak belirlenmiştir. Her bir fay parçası için sentetik sismogramlar, her bir fay parçası üzerine dağıtılan 25 nokta kaynağın Genelleştirilmiş Işın Teorisi ile Necioğlu, (1999) tarafından belirlenen kabuk yapısı (Bkz. Tablo 3.14) kullanılarak hesaplanan tepkileri toplanarak elde edilmiştir. Ayrıca çeşitli kırılma hızları denenerek verilere en iyi uyumu veren kırılma hızı belirlenmeye çalışılmış ve buna göre, fay parçası sentetik sismogramlarının hesabında kullanılan kabuksal hız yapısındaki en üstteki iki tabaka içindeki ortalama makaslama dalga hızının % 85'ine karşılık gelen kırılma hızı 2.7 km/s, en iyi uyumu veren kırılma hızı olarak belirlenmiştir.

Modellemede 5 zaman penceresi kullanılmış ve her bir zaman penceresi içinde yer değiştirme zaman süreci 0.5 saniye yükselim ve 0.5 saniye düşümü olan üçgen kaynak-zaman fonksiyonu kullanılarak temsil edilmiştir. Her bir zaman penceresi bir öncekinden 1 sn geciktirilmiş ve böylece zaman pencereleri örtüşmemiştir. Böylece her bir fay parçası için maksimum 5 sn'lik bir kaynak yükselim zamanına modellemede müsaade edilmesi sağlanmıştır.

3.4.4. Modelleme sonuçları ve tartışma

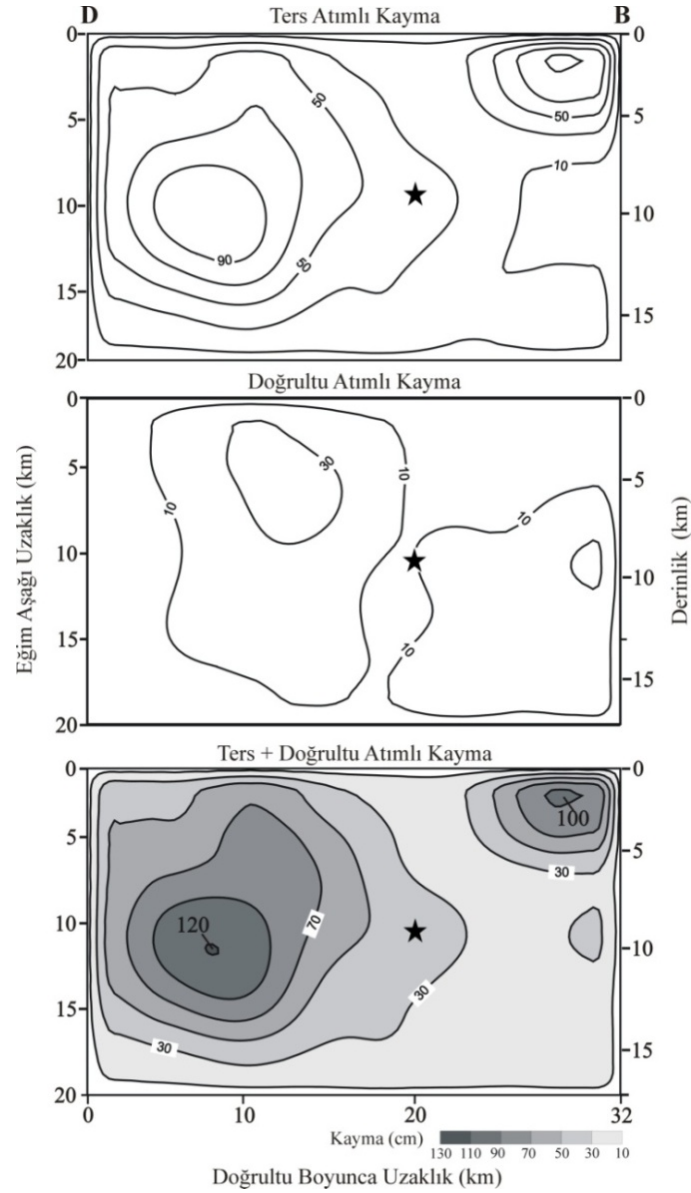
22 Şubat 2005 Zarand depremi için yapılan tüm ters çözüm denemelerinin model parametreleri ve hata miktarları ile hataların Euclid normları ($\|b-Ax\|$ değerleri) Tablo 3.18’de verilmiştir. Başlangıç ters çözüm denemesi (Tablo 3.18, Model ZM1) rake açısı 90° - 180° arasında serbest bırakılarak yapılmıştır. Bu denemede elde edilen sonlu-fay kayma dağılım modeli ve hesaplanan sentetik dalga şekillerinin gözlenmiş dalga şekilleri ile karşılaştırılması sırasıyla Şekil 3.33 ve Şekil 3.34’de verilmiştir. Sentetik-gözlenmiş dalga şekli karşılaştırması tatmin edici bir uyuma işaret etmektedir.

Tablo 3.18. 22 Şubat 2005 Zarand depremi için yapılan sonlu-fay ters çözüm denemelerinin sonuçları

Model	Doğrultu ($^\circ$)	Eğim ($^\circ$)	Rake ($^\circ$)	Kırılma Hızı (km/s)	M_0 (dyn.cm)	$\ b-ax\ $	Varyans	Max. Kayma (cm)
ZM1	260	60	90-180	2.7	$1.07 \cdot 10^{26}$	22.549	0.09336346	110
ZM2	260	60	104	2.7	$8.90 \cdot 10^{25}$	22.461	0.09201104	120
ZM3	260	60	110	2.7	$8.37 \cdot 10^{25}$	22.596	0.09301863	120
ZM4	260	60	115	2.7	$7.97 \cdot 10^{25}$	22.841	0.09502938	120
ZM5	260	60	100	2.7	$9.03 \cdot 10^{25}$	22.517	0.09248728	110
ZM6	260	60	95	2.7	$8.99 \cdot 10^{25}$	22.689	0.09390564	110

Rake açısının 90° - 180° arasında serbest bırakıldığı ters çözüm denemesinden (Model ZM1) elde edilen sonlu-fay kayma dağılımı deprem odağının doğu ve batısında yerleşmiş iki pürüzün varlığını ortaya koymuştur. Bu pürüzlerden büyük olanı odağın doğu tarafında, yaklaşık 15 km derinliğe kadar ulaşmaktadır ve en büyük kayma değeri 10 km derinlikte yaklaşık 1.2 m’dir. Odağın batı tarafında sağ-yanal Kuh Banan fayı ile kesişim bölgesinde bulunan gerek kayma genliği gerekse kırılma alanı açısından nispeten daha küçük pürüz ise sığ bir derinlikte olup en yüksek kayma miktarı 1 m’dir. Bulunan bu kayma dağılımı için hesaplanan sismik moment $1.07 \cdot 10^{26}$ dyn.cm’dir. Şekil 3.33’de ayrıca kaymanın ters ve doğrultu atımlı bileşenleri de gösterilmiştir (sırasıyla üst ve orta panel). Buna göre kaymada hakim olan ana bileşen ters atımlı kayma bileşenidir. Ancak 30 cm’yi aşan doğrultu atımlı kaymalar odağın hem doğusunda hem de batısında gözlenmiştir. Verinin çözünürlülüğü dikkate alındığında elde edilen bu dağılımın güvenilirliği şüpheli

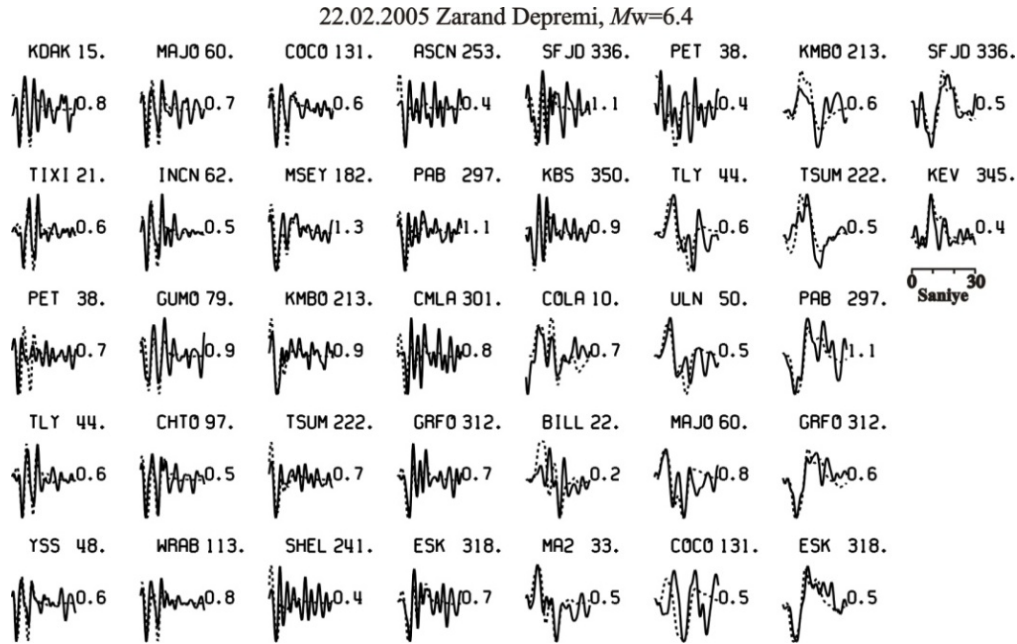
olmasına rağmen daha önceki çalışmalardaki gibi göreceli olarak küçük bir doğrultu atımlı faylanmanın varlığına işaret etmesi bakımından ilginçtir.



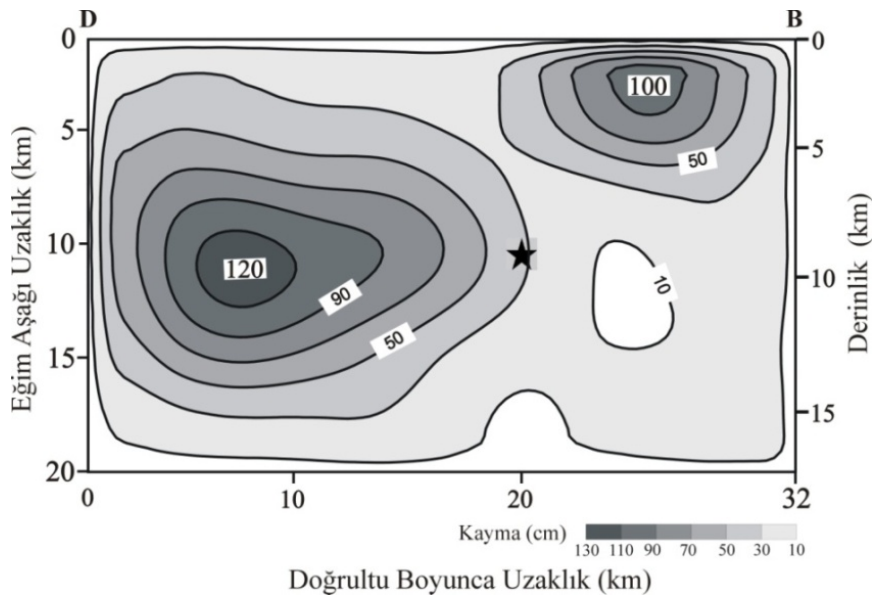
Şekil 3.33. 22 Şubat 2005 Zand depremi için elde edilen ters atımlı (üstte), doğrultu atımlı (ortada) ve toplam (altta) kayma dağılımları. Kayma 20 cm aralıklarla konturlanmıştır. Yıldız depremin odağını göstermektedir

Model ZM2, Rouhollahi vd. (2012) ve Talebian vd. (2006) tarafından verilen kaynak parametreleri kullanılarak yapılan ters çözüm denemesidir (Tablo 3.18). Rake açısının 104° olarak alındığı bu ters çözüm denemesinden elde edilen sonlu-fay kayma dağılım modeli Şekil 3.35’de verilmiştir. Çalışmanın devamında farklı rake açıları deneyerek birçok ters çözüm denemeleri yapılmıştır (Tablo 3.18; Model ZM3, ZM4, ZM5 ve ZM6). Yapılan ters çözüm denemeleri sonucunda 2005 Zand

depremi için en küçük hata değerine sahip Model ZM2'ye ait kayma dağılımı modeli (Şekil 3.35) 2005 Zorand depremi kırılmasını temsil eden en uygun sabit rake açılı sonlu-fay model olarak seçilmiştir.



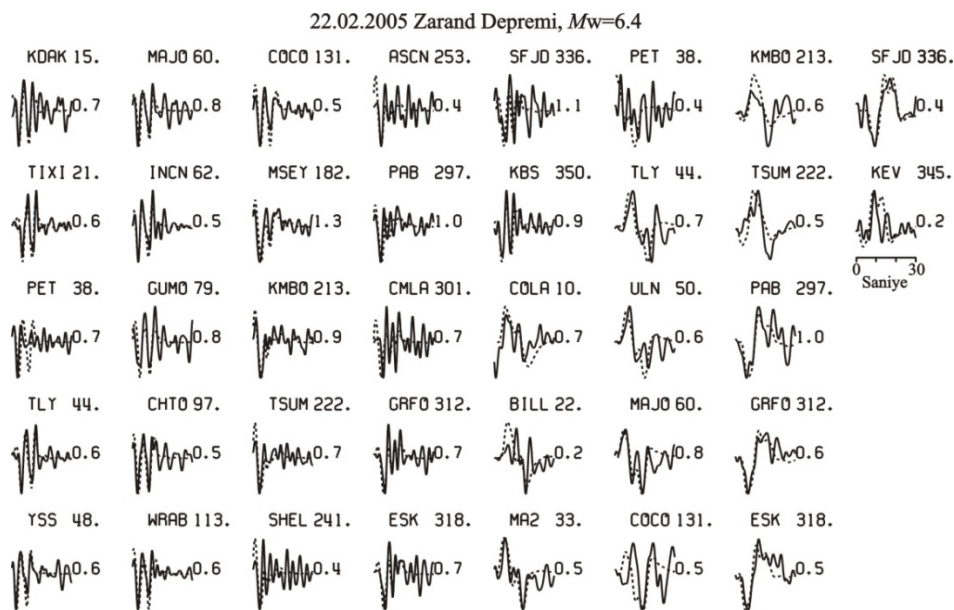
Şekil 3.34. 22 Şubat 2005 Zorand depremi sonlu-fay analizinde Şekil 3.33'de verilen sonlu-fay kayma dağılımı modeli için hesaplanan sentetik dalga şekilleri (kesikli çizgi) ile gözlenmiş dalga şekillerinin (sürekli çizgi) karşılaştırılması. İstasyon adı ve azimutları dalga şekillerinin üst kısmında verilmiştir. Her bir dalga şeklinin sağındaki sayı sentetik/gözlenmiş dalga şekli genlik oranını göstermektedir



Şekil 3.35. 22 Şubat 2005 Zorand depremi için Model ZM2 ters çözüm denemesi sonucunda elde edilen kayma dağılımı modeli. Kayma dağılımları 20 cm aralıklarla konturlanmıştır. Yıldız depremin odağını göstermektedir

Sabit rake açılı Model ZM2 ile elde edilen kayma dağılımı, rake açısının 90° - 180° arasında serbest bırakıldığı (Model ZM1) ters çözüm sonucunda elde edilen modelle benzer özellikler göstermektedir (Şekil 3.35). Büyük ve küçük pürüzler benzer kayma genlikleri ile yerlerini korumaktadır. Ancak, küçük pürüzün kırılma alanı artmış ve merkezi biraz daha doğuya kaymıştır.

Bu kayma modelinden hesaplanan sentetik dalga şekilleri ile gözlenmiş dalga şekilleri arasındaki uyumun oldukça iyi olduğu Şekil 3.36'da açıkça görülmektedir. Seçilen bu sonlu-fay modeli için hesaplanan sismik moment 8.9×10^{25} dyn.cm'dir. Tartışmanın bundan sonraki bölümünde sabit rake açılı model temel alınarak devam edilmiştir. Ters çözümde kullanılan her bir zaman penceresinin Şekil 3.35'de verilen sabit rake açılı sonuç kayma dağılımına katkısı Şekil 3.37'de gösterilmiştir.



Şekil 3.36. 22 Şubat 2005 Zarand depremi sonlu-fay analizinde Şekil 3.35'te verilen sonlu-fay kayma dağılım modeli için hesaplanan sentetik şekilleriyle (kesikli çizgi) gözlenmiş dalga şekillerinin (sürekli çizgi) karşılaştırılması. İstasyon adı ve azimutu sentetik-gözlenmiş dalga şekli çiftinin üst kısmında verilmiştir. Her bir dalga şeklinin sağındaki sayı sentetik/gözlenmiş dalga şekli genlik oranını göstermektedir

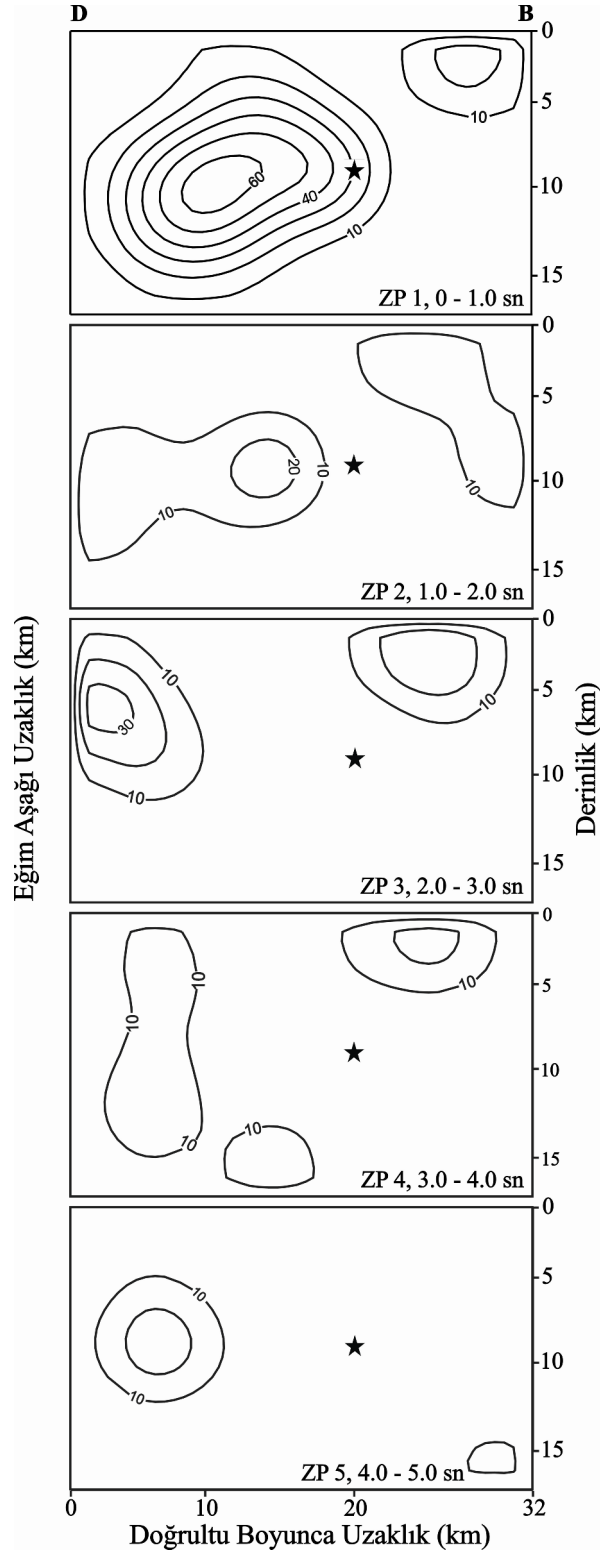
Her bir zaman penceresi model fay düzlemi üzerindeki her bir nokta kırılma cephesinin geçişi ardından sol alt köşesinde verilen zaman aralığı süresince olan kaymayı temsil etmektedir. Buna göre her bir zaman penceresi sırasında meydana gelen kayma dağılımı incelendiğinde toplam kaymanın çoğunun ilk zaman penceresi

içinde gerçekleştiği görülmektedir. Bu da 2005 Zarand depremi için 1 sn civarında bir yükselim zamanına işaret etmektedir.

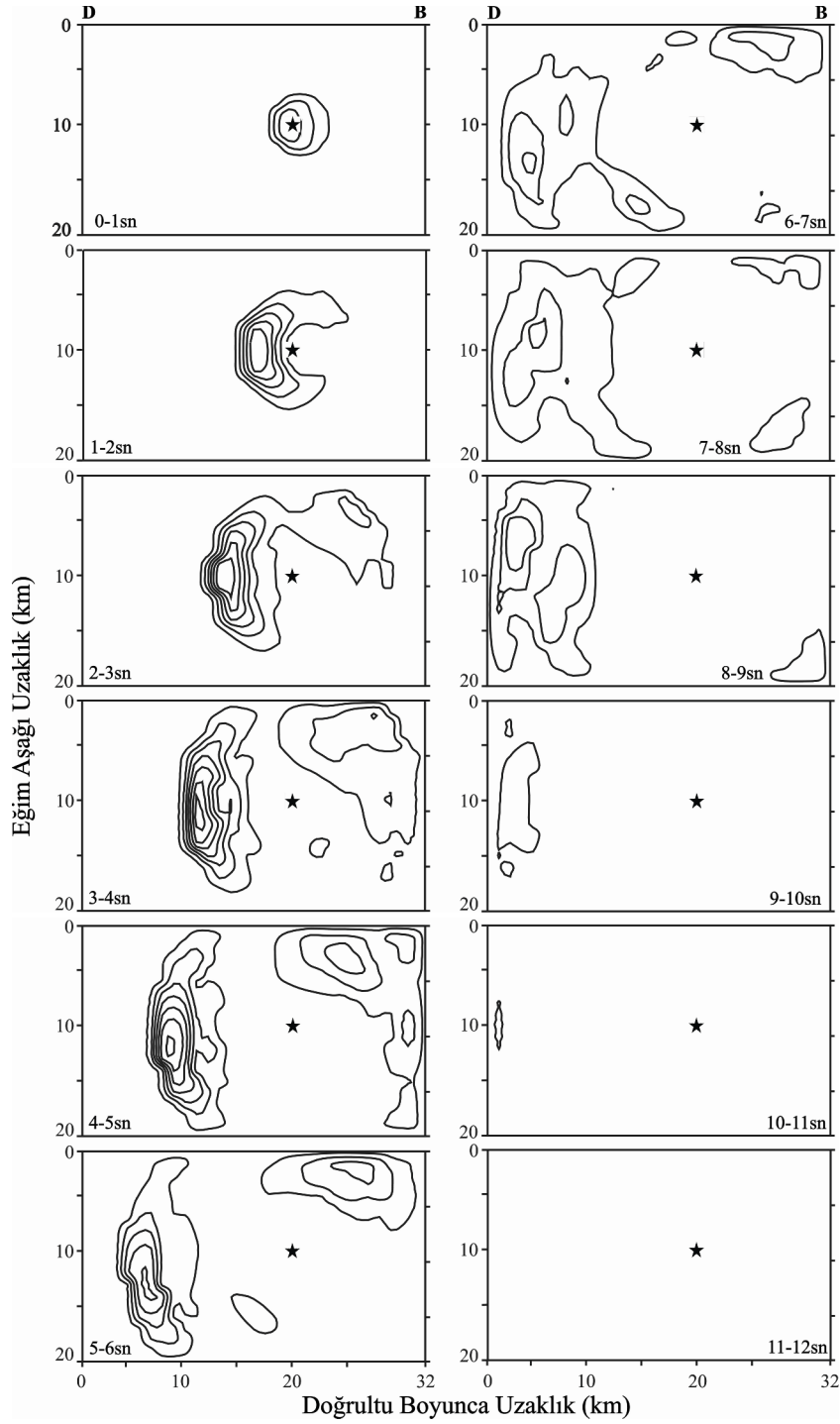
Hem Rouhollahi vd. (2012) hem de sonlu-fay kayma dağılım modelinde batıda yerleşmiş olan pürüzün 2005 Zarand fay kırığının batı uzantısının KB-GD doğrultulu Kuh Banan fayı ile kesişmesinden kaynaklandığı düşünülebilir. Böyle bir kesişmenin fay üzerinde, kayma için bir pürüz temsil edebileceği Rouhollahi vd. (2012) tarafından vurgulanmıştır. Ayrıca batı pürüzünün hemen üzerinde kesişme bölgesinde bulunan Dahuiyeh kasabası tamamıyla yıkılmıştır (Rouhollahi vd., 2012). Bu da batı pürüzünün varlığını destekler niteliktedir.

Bir bütün olarak ele alındığında sonlu-fay kayma dağılım modeli Rouhollahi vd. (2012)'nin yakın alan kuvvetli yer hareketi verilerinin ters çözümü ile elde ettiği sonuçlarla genel olarak uyum göstermektedir. Rouhollahi vd. (2012), 2005 Zarand depremi model fay düzleminin doğusunda ve batısında 6-12 km derinlikleri arasında yerleşmiş olan maksimum 2.4 m kayma değeriyle iki pürüzün varlığını ortaya koymuştur. Ters çözüm sonucu elde edilen sonlu-fay kayma dağılım modeli de (Şekil 3.35) Rouhollahi vd. (2012)'ye göre daha düşük kayma değerleriyle biri doğuda 5-15 km derinlikleri arasında (10 km derinlikte maksimum 1.2 m) ve diğeri daha sığda (maksimum 1 m) olmak üzere iki pürüz ortaya koymuştur.

Kırılmanın uzay-zaman sürecini gösteren Şekil 3.38 incelendiğinde kırılmanın büyük pürüzün batı kenarındaki odaktan doğuya büyük pürüz kırılması ile ilerlediği, önemli sismik moment serbestlenmesinin 1-7 sn zaman aralığında gerçekleştiği ve 3-5 sn aralığında zirve yaptığı, küçük pürüz kırılmasının 2'nci saniyede başlamasıyla kırılmanın batıya da yayıldığı ve kırılmanın yaklaşık 10 sn sürdüğü anlaşılmaktadır.



Şekil 3.37. 22 Şubat 2005 Zorand depremi sonlu-fay ters çözümü sonucu her bir zaman penceresinin Şekil 3.35'te verilen sonuç kayma dağılım modeline katkısı. Her bir zaman penceresinin 2.7 km/sn hızla kırılma cephesinin geçişi ardından temsil ettiği zaman aralığı sol alt köşede verilmiştir. Kayma 10 cm aralıklarla konturlanmış ve odak yıldız ile gösterilmiştir

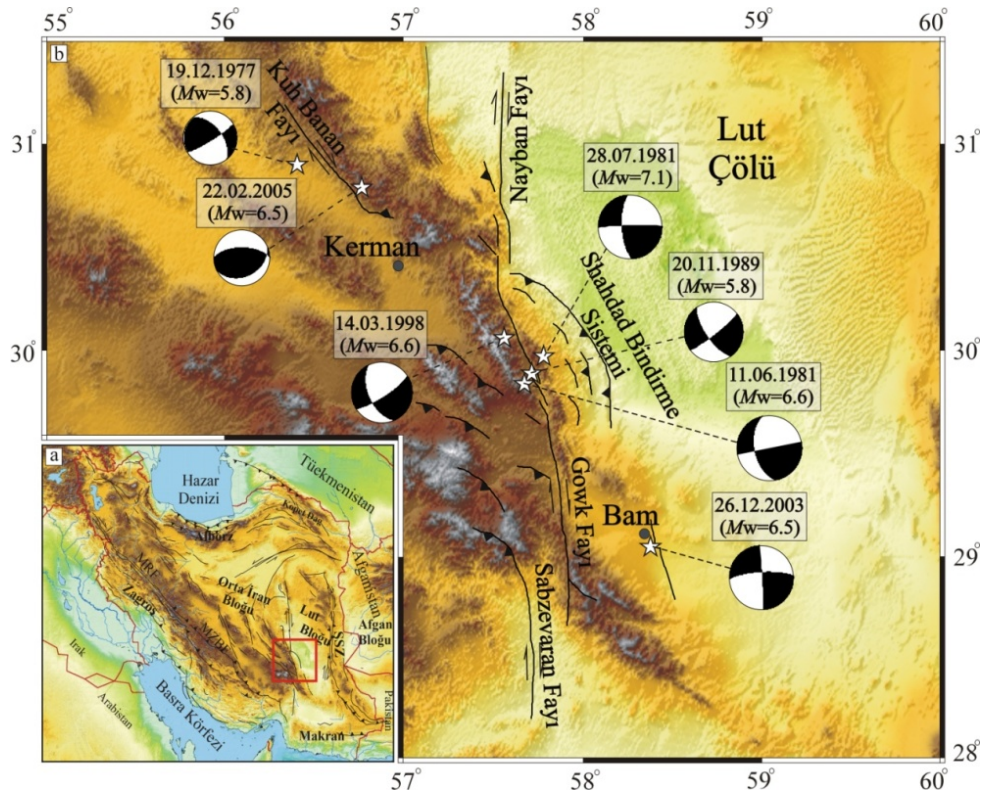


Şekil 3.38. 22 Şubat 2005 Zorand depreminin 1sn aralıklarla uzay-zaman ilerlemesi. 5 cm'den daha büyük kaymalar 10 cm aralıklarla konturlanmıştır

3.5. 1998 Fandoqa ve 2005 Zorand Depremleri Kaynak Bölgesi Civarında Aletsel Dönemde Meydana Gelen Depremler Arasındaki Gerilme İlişkileri

İran'da Arabistan ve Avrasya plakalarının yakınsamasından kaynaklanan deformasyonun bir kısmı ve buna bağlı olarak gelişen depremsellik Lut ve Orta İran

gibi göreceli olarak asismik blokların sınırlarında toplanmıştır (Berberian vd., 2001). Bu nedenle güneydoğu İran'ın Kerman bölgesi ve yakın çevresinde birçok aktif fay sistemleri bulunmaktadır (Şekil 3.39). Lut bloğunun batı sınırının bir kısmını oluşturan Gowk fayı da bu fay sistemlerinden biridir. 1977 ile 1998 yılları arasında Gowk fayı ve çevresindeki faylar üzerinde meydana gelen yedi yıkıcı deprem bölgede ağır hasar ve can kayıplarına neden olmuştur (Berberian vd., 2001; Talebian vd. 2006) (Şekil 3.39 ve Tablo 3.19).



Şekil 3.39. (a) Topografya haritası üzerine yerleştirilmiş İran'ın aktif fay haritası. Kırmızı dikkörtgen çalışma alanını göstermektedir. Faylar Hessami vd. (2003)' den alınmıştır. (b) Kerman bölgesi ve çevresinin tektonik özelliklerinin yanı sıra 1977 Bob-Tangol depremi ve sonrası bölgede meydana gelen $M_w \geq 5.5$ depremlerin episantr dağılımları (beyaz yıldızlar) ve odak mekanizma çözümleri (siyah-beyaz plaj topları). Faylar, Walker ve Jackson, (2002)'den alınmıştır

Kuh Banan fay sistemi üzerinde meydana gelen 1977 Bob-Tangol depremi ile başlayan bu deprem serisinin son depremi Bölüm 3.4'de kayma dağılım modeli elde edilen 2005 Zarand depremidir. Ayrıca Bölüm 3.3'de kayma dağılım modeli elde edilen 1998 Fandoqa depremi de bu seri içinde meydana gelen depremlerden biridir. 2005 Zarand depremi hariç tüm depremler Orta İran ile Lut çölü arasındaki yaklaşık 5 mm/yr'dan daha düşük sağ-yanal makaslamaı karşılayan kabaca K-G ve KB-GD

doğrultulu sağ-yanal doğrultu atımlı fay zonları üzerinde meydana gelmiştir (Walker ve Jackson, 2002). 2005 Zarand depremi ise Kuh Banan fayına dik D-B doğrultulu ikincil bir ters fay üzerinde meydana gelmiştir (Talebian vd., 2006).

Tablo 3.19. Kerman bölgesi ve çevresinde 1977'den bu yana meydana gelen depremler ($M_w \geq 5.5$).
¹Talebian vd. (2006), ²Berberian vd. (2001).

Deprem No	Tarih	Saat (GMT)	Enlem-Boylam (°)	Mw	Depremin Adı \ <i>Aktif Fay</i>
1	19.12.1977 ¹	23:34	30.91-56.41	5.8	Bob-Tangol \ <i>Kuh Banan</i>
2	11.06.1981 ¹	07:24	29.85-57.68	6.6	Golbaf \ <i>Gowk</i>
3	28.07.1981 ¹	17:22	29.97-57.76	7.1	Sirch \ <i>Gowk</i>
4	20.11.1989 ²	04:19	29.90-57.72	5.8	Güney Golbaf \ <i>Gowk</i>
5	14.03.1998 ¹	19:40	30.12-57.58	6.6	Fandoqa \ <i>Gowk</i>
6	26.12.2003 ¹	01:56	28.95-58.26	6.5	Bam \ <i>Bam</i>
7	22.02.2005 ¹	02:25	30.77-56.74	6.5	Zarand \ <i>Dahuiyeh</i>

3.5.1. Gerilme analizinde kullanılan depremler

3.5.1.1. 19 Aralık 1977 Bob-Tangol depremi ($M_w=5.8$)

Yıkıcı 19 Aralık 1977 Bob-Tangol depremi güneydoğu İran'ın Kerman bölgesindeki Kuh Banan fayı boyunca meydana gelmiştir (Şekil 3.39). Yaklaşık 19.5 km yüzey kırığı oluşturan depremde maksimum 20 cm'ye ulaşan sağ-yanal doğrultu atımlı hareket gözlenmiştir (Berberian vd., 1979).

3.5.1.2. 11 Haziran 1981 Golbaf depremi ($M_w=6.6$)

Gowk fay sisteminin kuzey kısmında ve Zamanabad'ın güneyinde meydana gelen 11 Haziran 1981 Golbaf depremi yaklaşık 15 km yüzey kırığı oluşturmuştur (Berberian vd., 1984) (Bkz. Şekil 3.21). Oluşan yüzey kırıkları 3 cm'ye varan doğrultu atımlı ve 5 cm'ye varan düşey ötelemelerle oldukça küçük yer değiştirmelere sahiptir (Walker ve Jackson, 2002). Odak mekanizma çözümü, Gowk fayının doğrultusuna paralel KB-GD doğrultulu (batıya eğimli) küçük bir ters faylanma bileşeni olan sağ yanallı doğrultu atımlı faylanmayı işaret etmektedir (Berberian vd., 1984) (Şekil 3.39).

3.5.1.3. 28 Temmuz 1981 Sirch depremi ($M_w=7.1$)

1981 Golbaf depremini takiben bir buçuk ay sonra yine Gowk fayı üzerinde meydana gelen 28 Temmuz 1981 Sirch depremi bu fay zonu boyunca yaklaşık 65 km yüzey kırığı oluşturmuştur (Berberian vd., 1984 ve 2001). 1981 Sirch depreminin ürettiği yüzey kırıkları Golbaf depremi yüzey kırıklarının hemen kuzeyinde yer almaktadır ve bu depremlere ait yüzey kırıkları arasında yaklaşık 6.6 km'lik bir yüzey kırığı boşluğu bulunmaktadır (Berberian vd., 1984; Nalbant vd., 2006) (Bkz. Şekil 3.21). Depremin odak mekanizması Berberian vd. (2001) tarafından hemen hemen tam sağ-yanal doğrultu atım faylanmalı olarak tanımlanmıştır. Depremde 50 cm'den daha düşük yer değiştirmeler (sağ-yanal ve düşey) ölçülmüştür (Berberian vd. 1984, 2001).

3.5.1.4. 20 Kasım 1989 Güney Golbaf depremi ($M_w=5.8$)

20 Kasım 1989 Güney Golbaf depremi Zamanabad'ın güneyinde meydana gelmiştir ve burada daha önce meydana gelen 1981 Golbaf depreminin ürettiği yüzey kırıklarının bir kısmını tekrar kırmıştır (Bkz. Şekil 3.21). Seri içinde Gowk fayı üzerinde meydana gelen diğer depremlere nazaran daha düşük magnitudlü bu depremde yaklaşık 11 km yüzey kırığı oluşmuştur (Berberian vd., 2001). Deprem KB-GD doğrultulu ve batıya eğimli bir fay düzlemi üzerinde sağ-yanal doğrultu atımlı mekanizmaya sahiptir (Şekil 3.39).

3.5.1.5. 14 Mart 1998 Fandoqa depremi ($M_w=6.6$)

14 Mart 1998 Fandoqa depremi Gowk fayı üzerinde 1981 Golbaf ve Sirch depremleri arasında meydana gelmiştir (Bkz. Şekil 3.21). Depremde yaklaşık 23.5 km uzunluğunda yüzey kırığı oluşmuş ve bu yüzey kırıkları ile 1981 Sirch depreminin yüzey kırıklarının en güneydeki yaklaşık 20 km'lik kısmı tekrar kırmıştır. Ayrıca 1998 Fandoqa depremi, 1981 Sirch ve Golbaf depremlerinin yüzey kırıkları arasındaki yaklaşık 6.6 km'lik boşluğun da bir kısmını kırmıştır. Odak mekanizma çözümleri KB-GD doğrultulu yaklaşık 50° batıya eğimli bir fay düzlemini işaret eden depremde 3 metreye varan sağ-yanal yer değiştirmeler ve 1

metreyi aşan düşey ötelemeler gözlenmiştir (Berberian vd., 2001). 1998 Fandoqa depremi ile ilgili detaylı bilgi Bölüm 3.3’de verilmiştir.

3.5.1.6. 26 Aralık 2003 Bam depremi ($M_w=6.5$)

26 Aralık 2003 Bam depremi güneydoğu İran’da daha önce haritalanmış olan Bam fayının yaklaşık 4 km batısında yer alan gömülü (kör) bir fay üzerinde meydana gelmiştir (Şekil 3.39). Bam şehrinde çok büyük hasara ve can kaybına neden olan depremde resmi rakamlara göre 26.000 kişi, Berberian (2005)’e göre 40.000 kişi hayatını kaybetmiştir.

Envisat radar interferometry ve cisim dalgası ters çözümü, bu depremde kaymanın çoğunun hemen hemen K-G doğrultulu düşey bir fay üzerinde sağ-yanal doğrultu atımlı olduğunu göstermiştir (Talebian vd., 2004; Wang vd., 2004). Deprem her biri birkaç cm’yi aşmayan dört yüzey çatlağı oluşturmuştur ve bu boyutta ($M_w=6.5$) sığ bir deprem için bu atım miktarlarının oldukça küçük olduğu vurgulanmıştır (Jackson vd., 2006; Nalbant vd., 2006). Artçı deprem dağılımları ve interferometri modellemesinden 2003 Bam depremine ait fay uzunluğunun 20 km ve genişliğinin ise 15 km olduğu sonucuna varılmıştır (Talebian vd., 2004; Nakamura vd., 2005). Ayrıca 2003 Bam depremi 1977’de başlayan yıkıcı deprem serisinin son dan bir önceki depremidir.

3.5.1.7. 22 Şubat 2005 Zarand depremi ($M_w=6.5$)

22 Şubat 2005 Zarand depremi yıkıcı Bam depreminden hemen hemen bir yıl sonra, 1981 Sirch depremi kırılma düzleminin kuzey sınırından yaklaşık 60 km uzakta meydana gelmiştir. Depreme sebep olan fay Kuh Banan fayı olmayıp doğusundaki dağlık alan içinde yer alan hemen hemen D-B doğrultulu ve kuzeye eğimli ters bir faydır (Talebian vd., 2006; Rouhollahi vd., 2012). Yaklaşık 13 km kosmik yüzey kırığı üreten 2005 Zarand depremi, 1977’de Bob-Tangol depremi ile başlayan deprem serisinin en sonuncudur. 1977 Bob Tangol depremi episantrı 2005 Zarand depremi episantrına yaklaşık 30 km mesafede yer almaktadır (Şekil 3.39). 2005 Zarand depremi ile ilgili bilgi Bölüm 3.4’te detaylı olarak verilmiştir.

3.5.2. Coulomb gerilme değişim analizi sonuçları

Bu aşamada güneydoğu İran'ın Kerman bölgesi ve yakın çevresinde meydana gelen ve 1977 Bob-Tangol depremi ile başlayan $M_w \geq 5.5$ yıkıcı deprem serisinin neden olduğu Coulomb gerilme değişimleri seriyi oluşturan depremlere ait fay düzlemleri üzerinde hesaplanmıştır. Gerilme değişimleri hesaplanırken faylanması alıcı ve kaynak olarak belirlenen depremlere ait kırılma parametreleri (doğrultu, eğim, kayma açısı ve atım miktarı) ve faylanma boyutları (fay uzunluğu ve fay genişliği) Tablo 3.20'de özetlenmiştir. Görüldüğü gibi bu çalışmada sonlu-fay analizi yapılan 1998 Fandoğa ve 2005 Zarand depremleri için değişken kayma modelleri (sırasıyla Tablo 3.15'deki Model FM1 ve Tablo 3.18'deki Model ZM2) kullanılırken diğer depremler için kullanılan parametreler önceki çalışmalardan derlenmiştir.

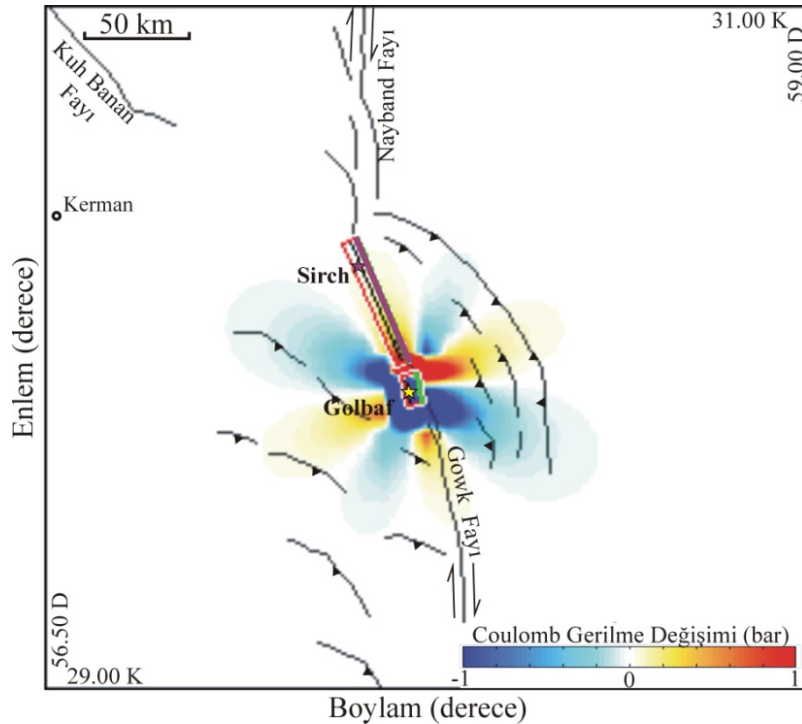
Tablo 3.20. Güneydoğu İran'ın Kerman bölgesi ve civarında meydana gelen ve çalışmadaki Coulomb gerilme değişimi analizi için seçilen depremlere ait kırılma parametreleri. ¹Berberian (1979), ²Talebian vd. (2006), ³Elde edilen kayma dağılım modeli değerleri, ⁴Nalbant vd. (2006), ⁵Motlagh ve Mostafazadeh (2008), ⁶Talebian vd. (2004), ⁷Berberian vd. (1984), ⁸Berberian vd. (2001), ^wWells ve Coppersmith (1994)

Tarih	Enlem-Boylam (°)	M_w	Derinlik (km)	Doğrultu (°)	Eğim (°)	Rake (°)	Fay Uzunluğu (km)	Fay Genişliği (km)	Atım Miktarı (m)
19.12.1977 (Bob Tangol)	30.91-56.41	5.8	9 ¹	322 ¹	54 ¹	170 ¹	19.5 ¹	7 ^w	0.2 ^w
11.06.1981 (Golbaf)	29.85-57.68	6.6	20 ²	169 ⁴	52 ⁴	180 ⁴	15 ⁷	13 ^w	0.9 ^w
28.07.1981 (Sirch)	29.97-57.76	7.1	18 ²	157 ⁴	69 ⁴	184 ⁴	65 ¹	19 ^w	2.30 ^w
20.11.1989 (Güney Golbaf)	29.90-57.72	5.8	11 ²	145 ⁵	69 ⁵	-172 ⁵	11 ⁸	7 ^w	0.2 ^w
14.03.1998 (Fandoğa)	30.15-57.60	6.6	9 ³	156 ³	54 ³	-165 ³	45 ³	20 ³	Değişken ³
26.12.2003 (Bam)	28.95-58.26	6.5	6 ²	173 ⁶	88 ⁶	166 ⁶	25 ^w	12 ^w	0.8 ^w
22.02.2005 (Zarand)	30.77-56.74	6.5	9 ³	260 ³	60 ³	104 ³	32 ³	20 ³	Değişken ³

Literatürde faylanma boyutları ve kayma miktarı parametrelerine ulaşılamayan depremler için ise Wells ve Coppersmith (1994) tarafından verilen ampirik ilişkilerden yararlanılmıştır. Örneğin, büyüklüğü $M_w=5.8$ olan 1989 Güney Golbaf depreminin fay genişliği ve atım miktarı belirtilen ampirik bağıntılardan sırasıyla 7 km ve 20 cm olarak elde edilmiştir. Bu şekilde serinin tüm depremlerine ait literatürdeki eksik parametreler tamamlanmıştır (Tablo 3.20).

Bölüm 3.3’de değinildiği üzere 1981 Golbaf ve Sirch depremleri yüzey kırıkları arasında yaklaşık 6.6 km’lik bir yüzey kırığı boşluğu bulunmaktadır. 1998 Fandoqa depremi ise 1981 Sirch depremine ait yüzey kırıklarının yaklaşık 20 km’lik güney kısmını tekrar kırarken söz konusu yüzey kırığı boşluğunun yaklaşık 5 km’lik kısmını kırmıştır. Ayrıca 1989’da meydana gelen Güney Golbaf depremi de 1981 Golbaf depremi kırığının güney ucunu tekrar kırmıştır.

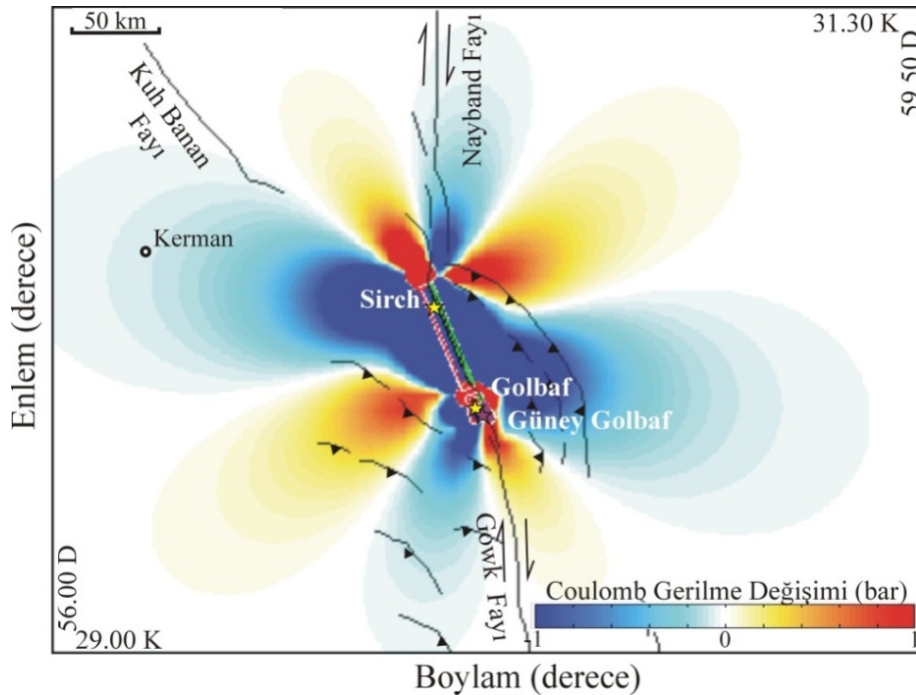
Şekil 3.40 Gowk fayı üzerinde meydana gelen 1981 Golbaf depreminden dolayı yaklaşık 1.5 ay sonra yine bu fay sistemi üzerinde meydana gelen 1981 Sirch depremi fay düzlemi (doğrultu=157°, eğim=69° ve rake=184°) üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimlerinin 9 km derinlikteki harita görünümünü temsil etmektedir. Görüldüğü gibi 1981 Sirch depremi ile kırılan 1981 Golbaf yüzey kırığı kuzeyi 1 barı aşan gerilme yükü altındadır. Bu sonuç 1981 Sirch depreminin Golbaf depremince tetiklenmiş olabileceği düşüncesini desteklemektedir.



Şekil 3.40. 11 Haziran 1981 Golbaf depreminden dolayı 28 Temmuz 1981 Sirch depremi fay düzlemi (doğrultu=157°, eğim=69° ve rake=184°) üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimi. Yeşil çizgi ve sarı yıldız sırasıyla kaynak fay düzlemini ve episantr yerini, mor çizgi ve mor yıldız ise sırasıyla alıcı fay düzlemini ve depremin episantr yerini göstermektedir. Aktif faylar Walker ve Jackson (2002)’den alınmıştır. Gerilmedeki artım ve azalım sırasıyla kırmızı ve mavi renklerle temsil edilmiştir. Harita, gerilme değişimlerinin 9 km derinliğindeki görüntüsünü temsil etmektedir

1981 Golbaf ve Sirch depremlerince neden olunan gerilme değişimleri 1989 Güney Golbaf fay düzlemi (doğrultu=145°, eğim=69° ve rake=-172°) üzerinde hesaplanmış ve Şekil 3.41’de gösterilmiştir. 9 km derinlikteki gerilme değişimlerini gösteren bu harita incelendiğinde 1989 Güney Golbaf fay düzleminin tamamının 1 barı aşan gerilme yükü altında olduğu açıkça görülmektedir. Bu durumda 1981 Golbaf ve Sirch depremleri kırılmalarının 1989 Güney Golbaf depreminin kırılmasını kolaylaştıracak yada daha erken bir zamana çekecek gerilme değişimlerine neden olduğu öne sürülebilir.

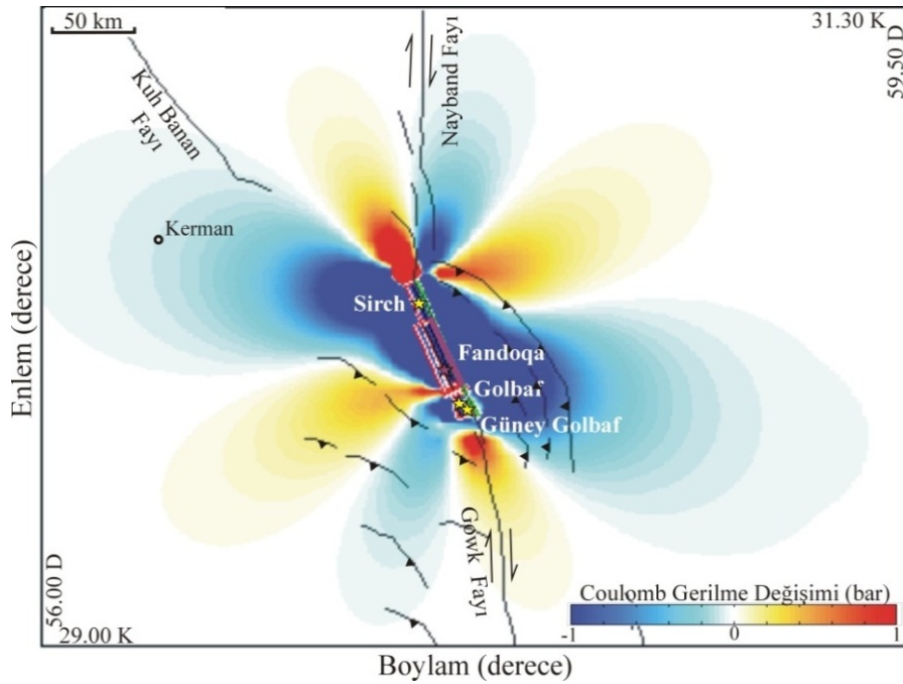
İlginç bir şekilde 1989 Güney Golbaf fay düzlemi üzerinde sadece 1981 Golbaf depreminden dolayı Coulomb gerilme değişimi hesaplandığında (burada şekil olarak gösterilmemiştir) fay düzleminin gerilme artışına değil gerilme düşümüne maruz kaldığı görülmüştür. Buna göre Şekil 3.41’in önerdiği 1989 Güney Golbaf fay düzlemi üzerindeki 1 barı aşan gerilme yükü 1981 Sirch depremi kırılmasından dolayıdır.



Şekil 3.41. 11 Haziran 1981 Golbaf ve 28 Temmuz 1981 Sirch depremlerinden dolayı 20 Kasım 1989 Güney Golbaf fay düzlemi (doğrultu=145°, eğim=69° ve rake=-172°) üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri. Yeşil çizgi ve sarı yıldızlar sırasıyla kaynak fay düzlemleri ve episantr yerlerini, mor çizgi ve mor yıldız ise sırasıyla alıcı fay düzlemini ve depremin episantr yerini göstermektedir. Aktif faylar Walker ve Jackson (2002)’den alınmıştır. Gerilmedeki artım ve azalım sırasıyla kırmızı ve mavi renklerle temsil edilmiştir. Gerilme değişimleri 9 km derinliği için gösterilmiştir

1981 Golbaf ve Sirch depremleri ile 1989 Güney Golbaf depremi kaynaklı gerilme değişimleri serinin bir sonraki depremi olan 1998 Fandoqa depremi fay düzlemi (doğrultu=156°, eğim=54° ve rake=-165°) üzerinde hesaplanmış ve 9 km derinlikteki gerilme değişimlerinin haritası Şekil 3.42’de gösterilmiştir. 1981 depremleri arasındaki 6.6 km’lik yüzey kırığı boşluğu için tanımlanan fay düzlemi de 1998 Fandoqa depremi fay düzlemi ile aynıdır. Bu yüzden gerilme değişimlerinin 1998 Fandoqa fay düzlemi üzerinde hesaplanması aynı zamanda söz konusu yüzey kırığı boşluğu üzerindeki gerilme durumu hakkında da bilgi sağlamıştır.

Buna göre Şekil 3.42, 1981 Sirch depremi kırığının 1998 Fandoqa depremi ile tekrar kırıldığı yaklaşık 20 km’lik kısımda herhangi bir gerilme artışına işaret etmezken 1981 Golbaf ve Sirch depremleri arasındaki yüzey kırığı boşluna denk gelen kısımda bir gerilme artışına işaret etmektedir.



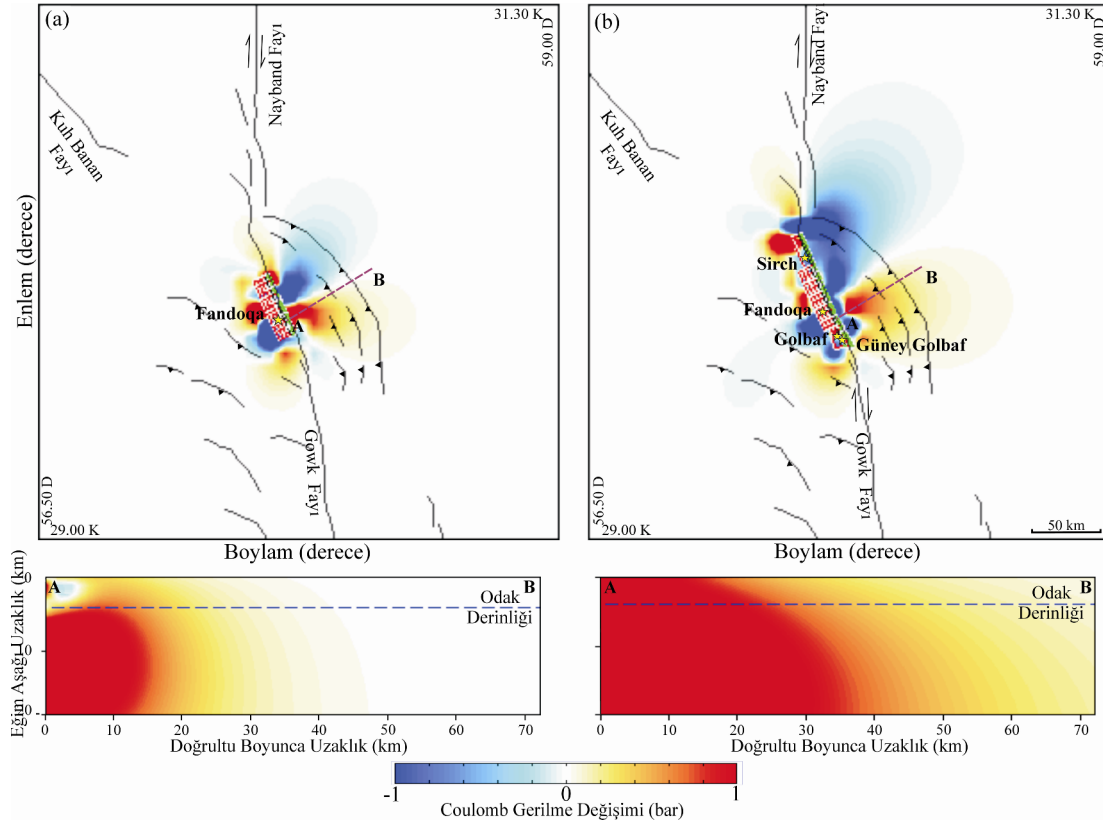
Şekil 3.42. 11 Haziran 1981 Golbaf ve 28 Temmuz 1981 Sirch depremleri ile 20 Kasım 1989 Güney Golbaf depreminin 14 Mart 1998 Fandoqa depremi fay düzlemi (doğrultu=156°, eğim=54° ve rake=-165°) üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri. Yeşil çizgi ve sarı yıldızlar sırasıyla kaynak fay düzlemleri ve episantr yerlerini, mor çizgi ve mor yıldız ise sırasıyla alıcı fay düzlemini ve depremin episantr yerini göstermektedir. Aktif faylar Walker ve Jackson (2002)’den alınmıştır. Gerilmedeki artım ve azalım sırasıyla kırmızı ve mavi renklerle temsil edilmiştir. Gerilme değişimleri 9 km derinliği için gösterilmiştir

InSAR modellemesi, 1998 Fandoqa kırık düzlemi üzerindeki baskın sağ-yanal doğrultu atımlı harekete ek olarak Shahdad bindirme ve kıvrım sistemi üzerinde 6° batıya eğimli çok sığ bir dikdörtgen kırılma düzlemi üzerinde yaklaşık 10 cm'lik bir ters hareket olduğunu ortaya koymuştur (Berberian vd., 2001). Fielding vd. (2004) tarafından söz konusu Shahdad düzlemi üzerinde hesaplanan kaymalar da InSAR sonuçları ile benzerlik göstermektedir. Berberian vd. (2001) Shahdad bindirme ve kıvrım sistemi üzerinde gözlenen bu kaymanın 1998 Fandoqa depremi tarafından tetiklenmiş bir kayma olduğunu vurgulamıştır.

Bu bilgiler ışığında Gowk fay sisteminin hemen doğusundaki Shahdad bindirme ve kıvrım sistemi üzerinde (doğrultu= 149° , eğim= 6° ve kayma açısı= 90°) hem 1998 Fandoqa depreminden kaynaklanan gerilme değişimi hem de 1998 Fandoqa depremi dahil Gowk fay sistemi üzerinde meydana gelen diğer $M_w \geq 5.5$ depremler de dikkate alınarak gerilme değişimleri hesaplanmıştır (Şekil 3.43). Şekil 3.43'de gerilme değişimlerinin 4 km derinlikteki harita görüntüsünün yanı sıra Shahdad bindirme sistemi üzerinde hesaplanan gerilme değişimlerinin, derinlikle değişimini göstermek için söz konusu düzleme yani Shahdad bindirmelerine dik olarak alınan düşey kesitler de gösterilmiştir (Şekil 3.43 (a) ve (b)'de AB kesiti).

Şekil 3.43 (a) incelendiğinde Shahdad bindirme ve kıvrım sisteminin 1998 Fandoqa depreminden dolayı 0.5 bara varan gerilme yüklerine maruz kaldığı açıkça görülmektedir. Yine Şekil 3.43 (a) üzerinde alınan AB kesiti boyunca gerilme değişimlerinin derinlikle değişimi incelendiğinde 1998 Fandoqa kırığından Shahdad bindirme sistemi boyunca yaklaşık 40 km'lik alanın gerilme yüklendiği dikkati çekmektedir. 1998 Fandoqa depremi dahil Gowk fay sistemi üzerinde meydana gelen diğer $M_w \geq 5.5$ depremler de hesaba katılarak gerilme değişimleri Shahdad bindirme ve kıvrım sistemi üzerinde tekrar hesaplandığında bu bindirme ve kıvrım sisteminin büyük bir bölümünün 1 barı aşan gerilme artışına maruz kaldığı görülmektedir (Şekil 3.43 (b)). Ayrıca Şekil 3.43(b) üzerinde alınan AB kesiti (Shahdad bindirme sistemine dik) boyunca gerilme değişimleri incelendiğinde kesit boyunca tüm bindirme sisteminin gerilme yükü altında olduğu ortaya çıkmaktadır. Bu da Gowk fayına yaklaşık 30 km uzakta bulunan Sahahdad bindirme ve kıvrım sistemi üzerinde 1998 Fandoqa depremi ile eş zamanlı meydana gelen tetiklenmiş kaymanın

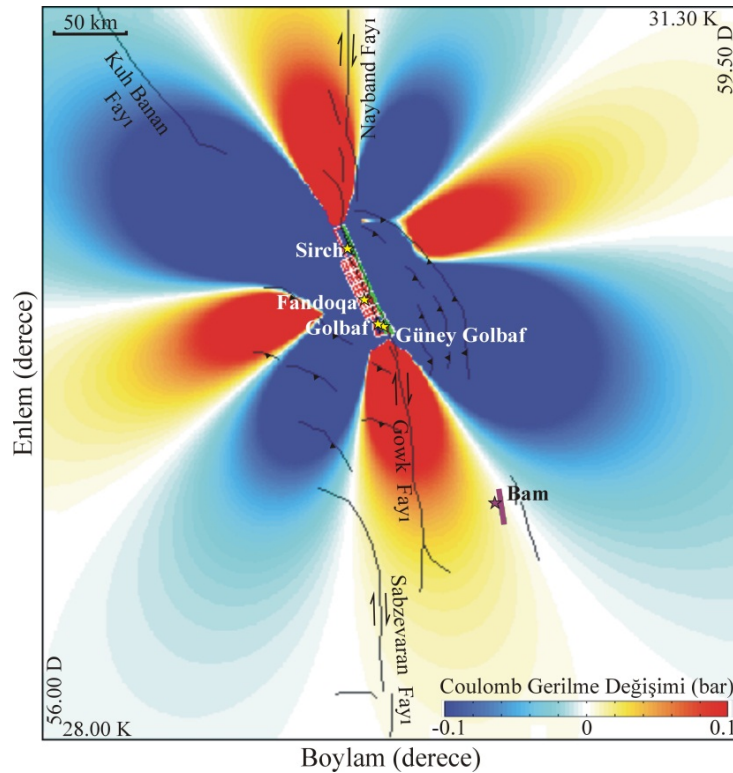
Berberian vd. (2001) tarafından belirtildiği gibi sadece 1998 Fandoqa depreminden kaynaklanabileceği gibi bu tetiklenmiş kaymaya geçmiş büyük depremlerden kaynaklanan gerilme artışının da sebep olduğu söylenebilir.



Şekil 3.43. Shahdad bindirme ve kıvrım sistemi üzerinde hesaplanan gerilme değişimleri. (a) 14 Mart 1998 Fandoqa depreminden dolayı hesaplanan gerilme değişimlerinin 4 km derinlikteki harita görüntüsü (üstte) ve Shahdad bindirme düzlemlerine dik bir AB düşey kesiti üzerindeki görünümü (altta). (b) 1998 Fandoqa depremi ve Gowk fayı üzerinde meydana gelen $M_w \geq 5.5$ depremlerden dolayı hesaplanan gerilme değişimlerinin 4 km derinlikteki harita görüntüsü (üstte) ve Shahdad bindirme düzlemlerine dik bir AB düşey kesiti üzerindeki görünümü (altta). Yeşil çizgiler ve sarı yıldızlar sırasıyla depremlere ait fay düzlemlerini ve episantr yerlerini göstermektedir. Mor kesikli çizgi Shahdad düzlemine dik olarak alınan düşey kesiti, A ve B sırasıyla başlangıç ve bitiş noktalarını göstermektedir. Düşey kesit üzerindeki mavi kesikli çizgi üstteki gerilme değişimi haritasının temsil ettiği derinliği göstermektedir. Gerilmedeki artım ve azalım sırasıyla kırmızı ve mavi renklerle temsil edilmiştir

Şekil 3.44'de Gowk fayı üzerinde meydana gelen depremlerden (1981 Golbaf ve Sirch, 1989 Güney Golbaf ve 1998 Fandoqa) dolayı 2003 Bam depremi fay düzlemine (doğrultu=173°, eğim=88° ve rake=166°) benzer düzlemler üzerinde hesaplanan gerilme değişimleri gösterilmiştir. Hesaplanan bu gerilme değişimleri 2003 Bam fay düzleminin gerilmenin artış gösterdiği alanda yer aldığına ve yaklaşık 0.02 barlık bir gerilme yükü altında olduğuna işaret etmektedir. Ziv ve Rubin (2000),

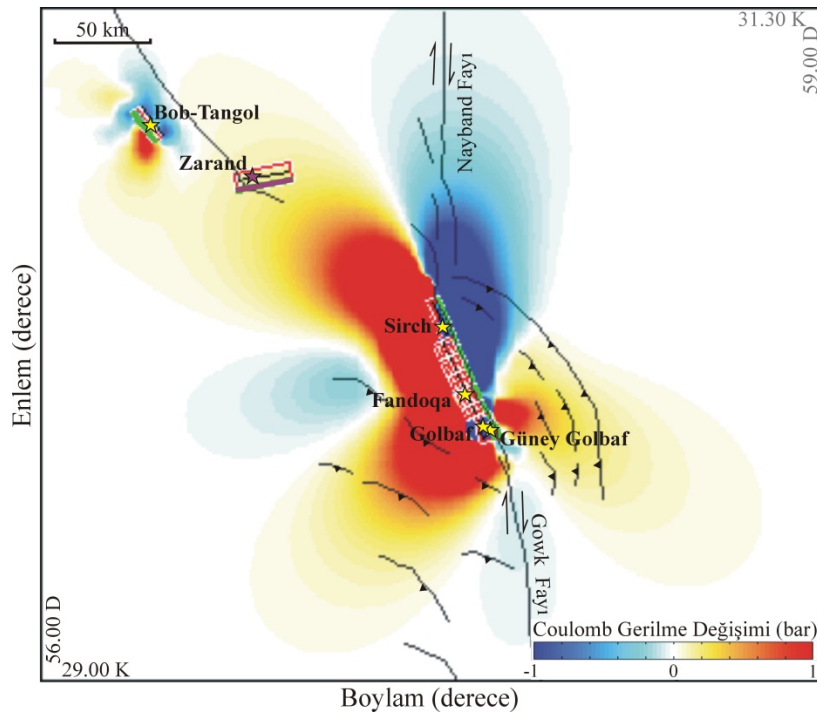
depremlerin tetiklenmesi için herhangi bir alt sınırın olmadığını vurgulamasına rağmen King vd. (1994) depremler üzerinde gerilme tetikleme eşiğinin 0.1 bar olduğunu vurgulamıştır. Dolayısıyla her ne kadar gerilme artışı 0.02 bar mertebesinde olsa da 2003 Bam depreminin Gowk fayı üzerindeki depremlerce neden olunan gerilme yüklerince tetiklendiği düşünülebilir. Bu arada hesaplanan gerilme değişimlerinin kosismik kırılmalar kaynaklı değişimler olduğu ifade edilmelidir. Postsismik gerilme değişimlerinin de içerilmesiyle 2003 Bam depremi fayı üzerindeki gerilme artışının yükselebileceği düşünülebilir. Nitekim, Nalbant vd. (2006) Bam depremi fay düzlemi üzerinde hem kosismik hem de postsismik gerilme değişimini hesaplamış ve bu fay düzleminin 0.05 bar'ın üzerinde gerilme yükü altında olduğunu vurgulamıştır. Ancak Nalbant vd. (2006) bu gerilme değişimi hesaplarında sadece 1981 Golbaf, Sirch ve 1998 Fandoqa depremlerini kaynak fay olarak tanımlamış 1989 Güney Golbaf depremini hesaplarına katmamıştır.



Şekil 3.44. Gowk fayı üzerinde meydana gelen depremlerden dolayı 26 Aralık 2003 Bam depremi fay düzlemine (doğrultu=173°, eğim=88° ve rake=166°) benzer düzlemler üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimlerinin 9 km derinliğindeki harita görüntüsü. Yeşil çizgi ve sarı yıldızlar sırasıyla kaynak fay düzlemleri ve episantr yerlerini, mor çizgi ve mor yıldız ise sırasıyla alıcı fay düzlemini ve depremin episantr yerini göstermektedir. Aktif faylar Walker ve Jackson (2002)'den alınmıştır. Gerilmedeki artım ve azalım sırasıyla kırmızı ve mavi renklerle temsil edilmiştir.

Gerilme değişimleri son olarak 2005 Zarand depremi fay düzlemine (doğrultu=260°, eğim=60° ve rake=104°) paralel düzlemler üzerinde hesaplanmıştır (şekil 3.45). şekil 3.45'deki gerilme değişimleri hesaplanırken 2005 Zarand depremi episantırının hemen kuzeyinde 1977'de meydana gelen Bob-Tangol ve Gowk fayı üzerinde meydana gelen 1981 Golbaf ve Sirch, 1989 Güney Golbaf ve 1998 Fandoğa depremleri kaynak fay olarak tanımlanmıştır. şekil 3.45 gerilme değişimlerinin 9 km derinliğindeki durumunu göstermektedir. 2005 Zarand depremi fay düzleminin gerilme artışının gözlendiği lobun olduğu alanda yer alması ve yaklaşık 0.2 barlık bir gerilme yüküne maruz kalmış olması dikkat çekicidir.

Bu durumda 2005 Zarand depreminin geğmiş depremsellikten dolayı tetiklenmiş olabileceği öne sürülebilir.

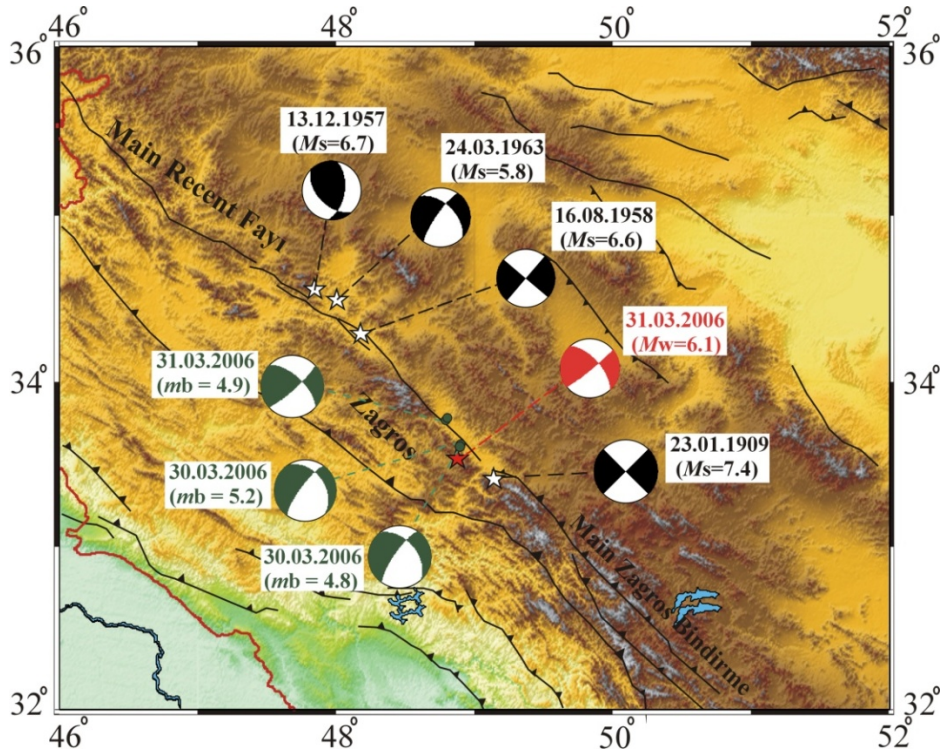


şekil 3.45. Kerman bölgesinde ve Gowk fayı üzerinde 1977'den bu yana meydana gelen ($M_w \geq 5.5$) depremlerden dolayı 22 şubat 2005 Zarand depremi fay düzlemine (doğrultu=260°, eğim=60° ve rake=104°) paralel düzlemler üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimlerinin 9 km derinliğindeki durumu. Yeşil çizgi ve sarı yıldızlar sırasıyla kaynak fay düzlemleri ve episantır yerlerini, mor çizgi ve mor yıldız ise sırasıyla alıcı fay düzlemini ve depremin episantır yerini göstermektedir. Aktif faylar Walker ve Jackson (2002)'den alınmıştır. Gerilmedeki artım ve azalım sırasıyla kırmızı ve mavi renklerle temsil edilmiştir

3.6. 31 Mart 2006 Silakhor (Dorud) Depremi ($M_w=6.1$) Sonlu-Fay Analizi

3.6.1. 31 Mart 2006 Silakhor depremi ($M_w=6.1$)

31 Mart 2006 Silakhor depremi ($M_w=6.1$) İran'ın Zagros bölgesinde meydana gelmiştir (Bkz. Şekil 3.1). Borujerd, Dorud, Chalan-Chulan ve Darbe Astaneh olarak da adlandırılan depremde herhangi bir yüzey kırığı gözlenmemesine rağmen (Ghods vd., 2012) Main Recent Fayına (MRF) paralel ve çok yakın Dorud fayı boyunca bazı çatlaklar gözlenmesi ve Dorud fay zonu üzerinde yer alan tüm köylerin yıkılması 2006 Silakhor depremine sebep olan fayın KB-GD doğrultulu, yaklaşık 100 km uzunluğunda Dorud fayı olduğunu ortaya koymuştur (Ramazi ve Hosseinnejad, 2009).



Şekil 3.46. Main Recent Fay'ın 31 Mart 2006 Silakhor kaynak bölgesi civarında meydana gelmiş önemli depremleri gösteren harita. Beyaz yıldızlar ve siyah-beyaz plaj topları sırasıyla bölgede meydana gelen $M \geq 5.5$ olan depremlerin yaklaşık episantir yerlerini ve odak mekanizmalarını, kırmızı yıldız ve kırmızı-beyaz plaj toplarıyla 2006 Silakhor depremi episantir yeri ve odak mekanizmasını, yeşil daireler ve yeşil-beyaz plaj toplarıyla ise 2006 Silakhor depremi öncü ve artçı depremlerine ait yaklaşık episantir yerlerini ve odak mekanizmalarını göstermektedir. Öncü ve artçı depremlere ait kaynak mekanizma çözümleri Ghods vd. (2012)'den, faylar Hessami vd. (2003) 'den alınmıştır

Aktif bir fay zonunun parçası olan Dorud fayı ayrıca 23 Ocak 1909 Lurestan depremine sebep olan fay olarak da bilinmektedir (Ramazi ve Hosseinnejad, 2009). Birkaç aktif fay (Piranshahr fayı, Nahavand fayı, Main Zagros Bindirme, Dorud fayı vs.) içeren bu zon her yıl küçük ve orta büyüklükte birçok deprem üretmektedir. KB-GD doğrultulu bu faylar Zagros ve Orta İran arasındaki jeolojik sınırı da işaret etmektedir (Ramazi ve Hosseinnejad, 2009). Bu sınır zonu üzerinde büyük ölçekli depremlerin tekrarlama periyodu çok uzun iken küçük ve orta büyüklükte bir depremin tekrarlama periyodu çok kısadır (yilda birkaç deprem). Buna göre 23 Ocak 1909 Lurestan depreminden bu yana yüz yılı aşkın süredir bu zon üzerinde $M \geq 7.0$ olan büyük bir deprem meydana gelmemiştir.

MRF'ye yakın 2006 Silakhor depreminin episantr koordinatları ve odak derinliği USGS tarafından sırasıyla $33.50^{\circ}\text{K}-48.78^{\circ}\text{D}$ ve 10 km olarak verilmiştir (Şekil 3.46, Tablo 3.21). Sağ-yanal doğrultu atımlı MRF boyunca (Dorud segmenti) meydana gelen Silakhor depremi öncesinde $m_b=4.8$ (30 Mart 2006, 16:17) ve $m_b=5.2$ (30 Mart 2006, 19:36) olan göreceli olarak büyük iki öncü deprem ve ana şok sonrasında $m_b=4.7$ (31 Mart 2006, 01:30) ve $m_b=4.9$ (31 Mart 2006, 11:54) olan iki artçı deprem meydana gelmiştir (Şekil 3.46) (Rezapour, 2009; Hamzehloo vd., 2009; Ghods vd., 2012). Deprem öncesinde nispeten büyük iki öncü depremin meydana gelmesi, bölgedeki kötü yapı kalitesi ve nüfus yoğunluğunun çok olmasından dolayı yaşanacak can kayıplarının çok düşük olmasına olanak sağlamıştır. Silakhor ovasında yaklaşık 300 köyün ciddi şekilde etkilendiği depremde 68 kişi hayatını kaybetmiş, yaklaşık 2000 kişi yaralanmıştır (Hamzehloo vd., 2009). Orta büyüklükte bir deprem için *öncü deprem- ana şok-artçı deprem serisi* alışılmışın dışında bir durumdur. Bu nedenle önemli öncü deprem aktivitesi içermesi ve orta büyüklükteki deprem ile ilişkilendirilebilecek artçı depremden daha büyük artçı deprem oluşturması bu depremi ilginç kılan önemli özelliklerdir.

2006 Silakhor depreminin birçok araştırmacı ve sismoloji merkezi tarafından değişik veriler kullanılarak kaynak mekanizma ve sonlu-fay çözümleri yapılmıştır (Tablo 3.21).

Tablo 3.21. 31 Mart 2006 Silakhor depreminin kaynak parametreleri. ¹InSAR (homojen kayma), ²InSAR (değişken kayma), ³Peyret (2008)'de bahsedilen James Jackson'ın cisim dalgası ters çözümü, ⁴P dalgalarının polarite verisi, ⁵ Dalga şekli modellemesi, ⁶ Strong Motion modelleme

	Enlem (°)	Boylam (°)	Derinlik (km)	Mo ($\times 10^{18}$ Nm)	Doğrultu (°)	Eğim (°)	Rake (°)
USGS	33.50	48.78	10	1.00	314	54	180
HRV	33.69	48.78	12	1.71	313	78	-174
IEES	30.76	48.91	14.1	-	307	67	-48
Peyret vd. (2008) ¹	-	-	5	1.70	320	60	180
Peyret vd. (2008) ²	-	-	5	1.58	320	60	180
Peyret vd. (2008) ³	-	-	6	1.52	318	63	6
Rezapour (2009) ⁴	-	-	-	-	310	46	171
Hatami vd. (2009) ⁵	-	-	20	7.01	320	72	179
Hamzelo vd. (2009) ⁶	-	-	12	-	315	74	-159

Bütün bu çözümler kuzeydoğuya eğimli baskın olarak sağ-yanal doğrultu atımlı faylanmayı işaret etmektedir. Rezapour (2009) ana şok odak mekanizması ve eş yer hareketi ivmesi eğrilerden yararlanarak ana şok kırığının tek yönlü bir kırılma olduğunu ve kırılma zonunun güneydoğu kenarından başlayarak kuzeybatıya doğru tek yönlü olarak yayıldığını önermiştir. Peyret vd. (2008) InSAR verilerini kullanarak 2006 Silakhor depremini modellemiş ve yüzeyde 12 cm yatay yer değiştirmeler ile 4 km derinlikte yaklaşık 1 metrelik bir kayma elde etmiştir. 2006 Silakhor depremi öncesi yüzyıl içinde MRF'nin farklı segmentleri üzerinde beş yıkıcı deprem meydana gelmiştir (Şekil 3.46) (Tablo 3.22). Bu depremlerin ilki 23 Ocak 1909 Lurestan depremi ($M_s=7.4$), ikincisi 13 Aralık 1957 Farsineh depremi ($M_s=6.7$), üçüncüsü 16 Ağustos 1958 Firuzabad depremi ($M_s=6.6$) ve dördüncüsü 1963 Karkhaneh depremidir ($M_s=5.8$).

Tablo 3.22. Silakhor bölgesinde 1900-2010 yılları arasında meydana gelen nispeten büyük depremler. ¹Ambraseys ve Melville (1982); ²USGS (2006)

No	Tarih	Saat (GMT)	Enlem-Boylam (°)	Büyüklik	Depremin Adı
1	23.01.1909 ¹	02:48:00	33.41-49.13	7.4 (M_s)	Lurestan
2	13.12.1957 ¹	01:45:00	34.58-47.82	6.7(M_s)	Farsineh
3	16.08.1958 ¹	19:13:44	34.30-48.17	6.6(M_s)	Firuzabad
4	24.03.1963 ¹	12:44:00	34.50-48.02	5.8(M_s)	Karkhaneh
5	31.03.2006 ²	01:17:01	33.50-48.78	6.1(M_w)	Silakhor

MRF üzerinde geçmişte meydana gelmiş iki büyük deprem olan 1909 Lurestan ve 1958 Firuzabad depremleri arasında yer alan 2006 Silakhor depremi, MRF boyunca

meydana gelen yıkıcı en son deprem olup 1909 ile 1958 depremleri arasındaki büyük sismik boşluğun bir kısmını doldurmuştur. Peyret vd. (2008) tarafından söz konusu sismik boşluğun kırılmayan kısmının gelecekte magnitüdü 7'ye varan bir deprem ile kırılabileceği öne sürülmektedir. Bu açıdan bu depreme ait kayma dağılım modelinin elde edilmesi ve gerek bu depremden dolayı gerekse yukarıda sözü geçen depremlerden dolayı komşu faylar üzerinde oluşan gerilme değişimlerinin ortaya koyulması gelecekte söz konusu büyük bir depremin hangi segmentler üzerinde meydana geleceği açısından büyük önem taşımaktadır.

3.6.2. Telesismik veri ve sonlu-fay modeli

31 Mart 2006 Silakhor depremi sonlu-fay ters çözümünde episantral uzaklıkları 30° ile 90° arasında değişen 13 istasyondaki geniş-bant P dalga şekli ile 16 istasyondaki geniş-bant SH dalga şekli kullanılmıştır. Ters çözüm için kullanılan telesismik istasyonların listesi Tablo 3.23'de, azimutal dağılımları ise Şekil 3.47'de verilmiştir.

Tablo 3.23. 31 Mart 2006 Silakhor depreminin ters çözümünde kullanılan telesismik istasyonlar ve bu istasyonlardan elde edilerek ters çözümde kullanılan dalga türleri

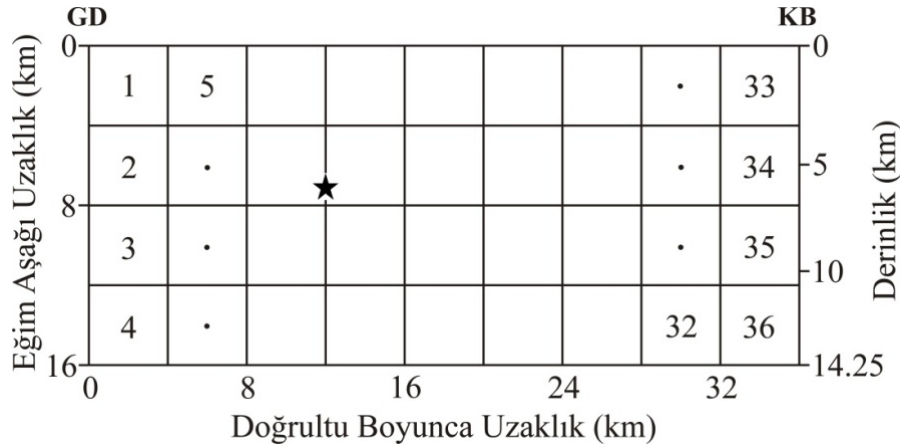
İstasyon	Enlem (°)	Boylam (°)	Uzaklık (°)	Azimut (°)	Faz
COLA	64.874	-174.862	80.75	7.04	P
KDAK	57.782	152.583	86.97	11.22	SH
BILL	68.065	166.452	68.45	20.84	SH
TIXI	71.649	128.866	55.31	22.18	P
MA2	53.023	158.650	67.15	32.51	SH
YAK	61.010	129.430	56.70	33.66	SH
YSS	46.950	142.750	68.66	46.97	SH
ULN	47.865	107.052	45.26	53.40	P,SH
MAJO	36.546	138.204	70.41	58.51	SH
INCN	37.483	126.633	61.63	61.84	P,SH
TATO	24.975	121.488	62.76	76.77	P
DAV	7.087	125.574	75.09	91.32	P
KMBO	-1.126	37.252	36.29	199.73	SH
TSUM	19.202	17.583	60.52	214.19	SH
PAB	39.545	-4.350	42.50	294.08	P,SH
GRFO	49.691	11.221	31.95	311.82	P
ESK	5.317	-3.205	41.74	317.68	P,SH
KONO	59.649	9.598	36.57	327.60	P,SH
KEV	69.755	27.006	38.20	348.01	P,SH
LVZ	67.897	34.651	35.39	350.81	P,SH
KBS	78.915	11.938	47.94	351.07	P,SH

P ve SH dalga şekilleri alet tepkileri giderildikten sonra verilerin karmaşıklığı ve yüksek frekans içeriği dolayısıyla, 0.01-0.5 Hz frekans aralığında Butterworth bant geçişli filtre kullanılarak filtrelenmiş ve 0.20 sn örnekleme aralığı ile tekrar örneklenmiştir. Ters çözümde hız kayıtları kullanılmış olup P ve SH dalga şekillerinin her ikisi içinde 30 sn'lik kayıt uzunluğu seçilmiştir. Bu kayıt uzunluğu, depremin büyüklüğü ve dalga şekilleri dikkate alındığında kaynak bağlantılı yer hareketinin tümünü kapsayacak bir uzunluktur.



Şekil 3.47. 31 Mart Silakhor depremi sonlu-fay ters çözümünde kullanılan telesismik istasyonların azimutal dağılımı. Yıldız depremin episantrını göstermektedir

2006 Silakhor depremi sırasındaki kırılmayı temsil etmek için daha önce yapılmış olan ters çözüm çalışmaları dikkate alınarak 36kmx16km'lik dikdörtgen şekilli tek segmentli bir fay düzlemi seçilmiş (Şekil 3.48) ve fay düzlemi 4kmx4km boyutlarında 36 adet kare şeklinde (doğrultu boyunca 9, eğim aşağı 4) fay parçasına bölünmüştür. Fay düzleminin doğrultusu, eğimi ve rake açısı sırasıyla 318°, 63° KD ve 174° olarak alınmıştır (Tablo 3.21, Peyret vd. (2008)'in mekanizma çözümü). Fay düzleminin üst kenarı yüzeye karşılık gelecek şekilde Rezapour (2009) tarafından belirtilen kabuk yapısı içine yerleştirilmiştir (Tablo 3.24). Bu şekilde, model fay düzlemi yüzeyden 14.25 km derinliğine kadar uzanmaktadır (Şekil 3.48). USGS tarafından verilen episantr koordinatları (33.50°K-48.78°D) kırılmanın başlangıç noktası olarak alınmıştır. Buna göre episantr noktasının kullanılan fay modeli üzerine izdüşümü 7 km'ye karşılık gelmektedir (Şekil 3.48).



Şekil 3.48. 31 Mart 2006 Silakhor depremi için kullanılan sonlu-fay modeli. Siyah yıldız depremin odağını göstermektedir

Başlangıç kırılma hızı, fay parçası sentetik sismogramlarının hesaplanmasında kullandığımız kabuksal hız yapısının en üst iki tabakası içindeki ortalama makaslama dalga hızının %85'ine karşılık gelen 2.8 km/s olarak alınmıştır.

Tablo 3.24. 31 Mart 2006 Silakhor depremi ters çözümde kullanılan kabuksal hız yapısı (Rezapour, 2009)

Kalınlık (km)	V_P (km/s)	V_S (km/s)	ρ (gr/cm ³)
6.0	5.40	3.12	2.80
14.0	5.90	3.14	3.30
18.0	6.30	3.64	3.30
46.0	6.50	3.76	3.30
-	8.05	4.65	3.30

Modellemede 5 zaman penceresi kullanılmış ve her bir zaman penceresi içinde yükselim-zaman fonksiyonu 0.5 sn yükselim ve 0.5 sn düşüme sahip üçgen ile temsil edilmiştir. Bir zaman penceresinin bitiminden diğer zaman penceresi başlatılarak zaman pencereleri birbiri ile örtüştürülmemiştir. Böylece fay düzlemi üzerindeki her bir noktada toplam 5 sn'lik kayma yükselim zamanına olanak sağlanmıştır.

3.6.3. Modelleme sonuçları ve tartışma

Daha önceki tüm modellemelerde yaptığımız gibi, ilk olarak P dalga şekli yer değiştirme kayıtları ile birçok ters çözüm denemesi yapılmış ve sentetik P dalga şekilleri gözlenmişlerle karşılaştırılmıştır. Tek segmentli 36kmx16km boyutlarında KD' ya eğimli bir fay düzlemi kullanılarak yapılan bu ters çözüm denemeleri

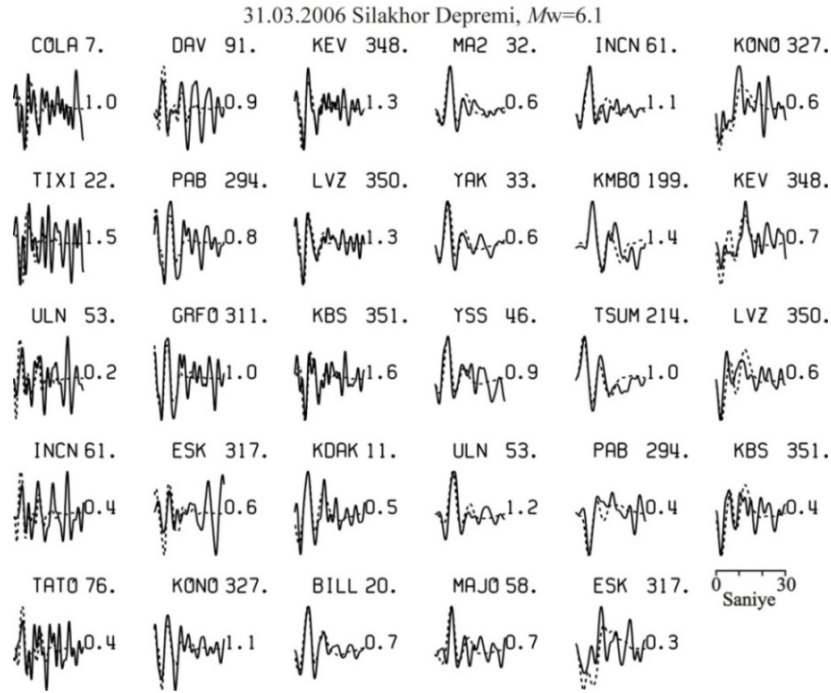
sonucunda sentetik ve gözlenmiş dalga şekilleri hemen hemen tüm istasyonlarda tatmin edici bir uyum sağlamıştır. Daha sonra P dalga şekillerine SH dalga şekilleri de eklenerek hız kayıtları ile değişik rake ve kırılma hızları için ters çözüm denemeleri yapılmıştır (Tablo 3.25). Bu denemeler sonucunda $\|b-Ax\|$ (her bir ters çözüm için hataların Euclid normları) ve varyans değerleri, veriye en iyi uyumun 174° rake açısı ve 2.8 km/sn kırılma hızı için elde edildiğini önermektedir. Tablo 3.25’de Model SM1 olarak adlandırılan bu kayma dağılım modeli çalışmada 2006 Silakhor depremi kırılmasını temsil eden kayma modeli olarak tercih edilmiştir.

Tablo 3.25. 31 Mart 2006 Silakhor depremi için yapılan sonlu-fay ters çözüm denemeleri

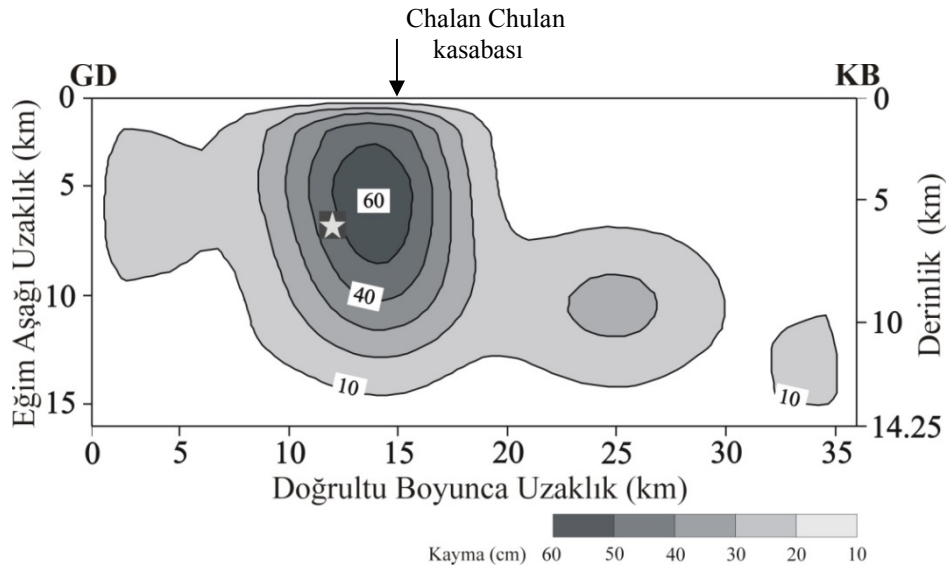
Model	Doğrultu (°)	Eğim (°)	Rake (°)	Kırılma Hızı (km/sn)	Moment (dyn.cm)	$\ b-Ax\ $	Varyans	Kayma Miktarı (cm)
SM1	318	63	174	2.8	2.77×10^{25}	19.08	0.08419205	60
SM2	318	63	180	2.8	2.70×10^{25}	19.18	0.08515565	70
SM3	318	63	170	2.8	2.74×10^{25}	19.14	0.08472238	65
SM4	318	63	174	2.9	2.70×10^{25}	19.15	0.08479133	56
SM5	318	63	174	3.0	2.58×10^{25}	19.23	0.08550125	52
SM6	318	63	-174	2.8	2.74×10^{25}	19.32	0.08636335	70
SM7	318	63	6	2.8	1.68×10^{25}	22.67	0.11888250	58
SM8	318	63	90-180	2.8	2.92×10^{25}	19.34	0.08680335	65
SM9	318	63	100-(-170)	2.8	2.91×10^{25}	19.27	0.08625619	65

Çalışmada tercih edilen SM1 modeli için hesaplanan dalga şekilleri ile gözlenmiş dalga şekillerinin karşılaştırılması Şekil 3.49’da ve bu modelden elde edilen sonlu fay kayma dağılımı modeli ise Şekil 3.50’de verilmiştir. Şekil 3.49 sentetik-gözlenmiş dalga şekli uyumunun tatmin edici olduğunu önermektedir.

Tercih edilen kayma modeli depremin, en büyük kayma değeri 60 cm olan tek bir fay pürüzünün kırılması ile oluştuğunu ve kırılmanın odakta çoğunlukla KB yönünde yayıldığını önermektedir. Odak fay pürüzünün en büyük kayma bölgesinin hemen güneydoğusunda yerleşmiştir. Diğer bir dikkat çekici özellik de fay pürüzünden KB’ya doğru uzanan derinde kalmış düşük kayma (20 cm) lobudur.



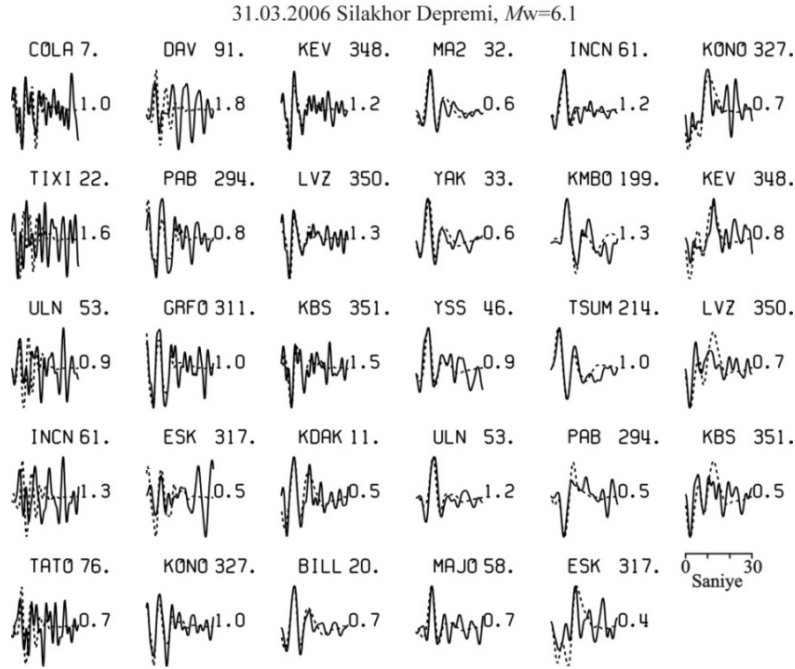
Şekil 3.49. Tercih edilen model için (Tablo 3.25’de Model SM1) yapılan ters çözüm sonucu elde edilen sentetik dalga şekilleri (kesikli çizgi) ile gözlenmiş dalga şekillerinin (sürekli çizgi) karşılaştırılması. İstasyon ad ve azimutları her bir sentetik-gözlenmiş dalga şekli çiftinin üzerinde verilmiştir. Dalga şekli çiftinin sağındaki sayı sentetik/gözlenmiş dalga şekli genlik oranını göstermektedir



Şekil 3.50. 31 Mart 2006 Silakhor depremi için tercih edilen ters çözüm denemesinden (Tablo 3.25’de Model SM1) elde edilen kayma dağılım modeli. Kayma 10 cm aralıklarla konturlanmış ve sadece 10 cm’den büyük kaymalar çizilmiştir. Yıldız depremin odağını göstermektedir

Sabit rake açısı kullanarak yapılan ters çözüm denemelerinde SM1 modeli final modeli olarak seçilmesine rağmen çeşitli araştırmacılar tarafından yapılan kaynak mekanizma çalışmalarının ters veya normal atım bileşen içermesi (Tablo 3.21)

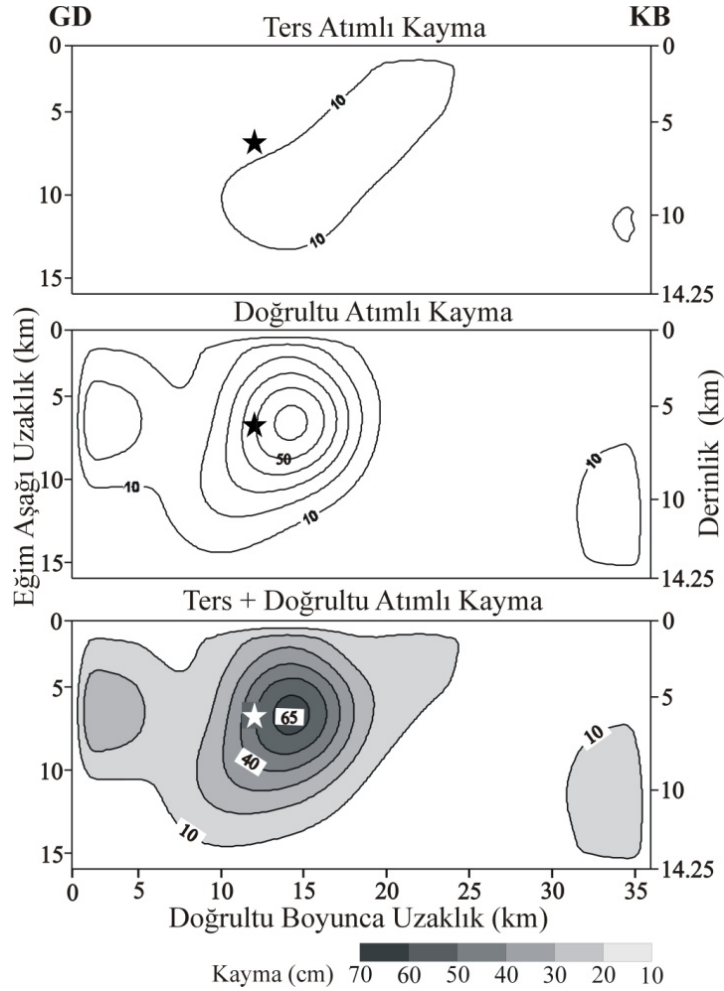
nedeniyle rake açısının 90° ile 180° ve 100° ile -170° arasında serbest bırakıldığı iki ters çözüm denemesi daha yapılmıştır (Tablo 3.25, Model SM8 ve SM9). Örnek olarak rake açısının 90° ile 180° arasında serbest bırakıldığı ters çözüm denemesine ait sentetik dalga şekilleri ile gözlenmiş dalga şekillerinin karşılaştırılması ve kayma dağılım modeli sırasıyla Şekil 3.51 ve 3.52’de gösterilmiştir.



Şekil 3.51. 31 Mart 2006 Silakhor sonlu-fay ters çözümünde Model SM8 (Tablo 3.25) için hesaplanan sentetik dalga şekilleri (kesikli çizgi) ile gözlenmiş dalga şekillerinin (sürekli çizgi) karşılaştırılması. İstasyon ad ve azimutları her bir sentetik-gözlenmiş dalga şekli çiftinin üzerinde verilmiştir. Dalga şekli çiftinin sağındaki sayı sentetik/gözlenmiş dalga şekli genlik oranını göstermektedir

Rake açıları serbest bırakılarak yapılan ters çözüm denemesinde elde edilen kayma modeli sabit rake açılı Model SM1 ile büyük benzerlik göstermektedir. En önemli fark KB’ya uzanan büyük pürüzün derin lobunun kaybolmasıdır. Buda söz konusu derin lobun bir ters çözüm suni oluşumu olabileceğini düşündürmektedir. Ancak, 2006 Silakhor depremi final kayma dağılım modeli (Model SM1) Peyret vd. (2008) tarafından InSAR verileri kullanılarak elde edilen kayma dağılım modeli ile karşılaştırıldığında her iki modelin oldukça benzeştikleri görülmüştür. Peyret vd. (2008) 1 metreyi aşan kayma değeri ile odağın hemen KB’sında büyük bir pürüz tanımlarken bu büyük pürüzün hemen KB’sında da daha derinde yaklaşık 50 cm kayma değeriyle küçük bir pürüzün varlığını ortaya koymuştur. Buda Model SM1’de ters çözüm suni oluşumu olabileceği düşünülen kaymanın gerçek kayma olabileceği

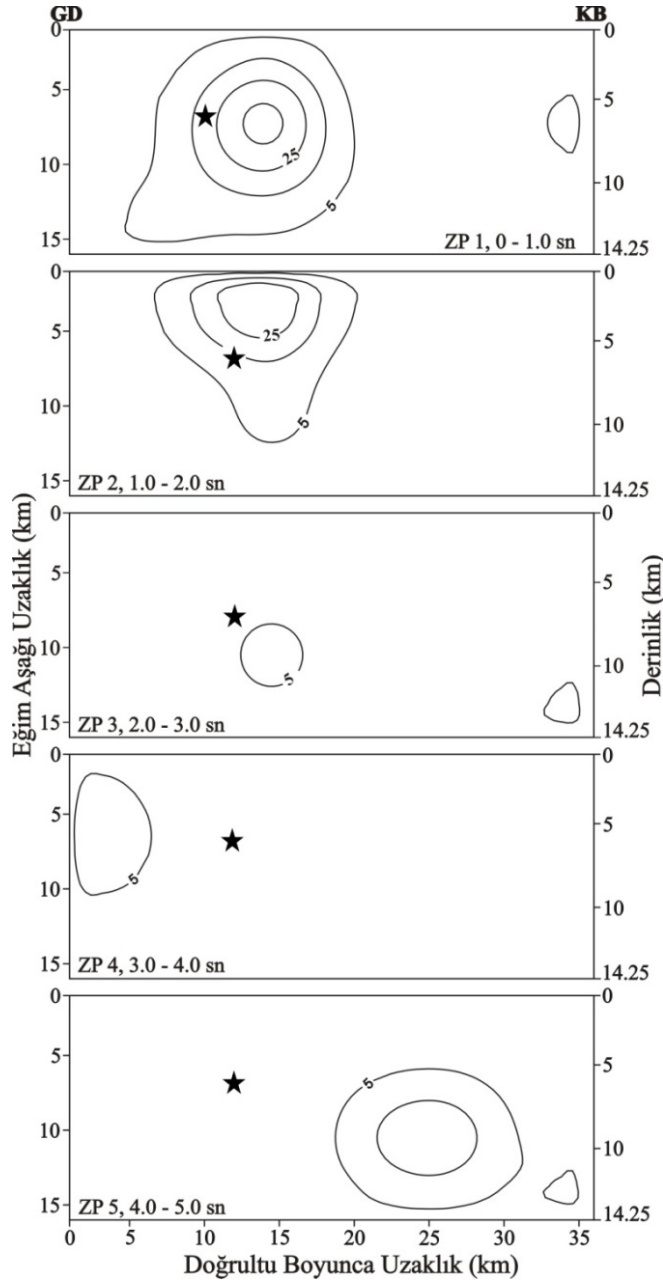
düşüncesini desteklemiştir. Ayrıca Şekil 3.52, düşey atım bileşenlerinin kaymaya katkılarının önemsenmeyecek derece küçük olduğunu ve depremin tamamen sağ-yanal faylanma sonucu oluştuğunu önermektedir. Dalga şekilleri incelendiğinde ise sentetik dalga şekilleri ile gözlenmiş dalga şekillerinin uyumunun SM1 modelinden çok farklı olmadığı görülmektedir.



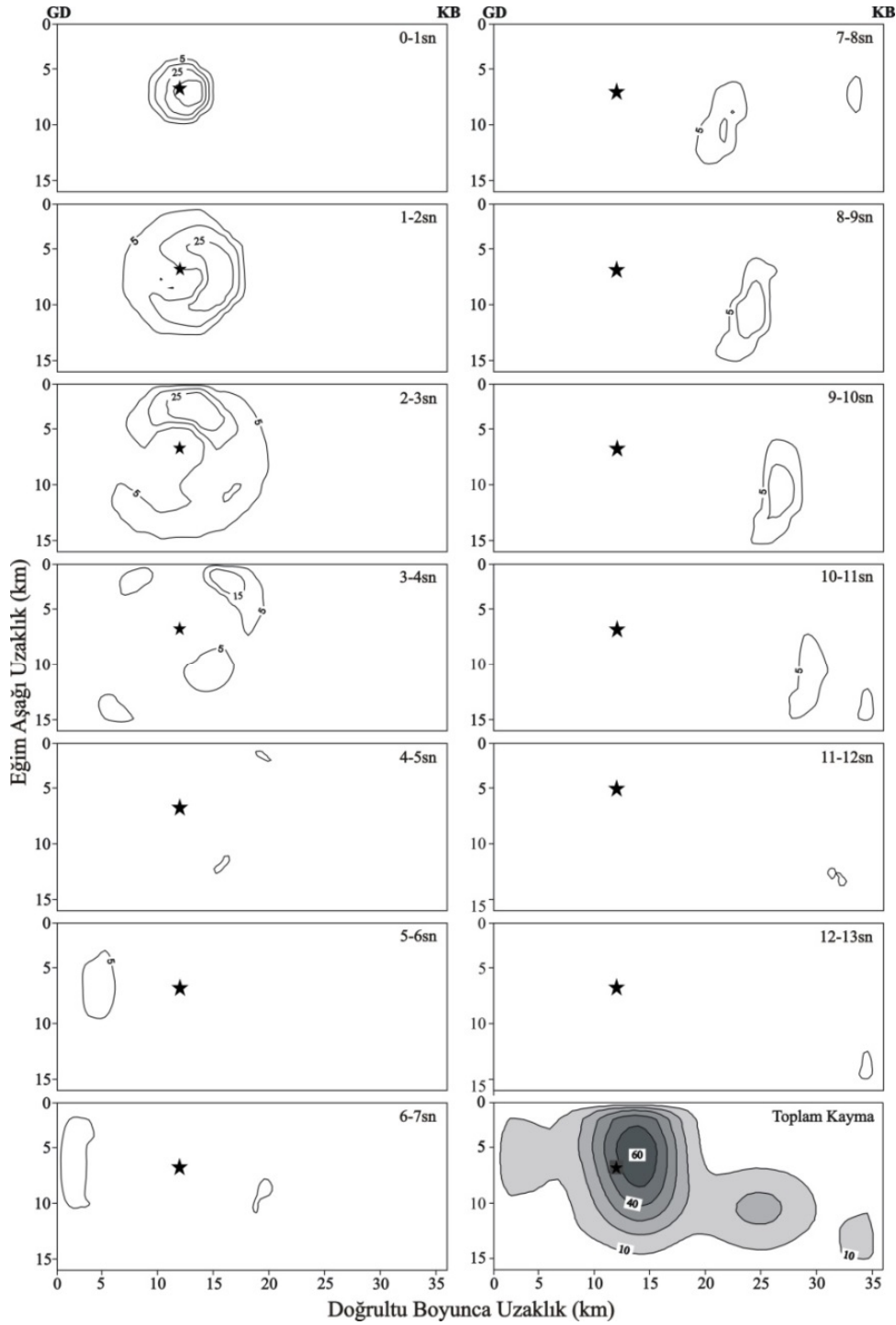
Şekil 3.52. 31 Mart 2006 Silakhor depreminde Model SM8 (Tablo 3.25) için elde edilen kayma dağılımı modeli. Alttaki şekil toplam kayma dağılımı, ortadaki şekil kaymanın doğrultu atım bileşenini, üstteki şekil ise kaymanın ters atım bileşenini göstermektedir. Kayma 10 cm aralıklarla çizilmiştir ve 10 cm'den büyük kayma değerleri konturlanmıştır. Siyah yıldız depremin odağını temsil etmektedir

Böylelikle tüm bu ters çözüm denemeleri ve kullanılan verilerin çözünürlüğü dikkate alındığında Model SM1, 2006 Silakhor depreminin çalışmadaki kayma dağılımı modeli olarak benimsenmiştir. Şekil 3.53, ters çözümde kullanılan zaman penceresi yaklaşımının sonuçlarını göstermektedir. Her bir pencere içinde verilen zaman dilimi en büyük hızdaki (2.8 km/s) kırılma cephesinin geçişinin ardından karşılık geldiği

zaman aralığını göstermektedir. Her bir penceredeki kayma dağılımları en hızlı kırılma cephesinin ardından belirtilen zaman aralığı içinde tüm kırılma düzlemi üzerindeki kaymayı temsil etmektedir. Toplam kaymanın büyük çoğunun ilk iki zaman penceresi içinde gerçekleşmesi 2006 Silakhor depremi için 2 saniyelik bir yükselim zamanına işaret etmektedir.



Şekil 3.53. 31 Mart 2006 Silakhor depremi için zaman penceresi analizi sonuçları. Her bir zaman penceresininin 2.8 km/sn hızlı kırılma cephesinin geçişi ardından temsil ettiği zaman aralığı şekillerin içinde verilmiştir. Kayma 10 cm aralıklarla çizilmiştir ve 5 cm'den büyük kayma değerleri konturlanmıştır. Siyah yıldız depremin odağını göstermektedir



Şekil 3.54. 31 Mart 2006 Silakhor depremi kırılmasının 1 saniyelik zaman aralıkları ile verilen uzay-zaman ortamındaki ilerleyişi. Kayma 10 cm aralıklarla çizilmiştir ve 5 cm'den büyük kayma değerleri konturlanmıştır. Siyah yıldız depremin odağını göstermektedir

Kırılmanın uzay-zaman evrimi incelendiğinde ise (Şekil 3.54), kırılmanın odakta başladığı, sabit kırılma hızı (2.8 km/sn) ile dairesel olarak ve çoğunlukla KB yönünde 3 sn ilerlediği ve ardından kırılmanın göreceli olarak bir duraklama evresine girdiği ve daha sonra hızını düşürerek KB ya doğru derinde düşük kayma genlikli

olarak ilerlediği açıkça görülmektedir. Toplam kırılma 11 saniyede gerçekleşmiştir. Ancak, büyük pürüzün KB'ya uzanan derindeki lobunun yukarıda anlatıldığı gibi bir ters çözüm suni oluşumu olma olasılığı dikkate alınırsa kırılmanın toplamda 7 sn sürdüğü iddia edilebilir.

3.7. 31 Mart 2006 Silakhor Depremi ile Bölgede Aletsel Dönemde Meydana Gelen depremler Arasındaki Gerilme İlişkisi

3.7.1. Coulomb gerilme ilişkisi modellemesinde incelenen depremler

2006 Silakhor depreminin meydana geldiği MRF boyunca yüz yılı aşkın bir sürede birçok önemli deprem meydana gelmiştir (Şekil 3.46; Tablo 3.22) (Ambraseys ve Mellville, 1982; Mirzaei ve Gheitanchi, 2002). Bu depremlerin ilki 23 Ocak 1909 Lurestan ($M_s=7.4$) depremi bu bölgede meydana gelen en büyük depremdir. Bu depremde 64 köy tamamen yıkılmış, 6000-8000 civarında insan yaşamını yitirmiştir (Ambraseys ve Moinfar, 1973; Ambraseys ve Moinfar, 1974a; Mani ve Mirzaei, 2002). Yaklaşık 45 km uzunluğunda bir yüzey kırığı üreten (Talebian ve Jackson, 2002) 1909 Lurestan depremi için yapılan saha gözlemleri kırık boyunca 2 metreye varan ortalama yer değiştirmeler ortaya koymuştur (Ambraseys ve Melville, 1982).

İkinci önemli deprem 13 Aralık 1957 Farsineh (Farsinaj) depremidir ($M_s=6.7$). Sahneh fayı üzerinde en az 25 km uzunluğunda yüzey kırığı oluşturan depremde yaklaşık 1200 kişi yaşamını yitirmiş, 900 kişi yaralanmış ve 15000 kişi evsiz kalmıştır. Bu depremden yaklaşık 8 ay sonra 16 Ağustos 1958 Firuzabad (Nehavand) depremi ($M_s=6.6$) meydana gelmiştir. Deprem kuzeybatı-güneydoğu yönlü yaklaşık 20 km uzunluğunda yüzey kırığı üretmiştir (Ambraseys ve Moinfar, 1974b; Mirzaei ve Gheitanchi, 2002). Bölgede meydana gelen dördüncü önemli deprem sağ-yanal doğrultu atımlı 24 Mart 1963 Karkhaneh (Kangavar) depremidir ($M_s=5.8$). 1958 Firuzabad depremi ile aynı fay üzerinde meydana gelen deprem 1957 Farsineh ve 1958 Firuzabad depremi arasındaki sismik boşluğu doldurmuştur (Ambraseys ve Moinfar, 1973; Mani ve Mirzaei, 2002). MRF'nin Dorud segmenti üzerinde meydana gelen beşinci ve son deprem 31 Mart 2006 Silakhor depremi ise iki büyük tarihsel deprem olan 1909 Lurestan ve 1958 Firuzabad depremleri arasındaki sismik

boşluğun bir kısmını doldurmuştur (Sepahvand vd., 2012). Bu açıdan, MRF üzerinde meydana gelen depremlerin gerilme değişimleri açısından tetiklenip tetiklenmediğinin araştırılması ilginçlik arz etmektedir.

3.7.2. Gerilme ilişkisi modellemesi sonuçları ve tartışma

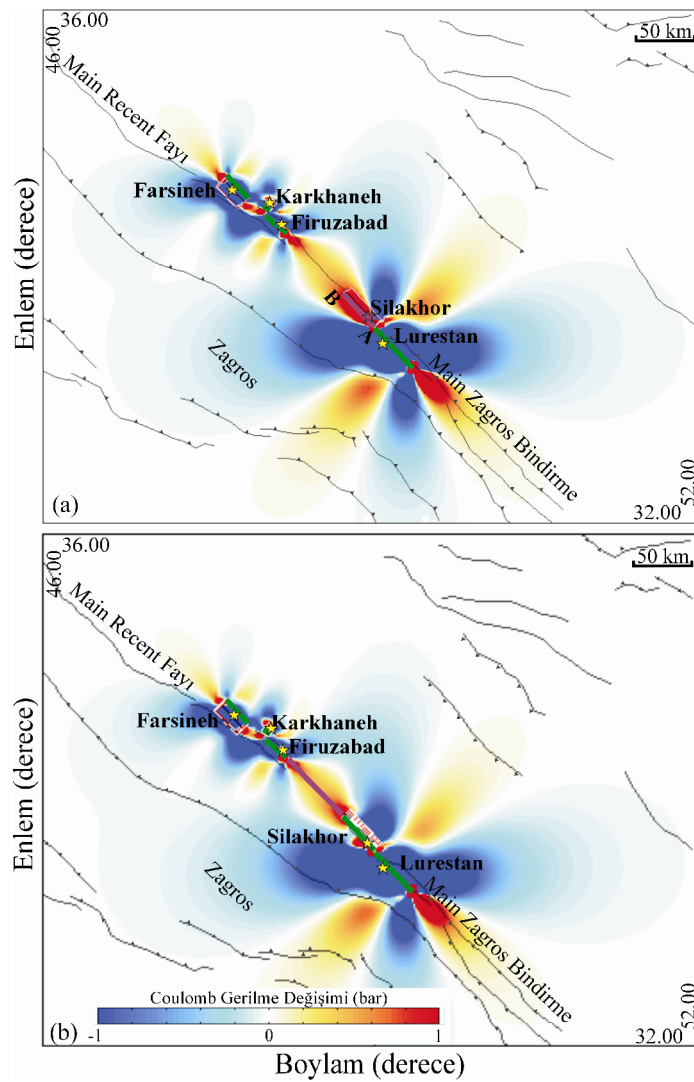
Coulomb gerilme değişimi modellemesinde kaynak fay veya alıcı fay olarak seçilen depremlere yukarıda kısaca değinilmiş ve bu depremler için kullanılan kırılma parametreleri (doğrultu, eğim, rake, fay uzunluğu ve genişliği ile kayma miktarı değerleri) Tablo 3.26’da verilmiştir. Coulomb gerilme değişim modeli hesaplarında 1909 Lurestan depremi zaman başlangıcı olarak seçilmiştir. Tüm gerilme değişim hesaplarında, sürtünme katsayısı 0.4, Poisson oranı ortalama değer olan 0.25 ve Young’s modülü 8×10^5 bar olarak alınmıştır (King vd., 1994).

Tablo 3.26. Silakhor bölgesinde Coulomb gerilme değişimi modellemesi için seçilen depremlerin (Ambraseys ve Moinfar, 1973; Talebian ve Jackson, 2002) kırılma parametreleri. ¹Ambraseys ve Melville (1982), ²Wells ve Coppersmith (1994) ampirik bağıntılar, ³Ambraseys ve Moinfar (1973), ⁴Çalışmada elde edilen kayma dağılımı modeli

Tarih	Enlem-Boylam (°)	Büyükölç	Doğrultu (°)	Eğim (°)	Rake (°)	Fay Uzunluğu (km)	Fay Genişliği (km)	Kayma Miktarı (m)
23.01.1909 Lurestan	33.41-49.13	7.4 M_S	135	90	180	45	25	2.0 ¹
13.12.1957 Farsineh	34.58-47.82	6.7 M_S	136	50	50	25 ²	15 ²	0.5 ²
16.08.1958 Firuzabad	34.30-48.17	6.6 M_S	130	90	180	20	19 ²	0.5 ²
24.03.1963 Karkhaneh	34.50-48.02	5.8 M_S	314	52	-165	5 ²	6 ²	0.3 ³
31.03.2006 Silakhor	33.50-48.78	6.1 M_w	318	63	174	36 ⁴	16 ⁴	Kayma modeli ⁴

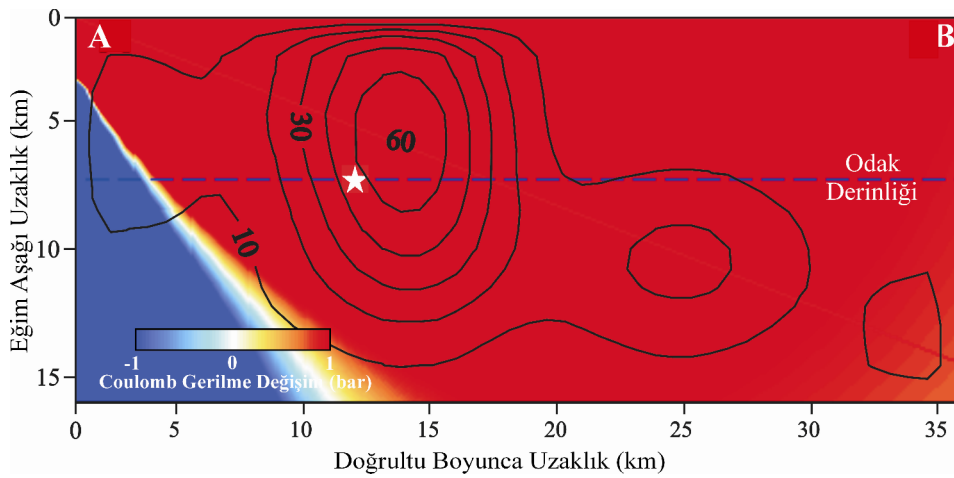
Daha önce de değinildiği gibi 2006 Silakhor depremi, 1958 Firuzabad ve 1909 Lurestan depremleri arasındaki sismik boşlukta meydana gelmiştir. 2006 Silakhor depremi öncesi ve sonrası bu sismik boşluk üzerindeki gerilme değişimlerinin 7 km derinlikteki (2006 Silakhor depremi odak derinliği) görüntüsü sırasıyla Şekil 3.55 (a) ve (b)’de gösterilmiştir. Söz konusu sismik boşluk için fay doğrultu ve eğiminin 2006 Silakhor depremi ile benzer olduğu varsayılarak (doğrultu: 318°, eğim: 63°, rake: 174°) bu düzleme paralel düzlemler üzerinde gerilme değişimleri hesaplanmıştır.

Buna göre Şekil 3.55 (a) incelendiğinde söz konusu sismik boşluğun tamamının, 2006 Silakhor depremi öncesi meydana gelen depremlerden dolayı gerilme yüklemesi altında olduğu açıkça görülmektedir. 2006 Silakhor depremi ise sismik boşluğun önceki depremlerle göreceli olarak daha fazla yüklenen güneydoğu kısmında meydana gelmiştir. Sismik boşluğun orta kesiminde ise göreceli olarak daha düşük gerilme yükü gözlenmiştir. Şekil 3.55 (b) incelendiğinde ise göreceli olarak az yüklenmiş bu kesimde, 2006 Silakhor depremi kırılması sonrasında gerilme yükünün daha da arttığı dikkati çekmektedir.



Şekil 3.55. 31 Mart 2006 Silakhor depremi (a) öncesi ve (b) sonrası Coulomb gerilme değişimlerinin 7 km derinlikteki gerilme durumunu gösteren harita. Gerilme değişimleri 318° doğrultulu ve 63° eğimli düzlemler üzerinde kayma açısının 174° olduğu durum için hesaplanmıştır. Yeşil çizgiler ve sarı yıldızlar sırasıyla kaynak fay düzlemlerini ve episantr yerlerini, mor çizgiler ve mor yıldız sırasıyla alıcı fay düzlemlerini ve episantr yerini temsil etmektedir. Düz siyah çizgiler bölgede hakim faylardır ve Hessami vd. (2003)'den alınmıştır. Gerilmedeki artım kırmızı azalım ise mavi renk ile gösterilmiştir

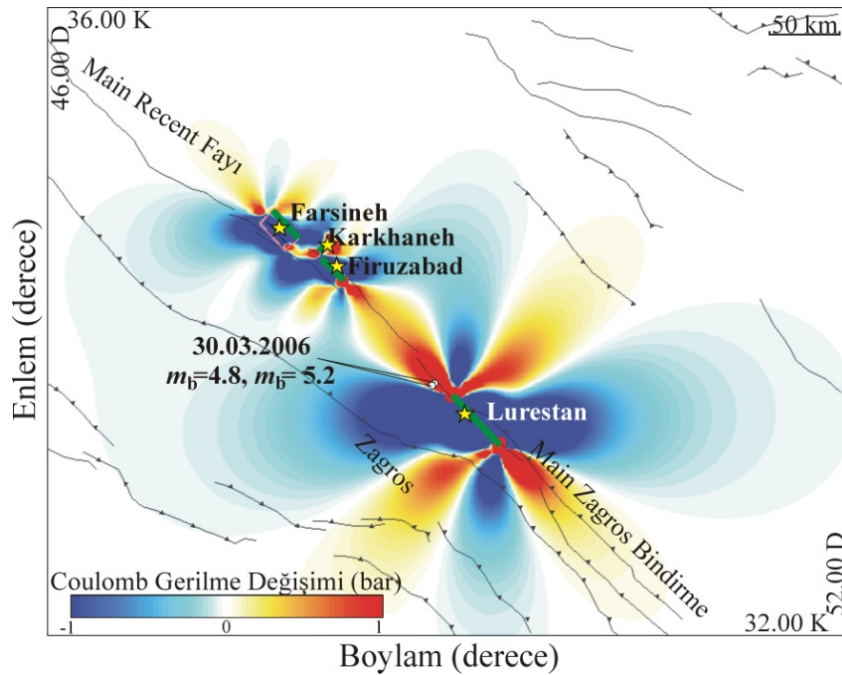
2006 Silakhor depremi kırılma düzlemi üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimlerinin daha ayrıntılı görüntülenmesi bağlamında Şekil 3.55 (a)'daki A-B kesiti alınarak gerilme değişimlerinin kesit görüntüsü ile çalışmada elde edilen kayma dağılımı karşılaştırılmıştır (Şekil 3.56). Şekil 3.56'dan sadece 2006 Silakhor depremi odağı değil kırılma düzleminin hemen hemen tamamının 1 bar'ın üzerinde bir gerilme yüküne maruz kaldığı görülmektedir. Bu durum 2006 Silakhor depremi kırılmasında deprensellik kaynaklı gerilme yüklenmesinin bir katkısı olduğunu açıkça ortaya koymaktadır.



Şekil 3.56. 31 Mart 2006 Silakhor depremi öncesi deprensellikten dolayı bu depremin kırılma düzlemi üzerinde (doğrultu 318°, eğim 63°, rake 174°) gerilme değişimlerini gösteren kesit görüntüsü (Şekil 3.55 (a)'daki AB kesiti). Beyaz yıldız 2006 Silakhor depreminin odağını, kesikli çizgi ise odak derinliğini göstermektedir. Kesit üzerindeki konturlar çalışmada tercih edilen Model SMI'e ait kayma dağılımını göstermektedir

2006 Silakhor depremi öncesi deprensellikten dolayı hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri ile depremden yaklaşık bir gün önce meydana gelen iki öncü deprem (30 Mart 2006 16:17, m_b 4.8 ve 19:36, m_b 5.2) episantr yerleri arasındaki ilişki Şekil 3.57'de gösterilmiştir. Bu iki öncü depremin fay düzlemleri hemen hemen aynı mekanizmaya sahip olduğundan (Ghods vd., 2012) Hamzehloo vd. (2009) tarafından en büyük öncü deprem için verilen fay düzlemi bu hesaplama için temsili düzlem olarak seçilmiştir (doğrultu=321°, eğim=70° ve rake açısı=-167°). Buna göre episantr yerleri birbirine çok yakın olan iki öncü depremin, geçmiş deprensellikten dolayı hesaplanan gerilme değişiminin 1 barın üzerinde olduğu alanda meydana geldiği göze çarpmaktadır.

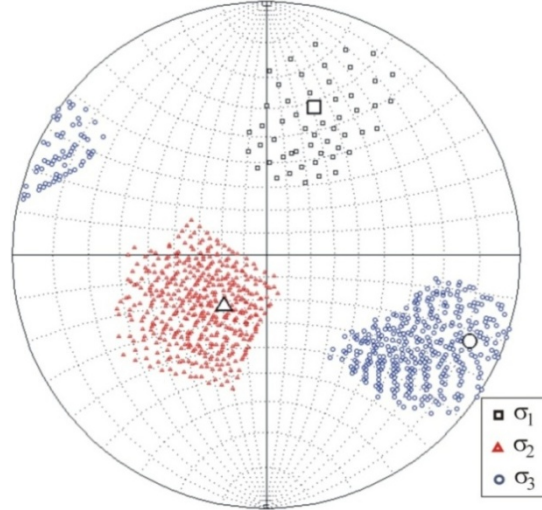
Artçı deprem dağılımları ile gerilme değişimleri arasındaki ilişki incelenirken bölgesel gerilme alanının belirlenmesi gerekmektedir. Buna göre Sepahvand vd. (2012) tarafından verilen kaynak mekanizmaları kullanılarak hesaplanan bölgesel asal gerilme eksenleri (σ_1 için azimut 18° , plunge 27° ; σ_2 için azimut 175° , plunge 61° ve σ_3 için azimut 113° , plunge 12°) bölgede hakim gerilme rejiminin doğrultu atımlı olduğunu ve sıkışma ekseninin yaklaşık KD-GB doğrultuda uzandığını önermektedir (Şekil 3.58).



Şekil 3.57. 31 Mart 2006 Silakhor depremi öncesi depremsellikten dolayı hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri ile bu depremin öncü deprem episantrları (beyaz daireler) arasındaki ilişkiyi gösteren harita. Sarı yıldızlar ve yeşil çizgiler sırasıyla deprem episantrlarını ve fay düzlemlerini temsil etmektedir. Gösterilen iki öncü deprem hemen hemen benzer odak mekanizmalarına sahiptir ve gerilme değişimleri doğrultu, eğim ve rake açısı sırasıyla 321° , 70° ve -167° olan düzlemler üzerinde hesaplanmıştır. Öncü deprem lokasyonları Ghods vd. (2012)'den alınmıştır

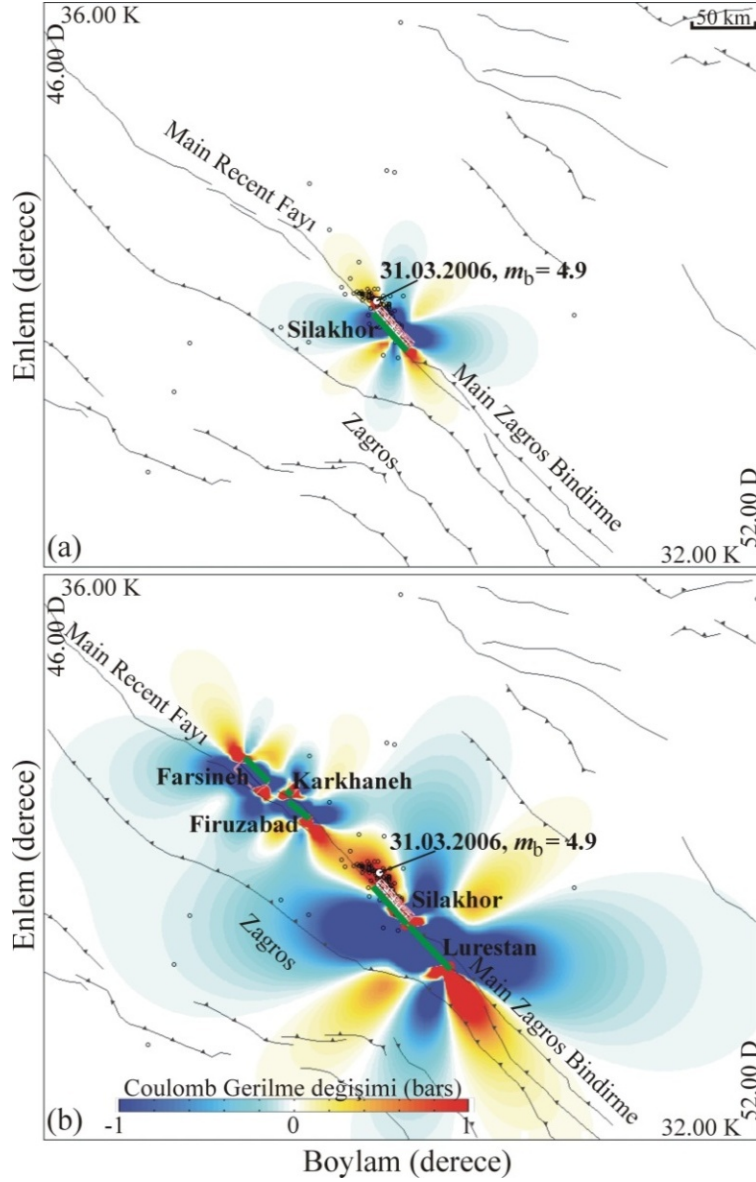
Şekil 3.59 (a) sadece 2006 Silakhor depreminden kaynaklanan Colulomb gerilme değişimleri ile artçı deprem dağılımı arasındaki ilişkiyi, Şekil 3.59 (b) ise 2006 Silakhor depremi de dahil bu deprem episantrına yakın meydana gelmiş aletsel dönemdeki tüm büyük geçmiş depremlerden dolayı hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri ile artçı deprem dağılımları arasındaki ilişkiyi göstermektedir. Gerilme değişimleri artçı depremler baskın olarak doğrultu atımlı mekanizmaya sahip olduğu için (Sepahvand vd., 2012) optimum doğrultu atımlı faylar üzerinde artçı depremlerin ortalama derinliği olan 10 km derinlik için hesaplanmıştır. 128 adet artçı

deprem ($M_w \geq 2.0$) yerleri International Institute of Earthquake Engineering and Seismology'den (IEES) alınmıştır ve iki aylık zaman dilimi içinde meydana gelmiştir.



Şekil 3.58. Gerilme tensörü analiz sonuçları. Kareler, en büyük asal gerilme eksenini (σ_1), üçgenler orta asal gerilme eksenini (σ_2) ve daireler en küçük asal gerilme eksenini (σ_3) işaret etmektedir. Küçük semboller analiz sırasında hesaplanan asal gerilme eksenlerini gösterirken büyük ve kalın çizgili semboller en iyi uyumu veren gerilme modeli için asal gerilme eksenlerini vermektedir

Şekil 3.59 (a) incelendiğinde 2006 Silakhor yüzey kırığının hem kuzeybatı kısmının hem de güneydoğu kısmının 1 barın üzerinde gerilme artışına maruz kaldığı görülmektedir. Artçı deprem episantr dağılımları ile gerilmenin artış gösterdiği alanlar arasındaki ilişkiye bakıldığında artçı deprem aktivitesinin en büyük artçı deprem de (31 Mart 2006, $m_b=4.9$) dahil sadece kuzeybatı kısımda yoğunlaşması ve güneydoğudaki gerilme artış alanında hiçbir artçı deprem olmaması dikkat çekicidir. Şekil 3.59 (b) güneydoğudaki gerilme artış alanında neden artçı deprem gözlenmediğine dair bir ipucu sunmaktadır. Görüldüğü üzere güneydoğudaki bu gerilme artış alanı 1909 Lurestan depremi kaynaklı gerilme gölgesi içinde kalmaktadır. Bu durum 2006 Silakhor depremi kaynaklı gerilme artışının söz konusu alandaki 1909 Lurestan depremi kaynaklı gerilme gölgesine baskın gelemediği şeklinde yorumlanabilir. Ayrıca geçmiş depremsellik dikkate alınarak hesaplanan gerilme değişim modelinde artçı depremlerin yoğun olarak gözlemediği kuzeybatı kısımdaki gerilme artışının sadece 2006 Silakhor'dan kaynaklanan gerilme artışından çok daha fazla olduğu dikkat çekmektedir. Bu da, depremlerden dolayı gerilme yüklenen bölgelerde artçı depremlerin yoğun olarak gözlemediği görüşünü önemli derecede desteklemektedir.

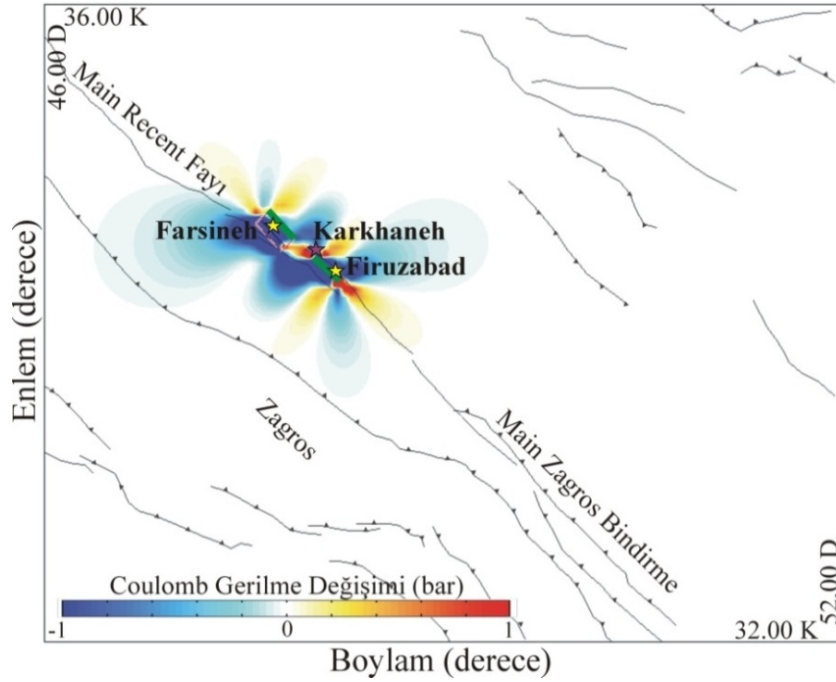


Şekil 3.59. 31 Mart 2006 Silakhor depremi ve öncesi depremsellikten dolayı hesaplanan Coulomb gerilme değişim modelleri ile artçı deprem episantı dağılımları arasındaki ilişki. (a) 2006 Silakhor depreminden dolayı, (b) 2006 Silakhor depremi dahil geçmiş depremsellikten dolayı hesaplanan gerilme değişimleri. Siyah daireler IEEs'den alınan 2 aylık artçı depremlerin ($M \geq 2.0$) episantı yerlerini beyaz daireler ise en büyük artçı depremin episantı yerini göstermektedir. Yeşil çizgiler kaynak fay düzlemlerini temsil etmektedir

Görüldüğü üzere gerilme değişim modelleri artçı depremlerin neden sadece KB'da yerleştiği hususunda ikna edici bir fikir vermekte ve bu tür modellerin bir ana şok sonrasında artçı deprem lokasyonlarının olası yerlerinin belirlenmesinde güçlü bir yöntem olabileceğini ortaya koymaktadır.

Son olarak 1957 Farsineh depremi ve 1958 Firuzabad depremlerinden dolayı 1963 Karkhaneh kırığı üzerinde (doğrultu=314°, eğim=52° ve rake açısı=-165°) hesaplanan

Coulomb gerilme değişimleri gösterilmiştir (Şekil 3.60). Şekil 3.60, 1963 Karkhaneh depremi odak derinliğine (10 km) karşılık gelen derinlikteki gerilme değişimlerini temsil etmektedir. Hesaplanan Coulomb gerilme değişimi 1957 Farsineh ve 1958 Firuzabad depremleri arasındaki sismik boşlukta 1 barı aşan gerilme artışı olduğunu ortaya koymaktadır. Nitekim 1963 Karkhaneh depremi bu gerilme artışın gözleendiği sismik boşlukta meydana gelmiştir.



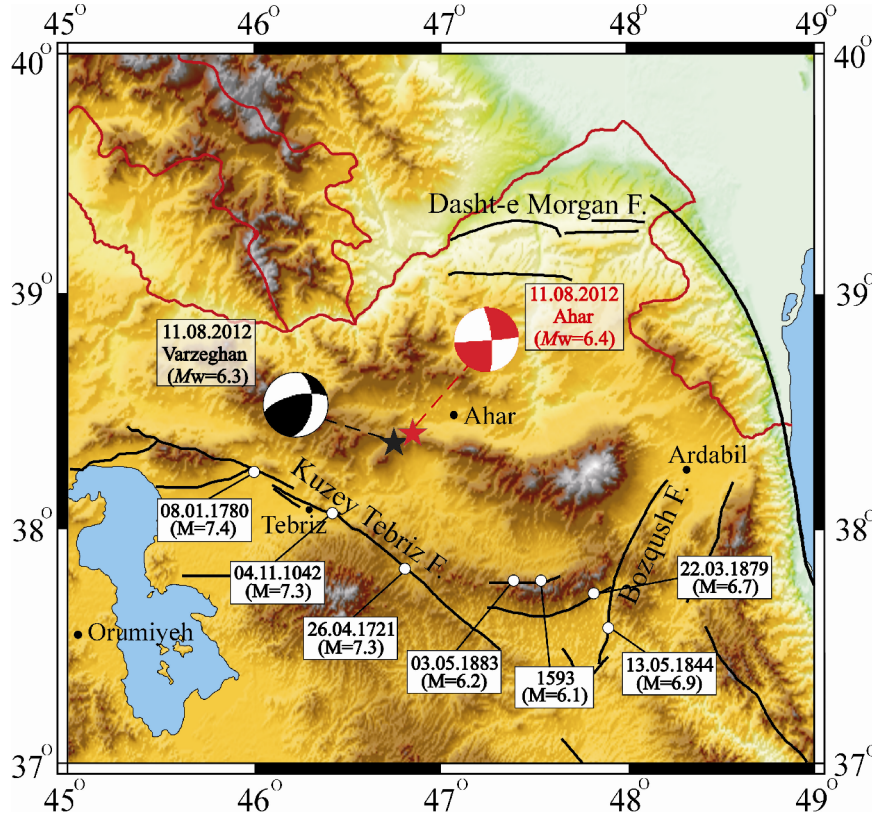
Şekil 3.60. 13 Aralık 1957 Farsineh ve 16 Ağustos 1958 Firuzabad depremlerinden dolayı 24 Mart 1963 Karkhaneh kırığı üzerinde (doğrultu=314°, eğim=52°, rake açısı=-165°) hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri. Yeşil çizgiler ve sarı yıldızlar sırasıyla kaynak fay düzlemlerini ve episantr yerlerini, mor yıldız ise 1963 Karkhaneh depremi episantr yerini temsil etmektedir. Düz siyah çizgiler bölgede hakim faylardır ve Ghods vd. (2012)'den alınmıştır

3.8. 11 Ağustos 2012 Ahar ($M_w=6.4$) ve Varzeghan ($M_w=6.3$) Depremleri Sonlu-Fay Analizi

3.8.1. 11 Ağustos 2012 Ahar ($M_w=6.4$) ve Varzeghan ($M_w=6.3$) depremleri

11 Ağustos 2012 tarihinde Tebriz'in yaklaşık 60 km kuzeydoğusunda, Kuzeybatı İran'ın Ahar bölgesindeki Ahar şehrine yakın, $M_w=6.4$ (USGS-NEIC) büyüklüğünde bir deprem (Ahar depremi) meydana gelmiştir (Şekil 3.61). Depremde 327 kişi hayatını kaybetmiş, 3000 den fazla insan yaralanmış ve 30.000 den fazla insan evsiz

kalmıştır (Razzaghi ve Ashiany, 2012; Zare ve Shahvar, 2012). Ahar depreminden 11 dakika sonra aynı bölgede 20'den fazla köyde hasar ve yıkıma neden olan magnitüdü $M_w=6.3$ (USGS-NEIC) olan ikinci bir deprem (Varzeghan depremi) daha meydana gelmiştir.



Şekil 3.61. Kuzeybatı İran'ın topografya üzerine yerleştirilmiş aktif fay haritası. Kırmızı yıldız ve kırmızı-beyaz plaj topu sırasıyla 11 Ağustos 2012 Ahar depremi episantrını ve odak mekanizma çözümünü, siyah yıldız ve siyah-beyaz plaj topu ise sırasıyla 11 Ağustos 2012 Varzeghan depremi episantrını ve odak mekanizma çözümünü göstermektedir. Kuzey Tebriz ve Bozkuş fay zonlarındaki tarihsel bazı deprem yerleri (beyaz daireler) ve bilgileri (beyaz dikdörtgen) harita üzerine işlenmiştir (Berberian, 1997; Saber vd., 2013). Aktif faylar Hessami vd. (2003)'den alınmıştır

Kuzeybatı İran'da meydana gelen bu depremler Avrasya ve Arabistan plakaları arasındaki plaka sınırının yaklaşık 300 km doğusunda Avrasya plakasının sığ kabuk kısmında oblik doğrultu atımlı faylanmanın bir sonucu olarak meydana gelmiştir (Miyajima vd., 2012). Bu depremler bölgedeki ana plaka sınır yapılarından uzakta plaka içi depremler olduğundan dolayı sebep olan fayların kesin tanımlaması yer değiştirmeleri D-B doğrultulu yapıyla ilişkili olabileceğini göstermesine rağmen zordur (USGS Raporu). Bu bölgede (Azerbaycan bölgesi) kabuk kalınlığı 38-55 km aralığındadır ve depremlerin derinlikleri 10 km civarındadır (Miyajima vd., 2012).

2012 Ahar ve Varzeghan depremlerinin episantr koordinatları IRSC (Iranian Seismological Center) tarafından sırasıyla 38.49K- 46.86D ve 38.45K- 46.73D olarak verilmiş ve odak derinlikleri 10 km olarak tanımlanmıştır. Her iki depremin odak mekanizmaları, Güney Ahar Fayı ve artçı deprem dağılımına paralel D-B doğrultulu bir fay üzerinde sağ-yanal doğrultu atımlı faylanma göstermesine rağmen ikinci ana şok önemli ölçüde ters bileşen içermektedir (Tablo 3.27 ve 3.28) (Razzaghi ve Ashiany, 2012; Zare ve Shahvar, 2012). Ayrıca saha gözlemleri de D-B doğrultulu sağ-yanal doğrultu atımlı yüzey kırığının varlığını ortaya koymaktadır (Razzaghi ve Ashiany, 2012).

Tablo 3.27. 11 Ağustos 2012 Ahar depreminin çeşitli araştırmacılar ve kuruluşlar tarafından verilen kaynak parametreleri

	Tarih (GMT)	Enlem (°)	Boylam (°)	Derinlik (km)	<i>M_w</i>	Doğrultu (°)	Eğim (°)	Rake (°)
USGS	12:23:18.3	38.32	46.88	10	6.4	85	87	-167
Harvard (GCMT)	12:23:22.7	38.38	46.79	12.6	6.5	82	89	164
IRSC	12:23:15.3	38.49	46.86	10	6.5	267	81	-175
GFZ	12:23:18.1	38.37	46.88	10	6.4	84	87	-177

Tablo 3.28. 11 Ağustos 2012 Varzeghan depreminin çeşitli araştırmacılar ve kuruluşlar tarafından verilen kaynak parametreleri

	Tarih (GMT)	Enlem (°)	Boylam (°)	Derinlik (km)	<i>M_w</i>	Doğrultu (°)	Eğim (°)	Rake (°)
USGS	12:34:35.0	38.32	46.75	10	6.3	-	-	-
Harvard (GCMT)	12:34:35.9	38.39	46.74	12	6.3	256	67	135
IRSC	12:34:34.8	38.45	46.73	10	6.3	265	72	146
GFZ	12:34:36.5	38.45	46.83	10	6.3	217	51	82

Zare ve Shahvar (2012), söz konusu depremlere sebep olan fayın D-B doğrultulu yaklaşık 60 km uzunluğundaki Güney Ahar Fayı olduğunu öne sürerken, Hosseini (2012) ana şoklar ve artçı depremlerin episantr yerlerine dayanarak depreme sebep olan fayların KB İran'daki iki ana aktif fay olan Tebriz ve Güney Ahar faylarından farklı faylar olabileceğini vurgulamıştır. Bölgedeki sismik fayların izlerini tanımlamak için artçı depremlerin yerlerini uydu görüntülerinin üzerine yerleştiren Hosseini (2012), artçı deprem bölgesi içine düşen, doğrultuları bunların doğrultuları ile çarpıcı şekilde uyumlu iki çizgisellik vurgulamıştır. Depremlerin doğrultularının Tebriz ve Ahar faylarının KB-GD doğrultusunun aksine hemen hemen D-B

doğrultulu olduğunu vurgulayan Hosseini (2012) bu iki depremin hemen hemen birbirine paralel iki fayın hareketi ile meydana geldiğini ileri sürmüştür. Hosseini (2012) ayrıca bölgenin tektonik özelliklerini göz önüne alarak bu iki fayın, 10 km'den daha derindeki bir ana doğrultu atımlı fayın kolları olduğu sonucuna varmıştır.

3.8.2. 11 Ağustos 2012 Ahar depremi için telesismik veri ve sonlu-fay modelleri

11 Ağustos 2012 Ahar depremi sonlu-fay ters çözümünde, depremin episantrından 30° ile 83° arasında değişen telesismik uzaklıklarda yer alan 16 istasyondaki geniş-bant P dalga şekli ile 7 istasyondaki geniş-bant SH dalga şekli kullanılmıştır. Tablo 3.29'da ters çözüm için kullanılan telesismik istasyonlar listelenmiş ve Şekil 3.62'de bu istasyonların azimutal dağılımları gösterilmiştir.

Tablo 3.29. 11 Ağustos 2012 Ahar depreminin ters çözümünde kullanılan telesismik istasyonlar ve bu istasyonlardan elde edilerek ters çözümde kullanılan dalga türleri

İstasyon	Enlem (°)	Boylam (°)	Uzaklık (°)	Azimut (°)	Faz
TIXI	71.649	128.866	51.42	23.53	P, SH
YAK	61.010	129.430	53.55	35.36	P, SH
PET	53.023	158.650	71.28	36.14	SH
YSS	46.950	142.750	66.49	47.76	SH
TLY	51.680	103.643	41.11	52.08	SH
ULN	47.865	107.052	43.75	57.27	P, SH
MAJO	36.546	138.204	69.21	59.22	P
INCN	37.483	126.633	60.77	63.50	P
DAV	7.087	125.574	76.76	91.41	P
MSEY	4.673	55.479	43.72	167.53	P
FURI	8.895	38.680	30.39	196.15	SH
PAB	39.545	-4.350	39.29	288.34	P
CMLA	37.764	-25.524	55.41	293.75	P
ESK	5.317	-3.205	37.17	313.75	P
HRV	42.506	71.558	81.70	319.07	P
BORG	64.747	-21.327	46.71	327.03	P
SFJD	66.70	-50.621	57.89	332.78	P
FFC	56.725	101.978	83.13	342.50	P
KEV	69.755	27.006	33.11	347.56	P
KBS	78.915	11.938	42.88	350.69	P



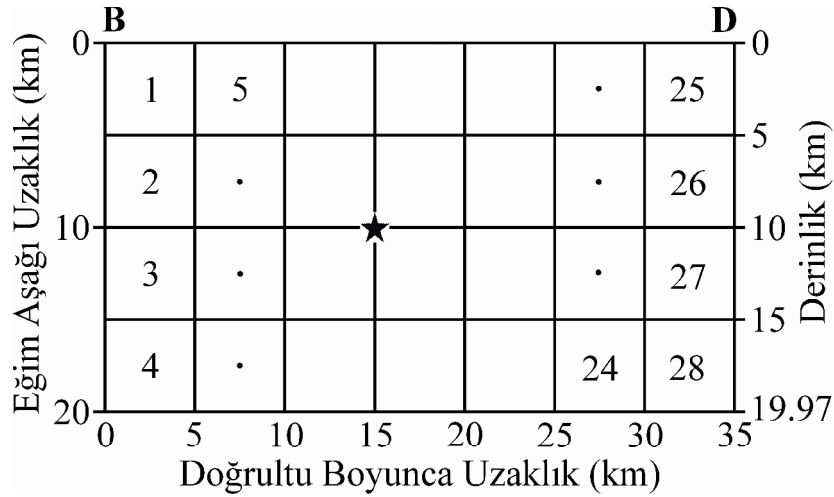
Şekil 3.62. 11 Ağustos 2012 Ahar depremi sonlu-fay ters çözümünde kullanılan telesismik istasyonların azimutal dağılımı. Yıldız depremin episantrını göstermektedir

P ve SH dalga şekilleri, alet tepkileri giderildikten sonra verilerin karmaşıklığı ve yüksek frekans içeriği dolayısıyla Butterworth bant geçişli filtre kullanılarak, 0.01-0.5 Hz frekans aralığında filtrelenmiş ve 0.20 sn örnekleme aralığı ile tekrar örneklenmiştir. Ters çözüm için 30 sn'lik kayıt uzunluğu seçilmiş olup P ve SH hız dalga şekilleri kullanılmıştır.

2012 Ahar depremine sebep olan fay için araştırmacılar farklı iki fikir öne sürmüşlerdir. Zare ve Shahvar (2012), sebep olan fayın D-B doğrultulu yaklaşık 60 km uzunluğundaki Güney Ahar Fayı olduğunu öne sürerken, Hosseini (2012) Tebriz ve Ahar faylarından farklı, hemen hemen doğu-batı doğrultulu bir fay olduğunu vurgulamıştır.

Depremlere ait fay düzlemi çözümleri incelendiğinde önerilen bu fayların konum ve doğrultularının ve sismolojik olarak belirlenen hiposantrlarının yerleri ve fay düzlemi çözümlerinin oldukça iyi bir uyum içinde olduğu görülebilir. Bu nedenle bu çalışmada Hosseini (2012) tarafından önerilen faylar kaynak fay olarak belirlenmiş ve 2012 Ahar depremi sırasındaki kırılmayı temsil için 35kmx20km boyutlarında bir model fay düzlemi seçilmiştir (Şekil 3.63). Seçilen fay düzlemi uygulanan ters çözüm metodu gereğince 5kmx5km boyutlarında 28 adet kare şeklinde fay parçasına

bölünmüştür (doğrultu boyunca 7, eğim boyunca 4). Fay düzleminin doğrultusu, eğimi ve rake açısı USGS'in cisim dalgası moment tensör çözümünden sırasıyla 85° , 87° ve -167° olarak alınmıştır.



Şekil 3.63. 11 Ağustos 2012 Ahar depremi için kullanılan sonlu-fay modeli. Siyah yıldız ters çözümde kullanılan odak derinliğini göstermektedir

Model fay düzlemi, kaynak bölgesi içinde üst kenarı yüzeye karşılık gelecek şekilde 0 ile 19.97 km derinlikleri arasına yerleştirilmiştir. Bu şekilde Necioğlu (1999) tarafından belirtilen kabuksal yapı içine (Tablo 3.30) yerleştirilen model fay düzlemi üzerinde USGS tarafından verilen episantr yeri yaklaşık 10 km derinliğe karşılık gelmektedir (Şekil 3.63).

Tablo 3.30. 11 Ağustos 2012 Ahar depremi ters çözümünde kullanılan kabuksal hız yapısı (Necioğlu, 1999)

Kalınlık (km)	V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (gr/cm ³)
3	5.20	3.00	2.55
12	6.01	3.52	2.70
27	6.30	3.64	2.85
44	6.70	3.87	3.00
	8.15	4.70	3.40

Fay parçası sentetik sismogramlarının hesabında sönüm, P dalgası sentetik sismogramları $t^*=0.7$ sn, SH sentetik sismogramları $t^*=3$ sn sönüm operatörü ile konvole edilerek içerilmiştir. Kırılma hızı ilk olarak 3.0 km/s alınmıştır. Bu değer fay parçası sentetik sismogramlarının hesabında kullanılan kabuksal hız yapısındaki en

üst iki tabakaya ait ortalama makaslama hızının %85'ine karşılık gelmektedir. Modellemede 5 zaman penceresi kullanılmış ve her bir zaman penceresi içinde yükselim-zaman fonksiyonu 0.5 sn yükselim ve 0.5 sn düşüme sahip bir üçgen ile temsil edilmiştir. Bir zaman penceresinin bitiminden diğer zaman penceresi başlatılarak zaman pencereleri birbiri ile örtüştürülmemiştir. Böylece fay düzlemi üzerindeki her bir noktada toplam 5 sn'lik yükselim zamanına olanak sağlanmıştır.

3.8.3. Modelleme sonuçları ve tartışma

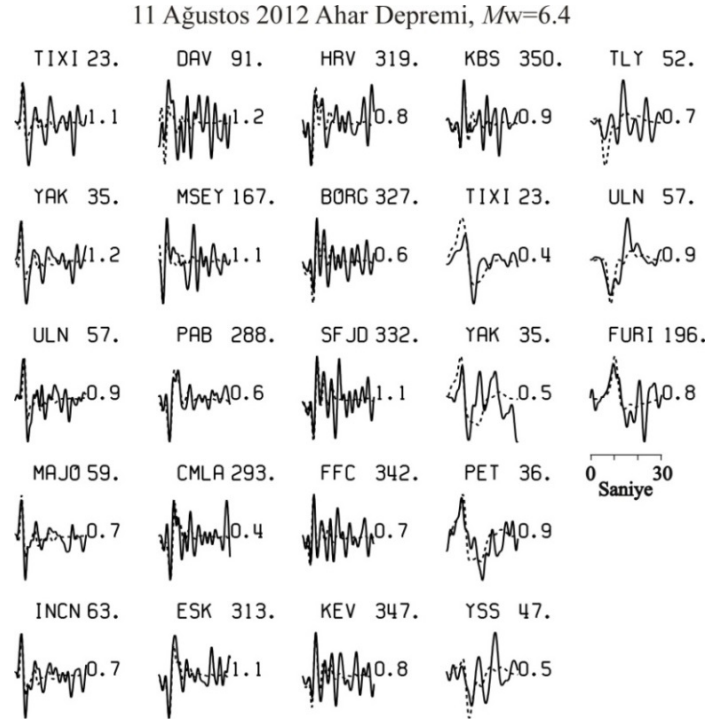
2012 Ahar depremi için farklı kırılma hızları ve rake açıları ile yapılan ters çözüm denemeleri sonucunda elde edilen $\|b-Ax\|$ (ters çözüm için hataların Euclid normları) ve varyans değerleri Tablo 3.31'de verilmiştir. İlk olarak yukarıda kısaca bahsedildiği gibi kırılma hızı 3.0 km/s alınarak ters çözüm denemesi yapılmıştır. Daha sonra farklı kırılma hızları ve rake açıları ile denemeler yapılmış ve en küçük hata miktarı 2.8 km/sn kırılma hızı ve -167° rake açısı için elde edilmiştir (Tablo 3.31, Model AM3).

Tablo 3.31. 11 Ağustos 2012 Ahar depremi için yapılan sonlu-fay ters çözüm denemeleri

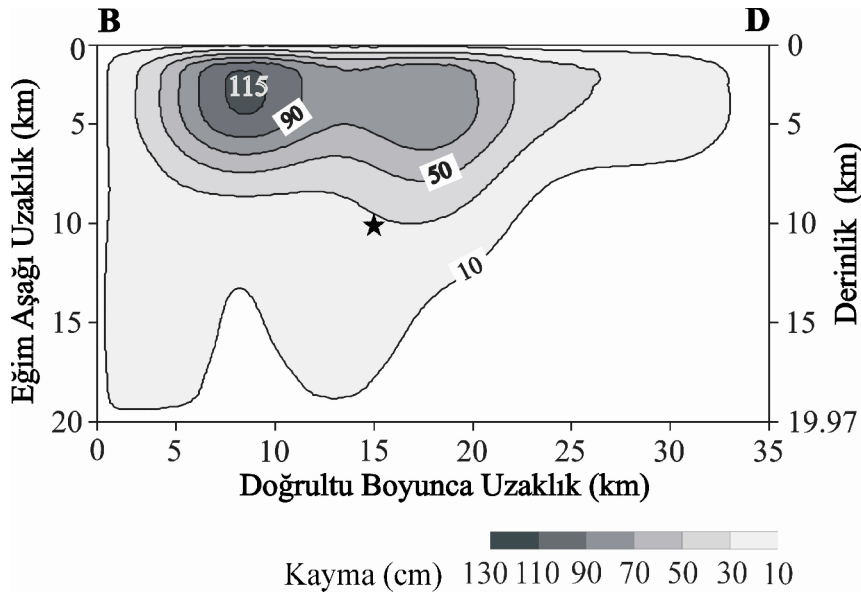
Model	Doğrultu (°)	Eğim (°)	Rake (°)	Kırılma Hızı (km/sn)	Moment (dyn.cm)	$\ b-Ax\ $	Varyans	Kayma Miktarı (cm)
AM1	85	87	-167	3.0	6.04×10^{25}	17.45	0.08902000	120
AM2	85	87	-167	3.3	6.08×10^{25}	17.47	0.08929224	115
AM3	85	87	-167	2.8	6.16×10^{25}	17.44	0.08899958	115
AM4	85	87	-160	2.8	5.23×10^{25}	17.64	0.09082592	110
AM5	85	87	-160	3.3	5.09×10^{25}	17.63	0.09077595	115
AM6	85	87	180	2.8	8.38×10^{25}	18.16	0.09656972	95
AM7	85	87	-155	2.8	4.94×10^{25}	17.68	0.09136389	95

Görüldüğü gibi rake açısı değiştikçe veya kırılma hızı arttıkça hata miktarı artmaktadır. Hata miktarının en düşük olduğu Model AM3 için hesaplanmış dalga şekilleri ile gözlenmiş dalga şekillerinin karşılaştırılması Şekil 3.64'de ve sonlu fay kayma dağılımı modeli Şekil 3.65'de verilmiştir. Tek segmentli 35km x 20km boyutlarında güneye eğimli bir fay düzlemi kullanılarak yapılan bu ters çözüm

denemesi sonucunda sentetik ve gözlenmiş dalga şekillerinin hemen hemen tüm istasyonlarda tatmin edici bir uyum sağladığı görülmektedir.

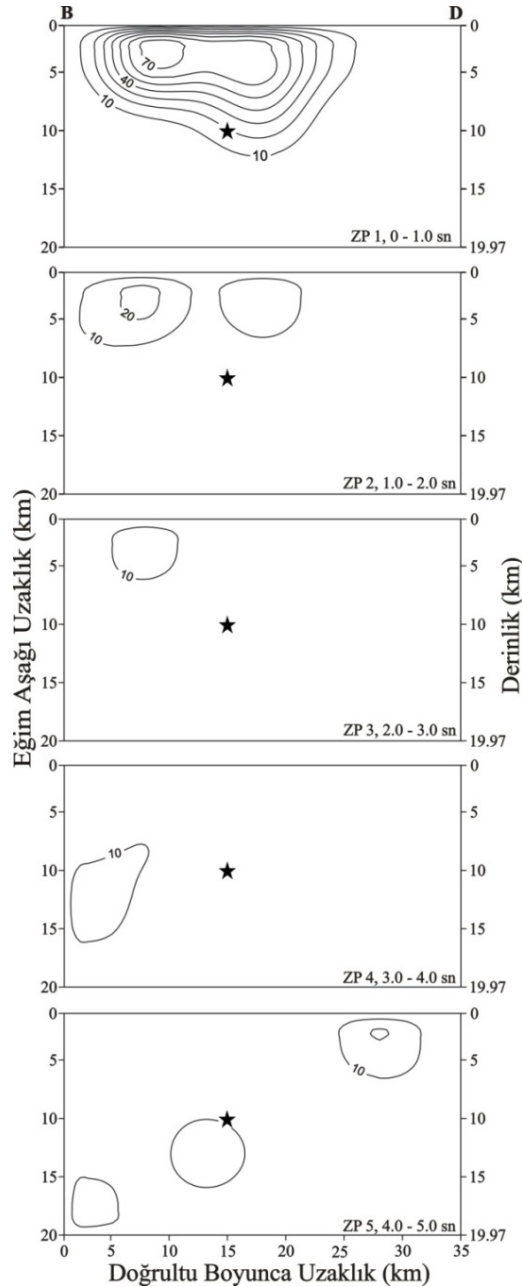


Şekil 3.64. 11 Ağustos 2012 Ahar depremi sonlu-fay ters çözümünde tercih edilen model için (AM3) elde edilen sentetik dalga şekilleri (kesikli çizgi) ile gözlenmiş dalga şekillerinin (sürekli çizgi) karşılaştırılması. İstasyon ad ve azimutları her bir sentetik-gözlenmiş dalga şekli çiftinin üzerinde verilmiştir. Dalga şekli çiftinin sağındaki sayı sentetik/gözlenmiş dalga şekli genlik oranını göstermektedir



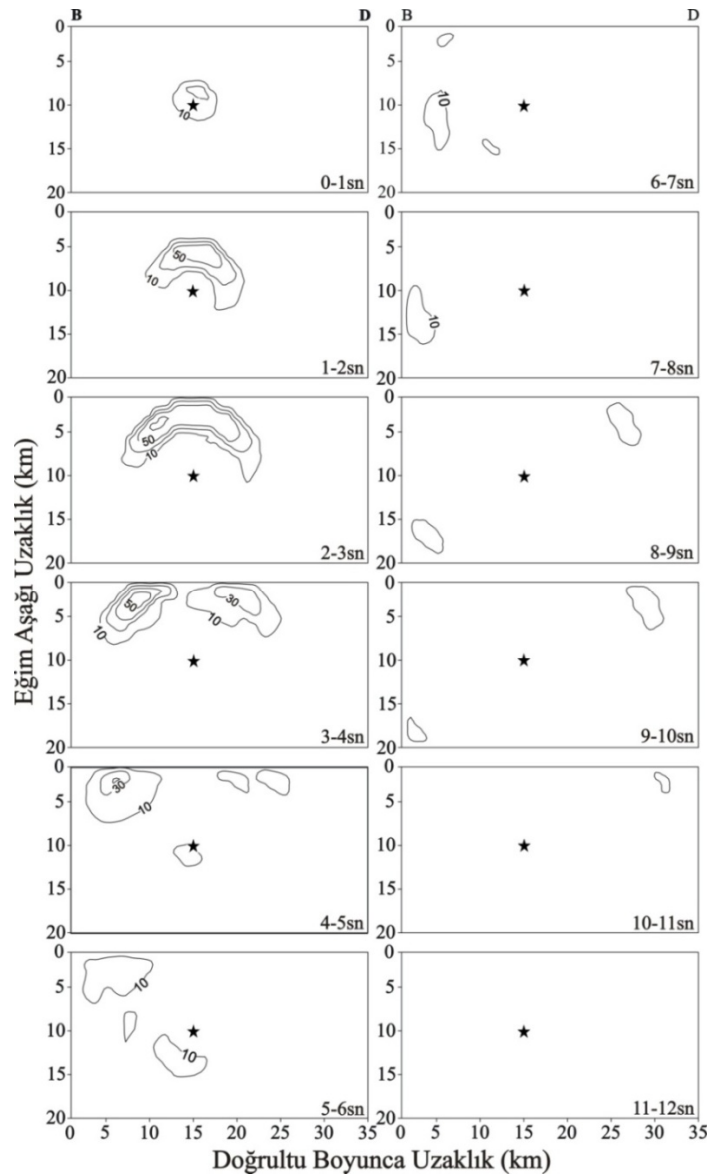
Şekil 3.65. 11 Ağustos 2012 Ahar depremi için tercih edilen (Model AM3) ters çözüm denemesinden elde edilen kayma dağılım modeli. Kayma 20 cm aralıklarla konturlanmış ve sadece 10 cm'den büyük kaymalar çizilmiştir. Yıldız depremin odağını göstermektedir

Tercih edilen kayma dağılım modeli incelendiğinde kaymanın 10 km derinliği yukarısında ve genel olarak 20 km'lik bir fay uzunluğu boyunca gerçekleştiği görülmektedir. 115 cm'ye varan maximum kayma odağın üstünde batı kısımda yer almaktadır (Şekil 3.65). Şekil 3.66'da ise ters çözümde kullanılan zaman penceresi yaklaşımının sonuçları gösterilmiştir.



Şekil 3.66. 11 Ağustos 2012 Ahar depremi için zaman penceresi analizi sonuçları. Her bir zaman penceresinin 2.8 km/sn hızlı kırılma cephesinin geçişi ardından temsil ettiği zaman aralığı şeklin sağında verilmiştir. Kayma 10 cm aralıklarla çizilmiştir ve 10 cm'den büyük kayma değerleri konturlanmıştır. Siyah yıldız depremin odağını göstermektedir

Her bir pencere içinde verilen zaman dilimi en büyük hızdaki (2.8 km/s) kırılma cephesinin geçişinin ardından karşılık geldiği zaman aralığını göstermektedir. Buna göre toplam kaymanın büyük bir kısmının ilk zaman penceresi içinde gerçekleşmesi 2012 Ahar depremi için 1 saniyelik bir kayma yükselim zamanına işaret etmektedir. Kırılmanın uzay-zaman evrimi incelendiğinde ise (Şekil 3.67), kırılmanın odakta başladığı, 1 saniye dairesel ilerlediği ve ikinci saniyede odağı terk edip hem doğu-batı yönünde hem de yüzeye doğru ilerlediği görülmektedir. Toplam kırılma yaklaşık 6 saniye içinde gerçekleşmiştir.



Şekil 3.67. 11 Ağustos 2012 Ahar depremi kırılmasının 1 saniyelik zaman aralıkları ile verilen uzay-zaman ortamındaki ilerleyişi. Kayma 10 cm aralıklarla çizilmiştir ve 10 cm'den büyük kayma değerleri konturlanmıştır. Siyah yıldız depremin odağını göstermektedir

3.8.4. 11 Ağustos 2012 Varzeghan depremi için telesismik veri ve sonlu-fay modelleri

11 Ağustos 2012 Varzeghan depremi sonlu-fay ters çözümünde, depremin episantrından 43° ile 86° arasında değişen telesismik uzaklıklarda yer alan 23 istasyondaki geniş-bant P dalga şekli kullanılmıştır. Bu deprem için ters çözümde kullanılacak az sayıda SH dalga şekli temin edilmiş ve ters çözüm öncesinde yapılan kontrollerde bunlardan ancak birkaç tanesinin uygun nitelikte olduğu görülmüştür. Ancak, ters çözümleme sırasında bu birkaç SH dalga şeklinin modellenmesinde zorluklarla karşılaşmış ve ters çözümü duraysızlaştırdıkları görülmüştür. Çok değişik parametre aralıklarında yapılan denemeler bu durumu değiştirmemiştir. Bu nedenle 2012 Varzeghan depremi sonlu-fay modellemesinde sadece P dalga şekilleri kullanılmıştır. Tablo 3.32’de ters çözüm için kullanılan telesismik istasyonlar listelenmiş ve Şekil 3.68’de ise bu istasyonların azimutal dağılımları gösterilmiştir.

Tablo 3.32. 11 Ağustos 2012 Varzeghan depreminin ters çözümünde kullanılan telesismik istasyonlar ve bu istasyonlardan elde edilerek ters çözümde kullanılan dalga türleri

İstasyon	Enlem ($^\circ$)	Boylam ($^\circ$)	Uzaklık ($^\circ$)	Azimut ($^\circ$)	Faz
KDAK	57.782	152.583	82.41	10.25	P
TIXI	71.649	128.866	51.40	23.55	P
MA2	53.023	158.650	63.89	33.16	P
YAK	61.010	129.430	53.56	35.37	P
PET	53.023	158.650	71.28	36.10	P
ULN	47.865	107.052	43.81	57.30	P
MAJO	36.546	138.204	69.27	59.18	P
INCN	37.483	126.633	60.83	63.47	P
TATO	24.975	121.488	63.31	78.21	P
CHTO	18.814	98.944	49.10	98.23	P
KAPI	-5.014	119.752	80.00	104.70	P
COCO	12.190	96.834	68.92	126.52	P
DGAR	-7.412	72.453	51.70	146.80	P
ABPO	-19.018	47.229	57.50	179.43	P
LSZ	-15.278	28.188	56.47	201.59	P
SUR	-32.379	20.817	74.82	202.49	P
TSUM	19.202	17.583	63.81	210.84	P
SHEL	15.955	5.745	73.26	232.74	P
MACI	28.25	-16.508	52.88	279.00	P
CMLA	37.764	-25.524	55.28	293.65	P
SSPA	40.636	-77.888	86.14	321.25	P
SFJD	66.70	-50.621	57.77	332.74	P
FFC	54.725	-101.978	83.03	342.42	P

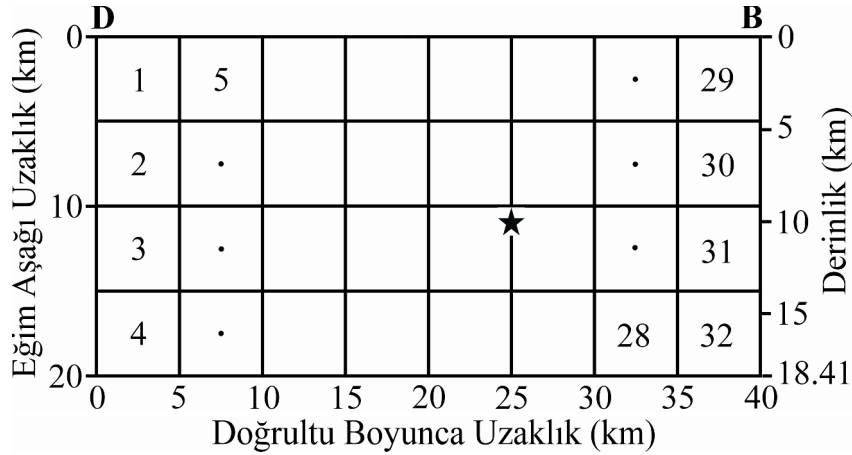
P dalga şekilleri, alet tepkileri giderildikten sonra verilerin karmaşıklığı ve yüksek frekans içeriği dolayısıyla Butterworth bant geçişli filtre kullanılarak, 0.01-0.5 Hz frekans aralığında filtrelenmiş ve 0.20 sn örnekleme aralığı ile tekrar örneklenmiştir. Ters çözüm için 30 sn'lik kayıt uzunluğu seçilmiştir.



Şekil 3.68. 11 Ağustos 2012 Varzeghan depremi sonlu-fay ters çözümünde kullanılan telesismik istasyonların azimutal dağılımı. Yıldız depremin episantrını göstermektedir

2012 Varzeghan depremi sırasındaki kırılmayı temsil için 40kmx20km boyutlarında bir model fay düzlemi seçilmiştir (Şekil 3.69). Seçilen fay düzlemi uygulanan ters çözüm metodu gereğince 5kmx5km boyutlarında 32 adet kare şeklinde fay parçasına (doğrultu boyunca 8, eğim boyunca 4) bölünmüştür.

Fay düzleminin doğrultusu, eğimi ve rake açısı Harvard (GCMT) çözümünden sırasıyla 256°, 67° ve 135° olarak alınmış ve model fay düzlemi, kaynak bölgesi içinde üst kenarı yüzeye karşılık gelecek şekilde oluşturulmuştur. Bu haliyle fay düzlemi 18.41 km derinliğine kadar ulaşmaktadır. Bu şekilde Necioğlu (1999) tarafından belirtilen kabuksal yapı içine (Bkz. Tablo 3.30) yerleştirilen model fay düzlemi üzerinde IRSC tarafından verilen episantr yeri 10 km derinliğe karşılık gelmektedir (Şekil 3.69). Fay parçası sentetik sismogramlarının hesabında sönüm, P dalgası sentetik sismogramları $t^*=0.7$ sn sönüm operatörü ile konvole edilerek içerilmiştir.



Şekil 3.69. 11 Ağustos 2012 Varzeghan depremi için kullanılan sonlu-fay modeli. Siyah yıldız ters çözümde kullanılan odak derinliğini göstermektedir

Kırılma hızı fay parçası sentetik sismogramlarının hesabında kullanılan kabuksal hız yapısındaki en üst iki tabakaya ait ortalama makaslama hızının %85'ine karşılık gelen değer olan 3.0 km/sn alınmıştır. Modellemede 5 zaman penceresi kullanılmış ve her bir zaman penceresi içinde yükselim-zaman fonksiyonu 0.5 sn yükselim ve 0.5 sn düşüme sahip bir üçgen ile temsil edilmiştir. Bir zaman penceresinin bitiminden diğer zaman penceresi başlatılarak zaman pencereleri birbiri ile örtüştürülmemiştir. Böylece fay düzlemi üzerindeki her bir noktada toplam 5 sn'lik yükselim zamanına olanak sağlanmıştır.

3.8.5. Modelleme sonuçları ve tartışma

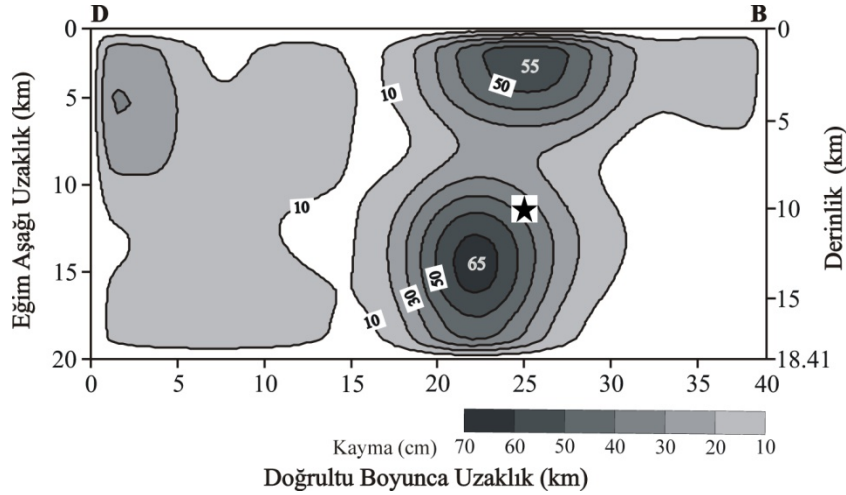
2012 Varzeghan depremi için farklı faylanma parametreleri (farklı doğrultu, eğim ve rake açıları ile kırılma hızları) ile yapılan ters çözüm denemeleri sonucunda elde edilen $\|b-Ax\|$ (ters çözüm için hataların Euclid normları) ve varyans değerleri Tablo 3.33'de verilmiştir. İlk olarak Harvard (GCMT) tarafından verilen kaynak parametreleri (doğrultu=256°, eğim=67° rake=135°) ile 3.0 km/sn kırılma hızı için ters çözüm denemesi yapılmış ve ardından IRSC tarafından verilen kaynak parametreleri (doğrultu=265°, eğim=72° rake=146°) ile yine 3.0 km/s kırılma hızı için bir ters çözüm denemesi daha yapılmıştır. Harvard (GCMT) tarafından verilen kaynak parametreleri ile yapılan ters çözümün veriye daha iyi uyum verdiği görülmüştür (Bkz. Tablo 3.33). Farklı kırılma hızları için yapılan ters çözüm denemeleri sonucunda en düşük hata değeri 3.3 km/s kırılma hızı için bulunmuş, rake

açıları değiştirilerek yapılan ters çözüm denemeleri sonucunda ise rake açısının 135° olduğu ters çözüm denemesi en küçük hata değerine sahip kayma dağılım modelini vermiştir (Model VM4).

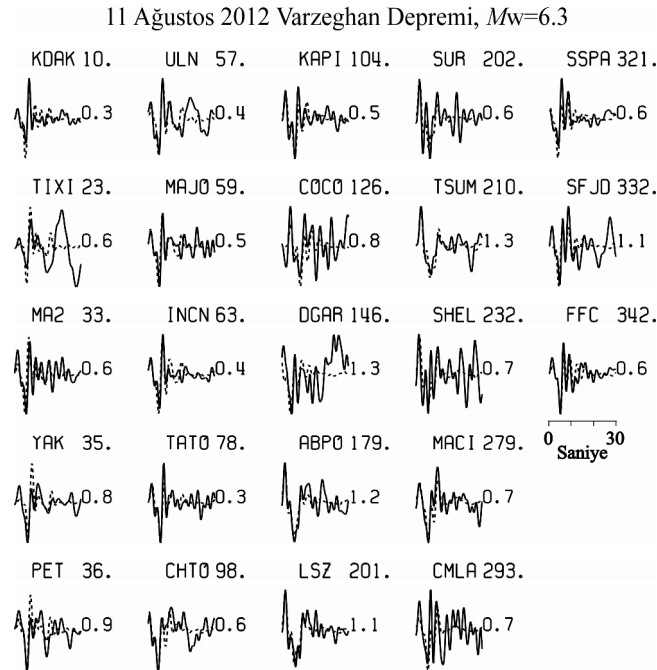
Tablo 3.33. 11 Ağustos 2012 Varzeghan depremi için yapılan sonlu-fay ters çözüm denemeleri

Model	Doğrultu (°)	Eğim (°)	Rake (°)	Kırılma Hızı (km/sn)	Moment (dyn.cm)	$\ b-Ax\ $	Varyans	Kayma Miktarı (cm)
VM1	256	67	135	3.0	5.53×10^{25}	16.73	0.08234566	70
VM2	265	72	146	3.0	5.96×10^{25}	17.07	0.08555046	65
VM3	256	67	135	2.8	5.18×10^{25}	16.76	0.08239883	70
VM4	256	67	135	3.3	5.18×10^{25}	16.67	0.08170800	65
VM5	256	67	135	3.5	5.19×10^{25}	16.72	0.08224724	65
VM6	256	67	130	3.3	4.86×10^{25}	16.68	0.08199942	65
VM7	256	67	125	3.3	4.62×10^{25}	16.76	0.08241494	65
VM8	256	67	140	3.3	5.55×10^{25}	16.76	0.08264125	65
VM9	256	67	100	3.3	4.17×10^{25}	16.67	0.08188262	56
VM10	270	67	135	3.3	5.28×10^{25}	16.72	0.08229566	58
VM11	240	67	135	3.3	5.52×10^{25}	16.84	0.08343207	75

Buna göre 2012 Varzeghan depremi için Model VM4 ters çözüm denemesi sonucunda elde edilen kayma dağılımı bu depremin kaynağını temsil için seçilmiştir (Tablo 3.33). Tercih edilen bu sonlu-fay kayma dağılım modeli Şekil 3.70'de ve model için hesaplanmış dalga şekilleri ile gözlenmiş dalga şekillerinin karşılaştırılması Şekil 3.71'de verilmiştir. Şekil 3.71, sentetik ve gözlenmiş dalga şekilleri arasında hemen hemen tüm istasyonlarda tatmin edici bir uyum sağlandığını önermektedir. Tercih edilen kayma dağılım modeli incelendiğinde depremin, biri odağın üstünde sığda, diğeri de odağın hemen altında derinde olmak üzere iki pürüzün kırılmasıyla gerçekleştiği anlaşılmaktadır. Odağın doğusunda yer alan göreceli olarak düşük kayma genlikli ve geniş alanlı kaymanın pek gerçekçi olmadığı ve bir ters çözüm suni oluşumu olduğu düşünülmüştür. Sığdaki fay pürüzü maksimum 55 cm kayma genliği ile 5 km derinliğe kadar uzanmakta, derindeki 65 cm maksimum kayma genlikli ikinci pürüz ise odağı da içine alan 8 km ile 20 km derinlikler arasında yerleşmiştir (Şekil 3.70).



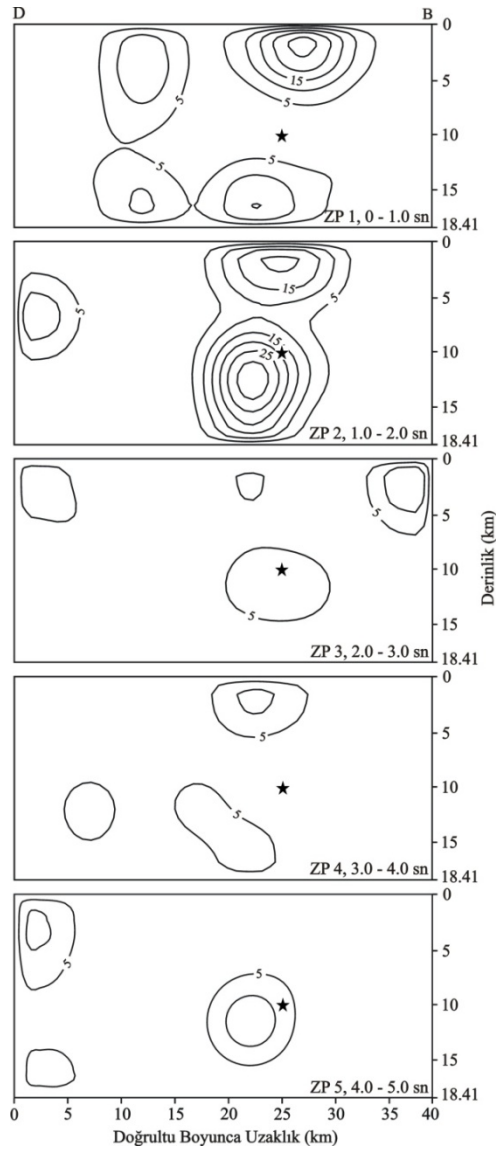
Şekil 3.70. 11 Ağustos 2012 Varzeghan depremi için tercih edilen (Model VM4) ters çözüm denemesinden elde edilen kayma dağılımı modeli. Kayma 10 cm aralıklarla konturlanmış ve sadece 10 cm'den büyük kaymalar çizilmiştir. Yıldız depremin odağını göstermektedir



Şekil 3.71. 11 Ağustos 2012 Varzeghan depremi sonlu-fay ters çözümünde tercih edilen (Model VM4) için elde edilen sentetik dalga şekilleri (kesikli çizgi) ile gözlenmiş dalga şekillerinin (sürekli çizgi) karşılaştırılması. İstasyon ad ve azimutları her bir sentetik-gözlenmiş dalga şekli çiftinin üzerinde verilmiştir. Dalga şekli çiftinin sağındaki sayı sentetik/gözlenmiş dalga şekli genlik oranını göstermektedir

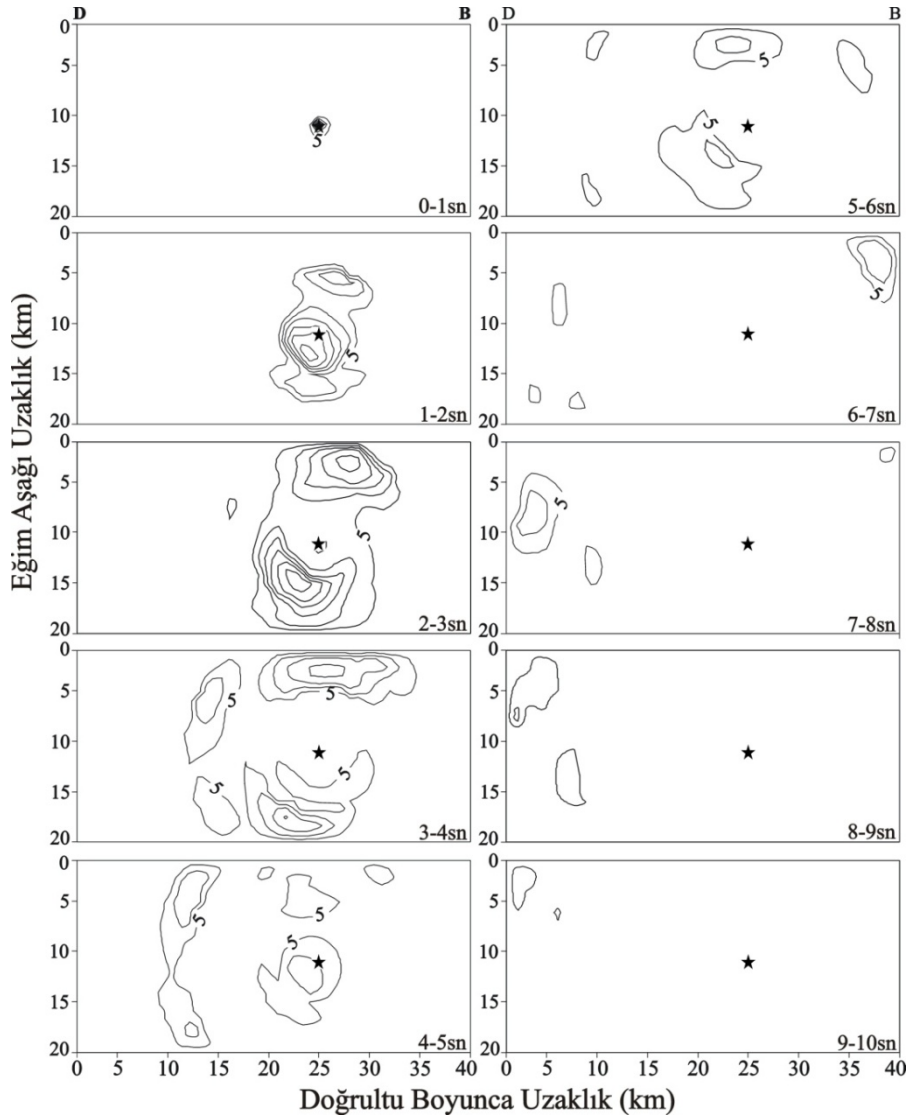
Şekil 3.72 ters çözümde kullanılan zaman penceresi yaklaşımının sonuçlarını göstermektedir. Her bir pencere içinde verilen zaman dilimi, en büyük hızdaki (3.3 km/s) kırılma cephesinin geçişinin ardından karşılık geldiği zaman aralığını göstermektedir. Buna göre toplam kaymanın büyük bir kısmının ilk iki zaman

penceresi içinde gerçekleştiği açık şekilde görülmektedir. Bu da 2012 Varzeghan depremi için 2 saniyelik bir kayma yükselim zamanına işaret etmektedir.



Şekil 3.72. 11 Ağustos 2012 Varzeghan depremi için zaman penceresi analizi sonuçları. Her bir zaman penceresinin 3.3 km/sn hızlı kırılma cephesinin geçişi ardından temsil ettiği zaman aralığı şeklin solunda verilmiştir. Kayma 5 cm aralıklarla çizilmiştir ve 5 cm'den büyük kayma değerleri konturlanmıştır. Siyah yıldız depremin odağını göstermektedir

Şekil 3.73'de kırılmanın uzay-zaman evrimi incelendiğinde ise kırılmanın derindeki pürüzün kırılması ile başlayarak sığ ve derin fay kesimlerine doğru yayıldığı, 2. saniyede hem derin pürüzün asıl moment serbestlenmesinin gerçekleştiği hem de sığdaki pürüzün kırılmasının başladığı ve derindeki pürüzün kırılmasının göreceli olarak daha uzun sürdüğü anlaşılmaktadır. Toplam kırılma yaklaşık 5-6 saniye içinde gerçekleşmiştir.



Şekil 3.73. 11 Ağustos 2012 Varzeghan depremi kırılmasının 1 saniyelik zaman aralıkları ile verilen uzay-zaman ortamındaki ilerleyişi. Kayma 5 cm aralıklarla çizilmiştir ve 5 cm'den büyük kayma değerleri konturlanmıştır. Siyah yıldız depremin odağını göstermektedir

3.9. 11 Ağustos 2012 Ahar ve Varzeghan Depremlerinden Dolayı Hesaplanan Coulomb Gerilme Değişimleri

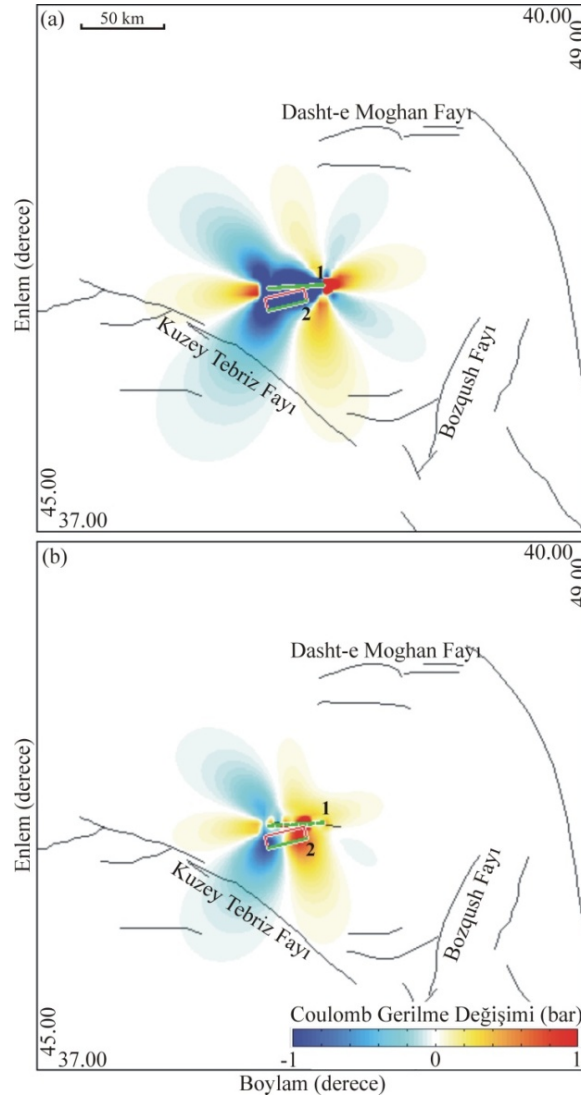
Kuzeybatı İran'da meydana gelen 11 Ağustos 2012 Ahar ve Varzeghan depremleri öncesi depremsellik incelendiğinde bu bölgede yıkıcı tarihsel depremler (858, 1042, 1273, 1304, 1550, 1641, 1717, 1721, 1780 ve 1786) daha çok Tebriz şehrinin hemen kuzeyinden geçen yaklaşık KB-GD doğrultulu Kuzey Tebriz Fayı (KTF) üzerinde meydana gelmiştir (Hessami vd., 2003; Ghanbari ve Jalili, 2006). KTF, kuzeybatı İran'daki aktif faylardan biridir ve güneydoğu kısmı en son 26 Nisan 1721 depremi ($M_s=7.3$) ile kırılırken kuzeybatı kısmı 8 Ocak 1780 depremi ($M_s=7.4$) ile kırılmıştır

(Hessami vd., 2003) (Bkz. Şekil 3.61). Buna göre KTF'nin kuzeybatı kısmı 232 yıldır, güneydoğu kısmı ise 291 yıldır kırılmamıştır. Bölgede diğer bir aktif fay Bozqush fayıdır ve bu fay en son 22 Mart 1879 ($M_s=6.7$) depremi ile kırılmıştır (Ghanbari ve Saberi, 2006) (Bkz. Şekil 3.61). Bölgede yıkıcı depremlerin tekrarlama periyodu 250-350 yıl aralığında (Ghanbari ve Saberi, 2006; Ghanbari ve Jalili, 2006) olduğuna göre gelecekte bu bölgede büyük yıkıcı bir depremin meydana gelme olasılığı oldukça fazladır. Bu nedenle 2012 Ahar ve Varzeghan depremlerinden dolayı bölgede iki yüzyılı aşkın süredir suskun halde bulunan aktif faylar üzerindeki kosismik Coulomb gerilme değişimlerinin bu iki depreme ait kırılma düzlemleri kaynak fay kabul edilerek hesaplanması oldukça önem arz etmektedir.

2012 Ahar ve Varzeghan depremlerinin fay boyutları (fay uzunluğu ve genişliği) ve kırılma parametreleri (doğrultu, eğim, rake açısı ve faylanmanın kayma değerleri) ters çözüm denemelerinde elde ettiğimiz sırasıyla Model AM3 ve Model VM4'e ait değerlerdir (Bkz. Model AM3 için Tablo 3.31; Model VM4 için Tablo 3.33). Kuzey Tebriz ve Bozqush faylarının alıcı faylar olarak tanımlandığı Coulomb gerilme değişimi modellerinde hemen hemen KB-GD doğrultulu, düşeye yakın ve sağ-yanal doğrultu atımlı (Hessami vd., 2003) KTF, doğrultuları birbirinden farklı iki fay segmentine ayrılmıştır (Kuzeybatı segment (KBS) ve Güneydoğu segment (GBS)) (Şekil 3.76 (a) ve (b)). Alıcı fay düzlemlerinin doğrultuları Hessami vd. (2003) tarafından oluşturulan İran'ın büyük aktif fayları haritası üzerinden okunmuş, eğim ve rake açıları ise düşeye yakın sağ-yanal doğrultu atımlı ve ters fay özellikleri için genelleme yapılarak belirlenmiştir. Buna göre, KBS için doğrultu 114° , eğim 90° ve rake açısı 180° , GDS için doğrultu 132° , eğim 90° ve rake açısı 180° alınmıştır. Bozqush fayını ise Berberian ve Yeats (1999) yüksek açılı ters bir fay olarak tanımladığından doğrultusu 170° , eğimi 75° ve rake açısı 90° olarak alınmıştır. Tüm hesaplamalar 10 km derilikteki gerilme değişimlerinin görüntüsüdür.

İlk olarak 2012 Varzeghan depremi fay düzlemi üzerinde 2012 Ahar depreminden dolayı Coulomb gerilme değişimleri hesaplanmıştır (Şekil 3.74 (a) ve (b)). Şekil 3.74 (a)'da 2012 Ahar depreminin tüm fay düzlemi tek bir kayma değeri ile kaynak fay olarak tanımlanmış ve alıcı 2012 Varzeghan depremi fay düzlemi üzerinde Coulomb gerilme değişimi hesaplanmıştır. 2012 Ahar depreminin tüm fay düzlemi için kayma

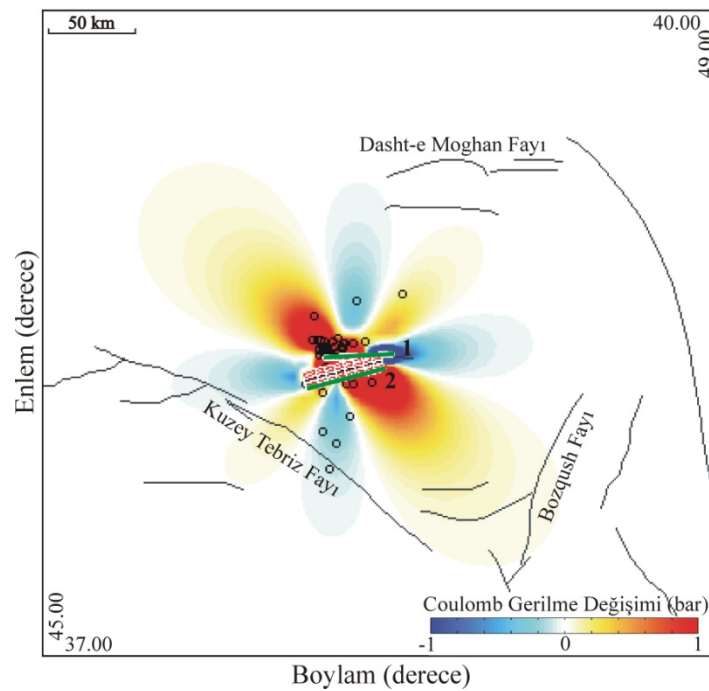
değeri Wells ve Coppersmith (1994) tarafından depremin büyüklüğüne karşılık verilen ampirik bağıntılardan 60 cm olarak belirlenmiştir. Şekil 3.74 (b) ise 2012 Ahar depremi için ters çözüm denemelerinden elde ettiğimiz Model AM3'e ait kayma dağılım modeli kullanılarak 2012 Varzeghan depremi fay düzlemi üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimini göstermektedir.



Şekil 3.74. 11 Ağustos 2012 Ahar depreminden dolayı 11 Ağustos 2012 Varzeghan fay düzlemi üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri. (a) 2012 Ahar fay düzlemi tek bir kayma değeri ile (b) değişken kayma değeri (Model AM3) ile tanımlanarak hesaplanan gerilme değişimleri. 1= 2012 Ahar depremi fay düzlemi, 2= 2012 Varzeghan depremi fay düzlemi

Buna göre Şekil 3.74'de her iki şekil incelendiğinde, 2012 Ahar fay düzlemi tek bir kayma değeri ile kaynak fay olarak tanımlandığında 2012 Varzeghan fay düzleminin tamamı gerilme gölgesi altında kalırken ters çözüm sonucu elde edilen kayma

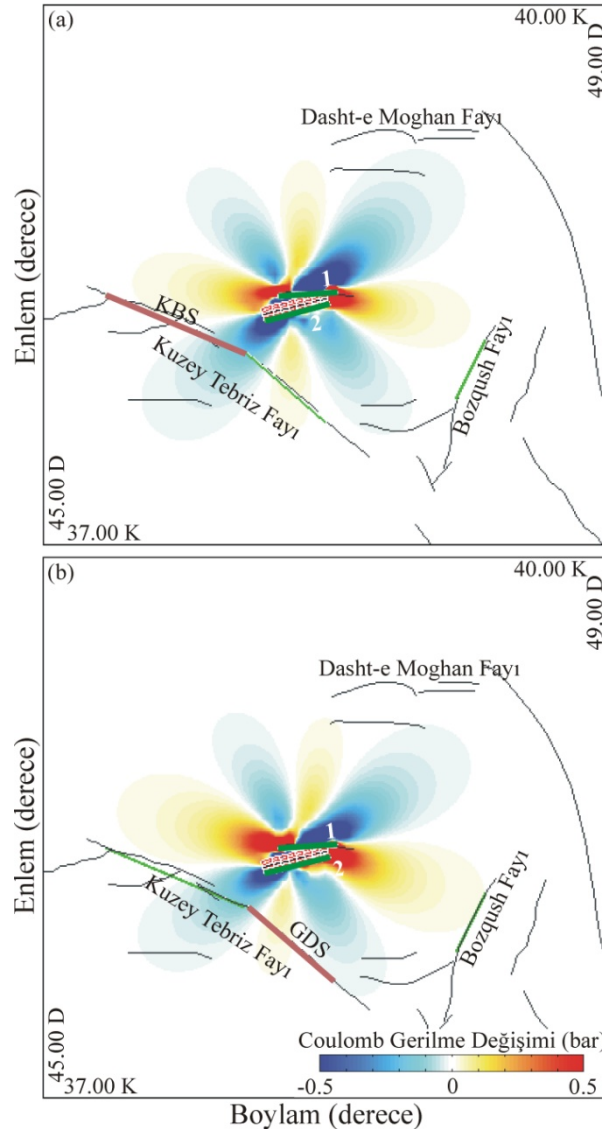
dağılımı modeli (Model AM3) ile tanımlandığında 2012 Varzeghan fay düzleminin büyük kısmının gerilme yükü altında olduğu göze çarpmaktadır. Buda, King vd. (1994) tarafından belirtilen ayrıntılı fay kayma dağılımı kullanılarak yapılan gerilme değişimi hesabının fay düzleminin tek bir kayma değeri ile tanımlandığı modelden daha doğru sonuç verdiği fikrini desteklemektedir. İkinci olarak ise 2012 Ahar ve Varzeghan depremlerinden sonra meydana gelen artçı depremlerin ($m_b \geq 4.0$) episantr dağılımları ile bu depremlerden dolayı optimum yönlenmiş doğrultu atımlı faylar üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri arasındaki ilişki incelenmiştir (Şekil 3.75). 54 adet artçı deprem episantr yerleri USGS'den alınmıştır ve 2012 Ahar ve Varzeghan depremlerinden sonraki üç aylık zaman dilimini kapsamaktadır.



Şekil 3.75. Optimum doğrultu atımlı faylar üzerinde 11 Ağustos 2012 Ahar ve Varzeghan depremlerinden dolayı hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri. Siyah daireler artçı deprem episantr yerlerini göstermektedir. 1= 2012 Ahar depremi fay düzlemi, 2= 2012 Varzeghan depremi fay düzlemi

Coulomb gerilme değişimleri, artçı depremlerin fay düzlemi çözümleri baskın olarak sağ-yanal doğrultu atımlı mekanizmaya sahip olduğundan (USGS) dolayı optimum yönlenmiş doğrultu atımlı faylar üzerinde hesaplanmıştır. Optimum yönlenmiş fay üzerinde gerilme değişimi hesapları, asal gerilme eksenleri yönelimleri ile bölgesel gerilme alanı tanımlanmasını gerektirmektedir. Bunun için Saber vd. (2013) tarafından Kuzeybatı İran için tanımlanan σ_1 (azimut=355, plunge= 16), σ_2

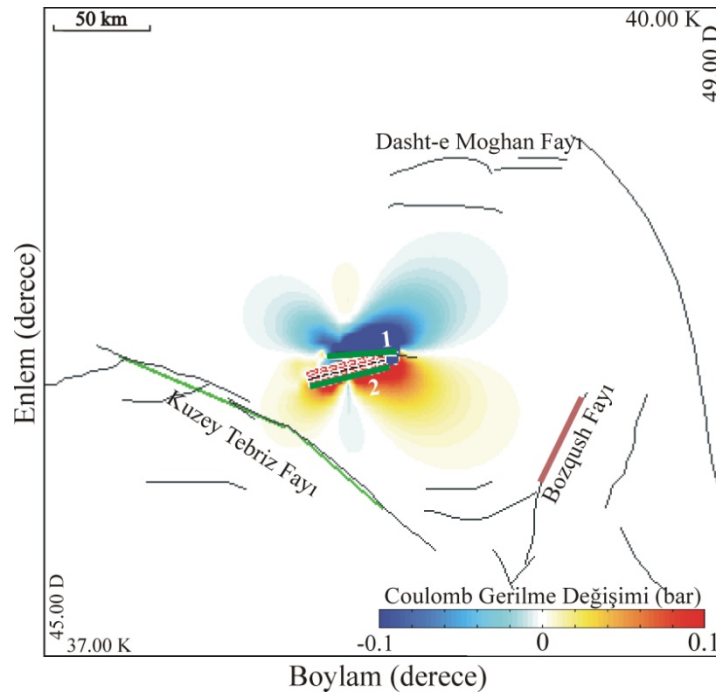
(azimut=102, plunge= 45) ve σ_3 (azimut=251, plunge=41) değerleri kullanılmıştır. Buna göre Şekil 3.75 incelendiğinde artçı deprem episantrlarının 2012 Ahar ve Varzeghan depremlerinden dolayı gerilmenin 1 barın üzerinde artış gösterdiği alanlarda toplandığı göze çarpmaktadır. Buda artçı depremlerin, depremlerden dolayı hesaplanan gerilme değişimlerinde gerilmenin artış gösterdiği alanlarda toplandığı görüşünü açıkça desteklemektedir.



Şekil 3.76. 11 Ağustos 2012 Ahar ve Varzeghan depremlerinden dolayı komşu faylar üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri. (a) Kuzey Tebriz Fayının Kuzeybatı segmenti üzerinde, (b) Kuzey Tebriz Fayının güneydoğu segmenti üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri. 1=2012 Ahar depremi fay düzlemi, 2= 2012 Varzeghan depremi fay düzlemi, KBS= Kuzeybatı Segment, GDS= Güneydoğu Segment

Şekil 3.76 (a), 2012 Ahar ve Varzeghan depremlerinden dolayı KTF'nin Kuzeybatı Segmenti üzerinde hesaplanan gerilme değişimlerini göstermektedir. Sadece

kosismik gerilme değişimlerini içeren modelde kuzeybatı segmentinin 0.1 bar civarında sığ bir gerilme yükü altında olduğu görülmektedir. Buna göre 232 yıldır herhangi bir sismik aktivite gözlenmeyen bu segment için 2012 Ahar ve Varzeghan depremlerinden dolayı oluşan sığ gerilme artışı da hesaba katıldığında bu fay üzerinde büyük bir depremin kaçınılmaz olduğu ortaya çıkmaktadır. GDS üzerinde kosismik gerilme değişimi incelendiğinde ise bu segmentin kuzeybatı kısmının 0.1 bar civarında sığ bir gerilme yükü ile yüklendiği görülmektedir (Şekil 3.76 (b)). Aynı şekilde 291 yıldır herhangi bir deprem aktivitesinin meydana gelmediği bu segmentte 2012 Ahar ve Varzeghan depremlerinden dolayı oluşan bu sığ gerilme yükünün bu fay üzerinde meydana gelecek bir depremin tarihini öne çekmiş olabileceği yorumu yapılabilir.



Şekil 3.77. 11 Ağustos 2012 Ahar ve Varzeghan depremlerinden dolayı Bozqush fayı üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri. 1= 2012 Ahar depremi fay düzlemi, 2= 2012 Varzeghan depremi fay düzlemi

Şekil 3.77 ise 22 Mart 1879 da kırılan Bozqush fayı üzerinde hesaplanan Coulomb gerilme değişimini göstermektedir. Şekilden Bozqush fayının, 2012 Ahar ve Varzeghan depremlerinden dolayı deprem tetiklemesine neden olabilecek düzeyde bir gerilme yükü altında olmadığı açıkça görülmektedir. Ancak çok sığda olsa (0.02 bar civarı) bu fay düzleminin gerilme yüküne maruz kaldığı dikkati çekmektedir.

BÖLÜM 4. SONUÇLAR ve ÖNERİLER

Bu çalışmada, iki büyük tektonik plaka olan Avrasya ve Arabistan plakalarının çarpışma bölgesinde yer alan İran'da farklı tektonik ortamlarda meydana gelmiş bazı depremlerin sonlu-fay kırılma özellikleri telesismik genişbant P ve SH dalga şekillerinden belirlenmiş ve incelenen bu depremlerin kaynak bölgesi civarındaki Coulomb statik gerilme değişimleri modellenerek bu depremler öncesi ve sonrası deprem oluşumlarında gerilme etkileşimlerinin rolü araştırılmıştır. Bu bağlamda, 10 Mayıs 1997 Qa'emat (Zirkuh) ($M_w=7.2$), 14 Mart 1998 Fandoqa ($M_w 6.6$), 22 Şubat 2005 Zarand (Dahuiyeh) ($M_w=6.5$), 31 Mart 2006 Silakhor (Dorud) ($M_w=6.1$), 11 Ağustos 2012 Ahar ($M_w=6.4$) ve Varzeghan ($M_w=6.3$) depremleri incelenmiştir. Telesismik kırılma analizi sonuçları Tablo 4.1'de özetlenmiştir.

Doğu İran'da Abiz fayı üzerinde meydana gelen ve çok segmentli bir yüzey kırığı üreten 1997 Qa'emat depremi kırılmasının üç fay pürüzünün yenilmesi ile kontrol edildiği ve toplamda kırılmanın 36 sn sürerek yaklaşık 1.26×10^{27} dyn.cm'lik bir sismik momenti serbestlediği görülmüştür. Kırılmanın başladığı Kuzey Pürüzü (KP), yüzey kırığının Korizan kasabasının kuzeyi ile Abiz kasabası arasında yerleşmiş olup maksimum kayması 220 cm'dir. KP yaklaşık 30×15 km²'lik bir fay alanında 100 cm ve üzeri kayma değerlerine sahiptir. Maksimum kaymanın 340 cm'yi aştığı Orta Pürüz (OP) ise Ardekul kasabası ile güneydoğuda yüzey kırıklarının güneydoğuya doğru keskin bir doğrultu değiştirdiği kısım arasında yerleşmiştir. 1997 Qa'emat depreminin en güneyindeki ve en küçük kırılma alanını örten pürüzünü teşkil eden Güney Pürüzü (GP) ise yaklaşık 15×15 km²'lik bir kırılma alanına sahiptir. Değişken rake analizi bu pürüzün kırılmasının yüzeyde Berberian vd. (1999) tarafından rapor edildiği gibi ters atımlı olduğunu göstermiştir.

Tablo 4.1 Telesismik kırılma analizi sonuçları. Tablonun gri bölümleri dışındaki hücrelerde yer alan parametrelerin değerleri çalışmada yapılan ters çözümlerde denenerak belirlenmişlerdir

Tarih	Deprem	Kullanılan Veri ve İstasyon Sayısı		Pencere Sayısı	Doğrultu (°)					Eğim (°)	Kayma Açısı (°)					En büyük Kayma (cm)	Yükselim Zamanı (sn)	Kırılma Süresi (sn)	Sismik Moment (dyn.cm)	Mw
		P	SH		S1	S2	S3	S4	S5		S1	S2	S3	S4	S5					
10.05.1997	Qa'emat	21	16	6	190	140	164	330	118	87	S1	S2	S3	S4	S5	340	4	36	1.26*10 ²⁷	7.3
											-175	-175	-175	-175	135					
											Değişken (90-180)					310			1.18*10 ²⁷	7.3
14.03.1998	Fandoqa	23	15	5	156					54	-165					240	3	10	2.18x10 ²⁶	6.8
					Değişken (-90-(-180))						260	2.24x10 ²⁶	6.8							
22.02.2005	Zarand	22	15	5	260					60	104					120	1	10	8.90*10 ²⁵	6.5
					Değişken (90-180)						110	1.07x10 ²⁶	6.6							
31.03.2006	Silakhor	13	16	5	318					63	174					60	2	11	2.77*10 ²⁵	6.2
					Değişken (100-(-170))						65	2.91*10 ²⁵	6.2							
11.08.2012	Ahar	16	7	5	85					87	-167					115	1	6	6.16*10 ²⁵	6.4
11.08.2012	Varzeghan	23	-	5	256					67	135					65	2	6	5.18*10 ²⁵	6.4

1997 Qa'emat depremi öncesinde meydana gelen önemli depremlerin oluşturduğu Coulomb statik gerilme değişimleri, en kuzeydeki birinci segmentin (kırılma analizindeki S1 segmenti) gerilme gölgesi altında olduğunu göstermiştir. Bununla birlikte depremin odağının yer aldığı segment (kırılma analizindeki S2 segmenti) üzerinde hesaplandığında bu segmentin önceki depremler nedeniyle bir gerilme yüküne maruz kaldığı belirlenmiştir. 1997 Qa'emat depremi öncesinde aletsel dönemdeki en önemli iki deprem olan 1979 Korizan ($M_w=6.6$) ve Khuli-Boniabad ($M_w=7.1$) depremlerinin oluşumlarında da gerilme etkileşimlerinin önemli olduğu ve özellikle 31 Ağustos 1968 Dasht-e Bayaz depreminin ($M_w=7.1$) oluşturduğu gerilme yükünün bunda rol oynadığı görülmüştür. 1979 Korizan depremi kırılmasının 1997 Qa'emat depremi S2 segmenti üzerinde yer alıyor olması S1 segmenti üzerinde önceki depremlerden hesaplanan gerilme gölgesini de açıklamaktadır.

1968 Dasht-e Bayaz depreminin oluşturduğu gerilme dağılımı ile artçı deprem dağılımları arasında pozitif bir ilişki gözlenmiş ve bu depremi oluşturan fayın doğu uzanımında meydana gelen 1979 Khuli Boniabad depremi kırılmasının batısında artçı deprem meydana gelmemesinin de yine gerilme etkileşimleri ile yakından ilişkili olduğu görülmüştür. 1997 Qa'emat depremi kırılmasının oluşturduğu gerilme değişimleri ile bu depremin artçıları arasında da genel anlamda bir ilişki olduğu belirlenmiştir. Ayrıca, yapılan gerilme dağılım hesaplamaları Abiz fayının güney ucu ötesinde yer alan K-G uzanımlı doğrultu atımlı fayların özellikle 1997 Qa'emat depreminden dolayı önemli bir gerilme yükü altında olduklarına işaret etmiştir.

Çalışmada incelenen 1998 Fandoqa ve 2005 Zarand depremleri güneydoğu İran'ın Kerman bölgesinde meydana gelmiştir. 1998 Fandoqa depremi için yapılan sonlu-fay analizi, kırılmanın biri odak bölgesinde yerleşmiş büyük bir pürüzün (en yüksek kayma genliği 260 cm) yenilmesiyle kontrol edildiğini önermektedir. Sabit rake açılı modellemede elde edilen ve odağın 22 km kuzeybatısında 10 km derinlikte yerleşmiş diğer küçük pürüzün (130 cm) değişken rake açılı modellemede önemini kaybetmesi bu pürüzün ters çözüm suni oluşumu olarak ele alınmasına yol açmıştır. Böylelikle kırılma 10 sn sürmüş ve toplamda 2.2×10^{26} dyn.cm'lik bir sismik moment serbestlemiştir. Yükselim zamanı 3 sn olarak elde edilmiştir.

2005 Zarand depremi için yapılan değişken (90° - 180°) ve sabit rake açılı sonlu-fay ters çözümlerinde benzer sonuçlar elde edilmiştir. Bu deprem için elde edilen sonlu-fay kayma dağılımı odağın doğusunda 10 km derinde ve batısında sığda yerleşmiş iki pürüzün varlığını ortaya koymuştur. Doğudaki büyük pürüzün ve batıdaki küçük pürüzün en büyük kaymaları sırasıyla 120 ve 100 cm'dir. Kırılma 1.07×10^{26} dyn.cm sismik momenti serbestleşmiş ve 10 sn sürmüştür. Zaman penceresi analizi deprem için 1 sn'lik bir kayma yükselim zamanı önermektedir.

1998 Fandoqa depreminin meydana geldiği Gowk fayı üzerinde oluşan 1981 Golbaf ($M_w=6.6$) ve Sirch ($M_w=7.1$) depremlerinin neden olduğu kosismik gerilme değişimleri, 1998 Fandoqa depremi kırılmasının odağının da içinde yer aldığı ve literatürde "1981 boşluğu" içinde kalan kısmının gerilme yükü altında olduğuna işaret etmiştir. Ayrıca gerek sadece 1998 Fandoqa gerekse önceki depremler ile birlikte 1998 Fandoqa depreminin neden olduğu gerilme değişimleri Gowk fayı doğusundaki Shahdad bindirme ve kıvrım zonu üzerinde gerilme artışına neden olmaktadır. Bu nedenle, 1998 Fandoqa depremi sırasında bu bindirme zonu üzerinde oluşan kaymanın tetiklenmiş kayma olabileceği düşünülmüştür. Gerek 2003 Bam ($M_w=6.5$) gerekse 2005 Zarand depremi ($M_w=6.5$) kırılma düzlemlerine paralel düzlemler üzerinde hesaplanan gerilme değişimleri bu depremlerin Gowk fayı üzerinde meydana gelmiş ve burada bahsi geçen önceki depremlerce gerilme yüküne maruz kaldığını göstermiştir.

Main Recent fayının Dorud segmenti üzerinde oluşan 2006 Silakhor depremi tek bir fay pürüzünün (en büyük kayma 60 cm) kırılması ile oluşmuş ve kırılmanın daha çok kuzeybatıya yayıldığı belirlenmiştir. Bu pürüzün kuzeybatı devamında, derinde düşük kaymalı (yaklaşık 20 cm) kırılma alanının değişken rake açılı analizde kaybolması varlığı konusunda bir şüphe uyandırmıştır. Ancak bu deprem için InSAR verilerinin kullanıldığı önceki bir çalışma benzer bir fay pürüzüne işaret ederken, şüphelenilen kayma bölgesinde de kaymaya işaret etmekte ve bu da kuzeybatıya doğru derinde uzanan kaymanın gerçek olabileceğini düşündürmektedir. Toplam kırılma süresi 11 sn olup belirlenen kayma yükselim zamanı 2 sn'dir. Ayrıca sonlu-fay modellemesi için hesaplanan toplam sismik moment 2.77×10^{25} dyn.cm'dir.

Çalışmada 2006 Silakhor depremi ve yakın civarındaki depremler için yapılan kosismik gerilme değişimi hesaplamaları gerek ana şokun gerekse öncü ve artçı depremlerinin gerilme değişimleri ile ilişkili olduğuna dair kanıtlar sunmuştur. Ana şokun meydana geldiği güneydoğudaki 1909 Lurestan ($M_w=7.4$) ve 1958 Firuzabad ($M_w=6.6$) deprem kırılmaları arasındaki yirminci yüzyılda büyük deprem meydana gelmeyen kırılma boşluğu tüm uzunluğu boyunca gerilme yüküne maruz kalmış ve bu boşluğun yaklaşık 25 km'lik bir kısmı ana şokça kırılmıştır. Bu boşluğun geriye kalan 60 km'lik kısmı 2006 Silakhor depremi dahil önceki depremlerin gerilme yükü altında olup önemli bir deprem tehlikesi arz etmektedir. Bu son hesaplama 2006 Silakhor depremi sonrasında artçı depremlerin (2 aylık $M \geq 2.0$ artçı depremler) neden sadece kuzeybatıdaki bu boşluk civarında meydana geldiğini de açıklamaktadır. Güneydoğuda artçı deprem gözlenmemesi, 1909 Lurestan depremi kırılmasının 2006 Silakhor depremi güneydoğusunda oluşturduğu gerilme gölgesinin geçen yüzyıl içindeki depremlerce üstesinden gelinemediği şeklinde yorumlanmıştır.

Son olarak incelenen 2012 Ahar ($M_w=6.4$) ve onun hemen sonrasında oluşan Varzeghan ($M_w=6.3$) depremleri kuzeybatı İran'da meydana gelmişlerdir. 2012 Ahar depremi için kaymanın 10 km derinliği yukarısında ve genel olarak 20 km'lik bir fay uzunluğu boyunca gerçekleştiği ve en büyük kaymanın 115 cm'ye ulaştığı belirlenmiştir. 2012 Varzeghan depremi için ise kaymanın 2012 Ahar depremine göre daha derine yayıldığı ve daha karmaşık olduğu görülmüştür. Kayma modeli, biri odağın doğusunda ve sığda 55 cm kaymaya sahip diğeri yine odağın doğusunda ve derinde 65 cm kaymaya sahip iki fay pürüzünün kırıldığına işaret etmiştir. 2012 Ahar depremi için kırılma 6 sn'de gerçekleşip toplamda 6.16×10^{25} dyn.cm sismik momenti serbestlerken 2012 Varzeghan depremi için kırılma 6 sn sürmüş ve toplamda 5.18×10^{25} dyn.cm'lik sismik momenti serbestlemiştir. Kayma yükselim zamanları da sırasıyla 1 ve 2 sn olarak belirlenmiştir.

2012 Ahar ve Varzeghan deprem çifti için yapılan gerilme değişim hesaplamaları Varzeghan depreminin Ahar depremi tarafından tetiklendiğini önermektedir. İlginç bir şekilde 2012 Ahar depremi için homojen kayma kullanıldığında 2012 Varzeghan kırılma düzleminin tamamıyla gerilme gölgesinde kaldığı görülmüştür. Ancak 2012 Ahar depremi için çalışmada belirlenen kayma dağılım modeli kullanıldığında 2012

Varzeghan depremi kırılma düzleminin odak ve doğusundaki kısmının gerilme artışı altında olduğunu göstermiştir. Ayrıca bu deprem çifti tarafından neden olunan ve optimum doğrultu atımlı düzlemler üzerinde hesaplanan gerilme değişimleri ile USGS kataloğundan alınan üç ay süreli, büyüklükleri $m_b \geq 4.0$ olan ve mevcut kaynak mekanizma çözümleri doğrultu atımlı faylanmaya işaret eden 54 adet artçı depremin episantr dağılımları ile genel olarak pozitif bir ilişki görülmüştür.

Bir bütün olarak bu çalışmada incelenen İran depremleri için bulunan sonuçlar yerkabuğundaki gerilme değişimlerinin deprem oluşumlarındaki rolünü kanıtlamış ve gerilme değişimlerinin güvenilir olarak belirlenmesinde deprem kayma dağılımlarının önemini göstermiştir. İncelenen depremler için artçı depremlerin genel olarak gerilme artışı gözlenen yerlerde yoğunlaşması gerilme dağılım hesaplamalarının bir ana şok sonrasında artçı depremler kaynaklı deprem zararlarının azaltılmasında bir yöntem olarak kullanılabileceğini de gündeme getirmiştir.

KAYNAKLAR

AKI, K. and RICHARDS, P.G., Quantitative Seismology, University Science Books, Sausalito, California, ISBN 0-935702-96-2, 2002.

ALLEN, M., JACKSON, J. and WALKER, R., Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates, *Tectonics*, Vol. 23, TC2008, doi:10.1029/2003TC001530, 2004.

AMBRASEYS, N.N. and TCHALENKO, J.S., The Dasht-e-Bayaz (Iran) earthquake of August 31, 1968: A field report, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 59, No. 5, pp. 1751-1792, 1969.

AMBRASEYS, N.N., MOINFAR, A., The seismicity of Iran. The Karkhaneh (Kangavar) earthquake of 24 March 1963, *Annals of Geophysics*, Vol. 27, No. 1-2, doi: 10.4401/ag-4911, pp. 23-36, 1973.

AMBRASEYS, N., MOINFAR, A., The seismicity of Iran. The Silakhor (Luristan) earthquake of 23rd January, 1909, *Annali di geofisica*, Vol. 27, No. 3-4, pp. 399-427, 1974a.

AMBRASEYS, N., MOINFAR, A., The seismicity of Iran. The Firuzabad (Nehavend) earthquake of 16 August 1958, *Annals of Geophysics*, Vol. 28, No. 1-2, doi: 10.4401/ag-4910, pp. 1-21, 1974b.

AMBRASEYS, N.N. and MELVILLE, C.P., *A History of Persian Earthquakes*, Cambridge University Press, New York, 1982.

ARCHULETA, R.J., A faulting model for the 1979 Imperial Valley earthquake, *J. Geophys. Res.*, 89, No. B6, Pg. 4559-4585, 1984.

BERBERIAN, M., Earthquake faulting and bedding thrust associated with the Tabas-e-Golshan (Iran) earthquake of September 16, 1978, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 69, pp. 1861-1887, 1979.

BERBERIAN, M., Active faulting and tectonics of Iran, in *Zagros, Hindu Kush, Himalaya: Geodynamic Evolution*, *Geodyn. Ser.*, vol. 3, edited by H. K. Gupta and F.M. Delany, pp. 33-69, AGU, Washington, D.C., doi: 10.1029/GD003p0033, 1981.

BERBERIAN, M., JACKSON, J.A., GHORASHI, M. and KADJAR, M.H., Field and teleseismic observations of the 1981 Golbaf-Sirch earthquakes in SE Iran, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, Vol. 77, No. 3, pg. 809-838, 1984.

BERBERIAN, M., *Seismic Sources of the Transcaucasian Historical Earthquakes, Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus*, D. Giardini and S. Balassanian (Editors), NATO Asi Series, 2. Environment, Vol. 28, Kluwer Academic Press, The Netherlands, pp. 233-311, 1997.

BERBERIAN, M. and YEATS, R.S., Patterns of Historical Earthquake Rupture in the Iranian Plateau, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 89, No. 1, pp. 120-139, 1999.

BERBERIAN, M., JACKSON, J.A., QORASHI, M., KHATIB, M.M., PRIESTLEY, K., TALEBIAN, M. and GHAFURI-ASHTIANI, M., The 1997 May 10 Zirkuh (Qa'enat) earthquake (M_w 7.2): faulting along the Sistan suture zone of eastern Iran, *Geophys. J. Int.*, 136, 671-694, 1999.

BERBERIAN, M., JACKSON, J.A., QORASHI, M., TALEBIAN, M., KHATIB, M. and PRIESTLEY, K., The 1994 Sefidabeh earthquakes in eastern Iran: blind thrusting and bedding-plane slip on a growing anticline, and active tectonics of the Sistan suture zone, *Geophys. J. Int.*, 142, 283-299, 2000.

BERBERIAN, M., JACKSON, J.A., FIELDING, E., PARSONS, B.E., PRIESTLEY, K., QORASHI, M., TALEBIAN, M., WALKER, R., WRIGHT, T.J. and BAKER, C., The 1998 March 14 Fandoqa earthquake (M_w 6.6) in Kerman province, southeast Iran: re-rupture of the 1981 Sirch earthquake fault, triggering of slip on adjacent thrusts and the active tectonics of the Gowk fault zone, *Geophys. J. Int.*, 146, 371-398, 2001.

BERBERIAN, M., The 2003 Bam urban earthquake: A predictable seismotectonic pattern along the western margin of the rigid Lut Block, southeast Iran, *Earthquake Spectra*, 21(S1), S35-S99, doi: 10.1193/1.2127909, 2005.

BERBERIAN, M. and WALKER, R., The Rudbar M_w 7.3 earthquake of 1990 June 20; seismotectonics, coseismic and geomorphic displacements, and historic earthquakes of the western 'High-Alborz', Iran, *Geophys. J. Int.*, 182, 1577-1602, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04705.x, 2010.

BEROZA, G.C. and SPUDICH, P., Linearized inversion for fault rupture behavior: Application to the 1984 Morgan Hill, California, earthquake, *J. Geophys. Res.*, 93, 6275-6296, 1988.

BOUCHON, M., TOKSÖZ, M.N., KARABULUT, H., BOUIN, M.P., DIETRICH, M., AKTAR, M. and EDIE, M., Space and time evolution of rupture and faulting during the 1999 İzmit (Turkey) earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 92, No. 1, 256-266, 2002.

BYRNE, D.E., SYKES, L.R. and DAVIS, D.M., Great Thrust Earthquakes and Aseismic Slip Along the Plate Boundary of the Makran Subduction Zone, *J. Geophys. Res.*, Vol. 97, No. B1, pg. 449-478, 1992.

CAMPOS, J., MADARIAGA, R., NABELEK, J., BUKCHIN, B.G. and DESCHAMPS, A., Faulting process of the 1990 June 20 Iran earthquake from broadband records, *Geophys. J. Int.*, 118, 31-46, 1994.

CHINNERY, M.A., The stress changes that accompany strike-slip faulting, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 53, pp 921-932, 1963.

ÇAKIR, Z., CHABALIER, J.B., ARMIJO, R., MEYER, B., BARKA, A. and PELTZER, G., Coseismic and early post-seismic slip associated with the 1999 Izmit earthquake (Turkey), from SAR interferometry and tectonic field observations, *Geophys. J. Int.*, 155, 93-110, 2003.

DAS, S. and SCHOLZ, C.H., Off-Fault Aftershock Cluster Caused by Shear Stress Increase, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 71, No. 5, pp. 1669-1675, 1981.

DELOUIS, B., GIARDINI, D., LUNDGREN, P. and SALICHON, J., Joint Inversion of InSAR, GPS, Teleseismic, and Strong-Motion Data for the Spatial and Temporal Distribution of Earthquake Slip: Application to the 1999 İzmit Mainshock, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 1, pp. 278-299, 2002.

DeMETS, C., GORDON, R.G., ARGUS, D.F. and STEIN, S., Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478, 1990.

DeMETS, C., GORDON, R.G., ARGUS, D.F. and STEIN, S., Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 21, No. 20, pg. 2191-2194, 1994.

ENGDAHL, E.R., JACKSON, J.A., MYERS, S.C., BERGMAN, E.A. and PRIESTLEY, K., Relocation and assessment of seismicity in the Iran region, *Geophys. J. Int.*, 167 (2), 761-778, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03127.x, 2006.

FATTAHI, M., WALKER, R., Luminescence dating of the last earthquake of the Sabzevar thrust fault, NE Iran, *Quaternary Geochronology*, 2, 284-289, 2007.

FIELDING, E.J., WRIGHT, T.J., MULLER, J., PARSONS, B.E. and WALKER, R., Aseismic deformation of a fold-and-thrust belt imaged by synthetic aperture radar interferometry near Shahdad, southeast Iran, *Geology*, Vol. 32, No. 7, 577-580, doi: 10.1130/G20452.1, 2004.

FIELDING, E.J., LUNDGREN, P.R., TAYMAZ, T., YOLSAL-ÇEVİKBİLEN, S. and OWEN, S.E., Fault-Slip Source Models for the 2011 M 7.1 Van Earthquake in Turkey from SAR Interferometry, Pixel Offset Tracking, GPS, and Seismic Waveform Analysis, *Seismological Research Letters*, Vol. 84, No. 4, 579-593, doi: 10.1785/0220120164, 2013.

GAO, L. and WALLACE, T.C., The 1990 Rudbar-Tarom Iranian earthquake sequence: Evidence for slip partitioning, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, No. B8, pg. 15,317-15,332, 1995.

GEPHART, J.W., FMSI: A FORTRAN program for invertig fault/slickenside and earthquake focal mechanism data to obtain the original stress tensor, *Comput. Geosci.*, 16, 953-989, 1990a.

GEPHART, J.W., Stress and the direction of slip on fault planes, *Tectonics*, 9, 845-858, 1990b.

GHANBARI, E. and SABERI, A.R., Comparison of Mechanism of North Tabriz Fault and North Anatolian Fault with Mechanism of San Andreas Fault, 7th International Congress on Civil Engineering, Tarbiat Modarres University, 7-9 May, Tehran, 2006.

GHANBARI, E., JALILI, E., Paleoseismicity and new seismicity studies in Azerbaijan and the necessity for seismic zonation, *JAEG2006*, Paper number 317, The Geological Society of London, 2006.

GHEITANCHI, M.R., Source parameters of the 1998 Fandoqa earthquake in Kerman Province, south-east Iran, *J. Earth & Space Physics.*, Vol. 28, No. 1, pp. 1-6, 2002.

GHEITANCHI, M.R. and ZARIFII, Z., Investigation of upper crust anisotropy in Ghaen-Birjand region, east-central Iran, *Acta Seismologica Sinica*, Vol. 17, No.5, 518-525, Article ID: 1000-9116(2004)05-0518-08, 2004.

GHODS, A., REZAPOUR, M., BERGMAN, E., MORTEZANEJAD, G. and TALEBIAN, M., Relocation of the 2006 Mw 6.1 Silakhour, Iran, Earthquake Sequence: Details of Fault Segmentation on the Main Recent Fault, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 102, No. 1, pp. 398–416, doi: 10.1785/0120110009, 2012.

GRUNTHAL, G., BOSSE, C., SELLAMI, S., MAYER-ROSA, D. and GIARDINI, D., Compilation of the GSHAP regional seismic hazard for Europe, Africa and the Middle East, *Annali di Geofisica*, Vol. 42, No. 6, 1215–1223, 1999.

GÜLEN, L., PINAR, A., KALAFAT, D., ÖZEL, N., HORASAN, G., YILMAZER, M. and İŞIKARA, A.M., Surface fault breaks, aftershock distribution, and rupture process of the 17 August 1999 İzmit, Turkey, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 230-245, 2002.

HAGHIPOUR, A. and AMADI, M., The November 14 to December 25, 1979, Ghaenat earthquakes of northeast Iran and their tectonic implications, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 1751-1757, 1980.

HALL, J.F., HEATON, T.H., HALLING, M.W. and WALD, D.J., Near-source ground motion and its effect on filexible buildings, *Earthquake Spectra*, 11, 569-605, 1995.

HATAMI, M.R., SHOMALI, Z.H. and JAVAN-DOLOEI, G., Focal mechanisms of Mw 6.5, March 31, 2006 Iran- Silakhor earthquake using data from the Iranian Seismic Network, *Journal of the Earth & Space Physics*, Vol. 35, No. 3, P. 1-11, 2009.

HAMZEHLOO, H., RAHIMI, H., SARKAR, I., MAHOOD, M., ALAVIJEH, M.H. and FARZANEGAN, E., Modeling the strong ground motion and rupture characteristics of the March 31, 2006, Darb-e-Astane earthquake, Iran, using a hybrid of near-field SH-wave and empirical Green's function method *J Seismol.*, 14, 169-195, doi: 10.1007/s10950-009-9159-x, 2009.

HARTZELL, S.H., Earthquake aftershocks as Green's functions, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 5, No. 1, 1-4, 1978.

HARTZELL S.H. and HEATON T.H. Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 73, No. 6, pp. 1553-1583, 1983.

HARTZELL, S.H. and HEATON, T.H., Rupture history of the 1984 Morgan Hill, California, earthquake from the inversion of strong motion records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 76, No. 3, pp. 649-674, 1986.

HARTZELL, S. and MENDOZA, C., Application of an iterative least-squares waveform inversion of strong-motion and teleseismic records to the 1978 Tabas, Iran, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 81, No. 2, pp. 305-331, 1991.

HARTZELL, S.H., STEWART, G.S. and MENDOZA, C., Comparison of L1 and L2 norms in a teleseismic waveform inversion for the slip history of the Loma Prieta, California, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 81, No. 5, pp. 1518-1539, 1991.

HARTZELL, S. and LANGER, C., Importance of Model Parameterization in Finite Fault Inversions: Application to the 1974 M_w 8.0 Peru Earthquake, *J. Geophys. Res.*, Vol. 98, No. B12, pg. 22,123-22,134, 1993.

HARRIS, R. A. Introduction to special section: Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard, *J. Geophys. Res.*, Vol. 103, No. B10, pg. 24,347-24,358, 1998.

HAYES, G., Updated result of the Oct 23, 2011 MW 7.1 Eastern Turkey earthquake, http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2011/usb0006bqc/finite_fault.php, Erişim Tarihi: 21.11.2013.

HAYNES, S.J. and MCOUILLAN, H., Evolution of the Zagros Suture Zone, Southern Iran, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol. 85, No. 5, 739-744, 1974.

HESSAMI, K., KOYI, H.A. and TALBOT, C.J., The Significance of Strike-Slip Faulting in the Basement of the Zagros Fold and Thrust Belt, *Journal of Petroleum Geology*, Vol. 24(1), pp. 5-28, 2001.

HESSAMI, K., JAMALI, F. and TABASSI, H., Major Active Faults of Iran (map), scale 1:2,500,000, Ministry of Science, Research and Technology, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, IIEES, 2003.

HESSAMI, K. and JAMALI, F., Explanatory Notes to the Map of Major Active Faults of Iran, JSEE: Spring 2006, Vol. 8, No. 1, 2006.

HOLLINGSWORTH, J., JACKSON, J., ALARCÓN, J.E. and BOMMER, J.J., The 4th February 1997 Bojnurd (Garmkhan) Earthquake in NE Iran: Field, Teleseismic, and Strong-Motion Evidence for Rupture Directivity Effects on a Strike-Slip Fault, *Journal of Earthquake Engineering*, 11:193–214, doi: 10.1080/13632460601031078, 2007.

HOSSEINI, S.K., Two source faults of Ahar-Varzaghan Earthquakes, August 11, 2012, NW-Iran, Earthquake Research Center, Ferdowsi University of Mashhad, Iran, 2012.

IKEDA, Y., IMAIZUMI, T., SATO, H., HESSAMI, K. and KHATIB, M.M., Surface faults associated with the Qayen, northeast Iran, earthquake of May 10, 1997, *Active Fault Res.*, 18, 1–13, 1999.

IRMAK, S.T, DOĞAN, B. ve KARAKAŞ, A., 23 Ekim 2011 Van Depremi (Mw=7.1) ve Artçılarının Kaynak, Yırtılma Özellikleri ve Tektonik Anlamı, Aktif Tektonik Grubu (ATAG) 16. Çalıştay1, 18-19 Ekim İstanbul, 2012.

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

JACKSON, J.A. and MCKENZIE, D.P., The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 93, 45-73, 1988.

JACKSON, J., Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey, *J. Geophys. Res.*, 97, 12,471–12,479, 1992.

JACKSON, J.A., HAINES, J. and HOLT, W., The accommodation of the Arabia-Eurasia plate convergence in Iran, *J. Geophys. Res.*, Vol. 100, No. B8, pg. 15,205-15,219, 1995.

JACKSON, J., BOUCHON, M., FIELDING, E., FUNNING, G., GHORASHI, M., HATZFELD, D., NAZARI, H., PARSONS, B., PRIESTLEY, K., TALEBIAN, M., TATAR, M., WALKER, R. and WRIGHT, T., Seismotectonic, rupture process, and earthquake-hazard aspects of the 2003 December 26 Bam, Iran, earthquake, *Geophys. J. Int.*, 166, 1270–1292, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03056.x, 2006.

KADINSKY-CADE, K. and BARAZANGI, M., Seismotectonics of southern Iran: The Oman Line, *Tectonics*, Vol. 1, No. 5, pg. 389-412, 1982.

KIKUCHI, M. and KANAMORI, H., Inversion of complex body waves- III, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 81, No. 6, pp. 2335-2350, 1991.

KING, G.C.P., STEIN, R.S. and LIN, J., Static Stress Changes and the Triggering of Earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 84, No. 3, pp. 935-953, 1994.

KLOTZ, J., ANGERMANN, D., MICHEL G.W., PORTH, R., REIGBER, C., REINKING, J., VIRAMONTE, J., PERDOMO, R., RIOS, V.H., BARRIENTOS, S., BARRIGA, R. and CIFUENTES, O., GPS-derived Deformation of the Central Andes Including the 1995 Antofagasta $M_w=8.0$ Earthquake, Pure Appl. Geophys., 154, 709-730, 1999.

KONCA, A.Ö., LEPRINCE, S., AVOUAC, J.P. and HELMBERGER, D.V., Rupture Process of the 1999 M_w 7.1 Duzce Earthquake from Joint Analysis of SPOT, GPS, InSAR, Strong-Motion and Teleseismic Data: A Supershear Rupture with Variable Rupture Velocity, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 100, No. 1, pp. 267–288, doi: 10.1785/0120090072, 2010.

KREEMER, C., HOLT, W.E. and HAINES, A.J., An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation, Geophys. J. Int., 154, 8-34, 2003.

LANGER, C.J., HARTZELL, S., Rupture distribution of the 1977 western Argentina earthquake, Phys. Earth Planet. In., 94, 121-132, 1996.

LANGSTON, C.A. and HELMBERGER, D.V., A Procedure for Modeling Dislocation Sources, Geophys. J. R. Astr. Soc., 42, 117-130, 1975.

LASOCKI, S., KARAKOSTAS, V.G. and PAPADIMITRIOU, E.E., Assessing the role of stress transfer on aftershock locations, J. Geophys. Res., Vol. 114, B11304, doi:10.1029/2008JB006022, 2009.

LAY, T. and WALLACE, T.C., Modern Global Seismology, Academic Press, San Diego, California, ISBN-13: 978-0-12-732870-6, 1995.

LAWSON, C.L. and HANSON R.J., Solving Least Square Problem, Prentice-Hall New Jersey, ISBN-0-13-822585-0, 1974.

LI, X., CORMIER, V.F. and TOKSÖZ, M.N., Complex source process of the 17 August 1999 İzmit, Turkey, earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 92, 267-277, 2002.

LIN, J. and STEIN, R.S., Stress triggering in thrust and subduction earthquakes, and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults, J. Geophys. Res., Vol. 109, B02303, doi:10.1029/2003JB002607, 2004.

MA'HOOD, M., HAMZEHLOO, H. and DOLOEI, G.J., Attenuation of high frequency P and S waves in the crust of the East-Central Iran, Geophys. J. Int., 179, 1669–1678, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04363.x, 2009.

MANI, M. and MIRZAEI, N., Investigation of earthquake migration and seismic gap along the main recent fault, Zagros Mountain of Iran, ASC 2002, Sym. On Seis. Eq. Haz. Ass. & Risk Mgmt., Katmandu, Nepal, 24-26 Nov. 2002.

MARDKHEH, A.J., Analysis of the Iranian Permanent GPS Network in the NE and E of Iran (time series and velocity field) and Modelling the stress transfer between active faults bounding the Lut block, Master thesis, University of Joseph Fourier, Grenoble, France, 2007.

McCLOSKEY, J. and NALBANT, S.S., Near-real-time aftershock hazard maps, *Nature Geoscience.*, Vol. 2, 154–155, 2009.

MENDOZA, C. and HARTZELL, S.H., Inversion for slip distribution using teleseismic P waveforms: North Palm Springs, Borah peak, and Michoacan Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 78, No. 3, pp. 1092-1111, 1988.

MENDOZA, C. and HARTZELL, S.H., Slip distribution of the 19 September 1985 Michoacan, Mexico, Earthquake: Near-source and teleseismic constraints, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 79, No. 3, pp. 655-659, 1989.

MENDOZA, C., Coseismic slip of two large Mexican earthquakes from teleseismic body waveforms: implications for asperity interaction in the Michoacan plate boundary segment, *J. Geophys. Res.*, 98, 8197-8210, 1993.

MENDOZA, C., HARTZELL, S. and MONFRET, T., Wide-band analysis of the 3 March 1985 central Chile earthquake: Overall source process and rupture history, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 84, No. 2, pp. 269-283, 1994.

MENDOZA, C., Finite-fault analysis of the 1979 March 14 Petatlan, Mexico, earthquake using teleseismic P waveforms, *Geophys. J. Int.*, 121, 675-683, 1995.

MENKE, W., *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*, International Geophysics Series, Vol. 45, Academic Press, Inc., San Diego, California 92101, ISBN -0-12-490921-3, 1989.

MOTLAGH, S.A. and MOSTAFAZADEH, M., Source Parameters of the Mw 6.6 Fandoqa (SE Iran) Earthquake of March 14, 1998, *Journal of Seismology and Earthquake Engineering, JSEE*, Spring 2008, Vol. 10, No. 1, 1-10, 2008.

MIRZAEI, N. and GHEITANCHI, M.R., Seismotectonics of Sahneh fault, middle segment of main recent fault, Zagros mountains, western Iran, *J Earth & Space Physics*, Vol. 28, No. 2, p. 1-8, 2002.

MIYAJIM, M., FALLAHI, A., SADEGHI, A., GHANBARI, E., SOLTAN, H., AMIRASLANZADEH, R., VAKILAZADSARABI, A., FOROUZANDEH, F.J. and SHEIKHALIZADEH, R., Site Investigation of the Ahar-Varzeghan Earthquake in NW Iran of August 11, 2012, *JSCE Disaster Reports*, http://committees.jsce.or.jp/disaster/system/files/FS2013-E-0001_0.pdf

MOUSAVI, Z., WALPERSDORF, A., WALKER, R.T., TAVAKOLI F., PATHIER, E., NANKALI, H., NILFOUROUSHAN, F., DJAMOUR, Y., Global Positioning System constraints on the active tectonics of NE Iran and the South Caspian region, *Earth and Planetary Science Letters*, 377–378, 287–298, 2013.

NABELEK, J.L., Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves, Ph. D. Thesis, Mass. Inst. of Technol, 1984.

NAKAMURA, T., SUZUKI, S., SADEGHI, H., AGHDA, S.F.M., MATSUSHIMA, T., ITO, Y., HOSSEINI, S.K., GANDOMI, A.J. and MALEKI, M., Source fault structure of the 2003 Bam earthquake, southeastern Iran, inferred from the aftershock distribution and its relation to the heavily damaged area: Existence of the Arg-e-Bam fault proposed, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 32, L09308, doi:10.1029/2005GL022631, 2005.

NALBANT, S.S., BARKA, A.A., ALPTEKİN, Ö., Failure stress change caused by the 1992 Erzincan earthquake ($M_s=6.8$), *Geophys. Res. Letters*, Vol. 23, No. 13, 1561-1564, 1996.

NALBANT, S.S., McCLOSKEY, J., STEACY, S., BARKA, A.A., Stress accumulation and increased seismic risk in eastern Turkey, *Earth and Planetary Science Letters*, 195, 291-298, 2002.

NALBANT, S.S., STEACY, S. and McCLOSKEY, J., Stress transfer relations among the earthquakes that occurred in Kerman province, southern Iran since 1981, *Geophys. J. Int.*, 167, 309–318, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03119.x, 2006.

NECİOĞLU, A., Determination of crustal and upper mantle structure between Iran and Turkey from the dispersion of Rayleigh waves, *Journal of the Balkan Geophysical Society*, Vol. 2, No 4, pp. 139-150, 1999.

NEMATI, M. and GHEITANCHI, M.R., Analysis of 2005 Dahuieh (Zarand) aftershock sequences in Kerman province, southeast Iran, *Journal of the Earth and Space Physics.*, Vol. 37, No. 1, pp. 1-9, 2011.

NIAZI, M. and BOZORGNIA, Y., The 1990 Manjil, Iran, Earthquake: Geology and Seismology Overview, PGA Attenuation, and Observed Damage, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 82, No. 2, pp. 774–799, 1992.

OKADA, Y., Surface Deformation due to Shear and Tensile Faults in a Half-Space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 75, No. 4, pp. 1135-1154, 1985.

OKADA, Y., Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 82, No. 2, pp. 1018–1040, 1992.

OKAL, E., A student's guide to teleseismic body wave amplitudes, *Seism. Res. Lett.*, Vol. 63, No. 2, 169-180, 1992.

OLSON, A.H. and APSEL, R.J., Finite faults and inverse theory with applications to the 1979 Imperial Valley earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 72, No. 6, pp. 1969-2001, 1982.

PARSONS, T., Recalculated probability of $M \geq 7$ earthquakes beneath the Sea of Marmara, Turkey, *J. Geophys. Res.*, Vol. 109, B05304, doi:10.1029/2003JB002667, 2004.

PEYRET, M., CADOUL, B. and CHÉRY, J., Measuring co-seismic deformation of the Fandoqa (14/03/98-Mw 6.6) and Zirkuh (10/05/97-Mw 7.1) earthquakes, SE Iran, *Proceedings of the FRINGE 2003 Workshop (ESA SP-550)*, 1-5 December 2003, ESA/ESRIN, Frascati, Italy, Editor: H. Lacoste. Published on CDROM., p.77.1, 2004.

PEYRET, M., ROLANDONE, F., DOMINGUEZ, S., DJAMOUR, Y. and MEYER, B., Source model for the Mw 6.1, 31 March 2006, Chalan-Chulan Earthquake (Iran) from InSAR, *Terra Nova*, Vol. 20, No. 2, 126–133, doi: 10.1111/j.1365-3121.2008.00797.x, 2008.

RAMAZI, H. and HOSSEINNEJAD, M., The Silakhor (Iran) Earthquake of 31 March 2006, from an Engineering and Seismological Point of View, *Seismological Research Letters*, Vol. 80, No. 2, 224-232, doi: 10.1785/gssrl.80.2.224, 2009.

RAZZAGHI, M.S. and ASHTIANY, M.G., A Preliminary Reconnaissance Report on August 11th 2012, Varzaghan-Ahar Twin Earthquakes in NW of Iran, *IASPEI Newsletter*, October 2012.

REILINGER, R., ERGİNTAV, S., BURGMAN, R., McCLUSKY, S., LENK, O., BARKA, A., GÜRKAN, O., HEARN, L., FEIGL, K.L., ÇAKMAK, R., AKTU, B., ÖZENER, H. and TOKSÖZ, M.N., Coseismic and postseismic fault slip for the 17 August 1999, $M=7.5$, İzmit, Turkey earthquake, *Science*, 289, 1519-1524, 2000.

REILINGER, R., McCLUSKY, S., VERNANT P., LAWRENCE, S., ERGİNTAV, S., ÇAKMAK, R., ÖZENER, H., KADİROV, F., GULIEV, I., STEPANYAN, R., NADARIYA, M., HAHUBIA, G., MAHMOUD, S., SAKR, K., ARRAJEHI, A., PARADISSIS, D., AL-AYDRUS, A., PRILEPIN, M., GUSEVA, T., EVREN, E., DMITROTSA, A., FILIKOV, SV., GOMEZ, F., AL-GHAZZI, R. and KARAM, G., GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *J. Geophys. Res.*, Vol. 111, B05411, doi:10.1029/2005JB004051, 2006.

REZAPOUR, M., Analysis of the causative fault during Silakhor earthquake, March 31, 2006 in Lorestan province, *Iranian Journal of Geophysics*, 3(1), 75-89, 2009.

ROUHOLLAHI, R., GHAYAMGHAMIAN, M.R. YAMINIFARD, F., SUHADOLC, P. and TATAR, M., Source process and slip model of 2005 Dahuiyeh-Zarand earthquake (Iran) using inversion of near-field strong motion data, *Geophys. J. Int.*, doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05387.x, 2012.

SABER, R., IŞIK, V., ÇAĞLAYAN, A., Kuzey Bozkuş Fay Zonunun (KB İran) Jeolojisi ve Tektonik Önemi, *Yerbilimleri*, 34 (2), 83-100, 2013.

SELLA, G.F., DIXON, T.H. and MAO, A., REVEL: A model for Recent plate velocities from space geodesy, *J. Geophys. Res.*, Vol. 107, No. B4, 2081, doi:10.1029/2000JB000033, 2002.

SEPAHVAND, M.R., YAMINIFARD, F., TATAR, M. and ABBASI, M.R., Aftershocks study of the 2006 Silakhor earthquake (Zagros, Iran): seismological evidences for a pull-apart basin along the Main Recent Fault, Doroud segments, *Journal of Seismology*, 16, 233-251, DOI 10.1007/s10950-011-9266-3, 2012.

SEKIGUCHI, H. and IWATA, T., Rupture Process of the 1999 Kocaeli, Turkey, Earthquake Estimated from Strong-Motion Waveforms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 1, pp. 300-311, 2002.

STEACY, S., MARSAN, D., NALBANT, S.S. and McCLOSKEY, J., Sensitivity of static stress calculations to the earthquake slip distribution, *J. Geophys. Res.*, Vol. 109, B04303, doi:10.1029/2002JB002365, 2004.

STEACY, S., GOMBERG, J. and COCCO, M., Introduction to special section: Stress transfer, earthquake triggering, and time-dependent seismic hazard, *J. Geophys. Res.*, Vol. 110, B05S01, doi:10.1029/2005JB003692, 2005a.

STEACY, S., MARSAN, D., NALBANT, S.S., McCLOSKEY, J., NOSTRO, C., SCOTTI, O. and BAUMONT, D., Onto what planes should Coulomb stress perturbations be resolved?, *J. Geophys. Res.*, Vol. 110, B05S15, doi:10.1029/2004JB003356, 2005b.

STEIN, R.S. and LISOWSKI, M., The 1979 Homestead Valley Earthquake Sequence, California: Control of Aftershocks and Postseismic Deformation, *J. Geophys. Res.*, Vol. 88, No. B8, pg. 6477-6490, 1983.

STEIN, R.S., DIETERICH, J.H. and BARKA, A.A., Role of Stress Triggering in Earthquake Migration on the North Anatolian Fault, *Phys. Chem. Earth*, Vol. 21, No. 4, pp. 225-230, 1996.

STEIN, R.S., BARKA A.A. and DIETERICH J.H., Progressive failure of North Anatolian Fault since 1939 by earthquake stress triggering, *Geophys. J. Int.*, 128, 594-604, 1997.

STEIN, R.S., The role of stress transfer in earthquake occurrence, *Nature*, Vol. 402, 605-609, 1999.

STEIN, R.S., Earthquake Conversations, *Scientific American*, Vol. 288, 72-79, January issue, 2003.

SUDHAUS, H. and JONSSON, S., Source model for the 1997 Zirkuh earthquake (MW=7.2) in Iran derived from JERS and ERS InSAR observations, *Geophys. J. Int.*, 185, 676–692, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.04973.x, 2011.

TALEBIAN, M. and JACKSON, J., Offset on the Main Recent fault of NW Iran and implications for the late Cenozoic tectonics of the Arabia- Eurasia collision zone, *Geophys. J. Int.*, 150, 422–439, 2002.

TALEBIAN, M., FIELDING, E.J., FUNNING, G.J., GHORASHI, M., JACKSON, J., NAZARI, H., PARSONS, B., PRIESTLEY, K., ROSEN, P.A., WALKER, R. and WRIGHT, T.J., The 2003 Bam (Iran) earthquake: Rupture of a blind strike-slip fault, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 31, L11611, doi:10.1029/2004GL020058, 2004.

TALEBIAN, M., BIGGS, J., BOLOURCHI, M., COPLEY, A., GHASSEMI, A., GHORASHI, M., HOLLINGSWORTH, J., JACKSON, J., NISSEN, E., OVEISI, B., PARSONS, B., PRIESTLEY, K. and SAIIDI, A., The Dahuiyeh (Zarand) earthquake of 2005 February 22 in central Iran: reactivation of an intramountain reverse fault, *Geophys. J. Int.*, 164, 137–148, 2006.

TATAR, M., JACKSON, J., HATZFELD, D. and BERGMAN, D., The 2004 May 28 Baladeh earthquake (Mw 6.2) in the Alborz, Iran: overthrusting the South Caspian Basin margin, partitioning of oblique convergence and the seismic hazard of Tehran, *Geophys. J. Int.*, 170, 249–261, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03386.x, 2007.

TCHALENKO, J. and AMBRASEYS, N., Structural analysis of the Dasht-e-Bayaz earthquake fractures, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 41-60, 1970.

TCHALENKO, J.S. and BERBERIAN, M., Dasht-e-Bayaz fault, Iran: earthquake and related structures in bedrock, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 703-709, 1975.

TIBI, R., BOCK, G., XIA, Y., BAUMBACH, M., GROSSER, H., MILKERIT, C., KARAKISA, S., ZÜNBL, S., KIND, R. and ZSCHAU, J., Rupture process of the 1999 August 17 Izmit and November 12 Düzce (Turkey) earthquakes, *Geophys. J. Int.*, 144, F1-F7, 2001.

TIRRUL, R., BELL, I.R., GRIFFIS, R.J., CAMP, V.E., The Sistan suture zone of eastern Iran, *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 94, pp. 134-150, 1983.

TODA, S., STEIN, R., Toggling of seismicity by the 1997 Kagoshima earthquake couplet: A demonstration of time-dependent stress transfer, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108, No. B12, 2567, doi:10.1029/2003JB002527, 2003.

TODA, S., STEIN, R.S., DINGER, K.R. and BOZKURT, S.B., Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer, *J. Geophys. Res.*, Vol. 110, B05S16, doi:10.1029/2004JB003415, 2005.

UDIAS, A., Principles of Seismology, Cambridge University Press, Cambridge, ISBN 0-521 62434-7, 1999.

UTKUCU, M., Anadolu depremlerinde kırılma sürecinin sonlu fay modelleri ile incelenmesi, Doktora tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 2002.

UTKUCU, M., PINAR, A. and ALPTEKİN, Ö., A detailed slip model for the 1995, October 1, Dinar, Turkey, earthquake ($M_S=6.1$) determined from inversion of teleseismic *P* and *SH* waveforms, *Geophys. J. Int.*, 151, 184–195, 2002.

UTKUCU, M., PINAR, A., ALPTEKİN, Ö., Uzak alan P dalga Şekillerinin sonlu-fay ters çözümünden 22 Mayıs 1971 Bingöl depremi kırılma sürecinin incelenmesi, *Yerbilimleri*, 28, 65-79, 2003.

UTKUCU, M. and DURMUŞ H., A teleseismic finite-fault rupture model for the August 17, 1999, İzmit earthquake ($M_w=7.6$): implications for the seismic nucleation phase, *Annals of Geophysics*, 55, 2; doi: 10.4401/ag-4954, 2012.

UTKUCU M., 23 October 2011 Van, Eastern Anatolia, earthquake (M_w 7.1) and seismotectonics of Lake Van area, *J Seismol.*, 17:783–805, doi:10.1007/s10950-012-9354-z, 2013.

UTKUCU, M., DURMUŞ, H., YALÇIN, H., BUDAKOĞLU, E. and IŞIK, E., Coulomb static stress changes before and after the 23 October 2011 Van, Eastern Turkey, earthquake ($M_W=7.1$): implications for the earthquake hazard mitigation, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 13, 1-14, doi:10.5194/nhees-13-1-2013, 2013.

VERNANT, P., NILFOROUSHAN, F., HATZFELD, D., ABBASSI, M.R., VIGNY, C., MASSON, F., NANKALI, H., MARTINOD, J., ASHTIANI, A., BAYER, R., TAVAKOLI, F. and CHERY, J., Present-day crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophys. J. Int.*, 157, 381-398, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02222, 2004.

WALD, D.J., HELMBERGER, D.V. and HEATON, T.H., Rupture model of the 1989 Loma Prieta earthquake from the inversion of strong motion and broadband teleseismic data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 81, No. 5, pp. 1540-1572, 1991.

WALD D.J. and HEATON, T.H., Spatial and Temporal Distribution of Slip for the 1992 Landers, California, Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 84, No. 3, pp. 668-691, 1994.

WALD, D.J., HEATON, T.H. and HUDNUT, K.W., The Slip History of the 1994 Northridge, California, Earthquake Determined from Strong Ground Motion, Teleseismic, GPS, and Leveling Data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, S49-S70, 1996.

WALKER, R., JACKSON, J., Offset and evolution of the Gowk fault, S.E. Iran: a major intra-continental strike-slip system, *Journal of Structural Geology*, 24, 1677-1698, 2002.

WALKER, R., JACKSON, J. and BAKER, C., Surface expression of thrust faulting in eastern Iran: source parameters and surface deformation of the 1978 Tabas and 1968 Ferdows earthquake sequences, *Geophys. J. Int.*, 152, 749–765, 2003.

WALKER, R., JACKSON, J. and BAKER, C., Active faulting and seismicity of the Dasht-e-Bayaz region, eastern Iran, *Geophys. J. Int.*, 157, 265–282, doi:10.1111/j.1365-2966.2004.02179.x, 2004.

WALKER, R.T., ANDALIBI, M.J., GHEITANCHI, M.R., JACKSON, J.A., KAREGAR, S. and PRIESTLEY, K., Seismological and field observations from the 1990 November 6 Furg (Hormozgan) earthquake: a rare case of surface rupture in the Zagros mountains of Iran, *Geophys. J. Int.*, 163, 567–579, doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02731.x, 2005a.

WALKER, R.T., BERGMAN, E., JACKSON, J., GHORASHI, M. and TALEBIAN, M., The 22 June 2002 Changureh (Avaj) earthquake in Qazvin province, northwest Iran: epicentral relocation, source parameters, surface deformation and geomorphology, *Geophys. J. Int.*, 160, 707–720, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02516.x, 2005b.

WALKER, R.T. and KHATIB, M.M., Active faulting in the Birjand region of NE Iran, *Tectonics*, Vol. 25, TC4016, doi:10.1029/2005TC001871, 2006.

WALKER, R.T., BERGMAN, E.A., SZELIGA, W. and FIELDING, E.J., Insights into the 1968–1997 Dasht-e-Bayaz and Zirkuh earthquake sequences, eastern Iran, from calibrated relocations, InSAR and high-resolution satellite imagery, *Geophys. J. Int.*, doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05213.x, 2011.

WANG, R., XIA, Y., GROSSER, H., WETZEL, H.-U., KAUFMANN, H. and ZSCHAU, J., The 2003 Bam (SE Iran) earthquake: precise source parameters from satellite radar interferometry, *Geophys. J. Int.*, 159, 917–922, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02476.x, 2004.

WELLS, D.L. and COPPERSMITH, K.J., New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 84, No. 4, pp. 974-1002, 1994.

WIEMER, S., A software package to analyze seismicity: ZMAP, *Seis. Res. Lett.*, 72(2), 2001; 374-383.

WIKIPEDIA, İnternet Sitesi, en.wikipedia.org/wiki/2010_Hosseinabad_earthquake, Erişim Tarihi: 24.08.2013.

WRIGHT, T.J., PARSONS, B.E., JACKSON, J.A., HAYNES, M., FIELDING, E.J., ENGLAND, P.C., CLARKE, P.J., Source parameters of the 1 October 1995 Dinar (Turkey) earthquake from SAR interferometry and seismic bodywave modelling, *Earth and Planetary Science Letters*, 172, 23-37, 1999.

YAGI, Y. and KIKUCHI, M., Source rupture process of the Kocaeli, Turkey, earthquake of August 17, 1999, obtained by joint inversion of near field data and teleseismic data, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 27, No. 13, 1969-1972, 2000.

YOLSAL, S., Girit-Kıbrıs yayları ve Ölü Deniz fay zonu çevresinde oluşan depremlerin kaynak mekanizması parametreleri kayma dağılımları ve tarihsel tsunami simülasyonları, Doktora tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 2008.

YOSHIDA, S., KOKHETSU, K., SHIBAZAKI, B., SAGIYA, T., KATO, T. and YOSHIDA, Y., Joint Inversion of Near- and Far-field Waveforms and Geodetic Data for Rupture Process of the 1995 Kobe Earthquake, *J. Phys. Earth*, 44, 437-454, 1996.

ZARE, M. and SHAHVAR, M.P.M., Preliminary report on the 11 August 2012, Mw 6.2 and Mw 6,1; Ahar Twin earthquakes in East Azerbaijan Province of NW Iran, IIEES, www.iiees.ac.ir, Tehran, Iran, 2012.

ZHOU, S.Y. and CHEN, X.F., Inversion of near-field waveform data for earthquake source rupture process (I): Method and numerical test, *Science in China Series D-Earth Sciences*, 46 (11), 1089-1102, 2003.

ZIV, A. and RUBIN, A.M., Static stress transfer and earthquake triggering: No lower threshold in sight?, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 105, No. B6, 13,631-13,642, 2000.

ÖZGEÇMİŞ

Hatice DURMUŞ, 09.07.1978 tarihinde Düzce' de doğdu. İlk, orta ve lise eğitimini Düzce'de tamamladıktan sonra 1997 yılında İstanbul Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünde lisans eğitimine başladı. Bu bölümden 2001 yılında mezun oldu ve aynı yıl Sakarya Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim dalında yüksek lisans eğitimine başladı. Aralık 2001'de SAÜ Jeofizik Mühendisliği Bölümüne Araştırma görevlisi olarak atandı. 2003 yılında yüksek lisans eğitimini tamamladıktan sonra aynı enstitü bünyesindeki İnşaat Mühendisliği Geoteknik Anabilim Dalında doktora eğitimine başladı ve 2009 yılında bu eğitimini yarıda bırakarak Jeofizik Mühendisliği bölümünde doktora eğitimine başladı. Halen SAÜ Jeofizik Mühendisliği bölümünde Araştırma Görevlisi olarak görev yapan Hatice DURMUŞ evli ve bir çocuk annesidir.