

T.C.
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

LUT BLOĞU'NDA (İRAN) MEYDANA GELEN DEPREMLERİN
ZAMANA BAĞLI GERİLME DEĞİŞİMLERİNİN
MODELLENMESİ

DOKTORA TEZİ

Fatih UZUNCA

Jeofizik Mühendisliği Bölümü Anabilim Dalı

MART 2024

T.C.
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

LUT BLOĞU'NDA (İRAN) MEYDANA GELEN DEPREMLERİN
ZAMANA BAĞLI GERİLME DEĞİŞİMLERİNİN
MODELLENMESİ

DOKTORA TEZİ

Fatih UZUNCA

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Tez Danışmanı: Prof. Dr. Murat UTKUCU

MART 2024

Fatih UZUNCA tarafından hazırlanan “Lut Bloğu'nda (İran) meydana gelen depremlerin zamana bağlı gerilme değişimlerinin modellenmesi” adlı tez çalışması 25.03.2024 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği ile Sakarya Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı’nda Doktora tezi olarak kabul edilmiştir.

Tez Jürisi

Jüri Başkanı :	Prof. Dr. Bülent ORUÇ Kocaeli Üniversitesi	
Jüri Üyesi :	Prof. Dr. Murat UTKUCU Sakarya Üniversitesi	
Jüri Üyesi :	Doç. Dr. Timur TEZEL Sakarya Üniversitesi	
Jüri Üyesi :	Doç. Dr. Osman KIRTEL Sakarya Uygulamalı Bilimler Üniversitesi	
Jüri Üyesi :	Dr. Öğr. Üyesi Günay BEYHAN Sakarya Üniversitesi	



ETİK İLKE VE KURALLARA UYGUNLUK BEYANNAMESİ

Sakarya Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Lisansüstü Eğitim-Öğretim Yönetmeliğine ve Yükseköğretim Kurumları Bilimsel Araştırma ve Yayın Etiği Yönergesine uygun olarak hazırlamış olduğum “Lut Bloğu'nda (İran) meydana gelen depremlerin zamana bağlı gerilme değişimlerinin modellenmesi” başlıklı tezin bana ait, özgün bir çalışma olduğunu; çalışmamın tüm aşamalarında yukarıda belirtilen yönetmelik ve yönergeye uygun davrandığımı, tezin içerdiği yenilik ve sonuçları başka bir yerden almadığımı, tezde kullandığım eserleri usulüne göre kaynak olarak gösterdiğimi, bu tezi başka bir bilim kuruluna akademik amaç ve unvan almak amacıyla vermediğimi ve 20.04.2016 tarihli Resmi Gazete’de yayımlanan Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliğinin 9/2 ve 22/2 maddeleri gereğince Sakarya Üniversitesi’nin abonesi olduğu intihal yazılım programı kullanılarak Enstitü tarafından belirlenmiş ölçütlere uygun rapor alındığını, çalışmamla ilgili yaptığım bu beyana aykırı bir durumun ortaya çıkması halinde doğabilecek her türlü hukuki sorumluluğu kabul ettiğimi beyan ederim.

(25/03/2024).

Fatih UZUNCA





Eşime, anne, baba ve çocuklarıma



TEŞEKKÜR

Bu doktora tez çalışmasının hazırlanmasında destekleri ve önerileri için başta danışman hocam Prof. Dr. Murat UTKUCU olmak üzere, Prof. Dr. Süleyman Sami NALBANT'a, Prof. Dr. Ali PINAR'a ve Dr. Öğretim Üyesi Hatice DURMUŞ'a teşekkürü borç bilirim. Ayrıca manevi desteklerinden dolayı eşim Aysun KAPLAN UZUNCA, annem Fatma UZUNCA ve babam Ferhan UZUNCA'ya en içten teşekkürlerimi sunarım.

Ayrıca, çalışmada “Türkiye’de zaman bağımlı deprem gerilme etkileşimlerinin modellenmesi ve Deprem Tehlikesi Üzerine Çıkarımlar (TÜBİTAK 121Y271)” başlıklı proje kapsamında sağlanan olanaklardan yararlanılmıştır. Bu bağlamda söz konusu projeyi destekleyerek tez kapsamındaki bilimsel araştırmaların yapılmasına da olanak sağlayan TÜBİTAK’a teşekkür ederim.

Fatih UZUNCA



İÇİNDEKİLER

Sayfa

ETİK İLKE VE KURALLARA UYGUNLUK BEYANNAMESİ	v
TEŞEKKÜR	ix
İÇİNDEKİLER	xi
KISALTMALAR	xiii
SİMGELER	xv
TABLO LİSTESİ	xvii
ŞEKİL LİSTESİ	xix
ÖZET	xxxi
SUMMARY	xxxiii
1. GİRİŞ.....	1
1.1. Çalışmanın Amaç ve Kapsamı	1
1.2. İran ve Çevresinin Genel Sismotektoniği.....	5
1.2.1. Genel tektonizma	5
1.2.2. Depremsellik	11
1.2.3. Lut Bloğu'nun sismotektoniği	13
2. KULLANILAN YÖNTEMLER	21
2.1. Sismik Döngü	21
2.2. Kosismik Yer Değiştirme	22
2.3. Postsismik Yer Değiştirme	23
2.4. İntersismik Yer Değiştirme	26
2.5. Hooke Yasası.....	27
2.6. Coulomb Gerilme Değişimi	28
3. BULGULAR	33
3.1. Çalışmada Gerilme Modellemesi Yapılan Depremler	33
3.1.1. 31 Ağustos 1968 Dasht-e Bayaz Depremi ($M_W=7.1$)	35
3.1.2. 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan Depremi ($M_W=7.3$)	37
3.1.3. 16 Ocak 1979 Boznabad Depremi ($M_W=6.5$)	40
3.1.4. 14 Kasım 1979 Korizan Depremi ($M_W=6.5$)	41
3.1.5. 27 Kasım 1979 Khuli-Buniabad Depremi ($M_W=7.0$)	43
3.1.6. 11 Haziran 1981 Golbaf Depremi ($M_W=6.6$)	46
3.1.7. 28 Temmuz 1981 Sirch Depremi ($M_W=7.2$)	47
3.1.8. 24 Şubat 1994 Sefidabeh Depremi ($M_W=6.3$).....	50
3.1.9. 10 Mayıs 1997 Zirkuh-e Qa'emat Depremi ($M_W=7.3$)	52
3.1.10. 14 Mart 1998 Fandoqa Depremi ($M_W=6.6$)	55
3.1.11. 4 Mart 1999 Kerman Depremi ($M_W=6.6$)	58
3.1.12. 26 Aralık 2003 Bam Depremi ($M_W=6.6$)	59
3.1.13. 22 Şubat 2005 Dahuiyeh-Zarand Depremi ($M_W=6.4$)	61
3.1.14. 20 Aralık 2010 Rigan Depremi ($M_W=6.7$)	63
3.2. Gerilme Modellemelerinde Kullanılan Kaynak ve Alıcı Deprem Parametreleri	64
3.3. Gerilme Modellemelerinde Kullanılan Blok Modeli ve Yer Modeli	67

3.3.1. İntersismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan blok modeli.....	67
3.3.2. Postsismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan yer modeli	69
3.4. Gerilme Modellemeleri	72
3.4.1. 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan Depremi ($M_w=7.3$) için gerilme modellemeleri sonuçları	73
3.4.2. 16 Ocak 1979 Boznabad Depremi ($M_w=6.5$) için gerilme modellemeleri sonuçları	75
3.4.3. 14 Kasım 1979 Korizan Depremi ($M_w=6.5$) için gerilme modellemeleri sonuçları	78
3.4.4. 27 Kasım 1979 Khuli-Buniabad Depremi ($M_w=7.0$) için gerilme modellemeleri sonuçları	81
3.4.5. 11 Haziran 1981 Golbaf Depremi ($M_w=6.6$) için gerilme modellemeleri sonuçları	84
3.4.6. 28 Temmuz 1981 Sirch Depremi ($M_w=7.2$) için gerilme modellemeleri sonuçları	86
3.4.7. 24 Şubat 1994 Sefidabeh Depremi ($M_w=6.3$) için gerilme modellemeleri sonuçları	89
3.4.8. 10 Mayıs 1997 Zirkuh-e Qa'emat Depremi ($M_w=7.3$) için gerilme modellemeleri sonuçları	92
3.4.9. 14 Mart 1998 Fandoqa Depremi ($M_w=6.6$) için gerilme modellemeleri sonuçları	95
3.4.10. 4 Mart 1999 Kerman Depremi ($M_w=6.6$) için gerilme modellemeleri sonuçları	97
3.4.11. 26 Aralık 2003 Bam Depremi ($M_w=6.6$) için gerilme modellemeleri sonuçları	100
3.4.12. 22 Şubat 2005 Dahuiyeh-Zarand Depremi ($M_w=6.4$) için gerilme modellemeleri sonuçları	103
3.4.13. 20 Aralık 2010 Rigan Depremi ($M_w=6.7$) için gerilme modellemeleri sonuçları	106
4. TARTIŞMA	109
4.1. Farklı Yer Modellerinin Etkisi	109
4.2. Farklı Kaynaklı Gerilme Değişimlerinin Karşılaştırılması	111
4.3. Önceki Çalışmalar İle Karşılaştırma	112
4.4. Lut Bloğu'nu Çevreleyen Faylar Üzerinde Hesaplanan Gerilme Değişimleri	116
5. SONUÇLAR	123
KAYNAKLAR.....	125
ÖZGEÇMİŞ	141

KISALTMALAR

ABZ	: Alborz Bindirme Zonu
AF	: Abiz Fayı
AK	: Arabistan Kalkanı
BAM	: Bam Depremi
BBZ	: Bitlis Bindirme Zonu
BNF	: Batı Neh Fayı
BOZ	: Boznabad Depremi
DAF	: Doğu Anadolu Fayı
DAYP	: Doğu Anadolu Yüksek Platosu
DB	: Dasht-e Bayaz Depremi
DBF	: Dasht-e Bayaz Fayı
DNF	: Doğu Neh Fayı
DRF	: Doruneh Fayı
FAN	: Fandoqa Depremi
GCMT	: Global Centroid Moment Tensor
GF	: Gowk Fayı
GMT	: Generic Mapping Tools
GOL	: Golbaf Depremi
GPS	: Global Position System
GSF	: Golbaf-Sirch Fayı
HZF	: High Zagros Fayı
ISC	: International Seismological Center
KAF	: Kuzey Anadolu Fayı
KBZ	: Kafkaslar Bindirme Zonları
KDBZ	: Koppeh Dagh Bindirme Zonu
KER	: Kerman Depremi
KF	: Kahurak Fayı
KH	: Khuli-Buniabad Depremi
KHF	: Kuh Banan Fayı
KOR	: Korizan Depremi

M1	: Model 1
M2	: Model 2
M3	: Model 3
M4	: Model 4
M5	: Model 5
M6	: Model 6
MDBZ	: Makran Dalma-Batma Zonu
MRF	: Main Recent Fayı
MZRF	: Main Zagros Reverse Fayı
NF	: Naini Fayı
NSF	: Nosratabad Fayı
NYF	: Nayband Fayı
QA	: Zirkuh-e Qa'emat Depremi
RİG	: Rigan Depremi
SBF	: Sabzevaran Fayı
SEF	: Sefidabeh Depremi
SF	: Sefidabeh Fayı
SR	: Sirch Depremi
TB	: Tabas-e Golshan Depremi
TBZ	: Talesh Bindirme Zonu
TF	: Tabas Fayı
USGS-NEIC	: United States Geological Survey-National Earthquake Information Center
ZAR	: Dahuiyeh-Zarand Depremi
ZF	: Zahedan Fayı

SİMGELER

M_w	: Moment büyüklük
M_s	: Yüzey dalgası büyüklüğü
m_b	: Cisim dalgası büyüklüğü
T ve t	: Zaman
u	: Yer değiştirme
F	: Nokta kuvvet
ξ	: Deformasyon
$\mathcal{T}$	: Statik sürtünme
v	: Birim vektör bileşeni
Σ	: Düzlem
δ	: Kronecker delta
λ ve μ	: Lamé sabitleri
R ve r	: Yarıçap
θ	: Açısal uzaklık
φ	: Azimut açısı
μ	: Kayma Modülü [Pa]
κ	: Bulk Modülü [Pa]
E	: Elastisite (Young) Modülü
η	: Viskozite [Pa S]
ρ	: Yoğunluk [gr/cm ³]
Φ	: Gravite Potansiyeli
G	: Gravitasyon sabiti
g_0	: Gravitasyonel salınım
M	: Moment Tensörü
T	: Elastik Stres Tensör
ε	: Gerilme Tensörü
C	: Rijitlik Tensörü
I	: Birim Matris
$\sim$	: Laplace dönüşümü
s	: Laplace dönüşüm ortamı

Y	: Fonksiyon katsayısı
σ	: Gerilme
A	: Birim alan
l	: uzunluk
τ_{β}	: Kayma gerilmesi
σ_{β}	: Normal gerilme
ζ	: Sürtünme katsayısı
ζ'	: Efektif sürtünme katsayısı
ϕ	: Boşluk suyu basıncı
σ_1, σ_2 ve σ_3	: Asal gerilmeler
B	: Skemptions katsayısı
Ψ	: Açık
R	: Dalga fazı
l	: Küresel harmonik yayılım
H_e	: Üst kabuk kalınlığı
V_p	: Boyuna dalga hızı
V_s	: Enine dalga hızı

TABLO LİSTESİ

Sayfa

Tablo 3.1. USGS-NEIC kataloğu kayıtlarına göre Lut Bloğu'nu çevreleyen faylar üzerinde 1968 Dasth-e Bayaz Depremi sonrası meydana gelen büyüklüğü $M_w \geq 6.3$ olan depremler ve belirtilen kaynaklardan derlenen parametreleri. Büyüklüğü $M_w \geq 7.0$ olan depremler koyu yazılmıştır. Episantr dağılımı için Şekil 3.1'e bakınız.....	34
Tablo 3.2. 31 Ağustos Dasth-e Bayaz Depremi'nin değişik çalışmalardan derlenen odak ve kaynak parametreleri. Episantral dağılım için Şekil 3.2a'ya bakınız.	37
Tablo 3.3. 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan Depremi'nin değişik çalışmalardan derlenen odak ve kaynak parametreleri. Kırmızı renkli olanlar bu deprem üzerindeki gerilme değişimi hesabında kullanılan parametreleri göstermektedir. Episantral dağılım için Şekil 3.3a'ya bakınız.	39
Tablo 3.4. 16 Ocak 1979 Boznabad Depremi'nin değişik çalışmalardan derlenen odak ve kaynak parametreleri. Kırmızı renkli olanlar bu deprem üzerindeki gerilme değişimi hesabında kullanılan parametreleri göstermektedir. Episantral dağılım için Şekil 3.4'e bakınız.	41
Tablo 3.5. 14 Kasım 1979 Korizan Depremi'nin değişik çalışmalardan derlenen odak ve kaynak parametreleri. Kırmızı renkli olanlar bu deprem üzerindeki gerilme değişimi hesabında kullanılan parametreleri göstermektedir. Episantral dağılım için Şekil 3.5a'ya bakınız.	43
Tablo 3.6. 27 Kasım 1979 Khuli-Buniabad Depremi'nin değişik çalışmalardan derlenen odak ve kaynak parametreleri. Kırmızı renkli olanlar bu deprem üzerindeki gerilme değişimi hesabında kullanılan parametreleri göstermektedir. Episantral dağılım için Şekil 3.6a'ya bakınız.	45
Tablo 3.7. 11 Haziran 1981 Golbaf Depremi'nin değişik çalışmalardan derlenen odak ve kaynak parametreleri. Kırmızı renkli olanlar bu deprem üzerindeki gerilme değişimi hesabında kullanılan parametreleri göstermektedir. Episantral dağılım için Şekil 3.7a'ya bakınız.	47
Tablo 3.8. 28 Temmuz 1981 Sirch Depremi'nin değişik çalışmalardan derlenen odak ve kaynak parametreleri. Kırmızı renkli olanlar bu deprem üzerindeki gerilme değişimi hesabında kullanılan parametreleri göstermektedir. Episantral dağılım için Şekil 3.8a'ya bakınız	49
Tablo 3.9. 24 Şubat 1994 Sefidabeh Depremi'nin değişik çalışmalardan derlenen odak ve kaynak parametreleri. Kırmızı renkli olanlar bu deprem üzerindeki gerilme değişimi hesabında kullanılan parametreleri göstermektedir. Episantral dağılım için Şekil 3.9a'ya bakınız.	52
Tablo 3.10. 10 Mayıs 1997 Zirkuh-e Qa'emat Depremi'nin değişik çalışmalardan derlenen odak ve kaynak parametreleri. Kırmızı renkli olanlar bu deprem üzerindeki gerilme değişimi hesabında kullanılan parametreleri göstermektedir. Episantral dağılım için Şekil 3.10a'ya bakınız.	54

Tablo 3.11. 14 Mart 1998 Fandoqa Depremi'nin değişik çalışmalardan derlenen odak ve kaynak parametreleri. Kırmızı renkli olanlar bu deprem üzerindeki gerilme değişimi hesabında kullanılan parametreleri göstermektedir. Episantral dağılım için Şekil 3.12a'ya bakınız.....	57
Tablo 3.12. 4 Mart 1999 Kerman Depremi'nin değişik çalışmalardan derlenen odak ve kaynak parametreleri. Kırmızı renkli olanlar bu deprem üzerindeki gerilme değişimi hesabında kullanılan parametreleri göstermektedir. Episantral dağılım için Şekil 3.14'e bakınız.	59
Tablo 3.13. 26 Aralık 2003 Bam Depremi'nin değişik çalışmalardan derlenen odak ve kaynak parametreleri. Kırmızı renkli olanlar bu deprem üzerindeki gerilme değişimi hesabında kullanılan parametreleri göstermektedir. Episantral dağılım için Şekil 3.15a'ya bakınız.	60
Tablo 3.14. 22 Şubat 2005 Dahuiyeh-Zarand Depremi'nin değişik çalışmalardan derlenen odak ve kaynak parametreleri. Kırmızı renkli olanlar bu deprem üzerindeki gerilme değişimi hesabında kullanılan parametreleri göstermektedir. Episantral dağılım için Şekil 3.16a'ya bakınız.....	61
Tablo 3.15. 20 Aralık 2010 Rigan Depremi'nin değişik çalışmalardan derlenen odak ve kaynak parametreleri. Kırmızı renkli olanlar bu deprem üzerindeki gerilme değişimi hesabında kullanılan parametreleri göstermektedir. Episantral dağılım için Şekil 3.17a'ya bakınız.....	64
Tablo 3.16. Çalışmada gerilme değişimi hesaplamalarında kullanılan kaynak depremlerin parametreleri. Tabloda verilen boylam ve enlem sağ el kuralına göre fayın başlangıç koordinatını belirtmektedir. Büyüklük ve sismik moment ise belirlenen faylanma parametrelerinden hesaplanan ve literatürde ilgili deprem için verilen moment büyüklük (M_w) ve sismik moment ile uyumu sağlanan değerlerdir (Aki, 1966; Kanamori, 1977, 1978; Hanks ve Kanamori, 1979).....	65
Tablo 3.17. Çalışmada gerilme değişimi hesaplamalarında kullanılan hedef depremlerin parametreleri.	67
Tablo 3.18. Bu çalışmada postsismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan yer reoloji modelleri. Modelin nasıl tasarlandığının ayrıntısı için metne bakınız. Çalışma alanı için viskozite değerlerinin özel olarak verildiği bir çalışma bulunmamaktadır. Bundan dolayı değişik viskozite değerleri üzerine bina edilmiş yer modellerinin çalışmada kullanıldığına dikkat ediniz.	71
Tablo 3.19. Paket programın test edilmesi amacıyla paket içinde yer alan kodlar derlenerek elde edilen sonuçlar ile Pollitz (2007)'de Örnek 1 için verilen sonuçların karşılaştırılması. u, yer değiştirme, σ gerilmeyi simgelemektedir.	71
Tablo 4.1. Hedef depremlerin odak derinliklerinde farklı yer reoloji modelleri kullanılarak hesaplanan postsismik gerilme değerleri. Kırmızı renkler pozitif, mavi renkler negatif değerleri temsil etmektedir.	110
Tablo 4.2. Farklı kaynaklı (kosismik, intersismik ve postsismik) olarak çalışılan depremlerin odak konumlarında hesaplanan gerilme değerleri. Kırmızı renkler pozitif, mavi renkler negatif değerleri temsil etmektedir.....	112
Tablo 4.3. Lut Bloğu'nun sınırlarını oluşturan faylar ve bu fayların yakın komşuluğunda yer alan fayların isimleri, segment kodları ve gerilme hesaplamalarında hedef düzlem olarak kullanılan faylanma parametreleri. Gerilme değişimleri 10 km derinlik için hesaplanmıştır. Fayların konumları için Şekil 4.3'e bakınız.....	117

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

- Şekil 1.1.** İran ve çevresinin ana tektonik unsurlarını gösteren harita. Siyah dikdörtgen Şekil 1.5 ve Şekil 1.6'da gösterilen harita alanını çevrelemektedir. Topoğrafya verisi Smith ve Sandwell (1997)'den alınmıştır. ABZ, Alborz Bindirme Zonu, AF, Abiz Fayı, AK, Arabistan Kalkanı, BBZ, Bitlis Bindirme Zonu, DAF, Doğu Anadolu Fayı, DAYP, Doğu Anadolu Yüksek Platosu, DBF, Dasht-e Bayaz Fayı, DRF, Doruneh Fayı, GF, Gowk Fayı, GSF, Golbaf-Sirch Fayı, HZF, High Zagros Fayı, KAF, Kuzey Anadolu Fayı, KBZ, Kafkaslar Bindirme Zonları, KDBZ, Kopesh Daglı Bindirme Zonu, MDBZ, Makran Dalma-Batma Zonu, MRF, Main Recent Fayı, MZRF, Main Zagros Reverse Fayı, TBZ, Talesh Bindirme Zonu, TF, Tabas Fayı. Faylar Emre ve ark. (2013) ve Hessami ve ark. (2003)'den alınmıştır. 4
- Şekil 1.2.** İran ve çevresinde GPS çalışmaları ile belirlenmiş kabuksal hızlar. GPS hız verileri Vernant ve ark. (2004) ve Reilinger ve ark. (2006)'dan alınmıştır. Siyah dikdörtgen Şekil 1.5 ve Şekil 1.6'da gösterilen harita alanını çevrelemektedir. Topoğrafya verisi Smith ve Sandwell (1997)'den alınmıştır. ABZ, Alborz Bindirme Zonu, AF, Abiz Fayı, AK, Arabistan Kalkanı, BBZ, Bitlis Bindirme Zonu, DAF, Doğu Anadolu Fayı, DAYP, Doğu Anadolu Yüksek Platosu, DBF, Dasht-e Bayaz Fayı, DRF, Doruneh Fayı, GF, Gowk Fayı, GSF, Golbaf-Sirch Fayı, HZF, High Zagros Fayı, KAF, Kuzey Anadolu Fayı, KBZ, Kafkaslar Bindirme Zonları, KDBZ, Kopesh Daglı Bindirme Zonu, MDBZ, Makran Dalma-Batma Zonu, MRF, Main Recent Fayı, MZRF, Main Zagros Reverse Fayı, TBZ, Talesh Bindirme Zonu, TF, Tabas Fayı. Faylar Emre ve ark. (2013) ve Hessami ve ark. (2003)'den alınmıştır. 6
- Şekil 1.3.** İran ve çevresinde 1968-2022 yılları arasında meydana gelmiş ve ISC kataloğundan alınmış $m_b \geq 3.0$ büyüklüğündeki depremlerin episantr dağılımları. Kırmızı yıldızlar $m_b \geq 6.0$ büyüklüğündeki depremleri, yeşil kareler $5.0 \leq m_b < 6.0$ büyüklüğündeki depremleri, mavi daireler $m_b < 5.0$ büyüklüğündeki depremleri temsil etmektedir. Siyah dikdörtgen Şekil 1.5 ve Şekil 1.6'da gösterilen harita alanını çevrelemektedir. Topoğrafya verisi Smith ve Sandwell (1997)'den alınmıştır. ABZ, Alborz Bindirme Zonu, AF, Abiz Fayı, AK, Arabistan Kalkanı, BBZ, Bitlis Bindirme Zonu, DAF, Doğu Anadolu Fayı, DAYP, Doğu Anadolu Yüksek Platosu, DBF, Dasht-e Bayaz Fayı, DRF, Doruneh Fayı, GF, Gowk Fayı, GSF, Golbaf-Sirch Fayı, HZF, High Zagros Fayı, KAF, Kuzey Anadolu Fayı, KBZ, Kafkaslar Bindirme Zonları, KDBZ, Kopesh Daglı Bindirme Zonu, MDBZ, Makran Dalma-Batma Zonu, MRF, Main Recent Fayı, MZRF, Main Zagros Reverse Fayı, TBZ, Talesh Bindirme Zonu, TF, Tabas Fayı. Faylar Emre ve ark. (2013) ve Hessami ve ark. (2003)'den alınmıştır. 12

- Şekil 1.4.** Harvard-GCMT (Harvard Global Centroid Moment Tensor) kataloğundan alınan İran ve çevresinde meydana gelmiş 1976 ve 2023 yılları arasında büyüklüğü $M_w \geq 3.0$ olan depremlerin kaynak mekanizma çözümleri (mavi beyaz plaj topları). Mavi kısımlar sıkışma kadranslarını temsil etmektedir. Siyah dikdörtgen Şekil 1.5 ve Şekil 1.6’da gösterilen harita alanını çevrelemektedir. Topoğrafya verisi Smith ve Sandwell (1997)’den alınmıştır. ABZ, Alborz Bindirme Zonu, AF, Abiz Fayı, AK, Arabistan Kalkanı, BBZ, Bitlis Bindirme Zonu, DAF, Doğu Anadolu Fayı, DAYP, Doğu Anadolu Yüksek Platosu, DBF, Dasht-e Bayaz Fayı, DRF, Doruneh Fayı, GF, Gowk Fayı, GSF, Golbaf-Sirch Fayı, HZF, High Zagros Fayı, KAF, Kuzey Anadolu Fayı, KBZ, Kafkaslar Bindirme Zonları, KDBZ, Koppeh Dagh Bindirme Zonu, MDBZ, Makran Dalma-Batma Zonu, MRF, Main Recent Fayı, MZRF, Main Zagros Reverse Fayı, TBZ, Talesh Bindirme Zonu, TF, Tabas Fayı. Faylar Emre ve ark. (2013) ve Hessami ve ark. (2003)’den alınmıştır..... 13
- Şekil 1.5.** ISC kataloğundan alınan Lut Bloğu’nu çevreleyen faylar boyunca 1968-2022 yılları arasında meydana gelmiş büyüklüğü $m_b \geq 3.0$ olan depremlerin episantr konumları. Kırmızı yıldızlar $m_b \geq 6.0$ büyüklüğündeki depremleri, yeşil kareler $5.0 \leq m_b < 6.0$ büyüklüğündeki depremleri, mavi daireler $m_b < 5.0$ büyüklüğündeki depremleri temsil etmektedir. Topoğrafya verisi Smith ve Sandwell (1997)’den alınmıştır. Faylar Hessami ve ark, 2003’den alınmıştır..... 15
- Şekil 1.6.** Lut Bloğu’nu çevreleyen faylar boyunca 1968-2010 yılları arasında meydana gelmiş ve bu çalışmada gerilme değişimleri hesaplanmış büyüklüğü $M_w \geq 6.3$ olan depremlerin kaynak mekanizma çözümleri (Siyah beyaz plaj topları) ve episantr konumları (siyah yıldızlar). Kaynak mekanizmalarındaki siyah kısımlar sıkışma kadranslarını temsil etmektedir. Kaynak parametreleri ve alındıkları referanslar için Tablo 3.17’ye bakınız. AF, Abiz Fayı, BNF, Batı Neh Fayı, DNF, Doğu Neh Fayı, DBF, Dasht-e Bayaz Fayı, DRF, Doruneh Fayı, GF, Gowk Fayı, GSF, Golbaf-Sirch Fayı, KF, Kahurak Fayı, KHF, Kuh Banan Fayı, MZRF, Main Zagros Reverse Fayı, NF, Naini Fayı, NSF, Nosratabad Fayı, NYF, Nayband Fayı, SBF, Sabzevaran Fayı, SF, Sefidabeh Fayı, TF, Tabas Fayı, ZF, Zahedan Fayı. Topoğrafya verisi Smith ve Sandwell (1997)’den alınmıştır. Faylar Hessami ve ark. (2003)’den alınmıştır..... 16
- Şekil 2.1.** Deprem (sismik) döngüsü esnasında (üstte), fay zonu ve etrafında oluşan kayma türleri ve (altta) yer yapısı içinde blok hareketleri. 21
- Şekil 2.2.** İntersismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan fay parametrizasyonunun temsili örneği. 27
- Şekil 2.3.** Coulomb Yenilme Kriterine göre kayaçlarda Coulomb gerilmesinin hesaplanmasında kullanılan yenilme düzlemi. King (2007)’den yeniden çizilmiştir..... 29
- Şekil 3.1.** USGS-NEIC kataloğu kayıtlarına göre Lut Bloğu’nu çevreleyen faylar (kırmızı çizgiler) üzerinde 1968 Dasth-e Bayaz Depremi sonrası meydana gelen büyüklüğü $M_w \geq 6.3$ olan depremlerin episantr dağılımı (siyah noktalar) ve kaynak mekanizma çözümleri (siyah-beyaz plaj topları). Lacivert çokgenler etiketlerde belirtilen şekillerde gösterilen harita alanlarını çevrelemektedir. Depremlerin derlenen odak ve kaynak parametreleri için Tablo 3.1’e bakınız. Faylar Hessami ve ark. (2003)’den alınmıştır..... 35

- Şekil 3.2.** (a) Çalışmada geçmişteki zaman eşiği olarak seçilen 31 Ağustos 1968 Dasth-e Bayaz Depremi esnasında gelişen yüzey kırıkları (siyah çizgiler) ve (b) yüzey kırıkları boyunca ölçülen sol-yanal yer değiştirmeler (atımlar). Yeşil çizgi gerilme modellemesinde kullanılan iki segmentli düşey fay modelinin yüzey iz düşümünü göstermektedir. Yıldızlar Tablo 3.2'deki numaralandırmaya uygun olarak farklı kaynaklar tarafından hesaplanmış episantır konumlarını göstermektedir. Yüzey kırıkları ve atım bilgisi sırasıyla Berberian ve ark. (1999) ve Berberian (2014)'den alınmıştır. Kırmızı yıldız gerilme dağılımı hesaplamalarında örneklemenin yapıldığı episantır noktasını temsil etmektedir. 36
- Şekil 3.3.** (a) 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan Depremi esnasında gelişen yüzey kırıkları (kırmızı çizgiler) ve (b) sismogramların ters çözümünden belirlenen sonlu-fay kayma dağılımı modeli (Hartzell ve Mendoza, 1991). Yeşil ve siyah çizgili dikdörtgenler sırasıyla gerilme modellemesinde kullanılan kırılma düzleminin ve gösterilen kayma dağılımı modeli düzleminin yüzey iz düşümlerini göstermektedir. Yıldızlar Tablo 3.3'deki numaralandırmaya uygun olarak farklı kaynaklar tarafından hesaplanmış episantır konumlarını göstermektedir. Kırmızı yıldız gerilme dağılımı hesaplamalarında örneklemenin yapıldığı episantır noktasını temsil etmektedir..... 38
- Şekil 3.4.** 16 Ocak 1979 Boznabad Depremi esnasında gelişen yüzey kırıkları (siyah çizgi) ve depremin gerilme modellemesi sırasında kullanılan kırılma düzleminin yüzey iz düşümlerini (yeşil dikdörtgen) gösteren harita. Yıldızlar Tablo 3.4'deki numaralandırmaya uygun olarak farklı kaynaklar tarafından hesaplanmış episantır konumlarını göstermektedir. Kırmızı yıldız gerilme dağılımı hesaplamalarında örneklemenin yapıldığı episantır noktasını temsil etmektedir. 40
- Şekil 3.5.** (a) 14 Kasım 1979 Korizan Depremi esnasında gelişen yüzey kırıkları (siyah çizgiler) ve (b) yüzey kırıkları boyunca ölçülen sağ-yanal yer değiştirmeler (atımlar). Yeşil çizgi gerilme modellemesinde kullanılan iki segmentli düşey fay modelinin yüzey iz düşümünü göstermektedir. Yıldızlar Tablo 3.5'deki numaralandırmaya uygun olarak farklı kaynaklar tarafından hesaplanmış episantır konumlarını göstermektedir. Yüzey kırıkları ve atım bilgisi sırasıyla Berberian ve ark. (1999)'den alınmıştır. Kırmızı yıldız gerilme dağılımı hesaplamalarında örneklemenin yapıldığı episantır noktasını temsil etmektedir. 42
- Şekil 3.6.** (a) 27 Kasım 1979 Khuli-Buniabad Depremi esnasında gelişen yüzey kırıkları (siyah çizgiler) ve (b) yüzey kırıkları boyunca ölçülen sol-yanal yer değiştirmeler. Yeşil çizgi gerilme modellemesinde kullanılan tek segmentli düşey fay modelinin yüzey iz düşümünü göstermektedir. Yıldızlar Tablo 3.6'deki numaralandırmaya uygun olarak farklı kaynaklar tarafından hesaplanmış episantır konumlarını göstermektedir. Yüzey kırıkları ve yer değiştirme dağılımı sırasıyla Berberian ve ark. (1999) ve Berberian (2014)'den alınmıştır. Kırmızı yıldız gerilme dağılımı hesaplamalarında örneklemenin yapıldığı episantır noktasını temsil etmektedir. 44
- Şekil 3.7.** 11 Haziran 1981 Golbaf Depremi esnasında gelişen yüzey kırıkları (siyah çizgiler) ve (b) yüzey kırıkları boyunca ölçülen sağ-yanal (siyah çizgi) ve düşey (kırmızı çizgi) yer değiştirmeler. Yeşil çizgi gerilme modellemesinde kullanılan tek segmentli düşey fay modelinin yüzey iz düşümünü göstermektedir. Yıldızlar Tablo 3.7'deki numaralandırmaya uygun olarak

- farklı kaynaklar tarafından hesaplanmış episantır konumlarını göstermektedir. Yüzey kırıkları ve yer değiştirme dağılımı Berberian ve ark. (2001)'den alınmıştır. Kırmızı yıldız gerilme dağılımı hesaplamalarında örnekleme yapıldığı episantır noktasını temsil etmektedir. 46
- Şekil 3.8.** 28 Temmuz 1981 Sirch Depremi esnasında gelişen yüzey kırıkları (siyah çizgiler) ve (b) yüzey kırıkları boyunca ölçülen sağ-yanal (siyah çizgi) ve düşey (kırmızı çizgi) yer değiştirmeler. Yeşil çokgenler gerilme modellemesinde kullanılan 3 segmentli fay modelinin yüzey iz düşümünü göstermektedir. Yıldızlar Tablo 3.8'deki numaralandırmaya uygun olarak farklı kaynaklar tarafından hesaplanmış episantır konumlarını göstermektedir. Yüzey kırıkları ve yer değiştirme dağılımı Berberian ve ark. (2001)'den alınmıştır. Kırmızı yıldız gerilme dağılımı hesaplamalarında örnekleme yapıldığı episantır noktasını temsil etmektedir. 48
- Şekil 3.9.** 24 Şubat 1994 Sefidabeh Depremi'nin meydana geldiği fayın uzanımı (siyah çizgi) ve (b) Parsons ve ark. (2006) tarafından InSAR verilerinden belirlenen kayma dağılımı modeli. Açık yeşil çokgen gerilme modellemesinde kullanılan tek segmentli fay modelinin yüzey iz düşümünü göstermektedir. Koyu yeşil çokgen model fay düzlemi üzerinde kaymanın gerçekleştiği alanı çevrelemektedir. Yıldızlar Tablo 3.9'deki numaralandırmaya uygun olarak farklı kaynaklar tarafından hesaplanmış episantır konumlarını göstermektedir. Kırmızı yıldız gerilme dağılımı hesaplamalarında örnekleme yapıldığı episantır noktasını temsil etmektedir. 51
- Şekil 3.10.** 10 Mayıs 1997 Zirkuh-e Qa'emat Depremi'nde oluşan yüzey kırıklarının uzanımı (siyah çizgi) ve (b) yüzey kırıkları boyunca ölçülen kayma dağılımı (Berberian ve ark, 1999). Yeşil çokgen gerilme modellemesinde kullanılan çok segmentli düşey fay modelinin yüzey iz düşümünü göstermektedir. Yıldızlar Tablo 3.10'daki numaralandırmaya uygun olarak farklı kaynaklar tarafından hesaplanmış episantır konumlarını göstermektedir. Kırmızı yıldız gerilme dağılımı hesaplamalarında örnekleme yapıldığı episantır noktasını temsil etmektedir. 53
- Şekil 3.11.** 10 Mayıs 1997 Zirkuh-e Qa'emat Depremi için InSAR verileri ters çözümünden Sudhaus ve Jonsson (2011) tarafından belirlenen sonlu fay kayma dağılımı modeli. Oklar kayma vektörlerini göstermektedir. AB doğrultusu için Şekil 3.10a'ya bakınız. 55
- Şekil 3.12.** 14 Mart 1998 Fandoqa Depremi'nde oluşan yüzey kırıklarının uzanımı (siyah çizgi) ve (b) yüzey kırıkları boyunca ölçülen sağ-yanal (siyah çizgi) ve düşey (kırmızı çizgi) kaymaların dağılımı (Berberian ve ark, 2001). Yeşil çokgen gerilme modellemesinde kullanılan tek segmentli düşey fay modelinin yüzey iz düşümünü göstermektedir. Yıldızlar Tablo 3.11'deki numaralandırmaya uygun olarak farklı kaynaklar tarafından hesaplanmış episantır konumlarını göstermektedir. Kırmızı yıldız gerilme dağılımı hesaplamalarında örnekleme yapıldığı episantır noktasını temsil etmektedir. 11 Haziran 1981 Golbaf ve 28 Temmuz 1981 Sirch depremleri yüzey kırıkları sırasıyla mavi ve kırmızı renkli çizgilerle gösterilmiştir. Bu iki depremin yüzey kırıkları arasında kırık oluşmayan kısmı Zamanabad Sismik Boşluğu olarak adlandırıldığına dikkat ediniz. 56
- Şekil 3.13.** 14 Mart 1998 Fandoqa Depremi kırılma düzlemi üzerinde telesismik dalga şekillerinin ters çözümünden belirlenmiş (a) sağ-yanal, (b) normal ve (c) toplam kayma dağılımı (Durmuş, 2014). Yeşil çokgen gerilme

- hesaplamasında kullanılan kırılma alanını çevrelemektedir. Bu kırılma alanının yüzey iz düşümü için Şekil 3.12a'ya bakınız..... 58
- Şekil 3.14.** Çalışmada 4 Mart 1999 Kerman Depremi gerilme değişimlerini hesaplamak için kullanılan kırılma düzleminin yüzey iz düşümü (yeşil çokgen). Yıldızlar Tablo 3,12'deki numaralandırmaya uygun olarak farklı kaynaklar tarafından hesaplanmış episantır konumlarını göstermektedir. Kırmızı yıldız gerilme dağılımı hesaplamalarında örnekleme yapıldığı episantır noktasını temsil etmektedir. 58
- Şekil 3.15.** (a) 26 Aralık 2003 Bam Depremi'nde gelişen yüzey kırıklarını (siyah çizgiler), gerilme değişimlerini hesaplamak için kullanılan kırılma düzlemlerinin yüzey iz düşümlerini (yeşil çokgenler) ve farklı kaynaklar tarafından deprem için verilen episantır konumlarını (yıldızlar) gösteren harita. Kırmızı yıldız gerilme dağılımı hesaplamalarında örnekleme yapıldığı episantır noktasını temsil etmektedir. (b) deprem için Funning ve ark. (2005) tarafından belirlenmiş iki segmentli kayma dağılım modeli. Kırmızı çokgen gerilme modellemesinde kullanılan kırılma alanını temsil etmektedir..... 60
- Şekil 3.16.** (a) 22 Şubat 2005 Dahuiyeh-Zarand Depremi'nde gelişen yüzey kırığı uzanımını (siyah çizgi), gerilme değişimlerini hesaplamak için kullanılan kırılma düzleminin yüzey iz düşümünü (yeşil çokgen) ve farklı kaynaklar tarafından deprem için verilen episantır konumlarını (yıldızlar) gösteren harita. Kırmızı yıldız gerilme dağılımı hesaplamalarında örnekleme yapıldığı episantır noktasını temsil etmektedir. (b) depremin telesismik cisim dalgaları ters çözümünden bulunmuş kayma dağılım modeli (Durmuş, 2014). 62
- Şekil 3.17.** (a) 20 Aralık 2010 Rigan Depremi'nde gelişen yüzey kırığı uzanımı (siyah çizgi) ve (b) gerilme değişimlerini hesaplanmasında kullanılan kayma dağılım modeli (Walker ve ark, 2013). Yeşil çokgenler kayma dağılım yüzeyinde kullanılan kırılma alanının ve harita iz düşümünü göstermektedir. Yıldızlar farklı kaynaklar tarafından deprem için verilen episantır konumlarını göstermektedir. Kırmızı yıldız gerilme dağılımı hesaplamalarında örnekleme yapıldığı episantır noktasını temsil etmektedir..... 63
- Şekil 3.18.** İntersismik gerime değişimlerinin modellenmesi için çalışmada oluşturulan blok model. Blok sınırları (kahverengi çizgiler) ve sınırlar boyunca tayin edilen kayma hızları (mavi yazılı etiketler, alt çizgi ile ayrılan iki kayma hızı bilgisi olması durumunda sırasıyla doğrultu ve eğim boyunca kayma hızını ve negatif işaret [-] sol-yanal ve normal kayma hızını ifade eder) Hartzell ve Mendoza (1991), Berberian ve Yeats (1999), Vernant ve ark. (2004), Fattahi ve ark. (2007), Farbod ve ark. (2011), Sudhaus ve Jonsson (2011), Walpersdorf ve ark. (2014), Berberian (2014) ve Durmuş (2014)'den derlenmiştir. Blok sınırlarının altında 20, 22 ve 26 km derinliklerden başlayan ve 200 km derinliğe kadar uzanan düşey ve örtüşen dislokasyon düzlemleri tanımlanarak intersismik gerilmeler hesaplanmıştır. 68
- Şekil 3.19.** Postsismik gerilme değişimlerinin modellenmesi için bu çalışmada oluşturulan yer modeli. Tabaka kalınlıkları Motaghi (2012), Motaghi ve ark. (2012b), Motaghi ve ark. (2014), Taghizadeh-Farahmand ve ark. (2015), Rezaeifar ve Kissling (2018), Kaviani ve ark. (2020)'den alınmıştır. 69

- Şekil 3.20.** 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan Depremi kırılma düzlemi (doğrultu açısı 330° eğim açısı 25°, kayma açısı 110°) boyunca 10 km derinlikte hesaplanan 31 Ağustos 1968 Dasht-e Bayaz Depremi kırılmasının oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Yeşil ve gri çokgenler sırasıyla kaynak ve hedef kırılma düzlemlerinin yüzey izdüşümlerini temsil etmektedirler. Kahverengi çizgiler intersismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan kabuksal blok sınırlarını göstermektedir. 73
- Şekil 3.21.** 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan Depremi kırılma düzlemi (doğrultu açısı 330°, eğim açısı 25°, kayma açısı 110°) üzerinde hesaplanan 31 Ağustos 1968 Dasht-e Bayaz Depremi kırılmasının oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. 74
- Şekil 3.22.** 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan Depremi kırılma düzlemi (doğrultu açısı 330° eğim açısı 25°, kayma açısı 110°) boyunca 10 km derinlikte hesaplanan 31 Ağustos 1968 Dasht-e Bayaz Depremi kırılmasının oluşturduğu gerilme değişimlerinin zaman içindeki evrimi. Yeşil ve gri yıldızlar sırasıyla kaynak ve hedef depremlerin oluşum zamanlarına işaret etmektedir. 75
- Şekil 3.23.** 16 Ocak 1979 Boznabad Depremi kırılma düzlemi (doğrultu açısı 338°, eğim açısı 34°, kayma açısı 119°) boyunca 5 km derinlikte hesaplanan 31 Ağustos 1968 Dasht-e Bayaz ve 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan depremleri kırılmalarının oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Yeşil ve gri çokgenler sırasıyla kaynak ve hedef kırılma düzlemlerinin yüzey izdüşümlerini temsil etmektedirler. Kahverengi çizgiler intersismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan kabuksal blok sınırlarını göstermektedir. 76
- Şekil 3.24.** 16 Ocak 1979 Boznabad Depremi kırılma düzlemi (doğrultu açısı 338°, eğim açısı 34°, kayma açısı 119°) üzerinde hesaplanan 31 Ağustos 1968 Dasht-e Bayaz ve 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan depremleri kırılmalarının oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. 77
- Şekil 3.25.** 16 Ocak 1979 Boznabad Depremi kırılma düzlemi (doğrultu açısı 338°, eğim açısı 34°, kayma açısı 119°) boyunca 5 km derinlikte hesaplanan 31 Ağustos 1968 Dasht-e Bayaz ve 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan depremleri kırılmalarının oluşturduğu gerilme değişimlerinin zaman içindeki evrimi. 1978 Tabas-e Golshan Depremi'nin görece küçük de olsa oluşturduğu kosismik gerilme düşümüne dikkat ediniz. Yeşil ve gri yıldızlar sırasıyla kaynak ve hedef depremlerin oluşum zamanlarına işaret etmektedir. 77
- Şekil 3.26.** 14 Kasım 1979 Korizan Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 160°, eğim açısı 89, kayma açısı -177) boyunca 6 km derinlikte hesaplanan 31 Ağustos 1968 Dasth-e Bayaz, 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan ve 16 Ocak 1979 Boznabad depremlerinin kırılmalarının oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve

(d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Yeşil ve gri çokgenler sırasıyla kaynak ve hedef kırılma düzlemlerinin yüzey izdüşümlerini temsil etmektedirler. Kahverengi çizgiler intersismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan kabuksal blok sınırlarını göstermektedir. 79

Şekil 3.27. 14 Kasım 1979 Korizan Depremi 2 segmentli kırılma düzlemi (kuzeydeki segment için doğrultu açısı 181° , eğim açısı 89° , kayma açısı -177° ve güneydeki segment için doğrultu açısı 140° , eğim açısı 89° , kayma açısı -177°) üzerinde hesaplanan 31 Ağustos 1968 Dasth-e Bayaz, 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan ve 16 Ocak 1979 Boznabad depremlerinin kırılmalarının oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Şekil 3.26'da verilen gerilme değişimleri haritalarından farklı olarak burada gösterilen gerilme derinlik kesitlerinin iki ayrı segment için yapıldığına dikkat ediniz. 80

Şekil 3.28. 14 Kasım 1979 Korizan Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 160° , eğim açısı 89° , kayma açısı -177°) boyunca 6 km derinlikte hesaplanan 31 Ağustos 1968 Dasth-e Bayaz, 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan ve 16 Ocak 1979 Boznabad depremleri kırılmalarının oluşturduğu gerilme değişimlerinin zaman içindeki evrimi. En fazla gerilme artışına 14 Kasım 1979 Korizan Depremi'nden önce meydana gelen en son kaynak deprem olan 16 Ocak 1979 Boznabad Depremi'nin neden olduğu kayda değerdir. Yeşil ve gri yıldızlar sırasıyla kaynak ve hedef depremlerin oluşum zamanlarına işaret etmektedir. 80

Şekil 3.29. 27 Kasım 1979 Khuli-Buniabad Depremi kırılma düzlemi (doğrultu açısı 261° , eğim açısı 82° , kayma açısı 8°) boyunca 10 km derinlikte hesaplanan önceki 4 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Yeşil ve gri çokgenler sırasıyla kaynak ve hedef kırılma düzlemlerinin yüzey izdüşümlerini temsil etmektedirler. Kahverengi çizgiler intersismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan kabuksal blok sınırlarını göstermektedir. 82

Şekil 3.30. 27 Kasım 1979 Khuli-Buniabad Depremi kırılma düzlemi (doğrultu açısı 261° , eğim açısı 82° , kayma açısı 8°) üzerinde hesaplanan önceki 4 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. 83

Şekil 3.31. 27 Kasım 1979 Khuli-Buniabad Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 261° , eğim açısı 82° , kayma açısı 8°) boyunca 10 km derinlikte hesaplanan önceki 4 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu gerilme değişimlerinin zaman içindeki evrimi. En fazla gerilme düşümüne 1979 Boznabad ve Korizan depremlerinin neden olduğu görülmektedir. Yeşil ve gri yıldızlar sırasıyla kaynak ve hedef depremlerin oluşum zamanlarına işaret etmektedir. 83

- Şekil 3.32.** 11 Haziran 1981 Golbaf Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 169° , eğim açısı 52° , kayma açısı 156°) boyunca 5 km derinlikte hesaplanan önceki 5 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Yeşil ve gri çokgenler sırasıyla kaynak ve hedef kırılma düzlemlerinin yüzey izdüşümlerini temsil etmektedirler. Kahverengi çizgiler intersismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan kabuksal blok sınırlarını göstermektedir. 84
- Şekil 3.33.** 11 Haziran 1981 Golbaf Depremi kırılma düzlemi (doğrultu açısı 169° , eğim açısı 52° , kayma açısı 156°) üzerinde hesaplanan önceki 5 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. 85
- Şekil 3.34.** 11 Haziran 1981 Golbaf Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 169° , eğim açısı 52° , kayma açısı 156°) boyunca 5 km derinlikte hesaplanan önceki 5 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu gerilme değişimlerinin zaman içindeki evrimi. 1981 Golbaf Depremi kırılma düzleminin kuzeyde meydana gelen önceki deprem kırılma düzlemlerine olan mesafesi nedeniyle kosismik ve postsismik gerilme değişimine maruz kalmadığı değerlendirilmektedir. Yeşil ve gri yıldızlar sırasıyla kaynak ve hedef depremlerin oluşum zamanlarına işaret etmektedir. 86
- Şekil 3.35.** 28 Temmuz 1981 Sirch Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 177° , eğim açısı 69° , kayma açısı 152°) boyunca 10 km derinlikte hesaplanan önceki 6 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Yeşil ve gri çokgenler sırasıyla kaynak ve hedef kırılma düzlemlerinin yüzey izdüşümlerini temsil etmektedirler. Kahverengi çizgiler intersismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan kabuksal blok sınırlarını göstermektedir. 87
- Şekil 3.36.** 28 Temmuz 1981 Sirch Depremi 3 segmentli kırılma düzlemi (kuzey-S1, orta-S2 ve güney-S3 segmenti için doğrultu açısı sırasıyla 155° , 190° ve 156° , eğim açıları 69° ve kayma açıları 152°) üzerinde hesaplanan önceki 6 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Şekil 3.35’de verilen gerilme değişimi haritalarından farklı olarak burada gösterilen gerilme derinlik kesitlerinin 3 ayrı segment için yapıldığına dikkat ediniz. 88
- Şekil 3.37.** 28 Temmuz 1981 Sirch Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 177° , eğim açısı 69° , kayma açısı 152°) boyunca 10 km derinlikte hesaplanan önceki 6 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu gerilme değişimlerinin zaman içindeki evrimi. En fazla gerilme artışına 1981 Sirch Depremi’nden önce meydana gelen en son

- kaynak deprem olan 1981 Golbaf Depremi'nin neden olduğu kayda değerdir. Yeşil ve gri yıldızlar sırasıyla kaynak ve hedef depremlerin oluşum zamanlarına işaret etmektedir..... 89
- Şekil 3.38.** 24 Şubat 1994 Sefidabeh Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 148° , eğim açısı 46° , kayma açısı 68°) boyunca 9 km derinlikte hesaplanan önceki 7 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Yeşil ve gri çokgenler sırasıyla kaynak ve hedef kırılma düzlemlerinin yüzey izdüşümlerini temsil etmektedirler. Kahverengi çizgiler intersismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan kabuksal blok sınırlarını göstermektedir..... 90
- Şekil 3.39.** 24 Şubat 1994 Sefidabeh Depremi kırılma düzlemi (doğrultu açısı 148° , eğim açısı 46° , kayma açısı 68°) üzerinde hesaplanan önceki 7 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir..... 91
- Şekil 3.40.** 24 Şubat 1994 Sefidabeh Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 148° , eğim açısı 46° , kayma açısı 68°) boyunca 9 km derinlikte hesaplanan önceki 7 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu gerilme değişimlerinin zaman içindeki evrimi. Yeşil ve gri yıldızlar sırasıyla kaynak ve hedef depremlerin oluşum zamanlarına işaret etmektedir. 91
- Şekil 3.41.** 10 Mayıs 1997 Zirkuh-e Qa'emat Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 333° , eğim açısı 86° , kayma açısı 173°) boyunca 10 km derinlikte hesaplanan önceki 8 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Yeşil ve gri çokgenler sırasıyla kaynak ve hedef kırılma düzlemlerinin yüzey izdüşümlerini temsil etmektedirler. Kahverengi çizgiler intersismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan kabuksal blok sınırlarını göstermektedir..... 93
- Şekil 3.42.** 10 Mayıs 1997 Zirkuh-e Qa'emat Depremi 5 segmentli kırılması (kuzeyden güneye doğru segmentlerin doğrultu açıları sırasıyla S1- 192° , S2- 146° , S3- 161° , S4- 330° ve S5- 128° eğim açıları 87° , kayma açıları ilk 4 segment için 173° ve son segment için 145°) boyunca derinlik boyutunda hesaplanan önceki 8 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Şekil 3.41'de verilen gerilme değişimleri haritalarından farklı olarak burada gösterilen gerilme derinlik kesitlerinin 5 ayrı segment için yapıldığına dikkat ediniz..... 94
- Şekil 3.43.** 10 Mayıs 1997 Zirkuh-e Qa'emat Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 333° , eğim açısı 86° , kayma açısı 173°) boyunca 10 km derinlikte hesaplanan önceki 8

- deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu gerilme değişimlerinin zaman içindeki evrimi. Yeşil ve gri yıldızlar sırasıyla kaynak ve hedef depremlemlerin oluşum zamanlarına işaret etmektedir. 94
- Şekil 3.44.** 14 Mart 1998 Fandoqa Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 156° , eğim açısı 54° , kayma açısı -165°) boyunca 5 km derinlikte hesaplanan önceki 9 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Yeşil ve gri çokgenler sırasıyla kaynak ve hedef kırılma düzlemlerinin yüzey izdüşümlerini temsil etmektedirler. Kahverengi çizgiler intersismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan kabuksal blok sınırlarını göstermektedir. 95
- Şekil 3.45.** 14 Mart 1998 Fandoqa Depremi kırılma düzlemi (doğrultu açısı 156° , eğim açısı 54° , kayma açısı -165°) üzerinde hesaplanan önceki 9 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. 96
- Şekil 3.46.** 14 Mart 1998 Fandoqa Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 156° , eğim açısı 54° , kayma açısı -165°) boyunca 5 km derinlikte hesaplanan önceki 9 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu gerilme değişimlerinin zaman içindeki evrimi. En fazla gerilme artışına postsismik olarak 1981 Sirch Depremi'nin neden olduğu göze çarpmaktadır. Yeşil ve gri yıldızlar sırasıyla kaynak ve hedef depremlemlerin oluşum zamanlarına işaret etmektedir. 97
- Şekil 3.47.** 4 Mart 1999 Kerman Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 250° , eğim açısı 16° , kayma açısı 68°) boyunca 17 km derinlikte hesaplanan önceki 10 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Yeşil ve gri çokgenler sırasıyla kaynak ve hedef kırılma düzlemlerinin yüzey izdüşümlerini temsil etmektedirler. Kahverengi çizgiler intersismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan kabuksal blok sınırlarını göstermektedir. 98
- Şekil 3.48.** 4 Mart 1999 Kerman Depremi kırılma düzlemi (doğrultu açısı 250° , eğim açısı 16° , kayma açısı 68°) üzerinde hesaplanan önceki 10 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. 99
- Şekil 3.49.** 4 Mart 1999 Kerman Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 250° , eğim açısı 16° , kayma açısı 68°) boyunca 17 km derinlikte önceki 10 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu gerilme değişimlerinin zaman içindeki evrimi. 1981 yılı depremlemlerinin gerilme değişimini daha fazla düşürdüğü görülmektedir. Yeşil ve gri yıldızlar sırasıyla kaynak ve hedef depremlemlerin oluşum zamanlarına işaret etmektedir. 100

- Şekil 3.50.** 26 Aralık 2003 Bam Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 357° , eğim açısı 88° , kayma açısı -166°) boyunca 6 km derinlikte hesaplanan önceki 11 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Yeşil ve gri çokgenler sırasıyla kaynak ve hedef kırılma düzlemlerinin yüzey izdüşümlerini temsil etmektedirler. Kahverengi çizgiler intersismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan kabuksal blok sınırlarını göstermektedir. 101
- Şekil 3.51.** 26 Aralık 2003 Bam Depremi 2 segmentli kırılma düzlemi (Şekil 3.50’de depremin kırılma düzlemlerini temsil eden gri çokgenlerden batıdaki segment-S1 doğrultu açısı 355° , eğim açısı 86° , kayma açısı -178° ve doğudaki segment-S2 doğrultu açısı 181° , eğim açısı 64° , kayma açısı -150°) üzerinde önceki 11 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Şekil 3.50’de verilen gerilme değişimi haritalarından farklı olarak burada gösterilen gerilme derinlik kesitlerinin iki ayrı segment için yapıldığına dikkat ediniz. Şekil 3.50’de 2003 Bam Depremi kırılma düzlemlerini temsil eden gri çokgenlerden batıdaki S1 ve doğudaki S2 numaralı segmentlerdir. 102
- Şekil 3.52.** 26 Aralık 2003 Bam Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 357° , eğim açısı 88° , kayma açısı -166°) boyunca 6 km derinlikte hesaplanan önceki 11 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu gerilme değişimlerinin zaman içindeki evrimi. 1981 Golbaf ve Sirch depremleri ile birlikte gerilme düşümünün daha da artmasına rağmen intersismik gerilme yükü toplamda gerilme artışına işaret etmektedir. Yeşil ve gri yıldızlar sırasıyla kaynak ve hedef depremlerin oluşum zamanlarına işaret etmektedir. 103
- Şekil 3.53.** 22 Şubat 2005 Dahuiyeh-Zarand Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 270° , eğim açısı 60° , kayma açısı 104°) boyunca 9 km derinlikte hesaplanan önceki 12 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Yeşil ve gri çokgenler sırasıyla kaynak ve hedef kırılma düzlemlerinin yüzey izdüşümlerini temsil etmektedirler. Kahverengi çizgiler intersismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan kabuksal blok sınırlarını göstermektedir. 104
- Şekil 3.54.** 22 Şubat 2005 Dahuiyeh-Zarand Depremi kırılma düzlemi (doğrultu açısı 270° , eğim açısı 60° , kayma açısı 104°) üzerinde hesaplanan önceki 12 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. 105
- Şekil 3.55.** 22 Şubat 2005 Dahuiyeh-Zarand Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 270° , eğim açısı

- 60°, kayma açısı 104°) boyunca 9 km derinlikte hesaplanan önceki 12 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu gerilme değişimlerinin zaman içindeki evrimi. 2005 Dahuiyeh-Zarand Depremi odak konumunda en fazla gerilme artışına hem kosismik hem de postsismik olarak 1981 Sirch Depremi'nin neden olduğu görülmektedir. Yeşil ve gri yıldızlar sırasıyla kaynak ve hedef depremlerin oluşum zamanlarına işaret etmektedir. 105
- Şekil 3.56.** 20 Aralık 2010 Rigan Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 213°, eğim açısı 85°, kayma açısı 173°) boyunca 10 km derinlikte hesaplanan önceki 13 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Yeşil ve gri çokgenler sırasıyla kaynak ve hedef kırılma düzlemlerinin yüzey izdüşümlerini temsil etmektedirler. Kahverengi çizgiler intersismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan kabuksal blok sınırlarını göstermektedir. 106
- Şekil 3.57.** 20 Aralık 2010 Rigan Depremi kırılma düzlemi (doğrultu açısı 213°, eğim açısı 85°, kayma açısı 173°) üzerinde hesaplanan önceki 13 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. 107
- Şekil 3.58.** 20 Aralık 2010 Rigan Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 213°, eğim açısı 85°, kayma açısı 173°) boyunca 10 km derinlikte hesaplanan önceki 13 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu gerilme değişimlerinin zaman içindeki evrimi. 2010 Rigan Depremi odak konumunda 2003 Bam Depremi'nin hem kosismik hem de postsismik olarak gerilme düşümüne neden olduğu görülmektedir. Yeşil ve gri yıldızlar sırasıyla kaynak ve hedef depremlerin oluşum zamanlarına işaret etmektedir. 108
- Şekil 4.1.** 1981 Sirch Depremi kırılma düzlemi üzerinde (a) Nalbant ve ark. (2006) tarafından ve (b) bu çalışmada hesaplanan gerilme değişimleri. Gösterilen gerilme değişimleri sırasıyla kosismik+postsismik ve kosismik gerilme değişimleridir. Sirch Depremi Golbaf Depremi'nden yaklaşık 1.5 ay sonra olduğundan postsismik etki ihmal edilebilir düzeydedir. Bu çalışmada Sirch Depremi için 3 segmentli bir kırılma modeli kullanıldığına dikkat ediniz. 113
- Şekil 4.2.** 1998 Fandoqa Depremi kırılma düzlemi üzerinde (a) Nalbant ve ark. (2006) tarafından ve (b,c,d) sırasıyla bu çalışmada hesaplanan kosismik, postsismik ve kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri.... 114
- Şekil 4.3.** Lut Bloğu'nun sınırlarını oluşturan faylar ve bu fayların yakın komşuluğunda yer alan faylar boyunca (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) toplam gerilme değişimleri. Haritada yer alan her bir fay segmentine F10 kodundan başlamak üzere bir kodlama yapılmıştır (Tablo 4.3)..... 121

LUT BLOĞU'NDA (İRAN) MEYDANA GELEN DEPREMLERİN ZAMANA BAĞLI GERİLME DEĞİŞİMLERİNİN MODELLENMESİ

ÖZET

İran'da aktif tektonik Arap Levhası'nın sabit kabul edilen Avrasya Levhası'na yakınsaması sonucunda şekillenmektedir. Bu yakınsama oblik olması sebebiyle İran'ın doğusu ve batısı arasında farklı karşılanmaktadır. Yakınsama sonucunda oluşan deformasyonun büyük bir kısmı doğrultu atımlı faylar ile İran'ın kuzeyinde yer alan bindirme zonlarına iletilmekte kalan kısmı ise orta İran'da dengelenmektedir. İran'ın doğusu ve batısı arasında deformasyonların farklı karşılanması bu çalışmanın konusunu oluşturan ve doğrultu atımlı faylarla sınırlanan Lut Bloğu'nu oluşturmıştır. Bu çalışmada, Lut Bloğu'nu çevreleyen ve yakın komşuluğunda yer alan faylar üzerinde 31 Ağustos 1968 Dasht-e Bayaz ($M_w=7.1$) Depremi ve sonrasında meydana gelen büyüklüğü $M_w \geq 6.3$ olan depremlerin neden olduğu zaman bağımlı gerilme değişimleri araştırılmıştır. Bu depremlerin birbirleri üzerindeki etkileşimlerinin yanı sıra günümüzde Lut Bloğu ve yakın komşuluğundaki fayların güncel gerilme durumları da ortaya çıkartılmıştır. Kosismik (statik) ve postsismik (viskoelastik) gerilme değişimlerinin hesaplanmasında literatürden derlenen kaynak deprem faylanma parametreleri, yüzey kırıkları, yer reolojik özellikleri ve tabaka kalınlıkları ve güncel kayma dağılım haritaları gibi bilgiler kullanılmıştır. İntersismik gerilme değişimleri hesaplanmasında ise GPS çalışmalarından belirlenen blok sınırları ve kayma hızları dikkate alınarak oluşturulan blok modeli kullanılmıştır. Elastik ve kırılğan üst kabuk dışında viskoziteleri birbirinden farklı, alt kabuk ve üst mantonun değişik reolojik özelliklerini temsil eden 6 yer reoloji modeli kullanılarak hesaplanan postsismik gerilme değişimleri karşılaştırılarak elde edilen sonuçlar tartışılmıştır. Tüm tabakalarının rijit olduğu sıra dışı yer modeli hariç diğer modellerden hesaplanan postsismik gerilme değişimleri her bir modelde 6-8 deprem odak konumunda pozitif gerilmelere işaret etmektedir. Dolayısıyla postsismik gerilme değişimlerinden yorumlanacak deprem tehlikesi farklı modeller için yer olarak değişse de önem açısından aşağı yukarı benzerdir. Ulaşılan sonuçlardan bir diğeri ise alt kabuk viskozitesindeki değişimin üst mantodakine nazaran postsismik gerilme değişimlerini daha fazla etkilediğidir. Tüm yer reoloji modellerinde pozitif postsismik gerilme değişiminin hesaplandığı depremlerin 1979 Boznabad, Korizan ve Khuli-Buniabad depremleri olduğu, negatif gerilme değişiminin hesaplandığı depremlerin ise 1978 Tabas-e Golshan ve 2010 Rigan depremleri olduğu görülmüştür. Kosismik gerilme değişimleri 7 depremin odak konumlarında negatif olarak hesaplanmışken bu depremlerden 1979 Khuli-Buniabad ve 1998 Fandoqa depremlerinin odak konumlarındaki negatif kosismik gerilmeler kuvvetli postsismik gerilme yüklemesi ile toplamda pozitif değerlere dönüşmüştür. 1981 Sirch ve 2003 Bam depremleri odak konumlarındaki pozitif kosismik gerilme değişimleri negatif postsismik gerilmelere maruz kalmış ancak toplamda negatife dönüşmemiştir. Günümüzde Lut Bloğu'nu sınırlayan ya da komşuluğunda yer alan faylar üzerinde incelenen depremlerden hesaplanan toplam gerilme değişimlerinden deprem tehlikesinin yüksek olduğu fayların tümüyle ya da kısmen Nayband, Kahurak, Esfandiar, Cheshmeh R., Bam,

Gowk, Lakar kuh, Rafsanjan, Doruneh ve Dasht-e Bayaz fayları olduğu değerlendirilmiştir. Tarihsel ve aletsel dönem deprem kayıtlarında Lut Bloğu ve çevresinde meydana geldiği tespit edilen depremlerin çalışma bölgesinde blok hareketleri nedeniyle oluşan deformasyonların karşılanmasında yetersiz olduğunu göstermesi, gerilme değişimlerinin görece yüksek hesaplandığı fayların varlığı ile uyumludur. Elde edilen sonuçlar güvenilir deprem tehlike yorumlamaları için yeni ortaya ıkan bilgilerle devamlı gncellenen zaman bağımlı gerilme değişimlerinin hesaplanmasının bir gereklilik olduğunu gstermiştir.



MODELLING TIME-DEPENDENT STRESS CHANGES OF THE EARTHQUAKES OCCURED IN THE LUT BLOCK (IRAN)

SUMMARY

Active tectonics of Iran is mainly determined by the oblique convergence of the Arabian Plate with respect to stable Eurasian plate. The deformation caused by the convergence is mainly accommodated through strike-slip faulting and laterally transported to the Caucasus, Talesh and Alborz thrust zones in eastern Türkiye and NW Iran. Nevertheless, the Zagros Thrust and Fold Zone (ZTFZ) extending in western and SW Iran play a key role in accommodating deformation in Central and Eastern Iran. Considerable amount of the deformation is also transferred beyond the ZTFZ within the Iranian High Plateau (IHP) to be accommodated by the thrusting and shortening along the Alborz and Kopet Dag mountain ranges. N-S running strike-slip faulting and block movements within the IHP are determined to convey the deformation to the mountain ranges in the Northern Iran. Lying parallel to the ZTFZ, The Main Recent Fault is another major tectonic property that accommodates boundary parallel component of the oblique convergence of the Arabian Plate along the Zagros Thrust Zone.

The oblique convergence results in a kinematic deformation contrast between eastern and western Iran. This contrast is remedied by the strike-slip faults along the Lut Block that focused in the study. The Lut Block is bounded by Doruneh Fault in the North. Abiz, Neh, Nosratabad and Kahurak faults, all of which are dextral faults, constitute the eastern boundary. Tabas, Nayband, Golbaf-Sirch, Gowk and Bam faults extend along the western edge of the block. Excluding the Tabas Fault, the other western boundary faults are dextral. Sinistral Dasht-e Bayaz and thrusting Ferdows faults lie within the block. Geophysical studies such as seismic tomography, receiver function analysis and gravity data analysis have indicated that Moho Discontinuity lies in the depth range of 38-40 km and the brittle upper crust reaches a depth of 20 km across the Lut Block.

In the present study, the time-dependent stress changes associated with the $M_w \geq 6.3$ earthquakes within and around the Lut Block after the occurrence of the 31 August 1968 Dasht-e Bayaz ($M_w=7.1$) earthquake are calculated to investigate earthquake stress interactions and future earthquake hazard. The Coulomb stress changes due to the coseismic ruptures, viscoelastic relaxation of the lower crust and the upper mantle in the postseismic period and steady block motions are calculated. USGS-NEIC catalogue search has demonstrated that fourteen $M_w \geq 6.3$ earthquakes occurred after 1968 including the 1968 Dasht-e Bayaz earthquake. The other earthquakes are 16 September 1978 Tabas-e Golshan ($M_w=7.1$), 16 Ocak 1979 Boznabad, 14 Kasım 1979 Korizan, 27 Kasım 1979 Khuli-Buniabad, 11 Haziran 1981 Golbaf, 28 Temmuz 1981 Sirch, 24 Şubat 1994 Sefidabeh, 10 Mayıs 1997 Zirkuh-e Qa'emat, 14 Mart 1998 Fandoqa, 4 Mart 1999 Kerman, 26 Aralık 2003 Bam, 22 Şubat 2005 Dahuiyeh-Zarand and 20 Aralık 2010 Rigan earthquakes. Parameterizations of the earthquake ruptures

have been based on the existed fault and surface ruptures mapping, source mechanism and finite-fault inversion studies.

Firstly slip rates of the boundary faults are determined for interseismic stress changes calculations and an Earth Rheology Model is constructed to be used for Postseismic (viscoelastic) stress changes. The slip rates are compiled from GPS and geological field studies. With exception of the viscosity values, the layers thicknesses, densities, seismic velocities and elastic parameters in the Earth Rheology Model are compiled from the available studies. There has been no study that gives viscosity values of the individual layers but rather an average value for a lithosphere thickness of 100 km has been computed in a study. In another study, in which postseismic stress changes were empirically estimated, viscosity value of the Earth has been approximated through judgment of the previous studies. Therefore, 6 Earth Rheology Models are tried in the study. The upper crust is purely elastic or brittle in the all models but viscosity values for the lower crust and the upper mantle are varied. The postseismic stress changes resulting from the different viscosity values are compared and discussed.

Usage of different Earth Rheology Models has shown that the viscosity variations of the lower crust affect postseismic stress changes more than the upper mantle viscosity variations and, excluding the extraordinary model in which all layers are rigid, positive stress values estimated at the hypocenters of the 6 or 7 target earthquakes no matter which model in concern. The positive postseismic stress changes are calculated for the 1979 Boznabad, Korizan and Khuli-Buniabad earthquakes while the negative stress values are calculated for the 1978 Tabas-e Golshan and 2010 Rigan earthquakes from the all models.

Although negative coseismic stresses are calculated for the 7 earthquakes including the 1979 Khuli-Buniabad and 1998 Fandoqa earthquakes. Nevertheless, the strong postseismic stress loads at the hypocentres of these earthquakes turned negative stresses into positive stresses. For the 1981 Sirch and 2003 Bam earthquakes, the positive coseismic stress values are exposed by the negative postseismic stresses, which are not sufficient to turn total stress into negative. These changing stress values exemplify how important time-dependent stress calculations are in reliable assessment of the earthquake hazard.

From the calculated total stresses along the faults, the Nayband, Kahurak, Esfandiar, Cheshmeh, Bam, Gowk, Lakar kuh, Rafsanjan, Doruneh and Dasht-e Bayaz faults, wholly or partialy, are evaluated as the faults with higher earthquake hazard. The fact that there has been no earthquake in the eastern part of the Doruneh Fault, where the highest stress load is calculated, for 700 years and in the western part of the fault, which is under relatively moderate stress load, for thousands of years, has been interpreted as a high earthquake hazard, in consistence with the previous studies. The highly stresses Nayband Fault, which is described as a seismic gap in the literature, was lastly ruptured by an earthquake approximately 800 years ago with a slip of 3 m, as determined paleoseismologically. When the geodetically determined slip rate is also taken into account, it is interpreted that the probability of an earthquake in the order of $M_w=7.0$ is high. As for the Kahurak Fault, which produced no earthquake since the 1838 Nosratabad Earthquake ($M \sim 7.0$), it is considered that it has relatively lower earthquake hazard regarding its geodetically determined slip rate. The Ferdows Fault, which was last broken by a $M=6.8$ earthquake in 1948, is revealed to be under stress drop.

As pointed out by the previous studies the reported historical and instrumental period earthquakes within and around the Lut Block is not sufficient to compensate for the deformations caused by the block movements. The relatively high stresses along the faults computed in the present study are assessed as compatible with the insufficient earthquakes. In this context, as the new information about the earth rheological structure, historical seismicity and fault slip rates become available, continuous updating of the time-dependent stress change estimations is considered imperative for reliable earthquake hazard interpretations.





1. GİRİŞ

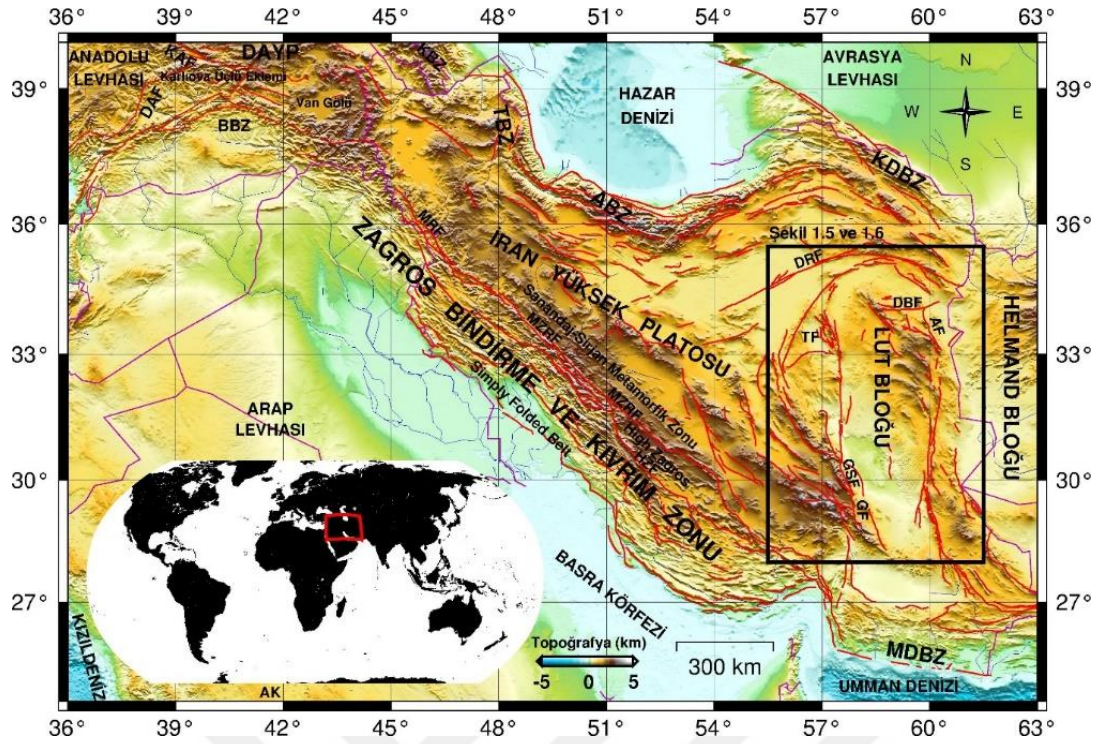
1.1. Çalışmanın Amaç ve Kapsamı

Bir deprem yakın çevresinde veya uzakta kendisinden sonra meydana gelen bir başka depremi gerilme değişimleri ile etkileyerek tetikleyebilir ya da oluşum zamanını öteleyebilir (Harris, 1998; King ve ark, 1994; King, 2007; Oruç, 2021; Steacy ve ark, 2005; Stein, 1999, 2003; Stein ve ark, 1997; Stein ve Lisowski, 1983). Depremin tetiklenmesi dakikalar içerisinde (Amini ve ark, 2018; Freed, 2005; Gomberg ve Johnson, 2005; Hill ve Prejean, 2015) olabileceği gibi yıllar sonra da (Freed ve Lin, 2001; Lorenzo-Martin ve ark, 2006; Pondard ve ark, 2007; Stein ve ark, 1997) olabilir. Hatta bir depremin etkisi on yıllar sonrasına kadar bile devam edebilmektedir (Freed ve Lin, 2001; Sünbül, 2016). Bir depremin neden olduğu gerilme değişimleri ile kendisinden sonra meydana gelen artçı şoklar veya yeni bir ana şok deprem arasında ilişki olduğunu gösteren birçok çalışma (Chery ve ark, 2001; Harris, 1998; King, 2007; Mardkheh, 2007; Maleki Asayesh ve ark, 2019; Marchandon ve ark, 2021; Nalbant ve ark, 2006; Pollitz ve Sacks, 1992; Steacy ve ark, 2005; Stein, 1999, 2003; Tabrez ve ark, 2008; Utkucu ve ark, 2017; Utkucu ve ark, 2023; Zarei ve ark, 2019) yapılmıştır. Hatta oldukça geniş alanlara yayılmış (400 km) depremler arasında bile gerilme etkileşiminden söz edilebilir (Chery ve ark, 2001; Pollitz ve ark, 2003). Bu etkileşim bir domino etkisi veya deprem göçü olarak adlandırılan ve bir fay üzerinde birbirini tetikleyen depremlerin meydana geldiği bir döngüyü de oluşturabilir (Lorenzo-Martin ve ark, 2006; Marchandon ve ark, 2021; Stein ve ark, 1997; Şengör ve ark, 2005; Zarei ve ark, 2019). Bir deprem aynı zamanda kendisinden sonra olabilecek bir depremi engelleyebilir veya geciktirebilir (Toda ve Stein, 2002; Utkucu ve ark, 2017).

Deprem tetiklenmeleri bölgedeki kosismik (statik), intersismik ve postsismik (viskoelastik) etkiler ile açıklanabilmektedir (Stein ve Wyssession, 2003). İntersismik etkiler (Chuang ve ark, 2013; Masson ve ark, 2005; Pandey ve ark, 1995; Pezzo ve ark, 2012; Tabrez ve ark, 2008) deprem öncesinde levha hareketleri nedeniyle kilitli durumdaki kırılğan üst kabukta yani sismojenik zonda oluşan gerilme ve deformasyon birikimini yansıtırken, kosismik etkiler (Maleki Asayesh ve ark, 2019; Mardkheh,

2007; Nalbant ve ark, 1998; Nalbant ve ark, 2002; Tabrez ve ark, 2008; Zarei ve ark, 2019) deprem anında kırılğan üst kabukta oluşan yer değiştirmelerden kaynaklanır ve statik (durağan) gerilme değişimleri olarak da bilinir. Postsismik etkiler ise deprem sonrasında zamanla üst manto ve alt kabuğun viskoelastik serbestlemesinden kaynaklı olarak kırılğan üst kabukta yamulmalar neticesinde oluşan, zamana göre artan, azalan ve on yıllar sürebilen etkilerdir (Chery ve ark, 2001; Freed, 2005; Freed ve Lin, 2001; Nalbant ve ark, 2006; Pollitz, 1992, 1997, 2003; Sünbül, 2016). Gerilme değişimleri (özellikle de postsismik kaynaklı olanlar) sadece depremin meydana geldiği fay ile sınırlı kalmayıp daha geniş bir alanda kendini göstermekte ve zamana bağlı değişebilmektedir. Bu bulgu yerbilimlerinde zamana bağımlı gerilme değişimleri (time-dependent stress changes) kavramını ortaya çıkarmıştır. Postsismik gerilme değişimleri, kırılğan üst kabuktaki kosismik yer değiştirmeye karşı üst manto ve alt kabuğun tepkisi olarak ortaya çıkmaktadır (Pollitz, 1992, 1997, 2007). Bu nedenle bir depremin oluşum sürecini ve tetiklenip tetiklenmediğini açıklayabilmek için sadece kosismik gerilme değişimlerinin araştırılması yeterli olmamakla birlikte zamana bağımlı gerilme değişimlerine neden olan intersismik ve özellikle de postsismik gerilme değişimlerinin de araştırılması gerekmektedir (Chery ve ark, 2001; Cianetti ve ark, 2005; Freed, 2005; Freed ve Lin, 2001; Nalbant ve ark, 2006; Nalbant ve McCloskey, 2011; Pollitz, 1992, 1997; Pollitz ve Sacks, 1992; Zeng, 2001). Büyük ve yıkıcı bir depremden sonraki en önemli kaygılardan birinin yıkıcı büyük bir artçı depremin ya da başka bir ana şokun olup olmayacağı ve nerede olacağı olduğu düşünöldüğünde ana şok gerilme değişimlerinin hesaplanmasının önemi anlaşılabilir (Gallagher ve ark, 1999; McCloskey ve Nalbant, 2009). Bu durumda bir bölgede önceki deprem oluşum sürecini daha iyi anlayabilmek ve gelecekteki deprem tehlikesini daha güvenilir yorumlayabilmek bakımından kosismik, intersismik ve postsismik etkilerden kaynaklanan gerilme değişimlerinin tümünün modellenmesi önem arz etmektedir (Gallagher ve ark, 1999; Lorenzo-Martin ve ark, 2006; Shan ve ark, 2015; Tabrez ve ark, 2008). Yakın geçmişte büyük ana şok depremler sonrası oluşan artçı depremlerin ana şokun meydana geldiği fayın yüklenme miktarına yani kayma hızlarına bağlı olarak on yıllar ve hatta yüz yılı aşan süreler devam ettiğine dair çalışmlar (Parsons, 2009; Stein ve Liu, 2009) düşünöldüğünde gerilme analizi çalışmlarının deprem tehlikesi belirleme ve zararlarını azaltma bağlamında önemi daha da artmaktadır.

Bu çalışmada, depremler arasındaki gerilme etkileşimlerinin araştırılmasına iyi bir örnek oluşturması için tektonik bakımdan diri, birçok büyük ve yıkıcı depremin olduğu bir bölge olan doğu İran'daki Lut Bloğu ve yakın çevresi seçilmiştir (Şekil 1.1). Lut Bloğu'nu çevreleyen faylar (Berberian ve ark, 1999; Hessami ve ark, 2003) boyunca uzay ve zaman ortamında birbirine yakın olarak meydana gelen depremler (Berberian ve ark, 1999; Walker ve ark, 2011; Zarei ve ark, 2019), ana şok deprem gerilme etkileşimlerinin anlaşılmasına fırsat tanıyacaktır. Lut Bloğu'nda 1968 yılı ve sonrasında meydana gelen $M_w \geq 6.3$ büyüklüğündeki depremlerin kosismik, postsismik ve intersismik etkileri içeren gerilme değişimleri araştırılacaktır. Özetle zamana bağlı deprem gerilme değişimleri belirlenecektir. Postsismik etkiler kaynaklı gerilme değişimleri Pollitz (1992, 1997, 2007)'nin geliştirdiği bilgisayar yazılımları kullanılıp yer içi reoloji yapısına üst kabuktan mantoya kadar yaklaşımda bulunularak hesaplanacaktır. 31 Ağustos 1968 Dasht-e Bayaz Depremi'nin 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan Depremi üzerindeki postsismik etkisi, bu iki depremin 27 Kasım 1979 Khuli-Buniabad Depremi üzerindeki postsismik etkisi, bu üç depremin 28 Temmuz 1981 Sirch Depremi üzerindeki postsismik etkisi ve bu dört depremin 10 Mayıs 1997 Zirkuh-e Qa'emat Depremi üzerindeki postsismik etkisi hesaplanacak deprem süreçleri arasında yer almaktadır. 10 Mayıs 1997 Zirkuh-e Qa'emat Depremi'nin oluşumu üzerinde bu depremlerin hangisi ya da hangilerinin daha fazla etkili olduğu çalışmanın araştırma soruları arasındadır. Başta aletsel dönemde $M_w \geq 6.3$ büyüklüğünde deprem üretmemiş Doruneh Fayı olmak üzere (Fattahi ve ark, 2007; Farbod ve ark, 2011), Lut Bloğu'nu çevreleyen faylar üzerinde 1968 yılı sonrasında meydana gelen depremlerin gerilme etkileri hesaplanacak ve deprem tehlikesi tartışılacaktır. Geçmişte yapılan gerilme etkileşim çalışmalarının hiçbirisinde böyle bir araştırma yapılmamıştır. Bu çalışmalarla birlikte Lut Bloğu'nun güneybatısında Golbaf-Sirch, Gowk ve Bam fayları boyunca meydana gelen depremlerin en güncel veriler ve depremlerin ayrıntılı kayma modelleri kullanılarak güncel gerilme durumları hesaplanacak ve bölgede deprem üretebilecek aktif faylar üzerindeki etki ortaya çıkarılacaktır. Ayrıca 1968 yılından bu yana büyük deprem üretmemiş, Lut Bloğu'nu sınırlayan ve yakın civarında yer alan faylar üzerindeki gerilme değişimleri hesaplanacak ve deprem tehlikesi değerlendirilecektir.



Şekil 1.1. İran ve çevresinin ana tektonik unsurlarını gösteren harita. Siyah dikdörtgen Şekil 1.5 ve Şekil 1.6'da gösterilen harita alanını çevrelemektedir. Topoğrafya verisi Smith ve Sandwell (1997)'den alınmıştır. ABZ, Alborz Bindirme Zonu, AF, Abiz Fayı, AK, Arabistan Kalkanı, BBZ, Bitlis Bindirme Zonu, DAF, Doğu Anadolu Fayı, DAYP, Doğu Anadolu Yüksek Platosu, DBF, Dasht-e Bayaz Fayı, DRF, Doruneh Fayı, GF, Gowk Fayı, GSF, Golbaf-Sirch Fayı, HZF, High Zagros Fayı, KAF, Kuzey Anadolu Fayı, KBZ, Kafkaslar Bindirme Zonları, KDBZ, Koppeh Daghi Bindirme Zonu, MDBZ, Makran Dalma-Batma Zonu, MRF, Main Recent Fayı, MZRF, Main Zagros Reverse Fayı, TBZ, Talesh Bindirme Zonu, TF, Tabas Fayı. Faylar Emre ve ark. (2013) ve Hessami ve ark. (2003)'den alınmıştır.

Geçmişte Lut Bloğu'nda kosismik, intersismik ve sınırlı sayıda postsismik gerilmelerin incelendiği çalışmalar yapılmıştır. Lut Bloğu'nun kuzeydoğusunda 1968 Dasht-e Bayaz Depremi ile başlayan ve bu çalışmada da incelenecek olan büyük deprem silsilesi içindeki büyük depremlerin etkileşimleri kosismik gerilme değişimlerinin modellenmesi ile birkaç çalışmada incelenmiştir (Mardkheh, 2007; Utkucu ve ark, 2017; Zarei ve ark, 2019). Lut Bloğu güneybatısındaki bloğu sınırlayan faylar üzerinde meydana gelen büyük depremler de benzer şekilde modellenmiştir (Maleki Asayesh ve ark, 2019; Nalbant ve ark, 2006). Lut Bloğu kuzeydoğu ve güneybatısındaki bu depremlerle ilişkili postsismik gerilme değişimleri de modellenmiştir (Marchandon ve ark, 2021; Nalbant ve ark, 2006). Bunların yanı sıra jeodezik veriler kullanılarak postsismik yer değiştirmelerin elde edildiği çalışmalar da vardır (Marchandon ve ark, 2018; Sudhaus ve Jonsson, 2011; Wimpenny ve ark, 2017;

Zhou ve ark, 2016). Lut Bloğu'nun kuzey sınırlarında uzanan Doruneh Fayı'nın batısında intersismik deformasyon analizi yapılan bir çalışma da bulunmaktadır (Pezzo ve ark, 2012).

Nalbant ve ark. (2006) bu çalışmaya benzer şekilde postsismik gerilme değişimlerini de içeren bir gerilme modellemesini Lut Bloğu'nun güneybatısındaki büyük depremler için yapmıştır. Lut Bloğu'nun kuzeydoğusundaki depremler için yapılan Marchandon ve ark. (2021)'in çalışmasında ise postsismik etkilerin hesaplandığı yaklaşım (Chery ve ark, 2001) bu çalışmada gerilme değişimlerinin modellenmesinde kullanılan yaklaşımdaki (Pollitz, 1992, 1997, 2007) viskoelastik modelin genel özelliklerini açıklamamaktadır (Pollitz ve ark, 2003). Bundan dolayı bu çalışma Marchandon ve ark. (2021) çalışmasından hem kullanılan yöntem hem de çalışma alanı ve modellemede kullanılan depremler açısından farklılık göstermektedir.

1.2. İran ve Çevresinin Genel Sismotektoniği

1.2.1. Genel tektonizma

İran ve Anadolu'nun aktif tektoniği esas olarak Arap ve Afrika levhalarının hareketsiz olduğu varsayılan Avrasya Levhası'na göre kuzeye doğru hareketiyle şekillenmektedir (Copley ve Jackson, 2006; England ve ark, 2016; Jackson ve McKenzie, 1984; McClusky ve ark, 2000; Reilinger ve ark, 2006; Simao ve ark, 2016; Vernant ve ark, 2004; Vernant ve Chery, 2006) (Şekil 1.1 ve Şekil 1.2). Arap Levhası'nın İran Yüksek Platosu'na olan yakınsaması kısmen Zagros Bindirme ve Kıvrım Zonu boyunca kabuksal kısalma ve yükselme ile karşılanırken bir kısmı İran Yüksek Platosu içine ulaşmakta ve Lut Bloğu'nu çevreleyen kuzey-güney uzanımlı doğrultu atımlı faylar ile kuzeydeki Talesh, Kopeh Dagh ve Alborz bindirme zonlarına iletilmektedir (Allen ve ark, 2013; Hessami ve ark, 2003; Jackson ve McKenzie, 1984; Molinaro ve ark, 2005; Mouthereau ve ark, 2012; Nissen ve ark, 2011; Reilinger ve ark, 2006; Seyitoğlu ve ark, 2017; Talebian ve Jackson, 2004; Vernant ve ark, 2004; Vernant ve Chery, 2006). Arap, Afrika ve Avrasya levhaları arasındaki yakınsamanın (England ve ark, 2016; McClusky ve ark, 2000; Reilinger ve ark, 2006; Simao ve ark, 2016; Vernant ve ark, 2004; Vernant ve Chery, 2006) İran'ın (58° boylamının) doğusu ve batısı arasında farklı karşılanması (Vernant ve ark, 2004) neticesinde Lut Bloğu'nu sınırlayan faylar (Hessami ve ark, 2003) oluşmuştur.

güneydoğu doğrultulu sağ-yanal ve kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu sol-yanal birçok doğrultu atımlı fay deformasyonu kabuksal transfer yolu ile Kafkaslar Bindirme Zonları'na iletmektedir (Şekil 1.1) (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Jackson, 1992; Koçyiğit ve ark, 2001; Reilinger ve ark, 2006).

Kuzey Anadolu Fayı'nın, Karlıova Üçlü Ekleminin doğusuna uzandığı yakın geçmişteki jeolojik, sismotektonik ve jeodezik çalışmalarda ileri sürülen fikirlerden biri olmuştur (Copley ve Jackson, 2006; Jackson, 1992; McClusky ve ark, 2000). Karlıova Üçlü Ekleminin doğusunda Doğu Anadolu Yüksek Platosu içinde meydana gelen 13 Temmuz 1966 ($M_s=5.6$), 19 Ağustos 1966 Varto ($M_s=6.8$) ve daha doğuda meydana gelen 24 Kasım 1976 Çaldıran ($M_s=7.3$) depremlerinin odak mekanizma çözümlerinin sağ-yanal ya da önemli bir sağ-yanal doğrultu atım bileşeni önermesi bunun bir kanıtı olarak sunulmuştur (Jackson, 1992; Jackson ve McKenzie, 1984; Pınar, 1995; Toksöz ve ark, 1978). Ayrıca GPS gözlemlerinde Vernant ve ark. (2004) Doğu Anadolu Yüksek Platosu içinde 5-8 mm/yıl arasında kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu bir makaslama deformasyonunu önermişlerdir. İran'ın kuzeybatısında ise bu deformasyonun 8 ± 2 mm/yıl olduğunu ifade etmişlerdir. İran'ın kuzeybatısında sağ-yanal kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu 7 ± 1 mm/yıllık makaslama deformasyonu Djamour ve ark. (2011) tarafından da ayrı bir GPS çalışmasında belirlenmiştir.

Doğu Anadolu Yüksek Platosu ve İran Yüksek Platosu içinde Avrasya ve Arap levhaları arasındaki sınır sırasıyla Bitlis Bindirme Zonu ve Zagros Bindirme ve Kıvrım Zonu'dur (Şekil 1.1) (Eyidoğan, 1983). Arap ve Avrasya levhaları arasındaki kapanan Neo-Tetis Okyanusu litosferinin günümüzdeki son kalıntısı İran ve Pakistan'ın güneyindeki Makran Dalma Batma Zonu'nda yitilmektedir ve Arap Levhası Afrika Levhası'ndan Kızıldeniz ve Aden Körfezi yayılması ile ayrılmaktadır (McClusky ve ark, 2000; Reilinger ve ark, 2006). Afrika, Arap ve Avrasya levhalarının etkileşimde bulunduğu bölgede GPS çalışmalarından çıkarılan kabuksal hız alanı Arap Levhası, Anadolu Levhası, Zagros Bindirme ve Kıvrım Zonu ve İran Yüksek Platosu gibi geniş bir yeryüzü alanının 20-30 mm/yıl arasında değişen hızlarda saat yönünün tersinde döndüğüne işaret etmektedir (Şekil 1.2). Reilinger ve ark. (2006) >3000 km mesafelerde yüzeyde yavaşça hareket eden levhalar üzerindeki bu uyumlu hareket örüntüsünün derinde manto içinde yerleşmiş dinamik bir kaynağa bağlamıştır.

Yukarıda değinildiği gibi Arap Levhası ve İran Yüksek Platosu arasındaki kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı Zagros Bindirme ve Kıvrım Zonu, Arap ve Avrasya levhaları

arasındaki yakınsama oblik olduğundan sınıra normal bileşeninin bir kısmını karşılamaktadır (Şekil 1.1 ve 1.2) (Mouthereau ve ark, 2012; Reilinger ve ark, 2006; Vernant ve ark, 2004). Bu yakınsama 56° boylamında yaklaşık 25 mm/yıl civarındadır. Zagros Bindirme ve kıvrım Zonu dünya üzerindeki en aktif kıta içi çarpışma zonlarından biridir ve yer yer büyüklüğü $M_w=7.0$ 'ı aşan depremler üretmektedir. GPS gözlemleri, yakınsama neticesinde oluşan ve kuzeyde Talesh, Alborz ve Kopeh Dagh bindirme zonlarına kabuksal olarak transfer edilen deformasyonun dik bileşeninin yanı sıra paralel bileşeninin de Main Recent Fayı isimli sağ-yanal doğrultu atımlı fay ile karşılandığını önermektedir (Hessami ve ark, 2003; Vernant ve ark, 2004). Günümüzde Zagros Bindirme ve Kıvrım Zonu boyunca 5-10 mm/yıl olarak GPS gözlemlerinden belirlenen diri kabukta kısalma Zagros Bindirme ve Kıvrım Zonu'nun güneybatı kısmında görece daha az yükseltiye sahip olan ve Simply Folded Belt içinde yoğunlaşmıştır (Hessami ve ark, 2003; Nissen ve ark, 2011; Nissen ve ark, 2014; Talebian ve Jackson, 2004; Walpersdorf ve ark, 2014). Simply Folded Belt kalın ve kıvrımlanmış bir çökel birikimidir ve yapısal olarak ayırt edilebilen ancak büyük çoğunlukla diri olmayan High Zagros olarak isimlendirilen tektonik unsurdan kuzeydoğu eğimli ana bir bindirme fayı olan High Zagros Fayı ile ayrılır (Şekil 1.1).

İran bölgesinin karmaşık kabuk yapısı ve sismotektoniğinin belirlenmesi amacıyla yapılan birçok çalışma bulunmaktadır. Bonini ve ark. (2003) analog modelleme yoluyla İran ve civarının kabuksal blok kinematikiğini ve sismotektoniğini araştırmak için modelleme çalışmaları yaparak Arap Levhası'nın kuzey yönlü sokulumunun (indentation) çarpışmaya oblik ve paralel sismojenik kuşaklar üzerinde paylaşılmasıyla uyumlu olduğunu belirlemişlerdir. Walters ve ark. (2017) ise Arap ve Avrasya levhaları arasındaki deformasyon hareketinin litosferik bir modelini oluşturup model tepkisini GPS verileri ile karşılaştırarak araştırmışlardır. Bunun sonucunda İran bölgesindeki Litosfer için (ilk 100 km kalınlık için) efektif viskozite değerini 5×10^{22} – 1×10^{22} aralığında olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Rezaeifar ve Kissling (2018) P dalgası ilk varış zamanları kullanılarak İran'ın kuzey yarısı altında çeşitli bölgeler için bir-boyutlu P dalgası hız yapısını belirlemiştir. Bu bölgelerden Lut Bloğu'nun kuzeyini de içine alan kuzeydoğu İran bölgesi için elde ettiği P dalgası hız yapısı 45 km derinlikte belirgin bir artış göstermekte ve bu artış Zagros Bindirme ve Kıvrım Zonu'nu da içine alan doğu İran'da 55 km derinlikte gözlenmektedir. Bu hız artışlarını Moho süreksizliği olarak yorumlayarak İran'ın

kuzeydoğusu için Moho derinliğinin ortalama 45 km olduğu ifade etmişlerdir. Bir başka çalışmada ise Motaghi ve ark. (2012a) P dalgası tomografisi ile İran Yüksek Platosu'nun ortasından kuzeydoğu İran'da Kopeh Dagh Bindirme Zonu'na uzanan ve Lut Bloğu'nun kuzeybatısını ve Doruneh Fayı'nı kesen bir profil boyunca üst manto yapısını araştırmışlardır. Doruneh Fayı ile Kopeh Dagh Bindirme Zonu'nun kuzeyinden geçen Aşkabat Fayı arasındaki bölgede derinde yüksek bir hız yapısı belirlemişlerdir. Bu profil boyunca Motaghi (2012) S dalgası hız yapısını elde etmiş ve hız yapısının Lut Bloğu'na karşılık gelen aralığında üst kabuk ve alt kabuk taban derinlikleri sırasıyla 20 ve 40 km olarak belirlemiştir. Motaghi ve ark. (2012b) telesismik alıcı fonksiyonları analizinde aynı yerde Moho derinliğini yaklaşık 40 km olarak belirlemiştir. Manaman ve Shomali (2010) S dalgalarından yararlanıp iki-boyutlu hız yapısını ortaya çıkararak Zagros Bindirme ve Kıvrım Zonu altında Moho derinliğini 40-45 km olduğunu, Main Zagros Reverse Fayı altında ise 65 km derinliklere kadar ulaştığı sonucuna ulaşmıştır.

Kaviani ve ark. (2020) bölgesel depremlere ve ortam gürültülerine ait Rayleigh dalga kayıtlarını kullanarak Anadolu ve Arap levhaları ile İran Yüksek Platosu'nu kapsayan Ortadoğu bölgesinin üç-boyutlu kabuk ve üst manto S dalga hız yapısını elde etmiştir. Orta İran'ın da içerisinde olduğu bölgelerdeki sığ (5-10 km) yüksek hız anomalilerinin magma sokulumlarına işaret ettiğini belirtmiş. Yine orta İran'ın da içerisinde olduğu bölgelerde 30 -50 km derinlik aralığındaki yüksek hız anomalilerinin göreceli olarak ince kabuk yapısına işaret ederken İran'ın doğusuna doğru ve Zagros Bindirme ve Kıvrım Zonu'nda bu aralıkta düşük hız anomalilerinin varlığından bahsetmiş, bu anomalilerin kalın kabuk yapısına işaret edebileceğinden söz etmiştir. Üst mantonun bulunduğu derinliklerde Lut Bloğu'nun da içinde olduğu bazı bölgelerde düşük hız anomalilerinden söz edilmiştir. Düşey kesitlerin Lut Bloğu kısmında ise Moho derinliğini yaklaşık 40 km olarak belirlemiştir. Zagros Bindirme ve Kıvrım Zonu altında ise yaklaşık 55 km derinliklere kadar uzanan Moho derinliğinden bahsedilmiş. Üç-boyutlu hız modelleri Batı Arabistan, Doğu Akdeniz, Orta İran, Güney Hazar Denizi Havzası ve Karadeniz altında olası ince kabuğa işaret eden 30-50 km derinlik aralığında yüksek hızlar sergilemiştir. Bununla birlikte Zagros Bindirme ve Kıvrım Zonu, Doğu Anadolu, Sanandaj-Sirjan Metamorfik Zonu ve Kafkaslar Bindirme Zonları altında bu derinliklerde düşük hız bölgeleri gözlemlemişler ve yüksek topoğrafyayı destekleyen kabuksal kökler olarak yorumlamışlardır. Üst mantoya

karşılık gelen derinliklerde Arabistan Levhası, Zagros Bindirme ve Kıvrım Zonu güneyi, Basra körfezi ve Doğu İran altında yüksek hız anomalileri gözlenirken Kızıldeniz, Arabistan Kalkanı, Afar Çöküntüsü, Türkiye'nin doğusu ve Lut Bloğu altında düşük hız anomalileri belirlemişlerdir.

Alinagi ve ark. (2007) P ve S dalga hız tomografisinden İran altındaki alt kabuk ve üst manto hız yapısını incelemişlerdir. Elde ettikleri hız anomalileri Arap Levhası ile Hazar Denizi Havzası arasındaki İran Yüksek Platosu altında alt kabuk ve üst mantonun düşük hız ortamları içerdiğini ve bu durumun kuzeydeki duraylı Avrasya Levhası ile güneydeki Arap Levhası arasında tuzaklanmış İran Yüksek Platosu şeklinde ifade edilen tektonik modellerle uyumlu olduğunu ifade etmişlerdir. Ayrıca Umman Denizi altındaki okyanusal kabuğun İran Yüksek Platosu altına olan asismik dalma batmasına, Zagros Bindirme ve Kıvrım Zonu boyunca dalma batma geometrisinin Makran Dalma Batma Zonu'na nazaran daha karmaşık ve çarpışmanın yüksek bir sismik etkinlikte oluştuğuna dair kanıtlara ulaşmışlardır.

Necioğlu (1999) Rayleigh dalgası analizi yaparak Lut Bloğu'ndan Ankara'daki ANTO istasyonuna ulaşan İran'ın doğusu ve Türkiye'nin doğusu arasındaki dalga yolu boyunca kabuk kalınlığını 52-56 km arasında ve doğu-batı doğrultusunda kabuk kalınlığını 14 km azaldığını belirlemiştir. Başka bir çalışmada ise Motaghi ve ark. (2014) litosfer ve astenosfer sisteminin yüksek çözünürlüklü yapısını güneybatıda Basra Körfezi'nden kuzeydoğuda Kopeh Dagh Bindirme Zonu'na uzanan ve İran Yüksek Platosu'nu güneybatı-kuzeydoğu doğrultusunda kesen bir profil boyunca Rayleigh dalgaları grup hızları ve alıcı fonksiyonlarının birlikte ters çözümünden bouguer gravite anomalisi verileri ile doğrularak elde etmiştir. Sonuçlar İran Yüksek Platosu'nun kuzeyde Avrasya Levhası, güneyde de Arap Levhası ile karşılaştığı yerlerde derin kabuksal kökleri doğrulamıştır. Arap Levhası'nın yüksek hızlı kıtasal litosferinin İran Yüksek Platosu altına düşük açılı dalışı ortaya konmuştur. Profil boyunca elde edilen S dalgası derinlik hız yapısı profilin Lut Bloğu'nu kestiği aralıkta 20 km derinliğe kadar uzanan üst kabuğa ve 40 km derinliğe kadar uzanan alt kabuğa işaret etmiştir.

Nowrouzi ve ark. (2007) Kopeh Dagh Bindirme Zonu'nun doğu kısmını içeren kuzeydoğu İran'ın yer yapısını telesismik P dalgası alıcı fonksiyonları analizi ile ortaya çıkarmış ve Moho derinliğini 45-50 km arası bulmuşlardır. İnceleme alanında 3 ana katman belirlemişlerdir. Bu katmanları S dalga hızının 2.1-3.2 km/s arasında

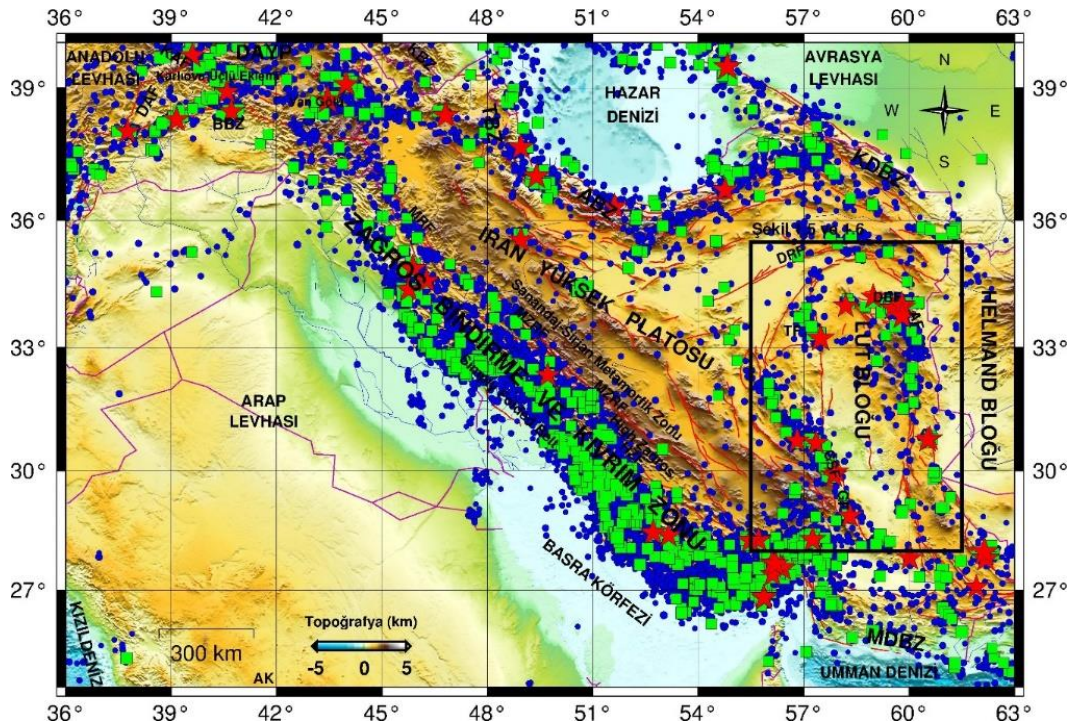
değiştği 10-12 km kalınlığında bir üst kabuk, S dalga hızının 3.2-3.7 km/s arasında değiştiği 22- 25 km kalınlığında bir orta kabuk ve S dalga hızının 3.7-4.4 km/s arasında değiştiği 12-15 km kalınlığında bir alt kabuk şeklinde sıralamışlardır. S dalga hızının 4.6-4.7 km/s arasında olduğu derinliğin ortalama 47 km derinliğin Moho süreksizliğine karşılık geldiğini belirtmişlerdir. P dalgaları alıcı fonksiyonları analizi içeren bir başka çalışmada ise Taghizadeh-Farahmand ve ark. (2015), İran bölgesinde 77 istasyondan 1995 ve 2011 yılları arasında kaydedilen telesismik P dalgaları ile alıcı fonksiyonları çalışması yaparak kabuk kalınlığı değerlerini hesaplamıştır. İran'ın ortalama 40-45 km kabuk kalınlığı olduğu sonucuna varmıştır. Kabuk kalınlığı yaklaşık olarak Alborz Bindirme Zonu'nda 54 km, Kopeh Dagh Bindirme Zonu'na doğru 50 km, Makran Dalma Batma Zonu'nda 33 km, Lut Bloğu'nun kuzey kısmında 40 km ve Zagros Bindirme ve Kıvrım Zonu'nda 66 km olarak hesaplanmıştır.

1.2.2. Depremsellik

İran, Doğu Anadolu ve Kafkaslar ile birlikte Avrasya ve Arap levhaları arasındaki yakınsamayı karşılamasına bağlı olarak hem tarihsel hem de aletsel dönemde birçok yıkıcı ve büyük depremi de içeren oldukça yoğun bir depremselliğe sahip bir bölgedir (Ambraseys ve Jackson, 1998; Berberian, 2014; Berberian ve Yeats, 1999; Copley ve Jackson, 2006; Engdahl ve ark, 2006; Jackson ve McKenzie, 1984; Talebian ve Jackson, 2004). Depremler özellikle Zagros Bindirme ve Kıvrım Zonu, Talesh, Alborz ve Kopeh Dagh bindirme zonlarında ve Lut Bloğu çevresinde yoğunlaşmıştır (Engdahl ve ark, 2006; Talebian ve Jackson, 2004). Bu durum ISC (International Seismology Center) kataloğundan alınmış 1968 – 2022 yılları arasında $M_s \geq 3.0$ büyüklüğündeki depremlerin gösterildiği Şekil 1.3'ten görülebilir. Bu depremlerin çoğunun sismojenik üst kabukta (derinlik < 20 km) meydana gelmesi üst sediman örtüsü ve altındaki kırılğan temel yapısı içinde meydana geldiği şeklinde yorumlanmaktadır (Engdahl ve ark, 2006; Jackson ve ark, 2021; Nissen ve ark, 2011; Nissen ve ark, 2014). Depremlerin kaynak mekanizma çözümleri ve uzaysal dağılımları yukarıda değinilen İran'ın genel tektonik yapısını destekler özelliktedirler (Şekil 1.4).

Zagros Bindirme ve Kıvrım Zonu boyunca meydana gelen $M_w > 5.0$ büyüklüğündeki depremlerin centroid derinliklerinin çoğunlukla 4-14 km derinlikleri arasında yer aldığı ve görece az centroid derinliğinin 20 km derinliğe kadar ulaştığı belirlenmiştir (Nissen ve ark, 2011; Nissen ve ark, 2014; Talebian ve Jackson, 2004). Bu durum sismik kaymanın sadece Simply Folded Belt içinde değil alttaki temel yapısı içinde de

devam ettiği şeklinde yorumlanmıştır. Tatar ve ark. (2004) Zagros Bindirme ve Kıvrım Zonu'nun orta kesimindeki deprenselliği çalışmış ve çoğunlukla 8-15 km derinlikleri arasında oluştuğunu belirlemiştir. Bu durum temel yapısı içindeki deprem etkinliğine işaret etmektedir. 12 Kasım 2017, Sarpole-Zahab depreminin ($M_w=7.3$) kırılma düzleminin tamamen temel yapısına karşılık gelen derinlikler arasında yerleşmesi sismik kaymanın önemli bir kanıtını oluşturmuştur (Chen ve ark, 2018; Durmuş ve Utkucu, 2021; Gombert ve ark, 2019). Temel yapısının kısmen asismik olarak deforme olduğu da bazı çalışmalarda ifade edilmiştir (Allen ve ark, 2013; Barnhart and Lohman, 2013; Nissen ve ark, 2011; Talebian ve Jackson, 2004).



Şekil 1.3. İran ve çevresinde 1968-2022 yılları arasında meydana gelmiş ve ISC kataloğundan alınmış $m_b \geq 3.0$ büyüklüğündeki depremlerin episantr dağılımları. Kırmızı yıldızlar $m_b \geq 6.0$ büyüklüğündeki depremleri, yeşil kareler $5.0 \leq m_b < 6.0$ büyüklüğündeki depremleri, mavi daireler $m_b < 5.0$ büyüklüğündeki depremleri temsil etmektedir. Siyah dikdörtgen Şekil 1.5 ve Şekil 1.6'da gösterilen harita alanını çevrelemektedir. Topoğrafya verisi Smith ve Sandwell (1997)'den alınmıştır. ABZ, Alborz Bindirme Zonu, AF, Abiz Fayı, AK, Arabistan Kalkanı, BBZ, Bitlis Bindirme Zonu, DAF, Doğu Anadolu Fayı, DAYP, Doğu Anadolu Yüksek Platosu, DBF, Dasht-e Bayaz Fayı, DRF, Doruneh Fayı, GF, Gowk Fayı, GSF, Golbaf-Sirch Fayı, HZF, High Zagros Fayı, KAF, Kuzey Anadolu Fayı, KBZ, Kafkaslar Bindirme Zonları, KDBZ, Kopeh Dagh Bindirme Zonu, MDBZ, Makran Dalma-Batma Zonu, MRF, Main Recent Fayı, MZRF, Main Zagros Reverse Fayı, TBZ, Talesh Bindirme Zonu, TF, Tabas Fayı. Faylar Emre ve ark. (2013) ve Hessami ve ark. (2003)'den alınmıştır.

Bununla birlikte güneydeki Makran Dalma Batma Zonu'nda sahil boyunca üst kabuğun yanı sıra kuzey yönünde dalan levha içinde 150 km derinliğe kadar düşük bir deprem etkinliğinin olduğu rapor edilmiş, Zagros Bindirme ve Kıvrım Zonu ile Makran Dalma Batma Zonu arasında depremlerin tüm kabuk kalınlığı içinde 30-45 km derinliklerine kadar ulaştığı da ifade edilmiştir (Engdahl ve ark, 2006).

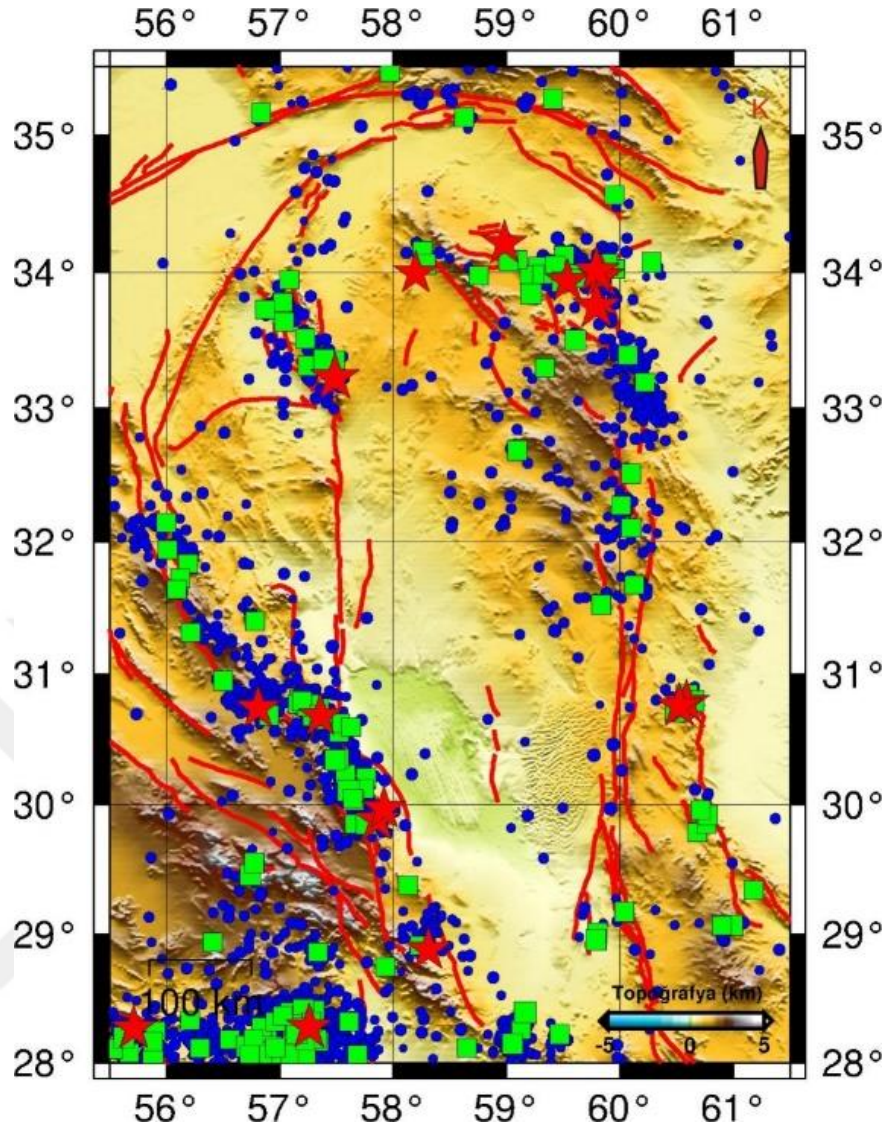
Şekil 1.4. Harvard-GCMT (Harvard Global Centroid Moment Tensor) kataloğundan alınan İran ve çevresinde meydana gelmiş 1976 ve 2023 yılları arasında büyüklüğü $M_w \geq 3.0$ olan depremlerin kaynak mekanizma çözümleri (mavi beyaz plaj topları). Mavi kısımlar sıkışma kadranlarını temsil etmektedir. Siyah dikdörtgen Şekil 1.5 ve Şekil 1.6'da gösterilen harita alanını çevrelemektedir. Topoğrafya verisi Smith ve Sandwell (1997)'den alınmıştır. ABZ, Alborz Bindirme Zonu, AF, Abiz Fayı, AK, Arabistan Kalkanı, BBZ, Bitlis Bindirme Zonu, DAF, Doğu Anadolu Fayı, DAYP, Doğu Anadolu Yüksek Platosu, DBF, Dasht-e Bayaz Fayı, DRF, Doruneh Fayı, GF, Gowk Fayı, GSF, Golbaf-Sirch Fayı, HZF, High Zagros Fayı, KAF, Kuzey Anadolu Fayı, KBZ, Kafkaslar Bindirme Zonları, KDBZ, Kopeh Dagh Bindirme Zonu, MDBZ, Makran Dalma-Batma Zonu, MRF, Main Recent Fayı, MZRF, Main Zagros Reverse Fayı, TBZ, Talesh Bindirme Zonu, TF, Tabas Fayı. Faylar Emre ve ark. (2013) ve Hessami ve ark. (2003)'den alınmıştır.

İran'ın doğusunda yer alan Lut Bloğu'nu çevreleyen faylar (Şekil 1.6) (Hessami ve ark, 2003), Arap ve Avrasya levhaları arasındaki yakınsamanın (England ve ark, 2016; McClusky ve ark, 2000; Reilinger ve ark, 2006; Simao ve ark, 2016; Vernant ve ark,

2004; Vernant ve Chery, 2006) İran'ın (58° boylamının) doğusu ve batısı arasında farklı olmasının (Vernant ve ark, 2004) neticesinde oluşmuştur. Bu kinematik tezada bağlı olarak Lut Bloğu'nun geliştiği belirtilmiştir (Vernant ve ark, 2004). Doğuda deformasyonun çoğu ($19.5 \pm 2 \text{ mm/yıl}$) Makran Dalma Batma Zonu'nda ve az bir kısmı da ($6.5 \pm 2 \text{ mm/yıl}$) kuzeyde Kopeh Dagh Bindirme Zonu'nda karşılanmaktadır. Orta İran'da yakınsamanın $6.5 \pm 2 \text{ mm/yıl}$ ını Zagros Bindirme ve Kıvrım Zonu ve $8.0 \pm 2 \text{ mm/yıl}$ ını ise Alborz Bindirme Zonu karşılamaktadır.

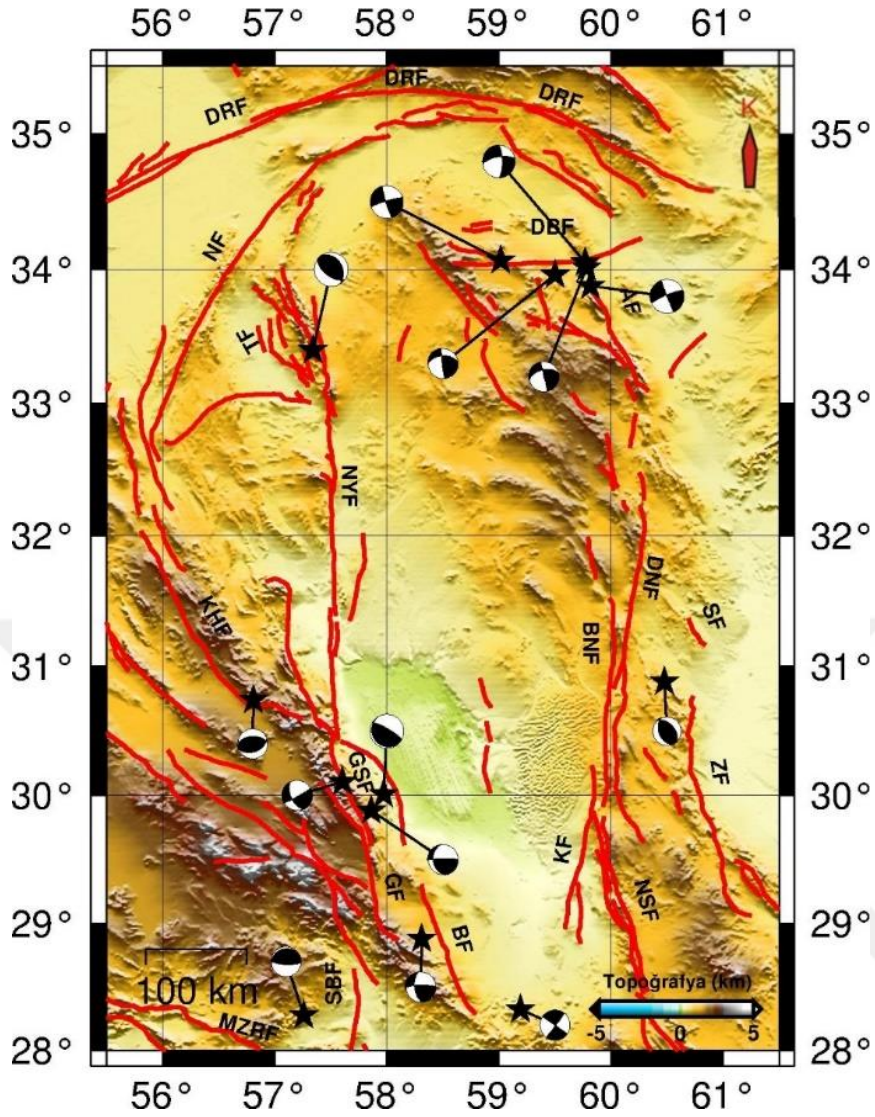
GPS kabuksal hız alanı incelendiğinde Lut Bloğu'nun kuzey sınırını oluşturan Doruneh Fayı'nın batısında 3 mm/yıl doğusunda ise 2 mm/yıl hızında bir kaymadan söz edilmiş ve hatta 630-1400 yıl arasında değişen tekrarlanma aralığı vurgulanmıştır (Berberian, 2014). Bir başka çalışmada ise bu fay üzerinde genel olarak 1.3 mm/yıl kaymadan söz edilmiştir (Walpersdorf ve ark, 2014). Bununla birlikte Doruneh Fayı'nın biraz güneyinde Lut Bloğu'nun yarı genişliği boyunca doğu-batı doğrultusunda uzanan Dasht-e Bayaz Fayı bulunmaktadır. Hem Doruneh Fayı'nın hem de biraz daha güneyinde uzanan Dasht-e Bayaz Fayı'nın sol-yanal doğrultu atımlı özellikte olmaları bu iki fay arasında (34° enlemi kuzeyinde) kalan kabuk bloğunun saat yönünde dönme yapacağına işaret etmektedir (Walker ve Jackson 2004). Dasht-e Bayaz Fayı boyunca $1.2 \pm 0.3 \text{ mm/yıl}$, Abiz Fayı'nın da içinde bulunduğu Lut Bloğu'nun doğu sınırında 5.6 mm/yıl ve batı sınırı boyunca 4.4 mm/yıl GPS kabuksal hız alanı önerilmektedir (Walpersdorf ve ark, 2014). Dasht-e Bayaz Fayı boyunca kayma hızının 2.5 mm/yıl olarak belirlendiği çalışmalar (Berberian ve Yeats, 1999; Berberian, 2014) da bulunmaktadır.

Lut Bloğu'nu çevreleyen faylar üzerinde USGS-NEIC (United States Geological Survey-National Earthquake Information Center) verilerine göre 1968 yılından günümüze $M_w \geq 7.0$ büyüklüğünde olan beş ve $6.3 \leq M_w < 7.0$ büyüklüğünde olan dokuz deprem meydana gelmiştir. Büyüklüğü $M_w \geq 7.0$ olan depremler Lut Bloğu'nun kuzeydoğusunda Doruneh Fayı'nın biraz güneyinde kalan Dasht-e Bayaz ve Abiz faylarının bulunduğu bölgede yoğunlaşmıştır. Bununla birlikte Lut Bloğu'nun kuzeybatısında Tabas ve güneybatısında Golbaf-Sirch fayları üzerinde de $M_w \geq 7.0$ büyüklüğünde olan birer deprem rapor edilmiştir. Büyüklüğü $6.3 \leq M_w < 7.0$ olan depremler ise Lut Bloğu'nu sınırlayan çeşitli faylar üzerinde meydana gelmiştir (Şekil 1.5).



Şekil 1.5. ISC kataloğundan alınan Lut Bloğu’nu çevreleyen faylar boyunca 1968-2022 yılları arasında meydana gelmiş büyüklüğü $m_b \geq 3.0$ olan depremlerin episantr konumları. Kırmızı yıldızlar $m_b \geq 6.0$ büyüklüğündeki depremleri, yeşil kareler $5.0 \leq m_b < 6.0$ büyüklüğündeki depremleri, mavi daireler $m_b < 5.0$ büyüklüğündeki depremleri temsil etmektedir. Topoğrafya verisi Smith ve Sandwell (1997)’den alınmıştır. Faylar Hessami ve ark, 2003’den alınmıştır.

Lut Bloğu’nun kuzey sınırını, batısı ve merkezi sol-yanal doğrultu atımlı özellik gösteren doğusu ise ters faylanma bileşenleri barındıran Doruneh Fayı oluşturmaktadır (Farbod, 2012; Farbod ve ark, 2011; Fattahi ve ark, 2007; Pezzo ve ark, 2012). Yaklaşık 600 km uzunluğundaki fay İran bölgesindeki en uzun faylardan biri olmasına karşın aletsel dönemde bu zamana kadar bilinen büyük bir deprem üretmemiştir (Fattahi ve ark, 2007). ISC verilerine göre ise 1968 yılından bu yana $M_s \geq 6.3$ büyüklüğünde olan bir deprem meydana gelmemiştir. Buna karşın $5.0 \leq M_s < 6.3$ büyüklüğünde olan üç adet deprem rapor edilmektedir (Şekil 1.5 ve 1.6).



Şekil 1.6. Lut Bloğu'nu çevreleyen faylar boyunca 1968-2010 yılları arasında meydana gelmiş ve bu çalışmada gerilme değişimleri hesaplanmış büyüklüğü $M_w \geq 6.3$ olan depremlerin kaynak mekanizma çözümleri (Siyah beyaz plaj topları) ve episantır konumları (siyah yıldızlar). Kaynak mekanizmalarındaki siyah kısımlar sıkışma kadrantlarını temsil etmektedir. Kaynak parametreleri ve alındıkları referanslar için Tablo 3.17'ye bakınız. AF, Abiz Fayı, BNF, Batı Neh Fayı, DNF, Doğu Neh Fayı, DBF, Dasht-e Bayaz Fayı, DRF, Doruneh Fayı, GF, Gowk Fayı, GSF, Golbaf-Sirch Fayı, KF, Kahurak Fayı, KHF, Kuh Banan Fayı, MZRF, Main Zagros Reverse Fayı, NF, Naini Fayı, NSF, Nosratabad Fayı, NYF, Nayband Fayı, SBF, Sabzevaran Fayı, SF, Sefidabeh Fayı, TF, Tabas Fayı, ZF, Zahedan Fayı. Topoğrafya verisi Smith ve Sandwell (1997)'den alınmıştır. Faylar Hessami ve ark. (2003)'den alınmıştır.

Sol-yanal doğrultu atımlı Dasht-e Bayaz Fayı ve sağ-yanal doğrultu atımlı Abiz Fayı Lut Bloğu'nun kuzeydoğu köşesine doğru birleşmekte ve yoğun bir depremselliğe neden olmaktadır (Şekil 1.5 ve 1.6) (Berberian, 2014; Berberian ve ark, 1999; Tchalenko ve Berberian, 1975; Walker ve ark, 2004; Walker ve ark, 2011). Bu faylar

üzerinde USGS-NEIC verilerine göre 1968 yılından bu yana $M_w \geq 7.0$ büyüklüğünde üç önemli deprem meydana gelmiştir. Bu depremler Dasht-e Bayaz Fayı'nın batı yarısında 80 km uzunluğunda yüzey kırığı oluşturan 31 Ağustos 1968 Dasht-e Bayaz Depremi ($M_w=7.1$) ve doğu yarısında 60 km uzunluğunda yüzey kırığı oluşturan 27 Kasım 1979 Khuli-Buniabad Depremi ($M_w=7.1$) (Ambraseys ve Tchalenko, 1969; Berberian, 2014; Berberian ve ark, 1999; Tchalenko ve Berberian, 1975; Walker ve ark, 2004; Walker ve ark, 2011) ile kuzey-güney uzanımlı ve Lut Bloğu'nun doğu kenarını oluşturan Abiz Fayı'nda meydana gelerek 125 km yüzey kırığı oluşturan 10 Mayıs 1997 Zirkuh-e Qa'emat Depremi'dir ($M_w=7.3$) (Berberian, 2014; Berberian ve ark, 1999; Durmuş ve Utkucu, 2018). Bu bölgede $6.3 \leq M_w < 7.0$ büyüklüğünde olan depremlere bakıldığında ise USGS-NEIC verilerine göre 1968 yılından bu yana iki deprem meydana gelmiştir. Bunlar Boznabad Fayı'nda yaklaşık 14 km uzunluğunda yüzey kırığı oluşturan 16 Ocak 1979 Boznabad Depremi (Wells ve Coppersmith, 1994) ve Abiz Fayı'nda 20 km uzunluğunda yüzey kırığı oluşturan 14 Kasım 1979 Korizan Depremi'dir (Berberian, 2014; Berberian ve ark, 1999; Haghipour ve Amidi, 1980; Hessami ve ark, 2003).

Dasht-e Bayaz ve Abiz faylarının bulunduğu bölgenin batısına doğru ters atımlı faylar dikkati çekmektedir. Ferdows Fayı ve daha batıdaki Tabas Fayı ters atımlı faylar olarak rapor edilmiştir (Berberian, 1979b; Walker ve ark, 2003). Ferdows Fayı üzerinde incelenen zaman diliminde $M_w \geq 7.0$ büyüklüğünde bir deprem meydana gelmemişken Tabas Fayı'nda 85 km yüzey kırığı oluşturan 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan Depremi ($M_w=7.3$, Harvard-GCMT) meydana gelmiştir (Berberian, 1979a; Berberian, 1979b; Berberian, 1979c; Berberian, 1982; Berberian, 2014; Berberian ve ark, 1979; Cifelli ve ark, 2013; Niazi ve Kanamori, 1981; Walker ve ark, 2003).

Lut Bloğu'nun güneybatısında ise sağ-yanal doğrultu atımlı Golbaf-Sirch Fayı, hem sağ-yanal doğrultu atımlı hem de ters atımlı Gowk Fayı, ters atımlı Shahdad Fayı ve sağ-yanal doğrultu atımlı Bam Fayı bulunmaktadır (Şekil 1.5 ve 1.6) (Hessami ve ark, 2003). Bu bölgede USGS-NEIC verilerine göre 1968 yılından bu yana $M_w \geq 7.0$ büyüklüğünde olan bir deprem meydana gelmiştir. Golbaf-Sirch Fayı üzerinde meydana gelen 28 Temmuz 1981 Sirch Depremi ($M_w=7.1$) 65 km yüzey kırığı oluşturmuş ve çeşitli çalışmalarda (Berberian ve ark, 1984; Berberian ve ark, 2001) araştırılmıştır. $6.3 \leq M_w < 7.0$ büyüklüğünde olan depremlere bakıldığında ise USGS-NEIC verilerine göre 1968 yılından bu yana üç deprem meydana gelmiştir. Bu

depremler Golbaf-Sirch Fayı üzerinde 14,5 km yüzey kırığı oluşturan 11 Haziran 1981 Golbaf Depremi ($M_w=6.7$) (Berberian ve ark, 1984; Berberian ve ark, 2001) ve 23.5 km uzunluğunda yüzey kırığı oluşturan 14 Mart 1981 Fandoqa Depremi ($M_w=6.6$) (Berberian ve ark, 2001; Berberian, 2014), Bam Fayı üzerinde 24.5 km yüzey kırığı oluşturan 26 Aralık 2003 Bam Depremi'dir ($M_w=6.6$) (Nakamura ve ark, 2005; Talebian ve ark, 2004; Wang ve ark, 2004; Wimpenny ve ark, 2017).

Yukarıda bahsi geçen fayların yanı sıra Lut Bloğu kenarları boyunca başka faylar da uzanmaktadır. Lut Bloğu güneydoğusundaki ters atımlı Neh Fayı (Hessami ve ark, 2003) ve sağ-yanal Naini Fayı (Hessami ve ark, 2003), batısındaki sağ-yanal doğrultu atımlı Nayband Fayı (Hessami ve ark, 2003; Foroutan ve ark, 2014) ve güney doğusundaki sağ-yanal Nosratabad Fayı (Hessami ve ark, 2003; Nabiei ve Bagheri, 2013) bunlar arasında sıralanabilir (Şekil 1.5). Bununla birlikte Lut Bloğu etrafını çevreleyen diğer bazı faylar üzerinde $6.3 \leq M_w < 7.0$ büyüklüğünde olan depremler de bulunmaktadır. Bunlar, sağ-yanal doğrultu atımlı Kuh Banan Fayında basamaklı yapı nedeniyle oluşan ters atımlı Dahui Fayı'nda 13 km yüzey kırığı oluşturan 22 Şubat 2005 Dahuiyeh-Zarand Depremi ($M_w=6.4$) (Talebian ve ark, 2006; Durmuş, 2014), Sefidabeh Fayı'nda meydana gelen yaklaşık 19 km yüzey kırığı oluşturan 24 Şubat 1994 Sefidabeh Depremi ($M_w=6.3$), Main Zagros Reverse Fayı ve Sabzevaran Fayı arasında kalan bir bölgede meydana gelen 4 Mart 1999 Kerman ($M_w=6.6$) ve gömülü bir fayda meydana gelen 20 Aralık 2010 Rigan Depremi'dir ($M_w=6.7$) (Walker ve ark, 2013).

Lut Bloğu ile ilgili yapılan diğer çalışmalar incelendiğinde kabuk yapısının güneyden kuzeye doğru kalınlaştığı (Nowrouzi ve ark, 2007) görülmektedir. Kaviani ve ark. (2020) elde ettikleri üç-boyutlu kabuk ve üst manto S dalga hız yapısından aldıkları ve Lut Bloğu'nu kuzey-güney doğrultusunda ortalayan bir derinlik kesiti boyunca Moho süreksizliğini Lut Bloğu altında yaklaşık 40 km olarak belirtmiş ve derinliğin kuzeyde Doruneh Fayı ve Kopeh Dagh Bindirme Zonu altına doğru da biraz arttığı görülmüştür. Kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda Lut Bloğu'nu yaklaşık ortasından geçen derinlik kesiti boyunca Moho derinliği 38-40 km arasında değişmektedir. Motaghi ve ark. (2014) litosfer ve astenosfer yapısının yüksek çözünürlükle araştırıldığı çalışmasında bir profil boyunca elde edilen S dalgası derinlik hız kesitine göre profilin Lut Bloğu'nu kestiği aralıkta üst kabuk 20 km derinliğe alt kabuk ise 40 km derinliğe kadar uzanmaktadır. Kaviani ve ark. (2020) üç-boyutlu kabuk ve üst manto S dalga hız

yapısı ortaya çıkardığı çalışmasında Lut Bloğu'nun da içinde olduğu bazı bölgelerde üst mantoya karşılık gelen derinliklerde düşük hız anomalilerinden söz etmiştir. Düşey kesitlerin Lut Bloğu kısmında Moho derinliğini 40 km olarak belirlemişlerdir.

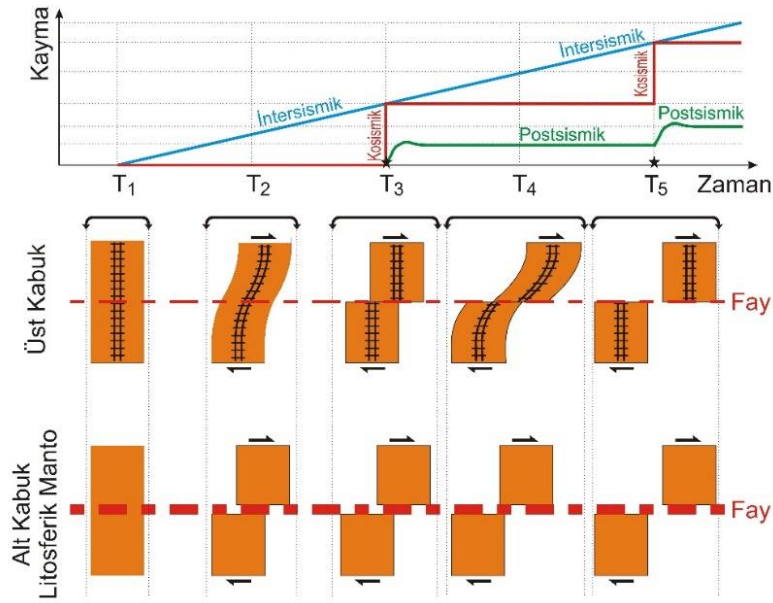




2. KULLANILAN YÖNTEMLER

2.1. Sismik Döngü

Deprem (sismik) döngüsü, intersismik, kosismik ve postsismik dönem olmak üzere üç ana kısımdan meydana gelmektedir (Stein ve Wysession, 2003). İntersismik dönem yüz yıllarca sürebilen bir süreçtir. Kosismik dönem deprem anını ifade eden ve saniyeler ya da dakikalar içinde biten bir süreç iken postsismik dönem deprem sonrasında başlayıp depremin büyüklüğüne bağlı olarak birkaç on yıl devam edebilen bir süreçtir (Şekil 2.1).



Şekil 2.1. Deprem (sismik) döngüsü esnasında (üstte), fay zone ve etrafında oluşan kayma türleri ve (altta) yer yapısı içinde blok hareketleri.

İntersismik dönemde levha ya da blok hareketleri kaynaklı gerilme değişimleri meydana gelmektedir. Levha ya da blok hareketlerinin yıllık hızına bağlı olarak fay boyunca sürekli gerilme birikir. Kosismik dönemde fay kayması nedeni ile oluşan elastik dalgalar ve kalıcı (statik) gerilme değişiminin yer kabuğunda gerilme değişimlerine neden olduğu ve artçı depremlerin oluşmasında önemli rol oynadıkları yakın geçmişte bir çok çalışmada ortaya çıkartılmıştır (Anderson ve Johnson, 1999; Durmuş ve Utkucu, 2021; King, 2007; King ve ark, 1994; Lasocki ve ark, 2009; Rajput

ve ark, 2005; Steacy ve ark, 2005; Stein, 1999, 2003; Toda ve ark, 1998; Toda ve ark, 2012; Utkucu ve ark, 2018).

Postsismik dönemde ise ana şok civarındaki kabukta deformasyonlar (yamulmalar) belirli bir süre devam ederek kırılan fay zonu boyunca yapılan tekrarlı gözlem ve ölçmelerle ortaya çıkartılabilir (Stein ve Wysession, 2003). Fay zonunda devam eden bu deformasyonlar ‘afterslip’ olarak isimlendirip sebebi kabuktaki boşluk sıvısı hareketlerine ve fayın alt kabuktaki devamında (köklerinde) meydana gelen yavaş ve zaman bağımlı yer değiştirmelerin üst kabukta oluşturduğu hareketlere bağlanmıştır. Postsismik deformasyonların yalnızca kırılan fay zonu ile sınırlı kalmayıp çok daha yaygın bir şekilde olduğu ve fay zonundan uzak bu deformasyonların ancak alt kabukta ve üst mantoda yer alan akıcı (viskoz) katmanların üst kabukta meydana gelen kosismik kaymaya tepki olarak zamana bağımlı bir şekilde rahatlaması veya serbestlemesi ile açıklanabileceğini ileri sürülmüştür (Pollitz 1992, 1997, 2007).

2.2. Kosismik Yer Değiştirme

Sismoloji alanında yer değiştirme teorisi ilk olarak Steketee (1958) ve Rongved ve Frasier (1958) tarafından bazı formüller kullanılarak çalışılmıştır (Okada, 1985). Sonrasında bu konuda birçok çalışma yapılmıştır (King, 2007; Maruyama, 1964; Okada, 1985, 1992; Press, 1965). Okada (1985) kartezyen koordinat sistemi kullanarak Steketee (1958) tarafından verilen hesaplamaları geliştirerek fay hareketinden kaynaklanan yüzeydeki yer değiştirmeleri hesaplamışken Okada (1992) daha önceki çalışmasına ek olarak yer içinde belirli bir derinlikte fay hareketi kaynaklı oluşan yer değiştirmeyi hesaplamıştır.

Statik yer değiştirme teorisinin temelini elastik ortamın özelliklerini matematiksel olarak veren elastostatik denklemler oluşturmaktadır (King, 2007). Statik yer değiştirme elastik, homojen ve izotrop bir ortamda elastostatik denklemin çözümü neticesinde Denklem 2.1 elde edilir (Volterra, 1907; King, 2007).

$$u_i(x_{1,2,3}) = \frac{1}{F} \iint_{\Sigma} \Delta u_j(\xi_{1,2,3}) \mathcal{T}_{jk}^i(\xi_{1,2,3}, x_{1,2,3}) v_k(\xi_{1,2,3}) d\Sigma(\xi_{1,2,3}) \quad (2.1)$$

Literatürde Volterra denklemi olarak isimlendirilen bu denklemde F , i doğrultusunda ξ_n deformasyonuna neden olan nokta kuvvet, v_k , $d\Sigma$ yüzeyine dik birim vektör bileşeni, Δu , deformasyon ve $\mathcal{T}$, statik sürtünmeyi ifade eder. Statik yer değiştirme, Σ fay

düzlemi üzerinde kayma ve statik sürtünmenin fonksiyonu olarak hesaplanır (King, 2007). Böylece Denklem 2.2 statik yer değiştirmeyi ifade eder (King, 2007; Okada, 1985, 1992; Steketee, 1958).

$$u_i(x_{1,2,3}) = \frac{1}{F} \iint_{\Sigma} \Delta u_j \left[\lambda \delta_{jk} \frac{\partial u_i^n}{\partial \xi_n} + \mu \left(\frac{\partial u_i^j}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_i^k}{\partial \xi_j} \right) \right] v_k d\Sigma \quad (2.2)$$

Burada, δ_{jk} , Kronecker delta olarak isimlendirilen matematiksel bir fonksiyonu ve λ ile μ , ortamın içyapısı ile ilgili Lamé sabitlerini ifade eder. Statik yer değiştirmenin hesap edilebilmesi için fay geometrisi, kayma dağılımları gibi bazı parametrelerin bilinmesi gerekir. Bu çözümleme ve Hooke yasası kullanılarak yer yüzeyindeki ya da derindeki dikdörtgen bir fay düzleminde neden olunan statik yer değiştirme, yamulma ve gerilme alanlarının analitik ifadeleri çıkarılabilir (King, 2007; Okada, 1985, 1992).

2.3. Postsismik Yer Değiştirme

Postsismik yer değiştirme kavramı viskoelastik astenosferin meydana gelen bir deprem sonrasında bozulan dengesinin zamanla yeniden dengeye gelebilmek için oluşturduğu yer değiştirmeler olarak tanımlanır. Elastik üst kabukta meydana gelen ve nokta kaynak olarak varsayılan deprem iki bileşene sahip postsismik yer değiştirme oluşturur. Yer değiştirmenin hesaplanabilmesi için viskoelastik özelliğe sahip ortamın doğrusal reolojik özellikli (Maxwell Rheology) olduğu varsayılarak denge denklemlerinin çözümü elde edilir (Pollitz, 1992).

Zamana göre değişen postsismik yer değiştirmelerin hesaplanabilmesi için deprem kaynak ve ortam parametreleri gibi değişkenlerin tanımlanması gerekmektedir (Pollitz, 2007). Burada küresel koordinat sisteminde tanımlanan ifadeler verilmiştir. Küresel koordinat sisteminde (r, θ, ϕ) r , yarıçapı, θ , açısal uzaklığı ve ϕ , azimut açısını ifade eder (Pollitz, 2007).

Viskoelastik ortamın reolojik davranışını belirleyebilmek için öncelikle ortamı en iyi şekilde temsil eden reolojik bir modelin belirlenmesi gerekir (Burov, 2011). Viskoelastik tepki, hareket denklemlerinin çözümünün Laplace dönüşüm ortamında yeniden yazılıp ters Laplace dönüşümü alınarak elde edilir (Pollitz, 1992). Ortamın davranış parametreleri arasındaki ilişki ise Denklem 2.3 ve Denklem 2.4'te verilmiştir.

$$\mu(r, s) = \frac{\mu(r) s}{s + \frac{\mu(r)}{\eta(r)}} \quad (2.3)$$

$$\kappa(r, s) = \kappa(r) \quad (2.4)$$

Burada $\mu(r)$, kayma modülünü, $\kappa(r)$, bulk modülünü ve $\eta(r)$, viskoziteyi ifade eder. Denklem 2.3 ve Denklem 2.4 Maxwell reoloji modeli için uygun bir gösterimdir. Bir deprem meydana geldikten sonra ortamdaki denge durumu bozulur ve ortamdaki yoğunluk ve gravite potansiyeli ilk durumuna göre zamanla değişen Denklem 2.5 ve Denklem 2.6'daki şeklini alır.

$$\rho(r, t) = \rho_0(r) + \rho_1(r, t) \quad (2.5)$$

$$\Phi(r, t) = \Phi_0(r) + \Phi_1(r, t) \quad (2.6)$$

Burada ρ , yoğunluğu, ρ_0 , başlangıçtaki yoğunluğu, ρ_1 , t zaman sonraki yoğunluğu, Φ , gravite potansiyelini, Φ_0 , başlangıçtaki gravite potansiyelini, Φ_1 , t zaman sonraki gravite potansiyelini ve t zamanı ifade eder. r_s konumuna $M(t)$ moment tensörü konumlandırılıp yer değiştirme alanı $u(r, t)$ ve elastik stress tensör de $T(r, t)$ ile ifade edilirse lineer statik denge denklemleri Denklem 2.7 ile elde edilir (Pollitz, 2007).

$$\begin{aligned} -\rho_0 \nabla \Phi_1 - \rho_1 \nabla \Phi_0 - \nabla [\rho_0 \mathbf{u} \cdot \nabla \Phi_0] + \nabla \cdot \mathbf{T} &= \mathbf{M}(t) : \nabla \partial(r - r_s) \\ \rho_1 &= -\nabla \cdot (\rho_0 \mathbf{u}) \\ \nabla^2 \Phi_1 &= 4\pi G \rho_1 \\ \mathbf{T} &= \left(\kappa - \frac{2}{3} \mu \right) (\nabla \cdot \mathbf{u}) \mathbf{I} + 2\mu \boldsymbol{\varepsilon} \\ \nabla^2 \Phi_0 &= 4\pi G \rho_0 \end{aligned} \quad (2.7)$$

Burada ε , gerilme tensörünü, $\mathbf{I}$, 3x3'lük birim matrisi, r_s , küresel koordinatlarda kaynak yarıçapını, ve G gravitasyon sabitini ifade eder. Denklem 2.7'nin 4'üncü terimi izotropik bir ortamda geçerlidir. Denklem 2.7'nin çözümü için bazı sınır koşulları gerekir. Gerilme tensörü ise Denklem 2.8'de verilmiştir (Pollitz, 2007).

$$\boldsymbol{\varepsilon} = \frac{1}{2} [(\nabla \mathbf{u}) + (\nabla \mathbf{u})^T] \quad (2.8)$$

Buna göre Denklem 2.7'deki 1'inci denklem yeniden yazılırsa Denklem 2.9 şeklini alır (Pollitz, 2007).

$$-\rho_0 \nabla \Phi_1 - \rho_1 \nabla \Phi_0 - \nabla[(\hat{\mathbf{r}} \cdot \mathbf{u})\rho_0 g_0] + \nabla \cdot \mathbf{T} = \mathbf{M}(t): \nabla \partial(\mathbf{r} - \mathbf{r}_s) \quad (2.9)$$

Burada, g_0 , gravitasyonel salınımı ifade eder. Viskoelastisite bu kısımda devreye girer. Burada Laplace Dönüşümü uygulanıp $\mu(r)$ ve $\kappa(r)$ yerlerine yazılırsa Denklem 2.7'den Denklem 2.10 elde edilir. (Pollitz, 2007).

$$-\rho_0 \nabla \tilde{\Phi}_1 - \tilde{\rho}_1 \nabla \Phi_0 - \nabla[(\hat{\mathbf{r}} \cdot \tilde{\mathbf{u}})\rho_0 g_0] + \nabla \cdot \tilde{\mathbf{T}} = \frac{1}{s} \mathbf{M}: \nabla \partial(\mathbf{r} - \mathbf{r}_s) \quad (2.10)$$

Denklem 2.10'un ilk 3 terimi hem g_0 hem de G parametresi ile ilişkilidir. Gravite potansiyeli ihmal edildiğinde Denklem 2.10 sadeleşerek yarı statik denge denklemi Denklem 2.11'deki şekilde elde edilir (Pollitz, 2007).

$$\begin{aligned} \rho_0 g_0 \left[\left((\nabla \cdot \tilde{\mathbf{u}}) + \frac{2}{r} (\tilde{\mathbf{r}} \cdot \tilde{\mathbf{u}}) \right) \tilde{\mathbf{r}} - \nabla (\tilde{\mathbf{r}} \cdot \tilde{\mathbf{u}}) \right] + \nabla \cdot \tilde{\mathbf{T}} &= \frac{1}{s} \mathbf{M}: \nabla \partial(\mathbf{r} - \mathbf{r}_s) \\ \tilde{\rho}_1 &= -\nabla \cdot (\tilde{\rho}_0 \tilde{\mathbf{u}}) \\ \tilde{\mathbf{T}} &= \kappa(r, s) (\nabla \cdot \tilde{\mathbf{u}}) \mathbf{I} + 2 \mu(r, s) \tilde{\boldsymbol{\epsilon}} \\ \nabla^2 \Phi_0 &= 4\pi G \rho_0 \\ \tilde{\mathbf{r}} \cdot \tilde{\mathbf{T}} &= 0 \\ r &= R \end{aligned} \quad (2.11)$$

Burada $\sim$, Laplace dönüşümünü, t , zaman ortamını ve s , Laplace dönüşüm ortamını ifade eder (Pollitz, 2007). Denklem 2.11'in çözümü neticesinde yer değiştirme bileşenleri Spheroidal hareket çözümünden Denklem 2.12 ve Toroidal hareket çözümünden Denklem 2.13 şekilde elde edilir (Pollitz, 2007).

$$\mathbf{u}_s(\mathbf{r}, t) = \sum_j [(r Y_S)_j(\mathbf{r}) \tilde{\mathbf{r}} + (\theta Y_S)_j(\mathbf{r}) \tilde{\boldsymbol{\theta}} + (\varphi Y_S)_j(\mathbf{r}) \tilde{\boldsymbol{\varphi}}] x \frac{1 - e^{-s_j t}}{s_j} \quad (2.12)$$

$$\mathbf{u}_T(\mathbf{r}, t) = \sum_j [(\theta Y_T)_j(\mathbf{r}) \tilde{\boldsymbol{\theta}} + (\varphi Y_T)_j(\mathbf{r}) \tilde{\boldsymbol{\varphi}}] x \frac{1 - e^{-s_j t}}{s_j} \quad (2.13)$$

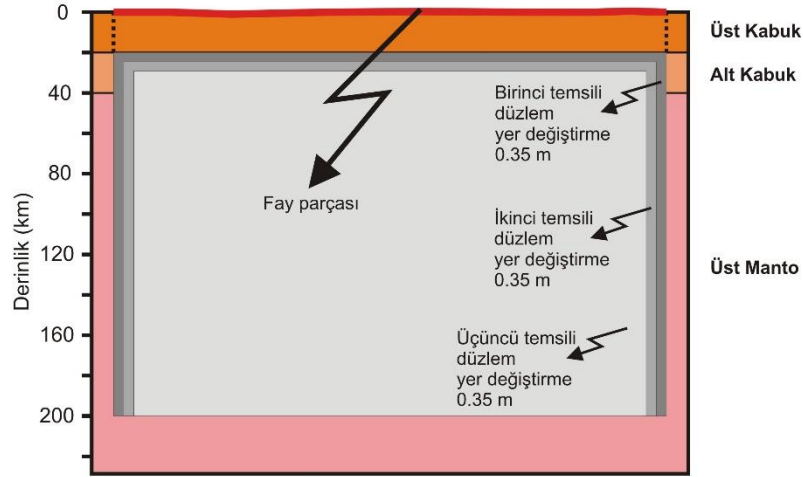
Burada, Y_S ve Y_T parametrelerini içeren terimler fonksiyonların katsayılarını ifade eder (Pollitz, 2007). Detaylı çözümler Pollitz (1992, 1997, 2007)'de verilmiştir.

2.4. İntersismik Yer Değiştirme

İntersismik yer değiştirme, iki büyük deprem arasındaki zaman aralığını kapsar. Bu dönem içinde levha ya da kabuksal bloklar hareket ederken bunların sınırlarını oluşturan faylar boyunca bu harekete karşı sürtünme kaynaklı bir direnç söz konusudur. Bu direnç sismojenik üst kabuğa karşılık gelen derinlik aralığında oluşmaktadır ve fay kilitlidir. Ancak alt kabuk ve litosferik manto derinliklerinde fay zonu boyunca sünek (ductile) davranış başladığında levha ve blok hareketleri ile birlikte fay zonu üzerinde de hareket meydana gelir. Yani fay zonunun üst kabuk derinliklerine karşılık gelen kısmında intersismik dönemde fay üzerinde bir hareket oluşmazken daha derin kısımlarda levha ya da blok hareketine eşlik eden hareketler söz konusudur. Derindeki bu hareket kilitli üst kabukta bir gerilmeye neden olur ki intersismik gerilme olarak adlandırılır. İntersismik gerilme kosismik gerilmelere benzer şekilde hesaplanır. Kosismik gerilme hesaplamalarından farklı olarak fayın üst derinliği üst kabuk tabanından başlatılır ve litosferik manto derinliklerine kadar uzanır. Yer değiştirme de levha ya da blok sınırı boyunca hesaplanmış yıllık kayma hızını gerilmenin hesaplanacağı zaman aralığının yıl cinsinden değeri ile çarpımı sonucu elde edilir. Fay zonunun uzanımı üst kabuğa nazaran derinde daha homojen olduğundan uzanımı daha düzgün olarak alınır. Ayrıca üst kabuk altında yer değiştirmelerin meydana geldiği temsili düzlemlerin sınırlarında yer değiştirmenin hesaplandığı değerden birden bire sıfır değerine inmesine bağlı olarak matematiksel hesaplarda bir duraysızlık oluşabilir. Bu duraysızlığı engellemek için temsili düzlemlerin üst sağ ve sol kenarlarında yer değiştirmenin yavaş yavaş azaldığı üst üste gelen düzlemlerden oluşmuş bir temsil oluşturulabilir.

Örnek olarak kayma hızı 10 mm/yıl olan ve sismojenik üst kabuğun 20 km derinliğe kadar ulaştığı bir sınır boyunca geçen 100 yıllık dönem için intersismik gerilme hesaplanacağını varsayalım. Bu durumda 100 yıl boyunca üst kabuk altındaki derinliklerde sınır üzerinde $100 \text{ yıl} \times 10 \text{ mm/yıl} = 1000 \text{ mm}$ 'lik (1 metre) bir yer değiştirme meydana gelmiştir. Bu hareket sınırı temsilen üst derinliği 20 km olan ve alt derinliği 200 km derinliğe kadar ulaşan bir düzlem üzerinde oluşmuş varsayılabilir. Matematiksel duraysızlığı engellemek için 20 km derinlikte 1 metrelik yer

değiştirmenin birden sıfıra inmesi kaynaklı Matematiksel duraysızlığı engellemek için üst üste binmiş üst derinlikleri 20 km, 25 km ve 30 km olan ve her birinin yer değiştirmesi 0.35 metre olan 3 düzlem ile bir temsil oluşturulabilir (şekil 2.2). Aynı varsayım düzlemlerin sağ ve sol kenarlarında da yapılacaktır.



şekil 2.2. İntersismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan fay parametrizasyonunun temsili örneği.

2.5. Hooke Yasası

Bir fay düzlemi hareketi tarafından oluşan yer yüzeyindeki ya da derindeki statik yer değiştirme, yamulma ve gerilme alanlarının analitik ifadeleri Hooke Yasası kullanılarak çıkarılabilir (King, 2007; Okada, 1985, 1992). Hooke Yasası, elastik tekdüze bir ortamda gözlenen deformasyon ve gerilme arasındaki doğrusal ilişkiyi tanımlar. Bunun anlamı deformasyon gerilmenin uygulandığı oranda oluşur (Love, 1892). Bu durumda gerilme ve deformasyon arasındaki ilişki matematiksel olarak Denklem 2.14'de verilmiştir (Engelder, 1993).

$$E = \frac{\sigma}{\xi} = \frac{\frac{F}{A}}{\frac{(l_2 - l_1)}{l}} = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu} \quad (2.14)$$

Burada, E, elastisite (Young) modülünü, σ , gerilmeyi (stress), ξ , deformasyonu (strain), F, kuvveti, A, birim alanı ve l, uzunluğu ifade eder (Engelder, 1993). Buradan Denklem 2.15’de verilen σ , gerilmesi elde edilir.

$$\sigma = C \xi \quad (2.15)$$

Burada C rijitlik tensörünü ifade eder. Fiziksel anlamda elastik bir cisim tek eksenli gerilme altında bir ekseninde kısılrken, bu eksene dik doğrultuda genişleyecektir (Engelder, 1993). Bunun tersi düşünüldüğünde elastik bir cismin ne kadar kısalıp genişlediği bilinirse böylece gerilme hesaplanabilir.

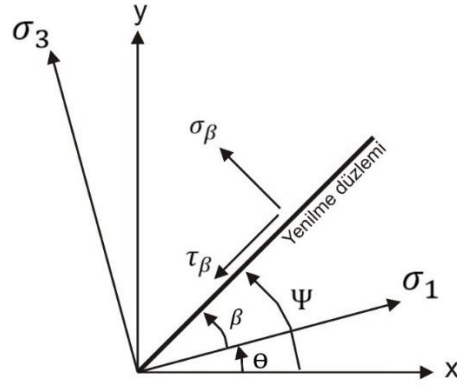
2.6. Coulomb Gerilme Değişimi

Bir fay düzlemi hareketi tarafından oluşan yer yüzeyindeki ya da derindeki statik yer değiştirmeden Hooke Yasası kullanılarak gerilmeler hesaplanabilir (King, 2007; Okada, 1985, 1992). Chinnery (1963), daha önce yaptığı çalışmasında (Chinnery, 1961) elastisite teorisine göre hesapladığı yer değiştirmeleri kullanarak doğrultu atımlı faylar için bu fayların uç kısımlarındaki gerilme değişimlerini haritalamıştır. Daha sonraki çalışmalarda kırılan fay düzleminden uzakta meydana gelen artçı depremlerin de kayma gerilmesinin artış gösterdiği bölgelerde yoğunlaştığı ileri sürülmüştür (Das ve Scholz, 1981; Stein ve Lisowski, 1983). Normal gerilmelerin ve sürtünme faktörünün de hesaba katılmasıyla birlikte Coulomb Yenilme Kriteri ilkeleri ile fay düzlemi boyunca meydana gelen kırılmaların açıklanabileceği görülmüştür (King, 2007; King ve ark, 1994).

Kaya mekaniğinde kayaçlara uygulanan gerilmeler neticesinde oluşan deformasyonlar ve kayacın kırılması ile sonuçlanan sürecin tanımlandığı bazı kriterler bulunmaktadır. Bunlardan biri olan Coulomb Yenilme Kriteri’ne göre kayaçlarda Denklem 2.16’da verilen Coulomb gerilmesinin belirli bir değeri aşması neticesinde kayaçta bir düzlem boyunca yenilme meydana gelecektir (Şekil 2.3) (King, 2007).

$$\sigma_f = \tau_\beta + \zeta (\sigma_\beta + \phi) \quad (2.16)$$

Burada, τ_β , kayma gerilmesini, σ_β , normal gerilmeyi, ζ , sürtünme katsayısını ve ϕ , boşluk suyu basıncını ifade eder (King, 2007).



Şekil 2.3. Coulomb Yenilme Kriterine göre kayalarda Coulomb gerilmesinin hesaplanmasında kullanılan yenilme düzlemi. King (2007)'den yeniden çizilmiştir.

Buna göre yenilme düzlemi, x ekseninden θ açısı kadar ötede konumlanan σ_1 en büyük asal gerilmesinden β kadar ötede konumlanırsa Denklem 2.17, Denklem 2.18 ve Denklem 2.19'da verilen normal ve kayma gerilmesi asal gerilmeler (σ_1 , σ_2 ve σ_3) cinsinden yazılabilir (King, 2007).

$$\sigma_\beta = \frac{1}{2} (\sigma_1 + \sigma_2) - \frac{1}{2} (\sigma_1 - \sigma_3) \cos 2\beta \quad (2.17)$$

$$\tau_\beta^L = \frac{1}{2} (\sigma_1 - \sigma_3) \sin 2\beta \quad (2.18)$$

$$\tau_\beta^R = -\frac{1}{2} (\sigma_1 - \sigma_3) \sin 2\beta \quad (2.19)$$

Burada, σ_1 , en büyük asal gerilmeyi, σ_3 , en küçük asal gerilmeyi, L ve R üst simgesi ise sırasıyla sol-yanal ve sağ-yanal kayma gerilmesini ifade eder. Böylece Denklem 2.16'da verilen Coulomb gerilmesi aşağıdaki şekilde asal gerilmeler cinsinden yeniden yazılabilir (King, 2007).

$$\sigma_f = \frac{1}{2} (\sigma_1 - \sigma_3) (\sin 2\beta - \zeta \cos 2\beta) - \frac{1}{2} \zeta (\sigma_1 + \sigma_2) + \zeta \phi \quad (2.20)$$

Burada kayma gerilmesinin işareti sol-yanal ya da sağ-yanal durumu belirtir. Coulomb gerilmesi maksimum değerine 2β açısının tanjantının sürtünme katsayısının negatifine eşit olduğunda ulaşır (King, 2007).

Denklem 2.16'da boşluk suyu basıncı normal gerilmeyi etkilemektedir. Kayaç içerisindeki gerilme boşluk suyu basıncına göre daha hızlı bir şekilde değiştiğinde boşluk suyu basıncı ile kayaç içerisindeki çevresel gerilme arasındaki ilişki Denklem 2.21'de gösterilmiştir (King, 2007).

$$\phi = \frac{-B \sigma_{kk}}{3} \quad (2.21)$$

Burada, B , Skemptions katsayısını ve σ_{kk} , kayaç içerisindeki çevresel gerilmeyi ifade eder. B değeri 0 ile 1 arasında değişmektedir. Burada σ_β simgesinin hem normal gerilmeyi hem de kayaç içerisindeki çevresel gerilmeyi ifade edebileceği varsayımı yapılarak Denklem 2.16, Denklem 2.22'de verildiği gibi yeniden yazılabilir (Harris, 1998; King, 2007).

$$\sigma_f = \tau_\beta + \zeta' \sigma_\beta \quad (2.22)$$

Burada, ζ' , efektif sürtünme katsayısını ifade eder. Efektif sürtünme katsayısı, sürtünme katsayısı ve B arasında $\zeta' = \zeta (1 - B)$ şeklinde bir ilişki olmasına karşın yukarıda bir düzleme etkiyen normal gerilme ve çevresel gerilme arasında yukarıda açıklanan varsayım unutulmamalıdır (Harris, 1998; King, 2007).

İki-Boyutlu ortamda x-y düzleminde fay hareketinin yatay, fay düzleminin düşey olduğu bir ortamda x ekseninden Ψ açısı kadar yönelmiş bir düzlemde sol-yanal sistem için genel gerilme alanları aşağıdaki Denklem 2.23, Denklem 2.24 ve Denklem 2.25'te verilmiştir (King, 2007).

$$\sigma_{11} = \sigma_{xx} \cos^2 \Psi + 2\sigma_{xy} \sin \Psi \cos \Psi + \sigma_{yy} \sin^2 \Psi \quad (2.23)$$

$$\sigma_{33} = \sigma_{xx} \sin^2 \Psi - 2\sigma_{xy} \sin \Psi \cos \Psi + \sigma_{yy} \cos^2 \Psi \quad (2.24)$$

$$\tau_{13} = \frac{1}{2} (\sigma_{yy} - \sigma_{xx}) \sin 2\Psi + \tau_{xy} \cos 2\Psi \quad (2.25)$$

Böylece iki-boyutlu bir ortamda sağ-yanal ve sol-yanal doğrultu atımlı fay düzlemleri için Denklem 2.26 ve Denklem 2.27'de verilen Coulomb gerilmesi hesaplanabilir (King, 2007).

$$C_f^L = \tau_{13}^L + \zeta' \sigma_{33} \quad (2.26)$$

$$C_f^R = \tau_{13}^R + \zeta' \sigma_{33} \quad (2.27)$$

Coulomb gerilme değişimlerinin hesaplanabilmesi için hedef düzlemlere ilişkin parametrelerin (doğrultu açısı, eğim açısı ve kayma açısı vb.) belirlenmesi gereklidir. Bir deprem meydana geldikten sonra artçı şoklarının oluşması muhtemel optimum düzlemler için de hesaplamalar yapılabilmektedir. Depremler meydana geldikten sonra hesaplanan Coulomb gerilme değişimleri sadece bir depremin oluşturduğu gerilmeleri değil aynı zamanda daha önce meydana gelmiş depremlerin, levha hareketlerinin, viskoelastik serbestlemenin oluşturduğu gerilmeleri ve bunlara benzer önceden var olan bölgesel gerilmeleri de içermektedir (Durmuş, 2014).





3. BULGULAR

3.1. Çalışmada Gerilme Modellemesi Yapılan Depremler

Lut Bloğu'nu çevreleyen faylar üzerinde 1968 Dasht-e Bayaz Depremi sonrasında meydana gelmiş büyüklüğü $M_w \geq 6.3$ olan depremler arasındaki gerilme etkileşimleri incelenmiştir. 1968 Dasht-e Bayaz Depremi anındaki gerilme 0 (sıfır) bar kabul edilerek gerilme değişimleri modellenmiştir. Bu deprem anının geçmişteki zaman eşiği olarak seçilmesinin nedeni öncesi ile kıyaslandığında sonrasında çok sayıda büyük deprem meydana gelmesi ve deprem faylanma ve odak parametre bilgilerinin daha net olmasıdır. USGS-NEIC kataloğu kayıtlarına göre Lut Bloğu'nu çevreleyen faylar üzerinde 1968 yılından günümüze kadar olan zaman diliminde büyüklüğü $M_w \geq 6.3$ olan 14 deprem meydana gelmiştir. Bu depremler Tablo 3.1'de listelenmiş ve episantır dağılımları ve odak mekanizma çözümleri Şekil 3.1'de gösterilmiştir. Bu depremlerden 5 adedinin (1968 Dasth-e Bayaz, 1978 Tabas-e Golshan, 1979 Khuli-Buniabad, 1981 Sirch ve 1997 Zirkuh-e Qa'emat depremleri) büyüklüğü $M_w \geq 7.0$ 'dir.

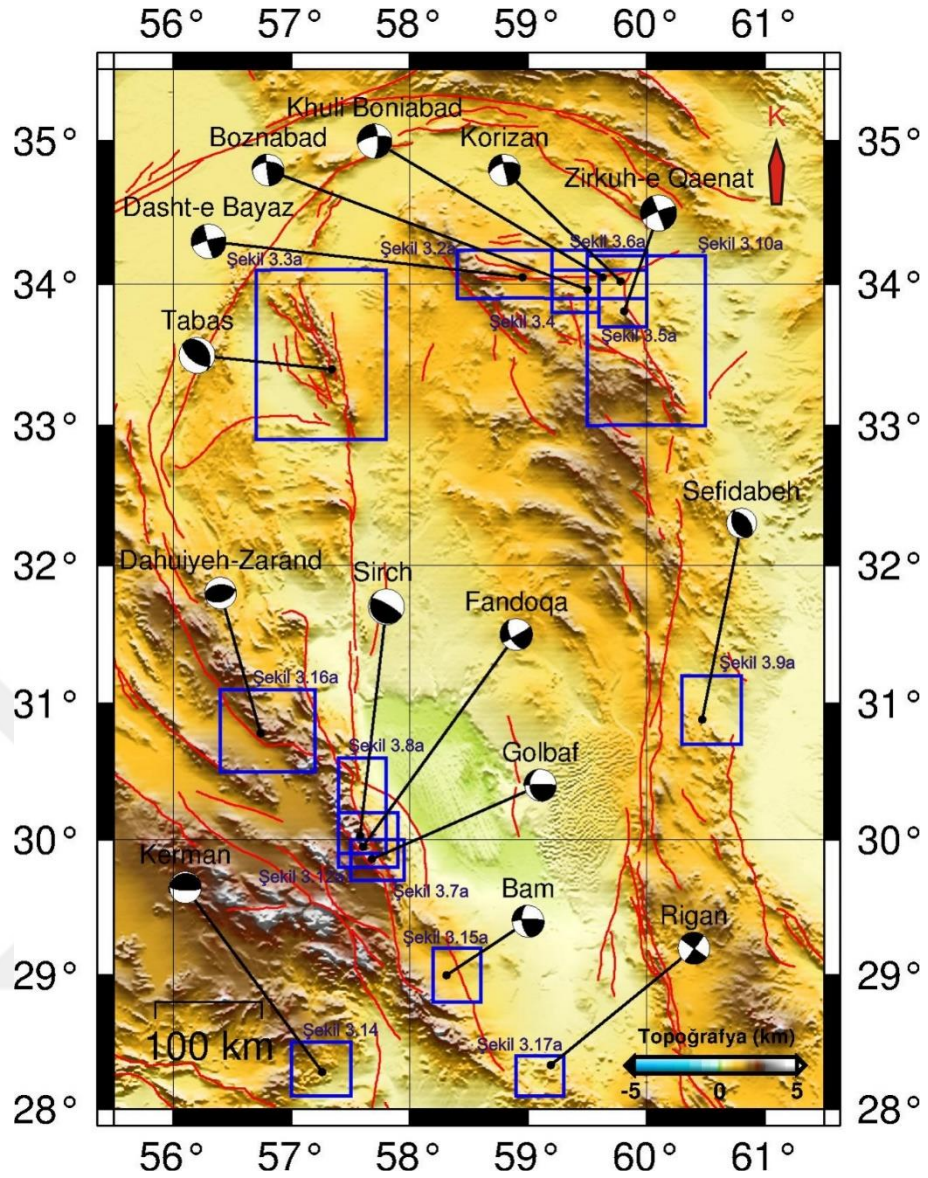
Şekil 3.1 incelendiğinde $M_w \geq 7.0$ büyüklüğünde olan depremlerden 3'ü (1968 Dasht-e Bayaz, 1979 Khuli-Buniabad ve 1997 Zirkuh-e Qa'emat depremleri) Lut Bloğu'nun kuzeydoğusunda kalan Dasht-e Bayaz ve Abiz faylarının bulunduğu bölgede olduğu görülmektedir (Ambraseys ve Tchalenko, 1969; Bayer ve ark, 1969; Berberian, 2014; Berberian ve ark, 1999; Durmuş ve Utkucu, 2018; Haghipour ve Amidi, 1980; Marchandon ve ark, 2018; Niazi ve Kanamori, 1981; Nowroozi ve Mohajer-Ashjai, 1985; Sudhaus ve Jonsson, 2011; Tchalenko ve Berberian, 1975; Walker ve ark, 2004; Walker ve ark, 2011). 1978 Tabas-e Golshan Depremi Lut Bloğu'nun kuzeybatısında bulunan Tabas Fayı'nda meydana gelmişken (Berberian, 1979a, 1979b, 1979c, 1982, 2014; Berberian ve ark, 1979; Hartzell ve Mendoza, 1991; Niazi ve Kanamori, 1981; Shoja-Taheri ve Anderson, 1988; Walker ve ark, 2003), 1981 Sirch Depremi Lut Bloğu'nun güneybatısında Gowk ile Golbaf-Sirch faylarının uzanımlarının örtüştüğü bir yerde meydana gelmiştir (Berberian, 2014; Berberian ve ark, 1984; Berberian ve ark, 2001; Nowroozi ve Mohajer-Ashjai, 1985). Diğer depremler ise Lut Bloğu'nu

çevreleyen çeşitli faylar üzerinde meydana gelmiştir (Şekil 3.1). Tablo 3.1’de sıralanan bu 14 deprem ile ilgili bilgiler aşağıda ayrı başlıklar altında sunulacaktır.

Tablo 3.1. USGS-NEIC kataloğu kayıtlarına göre Lut Bloğu’nu çevreleyen faylar üzerinde 1968 Dasth-e Bayaz Depremi sonrası meydana gelen büyüklüğü $M_W \geq 6.3$ olan depremler ve belirtilen kaynaklardan derlenen parametreleri. Büyüklüğü $M_W \geq 7.0$ olan depremler koyu yazılmıştır. Episantr dağılımı için Şekil 3.1’e bakınız.

No	Hedef deprem	Tarih	Saat	Boylam (derece)	Enlem (derece)	Derinlik (km)	Büyüklük (M_W)	Ref.
1	Dasht-e Bayaz	31.08.1968	10:47:43.00	58.95	34.05	10	7.1	16 6
2	Tabas-e Golshan	16.09.1978	15:35:56.60	57.34	33.40	10	7.3	12 8
3	Boznabad	16.01.1979	09:50:10.10	59.50	33.96	13	6.5	18 8
4	Korizan	14.11.1979	02:21:22.10	59.78	34.02	12	6.5	18 8
5	Khuli-Buniabad	27.11.1979	17:10:32.90	59.63	34.05	10	7.0	1 16 8
6	Golbaf	11.06.1981	07:24:25.23	57.68	29.86	20-12 ^C	6.6	2 8 5
7	Sirch	28.07.1981	17:22:24.62	57.58	30.03	10	7.2	12 8
8	Sefidabeh	24.02.1994	00:11:12.32	60.47	30.88	9	6.3	13 16
9	Zirkuh-e Qa’enat	10.05.1997	07:57:29.72	59.81	33.81	10	7.3	16 6
10	Fandoqa	14.03.1998	19:40:27.05	57.60	29.95	9	6.6	16 8
11	Kerman	04.03.1999	05:38:26.52	57.26	28.28	26	6.6	16 9 8
12	Bam	26.12.2003	01:56:52.44	58.31	29.00	10	6.6	16 8
13	Dahuiyeh-Zarand	22.02.2005	02:25:22.92	56.74	30.78	7	6.4	15 16
14	Rigan	10.12.2010	18:41:59.20	59.19	28.33	5	6.7	19 16

¹Berberian ve ark. (1999), ²Berberian ve ark. (2001), ⁵Engdahl ve ark. (aktaran Berberian ve ark, 2001) 1998, ⁶Engdahl ve ark. (aktaran Walker ve ark, 2004) 1998, ⁸Harvard-GCMT, ⁹ISC, ¹²Nowroozi ve Mohajer-Ashjai (1985), ¹³Parsons ve ark. (2006), ¹⁵Talebian ve ark. (2006), ¹⁶USGS-NEIC, ¹⁸Walker ve ark. (2011).

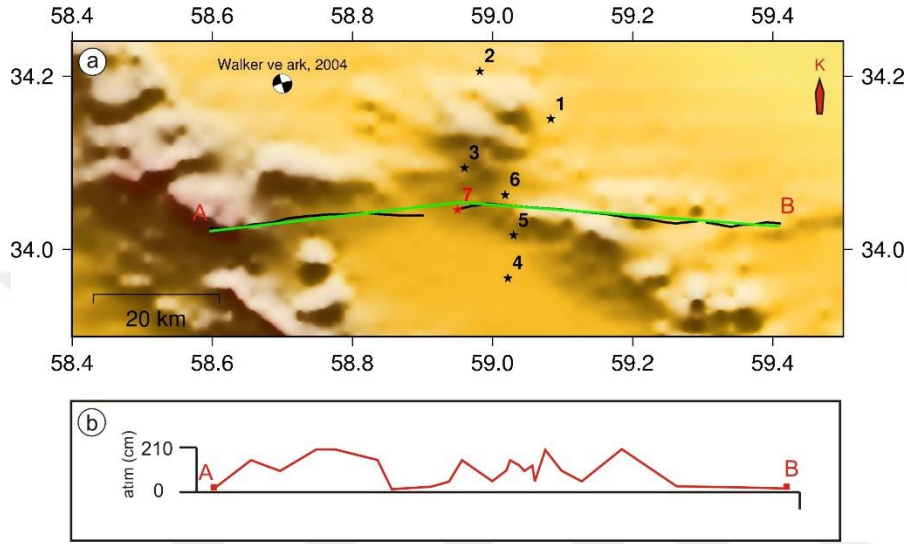


Şekil 3.1. USGS-NEIC kataloğu kayıtlarına göre Lut Bloğu’nu çevreleyen faylar (kırmızı çizgiler) üzerinde 1968 Dasht-e Bayaz Depremi sonrası meydana gelen büyüklüğü $M_w \geq 6.3$ olan depremlerin episantal dağılımı (siyah noktalar) ve kaynak mekanizma çözümleri (siyah-beyaz plaj topları). Lacivert çokgenler etiketlerde belirtilen şekillerde gösterilen harita alanlarını çevrelemektedir. Depremlerin derlenen odak ve kaynak parametreleri için Tablo 3.1’e bakınız. Faylar Hessami ve ark. (2003)’den alınmıştır.

3.1.1. 31 Ağustos 1968 Dasht-e Bayaz Depremi ($M_w=7.1$)

31 Ağustos 1968 tarihinde Lut Bloğu’nun kuzeydoğusunda meydana gelen bu depremde yaklaşık 10.000 insan yaşamını yitirmiştir (Şekil 3.1 ve 3.2) (Ambraseys ve Tchalenko, 1969; Bayer ve ark, 1969; Berberian, 2014; Tchalenko ve Berberian, 1975). USGS-NEIC kataloğunda depremin büyüklüğü $M_w=7.1$ olarak verilmiştir. Depremin değişik araştırmacılar ve araştırma merkezleri tarafından belirlenen odak ve

kaynak parametreleri Tablo 3.2’de listelenmiştir. Depremde doğu-batı doğrultulu, sol-yanal doğrultu atım özellik gösteren Dasth-e Bayaz Fayı’nın batı kısmında 80 km uzunluğunda yüzey kırığı oluşmuştur (Ambraseys ve Tchalenko, 1969) (Şekil 3.2a). Yüzey kırıkları boyunca en büyük sol-yanal yer değiştirme 450 cm olarak ölçülmüşken, 250 cm’ye varan düşey yer değiştirmeler de rapor edilmiştir (Şekil 3.2b) (Ambraseys ve Tchalenko, 1969; Berberian, 2014).



Şekil 3.2. (a) Çalışmada geçmişteki zaman eşiği olarak seçilen 31 Ağustos 1968 Dasth-e Bayaz Depremi esnasında gelişen yüzey kırıkları (siyah çizgiler) ve (b) yüzey kırıkları boyunca ölçülen sol-yanal yer değiştirmeler (atımlar). Yeşil çizgi gerilme modellemesinde kullanılan iki segmentli düşey fay modelinin yüzey iz düşümünü göstermektedir. Yıldızlar Tablo 3.2’deki numaralandırmaya uygun olarak farklı kaynaklar tarafından hesaplanmış episantır konumlarını göstermektedir. Yüzey kırıkları ve atım bilgisi sırasıyla Berberian ve ark. (1999) ve Berberian (2014)’den alınmıştır. Kırmızı yıldız gerilme dağılımı hesaplamalarında örnekleme yapıldığı episantır noktasını temsil etmektedir.

Niazi (1969) bu deprem ve en büyük artçı depremi için P dalgası ilk hareketlerinden, S dalgası polarizasyon açılarından odak mekanizma çözümlemelerini belirlemiştir. Ayrıca P dalga şekillerinden ve yüzey dalgası spektral analizinden 60-80 km arasında değişen bir fay uzunluğu boyunca birden fazla alt olay içeren bir deprem kırılması önermiştir. Niazi (1969) depremin sismik momentini 3.6×10^{19} N m ve Walker ve ark. (2004) kayma açısını 5° olarak hesaplamıştır.

Walker ve ark. (2004) depremin karmaşık P ve SH dalga şekillerini iki alt olay ile modellemiş ve depremin sol-yanal doğrultu atımlı büyük bir alt olay ile ondan on kat daha küçük sismik momente sahip ters faylanma mekanizmalı ikinci bir alt olaydan oluştuğunu belirlemiştir.

Tablo 3.2. 31 Ağustos Dasth-e Bayaz Depremi'nin değişik çalışmalardan derlenen odak ve kaynak parametreleri. Episantral dağılım için Şekil 3.2a'ya bakınız.

Sıra No	Ref.	Boylam (derece)	Enlem (derece)	Büyüklik	Derinlik (km)	Sismik moment $\times 10^{19}$ (N m)	Doğrultu açısı (derece)	Eğim açısı (derece)	Kayma açısı (derece)
1	USGS-NEIC	59.083	34.158	Mw=7.1	10				
2	ISC	58.9817	32.2146		14.1		106.28 314.88	34.15 59.23	65.71 105.59
3	Niazi, 1969	58.96	34.10		14.3	3.6	275	80	
4	Bayer ve ark, 1969	59.022	33.969	Ms=7.3 mb=6.0	13				
5	Berberian ve ark, 1999	59.03	34.02	Ms=7.4 Ms=7.1					
6	Walker ve ark, 2011	59.018	34.068		10				
7	Engdahl ve ark, 1998; akt. Walker ve ark, 2004	58.95	34.05		10				
8 ^a	Walker ve ark, 2004			Mw=7.10 Mw=6.44	17 10	5.90 0.46	254 320	84 70	5 90

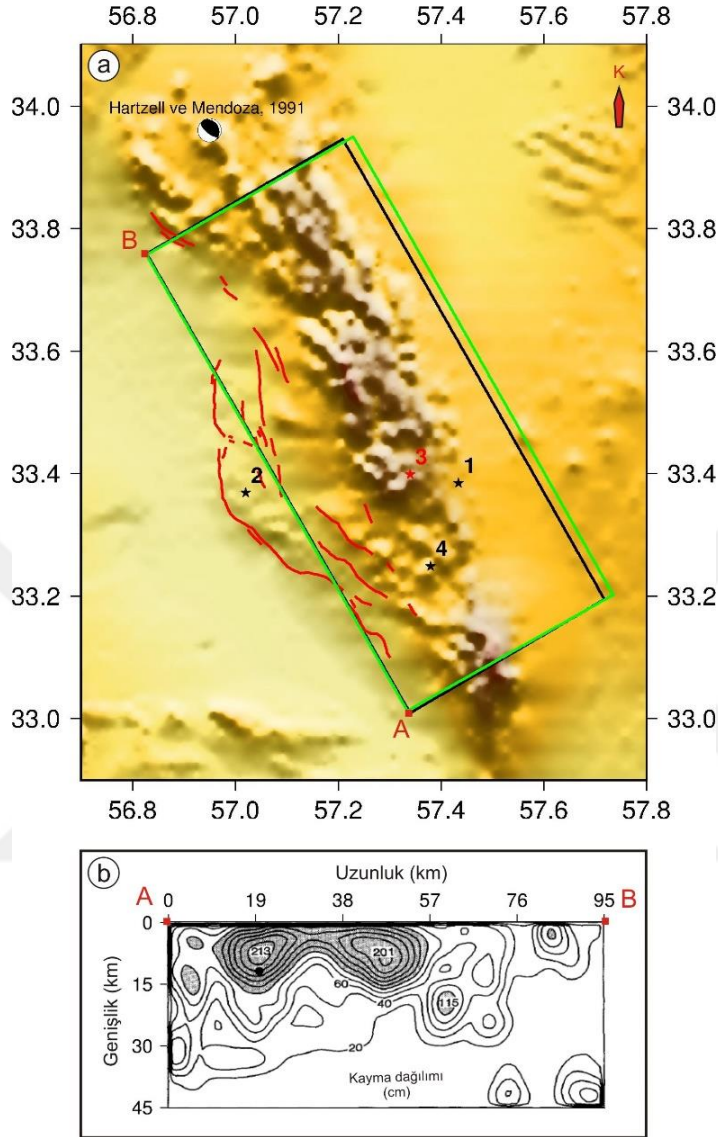
^aiki alt olay

Gerilme modellemelerinde 1968 Dasth-e Bayaz Depremi'nin etkisini hesaplamak için Berberian ve ark. (1999) tarafından verilen yüzey kırıkları geometrisi ve Berberian (2014)'den alınan yüzey yer değiştirmeler kullanılmıştır (Şekil 3.2). Derindeki yer değiştirmeler yüzeyde gözlenen yer değiştirmeler ve hesaplanan sismik moment temel alınarak tayin edilmiştir.

3.1.2. 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan Depremi (Mw=7.3)

Lut Bloğu'nun kuzeybatısında meydana gelen ve büyük can ve mal kayıplarına neden olan 16 Eylül 1978 Tabas Depremi tamamen düşük açılı ters faylanma mekanizmasıyla öne çıkmaktadır (Şekil 3.1 ve 3.3a) (Berberian ve ark, 1979; Niazi ve Kanamori, 1981). Depremde 20.000'den fazla insan yaşamını yitirmiştir (Berberian, 1979b). Depremin çeşitli araştırmacılar ve araştırma merkezleri tarafından hesaplanmış odak ve kaynak parametreleri Tablo 3.3'de derlenmiştir. Yaklaşık 85 km uzunluğunda bir yüzey kırığı üreten 1978 Tabas Depremi'nde 300 cm'lik yer değiştirmeler ölçülmüş olup tavan bloğunun 150 cm kadar yükseldiği rapor edilmiştir (Berberian, 1979b). Hartzell ve Mendoza (1991)'in sismogramların ters çözümünden

hesapladığı 1978 Tabas-e Golshan Depremi'nin kırılma düzlemi üzerindeki kayma dağılımı Şekil 3.3b'de verilmiştir.



Şekil 3.3. (a) 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan Depremi esnasında gelişen yüzey kırıkları (kırmızı çizgiler) ve (b) sismogramların ters çözümünden belirlenen sonlu-fay kayma dağılımı modeli (Hartzell ve Mendoza, 1991). Yeşil ve siyah çizgili dikdörtgenler sırasıyla gerilme modellemesinde kullanılan kırılma düzleminin ve gösterilen kayma dağılım modeli düzleminin yüzey iz düşümlerini göstermektedir. Yıldızlar Tablo 3.3'deki numaralandırmaya uygun olarak farklı kaynaklar tarafından hesaplanmış episantır konumlarını göstermektedir. Kırmızı yıldız gerilme dağılımı hesaplamalarında örneklemenin yapıldığı episantır noktasını temsil etmektedir.

Niazi ve Kanamori (1981) R_2 ve R_3 dalga fazları spektral genlikleri azimutal dağılımı ve ters çözümünden depremin 30° kuzeydoğu eğimli bir fay düzlemi üzerinde küçük bir sağ-yanal bileşenli ters faylanma sonucu oluştuğunu ve sismik momentinin 15×10^{19} N m olduğunu belirlemiştir.

Tablo 3.3. 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan Depremi'nin değişik çalışmalardan derlenen odak ve kaynak parametreleri. Kırmızı renkli olanlar bu deprem üzerindeki gerilme değişimi hesabında kullanılan parametreleri göstermektedir. Episantral dağılım için Şekil 3.3a'ya bakınız.

Sıra No	Ref.	Boylam (derece)	Enlem (derece)	Büyüklik	Derinlik (km)	Sismik moment $\times 10^{19}$ (N m)	Doğrultu açısı (derece)	Eğim açısı (derece)	Kayma açısı (derece)
1	USGS-NEIC	57.434	33.386	Ms=7.4	33		328 128	33 59	107 79
2	Harvard-GCMT	57.2	33.37	Mw=7.3 mb=6.5 Ms=7.4	11	13.2	328 128	33 59	107 80
3	Nowroozi ve Mohajer-Ashjai, 1985	57.34	33.40	Ms=7.7	10				
4	Engdahl ve ark, 1998; akt. Walker ve ark, 2003	57.38	33.25		9				
5	ISC	57.4837	33.2233	mb=6.6 Ms=7.5	17.5				
6	Berberian ve ark, 1979			Ms=7.7	<20	16.2	332	31	110
7	Berberian, 1979b					13			
8	Niazi ve Kanamori, 1981			Mw=7.4		15	330	30	110
9	Hartzell ve Mendoza, 1991					6 13	330	25	110
10 ^a	Walker ve ark, 2003			Mw=7.28	9	10.52	355	16	155

^aCisim dalgası ters çözümünden

Hartzell ve Mendoza (1991) depremin kaynak parametrelerini ve sonlu fay kırılma özelliklerini yakın alan ve uzak alan cisim dalgalarından araştırmışlardır. Depremin yaklaşık 90x30 km²'lik bir kırılma alanına sahip olduğunu, küçük olsa da sağ-yanal bir bileşene (145 cm kayma) sahip ters faylanma (186 cm kayma) sonucu oluştuğunu ve kırılmanın 3 fay pürüzünün yenilmesi sonucu meydana geldiğini belirlemişlerdir (bileşke kayma 213 cm) (Şekil 3.3b). Asıl kırılma fay düzleminin görece sığ kesimlerinde (10 km den daha sığ) gerçekleşmiştir (Şekil 3.3b). Walker ve ark. (2003) cisim dalga şekillerinin ters çözümünden depremin yine ters faylanma ağırlıklı bir

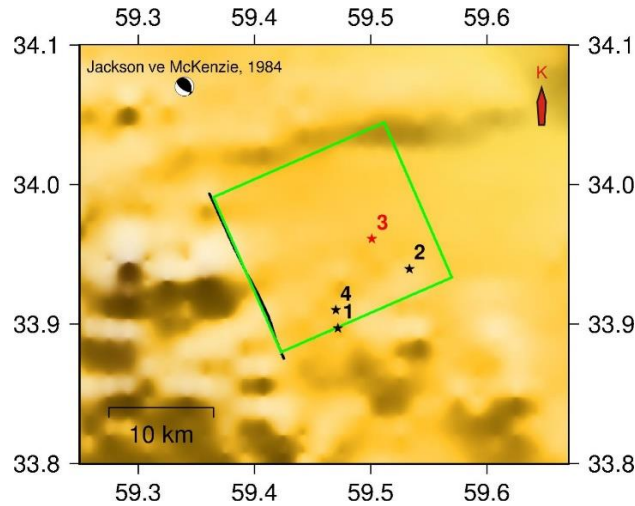
kırılma sonucu oluştuğunu ancak kırılma düzleminin doğrultusunu diğer çalışmada belirlenenlere göre kuzeye daha yakın bir doğrultuya sahip olduğunu belirlemiştir.

Araştırmalar 1978 Tabas Depremi'nin ve artçı şoklarının kuzeydoğu-güneybatı eksenli kısılmadan kaynaklanan kabuk kalınlaşması nedeniyle oluşan ters faylar üzerinde (Berberian, 1979b, 1982) meydana geldiğini ve artçı şokların odak konumlarının 24 km'den daha sığ derinliklerde ve özellikle de 8-14 km derinlik aralığında yoğunlaştığını (Berberian, 1982; Berberian ve ark, 1979) göstermektedir.

Gerilme modellemelerinde 1978 Tabas-e Golshan Depremi'nin etkisini hesaplamak için Hartzell ve Mendoza (1991) tarafından verilen kayma dağılımı modeli kullanılmıştır (Şekil 3.3b). Gerilme değişimleri Nowroozi ve Mohajer-Ashjai (1985) tarafından verilen odak konumunda (Şekil 3.3a'da ki 3 numaralı kırmızı yıldız) örneklenmiştir.

3.1.3. 16 Ocak 1979 Boznabad Depremi ($M_w=6.5$)

16 Ocak 1979 Boznabad Depremi Dasht-e Bayaz Fayı'nın güneyinde bu faya hemen hemen dik konumlanmış kuzey-güney doğrultulu, ters ve sağ-yanal doğrultu atımlı Boznabad Fayı'nda meydana gelmiştir (Berberian, 2014) (Şekil 3.4). ISC verilerine göre yaklaşık 1000 kişi yaşamını yitirmiştir. Depremi değişik araştırma merkezleri tarafından belirlenen odak ve kaynak parametreleri Tablo 3.4'de listelenmiştir.



Şekil 3.4. 16 Ocak 1979 Boznabad Depremi esnasında gelişen yüzey kırıkları (siyah çizgi) ve depremin gerilme modellemesi sırasında kullanılan kırılma düzleminin yüzey iz düşümlerini (yeşil dikdörtgen) gösteren harita. Yıldızlar Tablo 3.4'deki numaralandırmaya uygun olarak farklı kaynaklar tarafından hesaplanmış episantir konumlarını göstermektedir. Kırmızı yıldız gerilme dağılımı hesaplamalarında örneklemenin yapıldığı episantir noktasını temsil etmektedir.

Tablo 3.4. 16 Ocak 1979 Boznabad Depremi'nin değişik çalışmalardan derlenen odak ve kaynak parametreleri. Kırmızı renkli olanlar bu deprem üzerindeki gerilme değişimi hesabında kullanılan parametreleri göstermektedir. Episantral dağılım için Şekil 3.4'e bakınız.

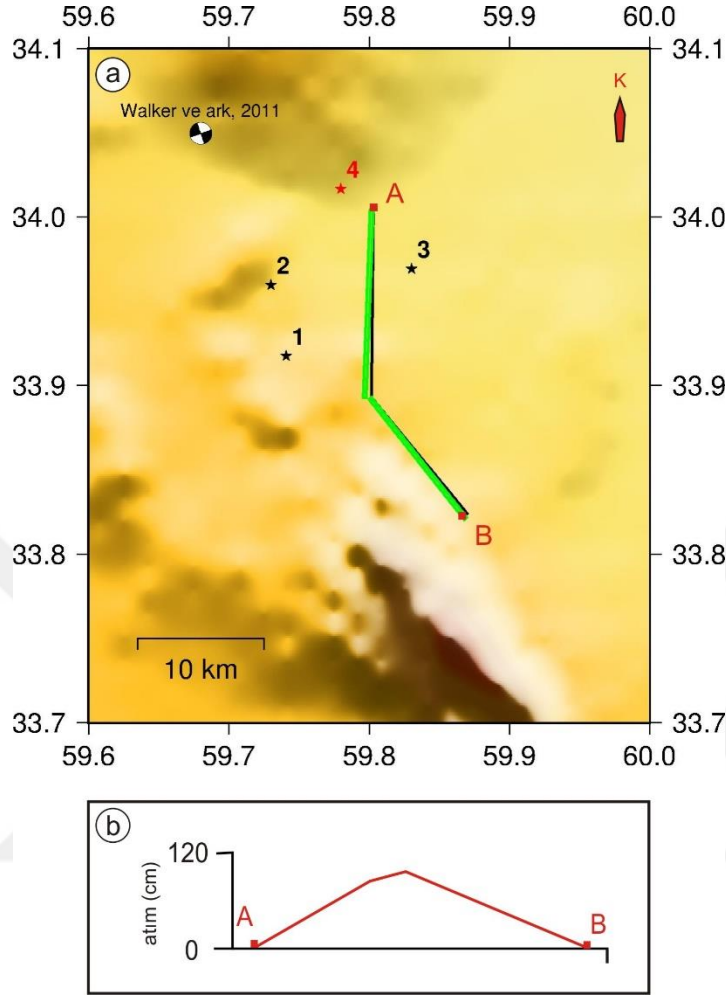
Sıra No	Ref.	Boylam (derece)	Enlem (derece)	Büyüklik	Derinlik (km)	Sismik moment $\times 10^{19}$ (N m)	Doğrultu açısı (derece)	Eğim açısı (derece)	Kayma açısı (derece)
1	USGS-NEIC	59.472	33.897	Ms=6.7	33		174	86	139
2	ISC	59.5333	33.9395	Ms=6.8	9.2				
3	Walker ve ark, 2011	59.501	33.961		13				
4	Engdahl ve ark, 1998; akt. Walker ve ark, 2004	59.47	33.91		11				
5	Harvard-GCMT	59.41	34.19	Mw=6.5 Ms=5.9	15	0.675	174	86	139
6	Jackson ve McKenzie, 1984						338	34	119

Gerilme modellemelerinde 1979 Boznabad Depremi'nin etkisini hesaplamak için Berberian (2014) tarafından verilen yüzey kırıkları kullanılmıştır (Şekil 3.4). Depremın faylanma derinliği Wells ve Coppersmith (1994) tarafından verilen ampirik bağıntılar kullanılarak belirlenmiştir. Kırılma düzlemi üzerindeki atımlar diğer faylanma parametreleri göz önünde bulundurularak sismik moment de dikkate alınarak düşeyde 80 cm olarak belirlenmiştir. 1979 Boznabad Depremi üzerinde hesaplanan gerilme değişimleri Walker ve ark, 2011 tarafından verilen odak konumunda (Şekil 3.4'de ki 3 numaralı kırmızı yıldız) örneklenmiştir.

3.1.4. 14 Kasım 1979 Korizan Depremi (Mw=6.5)

14 Kasım 1979 tarihinde meydana gelen Korizan Depremi'nde 171 kişi yaşamını yitirmiştir (Berberian, 2014; Berberian ve ark, 1999). Deprem Abiz Fayı'nın kuzeyinde bulunan kuzey- güney doğrultulu ve sağ-yanal doğrultu atımlı bir segment üzerinde yaklaşık 20 km yüzey kırığı oluşturmuştur (Şekil 3.5a) (Haghipour ve Amidi, 1980; Hessami ve ark, 2003). Yüzey kırığı boyunca yaklaşık 120 cm'ye varan yer değiştirme ölçülmüştür (Şekil 3.5b) Berberian ve ark. (1999). Depremın çeşitli

araştırmacılar ve araştırma merkezleri tarafından hesaplanmış odak ve kaynak parametreleri Tablo 3.5’de derlenmiştir.



Şekil 3.5. (a) 14 Kasım 1979 Koruman Depremi esnasında gelişen yüzey kırıkları (siyah çizgiler) ve (b) yüzey kırıkları boyunca ölçülen sağ-yanal yer değiştirmeler (atımlar). Yeşil çizgi gerilme modellemesinde kullanılan iki segmentli düşey fay modelinin yüzey iz düşümünü göstermektedir. Yıldızlar Tablo 3.5’deki numaralandırmaya uygun olarak farklı kaynaklar tarafından hesaplanmış episantir konumlarını göstermektedir. Yüzey kırıkları ve atım bilgisi sırasıyla Berberian ve ark. (1999)’dan alınmıştır. Kırmızı yıldız gerilme dağılımı hesaplamalarında örneklemenin yapıldığı episantir noktasını temsil etmektedir.

Gerilme modellemelerinde 1979 Koruman Depremi’nin etkisini hesaplamak için Berberian ve ark. (1999) tarafından verilen yüzey kırıkları kullanılmıştır (Şekil 3.5a). Atımlar ise Berberian ve ark. (1999)’dan alınmıştır (Şekil 3.5b). Fayın derinliği Wells ve Coppersmith (1994) tarafından verilen bağıntılar kullanılarak belirlenmiştir. Kırılma düzlemi üzerindeki atımlar Berberian ve ark. (1999)’da verilen yüzeydeki atımlar göz önünde bulundurularak sismik momente göre ortalama 75 cm olarak

belirlenmiştir. 1979 Korizan Depremi üzerindeki gerilme değişimleri ise Walker ve ark. (2011) tarafından verilen odak konumunda (Şekil 3.5a’da ki 4 numaralı kırmızı yıldız) hesaplanmıştır.

Tablo 3.5. 14 Kasım 1979 Korizan Depremi’nin değişik çalışmalardan derlenen odak ve kaynak parametreleri. Kırmızı renkli olanlar bu deprem üzerindeki gerilme değişimi hesabında kullanılan parametreleri göstermektedir. Episantral dağılım için Şekil 3.5a’ya bakınız.

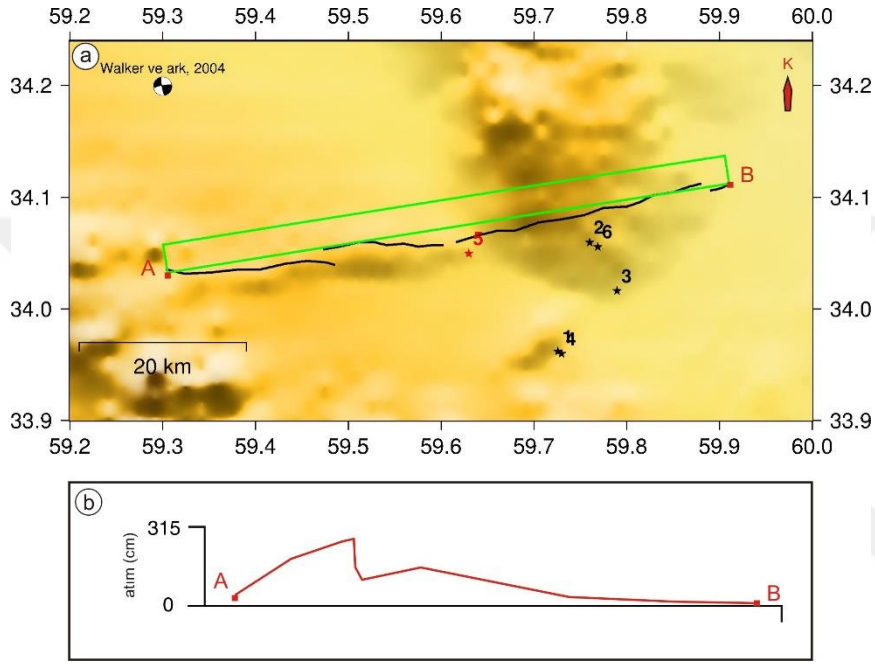
Sıra No	Ref.	Boylam (derece)	Enlem (derece)	Büyüklik	Derinlik (km)	Sismik moment $\times 10^{19}$ (N m)	Doğrultu açısı (derece)	Eğim açısı (derece)	Kayma açısı (derece)
1	USGS-NEIC	59.741	33.918	Ms=6.6	33		347	89	-143
2	Engdahl ve ark, 1998; akt. Walker ve ark, 2004	59.73	33.96		10				
3	ISC	59.8304	33.9696	Ms=6.8	9.2				
4	Walker ve ark, 2011	59.780	34.017		12		160	89	-177
5	Harvard-GCMT	59.78	34.37	Mw=6.5 Ms=6.6	12.4	0.815	347	89	-143
6	Niazi ve Kanamori, 1981			Ms=6.6		1			
7	Berberian ve ark, 1999					0.9			

3.1.5. 27 Kasım 1979 Khuli-Buniabad Depremi ($M_w=7.0$)

27 Kasım 1979 Khuli-Buniabad Depremi büyüklüğü ve mekanizması gibi birçok yönden 31 Ağustos 1968 Dasht-e Bayaz Depremine benzemektedir (Niazi ve Kanamori, 1981). Ancak bu depremde yalnızca 20 insan yaşamını yitirmiştir. İnsanların 14 Kasım 1979 Korizan Depremi’nin artçılarından korunmak için çadırda kalmaları ölüm sayısının düşük olmasını önemli ölçüde etkilemiştir (Berberian, 2014). Depremi odak ve kaynak parametreleri Tablo 3.6’da listelenmiştir.

Deprem sol-yanal doğrultu atım özellik gösteren Dasht-e Bayaz Fayı’nda yaklaşık 60 km yüzey kırığı oluşturmuştur (Şekil 3.6a) (Haghipour ve Amidi, 1980). Haghipour ve Amidi (1980) yüzey kırıkları üzerinde 400 cm yatay ve 250 cm düşey yer değiştirme rapor etmiştir. Berberian (2014)’de verilen yüzey kırıkları boyunca yer değiştirme dağılımı ise gözlenen en büyük yatay yer değiştirmenin 300 cm’nin biraz üzerinde

olduğuna işaret etmektedir (Şekil 3.6b). Marchandon ve ark. (2018), uydu görüntülemesi sonucu elde edilmiş jeodezik verilerden Dasht-e Bayaz Fayını dik kesen bir profil boyunca 4.92 ± 0.73 metre maksimum doğu-batı yönlü yer değıştirme belirlemişlerdir. Walker ve ark. (2004) cisim dalga şekillerinin ters çözümünden depremin kabaca doğu-batı yönlü düşeye yakın eğimli bir sol-yanal faylanma sonucu oluştuğunu ileri sürmüşlerdir. Depremin sismik momentini ise 5×10^{19} N m olarak hesaplamışlardır.



Şekil 3.6. (a) 27 Kasım 1979 Khuli-Buniabad Depremi esnasında gelişen yüzey kırıkları (siyah çizgiler) ve (b) yüzey kırıkları boyunca ölçülen sol-yanal yer değıştirmeler. Yeşil çizgi gerilme modellemesinde kullanılan tek segmentli düşey fay modelinin yüzey iz düşümünü göstermektedir. Yıldızlar Tablo 3.6'daki numaralandırmaya uygun olarak farklı kaynaklar tarafından hesaplanmış episantır konumlarını göstermektedir. Yüzey kırıkları ve yer değıştirme dağılımı sırasıyla Berberian ve ark. (1999) ve Berberian (2014)'den alınmıştır. Kırmızı yıldız gerilme dağılımı hesaplamalarında örneklemenin yapıldığı episantır noktasını temsil etmektedir.

1979 Khuli-Buniabad ve Korizan depremleri sığ derinlikli depremlerdir (Nowroozi ve Mohajer-Ashjai, 1985). Bu iki depremin artçı şoklarının çoğu 6 km'den daha sığ derinlikte oluşmuştur. Khuli-Buniabad Depremi'nin yüzey kırığının sol-yanal ve Korizan Depremi'nin kırığının ise sağ-yanal doğrultu atımlı olması ve bu fayların birbirlerine dik olması kesişim noktalarına yakın kısımlarda kosismik gerilme değışimlerinin yüksek olmasına dolayısıyla da artçı depremlerin iki fay arasındaki bu bölgede yoğunlaşmasına neden olmuştur (Nowroozi ve Mohajer-Ashjai, 1985).

Gerilme modellemelerinde 1979 Khuli-Buniabad Depremi'nin etkisini hesaplamak için Berberian ve ark. (1999) tarafından verilen yüzey kırıklarının uzanımı kullanılmıştır (Şekil 3.6a). Yer değiştirmeler ise Berberian (2014)'den alınmıştır (Şekil 3.6b). Fayın derinliği Wells ve Coppersmith (1994) tarafından verilen ampirik bağıntılar kullanılarak belirlenmiştir.

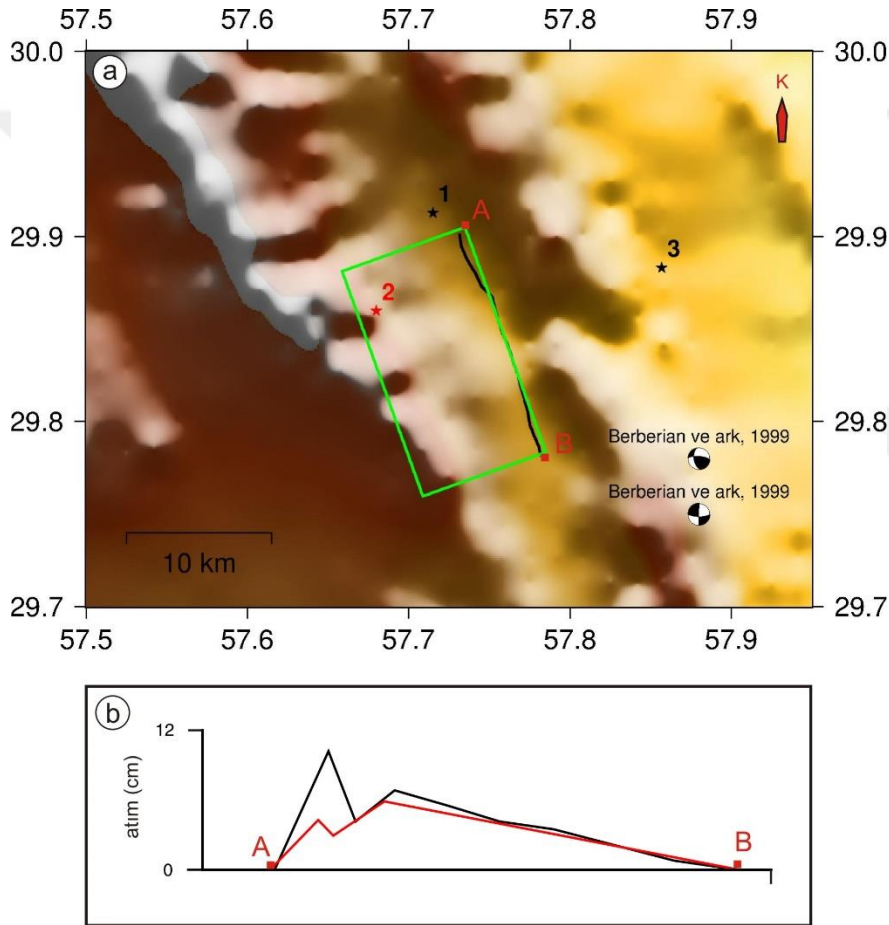
Tablo 3.6. 27 Kasım 1979 Khuli-Buniabad Depremi'nin değişik çalışmalardan derlenen odak ve kaynak parametreleri. Kırmızı renkli olanlar bu deprem üzerindeki gerilme değişimi hesabında kullanılan parametreleri göstermektedir. Episantral dağılım için Şekil 3.6a'ya bakınız.

Sıra No	Ref.	Boylam (derece)	Enlem (derece)	Büyüklik	Derinlik (km)	Sismik moment $\times 10^{19}$ (N m)	Doğrultu açısı (derece)	Eğim açısı (derece)	Kayma açısı (derece)
1	USGS-NEIC	59.726	33.962	Ms=7.1	10		261 359	67 73	-19 -156
2	Engdahl ve ark, 1998; akt. Walker ve ark, 2004	59.76	34.06		8				
3	ISC	59.7896	34.0164	mb=6.3 Ms=7.3	7.9				
4	Nowroozi ve Mohajer-Ashjai, 1985	59.73	33.96	Ms=7.1					
5	Berberian ve ark, 1999	59.63	34.05	Ms=7.1 Mw=7.1					
6	Walker ve ark. (2011)	59.769	34.056		10				
7	Harvard-GCMT	59.58	34.45	Mw=7.0 mb=6.1 Ms=7.1	25	4.61	261 358	67 73	-19 -156
8	Niazi ve Kanamori (1981)			Mw=7.2		8			
9	Walker ve ark. (2004)			Mw=7.1	8	5	261	82	8

Kırılma düzlemi üzerinde derindeki yer değiştirmeler Berberian (2014)'de verilen yüzeydeki yer değiştirmeler göz önünde bulundurularak sismolojik olarak belirlenmiş sismik moment aşılmayacak şekilde belirlenmiştir. 1979 Khuli-Buniabad Depremi üzerindeki gerilme değişimleri ise Berberian ve ark. (1999) tarafından verilen odak konumunda (Şekil 3.6a'da ki 5 numaralı kırmızı yıldız) hesaplanmıştır.

3.1.6. 11 Haziran 1981 Golbaf Depremi ($M_w=6.6$)

11 Haziran 1981 tarihinde meydana gelen Golbaf Depremi'nde yaklaşık 1400 kişi yaşamını yitirmiştir (Berberian, 2014; Berberian ve ark, 1984; Berberian ve ark, 2001). Depremde Gowk Fay Sistemi içerisinde yer alan sağ-yanal ve ters bileşene sahip Golbaf-Sirch Fayı'nda yaklaşık 14.5 km yüzey kırığı oluşmuştur (Şekil 3.7a) (Berberian ve ark, 1984). Yüzey kırığı boyunca ölçülen yatay ve düşey yer değiştirme Şekil 3.7b'de verilmiştir (Berberian ve ark, 2001). Depremin çeşitli araştırmacılar ve araştırma merkezleri tarafından hesaplanmış odak ve kaynak parametreleri Tablo 3.7'de sıralanmıştır.



Şekil 3.7. 11 Haziran 1981 Golbaf Depremi esnasında gelişen yüzey kırıkları (siyah çizgiler) ve (b) yüzey kırıkları boyunca ölçülen sağ-yanal (siyah çizgi) ve düşey (kırmızı çizgi) yer değiştirmeler. Yeşil çizgi gerilme modellemesinde kullanılan tek segmentli düşey fay modelinin yüzey iz düşümünü göstermektedir. Yıldızlar Tablo 3.7'deki numaralandırmaya uygun olarak farklı kaynaklar tarafından hesaplanmış episantır konumlarını göstermektedir. Yüzey kırıkları ve yer değiştirme dağılımı Berberian ve ark. (2001)'den alınmıştır. Kırmızı yıldız gerilme dağılımı hesaplamalarında örneklemenin yapıldığı episantır noktasını temsil etmektedir.

Tablo 3.7. 11 Haziran 1981 Golbaf Depremi'nin değişik çalışmalardan derlenen odak ve kaynak parametreleri. Kırmızı renkli olanlar bu deprem üzerindeki gerilme değişimi hesabında kullanılan parametreleri göstermektedir. Episantral dağılım için Şekil 3.7a'ya bakınız.

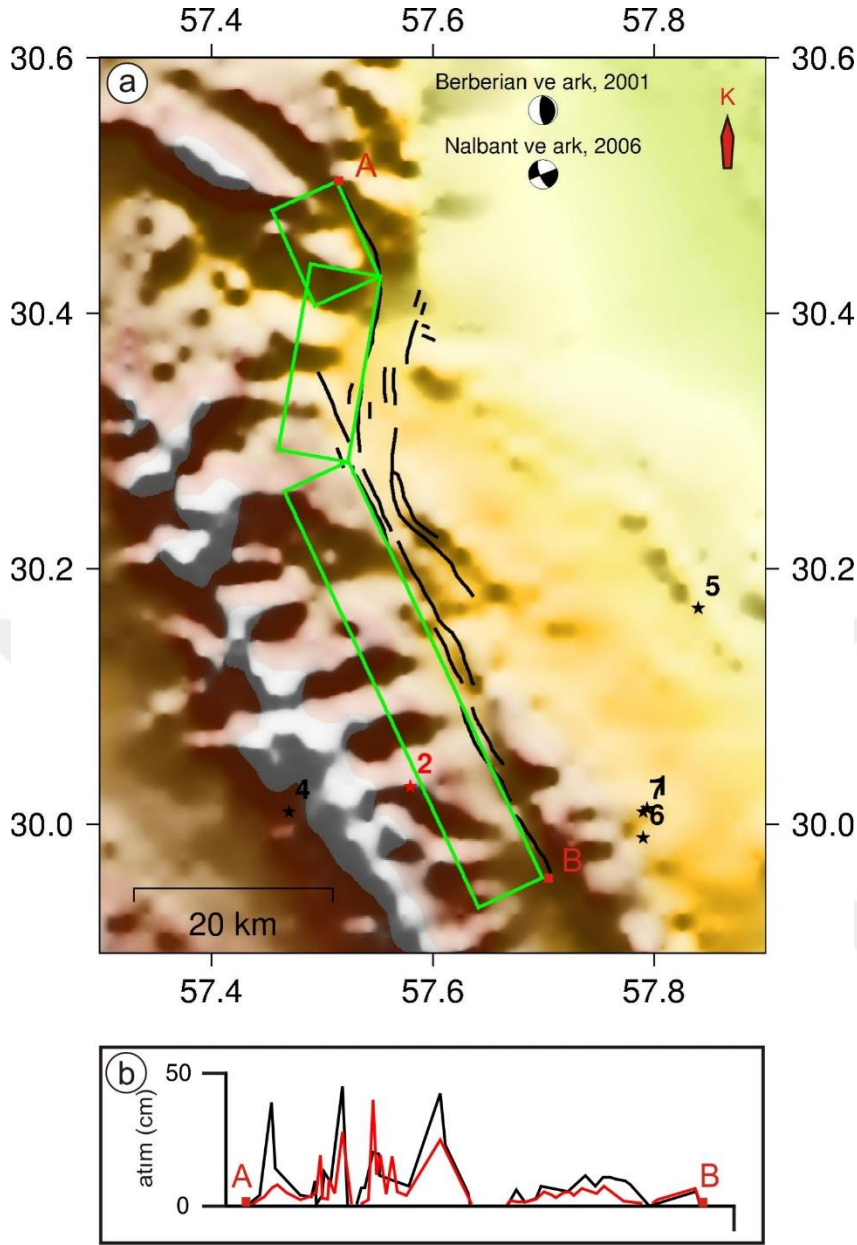
Sıra No	Ref.	Boylam (derece)	Enlem (derece)	Büyüklik	Derinlik (km)	Sismik moment $\times 10^{19}$ (N m)	Doğrultu açısı (derece)	Eğim açısı (derece)	Kayma açısı (derece)
1	USGS-NEIC	57.715	29.913	Ms=6.7	33		172	37	171
2	Engdahl ve ark, 1998; akt. Walker ve ark, 2004	57.68	29.86						
3	ISC	57.8569	29.8834	Ms=6.6	17.7		209.77	46.4	173.36
4	Harvard-GCMT	57.36	29.69	Mw=6.6 Ms=6.7	20	0.982	172	37	171
5 ^a	Berberian ve ark, 2001			Mw=6.58	20	0.418	169	52	156
					12	0.530	182	88	198

^aCisim dalgası ters çözümünden belirlenen iki alt olay.

Gerilme modellemelerinde 1981 Golbaf Depremi'nin etkisini hesaplamak için Berberian ve ark. (2001) tarafından yüzeyde ölçülen yer değiştirmeler ve yüzey kırıkları uzanımı kullanılmıştır (Şekil 3.7). Fayın derinliği Wells ve Coppersmith (1994) tarafından verilen ampirik bağıntılar kullanılarak belirlenmiştir. Kırılma düzlemi üzerindeki yer değiştirmeler Berberian ve ark. (2001) verilen ve yüzeyde ölçülen atımlar göz önünde bulundurularak ve sismik moment dikkate alınarak düşeyde 55 cm, yatayda 150 cm ve ortalama olarak 140 cm şeklinde belirlenmiştir. 1981 Golbaf Depremi üzerindeki gerilme değişimleri ise Engdahl ve ark. (aktaran Berberian ve ark, 2001) 1998 tarafından verilen odak konumunda (Şekil 3.7a'da ki 2 numaralı kırmızı yıldız) hesaplanmıştır.

3.1.7. 28 Temmuz 1981 Sirch Depremi (Mw=7.2)

28 Temmuz 1981 tarihinde Lut Bloğu'nun güneybatısında meydana gelen Sirch Depremi'nde 3000 insan yaşamını yitirmiştir (Adeli, 1982; Berberian, 2014; Berberian ve ark, 1984; Berberian ve ark, 2001; Nowroozi ve Mohajer-Ashjai, 1985). Depremin çeşitli araştırmacılar ve araştırma merkezleri tarafından hesaplanmış odak ve kaynak parametreleri Tablo 3.8'de listelenmiştir.



Şekil 3.8. 28 Temmuz 1981 Sirch Depremi esnasında gelişen yüzey kırıkları (siyah çizgiler) ve (b) yüzey kırıkları boyunca ölçülen sağ-yanal (siyah çizgi) ve düşey (kırmızı çizgi) yer değiştirmeler. Yeşil çokgenler gerilme modellemesinde kullanılan 3 segmentli fay modelinin yüzey iz düşümünü göstermektedir. Yıldızlar Tablo 3.8'deki numaralandırmaya uygun olarak farklı kaynaklar tarafından hesaplanmış episantır konumlarını göstermektedir. Yüzey kırıkları ve yer değiştirme dağılımı Berberian ve ark. (2001)'den alınmıştır. Kırmızı yıldız gerilme dağılımı hesaplamalarında örneklemenin yapıldığı episantır noktasını temsil etmektedir.

Yaklaşık 65 km yüzey kırığı oluşturan (Şekil 3.8a) 1981 Sirch Depremi'nde sağ-yanal doğrultu ve ters atım bileşenli Gowk Fayı'nda maksimum 43 cm yatay ve 40 cm düşey yer değiştirme ölçülmüştür (Şekil 3.8b) (Berberian ve ark, 1984; Berberian ve ark, 2001; Nowroozi ve Mohajer-Ashjai, 1985).

Tablo 3.8. 28 Temmuz 1981 Sirch Depremi'nin değişik çalışmalardan derlenen odak ve kaynak parametreleri. Kırmızı renkli olanlar bu deprem üzerindeki gerilme değişimi hesabında kullanılan parametreleri göstermektedir. Episantal dağılım için Şekil 3.8a'ya bakınız

Sıra No	Ref.	Boylam (derece)	Enlem (derece)	Büyüklik	Derinlik (km)	Sismik moment $\times 10^{19}$ (N m)	Doğrultu açısı (derece)	Eğim açısı (derece)	Kayma açısı (derece)
1	USGS-NEIC	57.794	30.013	Ms=7.1	33		300 150	79 13	84 119
2	Harvard-GCMT	57.58	30.03	Mw=7.2 mb=5.7 Ms=7.1	15.2	9	300 150	79 13	84 119
3	ISC	57.9191	29.9703	Ms=7.0 mb=6.0	12.5				
4	Dziewonski ve Woodhouse, 1983	57.47	30.01		20	6.68	173 288	28 77	152 64
5	Jackson ve McKenzie, 1984	57.84	30.17	Ms=7.1 mb=5.8	33		127	52	
6	Engdahl ve ark, 1998; akt. Berberian ve ark, 2001	57.79	29.99		18				
7	Nowroozi ve Mohajer-Ashjai, 1985	57.79	30.01	Ms=7.1	10				
8	Berberian ve ark, 2001			Mw=6.98	18	3.669	177	69	184 (94)
9	Nalbant ve ark, 2006						157	69	184
10	Berberian ve ark, 1984			Ms=7.1 mb=5.7	12	6.89	127	52	102
11	Adeli, 1982			Ms=7.2					

Berberian ve ark. (1984), 1981 Sirch Depremi'nin meydana geldiği bölgede yerel insanların ana şoktan yaklaşık 6 sn önce bir uğultu eşliğinde yer sarsıntısı hissettiklerini rapor etmiştir. Uzun periyot düşey bileşen sismogramlarında depremin 4 alt olay şeklinde gerçekleştiğini ilk alt olayın mekanizması diğerlerinden farklı küçük bir öncü şok olduğunu ve diğer daha büyük alt olayların oluşmasında katkısının

olduğunu belirtmiştir. Nowroozi ve Mohajer-Ashjai (1985) 1981 Sirch Depremi'ni oluşturan Gowk Fayının sağ-yanal yer değiştirmenin yanı sıra batı kısmının doğu kısmına göre göreceli olarak yukarı hareket ettiğini ve artçı şoklarının 15 km'den daha sığ derinlikte olduğunu rapor etmiştir.

Gerilme modellemelerinde 1981 Sirch Depremi'nin etkisini hesaplamak için Berberian ve ark. (2001) tarafından yüzeyde ölçülen yer değiştirmeler ve yüzey kırıkları kullanılmıştır (Şekil 3.8). Buradan hareketle bu çalışmada da deprem kırılmasına 3 segmentli bir fay parametризasyonu ile yaklaşımda bulunulacaktır (Şekil 3.8a). Fayın derinliği Wells ve Coppersmith (1994) tarafından verilen ampirik bağıntılar kullanılarak belirlenmiştir. Derindeki yer değiştirmeler ise yüzeydekiler baz alınarak hesaplanan sismik momente göre belirlenmiştir. 1981 Sirch Depremi üzerindeki gerilme değişimleri ise Harvard-GCMT kataloğundan belirlenen odak konumunda (Şekil 3.8a'da ki 2 numaralı kırmızı yıldız) hesaplanmıştır.

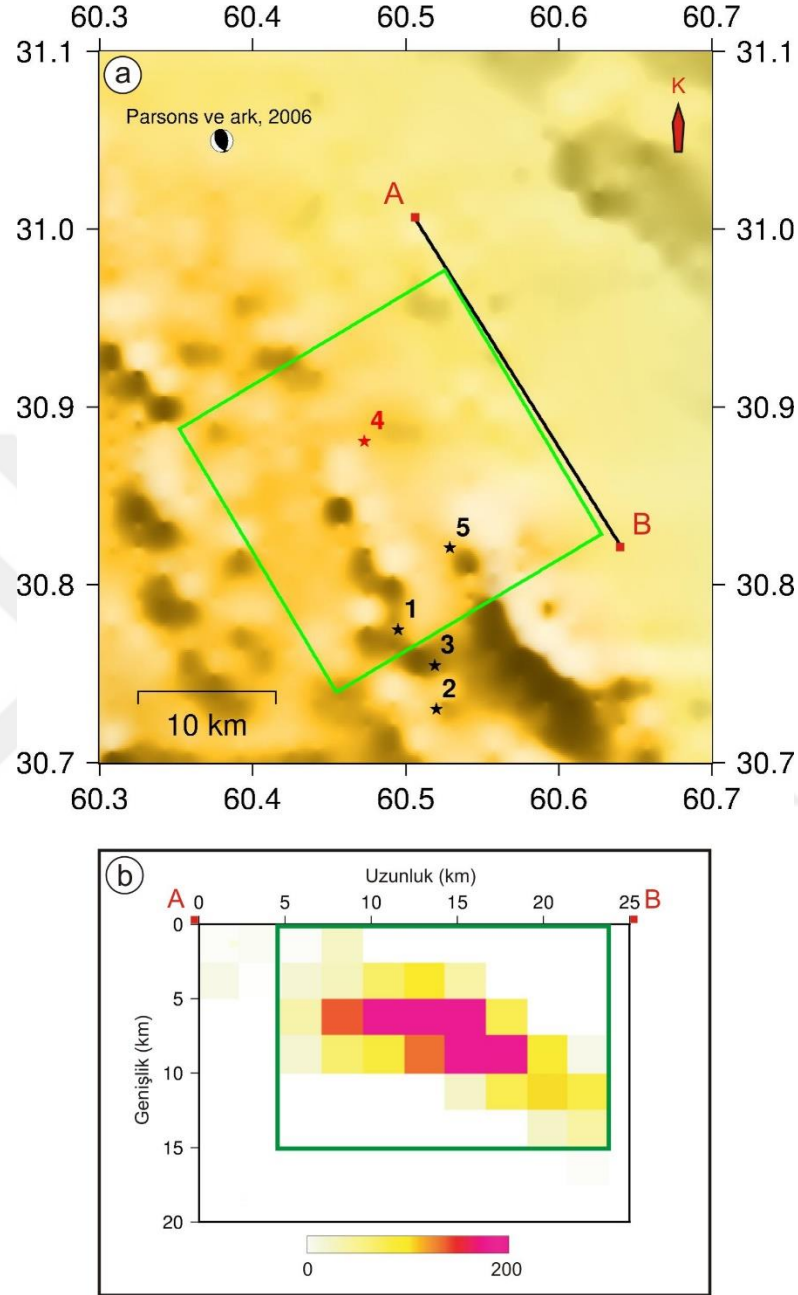
3.1.8. 24 Şubat 1994 Sefidabeh Depremi ($M_w=6.3$)

24 Şubat 1994 tarihinde Lut Bloğu'nun doğu sınırında uzanan Neh Fayı'nın batısında yer alan Sefidabeh bölgesinde kuzey-güney uzanımlı sağ-yanal doğrultu ve ters atım özellikli örtülü faylarda bir deprem silsilesi meydana gelmiştir (Şekil 3.9a) (Berberian ve ark, 2000; Parsons ve ark, 2006). 24 Şubat 1994 Sefidabeh Depremi bu deprem silsilesi içerisinde meydana gelen depremlerden biri ve en büyüğüdür. 1994 Sefidabeh Depremi'nin kırılma düzlemi boyunca InSAR verilerinden hesaplanan yer değiştirmeler ise Şekil 3.9b'de gösterilmiştir (Parsons ve ark, 2006). Depremin çeşitli araştırmacılar ve araştırma merkezleri tarafından hesaplanmış odak ve kaynak parametreleri ise Tablo 3.9'da derlenmiştir.

1994 Sefidabeh Depremi'nin olduğu faylar geçmişte yaklaşık 120 deprem üretmiş olup yapılan çalışmalarda bu bölgede yakınsama oranının yaklaşık 1,5 mm/yıl olduğu sonucuna ulaşılmıştır. Bununla birlikte her ne kadar yüzey kırığı olmasa da yapılan çalışmalarda yüzey topoğrafyasından geçmiş depremlerin izleri görülmektedir (Parsons ve ark, 2006).

Parsons ve ark. (2006) tarafından hesaplanan 1994 Sefidabeh Depremi'nin kırılma düzlemi üzerindeki kayma dağılımı Şekil 3.9b'de verilmiştir ve bu model en büyük 200 cm düşey yer değiştirme önermektedir. Gerilme modellemelerinde 1994 Sefidabeh Depremi'nin etkisini hesaplamak için Parsons ve ark. (2006) tarafından

verilen kayma dağılımı modeli kullanılmıştır. 1994 Sefidabeh Depremi üzerindeki gerilme değişimleri ise Parsons ve ark. (2006) tarafından verilen odak konumunda (Şekil 3.9a’da ki 4 numaralı kırmızı yıldız) hesaplanmıştır.



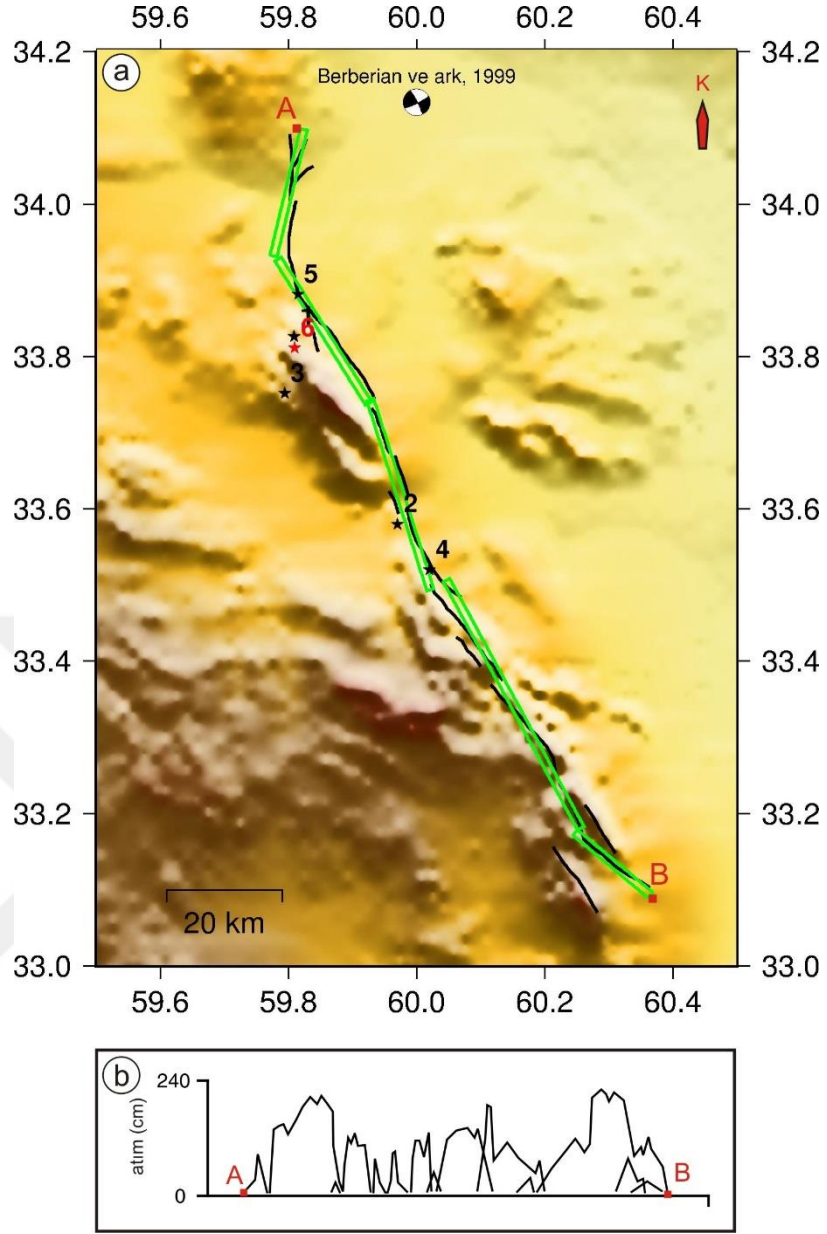
Şekil 3.9. 24 Şubat 1994 Sefidabeh Depremi’nin meydana geldiği fayın uzanımı (siyah çizgi) ve (b) Parsons ve ark. (2006) tarafından InSAR verilerinden belirlenen kayma dağılımı modeli. Açık yeşil çokgen gerilme modellemesinde kullanılan tek segmentli fay modelinin yüzey iz düşümünü göstermektedir. Koyu yeşil çokgen model fay düzlemi üzerinde kaymanın gerçekleştiği alanı çevrelemektedir. Yıldızlar Tablo 3.9’deki numaralandırmaya uygun olarak farklı kaynaklar tarafından hesaplanmış episantır konumlarını göstermektedir. Kırmızı yıldız gerilme dağılımı hesaplamalarında örnekleme yapıldığı episantır noktasını temsil etmektedir.

Tablo 3.9. 24 Şubat 1994 Sefidabeh Depremi'nin değişik çalışmalardan derlenen odak ve kaynak parametreleri. Kırmızı renkli olanlar bu deprem üzerindeki gerilme değişimi hesabında kullanılan parametreleri göstermektedir. Episantral dağılım için Şekil 3.9a'ya bakınız.

Sıra No	Ref.	Boylam (derece)	Enlem (derece)	Büyükölç	Derinlik (km)	Sismik moment $\times 10^{19}$ (N m)	Doğrultu açısı (derece)	Eğim açısı (derece)	Kayma açısı (derece)
1	USGS-NEIC	60.495	30.775	M _w =6.3	9.6		158	43	105
2	Harvard-GCMT	60.52	30.73	M _w =6.3 M _s =6.1	15	0.33	158	43	105
3	ISC	60.519	30.7548	M _s =6.1	14.4		138.7	59.87	113.67
4	Parsons ve ark, 2006	60.473	30.881		9	0.25	148	46	68
5	Engdahl ve ark, 1998; akt. Berberian ve ark, 2001	60.529	30.821		10				
6	Berberian ve ark, 2000			M _w =6.2	10	0.254	155	45	110

3.1.9. 10 Mayıs 1997 Zirkuh-e Qa'emat Depremi (M_w=7.3)

Oluştığında İran'da aletsel dönemde en uzun yüzey kırığı (125 km) oluşturan deprem olarak bilinen 10 Mayıs 1997 Zirkuh-e Qa'emat Depremi Lut Bloğu'nun kuzeydoğusunda meydana gelmiştir (Berberian, 2014; Berberian ve ark, 1999). Yaklaşık 1500 kişinin yaşamını yitirdiği 1997 Zirkuh-e Qa'emat Depremi'nde geçmişte 1979 ve 1936 depremlerinin kıldığı kısımlar dahil (Berberian, 2014; Berberian ve Yeats, 1999; Berberian ve ark, 1999; Niazi ve Kanamori, 1981; Nowroozi ve Mohajer-Ashjai, 1985; Walker ve ark, 2004; Walker ve ark, 2011) yaklaşık kuzey-güney doğrultulu sağ-yanal doğrultu atım özellik gösteren Abiz Fayının bütün segmentleri kırılmış ve oluşan yüzey kırığı boyunca 200 cm sağ-yanal yer değiştirme oluşmuştur (Şekil 3.10a) (Berberian ve ark, 1999). Yüzey kırığı boyunca ölçülen yer değiştirme dağılımı ise Şekil 3.10b'de verilmiştir. Depremi çeşitli araştırmacılar ve araştırma merkezleri tarafından hesaplanmış odak ve kaynak parametreleri Tablo 3.10'da listelenmiştir.



Şekil 3.10. 10 Mayıs 1997 Zirkuh-e Qa'emat Depremi'nde oluşan yüzey kırıklarının uzanımı (siyah çizgi) ve (b) yüzey kırıkları boyunca ölçülen kayma dağılımı (Berberian ve ark, 1999). Yeşil çokgen gerilme modellemesinde kullanılan çok segmentli düşey fay modelinin yüzey iz düşümünü göstermektedir. Yıldızlar Tablo 3.10'daki numaralandırmaya uygun olarak farklı kaynaklar tarafından hesaplanmış episantir konumlarını göstermektedir. Kırmızı yıldız gerilme dağılımı hesaplamalarında örneklemenin yapıldığı episantir noktasını temsil etmektedir.

Berberian ve ark. (1999) cisim dalgaları kayıtlarının ters çözümü üzerinden yaptığı incelemede 1997 Zirkuh-e Qa'emat Depremi'nin 4 alt olaydan oluştuğu ve doğrultu atım özellik göstermesinin yanı sıra Abiz Fayının kuzey ve güneyinde ters atım özellikli alt olayların oluştuğu sonucuna da varmıştır ki bunlardan biri güneyde bindirme faylarının olduğu Sistan Suture Zonu ile örtüşmektedir (Şekil 3.10a). Öyle ki

bu deprem kırılmasının Sistan Suture Zonu ile örtüştüğü kısımda Durmuş ve Utkucu (2018) değişken kayma açılı telesismik sonlu fay ters çözümünden yaklaşık 100 cm'lik ters atımlı yer değiştirmeler belirlemiştir. Benzer şekilde Sudhaus ve Jonsson (2011) InSAR verilerinin ters çözümünden aynı bölgede genliği 200 cm'ye varan ters atımlı kaymalar hesaplamıştır (Şekil 3.11).

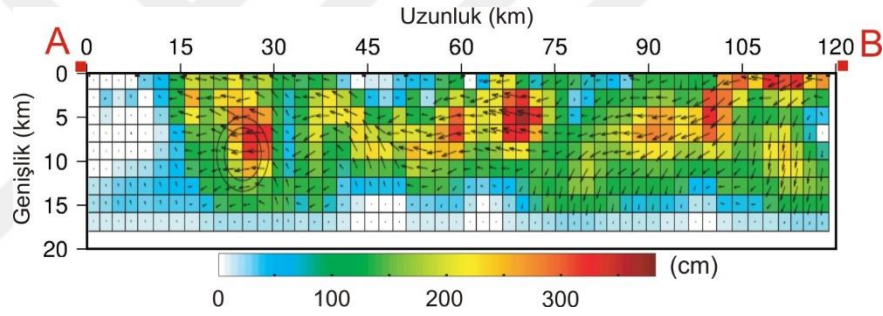
Tablo 3.10. 10 Mayıs 1997 Zirkuh-e Qa'enat Depremi'nin değişik çalışmalardan derlenen odak ve kaynak parametreleri. Kırmızı renkli olanlar bu deprem üzerindeki gerilme değişimi hesabında kullanılan parametreleri göstermektedir. Episantral dağılım için Şekil 3.10a'ya bakınız.

Sıra No	Ref.	Boylam (derece)	Enlem (derece)	Büyüklik	Derinlik (km)	Sismik moment $\times 10^{19}$ (N m)	Doğrultu açısı (derece)	Eğim açısı (derece)	Kayma açısı (derece)
1	USGS-NEIC	59.809	33.825	Mwb=7.3 Mww=7.23	10 11.5	8.706	159 68	85 82	-172 -5
2	Harvard-GCMT	59.97	33.58	Mw=7.2 mb=6.4 Ms=7.3	15	7.35	248 338	83 90	0 -173
3	ISC	59.7940	33.7507	Ms=7.2 mb=6.5	15		185.73 276.71	85.76 77.01	166.97 4.35
4	Sudhaus ve Jonsson (2011)	60.02	33.52		6	7.64	154	88	192
5	Walker ve ark. (2011)	59.815	33.880		13				
6	Engdahl ve ark, 1998; akt. Walker ve ark, 2004	59.81	33.81		13				
7	Berberian ve ark, 1999			Mw=7.2 Ms=7.3 mb=6.3	15 13	6.63 6.05 8.1	333 156 342	86 89 80	173 200 -160
8	Durmuş ve Utkucu, 2018			Mw=7.2		12.6 11.8			

Marchandon ve ark. (2018) uydu görüntülemesi sonucu elde edilmiş jeodezik verilerden Abiz Fayını dik kesen bir profil boyunca 350 cm maksimum kuzey-güney yönlü (yani doğrultu atımlı) yer değiştirme belirlemiştir. Sudhaus ve Jonsson (2011) de InSAR verilerinden 350 cm dolayında en büyük sağ-yanal yer değiştirmeler hesaplamıştır. Benzer bir durum Durmuş ve Utkucu (2018)'de de görülebilir. Yaklaşık

350 cm'lik sağ-yanal yer değiştirmeler telesismik verilerin ters çözümlerinden de belirlenmiştir. Hem haritalanan yüzey kırıklarının uzanımı hem de sismolojik ve jeodezik verilerin ters çözümleri depremin çok sayıda farklı doğrultulu fay segmenti içeren karmaşık bir kırılmaya sahip olduğuna işaret etmektedir. Buradan hareketle bu çalışmada da deprem kırılmasına 5 segmentli bir fay parametrizasyonu ile yaklaşımda bulunulacaktır (şekil 3.10a).

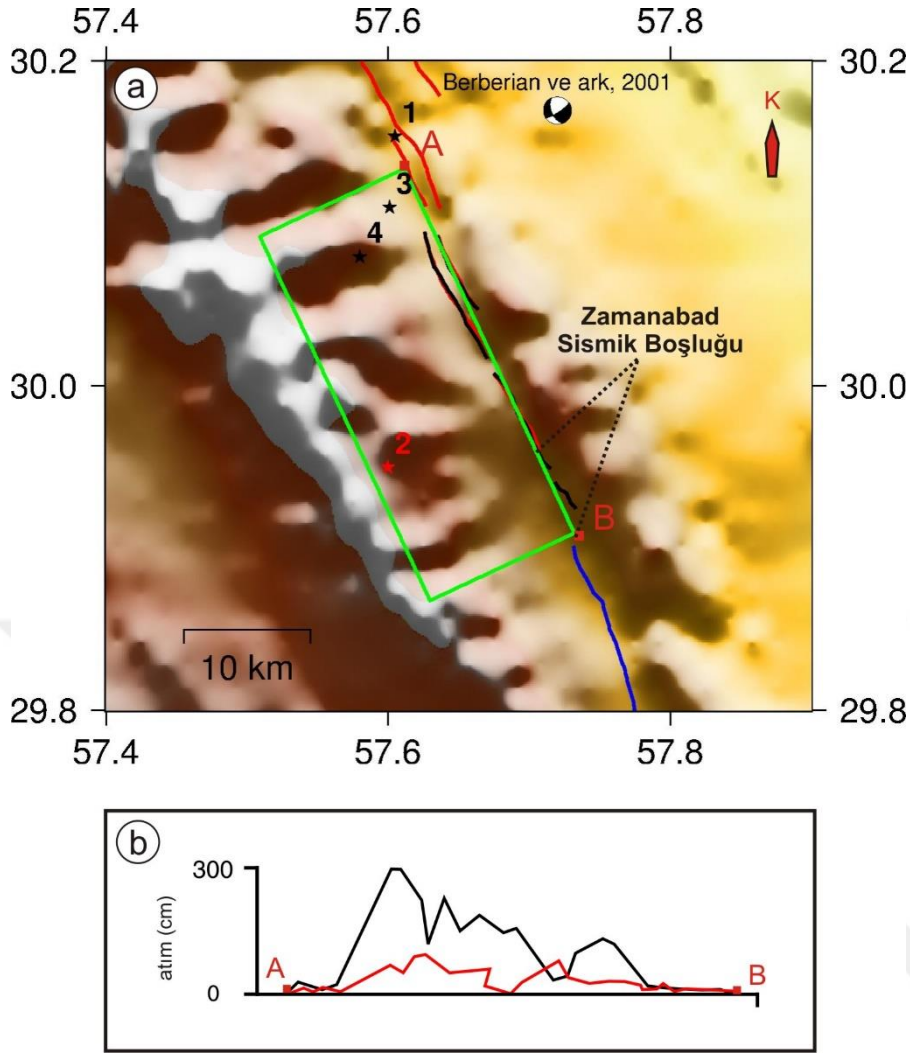
Sudhaus ve Jonsson (2011) tarafından hesaplanan 1997 Zirkuh-e Qa'emat Depremi'nin kırılma düzlemi üzerindeki kayma dağılımı şekil 3.11'de verilmiştir. Gerilme modellemelerinde 1997 Zirkuh-e Qa'emat Depremi'nin etkisini hesaplamak için Sudhaus ve Jonsson (2011) tarafından verilen kayma dağılımı modeli kullanılmıştır. 1997 Zirkuh-e Qa'emat Depremi üzerindeki gerilme değişimleri ise Engdahl ve ark. (aktaran Walker ve ark, 2004) 1998 tarafından verilen odak konumunda (şekil 3.10a'da ki 6 numaralı kırmızı yıldız) örneklenmiştir (Walker ve ark, 2004).



şekil 3.11. 10 Mayıs 1997 Zirkuh-e Qa'emat Depremi için InSAR verileri ters çözümlerinden Sudhaus ve Jonsson (2011) tarafından belirlenen sonlu fay kayma dağılımı modeli. Oklar kayma vektörlerini göstermektedir. AB doğrultusu için şekil 3.10a'ya bakınız.

3.1.10. 14 Mart 1998 Fandoqa Depremi ($M_w=6.6$)

1981 yılında Golbaf-Sirch Fayında 11 Haziran 1981 Golbaf Depremi ile birlikte önemli bir deprem etkinliği başlamıştır (şekil 3.7a ve 3.8a). 14 Mart 1998 Fandoqa Depremi bu etkinliğinin devamı olarak ele alınabilir. Bu depremde sağ-yanal doğrultu atım özellikli Golbaf-Sirch Fayı boyunca yaklaşık 23.5 km yüzey kırığı oluşmuştur (şekil 3.12a). Bu yüzey kırığının bir kısmı aşağıda değinilecek olan Zamanabad Sismik Boşluğunu örtmektedir (şekil 3.12a) (Berberian, 2014; Berberian ve ark, 2001; Durmuş, 2014). Yüzey kırığı boyunca ölçülen yer değiştirmeler şekil 3.12b'de verilmiştir. Depremin çeşitli araştırmacılar ve araştırma merkezleri tarafından hesaplanmış odak ve kaynak parametreleri Tablo 3.11'de derlenmiştir.



Şekil 3.12. 14 Mart 1998 Fandoqa Depremi'nde oluşan yüzey kırıklarının uzanımı (siyah çizgi) ve (b) yüzey kırıkları boyunca ölçülen sağ-yanal (siyah çizgi) ve düşey (kırmızı çizgi) kaymaların dağılımı (Berberian ve ark, 2001). Yeşil çokgen gerilme modellemesinde kullanılan tek segmentli düşey fay modelinin yüzey iz düşümünü göstermektedir. Yıldızlar Tablo 3.11'deki numaralandırmaya uygun olarak farklı kaynaklar tarafından hesaplanmış episantir konumlarını göstermektedir. Kırmızı yıldız gerilme dağılımı hesaplamalarında örneklemenin yapıldığı episantir noktasını temsil etmektedir. 11 Haziran 1981 Golbaf ve 28 Temmuz 1981 Sirch depremleri yüzey kırıkları sırasıyla mavi ve kırmızı renkli çizgilerle gösterilmiştir. Bu iki depremin yüzey kırıkları arasında kırık oluşmayan kısmı Zamanabad Sismik Boşluğu olarak adlandırıldığına dikkat ediniz.

11 Haziran 1981 Golbaf Depremi Golbaf Fayı'nın Zamanabad Sismik Boşluğu güneyindeki kısmını kırmıştır (Şekil 3.12a). Yaklaşık 1.5 ay sonra Golbaf-Sirch Fayında 28 Temmuz 1981 Sirch Depremi meydana gelmiştir. Bu deprem de Golbaf Fayı'nın Zamanabad Sismik Boşluğu kuzeyinde kalan kısmını kırmıştır. Zamanabad Sismik Boşluğu 1981 Sirch ve Golbaf depremleri yüzey kırıkları arasında yaklaşık 8 km bir uzunluğa sahiptir. 1998 Fandoqa Depremi hem bu sismik boşluğu hem de 1981

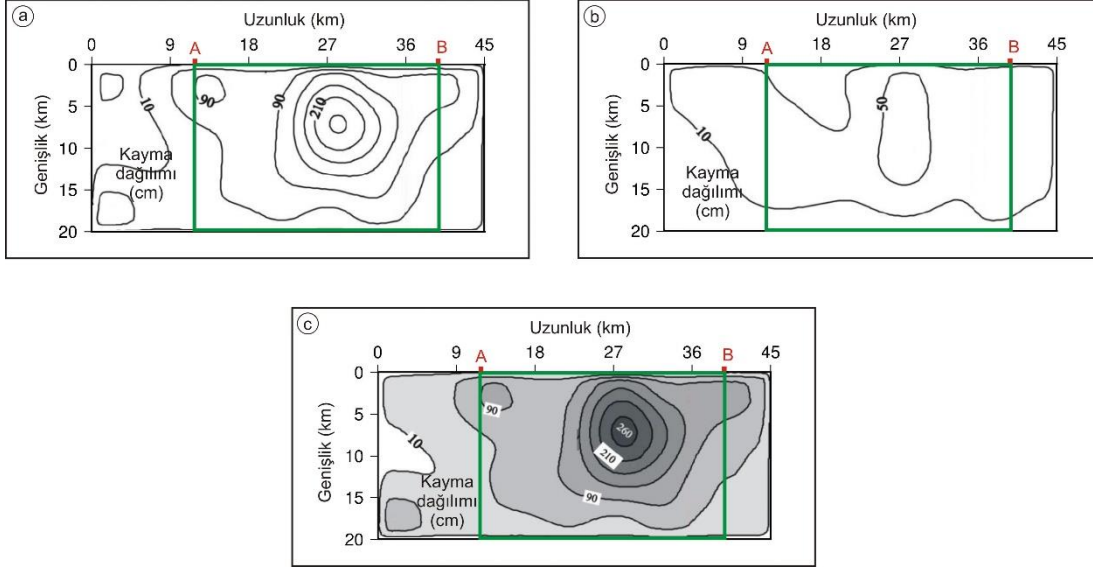
Sirch Depremi kırığını en güney kısmını içeren bir kırılma sonucu oluşmuştur (Berberian, 2014; Berberian ve ark, 1984; Berberian ve ark, 2001; Durmuş, 2014).

Tablo 3.11. 14 Mart 1998 Fandoqa Depremi'nin değişik çalışmalardan derlenen odak ve kaynak parametreleri. Kırmızı renkli olanlar bu deprem üzerindeki gerilme değişimi hesabında kullanılan parametreleri göstermektedir. Episantral dağılım için Şekil 3.12a'ya bakınız.

Sıra No	Ref.	Boylam (derece)	Enlem (derece)	Büyüklik	Derinlik (km)	Sismik moment $\times 10^{19}$ (N m)	Doğrultu açısı (derece)	Eğim açısı (derece)	Kayma açısı (derece)
1	USGS-NEIC	57.605	30.154	Mww=6.6	9	0.9932	156	46	-171
2	Harvard-GCMT	57.60	29.95	Mw=6.6 Ms=6.9	15	0.943	154	57	-174
3	ISC	57.6009	30.1103	Ms=6.8	26.4		128.04	58.59	-167.57
4	Engdahl ve ark, 1998; akt. Berberian ve ark, 2001	57.58	30.08		5				
5	Berberian ve ark, 2001			Mw=6.57	5	0.909	156	54	195 (-165)

1998 Fandoqa Depremi'nin oluşumu tek başına değerlendirmek yerine 1981 Sirch Depremi ile birlikte ele almak gerekir. 1981 Sirch Depremi, 1998 Fandoqa Depremi'nden daha büyük olmasına rağmen yüzeyde yer değiştirmeler 1998 Fandoqa Depremi'ne göre daha az gerçekleşmiştir. Berberian ve ark. (2001) bu zıtlığı 1981 Sirch Depremi'nin Gowk Fayı'nın daha derininde meydana geldiği, 1998 Fandoqa Depremi'nin ise daha sığ kısmında kırılma oluşturduğu şeklinde değerlendirmiştir (Berberian ve ark, 2001; Durmuş, 2014).

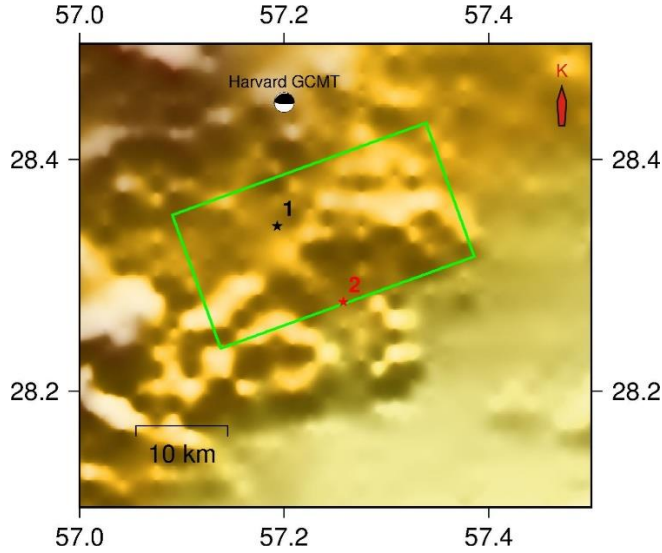
Telesismik dalga şekillerinin ters çözümünden 1998 Fandoqa Depremi için hesaplanan sonlu fay kayma dağılım modeli Şekil 3.13'de verilmiştir (Durmuş, 2014). Bu kayma dağılım modeli gerilme modellemelerinde 1998 Fandoqa Depremi kaynaklı gerilme değişimlerini hesaplamak için kullanılmıştır. 1998 Fandoqa Depremi üzerindeki gerilme değişimleri ise Harvard-GCMT kataloğunda verilen odak konumunda (Şekil 3.12a'da ki 2 numaralı kırmızı yıldız) hesaplanmıştır.



Şekil 3.13. 14 Mart 1998 Fandoqa Depremi kırılma düzlemi üzerinde telesismik dalga şekillerinin ters çözümünden belirlenmiş (a) sağ-yanal, (b) normal ve (c) toplam kayma dağılımı (Durmuş, 2014). Yeşil çokgen gerilme hesaplamasında kullanılan kırılma alanını çevrelemektedir. Bu kırılma alanının yüzey iz düşümü için Şekil 3.12a'ya bakınız.

3.1.11. 4 Mart 1999 Kerman Depremi ($M_w=6.6$)

4 Mart 1999 Kerman Depremi Lut Bloğu'nun güneybatısında Zagros Fayı ve Sabzevaran Fayı'nın arasında bir bölgede meydana gelmiştir (Şekil 1.6 ve Şekil 3.14) (Hessami ve ark, 2003).



Şekil 3.14. Çalışmada 4 Mart 1999 Kerman Depremi gerilme değişimlerini hesaplamak için kullanılan kırılma düzleminin yüzey iz düşümü (yeşil çokgen). Yıldızlar Tablo 3,12'deki numaralandırmaya uygun olarak farklı kaynaklar tarafından hesaplanmış episantır konumlarını göstermektedir. Kırmızı yıldız gerilme dağılımı hesaplamalarında örnekleme yapıldığı episantır noktasını temsil etmektedir.

Depremi'nin çeşitli araştırma merkezleri tarafından hesaplanmış odak ve kaynak parametreleri Tablo 3.12'de derlenmiştir. Depremi'nin odağının oldukça derinde ve fay düzlemi eğiminin de çok düşük açılı olması bu depremin bölgede bulunan dalma batma zonunda alt kabuk ve üst kabuk arasında bir bölgede meydana geldiği şeklinde yorumlanabilir (Allen ve ark, 2013).

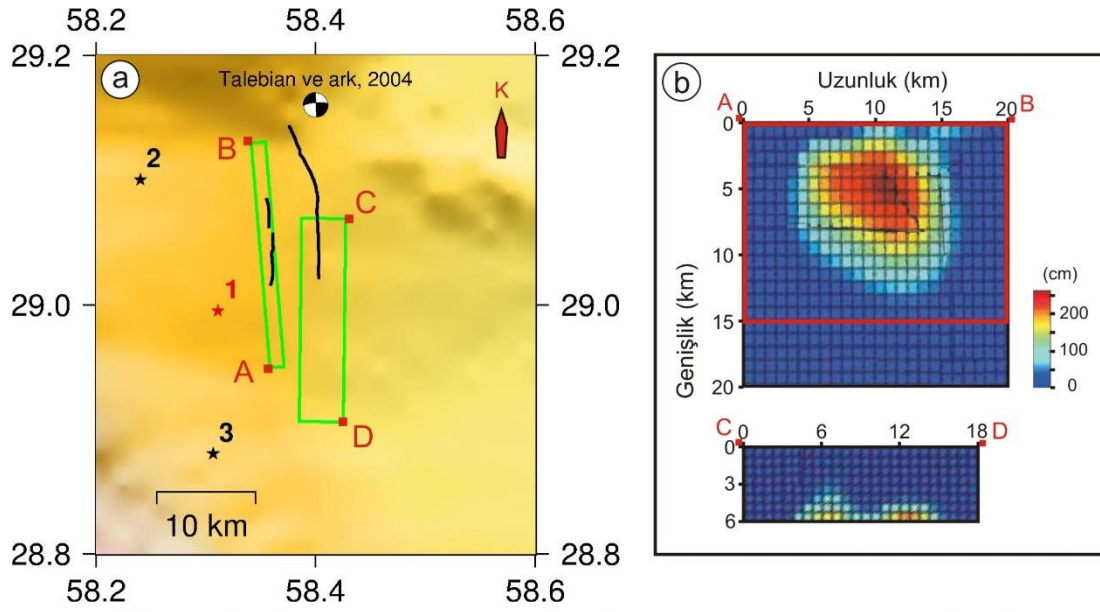
Tablo 3.12. 4 Mart 1999 Kerman Depremi'nin değişik çalışmalardan derlenen odak ve kaynak parametreleri. Kırmızı renkli olanlar bu deprem üzerindeki gerilme değişimi hesabında kullanılan parametreleri göstermektedir. Episantral dağılım için Şekil 3.14'e bakınız.

Sıra No	Ref.	Boylam (derece)	Enlem (derece)	Büyüklik	Derinlik (km)	Sismik moment $\times 10^{19}$ (N m)	Doğrultu açısı (derece)	Eğim açısı (derece)	Kayma açısı (derece)
1	USGS-NEIC	57.193	28.343	M _w =6.6 M _{ww} =6.47	33 23.5	0.6483	319 97	13 80	132 81
2	ISC	57.2579	28.2773	M _s =6.4	33.4		255.92 78.31	27.54 64.26	69.94 100.14
3	Harvard-GCMT	57.49	27.91	M _w =6.6 M _s =6.5	26	1.01	250 93	16 75	68 96

Gerilme modellemelerinde 1999 Kerman Depremi'nin etkisini hesaplamak için bu depremi temsil eden kırılma düzlemi parametrelerinden uzunluk, genişlik ve derinlik uzanımı Wells ve Coppersmith (1994) tarafından verilen ampirik bağıntılar kullanılarak belirlenmiş ve kırılma düzlemi doğrultu ve eğimi ise Harvard-GCMT kataloğundan alınmıştır. Kırılma alanı ve hesaplanan sismik moment dikkate alınarak homojen bir kayma için 80 cm düşey yer değiştirme hesaplanmıştır. 1999 Kerman Depremi üzerindeki gerilme değişimleri ise ISC tarafından verilen odak konumunda (Şekil 3.14'de ki 2 numaralı kırmızı yıldız) hesaplanmıştır.

3.1.12. 26 Aralık 2003 Bam Depremi (M_w=6.6)

Yaklaşık 26.000 kişinin yaşamını yitirdiği 26 Aralık 2003 Bam Depremi Lut Bloğu'nun güneybatısında bulunan sağ-yanal doğrultu atımlı Bam Fayı'nda yaklaşık 24 km yüzey kırığı oluşturmuştur (Şekil 3.15a) (Funning ve ark, 2005; Jackson ve ark, 2006; Nakamura ve ark, 2005; Talebian ve ark, 2004; Wang ve ark, 2004; Wimpenny ve ark, 2017). Depremi'nin çeşitli araştırmacılar ve araştırma merkezleri tarafından hesaplanmış odak ve kaynak parametreleri Tablo 3.13'de derlenmiştir.



Şekil 3.15. (a) 26 Aralık 2003 Bam Depremi'nde gelişen yüzey kırıklarını (siyah çizgiler), gerilme değişimlerini hesaplamak için kullanılan kırılma düzlemlerinin yüzey iz düşümlerini (yeşil çokgenler) ve farklı kaynaklar tarafından deprem için verilen episantır konumlarını (yıldızlar) gösteren harita. Kırmızı yıldız gerilme dağılımı hesaplamalarında örneklemenin yapıldığı episantır noktasını temsil etmektedir. (b) deprem için Funning ve ark. (2005) tarafından belirlenmiş iki segmentli kayma dağılım modeli. Kırmızı çokgen gerilme modellemesinde kullanılan kırılma alanını temsil etmektedir.

Tablo 3.13. 26 Aralık 2003 Bam Depremi'nin değişik çalışmalardan derlenen odak ve kaynak parametreleri. Kırmızı renkli olanlar bu deprem üzerindeki gerilme değişimi hesabında kullanılan parametreleri göstermektedir. Episantal dağılım için Şekil 3.15a'ya bakınız.

Sıra No	Ref.	Boylam (derece)	Enlem (derece)	Büyüklik	Derinlik (km)	Sismik moment $\times 10^{19}$ (N m)	Doğrultu açısı (derece)	Eğim açısı (derece)	Kayma açısı (derece)
1	USGS-NEIC	58.311	28.995	Mwc=6.6	10	0.8637	176	49	175
2	Harvard-GCMT	58.24	29.10	Mw=6.6 Ms=6.8	15	0.931	172	59	167
3	ISC	58.3062	28.8803	Ms=6.8	18.8		346.33	73.59	-176.69
4 ^K	Jackson ve ark, 2006				6	0.76 0.14	354 180	86 64	182 150
5 ^K	Talebian ve ark, 2004						357 180	88 30	-166 90
6 ^K	Funning ve ark, 2005					0.9 0.14	354.6 180	85.5 63.9	-177.8 149.5

^Kİki kaynak

Jackson ve ark. (2006) ana şokun küçük bir düşey atımlı sağ-yanal doğrultu atımlı bir faylanma mekanizması ve 200 cm'ye yakın bir yer değiştirme ile 2 ile 7 km derinlik aralığında gerçekleştiğini belirtmiştir. Funning ve ark. (2005) ise depremin birbirine paralel iki fay düzlemi üzerinde oluştuğunu InSAR verilerinden ortaya koymuş ve kayma dağılımını elde etmiştir (Şekil 3.15b). Bu kayma dağılım modeli gerilme modellemelerinde 2003 Bam Depremi'nin etkisini hesaplamak için kullanılmıştır. 2003 Bam Depremi üzerindeki gerilme değişimleri ise USGS-NEIC tarafından verilen odak konumunda (Şekil 3.15a'da ki 1 numaralı kırmızı yıldız) hesaplanmıştır.

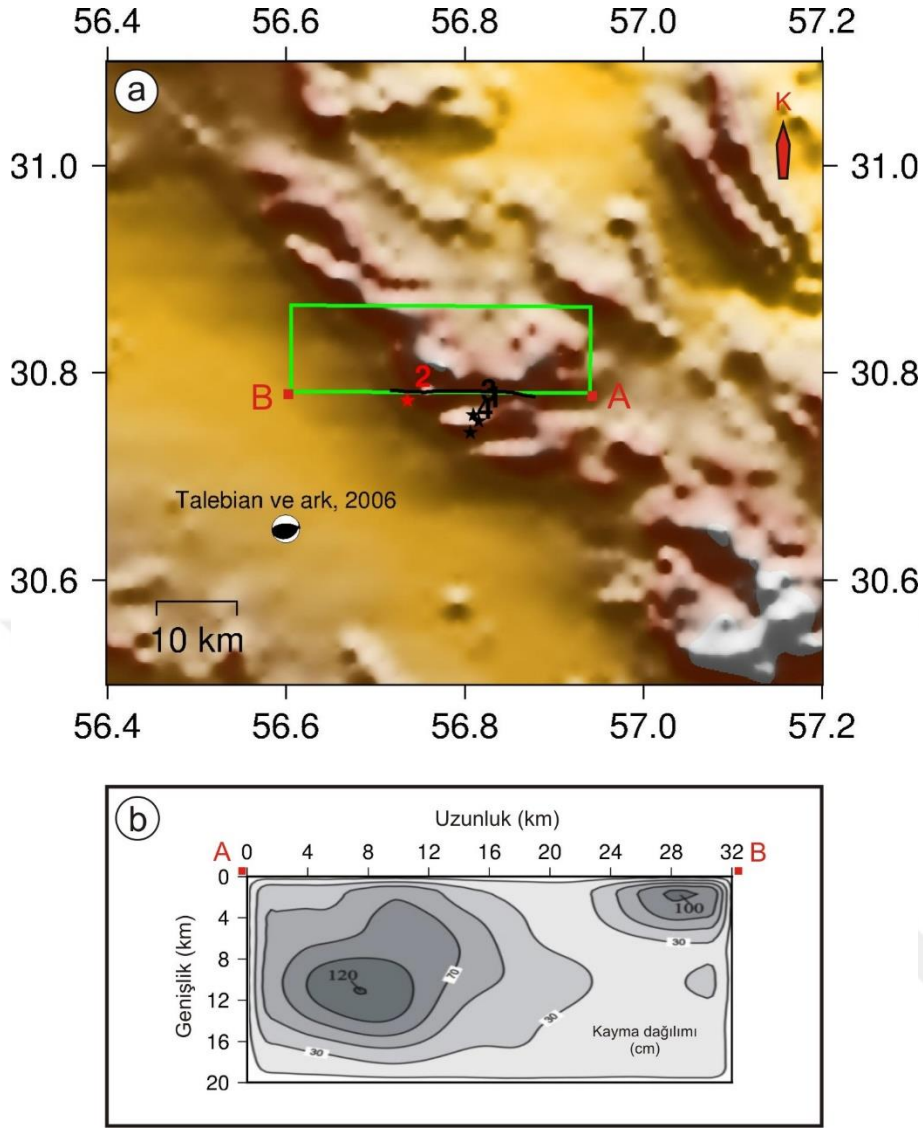
3.1.13. 22 Şubat 2005 Dahuiyeh-Zarand Depremi ($M_w=6.4$)

Lut Bloğu'nun güneybatısında Kuh Banan Fayı'nın bulunduğu bölgede, doğu-batı doğrultulu, kuzeye 60° eğimli ve ters atım karakterli bir fay üzerinde meydana gelen 22 Şubat 2005 Dahuiyeh-Zarand Depremi'nde yaklaşık 13 km uzunluğunda yüzey kırığı oluşmuş ve 500 den fazla insan yaşamını yitirmiştir (Şekil 3.16a) (Berberian, 2014; Rouhollahi ve ark, 2012; Talebian ve ark, 2006). Depremin çeşitli araştırmacılar ve araştırma merkezleri tarafından hesaplanmış odak ve kaynak parametreleri Tablo 3.14'de listelenmiştir.

Tablo 3.14. 22 Şubat 2005 Dahuiyeh-Zarand Depremi'nin değişik çalışmalardan derlenen odak ve kaynak parametreleri. Kırmızı renkli olanlar bu deprem üzerindeki gerilme değişimi hesabında kullanılan parametreleri göstermektedir. Episantral dağılım için Şekil 3.16a'ya bakınız.

Sıra No	Ref.	Boylam (derece)	Enlem (derece)	Büyüklik	Derinlik (km)	Sismik moment $\times 10^{19}$ (N m)	Doğrultu açısı (derece)	Eğim açısı (derece)	Kayma açısı (derece)
1	USGS-NEIC	56.816	30.754	$M_w=6.4$	14	0.5375			
2 ¹	Talebian ve ark, 2006	56.736	30.774	$M_w=6.4$	7 9.3	0.49 0.67	270 266	60 67	104 105
3	Harvard-GCMT	56.81	30.76	$M_w=6.4$ $M_s=6.5$	12	0.52	266	47	100
4	ISC	56.8061	30.7429	$M_s=6.5$	10.8		306.45	42.58	117.58
5	Rouhollahi ve ark, 2012					0.7	260	60	104

¹Üst satır P ve SH cisim dalgaları ters çözümünden ve alt satır InSAR verilerinin ters çözümünden

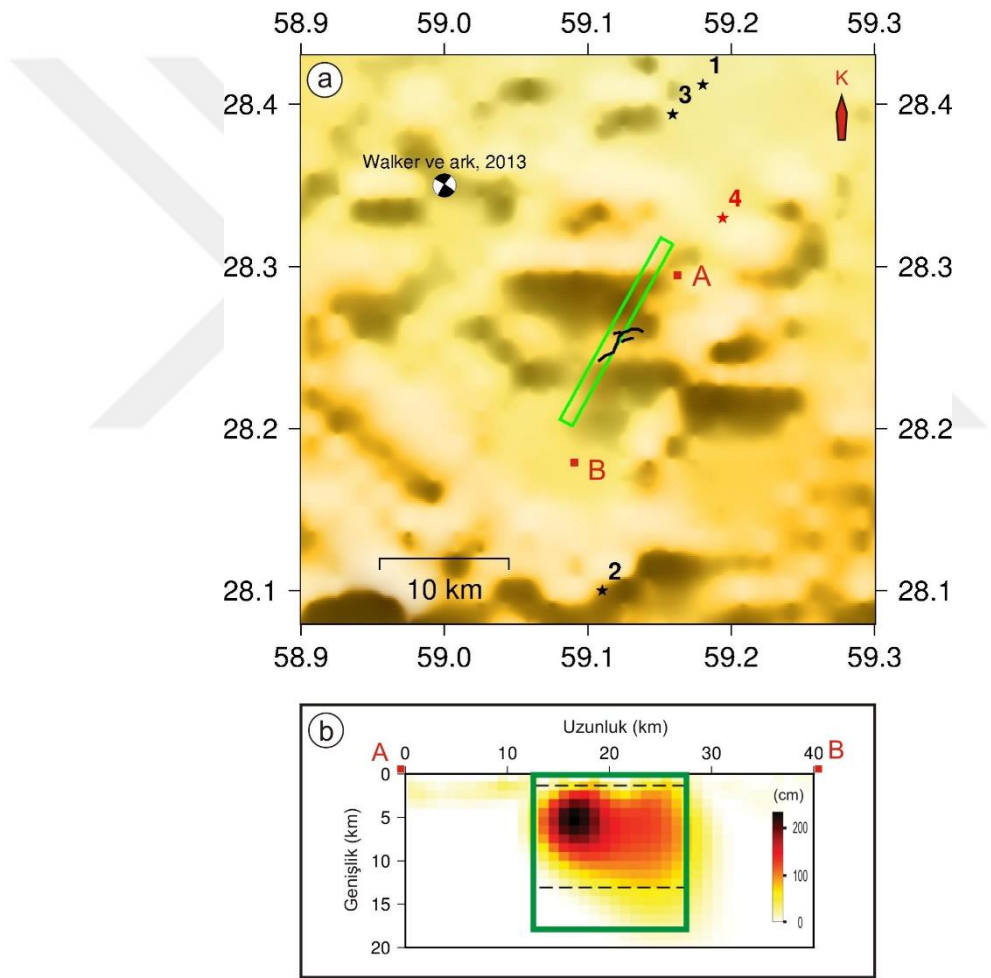


Şekil 3.16. (a) 22 Şubat 2005 Dahuiyeh-Zarand Depremi'nde gelişen yüzey kırığı uzanımını (siyah çizgi), gerilme değişimlerini hesaplamak için kullanılan kırılma düzleminin yüzey iz düşümünü (yeşil çokgen) ve farklı kaynaklar tarafından deprem için verilen episantır konumlarını (yıldızlar) gösteren harita. Kırmızı yıldız gerilme dağılımı hesaplamalarında örneklemenin yapıldığı episantır noktasını temsil etmektedir. (b) depremin telesismik cisim dalgaları ters çözümünden bulunmuş kayma dağılım modeli (Durmuş, 2014).

Durmuş (2014) 2005 Dahuiyeh-Zarand Depremi kırılma düzleminin kayma dağılımını telesismik cisim dalgaları ters çözümünden hesaplamıştır (Şekil 3.16b). Bu kayma dağılım modeli bu deprem kaynaklı gerilme değişimlerini hesaplamak için çalışmada kullanılmıştır. Hesaplanan gerilme değişimleri Talebian ve ark. (2006) tarafından verilen odak konumunda (Şekil 3.16a'da ki 2 numaralı kırmızı yıldız) örneklenmiştir.

3.1.14. 20 Aralık 2010 Rigan Depremi ($M_w=6.7$)

20 Aralık 2010 Rigan Depremi Lut Bloğu'nun güneyinde daha önce bilinmeyen sağ-yanal doğrultu atımlı bir kör fay üzerinde meydana gelmiştir (Şekil 1.6 ve Şekil 3.17a) (Mansouri ve ark, 2015; Walker ve ark, 2013). Depremde en az 7 kişinin hayatını kaybettiği rapor edilmişken ilginç bir şekilde depremin merkez üssü olan Chah Malek köyünde can kaybı yaşanmamıştır. Bu bölgede bu faya dik konumlanmış bir başka fayda yaklaşık 1 ay sonra 27 Ocak 2011 tarihinde $M_w=6.2$ büyüklüğünde ikinci bir deprem meydana gelmiştir. İlk meydana gelen büyük depremin çeşitli araştırmacılar ve araştırma merkezleri tarafından hesaplanmış odak ve kaynak parametreleri Tablo 3.15'de derlenmiştir.



Şekil 3.17. (a) 20 Aralık 2010 Rigan Depremi'nde gelişen yüzey kırığı uzanımı (siyah çizgi) ve (b) gerilme değişimlerini hesaplanmasında kullanılan kayma dağılım modeli (Walker ve ark, 2013). Yeşil çokgenler kayma dağılım yüzeyinde kullanılan kırılma alanının ve harita iz düşümünü göstermektedir. Yıldızlar farklı kaynaklar tarafından deprem için verilen episantir konumlarını göstermektedir. Kırmızı yıldız gerilme dağılımı hesaplamalarında örneklemenin yapıldığı episantir noktasını temsil etmektedir.

Rezapour ve Mohsenpur (2013), 2010 Rigan Depremi'nin artçı şoklarının 1-12 km derinlik aralığında oluştuğunu belirtmişler. Walker ve ark. (2013) ise InSAR verilerinden yararlanarak depremin kayma dağılımı haritasını elde etmişlerdir (Şekil 3.17b). Gerilme modellemelerinde 2010 Rigan Depremi'nin etkisini hesaplamak için Walker ve ark. (2013) tarafından verilen kayma dağılımı modeli kullanılmıştır. 2010 Rigan Depremi üzerindeki gerilme değişimleri ise yine Walker ve ark. (2013) tarafından verilen odak konumunda (Şekil 3.17a'da ki 4 numaralı lacivert yıldız) hesaplanmıştır.

Tablo 3.15. 20 Aralık 2010 Rigan Depremi'nin değişik çalışmalardan derlenen odak ve kaynak parametreleri. Kırmızı renkli olanlar bu deprem üzerindeki gerilme değişimi hesabında kullanılan parametreleri göstermektedir. Episantral dağılım için Şekil 3.17a'ya bakınız.

Sıra No	Ref.	Boylam (derece)	Enlem (derece)	Büyüklik	Derinlik (km)	Sismik moment $\times 10^{19}$ (N m)	Doğrultu açısı (derece)	Eğim açısı (derece)	Kayma açısı (derece)
1	USGS-NEIC	59.180	28.412	Mwc=6.7	12	0.6736	34	77	-166
2	Harvard-GCMT	59.11	28.10	Mw=6.5 Ms=6.7	14.8	0.826	36	87	180
3	ISC	59.1592	28.3938	Ms=6.7	14.8				
4 ¹	Walker ve ark, 2013	59.194	28.33	Mw=6.5	10	0.5396 0.71	213 211.6	85 87.5	173 179.8

¹Üst satır P ve SH cisim dalgaları ters çözümünden ve alt satır InSAR verilerinin ters çözümünden

3.2. Gerilme Modellemelerinde Kullanılan Kaynak ve Alıcı Deprem Parametreleri

Çalışmadaki gerilme modellemelerinde kullanılan kaynak depremlerin parametreleri Tablo 3.16'da verilmiştir. Daha önce belirtildiği gibi 1968 Dasth-e Bayaz Depremi gerilme modellemelerinde başlangıç zamanı olarak kullanılmıştır. Hangi deprem ya da hangi tarihte gerilme değişimi hesaplaması yapılacaksa o deprem ya da tarihe kadar olan kaynak depremler hesaplamalarda kullanılmıştır. Tablo 3.17'de ise gerilme değişimi hesaplamalarında hedef olarak kullanılan 13 deprem için seçilen parametreler verilmiştir.

Tablo 3.16. Çalışmada gerilme değişimi hesaplamalarında kullanılan kaynak depremlerin parametreleri. Tabloda verilen boylam ve enlem sağ el kuralına göre fayın başlangıç koordinatını belirtmektedir. Büyüklük ve sismik moment ise belirlenen faylanma parametrelerinden hesaplanan ve literatürde ilgili deprem için verilen moment büyüklük (M_w) ve sismik moment ile uyumu sağlanan değerlerdir (Aki, 1966; Kanamori, 1977, 1978; Hanks ve Kanamori, 1979).

No	Deprem	Büyüklük (M_w)	Sismik moment $\times 10^{19}$ (N m)	Faylanma Parametreleri												Ref.
				Segment No	Boylam (derece)	Enlem (derece)	Uzunluk (km)	Genişlik (km)	Doğrultu açısı (derece)	Eğim açısı (derece)	Kayma açısı (derece)	Üst derinlik (km)	Alt derinlik (km)	Alt segment	Atım (cm)	
1	31 Ağustos 1968 Dasht-e Bayaz	7.11	4.6	1	58.9534	34.0592	34.0	19.1	264							1 3
				2	59.4095	34.0307	43.2	19.1	274	84	5	0	19.9	10x5	Şekil 3.2b	
2	16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan	7.30	8.8	1	57.3347	33.0133	95.6	45.0	330	25	110	0	19.0	9x4	Şekil 3.3b	7
3	16 Ocak 1979 Boznabad	6.51	0.6	1	59.4230	33.8799	13.4	17.9	335	34	119	0	10.0	1x1	80 ^D	11 20
4	14 Kasım 1979 Korizan	6.53	0.6	1	59.8031	34.0044	12.3	12.5	181							1 20
				2	59.8018	33.8934	10.1	12.5	140	89	-177	0	12.5	1x1	75 ^O	
5	27 Kasım 1979 Khuli-Buniabad	7.00	3.2	1	59.9105	34.1128	56.6	19.2	260	82	8	0	19.9	10x5	Şekil 3.5b	1 3
6	11 Haziran 1981 Golbaf	6.61	0.8	1	57.7350	29.9052	14.3	12.7	160	52	156	0	10.0	1x1	140 ^Y 55 ^D 150 ^O	2 20
				1	57.5135	30.5042	9.9	20.4	156							
7	28 Temmuz 1981 Sirch	7.21	6.5	2	57.5530	30.4301	16.4	20.4	190	69	152	0	19.0	5x5	Şekil 3.8b	2 20
				3	57.5239	30.2852	40.0	20.4	152					3x5		
														13x5		

¹Berberian ve ark. (1999) – ²Berberian ve ark. (2001) – ³Berberian (2014) – ⁴Durmuş (2014) – ⁷Hartzell ve Mendoza (1991) – ¹⁰Jackson ve ark. (2006) –

¹¹Jackson ve McKenzie (1984) – ¹³Parsons ve ark. (2006) – ¹⁴Sudhaus ve Jonsson (2011) – ¹⁵Talebian ve ark. (2006) – ¹⁹Walker ve ark. (2013) – ²⁰Wells ve Coppersmith (1994) – ²²Funning ve ark. (2005) - ^OOrtalama Atım – ^YYatay Atım – ^DDüşey Atım – negatif işaret (-) sol-yanal ve normal atım.

Tablo 3.16. (Devamı) Çalışmada gerilme değişimi hesaplamalarında kullanılan kaynak depremlerin parametreleri. Tabloda verilen boylam ve enlem sağ el kuralına göre fayın başlangıç koordinatını belirtmektedir. Büyüklük ve sismik moment ise belirlenen faylanma parametrelerinden hesaplanan ve literatürde ilgili deprem için verilen büyüklük ve sismik moment ile uyumu sağlanan değerlerdir(Aki, 1966; Kanamori, 1977, 1978; Hanks ve Kanamori, 1979).

No	Deprem	Büyüklük (M _w)	Sismik moment x 10 ¹⁹ (N m)	Faylanma Parametreleri												Ref.
				Segment No	Boylam (derece)	Enlem (derece)	Uzunluk (km)	Genişlik (km)	Doğrultu açısı (derece)	Eğim açısı (derece)	Kayma açısı (derece)	Üst derinlik (km)	Alt derinlik (km)	Alt segment	Atım (cm)	
8	24 Şubat 1994 Sefidabeh	6.30	0.2	1	60.5256	30.9772	19.2	20.9	148	46	68	0	15.0	4x4	Şekil 3.9b	13
9	10 Mayıs 1997 Zirkuh- e Qa'enat	7.25	7.6	2	59.8295	34.0936	18.9	18.0	192		173			3x5		1
				3	59.7887	33.9284	24.7	18.0	146		173			4x5		4
				4	59.9332	33.7439	28.9	18.0	161	87	173	0	18.0	5x5	Şekil 3.11	14
				5	60.2513	33.1791	41.0	18.0	330		173			7x5		
10	14 Mart 1998 Fandoqa	6.65	0.9	1	60.2513	33.1791	14.3	18.0	128		145			2x5		
11	4 Mart 1999 Kerman	6.64	0.9	1	57.6115	30.1342	27.5	18.5	155	54	-165	0	15.0	5x4	Şekil 3.13	2 4
12	26 Aralık 2003 Bam	6.60	0.8	1	57.3857	28.3167	25.9	14.5	250	16	68	15	19.0	1x1	80 ^D	20
				2	58.3581	28.9496	20.1	15.1	355	86	-178	0	15.0	6x5	Şekil 3.15b	10
13	22 Şubat 2005 Dahuiyeh Zarand	6.47	0.5	1	58.4272	29.0690	18.1	5.6	181	64	150	0	5.0	6x2		
				1	56.9406	30.7814	32.0	20.2	270	60	104	0	18.0	6x4	Şekil 3.16b	15 4
14	20 Aralık 2010 Rigan	6.65	0.9	1	59.1592	28.3138	14.2	18.0	208	87	173	0	18.0	5x5	Şekil 3.17b	19

¹Berberian ve ark. (1999) – ²Berberian ve ark. (2001) – ³Berberian (2014) – ⁴Durmuş (2014) – ⁷Hartzell ve Mendoza (1991) – ¹⁰Jackson ve ark. (2006) –

¹¹Jackson ve McKenzie (1984) – ¹³Parsons ve ark. (2006) – ¹⁴Sudhaus ve Jonsson (2011) – ¹⁵Talebian ve ark. (2006) – ¹⁹Walker ve ark. (2013) – ²⁰Wells ve Coppersmith (1994) – ²²Funning ve ark. (2005) - ^OOrtalama Atım – ^YYatay Atım – ^DDüşey Atım – negatif işaret (-) sol-yanal ve normal atım.

Tablo 3.17. Çalışmada gerilme değişimi hesaplamalarında kullanılan hedef depremlerin parametreleri.

No	Hedef deprem	Tarih	Enlem (derece)	Boylam (derece)	Doğrultu (derece)	Eğim (derece)	Kayma (derece)	Derinlik (km)	Ref.
1	Dasht-e Bayaz	31.08.1968	Gerilme değişimi hesaplaması yapılmamıştır.						
2	Tabas-e Golshan	16.09.1978	33.40	57.34	330	25	110	10	7 12
3	Boznabad	16.01.1979	33.96	59.50	338	34	119	5 ^v	11 20 18
4	Korizan	14.11.1979	34.02	59.78	160	89	-177	6 ^v	20 18
5	Khuli-Buniabad	27.11.1979	34.05	59.63	261	82	8	10	1 17 16
6	Golbaf	11.06.1981	29.86	57.68	169	52	156	5 ^v	20 2 5
7	Sirch	28.07.1981	30.03	57.58	177	69	152	10	12 2 8 23
8	Sefidabeh	24.02.1994	30.88	60.47	148	46	68	9	13
9	Zirkuh-e Qa'enat	10.05.1997	33.81	59.81	333	86	173	10	1 16 6
10	Fandoqa	14.03.1998	29.95	57.60	156	54	-165	5	2 8
11	Kerman	04.03.1999	28.28	57.26	250	16	68	17 ^v	20 9
12	Bam	26.12.2003	29.00	58.31	357	88	-166	6	21 10 16
13	Dahuiyeh-Zarand	22.02.2005	30.78	56.74	270	60	104	9	15
14	Rigan	10.12.2010	28.33	59.19	213	85	173	10	19

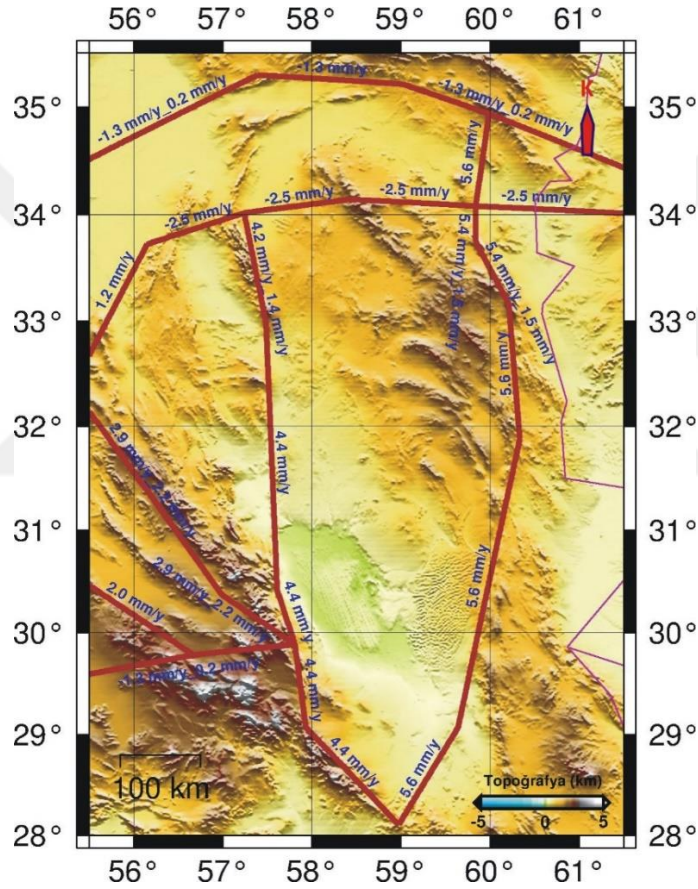
¹Berberian ve ark. (1999), ²Berberian ve ark. (2001), ⁵Engdahl ve ark. (aktaran Berberian ve ark, 2001) 1998, ⁶Engdahl ve ark. (aktaran Walker ve ark, 2004) 1998, ⁷Hartzell ve Mendoza (1991), ⁸Harvard-GCMT, ⁹ISC, ¹⁰Jackson ve ark. (2006), ¹¹Jackson ve McKenzie (1984), ¹²Nowroozi ve Mohajer-Ashjai (1985), ¹³Parsons ve ark. (2006), ¹⁵Talebian ve ark. (2006), ¹⁶USGS-NEIC, ¹⁷Walker ve ark. (2004), ¹⁸Walker ve ark. (2011), ¹⁹Walker ve ark. (2013), ²⁰Wells ve Coppersmith (1994), ²¹Talebian ve ark. (2004), ²³Dziewonski ve Woodhouse (1983) – ^vfay düzleminin düşeyde orta noktasının derinliği.

3.3. Gerilme Modellemelerinde Kullanılan Blok Modeli ve Yer Modeli

3.3.1. İntersismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan blok modeli

İntersismik gerilme değişimlerinin modellenebilmesi için çalışma alanında bir blok model oluşturulmuştur. Daha önce yapılmış çalışmalar incelenerek blokların sınırlarını oluşturan fayların uzanımları, sınırların kesişim noktalarının koordinatları ve her bir

sınır boyunca kayma hızları literatürdeki GPS çalışmalarından belirlenmiştir (Şekil 3.18) (Berberian, 2014; Farbod ve ark, 2011; Fattahi ve ark, 2007; Vernant ve ark, 2004; Walpersdorf ve ark, 2014). Bazı durumlarda blok sınırlarının uzanımlarında ve kayma hızlarında GPS çalışmaları dışındaki çalışmalardan da yararlanılmıştır (Durmuş, 2014; Hartzell ve Mendoza, 1991; Sudhaus ve Jonsson, 2011). Blok modelde hesaplama aşamasında yapay etkilerden kurtulmak için 20, 22 ve 26 km derinliklerden başlayan ve 200 km derinliğe kadar uzanan düşey ve örtüşen dislokasyon düzlemleri tanımlanmıştır. İlgili dislokasyon düzlemindeki kayma hızı 3 eşit parçaya bölünerek bu dislokasyon düzlemlerine paylaştırılmıştır.



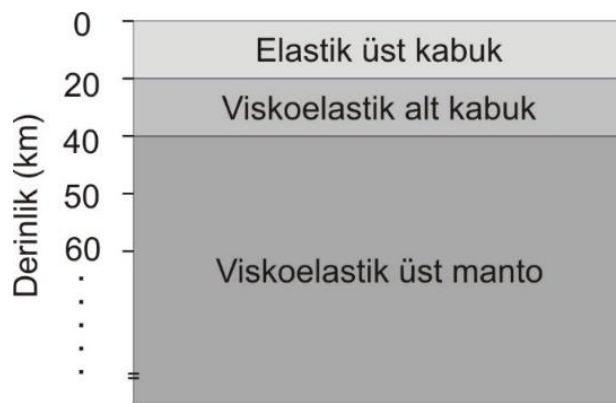
Şekil 3.18. İntersismik gerime değişimlerinin modellenmesi için çalışmada oluşturulan blok model. Blok sınırları (kahverengi çizgiler) ve sınırlar boyunca tayin edilen kayma hızları (mavi yazılı etiketler, alt çizgi ile ayrılan iki kayma hızı bilgisi olması durumunda sırasıyla doğrultu ve eğim boyunca kayma hızını ve negatif işaret [-] sol-yanal ve normal kayma hızını ifade eder) Hartzell ve Mendoza (1991), Berberian ve Yeats (1999), Vernant ve ark. (2004), Fattahi ve ark. (2007), Farbod ve ark. (2011), Sudhaus ve Jonsson (2011), Walpersdorf ve ark. (2014), Berberian (2014) ve Durmuş (2014)'den derlenmiştir. Blok sınırlarının altında 20, 22 ve 26 km derinliklerden başlayan ve 200 km derinliğe kadar uzanan düşey ve örtüşen dislokasyon düzlemleri tanımlanarak intersismik gerilmeler hesaplanmıştır.

3.3.2. Postsismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan yer modeli

Bir bölgede postsismik ya da diğer bir değişle viskoelastik gerilme değişimlerinin hesaplanabilmesi için öncelikle bu bölgeyi temsil eden küresel bir ortam modelinin belirlenmesi gerekir (Şekil 3.19). Bu model viskozitesi sonsuz büyüklükte kırılğan bir üst kabuk, viskoelastik özellikli alt kabuk ve üst mantodan oluşur. Her bir tabakanın yoğunluk (ρ), bulk modülü (κ), kayma modülü (μ) ve viskozitesi (η) gibi elastik özelliklerinin küresel koordinat sisteminde tanımlanması gerekir. Tabakaların kalınlıkları ve derinlikleri ise yerin merkezinden yeryüzüne doğru alt sınırlarının ve üst sınırlarının karşılık geldiği uzaklıklar belirlenerek tanımlanır (Pollitz, 2007).

Küresel ortamda viskoelastik tepki spheroidal ve toroidal bileşenlere sahip küresel harmonik yayılım şeklinde oluşur ve karakteristik sönüm zamanlarının belirlenmesi gereklidir. Bunun için küresel harmonik yayılımın minimum değeri 2° olarak alınıp maksimum değeri $l_{maks} = 2 \times \pi \times R / H_e$ formülü ile hesaplanır. Burada R ortam yarıçapı ve H_e , ortam modelinde belirlenen üst kabuk kalınlığıdır (Pollitz, 2007).

Ortam modelinin parametrelerinin tanımlanması sonrasında kaynak ve hedef depremin kırılma düzlemi parametrelerinin tanımlanması ile giriş parametreleri belirlenmiş olur. Böylece elastik ve viskoelastik özelliğe sahip yer içinde elastik bir tabakada oluşan bir deprem sonrası viskoelastik tabakalardaki viskoelastik tepkinin zaman içerisinde elastik tabakada (üst kabuk) oluşturduğu postsismik (zaman-bağımlı viskoelastik) gerilme değişimleri belirlenen bir çalışma alanında modellenebilir veya belirlenen bir gözlem noktasında hesaplanabilir (Pollitz, 1992, 1997, 2007).



Şekil 3.19. Postsismik gerilme değişimlerinin modellenmesi için bu çalışmada oluşturulan yer modeli. Tabaka kalınlıkları Motaghi (2012), Motaghi ve ark. (2012b), Motaghi ve ark. (2014), Taghizadeh-Farahmand ve ark. (2015), Rezaeifar ve Kissling (2018), Kaviani ve ark. (2020)'den alınmıştır.

Bu çalışmada yer reoloji modelinin tasarımı için daha önce yapılmış çalışmalar (Kaviani ve ark, 2020; Motaghi, 2012; Motaghi ve ark, 2012b; Motaghi ve ark, 2014; Rezaeifar ve Kissling, 2018; Taghizadeh-Farahmand ve ark, 2015) incelenerek İran'ın doğusunda Lut Bloğu civarında üst kabuk ve alt kabuk derinliği sırasıyla yaklaşık olarak 20 ve 40 km olarak belirlenmiştir. Model parametrelerinden Bulk modülü ve kayma modülü P (Rezaeifar ve Kissling, 2018) ve S (Motaghi ve ark, 2014) dalgası hızları ve yoğunluk (Necioğlu, 1999) değerleri kullanılarak aşağıda verilen Denklem 3.1 ve 3.2 yardımıyla hesaplanmıştır (Keçeli, 2009).

$$\kappa = \rho \left(V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2 \right) \quad (3.1)$$

$$\mu = \rho (V_s^2) \quad (3.2)$$

Burada κ , bulk modülünü (kPa), μ , kayma modülünü (kPa), ρ , yoğunluğunu, V_p , boyuna dalga hızını, V_s , enine dalga hızını temsil etmektedir.

Çalışma bölgesinde viskozite belirlenmesine yönelik yapılan çalışmalar sınırlıdır. Walters ve ark. (2017) inceleme alanı İran olan bir çalışmada yerin yaklaşık 100 km derinine kadar olan kısımda Lut Bloğu'nun bulunduğu bölgede viskozite değerini yaklaşık 1.8×10^{22} Pa s olarak önermiştir. Bir başka çalışmada Bonini ve ark. (2003) alt kabuk için viskozite değerini 6×10^{22} Pa s olarak vermiştir. Marchandon ve ark. (2021) Dasth-e Bayaz ve Abiz faylarının bulunduğu bölgeyi içeren çalışmasında çeşitli kaynaklardan (Marchandon ve ark, 2018; Mousavi ve ark, 2013; Sudhaus ve Jonsson, 2011; Walpersdorf ve ark, 2014) yararlanarak viskozite değeri için yaptığı değerlendirmede postsismik yer değiştirmelerin çok az olması ve bu bölgedeki deformasyonların da az olması nedenleriyle hesaplamalarında viskozite değerini 1×10^{20} Pa s olarak kullandığını belirtmiştir. Bu çalışmada viskozite değeri belirlenirken önceki yapılan çalışmalarda kullanılan viskozite değerleri de dikkate alınarak 6 farklı viskozite değerine sahip modeller tasarlanarak (Tablo 3.18) postsismik gerilme değişimi hesaplamaları yapılmıştır. Bu şekilde farklı viskozitelere sahip modeller için hesaplanan postsismik gerilme değişimleri karşılaştırılabilecektir.

Tablo 3.18. Bu çalışmada postsismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan yer reoloji modelleri. Modelin nasıl tasarlandığının ayrıntısı için metne bakınız. Çalışma alanı için viskozite değerlerinin özel olarak verildiği bir çalışma bulunmamaktadır. Bundan dolayı değişik viskozite değerleri üzerine bina edilmiş yer modellerinin çalışmada kullanıldığına dikkat ediniz.

Tabakalar	Derinlik (km)	Reoloji	Yoğunluk ρ (gr/cm ³)	Bulk Modülü κ (Gpa)	Kayma Modülü μ (Gpa)	Viskozite $(\eta) (\times 10^{18} \text{ Pa s})$					
						M1	M2	M3	M4	M5	M6
Üst kabuk	0 – 20	Elastik	2.7	64	25	∞	∞	∞	∞	∞	∞
Alt kabuk	20 – 40	Maxwell viskoelastik	2.9	69	33	10^0	10^4	10^0	10^4	10^1	10^2
Üst manto	40 - 515	Maxwell viskoelastik	3.3	134	54	10^0	10^4	10^4	10^0	10^2	10^4

Postsismik gerilme değişimleri VISCO1D paket programı (Pollitz, 2007) kullanılarak yapılmıştır. Paket içeriğinde karakteristik sönüm zamanlarının hesaplanmasında kullanılan decay ve decay4 kodları, Eigen fonksiyonlarının hesaplanmasında kullanılan vtordp ve vsphdep kodları, viskoelastik gerilme değişimlerini, gerilme bileşenlerini, hızlar ve gerilme oranlarını hesaplayan StrainA kodu ve farklı opsiyonlar içeren kodlar bulunmaktadır. Paket programın test edilmesi amacıyla paket içinde yer alan kodlar derlenerek elde edilen sonuçlar ile Pollitz (2007)'deki Örnek 1 için verilen sonuçlar Tablo 3.19'da karşılaştırılmıştır. Sonuçların uyumlu olduğu görülmektedir.

Tablo 3.19. Paket programın test edilmesi amacıyla paket içinde yer alan kodlar derlenerek elde edilen sonuçlar ile Pollitz (2007)'de Örnek 1 için verilen sonuçların karşılaştırılması. u , yer değiştirme, σ gerilmeyi simgelemektedir.

Kaynak	Derinlik (km)	u_x (cm)	u_y (cm)	u_z (cm)	σ_{xx} (10^{-6})	σ_{yy} (10^{-6})	σ_{xy} (10^{-6})	σ_{xz} (10^{-6})	σ_{yz} (10^{-6})	σ_{zz} (10^{-6})
Pollitz (2007)	0	7.131	0.000	3.592	0.207	-0.026	0.000	0.000	0.000	-0.060
Bu çalışma	0	7.130	0.004	3.594	0.207	-0.026	0.002	0.000	0.000	-0.060

3.4. Gerilme Modellemeleri

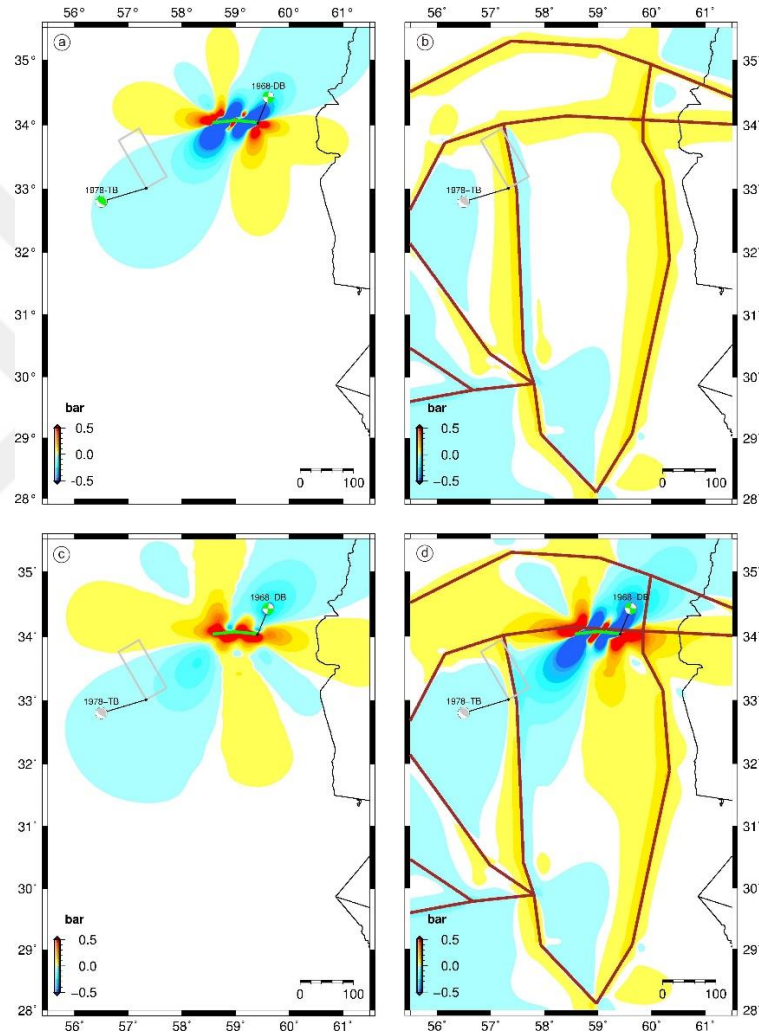
Gerilme hesaplamalarında 31 Ağustos 1968 Dasth-e Bayaz Depremi geçmişte başlangıç zamanı olarak kabul edildiğinden bu deprem için hedef kabulü ile herhangi bir gerilme değişimi hesaplaması yapılmamıştır. Ancak bu depremden sonraki depremler için yapılan gerilme değişimi hesaplamalarında kaynak deprem olarak kullanılmıştır. Farklı viskozite değerleri içeren yer reoloji modelleri kullanılarak postsismik gerilme değişimleri hesaplanmıştır. Hesaplanan postsismik gerilme değişimi haritaları sadece M3 yer reoloji modeli için verilecektir. M3 yer reoloji modeli çalışmada kullanılan modeller arasından yapılmış bir tercih olmadığına ve çalışma alanını en iyi temsil eden model olarak çalışmada belirlenmediğine dikkat edilmelidir. Sadece sonuçların görselleştirilmesi için sübjektif yapılmış bir tercihtir.

Gerilme değişimi hesaplamalarının sonuçlarına aşağıda hedef depremlerin zaman sıralamasına göre ayrı ayrı değinilecektir. Hesaplanan gerilme değişimleri hedef depremlerin odak derinliklerindeki ve kırılma düzlemleri üzerinde çizdirilerek görselleştirilecektir. Gerilme değişimlerinin zaman içindeki evrimleri grafiksel olarak da gösterilecektir. Hesaplanan tüm gerilme değişim haritalarında açık maviden koyu maviye renk tonları az değerden çok değere doğru gerilme düşümlerini, sarıdan kırmızıya renk tonları az değerden çok değere doğru gerilme artışlarını göstermektedir. Ayrıca yeşil çizgiler kaynak deprem kırılma düzlemlerini, gri çizgiler de hedef deprem kırılma düzlemlerini temsil etmektedir. Kahverengi çizgiler intersismik gerilme değişimi hesaplamalarında kullanılan blok sınırlarını temsil etmektedir. Gerilme değişimlerinin gösterildiği hedef derinlikler ise Tablo 3.17’de verilmiştir.

Postsismik gerilme değişimleri <https://www.usgs.gov/node/279413> adresinden indirilen Visco1D paket programı (Pollitz 1992, 1997, 2007), kosismik ve intersismik gerilme değişimleri ise <https://www.usgs.gov/node/279387> adresinden indirilen Coulomb 3 paket programı (Lin ve Stein, 2004; Toda ve ark, 2005; Toda ve ark, 2011) kullanılarak hesaplanmıştır. Hesaplamalarda deprem kırılmaları dikdörtgen düzlemler olarak varsayılarak Elastisite (Young) Modülü 8×10^5 bar, Poisson Oranı 0.25 ve sürtünme katsayısı 0.4 olarak alınmıştır. Bu çalışmada yer alan grafik ve haritalar Generic Mapping Tools (GMT) programı (Wessel ve Smith, 1991, 1995, 1998) kullanılarak görselleştirilmiştir.

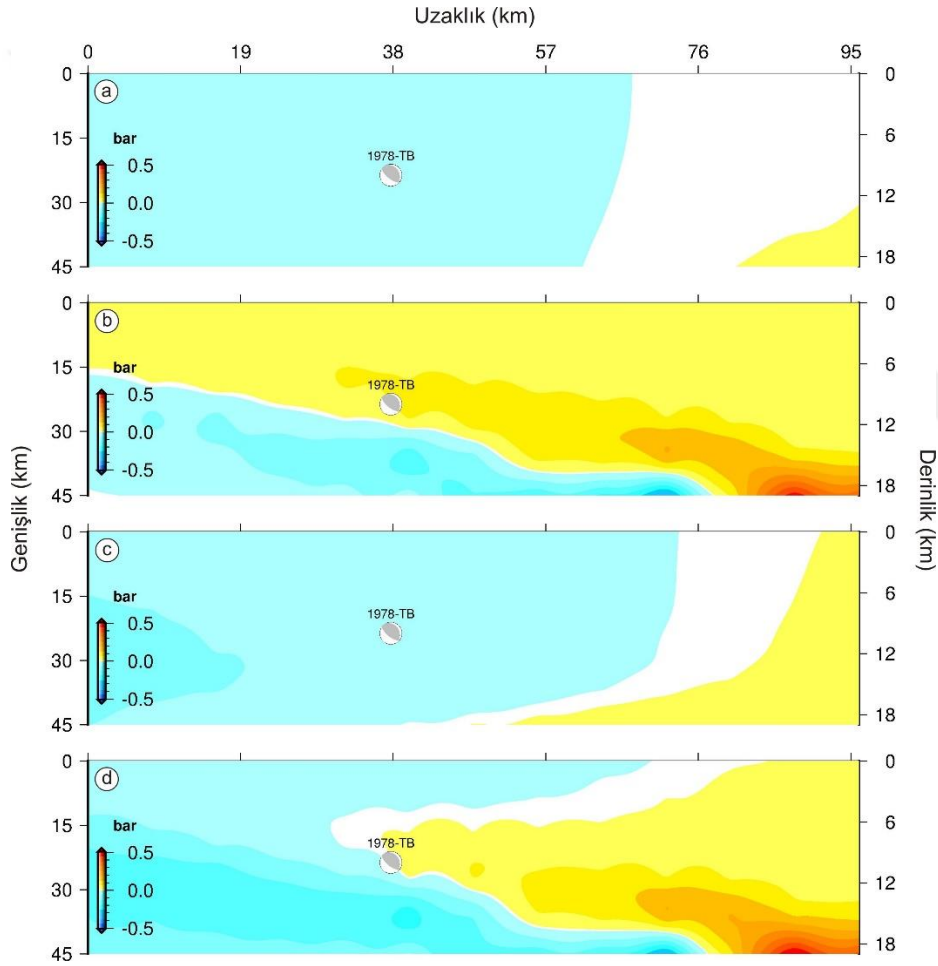
3.4.1. 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan Depremi ($M_w=7.3$) için gerilme modellemeleri sonuçları

16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan Depremi öncesinde sadece 31 Ağustos 1968 Dasht-e Bayaz Depremi meydana gelmesi nedeniyle 1978 Tabas-e Golshan Depremi'nin gerilme hesaplamalarında kaynak deprem olarak 1968 Dasth-e Bayaz depremi hesaba katılmıştır. Gerilme değişimi hesaplamaları 1978 Tabas-e Golshan Depremi'nin (doğrultu açısı 330° , eğim açısı 25° , kayma açısı 110°) odak derinliği olan 10 km derinlik için yapılmıştır (Şekil 3.20).



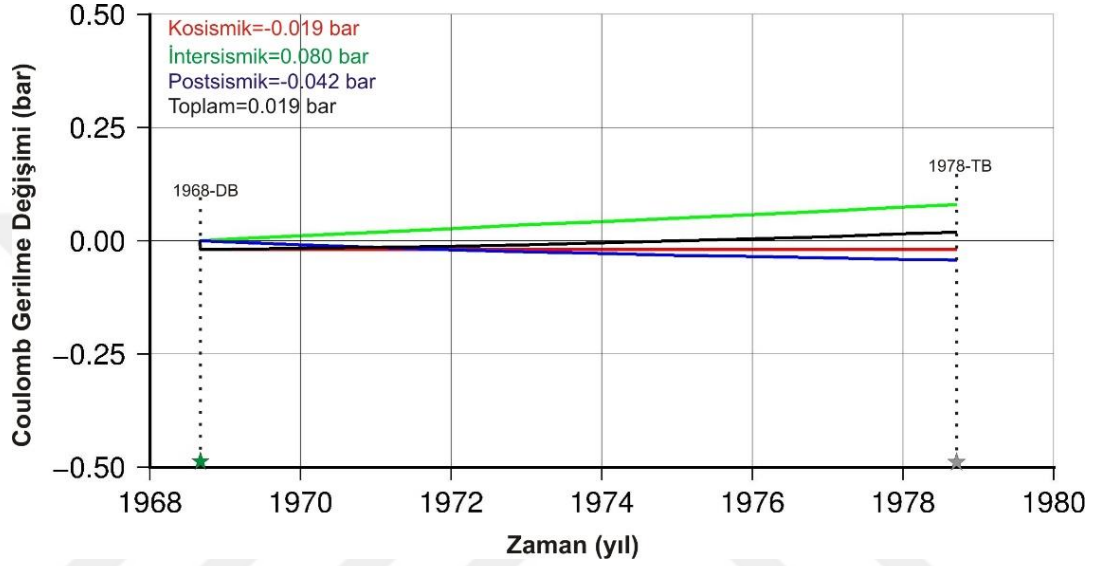
Şekil 3.20. 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan Depremi kırılma düzlemi (doğrultu açısı 330° eğim açısı 25° , kayma açısı 110°) boyunca 10 km derinlikte hesaplanan 31 Ağustos 1968 Dasht-e Bayaz Depremi kırılmasının oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Yeşil ve gri çokgenler sırasıyla kaynak ve hedef kırılma düzlemlerinin yüzey izdüşümlerini temsil etmektedirler. Kahverengi çizgiler intersismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan kabuksal blok sınırlarını göstermektedir.

Şekil 3.20a’da 1968 depreminin kosismik olarak 1978 Tabas-e Golshan Depremi üzerinde çok düşük bir gerilme düşümüne (odak konumunda -0.019 bar) neden olduğu görülmektedir. Her iki deprem arasındaki zaman diliminde intersismik gerilme değişiminin gösterildiği Şekil 3.20b’de az bir gerilme birikimine (odakta 0.080 bar) işaret etmektedir. Postsismik dönemde viskoelastik serbestlemeye bağlı olarak gerilme düşümünün (odak konumunda -0.042 bar) daha da arttığı görülmektedir (Şekil 3.20c). Yine de hedef düzlem boyunca hesaplanan toplam gerilme değişiminin pozitif (odak konumunda 0.019 bar) olduğu görülmektedir (Şekil 3.20d). Şekil 3.21’de verilen 1978 Tabas-e Golshan Depremi kırılma düzlemi üzerindeki gerilme değişimleri gerilme düşümlerinin tüm kırılma derinliği boyunca etkinliğini ortaya koymaktadır.



Şekil 3.21. 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan Depremi kırılma düzlemi (doğrultu açısı 330°, eğim açısı 25°, kayma açısı 110°) üzerinde hesaplanan 31 Ağustos 1968 Dasht-e Bayaz Depremi kırılmasının oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir.

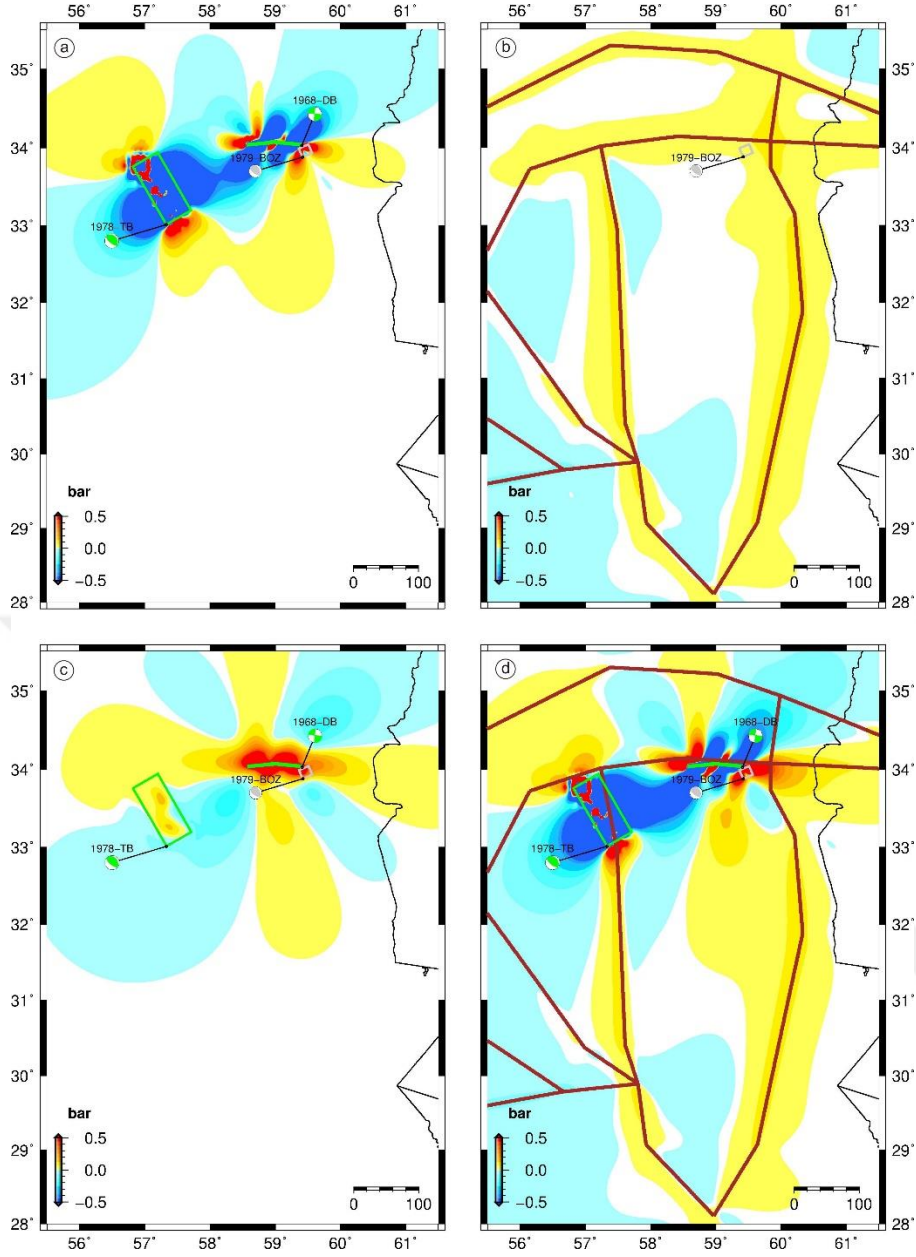
Her ne kadar hesaplanan bu gerilme düşümleri küçük olsa da 1978 Tabas-e Golshan Depremi'nin kosismik ve postsismik viskoelastik negatif gerilme değişimlerinin intersismik gerilme artışı ile pozitifte dönüştüğü 1975 yılı sonrası meydana gelmesi açısından ilgi çekicidir (Şekil 3.22). Bununla birlikte diğer yer reoloji modelleri için hesaplanan postsismik gerilme düşümlerinin daha da büyük olması (Tablo 4.1) ve hesaplanan gerilme değerlerinin küçüklüğü genel olarak bu iki deprem arasında bir gerilme etkileşimi olmadığı şeklinde yorumlanmıştır.



Şekil 3.22. 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan Depremi kırılma düzlemi (doğrultu açısı 330° eğim açısı 25°, kayma açısı 110°) boyunca 10 km derinlikte hesaplanan 31 Ağustos 1968 Dasht-e Bayaz Depremi kırılmasının oluşturduğu gerilme değişimlerinin zaman içindeki evrimi. Yeşil ve gri yıldızlar sırasıyla kaynak ve hedef depremlerin oluşum zamanlarına işaret etmektedir.

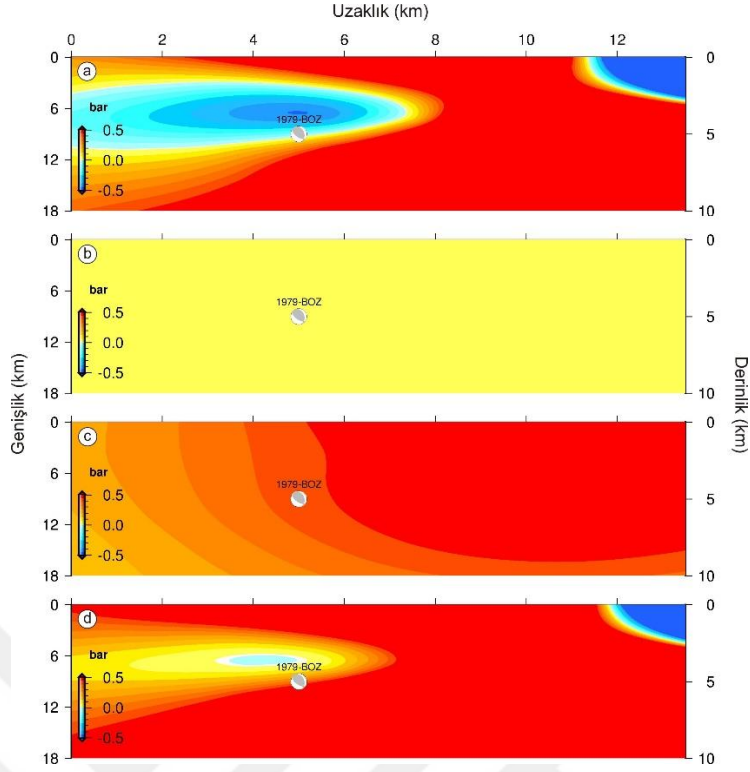
3.4.2. 16 Ocak 1979 Boznabad Depremi ($M_w=6.5$) için gerilme modellemeleri sonuçları

16 Ocak 1979 Boznabad Depremi, gerilme değişimlerinin hesaplanmasında 31 Ağustos 1968 Dasth-e Bayaz ve 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan depremleri kaynak olarak kullanılmıştır. Gerilme değişimi hesaplamaları doğrultu açısı 338°, eğim açısı 34° ve kayma açısı 119° olan bir düzlem için (Tablo 3.17) 5 km odak derinliğinde yapılmış ve Şekil 3.23'de gösterilmiştir. Hesaplanan kosismik (Şekil 3.23a), intersismik (Şekil 3.23b), postsismik (Şekil 3.23c) ve toplam (Şekil 3.23d) gerilme değişimleri 1979 Boznabad Depremi odağında gerilme belirgin bir gerilme artışına işaret etmektedir. Rakamsal olarak bu gerilme artışları sırasıyla 0.346, 0.032, 0.386 ve 0.764 bar'dır.

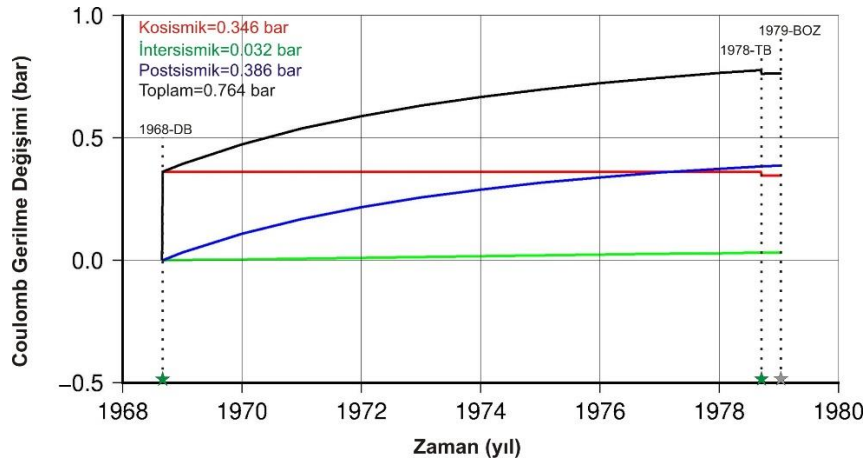


Şekil 3.23. 16 Ocak 1979 Boznabad Depremi kırılma düzlemi (doğrultu açısı 338° , eğim açısı 34° , kayma açısı 119°) boyunca 5 km derinlikte hesaplanan 31 Ağustos 1968 Dasht-e Bayaz ve 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan depremleri kırılmalarının oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Yeşil ve gri çokgenler sırasıyla kaynak ve hedef kırılma düzlemlerinin yüzey izdüşümünü temsil etmektedirler. Kahverengi çizgiler intersismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan kabuksal blok sınırlarını göstermektedir.

Şekil 3.24 bu belirgin gerilme artışını derinlik boyutunda da baskın olduğunu göstermektedir. Bu belirgin gerilme artışının genel olarak diğer yer reoloji modelleri için de geçerli olduğu görülmüştür (bakınız Tablo 4.1).



Şekil 3.24. 16 Ocak 1979 Boznabad Depremi kırılma düzlemi (doğrultu açısı 338° , eğim açısı 34° , kayma açısı 119°) üzerinde hesaplanan 31 Ağustos 1968 Dasht-e Bayaz ve 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan depremleri kırılmalarının oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir.

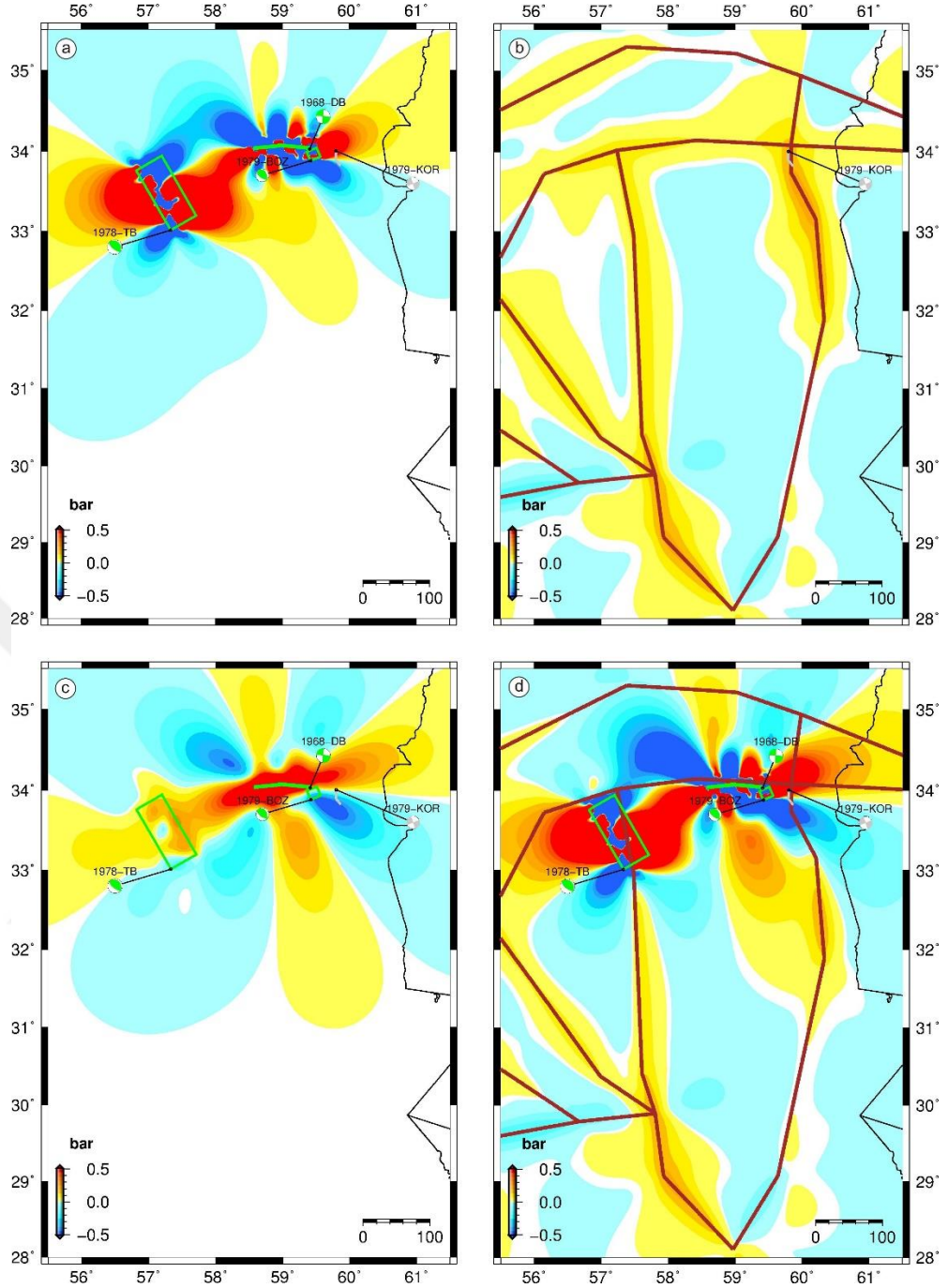


Şekil 3.25. 16 Ocak 1979 Boznabad Depremi kırılma düzlemi (doğrultu açısı 338° , eğim açısı 34° , kayma açısı 119°) boyunca 5 km derinlikte hesaplanan 31 Ağustos 1968 Dasht-e Bayaz ve 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan depremleri kırılmalarının oluşturduğu gerilme değişimlerinin zaman içindeki evrimi. 1978 Tabas-e Golshan Depremi'nin görece küçük de olsa oluşturduğu kosismik gerilme düşümüne dikkat ediniz. Yeşil ve gri yıldızlar sırasıyla kaynak ve hedef depremlerin oluşum zamanlarına işaret etmektedir.

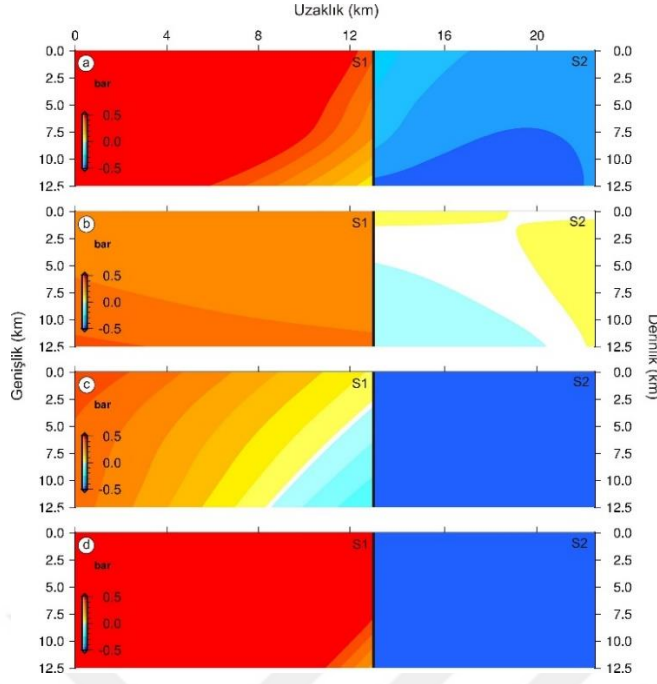
Şekil 3.25’de verilen gerilme değişimlerinin zaman boyutundaki değişimleri bu gerilme artışının baskın sebebinin 1968 Dasth-e Bayaz Depremi olduğunu göstermektedir. Bununla birlikte 1978 Tabas-e Golshan Depremi görece küçük de olsa bir kosismik gerilme düşümüne neden olduğu da göze çarpmaktadır. Sonuç olarak kaynak iki depremin 1979 Boznabad Depremi’nin gerilme etkileşimi yoluyla tetiklendiği ve bu tetikleminin genel olarak 1968 Dasth-e Bayaz Depremi kaynaklı kosismik ve postsismik viskoelastik gerilme değişimleri yoluyla oluştuğu söylenebilir.

3.4.3. 14 Kasım 1979 Korizan Depremi ($M_w=6.5$) için gerilme modellemeleri sonuçları

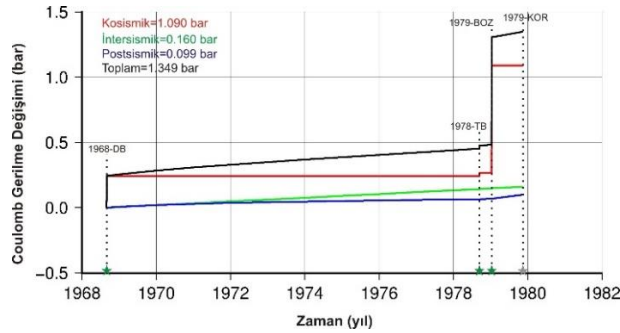
14 Kasım 1979 Korizan Depremi gerilme değişimleri hem kaynak mekanizma çözümlerinden belirlenen kırılma düzlemi parametreleri (doğrultu açısı 160° , eğim açısı 89° , kayma açısı -177°) hem de bu deprem sonucu oluşan yüzey kırığının 2 farklı segmentinin doğrultusu da (kuzeydeki segment 181° ve güneydeki segment 140°) dikkate alınarak hesaplama yapılmıştır. Bu deprem öncesi oluşmuş 31 Ağustos 1968 Dasth-e Bayaz, 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan ve 16 Ocak 1979 Boznabad depremleri hesaplamalarda kullanılmıştır (Tablo 3.16). 6 km derinlik için yapılan Kosismik, intersismik ve postsismik gerilme değişimlerinin artış şeklinde olduğu görülmüştür (sırasıyla Şekil 3.26a,b ve c). Şekil 3.26d’de verilen toplam gerilme değişimlerinden de bu durum görülebilmektedir. Rakamsal olarak bu gerilme artışları sırasıyla 1.090, 0.160, 0.099 ve 1.349 bar’dır. Hesaplanan postsismik gerilme değişimlerinin kullanılan tüm yer reoloji modelleri için pozitif olduğu ilginç bir sonuç olarak ifade edilmelidir (Tablo 4.1). Bununla birlikte farklı parametrelere sahip 2 segment için hesaplanan gerilme-derinlik kesitlerinde kuzeydeki segmentin gerilme artışı altında güneydeki segmentin ise genel olarak gerilme gölgesi içinde olduğu belirlenmiştir (Şekil 3.27). Gerilme değişimlerinin zaman boyutundaki değişimlerini gösteren Şekil 3.28’e bakıldığında 1979 Korizan Depremi kırılma düzlemi üzerinde büyükten küçüğe gerilme artışı oluşturan kaynak depremlerin sırasıyla 1979 Boznabad, 1968 Dasth-e Bayaz ve 1978 Tabas-e Golshan depremleri olduğu görülebilir. Bu sonuca bağlı olarak 1979 Korizan Depremi’nin ağırlık olarak 1979 Boznabad Depremi tarafından tetiklendiği önerilebilir.



Şekil 3.26. 14 Kasım 1979 Korizan Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 160° , eğim açısı 89° , kayma açısı -177°) boyunca 6 km derinlikte hesaplanan 31 Ağustos 1968 Dasth-e Bayaz, 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan ve 16 Ocak 1979 Boznabad depremlerinin kırılmalarının oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Yeşil ve gri çokgenler sırasıyla kaynak ve hedef kırılma düzlemlerinin yüzey izdüşümlerini temsil etmektedirler. Kahverengi çizgiler intersismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan kabuksal blok sınırlarını göstermektedir.



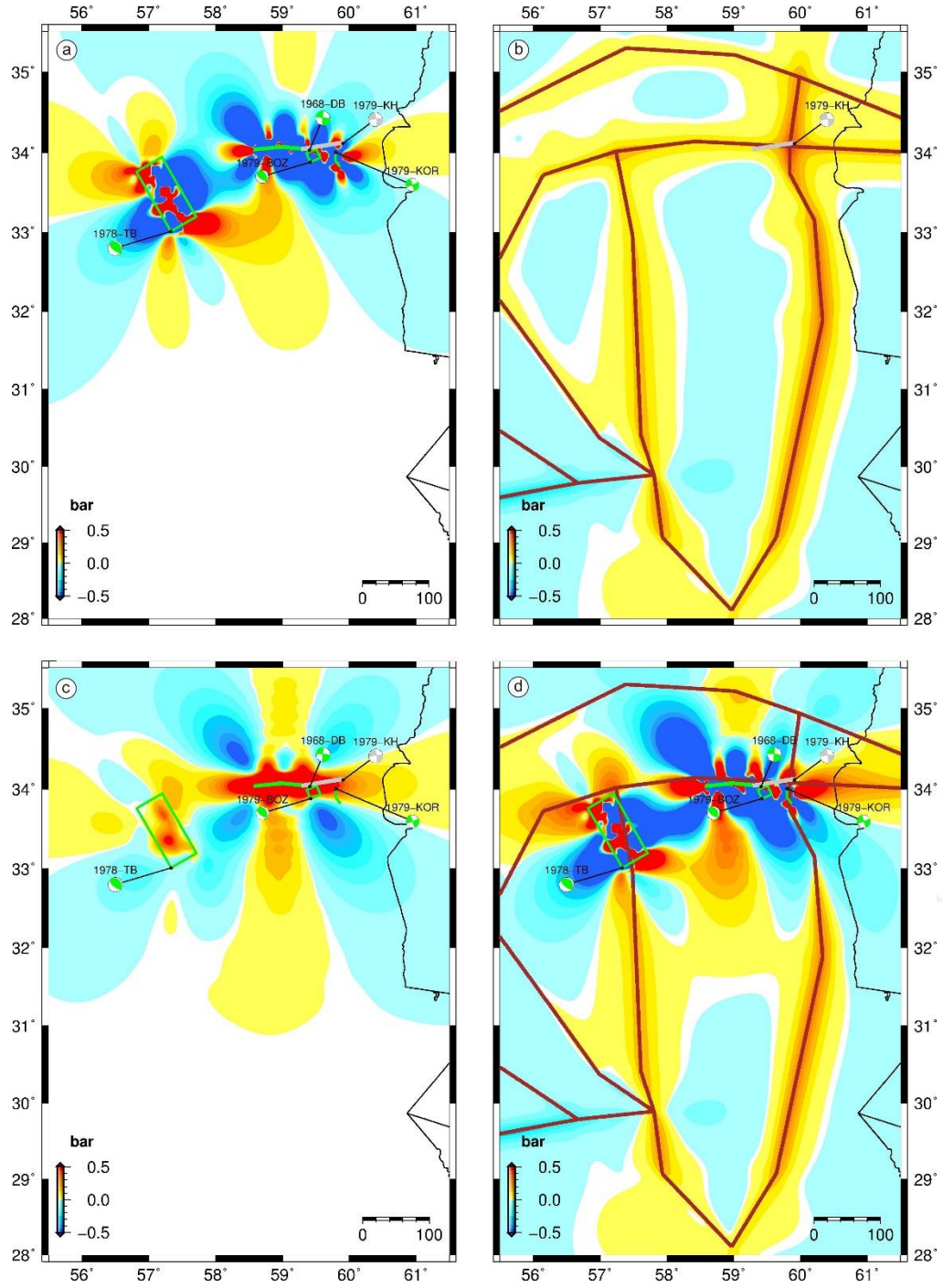
Şekil 3.27. 14 Kasım 1979 Korişan Depremi 2 segmentli kırılma düzlemi (kuzeydeki segment için doğrultu açısı 181° , eğim açısı 89° , kayma açısı -177° ve güneydeki segment için doğrultu açısı 140° , eğim açısı 89° , kayma açısı -177°) üzerinde hesaplanan 31 Ağustos 1968 Dasth-e Bayaz, 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan ve 16 Ocak 1979 Boznabad depremlerinin kırılmalarının oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Şekil 3.26’da verilen gerilme değişimleri haritalarından farklı olarak burada gösterilen gerilme derinlik kesitlerinin iki ayrı segment için yapıldığına dikkat ediniz.



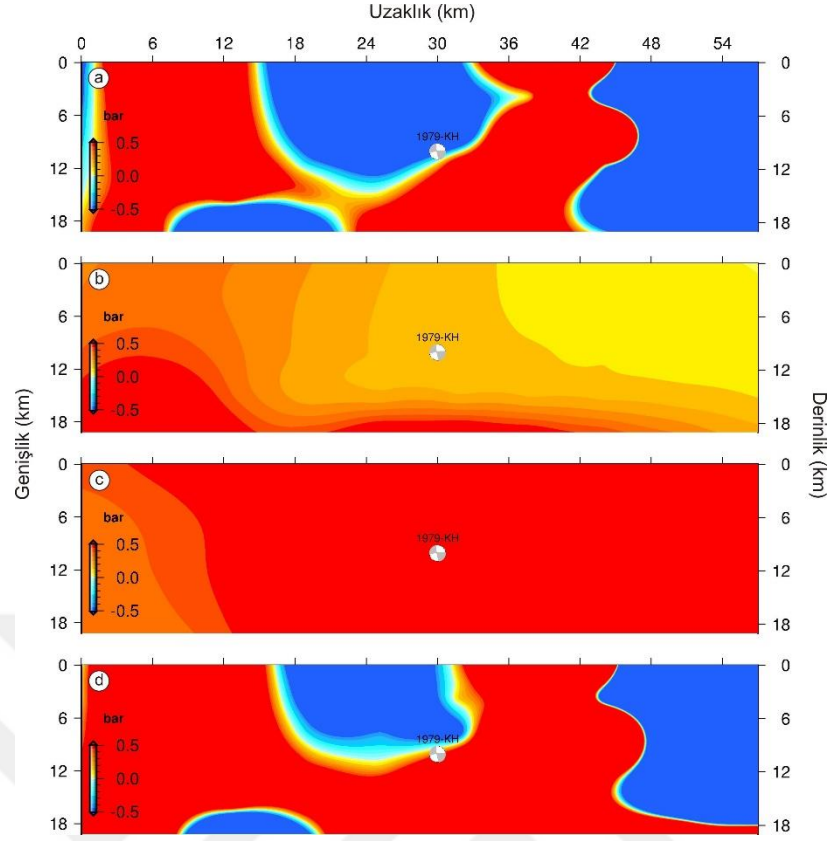
Şekil 3.28. 14 Kasım 1979 Korişan Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 160° , eğim açısı 89° , kayma açısı -177°) boyunca 6 km derinlikte hesaplanan 31 Ağustos 1968 Dasth-e Bayaz, 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan ve 16 Ocak 1979 Boznabad depremleri kırılmalarının oluşturduğu gerilme değişimlerinin zaman içindeki evrimi. En fazla gerilme artışına 14 Kasım 1979 Korişan Depremi’nden önce meydana gelen en son kaynak deprem olan 16 Ocak 1979 Boznabad Depremi’nin neden olduğu kayda değerdir. Yeşil ve gri yıldızlar sırasıyla kaynak ve hedef depremlerin oluşum zamanlarına işaret etmektedir.

3.4.4. 27 Kasım 1979 Khuli-Buniabad Depremi ($M_w=7.0$) için gerilme modellemeleri sonuçları

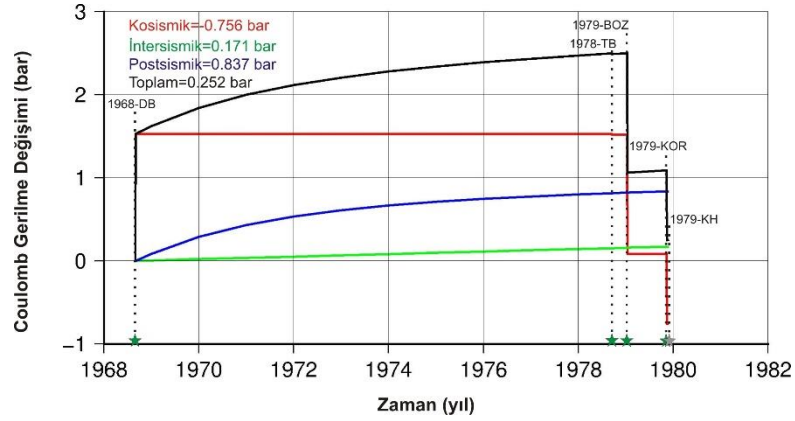
27 Kasım 1979 Khuli-Buniabad Depremi öncesi meydana gelen 4 depremin oluşturduğu gerilme değişimlerinin bu depremin oluşumundaki rolü araştırılmıştır. Bu 4 deprem 1968 Dasth-e Bayaz, 1978 Tabas-e Golshan, 1979 Boznabad ve 1979 Korizan depremleri olup faylanma parametreleri Tablo 3.16’da verilmiştir. 10 km derinlikte hesaplanan gerilme değişimleri Şekil 3.29’da gösterilmiştir. Hesaplanan gerilme değişimleri 1979 Khuli-Buniabad Depremi kırılması boyunca hem gerilme artışlarına hem de gerilme düşümlerine işaret etmektedir. Bu artış ve düşüşlerin asıl nedeni 1979 Khuli-Buniabad Depremi kırılması yakın civarında oluşan 1979 Boznabad ve Korizan depremlerinin oluşturduğu kosismik gerilme değişimleridir (Şekil 3.29a). Bununla birlikte gerek intersismik gerekse postsismik gerilme değişimlerinin tüm kırılma uzunluğu boyunca pozitif olduğu anlaşılmıştır (Sırasıyla Şekil 3.29b ve c). Şekil 3.29d’de gösterilen toplam gerilme değişimleri kosismik gerilme değişimlerinin daha baskın olduğunu ve pozitif yükleme yapan intersismik ve postsismik gerilme değişimlerinin kosismik olarak oluşmuş gerilme düşüm alanlarını ve büyüklüklerini biraz daralttığını ve küçülttüğünü göstermektedir. Bu durum gerilme değişimlerinin kırılma düzlemi boyunca dağılımını gösteren derinlik gerilme kesitlerinde açıkça görülmektedir (Şekil 3.30). Bu kesitler deprem odağının kosismik gerilme artış ve düşüş alanlarını ayıran sınır civarında yerleştiğini göstermektedir (Şekil 3.30a). İntersismik ve postsismik olarak oluşan gerilme yüklemeleri (sırasıyla 3.30b ve c) odak konumundaki toplam gerilmeyi pozitifke dönüştürmüştür (Şekil 3.30d). Odak konumunda -0.456 bar olan kosismik gerilme değişimi pozitif intersismik (0.171 bar) ve postsismik (0.837 bar) gerilme değişimleri ile toplamda 0.252 bar’a yükselmiştir (Tablo 4.2, Şekil 3.31). Şekil 3.31’de gösterilen gerilme değişimlerinin zaman içindeki evrimi 1979 Khuli-Buniabad Depremi odağında en önemli pozitif kosismik gerilme yüklemesinin 1968 Dasth-e Bayaz Depremi tarafından oluşturulduğuna işaret etmektedir. 1.5 bar civarındaki bu pozitif yükleme sonrasında diğer 3 kaynak depremin negatif kosismik gerilme değişimlerine yol açtığı görülmektedir. 1978 Tabas-e Golshan Depremi etkisi görece çok küçükken 1979 Boznabad ve Korizan depremlerinin negatif kosismik gerilme etkilerinin 1968 Dasth-e Bayaz Depremi’nin oluşturduğu pozitif yüklemeyi negatife çevirecek kadar kayda değer olduğu anlaşılmaktadır. Postsismik gerilme yüklemesinin de asıl kaynağı 1968 Dasth-e Bayaz Depremi’dir.



Şekil 3.29. 27 Kasım 1979 Khuli-Buniabad Depremi kırılma düzlemi (doğrultu açısı 261° , eğim açısı 82° , kayma açısı 8°) boyunca 10 km derinlikte hesaplanan önceki 4 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Yeşil ve gri çokgenler sırasıyla kaynak ve hedef kırılma düzlemlerinin yüzey izdüşümlerini temsil etmektedirler. Kahverengi çizgiler intersismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan kabuksal blok sınırlarını göstermektedir.



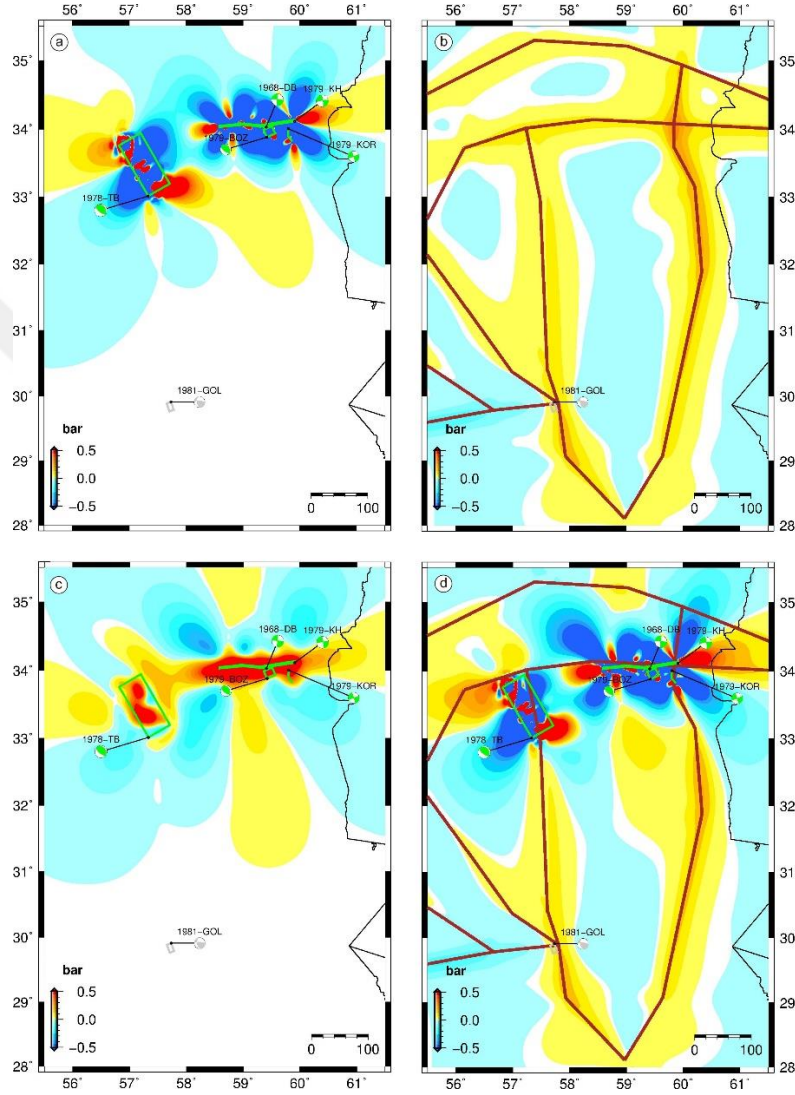
Şekil 3.30. 27 Kasım 1979 Khuli-Buniabad Depremi kırılma düzlemi (doğrultu açısı 261° , eğim açısı 82° , kayma açısı 8°) üzerinde hesaplanan önceki 4 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir.



Şekil 3.31. 27 Kasım 1979 Khuli-Buniabad Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 261° , eğim açısı 82° , kayma açısı 8°) boyunca 10 km derinlikte hesaplanan önceki 4 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu gerilme değişimlerinin zaman içindeki evrimi. En fazla gerilme düşümüne 1979 Boznabad ve Korizan depremlerinin neden olduğu görülmektedir. Yeşil ve gri yıldızlar sırasıyla kaynak ve hedef depremlerin oluşum zamanlarına işaret etmektedir.

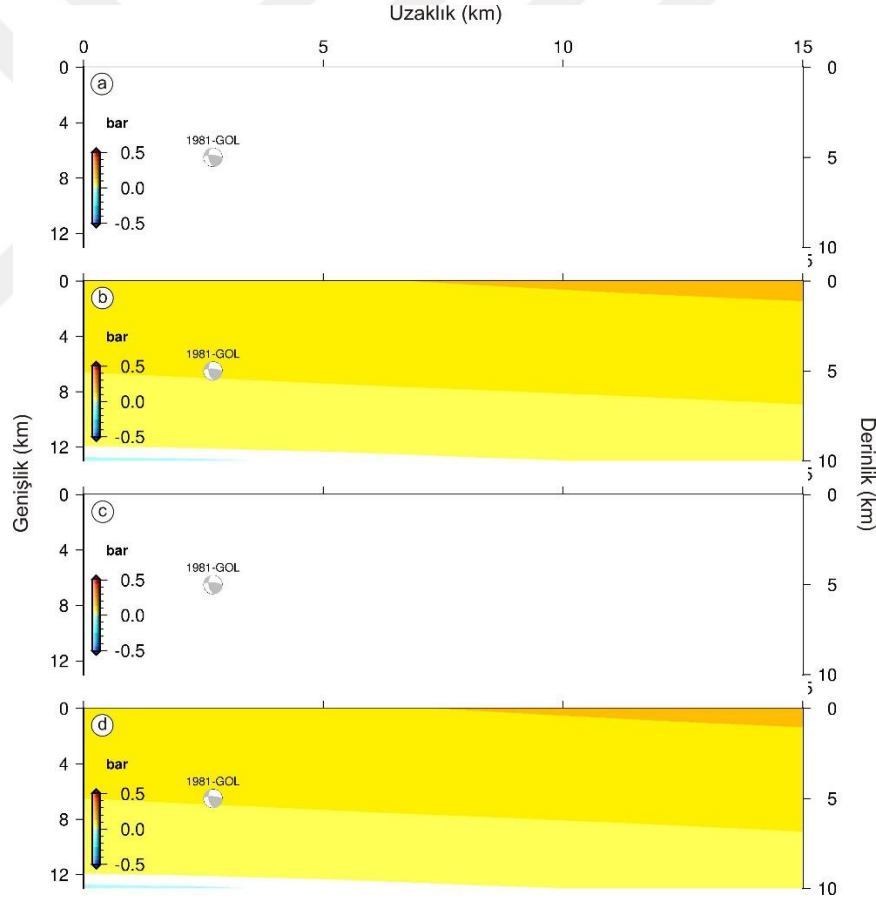
3.4.5. 11 Haziran 1981 Golbaf Depremi ($M_w=6.6$) için gerilme modellemeleri sonuçları

Lut Bloğu'nun kuzey kesiminde oluşan ve 1968 Dasht-e Bayaz, 1978 Tabas-e Golshan ve 1979 Boznabad, Korizan ve Khuli-Buniabad depremlerini içeren etkinliğin ardından 11 Haziran 1981 Golbaf Depremi Lut Bloğu'nun güneybatı sınırında meydana gelmiştir (Şekil 3.32).

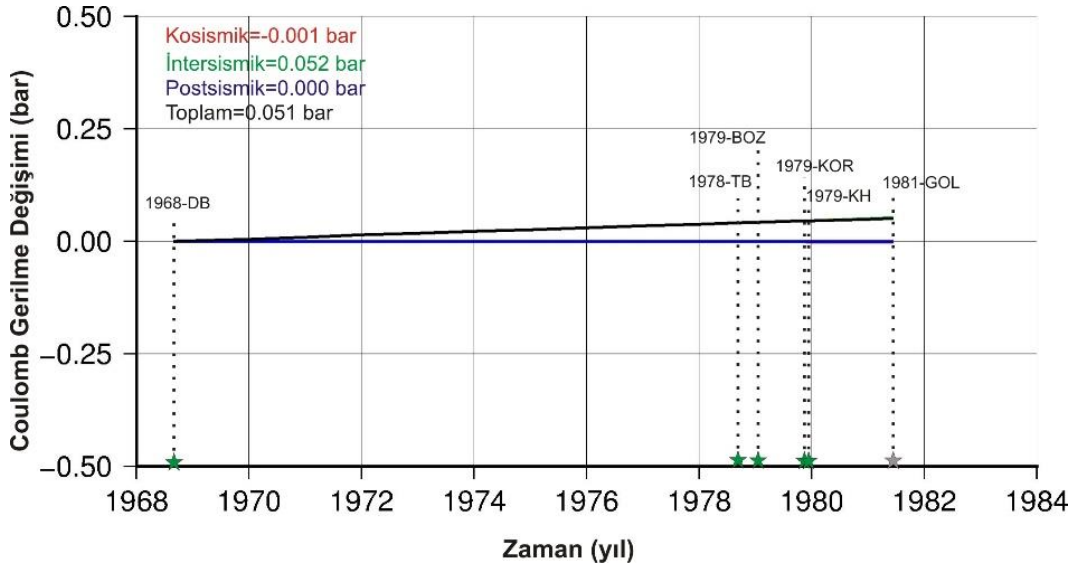


Şekil 3.32. 11 Haziran 1981 Golbaf Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 169° , eğim açısı 52° , kayma açısı 156°) boyunca 5 km derinlikte hesaplanan önceki 5 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Yeşil ve gri çokgenler sırasıyla kaynak ve hedef kırılma düzlemlerinin yüzey izdüşümünü temsil etmektedirler. Kahverengi çizgiler intersismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan kabuksal blok sınırlarını göstermektedir.

1981 Golbaf Depremin kuzeydeki etkinliğe olan uzaklığı aralarında bir gerilme ilişkisi olması olasılığını çok küçültmesine rağmen gerilme değişimi hesaplamaları yapılmıştır. Nitekim Şekil 3.32’de verilen kosismik, intersismik, postsismik ve toplam gerilme değişim haritaları intersismik dönemde oluşan küçük bir yükleme dışında kosismik ve postsismik hiçbir gerilme değişimine işaret etmemektedir. Bu durum gerilme değişimlerinin kırılma düzlemi boyunca dağılımını gösteren derinlik gerilme kesitlerinde de farklı değildir (Şekil 3.33). Şekil 3.32 ve 3.33’de gösterilen gerilme hesaplamaları doğrultu açısı 169° , eğim açısı 52° ve kayma açısı 156° olan düzlemlere paralel düzlemler üzerindeki gerilme değişimlerini yansıtmaktadır. Şekil 3.34’de gösterilen gerilme değişimlerinin zaman içindeki evrimi görmezden gelinebilecek düzeydeki gerilme artışının intersismik dönemdeki düzenli gerilme yüklemesi kaynaklı olduğunu açıkça göstermektedir.



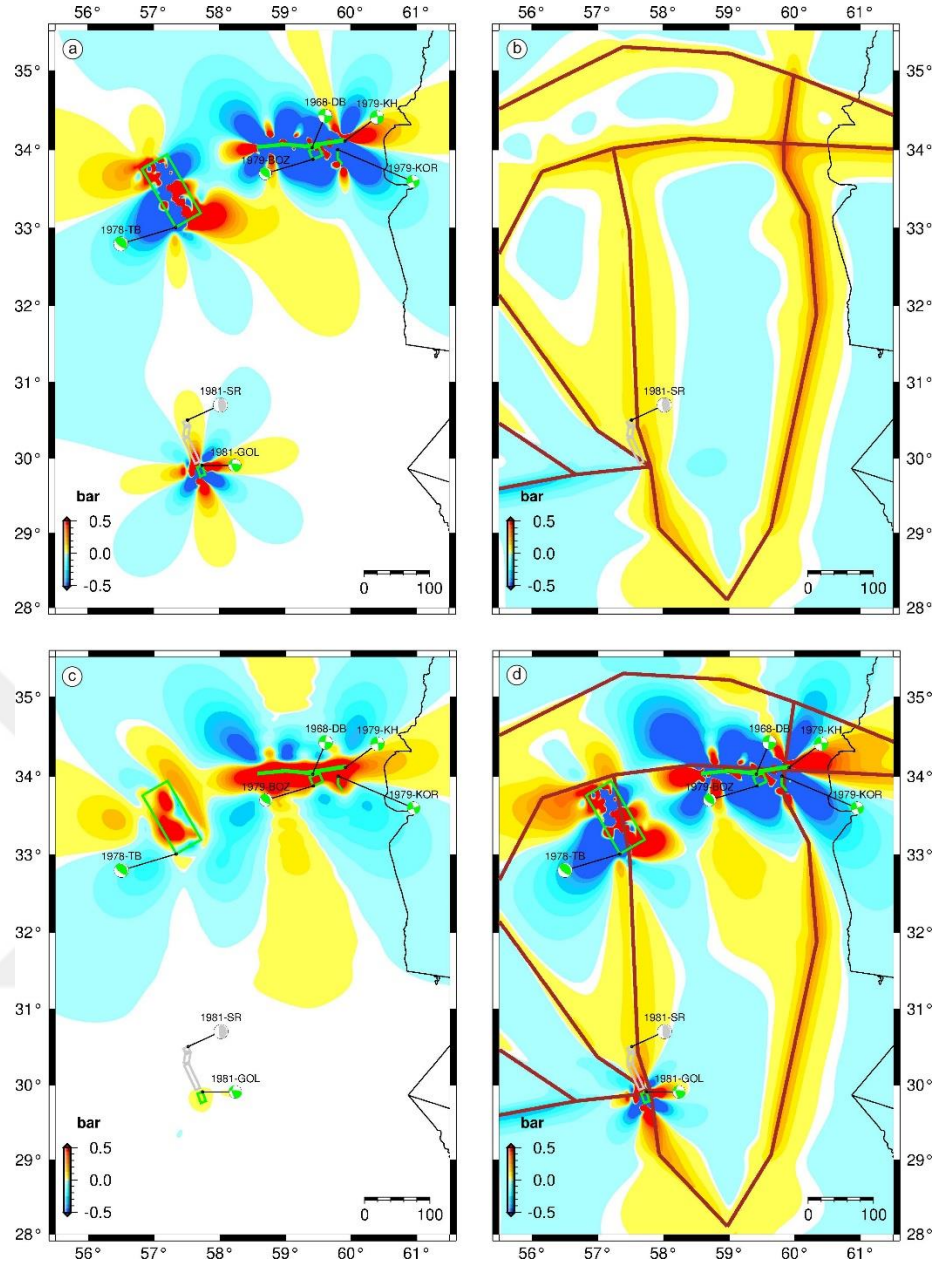
Şekil 3.33. 11 Haziran 1981 Golbaf Depremin kırılma düzlemi (doğrultu açısı 169° , eğim açısı 52° , kayma açısı 156°) üzerinde hesaplanan önceki 5 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir.



Şekil 3.34. 11 Haziran 1981 Golbaf Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 169° , eğim açısı 52° , kayma açısı 156°) boyunca 5 km derinlikte hesaplanan önceki 5 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu gerilme değişimlerinin zaman içindeki evrimi. 1981 Golbaf Depremi kırılma düzleminin kuzeyde meydana gelen önceki deprem kırılma düzlemlerine olan mesafesi nedeniyle kosismik ve postsismik gerilme değişimine maruz kalmadığı değerlendirilmektedir. Yeşil ve gri yıldızlar sırasıyla kaynak ve hedef depremlerin oluşum zamanlarına işaret etmektedir.

3.4.6. 28 Temmuz 1981 Sirch Depremi ($M_w=7.2$) için gerilme modellemeleri sonuçları

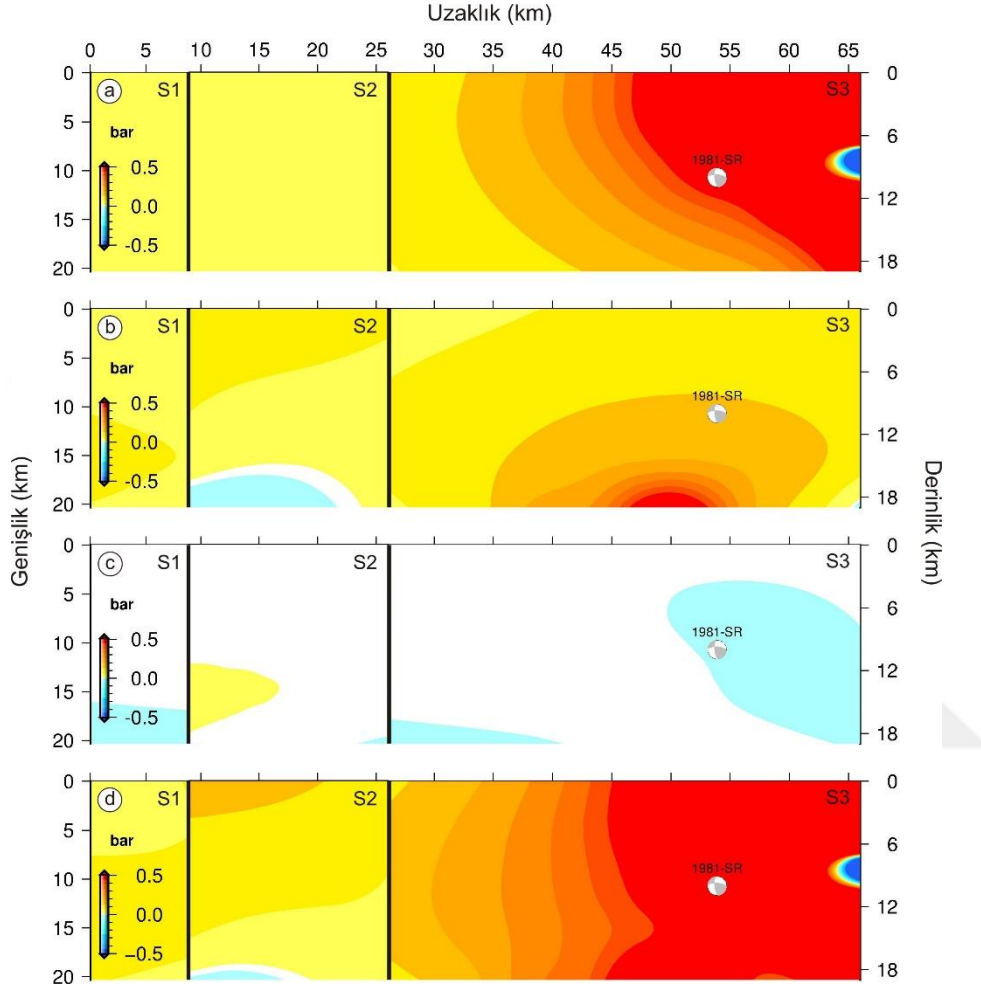
Her ne kadar 28 Temmuz 1981 Sirch Depremi de Lut Bloğu'nun kuzeyindeki deprem etkinliğinden uzakta meydana gelmiş olsa da 1.5 ay önce oluşan Golbaf Depremi kırılmasının hemen devamında ve kuzeyinde meydana gelmiş olmasıyla bu deprem ile bir gerilme etkileşimi olasılığını akla getirmektedir. Nitekim 31 Ağustos 1968 Dasth-e Bayaz, 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan, 16 Ocak 1979 Boznabad, 14 Kasım 1979 Korizan, 27 Kasım 1979 Khuli-Buniabad ve 11 Haziran 1981 Golbaf depremlerinin oluşturduğu ve 1981 Sirch Depremi faylanma parametreleri (doğrultu açısı 177° , eğim açısı 69° , kayma açısı 152°) için depremin odak derinliği olan 10 km derinlikte hesaplanan kosismik, intersismik, postsismik ve toplam gerilme değişimi haritaları (sırasıyla Şekil 3.35a-d) kuzeydeki deprem etkinliğinin hiçbir etkisinin olmadığını ve 1981 Golbaf Depremi'nin kosismik olarak önemli bir gerilme yüklemesi yaparak bu depremi tetiklediğine işaret etmektedir. İntersismik gerilme yüklemesinin de etkisi görülmektedir. Şekil 3.36'da verilen gerilme değişimlerinin derinlik kesitleri bu durumu açıkça göstermektedir.



Şekil 3.35. 28 Temmuz 1981 Sirch Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 177° , eğim açısı 69° , kayma açısı 152°) boyunca 10 km derinlikte hesaplanan önceki 6 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Yeşil ve gri çokgenler sırasıyla kaynak ve hedef kırılma düzlemlerinin yüzey izdüşümlerini temsil etmektedirler. Kahverengi çizgiler intersismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan kabuksal blok sınırlarını göstermektedir.

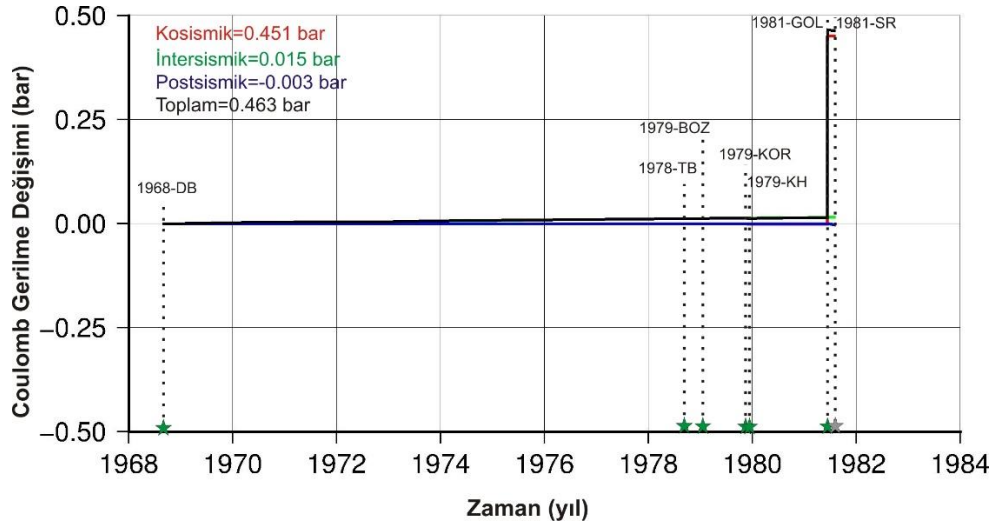
Derinlik kesitlerinin hesaplanmasında 1981 Sirch Depremi kırılmasının 3 segmentli yapısı dikkate alınmıştır. Bu fay segmentlerinin eğim ve kayma açıları Şekil 3.35 de

verilen gerilme haritalarının hesaplanmasında kullanılan gibi alınırken doğrultu açıları farklı alınmıştır (kuzeyden güneye doğrultu açıları sırasıyla 155°, 190° ve 156°). 1981 Golbaf ve Sirch depremleri arasındaki kısa zaman dikkate alındığında postsismik gerilme etkileri ihmal edilebilir.



Şekil 3.36. 28 Temmuz 1981 Sirch Depremi 3 segmentli kırılma düzlemi (kuzey-S1, orta-S2 ve güney-S3 segmenti için doğrultu açısı sırasıyla 155°, 190° ve 156°, eğim açıları 69° ve kayma açıları 152) üzerinde hesaplanan önceki 6 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Şekil 3.35’de verilen gerilme değişimi haritalarından farklı olarak burada gösterilen gerilme derinlik kesitlerinin 3 ayrı segment için yapıldığına dikkat ediniz.

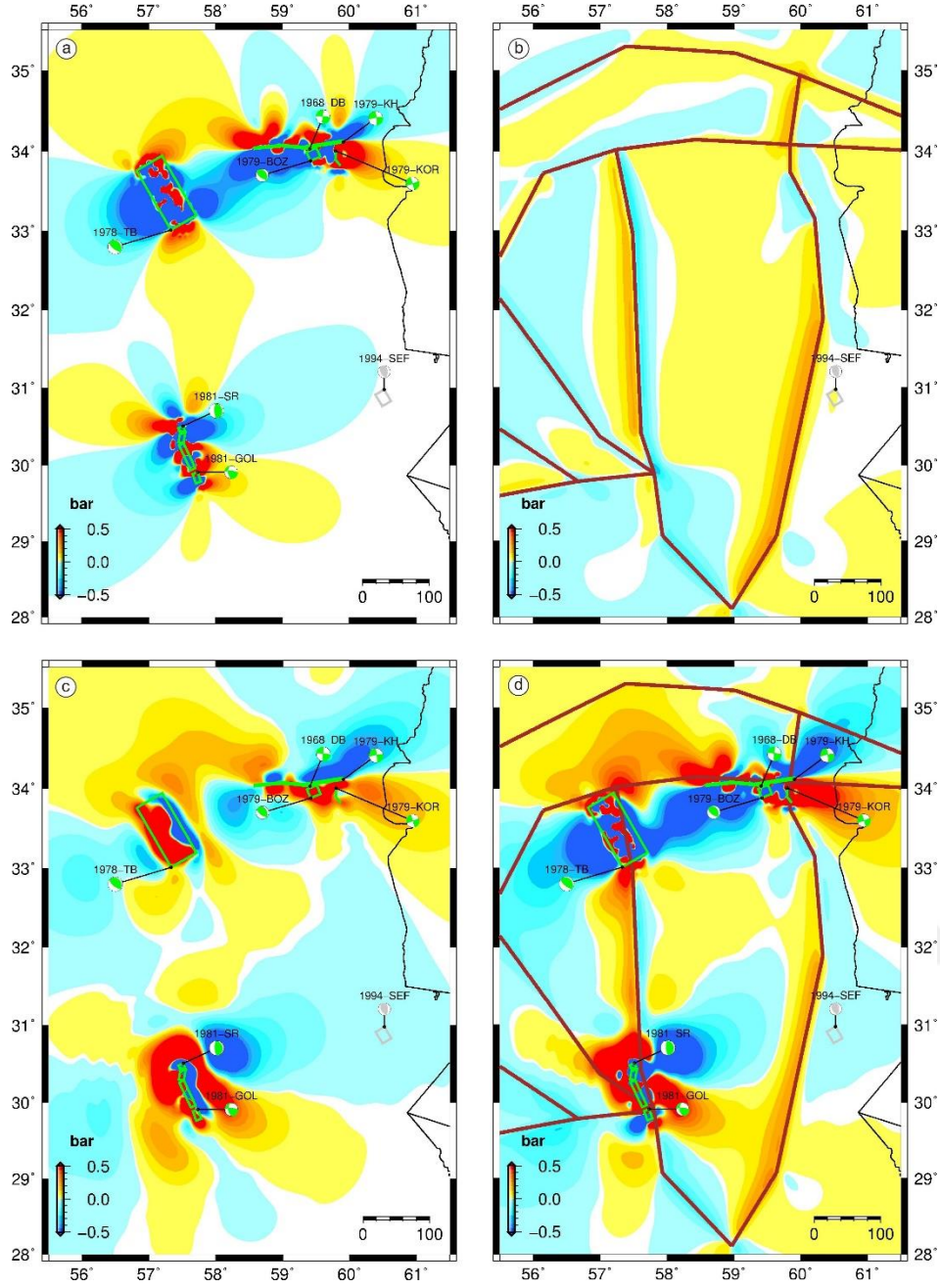
Şekil 3.37’de verilen gerilme değişimlerinin zaman evrimi 1981 Golbaf Depremi kosismik gerilme yükünün 1981 Sirch Depremi tetiklenmesinde baskınlığını ve intersismik gerilme yükünden kat kat fazla olduğunu açıkça göstermektedir.



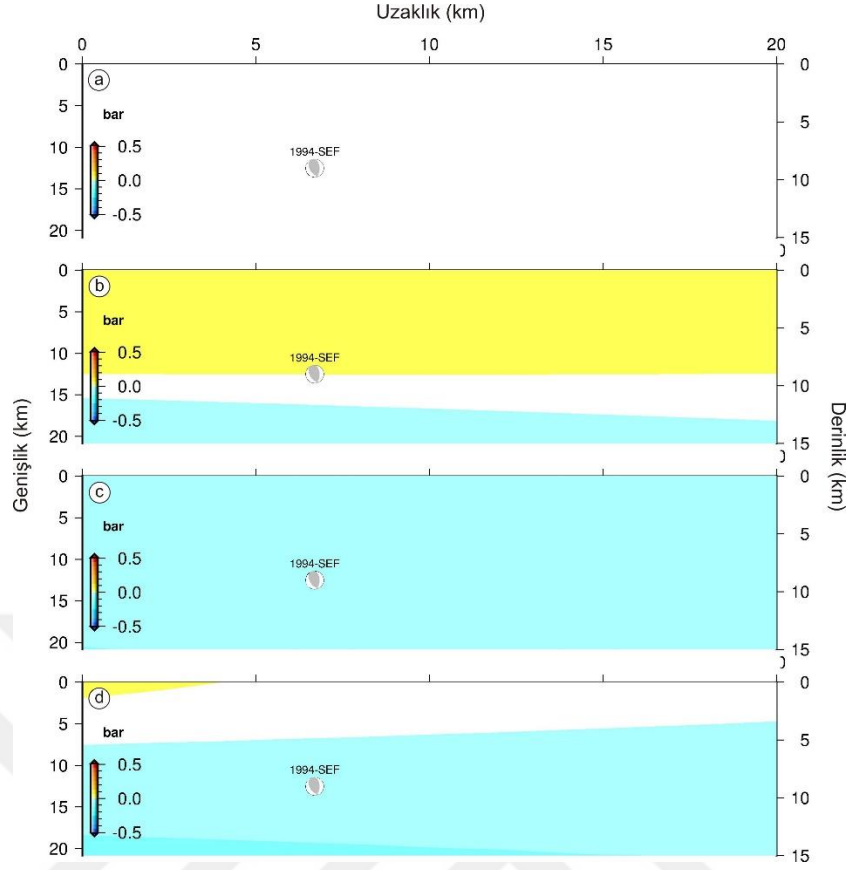
Şekil 3.37. 28 Temmuz 1981 Sirch Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 177° , eğim açısı 69° , kayma açısı 152°) boyunca 10 km derinlikte hesaplanan önceki 6 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu gerilme değişimlerinin zaman içindeki evrimi. En fazla gerilme artışına 1981 Sirch Depremi'nden önce meydana gelen en son kaynak deprem olan 1981 Golbaf Depremi'nin neden olduğu kayda değerdir. Yeşil ve gri yıldızlar sırasıyla kaynak ve hedef depremlerin oluşum zamanlarına işaret etmektedir.

3.4.7. 24 Şubat 1994 Sefidabeh Depremi ($M_w=6.3$) için gerilme modellemeleri sonuçları

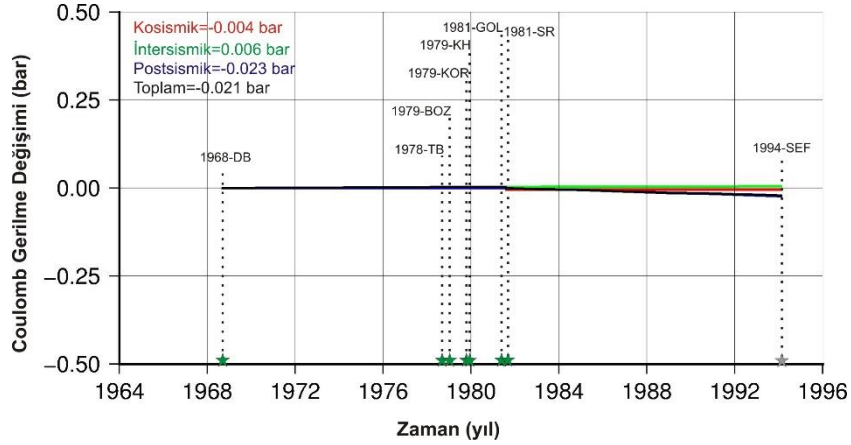
24 Şubat 1994 Sefidabeh Depremi Lut Bloğu'nun orta kesimlerine doğru ve sınırın doğusunda oluşmuş ters faylanma mekanizmalı bir depremdir. Bu deprem öncesinde ve 1968 Dasht-e Bayaz Depremi ve sonrasında Lut Bloğu'nun kuzey, kuzeybatı ve güneybatı sınırları boyunca 7 deprem meydana gelmiştir. Bu depremlerin 1994 Sefidabeh Depremi faylanması (doğrultu açısı 148° , eğim açısı 46° , kayma açısı 68°) boyunca oluşturdukları gerilme değişimlerinin 9 km derinlikteki görünüşleri Şekil 3.38'de gösterilmiştir. Depremin kırılma düzlemi üzerinde hesaplanan gerilme derinlik kesitleri de Şekil 3.39'da verilmiştir. Hesaplanan bu gerilme değişimleri ihmal edilebilecek düzeyde çok küçük bir gerilme değişimine işaret etmektedir. Çok küçük olan bu gerilme değişimleri depremin odağında kosismik ve postsismik gerilmeler için sırasıyla -0.004 ve -0.023 bar ve intersismik gerilmeler için 0.006 bar olarak hesaplanmıştır (Tablo 4.2). Dolayısıyla 1994 Sefidabeh Depremi ile bu depremin geri planında yer alan 7 deprem arasında gerilme etkileşimi olmadığı değerlendirilmiştir. Bu durum Şekil 3.40'da verilen gerilme değişimlerinin zaman evriminden de rahatlıkla anlaşılabilmektedir.



Şekil 3.38. 24 Şubat 1994 Sefidabeh Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 148° , eğim açısı 46° , kayma açısı 68°) boyunca 9 km derinlikte hesaplanan önceki 7 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Yeşil ve gri çokgenler sırasıyla kaynak ve hedef kırılma düzlemlerinin yüzey izdüşümlerini temsil etmektedirler. Kahverengi çizgiler intersismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan kabuksal blok sınırlarını göstermektedir.



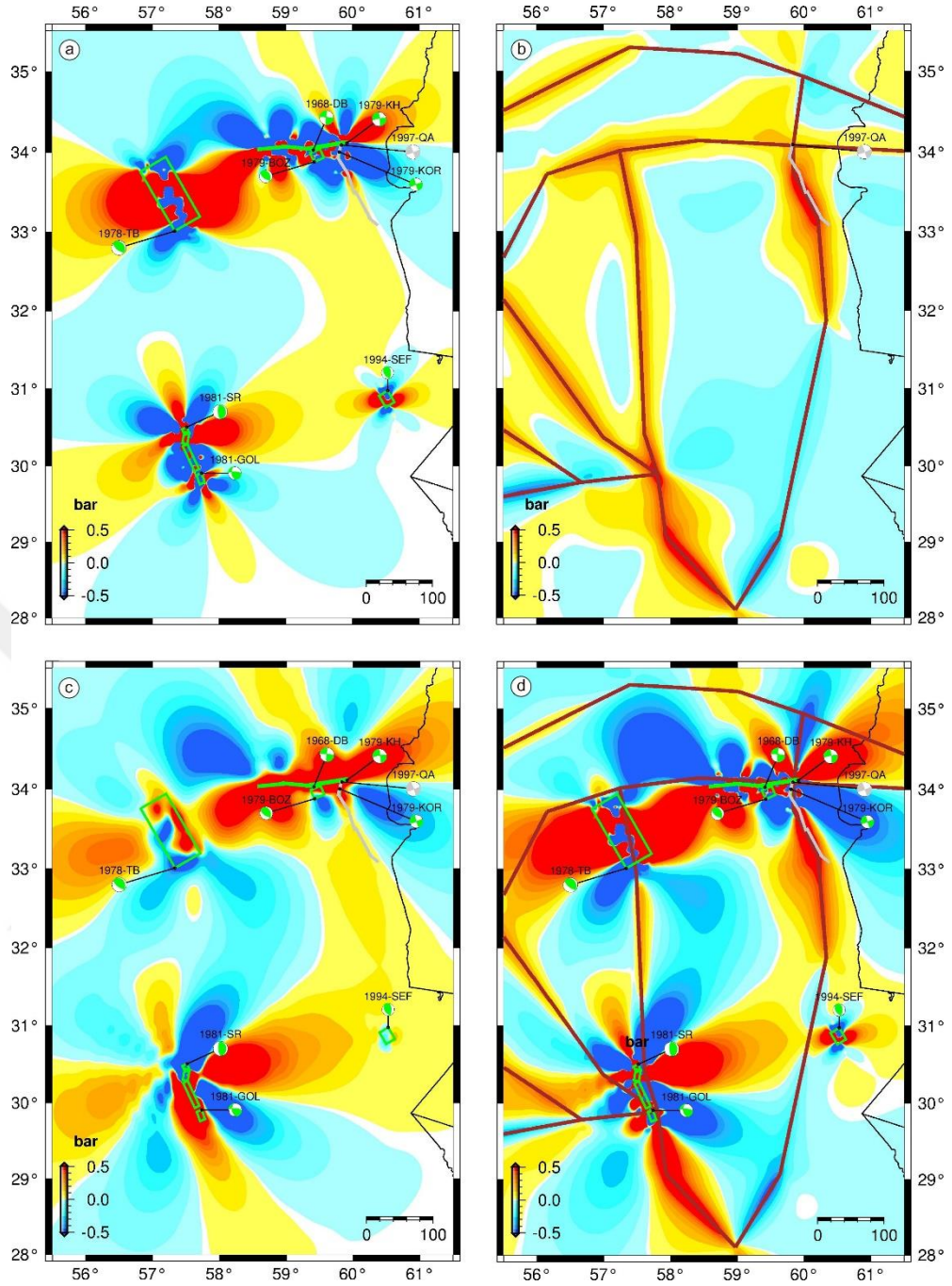
Şekil 3.39. 24 Şubat 1994 Sefidabeh Depremi kırılma düzlemi (doğrultu açısı 148° , eğim açısı 46° , kayma açısı 68°) üzerinde hesaplanan önceki 7 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir.



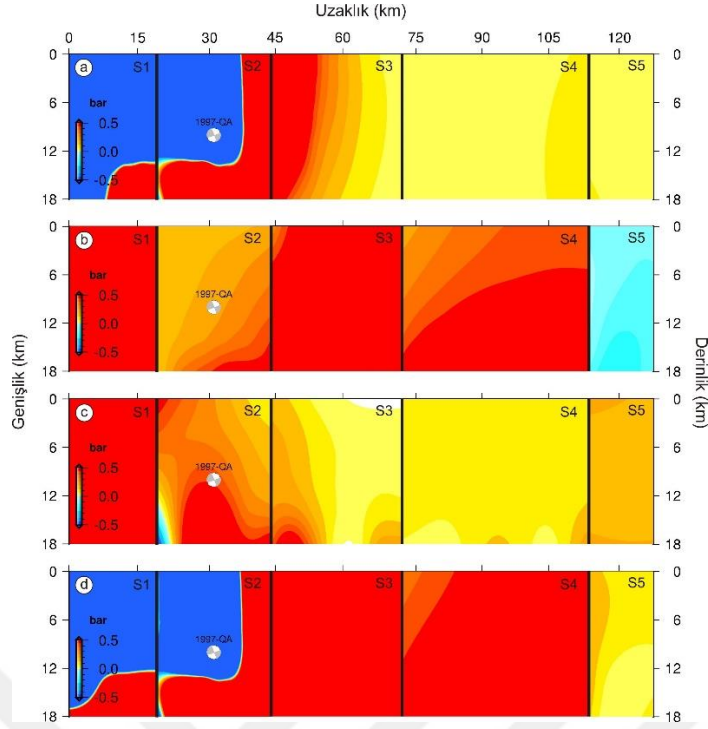
Şekil 3.40. 24 Şubat 1994 Sefidabeh Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 148° , eğim açısı 46° , kayma açısı 68°) boyunca 9 km derinlikte hesaplanan önceki 7 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu gerilme değişimlerinin zaman içindeki evrimi. Yeşil ve gri yıldızlar sırasıyla kaynak ve hedef depremlerin oluşum zamanlarına işaret etmektedir.

3.4.8.10 Mayıs 1997 Zirkuh-e Qa'emat Depremi ($M_w=7.3$) için gerilme modellemeleri sonuçları

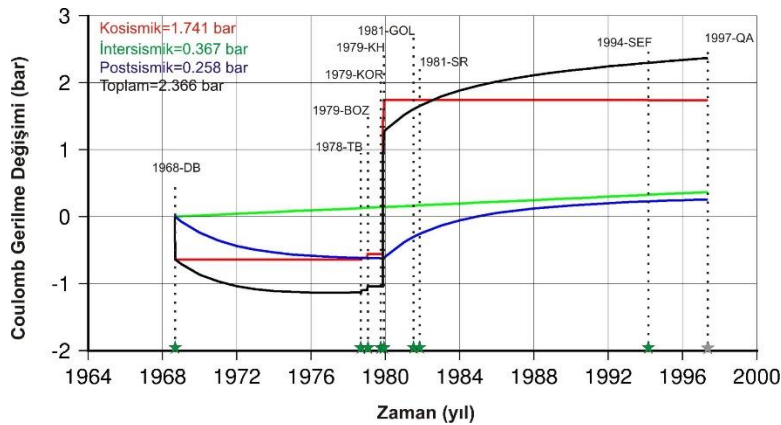
Lut Bloğu'nun kuzeydoğu sınırı boyunca çok fay segmentli bir kırılma sonucu oluşan 1997 Zirkuh-e Qa'emat Depremi yakın civarında daha önce oluşmuş 1968 Dasth-e Bayaz, 1978 Tabas-e Golshan ve 1979 Boznabad, Korizan ve Khuli-Buniabad depremleri dolayısıyla deprem gerilme etkileşimlerinin araştırılması için ilginç bir örnek sunmaktadır. İlk önce depremin odak derinliği olan 10 km derinlikte hesaplanan kosismik, intersismik, postsismik ve toplam gerilme değişimleri (sırasıyla Şekil 3.41a-d) gösterilmiştir. Şekil 3.41'deki gerilme değişimleri bu deprem için kaynak mekanizma çözümünden elde edilen faylanma parametreleri (doğrultu açısı 333° , eğim açısı 86° , kayma açısı 173°) için hesaplanmıştır. 1097 Zirkuh-e Qa'emat Depremi'nin ağırlıklı olarak geri planda yer alan 8 depremin kosismik gerilme artışına (1.741 bar) maruz kaldığı belirlenmiştir. Postsismik ve intersismik gerilme değişimleri kosismik olarak oluşan bu gerilme yükünü daha da arttırmıştır (sırasıyla, 0.367 ve 0.258 bar). Deprem kırılması doğrultuları farklı (Tablo 3.16) 5 fay segmenti boyunca olduğundan bu fay segmentleri üzerinde hesaplanan gerilme değişimlerinin derinlik kesitleri de Şekil 3.42'de gösterilmiştir. Bu derinlik kesitleri deprem odağının yer aldığı kuzeyden güneye doğru ikinci segment boyunca hem gerilme artışına hem de gerilme düşümüne işaret etmektedir (Şekil 3.42a). Deprem odağı gerilme artışı ve düşümü alanı sınırı civarında konumlanmıştır. Odağın yer aldığı segmentin tümünün üzerinde postsismik gerilmelerin pozitif olarak hesaplanması ilginçtir (Şekil 3.42c). Şekil 3.43'de verilen gerilme değişimlerinin zaman evrimleri önemli bilgiler sunmaktadır. Buna göre 1968 Dasth-e Bayaz Depremi kosismik olarak gerilme düşümü oluşturmuş ve bu gerilme düşümü 1978 Tabas-e Golshan Depremi oluşumuna kadar postsismik gerilme değişimleri etkisiyle artmıştır. 1978 Tabas-e Golshan Depremi hem kosismik hem de postsismik olarak görece zayıf bir gerilme artışı oluşturmuştur. Ancak bu artış 1979 Boznabad Depremi tarafından gölgelenmiştir. En kuvvetli gerilme değişimine ise 1979 Khuli-Buniabad Depremi neden olmuştur. 1979 Khuli-Buniabad Depremi özellikle kosismik bir gerilme artışına neden olmuş ve deprem odağında negatif olan gerilmeleri pozitif değerlere yükseltmiş ve bu yükselme postsismik dönemde de devam etmiştir. 1997 Zirkuh-e Qa'emat Depremi için hesaplanan gerilme değişimleri bu depremi 1979 Khuli-Buniabad Depremi tarafından tetiklendiğini önermektedir.



Şekil 3.41. 10 Mayıs 1997 Zirkuh-e Qa'enat Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 333° , eğim açısı 86° , kayma açısı 173°) boyunca 10 km derinlikte hesaplanan önceki 8 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Yeşil ve gri çokgenler sırasıyla kaynak ve hedef kırılma düzlemlerinin yüzey izdüşümlerini temsil etmektedirler. Kahverengi çizgiler intersismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan kabuksal blok sınırlarını göstermektedir.



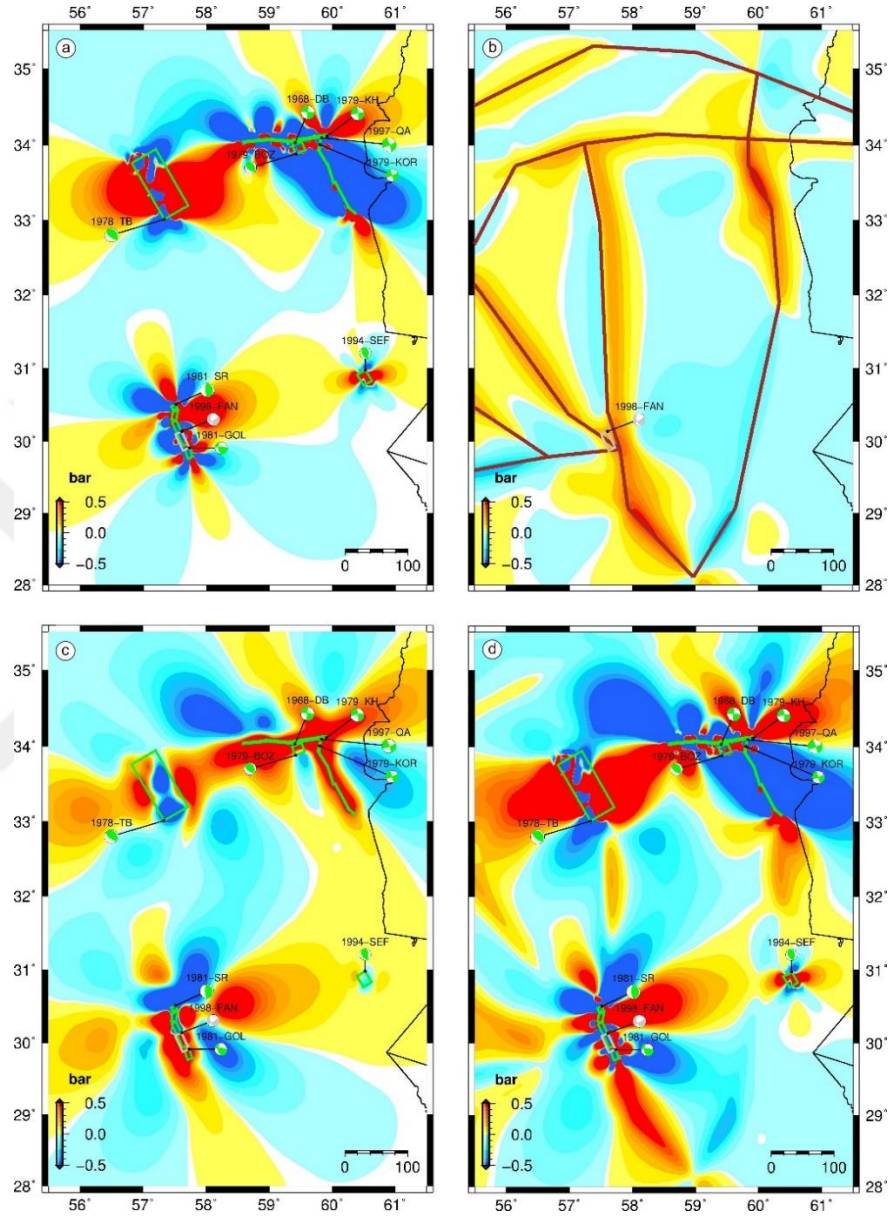
Şekil 3.42. 10 Mayıs 1997 Zirkuh-e Qa'emat Depremi 5 segmentli kırılması (kuzeyden güneye doğru segmentlerin doğrultu açıları sırasıyla S1-192°, S2-146°, S3-161°, S4-330° ve S5-128° eğim açıları 87°, kayma açıları ilk 4 segment için 173° ve son segment için 145°) boyunca derinlik boyutunda hesaplanan önceki 8 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Şekil 3.41'de verilen gerilme değişimleri haritalarından farklı olarak burada gösterilen gerilme derinlik kesitlerinin 5 ayrı segment için yapıldığına dikkat ediniz.



Şekil 3.43. 10 Mayıs 1997 Zirkuh-e Qa'emat Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 333°, eğim açısı 86°, kayma açısı 173°) boyunca 10 km derinlikte hesaplanan önceki 8 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu gerilme değişimlerinin zaman içindeki evrimi. Yeşil ve gri yıldızlar sırasıyla kaynak ve hedef depremlerin oluşum zamanlarına işaret etmektedir.

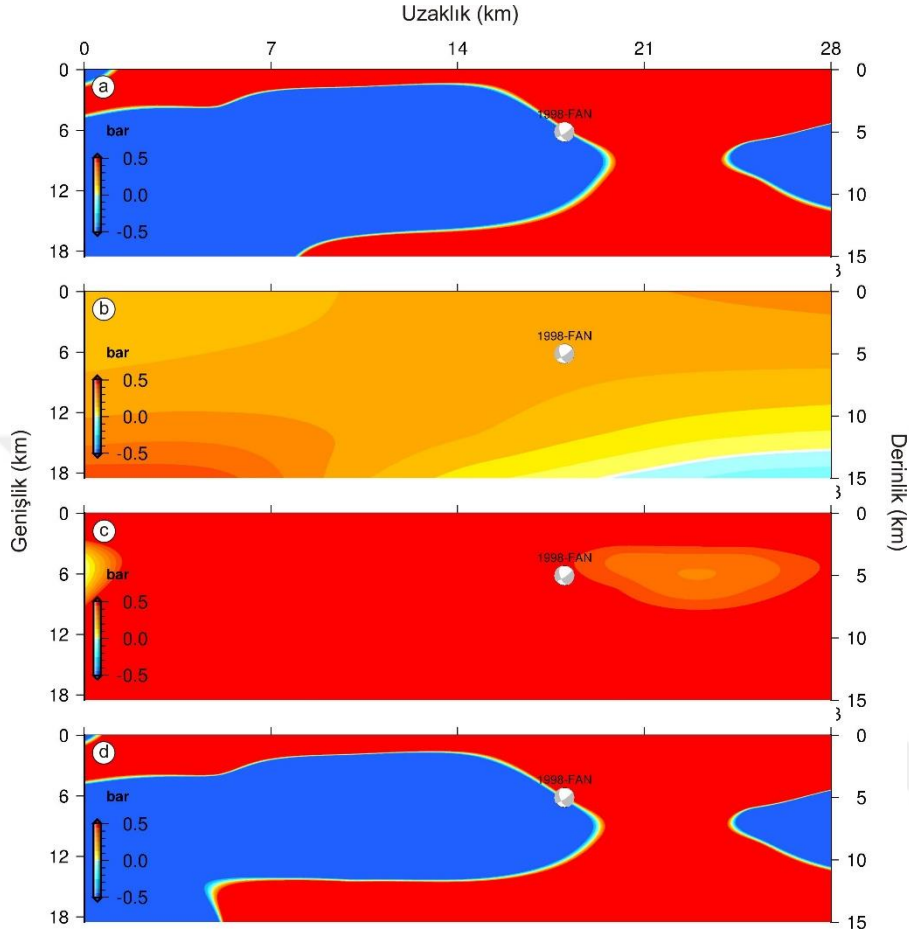
3.4.9. 14 Mart 1998 Fandoqa Depremi ($M_w=6.6$) için gerilme modellemeleri sonuçları

14 Mart 1998 Fandoqa Depremi öncesinde meydana gelen 9 deprem kaynaklı gerilme değişimleri hesaplanmıştır (Şekil 3.44).



Şekil 3.44. 14 Mart 1998 Fandoqa Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 156° , eğim açısı 54° , kayma açısı -165°) boyunca 5 km derinlikte hesaplanan önceki 9 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Yeşil ve gri çokgenler sırasıyla kaynak ve hedef kırılma düzlemlerinin yüzey izdüşümlerini temsil etmektedirler. Kahverengi çizgiler intersismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan kabuksal blok sınırlarını göstermektedir.

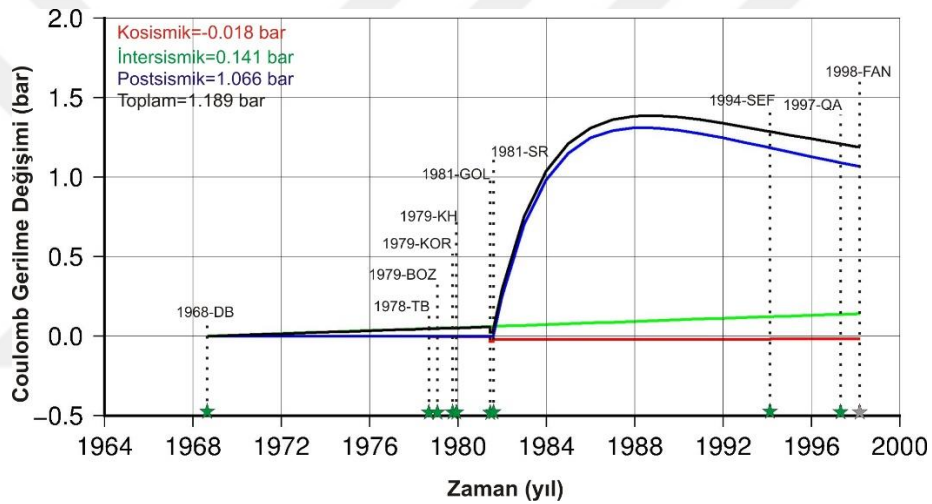
1998 Fandoqa Depremi bu 9 depremden 1981 Golbaf ve Sirch deprem kırılmaları arasında oluşmuştur. Bu ara bölgede Zamanabad Sismik Boşluğu da yer almaktadır (Şekil 3.12).



Şekil 3.45. 14 Mart 1998 Fandoqa Depremi kırılma düzlemi (doğrultu açısı 156° , eğim açısı 54° , kayma açısı -165°) üzerinde hesaplanan önceki 9 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir.

Fandoqa deprem kırılması 3 segmentli 1981 Sirch Depremi kırılmasının en güney segmenti ile Zamanabad Sismik Boşluğu'nu örtmektedir. Gerilme değişimleri doğrultu açısı 156° , eğim açısı 54° , kayma açısı -165° olan düzlemlere paralel olan düzlemler üzerinde 5 km derinlikte hesaplanmıştır (Şekil 3.44). Kosismik gerilme değişimleri depremin odağında ihmal edilebilecek kadar küçük (-0.018 bar) bir negatif gerilmeye işaret etmektedir (Şekil 3.44a). Bununla birlikte intersismik ve özellikle de postsismik gerilme değişimleri depremin odağında gerilme yükü oluştuğunu göstermektedir. Hesaplanan intersismik ve postsismik gerilme değişim miktarları

sırasıyla, 0.141 ve 1.066 bar'dır. Dolayısıyla 1998 Fandoqa Depremi odağı toplamda gerilme yükü (1.189 bar) altındadır ve bu gerilme yükü 1981 Golbaf ve Sirch depremleri kaynaklıdır. Şekil 3.45'de verilen gerilme derinlik kesitleri bu durumu açıkça göstermektedir. Kırılma düzlemi üzerinde hesaplanan ve odağın kuzey ve güneyinde kalan kosismik gerilme gölgeleri 1981 Golbaf ve Sirch depremlerinin etkileridir (Şekil 3.45a). Deprem odağının gerilme artış ve düşümünü ayıran sınırın neredeyse üzerinde yer alması kosismik olarak da bir tetiklenme olabileceği ihtimalini de gündeme getirmektedir. Gerilme değişimlerinin zaman evrimi (Şekil 3.46) 1998 Fandoqa Depremi'nin 1981 Golbaf ve Sirch depremleri tarafından tetiklendiğini açıkça gösterirken hesaplanan diğer gerilme değişimleri (Şekil 3.44 ve 3.45) ile birlikte tetiklemenin postsismik gerilme değişimleri etkisiyle oluştuğuna da işaret etmektedir.

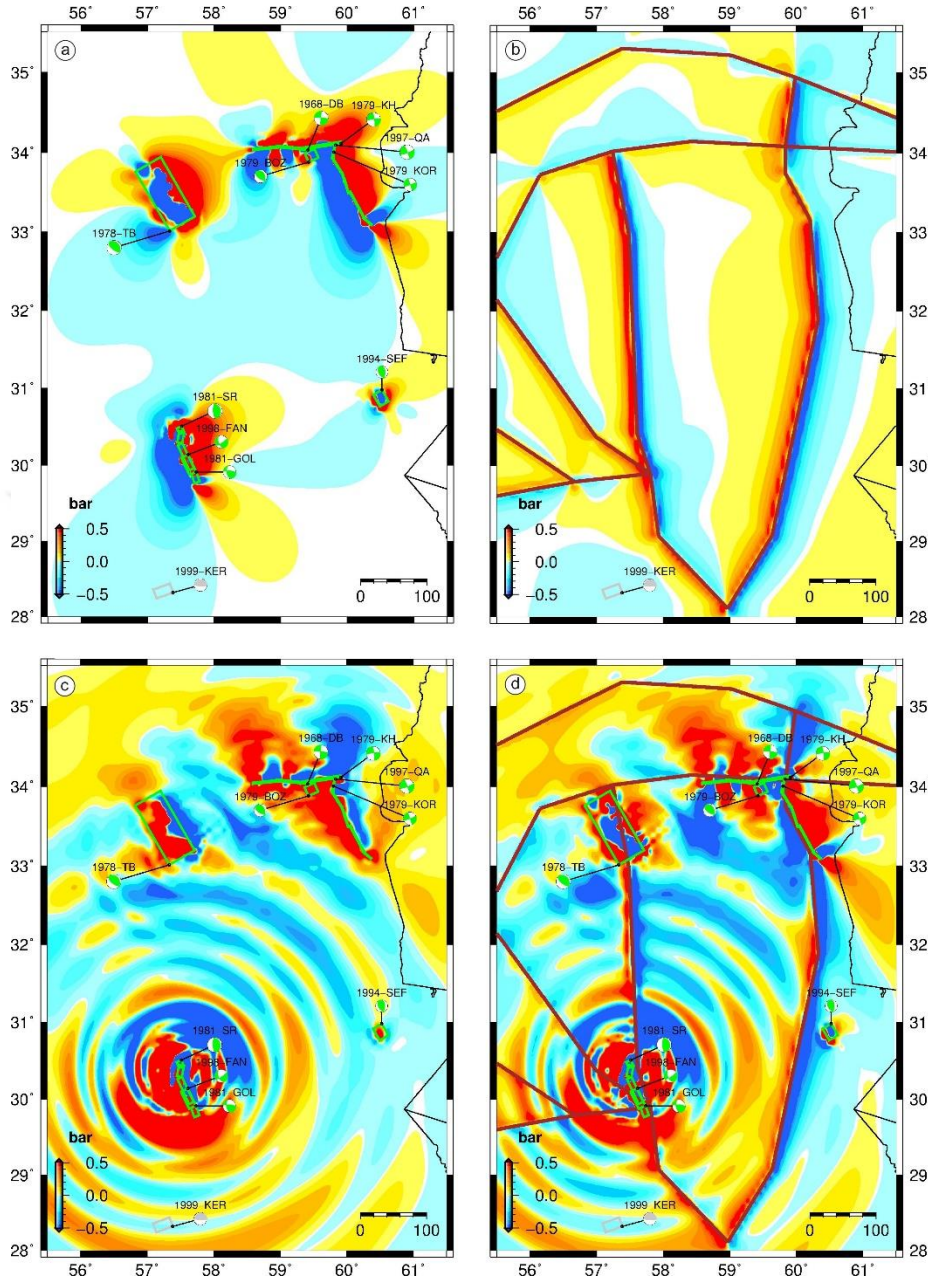


Şekil 3.46. 14 Mart 1998 Fandoqa Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 156°, eğim açısı 54°, kayma açısı -165°) boyunca 5 km derinlikte hesaplanan önceki 9 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu gerilme değişimlerinin zaman içindeki evrimi. En fazla gerilme artışına postsismik olarak 1981 Sirch Depremi'nin neden olduğu göze çarpmaktadır. Yeşil ve gri yıldızlar sırasıyla kaynak ve hedef depremlerin oluşum zamanlarına işaret etmektedir.

3.4.10. 4 Mart 1999 Kerman Depremi ($M_w=6.6$) için gerilme modellemeleri sonuçları

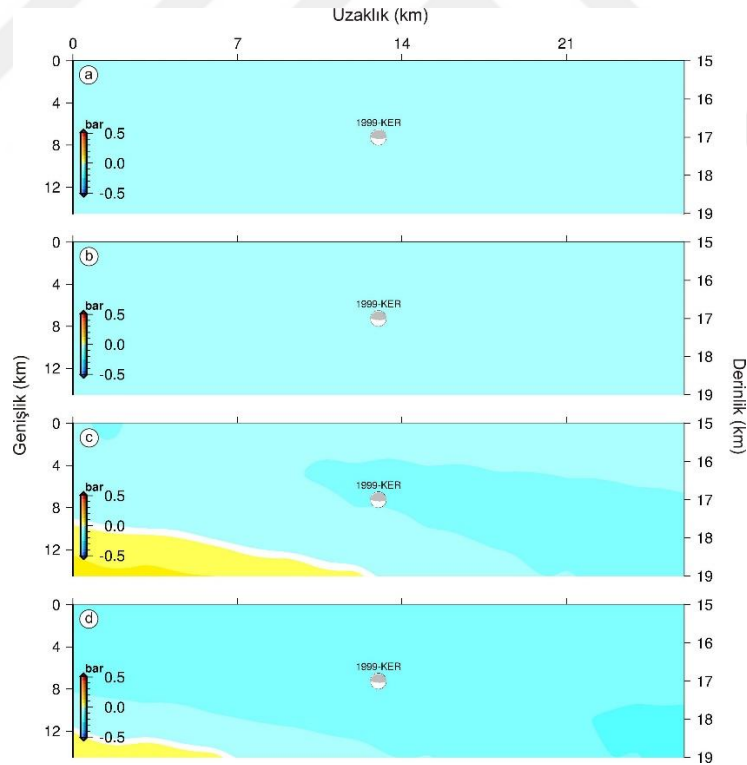
4 Mart 1999 Kerman Depremi Lut Bloğu güneybatı sınırı ötesinde düşük eğimli (16°) bir ters faylanma sonucu üst kabuk alt kabuk sınırına yakın bir derinlikte oluşmuştur. Kosismik gerilme değişimi hesaplamaları depremi 1981 Golbaf ve Sirch depremleri gerilme gölgesi altında olduğuna işaret etmektedir (Şekil 3.47a). Depremin blok sınırı uzağında meydana gelmesi intersismik gerilme değişimi hesaplamalarında da gerilme gölgesi altında kalmasına yol açmaktadır (Şekil 3.47b). Postsismik gerilme değişimi

hesaplamalarında ise bir sorun ile karşılaşmıştır. Postsismik gerilme değişimi dağılımında yüzük etkisi (ringing effect) görülmüştür (Şekil 3.47c).



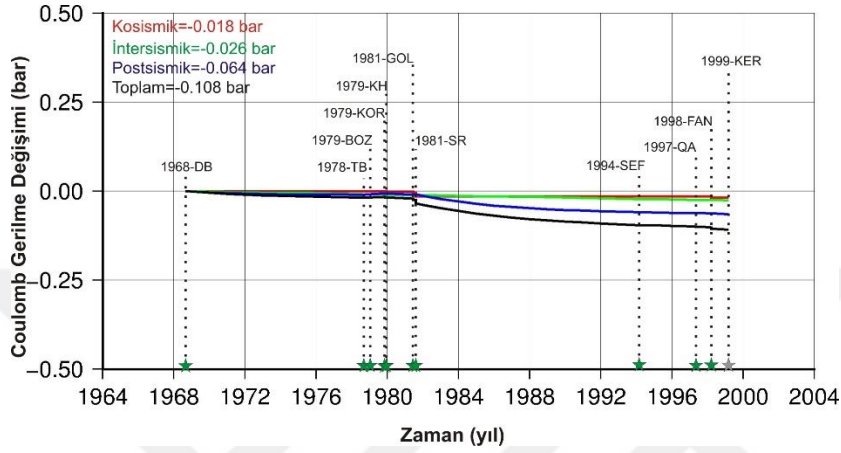
Şekil 3.47. 4 Mart 1999 Kerman Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 250° , eğim açısı 16° , kayma açısı 68°) boyunca 17 km derinlikte hesaplanan önceki 10 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Yeşil ve gri çokgenler sırasıyla kaynak ve hedef kırılma düzlemlerinin yüzey izdüşümlerini temsil etmektedirler. Kahverengi çizgiler intersismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan kabuksal blok sınırlarını göstermektedir.

Postsismik gerilme değişimlerinin dairesel bir dağılım şeklindeki etkisinin kullanılan yöntem/bilgisayar yazılımı kaynaklı yapay bir etki olduğu düşünülerek hesaplama parametreleri kontrol edilmiş ve çok sayıda değişik parametrizasyonlarla hesaplamalar yapılmıştır. Bu etkinin ancak gerilme dağılımlarının daha sığ derinliklerde (<12 km) belirginliğini yitirdiği görülmüştür. 1999 Kerman Depremi kırılması yataya yakın eğimli bir faylanma sonucu 15-19 km derinlikleri arasında gerçekleştiğinden gerilme değişimi hesaplamaları 17 km derinlik için görselleştirilmiştir. Bu derinlik çalışmada kullanılan yer reoloji modellerinde 20 km derinlikteki üst kabuk alt kabuk arası sınıra yakındır. Dolayısıyla kullanılan yöntem/bilgisayar yazılımı kaynaklı bir yapay etki olduğu kanaatiyle yöntem ve yazılımı geliştiren kişi ile bu hususta yazışma yapılmıştır (F. Pollitz kişisel yazışmalar, 2023). Gelen cevapta etkinin yapay olduğu doğrulanmış ve bu tür yapay etkilerin üstesinden gelebilmek için bilgisayar yazılımının güncellendiği ifade edilmiştir. Bundan dolayı Şekil 3.47c’de gösterilen postsismik gerilme değişimlerinin söz konusu yapay etkinin tesiri altında olduğu göz önünde bulundurulmalıdır.



Şekil 3.48. 4 Mart 1999 Kerman Depremi kırılma düzlemi (doğrultu açısı 250°, eğim açısı 16°, kayma açısı 68°) üzerinde hesaplanan önceki 10 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir.

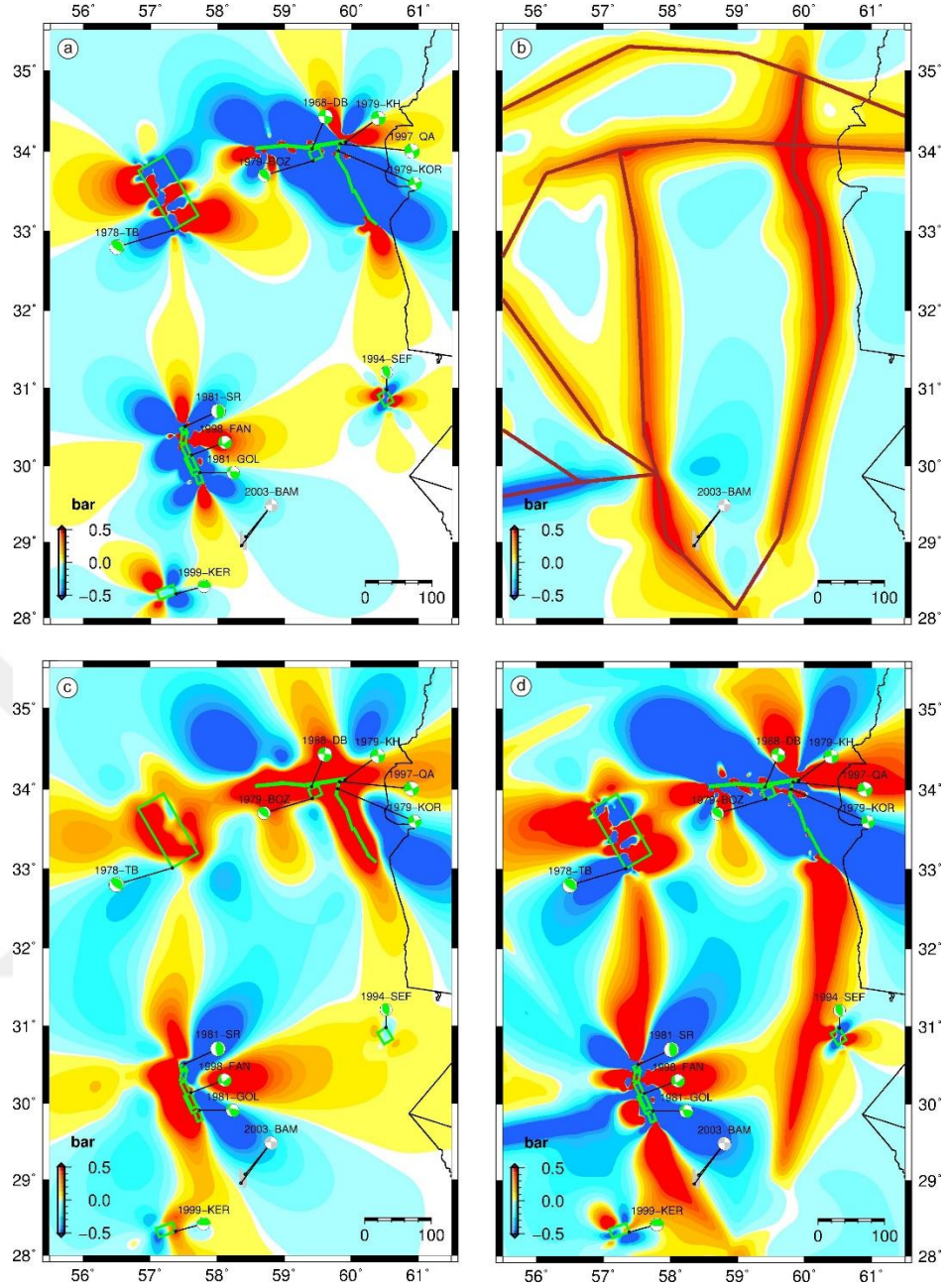
1999 Kerman Depremi için yapılan postsismik gerilme değişimi hesaplaması çalışmadaki tek başarısız durum olarak not edilmiştir. Takip edilen görselleştirme usulü dikkate alınarak toplam gerilme değişimleri de Şekil 3.47d’de gösterilmiştir. Şekil 3.48’de gösterilen gerilme değişimlerinin derinlik kesitleri ve 3.49’da verilen gerilme değişimlerinin zaman evrimi de anlatılan bu hususlar dikkate alınarak değerlendirilmelidir.



Şekil 3.49. 4 Mart 1999 Kerman Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 250°, eğim açısı 16°, kayma açısı 68°) boyunca 17 km derinlikte önceki 10 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu gerilme değişimlerinin zaman içindeki evrimi. 1981 yılı depremlerinin gerilme değişimini daha fazla düşürdüğü görülmektedir. Yeşil ve gri yıldızlar sırasıyla kaynak ve hedef depremlerin oluşum zamanlarına işaret etmektedir.

3.4.11. 26 Aralık 2003 Bam Depremi ($M_w=6.6$) için gerilme modellemeleri sonuçları

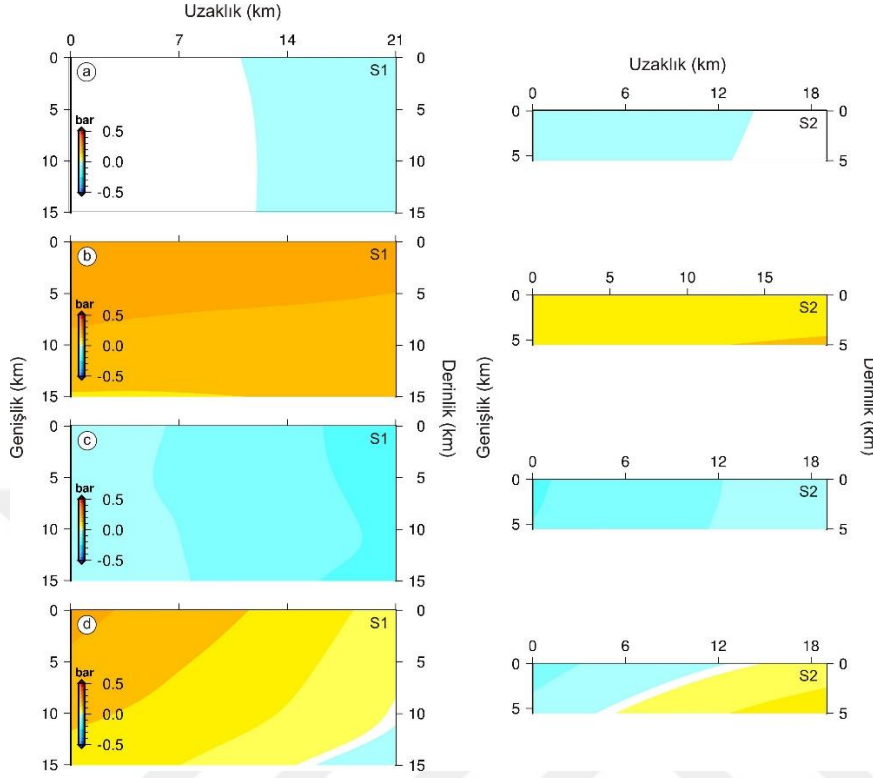
26 Aralık 2003 Bam Depremi gerilme değişimleri hem kaynak mekanizma çözümlerinden belirlenen kırılma düzlemi parametreleri (doğrultu açısı 357°, eğim açısı 88°, kayma açısı -166°) hem de bu deprem sonucu oluşan yüzey kırığının 2 farklı segment parametreleri (batıdaki segment doğrultu açısı 355°, eğim açısı 86°, kayma açısı -178° ve doğudaki segment doğrultu açısı 181°, eğim açısı 64°, kayma açısı -150°) dikkate alınarak hesaplanmıştır. Bu deprem öncesi oluşmuş 11 kaynak deprem hesaplamalarda kullanılmıştır. 6 km derinlik için yapılan Kosismik, intersismik ve postsismik gerilme değişimlerinin postsismik gerilme değişimleri dışında artış şeklinde olduğu görülmüştür (sırasıyla Şekil 3.50a, b ve c). Şekil 3.50d’de verilen toplam gerilme değişimlerin de ise gerilme artışı görülebilmektedir. Rakamsal olarak bu gerilme değerleri sırasıyla 0.007, 0.260, -0.043 ve 0.224 bar’dır.



Şekil 3.50. 26 Aralık 2003 Bam Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 357° , eğim açısı 88° , kayma açısı -166°) boyunca 6 km derinlikte hesaplanan önceki 11 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Yeşil ve gri çokgenler sırasıyla kaynak ve hedef kırılma düzlemlerinin yüzey izdüşümlerini temsil etmektedirler. Kahverengi çizgiler intersismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan kabuksal blok sınırlarını göstermektedir.

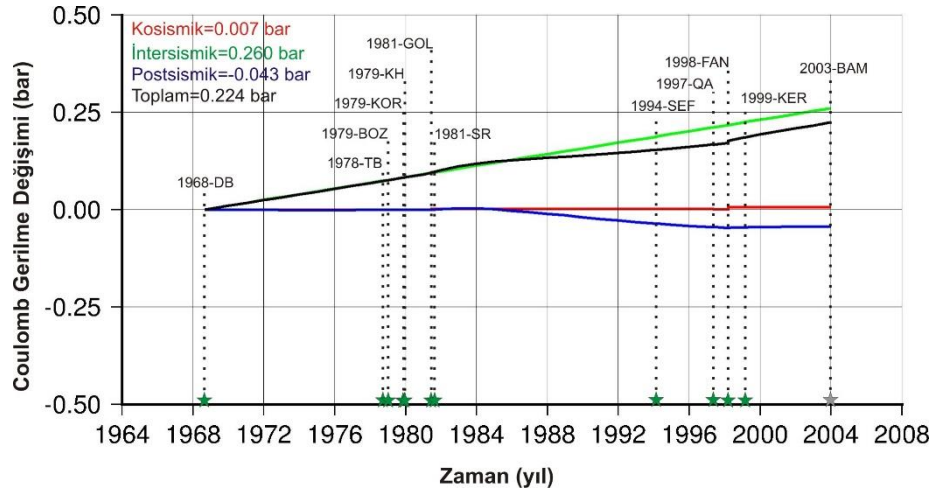
Hesaplanan negatif postsismik gerilme değişimlerine rağmen toplam gerilme değişimi üzerinde intersismik gerilme değişimlerinin baskın olduğu ifade edilmelidir. Bununla

birlikte farklı parametrelere sahip 2 segment için hesaplanan gerilme-derinlik kesitlerinde bu durum net olarak görülmektedir (Şekil 3.51).



Şekil 3.51. 26 Aralık 2003 Bam Depremi 2 segmentli kırılma düzlemi (Şekil 3.50’de depremin kırılma düzlemlerini temsil eden gri çokgenlerden batıdaki segment-S1 doğrultu açısı 355° , eğim açısı 86° , kayma açısı -178° ve doğudaki segment-S2 doğrultu açısı 181° , eğim açısı 64° , kayma açısı -150°) üzerinde önceki 11 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Şekil 3.50’de verilen gerilme değişimi haritalarından farklı olarak burada gösterilen gerilme derinlik kesitlerinin iki ayrı segment için yapıldığına dikkat ediniz. Şekil 3.50’de 2003 Bam Depremi kırılma düzlemlerini temsil eden gri çokgenlerden batıdaki S1 ve doğudaki S2 numaralı segmentlerdir.

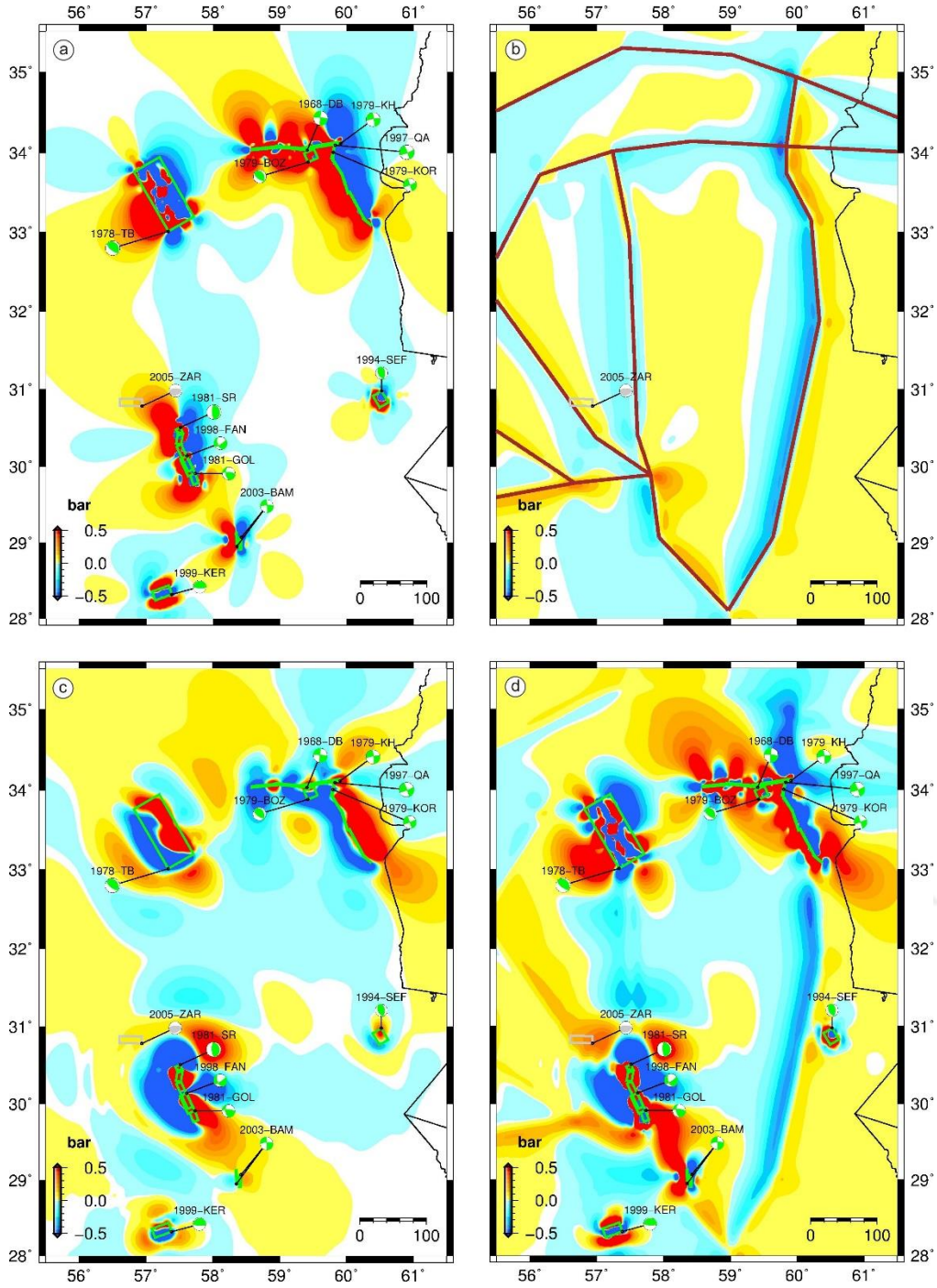
Kosismik ve postsismik gerilme değişimlerinin her iki segment içinde bütün kırılma düzlemi üzerinde negatif olduğu intersismik gerilme değişimlerinin etkisiyle toplam gerilme değişiminde fay düzlemlerinin büyük çoğunluğunun gerilme artışına maruz kaldığı ifade edilmelidir. Gerilme değişimlerinin zaman boyutundaki değişimlerini gösteren Şekil 3.52’ye bakıldığında 2003 Bam Depremi odak konumunda 1981 Golbaf Depremi’nin postsismik ve 1998 Fandoqa Depremi’nin hem kosismik hem de postsismik olarak görece küçük bir gerilme artışı, 1981 Sirch Depremi’nin ise postsismik olarak gerilme düşümü oluşturduğu görülmektedir.



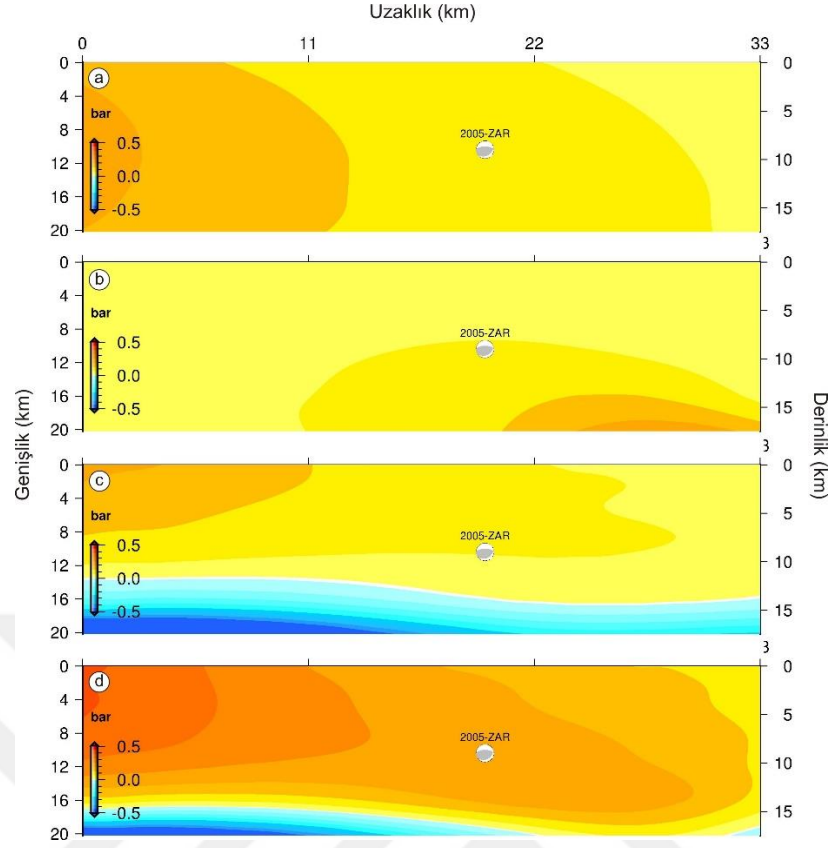
Şekil 3.52. 26 Aralık 2003 Bam Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 357° , eğim açısı 88° , kayma açısı -166°) boyunca 6 km derinlikte hesaplanan önceki 11 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu gerilme değişimlerinin zaman içindeki evrimi. 1981 Golbaf ve Sirch depremleri ile birlikte gerilme düşümünün daha da artmasına rağmen intersismik gerilme yükü toplamda gerilme artışına işaret etmektedir. Yeşil ve gri yıldızlar sırasıyla kaynak ve hedef depremlerin oluşum zamanlarına işaret etmektedir.

3.4.12.22 Şubat 2005 Dahuiyeh-Zarand Depremi ($M_w=6.4$) için gerilme modellemeleri sonuçları

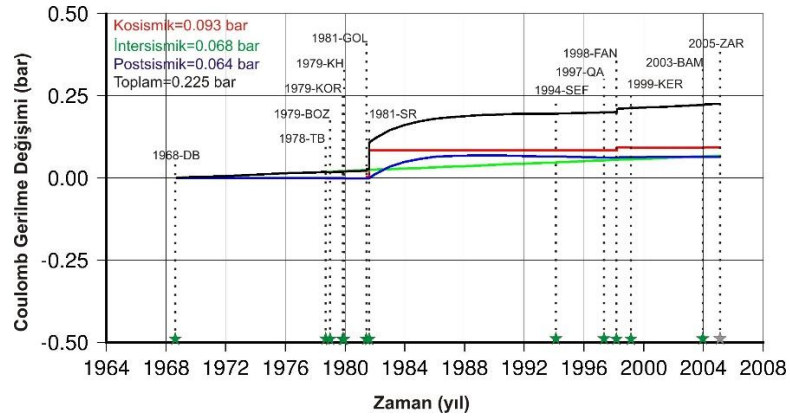
22 Şubat 2005 Dahuiyeh-Zarand Depremi, gerilme değişimlerinin hesaplanmasında incelenen depremlerden bu depremin olduğu tarihten önce meydana gelen 12 deprem kaynak olarak kullanılmıştır. Gerilme değişimi hesaplamaları doğrultu açısı 270° , eğim açısı 60° ve kayma açısı 104° olan bir düzlem için 9 km odak derinliğinde yapılmış ve Şekil 3.53'de gösterilmiştir. Hesaplanan kosismik (Şekil 3.53a), intersismik (Şekil 3.53b), postsismik (Şekil 3.53c) ve toplam (Şekil 3.53d) gerilme değişimleri 2005 Dahuiyeh-Zarand Depremi odağında gerilme belirgin bir gerilme artışına işaret etmektedir. Rakamsal olarak bu gerilme artışları sırasıyla 0.093, 0.068, 0.064 ve 0.225 bar'dır. Şekil 3.54 bu belirgin gerilme artışını derinlik boyutunda da baskın olduğunu göstermektedir. Şekil 3.55'de verilen gerilme değişimlerinin zaman boyutundaki değişimleri bu gerilme artışının baskın sebebinin 1981 Sirch Depremi olduğunu göstermektedir. Bununla birlikte 1998 Fandoqa Depremi'nin görece küçük de olsa bir kosismik gerilme artışına neden olduğu da göze çarpmaktadır. Sonuç olarak 2005 Dahuiyeh-Zarand Depreminin kaynak depremlerden 1981 Sirch ve 1998 Fandoqa depremlerinin gerilme etkileşimi yoluyla tetiklendiği ve bu tetiklemenin genel olarak hem kosismik hem de postsismik gerilme değişimleri yoluyla olduğu söylenebilir.



Şekil 3.53. 22 Şubat 2005 Dahuiyeh-Zarand Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 270° , eğim açısı 60° , kayma açısı 104°) boyunca 9 km derinlikte hesaplanan önceki 12 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Yeşil ve gri çokgenler sırasıyla kaynak ve hedef kırılma düzlemlerinin yüzey izdüşümünü temsil etmektedirler. Kahverengi çizgiler intersismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan kabuksal blok sınırlarını göstermektedir.



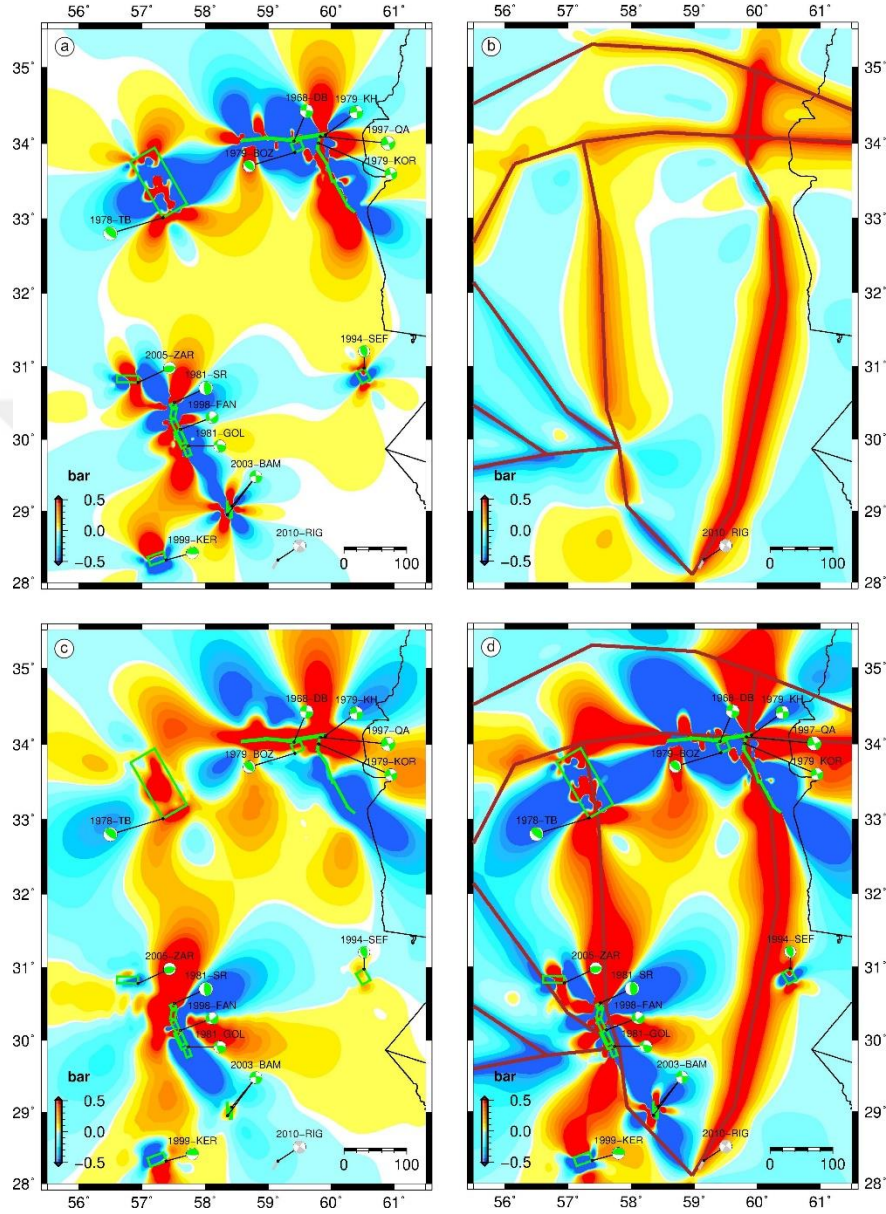
Şekil 3.54. 22 Şubat 2005 Dahuiyeh-Zarand Depremi kırılma düzlemi (doğrultu açısı 270° , eğim açısı 60° , kayma açısı 104°) üzerinde hesaplanan önceki 12 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir.



Şekil 3.55. 22 Şubat 2005 Dahuiyeh-Zarand Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 270° , eğim açısı 60° , kayma açısı 104°) boyunca 9 km derinlikte hesaplanan önceki 12 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu gerilme değişimlerinin zaman içindeki evrimi. 2005 Dahuiyeh-Zarand Depremi odak konumunda en fazla gerilme artışına hem kosismik hem de postsismik olarak 1981 Sirch Depremi'nin neden olduğu görülmektedir. Yeşil ve gri yıldızlar sırasıyla kaynak ve hedef depremlerin oluşum zamanlarına işaret etmektedir.

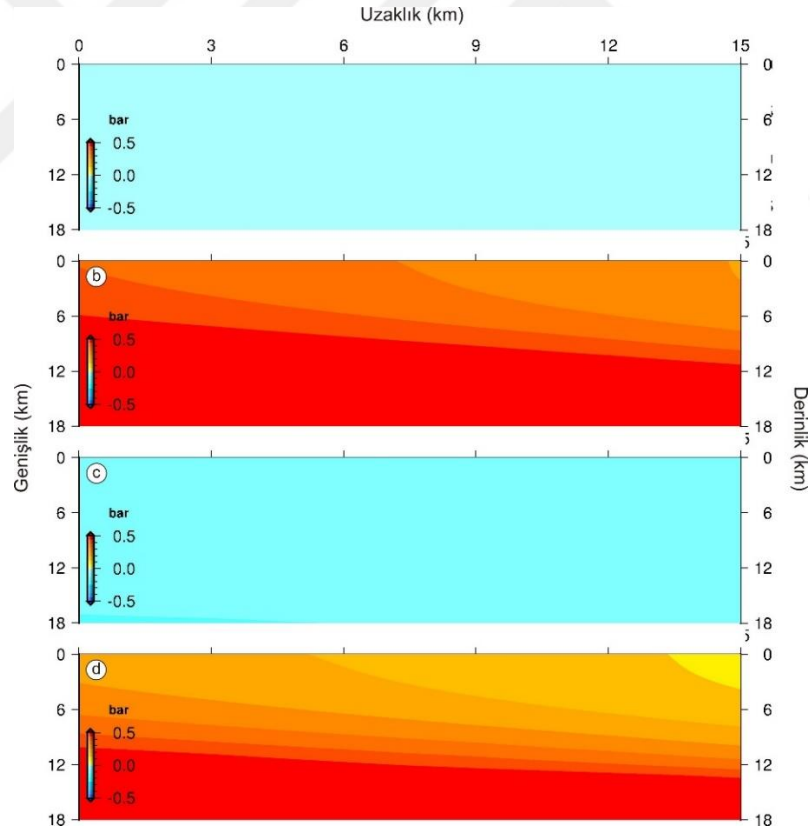
3.4.13. 20 Aralık 2010 Rigan Depremi ($M_w=6.7$) için gerilme modellemeleri sonuçları

Lut Bloğu'nun güneydoğu sınırında bir bölgede meydana gelen 20 Aralık 2010 Rigan Depremi hedef olacak şekilde gerilme değişimi hesaplamaları yapılmıştır (Şekil 3.56).



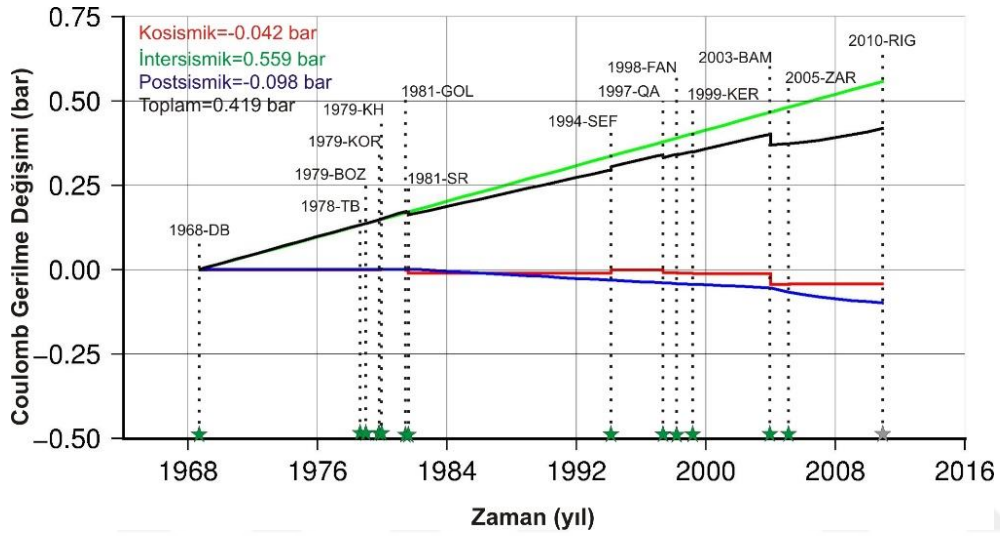
Şekil 3.56. 20 Aralık 2010 Rigan Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 213° , eğim açısı 85° , kayma açısı 173°) boyunca 10 km derinlikte hesaplanan önceki 13 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir. Yeşil ve gri çokgenler sırasıyla kaynak ve hedef kırılma düzlemlerinin yüzey izdüşümlerini temsil etmektedirler. Kahverengi çizgiler intersismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan kabuksal blok sınırlarını göstermektedir.

2010 Rigan Depremi öncesinde meydana gelen 13 deprem (Tablo 3.16) kaynak deprem olarak hesaba katılmıştır. Gerilme değişimi hesaplamaları 2010 Rigan Depremi'nin (doğrultu açısı 213° , eğim açısı 85° , kayma açısı 173°) odak derinliği olan 10 km derinlik için yapılmıştır (Şekil 3.56). Şekil 3.56a ve c'de 2010 Rigan Depremi'nden önce meydana gelen depremlerin bu deprem üzerinde hem kosismik hem de postsismik gerilme düşümüne (odak konumunda sırasıyla -0.042 ve -0.098 bar) neden olduğu görülmektedir. 1968 yılından 2010 yılına kadar olan ve bu çalışmada incelenen zaman diliminde intersismik gerilme değişiminin gösterildiği Şekil 3.56b görece büyük bir gerilme birikimine (odak konumunda 0.559 bar) işaret etmektedir. Hedef düzlem üzerinde hesaplanan toplam gerilme değişimlerinin intersismik gerilme yükü ile pozitif (odak konumunda 0.419 bar) olduğu görülmektedir (Şekil 3.56d). Şekil 3.57'de verilen 2010 Rigan Depremi kırılma düzlemi üzerindeki gerilme değişimleri, gerilme düşümlerinin tüm kırılma derinliği boyunca etkinliğini ortaya koymaktadır.



Şekil 3.57. 20 Aralık 2010 Rigan Depremi kırılma düzlemi (doğrultu açısı 213° , eğim açısı 85° , kayma açısı 173°) üzerinde hesaplanan önceki 13 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri. Postsismik gerilme değişimleri Model 3 yer reoloji modeli (Tablo 3.18) için hesaplanan gerilme değişimlerine karşılık gelmektedir.

2010 Rigan Depremi'nin kosismik ve postsismik negatif gerilme değişimlerinin intersismik gerilme artışı ile pozitifte dönüştüğü ilgi çekicidir (Şekil 3.57). Gerilme değişimlerinin zaman boyutundaki değişimlerini gösteren Şekil 3.58'e bakıldığında 2010 Rigan Depremi odak konumunda 1981 yılından itibaren postsismik gerilme düşümü oluşmakta ve bu düşüm 2003 Bam Depremi ile birlikte hem kosismik hem de postsismik olarak daha da artmaktadır. Dolayısıyla 2010 Rigan Depremi oluşumunun 1981 Golbaf ve Sirch depremleri ve 2003 Bam Depremi etkisiyle geciktiği söylenebilir.



Şekil 3.58. 20 Aralık 2010 Rigan Depremi kaynak mekanizma çözümlerinde belirlenen kırılma düzlemi (doğrultu açısı 213°, eğim açısı 85°, kayma açısı 173°) boyunca 10 km derinlikte hesaplanan önceki 13 deprem kaynaklı kırılmaların oluşturduğu gerilme değişimlerinin zaman içindeki evrimi. 2010 Rigan Depremi odak konumunda 2003 Bam Depremi'nin hem kosismik hem de postsismik olarak gerilme düşümüne neden olduğu görülmektedir. Yeşil ve gri yıldızlar sırasıyla kaynak ve hedef depremlerin oluşum zamanlarına işaret etmektedir.

4. TARTIŞMA

4.1. Farklı Yer Modellerinin Etkisi

Bölüm 3.3.2’de de değinildiği üzere bu çalışmada, literatürde bazı değerlendirmeler sonucunda yaklaşımda bulunulan viskozite değerleri de dikkate alınarak farklı varsayımlarla tasarlanan ve diğer tüm parametreleri aynı, viskoziteleri farklı olan 6 yer reoloji modeli kullanılmıştır (Tablo 3.18). Tüm modellerde doğal olarak üst kabuk rijit (viskozite sonsuz) alınmıştır. M1 modeli zayıf alt kabuk ve üst mantoya karşılık gelmektedir. M2 modeli rijit alt kabuk ve üst mantoya karşılık gelmektedir. M3 modelinde alt kabuk zayıf üst manto ise rijittir. M4 modelinde alt kabuk rijit üst manto ise zayıftır. M5 modeli ise M1 modeline göre biraz daha rijit alt kabuk ve üst mantoya sahiptir. M6 modeli ise M5 modeline göre biraz daha rijit olarak tasarlanmıştır. Tüm bu modeller için hedef depremlerin odak derinliklerinde hesaplanan postsismik gerilme değerleri Tablo 4.1’de listelenmiştir.

M3 ile M4 modellerinin karşılaştırılmasından zayıf alt kabuk yerine rijit alt kabuk kullanılmasının hesaplanan gerilme değerlerini belirgin düşürdüğü görülmektedir. Ancak M3 modelinden farkı zayıf üst manto olan M1 modelinden hesaplanan gerilme değerlerinin M3 modelinden hesaplanarlardan fazla farklı olmadığı anlaşılmaktadır. Bu durumda alt kabuk viskozitesindeki değişimlerin üst manto viskozitesindeki değişimlere göre gerilme değişimlerini daha fazla etkilediği söylenebilir. M2 modeli rijit yer reolojisinin postsismik gerilme değişimlerine yol açmadığını açıkça göstermektedir. Sıra dışı bir yer reoloji modeli olan M2 modeli hariç tutulduğunda Tablo 4.1’den çıkarılabilecek ilginç bir sonuç da geri kalan tüm modellerden hesaplanan gerilme değişimlerinin 6 veya 8 hedef deprem için pozitif olmalarıdır. Ancak incelenen modele göre pozitif gerilme hesaplanan hedef depremlerin hangilerinin olduğu değişebilmektedir. Burada kastedilen model değişse bile pozitif deprem sayısının değişmemesidir. Dolayısıyla gerilme değişimlerinden yorumlanacak deprem tehlikesi farklı modeller için yer olarak değişse de önem açısından aşağı yukarı benzerdir.

Tablo 4.1. Hedef depremlerin odak derinliklerinde farklı yer reoloji modelleri kullanılarak hesaplanan postsismik gerilme değerleri. Kırmızı renkler pozitif, mavi renkler negatif değerleri temsil etmektedir.

Depremler	Postsismik gerilme değişimleri (bar)					
	M1	M2	M3	M4	M5	M6
31 Ağustos 1968 Dasht-e Bayaz	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan	-0.045	0.000	-0.042	-0.012	-0.008	-0.001
16 Ocak 1979 Boznabad	0.507	0.000	0.386	0.175	0.094	0.010
14 Kasım 1979 Korizan	0.172	0.000	0.099	0.037	0.022	0.002
27 Kasım 1979 Khuli-Buniabad	1.008	0.000	0.837	0.193	0.265	0.031
11 Haziran 1981 Golbaf	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
28 Temmuz 1981 Sirch	0.002	0.000	-0.003	0.006	0.000	0.000
24 Şubat 1994 Sefidabeh	-0.041	0.000	-0.023	-0.012	-0.004	0.000
10 Mayıs 1997 Zirkuh-e Qa'emat	0.389	0.000	0.258	0.099	-0.058	-0.018
14 Mart 1998 Fandoqa	0.459	0.001	1.066	-0.726	0.768	0.110
4 Mart 1999 Kerman	0.035	0.000	-0.064	-0.018	-0.021	-0.003
26 Aralık 2003 Bam	-0.003	0.000	-0.043	0.049	0.001	0.001
22 Şubat 2005 Dahuiyeh-Zarand	0.009	0.000	0.064	-0.050	0.049	0.007
20 Aralık 2010 Rigan	-0.088	0.000	-0.098	-0.009	-0.017	-0.002

1979 Boznabad, Korizan ve Khuli-Buniabad depremleri için gerilme değişimleri tüm modellerde pozitif ve 1978 Tabas-e Golshan ve 2010 Rigan depremleri için tüm modellerde negatif gerilme değerlerinin hesaplandığı belirtilmelidir. 1981 Golbaf Depremi üzerinde, bu depremden önce meydana gelen depremlerin uzakta olması nedeniyle depremlerin postsismik gerilme değişimlerine yol açmadığı görülmektedir. 1981 Sirch Depremi için ise 1981 Golbaf Depremi'nin zaman bakımından 1981 Sirch Depremi'ne yakın (1.5 ay) olması gerilme değişimi oluşturmamıştır.

Tasarlanan modeller düşünüldüğünde zayıf alt kabuk ve üst mantoya sahip M1 modelinin diğer modellere göre düşük viskoziteye sahip olması daha fazla gerilme artışına neden olabileceğini düşündürebilir. Ancak 1998 Fandoqa ve 2005 Dahuiyeh-Zarand depremleri bunun bir yanığı olacağını göstermektedir. M1 modeline göre üst mantonun daha rijit olduğu M3 modelinde bu iki deprem için gerilme artışı M1 modeline göre daha fazladır.

4.2. Farklı Kaynaklı Gerilme Değişimlerinin Karşılaştırılması

Çalışılan depremlerin odak konumlarında farklı kaynaklı (kosismik, intersismik ve postsismik) olarak hesaplanan gerilme değerleri Tablo 4.2'de gösterilmiştir. 1999 Kerman Depremi hariç tüm depremlerin odak konumlarında intersismik gerilme artışı hesaplanmıştır (Şekil 3.47b). Bunun nedeni de bu depremin blok sınırları uzağında meydana gelmiş bir deprem olmasından dolayıdır. 7 deprem için negatif kosismik gerilmeler hesaplanmıştır. Bu depremlerden ikisinin (1979 Khuli-Buniabad ve 1998 Fandoqa depremleri) odağındaki negatif kosismik gerilmeler kuvvetli postsismik gerilme yüklemesi ile toplamda pozitif değerlere dönüşmüştür. İki depremde de (1981 Sirch ve 2003 Bam depremleri) pozitif olan kosismik gerilme değerleri negatif postsismik gerilmelere maruz kalmış ancak toplamda negatife dönüşmemiştir. Dikkat edilirse 7 depremde negatif kosismik gerilmeler hesaplanmışken toplam gerilme değerleri sadece iki deprem için negatiftir. Sonuç olarak Tablo 4.2'de verilen gerilme değerleri zaman bağımlı gerilme hesaplamalarının deprem tehlikesine daha güvenilir bir yaklaşımda bulunmada ne kadar önemli olduğunu göstermektedir.

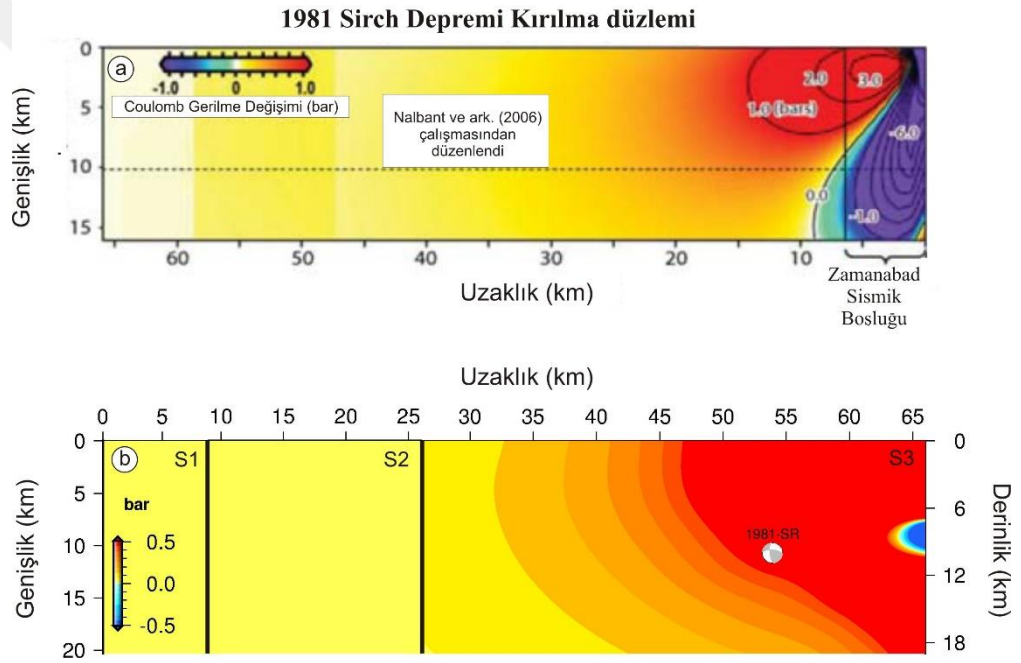
Tablo 4.2. Farklı kaynaklı (kosismik, intersismik ve postsismik) olarak çalışılan depremlerin odak konumlarında hesaplanan gerilme değerleri. Kırmızı renkler pozitif, mavi renkler negatif değerleri temsil etmektedir.

Depremler	Boylam (derece)	Enlem (derece)	Derinlik (km)	Gerilme değişimleri (bar)			
				Kosismik	İntersismik	Postsismik	Toplam
31 Ağustos 1968 Dasht-e Bayaz	58.95	34.05	10	Gerilme değişimi 0 bar olarak varsayılmıştır.			
16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan	57.34	33.40	10	-0.019	0.080	-0.042	0.019
16 Ocak 1979 Boznabad	59.50	33.96	5	0.346	0.032	0.386	0.764
14 Kasım 1979 Korizan	59.78	34.02	6	1.090	0.160	0.099	1.349
27 Kasım 1979 Khuli-Buniabad	59.63	34.05	10	-0.756	0.171	0.837	0.252
11 Haziran 1981 Golbaf	57.68	29.86	5	-0.001	0.052	0.000	0.051
28 Temmuz 1981 Sirch	57.58	30.03	10	0.407	0.024	-0.003	0.428
24 Şubat 1994 Sefidabeh	60.47	30.88	9	-0.004	0.006	-0.023	-0.021
10 Mayıs 1997 Zirkuh-e Qa'emat	59.81	33.81	10	1.741	0.367	0.258	2.366
14 Mart 1998 Fandoqa	57.60	29.95	5	-0.018	0.141	1.066	1.189
4 Mart 1999 Kerman	57.26	28.28	17	-0.018	-0.026	-0.064	-0.108
26 Aralık 2003 Bam	58.31	29.00	6	0.007	0.260	-0.043	0.224
22 Şubat 2005 Dahuiyeh-Zarand	56.74	30.78	9	0.093	0.068	0.064	0.225
20 Aralık 2010 Rigan	59.19	28.33	10	-0.042	0.559	-0.098	0.419

4.3. Önceki Çalışmalar İle Karşılaştırma

Tartışmanın bu kısmında bu çalışmanın sonuçları ile Nalbant ve ark. (2006) çalışmasının sonuçları karşılaştırılacaktır. Nalbant ve ark. (2006) Lut Bloğu güneybatı sınırını oluşturan Nayband ve Gowk fayları boyunca 1981 Golbaf Depremi sonrası

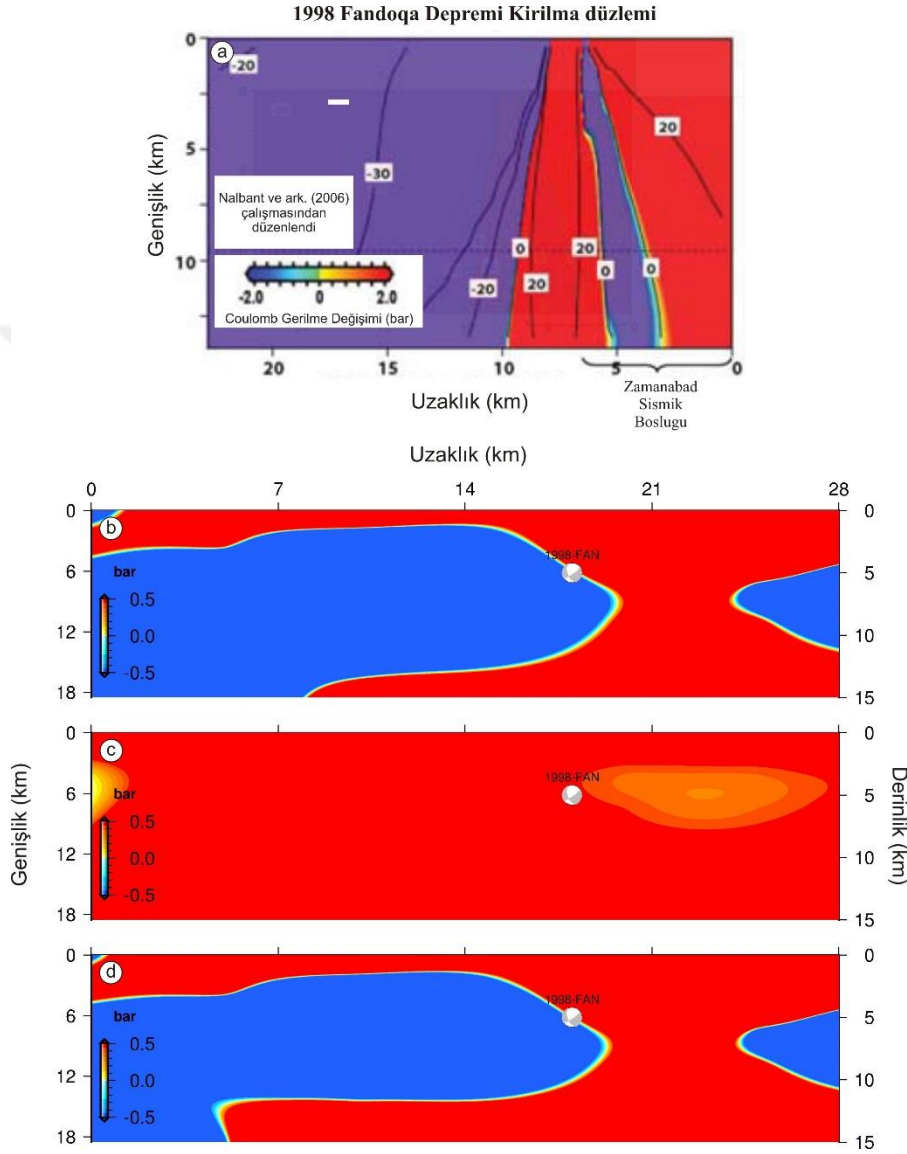
kosismik ve postsismik gerilme değişimlerini modellemişlerdir. Gerilme hesaplamaları intersismik gerilme değişimlerini içermemektedir. Bu çalışmada ise 1968 Dasth-e Bayaz Depremi sonrası Lut Bloğu'nun tüm sınırları boyunca oluşan büyük depremlerin modellenmesi ve intersismik gerilme değişimlerinin içerilmesi önemli bir farklılık oluşturmaktadır. Ayrıca depremlerin parametrisasyonlarında da farklılıklar vardır. Bu çalışmada Golbaf Depremi kayma açısı 156° (Berberian ve ark, 2001) alınırken Nalbant ve ark. (2006) 180° kayma açısı kullanarak bu deprem için tamamen sağ-yanal faylanmayı tercih etmişlerdir. Dolayısıyla 1981 Sirch Depremi kırılma düzlemi üzerinde hesaplanan gerilme değişimlerinde bir miktar farklılıklar beklenmelidir. Bununla birlikte iki çalışmanın sonuçlarının karşılaştırıldığı Şekil 4.1 hesaplanan gerilme değişimlerinin oldukça benzer olduğunu göstermektedir.



Şekil 4.1. 1981 Sirch Depremi kırılma düzlemi üzerinde (a) Nalbant ve ark. (2006) tarafından ve (b) bu çalışmada hesaplanan gerilme değişimleri. Gösterilen gerilme değişimleri sırasıyla kosismik+postsismik ve kosismik gerilme değişimleridir. Sirch Depremi Golbaf Depremi'nden yaklaşık 1.5 ay sonra olduğundan postsismik etki ihmal edilebilir düzeydedir. Bu çalışmada Sirch Depremi için 3 segmentli bir kırılma modeli kullanıldığına dikkat ediniz.

Bu çalışmada Nalbant ve ark. (2006)'dan farklı olarak Sirch Depremi için doğrultuları farklı 3 segmentli bir kırılma modelinin kullanıldığı ve kaymanın değişken olduğu ifade edilmelidir (Şekil 3.8). Bu farklılık bir sonraki deprem olan 1998 Fandoqa Depremi kırılma düzlemi üzerinde hesaplanan gerilme değişimlerinde kendini

göstermiştir (Şekil 4.2). Bu farklılıkta her iki çalışmada bu deprem için farklı kayma açılarının payı olabileceği de göz ardı edilemez. Bu çalışmada Durmuş (2014) tarafından yapılan sonlu fay modellemesinden elde edilen kayma açısı kullanılmıştır. Yine de her iki çalışmada bulunan gerilme değişimlerinin kırılma düzleminin kuzeydeki 3'de 2'lik kısmı için gerilme düşümü önermesi ilginçtir.



Şekil 4.2. 1998 Fandoqa Depremi kırılma düzlemi üzerinde (a) Nalbant ve ark. (2006) tarafından ve (b,c,d) sırasıyla bu çalışmada hesaplanan kosismik, postsismik ve kosismik+intersismik+postsismik gerilme değişimleri.

Nalbant ve ark. (2006) tarafından 2003 Bam Depremi kırılma düzlemi üzerinde çok küçük gerilme artışları hesaplanmıştır. Bununla birlikte bu çalışmada Nalbant ve ark. (2006)'dan farklı olarak birbirine paralel ve eğimleri zıt yönlü 2 fay segmenti üzerinde hesaplanan gerilme değişimleri kosismik olarak bu segmentlerin kısmen küçük

gerilme değerlerine sahip gölgesi altında olduğunu ve postsismik olarak da tamamen küçük gerilme değerlerine sahip gerilme gölgesi altında olduğunu önermektedir (Şekil 3.51). Bu gerilme gölgesinin Nalbant ve ark. (2006) çalışmasında içermeyen 1999 Kerman Depremi'nin oluşturduğu küçük gerilme artışına rağmen olduğu ayrıca ifade edilmelidir (Şekil 3.52). Ancak bu gerilme gölgesi intersismik gerilme yükü ile gerilme artışına dönüşmüştür (Şekil 3.51). 2005 Dahuiyeh-Zarand Depremi'nin gerek Nalbant ve ark. (2006) çalışmasında gerekse bu çalışmada önceki depremlerin gerilme yükü altında olduğu belirlenmiştir. Belirlenen gerilme yükleri rakamsal olarak aşağı yukarı benzerdir ve Lut Bloğu güneybatı sınırı ve civarı depremleri kaynaklıdır.

Marchandon ve ark. (2021) Lut Bloğu kuzey kesiminde 1936 Abiz Depremi sonrasında meydana gelmiş büyüklükleri $M_w > 5.9$ depremler kaynaklı kosismik ve postsismik gerilme değişimlerini modellemişlerdir. Modellemeleri intersismik gerilme yükünü de içermektedir. Bu çalışmada Marchandon ve ark. (2021) çalışmasından farklı olarak 1968 Dasth-e Bayaz Depremi sonrası tüm Lut Bloğu çevresinde meydana gelmiş $M_w \geq 6.3$ depremler kaynaklı kosismik ve postsismik gerilme değişimleri ve intersismik gerilme yüklemesi hesaplanmıştır. Ayrıca Marchandon ve ark. (2021) postsismik gerilmeleri amprik bağıntılar (Chery ve ark, 2001) yardımıyla hesaplamışlardır. Dahası Lut Bloğu kuzeyindeki depremleri modellemelerine rağmen 1978 Tabas-e Golshan Depremi gerilme değişimlerini hesapladıkları depremler arasında yer almamaktadır. Marchandon ve ark. (2021), 10 km derinlikte episantır konumlarında 1979 Boznabad Depremi için 0.7 bar, 1979 Korizan Depremi için 1.5 bar, 1979 Khuli-Buniabad Depremi için 4.3 bar ve 1997 Zirkuh-e Qa'emat Depremi için 18.4 bar toplam gerilme artışı hesaplamışlardır. Aynı depremler için bu çalışmada hesaplanan toplam gerilme değişimleri sırasıyla 0.764, 1.349, 0.252 ve 2.366 bar'dır (Tablo 4.2). Bu çalışmadaki hesaplama derinlikleri değişmesine rağmen Boznabad ve Korizan depremleri için benzer ve Khuli-Buniabad ve Zirkuh-e Qa'emat Depremleri için çok farklı toplam gerilme değerleri hesaplanmıştır. Marchandon ve ark. (2021) özellikle büyüklüğü $M_w < 7.0$ olan depremlerin kullanılmasının gerilme hesaplanmalarını önemli ölçüde değiştirdiğini belirlemişlerdir (Söz konusu çalışmanın Şekil 7'sine bakılabilir). Nitekim Abiz Fayı üzerinde Khuli-Buniabad Depremi fayı ile kesişim noktasına yakın meydana gelen 7 Aralık 1979 Kalat-e Shur Depremi ($M_w = 6.1$) gerilme hesaplamalarında bu farkı oluşturacak bir konumdur. Ayrıca 1936 yılından itibaren meydana gelen depremler kullanıldığından ve burada söz konusu

Çalışma ve bu çalışma için karşılaştırması yapılan depremler Lut Bloğu sınırları ya da çok yakınında konumlandığından intersismik gerilme yükünün de bu farkın kaynağı olabileceğı yadsınamaz bir gerçektir. İntersismik gerilme yüklemesi genelde düzenli bir gerilme artışı oluşturduğundan örnek olarak 1997 Zirkuh-e Qa’emat Depremi için 61 yıllık ve bu çalışma için 29 yıllık bir intersismik gerilme yükü söz konusu olacaktır. Bunlara ilave olarak bu çalışmada içerilen 1978 Tabas-e Golshan Depremi’nin 1979 Boznabad, Korizan ve Khuli-Buniabad depremlerinin odak konumlarında küçük kosismik gerilme yükleri (sırasıyla Şekil 3.25, 3.28 ve 3.31) oluşturmasının yanı sıra 1997 Zirkuh-e Qa’emat Depremi odak konumunda hem kosismik hem de postsismik küçük gerilme yükleri (Şekil 3.43) oluşturması Marchandon ve ark. (2021) alışmasına göre bir farklılık olarak ifade edilebilir.

4.4. Lut Bloğu’nu Çevreleyen Faylar Üzerinde Hesaplanan Gerilme Değişimleri

Lut Bloğu’nun sınırlarını oluşturan faylar ve bu fayların yakın komşuluğunda yer alan faylar boyunca gerilme değişimlerinin hesaplanması gelecekteki deprem tehlikesinin değerlendirilmesi açısından önemli bilgiler verecektir. Literatürde zaman bağımlı gerilme değişimlerinin Lut Bloğu’nun tüm çevresindeki faylar boyunca hesaplandığı bir çalışmaya rastlanmamıştır. Bu bağlamda yapılan çalışma bir özgünlük taşımaktadır. Gerilme değişimi hesaplamalarının yapılabilmesi için Lut Bloğu sınır fayları ve yakın civarındaki faylar literatürden (Hessami ve ark, 2003) tanımlanmış ve çalışmanın amacına uygun olarak gerektiğinde segmentlere ayrılmıştır. Tanımlanan bu fayların isimleri, kaç segmente ayrıldıkları ve her bir segmentin önceki depremlerden ve Hessami ve ark. (2003)’den belirlenen faylanma parametreleri (konum, doğrultu, eğim ve kayma açıları) Tablo 4.3’de listelenmiştir. Ayrıca her bir fay segmentine F10 kodundan başlamak üzere bir kodlama yapılmıştır. 10 km derinlik için hesaplanan kosismik, intersismik, postsismik ve toplam gerilme değişimleri fay segment kodları ile birlikte sırasıyla Şekil 4.3a-d’de verilmiştir.

Şekil 4.3a’da verilen kosismik gerilme değişimleri Cheshmeh Fayı F16, Doruneh Fayı F26, Esfandiar Fayı F35, Gowk Fayı F38, F39, F40, Kuh Banan Fayı F51, F52, F53, Lakar Kuh Fayı F56, Nayband Fayı F67, F69, Bam Fayı F14 (kuzey ve güneyi), Dasht-e Bayaz Fayı F22 (doğu kısmı) Golbaf-Sirch Fayı F37 (bazı kısımları) ve Tabas Fayı F83 (küçük kısmı) kodlu fay segmentlerinin gerilme yükü altında olduklarını göstermektedir.

Tablo 4.3. Lut Bloğu'nun sınırlarını oluşturan faylar ve bu fayların yakın komşuluğunda yer alan fayların isimleri, segment kodları ve gerilme hesaplamalarında hedef düzlem olarak kullanılan faylanma parametreleri. Gerilme değişimleri 10 km derinlik için hesaplanmıştır. Fayların konumları için Şekil 4.3'e bakınız.

Fay ismi	Segment No	Segment kodu	Doğrultu açısı (derece)	Eğim açısı (derece)	Kayma Açısı (derece)
Abiz	1	F10	210	90	173
	2	F11	170	90	173
	3	F12	153	90	173
	4	F13	120	90	173
Bam	1	F14	159	85	-177
Cheshmeh	1	F15	50	90	180
	2	F16	90	90	180
Daman	1	F17	145	75	90
Darivan	1	F18	145	75	150
	2	F19	130	75	150
	3	F20	150	75	150
Dasht-e Bayaz	1	F21	268	84	5
	2	F22	248	82	8
Doruneh	1	F23	65	90	-20
	2	F24	81	90	-20
	3	F25	97	90	30
	4	F26	118	90	30
	5	F27	70	90	-20
	6	F28	310	70	90
	7	F19	52	90	-20
	8	F30	52	90	-20
	9	F31	59	90	-20
	10	F32	290	90	30
Dughabad	1	F33	93	70	90
Dustabad	1	F34	180	90	200
Esfandiar	1	F35	171	70	90
Ferdows	1	F36	139	70	90
Golbaf-Sirch	1	F37	155	80	160
Gowk	1	F38	140	70	165

Tablo 4.3. (Devamı) Lut Bloğu'nun sınırlarını oluşturan faylar ve bu fayların yakın komşuluğunda yer alan fayların isimleri, segment kodları ve gerilme hesaplamalarında hedef düzlem olarak kullanılan faylanma parametreleri. Gerilme değişimleri 10 km derinlik için hesaplanmıştır. Fayların konumları için Şekil 4.3'e bakınız.

Fay ismi	Segment No	Segment kodu	Doğrultu açısı (derece)	Eğim açısı (derece)	Kayma Açısı (derece)
Gowk	2	F39	170	70	165
	3	F40	120	70	165
Jafarabad	1	F41	335	75	90
Jangal	1	F42	330	70	90
	2	F43	305	70	90
Kahurak	1	F44	193	90	220
	2	F45	179	90	220
Kashmar	1	F46	85	70	90
Kaskin	1	F47	350	75	90
Khaf	1	F48	280	70	90
	2	F49	300	70	90
Kuh Banan	1	F50	153	75	90
	2	F51	315	75	140
	3	F52	270	75	90
	4	F53	295	75	90
Lakar Kuh	1	F54	90	80	90
	2	F55	180	80	90
	3	F56	156	80	180
Lalehzar	1	F57	87	90	90
Mahdiabad	1	F58	267	70	90
Mohamadabad	1	F59	140	90	200
Naini	1	F60	345	90	-90
	2	F51	25	90	-90
	3	F62	40	90	-90
	4	F63	65	90	-90
	5	F64	85	90	-90
Nayband	1	F65	175	90	210
	2	F66	178	90	210
	3	F67	178	90	210

Tablo 4.3. (Devamı) Lut Bloğu'nun sınırlarını oluşturan faylar ve bu fayların yakın komşuluğunda yer alan fayların isimleri, segment kodları ve gerilme hesaplamalarında hedef düzlem olarak kullanılan faylanma parametreleri. Gerilme değişimleri 10 km derinlik için hesaplanmıştır. Fayların konumları için Şekil 4.3'e bakınız.

Fay ismi	Segment No	Segment kodu	Doğrultu açısı (derece)	Eğim açısı (derece)	Kayma Açısı (derece)
Nayband	4	F68	120	90	210
	5	F69	177	90	210
Neh (east)	1	F70	11	70	90
Neh (weast)	1	F71	180	75	90
Nosratabad	1	F72	160	90	180
	2	F73	164	90	180
	3	F74	164	90	180
	4	F75	168	90	180
Patargan	1	F76	40	90	-90
Rafsanjan	1	F77	132	90	200
Sabzevaran	1	F78	175	90	-90
	2	F79	191	90	-90
Sarbala	1	F80	171	90	-90
Sefidabeh	1	F81	140	46	-69
Shahdad	1	F82	155	60	90
Tabas	1	F83	330	25	110
Torbat-e Jam	1	F84	315	90	90
	1	F85	180	90	90
Zahedan	2	F86	160	90	90
	3	F87	117	90	180

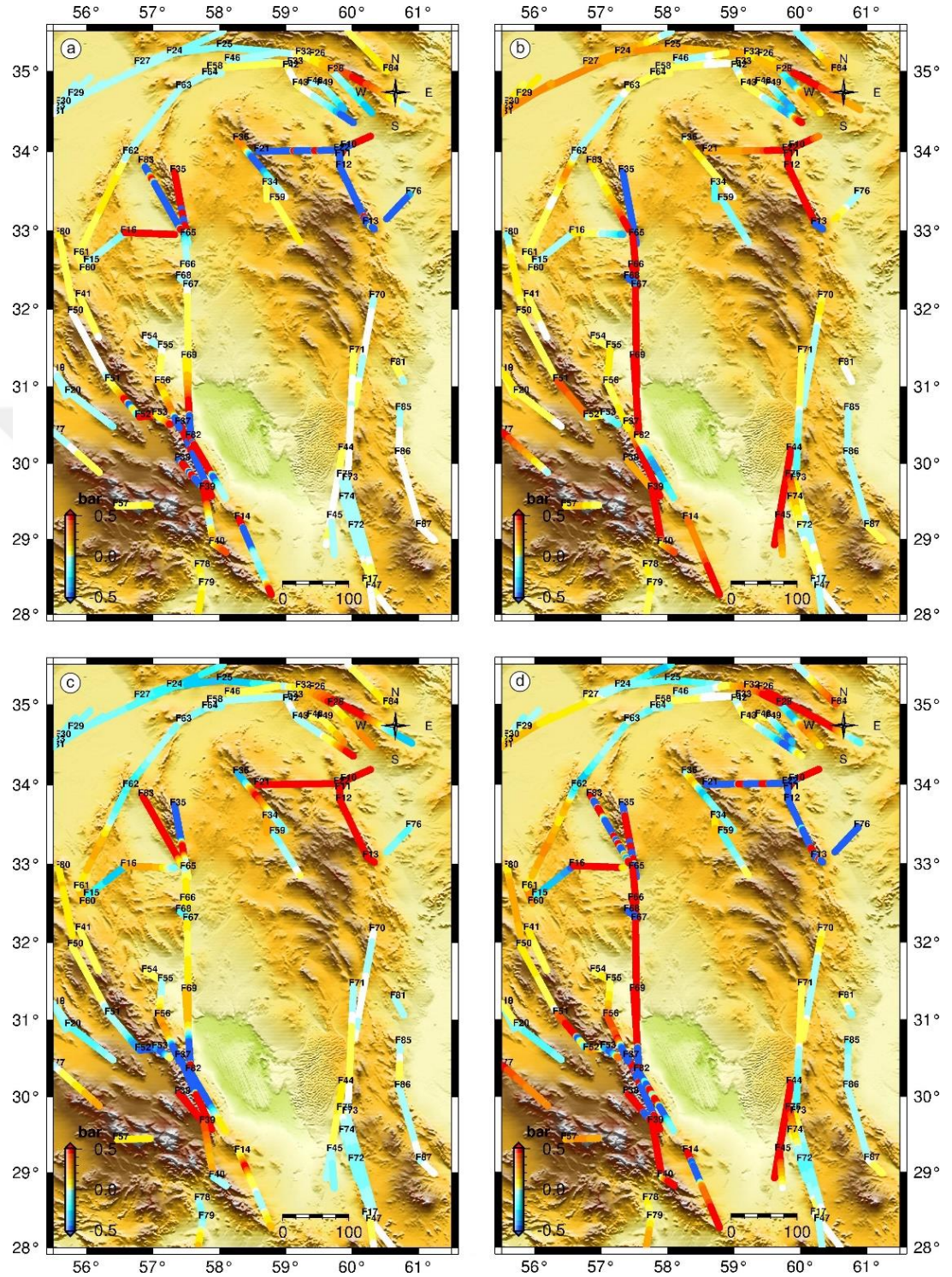
İntersismik dönemde Nayband, Abiz (F11 ve F12 segmentleri), Gowk (F39 ve F40 segmentleri), Kahurak, Doruneh (F26 segmenti), Dasht-e Bayaz (F22 segmenti) ve Bam faylarının özellikle yüklendikleri ve Kuh Banan Fayı F51, Gowk Fayı F38, Dasht-e Bayaz Fayı F21 kodlu segmentlerinin ve Doruneh Fayı orta ve batı kesimlerinin ise görece orta düzeyde yüklendikleri anlaşılmaktadır (Şekil 4.3b). Abiz, Dasth-e Bayaz, Tabas, Doruneh (F26 ve F32 segmentleri), Ferdows Fayı orta kesimleri, Esfandiar Fayı bir kısmı Jangal Fayı güney ucu ve Gowk (F38 ve F39 segmentleri) postsismik gerilme yüküne maruz kalmışlardır (Şekil 4.3c). Toplam

gerilme değişimlerini gösteren Şekil 4.3d gelecekteki deprem tehlikesinin yüksek olduğu fayların Nayband, Kahurak, Esfandiar, Cheshmeh, Bam, Gowk, Lakar kuh, Rafsanjan, Doruneh (F26 ve F32 segmentleri) ve Dasht-e Bayaz (F22 segmenti) fayları olduğuna işaret etmektedir.

Lut Bloğu çevresindeki faylar boyunca 1968 Dasht-e Bayaz Depremi sonrası deprem oluşumları, blok hareketleri ve viskoelastik serbestleme sonucu oluşan gerilme değişimlerini gösteren haritada deprem tehlikesinin yüksek olduğu yorumlanan faylar boyunca 1968 öncesi hem aletsel dönemde hem de tarihsel dönemde oluşmuş büyük depremlerin olup olmadığı araştırılmıştır. Ancak nadir büyük deprem oluşumları belirlenmiştir (Berberian, 2014; Berberian ve Yeats, 1999; Farbod ve ark, 2011). Berberian ve Yeats (1999) tarihsel ve aletsel dönemde kayıt altına alınmış olan büyük depremlerin çalışma alanında blok hareketleri kaynaklı deformasyonların karşılanmasında yetersiz olduklarını belirterek Nayband, Doruneh ve Neh faylarını gelecekte deprem üretme potansiyeli yüksek olan faylar olarak ifade etmiştir. Berberian (2014) bu fayların arasına Kuh Banan, Kahurak, Sabzevaran ve Gowk faylarını da ilave etmiştir. Bu Fayların 1997 Zirkuh-e Qa' enat Depremi benzeri büyük depremlerle ve hatta büyüklüğü 8.0'ı aşabilecek depremlerle kırılabileceğini ileri sürmüştür (Berberian, 2014; Berberian ve Yeats, 1999). Bu araştırmacılar Nayband Fayı'nı sismik boşluk olarak nitelemişlerdir. İsmi geçen bu fayların hemen hemen hepsinde gerilmelerin görece yüksek olduğu hatırlatılmalıdır (Şekil 4.3d). Bu durum yüksek bir deprem tehlikesine işaret etmektedir.

Şekil 4.3d Doruneh Fayı F26, F32 segmentlerinin gerilme yükü altında olduğunu ortaya koymaktadır. Aletsel dönemde Doruneh Fayı boyunca 1903 ve 1923 yıllarında büyüklükleri 5.5-5.6 arasında olan 2 depremin ve 1970 yılından günümüze büyüklükleri 4.9-5.6 arasında 7 depremin meydana geldiği bilinmektedir (Farbod, 2012; Farbod ve ark, 2011; Fattahi ve ark, 2007; Pezzo ve ark, 2012). Ayrıca tarihsel dönemde 1336 yılında fayın doğu kesimini etkileyen büyük bir deprem meydana gelmiştir. 1629 yılında da orta büyüklükteki bir depremin fayın güney civarında oluştuğu not edilmiştir. Dolayısıyla Doruneh Fayı boyunca fayın doğu kesiminde oluşan 1336 Depremi hariç önemli bir deprem oluşumu yoktur. En fazla gerilme yükü hesaplanan fayın doğu kesiminde 700 yıldır deprem oluşmadığı ve ayrıca görece orta

seviyede gerilme yükü altındaki batı kesiminde binlerce yıldır deprem olmadığı belirtilmelidir.



Şekil 4.3. Lut Bloğu'nun sınırlarını oluşturan faylar ve bu fayların yakın komşuluğunda yer alan faylar boyunca (a) kosismik, (b) intersismik, (c) postsismik ve (d) toplam gerilme değişimleri. Haritada yer alan her bir fay segmentine F10 kodundan başlamak üzere bir kodlama yapılmıştır (Tablo 4.3).

Sismik boşluk olarak ifade edilen Nayband Fayı'nın en fazla gerilme artışı hesaplanan faylar arasında olması ilginçtir. Her ne kadar son bin yıl içinde Nayband Fayı boyunca tarihsel deprem çalışmalarında rapor edilmemişse de Foroutan ve ark. (2014) bu fay boyunca yaptıkları paleosismolojik çalışmada en son depremin yaklaşık 800 yıl önce oluştuğunu belirlemişlerdir. Bu depremin muhtemelen tarihi kayıtlarda atlandığını iddia etmişlerdir. Bu çalışmaya göre fay boyunca depremler düzensiz aralıklarla meydana gelmiş olup ortalama deprem tekrarlanma aralığı 2800-3000 yıldır. Gerek son depremin gerekse daha önceki iki depremin yaklaşık 7.0 büyüklüğünde ve 3 metre kayma ile gerçekleştiğine dair veriler ve bunların değerlendirmelerini sunmuşlardır. Elde ettikleri arazi verilerine göre fayın kayma hızı 1.8 ± 0.7 mm/yıl'dır. Eğer jeolojik olarak belirlenmiş bu kayma hızı 2 mm/yıl olarak alınırsa fay boyunca yaklaşık 1.6 metre kayma birikimi gerçekleşmiş olacaktır. Bu da önceki depremlerin önerilen kayma miktarları olan 3 metrenin yaklaşık yarısı kadardır. Bununla birlikte Nayband Fayı için GPS verilerinden belirlenmiş kayma hızı 4.4 mm/yıl'dır (Şekil 3.18) (Walpersdorf ve ark, 2014). Vernant ve ark. (2004) ise Lut Bloğu'nun batı sınırı için kayma hızının kuzeyden güneye 4'ten 8 mm/yıl'a değiştiğini yine GPS verilerinden çıkarmışlardır. Kayma hızı jeodezik olarak belirlenen en düşük değer olan 4 mm/yıl varsayılırsa fay boyunca 3.2 metre kayma birikimi meydana gelmiş olacaktır. Bu durumda geçmişteki yaklaşık 7.0 büyüklüğüne ve 3 metre kaymaya sahip olduğu ileri sürülen depremlerin yeni bir tekrarı için fay boyunca yeterli deformasyona ulaşılmıştır. Biriken kayma 1.6 metre de olsa 3.2 metre de olsa paleosismoloji çalışmalarından belirlenen düzensiz deprem aralıkları ve bu çalışmada fay üzerinde belirlenen görece yüksek gerilmeler yaklaşık 7.0 büyüklüğünde bir deprem meydana gelme olasılığının yüksek olduğuna işaret etmektedir.

Yine yüksek gerilme altında olduğu belirlenen Kahurak Fayı üzerinde en son büyüklüğü yaklaşık 7.0 olan 1838 Nosratabad Depremi'nin oluştuğu belirlenmiştir (Berberian, 2014; Berberian ve Yeats, 1999). 1948'de 6.8 büyüklüğünde bir deprem ile kırılan Ferdows Fayı, 1968 sonrasında da gerilme düşümü altındadır. Özetlenecek olursa tarihsel ve aletsel dönem depremsellikten ve gerilme değişimi hesaplamalarından çalışma alanında belirtilen bu faylar üzerinde deprem tehlikesinin yüksek olduğu ileri sürülebilir.

5. SONUÇLAR

Bu çalışmada, Doğu İran'da Lut Bloğu'nu çevreleyen faylar boyunca 31 Ağustos 1968 Dasht-e Bayaz Depremi sonrasında meydana gelen $M_w \geq 6.3$ büyüklüğündeki depremler kaynaklı kosismik (Lin ve Stein, 2004 ; Toda ve ark, 2005; Toda ve ark, 2011) ve postsismik (Pollitz, 1992, 1997, 2007) gerilme değişimleri ile levha-blok hareketleri kaynaklı intersismik gerilme değişimleri hesaplanmıştır. Bu hesaplamalardan yola çıkılarak 1968 Dasht-e Bayaz Depremi sonrası oluşan depremler arasındaki olası gerilme etkileşimleri ve gelecekteki deprem tehlikesi yorumlanmıştır. Gerilme değişimleri hesaplanan depremler arasında 16 Eylül 1978 Tabas-e Golshan, 16 Ocak 1979 Boznabad, 14 Kasım 1979 Korizan, 27 Kasım 1979 Khuli-Buniabad, 11 Haziran 1981 Golbaf, 28 Temmuz 1981 Sirch, 24 Şubat 1994 Sefidabeh, 10 Mayıs 1997 Zirkuh-e Qa'emat, 14 Mart 1998 Fandoqa, 4 Mart 1999 Kerman, 26 Aralık 2003 Bam, 22 Şubat 2005 Dahuiyeh-Zarand ve 20 Aralık 2010 Rigan depremleri yer almaktadır. Literatürde yer alan en güncel verilerin kullanılmasıyla yapılan zaman bağımlı gerilme değişimleri hesaplamalarından aşağıdaki sonuçlara ulaşılmıştır.

- Lut Bloğu ve civarı için postsismik gerilme değişimlerinin hesaplanmasında kullanılacak alt kabuk ve üst manto viskozite değerleri literatürde bulunmadığından mevcut bilgilerin değerlendirilmesi ile yaklaşımda bulunan viskozite değerleri dikkate alınarak tasarlanan viskozite hariç diğer parametreleri aynı 6 yer reoloji modelinden hesaplamalar yapılmıştır. Alt kabuk viskozitesindeki değişimlerin üst manto viskozitesindeki değişimlere göre gerilme değişimlerini daha fazla etkilediği ve tüm katmanların rijit kabul edildiği sıra dışı yer reoloji modeli hariç tüm modellerden hesaplanan gerilme değişimlerinin 6-8 hedef deprem için pozitif oldukları görülmüştür. Dolayısıyla gerilme değişimlerinden yorumlanacak deprem tehlikesi farklı modeller için yer olarak değişse de önem açısından aşağı yukarı benzerdir. 1979 Boznabad, Korizan ve Khuli-Buniabad depremleri için gerilme değişimleri tüm modellerde pozitif ve 1978 Tabas-e Golshan ve 2010 Rigan depremleri için de negatif postsismik gerilme değerleri hesaplanmıştır.

- 7 deprem için negatif kosismik gerilmeler hesaplanmıştır. Bu depremlerden ikisinin (1979 Khuli-Buniabad ve 1998 Fandoqa depremleri) odağındaki negatif

kosismik gerilmeler kuvvetli postsismik gerilme yüklemesi ile toplamda pozitif değerlere dönüşmüştür. İki depremde de (1981 Sirch ve 2003 Bam depremleri) pozitif olan kosismik gerilme değerleri negatif postsismik gerilmelere maruz kalmış ancak toplamda negatife dönüşmemiştir. Toplam gerilme değerlerinin sadece iki deprem için negatif hesaplanması zaman bağımlı gerilme hesaplamalarının deprem tehlikesinin daha sağlıklı değerlendirilmesinde ne kadar önemli olduğunu göstermiştir.

- Hesaplanan toplam gerilme değişimlerinden gelecekteki deprem tehlikesinin yüksek olduğu fayların tümüyle ya da kısmen Nayband, Kahurak, Esfandiar, Cheshmeh, Bam, Gowk, Lakar kuh, Rafsanjan, Doruneh ve Dasht-e Bayaz fayları olduğu değerlendirilmiştir.

- Doruneh Fayı'nın doğu kesiminde oluşan 1336 Depremi hariç önemli bir deprem meydana gelmemiştir. En fazla gerilme yükü hesaplanan fayın doğu kesiminde 700 yıldır deprem olmaması ve görece orta seviyede gerilme yükü altındaki batı kesiminde binlerce yıldır deprem oluşmaması bu fay için deprem tehlikesinin yüksek olduğu şeklinde yorumlanmıştır. Bu yorum daha önceki çalışmalarla (Berberian, 2014; Berberian ve Yeats, 1999) da uyusmaktadır.

- En fazla gerilme artışı hesaplanan faylar arasında literatürde sismik boşluk olarak nitelendirilen Nayband Fayı da yer almaktadır. Paleosismolojik olarak bu fay üzerinde en son depremin yaklaşık 800 yıl önce olduğu ve son iki depremin 3 metre kayma ile gerçekleştiği dikkate alındığında ve fayın jeodezik olarak belirlenen kayma hızı hesaba katıldığında yaklaşık 7.0 büyüklüğünde bir deprem meydana gelme olasılığının yüksek olduğu değerlendirilmiştir.

- 1838 Nosratabad Depremi'nden ($M \sim 7.0$) bu yana deprem oluşmayan Kahurak Fayı boyunca yüksek gerilme hesaplanmıştır. Ancak en son 1948'de 6.8 büyüklüğünde bir deprem ile kırılan Ferdows Fayı'nın halen gerilme düşümü altına olduğu belirlenmiştir.

- Tarihsel ve aletsel dönemde Lut Bloğu çevresinde kayıt altına alınmış olan büyük depremlerin çalışma alanında blok hareketleri kaynaklı deformasyonların karşılanmasında yetersiz olduğunun ifade edilmesi bu çalışmada görece yüksek gerilme hesaplanan fayların varlığı ile uyumlu olarak değerlendirilmiştir. Bu bağlamda gelecekte zaman bağımlı gerilme değişimi hesaplamalarının sürekli güncellenmesi bir gereklilik olarak düşünülmüştür.

KAYNAKLAR

- Adeli, H. (1982). The Sirch (Kerman, Iran) Earthquake of 28 July 1981- A field investigation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(3), 841-861. <https://doi.org/10.1785/BSSA0720030841>.
- Aki, K. (1966). Generation and Propagation of G-Waves from the Niigata Earthquake of June 16, 1964. Part 2. Estimation of Earthquake Moment, Released Energy, and Stress-Strain Drop from the G-Wave Spectrum. *Bulletin of earthquake Research Institute, Tokyo University*, 44, 73-78.
- Alinaghi, A., Koulakov, I., & Thybo, H. (2007). Seismic tomographic imaging of P- and S-waves velocity perturbations in the upper mantle beneath Iran. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1089–1102. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03317.x>
- Allen, M. B., Saville, C., Blanc, E. J-P., Talebian, M., & Nissen, E. (2013). Orogenic plateau growth: Expansion of the Turkish-Iranian Plateau across the Zagros fold-and-thrust belt. *Tectonics*, 32(2), 171-190. <https://doi.org/10.1002/tect.20025>
- Ambraseys, N. N., ve Jackson, J. A. (1998). Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. *Geophysical Journal International*, 133(2), 390–406. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00508.x>
- Ambraseys, N. N., ve Tchalenko, J. S. (1969). The Dasht-e Bayāz (Iran) earthquake of August 31, 1968: A field report. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59(5), 1751–1792. <https://doi.org/10.1785/BSSA0590051751>
- Amini, S., Roberts, R., Raeesi, M., Shomali, Z. H., Lund, B., & Zarifi, Z. (2018). Fault slip and identification of the second fault plane in the Varzeghan earthquake doublet. *Journal of Seismology*, 22, 815–831. <https://doi.org/10.1007/s10950-018-9734-0>
- Anderson, G., ve Johnson, H. (1999). A new statistical test for static stress triggering: Application to the 1987 Superstition Hills earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research*, 104(B9), 20153 – 20168. <https://doi.org/10.1029/1999JB900200>
- Barka, A. A., ve Kadinsky-Cade, K. (1988). Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7(3), 663-684. <https://doi.org/10.1029/TC007i003p00663>
- Barnhart, W. D., ve Lohman, R. B. (2013). Phantom earthquakes and triggered aseismic creep: Vertical partitioning of strain during earthquake sequences in Iran. *Geophysical Research Letters*, 40(5), 819-823. <https://doi.org/10.1002/grl.50201>

- Bayer, K. C., Heuckroth, L. E., & Karim R. A. (1969). An investigation of the Dasht-e Bayāz, Iran earthquake of August 31, 1968. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59(5), 1793–1822. <https://doi.org/10.1785/BSSA0590051793>
- Berberian, M. (1979a). Tabas-e-Golshan (Iran) Catastrophic Earthquake of 16 September 1978; A Preliminary Field Report. *Disasters*, 2(4), 207–219. <https://doi.org/10.1111/j.1467-7717.1978.tb00099.x>
- Berberian, M. (1979b). Earthquake faulting and bedding thrust associated with the Tabas-e-Golshan (Iran) earthquake of September 16, 1978. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 69(6), 1861–1887. <https://doi.org/10.1785/BSSA0690061861>
- Berberian, M. (1979c). Evaluation of the instrumental and relocated epicentres of Iranian earthquakes. *Geophysical Journal International*, 58(3), 625–630. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1979.tb04798.x>
- Berberian, M. (1982). Aftershock tectonics of the 1978 Tabas-e-Golshan (Iran) earthquake sequence: a documented active 'thin-and thick-skinned tectonic' case. *Geophysical Journal International*, 68(2), 499–530. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1982.tb04912.x>
- Berberian, M. (Ed). (2014). *Developments in Earth Surface Processes: Earthquakes and Coseismic Surface Faulting on the Iranian Plateau (17. Sayı)*. Elsevier.
- Berberian, M., Asudeh, I., Bilham, R., Scholz, C., & Soufleris C. (1979). Mechanism of the main shock and the aftershock study of the Tabas-e-Golshan (Iran) earthquake of September 16, 1978: A preliminary report. *Bulletin of The Seismological Society of America*, 69(6), 1851–1859. <https://doi.org/10.1785/bssa0690061851>
- Berberian, M., Jackson, J. A., Ghorashi, M., & Kadjar M. H. (1984). Field and teleseismic observations of the 1981 Golbaf–Sirch earthquakes in SE Iran. *Geophysical Journal International*, 77(3), 809–838. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1984.tb02223.x>
- Berberian, M., Jackson, J. A., Qorashi, M., Khatib, M. M., Priestley, K., Talebian, M., & Ghafuri-Ashtiani, M. (1999). The 1997 May 10 Zirkuh (Qa'emat) earthquake (Mw 7.2): faulting along the Sistan suture zone of eastern Iran. *Geophysical Journal*, 136(3), 671–694. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.00762.x>
- Berberian, M., Jackson, J. A., Qorashi, M., Talebian, M., Khatib, M., & Priestley, K. (2000). 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. *Geophysical Journal International*, 142(2), 283–299. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00158.x>
- Berberian, M., Jackson, J. A., Fielding, E., Parsons, B. E., Priestley, K., Qorashi, M., Talebian, M., Walker, R., Wright, T. J., & Baker, C. (2001). The 1998 March 14 Fandoqa earthquake (Mw 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. *Geophysical Journal International*, 146(2), 371–398. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2001.01459.x>

- Berberian, M., ve Yeats, R.S. (1999). Patterns of Historical Earthquake Rupture in the Iranian Plateau. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(1), 120-139. <https://doi.org/10.1785/BSSA0890010120>
- Bonini, M., Corti, G., Sokoutis, D., Vannucci, G., Gasperini, P., & Cloetingh, S. (2003). Insights from scaled analogue modelling into the seismotectonics of the Iranian region. *Tectonophysics*, 376(3), 137-149. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.07.002>
- Burov, E. B. (2011). Rheology and strength of the lithosphere. *Marine and Petroleum Geology*, 28(8), 1402-1443. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.05.008>
- Chen, K., Xu, W., Mai, P. M., Gao, H., Zhang, L., & Ding, X. (2018). The 2017 Mw 7.3 Sarpol Zahāb Earthquake, Iran: A compact blind shallow-dipping thrust event in the mountain front fault basement. *Tectonophysics*, 747-748, 108-114. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.09.015>
- Chéry, J., Carretier, S., & Ritz, J-F. (2001). Postseismic stress transfer explains time clustering of large earthquakes in Mongolia. *Earth and Planetary Science Letters*, (194), (1-2), 277-286. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00552-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00552-0)
- Chinnery, M. A. (1961). The deformation of the ground around surface faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 51(3), 355-372. <https://doi.org/10.1785/BSSA0510030355>
- Chinnery, M. A. (1963). The stress changes that accompany strike-slip faulting. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 53(5), 921-932. <https://doi.org/10.1785/BSSA0530050921>
- Chuang, R. Y., Miller, M. M., Chen, Y-G., Chen, H-Y., Shyu, J. B. H., Yu, S-B., Rubin, C. M, Sieh, K., & Chung L-H. (2013). Interseismic Deformation and Earthquake Hazard along the Southernmost Longitudinal Valley Fault, Eastern Taiwan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(4), 1569-1582. <https://doi.org/10.1785/0120110262>
- Cianetti, S., Giunchi, C., & Cocco, M. (2005). Three-dimensional finite element modeling of stress interaction: An application to Landers and Hector Mine fault systems. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B5), 229. <https://doi.org/10.1029/2004JB003384>
- Cifelli, F., Mattei, M., Rashid, H., & Ghalamghash, J. (2013). Right-lateral transpressional tectonics along the boundary between Lut and Tabas blocks (Central Iran), *Geophysical Journal International*, 193(3), 1153-1165. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt070>
- Copley, A., ve Jackson, J. (2006). Active Tectonics of the Turkish-Iranian Plateau. *Tectonics*, 25(6), 1-19. <https://doi.org/10.1029/2005TC001906>
- Das, S., ve Scholz, C. (1981). Theory of Time-Dependent Rupture in the Earth. *Journal of Geophysical Research*, 86(B7), 6039-6051. <https://doi.org/10.1029/JB086iB07p06039>
- Djamour, Y., Vernant, P., Nankali, H. R., & Tavakoli, F. (2011). NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: Results from the Iranian permanent GPS network. *Earth and Planetary Science Letters*, 307(1-2), 27-34. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.04.029>

- Duman, T. Y., ve Emre, Ö. (2013). The East Anatolian Fault: geometry, segmentation and jog characteristics, *The Geological Society of London*, 372(1), 495-529. <https://doi.org/10.1144/SP372.14>
- Durmuş, H. (2014). *İran Depremlerinin Faylanma Özelliklerinin Telesismik Cisim Dalgalarıyla Modellenmesi* [Doktora tezi]. Sakarya Üniversitesi.
- Durmuş, H., ve Utkucu, M. (2018). 10 Mayıs 1997 Qa'emat (İran) Depremi (Mw=7.2) Sonlu-Fay Kayma Dağılımının Telesismik P ve SH Geniş Bant Dalga Şekillerinin Ters Çözümünden Belirlenmesi. *Yerbilimleri*, 39(3), 237–252. <https://doi.org/10.17824/yerbilimleri.503939>
- Durmuş, H., ve Utkucu, M. (2021). Coseismic slip distributions and stress interactions of the November 12, 2017, Sarpole-Zahab (Western Iran) earthquake (M W=7.3) and its aftershocks: seismotectonic implications. *Arabian Journal of Geosciences*, 14(12), 1188. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-07509-1>
- Dziewonski, A. M., ve Woodhouse, J. H. (1983). An experiment in systematic study of global seismicity: Centroid-moment tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B4), 3247-3271. <https://doi.org/10.1029/JB088iB04p03247>
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, Ş., & Şaroğlu, F. (2013). *Active fault map of Turkey with explanatory text. General Directorate of Mineral Research and Exploration Special Publication Series, (30)*. Ankara, Turkey.
- Engdahl, E.R. Hilst, R. D. van der, & Buland, R. (1998). Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bulletin Seismological Society of America*, 88(3), 722 – 743. <https://doi.org/10.1785/BSSA0880030722>
- Engdahl, E. R., Jackson, J. A., Myers, S. C., Bergman, E. A., & Priestley, K. (2006). Relocation and assessment of seismicity in the Iran region, *Geophysical Journal International*, 167(2), 761–778. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03127.x>
- Engelder, T. (1993). *Stress Regimes in the Lithosphere*. Princeton University Press. <http://www.jstor.org/stable/j.ctt7zv82v>
- England, P., Houseman, G., & Nocquet, J-M. (2016). Constraints from GPS measurements on the dynamics of deformation in Anatolia and the Aegean. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(12), 8888-8916. <https://doi.org/10.1002/2016JB013382>
- Eyidoğan, H. (1983). *Bitlis-Zağros bindirme ve kıvrımlı kuşağının sismotektonik özellikleri* [Doktora tezi]. İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi.
- Farbod, (2012). *Active tectonics of the Doruneh Fault: seismogenic behavior and geodynamic role* [Doktora tezi]. Aix-Marseille University.
- Farbod, Y., Bellier, O., Shabanian, E., & Abbassi M. R. (2011). Geomorphic and structural variations along the Doruneh Fault System (central Iran). *Tectonics* 30(6), 1-5. <https://doi.org/10.1029/2011TC002889>
- Fattahi, M. Walker, R. T., Khatib, M. M., Dolati, A., & Bahroudi, A. (2007). Slip-rate estimate and past earthquakes on the Doruneh fault, eastern Iran. *Geophysical Journal International*, 168(2), 691-709. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03248.x>

- Foroutan, M., Meyer, B., Sébrier, M., Nazari, H., Murray, A. S., Le Dortz, K., Shokri, M. A., Arnold, M., Aumaître, G., Bourlès, D., Keddadouche, K., Solaymani Azad, S., & Bolourchi, M. J. (2014). Late Pleistocene-Holocene right slip rate and paleoseismology of the Nayband fault, western margin of the Lut block, Iran. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(4), 3517-3560. <https://doi.org/10.1002/2013JB010746>
- Freed, A. M. (2005). Earthquake Triggering by Static, Dynamic, and Postseismic Stress Transfer. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33, 335-367. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.earth.33.092203.122505>
- Freed, A. M., ve Lin, J. (2001). Delayed triggering of the 1999 Hector Mine earthquake by viscoelastic stress transfer. *Nature*, 411, 180-183. <https://doi.org/10.1038/35075548>
- Funning, G. J., Parsons, B., Wright, T. J., Jackson, J., & Fielding, E. J. (2005). Surface displacements and source parameters of the 2003 Bam (Iran) earthquake from Envisat advanced synthetic aperture radar imagery. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 10(B9), 1-23. <https://doi.org/10.1029/2004JB003338>
- Gallagher, R. P., Reasenberg, P. A., & Poland, C. D. (1999). *Earthquake Aftershocks Entering Damaged Buildings*, Applied Technology Council, Redwood City. Erişim adresi <https://www.atcouncil.org/pdfs/atc35tb2.pdf>
- Gomberg, J., ve Johnson, P. (2005). Dynamic triggering of earthquakes, brief communications, *Nature*, 437, 830. <https://doi.org/10.1038/437830a>
- Gombert, B., Duputel, Z., Shabani, E., Rivera, L., Jolivet, R., & Hollingsworth, J. (2019). Impulsive Source of the 2017 MW=7.3 Ezgeleh, Iran, Earthquake. *Geophysical Research Letters*, 46(10), 5207-5216. <https://doi.org/10.1029/2018GL081794>
- Haghipour, A., ve Amidi, M. (1980). The November 14 to December 25, 1979 Ghaenat earthquakes of northeast Iran and their tectonic implications. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70(5), 1751-1757. <https://doi.org/10.1785/BSSA0700051751>
- Hanks, T. C., ve Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*, 84(B5), 2348-2350. <https://doi.org/10.1029/JB084iB05p02348>
- Harris, R. A. 1998. Introduction to special section: Stress triggers, stress shadows, and implication for seismic hazard. *Journal of Geophysical Research*, 103(B10), 24,347-24,358. <https://doi.org/10.1029/98JB01576>
- Hartzell, S., ve Mendoza, C. (1991). Application of an iterative least-squares waveform inversion of strong-motion and teleseismic records to the 1978 Tabas, Iran, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81(2), 305-331. <https://doi.org/10.1785/BSSA0810020305>
- Hessami, K., Jamali, F., & Tabassi, H., (2003). *Map of Major Active Faults of Iran*. Ministry of Science, Research and Tecnology, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, IR, Iran
- Hill, D. P., ve Prejean, S. G. (2015). Dynamic triggering. G. Schubert, (Ed.), *Treatise on Geophysics* (2nd edition, 273-304) içinde. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00078-6>

- Jackson, J. (1992). Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and the Caucasus. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B9), 12471-12479. <https://doi.org/10.1029/92JB00944>
- Jackson, J., Bouchon, M., Fielding, E., Funning, G., Ghorashi, M., Hatzfeld, D., Nazari, H., Parsons, B., Priestley, K., Talebian, M., Tatar, M., Walker, R., & Wright, T. (2006). Seismotectonic, rupture process, and earthquake-hazard aspects of the 2003 December 26 Bam, Iran, earthquake. *Geophysical Journal International*, 166(3), 1270-1292. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03056.x>
- Jackson J, McKenzie D, & Priestley K. (2021) Relations between earthquake distributions, geological history, tectonics and rheology on the continents. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 379, 1-25. <https://doi.org/10.1098/rsta.2019.0412>
- Jackson, J., ve McKenzie, D. (1984). Active tectonics of the Alpine—Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal International*, 77(1), 185–264. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1984.tb01931.x>
- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 82(20), 2981-2987. <https://doi.org/10.1029/JB082i020p02981>
- Kanamori, H. (1978). Quantification of Earthquakes. *Nature*, 271, 411-414. <https://doi.org/10.1038/271411a0>
- Kaviani, A., Paul, A., Moradi, A., Mai, P. M., Pilia, S., Boschi, L., Rumpker, G., Lu, Y., Tang, Z., & Sandvol, E. (2020). Crustal and uppermost mantle shear-wave velocity structure beneath the Middle East from surface-wave tomography. *Geophysical Journal International*, 221(2), 1349-1365. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa075>
- Keçeli, A. (2009). *Uygulamalı Jeofizik* (no 9). Jeofizik Mühendisleri Odası Eğitim Yayınları.
- King, G. C. P. (2007). Fault Interaction, Earthquake Stress Changes, and the Evolution of Seismicity. G. Schubert, (Ed.), *Treatise on Geophysics* (Volume 4, 225-255) içinde. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-044452748-6.00069-9>
- King, G. C. P., Stein, R. S., & Lin, J. (1994). Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(3), 935–953. <https://doi.org/10.1785/BSSA0840030935>
- Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S., & Kuloshvili, S. (2001). Neotectonics of East Anatolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: implication for transition from thrusting to strike-slip faulting. *Geodinamica Acta*, 14(1–3), 177-195. [https://doi.org/10.1016/S0985-3111\(00\)01064-0](https://doi.org/10.1016/S0985-3111(00)01064-0)
- Lasocki, S., Karakostas, V. G. & Papadimitriou E. E. (2009). Assessing the role of stress transfer on aftershock locations. *Journal of Geophysical Research*, 114(B11), 1-19. <https://doi.org/10.1029/2008JB006022>
- Lin, J., ve Stein, R.S. (2004). Stress triggering in thrust and subduction earthquakes, and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults. *Journal of Geophysical Research*, 109(B02303), 1-19. <https://doi.org/10.1029/2003JB002607>

- Lorenzo-Martín, F., Roth, F., & Wang, R. (2006). Inversion for rheological parameters from post-seismic surface deformation associated with the 1960 Valdivia earthquake, Chile, *Geophysical Journal International*, 164(19), 75–87, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02803.x>
- Love, A. E. H. (1892). *A Treatise on the Mathematical Theory of Elasticity* (Volume I). Cambridge: At The University Press.
- Maleki Asayesh, B., Hamzeloo, H., & Zafarani, H. (2019). Coulomb stress changes due to main earthquakes in Southeast Iran during 1981 to 2011. *Journal of Seismology*, 23, 135–150. <https://doi.org/10.1007/s10950-018-9797-y>
- Manaman, N. S., ve Shomali, H. (2010). Upper mantle S-velocity structure and Moho depth variations across Zagros belt, Arabian–Eurasian plate boundary. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, 180(1), 92–103. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2010.01.011>
- Mansouri, R., Maggi, A., & Montagner, J-P. (2015). The aftershock sequence of the Mw 6.3 2010 Rigan earthquake in southeast Iran: further evidence of a hidden fault in the southern Lut Block. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105(6), 3114–3120. <https://doi.org/10.1785/0120150027>
- Marchandon, M., Vergnolle, M., Cavalié, O., Sudhaus, H., & Hollingsworth, J. (2018). Earthquake sequence in the NE Lut, Iran: observations from multiple space geodetic techniques. *Geophysical Journal International*, 215(3), 1604–1621. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy364>
- Marchandon, M., Vergnolle, M., & Cavalié, O. (2021). Fault interactions in a complex fault system: insight from the 1936–1997 NE Lut earthquake sequence, *Geophysical Journal International*, 224(2), 1157–1173. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa451>
- Mardkheh, A. J. (2007). *Analysis of the Iranian Permanent GPS Network in the NE and E of Iran (time series and velocity field) and Modeling the stress transfer between active faults bounding the Lut block* [Master Thesis]. University of Joseph Fourier.
- Maruyama, T. (1964). Statical elastic dislocations in an infinite and semi-infinite medium. *Bulletin of Earthquake Research Institute*, 42, 289–368.
- Masson, F., Chéry, J., Hatzfeld, D., Martinod, J., Vernant, P., Tavakoli, F., & Ghafory-Ashtiani, M. (2005). Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data. *Geophysical Journal International*, 160(1), 217–226. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02465.x>
- McCloskey, J., ve Nalbant, S. S. (2009). Near-real-time aftershock hazard maps. *Nature Geoscience*, 2, 154–155. <https://doi.org/10.1038/ngeo449>
- McClusky S., Balassanian S., Barka A., Demir C., Ergintav S., Georgiev I., Gurkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H., Kastens K., Kekelidze G., King R., Kotzev V., Lenk O., Mahmoud S., Mishin A., Nadariya M., Ouzounis A., ... Paradissis D. (2000). Global Positioning System Constraints on Plate Kinematics and Dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, 105, 5695–5719. <https://doi.org/10.1029/1999JB900351>

- Molinaro, M., Leturmy, P., Guezou, J.-C., & Frizon de Lamotte, D. (2005). The structure and kinematics of the southeastern Zagros fold-thrust belt, Iran: From thin-skinned to thick-skinned tectonics. *Tectonics*, 24(3), 1-19. <https://doi.org/10.1029/2004TC001633>
- Motaghi, K. (2012). *Lithosphere Structure at the NE Iran Continental Collision Zone*, [Ph.D. Thesis]. International Institute of Earthquake Engineering and Seismology Library.
- Motaghi, K., Tatar, M., Shomali, Z., Kaviani, A., & Priestley, K. (2012a). High resolution image of uppermost mantle beneath NE Iran continental collision zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 208-209(2), 38-49. <https://doi.org/10.1016/J.PEPI.2012.07.006>
- Motaghi, K., Tatar, M., & Priestley, K. (2012b). Crustal thickness variation across the northeast Iran continental collision zone from teleseismic converted waves. *Journal of Seismology*, 16(2), 253-260. <https://doi.org/10.1007/s10950-011-9267-2>
- Motaghi, K., Tatar, M., Priestley, K., Romanelli, F., Doglioni, C., & Panza, G. F. (2014). The deep structure of the Iranian Plateau. *Gondwana Research*, 28(1), 407-418. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.04.009>
- Mousavi, Z., Walpersdorf, A., Walker, R. T., Tavakoli, F., Pathier, E., Nankali, H., Nilfouroushan, F., & Djamour, Y. (2013). Global Positioning System constraints on the active tectonics of NE Iran and the South Caspian region. *Earth and Planetary Science Letters*, 377, 287-298. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.07.007>
- Mouthereau, F., Lacombe, O., & Vergés, J. (2012). Building the Zagros collisional orogen: Timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence. *Tectonophysics*, 532, 27-60. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.022>
- Nabiei, E., ve Bagheri, S. (2013). Tectonic Evolution of East Margin of Lut Block in Nosratabad area, SE Iran. *Bulletin of Environment, Pharmacology and Life Sciences*, 2(11) 78-86.
- Nakamura, T., Suzuki, S., Sadeghi, H., Fatemi, S., Matsushima, T., Ito, Y., Hosseini, K., Gandomi, A., & Maleki, M. (2005). 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. *Geophysical Research Letters*, 32(9), 1-5. <https://doi.org/10.1029/2005GL022631>
- Nalbant, S. S., Hubert, A., & King, G.C. P. (1998). Stress coupling between earthquakes in northwest Turkey and the north Aegean Sea. *Journal of Geophysical Research*, 103(B10), 24469-24486. <https://doi.org/10.1029/98JB01491>
- Nalbant, S., McCloskey, J., Steacy, S., & Barka, A. (2002). Stress accumulation and increased seismic risk in eastern Turkey. *Earth and Planetary Science Letters*, 195(3-4), 291-298. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00592-1](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00592-1)

- Nalbant, S. S., Steacy, S., & McCloskey, J. (2006). Stress transfer relations among the earthquakes that occurred in Kerman province, southern Iran since 1981. *Geophysical Journal International*, 167(1), 309-318. <https://doi.org/10.1111/gji.2006.167.issue-1>
- Nalbant, S. S., ve McCloskey, J. (2011). Stress evolution before and after the 2008 Wenchuan, China earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 307(1–2), 222-232. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.04.039>
- Necioglu, A. (1999). Determination of crustal and upper mantle structure between Iran and Turkey from the dispersion of rayleigh waves. *Journal of the Balkan Geophysical Society*, 2(4), 139-150.
- Niazi, M. (1969). Source Dynamics of the Dasht-e Bayaz Earthquake of August 31, 1968. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59(5), 1843-1861.
- Niazi, M., ve Kanamori, H. (1981). Source parameters of 1978 tabas and 1979 Qainat, Iran, earthquakes from long-period surface waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(4), 1201–1213. doi: <https://doi.org/10.1785/BSSA0710041201>
- Nissen, E., Tatar, M., Jackson, J. A., & Allen, M. B. (2011). New views on earthquake faulting in the Zagros fold-and-thrust belt of Iran, *Geophysical Journal International*, 186(3), 928–944. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05119.x>
- Nissen, E., Jackson, J., Jahani, S., & Tatar, M. (2014). Zagros “phantom earthquakes” reassessed—The interplay of seismicity and deep salt flow in the Simply Folded Belt? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(4), 3561-3583. <https://doi.org/10.1002/2013JB010796>.
- Nowroozi, A. A., Mohajer-Ashjai, A. (1985). Fault movements and tectonics of eastern Iran: boundaries of the Lut plate, *Geophysical Journal International*, 83(1), 215–237. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1985.tb05164.x>
- Nowrouzi, G., Priestley, K. F., Ghafory-Ashtiany, M., Doloei, G. J., & Rham, D. J. (2007). Crustal Velocity Structure in Iranian Kopeh-Dagh, from Analysis of P-Waveform Receiver Functions. *Journal of Seismology and Earthquake Engineering*, 9(4), 187-194.
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(4), 1135–1154. <https://doi.org/10.1785/BSSA0750041135>
- Okada, Y. (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(2), 1018–1040. <https://doi.org/10.1785/BSSA0820021018>
- Oruç, B. (2021). *Yerküre fiziği ve temel deprem bilimi* (3904). Nobel Akademik Yayıncılık.
- Pandey, M. R., Tandukar, R. P., Avouac, J. P., Lave, J., & Massot, J. P. (1995). Interseismic strain accumulation on the Himalayan crustal ramp (Nepal). *Geophysical Research Letters*, 22(7), 751-754. <https://doi.org/10.1029/94GL02971>

- Parsons, T. (2009). Earth Science: Lasting earthquake legacy. *Nature*, 462(7269), 42-43. <https://doi.org/10.1038/462042a>
- Parsons, B., Wright, T., Rowe, P., Andrews, J., Jackson, J., Walker, R., Khatib, M., Talebian, M., Bergman, E., & Engdahl, E. R. (2006). The 1994 Sefidabeh (eastern Iran) earthquakes revisited: new evidence from satellite radar interferometry and carbonate dating about the growth of an active fold above a blind thrust fault. *Geophysical Journal International*, 164(1), 202–217. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02655.x>
- Pezzo, G., Tolomei, C., Atzori, S., Salvi, S., Shabanian, E., Bellier, O., & Farbod, Y. (2012). New kinematic constraints of the western Doruneh fault, northeastern Iran, from interseismic deformation analysis. *Geophysical Journal International*, 190(1), 622–628. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05509.x>
- Pınar, A. (1995), *Rupture process and spectra of some major Turkish earthquakes and their seismotectonic implications* [Doktora tezi]. Boğaziçi Üniversitesi.
- Pollitz, F. F. (1992). Postseismic relaxation theory on the spherical earth. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(1), 422–453. <https://doi.org/10.1785/BSSA0820010422>
- Pollitz, F. F. (1997). Gravitational viscoelastic postseismic relaxation on a layered spherical Earth. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B8), 17,921-17,941. <https://doi.org/10.1029/97JB01277>
- Pollitz, F. (29 Ocak, 2007). VISCO1D. United States Geological Survey (USGS), Digital Object Identifier Catalog. <https://www.usgs.gov/node/279413> adresinden 20.12.2023 tarihinde alınmıştır.
- Pollitz, F., Vergnolle, M., & Calais, E. (2003). Fault interaction and stress triggering of twentieth century earthquakes in Mongolia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B10), 1-14. <https://doi.org/10.1029/2002JB002375>
- Pollitz, F. F., ve Sacks, I. S. (1992). Modeling of postseismic relaxation following the great 1857 earthquake, southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(1), 454–480. <https://doi.org/10.1785/BSSA0820010454>
- Pollitz, F. F., Vergnolle, M., & Calais E. (2003). Fault interaction and stress triggering of twentieth century earthquakes in Mongolia. *Journal Of Geophysical Research*, 108(B10), 1-14. <https://doi.org/10.1029/2002JB002375>
- Pondard, N., Armijo, R., King, G.C.P., Meyer, B., & Flerit, F., (2007). Fault interactions in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): earthquake clustering and propagating earthquake sequences. *Geophysical Journal International*, 171(3), 1185-1197. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03580.x>
- Press, F. (1965). Displacements, strains, and tilts at teleseismic distances. *Journal of Geophysical Research*, 70(10), 2395-2412. <https://doi.org/10.1029/JZ070i010p02395>
- Rajput, S., Gahalaut, V. K., & Sahu, V. K. 2005. Coulomb stress changes and aftershocks of recent Indian earthquakes. *Current Science*, 88(4), 576-588.

- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliyev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., & Karam, G. (2006). GPS Constraints on Continental Deformation in the Africa-Arabia-Eurasia Continental Collision Zone and Implications for the Dynamics of Plate Interactions. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. 111(B05411). <https://doi.org/10.1029/2005JB004051>
- Rezaeifar, M., ve Kissling, E. (2018). Compilation of a high-quality catalogue for M3.0+ seismicity in northern Iran region for the period of 2005–2017. *Geophysical Journal International*, 215(1), 118–132. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy271>
- Rezapour, M., ve Mohsenpur, A. (2013). The 2010 Mw 6.5 Rigan, Iran, Earthquake Aftershock Sequence. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(3), 1793–1800. <https://doi.org/10.1785/0120120288>
- Rongved, L., ve Frasier, J. T. (1958). Displacement Discontinuity in the Elastic Half-Space. *Journal of Applied Mechanics*. 25(1), 125–128. <https://doi.org/10.1115/1.4011700>
- Rouhollahi, R., Ghayamghamian, M. R., Yaminifard, F., Suhadolc, P., & Tatar, M. (2012). Source process and slip model of 2005 Dahuiyeh-Zarand earthquake (Iran) using inversion of near-field strong motion data. *Geophysical Journal International*, 189(1), 669-680. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05387.x>
- Seyitoğlu, G., Esat, K., & Kaypak, B. (2017). The neotectonics of southeast Turkey, northern Syria, and Iraq: the internal structure of the Southeast Anatolian Wedge and its relationship with recent earthquakes. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 26(2), 105 - 126. <https://doi.org/10.3906/yer-1605-21>
- Shan, B., Xiong, X., Wang, R., Zheng, Y., & Yadav, R. B. S. (2015). Stress evolution and seismic hazard on the Maqin-Maqu segment of East Kunlun Fault zone from co-, post- and interseismic stress changes. *Geophysical Journal International*, 200(1), 244–253. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu395>
- Shoja-Taheri, J., ve Anderson, J. G. (1988). The 1978 Tabas, Iran, earthquake: An interpretation of the strong motion records. *Bulletin of the Seismological Society of America* 78(1),142–171. <https://doi.org/10.1785/BSSA0780010142>
- Simão, N.M., Nalbant, S.S., Sunbul, F., & Mutlu, A. K. (2016). Central and eastern Anatolian crustal deformation rate and velocity fields derived from GPS and earthquake data. *Earth and Planetary Science Letters*, 433, 89-98. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.10.041>
- Smith, W. H. F., ve Sandwell, D. T. (1997). Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277, 1957-1962.
- Steacy, S., Gomberg, J., & Cocco, M. (2005). Introduction to special section: Stress transfer, earthquake triggering, and time-dependent seismic hazard. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B05S01), 1-12. <https://doi.org/10.1029/2005JB003692>.
- Stein, R. S. (1999). The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*, 402(6762), 605-609. <https://doi.org/10.1038/45144>

- Stein, R. S. (2003). Earthquake Conversations. *Scientific American*, 288(1), 72-79.
- Stein, R. S., Barka, A. A., & Dieterich, J. H. (1997). Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International*, 128(3), 594–604. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb05321.x>
- Stein, R. S., ve Lisowski, M. (1983). The 1979 Homestead Valley Earthquake Sequence, California: Control of Aftershocks and Postseismic Deformation. *Journal of Geophysical Research*, 88(B8), 6477-6490. <https://doi.org/10.1029/JB088iB08p06477>
- Stein, S., ve Liu, M. (2009). Long aftershock sequences within continents and implications for earthquake hazard assessment. *Nature*, 462(7269):87-89. <https://doi.org/10.1038/nature08502>
- Stein, S., ve Wysession, M. (2003). *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure* (First published). Blackwell Publishing.
- Steketee, J. A. (1958). On Volterra's Dislocations in a Semi-Infinite Elastic Medium. *Canadian Journal of Physics*, 36(2), 192-205. <https://doi.org/10.1139/p58-024>
- Sudhaus, H., ve Jónsson, S. (2011). Source model for the 1997 Zirkuh earthquake (MW = 7.2) in Iran derived from JERS and ERS InSAR observations. *Geophysical Journal International*, 185(2), 676-692. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.04973.x>
- Sünbül, F., Nalbant, S. S., Simão, N. M., & Steacy, S. (2016). Investigating viscoelastic postseismic deformation due to large earthquakes in East Anatolia, Turkey. *Journal of Geodynamics*, 94–95, 50-58. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.01.002>
- Şengör, A. M. C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakıncı, M., Eyidoğan, H., Görür, N., Le Pichon, X. & Rangin, C. (2005). The North Anatolian Fault: A New Look. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 33, 37-112. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.101802.120415>
- Tabrez, A. S., Freed, A. M., Calais, E., Manaker, D. M., & McCann, W. R. (2008). Coulomb stress evolution in Northeastern Caribbean over the past 250 years due to coseismic, postseismic and interseismic deformation. *Geophysical Journal International*, 174(3), 904–918. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03634.x>
- Taghizadeh-Farahmand, F., Afsari, N. & Sodoudi, F. (2015). Crustal Thickness of Iran Inferred from Converted Waves. *Pure and Applied Geophysics*, 172(2), 309–331. <https://doi.org/10.1007/s00024-014-0901-0>
- Talebian, M., Biggs, J., Bolourchi, M., Copley, A., Ghassemi, A., Ghorashi, M., Hollingsworth, J., Jackson, J., Nissen, E., Oveisi, B., Parsons, B., Priestley, K., & Saïidi, A. (2006). The Dahuiyeh (Zarand) earthquake of 2005 February 22 in central Iran: reactivation of an intramountain reverse fault. *Geophysical Journal International*, 164(1), 137–148. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02839.x>

- Talebian, M., Fielding, E. J., Funning, G. J., Ghorashi, M., Jackson, J., Nazari, H., Parsons, B., Priestley, K., Rosen, P. A., Walker, R., & Wright, T. J. (2004). The 2003 Bam (Iran) earthquake: Rupture of a blind strike-slip fault. *Geophysical Research Letters*, 31(11), 1-4. <https://doi.org/10.1029/2004GL020058>
- Talebian, M., ve Jackson, J. (2004). A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran. *Geophysical Journal International*, 156(3), 506–526. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02092.x>
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Moradi, A. S., & Paul, A. (2004). The 2003 December 26 Bam earthquake (Iran), Mw 6.6, aftershock sequence. *Geophysical Journal International*, 163(1), 90-105. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02639.x>
- Tchalenko, J. S., ve Berberian, M. (1975). Dasht-e Bayaz Fault, Iran: Earthquake and Earlier Related Structures in Bed Rock. *Geological Society of America Bulletin*, 86, 703-709.
- Toda, S., Stein, R. S., Reasenber, P. A., Dieterich, J. H., & Yoshida, A. (1998). Stress transferred by the 1995 Mw=6.9 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 103(B10), 24.543-24.565. <https://doi.org/10.1029/98JB00765>
- Toda, S., ve Stein, R. S., (2002). Response of the San Andreas fault to the 1983 Coalinga- Nunez earthquakes: An application of interaction based probabilities for Parkfield. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B6), 1-19. <https://doi.org/10.1029/2001JB000172>
- Toda, S., Stein R. S., Beroza, G. C., & Marsan, D. (2012). Aftershocks halted by static stress shadows. *Nature Geoscience*, 5, 410-413. <https://doi.org/10.1038/NGEO1465>
- Toda, S., Stein, R. S., Richards-Dinger, K., & Bozkurt, S. (2005). Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer. *Journal of Geophysical Research*, 110(B05S16), 1-17. <https://doi.org/10.1029/2004JB003415>
- Toda, S., Stein, R.S., Sevilgen, V., & Lin, J. (2011). Coulomb 3.3 Graphic-rich deformation and stress-change software for earthquake, tectonic, and volcano research and teaching—user guide: U.S. Geological Survey Open-File Report. <https://pubs.usgs.gov/of/2011/1060/> adresinden 20.12.2023 tarihinde alınmıştır.
- Toksöz, M. N., Nabelek, J., & Arpat, E. (1978). Source properties of the 1976 earthquake in east turkey: A comparison of field data and teleseismic results. *Tectonophysics*, 49(3-4), 199-205. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(78\)90178-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(78)90178-6)
- Utkucu, M., Durmus, H., & Nalbant, S. S. (2017). Stress history controls the spatial pattern of aftershocks: case studies from strike-slip earthquakes. *International Journal of Earth Sciences*, 106(6), 1841-1861. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1389-x>

- Utkucu, M., Kizilbuga, S., & Arman, H. (2018). Fault rupture and stress changes associated with the November 27, 2005 Qeshm Island (Iran) earthquake (M-W=6.0). *Arabian Journal of Geosciences*, 11(22), 1-14. <https://doi.org/10.1007/s12517-018-4090-5>
- Utkucu, M., Uzunca, F., Durmuş, H., Nalbant S. S., İpek, C. & Ramazanoğlu, Ş. (2023). The Mw=5.8 2019 Silivri Earthquake, NW Türkiye; is It a Warning Beacon for a Big One? *International Journal of Earth Sciences*, (Published online: 16 November, 2023). <https://doi.org/10.1007/s00531-023-02359-6>
- Vernant, P., ve Chéry, J. (2006). Low fault friction in Iran implies localized deformation for the Arabia-Eurasia collision zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 246(3-4), 197-206. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.04.021>
- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., Chery, J. (2004). Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophysical Journal International*, 157(1), Pages 381–398. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02222.x>
- Volterra, V. (1907). Sur l'équilibre des corps élastiques multiplément connexes. *Annales Scientifiques de l'É.N.S*, 24, 401-517.
- Walker, R., Jackson, J., & Baker, C. (2003). Surface expression of thrust faulting in eastern Iran: source parameters and surface deformation of the 1978 Tabas and 1968 Ferdows earthquake sequences. *Geophysical Journal International*, 152(3), 749–765. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01886.x>
- Walker, R., Jackson, J., & Baker, C. (2004). Active faulting and seismicity of the Dasht-e-Bayaz region, eastern Iran. *Geophysical Journal International*, 157(1), 265–282. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2966.2004.02179.x>
- Walker, R. T., Bergman, E. A., Szeliga, W., & Fielding, E. J. (2011). Insights into the 1968-1997 Dasht-e-Bayaz and Zirkuh earthquake sequences, eastern Iran, from calibrated relocations, InSAR and high-resolution satellite imagery. *Geophysical Journal International*, 187(3), 1577-1603. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05213.x>
- Walker, R., Bergman, E., Elliott, J., Fielding, E., Ghods, A., Ghoraishi, M., Jackson, J., Nazari, H., Nemati, M., Oveisi, B., & Walters, R. (2013). The 2010-2011 South Rigan (Baluchestan) earthquake sequence and its implications for distributed deformation and earthquake hazard in southeast Iran. *Geophysical Journal International*, 193(1), 349–374. <https://doi.org/10.1093/gji/ggs109>
- Walker, R., ve Jackson, J. (2004). Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran. *Tectonics*, 23(5), 1-24. <https://doi.org/10.1029/2003TC001529>
- Walpersdorf, A., Manighetti, I., Mousavi, Z., Tavakoli, F., Vergnolle, M., Jadidi, A., Hatzfeld, D., Aghamohammadi, A., Bigot, A., Djamour, Y., Nankali, H., & Sedighi, M. (2014). Present-day kinematics and fault slip rates in eastern Iran, derived from 11 years of GPS data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(2), 1359-1383. <https://doi.org/10.1002/2013JB010620>

- Walters, R. J., England, P. C., & Houseman, G. A. (2017). Constraints from GPS measurements on the dynamics of the zone of convergence between Arabia and Eurasia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(2), 1470-1495. <https://doi.org/10.1002/2016JB013370>
- Wang, R., Xia, Y., Grosser, H., Wetzel, H.-U., Kaufmann, H., & Zschau, J. (2004). The 2003 Bam (SE Iran) earthquake: precise source parameters from satellite radar interferometry. *Geophysical Journal International*, 159(3), 917-922. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02476.x>
- Wells, D. L., & Coppersmith, K. J. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974-1002. <https://doi.org/10.1785/BSSA0840040974>
- Wessel, P., & Smith, W. H. F. (1991). Free software helps map and display data, *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 72(41), 441, 445-446.
- Wessel, P., & Smith, W. H. F. (1995). New version of the Generic Mapping Tools released, *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 76(33), 329.
- Wessel, P., & Smith, W. H. F. (1998). New, improved version of Generic Mapping Tools released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 79(47), 579.
- Wimpenny, S., Copley, A., & Ingleby, T. (2017). Fault mechanics and post-seismic deformation at Bam, SE Iran. *Geophysical Journal International*, 209(2), 1018-1035. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx065>
- Zarei, S., Khatib, M. M., Zare, M., & Mousavi, S. M. (2019). Evaluation of Seismicity Triggering: Insights from the Coulomb Static Stress Changes after the 30 August 1968 Dasht-e-Bayaz Earthquake ($M_w = 7.1$), Eastern Iran. *Geotectonics*, 53(5), 601-616. <https://doi.org/10.1134/S0016852119050078>
- Zeng, Y. (2001). Viscoelastic stress-triggering of the 1999 Hector Mine earthquake by the 1992 Landers earthquake. *Geophysical Research Letters*, 28(15), 3007-3010. <https://doi.org/10.1029/2000GL012806>
- Zhou, Y., Walker, R. T., Hollingsworth, J., Talebian, M., Song, X., & Parsons, B. (2016). Coseismic and postseismic displacements from the 1978 M_w 7.3 Tabas-e-Golshan earthquake in eastern Iran. *Earth and Planetary Science Letters*, 452(1), 185-196. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.07.038>

ÖZGEÇMİŞ

Ad-Soyad : Fatih UZUNCA

ÖĞRENİM DURUMU:

- **Lisans** : 2012, Süleyman Demirel Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü
- **Yükseklisans** : 2016, Sakarya Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

MESLEKİ DENEYİM:

- 2015-2018 yılları arasında İstanbul Çevre, Şehircilik ve İklim Değişikliği İl Müdürlüğünde Jeofizik Mühendisi olarak çalıştı.
- 2018-2024 yılları arasında Sakarya Çevre, Şehircilik ve İklim Değişikliği İl Müdürlüğünde Jeofizik Mühendisi olarak çalıştı.
- 2024-halen Sakarya Kentsel Dönüşüm Müdürlüğünde Jeofizik Mühendisi olarak görev yapmaktadır.

TEZDEN TÜRETİLEN ESERLER:

SCI Index Makale:

- Utkucu, M., Uzunca, F., Durmuş, H., Nalbant S. S., İpek, C. & Ramazanoğlu, Ş. (2023). The Mw=5.8 2019 Silivri Earthquake, NW Türkiye; is It a Warning Beacon for a Big One? *International Journal of Earth Sciences*, (Published online: 16 November, 2023).

Uluslararası Bildiriler:

- Uzunca F., Utkucu M., Nalbant S. S., & Durmuş H. (2023, 10-14, Nisan). Doğu İran'daki 1997 Zirkuh-e Qa'enat Depremi (Mw=7.3) Üzerinde 1968 Sonrası Meydana Gelen Mw≥6.5 Depremlerinin Oluşturduğu Coulomb Gerilme Değişimleri. *Uluslararası Katılımlı 75. Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Ankara, Türkiye.
- Utkucu M., Durmuş, H., Uzunca, F., Nalbant, S., & Kızılbıça, S. (2023). The time-dependent stress changes within the seismic gap of the Eastern Marmara Sea (NW Türkiye) through multiple earthquake cycles since 715 AD. *EGU General Assembly 2023*, Abstract number: EGU23-7909. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu23-7909>

- Utkucu, M., Durmuş, H., Uzunca, F., & Nalbant S. S. (2023, 10-14, Nisan). "Türkiye’de Zamana Bağlı Deprem Etkileşimleri” Projesi Ön Sonuçları-2: 26 Eylül 2019 Silivri Depremi ($M_w=5.8$), KB Türkiye. 75. *Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Ankara, Türkiye. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/0f838eaa8517190_ek.pdf
- Utkucu, M., Uzunca, F., Durmuş, H., & Nalbant S. S. (2023, 10-14, Nisan). “Türkiye’de Zamana Bağlı Deprem Etkileşimleri” Projesi Ön Sonuçları-1: 1999 İzmit ve Düzce Depremlerinin Artçı Şokları Halen Devam Ediyor Mu? 75. *Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Ankara, Türkiye. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/0f838eaa8517190_ek.pdf
- Utkucu, M., Durmuş, H., Uzunca, F., & Nalbant S. S. (2023, 10-14, Nisan). 2023 Pazarcık ($M_w=7.9$) ve Elbistan ($M_w=7.7$) (Kahramanmaraş) Deprem Silsilesi Öncesi Zamana Bağlı Coulomb Gerilme Değişimleri. 75. *Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Ankara, Türkiye. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/0f838eaa8517190_ek.pdf
- Utkucu, M., Durmuş, H., Uzunca, F., Nalbant, S. S., & Arman, H. (October 16-19, 2023). Time-dependent Coulomb stress changes background of the February 6, 2023 Pazarcık ($M_w=7.8$) and Elbistan ($M_w=7.8$) earthquakes in the Southeast Türkiye. Submitted to SEG (Society of Exploration Geophysics) *The Seventh International Conference on Engineering Geophysics (ICEG2023)*, 4 pages.

Deprem Raporu

- Utkucu M., Durmuş H., Uzunca F., & Nalbant S. S., (2023a). *A preliminary report on the 2023 Gaziantep ($M_w=7.7$) and Elbistan ($M_w=7.5$) Earthquakes in southeast Türkiye. Sakarya University Disaster Management Application and Research Center.* <http://www.aym.sakarya.edu.tr/2023/02/07/a-preliminary-report-on-the-2023-gaziantep-mw7-7-and-elbistan-mw7-5-earthquakes-in-southeast-turkiye/>
- Utkucu M., Uzunca F., Durmuş H., Nalbant S. S., & Sert, S. (2023b). *The 2023 Pazarcık ($M_w=7.8$) and Elbistan ($M_w=7.6$), Kahramanmaraş Earthquakes in the southeast Türkiye.* Sakarya University Disaster Management Application and Research Center. <http://www.aym.sakarya.edu.tr/2023/02/24/the-2023-pazarcik-mw7-8-and-elbistan-mw7-6-kahramanmaras-earthquakes-in-the-southeast-turkiye/>