



**T.C.
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ-CERRAHPAŞA
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ**



YÜKSEK LİSANS TEZİ

Gökova Körfezi'nin Sismotektonik Yapısının

Sismik Yansıma ve Sismolojik Verilerle Araştırılması

Azar AZİZOV

**DANIŞMAN
Doç. Dr.Ethem GÖRGÜN**

**II. DANIŞMAN
Doç. Dr.Hakan ALP**

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeofizik Mühendisliği Programı

İSTANBUL-2019

Bu çalışma, 27.11.2019 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, Jeofizik Mühendisliği Programında Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Tez Jürisi



Doç. Dr. Ethem GÖRGÜN (Danışman)
İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa
Mühendislik Fakültesi



Prof. Dr. Eşref YALÇINKAYA
İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa
Mühendislik Fakültesi



Prof. Dr. Ali PINAR
Boğaziçi Üniversitesi
Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araş. Ens.

Unvan Adı SOYADI
Üniversite
Fakülte

Unvan Adı SOYADI
Üniversite
Fakülte

ÖNSÖZ

Tez çalışmam süresince bana göstermiş oldukları ilgiden ve destekten dolayı danışman hocam Doç.Dr.Ethem GÖRGÜN ve sismik yansıma verilerinin analizi konusunda destek aldığım 2. danışmanım Doç.Dr. Hakan ALP'e sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Bu tez çalışmasında çokkanallı sismik yansıma verileri ve 21 Temmuz 2017 tarihinde gerçekleşen 6.3lokal büyüklüğündeki (*M*) Gökova depreminin verileri kullanılmıştır. Çokkanallı sismik yansıma verisi 1996 yılında Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü(MTA) Sismik-1 gemisi tarafında toplanmıştır. Bu sismik veriler Paradigm ECHOS şirketine ait bir yazılım yardımıyla analiz edilmiştir.Deprem verileri ise Seismic Analysis Code (SAC) programı kullanılarak analiz edilmiştir. Haritaların çizilmesinde ise Generic Mapping Tools(GMT)yazılımı kullanılmıştır. Deprem verileri Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Bölgesel Deprem-Tsunami İzleme ve Değerlendirme Merkezi (BÜ KRDAE-BDTİM) tarafından sağlanmıştır.

Tez çalışmamda ECHOS isimli sismik veri işlem programının kullanılmasında, tecrübe ve bilgilerini benimle paylaşan Arş.Gör.Mehmet Ali ÜGE'ye de teşekkür etmek istiyorum.

Tüm hayatım boyunca yanımda olan, maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen aileme sonsuz teşekkürlerimi sunarım. |

Kasım 2019

|Azar AZİZOV|

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

ÖNSÖZ	iv
İÇİNDEKİLER.....	v
ŞEKİL LİSTESİ	vii
TABLO LİSTESİ.....	xii
SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ	xiii
ÖZET	xiv
SUMMARY	xvi
1. GİRİŞ	1
1.1 TEZİN AMACI.....	2
1.2. ÇALIŞMA ALANINDA KULLANILAN SİSMİK YANSIMA SAHA PARAMETRELERİ.....	2
2. GENEL KISIMLAR.....	4
2.1. GÖKOVA KÖRFEZİNİN TEKTONİĞİ.....	4
2.2. ÇALIŞMA ALANINDA TARİHSEL DÖNEMDE MEYDANA GELEN DEPREMLER	7
2.3. ÇALIŞMA ALANINDA ALETSEL DÖNEMDE MEYDANA GELEN DEPREMLER	10
2.4. 21 TEMMUZ 2017 GÖKOVA DEPREMİ VE DEPREM DAĞILIMI	11
3. MALZEME VE YÖNTEM.....	14
3.1. SİSMİK VERİ İŞLEM AŞAMALARI	14
3.1.1. Veri Yükleme	14
3.1.2. Geometri Bilgisinin Sismik İzlere Tanımlanması.....	15
3.1.3. Statik Düzeltme	15
3.1.4 İz Ayıklama	15
3.1.5. Genlik Kazancı Uygulama	16
3.1.6. Bantgeçişli Süzgeç	16
3.1.7. İstenmeyen İzlerin Atılması	16
3.1.8. CDP Sıralama.....	16
3.1.9. Hız Analizi ve Normal Kayma Zamanı (NMO) Düzeltmesi	17
3.1.10. Yığma	18

3.1.11. Migrasyon (Göç)	19
3.2.ODAK MEKANİZMA ÇÖZÜMÜ	23
3.3.GERİLME TENSÖRÜ BELİRLENMESİ.....	27
3.4. COULOMB GERİLME ANALİZİ.....	30
4. BULGULAR.....	32
4.1. ATIŞ VERİ GRUBU.....	32
4.2. TEK KANAL YIĞMA KESİTİ GÖRÜNTÜSÜ	33
4.3. STATİK DÜZELTME	34
4.4. İZ AYIKLAMA	35
4.5. GENLİK KAZANCI UYGULAMA.....	35
4.6. BANTGEÇİŞLİ SÜZGEÇ	38
4.7. İSTENMEYEN İZLERİN ATILMASI.....	39
4.8. CDP SIRALAMA	40
4.9. HIZ ANALİZİ VE NORMAL KAYMA ZAMANI (NMO) DÜZELTMESİ.....	41
4.11. MİGRASYON (GÖÇ)	47
4.12.ODAK MEKANİZMA ÇÖZÜMLERİ	49
4.13.GERİLME TENSÖRÜ BELİRLENMESİ.....	57
4.14. COULOMB GERİLME ANALİZİ.....	59
5. TARTIŞMA VE SONUÇ	61
KAYNAKLAR.....	64
ÖZGEÇMİŞ.....	67

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa No

Şekil 1.1	1996 yılında MTA Sismik-1 Araştırma Gemisi tarafından toplanan hatların yeri ve çalışma alanının yerbulduru haritası.....	1
Şekil 2.1:	Çalışma alanının yerbulduru haritası (İşcan, 2010).....	4
Şekil 2.2:	Gökova Körfezi batimetri haritası (İşcan, 2010).....	5
Şekil2.3:	Kurt ve diğ., 1999 tarafından yapılan Gökova Körfezi tektonik haritası.....	5
Şekil2.4 :	Gökova Körfezi geometrisi (Sözbilir ve diğ., 2017).....	6
Şekil 2.5:	Gökova Körfezinde tarihsel dönemde meydana gelen depremler (www.koeri.boun.edu.tr).....	10
Şekil 2.6:	Aletsel dönemde Gökova Körfezinde meydana gelmiş depremler (www.koeri.boun.edu.tr).....	11
Şekil 2.7:	21 Temmuz 2017 Gökova Körfezi depremi ana şok ve artçı sarsıntı dağılımı (www.koeri.boun.edu.tr).....	12
Şekil 2.8:	21 Temmuz 2017 Gökova depreminin yeri ve farklı sismoloji merkezler tarafından elde edilen odak mekanizma çözümü (https://www.emsc-csem.org).....	13
Şekil3.1:	Eğime bağlı olarak CMP ve CDP arasındaki ilişki(Dondurur, 2009).....	17
Şekil 3.2:	(a) CDP grubu ve farklı NMO hızları kullanılarak yapılan NMO düzeltmesi (Dondurur, 2009).....	18
Şekil 3.3:	(.a) Eğimli, (b) ondülasyonlu yansıtıcılar ve şematik olarak bunların yığma kesitlerindeki görünimleri (Dondurur, 2009).....	19
Şekil 3.4:	(a) Senklinal model, (b) sismik kesitte görülen papyon-kavat etkisi (Dondurur,2009).....	20

Şekil3.5: Sonlu farklar migrasyonunda saçılma hiperbolünün aşağı uzanımıla bastırılması. Aşağı uzanım değerleri yukarıda gösterilmiştir (Clearbout, 2001).....	21
Şekil3.6: Sonlu farklar migrasyonunda farklı derinlik adım aralığının saçılma hiperbollerinin bastırılmasında etkileri. 40 ms en uygun adım aralığı seçilmiştir (Dondurur, 2009).....	22
Şekil 3.7: Homojen yarı sonsuz ortamda deprem odak merkezinden yayılan dalğanın seyahat yolu.....	23
Şekil 3.8: (a) tek kuvvet çifti ve (b) çift kuvvet çifti.....	24
Şekil 3.9: Odak küresi ve odak küresini terk eden ışınları gösteren kesit. S sismolojik istasyonun konumunu gösterir.....	25
Şekil 3.10: Odak mekanizma çözümlerine göre fay türleri (Polat, 2005).....	27
Şekil 3.11: V hacimli ve S yüzeyli cisme etki eden yüzey kuvveti. Yüzey kuvveti F, dışa doğru birim vektörü $\hat{n}$ ile gösterilmiştir (Stein ve Wyession, 2002).....	28
Şekil 3.12: Örnek kayaçta maksimum makaslama gerilmesi üzerinde oluşan kırığın şematik gösterimi (Stein ve Wyession, 2002).....	29
Şekil 3.13: Asal gerilme eksenleri ve atım vektörleri.....	30
Şekil 3.14: Asal gerilme eksenleri ile faylanma türü arasındaki ilişki. (a) Normal faylanma, (b) Ters faylanma, (c) Doğrultu atımlı faylanma	31
Şekil 3.15: Tezde kullanılan deprem parametrelerini Coulomb 3.3 programına tanıtılması....	32
Şekil 4.1: Tezde kullanılan 12 numaralı 96 kanallı sismik yansıma verisinin ilk atışına ait veri grubu: bozuk izler, sıfırlama işleminin yapılacağı alanlar ve ileri aşamalarda filter ve kazanç uygulama işleminin gereklilikleri gözükmemektedir.....	33
Şekil 4.2: Sismik yansıma verisinin tek kanallı gösterimi.....	34
Şekil 4.3: Solda statik düzeltme uygulanmamış veri ve sağda statik düzeltme uygulanmış sismik veri. Düzeltme işlemi sonrası sismik veri 1 ms yukarı taşınmıştır.....	35
Şekil 4.4: Sol tarafta bozuk olan izler ve sağ tarafta bu izlerin genliklerinin “0” ile çarpıldıktan sonraki hali.....	36

Şekil 4.5: Sol tarafta ham veri ve sağ tarafta genlik kazancı uygulanmış atış görüntüsü.....	37
Şekil 4.6: (a) genlik kazancı öncesi ve (b) işlem yapıtıktan sonraki genlik spektrumları.....	38
Şekil 4.7: Sol tarafta genlik kazancı uygulandıktan sonra verinin spektral analizi ve sağ tarafta uygulanan bant geçişli süzgeç sonrası verinin spektral analizi. Kırmızı kutucuk içindeki yüksek frekanslı düşük genlikli gürültüler veriden atılmıştır.....	39
Şekil 4.8: Sol tarafta ham atış verisi ve sağ tarafta üst kısımlarda istenmeyen izlerin atılması işlemi sonrası veri grubu.....	40
Şekil 4.9: Sol tarafta işlem öncesi verinin spektral analizi ve sağ tarafta işlem sonrası verinin spektral analizi.....	41
Şekil 4.10: Sismik veriye ait CDP kesiti (maksimum katlanma 12 olarak bulunmuştur).....	42
Şekil 4.11: Sol tarafta 12 numaralı hatta ait 318 numaralı CDP grubu ve sağ tarafta CDP'nin hız spektrumu.....	43
Şekil 4.12: 12 numaralı hatta ait hız analizinden seçilen hızların iki boyutlu görünümü.....	44
Şekil 4.13: Sol tarafta 318 numaralı CDP verisi ve sağ tarafta bu CDP verisine uygulanan NMO düzeltmesi. Hiperbollar yatay hale gelmiş ve zamansal gecikme etkisi aradan kalkmıştır.	45
Şekil 4.14: 12 numaralı hattın sismik yığma kesiti.....	46
Şekil 4.15: 11 numaralı hattın sismik yığma kesiti.....	47
Şekil 4.16: 12 numaralı hattın omega-x migrasyonu uygulanan sismik hat.....	48
Şekil 4.17: (a) migrasyon öncesi ve (b) migrasyon sonrası sismik kesit. Mavi kutucuklarda gösterilen saçılmalar migrasyon sonrası yok edilmiştir.....	48
Şekil 4.18: (a) migrasyon öncesi ve (b) migrasyon sonrası sismik kesit. Mavi kutucuklarda gösterilen saçılmalar migrasyon sonrası yok edilmiştir. Migrasyon sonucunda saçılmalar yok edilmiştir.....	49

Şekil 4.19: 12 numaralı hatta uygulanan omega-x migrasyonu sonucu elde edilen sismik kesitin yorumlanmış hali. Mavi renk tabaka, sarı renk ise faylanma yerlerini göstermektedir. Temel kayayı Likya napları oluşturmaktadır.....	49
Şekil 4.20: 12 numaralı hatta uygulanan omega-x migrasyonu sonucu elde edilen sismik kesitin yorumlanmış hali. Mavi renk tabaka, sarı renk ise faylanma yerlerini göstermektedir. Temel kayayı Likya napları oluşturmaktadır. Sismik kesitin güney ucunda Datça fayı gözükmemektedir.....	50
Şekil 4.21: 20/07/2017-31/07/2017 tarihleri arasında meydana gelen 62 depremin odak mekanizma çözümü ve yer bildiri haritası.....	55
Şekil 4.22: Gökova Körfezi deprem etkinliği ve derinlik haritası.....	56
Şekil 4.23: Solda zSacWin programı ile (2017/07/20 22:31 GMT) Gökova Körfezinde meydana gelen depremin odak mekanizma çözümü ve farklı sismoloji merkezlerin yapmış oldukları odak mekanizma çözümü.....	57
Şekil 4.24: zSacWin programından 21.07.2017 01:31Gökova Körfezi deprem kaydı ve faz okumaları ekran görüntüsü. Sismogramın düşey bileşeninden P dalgasının ilk hareket yönü okumaları yeniden yapılmıştır. Bu deprem kaydında 37 deprem istasyonu ile odak mekanizma çözümü yapılmıştır. Deprem büyüklüğünü belirlemek için Lokal Büyüklük (ML) seçilir.....	57
Şekil 4.25: zSacWin programında depremin yeri, büyüklüğü ve derinliğe dair bilgilerin görüntüsü.....	58
Şekil 4.26: Gerilim tensör ters çözümü analizi sonucu bulunan tensör bileşenlerinin doğrultuları.....	59
Şekil 4.27: 62 depreme ait P ve T eksenlerini dağılımı. P eksenini σ_1 , T eksenini σ ile gösterilmiştir. T eksenini K-G yönünde, P eksenini D-B yönündedir.....	60
Şekil 4.28: Göreceli gerilim oranının (R) dağılımı. R değeri 0.7 olarak bulunmuştur. Bu değer bize bölgede açılma rejimine işaret etmektedir.....	60
Şekil 4.29: 21 Temmuz 2017 Gökova depremi Coulomb gerilme değişiminin kuş bakışı görüntüsü.....	61

Şekil 4.30: 21 Temmuz 2017 Gökova depremi Coulomb gerilme değişiminin derinliğe bağlı görüntüsü.....62



TABLO LİSTESİ

Sayfa No

Tablo 1.1: Sismik veri saha parametreleri.....	2
Tablo2.1: Tarihsel dönemde Gökova Körfezinde meydana gelen depremler.....	7
Tablo2.2: 21 Temmuz 2017 Gökova depreminin farklı sismolojik merkezler tarafından elde edilen kaynak parametreleri.....	13
Tablo 4.1: Tez çalışmasında kullanılan kabuk modeli (Akyol vd, 2006).....	51
Tablo 4.2: Odak mekanizma çözümleri yapılmış depremlerin sonuç parametreleri.....	52
Tablo4.3: 21 Temmuz 2017 depreminin zSacwin programında bulunan sonuçlar.....	58

SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ

Simgeler	Açıklama
----------	----------

s	: Sinyal
g	: Gürültü
k	: Maksimum katlanma
sn	: Saniye
Hz	: Hertz
km	: Kilometre
σ	: Gerilme bileşeni

Kısaltmalar	Açıklama
-------------	----------

BÜ KRDAE BDTİM	: Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Bölgesel Deprem-Tsunami İzleme ve Değerlendirme Merkezi
MTA	: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
AFAD	: Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı
VDS	: Vector Data Strage
CDP	: Ortak Derinlik Noktası
CMP	: Ortak Orta Nokta
S/G	: Sinyal/Gürültü
KOERI	: Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute
CGG	:Compagnie General de Geophysique

ÖZET

**Gökova Körfezi'nin Sismotektonik Yapısının
Sismik Yansıma ve Sismolojik Verilerle Araştırılması**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Azar AZİZOV

İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa

Lisansüstü Eğitim Enstitüsü

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman : Doç. Dr.Ethem GÖRGÜN

II. Danışman :Doç. Dr.Hakan ALP

Bu tez çalışmasında, Gökova Körfezi'nde 21 Temmuz 2017 tarihinde 6.3lokal büyüklüğünde (*M_L*) meydana gelen Gökova Körfezi depreminin anaşoku ve artçı depremleri sismolojik veriler kullanılarak araştırılmıştır. Bu verilere ilaveten daha önce bölgede yapılmış olan sismik yansıma verileri, İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa Jeofizik Mühendisliği Bölümü Sismik Veri İşlem Laboratuvarı'nda yeniden analiz edilmiş ve bölgenin sismotektonik açıdan yorumlamasına yardımcı olması için ilave edilmiştir. Bu analizler sonucunda bölge ile ilgili sismotektonik bir model oluşturulmuştur.

Öncelikli olarak tez çalışmasında, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Bölgesel Deprem-Tsunami İzleme ve Değerlendirme Merkezi'nden (BÜ KRDAE BDTİM) alınan deprem verileri zSACWin programı kullanılarak tekrardan analiz

edilmiştir. Bu analizde depremin hem anaşoku hem de artçı şokları gözden geçirilmiştir. Bu analizler sonucunda depremin anaşokunun normal faylanma verdiği görülmüştür. Artçı şok dağılımı ise normal faylanmanın yanında doğrultu atımlı faylarda da görüldüğü bir yapıda gerçekleşmiştir. Bu da bölgenin heterojen (karmaşık) yapısından kaynaklanmaktadır. Toplamda anaşokla birlikte 62 deprem analiz edilmiştir. Bu depremlerin lokal büyüklükleri 3.3 ile 6.3 arasında değişmektedir. Depremlerin zaman aralığı 20 – 31 Temmuz 2017 olarak verilmiştir. Depremlerin hiposantr (iç merkez) derinliği ise 3.8 ile 13.3 km arasında değişmektedir. Depremlerin önce P ilk varışlarından odak mekanizmaları hesaplanmış ve atım, eğim, kayma açıları bulunmuştur. Daha sonra bu açılar yardımıyla 62 adet depremin gerilim tensör değerlerine bakılmıştır. Bu analiz sonucunda bölgedeki gerilim oranı (stress ratio) 0.7 olarak hesaplanmıştır. Bu değer bize bölgedeki hakim tektonik rejimin, normal faylanmaya bağlı açılma rejimi olduğunu göstermiştir. Faylanmanın doğrultusu (σ_3 , minimum birincil gerilme) K-G ve maksimum yatay gerilmenin (σ_2) doğrultusu ise D-B yönlü olarak gözlemlenmiştir. Maksimum birincil gerilme (σ_1) maksimum yatay gerilme ile aynı doğrultudadır. Bu değerler hesaplandıktan sonra, ana şok için Coulomb gerilme değerlerine bakılmıştır. Ana şokun D-B yönlü 3 bardan büyük gerilme değerlerine ulaştığı görülmüştür. Bu sismolojik verilere ilave olarak, bölgede daha önce Sismik-1 araştırma gemisi ile toplanan sismik yansıma verileri de katılmıştır. Bunun amacı bölgedeki meydana gelen depremlerle, daha sığda toplanan sismik yansıma verilerinin karşılaştırılmasıdır. Bu sismik yansıma verilerinin bölgedeki deprem dağılımıyla uyuşup uyuşmadığına bakılmıştır. Sismik yansıma verilerinden ortaya çıkan analiz sonuçları da bölgedeki normal faylanmaya işaret etmektedir. Bu da hem sismolojik verilerin hem de sismik yansıma verilerinin iyi bir korelasyon (uyum) içinde olduğunu bize göstermiştir. |

[Kasım 2019, 83] sayfa.

Anahtar kelimeler: Coulomb gerilme analizi, Depremsellik, Gerilim Tensör, Gökova Körfezi, Odak mekanizması , Sismik Yansıma

SUMMARY

SEISMOTECTONIC INVESTIGATION OF GÖKOVA GULF USING SEISMIC REFLECTION AND SEISMOLOGICAL DATA SET

M.Sc. THESIS

Azar AZİZOV

Istanbul University-Cerrahpasa

Institute of Graduate Studies

Department of Geophysical Engineering

Supervisor : Assoc. Prof. Dr. Ethem GÖRGÜN

Co-Supervisor : Assoc. Prof. Dr. Hakan ALP

In this thesis, 21 July 2017 *M* 6.3 Gökova Gulf earthquake mainshock and its aftershocks are investigated using seismological data. In addition to this dataset, seismic reflection traces are also analyzed at Istanbul University – Cerrahpaşa, Department of Geophysical Engineering Seismic Data Analysis Center. Main goal of this study is to establish a seismotectonic modelling for Gökova Gulf region according to seismological and seismic reflection dataset.

Seismological data is provided with Boğaziçi University Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute Regional Earthquake-Tsunami Monitoring Center (BU KOERI RETMC). The data is analyzed by using zSACWin software. According to analysis of mainshock and aftershocks, they show that normal faulting mechanism is dominant along the Gökova Gulf area. Although the mainshock is pure normal faulting, some of aftershocks

indicate strike slip mechanisms due to heterogeneity. In this case, it can be noted that secondary faults in the bay area have been activated during the mainshock. 62 earthquakes are analyzed including the mainshock in this thesis. Lokal magnitudes of these events range from 3.3 to 6.3. Hypocentral depths of the events are between 3.8 and 13.3 km. Recording period of these events covers 20 – 31 July 2017. For focal mechanism calculation, P wave polarity is used to find strike, dip and rake angles. These angles are input for stress tensor inversion. Stress ratio is found to be 0.7. This value represents that Gökova Gulf area has transtensional normal faulting regime. The minimum principal stress axis (σ_3) shows N-S direction, while the maximum principal stress (σ_1) orientation indicates E-W direction. The stress tensor inversion results indicate a predominant normal stress regime with a E-W-oriented maximum horizontal compressive stress (S_H). According to variance of the stress tensor inversion, to first order, the Gökova Bay area is characterized by a homogeneous intraplate stress field. I also investigate the Coulomb stress change associated with the mainshock to evaluate any significant enhancement of stresses along Gökova Bay and surrounding areas. Positive lobes with stress more than 3 bars are obtained for the mainshock and some of aftershocks, indicating that these values are large enough to increase the Coulomb stress failure toward E-W and NW–SE directions, respectively.

In addition these seismological aspects, seismic reflection data is also investigated for the surface ruptures of Gökova Gulf earthquake. For this purpose, focal mechanism results in the bay area are correlated with seismic reflection traces. According to the results of seismic reflection analysis, normal faults are observed in the bay area. This results show that there is a good agreement with the seismological and seismic data.

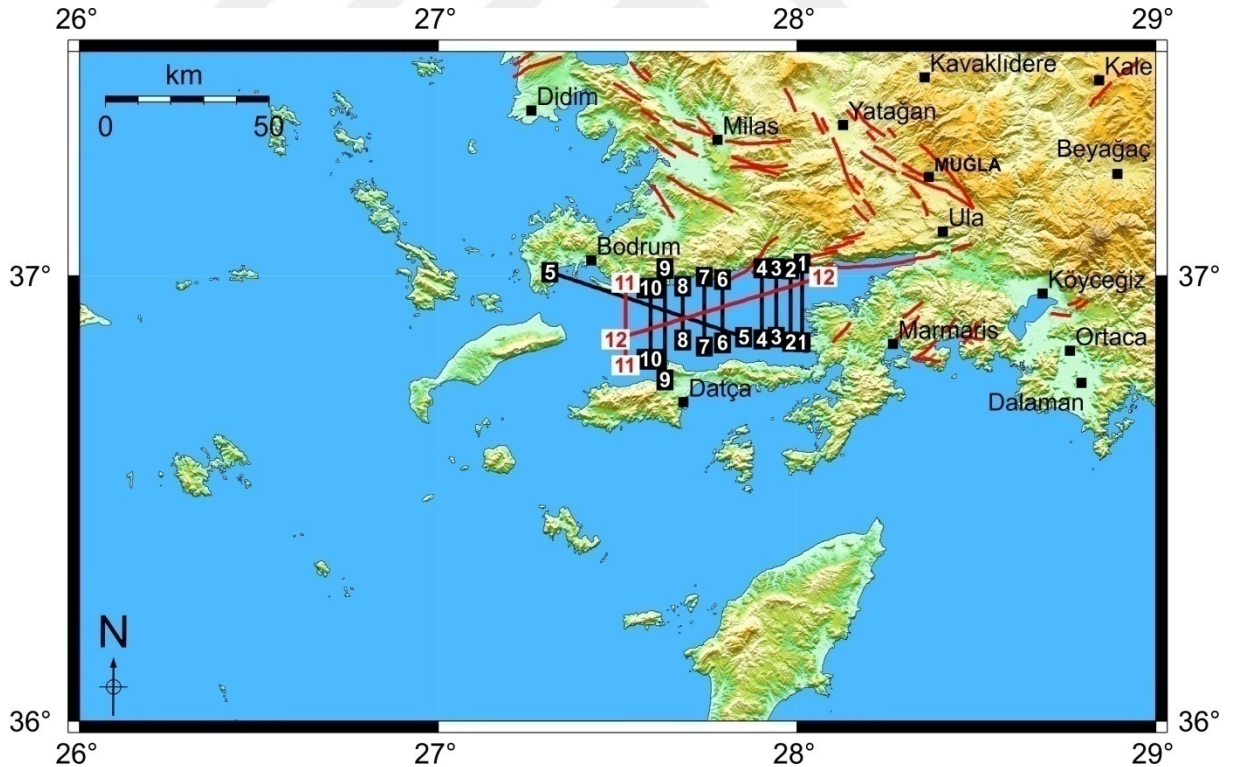
November 2019, 83 pages.

Keywords: Coulomb stress analysis, Focal Mechanism, Gökova Gulf, Seismicity, Stress Tensor, Seismic reflection

1. GİRİŞ

Bu yüksek lisans tez çalışmasında 20-31 Temmuz 2017 tarihleri arasında Gökova Körfezi ve çevresinde oluşan, Lokal magnitüdü (M_l) 3,3'ten büyük olan toplam 62 deprem kaydı incelenmiştir. İncelenen deprem kayıtları Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Bölgesel Deprem-Tsunami İzleme ve Değerlendirme Merkezi'nden (BÜ KRDAE BDTİM) temin edilmiştir.

Bu sismolojik veriye ilaveten, 1996 yılında MTA Sismik-1 Araştırma Gemisi tarafından Gökova Körfezi'nin doğu batısında K-G yönünde toplanan ve toplam uzunluğu 245 km olan toplam 12 hattın 11 ve 12 numaralı hatlar işlenmiştir. Şekil 1,1'de çalışma alanı ve MTA Sismik-1 gemisi tarafında toplanan 12 adet sismik hat gösterilmiştir. 11 numaralı hattın uzunluğu 21 km, 12 numaralı hattın uzunluğu ise 523 km olup, kayıt süresi 5sn'dir.



Şekil 1.1 1996 yılında MTA Sismik-1 Araştırma Gemisi tarafından toplanan hatların yeri ve çalışma alanının yerbulduru haritası. Kırmızı renkle gösterilen 11 ve 12 numaralı hatlar bu tez çalışmasında kullanılmıştır. Karadaki kırmızı renkler bölgedeki fayları göstermektedir (Şaroğlu ve diğ. 1992).

1.1 TEZİN AMACI

21 Temmuz 2017 tarihinde 6.3 lokal büyüklüğünde Gökova Körfezi'nde şiddetli bir deprem meydana gelmiştir. Depremin ana şoku ve artçı depremleri sismolojik veriler yardımıyla araştırılmış ve daha önce toplanan sismik yansıma verisi İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa Jeofizik Mühendisliği Bölümü Sismik Veri İşlem Laboratuvarı'nda yeniden analiz edilmiştir. Bu iki veri seti karşılaştırılmış ve aralarındaki uyuma bakılmıştır. 20-31 Temmuz 2017 tarihleri arasında meydana gelen $M > 3,3$ büyük toplam 62 deprem kaydı yeniden incelenerek odak mekanizma çözümü yapılmış ve odak mekanizma yardımıyla bölgenin gerilim dağılımı analiz edilmiştir. 1996 yılında MTA Sismik-1 Araştırma gemisi ile toplanan 11 ve 12 numaralı hatlar yeniden işlenerek mevcut depremsellik ile korelasyonuna bakılmıştır. Ayrıca, bu analizler sonucunda bölge ile ilgili yeni bir sismotektonik modelleme yapılmıştır. Sismik yansıma verilerine bakılma amacı, odak mekanizmaları ile ortaya çıkan faylanmanın sığ sismik yansıma verileriyle ne kadar uyumlu olduğunu görmek içindir. Sismik yansıma verilerinin yorumlanması sonucu ortaya çıkan mekanizma ile fay düzlemi çözümleri karşılaştırılmıştır.

1.2. ÇALIŞMA ALANINDA KULLANILAN SİSMİK YANSIMA SAHA PARAMETRELERİ

Bu tez çalışmasında kullanılan sismik yansıma verisi 1996 yılında MTA Sismik-1 Araştırma gemisi tarafından toplanmıştır. Kaynak olarak 1600 PSI değerinde, GI(Generator-Injector) tipinde hava tabancaları kullanılmıştır. Bu çalışmada kullanılan sismik saha parametreleri Tablo 1.1'de verilmiştir

Tablo 1,1:Sismik veri saha parametreleri.

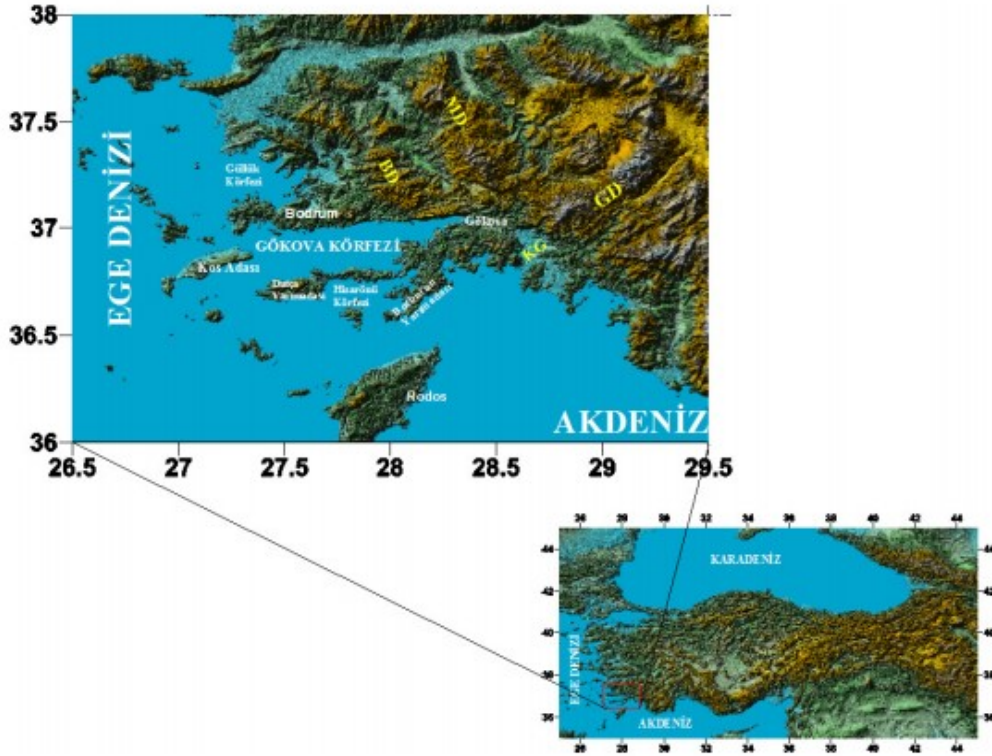
Kaynak Tipi	Hava Tapancası
Kanal Sayısı	11 numaralı hat- 48 kanal 12 numaralı hat-96 kanal
Atış Aralığı	50 m

Alıcı Grup aralığı	12.5 m
Ofset	237.5 m
Kayıt Uzunluğu	5120 ms
Örnekleme Aralığı	2 ms
Maksimum Katlanma	11 numaralı hat-6 12 numaralı hat-12
Alıcı kablo boyu	1187.5 m
Nyquist Frekansı	250

2. GENEL KISIMLAR

2.1. GÖKOVA KÖRFEZİ'NİN TEKTONİĞİ

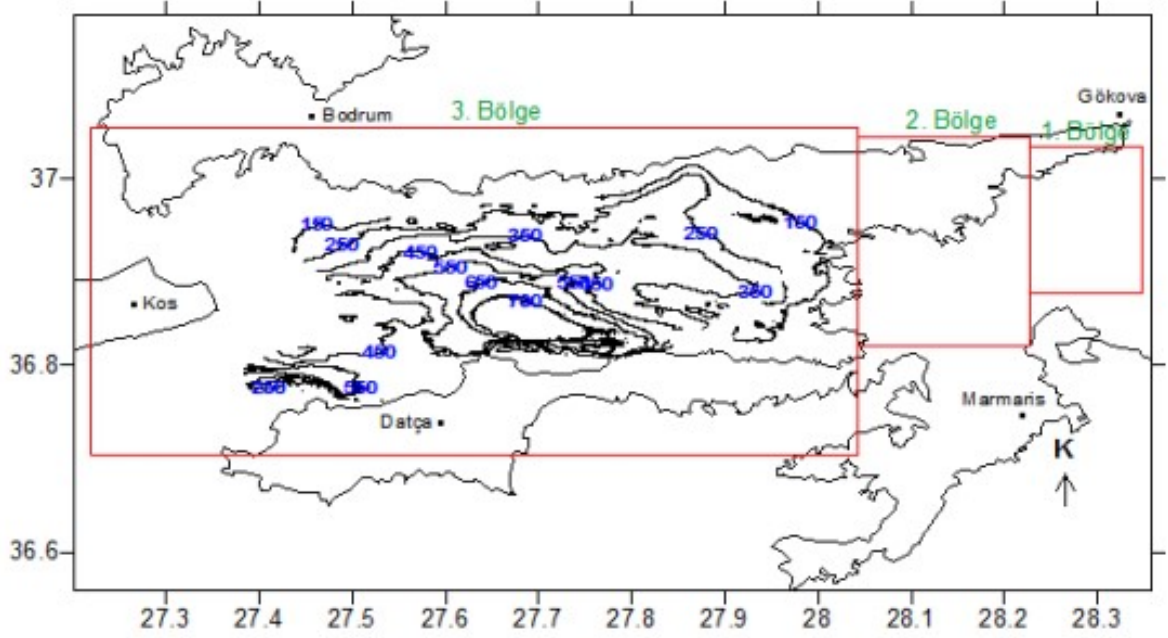
Günümüzde birçok depremin meydana geldiği Gökova Körfezi Güneybatı Anadolu'da Ege Denizi ile Akdeniz arasında yer alır. Güneyde Datça yarımadası, kuzeyde Bodrum yarımadası ve batıda Kos Adası arasında uzun ve dar bir havuz özelliği taşır (Şekil 2,1). Gökova Körfezi kuzey güney yönünde 25 km genişliğinde, doğu-batı yönünde ise 100 km uzunluğa sahip olup normal faylarla şekillenmektedir.



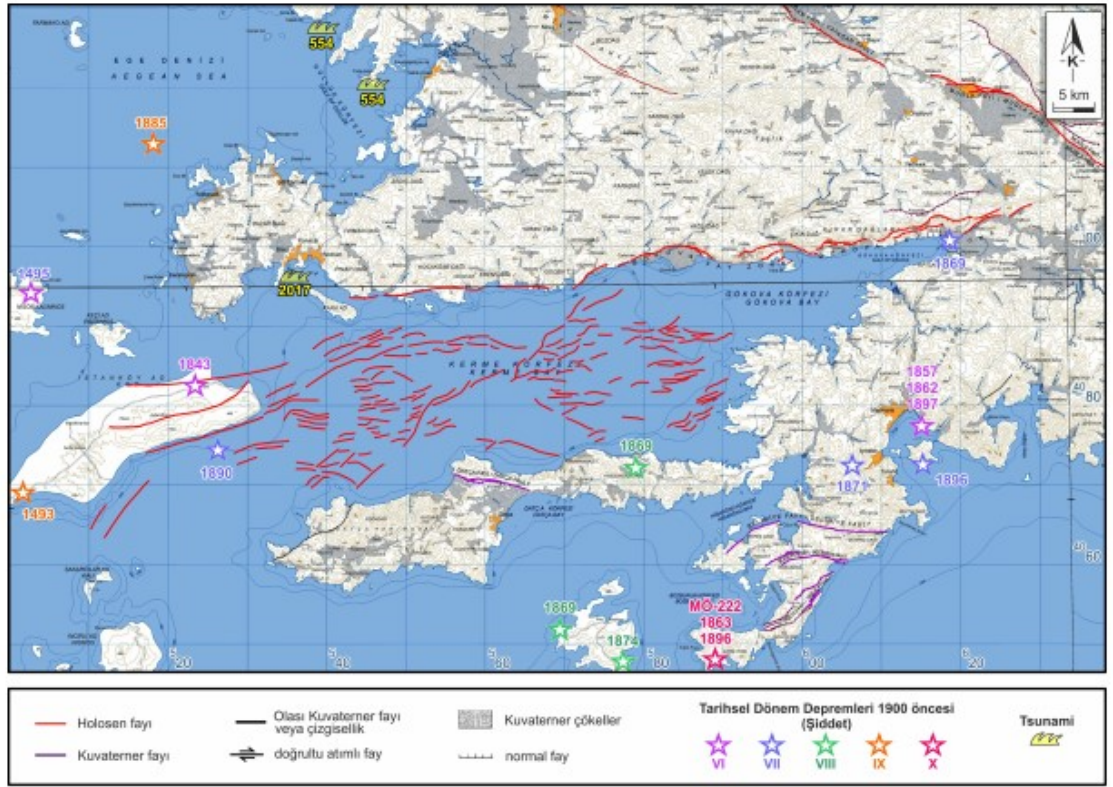
Şekil 2.1: Çalışma alanının yerbulduru haritası (İşcan,2010)

Gökova Körfezi batimetrisine bakıldığında birinci ve ikinci bölgelerde 100 m ve altındaki derinliklerden meydana gelen körfez tabanı görülür. Batimetri haritasına bakıldığında doğudan batıya doğru derinliğin arttığı görülmektedir. Körfezin üçüncü bölgesine doğru gidilince derinlik değerlerinin 770 m'e ulaştığı görülmektedir (İşcan, 2010). Şekil 2.2'de

Gökova Körfezi batimetri haritası gösterilmiştir. Derin alandan batıya doğru ilerlendiğinde batimetri değerlerinde azalma olur ve deniz tabanı sıkışmaya başlar.



Gökova Körfezi kuzeyinde Gökova Fay Zonu bulunmaktadır. Gökova Fay Zonu güneye doğru eğimli, normal faylarla şekillenmektedir (Gürer ve diğ., 2003). Bu fay zonu karada Akyaka'dan Örene kadar D-B uzanımlı devam ettiği gösterilmiştir. Kıyıya paralel olarak devam eden bu fay zonu güneybatı'da Gökova Körfezi içinde 4 kola ayrılır. Bunlardan 2 tanesi Kos adasının kuzeyi ve Bodrum yarımadasının güneyinden geçmektedir. Diğer kollar ise Kos adasının güneyi ve Datça yarımadasının batı ucuna kadar izlenebilir. Hem karada, hemde denizde bu kollar arasında ikinci fay parçaları bulunmaktadır (Duman ve diğ., 2011; Emre ve diğ., 2011; Nomikou & Papanikolaou, 2010; İşcan ve diğ., 2013). Gökova Fay Zonunun geometrisi Şekil 2.4'de gösterilmiştir.



2.2. ÇALIŞMA ALANINDA TARİHSEL DÖNEMDE MEYDANA GELEN DEPREMLER

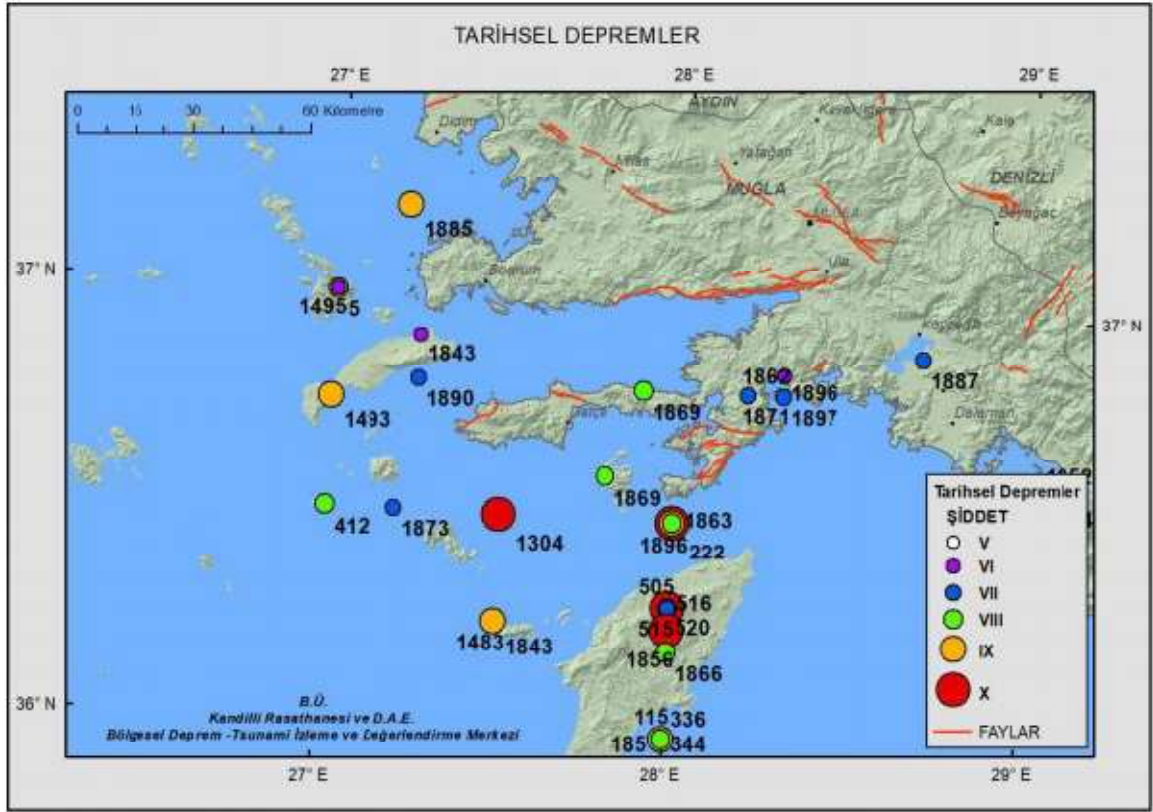
Güneybatı Anadolu yüksek sismik aktiviteye sahip, tarihsel ve aletsel dönemde yıkıcı ve büyük depremlerin meydana geldiği bir bölgedir. Gökova Körfezinde tarihsel dönemde meydana gelen depremler birçok bilim insanı tarafından araştırılmıştır. Deprem kayıtları bölgedeki fayların yıkıcı ve büyük depremler ürettiği, can ve mal kayıplarının olduğu ve deprem sonrasında ve kıyılarda tsunami olaylarının geliştiği öğrenilmiştir (Altınok ve Ersoy, 2000; Aktar ve diğ., 2006; Yolsal ve diğ., 2007). Tablo 2,1’de tarihsel dönemde Gökova Körfezinde meydana gelen depremler gösterilmiştir. Şekil 2,5’de ise tarihsel dönemde meydana gelen depremler gösterilmiştir

Tablo2.1:Tarihsel dönemde Gökova Körfezinde meydana gelen depremler

Tarih	Şiddet	Büyükklük(Ms)	Yeri	Referans
MÖ 411	-	7.0	Güllük Körfezi	Uluğ vd.,2005
MÖ227	-	-	Gökova	Guidoboni vd.,1994
MÖ 222	X	-	Rodos	KOERI
MÖ 199	-	-	Gökova	Guidoboni vd.,1994
MÖ 198	-	-	Gökova	Guidoboni vd.,1994
MÖ 197	-	-	Gökova	Uluğ vd.,2005
MÖ 185	IX	-	Rodos	KOERI
MÖ 183	-	-	Gökova	Uluğ vd.,2005

142	-	-	Gökova	Guidoboni vd.,1994
144	-	-	Gökova	Guidoboni vd.,1994
155	X	-	Rodos-Muğla- Fethiye	KOERI
08.08.1304	X	-	Rodos	KOERI
03.10.1481	IX	-	Rodos	KOERI
18.08.1493	IX	-	Kos adası	KOERI
1570	-	-	Rodos	Ambraseys ve Finkel,2006
1571	-	-	Kos adası	Ambraseys ve Finkel,2006
1616	-	-	Rodos	Ambraseys ve Finkel,2006
1660	-	-	Rodos	Ambraseys ve Finkel,2006
1673	-	-	Kos adası	Ambraseys ve Finkel,2006
1685	-	-	Rodos	Ambraseys ve Finkel,2006
1686	-	-	Rodos	Ambraseys ve Finkel,2006
1714	-	-	Rodos	Ambraseys ve

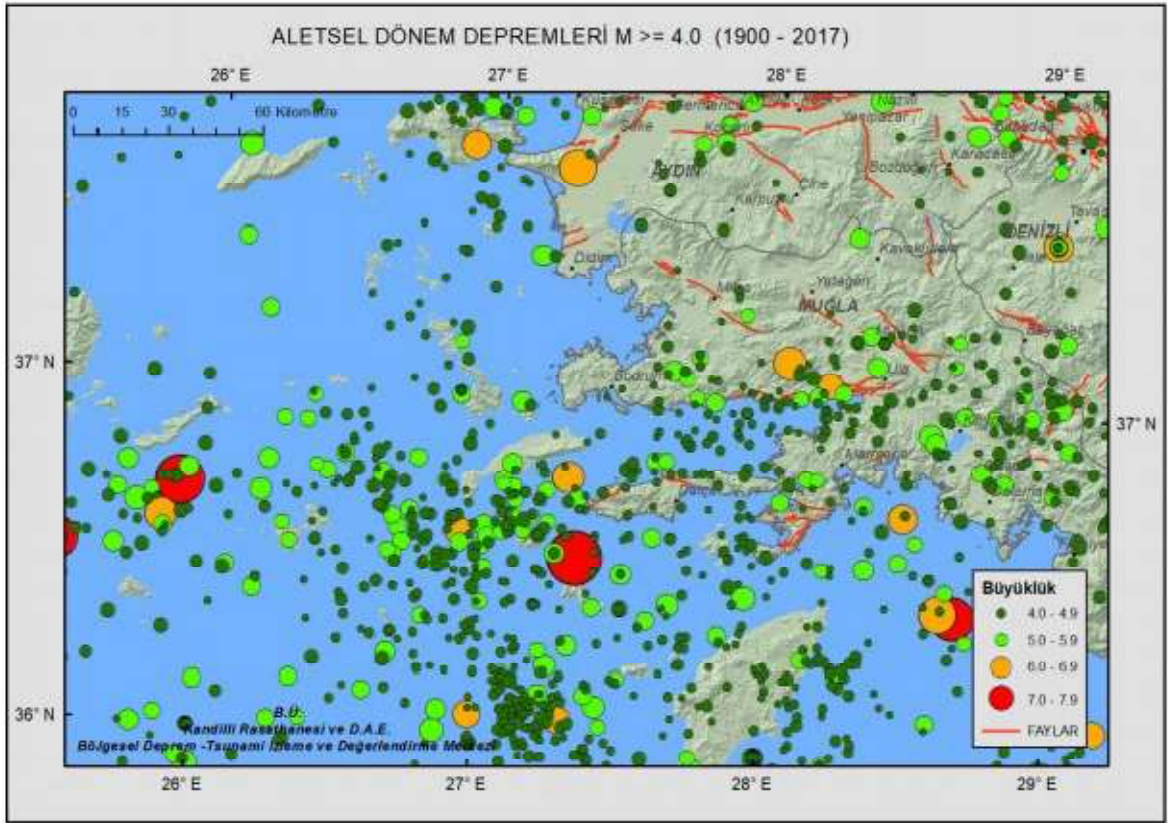
				Finkel,2006
1741	-	-	Rodos	Ambraseys ve Finkel,2006
1776	-	-	Rodos	Ambraseys ve Finkel,2006
18.10.1843	IX	-	Rodos-Ege denizi	KOERI
28.02.1851	IX	-	Fethiye-Muğla- Rodos	KOERI
13.11.1856	IX	-	Rodos-Ege denizi	KOERI
22.04.1863	IX	-	Rodos	KOERI
1865	-	-	Gökova	Uluğ vd.,2005b
1869	-	-	Gökova	Uluğ vd.,2005b
29.02.1885	IX	-	Ege denizi	KOERI
27.08.1886	-	-	Bodrum	Uluğ vd.,2005b
1896	-	-	Gökova	Uluğ vd.,2005b



Şekil 2.5: Gökova Körfezinde tarihsel dönemde meydana gelen depremler (www.koeri.boun.edu.tr).

2.3. ÇALIŞMA ALANINDA ALETSEL DÖNEMDE MEYDANA GELEN DEPREMLER

1900 yılı başından itibaren Aletsel Dönem olarak adlandırılan ve günümüze kadar devam eden zaman diliminde Gökova Körfezi'nde birçok yıkıcı ve büyük depremler meydana gelmiştir. 1926 yılında $M_l=7.7$ büyüklüğünde Oniki adalar-Akdeniz'de deprem meydana gelmiştir. Bu dönemde meydana gelmiş en büyük depremdir. Şekil 2.6'da Gökova Körfezi'nde aletsel dönemde oluşan depremler gösterilmiştir. Kırmızı toplar büyüklüğü 7.0-7.9 arasında oluşan depremlerin yerlerini göstermektedir. Özellikle Oniki adalar ve etrafı depremselliğin yüksek olduğu bölgedir. Aletsel dönem depremleri haritasına bakıldığında bölgede orta şiddetli ve şiddetli depremlerin oluştuğu görülmektedir.



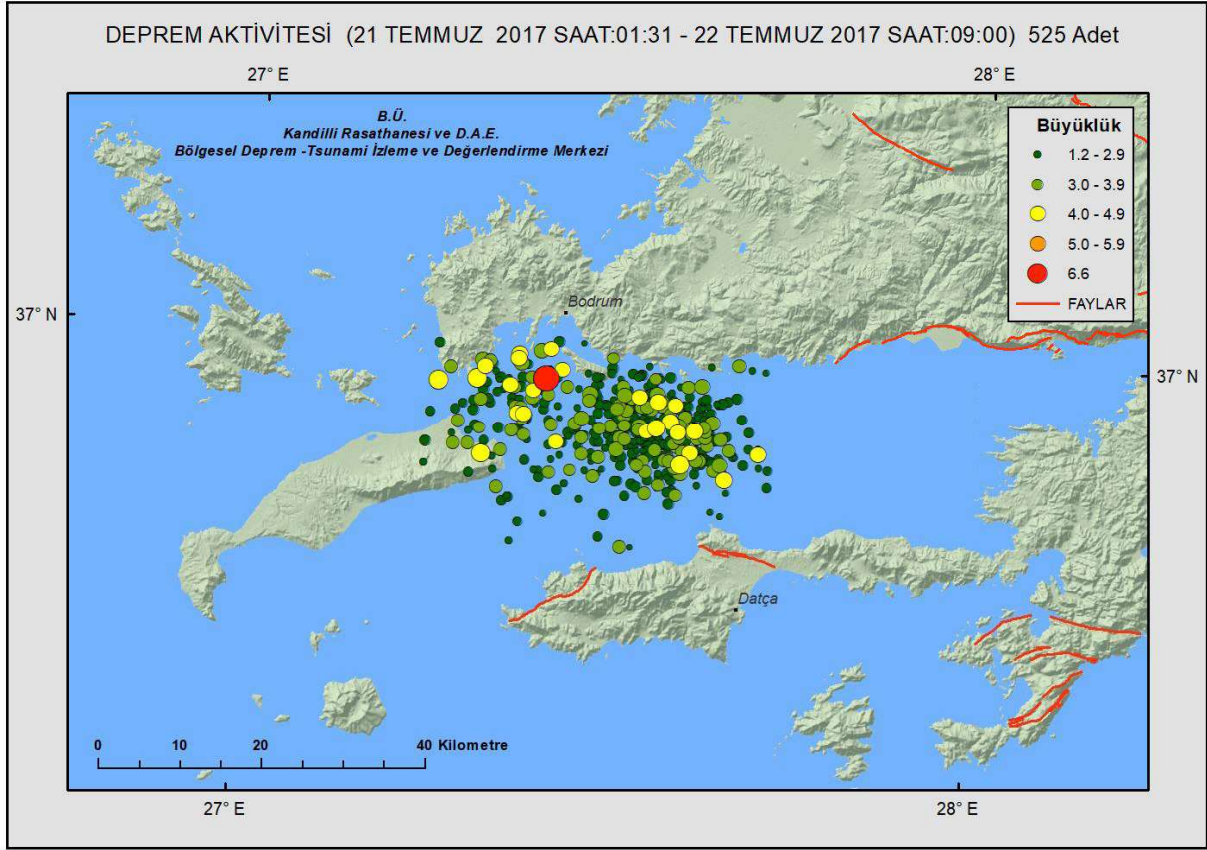
Şekil 2.6: Aletsel dönemde Gökova Körfezinde meydana gelmiş depremler (www.koeri.boun.edu.tr).

2.4. 21 TEMMUZ 2017 GÖKOVA DEPREMİ VE DEPREM DAĞILIMI

AFAD ve Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi verilerine göre 21 Temmuz 2017 günü Türkiye saati ile 01.31’de Gökova Körfezinde $M_l=6.3$ büyüklüğünde ve 6.2 km derinliğinde sığ odaklı bir deprem meydana gelmiştir. Gökova depremi Bodrum başta olmak üzere tüm Güneybatı Ege’de hissedilmiştir. Gökova depremi yaklaşık 10-30 cm tsunami dalgası oluşturmuş ve 1-1,5 metre civarında deniz taşmasına sebep olmuştur. Deprem sonrasında Bodrum yarımadası ve Kos Adası’nda birçok yapıda hasarlar olduğu, 100’den fazla yaralının bulunduğu ve tsunami sonrasında kıyılardaki teknelerde hasarlar olduğu gözlenmiştir. Deprem şiddeti VII olarak hesaplanmıştır (AFAD, 2017).

21 Temmuz 2017- 22 Temmuz 2017 tarihleri arasında bölgede ana şoktan sonra 500’den fazla artçı depremler meydana gelmiştir. Şekil 2,7’de bu dağılım gösterilmiştir. Depremlerin bir

kısmı ana faya bağı olan ikincil fay kollarında oluşmuştur. Bu verilere göre yaklaşık 40 km uzunluğunda fay segmenti kırılmıştır (Sözbilir ve diğ., 2017).

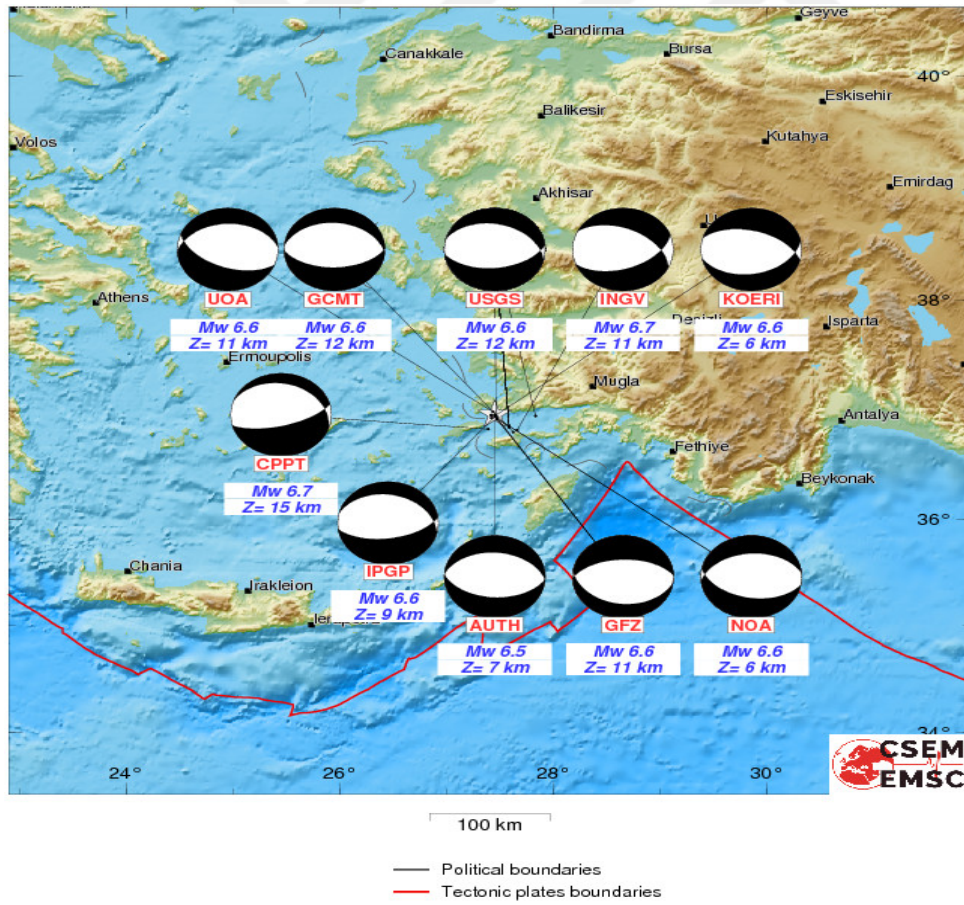


Şekil 2.7: 21 Temmuz 2017 Gökova Körfezi depremi ana şok ve artçı sarsıntı dağılımı (www.koeri.boun.edu.tr).

21 Temmuz 2017 Gökova depremin kaynak parametrelerinin farklı sismoloji merkezler tarafından belirlenmiş Tablo 2,2’de ve Şekil 2,8’da odak mekanizma çözümü verilmiştir.

Tablo2.2: 21 Temmuz 2017 Gökova depreminin farklı sismolojik merkezler tarafından elde edilen kaynak parametreleri

Gün ve Saat	Enlem	Boylam	Derinlik	Magnitüd	Yritu/Eğim/Kay	Merkez
21 Temmuz 2017 -01:31	36.8	27.6	12	6.6	275/36/-85	GCMT
	36.8	27.4	15	6.7	290/26/-58	CPPT
	36.9	27.5	11	6.6	98/35/-82	GFZ
	36.8	27.6	12	6.6	285/39/-73	USGS
	36.9	27.5	9	6.6	284/32/-71	IPGP
	36.9	27.4	6	6.6	286/53/-72	KOERI
	37	27.4	6	6.6	265/43/-102	NOA
	36.8	27.7	11	6.7	296/49/-55	INGV
	37	27.5	7	6.5	93/49/-91	AUTH



Şekil 2.8: 21 Temmuz 2017 Gökova depreminin yeri ve farklı sismoloji merkezleri tarafından elde edilen odak mekanizma çözümü (<https://www.emsc-csem.org>)

3. MALZEME VE YÖNTEM

3.1. SİSMİK VERİ İŞLEM AŞAMALARI

Sismik yansıma yöntemi hidrokarbon aramalarında kullanılan en yaygın yöntemlerden biridir. Kaynak olarak patlayıcılardan ve titreştiriciler (vibro) kullanılırken, alıcı olarak denizde hidrofon, karada ise jeofon kullanılır. Petrol aramalarında genellikle 5-10 Hz'lik jeofonlar kullanılır. Türkiye'de ilk sismik yansıma 1936 yılında Adana Havzasında MTA tarafından CGG(Compagnie General de Geophysique) firmasına yaptırılmıştır. Bu çalışmada 4-5 km'lik sismik hat atılmıştır(Sefunç, 2017). Arazide toplanılan sismik yansıma verileri matematik ve fizik prensiplerine dayalı bir sıra işlemlerden geçmektedir. Bu işlem bütümüne 'sismik veri işlem' denir. Sismik veri işleminde temel amaç sinyal seviyesini yükseltmek ve gürültü seviyesini azaltmaktır. Bu çalışmada kullanılan çokkanallı sismik yansıma verisi İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü Sismik Veri İşlem Laboratuvarında Paradigm şirketinin ticari amaçlı geliştirdiği ECHOS sismik yazılım programı kullanılarak işlenmiştir. Bu çalışmada veri toplama parametreleri Tablo 1,1'de verilmiştir.

Bu tezde oluşturulan veri işlem aşamaları aşağıda verilmiştir:

- Veri Yükleme
- Geometri Bilgisinin Sismik İzlere Tanımlanması
- Statik Düzeltme
- İz Ayıklama
- Genlik Kazancı Uygulama
- Bant-geçişli Süzgeç
- İstenmeyen Alanların Atılması
- CDP Sıralama
- Hız Analizi ve Normal Kayma Zamanı (NMO) Düzeltmesi
- Yığma
- Migrasyon

3.1.1. Veri Yükleme

Bu tezde kullanılan çokkanallı sismik yansıma verisi arazi ortamında SEG-D formatında manyetik teyplere yazdırılmıştır. Daha sonra veri işlem yapılabilmesi için ECHOS

programının dahili formatı olan VDS (Vector Data Strage) formatına dönüştürülmüştür. Laboratuvar ortamında ECHOS yazılım programı kendine özgü formatta veri işlem yapılmıştır. Veri GIN modülü ile programa girildikten sonra veri FFID (atış numarası) ortamından atış ortamına geçilmiştir. Bu aşamada bozuk izlerin periyodik olup olmadığı, s/g oranı, verinin frekans içeriği gibi kalite kontrolü yapılır.

3.1.2. Geometri Bilgisinin Sismik İzlere Tanımlanması

Geometri tanımlama veri işlemin en önemli aşamalarından biridir. Bu işlem kaynak ve alıcıların gerçek coğrafi koordinatları programa tanımlanır. Geometri bilgilerinin yanlış girilmesi veri işlem sonuncunun hatalı olmasına neden olur. Bu aşamada veri işlem programına tablo1.1’de gösterilen veri toplama parametreleri girilmiştir. ECHOS programında MARINE modülü ile geometri tanımlama işlemi yapılmıştır.

3.1.3. Statik Düzeltme

Statik düzeltme deniz sismiği çalışmalarında kaynak ve alıcıların belirli deniz yüzeyi seviyesine taşınma işlemidir (Dondurur,2009). Statik düzeltmenin hesaplanabilmesi için alıcı derinliği, enerji kaynağı derinliği ve deniz suyunun sismik hızının 1500m/sn olduğu bilinmelidir. Statik düzeltme (3,1) denkleminden hesaplanabilir. Bu çalışmada enerji kaynağının derinliği 7m, alıcı derinliği ise 10m’dir.

$$t_s = \frac{h_{at}}{V_d} + \frac{h_{al}}{V_d} \quad (3.1)$$

t_s - statik düzeltme miktarı, h_{at} - enerji kaynağının derinliği, h_{al} - alıcı derinliği, V_d - deniz suyunu hızı.

Bu işlem sonunda statik düzeltme miktarı 11ms hesaplanmıştır.

3.1.4 İz Ayıklama

İz ayıklama sismik veride gürültü seviyesini azaltmak için kullanılan yöntemlerden biridir. Bazen sismik verideki tüm izler çevresel etkiler ve sistemsel arızalar sebebi ile kullanılır olmayabilir. Sismik izdeki gürültü seviyesi çok baskınsa, bu iz kolaylıkla sismik veriden atılabilir (Dondurur, 2009). ECHOS programında iz ayıklama için EDITmodülü kullanılmıştır. EDIT modülüne ek olarak OMIT ve KILL parametrelerinden biri seçilmelidir.

OMIT işleminde sorunlu izlerin hepsinin veriden atılmasıdır ve bu işlem sonucunda kanal sayısı düşmektedir. KILL ise sorunlu izlerin genliklerinin sıfırlanma işlemidir. Bu çalışmada KILL parametresi seçilmiştir.

3.1.5. Genlik Kazancı Uygulama

Tekrarlı yansımalar, ara yüzeydeki düzensizlikler, saçılma, küresel açılım ve soğurma gibi nedenlerden dolayı derinlere doğru sinyalin genliği azalır. Bunlardan en önemli etkiyi küresel açılım ve soğurma yapmaktadır. Küresel açılım sinyal yayılırken genliğin azalmasına neden olur. Soğurma sonucunda genlik azalması ile beraber sinyalin frekansını değiştirir ve genlik azalımı ile beraber sinyalin frekansı da düşer. Veri işlem aşamasında genlik azalımı bir kazanç uygulama işlemi ile geri getirilebilir.

3.1.6. Band-geçişli Süzgeç

Süzgeçleme verinin frekans spektrumundaki gürültü kısımlarının giderilmesi işlemidir. Bu işlem için birçok farklı süzgeç tipleri mevcuttur. Bunlar alçak geçişli, yüksek geçişli, bant-geçişli ve çentik bantlı süzgeç olarak gruplandırılırlar (Dondurur, 2009). Bu tez çalışmasında band-geçişli süzgeç kullanılmıştır. Verinin belirli bir frekans aralığını geçirip, diğer frekansları veriden atmak için kullanılan süzgeç tipidir. Band-geçişli süzgeçte 2 süzgeç kesme frekansı seçilir. Süzgeç kesme frekansları verinin frekans içeriği incelenerek seçilir. Verini özelliklerine göre seçilen frekans değerleri 7-20Hz ve 75-100 Hz'dir.

3.1.7. İstenmeyen İzlerin Atılması

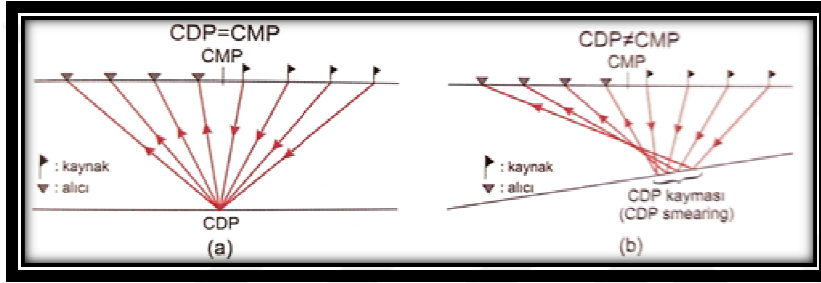
Veri toplandığı zaman birincil yansımalarla beraber doğrudan gelen dalgalar ve kırılma dalgaları gibi gürültüler de kaydedilir. Bu gürültüler sismik kesitten silinerek atılır. Bu işlem atış gruplarına uygulanır. Veri işlem sırasında bu gürültülerin veriden atılması gerekir. Bu işlem sismik veriye 4 farklı tür olarak uygulanır. Bunlar üst kısımların atılması, alt kısımların atılması, iç kısımların atılması ve NMO gerilme alanının atılması olarak gruplandırılır.

3.1.8. CDP Sıralama

Bu işlem atış düzeninden ortak yansıma noktası düzenine geçilme ve sinyal/gürültü oranını önemli oranda artırılabilme işlemidir. CDP(ortak derinlik noktası) grubunda bulunabilecek maksimum iz sayısı maksimum katlanma olarak adlandırılır. Maksimum katlanma (k);

$$K = (\text{alıcı sayısı} * \text{alıcı aralığı}) / (2 * \text{atış aralığı}) \quad (3.2)$$

ile ifade edilir. Formülde istenen bilgiler Tablo 1.1’de verilmiştir. Hesaplama sonucunda maksimum katlanma 12 bulunmuştur. S/G oranı ile katlanma sayısı arasındaki ilişki $\sqrt{\text{katlanma sayısı}}$ ile verilmektedir (Yılmaz,1987).Hesaplama sonucunda veri kalitesi $\sqrt{12}=3.46$ kat artmıştır. Katlanma sayısını arttırmak için atış aralığını küçültmek gerekir. Bazı durumlarda CMP(ortak orta nokta) CDP’e (ortak derinlik noktası) eşit olur. Yer altı yatay tabakalardan oluşmuş ve yanal yönde hız değişimi yoksa CMP CDP’e eşdeğerdir (Şekil 3.1).

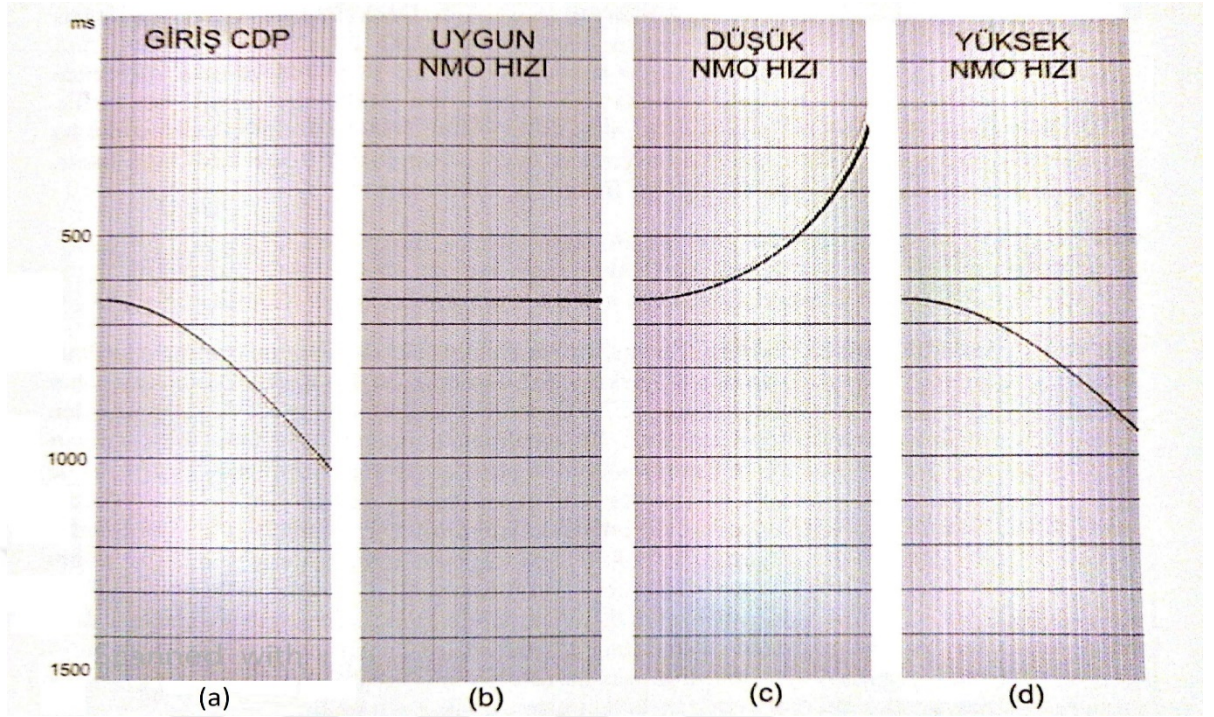


Şekil3.1: Eğime bağlı olarak CMP ve CDP arasındaki ilişki(Dondurur, 2009).

3.1.9. Hız Analizi ve Normal Kayma Zamanı (NMO) Düzeltmesi

Hız analizi sismik veri işlemin önemli aşamalarından biridir. Sismik veriden elde edilecek dalga hızı derinlik, eğim ve yansıtıcıların konumlarının bulunması için en temel parametredir. Yeriçi heterojen bir yapıya sahip olduğundan dolayı sismik hızlar hem yanal, hem de düşey yönde değişebilirler. Hız analizi çoklu CDP gruplarına uygulanır.

Herhangi bir kaynak noktasından yakın olan alıcılara sinyaller erken, uzak olan alıcılara ise sinyaller geç gelecektir. Alıcılar arasındaki varış zamanları farkına NMO(Normal Kayma Zamanı) adı verilir (Dondurur,2009). Normal kayma zamanı düzeltmesi sonrasında CDP ile birincil yansımalar yatay hale gelir(Şekil3.2). Bu çalışmada 200 CDP aralıklı hız işlemi yapılmıştır.



Şekil 3.2: (a) CDP grubu ve farklı NMO hızları kullanılarak yapılan NMO düzeltmesi (Dondurur, 2009).

3.1.10. Yığma

NMO düzeltilmesi yapıldıktan sonra CDP gruplarındaki tüm birincil yansıma hiperbollerini yatay hale gelir. Daha sonra CDP gruplarındaki tüm izler toplanarak tek bir iz hale getirilir ve bu işleme ‘yığma’ adı verilir. Klasik yığma işlemi matematiksel olarak aşağıdaki gibi gösterilmektedir (Dondurur,2009).

$$y_k = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N S_i \quad (3.3)$$

N-yığmaya giren iz sayısı

S_i - NMO düzeltmesi uygulanmış iz sayısı

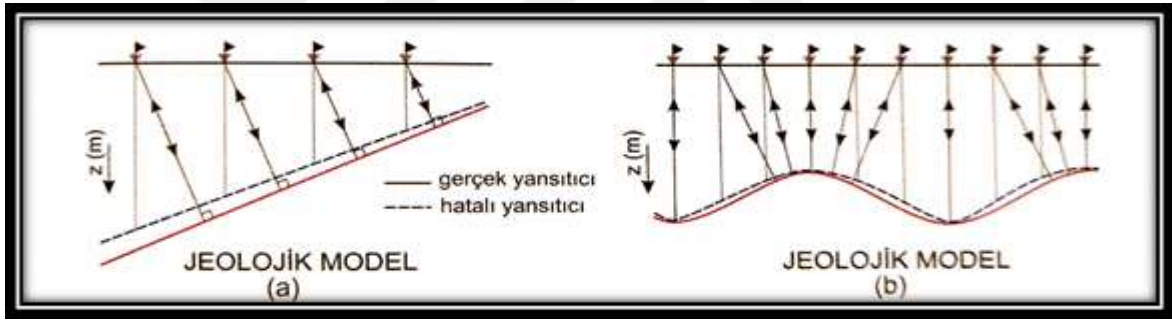
Yığma işleminin sismik kesit üzerindeki etkileri:

- Veri kalitesi artar
- S/G oranı $\sqrt{\text{katlanma sayısı}}$ kat artar.
- NMO düzeltmesi işleminden sonra hiperboller yatay hale gelir.
- Farklı fazda bulunan gelişigüzel gürültüler bastırılır.

- Yığma sonrasında tekrarlı yansımalar zayıflar.

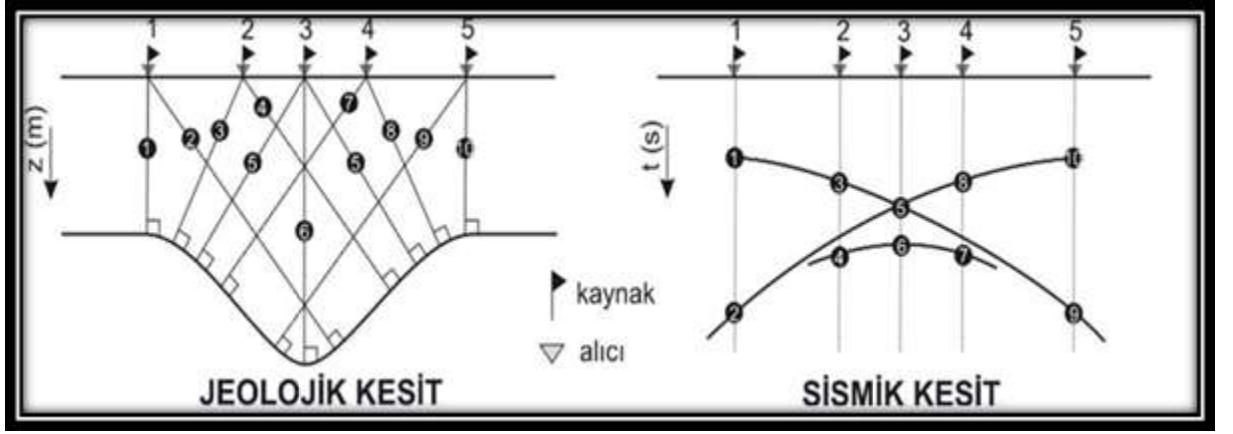
3.1.11. Migrasyon (Göç)

Migrasyon (Göç) veri işlemin son aşaması olup, yığma kesitini jeolojik kesite dönüştürmek, eğimli olayları gerçek yerlerine taşımak, saçılmaları yok etmek için kullanılan dalga denklemi kuramlı veri işlem aşamasıdır. Yanal hız değişimleri yumuşak ve az ise zaman migrasyonu, hız değişimleri fazla ise derinlik migrasyonu daha doğru sonuçlar üretir. Migrasyon yığma öncesi ve yığma sonrası uygulanabilir. Kullanılan algoritma haricinde migrasyonlu sismik kesitin yorumlanabilmesi yığma kesitinin kalitesine, S/G oranına ve kullanılan hızlara bağlıdır. Yansıma alınan tabaka eğimli ise elde edilen yansıma yığma kesitinde gerçek yerinde olmaz. Bunun sebebi Şekil 3.3'da gösterildiği üzere sismik dalganın alıcının tam altından değil de tabakaya en yakın noktadan yansıyarak alıcıya gelmesidir(Dondurur,2009).



Şekil 3.3: (a) Eğimli, (b) Ondülasyonlu yansıtıcılar ve şematik olarak bunların yığma kesitlerindeki görünümleri (Dondurur, 2009).

Senklinal tipli yapılarda her bir alıcıya senklinalin farklı lokasyonlarından yansıyan sinyaller gelecektir ve sinyallerin kat ettiği yollar farklı olacağı için alıcılara ulaşacağı zaman da farklıdır. Bu da senklinal yapı üzerinde birbirinden farklı zamanlarda gelen çok sayıda yansıma oluşur ve bu yansıma şekline papyon-kavat adı verilir ve şekil 3.4'de gösterilmektedir.



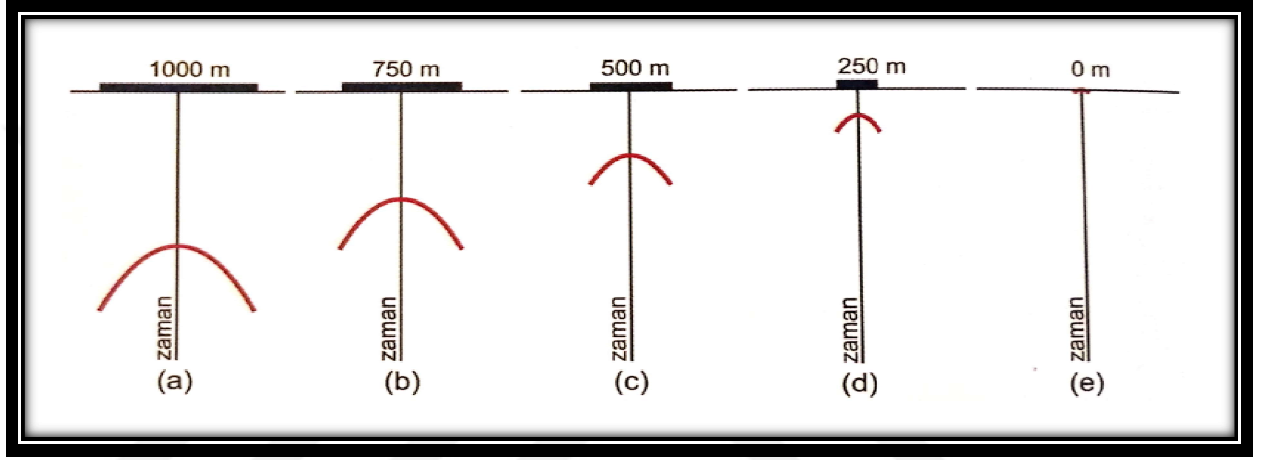
Şekil 3.4: (a) Senklinal model, (b) sismik kesitte görülen papyon-kravat etkisi (Dondurur, 2009).

Migrasyon işleminin sismik kesit üzerindeki etkileri böyle sıralanabilir:

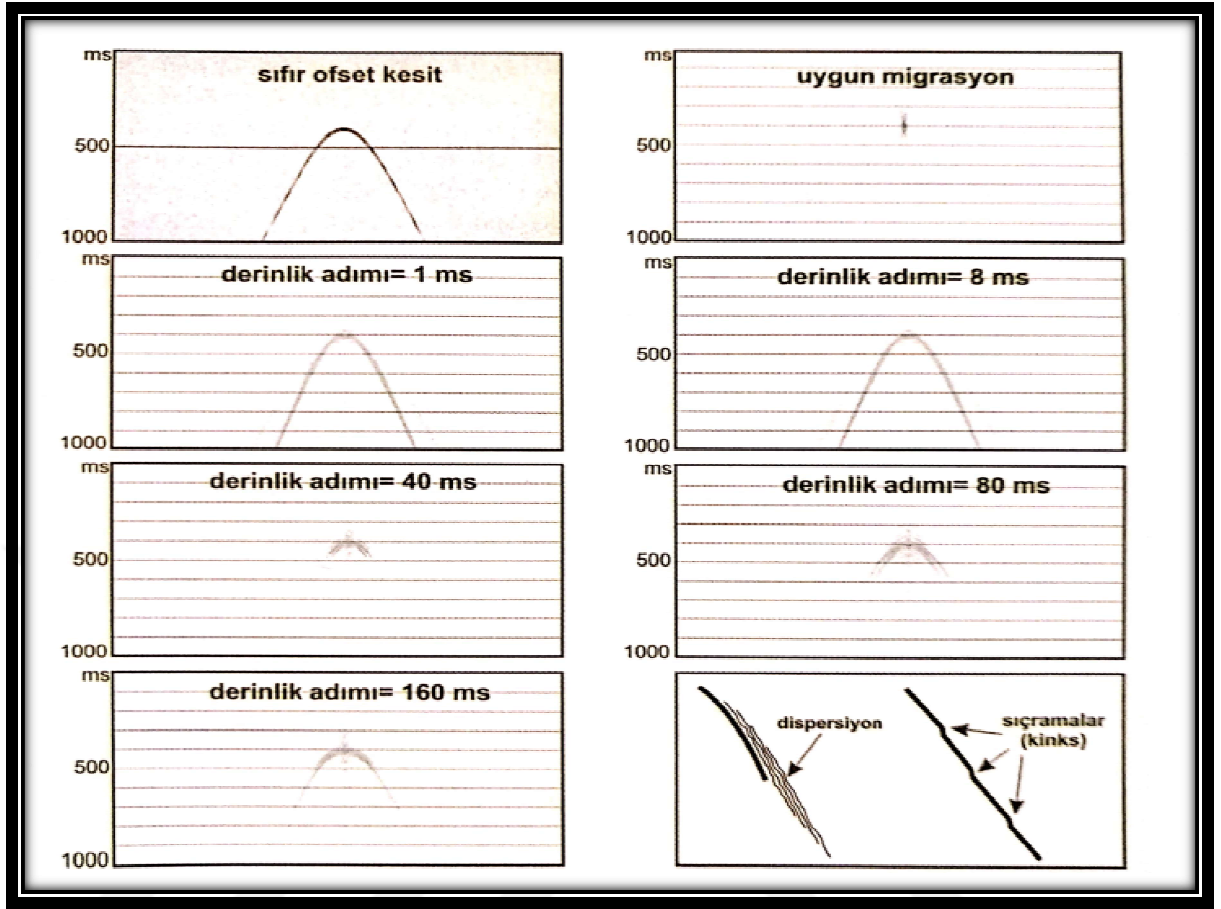
- Migrasyon yansıtıcıların boyunu kısaltır.
- Migrasyon işlemi sonrasında senklinal yapılar genişler, antiklinal yapılar daralır.
- Migrasyon saçılmaları yok eder ve fay düzlemleri belirgin hale gelir.
- Migrasyon sonrasında papyon-kravat etkisi yok olur.

Bu tez çalışmasında sonlu farklar migrasyonunun özel bir türü olan frekans-uzay migrasyonu (Omega-X) kullanılmıştır. Sonlu farklar migrasyonu skaler dalga denkleminin sonlu farklar yöntemi ile sayısal çözümüne dayanmaktadır (Clearbout ve Doherty, 1972). Yöntem düşey ve yatay yöndeki hız değişimlerini dikkate alabilmektedir. Sonlu farklar yöntemi 35° eğime kadar doğru sonuçlar üretmektedir. Nokta kaynak sonucu yayınan sinyallerin yeryüzünde alıcılar tarafından saçılma hiperbollerini kaydedildiğini farz edelim. Daha sonra bu alıcılar sonlu aralıklarla aşağıya indirilsin. Hiperbollerin aşağı uzanımı ile yeryüzünde bulunan alıcıların aşağı indirilmesi eşdeğerdir. Yüzeydeki alıcılar derine indirildikçe hiperboller daha erken varmakta, kısalmakta ve sıkışmaktadır. Hiperboller, alıcılar kaynak üzerinde olduğunda tamamen bastırılacak ve $t=0$ 'da tek nokta haline gelecektir (Şekil 3.5). Aşağı uzanımda dikkat edilmesi gereken 2 önemli nokta vardır. İlk olarak aşağı uzanım kaynak derinliğine inilmeden bitirilirse saçılma hiperbollerini tam bastırılmaz ve düşük göç yapılmış olur. Bu durum düşük hız sonucu yapılan migrasyon işlemi ile aynı etkiyi verir. İkincisi aşağı uzanım kaynak noktasının altına indirilirse hiperbollerin ayna görüntüsü oluşacak ve bu işlem yüksek hız sonucu yapılan migrasyon ile aynı etkiyi verir. Sonlu farklar migrasyonunun etkinliğini belirleyen önemli parametre Derinlik Adım Aralığı (TAU)

değeridir. Büyük TAU değeri düşük migrasyona sebep olur ve hiperbol eğrisinde sıçramalar meydana gelir. Küçük TAU değeri seçilirse enerjinin az bir kısmı tepe noktaya taşınır, hiperboller tam bastırılmaz ve hiperbol kanatları altında dispersiyon adı verilen gürültüler oluşur (Dondurur,2009). Verideki saçılma hiperbollerinin bastırılmaması, skaler dalga denkleminde parabolik bir yaklaşım nedeniyledir (Yılmaz,1987). Şekil 3,6'da farklı derinlik adım aralıklarının saçılma hiperbollerinin bastırılmasına etkileri gösterilmiştir. 40 ms derinlik adımı doğru sonucu oluşturmaktadır.



Şekil3.5: Sonlu farklar migrasyonunda saçılma hiperbolünün aşağı uzanımıyla bastırılması. Aşağı uzanım değerleri yukarıda gösterilmiştir (Clearbout, 2001).



Şekil3.6: Sonlu farklar migrasyonunda farklı derinlik adım aralığının saçılma hiperbollerinin bastırılmasında etkileri. 40 ms en uygun adım aralığı seçilmiştir (Dondurur, 2009).

Sonlu farklar metodu yanal hız değişimlerinde daha iyi sonuç üretebilmektedir. Yöntemin dezavantajı ise yüksek eğime sahip yapıları tam çözemesidir. Omega-X migrasyonu hem 65^0 eğime kadar, hem de yatay ve düşey türden hız değişimleri için geçerlidir. Bu yöntem sonlu farklar migrasyonunu özel bir türüdür ve yöntem frekans-uzay ortamına tanımlıdır. Bu özelliklerinden dolayı karmaşık yapılara uygulanabilecek derinlik migrasyonda en uygun yöntemdir. Omega-X migrasyonu ECHOS programında MIGFX modülü ile yapılmıştır. Kayıt süresinin 5 saniye olmasına rağmen sismik verinin 3sn'den sonraki kısmında sinyal kalitesi yeterinde uygun görülmediği için migrasyon işlem görüntülerinde gösterilmemiştir.

3.2.ODAK MEKANİZMA ÇÖZÜMÜ

Son zamanlarda depremlerin koordinatlarını (x_0, y_0) , derinlik (z_0) ve oluş zamanlarını (t_0) belirlemek için ters çözüm yapan farklı algoritmalar geliştirilmiştir. Bu algoritmaların ana bağıntı formülü aşağıda verilmiştir:

$$t_i = t_0 + \frac{\sqrt{(x_i - x_0)^2 + (y_i - y_0)^2 + (z_i - z_0)^2}}{V} \quad (3.4)$$

V - yarı ortamın hızı

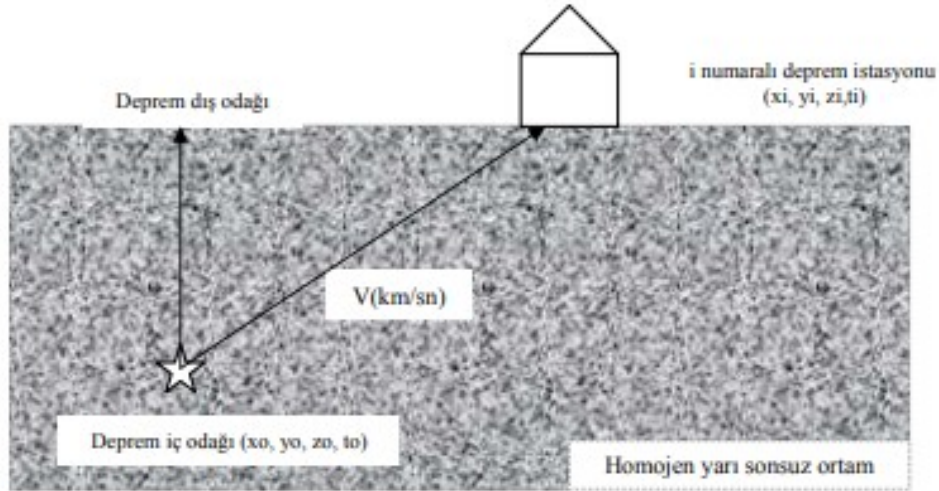
x_0, y_0, z_0 - depremin enlem, boylam ve derinliği

x_i, y_i, z_i - i numaralı deprem istasyonunu enlem, boylam ve deniz mesafesinden yüksekliği

t_0 - depremin ilk oluş zamanı

t_i - deprem dalgasının i numaralı deprem istasyonunda kaydedilmeye başlandığı zaman

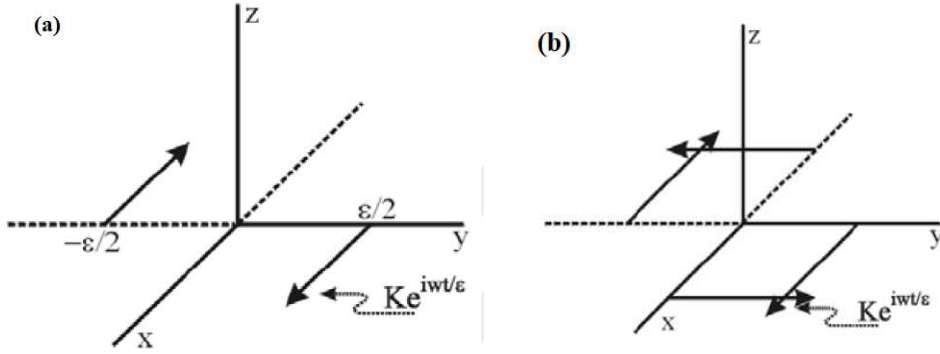
İle ifade edilir. Şekil 3,7’de homojen yarı sonsuz ortamda deprem odak merkezinden yayılan dalganın seyahat yolu gösterilmiştir.



Şekil 3.7: Homojen yarı sonsuz ortamda deprem odak merkezinden yayılan dalganın seyahat yolu.

Depremlerin odak mekanizma çözümü sismolojik araştırmalarda önemli yer tutar. Odak mekanizma fiziği oldukça karmaşıktır. Deprem odağındaki yer değişimleri farklı kaynak

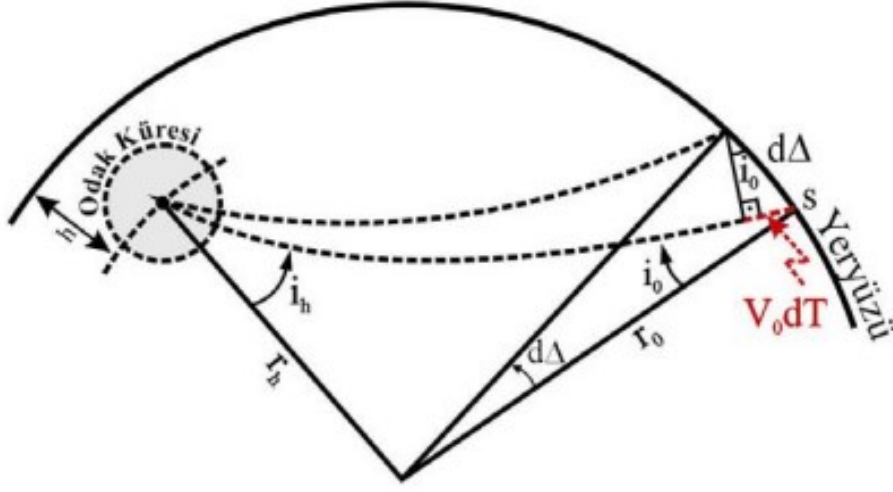
modelleri ile anlatılmaktadır. Bunlar tek kuvvet çifti ve çift kuvvet çiftidir. Tek kuvvet çifti birbirine eşit fakat ters yönlü kuvvetlerden oluşur ve sismik moment sıfırdan farklıdır. Çift kuvvet çiftinde ise 2 kuvvet çiftinin birbirinin aynı fakat birbirlerine karşı koyacak kuvvetlerden oluşur ve sismik moment sıfırdır. Şekil 3,8’de tek ve çift kuvvet çiftleri gösterilmiştir. Burada $Ke^{i\omega t/\varepsilon}$ x ve y eksenleri üzerindeki $\varepsilon/2$ ve $-\varepsilon/2$ noktalarına etki eden 2 periyodik kuvvettir.



Şekil 3.8: (a) tek kuvvet çifti ve (b) çift kuvvet çifti

Depremlerin odak mekanizma çözümü sismolojik araştırmalarda önemli yer tutar. Deprem odak mekanizma çözümü için farklı yöntemler kullanılmaktadır. Bunlar P dalgası ilk hareketlerinden odak mekanizma çözümü, S dalgaları polarizasyon açılarından odak mekanizma çözümü, cisim dalgaları spektral genliklerinin azimutal dağılımlarından odak mekanizma çözümü, yüzey dalgaları spektral genliklerinin azimutal dağılımlarından odak mekanizma çözümü ve dalga şekli modellemeleridir. Bu çalışmada odak mekanizma çözümü için P dalgası ilk hareket yönü yöntemi kullanılmıştır. Bu odak mekanizma çözümünü aşağıdaki gibi sıralayabiliriz.

- İlk olarak sismogramın düşey(Z) bileşeninden P dalgasının ilk hareketi okunur. Eğer ilk hareket yönü yukarı ise “+” veya “C”, aşağı ise “-” veya “D” şeklinde işaretlenir. Burada “+” veya “C” odaktaki sıkışmayı “-” veya “D” ise odaktaki genişlemeyi temsil eder.
- Daha sonra okumalar tüm istasyonlarda gerçekleştirilir. Bu işlem bittikten sonra sıkışma ve genişlemelere uygun bir izdüşüm seçilerek bir düzlem üzerinde gösterilmelidir. Bunun için stereografik izdüşüm ağı kullanılır. Her istasyon için episentr uzaklığı (Δ), azimut açısı ve odağı terk ediş açısı (i_h) hesaplanır.



Şekil 3.9: Odak küresi ve odak küresini terk eden ışınları gösteren kesit. S sismolojik istasyonun konumunu gösterir

$$\sin i_h = \frac{r}{r-h} V_h \left(\frac{dT}{d\Delta} \right) \quad (3.5)$$

V_h - P dalga hızı(km/sn)

r - Yerin yarıçapı (km)

h - Odak derinliği (km)

$\frac{dT}{d\Delta}$ - P dalgalarına ait zaman-uzaklık eğrisinin eğimi

Episantr uzaklığı ve azimut açısını bulmak için farklı formüller geliştirilmiştir. Episantr enlem ve boylam (ϕ, λ) ve deprem istasyon koordinatları (ϕ', λ') olsun. Episantr uzaklığı (Δ) (3.4), (3.5), (3.6) denklemleri ile bulunabilir.

$$2(1-\cos\Delta) = (A - A')^2 + (B - B')^2 + (C - C')^2 \quad (3.6)$$

$$\cos\Delta = AA' + BB' + CC' \quad (3.7)$$

$$2(1+\cos\Delta) = (A + A')^2 + (B + B')^2 + (C + C')^2 \quad (3.8)$$

Burada Δ episantr ile deprem istasyonu yerin merkezinden gören açıdır. Bu denklemlerde

$$A = \sin\phi\cos\lambda \quad A' = \sin\phi'\cos\lambda'$$

$$B = \sin\phi \sin\lambda \quad B' = \sin\phi' \sin\lambda'$$

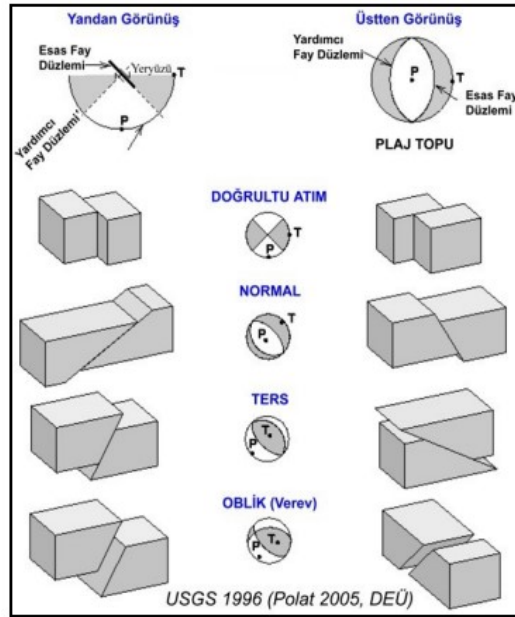
$$C = \cos\phi \quad C' = \cos\phi'$$

ile verilen doğrultman kosinüsleridir. Azimut açısı (α) deprem istasyonundan episantr'a doğru ve episantrdan deprem istasyonuna doğru ölçülür. Deprem istasyonunda episantr'a doğru ölçülen azimut (3,9) denklemi ile hesaplanır.

$$\sin\alpha = \cos\phi \sin(\lambda' - \lambda) / \sin\Delta \quad (3.9)$$

- Son aşama olarak P dalgalarının ilk hareket yönü dikkate alınarak faylanmaya ait Esas ve Yardımcı fay düzlemleri bulunur(Şekil3.10),(Polat,2005).

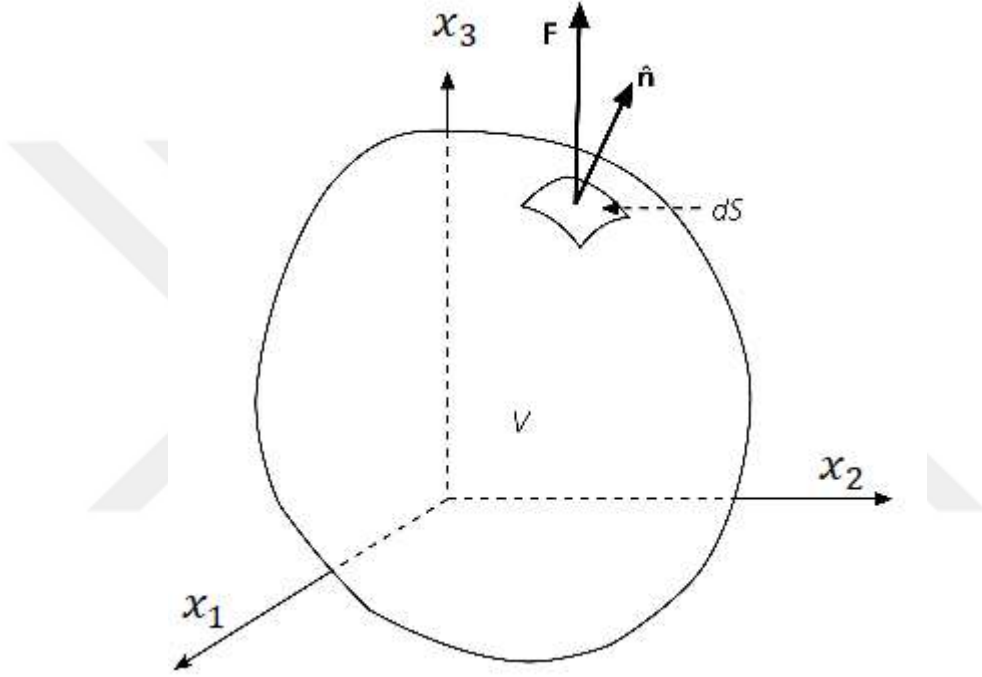
Fay düzlemleri belirlendikten sonra bilinmesi gereken bazı parametreler vardır. Bunlar fay doğrultusu, eğim ve kayma açısıdır. Kayma açısı -180 ile +180 arasında değişir ve faylanma türü kayma açısından anlaşılır. Fay düzlemleri belirlendikten sonra bilinmesi gereken bazı parametreler vardır. Bunlar fay doğrultusu, eğim açısı ve kayma açısıdır. Fay doğrultusu fay düzleminin yeryüzündeki fay izidir ve doğrultu açısı (ϕ) ile verilir. Eğim açısı (δ) fay düzlemin yatay ile yaptığı açıdır. Kayma açısı (λ) kayma vektörünün fay düzlemi boyunca yatay ile yaptığı açıdır. Kayma açısı -180 ile +180 arasında değişir ve faylanma türü kayma açısından anlaşılır.



Şekil 3.10: Odak mekanizma çözümlerine göre fay türleri (Polat, 2005). Burada P noktası sıkışmaya, T noktası ise açılmaya ait alanları göstermektedir.

3.3.GERİLME TENSÖRÜ BELİRLENMESİ

Bir cisim üzerinde cisim kuvveti ve yüzey kuvveti olmak üzere iki çeşit kuvvet etkili olur. Cisim kuvveti cisim içerisinde etkili olan ve hacimle doğru orantılı net bir kuvvete neden olur. Yüzey kuvveti ise cismin yüzeyinde etkili olan ve yüzey alan ile orantılı net bir kuvvete neden olur. Şekil 3.11’de S yüzeyli ve V hacimli cisim üzerine etki eden yüzey kuvveti gösterilmiştir.



Şekil3.11: V hacimli ve S yüzeyli cisme etki eden yüzey kuvveti. Yüzey kuvveti F, dışa doğru birim vektörü $\hat{n}$ ile gösterilmiştir (Stein ve Wysession, 2002).

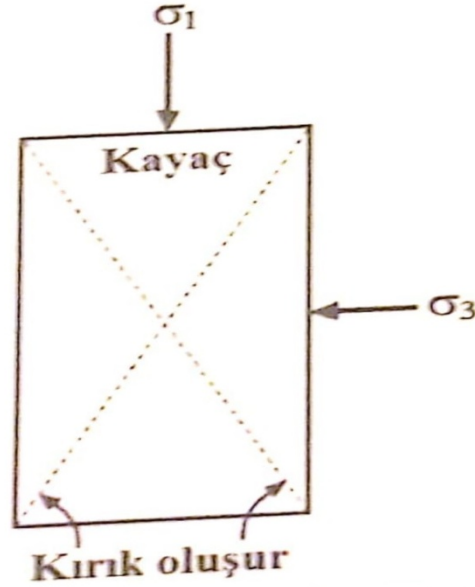
Bu durumda çekme vektörü (T) birim alana düşen yüzey kuvveti limiti olarak tanımlanır ve (3.10) bağıntısı ile bulunur:

$$T(\hat{n}) = \lim_{dS \rightarrow 0} \frac{F}{dS} \quad (3.10)$$

Gerilme tensörü genel olarak :

$$\sigma_{ij} = \begin{pmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{pmatrix} \quad (3.11)$$

olarak ifade edilir.(3.6) bağıntısında görüldüğü gibi gerilme tensörü 9 bileşene sahiptir. Bu bileşenlerden σ_{xx} , σ_{yy} , σ_{zz} normal gerilmeler, diğer 6 bileşen ise makaslama gerilmeleri olarak adlandırılır. Yer altında birçok yerde bulunan materyal, basınçtan dolayı normal gerilme bileşenleri negatiftir. Gerilme tensörü simetrik özelliğinden dolayı $\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$, $\sigma_{xy} = \sigma_{yx}$, $\sigma_{zx} = \sigma_{xz}$ olur. Gerilme birimi bar cinsinden ifade edilir ve $1\text{bar} = 10^6 \text{dyn/cm}^2$ olarak ifade edilir. Kayaçta makaslama gerilmesinin maksimum olduğu noktada kırılma oluşur. Tam olarak bu ifade ideal durumlar için doğru olsa bile yer altı heterojen ortam olduğundan dolayı yanlıştır. Gerilme tensörü kullanarak maksimum makaslama gerilmesi düzlemi bulunabilir. Örnek olarak basınç altında olan bir kayaç düşünelim ve gerilmeler $|\sigma_1| \geq |\sigma_2| \geq |\sigma_3|$ olarak sıralansın ve maksimum makaslama gerilme yüzeyinde kırık beklenilir. Burada σ_1 maksimum ana gerilmeyi ifade eder ve oluşacak kırık 45° düzlem üzerinde oluşur.



Şekil3.12: Örnek kayaçta maksimum makaslama gerilmesi üzerinde oluşan kırığın şematik gösterimi (Stein ve Wyssession, 2002).

Gerilme tensörü analizi yönteminde en büyük sıkışma (σ_1), orta sıkışma (σ_2) ve en küçük sıkışma (σ_3) olan 3 asal gerilme eksen ve R (gerilme oranı) belirlenmelidir. R değeri bölgede egemen olan gerilme rejiminin türünün göstergesidir. Gerilme oranı (3.12) bağıntısı ile belirlenir:

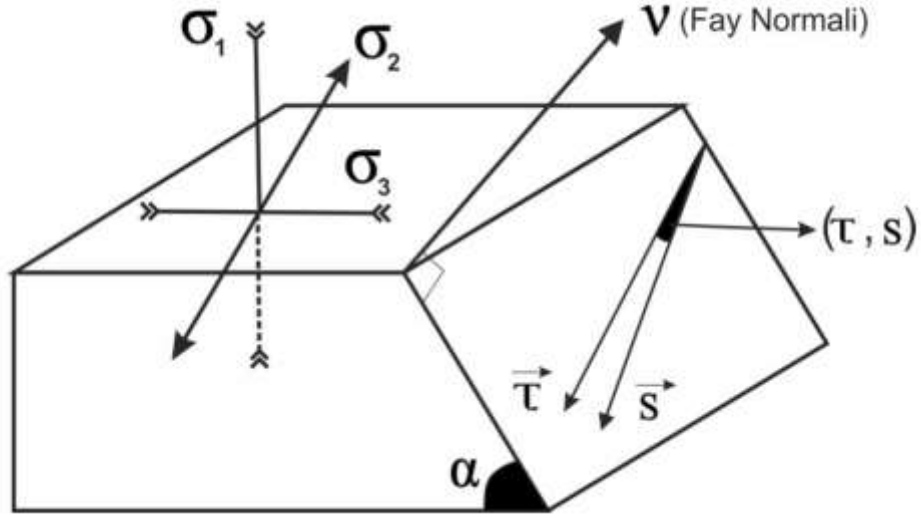
$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_1}{\sigma_3 - \sigma_1} \quad (3.12)$$

R değeri 0 ile 1 arasında değerler alır. Deprem odak mekanizma çözümlerinden bulunan parametreler yardımıyla gerilme tensörü analizinde kullanılan kayma yönü vektörü ($\vec{S}$) ve fay normali (V) 3.13 ve 3.14 bağıntıları ile bulunur. Şekil 3.13’de asal gerilme eksenleri ve atım vektörleri gösterilmiştir.

$$\vec{S} = \begin{pmatrix} \cos\lambda\cos\phi + \sin\lambda\cos\alpha\sin\phi \\ \sin\lambda\cos\alpha\cos\phi - \cos\lambda\sin\phi \\ \sin\lambda\sin\alpha \end{pmatrix} \quad (3.13)$$

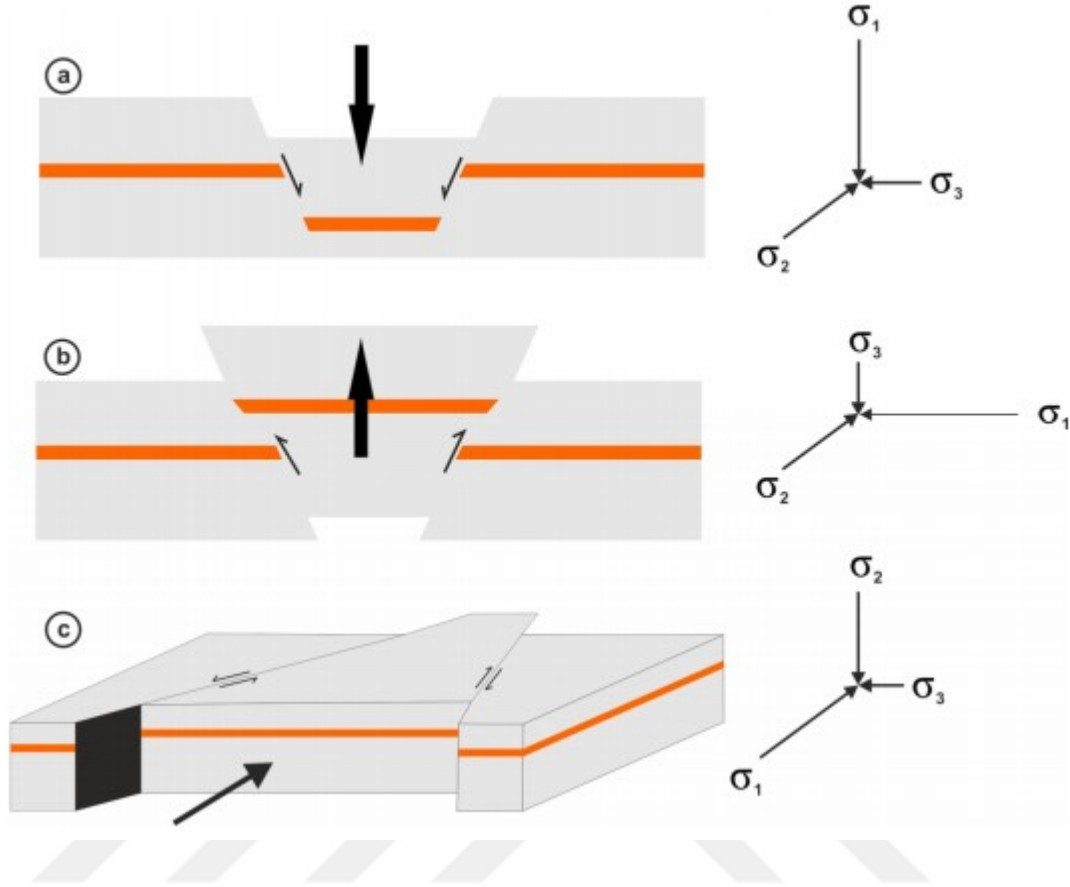
$$V = \begin{pmatrix} \sin\alpha\sin\phi \\ -\sin\alpha\cos\phi \\ \cos\alpha \end{pmatrix} \quad (3.14)$$

λ (kayma açısı), ϕ (doğrultu), α (eğim) deprem odak mekanizması çözümlerinden bulunan değerlerdir



Şekil 3.13: Asal gerilme eksenleri ve atım vektörleri.

Asal gerilme eksenlerinin yatay veya düşey olması bölgede faylanma tipini belirler. Eğer σ_1 düşey, σ_2 ve σ_3 yatay ise bölgede normal faylanmanın egemen olduğunu temsil eder. Şekil 3.14’de asal gerilme eksenleri ile faylanma türü arasındaki ilişki gösterilmiştir.



Şekil 3.14: Asal gerilme eksenleri ile faylanma türü arasındaki ilişki. (a) Normal faylanma, (b) Ters faylanma, (c) Doğrultu atımlı faylanma.

3.4. COULOMB GERİLME ANALİZİ

Herhangi bir bölgede meydana gelen deprem, bölgedeki diğer faylardaki statik veya dinamik gerilme durumunu da değiştirebilmektedir. Bu gerilme değişimi yarı uzaydaki dikdörtgen düzlemler üzerinde meydana geldiği farz edilen yer değiştirme yöntemi ile hesaplanır (Okada,1985). Yakın alandaki depremlerin birbirini tetikleye bilmesi için o alanda 0.5 barlık gerilme artışı olması yeterlidir (King vd.,1994). Coulomb gerilme değişimi (3.15) bağıntısı ile hesaplanmıştır.

$$\Delta CFF = \Delta\tau + \mu(\Delta\sigma_n + \Delta P) \quad (3.15)$$

$\Delta\tau$ - fayda oluşan kesme gerilmesindeki değişim

$\Delta\sigma_n$ - normal gerilmedeki değişim

ΔP - boşluk suyu basınç değişimi

μ - faydaki etkin sürtünme katsayısı

ΔCFF değeri pozitif olursa gerilmenin artmasına, negatif olursa gerilmenin azalması anlamına gelir. Coulomb gerilme analizi hesaplamalarında bazı kaynak parametreleri bilinmelidir. Bunlar depremin enlem ve boylamı, doğrultu, eğim açısı, kayma açısından oluşmaktadır. Deprem odak mekanizma çözümlerinden doğrultu, eğim ve kayma açısı değerleri bulunur. Coulomb gerilme değişimi hesaplamaları için Toda vd. (2010) tarafından geliştirilen MATLAB© tabanlı Coulomb 3.3 yazılımı kullanılmıştır. Çalışmanın ilk aşamasında bölgenin sınırları tanımlanır ve enlem, boylam, derinlik, magnitüd, doğrultu, eğim, kayma sırası ile programa tanımlanır (Şekil 3.15). Hesaplamalarda etkin sürtünme katsayısı (μ) 0,4 ve Poisson oranı 0.25 olarak kabul edilmiştir.

The screenshot displays the Coulomb 3.3 software interface, which is used for calculating Coulomb stress changes. It is divided into two main sections: 'Study area' and 'Fault elements'.

Study area section:

- Reference point (x,y) = (0,0):** lon.(°E) = 27.433, lat.(°N) = 36.964.
- Lon.(°E) range:** min(°) = 26.000, max(°) = 29.000, incr.(°) = 0.050.
- Lat.(°N) range:** min(°) = 36.000, max(°) = 38.000, incr.(°) = 0.050.
- Grid coordinates (km):**
 - x start: -127.26, y start: -107.19, x finish: 139.15, y finish: 115.20
 - x incr.: 4.44, y incr.: 5.56
- Buttons: 'Calc.' and 'Add to map'.

Fault elements section:

- Fault reference point:**
 - ☒ Start-point per Aki-Richards
 - ☐ Fault center
 - lon.(°E) = 27.433, lat.(°N) = 36.964, depth to source = 6.20 km
- Length and width:** length (km) = 40.00, width (km) = 10.00. A button 'From empirical relations' is present.
- Mw:** 6.3
- Strik-slip parameters:**
 - strikslip: 91.0, dip: 62.0, rake: -97.0
 - ID number: 1
- Grid coordinates (m):**
 - x start: -0.00, y start: -0.00, x finish: 39.99, y finish: -0.70
 - right lat.(m): 0.03, rev. slip(m): -0.26, top: 6.20, bottom: 15.03
- Buttons: 'Calc.' and 'Add to map'.

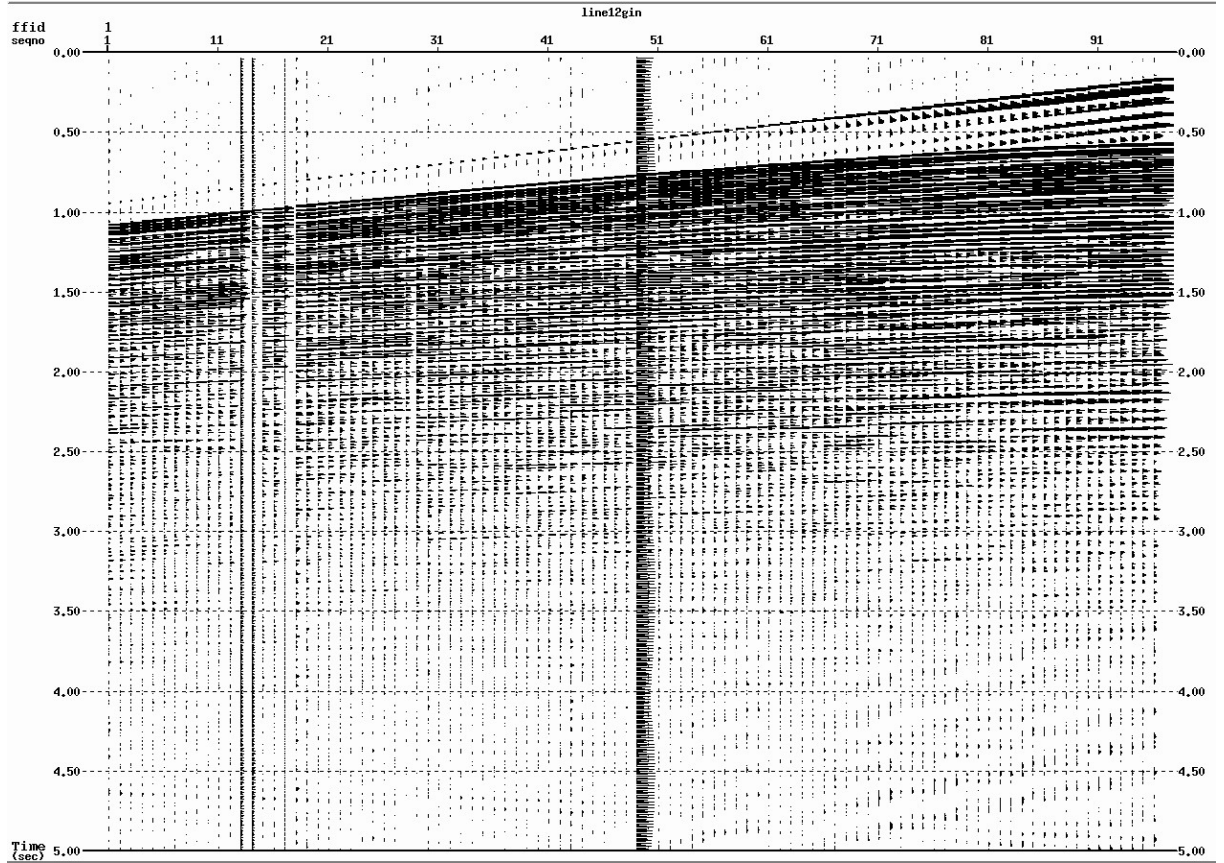
At the bottom of the window, there are three buttons: 'Edit all input parameters', 'Cancel', and 'OK'.

Şekil 3.15: Tezde kullanılan deprem kaynak parametrelerinin Coulomb 3.3 programına tanıtılması.

4. BULGULAR

4.1.ATIŞ VERİ GRUBU

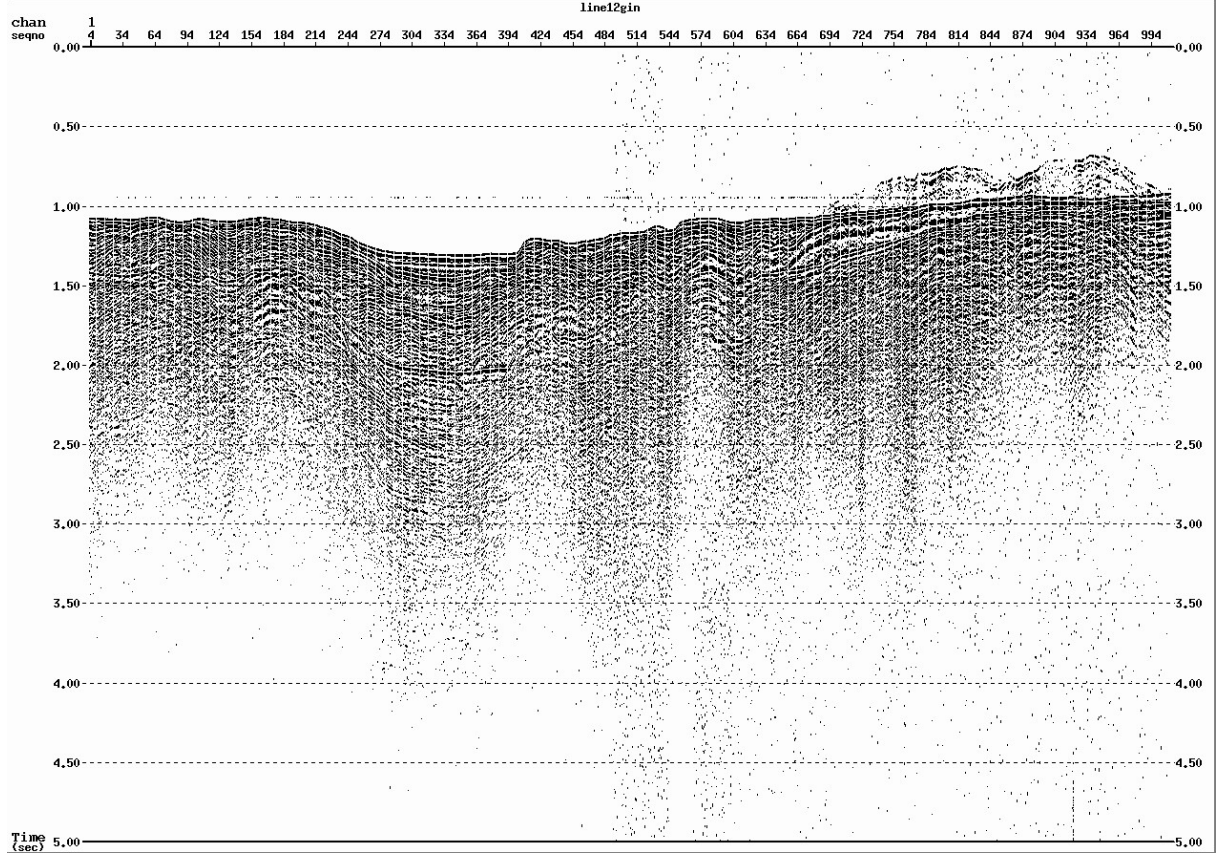
Sismik veri GIN modülü ile programa tanıtılmıştır.



Şekil 4.1: Tezde kullanılan 12 numaralı 96 kanallı sismik yansıma verisinin ilk atışına ait veri grubu: bozuk izler, sıfırlama işleminin yapılacağı alanlar ve ileri aşamalarda filter ve kazanç uygulama işleminin gereklilikleri gözükmektedir.

4.2. TEK KANAL YIĞMA KESİTİ GÖRÜNTÜSÜ

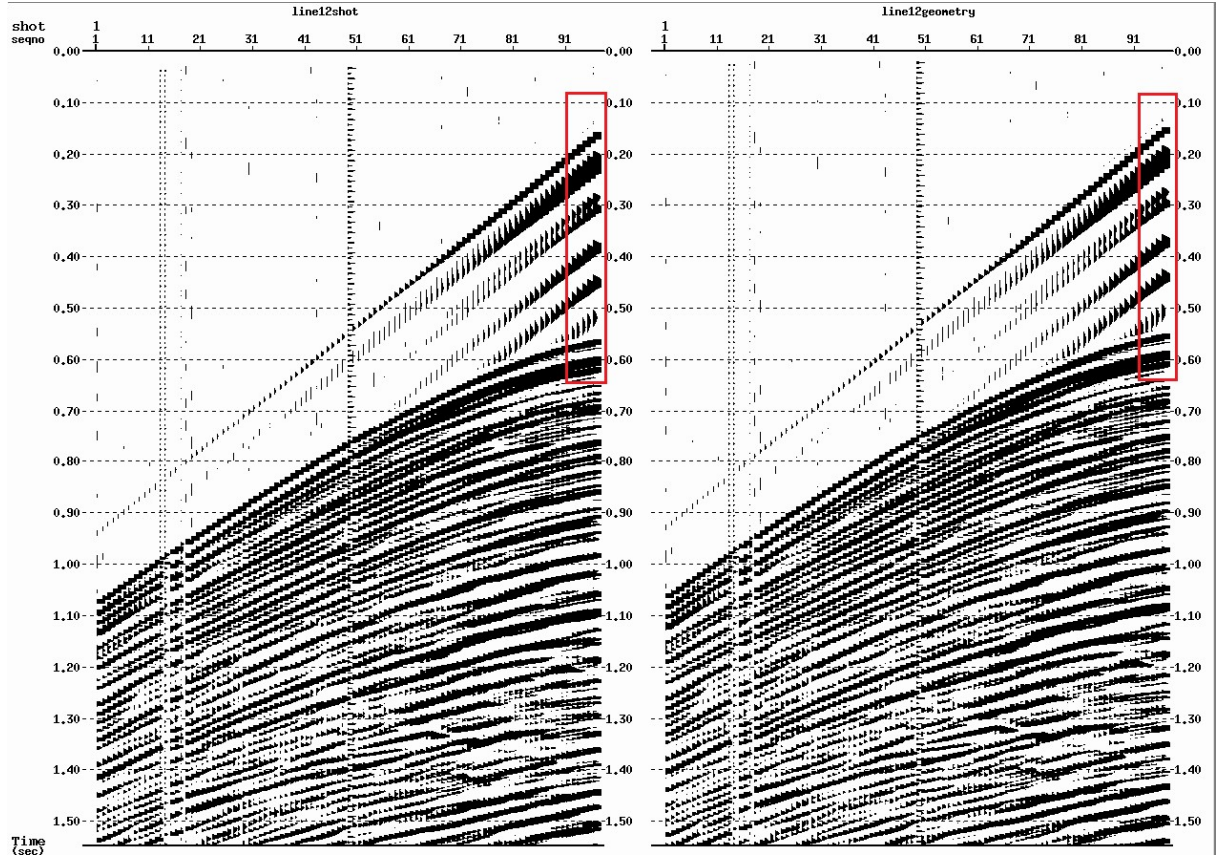
Çok kanallı sismik yansıma verisinin tek kanallı yansıma görünümü şekil 4.2’de gösterilmiştir. Bu aşamada hiçbir veri işlem adımı uygulanmamış, ham veri görüntülenmiştir.



Şekil4.2: Sismik yansıma verisinin tek kanallı gösterimi.

4.3. STATİK DÜZELTME

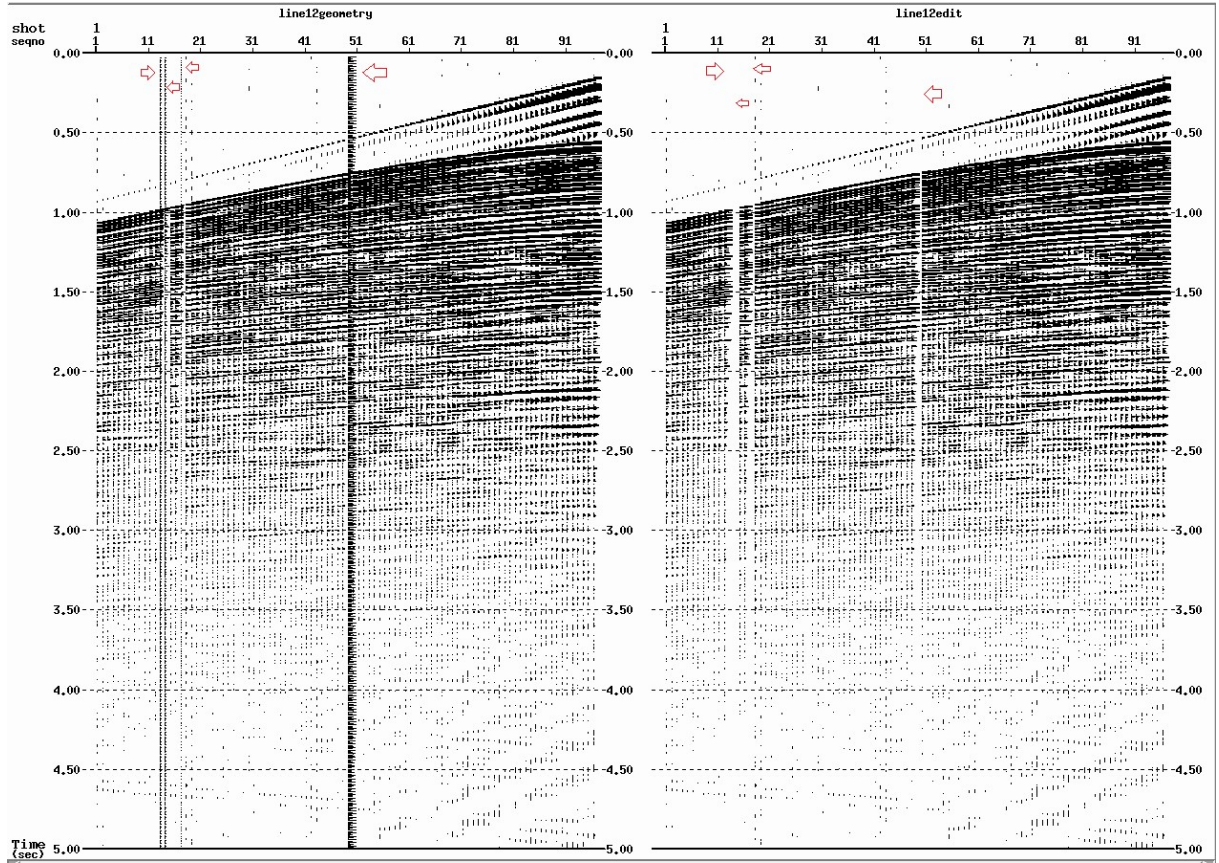
ECHOS programında bu işlem için HEADPUT ve STATIC modülleri kullanılmıştır. Kaynak derinliği 7 metre, alıcı derinliği 10m olarak seçilmiş ve (3,1) formül kullanılarak 11 ms hesaplanmıştır.



Şekil 4.3: Solda statik düzeltme uygulanmamış veri ve sağda statik düzeltme uygulanmış sismik veri. Düzeltme işlemi sonrası sismik veri 11ms yukarı taşınmıştır.

4.4. İZ AYIKLAMA

ECHOS programında iz ayıklama için EDIT modülü kullanılmıştır. Şekil 4.4'te gösterildiği gibi. 13, 14, 17, 49 numaralı kanallardaki sismik izlerin bozuk olduğu ve veriden ayıklanması gerektiği görülmektedir.

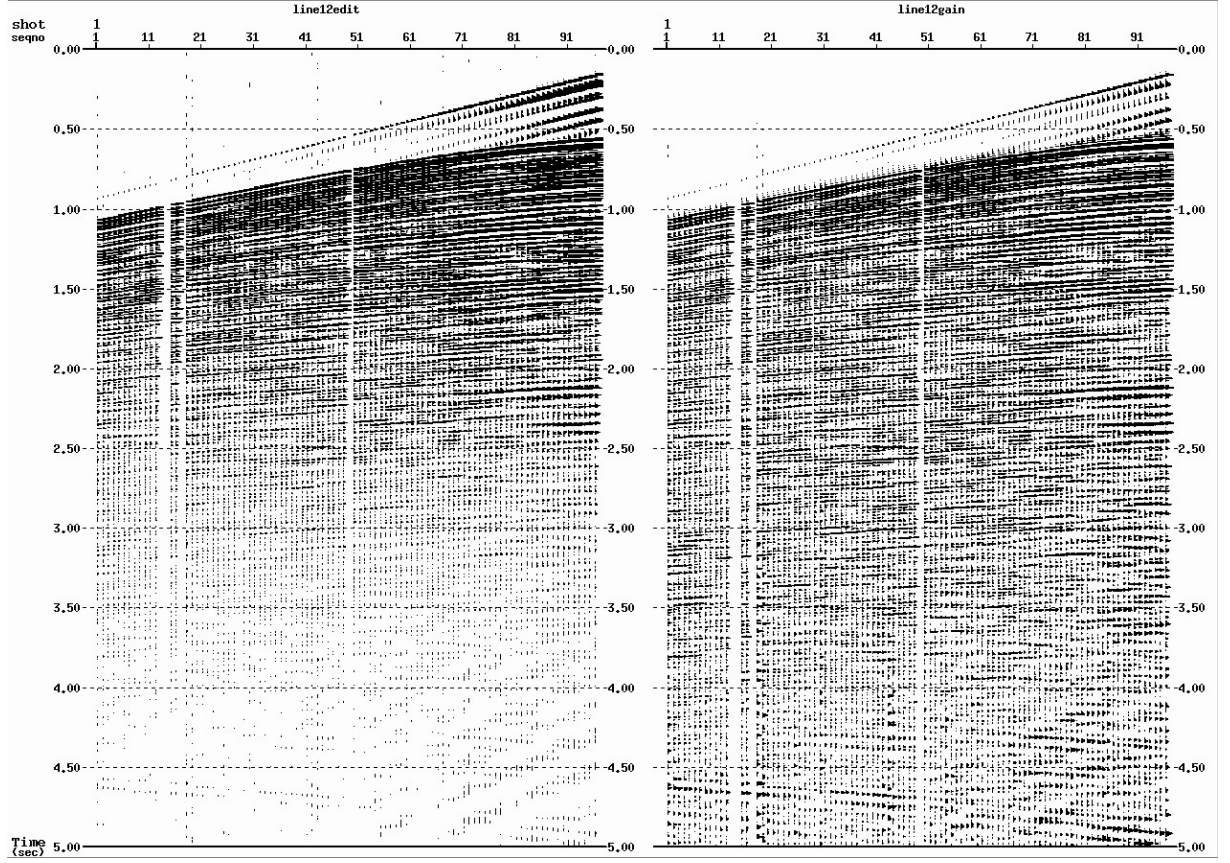


Şekil 4.4: Sol tarafta bozuk olan izler ve sağ tarafta bu izlerin genliklerinin “0” ile çarpıldıktan sonraki hali.

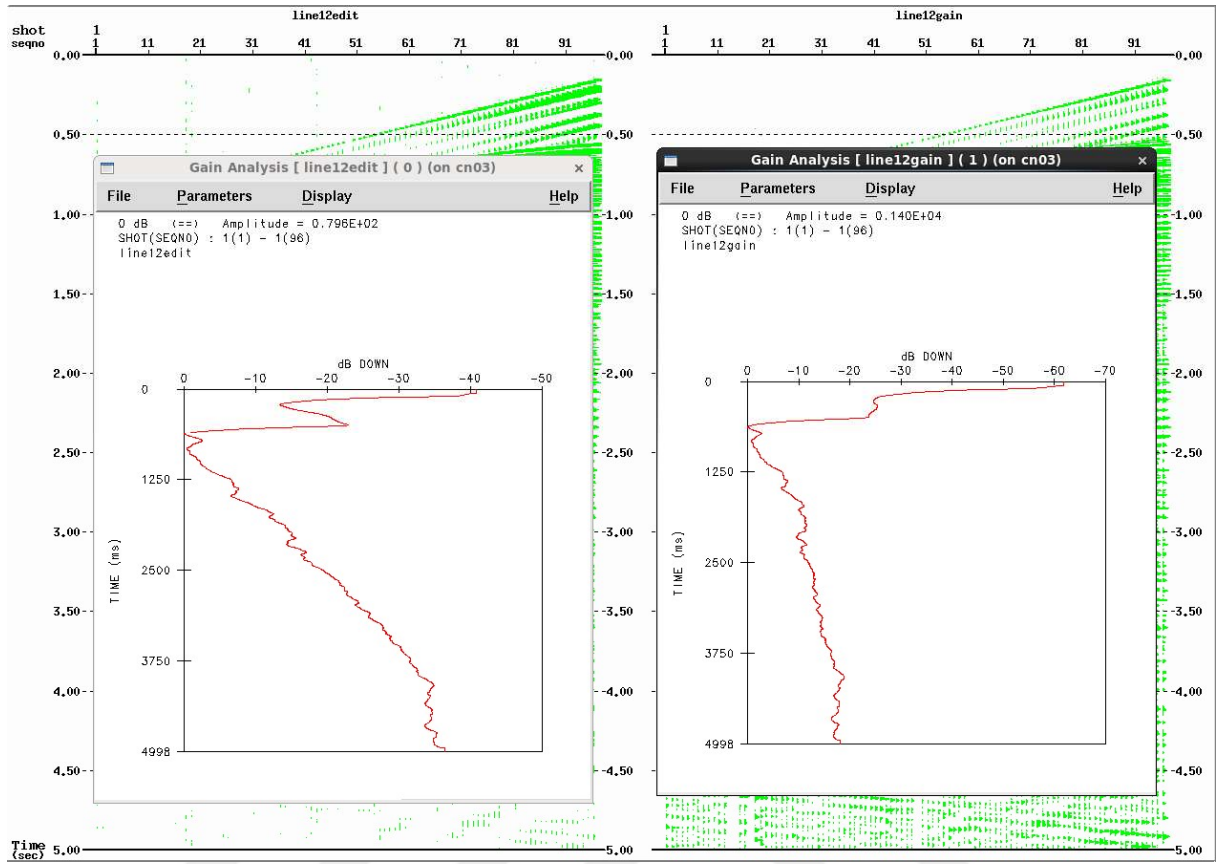
4.5. GENLİK KAZANCI UYGULAMA

Genlik kazancı uygulama işlemi için ECHOS programında GAIN modülü kullanılmıştır. Şekil 4.5’de genlik kazancı öncesi ve sonrası veri grubu gösterilmiştir. Şekil 4,6’da ise genlik

kazancı öncesi ve sonrası genlik spektrumu gösterilmiştir. Kazanç işlemi uygulandıktan sonra genlik değeri 15-20 DB sabit tutularak enerji kaybı önlenmiştir.



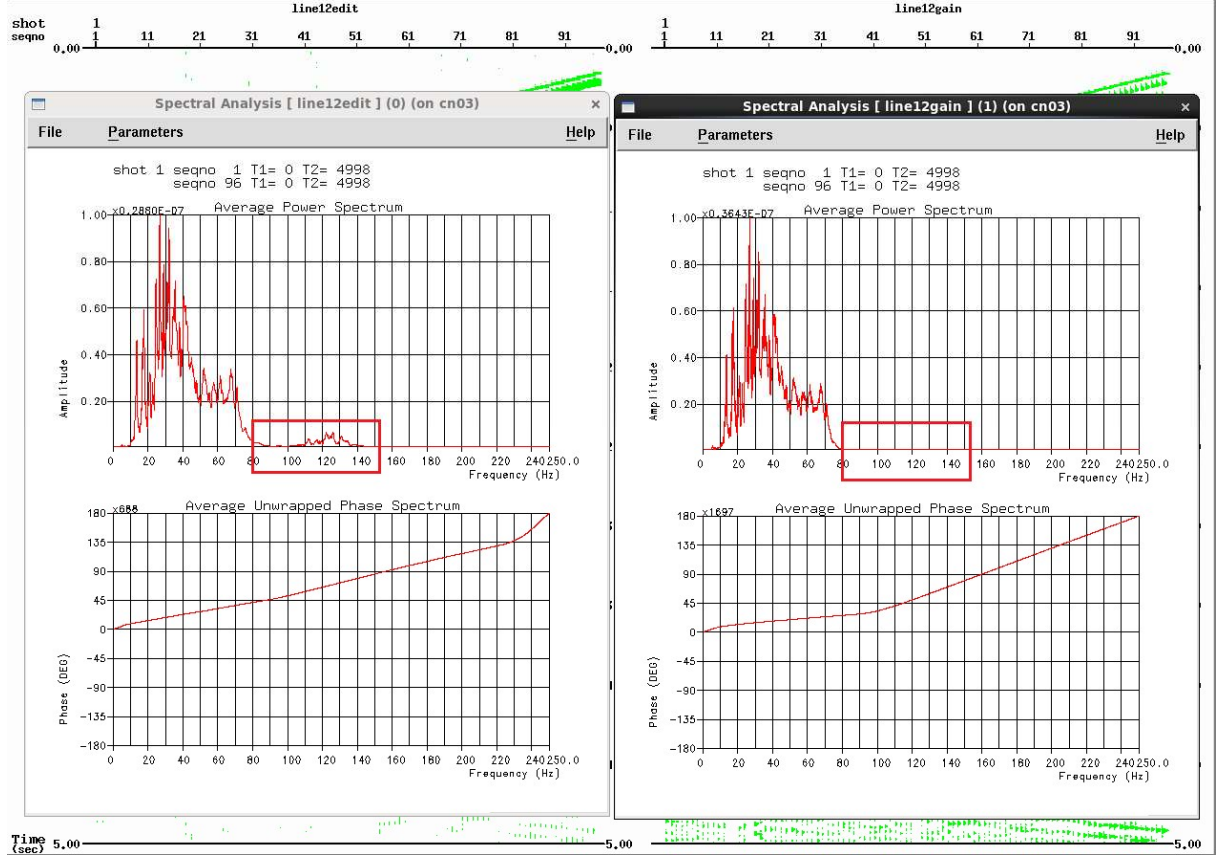
Şekil 4.5: Sol tarafta ham veri ve sağ tarafta genlik kazancı uygulanmış atış görüntüsü



Şekil 4.6: (a) genlik kazancı öncesi ve (b) işlem yapıtıltıktan sonraki genlik spektrumları.

4.6. BAND-GEÇİŞLİ SÜZGEÇ

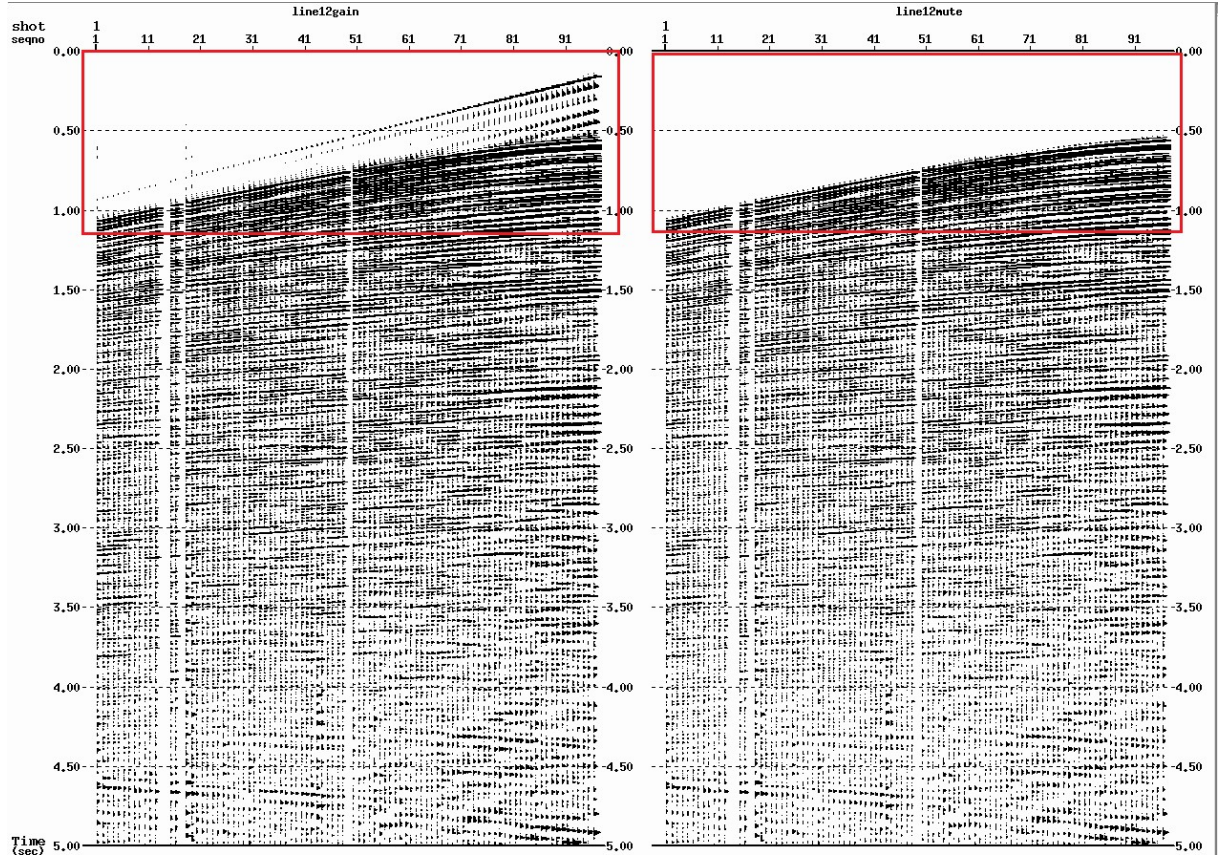
Bu işlem için ECHOS programında FILTER modülü kullanılmıştır. Veriye kazanç işlemi uygulandıktan sonra bant geçişli süzgeç uygulanmıştır. Şekil 4,7’de süzgeç uygulanmış verinin verilerin spektral analizi gösterilmiştir. Süzgeç kesme frekansları 7-20 Hz ve 75-100 Hz seçilmiştir.



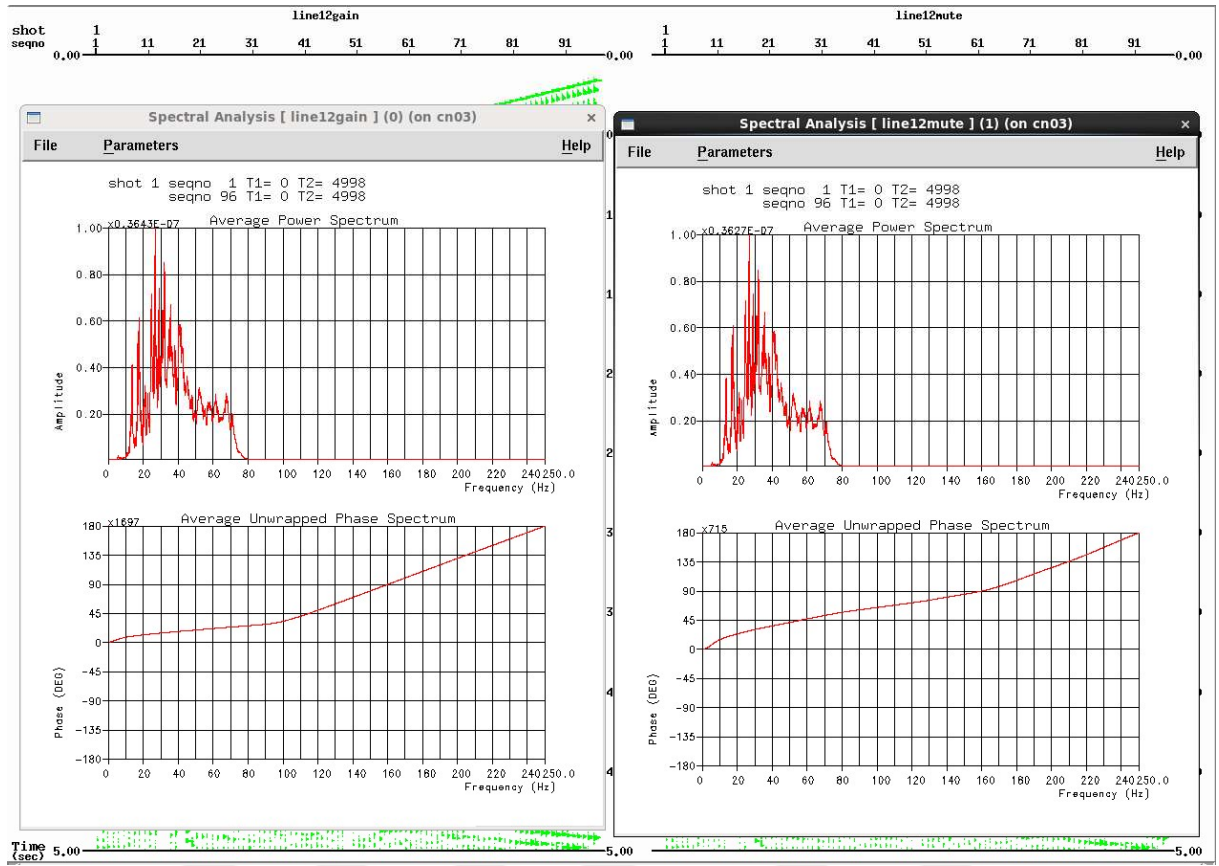
Şekil 4.7: Sol tarafta genlik kazancı uygulandıktan sonra verinin spektral analizi ve sağ tarafta uygulanan band-geçişli süzgeç sonrası verinin spektral analizi. Kırmızı kutucuk içindeki yüksek frekanslı düşük genlikli gürültüler veriden atılmıştır.

4.7. İSTENMEYEN İZLERİN ATILMASI

ECHOS programında bu işlem MUTE modülü ile yapılır. Şekil 4.8’de verinin ham hali ve işlem yapıldıktan sonraki hali gösterilmiştir. Şekil 4,9’da ise işlem sonrası verinin spektral analizi gösterilmiştir.



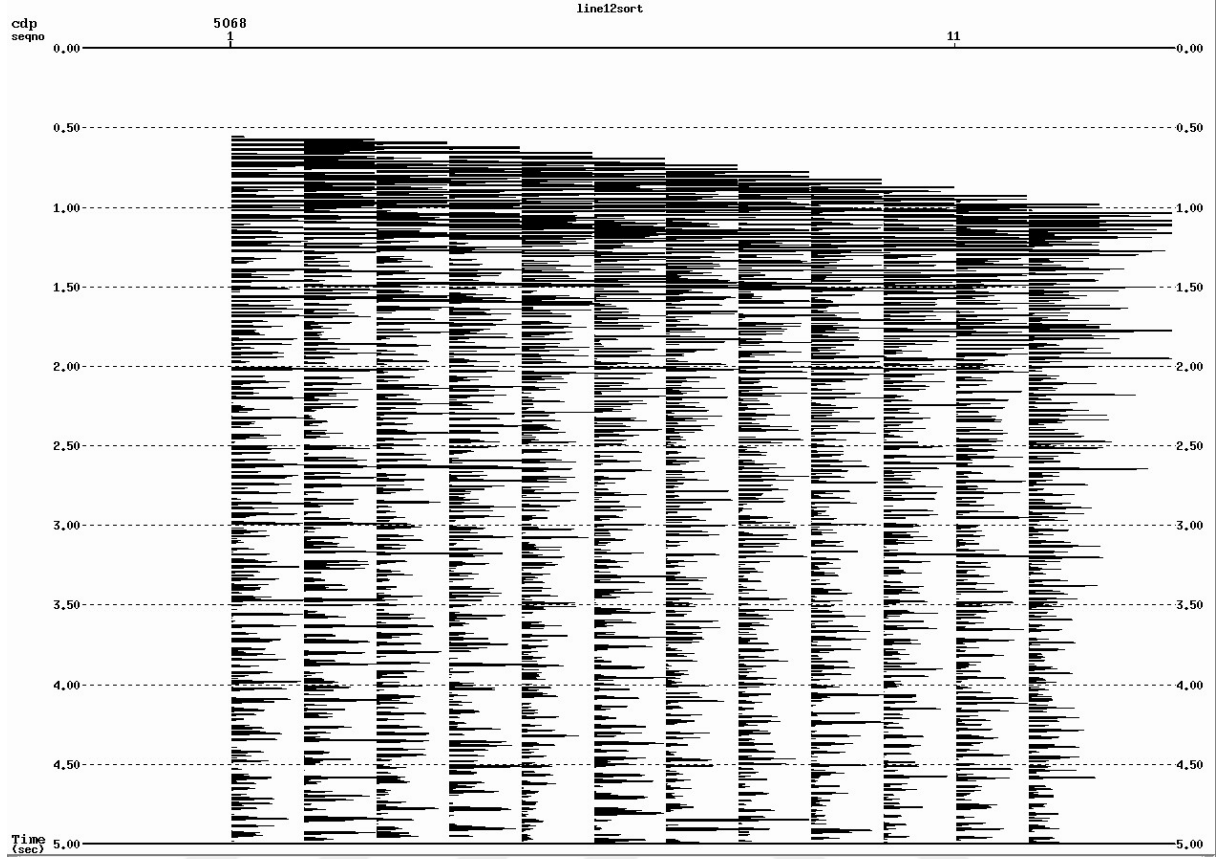
Şekil 4.8: Sol tarafta ham atış verisi ve sağ tarafta üst kısımlarda istenmeyen izlerin atılması işlemi sonrası veri grubu.



Şekil 4.9:Sol tarafta işlem öncesi verinin spektral analizi ve sağ tarafta işlem sonrası verinin spektral analizi

4.8. CDP SIRALAMA

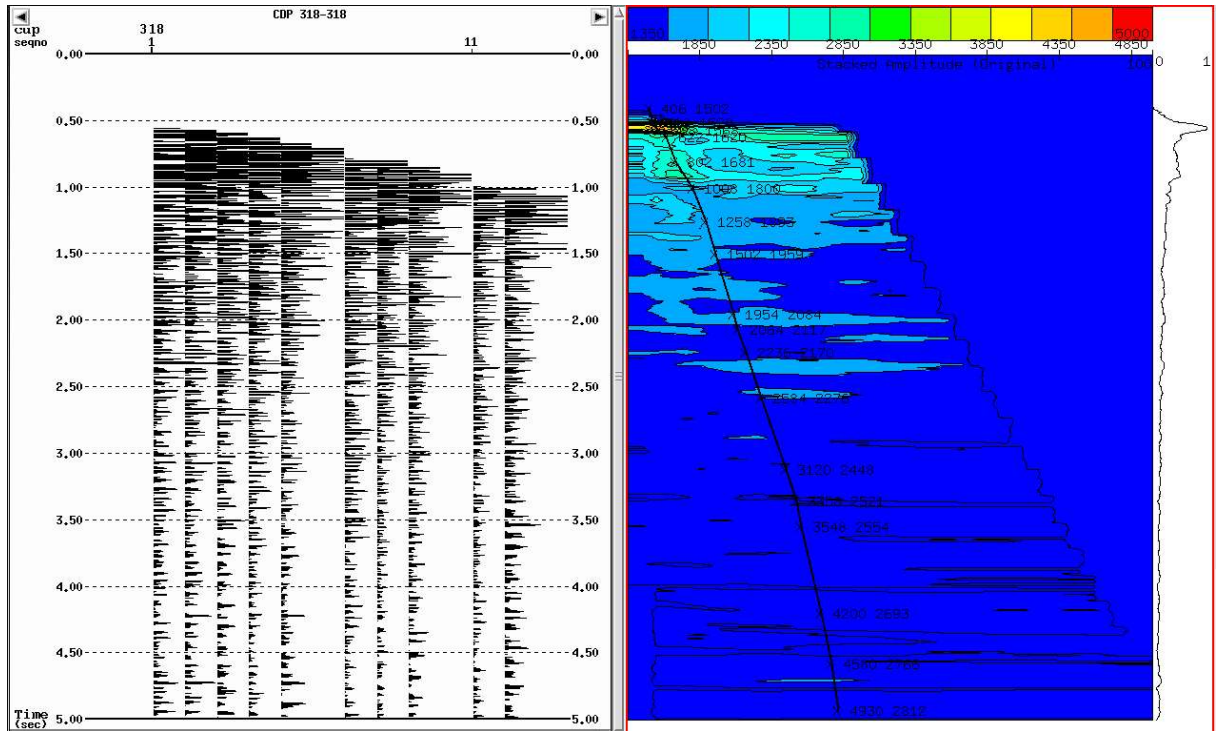
ECHOS programında bu işlem SORT modülü ile yapılmıştır. Şekil 4.10'ta maksimum katlanma 12 olan 5068 numaralı CDP verisi görüntülenmiştir.



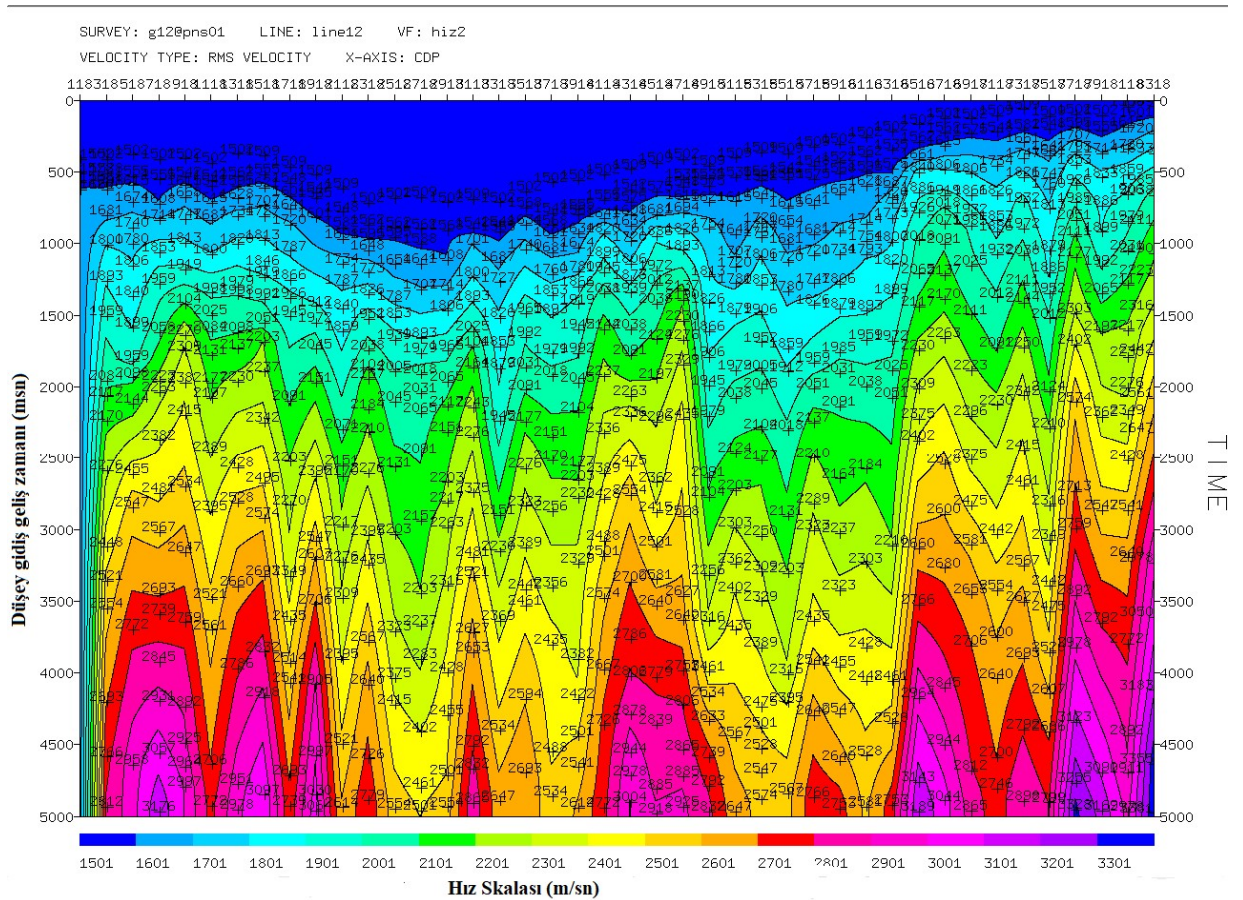
Şekil 4.10: Sismik veriye ait CDP kesiti (maksimum katlanma 12 olarak bulunmuştur).

4.9. Hız Analizi ve Normal Kayma Zamanı (NMO) Düzeltmesi

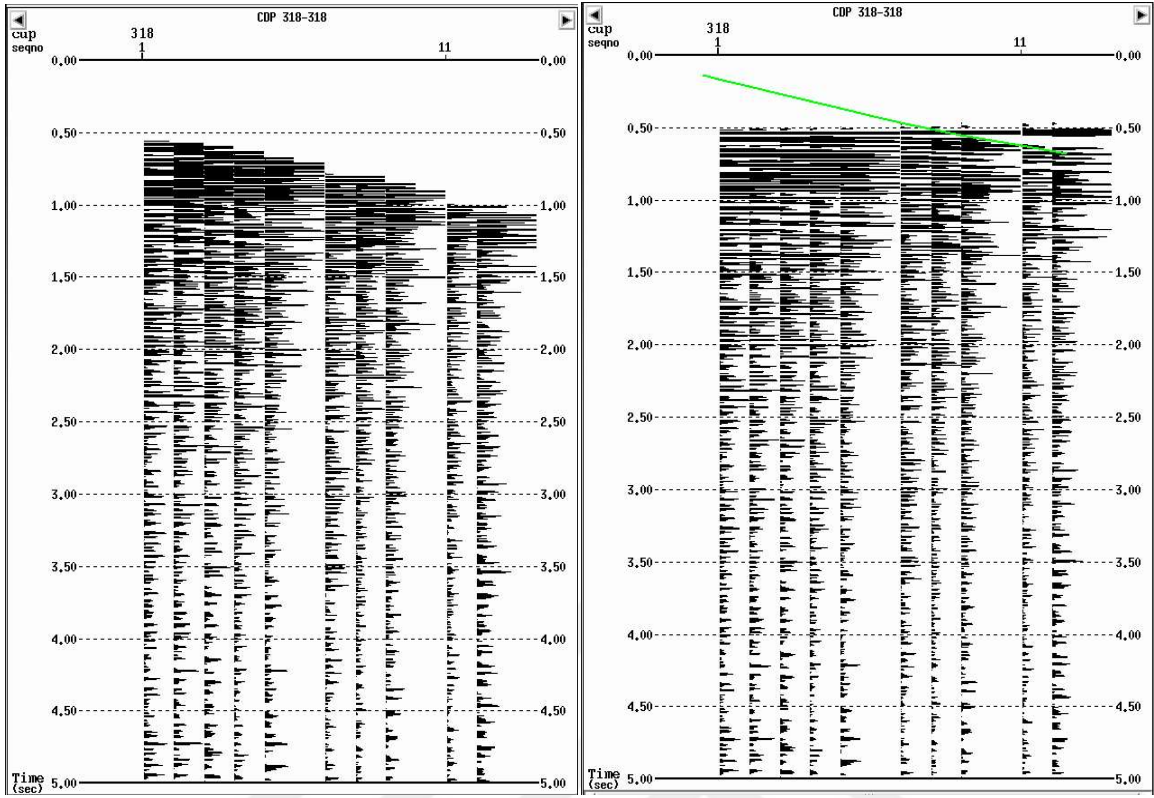
Hız analizi CDP grupları üzerine uygulanmıştır. Bu çalışmada benzerlik yöntemi kullanılmıştır. Bu yöntemde belirlenen ortak atış topluluğundaki sismik izlerin belirli zaman aralıklı benzerliklerin hesaplanması sonucu ortaya çıkmaktadır. Hız analizi ECHOS programında VELDEF modülü ile yapılmıştır. Bu çalışmada 200 CDP aralıklı hız işlemi yapılmıştır. Şekil 4.11’de yapılan hız analizine ait görüntü verilmiştir. Şekil 4.12’de seçilen hızlardan elde edilen iki boyutlu hız gösterimi verilmiştir. Şekil 4.13’te ise 12 numaralı hatta hız seçiminden sonra uygulanan NMO öncesi ve sonrası görünüm gösterilmiştir.



Şekil 4.11: Sol tarafta 12 numaralı hatta ait 318 numaralı CDP grubu ve sağ tarafta CDP'nin hız spektrumu



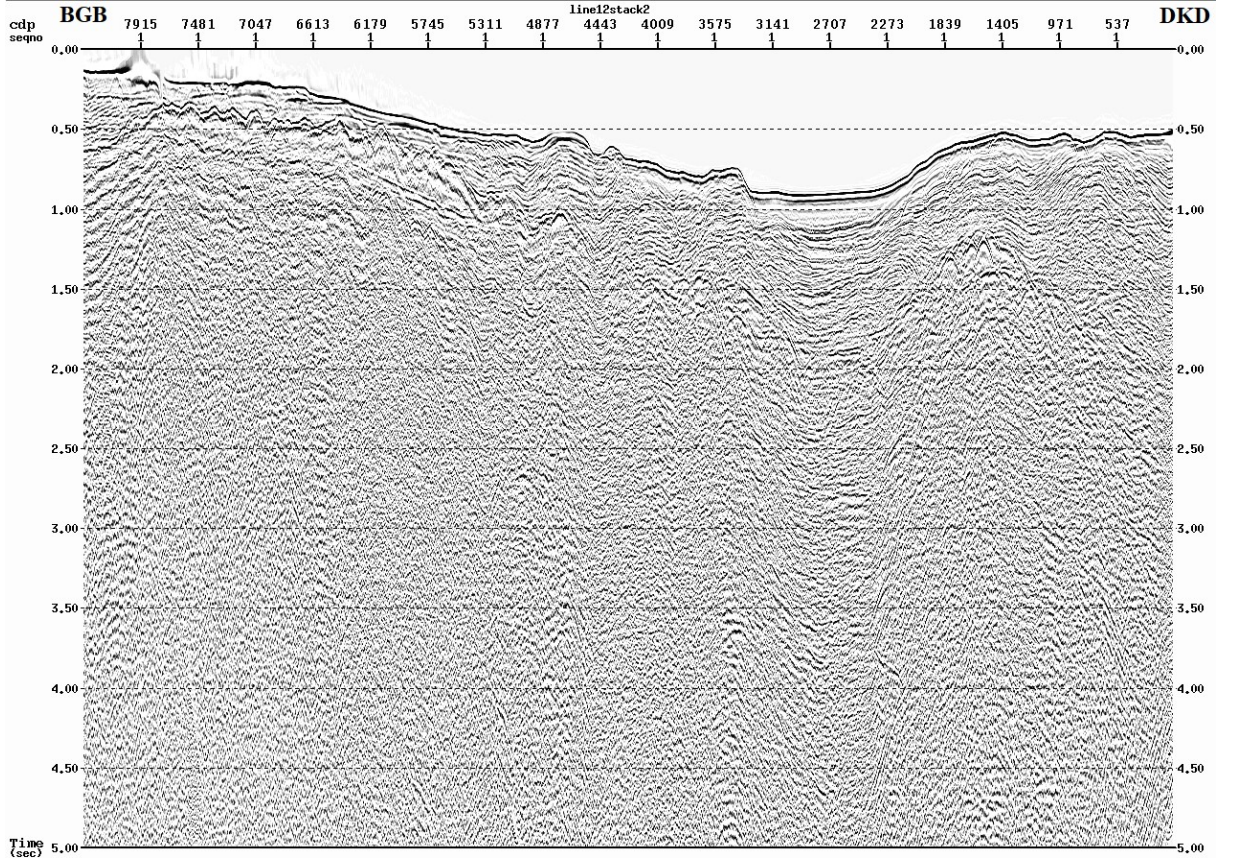
Şekil 4.12: 12 numaralı hatta ait hız analizinden seçilen hızların iki boyutlu görünümü



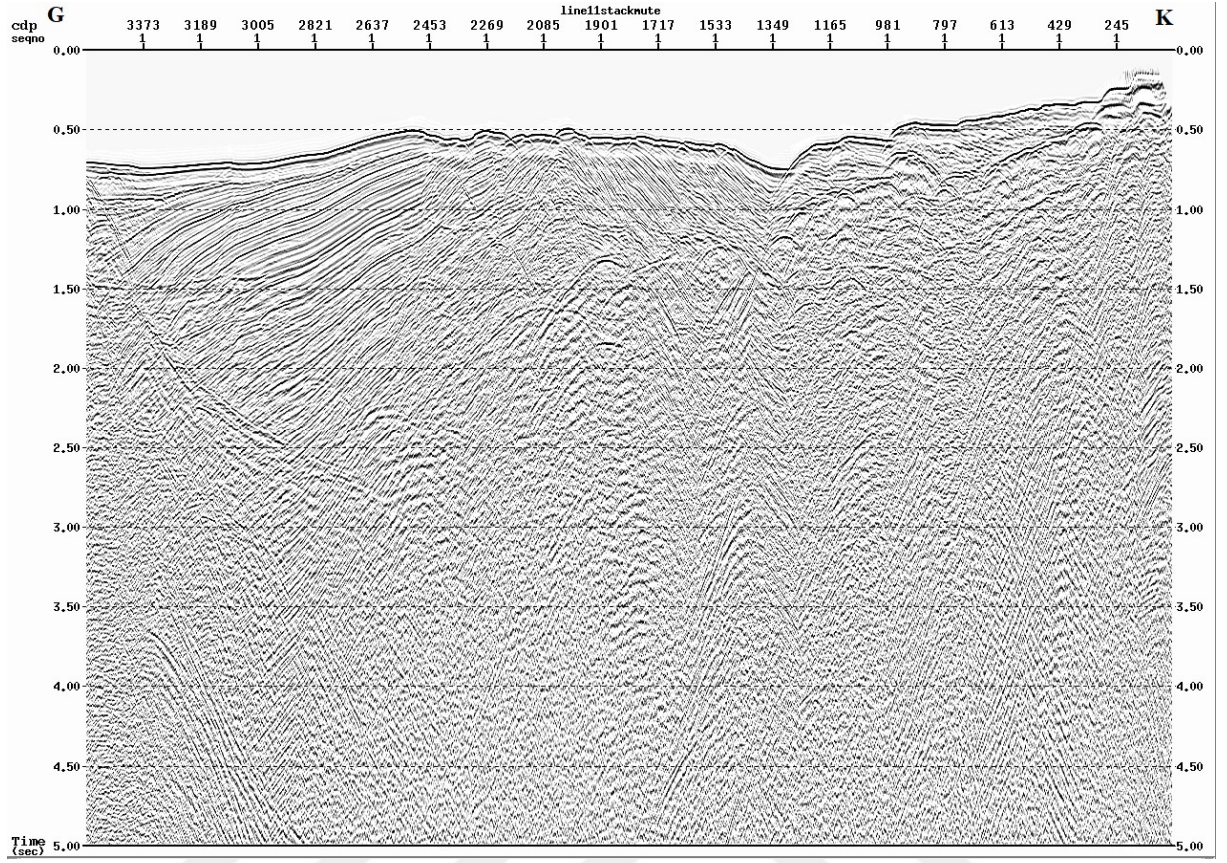
Şekil 4.13: Sol tarafta 318 numaralı CDP verisi ve sağ tarafta bu CDP verisine uygulanan NMO düzeltmesi. Hiperboller yatay hale gelmiş ve zamansal gecikme etkisi aradan kalkmıştır.

4.10. YIĞMA

ECHOS programında STACK modülü kullanılarak yapılmıştır. Şekil 4.14’de 12 numaralı hattın sismik yığma kesiti gösterilmiştir. Şekil 4.15’te ise 11 numaralı hattın sismik yığma kesiti gösterilmiştir. Verinin 2,5 saniyesinden sonra hem sinyal kalitesi hem de derinlere doğru yapı görölmediği için migrasyon işleminde 2,5 saniyelik veriler gösterilmiştir. 11 numaralı hatta 12 numaralı hatta kullanılan veri işlem adımları uygulanmıştır.



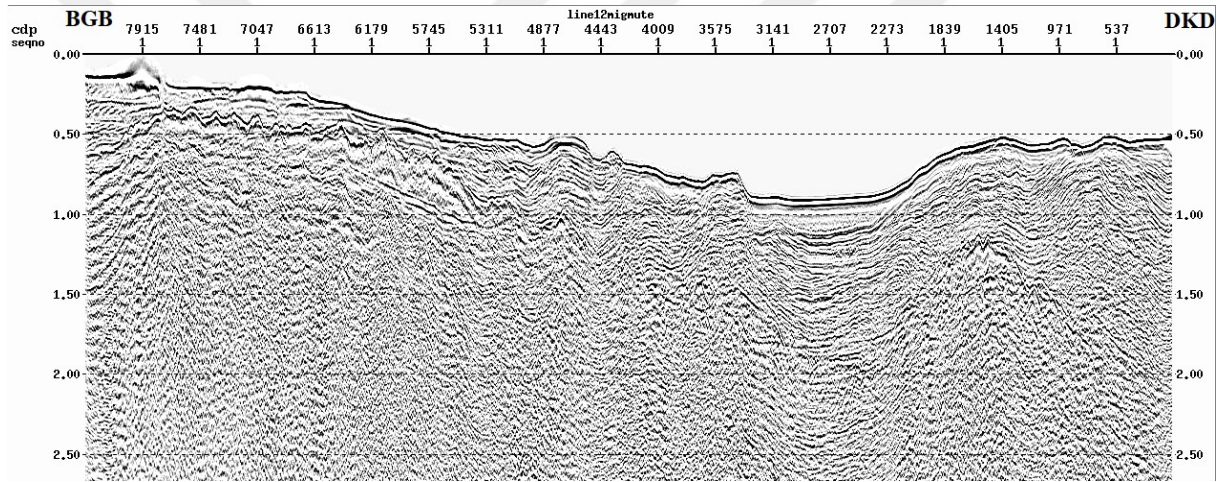
Şekil 4.14: 12 numaralı hattın sismik yığma kesiti.



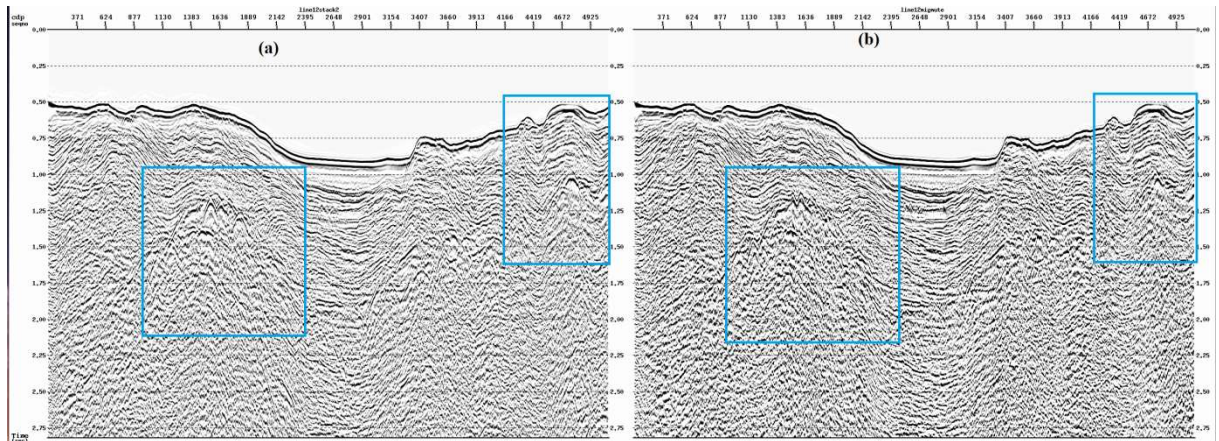
Şekil 4.15: 11 numaralı hattın sismik yığma kesiti

4.11. MİGRASYON (GÖÇ)

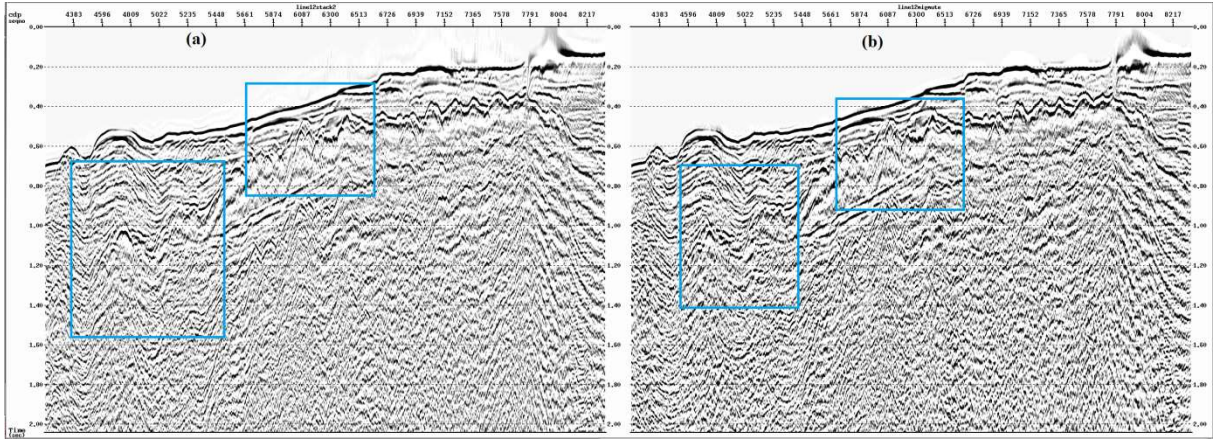
Omega-X migrasyonu ECHOS programında MIGFX modülü ile yapılmıştır. Bu modüle ek olarak hız bilgisi dosyası, maksimum ve minimum frekans, CDP sayısı ve CDP'ler arası mesafe bilgisi girilmiştir. 12 numaralı hattın CDP sayısı 8349'dur. CDP'ler arasındaki mesafe ise 6.25'tir. Eğim değeri 65^0 seçilmiştir. TAU değeri denemeler sonucu 32 ms alınmıştır. K-G yönde sismik hattın uzunluğu 21km olup, kayıt süresi 5120 sn'dir. Kayıt süresinin 5 saniye olmasına rağmen sismik verinin 3sn'den sonraki kısmında yetersiz hız bilgisi ve derinlerde bir yapı görünmediğinden kesitler 3sn'e kadar alınmıştır. 11 ve 12 numaralı hatlara aynı veri işlem aşamaları uygulanmıştır.



Şekil 4.16: 12 numaralı hattın omega-x migrasyonu uygulanan sismik hat

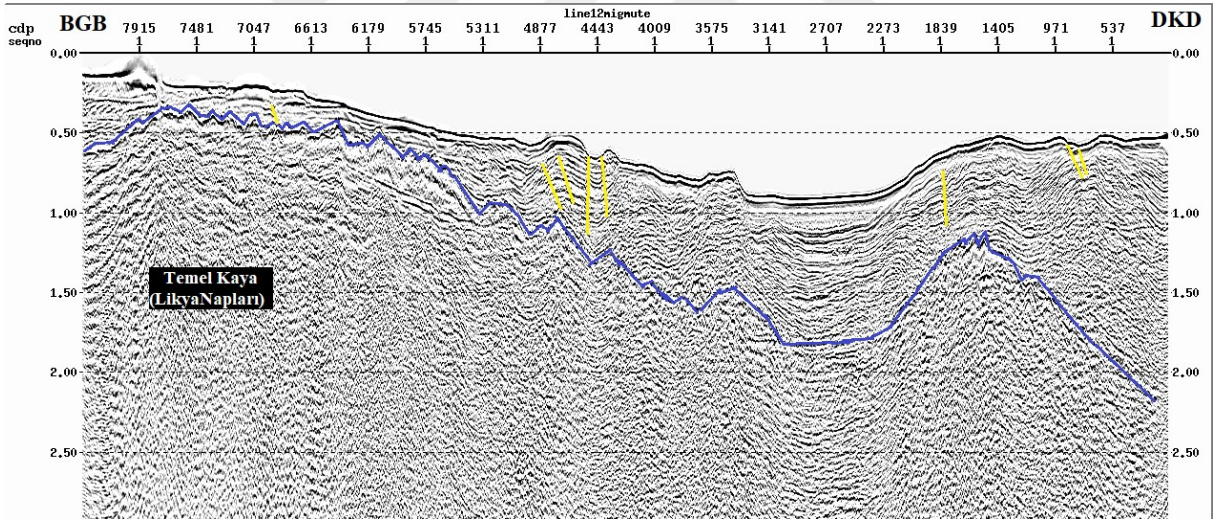


Şekil 4.17: (a) migrasyon öncesi ve (b) migrasyon sonrası sismik kesit. Mavi kutucuklarda gösterilen saçılmalar migrasyon sonrası yok edilmiştir.



Şekil 4.18: (a) migrasyon öncesi ve (b) migrasyon sonrası sismik kesit. Mavi kutucuklarda gösterilen saçılmalar migrasyon sonrası yok edilmiştir. Migrasyon sonucunda saçılmalar yok edilmiştir.

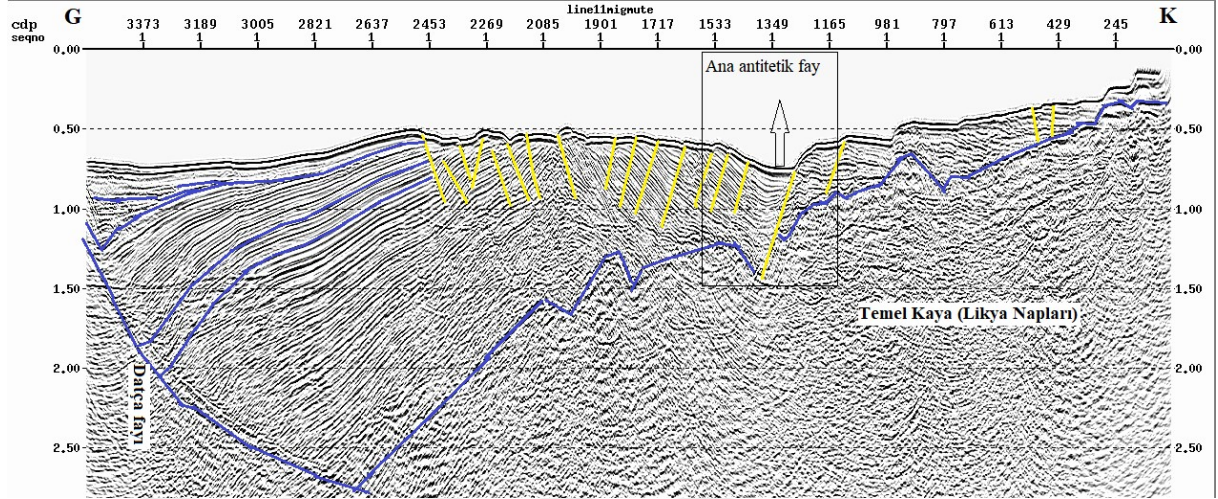
Şekil 4.19’de 12 numaralı ve şekil 4.20’de 11 numaralı hattın yorumu yapılmıştır.



Şekil 4.19: 12 numaralı hatta uygulanan omega-x migrasyonu sonucu elde edilen sismik kesitin yorumlanmış hali. Mavi renk tabaka, sarı renk ise faylanma yerlerini göstermektedir. Temel kayayı Likya napları oluşturmaktadır.

Şekil 4.20’de sismik hattın yapısal ve stratigrafik yorumu yapılmıştır. Sismik hattın güney ucunda süreksizlikler belirgindir. Kesitin sol tarafında tespit edilen kürek şekilli ve kuzeye eğimli bu fay zonu Datça Fayı olarak isimlendirilmiştir. Sismik kesitin sol tarafında 1.5sn ile 2sn arasında sürtünmeden dolayı tabaka uçlarının yukarıya doğru büküldüğü görülmektedir.

Kesitin sol tarafında roll-over yapısı görülmektedir. Kesitin orta kısımlarında Datça Fayı'nın antitetik fayı olan yapı görülmektedir.



Şekil 4.20: 11 numaralı hatta uygulanan omega-x migrasyonu sonucu elde edilen sismik kesitin yorumlanmış hali. Mavi renk tabaka, sarı renk ise faylanma yerlerini göstermektedir. Temel kayayı Likya napları oluşturmaktadır. Sismik kesitin güney ucunda Datça Fayı gözükmemektedir.

4.12. ODAK MEKANİZMA ÇÖZÜMLERİ

Bu tez çalışmasında 21 Temmuz 2017 tarihinde Gökova Körfezinde meydana gelen ve 20/07/2017-31/07/2017 tarihleri arasında meydana gelen toplam 62 depremin P dalgası ile ilk hareket yönü hesaplanarak, odak mekanizması çözümü yapılmıştır. Odak mekanizma çözümleri zSacWin programında yapılmıştır. Yazılımda deprem yerlerinin belirlenmesinde HYPOCENTER algoritması (Lienert and Havskov, 1995) algoritması kullanılmıştır. Algoritmada amaç RMS hata oranını minimuma indirmektir. Lokasyon belirlemede kullanılan hız yapısı Akyol vd. (2006) tarafından Batı Ege Bölgesi için hesaplanan hız yapısıdır. Tablo4.1'de 1-D kabuk modeli gösterilmiştir. Odak mekanizma çözümlerinde ortalama 15 deprem istasyonu kullanılmıştır.

Tablo 4.1: Tez çalışmasında kullanılan kabuk modeli (Akyol vd., 2006)

Derinlik (km)	V_p (km/s)
0.0-1,5	4.73
1.5-3	5.06
3.0-5,0	5.84
5.0-15,0	6.00
15.0-21,0	6.25
21.0-29,0	6.43
29-	7.80

Deprem kayıtları KRDAE-BDTİM'den alınmıştır. 62 Adet Depremin Kaynak Parametreleri Tablo4.2'de verilmiştir.

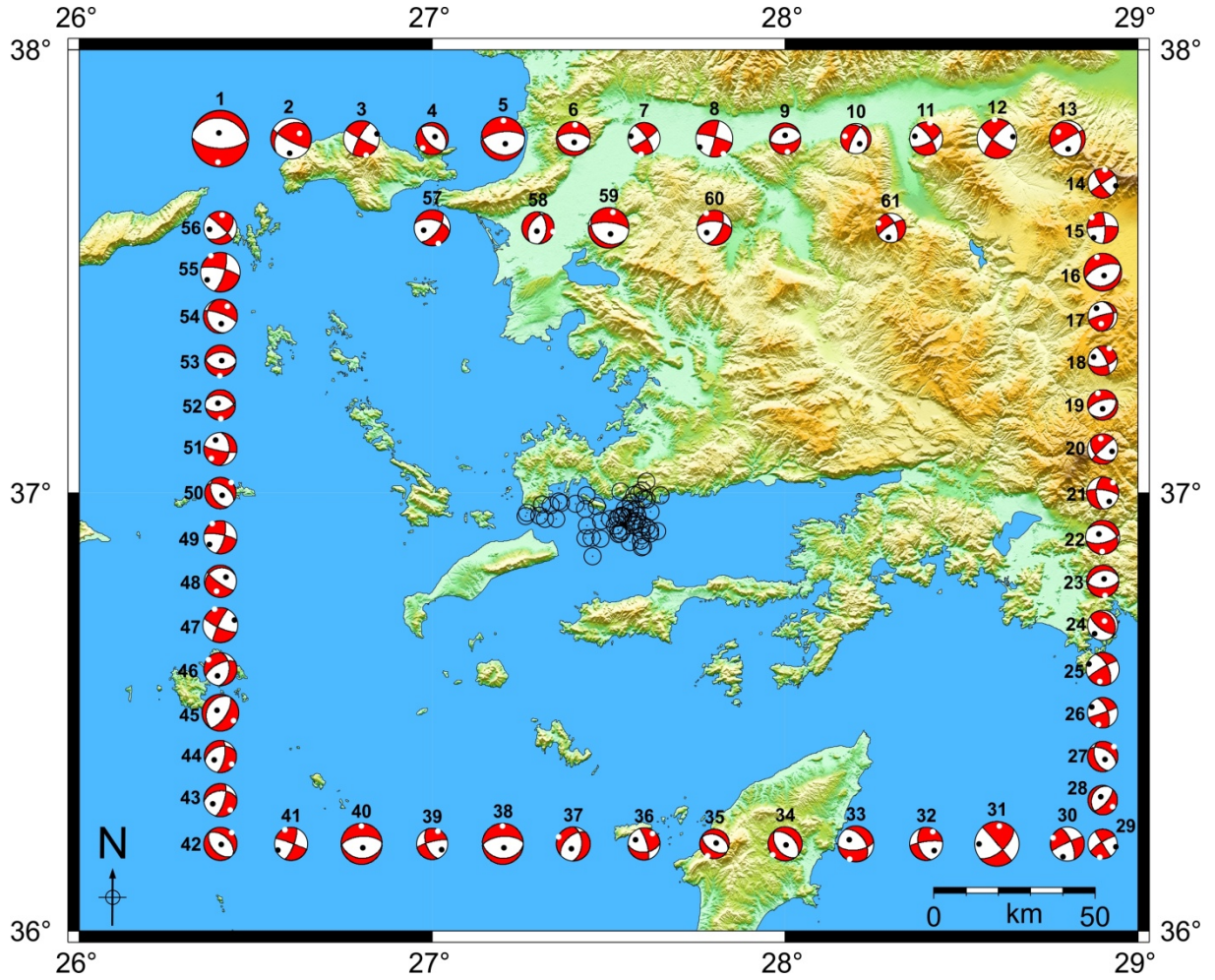
Tablo4.2: Odak mekanizma çözümleri yapılmış depremlerin fay düzlemi parametreleri.

No	Tarih	Zaman (GMT)	Boy (°E)	Enl (°N)	Der (Km)	M_l	Doğrultu (°)	Eğim (°)	Kayma (°)
1	20.07.2017	22:31	27.433	36.964	6.2	6.3	91	62	-97
2	20.07.2017	22:52	27.351	36.941	8.2	4.5	118	79	119
3	20.07.2017	23:00	27.407	36.976	5.0	4.0	209	78	-177
4	20.07.2017	23:09	27.591	36.892	5.0	3.6	138	63	-86
5	20.07.2017	23:23	27.304	36.949	7.4	4.9	107	28	-69
6	20.07.2017	23:45	27.452	36.899	5.0	3.8	108	28	-76
7	21.07.2017	00:11	27.438	36.927	5.0	3.6	57	81	-166
8	21.07.2017	00:16	27.437	36.995	3.8	4.1	15	89	-172

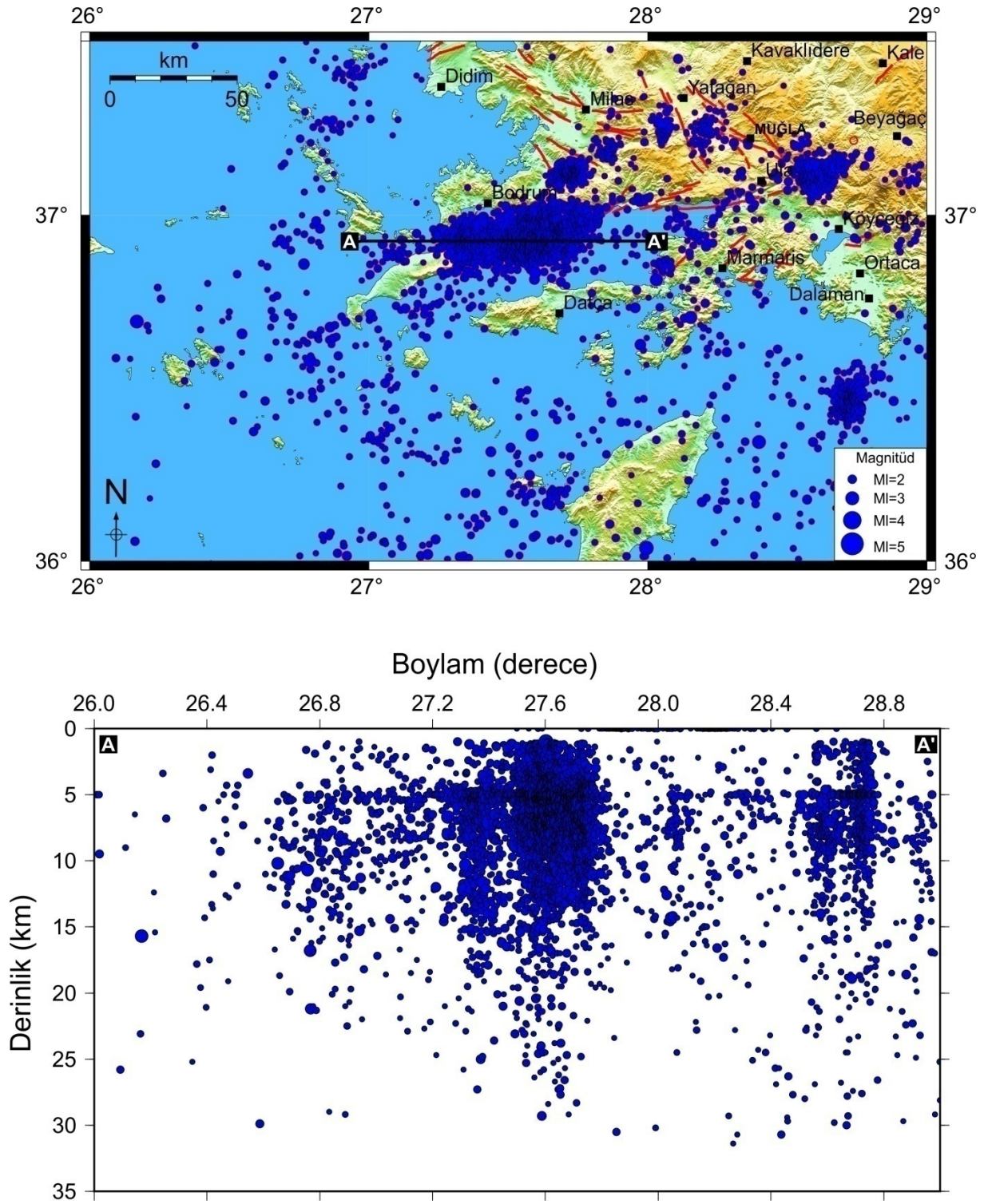
9	21.07.2017	00:30	27.593	36.904	5.0	3.5	82	62	-86
10	21.07.2017	00:42	27.319	36.941	9.2	3.4	334	24	-141
11	21.07.2017	01:01	27.365	36.978	5.0	3.7	62	67	-160
12	21.07.2017	01:35	27.565	36.934	5.9	4.4	220	77	-166
13	21.07.2017	01:50	27.358	36.981	10.9	4.0	240	88	-63
14	21.07.2017	02:01	27.580	36.937	2.2	3.3	235	90	-167
15	21.07.2017	03:09	27.517	36.926	5.0	3.5	359	78	-172
16	21.07.2017	03:59	27.574	36.929	6.1	4.2	68	28	-91
17	21.07.2017	04:15	27.618	36.916	5.0	3.3	1	28	18
18.	21.07.2017	04:26	27.578	36.964	5.0	3.3	76	60	-159
19.	21.07.2017	04:28	27.597	36.879	4.4	3.4	53	27	-108
20	21.07.2017	04:39	27.590	36.921	2.6	3.7	103	68	-103
21	21.07.2017	05:26	27.568	36.938	5.9	3.4	227	86	-130
22	21.07.2017	05:55	27.594	36.877	5.6	3.6	278	73	-145
23	21.07.2017	07:05	27.434	36.897	5.0	3.8	78	63	-111
24	21.07.2017	07:11	27.478	36.937	5.0	3.6	88	55	-81
25	21.07.2017	07:47	27.454	36.857	7.2	3.4	126	68	82
26	21.07.2017	08:03	27.619	36.958	5.0	3.7	240	83	153
27	21.07.2017	08:34	27.553	36.945	5.0	3.4	70	89	-153
28	21.07.2017	10:20	27.638	36.914	5.0	3.4	300	50	-117
29	21.07.2017	10:45	27.527	36.917	5.4	3.3	42	67	-80
30	21.07.2017	11:06	27.504	36.941	9.1	3.3	238	79	-179
31	21.07.2017	16:55	27.311	36.975	8.1	3.8	245	84	-21
32	21.07.2017	17:09	27.264	36.948	5.0	5.0	49	60	-179
33	21.07.2017	21:51	27.607	36.923	5.0	3.7	163	51	-15
34	22.07.2017	00:34	27.530	36.946	5.0	4.0	84	61	-130

35	22.07.2017	04:53	27.571	36.936	5.0	3.8	311	45	-99
36	22.07.2017	07:49	27.618	36.908	12.5	3.3	124	52	-83
37	22.07.2017	11:01	27.534	36.908	5.0	3.6	343	76	-45
38	22.07.2017	13:20	27.542	36.948	5.0	3.8	2	49	-124
39	22.07.2017	17:09	27.268	36.955	6.2	4.6	94	30	-83
40	23.07.2017	03:32	27.541	36.948	7.1	3.5	256	78	-148
41	23.07.2017	11:38	27.560	36.955	6.2	4.6	94	30	-83
42	23.07.2017	18:02	27.336	36.973	4.9	3.7	21	76	-176
43	23.07.2017	18:22	27.595	36.929	5.0	3.7	310	46	-97
44	23.07.2017	23:18	27.582	36.949	5.0	3.7	17	71	-129
45	24.07.2017	13:39	27.524	36.944	5.0	3.6	11	69	-123
46	24.07.2017	21:48	27.466	36.970	5.6	4.1	33	63	-88
47	24.07.2017	22:34	27.536	36.949	5.0	3.7	3	46	-141
48	25.07.2017	05:21	27.533	37.004	5.0	3.9	206	81	-166
49	25.07.2017	21:38	27.545	36.964	5.0	3.6	125	79	-74
50	26.07.2017	10:55	27.528	36.907	5.0	3.7	15	71	-166
51	27.07.2017	11:13	27.608	36.985	5.0	3.5	301	48	-111
52	29.07.2017	09:29	27.607	37.026	5.4	3.7	101	81	-135
53	29.07.2017	09:42	27.563	36.979	5.0	3.4	78	56	-106
54	29.07.2017	10:05	27.477	36.896	13.3	3.5	99	46	-80
55	29.07.2017	17:59	27.595	37.006	5.0	3.8	165	24	-37
56	30.07.2017	07:02	27.572	36.996	5.0	4.4	17	74	-164
57	30.07.2017	07:06	27.562	36.964	7.7	3.7	49	47	-172
58	30.07.2017	10:56	27.586	36.999	5.0	4.0	37	62	-137
59	30.07.2017	15:24	27.538	36.914	2.8	3.6	358	48	-114
60	30.07.2017	17:51	27.647	36.995	7.8	4.5	128	25	-59

61	31.07.2017	16:25	27.599	36.987	5.0	3.9	25	59	-144
62	31.07.2017	16:57	27.560	36.889	5.8	3.3	238	75	-30



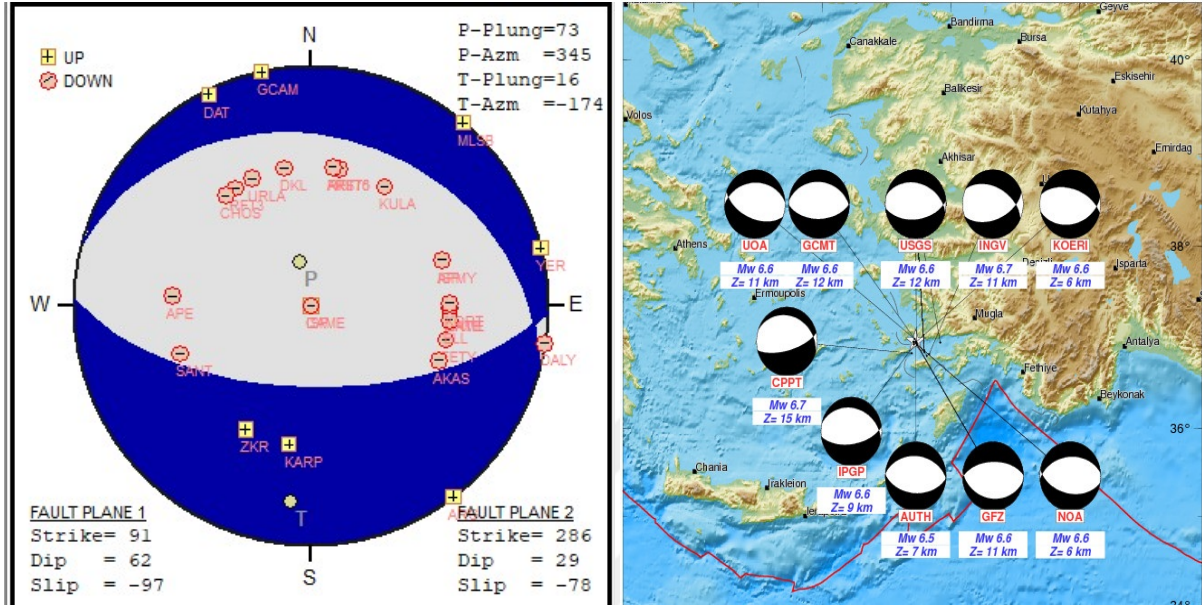
Şekil 4.21: 20/07/2017-31/07/2017 tarihleri arasında meydana gelen 62 depremin odak mekanizma çözümü ve haritası.



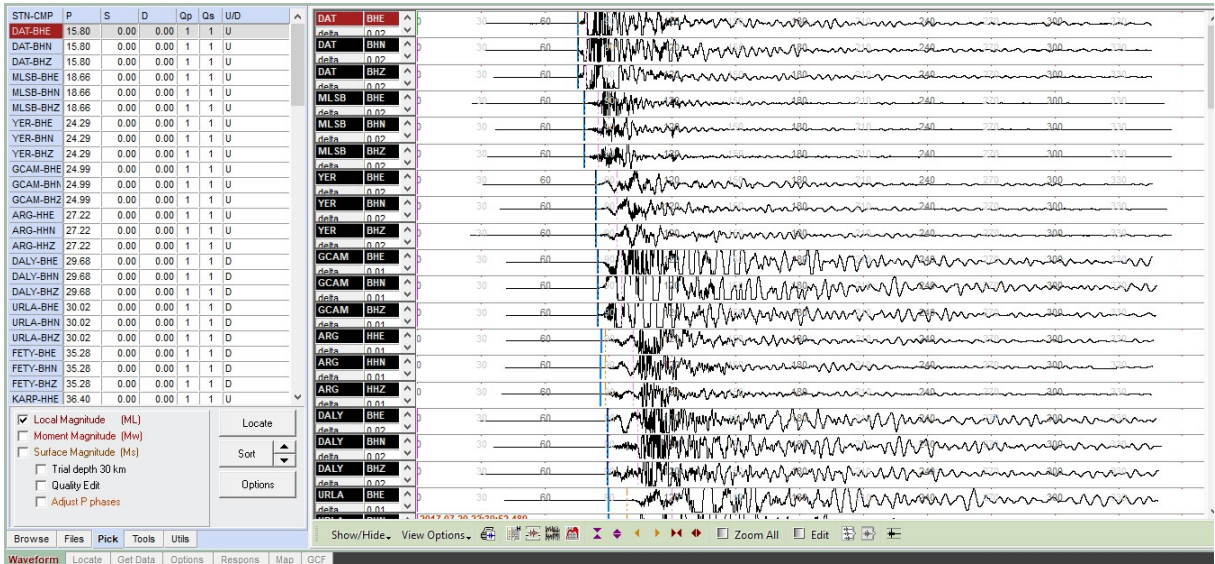
Şekil4.22:Gökova Körfezi deprem etkinliğinin kuş bakışı görünümü ve derinlik kesiti haritası.

Derinlik haritası incelendiği zaman depremlerin odak derinliklerinin 30 km kadar ulaştığı görülüyor. Ancak derinlik kesiti haritasına bakıldığında depremlerin esas derinliğinin 3 ile 22

km arasında olduğu gözlemlenmiştir. Bu bulguda bize depremlerin sismojenik zonunun 3-22 km aralığında değiştiğini göstermektedir.

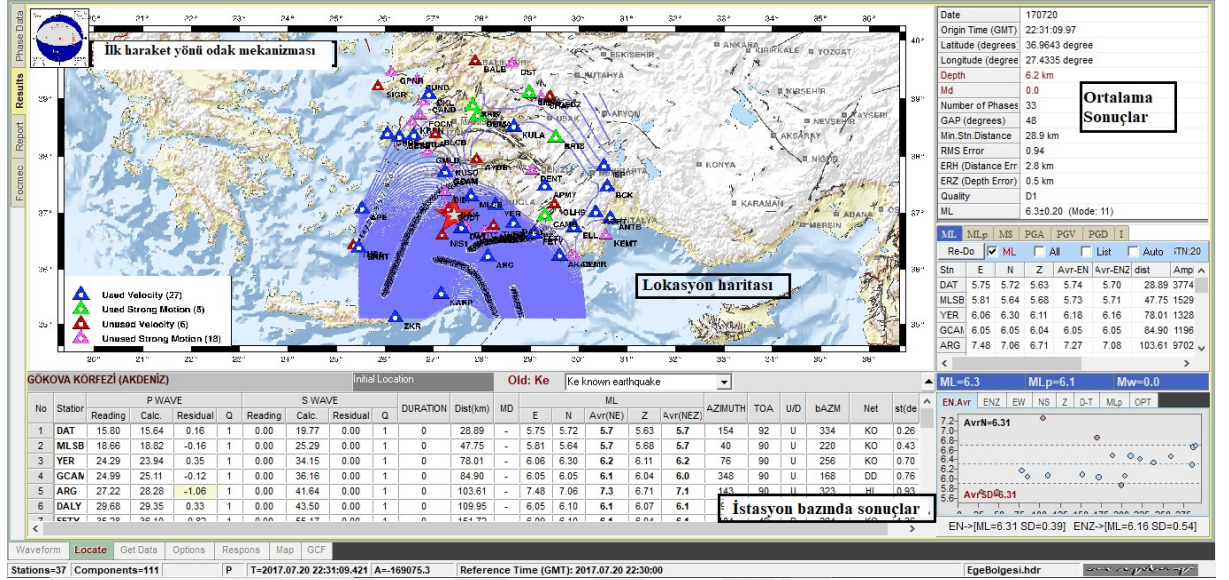


Şekil 4.23: Solda zSacWin programı ile (2017/07/20 22:31 GMT M_l 6.3) Gökova Körfezinde meydana gelen depremin odak mekanizma çözümü ve farklı sismoloji merkezlerin yapmış oldukları odak mekanizma çözümü



Şekil 4.24: zSacWin programından 21.07.2017 22:31 Gökova Körfezi deprem kaydı ve faz okumaları ekran görüntüsü. Sismogramın düşey bileşeninden P dalgasının ilk hareket yönü

okumaları yeniden yapılmıştır. Bu deprem kaydında 37 deprem istasyonu ile odak mekanizma çözümü yapılmıştır. Deprem büyüklüğünü belirlemek için Lokal Büyüklük (M_l) seçilir.



Şekil 4.25: zSacWin programında depremin yeri, büyüklüğü ve derinliğe dair bilgilerin görüntüsü.

Gökova Körfezi anaşoku ile ilgili sonuçlar tablo 4.3’de verilmiştir.

Tablo4.3: 21 Temmuz 2017 depreminin zSacWin programında bulunan sonuçlar.

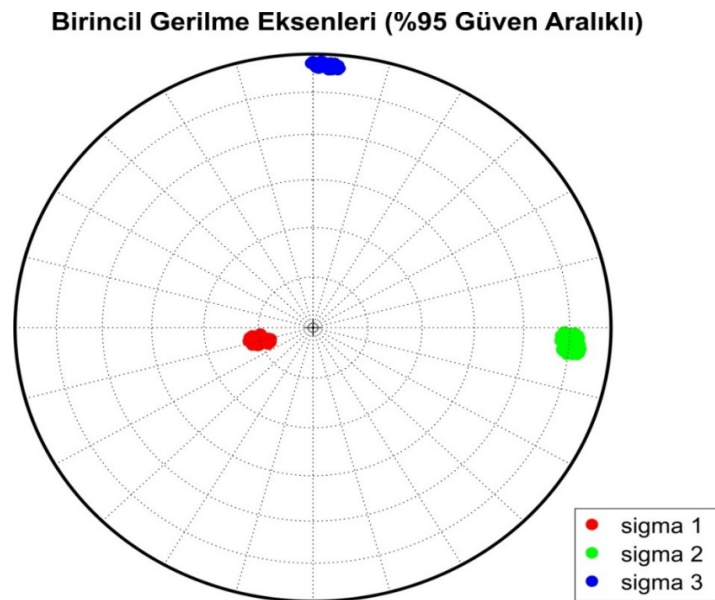
Depremin Yeri (enlem, boylam):	36.96 , 27.43
Odak derinliği	6.2 km
Lokal büyüklük(M_l)	6.3
RMS hatası(lokalasyon için)	0.94
Doğrultu(1.Düzlem)	91
Doğrultu(2.Düzlem)	286
Eğim(1.Düzlem)	62
Eğim(2.Düzlem)	29

Kayma açısı(1.Düzlem)	-97
Kayma açısı(2.Düzlem)	-78

Odak mekanizma çözümü incelendiği zaman anaşokun normal faylanma ile meydana geldiği anlaşılmaktadır.

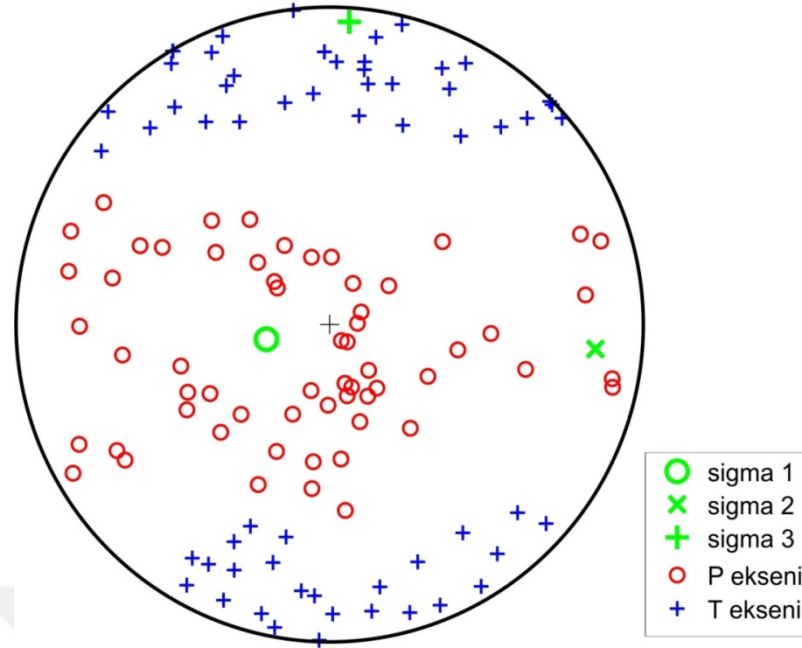
4.13.GERİLME TENSÖRÜ BELİRLENMESİ

Bu tez çalışmasında 20.07.2017-31.07.2017 tarihleri arasında meydana gelen lokal magnitüdü 3,3'ten büyük toplam 62 depremin odak mekanizma çözümü ve gerilme tensörü analizi yapılmıştır. MATLAB© tabanlı STRESSINVERSE programı kullanılmıştır. Gerilme tensörü belirlenirken ters çözüm algoritması kullanılmıştır. Yapılan hesaplamalar sonucunda bölgeye ait σ_1 , σ_2 ve σ_3 gerilme eksenlerine ait azimut ve dalım değerleri sırasıyla (257, 73), (95, 16) ve (4,5) olarak bulunmuştur. Ayrıca gerilme oranı yaklaşık olarak 0.7 bulunmuştur ve bu değer çalışma bölgesinde açılma rejimine işaret eder. Hesaplanan gerilme değerlerine göre σ_1 (en büyük gerilme eksen) D-B doğrultulu olduğunu ve σ_3 gerilme eksenin K-G doğrultulu olduğunu söyleyebiliriz.

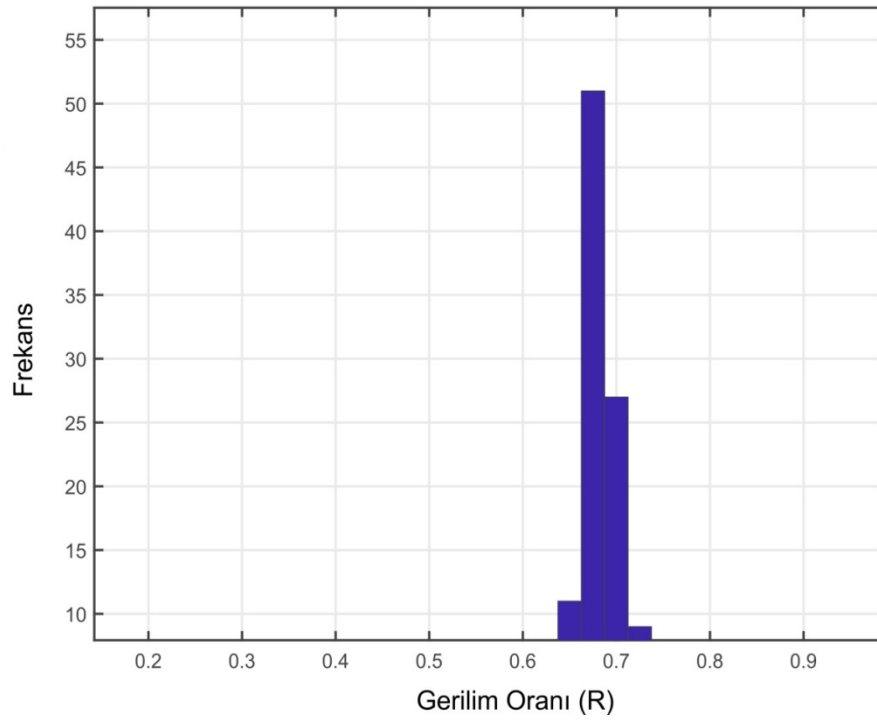


Şekil 4.26: Gerilim tensör ters çözümü analizi sonucu bulunan tensör bileşenlerinin doğrultuları.

Birincil Gerilim ve P/T Eksenleri



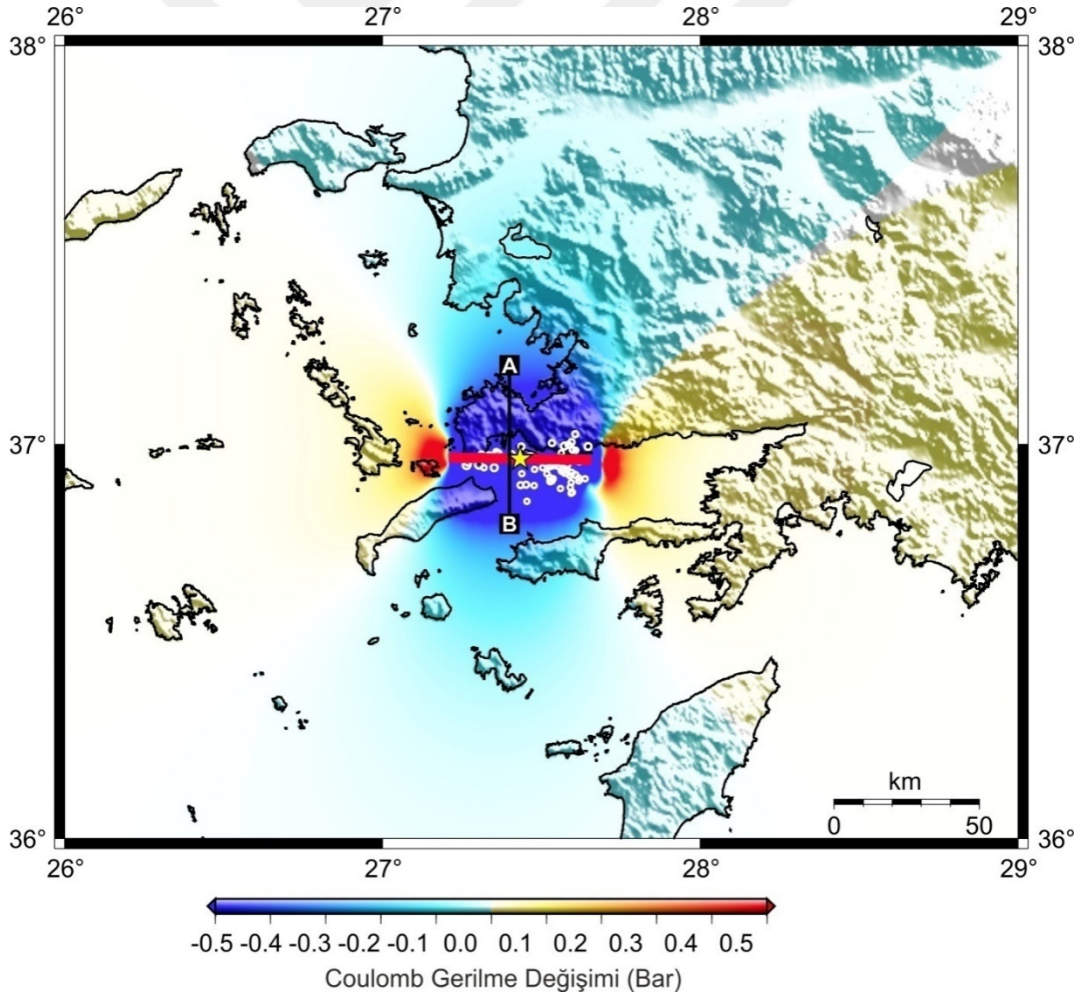
Şekil 4.27:62 depreme ait P ve T eksenlerini dağılımı. P eksen σ_1 , T eksen σ ile gösterilmiştir. T eksen K-G yönünde, P eksen D-B yönündedir.



Şekil 4.28: Göreceli gerilim oranının (R) dağılımı. R değeri 0.7 olarak bulunmuştur. Bu değer bize bölgede açılma rejimine işaret etmektedir.

4.14. COULOMB GERİLME ANALİZİ

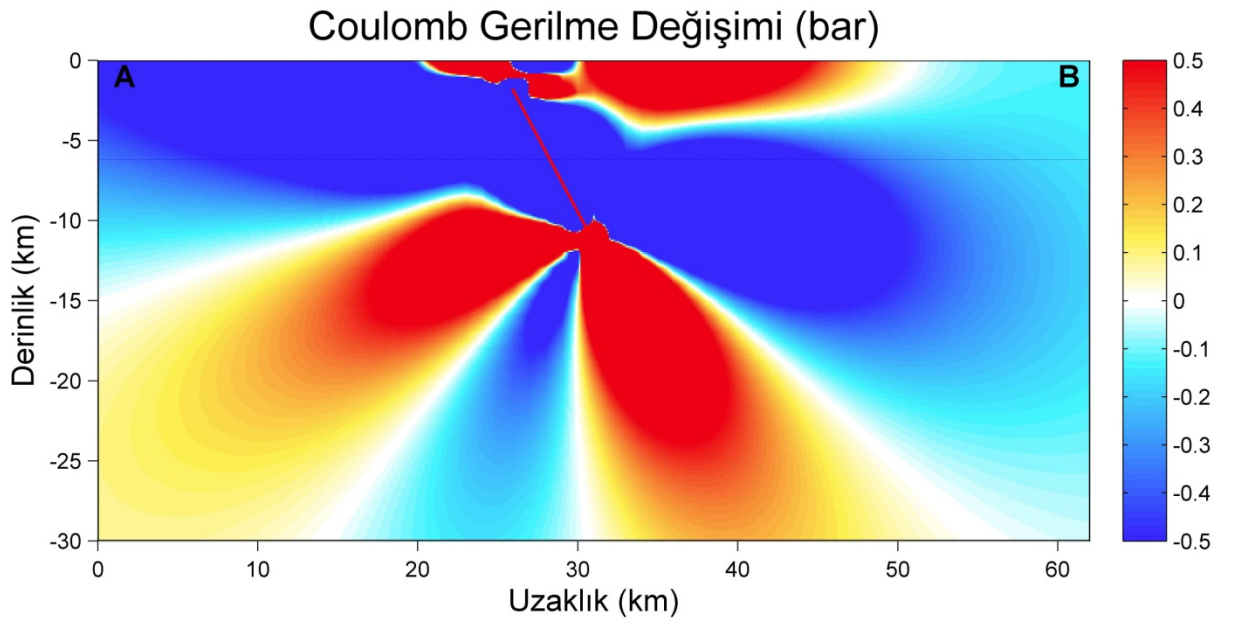
Coulomb gerilme değişimi hesaplamaları için MATLAB© tabanlı Coulomb 3.3 yazılımı kullanılmıştır. Fay düzlemi parametreleri odak mekanizma çözümünden elde edilmiştir. 21 Temmuz 2017 tarihinde Gökova Körfezi'nde meydana gelen ana şok için Coulomb gerilme analizi yapılmıştır. Oluşturulan Coulomb gerilme değişimi haritasında kırmızı renk gerilmenin arttığı, mavi renk ise azaldığını göstermektedir. Kırmızı renkli bölgelerde gerilimin artışı 0.4 barın üzerindedir. Bundan sonraki muhtemel kırılmanın doğu-batı yönünde gerilmenin artış gösterdiği kırmızı bölgelerde olması beklenmektedir. Beyaz daireler odak mekanizma çözümlerinin yapıldığı depremleri ($M \geq 3.3$) göstermektedir. Bu deprem dağılımları Coulomb stres değerlerinin dağılımlarıyla uyumludur. Depremler stresin boşaldığı mavi renkli bölgelerde görülmektedir. Kırmızı çizgi ise bize fayın kırıldığı alanı göstermektedir (Şekil 4.29).



Şekil 4.29: 21 Temmuz 2017 Gökova depremi Coulomb gerilme değişiminin kuş bakışı görüntüsü.

Bu depremde Coulomb gerilme analizine baktığımızda 40 km uzunluğunda ve 15 km genişliğinde bir kırılma oluşmuştur. Fayın doğu ve batı kısımlarında 0.4-0.5 bar civarında gerilme meydana gelmiştir. Ayrıca kuzey ve güney yönde gerilmenin azaldığı görülmektedir.

Aynı zamanda Coulomb stres dağılımı derinlik kesitine bakıldığında kırılma düzleminin 3 ile 12 km arasında geliştiği ve depremin odak derinliğinin de 6,2 km olarak bulunduğu görülmektedir (Şekil 4.30). Aynı zamanda fay düzleminin kırılma yönü de KB-GD olarak hesaplanmıştır. Bu kesit Şekil 4.29’da görülen A-B profil çizgisini esas alarak çizdirilmiştir.



Şekil 4.30: 21 Temmuz 2017 Gökova depremi Coulomb gerilme değişiminin derinliğe bağlı görüntüsü. |

5. TARTIŞMA VE SONUÇ

Bu tezde, Gökova Körfezi'nde 21 Temmuz 2017'de M_l 6.3 depreminin anaşoku, bu anaşokun meydana getirdiği artçı şoklar ve bunların episantr/hiposantr dağılımları hesaplanmıştır. Bu hesaplamaların tamamı KRDAE verileri kullanılarak yeniden bu tez için yeniden hesaplanmıştır. Bunun içinde HYPOCENTER (Lienert ve Havskov, 1995) yazılımı kullanılmıştır. Anaşok ve artçıların merkez üsleri tespit edildikten sonra $M_l > 3.3$ depremlerinin her birinin P dalgası polaritelerinden odak mekanizmaları bulunmuştur. Bu odak mekanizmaları da gerilim tensör analizi için bir altlık oluşturmuş ve bu sayede bölgenin gerilim tensör dağılımlarına bakılmıştır. Bu sonuçlar, Gökova Körfezi için bize tensör bileşenlerinin yönelimlerini göstermiştir. Bu tensör bileşenlerinin önemi kırılan fayın doğrultusunu bize göstermesidir. Bu sayede kırığın yönünü, maksimum yatay kesme gerilimini ve fayın doğrultusunu bilme şansına erişmiş olmaktadır. Bunların üzerine yaptığımız Coulomb gerilim dağılımı ile de anaşokun ve artçılarının oluşturduğu maksimum basıncın bar biriminden değerleri bulunmuştur. Burada yapılan, gerilimin hangi yönlerde kaç barlık bir artış getirdiğidir. Bu durum bize, gelecekte bölgede oluşabilecek potansiyel depremlerin yönü ve doğrultusu hakkında bilgi vermektedir. Böylece gelecekteki potansiyel depremlerin konumsal olarak oluşma alanları hakkında birşeyler söyleme imkanına kavuşmuş olmaktadır. Bu aynı zamanda sismik risk ve tehlike analizi girdisi olan fay doğrultusunu/çeşidini de elde etmemize olanak sağlamaktadır.

Bu deprem verilerinin yapısal yüzey jeolojisi ile karşılaştırılması da büyük önem arz etmektedir. Şöyle ki; derin fay yapıları her zaman yüzeyde, insan vücudundaki bir yara izi gibi, bir kırık izi olarak karşımıza çıkmaktadır. Bu yapılar karalarda daha iyi tespit edilebilmektedir. Bu çalışmada yaptığımız gibi, eğer deprem kırığı deniz içinde bir bölgede ise mutlaka o yöre ile ilgili bir sismik çalışmanın mutlaka yapılması gerekmektedir. Bu tezde de bu amaçla sismik yansıma verileri analiz edilerek mevcut kırığın yüzeydeki izine bakılmıştır. Sismik yansıma verilerinden elde edilen bulgulara Datça Fayı görüntülenmiştir. Ancak, sismik profillerden açığa çıkardığımız Datça Fayı ile sismolojik verilerden (artçı deprem dağılımları ve odak mekanizmaları) elde ettiğimiz bulgular ilişkilendirilememiştir. Alınan profillerden elde edilen fay görüntüsü ile sismolojik verilerden görüntülenenen değerler birbiri ile örtüşmemektedir. Bunlara ilaveten,

ana depremin merkez üssü Bodrum ve Datça açıkları olarak bulunmuştur. Denizdeki bu depremin Datça kırığı ile ilişkilendirilmesi episantr ve hiposantra bakıldığında da farklılık göstermektedir. Burada kullanılan hatlar (11 ve 12 numaralı) depremin artçıları gözetilerek seçilmiştir. Bu hatlar incelendiğinde de Datça Fayı ile artçı deprem dağılımları arasında sanıldığı gibi bir ilişkinin olmadığı tespit edilmiştir. Bu depremle kırılan fayın uzunluğu, artçı deprem dağılımı göz önüne alındığında, yaklaşık 40 km olarak hesaplanmıştır. Sonuç olarak, deprem verileriyle sismik izlerin korelasyonu uyumlu değildir. Bu uyumsuzluk genel olarak deprem merkez üsleri ile profillerin farklı lokasyonlarda olmasından kaynaklanmaktadır.

Yapılan çalışmada, Kandilli Rasathanesi geniş-band deprem kayıtları kullanılmıştır. Bu kayıtlardan elde edilen veriler ışığında, bölgenin güncel depremselliği, sismotektonik özellikleri ve bölgede etkin olan gerilme tensör bileşenleri anlaşılmaya çalışılmıştır. Çalışmada kullanılan veri seti 20-31 Temmuz 2017 arasını kapsamaktadır. Bu tarihler arasında bölgede yoğun bir deprem aktivitesi gözlenmiştir. Lokal büyüklükleri 3.3 ile 6.3 arasında değişen toplam 62 adet depremin analizi yapılmıştır. Anaşok da dahil olmak üzere toplam 62 adet ($M_l \geq 3.3$) depremin lokasyonu HYPOCENTER algoritması (Lienert and Havskov, 1995) kullanılarak belirlenmiştir. Lokasyonların belirlenmesinde kullanılan hız yapısı, Akyol vd. (2006) tarafından Muğla ve civarı için hesaplanan hız yapısıdır. Odak mekanizması çözümlerinin daha sağlıklı çıkması açısından odak küresi üzerine düşen istasyon dağılımının homojenliğine özellikle dikkat edilmiştir. Odak mekanizması çözümlerinde 10 adet istasyonun altına düşülmemesine özen gösterilmiştir. Bu çalışmada ortalama 15 deprem istasyonu ile odak mekanizmaları hesaplanmıştır. Ayrıca, KRDAE verileri kullanılarak Temmuz 2017'de meydana gelen depremlerden sonra bölgede meydana gelen artçı şoklar hem uzaysal hem de derinliğe bağlı olarak incelenmiştir. Buna göre; özellikle Datça ve Bodrum'un güney kesimi ile Gökova Körfezi'nin içlerine doğru gözle görülür bir yoğunluk belirlenmiştir. Yapılan çalışmada, episantrlar HYPOCENTER algoritması tarafından belirlenmiş, 62 adet depremin odak mekanizması çözümleri ise zSACWin programı kullanılarak hesaplanmıştır. Çözümler incelendiğinde, depremlerin T eksenlerinin (açılma) eksenlerinin K-G, P eksenlerinin ise D--B doğrultulu olduğu gözlemlenmiştir. Bölgedeki baskın fay düzlemi çözümleri normal faylanmadır. Bununla birlikte ve doğrultu atım bileşenli faylanmalarda gözlemlenmiştir. Bu bölge için yapılan tektonik yorumlamalarda da Gökova Fay Zonu ve civarında gözlenen Datça Fayı gibi

yapılarda bu özelliklerden bahsedilmektedir (Ganas vd., 2018; Ocakoğlu vd., 2018; Öztürk ve Şahin 2019; Papathanassiou vd., 2019).Ancak burada tekil olarak yapılan mekanizma çözümlerinin bölgeyi etkileyen asıl tektonizmayı değil, tektonizmanın etkisiyle yerel olarak oluşan unsurları işaret ettiğini söyleyebiliriz. Tüm bölgede meydana gelen gerilmeyi belirlemek için gerilme tensör analizi yapılması gerektiği düşünülmüştür. Yapılan çalışmada, bölgede meydana gelen 62 deprem kullanılmıştır. Bu amaçla, Vavryčuk (2014)tarafından geliştirilen gerilme tensör ters çözüm analizi algoritması kullanılmıştır. Gerilim tensör hesaplamaları sonucunda, seçilen bölgeye ait σ_1 , σ_2 ve σ_3 gerilme eksenlerine ait azimut ve dalım değerleri sırasıyla (257,73), (95,16), (4,5)olarak bulunmuştur.

Bu hesaplamalara dayanarak; Şekil 4.26'da gerilme değerleri hesaplanan bölge için σ_1 en büyük birincil gerilme ekseninin D-B doğrultulu olduğunu, σ_3 gerilme ekseninin ise K-G doğrultulu olduğunu söyleyebiliriz. Yapılan gerek jeolojik gerekse jeodezik çalışmalarda Batı Anadolu'da gözlenen açılma zonuna ait gerilme değerleriyle, tezde bulunan değerler paralellik göstermektedir (Ganas vd., 2018). Bu değerlere bağlı olarak; bölgede yaklaşık KB-GD T eksenli doğrultu atım bileşenli fay tipini görmek de olasıdır. Şekil 4.21'de bu faylar görülmektedir. σ_2 değeri bize normal faylanmalardaki maksimum yatay gerilmeyi (S_H) vermektedir. Bu da σ_1 gerilme eksenini ile aynı doğrultuyu vermektedir. Gerilme oranı 0.7 olarak bulunmuştur. Bulunan bu değerde, Ege Bölgesi'nin açılma rejimiyle uygunluk göstermektedir. Coulomb gerilme analizine bakıldığında da (Şekil 4.29), kırılan fayın uzunluğunun yaklaşık 40 km olduğu görülmektedir. Bununla birlikte, fayın doğrultusu D-B uzanımlıdır. En büyük gerilme değerleri de D-B doğrultusunda 4-5 barlık basınç değişimleri olarak gözlemlenmiştir. Yatay gerilme de D-B doğrultusu olarak σ_2 ile uyumludur. |

KAYNAKLAR

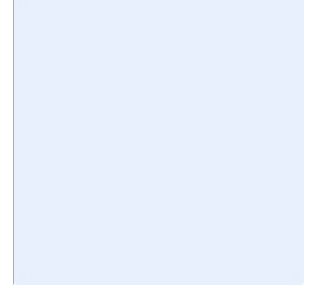
- AFAD, 2017. 21.07.2017, *Gökova Körfezi, Bodrum-Muğla Depremi, Basına ve Kamuoyuna Ön Bilgi Formu*. T.C. Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi Başkanlığı.
- Aktar, M., Karabulut, H., Childs, D., Mutlu, A., Yörük, A., Bulut, F., ve Kaya, T., 2006, Gökova Körfezi (Muğla) Aktif Faylarında Güncel Sismik Aktivitenin Belirlenmesi.TUBİTAK Projesi, No:104Y336 29s.
- Akyol, N., Zhu, L., Mitchell, B.J., Sözbilir, H., Kekovalı, K., 2006, Crustal structure and local seismicity in western Anatolia, *Geophysical Journal International* 166, 1259-1269.
- Altınok, Y., ve Ersoy, Ş., 2000, Tsunamis observed on and near the Turkish coast, *Natural Hazards*, 21, 185-205.
- Ambraseys, N.N., and Finkel, C.F., 2006, *The Seismicity of Turkey and Areas: A Historical Review, 1500-1800*, Tubitak Press, Academic Series 4. Pp. 167-176, (Translation into Turkish language).
- Bozkurt, E., 2011, Neotectonics of Turkey –a synthesis, *Geodinamica Acta*, 14, pp 3-30.
- Clearbout, J. F., 2001, *Basic Earth Imaging*, Stanford Exploration Project (SEP), Stanford University.
- Clearbout, J. F., and Doherty, S.M., 1972, Downward continuation of moveout- corrected seismograms, *Geophysics*, 37 741-768.
- Dondurur, D., 2009, *Deniz Sismiğinde Veri İşlem*, TMMOB Jeofizik Mühendisler Odası Eğitim Yayınları No:11, Korza Basım, İskitler, Ankara, ISBN:978-9944-89-751-8.
- Ganas, A., Elias, P., Kapetanidis, V., Valkaniotis, S., P., Kassaras, I., ...&Moshou, A., 2018, The July 20, 2017,,M6.6 Kos Earthquake : Seismic and Geodetic Evidence for an Active North-Dipping Normal Fault at the Western End of the Gulf of Gökova (SE Aegean sea). *Pure and Applied Geophysics*, 1-35.
- Görür, N., Ecevitoglu, B., Demirbağ, E., Ersoy, Ş., Algan, O., Güneysu, C., Aykol, A., 1995, Rift formation in the Gökova region, southwest Anatoli: implication for the opening of the Aegean Sea. *Geol. Mag.*, 132, 637-650
- Guidoboni, E., Comastri, A., and Traina, G., 1994, Catalogue of Ancient Earthquake in the Mediterranean Area up to the 10th Century, Rome, Istituto Nazionale di Geofisica.
- İşcan, Y., Tur, H.& Gökoşan E. 2013. Morphologic and seismic features of the Gulf of Gökova, Sw Anatolia:evidence of strike-slip faulting with compression in the Aegean Extensional Regime. *Geo-Marine Letters*, 33, 31-48.

- İşcan, Y., 2010, Gökova Körfezinin ve Çevresinin Jeofizik Verilerinin yorumu Yüksek Lisans, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Jackson, J., ve Mckenzie, D., 1984, Active tectonics of Alpine- Himalayan Belt between Western Turkey and Pakistan, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 77, 185-264.
- Kadiroğlu, F.T., Kartal, R.F., Demirtaş, R., 21 Temmuz 2017 Gökova Depremi (Bodrum Açıkları), M_L=6.5, Aktif Tektonik Araştırma Grubu 21. Çalıştayı, 26-28 Ekim 2017 AKÜ.
- King, G. C. P., Stein, R. S. ve Lin, J., (1994). Static stress changes and the triggering of earthquakes, *Bulletin of Seismic Society of America*, 84, 935– 953
- KOERI, 2017. 21 Temmuz 2017 Gökova Körfezi- Akdeniz Depremi Basın Bülteni. B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve DAE. Bölgesel Deprem- Tsunami İzleme ve Değerlendirme Merkezi.
- KOERI, B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü web sayfası, www.koeri.boun.edu.tr.
- Lienert, B.R.E., and Hsvskov, J., 1995, A computer program for locating earthquake both locally and globally, *Seismological Research Letters*, 66, 26-36.
- Nomikou, P. & Papanikolaou, D. 2010. The morpho-tectonic structure of Kos-Nisyros-Tilos volcanic area based on onshore and offshore data. *Proceedings of the XIX CBGA Congress*, 99, 557-564, Thessaloniki, Greece.
- Ocañoğlu, N., Nomikou, P., İşcan, Y., Loreto, M.F., & Lampridou, D. 2018, Evidence of extensional and strike-slip deformation in the offshore Gökova-Kos area affected by the July 2017 Mw6.6 Bodrum-Kos earthquake eastern Aegean Sea, *Geo-Marine Letters*, 38(3), 211-225.
- Okada, Y., (1985) Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bulletin of Seismic Society of America*, 75, 1135-1154.
- Öztürk, S. , and Şahin, Ş., 201, A statistical space-time-magnitude analysis on the aftershocks occurrence of the July 21th, 2017 Mw=6.5 Bodrum-Kos, Turkey , earthquake, *Journal of Asian Earth Science*, 172, 443-457.
- Papathannassiou, G., Valkaniotis, S., 2019, The July 2017 Bodrum-Kos, Aegean Sea Mw=6.6 earthquake : preliminary field observation and image-based survey on a lateral spreading site, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 166, 668-680.
- Polat, O., 2005, Fay Düzlemi Çözümü (Sismoloji ders notları), Dokuz Eylül Üniversitesi
- Sefunç, A., 2017, Petrol Aramacılığında Sismik Yorum Giriş, Petrol Jeofizikçiler Derneği Eğitim Yayınları No:1, Poyraz Ofset, Ankara, ISBN:978-605-82284-0-5.

- Sözbilir, H., Uzel, B., Sümer, Ö., Eski, S., Softa, M., Tepe, Ç., 2017, 21 Temmuz 2017 Gökova Körfezi Depremleri ve Bölgenin Depremselliği Raporu.
- Stein, S., ve Wysession, M., 2002, An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure, Blakwell
- Uluğ, A., Kaşer, N., and Duman, M., 2005 The Gulf of Gökova and Environment Anatomy and Its Earthquake, 5th *National Symposium on Coastal Engineering, Abstract Book* 1st, Volume, 23-32, Bodrum (in Turkish with English abstract).
- Vavrycuk, V., 2014, Iterative joint inversion for stres and fault orientations from focal mechanism, *Geophysical Journal International*, 199, 69-77, doi:10.1093/gji/ggu224.
- Yılmaz, Ö., 1987, *Seismic Data Processing*. Investigations in Geophysics vol No:2, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- Yolsal, S., Taymaz, T., ve Yalçiner, A.C., 2007 Understanding tsunamis, potential source regions and tsunami-prone mechanism in the Eastern Mediterranean. *Geological Society*, London, Special Publications, 291, 201-230

ÖZGEÇMİŞ

Kişisel Bilgiler		
Adı Soyadı	Azer Azizov	
Doğum Yeri	Azerbaycan	
Doğum Tarihi	24.10.1993	
Uyruğu	☐ T.C. ☒ Diğer:	
Telefon	+905511607809	
E-Posta Adresi	Azerazizov93@gmail.com	
Web Adresi		



Eğitim Bilgileri		
Lisans		
Üniversite	Nevşehir Üniversitesi	
Fakülte	Mühendislik-Mimarlık	
Bölümü	Jeofizik	
Mezuniyet Yılı	2015	

Yüksek Lisans		
Üniversite	İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa	
Enstitü Adı	Lisansüstü Eğitim Enstitüsü	
Anabilim Dalı	Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı	
Programı	Jeofizik Mühendisliği	

Makale ve Bildiriler	
Azizov.A.,Görgün,E.,2018, Seismotectonic Investigation of Gökova Gulf Using Seismic Reflection and Seismological Data Set, <i>New Trends in Geophysics and Engineering</i> , İstanbul,Türkiye	